

# 長野県東御市，小諸層群大杭層上部における古土壤層

大城萌美<sup>1</sup>，名取和香子<sup>2</sup>，吉田孝紀<sup>3</sup>

<sup>1</sup>筑波大学大学院生命環境科学研究科，<sup>2</sup>喜多方市カイギュウランドたかさと，

<sup>3</sup>信州大学理学部地質科学科

Paleosols in the upper part of the Pleistocene Okui Formation in the Komoro Group, Nagano Prefecture, central Japan

M. Oshiro<sup>1</sup>, W. Natori<sup>2</sup> & K. Yoshida<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba, <sup>2</sup> Kitakata City Sea Cow Museum in Takasato & <sup>3</sup> Faculty of Science, Shinshu University

キーワード：大杭層上部，更新世，古土壤，粘土鉱物

Keywords: the Upper Member of the Okui Formation, Pleistocene, Paleosol, Clay minerals

## 1. はじめに

長野県東御市北御牧の羽毛山地域の千曲川沿いには，鮮新統～下部更新統の小諸層群において大杭層と呼ばれる地層が分布している(寺尾，2001)．この大杭層の上部からはアケボノゾウ化石の産出(古象団体研究会，1973；小泉・大島，2003；畠山，2007；杉田，2007)や足跡化石(長森・畠山，2007；長森ほか，2005)，貝化石(松岡・石井，2003)，昆虫化石(林，1996，2003，2007)，植物化石(阿部，2003)が知られている．また，その周辺の堆積物からは黄鉄鉱ノジュールの産出も認められ，名取・吉田(2012)はノジュールの生成条件を考察した．同時に，この地域の大杭層がいくつかの古土壤層準を挟み，当時の環境条件が記録されている可能性を示唆した．そこで，この羽毛山地域の千曲川河床に露出する大杭層上部に挟まれる古土壤層を微細組織，鉱物組み合わせや化学組成の観点から，古土壤層を伴わない堆積物と比較し，その特徴を明らかにした．

## 2. 研究史

小諸地域における地質学研究は，本間(1927)をはじめとして，飯島ほか(1956)，飯島(1962)，寺尾(2001)などがある．以下にその概略をまとめる．

初めてこの地域の地質を記載した本間(1927)は，蓼科山北麓から千曲川にかけて広がる丘陵地

の基底に分布する地層を塩川層と呼んだ．その後，飯島ほか(1956)は塩川層の層序を再検討し，中新世の陸成堆積盆に堆積した地層を小諸層群(上部中新統～下部鮮新統)と岩尾層(更新統)に区分した．それによれば，小諸層群は下位の海成層の中部中新統の小川層を整合関係で覆い，岩尾層には不整合関係にて覆われるとされる．また，飯島ほか(1963)は，小諸層群を下位より梨平層・大杭層・布引層・瓜生坂層に区分し，小諸層群の時代を鮮新世前期とした．その後，寺尾(2001)は飯島ほか(1963)の小諸層群の層序を再検討し，これを下位より大杭層下部・大杭層上部・布引層・瓜生坂層とに区分し，それぞれの放射年代値を示した．これによって，小諸層群の年代は中新世後期～鮮

