O-01

オリジナルデータの取り扱いと研究者倫理-学閥引用とその弊害

竹本弘幸（拓殖大）

Hiroyuki TAKEMOTO: Handling and researcher ethics of original data-Case of Academic clique quotation and the evil

1．はじめに

昨今の論文や研究に見られるオリジナルデータの取り扱いをめぐるトラブル（竹本, 2019 など）の殆どが, 日本学術会議の声明【科学者の行動規範】に抵触する事例である．この規範は, 学問の自由に権力や法の介入を防ぐ上でも, より尊重すべきものです．一方, 発生したトラブルに対し被害者救済の立場を取らず, 組織の論理で逃げる事例も散見されます. 税を使う公的機関に属する人はより厳しい倫理的立場にあります. 不正の実態を知りながらその人物の論文を組織の論理で引用することは被害側をさらに傷つけることであり, 科学者の行動規範に反する行為に他なりません．また, 考え方の違いを理由に自由な議論をせず, 学閥引用を繰り返し, 意図的に引用から外す行為も同様で, 学問の研究発展を阻害する一因となっています. 本発表では, 筆者の体験を紹介し, この問題とどう向き合い対処すべきか考えたい.

2．具体的な被害事例とその影響

① 研究途上資料の無断使用と対処

私が駒大院時代の貝塚爽平ゼミにて, 先生の同僚の町田洋氏らの研究の見直しを発表, 先生は大変喜ばれ, 有益な助言をいただく．１ヶ月後に出版された岩波書店「日本の平野と海岸」に発表内容が無断掲載される. 直後に先生へ連絡. 驚いた貝塚先生は 2 刷に際し注記を約束し実行された. しかし, 増刷以降, 弟子の論文が公表され, 注記は消える. 私も, これを見直す論文を公表したが, 彼らによる引用は一切行われていない．その後, 町田氏らによる「火山灰アトラス」が出版, 恩師の新井房夫先生のご配慮で文献掲載されたが「層位が誤引用, 趣旨と異なる議論」でした.

② 共同研究データの不正使用と人的被害

駒大院生の一人は町田氏・新井先生との共著論文を投稿・受理. 優れた発見をした彼の研究成果を院生全員が喜んで受理/初稿を読ませてもらう. 【御岳テフラ群の中では阿蘇 4 火山灰の層位は確立されていない】と記述されていました. 当時の私達は, 富山大の小林武彦先生らと御岳テフラの層序・分布と編年上の意義（広域テフラ含）について共同研究で全面的見直しと論文化へ準備中. 内容の一部を院生が町田氏に偶然話した結果, ２稿に具体的層位内容が無断で記述されてしまう. 未発表の共同成果を無断公表することは不正であり, 話し合った院生全員が受理時の記述に戻すよう町田氏に抗議．しかし, 最終稿はさらに詳細な記述に改悪され公表．翌年刊行の「相模原市の地形地質報告３」でも同様の事態があり, 責任を感じた彼はこれ以降研究を止めてしまい, 私達は大切な仲間を失いました. この件を新井先生に伝えると「新たな研究成果が尊重されず, 若手が潰されることは忍びなく共著者として情報管理を注意しなければならない」と話され, 謝罪されました. 新井先生らの良識ある対応に加え, 同期の長岡信治氏（当時, 都立大院）も怒りを共有（竹本, 2013）し, 助けてくれました. しかし, 2 つの事案以降, 私達の論文が町田氏関係者により引用されることは一部を除き皆無となりました. 第四紀研究で層位や年代を議論する際, 会員の多くは, 個別文献にあたることは少なく, 便利な火山灰アトラスの考えを中心に議論と引用が繰り返されました（文献検証・調査と引用は著者の問題ですが, 編集・査読者の指摘は必要不可欠です）.

③ 東大グループによる子持村誌の不正流用・学位論文・科研費報告の改ざん問題

吉田英嗣・須貝俊彦両氏が公表した論文は, 子持村誌（久保, 1987）の指摘した解釈とアイデアを流用しながら引用もしておらず, 受理確定後に発表する不自然な扱いでした．一連の論文は, 基礎文献や地質調査が不十分であり「討論」で対処. しかし, 事前に渡った討論原稿を読んだ彼らは, 提出前の学位論文・科研費報告と矛盾する点を指摘した原稿が公表される前にペンディングと称し改ざんしていたことが判明. 東大と文科省に通報, 文科省課長と学術専門官は不正と認めましたが, 東大側が不正とは言えないと組織防衛報告をあげてきた為に追及を断念．その後, 須貝氏らによる群馬・埼玉の地域研究・首都圏の地震防災に関する報告には, 討論で指摘した「新知見」や客観的事実記載・文献引用も一切ありませんでした.

3．学閥引用とその弊害

私達が体験した一連の出来事は, 現在も真摯な学問的議論と論争が行われていないことを示しています. その後も, 学閥引用と意図的に引用しない「無視」が繰り返された結果, 中部日本における活断層・地震防災・最終氷期の基本層位データが 30 年以上修正されず, 複数の学位論文や有力論文の根本的誤りが続く結果となっています.

昨今の第四紀学上の重要な発見（チバニアン）でも対立が顕在化し, 大きな混乱と支障を生じています. 関係者には, 先学の尊重と被害者側に寄り添い, 不正を排除し**「科学者の行動規範」**に基づく研究を願うと共に, 学会としても速やかに対処・改善に取組むべきと考えます.

引用文献: 久保 (1987) 子持村誌, 130p. 竹本 (2013) 長岡信治遺稿集, 66-67. 竹本 (2019) 地理予 **95**. 6.

O-02

トルコ・北アナトリア断層周辺地域のプレート内地震と地殻変動

奥村晃史（広島大学）

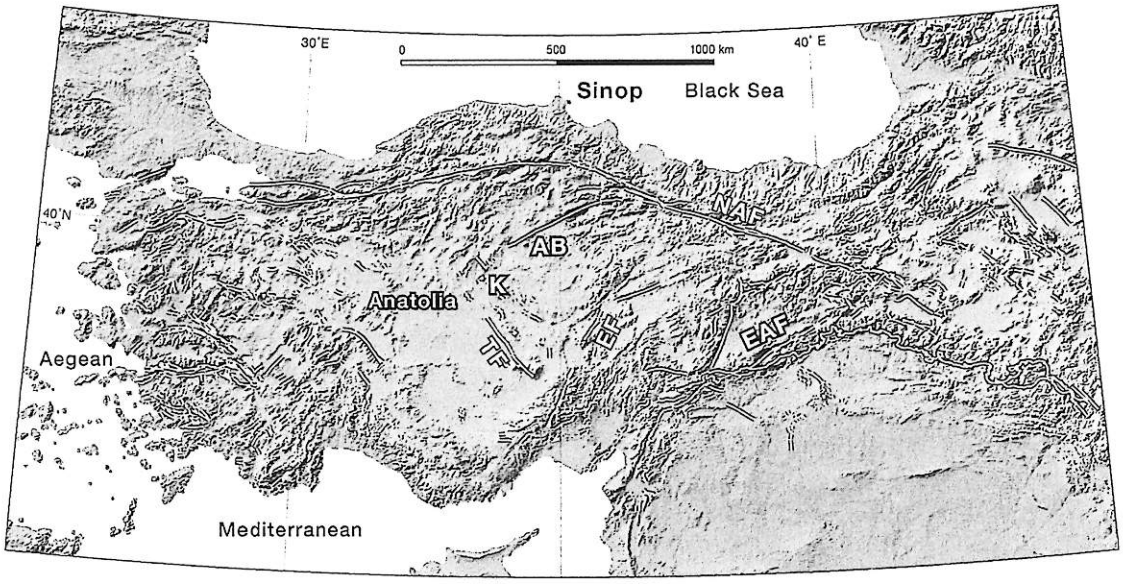
Koji OKUMURA : Intra-plate earthquakes and crustal deformation along the North Anatolian fault, Turkey

トルコ・アナトリアの地震と地殻変動の主要な要素として，アナトリア・マイクロプレートが北アナトリア断層と共役の東アナトリア断層の動きで西へ向けて抜け出す動きと，西部のエーゲ沿岸地域ではヘレニック弧の背弧海盆であるエーゲ海の南北伸張に伴う正断層の発達を挙げることができる．また，アナトリアの南側の地中海にはアフリカ-ユーラシアプレート収束境界が，アラビアプレート北側ではザグロス収束境界が活動している．これらの活動的境界域に囲まれたアナトリア内部，および北アナトリア断層北側の黒海沿岸地域は，従来安定した陸塊でマイクロプレート境界がプレートの相対運動の大部分を解放していると考えられていた．特に，GPS 観測データの蓄積が進みプレート相対運動で解釈される際には，モデルから北アナトリア断層において予想される 25 mm/yr がプレート内部に分配されることなく，北アナトリア断層の右横ずれ運動だけで解消されることが主張された．

しかし，実際にはアナトリアマイクロプレート内部に歪みが分散され，断層運動や地震を起こしていることは，1938 年 Kaman 地震（図K：Ms 6.8）の発生や，北アナトリア断層 1939 年地震の際に，Amasya 分岐断層（図 AB: Ezine-Pazari 断層）に生じた延長 200 km 余り，最大３mの右横ずれ変位からも明らかであった．また，1990 年代以降の調査からは北東-南西走向の Ercyes 断層や，北西--南東走向の Tuz Gölü 断層の最近の動きも明らかとなってきた．図からも明らかなように，アナトリアマイクロプレートの東半分は，北西-南東走向右横ずれと北東-南西走向左横ずれ断層で変形が進行していることは確実である．

また，黒海沿岸地域は白亜紀に起きた海洋底拡大で形成された海洋地殻がアナトリアの大陸地殻に接している，非活動的縁辺域とみなされるが，一部で収束境界として沈み込みが開始したことを示すような地質構造の存在や地震の発生が指摘されてきた．また，海岸線に沿って，局地的な隆起を示す第四紀中期以降の海成段丘・海成層が存在し，テクトニックな隆起の可能性も考えられてきた．

Sinop 付近の海岸隆起はその南で北アナトリア断層の走向が西北西-東南東から東西に変化し，リストレイニングベンドが形成されることによって生じる局地的な圧縮応力場に起因すると説明されることもあるが，それだけで黒海沿岸域の地震と地殻変動のすべてを説明することはむずかしい．また，1968 Bartin 地震（32° 31’ E の海岸線付近が震央：Mw 6.5）のように，このリストレイニングベンドから離れた地域でも大陸斜面の下で地震は発生しており，黒海海底の非活動的縁辺域が収束境界に転換しつつある可能性は否定できない．



トルコの内陸活断層．NAF: North Anatolian fault, EAF: East Anatolian fault, AB: Amasya Branch, TF: Tuz Gölü fault, EF: Ercyies fault, K: Kaman

O-03

スリランカ沿岸部に記録された7,000年間のインド洋大津波の痕跡と完新世海水準

横山祐典（東大）・平林頌子(九大)・後藤和久(東大)・奥野淳一(国立極地研)・スプローソン アダム(東大)・原口強(大阪市大)・ラトナヤケ ナリン(モラツワ大)・宮入陽介(東大)
Yusuke YOKOYAMA, Shoko HIRABAYASHI, Kazuhisa GOTO, Jun'ichi OKUNO, Adam D. SPROSON, Tsuyoshi HARAGUCHI, Nalin RATNAYAKE and Yosuke MIYAIRI: EVIDENCE OF PAST TSUNAMIS AND HOLOCENE SEA LEVEL CHANGES RECORDED IN SRI LANKAN SEDIMENTS

2004年12月に発生したスマトラ沖地震・津波では、死者・行方不明者がインド洋沿岸の9カ国以上で22万人を超えたが，今後の防災対策を考える上でも、海溝型地震を発端とする巨大津波の履歴の復元は極めて重要な研究課題である．特にインド洋で起こる巨大津波は、その被害が沿岸の複数国に及ぶため，防災や減災のための国際的な枠組みを考案していく上でも、過去の津波記録の正確な復元と正確な規模を復元するための海水準復元研究は重要である．

スリランカはスマトラ沖地震の震源地の対岸に位置し過去の津波を正確に記録していることが考えられ，スリランカ自体は地震が少ない．スリランカでも死者・行方不明者が3万人を超え，インドネシアについで，被害者数が大きかった．2004年の津波の浸水情報をもとに掘削サイトの選定を行い，およそ40の候補地点について検討した結果，海岸線近くの3つのラグーンを選定した．プラットフォーム(調査用筏)を係留して，5-8mのコア試料を採取し堆積物の詳細について観察を行い，過去に津波で海から運ばれたと考えられる砂層の特定を行うとともに年代決定を高解像度の放射性炭素年代測定にて行った。測定には、日本で唯一の装置であるシングルステージ型加速質量分析装置を用いた（Yokoyama et al., 2019a）．

今回の研究で得られたコア試料は、過去約8,000年間の連続した地層記録であることが分かった．それらは8,000年前から4,000年前までは世界的な海水準上昇の傾向を捉え、年間2mmという比較的早い堆積速度が観察されたが、約4,000年前からおよそ20分の1と急減したことがわかった。しかし，そのような大きな堆積環境の変化にもかかわらず、津波によって運ばれたと考えられる層は明確に残されていた(Yokoyama et al., 2019b)．また、ほぼ同時期に掘削された同じラグーンの異なる地点のコア中を用いた測定結果(Jackson et al., 2014) とも整合的だった．しかし，それらは今回の年代よりも堆積物の年代が系統的に古い年代を表していた．この点において、今回の研究では先行研究が解決していなかった年代決定法の問題を、新たな分析によって解決した．特に津波の痕跡と思われる層では堆積物と貝化石の年代差がそれ以外の通常時と異なることも明らかになった(Yokoyama et al., 2019b)．その中にはこれまで津波によると思われていなかった層準も含まれており，今回の方法を使うことで津波の層の特定を客観的に行える可能性が高くなった．

さらに，完新世の海水準変動についての知見も新しく取得することができ、堆積環境の変化と主に南極氷床の融解に伴っておこったと考えられるNorthgrippianからMeghalayanにかけての変化が明らかになった．

引用文献

Jackson, K.L., Eberli, G.P., Amelung, F., McFadden, M.A., Moore, A.L., Rankey, E.C., and Jayasena, H.A.H. (2014) Holocene Indian Ocean tsunami history in Sri Lanka. Geology, 42, 859-862.

Yokoyama, Y., Miyairi, Y., Aze, T., Yamane, M., Sawada, C., Ando, Y., de Natris, M., Hirabayashi, S., Ishiwa, T., Sato, N., and Fukuyo, N. (2019a) A Single Stage Accelerator Mass Spectrometry at the Atmosphere and Ocean Research Insitute, the University of Tokyo. Nucl Instr. Meth. Phys. Res. Sect. B, doi: 10.1016/j.nimb.2019.01.055

Yokoyama, Y., Hirabayashi, S., Goto, K., Okuno, J., Sproson, A.D., Haraguchi, T., Ratnayake, N., and Miyairi, Y.(2019b) Holocene Indian Ocean sea level, Antarctic melting history and past Tsunami deposits inferred using sea level reconstructions from the Sri Lankan, Southeastern Indian and Maldivian coasts. Quat. Sci. Rev., 206, 150-161.

O-04

下層雲の日傘効果の気候への影響—最後の地磁気逆転を利用した検証

兵頭政幸・上野友輔（神戸大学）・楊天水（中国地質大学）・加藤茂弘（兵人博）

Masayuki HYODO, Yusuke UENO, Tianshui YANG, Shigehiro KATOH: Low-cloud umbrella effect on climate—a test with climate changes during the last geomagnetic reversal

1．はじめに

銀河宇宙線が下層雲量の生成を誘起するスベンスマルク効果（Svensmark and Friis-Kristensen, 1997）は、雲の日傘効果により銀河宇宙線が気候に影響を及ぼす可能性を示唆する。下層雲は年平均で全海洋の 23%、全陸地の 17%の領域を覆っており、その高いアルベドで地球の放射収支に強く貢献している。しかし、最近の気象観測データには、雲の日傘効果の明確な痕跡は見つかっていない。1 太陽活動周期（1983－1994 年）の銀河宇宙線量の変化（Svensmark and Friis-Kristensen, 1997）はおおよそ±4%、下層雲量の変動は±0.4%と小さい。そのため、気候への影響も検出できる大きさにないと思われる。

一方、地質時代の古気候変動ならより高振幅の変化が期待できる。例えば、地磁気の逆転やエクスカーション時には地磁気強度は 1/5～1/10 まで減少するので、その時の銀河宇宙線量は 100%以上の増加が見込まれる。今のところ定量的に見積もる方法はないが下層雲量の大幅な増加が期待される。Kitaba et al.(2013)が東灘 1700m コアから見つけた Matuyama-Brunhes（MB）境界と Lower Jaramillo 境界の地磁気逆転に伴なう地磁気強度減少期の寒冷化イベント（年平均気温 2-3℃の低下）は 銀河宇宙線が影響した可能性が高い。さらに、Kitaba et al.（2017）は最寒月平均気温低下量の方が最暖月平均気温低下量よりも大きいことから、比熱が小さい大陸の方が太平洋より強く冷却された結果であると解釈し、寒冷化の原因が日傘効果であると主張した。

本研究では銀河宇宙線が誘起して増えた下層雲の日傘効果により、冬季に大陸がより強く冷却されたことでシベリア高気圧が強まり、太平洋気団との気圧傾度が増加して冬季モンスーンが強まった可能性を検証する。なお、本研究の主要部分は Ueno et al.（2019）で公表済みなので、詳細はそちらを参照されたい。

2．試料採取・分析実験

研究には、冬季モンスーンの研究がよく行われてきた中国黄土高原のレス層を用い、千年スケールの時間精度での解析が可能な MB 境界付近を含む古土壌層 S8 層を中心に分析を行った。試料は黄土高原中央部の Lingtai と Xifeng における厚さ 7-8m のセクションから、平均 2.5 cm(Lingtai) および 2.9 cm（Xifeng）間隔で採取し、夏季モンスーンの指標となる帯磁率と帯磁率の周波数依存性を測定した。冬季モンスーンの指標となる粒度の分析は、平均 4.3 cm（Lingtai）および 6.4 cm（Xifeng）間隔で行った。

3．結果

分析した範囲は下位からレス L9 層、古土壌 S8 層、レス L8 層、古土壌 S7 層の連続したセクションである。夏季モンスーンおよび冬季モンスーンは、L9～S7 にかけて長周期（2～3m）の準正弦波的変動を示し、かつ両モンスーンは互いに逆相関を示した。さらに、地磁気逆転トランジションを含む一部の区間を除き、厚さ 50 cm以下の短周期変動が多数起こっており、これらについても夏季モンスーンと冬季モンスーンは逆相関を示していた。一方、地磁気逆転期付近では両地点とも夏季モンスーンが強い中で、粒度が増し、堆積速度が 3 倍以上増加しており、冬季モンスーン強化が起こっていたことがわかった。

海底堆積物の磁気-気候層序との対比に基づき、L9 層を海洋同位体ステージ(MIS)20、L8 層を MIS 19.3、L8 層を MIS 19.2、S7 層を MIS 19.1 に対比した。その結果、上記の短周期変動は千葉セクションコア TB2、北大西洋 ODP Site U1313 のコア、東灘 1700m コアのデータから報告されている千年—百年スケールの高海面/温暖イベント（A～I と命名）によく対比できた（Hyodo et al., 2017）。これらの磁気-気候層序対比に基づく年代モデルによると、地磁気逆転期付近で起こった冬季モンスーン強化イベントの期間は 783ka～778ka となる。

4．考察

Lingtai、Xifeng の両地点で見つかった冬季モンスーン強化イベントは、地磁気双極子モーメントが 1/4 以下に減少し、銀河宇宙線が 50%以上増加する期間と一致している。さらに東灘 1700m コアから報告された寒冷化イベントの期間や気温年較差の増大の期間（(Kitaba et al., 2013, 2017）とも一致している。これら銀河宇宙線増加期に起こった、寒冷化、気温年較差の増大、冬季モンスーンの強化は、下層雲の日傘効果で大陸がより強く冷却されシベリア高気圧の強化が起こったことが主な原因であると結論できる。

引用文献：Hyodo et al.(2017) Sci. Rep. 7, 10036. Kitaba et al. (2013) Proc. Nat. Acad. Sci. USA 110, 1215-1220 (2013). Kitaba et al. (2017) Sci. Rep. 7, 40682. Svensmark, H. and Friis-Christensen, E. (1997) J. Atmospher. Solar-Terres. Phys. 59, 1225-1232. Ueno et al.(2019) Sci. Rep. 9, 9389.

O-05

第四紀のゾウは海を泳いで島嶼へ渡来したのか？

河村 愛（富山大）

Ai KAWAMURA: Did Quaternary elephants immigrate into islands across the sea by swimming?

はじめに

古型マンモスのメリディオナーリスゾウは、前期更新世にベーリング陸橋を通ってユーラシアから北アメリカに拡散し、また北アメリカにいた別のゾウも、やはり前期更新世に南アメリカとの間に形成された陸橋を通って南アメリカに拡散した。このような陸橋を経由したゾウの移動は、大陸間だけでなく、大陸とその周辺の島嶼でも起ったと考えられてきた。それでは、大陸のものと近縁なゾウ化石が見つかれば、それは大陸と島嶼の間に過去に陸橋が形成されたことを示すのであろうか？このことについて考えてみたい。

Johnson の説

北アメリカ西海岸にある北チャネル諸島では、古くから後期更新世の小型のゾウ（*Mammuthus exilis*）の化石が知られていた。このゾウは、ユーラシアからやってきたメリディオナーリスゾウの子孫にあたる大型のコロンビアマンモス（*M.columbi*）が、北チャネル諸島との間に形成された陸橋を通って大陸から渡来し、その後の隔離で小型化したと考えられてきた。このような通説に対して、Johnson (1978)は地質学のデータや第四紀の海面変化、海底地形、現生生物のデータを検討して、後期更新世に北チャネル諸島は大陸と地続きになったことはないとし、さらに現生のゾウの観察記録などから、北チャネル諸島のゾウは海を泳いで渡来したという結論を導き出した。

ゾウが海を泳いで渡る動機と遊泳能力

Johnson (1978)は、ゾウが海を泳いで渡る動機として、視覚による島の認識と嗅覚による食物のにおいの感知、それに大陸での干ばつによる食物不足があるとしている。後期更新世の低海面期には北チャネル諸島と大陸の間は最もせまいところで幅約 6.5km の海峡となり、現生のゾウの観察記録からこの距離はコロンビアマンモスの群れが十分に泳いで渡れる距離であり、当時北ないし北西の風が吹いていたと考えられることから、目で見ることができる島の方向から食物のにおいが風にのってやってくれば、飢えたコロンビアマンモスの群れは島をめざして海を泳いで渡ったと説明された。

Jornson 説の評価

Johnson (1980)は、その後さらに現生のゾウの遊泳能力に関するデータを数多く集め、世界の島々（マルタ島、クレタ島、スラウェシ島、フローレス島、ミンダナオ島など）ばかりでなく、宮古島や沖縄本島といった日本の島々にもゾウが泳いで渡ってきた可能性があると述べたが、これらの島については具体的なデータを示していない。Johnson (1978, 1980)の研究は、従来のゾウ化石による陸橋説は妥当ではなく、陸棲哺乳類の遊泳能力に注目すべきという問題提起をした点では重要で、近年出版された島嶼の哺乳類の進化に関する専門書（Van der Geer et al., 2010）にも、多くの種類の哺乳類が泳いで島嶼へ拡散することが取り上げられている。しかし一方で、Johnson 説は島嶼への哺乳類の移動がすべて遊泳で説明されてしまうという危険性をはらんでいる。そこで演者は、日本へのゾウの渡来が陸橋なのか、遊泳なのかを考えてみた。

日本へのゾウの渡来

本州・四国・九州と宮古島へ大陸からのゾウの渡来について、演者は以下のような理由で遊泳ではなく、陸橋を経由して行われたと考えている。１）日本の場合、大陸と島嶼の位置関係が北チャネル諸島とは逆になり、食物のにおいが届く可能性が低いことや、近隣の大陸沿岸で干ばつが起ったことが考えにくいこと、２）日本の場合、距離や海流の状況からゾウの群れが安全に泳いで到達できる可能性が低いこと、３）本州・四国・九州では古くからいたゾウの種類が新しい種類に時代とともに置きかわっていること、４）日本ではゾウとともに渡来したと考えられる哺乳類があり、それらは海を泳いで渡ることができない種類であることである。

終わりに

日本へのゾウの渡来については、通説のように陸橋を経由して行われたと考えた方が自然というのが結論である。島嶼へのゾウの渡来については、一概に「陸橋」あるいは「遊泳」と決めつけるのではなく、ケースごとにデータを集めて、どちらが妥当なのか、またはそれ以外の可能性はないのかを検討する必要がある。第四紀学の多くの分野のそれぞれ異なった視点から議論も必要であろう。本講演がそのような議論の契機となることを願っている。なお、本講演に関する内容は、河村（2019）にも記しておいた。

文献

Johnson, D. L. (1978) Quaternary Research, 10: 204-225. Johnson (1980) Jour. Biogeogr. 7: 383-398. 河村愛（2019）旧石器研究, 15,:13-29. Van der Geer et al. (2010) Evolution of Island Mammals. JohnWiley & Sons.

O-06

縄文人はなぜ自ら農耕民にならなかったのか？

那須浩郎（岡山理科大）

Hiroo NASU: Why Jomon people did not become farmer?

1．はじめに

日本列島における農耕社会化への過程は，世界的に見ても極めてユニークである。狩猟採集社会から農耕社会への変化は，1万年前の気候の安定化を契機に起きたが，世界で同じように始まったわけではなく，各地の事情によってその過程は様々であった。西アジアの肥沃な三日月地帯や中国の大河流域では，ムギやイネ，アワ・キビなどのイネ科穀類のドメスティケーションが完新世の初期（10,000－8,000年前頃）には起こり，これらに依存する社会が比較的早く，遅くとも7,000－5,000年前頃までには，成立した。

一方，日本列島でも，縄文時代の前期～後期にかけてダイズやアズキ，ヒエなどのドメスティケーションが起きていたと考えられているが（那須，2018など），縄文社会自体が農耕に依存した社会になることはなかった。日本列島が農耕社会化するのは，縄文—弥生移行期における大陸からの稲作・雑穀（アワ・キビ）農耕の伝来による。

このように，縄文社会では植物をドメスティケーションする素地はあったが，それに依存する社会を選択することはなかったようである。なぜ縄文人は，植物への高度な知識を持ちながらも農耕社会を選択しなかったのだろうか？

2．縄文時代のダイズとアズキのドメスティケーション

近年，縄文時代に大型のダイズとアズキの種子が多数報告されている。これらのデータをまとめてみると，1）ダイズとアズキの種子の大型化は，中部高地と関東地方の諸磯・勝坂式土器文化圏において縄文時代中期～後期前半くらいまでに起きている。2）その後，縄文後期後半～晩期前半には当地域からの大型種子が見られなくなるが，九州北部では大型種子が出現している。3）そして，縄文晩期終末の突帯文期以降では大型のダイズとアズキが広い地域で見られるようになる。

このように，縄文中期に中部高地と関東地方で大型化したマメの品種が維持されて晩期終末の大型品種に繋がったのか，それとも一度絶滅したのち，また別の集団（九州や大陸の集団）からドメスティケーションされた品種が稲作・雑穀農耕とともに全国に広がったのか，そのあたりが，まだよく分かっていない。特に，中部高地の大型マメが九州に伝播した説が出されている（小畑，2016）。大変魅力的な仮説だが，これを検証するためにも，西日本のマメのデータを蓄積する必要がある。

3．縄文時代のヒエのドメスティケーション

ヒエについても同様である。ヒエ属の炭化種子は，中部高地や北海道において縄文早期から見つかっており，当時は東日本に広く分布していたと考えられる。しかしながら，その後の出土遺跡は東北北部と北海道南部の円筒式土器文化圏にほぼ集中している。北海道渡島半島の臼尻B遺跡では，現在の栽培ヒエと同程度の大きさのヒエ属種子が報告されており，そのほかに形態が丸いものが見つかり「縄文ヒエ」と呼ばれた。最近では，同地域の館崎遺跡から，大量のヒエ属有ふ果の圧痕がひとつの土器に練りこまれている事例も見つかっている。縄文前期から中期の円筒式文化圏でヒエ属の利用が高まり，ドメスティケーションが起きていた可能性がある。

しかしながら，そのような大型の品種は，縄文中期以降，見られなくなり，次に大型種子が見られるようになるのは10世紀以降である。おそらく，この頃に現代のヒエ栽培種に繋がる品種が出現した（ドメスティケーションされた）と思われる。その一方，いわゆる縄文時代に一時的に大型化した縄文ヒエが，サイズが小型になっても継続的に栽培されていたのかどうか，いまのところ不明である。興味深いのは，ヒエ属の種子は縄文晩期終末頃にまた出土記録が増えており，全国的に見られるようになる。これも稲作・雑穀農耕と時期を一緒にしているので，これらが，縄文からの系統を引き継ぐヒエ属なのか，それとも新たに大陸から持ち込まれたヒエ属なのか，とても興味深い。

4．縄文時代の一時的なドメスティケーション

このように，縄文時代のマメやヒエの大型化は，一部の文化圏で集中的に起きており，日本列島各地でどこでも起こっていたわけではないようである。おそらく，一部の地域における一時的な人口の集中が，種子の大型化をもたらしたと考えられる。その直接的なメカニズムはまだよく分かっていないが，いまのところ，人口集住による異なる地域集団の種子の遺伝子交雑が大型化を促したと考えている。現在，古DNA分析により，これを検証中である。しかし，ダイズ・アズキ・ヒエのドメスティケーションが起きても，生産性はまだ高くなかったので，多くの人口を養うことはできなかった。そのため縄文人は，農耕に依存して大集落を営むよりも，狩猟採集を主体としながら分散して小集団で生活する安定的な社会を選んだと考えられる。

引用文献：那須(2018)第四紀研究，57，109-126.

O-07

日本産コナラ属の花粉生産量

清永丈太（東京都）

Jota KIYONAGA: Pollen production of several *Quercus* species from Japan

1．はじめに

花粉分析分野においては，分析結果から古植生や植生変遷を復元するための基礎資料として花粉動態とともに花粉生産量が重要であることが度々指摘されてきた．しかしながら，花粉生産量を直接的に測定することは1970年代までは実質的に行われておらず，従って，そうした花粉生産量そのものの種間比較の手法も確立していなかったといってよい．すなわち，葯あたりの花粉数や枝あたりの花数は直接的な測定により知られていたものの，個体あたりの花粉数，或いはその種の優占する群落単位面積あたりの花粉数そのものの実証的なデータは得られていなかった．

しかし1980年代以降，日本では森林生態学的観点から森林における定量的な物質生産把握の精密化を主目的に，高木種についてその優占林における単位面積あたりの花粉生産量が直接的に測定されるようになり，ここに至って高木については初めて花粉生産量の値そのものの種間比較が可能になった．これは花粉分析にとっても極めて有用な研究であり，以降，花粉分析分野でも同様の手法による花粉生産量研究が行われるようになってきた．

本発表ではこれらの成果のうち，日本産コナラ属におけるものを紹介するとともに，その意義や応用の可能性について述べる．

コナラ属は日本の主要な植生帯のうち照葉樹林帯，夏緑広葉樹林帯において高木層の優占種として重要な種を含んでいるほか，二次林においても広範な優占種を含むことから，第四紀の植生変遷史において自然・人為の両面から重要な分類群といえる．

2．方法

コナラ属は雌雄同種，雌雄異花で雄花は多数集合して尾状花序をなし，花期終了後は花序の形態を保ったまま落下する．そこで①林分単位面積あたりの落下雄花序数をリタートラップにより把握して，これを林分単位面積あたり雄花序数とみなし，一方，②雄花序あたりの花粉数を必要に応じて顕微鏡を用いて数え，①②それぞれの計数結果を乗算すれば林分単位面積あたりの花粉生産量が得られる．この結果は当該種優占林分の単位面積あたりの花粉生産量として表されることから，その値により種間・林分間比較が可能となる．

3．結果と考察

これまでに知られている結果を林分を構成する当該種の個体サイズ及び林齢と関係させて図1及び図2に示す．ここに示した種のうち，シラカシ，アラカシ，アカガシ，イチイガシはアカガシ亜属に属し，いずれも常緑種である．コナラ，ミズナラ，クヌギはいずれも落葉種でコナラ亜属に属する．ウバメガシはコナラ亜属であるが常緑種である．これらの結果からは，大まかには構成個体のサイズまたは林齢の増加とともに花粉生産量も増加することが読み取れ，成熟林と幼齢林・若齢林では花粉生産量に差のあることが理解される．このことは，例えば広範囲に亘り森林の若返りが図られて若齢林化したような場合，百分率表示の花粉化石出現率の値が影響を受けうることを示唆する．

ここに示したような花粉生産量のデータは，花粉分析結果から古植生を復元するための定量モデルにおいて重要なパラメーターとなるものでもあり，今後，こうした花粉生産量データの蓄積と活用が求められる．

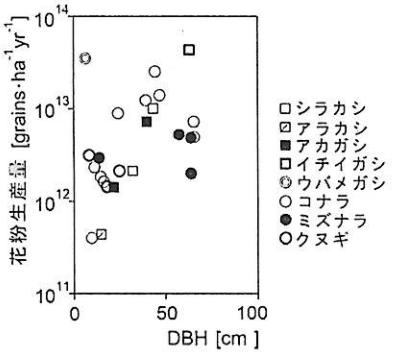


図.1　コナラ亜属の優占する森林における優占種個体の大きさ（平均胸高直径（DBH））と花粉生産量の関係

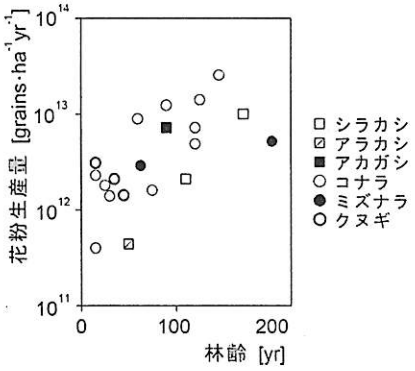


図.2　コナラ亜属の優占する森林における林齢と花粉生産量との関係

O-08

下北半島北東部，青森県東通村で産出した中期更新世および完新世の菌類遺体と大型植物遺体

糟谷大河（慶應義塾大）・有馬裕介（千葉科学大）・百原　新（千葉大）

Taiga KASUYA, Yusuke ARIMA, Arata MOMOHARA: Fungal and plant fossils from the Middle Pleistocene and Holocene sediments in northeastern Shimokita Peninsula, Aomori Prefecture

1．はじめに

菌類化石の研究は日本では大きく立ち遅れている。しかし，菌類の系統進化や生物地理を考察する上で，化石菌類の研究はきわめて重要である。また，植物と密接な関係を持つ菌類の化石を調査し，現生の近縁種との生態などを比較することで，過去の植生とそこに分布していた菌類との生態学的関係を推定することが可能になる。そこで本研究では，下北半島北東部に位置する，青森県下北郡東通村尻屋の砂中に埋没した腐植層，および東通村蒲野沢石持納屋の砂泥層中から産出した菌類遺体を観察した。そして，同時に産出した大型植物遺体についても観察し，菌類遺体との生態学的関係を考察した。

2．調査地，材料および方法

東通村尻屋では，尻屋崎南西の砂丘に存在する，砂層中に腐植層を含む露頭で 2018 年 10 月 23 日に調査を行った。この露頭からは，岡本ら（2000）により約 1,000 年前に堆積したと考えられている埋没腐植層の一部を採集した。また，東通村蒲野沢石持納屋では，津軽海峡沿いの海食崖に露出している砂泥層で 2018 年 10 月 24 日に調査を行った。この露頭からは，藤井ら（2006）により中期更新世の約 36～34 万年前に堆積したと考えられている灰色シルト層の一部を採集した。

それぞれの地点で採集した堆積物の一部を篩の上で水洗した後，篩の上の残渣をシャーレにとりわけ，実体顕微鏡下で種実類，葉などの大型植物遺体とともに菌類の子実体，菌核や菌根などの遺体を探し，観察した。また，尻屋で採集した堆積物の一部を用いて，守田（2012）の方法に従い，腐植堆積物中に含まれる菌類の胞子を抽出し，光学顕微鏡で観察した。

3．結果および考察

尻屋と石持納屋で採集した堆積物の双方から，子嚢菌類の一種である *Cenococcum geophilum* の菌核を発見することができた（図 1）。*Cenococcum geophilum* は，土壌中に菌核と呼ばれる 0.05-7 mm 程度の球形の硬い耐久器官を形成する。本菌の菌核遺体は，日本では北海道などで報告されている（小林ら，2015）が，青森県からの報告は初めてである。また，本菌はマツ科，ブナ科やカバノキ科など多様な樹木の細根に感染し，外生菌根と呼ばれる共生体を形成することから，尻屋では少なくとも約 1,000 年前，石持納屋では少なくとも約 36～34 万年前には，それぞれ本菌の宿主となる樹木が存在していたことが推測できる。なお，尻屋で採集した堆積物から，断片化した外生菌根の遺体や菌類のものと推測される胞子も発見できたが，これらの詳細についてはさらに研究が必要である。

大型植物遺体としては，尻屋で採集した堆積物から，トウヒ属のものと考えられる雌花序が発見できた。現在の下北半島にはトウヒ属植物は分布していないが，少なくとも約 1,000 年前には下北半島北東部にそれらが存在していたことが，本研究によって新たに示された。また，尻屋崎の南には，約 1,000 年前，砂丘形成に伴いヒノキアスナロが埋没した（岡本ら，2000）猿ヶ森砂丘が位置するが，尻屋崎周辺では猿ヶ森と異なり，その当時，トウヒ属の樹木が生育する森林が存在していたものの，それ以降に何らかの理由で森林が消失し，砂丘が形成された可能性のあることが明らかとなった。さらに，石持納屋の中期更新世の堆積物からは，ミズナラの殻斗やヒノキアスナロの葉の断片が多数発見された。このことから，約 36～34 万年前には少なくとも石持納屋周辺にミズナラやヒノキアスナロが生育していたことを明確にすることができた。

本研究により，下北半島北東部において多様な菌類や大型植物の遺体を発見することができた。今後はさらに詳細な研究を行い，この地域の古菌類相を推定し，それらと古植生との生態学的な関係を明らかにしていきたい。

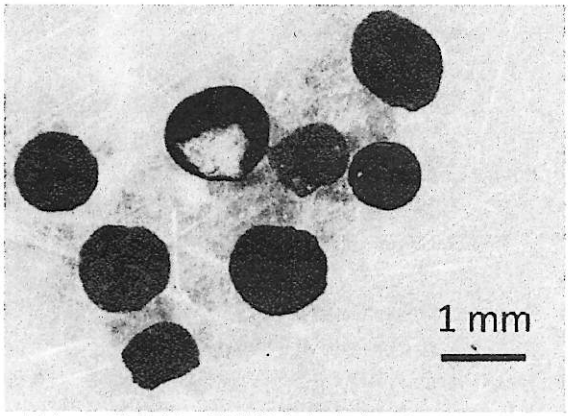


図 1．石持納屋の堆積物から産出した *Cenococcum geophilum* の菌核.

引用文献：藤井ら (2006) 地球科学，60，375-387．小林ら (2015) 利尻研究，34，85-90．守田 (2012) 植生史研究，21，73-84．岡本ら (2000) 第四紀研究，39，215-226．

O-09

秋田県男鹿市赤神神社所蔵の木造狛犬・獅子像の放射性炭素年代測定

福與直人(東大)・横山祐典(東大)・宮入陽介(東大)・五十嵐祐介(男鹿市役所)

Naoto FUKUYO, Yusuke YOKOYAMA, Yosuke MIYAIRI, Yusuke IGARASHI: AMS DATING OF POTENTIALLY THE OLDEST WOODEN SCULPTURES IN JAPAN FROM A SHINTO SHRINE IN AKITA

狛犬・獅子像は、寺社の守護像として日本全国に分布しているが、その制作年代推定を中心とした、歴史学的研究が進んでいない。その理由の一つとしては、年代推定が困難であることが挙げられる。一般に芸術作品の場合、造形の差異により編年を組み立てる手法が用いられるが、狛犬は造形上の自由度が高く、年代の検討が困難である。また、木材の年代測定では年輪年代法が広く用いられているが、この手法では100年以上の年輪が必要とされているため、狛犬のような小さな木造遺物には適用できない。

そこで本研究では、加速器質量分析装置を用いて1つの木材から年輪に沿った複数の試料の放射性炭素年代を測定した上で、ウイグルマッチング法を適用することで、赤神神社が所蔵する木造狛犬・獅子像の高精度な年代推定を行った Fukuyo et al.(2019)。

今回の研究で得られた試料は6世紀から11世紀を示した。赤神神社に残存している縁起によれば、神社の創建は平安時代半ばの西暦860年であるとされており、狛犬・獅子像は赤神神社創建時に迫る資料の一つとなる可能性が明らかとなった。一方で、狛犬・獅子像には樹皮が残っておらず、これらの年代は材木が伐採された年代よりも古い年代を示していることが考えられるほか、後世になって狛犬・獅子像として再利用されている可能性も否定できない。そのため、本研究で得られた年代をそのまま狛犬・獅子像の製作年代と見なすことは出来ないが、一方で少なくともこれらの木造狛犬・獅子像に用いられている木材そのものの年代は、神社創建時に迫る可能性が高いと考えられる(五十嵐ほか、2018)。

本研究の結果は、現存する伝世木造品の放射性炭素年代測定例がわずかであるため、そうした年代測定研究の基礎資料となり得る。また、造形の自由度が高く編年学的検討が困難だった木造狛犬像に対して、定量的な年代測定結果を与えることで歴史学上の理解も進むことが期待される。

引用文献

Fukuyo N., Yokoyama Y., Miyairi Y., Igarashi Y. (2019) AMS DATING OF POTENTIALLY THE OLDEST WOODEN SCULPTURES IN JAPAN FROM A SHINTO SHRINE IN AKITA. Radiocarbon. doi: 10.1017/rdc.2019.31

五十嵐裕介, 福與直人, 横山祐典, 宮入陽介. (2018), 男鹿市赤神神社所蔵の木造狛犬・獅子像の放射性炭素年代測定. 秋田考古学, 第62号, 27-37. 3.

