

島根県神西湖堆積物の層序と完新世環境変遷史

山田和芳¹・高田裕行¹・高安克巳²

Holocene paleoenvironmental changes recorded in lacustrine sediments of Lake Jinzai, Shimane Prefecture, western Japan

Kazuyoshi Yamada¹, Hiroyuki Takata¹ and Katsumi Takayasu¹

Abstract: Lake Jinzai is a small brackish water lake located in the southwestern part of the Izumo Plain, Shimane Prefecture, western Japan. The JZ-01 sediment core was taken at the center of the lake (35° 19' N, 132° 41' E; water depth 1.55 m) using a thin-wall type piston core sampler. The core length is 24.3 m. This study clarified the stratigraphy and sedimentation rates in the JZ-01 core on the basis of an initial core description and eleven AMS radiocarbon dates of organic material and shell fragments. This study also reconstructs high resolution Holocene environmental change from the mineralogy and chemical composition of the core sediments. The variability in Lake Jinzai water conditions is apparent in the content of authigenic iron minerals (pyrite, marcasite and siderite) and the sulfur content of the sediment. These results demonstrate that lake water conditions changed drastically throughout the Holocene, with brackish water intervals from 9,500 to 7,300, 4,100 to 1,900 and from 400 cal. yr B.P. to the present. Also the influence of human activity on the lake environment began around 2,000 cal. yr B.P. - a time which may be related to a significant increase in the number and size of archaeological sites of the Ancient Izumo Kingdom.

Key words: Lake Jinzai, stratigraphy, the Holocene, paleoenvironmental changes, mineral composition

1. はじめに

出雲平野西部に位置する神西湖は、海跡湖に区分される小さな汽水湖である。今から約 7,000~6,000 年前の汎世界的な海進期には、神西湖も含めた出雲平野は現在の宍道湖水域とともに一つの大きな内湾(「古宍道湾」といわれる)を形成していた(徳岡ほか, 1990)。その後、河川を通じて流入する多量の土砂により東部の宍道湖域とは分離され、出雲風土記に記される「神門水海」の原形とみなされる別の水域ができ、徐々に水域の埋め立てが進行して、現在の出雲平野が拡大して形成されてきたといわれている(徳

岡ほか, 1990, 高安・出雲古代景観復元チーム, 2003)。その中で、神西湖は当時の大きな水域の名残と考えられている。しかしながら、東部の宍道湖域と比べると、神西湖も含めた西部の出雲平野において完新世を通じて詳細に古環境変遷を明らかにした研究例は少ない。そのため、徳岡ほか(1990)、徳岡ほか(1998)などにまとめられている古地理変遷には、時代的・年代的に不確実な要素が多い。神西湖には、出雲平野の形成に関連する過去の環境変動を記録している堆積物が良好に保存されている可能性が高い。そこで、島根県古代文化センターによる風土記関係自然景観復元事業の一環で、2001年に神西

¹ 島根大学汽水域研究センター Research Center for Coastal Lagoon Environments, Shimane University, Matsue 690-8504, JAPAN

² 島根大学 Shimane University, Matsue 690-8504, JAPAN

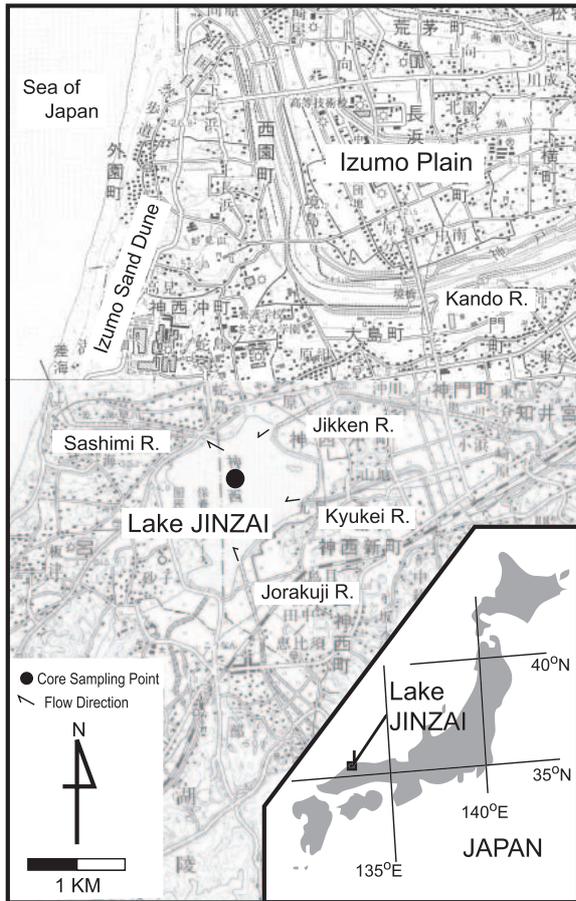


図1. 島根県神西湖の位置図と JZ-01 ボーリングコア掘削地点

Fig. 1. Location maps of the sampling site in Lake Jinzai, Shimane Prefecture, western Japan.

湖の湖心部においてシンウォールコアサンプラーによるボーリングコアの掘削を行なった。本小論では、それら神西湖湖心にて採取された全長 24.3 m のボーリングコア (JZ-01 コアと命名) の詳しい層序および放射性炭素年代測定に基づく堆積年代について報告するとともに、コア試料の鉱物・化学組成分析結果より推定された完新世における堆積環境の変遷について、出雲平野の形成過程と関連させて予察的に言及した。

2. JZ 01 コア採取地点と分析方法

2-1. 採取地点

神西湖は島根県出雲平野の南西部に位置し、江戸時代に人工的に開削された差海川によって外洋と通じている面積 1.35 km²、周囲 5.3 km、平均水深 1.1 m の比較的小規模な汽水湖である。差海川は神西湖で唯一の流出河川であり、この河川を海水が遡上し

てくることで、神西湖は淡水と海水が入り混じった汽水湖沼となっている。また、主な流入河川は、十間川、九景川、常楽寺川である。

今回検討した JZ-01 コアは、湖のほぼ中央部の北緯 35° 19.500′、東経 132° 41.067′ の地点の水深 1.55 m より採取された全長 24.3 m の不攪乱試料である (図 1)。コアは、シンウォールコアサンプラーにより採取され、平均ストローク長は 90 cm であり、回収率はほぼ 100% であった。採取されたコア試料は、迅速に室内実験室に持ち帰った。

2-2. 分析方法

採取されたオールコアは、油圧式押し出し機によって取り出され、鉛直方向に半載して、その堆積断面から肉眼による詳細な一次記載をおこなった。その後、半載した一方のコアは、軟 X 線写真撮影用アクリルケース (25 cm 毎)、帯磁率用キュービック (2.3 cm 毎)、サンプル袋 (1 cm 毎) を用いてサンプル分割した。その際、放射性炭素年代測定用に貝化石、材、植物片などを適宜採取した。その内、キュービック試料は、湿重量を測定した後、帯磁率分析を行ない乾燥させた。乾燥させた試料は、乾燥重量を測定した後、メノウ乳鉢を用いて粉末試料とした。今回、機器分析用に全層準にわたって選択したほぼ 10 cm 間隔の粉末試料 250 個に対して、鉱物組成分析、化学組成分析を行ない、全有機炭素含有量を測定した。なお、放射性炭素年代測定用の 11 試料については、(株)地球科学研究所に依頼して AMS 炭素年代測定をおこなった。

