琵琶湖博物館研究調査報告

34号 2021年3月

烏丸地区深層ボーリングコアの年代と堆積相





琵琶湖博物館研究調査報告 第34号

烏丸地区深層ボーリングコアの 年代と堆積相

滋賀県立琵琶湖博物館

2021年3月

The age model and facies analysis of the Karasuma Deep Core on the south-east coast of Lake Biwa, central Japan

Editor: Yasufumi Satoguchi Research Report of the Lake Biwa Museum, no. 34 Published by Lake Biwa Museum 1091 Oroshimo, Kusatsu, Shiga 525-0001, Japan Phone: +81-77-568-4811 Fax: +81-77-568-4850 (c) Lake Biwa Museum, 2021 All right reserved Printed in Japan by

表紙写真: 烏丸地区深層ボーリングコア. 左上が最上位で右下が最下位. (撮影:増田富士雄) Cover photograph: The core specimens of the Karasuma Deep Core. The upper left side and lower right side on this picture are the top and the bottom cores, respectively.

琵琶湖博物館研究調查報告 34 号

烏丸地区深層ボーリングコアの年代と堆積相

目次

1)	本研究報告書の趣旨・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 里口保文	5-6
2)	琵琶湖岸, 烏丸コアの堆積相解析と堆積環境の変遷・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	7-72
3)	烏丸地区深層掘削試料の磁気層序・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	73-80
4)	烏丸地区深層ボーリングコアの火山灰対比の再検討・・・・・・・・・・・・ 里口保文	81-94
5)	琵琶湖の古環境変遷に関する新知見: 烏丸深層ボーリングコアの堆積環境解析結果から・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	5-109

Research Report of the Lake Biwa Museum, No.34

The age model and facies analysis of the Karasuma Deep Core on the south-east coast of Lake Biwa, central Japan

Contents

1) The aim of this research reports · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	• 5-6
2) Depositional environments and their changes analyzed from the Karasuma Deep Core on the side of Lake Biwa, Shiga Prefecture ••••• Fujio Masuda, Yasufumi Satoguchi, Yu Saitoh, Tomoyuki Sato and Keisuke Taniguchi	• 7-72
3) Magnetostratigraphy of the Karasuma sediment core samples from southeast shore of Lake Biwa · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	• 73-80
4) Reexamination of tephra correlations in the Karasuma Deep Core by the eastside of Lake Biwa, central Japan · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	• 81-94
5) New findings concerning the paleoenvironmental change of Lake Biwa based on the results of facies analysis for the Karasuma Deep Core ••••••••••••••••••••••••••••••••••••	• 95-109

本研究調査報告の趣旨

里口保文1

The aim of this research reports Yasufumi Satoguchi ¹

日本で最も広い湖である琵琶湖は、古環境変動 解析などを目的とした湖底堆積物の掘削が1970 年代以降におこなわれ、地球規模の気候変動など との関係が議論されてきた (Nakagawa et al., 2008 など). 琵琶湖の湖底や湖岸で行われた学術 的な深層ボーリング調査は, 琵琶湖の広く深い 湖である北湖のほぼ中心部で行われた 1400m ボ ーリング (竹村・横山, 1989), 南部の浅く狭い 湖である南湖と北部の北湖との境界付近の東岸 で行われた守山 1000m ボーリング (Yokoyama et al., 1976), 南湖の東岸で行われた烏丸地区深 層ボーリングがある(亀井, 1999). これらのう ち 1400m ボーリングと烏丸地区深層ボーリングは 基盤岩まで達しており、それぞれの堆積層は約 900m あるが、その年代は1400m ボーリングが少 なくとも 120 万年前以降 (檀原ほか, 2010), 烏 丸地区深層ボーリングが約 180 万年前以降の地層 から構成されている (吉川, 1999). このような 深層ボーリング調査は、研究を行うための予算や 人員などの関係から、頻繁にできるものではない ため,新たな研究方法や視点が期待される後の研 究のために保管されることが望ましい. 琵琶湖博 物館では、これら2つの深層ボーリング調査試料 が、一部は展示でも利用されているが、堆積物資 料として地学収蔵庫に保管されている.

本研究調査報告は、琵琶湖博物館に保管されている烏丸地区深層ボーリングコア(以下、烏丸コア)を対象に、2008~2010年度に行った琵琶湖博物館共同研究「琵琶湖周辺のボーリングコアから見た琵琶湖の成立」を基礎とし、その後の観察や堆積物試料の分析によって明らかにされた成果を報告している。琵琶湖は約400万年前に現在の三重県伊賀市にあった小さな湖がその地史のはじまりだと考えられており、湖をつくる堆積盆の移

動によって現在の場所へきたとされている(里口, 2018 など). その成立過程において, 現在の湖の 分布範囲に湖ができたのは, 現在の南湖西方の堅 田丘陵付近に100万年前頃にあった堅田湖が、約 40万年前に北湖へ広がってできたとされ、それ 以前の約180万年前から140万年前の琵琶湖の東 方に堆積盆が広がっていた時期から堅田丘陵に湖 ができるまでの時期の、環境の詳細は不明とされ ている (川辺, 1994 など). 現在の場所における 湖の成立過程が不明な理由の一つは、その時期の 地層の観察が難しい点にある. それは、地上にお いて観察できる露頭が少ないことと, 現在の場所 における湖の成立の記録がある地層は、湖の地下 に保存されているため,深層ボーリング調査でな ければ、それらの地層を直接観察することができ ないためである.

烏丸コアは、その位置や堆積年代から、約180 万年前から現在までの南湖東岸に位置する, 烏 丸半島地点における堆積環境情報を保存してい る (林ほか, 1999; 吉川, 1999など). この時期 は、現在の琵琶湖の東方に堆積盆があった時代を 含み、現在の琵琶湖が南湖から北湖へ広がる時 期に相当し、堆積盆の移動から現在の湖の成立 までの情報を記録していると推定される. 烏丸 コアの最下部付近の堆積相を記載した Masuda et al. (2010) は、烏丸半島付近における堆積初期 に止水域が広がっていたことを示し、河川環境が 中心であったとされている時期にも、現在の南湖 地域にはすでに止水域があったことを示してい る. このように、現在の琵琶湖とその周辺部には、 地下にこそ現在の琵琶湖の成立過程を明らかにで きる地層があることがわかる. また, そこから得 られる地史の情報は、現在環境までの変化を明ら かにする地質学のみならず、現在の琵琶湖にいる

1滋賀県立琵琶湖博物館 Lake Biwa Museum

固有種の成立過程や,現在の生物分布を考える上で重要な情報を提供するであろう.

本報告の構成は、増田ほか論文では烏丸コアを 堆積学的観察により、堆積環境の変遷を議論して いる. 林田・里口論文では古地磁気層序を、里口 論文では火山灰対比の再検討をそれぞれ行い、そ れらによって烏丸コアの堆積年代をより詳細に明 らかにした. 増田・里口論文では、前述論文をも とに、現在の琵琶湖の成立について、新たな見解 での議論を行っている. これらが、今後の琵琶湖 研究の進展に役立てられることを期待する. なお、 本報告書は、科学研究費補助金基盤研究(B)「東 アジアの古代湖「琵琶湖」の固有種成立過程の解 明のための総合研究」(研究代表者:高橋啓一) の一部を使用した.

文献

- 檀原 徹・山下 徹・岩野英樹・竹村恵二・林田明, 2010, 琵琶湖 1400m 掘削試料の編年:フィッション・トラック年代とテフラ同定の再検討. 第四紀研究, 49, 1010-119.
- 林 隆夫・山崎博史・川辺孝幸, 1999, 琵琶湖東 岸・草津市鳥丸地区新装ボーリングコアの岩 相層序. 琵琶湖博物館研究調査報告, no.12, 31-60.
- 亀井節夫, 1999, 琵琶湖東岸・烏丸地区深層 ボーリング調査の経過. 琵琶湖博物館研 究調査報告, no. 12, 5-29.
- 川辺孝幸, 1994, 琵琶湖のおいたち. 琵琶湖自然 史研究会編「琵琶湖の自然史」, 25-72, 八坂書房.
- Masuda, F., Saitoh, Y. and Satoguchi, Y. (2010) Depositional environments and a paleogeographic position for the Pleistocene basal part of the Karasuma Deep Drilling Core from Lake Biwa, central Japan. The Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu), 49, 121-131.
- Nakagawa, T., Okuda, M., Yonenobu, H., Miyoshi, N., Fujiki, T., Gotanda, K., Tarasov, P.E. Morita, Y., Takemura, K. and

- Horie, S., 2008, Regulation of the monsoon climate by two different orbital rhythms and forcing mechanisms. Geology, 36, 491-494.
- 里口保文,2018,琵琶湖はいつできた・地層が伝える過去の環境・. 琵琶湖博物館ブックレット⑦,サンライズ出版,p118.
- 竹村恵二・横山卓雄, 1989, 琵琶湖 1400m 掘削 試料の層相からみた堆積環境. 陸水学雑誌, 50, 247-254.
- Yokoyama, T., Ishida, S., Danhara, T., Hashimoto, S., Hayashi, T., Hayashida, A., Nakagawa, Y., Nakajima, T., Natsuhara, N., Nishida, J., Otofuji, Y., Sakamoto, M., Takemura, K., Tanaka, N., Torii, M., Yamada, K., Yoshikawa, S. and Horie, S., 1976, Lithofacies of the 1000m core samples on the east coast of Lake Biwa, Japan. Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, 4, 52-66.
- 吉川周作,1999,琵琶湖東岸,烏丸地区新装ボーリングコアの火山灰層序.琵琶湖博物館研究調査報告,no.12,75-87.

琵琶湖岸、烏丸コアの堆積相解析と堆積環境の変遷

増田富士雄¹・里口保文²・齋藤 有³・佐藤智之⁴・谷口圭輔⁵

Depositional environments and their changes analyzed from the Karasuma Deep Core on the side of Lake Biwa, Shiga Prefecture

Fujio Masuda¹, Yasufumi Satoguchi², Yu Saitoh³, Tomoyuki Sato⁴ and Keisuke Taniguchi⁵

Abstract

The changes of the depositional environment during these 1.8 million years were clarified for the Karasuma Deep Core of 915 m long stored in the Lake Biwa Museum, Shiga Prefecture based on sedimentary facies analysis. The following transition images were obtained: (1) About 1.8 million years ago, the water of a natural dammed lake flooded into a narrow tributary valley with talus cones, and as the water level rose, the valley lake changed to a drowned lake. Approximately 1.6 million years ago, the continuous rise in water level gradually changed the elongated body of water into a wide lake, and small rivers flowed into it. (2) Around 1.35 million years ago, shallow lakes expanded further as the water level continued to rise, and rivers carrying a large amount of sand from the granitic area of the basin developed a sandy delta. (3) Since about 1 million years ago, the amount of muddy sediment from rivers has increased and creating a muddy deltaic environment. The possible cause is the progradation of eastern big river deltas. (4) About 750,000 years ago, rivers gradually began to carry coarse-grained gravel, and sedimentation proceeded to change to a lakeshore plain environment. This change may have been strongly influenced by the river basin expansion and the tectonic uplift of the mountains. This river is the predecessor of the modern Yasu River, and from this period to tens of thousands of years ago, the river flowed into the Karasuma peninsula area. (5) Approximately 550,000 years ago, this area changed to a lake delta environment again, and around 400,000 years ago, the water level increased and the amount of sediment carried by the river increased, and a large gravelly lake-delta developed. (6) Around 100,000 years ago, this point changed to the fluvial channel and floodplain environment of the Yasu River, and the river moved northward in tens of thousands of years ago, resulting in the current lakeside lowland environment. Then, the thick strata of the Karasuma Deep Core were formed by the repeated delta movements of forward and backward with the lake level change.

Key words: Lake Biwa, Karasuma Deep Core, deep boring, facies analysis, natural dammed lake, lacustrine delta

¹ 京都大学名誉教授 Professor Emeritus of Kyoto University

² 滋賀県立琵琶湖博物館 Lake Biwa Museum

³ 早稲田大学 創造理工学部 School of Creative Science and Engineering, Waseda University

⁴ 産業技術総合研究所 地質情報研究部門 Geological Survey of Japan, AIST

⁵ 福島県環境創造センター研究部・筑波大学アイソトープ環境動態研究センター Fukushima Prefectural Centre for Environmental Creation / CRiED

はじめに

滋賀県,琵琶湖,南湖の東岸にある烏丸半島 で、長さ915 mの深層ボーリングが実施された のは、1991年から1992年にかけてである(亀 井, 1999). 掘削地点は琵琶湖博物館の建設予定 地で,そのコア試料と分析結果を博物館で展示し, 琵琶湖の変遷を明らかにするのが目的であった. 採取されたコアに対する研究として, 岩相層序, 堆積環境,火山灰層序,14C年代測定,有機物解 析, 元素分析, 粘土鉱物·砂粒組成, 珪藻化石分 析, 気候変動, 構造運動と堆積環境, 地震活動と 熱構造などが調べられ、その結果が 1999 年に琵 琶湖博物館研究調査報告 12 号として出版・公表 されている(烏丸地区深層ボーリング調査団編, 1999). その報告書の中で特記すべきもののひと つは,詳細な岩相記載と層序区分の報告(林ほか, 1999) である. これによってコア全体の岩相変化 が明らかになり、地層区分がなされた。また、吉 川(1999b)によってコアに挟まれる火山灰層が 特定され、コアの堆積層が鮮新-更新統の古琵琶 湖層群にあたるものであり、コアの基底の年代が 1.8~1.9 Ma であることが報告された. これに よって, 他地域との対比が可能になってきた(林 ほか, 1999; 公文, 1999).

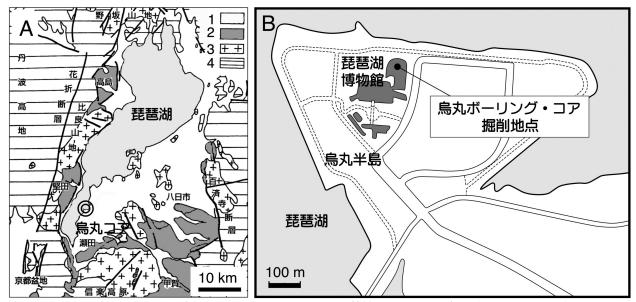
このコアの堆積環境の推定は、公文・今井(1999) によって上部 200 m に対して行われている. そ れによれば、40万年前から10万年前にかけては 網状河川が発達する扇状地が前進と後退を繰り返 す沖積平野下部から三角州の環境で,10万年前 から3万年前には扇状地が大きく張り出した網状 河川環境で、3万年前以降は蛇行河川が卓越する 沖積平野であったとしている. このように 1999 年時点では、ボーリングコア全体の堆積環境に ついては知られていなかったのである. その後, 2010年になって Masuda et al. (2010) によって. このコアの最下部約65 m 部分(1.7~1.9 Ma) の堆積相解析が行われた. その結果, このコアが 示す最初期の環境は、崖錐が発達する狭い谷で、 そこに水域が浸入し、しだいに水域が広がり、や がてやや広い湖へと変化していった、ことが明ら かになった.一方,このコアの火山灰層について の再検討が里口(2010)によってなされ,コアの 年代精度が高まってきた.

2006年から2012年にかけて年に3~6日間, このボーリングコア全体の堆積環境を解明する目 的で,コアの肉眼観察を行った.さらに2018年 から2020年にかけて,当時撮影した写真をコン ピュータ上で拡大して観察する地層解析を加え て,コア全体に対する堆積相解析を行った.その 結果,過去約180万年間の鳥丸半島における堆積 環境の変遷の概要が判ったので,ここに報告する.

烏丸コア

"烏丸地区深層ボーリング"(烏丸地区深層ボーリング調査団編, 1999) は, 1991年から 1992年にかけて琵琶湖南湖の東岸の烏丸半島,現在の琵琶湖博物館の敷地内で掘削された(第1図).ボーリング掘削地点は北緯 $35^{\circ}4^{\circ}$ 29",東経 $135^{\circ}56^{\circ}$ 9"である。解析対象のこのボーリングのコアは,琵琶湖博物館で保管されており,その標本番号は $LBM0330000002 \sim 0330000972$ である。ここでは亀井(1999)や林ほか(1999)に従って,このコアを"烏丸コア"と呼ぶことにする。コアの全長は 904 m である(亀井, 1999)。コアは 1 m 毎に 5 本が入るコア箱に,半割の状態で半円筒の塩ビ管毎にラップで包装され,保管されている(第2図A, B).

保管されているコアは、長さが1 m 毎に切断されていて、そのコア径は掘削時のケーシングの太さの影響で、上部ほど大きく、下部ほど小さくなっており、チューブの内径で約 $5.0 \text{ cm} \sim 7.3 \text{ cm}$ である(吉川、1999a).従ってこの報告書で表示されるコア写真の横幅は、約 $5 \sim 7 \text{ cm}$ にあたる.コアの採取率は岩相や固結度によって多少異なり、全体では97%とされている(吉川、1999a).しかし、破砕されたり崩れたりしている部分もあって、初生堆積層が観察できる部分はさらに少なくなっている(付図1).



第1図 烏丸コアの掘削地点、A:調査地点と琵琶湖周辺の地質、図は、植村(2001)から作成、凡例1は低地、2は古琵琶湖層群、3は花崗岩類および流紋岩類、4は中古生界(丹波層群)、B:烏丸半島の琵琶湖博物館内、烏丸ボーリングの掘削地点、

解析方法

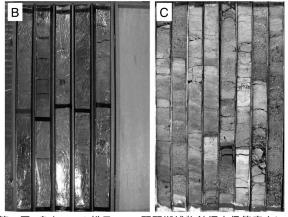
観察はコア表面をねじり鎌やパレットナイフで 平らにして、刷毛や筆で葉理をはっきりと浮き立 たせた.この時、葉理に沿って刷毛を動かすこと が重要で、まず、いろいろな方向に柔らかに掃い てみて、構造がはっきりする方向を見つけだす. そしてきれいになった表面で(第2図C)、肉眼 観察と写真撮影を行った.写真撮影では接写を含 め様々なスケールで撮影した.

肉眼観察では, 岩相, 堆積物の粒度変化, 層厚, 堆積構造,色調,単層ユニットの認定,サクセッ ションの特徴(上方粗粒化,上方細粒化など), 含有化石などに注目する. このときに注意が必要 なのは、観察する堆積物の初生堆積層が保存され ているかを認定することである. 掘削時に変形さ れたものか, 掘削後コア箱への移動時までに撹 乱・破壊されたものかを、その構造から判断する. 多くのコアでは、大なり小なりコアの両縁は採取 時に引きずられたり破断されたりしており, コア チューブからサンプル箱への移動時などによって 層境界に割れ目ができたりしている. また, 明ら かに堆積物がばらばらになり初生構造を留めてい ない部分もある. さらに掘削後, 今回の観察まで の約20年間の保管期間でコアが乾燥したり劣化 したりした影響も考えられる. こうした部分の判 断は容易なものから,難しいものまであり,その 判断基準は確立できていない.しかし,この判断 の際には,コアの左右縁や末端での葉理構造や粒 子配列の様子や破壊度などが重要な認定基準にな る.

今回の解析は主に、撮影した写真による観察に 基づいている。写真をパソコン画面上で拡大して 観察する方法は、肉眼以上に細部まで明瞭な観察 が可能であり、堆積相の判断に重要であった。し かし、写真観察には実物に触れられない欠点があ り、その欠点においての大きな問題として、初生 時の構造か整形時に変形した構造であるかどうか などについて、写真細部の観察からでは判定でき ない部分があったことである。

以上述べたような制約のもと肉眼観察と写真観察に基づいて、堆積物の解析を行った。そこでは堆積営力や堆積環境を反映した特徴的な堆積構造や堆積層の識別と、野外で行われている一般的な堆積相解析の方法を用いた。堆積物や地層の観察から堆積状況や堆積環境を推定する「堆積相解析」はSelley (1970) や Walker (1984) などによって普及し、現世の堆積物や堆積環境の知識や最新の堆積モデル(例えば、Reading、1996; James and Dalrymple、2010)が加わった現在では、その解析精度が高くなっている。堆積相解析については





第2図 烏丸コアの様子、A:琵琶湖博物館標本保管庫内に保存されているコア箱、B:コア箱にはラップに包装された長さ1mのコアが5本入っている、C:表面をきれいに整形したコアの例、コア上部のビニールテープにはコア番号が記述、

増田 (1988, 1989) が解説しており, コア解析の 実例は Masuda et al. (2010) や増田 (2019) を参 照されたい.

観察結果と考察

烏丸コアの全体の様子は、付図1に示した.このコアでみられる特徴的な堆積構造や堆積物の代表的なものについては、第3図に、それを含めたさらに多くのコア写真の部分は、付図2で層位順に示した.この章ではそれらの堆積構造や堆積物について説明する.これらは堆積状況や堆積様式の判断基準となり、次章で説明する堆積環境(堆積場)の推定の基礎となる.

1. 特徴的な堆積構造・堆積物

(1) 生物起源有機質層

烏丸コアには、植物起源の炭化物、泥炭層、植物片、根痕・茎痕などが多く認められる(第3図1). 泥炭質泥層は氾濫原堆積物に、平行な割れ

目が入った黒色に炭化した層(第3図1(1),(2)) は流木などの樹木由来で、潟湖や浅い湖沼底やボ ーリング層下部の狭谷の湖沼底堆積物に多くみら れる. さらに有機質で細かい平行葉理泥層(第3 図1(4)) は潟湖などの浅い湖沼底堆積物で、流 入する洪水流がつくり出した葉理である. 潟湖底 の堆積物では流入砂層の上部に黒色の有機質層 (第3図1(5)) がみられ、洪水で浮遊してきた植 物片が最後に沈積して形成されたことがわかる. 烏丸コアでは植物の茎や葉や枝などの小片が多く 認められ (第3図1(7)~(15)), 特に氾濫原や湖 沼底の堆積物に多く含まれる. 現地性の根痕は層 面に垂直で下部で分岐することで識別できる(第 3図1(14)). これは陸上氾濫原や岸辺の湿地の堆 積物で, 湖沼内でもごく浅い湖岸のものであるこ とが認定できる. 数ミリの径のアシ・ヨシの茎が 現地性の産状で見いだされる湖岸環境の堆積物も ある (第3図1(13), (15)). また, 底棲生物の生 痕化石もみることができ (第3図1(16)~(19)), それが密集して初生堆積構造を壊した生物擾乱作 用が著しい湖沼底の堆積物も確認できる. 今後, これらの形状から底棲生物種の特定ができること が期待される.

(2) 振動流葉理

振動流(波浪)によって形成された葉理構造は 特徴的で、幅の狭いコアでもその認定は容易で ある. 葉理が波状であること (第3図2(2), (5), (9))、葉理の傾き方向が反対の2方向にみられる こと (第3図2(2), (8)), 葉理セットの基底が 下に凸で侵食性であること (第3図2(2), (5), (7))、それを埋める葉理は上部では水平になるこ と(第3図2(2),(7)) などがその特徴である(増 田, 2001). それらは小型のハンモック状斜交葉 理やスウェール状斜交葉理やウェーブリップル葉 理の一部であると思われる. 烏丸コアでは振動流 葉理のほとんどが、デルタ前置面上部や外浜上部 あるいは河口堆積物に認められ、それらが湖沼で の波浪限界水深より浅い部分の堆積物であること を示し、その水深は湖沼の水域が大きいほど深い ことがわかる.

(3) 一方向掃流葉理

基本的に一方向に向かって流れる流れが一方向 流で、前述のように流れの方向が行ったり来たり する振動流や潮流などと区別される. 一方向流の 代表は河川流で, 河床では掃流状態で粒子が個別 に移動する. 一方向流の中で粒子ひとつひとつが 個別に、転動したり跳動したり滑動したりして移 動する状態の流れが掃流で、そこで造られる堆積 構造は葉理が明瞭なのが特徴である. 流れの強さ が小さい場から大きい場で、砂床に造られるベッ ドフォームが異なり、形成される堆積構造も異 なる. 峰がうねる形態の3次元リップルではト ラフ型斜交葉理が (第3図2(10)~(12)), 峰が 直線状の2次元リップルでは平板型斜交葉理が (第3図2(13)~(16)) 形成される(増田, 1988, 1999, 2004). 烏丸コアではこれらの葉理が河川 や外浜や河口州の堆積物に認められる. これらの 葉理は再活動面を境に葉理セット群を構成してい

さらにフルード数が1を越えるような強い流れ (内部波動が上流に伝播しないような速い流れ) の射流になって,低流砂階から高流砂階の流れに 変化していくと、平滑床からアンティデューンや シュートアンドプールやサイクリックステップ といったベッドフォームになる (Cartigny et al., 2014). これらのベッドフォームでは, 平行葉理 (第3図3(1)~(3))から,低角くさび状葉理(第 3 図 3(9), (13)) や波状葉理 (第3図3(9), (13)) やS字状葉理あるいはHCSもどき葉理(第3図 3 (7), (10), (12)) などの特徴的な葉理(増田ほ か,2019) が形成される (第3図3). 烏丸コア でもこれらの高流砂階の堆積構造が、デルタ底置 面の堆積物であるデルタ斜面を流れ下る重力流起 源の細粒砂層にみられる. さらにその砂層におけ る極細粒砂層や粗粒シルト層には、バックセット 葉理と断定できる構造までも認められる(第3図 3 (7), (8), (11)).

掃流下で形成される堆積物では、その粒子配列 についても、堆積構造や堆積状態の認定には重要 である。特に平行葉理やフォーセット葉理におけ る特徴的な粒子配列(増田・横川、1992;増田、 2004; Yamaguchi and Masuda, 2011) は, 烏丸コアの堆積物でも識別ができる(第3図3の一方向流葉理2). すなわち, 平行葉理部やトップセット部では(第3図3(4),(5)), 粒子は上流傾斜のインブリケーション構造で配列し, フォーセット葉理部では水中粒子流(粒子なだれ)により, 葉理面に平行あるいは面に対してインブリケーション構造で配列する(第3図3(5),(6)).

(4) 水中重力流構造

含まれる物質の密度が周囲の水より大きいときに、自己の重力を駆動力として水中斜面を流れ下る流れが水中重力流である。烏丸コアでみられる多くは、陸上の土石流や土砂流(増田、2016)などではなく、水中重力流堆積物であり、湖沼デルタの前置斜面や底置面で堆積したものである。これらの最大の特徴は級化構造である。烏丸コアでも正級化構造を特徴とするタービダイト層(Bouma、1962)が認められる(第3図4(1)、(2)、(5))。それは湖岸の外浜が波浪や地震の震動で崩れ、あるいは水中地滑りに伴って発生し、湖底に向けて砂が流れて堆積したものと考えられる

烏丸コアでは正級化層 (第3図4(7)~(10)) だけでなく, 基底から上位に逆級化する構造(第 3 図 4 (11), (12)) や逆級化から正級化する構造 (第 3 図 4 (13)) なども多くみられる. それらは正級 化する層を堆積させた混濁流よりも流体の密度が 大きい重力流や,長時間持続した混濁流から堆積 したものと考えられる. その一つに、洪水などに よって高堆積物濃度の河川流が流入して発生する 混濁流の堆積物であるハイパーピクナイトがある (Mulder et al., 2003; 齋藤ほか, 2005; Pickering and Hiscott, 2016). 烏丸コアには、ハイパーピ クナイトが多く含まれ(第3図5(1)~(8)), そ れらはデルタの前置面や底置面、さらに湖岸の外 浜斜面の堆積物としてみられる. ハイパーピクナ イトと考えられる砂層は, 逆級化する下部と正級 化する上部とからなり、葉理構造などのトラクシ ョン構造を示す淘汰の良い砂からなり、上部を浮 遊泥から沈積した薄い粘土層でドレイプされるこ

とが多い. 逆級化は洪水がピークに達するまでの流量の増大,正級化はピーク以降の流量の減衰を反映したものと解釈される (Mulder et al., 2003). また,下部に多重逆級化構造 (第3図5(2))や,中部の粒度の最も粗い部分の基底に侵食面がみられる (第3図5(1),(5),(7))のもそれらの特徴である. 多重逆級化構造は多量の粒子を含んだ高濃度の流れから堆積し,流れの中で発生した流速の揺らぎによってつくられる (Lowe, 1982; Hiscott, 1994; Sohn, 1997). また,侵食面はハイパーピクナル流の流速がピーク時に閾値を超えたことで,自身の堆積物の一部を侵食した結果できる (Mulder et al., 2003).

重力流からの堆積物では、流れに同じ粒度の物質が多量に含まれている場合、それが一度に急激に沈積することで、そこに塊状砂層ができる。 鳥丸コアの塊状砂層(第3図5(9)~(12))には、無構造のものだけでなく、葉理構造がごく弱い、流れの濃度のやや低いものによる沈積物も含まれていると思われる。

(5) その他の堆積物

烏丸コアにはその他にも、以下に記載するような特徴的な岩相を示す堆積物がある。粘土礫がそのひとつである(第3図5(13)~(16))。粘土礫は同時礫とか偽礫とか呼ばれてきたもので、河川流路や河口の土砂流堆積物に含まれ、周囲に堆積していた氾濫原や河畔の泥層に由来するものである(増田、1988)。特に河川流路堆積物の基底には多く含まれている。

砂層や砂礫層には、基質支持と粒子支持のタイプがあり、前者は集団移動や洪水流などの高濃度の流れからの堆積物で、泥質砂層や基質支持礫層などである(増田、2004). これらは烏丸コアでは洪水に由来する河川氾濫原の堆積物に多くみられる(第3図6(5)、(6)). 後者の粒子支持は掃流堆積物を示し、すでに述べた淘汰の良い砂層や砂礫層の葉理構造がそれである(第3図2、6). その中には水中斜面での粒子流(粒子なだれ)で堆積したことがわかる斜交葉理(第3図5(17)~(19))を識別することもできる.

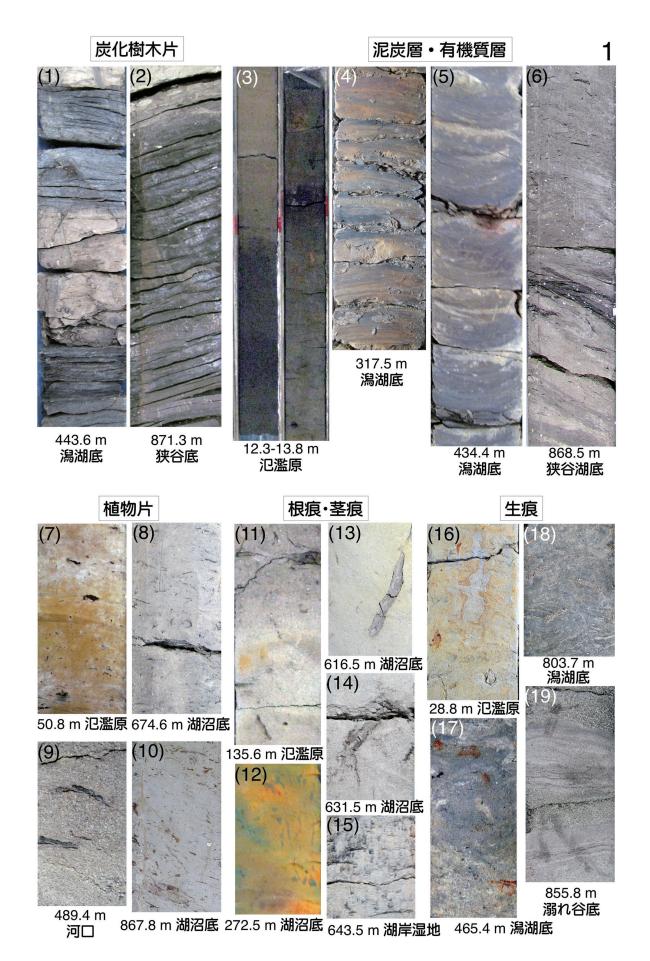
烏丸コアの半割した面には, 堆積後に晶出した り、噴出したり、あるいは変質したと思われる 物質が認められる (第3図6(7)~(16)). その中 でも示相堆積物になると思われるのが、主に湖 沼底環境で多く晶出する藍鉄鉱である(第3図6 (7)~(11)). ここではその色調からの肉眼鑑定で のみ同定している. 琵琶湖湖底堆積物や古琵琶 湖層群からは藍鉄鉱のほか菱鉄鉱や菱マンガン 鉱や褐鉄鉱なども知られている(神保,1916;兼 松, 1953; 中野ほか, 1998; 高島累層研究会ほか, 2008; 服部ほか, 2018). 烏丸コアでも藍鉄鉱が 報告されている (藤本・中野, 1999). 今回確認 した藍鉄鉱と思われるものは、湖沼底堆積物以 外, 潟湖や前置面堆積物などからも産出している. さらに酸化鉄やマンガン水酸化物(坂本・増田, 1989) などの晶出を含めて、今後、こうした後生 物質の同定を行う必要がある. それによって堆積 環境あるいはその後の地下での埋没状況などの情 報が得られることが期待されるからである.

2. 示相堆積構造·示相堆積物

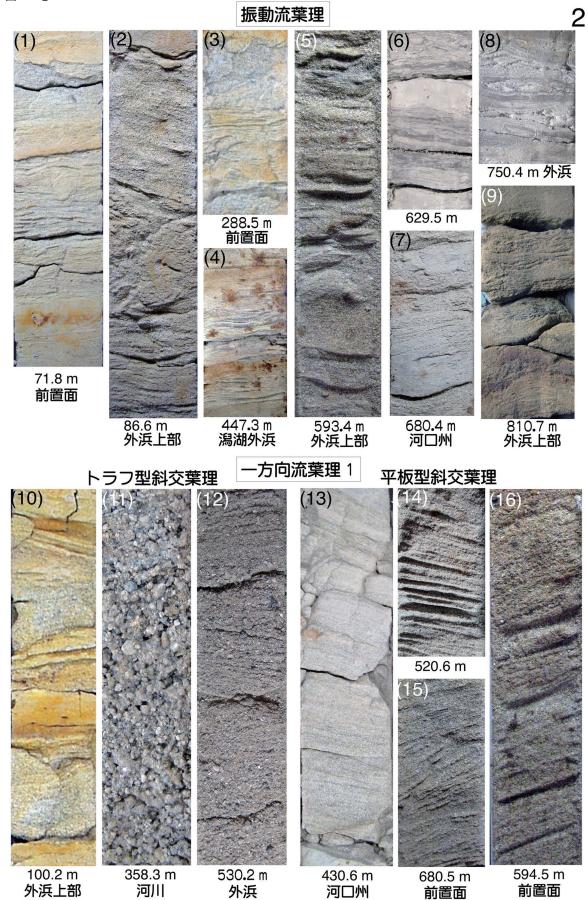
堆積環境を示す特有な堆積物や堆積構造を示相 堆積物あるいは示相堆積構造という(増田・伊勢 屋、1985). 前章で述べた堆積物やここで新しく 述べる堆積構造およびサクセッションの特徴など から、推定される堆積環境における堆積物や堆積 層の特徴について述べる. 第4図と第5図を参照 して読んでいただきたい.

