長野県, 高野層のボーリングコア試料の全有機炭素 (TOC) 含有率変動に基づく更新世後期の古気候変動の復元

Reconstruction of Late Pleistocene climate based on Total Organic Carbon (TOC) contents in TKN-2004 core drilled from Takano Formation, central Japan.

Abstract

田原敬治^{*1} 公文富士夫^{*2}
長橋良隆^{*3} 角田尚子^{*4}
野末泰宏^{*4}

Takaharu Tawara^{*1}, *Fujio Kumon*^{*2},
Yoshitaka Nagahashi^{*3}, *Naoko Kakuta*^{*4}
and *Yasuhiro Nozue*^{*4}

2006年4月3日受付.

2006年9月5日受理.

^{*1} 信州大学大学院総合工学系研究科
Interdisciplinary Graduate School of Science
and Technology, Shinshu University, Asahi 3-
1-1, Matsumoto 390-8621, Japan

^{*2} 信州大学理学部
Faculty of Science, Shinshu University, Asahi
3-1-1, Matsumoto 390-8621, Japan

^{*3} 福島大学共生システム理工学類
Faculty of Symbiotic Systems Science,
Fukushima University, Kanayagawa 1, Fukushi-
ma 960-1296, Japan.

^{*4} 信州大学大学院工学系研究科
Graduate School of Science and Technology,
Shinshu University, Asahi 3-1-1, Matsumoto
390-8621, Japan

Corresponding author; T.Tawara, s05t408@
shinshu-u.ac.jp

The Takano Formation in Nagano City, central Japan consists of Late Pleistocene lacustrine sediments. An undisturbed core of 53.88 m in length was collected by double tube core barrel system in June 2004. The sediments are almost clayey silt, and intercalated a large number of tephra layers, some of which are widespread marker tephra. Ages were estimated from the radiometric determinations of five widespread marker tephra such as DKP, Aso-4, K-Tz, Ata, and Aso-2, although it was presumed that sedimentation rate was constant.

The TOC variations from around 169 ka to 37 ka, are concordant with those of the pollen compositions reported in previous studies for the outcrops of the Takano Formation. Paleoclimate changes from around 169 ka to 37 ka have been reconstructed by TOC in sediments of the Takano Formation in about 28 year interval, which shows long periodicities as a few tens thousands years. It is found that the TOC variations can be correlate with the marine $\delta^{18}\text{O}$ curve of SPECMAP from MIS 6 to early MIS 3. The values of TOC are high in MIS 3 and 5, while low in MIS 4 and 6. In addition, the TOC variations during MIS 5 can be correlated with the substages such as MIS 5a, 5b, 5c, 5d and 5e.

Key words: Takano Formation, TOC, radiometric age, paleoclimate, long periodicity, MIS

はじめに

古気候変動の解明に関する研究は、海洋堆積物において、Emiliani (1955, 1978) や Shackleton (1967) などの研究を基に、有孔虫殻の酸素同位体比を有力な指標として進歩してきた。さらに、Imbrie et al. (1984), Martinson et al. (1987) および Bassinot et al. (1994) などは地球の軌道要素の変動と気候変動との関係を検討し、年代精度の改善に努めた。一方、氷床コアを利用して古気候変動を高精度・高分解能で解明する研究も盛んに行われており (Dansgaard et al., 1969, 1993), グリーンランド氷床においては酸素同位体比変動の研究から, Dansgaard-Oeschger サイクル (Dansgaard et al., 1993) と呼ばれる数十年~数百年間で急激に変化する気候変動が存在することや, 最終間氷期が 119 ka から始まったこと (NGRIP Members, 2004) などが明らかに

なってきた。また、南極氷床においても VOSTOK 基地で採取された氷床コアの研究 (Lorius et al., 1985; Jouzel et al., 1989; Petit et al., 1990) から、長期間にわたる大気中の炭酸ガスやメタン濃度の変化が気温変動とともに解明されてきている。さらに、中・低緯度地域の山岳地域でも氷河コアを利用して、最終氷期以降の気候変動が解明されつつある (Thompson et al., 1997, 2000)。

中・低緯度の海域においては、海底コアからの長期間にわたる気候変動の報告例は少なくない (Harris et al., 1996; Schubert et al., 1998)。一方、陸域においては長期間の気候記録を保存する氷河はごくまれであり、氷床コアとほぼ同等な時間分解能を持つ情報源として湖沼堆積物の有効性が指摘されている (例えば、福沢, 1995)。湖沼堆積物は、中・低緯度地域の陸域においてもっとも有用な記録媒体であり、花粉・風成塵・有機物含有量・粒度などの指標を用いて、多く

第1図. 長野市信更町高野周辺の地形とボーリング地点. 地形図は国土地理院発行 1/25000 地形図「稲荷山」を利用した.

の研究が行われてきた (安田, 1987; 福沢ほか, 1995; 公文ほか, 2003; Benson et al., 2003; 岩本ほか, 2005). 日本においては, これまでおもに花粉分析に基づいた古気候研究が行われており (松岡ほか, 1984; 酒井, 1987; 大嶋ほか, 1997; Miyoshi et al., 1999; 入谷ほか, 2005 など), 長期間にわたる古気候変動が復元されているが, 時間分解能は必ずしも高くない. 一方, 近年では湖沼堆積物中の有機炭素含有量を指標として, 高い時間分解能での古気候復元が試みられている (Inouchi et al., 1996; 公文ほか, 2003; 岩本ほか, 2004). また, 近海域で, 堆積速度の大きい半遠洋性堆積物を採取し, その分析から高精度の気候変動を復元しようとする試みも行われている (Yamamoto et al., 2005; Igarashi and Oba, 2006).

日本においては, 数年~数十年より細かい時間分解能を持つ古気候資料は, 水月湖などの年縞の見られる湖沼堆積物 (福沢ほか, 1995 など) を除いてまれであり, また, 最終間氷期から最終氷期までといった長い期間の資料では 1000 年~数千年という時間分解能が一般的である (加ほか, 1997; Miyoshi et al., 1999). その中で, 加ほか (2003) および岩本ほか (2004) は, 琵琶湖高島沖のボーリングコア試料について, 平均 100 年程度の時間分解能で古環境変遷を明らかにした数少ない例である. 広い意味での最終間氷期 (MIS 5e ~ 5a) は, 数千年から 1, 2 万年の周期で寒冷期と温暖期が頻繁に繰り返すことを特徴としており, その温暖極相期である MIS 5e (Eemian) は完新世よりも温暖であったことが知られている (Jouzel et al., 1987; Petit et al., 1999). そのた

め, MIS 5e ~ 5a の気候変動を日本列島のような中緯度地域において, 数 10 年程度の高い時間分解能で調べることは, 気候変動の過程や要因を明らかにして, 気候システムのより精密な理解の一助になるものと考えられる.

長野市南部の丘陵に位置する高野層は, 最終間氷期をカバーする更新世後期の湖成堆積物であり (木村, 1987), 均質な泥質堆積物を主体としている点で, 高い時間分解能を持つ連続的な古気候記録の復元に有利である. 高野層においては, 酒井 (1987) および入谷ほか (2005) が露頭で採取した試料から花粉帯を設定し, 最終間氷期の古気候変動の概要を明らかにしている. 本研究では, ボーリングによって得られた連続的な試料を用いて全有機炭素含有率 (Total Organic Carbon content; TOC content) の経年変動を明らかにし, 約 169 ka から約 37 ka までの期間について, 高い時間分解能で古気候変動を復元することができた.

