

短 報

珪藻化石群集および電気伝導度から推定される
過去約 1,300 年間における湖山池の環境変化

佐藤善輝¹・小玉芳敬²・鹿島 薫³

**Last ~1,300 years environmental change at Lake Koyama-ike
inferred from diatom fossil assemblages and
electric conductivity analyses, Tottori Prefecture, Japan**

Yoshiki Sato¹, Yoshinori Kodama² and Kaoru Kashima³

Abstract: Using a 150-cm lake bed core sample, the paleoenvironmental change during the past ~1,300 years in Lake Koyama-ike, Tottori Prefecture, western Japan, was reconstructed based on diatom fossil assemblages, electric conductivity, and radiocarbon ages. Consequently, the following points were clarified:

- 1) During the past 1,300 years, the surface water of Lake Koyama-ike has been a freshwater environment—freshwater pond or lake—because freshwater diatom species were dominant in the entire core. In contrast, due to salinity stratification, a brackish-to-marine environment has remained immediately above the lake bed.
- 2) The diatom fossil assemblages indicated the decrease in water salinity and depth after ~1,000 cal BP. Because a similar transition has been previously reported in studies conducted at other sites in Lake Koyama-ike, this environmental change is a common phenomenon in this lake.
- 3) A decrease in water salinity around 1,000 cal BP indicated that the channel connecting the Japan Sea and Lake Koyama-ike was filled by the blown sand. The shallowing of the lake around the same period was probably caused due to rapid deposition of riverine sediments and relative sea-level fall, which presumably induced the sand to actively blow in the coastal area.

Key words: Lake Koyama-ike, plaeoenvironmental change, diatom fossil, electric conductivity, late Holocene

¹ 国立研究開発法人産業技術総合研究所・Geological Survey of Japan, AIST, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Japan, 305-8567.

² 鳥取大学農学部・Faculty of Agriculture, Tottori Univ., 101 Minami 4-chome, Koyama-cho, Tottori, Japan, 680-8551.

³ 九州大学理学研究院・Graduate School of Sciences, Kyushu Univ., 744, Motoooka, Nishi-ku, Fukuoka, Japan 819-0395.

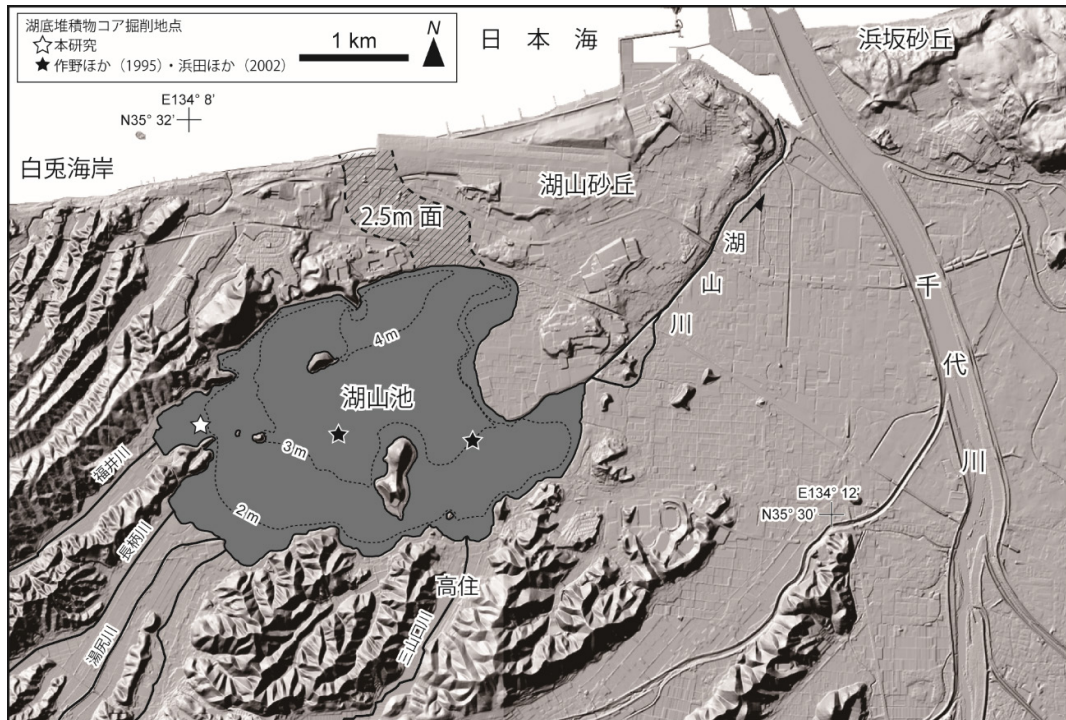


図1 湖山池周辺の地形および掘削地点. 基図には地理院地図陰影起伏図(国土地理院, 2017)を用いた. また, 湖山池の等水深線は高安ほか(1994)に基づく.

Fig. 1 Index map of the study area. The base map is a shaded relief map of the GSI map (GSI, 2017). The bathymetry line is based on a study by Takayasu et al. (1994).

はじめに

山陰地方の海岸部には大規模な砂州や砂丘が発達し, その背後には中海や宍道湖, 神西湖などに代表される汽水湖沼が位置することが多い(福本, 1989). 鳥取県東部の湖山池はそうした地形の一例であり, 鳥取砂丘の西部を構成する湖山砂丘によって日本海から分離されている(小玉ほか, 2017; 図1). このような汽水湖沼の多くは, 最終氷期以降の急激な海水準上昇に伴って形成された海域を起源とする海跡湖であり(沢井, 1997; Kato et al., 2003; 山田・高安, 2006; 中村, 2006; 山田ほか, 2015 など), 砂州や砂丘の地形発達に応じた環境変化が湖岸の沖積層や湖底堆積物中に記録されていると考えられる.

湖山池周辺の環境変化については, これまで主に陸域で実施された調査結果に基づき復元されてきた(例えば, 赤木ほか, 1993; 星見, 2009; 佐藤・小野, 2013). 赤木ほか(1993)や星見(2009)は湖沿岸で掘削された既存ボーリング資料の解析や地形分類, 既存の考古学資料などを総括し, 完新世における湖山池の地形発達過程の概略を示した. その成果によ

れば, 湖山池では最終氷期以降の海水準上昇に伴って10,000 yr BP頃(暦年未補正值)以降に海域が湾入・拡大した後, 4,000 yr BP頃に海退(海岸線の海側への移動)に転じたとされる. また, 佐藤・小野(2013)は湖山池南岸の高住低地における4,000~8,000 cal BPの期間の環境変遷を示し, 4,500 cal BP頃に内湾から淡水湖沼への環境変化が生じたことを明らかにした. さらに, 星見(2009)や錦織(2010)は, かつて湖山池北岸に日本海に通じる水域が存在していた可能性を指摘した.