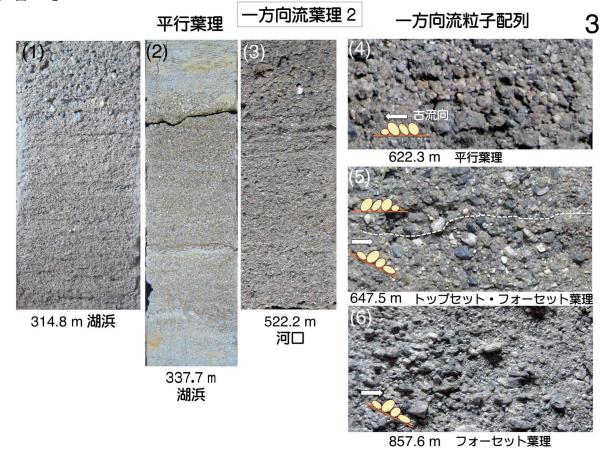
(1) 土石流·土砂流堆積物

陸上や水中の重力流のうち,含有土砂量が多い流れから堆積したのものが,土石流堆積物や土砂流堆積物(Mulder and Alexander, 2001; Pickering and Hiscott, 2016)である.土石流堆積物の特徴は分級の悪い泥質の礫層や砂礫層で,上部に大きな礫を含み,上方粗粒化を示す(増田,2004,2005).また,土砂流堆積物は土石流よりも密度の低い高密度(高濃度)重力流からの堆積物で,逆級化から正級化に変化する分級度の低い含礫泥質砂層からなる(増田,2016).烏丸コア

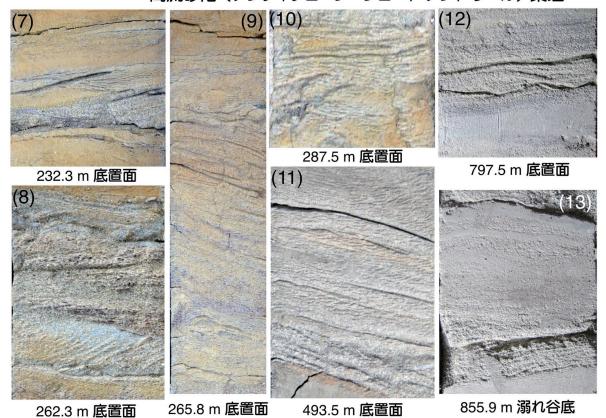


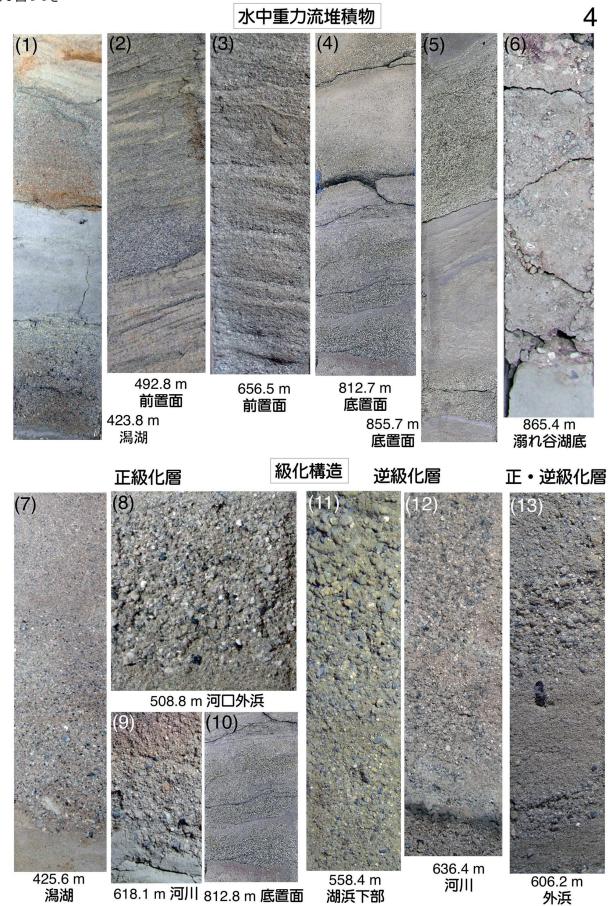
第3図 堆積構造と堆積物(1~6). 数字はコア写真の中部の掘削深度(m). 推定された堆積環境も付記.

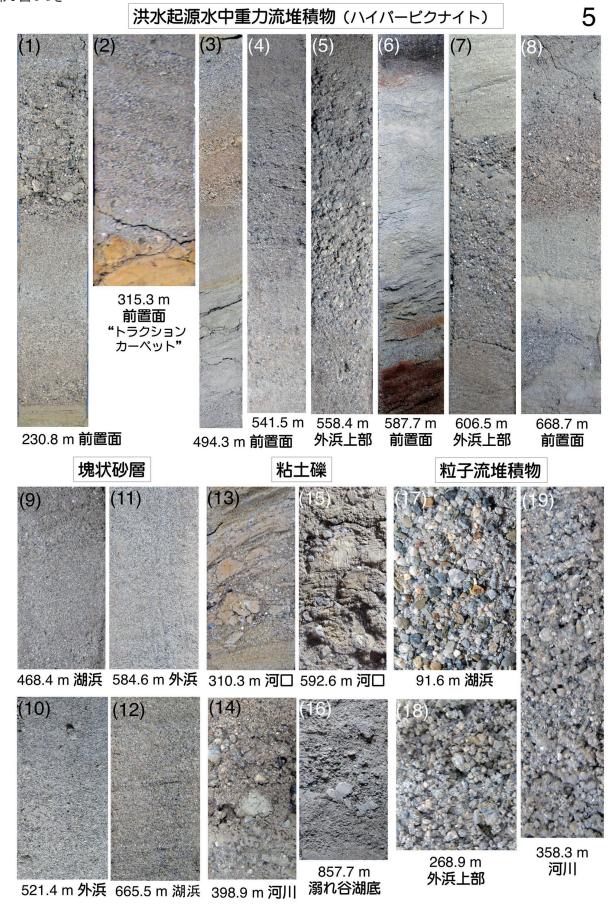


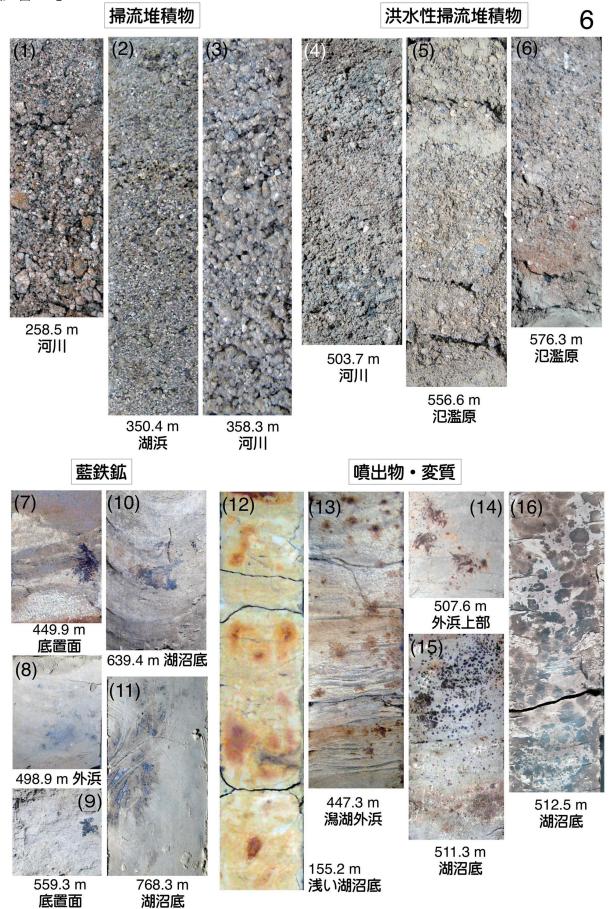


一方向流葉理 3 高流砂階 (アンティデューン・シュート アンド プール) 葉理









の土石流堆積物は分級が悪く泥質の砂礫層で(第4図1(1),(2)),マトリックスよりも遙かに大きい礫を含む土石流様の河川性堆積物もみられる.一方,あまり水中での分化が進んでいない,すなわち内部堆積構造が典型的に表れていない水中重力流堆積物がみられる(第4図1(3),(4)). それは狭い谷間の湖沼に周囲の斜面から近距離で流れ込んできた土砂流から分化した堆積物(増田,2005)ではないかと考えている.

(2) 崖錐斜面堆積物

崖錐は, 山地斜面に岩屑流や土石流や崩落など によって形成された,急角度の半円錐形の地形で, 砂礫から構成される. 沖積錐と呼ばれるものは現 在の崖錐である. 烏丸コアの下部の砂礫層は, 角 礫化した堆積岩礫を特徴的に含む泥質砂礫層であ る (第4図1(5), (6)). その一部に崩落堆積物で あることを示す上方粗粒化や、淘汰の良い透かし 礫の部分("sieve-lobe"の堆積物)がみられ、礫 配列も層理面に平行な礫とともにそれより急角度 で突っ込んだ状態の礫も認められる. これらは崖 錐斜面での堆積物の特徴 (Nilsen, 1982; Nemeck and Postoma, 1993; 増田, 2004) を示している (Masuda et al., 2010). さらに一部に流水下で堆 積したと思われる淘汰が良い堆積物も認められ る. ここでは堆積物の広がりが不明なので、崖錐 (扇状地堆積物) としておく.

(3) 河川流路堆積物

河川の流路堆積物やサクセッションは流路形態, すなわち蛇行流路か網状流路かで異なる(増田, 1999, 2004). 烏丸コアにみられる河川流路堆積物のほとんどは, 氾濫原堆積物の泥層が薄いこと、砂礫層での上方細粒化が明瞭でないことなどの層の重なりや粒度変化から, 扇状地性の網状流路であったといえる. ボーリングコア上部では礫径が数 cm 以上になる厚い礫層がみられ, 現在の野洲川のような大きな礫床河川が流入していた時期があったことがわかる. ちなみに現在の野洲川や愛知川のデルタ域での河床堆積物は粗粒砂から中礫である(公文・今井, 1999). 烏丸コアの

礫層はその層相から礫州の堆積物とおもえるが、 その初生堆積構造はコア採取時に壊れたようで残っていない (第4図1(7)).

烏丸コアの河川流路堆積物の砂礫層や含礫砂層には、ベッドフォームが移動した痕跡である斜交層理や平行葉理や斜交葉理セット(第4図1(8)、(9)、(12))や上方細粒化がみられる。また、斜交葉理には粘土の薄層がマッドドレイプしたものがみられ、ほとんどの砂層や砂礫層は基質に泥分を多く含まれ、みかけが泥質である(第4図1(10)、(13))。そしてそれらの粒度特性は、粒度分布幅が大きく細粒側に偏在する分布を示し、浮遊物質を多く含んだ洪水流起源の堆積物であることを示している。この特徴は現在の野洲川や愛知川の流路堆積物にもみられる(公文・今井、1999)。

鳥丸コアの流路堆積物の全部が泥質ではなく、一部に淘汰の良い礫支持の透かし砂礫からなる堆積物も挟まれる(第5図1(2)、(3)、(4);第5図2(5)、(6)). それは洪水流で堆積した砂礫が掃流下で再移動したものである. 鳥丸コアの河川流路堆積物の多くが洪水起源であり、静穏時の流れで砂堆が常時移動するような流量の河川ではなく、洪水の出水時に砂礫堆が移動するような扇状地性の河川であった時期が多かったとおもわれる.

(4) 河川氾濫原堆積物

平野や低地を流れる河川は、流路とその周囲の 氾濫原とでひとつのシステムを構成する. 洪水氾 濫が発生し、河道から溢れた氾濫流が、洪水流に 含まれていた多量の土砂を周囲に堆積する. これ が氾濫堆積物である. 流路近くの氾濫堆積物は、 破堤堆積物など粗粒の物質が分布するが(増田ほ か、2009)、流路から離れた氾濫流が流れた氾濫 流路とその周辺では、ほとんどが浮遊物質に由来 する細粒堆積物となる(増田、2018、2019). そ の堆積物の粒度は、流れるに従って細かくなるの で、粒径で氾濫地点からのおおよその遠近が推定 できる.

氾濫原堆積物の最大の特徴は、根痕や植物片を 多く含む泥層と、粘土から砂への逆級化層であ る. 烏丸コアでもこれらの特徴を示す堆積物が多 く認められる. 氾濫堆積物の示相堆積構造であるこの逆級化層(第4図2(1)~(4)) は、わが国の洪水氾濫の特徴である、初期の氾濫水による風化残留物を多く含む粘土層の堆積に始まり、水位上昇と流速の増加に伴う浮遊砂の堆積と上位への粒径増加を反映し、さらに氾濫原から流路側への急激な離水がもたらす最上部での貧堆積によって形成されたものである(増田・伊勢屋、1985). この構造は沖積平野の河川だけでなく扇状地性河川まで広い範囲の氾濫原で確認されている(鈴木、2000;増田、2004). また、根痕や植物片を含む泥層も多くみられる(第4図2(5)、(6)).

(5) 沿岸湿地 - 潟湖堆積物

特徴的な岩相である平行葉理を示す泥質の細粒砂層と有機質泥層の細互層(第4図2(7)~(12))は、河川沿岸の氾濫原湿地や湖岸の沼あるいは湖岸に沿岸流で形成された砂州によって閉塞された小さな湖沼、すなわち潟湖の堆積物と考えられる.現在のこうした湖沼や湿地における堆積物の詳細が不明なので、その区別はできていない.付随する堆積物から推定される堆積環境を考えて、この洪水流で浮遊した植物片などを起源とする有機質の多い細粒互層の堆積環境として、これらの環境を推定しているにすぎない.

(6) 湖浜堆積物

現在の琵琶湖に注ぐ河川デルタは、河口が湖に 突きだした形をしているものが多い。そしてその デルタの前面は浅く、しかも河口の両側に長い湖 浜が伸びている。すなわちデルタ面では、河川流 路よりもその両側に発達する砂浜や砂礫浜の面積 の方が広い。湖岸では河口から洪水時にはき出さ れる砂や砂礫が波浪に伴って発生する湖岸流(沿 岸流)によって運ばれ、河口を頂点として両側に 伸びる長い平滑な湖岸に、湖浜と外浜を形成す る。湖浜は、湖沼域が広く波が大きければ、ま た、流入河川が多くの土砂を運び込めば、良く発 達する。そうした湖浜では海浜と同じような地形 や堆積物が形成される。一方、湖沼も河川も小さ ければ、砂質の湿地性湖岸になる。鳥丸コアでみ られる分級の良い平行葉理が発達する砂層 (第4図3(1)~(4)) は、寄せ波と引き波でできたもので、海浜堆積物に似る(増田・横川、1988;増田ほか、1995) ことから湖浜の堆積物だと考えられ、湖浜では海浜に較べ波浪が小さいため粒子選別が悪く、砂鉄の濃集した層がみられるのは稀である。湖浜の認定には堆積物の分級度の良さと平行葉理構造が決め手である。

(7) 河口州堆積物

湖沼デルタの河口には、河川が運搬してきた砂 礫や砂が州をつくって堆積する.この州が河口州 である.従って浅い場である河口州の堆積物は、 河川流や波浪や湖岸流によって再移動させられる.烏丸コアでみられる淘汰の良い砂層のうち再 活動面をもった平行葉理や平板型斜交葉理や波浪 葉理を示すもの(第4図3(5)~(7))は、河口州 の堆積物と考えている.この堆積物も沿岸流で移動して湖浜や外浜の堆積物になる.河口州堆積物 の基底は侵食面で、そこには洪水時に運ばれた粒 径の大きな砂礫がラグとして残存する.

(8) デルタ前置面堆積物

湖沼底に向かって発達する湖沼デルタの前面に できる斜面が、前置面である. その堆積物は洪水 時に河川からもたらされる物質である. 斜面で物 質を運ぶ営力は水中なだれと水中重力流である. 水中重力流の主体は前章で述べた洪水流に伴って 斜面上で発生した高濃度のハイパーピクナル流 で、その堆積物がハイパーピクナイトである. す でに述べたように、烏丸コアでもこのハイパー ピクナイトが多く認められ (第3図5(1)~(8)), それによってデルタ前置面の堆積環境が特定でき る (第4図3(8)~(11)). また,正級化層が明瞭 ないわゆるタービダイト層(第4図3(10))は, 前置面上部の斜面崩壊で発生した重力流による堆 積物であり、波浪葉理を伴う重力流堆積物(第4 図3(8)) は前置面上部のものである. 一方, ハ イパーピクナイトがほとんど認められない前置面 堆積物は一般にその厚さが薄く, 短い緩い斜面で の分化が悪かったことが考えられる. さらに級化 構造が不鮮明でより粗粒な堆積層は、流れが未分化の前置面上部での堆積物と考えられる(第4図3(11)). 烏丸コアの前置面堆積物と考えられる層が傾斜していることは、何ヶ所かの連続したコアで認められるように、水平層に対して明らかに傾斜堆積していることから確認できる(第4図3(12)).

(9) 外浜堆積物

湖沼デルタでは、河口から両側に湖浜が発達する.この湖浜から沖側の湖沼底に向かって伸びる湖底斜面が外浜である.この外浜はデルタ前置面と同じセッティングであるが、烏丸コアのここでの解析では、湖浜の沖合から斜面にかけて、おもに波浪堆積構造が発達する砂層(第4図3(12)~(14))を外浜堆積物と区別しておく.外浜のイメージは、湖浜の沖側で、デルタ河口の沖側と区別している.しかし、現実には外浜堆積物とデルタ前置面堆積物とは明瞭に区別できない場合も多く、外浜堆積物をデルタ前置面堆積物と同じに扱っている場合もある.

(10) デルタ底置面堆積物

デルタ前置面から湖沼底に漸移する部分は,傾斜が緩くなったデルタ底置面である。そこでは,前置面で発生した水中重力流の先端から堆積した細粒堆積物の薄層が,次に述べる湖沼底の泥層に挟まれる互層が形成される。烏丸コアでは,識別が比較的容易な前置面堆積物と湖沼底の泥層との間にみられる,細粒で薄い重力流砂層を含む粘土層やシルト層との細互層(第4図4(1)~(3))を,デルタ底置面堆積物としている。このコアではデルタ底置面堆積物が厚く発達しているものや,逆にそれが識別できないサクセッションもあり,湖底地形と堆積物供給の多様性を反映していると考えられる。

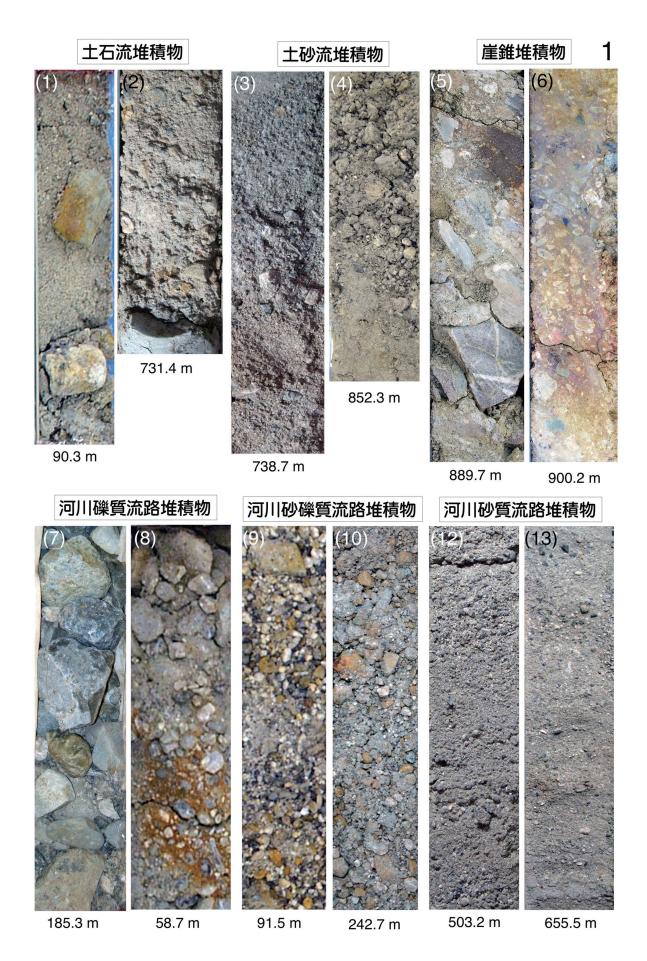
(11) 湖沼底堆積物

湖沼底は、河川からの洪水流や重力流に伴った 浮遊泥の最終的な沈積場であり、塊状泥層あるい は平行葉理を示す細粒シルトと粘土層の細互層か らなる.この平行葉理構造は湖沼底堆積物の特徴とされる.烏丸コアでは湖沼底堆積物と考えられる泥層は多様な色調や岩相を示し(第4図4(4)~(6)),湖沼底での堆積環境の違いを反映したものと思われる.この堆積物の分類は今後の重要な課題となろう.

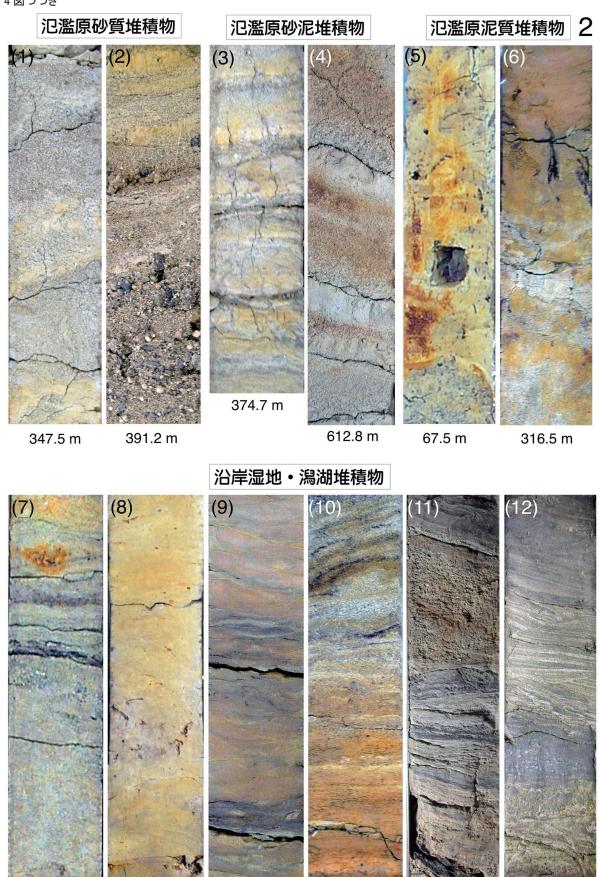
現在の愛知川デルタ沖の水深 30 m より深い湖 沼底堆積物は、珪藻と粘土が同じ割合の珪質な堆 積物である(宮田ほか、1990). 烏丸コアでも、 深度 75~170 m と、820~860 m 付近の粘土層 は塊状で珪質なものがみられる(付図参照).

(12) 溺れ谷湖・峡谷湖堆積物

烏丸ボーリングコアの下部では, 谷間に湖水域 が浸入した, いわゆる溺れ谷湖や, さらに狭く細 長い水域の峡谷湖の環境が想定できる(Masuda et al., 2010). その堆積物は植物由来の有機質 で泥炭層まで含まれており (第4図4(8), (10), (11)),流入した植物片などが拡散せず、狭い水 域に堆積するような環境を示している. この環境 を示唆するように、そこでは未分化のタービダイ ト層やハイパーピクナイト層を含んだり (第4図 4(8),(9)),流木や崩落礫を含んだり(第4図4 (11), (12)) している. また, 一部には生痕化石 も認められる (第4図4(7)). これらは水中堆積 物であること、浅い環境からちょっと深い環境ま で近傍にあり、またごく近い場所から土砂の供給 があることに加え, 上下の堆積相からの環境変化 も考え、溺れ谷湖や峡谷湖というリアス式のよう な地形環境を推定している.



第4図 堆積環境(1~4). 数字はコア写真の中部の掘削深度(m).



35.3 m

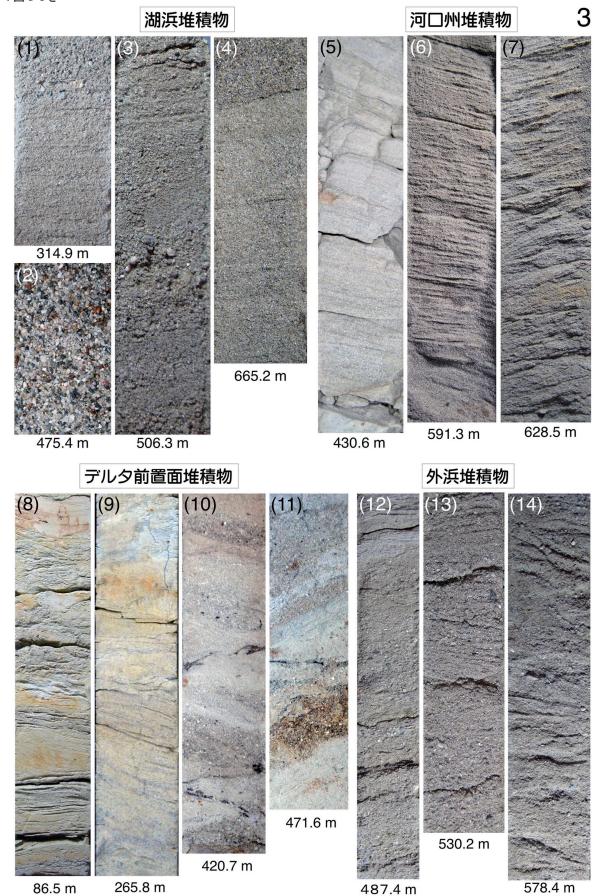
53.3 m

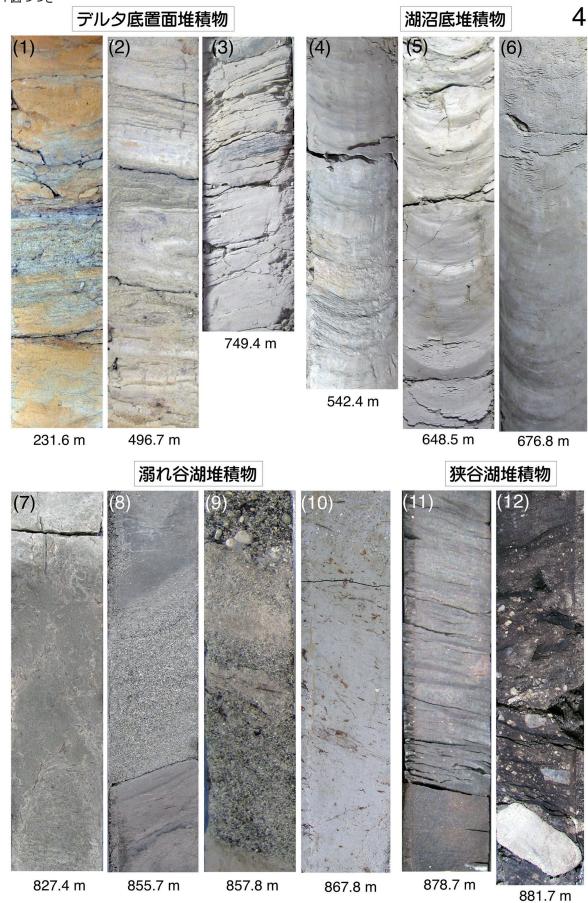
247.7 m

303.7 m

803.5 m

788.7 m



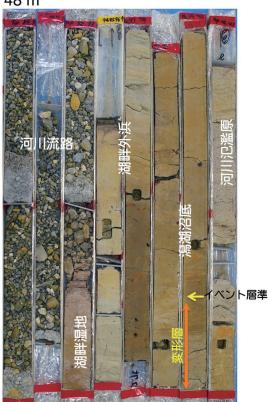


(1) 氾濫原・湖岸湿地



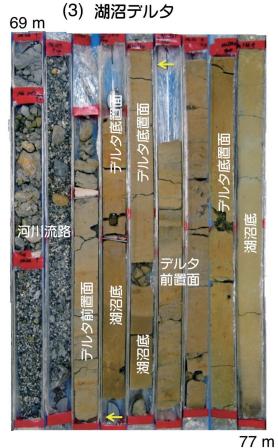
*欠損・重複コアあり

(2) 浅い水域に流入した河川 48 m

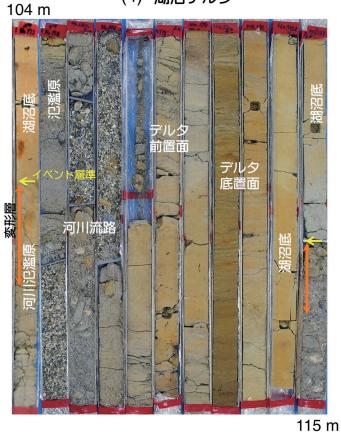


55 m

1



(4) 湖沼デルタ

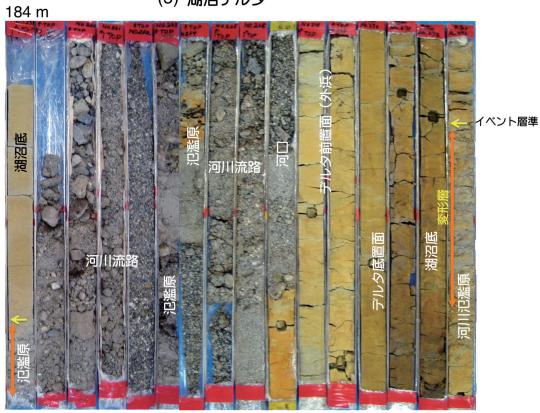


第5図 主な堆積環境のサクセッション(1~5). 数字はコア上面とコア基底の掘削深度(m). 欠損や重複 のコアではコア番号と掘削深度とが一致しない.

15 m

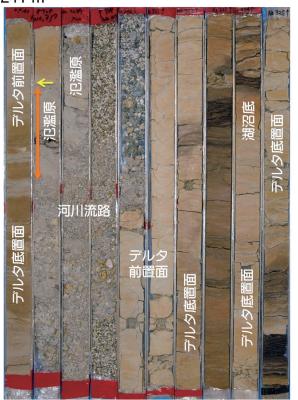
2

(5) 湖沼デルタ

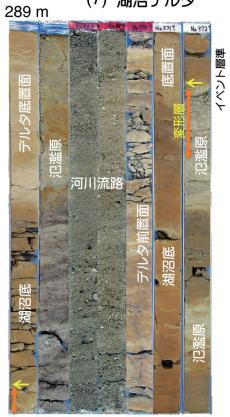


198 m

(6) 湖沼鳥趾状デルタ



(7) 湖沼デルタ



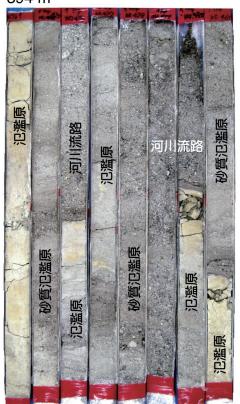
251 m 296 m

3

(8) 河川流路•泥質氾濫原 351 m



(9)河川流路·砂質氾濫原 394 m



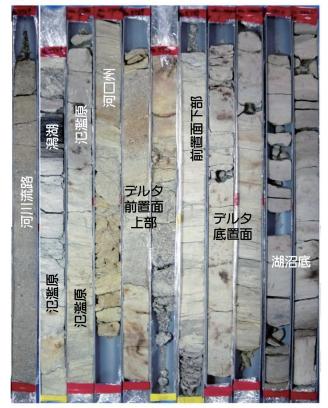
360 m

402 m

(10) 河川泥質デルタ 468 m



490 m (11) 河川泥質デルタ・湖沼底



476 m

*欠損・重複コアあり

498 m

4

(12)鳥趾状デルタ 555 m

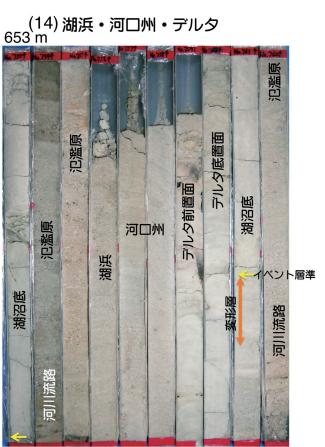


616 m (13)湖岸氾濫原 • 湖沼底



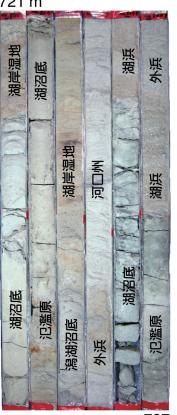
563 m

(15)湖岸湿地•河口 721 <u>m</u>



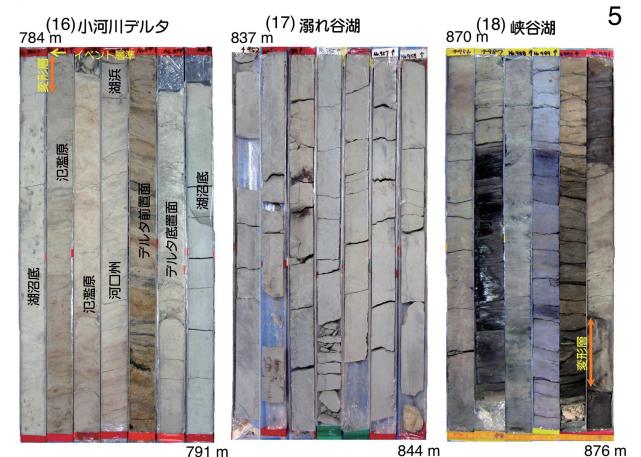
*欠損・重複コアあり





727 m

624 m



3. 主なサクセッションとその堆積環境

ここではこれまで述べてきた堆積構造や堆積 層, さらに特定の営力状況や堆積環境(堆積場) を反映した示相堆積構造や示相堆積物が, 烏丸コ アのサクセッションとしてどのように出現するの かを, 代表的な部分を取りあげて説明する.

(1) 氾濫原·湖岸湿地:深度8~15 m, 第5図 1 (1)

根痕が特徴的な有機質・泥炭質の平行葉理砂質 泥層の湿地堆積物(厚さ約3.5 m)の上位に重な る,逆級化層を特徴とする砂泥互層の氾濫原堆積 物(厚さ約3.5 m)のサクセッションである.下 部の湖岸湿地の泥質砂層には氾濫性の逆級化層が みられ,洪水によってもたらされた堆積物が主体 になっていることがわかる.さらに砂層の一部に 小型の波状葉理様の構造がみられることから,浅 い水域が存在していたこともわかる.黒色の泥炭 層は砂質泥層から漸移して上位に重なることから、泥炭は洪水で流されてきた葉などの植物片が集積したもので、洪水の最後に沈積したといえる. 上部の氾濫原堆積物に挟在する白色層は鬼界アカホヤテフラ(K-Ah)である.

(2) 浅い水域 (潟湖) に流入した河川:深度 48 ~55 m, 第5図1 (2)

河川氾濫原の砂泥堆積物(厚さ約1.2 m)の上部25 cm程がコンボルート構造を示す変形層になっており、その上位に平行葉理砂質泥層から塊状のシルト層とさらに有機質の植物片を多く含むシルト層(厚さ約2.3 m)が重なり(潟湖底堆積物)、その上位に特徴的なドレイプした粘土層から始まる逆級化構造の平行葉理や平板型斜交葉理の砂シルト互層(厚さ約1.2 m+、潟湖外浜)が重なる。そこには根痕が認められることから、小さなデルタの前面の浅い水域の堆積物と思わ

れる. その上位に再び有機質の泥層(厚さ約25 cm)が, さらに細礫を主体とする礫床河川の堆積物(厚さ約2 m)が重なる. この地層は地盤が沈下するか湖面が上昇するかでできるイベント境界(黄色矢印)を挟んで,下位の氾濫原の上に水域が広がり,成立した潟湖に河川が流れ込んでできたサクセッションである. イベント層準については後述する.

(3) 湖沼デルタ:深度 69 ~ 77 m, 第5図1 (3)

このサクセッションの中下部(厚さ約7 m)は砂泥互層や泥層からなり、上部(厚さ約2 m)は砂礫層からなる.塊状の泥層は湖沼底の堆積物で、砂泥互層はデルタ前置面と底置面の堆積物である.デルタ前置面堆積物は粘土層から細粒砂層への洪水性の逆級化層を呈し、砂礫層に近い上部は細粒砂層で葉理が発達する.薄い極細粒砂~シルトの薄層を挟む泥層は底置面堆積物で、下位の湖沼底堆積物と上位のデルタ前置面堆積物との間に認められる.中部から下部では、これらの堆積物が繰り返すことから水位上昇のイベント(黄色矢印)があったことがわかる.

(4) 大型湖沼デルタ:深度 104 ~ 115 m, 第 5 図 1 (4)

これは典型的な砂礫床河川の大型デルタサクセ ッションである. 河川流路の砂礫層(厚さ約25 cm)の上位に砂礫層と氾濫原泥層の変形層(厚 さ約20 cm) があり、深水化したイベント境界 (黄色矢印)を挟んで塊状の泥層(厚さ約1.2 m, 湖沼底堆積物)が重なる. イベント境界に近い 部分(厚さ約20cm)では、泥層が砂質であった り,植物片を含んだりする.その上位には極細粒 砂層や粗粒シルト層の薄層を挟んだ泥層(厚さ約 2.5 m, 底置面堆積物) が重なり, さらに上位に は、砂質泥層と水中重力流堆積物の細粒砂層の互 層(厚さ約2.8 m, 前置面堆積物)が重なる. そ の最上部(厚さ約80cm)は含礫砂層で、さらに 上位では砂礫層(厚さ約2 m, 河川流路堆積物) から,細粒~中粒砂層と砂泥互層(厚さ約1.2 m, 氾濫原堆積物)へと移行する. 河川堆積物は上方 細粒化を示し、変形した氾濫原砂質泥層の上面の イベント境界(黄色矢印)を挟んで、急に深い環 境を示す塊状泥層(厚さ約40 cm、湖沼底堆積物)に変わる.

