

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 年前の気候変動

公文 富士夫^{*1}・河合 小百合^{*2}・井内 美郎^{*3}



1988年に野尻湖湖底から採取されたオールコア試料の上部について、30~50年間隔の精度で有機炭素 (TOC)・全窒素 (TN) の測定と花粉分析を行った。

4点の¹⁴C年代測定、鬼界アカホヤ (K-Ah) および始良 Tn (AT) の指標火山灰年代に基づいて推定した堆積年代と、TOC・TN および花粉の分析結果に基づく、遅くとも¹⁴C年代で1.4~1.5万年前より前には落葉広葉樹花粉の増加で示されるような温暖化が始まり、以後、「寒の戻り」を伴いながら約1万年前まで温暖化が進行した。約1.3万年 (較正年代1.5万年前) 前後には、「寒の戻り」を示す亜寒帯針葉樹花粉の明瞭な増加が認められる。約1.2万年前 (較正年代1.4万年前) には、広葉樹花粉の急増と針葉樹花粉の激減があり、同時に全有機炭素・窒素量の激増も認められ、短期間のうちに急激に温暖化が進行したと推定される。なお、¹⁴C年代で約1.45万年前にも微弱的な広葉樹花粉の減少が認められる。

これらの気候変動のパターンは、北大西洋地域の気候イベント (新旧ドリマス期など) とよく似ているが、本稿における編年に基づけば、北大西洋地域よりもそれぞれ2,000~3,000年ほど古いようにみえる。較正年代で約1.3万年前と9千年前においても、軽微な気候変動が認められ、そのうちの後者はボレアル期に対比できる。

キーワード：有機炭素、全窒素、C/N比、花粉分析、気候変動、晩氷期、野尻湖

I. はじめに

今からおよそ1.5~1万年前に、急激な温暖化が汎地球的に起こり、日本列島の広範囲における植生が針葉樹林から落葉広葉樹林へと移行したことは、よく知られた事実である (Tsukada, 1967; Iversen, 1973 など)。この地球規模の温暖化は、その途上で幾度もの「寒の戻り」を繰り返す激しい変動過程であったことが知られている (福沢, 1995; Stuiver *et al.*, 1995 など)。そのような激しい気候変化と関連した不安定な堆積環境を反映してか、この時代の堆積物には地層の欠如や攪乱が認められ、保存状態の悪いことが多い (安田, 1990)。それゆえ、この時期の編年は、各地で得られた酸素の同位体比測定や微化石分析などに基づく断片的な情報を、¹⁴C年代や指標テフラを鍵として統合せざるを得ず、結果として不確

定要素の多いものになっている。しかも、近年、実年代 (暦年代) と¹⁴Cによる測定年代との差が古い時代ほど大きくなること、気候変動を反映する鋭敏さが分析対象により異なることが明らかになってきたため、編年はいっそう複雑で困難なものとなっている。

したがって、堆積物の欠如が少くない試料、例えば氷河性海水準変動の影響を受けない内陸に位置する、流入河川の少ない湖の湖心部におけるボーリングコアなどを用いて、年代測定・同位体測定・微化石分析等を総合した研究を行う必要が生じてきた。しかし、そのような研究は日本ではまだ緒についたばかりであり、福井県水月湖 (守田, 1994; Kitagawa *et al.*, 1995)、滋賀県琵琶湖 (Inouchi *et al.*, 1996) などの数例があるにすぎない。アジア大陸と太平洋との境界に位置する日本列島において、1.5~1万年前の暖向期における古気候と生態系の連

2002年1月21日受付、2002年11月9日受理。

*1 信州大学理学部物質循環学科 〒390-8621 松本市旭 3-1-1. E-mail: shkumon@gipac.shinshu-u.ac.jp

*2 信州大学理学部地質科学科 〒390-8621 松本市旭 3-1-1.

*3 愛媛大学沿岸環境研究センター 〒790-8577 松山市文京町 2-5.

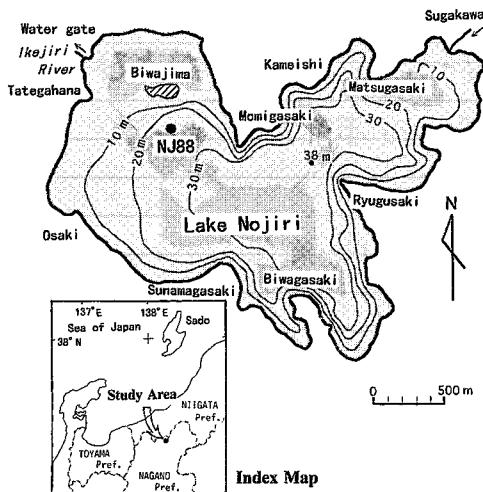


図1 調査地の位置および野尻湖におけるボーリング位置

Fig. 1 Locality map of the study site, Lake Nojiri, central Japan

関を詳細に解明することは、現在深刻化している地球温暖化問題に対する基礎資料を得ることにもつながる研究課題である。

野尻湖は長野県の最北部、標高 654 m に位置する面積 4.6 km² の貧栄養湖である (図 1)。流入河川が小規模であり、かつ平均で 20.8 m と大きな水深をもつことは、湖自体についての古環境情報がよく保存される条件となっている。植生的には冷温帯落葉広葉樹林帯に位置しており、人為的な改変以前にはブナやコナラを主体とする落葉広葉樹林が湖の周辺に広がっていたとされる (Tsukada, 1966)。ちなみに、近接する妙高高原では亜寒帯針葉樹林帯が標高 1,800~1,900 m 以上に発達する。

1988 年に通商産業省工業技術院地質調査所 (当時) によって、湖底下の深度 45.1 m の基盤にまで達するオールコア・ボーリングがなされた。このボーリング試料 (以下、NJ88 と表記) は、約 10 万年前から現在までの間に野尻湖周辺に堆積したテフラ層のすべてを含む、ほとんど堆積欠如のない連続した試料である (公文・井内, 1990; 野尻湖地質グループ, 1990)。この NJ88 については、すでに野尻湖火山灰グループ (1993) や野尻湖古地磁気グループ (1993)、野尻湖花粉グループ (1993)、野尻湖珪藻グループ (1993) などによる各種の分析がされている。しかし、これらの研究は分析試料をおおむね数 10 cm 間隔、すなわち数 100~1,000 年間隔で採取して実施

しており、古環境変遷を高精度で明らかにするものとはなっていない。

今回の研究では、NJ88 コアの 1.5~1 万年前にあたる気候激変期の層準に注目し、この期間を中心に 24,500 年前とされる始良 Tn 火山灰 (AT: 町田・新井, 1976; 池田ほか, 1995) から、6,300 年前の鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah: 町田・新井, 1978, 1992) の層準にかけての堆積物を、おおむね 1~2 cm 厚 (25~50 年分に相当) に切り分けて採取した 374 試料について、間隔をおかずには有機炭素 (TOC)・全窒素 (TN) の含有率測定と花粉分析を行った。さらに 4 層準については AMS による ¹⁴C 年代測定も実施した。その結果、最終氷期最寒冷期から完新世半ばにかけての温暖化の過程が詳細に明らかになった。この気候変動は、テフラ鍵層によって広域的に対比することが可能なので、日本列島およびその周辺地域での共通性や地域差を明らかにしていく上で、基準となる情報を提供することができる。

II. NJ88 ボーリングコアの試料採取法と層序

1. 試料採取方法

野尻湖底堆積物の分布については、ユニブーム地層探査機を用いた音波探査によって明らかにされている。そして、全層厚は湖心部において 100 m 以上、NJ88 ボーリングのなされた北縁部においてその半分程度であること、堆積物中にテフラ層に対応する反射面が多数認められることなどが報告されている (野尻湖地質グループ音波探査サブグループ, 1987; 公文・井内, 1990)。

NJ88 コア試料は、野尻湖の琵琶島南方 250 m (東経 138°12'59", 北緯 36°49'35"), 水深 28.9 m で採取された (図 1)。試料は、先端にコア・キャッチャーをつけた長さ 3.25 m のピストンコアラで、基盤に達するまで順次採取された。湖底からの深度 45.1 m にまで到達した NJ88 コアは、合計 52 本のストロークからなり、個々のストロークの長さは 20~300 cm である。平均回収率は 93%、各ストロークの間には多少隙間がある。