帯磁率の測定は、島根大学汽水域研究センター所有のコイル型帯磁率計 (Bartington MS 2) を用いた。測定器の印加交流磁場は 80 A/m、交流磁場の周波数は 465 Hz である。鉱物組成分析は、東京都立大学理学部地理学教室所有の X 線回折分析装置 (日本電子 JEOL-3530) を用いた。石英、長石、黄鉄鉱、菱鉄鉱の定量 (重量%) は標準試料による検量線法で求めた。分析条件は、X 線発生管球 2 kw、管電圧 40 kV、管電流 25 mA、ターゲット Cu/K α 、ステップ角度 0.02°、走査範囲 2~60° である。一方、化学組成分析は、同教室所有のエネルギー分散型蛍光 X 線分析装置 (島津製作所 EDX-700) を用いて、Na, Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, Fe および Mn の 11 元素の定量を検量線法にて行なった。分析条件は、管電圧 7.5 (軽元素) および 75 (重元素) kVp、管電流 15 mA、ターゲット Ph 管である。最後に、全有機炭素含有量の測定には、同教室所有の高周波燃焼型炭素分析 (LECO c-

200)を用いた。全有機炭素含有量は、1 Nの塩酸を入れ、ガスバーナーで蒸発乾固させた試料を測定するで求めた。詳しい試料調整および分析方法については山田ほか(1998)に従った。

3. JZ-01 コアの層序と年代

3-1. 層相

JZ-01 コアの柱状図を図2に示す。全長24.3 mのコアの最下部にあたる深度24.3~23.6 mは、暗灰色砂礫層で一部植物片を含む。深度23.6~22.0 mは、主に下部層に有機質粘土層を含む暗灰色シルト層である。時折材などの植物遺体を含んでいる。深度22.0~16.4 mは、灰色シルト~細砂層が堆積している。この層準では、小さな貝殻破片が混入していて、生痕化石が細砂層で認められ、上位にいくにつれ細砂からシルトへと構成粒子サイズが小さくなっている。深度17.1 m付近には灰白色細砂薄層が挟在し、それが鬼界-アカホヤ火山灰(K-Ah テフラ：町田・新井, 1978)であることが明らかになっている(高安, 2002)。この K-Ah テフラの降下年代は暦年代で7,300年前とされている(福澤, 1995)。さらに、深度16.4~14.5 mでは、最下部に下位の地層を削り込みながら堆積する細~中砂層が認められ、それ以外の層準には平行葉理が顕著に認められる黒灰色泥層が認められる。この泥層は上位にいくにつれ貝殻破片が混入するようになる。深度14.8 mには火山灰と思われる灰白色細砂薄層が挟在している。深度14.5~1.1 mには、生物擾乱が認められる無層理の灰~灰褐色泥層が認められる。時折材などの植物片を含む。また、同層準では、深度14.4 m付近に層厚10 cm程度の礫層を、深度10.9, 5.3 m付近に細砂層を、それ以外にも散発的に粒径の大きい粒子を含む細砂薄層が挟在する。これら挟在層には小さな貝殻破片を含むことが多く、下位の層準を削り込むように挟在していることが多い。コアの最上位にあたる深度1.1 m以浅では、灰~暗灰色泥層で構成されている。

3-2. 年代測定結果と堆積速度

JZ-01 コアより採取した木片、貝化石、植物遺体などから、11 層準で放射性炭素年代測定をおこなった(図2, 表1)。測定された¹⁴C年代は Stuiver *et al.* (1998)による暦年代補正(INTCAL 98を使用)した。今回は、求められた暦年代の中央値を堆積年代ということで議論をすすめる。

求めた11層準の堆積年代値と、K-Ah テフラの降

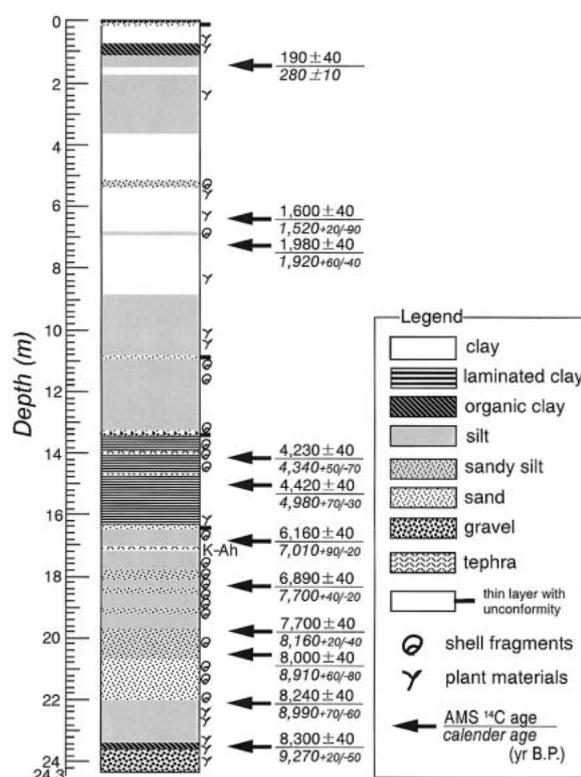


図2. JZ-01 コアの柱状図と年代測定値(上段：放射性炭素年代, 下段：INTCAL 98により較正した暦年代)
Fig. 2. Sedimentary column of JZ-01 core and radiocarbon dating points. Arrow indicates the horizon of AMS radiocarbon dating, and upper part indicates ¹⁴C age and below part is calendar age by INTCAL 98 (Stuiver *et al.*, 1998)

下年代(7,300年前；福澤, 1995)を用いて JZ 01 コアの深度-年代関係を明らかにした(図3)。暦年代より推定された堆積速度(図3)は、コアの下部と上部で堆積速度がやや大きくなる傾向が認められ、一部、深度22.1~20.5 mを除いて0.8~6 mm/yrの範囲で変動している。大きな堆積異常やハイエイトス(無堆積)は認められない。

4. 機器分析結果

4-1. 帯磁率

帯磁率の深度に対する変化を図4に示す。帯磁率は、1~300 μSIの値で変動している。深度22.0~18.8, 4.0~1.0 mでは前後の層準と比べて帯磁率が高い。一方、深度18.8~13.4 mでは3 μSI程度と安定して低い値を示している。また、スパイク的に高い層準が、深度21.9, 19.1, 14.1, 13.4, 10.9, 5.3, 4.5, 3.4, 2.1, 1.0 および0.2 mに認められる。

表 1. JZ-01 コアの年代測定結果

Table 1. the results of AMS radiocarbon age and calibrated calendar age in JZ-01 core

Depth (m)	Laboratory Code	Material	Method	AMS ^{14}C age (yr B.P.)	Calendar age (cal. yr B.P.)
1.33	Beta-166772	wood	AMS	190±40	280 ±10
6.46	Beta-190544	plant material	AMS	1,600±40	1,520 +20/-90
7.24	Beta-190543	wood	AMS	1,980±40	1,920 +60/-40
14.24	Beta-166774	shell (sp. Unknown)	AMS	3,900±40	4,340 +50/-70
15.03	Beta-166775	wood	AMS	4,480±40	4,980 +70/-30
16.76	Beta-166776	cheered material	AMS	6,170±40	7,010 +90/-20
17.10		tephra (K-Ah)			7,300
18.29	Beta-166777	wood	AMS	6,900±40	7,700 +40/-20
19.78	Beta-166778	echinoid fragment	AMS	7,320±40	8,160 +20/-40
20.46	Beta-166779	shell (Paphia)	AMS	8,000±40	8,910 +60/-80
22.14	Beta-166780	shell (Corbicula)	AMS	8,240±40	8,990 +70/-60
23.51	Beta-166781	wood	AMS	8,300±40	9,270 +20/-50

