

火山灰年代法, ^{210}Pb および ^{137}Cs 法による 過去200年の榛名湖の堆積速度の推定

石 渡 良 志^{*,**}・内 田 邦 子^{*}
長 坂 洋 光^{***}・塚 本 す み 子^{****,†}

(2009年12月21日受付, 2010年5月7日受理)

Sedimentation rates of Lake Haruna in the past 200 years as revealed by tephrochronology, ^{210}Pb and ^{137}Cs methods

Ryoshi ISHIWATARI^{*,**}, Kuniko UCHIDA^{*},
Hiromitsu NAGASAKA^{***} and Sumiko TSUKAMOTO^{****,†}

- * School of Chemistry, Tokyo Metropolitan University,
Hachioji, Tokyo 192-0397, Japan
** Present address: Takaido-nishi 3-16-11, Suginami-ku, Tokyo 168-0071, Japan
*** Institute of Environmental Ecology, IDEA Consultants, Inc.,
Yaizu, Shizuoka, 421-0212, Japan
**** Department of Geography, Tokyo Metropolitan University,
Hachioji, Tokyo 192-0397, Japan
† Present address: Leibniz Institute for Applied Geophysics,
Stilleweg 2, D-30655, Hanover, Germany

A 90 cm sediment core (HAR 99A) from Lake Haruna, Gumma Prefecture, Japan was dated by tephrochronology, lead-210 and cesium-137 methods and was compared stratigraphically with the cores obtained in 1966 (HAR 96B) and 1971 (HAR 71).

For the HAR 99A core, the 24-26 cm depth layer was estimated to be AD 1963 by ^{137}Cs . The tephra layer in 62-66 cm depth was identified to be volcanic ashes from Asama volcano eruption (Asama-A tephra: As-A) in AD 1783. Average mass sedimentation rate (AMSR) for 1963 to 1999 (0-26 cm depth) is $0.050 \text{ g cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ and that for 1783 to 1963 (25-62 cm depth) is $0.033 \text{ g cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. AMSR for the 0-62 cm depth obtained by ^{210}Pb ranges between 0.052 and $0.058 \text{ g cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. In addition, it is proposed that the previous assignment of As-B (AD 1108) for a tephra layer at 40-50 cm depth of the HAR 71 core should be changed to As-A tephra (AD 1783).

Key words: Lake Haruna, sedimentation rate, lead-210, cesium-137, tephrochronology, tephra

1. はじめに

* 東京都立大学大学院理学研究科化学専攻
〒192-0397 八王子市南大沢1-1
** 現住所: 〒168-0071 東京都杉並区高井戸西3-16-11
*** いであ(株)環境創造研究所
〒421-0212 静岡県焼津市利右衛門1334-5
**** 東京都立大学大学院理学研究科地理科学専攻
〒192-0397 八王子市南大沢1-1

榛名湖は群馬県の榛名山の頂上に位置し, 周辺は小高い山に囲まれた小さなカルデラ湖である。湖への流入河川がなく, 湖畔には旅館や土産店があるが, 湖への大規模な人間活動による汚染は少ない(矢島ほか, 1998; 2001)。このために広域環境汚染や湖に由来する有機物の挙動を研究する場として適当と考え, 著者

らは長年使用してきた。これまでの研究では、榛名湖における有機物の生産と分解・堆積過程（小椋ほか，1985；落合ほか，1986；Kawamura *et al.*, 1987），植物プランクトンを起源とする腐植物質の化学的特徴（石渡・半谷，1965；Otsuki and Hanya, 1967；山本ほか，1986），榛名湖コアの過去千数百年における有機物組成の変動（Ishiwatari *et al.*, 1980），炭化水素汚染の変動（Uemura and Ishiwatari, 1992），堆積以後の脂肪酸の変化過程（Kawamura and Ishiwatari, 1985），湖起源の有機物の炭素，水素同位体組成の研究（Chikaraishi and Naraoka, 2005；Chikaraishi *et al.*, 2007）がある。

湖底堆積物に残された記録から環境変動や有機物の変化過程を研究するには堆積物の各層準の年代を可能な限り正確に把握することが重要である。著者らは1971年に榛名湖において約3 mのピストンコアを採取した（Ishiwatari *et al.*, 1980）。このコアでは，最深部の厚い火山噴出物層を含む3層のテフラ層を確認した。そのうち深さ10～20 cmに見られたテフラ層は1783 ADのテフラ（浅間Aテフラ）と推定された（Ishiwatari *et al.*, 1980）。しかし，この推定は目視および当時の湖周辺の地質調査結果との対比（大島からの私信，1974）から行われ，火山ガラスの屈折率などの測定は行われていなかった。その後，榛名湖周辺域でのテフラの分布の調査研究がまとめられ出版されている（町田・新井，2003；新井，1993 a）。したがって，これらの浅間山や榛名山の火山灰降下年代を基準として榛名湖堆積物の年代について再度検討する必要があると考えられた。近過去の年代測定には，一般に，放射壊変を時計として用いる ^{210}Pb 法や，大気圏核実験起源の ^{137}Cs 放射能の測定による方法があり，これらの方法を湖底堆積物の年代測定に使った研究が数多くの発表されている（Appleby, 2000；Battarbee *et al.*, 2001；金井ほか，1995；松本，1975）。