O-10

房総沖掘削コア C9010E に介在するテフラ層の特徴と編年

青木かおり（首都大）・小林　淳(静岡県富士山世界遺産センター)・村田昌則・鈴木毅彦（首都大）
Kaori AOKI, Makoto KOBAYASHI, Masanori MURATA, Takehiko SUZUKI: Characters and chronology of tephra beds in the drilled core C9010E off the Boso Peninsula

1．はじめに

現在、我々は伊豆諸島北部の火山活動史を解明するための研究の一環として、伊豆諸島東方、房総半島沖で掘削されたコア C9010E 中に介在するテフラの層序解明に取り組んでいる。本発表では、これまでの分析結果から判明した広域テフラおよび伊豆諸島起源のテフラについて報告する。

2．試料と分析方法

深海掘削コア C9010E は、地球深部探査船「ちきゅう」の CK09-03 次航海で、房総半島南方 40 km 沖の 34° 33.46'N、139° 53.38'E、水深 2027.25 m で掘削され、コア長は 190.38 m、船上での岩相記載で 161 層のテフラ層が介在していることが報告されている（Tsuchiya *et al.*, 2009）。この情報をもとに、JAMSTEC 高知コア研究所に保管されていたコアから 314 のテフラ分析用試料を採取した。これらの試料はすべて水洗・風乾後に 250 μm、125 μm、63 μmサイズで篩った。実体顕微鏡下で岩石学的特徴を記載し、63-125 μmサイズの試料について高知大学海洋コア総合研究所の全国共同利用機器である EPMA を用いて火山ガラスの主元素組成分析を行った。

3．分析結果

1）広域テフラ

広域テフラに対比される可能性が高い細粒でガラス質なテフラ試料を優先して分析した結果、深度 149.67 mbsf に Aso-4（MIS 5b、87.1 ka；Aoki, 2008）、158.244 mbsf に On-Pm1（MIS 5c、95.7 ka; 青木ほか、2008）、158.73 mbsf に Aso-ABCD（長橋ほか、2004）に対比される可能性が高いテフラ層を発見した。

2）コア上部 30m のテフラ層序

現在、コアの最上位から深度 30 mbsf までの 28 層準（試料番号 No.1～No.28）について分析が完了している。そのうち 9 層準はスコリア層もしくはスコリアを多く含む。残りの 19 試料は珪長質ガラスに富み、斜長石や石英（高温石英を含む）の他には、重鉱物として斜方輝石、角閃石類、たまに黒雲母などが観察される。これらの珪長質テフラは総じて SiO_2 の含有量が 77.9-78.8 wt%と多い。また、No.18（16.722-16.772 mbsf）を除いて、FeO*（0.59-0.74 wt%）と CaO（0.34-0.70 wt%）の含有量は著しく少ない一方で、Na_2O（4.12-4.25 wt%）と K_2O（3.45-4.15 wt%）の含有量は比較的多い。これまでに筆者らは、新島の大三山、富士見峠、宮塚山等の露頭で第四紀後期に新島と神津島が供給したテフラの特性と、標準層序について記載してきた（青木ほか、2019；小林ほか投稿準備中）。これらの記載をもとに、本コア中のテフラ層は以下のように対比されると考えられる。個々の噴火イベントの名称は小林ほか（投稿準備中）に準拠する。最上位の No.1（1.15-1.17 mbsf）は新島向山テフラ、No.2（1.63-1.66 mbsf）は神津島天上山テフラに対比される可能性が高い。また、No.8（9.367-9.48 mbsf）、No.12～No.13（14.322-14.652 mbsf）、No.14～No.16（14.652-15.542 mbsf）のテフラは、その層位関係からそれぞれ新島本島で確認される宮塚山南部、式根島、宮塚山イベントに相当すると可能性が高い。No.18（16.722-16.772 mbsf）の火山ガラスは SiO_2 の含有量が 78.8 wt%と多く、Na_2O（4.76 wt%）、K_2O（1.22 wt%）といった主元素組成の特徴をつことから、新島・神津島起源テフラではなく、海底火山である大室ダシから 13.4 ka に噴出した流紋岩質テフラ（斎藤・宮入、2008；谷ほか、2017）に対比されると考えられる。No.19～No.20（19.895-19.005 mbsf）、No.21（19.305-19.345 mbsf）、No.28（29.49-30.66 mbsf）のテフラの特徴は新島の赤崎峰イベント（青木ほか、2019）のテフラと似る。宮塚山イベントと赤崎峰イベントは数千年間にわたって複数回の噴火が起きたと想定されているため、本コアでそれぞれのイベントに対比されうるテフラ層が複数層準見いだされることと矛盾しない。

4．C9010E コアのテフラ編年

歴史資料で噴火年代が特定されている新島向山テフラ（西暦 886 年）と Aso-4 の堆積層準を基準にしテフラ等の層厚を抜いた堆積速度は 1.56 m/ky となり、コア上部 30 m は最近 19000 年間の堆積物と推定される。小林ほか（投稿準備中）で報告される陸上の炭化木片や土壌の腐植酸の年代から推定される宮塚山南部テフラ（約 5.5 ka）、式根島テフラ（約 8 ka）、宮塚山イベント（約 8.5-13.1 ka）の噴出年代を比較すると、本コア中のテフラ層は、概ね妥当な層準で見つかっている。

5．今後の展望

本コアは第四紀後期の伊豆諸島北部における火山活動史を詳細に記録していると考えられ、今後はコア下部のテフラ層序解明と、編年の高精度化を進めるために、微化石等を対象に年代測定などを行う予定である。

引用文献： Aoki (2008) *Quat. Int.*, 178, 100-118. 青木ほか (2008) 第四紀研究, 47, 391-407. 青木ほか (2019) JpGU, SVC38-P21. 小林ほか（投稿準備中）, 火山. 長橋ほか (2004) 第四紀研究, 46, 305-325. 斎藤・宮入 (2008) AMS シンポジウム発表要旨, 214-217. 谷ほか (2017) 地質学会発表要旨. Tsuchiya *et al.* (2009) *Sci. Rep.*, pp274.

O-11

茨城県瓜連丘陵引田層におけるTapk1テフラの広域対比

大井信三（産総研）、西連地信男（東海村白方小）、須藤忠恭（笠間市）、安藤寿男（茨城大学）
Shinzo OI, Nobuo SAIRENTI, Tadayuki SUTO, Hisao ANDO: Wide comparison of in Tapk1 tephra in Ibaraki Prefecture Urizura hills Hikita Formation

1．はじめに―瓜連丘陵の研究史―

茨城県北西部の瓜連丘陵を構成する引田層～粟河軽石層の形成時代について、坂本・宇野沢（1976）は下末吉海進より一つ前の海進期とみなしている。小池ほか（1985）は瓜連丘陵最上部の粟河軽石層を栃木県の大田原火砕流の二次堆積物と考えた。その年代観によると瓜連丘陵の離水年代は30万年前となる。大井ほか（2007）は、引田層中のテフラを房総の上総層群のテフラと広域対比し、その年代から前期更新統と考えた。山元（2012）は、瓜連丘陵引田層中に挟まれる火砕物のFT年代から、引田層の年代値は3.4±0.5 Maの鮮新統まで遡るとしている。

2．テフラや放射年代以外の年代根拠

引田層サイクル3からオニグルミ（*Juglans mandshurica* var. *sieboldiana*）が産出している。また引田層に多産する材にはメタセコイア（*Metasequoia glyptostroboides*）は見られず、その多くがハンノキ（*Alnus japonica*）であった。

岡田（私信）によれば、引田層サイクル1からサイクル4の堆積物の古地磁気調査を行い、その全てが正を示す結果を得ている。以上の大型植物遺体や古地磁気層序からは、引田層は前期更新統では無く中期更新統の可能性が高い。大井ほか（2007）が示した前期更新統の年代は修正の必要がある。

3．引田層の層相と層序

瓜連丘陵引田層には4つの堆積サイクルが認められる。サイクル1は谷埋め礫層を伴うシルト層、サイクル2は河川チャネルを埋めた淘汰の良い砂層。サイクル3は谷埋めシルト層、サイクル4は干潟成と思われる生痕の見られる砂層である。図子田（私信）による引田層の珪藻化石群集の解析によると、サイクル4で海水の進入が認められている。テフラは谷埋めシルト層のサイクル3およびサイクル1に多く見られる。

4．Tapk1テフラの広域対比

Tapk1（滝沢ピンク1火山灰層）は、引田層サイクル3のシルト層に挟在する、層厚30 cmの、引田層において最も目立つ保存の良いガラス質テフラである。火山ガラスはbw型、fb型が多く、角閃石と石英を特徴的に含む。火山ガラス、角閃石の屈折率はn_2 = 1.670 - 1.682、火山ガラスのレンジはn = 1.500 - 1.504、モードがn = 1.501-1.502を示す。角閃石と石英を含み火山ガラスの形態の特徴が良く似たテフラは、銚子の犬吠層群倉橋層のKh6b（中里・中澤，2008）と、それに対比される上総層群笠森層のKs8.4B（七山ほか、2016）がある。

茂原市下太田のKs8.4Bは層厚15 cmでbw型、fb型の火山ガラスを多く含み、屈折率のレンジはn=1.499-1.502（七山ほか、2016）、角閃石の屈折率のモードはn_2=1.672-1.681を示し、引田層のTapk1とよく類似する。火山ガラスの主成分化学組成は、Tapk1の方が組成の幅が広いが、大筋一致する。このように岩石記載学的特徴、火山ガラスの形態、火山ガラスや角閃石の屈折率および主成分化学組成の類似性からTapk1とKs8.4Bは対比される可能性が高い。Kh6bは鬼首カルデラ起源の鵜目火砕流が給源候補としてあげられており（中里・中澤、2008）、Kh6bの年代は銚子コアの酸素同位体層序からMIS13の前半と考えられる（中里・七山、2013）。 瓜連丘陵のTapk1は、房総や銚子よりも北に位置し、層厚も厚いことから、東北日本起源であることが裏付けられる。Tapk1がKs8.4BやKh6bと対比可能とすれば、引田層サイクル3はMIS13前半に対応し、年代は約50万年頃と考えられる。講演ではTapk1以外のテフラの対比についても論じる。

5．友部層との対比

茨城県中西部にある友部丘陵では、友部層が分布する。友部層サイクル1の指標テフラのKkl1, Kkl1.5は低屈折率の角閃石を含むテフラで、Kkl2テフラは結晶質のテフラである（大井ほか、2006）。瓜連丘陵でこの3枚に対比されるテフラは、引田層サイクル3上部の低屈折率の角閃石を含む2枚のテフラFyungm, Fyupgmおよび結晶質テフラのFysがある（大井ほか、2007）。これにより引田層サイクル3は、友部層のサイクル1に対比でき，友部層も引田層と同じ約50万年頃の堆積物と考えられる。

引用文献：小池ほか（1985）駒澤地理，21，39-56．中里・中澤（2008）日本第四紀学会講演要旨集，38,8-9．中里・佐藤（2010）日本第四紀学会講演要旨集，40，52-53．中里・七山（2013）日本第四紀学会講演要旨集，43，76-77．七山ほか（2016）地域地質研究報告，茂原地域の地質，11-33．大井ほか（2007）日本第四紀学会2007年大会講演要旨集，37．坂本・宇野沢（1976）地質調査所月報，27，655-664．山元（2012）地質調査総合センター研究資料集，562，1-7．

O-12

酒々井町墨古沢遺跡の環状ブロック群の年代と古環境

工藤雄一郎（学習院女子大）・酒井弘志（酒々井町教育委員会）

Yuichiro Kudo, Hiroshi Sakai: Date and Environment of the "Circular shaped lithic distributions excavated from the Sumi-furusawa site, Sisui-town, Chiba, Japan

1．はじめに

千葉県酒々井町に所在する墨古沢遺跡では，後期旧石器時代前半期の環状ブロック群が検出されている。 1999・2000 年に千葉県文化財センターにより発掘調査が行われ，日本最大級の環状ブロックの約 1/3 の面積を発掘した。2015～2017 年にかけて酒々井町教育委員会により範囲確認調査が実施され，環状ブロック群は南北 70m，東西 60m の規模であることが明らかになった（酒々井町教育委員会 2019）。筆者等は，この環状ブロック群の形成時期を解明することを目的として 31 点の ^{14}C 年代測定を実施した。また，炭化材の樹種同定結果と対比して，周辺の古環境を推定した。

2．試料と方法

^{14}C 年代測定に用いた炭化材はⅥ層下部からⅨ層にかけて出土し，取り上げられた炭化材は計 89 点である。そのうちの一部については（株）パレオ・ラボによる樹種同定が行われた。樹種同定が行われた試料のうち計 31 点について ^{14}C 年代測定を実施した。

2．結果と考察

墨古沢遺跡の環状ブロック群の石器出土層序であるⅨ層の年代観とは一致しない測定結果が得られた試料が 15 点あったが，それ以外の 16 点の試料は ^{14}C 年代で 30000～29000 年代に集中する結果が得られた。IntCal13 による較正年代（cal BP）では 34000 年代から 33000 年代に集中する結果が得られた。これは MIS-3 の時期に相当し，後期旧石器時代前半期のⅨ層上部の石器群の年代として整合的である。

範囲確認調査では，環状ブロック群全体を完掘しておらず，また史跡整備を目的として，検出した石器群を現地に残していることや，炭化材も明確に炭化物集中を形成しているものだけでなく包含層出土の炭化材が含まれており，複数の ^{14}C 年代測定結果に年代的なばらつきもある。そのため，環状ブロック群の厳密な形成年代を決定することは難しい。そのため，年代が集中する範囲を環状ブロック群の年代として捉えた。しかし，環状ブロック群での直接的な ^{14}C 年代測定が行われた事例は極めて少なく，今回の研究の極めて大きな成果の一つと言えよう。

引用文献：

酒々井町教育委員会(2019)「墨古沢遺跡総括報告書」酒々井町

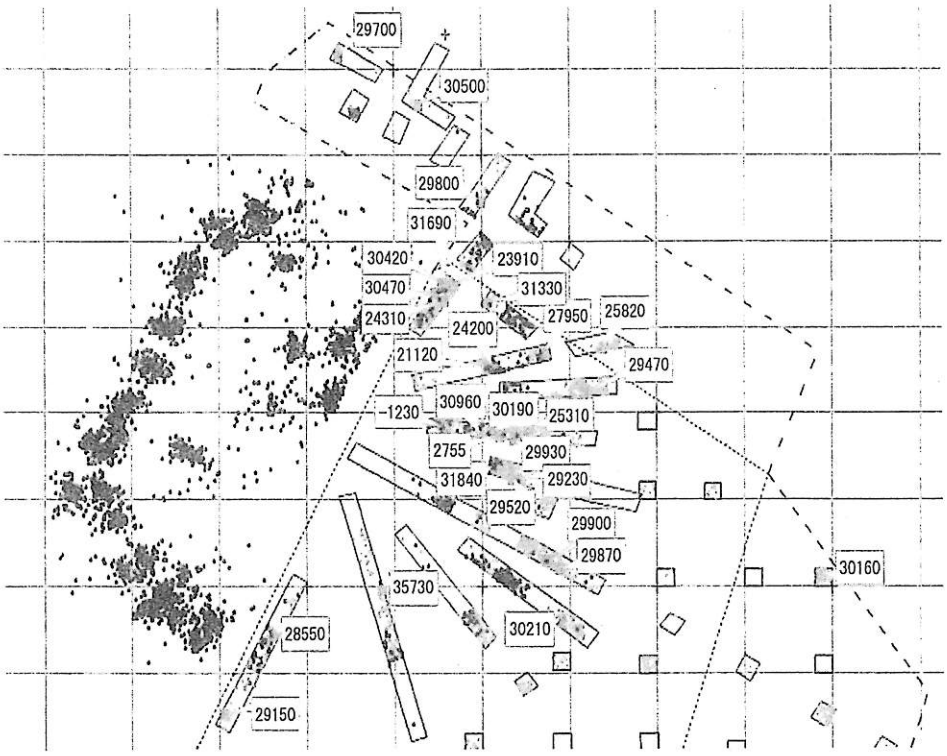


図.1　環状ブロック群および周辺で検出された炭化材の年代測定結果
図中には測定された ^{14}C 年代（未較正，BP）の中央値のみを示した

O-13

犬吠層群横根層 Yk8a, b テフラの分布と対比

中里裕臣（農研機構）

Hiroomi NAKAZATO: Distribution and correlation of the Yk8a,b tephra from the Yokone Formation of the Inubo Group, central Japan

1．はじめに

千葉県銚子地域に分布する鮮新一更新統犬吠層群では横根層中部に Matuyama-Brunhes 境界が報告されている（酒井, 1990; Kameo et al., 2006）. M-B 境界層準について，酒井(1990)は Yk8a テフラの下位 2.5m とし，Kameo et al.(2006)では銚子市森戸町で掘削された銚子コアの深度 162-169m と認定した．中里ほか(2018)は銚子コアの深度 162.43-162.47m と深度 165.20-30m に散在する角閃石に富みカミングトン閃石を含む軽石質結晶質テフラをそれぞれ Yk8b, Yk8a と認定し，これらのテフラを銚子市三門町の高田川河床周辺で確認した．そして，M-B 境界層準が詳細に検討されている養老川地域の上総層群国本層の酸素同位体比曲線（Suganuma et al., 2018 など）と銚子コアにおける酸素同位体比曲線の比較から，M-B 境界層準を含む MIS19c が銚子地域では Yk8a 層準に相当することを示した．そして，国本層で M-B 境界層準を指示する Byk-E テフラが犬吠層群では確認されないことから，同層準の指標として Yk8 テフラの重要性を指摘した．

本発表では，岩石記載的性質が類似する Yk8a, b について，屈折率特性を再度記載し，高田川周辺におけるこれらテフラの分布を明らかにすると共に，埼玉県久喜市（旧菖蒲町）で掘削された GS-SB-1 コアの M-B 境界層準に挟在される角閃石に富むテフラとの対比について報告する．

2．Yk8a, b テフラ

銚子コアにおける Yk8a, b の認定は，上位にあるガラス質細粒テフラ Yk9a, b との層厚に基づく．

上位の Yk8b は，粗粒砂サイズの白色軽石と中粒砂サイズの結晶質火山灰からなり，重鉱物組成は緑色角閃石>カミングトン閃石>直方輝石である．緑色角閃石，カミングトン閃石の屈折率はそれぞれ，n_2=1.667-1.675，1.654-1.663(1.658-1.659)を示す．多孔型火山ガラスの屈折率は n=1.502-1.506(1.503)である．

下位の Yk8a は，中-粗粒砂サイズの白色軽石と細-中粒砂サイズの結晶質火山灰からなり，重鉱物組成は緑色角閃石>>直方輝石>カミングトン閃石であり，緑色角閃石の屈折率は n_2=1.664-1.677(1.670)，直方輝石の屈折率は γ=1.705-1.711(1.708-1.709)を示す．多孔型火山ガラスの屈折率は n=1.503-1.507(1.505)である．両者はよく似た特性を示すが，Yk8a で火山ガラスの屈折率がやや高い．

銚子市三門町と岡野台町の境界で東西に流れる高田川の上流側では，下位から Yk8a, b, Yk8.5(Ku2B)，Yk9a（Ku1），Yk9b(Ku0.6)が連続露頭で確認できた．本地点における Yk8a の火山ガラスは n=1.501-1.507(1.505)，Yk8b の火山ガラスは n=1.501-1.506(1.503)である．これより下流の高田川河床及びその周辺における結晶質テフラの火山ガラスは 1.504-1.505 モードを示し，Yk8a に対比される．高田川河床の連続露頭では Yk8a の下位 5m 以上が露出し，これは銚子コアの深度 170m 程度までに相当すると考えられる．

3．GS-SB-1 コアテフラとの対比

GS-SB-1 コア（山口ほか，2009）では植木ほか(2009)により古地磁気測定が行われ，深度 266.755～276.9m が M-B 境界層準の漸移的な磁極帯とされた．この区間では SBT-268.50 と呼ばれる角閃石に富む極粗粒砂-粗粒砂サイズの結晶質テフラがシルト層中に報告され(山口ほか, 2009)，コア観察では深度 268.49～268.54m で層厚 5cm であり層状の産状を示す．重鉱物組成は緑色角閃石>>直方輝石>カミングトン閃石であり，緑色角閃石，カミングトン閃石の屈折率はそれぞれ n_2=1.665-1.673(1.669)，1.654-1.663(1.658)を示す．SBT-268.50 テフラは，岩石記載的性質及び古地磁気学的層位の類似から Yk8a, b のいずれかに対比可能と考えられるが，火山ガラスが粘土化により失われており，ガラスの屈折率から判別することはできていない．

Yk8a, b に類似するテフラは，銚子地域の南西方向に分布する養老川地域から茂原地域にかけての上総層群国本層では確認されていない．一方，SBT-268.50 は散在的な産状を示す銚子地域の Yk8a, b に対して層状の産状を示し，やや粗粒である．Yk8a, b と SBT-268.50 が対比される場合，給源火山は久喜市より北西方向にあると考えられ，今後給源火山の特定と関東平野の地下をはじめとする周辺地域への追跡・対比が期待される．

引用文献：Kameo et al.(2006) Island Arc, 15, 366-377. 中里ほか(2018)日本第四紀学会講演要旨集, 48, 20-20. 酒井(1990)宇都宮大教養部研究報告，no.23, 1-34. Suganuma et al.(2018) Quaternary Science Reviews, 191, 406-430. 植木ほか(2009)地調研報，60, 199-243. 山口ほか(2009)地調研報，60，147-197.

謝辞：SBT-268.50 の試料採取に際しては産総研水野清秀氏にご協力いただいた．記して謝意を表します．

O-14

千葉県屏風ヶ浦の上部更新統香取層の堆積シーケンスとその堆積様式

岡崎浩子（中央博）・中里裕臣（農研機構）・奈良正和（高知大）・
田村　亨（産総研）・伊藤一充（産総研）
Hiroko OKAZAKI, Hiroomi NAKAZATO, Masakazu NARA, Toru TAMURA, Kazumi ITO: Depositional sequence and sequence stacking patterns of the Katori Formation at Byoubugaura, Chiba Prefecture, central Japan

1．香取層

香取層の分布する千葉県東部の屏風ヶ浦は長さ約 10km，高さ約 65～25m の海食崖である．下部には鮮新～更新統の半固結泥岩からなる犬吠層群が露出し，その上位に不整合で砂層からなる上部更新統香取層および沖積層がのる．地形面の標高分布からは 55m 以上を高位面，それより 10m 低い中位面，さらに 10m 以上低い低位面に区分することができる．高位面は西方で下総上位面に連続する（杉原，1976）．香取層には下位から波食台相，陸棚漸移相，外浜相，前浜相，河川相が認められ，それぞれ次のような特徴をもつ．波食台相；犬吠層群の侵食面上に貝化石を含む亜円礫からなる砂礫層がのり，侵食面にはカモメガイ，ニオガイなどにより形成された穿孔化石が顕著である．陸棚漸移相：泥質砂と砂層の互層からなり上部浅海帯のエゾヌノメやエゾマテ，エゾバイなどの貝化石を含み，*Thalassinoides suevicus* や *Rosselia socialis* などの生痕化石が認められる．外浜相；ハンモック状斜交層理やスウェール状斜交層理が発達する厚い極細粒～細粒砂層である．砂層中には極粗粒～細礫からなるウェーブリップルとそれを覆う泥層が挟在する．前浜相；平行葉理の発達する淘汰の良い細粒～中粒砂層からなり，生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が特徴的にみられる．河川相；下位層とは明瞭な侵食面をもって接する．侵食面上に径 1-2cm の亜角礫や泥岩偽礫がみられる．トラフ型斜交層理やリップル葉理のみられる細粒砂層からなる．上記の前浜相もしくは河川相の上位は植物痕のある凝灰質粘土層（“常総粘土層”）が見られ，それらは海浜湿地もしくは河川氾濫原の堆積相であり，ローム層に漸移する．河川相は主に低位面で発達する．（岡崎ほか，2016，2018）．

2．堆積シーケンスの堆積様式

これらの堆積相は 1 つの海進・海退を示し，堆積シーケンスを形成する．調査地点の香取層は火山灰，OSL 年代測定から，西から東へ MIS 5e ?，5c，5a の時代の異なる 3 つの堆積シーケンスから構成されることが明らかになった．それらは，古流向，基底面，地形面の傾斜方向から沖方向に前進(progradation)している(図)．

同じく 5c，5a 堆積物と考えられる茨城県に分布する常総層について，最近新たに，火山灰，OSL 年代が報告されている（秋山ほか，2019；田村ほか，2018）．これらは 5e（木下層）の上に，河川堆積システム（秋山ほか，2019）や外浜—海浜堆積システム(田村ほか，2018)が累重(aggradation)する．

これらの発達様式を比較すると，調査地点の香取層の堆積シーケンスの前進（progradation）では，波食台上での海進時の海食崖の後退と海退時の海浜平野の形成において堆積物のリサイクルが起きていたと考えられる．

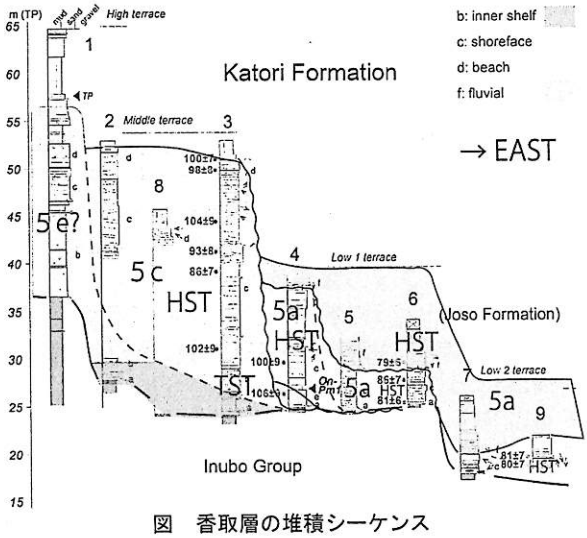


図　香取層の堆積シーケンス

引用文献

秋山大地・須貝俊彦・岡崎浩子・中里裕臣・大井信三（印刷中）関東平野 猿島・筑波台地に分布する上部更新統下総層群常総層にみられる MIS5c の指標テフラ含有層（短報）．地学雑誌．

岡崎浩子・中里裕臣・奈良正和・田村　亨・伊藤一充(2016)千葉県屏風ヶ浦"香取層"に見られる MIS ステージ 5a の海成堆積物．日本第四紀学会講演要旨集，46，，40-40．

岡崎浩子・奈良正和・中里裕臣・田村　亨・伊藤一充（2018）千葉県屏風ヶ浦の上部更新統香取層基底にみられる複合シーケンス境界．日本地球惑星科学連合 2018 年大会．H-CG24-P06．

杉原重夫（1976）日本地理学会予稿集，10．

田村　亨・納谷友規・中島　礼・中澤　努・岡崎浩子・中里裕臣・奥野淳一(2018)OSL 年代層序による関東平野北部の地殻変動レジームシフトの探求．日本第四紀学会講演要旨集，48，102-102．

O-15

銚子地域に分布する海成下部更新統の微化石-古地磁気-酸素同位体複合層序

山本啓介（茨城大院）・猪股裕行（茨城大）・桑野太輔・亀尾浩司（千葉大院）・岩本直哉（銚子ジオパーク）・岡田誠（茨城大）

Keisuke YAMAMOTO, Hiroyuki INOMATA, Daisuke KUWANO, Kouji KAMEO, Naoya IWAMOTO and Makoto OKADA: Integrated chronostratigraphy from the marine lower Pleistocene distributed in the Choshi district, Chiba Prefecture, central Japan, based on microfossil biostratigraphy, magnetostratigraphy and oxygen isotope stratigraphy

1．はじめに

千葉県北東部の銚子地域には海成下部更新統の犬吠層群小浜層が分布する．本層準は太平洋岸の海崖に非常に良く露出しており，これまでに一連の層序学的研究が行われてきた（酒井，1990；藤岡・亀尾，2004；村田・鈴木，2011など）．しかし酸素同位体層序は未構築のままであり，また古地磁気層序についても房総半島上総層群との対比に疑問が残るままだった．

以上より，本研究では犬吠層群小浜層において同位体-古地磁気層序の構築と石灰質ナノ化石基準面の再検討を合わせた複合層序を構築することを目的とした．あわせて既存のテフラ層序との対比についても報告する．

2．調査地域・手法

千葉県銚子市三崎町から旭市刑部岬にかけての海崖および旭市上永井の露頭において地質調査を行った．岩石試料は小浜層全域をカバーするよう概ね1m間隔，114層準から採取した．堆積速度の低下が見込まれる層準と地磁気逆転境界近傍では10～50cm間隔で採取した．酸素同位体比測定は国立科学博物館筑波研究所所有の質量分析計MAT253及びKiel Ⅳ Carbonate Deviceを用いた．岩石磁気・古地磁気測定は茨城大学古地磁気ラボで実施した．石灰質ナノ化石の観察は，スメアスライドを作成し，偏光顕微鏡を用いて各試料につき200個体を無作為抽出することで，年代指標種の有無を検討した．

3．結果

・酸素同位体比測定

酸素同位体比測定は浮遊性有孔虫*Globorotalia inflata*と底生有孔虫*Bulimina aculeata*, *Melonis pompilioides*, *Uvigerina akitaensis*, *U. peregrina*を測定し，底生種は本層準から最も産出した*B. aculeata*に種間較正を施した．得られた底生有孔虫の酸素同位体曲線を，藤岡ほか(2003)，藤岡・亀尾(2004)，村田・鈴木（2011），Nozaki et al.(2014)，桑野ほか(2019, JpGU)を考慮し，LR04スタックカーブ(Lisiecki & Raymo, 2005)と対比させることでコントロールポイントを設定し，年代モデルを構築した．

・岩石磁気・古地磁気測定

岩石磁気・古地磁気測定により層厚72.55m～76.2mにおいて正極性が検出され，藤岡・亀尾（2004）や本研究の酸素同位体層序の対比に基づくとハラミロサブクロンに相当すると考えられる．

・石灰質ナノ化石基準面の再検討

層厚62.62m～64.4m（Ob5.1の上位約1m）においてlarge *Gephyrocapsa* spp.（>5.5μm）の産出上限が確認でき，Sato & Takayama (1992)で認定された化石基準面8が認められた．しかし，他の基準面に関しては化石の保存度が悪く基準面の認定が困難であるため，以降の考察には藤岡・亀尾(2004)の基準面を使用する．

4．考察

・小浜層の年代と堆積速度

構築した年代モデルに基づくと，本層はMarine Isotope Stage(MIS)61からMIS25に対比される．また，平均堆積速度は小浜層下部から中部まで最大41.4cm/kyrに及ぶ一方，中部から上部にかけては3.9cm/kyrと低い値を示す．また，本層準のMISと藤岡・亀尾(2004)，桑野ほか(2019, JpGU)が報告した石灰質ナノ化石基準面に基づき岩相との対比を行なった結果，小浜層上部の鍵層Ob5.6の下位4.1mに位置する層厚約2mの細粒砂岩層を境界に約13.2万年の堆積間隙が認められた．堆積間隙の成因について，今後詳細な堆積学的，また古海洋学的な研究が求められる．

・広域テフラとMISの対比

藤岡ほか（2003）と藤岡・亀尾（2004）によると，横浜地域の鍵層Sg1とSg2はそれぞれ小浜層のOb4cと4aに，Sg3がOb2に対比される．これを踏まえ，Nozaki et al.（2014）と本研究のMISを比較したところ，Ob4cとOb4aがどちらも横浜地域のSg1とSg2と比べ古い年代を示す結果となった．同位体未測定層準を含め，今後より解像度を上げた信頼性の高い同位体層序と放射年代測定等の精密なテフラ層序の確立が必要となる．

引用文献

藤岡ほか（2003）地質学雑誌，109，166-178．藤岡・亀尾（2004）地質学雑誌，110，480-496．桑野ほか(2019)，JpGU講演要旨．Lisiecki & Raymo (2005) Paleoceanography, 20, PA1003．村田・鈴木（2011）第四紀研究，50，49-60．Nozaki et al. (2014) Islandarc, 23, 157-179．酒井（1990）宇都宮大教育研報，23, 1-34．

O-16

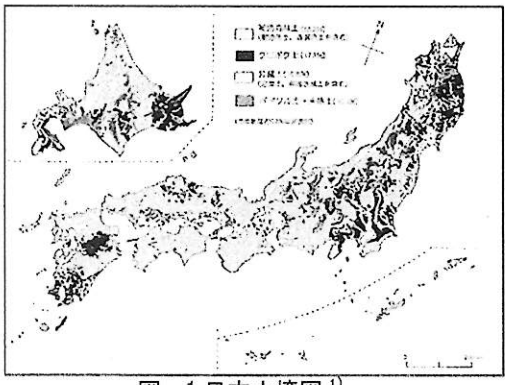
ボーリングデータから推定される黒ボク土が堆積した地形地質条件と時代

細根清治（千葉県松戸市在住）

Seiji HOSONE：Geomorphological and geological conditions and age of deposited Andosols inferred from boring data

1．はじめに

日本列島の表層部は黒ボク土と呼ばれる‘真っ黒い土’に国土面積の約17%が覆われている。



図—1 日本土壌図[1)]

私の所属していた地質調査業界や地盤工学会、土壌学会、及び、地質学会等においても`黒ボク土'の明確な定義は見当たらない。

2．黒ボク土の定義

黒ボク土は層厚も約1m以下と薄く、N値や強度定数も小さく、明確な定義を持たない特殊な土である。私がボーリング採取試料を観察して黒ボク土と判定したのは、繊維状の腐植物を含まない真っ黒い土である。黒ボク土に似た土に腐植土（高有機質土）があるが、繊維状の腐植物を多量に含むことや色調に褐色が混じることで黒ボク土と区別できる。近年では、黒ボク土にススキの燃焼炭微粒子（微粒炭）が多く含まれていることから人為土壌説が有力視されている。[2) 3) 4)]

写真-1　黒ボク土に含まれる微粒炭[5)]

3．黒ボク土が堆積した地形地質条件と時代

従来の黒ボク土を扱った論文では、殆どが台地丘陵地表層部の完新世の黒ボク土を扱ってきた。

地質調査業界の地質技術者は、ボーリング柱状図から地質断面図を作ることを日常業務としているが、既存の地盤図などから沖積層の下位には埋没ローム層、埋没段丘堆積層が分布していることを理解している。それらの埋没段丘が形成された時代は、ステージ5e以降のステージ5a～5c、3、2などの低海面期に形成された河岸段丘と考えられている。[6)]

注意深くボーリングリング採取試料を観察すると、沖積層の下位、埋没ローム層の上位に薄く埋没黒ボク土は分布している。上位から沖積層、埋没黒ボク土、埋没ローム層、埋没段丘堆積層の順で堆積している。

埋没黒ボク土が堆積した時代は、ステージ2～3が殆どと思われるが、稀にではあるがステージ5a～5cの黒ボク土も認められる。

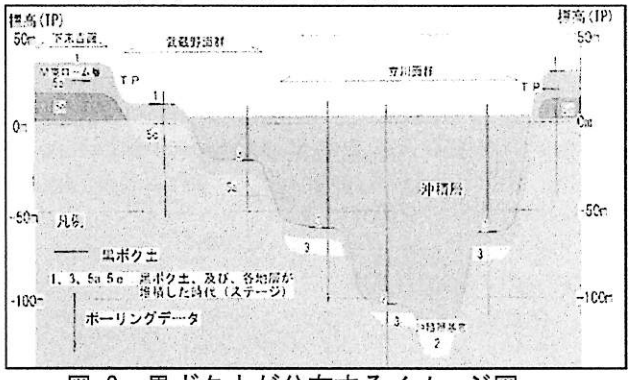


図-2　黒ボク土が分布するイメージ図

黒ボク土の人為土壌説の応用から、ボーリング採取試料の分析は以下のテーマの検討に有効である。

① 遺跡調査などの考古学
② 日本列島に人類が居住を始めた時代の推定

4．今後の検討事項

① 発注者からボーリングデータ公開許諾の確認。
② ステージ5e、及び、それ以前の時代の黒ボク土の有無の確認
③ 黒ボク土の分布層準と地形地質の関係の詳細判定。
④ 黒ボク土に微粒炭が含まれている判定方法の統一。
⑤ 土壌学、地質学、地盤工学、その他関連分野での黒ボク土の判定方法の統一。

・引用文献

1) 山野井徹（2015）日本の土．32
2) 坂口豊（1987）黒ボク土文化．科学57、352-361
3) 山野井徹（1996）黒土の成因に関する地質学的検討．地質学雑誌102、526-544
4) 細野衛・佐瀬隆（2015）黒ボク土層の生成史．第四紀研究54、323-339
5) 山野井徹氏からの提供写真
6) 貝塚ほか（2001）日本の地形Ⅰ総説,122

O-17

地質層序システムを活用した東京23区の武蔵野礫層の空間分布（その２）

杉中佑輔（RCCM）・遠藤邦彦（日大）・石綿しげ子・須貝俊彦（東大・院）・
千葉達朗（アジア航測）・中山俊雄（東京都）・堀伸三郎（RCCM）
Yusuke SUGINAKA, Kunihiko ENDO, Shigeko ISHIWATA, Toshihiko SUGAI, Tatsuro CHIBA, Toshio NAKAYAMA, Shinzaburo HORI: Spatial distribution of Musashino gravel layer in Tokyo using geological stratigraphy system. -part 2-

1. はじめに

武蔵野礫層は東京西部に広がる武蔵野台地において支持地盤となりうる礫層の一つであり，その空間分布を明らかにすることは理学的のみならず，工学的にも意味が大きい．

武蔵野台地の地形についてはこれまでにも多く議論されているが（例えば，貝塚（1964），久保（1988）など），最近，遠藤ほか（2018）で，武蔵野台地の地形区分が見直され，武蔵野面の新たな地形区分が提唱されている．舟津ほか(2019)ではその新地形区分に基づいた武蔵野礫層堆積頂面高度の縦断面形とその傾斜角度などが報告されている．本研究では杉中ほか（2019）で示した結果に検討を加え，特に考察部分を改善し，とりまとめた．

2. 作業手順

本研究では遠藤ほか（2018）の武蔵野面区分に基づき以下の検討を行った．

○ボーリングデータ処理

「地質層序システム」（堀ほか，2018）を使用して，ボーリングデータ（東京の地盤・Kunijibanの公開データ等）から武蔵野礫層の上下面標高を自動抽出した．システムで設定した武蔵野礫層と判断される地層の条件は遠藤ほか（2017）を主とした既往研究から求め，関東ローム層及び凝灰質粘土層の下位に分布する礫層として設定した．

○GISによる空間展開

処理結果から上下面標高と算出した層厚をボーリング実施地点の座標値に基づき GIS 上でプロットした．ボーリング位置は地域によりデータの少ない箇所もあるため，空間内挿手法の一つであるクリギング補間でそれぞれの 100mDEM を作成し，上・下面コンター図及び等層厚分布図を作成した．

○新地形区分単位での検討

「地質層序システム」による抽出結果を新地形区分に基づき分類し，各地形面における武蔵野礫層の断面形状と現地形面との関係を比較した．さらに，各地形面における武蔵野礫層厚の頻度分布図を作成した．

3. 武蔵野面区分単位での武蔵野礫層の特徴

東京23区内で認められる武蔵野面（M1a, M1b, M2aSk, M2aSn, M2bTg）に注目して武蔵野礫層の断面形状および層厚の頻度分布を検討したところ，各地形面の特徴に優位な差がみられた．M1a（小平面）は層厚変化が小さく勾配は約2‰，層厚は蒲鉾型の頻度分布を示し，平均層厚は5m以上であった．M1b（目黒台面）は層厚変化が小さく勾配は約2‰，層厚は単一ピーク型の頻度分布を示し，平均層厚は4m未満であった．M2aSn（仙川面）は層厚変化が小さく勾配に変化がみられ，層厚は単一ピーク型の頻度分布を示し，平均層厚は4m未満であった．M2aSk（石神井面）は層厚変化が大きく勾配は約3‰を示した．M2bTg（田柄面）は層厚変化が大きく勾配に変化がみられた．また，石神井面と田柄面の層厚は他と明瞭に異なり、歯抜け型の頻度分布を示し，平均層厚は5m以上，最大15m程度を示した．

4. 考察

地形面により結果に差が生じたのは，堆積当時の堆積環境の違いに深く関係するものと考えられる．新地形区分によると，下末吉相当面は赤羽台・本郷台を除く武蔵野台地東縁を囲むように点在する．これは，武蔵野面の発達に伴い侵食されたことを示唆する．

小平面は河川の蛇行や複合河川による堆積の促進により形成されたと考えられる．

流路を台地南部にとった目黒台面や仙川面は基盤の上総層群による下方侵食及び側方侵食が制約されたため，流路が限定されたと考えられる．

流路を台地北部にとった，石神井面及び田柄面で礫層が極めて厚く分布するのは，武蔵野礫層より古期の礫層が概ね連続的に下位に存在する可能性を示唆している．

引用文献

遠藤ほか（2017）日本第四紀学会講演要旨集，47
遠藤ほか（2018）日本地球惑星科学連合 2018 年大会講演要旨，HQR04-12.
船津ほか（2019）2019 年度日本地理学会春季学術大会要旨，P057
堀ほか（2018）日本第四紀学会講演要旨集，48
杉中ほか（2017）日本第四紀学会講演要旨集，47
杉中ほか（2018）日本第四紀学会講演要旨集，48
杉中ほか（2019）日本地球惑星科学連合 2019 年大会講演要旨，HQR05-P08.
植木ほか（2007）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，189p.