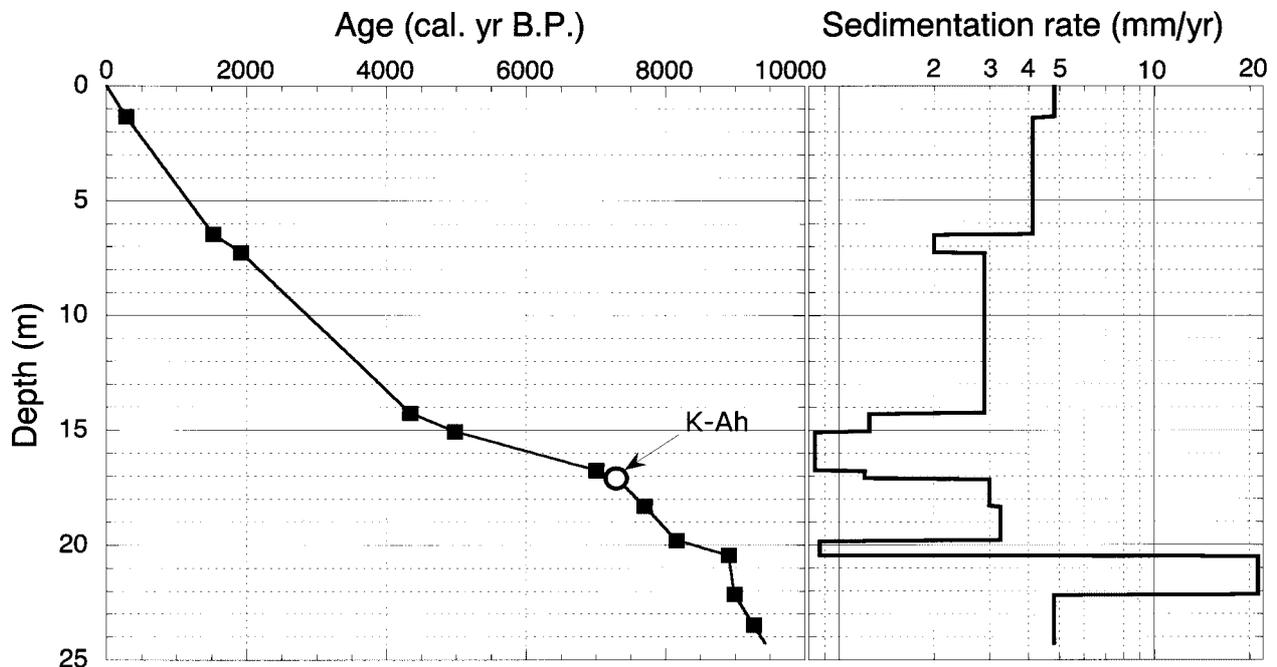


図 3. JZ-01 コアの深度-年代関係図と堆積速度の変化

Fig. 3. Depth-Age correlation plots and sedimentation rate variation in JZ-01 core.

4-2. 鉱物組成

X線回折分析に基づいた定常的あるいは特徴的に混入している同定された主な鉱物は、モンモリロナイト： 6.3° (14\AA)，イライト： 8.8° (10.1\AA)，石膏： 11.6° (7.6\AA)，緑泥石+カオリナイト： 12.4° (7.18\AA)，石英： 26.6° (3.34\AA)，長石： 27.7° (3.20\AA)，赤鉄鉱： 31.7° (2.82\AA)，菱鉄鉱： 32.0° (2.79\AA)，白鉄鉱： 33.0° (2.71\AA)，黄鉄鉱： 56.3° (1.63\AA)である(図5)。菱鉄鉱が認められる層準では、白鉄鉱や黄鉄鉱は認められないことが特徴的なこととして挙げられる。また、全層準を通じて長石が多量に混入していることも特徴のひとつである。

図6は、同定された鉱物のうち、石英、長石、菱鉄鉱、黄鉄鉱、白鉄鉱および石膏含有量を選択してそれぞれの深度および年代値に対する変化をあらわしている。石英、長石、菱鉄鉱および黄鉄鉱含有量は検量線によってwt%表記に、一方、白鉄鉱および石膏含有量はcps表記であらわしている。その結果、石英と長石含有量は深度13.4~13.0mの層準を除けば、変動傾向は同調していて、深度24.3~23.8および22.0~19.6mでその前後に比べて高い含有量を示している。深度19.6m以浅では大きな変動は認められない。この石英と長石含有量の変化は、岩相の変化と同調していて、砂質な層準ほどその含有量が多

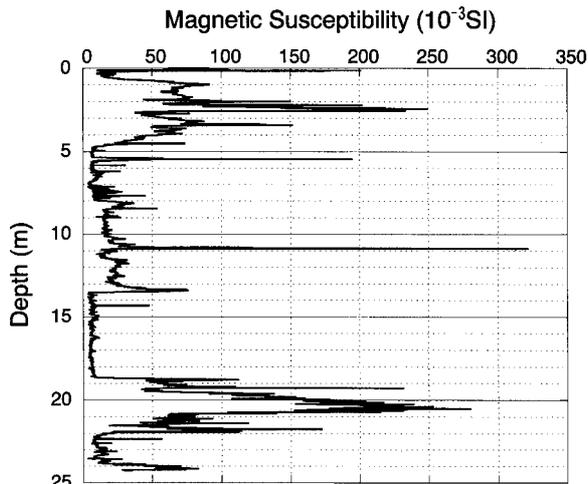


図4. JZ-01 コアの帯磁率の鉛直変化

Fig. 4. Sequential change of magnetic susceptibility in JZ-01 core.

くなっていることが明らかになった。両者の変動傾向が不一致である深度 13.4~13.0 m では、石英には変化が認められないけれども、長石含有量が急激に増加している。

次に、鉄鉱物のうち黄鉄鉱と白鉄鉱は、同質異像

であり、白鉄鉱の方が不安定な鉱物である。この両者の変動は極めて類似している。また、石膏含有量も、それら含有量と同調する変動傾向を持つ。深度 24.3~13.4, 7.6~4.0 および 2.5 m 以浅において黄鉄鉱は 4~12 wt% 程度含まれている。それ以外の深度 13.4~7.6 および 4.0~2.5 m ではほぼ 0 wt% である。一方、菱鉄鉱含有量の変動は、深度 13.4~7.6 および 4.0~2.5 m において 0.5 wt% 程度認められ、それ以外の深度 24.3~13.4, 7.6~4.0 および 2.5 m 以浅においては 0 wt% である。これらの結果より、黄鉄鉱・白鉄鉱・石膏が認められる層準では、菱鉄鉱は認められないことが明らかになった。岩相との対応関係をみると、黄鉄鉱と白鉄鉱では、下位の砂層で相対的に含有量の減少が認められるものの、深度 13.4 m までの泥層では黄鉄鉱が 6~12 wt% 程度含まれている。一方、菱鉄鉱は砂層ではほとんど検出されない。

