

三重県多気郡大台町菌川上流のせき止め湖堆積物の層相と年代  
**Lithology and age of dammed lake sediments in the upper reach of Sono River  
in Ohdai-cho, Mie Prefecture, central Japan**

小嶋 智<sup>1\*</sup>・永田秀尚<sup>2</sup>・植木岳雪<sup>3</sup>・沼本晋也<sup>4</sup>  
池田晃子<sup>5</sup>・中村俊夫<sup>5</sup>・木戸豊大<sup>1, 6</sup>・大谷具幸<sup>1</sup>  
Satoru Kojima<sup>1\*</sup>, Hidehisa Nagata<sup>2</sup>, Takeyuki Ueki<sup>3</sup>, Shinya Numamoto<sup>4</sup>,  
Akiko Ikeda<sup>5</sup>, Toshio Nakamura<sup>5</sup> Toyohiro Kido<sup>1, 6</sup> and Tomoyuki Ohtani<sup>1</sup>

<sup>1</sup>岐阜大学工学部社会基盤工学科・<sup>2</sup>(有)風水土・<sup>3</sup>千葉科学大学危機管理学部

<sup>4</sup>三重大学生物資源学研究所・<sup>5</sup>名古屋大学年代測定総合研究センター・<sup>6</sup>現所属：協和設計(株)

<sup>1</sup>Department of Civil Engineering, Gifu University, Gifu 501-1193, Japan

<sup>2</sup>Fusuido Ltd., Ohbu 474-0022, Japan

<sup>3</sup>Faculty of Risk and Crisis Management, Chiba Institute of Science, Choshi 288-0025, Japan

<sup>4</sup>Graduate School of Bioresources, Mie University, Tsu 514-8507, Japan

<sup>5</sup>Center for Chronological Research, Nagoya University, Chikusa, Nagoya 464-8602, Japan

<sup>6</sup>Present address: Kyowa Sekkei Co., Ltd., Nagoya 460-0002, Japan

\*Correspondence author. E-mail: [skojima@gifu-u.ac.jp](mailto:skojima@gifu-u.ac.jp)

### Abstract

Lithology and AMS <sup>14</sup>C ages of sediments accumulated in the dammed lake along the upper reach of the Sono River, Odai-cho, Mie Prefecture, central Japan are described at the two surface exposures and on the one drill core. The sediments are composed of bedded and laminated mud, silt and sand, top of which is covered by the debris flow deposits. Part of the laminations are interpreted as varves showing cyclic sedimentation of medium- to fine-grained clastic materials and very fine-grained clastics, algae, and siderite. Sporadic coarse-grained clastic interbeds showing graded bedding indicate the sedimentary events transporting the materials from the upper part of the basin by the turbidity currents. The AMS <sup>14</sup>C ages of wood fragments from the surface exposures range from 20440 to 20910 BP, while those from drill cores are from 21100 to 211900 BP. These ages indicate the sediment accumulation rate of the dammed lake is ca 20 mm/year.

**Keywords:** dammed lake, AMS <sup>14</sup>C age, Chichibu belt, Sono River, Mie Prefecture

### 1. はじめに

近年、地震や集中豪雨に伴って地すべりが発生し、その地すべり堆積物が河道閉塞を起こし、せき止め湖を形成する例が多数報告されている。これらのせき止め湖は、形成後ほどなく決壊し、流域に災害をもたらす場合が少なくない。一方で、過去に形成されたせき止め湖が現存する例やそのせき止め湖が埋め立てられ山間盆地を作っている例も多い。これらのせき止め湖およびせき止め湖堆積物に関する研究は、Costa and Schuster (1988), 田畑ほか (2002), などのまとめはあるものの、あまり行われておらず、その形成・発展・消滅の歴史は不明なものがほとんどである。

