長野県深見池における湖沼年縞堆積物に記録された過去約 200 年間の湖水環境

川上 郁夫*・松尾 政規*・加藤 めぐみ**・福澤 仁之*

Paleoenvironmental change reconstructed from varved lacustrine sediment in Lake Fukami, Nagano Prefecture, central Japan

Ikuko Kawakami*, Masanori Matsuo*, Megumi Kato** and Hitoshi Fukusawa*

Continuous varve sequences were taken in 2000 from Lake Fukami, a monomictic lake in the southern part of Nagano Prefecture, central Japan. A total of 196 varve units were recognized in the uppermost 2 m interval of those sequences. The stratigraphic changes in the sedimentation rate have some high peaks, which indicate the increment of clastic particles supplied to the lake owing to natural disasters like floods or earthquakes as well as artificial constructions around Lake Fukami. As a result of correlation between the meteorological records at the nearby Iida meteorological station and the variations in total carbon flux in Lake Fukami based on the varve chronology, it is clarified that the total carbon flux is in inverse proportion to the February mean temperature and precipitation. These indicate that the February mean temperature controls the vertical mixing within the lake water column that affects the productivity of either phytoplankton in the epilimnion or decomposition of organic matter in the hypolimnion. Furthermore, the February precipitation probably affects the activity of denitrifying bacteria during the stagnation periods. Mineralogical investigation detected pyrite and siderite minerals in the sediment by X-ray powder diffraction analysis and X-ray fluorescence analysis. Although either of these iron minerals can precipitate in disaerobic water condition, only pyrite precipitates under sulfate ion rich condition. Considering the physicochemical features in Lake Fukami, pyrite was deposited during the stagnation period from spring to autumn, whereas siderite precipitated during the circulation period in winter.

Key words : Lake Fukami, natural disaster, pyrite, siderite, total carbon flux, varve

はじめに

長野県下伊那郡阿南町にある深見池で 2000 年に 6 本の堆積物コアが採取され、それらには明瞭なラミナ構造が律動的に認められた。深見池の堆積物の珪藻群集組成変化に基づいた編年学的研究（石原ほか, 2002）によれば、深見池の堆積物中にみられる 1 セットのラミナは年縞（non-glacial varve）であると認定されている。これまで日本列島で欠落のない連続的な湖沼年縞堆積物が認められているのは、

受付：2003 年 5 月 1 日 受理：2003 年 11 月 20 日

* 東京都立大学大学院理学研究科地理科学専攻
Department of Geography, Graduate School of Science,
Tokyo Metropolitan University, 1-1 Minamiosawa,
Hachioji City, Tokyo 192-0397, Japan

** 国立科学博物館
National Science Museum, 3-23-1 Hyakunin-cho,
Sinjuku-ku, Tokyo 169-0073, Japan

福井県三方五湖の一つである水月湖（福澤，1995），鳥取県東郷池（加藤ほか，1998；福澤，1998），青森県小川原湖（池田ほか，1998；福澤ほか，1998）などが挙げられる．これら年縞が認められる湖沼の多くは汽水湖沼である．汽水湖沼では海水と淡水との間で密度躍層が形成されることで，垂直混合が生じなくなる．そのため，湖底まで酸素が供給されなくなり，底棲生物の活動が制限されることで，年縞のような初生的堆積構造が良好に保存される．それに対して，浅い淡水湖沼では，波浪によって湖水面から湖底表層に酸素が容易に供給されるために，初生的に堆積した湖沼年縞は底棲生物の活発な活動によって保存されない（福澤，1999）．しかしながら，深見池は北側と西側に山が迫る急斜面直下の窪地に位置しており，風の影響を受けにくい環境下におかれている．そのため，水塊中の垂直混合が生じにくく，堆積物が擾乱を受けにくい．したがって，浅い淡水湖であるにも関わらず年縞堆積物が良好に保存されていると考えられる．

深見池は1662年か，あるいは1664年の地震によって形成されたといわれており，堆積物コアの詳細な検討によって，深見池形成以降の周辺環境を，数年単位で復元できる可能性がある．そこで本研究では深見池で採取した堆積物コアの編年を行ない，堆積物中の全炭素含有量およびフラックスの変化に基づいて，地震や洪水といった自然災害や，平均気温や降水量といった気象変化が，湖底堆積物中に記録されるメカニズムを明らかにすることを目的とした．さらに，堆積物中の鉱物・化学組成変化に基づいて深見池形成以降の堆積環境の復元を試みた．

調査地域の概要

深見池（北緯 $35^{\circ}19'$ ，東経 $137^{\circ}49'$ ）は標高 484 m に位置し，湖面積 2.2 ha，平均水深 5.0 m，最大水深 8.5 m の山間の小さな湖である（Fig. 1）（Yagi et al., 1983；田中，1992）．湖の北側には標高 593 m の半僧山があり急斜面を形成しているが，南側は開けた地形となっている．南岸に幅 1 m の流出河川があるものの，流入河川は認められず，また著しい渇水を見ないことから，本湖への水の流入の多くは，湖底からの湧き水によって賄われていると推定されている（上野，1952）．湖周辺の地質は，中部中新統富草累層の礫岩，砂岩，および凝灰岩などを主体とする海成層からなる（長野県地学会編，1957）．

古文書や言い伝えによると，深見池は 1662 年 5

Fig. 1 Location of Lake Fukami and sampling site. Bathymetric map quoted from Yagi et al. (1983).