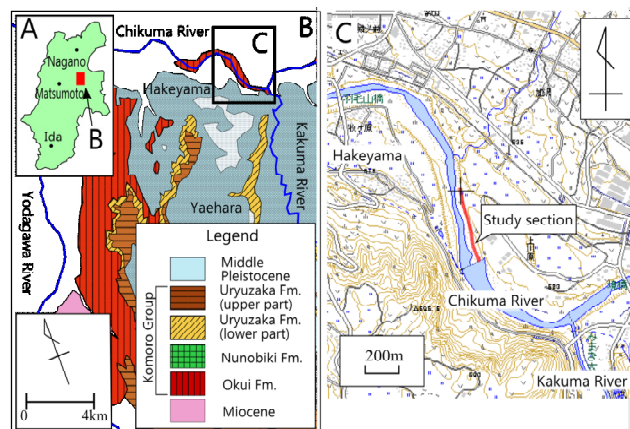


Fig. 1 Index map of study section

Table 1 Classification of sedimentary facies

Facies code	Sedimentary structures	Characteristics
A	massive	15cm thick, poorly sorted, clast supported gravel layer containing plant fragments
B	trough type cross stratification	20-30cm thick, fine - coarse grained sand layer
C	planer - trough type cross stratifications	5 - 20cm thick, very fine - medium grained sand layer with pumice laminae
D	massive	5-15cm thick, very fine - medium grained sand layer
E	massive	5-40cm thick, very fine - fine grained sand layer containing plant fragments and pyrite nodules
F	massive	5-30cm thick, fine - coarse silt layer with pumice grains
G	massive - weak stratification	30-70cm thick, fine - coarse silt layer with a large amount of plant fragments and pyrite nodules
H	massive - weak stratification	10-60cm thick, fine silt layer with minor plant fragments and pyrite nodules
I	massive - weak stratification	20cm thick, clay - fine silt layer with planer laminae

Table 2 Facies association

Facies Association	Facies assemblage
Pond	I
Flood plain	E, F, G, H
Natural levee	D, H, C, E
Channel	Fining upward succession consisting of A, B & C

新世前期から鮮新～前期更新世と改められた。

一方、花粉分析を使用した古環境学的研究もなされている。鈴木(1972MS)は小諸層群中の泥炭層の花粉分析を行い、鮮新世～更新世前期の植生および気候の変遷を検討した。高塚(2003MS)は大杭層上部の花粉分析を行い、当時は湿地性の草原が広がり、中間温帯～冷温帯の針広混交林の成立を示唆した。

また、堆積環境の研究では、寺尾(2001, 2003)が、大杭層上部は扇状地～網状河川及び湖成の堆積物であるとしている。アケボノゾウ化石の産出地点周辺については、長森・北御牧村アケボノゾウ発掘調査団(1995)、長森・畠山(2007)、長森ほか(2005)の詳しい岩相記載や堆積学的検討がある。近年、名取・吉田(2012)は黄鉄鉱のジュールの産状に着目し、千曲川沿いの大杭層上部が河川周辺の氾濫原堆積物であることを示した。

### 3. 調査地域の地質概説

長野県東御市千曲川河床の周辺には、小諸層群(飯島ほか, 1956)として知られている地層群が分布する。調査地域の南側に位置する八重原台地～御牧ヶ原台地には鮮新～前期更新世の河川～湖沼堆積物や八ヶ岳・烏帽子火山の活動に由来す

る火山碎屑物が広く分布する(Fig. 1)。千曲川河床はこれらの火山碎屑物からなる地質分布の北方延長にあたり、小諸層群大杭層上部層が分布する(寺尾, 2001)。この地域の大杭層は、立科～丸子地域において基盤の中部中新統の内村層にアバット不整合関係で接し(山岸, 1988)、岩相構成から火砕岩主体の下部層とシルト～礫層主体の上部層に区分される。大杭層を整合関係で覆う布引層は、主に凝灰角礫岩やスコリア質砂岩からなる。瓜生坂層は布引層、大杭層を不整合関係で覆う。

### 4. 研究手法

長野県東御市北御牧羽毛山地域の千曲川右岸を調査した。地層の走向傾斜は N32° W, 13° W と緩やかに南西方向に傾いている。羽毛山パミス周辺の地層(名取・吉田, 2012 で報告)を対象に、詳細な岩相記載と柱状図の作成、試料採取を行った。柱状図作成にあたっては標準土色表を用いて土色を区分した。採取した試料については薄片観察と全岩化学分析、粘土鉱物組み合わせの検討を行った。

薄片観察においては、砂に関しては母岩を推定するために主要造岩鉱物、岩片の種類に注目し、シルト・粘土については古風化や古土壌化の進行度を知るために基質部の自生粘土鉱物の有無、根化石の有無、土壌構造に注目した。土壌構造の定義・用法については Stoops(1998)に従った。