地形・地質概説

長野市信更町高野は犀川右岸の丘陵地帯にあり (第1図), 盆状の凹地に更新世後期の湖成層である高野層が分布している. この凹地を高野盆地と呼ぶことにする. 高野盆地は北西側を通る高野川断層と南西側を通る軽井沢撓曲の構造運動によって形成されたとされている (木村 1987). 現在の盆地は, 東北東-西南西方向に最大で約 1 km の長軸を持ち, 短軸は北北西-南南東方向に最大で約 700 m の楕円形をしている. 盆地底の標高は 725 ~ 740 m で, 周囲には標高 800 ~ 900 m の尾根が連なっている. 盆地の底には高野川が東北東に流れて高野層を侵食しており, かつての湖底面が台地状の平坦面として広く残存している.

高野層は主にシルト層からなる湖成堆積物で, 露頭で観察された部分的不整合から最上部・上部・中部・下部に細分されている (木村, 1987). 高野層は, 一般に盆地中央部に向けて 4 ~ 8° で傾斜しているが, 西縁部では最大 20° で傾斜している. 高野層の層厚は, 露出しているものを積算すると 26.5 m であるが, 過去に掘削されたボーリング資料から盆地中央部では層厚 40 m 以上と推定されていた (木村, 1987).

高野層には多数のテフラ層が挟在する. 本論で報告するボーリングコアの記載は上位から行うので, テフラ層についても, 上位より順に記述する. 木村 (1987) により記載されたテフラ層の略称を“ ”で示し, () 内には木村 (1996) により整理された広域テフラ層との対応を表す. 最上部層の上部には“KN” (AT) が, 上部層には“SG” (DKP) と“Epm” (Tt-E) が, 中部層には“SP-II” (On-Ng)・“TN” (Aso-4)・“SP-I” (On-Kt)・上位の“vitric ash” (K-Tz)・B Ash” (On-Pm1)・下位の“vitric ash”・“Dpm” (Tt-D) が, 下部層には“Sy Pm”が挟在する.

ボーリング・コア試料 (TKN-2004 コア)

1. 試料採取と記載方法

ボーリングコア試料の掘削は, 長野市信更町高野 旧信田小学校高野分校跡 (標高約 730 m, N36° 32'55", E138° 2' 7":

第2図. 高野層ボーリングコア試料 (TKN-2004) の層相柱状図.

WGS84 測地系) において 2004 年 6 月 10 ~ 15 日にかけて行われた (第 1 図). 掘削地点は高野盆地に広がる平坦面の上で, かつての湖底中央部と考えられる場所である. 木村 (1987) の地質図によると, 高野層上部層から下部層までが分布しているが, 最上部層は欠如しているとされている. 掘削はダブル・チューブを用いた機械ボーリングで行われ, 1 m 長のコア・サンプラーにより, 掘削と試料回収を繰り返して, 回転による乱れのないコア試料を採取した. 掘削は基底の礫層が現れた深度 53.88 m まで行い, 回収率は 99 % であ

った. 本コア試料を TKN-2004 と呼ぶことにした. 掘削作業は辰辰巳商会に依頼した.

本コアは数 10 cm から 1 m までの単位で採取された. 採取された試料単位ごとの境界に留意しながら, コア試料をテグスまたはワイヤーで半裁し, 半裁面の層相の記載と軟 X 線写真撮影用試料の採取を行った. 次いで, 1 cm ごとに (テフラの部分では 2 ~ 5 cm ごとに), 含水率測定, 脂質分析, 花粉分析用の 3 つに分割した試料を得た. また, 残された半裁分から, テフラ分析, 磁気特性測定用の試料を分取し

第1表. 高野層に確認された指標テフラとその対応関係.

上面深度 (cm)	補正深度 (cm)	層厚 (cm)	放射年代 (ka)	長橋ほか (2005)	木村 (1996)	木村 (1987)
1071.0	1067.0	9	52	SG (DKP or DSP)	DKP	SG
1357.5	1339.6	16.5		Epm	Tt-E	Epm
1901.0	1853.5	2			On-Ng	SP-II
2000.0	1949.4	3	89	TN	Aso-4	TN
2272.5	2217.2	3.5		SP-I	On-Kt	SP-I
2287.2	2228.0	0.7	98	vitric ash	K-Tz	vitric ash
2379.5	2319.6	5.5		B Ash	On-Pm1	B Ash
2389.5	2324.1	2.2		vitric ash	Aso-3	vitric ash
2434.5	2366.9	0.5	108	Ata		
2447.5	2379.4	25+		Dpm	Tt-D	Dpm
2539.5	2405.9	0.4		SK		
4519.3	4357.9	0.5	141	Aso-2		
5323.0	4961.4	15.5		Sy Pm	Sy Pm	Sy Pm

た. それらの分析は本研究と平行して進行している.

2. 層相および主要テフラ層

TKN-2004 コアの柱状図を第2図に示す. コア試料は, 地表から深度 231 cm までは淡褐色～赤褐色に風化しているが, それ以深では風化と変質は肉眼では認められない. 深度 231～1357.5 cm は, 塊状で黒灰色の粘土質シルトで主に構成されている. ただし, 808～814 cm にはスランプ様の褶曲した構造が見られる. 深度 1374～2447.5 cm は黒灰色の粘土質シルトで構成され, ラミナの発達する部分と塊状の部分が数 10 cm 間隔で繰り返している. また, 藍鉄鉱が各所に散在しており, 特に深度 1400～1500 cm と深度 1700～1800 cm に多く見られる. 深度 2513～3570 cm はおもに塊状の粘土質シルトで構成され, 藍鉄鉱が散在している. 深度 3570～5387 cm は主に塊状のシルトから構成されており, この部分でも藍鉄鉱が散在する. なお, 本コアには木村 (1987) が盆地縁辺部の地表踏査から指摘した不整合に相当する不連続面は認められない.

本コアには, 露頭で観察されるよりも多くのテフラ層が挟在している. これらについては, 鉱物組み合わせ, 火山ガラスの形状と化学組成, マフィック鉱物の化学組成などにに基づき, テフラ層の対比について報告されている (長橋ほか, 2005; 竹下ほか, 2005). 本論では, 本コアに挟在するテフラ層の岩相を記載するとともに, 高野層の露頭で記載されているテフラ層との対比, 及び後の議論に必要な広域テフラ層との対比について簡潔に記述する (第1表). なお, テフラ層についての詳細は別に報告する. テフラ層の略称は, 木村 (1987) により記載されたものを“ ”で示し, 広域テフラ名を () で示す. それ以外の広域指標テフラの略称は町田・新井 (2003) に従った.

深度 1071 cm (テフラ層の上面深度, 以下同じ) のテフラ層は, 下半部 4 cm が結晶火山灰で上半部 5cm がガラス質火山灰からなり, “SG” に対比される. 長橋ほか (2005) は

“SG” が DKP もしくは DSP に対比されるとしているが, 入谷ほか (2005) は DKP に対比されるとしている. 深度 1357.5 cm のテフラ層は, 層厚 16.5 cm で, 細礫サイズの軽石からなり, “Epm” (Tt-E) と同定される. 深度 1901 cm のテフラ層は, 層厚 2 cm で, 結晶ガラス質火山灰からなり砂サイズの軽石を少量含む. 深度 2000 cm のテフラ層は, 層厚 3 cm で, 淡褐色火山ガラスを含むガラス質火山灰からなり, “TN” (Aso-4) に対比される.