現在我々は、主として中部地方に分布する、地すべりによって形成されたせき止め湖およびその

堆積物に着目して研究を進めている。研究目的は、それら地すべりの発生原因やせき止め湖の形成年代、埋め立ての歴史を明らかにすることであり、また、それが斜面災害や地震災害の軽減の一助となると考えている。滋賀県東部の伊吹山西面においては、地すべりによって形成されたせき止め湖の堆積物を用い、せき止め湖を形成しそれを長年にわたって存続させるような大規模な地すべりが約 5,000 年前と 3 万～4 万年前に発生したことを明らかにした（小嶋ほか, 2006）。また、富山市八尾町小井波のせき止め湖堆積物中から出土した根株の  $^{14}\text{C}$  年代については小嶋ほか（2008）で、同町桐谷の地すべり堆積物およびそれに関連して形成されたせき止め湖堆積物等に含まれる植物遺体の  $^{14}\text{C}$  年代については小嶋ほか（2009）で報告した。そしてそれらが、トレンチ調査などでは明らかにできなかった、跡津川断層の飛越地震（1858）の一つ前の活動による地すべりである可能性を議論した（Kojima et al., 2014）。本報告では、三重県多気郡大台町を流れる菌川の上流部にみられるせき止め湖の堆積物の層相と  $^{14}\text{C}$  年代測定結果について記載する。

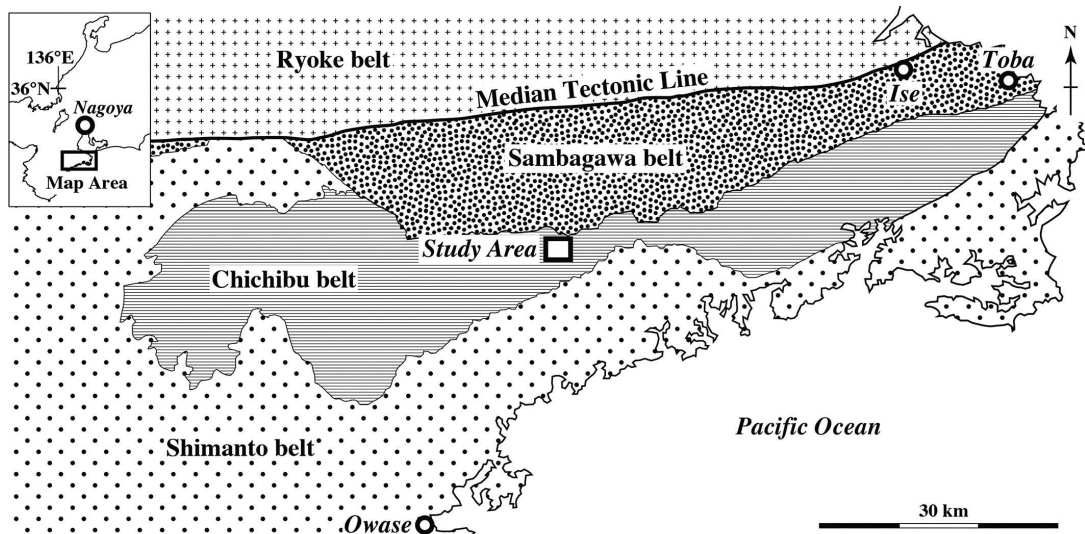


図 1. 紀伊半島東部の地質概略図（産業技術総合研究所地質調査総合センターの地質図 Navi の情報をもとに作成）。

## 2. 菌川上流域の地形・地質の概要

菌川は三重県中部を流れる宮川の支流で、標高 800 m 程度の稜線を源頭とし、直線距離にして 4 km ほど北の標高約 100 m の地点で宮川と合流している。菌川上流域には秩父帯のジュラ紀付加体構成岩類が分布し、下流域には三波川帯に属する結晶片岩が分布する（図 1）。

調査対象地域は、菌川源頭域の稜線から標高約 400 m の範囲で、加藤・坂（1997）によれば、本地域の岩石は秩父帯北帯に属し小川郷層群と命名されている。小川郷層群は大部分が黒色泥岩あるいは黒色珪質泥岩基質中に砂岩・泥質チャート・チャート・緑色岩・石灰岩の岩塊を含むメラングジュからなり、泥岩基質は粘板岩から千枚岩程度に変成している。小川郷層群の一般走向は東-西から東北東-西南西方向で北または南方向に緩傾斜で傾斜する（加藤・坂, 1997）。