粘土鉱物組み合わせの検討では、水ひ法で粘土鉱物を濃集させ、定方位試料を作成した後、信州大学理学部設置の理学電機社製粉末 X 線回折装置(Ultima IV)を使用して X 線回折を行った。X 線には CuK $\alpha$  線を用い、管電圧 40V、管電流

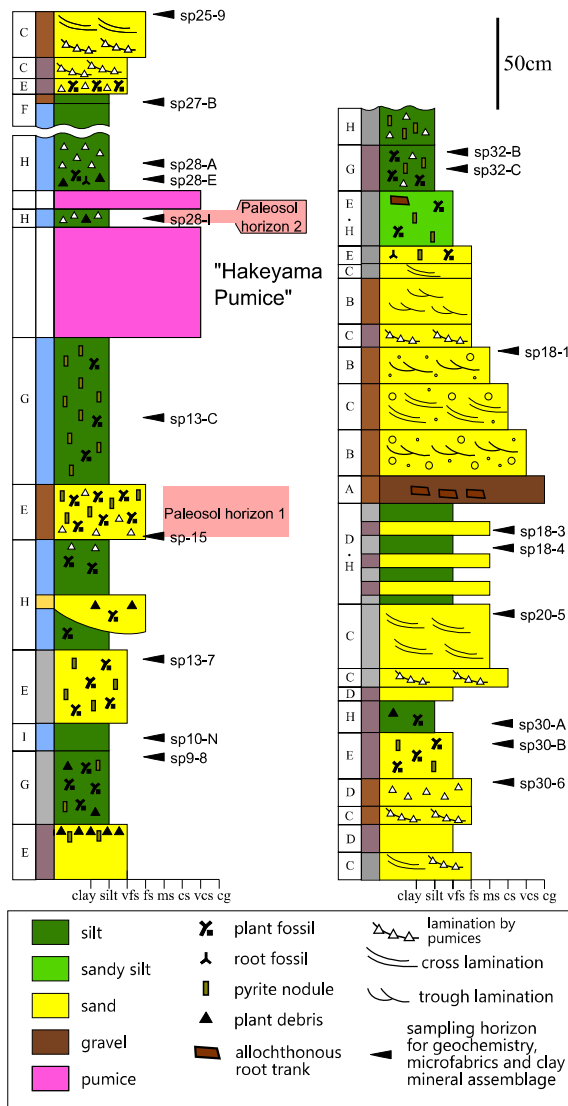


Fig. 2 Columnar section of the study section. Sampling horizons and facies codes are also shown.

40mA で X 線回折実験を行った。

全岩化学組成の検討では、四ホウ酸リチウム 3 倍希釈によるガラスビードを作成し、信州大学ヒト環境科学研究支援センター設置のフィリップス社製蛍光 X 線分析装置 (PW2400) を用いて行った。分析条件、補正計算法及び分析誤差については、三宅ほか (1996) による。

鏡下での観察、粘土鉱物組み合わせと全岩化学組成分析に供した試料は 19 試料である。

## 5. 岩相記載

研究地域での大杭層の岩相は、主にシルト・砂層の互層からなり、砂層内部にはトラフ型斜交層理が発達する。一部では礫混じりの斜交層理の発

達した黒色砂層が分布する。シルト層は一般に塊状で層厚 1~4m 程度を示す。草木片・根痕はじめ植物片などの炭化物を多く含んでいる。また 3~5cm 程度の黄鉄鉱ノジュールが層理面に平行および垂直状に含まれる。また層厚 70cm ほどの軽石層(羽毛山パミス)があり、フィッシュン・トラック法により  $1.3\text{Ma} \pm 0.3$  の放射年代値が報告されている(田辺, 2003)。

研究地域に分布する地層を、名取・吉田(2012)の岩相記載、柱状図および野外調査から、岩相・堆積構造・植物化石などの特徴と現地での観察によって 9 つの堆積相 A~I に区分した(Table 1; Fig. 2)。それぞれの堆積相はしばしば他の堆積相を伴い、それらの堆積相が繰り返し見られることが多い。これらの堆積相の出現パターンから 4 つの堆積相の組み合わせに区分した(Table 2)。