4-3. 化学組成

蛍光 X 線分析に基づいた、各主要元素の含有量およびその平均は以下の通りである：Na (0~4.9 wt

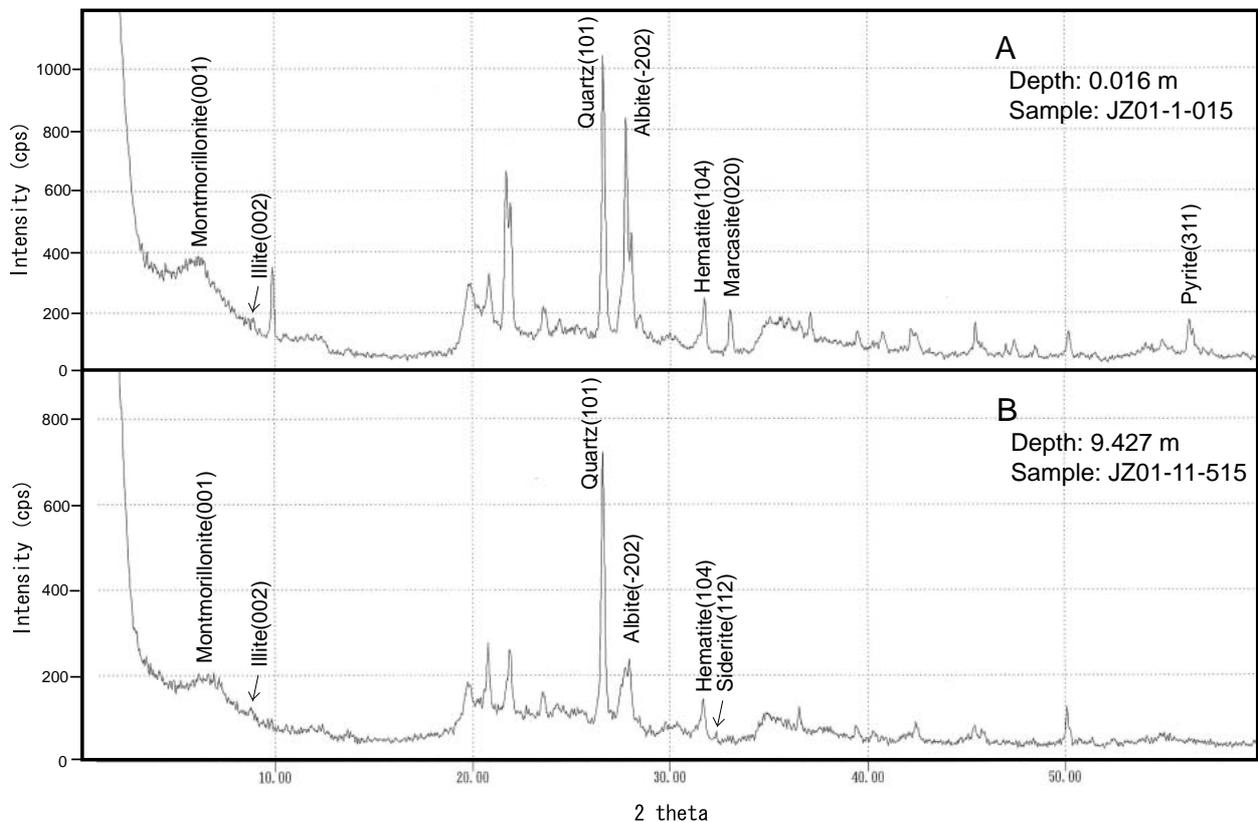


図5. JZ-01 コアに認められる典型的な X 線回折パターン A：深度 0.016 m (汽水環境) B：深度 9.427 m (淡水環境)
 Fig. 5. X-ray diffraction pattern of some horizons in JZ-01 core. A indicates the blackish water condition in depth 0.016 m, and B indicates the fresh water condition in depth 9.427 m.

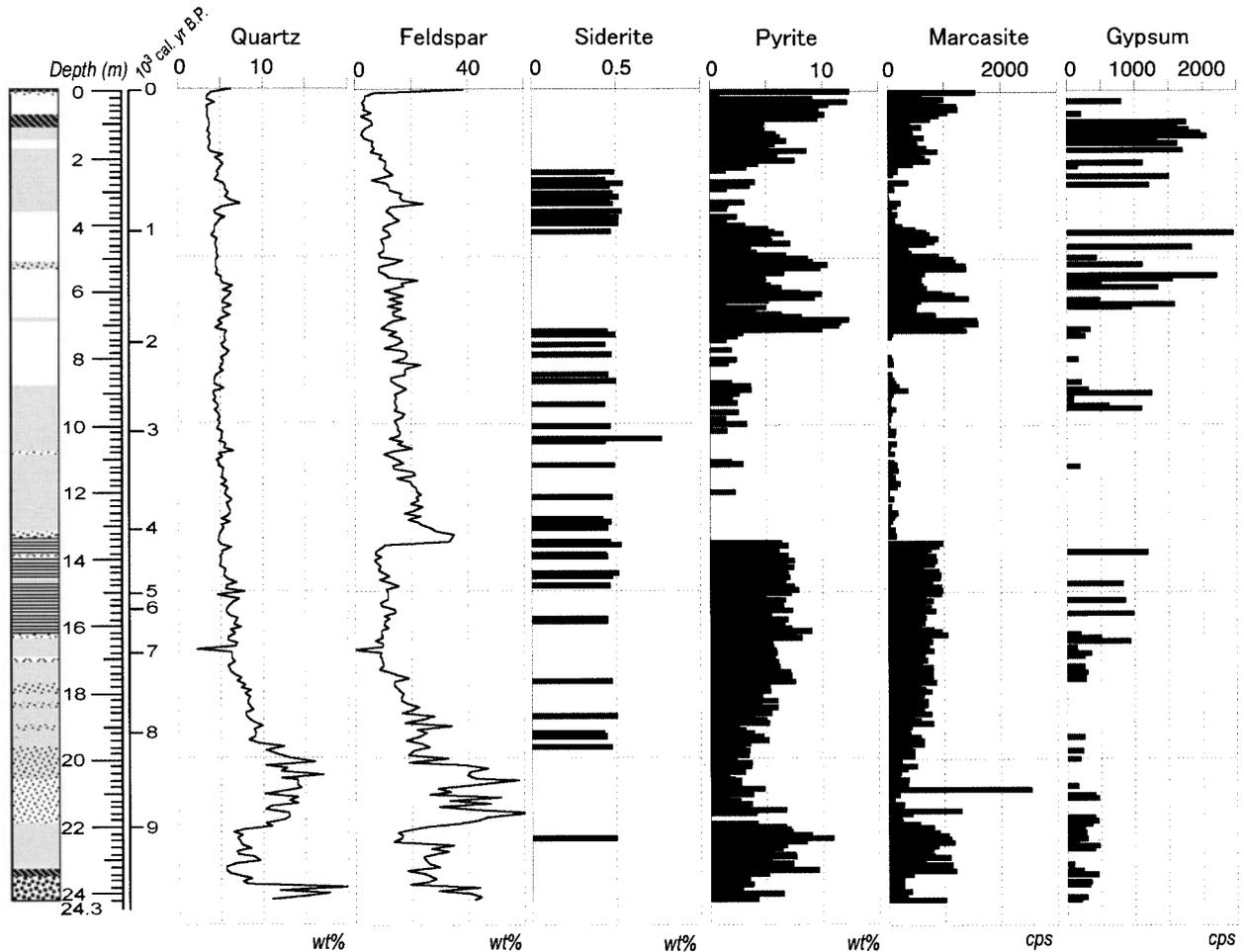


図6. JZ-01 コアの石英, 長石, 菱鉄鉱, 黄鉄鉱, 白鉄鉱および石膏含有量 (wt%もしくはcps) の鉛直変化
Fig. 6. Sequential changes of quartz content, feldspar content, siderite content, pyrite content, marcasite content and gypsum content (in wt% or cps) in JZ-01 core (from left).