O-18

三浦半島の現世干潟堆積物に関する堆積学的・地球化学的・古生物学的解析

北村晃寿・山本有夏（静岡大）・山田和芳（ふじのくに地球環境史ミュージアム）・
久保篤史（静岡大）・豊福高志（JAMSTEC, X-star）・中川友紀（静岡大）

Akihisa Kitamura, Yuka Yamamoto, Kazuyoshi Yamada, Atsushi Kubo, Toyofuku Takashi, Yuki Nakagawa: Combined analysis of sulfur and carbon contents, and foraminifer as paleoenvironmental indicators in tidal flat sediments on Miura Peninsula, Japan

1．はじめに

日本の太平洋沿岸では，海溝型巨大地震とそれに伴う大津波が 90～200 年の再発間隔で発生しており，2011 年には東北地方太平洋沖地震により巨大津波が発生した．防災政策の立案には，これらの巨大地震・津波の履歴情報は必須であり，沿岸低地の完新統で地殻変動・津波堆積物の調査が盛んに行われている．一方，日本の太平洋沿岸各所にある小規模な干潟は地殻変動・津波堆積物の記録が残されているポテンシャルが高いにも関わらず，研究事例は Shimazaki et al. (2011, JGR) くらいしかない．そこで，我々は，研究事例のない神奈川県三浦半島江奈湾の干潟(1923 年関東大地震で約 1.5 m 隆起)で堆積物を採取し，堆積学的・地球化学的・古生物学的解析を行った．

2．研究地域と方法

江奈湾は三浦半島の南岸にあり，幅 170 m，奥行き 400 m である．基盤は中新—鮮新統の三崎層(深海で堆積した乱泥流堆積物)である．湾には小川が流れ込み，潮上帯にはアシ原が発達し，そこの堆積物は砂礫である．潮間帯(0.6～-0.9 m)には干潟が発達している．

河口の 1 地点，潮上帯の 2 地点，干潟の 7 地点から表層堆積物を採取した．干潟の試料採取は 2017 年 7 月 8 日の干潮時に行い，水温・塩分測定と地盤高測定を行った．また，干潟の 4 地点から 17-20 cm の長さのコア試料(直径 5 cm)を採取した．これらの試料について，堆積相解析，粒度分析，泥質物の炭素/硫黄比測定，炭酸塩含有率，^{137}Cs 測定，底生有孔虫群集解析を行った．

3．結果

表層堆積物　干潟の表層堆積物は砂質泥や泥質砂である．総硫黄量は河口で 0.04 wt.%，潮上帯で 0.10-0.13 wt.%，潮間帯で 0.14-0.26 wt.%であるが，潮汐クリークでは 0.09 wt.%)である．C/S 比は河口で 96.4，潮汐クリークや潮上帯・潮間帯上部(平均海面上)では 19.8-24.4 で，潮間帯下部(平均海面下)では，10.5-13.7 である．炭酸塩含有量は河口で 0.6 wt. %，潮上帯で 2.4 wt. %，潮間帯下部で 7.1-8.2 wt.%と沖に向かって増加する．底生有孔虫は潮上帯には産せず，潮間帯上部には *Ammonia* spp. と *Elphidium crispum* がわずかに産する．潮間帯下部では有孔虫の産出頻度は増加し，*E. crispum*, *Ammonia* spp.，*Haynesina* sp. が産する．

堆積物コア　3 つの堆積相に区分される．堆積相 1 は塊状の泥質砂～砂質泥からなり，C/S 比は >11.4，有孔虫の産出密度は低い．堆積相 2 は塊状の泥質砂～極粗粒砂からなり，C/S 比は<13.9，炭酸塩含有量は 10 wt.%，有孔虫の産出密度は比較的高い．堆積相 3 は塊状泥で，上下の境界は明瞭で，部分的に葉理が見られ，生痕や有孔虫は産しない．C/S 比は 10-15，炭酸塩含有量は 10 wt.%である．堆積相 1 は潮間帯上部に見られ，堆積相 2・3 は潮間帯下部に見られる．有孔虫の層位分布は同一コアの同一堆積相については変化はない．コア間での有孔虫の種組成の相違は表層堆積物に見られる相違と同様である．^{137}Cs は全コアから検出され，その濃度は 6-20 Bq/kg である．

4．議論

^{137}Cs 濃度は，2011 年の福島第 1 原子力発電所の事故後の神奈川県の土壌の濃度(20-100 Bq/kg)に類似することから，同事故由来と推定される．よって，全コアの堆積期間は 2011 年 3 月から 2017 年 7 月であり，平均堆積速度は 33.0 mm/年以上と換算される．表層堆積物とコア試料の値から C/S 比は，潮上帯・潮間帯上部で 13.9-24.9，潮間帯下部で 4.9-11.4 である．C/S 比から干潟堆積物とその他の堆積物(汽水湖底部の還元的静水域は約 1 前後)を識別できる．

堆積相 3 は，堆積学的特徴から fluid mud 堆積物(高濃度のサスペンジョン粒子によって形成)と解釈される．C/S 比と炭酸塩含有量が堆積相 2 と同じことから，サスペンジョン粒子の供給源は干潟と推定されるので，台風時の暴浪によるサスペンジョンに起因すると解釈される．2011 年 3 月以降に，調査地域で被害を出した台風には，2011 年 9 月(Roke)，2014 年 10 月(Vongfong)，2016 年 8 月(Mindulle)があり，潮位とのタイミングは，満潮時，干潮から満潮，満潮から干潮である．サスペンジョン粒子の沈降時間を考えると，Vongfong による可能性が高い．fluid mud 堆積物は，台風時の暴浪の代替指標になり，C/S 比，炭酸塩含有量，底生有孔虫の組み合わせによって，識別ができる．

引用文献：Kitamura et al. (in press) Combined analysis of sulfur and carbon contents, and foraminifer as paleoenvironmental indicators in tidal flat sediments on Miura Peninsula, Japan. Estuarine, Coastal and Shelf Science.

O-19

神奈川県秦野盆地で採取されたオールコアボーリング試料のテフラ層序とその意義

遠藤邦彦（日大）・上杉陽・鈴木正章（文京教育センター）・宮原智哉（アジア航測）・須貝俊彦（東大）・石綿しげ子・堀伸三郎（RCCM）・杉中佑輔（RCCM）・大里重人（土質リサーチ）・谷　芳生（秦野市）
Kunihiko ENDO, Yo UESUGI, Masaaki SUZUKI, Tomoya MIYAHARA, Toshihiko SUGAI, Shigeko ISHIWATA, Shinzaburo HORI, Yusuke SUGINAKA, Shigeto OSATO, Yoshio TANI: Middle to Late Pleistocene Tephras in Hadano Basin cores and the significance

1．はじめに

神奈川県秦野市が帯水層調査等のために採取した２本のオールコアについて，主に扇状地礫層に挟まれるテフラを検討し，大磯丘陵等のテフラ層序との比較を試みた．コアの位置は図１に示す，盆地中央部やや上流側（カルチャーパーク：掘削深度 300m）と下流側（栄町公園：掘削深度 160m）で，秦野断層によって大きく隆起したブロックの南側に位置する．

2．テフラの記載の方法

２本のコアとも，吉沢ローム層より上位については，鍵となる軽石層やスコリア層が比較的よく保存され，認定は比較的容易である．しかし，吉沢ローム層より下位は圧倒的に礫層が卓越し，一部を除き礫層の間にわずかに薄いテフラ質層が挟まれるか，粗粒な礫の陰にテフラの塊がかろうじてトラップされるという状態で，テフラ認定の難易度には顕著な違いがある．

大磯丘陵を中心に得られたテフラ層序を記載した上杉（1976, 1986 等）を基に，テフラ１層１層の特徴を確認する形で記載・検討を行った．この記載によって求めた層序を幾つかのテフラの分析によって確かめる予定である．

3．栄町公園コア（掘削深度 160m）

Hk-TP 軽石層が-50m 付近に認められ，BCVA と TP 間、および BCVA の上位に３層の礫層が認められた．MP と YP の間に２層の礫層，YP の下位に顕著な礫層が確認でき，これらは尾尻礫層、上下今泉礫層，岩倉礫層、吾妻山礫層に対応する．その下位に厚い礫層を挟み，吉沢中部軽石群と吉沢下部軽石との間に礫層がある．吉沢下部軽石群の下位には礫層が薄いローム層を挟んで繰り返した後，厚い礫層に至るが，この層準は土屋ローム層上部の可能性がある．

4．　カルチャーパーク・コア（掘削深度 300m）

吉沢中部軽石群および同下部軽石群の上位にはほぼ栄町コアと同様の礫層を認定できる．

これらの下位にあたる礫層には保存は良くないが土屋ローム層に相当する軽石層が挟まれる可能性が強い．-140m～-150m前後の礫層にはテフラが確認できないが，-150m～-220mの間には藤沢ローム層のテフラが挟まれる可能性がある．この想定が正しければ，ここでは七国峠ローム層や早田ローム層に相当する堆積物が欠如することになる．-224m付近には厚さ 15 cmの顕著な細粒軽石質火山灰層（224m テフラ）が認められた．大磯丘陵では従来未発見のゴマシオ軽石（新井，1972；GoP1），Aso-1 テフラ，KKT(加久藤テフラ)等に相当する可能性があるため，さらなる検討が必要とされる．その下位の厚い礫層は下庭ローム層や雑色ローム層にあたる可能性がある．

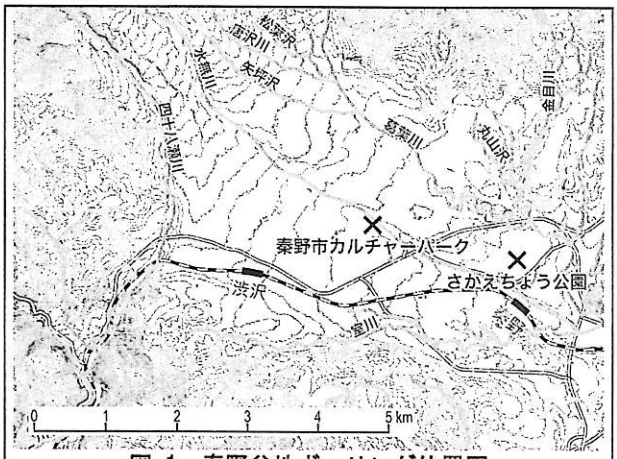


図.1　秦野盆地ボーリング位置図

5．　秦野コア検討の意義

秦野盆地や大磯丘陵では武蔵野・立川期に段丘が形成され，この時期の層序が検討されてきたが，盆地内の累積的環境においてもそれらは同様に区別できる．吉沢期の礫層や土屋期の礫層が発達することが今回明らかになった．土屋期の礫層はその前の七国峠・早田期の堆積物を侵食している可能性がある．下庭～雑色期には顕著な礫層が堆積していた可能性が強いが，従来この時期については不明であった．-244m テフラの認定・対比は，カルチャーパークコアの層序を決める上で極めて重要である．予察的分析では-244mテフラは斜方輝石・磁鉄鉱に富み，黒雲母，角閃石，カミングトン閃石を含むゴマシオ軽石とは異なる．従来，藤沢/下庭境界付近とされる GoP1 のやや下位の Aso-1 等との対比について検討を進める．

引用文献

新井（1972）第四紀研究，11，254-269．；町田・新井・村田・袴田（1974）地学雑誌，83, 302-338；上杉（1976）関東の四紀，3，28-38；上杉（1986）関東の四紀，12，11-20；内田・上杉・千葉（1981）関東の四紀，8，33-44．

O-20

伊豆諸島神津島火山の天上山および櫛ヶ峰におけるテフラ層序とその対比

村田昌則（首都大学東京火山災害研究センター）・小林 淳（静岡県富士山世界遺産センター）・
青木かおり（首都大学東京火山災害研究センター）・鈴木毅彦（首都大学東京都市環境学部）

Masanori MURATA, Makoto KOBAYASHI, Kaori AOKI, Takehiko SUZUKI: Tephrostratigraphy and these correlation on Tenjosan and Kushigamine in Kozushima volcano, Izu Islands

1．はじめに

伊豆諸島神津島は，流紋岩溶岩ドーム及び同質の火砕物からなる火山群で構成される．神津島の火山地質層序は，谷口（1977），一色（1982）などによって研究され，各火山体の形成年代や火砕物の堆積年代は，各種の年代決定法により構築されてきた（谷口，1988；福岡・磯，1980；横山ほか，2003；菅ほか，1992，2003など）．これらの知見などをもとに，約30 ka以降の活動は，30～25 kaに島中央部から南部にかけての火砕噴火や溶岩ドーム形成といった大規模噴火が頻発した後，2万数千年間の休止期間を挟んで，最新期活動である神戸山-穴の山-花立山火山列イベント（1.2～1.1 ka）と天上山イベント（AD838）が発生したと解釈している（小林ほか，2019）．

我々は，神津島火山の最新期活動の実態を明らかにするために，テフラ層序の精緻化を進めている．本発表では，天上山および櫛ヶ峰の各火山体上で確認したテフラについて報告する．

2．天上山溶岩ドーム上の新島向山テフラ

天上山溶岩ドーム上の周遊路沿い（Loc. A）の崖錐堆積物中に，層厚3～5 cmの白色の細粒火山灰層を確認した．これに含まれる火山ガラスは軽石型を主体とし，斑晶鉱物として黒雲母を含む．火山ガラスの屈折率は1.495～1.498で，主成分化学組成はSiO_2が77.5～78.3 wt%，K_2Oが3.4～3.8 wt%，Na_2Oが4.0～4.3 wt%を示す．神津島天上山テフラに含まれる火山ガラスに比べてK_2O，Na_2Oの組成がともに低い特徴から（小林ほか，投稿準備中），新島向山テフラに対比される可能性が高い．これまで神津島島内では明瞭な地層として新島向山テフラが記載された例はない．

3．櫛ヶ峰火砕丘を構成する火砕堆積物

天上山溶岩ドームの東方に位置する櫛ヶ峰は，じょうご山溶岩ドームに載る比高50 m程度の半円状の高まりとして確認できる．これは谷口（1977）において「軽石丘」と記載され，天上山イベントと同時代に形成したと考えられている．櫛ヶ峰頂部にある火口状の凹地の東縁（Loc. B）には，火砕丘を構成する層厚10 m以上の軽石・火山灰互層を確認できる．この堆積物は，上下2ユニットに大別され，下部は褐桃色～淡褐色を呈する細粒火山灰を挟在し，火山礫やサグ構造を伴う火山岩塊を多層準で多く確認できることから，この堆積物を及ぼした噴火口は至近にあると推定できる．一方，上部は全体に塊状で，白色を呈する軽石・火山礫（一部に火山岩塊を伴う）で構成される．これらの火砕堆積物の6層準から試料を採取した．いずれの試料においても，軽石型の火山ガラスを主体とし，斑晶鉱物として黒雲母を含む．火山ガラスの屈折率は1.495～1.497，主成分化学組成は，SiO_2が77.5～78.2 wt%，K_2Oが3.7～4.1 wt%，Na_2Oが3.9～4.2 wt%を示す．これらの特徴は神津島天上山テフラと一致しており，櫛ヶ峰火砕丘は天上山イベントと同時噴火によって形成された可能性がある．

4．今後の検討課題

穴の山溶岩ドーム脚部（Loc. C）には，火砕サージ堆積物の互層が分布する．これに含まれる火山ガラスの主成分化学組成は，神津島天上山テフラと類似した特徴を有するものもあり，これらの関係についても今後検討を行う．

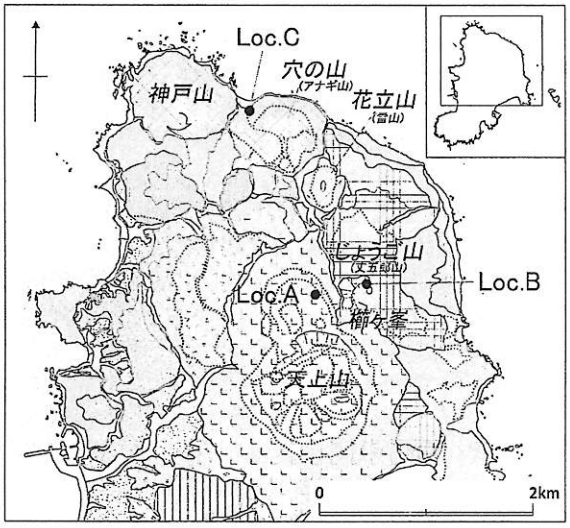


図　神津島火山の地質図
（一色，1982；谷口，1977をもとに作成）

引用文献：福岡・磯（1980）火山第2集，25，307-308．一色（1982）地域地質研究報告．小林ほか（2019）JpGU2019，SVC38-P22．菅ほか（1992）火山，37，72-83．菅ほか（2003）火山，48，499-505．谷口（1977）火山第2集，22，133-147．谷口（1980）火山第2集，25，217-229．横山ほか（2004）火山，49，23-32．

O-21

上総丘陵の尾根上に見出されたテフラと地形

佐藤俊文（駒澤大学・院生）

Toshifumi SATO:Tephrochronology on the Tephra Found around Kazusa Hill and Topography

1．はじめに

上総丘陵の君津市戸崎・濁沢地区南域方面の尾根（北西に8°以上15°未満傾斜）で見出されたテフラの対比を行い，また地形について論ずる．

演者は木更津台地の地形面に関して2000年千葉大会で代表して発表したことがある．その後，単独で周辺域の地形調査を続け，上述の尾根の標高点240.3mのある平坦部を覆うローム質火山灰土中に目立つテフラを見出し，屈折率等の試料分析を京都フッション・トラック(株)に依頼した．

地質と見出されたテフラ：基盤地質は笠森層で，万田野砂礫層の上位に相当する．上述のローム質火山灰土の層厚は確認できるだけでも10mはあり，この下部に，肉眼で十分識別可能な層厚83cmほどのテフラ質の層位がある．このうち中位の目につく淡オレンジ～黄白色軽石（層厚30～35cm，粒径1mm以下の角粒軽石・黒粒角粒.）の中央部で試料を採取した．

2．調査・分析の結果

講演では、地形断面図，柱状図，テフラ分析結果・観察内容などを示す．以下の結果を得た．

① 木更津台地の平坦域，標高170～180mにあって木更津台地面を内陸に延長した地域で開析の著しく進んだ丘陵部（砂礫採取で広大な窪地化），標高180余m前後以上に見る急傾斜部，3，4段はある緩傾斜面地帯（標高約190～200m以上の最高標高域）など，平坦面・緩傾斜面が存在する．

② 標高240.3mの最高点平坦部域で採取したテフラを含む層位は，この地点で目視する限り傾斜を確認できるほどの傾きはない．一方，標高221.5m標高点のある北側の急崖部には，見かけの傾斜が約30°を示す基盤砂層面に沿って覆う，層厚約4～5mはある茶褐色ローム層（白色粒が散在）が見られる．このローム層下端より約70cm上には層厚10～12cmの赤褐色テフラ層が介在し，北西域の標高200mほどの緩傾斜域にも連続する．

③ 分析テフラの全鉱物組成（個数）は，重鉱物＞軽鉱物＞岩片＞火山ガラス＞その他．このうち，火山ガラス：珪長質で，軽石型＞バブルウォール型＞不規則型．スコリアガラスを含む．重鉱物：斜方輝石，緑色角閃石＞不透明鉱物＞橄欖石＞単斜輝石が主，ジルコン・黒雲母極微量．軽鉱物：斜長石・石英＞カリ長石．岩片：石質・スコリア質．その他：火山ガラス変質物．

火山ガラスや鉱物の屈折率は，そのヒストグラムからグループ分けし，最頻地を含むグループの屈折率に注目し，記載する．火山ガラス：1.4965～1.5011（1.499）のグループに全個数の87%が頻出しその最頻値は1.499であった．以下略記する．斜方輝石：γ＝1.702～1.710(1.706)，66.2%．角閃石：n_2＝1.670～1.677（1.672），81.5%．鉱物組成や屈折率などから，このテフラは南九州の火山起源である樋脇テフラ（Hwk）に酷似する（但し，組成に橄欖石が含まれることを除いて）．笠森18（Ks18）は樋脇テフラに対比されている．

3．考察結果

① 木更津台地上部のHk-KIP群中部層準には大量の海綿骨針を見る．内陸に向かって徐々にこの層準が高度を上げる状況から下末吉海進期の旧汀線は，標高180余m前後以上に見る急傾斜部の辺りとするのが妥当であり，これよりも標高の高い標高190～200m以上に見る尾根の3、4段の緩斜面は，下末吉海進期に形成を見た段丘よりも古い時代の地形面の名残りの可能性がある．

② 分析したテフラは，屈折率の相違を含めて考えると，Hk-TPなどに対比されない．またテフラ採取地点の地質が万田野砂礫層上位にあること，およびこの層準の堆積環境が鈴木毅彦(2000日本の地形4　P.311)の図から浅海域にあったと判断されることから，本テフラ降下時は海の影響を受けやすい状況下にあった可能性が高い．即ち，本分析テフラに橄欖石が含まれるが，樋脇テフラ（笠森18に対比）が飛来し海底堆積するとき，本地点では海の流れの影響を受けて玄武岩質マグマ由来などのテフラの混入の可能性があった．

③ 上総丘陵尾根の標高240.3mを含む平坦部下に，樋脇テフラに対比可能なテフラが介在する．地質断面図から，この笠森層の部分は，同じ年代の地形面ではないが，樋脇テフラ対比層位をちょうど残すに近い角度（笠森層の堆積面と平行に近い状態）で侵食され残った平坦部と考えられる．

引用文献：新井房雄・町田　洋（2003）新編火山灰アトラス．千葉県(1976)土地分類基本調査　大多喜　付図．地質調査所（1984）姉崎地域の地質P1～100．　日本の地形4関東・伊豆・小笠原(2000)P6～36，149～161，169～180，232～256．

O-22

箱根火山神山・大涌谷周辺の最新期火口列の形成年代と2015年噴火の位置づけ

小林　淳（静岡県富士山世界遺産センター）・萬年一剛（神奈川県温泉地学研究所）・
山口珠美（箱根ジオミュージアム）・長井雅史（防災科学技術研究所）

Makoto KOBAYASHI, Kazutaka MANNEN, Tamami YAMAGUCHI and Masashi NAGAI: Eruption ages of the latest chains of craters around Kamiyama and Owakudani, and positioning of 2015 Owakudani event in the eruption history of Hakone volcano.

1．はじめに

地形地質学的調査に基づき，噴火ハザードを適切に評価し防災対策に生かすには，レーザ測量で検出が容易になった火口地形の抽出に加え，噴出物の年代・分布等のデータを継続的に取得し検討することが重要である．我々は，2001年異常（気象庁編，2013）を契機に，最新マグマ噴火（冠ヶ岳；約3ka）以降の噴火履歴を調査してきたが（小林ほか，2006；土屋ほか，2017）．今回新たに高精度地形データを入手し，また諸工事によって露頭状況が変化したことから，改めて神山・大涌谷周辺の火山地形判読と地表地質調査を行った．

2．神山・大涌谷周辺の火口列の形成年代

1）火山地形（火口地形）の判読

神山北西斜面に開いた馬蹄形火口の脚部（大涌谷園地）には，山体崩壊に関連した岩屑なだれ堆積物（Hk-Kmd.a），冠ヶ岳溶岩ドームの形成に関連した火砕流堆積物（Hk-Kn），その後のラハール堆積物等で構成された地形面が分布する．一方，神山・大涌谷から駒ヶ岳にかけては，北西ー南東方向に連なった連続性のよい数条の火口列が分布する．特に，神山北東稜線付近には火口地形が密集し（図中B），2015年噴火口を挟んだ北西方には長さ約500mの火口列を判読できる（同A）．

2）噴火堆積物の年代・分布

園地付近には，Hk-Kn やその崩壊堆積物，Hk-Kmd.a 等が分布し，これらを覆って大涌谷テフラ群（Hk-Ow群）に関連したラハール堆積物を確認できる．Hk-Ow1 と Ow2 のラハール堆積物は，現噴気地帯から離れた現河床から高い地点にも分布することから，規模が大きく，噴出源が広範囲に及ぶイベントであった可能性がある．

神山北東稜線付近には，Hk-Kn 及び Hk-Kmd.a 起源の降下火砕物が分布し，それを覆って Hk-Ow 群の降下火山灰を確認できる．しかし，神山山頂から南方では，Hk-Ow 群の薄層が分布するのみで，少なくとも火口近傍堆積物は確認できない．

3）火口列の形成年代の変遷

噴火堆積物の分布より，Hk-Ow1 と Ow2 の噴出源は神山北東稜線付近の火口群と推定される．特に Hk-Ow1 の火口列は園地北方にまで達した可能性がある．Hk-Ow3～5 の噴出源は，大涌谷頭部から園地内の現噴気地帯にかけての狭い範囲と考えられる．一方，これまでの調査では，神山山頂から南東に連なる火口列で Hk-Ow 群に関連した爆発的噴火は発生していないと考えている．

3．2015年噴火の位置づけ

Hk-Ow 群の噴火は，神山北東稜線から大涌谷頭部を中心とする北西ー南東方向の領域に限定され，2015 年噴火の際に観測された地殻変動から求められた熱水貫入面（Doke *et al.*，2019）と調和的である。このことは，2015年噴火は Hk-Ow 群の噴火を引き起こした熱水クラックの再活動といえるかもしれない。

引用文献：Doke *et al.*（2018）EPS．気象庁編（2013）日本活火山総覧（第4版）．小林ほか（2006）火山，51，245-256．小林ほか（投稿中）月刊地球．土屋ほか（2017）火山，62，23-30．

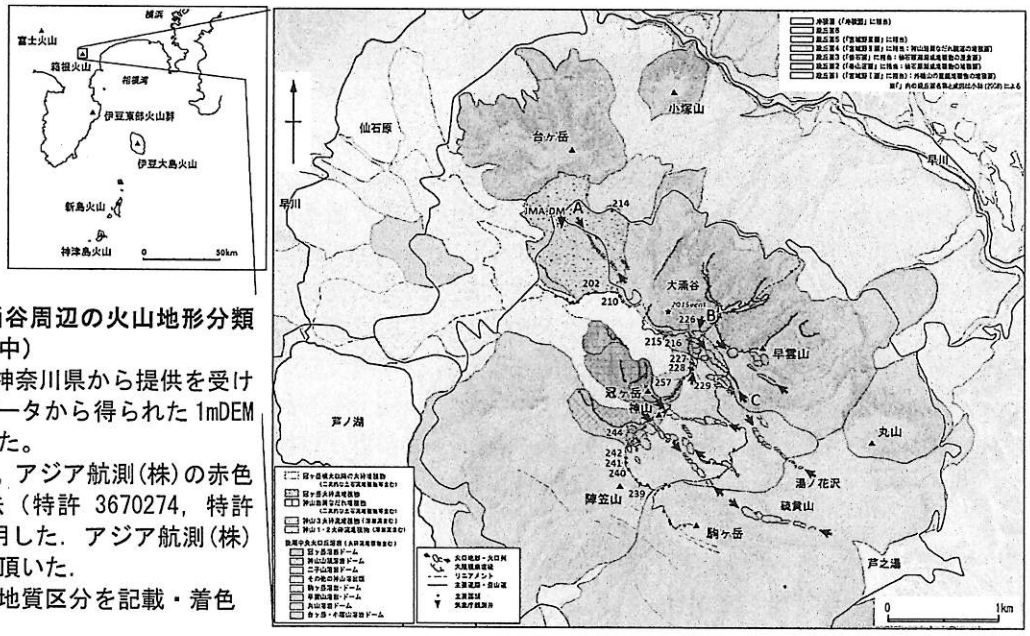


図　神山・大涌谷周辺の火山地形分類（小林他，投稿中）

赤色立体図は，神奈川県から提供を受けたレーザ測量データから得られた1mDEMをもとに作成した。

その作成手法は，アジア航測（株）の赤色立体図作成手法（特許 3670274，特許 4272146）を使用した．アジア航測（株）の千葉氏に作成頂いた．

赤色立体図上に地質区分を記載・着色

O-23

富士五湖における表層水中溶存無機炭素の放射性炭素年代の月毎変動と炭素リザーバー効果

太田耕輔（東京大）・横山祐典（東京大）・宮入陽介（東京大）・山本真也（富士山科学研究所）
Kosuke OTA, Yusuke YOKOYAMA, Yosuke MIYAIRI, Shinya YAMAMOTO: Reservoir effect derived from surface water dissolved inorganic radiocarbon of Fuji Five Lakes

1．はじめに

放射性炭素（^{14}C）を年代測定に用いる際には大気中での放射平衡と局所的なリザーバー効果の影響を検討する必要がある(例えば，横山, 2019). リザーバー効果とは、土壌や母岩由来の古い ^{14}C の影響を受け、水や堆積物が生成年代よりも古い ^{14}C 年代を示す現象である（Ascough et al., 2010）。^{14}C は年代とリザーバー効果の２つの指標となり得る反面、測定値のもつ意味について慎重な考察が必要である。

湖沼ではリザーバー効果の変動が顕著であり、最大で 2200 年程度を示すことが知られている（Godwin, 1951）。最近では Bente (2013)が、地下水や河川水、降雨がリザーバー効果に与える影響について報告しているが、サンプリング間隔が半年毎と広く、リザーバー効果の詳細な季節変動やその降雨量等との関係については十分明らかにされていないのが現状である。

2. 目的

そこで本研究では，富士山の北麓に位置にする富士五湖で１ヶ月毎の溶存無機炭素 ^{14}C 測定を行い、リザーバー効果の季節変動を明らかにすることを目的とした。富士五湖では、湖毎にその後背地の地質や水深などが大きく異なるため、5 つの湖で季節変動を比較することによって、富士五湖のリザーバー効果に影響を与える環境要因を明らかにできる。また、湖沼に流入する河川水や地下水の割合を考慮することでリザーバー効果における水循環の寄与を解明することができる。

3. 研究地域

富士五湖は富士山の活動とともに形成された火山性せき止め湖である。今から約 1200 年前には，富士北西山麓にあった“せのうみ”という湖に青木ヶ原溶岩が流れ込み、中央部を埋め立てた結果，現在の西湖と精進湖が形成された(高橋ほか, 2007)。

例えば本栖湖では、吉澤ら(2008)の表層水によるバナジウム濃度の継続的な調査や浜野(1976)による夏季と冬季の水温・水質調査に加え、通年の水温・水質の鉛直調査が行われ(濱田ほか, 2012)、降水量が水収支の大きなウェイトを占めていることが明らかにされた。しかし、富士山北麓は溶岩流によって形成された地形であることから、集水域の特定が難しく、本栖湖，精進湖，西湖の間の地下水流動を考え、3 つの湖を 1 つの地下水流動系として水収支計算を行う必要性が示された。

また、山本ほか(2017)による河口湖の水文調査及び湖底調査では、湖中央部に位置する鵜の島の東約 100 m の観測点で、水温及び電気伝導度の成層構造に乱れが観測され、水深約 8 m の湖底から、水質の異なる水の湧出が新たに確認された。

4. 実験

富士五湖の表層水を 2018 年 6 月から１ヶ月毎の間隔で定期的に採取した。採取時に水銀で固定した湖水試料に対し、McNichol et al. (1994)に従いバブリング法によって溶存無機炭素から CO_2 を抽出し、Yokoyama et al. (2007)に従いグラファイト化した。測定は東京大学大気海洋研究所のシングルステージ加速器質量分析装置を用いて行った (Yokoyama et al., 2019)。

5. 結果・考察

河口湖・山中湖・西湖・本栖湖の全溶存無機炭素中の ^{14}C を測定した結果、河口湖の夏季表層水が最も古い ^{14}C 年代を示し、本栖湖が最も新しい年代を示した。山中湖と西湖では本栖湖に近い値を示すことから、河口湖が顕著に古い年代をもつことが明らかになった。本栖湖表層水の放射性炭素年代は Obrochta et al. (2018)による本栖湖堆積物の表層リザーバー年代(222 ± 77 ^{14}C yr)と調和的であった。また、河口湖・本栖湖のリザーバー効果は冬季に比べ夏季に大きくなること、山中湖では夏季に月ごとの変動幅が大きいことが明らかになった。他にも、本栖湖堆積物から抽出した特定有機化合物の ^{14}C 測定結果と比較することで、水循環の変動が本栖湖のリザーバー効果に与える影響について考察する。

引用文献：高橋正樹ほか(2007)富士火山, 303–338. 濱田浩美ほか(2012) 千葉大学教育学部研究紀要,60, 459-468. 浜野一彦(1976)山梨大学教養学部研究報告, 27, 59-66. 山本真也ほか(2017) 日本水文科学会誌, 47, 2:49-59. 横山ほか(2019) 第四紀研究, 58, 3, 265-286. 吉澤一家ほか(2008)山梨衛公研年報, 52. Ascough (2010) Radiocarbon, 52, 1098-1112. Bente P (2013) Godwin H (1951) Am. J. Sci. 249, 301-307. Heritage Science, 1, 24. McNichol AP et al (1994) Radiocarbon, 36, 237–246. Obrochta et al (2018) Quaternary Science Reviews 200, 395-405. Yokoyama Y et al (2007) Nucl Instrum Methods Phys Res B, 259, 330–334. Yokoyama Y et al (2019) Nucl Instrum Methods Phys Res B, in press.