NJ88 コアは 1 m 単位のコアに切断され、縦に半裁された状態で野尻湖ナウマンゾウ博物館に保管されていた。今回の分析で用いたコアは、深度 329~640 cm の第 2 ストローク、659~964 cm の第 3 ストローク、および第 4 ストロークの最上部 (967~1,021 cm) である (図 2)。各ストローク間の深度 640~659 cm および 964~967 cm は採取されていない。なお、今回の試料分取時には、半裁試料はすでに乾燥して収縮しており、いくつかの亀裂や隙間が生じていた。そのため、当初に記載され

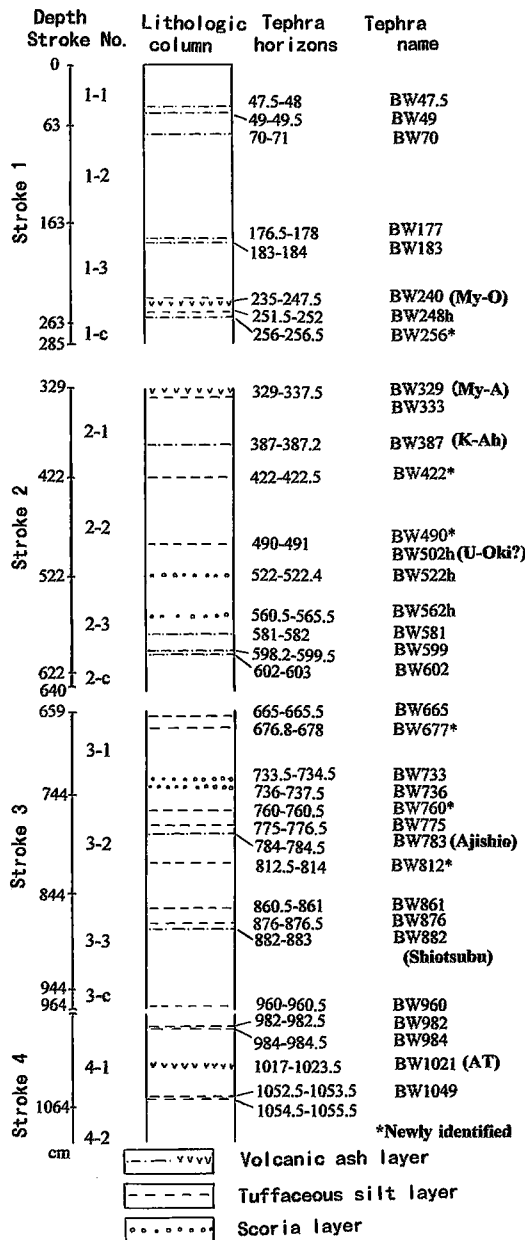


図 2 野尻湖ボーリングコア NJ88 の上部の岩相柱状図
テフラ層の名称はその上面の深度で表現

Fig. 2 Lithological column of the upper part of the sediment core (NJ88) from Lake Nojiri
Tephra layers are named after their depths of the upper boundaries.
My-A : Akakura tephra, K-Ah : Kikai-Akahoya tephra, U-Oki? : Ulreung-Oki tephra?, AT : Aira-Tn tephra

た各コアの上限と下限の深度およびテフラ層の深度を基準として、収縮分を比例配分することで、個々の試料の深度を復元した。なお、本研究で示す試料深度とは分取試料の下面の深度であるが、テフラ層については従来の研究を踏襲して、その上面の深度で表現している。

2. 層相・層序・指標テフラ層

NJ88 は、上部 3 分の 2 がほぼ均質なシルト質粘土、下部 3 分の 1 が泥炭、最下部の約 1 m が基盤の含角礫凝灰岩層であり、100 層を超えるテフラ層を含む(公文・井内, 1990)。テフラ層は今回研究した層準内に肉眼で 25 枚以上が認定される。肉眼では不明瞭であるが、含砂率と鉱物組成の特徴からテフラ層と同定される層準もある(野尻湖火山灰グループ, 1993)。図 2 に今回研究対象とした層準で認定されたテフラ層を示す。記載された層厚は軟 X 線写真をもとにしたもので、肉眼では判定しがたい希釈された火山灰質シルトの部分まで含むため、肉眼観察に基づく層厚より多少大きな値となっている。テフラ層の全堆積物に対する層厚比は 5% 程度である。

BW-329 などテフラ層の名称は、深度を基準とした野尻湖火山灰グループ(1993)の命名に従っており、その記載から漏れていたテフラ層については、深度(上面の深さ)に基づいて同様の命名を行って追加した。分析対象とした深度付近に認められる指標テフラ層は、深度 235 cm (層厚 12.5 cm) の妙高大田切川火山灰(My-O : 早津・新井, 1980)、深度 329 cm (層厚 8.5 cm + : ストロークの境界部で一部欠損)の妙高赤倉火山灰(My-A : 早津・新井, 1980)、深度 387 cm (層厚 0.2 cm) の K-Ah、深度 784 cm (層厚 0.4 cm) のアジシオ火山灰(野尻湖火山灰グループ, 1993)、深度 1,017 cm (層厚 6.5 cm) の AT である。また深度 502~507 cm の試料からは、水洗処理によって火山ガラスとともにアルカリ長石が見だされている(野尻湖火山灰グループ, 1993)。アルカリ長石を含む火山灰はごくまれであり、1 万年ほど前の時期には鬱陵隠岐火山灰(U-Oki : 町田ほか, 1984)しか知られていない(町田・新井, 1992)。さらに、野尻湖周辺には安山岩質の火山岩類が主に分布しており、碎屑粒子としてアルカリ長石が混入する可能性はきわめて小さい。後述のように年代的にも矛盾がないことから、そこは鬱陵隠岐火山灰(U-Oki)の層準である可能性が高い。

III. 試料処理法と分析結果

1. 試料処理法

TOC・TN 分析と花粉分析は、コアを厚さ 0.5~6 cm の範囲(ほとんどは 1~2 cm 厚)で、374 試料に分割して

行った。各分析の試料処理法は以下のとおりである。

TOC・TN 分析は、深度 329 cm から 1,021 cm の AT 火山灰層準までの全 374 試料について実施した。各試料から 0.8 g を分取し、瑪瑙乳鉢で粒感がなくなる程度まですりつぶし、3% 塩酸処理で炭酸塩鉱物を除去した後、20 mg 前後の試料をヤナコ CHN コーダー (MT-5) を用いて含有量を測定した。TOC および TN の含有率は、塩酸処理前の乾燥試料重量に対する比率として計算した。なお、乾燥重量とは 105°C で 12 時間乾燥させた後、デシケータ中で室温まで冷却させた後に測定した重量である。

花粉分析は、深度 329~964 cm の 333 試料のうち 323 試料について実施した。10 試料は残存していた試料が少なすぎたため分析できなかった。乾燥重量 1~2 g の試料を 2~3 日間 10% KOH に侵し、傾斜法で粘土鉱物を除去し、70% の $ZnCl_2$ (比重 1.65~1.70) を加えて遠心分離を行った後に HF 処理し、アセトリシス処理をしてグリセリンゼリーでプレパラートに封入し、顕微鏡下で計数した。花粉の同定は、木本花粉の総数が 250 個を超えるまで行い、その間に出現した草本花粉とシダ植物胞子もあわせて計数した。各木本花粉の分類群の出現率は木本花粉全数を基数とする百分率で、草本花粉のそれは木本草本花粉総数を基数とする百分率で表した。

2. 年代測定結果と堆積速度

年代を精度よく検討するために、急激な温暖化を示す層準の 4 試料について、酸洗浄または酸-アルカリ洗浄を行った後、AMS による ^{14}C 年代測定を行った。測定試料は 3 点が葉片などを含む有機質泥、1 点が小枝のような植物破片である。測定条件および結果を表 1 に示す。

