

2023 年度学術研究助成

(地理学および関連する分野の学術的調査・研究)

複数地点サンプリングによる湿原堆積物の空間的把握から推定される湿原形成イベントの年代

研究代表者

奥野 充 大阪公立大学大学院理学研究科

共同研究者

大下愛央 大阪公立大学大学院理学研究科

西川 空 大阪公立大学大学院理学研究科

黒木 瞭 大阪公立大学大学院理学研究科

藤木利之 岡山理科大学理学部

中西利典 ふじのくに地球環境史ミュージアム

林田 明 同志社大学理工学部

鳥井真之 熊本大学くまもと水循環・減災研究教育センター

洪 完 韓国地質資源研究院

1. はじめに

湿原堆積物は、花粉化石の保存が良好であるために、コア試料を用いた花粉分析による古植生研究がこれまで盛んに進められてきた。また、テフラなどの保存も良好であるため、湿原堆積物の空間分布から堆積環境の変化およびその原因であるイベント検出を試みている。古植生研究では、湿原のなかでも連続的に堆積して、できるだけ長期間の植生変遷が復元されることが期待できる地点（湿原中央部）においてコア試料が採取されるため、湿原は単なる「点」として捉えられてきた。そのため湿原堆積物の空間分布（空間的堆積・層序）がどうなっているか、すなわち、湿原の面的な広がりにはあまり考慮されていなかったと言えよう。実際、これまでの論文では湿原内におけるコア試料を採取地点が記載されていないことも多い。

研究代表者らは、これまでも花粉分析やテフラの精密年代決定を目的として、佐賀県の檜原湿原（奥野ほか, 2004, 2006, 2011; Fujiki *et al.*, 2013）、山口県の宇生賀盆地（大下ほか, 2023）、京都府の八丁平湿原（西川ほか, 2023）においてコア試料を採取して調査研究を実施してきた。これらの湿原の形成には、火山噴火や地すべりによる堰き止めなどの自然要因、ため池を造成するための堤体の構築といった人為的要因があり、これらの要因によって地下水水位が上昇することで湿原となる範囲が拡大したことが想定される。すなわち、湿原の拡大に関与したイベントの年代を推定するには、これまであまり研究対象にされることがなかった湿原縁辺部におけるコア試料の採取が重要になってくると考えられる。この研究では、様々な要因で拡大したと考えられる上記の3つの湿原に加えて、福井県勝山市の池ヶ原湿原（高原, 2018）と静岡県蛇石大池湿原（叶内, 2005）でも複数地点からコア試料を採取した（Fig. 1）。このことによって、湿原環境をよりダイナミックに復元して、その形成・拡大に関わるイベント年代を精密推定することを試みた。

2. 研究方法

ここで報告する5つの湿原や盆地（Fig. 1: 檜原湿原, 宇生賀盆地, 八丁平湿原, 池ヶ原湿原, 蛇石大池湿原）においてピートサンプラーならびにルートオーガー（共にRoyal Eijkelpkamp社製）によるコア試料を採取し、コア試料の層相観察およびデジタル写真とエックス線撮影（イメージテック株式会社製, X線検査装置ITX-S40T）、初磁化率（Bartington社製, 磁化率計MS2）や含泥率、堆積物密度などの試料分析を行った。火山ガラスの主成分化学組成分析（エネルギー分散型X線マイクロアナライザー JEOL社製, JSM-7001FとOxford社製, X-Max Aztec）を行った。なお、植物片や有機質堆積物の ^{14}C 年代測定は、韓国地質資源研究院（KIGAM）の加速器質量分析（AMS）計（Hong *et al.*, 2010a, 2010b）で行い、一部は（株）加速器分析研究所（IAAA）に依頼した。 ^{14}C 年代の暦年較正には、 ^{14}C 年代-暦年代データセットIntCal20（Reimer *et al.*, 2020）とコンピュータープログラムCalib8.2（Stuiver and Reimer, 1993）を用いた。また、Modern試料については、データセットNH Zoon2（Hua *et al.*, 2021）とコンピュータープログラムCALIBomb（Reimer and Reimer, 2024）を用いた。

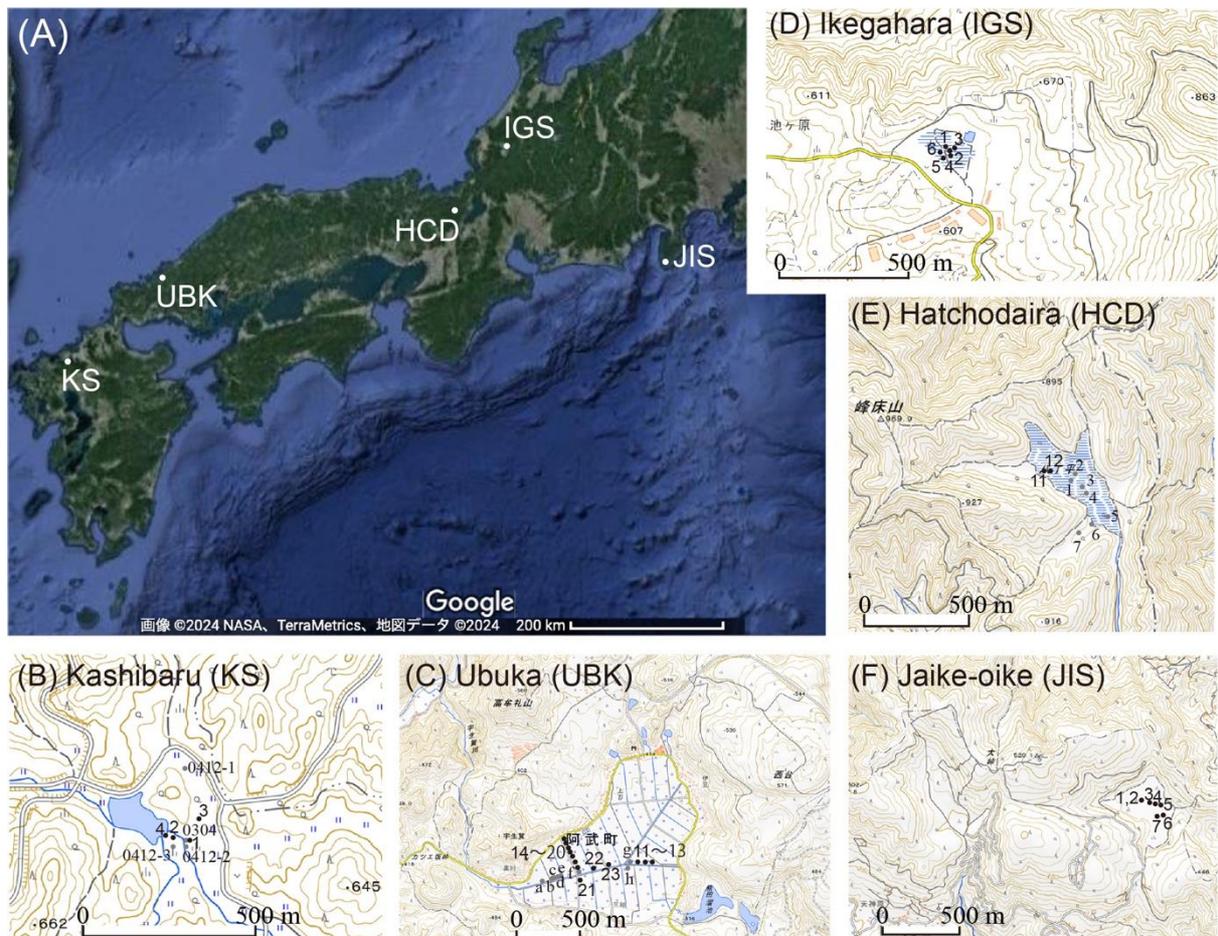


Fig. 1 Index maps of study sites. (A) Location map of the five study sites in Central-Western Japan. Google satellite images were used as the base map. (B) Sampling sites in Kashibaruru Wetland (KS), northern Kyushu on the GSI map. The numbers 1 to 4 are the locations where core samples were collected in this study, and “0304”³⁾ and “0412”⁴⁾ indicate the sampling locations in previous studies. (C) Sampling sites in Ubuka Basin (UBK) within Abu monogenetic volcanic group on western tip of Honshu Island on the GSI map. The numbers 11 to 23 are the locations where core samples were collected in this study, and “a” to “f” indicate the sampling locations in previous study⁵⁾. (D) Sampling sites in Ikegahara Wetland (IGS) in Katsuyama City, Fukui Prefecture, Hokuriku Region on the GSI map. The numbers 1 to 6 are the locations where core samples were collected in this study. (E) Sampling sites in Hatchodaira Wetland (HCD) in Kitayama, Kyoto City on the GSI map. The numbers 1 to 7 indicate the locations where core samples were collected in previous study, and in this study core samples were collected at three locations: locations 11 and 12, as well as location 5. (F) Sampling sites in Jaishi-Oike Wetland (JIS) at the southern tip of the Izu Peninsula on the GSI map. The numbers 1 to 7 are the locations where core samples were collected in this study.

3. 各湿原・盆地での調査結果

3.1 檜原湿原

北部九州の^{かしぼる}檜原湿原は(標高 591 m)は、^{せふり}脊振山地西部の佐賀県唐津市七山池原に位置する(**Fig. 1B**). ^{ななやまいげばる}脊振山地は、主に白亜紀後期に貫入した花崗岩類からなる (**唐木田ほか, 1962; 唐木田, 1985**). 檜原湿原周辺にも湿原は点在するが、この湿原が最も保存状態が良く、1976年に県自然環境保全地域に指定され、

九州の「尾瀬」ともよばれている（佐賀県保健環境部保全課編, 1991; 上赤, 1995）。檜原湿原の北西部には堰によりため池が形成されている（Fig. 2）。この堰は農業用水を確保するために構築されたと考えられるが、これまでのところ年代などの詳細は明らかではない（奥野ほか, 2011）。

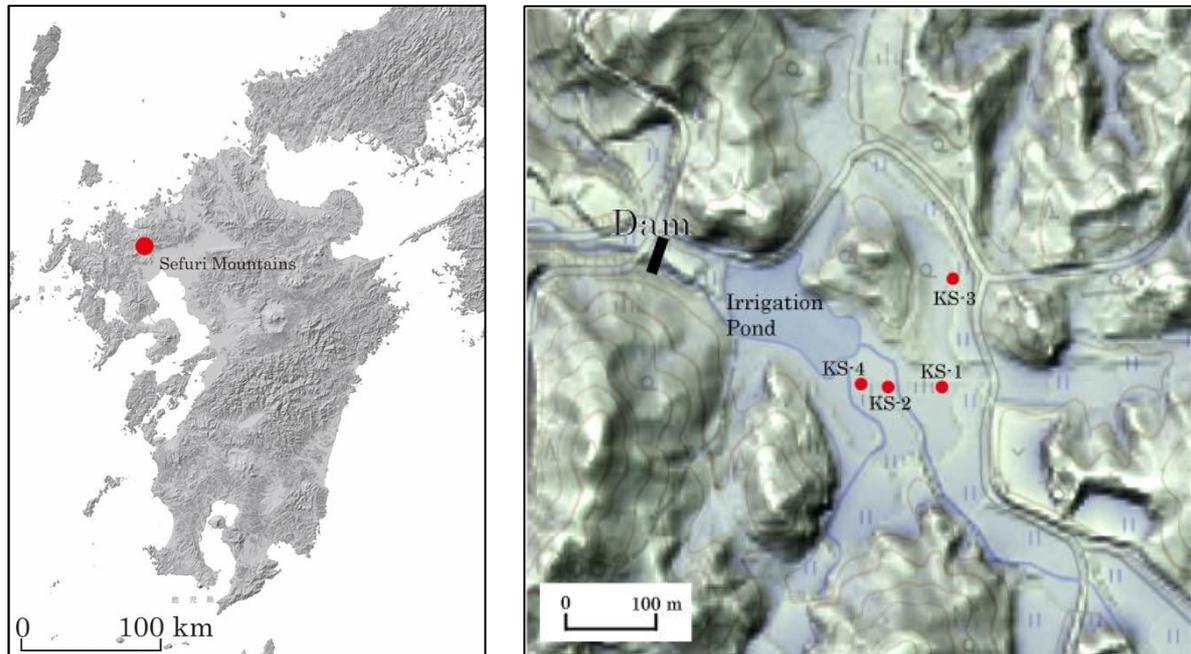


Fig. 2 Index and location maps. (A) Map showing the location of the Sefuri Mountains in Kyusyu Island. (B) Locality of boring site (KS-1, KS-2, KS-3, KS-4) in the Kashibaru marsh. GSI Map of the Kashinokibaru moor and its surroundings published by the Geospatial Information Authority of Japan (GSI).