O-24

魚沼層群の大型植物化石群とその酸素同位体ステージへの対比に基づく前期更新世の気温と植物相の変化

百原　新（千葉大）・植木岳雪（千葉科学大）・齋藤　毅（名城大）

Arata MOMOHARA, Takeyuki UEKI, Takeshi SAITO: Temperature and floral changes in the early Pleistocene based on plant macrofossil assemblages from the Uonuma Group and their correlation to marine isotope stages

1．はじめに

前期更新世は，約4万年周期の氷期・間氷期の気候変化が，約110万年前以降に約10万年周期の変化へと推移し，氷期の気候がより寒冷になった時代である．前期更新世全体の陸域の気候と植生の変化は，黒海海洋底コアの花粉分析（Popescu *et al.*，2010）やシベリア東部の湖沼堆積物の化学組成（Melles et al.，2012）などで復元され，酸素同位体ステージに対比されているが，東アジア中緯度陸域での気候や植生変化資料は極めて少ない．新潟県南部の魚沼層群は堆積速度が速く，大型植物化石が多産し，前期更新世を通じた高精度の古環境復元が可能である．本発表では大型植物化石群と，その酸素同位体ステージへの対比に基づく，約250万年前から約70万年前までの古気温と植物相の変化を報告する．

2．調査方法

新潟県十日町市の田川，川治川流域とその周辺の沢で，テフラを対比しながら古地磁気極性を測定し，マツヤマ逆磁極期中の地磁気逆転層準を明らかにした．田川と川治川上流域の魚沼層群は，ガウス・マツヤマ境界の下からブリュン・マツヤマ境界の上までの全層厚約1200m，主に河川成堆積物で構成される．他地域の海洋底コアで酸素同位体比ステージに対比されたテフラは，SK030(MIS34)，SK110(MIS54)，Eb-Fukuda(MIS61)，OKI（MIS90）が含まれる．地磁気逆転層準や広域テフラ間の千年あたりの堆積速度は，ハラミヨイベント基底より下位では0.64～0.76m，上位では0.42～0.44mとほぼ一定である．180の種実化石密集層を採取し，水洗篩分によって種実類を選別，同定した．合計325分類群を同定し，各化石群からは平均50分類群の植物化石が得られた．

化石群構成種の現在の分布限界の年平均気温，最寒月平均気温，最暖月平均気温に基づいて古気温を復元した．標高100m単位の垂直分布が記載された日本と中国の地域植物誌と植生調査報告によって分布限界を決め，その地点の気温を気象庁メッシュ気候値2000や中国気象局資料により算出した．12層準の原地成の泥炭堆積物からの化石群の堆積の場の古気温は，構成種すべてが分布できる気温の範囲で示した．それ以外の化石群は河道内堆積物に含まれ，より高い標高域から運搬された植物を含む．そのため，化石群構成種のうち分布限界が堆積の場所に近い植物，すなわち，分布限界の気温値のもっとも温暖な値を，化石の堆積の場の古気温とした．得られた古気温変動曲線を海洋酸素同位体ステージに対比した．

3．前期更新世の古気温変化

調査地域の植物化石群から復元された古気温変化曲線は，MIS21/20とMIS76，79，88を除く，MIS90（OKI層準）より上位の前期更新世の氷期・間氷期ステージに対応し，MIS91～104（G/M境界）では，上半部の化石群は温暖な気候を，基底部は比較的寒冷な気候を示す．調査地域では氷期の化石群は扇状地成礫層が発達する層準に位置することが多く，間氷期の化石群は礫層間のシルト・砂互層が発達する層準に位置し，北側の東頸城丘陵での海進の層準（風岡，1988）に対応する（Momohara et al.，2017）．

前期更新世で最も温暖な間氷期は，ハラミヨイベント下限とその下位のMIS31に対比される時代で，最寒月平均気温が最も高い場所（2.2℃）を分布北限とするシマサルスベリが産出する．次に温暖な最寒月平均気温（1.9℃）の指標はハマセンダンによるもので，MIS31のほかMIS49および47（約145万年前），MIS93-95付近（240万年前前後）に産出する．それ以外の間氷期の最寒月平均気温は現在の気温（長岡，1.3℃）より低く，MIS57よりも後とMIS79より前では0.6℃（ツヅラフジ分布限界）と-0.9℃（クマツヅラ分布限界）の間，MIS77～59間（200～165万年前）の間氷期の気温は-1.5℃（シナサワグルミ分布限界）と低くなっていた．一方，最寒月平均気温は，MIS30以降のすべての氷期が-5.3℃以下，MIS86（約225万年前），MIS70（185万年前），MIS62，60（約170万年前）と，MIS38（125万年前）で-4.6℃（クロバナロウゲ分布限界），それ以外は-3.1℃である．

これらの結果は海洋酸素同位体比曲線（Lisiecki and Raymo，2005）や大陸域での気候変化曲線（Melles et al.，2012）などのグローバルな古気温変化の傾向と整合的である．植物相の変化の時期は気温変化とは一致せず，約140～130万年前に顕著で，山地の隆起による植物の移動経路の消滅が主な要因だと考えられる．

引用文献　風岡（1988）地球科学 42，61-83. Lisiecki and Raymo (2005) Palaeoceanogr. 20, PA1003, Melles *et al.* (2012) Science 337, 315-318. Momohara *et al.*, (2017) Quat. Int. 455, 149-165. Popescu *et al.* (2010) Quart. Int. 219, 152 -167,

O-25

天守山地・三石山西面で更新世後期末に発生した大規模斜面崩壊

苅谷　愛彦（専修大）

Yoshihiko KARIYA: Latest Pleistocene large-scale landslide event occurred on the western side of Mount Mitsuishi, Tenshu Mountains in central Japan

1．はじめに

湿潤変動帯における山地地形の形成過程を考えるうえで，斜面崩壊（以下，崩壊）の地形・地質および数値年代に関する情報は重要である．また，これらの情報から古気象や古地震を論じることも可能な場合がある点に別の意義を見いだせる．本発表では，南部フォッサマグナ天守山地の大規模崩壊の事例を報告する．

2．調査地域

天守山地三石山西面（山梨県身延町樋之上垈）には，西に開くコの字状の滑落崖を持つ崩壊地が存在する（図）．滑落崖頂部（標高 1050 m）と移動体末端（標高 500 m）との水平距離は約 1200 m で，移動体は約 1000 m×300 m の広さを持つ．移動体層厚を平均 5 m とすると，移動体体積は推定 1.5×10^6 m^3 であり，下位級の大規模崩壊に分類される．移動体には二次移動を示す顕著な痕跡はない．一方，移動体末端より下方の谷底には移動体の続き，または二次移動物質と疑われる段丘地形が認められる．地質は中新統富士川層群身延層丸滝礫岩部層（杉山・松田 2014）の礫岩・砂岩・泥岩互層で，北東走向・北傾斜を示す

3．試料と方法

移動体を横切る林道沿いで中礫大の角礫と砂・シルトの基質からなる不淘汰混然相の崩壊物質を発見した．同物質には未炭化の木片が含まれる．露頭面で水平方向に約 1 m 隔離したほぼ同層準の木片 2 点（MIT-1, MIT-2）を採取した．木片の最外部を極少量分取し，加速器分析研究所に ^{14}C 年代測定を委託した（前処理 AAA 法；半減期 5570 年；$\delta^{13}C$ 分別補正；OxCAL＋IntCal13 較正）．

4．結果

MIT-1 [IAAA-190045] は 14555±53 ^{14}C BP・17928-17556 cal BP（2σ）を，MIT-2 [IAAA-190046] は 14831±52 ^{14}C BP・18220-17865 cal BP（同）を示した．両年代値は誤差範囲で重なり，乖離や，層位的な矛盾もない．結果は妥当と判断される．

5．議論

木片の年代が崩壊物質の移動・定置年代を示すとすると，この崩壊は酸素同位体ステージ 2 末期に生じたとみなされる．当時，山梨県南部など中部地方の山地では温帯性・亜寒帯性針葉樹や冷温帯性落葉樹が卓越していたとされる（守田他 1998）．三石山西面の標高 700-1000 m 付近も森林帯か潅木帯に属していたと考えられる．

この崩壊の地質学的素因は，身延層の構造による流れ盤の条件と考えられる．他方，文字記録がないため誘因は未詳である．ただし，最も近接している（約 10 km 東南東）富士川河口断層帯芝川断層では 22（^{14}C）～16 cal ka の活動が疑われており（静岡県 1996），この古地震や関連する海溝型地震が誘因だった可能性はある．

天守山地やその周辺では崩壊に関する年代資料が集積しつつある（鈴木他 2015；苅谷・西井 2017；太田・苅谷 2017；苅谷・松四 2018；小塚・苅谷 2018；Yamada *et al.* 2018 など）．これらの成果や先行研究を通覧すると，本地域では更新世中期以降，あらゆる時代に崩壊が起きてきたことが理解される．ただし特定の時代に集中するかどうかは目下不明である．山地解体史や土砂動態史などを定量的に論じるためにも，崩壊に関する地形・地質や年代資料のさらなる蓄積が必要である．

引用文献・謝辞：苅谷・西井（2017）地理評．苅谷・松四（2018）地理春要旨．小塚・苅谷（2018）JpGU．守田他（1998）日本列島植生史．太田・苅谷（2017）JpGU．静岡県（1996）県地域活断層調査業務報．杉山・松田（2014）5 万「南部」図幅．鈴木他（2015）第四紀演旨．Yamada *et al.*（2018）Quat. Geochro.科研費（17H02029, 18K01123）と 2019 年度専修大学研究助成を使用した．

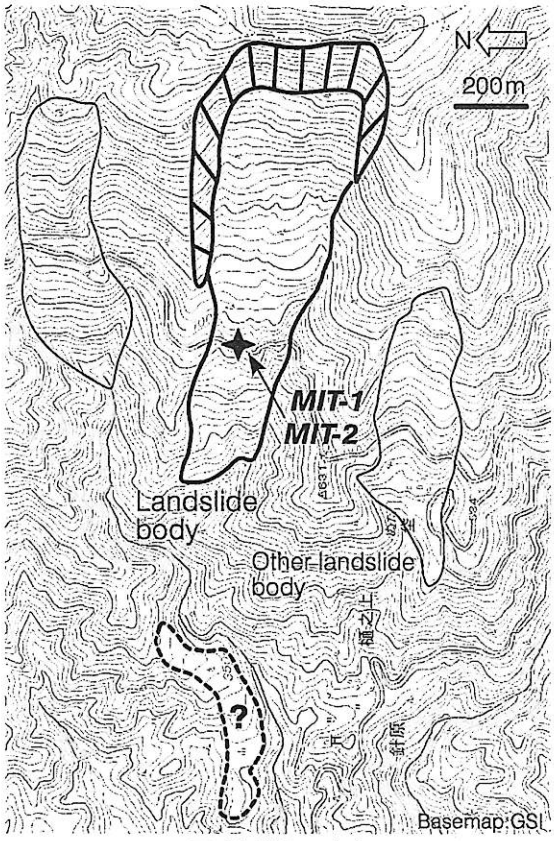


図 試料採取地点

O-26

西三河平野南西部地下に分布する更新統の層序の再検討

阿部朋弥・中島　礼・納谷友規・水野清秀（産総研）

Tomoya ABE, Rei NAKASHIMA, Tomonori NAYA and Kiyohide MIZUNO: Reexamination on stratigraphy of the Pleistocene beneath the southwestern part of the Nishimikawa Plain, Aichi prefecture, central Japan

1．はじめに

西三河平野南西部の中位段丘（碧海面）の構成層は碧海層と呼ばれ（町田ほか，1962），河成の砂～砂礫層と海成の泥層からなる（牧野内ほか，2011）．その堆積年代は，下部の海成泥層の最上部付近に鬼界葛原テフラ（K-Tz，95 ka；町田・新井，2003）由来のテフラ粒子が含まれること（森山ほか，1997），及び濃尾平野の熱田層の堆積年代を参考として，120～70 ka（MIS 5e～5a）と推定された（牧野内ほか，2011）．しかし，碧海面上の赤色土壌中にも K-Tz に由来するβ-Qz や火山ガラスが含まれることが報告されており（牧野内ほか，2003），碧海層の離水年代は場所により異なる可能性がある．また，平野地下には，碧海層基底から鮮新統東海層群上面までの間に，最大で層厚約 70 m の更新統が分布する（牧野内ほか，2011）．この碧海層より下位の層準の更新統については，珪藻化石から複数の海成層の存在が指摘され，一部は濃尾平野の海部累層（MIS 7～11）に対比される可能性が示唆されたが（森，1984），その堆積年代はほとんど検討されていない．

そこで，既存のボーリングデータやボーリングコアを収集・解析するとともに，完新統から更新統のオールコア試料を採取し，更新統の堆積年代について検討した．その結果，断片的な情報ではあるが新たな知見が得られたので報告する．

2．既存のボーリングコア中のテフラ

碧海面上で掘削された以下のコア試料中で，火山灰層や火山ガラスの散在層準が認められた．

①高浜市中部のコア（標高：5.0 m；愛知県，1996）：深度 18.15 m，海成泥層の最下部，層厚約 1 cm の火山灰層（テフラ A）．

②高浜市北東部のコア（標高：6.4 m）：深度 18.15～19.45 m，貝殻片を含む海成泥層の上位，火山ガラス主体の火山灰層（テフラ B）．

③碧南市西部のコア（標高：8.6 m）

・深度 10.15～10.45 m，貝殻片を含む海成泥層の上位，火山ガラス主体の火山灰層（テフラ C）．

・深度 20.15～21.45 m，テフラ C の下位に層厚約 2 m の砂礫層を挟んでさらに下位の泥層上部，火山ガラス散在層準（テフラ D）．

④碧南市中部のコア（標高：5.1 m）：深度 15.15～15.47 m，貝殻片を含む海成泥層の上部，火山ガラス散在層準（テフラ E）．

火山ガラスの形態，屈折率，主成分・微量元素組成から，テフラ A～E と琵琶湖底堆積物中のテフラ（長橋ほか，2004；長橋ほか，2015 など）と対比を試みた．その結果，テフラ A は BT39～42（Aso-3，133 ka），テフラ B と C は，BT34～36（122～124 ka），テフラ D と E は BT58（Ata-Th，238 ka）に対比される可能性が高い．なお，テフラ D と E は，二次堆積の可能性があるが，テフラ D を含む泥層は，層相からテフラ C を挟む泥層よりも古い堆積サイクルと解釈される．これらのテフラと海成層との層位関係から，MIS 5e と MIS 7 層準の海成層の存在が示唆される．

3．GS-HKN-1 コアの概要

碧海面の開析谷である油ヶ淵低地の 1 地点（標高：1.38 m）で，長さ 80 m のオールコア試料（GS-HKN-1）を採取した．コア試料は，層相の上下が侵食面などの明瞭な境界で区切られ，中粒砂～砂礫層などの粗粒堆積物から泥層などの細粒堆積物へと上方に変化する堆積物を一つのユニットとして認識し，下位からユニット 1～12 に区分した．最上部のユニット 12 は放射性炭素年代から沖積層と判断される．ユニット 1，3，5，6，11 の各上部の泥層は，海水～汽水種の珪藻化石の産出や硫化物の析出，巣穴化石・貝殻片の含有から海成層と解釈した．ユニット 2～5 の各上部の泥層からは，コナラ亜属の木本花粉が多産し，メタセコイヤ属は産出しなかった．このような花粉化石群集は，近畿～関東の中部日本では，MIS 16～21 の特徴とされる（楡井・本郷，2018）．また，ユニット 2～9 の泥質堆積物の古地磁気を測定したところ，コアの下部に逆帯磁の層準が認められ，ユニット 5～6 の間に，松山-ブリュンヌ古地磁気極性境界があると推定された．それより上位のユニットの堆積年代の推定は今後の課題である．

4．おわりに

西三河平野南西部の地下には，断片的な年代の情報ではあるが，MIS 19～21 以前，MIS 7，MIS 5e に堆積した下～上部更新統が分布することが明らかになった．今後，GS-HKN-1 コアの各ユニットと海洋酸素同位体ステージの対比や各ユニットの側方への連続性を明らかにするとともに，下部更新統と中・上部更新統の間に堆積間隙を持つ不整合があるのかどうかについても検討する．

引用文献：愛知県（1996）加木屋断層，高浜撓曲崖及びその周辺の断層に関する調査報告．町田・新井編（2003）新編 火山灰アトラス．町田ほか（1962）地理学評論，35，505-524．牧野内ほか（2003）名城大学総合研究所総合学術研究論文集，2，71-77．牧野内ほか（2011）地質学雑誌，117，79-94．森（1984）瑞浪化石博物館研究報告，11，93-99．森山ほか（1997）愛知教育大研究報告，46，61-69．長橋ほか（2004）第四紀研究，43，15-35．長橋ほか（2015）地球科学，69，205-222．楡井・本郷（2018）第四紀研究，57，143-155．

O-27

「入鹿切れ」150 年前のため池崩壊堆積物を掘る

森　勇一（東海シニア自然大学）・田中里志（京都教育大学）・
西松賢一郎（大口町歴史民俗資料館）・大塚友恵（ニワ里ねっと）・服部哲也（同）

"Iruka-gire"　Geological studies of the Levee collapse deposit of Iruka-ike pond in the 150 years ago, Aichi Prefecture ; Yuichi MORI, Satoshi TANAKA ,Kenichiro NISHIMATSU, Tomoe OTSUKA and Tetsuya HATTORI

1．はじめに

入鹿池は愛知県犬山市に所在し，1633（寛永10）年に築造されたわが国最大規模の農業用ため池である。戊辰戦争真っただ中にあった慶応４（1968）年５月 13 日未明，入鹿池の堤防が崩壊し，下流部を濁流が襲った。この堤防決壊を地元では「入鹿切れ」と呼び，永く災害の歴史を語り伝えてきた。

時代が江戸から明治へと変わる混乱期であったことが災いし，被害の詳細は明らかになっていない。死者 941 人，負傷者 1,471 人，流失家屋 807 戸，浸水家屋 11,709 戸，流亡耕地 8480.5ha（愛知県史別編自然，2010）とされている。

2．調査方法

「入鹿切れ」からちょうど 150 年経った 2018 年夏，以下の調査を実施した。

A．入鹿池における採泥

入鹿池にボートを浮かべ，現在，池底にどのような堆積物が存在するか調査した。採泥は，エクマンバージ採泥器を用いて計３カ所実施した。入鹿切れ以降，池干しや池底の浚渫が行われているため，採泥の結果得られた底泥は，入鹿切れ当時の堆積物を示すものではないが，入鹿池の堤防が決壊したとき，どのようなものが放出される可能性があるか知る手がかりになる。

B．発掘調査

入鹿切れに襲われたとされる場所を調べ，簡易ボーリングに続いて，重機を用いて発掘調査を実施した。発掘調査を行ったのは，犬山市池野調査区（地点１），同市大洞調査区（地点２），同市安楽寺調査区（地点３）の計３地点である。

3．調査結果

採泥器を用いて採取した堆積物から，入鹿池の底には暗灰色の粘土層が広く分布するが，ところによっては１～３cm のチャートや砂岩の角礫ないし亜角礫が存在することが確認された。

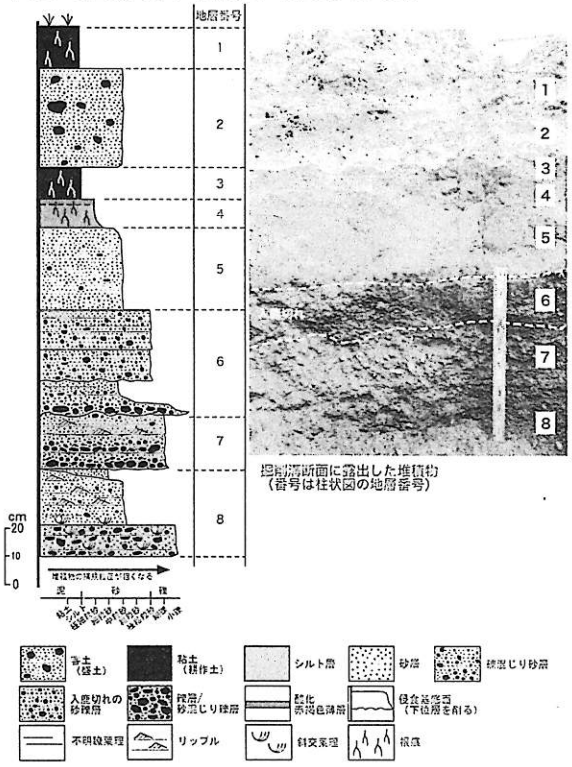
幸運にも，２つの調査区で洪水堆積物と考えられる地層が現れた。

うち，安楽寺調査区では地表面から 1.4m 掘り下げたところに，厚さ 30～37cm の『問題の砂礫層』が認められた。砂混じり礫層である。上位には層厚約 37cm の「中粒砂層」，下位には層厚 150cm 以上の「砂混じり礫層」が堆積していた。中粒砂層・砂混じり礫層ともに，河川氾濫による堆積物と考えられる。付近を流れる五条川があふれ，堆積したものだろう。中粒砂層は昭和の頃の氾濫堆積物と考えられる。

砂混じり礫層には，考古学でいう「山茶碗」のかけらが含まれた。13～14 世紀のものと判断される。断面が摩滅していることから，流されて運ばれたか，使用されかなり時間経過ののち礫層中に挟まれた，と考えられる。その結果は，砂混じり礫層が江戸時代の堆積物であることを強く示唆するものといえる。

さて，『問題の砂礫層』。この堆積物には，重要な特徴が計４つ確認された。その一つ，含まれる礫がいずれも泥まみれで泥基質支持であること。二つ目は，含有される礫が不淘汰であること。三つ目は，砂礫層中の礫にインブリケーション（覆瓦状構造）が認められなかったこと。四つ目は，『問題の砂礫層』が堆積するに際し，下位の砂混じり礫層を激しく削りとってたまっていることである。

以上の観察所見を総合すると，『問題の砂礫層』は何か突発的なできごとにより運ばれたイベント堆積物，と考えられる。このイベント堆積物こそ，今から 150 年前に発生した「入鹿切れ」に伴うため池崩壊の地層と考えられる。



堤防断面に露出した堆積物
（番号は柱状図の地層番号）

O-28

琵琶湖南湖の堆積速度

里口保文*・加三千宣**・林竜馬*・芳賀裕樹*（*琵琶湖博，**愛媛大）
Yasufumi SATOGUCHI, Michinobu KUWAE, Ryoma HAYASHI and Hiroki HAGA: Depositional rate at the Southern lake of Lake Biwa, central Japan

1．はじめに

滋賀県の中央部にある琵琶湖は，日本一広く，古い地史を有することから，その湖底堆積物は古環境変動記録媒体として多くの研究が行われてきた（Kuwae *et al.*，2002 など）．そのような研究には詳細な堆積年代の推定や堆積モデルの構築が重要であり，放射年代測定（檀原ほか，2010 など）のほか，火山灰層による広域対比（吉川・井内，1993 など）や，酸素同位体比曲線との対応など（中川ほか，2009 など）によって検討が行われている．しかし，琵琶湖における古環境変動の記録者としての湖底堆積物を対象とした研究は，広く深い湖である北側のいわゆる北湖において行われており，狭く浅い湖である南側の南湖を対象としたものは少ない．

琵琶湖の南湖地域は，湖底から縄文時代の遺跡がみつかり（伊庭，1999），平安時代以降には都に近い位置にあったことから，人間活動による影響を強く受けた環境変動の記録を残している可能性がある．このように，琵琶湖周辺の人間活動による自然環境への影響を検討する上で琵琶湖南湖の堆積物は重要であると考えられ，その対象となる年代は数万年以内である．本研究では，里口ほか（2018）で報告された琵琶湖南湖のボーリングコアにより，その堆積年代モデルを検討した結果を報告する．

2．方法

湖底堆積物の採取は，西岸に近く深い大津市苗鹿の沖合約 700m の水深約 4.5m の地点において，HR 型不攪乱柱状採泥器（離合社製）および径 4cm の採泥用ピストンサンプラー（大起理化工業製）を使用した．

年代測定は，湖面から約-40cm までの 13 試料について Pb-210 年代測定を，湖底から-109cm の層準の葉化石による C-14 年代測定を行った．Pb-210 年代測定にかかる処理および Pb-210，-214，Cs-137 の測定は，愛媛大学において行い，C-14 年代測定は地球科学研究所に依頼して行った．

3．南湖の堆積速度

Pb-210 年代測定の結果は，深度が大きいほど誤差が大きいが，-33cm までは誤差が 3 年以内で，その層準は 71 年前である．この堆積速度曲線は，堆積年代曲線は Cs-137 のピークからみた堆積年代とも整合的である．-109cm の層準の C-14 年代測定の結果は，1190±30 BP で，暦年代は 1184-1052 Cal BP であった．-33cm までの堆積速度は表層で約 10mm/yr であるが，概ね 2～6mm/yr である．松本（1975）は，南湖中央部の表層の堆積速度を 0.8mm/yr としており，本研究の結果とは異なる．-109cm の層準の暦年代の平均値から算出した平均堆積速度は，0.9mm/yr で表層部と大きく異なる．南湖の東岸で行われたボーリング調査における鬼界アカホヤテフラの層準（烏丸地区深層ボーリング調査団，1999）からみた堆積速度（テフラの年代は Albert *et al.*（2018）による）は，0.7mm/yr であり，堆積環境の違いはあるが，深い層準を基準にした平均堆積速度は概ね類似している．表層部の堆積速度は，数千年オーダーの平均堆積速度の 2～6 倍ある．

4．北湖の堆積速度との比較

琵琶湖の北湖では多くのボーリング調査が行われており，数十万年の堆積期間がある深層コアの他に，表層から数 10cm の 100 年以内の堆積期間を対象にしたものも行われている．

琵琶湖中央部で行われた高島沖ボーリング地点における鬼界アカホヤテフラまでの平均堆積速度は約 0.17mm/yr で，上位の天城カワゴ平（約 3.1ka；奥村ほか，1999）までの平均堆積速度は約 0.49mm/yr である（層準は吉川・井内（1993）による）．同地点における表層 19cm までの Pb-210 による堆積年代は，1.1～1.6mm/yr（金井・井内，2016）である．表層部と数千年オーダーの堆積速度の違いは約 2～10 倍である．

湖底から数十年オーダーと数千年オーダーの平均堆積速度の違いは，南湖と北湖で 2～数倍の違いがある点で類似している．高島沖ボーリング地点は，周囲からの粗粒堆積物の供給がないことから，本研究における南湖のボーリング地点についても，粗粒堆積物による削剥などの影響はなかったと考えられる．

・**引用文献**：Albert, P.G. *et al.*（2018）Earth-Science Reviews, 185, 1004-1028.；檀原徹ほか（2010）第四紀研究, 49, 101-119.：伊庭功（1999）81, 351-362.；金井豊・井内美郎（2016）地質調査研究報告, 67, 67-80.；烏丸地区深層ボーリング調査団編（1999）琵琶湖博物館研究調査報告, no.12, p167.；Kuwae, M. *et al.*（2002）Palaeoge. Palaeoclim. Palaeoecol., 183, 261-274.；松本英二（1975）地質学雑誌, 81, 301-306.；中川毅ほか（2009）第四紀研究, 48, 207-225.；奥村晃史ほか（1991）地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, Ld-004.；里口保文ほか（2018）日本第四紀学会講演要旨集, no.48, 71.；吉川周作・井内美郎（1993）地球科学, 47, 97-109.

ICTの活用による災害初動における情報収集について
-倉敷市真備における平成30年7月豪雨による事例-

研川英征・栗栖悠貴・榎本壮平（国土地理院）
Hideyuki TOISHIGAWA,Yuki KURISU,Sohei ENOMOTO:Gathering disaster information using ICT-Heavy Rain Event of July 2018 at Kurashiki city-

1．はじめに

情報通信技術（以下、「ICT」と呼ぶ）の進歩に伴い SNS 等による情報が災害直後の迅速な状況把握に活用されつつある．とくに災害時の初動において ICT を活用した情報収集は重要である．その中で SNS 等に投稿された画像は点情報であるが速報性が期待出来るだけでなく，平成 30 年 7 月豪雨における浸水推定段彩図によって面情報へ置換出来ることも示された（国土地理院2018）．災害時の初動における空白がこれまで以上に補完出来る可能性が見えてきた（図.1）．しかし，SNS 等の情報は不特定対象による情報であり，必ずしもこちらの意図を汲んでいないことも想定され，適切な情報収集と利活用を目指す上で問題となる可能性がある．

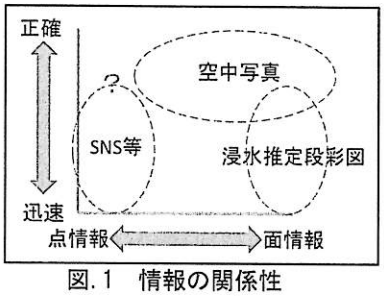


図.1　情報の関係性

そこで，倉敷市真備町を調査地区として，平成 30 年 7 月豪雨における SNS 等画像から水面位置の特定と最大浸水による浸水痕の高さをそれぞれ計測し，考察した．

2．作業内容

ウェブ上から SNS 等画像（収集時期：7 月～11 月）を収集，浸水による水面位置と撮影場所を特定出来る画像を抽出した．現地計測は 11 月 28 日～29 日におこない，SNS 等画像上の水面位置の高さのほか，最高水位時点と推測される浸水痕の水位を計測して教師データとした．現地での浸水痕の計測には TruPulse200 を使用した．

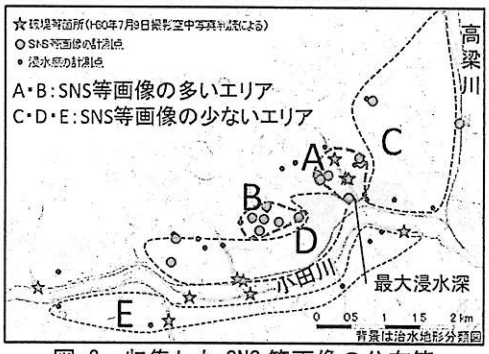


図.2　収集した SNS 等画像の分布等

3．結果および考察

検討するにあたり，収集した SNS 等画像の分布や地形特性等をふまえて，調査地区を A～E の 5 つに区分した（図.2）．C 及び D は後背湿地や旧河道の分布する氾濫平野となっている．SNS 等画像の分布は A 及び B の市街地に集中している．C，D 及び E では SNS 等画像がほとんど収集出来なかった．また，最大浸水深は，浸水痕で 5.4m，SNS 等画像による水面位置では 5.2m であった．浸水深の分布傾向を計測データ全体として見ると，A 及び B においておおむね一致している（図.3）．ただし，どちらも 0～2m 付近の浸水情報は欠落している．浸水痕が消失した可能性や、浸水が深夜・未明からはじまったため，撮影に適した日中には浸水が進んでいることや，投稿者のネガティビティ・バイアスがかかっていることも考えられる．

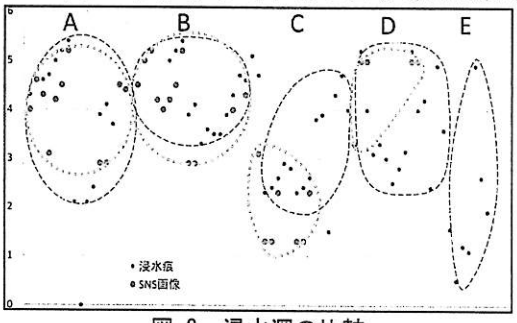


図.3　浸水深の比較
（計測データを地区ごとに西から順に並べたもの）

4．まとめ

収集した SNS 等画像の撮影位置は，市街地の分布と調和的であった．また，後背湿地や旧河道に近いエリアや，低水位時の情報は不足していた．SNS 等画像は速報性のある情報源として期待出来る反面，市街地に偏る状況が見られた．

また，平野部の浸水には破堤後 12 時間以上を要する場合もあり，速報性が結果として，過大評価にも過小評価にもなる可能性が考えられる．

一方で，スマホ等の ICT 機器には防水機能の実装が進んでおり，災害時における利用のハードルも下がってきていると考えられるが，あくまでも不特定からの情報のため，撮影場所・時間，構図等をこちらが選べない．

災害時においては，ICT の普及や利活用の動向を注視して，速報性と誤差要因を鑑みながら適切なデータ収集と活用を試みることが重要となる．

引用文献：

国土地理院(2018)平成 30 年 7 月豪雨に関する情報．
国土地理院（2018）治水地形分類図，国土地理院技術資料 D1-No.586.
二瓶泰雄（2018）真備町での浸水を再現，朝日新聞社．

O-30

隠岐堆 MD01-2407 コアの TOC 変動から見た第四紀中・後期の日本海の環境変動

公文富士夫（高知大）・滝沢侑子（北海道大）

Fujio KUMON, Yuko TAKIZAWA: Deep water environments of Japan Sea during the middle to late Quaternary deduced from TOC contents of a marine core MD01-2407, Oki Ridge, Japan Sea

現在は第四紀の海水準変動史上で最も海水準が高い時期の一つにあたるが，それでも日本海は４つの浅い海峡で外海と交流するだけの閉鎖的な縁海である．また，日本海固有水の形成など，独自性の高い深層水循環を持つ．日本海南西部の隠岐堆から 2001 年に採取された MD01-2407 コアは53.8mの長さをもち，過去63万年間の汎世界的な気候変動とそれに結びついた日本海の環境変動を連続的に記録していることで知られている．堆積物に含まれる全有機炭素（TOC）濃度の変動と汎世界的な気候変動指標とを比較すると，日本海の深層の酸化還元環境の変動は，①対馬暖流の流入量に規制された深層水の形成率，②夏季の季節風も影響する深層水の湧昇率（深層からの栄養塩供給率），および③表層水中の生物生産性に支配される有機物粒子の沈降率，という３つの主要因によって成因的説明が可能である．３つの要因は相互に作用する複雑な関係であるが，海水準を基準として３つの類型に分け，さらに中間的な海水準期には２つの亜型を区別することで，氷期—間氷期サイクルを通じて日本海の酸化還元状態が変動するプロセスを説明できる．

I 型：狭義の間氷期にあたる最高の海水準期にみられる．対馬暖流による高塩分海水の北上が深層水の活発な形成をもたらし，深層への溶存酸素の供給率が高い．その押出しと夏季の吹送による深層水の湧昇は活発で，底層からの栄養塩供給が多く，生物生産性は高い．多量に沈降する有機物粒子の分解によって深層で多くの酸素が消費されるが，表層水の沈みこみによる酸素恐竜量がうわまわるため，深層水の酸化的な環境が保たれる（現在の日本海固有水の状態）．TOC 濃度は中程度で，明色層となる．

IIa 型：亜間氷期にあたり，海水準はある程度高いが，間氷期よりは低下．そのため，高塩分の対馬暖流の北上が弱まり，深層水の形成率が低下する．一方，日本海南西部においては，北西方向への風による吹送で補強された底層水の湧昇がひきつづき維持される．それによる栄養塩供給率が高く，表層で活発な生物生産がおきて，有機物粒子が沈降する際に分解で消費される酸素量は多い．その消費量が深層水の形成によって供給される量を上回って，深層水が還元環境になる．還元環境は沈降する有機物の保存能を高めるので，正のフィードバックが働いて，堆積物中の TOC 濃度は最も高くなり，暗色層をつくる．

IIb 型：亜氷期にあたり，海水準はかなり低い．対馬暖流の流入はわずかとなり，深層水形成は弱体化する．一方，その結果としての深層水形成の押出による湧昇とともに，夏季の季節風による湧昇も弱くなり，表層における栄養塩の不足で，生物生産性が低下する．そのため，沈降する有機物粒子の分解によって消費する溶存酸素量が，深層水形成によってもたらされる酸素の供給量（こちらもかなり低下しているにも関わらず）を下回り，酸化的な深層水環境になる．酸化的な底層環境は有機物の分解を促進し，TOC 濃度は低く，明色層を形成する．

III 型：氷期最寒冷期にあたり，海水準は最も低い．対馬暖流の流入はほとんどなくなり，表層の塩分が低下して強固な塩分成層ができる．そのため表層水の沈み込みによる深層水の形成が無くなり，深層水への酸素供給がなくなるので，深層水は還元的になる．同時に深層水の湧昇も止まり，深層からの栄養塩の供給がなくなる．生物生産性が最も低くなるので，深層水が還元的で有機物の保存能が高いにも関わらず，TOC 濃度は最も低い．硫化鉄等の沈殿が多くなって，暗色を呈する．薄葉理が保存されているので，底層においても底生生物の生息ができないほど還元的になったと考えられる．

中間的な海水準の時期には IIa 型と IIb 型が数百年～数千年の周期で繰り返し，D-O サイクルに応答した準周期的変動をしめす．夏季モンスーンの強弱変動が日本海における湧昇の強弱を支配し，表層への栄養塩供給を変動させて生物生産性を規制し，IIa 型と IIb 型の入れ替わりをもたらしたと考えられる．

隠岐堆堆積物コア（MD01-2407）の TOC 濃度の経年的変動は，海洋酸素同位体比や氷床コアの酸素同位体比とよく似た変動を示し，北半球の中緯度域の古気候記録として重要な指標となっている．全体の 10%程度を占める間氷期における TOC 濃度変動には，前述した理由で，汎世界的な気候変動の指標との乖離がある．

O-31

四国南東部における河成段丘の編年

植木岳雪（千葉科学大）

Takeyuki UEKI: Chronology of fluvial terraces in the southeast Shikoku Island, Southwest Japan

1．はじめに

四国南東部の室戸半島西岸は，第四紀後期の氷期—間氷期サイクルと海水準変動，および地盤の隆起が重複して海成段丘が形成されるという，海成段丘の形成過程の模式的な地域として有名である．しかし，海成段丘の高度は室戸岬から北に向かって低くなるが，それに反して山地の稜線は北に向かって高くなることから，海成段丘を作る第四紀後期の地殻変動と山地を作る第四紀全体の地殻変動は，逆のセンスであることが示唆される．

内陸部の隆起速度は，気候条件が同じ河成段丘の比高から求められる．藤原ほか（2005）は，放射性廃棄物の地層処分の観点から，室戸半島から四国山地を縦断する第四紀後期の隆起速度を示した．しかし，四国東部においては河成段丘の記載・編年がほとんど行われていないため，内陸部の隆起速度は不明確なままである．本報告では，四国南東部における安田川，奈半利川，羽根川，海部川の段丘の概要を紹介し，内陸部の隆起速度を求めることが困難であることを示唆する．なお，本報告は，産業技術総合研究所の5万分の1地質図幅「馬路」，「奈半利」の調査研究の一環として行ったものである．

2．各河川の河成段丘の概要

（1）安田川

安田川中～上流部の段丘は7面に区分され，全て最終間氷期より新しい．上流部の現河床と比高25 mの段丘の年代は，14C年代から完新世である．

（2）奈半利川

奈半利川中～上流部の段丘は6面に区分され，全て最終氷期より新しい．上流部の現河床と比高50～70 mの段丘は，姶良Tnテフラ（AT）に直上を覆われる．

（3）羽根川

奈半利川中～上流部の段丘は5面に区分され，全て最終氷期より新しい．中流部の現河床と比高25 mの段丘の年代は，14C年代から完新世である．

4）野根川および宍喰川

野根川および宍喰川中～上流部の段丘は，それぞれ6面および3面に区分され，全て最終氷期より新しい．両河川の段丘からは年代を示す試料は得られていないが，発達の程度や連続性などから安田川・奈半利川の段丘と対比できる．

（5）海部川

海部川中～上流部の段丘は6面に区分される．中流部の段丘は熱い礫層からなる堆積段丘であり，その基底はMIS 6，堆積面はMIS 5eと考えられる．上流部の現河床と比高40 mの段丘は，姶良Tnテフラ（AT）に直上を覆われる．

3．四国南東部内陸部の隆起速度

四国東部における内陸部の河成段丘の年代は，海部川中流部を除いて最終間氷期以降であり，MIS 6以前の段丘は侵食されて残っていない．そのため，吉山・柳田（1995）のTT法は使えず，海部川中流部でFS法（および埋没谷底のTT法）が使えるのみである．四国東部の内陸部では，河成段丘を用いて隆起速度を求めることは困難である．

引用文献：藤原ほか（2005）原子力バックエンド研究，11，113-124.

O-32

人新世 - 完新世境界補助ストラトタイプとしての別府湾堆積物のポテンシャル

加　三千宣（愛媛大）・鈴木克明（産総研）

Michinobu KUWAE and Yoshiaki Suzuki: Potential of Beppu Bay laminated sediments as a candidate of auxiliary stratotype of Anthropocene-Holocene boundary

1．はじめに

近年著しく増加してきた人間活動による地球システムの撹乱，生態系改変は全球におよび，新しい地質時代「Anthropocene」を提唱するに値するほど大きな地球史イベントであるとして注目されている．Anthropocene の始まりを示す地質境界の模式地（Global Boundary Stratotype Section and Point: GSSP）について，国際層序委員会（ICS）の下部組織（第四紀層序小委員会），Anthropocene Working Group（AWG）を中心に現在検討されている．その記録媒体及び人新世キーマーカーについては，氷床コアやサンゴ骨格，年輪に記録される 1950 年代に始まる核実験による ^{14}C 濃度や ^{239}Pu 濃度の急激な増加が有力な候補としてあがっているが，核実験による放射能汚染が必ずしも地球システムや生物相を大きく変えるほどの影響ではなかったことや，地球温暖化で氷の記録媒体そのものが消失したり，10 万年，100 万年もの間に半減期の短い ^{14}C のシグナルも消失すると考えられるため，地質学的時間スケールでも安定して存在する記録媒体と補助指標を持つ補助模式地（Auxiliary stratotype）が GSSP 設定に不可欠である．地質境界はしばしば海底堆積物の生物群集や大気・海洋環境の劇的な変化で与えられてきたが，その記録媒体の選定対象として貧酸素な海底堆積物記録が注目されている．貧酸素海底堆積物の補助模式地，あるいは世界標準模式地の候補として，幾つかの海域の堆積物が検討されているが，日本の貧酸素下海底堆積物の存在は知られておらず，候補にも上がっていない．本研究では，日本の沿岸海洋において唯一貧酸素環境下で年縞に相当する葉理構造が発達する別府湾堆積物に着目し，これまでの層序学的知見（Kuwae et al., 2013）とその優位性を述べ，補助模式地候補として Anthropocene キーマーカーのデータセットの構築の必要性について述べる．

2．別府湾堆積物の補助ストラトタイプ候補としてのポテンシャル

別府湾堆積物には，人新世補助ストラトタイプとして多くの優位性がある．現在の人新世境界の最も有力な年代は、20 世紀後半に人類活動が加速した Great Acceleration と呼ばれる時期、特に核実験による ^{14}C などの放射性核種の大気中の濃度の高まる時期あるいはピークの時期の 1954 年あるいは 1964 年である．別府湾堆積物では，核実験由来とされている ^{137}Cs が深度約 50cm に認められ，核実験由来放射性元素のキーマーカー層序を確実におさえられる．年縞に対応すると思われるラミナが発達し，海底面からの縞数えに基づく ^{137}Cs ピークの年代は，およそ 1964 年になることも判明しつつある（鈴木克明私信）．世界標準ストラトタイプとなるには世界中で対比可能な人新世を特徴づける多くのキーマーカーによる層序の確立が必要であるが，具体的には PCB や DDT 等の POPs や海洋マイクロプラスチック，化石燃料燃焼起源の球状微粒炭，富栄養化・貧酸素化に伴う海洋生態系シフトの指標となる微化石群集，絶滅種など，地球規模でその変化が対比できるものが含まれる（Lewis and Maslin, 2015; Waters et al., 2018）．別府湾堆積物ではおよそ 1950 年以降からマイクロプラスチックや PCB の堆積が始まることが共同研究者によって明らかになってきた．富栄養化，貧酸素化による深刻な環境悪化が世界の沿岸部において認められるが，別府湾でもまたそれらに対応する植物色素濃度の増加や貧酸素化を示す顕著なラミナの発達が Cs のピーク以浅より認められる．以上のように，別府湾堆積物に見られる年縞年代決定の可能性や，境界付近に急激な変化を示す様々なキーマーカー層序の存在は，人新世補助ストラトタイプ候補としてポテンシャルの高い堆積物であると考えられる．

3．人新世キーマーカー層序データセットの確立の重要性

充実した人新世キーマーカー層序は，標準ストラトタイプとして必須である．別府湾では，$\Delta^{14}C$, ^{239}Pu のような必須キーマーカーの他，Waters et al.（2018）に提案された black carbon, fly ash, δ15N, δ13C, 重金属，絶滅種，遺伝子組み換え種等の補助キーマーカー層序はこれまで明らかになっていない．人新世補助ストラトタイプとして別府湾堆積物が有力候補となるためには，今後こうしたデータセットの構築が必要である．

引用文献：

Kuwae, M. et al. (2013) Journal of Asian Earth Sciences, 69, 133-148.

Waters, C.N. et al. (2018) Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Anthropocene Series: Where and how to look for potential candidates. Earth-Science Review, 178, 379-429.

Lewis, S.L. and Maslin, M.A. (2015) Defining the Anthropocene. Nature 519, 171.