湖沼堆積物は陸域に比べて堆積物の保存状態が良好であることが多く, 陸域の地質資料に基づき復元された環境変遷をより高い精度で検証できる. これまでに湖山池の湖底堆積物を古環境復元に用いた研究としては, 作野ほか(1995)や浜田ほか(2002)がある. 作野ほか(1995)は青島を挟んだ東西2箇所(図1)で掘削したコア試料について全有機炭素濃度やC/N比を測定し, コア下部で陸源有機物の増加することから洪水頻度が変化した可能性を指摘した. また, 浜田ほか(2002)は, 作野ほか(1995)の青島東方沖のコア試料について珪藻化石分析を実施し, 全体に淡水

珪藻が卓越することやコア下部で汽水生種がやや多産することを示した。しかしながら、これらの既存研究では、年代資料が得られておらず環境変化の時期が未解明であることや、珪藻化石分析が属ごとにまとめて示され環境復元の精度が低いことなど、問題が残されている。このため、上述した陸域で実施された研究成果との対応関係は明らかになっておらず、環境変化の要因についても議論が進んでいない。

以上の問題点を踏まえ、本研究では湖山池で湖底堆積物を新規に採取し、層相記載、¹⁴C 年代測定、珪藻化石分析および堆積物懸濁水の電気伝導度分析を行い、推定される環境変化について周辺地域などとの比較から、その要因について考察を加えた。

地域概観

湖山池は鳥取平野の西部に位置し、北側には湖山砂丘が、南および西側に花崗岩質の丘陵とそれを開析して発達する小規模な沖積低地が分布する(赤木ほか 1993; 佐藤・小野 2013; 図 1)。湖には福井川、長柄川、湯尻川、三山口川などの計 6 河川が流入し、唯一の流出河川である湖山川が湖北東部から日本海に注ぐ。湖山池北岸には「2.5 m 面(星見, 2009)」と呼ばれる周囲よりもやや標高の低い地形面が認められ、かつて湖山池と日本海を直接結んでいた水路がその後放棄・埋積されて形成された可能性が指摘されている(星見, 2009; 錦織, 2010; 図 1)。

国立天文台編(2014)によれば、湖山池は面積約 7.0 m²、湖面標高 0.0 m、周囲長 18 km、平均水深 2.8 m、最大水深 6.5 m の汽水湖沼である。水深は北側に向けて増加する傾向があり、湖北岸の竜ヶ崎付近に最深部が認められる(高安ほか, 1994)。現在、湖山川の河口部には水門が設けられ、海水の遡上が人為的にコントロールされている。元来、湖山池には湖山川を介して海水が遡上していたが(湯原, 1957)、1983 年の千代川河口改修工事に伴って海水流入量が増加して塩害が生じたため、1989 年以降に水門によって海水流入量を管理し、塩分濃度が 150 ~ 330 mg/l となるようにした。その後、水質が悪化してアオコが大発生するなどしたため(猪迫ほか, 1993; 藤山ほか, 1996)、2005 年以降、塩分濃度が 150 ~ 1,000 mg/l に変更され、さらに 2012 年以降には 2,000 ~ 5,000 mg/l へと引き上げられた(鳥取県・鳥取市, 2012)。

湖山池では、水門の開閉状況に左右されるものの、湖水の塩分成層が生じる。千代川河口改修工事以前の 1971 年には、水深 3 ~ 4 m 付近に塩分躍層が存

在し、湖山川を介して遡上した海水が密度流によって湖内に流入・滞留していることが確認されている(中野ほか, 1972)。また、2000 年にも、海水を導入していた冬季に水深 4 m 以深に塩分躍層が生じていたことが示されている(矢島・早川, 2002)。

試料と方法

試料

本研究で用いた試料は、2010 年 7 月 10 日に、湖山池西岸の福井川河口部から約 350 m 東方沖に位置する地点(北緯 35°30'27.62", 東経 134° 8'4.62"; 図 1)において、マッケラス式採泥器を用いて掘削されたコア試料である。本コア試料の掘削長は 150 cm である。掘削地点における正確な水深は計測できていないが、高安ほか(1994)を参照するとおおよそ水深 2 m 程度と推定される(図 1)。

方法

コア試料は半割後、層相記載を行い、珪藻化石分析用試料、電気伝導度分析用試料および ¹⁴C 年代測定用試料のサンプリングを実施した。

コアから採取した計 3 試料について、加速器年代測定法による ¹⁴C 年代測定を加速器分析研究所に依頼した。年代測定結果は、CALIB 7.1 プログラム(Stuiver et al., 2017)を用いて暦年校正した。校正のためのデータセットは、いずれも陸域起源試料と推定されることから IntCal13(Reimer et al., 2013)を使用した。

珪藻化石分析用試料は、コア試料から 1 cm または 2 cm の間隔で計 106 試料を分取した。分析用試料 1 mg 程度をマイクロ遠沈管に移し、蒸留水を加えて攪拌して混濁液を作成した。作成した混濁液から珪藻殻の濃度が適切になるよう調整しつつ適量をカバーガラスに滴下してホットプレート上で乾燥させた後、マウントメディア(和光純薬製)を用いて封入し永久プレパラートを作成した。光学顕微鏡を用いて 1,000 倍の倍率で検鏡し、各試料で 300 殻以上を目安に同定・計数を行った。珪藻化石の種同定は渡辺(2005)や小林ほか(2006)などに基いて行った。また、生息環境については鹿島(1992)、Vos and de Wolf(1993)および千葉・澤井(2014)を参照した。産出頻度は各層準における相対的な産出頻度を示す。

電気伝導度分析用試料はコアから 10 cm 間隔で、深さ方向に 1 cm の試料を分取した。試料処理は横山(1993)に準拠した。試料は乾燥機を用いて 110°C で 48 時間乾燥させた後、粉碎し、10.0 g を秤量して蒸留

表 1 ^{14}C 年代測定結果.

Table 1 A list of radiocarbon ages.