奥野ほか（2004, 2006, 2011）および Fujiki *et al.* (2013) は、檜原湿原が位置する脊振山地の環境変動を復元する目的として、コア試料を採取し、含水比、乾燥密度、泥分含有率、鉱物組成、C/N 比、色調および ^{14}C 年代を測定した。これらにより檜原湿原が少なくとも 13 世紀初頭から徐々に池沼的環境へ移行し、16 世紀初頭から花崗岩起源の砂粒子の流入により埋積が進行し、17 世紀中葉には湿原環境が成立したと考えられた。一方で、湿原全体の拡大・縮小イベントについては十分に議論がなされていない。

本研究では、檜原湿原から計 4 本のコア (KS-1, KS-2, KS-3, KS-4) を新たに採取・分析し、湿原の拡大及び縮小イベントについて明らかにすることを試みた（黒木ほか, 2024a, b）。2023 年 12 月 16 日に湿原内 4 ヶ所（Fig. 2B）から計 4 本のコア試料を採取した。その後、コア試料の層相を観察し、採取試料の層相記載（Fig. 3）、表面写真および X 線写真撮影（Fig. 4）、色調 (L^* , a^* , b^*) 測定および初磁化率測定（Fig. 5）を行った。KS-1, 3 コアから植物片を採取して、ふじのくに地球環境史ミュージアムで acid-alkali-acid (AAA) 処理をした後、(株) 加速器分析研究所に ^{14}C 年代の測定を依頼した。

色調は粗粒なものほど明るく、初磁化率も同様に粗粒なものほど高くなる傾向が見られた。KS-3 は他のコア試料と比べて粗粒な層準の明度が非常に高い。また、細粒な層準では繊維状の植物片が非常に多く含まれていたのに対し、粗粒な層準ではほとんど植物が含まれていないか、あるいは木片やヒシなどの種子が含まれていた。試料 KS0304 は、 ^{14}C 年代測定により 1200 cal AD 以降のものと考えられている（奥野ほか, 2006）。このコア試料を採取した地点と本研究のコア試料 KS-1 を採取した地点は近接しており、本研究で採取したコア KS-1, 2, 3, 4 はすべて 1200 cal AD 以降のものだと判断した。

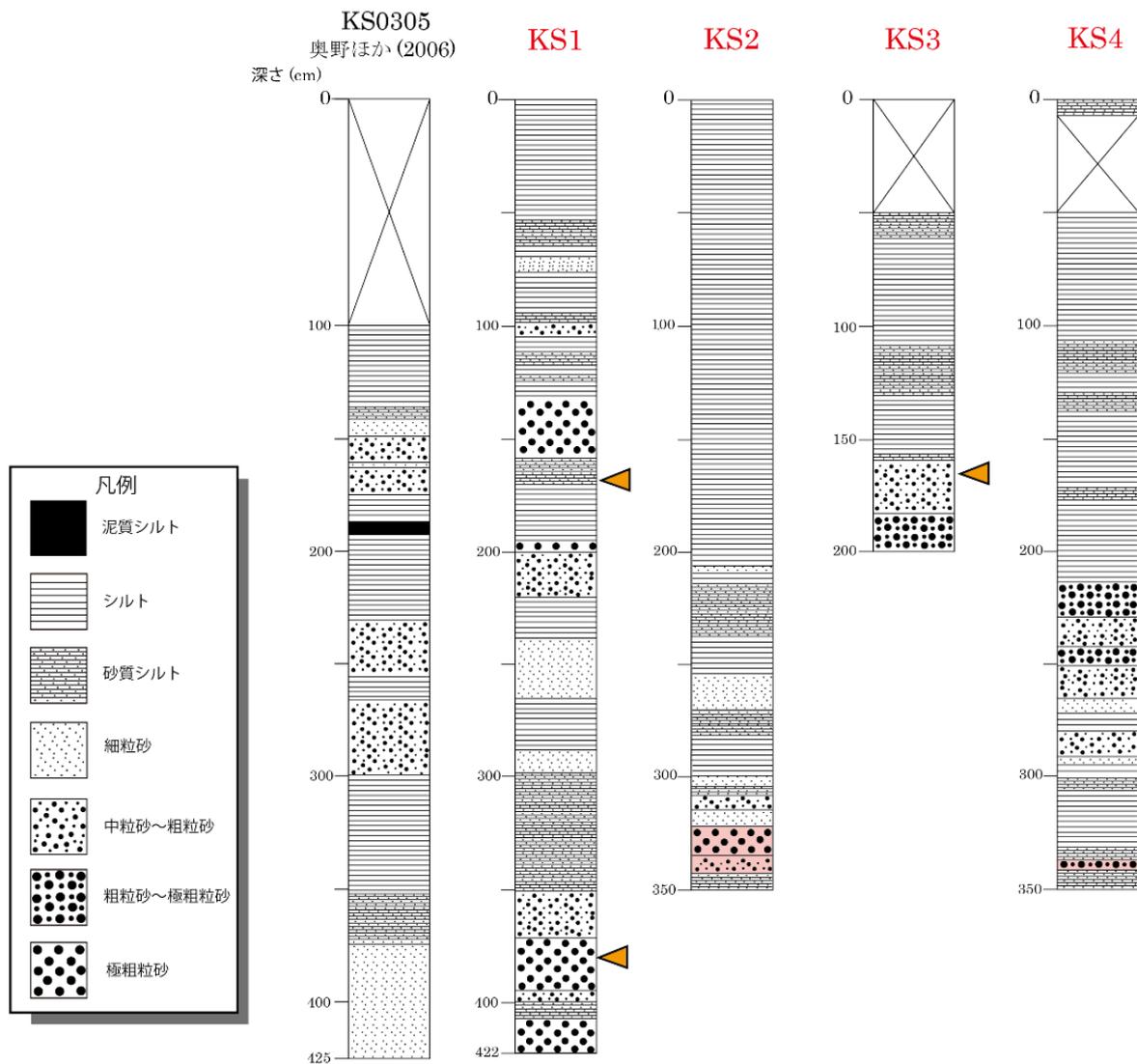


Fig. 3 Columnar section of core sample. The yellow triangles indicate sample horizons for ^{14}C measurement. Areas filled in light red are where the sample is stained red.

コア試料に含まれている碎屑粒子は、湿原周辺に位置する花崗岩類が風化して流入したと考えられる。一方、KS-3において底部の碎屑粒子は粒径が大きく明度も非常に高く、基盤の花崗岩類に由来すると判断できることから、湿原東側は堰が構築されたことによって水位が上昇して形成されたと考えられる。

KS-1の深度380 cmで 735 ± 20 BP、深度168 cmでは 375 ± 20 BPである。このことから、KS-1コアには中世以降の環境変化が記録されている可能性が示唆される。この結果は、KS0304 コアの深度442 cmで得られた年代値(奥野ほか, 2006)と概ね一致する。また、KS-3の深度165 cmのヒシの実は modern であり、コア採取の際に表層に含まれていたものが混入した可能性を示唆する。KS-1, 2, 4 コアでは植物質に富むシルト層に複数の砂層が挟まっており、これまでのコア試料の層序(奥野ほか, 2004, 2006, 2011)と調和的であるが、東側のKS-3ではシルト層が比較的薄く、ため池を整備するために堤体が構築された影響により江戸時代に湿原域が拡大された可能性がある。

以上をまとめた結果として、檜原湿原の形成過程を Fig. 6 に示す。

(a) 堰が構築される13世紀以前は水位が低く、堆積場が狭いかほぼ無い。

- (b) 13 世紀に堤体が構築されたことにより水位が上昇し，堆積場が拡大して湿原環境が成立した。
(c) 堤体が改築されるなどして更に水位が上昇し，KS-3 コアを含む東側にも堆積場が拡大した。

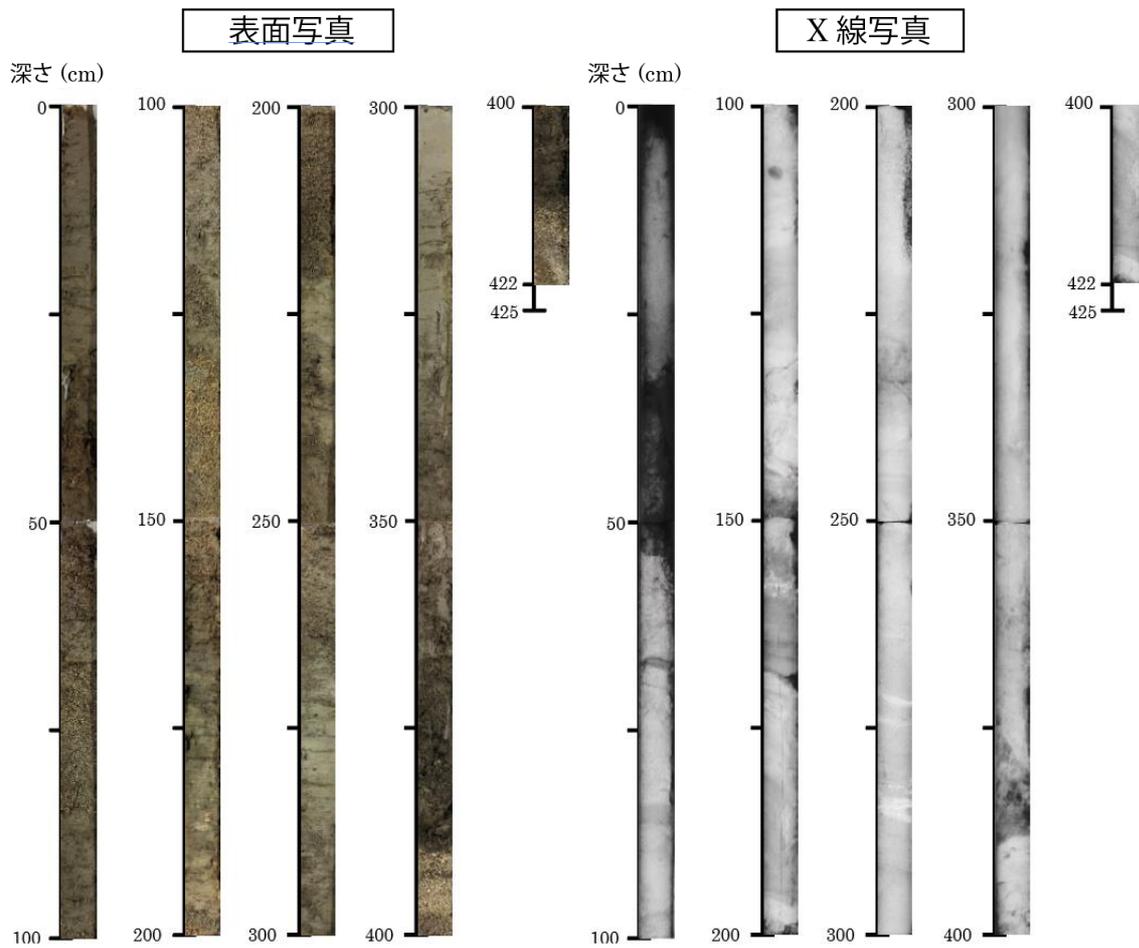


Fig. 4 Photograph and X-ray image of sediment cores KS-1.

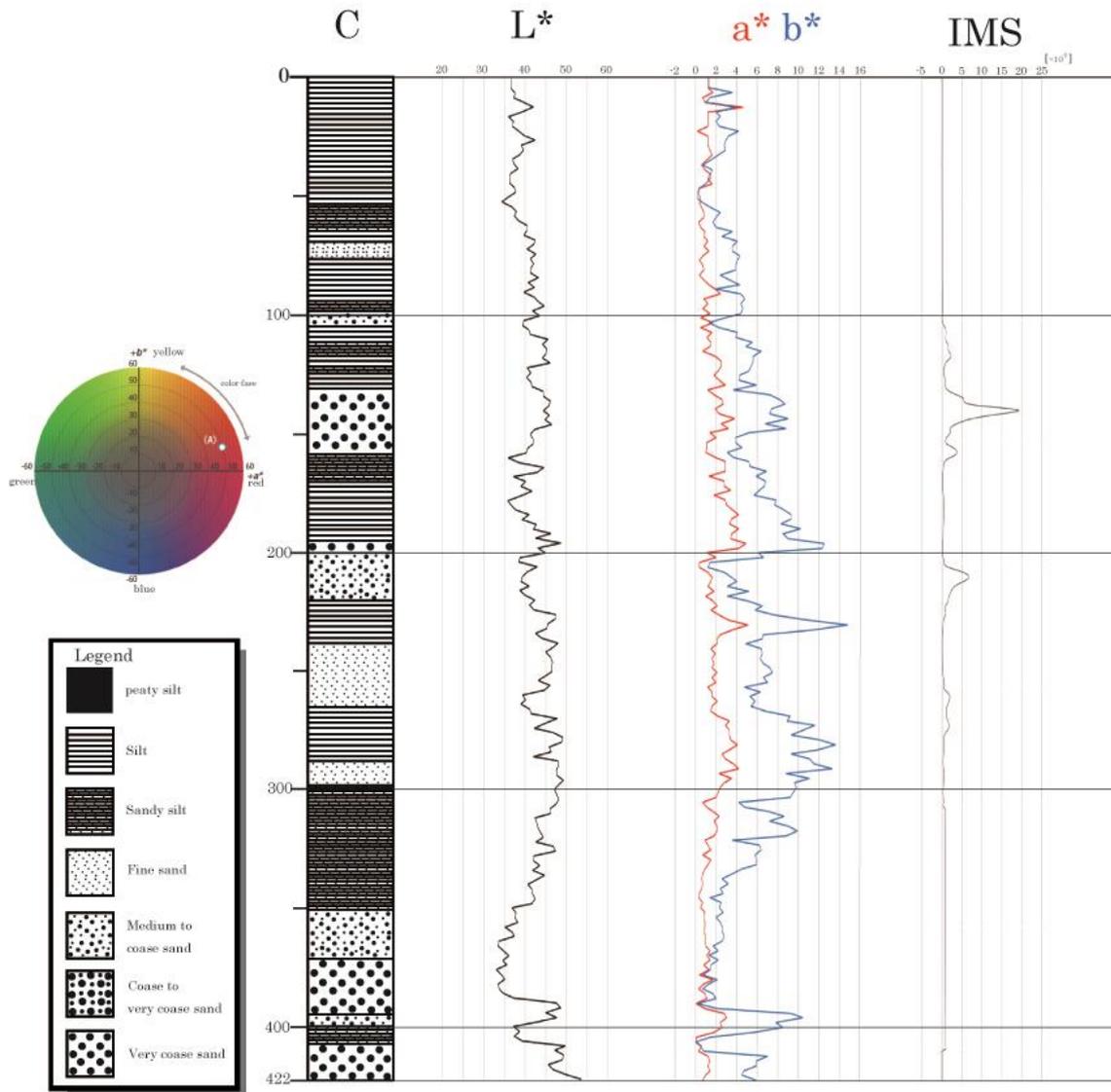


Fig. 5 Analysis results of sediment cores KS-1. C: Columnar section of core sample, L*, a*, b* digital color measurement, IMS: Initial magnetic susceptibility.

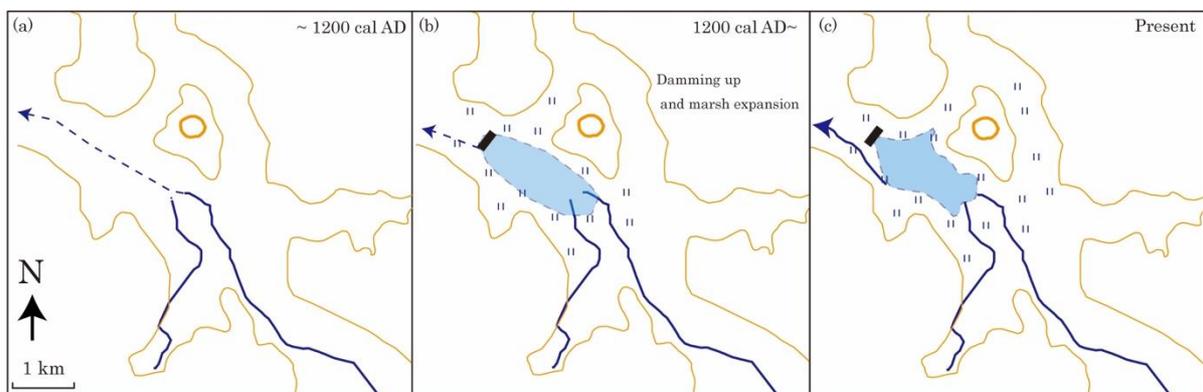


Fig. 6 The image of formation history of Kashinokibaru Marsh. (a) Before the dam was constructed. (b) The artificial construction of the dam and the expansion of the water table also expanded the sedimentation field. (c) The sedimentation field further expanded to the east and continues to the present.