月 1 日に起こった京畿大地震か，1664 年の地震によって形成された窪地に水が溜まってできたと推定されている（石原ほか，2002）．その後，明治前後か，あるいはそれ以前に出水口の掘削によって湖の水位を下げ，護岸工事を行なって水田を造成し，人為的に湖面を縮小したため，深見池ができた当時よりも現在は湖水面が低く，面積も縮小している（上野，1952）．

西条ほか（1981）は，1978 年から 1980 年における深見池の，水温・溶存酸素・硫化水素や，硝酸態窒素・亜硝酸態窒素・アンモニア態窒素・リン酸態リンといった栄養塩類，クロロフィル a 量・バクテリアクロロフィル c 量などの周年変化を報告した．それに基づけば，深見池では植物プランクトン量が春から秋にかけて少なく，秋から冬の終わりにかけて多いという通常の湖とは逆の植物プランクトン量の季節変化を示している．その原因は，本湖で春から秋にかけての湖水の停滞期に，水深約 4–6 m にバクテリア層が形成されるためであると解釈されている（西条 1992）．つまり，本湖は地形的に風の影響を受けにくく，特に夏季に湖水の垂直循環が起りにく

い。そのため、4月から9月まで水深5m以深が無酸素で硫化水素を含み、緑色光合成硫黄細菌の密集層が水深4-6mに形成される。そして、この時期の深層から供給される栄養塩類はこのバクテリア層に消費されてしまい、表層付近の植物プランクトンは繁殖できない。一方、秋から春にかけてバクテリア層が消失する湖水の循環期には、垂直混合によって、表層まで栄養塩類が行きわたるため、植物プランクトンによる水中基礎生産が高まる（西条ほか、1979）。

堆積物コアの層相

2000年に深見池の湖心付近（水深約8m）（Fig. 1）で採取された6本のコアのうち、5本についての層序対比結果をFig. 2に示す。各コアは、ほぼ同一地点において採取された。FKM2000-1, FKM2000-3, FKM2000-4, FKM2000-5は夏原技研製マッケラス型空気圧入式ピストンコアサンプラーで採取され、FKM2000-6はグラヴィティ・コアサンプラーで採取されたコアである。コアの対比は、下部のラミナ

構造がみられない層準では粒度や色といった層相変化を、上部の連続したラミナの発達する層準では、明瞭な赤褐色や白色の薄層を鍵層として用いた。その結果、FKM2000-1, FKM2000-3, FKM2000-4, およびFKM2000-5の4本のコアの深度200cm付近にみられる礫層以深では、FKM2000-3とFKM2000-5のみに黒色粘土層がみられ、さらに、両者の層厚が異なっていた。4本のコア間で、この深度約200cmに挟在する礫層以深における層相に連続性がないということは、この礫層の基底に不整合が存在することを示唆する。深度約200cmの礫層より上部では、各コアとも連続的なラミナ構造が発達する泥層がみられ、それぞれのコア間で対比可能であり、さらに、FKM2000-6は湖底表層の堆積物を含んでいる。

分析試料が1本のコアでは十分に確保できなかったため、本研究では最上部を除いて欠層の認められなかったFKM2000-1および-5と、湖底表層の堆積物であるFKM2000-6の3本のコアを厳密に層序対比して分析に用いた。全長263cmのFKM2000-1は、基底から深度210cmまでに木片を含む青灰色から

Fig. 2 Stratigraphic correlations of sediment cores taken from Lake Fukami.

褐色の砂質泥層が発達し、その上位の深度 210 cm–200 cm には中礫から細礫を含む淘汰の悪い泥質砂層が不整合に覆っている。深度 200 cm–190 cm は青灰色の砂質泥層であり、年輪を持つ材木片が含まれていた。深度 190 cm からコア最上部までは、明暗褐色ラミナが連続する泥層によって構成されていた。特に、深度 77 cm–67 cm と深度 27 cm–0 cm は含水率が高く軟質な層相を示していた。

また、Fig. 2 で示したように、グラヴィティ・サンプラーで採取された FKM2000–6 (全長 40 cm) の深度 28 cm の層準が FKM2000–5 (全長 283 cm) の深度 15 cm の層準に対比されるため、これら 2 本を合わせたコア (FKM2000–5, 6 とする) は全長 293 cm になる。FKM2000–5, 6 の層相は以下のとおりである。基底 (293 cm) から深度 280 cm までは中礫から細礫を含む礫質砂層、深度 280–251 cm には木片を含む塊状の明灰色砂質泥層、深度 251 cm–223 cm には 1.5 cm–4 cm 間隔でラミナが発達する黒色粘土層が認められた。黒色粘土層は深度 223 cm で礫層に不整合に覆われる。深度 223 cm から深度 206 cm までは細礫層を基底にもつ暗灰色塊状砂質泥層が発達するが、基底を除き顕著な上方細粒化構造は認められない。深度 206 cm から湖底表層までは明暗褐色ラミナが連続する泥層によって構成されている。なおコア最上部 (深度 22 cm 以浅) は含水率が高く軟質であった。

分析方法

FKM2000–1 は試料採取後、即座に帯磁率測定用キューブ (7 cc) を用いて全層準に対して 2 cm 毎にサンプリングを行なった。この試料をキューブごと 60°C で完全に乾燥させ、キューブの重量を差し引いた堆積物のみの乾燥重量を求め、その値をキューブの体積で除したものを堆積物試料の乾燥密度 (g/cm^3) とした。乾燥重量の測定後、メノウ乳鉢を用いて磨砕して粉末試料を作成し、炭素分析装置 (LECO C-200) を用いて全炭素含有量の測定を行なった。その後、間隙水起源の鉱物を除去するために試料を蒸留水で洗い、3,000 回転/分で 10 分間、遠心分離器にかけ、上澄み液を捨てた後、60°C で完全に乾燥させて、乳鉢で 200 mesh 以下に磨砕した。さらにアルミ試料板を用いて不定方位試料を作成して、日本電子製 JDX-3530 型自動 X 線回折分析システムを用いて鉱物組成の同定を行なった。粉末 X 線回折分析 (XRD) の測定条件は X 線発生管球: 2 kW, 発