**チャネル相**：主に堆積相 A, B, C からなり、上方細粒化する。最下部は堆積相 A の礫層からなり、中部はトラフ型斜交葉理の発達する粗粒~中粒砂層で、細礫まじりで淘汰が悪い。上部は細粒砂~極細粒砂層でありトラフ型斜交葉理が見られる。トラフ型斜交葉理は上部ほど小型化する。

上位への細粒化や堆積構造の縮小はベッドフォームを形成するような強い流れから徐々に弱くなる流れへと変化したものであり、河川のチャネル堆積物に相当すると考えられる(Miall, 1996)。

**自然堤防相**：堆積相 D, H もしくは C, E, H の砂シルト互層からなる。側方連続性は悪く、レンズ状になっていることが多い。

側方連続性に乏しい砂シルト互層の形成は流速が大きく変化する条件で断続的に堆積がなされたと考えられる。このような条件は自然堤防堆積物の可能性が高い。

**氾濫原堆積物相**：堆積相 E, F, G, H の砂とシルトの互層からなる。砂層は 50 cm に以下、シルトは 50 cm~1 m の厚さで、シルト優勢砂シルト互層をなす。有機物や炭化した植物化石が含まれる。堆積相 H, G は黄鉄鉱ノジュールが大量に含まれる。

細粒堆積物が卓越し、有機物・植物化石・ノジュールを含む特徴は、氾濫原堆積物によく見られる(Miall, 1996)。堆積相 G には黄鉄鉱ノジュールが多産することから、還元条件が継続した環境と考えられる。これらは高い地下水位のもとに

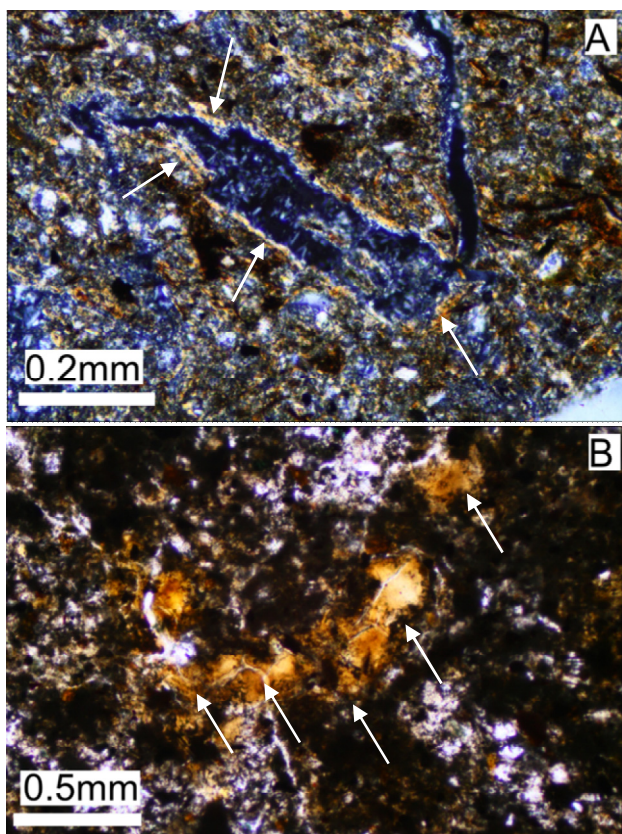


Fig. 3 Photomicrograph of soil structure. A: clay coating of the pumice grain (sp-15), B: cavity fill of the void in the paleosol (sp28-I).

継続的に置かれた可能性が高く、湿地のような環境と考えられる。

**湖沼堆積物相**：堆積相 I からなり、塊状であり堆積構造、有機物などは見られない。特徴的に粘土堆積物から構成される。

粘土から構成され、有機物や植物の根をほとんど含まないため、長期間にわたって継続した湖沼堆積物と推定される。

## 6. 古土壌相の微岩相

### (1) 古土壌堆積物

検討したセクションでは土色の変化や土壌化によって形成された微細な土壌構造が認められる。しかし、それらは不鮮明な場合も多いため、鮮明な土壌構造を有する次の2つの層準、「古土壌層1」「古土壌層2」を取り上げる。前者は淡褐色の砂混じりシルトからなり、後者は泥質基質に富む砂混じりシルトからなる。それぞれの鏡下での特徴を記す。