3.2 宇生賀盆地

山口県の北部に存在する阿武単成火山群は、およそ 400 km²に約 40 個の単成火山を有しており、数 km ずつ離れて点在している (Koyaguchi, 1986). 島弧火山活動としては特異性のある第四紀火山のうちの1つである (藤・宇井, 1979). 感度法 K-Ar 年代によって約 2 Ma から活動したと考えられ (角縁ほか, 2000), 西部に位置する笠山スコリア丘が約 9 ka の TL 年代 (永尾ほか, 2001; 永尾, 2002) を得られたことから活火山に指定されている. 宇生賀盆地は北東部に位置しており, 南側の権現山 (約 0.31 Ma), 北側の高牟礼山 (約 0.18 Ma), 東側の西台・東台 (約 0.04 Ma), 鍋山スコリア丘・堀越溶岩 (-0.08 Ma) に取り囲まれている (角縁ほか, 2000). コア試料の花粉分析 (畑中・三好, 1980) や埋没林 (Hakozaki *et al.*, 2012) の研究などがある. 畑中・三好 (1980) は深度 520 m の堆積物について 2 層準, 大下ほか (2023) は 4 地点の堆積物について 8 層準の ¹⁴C 年代を得ている. また, 5271~3676 cal BP のスギの埋もれ木が深さ 50~60 cm に多数産出することが知られている (Hakozaki *et al.*, 2012). 完新世の広域テフラである鬼界アカホヤ (K-Ah) テフラ (町田・新井, 1978) はこれまで報告されてなかったが, 大下ほか (2023) により泥炭層から検出された. 大下ほか (2023) は, 約 27 cal ka BP~約 0.6 cal ka BP の盆地の埋積過程を復元している. この泥炭層の分布は, 宇生賀盆地の埋積過程と密接に関わると考えられる. 大下ほか (2024) は分布範囲を追跡するためさらに東西南北の 13 ヶ所でコア試料を採取し (Fig. 7), 二次元的に宇生賀盆地の埋積過程を再検討した (大下ほか, 2024b).

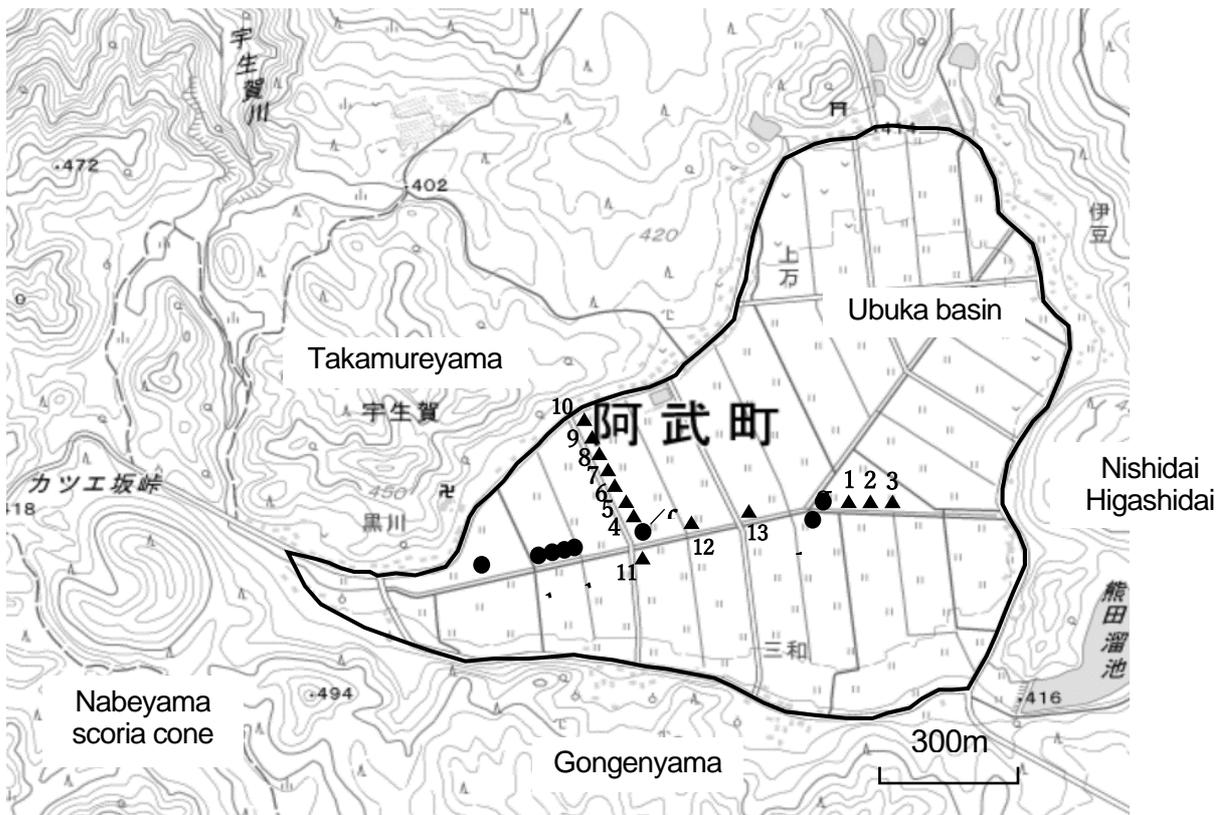


Fig. 7 Map showing the Ubuka basin and its surroundings. GSI Maps (Chiri-in-Chizu) published by the Geospatial Information Authority of Japan (GSI) is used as base map. Solid circles with letters indicate the location of coring sites (Oshita *et al.*, 2023). Solid triangle with numbers indicate the location of coring sites.

大下ほか (2023) で採取した宇生賀盆地内の東西直線上の約 900m に渡る 8 カ所 (Fig. 7; 地点 a~h) に加えてさらに 5 カ所 (Fig. 7; 地点 1~3, 22~23) と、南北直線上の約 350 m に渡る 8 カ所から計 13 本のコア試料を採取した (Figs. 7 and 8). 分析には X 線写真撮影, 色調測定, 初磁化率測定, かさ密度・含水率・含泥率測定を行った (Fig. 9). 採取したコア試料は, 最下部のシルト・粘土層から上位に向かって徐々に植物片に富む黒色泥炭に移化する傾向を示し, 泥炭は多くの木片を含んでいた (Fig. 8). 地点 9 の 88~96 cm に礫や砂が混ざった白色砂利層が確認できたが, 稲作土地整備のために敷かれたものだと考えられる. 今回の採取ではテフラ層を確認することはできなかったが, 黒色泥炭には少量のバブルウォール型火山ガラスが遍在していた. 黒色泥炭層では L^* , a^* , b^* が低く, かさ密度や含泥率が低いことは植物遺体が多量に残っていることを示している (Fig. 9). 白色砂礫層は各パラメータでピークが見られた.

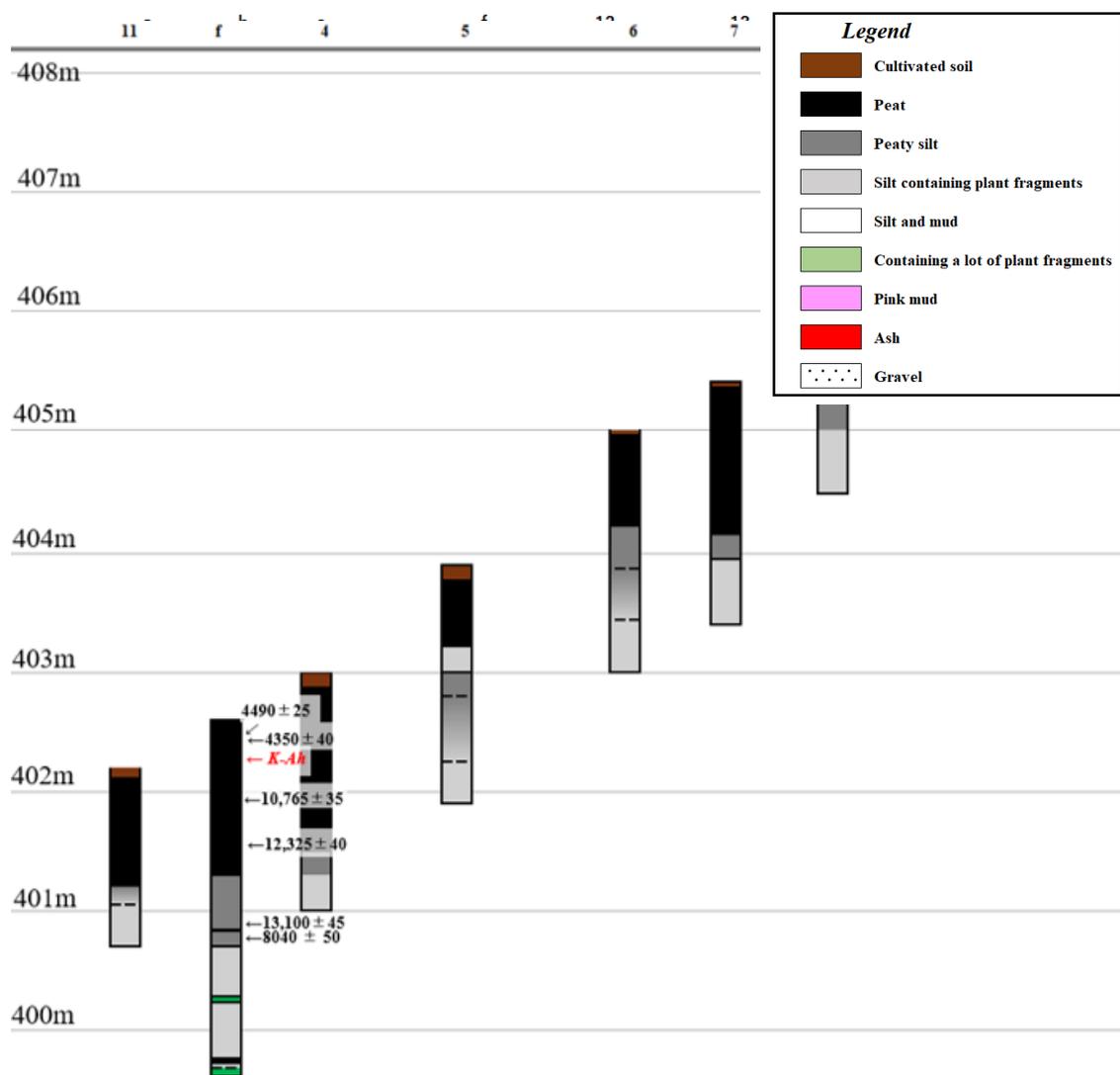


Fig. 8 Columnar sections of the sediment cores from the Ubuka basin. Localities of sampling sites are shown in Fig. 7. Approximate elevation data were obtained from the GSI Maps “Chiri-in-Chizu”.

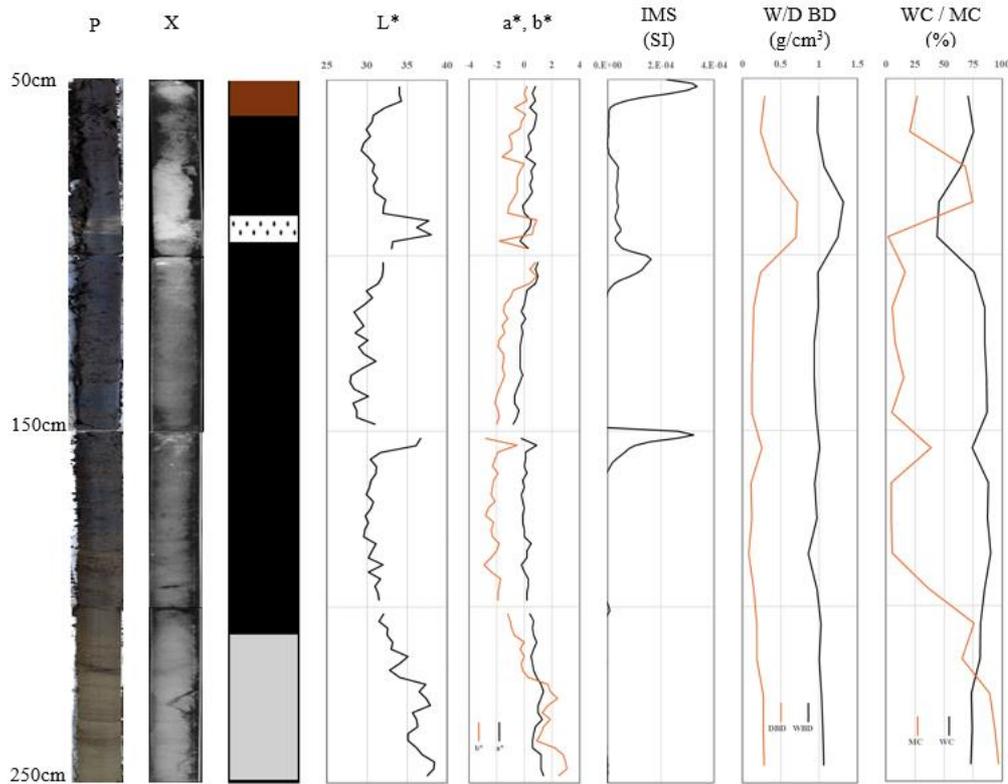


Fig. 9 Analysis results of sediment cores from 50 cm to 250 cm in depth at the core sample at Site 9. P: Photograph of the core sample, X: X-ray image, L*, a*, b* digital color measurement, IMS: Initial magnetic susceptibility, WBD: Wet bulk density, WC: Water content, MC: Mud content.