同位体効果を補正した補正年代 (括弧内は INTCAL98

の較正曲線との交点に基づいて変換した較正年代を示す) は、深度 498 cm が 8,650 yrs BP (9,560 cal BP)、深度 511 cm が 9,190 yrs BP (10,270 cal BP)、深度 556 cm が 10,030 yrs BP (11,425~11,550 cal BP)、深度 604 cm が 12,310 yrs BP (14,295 cal BP) である。これらの年代値は、後述のように深度の増加に対応した直線上にのること (図 3)、およびテフラ層の年代をもとにした堆積年代ともおおむね一致することから、十分に信頼できるものと考えられる。

一方、指標テフラの ^{14}C 年代値は、妙高大田切火山灰 (My-O) が 4,000~4,500 yrs BP (早津, 1985)、妙高赤倉火山灰 (My-A) が 5,700~5,900 yrs BP (早津, 1985)、K-Ah が 6,300 yrs BP (町田・新井, 1992)、鬱陵隠岐火山灰 (U-Okii) が 9,300 yrs BP (町田・新井, 1992)、AT が 24,500 yrs BP (池田ほか, 1995) であるとされている。しかし、これらのテフラ層の年代値はほとんどが測定年代値のままであって、一部 (例えば奥野, 2002) を除いて同位体効果の補正や較正年代への変換ができていない。しかも、1 万数千年前以前については、測定 (補正) 年代から較正年代への変換が不正確となる (INTCAL98) ので、現在のところ、すべての年代値を統一した基準で比較することは困難である。それゆえ、指標テフラ層の年代はすべて前述の ^{14}C 測定年代を採用することとした。すなわち My-O を 4,250 yrs BP、My-A を 5,800 yrs BP、K-Ah を 6,300 yrs BP、U-Okii を 9,300 yrs BP、AT を 24,500 yrs BP とする。これらの年代を基準として堆積速度を求め、それをもとに各層準の年代を求めることとした。また、可能な範囲では較正年代を補助的に用いて議論することにする。

深度と今回測定した試料の測定年代とそれを較正した

表 1 野尻湖ボーリングコア NJ88 の ^{14}C 年代測定値
Table 1 Radiocarbon dates of NJ88 core from Lake Nojiri, central Japan

Sample no. (Depth)	Measured age ($\pm 1 \sigma$) yrs BP	$\delta^{13}C$ (permil)	Conventional age ($\pm 1 \sigma$) yrs BP	Calibrated age ($\pm 1 \sigma$) cal BP	Measured material	Pretreatment	Measure number
NB2-2-30 (488cm)	8680 \pm 80	-26.7	8650 \pm 50	9560 (9535-9700)	organic sediment	acid washes	Beta-139889
NB2-2-42 (511cm)	9200 \pm 130	-25.6	9190 \pm 130	10270 (10215-10530)	organic sediment	acid washes	Beta-139890
NB2-3-18 (556cm)	10030 \pm 90	-25.3	10030 \pm 90	11425, 11490, 11550 (11275-11680)	organic sediment	acid washes	Beta-139891
NB2-3-39 (604cm)	12380 \pm 100	-29.5	12310 \pm 100	14295 (14140-14340)	plant	acid-alkali-acid	Beta-139892

測定は AMS 年代測定法による。測定値の較正は INTCAL98 (Stuiver *et al.*, 1998) に基づく。

All dates were measured by the standard AMS method. Calibrated year is based on INTCAL98 (Stuiver *et al.*, 1998).

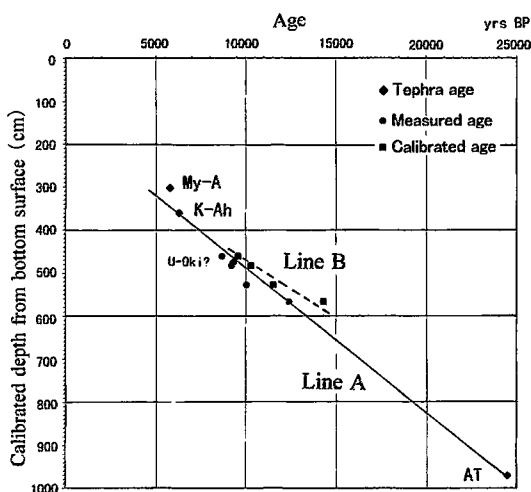


図 3 野尻湖ボーリングコア NJ88 の上部における深度と年代の関係
深度は堆積物の厚さからテフラの厚さを除外した補正值。

Fig. 3 Relationship between the depths and ages in the upper part of the NJ88 core, Lake Nojiri
The calibrated depth means the depth which exclude the accumulated thickness of tephra layers.

年代、および指標火山灰の年代の関係を図 3 に示す。深度については、ごく短時間に堆積したと考えられる火山灰の厚さを除外して表している。実線 A は深度と測定年代との関係を、破線 B は深度と今回の測定値から変換した較正年代との関係を示す近似線である。実線 A は 0.33 mm/年の堆積速度を示す。ただし My-A の年代や今回測定した 4 つの年代値を重視すると、深度 550 cm 以浅はもう少し傾斜の大きな別の直線で近似させ、それ以深はわずかに緩やかな直線で近似させた方がよいのかもしれない。その近似線では、深度 400~600 cm の範囲で実線 A で示される年代よりも最大で 1,000 年ほど若い年代が示されることになる。深度と較正年代との関係を表す破線 B は実線 A と比較して 500~1,000 年ほど古い年代を示すとともに、やや小さい堆積速度を表す。以後の年代論では、図 3 の実線 A に示した深度-年代関係をもとにした堆積年代を用いる。

なお、U-Oki であると考えられる火山灰層を含む層準(深度 502~507 cm)の直上にあたる深度 498 cm の年代は、8,650 yrs BP (9,560 cal BP)、直下の深度 511 cm の

年代は 9,190 yrs BP (10,270 cal BP) である。U-Oki の年代は、従来 9,300 yrs BP とされているが(町田・新井, 1992; 辻ほか, 1992)、福井県水月湖において年縞計数と組合せて示された U-Oki 火山灰の年代は 9,550 ± 73 yrs BP (10,650 ± 250 cal BP) とされている(Kitagawa *et al.*, 1995)。本研究で得られた年代値はそれらに較べて若干新しいが、大きな差異はないといえる。

3. TOC・TN 分析の結果

TOC・TN 含有率および両者の比(C/N 比)の層序的变化を図 4 に示す。深度 610~540 cm 付近において、TOC・TN 含有率と C/N 比のすべてが急増すること、およびおのおの変動パターンが互いに類似することが注目される。すなわち TOC 含有率は、深度 1,021~約 610 cm の間は 1.5~2.5% の低値で推移し、変動幅は小さい。しかし約 610~540 cm の間で急速に増加し、以降は 4~7% の高い値で推移するようになり、変動幅もより大きくなる。TN 含有率も、深度 1,021~610 cm の間は 0.2~0.3% を示し、610~540 cm の間で急激に増加し、以降は 0.5~0.7% となる。C/N 比も同様で、深度 1,021~約 610 cm の間は 6~8 を示し、約 610~540 cm の間で増加し、以降は 8.5~9.5 で推移する。

なお TOC・TN 含有率および C/N 比が急激に落ち込む層準が、深度 1,010, 860, 810, 760, 740, 560, 490, 330 cm 付近に認められる。しかし、これらの層準はテフラ層にあたっているので、落ち込みの原因は火山灰の混入による有機物の相対的な希釈の結果であると解釈される。テフラ層の影響を除外してみると、本項冒頭で示した大きな変動の中に、いくつかのより小さな変動の繰り返し認められる。具体的には TOC・C/N の極大期が、深度 920, 830, 710, 590, 540, 430, 350 cm 付近に存在する。極小期は深度 700, 620, 580, 460, 370 cm 付近に存在するが、それらの一部にもテフラの混入による見かけの極小である可能性は残されている。

4. 花粉分析結果

花粉ダイアグラムを図 5 に示す。もっとも目立つ現象は深度 605~550 cm 付近で、トウヒ属・モミ属・ツガ属等の針葉樹を主体とする組成が、コナラ亜属・ブナ属・カバノキ属などの落葉広葉樹を主体とする組成に移り変わることである。トウヒ属・モミ属・ツガ属それぞれの変動パターンは互いに類似し、コナラ亜属・ブナ属・カバノキ属おのおの変動パターンも互いによく似ている。