散スリット: 1° , 受光スリット: 0.15 mm, 散乱スリット: 1° , ターゲット: Cu/K α , 管電圧: 35.00 kV, 管電流: 20.00 mA, 走査範囲: 2–60° (2θ), 計数時間 (sec): 0.50, ステップ角度: 0.010 である。測定で得られた回折分析データは付属のデータ解析ソフトを用いてスムージングとバックグラウンド除去をした後、ピークサーチのデータから主要なピークを読み取り鉱物を同定した。そして同定した鉱物のピークの積分強度 (cps) を求めた。一方、主要元素組成は、ブリケットマシンを用いて乾燥粉末試料に 20 トンの圧力をかけて試料ペレットを作成し、島津製作所製 Rayny EDX-700 エネルギー分散型蛍光 X 線分析装置を使用して測定した。蛍光 X 線分析 (XRF) の測定条件は管電圧: 7.5 (Fe, Al 以外の元素) および 75 (Fe, Al) kVp, 管電流: 15 mA, X 線管: Rh ターゲット, 測定雰囲気: 真空 (30 hPa), コリメータ: 10 mm, 測定時間: 200 秒 (100×2) である。測定した元素は Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, および Fe の 9 元素とし、検量線法により定量した。

FKM2000–5 および FKM2000–6 は堆積物の微細構造を知るために、アクリルケースで 20 cm 毎に分割し、軟 X 線照射装置 (SOFTEX M-60) を使用して試料の軟 X 線写真撮影を行なった。さらに、1–2 cm 間隔で分割した試料を 60°C で完全に乾燥させた後、磨砕して粉末試料を作成し、全炭素含有量の測定を行なった。

結 果

全炭素含有量

FKM2000–1 と FKM2000–5, 6 の全炭素含有量の層序変化を Fig. 3 に示す。FKM2000–1 の全炭素含有量は、コア基底から深度 240 cm 付近までの層準では 3.5–4 wt.% の値を示し、深度 240 cm から 200 cm では、1 wt.% 前後に減少する。特に、不整合境界付近にあたる、深度 210 cm から 200 cm の、礫を含む泥質砂層の層準では 1 wt.% 以下となる。ラミナが連続する泥層の層準にあたる、深度 200 cm からコア最上部までは、2.9–5.2 wt.% の範囲で値が変動する。一方、FKM2000–5, 6 の全炭素含有量は、コア基底から深度約 250 cm までは 0.5–1.3 wt.% の値を示し、深度約 250 cm から 220 cm の黒色粘土層では、1.1–4.1 wt.% に増加する。深度約 220 cm から 200 cm では、0.4–1.4 wt.% と、再び値が減少し、深度 200 cm からコア最上部のラミナが連続する泥層では、2.0–5.6 wt.% の範囲で小刻みな変動を繰り返す。

鉱物組成

FKM2000-1 に主に含まれている鉱物として、次のような鉱物を同定することができた。イライト (10.3 Å), 石英 (3.35 Å), 長石 (3.19 Å), 菱鉄鉱

(2.79 Å), および黄鉄鉱 (1.63 Å) の 5 種類である (Fig. 4). 黄鉄鉱を除く鉱物は深度 225 cm-190 cm 付近と他の層準で値が大きく異なっており, イライト, 石英, 菱鉄鉱は他の層準と比べて約 2-3 倍高い値を示し, 長石は約 10-20 倍高い値を示す (Fig. 5). 黄鉄鉱は深度 225 cm-190 cm では減少し, 深度 230 cm 付近に正のスパイクが観察される. 明暗褐色ラミナの発達する深度 190 cm からコア最上部までの

Fig. 3 Sequential changes of total carbon content (wt.%) in FKM2000-1 (left) and FKM2000-5, 6 (right).

Fig. 4 Typical X-ray diffraction patterns of silica, iron and carbonate minerals of selected samples in FKM2000-1 of Lake Fukami.

Fig. 5 Sequential changes of illite, quartz, albite, siderite, pyrite (right), and lithology of FKM2000-1 (left).

層準は石英, 長石, イライトは微動を繰り返す. 石英は深度 168–166 cm, 63–61 cm, 31 cm, 22 cm および 16–13 cm 付近に, 長石は深度 170–166 cm, 148–146 cm, 31 cm, 22 cm および 16–13 cm 付近に, イライトは深度 63 cm, 47 cm および 16–13 cm 付近にスパイクが観察される. これらの鉱物に共通して見られるスパイクは 65 cm 前後と 15 cm 前後の 2 層準である. また, これらは深度 50 cm より上部の層準では漸移的にその値が上昇している. 菱鉄鉱は深度 130–125 cm の範囲で比較的緩やかなピークが確認され, 深度 179 cm, 166 cm, 61 cm, 31 cm および 13 cm には鋭いスパイクが観察される. 黄鉄鉱は大まかに, 菱鉄鉱と負の相関を示している.

主要元素組成

FKM2000-1 について測定した 9 元素の含有量の平均値は, MgO (0.94%), Al_2O_3 (12.73%), SiO_2 (68.08%), P_2O_5 (0.03%), SO_3 (2.40%), K_2O (1.53%), CaO (1.14%), TiO_2 (0.31%) および Fe_2O_3 (5.64%) である. データは Ti で除して規格化した (Fig. 6). これらのうち, Al_2O_3 , K_2O および SiO_2 の 3 種の元素の含有量は, コア基底から深度 190 cm にかけて極めて似た変動を示している. またコア基底から深度

190 cm にかけての層準の Fe_2O_3 , SO_3 の変動は同調的である. ラミナの発達する, 深度 190 cm からコア最上部の層準までは K_2O および Fe_2O_3 の含有量はほとんど変化しない. SO_3 および CaO は深度 190 cm 付近からコアの最上部にかけて大局的に鋸歯状の変化を示す. Al_2O_3 , SiO_2 は深度 150 cm 付近で緩やかなスパイクが観察される. また, SiO_2 は深度 72–70 cm と深度 58–54 cm に緩やかなスパイクが存在する. MgO と P_2O_5 は全層準にわたって激しく振幅しており, MgO は深度 225 cm–190 cm 付近に緩やかなピークがある. P_2O_5 は深度 100 cm–31 cm にかけて含有量が漸移的に増加する.