宇生賀盆地の東西直線上 (Fig. 7: 地点 a-g, 1~3, 22~23) の地点 2, 3 において、標高が上がりそれに伴って黒色泥炭が形成され、その上に泥炭質シルトが堆積しているため、この時期に盆地の水位が上がったと考えられる。また、地点 a や地点 12, 13 は現在の地形や、他よりもシルト質であることから常に周囲よりも標高が低かったと考えられる。地点 f にのみ黒色泥炭と K-Ah 層が存在することから、地点 f 以外では堆積中断があったと思われる。シルト質から黒色泥炭へ連続した堆積物であるため、周囲の植物繁茂に伴い埋積していったと考えられる。

宇生賀盆地の南北直線上 (Fig. 7: 地点 f, 4~11) では、黒色泥炭層がおおよそ平行に連続して分布しており、バブルウォール型火山ガラスが遍在していることから、攪拌があったと考えられる。つまり、宇生賀盆地の埋積過程は既存の堆積物の上にシルト・粘土の湖沼堆積物が堆積した。最終氷期後、広葉樹が徐々に増加し、同時に黒色泥炭や泥炭質シルトが形成された。7300 cal BP に K-Ah が堆積するが、地点 f にのみ K-Ah 層が残りその他の地点の泥炭層は攪拌された。その後水位が下がり盆地内にスギ林が形成されたが、埋没により埋もれ木が 2000~5000 cal BP に形成された。さらに水位が下がり現在の水田となった。

3.3 八丁平湿原

八丁平湿原 (Fig. 10) は、琵琶湖に注ぐ安曇川水系の江賀谷川の水源にある標高 800~820 m の高層湿原 (高原・竹岡, 1986) で、その基盤は丹波層群に属するチャート碎屑岩シーケンス (ジュラ紀に形成

された付加体，由良川コンプレックス) からなる (鈴木, 1990; 木村ほか, 2001). 八丁平湿原には，砂礫層，粘土層，泥炭層のサイクルが3回認められている (ただし，最下位は泥炭層のみ). このサイクルは，周囲の山地斜面の崩壊による塞き止め，池沼から湿原までの遷移に相当すると考えられる. 高原・竹岡 (1986) は，A地点の深度25~35 cmで 1660 ± 80 BP (N-3322)，45~55 cmで 4450 ± 80 BP (N-3323)，B地点の70~80 cmで 6980 ± 200 BP (KSU-289) の ^{14}C 年代と，始良 Tn (AT: 町田・新井, 1976) と鬱陵隠岐 (U-Oki: 町田ほか, 1981; 椎原ほか, 2013) のテフラを検出し，花粉分析により最近約3万年間の環境変遷を復元した. ただし，テフラは再堆積であると考えられている (高原・竹岡, 1986). 西川ほか (2023) は，地点5の露頭 (5-BL) から採取した3点で， $11,600 \pm 40$ BP (IAAA-221357)， $11,610 \pm 40$ BP (IAAA-221358)， $11,530 \pm 40$ BP (IAAA-221521)，深度69-71 cmのバルク試料 (土壤有機物) で 6315 ± 30 BP (IAAA-221912)，地点4の2番コア (4-2) では深度75-80 cmで 6930 ± 30 BP (IAAA-221913)，深度45 cmで 230 ± 30 BP (IAAA-221354)，地点7では深度45 cmで 380 ± 20 BP (IAAA-221356) の ^{14}C 年代と，地点5の深度85 cmでAT再堆積，完新世である最新サイクルでの堆積環境変化を復元した. 今回，コア試料を新たに3点採取・分析し， ^{14}C 年代と広域テフラの同定から詳細な層序・年代的フレームワークを確立することで，複数地点からのコア試料を対比・追跡した (西川ほか, 2024).

八丁平ではAT, K-Ah, U-Okiの火山ガラスなどが検出されており，西川ほか (2023) でも約7300 cal BPより下位の層準からATに由来する火山ガラスを検出したが，この他のテフラは検出できなかった. 再堆積テフラは，地震による液状化によって吹き上がった可能性が考えられるので，その分布を追跡するため，地点5に加えて地点11と12の計3ヶ所でコア試料を採取した (Fig. 1E, 10).

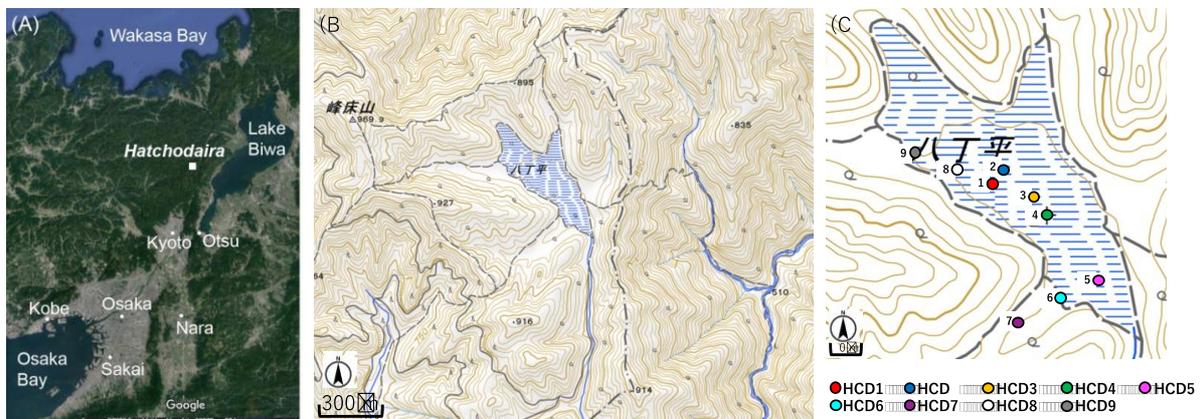


Fig. 10 Location maps. (A) Satellite imagery of central and northern Kansai area issued by Google Map© showing locality of the Hatchodaira moor, (B) GSI Map of the Hatchodaira moor and its surroundings published by the Geospatial Information Authority of Japan (GSI). (C) Location of coring sites. Solid circles with numbers indicate the location of coring sites.

2023年11月17日に湿原内の約100 mにわたる3カ所 (HCD5, 8, 9) から計3本のコア試料を採取した (Fig. 10c). コア試料の層相を観察し，顕微鏡観察，色調 (L^* , a^* , b^*) 測定，湿潤かさ密度測定，乾燥かさ密度測定，含水率測定，含泥率測定，初磁化率測定， ^{14}C 年代測定を行った. また，新たに採取した3本のコア試料に加え，西川ほか (2023) で採取した12本のコア試料の顕微鏡観察を行った (Fig. 11; 西川ほか, 2024b).

採取試料の表面写真, X線撮影写真, 柱状図を Fig. 2 に示す. 採取したコア試料 5-4, 8 は, 最下部の砂を含んだ粘土層から有機質粘土層, 泥炭層に, コア試料 9 は礫を含んだ粘土層から泥炭層に移化していた.

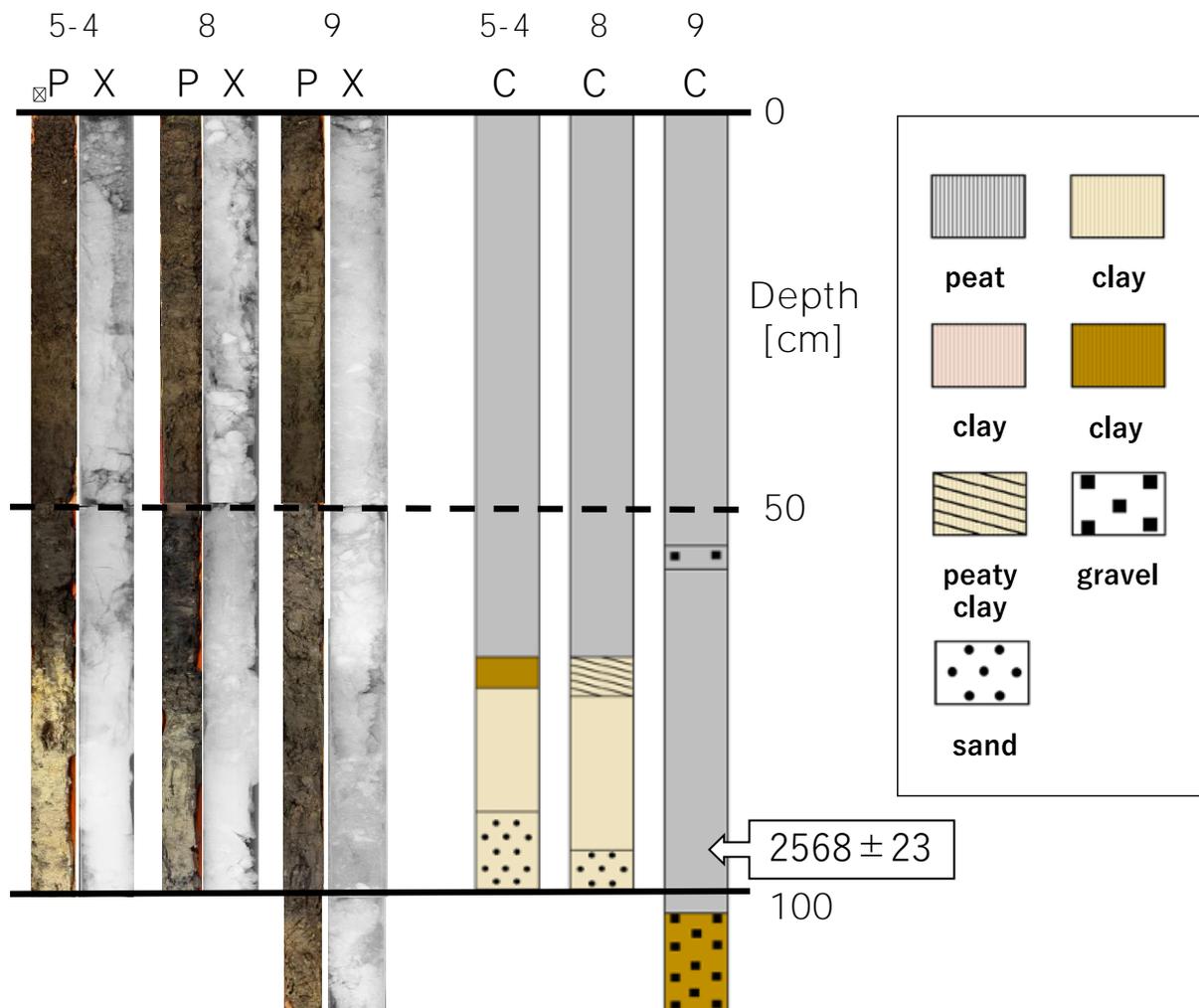


Fig. 11 Photograph of core sample and X-ray image and Columnar section of core sample. Locality are shown in Fig. 1(C). C: Columnar section of core sample, P: Photograph of core sample, X: X-ray image and Columnar section.

Fig. 12 にコア試料 5-4 の分析例を示す. 湿潤かさ密度は深度 15~65 cm において $0.9\sim 1.2\text{ g/cm}^3$ であり, これは一般的な泥炭層の湿潤かさ密度 $0.8\sim 1.3\text{ g/cm}^3$ に該当しており, 柱状図の結果とも一致している. 含泥率は砂礫を含む層で低く, 含水率も類似した挙動を示す. 初磁化率は, 深度 5~30 cm の泥炭層および粘土層において高い値を示した.

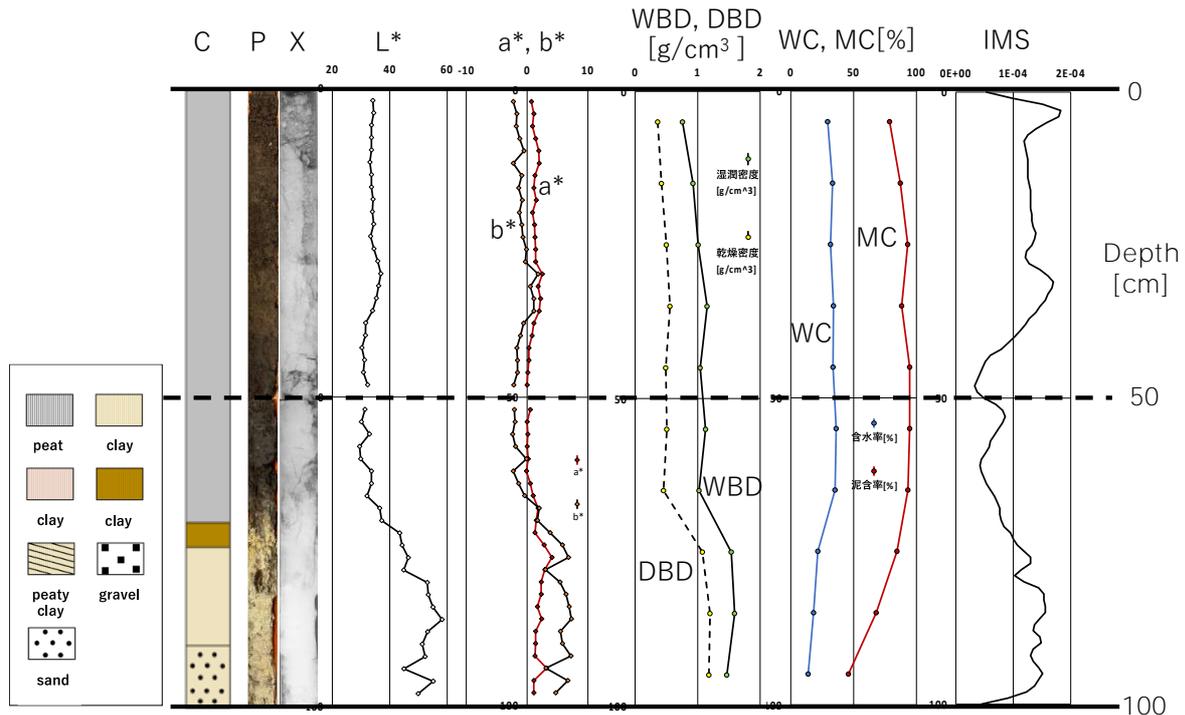


Fig. 12 Analysis results of sediment cores 5-4. C: Columnar section of core sample, P: Photograph of core sample, X: X-ray image and Columnar section, MC: Mud content, WC: Water content, WBD: Wet bulk density, DBD: Dry bulk density, L*, a*, b* digital color measurement, IMS: Initial magnetic susceptibility.