%, 平均 1.79 wt%), Mg (0.3~2.0 wt%, 平均 1.31 wt%), Al (11.1~18.7 wt%, 平均 13.8 wt%), Si (55.8~69.2 wt%, 平均 61.4 wt%), P (0.01~0.12 wt%, 平均 0.03 wt%), S (0~6.4 wt%, 平均 1.51 wt%), K (1.0~1.8 wt%, 平均 1.40 wt%), Ca (0.6~2.4 wt%, 平均 1.17 wt%), Ti (0.2~0.4 wt%, 平均 0.33 wt%), Fe (3.7~10.7 wt%, 平均 7.39 wt%) および Mn (0.01~0.05 wt%, 平均 0.02 wt%).

図7は, アルミニウム, イオウおよびカルシウム (酸化物として便宜的に表記) 濃度の深度および年代値に対する変化をあらわしている. まず, 碎屑性粒子や粘土鉱物量を反映しているアルミニウム濃度について, 深度 20.0~14.4 m で, 前後の層準と比べて高い傾向が認められる. また, および深度 9 m 以浅については, スパイク的に高い層準もあるが, 全体的に上位に行くにつれ増加傾向が認められる. なお, スパイク的に高い層準は深度 6.8, 5.3, 3.6, 0.8

および 0.2 m である. イオウ濃度は, 深度 24.3~20.5, 17.2~13.3, 7.0~3.8 および 0.8 m 以浅の4層準で高い傾向が認められる. 逆に, 深度 13.3~7.0 および 3.8~2.6 m の層準ではほとんど 0 wt% を示す. このイオウ濃度の変動傾向は, 黄鉄鉱および白鉄鉱含有量の変動傾向 (図6) とおおよそ一致している. 最後に, カルシウム濃度は, 岩相 (図2) で貝殻破片が混入する深度 22.0~17.1, 13.6~11.0 および 5 m 付近で前後の層準と比べて高い. 特に, 深度 19.0~17.8, 13.6~13.0 および 5.3~5.0 m の層準でその濃度は高い.

4-4. 全有機炭素含有量

全有機炭素含有量は, 0~4.8% の範囲で変動しており, 深度 24.3~22.0 m で最も高く, 深度 17.1~5.0 m では多少の増減を繰り返して, そして, 深度 5.0 m 以浅では減少する傾向が認められる (図7).

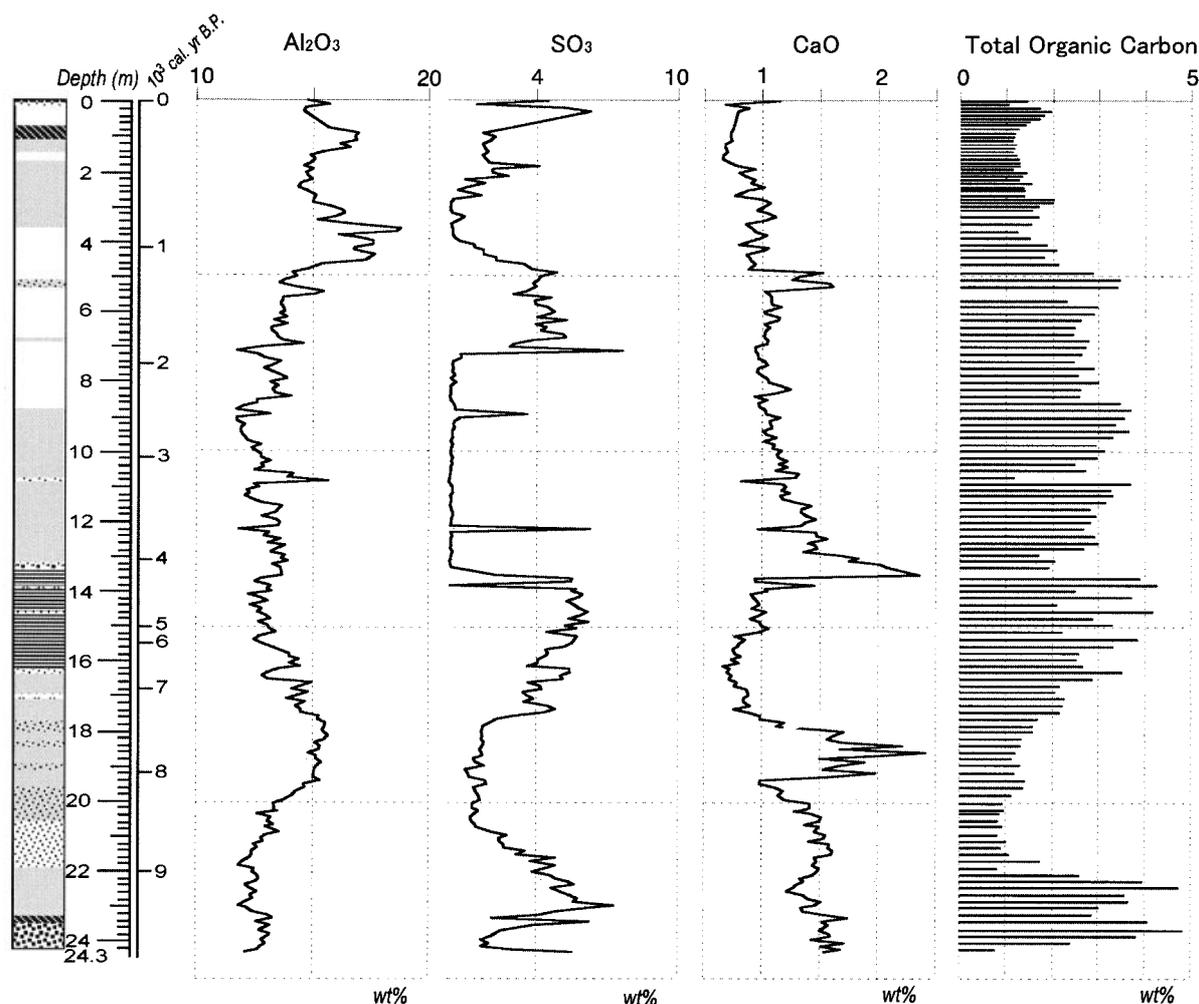


図7. JZ-01 コアのアリミニウム，イオウ，カルシウム濃度 (wt%) および全有機炭素含有量 (wt%) の鉛直変化
 Fig. 7. Sequential changes of Al_2O_3 , SO_3 , CaO contents and total organic carbon content (in wt%) in JZ-01 core (from left).