Depth [cm]	Material	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	Conventional age [yr BP]	Calibrated age [cal BP, 2 σ]	Probability [%]	Median [cal BP]	Labo No. (IAAA-)
105	organic soil	-24.18±0.47	1,150±20	981-1094	80.4	1,056	110502
				1,105-1,148	12.6		
				1,158-1,173	6.9		
131	peat	-23.85±0.41	1,120±20	970-1,062	100.0	1,018	110503
145	organic soil	-24.09±0.38	1,320±20	1,186-1,205	16.4	1,272	110504
				1,238-1,293	83.6		

水 120 ml を加え、3 分間攪拌して混濁水とした。その後、1 時間静置した後、東亜 DKK 製ポータブル電気伝導率計・pH 計を使用して電気伝導度と pH を併せて測定した。その後、5 日経過後に 2 回目の測定を行い、大きな差異がなければ後者を測定値として採用した。堆積環境の解釈は横山 (1993) に基づき、0.2 ~ 0.3 mS/cm を淡水、0.4 ~ 1.2 mS/cm を汽水、1.3 mS/cm 以上を海水とした。なお、水溶液中の陰イオンが主に泥粒子に付着することから砂含有率による測定値の補正が必要とされるが (横山, 1993)、本研究で使用したコア試料は泥質堆積物が卓越し砂粒子がほとんど認められないことから、粒度組成による補正は実施していない。

結果と考察

堆積物の特徴と年代

採取された湖底堆積物はすべて有機質な泥層からなり、ラミナなどの堆積構造は認められない。全体に層相変化に乏しいものの、コア最上位 15 cm は下位に比べて水分を多く含んでおり、特に軟弱である。

コア試料中の深度 105 cm, 131 cm, 145 cm から採取した堆積物試料 (有機質土または泥炭) について ^{14}C 年代測定を行った (表 1)。その結果、下位から順に 1,186-1,293 cal BP (中央値: 1,272 cal BP), 970-1,062 cal BP (中央値: 1,018 cal BP), 981-1,173 cal BP (中央値: 1,056 cal BP) の年代測定値が得られた (表 1)。

珪藻化石群集

コア試料からは全部で 62 属 128 種の珪藻化石が産出した。湖底堆積物中の珪藻化石組成の変化を図 2 に示す。また、主要な珪藻化石の顕微鏡写真を図 3

に示す。このコア試料は下位から順に珪藻帯 I ~ IV の計 4 帯に区分することができる。

珪藻帯 I (深度 129 ~ 150 cm) は、淡水生種の *Aulacoseira granulata* が 30 ~ 40% 前後と優占することと、淡水~汽水生種の *Thalassiosira lacustris* が 10 ~ 15% 前後とやや多く産出することで特徴づけられる。また、淡水生種の *Aulacoseira ambigua* も 20% 前後と多く産出する。さらに、淡水~汽水生種の *Cyclotella meneghiniana* が 2 ~ 4%、形態的特徴から Ohtsuka (2002) の *Diploneis* sp. に対比されると推定される珪藻種が 1% 程度の産出頻度で随伴する。

珪藻帯 II (深度 115 ~ 128 cm) は、*A. granulata* および *T. lacustris* が上方へ減少して *A. ambigua* および *A. distans* が増加することと、淡水生種の *Belonastrium berolinense* が多産することで特徴づけられる。*A. granulata* と *T. lacustris* はそれぞれ 40 ~ 50% 程度から 20% 程度、10% 程度から 5% 程度に変化する。他方、*A. ambigua* は 20% 前後から 50 ~ 60% 前後に、*A. distans* は 1 ~ 3% 前後から 5% 前後にそれぞれ増加する。*B. berolinense* は 10 ~ 20% 程度の産出頻度を示す。

珪藻帯 III (深度 13 ~ 113 cm) は、*A. ambigua* が 40 ~ 60% の産出頻度を示し、優占的に産出することで特徴づけられる。また、淡水生種の *Cyclotella praetermissa* が 5 ~ 10% 程度と多産する。淡水~汽水生種の *T. lacustris* は深度 100 ~ 110 cm 前後を除いて 1 ~ 5% 程度と産出頻度が低い。また、*B. berolinense* も珪藻帯 II に比べて減少し、1 ~ 3% 程度の産出頻度を示す。深度 43 ~ 47 cm では淡水生種の *Achnantheidium minutissimum* が 8 ~ 18% と多産する。

珪藻帯 IV (深度 0 ~ 12 cm) は、*A. ambigua* の上方への減少と、*A. granulata* および *Diploneis* sp. の増

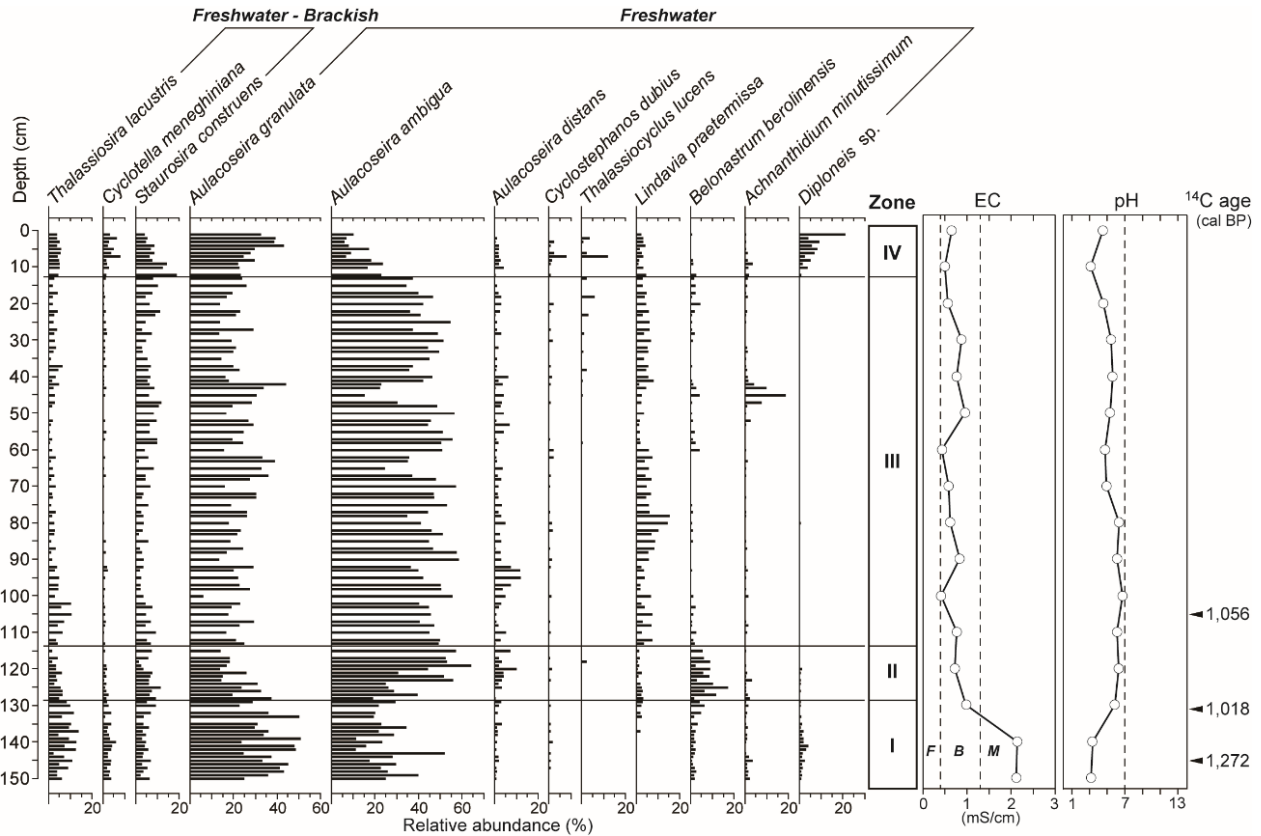


図 2 湖底堆積物コア試料の珪藻化石群集，電気伝導度および pH 測定結果。

Fig. 2 Results of the analyses of diatom fossil assemblages, electric conductivity, and pH of the lake bed core samples.