菌川上流域に分布する秩父帯構成岩類はメラングジュを主体とし、その岩相から北部に分布するメラングジュ A と南部のメラングジュ B に区分することができる（図 2）。メラングジュ A は、泥質基質中に泥岩・砂岩・含礫泥岩・緑色岩・白色チャートなどの岩塊を含み、メラングジュ B は赤色あるいは白色チャート・石灰岩・緑色岩の岩塊を含むことを特徴とする。メラングジュ A, B とともに層理面および泥質基質の片理面の走向は、ばらつきは大きいもののほぼ東西で、北傾斜（おおよそ  $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$ ）が卓越する。また、両者の境界もこれら面構造とほぼ平行な北傾斜の断層である（図 2）。

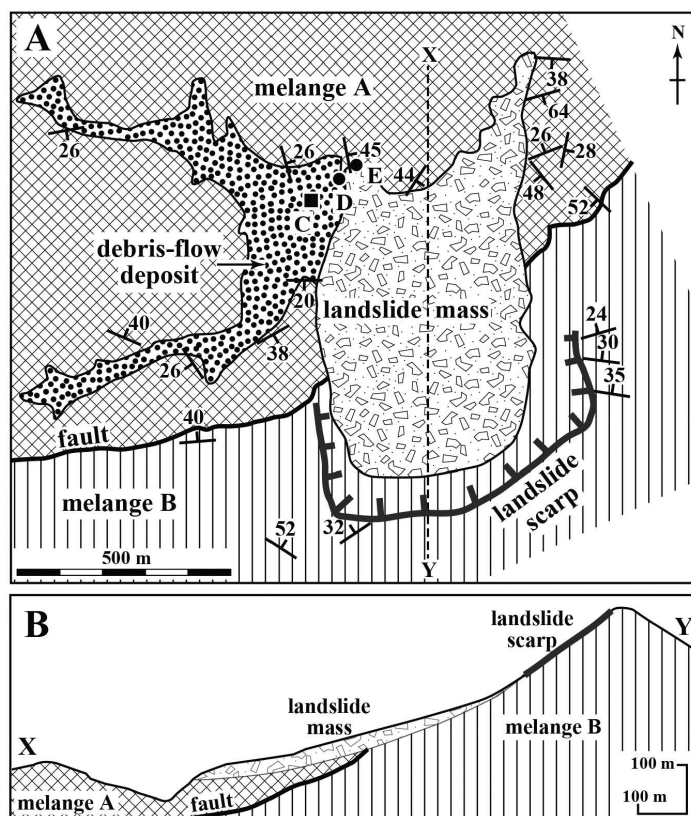


図2. 菌川上流域の (A) 地質図および (B) 地質断面図. 黒四角 C はボーリング (MUODSN-2) の位置を, 黒丸 D, E はせき止め湖堆積物の地上露頭の位置を示す.

調査地域南端部の標高 800m 程度の稜線の北側には馬蹄形の急崖がみられ, その北側には緩斜面が広がり, 明瞭な地すべり地形をつくっている. 緩斜面上には, 稜線部付近に分布するチャートや石灰岩の長径数メートルから数十メートルの岩塊が散在している. 地すべり堆積物内部の地質構造を観察できる露頭はきわめて限られており, その詳細は不明であるが, 本地すべりは岩なだれ (rock avalanche) であったものと推定される. 断面図にみられるように, そのすべり面はメランジュ A, B の境界断層あるいはそれに平行な剪断面であったと考えられる.

上記地すべりは, 北に押し出し, 地すべり堆積物の末端は菌川の流路を北に湾曲させている. また, 菌川はこの部分を境に上流側では緩やかに流れ平坦面を形成しているのに対し, 下流川はゴルジュと滝が連続している. このことは, 上記地すべりが地すべりダムを形成し, そのダム湖は長期間に渡って安定して存続し, 堆積物により埋められ平坦面が形成され

たことを示している. 事実, 図2に黒丸で示した2地点には停滞水域で堆積したと思われる細粒で葉理の発達した泥層が分布する. 現在, 土石流堆積物で覆われているこの平坦面の地下には, 厚いせき止め湖堆積物が分布していることが推定される.