これらの針葉樹と落葉広葉樹の出現比率には、上述の大きな変動の中やその前後に、いくつかのより小さな変

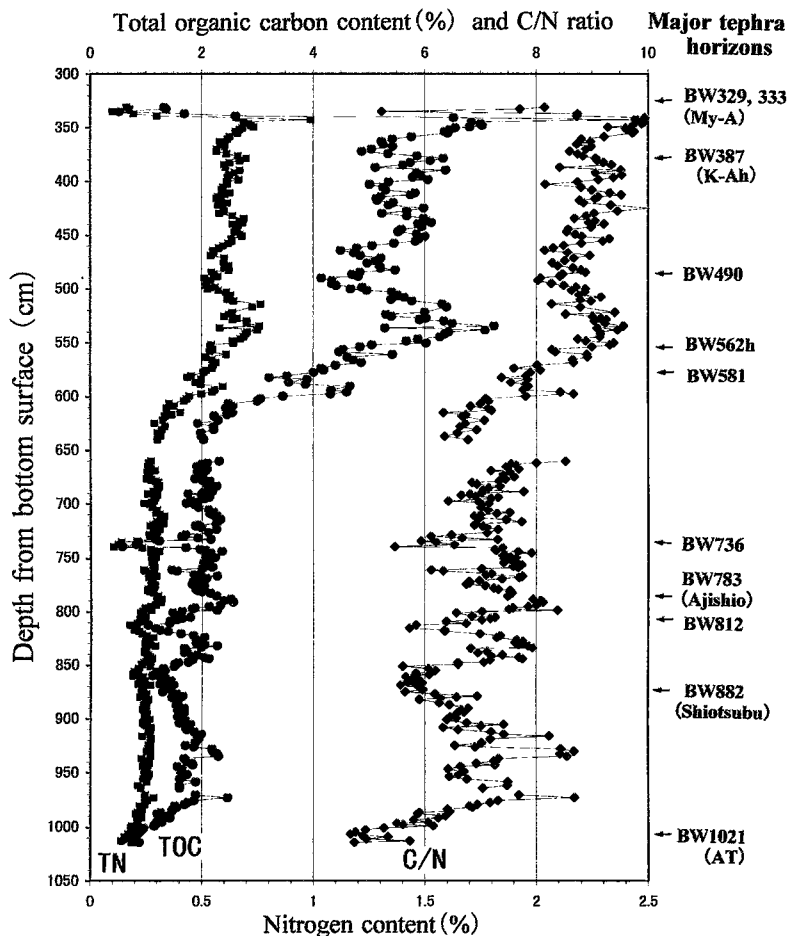


図 4 野尻湖ボーリングコア NJ88 の深度 1,021～329 cm における有機炭素 (TOC)・全窒素 (TN) 含有率の変動
深度 659～640 cm はコア試料が欠如。

Fig. 4 Profiles of total organic carbon (TOC) and total nitrogen contents (TN) between 1,021 cm and 329 cm depth in the upper part of the NJ88 core, Lake Nojiri

動が認められる。相対的に針葉樹の出現率が高く、落葉樹の出現率が低い層準は、深度 964 + (分析の下限)～870, 790～730, 690～665, 620～605, 595～570 cm 付近である。逆に、針葉樹の出現率が低く、落葉樹の出現率が高い層準は、深度 870～790, 730～690, 605～595, 570～329 cm 付近である。

各属はおおむね次のように変動する。深度 740 cm 以深においてはトウヒ属・モミ属・ツガ属の高出現率が続く。この間の深度 875～855 cm においては一時的な樹木花粉の減少と相対的な草本花粉の増加が認められ、また深度 815 cm においては一時的なトウヒ属・モミ属の減少と相対的なカバノキ属の増加が認められる。深度 730

～700 cm においてはトウヒ属・モミ属の著減とハンノキ属・カバノキ属・コナラ亜属の著増がおり、針葉樹と落葉広葉樹の出現比率がほぼ半々となる。しかし、深度 700～665 cm においてトウヒ属・モミ属は再び増加し、他方コナラ亜属は減少する。深度 659～640 cm の間はコア試料が採取されていないためにデータが欠如している。そのために 665～620 cm の特徴ははっきりしないが、針葉樹と落葉広葉樹の比率は頻繁に変動し、前者がやや多く、後者がやや少ない。深度 620～605 cm で針葉樹が再び増加した後、深度 605～550 cm の花粉組成の劇的な移行期が訪れる。この期間には、まずトウヒ属とモミ属が急激に減少し、引き続きツガ属が緩やかに減少す

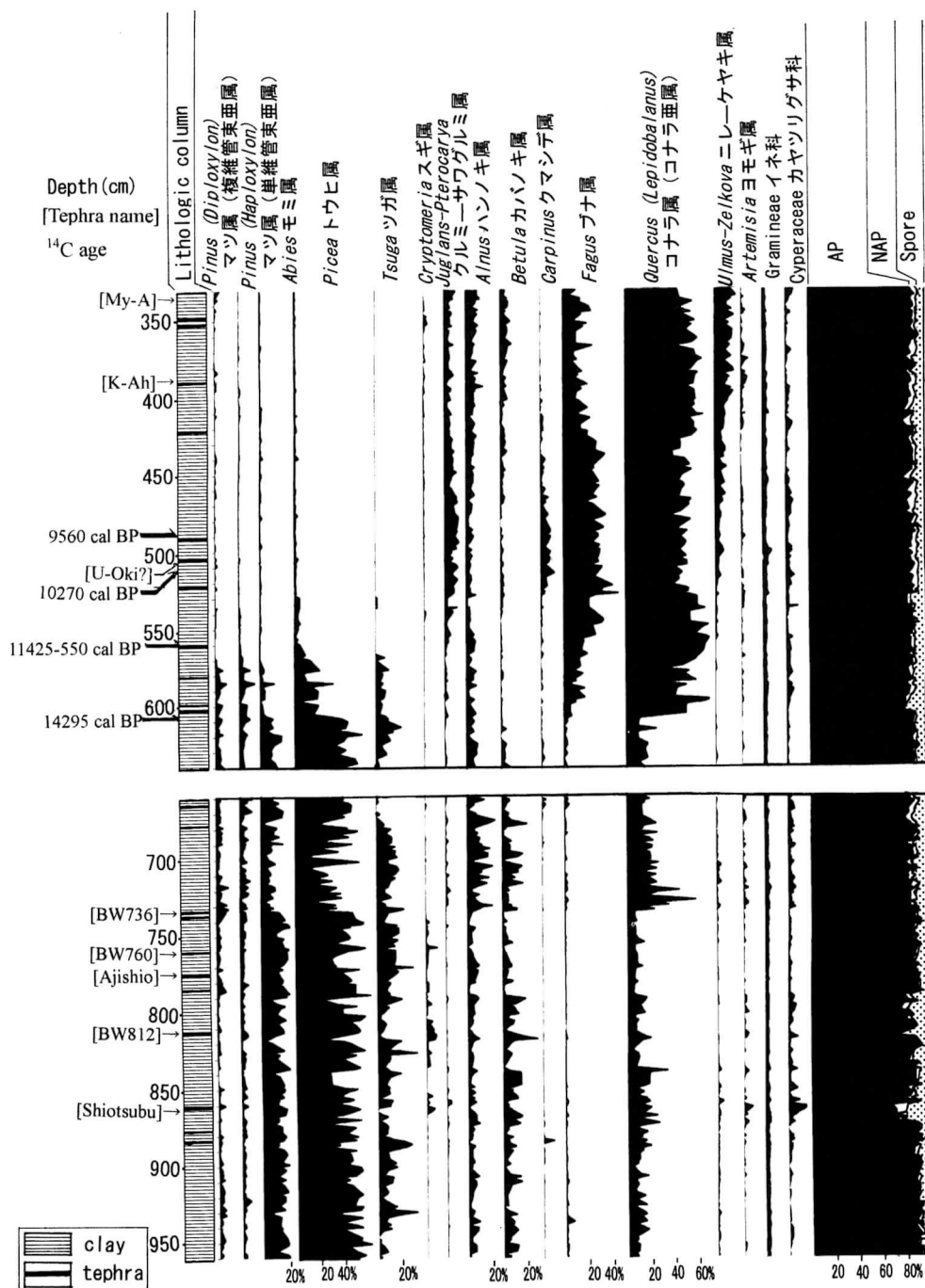


図 5 野尻湖ボーリングコア NJ88 の深度 964~329 cm における花粉ダイヤグラム
 深度 659~640 cm はコア試料が欠如。

Fig. 5 The pollen diagram of the sediments between 329 and 964 cm depth in the upper part of the NJ88 core, Lake Nojiri