加によって特徴づけられる。*A. ambigua* は 20% 程度から 10% 程度に減少する。また、*A. granulata* は 20% 前後から 30 ~ 40% 前後する。*Diploneis* sp. は 3 ~ 8% 前後産出し、表層（深度 0 cm）では 20.8% と特に多く産出する。また、深度 7 cm では *Thalassiocyclus lucens* が 11.6 %、*Cyclostephanos dubius* が 8.0% と多産する。

電気伝導度分析

電気伝導度は、深度 140 ~ 150 cm と深度 130 cm 以浅とで大きく異なる（図 2）。深度 140 cm および 150 cm ではそれぞれ 2.14 mS/cm、2.11 mS/cm と高い電気伝導度を示し、pH もそれぞれ 3.38、3.18 と低い。一方、深度 0 ~ 130 cm では概ね 0.5 ~ 1.0 mS/cm の範囲内に含まれる。深度 130 cm 以浅では、pH は概ね 4.5 ~ 6.5 前後の値を示し、深度 140 cm 以深に比べて明らかに高い。

湖山池の環境変遷

コア試料の深度 131 cm と深度 105 cm で得られた

年代測定値は、上下で測定値が逆転する（図 2、表 1）。これは、上位の深度 105 cm の測定試料に周囲から混入した古い有機物が混入していたことによると判断し、以下の議論では下位 2 点（深度 131 cm、深度 145 cm）の年代測定値を用いる。

珪藻帯 I では湖沼浮遊性種である *Aulacoseira granulata*（千葉・澤井，2014）が優占することから、比較的水深の大きい淡水湖沼の環境であったと推定される。しかしながら、淡水～汽水生種の *Thalassiosira lacustris* が上位の珪藻帯と比べて多く産出することから、湖水の塩分が現在よりも高かった可能性が示唆される。淡水生種である *A. granulata* と淡水～汽水生種である *T. lacustris* が同時に多く産出することから、湖水が塩分成層しており、表層部で *A. granulata* などの淡水生種が、それよりも深部で *T. lacustris* などの淡水～汽水生種が生息していた可能性が高いと考えられる。同様に *T. lacustris* が多産する層準は、湖山池東部の湖底堆積物中の深度 75 cm 以深（X 層下部）でも報告されており（浜田ほか，2002）、作野ほか（1995）が洪水起源の陸源有機物の流入を指摘してい

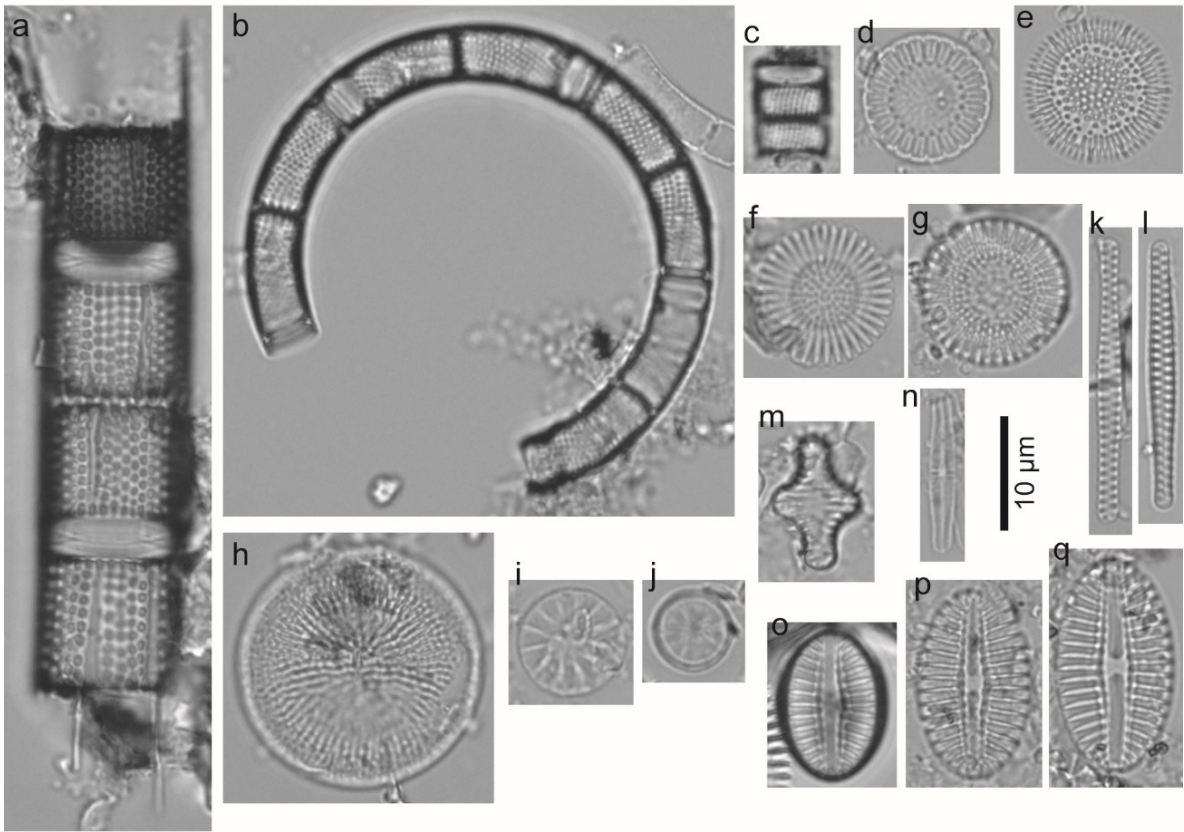


図3 コア試料から産出した主要な珪藻化石の光学顕微鏡写真。

Fig. 3 Microscopic photographs of the major diatom species obtained from the lake bed core samples.

a: *Aulacoseira granulata*, b: *Aulacoseira ambigua*, c: *Aulacoseira distans*, d: *Cyclotella meneghiniana*, e: *Lindavia praetermissa*, f-g: *Cyclotella dubius*, h: *Thalassiosira lacustris*, i-j: *Thalassiocylus lucens*, k-l: *Belonastrum berolinense*, m: *Staurosira construens*, n: *Achnantheidium minutissimum*, o-q: *Diploneis* sp.