**古土壌層1**：試料 sp-15 では、基質は粘土鉱物であるが、軽石粒などの粗粒な粒子が多数含まれる。主要鉱物は斜長石、斜方輝石、石英、普通角閃石

である。岩片は中性火山岩片や塩基性火山岩片が認められ、わずかに凝灰岩片も含む。堆積岩片は認められない。また植物の根を多く含み、植物の根に沿って粘土鉱物が形成されている。小規模な clay film が頻繁に認められるものの (Fig. 3-A)、炭質物が大量に残存し、黄鉄鉱粒子も散点する。全体として土壌化の程度は弱い。

**古土壌層2**：sp28-I は基質は粘土鉱物で、植物根が多数認められる。色調は灰緑色を呈する。上部では植物根が減少し、粘土に富む層準に漸移する。主要鉱物は斜長石、石英、単斜輝石、斜方輝石が、岩片は中性火山岩片、塩基性火山岩片が見られる。Ped 構造や粘土で埋められた孔隙 (cavity filling; Fig. 3-B) が多数認められ、強い土壌化を受けている。

### (2) 土壌化を被っていない堆積物

上述した古土壌層準の他に、粘土化や土壌組織が認められない層準についての記載を行った。それによれば、砂の主要鉱物は、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、石英からなり、まれに普通角閃石も含まれる。鏡下での鉱物量比は石英 5~30%、長石 35~70%、岩片 0~60% の範囲をとり、長石質～石質アレナイトに相当する。岩片は中性火山岩片、塩基性火山岩片が多く、わずかに凝灰岩片を含む。堆積岩片はすべての砂試料において見られない。随伴鉱物は不透明鉱物が多く、磁鉄鉱、イライトといった鉱物が見られる。様々な量比で炭質物が含まれるものの、基質部に粘土鉱物はほとんど生じていない。

## 7. 粘土鉱物組み合わせ

検討地域の堆積物中に含まれる粘土鉱物の組み合わせを Table 3 に示す。無処理の定方位試料では、格子面間隔が 13~14Å, 10Å, 7Å の粘土鉱物の回折パターンが下位の層準の試料において見られた。上部の試料では砂質なためか、粘土鉱物の回折パターンはほとんど認められなかった。また下部の試料の sp-15 と sp28-E においては、沸石 (8.9Å) とみられる回折ピークも認められた。

後背湿地や氾濫原に堆積したと考えられる試料では、すべての試料において膨潤性の粘土鉱物であるスメクタイトのピークが認められ、特に古土壌層2である sp28-I において強く認められた。また加熱処理を行った試料では、ハロイサイト、

Table 3 Clay mineral assemblage of the Okui Formation.

facies association	sample no.	smectite	mica minerals	halloysite	kaolinite
Flood plain	sp9-8	-	-	-	-
	sp13-7	+	-	-	-
	sp-15	-	-	-	-
	sp13-C	+	-	-	+
	sp32-B	-	-	-	-
	sp28-I	+	-	-	-
	sp28-E	-	-	-	-
	sp28-A	+	-	-	-
	sp27-B	+	-	-	-
Natural levee	sp25-9	-	-	-	-
	sp30-6	-	-	-	-
	sp18-3	-	-	-	-
Channel	sp20-5	-	-	-	-
	sp18-1	-	-	-	-

+ sign indicates increasing amount

カオリナイトが同定され、カオリナイトのピークは特に sp13-7, sp13-C で強く認められた。

### 8. 全岩化学組成による化学風化の見積もり

堆積物の化学風化度を表す指標として、CIA (Nesbitt and Young, 1982) が使用されることが多い。この CIA は蛍光 X 線分析で得られた主要元素のデータを用いて以下のように計算される。

$$CIA = \frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)} \times 100 \text{ (molar)}$$