1999年に，環境庁のダイオキシン類の環境中での挙動調査の一環として「平成10年度ダイオキシン類コアサンプリング調査」が行われ，湖および海洋堆積物が採取された。この調査において榛名湖堆積物コアが採取された。ダイオキシン調査の結果はすでに公表されている（環境庁報道発表，2000）。この堆積物コアについてはテフラの同定や ^{137}Cs 法， ^{210}Pb 法による調査が行われたが，詳細は公表されていない。著者らの知るかぎり，榛名湖からの同一堆積物コアについて ^{210}Pb 法， ^{137}Cs 法とテフラ法による年代測定を行っ

た報告はない。

本研究の目的は，榛名湖堆積物中のテフラ層の年代， ^{137}Cs 法による堆積層の年代を求め， ^{210}Pb 法による年代測定の結果と比較すること，さらに1999年以前（1996年および1971年）に採取した堆積物コアとの比較も行うことで，有機物の挙動解析や近年の湖周辺の環境変動の解析に必要とする深度・堆積年代情報を得ることにある。

2. 試料および測定法

2.1 榛名湖

榛名湖（Fig. 1）は高度1084 m，面積1.15 km²，容積 $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ ，最大水深13.0 mの湖で，集水面積は5.64 km²である（矢島ほか，2001）。約4.1～4.4万年前に榛名山山頂火口での大規模な噴火活動に伴って大量のテフラの噴出によってカルデラが形成し，カルデラ湖として榛名湖が生まれた。その後カルデラ内部に榛名富士が，周辺には溶岩円頂丘群が形成した（新井，1993 a）。

2.2 堆積物コア試料の採取と試料処理法

コア（HAR 99A）：1999年に内径10 cmまたは内径20 cmのアクリルパイプをもちいて，ダイバーにより約1 m（95.5 cm × 20 cm，97 cm × 20 cm，84 cm × 10 cm）3本のコアが採取された。採泥点をFig. 1に示す。採泥後スクリージャッキをもちいてパイプの下



Fig. 1 Map of Lake Haruna with sampling location.

部より底泥を押し出し、2 cm 間隔に切断採取した。採取した試料について含水率（重量%）を測定した。湿試料の乾燥は凍結乾燥により行った。堆積物粒子の密度の測定は JIS A 1202（土粒子の密度試験方法）にしたがって行った。試料3~5 g をピクノメータに採取し、測定時の水温は22~23°C であった。

コア（HAR 96B）: 1996年8月に Fig. 1 に示す地点でピストンコアが採取された。堆積物コアは採取後直ちにパイプの下部より底泥を押し出し1 cm 間隔に切断採取した。採取された堆積物を凍結乾燥し含水率を測定した。

2.3 測定方法

2.3.1 テフラ年代測定 HAR 99A コアおよび HAR 96C コアからの試料について、新井（1993 b）に準じた方法で軽石および火山ガラスの分離を行い、火山ガラスについて屈折率を測定した。測定結果を文献値（町田・新井，2003）と比較することにより、テフラの同定およびテフラ降下年代を確定した。

2.3.2 ^{210}Pb 法による測定 松本の方法（松本，1981）に準じた方法で測定した。堆積物試料中の有機物を分解し、鉛を白金電極に二酸化鉛 PbO_2 として電着させた。電着した鉛を過酸化水素水に溶解したのち、硫酸溶液を適量加えて PbSO_4 として沈殿させ、ろ紙上に回収した。これを40日間以上放置したのち低バックグラウンドガスフローカウンター（OXFORD LB 4100-W）で ^{210}Pb の娘核種の ^{210}Bi の β 放射能を計測した。堆積物試料量約3 g を使い、計測時間は24時間で、計測誤差は $\pm 0.007 \sim \pm 0.028 \text{ dpm g}^{-1}$ である。

積算重量深度 ($W: \text{g cm}^{-2}$) は以下の式によって求めた。

$$W = A_1 + A_2 + A_3 + \dots + A_x$$

ここで、 A_x = 深さ $x \text{ cm}$ 番目の堆積物の重量。

本研究では CIC (constant initial concentration) モデルを使用した。片対数紙上に堆積物の鉍物中にバックグラウンドとして含まれる ^{226}Ra から供給される ^{210}Pb を差し引いた過剰 ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) を積算重量深度に対してプロットし、この直線の傾き (α) から平均堆積速度 ($\omega: \text{g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$) を計算した。

$$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}(W) = ^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}(0) \exp(-\lambda W/\omega)$$

$$\omega = \lambda/\alpha; \lambda = 0.693/22.2; \text{堆積年数} = W/\omega$$

2.3.3 ^{137}Cs 法による年代測定 ^{137}Cs は1954年から1963年までの大気圏核実験によって大気圏に放出された放射性核種で半減期30年である。その降下量