た層準(ユニットC)の下部に相当する。本研究における珪藻帯Iでは明瞭な洪水砂層の挟在は認められなかったが、Ohtsuka (2002)により斐伊川河床の礫および砂から付着性種として報告された *Diploneis* sp. が産出することから、河川起源の堆積物粒子を多く含むことが示唆される。従って、浜田ほか(2002)の示した *T. lacustris* の多産層準は、本研究の珪藻帯Iに対比される可能性が高く、湖山池では共通して湖水の塩分がやや高い状態であったと推定できる。年代測定結果を考慮すると、珪藻帯Iはおおよそ1,000～1,300 cal BP頃に堆積したと考えられる。この時期は、湖山池北部に日本海と湖を結ぶ水域が存在していた可能性のある時期(星見, 2009; 錦織, 2010)と重複しており、この水域を通じて海水が湖内に遡上していたと考えられる。

他方、電気伝導度分析からは、珪藻帯Iの中～下部に相当する深度140 cm および150 cm で高い値を

示し、横山(1993)の判断基準に基づけば海成層であると解釈される(図2)。また、同層準のpHが他と比べて低いことは、海水由来の硫酸イオンが乾燥処理により変化した硫酸イオンを多く含むためと推察され、電気伝導度分析結果と調和的である。珪藻化石群集が湖の表層付近の水質を反映することを考慮すると、珪藻化石分析と電気伝導度分析との差異は、湖水が塩分成層して表層付近では淡水環境、湖底付近では海水環境であったことを示唆すると解釈できる。このことは上述した淡水生種と淡水～汽水生種とが同時に産出することからも支持される。同様の現象は十三湖でも報告されている(小岩ほか, 2014)。当時の正確な古水深は不明であるが、*A. granulata* が優勢し水深が大きかったと推測されることや湖北側から海水が湖内に遡上していたと推定されることから、コアの深度140 cm以深が塩分躍層よりも下位に位置していたとしても大きな問題はない。

珪藻化石群集および電気伝導度から推定される過去約 1,300 年間における湖山池の環境変化

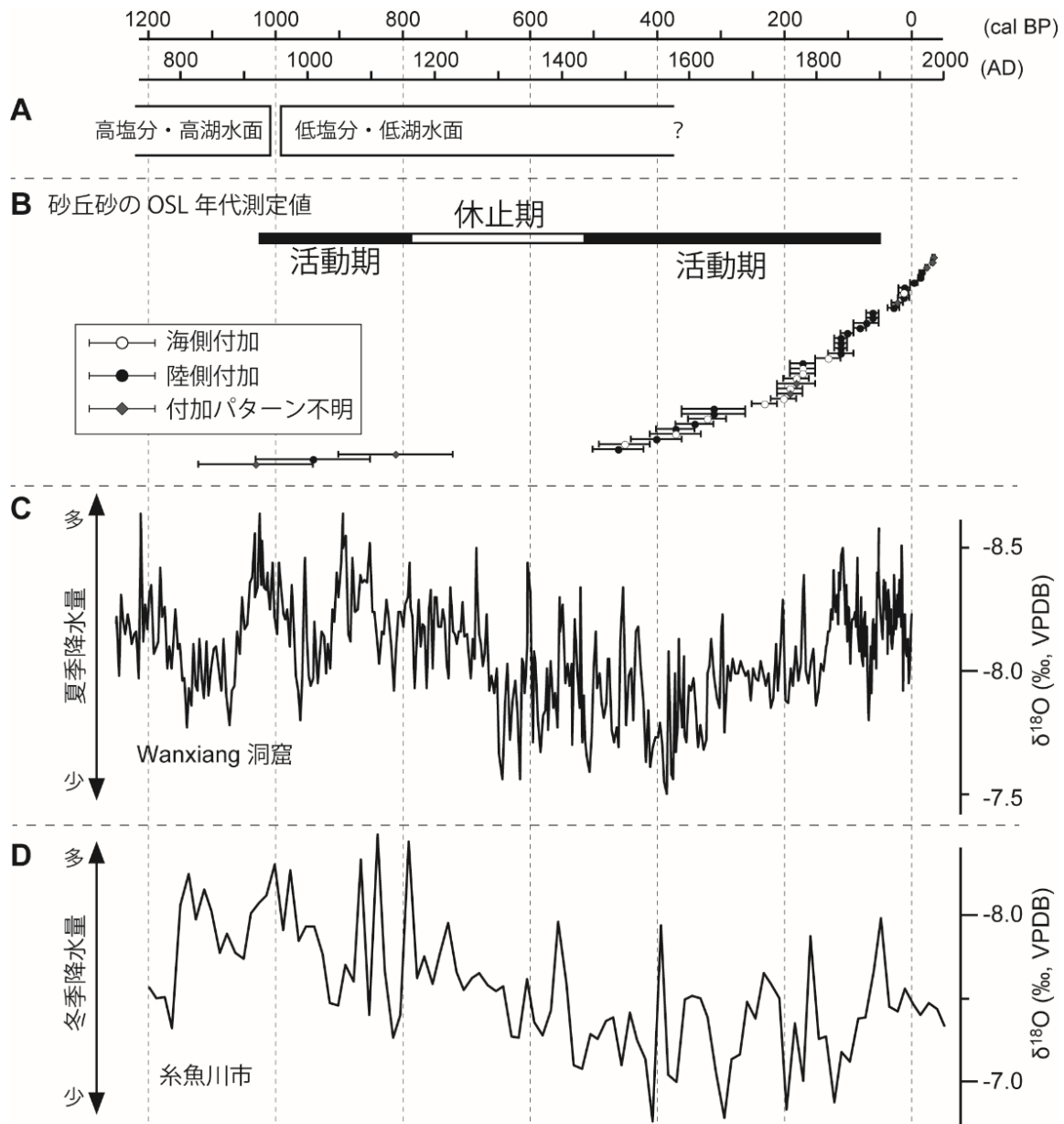


図 4 湖山池における環境変遷と鳥取砂丘の形成過程および冬季・夏季降水量変動との対比. A: 湖山池における環境変遷, B: 鳥取砂丘における発達パターン・時期 (Tamura et al., 2016 を編集), C: 中国 Wanxiang 洞窟における夏季降水量変動 (Zhang et al., 2008), D: 糸魚川市・福来口鍾乳洞における冬季降水量変動 (Sone et al., 2013).
Fig. 4 Comparison between the environmental change in Lake Koyama-ike and the geomorphological development of Tottori Sand Dunes; fluctuation of Asian Summer and Winter monsoons. A: environmental change in Lake Koyama-ike (this study), B: geomorphological development of Tottori Sand Dunes based on a study by Tamura et al. (2016), C: summer precipitation (Zhang et al., 2008), and D: winter precipitation (Sone et al., 2013).