### 3. せき止め湖堆積物の層相

せき止め湖堆積物は地表の2ヶ所 (図2AのD, E地点) とボーリングコア (図2AのC地点) で観察できる. 以下にその層相を記載する.

#### 1) 地表露頭のせき止め湖堆積物

地表でみられるせき止め湖堆積物の層相を示す地質柱状図を図3に示す. 上流側の露頭 (図2AのD地点) は, 上位を土石流堆積物で覆われ, 下底は露出していない. 最下部は流水により観察できないが, 厚さ約2mのせき止め湖堆積物が地表に露出している. せき止め湖堆積物は層理の発達した明灰色～暗灰色の泥層を主体とし, 厚さ数mm～数cmの砂層を数層準で挟む. 部分的に, 厚さ1mm程度の葉理の発達した, 層厚数cm～数十cmの泥層も挟まれる. また, 炭質物に富む葉理もあり, 数cm程度の大きさの木片がしばしば含まれる. さらに, 長径数cmのチャート, 砂岩等の礫もしばしば認められる. これらの地層は下流側へ緩く傾斜している.

下流側の露頭 (図2AのE地点) は上流側の露頭ほど露出は良くないが, 地層の傾斜角度が大きいため, ハンドオーガボーリングと合わせて, 厚さ約2.5m分の層相を観察することができる (図3). 岩相は, 上流側の露頭に似るが, より植物片・木片が濃集した層準が多く挟まれ, 葉片等の植物化石を多産する. 層理面は, 上流側露頭とは異なり, 上流側へ30°程度傾斜する.

## 2) ボーリングコアのせき止め湖堆積物

地表では部分的にしか観察できないせき止め湖堆積物の全容を明らかにするために、図 2A の黒四角の地点 (C 地点) でボーリング掘削を行った。ボーリングコアは、地表から深度約 16m までは土石流堆積物 (砂礫層) からなるが、その下部はせき止め湖堆積物と考えられる泥質な地層を主体とし、深度約 32.8m からは再び粗粒な礫を含むようになる (図 4)。せき止め湖堆積物上部は比較的粗粒な堆積物を主体とし、深度 22m 程度までは、砂層や礫層を頻りに挟んでいる。それより下位は、シルト層や泥層が主体となり、挟まれる砂層や礫層の頻度は低くなる。さらに深部になるにつれ、泥層が主体となる。コアには長径数 cm で鮮やかな青灰色を呈する藍鉄鉱ノジュールが含まれているのが観察されるが、掘削後、暗灰色に変色する。