は1963年にピークに達している（たとえば松本，1986; 金井・池原，1995）。したがって、堆積物コア試料について ^{137}Cs の放射能のピークを検知することでおよその年代が求められる。 ^{137}Cs のピーク時を1963年として年代を推定する例が多い（金井ほか，1995; 真田ほか，1999; Lima *et al.*, 2005; Lu and Matsumoto, 2005; von Gunten *et al.*, 2008）ので、本論文では ^{137}Cs のピークを1963年とした。測定には γ 線スペクトロメーター（ORTEC GEM 10175）をもちいた。測定条件は、試料量約3 g，エネルギー範囲100 keV~3 MeV，計測時間は48時間である。

3. 結果および考察

榛名湖より採取した堆積物コア HAR 99A（1999年採取），HAR 96B（1996年採取），および1971年に著者らが採取したピストンコアの柱状図（Ishiwatari *et al.*, 1980）を Fig. 2 に示す。堆積物コアは明らかな火山噴出物を除きいずれも黒色で、大部分は珪藻殻からできている。本論文では、最初に HAR 99A コアの結果について述べることにし、HAR 96B コアおよび HAR 71 コアについては3.3および3.4項で述べる。

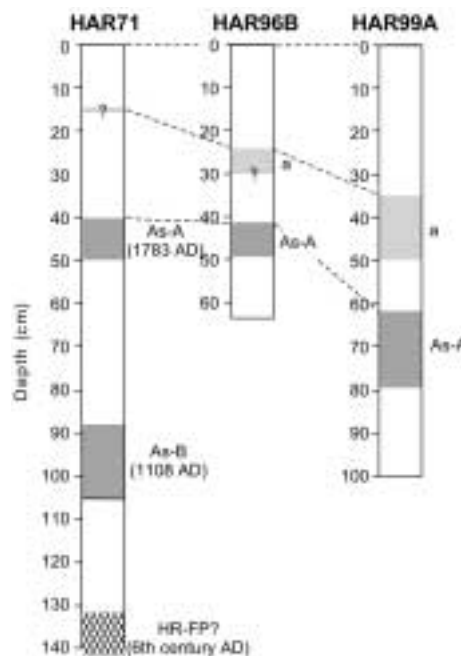


Fig. 2 Correlation of tephra layers in HAR 71, HAR 96B and HAR 99A cores. a: section containing tephra; As-A (1783 AD): Asama-A tephra; As-B (1108 AD): Asama-B tephra; HR-FP: Haruna-Futatsu-dake Ikaho tephra (deposited during the 6th century AD).

テフラ法および ^{137}Cs 法では堆積層ができた特定の年代を示すのに対して、 ^{210}Pb 法は堆積速度から堆積年代を推定する方法であるので、年代測定の方法が異なる。はじめにテフラ法および ^{137}Cs 法での結果について述べる。

3.1 HAR 99A 堆積物コア中のテフラの同定と降下年代および ^{137}Cs 法による年代

HAR 99A コアでは、深さ34~50 cm と62~80 cm に低い含水率の層が認められた (Fig. 3)。これらの層では堆積物密度は高い。この特徴はテフラの存在によるものと考えられた。そこで、深さ62~80 cm 層から5試料を選び、火山ガラスを分離して屈折率を測

定した (Table 1)。その結果、62~66 cm 層から分離された火山ガラスの屈折率は1.508~1.512 (平均値: 1.510) であることがわかった。この屈折率は予想された浅間Aテフラ (天明3年: 1783年) の火山ガラスの屈折率 (1.507~1.512: 町田・新井, 2003) に一致した。このことから、前記のテフラは浅間Aテフラ (As-A) であると判定された。

Fig. 3に示すように、62~80 cm 層の TOC 濃度 ($40.4 \pm 4.4 \text{ mg g}^{-1}$, $n=9$) は深さ80 cm 以深の堆積層 ($56.1 \pm 1.4 \text{ mg g}^{-1}$, $n=5$) に比べて30%程度低い。62~80 cm 層の低い TOC 濃度は平常時の堆積物にテフラが混入したためと推測される。以上の事実か