O-33

早稲田大学本庄考古資料館の直良コレクションに含まれる鯨類標本の再検討

村上瑞季（秀明大）・平山　廉（早大）

Mizuki MURAKAMI and Ren HIRAYAMA: Reexamination of cetacean specimens of Nobuo Naora Collection in Archeological Museum, Waseda University

1．はじめに

直良信夫は，考古学や古生態学，生態学など幅広い業績を残し，特に日本の動物考古学の草わけ的存在である（西岡・平山 2018）．直良の哺乳類コレクションの大半は，国立歴史民俗博物館と早稲田大学に収蔵されている．早稲田大学のコレクション（以下，直良信夫コレクションと呼ぶ）には，未報告の標本が多数含まれていることがわかり，2012 年より著者の一人である平山が中心となり，コレクションの再整理と研究が進められてきた（Ito et al. 2018，西岡・平山 2018）．

直良信夫コレクション中には，マイルカ属またはマイルカとされている標本があり，中新統から見つかったとされている標本もある．しかしながら，マイルカ科が繁栄したのは鮮新世に入ってからである（e.g.，Murakami et al. 2014）．さらに，分子系統学によるとマイルカ属は更新世に入ってから現われた属である（McGowen et al. 2009）．したがって，鮮新世以前の地層に由来するマイルカ属の化石は，属の起源を明らかにする上でも再検討を行なう必要がある．

直良信夫コレクション中には，貝塚などの考古学的遺構から見つかった完新世の標本が含まれている．完新世から絶滅種が見つかることは少ないが，現在は北太平洋に分布しない種が完新統から見つかっている例もあり（Kasuya 1975），現生種の生物地理の変遷を明らかにする上で，完新世の鯨類標本は無視することができない．本発表では，早稲田大学の直良コレクションのうち，鮮新世から完新世の鯨類標本について報告する．

2．試料

下記の(1)～(3)はマイルカ，(4)はカマイルカの類似種と同定されていた．

(1) WU-IX-11，吻部
　産地：福島県いわき市四倉
　産出層準及び年代：日立層群四倉層，前期鮮新世後半～後期鮮新世の前半

(2) WU-HNNC-D086，癒合した環椎と軸椎，肋骨
　産地：福島県双葉郡富岡町の富岡海岸
　産出層準及び年代：仙台層群大年寺層，3.5/3.9-2.6/2.7 Ma

(3) WU-HNNC-D085，上顎
　産地：神奈川県横浜市称名寺貝塚
　産出層準及び年代：完新世，約 4400～4150 BP

(4) WU-HNNC-D084，脳頭蓋
　産地：東京都千代田区有楽町
　産出層準及び年代：完新世，11,000 BP～

3．結果と考察

WU-IX-11 の吻部には，歯槽がない，鋤骨が背側面に長く露出する，吻部が左右に狭く上下に厚い，吻部の外側面観において前上顎骨と上顎骨の縫合面が下に凸のカーブを描く，などの形質が見られることからアカボウクジラ科に同定される．同科の日本産化石は少なく，これが 12 例目となる．

WU-HNNC-D086 の環椎と軸椎の大きさはマイルカ属と同程度だが，軸椎の第 3 頸椎との関節面が円形であり，ハート型のマイルカ属とは異なる．また，マイルカ属は鮮新世に出現しないことから，本標本はマイルカ科の絶滅属であると考えられる．マイルカ科において，環椎と軸椎が癒合した時期は不明であることから，本標本は重要である．

WU-HNNC-D085 は，マイルカ属に見られる翼状洞のための細長い溝が上顎骨に認められない．また，マイルカ属と違い，歯槽の最大幅は約 10mm で歯槽数は 23～26 個ほどである．したがって，本標本はマイルカ属ではなく，歯槽のサイズと数が一致するハンドウイルカであると考えられる．本標本は，直良と親交があった赤星直忠が関わった A 貝塚か E 貝塚に由来する可能性が高い．

WU-HNNC-D084 の鼻骨は，カマイルカの角張った大きな鼻骨と比べ，前後に押しつぶされて小さい．前後に極端に短縮した頬骨突起もカマイルカとは異なっている．こうした特徴から，本標本は同じマイルカ科でも，マイルカ属かマダライルカ属であると考えられる．

以上のように，直良信夫コレクション中の鯨類標本を再検討したところ，科・属レベルで異なる結果や進化史的に興味深い結果が得られた．直良の活躍した戦前～戦後の日本の博物館や大学における鯨類コレクションは貧弱で，比較できる文献も少なかったことから，充分な検討ができなかったと推測される．今後も戦前・戦中に研究された考古学や古生物学標本を再検討することにより，新たな発見が得られることが期待される．

引用文献：Ito et al. (2018) *Paleontol. Res.*, 22, 150-155. Kasuya (1975) *Sci. Rep. Whales Res. Inst.*, 27, 95-110. McGowen et al. (2009) *Mol. Phyl. and Evol.*, 53, 891-906. Murakami et al. (2014) *J. Vert. Paleontol.*, 34, 491-511. 西岡・平山 (2018) 早稲田大学高等研究所紀要，10，111-130.

P-01

中期更新世最初期の100年スケールの気候変化ー太陽活動との関連性

藤井和香(神戸大学)・兵頭政幸(神戸大学)・加藤茂弘(人と自然の博物館)・宮入陽介(東京大学)
・山口夢香(神戸大学)・横山祐典(東京大学)
Waka FUJII, Masayuki HYODO, Shigehiro KATOH, Yosuke MIYAIRI, Haruka YAMAGUCHI, Yusuke YOKAYAMA: Centennial-scale climate changes during the earliest Middle-Pleistocene－A link with solar activity

1．はじめに

地質時代の温暖化のメカニズムの解明は、現在の地球温暖化の正しい理解とこれからの気候変動を予測する上で重要である。そこで、本研究では軌道要素の状況が完新世と類似する海洋酸素同位体ステージ(MIS)19間氷期(Tzedaks, 2010)の最温暖期に起こった百年スケールの気候変化の解明を目指した。特に、千葉セクションコアTB2の生物生産量変化が示した、約777～775 kaの約200年周期が卓越した急激な変化パターンの繰り返し(Hyodo et al., 2017)が、気候変化を伴うものかどうか、その変化が太陽活動の影響を受けているかどうかに着目した。気候変化は多量の花粉化石を含むことが分かっている大阪湾1700mコアの花粉分析を行って調べた。また、予察的にコアTB2を用いて^{10}Be分析を行って太陽活動の影響も調べた。

2．試料採取地域

千葉セクションは、堆積速度が80～130cm/kaと非常に大きく、連続的かつ高解像度で古環境を詳細に復元することができる。また、大阪湾の天文年代モデル(Maegakiuchi et al., 2016)を用いることで、大阪湾の古環境記録と対比が可能になる。

大阪堆積盆地では、MIS 37間氷期以降、間氷期ごとに海進が起こり、海成層が形成されている。中期更新世以降、平均50cm/ka(Biswas et al., 1999)を超える速度で堆積が続いているため、急激な古環境変化も詳細に記録している。

3．分析手法

千葉セクションTB2コアの深さ35～37mについて平均2cm間隔で試料を採取した。東京大学にて化学処理を行った後、タンデム加速器研究施設(MALT)にて^{10}Be/^{9}Be分析を行う。^{10}Beは地球の大気上空に存在する酸素・窒素が宇宙線による核破砕反応を受けることにより生成し、太陽活動と関連している。

大阪湾1700mコアのMIS19相当の海成粘土層から深度401～398mについて平均1～8cm間隔で試料を採取した。化学処理を行った後、プレパラートを作成した。光学顕微鏡400倍下で同定・計数を行い、樹木花粉が合計300個以上に達するまで検鏡を行った。樹木花粉は樹木花粉総数を基数として割合を算出した。その後、特定の花粉の産出率から定性的な古気候復元を、主要樹木花粉32分類群の産出率からモダンアナログ法(Nakagawa et al., 2012)を用いて定量的な古気候復元を行った。

4．分析結果・生物生産量記録との対比

花粉分析の結果、温暖な気候を好むアカガシ亜属の産出率が振動しながら徐々に増加したあと急激に減少するパターンを見つけた。これらの変化は、コアTB2における200年周期の振動を伴う生物生産量の増加が突然減少するパターンとほぼ同位相で起こっている。すなわち生物生産量変化は気候変化を反映していることが分かった。

銀河宇宙線量の指標である^{10}Beは、まだデータ数は少ないものの、部分的に生物生産量と類似した変動を示すが、一致しない部分があることも分かった。不一致の部分は北大西洋において氷山流出イベントが起こった時期と重なっている。

以上の結果から、百年スケールの生物生産量変化は気候(主に気温)変化を反映しており、その一部は太陽活動変化などに起因する銀河宇宙線量の変動と相関しているといえる。太陽活動は日射量変動を通して直接気候に影響を及ぼしうるが、その効果はあまり大きくない。むしろ、太陽活動は、下層雲を制御する銀河宇宙線（スベンスマルク効果）を介して気候に影響を及ぼしている可能性が高い。

引用文献:Tzedakis(2010) Climate of the Past, 6, 2, 131-144(14). Hyodo et al.(2017)Sci. Rep.Rev. Biswas et al.(1999) Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 148, 233-248. Maegakiuchi et al.(2016) J. Quat. Sci. 31, 809-822. Nakagawa et al.(2002)Quat. Sci. Rev. 21, 2099-2113.

P-02

関東平野中央部，栗橋コア(埼玉県久喜市)を用いた珪藻分析による古環境復元

野口真利江（パレオ・ラボ）・須貝俊彦（東大）・宮本　樹（東大院）・石綿しげ子（GaNT）・杉中佑輔（RCCM）・三橋さゆり（国交省）・大里重人（土質リサーチ）・鈴木正章（文京区）・遠藤邦彦（日大）

Diatom analysis of Kurihashi cores in the central part of the Kanto plain .

1．はじめに

関東平野中央部に位置する栗橋周辺は，中川低地北部に位置し，北東の古河台地および南東の五霞台地と隣接し，北方では渡良瀬遊水地がある思川低地へと続いている．栗橋周辺は，渡良瀬川が利根川と合流する地点に近接しており，利根川が権現堂川と分岐する地域は，治水事業によって，今日まで多くのボーリング調査が実施されてきた．

近年の研究では，栗橋周辺における縄文海進とMIS5eの海進については，須貝ほか（2013）をはじめ，野口ほか（2018a,b）などの珪藻分析に基づく研究から古環境の復元，宮本ほか（2019）で示されたテフラ分析などに基づく研究から層序の解析へと続き，データが揃いつつある．

そこで，本研究では，宮本ほか（2019）と同じコアを使用して珪藻分析を行い，野口ほか(2018a,b)の栗橋A・Bコアと比較し，層位と堆積環境について検討した．

2．地形区分の再検討と手法

思川低地から中川低地北部にかけて，茨城県および埼玉県が公開しているボーリング資料や，利根川上流河川事務所から提供されたボーリング資料，Kunijiban（国土地盤情報検索サイト），RCMap（杉中ほか，2018）などを利用して，栗橋～五霞～釈水周辺の地形区分の再検討を行った．

栗橋付近から現在の川沿いに釈水付近までコアを追跡し，栗橋周辺で掘削されたコアを用いて珪藻分析を行った．また，テフラ同定の結果などから堆積年代についても検討を行った．

3．栗橋A・Bコアに隣接する栗橋北コア

野口ほか（2018a,b）によって，MIS5eの堆積物と沖積層との関係が検討された栗橋A・Bコアに隣接する，栗橋北コア（KHNコア）を中心に分析を行った．栗橋A・Bコアでは，放射性炭素年代測定により，七号地層と有楽町層との関係が議論されている．

栗橋北コアは，深度17～25m付近で貝殻まじりのシルト層が堆積し，深度27m付近までシルト層が続く．深度27.5～28.5mには，非常に新鮮な白色軽石を含むKHN1～KHN5と名付けられた軽石層が5枚堆積している（宮本ほか，2019）．

KHN1～5のうち，下位に堆積するKHN4･KHN5は，火山ガラスの主成分分析の結果，赤城水沼8降下軽石（MzP8）に対比され，その降下時期はMIS5e初期とされている（宮本ほか，2019）．なお，KHN1～3は，複数のテフラが二次堆積した可能性が指摘されている．

本研究では，KHN1～3の間に堆積するシルト層および，その上位に堆積する貝殻混じりシルト層を中心に珪藻分析を行った．

結果，KHN1～3の間のいずれの堆積物からも，主に淡水種が産出し，淡水域環境下で堆積した可能性が示された．また，軽石層上位の貝殻まじりシルト層からは，内湾指標種をはじめとする海水種が産出し，内湾環境が推定された．

テフラ同定の結果と合わせると，MIS5eのはじまりでは，淡水域環境が示され，更に上位では海成層が認められたことになる．隣接するA・Bコアでは同様の層準の海成層は有楽町層であった。

したがって，栗橋北コアの海成層とテフラ層の間には不整合があることになる．隣接する栗橋A･Bコアとの対比を中心に，栗橋北コアの海成層の堆積年代について，検討を行った．

引用文献：遠藤（2017）日本の沖積層，改訂版，冨山房インターナショナル，475pp.
宮本ほか（2019）関東平野中央部、茨城県境町と埼玉県久喜市で掘削されたコアのXRF・テフラ・粒度分析に基づく堆積層序（速報）．日本地球惑星連合2019年大会要旨，HQR05-P07.
野口ほか（2018a）珪藻分析からみた関東平野中川低地北部～思川低地における縄文海進とMIS5～7の古環境復元 - 栗橋コアを中心に．日本地球惑星連合2018年大会要旨，HQR04-04.
野口ほか（2018b）栗橋コアの珪藻分析からみた中川低地北部におけるMIS5eとMIS1の古環境．日本第四紀学会2018年大会要旨，70.
須貝ほか（2013）過去40万年間の関東平野の地形発達史—地殻変動と氷河性海水準変動の関わりを中心に．地学雑誌特集号，122，921-948.
杉中ほか（2018）レインボーコンターマップ（RCMap）による地形解析とその応用，日本地球惑星連合2018年大会要旨，HQR04-15.

P-03

水月湖年縞堆積物で見つかった更新世末の地磁気エクスカーションの検証

田辺祥汰・三木雅子・兵頭政幸（神戸大）・北場育子・山田圭太郎・中川毅（立命館大）・
北川淳子（福井県里山里海湖研）・Suigetsu 2014 Project Members
Shota TANABE, Masako MIKI, Masayuki HYODO, Ikuko KITABA, Keitaro YAMADA, Takeshi NAKAGAWA, Junko KITAGAWA, Suigetsu 2014 Project Members : Further evidence for the latest Pleistocene geomagnetic excursions from Lake Suigetsu varved sediments

1．はじめに

地磁気エクスカーションは通常の地磁気方向から大きく逸脱する、約 2000 年未満の短い地磁気イベントであり、磁気層序年代法のツールとしても第四紀学に貢献している。私たちは、2014 年に採取された水月湖年縞堆積物 Fukui-SG14 から 3 つの地磁気エクスカーション A、B、C(仮称)を発見した（田辺ほか、2018)。これらの地磁気エクスカーションの年代に近い地磁気エクスカーションが他の場所から多数報告されており、その存在については現在議論が続いている。私たちが発見した地磁気エクスカーションは double-L channel 試料の段階交流消磁実験により明らかにされたもので、真の地磁気現象であることを確証するためにはさらなる実験が必要である。本研究では、discrete 試料の段階熱消磁実験、熱磁気分析、磁気ヒステリシス実験、IRM（Isothermal Remanent Magnetization)獲得実験を行い、別のコアの double-L channel 試料の段階交流消磁実験の解析を行った。

2．試料

福井県若狭町に位置する水月湖の年縞堆積物コア Fukui-SG14 を用いた。Fukui-SG14 は 4 か所から採取された(Hole E～H)、全長 98m のコアである。地磁気エクスカーション A、B、C は Hole E のコアセクション E19～E21 で見つかっている。本研究では、熱消磁実験および岩石磁気実験用にコアセクション E19～E21 から discrete 試料 36 個を採取した。また、段階交流消磁実験用に Hole F のコアセクション F18、F19 の double-L channel 試料を用いた。F18、F19 の深度約 1800cm～1950cm はコアセクション E で見つけた地磁気エクスカーション A、B の深度に相当する。

3．古地磁気分析

コアセクション F18、F19 の double-L channel 試料の深さ 1 cm間隔の段階交流消磁実験結果（2014 年測定済み）の解析を行った。自然残留磁化(NRM)のベクトル投影図の作成、主成分分析を行い、仮想地磁気極(VGP)の緯度・経度を計算した。

地磁気エクスカーション B は、Hole E と F でほぼ同じ深度で記録されている。伏角は変動幅が小さい安定した値を示し、偏角が大きく変化する特徴も一致している。

地磁気エクスカーション A に相当する地磁気変動は、コアセクション F では見つからなかった。その原因については、今のところ不明だが、今後、岩石磁気、堆積構造などに基づいて検討する。また、discrete 試料の段階熱消磁による古地磁気測定結果はエクスカーション的古地磁気方向を示したが、交流消磁の結果とは必ずしもよい一致を示さなかった。double-L channel 試料と discrete 試料の違いだけでなく、前者が 2014 年に測定しているのに対し、discrete 試料はコア採取の 3 年後に測定したことによる試料の劣化も原因として考えられる。

4．岩石磁気実験

熱消磁実験の際に、帯磁率の測定も行った。その結果、いずれの試料も 200℃から 650℃までにかけて帯磁率は単調に減少した。この減少はマグネタイトが高温酸化してヘマタイトに変質したことが原因と考えられる。パイライトなど硫化鉄の酸化によるマグネタイトの生成は見られなかった。熱磁気分析では、350℃付近と 580℃付近で磁化強度の減少が見られた。これは、グレイガイトとマグネタイトの存在を示唆する。本発表では、より詳細な岩石磁気分析結果について、他の実験結果と合わせて報告する。

5．考察

地磁気エクスカーション B の年代は 17637±56～17767±54 $SG06_{2012}$ yr BP と推定されている（田辺ほか、2018)。更新世末期には 16ka～22ka の期間に、韓国（Ahn et al., 2018)，中国(Singer et al., 2014)、ハワイ(Coe et al., 1978)でも地磁気エクスカーション、あるいは異常な古地磁気方向が報告されている。地磁気エクスカーション B はこれらのどれかに対比できる可能性がある。

引用文献：田辺祥汰ほか（2018）日本第四紀学会講演要旨集, O-34, 36. Ahn *et al.* (2018) Earth, Planets and Space. Singer *et al.* (2014) Geophys. Res. Let. 41, 2794-2802. Coe *et al.* (1978) J. Geophys. Res. 83, 1740-1756.

P-04

緯度別日射量差の変遷に示される夏季モンスーン強度変遷

井内美郎（早稲田大学）・肖　拳楽（中国科学院）
Yoshio INOUCHI , Jule XIAO Summer-monsoon intensity variation controlled by variation of insolation difference between middle and low latitude

1．はじめに

1984 年に琵琶湖中央部の鞍部（水深 63m）において 150m ボーリングが実施され，現琵琶湖形成以降の約 40 万年間の堆積物が連続的に採取された（高島沖ボーリング）．それ以降様々な分析が実施され，日本列島における気候変動に関する様々なデータが得られた．今回は，それらのデータにうち，夏季季節風強度変遷の指標としての河川成石英フラックス（Fluvial Quartz Flux: FQF）変遷（過去約 15 万年間）の要因について検討したので報告する．

2．方法

湖底堆積物を構成する石英粒子には湖周辺の土壌・岩石起源の石英と風成粒子起源の石英とがある。河川成石英（Fluvial Quartz）の分離・測定方法に関しては，Xiao et al.(1997)に述べられている．

コア試料に関する各種分析の結果は，採取深度毎に示されている．今回は，各分析値について，深度データを年代モデル（age model）をもとに年代データに変換したが，その年代間隔はランダムであるので，スプライン補間法を用いて一定年代間隔のデータに変換した．一方，NGRIP データおよび日射量データは一定間隔の年代で示されているので，そのまま使用した．なお，FQF データは Xiao et al.(1997) を用いたが，age control としてのテフラ年代を新たな年代値を用いて補正した．

3．結果

3－1　測定項目間の相関

主な測定項目のうち FQF との相関が有意（p 値 <0.05）であるものは，海洋酸素同位体比(SPECMAP) と負相関（温暖期に大）であり，風成石英フラックス（EQF)とも負相関（寒期に小）である．そして生物源シリカ濃度（bioSiO2)・有機炭素濃度（TOC)とは正相関である．つまり，FQF は温暖期の指標として有力であることが分かる．

3－2　緯度別・月別日射量との相関

北緯 35 度の月別日射量と FQF との相関をみると，1・2・5・6・7・10・11・12 月で有意であった．そのうち 5・6・7 月の日射量とは正相関であり，1・2・10・11・12 月について負相関であった．

4. 考察

上記結果から，河川成石英フラックスは夏季モンスーン強度変遷の指標として有効であると考えられる．

一方、中緯度地方の日射量の変遷のみではモンスーン強度を規制した要因を説明できない。

日射量変動との関係で夏季モンスーン強度変遷を説明しようとするならば，下記のように緯度別日射量の差分によらざるを得ない．

そこで，北緯 35 度の日射量と赤道域の日射量との差分を取り，FQF との相関を求めたところ，有意となった．つまり，5・6・7 月に正相関で，1・2・10・11・12 月に負相関であった．この意味するところは，赤道域の日射量は夏季に北緯 35 度の日射量より小さいため，低緯度地域が相対的に低温となり，その相対的冷気が中緯度地方に流れ込みやすいという考えである．

なお，北緯 35 度と赤道域の緯度別日射量差は北緯 35 度の日射量変動と類似した傾向を示している．

他方，風成石英フラックス（EQF）についても別途検討したが，こちらは北緯 65 度と北緯 35 度の月別日射量の差分において 1・2・3・12 月との相関が有意であった．このことから，冬季には相対的に温度の低い高緯度地方の大気が中緯度地方に向かって移動していることが考えられる．

5．まとめ

夏季モンスーン強度の指標として河川成石英フラックス変動に注目した。今回使用したデータは Xiao et al.(1997)で示されたものであるが、age control としての広域テフラの降下年代については年代値が更新されているので新たな年代値を用いた．

年代値がランダムなデータについてスプライン補間法を用いて等年代間隔のデータに変換した．

様々な測定項目および緯度別・月別の日射量を千年間隔にそろえ、相関係数および有意性（p 値）を求めた．

その結果，河川成石英フラックス の変動は赤道域と北緯 35 度の夏季日射量の差分との相関が有意であるとなった．

河川成石英フラックス変遷の要因として，夏季の緯度別日射量差を原因とした気温つまり大気密度の違いからくる大気循環が考えられる．

引用文献：Xiao J., Inouchi Y., Kumai H., Yoshikawa S., Kondo Y., Liu T. and An Z., 1997, Fluvial Quartz Flux to Lake Biwa of central Japan over the past 145,000 Years. The Quaternary Research, 36, 17-27.

P-05

阿武隈山地南端部に発達する高位段丘群

西連地　信男（東海村立白方小）・大井　信三（産総研）

Nobuo SAIRENJI, Sinzou OOI: High-level hills developing at the southern tip of the Abukuma Mountains

1．はじめに

関東平野北東部にある阿武隈山地南端部は，高鈴山（624m）より南東の風神山（242m）にかけ，順次高度を下げる。その背面は，緩やかな高原状の地形を呈している。南側から西側にかけて久慈川流れ，数段の段丘が発達する。大倉（1953, 1955）鈴木（1989）。大森ほか（1985）では，上位面より更に高い山地の稜線上に分布する礫層や穿孔貝の巣穴をもつ礫を含む礫層を「真弓礫層」と命名している。筆者は，阿武隈山地南端部の稜線部の120mと 200m～240mの段丘地形についての対比試案を試みた。

2．阿武隈山地南端部の高位海成段丘の分布

日立市から常陸太田市の阿武隈山地南端の120m～240mの高位段丘には3段の段丘地形が点在する。東海村久慈川河口から見ると山地が段丘地形を呈していることが確認される。（図1、2）120mまでの高位面は海成段丘で砂礫堆積物が堆積していて，団地や工業団地として利用されている。標高200mと240mの地形面は面として広くないために山地の稜線には，テレビアンテナや通信電話のアンテナの鉄塔として利用されている。山地および高位面の基盤は阿武隈変成岩やペルム紀の海成堆積岩類などから構成されている。図1の200mの地点から新たに径20 cmの穿孔貝の巣穴をもつ礫を見出した（写真1）。

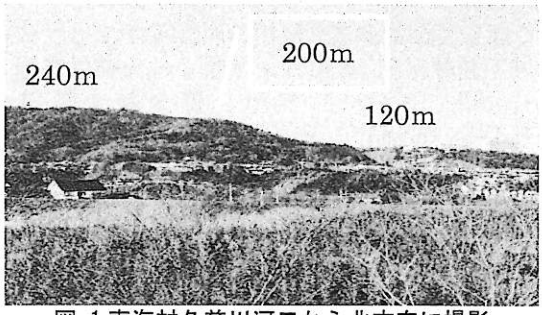


図. 1 東海村久慈川河口から北方向に撮影

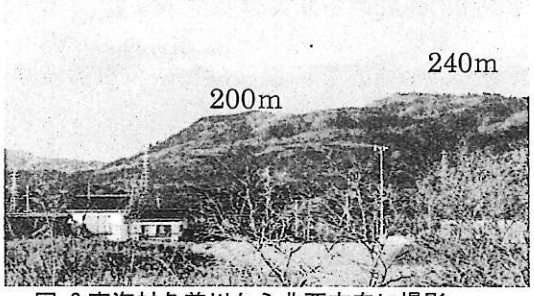
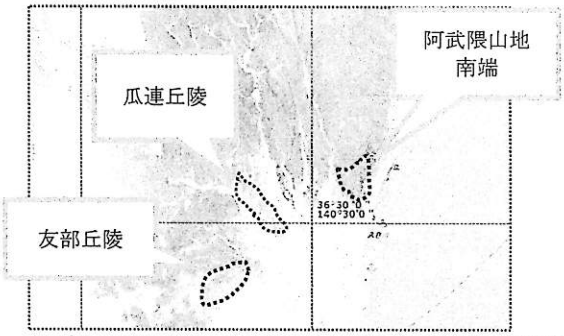


図. 2 東海村久慈川から北西方向に撮影

写真1　穿孔貝の巣穴をもつ礫　2019年1月撮影

3．高位段丘群の対比



茨城県中西部に位置する友部丘陵の標高は約100m，茨城県北西部に位置する瓜連丘陵は標高も約 100mで友部丘陵の友部層と瓜連丘陵の引田層が50万年前頃の堆積物と考えられる（大井ほか（2019）。そこで阿武隈山地南端部の標高120mの堆積面も同じく50万年頃（ステージ13）の堆積物と考えられる。標高200mの面は（ステージ15）約60万年前，標高240mの面は（ステージ17）約70万年前の堆積面と考えられる。

4．まとめ

「真弓礫層」については，大森ほか（1985）で標高約 130m～320mの稜線上に断片的に分布していることや分級度が悪い円礫が多く含まれる扇状地性の堆積物や角礫からなる崖錐性の堆積物もみられ，一様な環境で堆積したものとは考えられないと述べている。穿孔貝の巣穴をもつ礫は標高200mと240mの地点から出ているので海成堆積物であると考えられる。また，地形から見て標高200mと240mには海成の地形面が存在する。

引用文献：大倉陽子（1953）地理学評論, 26, 52-61. 大倉陽子（1955）地理学評論 28, 225-237
大森信義・大和田透（1985）地質学雑誌, 第91巻第7号 479 - 479.
鈴木毅彦（1989）地理学評論, 62, 7
大井ほか（2019）日本第四紀学会講演予稿集 49

P-06

茨城県南部，土浦低地における最終氷期以降の発達史

植木岳雪（千葉科学大）

Takeyuki UEKI: History of the Tsuchiura Lowland, south Ibaraki Prefecture, central Japan

1．はじめに

茨城県南部，霞ヶ浦最奥部に面した土浦低地は，筑波山の南麓を流れる桜川のデルタからなる．桜川は，現在筑波山北西の平野の中を源頭としているが，最終氷期には栃木県，日光連山から流れる鬼怒川の一部（古鬼怒川）であった．土浦低地の地下には，深度10 m付近に土浦礫層と呼ばれる礫層が広く分布するとされ，2.2～2.9 万年前に堆積した沖積層基底礫層（BG）とみなされた（水谷，1982；新藤・前野，1982）．一方，土浦礫層は深い埋没谷によって切られるとされ（池田ほか，1977；鈴木ほか，1993），埋没谷基底の礫層がBGであり，土浦礫層と同じ深さに完新世基底礫層（HBG）がある二段重ね構造とされた（鈴木ほか，1993）．そして，BGの年代は2.2～2.6 万年前の最終氷期極相の直前，HBGの年代は1.0～1.1 万前の完新世初頭とされた．このように，土浦低地の発達史や沖積層の層序については不明確な点が残されているため，土浦市蓮河原においてオールコアボーリング掘削調査を行った．

2．ボーリングコアの概要

CIS-TU1コアは，ロータリー式掘削機によって深度30 mまで採取された．コアの層相と14C年代は以下の通りである．

深度0～1.25 m：人工堆積物および水田土壌．深度1.25～2.25 m：中粒砂層よりなる河川堆積物．腐植から1,620+/-20 yrs BPの年代が得られた．

深度2.25-6.9 m：貝化石を含むシルト層からなる内湾堆積物．上部の貝化石から4,240+/-25 yrs BPの年代が得られた．

深度6.9～10.5 m：上部はシルト層，中部は貝化石を含む砂層と礫層の互層，下部は礫層からなり，全体に上方細粒化する．中部の貝化石から7,685+/-30 yrs BPの年代が得られた．

深度10.5～19.6 m：シルト層と細砂層からなる氾濫原堆積物．最上部の腐植から21,800+/-80 yrs，中部の腐植と木片からそれぞれ24,450+/-100 yrs BPと45,540+/-410 yrs BPの年代が得られた．

深度19.6～30.0 m：上部は中粒砂層，中部と下部は礫層からなり，全体に上方細粒化する．上部の木片から43,470+/-330 yrsの年代が得られた．

3．土浦低地の最終氷期以降の発達史

コアの層相および年代から，以下のような土浦低地の発達史が想定される．(1) 4万年前ごろまで古鬼怒川が谷を削って流れ，礫層が堆積した．(2) 4 万年前以降に古鬼怒川の流路が西に移動したため，小河川によって谷が細粒堆積物で埋積された．(3) 1万年前ごろに桜川が浅い谷を作り，礫層が堆積した．(4) 縄文海進により内湾になって，細粒堆積物が堆積した．(5) その後海退によって桜川のデルタが前進し，砂層が堆積した．このような発達史は，鈴木ほか（1993）の「沖積層の二段重ね構造」を支持するが，BGの年代はより古くなるものである．

引用文献：池田ほか（1977）筑波の環境研究，2，104-113；水谷（1982）防災科学技術センター研報，27，25-47；新藤・前野（1982）筑波の環境研究，6，173-181；鈴木ほか（1993）第四紀研究，32，195-208．

P-07

古海面指標に基づいた九十九里平野における最近1万年間の地殻変動傾向

小松原純子（産総研）

Junko KOMATSUBARA: Long-term trend in tectonic movement of Kujukuri Plain during recent 10,000 years inferred from paleo-sealevel index

1．はじめに

房総半島東岸の九十九里平野は海流で運ばれた砂が作った典型的な浜堤平野である．地表から深度 20 m 付近までは主に浜堤を形成する砂と，それに続く海浜堆積物からなる．その下には最終氷期の谷を埋めた完新統が帯状に分布し，深いところでは地表から深さ 50 m に達する（小松原，2019）．

九十九里平野で掘削した沖積層のボーリングコアから古海面指標とその年代を求めることができたので，最近1万年間の地殻変動傾向について奥東京湾地域と比較して検討した．

2．九十九里平野の隆起沈降に関する既存研究

海浜堆積物のボーリング調査および地中レーダー調査からは，平野が広がり始めた 6000 年前以降，平野が断続的に数回隆起していることがわかっており，隆起量は累積で 5 m と見積もられている（増田ほか，2001；Tamura et al.，2008）．ただし非変動域の古奥東京湾で得られている海面変動曲線（遠藤ほか，1989，2015）と比較すると，これらの隆起はその後のゆっくりとした沈降により相殺されて累積しない（増田ほか，2001）．

一方で平野の背後に広がる最終間氷期の段丘面（小池・町田，2001）は標高 40 m 以上あり，10 万年スケールでは明らかに隆起している．

3．ボーリングコアから得られる海面指標

一般に，沿岸低地の沖積層は最終氷期に下刻された谷の中を埋めていくため，谷の中の最下部に局地的に陸成層が堆積し，その後主に海成層からなる谷埋め堆積物が形成され，最上部は高海水準期のデルタや浜堤列の堆積物からなる．

現在の陸上から掘削した場合，沖積層最下部の陸成層と海成層の境界（initial flooding surface：IFS），谷埋め堆積物中の潮間帯の貝化石，波浪の卓越する海岸であれば高海水準期の前浜堆積物が当時の海面の標高を示す指標となる．これらの海面指標と植物片や貝化石の ^{14}C 年代を組みあわせると，過去の海面高を求めることができる．

ただし IFS は海進後の潮汐や波浪によって侵食されてしまう場合がある．また，奥東京湾のような内湾環境では当然前浜堆積物は形成されない．

4．海面指標と年代

産総研地質調査総合センターでは九十九里平野の地下地質を調査するため 2015 年度に 4 本のボーリング調査を行ったが，そのうち 2 本で沖積層の最下部に IFS を認めることができた．

旭市萬歳のコア GS-QAS-1 では標高-25 m 付近に IFS があり，直下の植物片から得られた ^{14}C 年代から，10220 cal BP 以降に海水の浸入があったことがわかった．旭市の旭スポーツの森公園で掘削したコア GS-QAS-2 では標高-45 m 付近に IFS があり，上下の 14C 年代から海水の進入は 10746-12387 cal BP と推定された．

どちらも境界付近の地層は連続しており，潮汐ラビンメント面は形成されなかったと考えられる．

4．古奥東京湾地域との比較

これらの標高-年代値を古奥東京湾の海面変動曲線（遠藤，2015）と比較すると，GS-QAS-1，GS-QAS-2 のいずれも古奥東京湾に比べてやや高めの値を示したが，年代誤差を考慮すると少なくとも 1 万年前以降は九十九里平野に明瞭な隆起沈降傾向があるとは言えない．

ただし増田ほか（2001）によれば 6000 年前以降の海面変動曲線は古奥東京湾のものと比べて常に 2m ほど高い値を示しており，九十九里平野のほうが高いという同じ傾向を示している．

5．海面指標の標高誤差

九十九里平野のほうが海面指標の標高が高いのは古奥東京湾地域の沖積層の主体をなす軟弱な沖積泥層の圧密や，九十九里平野の hydro-isostatic な隆起が原因と考えられている（増田ほか，2001）．

また，古奥東京湾の海面変動曲線は潮間帯の貝化石の産出深度と ^{14}C 年代から求められており，貝化石の生息深度による誤差が上下幅 5 m もしくはそれ以上あるとされている（遠藤，2015）．

一方，九十九里平野では前浜堆積物の中間標高および IFS を用いているため，これらの海面指標の違いが影響している可能性もある．

沖積泥層の影響や海面指標の違いによるこれらの誤差を解消し，正確な対比を行うためには，古奥東京湾地域で沖積泥層よりも下位にある IFS を用いて従来の海面変動曲線をより正確に求める必要がある．

引用文献：遠藤邦彦ほか(1989)第四紀研究，28，61-77．遠藤邦彦（2015）日本の沖積層―未来と過去を結ぶ最新の地層―．冨山房インターナショナル．小池一之・町田　洋（2001）日本の海成段丘アトラス．東京大学出版会．小松原純子(2019)海陸シームレス地質情報集「房総半島東部沿岸域」，地質調査総合センター．増田富士雄ほか(2001)地学雑誌，110，650-664．Tamura, T., et al.（2008）*Marine Geology*, 248, 11-27.

P-08

東京23区臨海部における埋没平坦面と武蔵野面の対応関係

杉中佑輔（RCCM）・遠藤邦彦（日大）・石綿しげ子・須貝俊彦（東大・院）・
千葉達朗（アジア航測）・舟津太郎（みずほ銀行）・中山俊雄（東京都）・堀伸三郎（RCCM）
Yusuke SUGINAKA, Kunihiko ENDO, Shigeko ISHIWATA, Toshihiko SUGAI, Taro FUNATSU, Tatsuro CHIBA, Toshio NAKAYAMA, Shinzaburo HORI: Correspondence relationship between buried landform and Musashino platform in and around Tokyo Bay.

1. はじめに

東京低地や臨海部の沖積層の基底面には埋没段丘が広く認められ（東京都港湾局, 2001など），複数の立川段丘面に対比されてきた（Matsuda, 1974；Kaizuka et al., 1977；遠藤ほか, 1983 など）. 標高-25m より深い位置に発達する平坦面についてはその多くが立川段丘面に相当すると考えられているが, 標高-10m 前後に認められる平坦面は武蔵野面の埋没地形の可能性が示唆されている（遠藤, 2017）

武蔵野台地の地形についてはこれまでにも多く議論されているが（例えば, 貝塚（1964）, 久保（1988）など）, 最近, 遠藤ほか（2018）で, 武蔵野台地の地形区分が見直され, 武蔵野面の新たな地形区分が提唱されている.

この新地形区分は主に台地部における区分であるため, 東京低地下に埋没した段丘面との対応関係については言及されていない.

そこで本研究では, 東京低地下の埋没平坦面の空間的分布を示し, 遠藤ほか（2018）の地形区分との対応関係を明らかにすることを目的とした.

2. 作業手順

本成果では, 東京都建設局「東京の地盤」及び国土地盤情報検索サイト「Kunijiban」等で公開されている柱状図データに対して「地質層序システム」（堀ほか, 2018）を利用して埋没平坦面を構成する礫層の標高値を抽出した.

抽出に際しては, 幹線道路を含む多数の断面路線沿いの地質断面図（遠藤ほか, 2017）などの作成過程から得られた設定条件（基準）を用いた. 抽出結果からボーリング実施地点の座標値に基づきGIS プログラムでプロット, クリギング補間による 100mDEM の作成より, 埋没平坦面のコンター図を作成し, 空間展開した. 作成した空間展開図と杉中ほか（2019）で示した武蔵野礫層面の傾斜及び端部の形状を比較し, 対応関係を検討した.

3. 埋没平坦面と武蔵野面の対応関係

筆者は杉中ほか（2018）において東京礫層の上面地形を抽出する過程で, 大田区大森付近から羽田空港にかけて, 上位にロームを伴う礫層からなる埋没平坦面を抽出した. これは遠藤ほか（2018）の新地形区分による目黒面の東京湾方向への延長上に位置している.

この埋没平坦面を構成する礫層の標高は概ね-5m 程度であり周辺で報告されている埋没立川面の標高よりも高い.

舟津（2019）や杉中（2019）で報告があった武蔵野礫層上面の縦断面形では, 目黒面では緩やかな傾斜を維持して武蔵野台地の縁辺に到達する. この傾斜を維持したまま対象の埋没平坦面まで縦断面線を延長した場合, 埋没平坦面の標高はその縦断面線に対して 2～3m 低いことがわかった.

また, この埋没平坦面の南北方向の幅は, 目黒面の端部と同程度である. 以上から, この埋没平坦面は目黒面に由来する平坦面の可能性が高い.

この平坦面と同様に東京低地下には立川面と対比される平坦面よりも高標高に位置する平坦面が複数存在するため, それらの成因及び武蔵野面との対応関係についても検討を行う.

4. 今後の課題

地質層序システムによる結果は柱状図の記載情報に依存しており, 抽出した埋没平坦面に散見するローム層がどの時代のものと対比されるかは不明確である. 今後オールコアボーリングなどが本結果に基づいた位置で実施され, 採取されるローム層中に含まれるテフラなどの分析により対象とする埋没平坦面の時代が特定されることが望ましい.

引用文献

遠藤（2015, 2017）日本の沖積層, 冨山房インターナショナル.
遠藤ほか（1983）アーバンクボタ, 21, 26-43.
遠藤ほか（2017）日本第四紀学会講演要旨集, 47.
遠藤ほか（2019）日本地球惑星科学連合 2019 年大会講演要旨, HQR05-08
舟津ほか（2019）2019 年度日本地理学会春季学術大会発表要旨集, P057
堀ほか（2018）日本第四紀学会講演要旨集, 48.
貝塚爽平（1964）東京の自然史. 紀伊国屋書店.
Kaizuka et al., (1977) Quaternary Research, 8.
久保純子（1988）地理学評論, 61 (Ser. A), 25～48.
Matsuda, I. (1974) Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, 9, 1-36.
杉中ほか（2017）日本第四紀学会講演要旨集, 47.
杉中ほか（2018）日本第四紀学会講演要旨集, 48.
杉中ほか（2019）日本地球惑星科学連合 2019 年大会講演要旨, HQR05-P08
東京都港湾局（2001）新版東京港地盤図. 東京都.