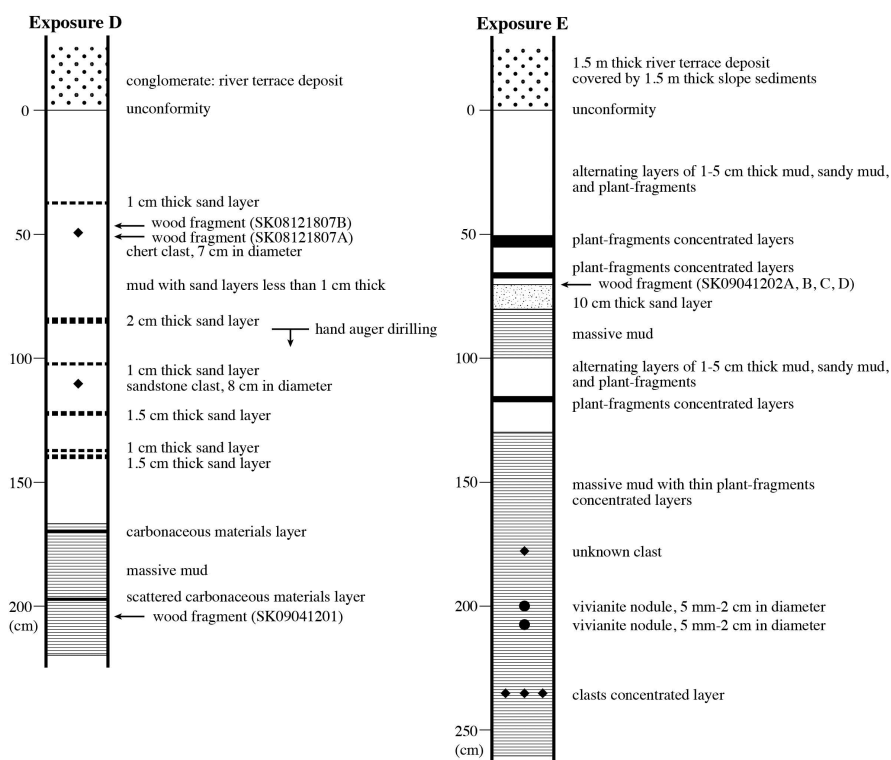


図 3. せき止め湖堆積物の地表露頭の柱状図。左図は図 2A の D 地点、右図は同図の E 地点。

ボーリングコアの深度 17-33m, 特にその下部は葉理の発達する泥層およびシルト層からなる (図 4)。葉理の厚さは 1mm から数 mm 程度で、粒度的には泥から細砂、色調的には黒色から明灰色の層が繰り返している。顕微鏡観察により、葉理の発達した地層は、石英などの碎屑粒子や火山ガラス、植物片の細砂を含む粗粒部と、粘土鉱物、微粒シデライトの集合体からなる茶褐色粒子、珪藻などからなる細粒部が互層していることがわかる。これらの特徴から、本せき止め湖堆積物の葉理の成因は、姉川沿いのせき止め湖堆積物 (小嶋ほか, 2006) など、他の湖沼堆積物との比較により、年縞と解釈できる。泥層・シルト層中には、厚さ数 mm~数 cm のより粗粒な砂層・礫層がしばしば挟まれる。これらの地層の大部分は、上方に向かい、より粗粒な礫層あるいは砂層から、シルト層、泥層等のより細粒な地層に徐々に移行する級化層理を示す。従って、粗粒堆積物は乱泥流堆積物として上流域からせき止め湖にもたらされたものと考えられる。ボーリング掘削はほぼ垂直に行われた。しかし、コア試料にみられる層理・葉理は、地表露頭同様 20-30°程度傾斜している。