その後、約 1,000 cal BP 以降には、珪藻帯 II で *T. lacustris* が減少することから、塩分濃度低下が生じたことが示唆される。*T. lacustris* の減少は浜田ほか (2002) でも同様に認められることから、1,000 cal BP 頃における環境変化は湖山池に広く共通する現象で

あったと考えられる。この環境変化には *A. ambigua* および *A. distans* の増加と *A. granulata* の減少を伴う (図 2)。*A. ambigua* や *A. distans* は沼沢湿地で付着性種として産出することがあり (安藤, 1990; Brugam et al., 1998; Moos et al., 2005), 小型～中型の湖沼の指

標とされる (Reynolds et al., 2002; Padišák et al., 2009). 特に, *A. ambigua* は湖沼から沼沢湿地に生息することから, 湖沼沼沢湿地指標種とされる (安藤, 1990; 千葉・澤井, 2014). また, *A. ambigua* および *A. distans* は, *A. granulata* に比べて強い光の得られる環境を好む傾向があり (Kilham et al., 1986; Takano et al., 2001), 比較的清廉な水域あるいは水域の表層付近に生息すると考えられる. 以上の生息環境についての特徴から, *A. ambigua* および *A. distans* の増加と *A. granulata* の減少は, ①水深の低下 (湖沼の規模縮小), あるいは②湖水の清廉化を示すと推定される. 珪藻帯 II では富栄養化湖沼で多産する *B. berolinense* (Round and Maidana, 2001) が *A. ambigua* および *A. distans* とともに顕著に増加することから (図 2), ②湖水の清廉化が生じた可能性は低いと考えられる. 従って, 約 1,000 cal BP 頃に水深低下によって湖沼の規模が縮小した可能性が高いと推定される. *B. berolinense* は茨城県北浦でも海水流入量が低下した時期に多産する傾向が示されており (Naya et al., 2007), 湖山池で塩分低下に伴って出現したと調和的である. 他方, 電気伝導度分析結果からは, 深度 130 cm 以浅で海水環境から汽水環境に遷移したことが示唆される. このことは, 海水流入量の低下や水深低下に伴って塩分躍層が相対的に低下したことを示すと考えられる.

その後, 珪藻帯 III では *A. ambigua* が安定して優占することから, 淡水池沼環境で長く継続したと推定される. この時期には, *B. berolinense* が減少することや好清水性種である *L. praetermissa* (渡辺, 2005) が多産することから, 富栄養化が解消され, 湖水が清廉化した可能性が示唆される. また, 電気伝導度分析結果から, 湖底付近では汽水環境が継続したことが示唆される. このことは, 湖水の塩分成分層が引き続き生じていたことを示すと考えられる.

珪藻帯 IV では, 淡水～汽水生種のうち *T. lacustris* や *Staurosira construens* の産出頻度があまり変化しない一方で, *Cyclotella meneghiniana* は下位に比べて増加する. *C. meneghiniana* は好汚濁性種であること (渡辺, 2005) から, 水質の汚濁が進んだ可能性が考えられる. また, *Diploneis* sp. が顕著に増加することから, 河川起源の堆積物が相対的に多く流入するようになったと推定される. 珪藻帯 IV がコア最上部の特に軟弱な堆積物であることも考慮すると, これらの環境変化は排水や水門設置などの人為的影響の増大を反映している可能性がある. 他方, 電気伝導度分析からは, 引き続き湖底付近で汽水環境が維持されていたことが読み取れる. さらに, 珪藻化石分析でも, *T.*

lacustris や *Staurosira construens* の産出頻度には顕著な変化は認められないことから, 湖水の塩分濃度は変化しなかったと推定される. 湖山池では 1983 年の千代川河口改修工事や 1989 年以降の水門による塩分調整がなされており, 塩分が大きく変化したことが想定されるが, これに対応する環境変化は本研究が用いたコア試料には認められなかった. 本コア試料の軟弱部の層厚は 15 cm であり, 作野ほか (1995) や浜田ほか (2002) の用いたコア試料の軟弱層の層厚 (20 ~ 57.5 cm) に比べて薄い. これらの結果から, 本研究で用いたコア試料は, 採泥器の着底時の衝撃や浚渫による浸食によって, 少なくとも 1983 年以降の堆積物を欠いていると考えられる.

1,000 cal BP 頃における環境変化の要因

湖底堆積物の珪藻化石分析と電気伝導度分析から, 約 1,000 cal BP 頃に湖水の塩分濃度が低下したことが示唆された. この環境変化は, 優占する珪藻種の変化から, 湖の水深低下を伴う可能性が高い. 従って, 湖山池では 1,000 cal BP 頃を境として, 「高塩分・高湖水面」の時期から「低塩分・低湖水面」の時期へと遷移したと考えられる (図 4A). 本章では, この環境変化の要因について考察する.

湖水の塩分低下は, 湖北側の水域が閉塞されて湖山池が日本海から隔絶されたことに起因すると可能性が高い. 水域が閉塞された要因としては, 砂丘の飛砂による埋積が考えられる. 湖山池周辺では, 浜坂砂丘 (図 1) において, GPR (Ground-Penetrating Radar) 探査に基づく砂丘の堆積構造解析と OSL (Optically-Stimulated Luminescence) 年代から, 800 ~ 1,000 cal BP に飛砂が活発で砂丘形成が進んだ「活動期」であったことが示されており (Tamura et al., 2016; 図 4B), 湖山池北側の湖山砂丘においても同様に砂丘が発達して水域を埋積した可能性が示唆される.

他方, 湖の水深が低下した要因としては, ①土砂堆積による水深減少, または②相対的海水準の低下の 2 つの可能性が考えられる. 作野ほか (1995) および浜田ほか (2002) のコア試料との対比や, 富栄養化湖沼に特徴的な *B. berolinense* が増加することから河川起源の栄養塩が増加した可能性が示唆されることから, 1,000 cal BP 前後には洪水が頻発し, 河川からの土砂供給が活発であったことが示唆される. この活発な土砂供給によって, 湖山池の埋積が進行し低湖水面化を進めた可能性がある. また, 相対的海水準の低下については, 当該時期における詳細な海水準変動曲線が未知ではあるものの, 湖山池の約 20 km 西方に

位置する東郷池において、硫黄含有量の変化からおおよそ 1,000 cal BP 以降に緩やかに低下した可能性が示されている (Kato et al., 2003). 湖山池では、上述したように、1,000 cal BP 以前には日本海と湖北側の水域を通じて接続していた可能性が高く、海水準が低下した場合、これに対応して湖水面も変動したと考えられる。水深低下を引き起こした可能性のある河川からの土砂供給や海水準低下は、沿岸における飛砂の活発化を促すと考えられる。河川からの土砂供給量が増加すると、沿岸部に供給される土砂量も相対的に増加すると考えられる。また、相対的海水準が低下する場合も河川勾配が増加することで、同様に沿岸部に供給される土砂量が増加する。一般に、砂丘における飛砂量は沿岸部に供給される土砂供給量に影響される (小玉ほか, 2017). 従って、湖山池の水深低下を引き起こした河川土砂供給や相対的海水準の低下は砂丘での飛砂を間接的に活発化させたと推定され、湖北側の水域の埋積による塩分濃度低下を引き起こした可能性が考えられる。