深度 2272.5 cm のテフラ層は, 層厚 3.5 cm で, 中粒～極粗粒砂サイズの軽石と火山灰からなり, “SP-I” (On-Kt) に対比される. 深度 2287.2 cm のテフラ層は, 層厚 0.7 cm で, バブルウォール型火山ガラスを主とするガラス質火山灰からなり, 高温型石英を含むことから “B Ash” の上位にある “vitric ash” (K-Tz) に対比される. 深度 2379.5 cm のテフラ層は, 層厚 5.5 cm で, 青灰色を呈し, 粗粒砂サイズの軽石と黒雲母を含む火山灰からなることから, “B Ash” (On-Pm1) に対比される.

深度 2389.5 cm のテフラ層は, 層厚 2.2 cm で, 下半部が青灰色, 上半部が白色のガラス質火山灰からなり, “B Ash” の下位にある “vitric ash” に対比される. このテフラは従来 Aso-3 に対比されてきた (町田・新井, 1994; 入谷ほか, 2005). しかし, 本テフラ層の下位には後述する Ata が見いだされたことから, 本テフラ層を Aso-3 とすると, 九州地方での Aso-3 と Ata の層位関係とは逆になることが指摘されている (長橋ほか, 2005). 深度 2434.5 cm のテフラ層は, 層厚 0.5 cm で, バブルウォール型火山ガラスを主とするガラス質火山灰からなり, Ata に対比される. 深度 2447.5～2513 cm のテフラ層は, 上部が掘削時の泥水と混合しているが, 下部の層厚 25 cm 部は細礫～中礫サイズの軽石と岩片からなり, “Dpm” (Tt-D) に対比される.

深度 2539.5 cm のテフラ層は, 層厚 0.4 cm で, 軽石型火山ガラスを主とするガラス質火山灰からなり, SK に対比される. 深度 4519.3 cm のテフラ層は, 層厚 0.5cm で, 淡褐色火山ガラスを含むガラス質火山灰からなり, BT43 (吉川・井内, 1991) に対比される. BT43 は, 長橋ほか (2004) により, Aso-2 火砕流噴出に伴う広域テフラ層とされている. 深度 5323 cm のテフラ層は, 層厚 15.5cm で, 細礫～中礫サイズの軽石と岩片からなり, “Sy Pm” に対比される.

3. 含水率と見かけ密度

分取した試料の湿重量を測定し, 105℃で12時間以上乾燥させた後に, 乾燥重量を測定して含水率を求め, 固体粒子の密度を 2.65 と仮定して単位体積あたりの固体粒子の重量を計算した. それを見かけ密度とよぶことにする. 含水率の測定結果と見かけ密度を第3図に示す. ここでは, 含水率と逆のパターンを示して変化を読み取りやすい見かけ密度の変化の特徴を述べる. なお, 風化による粘土化の著しい深度 200 cm までと湿重量の測定にミスがあった深度 200～300 cm は検討から除外した. また, 間欠的に突出する見かけ密度のピークはテフラ層にあたる. さらに, コアの採取単位の境界では, 掘削水の混入によりしばしば見かけ密度が著しく低下する. 試料の採取単位の境界となる層準の資料は可能な

限り除いてあるが、全てを除ききれていない可能性はある。

テフラ層が挟まることや掘削水が混入することによって、見かけ密度が極端に増加したり低下したりする層準を除いて、本コアの見かけ密度の全体的な特徴についてみると、深度 300～3700 cm は 0.7 g/cm^3 を中心として $0.5 \sim 1.0 \text{ g/cm}^3$ で変動している。深度 3700 cm 付近から 4100 cm 付近にかけて徐々に見かけ密度が増加し、深度 4100～4500 cm では 1.1 g/cm^3 の見かけ密度となる。4500 cm 以深では $0.8 \sim 1.4 \text{ g/cm}^3$ で振幅の大きな変動を示すようになる。

詳細に見ると深度 300～1000 cm では $0.6 \sim 0.8 \text{ g/cm}^3$ で変動するが、深度 460 cm 付近と 575 cm 付近に 1 g/cm^3 を超える極大値を持つ。深度 1000～1800 cm では $0.6 \sim 1.1 \text{ g/cm}^3$ の範囲で増減を繰り返すが、深度 1800～2050 cm では 0.6 g/cm^3 前後から 0.9 g/cm^3 前後まで上昇する。そして、深度 2050～2120 cm で再び 0.6 g/cm^3 前後まで低下し、深度 2400 cm まで、 $0.6 \sim 0.7 \text{ g/cm}^3$ で安定する。深度 2400～3100 cm では、 $0.5 \sim 1.0 \text{ g/cm}^3$ の範囲で大きく増減する。深度 3100～3700 cm では $0.5 \sim 0.6 \text{ g/cm}^3$ 前後の低い値で安定している。深度 3700～4200 cm では 0.6 g/cm^3 前後から 1.0 g/cm^3 前後まで上昇する。深度 4200～4470 cm では、 $1.0 \sim 1.1 \text{ g/cm}^3$ の高い値で安定している。深度 4470～5388 cm (基盤) では、 $0.8 \sim 1.4 \text{ g/cm}^3$ の範囲で振幅の大きな変動が見られる。

TOC・TN 分析

1. 分析方法

風化した最上部の 230 cm 分を除いて、TKN-2004 コアの深度 230～5388 cm についてほぼ 1 cm ごとに試料を分取した。105℃で乾燥させた試料数 100 mg を瑪瑙乳鉢に取り、粒感がなくなるまで粉碎した。粉碎した試料は 3%塩酸処理をして炭酸塩鉱物に含まれる無機炭素を除去した。その後、Thermo Finnigan 社製 Flash EA 1112 を用いて 10～80 mg の試料を燃焼させ、C、N 及び S の含有量を測定した。本論文で扱う TOC、TN 含有率は塩酸処理前の試料重量に対する含有率に換算したものである。TS の含有量は、多くの場合測定限界以下であったので、ここでは記述しない。TOC、TN 含有率、C/N 比の測定結果を第 3 図に示した。分析試料 1 cm 分のすべてがテフラと認定した試料は分析から除外したが、テフラの薄層を挟む試料やテフラの直上・直下でテフラの混入を受けた試料もあるので、テフラの影響が残っている資料も存在する。

2. TOC 含有率の変動

本コアにおける TOC 含有率の変動を全体的に見ると、深度 720～970 cm、1590～1920 cm、2070～2670 cm、2930～3700 cm に相対的に TOC 含有率が高い層準があり、深度 230～720 cm、970～1590 cm、1920～2070 cm、2670～2930 cm、3700～5387 cm に相対的に TOC 含有率が低い層準がある。TOC 含有率変動を詳しく見ると、以下のような特徴がある。なお、数点のみが突出して増減する層準は、葉片や薄層のテフラの混入によるものと考えられるので、今回は議論の対象から除外する。

深度 230～720 cm ではおよそ 1～4% の範囲で、短い周期の変動をしている。深度 720～970 cm ではおよそ 3～6% と全体として高くなり、短い期間に大きく変動するようになる。この区間では深度 787 cm と 911 cm に含有率の極大値を持つ。深度 970～1260 cm では、含有率はおよそ 1.5～3% の低い値で安定しているが、1100 cm 付近に 4% に達する極値がある。深度 1260～1590 cm では、周期が長く、かつ振幅が大きい増減を繰り返し、含有率はおよそ 1.5～5% の間で変動する。この区間では、深度 1104 cm、1349 cm、1470 cm で含有率の極大値をとり、一方、深度 1550 cm 付近に 2% を切る安定した低値がある。