る。その一方で、コナラ亜属が最初に急激な増加を示し、続いてブナ属とクルミ・サワグルミ属が徐々に増加する。その後、コナラ亜属の増加は深度 540 cm で頭打ちとなり、ブナ属とクルミ・サワグルミ属の増加も深度 510 cm 付近で頭打ちとなる。全体としてみれば、深度 530~430 cm においてはコナラ亜属とブナ属の高出現率が安定して持続する。深度 430~390 cm において、コナラ亜属・ニレーケヤキ属の緩やかな増加と、ブナ属の緩やかな減少がおこる。深度 390 cm 以降においてはコナラ亜属が緩やかに減少し、相対的にハンノキ属・カバノキ属・ニレーケヤキ属がわずかに増加していく。

IV. 考 察

以後の検討の資料として、湖沼における生物生産性を反映した指標として TOC 含有率をとる。一方、陸域の寒暖変動の指標として、亜寒帯針葉樹林要素をトウヒ・モミ・ツガの 3 属の出現率の和で代表させ、冷温帯落葉広葉樹林要素をコナラ亜属・ブナ属・カバノキ属・ニレーケヤキ属の出現率の和で代表させ、両者の比率をとった。それらの層序的变化を図 6 に示した。右欄の 2 つの年代目盛りは、図 3 に示した深度-年代関係を表す 2 つの直線をもとにして主要テフラ層の堆積年代を求め、それを基準として深度を年代に置き換えたものである。

1. TOC・TN 含有率および C/N 比と古気候

湖底の堆積物は、河川によって運搬されてくる碎屑物（無機質の岩石・鉱物片および有機質の陸上植物遺体・土壌物質等）、大気中を運ばれてくる風成塵や火山碎屑物、および湖沼内で生産された生物遺骸などの集積したものである。これら以外に水に溶解していた物質の沈殿物も加わる。

TOC・TN 分析では、湖外から供給された有機物と、湖内で生産された有機物の総和が測定されるが、両者の比率については、C/N 比の値が有力な指標を提供する（例えば、中井ほか、1982；三瓶、1997；石渡ほか、1999）。三瓶（1997）によると、TOC 含有率が 1% 以上ある堆積物についてみると、C/N 比は湖内で生産されるプランクトンに由来する有機物において 6~15、陸上の高等植物を起源とする有機物において 15~30 となる。野尻湖底堆積物の C/N 比は 6~10 で変動するので、有機物の多くは湖内で生産されたプランクトンに由来し、若干の陸源性の有機碎屑物も混ざっていると推定される。

前述のように C/N 比も NJ88 コアの深度 610~540 cm の間で若干増加する。このことは有機物総量に対する陸源性有機物の割合の増加を示唆する。この区間にお

いては、TOC・TN 含有率が激増しているの、陸源性有機物と湖内生産有機物の双方の供給量が増加したと推定される。

湖内で生産される有機物量が増大する要因の一つは、おそらく植物プランクトンの増加である。それらが増えると、食物連鎖を通して動物プランクトンや魚類の生育量が増え、湖全体の有機物量が増大すると考えられる。これらに湖外から供給された有機物（おもに陸上植物遺体）が加わり、さまざまな生物に利用され、最終的に余剰となった有機物が湖底堆積物として残存するであろう。すなわち、陸域由来の有機物と湖内生産の有機物の増減が、堆積物中の TOC・TN 含有量の増減として現れていると考えられる。

陸源性有機物および湖内生産有機物の量は、温度（気温・水温）と深い関係があることが過去の研究から示唆される。例えばスコットランドの湖沼の研究では、最近の温暖化に伴って、湖水中に陸上植物を起源とする可溶性の炭素が増えていると報告されている（Battarbee, 2000）。また、長野県の諏訪湖において 1991~1994 年に測定されたクロロフィル a の年間総生産量は、冷夏の 1993 年に極端な減少を、猛暑の夏であった 1994 年には顕著な増加を示し（Park *et al.*, 1998）、植物プランクトンの生産量が水温に支配されることが示唆されている。

それゆえ、湖底堆積物中の TOC・TN 含有率および C/N 比の変動は、気温変動を反映しているという作業仮説で検討することができる。具体的にいえば、これら 3 つの値が低値である時期はおおむね寒冷期、高値である時期はおおむね温暖期である。このことは、近畿地方の琵琶湖や山陰地方の宍道湖・中海・神西湖においても指摘されている（Inouchi *et al.*, 1996；三瓶ほか、1996；Sampei *et al.*, 1997）。

ただし、TOC・TN 含有率の低下が認められても、それがテフラの層準である場合には、無機物である火山噴出物が湖に供給されることによって、TOC・TN の濃度が希釈されたと判断するのが合理的である。

テフラ層準を除外して、TOC・TN 含有率の増減を寒暖変動に置き換えて考えると、深度 550 cm 付近より上位が温暖な時期に対応する。その境界の年代は、 ^{14}C 測定年代をもとにして約 1.1 万年前であって、年代的にも完新世の温暖期の始まりに対応している。逆に、深度 610 cm 以深（1.25 万年前以前）は最終氷期の寒冷期に対応し、両者の中間にあたる約 1.25 万年前から約 1.1 万年前の期間はその移行期とみることができる。その移行期間内には、TOC や TN の大幅な減少に示される再寒冷