西川ほか (2023) および本研究の計 15 本のコア試料の顕微鏡観察において、バブルウォール型火山ガラスの普遍的な混入を確認した。 ^{14}C 年代はコア試料から植物片を拾い出し、KIGAMでAMS法により測定した。

地点2では、深度40~45 cmで 1798 ± 37 BP (KGM-Owd230001)、深度73 cmで 4279 ± 39 BP (KGM-Owd230002)、地点4の1番コア(4-1)では深度98 cmで 8493 ± 51 BP (KGM-Owd230002)、地点4の2番コア(4-2)では深度15-20 cmで 235 ± 32 BP (KGM-Owd230015)、地点9の深度96 cmで 2568 ± 23 BP (IAAA-221521)を得た。それぞれの校正暦年中央値は1679 cal BP, 4849 cal BP, 9500 cal BP, 272 cal BP, 2730 cal BPである。

Fig. 13 に西川ほか (2023) と本研究で採取したコア試料の柱状図および ^{14}C 年代をまとめたものを示す。HCD4-1, 4-2, 5-4, 8, 9の最下部層の砂礫を含んだ粘土層は斜面崩壊による堆積物であり、 ^{14}C 年代測定の結果から約9.5 cal ka BP~約7.5 cal ka BPに斜面崩壊が起きたと考えられる。HCD1, 2, 3, 4-1, 4-2の砂礫を含んだ泥炭層も斜面崩壊による堆積物であり、 ^{14}C 年代測定の結果から約2 cal ka BPに斜面崩壊が起きたと考えられる。この年代は、いずれも若狭湾から京都盆地南東部に至る花折断層の活動時期(吉岡ほか, 1998)と一致していることから、断層活動によって斜面崩壊が起きた可能性がある。顕微鏡観察において確認されたバブルウォール型の火山ガラスは、高原・竹岡 (1986) および西川ほか (2023) でも確認されているATの再堆積であると考えられる。湿原内のコア試料に普遍的に確認されたことから、斜面崩壊による再堆積であると考えられる。

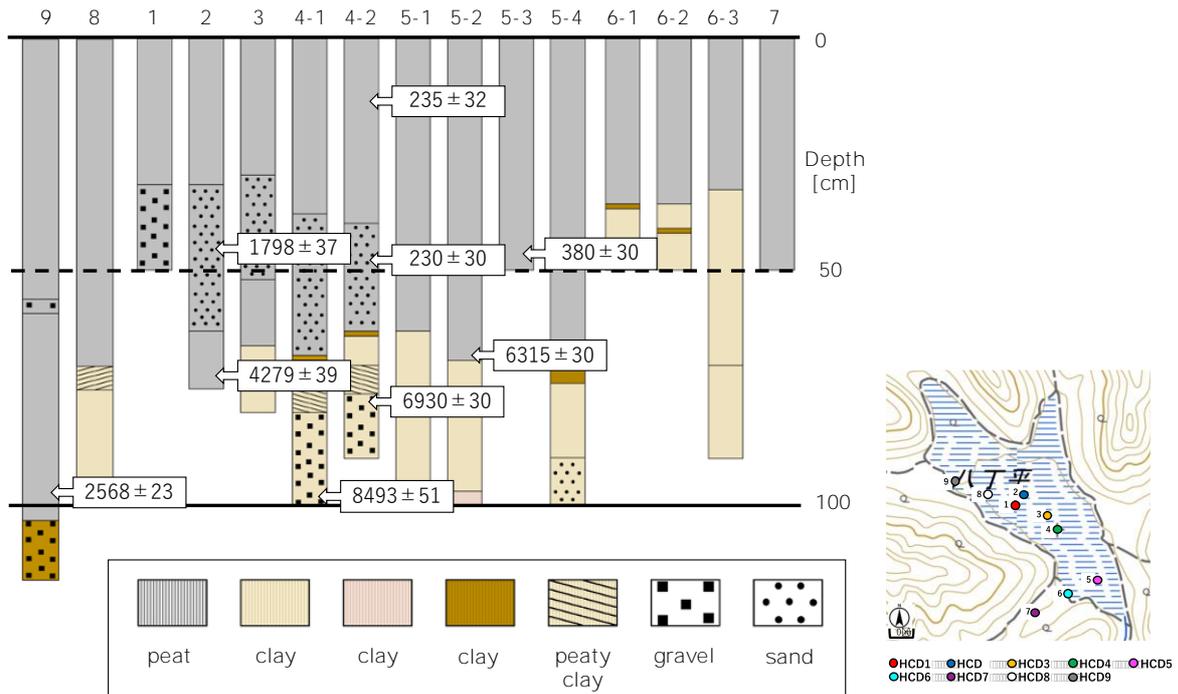


Fig. 13 Columnar section of core sample collected in Nishikawa *et al.* (2023) and the histogram of the core collected in this study.

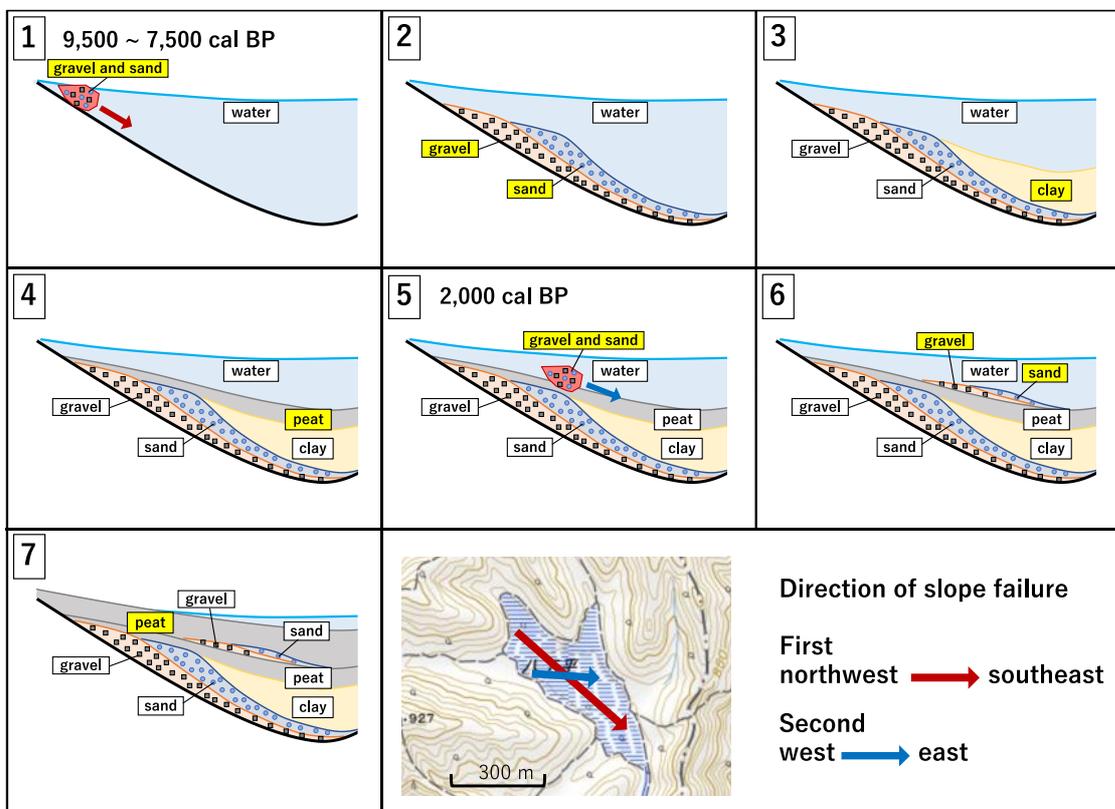


Fig. 14 Diagram showing sedimentary environmental history of Hatchodaira moor.

分析結果から完新世における八丁平湿原の堆積環境変化は、以下のように考えられる (Fig. 14). 約 9.5

cal ka BP～約 7.5 cal ka BP に斜面崩壊が起こり、湿原内全域の北西から南東方向にかけて砂礫が堆積した。その後、湿原内に粘土層が堆積した。粘土層の堆積後、水位の低下に伴い、湿原内に泥炭層が堆積した。その後、約 2 cal ka BP に斜面崩壊が再び起こり、湿原内中心部の西から東方向にかけて砂礫が堆積した。

3.4 池ヶ原湿原

福井県勝山市の池ヶ原湿原 (Fig. 15) は、大野市から勝山市の標高 500～600 m に広がる六呂師高原の最も高いところにある標高 609 m、面積約 3ha の低層湿原で、岩屑なだれ堆積物が二次的に滑落した際にできた凹地に湧き水や雨水が貯まって形成された (吉澤, 2010)。深度 0～260 cm に泥炭層、深度 260 cm より下層では植物遺体を多く含む粘土層、425 cm～455 cm には AT の純層が確認されている (高原, 2018)。花粉分析によって始良 Tn(AT) テフラ (町田・新井, 1976) より上位の堆積物では、トウヒ属、モミ属、ツガ属などのマツ科針葉樹の花粉が多数確認された (高原, 2018)。ただし、鬼界アカホヤ (K-Ah: 町田・新井, 1978) や鬱陵隠岐火山灰 (U-Oki: 町田ほか, 1981; 椎原ほか, 2013) の層準は認められていない。本研究では池ヶ原湿原でコア試料を採取し、¹⁴C 年代と広域テフラの同定から詳細な層序・年代的フレームワークを確立して、複数地点からのコア試料を対比・追跡することで湿原地域の変化を詳しく復元することを目的としている (西川ほか, 2024a)。以下では採取したコア試料の層序と分析結果の詳細を示す。

2023 年 12 月 5 日に湿原内の約 100 m にわたる 6 カ所 (Figs. 1D, 15) から計 6 本のコア試料を採取した (Fig. 15)。コア試料の層相を観察し、顕微鏡観察、色調 (L^* , a^* , b^*) 測定、湿潤かさ密度測定、乾燥かさ密度測定、含水率測定、含泥率測定、初磁化率測定を行った。得られたコア試料は、暗褐色の植物質シルト～泥炭層を主体とし、灰白色シルト～砂層を挟む。



Fig. 15 Location maps. (A) Satellite imagery of northern Kansai area and southern Hokuriku area issued by Geospatial Information Authority of Japan (GSI) showing locality of the Ikegahara Wetland, (B) Drone (DJI) imagery of Ikegahara Wetland, (C) GSI Map of the Ikegahara Wetland and its surroundings. Solid circles with numbers indicate the location of coring sites.

採取試料の柱状図を Fig. 16 に示す。採取したコア試料は、最下部の泥炭層から粘土層、有機質粘土層、泥炭層に移化しており、IGS-1 の深度 436～456 cm に火山灰層を確認した (Fig. 17)。また、最上部の泥炭層では IGS-5 を除いた 5 地点で厚さ 6～20 cm のバブルウォール型火山ガラスを含む粘土層が挟在している (Fig. 16)。

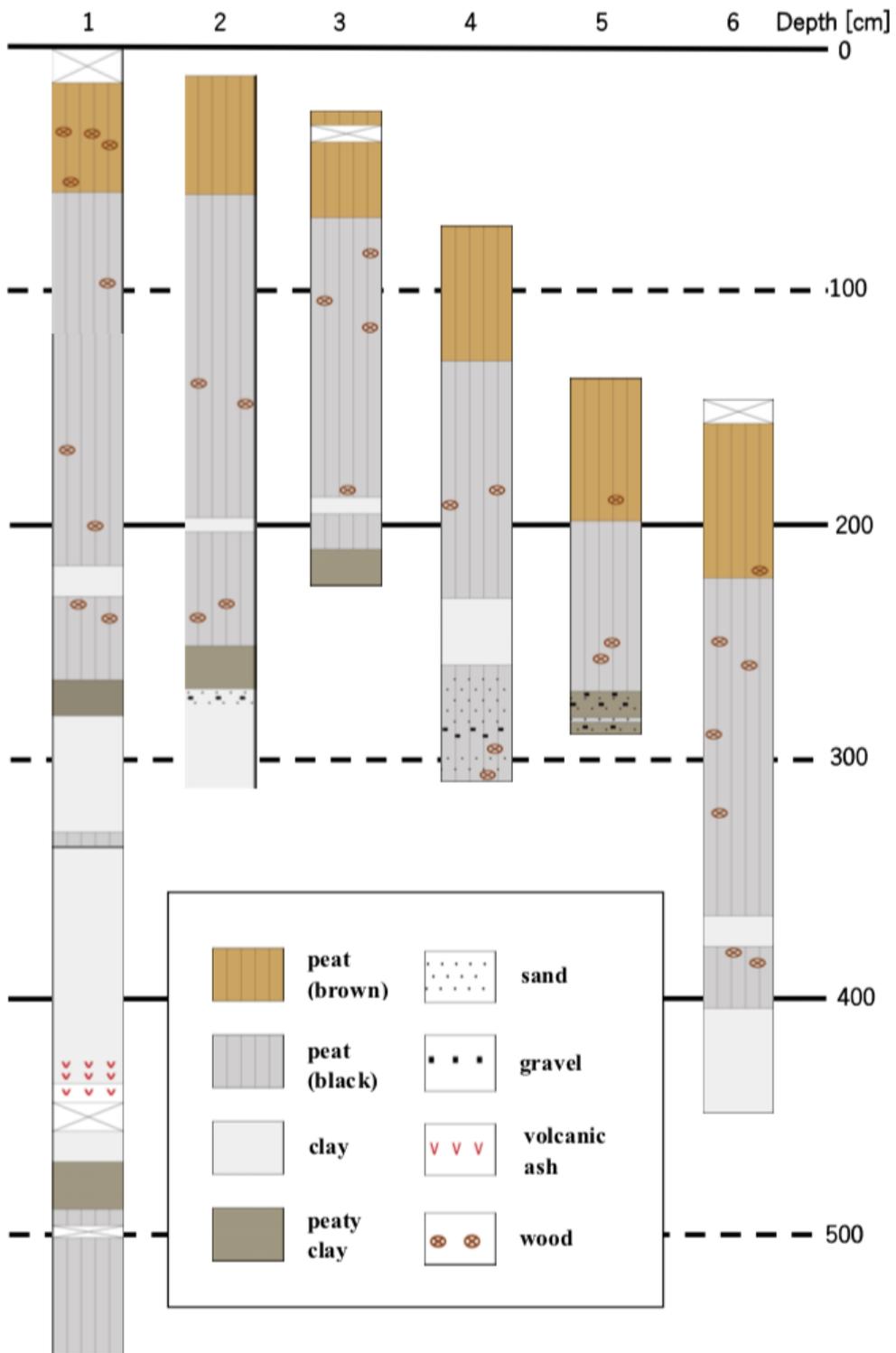


Fig. 16 Columnar section of core sample. Locality are shown in Fig. 1C.