深度 1590 cm から深度 1622 cm までは TOC 含有率は急激に上昇し、極大値の 7.6% をとる。これより下位では、深度 1920 cm まで 2～2.5% の振幅で変動しながら含有率約 3.5% まで低下する。さらに、深度 2000 cm までほぼ一定割合で低下していき、含有率は 2.5% となる。深度 2000～2070 cm では、2.5% 前後の安定した低値をとる。深度 2070～2670 cm では、テフラがしばしば挟まれるために断続的となっているが、TOC 含有率はおよそ 3～6.5% の間で大きく変動し、深度 2110 cm、2146 cm、2208 cm、2313 cm、2406 cm、2554 cm、2642 cm に含有率のピークが認められる。深度 2670～2930 cm では、およそ 2～3.5% の低い含有率の層準が多く、間欠的に 5～6% に達する層準を挟み、深度 2766 cm と深度 2876 cm でピークをとる。

深度 2930～3700 cm では、全体としておよそ 4～8% の高い値をとり、深度 2980 cm で極大値の 7.4% となる。次いで深度 3027 cm で極小となり含有率 4% を切るが、その下位の深度 3066 cm で再び含有率 8.3% の極大値となる。深度 3066 cm から深度 3332 cm までは、約 3.5% の大きな振幅で変動しながら含有率約 3% まで低下していく。次いで、深度 3563 cm まで TOC 含有率は振幅 1.5～2% の変動をしながら増加していき、極大値の 7.4% となる。深度 3600 cm の直下で TOC 含有率は急減して 5% 前後となり、深度 3700 cm 付近で 4% を下回るようになる。

深度 3700 cm よりも下位では、多少の増減を伴いながらも、深度 3900 cm 付近まで漸減していく。深度 3900～4100 cm では、含有率は 2.5% 前後で安定しているが、深度 4100～4500 cm では、およそ 1～2% のさらに低い値が続く。そして、深度 4800～5387 cm では、およそ 1～1.5% の極低い値が継続する。

3. TN 含有率の変動

本コアにおける TN 含有率の全体的な変動を見ると、相対的に含有率の高い層準が深度 600～960 cm、1600～1900 cm、2950～3790 cm に、相対的に低い層準が 230～600 cm、960～1600 cm、3790～5387 cm に、中間的な値を示す層準が 1900～2950 cm に見られる。この TN 含有率変動は、区分の数や境界の深度の差異はあるものの、全体としては TOC 含有率変動と類似した変動を示している。

詳しく見ると、深度 230～600 cm では TN 含有率はおよそ 0.1～0.4% の範囲で変動している。深度 600～960 cm ではおよそ 0.2～0.5% の範囲で変動しているが、深度 717

第3図. 高野層 TKN-2004 コアの層相と含水率・見かけ密度, TOC・TN 含有率および C/N 比の深度変化. 右端には入谷ほか (2005) による花粉帯との比較を示す.

cmに0.15%となる極小値があり、深度787 cm, 839 cm, 879 cmに0.6%近い値をとる極大値がある。深度960～1600 cmでは、およそ0.1～0.4%の範囲で変動しており、深度1102 cm, 1274 cm, 1345 cm, 1458 cmにピークをもち、深度1161 cmに極小値を持つ。深度1600～1900 cmでは0.35～0.6%の範囲で変動しており、深度1622 cmと1707 cmにピークを持つ。深度1900～2950 cmでは、0.2～0.5%の範囲で変動している。この区間では、深度2390～2550 cmに継続的に0.3%を越える含有率を示す層準が見られ、深度2425 cmで極大値となり0.6%近い値をとる。深度2950～3790 cmでは、およそ0.35～0.6%の範囲で変動しており、深度3110 cmに0.6%となる極大値を持つ。深度3790～5387 cmでは、0.1%程度の振幅の変動を繰り返しながら、0.35%から0.1%まで低下していく。

4. C/N比の変動

C/N比の変動を見ると、本コア全体を通して5～15の間で変動しており、有機物の主たる起源が湖内の生物生産であることが示唆される(中井ほか, 1982; Sampei and Matsumoto, 2001)。このC/N比変動とTOC含有率変動を比べると、概ねTOC含有率が高いときにC/N比も高くなっている。このことから、TOCの増加期にTNも増加するが、TOCの増加率はTNの増加率を上回っていることが示唆される。

本コアにおけるC/N比の全体的な変動を見ると、深度2090～2670 cm, 2940～3660 cmに相対的にC/N比が高い層準が、深度230～2090 cm, 2670～2940 cm, 3660～5387 cmに相対的にC/N比が低い層準がある。C/N比の変動について、以下に詳しく述べる。

深度230～2090 cmでは、概ね8～12の範囲で変動しているが、深度900～954 cmで部分的に12～16という高い値で推移する。また、C/N比12を上まわる極大値が深度242 cm, 796 cm, 1327 cm, 1628 cm, 1802 cmに見られ、C/N比8を下まわる極小値が深度1042 cm, 1567 cmに見られる。深度2090～2410 cmではC/N比12～16の範囲で変動しており、深度2342 cmに極大値がある。ところが、深度2410～2670 cmでは振幅が拡大し、9～16の範囲で変動するようになる。深度2670～2940 cmでは、概ね8～12の範囲で変動しているが、深くなるにつれて振幅は増加し、深度2840 cmで極大値の13.5を、深度2886 cmで極小値の7.7を示す。

深度2940～3220 cmではC/N比は12～16の範囲で変動している。深度3220～3450 cmではC/N比は低下し9～13の範囲で変動するようになる。しかし、深度3450～3660 cmでは、C/N比は再び高い値を示すようになり、10～15の範囲で変動する。なお、この区間では深度3074 cmと3553 cmで極大値の17.5と15.9を示し、深度3333 cmで極小値の9.2となる。深度3600～4338 cmではC/N比は小刻みな変動を繰り返しながら、10から6まで低下する。しかし、深度4338～5045 cmでは緩やかに6から8まで上昇する。深度5045～5388 cmでは、C/N比の上昇傾向は強いものとなり、特に深度5210 cm以深では12に近い値を

示すようになる。また、C/N比の増大に伴って振幅も拡大し、7～13の範囲で変動するようになる。なお、深度4338 cm, 5045 cm, 5208 cmに突発的なピーク、深度4084 cm, 4684 cm, 5061 cm, 5292 cm, 5371 cmに突発的な落ち込みが見られる。

考 察

本章ではTKN-2004 コア中に確認されたテフラ層の放射年代値から年代モデルを構築し、TOC含有率変動と入谷ほか(2005)による花粉帯及び酸素同位体比ステージ(MIS)との対応関係を検討する。そして、寒暖変動を表す指標としてのTOC含有率の有効性について議論する。

1. 年代モデル

テフラ層の年代は、テフラ層そのものや給源近傍の火山噴出物の放射年代はもとより、各地のテフラ層序と気候変動や海水準変動との関係から推定されてきた。しかし、本論ではTOC含有率変動と各種の気候変動データとの対応関係を議論する必要があるので、年代論において循環論に陥ることを避けるために、テフラ層の年代として気候変動や海水準変動などに基づく推定年代を用いない。本論で採用する放射年代値は、主にK-Ar年代測定法で得られた年代値に信頼を置くとともに、他の指標テフラとの層位関係に矛盾が少ないものを選んだ。以下、上位より順にコア試料で認定された広域テフラ層の年代について述べる。

本論では、入谷ほか(2005)に基づき“SG”がDKPに対比されるとする。DKPについては、 43 ± 8 kaの ^{238}U — ^{230}Th 年代(大村ほか, 1988)、DKP直下とされる箱根東京軽石流堆積物(竹本, 1991)中の炭化木片についての52 kaというAMS ^{14}C 年代(中村・岡ほか, 1992)、DKP直上とされる木曽川泥流堆積物(竹本, 1991)中の埋没樹幹についての50 kaというAMS ^{14}C 年代(中村・藤井ほか, 1992)などがある。町田・新井(2003)は、DKPの層準が ^{14}C 年代測定法の限界を越えている可能性があることやその層準が花粉組成上の寒冷期に位置することを根拠に55ka以上である可能性を指摘している。それ故、“SG”(DKP)の年代を、町田・新井(2003)の見解に最も近い52 kaとする。