^{14}C 年代, ラミナの枚数計測および堆積速度

FKM2000-1 の深度 190 cm から 210 cm には, 基底に礫層を持つ砂質泥層がみられる (Fig. 2). その礫質砂層の深度 198 cm 付近から年輪を持つ材木片が採取された. その材木片の AMS ^{14}C 年代測定を核燃料サイクル開発機構に依頼した結果, 168 ± 39 ^{14}C 年代 (福澤, 未公表) という値が得られ, 暦年代 (1 σ) では 1660–1810 年の期間 (1660–1700 年, 1727–1788 年および 1792–1816 年) を示す. FKM2000-1 のこの礫質砂層は, FKM2000-5, 6 の深度 223 cm か

Fig. 6 Sequential changes of main chemical composition normalized by TiO_2 (right) and lithology of FKM2000-1 (left).

ら深度 206 cm までに認められる, 細礫層を基底にもつ暗灰色塊状砂質泥層に対比される。

FKM2000-5 と FKM2000-6 の軟 X 線写真撮影の結果, 両者の明暗褐色ラミナが連続する泥層の層準に, 密度の低いことを示す白色の層と, 密度の高いことを示す黒色の層の律動的な互層が認められた (Fig. 7). FKM2000-5, 6 の深度 206 cm から湖底表層までがその互層のみられる層準にあたる。そこで, 軟 X 線写真に見られるこの白色層と黒色層の 1 セットを年縞と想定して, その枚数計測を行なったところ, コアの最上部から深度 206 cm までに, 白色・黒色層が 196 セットあることが確認された。コア最上部を, コアを採取した 2000 年に設定すると, FKM2000-5, 6 の深度 206 cm の堆積年代は 1804 年ということになる。FKM2000-5, 6 の湖底からの深度と年代との関係を Fig. 8 に示す。この図から分

かるように, FKM2000-5, 6 の深度 0 cm から約 50 cm までは, それ以深に比べて堆積速度 (cm/yr.) が大きい。年縞の層厚に基づく堆積速度は, 深度 0 cm から深度約 50 cm までは, 1.0 cm/yr. から 7.6 cm/yr. の間で変動しており, 平均すると約 3.3 cm/yr. の高い値を示す。一方, 深度 50 cm から, 年縞の認められる層準の下限である深度 206 cm まででは, 0.2 cm/yr. から 3.3 cm/yr. の範囲で変動し, 平均すると 0.9 cm/yr. である。年縞の認められる層準全体では平均 1.1 cm/yr. を示す。1950 年と 1979 年に作成された深度図の比較から, 深見池は年間約 3 cm の割合で埋積されていることが報告されており (下平ほか, 2002), 本研究のコア最上部における堆積速度と良い一致を示す。深見池の堆積速度は集水域のない湖としては大きな値に思える。例えば, 流入河川の存在する水月湖, 東郷池, および小川原湖

Fig. 7 Soft X-ray photographs of FKM2000-5 and FKM2000-6. Solid line shows a stratigraphic correlation based on microscopic observation.

Fig. 8 Age-depth relationship of FKM2000-5, 6 based on the varved counting and ^{14}C dating.

の平均堆積速度はそれぞれ, 0.91 cm/yr. (福澤ほか, 1995), 0.25 cm/yr. (加藤ほか, 1998), および 0.32–0.36 cm/yr. (池田ほか, 1998) と報告されている. これらの湖に比べて, 深見池の堆積速度が大きいのは, 深見池は面積が小さく (深見池: 2.2 ha, 水月湖: 4.16 km², 東郷池: 4.1 km², 小川原湖: 63.2 km²), 北側に標高差 110 m の急斜面が存在するために, 地表流によって供給される碎屑物量が多いことと, 富栄養湖である (田中, 1992) ため生物源粒子の堆積量が多いことが原因だと推測される.

考 察

コアの編年

石原 (2001MS) は深見池の湖底堆積物中にみられるラミナが, 珪藻遺骸に富むスポンジ状ラミナ, 有機物や碎屑粒子を多く含む緻密な暗灰色, および明灰色ラミナの 3 種類のラミナから構成されていることを報告している. さらに珪藻群集組成の観察から, 1 年に 1 回起こる珪藻のブルーミングを示す単一種の優先する層準が, スポンジ状ラミナに対応しており, 3 種類のラミナからなるユニットが年縞であることを明らかにした. 本研究では, FKM2000-5, 6 の軟 X 線写真 (Fig. 7) に認められる, 白色層 (低密

度層) と黒色層 (高密度層) のセットを年縞と想定したが, そのうちの白色層が石原 (2001MS) が報告したスポンジ状ラミナに, 黒色層が暗灰色ラミナおよび明灰色ラミナに対応していると考えられる. 上述したように, FKM2000-5, 6 においては, 年縞はコア最上部から深度 206 cm までに認められ, 深度 206 cm の年縞年代は 1804 年を示す (Fig. 8). この層準の直下の, 暗灰色塊状砂質泥層に対比される層準から産出した材木片は, ^{14}C 年代の暦年補正值で 1660–1810 年 (1660–1700 年, 1727–1788 年および 1792–1816 年) を示している. 本研究の年縞編年は, この年代値のうちの 1792–1816 年と一致する. しかしながら, 古文書に基づく深見池の形成年代は 1662 年, または 1664 年であり, 1660–1700 年と一致する. 後者の年代を採用すると, 本研究で用いたコアの年縞には約 150 年分の間隙が存在することになる. 年縞の層厚から求めた堆積速度の平均値は, 1.1 cm/yr. であり, 150 年分の層厚は 165 cm に換算される. 本研究で採取したコアの対比 (Fig. 2) からは, 深度約 200 cm 以下の層準で層相の不連続性が認められるが, 年縞が発達する泥層の層準では, コア間でその様な不連続性は認められない. また, 軟 X 線写真 (Fig. 7) においても年縞の大きな間隙を示すような堆積構造は観察されなかった. 従って, 年縞の発達する泥層の下限を深見池の形成時期と対比するのは適当ではない. この泥層下部の礫質砂層や砂質泥層は, 後述する子の満水と呼ばれる洪水か, あるいは明治前後かそれ以前とされる湖南側の出水口の掘削 (上野, 1952) の際に堆積したものと考えられる.