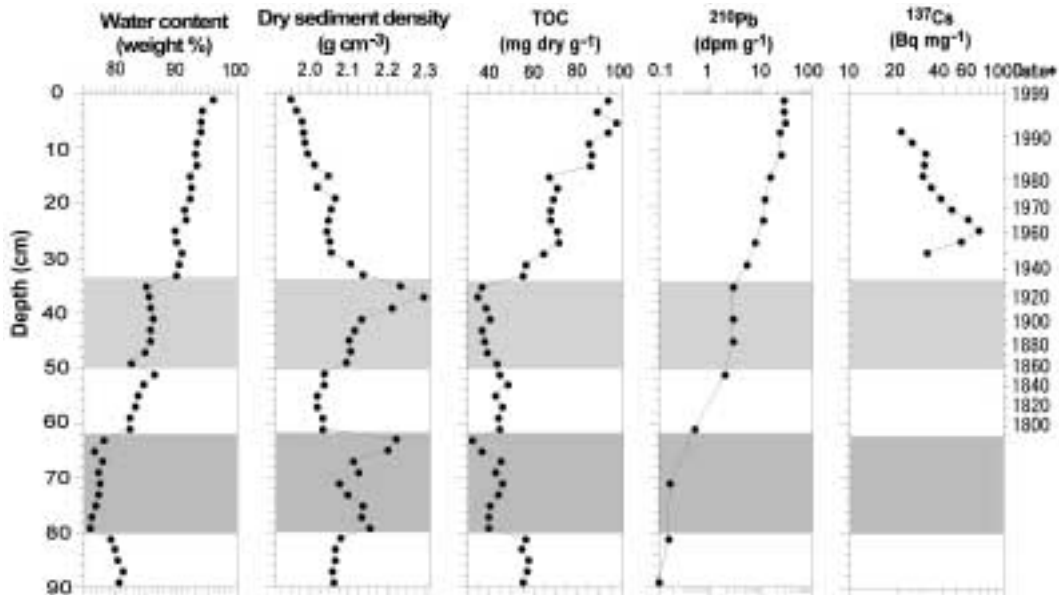


Fig. 3 Profiles of various parameters for HAR 99A core from Lake Haruna sediments.

*Date of deposition estimated by ^{137}Cs method and tephrochronology

Table 1 Correlation of tephtras in selected sections from Lake Haruna sediments.

Section No	Depth cm	Dry sediment density g cm^{-3}	Abundance of pumice	Abundance of volcanic glass	Refractive index of volcanic glass		Identification
					range	average	
HAR99A core							
36	34-36	2.24	nd*	low	nm*		-
38	36-38	2.30	nd	low	nm		-
40	38-40	2.22	nd	low	nm		-
64	62-64	2.23	detected	low	nm		-
66	64-66	2.21	detected	high	1.508-1.512	1.510	As-A**
HAR96B core							
42	41-42	-	-	high	1.508-1.513	1.510	As-A**

* nd: not detected; nm: not measured.

** Asama A pumice (As-A) in 1783AD, refractive index of volcanic glass is 1.507-1.512.

Asama B tephra (As-B) in 1108AD, refractive index of volcanic glass is 1.524-1.532 (Machida and Arai, 2003).

Table 2 Dates of sedimentation obtained for key sections of HAR 99A core.

Depth	Cumulative dry weight	^{137}Cs record or tephrochronology	^{210}Pb chronology		
			Case 1	Case 2	Case 3
cm	g cm^{-2}	date	Assumed level of $^{210}\text{Pb}_{\text{supported}}$ (dpm g^{-1})		
			0.49 (80-62 cm)*	0.17 (70-72 cm)*	0.10 (66-90 cm)*
24 - 26	1.81	1963 (^{137}Cs record)	1964	1965	1968
34 - 36	2.90	1930**	1943	1944	1949
50 - 52	5.46	1852**	1894	1896	1905
62 - 64	7.69	1783 (tephra)	-	1854	1866
Average sedimentation rate ($\text{g cm}^{-2} \text{y}^{-1}$) from ^{210}Pb method			0.052	0.053	0.058

* sediment layer depth where ^{210}Pb concentration was measured.

** calculated by assuming average mass sedimentation rates derived from ^{137}Cs and tephra records.

ら、深さ62~80 cmの堆積層は浅間Aテフラ(1783年)の降灰を強く受けた層であると結論される。

町田・新井(2003)によれば、榛名湖周辺土壌堆積物に見られる浅間Aテフラ層の厚さは5 cm前後である。これに対して湖堆積層の厚さ(62~80 cm)は土壌の3~4倍であり、湖周辺テフラ層と湖堆積物との含水率の違いを考慮しても、湖堆積層の厚さの方が土壌堆積物よりも厚い。それゆえ、深さ62~80 cmの湖堆積層では、テフラと平常時の珪藻殻を主体とした湖堆積物との混合や、これに湖周辺域に堆積したテフラが湖堆積物に加わったために湖堆積層が厚くなったと考えられる。

つぎに、含水率の低下が見られた深さ34~50 cm層の堆積物のうちから深さ34~40 cmの試料について検鏡したところ、微量の火山ガラスは含まれていたが軽石は検出されなかった。この結果および1783年以降榛名湖周辺域での大量の降灰の記録が報告されていない(新井, 1993 a)ことから、深さ34~50 cm層のテフラは浅間Aテフラの降灰によるものではないと判定される。

