

## 長野県大町市，大峰帯中部地域の下部更新統の層序と 大規模火砕流堆積物の再堆積性碎屑物

日色知也\*1・原山 智\*2

\*1 信州大学大学院総合理工学研究科，〒390-8621，長野県松本市旭3-1-1

\*2 信州大学理学部理学科地球学コース，〒390-8621，長野県松本市旭3-1-1

## **Stratigraphy of the lower-Pleistocene strata and reworking clastic material supplied from large-scale pyroclastic flow deposit in central Omine Belt, Omachi City, Nagano Prefecture, central Japan**

Tomoya HIIRO\*<sup>1</sup> and Satoru HARAYAMA\*<sup>2</sup>

\*<sup>1</sup>Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Shinshu University,  
3-1-1 Asahi, Matsumoto city, Nagano Prefecture, 390-8621, Japan.

\*<sup>2</sup>Course of Earth science, Department of Science, Faculty of Science, Shinshu University,  
3-1-1 Asahi, Matsumoto city, Nagano Prefecture, 390-8621, Japan.

(Received November 30, 2017)

### **Abstract**

The Omine Belt is located in the western margin of the Northern Fossa Magna. Western limit of the Omine Belt is the Itoigawa-Sizuoka Tectonic Line and the eastern limit is the Otari-Nakayama Fault. In the central Omine Belt, Omine Group is interbedded with six volcanoclastic beds from lower to upper stratigraphic following order, Nyunomi Formation, Sonehara Formation, Takagariyama Tuff I Member, Takagariyama Tuff II Member, Reishoji Tuff Member and Omine Formation. After Takagariyama Tuff I Member (1.76 Ma) and Takagariyama Tuff II Member (1.75 Ma) emplaced, the denudation and resedimentation systems have been developed. The systems reflect solidification degree of these pyroclastic flow deposits. Nyukawa Pyroclastic Flow Deposit (Takagariyama Tuff I Member) is mostly composed of welded tuff, and Ebisutoge Pyroclastic Deposit (Takagariyama Tuff II Member) is composed of non-welded tuff. Clastic materials derived from Ebisutoge Pyroclastic Deposit are found only at a slightly upper level of the Takagariyama Tuff II Member. On the other hand, clastic materials derived from Nyukawa Pyroclastic Flow Deposit are found many horizons in upper beds of the Takagariyama Tuff I Member and II. It might be stated that resedimentation system for the Nyukawa Pyroclastic Flow Deposit continued for a long time because of its welding properties and denudation difficulty.

**Key words:** resedimentation, welded tuff, large pyroclastic deposit, stratigraphy, Omine Belt, Northern Fossa Magna

## 1. はじめに

大峰帯おおみね（小坂，1980）は北部フォッサマグナ西縁部に位置し，西を糸魚川—静岡構造線，東を小谷—中山断層で囲まれた東西 5～7 km，南北約 65 km の地質帯である。主に前期更新世の陸成粗粒堆積物で構成され，複数の火山碎屑物が狭在する。また，およそ 4 Ma 以降，北部フォッサマグナにおける東西圧縮場の短縮テクトニクスが生じたことにより，大峰帯内部では褶曲構造や断層が多数発達する（原山，2015a）。

長橋（1998）は大峰帯に分布する複数の火山碎屑物に対して詳細な記載をし，その層序を取りまとめた。しかし，長橋（1998）の層序に関する研究と放射年代に関する研究（三村・原山，2002；植木，2005）は整合性がとれない。

また，大峰帯に分布する複数の火山碎屑物のうち鷹狩山凝灰岩部層 I と鷹狩山凝灰岩部層 II（長橋ほか，1996 を改称）は槍・穂高カルデラ（Harayama，1992）起源で，それぞれ高山盆地の丹生川火砕流堆積物（金子ほか，1976）と恵比寿峠火砕堆積物（長橋，1995）とに対比される。片岡・中条（2000）は給源遠方の東海地域に分布する広域テフラの直上の碎屑岩類についてその岩相に着眼し，火山碎屑物の再堆積作用が見いだせるとした。しかしながら，給源近傍地域（十数 km～数十 km）での大規模火砕流堆積物とそれらが侵食・削剝・再堆積を経て二次堆積した碎屑岩類の関係を記載した研究は未だなされていない。特に溶結部をもつ火砕流について溶結した物質の削剝・運搬・再堆積を対象とした研究は殆どない。