堆積速度と自然災害記録との比較

湖沼堆積物の粒子比重のピークを求めることによって, 過去の地震の際に形成されたタービダイトや堆積異常層を認定する研究が行なわれている (井内, 1993; Kawakami et al., 1996). 一方, 年縞の層厚の変化は 1 年ごとの堆積速度の変化を表しているため, その変動が過去に周辺で起こった, 洪水や地震等の自然災害を記録している可能性がある. FKM2000-5, 6 について年縞の層厚の変動をみると, 複数のスパイクが認められる. その層準は下位から, 深度 203–205 cm, 169 cm, 125 cm, 87–88 cm, 46–52 cm, 37–39 cm, 29–31 cm, 17–19 cm および 5–9 cm 付近である. 年縞の枚数計測に基づくこれらの層準の年代は, 1804 年, 1848 年, 1889–1890 年, 1945 年, 1984–1986 年, 1989 年, 1991 年, 1996 年および 1998

年に相当する (Fig. 9). これらの年代の前後には深見池の周辺で以下のような自然災害が起こっている (Table 1). すなわち 1804 年の子の満水, 1850 年の大満水, 1891 年の濃尾地震, および 1946 年の南海地震である (松島, 2000). また, 1991 年から 1995 年にかけて深見池の湖岸整備作業が行なわれた. 深見池には流入河川がないため, 通常は湖内で生産された生物源粒子と表流水などに伴う碎屑性粒子が, 主な堆積物の供給源になっていると考えられる. そのため, 洪水に対比されるイベント層は直接的な洪水の影響というよりも, 洪水の原因となった降水が多量の碎屑物を供給したことによって形成されたものと解釈される. 一方, 大規模な地震は, 湖盆内での重力流や湖の北側の急斜面における地滑りを引き起こした可能性がある. さらに湖岸の整備作業は表土の流出を引き起こしたであろう. FKM2000-5, 6 の全炭素含有量の年々変動 (Fig. 9) をみると, 堆積速度が大きなスパイクを示す年代では, 全炭素含有

量が前後に比べ低い値を示している. このことは, 堆積物中の生物源粒子の相対的な減少を意味しており, 湖周辺の自然災害や人為改変によって碎屑性粒子の増加が起こったとする考えを支持する. ただし, 堆積速度の著しい増加量に比べれば, 全炭素含有量の減少量はそれほど大きくないので, イベント層には碎屑物以外にも陸源性有機物が含まれていることが示唆される. 本研究では, イベント層と推定された層準の構成粒子を厳密に観察していない. 薄片観察観察等によって, 年縞堆積物中の堆積構造や構成粒子の変化と, その原因となった歴史的な自然災害との対応関係を明らかにすることができれば, イベント層を時間面として使用できるかもしれない.

全炭素フラックスと気象記録の比較

気候変動が湖水に与える影響, およびその結果が湖沼堆積物に記録されるメカニズムを解明できれば, 湖沼年縞堆積物を用いて過去の気候変動を 1 年から季節単位で復元することができる. そのためには, 気象記録と湖沼堆積物から得られる生化学的, 物理化学的記録との詳細な比較が必要である. 鏡下観察によれば, 深見池の年縞堆積物には有機物片が多量に含まれているのに対して, 炭酸塩鉱物はわずかな菱鉄鉱 (siderite) を除いてほとんど認められない. XRD によって検出された菱鉄鉱を, 標準試料を用いた検量線によって定量した結果, 年縞の発達する泥層の層準では, 最大で約 0.8 wt.% であり, 平均すると 0.3 wt.% を示す. また, XRD の回折ピークからは炭酸カルシウムは検出されなかった. そのため, 本研究で測定した全炭素含有量は有機炭素量にほぼ相当するものと考えられる. そこで生物源物質の量を示す全炭素含有量と, 深見池周辺の気温と降水量の観測値との比較を行なった. 比較にあたっては, 全炭素含有量を乾燥密度と堆積速度からフラックス ($\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{yr.}$) に換算した. ただし, FKM2000-5, 6 については乾燥密度の測定を行なわなかったため, 同一地点で採取し, 堆積物の欠損がなく, FKM2000-5 とほぼ同じ長さのコアである FKM2000-1 の乾燥密度を, 層序対比に基づいて FKM2000-5, 6 に当てはめ, FKM2000-5, 6 の全炭素フラックスを算出した. 全炭素フラックスとの比較に用いた気象記録は, 調査地域から北に 20km 程の距離にある飯田測候所で観測された, 1898 年から 1999 年までの月別平均気温と年平均気温, および月別降水量と年間降水量である. ただし, 上述した年縞の層厚に基

Fig. 9 Changes of total carbon content (upper) and sedimentation rate (lower) from 1804 AD to 2000 AD in FKM2000-5, 6. Dashed lines show peaks of sedimentation rate.

Table 1 The ages of historical events occurred around Lake Fukami since 1804AD.