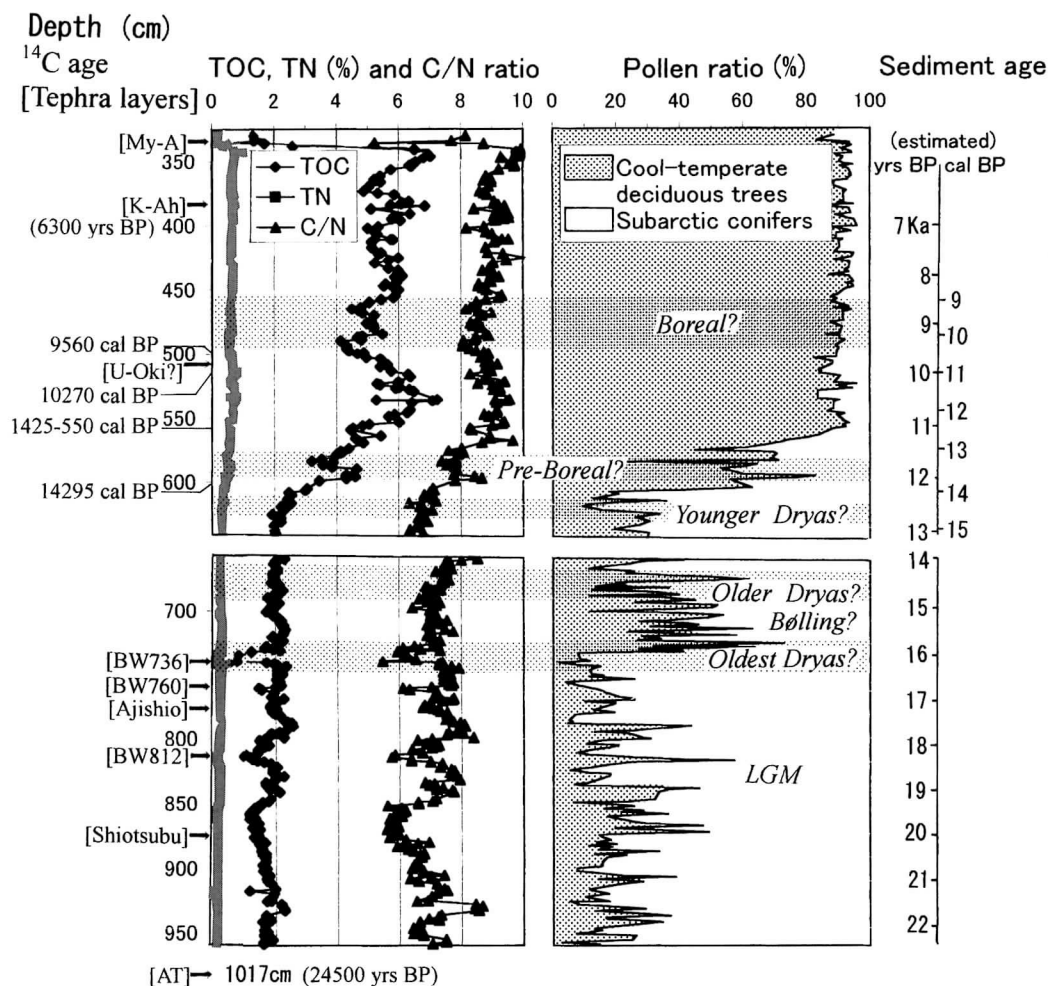


図 6 野尻湖ボーリングコア NJ88 上部における有機炭素含有率と花粉組成に基づく最終氷期最盛期から完新世前半にかけての気候変動
網掛けの層準は相対的寒冷期で、ドリマス期やボレアル期との対応関係は仮のもの。
亜寒帯性針葉樹：モミ・トウヒ・ツガ属の和，冷温帯性落葉広葉樹：コナラ亜属・ブナ属・カバノキ属・ニレ・ケヤキ属の和

Fig. 6 Climatic variability from the late Last Glacial Age to the early Holocene, on the basis of pollen composition, organic carbon content (TOC), nitrogen content (TN) and C/N ratio in the upper part of the NJ88 core from Lake Nojiri, central Japan
Shaded horizon shows a relatively-cool period.
Subarctic conifers : total of *Abies*, *Picea* and *Tsuga*, Cool-temperate deciduous broadleaf trees : total of *Betula*, *Fagus*, *Quercus* and *Ulmus-Zelkova*

化(約 1.15 万年前)が挟まれている。後述するように、復元されたこれらの寒暖変動は本研究においても、花粉分析結果と調和的である。

なお、一般に湖底堆積物の TOC・TN の含有率の増減

を、その湖における生物生産量の増減に置き換えるためには、堆積速度を求めて 1 年あたりの流入量(沈積流量 mass accumulation rate)を計算する必要がある。しかし、NJ88 コアの場合、密度に関するデータが求められて

いないので、流入量は計算できない。今回のように堆積速度がほぼ一定である場合には、流入量と含有率はほぼ同一の変動パターンを示すと考えられる。そのため、前者を後者で代替させても差し支えないと判断される。

2. 花粉化石による古気候復元

前述のように、花粉ダイアグラム(図5)上でもっとも目立つことは深度605~550 cm付近で、トウヒ属・モミ属・ツガ属などの針葉樹を主体とする組成が、コナラ亜属・ブナ属・カバノキ属等の落葉広葉樹を主体とする組成に移り変わることである。このような亜寒帯針葉樹林から冷温帯落葉広葉樹林への移行を示唆する花粉組成の変化は、気候の急激な温暖化を反映したものと考えられる。すなわち、温暖化に伴い、亜寒帯極相林の主要構成樹であるトウヒ属やモミ属が衰退し、入れ替わりに冷温帯落葉広葉樹林要素のコナラ亜属が勢力を拡大し、広葉樹主体の遷移林の段階を経て、冷温帯の極相林であるブナ林が成立するまでの一連の過程を、この花粉ダイアグラムは示している。この深度605~550 cmの気候の急速な温暖化期の年代は、図3の深度年代関係をもとにして、約1.22~1.1万年前(較正年代約1.4~1.2万年前)と読み取れる(図6)。

また、亜寒帯要素と冷温帯要素の比率においては、上述の大きな変動のほかにも小さな変動がいくつか認められ、小さな変動自体の中にもより小さく短周期の変動が認められる。相対的に亜寒帯針葉樹の出現率が高く、冷温帯落葉広葉樹の出現率が低い深度は、964+~870, 790~730, 690~670, 620~605, 595~575 cm付近であり、これらが相対的寒冷期に相当すると考えられる(図6)。

深度964+~870 cmおよび790~730 cmにあたる寒冷期は、針葉樹花粉が卓越することから明瞭に示される。この2つの期間の間にあたる870~790 cmにおいても、上位の層準に比して針葉樹花粉の割合が高いので、この層準もかなり寒冷であった可能性が高い。深度860 cm付近でTOCが最も低下していることも、これを示唆する。深度964+~730 cmの層準は、本研究の範囲における最寒冷期であり、最終氷期最盛期に相当すると考えられる。その年代は ^{14}C 年代で約2.2~1.6万年前であり、これまで日本の各地で報告されてきた最寒冷期の ^{14}C 年代値(例えば、鈴木ほか, 1993; 高原, 1994など)と年代的にも矛盾はない。

深度730~690 cmでは、落葉広葉樹花粉の針葉樹花粉に対する比率が半分近くまで増加することから、遅くとも1.4~1.5万年前より前に落葉広葉樹林が一時的に拡大したことがわかる。これ以降の針葉樹花粉の一時的増

加などによって示される相対的、一時的寒冷化は、いわゆる晩氷期の「寒の戻り」と考えることができる。

なお、TOCと花粉組成の変動パターンはおおむね調和的で、同じように増減する。しかし、前述のように深度730~690 cmでは花粉組成の変化はかなり明瞭だが、TOCでは前後の層準と比較して平均で約2.0%から2.2%へ微増するにすぎない。一方、深度490~460 cmでは花粉組成上での変化はほとんどないが、TOCでは6%前後から5%前後への低下が認められる。このような差の原因は何であろうか。花粉組成はそれが表す植生帯の境界付近における諸条件の変動に敏感であり、逆にある植生帯の安定的な条件内での変化にはほとんど反応しないという特性がある。一方、湖沼内の生物生産性を反映したTOCの増減は、図4を詳細に検討すると、どの温度帯においても軽微な気温変化に反応しているようにみえる。ただし、その増減は一律ではなく、温暖な領域では反応の度合いが大きく、寒冷な時期には小さくなっている。前述のように730~690 cmの深度におけるTOCの0.2%程度の増加も、花粉組成の変化と併せて考えると、晩氷期における小さな温暖化を表している可能性が高い。また、深度490~460 cmにおけるTOCの減少は、花粉組成の変化を伴わないが、軽微な冷涼化を示すものとみることができ。すなわち、TOC含有率と花粉組成とは、相補いあって古気候変動の復元に有用な指標となるものと考えられる。

3. 晩氷期気候変動の広域的比較

最終氷期最寒冷期末から後氷期初めにかけての期間(晩氷期)は、気候の温暖化が汎世界的に起こった期間であるが、その過程で何回かの再寒冷化(寒の戻り)が認められている。北ヨーロッパにおいて、最初に花粉分析によって発見された3つの「寒の戻り」は、オルデストリアス(Oldest Dryas)期が13,400+~13,000 yrs BP、オルダードライアス(Older Dryas)期が12,200~12,000 yrs BP、ヤングードリアス(Younger Dryas)期が11,000~10,000 yrs BPとされている(いずれも ^{14}C 測定年代: Mangerud *et al.*, 1974; Björck and Møller, 1987など)。これらの寒冷期は、グリーンランドの氷床コア(GISP2)においても酸素同位体比の低下として認められ、その年代は氷碛年代でそれぞれ1.51~1.47万年前、1.41~1.40万年前、1.29~1.16万年前と計測されている(Stuiver *et al.*, 1995)。なお、その対比においては、オルデストリアス期は晩氷期最初の小温暖期(ベーリング期)の直前とされている。