P-09

氷河性海水準変動と海底地形を踏まえた伊豆諸島の火山活動史構築にむけて

高橋尚志・青木かおり・村田昌則（首都大学東京火山災害研究センター）・
鈴木毅彦（首都大学東京都市環境学部）

Takayuki TAKAHASHI, Kaori AOKI, Masanori MURATA, Takehiko SUZUKI: A review for the reconstruction of the eruptive history of the Izu Islands considering the glacio-eustatic sea-level changes and submarine landforms

南北に伸びる伊豆・小笠原弧の背弧側では，北東—南西方向に伸びる複数の海山列が，雁行状に発達している．Ishizuka *et al.* (2011)は，これらをhot fingersと解釈し，古第三紀～新第三紀の伊豆・小笠原弧南部の発達過程を10^6～10^7年スケールで復元した．一方で，伊豆・小笠原弧北部には，北東—南西方向に伸びる地形的高まりである，銭洲海嶺があり，これには，玄武岩質の伊豆大島・利島火山，流紋岩質の新島・神津島・大室ダシ火山が載る．伊豆・小笠原弧北部は，南部と比べて，発達過程に関して不明な点が多い．銭洲海嶺，ひいては伊豆・小笠原弧北部の発達過程を考える上では，上記の諸火山の活動史を復元することが重要となる．これらの火山体の大部分は第四紀後半以降に形成されたと考えられ，10^3～10^5年スケールでの火山島としての成立過程，噴火史，噴火様式の変遷を復元する上では，氷河性海水準変動を考慮する必要がある．

首都大学東京火山災害研究センターでは，伊豆諸島北部の諸火山の第四紀後期の活動史に関する研究に取り組んでおり，詳細なテフラ層序の構築を進めている（例えば，鈴木ほか，2018など）．島嶼における火山体の形成や噴火に伴う周囲への影響を考える上では，噴火当時の海水準の考慮が不可欠であり，海底地形の把握が重要となる．また，本センターでは，海域に保存されたテフラの追跡も進めており（青木ほか，2019），テフラによる海底堆積物の対比・編年を進める上でも，海底地形の把握は重要となる．本発表では，伊豆諸島北部の諸火山の活動史・テフラ層序に関する近年の研究成果と周辺海域の海底地形を踏まえ，周辺の海底地形の特徴や氷河性海水準変動を考慮した伊豆諸島北部の火山活動史・テフラ層序の構築に関する，今後の展望を述べる．

氷河性海水準変動を考慮すべき火山の1つに，大室ダシ火山がある．大室ダシは，銭洲海嶺北東に位置する海底火山であり，頂部は約-140 m以浅の平坦面となっている．大室ダシの最新噴火は13.4 ka（斎藤・宮入，2008）とされているが，Lambeck *et al.* (2014)によると，この年代の海水準は-75 m前後となる．現在の大室ダシの地形は，わずかに凸部が水深-75 m以上の領域にある．噴火に伴う陥没でカルデラが形成された可能性（谷ほか，2012）を考慮すると，大室ダシ火山は噴火当時，海面上に顔を出していた可能性が指摘される．McIntosh et al. (2019)は，大室ダシ火山噴出物が水深-60～-150 mの浅海で急冷された可能性を示唆しているが，大室ダシが陸上噴火の場合は，降下テフラが広範囲に分布している可能性がある．今後，大室ダシ火山のテフラに関して，噴出年代に関する詳細な検討と，周辺の島々・海域での分布範囲を追跡する研究が必要であろう．

大室ダシの東方約30 km沖には，相模トラフに向かって北へと傾下する，幅20 km以上，比高100～300 m，面積250 km^{2}以上におよぶ緩斜面が存在する（岩淵，2000）．青木ほか（2019）は，本緩斜面上で掘削された，コア長190.38 mの海底コア（C9010E）から，伊豆諸島北部（新島・神津島）起源の複数の流紋岩質テフラ層（新島向山，神津島天上山，新島宮塚山南部，宮塚山シリーズ，大室ダシなど），ならびにMIS 5の広域テフラ（Aso-4, On-Pm 1, Aso-ABCD）を見出している．本緩斜面は，南側に明瞭な崖を持つことから，これを滑落崖とした，大規模な海底地すべりの移動体である可能性が示唆される．現時点では，その活動時期は不明であるが，今後，コア下部において，何らかの不連続性が確認できれば，活動時期が明らかになる可能性がある．

引用文献：青木ほか(2019)JpGU2019, HQR05-05; 後藤(2014)広島大院文学研究科論集, 74, 1-103; Ishizuka *et al.* (2011) Geochem., Geophys., Geosys., 12, Q05005; 岩淵 (2000) 相模トラフ. 貝塚ほか編『日本の地形関東・伊豆小笠原』p.p. 161-166; Lambeck *et al.* (2014) PNAS, 111, 15296-15303; McIntosh et al. (2019) JpGU2019, SVC34-05; 斎藤・宮入(2008)第10回AMSシンポ報告集, 214-217; 鈴木(2018)JpGU2018, SVC41-49; 谷ほか(2012)日本火山学会予稿集, 145.

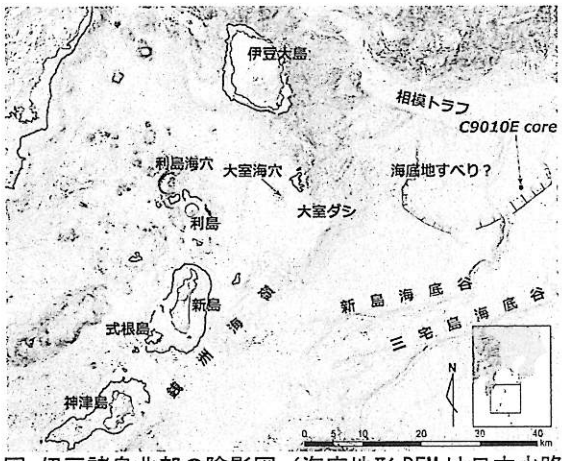


図 伊豆諸島北部の陰影図（海底地形DEMは日本水路協会発行M7001「関東南部」を用いて後藤（2014）に基づき作成．陸域は国土地理院提供10 m DEMに基づく．黒太線は-80 mの等深線を示す）

P-10

土壌環境中の動物珪酸体— 埴輪 ・土偶 —（Ⅱ）

宇津川 徹 （カテナ研究所）

Toru UTSUGAWA：Animal Opals in Soil Environments —Haniwa・Dogu—（Ⅱ）

1．はじめに

動物起源の珪酸体（海綿動物〔PORIFERA(SPONGES)〕の骨片で，Opal 様からなる）は，種々の土壌環境中の一次鉱物分析において検出される（宇津川他 1979）．土壌環境は土壌の堆積場所による地層の分類ができる．地層の分類は，陸成層・沿岸成層・海成層に大別される．これらの堆積層中には，現生・化石の動物珪酸体の骨片(海水性と淡水性の海綿動物）が検出される（宇津川 2016）．今回の報告は，遺跡・古墳から出土した土製品の埴輪・土偶の胎土分析から，母材粘土の特徴・微化石としての動物珪酸体について検討した．胎土とは，焼成された土製品の質の意味に限定して「胎土」を用い，粘土・素地と区別した．胎土分析の目的は土製品の製作のための粘土採集地や素地土の作成方法などの検討である．

2．分析試料と分析方法：

（分析試料），①千葉県・芝山町山田古墳の表採試料（山田 50）の円筒埴輪 30 片（古墳時代）．②東京都・多摩市の遺跡から出土した土偶（和田・百草遺跡など）および土製品（縄文時代中期～晩期）．

（分析方法）①埴輪片は形態的特徴を調査し，次に粉砕した試料を一次鉱物用スライドグラスで，偏光顕微鏡にて全視野で検鏡した．倍率は，100 倍～400 倍である．検鏡時には，同時に顕微鏡写真の撮影をした．②実体鏡・ルーペで貴重な土製品の観察．

3．分析結果

①円筒埴輪片は赤褐色粘土 15 片と白色粘土 15 片に大別し，各埴輪片の胎土分析をした．②埴輪片の胎土は重鉱物と軽鉱物に区分した．軽鉱物（斜長石）が 92%～99%である．斜長石は粒径から粗粒（0.2mm 以上）と細粒（0.2～0.045mm）に区別した．細粒は，赤褐色粘土が軽鉱物の 53%～83%，白色粘土が軽鉱物の 70%～93%である．重鉱物は紫蘇輝石（斜方輝石）と普通輝石（単斜輝石）など，粒数は数%である．全体的に風化粒子が多い．③埴輪の胎土中には，微化石が検出された．微化石は動物珪酸体の骨片，植物珪酸体，珪藻，その他生物起源の骨片である．④土偶（3 体）・土製品の胎土は赤褐色（2.5YR6/3～5YR5/4）で，軽鉱物の粗粒斜長石と細粒斜長石からなる．胎土中の微化石は白色柱状の動物珪酸体が検出された．⑤動物珪酸体は加熱でクリストバライト化している（宇津川 1983）．動物珪酸体の形態的特徴は，海水性の針状の二軸型・三軸型のパイプ（空洞）をもつ．光学的特徴はクロス・ニコルで暗黒となる．⑥胎土中の一次鉱物組成と素地土の関係を比較できる．

4．まとめ：

①胎土分析から海水種の動物珪酸体の骨片（SiO_2）が同定された．一般的に針状の一軸・二軸・三軸・四軸・多軸型，遊離骨片など多様な形態である（宇津川他 1979）．

②円筒埴輪片，土偶および土製品の胎土中の動物珪酸体は，針状の二軸型と三軸型である．

③胎土中の動物珪酸体の起源は，a.現地性，b.異地性などに由来する．

④胎土中の一次鉱物組成から素地土との関係は，円筒埴輪が粘土自体に適量の砂粒を含み混和材を調合する必要がなく生成された粘土である．また，植物珪酸体を含有し，混和材を調合しないと素地土にならない粘土である．土偶は粘土に礫（2mm 以上）を含む粘土を調合しないと素地土にならない粘土である．

引用文献：宇津川徹他(1979)ペドロジスト，23-2，134-144.

宇津川徹（1983）遺跡住居跡のカマド粘土・粘土塊中の動物珪酸体について，火山灰と土壌，207-218．博友社．

宇津川徹（2016）土壌環境中の動物珪酸体，日本第四紀学会講演要旨集，46，53.

図．赤褐色埴輪胎土中の動物珪酸体（二軸型）
（スケール：100μm）

P-11

北海道，摩周カルデラ火山の噴火史と地形発達

和田恵治（北海道教育大）

Keiji WADA: Eruption history and topographic formation of Mashu caldera volcano, eastern Hokkaido.

1．はじめに

摩周火山は北海道東部の阿寒-知床火山列にあり，屈斜路カルデラの東壁上に噴出し，約 7500 年前に生成した直径 6x7 km のカルデラをもつ（Katsui et al., 1975；勝井他，1986 など）。岸本他（2009）は過去 14000 年間のテフラ層序と噴火様式を明らかにした。宮田他(1988)，隅田(1993)，長谷川他（2009）は 3 万年以上前から摩周火山では噴火履歴があることを報告している。現在の摩周火山体を構成する成層火山形成期はおよそ 1.7 万年前に始まる（Katsui et al., 1975）が，3.5 万年前（長谷川他，2009）にまで遡る摩周火山の火山体の姿はどのような変遷を辿ったのだろうか。

本研究では，長谷川他（2009）による 14000 年以前の摩周火山の層序を基に摩周火山の地形発達の復元を試みた。さらにカルデラ形成期以降の層序について新たに検討し，摩周火山 3.5 万年間の形成史をまとめたので報告する。

2．摩周火山の形成史概要

長谷川他（2009）は摩周火山の活動期を 3.5～2.7 万年前の軽石噴火が卓越する時期，2.7～2.2 万年前のスコリア噴火が卓越する時期，2～1.6 万年前の軽石噴火が卓越する時期，1.6～1.3 万年前のスコリア噴火が卓越する時期（成層火山形成期），最近 1.2 万年間（Ma-l 以降）のカルデラ形成期に分けている。

本研究では，3.5 万年前から 1.7 万年前の時期を摩周火山古期，1.7 万年前から現在までの時期を摩周火山新期と呼んでステージ分けする。古期は 3.5～2.7 万年前の古期カルデラ形成期，2.7～1.7 万年前の後古期カルデラ・西別岳形成期に2分する。新期は従来通り，成層火山形成期，カルデラ形成期，後カルデラ形成期と3分する。

3．摩周火山古期の発達史

摩周火山を特徴づける低 K_2O 系列のマグマが少なくとも約 3.5 万年前から噴火を始めており，約 1.7 万年前までにプリニー式噴火が 11 回起こっていたと推測できる。長谷川他（2009）は火砕噴火が 40 回以上この間に頻発したと述べている。古期の 3.5～2.7 万年前には噴出量 5～10km^3 級の比較的大規模な噴火が起こった（長谷川他，2009）。この時期の火砕流堆積物はまだ認識されていないが，カムイヌプリと西別岳の中間に北東-南西に延びた直線上の急崖があり，摩周カルデラ壁の外側に発達していることから，これは古期のこの時期にできた古いカルデラ壁の痕跡と考えられる。径 4×3km 程度のカルデラ（古期カルデラ）が形成されたと推測する。

古期カルデラ形成後に東側に西別岳の成層火山（スコリア噴火と溶岩噴出）の形成，カルデラ内での軽石噴火が起こり，古期火山は主に2つの火山体として成長したと思われる。

4．摩周火山新期の発達史

1.7 万年前以降の成層火山形成期では，数回に及ぶスコリア噴火だけでなく，軽石噴火を少なくとも2回行っていた。摩周カルデラの北西地域，南東地域，北部地域ではそれぞれ主に活動していたマグマに違いがあること，アグルチネートが各々で見られることや岩脈の分布からカルデラ形成期前の摩周火山では1つの成層火山を作っていたのではなく，3つの火山体が集合して存在していた可能性がある。1.4 万年前までには緩やかな斜面をもつ新期成層火山体と側火山として古期の西別岳が並ぶ山容であったと推測される。

1.4 万年前の Ma-l の軽石噴火以降の噴火史は岸本他（2009）に詳しい。本研究による新知見を加えた噴火史の概要を示す。

新期では，約 7000 年の間隔で噴出量が多い3つの噴火イベントがあった（Ma-l: 14000 年前，Ma-f～j: カルデラ形成 7500 年前，Ma-b: 1000 年前）。

約 7500 年前のカルデラ形成期では Ma-g の軽石噴火から火口の位置が変わり，続いて Ma-f の火砕流噴火で現在のカルデラが生じた。これらの一連の爆発的噴火を引き起こしたマグマは，後カルデラ期と約 14000 年前の Ma-l 期のマグマとは，TiO_2-K_2O 図で見ると異なる組成領域にあって，マグマシステムが約 7500 年前の時期だけ異なっていたことが推定される

カルデラ形成後，約 6 千年前にカルデラ中央部に流紋岩マグマによるカムイシュ島溶岩ドームが形成した。約5.5～3.8 千年前にカルデラ南東で水蒸気（+マグマ）爆発（Ma-e）と西側溶岩（安山岩質）が流出した。その後水蒸気プリニー式噴火で火砕丘が形成された（Ma-d1）。1500 年間の休止期を経て約 2.5 千年前以降に水蒸気（+マグマ）爆発（Ma-c）が断続し，本体溶岩と山頂北麓溶岩の流出でカムイヌプリ山体が形成した。そして 1000 年前の軽石噴火（Ma-b）が連続して起こり，山頂に直径 1.3x1.5 km の火口が生じた。以後，摩周火山では噴火がなく，現況は噴気活動もなく静穏な状態が続いている。

引用文献：Katsui et al. (1975) Jour.Fac.Sci.Hokk. Univ.16,533-552. 勝井他（1986）北海道防災会議「アトサヌプリ・摩周」.104p. 宮田他(1988)「計根別地域の地質」.77p. 隅田(1993)科研費報告書「屈斜路火山の火山活動史」15-26. 岸本他（2009）火山，54，15-36. 長谷川他（2009）地質学雑誌，115，369-390.

P-12

泥炭ウイグルマッチングを用いた高精度 ^{14}C 火山噴火年代決定の可能性の検討

宮入陽介（東京大）・近藤玲介（皇學館大）・横田 彰宏（明治コンサルタント）・冨士田裕子（北海道大）・横山祐典（東京大）

YosukeMIYAIRI, ReisukeKONDO, AkihiroYOKOTA, HirokoFUJITA, Yusuke YOKOYAMA: Sequential radiocarbon dating on peaty sediments to reconstruct high precision age model of volcanic eruption.

1．はじめに

湿地帯に発達する泥炭堆積物は、炭素を多く含むため放射性炭素年代測定が容易である。しかしながら、泥炭は有機物が生物遺体ではなく、生物遺体の分解変質した物質を主とするため、炭素の供給起源が 2 次的であるという堆積年代を年代推定する上での不確実性がある。一方、 利点として泥炭が堆積するような嫌気的な環境では生物擾乱が生じにくく、堆積速度が大きく変化しないことが多いことがあげられる。また，たとえ堆積速度に変化を生じたとしても、地層累重の法則により、下位の堆積物ほど古い堆積物であることが担保されているため、放射性炭素濃度の変動周期より十分短い年代間隔で試料採取を行えば、高精度年代決定が可能となる。

Blaauw ら（2003, QSR）は、泥炭層の堆積速度が一定期間変化しないと仮定すれば、暦年較正曲線と連続サンプリングした放射性炭素年代値を比較して（ウイグルマッチング）最適な堆積速度及び堆積年を推定できることを示した。

本手法は泥炭堆積物中に含まれる津波堆積物の高精度年代決定への応用が試みられているが（例えば、Ishizawa et. al., 2017, QG）、年代既知の層準を用いた確度の検証はなされてこなかった。

そこで、本研究では、歴史記録により噴火年代が明らかなテフラ包含層を泥炭ウイグルマッチング法により年代を求め、その年代決定精度を検証することを目的とした。

2．研究対象地域・分析試料

本研究では、北海道北部の猿払川湿原において採取されたボーリングコア試料や北海道東部の根室周辺の湿原、（落石湿原、歯舞湿原、茶内湿原）から得られた試料を用いて、泥炭試料を用いた湿原堆積物の高精度放射性炭素年代決定法を検討した。

これらの試料は、樽前火山起源のテフラ樽前火山由来の「Ta-a」テフラや北海道駒ケ岳由来の「Ko-c2」テフラ含む。Ta-a テフラは、樽前火山の 1739 年噴火に伴って堆積したテフラで、その噴火時期は、文献記録によって、1739 年 8 月から噴火開始したことが記録されており、テフラの堆積時期が正確に判明している。Ko-c2 テフラは北海道駒ケ岳火山の 1694 年噴火に伴い堆積したテフラである。

これらのテフラを含む試料を用いることで泥炭ウイグルマッチング法の年代決定精度を検証する。また Ko-c2 テフラと Ta-a テフラの堆積間隔は 45 年と短くこの二つのテフラの識別が ^{14}C 年代測定法を用いてどの程度可能なのかを調べることは、泥炭ウイグルマッチング法の精度を確認するうえで有効である。

3．実験手法

・放射性炭素年代測定

泥炭コア試料を 1cm 間隔でサンプリングを行った。サンプリングは Ta-a テフラの上下層を含むように深度 41～95cm までの 1cm 間隔でサンプリング、均質化のち、2cm 毎に試料を採取し、放射性炭素分析を行った。前処理は 1 mol/L HCl で酸処理を行った。試料はエレメンタール社製元素分析計キューブミクロを用いて酸化し、CO_2 ガス化した。酸化後の真空ラインを用いて、CO_2 ガスを精製した。

東京大学大気海洋研究所高解像度環境解析センター所有のシングルステージ加速器質量分析計（YS-AMS）Yokoyama et al. (2019, NIMB) をもちいて ^{14}C 濃度を測定した。

・暦年計算法

得られた放射性炭素年代値を用いて、Blaauw ら（2003, QSR）の計算手法に基づき、泥炭の堆積速度を一定と仮定した場合に、各測定層準の年代値と実年代の差が最小になる堆積速度を求める。

3．結果および考察

先行して分析をした北海道北部の猿払湿原試料の Ta-a テフラの含まれる層準の堆積年代は、泥炭ウイグルマッチングによる暦年較正の結果と歴史記録から求められる年代の差は 20 年以内であった。Ta-a テフラ直下の泥炭のみから求めた暦年較正値は 1670-1950calBP（1σ）であり、従来の手法では、Ta-a テフラの噴火年代が江戸時代中期以降以降であることしか特定できないが、泥炭ウイグルマッチング法での年代は十分な時期決定精度があるといえる。本発表では北海道北部地域の結果に加え、北海道東部地域での結果も合わせた検討を予定している。

引用文献

Blaauw et al., QSR, 22, 1485-1500
Ishizawa et al., QG 41, 202-210.
Yokoyama et. al. 2019, NIMB in press

P-13

房総半島中東部の上総層群から掘削されたボーリングコアの層序と堆積サイクル

伊藤拓馬（地球環境産業技術研究機構）・中里裕臣（農業・食品産業技術総合研究機構）・橋本　励・
薛　自求（地球環境産業技術研究機構）

Takuma Ito, Hiroomi Nakazato, Tsutomu Hashimoto, Ziqiu Xue: Stratigraphy and depositional cycles in sediment core taken from Kazusa Group, Central Eastern Boso Peninsula, Japan

1. はじめに

房総半島中央部には，上部鮮新統～中部更新統の上総層群が広く分布する．上総層群の模式ルートでは，下位より黒滝層，黄和田層，大田代層，梅ヶ瀬層，国本層，柿ノ木台層，長南層，笠森層，金剛地層に区分されている．上総層群には，多数の堆積サイクルが認められ，それらは氷期・間氷期の繰り返しにともなう氷河性海水準変動に強く支配されていることが知られている．

近年，我々は房総半島中東部に分布する上総層群からコアを掘削したが，コアの層序や詳しい堆積学的解析は行われていなかった．本研究では，コア試料に挟在するテフラに基づく層序および砂泥互層中のイベント層に見出された堆積サイクルとその成因を検討した結果を報告する．

2. 試料概説・研究方法

茂原地域から2本のコアを掘削した．各コア掘削地点は約 10m 離れている．各コアの採取深度は 150～240m と 235～290m である．掘削地点の表層部は，図幅によると笠森層テフラ Ks8.6 層準上部付近となる（七山ほか，2016）．両コアの岩相は砂泥互層を主体とする．コアの肉眼観察および X 線 CT 画像に基づき堆積相を記載後，堆積柱状図を作成した．また，物理検層（自然ガンマ線検層・比抵抗）を用いた両井戸間の精密対比により総合柱状図を作成した．層序は，コアから見出された2種類のテフラを用い，これまでに陸域で記載されたテフラ鍵層と対比を行った．また，コアの粒度分析を実施し，鉛直方向の粒度組成変化および堆積サイクルの把握を試みた．

3. 結果および考察

3.1. コア試料のテフラ層序

コアには 2 種類の白色のガラス質テフラが確認され，各火山ガラスの屈折率と重鉱物組成から Ch3 および Ch2 に対比された．コアは，Ch3 の下位に層厚 15m 以上の厚層砂岩が発達する．この厚層砂岩は，石和田ほか（1971）では柿ノ木台層と長南層の境界と定義されたものに相当する．一方，徳橋・遠藤（1984）は，タービダイト砂岩を含む層準を一括して長南層と再定義し，この厚層砂岩も長南層に含められた．本研究では後者の定義に従い，長南層として扱う．

3.2. 砂層の堆積相認定とその堆積過程

コア最下部に発達する厚層砂岩を除けば，コア上位に向かって泥岩卓越型砂泥互層から砂岩卓越型砂泥互層へと漸移する．砂泥互層をなす砂層は，粒度組成および堆積構造の鉛直変化の特徴からイベント層と解釈され，3 タイプに区分できる．タイプ 1 は礫サイズの泥岩偽礫を含むもの，タイプ 2 は基底部で逆級化を示した後，正級化構造を示すもの，タイプ 3 は基底部に浸食面を有し正級化構造の発達するものである．

長南層の堆積環境は陸棚と解釈される（Ito, 1992）．その見解に従うと本コアの堆積場は陸棚外縁体沖合部と推定される．上記長南層の砂層の特徴は，陸棚外縁体三角州沖合に発達するハイパーピクナイト上流側（タイプ 1，2）～下流側（タイプ 3）の堆積相と類似する（布施ほか，2013）．コア上位ではタイプ 2 の砂層産出頻度が高くなる．これは，陸棚外縁体三角州前進過程や陸源砕屑物供給量増加と関連した可能性がある．

3.3. 堆積サイクルとその成因

砂泥互層をなす砂層の粒度組成の鉛直変化には堆積サイクルが複数確認でき，特に Ch2～Ch3 間には 3 周期の堆積サイクルを確認できる．本地域北部銚子域に分布する更新統犬吠層群の上部より掘削された銚子コアは，酸素同位体比曲線に基づく年代モデルが構築され，それによると本コア相当層準は海洋酸素同位体ステージ（MIS）16 の海水準低下期に相当し，その堆積速度は 18 cm/ky である（Kameo et al., 2006）．銚子コアについて Ch2，Ch3 間の泥岩層厚を勘案すると，本コアに認められる堆積サイクル 1 周期は，約 3333 年となる．この周期はミランコビッチ周期よりも短い．堀川ほか（2001）は，長南層下位の柿ノ木台層を構成するシルト岩について，複数の上方粗粒化ユニットを報告し，その周期は 3000 年程度としている．柿ノ木台層は MIS 17 の高海水準期，長南層は MIS 16 の低海水準期に相当するため，両者に見られる卓越周期の解釈には詳細な検討が必要であるが，本地域には中期更新世以降に存在した数 1000 年オーダーの環境変動が堆積サイクルの成因となった可能性がある．

引用文献：七山ほか(2016)茂原地域の地質．徳橋・遠藤(1984)姉崎地域の地質．石和田ほか(1971)日本油田・ガス田図 10「茂原」．Ito (1992) *Sed. Geol.* 76, 155-175. 布施ほか(2013)堆積学研究，72，147-151．Kameo et al. (2006) *Island Arc*, 15, 366-377. 堀川ほか(2001)第四紀研究，40，283-290.

本研究は NEDO 委託業務により行われた．

P-14

千葉県銚子地域に分布する犬吠層群名洗層のテフロクロノロジー

田村糸子（首都大）・水野清秀（産総研）・山崎晴雄（首都大）

Itoko TAMURA, Kiyohide MIZUNO and Haruo YAMAZAKI: Tephrochronological study of the Naarai Formation, Inubo Group in the Choshi district, Chiba Prefecture, Japan

1．はじめに

千葉県銚子地域に分布する犬吠層群は，下位の中新統を不整合に覆い，上部更新統の香取層に不整合で覆われる海成の鮮新-更新統である．岩相から，下位より名洗層，春日層，小浜層，横根層，倉橋層，豊里層の 6 累層に区分される（酒井，1990）

犬吠層群には多数のテフラが挟在されており，広域テフラとの対比も進められてきた．田村ほか（2007，2014）は，最下部の名洗層中に 14 枚のガラス質テフラを記載し，他地域の指標テフラとの対比を検討した．8 枚が広域テフラと対比され，テフラ対比から，名洗層の堆積年代を検討した．また田村ほか（2010）は，名洗層中部層準にざくろ石が大量に含まれる特徴的な軽石層（NaG）を見出し，これが南関東に分布する 2.5Ma の広域テフラであることを明らかにした．今回，これら名洗層の指標テフラについて，その後の鮮新-更新世テフラの対比・編年研究（Tamura et al.，2016 など）から，広域テフラの年代精度が向上したことを受けて，情報を更新したので報告する．

2．名洗層の広域テフラ対比

田村ほか（2007）は，名洗層のガラス質テフラを，下位より犬吠 1 テフラ（In1）～犬吠 14 テフラ（In14 ）と記載した．そして，層位と鉱物組成，火山ガラスの屈折率，主成分・微量成分化学組成等から，他地域の指標テフラとの対比を検討した．その結果，In2 が東海層群亀山累層の長明寺 1 テフラ，In3 がガウス層準の広域テフラである UN-MD2 テフラ，In5 が東海層群亀山累層の寺川テフラ，In7 および In8 が亀山累層最上部の御幣川および伊船テフラ，In9 が新潟地域に分布する Hap2 テフラ，In11 が広域テフラの谷口-Tsp テフラに，それぞれ対比されることを示した．またざくろ石を含む NaG は In7 と In6 の間にある（田村ほか，2010）．田村ほか（2014）は，最下部の In1 が，神奈川県の三浦層群上部，池子層中の Ikg1 テフラと対比されるとした．Ikg1 は石灰質ナンノ化石層序と古地磁気層序から Kaena あるいは Mammoth の下位層準の正磁極帯にあり，少なくとも 3.1Ma より古いテフラで（宇都宮ほか，2012 など），名洗層下限が 3.1Ma より古いとした．

3．P/P 境界層準と In1，In3，In11 の噴出年代

NaG の年代はおよそ 2.5Ma で，対比されたテフラ情報から逆帯磁である．In6 の下位にある In5 は正帯磁の寺川テフラと対比されている．従って，名洗層では P/P 境界は，NaG と In5 の間にある．

In1 に対比された Ikg1 は Utsunomiya et al.（2017）により，Kaena と Mammoth の間の C2An.2n（3.11～3.22Ma）であることが明らかになった．

In3 に対比された UN-MD2 および In11 に対比された谷口-Tsp の年代について，Tamura et al.（2016）は，古地磁気と底性有孔虫化石の酸素同位体層序の複合層序から得た噴出年代を報告した．房総南部の千倉層群南朝夷層大井倉セクションにおいて，挟在される細粒ガラス質テフラの対比を検討し，Okr4 テフラが UN-MD2 に対比され，G9（2.79Ma）付近，Okr14 テフラ谷口-Tsp に対比され，MIS90（2.33Ma）であるとした．以上により，名洗層に 3.11～3.22Ma，2.79Ma，2.33Ma という時間面が入る．これらを反映した中央日本の鮮新-更新世テフラの時空間分布を図 1 に示す．

文献：酒井（1990）宇都宮大紀要，23，1-34．田村ほか（2007）第四紀学会講演要旨，37，38-39．田村ほか（2014）地惑連合大会，HQR24-04．田村ほか（2010）地質雑，116，360-373．Tamura et al.（2016）Geo.Rep.，51，41-52．宇都宮ほか（2012）地質学会講演要旨，104p．Utsunomiya et al.（2017）Quat.Int.465，125-137．

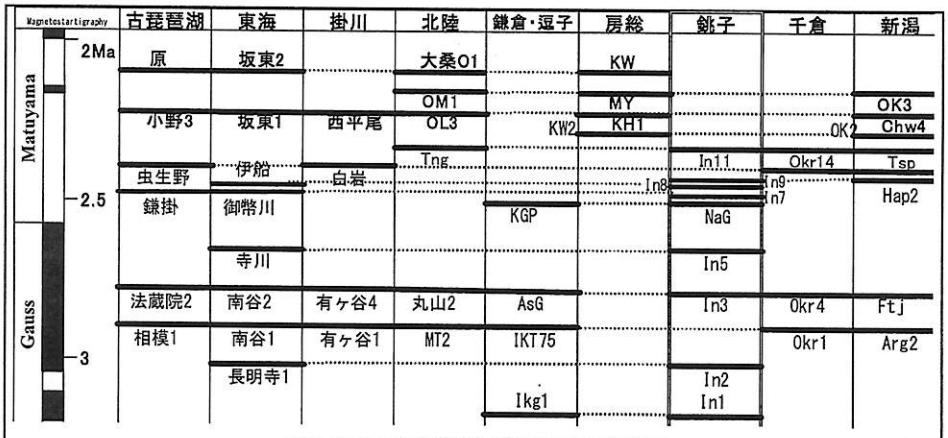


図1 中央日本の鮮新-更新世テフラ対比図

P-15

北関東・北信地域における大町 APm テフラ群の対比および中部更新統の編年の再検討

河合貴之（国際航業）・西澤文勝（神奈川県生命の星・地球博物館）
・山田眞嵩（北海道大学・院）・鈴木毅彦（首都大学東京）

Takayuki KAWAI, Fumikatsu NISHIZAWA, Masataka YAMADA and Takehiko SUZUKI: Reexamination of correlation of Omachi APm Tephra Group and chronology of the Middle Pleistocene in northern Kanto District and northern Nagano Prefecture, Central Japan.

1．はじめに

北関東～北信地域においては中部更新統が分布し，テフラ層序と関連付けた研究も多い（高橋・早川，1995；降旗・木船，1996，など）．本地域の指標テフラの１つに，黒雲母を大量に含む大町 APm テフラ群（APms；330-410 ka：鈴木，2003）があり，北信・関東一円・南東北において分布が確認され，各地のテフラ層序との関係が明らかにされた（鈴木・早川，1990；鈴木，2000a；中澤ほか，2009，など）．一方，広域テフラ層序の知見が近年蓄積された（吉川・加，2001；中里ほか，2005，など）．本研究では，当該地域における中期更新世の地形発達やそれを規定した気候変動・山岳隆起との関連を検討するにあたり，中部更新統の編年の精度向上のためにテフラの時間指標としての有用性を高めることを目的として，記載岩石学的特徴に基づく APms の対比を再検討した．

2．大町 APm テフラ群の対比の再検討

高橋・早川（1995）は，鈴木・早川（1990）による広域対比を踏まえ，群馬県吾妻川流域で認められる中之条湖成層中に産出するテフラおよび植物遺体との層序と APms の関係を記載した．高橋・早川（1995）が A_1Pm と記載したものの下位に層位をもつクレンザーテフラは，後に A_1Pm に対比された（斉藤，1996；鈴木，2003）．また，APms では下位ほど斜方輝石の最大屈折率が系統的に高くなる（鈴木・早川，1990）．

これらを踏まえて今回，高橋・早川（1995）が A_1Pm，A_2Pm と記載したものについて，記載岩石学的特徴を調査した．火山ガラスは風化で消失していたが，下表に示す諸特性により，高橋・早川（1995）が記載した A_1Pm，A_2Pm は，正しくは A_2Pm，A_3Pm にそれぞれ対比される．

なお，高橋・早川（1995）は，A_2Pm の上位に A_3Pm，さらに上位に加久藤テフラ（Kkt；MIS10/9.3 境界：吉川・加，2001）を記載した．一方，A_4Pm は Kkt の直下に層位をもつ（鈴木，1996）．以上のことと，今回の APms の対比の再検討により，高橋・早川（1995）が記載した A_3Pm は正しくは A_4Pm に相当する．

3．議論

A_1Pm に対比される Ty1a テフラは，MIS11 のピーク付近（中澤ほか，2009）で，MIS11/10 境界と MIS12/11 境界の間（374 ka，424 ka：Lisiecki and Raymo，2005）に層位をもつ（鈴木，2000b）．また，A_4Pm の直上に層位をもつ Kkt（鈴木，1996）は，MIS10/9.3 境界（337 ka：Lisiecki and Raymo，2005）に層位をもつ（吉川・加，2001）．これらの知見と，中之条湖成層中で A_2Pm と A_3Pm に今回対比された２枚のテフラの間に層位をもつ日影７テフラ（高橋・早川，1995）と BT72 テフラ（MIS10.3；349 ka：吉川・加，2001）の対比（中里ほか，2005），松本盆地（降旗・木船，1996）・宇都宮丘陵（鈴木，2000a）・南会津地域（河合，2012）における既往研究および前章のテフラ対比を総合すると，以下が考えられる．

(1) A_2Pm と A_3Pm は，410-350 ka と 350-340 ka にそれぞれ層位をもつ．

(2) 松本盆地の城山礫層中に A_1Pm～A_3Pm が挟在される（降旗・木船，1996）ことから，MIS11～10 の期間を通して堆積が継続していたと推定される．今後，松本盆地付近の中部更新統の河成堆積物が中部山岳地帯の隆起に伴って供給されたとする既往知見（降旗・木船，1996，など）を踏まえ，中部山岳地帯付近の中部更新統と APms の層序関係の地域的傾向から，中期更新世中葉における中部山岳地帯隆起の地域的傾向が明らかになると期待される．

(3) 鬼怒川沿いや阿賀川上流域において，A_2Pm に覆われる河成段丘面が認められる（鈴木，2000a；河合，2012）が，これらは MIS10 前半には離水した．また，鬼怒川西方の支流姿川沿いに発達する上欠面では，離水層準下位に A_2Pm が認められる（鈴木，2000a）ことから，姿川沿いの段丘形成が本流沿いのそれに遅れていたことを示唆する．

引用文献：降旗・木船(1996) 松本市史自然編 143-153. 河合(2012) 地理学会発表要旨集 81, 148. Lisiecki and Raymo (2005) Paleoceanography, 20, PA1003. 中里ほか(2005) 第四紀学会講演要旨集 35, 4-5. 中澤ほか(2009) 地質学雑誌 115, 49-63. 斉藤ほか(1996) 第四紀研究 35, 339-345. 鈴木(1996) 第四紀露頭集 170-171. 鈴木(2000a) 大志白遺跡群発掘調査報告書 164-191. 鈴木(2000b) 月刊地球 22, 687-692. 鈴木(2003) 第四紀研究 42, 157-163. 鈴木・早川(1990) 第四紀研究 29, 105-120. 高橋・早川(1995) 群大教育学部紀要自然科学編 43, 71-86. 吉川・加(2001) 月刊地球 23, 594-599.