化学的風化に伴って Ca・Na・K が減少し、Al が相対的に増加する。そのため、風化が進むにつれて CIA が増加する。一方、物理的風化が卓越する乾燥・寒冷地域では、CIA の値は低い傾向を示す (Nesbitt and Young, 1982)。大杭層上部層の砂は CIA: 約 60 程度を示し、シルト岩は CIA: 58~77, シルト質砂は CIA: 75 程度を示す (Fig. 4)。

### 9. 考察

#### (1) 大杭層の堆積物の組成的特徴

薄片観察において、砂の試料での主要造岩鉱物は斜長石、石英、斜方輝石、単斜輝石、普通角閃石であり、岩片の種類は中性火山岩および塩基性火山岩が認められた。そのため、源岩となる岩石は、安山岩や玄武岩などの火山岩類と考えられる。

粘土鉱物組み合わせの検討において、シルトで

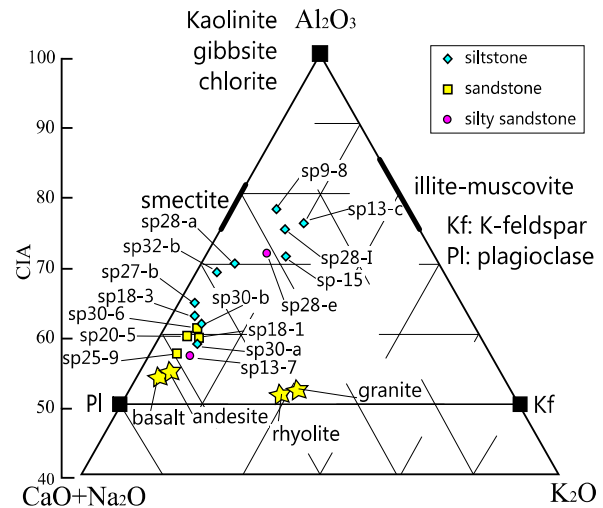


Fig. 4 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO+Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O (A-CN-K) diagram of the Okui Formation.

はスメクタイト、イライト、カオリナイトが見られ、シルト質砂においても鉱物組み合わせは大きく変化しない。このことは堆積物が似かよった粘土鉱物組み合わせから構成されることを示し、類似した源岩構成を持つことが示唆される。

化学風化において Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> と K<sub>2</sub>O の比率は大きく変わることなく保存されると考えられる (Nesbitt and Young, 1982)。従って A-CN-K 図において、砂試料とシルト・粘土試料が作るトレンドは源岩の Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> と K<sub>2</sub>O の比に相当する。検討した試料では、A-CN-K 図での傾向から源岩は安山岩～玄武岩質と考えられる。これは薄片観察結果と調和的である。

#### (2) 古土壌層準の特徴

粘土鉱物組み合わせにおいて、古土壌層準から採取された試料 sp-15, sp28-I とその他の層準では著しい違いは認められない。しかし、これらの古土壌層準の試料はイライトの強度が高く細粒物の濃集が生じている。化学組成ではやや Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> に富み、CIA も 71, 75 程度と他試料に比べて高い。このことから、古土壌層準では土壌化作用によって粘土鉱物が新たに生じており、供給源で生じていた粘土化作用と異なるものであったと考えられる。また、古土壌層準のみにおいて高い CIA を示すことは、土壌化作用と同時に可溶性元素の流亡が進行した可能性を示唆している。そのため、無堆積現象のような堆積速度の著しい低下が地表面の長期にわたる化学風化を進行させた可能性が考えられる。しかし、古地表面に発達するような著しい生物擾乱構造や根化石の発達などは

露頭観察では見いだせないため、むしろ、化学的風化が進行するような条件、例えば、温暖かつ湿潤な気候条件の存在が想定される。

一方、これまで CIA を用いた年平均降水量 (MAP; Mean Annual Precipitation) が Sheldon et al.(2002)によって提案されており、それは以下の式によって表される。

$$\text{MAP}=221.12\exp(0.0197\text{CIA}-K)$$

古土壌層から得られた試料 sp28-I および sp13-C の CIA をこの式に代入して年平均降水量を求めると、それぞれ 1103mm, 1162mm となる。従って当時の小諸地域の年平均降水量は 1100mm 程度であったことが推定される。