(5) 河口州を伴う大型湖沼デルタ:深度 184~198 m. 第5図2(5)

これは砂礫床河川がつくる大型デルタのサクセ ッションで、河口州が発達する事が特徴である. 最下部は洪水氾濫の示相堆積構造である逆級化を 示す砂泥互層(厚さ約70 cm, 河川の氾濫原堆積 物)で、その上部 50 cm が変形層になっており、 深水化を示すイベント (黄色矢印) を挟んで, 上 位に上方粗粒化のデルタ層が重なる. その下部は 有機質の塊状泥層や平行葉理泥層(厚さ約1.8 m, 湖沼底堆積物)で、さらに細粒砂層や粗粒シルト 層の薄層を挟んだ泥層(厚さ約1.4 m, デルタ底 置面堆積物)と、洪水性の水中重力流砂層を挟む 砂勝ち砂泥互層(厚さ約2.3 m, デルタ前置面堆 積物)が重なり、基部に礫を含む明瞭な侵食面を もって平板型斜交葉理(層理)砂層(厚さ約1.7 m, 河口州堆積物) が重なり, さらにその上位に 砂泥層(厚さ約1 m, 氾濫原堆積物)を含む厚い 砂礫層(厚さ約6.2 m,河川流路堆積物)が重なる. 河口州から底置層までの厚さ約5.4 m がデルタの 高さ、すなわちデルタ前面のおおよその水深にな る. デルタ面の河川堆積物の粒度や層厚からして も大型の湖沼デルタだったといえる.

(6) 湖沼鳥趾状デルタ:深度 241 ~ 251 m, 第 5 図 2 (6)

下部の泥層から砂泥互層さらに含礫砂層や砂層への上方粗粒化を示すデルタサクセッションである.このデルタサクセッションの特徴はデルタ面(頂置面)堆積物である河川流路の砂礫層(厚さ約2m)が、下位の重力流堆積物の細粒砂層を挟在した泥層(厚さ約1.7m、デルタ前置面堆積物)に接している産状である.これはデルタ前置斜面が長く急傾斜して、粒子の分級がきれいに行われたのではなく、河川が浅い湖沼に流入して、洪水流の前方に堆積した細粒層を削り込んで直接に接

した結果である. それは浅い湖沼に発達する河川 流路が,長く伸びて枝分かれする,河川卓越型 デルタの鳥趾状デルタである(Galloway, 1975). デルタ底置面や湖沼底の泥層(厚さ約3.7 m)に は,泥炭層や有機質に富む層が多いことから,湖 沼底が沿岸に近い位置にあり,前置面堆積物の厚 さが小さいことから水深が浅く,河川の営力が相 対的に大きかったと考えられる. このサクセッションでも上部の変形した氾濫原堆積物の上に,直 接,湖沼底の粘土層からデルタ底置面の細粒砂層 を挟んだ泥層が重なり,深水化のイベント層準(黄 色矢印)を特定することができる.

(7) 湖沼鳥趾状デルタ:深度 289 ~ 296 m, 第5 図 2 (7)

このサクセッションも(6)のデルタサクセッ ションと同じ特徴を示す. すなわち、斜交葉理が 発達した砂層(厚さ約2.1 m, 河川流路堆積物) が下位の洪水起源の重力流細粒砂層と粘土層との 砂勝ち互層(厚さ約90cm,前置面堆積物)に直 接接し、上下の両層の間に粒度ギャップが大きい ことである. 前述したようにこれは浅い湖沼に発 達した鳥趾状デルタの特徴である. このサクセッ ションでは,最下部の逆級化構造を示す砂層や 泥層(厚さ約90cm,河川氾濫原堆積物)の上位 に,変形層を挟んで塊状泥層(厚さ約90cm,湖 沼底堆積物) が直接重なり、深水化イベント境界 (黄色矢印)を特定できる. さらにその上には砂 質泥層(厚さ約30cm,底置面堆積物)を挟んで すでに述べたデルタ前置面堆積物の砂泥互層が重 なり、上方粗粒化のデルタサクセッションを呈す る. 上部は有機質砂質泥層の氾濫原堆積物 (厚さ 約1.1 m) を挟んで、湖沼底堆積物の粘土層が重 なる.

(8) 河川流路·泥質氾濫原:深度 351 ~ 360 m, 第5図3(8)

このサクセッションでは広い水域を反映した湖 沼底堆積物がみられず,デルタ面(頂置面)での 堆積物だけがみられる. それは,塊状泥層と氾濫 砂層を挟む泥層や泥質砂層(氾濫原堆積物)と, 上方細粒化を示す粗粒〜細粒砂層(河川流路堆積物)との繰り返しからなる. 氾濫原堆積物の砂泥 互層には洪水氾濫の示相堆積構造である逆級化構造が発達する. またそれに伴う塊状泥層には植物片や生物擾乱も認められ, 小さな滞水域が存在した湿地でことがわかる. 河川の流路砂層の厚さは30~40 cm で, 浅い小さな河川であったが, 砂質氾濫原堆積物の多さから, 砂を多く運ぶ河川であったと思われる.

(9) 河川流路·泥質氾濫原:深度 394 ~ 402 m, 第5 図 3 (9)

このサクセッションもデルタ面の河川環境を示すが、前述の(8)よりも砂層が多い.砂層には上方細粒化を示し斜交層理が発達する粗粒〜細粒砂層(厚さ約 $60~cm\sim1.2~m$,河川流路堆積物)と、氾濫流起源の逆級化構造と平行葉理で特徴づけられる中〜細粒砂層(厚さ約1~m,砂質氾濫原堆積物)がみられ、これらに伴って薄い氾濫砂層を含む泥層(厚さ約 $30~cm\sim1~m$,氾濫原堆積物)が認められる.これは小規模の河川とその周囲に広がった氾濫原の環境を示す.

(10) 河川泥質デルタ:深度 468 ~ 476 m, 第5図3 (10)

上方粗粒化を示す厚さ5m程の中規模デルタ のサクセッションを示す. ここでは3箇所で深水 化を示すイベント層準(黄色矢印)がみられる. 淘汰の良い斜交層理をもった中粒~粗粒砂層(厚 さ約1 m, 河川流路堆積物) と変形した砂泥互層 (厚さ約30cm, 氾濫原堆積物)の上に、細粒の 重力流堆積物の薄層を挟むシルト層(厚さ約1m, デルタ底置面堆積物)と,平行葉理と重力流砂層 (厚さ約60cm, デルタ前置面堆積物), さらに斜 交層理をもった中粒砂層(厚さ約40cm,河口・ 河口州堆積物)が重なる、分級の良い平板型斜交 葉理砂層の河口州堆積物の下に斜交層理を示す河 川流路堆積物様の砂層が、デルタ河口流路のラグ 堆積物の様に存在している. さらにイベント層準 を挟んで,平行葉理泥層(厚さ約20cm,湖沼底 堆積物),洪水性重力流砂層を挟む砂泥互層(厚

さ約3 m,下部約50 cm がデルタ底置面堆積物で 上部2.5 m が前置面堆積物),その上位に斜交層 理粗粒〜細粒砂層(厚さ約80 cm,河川流路堆積 物)と砂泥互層(厚さ約30 cm,氾濫原堆積物) が重なり,イベント層準を挟んで平行葉理泥層(厚 さ約20 cm,湖沼底堆積物)が覆う.デルタ前置 面の砂泥互層が比較的泥勝ちであることから,洪 水氾濫流に浮遊泥が多い泥質デルタであったと思 われる.

(11) 河口州を伴う泥質デルタと湖沼底:深度 490~498m,第5図3(11)

この上方粗粒化のデルタサクセッションは、河 口州を伴うのが特徴である. 下部は塊状から平行 葉理の泥層(厚さ約1.5 m, 湖沼底堆積物)から, 重力流砂層と泥層の細互層(厚さ約1.6 m, デル タ底置層堆積物)で、その上位に重力流砂層を挟 む砂泥互層(厚さ約2.1 m, デルタ前置層堆積物) が重なる. この前置層下部には洪水性重力流細粒 砂層(ハイパーピクナイト層)が、上部には正級 化した中粒から細粒砂のタービダイト層がみられ る. さらにこの上位に平板型斜交葉理の細粒~中 粒砂層(厚さ約50cm,河口州堆積物)が漸移し て重なる. そして上部は氾濫砂層や泥炭層を含む 泥勝ち砂泥互層(厚さ約1.7 m, 氾濫原堆積物)と, さらに斜交葉理や平行葉理の発達する中粒~細粒 砂層(厚さ約70 cm,河川流路堆積物)に覆われ る. 氾濫原と、デルタ前置面下部から底置面、そ して湖沼底の泥層が厚いことから、全体的に泥が 多く堆積した泥質のデルタであったと思われる.

(12) 鳥趾状デルタ:深度 555 ~ 563 m, 第 5 図 4 (12)

このデルタサクセッションは、上方粗粒化が顕著ではなく、河川流路堆積物と氾濫原堆積物が厚く、急激に泥質化する鳥趾状デルタである。下部の斜交層理の粗粒〜細粒砂層(厚さ約50 cm、河川流路堆積物)と砂泥互層(厚さ約50 cm、河川氾濫原堆積物)の上位に、深水化イベント層準を挟んで、泥層(厚さ約20 cm、湖沼底堆積物)、砂泥細互層(厚さ約60 cm、デルタ底置面堆積物)、

さらに上位に重力流砂層が卓越する砂勝ち砂泥互層(厚さ約2.2 m, デルタ前置面堆積物)が重なる. その上位に分級の良い平行葉理細粒砂層(厚さ約20~30 cm, 湖浜堆積物)と粗粒~細粒砂層(厚さ約3.7 m+, 河川流路・氾濫原堆積物)が重なる. 河川堆積物が良く発達し, デルタ前置面や底置面の堆積層が細粒で薄いことなど, これは浅い湖沼に発達した鳥趾状デルタのサクセッションだといえる.

(13) 湖岸・浅い湖沼底:深度 616 ~ 624 m, 第 5 図 4 (13)

このサクセッションは河川氾濫原堆積物と深 水化イベント層準を挟んで湖沼底堆積物が重な り,湖岸外浜堆積物がみられる特異なものである. 斜交層理の発達した中粒~粗粒砂層(厚さ約1.2 m+, 河川流路堆積物)と逆級化層を挟む砂勝ち 砂泥互層(厚さ約1.8 m, 氾濫原堆積物)の上部 に変形層を挟んで, 平行葉理泥層 (厚さ約1.1 m, 湖沼底堆積物)が重なり、その境界に深水化イベ ント層準(黄色矢印)が特定できる. さらに上位 には洪水流重力流砂層を挟む砂泥互層(厚さ約 80 cm, 湖沼底堆積物) と,2層の級化構造を示 す粗粒砂層から斜交層理や平行葉理をもった中粒 ~細粒砂層(厚さ約1.2 m, 湖岸外浜堆積物)が 重なる. その上位に逆級化層を含む砂勝ち砂泥互 層(厚さ約80cm+,砂質氾濫原堆積物)とイベ ント層準を挟んで塊状砂質泥層(厚さ約80cm+, 湖沼底堆積物)が重なる.この湖沼底堆積物には 湖畔のアシの茎や根痕がみられることから,かな り浅い水域であったと思われる.

(14) 湖浜・河口州・デルタ:深度 653 ~ 662 m, 第5図4(14)

湖浜と河口州が発達したデルタサクセッションである. ラグ礫層から上方細粒化する斜交層理粗粒~細粒砂層(厚さ約80cm+,河川流路堆積物)とその上位の氾濫性逆級化層をもつ砂勝ち砂泥互層(厚さ約60cm,湖沼底堆積物)に,変形層と深水化イベント層準(黄色矢印)を挟んで,塊状泥層(厚さ約1m,湖沼底堆積物)が重なる. さ

らに砂泥細互層(厚さ約50 cm,底置面堆積物)と砂勝ち砂泥互層(厚さ約1 m+,前置面堆積物)が重なる.その上に淘汰の良い中粒~細粒の平板型斜交層理砂層(厚さ約2 cm)と平行葉理の発達した粗粒~中粒砂層(厚さ約1 m,底置面堆積物)が重なり、さらにその上位に斜交層理や逆級化構造を示す中粒~細粒砂層(厚さ約1.7 m,河川流路・氾濫原堆積物)が重なり、イベント層準を挟んで塊状泥層(厚さ約1 m,湖沼底堆積物)が覆う.デルタ面やデルタ斜面に砂が多く、河口州や湖浜が発達した砂質デルタで、浅い前面の湖に河川流路が発達した河川卓越型の鳥趾状デルタといえよう.

(15) 湖岸・河口州・小デルタ: 深度 721 ~ 727 m, 第5図4 (15)

浅い湖沼に湖岸湿地と河口州を伴った小規模な河川が流入してできたデルタサクセッションである.ここでは、氾濫性逆級化層や根痕を伴った有機質砂質泥層(氾濫原堆積物)、平行葉理粗粒~中粒砂層(湖浜堆積物)、波状葉理や斜交葉理をもった中粒砂層(外浜堆積物)、塊状や平行葉理の泥層(湖沼底堆積物)、平板型斜交層理中粒~細粒砂層(河口州堆積物)、有機質平行葉理泥勝ち砂泥細互層(湖岸湿地または潟湖底堆積物)などが繰り返し累重する.

(16) 湖岸・河口州・小デルタ: 深度 784 ~ 791 m, 第5図5 (16)

小河川がつくるデルタサクセッションである. 塊状や平行葉理の泥層(厚さ約1.3 m, 湖沼底堆積物)の上に、砂泥細互層(厚さ約60 cm, 底置面堆積物)と斜交葉理や波状葉理や平行葉理の発達した砂勝ち砂泥互層(厚さ約1 m, 前置面堆積物)が重なり、さらに漸移して分級の良い平板型斜交層理中粒~細粒砂層(厚さ約70 cm, 河口州堆積物)と平行葉理中粒砂層(厚さ約30 cm, 湖浜堆積物)が重なり、その上に洪水氾濫逆級化層をもつ泥勝ち砂泥互層(厚さ約2 m, 氾濫原堆積物)が覆う。そして変形層を伴った深水化イベント層準(黄色矢印)を挟んで、生物擾乱が認めら れる平行葉理泥層(厚さ約1 m+, 湖沼底堆積物)が重なる.このような小河川のデルタ層では,河川流路の堆積物より湖浜や湖岸あるいは河口州の堆積物が,前置面堆積物と頂置面堆積物との間に存在することが多いのが特徴である.

(17) 溺れ谷湖:深度837~844 m, 第5図5 (17)

烏丸コアの下部のこの層準付近では、塊状の泥層が卓越し、重力流と思われる細粒砂層の薄層が認められる。上下の堆積物から、狭い谷に水域が浸入した溺れ谷湖の湖底堆積物と考えられる。

(18) 峡谷湖:深度 870 ~ 876 m, 第5 図 5 (18)

烏丸コアの最下部の礫層の上位に,有機質泥層 や泥炭層,あるいは植物片や炭化した流木が挟ま る砂質泥層からなるサクセッションがみられる. 平行葉理が発達し,正級化や逆級化構造を示す重 力流細粒砂層が認められる.一部に小型の振動流 葉理も確認できる.上下の堆積物から,これらは 流入した植物片や流木が流出せずに留まるよう な,狭い谷間の浅い水塊,すなわち峡谷湖の堆積 物と推定した.

堆積環境の変遷

これまで述べてきた烏丸コアの観察から見出された堆積構造や堆積物,あるいはサクセッションの特徴から,過去の堆積環境の変遷を推定した.

1. 堆積相の区分

観察から識別した特徴的な堆積構造や堆積物は、烏丸コア内ではどのような分布を示すのだろうか.これまでに述べてきた、生物起源有機質層の泥炭層・木炭・根痕・生痕、振動流葉理の波状葉理、一方向流掃流葉理の平板型斜交葉理、水中重力流砂層、さらに塊状泥、藍鉄鉱などを、烏丸コア全体の柱状図上に示したのが第6図である.その結果、層準毎に特徴的な組み合わせがあることがわかる.そしてコアの岩相と特徴的な組み合

わせ、およびサクセッションの解析から、烏丸コアは次の深度で堆積環境(堆積場)を反映した12の堆積相に大きく区分できる.これから述べる堆積相の示すそれらの堆積環境がどのようなものか、模式図(第7図)と合わせてそのイメージを思い浮かべて欲しい.

(1) 堆積相 1:表層の人工改変土(深度 0 ~ 6.7 m, 付図 2-1)

撹乱された盛土や、根痕やシジミ貝殻を含んだ 撹乱されたローム質の土壌などからなる. コアは かなり欠損や破壊や重複があり(付図1-1), 堆 積相の下限深度は林ほか(1999)によった.

(2) 堆積相 2: 湖岸湿地 (深度 6.7 ~ 34 m, 付 図 2-1)

この堆積相の上半部は砂泥互層で、根痕や泥炭質泥層を特徴とする氾濫原や湖畔湿地の環境を示し、下半部は有機質粘土層や泥炭質泥層を特徴とする(第5図1、第6図)、湖岸湿地や小さな潟湖と、それに流れ込む小さな砂礫床や砂床河川の環境を示す。湖畔の水中斜面堆積物の厚さが2m以下と小さいことから、流入していた河川は野洲川ではなく、デルタ面上の排水流路あるいは烏丸半島の南東の丘陵地から流れる葉山川などであろうと考えている。

(3) 堆積相 3: 礫質河川流路·氾濫原 (深度 34 ~ 71 m, 付図 2-1)

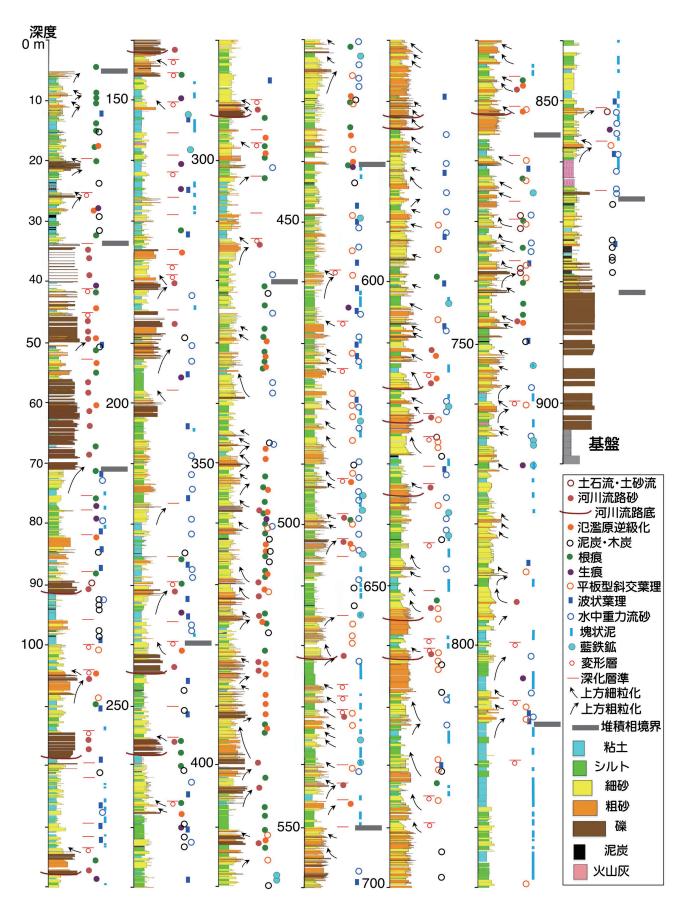
この堆積相の上部と下部は細礫から大礫からなる礫層で、礫州が発達した網状流路を呈する比較的大きな河川で、中部に根痕と氾濫逆級化層を特徴とする氾濫原泥層を挟む(第5図1、第6図、付図1-1). 礫径(中礫)やユニットの厚さ(約2.5~4 m)から推定して、現在は烏丸半島の北北西約6.3 kmに河口をもつ野洲川が、西北西の烏丸半島に向かって流入していたと思われる. 最下部は下位の大型デルタに漸移することから、デルタ河口から下流域の河川環境である.

(4) 堆積相 4: 大型湖沼デルタ(深度 71 ~ 240 m) (付図 2-1, 2-2, 2-3)

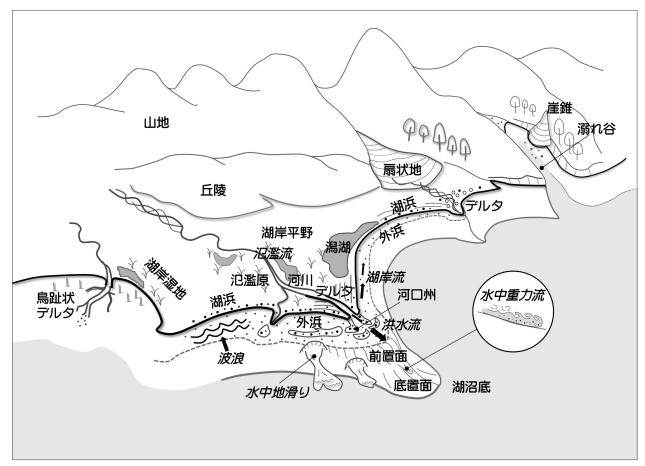
この堆積相は、根痕を含む氾濫性泥層と生痕を 含む塊状泥層と、それに挟まれた上方粗粒化を示 す砂泥互層から中礫層を特徴とする湖沼デルタサ クセッションを示す (第5図1, 2, 第6図). 河 川は中礫までの砂礫床河川で、その粒度と層厚、 および洪水起源の重力流堆積物が豊富であるこ と, 厚い前置斜面堆積物 (厚さ 4.5 ~ 5.5 m) か ら考えて、現在の野洲川や愛知川の河口のような 砂礫床で土砂運搬量が多いギルバート型デルタ (Reading, 1996) を形成していたといえよう. ま た,湖沼底堆積物の塊状粘土層がやや珪質で深い 水深を示すことも,この堆積環境を指示している. ちなみに現在の愛知川デルタの前置斜面堆積物の 厚さは6~8 m である (宮田ほか, 1990). さら に第6図で深度150~160 m に図示された藍鉄 鉱の産出は公文・今井(1999)によるもので、今 回の観察時には確認できなかった(付図1-2).

(5) 堆積相 5: 鳥趾状デルタ (深度 240 ~ 320 m, 付図 2-3, 2-4)

この堆積相から判るのは、デルタ頂置面では根 痕や氾濫逆級化層を含む氾濫原と砂礫床河川流路 が良く発達しており、その流路底が侵食面をもっ てデルタ前置面下部や底置面に直接重なっている ことである (第5図2, 第6図). それは, いわ ゆる河川流路がデルタ前面を侵食して流れ込む河 川卓越型の鳥趾状デルタ (Galloway, 1975) 環境 であったことを示している. これは前面の湖沼が 浅かったか、河川からの土砂供給量が多かったか で形成される, 相対的に河川の営力が卓越したデ ルタである. このコアでの場合, 上下の堆積相か ら考えて両方の要素、すなわちやや浅い湖沼にや や大きな河川が流れ込んでいたという状況が重な ったと思われる、湖沼の浅さはデルタ斜面堆積物 の厚さが3~4mであること,河川の大きさは 河床物資の粒径(細礫)と流路堆積物のユニット の厚さが1m弱であることから推定できる. す なわち当時の野洲川がやや浅い湖沼に流れ込んで いたデルタ環境だったといえる.



第6図 烏丸コアの堆積指標. コアの柱状図は林ほか(1999)から作成. 堆積構造や堆積物の特徴(凡例に表示)から 堆積相区分ができる.



第7図 烏丸コアから推定できる堆積環境(堆積場)のイメージ. 堆積環境とともにそこで発生する主な流れや営力も示す.

(6) 堆積相 6: 潟湖・湖岸湿地・氾濫原 (深度 320 ~ 440 m, 付図 2-5, 2-6, 2-7)

洪水氾濫の逆級化構造や根痕や植物片を含む氾濫原層と、上方細粒化する河川流路砂層を特徴とする堆積相である(第5図3、第6図). 湖沼環境を示す堆積物は少なく、湖岸平野を流れるデルタ河川とその氾濫原、およびデルタ面に発達する小流路や湖岸湿地や潟湖などが広がる陸上の低地環境であった.

(7) 堆積相 7:中規模河川泥質デルタ (深度 440 ~ 550 m, 付図 2-7, 2-8, 2-9)

この堆積相の特徴は、平板型斜交葉理が発達する淘汰の良い砂層と、振動流の波状葉理砂層や洪水性重力流砂層、および藍鉄鉱を含む塊状泥層である(第5図3,第6図).これらはそれぞれ河口州、外浜あるいはデルタ斜面、湖沼底の堆積物で、下位の堆積相(堆積相8)と同じ特徴をもつが全体に泥層の発達が良いのが特徴である。上方細粒化

を示す河川流路も砂質床で、流路堆積物の厚さや 粒径から考えても、上位の堆積相4や堆積相5の 河川よりも小さく、河床物質も細粒である。河口 州が発達することは、湖沼へ突き出た河口の前面 や側面が浅く砂州が堆積しやすい地形をとったデ ルタであったと思われる。それはデルタ斜面堆積 物の厚さが3~3.5 m程度であったことからわか る。ここでは下位の堆積相と区別するために中規 模河川の泥質デルタとした。なお、ここでの河川 規模は、この解析における相対的な表現に過ぎない。

(8) 堆積相8:中規模河川鳥趾状砂質デルタ (深度550~715 m, 付図2-10, 2-11, 2-12, 2-13)

この堆積相の特徴は前述した堆積相7に似る. すなわち,平板型斜交葉理が発達する淘汰の良い 砂層(河口州)と,振動流の波状葉理砂層や洪水 性重力流砂層(デルタ前置面・底置面),および 藍鉄鉱を含む塊状泥層(湖沼底)が、この堆積相の特徴である(第5図4,第6図).一方、上方細粒化を示す河川流路や氾濫原やデルタ斜面の堆積物がより粗粒で、全体が砂質であることも特徴である。さらに河川流路堆積物の基底が侵食面で、デルタ斜面下部や湖沼底の堆積物に直接的に接することから、浅い湖沼に流路が伸びた鳥趾状デルタであったといえる。デルタ前面が浅かったことは、デルタ斜面堆積物の厚さが1.5 m程度であったことからも理解される。ここではこの堆積相を中規模河川鳥趾状砂質デルタとした。

(9) 堆積相 9: 小規模河川デルタ (深度 715 ~ 813 m, 付図 2-13, 2-14)

この堆積相の上部は、上方細粒化を示す砂層と根痕をもった氾濫原泥層を河川デルタ頂置面として、斜交葉理砂層からなる河口州や洪水性重力流層を含む前置面を伴った小規模なデルタ環境で(第5図4,5)、下部はより細粒砂層や塊状泥層が多く、湖沼底環境が広がっていたと思われる.その泥層には生痕化石や生物擾乱が認められ、湖沼には比較的浅い部分も広がっていたことがわかる.また、上部ではデルタ面に何層かの土砂流が流れ込んでいるのがみられる.

(10) 堆積相 10: 溺れ谷湖 (深度 813 ~ 865 m,付図 2-14, 2-14)

重力流砂薄層を挟む泥層や塊状泥層の湖沼底堆積物が卓越するのが、この堆積相の特徴である(第4図4、第5図5).下部にみられる小さなデルタは土砂流が流れ込み、浅い湖沼底には生痕がみられ、上位の堆積相9のデルタ環境に近い.下位の堆積相から推定するとこの湖沼は、水位上昇と水域拡大に伴って成立した谷間の溺れ谷環境だと考えられる.最下部には厚さ約4.3mの火山灰層(KR980:吉川、1999b;広域テフラのEb·Fukudaテフラに対比)がみられ、その下部の5~15cm程が降灰からの直接堆積で、その上位は1m程は周囲からの流入により、さらにその上位はその後の洪水性の流入や再堆積で湖沼底に堆積した平行葉理火山灰層である(付図2-14).また、この火

山灰層の影響で、それより上位の泥層が塊状で珪質になっている.

(11) 堆積相 11: 狭谷湖 (深度 865 ~ 882 m, 付図 2-15)

この堆積相は、平行葉理の発達した湖沼性の泥炭質泥層と、洪水流入の細粒砂層の互層である(第4図4、第5図5). 谷間にそって浸入した水域がつくった、浅く狭く細長い湖沼環境だと推定できる.

(12) 堆積相 12: 崖錐 (扇状地) (深度 882 ~ 904 m, 付図 2-15)

砂質頁岩の基盤の上に重なる泥質角礫層で(第4図1), 粒子配列から判断できる斜面堆積物を主とし, 一部に掃流堆積物を含む(付図2-15). 礫種はチャートや頁岩や砂岩で, 周囲の山地を構成する丹波帯の中・古生界に由来するものである. すなわち, この堆積相は狭い谷間の斜面に発達した崖錐堆環境を示しており, 一部扇状地的な要素も考えられる.

2. 環境変遷

前章で示相堆積構造や示相堆積物, さらにサクセッションの特徴などから, 烏丸コアは12の堆積相に区分できた. そこで推定できた堆積環境を烏丸コアの柱状図に示すことで(第8図), 堆積環境の変遷を読み取ることができる. また, 烏丸コアの火山灰層と古地磁気層序による年代から(林田・里口, 2021; 里口, 2021), 堆積相境界のおおよその年代を推定した(第9図). それらの年代に基づいて, 烏丸コアが示す烏丸半島地域の環境変遷像を述べてみよう.

(1) 最初期の崖錐谷と水域の浸入(堆積相 12 ~ 堆積相 9, 深度 904 ~ 715 m)

烏丸半島の地域は、堆積初期には、丹波帯の中・ 古生界に形成された狭い谷であった。この谷では 谷壁から崩壊土砂からなる崖錐が発達していた。 そんな峡谷に下流から水域が浸入し、谷に湖沼(峡 谷湖)ができたのはおよそ 180 万年前であった. それは下流で河谷を横切る断層活動があり,下流側の基盤が上昇して天然ダムとなり(増田ほか,2006),その天然ダム湖が烏丸コアの掘削地点の南の主谷からこの支流に広がってきたのであろう(Masuda et al., 2010).

湖沼の水位は徐々に上昇し、峡谷湖はさらに谷 奥にまで広がる細長い湖となり、この地点では上 流からの堆積物の流入が相対的に少なくなり、泥 が卓越した溺れ谷状態の湖底から浅場の環境になった。約160万年前になると、水位上昇がさらに 進行して細長い水域が幅広い水域へと湖沼面積が 増加するなか、流入してくる河川が増え、流域面 積も広がり、その結果、河川からの土砂流入が多 くなり、小規模河川デルタが発達するようになっ ていった。それでもまだ山地斜面からは近く、土 石流や土砂流が流れ込んでくるような距離の環境 にあった。

(2) 河川デルタ環境の成立(堆積相 8, 深度 715 ~550 m)

水位上昇が継続するなか,約140万年前になる と湖沼域はさらに拡大し,それに伴ってより大き な河川がこの地域に流入するようになり,浅い湖 沼域に砂が多く運ばれ,全体が砂質の湖沼デルタ 環境になってきた.デルタは河川の営力が相対的 に大きく,河口が湖沼に突出する鳥趾状の流路形態をとっていた.河川が運び込んだ多量の土砂は 河口域に堆積して河口州が発達し,突きでた河口 の両側には長い湖浜が形成されていた.すなわち, この地域は中規模河川による鳥趾状砂質デルタの 環境になって,湖水位の変動でデルタが前進した り後退したりを繰り返していた.

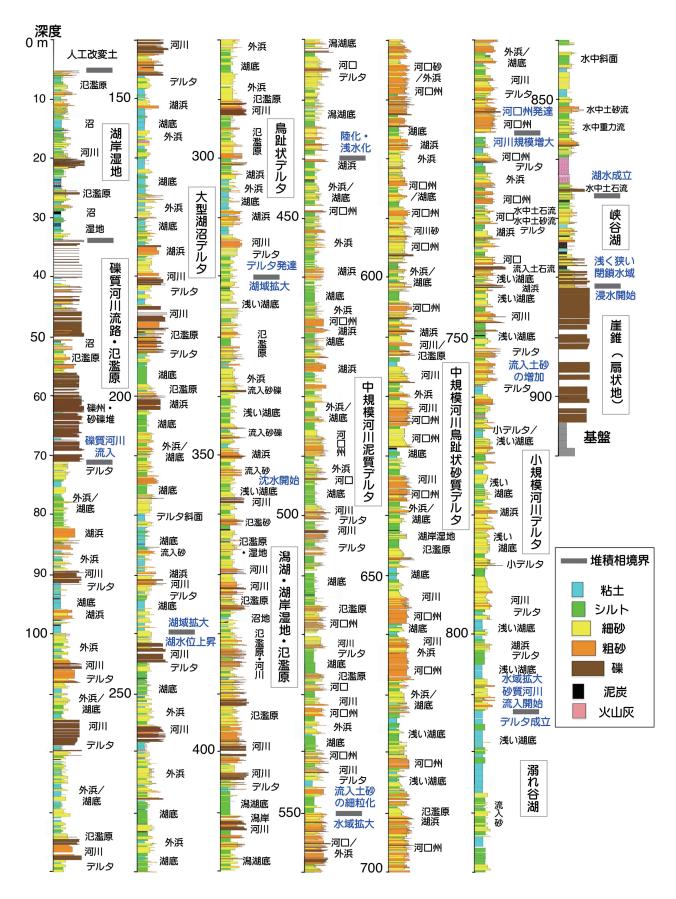
(3) デルタ環境の静穏期(堆積相 7,深度 550 ~ 440 m)

95 万年前頃からこの地域は流入する土砂が細粒化し、デルタ環境も全体に泥質になった.これは湖沼域が拡大と同時に、野洲川などの東方からの河川デルタが次第に近づき、その先端の底置層の泥が多く堆積するようになったからだと考えら

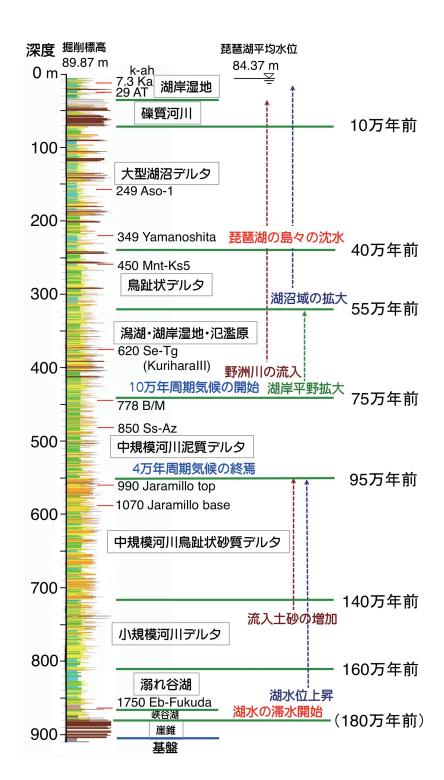
れる.このような環境下で周期的に発生した湖水 位の変動で、中規模のデルタが前進・後退を繰り 返していた.この頃まで、このデルタをつくって いた河川の粗粒物質は、北から流れ込んだもので、 その量は少なく、東側からの泥の供給が増加し始 めたと思われる.

(4)湖岸平野の拡大(堆積相 6,深度 440 ~ 320 m)

この期間は烏丸コアが示す環境の中でも特異な 時期である.約75万年前になると明瞭な湖沼環 境が消え,河川の氾濫原や潟湖や湖岸湿地などの 湖岸平野の低地環境が広がった. 河川も次第に粗 粒な砂礫を運ぶ河川へと変わっていった. 低地上 にあった水域も小さく浅いものであった. この環 境変化の原因として考えられるのは、1) 河川の 流域が拡大したか山地の隆起で河床勾配が大きく なり,河川の土砂運搬量が増加してデルタ面低地 が広がった,2) 湖水位の上昇速度が弱まって相 対的に河川デルタの前進が進んだ,3)気候変化 で流域の流量が増加したか、あるいは日本海側の 降雪が少なくなって湖沼域が縮小した, などが考 えられる. これらのいくつかが重なったことも十 分考えられる. しかし, 上位の堆積相(堆積相5 や堆積相 6) を考えると、次第に湖岸まで礫を運 搬するようになったのは1)の河川が大型化して きたためではないかと考えている. それは進行す るテクトニクスによって周囲の山地の隆起に伴っ たものであろう. この時期, 野洲川の流域が広が り、田上信楽山地や鈴鹿山麓丘陵だけでなく、鈴 鹿山脈にまで深く入り込んでいった. そして構造 運動による鈴鹿山脈の隆起活動によって河川は運 搬量を増大させたのである. この堆積物の増加 は、河川が烏丸半島の南方の田上信楽山地や東方 の花崗岩類(田上花崗岩・信楽花崗岩・野洲花崗 岩:脇田ほか、2013)の分布地域にまで広く流域 を広げた結果,マサ土が多く運搬されてきたため であろう. この河川はおそらく現在の野洲川の前 身であり、この時期からその後、数万年前までは この烏丸半島付近に主流や分流が流れ込んでいた と考えられる. かつてこの地域に野洲川が流入し ていたことは地形に残る痕跡からも指摘されてい



第8図 烏丸コアの堆積環境. 堆積構造や堆積物の特徴(第4図)から堆積相を推定.