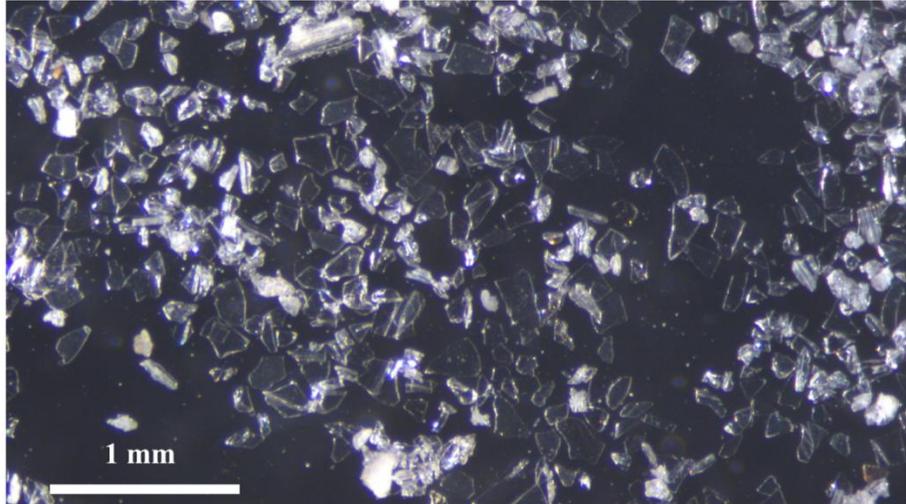


Fig. 17 Microphotograph of volcanic glass shards from a depth of 445 cm in sediment core 1.

深度 365 cm では砂および火山ガラスを確認した (Fig. 18). Fig. 19 にコア試料 1 の表面写真と X 線撮影写真, Fig. 20 にコア試料 1 の分析結果を示す. 湿潤かさ密度は深度 25~205 cm, 230~265 cm, 485~545 cm において $0.9\sim 1.3\text{ g/cm}^3$ で, 一般的な泥炭層の湿潤かさ密度 $0.8\sim 1.3\text{ g/cm}^3$ の範囲内にある. 含泥率は木片, 砂礫, 植物片を多く含む層で低い値を示し, 初磁化率は粘土層において高く, 湿潤かさ密度も類似した挙動を示す.

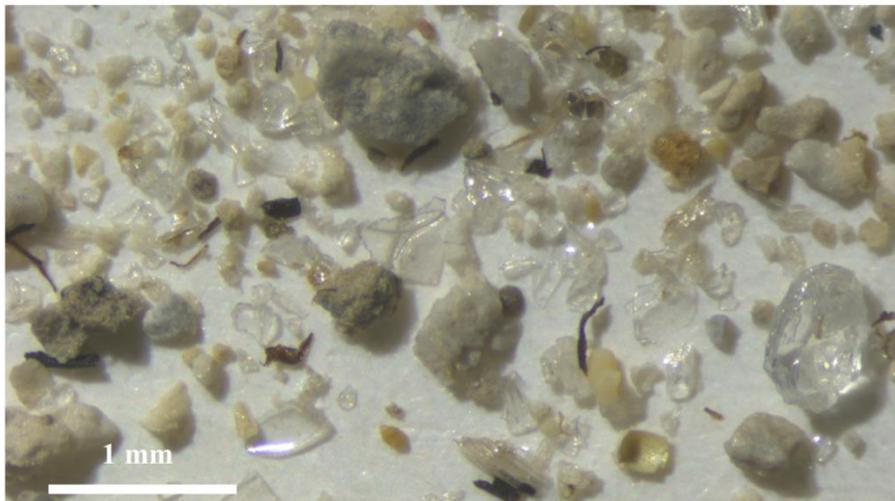


Fig. 18 Microphotograph of volcanic glass shards from a depth of 365 cm in sediment cores 1.

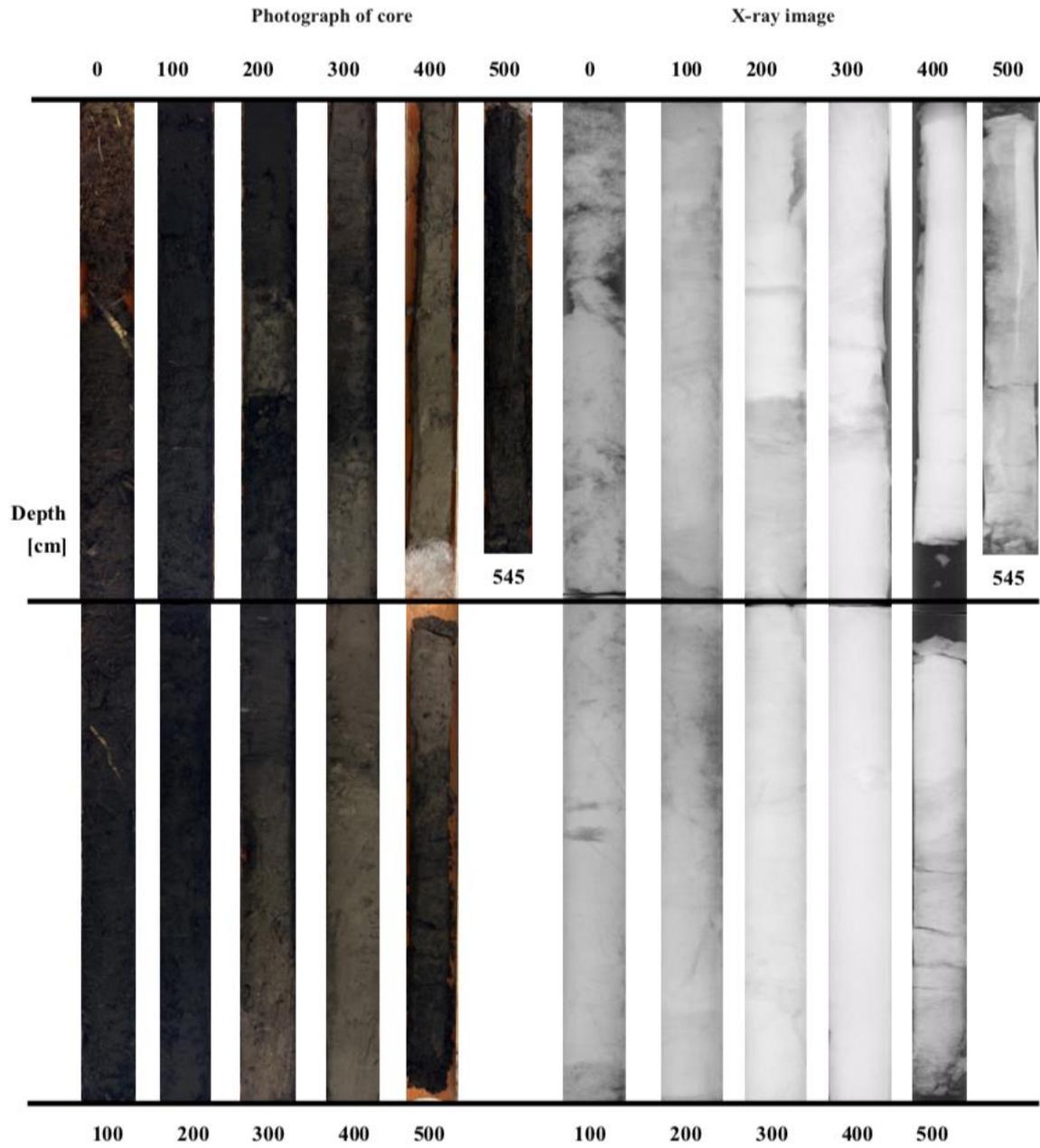


Fig. 19 Analysis results of sediment cores 1. Photograph of core sample and X-ray image.

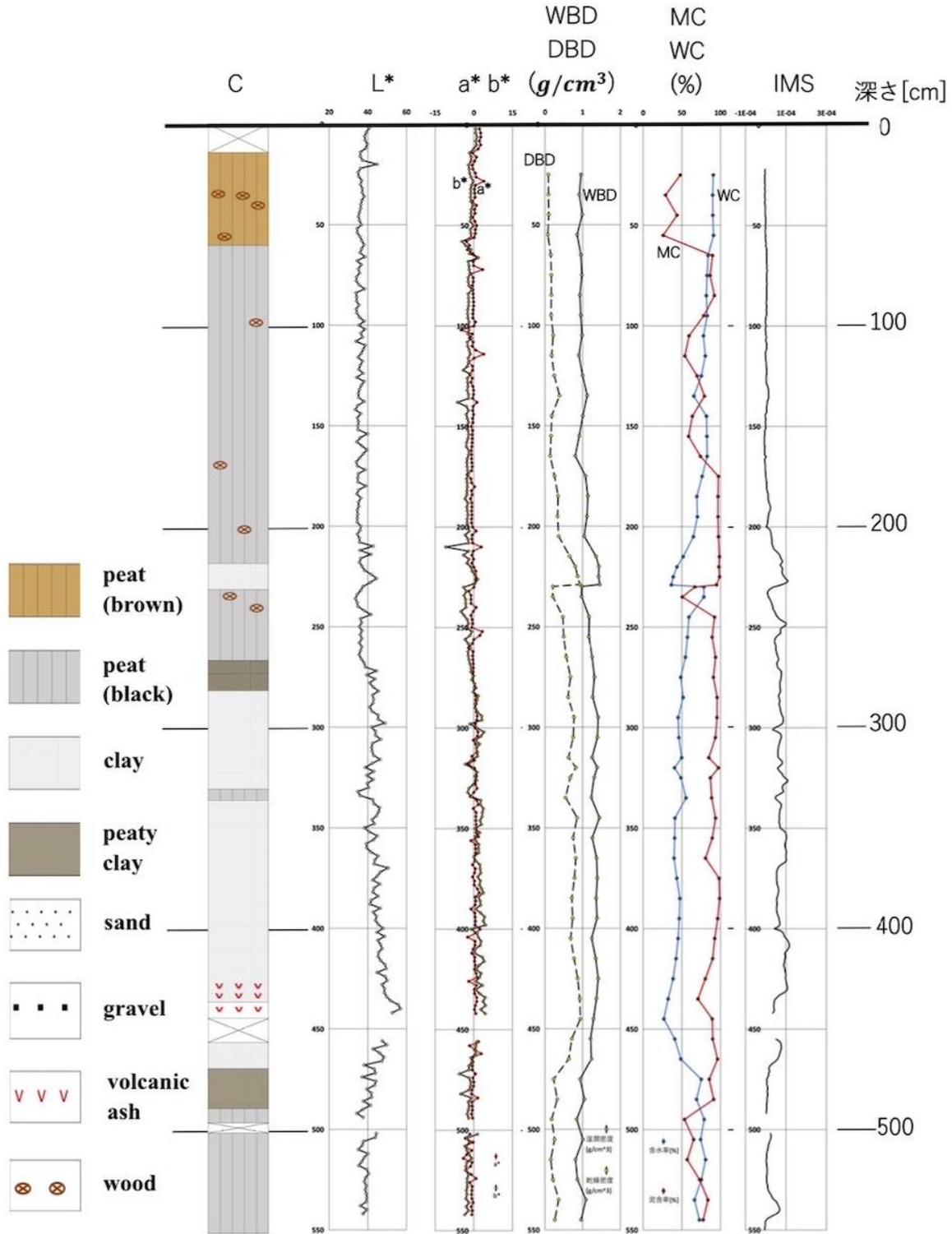


Fig. 20 Analysis results of sediment cores 1. C: Columnar section of core sample, MC: Mud content, WC: Water content, WBD: Wet bulk density, DBD: Dry bulk density, L*, a*, b* digital color measurement, IMS: Initial magnetic susceptibility.

IGS-1の火山灰層はバブルウォール型火山ガラスが確認されることから約30 cal ka BPのATであると考えられる。最上部の泥炭層中に確認された厚さ6~20 cmの粘土層はバブルウォール型火山ガラス以外

に一部で砂礫も含んでおり、洪水堆積物である可能性がある。IGS-1 の深度 436~456 cm が AT(約 30 cal ka BP) であると仮定すると、堆積速度は約 15 cm/kyr となり、今回採取した試料の最下部層の年代は約 37 cal ka BP、上記の粘土層の年代は約 17 cal ka BP と推定される。深度 365 cm で確認された砂および火山ガラスは噴砂により堆積した可能性がある。含水率の増加、含泥率の減少、初磁化率の減少が見られる層は堆積当時の植物供給が多かったと考えられる。

分析結果から過去 3.7 万年間の池ヶ原湿原の堆積環境変化は、Fig. 21 のように考えられる。約 37 cal ka BP は水位が低く泥炭が堆積する環境であったが、寒冷化による植物供給の減少と降水量の増加に伴い粘土が堆積する環境へ変化した。その後、約 30 cal ka BP の AT 堆積後、最終氷期最盛期 (LGM) を迎えた。LGM 以降、温暖化により植物供給が増加し泥炭が堆積する環境へ変化した。また、約 17 cal ka BP には湿原内で洪水が発生した。IGS-2, 3, 4, 5 で砂礫を含む層が確認されたことから、湿原内の IGS-2, 3, 4, 5 付近に河川が存在し、その河川が氾濫し、洪水が発生したと考えられる。

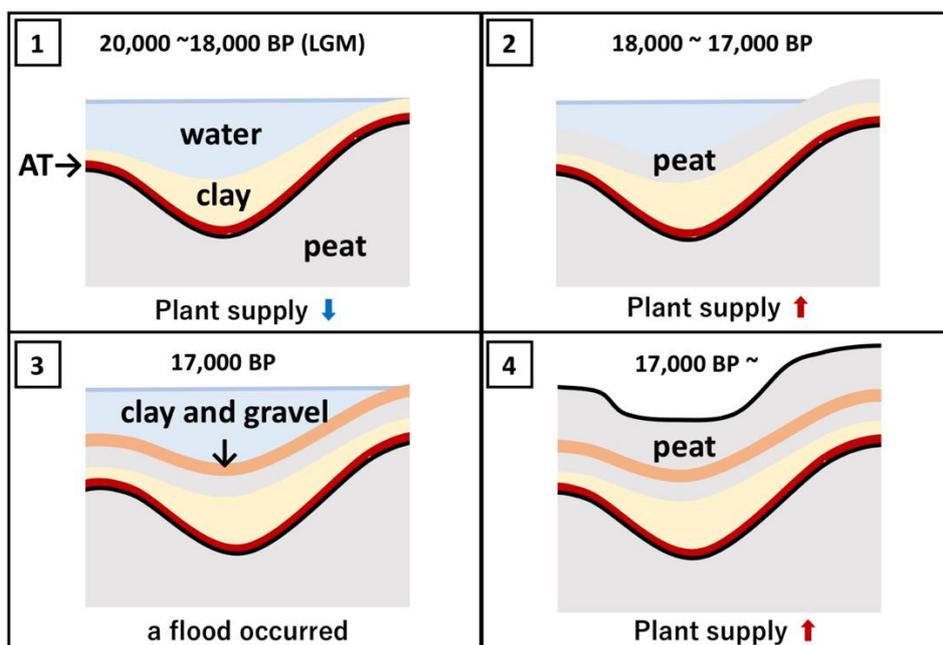


Fig. 21 Idealized sections showing sedimentary environmental history of Ikegahara Wetland.