本研究では槍・穂高カルデラから 20～30 km 程度の距離にある大峰帯中部地域での 2 つの火砕流堆積物の産状とその上位の碎屑性の地層中の鉱物に着目した。一般に，層準の異なる火山碎屑物は異なる火山活動で噴出した物質に由来することから，含有する鉱物はそれぞれの噴出マグマの状態を反映した固有の固溶体組成をもつ。したがって，碎屑岩層中のマグマ起源の鉱物の化学組成を調べることは火山碎屑物の侵食・削剝・再堆積過程を推定する上で重要である。本研究では斜方輝石の固溶体組成（Fe—Mg—Ca 原子比）を鉱物化学分析により導き出し，2 つの火砕流堆積物の上位の碎屑岩層中の再堆積性物質の有無について検討し，火砕流堆積物の溶結部の多少が削剝・再堆積過程に及ぼす影響について考察した。

## 2. 地質概説

大峰帯は糸魚川—静岡構造線と小谷—中山断層の間に形成された地質帯である。大峰帯の形成開始は鮮新世まで遡る。約 4.4 Ma 以降北部フォッサマグナは東西圧縮場に支配された（原山，2015a）。その結果，糸魚川—静岡構造線より西方の飛驒山脈と，小谷—中山断層より東方の新第三系の堆積岩類からなる水内帯が大峰帯に対して相対的に隆起したことにより，前期更新世まで砂礫を主体とする粗粒碎屑物が多く大峰帯に供給された。大峰帯の碎屑物に関する研究は礫種構成に着眼したものが多く，代表的なものに平林（1965）や小坂（1980）が挙げられる。平林（1965）は第四紀以降飛驒山脈の隆起速度が

著しくなったとして、すぐ東側の沈降地域にあたる大峰帯には山地から粗粒物質が供給されたとした。また、小坂（1980）は大峰帯全体からみると、礫岩層と火砕岩層の組み合わせからなる堆積—火成サイクルが2度認められること、礫岩は層準や地域の違いによって大きく異なり、後背地の地質の様相が顕著に現れているとした。

また、大峰帯の詳細な地質構造に関する研究として小坂（1992）が挙げられる。小坂（1992）は、大峰帯内部に分布する碎屑性の地層を下位より小谷累層と大峰累層に区分し、両者の境界を部分不整合であるとした。加えて、小谷累層と大峰累層の各々で連続性の良いテフラ層を追跡し、それぞれ七五三掛タフと鷹狩山凝灰岩層とした。長橋ほか（1996）は小坂（1992）で提唱された鷹狩山凝灰岩層を2つに区分し、下位より鷹狩山凝灰岩層Ⅰと鷹狩山凝灰岩層Ⅱとした上で、それぞれ高山盆地の丹生川火砕流堆積物と恵比寿峠火砕堆積物と対比した。つづいて、長橋（1998）は大峰帯内部に複数の火山碎屑物を見出し、各々の追跡、記載をした。

本研究の対象地域は長野県大町市、市街地東方鷹狩山を中心とする地域であり、大峰帯の中部に位置する（Fig. 1）。この地域には北より霊松寺山（標高1,134m）、鷹狩山（標高1,164m）、および南鷹狩山（標高1,147m）の3峰が連ねている。調査地域の西方には松本盆地が広がっており、槍ヶ岳付近を上流部とする高瀬川が流れる。