第9図 烏丸コアの堆積環境の変遷. 火山灰層とその年代は, 里口(2021) による.

る(池田ほか,1979)が、その起源ははるか古く、およそ75万年前にまで、さらに泥質堆積物の影響まで考えると約95万年前にまで遡ることが、 島丸コアの解析から読み取ることができる.

(5) 大型湖沼デルタ環境の成立(堆積相 5・堆積相 4, 深度 320 ~ 71 m)

約55万年前になると、この地は再び湖沼が広

がる湖沼デルタ環境になった.砂礫を運ぶ大きな河川(当時の野洲川)が広がってきた湖沼にデルタを発達させていた.野洲川低地と琵琶湖という地形の対立がこの地点で成立したのである.その初期にはそれまでの湖岸平野に広がってきた湖沼はまだ浅く,デルタは湖沼に向かって突き出した鳥趾状の形態をとっていたが,約40万年前になると,湖沼域の拡大と水深の増加によってデルタ

は後退し、アコモデーションの増加に伴って大型 化し、現在の野洲川や愛知川デルタのような環境 が広がった。そして湖水位の変動に伴って、デル タは前進・後退を小さく繰り返し、この地域に厚 い地層を形成させていたのである。後述するよう に、その原因は進行してきた断層活動によると思 われる。烏丸半島に成立した当時の野洲川の大型 湖沼デルタが、現在の琵琶湖の南湖の埋積を進行 させた一因であることは確かであろう。野洲川は 流域に花崗岩地域をもち土砂運搬量が多いことも 影響しているに違いない。

(6) 大河川の流路変更と湖岸湿地環境の成立(堆 積相 3・堆積相 2・堆積相 1, 深度 71 ~ 0 m)

およそ 10 万年前からこの地域は当時の野洲川のデルタ面へと変化し、河川の流路と氾濫原が広がった。そして数万年前、野洲川の流路が北方の現在の河口の位置に移動し、烏丸半島は河川からの影響が比較的少ない現在の湖岸低地環境へと変化した。

3. 地層累重様式と深水化イベント

約180万年間に厚さ900 m もの堆積層を形成したのは,琵琶湖の沈降をもたらした断層活動であろう.琵琶湖西岸断層帯による比良山地側の隆起と琵琶湖底の沈降がそれである.こうした琵琶湖や琵琶湖堆積盆の形成のテクトニックな考えはすでに報告されている(例えば,池田ほか,1979;川辺,1994;Yokoyama,1984;植村,2001;竹村,2002など).里口(2018)はこの厚い地層が継続する地盤の動きで形成されるイメージを示している.

烏丸コアの堆積相解析の過程で、厚い地層が堆積した原因を具体的に示す証拠を見いだした. それは深水化イベントとこの中で呼んできた現象である. 地層の中に深水化を示す、すなわち地層から読み取る環境が、徐々にではなく急激に深くなる層準が何カ所も識別できるのである. その急激な深水化イベントを示す境界とは、デルタ頂置面堆積物である河川の流路や氾濫原の堆積物の上

に,直接に湖沼底堆積物が重なる場合などで,多 くの箇所で認められる (第5図参照). 湖沼底に 対し湖岸のデルタが前進したときにできる地層の サクセッションは,下位から上位へ湖沼底堆積 物, デルタ底置面堆積物, デルタ前置面堆積物, そしてデルタ頂置面堆積物となる(増田・斎藤, 1995). 烏丸コアで特定できるのは一番浅い環境 を示す頂置面堆積物の上に一番深い環境を示す湖 沼底堆積物が直接重なっている. デルタが前進し て湖底面堆積物の上位に底置面・前置面・頂置面 の堆積物が重なった浅化を示す層の上に、再び深 い湖沼底堆積物が重なっているのである. このこ とはデルタが沖側に前進して堆積場が次第に浅く なっていったあと、急激に深くなったことを示し ている.この境が深水化イベント境界である.し かもコアの上部から下部まで、いろいろのところ でその境界が特定できるのである(第5 \boxtimes 1~5, 第6図).

このような深水化イベントは、湖水面の急激な上昇、あるいは、地盤の急激な沈降によってできるといえよう.このイベントによって堆積可能な空間、堆積空間(Jervy、1988)が増加し、地層の堆積を可能にし、さらにこのイベントが繰り返されることで、烏丸コアの地層のかなりの部分の累重が可能になったのである.

深水化イベント境界の下位からは、特異な堆積物や堆積構造がみいだされることが多い. それは、急激に深くなった堆積相の下位の表層部に認められる変形した堆積物である(第5図). その例を示した第10図では、河川流路砂層や氾濫原砂泥互層や氾濫原泥質砂層の厚さ25~40cmの部分が変形している. 全体では厚さ10~50cmの変形層が認められ、その境界も、例えば前置面堆積物や河口州堆積物と上位の湖沼底堆積物との間であったりする場合もある(第5図). 変形はコンボルート構造や擾乱・破壊・礫化や液状化層などである.

これらの特異な変形層をもたらしたのは、地震による地震動と考えられる。烏丸コアの堆積時にも現在の堅田断層や比叡断層などの琵琶湖西岸断層系(木村ほか、1998;岡田・東郷、2000)の前

身の地震断層が活動していたということができる. 地震による水位上昇というイベントの繰り返しが, 地層の重なりをつくった原因のひとつといえる.

烏丸コアでみいだされた深水化イベント境界と、その直下の堆積物にみられる地震の震動によると考えられる変形構造は、愛知川デルタ層(宮田ほか、1990)や大阪千里丘陵の大阪層群(増田ほか、1991)や古琵琶湖層群堅田層(服部ほか、2020)からも報告されている。これらのことから、わが国のような変動帯の内陸盆地の地層の累重には、断層地震に伴う地盤の沈降が重要なひとつの原因であると考えられる。

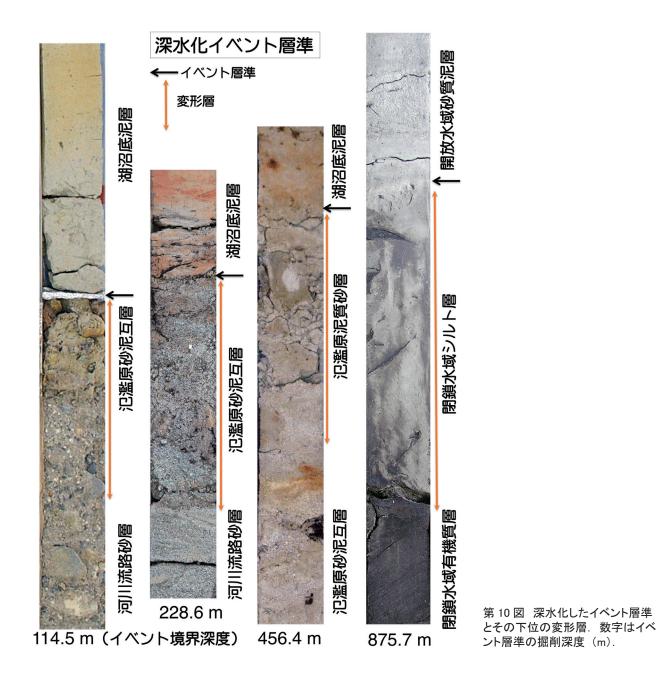
愛知川デルタでは9つのデルタサクセッショ ンが 40 m 程の厚さで重なり、過去 3 万年間で 30 mの湖水面の相対的な上昇, すなわち約3000年 に1回の割合で、2~6mの急激な湖面上昇が 繰り返されたとされる (宮田, 1990). 大阪層群 のひとつのデルタサクセッションの厚さは6~ 7 m (増田ほか, 1991), 堅田累層では3.5~7.5 m, 烏丸コアでは $2 \sim 8 m$ ほどで(第5図, 第6 図)、愛知川のものを含めてほぼ同じ厚さであり、 水位上昇が同じ規模であることを示している. 宮 田(1990)は、この湖面上昇を琵琶湖の排水口側 の基盤ブロックの急激な隆起に求め、継続してお こっている傾動運動による沈降がそれに加わっ て、地層形成が行われているとしている. 排水口 が断層活動で隆起することで湖水位が上昇した例 は、福井県三方湖などで知られている (寒川・佃、 1987). 一方, 琵琶湖西岸の安曇川や鴨川のデル タでは、歴史地震に伴って3mも水没したこと が報告されている (寒川・佃, 1987).

相対的な水位上昇イベントのすべてが1回の断層活動によるのではなく、継続する琵琶湖底の地盤沈降もその一部を担っていたであろう。琵琶湖の排水口にあたる基盤ブロックの上昇による水位上昇と湖側の沈降が、烏丸コアの厚い堆積層をつくり上げ、そしてさらにこの構造運動は約180万年前から現在まで続いているのである。

おわりに

滋賀県 琵琶湖南湖の東岸にある琵琶湖博物館の敷地内で掘削され、そこに収蔵されている長さ915 m の深層ボーリングの烏丸コアの肉眼観察をもとに、堆積相解析から堆積環境の変遷を調べた. コアで識別される堆積環境の推定に利用できる堆積物・堆積構造・サクセッションの産状や組み合わせや変化などから、11 の堆積相に区分した. さらにそれをもとに、下位から上位に、次の6つの環境変遷ステージにまとめ、火山灰層や古地磁気イベントからの年代値を加味し、次のような変遷像を示した.

- (1)最初期の崖錐谷への浸入(コア深度904~715 m):約180万年前、中・古生界の基盤の上に崖錐が発達した狭い谷間に、南の本流から天然ダム湖の水域がこの支谷に浸入し、水位の上昇に伴い峡谷湖から溺れ谷湖へと変化した。およそ160万年前になると、引き続く水位の上昇で狭く細長い水域が次第に幅広い湖沼域へと変化し、そこに小さな河川が流れ込んできた。
- (2)河川デルタ環境の成立(深度 715 ~ 550 m): 水位の上昇が続くなか、およそ 140 万年前になる と浅い湖沼域がさらに広がり、砂質デルタが発達 した。そして水位が変動するのに伴ってそのデル タが前進・後退を繰り返した。
- (3) デルタ環境の泥質化 (深度 $550 \sim 440 \text{ m}$): $100 \sim 95$ 万年前頃から,河川が運び込む土砂が細粒化し泥の堆積が増え,泥質のデルタ環境となった.その原因はおそらく東側から流入する大型デルタの影響が出てきたためであろう.
- (4) 湖岸平野の拡大(深度 440 ~ 320 m):約75万年前になると,次第に河川が粗粒な砂礫を運び込むようになって堆積が進み,湖岸平野環境へと変化した.この変化は河川の流域拡大とテクトニックによる山地の隆起の影響が強いとおもわれる.この河川は現在の野洲川の前身で,この時期から数万年前まで,野洲川の本流や支流は烏丸半島地域に流れ込み,南湖を埋積していったのである.
 - (5) 大型湖沼デルタ環境の成立 (深度 320~



71 m): およそ 55 万年前になるとこの地は再び湖沼デルタ環境に変化し、40 万年前頃になるとさらに水位上昇と河川の土砂運搬量が増え、砂礫を運ぶ大きな河川が次第に深くなる湖沼に大型デルタを発達させるようになった。そのデルタが繰り返される湖水の昇降で厚い地層を形成していったのである。

(6) 大河川の流路変更と湖岸湿地環境の成立 (深度71~0 m):10万年前頃になると,この地 点は野洲川の流路と氾濫原のデルタ面環境に変わ り,数万年前にその流路も北方に移動して,現在 の湖岸低地環境へと変化した.

将来,琵琶湖博物館に保管されているこの貴重な烏丸コアに対し、コア写真のパソコンによる拡大観察や X線 CT スキャン画像による観察など、増田(2019)が示したコアの堆積相解析や、物質の分析や同定、同位体による解析などの新しい方法が適用され、より詳細な堆積環境の変遷などが解明されることを期待している.

謝辞

烏丸コアの観察時にお手伝いして頂いた元同志 社大学理工学部環境システム学科の学生だった, 伊藤有加氏・小川和宏氏・佐藤喜英氏に謝意を表 します. また,掲載の機会を与えて頂いた琵琶湖 博物館の高橋啓一館長にお礼を申し上げます.

文 献

- Bouma, A.H., 1962, Sedimentology of Some Flysh Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168p.
- Cartigny, M.J.B., Ventra, D., Postoma, G. and Van Den Berg, J.H., 2014, Morphodynamics and sedimentary structures of bedforms under supercritical-flow conditions: New insights from flume experiments. Sedimentology, 61, 712-748.
- 藤本あゆみ・中野聰志,1999,烏丸コア中の粘土 鉱物組成・砂組成.烏丸地区深層ボーリング調 査団(編)琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリ ング調査.琵琶湖博物館研究調査報告,no.12, 121-130.
- Galloway, W.E., 1975, Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: Broussard, M.L. (ed.) Deltas, Models for Exploration. 87-98, Houston Geological Society of Houston, TX.
- 服部 昇・大井修吾・中野聰志,2018,琵琶湖湖 底段丘における砂質団塊充填物質としての藍鉄 鉱.地球科学,72,213-218.
- 服部 昇・増田富士雄・斎藤 有・石田志朗, 2020, 地震性水位上昇がもたらした更新統堅田 累層(古琵琶湖層群)の累重様式. 地球科学, 74,66-76.
- 林 隆夫・山崎博史・川辺孝幸,1999,琵琶湖東岸・ 草津市烏丸地区深層ボーリングコアの岩相層 序. 烏丸地区深層ボーリング調査団(編)琵琶 湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査. 琵琶湖

- 博物館研究調査報告, no.12, 31-60.
- 林田 明・里口保文,2021, 烏丸地区深層ボーリング試料の磁気層序. 烏丸地区深層ボーリングコアの年代と堆積相, 琵琶湖博物館研究調査報告, no.34,73-80.
- Hiscott, R.N., 1994, Traction-carpet stratification in turbidites fact or fiction? Journal Sedimentary Research, A64, 204-208.
- 池田 碩・大橋 健・植村善博・吉越昭久, 1979,近江盆地の地形.滋賀自然環境研究会地 形地質調査部(編),滋賀県の自然,地形地質編, 1-112.
- James, N.P. and Dalrymple, R.W., 2010, FaciesModels 4. Canadian Sedimentology, GEOtext6, Geological Association of Canada, 586p.
- Jervey, M.T., 1988, Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 42, 47-69.
- 神保小虎, 1916, 琵琶湖の底の藍鉄鉱と褐鉄鉱. 地質学雑誌, 23, 329.
- 烏丸地区深層ボーリング調査団(編), 1999, 琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査. 琵琶湖博物館研究調査報告, no.12, 167p.
- 亀井節夫,1999,琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査の経過.烏丸地区深層ボーリング調査団(編)琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査.琵琶湖博物館研究調査報告,no.12,5-22.
- 兼松四郎, 1953, 滋賀県下の藍鉄鉱について. 岩 石鉱物鉱床学会誌, 47, 315-317.
- 川邊孝幸, 1981, 琵琶湖南東方, 阿山・甲賀丘陵 付近の古琵琶湖層群. 地質学雑誌, 87, 457 -473.
- 川辺孝幸, 1994, 琵琶湖のおいたち. 琵琶湖自然史研究会(編)琵琶湖の自然史. 八坂書房, 25-72.
- 木村克己・吉岡敏和・井本伸広・田中里志・武蔵 野 実・高橋裕平,1998,京都東北部地域の地 知る.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),

地質調査所, 89p.

- 公文富士夫,1999,琵琶湖深層ボーリング資料からみた近江盆地の構造運動と堆積環境. 烏丸地区深層ボーリング調査団(編)琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査.琵琶湖博物館研究調査報告,no.12,155-162.
- 公文富士夫・今井 肇,1999,烏丸半島学術ボーリング試料の堆積相と粒度分析からみた琵琶湖南湖周辺の古環境変遷.烏丸地区深層ボーリング調査団(編)琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査.琵琶湖博物館研究調査報告,no.12,61-74.
- Lowe, D.R., 1982, Sedimentary gravity flows: II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal Sedimentary Petrology, 5, 279-297.
- 増田富士雄,1988,ダイナミック地層学一古東京 湾域の堆積相解析から一「その1基礎編」.応 用地質,29(4):312-321.
- 増田富士雄,1989,ダイナミック地層学一古東京 湾域の堆積相解析から一「その2発展編」. 応 用地質,30(1):29-40.
- 増田富士雄,1999,透水層・帯水層のトレース: ダイナミック地層学からのアプローチ.地下水 技術,41(10),1-15.
- 増田富士雄,2001,波浪堆積構造. 堆積構造入門 シリーズ(1), 堆積学研究会(京都),176p.
- 増田富士雄,2004, 堆積システムと堆積物. 堆積ショートコース, 日本堆積学研究会,571p.
- 増田富士雄,2005,陸上土石流・水中土石流堆積物から堆積過程を読み取る。京都大学防災研究所報告,一般共同研究,16G-09,19p.
- 増田富士雄,2016,神戸市兵庫区,祇園遺跡で観察された土石流と土砂流堆積物.祇園遺跡第17・18次発掘調査報告書,神戸市教育委員会,171-182.
- 増田富士雄,2018,京都府南部,城陽市下水主 遺跡の発掘調査で見いだされた弥生時代の氾 濫流路とその埋積物.京都府遺跡調査報告, 173,247-255.
- 増田富士雄(編著), 2019, ダイナミック地層学:

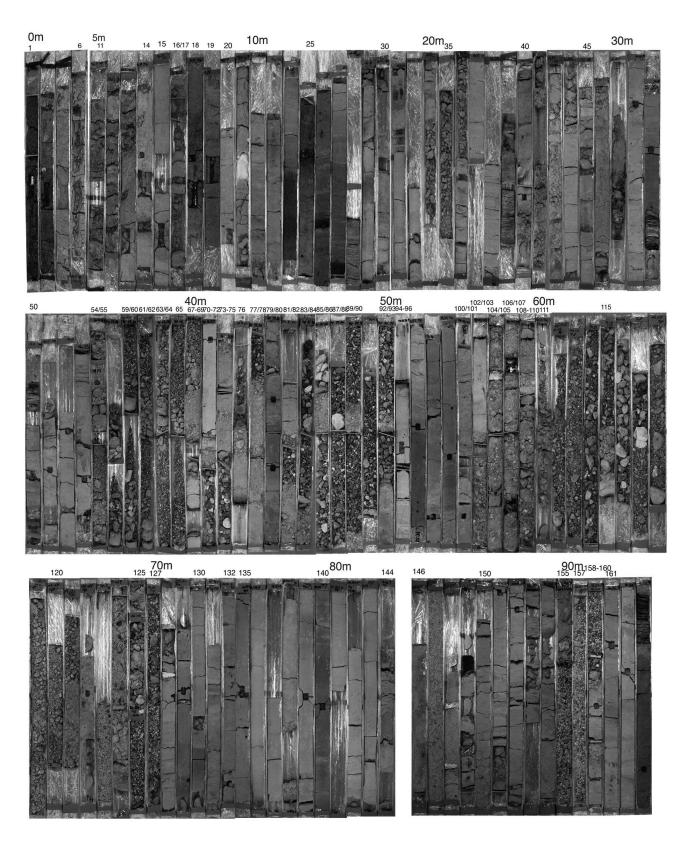
- 大阪平野・神戸六甲山麓・京都盆地の沖積層の 解析. 近未来社, 219p.
- 増田富士雄・伊勢屋ふじこ,1985,"逆グレーディング構造":自然堤防帯における氾濫原洪水堆積物の示相堆積構造.堆積学研究会報,22/23,108-116.
- 増田富士雄・伊藤有加・坂本隆彦・佐藤智之, 2009,京都府京田辺市魚田遺跡付近の地形と洪 水破堤堆積物.京都府遺跡調査報告書,133-5, 99-104,京都府埋蔵文化財調査研究センター.
- 増田富士雄・成瀬 元・松岡廣繁・田村 亨・高 川智博・齋藤 有・松本 弾・藤野滋弘・佐藤 智之,2006,古琵琶湖層群の堆積物.日本堆積 学会2006年学術大会見学旅行案内書,日本堆 積学会,34 p.
- 増田富士雄・岡崎浩子・横川美和・村越直美・酒井哲弥, 1995, 更新統の海浜堆積物に対する MINI-SEQUENCE STRATIGRAPHY. 地質学論集, 45, 101-109.
- 増田富士雄・斎藤文紀,1995,プログラデーションによる地層の特徴とテクトニクス的説明. 月刊地球,17(10),671-674.
- Masuda, F., Saitoh, Y. and Satoguchi, Y., 2010, Depositional environments and a paleogeographic position for the Pleistocene basal part of the Karasuma Deep Drilling Core from Lake Biwa, central Japan. The Quaternary Research, 49, 121-131.
- 増田富士雄・服部 昇・石田志朗,2019,河川堆 積物にみられる高流砂階の堆積構造:鮮新-更 新統古琵琶湖層群堅田層. 堆積学研究,77(2), 81-95.
- 増田富士雄・横川美和,1988,地層の海浜堆積物から読み取れるもの.月刊地球,10(8),523-530.
- 増田富士雄・横川美和・岡坂裕美,1991,千里 丘陵の大阪層群にみられるデルタ累重シー クェンス. 堆積学研究会報,35,109-114.
- 増田富士雄・横川美和, 1992, 粒子配列. 大原隆(編)地球環境の復元. 朝倉書店, 8, 245-256.

- 宮田雄一郎, 1990, 琵琶湖の沿岸堆積シーケン スと構造運動に起因する湖水面変動. 堆積学 研究会報, 33, 29-36.
- 宮田雄一郎・山村恒夫・鍋谷 淳・岩田尊夫・ 小幡雅之・結城智也・徳橋秀一,1990,淡水 成デルタの形成過程-琵琶湖愛知川河口部を 例として-2. 地質構成と堆積相. 地質学雑誌, 96,839-858.
- Mulder, T. and Alexander, J., 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology, 48, 269-299.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugres, J-C. and Savoye, B., 2003, Marine hyperpycnal flows: Initiation, behavior and related deposits. A reviw. Marine and Petroleum Geology, 20, 861-882.
- 中野聰志・井本達也・小玉秀之・藤本あゆみ, 1998, 古琵琶湖粘土層中の藍鉄鉱. 滋賀大学 教育学部紀要(自然科学), 48, 31-42.
- Nemeck, W. and Postoma, G., 1993, Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: Sedimentation processes and geomorphic evolution. Marzo, In: M. and Puigdefabregas, C. (eds.) Alluvial Sedimentation. 235-276, Special Publication of International Association of Sedimentologists, 17, Blackwell Science.
- Nilsen, T.H., 1982, Alluvial fan deposits. Sholle, P.A. and Spearing, D. (eds.) Sandstone depositional environments, 49-86, The American Association of Petroleum Geologists.
- 岡田篤正・東郷正美(編),2000,近畿の活断層. 東京大学出版会,395p.
- Pickering, K.T. and Hiscott, R.N., 2016, Deep Marine Systems: Processes, Deposits, Environments, Tectonics and Sedimentation. AGU (American Geophysical Union), Wiley, 657p
- Reading, H.G. (ed.), 1996, Sedimentary

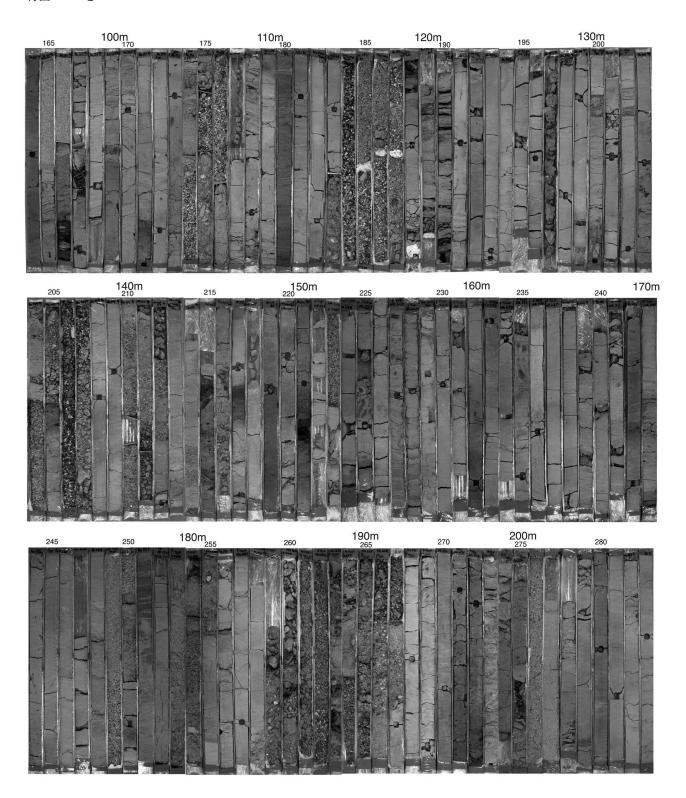
- Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Science, 688p.
- 齋藤 有・田村 亨・増田富士雄,2005,タービダイト・パラダイムの革新的要素としてのハイパーピクナル流とその堆積物の特徴.地質学雑誌,114(5),687-704.
- 坂本吉宏・増田富士雄,1989, 更新統下総層群の砂層や礫層にみられる暗褐色斑点物質:バーネス鉱等のマンガン鉱物. 地質学雑誌,95(1),873-876.
- 寒川 旭・佃 栄吉, 1987, 琵琶湖西岸の活断層 と寛文2年 (1662年) の地震による湖岸地域 の水没. 地質ニュース, 390, 6-12.
- 里口保文,2010,琵琶湖堆積物の長時間スケール 層序と構造運動の復元.第四紀研究,49(3), 85-99.
- 里口保文,2018, 琵琶湖はいつできたか-地層が 伝える過去の環境-. 琵琶湖博物館ブックレッ ト,7,サンライズ出版,118p.
- 里口保文,2021, 烏丸地区深層ボーリングコアの 火山灰対比の再検討. 烏丸地区深層ボーリング コアの年代と堆積相, 琵琶湖博物館研究調査報 告, no.34,81-94.
- Selly,R.C.,1970, Ancient Sedimentary Environments. Chapman and Hall L.T.D., London, 237p.
- Sohn, Y.K., 1997, On traction-carpet sedimentation. Journal Sedimentary Research, 67, 502-509.
- 鈴木一久, 2000, 洪水氾濫の堆積学. 地団研専報, 48, 69p.
- 高島累層研究会・冨田克敏・中野聰志,2008, 古琵琶湖層群から産した藍鉄鉱とシデライト.地球科学,62,251-252.
- 竹村惠二,2002, 琵琶湖環境変動論. 地球環境 (国際環境研究協会),7(1),59-75. 植村善博,2001,比較変動地形論. 古今書院, 203p.
- 脇田浩二・竹内圭史・水野清秀・小松原 琢・ 中野聰志・竹村恵二・田口雄作,2013,京都 東南部地域の地質.地域地質研究報告(5万

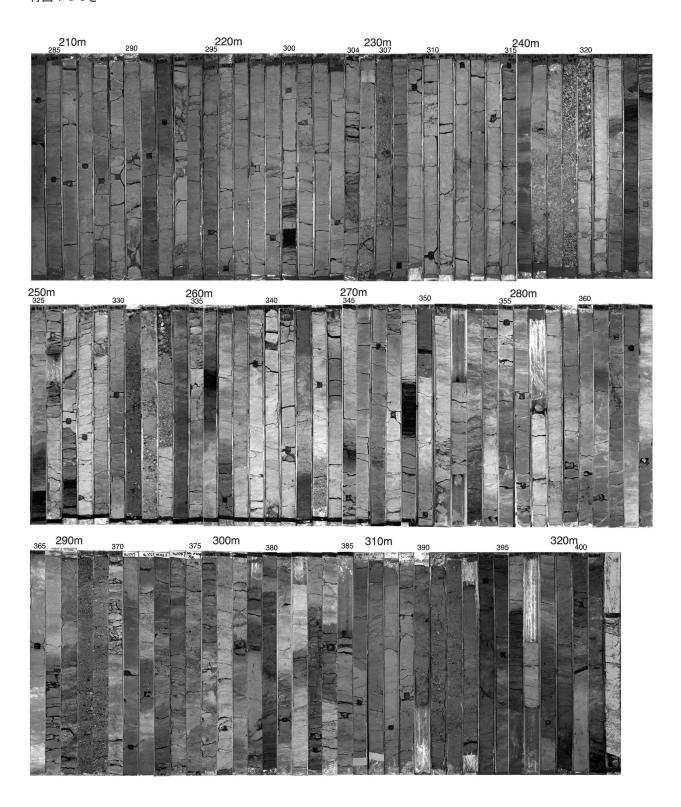
分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 124p.

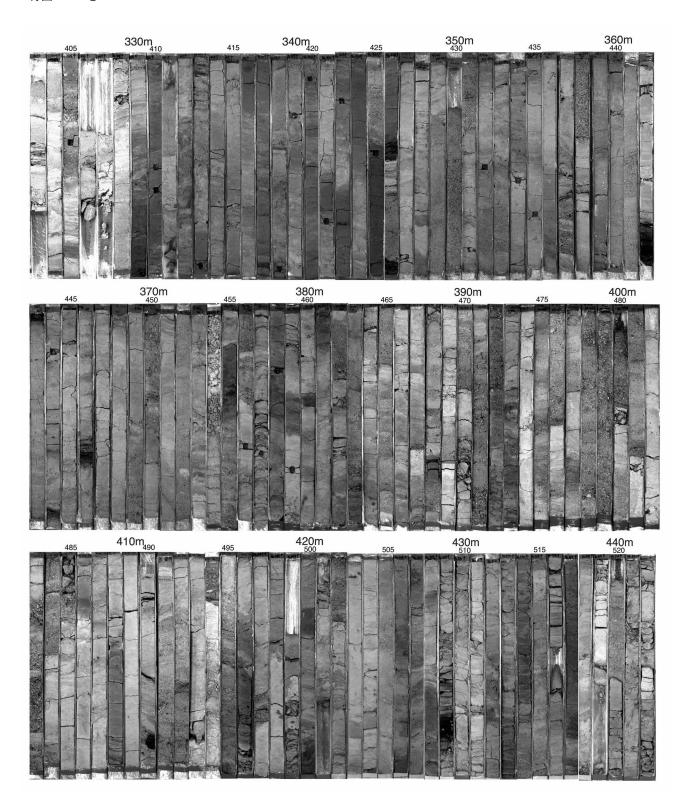
- Walker, R.G., 1984, Facies Models. Geoscience Canada, Reprint Series, 1, 317p.
- Yamaguchi, N. and Masuda, F., 2011, Two paterns of three-dimensional grain fabrics corresponding to depositional processes in experimental microdelta deposits using rice grains. Journal of Geological Society of Japan, 117, 107-115.
- Yokoyama, T., 1984, Stratigraphy of the Quaternary system around Lake Biwa and geohistory of the ancient Lake Biwa. In: Horie, S.(ed.),Lake Biwa. Dr. W. Junk Pub., Dordrecht, 43-128.
- 吉川治雄, 1999a, 烏丸深層ボーリングはどのようにして行われたか. 烏丸地区深層ボーリング調査団(編) 琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査. 琵琶湖博物館研究調査報告, no.12, 23-29.
- 吉川周作,1999b,琵琶湖東岸,烏丸地区深層ボーリングコアの火山灰層序.烏丸地区深層ボーリング調査団(編)琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査.琵琶湖博物館研究調査報告,no.12,75-87.

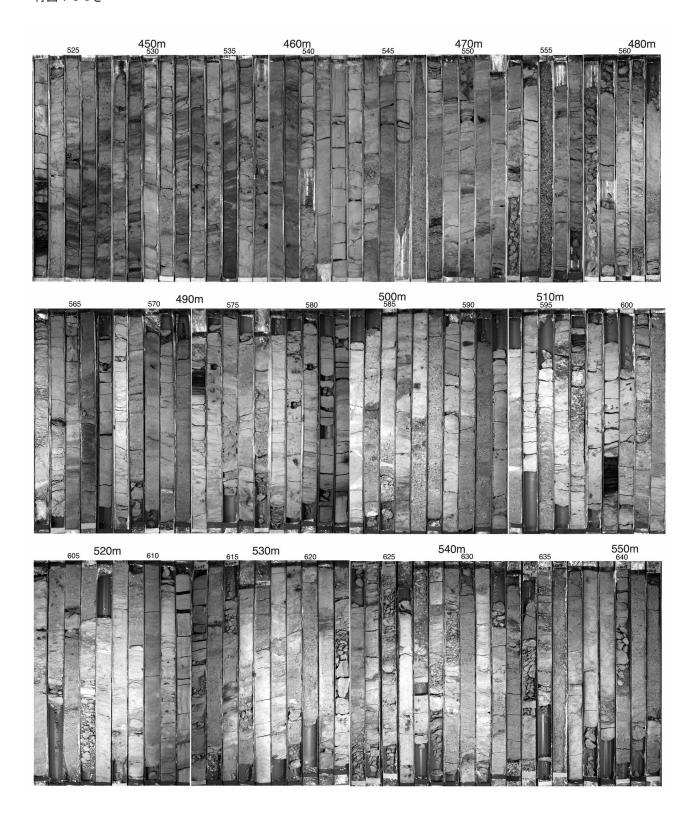


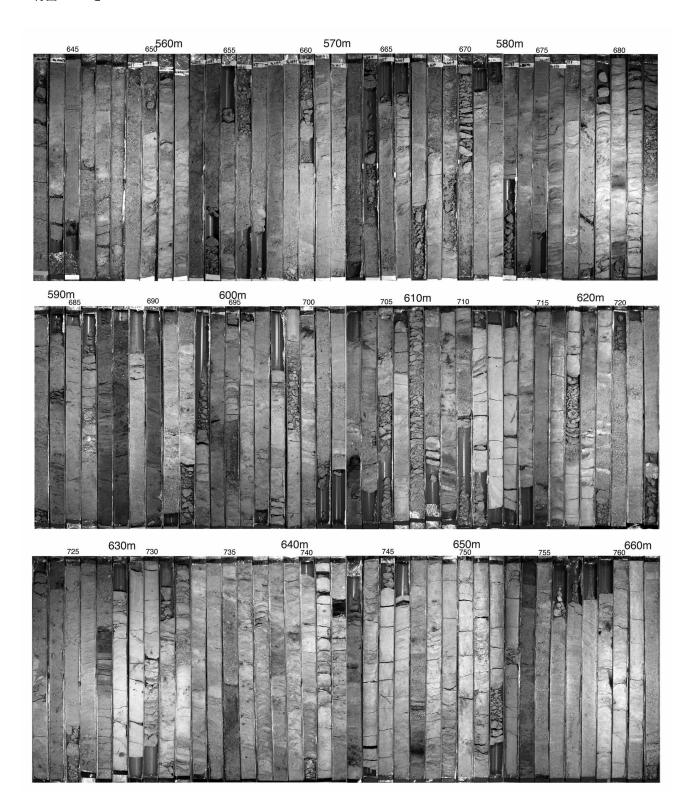
付図 1 烏丸コア全体の様子 (1 ~ 9). 数字は掘削深度 (m) とコア番号. 欠損や重複によってコア番号と掘削深度とが一致しない部分がある.