### (3) 花粉化石との対比

本報告と同じ露頭において花粉化石を検討した高塚(2003MS)は、羽毛山パミスより下の層準において *Picea* (トウヒ属) や *Abies* (モミ属), *Pinus* (マツ属), *Tsuga* (ツガ属) などの針葉樹花粉化石が 53~80%と木本花粉化石総数の半分以上を占めることを示した。また、落葉広葉樹花粉の *Fagus* (ブナ属) は上方に向かって緩やかに増加する。出現した花粉から古植生は冷温帯~冷温帯北部針葉樹林が成立していたと考えられ、気候は湿潤で、夏季は冷涼でも冬季は比較的温暖な気候であったと推定される。また、塚田ほか(1989)によれば、*Picea* は 1200mm 以上、*Abies* は 1100~1250mm 以上、*Tsuga* は 1300~1600mm 以上、*Fagus* は 900mm 以上の年有効降水量が必要とされる。高塚(2003MS)は花粉化石組み合わせから当時の降水量を推定し、これらの中間値である 1200mm 以上と見積もっている。

花粉化石や CIA より推定された当時の降水量は現在の東御市の平均年間降水雨量 979.6mm(気象庁, 2012)と比較して、やや多かったと判断される。

新潟地域の魚沼層群(新潟古植物グループ・新潟花粉グループ, 1983; 百原, 1989)や大阪湾沿岸の大阪層群(市原ほか, 1955; 百原, 1989)の鮮新世後期から前期更新世の地層から産する花粉化石からは、この時期の気候モードの変化が報告されている。この変化は東北日本と西南日本、あるいは内陸地域と沿岸地域などで時期が異なるため、その土地の古地理学的状況や地形学的状況

の差が反映している可能性がある。しかし、このような気候モードの移行期にあつて、長野県内の内陸盆地がどのような気候条件にあつたかを、今後調べてゆく必要がある。

### 謝辞

本研究を進めるあたり、信州大学理学部地質科学科の保柳康一教授、石田 桂准教授には、数多くのご助言を賜った。同学科の牧野州明教授、三宅康幸教授には分析機器の使用に際して便宜を図って頂いた。岩石薄片作成では高橋 康博士にご指導頂いた。津金達郎氏、西尾真由子氏、志賀由佳氏には分析試料の処理についてご助言を頂いた。

以上の方々に深くお礼申し上げます。

### 文献

- 1) 阿部和美, 2003, 第3次発掘で得られた植物化石。長野県北御牧産アケボノゾウ化石調査報告書, 1, 28.
- 2) 畠山幸司, 2007, アケボノゾウ化石の産状と堆積機構。長野県北御牧産アケボノゾウ化石調査報告書, 2, 7-12.
- 3) 林 成多, 1996, 長野県北御牧村の下部更新統大杭層から産出した水生~湿地性甲虫。日本第四紀学会講演要旨集 26, 146-147.
- 4) 林 成多, 2003, 昆虫化石と古環境。長野県北御牧産アケボノゾウ化石調査報告書, 1, 25-27.
- 5) 林 成多, 2007, 昆虫化石と古環境(その2)。長野県北御牧産アケボノゾウ化石調査報告書, 2, 39-40.
- 6) 本間不二男, 1927, 長野県中部地方の地質構造(概報)。地質学雑誌, 34, 132-153.
- 7) 市原 実・藤田和夫・森下 品・中世古幸次郎, 1955, 千里山丘陵。地質学雑誌, 61, 433-441.
- 8) 飯島南海夫, 1962, フォッサ・マグナ北東部の火山層序学的並びに岩石学的研究(その1)。信州大学教育学部紀要, no.12, 86-133.
- 9) 飯島南海夫・石和一夫・甲田三男・田口今朝夫, 1956, いわゆる“塩川層”の地質。地質学雑誌, 62, 622-635.
- 10) 飯島南海夫・山岸猪久馬・甲田三男・石和一夫, 1963, 地形・地質。上田小県誌, 自然編,