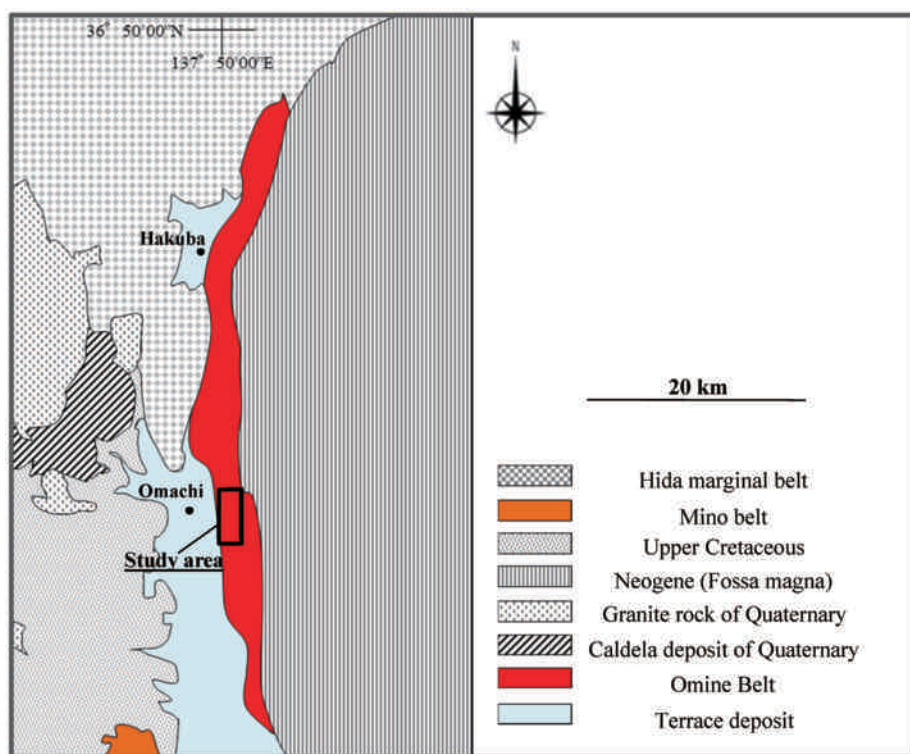


Fig. 1 Simplified geological map of study area (modified from Kato and Sato, 1983; Kato et al, 1989).

### 3. 地質各説

本調査地域には大峰層群（小坂，1992の“大峰累層”を再定義）が分布している。本研究では，大峰層群を4層に細区分し，層序の下位より，丹生子層（長橋，1998の“丹生子溶結凝灰岩層”を改称），曾根原層（長橋，1998の“曾根原溶結凝灰岩層”を改称），新引沢層（小坂，1992を再定義），および大峰層（長橋，1998の“大峰溶結凝灰岩層”を改称）とした。また，本研究では新引沢層についても7部層に細区分し，層序の下位より，松崎砂礫部層（新称），鷹狩山凝灰岩部層Ⅰ（長橋ほか，1996の“鷹狩山凝灰岩層Ⅰ”を改称），社砂礫部層（新称），鷹狩山凝灰岩部層Ⅱ（長橋ほか，1996の“鷹狩山凝灰岩層Ⅱ”を改称），唐花見砂礫部層（新称），霊松寺凝灰岩部層（長橋，1998の“霊松寺溶結凝灰岩層”を改称），山ノ神砂礫部層（新称）とした（Figs. 2, 3）。

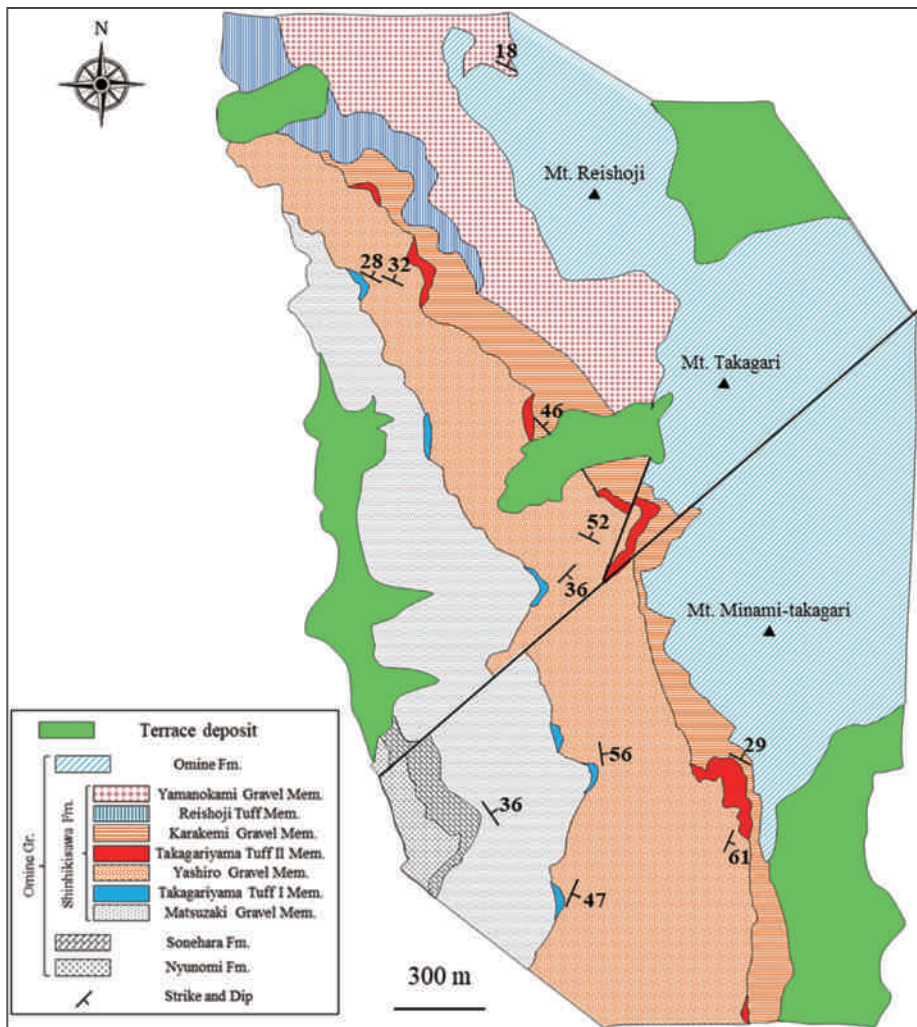


Fig. 2 Geological map in the study area. Fm. : formation ; Gr. : group ; Mem. : member.