1,000 cal BP 頃における多量の河川土砂供給量は、8 ~ 10 世紀にピークを持つ中世温暖期 (吉野, 2007・2009) の湿潤な気候を反映していると推定される。中国の Wanxiang 洞窟の石筍試料から復元された夏季降水量変動によれば、1,000 cal BP 前後の 100 年間にピークが認められる (Zhang et al., 2008; 図 4C). やや年代に誤差はあるものの、山陰地方では類似する沿岸湖沼の淡水化が、神西湖で 1,100 cal BP 頃 (山田・高安, 2006), 淀江低地で 1,250 yr BP 頃 (渡辺ほか, 2000) に報告されている。また、中海でも、貝形虫群集の変化から、西暦 1100 年前後 (900 cal BP 頃) に弓ヶ浜半島の浜堤列の発達によって中海が閉塞的な環境になり、汽水湖沼化が進んだことが指摘されている (山田ほか, 2015). これらの山陰地方広域で共通して環境変化が認められることは、1,000 cal BP 頃における環境変化が気候変動に伴う広域的な現象である可能性を示す。

1,000 cal BP 以降、湖山池では顕著な塩分上昇は認められなかった。これは湖山池を閉塞する砂丘が安定して存続したことを示唆する。Tamura et al. (2016) によれば、浜坂砂丘では 500 ~ 800 cal BP の休止期を挟み、500 cal BP 以降に飛砂が活発化した。500 cal BP 以降の砂丘の発達、小氷期に対応する冬季降水量の低下期 (Sone et al., 2013; 図 4D) と対応するとされている (Tamura et al., 2016). 同時期には、湖山池西方の白兔海岸においても、激しい飛砂によって中世の遺物が厚い砂質堆積物に覆われることが知られている

(星見, 2009). 従って、湖山池では 1,000 cal BP 頃に湖北側の水域が埋積された後、再び海域が湾入することなく、小氷期における砂丘の発達によってさらに日本海から隔絶することになったと推測される。なお、珪藻帯 III で示唆された湖水の清廉化は、湖水の鉛直混合が弱化した可能性を示唆する。年代資料が得られていないため直接の対比はできていないが、湖水の鉛直混合が風によって駆動されることを考慮すると、珪藻帯 III で示唆された湖水の清廉化は、500 ~ 800 cal BP 頃の飛砂活動の休止期に対応する可能性がある。

まとめ

鳥取県・湖山池において 2010 年 7 月 10 日に採取した掘削長 150 cm の湖底堆積物のコア試料について、珪藻化石分析、電気伝導度分析および ^{14}C 年代測定を実施した。その結果、以下の新たな知見が得られた。

- 1) 淡水生珪藻が継続して卓越することから、表層付近では 1,300 cal BP 以降、淡水環境が維持され続けたと推定される。他方、電気伝導度分析からは湖底付近で汽水～海水環境が継続しており、湖水の塩分成分の影響を反映していると考えられる。
- 2) 1,000 cal BP 頃に、湖水の塩分濃度および水深が低下した可能性が示唆された。既存資料との比較から、この環境変化は湖山池の広域に共通する現象であると考えられる。
- 3) 1,000 cal BP 頃における塩分濃度低下は、湖北部の日本海と湖を結ぶ水域が埋積したこと起因すると考えられる。また、水深低下の要因としては、河川からの多量の土砂供給による湖沼の埋積や、相対的海水準の低下が考えられる。これらは間接的に砂丘の飛砂を活発化させると推定され、湖北側の水域の埋積を促進させた可能性がある。

謝辞

電気伝導度および pH の測定では、田畑 開氏 (株式会社ソラシドエア) にご協力いただいた。湖山池での掘削調査では、石川 智博士 (青森県むつ市) と Wang Liang-Chi 博士 (国立台湾博物館) にご協力頂

いた。湖山池漁協関係者の児島 良氏には、掘削調査に際し船舶の便宜を図っていただいた。福本 侑博士(立命館大学)と納谷友規博士(産業技術総合研究所)には、環境復元に関して多くのご助言を頂いた。匿名の査読者2名の指摘により、本稿は大幅に改善された。以上の方々に記して感謝申し上げる。

引用文献

- 赤木三郎・豊島吉則・星見清晴・谷村美弥子(1993) 湖山池の地質環境と地誌的変遷. 地質学雑誌, 39: 103-116.
- 安藤一男(1990) 淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 東北地理, 42: 73-88.
- Brugam, R.B., McKeever, K. and Kolesa, L. (1998) A diatom-inferred water depth reconstruction for an Upper Peninsula, Michigan, lake. *Journal of Paleolimnology*, 20: 267-276.
- 千葉 崇・澤井祐紀(2014) 環境指標種群の再検討と更新. *Diatom*, 30: 17-30.
- 福本 紘(1989) 日本の海浜地形の地理的特性とその形成環境. 地理学評論, 62: 108-128.
- 藤山英保・福田啓子・生田和義・小笹 純・長井武雄(1996) 鳥取県湖山池における池水の理化学的・生物学的特性の現状と相互関係. 水環境学会誌, 19: 71-75.
- 浜田哲弘・作野裕司・高安克己・瀬戸浩二・赤木三郎・西田良平・田中善蔵・村田祐司・浅村久志・福田啓子(2002) 湖山池の湖底堆積物に包埋される珪藻からみた古環境変遷. *LAGUNA (汽水域研究)*, 9: 9-17.
- 星見清晴(2009) 湖山池—その生い立ち—. 鳥取地学会誌, 13: 23-36.
- 猪迫耕二・吉田 勲・松井 毅(1993) 湖山池の水質に与える流入河川の影響. 鳥取大学農学部研究報告, 46: 13-22.
- 鹿島 薫(1992) 沖積層から得られた珪藻化石カタログ(その1) 北海道常呂平野. 九州大学教養部地学研究報告, 29: 1-36.
- Kato, M., Fukusawa, H. and Yasuda, Y. (2003) Varved lacustrine sediments of Lake Tougou-ike, Western Japan, with reference to Holocene sea-level changes in Japan. *Quaternary International*, 105: 33-37.
- Kilham, P., Kilham, S.S. and Hecky, R.E. (1986) Hypothesized resource relationships among African planktonic diatoms. *Limnology and Oceanography*, 31: 1169-1181.
- 小林 弘・出井雅彦・真山茂樹・南雲 保・長田敬五(2006) 小林弘珪藻図鑑第1巻. 内田老鶴圃, 596p.
- 小玉芳敬・永松 大・高田健一(2017) 鳥取砂丘学. 古今書院, 102p.
- 小岩直人・葛西未央・伊藤晶文(2016) 青森県十三湖における完新世の湖水成層化と地形環境. 第四紀研究, 53: 21-34.
- 国土地理院(2017) 地理院地図. <http://maps.gsi.go.jp/>. (2017年8月12日確認).
- 国立天文台編(2014) 平成26年理科年表. 丸善出版株式会社, 1081p.
- Moos, M., Laird, K. and Cumming, B. (2005) Diatom assemblages and water depth in Lake 239. (Experimental Lakes Area, Ontario): implications for paleoclimatic studies. *Journal of Paleolimnology*, 34: 217-227.
- 中村唯史(2006) 山陰中部地域における完新世の海面変化と古地理変遷. 第四紀研究, 45: 407-420.
- 中野恵文・宮川正美・熊埜御堂 洋(1972) 湖山池の水質に関する研究(1) 湖山池の水質. 鳥取大学教育学部研究報告 自然科学, 23: 179-189.
- Naya, T., Tanimura, Y., Kanai, Y., Kumon, F. and Amano, K. (2007) Natural and anthropogenic aquatic environmental changes reconstructed by paleolimnological analyses in Lake Kitaura, central Japan. *Journal of Paleolimnology*, 37: 547-563.
- 錦織 勤(2010) 因幡国布施・溝口の中世—湖山「潟」の発見—. 鳥取地域史研究, 12: 3-16.
- Ohtsuka, T. (2002) Checklist and illustration of diatoms in the Hii River. *Diatom*, 18: 23-56.
- Padisák, J., Crossetti, L.O. and Naselli-Flores, L. (2009) Use and misuse in the application of the phytoplankton functional classification: a critical review with updates. *Hydrobiologia*, 621: 1-19.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidison, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., Hoffmann, D. L., Hogg, A., Hughen, K. A., Kaiser, K., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. and Plicht, J. (2013) IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years calBP. *Radiocarbon*, 55: 1869-1887.