5. 考 察

神西湖の湖底堆積物には、過去の湖水環境の著しい変動や、出雲平野の形成に関連した周辺地域の急激な環境変動の影響が記録されている。本論では、完新世を連続的に記録している湖底堆積物の鉱物や化学組成から、神西湖の水文環境とその周辺の自然環境変化を明らかにする。

5-1. 水質変動

神西湖は、日本海に面した海痕湖で海水と淡水環境の境界に位置し、過去の海面のわずかな昇降によって湖水環境が強く影響をされてきたことが考えられる。そのため、神西湖の湖底堆積物から海水の侵入に起因する湖水環境の変化を明らかにできる可能性がある。福澤ほか(1995)は、水月湖堆積物の検討から、堆積物中に自生する鉄鉱物の組成変化か

ら、汽水湖沼の水質変化を推定できることを示した。それは、海水中と淡水中の硫酸イオン濃度が大きく異なることによって、淡水環境下では菱鉄鉱 (Siderite, FeCO_3) が、汽水環境では水塊底層部の還元環境を反映して黄鉄鉱 (Pyrite, FeS_2) が晶出して沈殿・堆積することである。また、堆積物中のイオウ濃度は、主に黄鉄鉱含有量に起因するため、海成層の認定に便宜的に用いられていることから (白神, 1985)、イオウ濃度も、湖水の淡水化、汽水化の指標となりうる。

これらを踏まえて、神西湖湖底堆積物の鉄鉱物含有量、イオウ濃度 (SO_3 含有量で表記) の変動を検討した結果 (図 6, 7)、同定された鉄鉱物の内、黄鉄鉱および白鉄鉱とイオウ濃度の変動はほぼ一致していることが明らかになった。また、黄鉄鉱および白鉄鉱が晶出しない層準には、菱鉄鉱が多く認められることが明らかになった。このことは、堆積物中の黄

鉄鉱および白鉄鉱の出現層準は汽水環境を、逆に菱鉄鉱は淡水環境であったことを示唆する。菱鉄鉱が連続的に晶出・堆積していないことや含有量が少ない原因については、湖底表層が酸化環境であったために大部分は溶解してしまったことが考えられる。また、神西湖で、同質異像である黄鉄鉱と白鉄鉱が堆積物中に共存して認められるということは、還元的な水塊底層部において晶出した際、選択的に白鉄鉱が晶出されたものと考えられる。

以上の検討に基づく、神西湖コアのうち深度 24.3~13.4 m, 7.6~4.0 および 2.5 m 以浅は、海水侵入の影響を受けた環境に、一方、それ以外の深度 13.4~7.6 および 4.0~2.5 m では、海水とは遮断された淡水環境におかされていたことが示される。つまり、神西湖では、過去に少なくとも 2 回以上繰り返して汽水(内湾)から淡水環境へ変化していたことが推定された。

汽水(内湾)環境を呈する深度 24.3~13.4 m のうち、中位の深度 22.0~17.6 m の層準は、砂~砂質シルト層であり、多くの貝殻破片を含んでいる(図 2)。そのため、貝殻破片や碎屑粒子によって黄鉄鉱・白鉄鉱、およびイオウ濃度が希釈され、見かけ上減少している(図 6, 7)が、同層準では強い海水の侵入があったことが推定される。これら層準において、内湾性の有孔虫化石(高田・高安, 2004)や二枚貝化石(高安, 2002)が報告されていることからこの見解は支持される。

5-2. 河川流入量変動と洪水性堆積物

一般に湖底堆積物中の帯磁率は、磁性鉱物や比重の重い粒子の混入を指し示すもので、火山灰層(吉川ほか, 1993)や洪水堆積層(加藤ほか, 1998)の認定に役立つ。神西湖湖底堆積物の帯磁率の変化には、スパイク的なものと長期的なものに分けられる(図 3)。そのうち、正の増大ピークを示す深度 21.9, 19.1, 14.1, 13.4, 10.9, 5.3, 4.5, 3.4, 2.1, 1.0 および 0.2 m の層準では、下位の層準を削り込むように挟在する貝殻破片を含む砂層が堆積していることが多く(図 2)、また、アルミニウム濃度の正のスパイクも認められる(図 7)。これら層準では、その多くが砂質な薄層であること、また、帯磁率やアルミニウム濃度に反映されるように河川を通じて流入する外来物質から構成されることから、湖底表層をえぐるような速度で、周辺流域から何度も河川を通じて粒子が流れ込んできた洪水性堆積物であると考えられる。そのうち、深度 13.4 m の洪水性堆積物につい

ては、長石含有量の急激な増加が認められる(図 6)。高安・出雲古代景観復元チーム(2003)は、完新世中期にあたる約 3,800~4,000 年前に、出雲平野西部広域にわたって分布する三瓶大平山火山噴出物(三浦・林, 1991)に起因した洪水性堆積物が堆積していることを明らかにした。三瓶山起源の火山噴出物には多くの自形の長石が多く含まれることが多い(三浦・林, 1991)ことから、この深度 13.4 m 付近の洪水性堆積物は、高安(2003)が指摘するように三瓶大平山起源の火山噴出物が神西湖に堆積したものと考えられる。

以上の検討に基づく、神西湖の湖底堆積物には、少なくとも 11 回の洪水性堆積物が挟在している。そのうち、深度 13.4 m 付近の洪水性堆積物は、三瓶大平山火山噴出物に起因するものであることが考えられる。また、この洪水性堆積物の多くは、深度 6 m 以浅に集中していることが明らかになった。これは、有史時代の人為的な急激な土地改変により森林の伐採などが進行して、周辺地域の山地斜面で裸地化が進んだ結果、土壌の保持力が低下したことから、一時的な集中豪雨などによって、土壌流出が頻繁に生じさせ洪水を頻発させたことを示しているのかもしれない。

一方、堆積速度の変化(図 3)は、アルミ濃度変化の長期的な変動(図 7)とおおよそ一致する傾向が読み取れる。これは、堆積速度が、主に、河川などを通じて周辺地域より流入してくる碎屑性の粒子量を反映していることを示唆する。したがって、堆積速度は、河川流入量を示している可能性がある。堆積速度の変化から読み取れる河川流入量の変化は、深度 24.3~17.1 m および深度 6.5 m 以浅で大きくなる。前者は、砂~砂質シルト層準であり、石英および長石含有量も同層準で増加することから(図 6)、比較的粗粒な河川性粒子が堆積する場であることが推定される。一方、後者は泥層で構成されることや、石英および長石含有量に顕著な増加傾向が認められないことを踏まえると、土壌に含まれる粘土鉱物などが主に流入していたと考えられる。

5-3. 完新世における神西湖の堆積環境変化

JZ 01 コアの深度-年代モデルから、コアは約 9,500 年前以降の連続堆積物であることが明らかになった(図 3)。この年代モデルに基づき完新世における堆積環境変化について検討した。図 8 は、過去 9,500 年間の神西湖堆積物中の水質変動を示す黄鉄鉱および菱鉄鉱量変化と、河川流入量変動を示すア