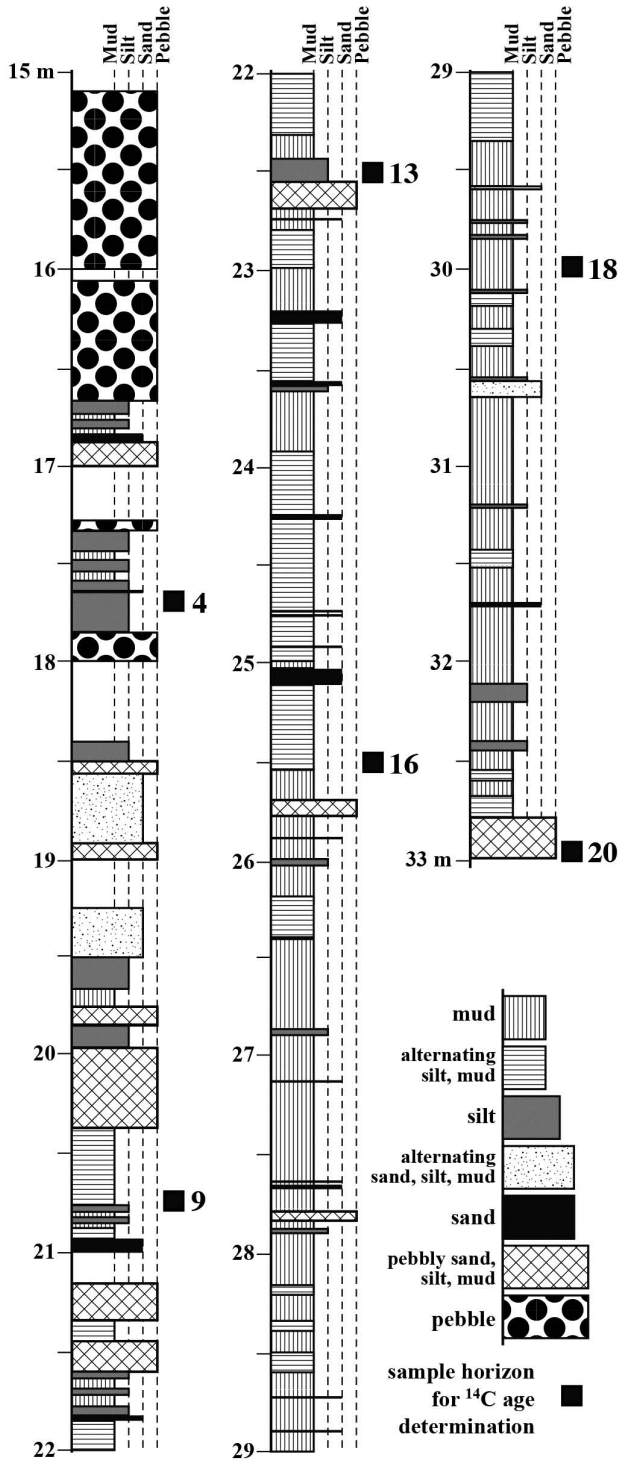


図4. せき止め湖堆積物のボーリングコア (MUODSN-2) の深度 15-33m) の地質柱状図。掘削位置は図 2A の C 地点。シンボルのない区間はコアの欠損区間を示す。

#### 4. せき止め湖堆積物の年代

放射性炭素年代測定には、図 2A に黒丸で示した 2 地点 (D, E 地点) の地表露頭および同図の黒四角で示した地点 (C 地点) で掘削されたボーリングコア (MUODSN-2) 中に含まれる植物片、木片を用いた。<sup>14</sup>C年代は、全ての試料について名古屋大学年代測定総合センターのタンデム加速器質量分析計で測定した。測定結果を表 1 に示す。

せき止め湖堆積物の放射性炭素年代は、表 1 に示すように 20440~21900 BP の範囲に集中した。これらの年代値を年代較正プログラム OxCal 4.2 (較正曲線は IntCal13) を用いて暦年代に較正し、表 1 および図 5 に示した。重複部分もあるが、全体的に地表露頭から得られた試料の年代は、ボーリングコアから得られた試料の年代よりも新しい。せき止め湖は、上流側ほど先に埋め立てが終了したと推定される。従って、上記の年代の差は、地表露頭がせき止め湖のより下流側に位置し、見かけより浅い層準であるのに対し、ボーリング掘削はより上流側の深い層準であることと調和的である。

試料 SK08121807A と SK08121807B は D 地点のせき止め湖堆積物の同じ層準から得られた試料であるが、両者の年代幅の重なる範囲は狭い。これは、この層準の年代が 24813-24916 cal BP に限られることを示しているか、あるいは、より古い年代を示す試料 SK08121807B が再堆積したものであることを示していると考えられる。ボーリングコアより得られた木片 13 の年代も、他の試料の年代が示すトレンドから外れ、より古くなっている。この試料もより古い木片が再堆積したものと解釈できる。ボーリングコア中に含まれる木片の年代は、試料 13 を除けば、おおよそ 20mm/年の堆積速度を示す直線に沿っている。このことから、菌川上流のせき止め湖は約 20mm/年の堆積速度で埋積されたことが明らかとなった。

謝辞：本研究で解析したボーリングコアは、中部電気利用基礎研究振興財団研究助成 (R22270, 代表者：沼本晋也) を使って掘削した。本研究の一部に科学研究費補助金基盤研究 C (19540480, 23540531, 26400487) を用いた。