J88N コアには、TOC・TN含有率と花粉分析とから、

いくつかの相対的寒冷期が認められる。もっとも急激で顕著な温暖化が深度 605 cm 付近で生じていることは確かであり、それは北欧におけるヤングドリラス期後の温暖化に比較することができる。また、最終氷期最寒冷期後の最初の落葉広葉樹林の拡大は深度 730 cm 付近から始まるが、この変化を小温暖期の反映と考えると、これを北大西洋地域のベーリング温暖期に相当するものと考えることができる。この2点を基準にとると、深度 750~730 cm の寒冷層準をオルデストドリラス、690~670 cm 付近をオルダードリラスに対応させることで、北欧の晩氷期における3つの相対的寒冷期およびその間にある温暖期と対応させることが可能である。また、亜寒帯針葉樹林要素と冷温帯落葉広葉樹林要素との比が示す層序的变化のパターン(図6)は、グリーンランド氷床の酸素同位体組成の変化プロファイル(GISP2: Stuvier *et al.*, 1995)ともよく一致する。

NJ88 コアの晩氷期に認められる相対的寒冷期は、4 点の¹⁴C 年代値および K-Ah および AT などの指標テフラから作成した深度-堆積年代関係(図3)にもとづけば、750 cm 付近が約 1.6 万年、680 cm 付近が 1.45 万年前、610 cm が 1.25 万年前(較正年代 1.22 万年前)、595~570 cm が 1.20~1.13 万年前(較正年代 1.38~1.28 万年前)に当たる。これらの寒冷期とみられる気候イベントを北欧の各ドリラス期に比較すると、2,000 年から 3,000 年ほど早くなっているようにみえる。

ドリラス期のような数百年から数千年程度の時間幅をもつ寒暖変動の原因については議論のあるところであるが、大気循環や海洋循環の変化が重要な要因と考えられている(Dansgaard *et al.*, 1993; Bond *et al.*, 1997 など)。晩氷期には軌道要素の変化に伴って日射量が北半球高緯度地方では増大しつつあったのであり、北半球の全域が一様に低温化したとは考えにくい。北欧や北大西洋地域の寒冷化は大西洋深層水の形成・循環の停止と深く関わったものであるという見解もあり(Bradley, 1999, p. 271)、気温の局地性として説明される可能性もある。それゆえ、アジア大陸の東縁にあり、北太平洋に面した日本列島が、北欧・北大西洋地域の寒冷期に寒冷化していないことは理論的にも充分にあり得ると考えられる。

別のいい方をすれば、北大西洋地域における再寒冷期、例えばもっとも顕著な寒冷化を示すヤングドリラス期(約 12,800~11,500 cal BP)は、年代的には深度 550~530 cm に相当するが、花粉組成や TOC 変動からみて日本列島周辺はさほど寒冷化していなかったことである。福井県三方湖から報告された亜寒帯針葉樹

花粉の出現率の変化も、本研究の結果と同様に、北欧におけるヤングドリラス期に相当する時期の寒冷化はあまり明瞭でないことを示している(安田, 1995)。福沢(1995)は福井県水月湖の堆積物について年縞から年代を求め、堆積速度の変化からオルダードリラス期に相当する寒冷期を実年代で 14,200~12,500 cal BP、ヤングドリラス期を 12,000~11,200 cal BP と推定している。本報告でも、これらの時期に相対的な再寒冷化が認められるが、必ずしもその対比を支持しない。

なお、深度 500~460 cm は花粉組成にはほとんど変化はないが、TOC や TN の明瞭な低下が認められ(図6)、若干の冷涼化があったと推定される。この期間は約 9,000 年前にあたり、年代的にはボレアル(Boreal)期に近い。この時期の冷涼化は、グリーンランド氷床のアイスコア(GISP2)にも酸素同位体比の低下として表れている(Stuiver *et al.*, 1995)。先行する寒冷期には北大西洋地域と大きなずれがありながら、なぜ完新世に入ったこの時期の変動が近い年代値をもつのか、という疑問も生じるが、氷期と間氷期とでは寒冷化を引き起こすメカニズムに違いがあることを示唆しているのかもしれない。

気候変動のタイミングが地域によってずれるという報告は、これまでも南極大陸氷床の研究(Blunier *et al.*, 1998; White and Steng, 1998)でなされており、南アメリカの氷河(Thompson *et al.*, 1998)や湖沼堆積物(Seltzer *et al.*, 2002)の研究にもみられる。これらの研究では、最終氷期における温暖化は南半球側で先行していると指摘されている。しかし、最終氷期末の温暖化が北半球高緯度地域における太陽輻射量の増大とほぼ一致して進行しているということからすると、南半球側では太陽輻射量は減少していたはずである。さらに、同じ北半球側でも北大西洋の反対側にある日本列島地域で、今回明らかになったような晩氷期における気候変動の時間的ずれがあったとすれば、気候変動には太陽輻射量以外にも重要な制御要因があり、地域ごとに大きな差異や時間的ずれを引き起こしていたと考えられるが、この問題については別の機会に論じたい。

V. ま と め

長野県野尻湖湖底から採取されたオールコア試料の上部について、TOC・TN 測定および花粉分析を行い、最終氷期後半から完新世前半の気候変動を詳細に明らかにすることができた。温暖化の過程では、数回の相対的寒冷期とみられる落葉広葉樹花粉の一時的減少が認められる。それらは、北大西洋地域の3つのドリラス期を含む

寒暖変動とよく似た変動パターンをもつが、本稿で作成した深度-年代関係から推定した堆積年代にもとづけば、気候イベントは北大西洋地域より2,000~3,000年ほど先行しているようにみえる。これは気候の地域性を示している可能性が高い。完新世初期にも、TOC・TN含有率に反映した冷涼期が約9,000年前に認められ、これは年代的にもボレアル期に対比される可能性が高い。

本研究結果は、中部日本地域で最初に解明された詳細な晩水期の気候変動であり、指標テフラを鍵として広域対比も可能である。晩水期の寒暖変動が北欧と年代的にずれていることが事実とすれば、短周期の気候変動のメカニズムを解明するうえでの重要な手がかりとなるであろう。

謝辞 NJ88 試料のボーリングの際には野尻湖発掘調査団のメンバーをはじめ、野尻湖漁業協同組合、野尻湖ナウマンゾウ博物館の方々に大変お世話になった。保存されていた試料の利用については野尻湖ナウマンゾウ博物館学芸員の近藤洋一氏に便宜を図っていただいた。その分取作業には信州大学理学部地質科学科(当時)の酒井寿和・沢田真琴氏の協力を得た。元素分析については信州大学理学部福島和夫教授の指導をいただいた。花粉分析の結果については酒井潤一信州大学名誉教授に議論していただいた。これらの方々に厚く御礼申し上げます。

引 用 文 献

- Battarbee, R.W. (2000) Paleolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quat. Sci. Rev.*, 19, 101-124.
- Björck, S. and Möller, P. (1987) Late Weichselian environmental history in southern Sweden during the deglaciation of the Scandinavian Ice Sheet. *Quat. Res.*, 28, 1-37.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dällenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H.B., Hammer, C.U. and Johnsen, S.J. (1998) Asynchrony of Arctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, 394, 739-743.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., de Menocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. and Bonani, G. (1997) A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 277, 1257-1266.
- Bradley, S.B. (1999) *Paleoclimatology 2nd ed.* 613 p, Academic Press, San Diego.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.T., Clausen, H.B., Dahl-ensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J. and Bond, G. (1993) Evidence for general instability of past climate from a 250-kyrs ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- 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.
- 早津賢二 (1985) 妙高火山群—その地質と火山活動史—. 344 p, 第一法規出版.
- 早津賢二・新井房夫 (1980) 妙高火山群テフラ地域の第四紀テフラ層—指標テフラ層の記載および火山活動との関係—. 地質雑, 86, 243-263.
- 池田晃子・奥野 充・中村俊夫・筒井正明・小林哲夫 (1995) 南九州, 始良カルデラ起源の大隅降下軽石と入戸火砕流の炭化樹木の加速器質量分析法による¹⁴C年代. 第四紀研究, 34, 377-379.
- Inouchi, Y., Yokota, S. and Terashima, S. (1996) Climatic changes around Lake Biwa during the past 300,000 years and 2,000 years. Mikami, T., Matsu-moto, E., Ohta, S. and Sweda, T. (eds.) *Proc. 1995 Nagoya IGBP-PAGES/PEP-II Symp.*: 109-114.
- 石渡良志・鶴崎 実・山田桂太・山本秀一 (1999) 過去3万年間の琵琶湖環境の変遷: 鳥丸地区深層ボーリングコアの有機物解析からの知見. 琵琶湖博物館調査報告, 12, 97-107.
- Iversen, J. (1973) The development of the Denmark's nature since the last glacial. *Denmarks geologiske undersøgelse*, ser. 7, c, 126.
- Kitagawa, H., Fukusawa, H., Nakamura, T., Okamura, M., Takemura, K., Hayashida, A. and Yasuda, Y. (1995) AMS ¹⁴C dating of the varved sediments from Lake Suigetsu, central Japan and atmospheric ¹⁴C change during the late Pleistocene. *Radiocarbon*, 37, 371-378.
- 公文富士夫・井内美郎 (1990) 野尻湖の湖底ボーリング試料と音波反射層との対比. 地質学論集, 36, 167-178.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—. 科学, 46, 339-347.
- 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—アカホヤ火山灰. 第四紀研究, 17, 143-163.
- 町田 洋・新井房夫・李 炳燾・森脇 広・古田俊夫 (1984) 韓国鬱陵島火山のテフラ. 地学雑, 93, 1-14.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 276 p, 東京大学出版会.