“TN”(Aso-4)が対比されるAso-4 テフラ層は、給源近傍の火砕流堆積物から 89 ± 7 kaのK-Ar年代値が報告されている(松本ほか, 1991)。町田・新井(2003)は85～90 kaの年代を推定しており、放射年代値と矛盾しない。よって、“TN”(Aso-4)の年代を89kaとする。

「上位の“vitric ash”」が対比されるK-Tzについては、ゼータ校正法によるFT年代値として 98 ± 26 kaが報告されている(檀原, 1995)。町田・新井(2003)では、他の指標テフラとの層位関係もふまえて、K-Tzの年代を95 kaとしており、放射年代値に近い。よって、「上位の“vitric ash”」(K-Tz)の年代を98 kaとする。

Ataについては、ゼータ校正法によるFT年代値(100 ± 27 ka; 檀原, 1995)、および給源近傍の火砕流堆積物のK-Ar年代値(108 ± 3 ka; 松本・宇井, 1997)が報告されている。町田・新井(2003)は、気候編年上の層位も考慮して、Ata

第4図. 指標テフラに基づく深度-年代モデル.

の年代を 105 ~ 110 ka としている. ここでは, その推定年代と矛盾しない 108 ka とする.

Aso-2 については, 岡口 (1978) による 154 ± 60 ka という FT 年代値, および給源近傍の火砕流堆積物の 141 ± 5 ka という K-Ar 年代値 (松本ほか, 1991) が報告されている. 町田・新井 (2003) では Aso-2 の年代について, 141 ± 50 ka という新しい K-Ar 年代値を報告している. FT 年代値はゼータ校正されていない年代値であるため, ここでは 141 ka という K-Ar 年代を用いることにする. なお, 長橋ほか (2004) は Aso-2 に対比される琵琶湖高島沖コアの BT43 テフラ層を 146 ka と推定している.

以上の検討結果をまとめて第1表に示しておいた. 年代モデルの基準として用いた指標テフラ層とその年代値は, 深度 1071 cm の“SG” (DKP もしくは DSP) が 52 ka, 深度 2000 cm の“TN” (Aso-4) が 89 ka, 深度 2287.2 cm の「上位の“vitric ash” (K-Tz)」が 98 ka, 深度 2434.5 cm の Ata が 108 ka, および深度 4519.3 cm の Aso-2 が 141 ka である. TKN-2004 コアはテフラ層を除くとほぼ均質なシルト層から構成されていること, および見かけ密度の著しい変化がないことから, テフラ層を除いた部分での堆積速度を一定と仮定し, 最小二乗法による近似直線を作成して, 深度-年代関係 (暫定年代モデル) をもとめた (第4図). なお, その際のテフラの深度は, テフラ層の層厚分を除いた深度 (補正深度) を用いている (第1表). その結果, 平均堆積速度は 0.36 mm/yr, 平均時間分解能は 1 cm 当たり約 28 年となる. 以後の議論は, この年代モデルに基づいて進めることにする.

2. TOC 含有率変動と花粉帯との対応

本コアの上半部は, 入谷ほか (2005) が盆地縁辺部の露頭調査に基づいて報告した花粉帯との対比が可能であるので, まず, 両者の対応関係について検討する.

挟在する指標テフラの層位関係に基づいて本コアの深度を

入谷ほか (2005) の花粉帯に対比すると, 上限は不明であるが, 本コアにおける深度 970 cm 付近までの層準が花粉帯Ⅷに, 深度 970 ~ 1590 cm 付近が花粉帯Ⅶに対比される. また, 深度 1590 ~ 1920 cm 付近が花粉帯Ⅵ・Ⅴに, 深度 1920 ~ 2070 cm は花粉帯Ⅳに, 対比される. そして, 深度 2070 ~ 2390 cm が花粉帯Ⅲに, 深度 2390 cm ~ (下限不明) が花粉帯Ⅱ・Ⅰに対応する. 指標テフラがないのではっきりしないが, 花粉帯ⅡとⅠとの境界は“Dpm” (Tt-D) の若干下位に設定されている. 各花粉帯の古気候と TOC 含有率の関係について下記に述べる.

花粉帯Ⅷは落葉広葉樹が優占する温暖な気候を示しており, それに対応する深度 230 ~ 970 cm 付近までは, 増減を繰り返しながらも下部ほど TOC 含有率が増加し, 平均では 3.5 % ほどの相対的に高い含有率を持つ. 花粉帯Ⅶはマツ科の針葉樹が優占する寒冷乾燥気候を示しており, それに対応する深度 970 ~ 1590 cm 付近では, 上部で TOC 含有率が 2 % 前後と低い値を持つが, その下部では平均 3 % 程度の大きな変動幅をもち, 最下部では 2 % ほどのもっとも低い値となる. 花粉帯Ⅵではトウヒ属・スギ属・ヒノキ科型花粉が卓越しており, 冷涼で湿潤な気候とされ, また, 花粉帯Ⅴでは落葉広葉樹が優占する温暖な気候とされているが, 気候の指示者としては弱い花粉構成と説明されている. この花粉帯Ⅵ・Ⅴに対応する深度 1590 ~ 1920 cm では, TOC 含有率はその上部で 5 ~ 6 %, 下部で 4 ~ 5 % の高い値で変動している.

花粉帯Ⅳではマツ属単維管束亜属とカバノキ属の増加が見られ, やや寒冷な気候であったことが示されている. この花粉帯に対応する深度 1920 ~ 2070 cm では, TOC 含有率は 2.5 ~ 3 % の低い値を示している. 花粉帯Ⅲは全体として, スギ属・ヒノキ科型・トウヒ属の花粉が多産し, 全体に冷涼湿潤な環境が推測されている. この花粉帯に対応する深度 2070 ~ 2390 cm では, およそ 3 ~ 5 % の範囲で大きく変動しているが, 全体としては 4.5 % 程度の TOC 含有率を持つ. 花粉帯Ⅱは落葉広葉樹が多産して温暖な気候を示している. 花粉帯Ⅱの下限の深度を本研究の 2650 cm 付近とみなすと, TOC 含有率が 3 ~ 7 % で大きく変動し, 平均的には 5 % 前後の高い値をとる. 花粉帯Ⅰはマツ科針葉樹とスギ属・ヒノキ科型花粉が多産し寒冷湿潤な気候を示している. 花粉帯Ⅰの下限は設定されていないが, 各花粉帯の厚さから推定すると, この花粉帯は深度 2650 ~ 2900 cm 付近に該当するものと考えられる. その深度では, 平均で 3 % 程度の相対的に低い含有率を示す.