^{137}Cs の放射能は、深さ22~28 cmに幅広い分布を示し、深さ24~26 cmにおいて極大値(68.9 Bq mg^{-1})を示した(Fig. 3)。 ^{137}Cs 放射能のピークが日本における年間降水量のピーク(1963年)に一致すると考えられるので、深さ24~26 cm層の形成年は1963年と推定される。また、深さ24~26 cmまでの積算重量深度は 1.81 g cm^{-2} (Table 2)なので、平均堆積速度として $0.050 \text{ g cm}^{-2} \text{y}^{-1}$ が得られる。一方、26~64 cm間の平均堆積速度としては、この間の積算重量は 5.88 g cm^{-2} (Table 2)となり $0.033 \text{ g cm}^{-2} \text{y}^{-1}$ が得ら

れる。

3.2 ^{210}Pb 濃度の測定結果および堆積物の年代

HAR 99A コア中の ^{210}Pb 濃度の鉛直変化をFig. 3に示す。 ^{210}Pb 濃度は表層では $27\sim 28 \text{ dpm g}^{-1}$ で、深さとともに概ね減少傾向を示す。 ^{210}Pb の全濃度($^{210}\text{Pb}_{\text{total}}$)から堆積年代を推定するには、堆積物の鉱物中に含まれる ^{226}Ra に由来する ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{supported}}$)を $^{210}\text{Pb}_{\text{total}}$ から差し引いて、降水起源の過剰 ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$)を得る必要がある。それには、 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ が完全に壊変したことを示す ^{210}Pb 含量の一定値を確認する必要があったが、 ^{210}Pb 含量の明瞭な一定値は得られなかった。また本研究では ^{226}Ra を直接分析して $^{210}\text{Pb}_{\text{supported}}$ を求める方法をとっていない。さらに本堆積物コアでは、深さ34~50 cmおよび62~80 cmに平常時の珪藻殻を主体とした湖堆積物とは異なる堆積層が存在することが判明している。このようなことから下記のようにして堆積年代の推定を行うこととした。

3.1項に述べたように深さ62~80 cmの堆積層は1783年の浅間Aテフラと判定されたので、表層泥と62~64 cm層との時間差は約220年となり、62~64 cm層では一般に ^{210}Pb 年代測定法が適用困難とされる時間(100~200年: Lima *et al.*, 2005; Lu and Matsumoto, 2005)に達している。この様なことから、深さ24~26 cm層が1964年であることも考慮に入れ、次の3つのケースを仮定して $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ を算定した: [case 1] 深さ60~62 cm層の ^{210}Pb 測定値($0.49 \pm 0.01 \text{ dpm g}^{-1}$), [case 2] 深さ70~72 cm層の ^{210}Pb 測定値($0.17 \pm 0.01 \text{ dpm g}^{-1}$), [case 3] 深さ88~90 cm層の ^{210}Pb 測定値($0.10 \pm 0.01 \text{ dpm g}^{-1}$)(Table 2)。

ここで、テフラが混在する深さ34~50 cm層の取り扱いについては以下のようにした。34~36 cm, 40~42 cm, 44~46 cm層で測定された $^{210}\text{Pb}_{\text{total}}$ 濃度はほぼ同じであった($2.83 \pm 0.05 \text{ dpm g}^{-1}$)ことから、これらの層が極めて短期間に堆積したか、または、堆積物中の $^{210}\text{Pb}_{\text{supported}}$ の濃度が一定ではないことが考えられる。しかし、34~50 cm層の有機炭素濃度($38.2 \pm 2.8 \text{ mg g}^{-1}$, $n=8$)は下部層(50~62 cm層)の濃度($44.8 \pm 1.8 \text{ mg g}^{-1}$, $n=6$)に比べて15%低いが、有機炭素/全窒素比(重量比)には変化が見られない(50~62 cm層では 9.1 ± 0.5 , 34~50 cm層では 9.2 ± 0.8 ; 長坂, 未発表データ)。それゆえ、34~50 cm堆積層では珪藻殻を主体とする平常時の湖堆積物に、周辺土壌有機物の若干の混入(後述: 3.3項)、およびテフラが混入したものと考えられるが、極めて短期間の堆積物であるとは考えにくい。したがって、著者らは堆積物中の $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 濃度が一定であったとする単純なモデル(CICモデル)にしたがって年代値を算定した(2.3項参照)。

代表的な4堆積層(24~26 cm, 34~36 cm, 50~52 cm, 62~64 cm)における年代値をTable 2に示す。深さ24~26 cm層の年代は ^{137}Cs 法による年代(1963年)に対して1964~1968年の値が得られ、34~36 cm層では1943~1949年, 50~52 cmでは1894~1905年, 62~64 cmではテフラ年代の1783年に対して1854~1866年の幅広い値が得られた。深さ62~64 cm層の年代はテフラ年代とは一致しないが、これらの試料では ^{210}Bi 放射能の計測時間は十分ではなかつたために年代値の誤差巾は大きいと考えられる。