3.5 蛇石大池湿原

伊豆半島南部にある蛇石火山は、K-Ar 年代から 1.33 Ma の前期更新世後半に噴火した標高 520 m の火山である (有馬ほか, 1990)。この付近には数個の火山性凹地が存在し、蛇石大池湿原は、それらの凹地のうちのひとつで標高約 385 m の低層湿原である。湿原には耕地区画や水路跡が残っており、かつて水田として利用されていた (六浦, 1954)。叶内 (2005) は、34°42'38"N (日本測地系)、標高 385 m の地点からコア試料 (Jai91-1~3) を採取し、最大深度約 6.3 m の Jai91-3 では 5 層準の ^{14}C 年代と始良 Tn (AT)、鬼界アカホヤ (K-Ah)、カワゴ平 (Kg: 西田ほか, 1993; 嶋田, 2000) テフラを報告し、花粉分析から最終氷期寒冷期から後氷期の植物変遷を復元している。今回の調査では、7ヶ所でコア試料を採取した (Figs. 1F, 22)。

蛇石大池湿原内の東西直線上の約 150 m に渡る 5ヶ所 (地点 1~5) と、南北に 2ヶ所 (地点 6 と 7) の計 7箇所 で採取した (Fig. 22C)。泥炭層中にテフラ層が検出され、そのうち径 2 mm 程度の粗粒なものは

Kg に対比されると考えられる。地点 5 のコア試料の最下部は基底であった。分析には X 線写真撮影、色調測定、初磁化率測定、湿潤/乾燥かさ密度・含水率・含泥率測定、テフラの顕微鏡観察を行った (Fig. 23, 大下ほか, 2024a)。

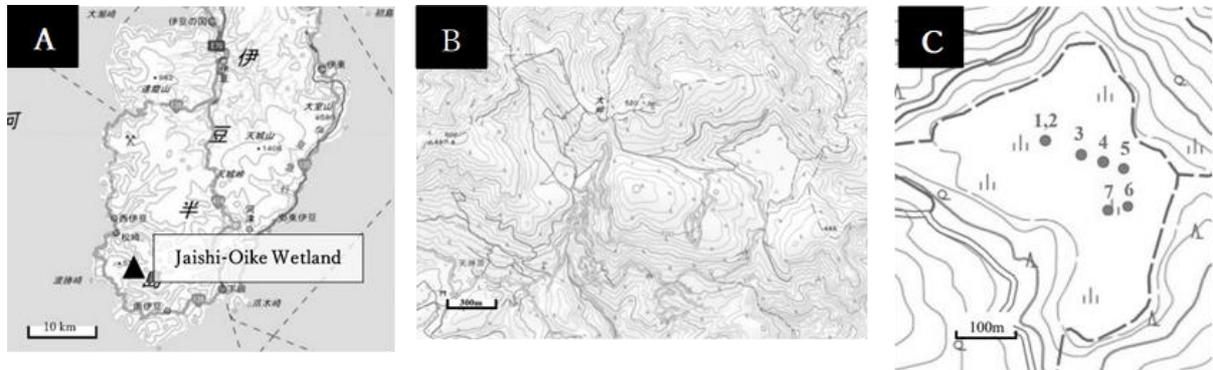


Fig. 22 Location maps. A, B) GSI Maps (Chiri-in-Chizu) of the Jaishi-Oike and its surroundings published by the Geospatial Information Authority of Japan (GSI). C) Solid circles with numbers indicate the location of coring sites.

7本の採取したコア試料の観察結果を Fig. 23 に示す。最下層から泥炭質粘土層、泥炭層が順に堆積していた。いずれのコア試料にもヨシの茎、木片などの植物遺体を多く含んでいた。また、JIS1 (226~227 cm), JIS2 (196~200 cm) には軽石混じりの白色テフラ層, JIS4 (213~225 cm, 233~237 cm), JIS6 (171~181 cm) には明褐色の細粒なテフラ層, JIS7 (195~200 cm) には明褐色の粗粒なテフラ層が確認できた。それぞれ軽石型火山ガラスに富み、角閃石を含む特徴 (嶋田, 2000, 増島, 2010) から Kg に対比できる。これは叶内 (2005) の Kg 層準とも一致している。さらに 130~150 cm の泥炭層に少量の 0.2~0.3 mm の火山ガラスを確認することができた。

本湿原は斜面崩壊による堰き止めによって形成されたと考えられる。叶内 (2005) と対比すると後氷期の堆積環境が記録されているが K-Ah は確認できなかった。火山灰層で IMS ではピーク, WC・MC では減少が見られた (Fig. 24)。また MC は植物遺体が多量に残っていることを示している。明褐色火山灰は、白色火山灰が風化したと考えられ、堆積速度に違いがあった。明褐色・白色火山灰 (Kg : 約 3100 cal BP : Tani *et al.*, 2013) が堆積したとき、JIS 1 は泥炭層であり南東に向かうと泥炭質粘土層であることから (Fig. 23)、北西側の標高が高く湿地であり、南東側の標高が低く湖沼であったと考えられる。約 200 cm 以浅にはヨシの植物遺体が多く含まれており、この時から継続して植物や水の供給がある湿原であった。JIS5 の最下部が基底であったため、徐々に湿原の標高が高くなることにより湿原の範囲が拡大したと考えられる。

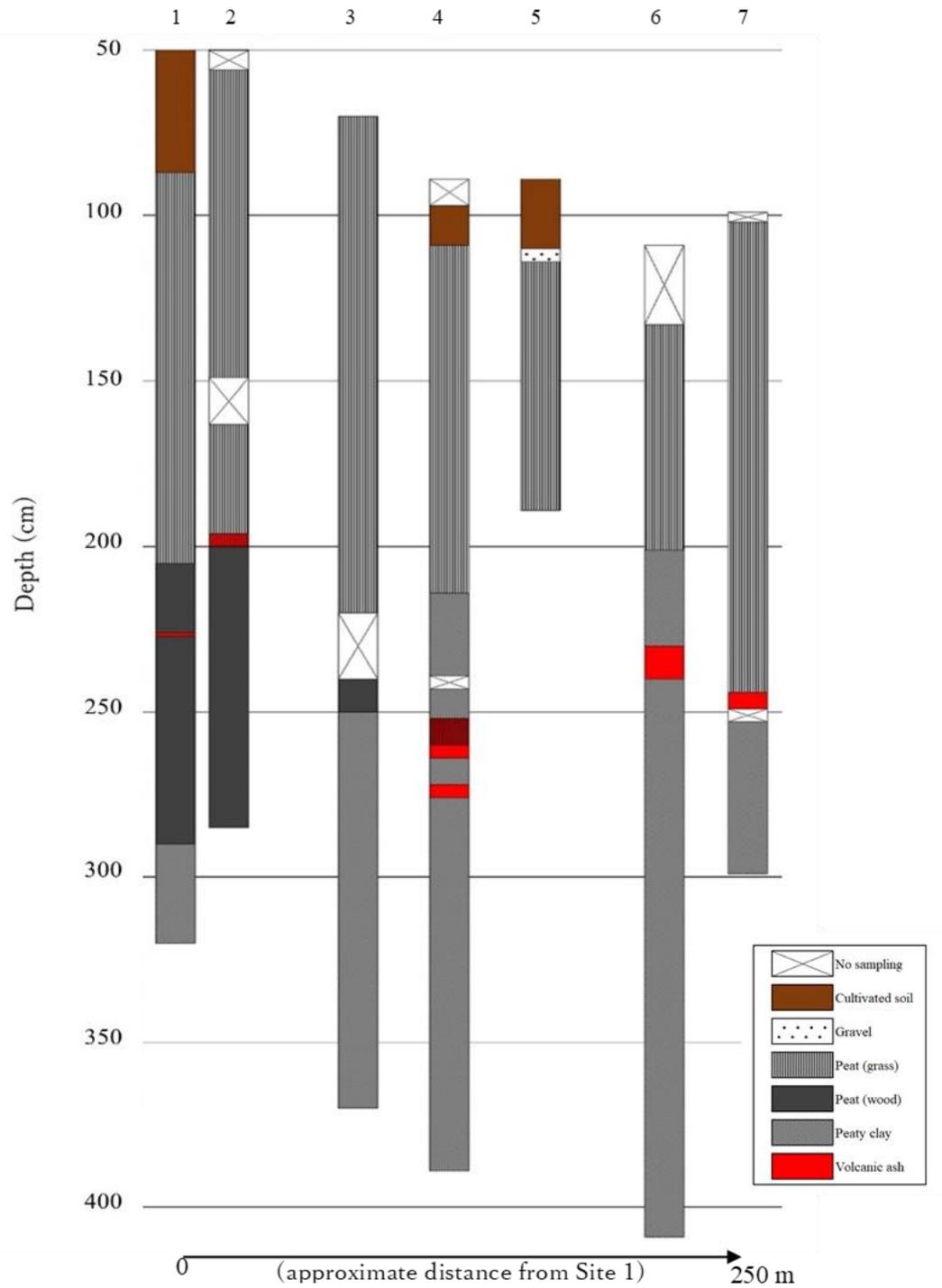


Fig. 23 Simplified columnar sections of the sediment cores from the Jaishi-Oike. Localities of sampling sites are shown in Fig. 22C. The depth and distance are based on the altitude of Site 1, and approximate elevation data were obtained from the GSI Maps “Chiri-in-Chizu”.

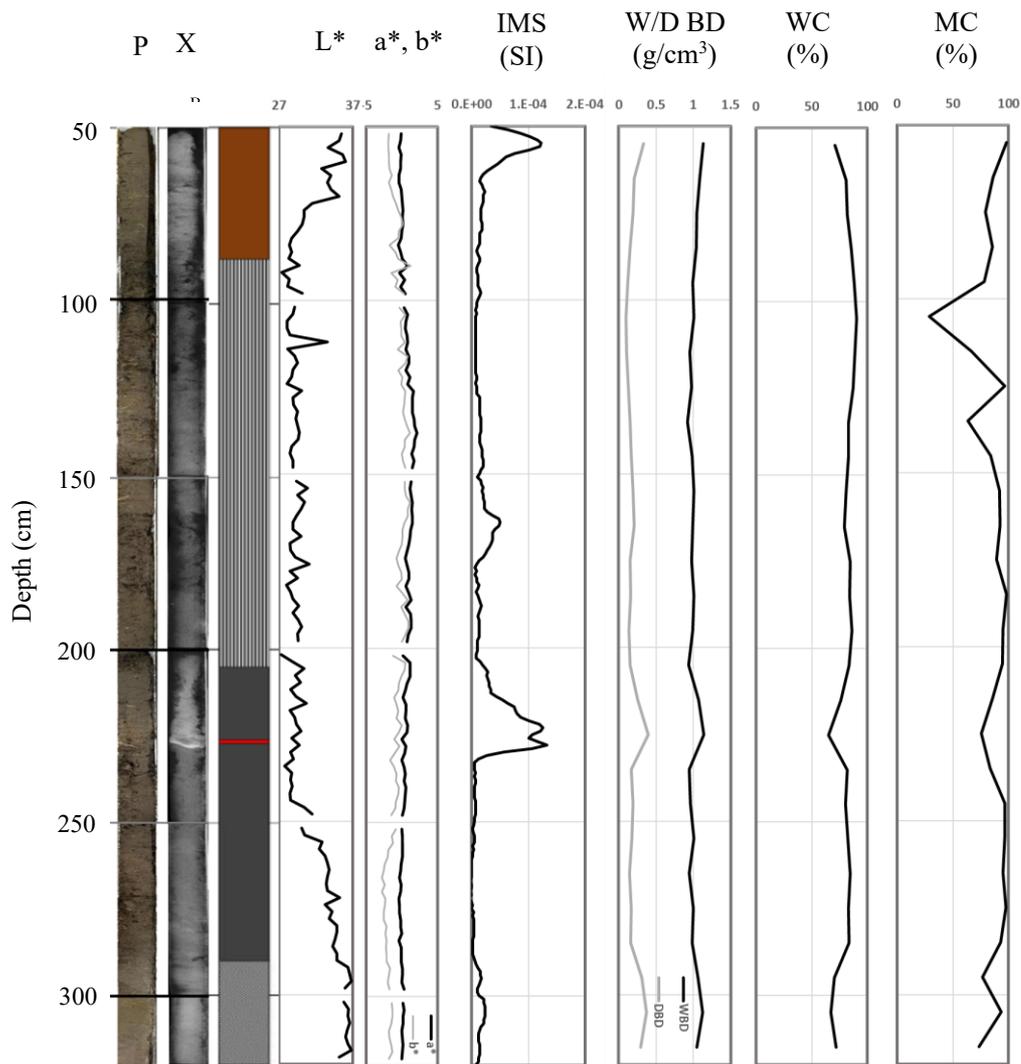


Fig. 24 Analysis results of sediment cores from 50 cm to 320 cm in depth at Site 1. P: Photograph of core sample, X: X-ray image, L*, a*, b*: digital color measurement, IMS: Initial magnetic susceptibility, W/D BD: Wet/Dry bulk density, WC: Water content, MC: Mud content.