花粉組成が示す気候と TOC 含有率との関係を大局的にみると, TOC 含有率が相対的に高い層準は相対的に温暖な時期に, 逆に含有率が低い層準は相対的に寒冷な時期に対応しているように見なせる. しかしながら, 花粉帯ⅥとⅤの場合のように, TOC 含有率の変動とは逆の変化を示す層準も認められる. 同層準の花粉組成は局地性を反映しており, 気候変動の指標としては弱点があるという, 入谷ほか (2005) 自身の指摘もあるので, それが原因かもしれない. また, 花粉分析の間隔が層位的に大きいため, 厳密な比較が困難とな

っている。

3. 気候指標としての TOC 含有率の有効性

湖沼堆積物の TOC 含有率が古気候指標として有効であるということは、これまでのいくつかの研究で明らかにされており、公文 (2003) によるレビューもなされている。その根拠は、TOC 含有率の変動が花粉組成が示す寒暖変動と一致するという場合 (本研究; 公文ほか, 2003)、珪藻の殻数の変動が示す生産性の増減 (それを支配するとされる気温または降水量) と一致するという場合 (Adhikari et al., 2002; 岩本ほか, 2004)、および歴史記録が示す寒暖変動との一致 (Adhikari and Kumon, 2001) などがある。Inouchi et al. (1996) が最初に指摘したように、いずれの場合にも TOC 含有率の変動プロファイルは、海洋酸素同位体比の変動や、極域の氷床コアに見られる酸素同位体比変動のプロファイルと、変動のタイミングや強度がよく似ており、気候変動、とくにその気温変化をよく表わしていると考えられる。

その因果関係については、公文ほか (2005) が長野県木崎湖における現世堆積物 (湖底表層約 13 cm 分) のコア試料中の TOC 含有率変動と、過去 21 年間の湖沼観測記録および気象記録の関連性を検討し、湖沼堆積物中の TOC 含有率は、年間の湖内の生物生産性および冬の平均気温に相関があることを明らかにした。そして、冬の平均気温が TOC 含有率に反映する機構として、冬の平均気温が冬季の生物生産性に直接的に影響を与え、冬の高い生物生産性が湖の栄養塩循環を通して年間の生物生産性を支配し、生物生産が多くあるほど多くの有機物が湖底に沈積し、保存されるというシナリオを提示した (公文ほか, 2005)。これは冬の気温の上昇が湖水における全層循環を強化し、深層からの栄養塩回帰を促進して生物生産性が増加するメカニズムとみることができる。ただし、本研究で扱ったコア試料は C/N 比が平均で 11 程度であるので、TOC の主要な部分は湖沼内のプランクトン起源であるものの、陸上起源の有機物も少なくないことが示唆されている。

海洋や湖沼の堆積物中の有機物の起源や保存に関する環境要因は様々あるとされている (Meyers, 1997)。今回、研究対象とした高野層は、1) 中緯度の陸域にある閉鎖的な小湖盆の堆積物であること、2) 平均堆積速度が 0.36 mm/年とかなり大きいこと、3) TOC 含有率は多くの層準で 2~7% であり、比較的高い生物生産性を持っていたこと、4) 堆積物の厚さは、最大でも 60 m 程度にすぎないこと、などの特徴を持つことが以下の理由から重要である。

1) の特徴は、高野層の湖 (古高野湖) の生物生産にとって、周囲の陸域からの栄養塩供給とともに、春季と秋季の全循環によって湖の底層からの栄養塩回帰も重要な制約要因になっていたことを示唆する。また、大きな流入河川がないので、堆積速度の変動が少ないことや碎屑物による希釈が起こりにくいことも示唆される。さらに、水深は海洋ほど大きいはずはないので、沈降過程における有機物の分解は、海洋の場合ほど深刻な問題ではないと考えられる。2) の点は、湖底に沈積した有機物は比較的速やかに埋積され、酸化的条件下での分解や底棲生物による利用を免れる上での利点とな

る。一般に、波浪が底質に影響しない程度の水深を持つ湖沼では、夏季の水温成層が湖底に還元的な環境を作り出し、底棲生物の活動を抑制することも知られている。3) は、豊富な栄養塩を利用できた結果として高い生物生産性があり、また、有機物の分解が抑制される条件があったことを示唆する。4) の特徴は、堆積物が続成作用を受けて有機物が分解するほどの、圧力や温度の上昇が生じなかったことを意味する。

湖沼堆積物に保存される有機物量 (TOC 量) は一般にいくつもの要因に支配されており、高野層中の有機物についても、その起源を厳密に特定するには至っていない。しかしながら、公文ほか (2005) に基づいて考えると、1) 温暖期には冬季の気温が上昇して湖水の全層循環の期間が拡大する、2) それによって底層の栄養塩の回帰が促進され生物生産が高まる、3) 生物生産が増加すると湖沼生態系内で消費し尽されずに湖底に沈積する有機物量が増える、4) 高分子から低分子への変化はあるとしても、有機物が堆積物中に総量として保存される、というシナリオが考えられる。また、温暖な気候は岩石の風化や土壌の発達を促し、集水域から湖へ流入する栄養塩 (P, N) の供給を増加させる可能性も高い。さらに、今回の測定結果を見ると、C/N 比が増大する層準には陸源有機物供給量の増加の影響が大きいと考えられる。例えば、第 3 図に示されているように、TOC 含有率の高い層準は C/N 比が高いので、湖水中の生物生産量だけでなく、陸域の碎屑性有機物の増加も推定される。具体例としては、温暖化に伴い亜寒帯針葉樹林から落葉広葉樹林へと植生が変化することにより、落葉落枝量が増大し、陸源有機物の供給増をもたらしたことが考えられる。日本のようなモンスーン地域では、気温の増加は夏季の降水量の増大と結びついているので、降水量の増加が河川流入量の増加を介して栄養塩と陸源有機物の湖への供給を促進する可能性も高い。これらの要因が組み合わさって、温暖期に高い TOC 含有率を持つ堆積物が形成されるものと考えられる。また、寒冷期には逆のプロセスが起きると考えられる。それ故、堆積速度がほぼ一定で、かつ堆積物中の有機物の分解が進行していないと見なせる条件下では、TOC 含有率を古気候の指標として利用できると考えられる。

4. TOC プロファイルに基づく気候変動の復元

第 4 図に示した年代モデルを基にして、TOC 含有率の深度変化を経年変動に置き換えたものを第 5 図に示す。TOC 含有率の経年変動 (TOC プロファイル) を古気温の指標としてこの図を見ると、数万年周期の長期の寒暖変動が繰り返していたことがわかる。すなわち、コア試料の下底にあたる約 169~129 ka の時代は最も寒冷な時代が長く続いていたこと、129~108 ka は本コアが記録する中でも最も温暖な時期であること、108~101 ka は相対的な寒冷期であることがわかる。また、101~87 ka の時代はやや大きな寒暖変動はあるものの相対的には温暖期、87~83 ka は安定した寒冷期、83~74 ka は比較的安定した温暖期であることがわかる。そして、74~58 ka は全体として寒冷な時期であり、58 ka 以降の時代は相対的に温暖な時期で、後半にやや寒冷化が進行していることが認められる。

第5図. 高野層の TOC プロファイルから復元される古気候変動と SPECMAP の比較. A : TOC プロファイル (10 点移動平均) に基づく古気候変動. B : 海洋酸素同位体比曲線 (Martinson et al., 1987) と MIS 区分.

TOC プロファイルで表された長期の気候変動は、寒暖の相対的強度や継続期間などが、海洋底堆積物中の酸素同位体比変動 (海洋酸素同位体比層序: MIS) (Martinson et al., 1987; Bassinot et al., 1994) と類似しており、同じ気候変動を示していると考えられる (第5図). TOC プロファイルの温暖期・寒冷期と MIS の対応をみると、169 ~ 129 ka の寒冷期が MIS 6 に、129 ~ 108 ka の温暖期が MIS 5e に、108 ~ 101 ka の相対的な寒冷期が MIS 5d に相当する. また、101 ~ 87 ka の相対的温暖期は MIS 5c に、87 ~ 83 ka の寒冷期は MIS 5b に、83 ~ 74 ka の温暖期は MIS 5a に、74 ~ 58 ka の寒冷期は MIS 4 に、58 ka 以降の相対的な温暖期は MIS 3 に対応する. このように、TOC プロファイルにもとづいて復元した気候変動は、全体として海洋酸素同位体比変動の変化パターンとよく一致し、振幅の大きさや気温が大きく変化するステージ境界の年代値もほぼ同じである.