以上のことから、HAR 99A コアの堆積層の年代について基本的には ^{137}Cs 法およびテフラ法で得られた年代値を使うこととした。1999~1963年および1963~1783年の間の堆積年とコア深度との関係は下記の式で表される。

1. コア深度 (X: cm) と堆積年 (暦年) との関係式:

$$(\text{堆積年}) = 1999 - 1.31 X + 0.037 X^2 - 0.0023 X^3 + 0.00002 X^4 \quad (r^2 = 0.9997)$$

2. 積算重量深度 (M: g cm^{-2}) と堆積年 (暦年) との関係式:

- a) 1963年以後 (積算重量深度 1.81 g cm^{-2} 以下): (堆積年) = $1999 - (M/0.050)$

- b) 1963~1783年 (積算重量深度 $1.81 - 7.68 \text{ g cm}^{-2}$): (堆積年) = $1963 - [(M - 1.81)/$

0.033]

3.3 HAR 99A コアと HAR 96B コアとの対比

1996年に採取した HAR 96B コアの含水率の深度変化は HAR 99A のそれと似ており、深さ25~30 cm および41~48 cm に含水率の低い層が認められる (Fig. 4)。また、HAR 96B コアでは、25~30 cm と41~48 cm層で HAR 99A コアの場合と同様に TOC 濃度の低下が見られる。ただし、深さ30 cm 付近の含水率の低下は連続的であり、境界は不明瞭である。一方、若干の TOC 濃度の低下が深さ34~35 cm層まで見られるので、テフラを含む層の下限を30 cmとする点については問題が残る。深さ41~42 cm層の試料については、火山ガラスの屈折率を測定した結果、1.508~1.513 (平均値: 1.510) という値が得られた。この結果から、深さ41~48 cm層のテフラは浅間 A テフラ (As-A) であると結論された。Fig. 4中に示す HAR 96B コア堆積物層準の年代は、As-A テフラ (1783年)、含水率および TOC 濃度の変動パターンを HAR 99A コアのそれらと対比して求めたものである。

HAR 96B コアでは、1783年から1996年間の平均堆積速度は 0.20 cm y^{-1} 、平均重量堆積速度は $0.018 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ となる。それらの値は、HAR 99A コアの値に比べて小さい。その理由としては、HAR 99A コアと HAR 96B コアの採取点の位置の違い (Fig. 1) によるものではないかと考えられる。つまり、HAR 99A コアの採取点は湖最深部に位置しており、また

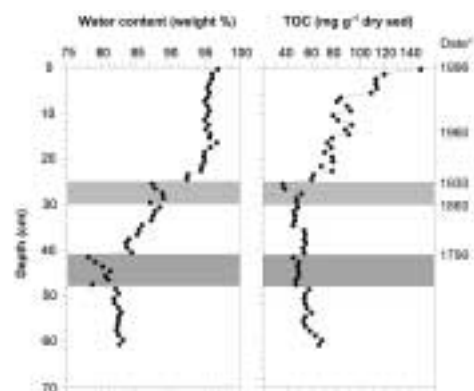


Fig. 4 Profiles of water content and total organic carbon concentrations for HAR 96B core.

*Dates of deposition obtained from comparison of the profiles of water contents and TOC concentrations with those of HAR 99A core

榛名富士の斜面に近い (Fig. 1)。HAR 96B コア採取点は HAR 99A 点よりも西に約130 m 離れており湖底面は平坦である。そのため、HAR 99A コア採取点では榛名富士側の斜面からの表層物質の供給が HAR 96B コア採取点よりも多かった可能性が考えられる。このような推定を支持する証拠として TOC と TN (全窒素) の分析値が挙げられる。TOC/TN 比 (重量比) は湖外陸上有機物と湖内生物由来の有機物の寄与度の指標としてしばしば使われている (Meyers, 2003; Meyers and Lallier-Verges, 1999; Meyers and Ishiwatari, 1993)。HAR 99A コアの表層から浅間テフラ-A 層上部までの堆積物の TOC/TN 比 (重量) は 9.6 ± 0.7 ($n=31$)、一方 HAR 96B コアでは 8.1 ± 0.6 ($n=42$) であった。榛名湖周辺土壌 (3点) では13.2~15.8 (清水・石渡未発表データ, 1991) が得られている。したがって、これらの結果から、HAR 99A コア採取点では陸上有機物の寄与が HAR 96B コア採取点より大きいことが示唆される。

3.4 HAR 71コアでの年代値の再評価

Fig. 2に示すように、1971年に採取した約3 m の堆積物ピストンコア (HAR 71コア) では、コア最深部133~280 cm (厚さ約150 cm) に厚い火山噴出物が、88~105 cm (厚さ約17 cm)、40~50 cm および10~20 cm にテフラ (当時では試料は厚さ5 cm の採取のためにテフラ層の正確な厚さは不明) が認められた (Ishiwatari *et al.*, 1980)。当時著者らは、榛名山周辺のテフラの調査結果 (大島, 私信1980) との対比から、133~280 cm の火山噴出物は沼尾川火砕流 (2530 ± 90 BP)、88~105 cm の火山噴出物は、二ッ岳軽石流 (6世紀) であり、40~50 cm のテフラは浅間 B テフラ1108年 (天仁元年)、さらに10~20 cm に見られたテフラは浅間 A テフラ (1783年) であると推定した。