- 34-252.
- 11) 気象庁, 2012, 過去の気象データ; 東御市.  
<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>
  - 12) 小泉明裕・大島 浩, 2003, 第1個体の骨化石について. 長野県北御牧産アケボノゾウ化石調査報告書, 1, 9-23.
  - 13) 古象団体研究会, 1973, 長野県小谷郡丸子町産の *Stegodon aurorae*. 信州大学理学部紀要, 8, 65-79.
  - 14) 松岡敬二・石井久夫, 2003, 長野県北御牧村の小諸層群産貝類化石. 長野県北御牧産アケボノゾウ化石調査報告書, 1, 24.
  - 15) Miall, A.D., 1996, The geology of the fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Springer, 582p.
  - 16) 三宅康幸・津金達郎・金井哲男・池元壮彦, 1996, 珪酸塩岩石試料の主成分の蛍光X線分析—低希釈率ガラスビードの作成と迅速分析の精度—, 信州大学理学部紀要, 31, 2, 105-117.
  - 17) 百原 新, 1989. 鮮新・更新世の大型植物化石群. 植生史研究, (4), 11-18.
  - 18) 長森英明・畠山幸司, 2007 東御市羽毛山の上部大杭層から産出した長鼻類足跡化石. 長野県北御牧産アケボノゾウ化石調査報告書, 2, 23-36.
  - 19) 長森英明・北御牧村アケボノゾウ発掘調査団, 1995, 長野県北御牧村の大杭層から産出した長鼻類足跡化石. 日本地質学会学術大会講演要旨, 102, 153.
  - 20) 長森英明・吉川博章・畠山幸司・寺尾真純・田辺智隆, 2005, 長野県佐久盆地千曲川河床の下部更新統大杭層産長鼻類足跡化石. 地質調査研究報告, 56, 3, 127-135.
  - 21) 名取和香子・吉田孝紀, 2012, 長野県東御市の千曲川沿いに分布する小諸層群大杭層上部の堆積環境と鉄鉱物団塊の関連. 信州大学環境科学年報, 34, 58-65.
  - 22) Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1982, Early Proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 299, 715-717.
  - 23) 新潟古植物グループ・新潟花粉グループ. 1983. 魚沼層群産出の大型植物化石と花粉化石, 地研専報, 26, 103-126.
  - 24) Sheldon, N.D, Retallack, G.J and Tanaka, S., 2002, Geochemical climofunction from North American Soils and application to paleosols across the Eocene-Oligocene boundary in Oregon. Journal of Geology, 119, 687-696.
  - 25) Stoops, G., 1998. Guidelines for thin section description of regolith material based on the "Handbook for soil thin section Description by Bullock", Course notes for international training Centre for Post-graduate Soil Scientists, (unpublished). Gent State University, Belgium. 180 p.
  - 26) 杉田正男, 2007, アケボノゾウ第2・3・4個体及びシカ類骨化石について. 長野県北御牧産アケボノゾウ化石調査報告書, 2, 13-22.
  - 27) 鈴木紀子, 1972MS, 小諸層群花粉フローラ. 信州大学理学部卒業論文. 65p.
  - 28) 高塚哉子, 2003MS, 小諸層群大杭累層上部層の古環境学的研究. 信州大学理学部卒業論文, 53p.
  - 29) 田辺智隆, 2003, アケボノゾウが産出した地層の年代について. 長野県北御牧産アケボノゾウ化石調査報告書, 1, 43-44.
  - 30) 寺尾真純, 2001, 小諸陥没盆地の形成史と火山活動. 第四紀, 33, 21-33.
  - 31) 寺尾真純, 2003, 小諸層群の地質概要. 長野県北御牧産アケボノゾウ化石調査報告書, 1, 29-42.
  - 32) 塚田松雄・畑中健一・杉田真哉, 1989, 日本植生誌, 沖縄・小笠原. 宮脇昭 編著, 至文堂, 217-300.
  - 33) 山岸猪久馬, 1988, 鮮新—更新統小諸層群の基底にみられるアバット不整合とその意義. 地球科学, 42, 159-163.

(原稿受付 2013. 3. 11)