ルミニウム濃度および堆積速度の時系列変化を、洪水性堆積物の挟在層準とともに示している。

その結果、神西湖における堆積環境については、9,500~7,300年前、7,300~4,100年前、4,100~1,900年前、1,900~1,100年前、1,100~400年前、および400年前以降の6つのステージに区分できる。9,500~7,300年前のステージでは、黄鉄鉱が多く含まれる主に砂~砂質シルト層が堆積している。河川流入量も多く、周辺地域から多くの粗粒な粒子が混入してきている。また、同コアの有孔虫の群集組成を検討した高田・高安(2004)によれば、同層準が汽水~内湾的環境を示すことを報告している。したがって、本ステージでは、最終氷期以降のユースタティックな海面の上昇によって、外来性の粗粒な碎屑性粒子が多量に運搬・堆積する内湾的環境であったことが推定される。次の7,300~4,100年前のステージでは、黄鉄鉱が多く含まれる主に平行葉理を呈する泥層が堆積していること。また、堆積速度も小さく一定であることから、本ステージでは、汽水環境下の比較的安定した堆積場であったことが推定される。良好に平行葉理が保存されるということは、波浪の影響を受けない比較的深い水深を保持しているとともに、一年を通じて塩分躍層が存在していたことが推定される。そして、このステージの終焉である約4,100年前に、神西湖の環境は、汽水環境から淡水環境に一変する。この原因のひとつは、三瓶太平山の火山活動が挙げられる。本研究結果からも、三瓶太平山の火山活動による火山噴出物が洪水性堆積物として、湖内に流入していることが明らかになっている。この火山噴出物は、出雲平野全体に広がり、現在でも神戸川右岸あたりに微高地として現地地形に残っている(林, 1991)ため、この火山活動が、当時の出雲平野の自然環境に大きな変化(ダメージ)をもたらしたことは容易に想像できる。しかしながら、約4,100年前は、急激な寒冷・乾燥化が世界的に認められており、完新世における大きな気候寒冷イベントが存在する(Bond *et al.*, 1997)。とくに、日本列島と同じ気候帯に属する中国東北部では、同時期の気温がヤングドリアス寒冷期の約半分の規模程度で低下してことが花粉分析の結果から示されている(Makohonienko *et al.*, 2004 *in press*)。さらに、鳥取県西部の東郷池における湖底堆積物の検討でも、約4,000年前における急激な海面の下降が報告されている(Kato *et al.*, 2003)。したがって、この寒冷化によって海面が急激に下降したことで、神西湖が淡水化した可能性もある。今後の神西湖堆積

物の花粉、珪藻分析などによるさらなる検討が必要であろう。いずれにしても、神西湖では4,100年前以降1,900年前まで淡水環境下のステージに変化する。この淡水環境では、生物擾乱が顕著な泥層が堆積して、洪水性堆積物も混入しはじめる。おそらく徐々に現在の出雲平野を形成させるように埋積が進行しはじめてはいるが、まだ、十分な水深は保持されていたことが予想される。また、突発的ではあるが、黄鉄鉱および白鉄鉱がスパイク的に混入してくることも認められるため、一時的に汽水環境に戻っていたことも推定される。そして、次の1,900~1,100年前では、再び汽水環境下におかれる。この環境は、出雲風土記で編纂されている「神門水海」であらわされる大きな潟湖を示して、海水が再び流入しだしたものと予想される。また、ほぼ同時期(約2,000年前)から、アルミ濃度が増加し出すとともに、洪水イベントが頻発している(図8)。これは、人為的に土地改変が進み、突発的な集中豪雨などによって、簡単に表層土壌が洗い流されやすくなった可能性を示唆するものであり、約2,000年前からは始める人間活動による土地改変が進行していたことを暗示しているのかもしれない。事実、出雲王国の前身にあたる出雲西部で発した「原イツモ国」に関する遺跡が弥生時代中期から後期に集中しており(門脇, 2003)、神西湖の湖底堆積物に記録される人間活動の影響が開始する時期と一致していることは大変興味深い。一方、「神門水海」を形づくる潟湖は、外洋とつながる砂嘴が出雲平野北方から埋積しはじめて徐々に淡水化する(徳岡, 1990)。神西湖では1,100年前より淡水環境になり、その後、淡水環境が約400年前まで続いている。また、このステージでは、いくつかの洪水性堆積物も挟在している。高安ほか(1995)は古文書記録をまとめ14世紀付近の神西湖を含めた出雲平野南部の水はけの悪さや、洪水による災害の頻発について報告している。今回明らかになった堆積環境は、これら古文書記録を反映しているものと考えられる。そして、最後の400年前以降のステージでは再び汽水環境に変わる。この堆積環境は現在とほとんど変わらないものと考えられる。この水質変化の原因は、1687年に差海川が人工的に開削され、外洋とつながり、その川を海水が遡上することで汽水環境になったものと考えられる。

以上のように、堆積物コアの鉱物・化学組成の変化から、完新世における神西湖の堆積環境の変化を明らかにした結果、完新世における海水準変動と河川による埋積作用によって湖内の水質環境が繰り返