しかし、本研究において、HAR 99A コアと HAR 96B コアの表層に近いテフラを含む堆積物 (前者では34~50 cm、後者では25~30 cm) は浅間 A テフラではないことが判明した。さらに、1980年以後出版された榛名湖周辺のテフラ層の厚さや分布についての知見 (新井, 1993 a; 町田・新井, 2003) を参照して再検討した結果、HAR 71コアで10~20 cm 中のテフラは浅間 A テフラではなく、深さ40~50 cm に認められたテフラが浅間 A テフラであるとするのが妥当であると考えられた。

上記の結果から、Ishiwatari *et al.* (1980) におい

て報告した HAR 71コアの133~280 cm の火山噴出物層は、沼尾川火砕流 (2530 ± 90 BP) ではなく二ッ岳火砕流堆積物 (榛名二ッ岳渋川テフラまたは伊香保テフラ (6世紀) であると推定される。また88~105 cm のテフラ層 (厚さ約17 cm) については、榛名湖周辺域で観察された等層厚線図 (町田・新井, 2003) によると浅間 B テフラ (As-B: 1108年) の厚さが10~25 cm とあり、この記述とも符合することから、浅間 B テフラと修正すべきと推論された。

4. ま と め

榛名湖で採取した堆積物コア (HAR 99A) の堆積速度および堆積年代をテフラ法, ^{210}Pb 法, ^{137}Cs 法によって求めた。HAR 99A コアでは、 ^{137}Cs 法によって深さ24~26 cm 層は1963年と推定され、また深さ62~66 cm 層に浅間-A テフラ (As-A: 1783年) が確認された。この結果をもとにして、平均堆積速度は0~26 cm 間では $0.050 \text{ g cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 、26~62 cm 間では $0.033 \text{ g cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ と推定される。一方、 ^{210}Pb 法では、0~64 cm 間の平均堆積速度として $0.052 \sim 0.058 \text{ g cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ が得られた。しかし ^{210}Pb 濃度の鉛直分布はテフラ層の存在もあり、単純ではなく確度の高い年代測定は困難であった。今後榛名湖堆積物について、より精度の高い年代測定を行うには、テフラ、土壌、珪藻殻の定量や、 ^{210}Pb 濃度の変動の原因を詳細に検討することが必要であろう。

1971年に採取した HAR 71コアで著者らによって沼尾川火砕流 (2530 ± 90 BP) と推定された133~280 cm の火山噴出物層は、二ッ岳火砕流堆積物 (榛名二ッ岳渋川テフラまたは伊香保テフラ: 6世紀) と変更するのが妥当と考えられた。本研究によって、以前より正確な時間軸が得られたので、今後の研究に活用されることが期待できる。

謝 辞

榛名湖 HAR 99コアの ^{210}Pb および ^{137}Cs 濃度のデータの使用を許可された環境省に感謝する。本論文をまとめるにあたり原稿に関して松本英二名古屋大学名誉教授に貴重なコメントを頂いた。また本論文は信州大学福島和夫氏および匿名の査読者から貴重なコメントをいただき改訂することができた。ここに記して感謝の意を表します。