表 1. 菌川上流のせき止め湖堆積物中の植物遺体の  $^{14}\text{C}$  年代

Sample No.	Lab code	Material	$^{14}\text{C}$ age* (BP)	Calibrated age** (calBP)	Probability (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)***
[Outcrop samples]						
SK08121807A	NUTA2-13881	plant fragment	20440 $\pm$ 70	24916-24311	95.4	-27 $\pm$ 1
SK08121807B	NUTA2-13882	plant fragment	20820 $\pm$ 70	25417-24813	95.4	-24 $\pm$ 1
SK09041201	NUTA2-14788	wood fragment	20910 $\pm$ 80	25510-25007	95.4	-28 $\pm$ 1
SK09041202A	NUTA2-14789	wood fragment	20560 $\pm$ 70	25080-24440	95.4	-27 $\pm$ 1
SK09041202D	NUTA2-14790	wood fragment	20530 $\pm$ 70	25046-24415	95.4	-29 $\pm$ 1
[Boring Core (MUODSN-2) samples]						
number: depth						
4: 17.70 m	NUTA2-19488	wood fragment	21100 $\pm$ 70	25657-25226	95.4	-24 $\pm$ 1
9: 20.75 m	NUTA2-19489	wood fragment	21100 $\pm$ 70	25650-25220	95.4	-24 $\pm$ 1
13: 22.52 m	NUTA2-19490	wood fragment	21510 $\pm$ 70	25975-25658	95.4	-23 $\pm$ 1
16: 25.50 m	NUTA2-19491	wood fragment	21260 $\pm$ 70	25808-25376	95.4	-26 $\pm$ 1
18: 29.97 m	NUTA2-19492	wood fragment	21620 $\pm$ 70	26050-25748	95.4	-24 $\pm$ 1
20: 33.00 m	NUTA2-19495	wood fragment	21900 $\pm$ 70	26318-25919	95.4	-24 $\pm$ 1

\* error is 1 $\sigma$ \*\* calibrated by OxCal 4.2; <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>

\*\*\* measured by AMS

## 引用文献

- Costa, J. E. and Schuster, R. L. (1988) The formation and failure of natural dams. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol.100, p.1054-1068.
- 加藤 潔・坂 幸恭 (1997) 紀伊半島中東部, 三重県大宮町～宮川村の秩父累帯. *地質雑*, vol. 103, p. 128-139.
- 小嶋 智・西尾洋三・徐 勝・永澤智江・後藤紘亮・大谷具幸・矢入憲二 (2006) 滋賀県東部, 姉川流域に分布するせき止め湖堆積物の特徴と  $^{14}\text{C}$  年代. *応用地質*, vol. 47, p. 196-207.
- 小嶋 智・岡村祝明・大谷具幸・鈴木和博・野崎 保・永田秀尚 (2008) 富山市八尾町小井波の埋没根株の  $^{14}\text{C}$  年代とその応用地質学的意義. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書 (XIX), p. 90-98.
- 小嶋 智・永田秀尚・近藤遼一・野崎 保・鈴木和博・池田晃子・中村俊夫・大谷具幸 (2009) 富山市八尾町桐谷の地すべり堆積物中に含まれる植物遺体の  $^{14}\text{C}$  年代. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書 (XX), p. 58-70.
- Kojima, S., Nozaki, T., Nagata, H., Tanahashi, R., Kondo, R., Okamura, N., Suzuki, K., Ikeda, A., Nakamura, T. and Ohtani, T. (2014) Large-scale landslides in Toyama Prefecture, central Japan, and their probable relationship with earthquakes. *Environ. Earth Sci.*, vol.71, p.2753-2763.
- 田畑茂清・水山高久・井上公夫 (2002) : 天然ダムと災害. 古今書院, 205pp.

## 日本語要旨

地すべりにより形成された天然ダムは上流側にせき止め湖を形成する。三重県大台町の菌川上流では、過去のせき止め湖を埋積したせき止め湖堆積物が地表の2カ所で観察される。また、地表露頭の上流側で掘削したボーリングコアは、地表から深度約17mまでが土石流堆積物、その下位の深度約33mまでがせき止め湖堆積物からなる。せき止め湖堆積物は、層理・葉理の発達した泥層・シルト層からなり、砂層や礫質泥層を挟む。葉理の少なくとも一部は、碎屑粒子を含む粗粒部とシデライト濃集部を伴う細粒部からなり、年稿であると解釈できる。挟まれる粗粒層は級化層理を示し、上流部で発生したイベントによる堆積物と思われる。せき止め湖堆積物に含まれる木片の  $^{14}\text{C}$  年代は、約20,000～22,000 BPで、せき止め湖堆積物の堆積速度は20mm/年程度と推定される。