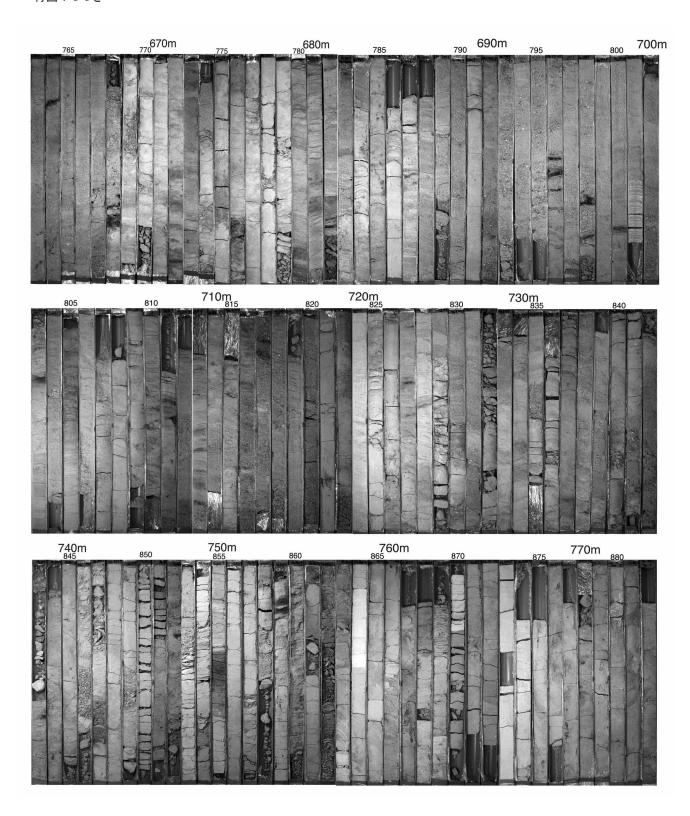


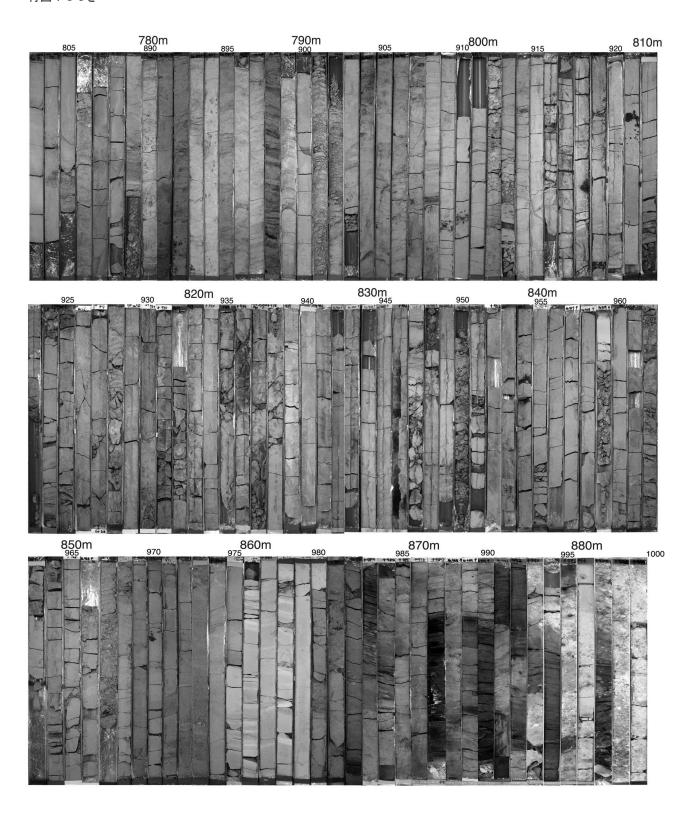








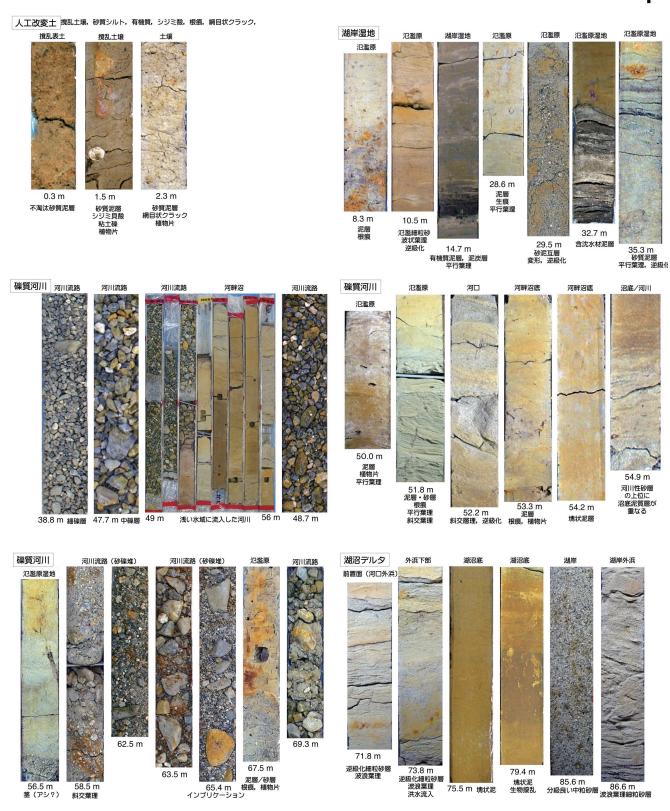




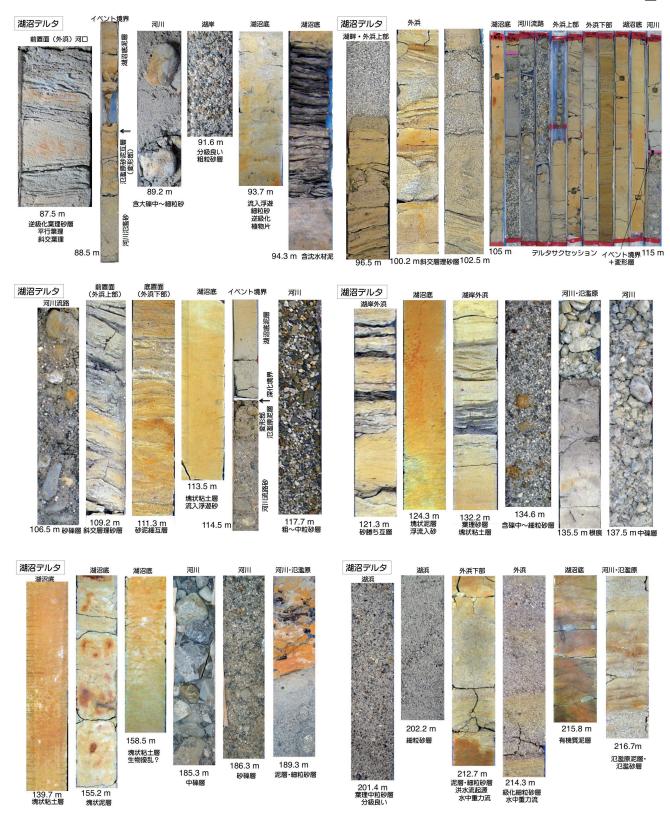
付図 1 つづき

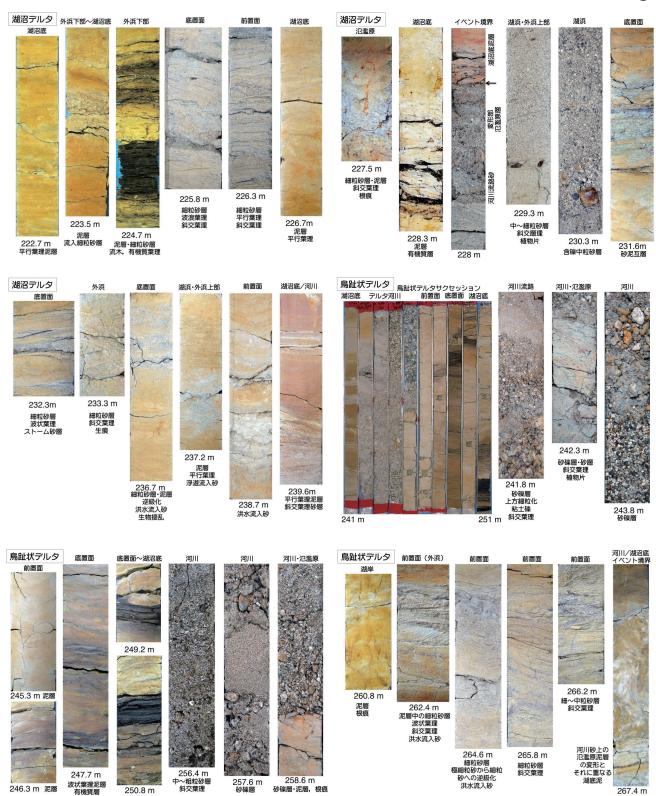


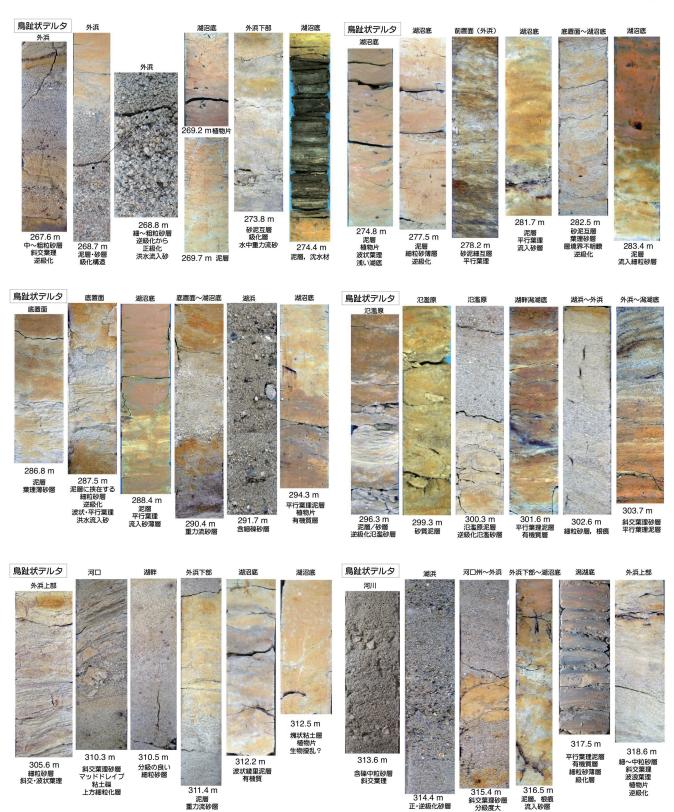


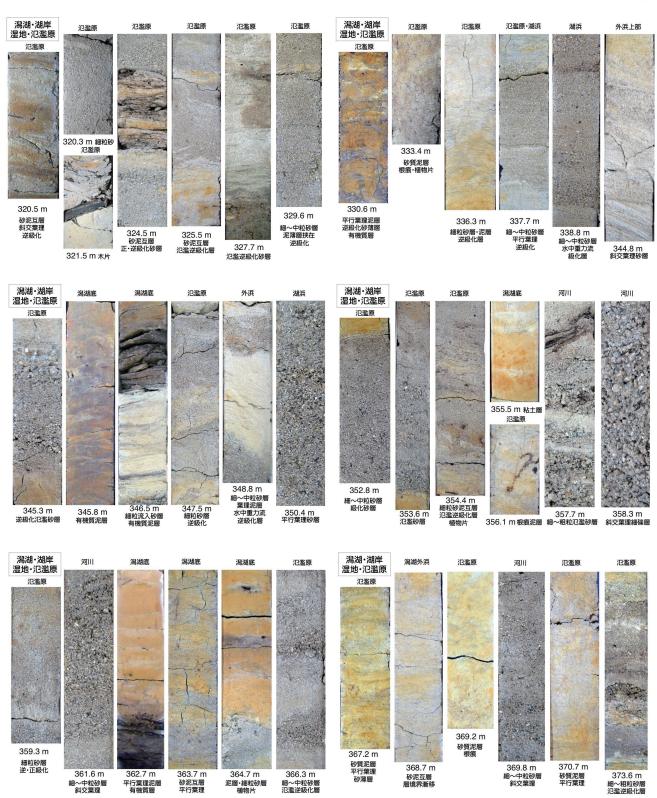


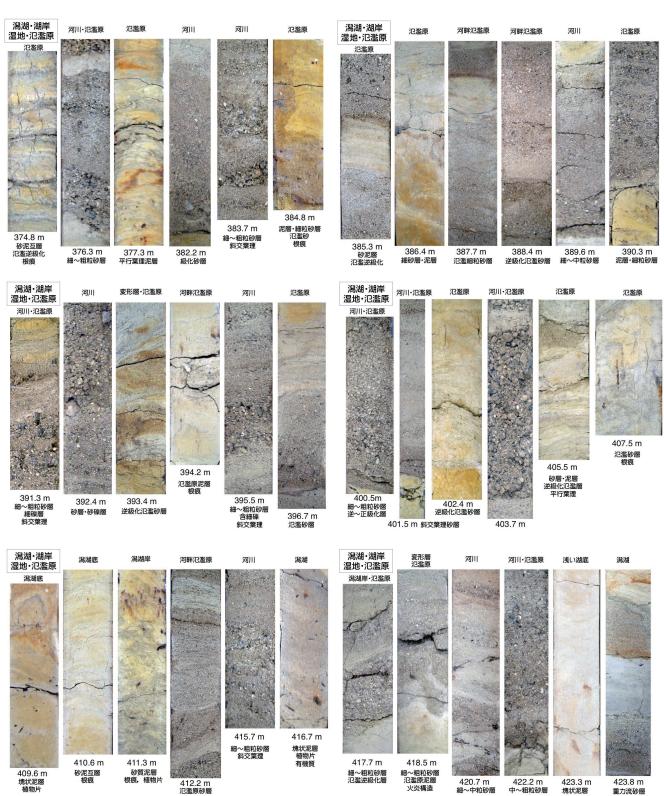
付図 2 烏丸コアの特徴的な部分 (1 ~ 15). 数字はコア中央部の掘削深度 (m). 多くは第 3 図, 第 5 図, 第 6 図と重複.

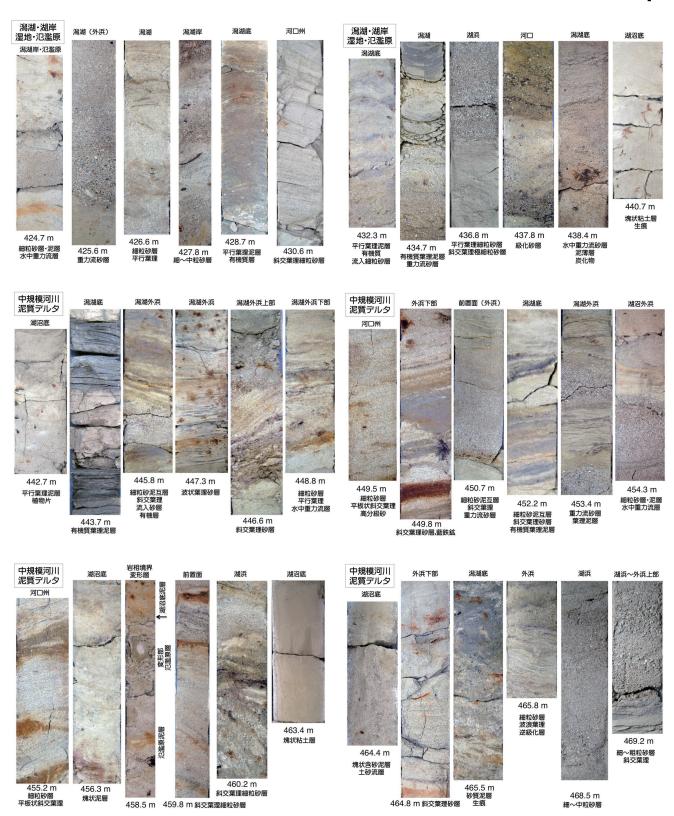










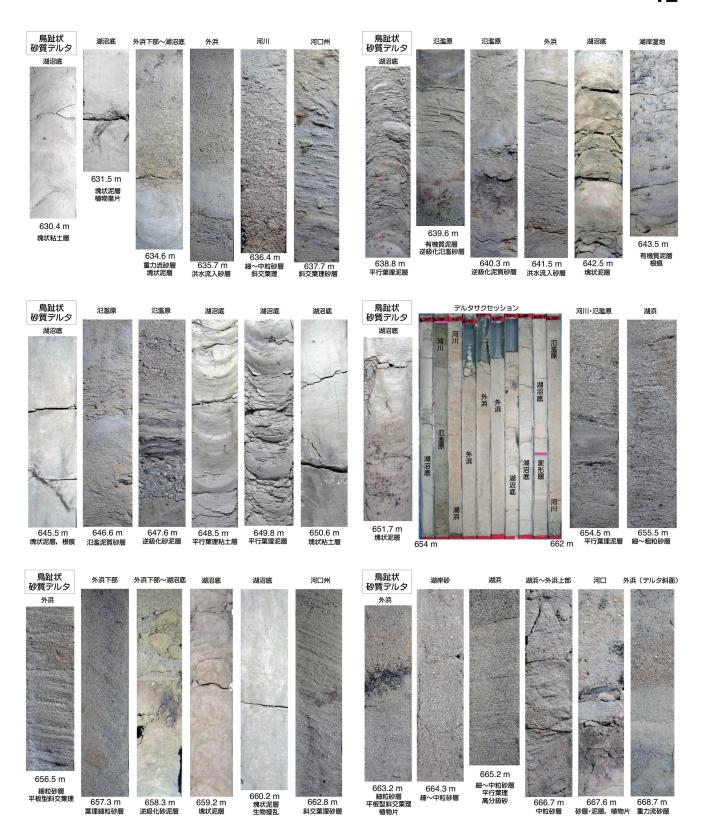


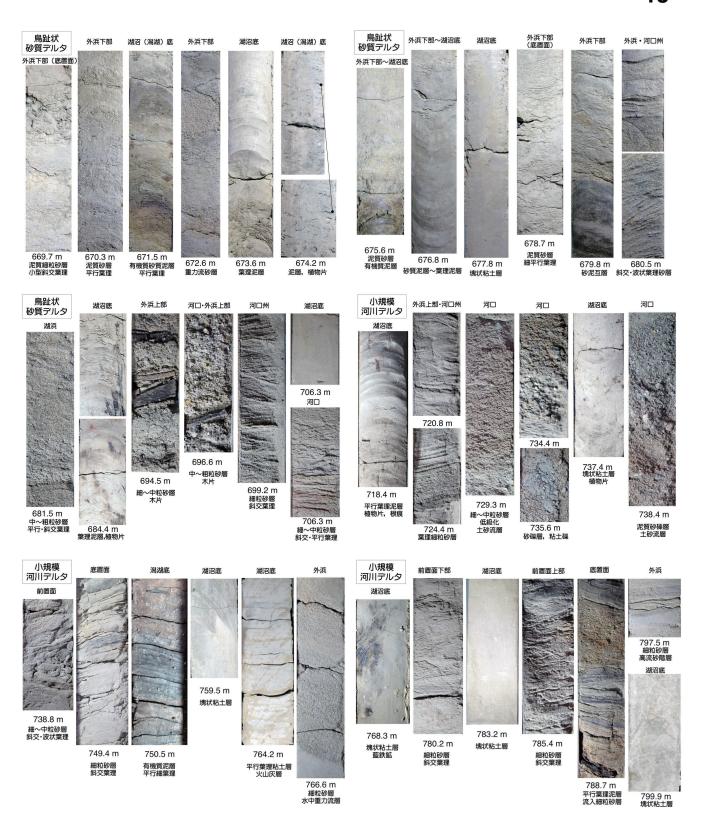




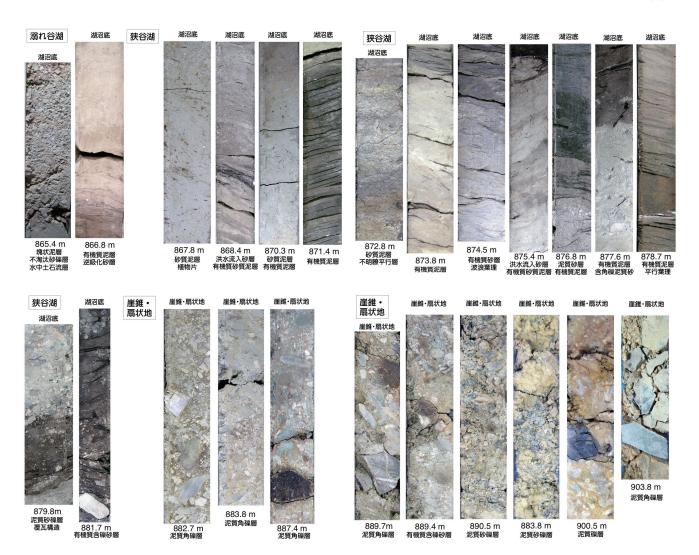












烏丸地区深層掘削試料の磁気層序

林田 明1·里口保文2

Magnetostratigraphy of the Karasuma sediment core samples from southeast shore of Lake Biwa

Akira Hayashida 1 and Ysufumi Satoguchi 2

Abstract

The Karasuma deep-drilling core samples recovered from the southeastern shore of Lake Biwa provided the fluvio-lacustrine sedimentary sequence covering the last 1.9 m.y. Although reconnaissance magnetic measurements of the core samples were made in 1990's, the magnetostratigraphy was not established mainly due to unstable nature of the remanent magnetizations. We made more detailed measurements for the samples from 59 horizons between 370 m and 600 m in depth with alternating field (AF) and thermal demagnetizations. As the previous assessment had suggested, it was difficult to detect high-coercivity or high temperature components clearly. However, our demagnetization results showed presence of the magnetic components mainly at 20–50 mT (AF) or 150–450°C (thermal), among which about half of the samples provided maximum anglular deviation less than 15°. Based on the inclination values of these samples, we suggest that the Brunhes/Matuyama boundary occurs between 433.8 and 451.9 m. It is also suggested that the positive inclination data at 560.8–588.2 m correspond to the Jaramillo Subchron. These magentostratigraphic assignment is fairly consistent with correlations of the widespread tephra layers found in the Karasuma core samples.

Key words: Karasuma core, paleomagnetism, Brunhes/Matuyama boundary, Jaramillo Subchron

はじめに

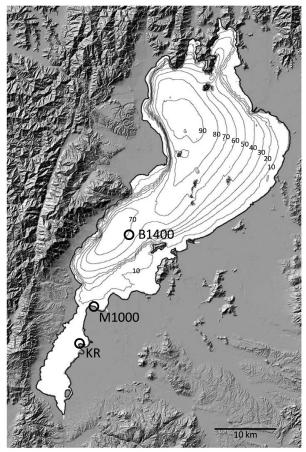
世界有数の古代湖である琵琶湖の堆積物は,集水域の環境変遷や地球規模の気候変動の研究に重要な役割を担っている.このため,琵琶湖の湖底や湖岸で堆積物の掘削が行われ,採取されたコア試料を対象に堆積物の層序や編年,環境復元の研究が進められている.その一部として,残留磁化の極性に基づく磁気層序の設定を視野に入れた古地磁気学の研究が行われ,火山灰層序とともに,堆積物の対比と編年の基準面を提供することが期待されてきた.これまでに磁気層序が検討されたコア試料の掘削地点を第1図に示す.

1982~83年に琵琶湖北湖の近江舞子沖第二

湖盆で行なわれた深度 1422 m に至る掘削では、深度 804.1m より上位の堆積物コアを対象に磁気層序の研究が行われ、深度 469 m を境とする正逆の磁極帯が認定されるとともに、松山クロン (0.781-2.581 Ma) に相当する下位の逆磁極帯中に 2 つの正帯磁亜帯が見出された (Torii et al., 1986). 深度 604 ~ 639 m の正帯磁亜帯については、当初オルドヴァイ・サブクロン (1.778-1.945 Ma) に当たる可能性が示唆されたこともあったが (Takemura, 1990)、新しい手法によるフィッション・トラック年代の再検討と猪牟田ピンクテフラの確認に基づいてハラミョ・サブクロ

¹ 同志社大学理工学部環境システム学科 Department of Environmental Systems Science, Doshisha University

² 滋賀県立琵琶湖博物館 Lake Biwa Museum



第1図 烏丸地区深層掘削試料(烏丸コア, KR), 琵琶湖北湖 第二湖盆の1400mコア(B1400) および野洲川河口付近の守山 1000mコア(M1000)の位置. 琵琶湖周辺の地形は地理院地図 (https://maps.gsi.go.jp)の陰影起伏図による.

ン(0.988-1.072 Ma) に相当することが明らかにされている(檀原ほか,2010). 一方,1975~76年には琵琶湖東岸守山市今浜町の野洲川河口付近で深度約945mまでの掘削が行われ、深度約550mに喜撰火山灰(猪牟田・アズキテフラ)が発見された.しかしコア試料の磁化測定では、松山クロンに相当すると考えられる層準にも正の伏角を示す試料が多く認められたため、磁気極性による分帯は困難であった(Kawai et al.,1977; Torii,1978). その原因として、化学残留磁化を含む二次磁化の影響や地層の傾動の可能性が考えられた(Hirooka et al.,1979).

1991~1992年に南湖東岸草津市下物町の琵琶 湖博物館建設予定地において掘削されたコア試料 (烏丸コア)についても古地磁気の研究が試みら れ,ブリュンヌ/松山境界を含む地球磁場の記録 が得られるものと期待された(亀井,1999).し かし,堆積物に砂質および礫の部分が多く,十数 層準の予察的な検討で初生磁化と見なせる磁化成分が確認されなかったため、それ以上の研究は行われて来なかった(鳥居、私信). その後、琵琶湖博物館共同研究「琵琶湖周辺のボーリングコアから見た琵琶湖の成立」(研究代表者:里口保文、2008~2010年)が実施された機会に、筆者らは博物館に保存されているコア試料の一部を採取して残留磁化の測定を行った. その結果、ブリュンヌ/松山境界およびハラミヨ・サブクロンに対応する可能性のある層準が認定されたため、ここに報告する. なお、本稿に示した磁気極性境界の年代は Ogg (2012) による値である.

試料と方法

烏丸コアの火山灰層のうち、KR454(深度 374.2 m)が栗原 III 火山灰、KR563 (481.86 m)が喜撰火山灰 (猪牟田・アズキテフラ)、KR980 (863.93 m)が五軒茶屋火山灰 (恵比須峠・福田テフラ)に対比されている(吉川、1999). 従って、KR454 と KR563 の間にブリュンヌ、松山境界が、KR563 の下位にハラミヨ・サブクロンに相当する正磁極帯が存在すると想定することができる.このため、今回の研究では深度 370 m から 600 m の範囲を対象とし、泥質あるいは極細砂が見られる 59 層準から厚さ 5 cm 程度のブロックを採取した.これらのブロックを体積約 7 cm³の立方体 1~2 個に整形し、ポリカーボネート製の容器に収納して磁化測定用の試料とした.

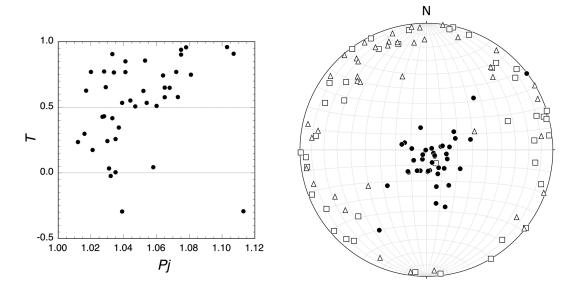
残留磁化の測定には同志社大学の超伝導磁力計(2G Enterprises, Model 755R)を用い、段階的な交流消磁または熱消磁の手法によって磁化の安定性を検討した。段階消磁の結果はベクトル投影図に示して磁化成分の分離を試みた。なお、残留磁化の偏角は試料の座標系における便宜的な値であるため、磁化極性の判定には伏角の値を用いた。また、作成した試料のうち42個については、堆積物中の磁性鉱物の配列に関する示唆を得るため、残留磁化測定の前にカッパブリッジ(AGICO、KLY-3)を用いて初磁化率とその異方性を測定した。

結果および考察

初磁化率異方性の測定結果として, 異方性の 強さの指標(Pi)と異方性楕円体の形状パラメー タ (T) の散布図を第2図(左)に示す. Tの値 が +1 に近い場合は扁平型, 負のときは伸張型の 楕円体であることを意味するため、この図から特 に異方性の程度が大きい試料は扁平した異方性精 円体を示すことが読み取れる.また,第2図(右) のステレオ投影図には, 異方性楕円体の最大軸と 中間軸が水平方向に、最小軸が垂直に近く分布し ていることが示されている. この傾向は粘土ある いはシルト質の砕屑物の磁気異方性によく見られ る特徴であり、初磁化率を担う強磁性鉱物あるい は弱磁性鉱物がほぼ水平に配列していることを示 唆するものである. 異方性楕円体の主軸の方位(偏 角)は、同一試料について得た残留磁化の方位を 基準として表示しており、地理的座標において主 軸が特定の方向に分布している場合には粒子の配 列様式を推定できる可能性があった. しかし, 今 回求めた最大軸と中間軸の方位には特定の偏りが 認められず、古流向に関する示唆を得ることはで きなかった.

段階消磁の結果として,ベクトル投影図において残留磁化ベクトルの終点が直線的な軌跡を

描く場合,一つの磁化成分を認定することがで き,特に高保磁力あるいは高温成分が原点付近 に向かって直線的に減衰する場合, その地層を 特徴づける磁化として極性判定に用いることが できる. 第3図に示した段階交流消磁の結果の うち、KR514 21-27 cm (深度 433.8 m) および KR682_42-51 cm (深度 588.2 m) の試料では, 20~30 mTよりも高い消磁レベルで原点に向か って減衰する磁化成分が認められ、その鉛直成分 から共に正帯磁と判定される. しかし, 他の多 くの試料では、たとえば KR540 41-45 cm (深度 461.2 m) と KR699 45-50 cm (深度 603.2 m) の 結果に示されるように、40~50 mT以上の消磁 後の磁化方位は安定せず、直線近似によって磁化 成分を確認することはできなかった. これらの試 料は残留磁化強度が比較的小さく、交流消磁の途 中でノイズとして付与された磁化の影響が表れた と考えられる. 熱消磁実験の結果(第4図)のうち, KR623 38-41 cm (深度 535.5 m) や KR542 12-15 cm (深度 462.2 m) の試料では 100℃ から 300~350℃程度の温度範囲で直線的に減衰する 磁化成分が認められたが、350℃以上の消磁で原 点に収束することは確認できなかった. 他の試料 についても、特に350℃以上の加熱によって磁化



第2図 烏丸コアの42試料について行った初磁化率異方性測定の結果. 異方性の強さの指標(Pj)と異方性楕円体の形状パラメータ(T)の関係を散布図(左)に, 異方性楕円体の主軸(最大軸:□,中間軸:△,最小軸:●)をステレオ投影図に示す. 主軸の方位(偏角)はそれぞれの試料の残留磁化方位(N)を基準にプロットした.

第1表 烏丸コアの残留磁化の測定結果

深度 (m)	コア	コア内の位置 (cm)	消磁タイプ	直線近 (mT また		伏角 (°)	MAD (°)
373.80	454	15-19	AF	20	50	54.0	24.6
385.30	466	79-82	AF	20	50	29.6	7.2
387.50	467	82-86	Th	-	-	-	-
393.50	473A	74-78	AF	20	45	30.6	21.0
393.53	473B	74-78	Th	100	250	25.8	13.3
401.70	481	80-83	AF	20	50	7.8	9.4
406.80	486	82-86	AF	20	45	56.3	25.8
409.80 413.00	489 493	80-83.5 9-12	AF AF	20 20	50 50	43.0 -46.5	7.2
415.60	495	62-65	AF	20	50	20.9	8.6
417.90	497	92.5-96	AF	20	50	72.7	20.2
423.00	502	62-66	Th	100	250	25.8	13.3
428.20	508	58-60	AF	20	50	-2.5	24.7
433.80	514	21-27	AF	20	50	44.2	3.4
440.40	520	53-58	AF	20	50	-7.5	21.1
442.90	523	25-28.5	Th	150	300	-15.2	32.2
451.90	532A	42-47	AF	20	50	9.9	21.2
451.93	532B	42-47	Th	150	350	-4.8	7.5
453.85	533	30-35	AF	-	-		-
455.25	534	61-67	AF	20	50	-74.0	29.1
456.20	535	71-76	AF	20	50	-18.9	11.4
456.80	536 536	35-38 89-94	AF AE	20	50 50	-50.0	16.5
457.20 458.10	536 537	89-94 40-45	AF AF	20	50 50	47.7 -56.2	13.3 27.2
459.70	539	11-15	AF	20	50	15.6	24.5
461.20	540	41-45	AF	20	50	-19.0	5.6
461.60	541	0-7	AF	20	50	47.1	17.8
462.20	542	12-15	Th	200	400	-21.7	12.4
463.50	543	5-8	AF	20	40	-9.7	15.7
469.40	549	47.5-50	Th	150	400	-66.5	12.6
476.10	557	6-10	AF	20	50	7.0	16.6
479.20	560	51-55	AF	20	40	-45.5	28.6
482.70	564A	75-80	AF	20	50	-56.0	7.5
482.73	564B	75-80	Th	150	350	-51.2	9.5
486.00	568	46-50	AF	20	50	-45.2	8.5
491.00 495.30	574 579	16-20 35-38	AF AF	20 30	40 50	14.4 -53.2	9.7 28.9
501.40	586	18-22	AF	20	50	-30.0	15.4
505.10	590A	3-8.5	AF	-	-	-	- 13.7
505.13	590B	3-8.5	Th	150	300	33.0	14.1
510.80	596A	15-18	AF	20	45	-78.4	19.2
510.80	596B	15-18	Th	-	-	-	-
512.90	598	65-67	Th	200	480	-35.6	22.1
524.20	611A	37-41	AF	20	50	-37.0	5.7
524.23	611B	37-41	Th	150	300	-26.5	5.2
526.40	613	66-71	AF	20	50	-56.8	19.5
529.90	617	42-46	AF		-	-	- 21.0
530.40	618	29-34	AF	20	50	37.7	21.0
531.30	619 622	19-23	AF AF	20 20	50 50	-18.1	16.6 9.1
534.25 534.30	622	16-21 31-35	AF AF	30	50	-30.2 -42.8	29.1
535.50	623	38-41	AF	20	50	-38.2	18.7
535.60	623	73-77	Th	200	480	-0.3	8.4
535.70	623	71-77	AF	20	50	-45.1	18.8
538.60	627	0-10	AF	-	-	-	-
540.20	629	25-27	AF	20	50	19.9	21.6
547.10	637	41-45	AF	20	50	-33.5	16.0
549.70	640	51-54	AF	25	50	-46.6	9.2
560.80	651	42-45	Th	150	450	64.6	17.3
575.60	669	0-10	AF	20	50	44.3	11.8
579.50	673	15-21	AF	20	50	44.1	4.5
588.20	682	42-51	AF	30	100	35.7	2.8
599.80	695	68-74 45-50	AF AE	20	50 50	-65.4	3.8
603.20	699	45-50	AF L-マ声約に	· · · · · ·	50 <u> </u>	-54.8	17.2

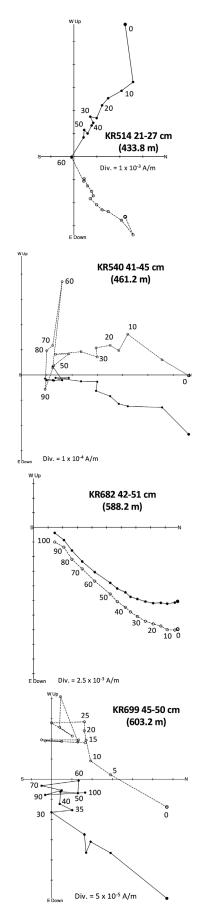
^{*} 交流消磁(AF)または熱消磁(Th)によって直線近似区間(単位は mT または $^{\circ}$ C)から得られた伏角と最大角分散(MAD)を示す。

強度が上昇することが多く,高いブロッキング温度を持つ成分の認定は困難であった.

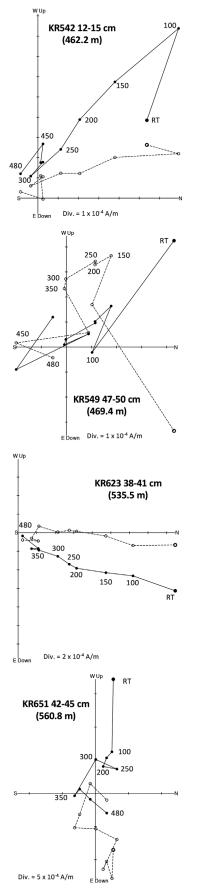
今回の磁化測定によって,原点まで減衰する高保磁力または高いブロッキング温度の磁化成分が認定された試料は少数であり,1999年までに行われた予察的な結果が追認された.ただし,上述のように部分的には直線的な変化を示す消磁結果が得られたことから,主として $20\sim50~\mathrm{mT}$ の交流消磁および $150\sim450^\circ\mathrm{C}$ の熱消磁の結果を用いて磁化方位を算出した.全試料のうち約半数については最大角分散(MAD: maximum angular deviation)が 15° 未満であった(第 1 表).この手順で求めた残留磁化の伏角の深度プロットを第 5 図に示す.