1991-1995 AD	maintenance of the shore of the lake
1946 AD	Nankai earthquake
1891 AD	Noubi earthquake
1850 AD	"Dai-mansui" flood
1804 AD	"Ne-no-masui" flood

づく堆積速度と過去の自然災害記録や湖岸の人為改変との対比の結果では、年縞の枚数計測による年代と自然災害や人為改変の年代との間に1, 2年のずれがみられた。そこで、全炭素フラックスと気象記録の値を、3年間の平均値にするとともに、堆積物が自然災害や人為改変による影響を強く受けていると考えられる、1945年、1996年および1998年は比較から除外した。また、全炭素フラックスの変動 (Fig. 10) をみると、1983年以降ではそれ以前と比較して非常に高い値を示す。1983年にあたる層準は、湖底からおよそ50 cmの深度にあたる。このコア最上部における全炭素フラックスの高い値は、この層準の高い堆積速度の影響や、また堆積物中で有機物の分解が進行段階にあることを示していると考えられる。そのため、1982年以前の全炭素フラックスと気象記録について比較を行なうこととした。比較の結果、全炭素フラックスと比較的よい相関を示

したのは2月の平均気温および2月の降水量であり、ともに負の相関がみられた (Fig. 10)。

それでは2月の平均気温や降水量と全炭素フラックスの間にはどのような関係があるのだろうか。飯田測候所で観測された1898年以降の2月の平均気温は主に4°C以下で変動しており、また、Yagi et al. (1983) は1978年から1980年の深見池の水温を観測した結果、1月の水温は全層で4°Cから6°Cであり、気温の低い年には1月末から2月初頭に湖水表面が氷で覆われると報告している。深水層が4°Cとなり、表水層の水温が4°C以下で変動するようになると、湖水は深水層ほど高密度となるため、水温躍層が形成されることで湖水の循環は起こらなくなる。さらに、湖水表層が氷で覆われてしまうと風の影響による循環も妨げられるので、深水層は貧酸素状態になる。深見池では10月から3月の循環期に表水層で植物プランクトンのブルーミングが起こ

Fig. 10 February precipitation and February mean temperature around Lake Fukami, and total carbon flux in FKM2000-5, 6 from 1898 to 1982. Diagrams represent 3 point running means, respectively. Lower scatter diagrams show relationships between total carbon flux and February mean temperature (left), total carbon flux and February precipitation (right).

る。結氷などによる深水層の一時的な貧酸素化は、このブルミングを起源とする大量の有機物の好気的な分解を妨げ、堆積物中に保存する役割を担っていると考えられる。それに加えて、透明度の低い深見池では、植物プランクトンの生産層は表層に限られている。そのため、比較的冬季が温暖な年には湖水の循環が継続され続け、湖水中の生産量よりも呼吸量が勝って、純生産量（総生産量 - 呼吸量）は低くなるかマイナスとなる（Yagi et al., 1983）。すなわち、冬季が温暖で生物生産量が多かったとしても、深見池では有機物が堆積物として保存されにくいと考えられる。本研究の堆積物コアで認められた、2月の平均気温と全炭素フラックスの負の相関関係は、冬季が寒冷な年には結氷などによって湖水が一時的に停滞することで、湖水中の純生産量の増加および有機物の分解量の減少が起こったことを記録しているものと考えられる。

深見池では4月から9月の湖水の停滞期に脱窒菌の活性・菌数が増加することが知られている（Yoh et al., 1983; Terai et al., 1987）。脱窒とは、貧酸素環境下においてバクテリアが硝酸イオンを酸化剤として有機物を代謝する呼吸反応であり、好気的な有機物の分解についてエネルギー効率が高い呼吸反応である（アンドリュースほか, 1997）。4月から9月にかけて湖底が無酸素になる深見池では、その期間内においては脱窒による有機物の分解量が湖底に堆積する有機物量を大きく左右していると考えられる。しかも、深見池では2月から3月の降水量が多いときほど、湖水中の硝酸イオンが増加することで、脱窒の活性が強くなることが報告されている（Terai, 1988）。したがって、2月の降水量と堆積物中の全炭素フラックスの間に見られた負の相関は、2月の降水量が多い年ほど、春から夏にかけて、湖水中の有機物が脱窒菌によってより多く分解されて、堆積物中の有機物量が減少する、というメカニズムを経年変化として記録したものであると考えることができる。

深見池の堆積環境

鉱物組成および主要元素組成の結果から深見池の堆積環境を考察する。まず、FKM2000-1の深度190 cmを境界にして層相が大きく異なることから、年縞年代で1804年に堆積環境が大きく変化したことが分かる。深度190-225 cmの層準で見られる各種の鉱物や主要元素の変動（Fig. 5, 6）は、碎屑性の鉱

物や元素量が顕著に増加することから、碎屑物が多量に供給されたためだと考えられる。上述したように、1804年には「子の満水」と呼ばれる洪水が深見池周辺で発生している。流入河川のない深見池においては、木片を含む淘汰の悪い砂質泥層や泥質砂層からなるこの層準は、洪水の原因となった多量の降水が、北側の斜面に地滑りを発生させた結果、形成されたものと推測される。そして深見池コアの柱状対比図（Fig. 2）にみられる層相変化から、過去に深見池周辺で2度の地滑りが発生したことが読み取れる。1度目は、FKM2000-5, 6の基底から深度251 cmにみられる礫質砂層や砂質泥層を堆積させた地滑りである。本研究では、このイベント層の直接的な年代を得ることはできなかったが、深見池が形成された1662年あるいは1664年から、年縞年代の下限である1804年までの間には、1718年の遠山地震と1725年の地震が発生している（石原, 2001MS）。この層準の上部には、FKM2000-3およびFKM2000-5に、黒色粘土層が認められ、深見池形成初期の浅い堆積環境を示しているか、あるいは1718年か1725年の地震の際に、地滑りによって湖が埋積されて水深が減少したことを示しているのかもしれない。今後、この黒色粘土層の年代値を測定することは、深見池の形成史を考察する上での重要な課題といえる。この黒色粘土層は、2度目の地滑りによって堆積した礫や木片を含む砂質泥層に不整合で覆われる。この2度目の地滑り層準の上部では年縞が連続的に発達し、粗粒な堆積物が認められないことから、湖水環境を著しく変化させるような地滑りは発生していないと考えられる。しかしながら、年縞の発達する層準中には、碎屑物粒子の変動を示すと考えられる長石、石英および Al_2O_3 の値に小さなスパイクが観察される。これらは柱状対比図による層相の対比から、上述したように自然災害や人為的改変による碎屑物粒子の増加を示すものである。