付表　中之条湖成層中の APms の対比

地点	先行研究における記載		斑晶鉱物の屈折率(本研究)		本研究による対比	対比テフラの先行研究における記載		
	テフラ名	出典	γ	n_2		記載	γ	n_2
群馬県中之条町日影	大町A_2Pm	高橋・早川(1995)	1.728-1.733	1.689-1.695	大町A_3Pm	鈴木・早川(1990)	1.727-1.734	1.687-1.695
群馬県中之条町日影	大町A_1Pm	高橋・早川(1995)	1.729-1.736	1.688-1.694	大町A_2Pm	鈴木・早川(1990)	1.728-1.736	1.681-1.694

P-16

兵庫県北部，豊岡市畑上の海成上部更新統の貝化石のESR年代

加藤茂弘・生野賢司（兵人博）・藤原泰誠・郷津知太郎（蒜山地質）・菊池直樹（玉名市教委）
Shigehiro KATOH, Kenji IKUNO, Taisei FUJIWARA, Chitaro GOUZU and Naoki KIKUCHI: ESR dating of fossil shells in the Lowest Upper Pleistocene marine deposits at Hatagami, Toyooka City, Northern Hyogo

1．はじめに

近畿地方北部の丹後半島では，海成・河成の段丘面群の発達が比較的良い．それらは高位・中位・低位の3つの段丘面群に区分され，中位段丘面群はMIS5～4に，高位段丘面群はMIS6以前の中期更新世に，それぞれ形成されたとされている（植村，1981など）．これらの段丘面群や段丘構成層の編年は，当地域における中期更新世以降の海水準変動や地殻変動の解明に基礎的な情報を与えてくれる．しかし，MIS5e以前には年代指標層となるテフラがほとんど確認されておらず，高位・中位の段丘面群の編年が進まない要因の一つとなっている．

一方，丹後半島の竹田川下流域では，標高20m前後の中位段丘面下に貝化石を多産する海成粘土層があることが，1950年代から知られていた．石田（1964）はこれを黒部貝層と命名し，貝化石群集の特徴から強内湾性で暖流系の海洋環境であったと推定した．兵庫県豊岡市畑上の気比川中流域では，海成上部更新統が標高20～30mの尾根部に狭小に分布する（坂本ほか，1972）．本研究では，このうち貝化石を産する中部層準の暗灰色粘土層を「畑上貝層」と呼ぶ．坂本ほか（1972）はこれらの海成層をMIS5eの海進の産物と考えたが，黒部貝層や畑上貝層がMIS5eに堆積したことを示す年代資料はこれまでに得られていない．

本研究では，畑上貝層の堆積年代を明らかにするために同層から産出した二枚貝化石について電子スピン共鳴（ESR）法による年代測定を行った結果について報告する．

2．試料と方法

畑上貝層の模式地（坂本ほか，1972）において，露頭面から約20cmの深さまで風化変質層を除去し，海成粘土層中に合弁状態で散在するハイガイ *Tegillarca granosa* を採取した．それらの中で相対的に保存が良く貝殻片の厚い3点をESR年代測定に用いた．また，採取した化石の周囲約30cm以内から粘土層を5点採取し，外部からの年間線量率の評価試料とした．試料採取と合わせて地質層序の記載と水準測量を行った．畑上貝層の上限は標高約25mで，化石の産出層準は標高が約20m，中位段丘面からの深度は約10mであった．

各化石から最大の貝殻片1片を分析試料とし，超音波洗浄および塩酸による前処理を行った．殻体の変質を確認するため，前処理前後の貝殻片についてX線回折（XRD）分析を行い，3試料とも変質は無く，アラゴナイトからなることを確認した．

次に，試料のU，Th，^{40}Kの含有量をガンマ線スペクトル法により定量した．各濃度からGuérin et al.（2011）の換算表による計算と含水率補正（Aitken，1985），化石の厚みに伴うβ線減衰補正（Grün，1989）を行い，堆積物からの外部線量による年間線量率を評価した．貝殻片3片についても同様な測定を行い，内部からの線量率を評価した．内部線量に寄与するα線の欠陥生成効率（k値）は0.07（Grün & Katzenberger-Apel，1994）を採用した．宇宙線の年間線量率は埋没深度（10m）を用いて補正し，Prescott & Hutton（1994）に従って求めた．

総被曝線量の評価のため，照射段階ごとに50～60mgに分取した試料を用いて，付加線量法によるESR測定を行った．測定では，γ線照射には^{60}Coγ線源を使用し，線量率3.21 C/kghで未照射試料と併せて10段階以上となるように線量を変えて照射した．年代測定にはCO_2^-信号（g = 2.0007）を用いた．

3．ESR年代とその意義

貝化石では一般に著しく低いとされた（池谷，1987など）U濃度が，最大で堆積物と同程度含まれていた．このため内部からの線量率の寄与を全ての試料で考慮し，83～112 kaのESR年代を得た．このESR年代は，畑上貝層の堆積年代がMIS5cであることを示すが，貝化石のU濃度が死滅後の周囲からの付加による可能性もあり，堆積年代がMIS5eまで遡ることも考えられる．同層の分布標高とハイガイを多産する貝類群集の特徴に基づくと，MIS5cないしMIS5eの相対的最高海面高度は約25mと推定され，当地域が約10万年前以降に隆起傾向にあったことが示唆される．一方，円山川下流域では完新世以降，安定ないし若干の沈降傾向であったと推定されており（谷川，2009），本地域の地殻変動については再検討が必要と考えられる．

引用文献：植村（1981）地表空間の組織，古今書院，pp.430-437．石田（1964）第四紀総研連絡誌，No.5，5-10．坂本ほか（1972）地質雑，78，415-416．Guérin, et al.（2011）Ancient TL，29，5-8．Aitken（1985）Thermoluminescence dating. Academic Press，357p．Grün（1989）Quat. Int.，1，65-109．Grün & Katzenberger-Apel（1994）Ancient TL，12，35-38．Prescott & Hutton（1994）Nuc. Tracks & Rad. Meas.，18，223-227．池谷（1987）ESR（電子スピン共鳴）年代測定．アイオニクス，210p．谷川（2009）第四紀研究，48，255-270．

P-17

火山ガラスの多元素濃度測定データへの階層型クラスター分析の応用

丸山誠史(KFT)・竹村恵二（京都大）・牧野内猛（名城大）・平田岳史（東京大）・檀原徹（KFT）
Seiji MARUYAMA, Keiji TAKEMURA, Takeshi, MAKINOUCHI, Takafumi, HIRATA, Tohru DANHARA:
Application of hierarchical cluster analysis to multi-element abundance data of volcanic glass shards

1．はじめに

現在、主流となっているテフラの識別・対比法は、電子線局所分析法(EPMA や SEM-EDX)による、火山ガラスを構成する主要元素の濃度に基づくものである。しかし主要元素濃度の差異はごく小さな範囲に留まる場合がしばしばあり、また判定要素となる元素も 9-10 種に留まるため、曖昧な対比となる場合がある。近年、LA-ICP-MS 法を用いて、火山ガラスの微量元素と主要元素を同時に定量分析し、その結果に基づいてテフラの識別・対比を行う手法の開発が行われている（e.g., Maruyama *et al.*, 2016)。本手法は、合計 58 元素の濃度を同時測定し、各元素濃度とそれらが描くパターンから、テフラの識別と対比を行うものである。パターンの類似性の判定は、比較対象が互いに大きく異なるパターンを示す場合は、「見た目」による判定でも大きな問題は無いが、やはり統計的な判定法の導入が必須である。本対比法ではこれまで、テフラ試料間の各元素測定値の類似性を判定するために、必要に応じてチューキー・クレーマー（TK）検定が用いられてきた（e.g., Maruyama *et al.*, 2017)。しかし複数テフラ間の相互関係を定量化し関係性を概観するためには、TK 検定はやや不便な面もあり、別の手法の導入が必要だった。

その目的に最も適していると思われる数理統計的分析法として、階層型クラスター分析法が挙げられる(e.g., Lowe *et al.*, 2017)。本研究では、水月湖コア試料に含まれる可視テフラ試料の多元素分析データにクラスター分析法を適用し、各テフラ間の関係性の定量化・視覚化を行った。また、濃尾平野コア試料から回収された、複数テフラの混合物と思われる火山ガラス粒子の多元素測定データに本手法を適用し、個々のテフラ成分への分離を行った。これら２つの応用例について報告する。

2．水月湖コア試料中のテフラの関係性推定

1993 年および 2006 年に、福井県の水月湖から回収されたコア試料（ともに全長 75 メートル）に含まれる可視テフラ層合計 27 試料について、火山ガラスの多元素分析を LA-ICP-MS を用いて行った。元素濃度パターン比較とテフラ試料の岩石学的特性（ガラスおよび鉱物の屈折率、鉱物構成比など）から、水月湖コア試料中のテフラ層は、中国地方の三瓶山および大山を給源とするもの、鬼界や姶良、阿蘇カルデラなど九州の火山を給源とするもの、そして鬱陵島や富士山、箱根火山、そして北海道の洞爺カルデラが給源と推定されるものに分けられた。これらに関して、富士山あるいは箱根火山が給源であると推定されるスコリア質（＝Fe-Mg に富む）試料を除いた 26 試料（＝流紋岩質あるいはアルカリ岩質）についてクラスター分析を行い、テフラ間の関係を示す樹形図を得た。九州のカルデラを給源とするものは比較的低い枝（＝より強い関係性を持つ）の下にまとまり、相互のユークリッド距離も小さいが、阿蘇カルデラや九重カルデラを給源とするものは、他のものとは遠く孤立した枝に分けられた。また、大山起源のテフラと、若い時代の三瓶山のテフラは、化学組成からするとほぼ同一と解釈できるほど近縁と言える高さの枝に収まった。一方、より古い時代の三瓶山のテフラは、若い時代のものとは実質的に異なると解釈できる枝に分けられた。

水月湖コア試料に関して行ったクラスター分析の結果は、他の試料群に関しても、同条件での測定結果であれば、テフラ間の相互関係を推定するための指標として利用可能である。

上記の水月湖コア試料の研究結果は、Maruyama *et al.* (2019a)で発表予定である。

3．濃尾平野コア試料中のガラス粒子の分離

濃尾平野に分布する濃尾層の堆積時期は、姶良 Tn テフラ由来と思われるガラス粒子の存在から推定されていたが、化学的データが無かったため、より確実な制約条件が必要とされていた。濃尾層の泥質堆積物から見出されたガラス粒子は、屈折率などから複数のテフラを起源としていることが推定された。それらを分離識別するために、個々の粒子について 58 元素同時定量分析を行い、それらの結果をクラスター分析によって複数のグループ（樹形図の枝）に分け、各グループの元素濃度パターンを得た。その結果、濃尾層の泥質堆積物に含まれるガラスは、姶良 Tn テフラと、より古い御岳 Pm1 テフラと恵比寿福田テフラの混合物だったことが判明した。これらの結果から、濃尾層の堆積は姶良 Tn テフラの降灰中、あるいはその後という制約条件を得ることができた。

濃尾層ガラス試料の識別に関する研究結果は、Maruyama *et al.* (2019b)で発表予定である。

引用文献：

Lowe *et al.* (2017) Quat. Sci. Rev., 175, 1-44.
Maruyama *et al.* (2016) Quat. Int., 397, 267-280.
Maruyama *et al.* (2017) Quat. Int., 456, 180-194.
Maruyama *et al.* (2019a) J. Quat. Sci. in press.
Maruyama *et al.* (2019b) Quat, Res. (Daiyonki-kenkyu), 58(5), in press.

P-18

海岸植物スカシユリ *Lilium maculatum* の系統地理

糟谷大河（慶應義塾大）・渡邊満哉（千葉科学大）・菊池芳文（千葉科学大）
Taiga KASUYA, Mitsuya WATANABE, Yoshibumi KIKUCHI: Phylogeography of a coastal plant *Lilium maculatum*

1．はじめに

スカシユリ *Lilium maculatum* は海岸の砂礫地や崖などに生育する植物で，日本の本州中部以北の海岸に分布し，太平洋側では静岡県，日本海側では新潟県が分布南限である．スカシユリは園芸栽培や鱗茎の食用目的で乱獲され，各地で自生地が減少しており，秋田，新潟，茨城，千葉各県のレッドリストで絶滅危惧 II 類や準絶滅危惧種などに指定され，保全の対象となっている．

スカシユリの保全策を検討する上でも，日本各地のスカシユリ集団の遺伝的多様性や系統関係を解明することは重要である．そこで本研究では，本州北部から中部のスカシユリ集団の遺伝的多様性および系統関係を解明し，スカシユリがいつ，どこから本州に侵入し，分布拡大したのかを推定することを目的とした．

2．材料および方法

2017 年 10 月から 2018 年 11 月にかけて，青森県東通村，山形県鶴岡市，新潟県村上市，茨城県大子町，高萩市，日立市，東海村，ひたちなか市，神栖市，千葉県銚子市，いすみ市，富津市，鋸南町，南房総市，神奈川県三浦市，静岡県下田市，南伊豆町，松崎町，西伊豆町，沼津市，御前崎市で野外調査を行い，スカシユリの葉や鱗茎を採集した．それらから DNA を抽出し，Mig-seq (multiplexed ISSR genotyping by sequencing) 法（Suyama and Matsuki, 2015）によるゲノムワイドの 55 座 SNP 分析を行い，遺伝的多様性と系統関係を解明した．系統解析には最尤法を用いた．さらに，Structure2.3.3（Jonathan et al., 2000）を用いて，各地のスカシユリ集団における遺伝的構造を解析した．

3．結果および考察

系統解析の結果（図 1），スカシユリは青森県東通村の集団が最も祖先的であり，そこから日本海沿岸部（山形県・新潟県）に南下したことが明らかとなった．また，本州を南下する過程で，現在の関東地方の山岳地域に取り残された集団が遺伝的に独自に分化し，ミヤマスカシユリ *L. maculatum* var. *bukoense* が成立したことが示唆された．さらに，東北地方および日本海側のスカシユリ集団と，関東地方以南の太平洋側の集団では遺伝的な分化が進んでいることから，両者の分岐時期は比較的古いことが推察される．

関東地方以南の太平洋側のスカシユリ集団は，大きく (1) 茨城県沿岸から房総半島に至る集団と，(2) 房総半島最南部，三浦半島，伊豆半島から御前崎に至る集団に大別された．集団 (1) 内では，房総半島南部（鋸南町，富津市，いすみ市）の集団が祖先的であり，房総半島南部から銚子や茨城県の沿岸部に北上した可能性が推測される．また，集団 (2) 内では，集団 (1) と同様に房総半島南部（南房総市白浜）の集団が祖先的で，そこから三浦半島以南に南下した可能性が示唆される．

これらのことから，スカシユリは本州を南下する過程で現在の房総半島周辺に比較的古い時期に到達し，そこから太平洋の沿岸部を北上した集団と，南下した集団に分化したことが推察される．すなわち，今回の系統解析の結果は，北方起源のスカシユリが東北地方から単純に太平洋沿岸を南下して関東地方に達したのではなく，東北地方北部から日本海沿岸に南下した集団の一部が，現在の本州内陸部へと侵入し，そこから房総半島周辺に到達した可能性を示唆している．今後は，この仮説の妥当性を検証するため，東北地方の太平洋沿岸部での調査を行う必要がある．

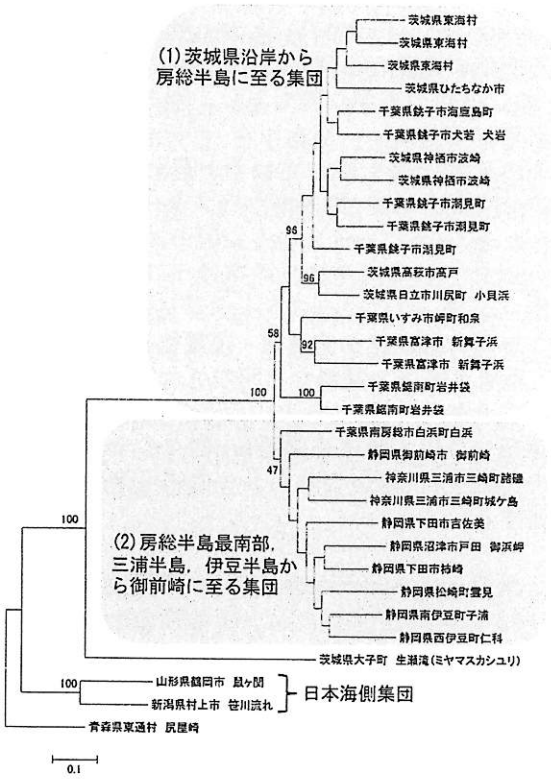


図 1．本州におけるスカシユリの系統関係（最尤法による系統樹）．枝上の数値はブートストラップ値（1000 回反復）．

引用文献：Jonathan et al. (2000) *Genetics* 155, 945-949. Suyama & Matsuki (2015) *Scientific Reports* 5, Article number: 16963.

P-19

千葉県市川市道免き谷津遺跡の縄文時代後晩期における古植生の分布と人間活動の関係

岩原こころ（千葉大）・百原新（千葉大）・工藤雄一郎（学習院女子大）

Kokoro IWAHARA, Arata MOMOHARA, Yuichiro KUDO: Relationships between vegetation distribution and human activities in late and final Jomon periods in the Domeki-yatsu site, Chiba Prefecture

1．はじめに

約1万年前以降，集落周辺の植生での人為的な撹乱が顕著になったとされているが，集落からの距離に対応した植生への撹乱の程度を比較した研究は少ない(例えばOut & Verhoeven, 2014)．大型植物遺体群は，花粉より現地性が高いので，遺跡内の複数箇所で，大型植物遺体群組成を比較することで，集落からの距離に対応した植生の時間的・空間的分布を明らかにすることができる．千葉県市川市の道免き谷津遺跡は，開析谷谷底の東西約 1km の広範囲で同時代の堆積物が確認され，北側の台地上には集落跡(堀之内貝塚)が隣接することから，集落からの位置と植生への撹乱の程度との関係を研究することができる．酒井ほか(2015)は，縄文時代後晩期の集落に近い谷底の南側で，大型植物遺体群の種多様性が高く，集落から離れた北側の台地付近では多様性が低いことを指摘した．しかしながら，この研究に用いた北側の台地付近の試料の量が少なかったため，地点間の大型植物遺体群の組成の違いを明らかにするには，試料を追加する必要があった．本研究では，酒井ほか(2015)と同地点で試料を追加するとともに，集落により近い地点を含む，複数の地点の試料を追加して，大型植物遺体群の組成を多変量解析によって比較し，人間活動と関連させながら古植生の時間的・空間的分布を復元する．

2．試料と方法

これまでの報告（酒井・百原，2014；佐々木・スダルジャン，2014；酒井ほか，2015；百原ほか，2016)の地点に3地点44試料を新たに分析し，集落跡に隣接する4地点の32試料と，集落から離れた場所の4地点68試料の大型植物遺体群を比較した．全地点の縄文時代の堆積物の層相は共通し，下位から上位へと，縄文時代前期～後期(約6,500～4,000年前)のシルト質木本質泥炭層，縄文時代後晩期(約4,000～2,700年前)の木本質泥炭層で構成されていた．土層断面から切り出された各試料について100～500 cm³の堆積物を水洗篩分した．実体顕微鏡下で同定・計数した．5試料以上で産出した遺体群13種類を選び，大型植物遺体の全個数に占める構成種の個数割合について階層的クラスター分析を行った．

3．結果と考察

全地点からは，これまで報告された資料(酒井・百原，2014；佐々木・スダルジャン，2014；酒井ほか，2015；百原ほか，2016)を含め，木本57分類群，草本56分類群が産出した．大型植物遺体群間および主な構成種間で，階層的クラスター分析による比較を行った結果，ハンノキやスゲ属から構成されるハンノキ湿地林の群落，コナラ属コナラ亜属とイヌシデを含む落葉広葉樹群落，イイギリやナガバヤブマオといった先駆性植物が優占する群落を識別することができた．先駆性植物が優占する群落は，縄文時代後期前葉(約4,200～3,800年前)の北側の台地付近に分布していた．貝塚の規模が小さくなる縄文時代後期中葉以降(約3,800年前～)には，北側の台地付近でコナラ属コナラ亜属を含む落葉広葉樹群落，谷底の北側でハンノキ湿地林の群落が分布していた．

北側の台地付近の中で，集落跡に最も近い地点からはトチノキの幼果が産出したが，アカメガシワやナガバヤブマオといった先駆性植物は少なく，ハンノキやイヌシデが多かった．このことは，集落の近くでもトチノキが生育する林の林床が暗く，林冠が鬱閉していたことを示す．南関東の縄文時代後晩期の低湿地遺跡でも，トチノキ属の花粉が多い層準では，先駆性植物の種実は少ない(辻，1989；辻・橋屋，1987；南木・吉川，1987)，すなわち，堅果食以外の用途が限られているトチノキの林では伐採による撹乱が比較的少なく，燃料・建築材利用のために比較的頻繁に伐採による更新が行われたと考えられるクリやナラ類の林とは群落構造が異なっていた可能性がある．鈴木・能城(1997)は，居住域付近では人為的な撹乱が大きく，居住域から離れるに従って撹乱が小さくなるという，集落を中心とする同心円状の植生変化を考えた．しかし，本研究の結果からは集落に接する場所でも土地利用に応じて植生への撹乱の程度は異なり，植生の空間分布は複雑であったと考えられる．

引用文献：南木・吉川(1987)中里遺跡，2，101-183．百原ほか(2016)東京外かく環状道路埋蔵文化財調査報告書，10，87-94．Out&Verhoeven(2014) *Vegetation history and Archaeobotany.* 23，41-56．酒井・百原(2014)東京外かく環状道路埋蔵文化財調査報告書，5，267-271．酒井ほか(2015)研究連絡誌，76，32-45．佐々木・スダルジャン(2014)東京外かく環状道路埋蔵文化財調査報告書，5，275-280．鈴木・能城(1997)第四紀研究，36，329-342．．辻（1989)第四紀研究，27，331-356．辻・橋屋(1987)中里遺跡，2，185-251．

P-20

最終氷期の中部高地と黒曜石原産地における人間ー環境相互作用

島田和高（明治大）・吉田明弘（鹿児島大）・橋詰潤（新潟県立歴史博物館）・隅田祥光（長崎大）
Kazutaka SHIMADA, Akihiro YOSHIDA, Jun HASHIZUME, Yoshimitsu SUDA: Human-environment interactions in the Central Highlands and obsidian sources during the last glacial period

1．はじめに

1950 年代から開始された長野県中部高地一帯（霧ヶ峰，八ヶ岳）の黒曜石原産地における考古調査により最終氷期から完新世初頭にかけての人類遺跡が多数発見されている．また 1970 年代初頭にはじまる黒曜石製石器の蛍光Ｘ線分析（XRF）ほかによる原産地分析は，中部高地など関東・中部地方の黒曜石原産地の利用と運搬ネットワークを解明してきた．しかしながら，中部高地原産地における黒曜石獲得をめぐる人類の行動についての詳細は明らかとなっていない．大きく変動する石器時代の黒曜石利用の動態は，原産地における黒曜石獲得行動の変化と密接に関係していたと考えられる．そこで，本研究では 2011～2015 年度にかけて中部高地原産地と人類遺跡を対象として，考古調査，古環境調査および黒曜石製石器の XRF 分析，黒曜石原石の堆積学的調査を実施し，これらの結果を統合することで，最終氷期の中部高地と黒曜石原産地における人間ー環境相互作用を検討した．

2．黒曜石原産地の研究体系

本研究では，先史時代における黒曜石，原産地，遺跡に対する考古学と古環境学および化学分析を，人間による黒曜石利用を媒介として横断的に連携させることで，純粋な考古文化史の領域と純粋な自然史の領域が重なる有効環境領域（人間が具体的に働きかけできる環境の領域）を可視化し，人間ー環境の相互作用を検討した．具体的には，広原湿原堆積物（1400m）の花粉分析により得られた過去３万年間の森林植生の変遷(Yoshida, et al., 2016）と，広原遺跡群第Ｉ遺跡と第 II 遺跡の人類文化層，ならびに中部高地原産地の遺跡数の増減，中部・関東地方で蓄積された 85,000 点以上の原産地分析データを時系列でマッチングしたデータセットを作成した．これにより，中部高地の景観変化と黒曜石利用を指標とした人類活動の相関を検討した（小野ほか，2016）．

3．中部・関東地方の黒曜石利用の変化

以上のデータセットから，中部・関東地方における広域的な黒曜石利用の変化が，中部高地の古環境のインパクトや旧石器狩猟採集民の適応，旧石器社会そのものの変化など複雑な要因で引き起こされたことが分かった（Shimada et al., 2017）．とくに，約 29ka 以降の LGM に向かう寒冷化は，原産地での人間活動を制約し，中部高地の原産地としての利用頻度を一時的に低下させた．しかし 25ka 以降になると，寒冷・乾燥気候下にある高山帯への文化適応が顕著となり，中部高地の原産地としての利用頻度が上昇する．また，20-19ka には突如として神津島産黒曜石が中部高地に匹敵する利用頻度を示し，中部・関東地方を大きく南北に二分する集団の移動領域の再編成が大きく寄与している可能性を指摘した．

4．原産地における黒曜石獲得領域の復元

中部高地の広原 II 遺跡（1400m）出土の後期旧石器時代前半期（EUP）石器群の黒曜石製石器 2,401 点の ED-XRF による原産地分析結果（土屋・隅田，2018）をもとに，和田川流域での黒曜石原石の堆積学的調査（中村，2018）の成果を援用して，広原 II 遺跡 EUP 石器群の分析を行った（島田，2018）．その結果，和田川流域から和田峠を越えて星ヶ塔・星ヶ台にまたがる約 15km，標高差 450m の範囲が，広原 II 遺跡 EUP 石器群を残した居住者の黒曜石獲得領域であることが示された．中央分水界との位置関係から，獲得領域の北端にあたる和田川下流域は，約 80km 離れた日本海側の居住地からのゲートウェイとして使われ，南端の星ヶ塔・星ヶ台は黒曜石の獲得経路の折り返し地点であったと考えられる．

5．プロジェクトの今後の展開と計画

以上の成果を踏まえ，以下の３つの目的を解明するために，2019 年度より新たな共同研究を進めている。(1)30ka 以前（MIS3）における中部高地の森林限界の推移を解明する．(2)携帯型 XRF 分析装置による原産地石器群の原産地分析により，中部高地における黒曜石獲得の行動系とその変遷を解明する。(3)更新世／完新世の移行に伴う環境変化が中部高地における人類の行動系やその変化に与えた影響について評価する。

謝辞：本発表には科研費基盤(B)19H01345 の支援を得た．

引用文献：中村(2018)資源環境と人類，8，43-51．小野・島田・橋詰・吉田・公文編（2016）長野県中部高地における先史時代人類誌．黒耀石研究センター．島田（2018）資源環境と人類，8，67-82．Shimada, Yoshida, Hashizume & Ono (2017) *Quaternary International* 442(B), 12-22. 土屋・隅田(2018)資源環境と人類，8，31-42．Yoshida, Kudo, Shimada, Hashizume & Ono (2016) *Vegetation History and Archaeology* 25(1), 45-55.

P-21

滋賀県湖北地域塩津港遺跡における平安時代後期の花粉分析に基づく植生復元

吉田保裕（大阪市大，研究当時：滋賀県大）・林 竜馬・山川千代美・神谷悦子（琵琶湖博物館）・村上由美子（京大博物館）・横田洋三（滋賀県文化財保護協会）・堂満華子（滋賀県大）
Yasuhiro YOSHIDA, Ryoma HAYASHI, Chiyomi YAMAKAWA, Etsuko KAMIYA, Yumiko MURAKAMI, Yozo YOKOTA, Hanako DOMITSU: Vegetation reconstructed from palynological data at Siotsuko archaeological sites of the late Heian Period in northern Shiga Prefecture.

1．はじめに

歴史時代における集落周辺の植生景観を復元することは，当時の人間の森林資源利用をはじめとした生活様式を解明するうえで重要である．しかし，滋賀県の湖北地域では，遺跡の堆積物を対象とした花粉分析に基づく植生復元はこれまで行われておらず（林ほか，2017），歴史時代の植生変遷は十分に明らかになっていない．そこで本研究では滋賀県長浜市西浅井町で発掘された塩津港遺跡の平安時代後期の堆積物試料を用いて花粉分析を行い，滋賀県湖北地域における当時の植生景観の復元を試みた．

2．試料採取地と試料

塩津港遺跡の港遺構は，11 世紀の半ば過ぎに構築が始まり，14 世紀まで使用された．この港はすべて埋め立て造成で作られたものである（滋賀県文化財保護協会，2019）．

本研究で分析した試料は，塩津港遺跡の港遺構の断面からブロックで採取した鉛直厚 30 cm と 14 cm の堆積物試料 ST1 と ST2 である．ST1，2 ともに全体が主に泥炭で構成されており，多数の木片が包含されていた．ST1 には土器片が狭在し，この土器には約 12 世紀前半の特徴が認められる（横田洋三氏私信）．

3．分析手法

ST1，2 から，1 cc 分析用試料を 1～5 cm の間隔でそれぞれ 10 試料，5 試料分取した．試料に一定濃度に調整された球形プラスチックのマーカー（15 μm）を添加した後，KOH を用いたアルカリ処理，180 μm の篩による篩別，フッ化水素処理，アセトリシス処理，シリコンオイルでの封入を行い，プレパラートを作製した．その後，400 倍の光学顕微鏡を用いて，花粉の同定・計数を行った．木本花粉の出現数が少なかったため，1 試料につき全花粉数が合計 300 個を超えるまで計数した．

3．結果および考察

ST1，2 ともに全層準で花粉の出現率に大きな変化は見られなかった．ST1，2 ともに木本花粉の出現率がきわめて低く，草本花粉の出現率が高かった．草本花粉ではイネ科が最も優勢で，次いでヨモギ属が優勢であった．この結果から，イネ科とヨモギ属を主とした草本植生が一定の範囲に広がっていたと推察される．また，出現率は低いが，草本の栽培植物であるソバが出現したことから，塩津港遺跡周辺で，当時ソバが栽培されていたことが示唆される．木本花粉では主にスギやクリ属・シイ属，コナラ亜属，ハンノキ属などが出現した．

同遺跡では ST2 とほぼ同一層準の堆積物を用いて大型植物遺体の同定が行われている（神谷・山川，未発表）．これによると大型植物遺体でも，種数・量ともに木本植物が少なく，カヤツリグサ科，タデ科，ナス科など草本植物が多く産出している．また，花粉分析で産出したイネ科やキク科などの植物分類群が，大型植物遺体でも認められている．花粉分析結果と大型植物遺体分析結果で矛盾がなく，本研究で検出された花粉の多くは，遺跡やその周辺から主に供給されたものと考えられ，塩津港遺跡周辺では，12 世紀当時，草本植物を主とする草地が広がっていたことが推定される．

本研究試料採取地点より西に約 300 m の地点にある同遺跡遺構から種実塊が出土し，同定の結果，草本植物のイネ籾・種子（玄米）の塊 4 点と，キビ有ふ果・種子の塊 1 点であったことが報告されている（佐々木ほか，2019）．この分析結果と本研究の花粉分析結果をふまえると，産出したイネ科の一部はイネまたはキビに由来する可能性も示唆される．

引用文献：林ほか（2017）滋賀県文化財保護協会紀要：97-105，滋賀県文化財保護協会．佐々木ほか（2019）塩津港遺跡から出土した種実塊の同定．滋賀県文化財保護協会編，塩津港遺跡 1，遺物編 1:85-87，滋賀県文化財保護協会．滋賀県文化財保護協会（2019）塩津港遺跡 1，遺構編，131p；滋賀県文化財保護協会．

P-22

筑波山地域ジオパークにおけるジオストーリーの構築-ハス田と癒やしの里のジオ-

大井信三（産総研）、高田正澄（NPO ネイチャークラブにいはり）、西連地信男（東海村白方小）
Shinzo OI, Masazumi TAKATA, Nobuo SAIRENTI: Construction of Geostory in Mt. Tsukuba area Geopark-Geo of lotus field and healing village-

1．はじめに

筑波山地域ジオパークは、筑波山を中心に、丘陵・台地・低地が廻りを取り囲み、霞ヶ浦に至る地域である。これらの地域の大地の歴史と人間生活との関わりについて、一般の人々に関心を持ってもらうには、しっかりしたジオストーリーの構築が必要である。

今回、霞ヶ浦の土浦入り北岸のハス田の拡がる湖岸低地と MIS6 の谷埋め堆積物との関係が判明し、日本一のレンコンの生産地が、最終間氷期より前に下刻された台地の谷埋めの泥層と深く関わっていることが判明した。

また土浦市山ノ荘の癒されるなだらかな地形が、2 回の海進により作られたこと。山ノ荘の日枝神社の長い参道がある微高地が、12.5 万年前の海進時の砂嘴であったことなどが露頭やボーリング調査により判明した。砂嘴の地形を利用して日枝神社において流鏑馬の行事が行われているなど、祭事と大地の歴史との関係がわかるようになった。

このようなジオストーリーが新たに見出されて、一般人の大地の見方のコペルニクス的転換が起こり、興味と関心を引き出すことが肝要である。

2．ハス田の分布と MIS6 の谷埋め堆積物

霞ヶ浦土浦入りの土浦から新治台地南岸の湖岸低地には広くハス田が分布する。さらに高浜入りの湖岸低地、行方台地の北浦の湖岸低地にも見られる。しかし、なぜか新治台地北岸の湖岸低地にはハス田は分布しない（茨城県のハス田の分布マップ；農研機構，2016）。

筑波台地において、従来上岩橋層とされてきた中部更新統上部の谷埋め堆積物（宇野沢ほか、1988）は，木下層の一部であることが分かってきた（坂田ほか、2018）。また、新治台地の台地基部の地層には真岡軽石（MoP）が挟在していることから（大井・横山，2011）、台地上部は木下層、台地基部は清川層からなる。かすみがうら市崎浜や川尻にあるカキ化石密集層は清川層を削り込んだ木下層の谷埋め堆積物中に発達する（横山ほか、2004）。この谷は土浦から新治台地南岸を通り、行方台地を横切って鹿島台地へ抜ける谷に繋がることが判明してきた（大井ほか、2013）。この木下層の谷の分布を、茨城県のハス田の分布マップ（農研機構、2016）と重ねると、ハス田の分布域と木下層の谷の分布が見事に一致する。

霞ヶ浦周辺の湖岸低地は、縄文海進の際に台地を削って形成された侵食低地である（豊田・池田，2003）。ハスは常時水に浸かっていないと生育しないが、この湖岸低地の下には木下層の谷埋め堆積物が広く分布し、不透水層基盤としてハスが生育できるハス田の立地環境が整っていると考えられる。

3．山ノ荘の里はなぜ癒やされる

土浦市山ノ荘にはのどかな里山の景観が広がる。里山の地形は、標高 30-35 m ほどの田畑の拡がる平坦な地形と標高 50 m の平坦な段丘状の地形、その間を繋ぐ緩やかな斜面の地形から形成されている。

標高 30-35 m の平坦面を構成する地層の上部は主に海浜成砂層からなり、山ノ荘永井では標高 30 m で、白斑状生痕を含む海浜砂層を覆うシルト層から広域テフラの On-Pm1 が見つかっており、この地層は 12.5 万年前の木下層と考えられる。

標高 50 m の段丘状地形は、生痕を含むやや固結した海成砂層からなっており、周囲の更新統の分布を考慮すると、中部更新統の友部層（坂本・宇野沢、1979）と考えられる。したがって山ノ荘の里山景観は、時代の異なる 2 層の海成堆積物が構成する段丘地形の絶妙なバランスによって形成されたと言える。

山ノ荘の日枝神社には標高 35 m の細長い平坦な参道があり、微高地を形成している。この微高地を横切る露頭において、ローム層に覆われた円礫からなる砂礫層が見出された。また日枝神社より内陸側にあたる山ノ荘小野のボーリング調査では、地表から 3.5 m ほど下位に、泥炭層に覆われる青灰色のシルト混じり砂層が産出し、その上位には厚さ 1 m ほどの粘土層がローム層に覆われて存在していた。層相から、下位のシルト混じり砂層が木下層の内湾層と考えられる。

以上から日枝神社の微高地の円礫層は、日枝神社のみに見られる堆積物である。日枝神社より内陸側の小野では内湾相の砂層に側方変化することから、この円礫層は内湾環境の外洋側に発達した砂礫堆を構成し、砂嘴をなしていた可能性がある。この推定が正しければ、日枝神社の流鏑馬は、この細長い砂嘴起源の微高地を利用して執り行われていることになる。

引用文献：大井・横山（2011）地質学雑誌, 117 補遺，103-120. 大井ほか（2013）地質学雑誌, 119, 488-505. 坂本・宇野沢（1979）地質調査所月報，30，269-283. 坂田ほか（2018）地質学雑誌, 124，331-346. 豊田・池田（2003）筑波大学陸域環境研究センター報告，4，61-73. 宇野沢ほか（1988）特殊地質図（23-2），地質調査所. 139p. 横山ほか（2004）化石，76、32-45.

P-23

屏風ケ浦の景観を守れ！　銚子ジオパークの保全活動

岩本直哉（銚子市教育委員会）・銚子ジオパーク推進協議会

Naoya IWAMOTO, Choshigeopark coucile office: Let's conserve the landscape in Byobugaura Cliff ,conservation activities of the Choshi geopark

1．はじめに

屏風ケ浦は，全長10㎞，高さ20-60m，下総台地を海の波が削ってできた崖で，地層が美しく露出し，小学校の教科書にも地層の例として紹介されている．ここは，江戸時代から多くの人に愛された観光名所であり，銚子ジオパークのジオサイトに指定されている．

屏風ケ浦は，下部は約300-100万年前，上部は約10万年前の海成層から成り，最上部は関東ローム層に覆われている．このように比較的新しい地層であることから，かつては年間50-100㎝も波で侵食され後退していた（川崎，1965）．この侵食を抑えるために，1960年代以降，崖下に消波堤が設置され，現在では，ごく一部の場所を除いてほとんどの崖下に消波堤が設置されている．この結果，崖の後退速度は一桁小さくなったといわれている（堀川・砂村，1972）．

この大規模工事は国土保全という形では効果を上げたが，大きな環境変化をもたらしている．

１つは九十九里浜の侵食問題である．屏風ケ浦の南側に位置する九十九里浜へ供給される土砂は，屏風ケ浦の侵食により運ばれてきたものが多くを占めており，消波堤設置からの約30年で，土砂の供給力は以前の1/3になってしまった（宇多，1997）．このことが要因の１つとなり，九十九里浜では，海岸侵食が急速に進行している．

もう一つは，崖の景観の変化である．以前の屏風ケ浦では，崖の下の方が波によって侵食され，その上部が崩落し，土砂が崖下に堆積していた．最終的にこの土砂は波によって除去され，全体として崖が後退し，きれいな露頭が維持されてきた（八木ほか，2016）．現在では，おもに上部の香取層（砂層）が崩落し土砂が崖下にたまっている．この土砂は波によって除去されず，堆積したままになってる．そして，崖錐が発達するなど以前とは異なる地形変化が生じている．さらに，侵食されなくなった崖面や崖錐上には植物が繁茂し，地層がきれいに露出する屏風ケ浦の景観もかなり変化している．このように屏風ケ浦は国土保全と海岸・景観保全のバランスが非常に難しい状態にある．

2．銚子ジオパークの取り組み

ジオパークでは，地質，地形，土壌やその他自然，文化遺産の中から，保全，教育，ジオツーリズムの対象となる場所をサイトとして選定する．特に地質，地形，土壌のサイトはジオサイトと呼ばれる．銚子ジオパークでは保全部会を設置して，ジオサイトの保全について協議を進めている．

屏風ケ浦の保全は銚子ジオパークの大きな課題となっている．　現在，屏風ケ浦遊歩道周辺の景観保全に取り組んでいる．屏風ケ浦遊歩道は銚子市潮見町から名洗町にかけて，消波堤の上に設置されており，この遊歩道より海側では突堤が設置され海浜が新たに広がっている．一方，遊歩道と崖の間は，湿地で，植物が繁茂している．崖には崖錐も発達している．景観保全のためには除草が必要であり，除草に先駆けて，千葉科学大学の協力を得て植生調査を実施した．

調査結果を反映させた保存管理指針の一例は以下のとおりである．

・カニ類棲息地は，その影響を考慮し，刈り取りを行わない．

・海食窪を見やすくするため海食窪内とその周辺の植物を除草する．

・地層（崖）の下部が見えなくなっている場所は，地層表面のその周辺を除草する．

・地層と遊歩道の間隔が狭く，地層表面を観察するのに適している場所は，植生を全体的に除草する．

・除草する際，スカシユリ，カワラナデシコ等の希少種は保存する．

以上のような保全管理の指針に従い，市民と景観保全活動を実施している．

3．今後の課題

屏風ケ浦は国指定の名勝及び天然記念物に指定されている．現状では指定範囲エリアは景観保全の範囲から外している．今後は関係各位と調整した保全計画が必要である．また，遊歩道のあるエリアは広大な屏風ケ浦の一部に過ぎない．今後は屏風ケ浦全体の保全を考えた活動が必要になってくるであろう．

地元の学校団体が屏風ケ浦を見学する際は，侵食から崖を守った結果，景観が失われているという問題も必ず言及するようにしている．これは次世代を担う若者たちに地域の問題を伝え，理解してもらい，屏風ケ浦の今後を一緒になって考えてもらうためである．このように，小さいころから地域の貴重な資産の現状を把握し、守っていこうとする心の醸成も保全活動には必要だろう．

引用文献：堀川・砂村（1972）第19回海岸工学講演会論文集，13－17．川崎（1965）銚子市観光協会編「銚子の自然」：240-251．宇多（1997）日本の海岸侵食．　442p，山海堂．八木・吉村・小田島（2016）藤本潔・宮城豊彦・西条潔・竹内裕季子編著「微地形学」：148-157，古今書院．

P-24

地元住民と作る海成段丘農業体験ツアー

高橋唯・中村有吾（室戸ジオパーク推進協議会）・
河野智津・岩川好美・小松毅士（ジオツーリズム推進チーム）
Yui TAKAHASHI, Yugo NAKAMURA, Chizu KONO, Yoshimi IWAKAWA, Takeshi KOMATSU: Harvest experience tour on a marine terrace developed with local farmers.

1．はじめに

室戸ユネスコ世界ジオパーク（以下、室戸ジオパーク）は高知県東部の太平洋に突き出す室戸半島先端に位置し、室戸市の市域に一致する。室戸ジオパークは「海と陸が出会い、新しい大地が誕生する最前線」と特徴づけられ、自然や生活環境に対する海の影響や、南海トラフにおける海洋プレートの大陸プレートへの沈み込みによる地学現象などを見ることができる。

室戸ジオパークの地質は、四万十帯南帯に位置し、古-新第三紀の付加体からなる（平ほか, 1980）。室戸半島は南海地震の度に地盤が隆起し（前杢, 2001）、海食洞等を陸上で観察できる。中でも、最も代表的な隆起地形が海成段丘である（図 1）。西山台地（室戸市吉良川町に分布する海成段丘）には、室戸ジオパーク内で最も広い農地が広がり、サツマイモや柑橘類、スイカ等の農作物を生産している。

室戸ジオパークでは住民が主体的にジオパークに参加して活動を行うために、いくつかの「推進チーム」が住民により作られている。その中の一つにジオツーリズム推進チームがあり、これは新しいツアーの企画やツアーの魅力向上等を行っている組織である。ジオツーリズム推進チームでは海成段丘上の農地を生かしたツアーを考え、西山台地の農業体験のツアーが生まれた。今回はそのツアーの特徴や内容の報告を行う。

2．西山台地（海成段丘）について

西山台地には、更新世中期-後期、とくに酸素同位体比ステージ（OIS）7、5e、5c の海成段丘面が発達する（吉川ほか、1964；小池・町田、2001；Matsu'ura、2015）。とくに、標高 150m 前後に発達する OIS5e の段丘面（図 1 参照）は高知県東部の太平洋岸に連続的に分布する。

歴史的には、1800 年代初頭から開墾が始まった。水利に乏しい台地の開墾は困難を極め、入植者の多くが諦めて転出した時期もあった。明治期に入り溜め池が作られると、有畜農業が可能になり、優れた農村へと変わっていった（「室戸市史」による）。

3．ツアーの特徴・内容

ツアーはジオツーリズム推進チームを中心に作成した。近年は室戸の農作物の産地として「西山台地のサツマイモはなぜ美味しいのか」というテーマでサツマイモの収穫体験が行われている。

ツアー内では参加者が地元のガイドに導かれ、サツマイモの収穫を体験し、それを焼き芋にして食べる。参加者が畑に着いたらサツマイモの生育過程を絵で示し、実際の収穫方法はガイドが実演する。初めて農作業をする参加者も多く、土をかき分けること自体が楽しそうで、サツマイモが見えてくると一層顔を綻ばせる。畑の土壌には「腐り礫」と呼ばれる、風化した礫（段丘堆積物に由来する円磨度の高い砂岩礫）が含まれている。そして、周りを見回すと標高 150m の平坦な土地（段丘面）に農地が広がっており、海側は急斜面（段丘崖）になっている。これらにサツマイモを美味しくするヒントが隠されていることが、ガイドによって説明されるが、地質や地形学的な説明はあくまでツアーの味付けとして用いられる程度である。

そして、焼き芋を味わった後の帰り道には、西山台地の開墾の困難さを、当時つくられた溜め池や入植者が作った神社、開墾 200 年の記念碑から思い、紙芝居で簡単に歴史を振り返る。少しずつだが諦めずに困難な開墾を進めていくという西山台地開墾者の精神が、少しでも美味しい農作物を作ろうという現在の努力にもつながっていることを述べて、ツアーが終わりとなる。

ツアーは参加者が西山台地の農作物を知るきっかけになるだけでなく、ツアーを作成・改善していく過程で、地元の人たちが西山台地のことをより深く理解する機会となり、西山台地を守り伝えていこうという思いを強くしている。

図 1. 室戸ジオパークの海成段丘（枦山-西山台地）

引用文献：
小池・町田（2001）「日本の海成段丘アトラス」. 前杢（2001）地学雑, 110, 479-490. Matsu'ura（2015）*Geomorphology*, 234, 133-150. 室戸市史編纂委員会（1989）「室戸市史」. 平ほか（1980）甲藤次郎教授還暦記念論文集, 319-389. 吉川ほか（1964）地理評, 37, 627-648.