試料採取地点で期待される地心双極子磁場の 伏角は約54°であるのに対し、今回得られた残 留磁化の伏角は比較的大きなばらつきを示した. また, 深度 450~510 m 付近には正負の伏角が 混在するため、明確な磁気層序区分を示すこと は難しい. しかし, 深度 433.8 m (KR514_21-27 cm) 以浅には正の伏角が卓越し、深度 451.9 m (KR532B_42-47 cm) に負の低伏角が出現するこ とから、この間にブリュンヌ/松山境界が存在す ることが示唆される. この推定は, KR454 (栗 原 III 火山灰) と KR563 (喜撰火山灰) の対比と 調和的である. また, 510 m 以深には負の伏角が 卓越し、深度 560.8 m (KR651 42-45 cm) から 588.2 m (KR682_42-51 cm) の範囲に正伏角を示 す試料が存在する. この正帯磁帯はハラミヨ・サ ブクロンに相当すると考えられる.

今回の磁化測定によって推定された烏丸コアの磁気層序基準面および主要火山灰(姶良 Tn,阿蘇1,猪牟田・アズキ,恵比須峠・福田)の深度と年代の関係(里口,2021)を,琵琶湖北湖の湖底から採取された1400mコアのデータ(檀原ほか,2010)と合わせて第6図に示す。ただし,コアの深度は,現在の琵琶湖の湖水面を基準として示した。前述のとおり守山市野洲川河口部で掘削された1000mコアについて磁気極性による分帯はなされていないが,Torii(1978)の示した結果によれば深度500 m 以深で逆極性を示す試料が



第3図 段階交流消磁の結果を示すベクトル投影図. 黒丸は水平面, 白丸は垂直面に投影した残留磁化ベクトルの終点, 数字は交流磁場のピーク値(単位は mT)を示す. N-S, E-W 軸は試料の座標であり, 地理的な方位には当たらない.



第4図 段階熱消磁の結果を示すベクトル投影図. 記号は第4図の説明と同様であるが、数字は熱消磁の温度(単位は°C, RTは室温)を示す.

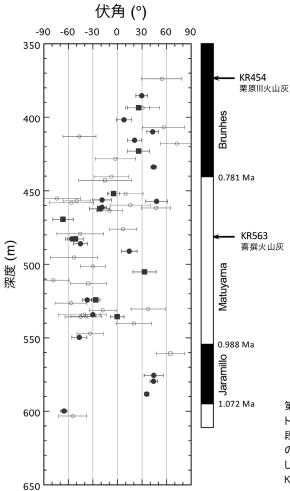
混在するようになり、また深度 636~687 mの区間には正極性の試料のみが存在する.この結果をブリュンヌ/松山境界およびハラミヨ・サブクロンの存在を示唆するものと考え、これらの深度も図に記入した.この図に示されるように、烏丸コアに見出されたブリュンヌ/松山境界とハラミヨ・サブクロンの記録は猪牟田・アズキテフラ(喜撰火山灰)の層準と調和的である.また、この期間の平均堆積速度は約0.52 m/kyrと推定され、北湖の1400 m コアと守山1000 m コアの値(約0.63 m/kyr)よりも小さいことが示唆される.

結 論

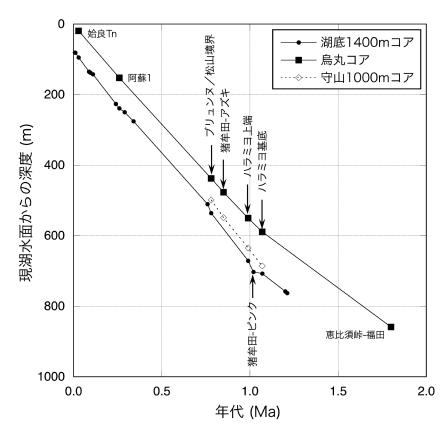
烏丸コアの深度 370 m から 600 m の範囲の泥質あるいは極細砂の試料について、交流消磁および熱消磁の手法を用いて残留磁化を測定した. 1990 年代に行われた予察的研究と同様に、今回の測定でも原点に収束する高保磁力あるいは高温成分を確認することは困難であった. ただし、20~50 mT または 150~450℃の消磁区間で直線的な変化を示す成分を検出することができたため、その伏角の値を基に地磁気極性年代表との対応を検討したところ、深度 433.8~451.9 m にブリュンヌ、松山境界が、深度 560.8~588.2 m にハラミヨ・サブクロンに相当する正磁極帯が存在することが示唆された. この結果は、烏丸コア中に発見された猪牟田・アズキテフラ (喜撰火山灰)の年代と調和的である.

謝辞

残留磁化および初磁化率異方性の測定において 森田祐也君(同志社大学理工学部環境システム学 科学生)の助力を得ました.ここに記して感謝の 意を表します.



第5図 段階消磁によって得られた残留磁化の伏角の深度プロット. 最大角分散 (MAD) が15°未満の試料について, 黒丸で段階交流消磁, 黒四角で段階熱消磁の結果, 誤差として MAD の値を示した. MAD が15°以上のデータも白抜きの記号で記入した. グラフの右側に磁気極性区分とその対比, KR454 および KR563 火山灰の位置を示す.



第6図 烏丸コア(里口,2021;本研究)、 北湖湖底1400mコア(檀原ほか,2010) および守山1000mコア(Torii,1978)の 磁気層序基準面および主要火山灰の年 代と深度の関係。各コアの深度は琵琶 湖の現湖面を基準として示した。

文 献

- 檀原 徹・山下 透・岩野英樹・竹村恵二・林田 明, 2010, 琵琶湖 1400m 掘削試料の編年:フィッション・トラック年代とテフラ同定の再検討. 第四紀研究,49,101-119.
- Hirooka, K., Torii, M. and Hayashida, A., 1979, On the difficulty of reconstructing the ancient geomagnetic field by paleomagnetic data obtained from the Moriyama 1,000 m core. Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, ed. Horie, S., 7, 240-250.
- Kawai, N., Nakajima, T., Natsuhara, N., Sasajima, S., Torii, M., Otofuji, Y., Hayashida, A., Nishida, J. and Horie, S., 1977, Preliminary report on the paleomagnetism of the Moriyama boring core sample. Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, ed. Horie, S., 5, 95-101.
- 亀井節夫, 1999, 琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査の経過. 琵琶湖博物館研究調査報告, no. 12, 5-29.
- Ogg, J.G., 2012, Geomagnetic polarity time scale, in "The Geologic Time Scale 2012", ed. Gradstein, F.M. et al., Elsevier, 85-113. 里口保文, 2021, 烏丸地区深層ボーリングコアの火山灰対比の再検討. 琵琶湖博物館研究調査報告, no. 34, 81-94.
- Takemura, K., Tectonic and climatic record of the Lake Biwa, Japan, region provided by the sediments deposited since Pliocene times. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 78, 185-193.
- Torii M., 1978, Secondary component of remanent magnetism in Moriyama deep drilling core, Rock Magnetism and Paleogeophysics, 5, 11-17.
- Torii, M., Shibuya, H., Hayashida, A., Katsura, I., Yoshida, S., Tagami, T., Otofuji, Y.,

- Maeda, Y., Sasajima, S. and Horie, S., 1986, Magnetostratigraphy of sub-bottom sediments from Lake Biwa. Proceedings of the Japan Academy, 62, 333-336.
- 吉川周作,1999,琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリングコアの火山灰層序琵琶湖博物館研究調査報告,no.12,75-87.

烏丸地区深層ボーリングコアの火山灰対比の再検討

里口保文1

Reexamination of tephra correlations in the Karasuma Deep Core by the eastside of Lake Biwa, central Japan

Yasufumi Satoguchi¹

Abstract

The Karasuma Deep Core was drilled to a depth of about 900 m on the east shore of the southern part of Lake Biwa. The cores in 900 m are composed of fluvio-lacustrine sediments with 19 volcanic ash beds. Eight of these volcanic ashes were correlated with known volcanic ashes around/under Lake Biwa. Although the depositional age of the core was estimated based on the age of these correlated volcanic ashes, the age of the KR296 volcanic ash in the upper part of this core was pointed out as problematic because it does not fit the sedimentation rate curve of this core. In this study, volcanic ashes in this core are analyzed their chemical composition of volcanic glasses, and the correlations of volcanic ashes are reexamined based on these analyzed data. As the result, the previous correlation of the KR296 volcanic ash is turned out to be wrong and is correlated with another one. The volcanic ash in this core, the KR21, KR39E, KR229, KR296, KR335, KR454, KR563, and KR980 volcanic ash were correlated with each widespread tephra. These are the K-Ah, A-Tn, Aso-1, Yamanoshita, Mnt-Ks5, Se-Tg, Ss-Az, and Eb-Fukuda tephras, respectively. The sedimentation rate curve of this core is estimated by the ages of these tephras.

Key words: Karasuma Deep Core, volcanic ash, widespread tephra, Pleistocene, Lake Biwa

はじめに

烏丸地区深層ボーリングコア(以下,烏丸コア)は,琵琶湖南部東岸の烏丸半島において,滋賀県立琵琶湖博物館の建設に伴って行われた学術ボーリング調査によって掘削された(第1図).その堆積年代については,吉川(1999)による広域火山灰との対比を中心として検討が行われた.対比された火山灰は,KR21,39D,39E,229,296,454,563,980の8つの火山灰で,そのうち,年代が既知であるものを基準とした烏丸コアの堆積速度は,平均して約0.55mm/年とされている(公文,1999).この堆積速度から逆に,年代が詳細には不明な広域火山灰の降灰年代を算出した年代が,既存研究で推定されていた年代

幅と矛盾しないとの見解が示されている(公文, 1999). 平均堆積速度での算出であるため, 現在明らかになっている広域火山灰の年代とは誤差があるものの, 多くは数万年オーダーであるが, 古琵琶湖層群の上仰木 I 火山灰層に対比された鳥丸コアの KR296 火山灰層については, 当時推定されていた年代(町田ほか, 1980)とも大きく外れている. 上仰木 I 火山灰層は, 古琵琶湖層群堅田層の上部に挟在し(林, 1974), 大阪地域の大阪層群や房総半島の上総層群とも対比されており(Satoguchi and Nagahashi, 2012), その年代は酸素同位体比層序における MIS13から15の間の概ね45~55万年の間にあると考えられている(里口・服部, 2008). 鳥丸コアから推定された

1 滋賀県立琵琶湖博物館 Lake Biwa Museum

KR296 火山灰層の年代は、約39万年前とされていることから(公文,1999)、最大で10万年以上の違いが認められる。このことは、対比が正しければ、この層準付近で堆積速度の大きな変化があることになり、その変化は堆積物の供給量や、この地域の構造運動の変化の影響を考える必要がある。

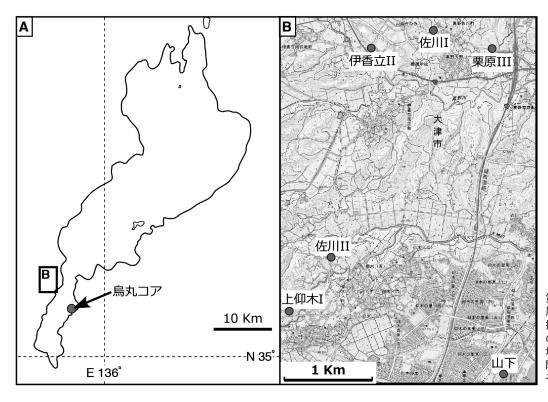
これまでに明らかにされている烏丸コアの火山 灰記載は、その層相のほか、鉱物組成、重鉱物組 成,火山ガラスの形状および屈折率の記載岩石学 的性質で、それら性質による特徴から火山灰の対 比が検討された (吉川, 1999). この火山灰の記 載が行われた後に、上仰木Ⅰ火山灰層を含む古琵 琶湖層群堅田層において、いくつかの新たな火山 灰層が記載されたが、その中には上仰木Ⅰ火山灰 と記載岩石学的性質が類似している火山灰の存 在が示された(里口・服部,2008;第1表). そ れらの上仰木I火山灰と記載岩石学的性質が類似 する火山灰は,火山ガラスの主要化学成分に違い が見られることから(里口・服部,2008),それ らの性質によってそれぞれを見分けることがで きる. また、それら記載岩石学的性質が類似する 火山灰はそれぞれ年代が既知の広域火山灰と対 比されている(里口・服部,2008). 従って,鳥

丸コアの火山灰層,特に KR296 火山灰層の層準付近のものについては,主要化学成分を明らかにした上で,吉川(1999)の対比を再検討する必要があり,その対比によって烏丸コアの堆積年代モデルを再検討する必要がある.

そこで本研究では、烏丸コアの火山灰について、 火山ガラスの主要化学成分を明らかにし、古琵琶 湖層群堅田層が分布する陸上の火山灰との対比 を再検討した結果を報告する.

分析方法

テフラ試料は、秤量、洗浄、篩別した後、粒径 1/4-1/16mm のものを分析試料とした。火山ガラスは、EPMA による主要化学成分分析を行った。分析試料はスライドガラスに火山ガラスをペトロポキシで封入し、これを粒子の断面がでるように平面研磨し、炭素蒸着した。分析は滋賀大学教育学部の波長分散型 EPMA 分析装置 JXW8800を使用し、測定条件は加速電圧 15keV、試料電流 10nA、ビーム径 15 μ m、照射時間 10 秒で、補正計算は Bence & Albee 法によった。分析値は 10 元素の酸化物の合計が 100% になるように再計算した。これらの分析値は、姶良 10 大山灰



第1図 烏丸地区深層ボーリングコアの掘削地点と堅田丘陵の火山灰試料採理地点、Bは国土地理院の地理院地図(子国土 web)に加筆

をワーキングスタンダードとしてみた場合,町田・新井(2003)で示されている同テフラの分析値と誤差の範囲で一致する.ただし,EPMAによる火山ガラスの分析値については,後述するように,同一の分析機器であっても,一連の分析行程が異なる日に行った場合,火山灰対比を検討する精度には問題が生じる場合があるため,後述の規格化を行った.

火山灰対比の対象とする堅田丘陵の古琵琶湖層 群堅田層の火山灰層の一部については、既存研究 で公表された地点のものではないため、それらに ついて鉱物組成、火山ガラスの形状と屈折率、重 鉱物組成の記載岩石学的性質を明らかにした. 鉱 物組成、火山ガラスの形状、重鉱物組成は、偏 光顕微鏡下で200粒以上同定し量比を粒数%で 算出した. 重鉱物組成は比重2.82程度の重液に よって分離したものを使用した. 火山ガラスの 形状は吉川(1976)の区分に従い、扁平型(Ha, Hb)、中間型(Ca, Cb)、多孔質型(Ta, Tb) に区分した. 火山ガラスの屈折率の測定には、古 澤地質調査事務所製の温度変化型屈折率測定装 置を使用した.

火山灰層の観察および採取

1. 烏丸コア

烏丸コアの火山灰層の観察および試料の採取 は、琵琶湖博物館に保管されている烏丸コア資料 を対象に行った.分析対象は,吉川 (1999) で記載された火山灰層のうち,火山ガラスの化学分析が可能であった, KR21, 39A, 39B, 39C, 39D, 39E, 229, 296, 335, 454, 563, 864, 958, 980火山灰層の14の火山灰層である.これらの層相および記載岩石学的性質は,吉川 (1999) によって記載されている.

2. 堅田丘陵の火山灰層

烏丸コアの火山灰層との対比を検討するために、上仰木 I 火山灰層の層準付近の堅田層が分布する琵琶湖南湖の西方地域である堅田丘陵で観察および採取した. それらは下位より、栗原 III、佐川 I、佐川 I、上仰木 I、伊香立 II、山下火山灰層である(林、1974;里口・服部、2008). これらのうち、上仰木 I 火山灰層より上位のものについては、里口・服部(2008)の採取地点 K8、K4、K1 と同じ試料を使用した. これらの層相および記載岩石学的性質は、里口・服部(2008)によって記載されている.

上仰木 I 火山灰層より下位の3層の火山灰層を以下に記載する. 栗原 III 火山灰層は全層厚が約65cm の明桃色から白色の極細粒砂から泥サイズのガラス質火山灰からなり, 上部56cm は平行葉理が発達する. 分析試料は基底部から採取した. 佐川 I 火山灰層は層厚37cm 以上で上部は不明で,白色から灰白色の極細粒砂から泥サイズのガラス質火山灰からなり,中部層準で平行葉理が発達

					• • •		_													
	Mineral comp. (%) Shape of glass shard (%)								Refractive index	ndex Haevey mineral comp.				(%	<u>,)</u>					
	Gl	Qz	Fel	НМ	На	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	Oth	of glass shards	Bt	Hb	oHb	Орх	Срх	Zr	Ар	Opq
里口・服部	(200	8)																		
山下	96	0	4	*	6	18	32	14	28	2	0	1.503 - 1.505	0	27	1	8	1	*	3	60
伊香立 II	94	0	6	*	3	32	26	19	12	8	0	1.503 - 1.505	0	12	*	63	9	0	3	13
上仰木 I	99	0	0	*	21	34	15	23	3	4	0	1.503 - 1.506	*	32	0	33	20	1	0	14
本研究																				
佐川 II	97	0	3	0	1	9	18	27	28	17	0	1.503 - 1.508	0	31	0	36	0	0	6	27
佐川 I	81	*	15	4	10	32	29	16	10	3	0	1.498 - 1.500	0	61	0	25	3	1	0	10
栗原 III	99	0	1	*	2	11	32	19	26	9	1	1.500 - 1.501	13	15	*	33	1	6	0	32

第1表 堅田丘陵の火山灰の記載岩石学的性質.

GI: 火山ガラス, Qz: 石英, FeI: 長石, HM: 重鉱物, Bt: 黒雲母, Hb: ホルンブレンド, oHb: 酸化角閃石, Opx: 直方輝石, Cpx: 単斜輝石, Zr: ジルコン, Ap: 燐灰石, Opq: 不透明鉱物, *: 1%未満, 火山ガラスの形状(Ha, Hb, Ca, Cb, Ta, Tb, Oth) は吉川(1976)による

する. 分析試料は基底部から採取した. 佐川 II 火山灰層は、層厚約 6cm の白色の極細粒砂から 泥サイズのガラス質火山灰からなり、上部 3cm は平行葉理が発達する. 基底部および上面に生痕 化石が観察される. 分析試料は基底部から採取し た.

堅田丘陵における対象火山灰層の試料採取地を 第1図に示す.記載岩石学的性質を第1表に示す. 前述の層相および記載岩石学的性質は,これらを 記載した Yoshikawa (1984) と矛盾しない.

主要化学成分分析の規格化

火山ガラスの化学成分分析については、波長分散型 (WDS) およびエネルギー分散型 (EDS) による EPMA 分析によって、多くのデータが蓄積されてきたが、分析する研究機関によって系統的な差があることが指摘されている (町田ほか、1991;長橋ほか、2003 など). このことは、わずかな性質の違いによって火山灰の特徴を見いだし、その特徴から検討する火山灰対比にとっては、他機関で分析されたデータの比較によって対比を検討することが難しいことを示している. そのため、対比を検討する場合には、同じ機関の機器を使った分析が必要とされている.

本研究では前述の通り、滋賀大学が所有するWDS型EPMAによる分析を行っており、堅田丘陵に分布する堅田層の火山灰およびいくつかの鳥丸コアの火山灰について、一連の行程で測定を行った後(第2表)、約2年後に鳥丸コアの火山灰試料の分析を行った(第3表). その結果、両分析値において同一の火山灰を比較したところ、その値が微弱ながら違っていた(第4表). WDSによる分析においては、補正計算のための既知の濃度をもつ物質である標準物質の分析を行っているが、同一機器を使ったとしても、各分析行程において標準物質の分析を行ったことや、真空の状態などの、ごく僅かな分析状態の違いが、その分析値の違いとして現れている可能性がある.

堅田丘陵の火山灰を含めて, はじめに分析を行

った分析値を A データとし(第 2 表),その後の 烏丸コアの火山灰に対して行った分析値を B デ ータ(第 3 表)として比較すると,両者の分析値 の違いは,10 成分の合計を 100% とした場合に, 最も大きい SiO_2 でも 1% より小さく,分析値全 体にかかるその差は小さく,各テフラの性質の概 要を知るためには問題はないといえる.しかしな がら,両者の差をそれぞれの成分毎の比率でみれ ば,30% を越える違いがある MnO や P_2O_5 は対 比の検討では対象にされることは少ないが,対比 の検討で比較対象とされることが多い FeO*(里 口ほか,2015 など)においても 16% を越える違いが見られる.そのため,この差は対比を検討する場合には無視できない差といえる.

両分析値の違いが標準物質の分析値および分析 環境等による系統的なものかどうかを確認する ために、AおよびBデータの双方で分析を行っ た4つの火山灰によって、Aデータを縦軸に、B データを横軸にしたグラフを作成した(第2図). それらのグラフによると、成分によってばらつき はあるものの, 最小自乗法による回帰直線を引 くと、MnO や P2O5 のように相関係数が 0.56~ 0.73 のものもあるが、概ね 0.9 付近または 1 に近 いものも多い事から,両データには相関が高く, その値は系統的な違いがあると考えられる(第1 図). このことから, 長橋ほか (2003) の検討と 同様の方法により,回帰直線による計算式から BデータをAデータの近似値に再計算した(第 5表). AおよびBの両方で分析している火山灰 について、Aデータと再計算されたBデータに よるハーカー図を作成すると,火山灰対比の検討 で使用されることの多いAl2O3, FeO*, CaO, Na2O, K2Oの5成分については、両データのあ る4試料について、それぞれ同じ分布域にプロッ トされたことから(第3図),この方法によって 再計算された B データの分析値は、A データの 分析値と火山灰対比の検討にも有効な精度で比 較できる分析値であるといえる. 以上のことか ら,本論では,烏丸コアと堅田丘陵の火山灰層の 対比を検討した A データを基準とした分析値 (第 2表, 第5表) を使用する.

第2表 烏丸コアの一部の火山灰と堅田丘陵の火山灰の火山ガラスの主要化学成分.

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P2O5	To*	n
[A データ]													
KRコア													
KR39E	av	77.86	0.12	12.30	1.43	0.04	0.12	1.19	3.48	3.42	0.03	92.82	15
	sd	0.28	0.04	0.15	0.06	0.03	0.02	0.05	0.14	0.15	0.03	1.23	
KR296	av	76.43	0.33	12.79	1.79	0.06	0.28	1.36	3.60	3.33	0.03	92.30	15
	sd	0.20	0.04	0.16	0.07	0.03	0.02	0.07	0.14	0.15	0.03	0.61	
KR454	av	76.34	0.20	13.15	1.11	0.09	0.19	0.96	3.48	4.47	0.02	91.71	16
	sd	0.25	0.03	0.14	0.07	0.05	0.03	0.06	0.18	0.20	0.02	0.94	
堅田丘陵													
山下	av	76.47	0.31	12.79	1.76	0.07	0.29	1.41	3.58	3.29	0.04	92.39	16
	sd	0.29	0.05	0.17	0.11	0.03	0.03	0.09	0.10	0.16	0.03	0.70	
伊香立 Ⅱ	av	77.01	0.32	12.52	1.64	0.06	0.27	1.29	3.71	3.14	0.04	91.91	15
	sd	0.19	0.04	0.23	0.08	0.04	0.03	0.07	0.12	0.16	0.03	0.68	
上仰木I	av	74.54	0.27	13.90	1.57	0.08	0.25	1.08	3.91	4.37	0.04	91.92	15
	sd	0.32	0.03	0.20	0.11	0.04	0.05	0.09	0.18	0.17	0.04	1.01	
佐川Ⅱ	av	77.10	0.28	12.67	2.04	0.05	0.34	2.15	3.53	1.80	0.04	91.77	15
	sd	0.29	0.04	0.24	0.09	0.04	0.04	0.15	0.21	0.15	0.03	0.53	
佐川I	av	78.08	0.21	12.18	1.22	0.07	0.18	1.20	3.49	3.34	0.02	91.96	15
	sd	0.30	0.04	0.17	0.06	0.03	0.02	0.07	0.14	0.11	0.02	1.07	
栗原 Ⅲ	av	76.50	0.21	13.00	1.14	0.06	0.18	0.89	3.60	4.39	0.03	91.73	16
	sd	0.26	0.04	0.22	0.09	0.03	0.03	0.04	0.16	0.23	0.04	0.60	

av: 平均値, sd: 標準偏差, FeO*: 全 Fe量, To: 10成分の分析時総量, n: 分析点数

第3表 烏丸コアの火山灰の火山ガラスの主要化学成分(再計算前).

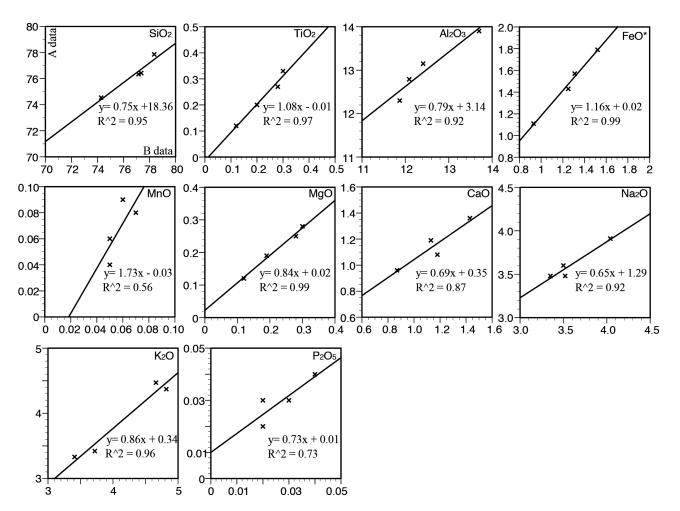
	D* (m)	Γ* (cm)		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P2O5	To*	n
[B デー	タ]														
KR21	11.74	11	av	73.65	0.54	13.13	2.64	0.08	0.49	2.04	4.05	3.31	0.08	95.30	12
			sd	0.39	0.05	0.13	0.16	0.03	0.05	0.14	0.10	0.08	0.04	1.00	
KR39A	24.11	0.4	av	74.38	0.49	12.91	2.32	0.09	0.44	1.98	3.92	3.42	0.05	95.63	12
			sd	1.22	0.14	0.27	0.53	0.04	0.13	0.31	0.24	0.21	0.03	1.32	
KR39B	24.26	0.3	av	77.74	0.13	12.08	1.27	0.04	0.14	1.15	3.58	3.85	0.02	93.35	12
			sd	0.29	0.03	0.17	0.12	0.02	0.02	0.05	0.15	0.17	0.02	0.67	
KR39C	24.57	0.5	av	77.74	0.14	12.13	1.28	0.04	0.12	1.15	3.57	3.81	0.02	93.93	14
			sd	0.26	0.05	0.15	0.12	0.02	0.03	0.04	0.17	0.10	0.01	1.32	
KR39D	24.61	0.5	av	77.84	0.13	12.15	1.19	0.03	0.13	1.19	3.52	3.79	0.02	95.86	12
			sd	0.66	0.04	0.46	0.12	0.03	0.04	0.09	0.28	0.21	0.02	1.27	
KR39E	24.75	7	av	78.36	0.12	11.87	1.25	0.05	0.12	1.13	3.35	3.72	0.02	96.25	14
			sd	0.24	0.04	0.13	0.11	0.03	0.03	0.03	0.19	0.08	0.02	1.49	
KR229	157.56	40	av	68.63	0.60	14.70	3.41	0.08	0.63	2.11	3.93	5.78	0.13	97.11	15
			sd	0.25	0.07	0.16	0.15	0.03	0.02	0.12	0.12	0.08	0.04	0.55	
KR296	220.07	5	av	77.36	0.30	12.09	1.52	0.05	0.30	1.43	3.50	3.41	0.03	97.36	13
			sd	0.24	0.05	0.13	0.16	0.03	0.02	0.06	0.12	0.11	0.02	0.81	
KR335	259.43	7	av	77.57	0.31	12.03	1.42	0.05	0.27	1.37	3.61	3.34	0.03	97.43	14
			sd	0.21	0.05	0.11	0.12	0.03	0.03	0.04	0.09	0.07	0.02	0.56	
KR454	374.02	18	av	77.15	0.20	12.41	0.93	0.06	0.19	0.87	3.52	4.66	0.02	98.11	11
			sd	0.13	0.03	0.13	0.11	0.02	0.03	0.04	0.10	0.17	0.02	0.95	
KR563	481.86	12	av	71.98	0.47	14.14	2.38	0.08	0.50	1.75	3.63	5.00	0.07	97.62	12
			sd	0.23	0.04	0.14	0.16	0.03	0.04	0.05	0.18	0.12	0.03	0.59	
KR864	758.19	34	av	74.13	0.21	13.53	2.18	0.07	0.24	1.64	3.60	4.36	0.05	98.30	12
			sd	1.35	0.06	0.65	0.41	0.04	0.08	0.42	0.23	0.37	0.03	2.00	
KR958	844.80	25	av	76.12	0.18	12.70	1.72	0.06	0.20	1.30	3.20	4.48	0.04	97.44	3
			sd	0.64	0.06	0.34	0.27	0.02	0.09	0.25	0.06	0.37	0.02	0.29	
KR980	863.93	430	av	75.80	0.09	12.92	1.57	0.06	0.05	0.98	3.17	5.34	0.01	91.06	15
			sd	0.19	0.04	0.17	0.10	0.03	0.01	0.05	0.32	0.29	0.02	0.76	
上仰木	I		av	74.3	0.28	13.70	1.31	0.07	0.28	1.18	4.04	4.82	0.04	92.90	15
			sd	0.63	0.04	0.37	0.12	0.03	0.04	0.12	0.17	0.17	0.03	2.04	

av: 平均値, sd: 標準偏差, FeO*: 全 Fe量, n: 分析点数, D*:深度(吉川, 1999), T*: 層厚, To*: 10成分の分析時総量

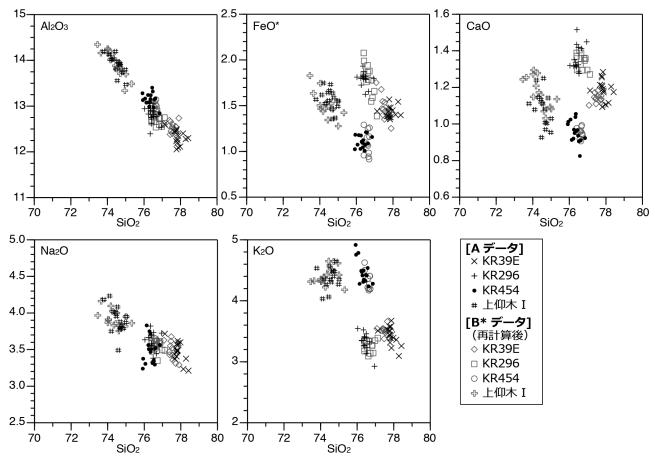
第4表 第2表と第3表の同一試料による分析値の比較.

,	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P2O5
(B-A) %										
KR39E	0.50	0.00	-0.43	-0.18	0.00	0.01	-0.06	-0.13	0.30	-0.01
KR296	0.93	-0.02	-0.70	-0.27	-0.02	0.02	0.07	-0.10	0.08	0.00
KR454	0.80	-0.01	-0.73	-0.18	-0.03	0.00	-0.09	0.04	0.19	0.00
上仰木 I	-0.26	0.01	-0.19	-0.26	0.00	0.03	0.10	0.13	0.45	0.01
(B-A)/A %										
KR39E	0.64	1.49	-3.53	-12.51	8.96	5.46	-4.75	-3.70	8.65	-38.68
KR296	1.22	-6.37	-5.45	-15.09	-28.22	6.65	5.48	-2.69	2.48	-9.09
KR454	1.05	-2.56	-5.57	-15.99	-33.99	-0.76	-9.36	1.17	4.28	0.78
上仰木 I	-0.35	2.13	-1.39	-16.53	-4.93	12.05	9.33	3.33	10.25	14.97

FeO*: 全 Fe量



第2図 WDS 型 EPMA による同一試料の異なる日に分析した分析値の相関グラフおよび変動係数. 縦軸を A データ、横軸を B データにとっている.



第3図 同一試料による異なる日に行った分析値のハーカー図. B*データは相関グラフから求めた変動係数によって再計算した分析値. 再計算によって A データへの規格化をした B データは、ハーカー図上で同じ分布域にプロットされた.

烏丸コアの火山ガラスの主要化学成分

烏丸コアの主要化学成分分析を実施した 14 の 火山灰の火山ガラスは、 SiO_2 含有率が 69.36 ~ 77.55% にあり、ほとんどが流紋岩質である. 他 の成分で特徴的なものは、FeO* の含有率が 1 ~ 1.8% 程度のものが多い中で、KR21、KR39A、KR229、KR563、KR864火山灰はその含有率が多く、特に KR229 火山灰は 3.9% と多い. Na2O は 3% 代が多く、 K_2O については下部の火山灰ほど含有率が高い傾向にある.

KR296 火山灰層の対比の再検討

本火山灰層は、吉川(1999)によって記載され、その記載岩石学的性質から古琵琶湖層群堅田層の上仰木 I 火山灰層に対比された。前述のとおり、烏丸コアにおける本火山灰層の推定年代は約39万年前(公文、1999)とされ、上仰木 I 火山

灰層の広域火山灰層として推定されている年代の概ね45~55万年(里口・服部,2008)とは異なっている. 古琵琶湖層群堅田層の上仰木I火山灰層の層準付近には,記載岩石学的性質が類似し,火山ガラスの主要化学成分が異なっている火山灰層の存在が指摘されていることから(里口・服部,2008),火山ガラスの主要化学成分によってその対比を再検討する.

1. KR296 火山灰と上仰木 I 火山灰の比較

KR296 火山灰と上仰木 I 火山灰の火山ガラスの主要化学成分を比較すると、 SiO_2 が前者は 76.43-76.69%で(第2表、第5表)、後者は 74.54%であることから(第2表)、大きく異なっている. Al_2O_3 、 FeO^* 、CaO、 Na_2O 、 K_2O の 5 成分におけるハーカー図による分布範囲によっても、両者は大きく異なっており(第4図)、これらは対比できない.

第5表 同一試料の異なる日に分析した分析値の相関グラフから再計算した烏丸コアの火山灰の火山ガラスの主要化学成分.