XRDの分析結果をみると、深見池の湖底堆積物中には黄鉄鉱と菱鉄鉱が含まれていることが確認された。黄鉄鉱量の変動はXRFによる SO_3 の変動と良い相関を示すため（Fig. 5, 6）、 SO_3 の変動は黄鉄鉱量の変動を示していると考えられる。 SO_3 の測定値は、年縞の発達する層準では、2-3 wt.%の間で変動しており平均すると2.4 wt.%である。一方、菱鉄鉱量は上述したように、最大で約0.8 wt.%であり、平均すると0.3 wt.%程度である。そこで、これらの鉄鉱物の晶出・形成要因とその挙動を把握するため

に, Fukusawa et al. (2002) による水月湖での鉱物晶出モデルを用いて検討した. このモデルでは, 堆積物の詳細な観察によって有機物の分解は溶存酸素が乏しくなると硝酸還元, マンガン還元, 鉄還元, 硫酸還元の順で進行し, それぞれの還元状態に応じた鉱物が湖水中で晶出し堆積することを示している. また水月湖は汽水湖沼であるため海水の流入による硫酸イオンの供給の有無によって, 黄鉄鉱か菱鉄鉱のどちらかが晶出する. 深見池は4月から9月の間, 湖水が成層し4m以深では無酸素で硫化水素を含む環境となる. 西条ほか(1981)が報告した, 1979年の硫化水素の濃度は, 4月から11月の間に湖底付近で最大8mgS/Lという値を示し, 11月以降は湖水中から消失している. したがって, 淡水と汽水の違いはあるが成層構造の発達する時期に硫化水素を含む深見池においては, 水月湖における鉱物晶出モデルを適用できると考えられる. Yagi and Shimodaira (1986)によれば, 深見池の湖水の成層期には, 酸化還元境界層付近に鉄とマンガンの濃集層が形成され, この濃集層以深では鉄とマンガンの濃度が一定量減少することが明らかにされている. このことから, 4月から9月にかけて, 深見池の湖水中ではマンガン還元や硫酸還元が生じていることが容易に想像できる. したがって, 堆積物中に認められる黄鉄鉱は, 湖水の成層期に酸化還元境界層以深の水塊中で晶出して堆積していると考えられる. 一方, 上述したように, 冬季が寒冷な年には湖水の循環期においても, 結氷などによる湖底の一時的な貧酸素化が起こっていると考えられる. 冬季には, 湖底に硫化水素が含まれていない(西条ほか, 1981)ことから, 一時的な湖底の貧酸素環境の下で鉄還元が起こり, 菱鉄鉱がわずかに晶出して堆積していると考えられる. すなわち, 深見池の湖水中では, 春から秋にかけて黄鉄鉱が堆積し, 冬季には菱鉄鉱が堆積していると考えられる.

ま と め

深見池から得られた湖沼年縞堆積物を用いて, 年縞の枚数と層厚の計測, 堆積物中の全炭素含有量, 鉱物組成, および主要化学組成の測定, 全炭素フラックスと気象記録の対比を行なった結果, 以下のような知見が得られた.

- 1) 深見池には196年分の連続した年縞堆積物が存在し, 現在もその堆積が行なわれている.
- 2) 湖沼年縞堆積物の年縞の層厚変化は, 過去に湖

周辺で起こった洪水や地震などの自然災害や人為改変を記録している.

- 3) 堆積物の全炭素フラックス ($\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{yr.}$) と2月の平均気温および降水量との間には負の相関がみられた. その原因は, 2月の平均気温が湖水の循環・停滞を支配することで, 深水層における有機物の分解量や表水層の生物生産量に影響を与えているためである. 一方, 2月の降水量は湖水中の硝酸還元による有機物の分解量に影響を与えている可能性がある.

- 4) 春から秋の湖水の停滞期には水塊中で黄鉄鉱が晶出し, 冬季の湖水の循環期には菱鉄鉱が晶出していると考えられる.

謝 辞

本研究を進めるにあたって, 飯田市誌編集委員の下平 勇氏には深見池の現生湖水環境や過去に湖周辺で起こった自然災害等について, 多くの助言を頂くとともに文献を紹介して頂いた. また, 同氏には現地での調査の際にも多くのご協力を頂いた. 島根大学の山田和芳博士には粗稿を読んで頂いた. ここに記して厚く御礼申し上げます.