文 献

- Appleby, P. G. (2000) Radiometric dating of sediment records in European mountain lakes. In: *Paleolimnology and ecosystem dynamics at remote European Alpine lakes* (eds. L. A. N. Cameron, A. Korhola), *Limnol.*, 59 (Suppl. 1), pp. 1-14.
- 新井房夫 (編) (1993 a) 火山灰考古学, 264 p, 古今書院.
- 新井房夫 (1993 b) 第四紀試料分析法 2. 研究対象別分析法, 日本第四紀学会編. 東京大学出版会, 136-149.
- Battarbee, R. W., Cameron, N. G., Golding, P., Brooks, S. J., Switsur, R., Harkness, D., Appleby, P., Oldfield, F., Thompson, R., Monteith, D. T. and McGovern, A. (2001) Evidence for Holocene climate variability from the sediments of a Scottish remote mountain lake. *Journal of Quaternary Science*, **16**, 339-346.
- Chikaraishi, Y., Matsumoto, K., Kitazato, H. and Ohkouchi, N. (2007) Sources and transformation processes of pheopigments: Stable carbon and hydrogen isotopic evidence from Lake Haruna, Japan. *Organic Geochemistry*, **38**, 198-215.
- Chikaraishi, Y. and Naraoka, H. (2005) $\delta^{13}\text{C}$ and δD identification of sources of lipid biomarkers in sediments of Lake Haruna (Japan). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**, 3285-3297.
- 石渡良志・半谷高久 (1965) 赤外吸収スペクトルから見た現世堆積物中の腐植物質の特徴. 日本化学雑誌, **86**, 1270-1274.
- Ishiwatari, R., Ogura, K. and Horie, S. (1980) Organic geochemistry of a lacustrine sediment (Lake Haruna, Japan). *Chemical Geology*, **29**, 261-280.
- 金井豊・井内美郎・片山肇・斎藤文紀 (1995) ^{210}Pb , ^{137}Cs 法による長野県諏訪湖底質の堆積速度の見積り. 地質調査所月報, **46**, 225-238.
- 金井豊・池原研 (1995) 新潟沖大陸棚の Pb-210 および Cs-137 法による堆積速度. 地質調査所月報, **46**, 269-282.
- 環境庁報道発表 (2000) 平成10年度ダイオキシン類コアサンプリング調査 (年代別ダイオキシン類測定) 結果について. 環境庁.
- Kawamura, K. and Ishiwatari, R. (1985) Distribution of lipid-class compounds in bottom sediments of fresh water lakes with different trophic status, in Japan. *Chemical Geology*, **51**, 123-138.
- Kawamura, K., Ishiwatari, R. and Ogura, K. (1987) Early diagenesis of organic matter in the water column and sediments: Microbial degradation and resynthesis of lipids in Lake Haruna. *Organic Geochemistry*, **11**, 251-264.
- Lima, A. L., Hubeny, J. B., Reddy, C. M., King, J. W., Huguen, K. A. and Eglinton, T. I. (2005) High-resolution historical records from Pettaquamscutt River basin sediments: 1. ^{210}Pb and varve chronologies validate record of ^{137}Cs released by the Chernobyl accident. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**, 1803-1812.
- Lu, X. and Matsumoto, E. (2005) Recent sedimentation rates derived from ^{210}Pb and ^{137}Cs methods in Ise Bay, Japan. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **65**, 83-93.
- 町田洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス, 336 p, 東京大学出版会.
- Meyers, P. A. (2003) Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, **34**, 261-289.
- Meyers, P. A. and Ishiwatari, R. (1993) Lacustrine organic geochemistry - an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry*, **20**, 876-900.
- Meyers, P. A. and Lallier-Verges, E. (1999) Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology*, **21**, 345-372.
- 松本英二 (1975) ^{210}Pb 法による琵琶湖湖底泥の堆積速度. 地質学雑誌, **81**, 301-306.
- 松本英二 (1981) 堆積年代測定法 (1): 鉛-210法. 地質ニュース No. 320, 47-51.
- 松本英二 (1986) 沿岸環境調査マニュアル (底質・生物篇), 37-42, 日本海洋学会編, 恒星社厚生閣.
- 落合正宏・山本修一・林秀剛・福島和夫・小椋和子・石渡良志 (1986) 榛名湖における水中有機物の初期続成作用 II. セジメントトラップ試料, 浮遊懸濁物および堆積物中の炭水化合物とアミノ酸. 陸水学雑誌, **47**, 115-120.
- 小椋和子・落合正宏・河村公隆・福島和夫・塩谷真・山本修一・石渡良志 (1985) 榛名湖における水中有機物の初期続成作用 (I) セジメントトラップ試料, 浮遊懸濁物および堆積物中の炭素および窒素からみた有機物の鉛直輸送. 陸水学雑誌, **46**, 297-302.
- Otsuki, A. and Hanya, T. (1967) Some precursors of humic acid in Recent lake sediment suggested by infra-red spectra. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **31**, 1505-1515.
- 真田幸尚・佐藤太・熊田英峰・高田秀重・山本愛・加藤義久・上野隆 (1999) 放射性核種および molecular marker による東京湾の堆積過程の解明. 地球化学, **33**, 123-138.
- Uemura, H. and Ishiwatari, R. (1992) Aliphatic hydrocarbons and hopanes in Lake Haruna sediments with special reference to oil pollution. *Jpn. J. Limnol.*, **53**, 293-303.
- von Gunten, L., Grosjean, M., Beer, J., Grob, P., Morales, A. and Urrutia, R. (2008) Age modeling of young non-varved lake sediments: methods and limits. Examples from two lakes in Central Chile. *J. Paleolimnol.*, DOI 10.1007/s10933-008-9284-5.
- 矢島久美子・藤波洋征・斎藤明男・樋口洋一郎 (1998) 榛名湖の水質変化. 群馬県衛生環境研究所年報, **30**, 122-130.
- 矢島久美子・山田昌彦・藤波洋征・吉田岳史・茂木修一 (2001) 山地湖沼の水質評価. 群馬県衛生環境研究所年報, **33**, 140-144.
- 山本修一・石渡良志・Philp, P. R. (1986) 現世湖沼堆積有機物 (ケローゲン) の熱分解ガスクロマトグラフィー・質量分析. 地球化学, **20**, 39-50.