Fig. 25 に地点 1~5 での蛇石大池湿原の形成過程を示す。約 230 cm (Kg: 約 3100 cal BP) と、叶内 (2005) の約 355 cm (11,025 cal BP) から求めた堆積速度を用いた。7600 BP まで湖沼で泥炭質粘土が堆積した。その後水面が下がり北西側には泥炭層 (木本) が形成され、3100 BP に Kg が堆積するが 2700 BP まで堆積が続いた。水面が低下してヨシが繁殖することで泥炭層 (草本) が形成され湿原が拡大していった。

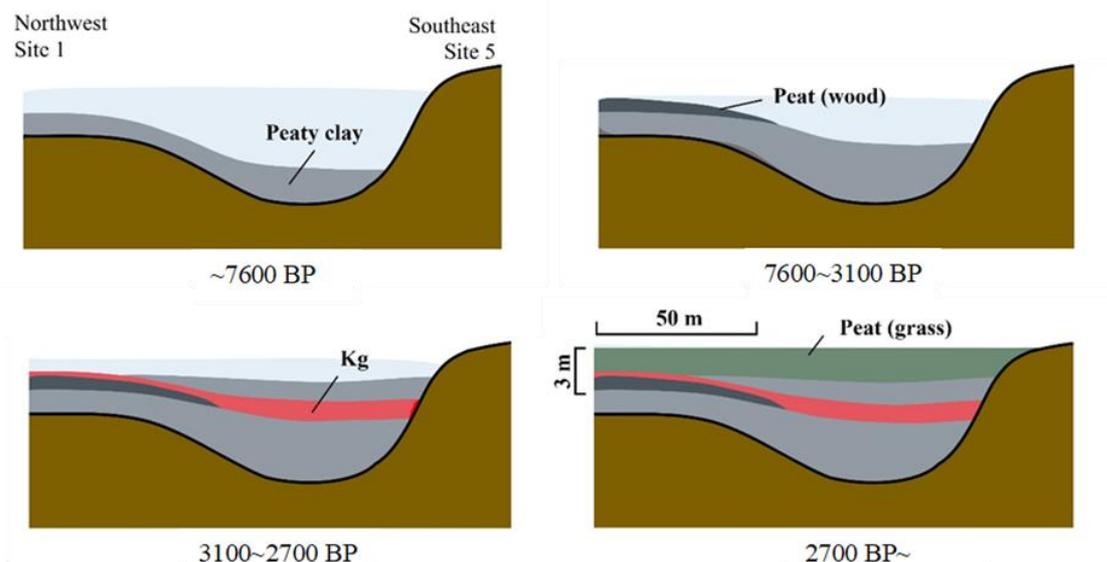


Fig. 25 Diagram showing developmental image of formation of Jaishi-Oike Wetland.

4. まとめと今後の展望

4.1 湿原の形成・拡大の要因

檜原湿原は堤体の構築，宇生賀盆地は火山噴火（鍋山スコリア丘），池ヶ原湿原，八丁平湿原，蛇石大池湿原は地すべりによって形成・拡大されたものと考えられる．ただし，同じ地すべりでも，池ヶ原は地すべり地であるのに対して，八丁平と蛇石大池は地すべりブロック（岩塊）によって閉塞されて形成されたと考えられる．したがって，池ヶ原湿原以外は，形成要因であるイベント前にも，小範囲ではあるが湿原が存在していた可能性が高いと考えられる．

4.2 形成・拡大イベントの検出

湿原内の複数地点を対比させることで堆積物の空間分布を明らかにし，斜面からの流れ込みや河川の洪水，地震による液状化などのイベントが想定されたが，正確に復元するためにはさらなる検討が必要である．特に宇生賀盆地では，鍋山スコリア丘の形成によって盆地からの流出経路が塞がれたと考えられるが，今のところ，スコリア丘の形成に関連する降下スコリア層を見出すことができない．現時点ではすべての地点でコア試料を収集し，予察的な検討を進めている段階であり，今後，コア試料間の対比には ^{14}C 年代測定やテフラ検出を進めて，それぞれの湿原での形成・拡大イベントの検出を進める必要がある．

謝辞 本研究には，国土地理協会の第23回学術研究助成（課題名：複数地点サンプリングによる湿原堆積物の空間的把握から推定される湿原形成イベントの年代，代表者：奥野 充），基盤研究（B）（課題番号：22H00758，代表者：奥野 充），勝山市ジオパーク学術研究等奨励補助金（補助研究名称：勝山，池ヶ原湿原の形成史と環境変遷史の高精度復元，代表者：西川 空），伊豆半島ジオパーク学術研究助成（研究課題名：伊豆半島南部，蛇石大池湿原の形成史と環境変遷史の高精度復元，代表者：大下愛央）の一部を使用した。

檜原湿原の現地調査では、熊本植物研究所（有）の佐藤千芳氏には現地を案内いただき、第一工科大学（現、大阪公立大学大学院）の新地青空氏には試料採取に協力いただいた。佐賀県知事への試料採取届出では、佐賀県有明海再生・自然環境課の明田川貴子氏にお世話になった。宇生賀盆地の現地調査は、農事組合法人「うもれ木の郷」の田中敏雄組合長、阿武町教育委員会の藤田康志事務局長に許可ならびに便宜をはかっていただき、濱田明知氏（大阪公立大学大学院）に協力いただいた。池ヶ原湿原の現地調査に際して福井県自然保護センターの服部耕平氏に便宜を図っていただき、同センターの山本圭介氏、北川博正氏（池ヶ原湿原保全・活用協議会）、張本太成氏（大阪公立大学大学院）に協力いただいた。蛇石大池湿原の現地調査では、一般社団法人 美しい伊豆創造センターの遠藤大介氏には許可ならびに便宜をはかっていただいた。記して謝意を表す。

引用文献

- 有馬 真・樋口将士・早津昭男（1990）蛇石火山岩類の鉱物組成と K-Ar 年代. 理科教育実習施設研究報告, **6**, 71-80.
- 藤 一郎・宇井忠英（1979）阿武単成火山群の地質. 火山, **24**, 93.
- Fujiki, T., Okuno, M., Nakamura, T., Nagaoka, S., Mori, Y., Ueda, K., Konomatsu, M. and Aizawa, J. (2013) Radiocarbon chronology and pollen analysis of core KS0412-3 from Kashibaru Marsh in northern Kyushu, southwest Japan. *Radiocarbon*, **55**, 1693–1701.
- Hakozaki, M., Kimura, K., Tsuji, S. and Suzuki, M. (2012) Tree-ring study of a lake Holocene forest buried in the Ubuka basin, Southwestern Japan. *LAWA Journal*, **33**, 287-299.
- 畑中健一・三好教夫（1980）宇生賀盆地（山口県）における最終氷期最盛期以降の植生変遷. 日本生態学会誌, **30**, 239-244.
- Hong, W. Park, J.H., Sung, K.S., Woo, H.J., Kim, J.K., Choi, H.W. and Kim, G.D. (2010a) A new 1 MV AMS facility at KIGAM. *Radiocarbon*, **52**, 243–251.
- Hong, W. Park, J.H., Kim, K.J., Woo, H.J., Kim, J.K., Choi, H.K. and Kim, G.D. (2010b) Establishment of chemical preparation methods and development of an automated reduction system for AMS sample preparation at KIGAM. *Radiocarbon*, **52**, 1277–1287.
- Hua, Q., Turnbull, J.C., Santos, G.M., Rakowski, A.Z. Ancapichún, S., Pol-Holz, R.D. Hammer, S., Lehman, S.J., Levin, I., Miller, J.B., Palmer, J.G. and Turney, C.S.M. (2022) Atmospheric radiocarbon for the period 1950-2019. *Radiocarbon*, **64**, 723–745.
- 角縁 進・永尾隆志・長尾敬介（2000）阿武単成火山群の K-Ar 年代とマグマ活動史. 岩石鉱物科学 **29**, 191-198.
- 上赤博文（1995）佐賀県の湿原植物—檜原湿原. 佐賀県高等学校教育研究会理科部会地学部編「佐賀の自然をたずねて」, 築地書館, 43-47.
- 叶内敦子（2005）伊豆半島南部, 蛇石大池湿原堆積物の花粉分析. 駿台史学, **125**, 119-130.
- 唐木田芳文（1985）北九州花崗岩の地質学的分類. 日本応用地質学会九州支部報, **6**, 2-12.
- 唐木田芳文・富田 達・松本達郎（1962）北九州花崗岩類の 2・3 の問題. 地質学雑誌, **68**, 373–376.
- 木村克己・吉岡敏和・中野聰志・松岡 篤（2001）北小松地域の地質. 地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）, 地質調査所, 102p.
- Koyaguchi, T. (1986) Textual and compositional evidence for magma mixing and its mechanism, Abu volcano group, Southwestern Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**, 33-45.

- 黒木 瞭・奥野 充・藤木利之・中西利典・林田 明 (2024a) 佐賀県唐津市, 檜原湿原の形成史. 国際火山噴火史情報研究集会講演要旨集, **2023-2**, 1-7.
- 黒木 瞭・奥野 充・藤木利之・中西利典・林田 明 (2024b) 佐賀県唐津市, 檜原湿原の形成過程と人間活動. 令和6年度日本応用地質学会関西支部特別講演会・研究発表会, 5-8.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義. 科学, **46**, 339-347.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰. 第四紀研究, **17**, 143-163.
- 町田 洋・新井房夫・森脇 広 (1981) 日本海を渡ってきたテフラ. 科学, **51**, 562-569.
- 増島 淳 (2010) 土器胎土に含まれる火山ガラス付き角閃石の供給源. 静岡地質, **101**, 15-28.
- 永尾隆志 (2002) オープンエア・ミュージアム 山口の火山—阿武単成火山群と青野火山群—. 桜プリント社, 51p.
- 永尾隆志・高島 勲・角縁 進・木村純一 (2001) 阿武単成火山群の熱ルミネッセンス年代—萩・笠山火山のスコリア丘は3,000年前に噴火した—. 日本火山学会講演予稿集, **2001-2**, 75.
- 中井信之・太田友子・藤澤 寛・吉田正夫 (1982) 堆積物コアの炭素同位体比, C/N 比および FeS₂ 含有量からみた名古屋港周辺の古気候, 古海水準変動. 第四紀研究, **21**, 169-177.
- 西田史朗・高橋 豊・竹村恵二・石田志朗・前田保夫 (1993) 近畿地方へ東から飛んできた縄文時代後・晩期火山灰層の発見. 第四紀研究, **32**, 129-138.
- 西川 空・奥野 充・大下愛央・藤木利之・中西利典・林田 明・鳥井真之・洪 完 (2023) 京都北山, 八丁平湿原から採取したコア試料の層序と年代. 年代測定研究, **7**, 36-42.
- 西川 空・奥野 充・黒木 瞭・藤木利之・中西利典・林田 明 (2024a) 福井県勝山市, 池ヶ原湿原の堆積環境変化の復元. 国際火山噴火史情報研究集会講演要旨集, **2023-2**, 8-15.
- 西川 空・奥野 充・大下愛央・黒木 瞭・藤木利之 (2024b) 京都北山, 八丁平湿原の完新世の堆積環境史: 複数地点のコア層序による検討. 国際火山噴火史情報研究集会講演要旨集, **2024-1**, 1-7.
- 奥野 充・森 勇一・上田恭子・中村俊夫・長岡信治・鮎沢 潤・藤木利之・此松昌彦・稲永康平 (2004) 北部九州の檜原湿原におけるボーリング・コア試料 (KS0412-3) の分析結果 (速報). 名古屋大学加速器質量分析計業績報告, **XVI**, 156-168.
- 奥野 充・森 勇一・上田恭子・中村俊夫・長岡信治・鮎沢 潤・藤木利之・此松昌彦・稲永康平・水田利穂 (2006) 北部九州, 檜原湿原でのボーリングコア (KS0304) の堆積物物性と放射性炭素年代. 福岡大学理学集報, **36** (1), 31-41.
- 奥野 充・森 勇一・藤木利之・杉山真二・此松昌彦・上田恭子・長岡信治・中村俊夫・鮎沢 潤 (2011) 中世の人間活動と土砂災害: 北部九州・檜原湿原のボーリングコア分析. 中條利一郎・酒井英男・石田 肇 編「考古学を科学する」, 臨川書店, 79-98.
- 奥野 充・大下愛央・西川 空・黒木 瞭・藤木利之・中西利典・林田 明・鳥井真之・洪 完 (2024) 湿原堆積物の空間分布から推定される湿原形成イベント. 自然災害研究協議会西部地区部会報・研究論文集, no. 48, 29-32.
- 大下愛央・奥野 充・西川 空・藤木利之・中西利典・林田 明・鳥井真之・洪 完 (2023) 阿武単成火山群, 宇生賀盆地から採取したコア試料の層序と年代. 名古屋大学年代測定研究, **7**, 43-49.
- 大下愛央・黒木 瞭・奥野 充・藤木利之・中西利典・林田 明 (2024a) 伊豆半島南部, 蛇石大池湿原の形成史の高精度復元. 国際火山噴火史情報研究集会講演要旨集, **2023-2**, 16-21.

- 大下愛央・奥野 充・西川 空・黒木 瞭・藤木利之・中西利典・林田 明・鳥井真之・洪 完 (2024b) 群列ボーリング調査による阿武単成火山群, 宇生賀盆地の埋積過程. 国際火山噴火史情報研究集会講演要旨集, **2024-1**, 8-14.
- Reimer, R.W. and Reimer, P.J. (2024) CALIBomb [WWW program] at <http://calib.org> accessed 2024-05-08
- Reimer, P.J., Brown, T.A. and Reimer, R.W. (2004) Discussion: Reporting and calibration of post-bomb ^{14}C data. *Radiocarbon*, **46**, 1299-1304.
- Reimer, P.J., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahmi, S.M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. and Talamo, S. (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon*, **62**, 725-757.
- 六浦通玄 (1954) 蛇石火山及びその近傍の地質学的並びに岩石学的研究. 地学しずはた, **4**, 5-6.
- 佐賀県保健環境部保全課 編 (1991) 檜原湿原 (改訂版). 佐賀県保健環境部, 72p.
- 椎原美紀・堂満華子・鳥井真之・長橋良隆・奥野 充 (2013) 日本海とその周辺に分布する鬱陵島起源の完新世テフラ. 第四紀研究, **52**, 225-236.
- 嶋田 繁 (2000) 伊豆半島, 天城カワゴ平火山の噴火と縄文時代後～晩期の古環境. 第四紀研究, **39**, 151-164.
- Stuiver, M. and Reimer, P. J. (1993) Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- 鈴木博之 (1990) 京都北山八丁平湿原の基盤地質. 同志社大学理工学研究報告, **31**, 23-35.
- 高原 光 (2018) 解き明かされる池ヶ原湿原周辺の植生の移り変わり (特集: 池ヶ原湿原の自然再生). ナチュラリスト, **29** (1), 3-4.
- 高原 光・竹岡政治 (1986) 京都市八丁平湿原周辺における最終氷期最盛期以降の植生変遷. 日本生態学会誌, **46**, 339-347.
- Tani, S., Kitagawa, H., Wan H., Park, JH., Sung, KS., and Park, G. (2013) Age determination of the Kawagodaira volcanic eruption in Japan by ^{14}C Wiggle-Matching. *Radiocarbon*, **55**, 748-752.
- 吉岡敏和・荻谷愛彦・七山 太・岡田篤正・竹村恵二 (1998) トレンチ発掘調査に基づく花折断層の最新活動と1662年寛文地震. 地震, **51**, 83-97.
- 吉澤康暢 (2010) 経ヶ岳火山の岩屑なだれ岩塊の分布, 流下機構, ^{14}C 年代. 福井市自然史博物館研究報告, **57**, 11-20.