本研究で TOC プロファイルに基づいて復元した更新世後期の古気候変動は、これまで中緯度地域の陸域で復元された古気候変動としてはもっとも時間分解能が高く、かつ長期間にわたるものの1つである. これは約 169 ~ 37 ka までの長期間にわたる連続資料であり、既述のように多数の指標テフラ層準が挟在されている. そのため、本研究で復元した古気候変動は、テフラを介して日本の各地における更新世後期の環境変遷と精密に比較することが可能であり、日本と極東アジアにおける気候変遷史の基準の一つとなることが期待される.

ま と め

- 1) 更新世後期の湖成層である高野層においてボーリングを行い、53.88 m の連続したコア試料を得た. コア試料は、全体的に黒灰色の粘土質シルト～シルトを主体とするほぼ均質な湖成堆積物で、多数のテフラの挟在が認められる. 5 つの広域指標テフラ (DKP, Aso-4, K-Tz, Ata, Aso-2) の放射年代値を用いて深度-年代モデルを作成した. この年代モデルから、本コア試料は約 169 ~ 約 37 ka までを連続的にカバーすると考えられる. なお、本試料は、日本の陸域で得られたものとしては、最も高い時間分解能をもち、かつ長期間にわたるものの1つである.
- 2) 本研究では TOC プロファイルに基づいて、およそ 169 ~ 37 ka の詳細な古気候変動を復元した. ここには、海洋酸素同位体比層序 (MIS) の MIS 6 から MIS 3 前半に対応する数万年周期の寒暖のサイクルが認められる. 今回復元された古気候変動は、第一次解読というべき粗削りのものではあるが、更新世後期における日本および極東アジア地域の気候変動を高精度で解明するための基準となりうる情報である.

謝 辞

本研究を行うにあたり、長野市教育委員会には旧長野市立信田小学校高野分校校庭でのボーリングを許可していただいた. (株) 辰巳商会の中熊昭一氏による丁寧なボーリング作業で高い回収率の試料を得ることができた. 気候復元にあたっては信州大学理学部地質科学科の河合小百合博士ならび

に明治大学文学部の叶内敦子博士には、花粉組成の観点から有意義な意見をいただいた。また、査読者である北海道大学大学院理学研究院の沢田健博士ならびに匿名査読者には、貴重な指摘をいただいた。本研究は文科省科学研究費（課題番号:15340168 代表者 公文富士夫）を用いて行われた。ここに記して、関係各位および関係当局に深く感謝いたします。

文 献

- Adhikari, D. P. and Kumon, F., 2001, Climatic changes during the past 1300 years as deduced from the sediments of Lake Nakatsuna, central Japan. *Limnology*, **2**, 157-168.
- Adhikari, D. P., Kumon, F. and Kawajiri, K., 2002, Holocene climate variability as deduced from the organic carbon and diatom records in the sediments of Lake Aoki, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **108**, 249-265.
- Bassiot, F. C., Labeyrie, L. D., Vincent, E., Quideller, X., Shackleton, N. J. and Lanclot, Y., 1994, The astronomical theory of climate and the age of the Brunhe-Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **126**, 91-108.
- Benson, L., Lund, S., Negrini, R., Linsley, B. and Zic, M., 2003, Response of American Great Basin lakes to Dansgaard-Oeschger oscillations. *Quatern. Sci. Rev.*, **22**, 2239-2251.
- 檀原 徹, 1995, 第四紀テフラの高精度フィッシュン・トラック (FT) 年代測定—ジルコンとガラスを用いた測定法の確立に向けて—, 第四紀研究, **34**, 221-237.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Grunestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjornsdottir, A. E., Jouzel, J. and Bond, G., 1993, Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, **364**, 218-220.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Moller, J. and Langway, Jr., C. C., 1969, One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet. *Science*, **166**, 377-381.
- Emiliani, C., 1955, Pleistocene temperatures. *Jour. Geol.*, **63**, 538-578.
- Emiliani, C., 1978, The cause of the ice ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **37**, 349-352.
- 福沢仁之, 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.
- 福沢仁之・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.
- Harris, P. G., Zhao, M., Rosell-Mele, A., Tiedemann, R., Samthein, M. and Maxwell, J. R., 1996, Chlorin accumulation rate as a proxy for Quaternary marine primary productivity. *Nature*, **383**, 63-65.
- Igarashi, Y. and Oba, T., 2006, Fluctuations in the East Asian monsoon over the last 144 ka in the northwest Pacific based on a high-resolution pollen analysis of IMAGES core MD01-2421. *Quatern. Sci. Rev.*, **25**, 1447-1459.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. and Shackleton, N. J., 1984, The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. and Saltzman, B., eds., *Milankovitch and Climate, part 1*. Plenum Reidel, Dordrecht, 269-305.
- Inouchi, Y., Yokota, S. and Terashima, S., 1996, Climatic changes around Lake Biwa during the past 300000 years and 2000 years. In Mikami, T., Matsumoto, E., Ohta, S. and Sweda, T., eds., *Proc. 1995 Nagoya IGBP-PAGES/PEP- II Symp.*, 109-114.
- 入谷 剛・北川陽一・大井信夫・古澤 明・宮脇理一郎, 2005, 長野県北部, 上部更新統高野層のテフラと花粉分析に基づく環境変遷. 第四紀研究, **44**, 323-338.
- 岩本直哉・川口優美・井内美郎, 2005, バイカル湖湖底堆積物の粒子密度変化が示す過去約 650 万年間の気候変遷. 第四紀研究, **44**, 79-92.
- 岩本直哉・斉藤笑子・井内美郎, 2004, 琵琶湖堆積物の全炭素・全窒素含有率からみた過去約 40 万年間の環境変遷. 日本地質学会環境地質研究会 第 14 回環境地質学シンポジウム論文集, 75-82.
- Jouzel, J., Lorius, C., Petit, J. R., Genthon, C., Barkov, N. I., Kotlyakov, V. M. and Petrov, V. M., 1987, Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, **329**, 403-408.
- Jouzel, J., Raisbeck, G., Benoist, J. P., Yiou, F., Lorius, C., Raynaud, D., Petit, J. R., Barkov, N. I., Korotkevitch, Y. S. and Kotlyakov, V. M., 1989, A comparison of deep antarctic ice cores and their implications for climate between 65,000 and 15,000 years ago. *Quatern. Res.*, **31**, 135-150.
- 木村純一, 1987, 長野県聖山北麓の更新統一中部から上部更新統一. 地質雑誌, **93**, 245-257.
- 木村純一, 1996, 長野市信更町高野の湖成高野層—約 13 万年間の諸広域指標テフラの包含層—. 第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編, 第四紀露頭集—日本のテフラ, 34-35.
- 公文富士夫, 2003, 古気候指標としての湖底堆積物中の有機炭素・窒素含有率の有効性. 第四紀研究, **42**, 195-204.
- 公文富士夫・金丸絹代・田原敬治・角田尚子・山本雅道・林 秀剛, 2005, 湖底堆積物中の有機炭素含有率と湖水中の生物生産性, および気象要素との関係—長野県, 木崎湖における 21 年間の湖沼観測からの検証—. 地質雑誌, **111**, 599-609.
- 公文富士夫・河合小百合・井内美郎, 2003, 野尻湖湖底堆積物中の有機炭素・全窒素含有率および花粉分析に基づく約 25,000 ~ 6,000 年間の気候変動. 第四紀研究, **42**, 13-26.
- 加三千宣・吉川周作・井内美郎, 1997, 琵琶湖湖底堆積物, 過去 40 万年間の珪藻化石記録. 第四紀研究, **36**, 113-122.
- 加三千宣・吉川周作・井内美郎, 2003, 琵琶湖湖底堆積物の年間珪藻殻堆積量記録からみた過去 14 万年間の降水量変動. 第四紀研究, **42**, 305-319.
- Lorius, C., Jouzel, J., Ritz, C., Merlivar, L., Barkov, N. I., Korotkevitch, Y. S. and Kotlyakov, V. M., 1985, A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, **316**, 591-596.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore Jr., T. C. and Shackleton, N. J., 1987, Age dating and the orbital theory of the Ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quatern. Res.*, **27**, 1-29.
- 町田 洋・新井房夫, 2003, 新編火山灰アトラス—日本列島とその周辺—. 東京大学出版会, 83-85.
- 町田 洋・新井房夫, 1994, 時間指標テフラ阿蘇 3 によって示唆される最終間氷期直後 5d 期の海面低下. 地学雑誌, **103**, 749-759.
- 松本哲一・宇井忠英, 1997, 阿多火砕流堆積物の K-Ar 年代. 火山, **42**, 223-225.
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳, 1991, 阿蘇火山岩類の K-Ar 年代測定—火山層序との整合性と火砕流資料への適応—. 日本火山学会講演予稿集, 1991-2, 73.
- 松岡 功・阿久津純・真鍋健一・竹内貞子, 1984, 山形盆地の第四系—特に地質年代と堆積環境について—. 地質雑誌, **90**, 531-549.
- Meyers, P. A., 1997, Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Org. Geochem.*, **27**, 213-250.
- Miyoshi, N., Fujiki, T. and Morita, Y., 1999, Palynology of a 250-m core from Lake Biwa: a 430,000-year record of glacial-interglacial vegetation change in Japan. *Rev. Paleobotany and Palynology*, **104**, 267-283.
- 長橋良隆・佐藤隆子・竹下欣宏・田原敬治・公文富士夫, 2005, 長野県北部・高野層ボーリングコアのテフラ層序. 日本第四紀学会 2005 年大会講演要旨集, 86-87.
- 長橋良隆・吉川周作・宮川ひろ・内山 高・井内美郎, 2004, 近畿地方および八ヶ岳山麓における過去 43 万年間の広域テフラの層序と編年— EDS 分析による火山ガラス片の主要成分化学組成—. 第四紀研究, **43**, 15-35.
- 中井信之・太田友子・藤沢 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.
- 中村俊夫・藤井登美夫・鹿野勘次・木曾谷第四紀巡検会, 1992, 岐阜県八百津町の木曾川泥流堆積物から採取された埋没樹木の加速器 ¹⁴C 年代. 第四紀研究, **31**, 29-36.
- 中村俊夫・岡 重文・坂本 亨, 1992, 東京軽石流堆積物中の炭化木片の加速器質量分析計による放射性炭素年代. 地質雑誌, **98**, 905-908.
- North Greenland Ice Core Project Members, 2004, High-resolution record