文 献

- アンドリュース, J., P. プリンブルコム, T. ジッケルズ, P. リス, (渡辺 正 訳) 1997: 地球環境化学入門. シュプリングー・フェアラーク東京, 264 p.
- 福澤仁之, 1995: 天然の「時計」・「環境変動検出器」としての湖沼の年縞堆積物. 第四紀研究, **34**, 135-243.
- 福澤仁之, 1998: 氷河期以降の気候の年々変動を読む. 科学, **68**, 353-360.
- 福澤仁之, 1999: 日本の湖沼年縞編年学—高精度編年と環境変動の高分解能復元—. 月刊地球号外, **26**, 341-351.
- Fukusawa, H., Kato, M. and Fujiwara, O., 2002: Changes of eco-system in the last 500 years caused by human impacts in Lake Suigetsu, central Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **37**, 41-49.
- 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**, 69-81.
- 福澤仁之・塚本すみ子・塚本 斉・池田まゆみ・岡村 真・松岡裕美, 1998: 年縞堆積物を用いた白頭山-苦小牧火山灰(B-Tm)の降灰年代の推定. 汽水域研究, **5**, 27-37.
- 池田まゆみ・福澤仁之・岡村 真・松岡裕美, 1998: 湖沼年縞堆積物によるグローバルな気候・海水準変動の検出—青森県小川原湖と十三湖における過去2300年間の環境変遷を例として—. 気象研究ノート, **191**, 35-58.
- 井内美郎・衣笠善博・公文富士夫・安松貞夫・中野聡史・志岐

- 常正, 1993: 古地震の震度指示者としての琵琶湖タービダイト. 地質学論集, **39**, 61-70.
- 石原園子, 2001MS. 化石珪藻群集による過去 160 年間の環境変遷—長野県, 深見池年縞堆積物における年々変動—. 東京都立大学大学院理学研究科修士論文, 35 p.
- 石原園子・加藤めぐみ・谷村好洋・福澤仁之, 2002: 化石珪藻群集による過去 160 年間の環境変遷—長野県, 深見池年縞堆積物における年々変動—. 福澤仁之 編「湖沼・内湾・レス堆積物によるアジアモンスーン変動のトリガーの解明」. 平成 11 年度～平成 13 年度科学研究費補助金 (基盤研究 A (2)) 研究成果報告書, 92-106.
- 加藤めぐみ・福澤仁之・安田喜憲・藤原裕美, 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.
- Kawakami, S., Fukusawa, H. and Kanaori, Y., 1996: A new opportunity to detect paleo-earthquake events dating back to the past 10 millennia: a record from lacustrine sediment. *Engineering Geology*, **43**, 177-188.
- 松島信行, 2000: 伊那谷の土石流災害「満水」の歴史から—地震の活動期との関連性にふれて—. 伊那谷自然史論集, **1**, 11-15.
- 長野県地学会編, 1957: 20 万分の 1 長野県地質図, p 73, 内外地図株式会社.
- 西条八束, 1992: 小宇宙としての湖. 大月書店, 197 p.
- 西条八束・寺井久慈・八木明彦・下平 勇, 1979: 深見池の夏季の化学的性状と一次生産活性. 部分循環水域の維持機構と物質代謝 文部省科学研究費 (総合研究費 A) 昭和 54 年度報告書, 100-110.
- 西条八束・寺井久慈・八木明彦・下平 勇, 1981: 深見池のクロロフィル a とバクテリオクロロフィル量の周年変化. 部分循環水域の維持機構と物質代謝 (その 2) 文部省科学研究費 (総合研究 A) 昭和 55 年度報告書, 183-204.
- 下平 勇・川上郁夫・福澤仁之, 2002: 深見池の現世湖水環境について. 福澤仁之 編, 2002 年度日本第四紀学会野外講習会マニュアル, 日本第四紀学会, 51 p.
- 田中正明, 1992: 日本湖沼誌. 名古屋大学出版会, 530 p.
- Terai, H., 1988: Influence of precipitation on development of the denitrification process in Lake Fukamiike. *Japanese Journal of Limnology*, **49**, 87-92.
- Terai, H., Yoh, M. and Saijo, Y., 1987: Denitrifying activity and population growth of denitrifying bacteria in Lake Fukamiike. *Japanese Journal of Limnology*, **48**, 211-218.
- 上野益三, 1952: 深見池. 下伊那教育会, 62 p.
- Yagi, A. and Shimodaira, I., 1986: Seasonal change of Iron and Manganese in Lake Fukamiike —Occurrence of Turbid Manganese Layer—. *Japanese Journal of Limnology*, **47**, 279-289.
- Yagi, A., Shimodaira, I., Terai, H. and Saijo, Y., 1983: Seasonal change of chlorophylla and bacteriochlorophyll in Lake Fukamiike. *Japanese Journal of Limnology*, **44**, 283-292.
- Yoh, M., Terai, H. and Saijo, Y., 1983: Accumulation of nitrous oxide in the oxygen deficient layer of freshwater lakes. *Nature*, **301**, 327-329.

長野県深見池における湖沼年縞堆積物に記録された過去約 200 年間の湖水環境

川上 郁夫・松尾 政規・加藤 めぐみ・福澤 仁之, 2003, 堆積学研究, No. 57, 13—25
Kawakami, I., Matsuo, M., Kato, M. and Fukusawa, H., 2003: Paleoenvironmental change reconstructed from varved lacustrine sediment in Lake Fukami, Nagano Prefecture, central Japan

Jour. Sed. Soc. Japan, No. 57, 13—25

部分循環湖として知られる長野県阿南町の深見池において, 湖底堆積物コアを採取した. 全長約 3 m のコアには, 湖底から深度約 2 m までに 196 枚の連続的な年縞が認められた. その年縞の層厚から求めた堆積速度には複数のスパイクが認められ, それらは過去に深見池周辺で起こった自然災害や湖岸の人為改変に起因していることが示された. また, 年縞編年に基づいて, 堆積物中の全炭素フラックスと気象観測記録との比較を行なった結果, 2 月の平均気温と 2 月の降水量が, 湖水中の一次生産量, 有機物の分解量, および脱窒菌の活性度を規制していることが示された. さらに, 年縞の発達する層準から黄鉄鉱と菱鉄鉱が連続的に認められた. これらの鉄鉱物の形成条件と深見池の湖水環境を考慮に入れると, 黄鉄鉱は春から秋の湖水停滞期に堆積しており, 菱鉄鉱は冬の湖水循環期に堆積したものであると考えられる.