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	WT**
[再計算し	た B			,			90					
KR21	av	73.57	0.56	13.45	3.03	0.10	0.43	1.75	3.90	3.14	0.07	K-Ah
	sd	0.32	0.05	0.10	0.18	0.06	0.04	0.10	0.06	0.07	0.03	
KR39A	av	74.19	0.51	13.30	2.67	0.12	0.38	1.71	3.82	3.24	0.05	
	sd	1.07	0.15	0.20	0.60	0.06	0.11	0.20	0.14	0.18	0.02	
KR39B	av	77.09	0.12	12.72	1.47	0.04	0.14	1.15	3.63	3.61	0.02	
	sd	0.24	0.04	0.13	0.14	0.03	0.02	0.03	0.10	0.14	0.01	
KR39C	av	77.09	0.13	12.75	1.49	0.04	0.12	1.15	3.63	3.57	0.03	
	sd	0.20	0.05	0.12	0.14	0.03	0.02	0.03	0.10	0.08	0.01	
KR39D	av	77.18	0.12	12.77	1.40	0.03	0.13	1.18	3.59	3.57	0.03	
	sd	0.47	0.05	0.37	0.14	0.03	0.03	0.06	0.18	0.17	0.01	
KR39E	av	77.55	0.12	12.55	1.46	0.05	0.13	1.14	3.48	3.51	0.02	A-Tn
	sd	0.20	0.05	0.11	0.13	0.05	0.02	0.02	0.11	0.07	0.01	
KR229	av	69.36	0.63	14.58	3.90	0.10	0.55	1.79	3.80	5.20	0.10	Aso-1
	sd	0.22	0.07	0.12	0.16	0.05	0.02	0.08	0.07	0.07	0.03	(BT61)
KR296	av	76.69	0.31	12.70	1.78	0.05	0.28	1.34	3.56	3.25	0.03	山下
	sd	0.22	0.05	0.10	0.18	0.05	0.01	0.04	0.07	0.09	0.02	(BT72)
KR335	av	76.89	0.32	12.66	1.66	0.05	0.25	1.30	3.63	3.20	0.03	伊香立 II
	sd	0.19	0.05	0.09	0.13	0.05	0.02	0.03	0.05	0.06	0.01	(Mnt-Ks5)
KR454	av	76.61	0.20	12.97	1.10	0.07	0.18	0.95	3.57	4.32	0.03	栗原 III
	sd	0.10	0.03	0.11	0.13	0.04	0.02	0.03	0.06	0.14	0.01	(Se-Tg)
KR563	av	72.20	0.48	14.23	2.75	0.10	0.44	1.55	3.62	4.58	0.06	喜撰
	sd	0.20	0.04	0.11	0.18	0.04	0.03	0.04	0.12	0.10	0.02	(Ss-Az)
KR864	av	74.00	0.21	13.78	2.53	0.08	0.22	1.48	3.61	4.05	0.05	
	sd	1.11	0.06	0.50	0.47	0.06	0.07	0.29	0.14	0.32	0.03	
KR958	av	75.61		13.15	2.00	0.07	0.19	1.25	3.36	4.15	0.04	
	sd	0.53	0.07	0.26	0.30	0.04	0.08	0.17	0.04	0.32	0.02	
KR980	av	75.40		13.33	1.80	0.07	0.07	1.04	3.38	4.83	0.02	五軒茶屋
	sd	0.15	0.04	0.13	0.11	0.05	0.01	0.03	0.20	0.24		(Eb-Fukuda)
上仰木 I	av	74.37		13.95	1.51	0.09	0.25	1.17	3.92	4.41	0.04	
	sd	0.49	0.05	0.28	0.14	0.05	0.03	0.08	0.11	0.14	0.02	

av: 平均値, sd: 標準偏差, FeO*: 全 Fe量, WT**: 対比される火山灰

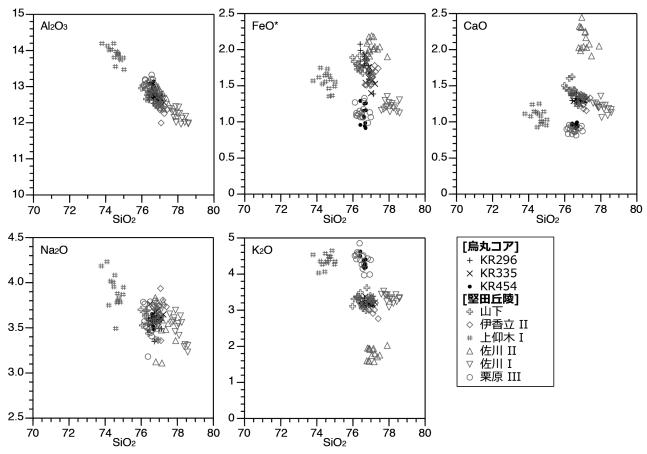
2. KR454 火山灰と栗原 III 火山灰の比較

KR296 火山灰層の下位にある KR454 火山灰層は、その記載岩石学的性質から堅田丘陵の栗原III 火山灰層に対比されている(吉川、1999)。本火山灰の火山ガラスの主要化学成分は、全ての成分において類似し(第2表)、5成分と SiO_2 のハーカー図において同様の分布を示す(第4図)。特に FeO^* 、CaO、 K_2O においては、両火山灰とも他の火山灰と異なる分布域を示す(第4図)ことから、その対比が支持される。この対比から、KR296 火山灰層は栗原III 火山灰層より上位にあるとえる。なお、栗原III 火山灰は広域火山灰の誓願寺栂火山灰(Se^*Tg)とされ(Machida、1999)、その年代は酸素同位体比層序のMIS16付近にあることから、約62万年前と考えられる

(吉川・三田村, 1999; Pickering et al., 1999; Satoguchi and Nagahashi, 2012). また,本火山灰層より上位の烏丸コアは,堆積速度の著しい変化がなかったと仮定すれば,公文(1999)が示した平均堆積速度による堆積年代の推定は有用である.

3. KR296 火山灰に対比される火山灰

KR296 火山灰層の烏丸コアにおける推定年代は、上仰木 I 火山灰層の年代よりも新しいことから(公文、1999)、上仰木 I 火山灰層よりも上位の火山灰層と対比できる可能性がある。堅田丘陵における上仰木 I 火山灰層の上位には、伊香立 II 火山灰層とその上位の山下火山灰層が記載されており、それぞれ記載岩石学的性質は上仰



第4図 烏丸コアの火山灰と堅田丘陵の火山灰の火山ガラスによるハーカー図.

木 I 火山灰に類似している (里口・服部, 2008). また、これら2つの火山灰の火山ガラスは、主 要化学成分が類似していることから、その性質 から両者を区別することは難しい (里口・服部, 2008). 火山ガラスの5つの成分によるハーカー 図において、KR296 火山灰は伊香立 II 火山灰と 山下火山灰とほぼ同じ範囲にプロットされる(第 4 図). また、烏丸コアにおいて KR296 火山灰層 のやや下位に位置する KR335 火山灰層の火山ガ ラスも,これらとほぼ同じ範囲にプロットされ ていることから(第4図),これら4つの火山灰 は類似した主要化学成分をもっているといえる. KR335 火山灰の記載岩石学的性質は、火山ガラ スの形状は扁平型から中間型が多く、その屈折率 は1.502-1.505を主体とし、重鉱物組成は角閃石 が多く、斜方輝石を含む(吉川、1999). 重鉱物 組成の量比はやや異なるが、火山ガラスの形状や 屈折率については、上仰木 I 火山灰や、その上位 の火山灰とも類似している. 以上のことから, こ れら4つの火山灰はその性質が類似しているとい

え, KR296, KR335 火山灰層は推定される年代 においては、上仰木 I 火山灰層よりも上位にある 可能性が高いことから, それぞれの層序関係から は、KR296 火山灰層が堅田丘陵の山下火山灰層 に、KR335 火山灰層は堅田丘陵の伊香立 II 火山 灰層に対比される. なお, 伊香立 II 火山灰層は 房総半島の上総層群上部に挟在する Ks5 火山灰 層と対比され、その年代は約45万年前と考えら れており (里口・服部, 2008), 広域火山灰とし て港島 1-Ks5 火山灰 (Mnt-Ks5) と呼ばれてい る (Satoguchi and Nagahashi, 2012). また, そ の上位の山下火山灰層は、琵琶湖湖底で掘削され た高島沖ボーリングコアの BT72 火山灰層と対比 され(吉川ほか,2000;里口・服部,2008),そ の年代は約34.9万年前と考えられている(長橋 ほか,2004). なお,平均堆積速度の推定から検 討された約39万年前とされたKR296火山灰層の 年代は(公文, 1999), 本研究の火山灰対比の結 果からは約34.9万年前と考えられ、年代の違い は約4万年である.

周辺地域で見つかっている広域火山灰層 と烏丸コアの対比

烏丸コアの火山灰は、KR296火山灰の他に も, KR21 火山灰が横大路火山灰 (鬼界アカホ ヤ: K-Ah) に、KR39D 火山灰が鬼虎川火山灰 に、KR39E 火山灰が平安神宮火山灰(姶良 Tn: A-Tn) に, KR229 火山灰が BT61 (阿蘇 1: Aso-1) に、KR563 火山灰が喜撰火山灰 (猪牟田アズ キ:Ss-Az) に、KR980火山灰が五軒茶屋火山灰 (恵比寿峠福田: Eb-Fukuda) にそれぞれ対比さ れている (吉川, 1999). 本研究では, 対比対象 となっている陸域または地下にある火山灰の分 析を行っていないが、それらの火山ガラスの主要 化学成分のエネルギー分散型 EPMA (EDS) に よる分析値が長橋ほか(2004, 2015)によって 明らかにされている (第6表). 長橋ほか (2004, 2015) は、 P_2O_5 を除く9成分で、どちらの分析 値も長橋ほか(2003)の方法で規格化されてい る. ワーキングスタンダードとして用いられるこ との多いA-Tn火山灰は、烏丸コアではKR39E 火山灰が対比されており(吉川, 1999), 長橋ほ か(2004)において記載されている同火山灰に対 比された BT10 火山灰と比較すると, 主要化学成 分は標準偏差の範囲を考慮すると類似している といえ,これらの対比を支持している.ただし, KR39EはBT10火山灰よりもAl₂O₃が約2%低く, FeO* は9% 高く, CaO は約5% 低い分析誤差が ある. これらの点を考慮し、また、各成分の含有 率の傾向とあわせて, 対比された火山灰の主要化 学成分を以下に比較する(第5表,第6表).

(1) KR21 火山灰と BT3 火山灰

両火山灰は、広域火山灰の鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah) に対比されている (吉川・井内、1991; 吉川、1999). これらは、前述の測定誤差を考慮した標準偏差の範囲で類似しているといえる. ただし、測定誤差を考慮した場合に Al_2O_3 は KR21火山灰がやや高いといえるが、全成分の含有傾向から本対比は支持される. 鬼界アカホヤ火山灰の年代は、水月湖ボーリングコア SG06 において

7,165-7,303 cal.yrs BP とされている (Smith et al., 2013).

(2) KR39D 火山灰と BT9 火山灰

鬼虎川火山灰は高島沖ボーリングコアの BT9 火山灰に対比されており(吉川・井内, 1991), BT9 火山灰の火山ガラスの化学成分は長橋ほか (2004) が明らかにしている. 両火山灰の成分に おいて KR39D 火山灰は、SiO。 が標準偏差の範囲 を大きく超えて高く、Al₂O₃が低いなど、すべて の成分において値が大きく違う. また, 成分の傾 向をみた場合、KR39D火山灰のNa₂OとK₂Oが ほぼ同じ含有率であるのに対し、BT9のそれは Na₂O が大きいなど、含有率傾向でも異なってい るといえる. 烏丸コア (吉川, 1999) と高島沖ボ ーリングコア(吉川・井内,1991)の挟在層準を 比べると, 両火山灰層は広域火山灰の鬼界アカホ ヤ火山灰(KR21, BT3)と姶良 Tn 火山灰(KR39E, BT10) の間に位置するが、高島沖ボーリングコ アにおける BT9 の挟在層準は深度 8.25m, BT3 が深度 2.23m, BT10 が深度 8.62m であるのに対 し, 烏丸コアでは KR39D は深度 24.61m, KR21 が深度 11.74m, KR39E が 24.75m であり、鬼界 アカホヤ火山灰と姶良 Tn 火山灰の間の層準のみ で比較した場合, 烏丸コアが約13mで, 高島沖 ボーリングコアが約6.4mであることから, 烏丸 コアの堆積速度が速いのに対し、姶良 Tn 火山灰 との間の層厚は KR39D が約 0.1m で BT9 が約 0.4m である. 対象層準の堆積速度が一定である 保証はないが、層厚の差が大きく異なっている. 以上の性質の違いと層位差から、両火山灰層は対 比されない.

(3) KR229 火山灰と BT61 火山灰

両火山灰の主要化学成分は、 SiO_2 や Al_2O_3 、 FeO^* 、CaO にやや違いが見られるものの、いずれの含有率も、烏丸コアの他の火山灰と大きく異なる傾向にあり、 Al_2O_3 や FeO^* 、CaO については測定誤差を考慮すると類似している。また、 Na_2O と K_2O の量比の傾向は Na_2O が 3.8%程度で K_2O が 5%程度であることも類似してい

第6表 高島沖ボーリングコアおよび大阪層群の火山ガラスの主要化学成分(長橋ほか, 2004, 2015).

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
長橋ほか (20	004)		1102	711203	100	IVIIIO	Wigo	Ouc	11020	1120
BT3	av	73.86	0.54	13.44	2.52	0.12	0.52	2.19	3.79	3.01
	sd	0.23	0.34	0.13	0.17	0.12	0.32	0.08	0.14	0.09
(K-Ah)										
BT9	av	75.31	0.18	14.21	1.17	0.03	0.19	1.61	4.02	3.28
(Kitoragawa)	sd	1.59	0.11	1.02	0.24	0.06	0.13	0.47	0.55	0.27
BT10	av	77.49	0.16	12.81	1.32	0.06	0.12	1.20	3.41	3.43
(A-Tn)	sd	0.32	0.08	0.09	0.17	0.07	0.08	0.09	0.15	0.09
BT61	av	68.42	0.65	15.63	3.52	0.08	0.53	2.33	3.79	5.05
(Aso-1)	sd	0.33	0.09	0.16	0.15	0.07	0.08	0.11	0.12	0.13
BT72	av	76.71	0.32	12.96	1.40	0.05	0.27	1.51	3.53	3.25
	sd	0.38	0.06	0.15	0.20	0.06	0.09	0.14	0.09	0.09
長橋ほか (20	015)									
Azuki (3)	av	70.63	0.54	15.02	2.50	0.12	0.51	1.83	4.13	4.72
(Ss-Az)	sd	0.48	0.09	0.32	0.13	0.10	0.08	0.17	0.25	0.16
Azuki (2)	av	64.57	1.10	15.79	5.10	0.13	1.36	4.16	4.10	3.71
	sd	3.67	0.26	0.83	1.55	0.10	0.55	1.49	0.32	0.71
Azuki (1)	av	72.24	0.48	14.56	2.05	0.06	0.39	1.58	3.94	4.69
	sd	2.75	0.15	1.31	0.65	0.09	0.12	0.62	0.44	0.36
Fukuda(lw)	av	75.48	0.10	13.42	1.62	0.05	0.11	0.99	3.87	4.35
(Eb-Fukuda)	sd	0.22	0.07	0.11	0.11	0.05	0.10	0.06	0.15	0.13

av: 平均值, sd: 標準偏差, FeO*: 全 Fe量

る.以上のことから,本対比は支持される. なお,BT61 火山灰は阿蘇1火山灰(Aso-1) に対比されており(吉川・井内,1993;長橋ほか,2004),酸素同位体比層序のMIS8.2 にあるとされ(白井ほか,1997;吉川・加,2001),その年代は24.9万年前とされている(長橋ほか,2004).

(4) KR563 火山灰と喜撰火山灰

堅田丘陵の堅田層に挟在する喜撰火山灰層は, 大阪層群のアズキ火山灰層に対比されており,大 分県の猪牟田カルデラを噴出源とする広域火山 灰の猪牟田アズキ火山灰(Ss-Az)とされている (鎌田ほか,1994).大阪層群のアズキ火山灰の主 要化学成分は,試料によってその値が大きく異な る(長橋ほか,2015).第5表に示したいくつか の試料のうち,KR563火山灰は長橋ほか(2015) のAzuki(1)に値が最も類似しており,測定誤差 を考慮するとすべての成分で類似している.以上 のことから,本対比は支持される.猪牟田アズキ 火山灰の年代は,古地磁気層序およびフィッショ ン・トラック年代からおおよそ85万年前とされ (Hayashida et al., 1996), この年代は大阪層群における海成粘土層と酸素同位体比層序との対比(吉川・三田村, 1999) からも支持される.

(5) KR980 火山灰と五軒茶屋火山灰

五軒茶屋火山灰は、大阪層群の福田火山灰に対比され、岐阜県北部を噴出源とする広域火山灰の恵比須峠福田火山灰(Eb-Fukuda)とされている(吉川ほか、1996;長橋ほか、2000). KR980火山灰と長橋ほか(2015)の福田火山灰の主要化学成分は、A-Tn火山灰をワーキングスタンダードとした測定誤差を考慮すると、すべての成分で類似していることから、本対比は支持される。本火山灰の年代は、古地磁気層序から約1.75Maと考えられており(吉川ほか、1996)、三浦半島の上総層群における酸素同位体比層序ではMIS61~62付近とされている(Nozaki et al., 2014).

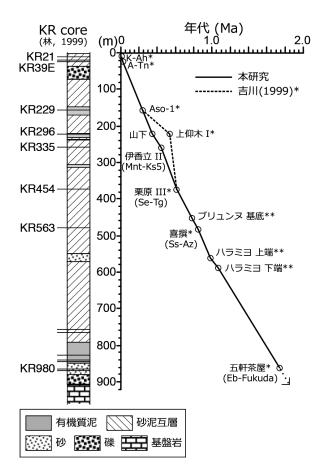
烏丸コアの堆積年代

鳥丸コアの火山灰について,その主要化学成分から対比を再検討したところ,吉川(1999)で

対比された火山灰のうち、KR39D火山灰とBT9火山灰、KR296火山灰と上仰木I火山灰の対比は否定され、その他のものは対比が支持された.また、KR296火山灰が堅田層の山下火山灰、KR335火山灰が堅田層の伊香立II火山灰にそれぞれ新たに対比された.

以上をまとめると, 烏丸コアの火山灰はそれ ぞれ広域火山灰に対比され、上位より、KR21 は K-Ah, KR39E は A-Tn, KR229 は Aso-1, KR296 は堅田層の山下火山灰および高島沖ボ ーリングコアの BT72 火山灰, KR335 は Mnt-Ks5, KR454 lt Se-Tg, KR563 lt Ss-Az, KR980 は Eb-Fukuda にそれぞれ対比された. これら の年代は、それぞれ上位より、KR21が7,165-7,303 cal.yrs BP (Smith et al., 2013), KR39E $30,009 \pm 189 \text{ cal.vrs BP (Smith et al., 2013)},$ KR229 が 24.9 万年前(長橋ほか, 2004), KR296 が約34.9万年前(長橋ほか,2004), KR335が 約45万年前(里口・服部, 2008), KR454 が約 62万年前(吉川・三田村, 1999), KR563 が約 85 万年前 (Hayashida et al., 1996), KR980 が 約175万年前(吉川ほか,1996)と推定される.

年代が既知の広域火山灰と対比された烏丸コア の火山灰の年代と深度による, 堆積速度曲線を 第5図に示す。第5図は烏丸コアの古地磁気層序 と年代の値(林田・里口, 2021)を加えた. それ によると、ハラミヨ・サブクロンより下位の層準 は、その上位よりも堆積速度がやや遅く、33~ 41cm/kyr で, その上位では KR335 火山灰層層準 付近までは 43cm ~ 67cm/kyr と速く, KR296 火 山灰層から KR335 火山灰層の層準で 39cm/kyr と遅いが、その上位では57~63cm/kyrとなっ ている. なお KR21 火山灰層の上位は深度 6.7m までが盛り土である(林ほか、1999)ことを考慮 しても,70cm/kyr ともっとも速い. KR296 火山 灰層から KR335 火山灰層の層準の堆積速度の遅 さの原因はわからないが、それを除けば、100万 年前付近を境に、堆積速度が速くなっているとい える. また, 烏丸コアの堆積層の下限である深度 904mは、下部付近の堆積速度から検討すると、 約185万年前と推定され、吉川(1999)が推定し



第5図 広域火山灰と古地磁気層序の年代による烏丸コアの堆積速度曲線. 古地磁気層序の層準と年代(**で示した)は, 林田・里口(2021)による.

た 180~190 万年前の範囲にある.

まとめ

本論では、烏丸コアの火山灰層について WDS 型 EPMA による火山ガラスの主要化学成分分析によって、その対比を再検討した。その結果、KR39D 火山灰の対比が否定され、KR296 火山灰の対比が修正され、KR335 火山灰が新たに対比された。また、その他に対比されていた火山灰の対比が確認された。それらの対比される火山灰の推定年代から、烏丸コアの堆積速度曲線を示した。それによると、堆積速度は 33 ~ 70cm/kyrで層準による変化はあるものの、概ね 100 万年前付近を境としてそれ以降の堆積速度がそれ以前に比べて速い。また、烏丸コアの下限深度 904mの堆積年代は、下部付近の堆積速度から約 185 万年前と推定される。

謝辞

火山ガラスの主要化学成分の分析について, 滋賀大学の中野聰志教授(当時)に WDS型 EPMA の使用の便宜を図っていただき,使用に ついてご教授いただいた.記して感謝の意を表し ます.

文 献

- 林 隆夫, 1974, 堅田丘陵の古琵琶湖層群. 地質 学雑誌, 80, 261-276.
- 林 隆夫・山崎博史・川辺孝幸,1999,琵琶湖東 岸・草津市烏丸地区新装ボーリングコアの岩相 層序.琵琶湖博物館研究調査報告,no.12,31-60.
- Hayashida, A., Kamata, H. and Danhara, T., 1996, Correlation of widespread tephra deposits based on paleomagnetic directions: link between a volcanic field and sedimentary sequences in Japan. Quaternary International, 34-36, 89-98.
- 林田 明・里口保文,2021,烏丸地区深層ボーリング資料の磁気層序.琵琶湖博物館研究調査報告,no.34,xx-xx.
- 鎌田浩毅・檀原 徹・山下 透・星住英夫・林田 明・竹村恵二,1994,大阪層群アズキ火山灰および上総層群 Ku6C 火山灰と中部九州の今市火砕流堆積物との対比:猪牟田カルデラから噴出した co-ignimbrite ash. 地質学雑誌,100,848-866.
- 公文富士夫,1999,琵琶湖深層ボーリング資料からみた近江盆地の構造運動と堆積環境.琵琶湖博物館研究調査報告,no.12,155-162.
- Machida, H., 1999, The stratigraphy, chronology and distribution of distal marker-tephras in and around Japan. Global and Planetary Change, 21, 71-94.
- 町田 洋・新井房夫,2003,新編火山灰アトラス「日本列島とその周辺」。東京大学出版会,

336p.

- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫,1980,南関東と近畿の中部更新統の対比と編年―テフラによる一つの試み―. 第四紀研究,19,233-261.
- 町田 洋・杉原重夫・小疇 尚, 1991, 総合討論: テフラ・第四紀研究に果たす多様な役割. 第四 紀研究, 30, 447-453.
- 長橋良隆・中井聡子・吉川清志・奥平敬元・吉川 周作・吉田武義,2015,火山ガラスの主成分・ 微量成分元素組成に基づくテフラ層の岩石学 的特徴—大阪層群と琵琶湖高島沖コアに挟ま るテフラ層の例—.地球科学,69,205-222.
- 長橋良隆・里口保文・吉川周作,2000,本州中央部における鮮新・更新世の火砕堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代. 地質学雑誌,106,51-69.
- 長橋良隆・吉田武義・中井聡子・奥平敬元, 2003, XRF分析との比較によるテフラガラス 片の EDS 分析結果の評価と補正. 第四紀研究, 42, 265-277.
- 長橋良隆・吉川周作・宮川ちひろ・内山高・井内 美郎,2004,近畿地方および八ヶ岳山麓におけ る過去43万年間の広域テフラの層序と編年— EDS分析による火山ガラス片の主要成分化学 組成—.第四紀研究,43,15-35.
- Nozaki, A., Majima, R., Kameo, K., Sakai, S., Kouda, A., Kawagata, S., Wada, H. and Kitazato, H., 2014, Geology and age model of the Lower Pleistocene Nojima, Ofuna, and Koshiba Formations of the middle Kazusa Group, a forearc basin-fill sequence on the Miura Peninsula, the Pacific side of central Japan. Island Arc, 23, 157-179.
- Pickering, K.T., Souter, C., Oba, T., Taira, A., Schaaf, M. and Platzman, E., 1999, Glacio-eustatic control on deep-marine clastic forearc sedimentation, Pliocene-mid-Pleistocene (c. 1180-600 ka) Kazusa Group, SE Japan. Journal of the Geological Society, London, 156, 125-136.
- 里口保文・服部 昇,2008,中部更新統古琵琶

- 湖層群上部と上総層群上部の火山灰層の対比. 第四紀研究,47,15-27.
- Satoguchi, Y. and Nagahashi, Y., 2012, Tephrostratigraphy of the Pliocene to Middle Pleistocene Series in Honshu and Kyushu Islands, Japan. Island Arc, 21, 149-169.
- 白井正明・多田隆治・藤岡換太郎, 1997, ODP 日本海試料との対比に基づく男鹿半島安田海 岸更新世中一後期テフラの同定と対比. 第四紀 研究, 36, 183-196.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members, 2013, Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. Quaternary Science Reviews, 67, 121–137.
- 吉川周作, 1976, 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, 82, 4907-515.
- Yoshikawa, S., 1984, Volcanic ash layers in the Osaka and Kobiwako Groups, Kinki District, Japan. Journal of Geosciences, Osaka City University, 27, 1-40.
- 吉川周作,1999,琵琶湖東岸,烏丸地区新装ボーリングコアの火山灰層序.琵琶湖博物館研究調査報告,no.12,75-87.
- 吉川周作・井内美郎, 1991, 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. 地球科学, 45, 81-100.
- 吉川周作・井内美郎, 1993, 琵琶湖高島沖ボーリング火山灰からみた中期更新世〜完新世の噴火活動史. 地球科学, 47, 97-109.
- 吉川周作・加 三千宣,2001,琵琶湖湖底堆積物 による過去40万年間の高精度火山灰編年.月 刊地球,23,594-599.
- 吉川周作・三田村宗樹, 1999, 大阪平野第四系層 序と深海底の酸素同位体比層序との対比. 地質 学雑誌, 105, 332-340.

- 吉川周作・水野清秀・加藤茂弘・里口保文・宮 川ちひろ・衣笠善博・三田村宗樹・中川康一, 2000,神戸市東灘1,700mボーリングコアの火 山灰層序.第四紀研究,39,505-520.
- 吉川周作・里口保文・長橋良隆,1996,第三紀・ 第四紀境界層準の広域火山灰層-福田・辻又川・ Kd38 火山灰層-. 地質学雑誌,102,258-270.

琵琶湖の古環境変遷に関する新知見: 島丸深層ボーリングコアの堆積環境解析結果から

增田富士雄1·里口保文2

New findings concerning the paleoenvironmental change of Lake Biwa based on the results of facies analysis for the Karasuma Deep Core

Fujio Masuda¹ and Yasufumi Satoguchi²

Abstract

As a result of sedimentary facies analysis for the Karasuma core drilled on the eastern shore of Lake Biwa, three major events could be recognized on the paleoenvironmental change over the past 1.8 million years (Masuda et al., 2021). (1) About 1.8 million years ago, this area was changed from a narrow valley to the lake delta environment in the rise of the stagnant water of natural dam. (2) About 1 million years ago, the depositional rate in this area began to increase. Large river deltas had moved from the east to fill the main valley above the basement, in addition to previous sedimentation by the small river that flowed in from the north. It established the South Lake as a drainage channel of Lake Biwa and the water area further extended to Katata area on the west coast. (3) After about 0.5 million years ago, the remaining basement ridges in the North Lake submerged and the lake area expanded. In the Karasuma area, the lake water has spread over the delta, and the deltaic environment developed again.

The background of such environmental changes is the continuous rise of lake water level caused by the uplift of the western basement blocks by repeated seismogenic faulting. Thick strata in Lake Biwa was formed by sedimentation of large river deltas with much sediment yield and in addition by the tilting tectonics of uplifting of basement mountain side and subsiding of lake side at Biwakoseigan Fault Zones (Lake Biwa Western Sublacustrine Faults). Further, deposition of fluvial gravel beds in the upper part of the Karasuma core were controlled by precipitation changes with millennial cycle of the Late Quaternary glacial climate.

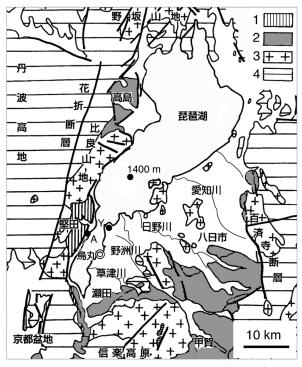
Key words: Lake Biwa, Karasuma Core, 1400-m Core, paleoenvironments, depositional rate, sediment source

¹ 京都大学名誉教授 Professor Emeritus of Kyoto University

² 滋賀県立琵琶湖博物館 Lake Biwa Museum

はじめに

滋賀県の琵琶湖博物館に収蔵されている、博物 館の敷地内で掘削された長さ915mの"烏丸コア" (烏丸地区深層ボーリング調査団、1999) に対す る堆積相解析が行われ、過去 180 万年間の堆積環 境の変遷が明らかになった(増田ほか,2021). その堆積環境の変遷は次のようなものである. 琵 琶湖南湖の東岸にある鳥丸半島地域は、崖錐が発 達する狭い谷間の環境にあった. そしておよそ 180 万年前, 天然ダム湖による浸水が下流から広 がってきて、湖水位が上昇するにつれ狭い溺れ谷 湖から小規模なデルタ環境、さらに広い湖沼環境 へと変化していった. その後, 100 万年前頃にな ると西進してきた大河川デルタによる堆積の影響 が現れるようになり、50万年前からはさらなる 湖水位の上昇が進んで現在に至っている. ここで はその結果をもとに、これまで知られている周辺 地域での情報を加え, 烏丸コアの堆積相解析の結 果がもたらした新知見とその背景について述べて みる.



第1図 烏丸コアの掘削地点とその周辺の深層ボーリング. 調査地点と琵琶湖周辺の地質. 図は, 植村 (2001) から作成. 凡例1は堅田層, 2はその他の古琵琶湖層群, 3は花崗岩類および流紋岩類, 4は中古生界(丹波層群). ◎は烏丸ボーリング, ●の1400mは琵琶湖1400mボーリング, Aはアクティバボーリング, Yは野洲川河口1000mボーリングの掘削地点.

烏丸コアとその周辺情報

ここで述べる知見に関係した情報は、烏丸コアの解析結果(増田ほか、2021)のほか、烏丸コアの近傍で掘削されたボーリングの解析結果や周辺地域の地質情報などである(第1図). それらの中で情報が多く重要なのが、琵琶湖の北湖の南部、近江舞子沖で掘削された1400 mコア(第1図の1400 m地点: 竹村・横山、1989; 竹村、2002)である. この他に、野洲川河口で掘削された長さ約1000 mのコア(第1図のY地点: Yokoyama et al.、1976)、湖西の雄琴で掘削されたアクティバコア(第1図のA地点:山崎ほか、1994)や、湖西に分布する堅田層(林、1974)などに関する情報を利用した.

烏丸コアにみられる環境変化期

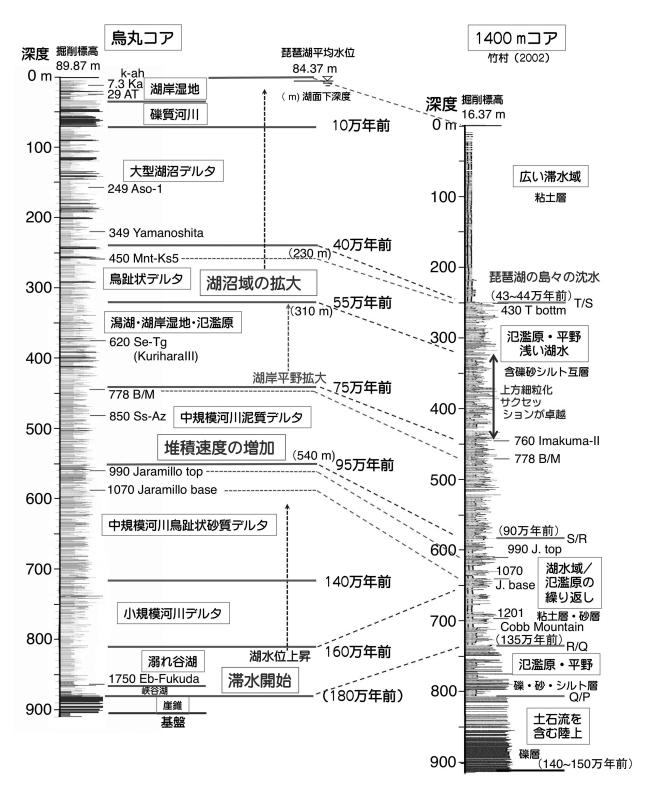
烏丸コアの堆積相解析の結果(増田ほか,2021)からは、次の3つの大きなイベント時期を捉えることができる. それは1. 滞水の開始(約180万年前),2. 堆積速度の増加(約100万年前),3. 湖沼域の拡大(約50万年前)の時期である(第2図).

1は、崖錐が発達するような狭い谷間に、滞水が始まった時期である。その後、湖水位は連続して上昇していき、狭い溺れ谷湖から小規模な河川デルタが発達する湖沼環境へと変化していった。

2は、里口(2021)、林田・里口(2021)の火山灰層と古地磁気イベントの年代から、烏丸コアで堆積速度が増加した時期が特定された。その堆積速度増加の原因は、それまでの供給源とは異なった東側からの大きな河川デルタから供給されたことによるものである。

3 は、それまでの陸上のデルタ面環境の上に、 さらなる水位上昇で湖沼域が広がり、大型デルタ が繰り返し発達した時期で、その変化は現在に至 るまで続いている。

次にそれぞれのイベント時期について,その背景を考えてみよう.



第2図 烏丸コアの堆積相解析の結果. 烏丸コアは増田ほか (2021) から, 1400 m コアは竹村 (2002) から作成. 烏丸コアの年代値は 里口 (2021), 1400 m コアの年代値は里口 (2010) による. 両コアではその岩相境界が対応できるものが多い.

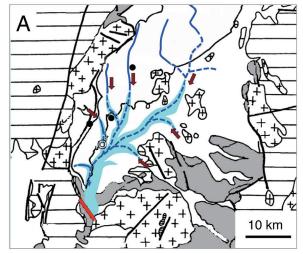
1. 滞水の開始(約180万年前)

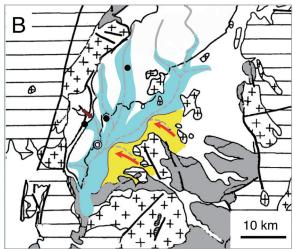
烏丸コアの基底部の示す堆積環境は、崖錐が発達する狭谷への湖水の浸水から始まり、次第に一般的な湖沼環境へと変化していった。この変化はすでに Masuda et al. (2010) によって述べられている。その滞水開始の年代はおよそ 180 万年前である (第2図).

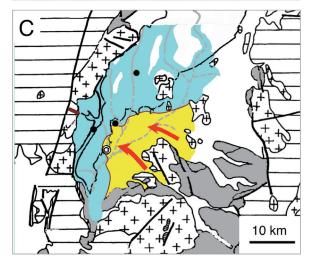
(1) 湖底下の基盤の谷地形

琵琶湖底の基盤岩上に凹凸があり(Horie, 1983; Takemura, 1990),それが現在の陸上の尾根と谷に連続した南北性の地形であることが分かってきた(石田, 1995; 植村, 2001).その後,この基盤地形は TuZino(2010)や里口(2010, 2018)などで再検討されている.これらの基盤地形が,現在の湖北や湖西の山地地形に連続していたかつての尾根-谷系であるとすると,その後の構造運動による変形を考えても,元々の地形は北から南に標高が低下していた.すなわち,それらの河谷では,川が北から南に流れていたと考えられる(里口, 2010; Masuda et al., 2010).

Masuda et al. (2010) は、基盤上の主谷が現在 の湖南平野の野洲川低地から草津川低地の地下 に延びていた可能性を,基盤地形とブーゲ異常 図 (Nishida et al., 1990) から大胆に推定してい る. また, 現在の南湖の湖底下の基盤地形(竹 村,2002;植村,2001)をみると,谷は北から南, あるいは西から東へと低下している. これらのこ とから、烏丸コアの掘削地点は北北西から南南東 に伸びた谷沿いに位置し, その河川は南流して東 方を南西に流れていた主谷に注いでいたと考えら れる (第3図A). 現在のところ主谷の位置が正 確に特定できているわけではないが、琵琶湖の基 盤上を流れていた河川の主流は、現在の野洲川低 地から草津川低地の地下にあって, 現在の琵琶湖 の出口にあたる当時の瀬田川に繋がっていたと考 えている. この水系のイメージは石田(1995)が 約160万年前の古地理図として図示したものに近 V١.







第3図 烏丸コアから推定した琵琶湖初期~中期の変化、A は約180万年前。瀬田川での断層運動による天然ダムと河谷に滞水したダム湖の形成が始まる。烏丸地域は北から流れ込む支流近くに位置していた。B は 140万年前~120万年前。湖水位の上昇に伴って拡大する湖沼に、東側から河川デルタが発達する。C は 90万年前~70万年前。東側からの大河川デルタが主谷を埋積し西進し、湖南低地が広がった。その結果、湖水域は西に押しやられ堅田地域まで沈水し、南湖が現在と同じ琵琶湖の排水路となり、堅田断層の活動に伴ってこの地帯に厚い地層が形成された。

(2) 天然ダムとダム湖の形成

烏丸コアが記録した滞水の始まりは、崖錐が発達するような狭い谷間に下流からの浸水が始まった時からである. 基盤上の河川系(第3図A)を考えると、瀬田での膳所断層や比叡断層などの断層活動で、醍醐山地の基盤ブロックが隆起し、その段差で河川が堰き止められてできた、天然ダムによる天然ダム湖がその起源と考えられる. 土石流や斜面崩壊による堰き止めでは、水位上昇の継続性が説明できない. 水位の上昇でダム湖域が上流に広がり、烏丸地域での滞水に繋がったのであろう.

断層活動でできた天然ダムの段差が、河床での 堆積量よりも小さければ、しばらくしてダムは土 砂で埋もれてしまい、湖は消滅して元の河川に戻 る. それは1回の断層活動でつくられる段差の大 きさと、次の断層活動までの河川による埋積量と の兼ね合いで決まる. テクトニクスの効果が堆積 量を上まわった時から、湖が存在し続けることに なる. 湖が存続している間に次の断層活動が発生 し、さらなる基盤の上昇が加われば、湖水位は徐々 に高くなっていき、河川の上流域にまで湖が広が っていくことになる(第3図A~B). このよう にして、琵琶湖ができ始めたと考えられる.