- of northern hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, **431**, 147-151.
- 岡口雅子, 1978, 阿蘇火砕流堆積物の黒曜石フィッシュトラック年代. 火山, **23**, 231-240.
- 大村明雄・河合貞行・玉生志郎, 1988, ^{238}U — ^{234}Th 放射非平衡系による火山噴出物の年代測定. 地調月報, **39**, 559-572.
- 大嶋秀明・徳永重元・下川浩一・水野清秀・山崎晴雄, 1997, 長野県諏訪湖湖底堆積物の花粉化石群集とその対比. 第四紀研究, **36**, 165-182.
- Petit, R. J., Mounier, L., Jouzel, J., Korotkevich, Y. S., Kotlyakov, V. I. and Lorius, C., 1990, Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record. *Nature*, **343**, 56-58.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pepin, L. and Ritz, C., 1999, Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, **399**, 429-436.
- 酒井潤一, 1987, 中部地方における後期更新世の古気候. 第四紀研究, **25**, 269-275.
- Sampei, Y. and Matsumoto, E., 2001, C/N ratios in a sediment core from Nakaumi Lagoon, southwest Japan -usefulness as an organic source indicator-. *Geochem. Jour.*, **35**, 189-205.
- Shackleton, N. J., 1967, Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, **215**, 15-17.
- Schubert, C. J., Villanueva, J., Calvert, S. E., Cowie, G. L., von Rad, U., Schulz, H., Berner, U. and Erlenkeuser, H., 1998, Stable phytoplankton community structure in the Arabian Sea over the past 200,000 years. *Nature*, **394**, 563-566.
- 竹本弘幸, 1991, 大山倉吉軽石層とこれにまつわる諸問題. 駒澤地理, **27**, 131-150.
- 竹下欣宏・長橋良隆・田原敬治・公文富士夫, 2005, 苦鉄質鉱物の化学組成に基づく高野層ボーリングコア中のテフラの識別と対比. 日本第四紀学会 2005 年大会講演要旨集, 108-109.
- Thompson, L. G., Yao, T., Davis, M. E., Henderson, K. A., Mosley-Thompson, E., Lin, P.-N., Beer, J., Synal, H.-A., Cole-Dai, J. and Bolzan, J. F., 1997, Tropical climate instability: the last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. *Science*, **276**, 1821-1825.
- Thompson, L. G., Yao, T., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Henderson, K. A. and Lin, P.-N., 2000, A high-resolution millennial record of the South Asian Monsoon from Himalayan ice cores. *Science*, **289**, 1916-1919.
- Yamamoto, M., Ichikawa, Y., Igarashi, Y. and Oba, T., 2005, Late Quaternary variation of lignin composition in core MD0-12421 off central Japan, NW Pacific. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **229**, 179-186.
- 安田喜憲, 1987, 最終氷期の寒冷気候について—南部ヨーロッパとの比較—. 第四紀研究, **25**, 277-294.
- 吉川周作・井内美郎, 1991, 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. 地球科学, **45**, 81-100.

(要 旨)

田原敬治・公文富士夫・長橋良隆・角田尚子・野末泰宏, 2006, 長野県, 高野層のボーリングコア試料の全有機炭素 (TOC) 含有率変動に基づく更新世後期の古気候変動の復元. 地質雑, **112**, 568—579. (Tawara, T., Kumon, F., Nagahashi, Y., Kakuta, N. and Nozue, Y., 2006, Reconstruction of Late Pleistocene climate based on Total Organic Carbon (TOC) contents in TKN-2004 core drilled from Takano Formation, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*. **112**, 568—579.)

更新世後期の湖成層である高野層において全層ボーリングを行い, 53.88 m の連続したコア試料を得た. コア試料の層相は, 黒灰色でほぼ均質な粘土質シルト～シルトであり, 多数のテフラ層を挟んでいる. そのうちの 5 つの広域指標テフラ (DKP, Aso-4, K-Tz, Ata, Aso-2) の放射年代値を用いて年代モデルを作成した. 高野層の TOC 含有率の経年変動プロファイルは, 露頭の試料から報告されている花粉組成変化と同調しており, およそ 169 ～ 37 ka における数万年周期の長期の気候変動を示している. この変動は MIS 6 ～ 3 前半における海洋酸素同位体比変動と対応しており, MIS 3, 及び 5 の相対的な温暖期にあたる期間には高く, MIS 4, 及び 6 の相対的に寒冷な時期に対応する期間には低い値を示す. さらに MIS 5 の期間中には, 5a, 5b, 5c, 5d, 5e に相当する含有率の高い時期と低い時期の繰り返しが見られる.