- Reynolds, C.S., Huszar, V., Kruk, G., Naselli-Flores, L. and Melo, S. (2002) Towards a functional classification of the freshwater phytoplankton. *Journal of Plankton Research*, 24: 417-428.
- Round, F.E. and Maidana, N.I. (2001) Two problematic freshwater araphid taxa re-classified in new genera. *Diatom*, 17: 21-28.
- 作野裕司・高安克己・瀬戸浩二・赤木三郎・西田良平・田中善蔵・村田祐司・浅村久志・浜田哲弘 (1995) 湖山池底質柱状試料の粒度, 全有機炭素濃度および C/N 比変化. *LAGUNA (汽水域研究)*, 2: 11-20.
- 佐藤善輝・小野映介 (2013) 鳥取平野北西部, 湖山池周辺における完新世後期の地形環境変遷. *地理学評論*, 86: 270-287.
- 沢井祐紀 (1997) 神西湖における現生珪藻群集と湖底堆積物中の化石珪藻群集. *LAGUNA (汽水域研究)*, 4: 1-5.
- Sone, T., Kano, A., Okumura, T., Kashiwagi, K., Hori, M., Jiang, X., Shen, C-C. (2013) Holocene stalagmite oxygen isotopic record from the Japan Sea side of the Japanese Islands, as a new proxy of the East Asian winter monsoon. *Quaternary Science Reviews*, 75: 150-160.
- Stuiver, M., Reimer, P. J. and Reimer, R. W. 2017. CALIB 7.1 (WWW program and documentation). <http://calib.qub.ac.uk/calib>. (last accessed 9 August 2017).
- Takano, K., Ishikawa, Y., Mikami, H., Ban, S., Yoshida, T., Aono, T., Imada, K., Yasutomi, R., Takeuchi, K. and Hino, S. (2001) Analysis of the change in dominant phytoplankton species in unstratified Lake Oshima-Ohnuma estimated by a bottle incubation experiment. *Limnology*, 2: 29-35.
- 高安克己・瀬戸浩二・赤木三郎・西田良平・田中善蔵・村田祐司・作野裕司 (1994) 鳥取県湖山池の湖底地形と底質 (概報). *LAGUNA (汽水域研究)*, 1: 27-35.
- 田村 亨・渡辺和明・山口直文・松本 弾・小玉芳敬・Bateman, M.K.・齋藤 有 (2011) 鳥取砂丘の過去 500 年間における形成過程: 地中レーダとルミネセンス年代を用いた復元. *日本地質学会第 118 年学術大会*, T11-O-3.
- Tamura, T., Kodama, Y., Bateman, M.D., Saitoh, Y., Yamaguchi, N. and Matsumoto, D. (2016) Late Holocene aeolian sedimentation in the Tottori coastal dune field, Japan Sea, affected by the East Asian winter monsoon. *Quaternary International*, 397: 147-158.
- 鳥取県・鳥取市 (2012) 湖山池将来ビジョン. 恵み豊かで, 親しみのもてる湖山池を目指して. 湖山池 会 議 . http://www.pref.tottori.lg.jp/secure/663619/koyamaike_vision_all.pdf (2017 年 12 月 27 日確認)
- Vos, P.C. and de Wolf, H. (1993) Diatom as a tool for reconstructing sedimentary environments in coastal wetlands; methodological aspects. *Hydrobiologia*, 269/270: 285-296.
- 渡辺仁治 (2005) 淡水珪藻生態図鑑. 内田老鶴圃, 784p.
- 渡辺正巳・中村唯史・荒川賢丈 (2000) 淀江平野の完新世古環境変遷. 島根大学地球資源環境学研究報告, 19: 31-35.
- 矢島 啓・早川一栄 (2002) 冬季の湖山池における海水導入に伴う水質変化. *海洋開発論文集*, 18: 533-538.
- 山田 桂・増馬鉄朗・瀬戸浩二 (2015) 貝形虫群集を用いた中海における過去 1,700 年間の古環境変遷. *第四紀研究*, 54: 53-68.
- 山田和芳・高安克己 (2006) 出雲平野一穴道湖地域における完新世の古環境変動—ボーリングコア解析による検討—. *第四紀研究*, 45: 391-405.
- 横山卓雄 (1993) 電気伝導度測定法. 日本第四紀学会編「第四紀試料分析法 2 研究対象別分析法」. pp.109-118. 東京大学出版会.
- 吉野正敏 (2007) 歴史時代の気候変動に関する研究の展望. *地学雑誌*, 116: 836-850.
- 吉野正敏 (2009) 4 ~ 10 世紀における気候変動と人間活動. *地学雑誌*, 118: 1221-1236.
- 湯原浩三 (1957) 鳥取県海岸湖沼の比電気伝導度分布. *陸水学雑誌*, 19: 29-37.
- Zhang, P., Cheng, H., Edwards, R.L., Chen, F., Wang, Y., Yang, X., Liu, J., Tan, M., Wang, X., Liu J., An, C., Dai, Z., Zhou, J., Zhang, D., Jia, J., Jin, L. and Johnson, R.K. (2008) A test of climate, sun, and culture relationships from a 1810-year Chinese cave record. *Science*, 322: 940-942.