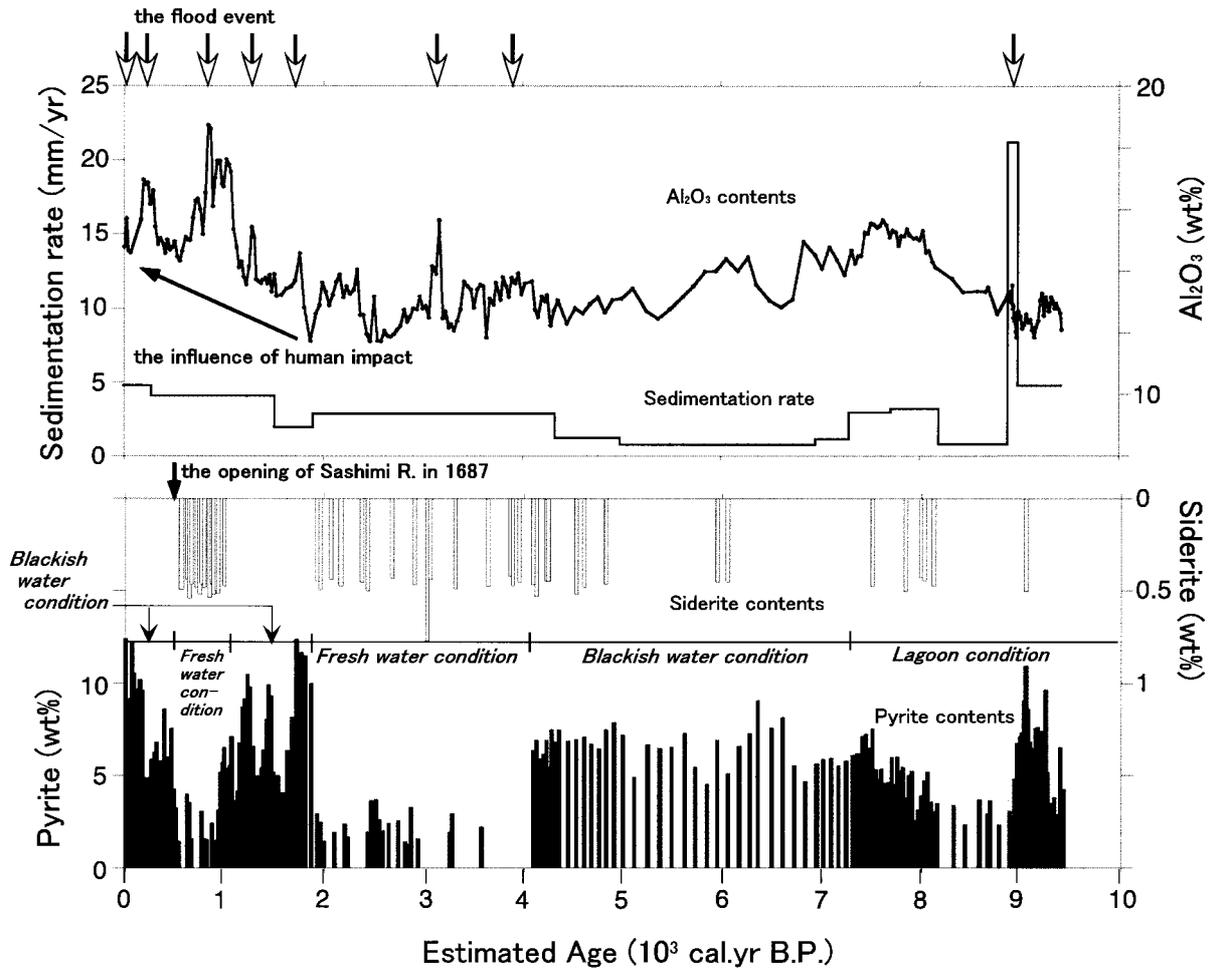


図8. 神西湖における過去9,500年間のアルミニウム濃度、堆積速度、菱鉄鉱含有量(□)および黄鉄鉱(■)含有量変化と洪水イベント。また、古環境的解釈に基づく人為的インパクトと湖水変遷史。

Fig. 8. Time-series changes of Al_2O_3 content, sedimentation rate, siderite content (open square) and pyrite content (solid square) in Lake Jinzai since 9,500 cal. yr B.P. with the horizons of a flood event (open arrow). And the human impact (solid arrow) and lake water condition variation by paleoenvironmental interpretation of the core results.

し変化してきたこと、および、最近2,000年間ににおける人為的な環境変化の影響による堆積環境の変化を明らかにすることができた。とくに、神西湖では4,100~1,900年前に淡水環境になっていたことは、今まで出雲平野西部を含めて報告がなかったものであり特筆される。

6. ま と め

出雲平野南西部に位置する神西湖で採取したコアの記載および年代測定を行ない、各種分析結果に基づいて完新世における湖内水質や周辺地域の環境変遷について検討をおこなった。

その結果、神西湖で採取された全長24.3 mのコアは、過去9,500年間の連続堆積物であり、過去の湖内および周辺陸域の環境変動を精緻に記録しているこ

とが明らかになった。分析結果に基づく、黄鉄鉱・白鉄鉱-菱鉄鉱の鉄鉱物組成の変化であらわされる過去の神西湖の水質変動は、完新世において淡水汽水環境の繰り返しが少なくとも2回認められる。まとめると、完新世における神西湖の堆積環境は以下の6つのステージに分けられる：9,500~7,300年前：内湾～汽水環境、7,300~4,100年前：汽水環境、4,100~1,900年前：淡水環境、1,900~1,100年前：汽水環境、1,100~400年前：淡水環境、400年前以降：汽水環境。また、堆積速度およびアルミ濃度変化で示される河川流入量変化や洪水性堆積物の挟在層準からは、完新世初期と末期における多堆積時期の存在を示した。前者は粗粒な碎屑性粒子による堆積、一方、後者は古代出雲王国に関連する人間活動に起因する表層土壌の流出による堆積が主な原因であることを指摘した。今後、さらに精度よく過去の

古環境・古地理を復元するためには、神西湖以外の地域における出雲平野の形成に関する記録を解明することが重要である。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、東京都立大学大学院理学研究科の福澤仁之教授には、XRD および XRF 分析装置を快く使用させていただくとともに、鉱物組成変化についてコメントをいただいた。島根大学汽水域研究センター技術補佐員の船来桂子さんには試料の前処理や帯磁率の測定、データのとりまとめにあたり、大変御協力いただいた。本研究に用いたコア試料の採取および年代測定は、島根県古代文化センターの古代出雲歴史景観復元プロジェクトの一貫としておこなわれたものである。同センターの岡宏三氏をはじめとするプロジェクト関係者の方々には、大変お世話いただいた。以上の方々に心より御礼申し上げます。

引用文献

- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. and Bonani, G. (1997) A pervasive millennial-scale cycle in north Atlantic Holocene and Glacial climates. *Science* 278: 1257-1266.
- 福澤仁之 (1995) 天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物。第四紀研究, 34: 135-149.
- 福澤仁之・小泉 格・岡村 真・安田喜憲 (1995) 水月湖細粒堆積物に認められる過去 2,000 年間の風成塵・海水準・降水変動の記録。地学雑誌, 104: 52-64.
- 林 正久 (1991) 出雲平野の地形発達。地理学評論, 64 A: 26-46.
- 門脇禎二 (2003) 古代出雲。講談社学術文庫, 東京, 338 p.
- 加藤めぐみ・福澤仁之・安田喜憲・藤原 治 (1998) 鳥取県東郷池湖底堆積物の層序と年縞。汽水域研究, 5: 27-37.
- 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.
- 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ーアカホヤ火山灰。第四紀研究, 17: 143-163.
- Makohonienko, M., Kitagawa, H., Naruse, T., Nasu, H., Momohara, A., Okuno, M., Fujiki, T., Liu, X., Yasuda, Y. and Yin, H. (2004) Late-Holocene natural and anthropogenic vegetation changes in the Dongbei Pingyuan (Manchurian Plain), northeastern China. *Quaternary International*, in press.
- 三浦 清・林 正久 (1991) 中国・四国地方の第四紀テフラ研究—広域テフラを中心として—。第四紀研究, 30: 339-351.
- 白神 宏 (1985) FeS₂ 含有量からみた広島平野沖積層の堆積構造。地理学評論, 58 A: 631-644.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G. and van der Plicht, J. (1998) INTCAL 98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40: 1041-1085.
- 高田裕行・高安克己 (2004) 神西湖より採取された柱状試料 JZ-01 より産出した有孔虫化石 (予報)。汽水域研究, 11: 131-134.
- 高安克己 (2002) 沿岸潟湖形成史からみた閉鎖的水域における恒久的貧酸素水塊の発生条件。第 12 回環境地質学シンポジウム論文集, 12: 451-456.
- 高安克己・瀬戸浩二・三瓶良和 (1995) 堆積物が語る過去の湖底環境。神西湖の自然—小さな汽水湖・大きな恵—。神西湖の自然編集委員会編, たたら書房, 鳥取, 1-21.
- 高安克己・出雲古代景観復元チーム (2003) 三瓶山の噴火と出雲平野西部の古環境。三瓶埋没林調査報告書Ⅲ, 65-72.
- 徳岡隆夫・大西郁夫・高安克己・三梨 昂 (1990) 中海・宍道湖の地史と環境変化。地質学論集, 36: 15-34.
- 徳岡隆夫・高安克己・國井秀伸・竹広文明・三瓶良和 (1998) 豊かな汽水環境を未来に—中海・宍道湖を例として—。汽水域研究, 5: 口絵.
- 山田和芳・斎藤耕志・福澤仁之 (1998) 汽水湖底堆積物の採取・分析方法とその最近の進歩。汽水域研究, 5: 63-73.
- 吉川周作・近藤洋一・井内美郎 (1993) 帯磁率による「肉眼では識別することのできない火山灰」の検出。地質学雑誌, 99: 292-296.