- Mangerud, J., Anderson, S.T., Björn, E., Berglund, B.E. and Donner, J.J. (1974) Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*, 3, 109-128.
- 守田益宗 (1994) 福井県三方湖の湖底堆積物. 平成5年度文部省重点領域研究成果報告書「文明と環境12」: 24-28.
- 中井信之・太田友子・藤澤 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, 24, 167-177.
- 野尻湖地質グループ (1990) 野尻湖におけるボーリング試料の層序とその意義. 地団研専報, 37, 15-20.
- 野尻湖地質グループ音波探査サブグループ (1987) 音波探査による野尻湖底堆積物の層序と形成史. 地団研専報, 32, 23-36.
- 野尻湖花粉グループ (1993) 野尻湖底ボーリング NJ88 試料の花粉化石群集と古環境変遷. 地団研専報, 41, 39-52.
- 野尻湖火山灰グループ (1993) 野尻湖底ボーリング NJ88 試料の火山灰層. 地団研専報, 41, 1-26.
- 野尻湖珪藻グループ (1993) 野尻湖底ボーリング NJ88 試料の珪藻遺骸群集. 地団研専報, 41, 53-66.
- 野尻湖古地磁気グループ (1993) 野尻湖底ボーリング NJ88 試料の古地磁気層序. 地団研専報, 41, 27-38.
- 奥野 充 (2002) 南九州に分布する最近約3万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, 41, 225-236.
- Park, H.D., Iwami C., Watanabe, M.F., Harada, K. and Okino, T. (1998) Temporal variabilities of the concentration of intra- and extracellular microcystin and toxic microcystis species in a hypertrophic lake, Lake Suwa, Japan (1991-1994). *Environ. Toxicol. Water Qual.*, 13, 61-72.
- 三瓶良和 (1997) C・N・S による堆積環境評価. 平成8年度文部省科学研究費補助金 (基盤研究 A (1)) 研究成果報告書「海跡湖堆積物からみた環境変化—その地域性と一般性—」(代表 高安克己): 247-252.
- 三瓶良和・松本英治・徳岡隆夫・井上大栄 (1996) 中海における過去8,000年間の有機炭素埋積速度—Carbon Sink としての汽水域堆積物—. 第四紀研究, 35, 113-124.
- Sampei, Y., Matsumoto, E., Kamei, T. and Tokuoka, T. (1997) Sulfur and organic carbon relationship in sediments from coastal brackish lakes in the Shimanu peninsula district, southwest Japan. *Geochem. Jour.*, 31, 245-262.
- Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Baker, P.A., Fritz, S.C., Tapia, P.M., Rowe, H.D., and Dunbar, R.B. (2002) Early warming of tropical South America at the Last Glacial-Interglacial transition. *Science*, 296, 1685-1686.
- Stuiver, M., Grootes, P.M. and Braziunas, T.F. (1995) The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. *Quat. Res.*, 44, 341-354.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G. S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J. and Spurk, M. (1998) INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40, 1041-1083.
- 鈴木正章・吉川昌伸・遠藤邦彦・高野 司 (1993) 茨城県桜川低地における過去32,000年間の環境変遷. 第四紀研究, 32, 195-208.
- 高原 光 (1994) 近畿地方および中国地方東部における最終氷期以降の植生変遷. 京都府立大学農学部演習林報告, 38, 89-112.
- Thompson, L.G., Davis, M.E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T.A., Henderson, K.A., Zagorodnov, V.S., Lin, P.-N., Mikhalevko, V.N., Campen, R.K., Bolzan, J.F., Cole-Dai, J. and Francou, B. (1998) A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science*, 282, 1858-1864.
- 辻 誠一郎・中村俊夫・南木睦彦・植田弥生・小杉正人 (1992) 粟津湖底遺跡の縄文時代早期の植物化石群と放射性炭素年代. 滋賀県教育委員会・文化財保護協会編「粟津湖底遺跡—大津市晴嵐町地先—」: 56-61, 滋賀県教育委員会.
- Tsukada, M. (1966) Late postglacial absolute pollen diagram in Lake Nojiri. *Bot. Maga. Tokyo*, 79, 179-184.
- Tsukada, M. (1967) Vegetation and climate around 10,000 B.P. in central Japan. *Amer. Jour. Science*, 265, 562-585.
- White, J.W.C. and Steng, E.J. (1998) Timing is everything in a game of two hemispheres. *Nature*, 394, 717-718.
- 安田喜憲 (1990) 気候と文明の盛衰. 358 p, 朝倉書店.
- 安田喜憲 (1995) 気候と森の大変動. 梅原 猛・安田喜憲 (編)「講座文明と環境 第3巻 農耕と文明」: 24-40, 朝倉書店.

Climate Changes between 25,000 and 6,000 yrsBP Deduced from TOC, TN, and Fossil Pollen Analyses of a Sediment Core from Lake Nojiri, Central Japan

Fujio Kumon*¹, Sayuri Kawai*² and Yoshio Inouchi*³

Total organic carbon (TOC), total nitrogen (TN), and fossil pollen compositions have been measured at 1- to 2-cm intervals for the upper part of an all-core sample recovered from Lake Nojiri in 1988. TOC and TN contents rapidly increase from the depth zone of 610 to 540 cm, with one reversal. The fossil pollen of cool-temperate deciduous trees also becomes abundant around this horizon. Subarctic conifers decrease from 730 to 540 cm depth, with some fluctuations.

Judging from these results and sediment ages estimated with ¹⁴C dates and some marker tephra, the Last Glacial Maximum is reconstructed to have been around 20,000 yrsBP. A warming suggested by increasing fossil pollen of cool-temperate deciduous trees started around 15,000 yrsBP and lasted until about 11,000 yrsBP (about 12,000 calBP), being intercalated with some cooler phases. The warming was especially accelerated around 12,000 yrs

BP (14,000 calBP). The cool phases recognized in the Late Last Glacial Age can be compared with the three Dryas periods in Northern Europe by pattern matching, but their ages are older by about 2,000 to 3,000 years. This discordance may be a key to understand the mechanism which controls short-term climate changes.

A slight cooling phase is also recognized around 9,000 yrsBP. This phase is characterized by decreases in TOC and TN contents, but is not so clearly seen in pollen compositions. This phase may be correlated to the Boreal period in Northern Europe.

This study presents the first detailed illustration of climate changes though the termination of the Last Glacial Age in central Japan. The studied core offers a useful standard of climate history, because it can be precisely correlated using the numerous marker tephra.

*1 Dept. Environmental Sciences, Faculty of Science, Shinshu University. 3-1-1 Asahi, Matsumoto, 390-8621, Japan. E-mail : shkumon@gipac.shinshu-u.ac.jp

*2 Dept. Geology, Faculty of Science, Shinshu University. 3-1-1 Asahi, Matsumoto, 390-8621, Japan.

*3 Center for Marine Environmental Studies, Ehime University. 2-5 Bunkyo-cho, Matsuyama, 790-8577, Japan.