烏丸コアの地点での滞水の開始が約180万年前であるのに対し、そこより上流域にあたる1400m コア地点で滞水域が始まったのが110万年前~135万年前である(第2図,第4図).上流への天然ダム湖の広がりは、長い時間かかってゆっくりと進行していったことがわかる.

(3) 溺れ谷湖からデルタ湖沼へ

こうして天然ダム湖の埋積速度を上まわった西側基盤の上昇で、湖水位は徐々に上昇し湖は次第に大きくなっていった(第3図). その結果、狭い谷間の溺れ谷のような湖から、中規模の河川デルタが発達するような湖沼へと拡大していったことを烏丸コアは示している(第2図). 滞水が遅れてきた1400 m コア地点でも、初期は湖岸環境や小さな湖水域(竹村、2002)であったようだ(第2図 B).

2. 堆積速度の増加(約100万年前)

烏丸コアではおよそ 100 万年前から堆積速度が 増加している. 烏丸地域ではこの時期から東側か ら流入する河川デルタの影響が大きくなり, 現在 の湖東低地としての湖岸デルタ環境へと繋がって いく.

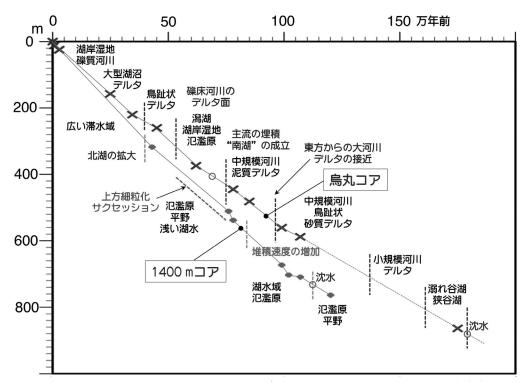
(1) 堆積曲線

堆積速度の変化は、里口(2021)および林田・里口(2021)による火山灰層と古地磁気イベントの年代値から描いた、年代-深度ダイアグラム上の堆積曲線から知ることができる(第4図).堆積速度をその堆積曲線から求めると、100万年前以前は0.4 mm/年ほどであったものが、それ以降はおよそ0.6 mm/年に速くなっている.興味深いことは、ほぼ同じ時期からの堆積速度の増加が1400 mコアでも認められることだ(第4図).すなわち、この現象は琵琶湖の南部から中央部にかけて同時に発生したといえよう.

また、1400 m コア上部の堆積速度は、その下部や烏丸コアと比較しても大きい.これは湖沼底における泥の堆積速度が予想外に大きく、周囲の河川から洪水時に流れ込む浮遊泥がそれに寄与していることがわかる.琵琶湖底での粘土層の堆積速度が大きいことは石田(1995)も指摘している.

(2) 東側からの大河川デルタの前進

鳥丸コアでは、約95万年前にデルタ環境が泥質になり、75万年前頃からは陸上のデルタ面環境へと変化している。その初期の堆積速度の増加は、泥の堆積によってまかなわれており、それは湖沼域の拡大に伴って東から前進してきた、大きな河川デルタの底置層起源の泥が担っていたと考えられる。そしてその後、デルタ本体の粗粒な堆積物のさらなる影響が、この地域にまで及んだといえよう。すでに述べたように、鳥丸コアの地域の東側には溺れた大きな主谷があり、そこが湖水の流出路となって瀬田川の出口に繋がっていた。その主谷に東側から大きな河川デルタ、すなわち現在の野洲川や日野川などのデルタが進出してき



第4図 烏丸コアと1400 mコアの堆積曲線. 火山灰層や古地磁気イベントの年代値は里口(2021)による. 両コアとも100万年前頃から堆積速度が増加している. また, 両コアとも同じ時期に同じような環境変化を示す部分が多い.

て、湖底に残っていた主谷の凹みを埋積して、陸地が西側に張り出してきたのである(第3図B~C).

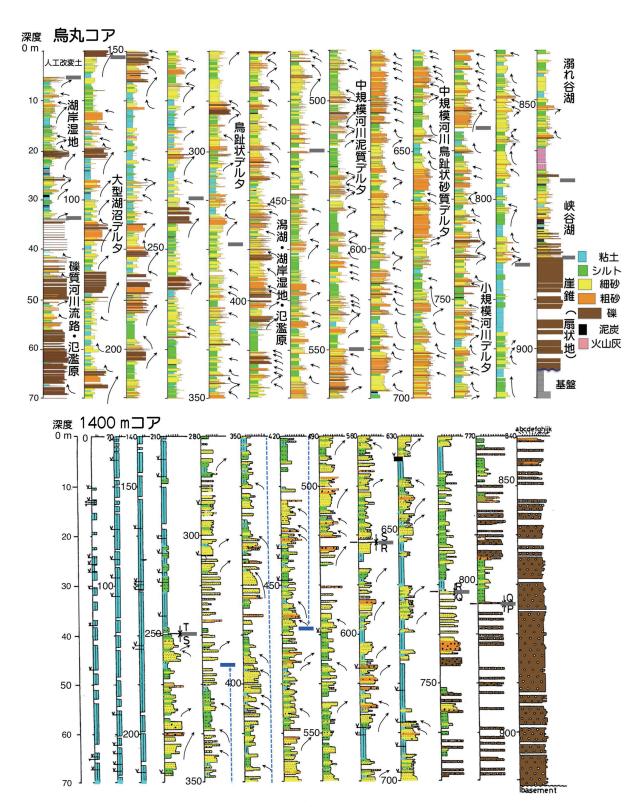
現在の野洲川は、琵琶湖に流入する河川のうち 最大の流域面積をもち、下流部でも 1/450 という 急勾配で、しかも流域に花崗岩類や堆積岩類が分 布するため土砂運搬量も多い(池田ほか、1979). 現在の地形をみれば(第1図)、野洲川を中心と して日野川や草津川のデルタが東側から進出し て、そこを埋め立てて湖南低地をつくっているこ とがわかる.これらの大きな河川デルタが西進し て烏丸地域にまで達し、この地域が陸上のデルタ 面環境になったのがおよそ 75 万年前ということ になる.

同じ時期,1400 m コアの地点でも浅い環境が成立していたようである(第2図). 竹村(2002)によれば、この部分には湖水域は存在せず、氾濫原や平野、浅い湖水が広がる環境が推定されている.1400 m コアのその部分の柱状図(第5図)に、河川堆積物に多くみられる上方細粒化のサクセションが卓越することからもそれが推定できる. 堆積速度が増加した時期を含めて、烏丸コ

アも 1400 m コアも同じような環境変遷を示しているのである. しかし, 烏丸地域が河川流路や氾濫原の粗粒なデルタ面になっていた時期には, 野洲川河口の 1000 m コア地域もデルタ環境であるが, 烏丸地域とは違って細粒~極細粒砂とシルトや粘土との互層になっており (Yokoyama et al., 1976), そこは本流から離れた場所で, 河川から粗粒堆積物の影響が少ないデルタ面であったと思われる. すなわち, 当時, 野洲川の主流は西の烏丸地域へ向かってデルタを発達させていたことがわかる.

(3) 排水路としての南湖の成立

それまでの琵琶湖の深みが、大きな堆積量をもった東側からの河川によって埋積されてしまい、 鳥丸地域までもそのデルタ面になると、これまで とは違って、琵琶湖の水は現在の南湖を通って瀬 田川へと排水されることになる(第3図C). すなわち、琵琶湖に流れ込んだ水は、鳥丸コア地域 の東側が広くデルタ低地として陸化したため、西 側の現在の南湖側に水域を広げて、そこを通路と して瀬田川から流れ出るという状況がここに新し



第5図 烏丸コアと1400 m コアのサクセッションの特徴. 1400 m コアは竹村(2002)による. 柱状図の矢印は上方細粒化と上方粗粒化サクセッションを示す. 烏丸コアがデルタ面環境に変化した時期に, 1400 m コアも上方細粒化が顕著にみられ(図の点線部)河川の影響が強くなったことがわかる.

くできあがったのである. こうして 90 万年前から 80 万年前に、排水路としての南湖が成立し、現在にまで至っているのである.

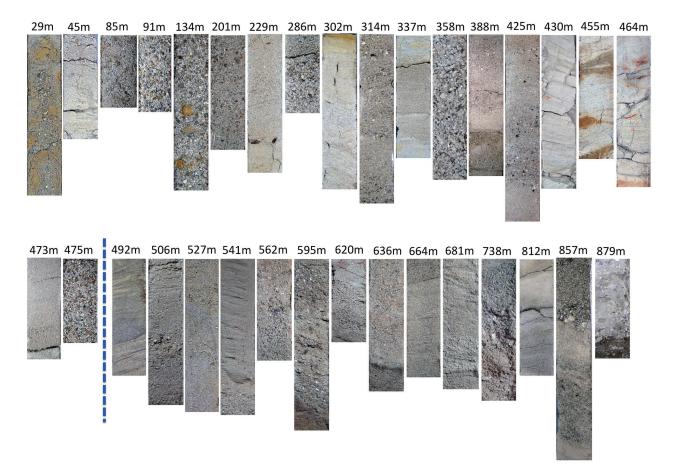
大型デルタの西進と湖水域の西側への移動は、85万年前頃になると西側にあった湖岸の低地にまで水域を拡大させた. それが"堅田層"に湖沼環境を成立させた(琵琶湖自然史研究会,1986;飯田,1988;服部ほか,2020)原因である. 湖西のアクティバコア地点が塊状の泥からなる湖沼底環境になるのは85万年前の火山灰層(Ss-Az)よりやや上位で(山崎ほか,1994),この湖沼域の拡大とほぼ同じ時期であったこともわかる.

(4) 堆積物の変化

これまで述べてきたように、烏丸地域は初期には北からの小さな河川デルタからの堆積物供給だったが、100万年前以降に東側からの大きな河川の影響が次第にでてきて、そのデルタに飲み込ま

れてしまったと考えた(第 3 図の $B \sim C$). 中野ほか(2018)の地質断面図をみると、北側の堅田地域は丹波帯の中・古生界が堅田層の基盤として存在していた可能性が高い. 従って烏丸コアの下部は、主に中・古生界の谷を通して運ばれた堆積物からなっていると思われるのに対し、上部の100万年前以降では、東側からの当時の野洲川が運ぶ堆積物の影響がみられることになる. この仮説について考えてみよう.

烏丸コアの堆積物の報告(林ほか,1999)によれば、含まれる礫は、深度400m以浅の上部が砂岩・頁岩・チャート・緑色岩(丹波帯)および酸性岩と花崗岩であり、深度630m以深の下部が砂岩・頁岩・チャート・緑色岩(丹波帯)および酸性岩である。花崗岩礫は上部(深度400m以浅、約70万年前以降:第2図)にのみ認められるようだ。公文・今井(1999)は、解析した上部200mに花崗岩礫をみいだしている。烏丸コ



第6図 烏丸コアの砂の様子、コア上の数字は掘削深度、コアの砂は深度 480 m 付近で変化している。下位は中・古生界起源の岩片が多い黒色砂、上位は花崗岩起源の白色のアルコース砂が多い。

アの基底の礫層の礫種は砂岩・頁岩・チャートで,変成した丹波帯の岩石が主体である(林ほか,1999; Masuda et al., 2010). また, 烏丸コアの泥質堆積物については,下部が丹波帯的で,上部ほど(深度 600 m以浅:約 100 万年前以降:第2図) 花崗岩の影響が大きくなっていることが,化学分析から報告されている(西村・武蔵野,2001).

烏丸コアの砂の写真を上位から下位へと並べて みると, 深度 480~498 m (80~90 万年前)を 境に、上部は白色で花崗岩質の"アルコース砂" が多く、下部は中・古生層に由来すると思われ る岩片が多い黒色の砂が多いことがわかる(第6 図). 砂の変化が泥の変化よりも遅れて表れてい ることは, 東側からデルタが前進してきたという 説明を裏付けている. 竹村・横山(1991)によれば, 現在の野洲川の砂は花崗岩質であり、 さらに野洲 川河口の 1000 m コアの下部 (深度 810 ~ 820 m) の砂は中・古生層由来で,上部は現在の野洲川と 同じ砂で,特に上部(深度550m以浅)は花崗 岩質の砂になっているという. 野洲川河口コアの 基底はおよそ 160 万年前とされる(里口, 2010) から,深度810~820 m は烏丸コアとの対比か ら推定しておよそ 120~130 万年前になる. この コアでも烏丸コアと同じく上下での供給源の違い に由来する砂組成の違いが認められそうである.

以上のように烏丸コアの堆積物の組成は中部 (70~100万年前)で変化しており、その上部と下部とで主たる供給源が異なり、下部は北からの小さな河川が,上部は東からの大きな河川が強く影響していると考えられる.

3. 琵琶湖の拡大(約50万年前)

烏丸コアの解析結果は、過去 180 万年間、琵琶湖の水位上昇が継続してきたことを示している(第2図).この長い期間を通しての水位上昇によって、琵琶湖の基底地形の凸凹が次第に沈水し、湖水域が拡大してきた。特に約50万年前からは拡大し、現在の大きな湖沼に向かって進行してきた。

(1) 基盤地形の沈水

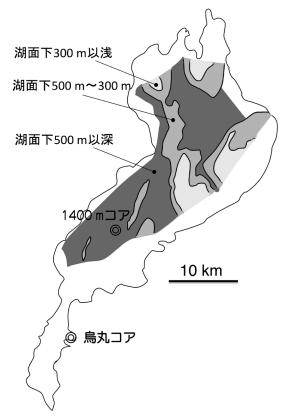
琵琶湖の基盤地形に尾根と谷地形が刻まれていることはすでに述べた. 琵琶湖堆積物の岩相変化がその基盤地形の標高分布に影響を受けていることは、植村・太井子(1990)や里口(2010)などで示されている. 湖面下500 mまで水位が上昇すると, 琵琶湖の中央部から南部にはかなり大きな水域が形成され, さらに水面下300 mまで上昇すると琵琶湖全体がひとつの水域で広がり, 現在の琵琶湖に近づく(第7図). この基盤地形の沈水による湖沼域の急激な広がりが, 琵琶湖地域の堆積相や堆積環境に影響しているのである.

(2) 北湖の拡大

鳥丸コアにおける約55万年前のデルタ面から デルタ環境への変化と,約40万年前の礫質の大 型湖沼デルタへの変化は、湖水位の更なる上昇と 水域の拡大がもたらしたものである.

堅田地域でも湖沼底環境の泥層が 55 万年前頃に卓越し(里口,2010),湖沼域の拡大を示している.この地域全体でそれまでのデルタ面環境を越えて水位が上昇したのである.堅田層分布域の西縁に断層が確認されていないことも,この水位上昇が断層運動による地盤ブロックの沈降ではなく,単に湖岸平地に水域が広がっていったというここでの説明を支持している.

40万年前の湖水位の上昇は1400 m コアにおいて最も明瞭で、そこではデルタ面環境から一気に湖沼底環境の粘土層("琵琶湖粘土層":横山、1985)に変化している(第2図)(竹村・横山、1989;竹村、2002).湖水位が湖面下300~200 mまで上昇したこの時期に、北湖の中央部に南北に伸びていた基盤の尾根が沈水し(第7図)、現在の北湖が一気に拡大していき、ほぼ現在の湖水域に近くなった。この変化の影響は特に北湖で大きかった。里口(2010)は北湖中央部の高まりが沈水したのが44万年前以降であるとしている。烏丸コアでのデルタ面からデルタ環境への水位上昇は、1400 m コア地点での深い湖沼底環境への変化に対応しているのである。また、35万年前くらいになると野洲川河口1000 m コアに砂礫が



第7図 琵琶湖底の基盤高. 里口(2018)から作成. 湖底の谷地形は湖面下 500 mまで水位が上がるとやや広い水域となり, 湖面下 300 mになると北湖の中央部を南北に伸びていた尾根部が沈水し, 繋がった大きな湖水域が出現する.

増えている (Yokoyama et al., 1976) ことから, 野洲川河口が北側に移動し流路を分岐させていた ことがわかる.

一方,堅田地域では堅田層の堆積が終わり,この地域から水域が退いたのが約35万年前以降である(里口,2010). 琵琶湖の湖水位が上昇しているにもかかわらずこの地域から水域が消滅したことは,この地域が北湖とは違った構造区になったことを示している. これについて,植村(2001)は逆断層の堅田断層の運動が開始されて堅田丘陵が隆起し,この地域が山地側に組み込まれたとしている. また,里口(2010)はこの時期から南湖と北湖で構造運動に違いが生じたことを述べている.

堅田断層のすぐ東側の南湖地域は繰り返される 堅田断層の活動によって沈降するが、東側からの 大きなデルタがすぐに埋積して浅い状態が保たれ る. その結果、浅い南湖が存続し、地下に厚い地 層が形成される. それは現在でもこの地域で進行 中の現象である.

堆積環境の背景としてのテクトニクス

烏丸コアの堆積相解析の結果からもたらされた 堆積環境の変遷には、すでに述べたように、断層 活動による天然ダムと天然ダム湖の形成、あるい は連続する湖水位上昇をもたらす琵琶湖西岸断層 帯を境にして、山地側の隆起と琵琶湖側の沈降、 さらにそれによる堆積盆の傾動運動などのテクト ニクスがその背景にある。また、烏丸コアから読 み取れた地震活動に伴った急激な湖水位の上昇の 繰り返し(増田ほか、2021)は、そうした堆積場 におけるテクトニクスの一部である。

こうした構造運動はすでに述べたように現在も進行中である. 例えば,堅田断層は18,000年程度の周期で繰り返し活動しており,最近では1185年の元暦京都地震を起こしているという(産業技術総合研究所,2007; Kaneda et al.,2008).瀬田川河床での貝塚の研究からも縄文早期後半以降に比叡断層や膳所断層の活動があり,西側の醍醐山地が隆起していることが報告されている(伊庭,1992).

しかし、今回の堆積相解析からそれらの構造運動についての具体的な情報は読み取ることはできていない。例えば、「湖水位の上昇」はあくまでコアの岩相変化から得られた相対的なもので、湖水位が実際に高くなったのか、あるいは地盤の沈降がその原因かは不明である。一方、これまでは琵琶湖の成因を含めてこの地域の地層形成は、テクトニクスの観点だけから論じられてきた。ここではこれまでに述べてきた烏丸コアにみられたイベント時期と、従来からいわれてきたテクトニクスとの関係について簡単に述べる。

鳥丸コア地域の基盤上に堆積が始まったおよそ 200 万年前,この時期に考えられる最も大きなテクトニクスの原因としては,フィリピン海プレートの影響である.およそ300 万年前頃に沈み込む方向を変化させたフィリピン海プレート(貝塚,1984;高橋2006)の影響が,東から西へと現れ,この地域にまで及んできたというものである.鎌田(2003)は西南日本へのフィリピン海プレートの沈み込みの影響が200 万年前頃から始まったと

している. 植村(2001) は,これが原因で古琵琶 湖堆積盆は拡大し,地塊毎の断層運動が始まった としている.

さらに、植村(2001)によれば、烏丸コアの下部が堆積した180万年前から120万年前まで、湖東地域の古琵琶湖層群の堆積盆では厚さ100mにもなる砂礫層の堆積が進行したとされる。当時の琵琶湖水系からの流路は瀬田から南方へ、宇治田原を経て宇治・田辺丘陵へと繋がっていた(飯田、1980)。その河川系は160万年前頃として石田(1995)によって図示され、そこでも琵琶湖水系の主谷は烏丸コア掘削地域の東側を南流し、この下流が150万年前ころまでは城陽地域へ繋がっていたとされている。烏丸コアの解析結果は180万年前にはすでに琵琶湖水系には天然ダム湖ができ始めていたことを示しており(Masuda et al., 2010)、時期の修正が必要である。

100万年前になると新しい「断層角盆地様式」 の運動が進行し始め(植村,2001),この地域が 収束テクトニクスの場になり,鈴鹿山地などの隆 起がさらに進んだ.烏丸コアから読み取った東側 からの大きな河川デルタの西進は,鈴鹿山地など の東側の山地の隆起と堆積盆の傾動がその背景に あるという考えをうまく説明しているように思え る.野洲川などの河川が流域を広げ河床勾配を大 きくし,花崗岩山地から多量の土砂を南湖域に運 び込んだ背景に,鈴鹿山地の隆起と琵琶湖西岸断 層帯での沈降が寄与しているというものだ.

50万年前になると、鈴鹿山地や比良山地など周辺山地の隆起と琵琶湖の沈降という対立がさらに顕著になって、次第に大起伏地形が形成されてくる(植村、2001;竹村、2002).60万年前~40万年前から北湖域の沈降と傾動が活発化し(植村、2001;里口、2010)、それは現在まで進行している.35万年前には新しく形成された堅田断層が活動を始め、堅田地域は隆起域に転化した(里口、2010).これら一連の現象は琵琶湖底にみられる南岸湖底断層系の形成(植村、2001)とも関連していると思われる。これらの活動は東西水平圧縮が強まったことによるとされている(植村、2001).その原因のおおもとは連続してきたフィ

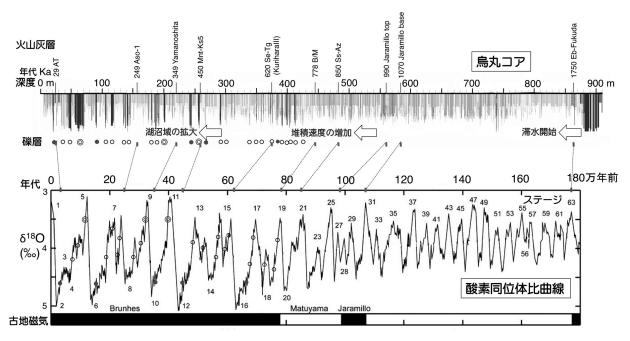
リピン海プレートの沈み込みの影響がさらに強まったことにあるといえよう.

堆積環境の背景としての気候変動

烏丸コアが堆積したここ 200 万年間は、大きな 気候変動に見舞われた時期であった。わが国では この時期、沿岸域の地層が気候変動に伴う海水準 変動の影響を受けたことは良く知られているが (Masuda and Ito, 1999)、島弧間の内陸盆地にお ける烏丸コアの堆積物に気候変動の影響はみられ るのであろうか?

最近 180 万年間の気候変動として酸素同位体比曲線(Masuda and Ito, 1999; Walker and Lowe, 2007)でそれを示した(第8図). 約260 万年前ころから4.1 万年の地軸の傾きの変動周期が明瞭になり、およそ70 万年前から10 万年の地球軌道の離心率の変動周期が顕著になって、振幅の大きな気候と寒冷期の出現が、この時期の気候変動の特徴である(増田、1991、2006).

烏丸コアの堆積物で,こうした気候変動の影響 を受けたと考えられるものは, コア上部に産出す る砂礫層である(第8図). これらの砂礫層は, 東側から流入する大きな河川による堆積物である ことはすでに述べた. その砂礫層が多い層準は, 河川がその掃流力を増加させた, すなわち河川が 粗粒堆積物を運搬した時期で, 洪水流量の増加や 湖水位の低下による河床勾配の増加などがその原 因として考えられる.酸素同位体比曲線との対応 では砂礫層の層準は, 気候が寒冷化する時期にあ たるようにおもえる (第8図). もしも砂礫層の 出現が寒冷化と対応するのだとすると、その頻度 から考えて氷期や間氷期という単純な時期と対応 するものではない. 琵琶湖では西側の比良山地の 冬季の降雪量が減少すれば湖水位が低下するだろ うし、また、東側の鈴鹿山脈の夏季の梅雨や台風 による降水量が増加すればそこから流出する河川 の運搬量も増えると考えられる. どちらの効果が より強く影響しているのだろうか. 一方, 氷期の 極期から間氷期のピークに変化する急激な温暖化 の時期には、烏丸コアでは泥質堆積物が卓越する



第8図 烏丸コアと気候変動. 烏丸コアの礫層と気候変動との対応. 酸素同位体曲線は Masuda and Ito (1999), Walker and Lowe (2007)による. 礫層の産出層準の記号は、酸素同位体比曲線上の記号と対応.

ようにもみえる(第8図). これらの考えを従来の研究結果から検討してみてみよう.

これまでの研究をみると, 琵琶湖底表層の粘 土層からは、花粉・粒度・珪藻・有機炭素など の変動から氷期-間氷期に対応する変化がみいだ されている (Meyers et al., 1993; Miyoshi et al., 1999). そして間氷期が温暖湿潤な気候で, 堆積 物はより粗粒となるとしている (竹村, 2002). Miyoshi et al. (1999), 中川ほか (2009), 奥田ほ か (2010) による"琵琶湖粘土層"に対する花粉 分析からは、約2万年の歳差運動周期に対応する 降水量の変動がみいだされている. 烏丸コア上部 の砂礫層の出現頻度が多い層準が,この2万年程 度の周期におおよそ対応しているようにもみえる (第8図). それが降水量の変動を反映したものと いう解釈は可能である. そして砂礫層と気候変動 との対応(第8図)を詳細にみると、砂礫層の出 現はさらに短い周期のようおもえる. 例えば, そ れは千年周期の夏季モンスーンの降水量変化(多 田,2012) に伴う洪水発生頻度の増加(伊藤ほか、 2020) に対応していると考えることが可能である. 夏季に鈴鹿山地での降水量が増加した結果という 可能性である. この千年周期の変動は太陽活動に

起因する変動である(増田,2006). しかし現状での烏丸コアの時間分解能では、この議論は想像でしかないが、将来、河川デルタの堆積相からこうした気候変動が捉えられることを期待したい.

おわりに

琵琶湖南湖東岸で掘削された烏丸コアの堆積相 解析の結果、明らかになった過去 180 万年間の古 環境の変遷像(増田ほか,2021)からは,3つの 大きなイベント時期を捉えることができた. それ は(1)約180万年前、狭い谷間だったこの地域に 天然ダムによる滯水が始まり, その後の連続し た湖水位の上昇で湖沼デルタ環境へと変化した. (2) およそ 100 万年前になると、この地域での堆 積速度が増加するようになった. それはそれまで 北から流入した小河川による堆積に加え, 東側か ら基盤上の主谷を埋めて西進してきた大型の河川 デルタの影響であった. さらにそれは琵琶湖の排 水路としての南湖を成立させ、西岸の堅田地域に まで水域を広げた. (3) 約50万年前以降になると, 北湖に残っていた基盤の尾根が沈水し、湖沼域が 拡大した. 烏丸地域もそれまでのデルタ面上に湖 沼底が広がりデルタが前進や後退する環境になって,現在に至っている.

こうした環境変遷の背景として、繰り返す地震 断層による、基盤地塊の隆起に起因する連続した 湖水位の上昇がある。それが琵琶湖西岸断層帯を 境にした基盤山地の隆起と琵琶湖側の沈降に加 え、運搬量の多い野洲川などの大河川デルタによ る堆積作用と組み合わさることで、厚い地層が形 成されたのである。また、第四紀の氷河性気候変 動のなかで、降水量の変化が、烏丸コア上部の河 川性砂礫層の出現頻度に影響している可能性も考 えられる。

謝辞

文献をご教示頂いた仏教大学名誉教授の植村善博氏,京都大学名誉教授の竹村恵二氏,同志社大学教授の林田 明氏に,また,掲載の機会を与えて頂いた琵琶湖博物館の高橋啓一館長に,お礼を申し上げます.

文献

- 琵琶湖自然史研究会,1986,琵琶湖南西岸の淡水 生化石群集.瑞浪市化石博研報,13,57-103. 服部 昇・増田富士雄・齋藤 有・石田志朗, 2020,地震性水位上昇がもたらした更新統堅田 累層(古琵琶湖層群)の累重様式.地球科学, 74,65-76.
- 林 隆夫, 1974, 堅田丘陵の古琵琶湖層群. 地質 学雑誌, 80, 261-276.
- 林 隆夫・山崎博史・川辺孝幸, 1999, 琵琶湖東岸・ 草津市烏丸地区深層ボーリングコアの岩相層 序. 烏丸地区深層ボーリング調査団(編), 琵 琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査. 琵琶 湖博物館研究調査報告, 12, 31-60.
- 林田 明・里口保文,2021, 烏丸地区深層ボーリング試料の磁気層序. 烏丸地区深層ボーリングコアの年代と堆積相,琵琶湖博物館研究調査報告 no.34,73-80
- Horie, S., 1983, Paleolimnology of Lake

- Biwa and the Japanese Pleistocene. 11, Institute of Paleolimnology and Paleoenvironment on Lake Biwa, Kyoto University, Takashima, 99p..
- 飯田和明, 1988, 古琵琶湖層群堅田累層の堆積環境. 堆積学研究会報, 5, 35-48.
- 飯田義正,1980,信楽高原西部の古地理学的研究 -大福礫層により復元される鮮新世の河谷について-. 地質学雑誌,86,741-753.
- 池田 碩・大橋 健・植村善博・吉越昭久, 1979,近江盆地の地形.滋賀自然環境研究会地 形地質調査部(編),滋賀県の自然,地形地質編, 1-112.
- 伊庭 功, 1992, 滋賀県文化財保護協会紀要, 5, 10-18.
- 石田志朗, 1995, 日本一の湖, 琵琶湖. 大場秀章・藤田和夫・鎮西清高(編),日本の自然 地域編 5,近畿, 6,113-125,岩波書店.
- 伊藤拓馬・中里裕臣・橋本 励・薛 自求, 2020, 房総半島中東部の上総層群から得られ たコア試料の層序と洪水起源堆積物の周期性. 第四紀研究, 59 (4), 89-102.
- 貝塚爽平, 1984, 南部フォッサマグナに関する地 形とその成立過程. 第四紀研究, 23, 55-70.
- Kaneda, H., Kinoshita, H. and Komatsubara, T. (2008) An 18,000-year record of recurrent folding inferred from sediment slices and cores across a blind segment of the Biwakoseigan fault zone, central Japan. Journal of Geophysical Research, 113, B05401,
- 鎌田浩毅,2003,岩盤としてのフィリピン海プレートの沈み込みと西南日本列島の形成.材料,52(5),444-451.
- 烏丸地区深層ボーリング調査団(編), 1999, 琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査. 琵琶湖博物館研究調査報告, 12, 167p.
- 公文富士夫・今井 肇,1999,烏丸半島学術ボーリング試料の堆積相と粒度分析からみた琵琶湖南湖周辺の古環境変遷.烏丸地区深層ボーリング調査団(編)琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査.琵琶湖博物館研究調査報告,

- 12, 61 74.
- 増田富士雄,1991,古気候変動史から見た現在. 地学雑誌,100(6),976-987.
- 増田富士雄. 2006, 長い時間からみた現在の気候環境の成立. 野上道男(編)環境理学-太陽から人まで-. 古今書院, 3,65-94.
- Masuda, F. and Ito, M., 1999, Contributions to sequence stratigraphy from the Quaternary studies in Japan. The Quaternary Research, 38(3), 184-193.
- Masuda, F., Saitoh, Y. and Satoguchi, Y., 2010, Depositional environments and a paleogeographic position for the Pleistocene basal part of the Karasuma Deep Drilling Core from Lake Biwa, central Japan. The Quaternary Research, 49, 121-131.
- 増田富士雄・里口保文・齋藤 有・佐藤智之・谷口圭輔,2021,琵琶湖湖岸,烏丸コアの堆積相解析と堆積環境の変遷.烏丸地区深層ボーリングコアの年代と堆積相,琵琶湖博物館研究調査報告 no.34,7-72.
- Meyer, P.A., Takemura, K. and Horie, S., 1993, Reinterpretation of Late Quaternary sediment chronology of Lake Biwa, Japan, from correlation with marine glacialinterglacial cycles. Quaternary Research, 39, 154-162.
- Miyoshi, N., Fujiki, T. and Morita, Y., 1999, Palynology of a 250-m core from Lake Biwa: A 430,000-year record of glacial-interglacial vegetation change in Japan. Review of Palaeobotany and Palynology, 104, 267-283.
- 中川 毅・奥田昌明・米延仁志・三好教夫・竹村恵二,2009,琵琶湖の堆積物を用いたモンスーン変動の復元.第四紀研究,49(3),207-225.
- 中野聰志・橋本 勘・木村克己. 周琵琶湖花崗岩 団体研究グループ, 2018, 琵琶湖南湖湖岸・雄 琴花こう岩深層ボーリング試料の記載岩石学. 地球科学, 72, 11-20.
- Nishida, J., Katsura, J. and Nishimura, S.,

- 1990, Gravity survey around Lake Biwa, southwest Japan. Journal of Physics of the Earth, 38, 1-17.
- 西村一平・武蔵野 実,2001,古琵琶湖層群泥質 堆積物の化学組成.日本地質学会近畿支部報,1, 10-11.
- 奥田昌明・中川 毅・竹村恵二,2010,花粉による琵琶湖など長期スケールの湖沼堆積物からの古気候復元の現状と課題.第四紀研究,49(3),133-146.
- 産業技術総合研究所,2007,琵琶湖西岸断層帯の活動性および活動履歴調査.基盤的調査観測対象断層帯の追加・補充調査成果報告書,H18-5,40p.
- 里口保文,2010,琵琶湖堆積物の長時間スケール 層序と構造運動の復元.第四紀研究,49(3), 85-99.
- 里口保文,2018, 琵琶湖はいつできた-地層が 伝える過去の環境-. 琵琶湖博物館ブックレッ ト,7,サンライズ出版,118p.
- 里口保文,2021, 烏丸地区深層ボーリングコアの 火山灰対比の再検討. 烏丸地区深層ボーリング コアの年代と堆積相, 琵琶湖博物館研究調査報 告 no.34,81-94.
- 多田隆治, 2012, 日本海堆積物と東アジア・モンスーン変動-IODP 日本海・東シナ海掘削に向けて-. 第四紀研究, 51, 151-164.
- 高橋雅紀,2006,フィリピン海プレートが支配する日本列島のテクトニクス.地学雑誌,115(1),116-123.
- Takemura, K., 1990, Tectonic and climatic record of the Lake Biwa, Japan, region provided by the sediments deposited since Pliocene times. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 78, 185-193.
- 竹村恵二,2002,琵琶湖環境変動論. 地球環境(国際環境研究協会),7(1),59-75.
- 竹村恵二・横山卓雄, 1989, 琵琶湖 1400 m 掘削 試料の層相からみた堆積環境. 陸水学雑誌, 50(3), 247-254.
- 竹村恵二・横山卓雄, 1991, 琵琶湖湖岸・流入河

- 川の砂粒組成. 滋賀県自然誌 総合学術調査研 究報告 - 、滋賀県自然保護財団, 687 - 701.
- TuZino, T., 2010, Re-examination of airgun profiles from Lake Biwa (Japan), and depositional history of the lake in the Pliocene-quaternary. Journal of Paleolimnology, 43, 273-291.
- 植村善博,2001,比較変動地形論.古今書院,203 p.
- 植村善博・太井子宏和,1990,琵琶湖湖底の活構造と湖盆の変遷.地理学評論,63A,722-740.
- Walker, M. and Lowe, J., 2007, Quaternary Science 2007: a 50-year retrospective. Journal of the Geological Society, 164, 1073-1092.
- 山崎博史・吉川周作・林 隆夫,1994,琵琶湖西 岸,古琵琶湖層群基底部コアの層序.地質学雑 誌,100,361-367.
- 横山卓雄, 1985, 琵琶湖堆積物からみた古環境. 月刊地球, 7, 328-332.
- Yokoyama, T., Ishida, S., Danhara, T., Hashimoto, S., Hayashi, T., Hayashida, A., Nakagawa, Y., Nakajima, T., Natsuhara, N., Nishida, J., Otofuji, Y., Sakamoto, M., Takemura, K., Tanaka, N., Torii, M., Yamada, K., Yoshikawa, S. and Horie, S., 1976, Lithofacies of the 1,000m core samples on the east coast of Lake Biwa, Japan. Paleolimnology of Lake Biwa, Japanese Pleistocene, 4, 52-66.

琵琶湖博物館研究調査報告 第34号 烏丸地区深層ボーリングコアの年代と堆積相 2021年(令和3年)3月 発行

編 集:里口保文 レイアウト:出口武洋

発 行:滋賀県立琵琶湖博物館

〒 525-0001 滋賀県草津市下物町 1091 番地

電話 077-568-4811

https://www.biwahaku.jp/

印 刷:有限会社柳印刷店

(c) 滋賀県立琵琶湖博物館 2021 Printed in Japan

Research Report of the Lake Biwa Museum

No. 34 March 2021





〒525-0001 草津市下物町 1091 Tel.077-568-4811 (代) Fax.077-568-4850 インターネットホームページ https://www.biwahaku..jp/

LAKE BIWA MUSEUM 1091 Oroshimo, Kusatsu. Shiga 525-0001,Japan