P-25

犬吠埼温泉の源泉の成分と放射性炭素年代

手束聡子（千葉科学大学）

Satoko Tezuka, Studies on the constituents and rradiocarbon ages of the hot springs, the source of Inubohsaki Onsen

1．はじめに

千葉県房総半島は古くから多くの非火山性温泉が分布している地域である。松村ほか（2012）は、これらの温泉水は現海水より低い Na^+ および Cl^- 濃度を示すとともに、Na^+ と Cl^- の濃度間に正の相関が認められることから、地表水，地下水，続成作用に伴う層間水の脱水反応によって生じた水などによる化石海水の希釈によって形成されたものであると報告した。

千葉県銚子市犬吠埼には 3 種類の源泉を活用した宿泊施設がある。犬吠埼ホテル「黒潮の湯」および犬吠埼観光ホテル「潮の湯」は、敷地内で地下約 1000 m の深さまで掘削して源泉を得ている。また、犬吠埼太陽の里は、屏風ヶ浦の上に位置する「屏風ヶ浦温泉」にて掘削して源泉を得ている。本研究は、犬吠埼温泉の各源泉が化石海水である明確な証拠を得ることを目的に、犬吠埼温泉の３種類の源泉の成分分析および ^{14}C 年代の測定を行なった。

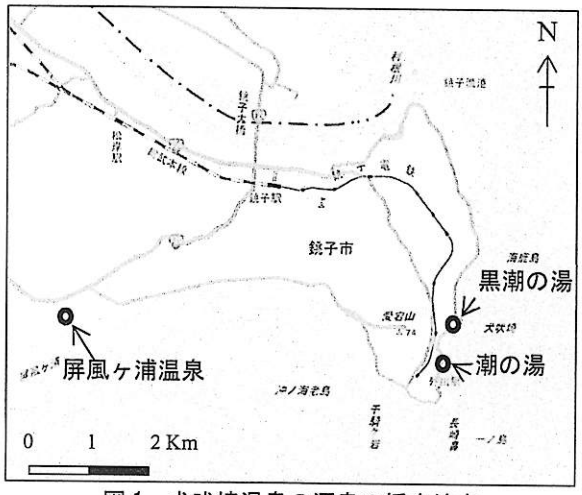


図 1．犬吠埼温泉の源泉の採水地点

2．源泉および海水の分析

各源泉および海水（銚子マリーナ）の採水を 2016 年 12 月および 2015 年 10 月におこなった。現地では泉温，pH，EC（電気伝導度）の測定を行なった。試料水に含まれる元素の濃度は、ICP 発光分光測定装置およびイオンクロマトグラフにより測定した。

3．源泉の年代測定

各源泉の年代を測定することを目的に、2016 年 12 月に採水を行なった。源泉は、蓋付き採水ボトルに満水状態にして持ち帰り分析に供した。^{14}C 年代測定は（株）地球科学研究所に依頼して行なった。^{14}C 年代の測定は、^{14}C 濃度を求めるとともに、回収した CO_2 の一部を使って測定した $\delta^{13}C$ を用いて ^{14}C を含まない炭素の寄与を補正し、正味の ^{14}C 年代を算出した。

4．結果と考察

各源泉および海水の温度，pH 値，EC 値を表 1 に示す。3 つの源泉の pH は中性付近であった。EC は潮の湯>海水=黒潮の湯>屏風ヶ浦温泉の順に高い値を示した。この結果は、3 つの源泉のイオン性成分が大きく異なる可能性を示唆している。成分分析により、主要元素として Cl, Na, K, Ca, Mg を検出した。3 つの源泉は Cl と Na の含有量が特に高く、黒潮の湯>潮の湯>屏風ヶ浦温泉の順に高い値を示した。源泉の掘削場所が犬吠崎である黒潮の湯および潮の湯は、屏風ヶ浦が掘削場所である太陽の里と比べて Cl および Na の含有量が非常に高く、海水に近い値であった。一方、地中の成分と結合しやすい Mg は海水より低い値であった。この結果は、黒潮の湯および潮の湯の源泉は、過去に地中に閉じ込められた海水（古海水）である可能性を示唆している。

表 1. 源泉および海水の各種測定値

試料水	水温 / ℃	pH	EC / S·m^{-1}
黒潮の湯	20	7.2	3.6
潮の湯	23	7.7	3.7
屏風ヶ浦温泉	10	7.5	0.9
海水	22	7.7	3.6

犬吠埼温泉の 3 種類の源泉の pMC（percent Modern Carbon）は 2.3%～6.6%と非常に低く、黒潮の湯，潮の湯，屏風ヶ浦温泉の見かけの ^{14}C 年代（未補正）は、それぞれ 30,020±150 年， 21,820±100 年, 30,180±150 年であった。さらに、炭素安定同位体比（$\delta^{13}C$）を用いて補正 ^{14}C 年代を推定した結果、黒潮の湯，潮の湯，屏風ヶ浦温泉の年代（補正）は、それぞれ 10,020±80 年、11,320±80 年、21,930±100 年であることが分った。

引用文献：村松ほか（2012），温泉科学，62，112-134.

日本列島東西圧縮の原因-海底から大地，そして山国へ-

高橋雅紀（産総研）

Masaki TAKAHAHSHI: The cause of the east-west contraction of Japan- Raise the sea floor to the mountain land-

1．はじめに

私たちが住む日本列島は，北海道，本州，四国，そして九州が大地のほとんどを占め，他は小さな島々からなる．重いマントルに軽い地殻が浮くアイソスタシーに基づけば，これほど陸地が広いはずはない．日本列島の広い範囲が陸化し，急峻な山岳地帯が形成されているのは，第四紀の東西圧縮により島弧地殻が変形し隆起しているからである．

2．東西圧縮の原因

地質学でも地球物理学でも解けなかった東西圧縮の原因は，実はフィリピン海プレートの運動であった．理解しやすくするため，厚紙で作ったアナログ模型で説明する（図. 1）．図に示された4枚のパーツを３つの割ピンで組み立てると，フィリピン海プレートの運動によって東北日本が西に移動し，日本列島が東西に短縮する因果関係が再現される．この模型では，三重会合点で太平洋プレートが剪断されないよう，スリット越しに割ピンを挿して，日本海溝と伊豆-小笠原海溝がずれないようにしてある．また，東北日本を陸側プレートから切り離し，地震学的に求められているオイラー極に割ピンを挿した．このように，太平洋プレートが剪断されないとする条件と，フィリピン海プレートが現在のオイラー極を中心に回転しているとする条件を満足する模型を組み上げた結果，フィリピン海プレートの運動によって日本列島は東西に短縮せざるを得ないことが判明した．講演では実際に模型を組み立てながら，海底が盛り上がり，日本列島が山国へと成長していった第四紀の地殻変動の謎をひもといていく．

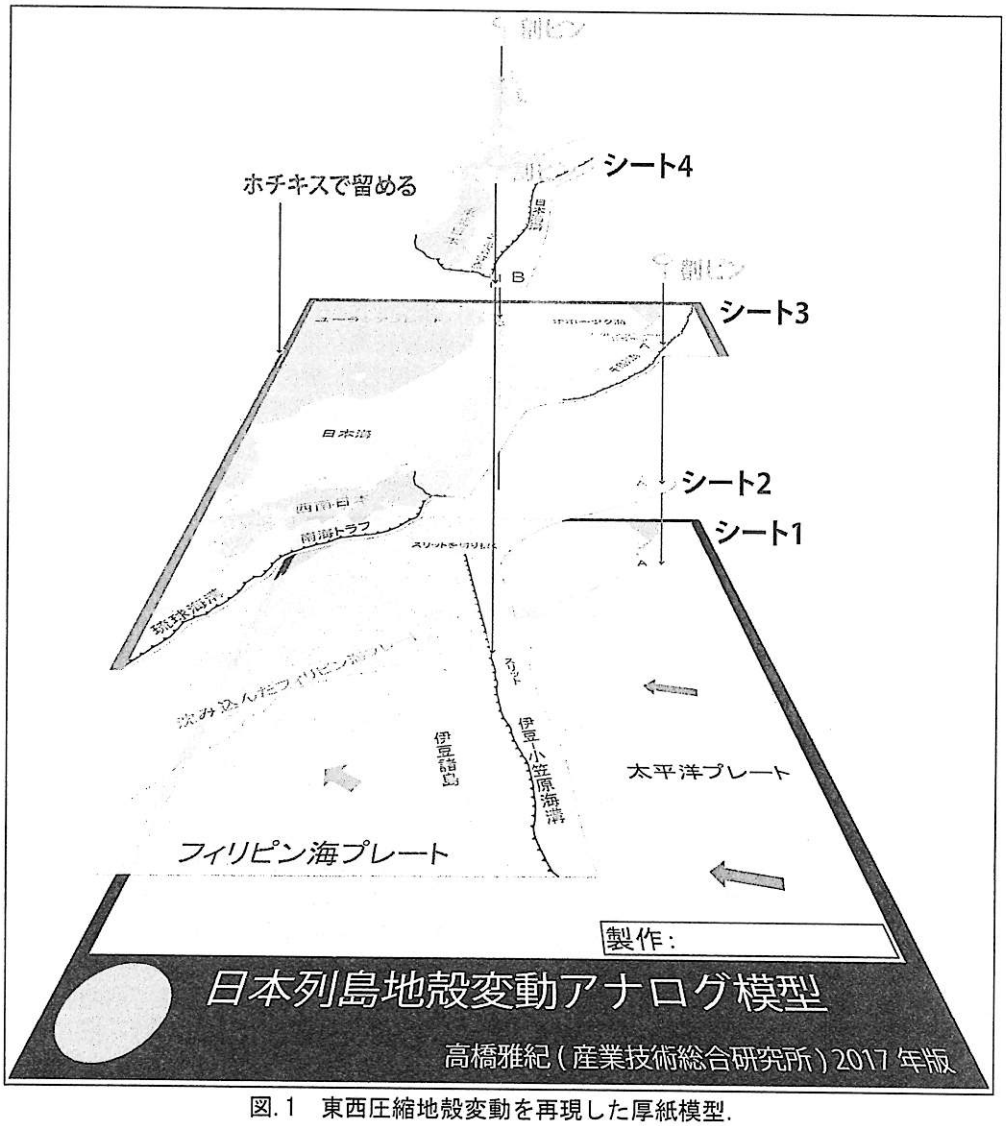


図. 1　東西圧縮地殻変動を再現した厚紙模型.

銚子地域における層序・テフラに関する第四紀編年研究：関東平野形成過程復元のための優れた標準層序提供フィールド

鈴木毅彦（首都大）

Takehiko SUZUKI: Quaternary chronological studies on stratigraphy and tephras in the Choshi area: a favorable field for the reconstruction of development history of the Kanto Plain, NE Japan

1．はじめに

国内最大規模の平野として知られる関東平野は，面積のみでなく，その地学的背景に特徴をもつ．その起源は海溝陸側に発達する前弧海盆と考えられている（貝塚ほか，2000など）．前弧海盆は沈み込み帯で形成される地形であり，水深数千mの盆地状の海底地形である．関東平野の原形は前弧海盆であり，かつてのその地形は上総（九十九里）トラフや上総海盆とよばれている（貝塚ほか，2000）．

上総トラフは第四紀のある時期までは深海であったがその後隆起し最終的に広く陸化するに至った．その形成過程の復元にはトラフやその周辺に分布する堆積物が鍵となる．トラフを埋積した第四紀海成層の主体は上総層群であり，銚子地域などトラフ縁辺部には同層群の相当層が分布する．このように上総層群やその相当層の研究は島弧における大地形の地形形成過程を考察する上で欠かすことができない．さらには第四紀の古環境変化や爆発的噴火をともなう火山活動のデータバンクとして重要な役割をもつ．

2．銚子地域に分布する犬吠層群

上総層群に相当する海成堆積物は，関東平野東端の銚子地域では犬吠層群とよばれ，連続する一連の海成堆積物からなる．本層群は上位から豊里層，倉橋層，横根層，小浜層，春日層，名洗層からなり，下位の先第三系や中新統を不整合に覆う（酒井，1990）．犬吠層群は，房総半島に分布する上総層群に比べて研究上の有利な点を以下の様にもつ．

1）銚子地域は上総トラフ縁辺部に位置し，トラフ内部の上総層群に比較して犬吠層群の堆積速度は相対的に小さい．このため全体の層厚が小さく，全体像を把握しやすい．

2）犬吠層群には断層などによる変形が比較的少なく，また北西方に緩く傾くため，狭い範囲で連続的に層序が確認でき，露出のよい屏風ヶ浦（海食崖）では恒常的に同層群下部を観察できる．

3）犬吠層群の大半は細粒な堆積物から構成され，不整合に起因する堆積物の欠落もない．このため，古地磁気情報・微化石・テフラが良好に保存され連続性も保証されている．とくに古地磁気層序・生層序については既存研究（Matoba，1967；Koizumi and Kanaya，1976；佐藤ほか，1988，1999など）がある．

4）関東平野中央部の東端部に位置する銚子地域は関東平野の偏西風風下側に位置するため，関東平野各地に産出するテフラの多くが銚子地域に飛来し保存されている可能性が高い．したがって犬吠層群堆積期間における関東の標準テフラ層序を確立する上で最適地となる．

3．犬吠層群下部のテフラ

屏風ヶ浦に沿う約10 kmの区間ではほぼ連続的に犬吠層群下部小浜層，春日層，名洗層が露出する．とくに小浜層最上部のOb6cテフラ（約90万年前，藤岡・亀尾，2004）から名洗層下部にかけては5 m程度以下の欠損を除いて現在でもほぼ全ての層準を連続的に観察することができる．この区間の層厚は約200 mであり，肉眼で確認できるテフラ（一部は再堆積の可能性もある）の数は156層（小浜層：87層，春日層：37層，名洗層：32層）である．

犬吠層群上部も含めると犬吠層群のテフラ研究には，横根・倉橋・豊里層中のテフラを対象とした中里ほか（2003），小浜層中のテフラを扱った藤岡・亀尾（2004），鈴木・村田（2011），名洗層中のテフラを対象としたTamura et al.（2008）がある．また給源域については，鈴木・中山（2007），Suzuki et al.（2017）で議論されている．これらで扱われているテフラは上記テフラの一部であり，他地域のテフラと対比されたものや給源火山が特定されたものはさらに限られる．犬吠層群のより多くのテフラを用いることは，関東平野の地下層序や火山噴火史の詳細な構築につながると考えられる．そのためには全てのテフラの詳細なカタログ作成が必要である．

引用文献：貝塚ほか（2000）日本の地形　関東・伊豆小笠原，東大出版会．酒井（1990）宇都宮大学教育学部研究報告，23，1-34．Matoba（1967）Tohoku Univ.，Sci.，Rep.，2nd ser.（Geol.），38，221-263．Koizumi and Kanaya（1976）In Progress in Micropaleontology，144-159，Micropaleontology Press．佐藤ほか（1988）石油技術協会誌，53，475-491．佐藤ほか（1999）地球科学，53，265-274．藤岡・亀尾（2004）地質学雑誌，110，480-496．中里ほか（2003）日本地質学会第110年学術大会講演要旨，3．鈴木・村田（2011）地質学雑誌，117，379-397．Tamura et al.（2008）Quat. Int.，178，85-99．鈴木・中山（2007）火山，52，23-38．Suzuki et al.（2017）Quat. Int.，456，195-209．

S3

過去の多様性はどこまで保存されているか：日本最大の鯨類化石産地・銚子市名洗層“下部”の鯨類化石群

村上瑞季（秀明大）

Mizuki MURAKAMI: How much is past diversity preserved? The fossil cetacean assemblage of the “lower part” of the Na-arai Formation of Choshi; the largest cetacean fossil locality in Japan

1．はじめに

生物多様性が環境や生物の相互作用によって，過去から現在あるいは特定の時代にどのように変化してきたのかを明らかにすることは古生物学の主要なテーマの一つである．この過去の生物多様性を明らかにするという点では，散点的に見つかる全身骨格より，砂岩や礫岩中に挟在する化石密集層の断片的な化石が優ることもある．本発表では，千葉県銚子市に分布する名洗層“下部”産の鯨類化石群について紹介するとともに，その化石群から鮮新世の北西太平洋の鯨類の多様性の推測を試み，現在の多様性と比較したい．

2．名洗層”下部”の鯨類化石コレクション

犬吠層群の最下部に位置する鮮新統の名洗層“下部”からは，多数の脊椎動物化石を含むことが知られており，鯨類化石は板鰓類化石とならんで多産する（e.g., Ozaki, 1958; Ohishi and Hasegawa, 1995; 甲能, 2002; Murakami and Koda, 2013）．なお，鯨類化石が多産する名洗層下部の礫岩部と，名洗層の主部は岩相や年代が異なり区別すべきであるという考えもあることから（e.g., 酒井, 1990），本発表では鯨類化石を産出する礫岩部を，名洗層ではなく名洗層“下部”と呼ぶ．先行研究で用いられた名洗層“下部”産の鯨類化石については，千葉県立中央博物館，茨城県自然博物館，銚子ジオパーク博物館等に登録されているが，それほど数は多くない．しかしながら，2015 年および 2019 年に，銚子在住の山田勝彦氏と向後健治氏（故人）から千葉県立中央博物館と銚子ジオパーク博物館に，約 1000 点の名洗層産鯨類化石が寄贈されたことにより，名洗層”下部”の鯨類化石コレクションは量の点で言えば日本最大となった．

3．名洗層”下部”鯨類化石群の多様性

山田コレクションと向後コレクションにより，名洗層”下部”の鯨類化石に関する知見は飛躍的に増加した（ただし，ヒゲクジラ類については数が膨大であるため現在も整理中である）．両コレクション中にはこれまで数件の報告しかなかったハクジラ類化石が 130 点ほど含まれている．一般的には耳骨と呼ばれる鼓室胞と耳周骨がその大半を占めており，耳周骨に比べて鼓室胞の数が多い．上科以下のレベルまで同定可能なハクジラ類化石の内訳は，以下のとおりである．

マッコウクジラ上科（強肉食性の基盤的分類群のもの…11 点）：耳周骨・鼓室胞
アカボウクジラ科（33 点）：耳周骨・鼓室胞・吻部
アマゾンカワイルカ上科（1 点）：鼓室胞
ヨウスコウカワイルカ科？（3 点）：鼓室胞
マイルカ下目分類不詳（27 点）：耳周骨，鼓室胞
マイルカ上科分類不詳（14 点）：鼓室胞・耳周骨
アルビレオ科（18 点）：耳周骨・鼓室胞
マイルカ科（3 点）：耳周骨
ネズミイルカ科（22 点）：耳周骨・鼓室胞

分類群リストにおいて，アカボウクジラ科やネズミイルカ科は科のみ記載しているが，両科の標本中には形態や大きさの違いが見られることから，複数の分類群が含まれると考えられる．鯨類の耳骨は成長段階において，それほど大きなサイズ変化は見られない．Kasuya (1973) の現生種の耳骨の形態に関する包括的な研究によると，アカボウクジラ科とネズミイルカ科における計測値の種内変異は，いずれの種においても 16%未満である（計 10 種）．これに対し，名洗層”下部”のアカボウクジラ科やネズミイルカ科の化石における計測値の変異は前者が 25%，後者でも 22%に達する（図 1）．また，アカボウクジラ科の吻部は 4 標本あるが，甲能（2002）が報告した *Mesoplodon tumidirostris* 以外に少なくとも 1 タイプ存在している．おそらく，名洗層“下部”の鯨類化石群中のハクジラ類は，11～15 形態種が含まれている．

Ohishi and Hasegawa (1994) は名洗層“下部”のヒゲクジラ類の鼓室胞を 7 形態種に分類しているが，ヒゲクジラ類の耳周骨は未検討のままである．これらを加えると，名洗層”下部”の鯨類は 20 形態種を越える．これは時代・地理的に近い千葉県富津市や鋸南町に分布する最上部中新統の千畑層よりかなり多い．限られた層準において，これに匹敵する鯨類化石を産出するのは，世界でもアメリカ・カリフォルニア州の Shark Tooth Hill 層やノース・カロライナ州の Pungo River 層，Yorktown 層くらいである．

現在の銚子近海では，これまでに 20 種以上の鯨類が目撃されている．名洗層“下部”の鯨類化石群は分類群の数で言えば，これとまったく遜色ない．海成層中の礫岩であるため，鯨類化石中にも誘導化石が含まれている可能性も考慮しなくてはならないが，名洗層“下部”の鯨類化石群は

鮮新世当時の北太平洋中緯度地域における鯨類の多様性をかなり高い精度で反映していると考えられる.

4.名洗層”下部”鯨類化石群組成とその重要性

名洗層”下部”産の鯨類化石には,現在の北太平洋では絶滅しているケトテリウム科 (Ohishi and Hasegawa, 1995), アマゾンカワイルカ科, ヨウスコウカワイルカ科,アルビレオ科が含まれている.上科や科のレベルで絶滅していないものであっても,産出した鯨類化石はおそらくすべてが絶滅種のものである.例えば,アカボウクジラ科の *Mesoplodon tumidirostris* は絶滅種であり,ネズミイルカ科の耳周骨も北海道産の中新統～鮮新統産の耳骨に類似しており現生種とは形態が異なる.マッコウクジラ上科の耳骨も現生種とは形態が異なり,円錐形で凹凸のあるエナメル質の歯冠を持つ遊離歯も産出していることから,絶滅した海生哺乳類や大型の魚類を補食する強肉食のマッコウクジラ類であったと推測される.

アルビレオ科は中新世から鮮新世の北太平洋にのみ存在していたイルカ類である. Murakami and Koda (2013)が銚子産の保存の良い耳周骨を報告したが,アルビレオ科は当時世界で6標本しか記載されておらず,世界で最も珍しいイルカ類化石であるとされていた (Barnes, 2008). その後, 山田コレクション中の12標本をはじめ, 名洗層”下部”由来の標本は新たに17点見つかった. これにより, アルビレオ科は少なくも当時の北西太平洋中緯度においては,珍しいというよりむしろ普遍的な存在であったことが示唆される.

その他の分類群に目を向けると,現在の鯨類において最も種多様性が高いマイルカ科が非常に少数であることが目に付く. また, 千葉県鋸南町の千畑層からは多産し,現在の銚子市や対岸の神栖市でもしばしばストランディングするコマッコウ科が見られない.

名洗層”下部”産の鯨類化石群と現在の銚子の鯨類の組成の違いは, Pimiento et al. (2017)が指摘した,鮮新世末の大型海洋生物の絶滅後に現在の生態系が出来上がったという説を強く裏付けている. また, 北西太平洋中緯度における鮮新世の鯨類相をかなり高い精度で反映していること,当時の鯨類多様性が現在の同地域に決して引けを取らないことを指し示すこと,の2点において古生物学および鯨類学的に非常に重要である.

引用文献:Barnes (2008) *Sci. Ser., Nat. Hist. Mus. Los Angeles County*, 41, 99-152. 甲能 (2002)) 国立科博専報, 38, 27-32. Murakami & Koda (2013) *Japan Cetol.*, 23, 13-20. 長谷川 (1982) In 学生版 日本古生物図鑑, 402-403. Ohishi and Hasegawa (1995) *The Island Arc*, 3, 436-452. Kasuya (1973) *Sci. Rep. Whales Res. Inst.*, 25, 1-103. Ozaki (1958) *Bul. Nat. Sci. Mus.*, 2, 1-182. Pimiento et al. (2017) *Nat. Ecol. & Evol.*, 1, 1100. 酒井 (1990) 宇都宮大教育紀要, 23, 1-34.

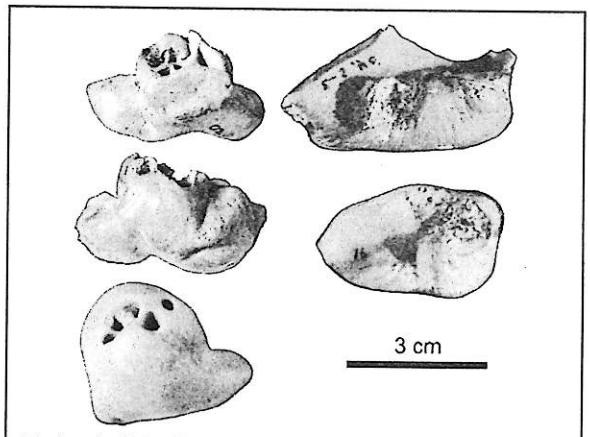


図.1 名洗層“下部”産アカボウクジラ科の耳周骨と鼓室胞化石

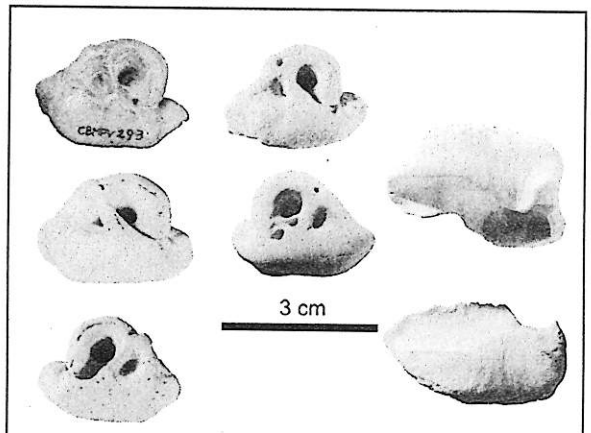


図.2 名洗層“下部”産アルビレオの耳周骨と鼓室胞化石

九十九里海岸の地形と表層地質

田村　亨（産業技術総合研究所地質調査総合センター・東京大学新領域）

Toru TAMURA: Geomorphology and sedimentology of the Kujukuri coast

1．はじめに

九十九里海岸は長さ約 60km で，その名が示す通り日本列島では最長規模の砂浜である．この砂浜を中心に，世界的にもユニークな地形が発達している．ここでは，この地域の地形や表層地質についての研究成果を総合して，当地域の地形のなり立ちと環境の変化を概観する．

2．鹿島-房総隆起帯

九十九里海岸は関東平野の東端にあたり，鹿島-房総隆起帯と呼ばれる，東京湾や関東平野中心部に比べて地盤の隆起が大きい地域である．この地盤隆起は，九十九里海岸周辺に発達する下総台地の地形からうかがい知ることができる．

下総台地は約 12 万 5 千年前の，現在に比べて海面が同程度か数メートル程度高かった時代にできた海岸平野が土台になっている．九十九里海岸のまわりではこの台地の高さが海抜 50～100 メートルに及び，過去 12 万 5 千年間にそれだけ地盤が隆起してきたことを物語っている．

台地の高さは房総半島の南端に向かってより高くなり上総丘陵へとうつりかわる．このことは鹿島-房総隆起帯の中でも隆起速度が異なり，とりわけ相模トラフに近づくほど隆起が激しい複雑な地盤隆起像を反映している．

3．浜堤平野と海食崖

九十九里海岸と下総台地の間には，幅 10km にもおよぶ海岸低地である，九十九里（浜）平野が発達する．九十九里平野は，浜堤と呼ばれる砂でできた地形が特徴である．浜堤は，一種の放棄地形である．砂浜では風や波によって砂が巻き上げられため，海岸線に沿って砂丘などの高まりができる．海岸線付近に新たに土砂が堆積すると，海岸が埋積され，海岸線は海側へと移動する．その結果，砂丘などの高まりが内陸側に取り残されることで形成されるのが浜堤である．浜堤は過去の海岸の痕跡であることから，その分布をおいかけ，年代測定により形成年代を求めることで，過去の長期的な海岸線変化の過程を読み解くことができる．

九十九里平野は世界最大の浜堤平野の１つで，数十列の浜堤が発達する．浜堤地下の地層に含まれる貝殻の放射性炭素年代測定によると，九十九里海岸で最も内陸の浜堤は約 6 千年前の年代で，そこから海側に行くにしたがって浜堤の年代は若くなる．つまり，九十九里海岸は過去 6 千年間に 10km も海側に前進し，平野が拡大してきたことになる．現在から 6 千年前までは，約 2 万年前の最終氷期の後の地球温暖化に伴う氷床の融解と海面上昇が終わり，東日本の海岸では海面が安定からゆるやかに低下し始めた時代である．そうした海面高度の安定を背景に大量の土砂がもたらされたことが，九十九里平野が拡大した要因である．

浜堤は過去の海岸線変化だけでなく，海面変化の復元にも用いることができる．浜堤地下数メートルで観察される地層は波打ち際の波の作用やゴカイの生息を表す構造を伴う．そうした構造から浜堤ができた当時の海面高度を求め，年代を組み合わせることで過去の海面変化を復元することができる．また，地中レーダという電磁波を用いた物理探査から明らかになる構造からも海面高度を求めることができる．九十九里平野中央部では約 6 千年前の海面の高さが現在にくらべて約 5m高く，関東平野中央部よりも高い．下総台地の高さでも知られるように，九十九里海岸が相対的に隆起しているため，6 千年前の見かけの海面高度も高くなっている．

九十九里平野をつくる土砂の大半は，隣接する屏風ケ浦と太東碕の海食崖から来たものである．九十九里海岸にはいくつかの河川が流れ込んでいるが，どれも小規模で流域の面積も小さく，多量の土砂を運ぶ能力を持たない．一方，九十九里海岸の北端と南端に位置する屏風ケ浦や太東碕では，地盤隆起を反映し年代が若くて軟らかい地層が露出しており，60 年代以降に防波堤で護岸されるまでは，太平洋の強い波浪により侵食され，年間約 1m という高い速度で後退してきた．この海食で生産された多量の土砂が沿岸流によって九十九里海岸に運ばれ，平野が形成されていった．浜堤平野としては世界有数のサイズを誇る九十九里平野のなりたちは，このように様々な要因により支えられている．

4．近年の海岸線変化

九十九里海岸では，過去 6 千年間に海岸線が前進した一方，1960 年代以降は侵食傾向が顕著である．護岸堤の設置によって屏風ケ浦などでの土砂の生産が大幅に減少し，九十九里海岸に供給されなくなったことが主な原因である．ただし，北端の飯岡では護岸堤設置以前も海岸侵食が恒常的にが発生していた．九十九里海岸は現在でも緩やかな弧を描くが，海食崖の後退も考慮すると，約 6000 年前ははるかに大きく湾入していたことになる．浜堤の形態もこの違いを反映し，徐々に直線的になっている．北端の飯岡での海浜の侵食はこうした長期的に九十九里海岸が直線化していく過程の一部であり，そこに護岸など近年の人間活動が重なることで現在の海岸の姿がある．

霞ケ浦・利根川流域における縄文時代の環境と貝塚

一木 絵理（上高津貝塚ふるさと歴史の広場）

Eri HITOKI: Paleoenvironment and the Jomon shell middens in the Lake Kasumigaura and the Tone River

1．はじめに

現在の霞ケ浦・利根川流域，さらに鬼怒川，小貝川の流域は，縄文時代には「古鬼怒湾」（和島ほか，1968）と呼ばれる大きな内湾となっていた．鹿島・銚子を湾口とし，約 75km も内陸まで海域となっていた．奈良時代に編纂された「常陸国風土記」では，霞ケ浦は「流海」と呼ばれ，地域名を付して「信太の流海」や「榎の浦の流海」などとも呼ばれた．常陸国南部から下総国北部の常総と呼ばれる地域は，古代・中世にかけてこの内海と河川によって結ばれていた．

そこで本論では，縄文時代に形成された古鬼怒湾を取り巻く人々の暮らしを捉えていくため，これまでの沖積層研究や貝塚，低湿地遺跡の調査成果についてレヴューし，問題点を整理したい．

2．研究史

古鬼怒湾の沖積層研究については，斎藤（2008）が研究史と問題点を整理している．そこで，一般的な沖積層層序がデルタシステムによるものであるのに対し，古鬼怒湾の沖積層はバリアーシステムからなり，模式的な沖積層の層序と年代を一律に当てはめてはいけない（斎藤 2008）と指摘する．近年利根川流域では，小松原ほか（2017）や田辺ほか（2016）によって，沖積層の構造が明らかにされてきた．

霞ケ浦周辺の貝塚研究史については，阿部編（2018）の関口・亀井（2018）に詳しい．1879（明治 12）年の陸平貝塚の発掘調査に始まり，古くから霞ケ浦沿岸の貝塚は注目されてきた．

こういった貝塚研究と環境変遷とを総合的に進めた研究は，本地域では少ないが，陸平貝塚周辺や上高津貝塚周辺では多くのボーリングコアが採取され，年代測定や花粉・珪藻分析などを用いて議論が進められている（鹿島・阪口 2009，一木・亀井 2017，阿部編 2018）．また増渕・杉原（2010）は，利根川右岸を中心にボーリングコアの分析を行い，古鬼怒湾の環境変遷と貝塚の分布についてまとめている．

3．地域各論

・霞ケ浦・桜川流域

霞ケ浦の沖積層については，池田ほか（1977）や斎藤ほか（1990）の研究によるところが大きいが，近年総合的な研究は少ない．

桜川流域では，遠藤ほか（1983）や鈴木ほか（1993）などの研究があり，縄文海進期には現在の霞ケ浦湖岸から約 5km 程度は海域となっていたとされ，縄文早期後半の貝塚の立地からも想定される．上高津貝塚周辺低地における調査では，桜川低地のボーリングコアから縄文時代の海成砂層が確認された一方で，貝塚を取り巻く谷底低地には認められず，海域は進入していなかったことがわかっている（一木・亀井 2017）．また，縄文時代後晩期の上高津貝塚から約 5km 上流に同時期の上境旭台貝塚が位置する．この貝塚の南側に入り込む谷は縄文後期の湿地性の堆積物からなり，多くの木製品・漆器などが出土している．

・利根川流域

古鬼怒湾の最奥部となる野田市関宿付近のボーリングコアの分析から縄文海進期の内湾堆積物が認められており（野田市史編さん委員会編 2010，田辺ほか 2016），約 7000calBP には海水準が相対的に高頂に達したとされる（田辺ほか 2016）．湾口部である銚子の高神低地では，鹿島ほか（1990）などによって古地理の変遷が明らかにされている．また利根川河口右岸の標高約 7m の砂堆上には縄文後晩期の余山貝塚が立地し，多様な物資の生産・集積地であったと推測されている（阿部編 2018）．

4．まとめ

古鬼怒湾の中でも，利根川や桜川流域においては縄文海進の様相が捉えられてきたが，小貝川や鬼怒川流域はまだ研究例が少ないと言える．また，霞ケ浦は縄文時代を通じて海域であり，縄文早期から後期にいたるまで貝塚が形成されると同時に，亀井（阿部編 2018）が指摘するように，縄文前期以降，陸地化した湖岸段丘や砂州，湿地化した谷底低地に遺跡が立地することが特徴である．さらに古鬼怒湾の変遷においては，海退と湾口部における砂州の形成，近世の利根川東遷に関わる流路の移動が複雑に絡んでいる．考古学や歴史学において内海を取り巻く社会を考えていくとき，これらの変遷を捉えることが重要である．

引用文献：阿部編（2018）『霞ヶ浦の貝塚と社会文化』281p. 遠藤ほか（1983）アーバンクボタ 21，26-43．一木・亀井（2017）土浦市立博物館紀要，27，25-42．池田ほか（1977）筑波の環境研究 2，104-113．鹿島ほか（1990）第四紀研究 29（2），139-149．鹿島・阪口（2009）『陸平貝塚』39-46．小松原ほか（2017）地学雑誌 126（6），715-730．増渕・杉原（2010）環境史と人類第 3 冊，21-114．野田市史編さん委員会編（2010）『野田市古環境調査地質柱状図集』．斎藤（2008）『日本地方地質誌 3 関東地方』369-380．斎藤ほか（1990）地質学論集 36，103-118．鈴木ほか（1993）第四紀研究 32（4）195-208．田辺ほか（2016）地質学雑誌 122-4，135-153．和島ほか（1968）資源科学研究所彙報，70，108-129．

普 -1

堆積物から探る関東の巨大地震と津波

藤原　治（産総研地質調査総合センター）

Osamu FUJIWARA: Paleoearthquake studies in the Kanto rejoin using tsunami deposits

1．はじめに

関東地方は相模トラフと日本海溝に面しており，海洋プレートが日本列島の下に沈み込むことで地震が多数発生します．首都圏を含むこの地域で発生する巨大地震と津波の予測と防災・減災対策は日本全体にとって重大な課題です．次の巨大地震・津波と災害の予測の確からしさは，過去に発生した地震・津波と災害に関する情報の量と質に大きく依存しますが，それらは時代や場所によって大きく異なります．大正関東地震から100年近く大きな災害につながる地震が少ない時期が続いています．このような安定した時期にこそ，防災研究を進めておくことが大事です．これまでにどういう事が分かっていて，さらにどういう研究が必要なのでしょうか？こうした研究には様々な方法がありますが，ここでは筆者が専門とする津波堆積物の研究を中心にお話ししたいと思います．

2．関東を襲う巨大地震と大津波

関東地方の津波被害についてある程度詳しいことが分かるのは文字記録が増える江戸時代以降です．相模トラフを震源とする関東地震は最近では1923年と1703年に発生しました．その一つ前の関東地震は，鎌倉の歴史記録と周辺の地層に残された津波堆積物や海岸隆起の痕跡との比較から，1293年（あるいは1257年）に起きたとする考えが有力で（Shimazaki *et al.*, 2011; Mannen *et al.*, 2018），さらにその前は878年に起きた可能性があります（Mannen *et al.*, 2018）．鎌倉周辺などに大きな津波を起こした1495年の地震は謎の多い地震です．かつてこの地震は1498年に南海トラフで発生した地震を後の文書の中で誤って1495年と記述したと考えられていました．しかし，古文書の再検討によって1495年の地震は相模湾側で，1498年の地震は南海トラフで，それぞれ別に起きたと分かっています（片桐，2014）．

歴史上、房総半島東方の太平洋沖に震源が想定されるのは、1677年延宝地震のみです．これは地震の揺れが小さい割に津波が大きくなる「津波地震」の可能性が考えられています（Yanagisawa *et al.*, 2016）．1605年慶長地震は南海トラフの地震と考えられていましたが，現在では伊豆・小笠原海溝が震源とする考えもあります（石橋，2014）．これ以外に，2011年東北地方太平洋沖地震津波や1960年チリ津波のように遠くからやってくる津波が関東地方を襲うこともあります．

3．中世以前の津波堆積物

関東地方では約6900年前から13世紀までの間は見つかった津波堆積物の数が少なく，詳しい地震の繰り返し間隔などが未解明です．この時代の地層は分布が狭く，地表付近が人工的に乱されていることが大きな原因です．一方，房総半島南部に露出する約8200年前から6900年前の間に堆積した地層からは7枚の津波堆積物が見つかり，100年～350年に1回程度の頻度で大津波がこの地域を襲ったことが分かりました（Fujiwara and Kamataki, 2007）．しかし，これらの津波の規模や震源域の特定には至っていません．

4．洞窟堆積物の記録

歴史記録や津波堆積物の情報が少なかった17世紀以前について，三浦半島の海岸に分布する洞窟から情報が得られつつあります（藤原ほか，2018）．洞窟は内部に堆積した地層が風雨から守られているという利点があります．この例では9世紀から18世紀の地層から4～5層の津波堆積物と考えられる堆積層が見つかりました．これらは元禄地震以前に形成されたと推定されます．歴史記録との照合を進めることで，地震や津波の繰り返しの解明が期待されます．

5．これからの課題

上述の洞窟堆積物の解析が進めば，9世紀以降に相模湾沿岸を襲った大津波の繰り返し間隔が詳しく分かりそうです．それぞれの津波の震源域を特定するにはまだ情報が足りませんが，少なくとも相模湾沿岸ではどの程度の頻度で津波が襲うかについて予測の精度が上がるでしょう．さらには，過去の津波の大きさを復元することが課題です．外房側については，まだ津波堆積物の情報が少なく，1677年延宝地震の一つ前，二つ前の地震・津波がいつ起きたか，どういう規模であったかが不明です．この地域についても津波堆積物などの研究の進展に期待がかかります．

引用文献：

Fujiwara and Kamataki, 2007. *Sedimentary Geology* **200**, 295-313.

藤原　治ほか，2018．第35回歴史地震研究会講演要旨，0-05.

石橋克彦，2014. 南海トラフ巨大地震，岩波書店.

Mannen *et al.*, 2018. *Sedimentary Geology* **364**, 258-275.

Shimazaki *et al.*, 2011. *JGR: Solid Earth* **116**, B12408.

Yanagisawa *et al.*, 2016. *JGR: Solid Earth* **121**, 3504-3516.

片桐昭彦，2014．新潟史学，72，1-16.