Age	Stratigraphic division	Thickness(m)	Lithofacies	Radiometric ages
Quaternary Early Pleistocene Omine Gr. Shinbikisawa Fm.	Omine Fm.	over 200	Gray welded tuff Clearly Euxalitic texture of flamme	1.65 ± 0.10 Ma (K-Ar age; Machida and Arai, 2003) 1.42 ± 0.06 Ma (FT age; Ueki, 2005)
	Yamanokami Gravel Mem.	0-100	Alternation of gravel layer and fine-sand	
	Reishoji Tuff Mem.	0-110	Gray welded tuff Lower unit is pumice tuff. (Over middle) gravel	1.45 ± 0.11 Ma (FT age; Ueki, 2005)
	Karakemi Gravel Mem.	0-70	(Lower) gravel and lamination of fine sand	
	Takagarayama Tuff II Mem.	15	Yellow-white Pumice in Vitric fine sand	
	Yashiro Gravel Mem.	200	(Upper) alternation of gravel and sand (Middle) fine sand and mud. (Lower) gravel and fine sand.	
	Takagarayama Tuff I Mem.	5	White-gray tuffaceous fine sand	1.76 ± 0.17 Ma (FT age; Harayama, 1998)
	Matsuzaki Gravel Mem.	240	Gravel	
	Sonehara Fm.	40	Gray-white welded tuff	2.31 ± 0.09 Ma (K-Ar age; Machida and Arai, 2003) 2.26 ± 0.06 Ma
	Nyunomi Fm.	over 50	Red-Violet and gray welded tuff	

Fig. 3 Space diagram in central Omine Belt. Fm : formation ; Gr. : group ; Mem : member.

### 丹生子層

〔命名〕長橋（1998）の“丹生子溶結凝灰岩層”を改称した。

〔模式地〕大町市丹生子の恩沢付近とされる（長橋，1998）。

〔分布〕本調査地域では大町市常光寺付近のみに分布する。

〔層厚・岩相〕層厚は少なくとも50m以上である。長橋（1998）は西方の高瀬川河床にも本層が分布するとしており、正確な層厚は不明である。本調査地域では少なくとも2ユニットが確認され、下位より Unit-a, b とした。Unit-a は黒雲母の結晶が顕著な灰色の溶結凝灰岩である。大町市館之内県道55号線沿いの西向きの崖に良好な露出がある。Unit-b は灰色の非溶結な凝灰岩で表面は赤ないし赤紫色に呈していることが多い。Unit-a と比較すると風化が激しく、固結度が低い。また、球顆が数多くみられる。鏡下では黒雲母、斜方輝石、普通角閃石、斜長石、火山ガラスがみられほか、Unit-a では本質レンズ（最大長径 5 mm）が観察される。

### 曾根原層

〔命名〕長橋（1998）の“曾根原溶結凝灰岩層”を改称した。

〔模式地〕池田町堀之内付近とされる（長橋，1998）。

〔分布〕本調査地域では大町市常光寺付近のみに分布する。

〔層厚・岩相〕層厚は40m程度である。本調査地域では少なくとも4ユニットに分けられ、下位より Unit-a から d とした。Unit-a は固結度の低い明褐色のガラス質な細粒～中粒砂であり、厚さは50cm程度である。小礫程度の岩片も多く観察できる。Unit-b は白色ないし灰白色のガラス質な細粒の火山灰である。厚さは5m程度である。Unit-c は軽石が点在する岩相であり、厚さは30m程度である。軽石（最大1cm）は一方向に扁平である。また、鏡下では軽石やガラス片が扁平化したユータキシティック組織がみられる。Unit-d は固結度の低い灰白色な細粒砂であり、厚さは1.5m程度である。本ユニットには不明瞭な葉理状の構造が観察できる。

### 新引沢層

#### 松崎砂礫部層

〔命名〕新称

〔**模式地**〕 大町市松崎東方の荒沢沿い標高800m付近とする。

〔**分布**〕 大町市常光寺東方の新引沢から神栄町付近に分布する。

〔**層厚・岩相**〕 層厚は240m程度である。淘汰の悪い礫層が卓越する。礫の形状は円～亜円を示し、礫径は中礫～巨礫である。礫種は粗粒花崗岩、流紋岩、砂岩、チャートが主で、基質は中粒砂である。また、新引沢の標高790m付近では凝灰質砂層と中礫層の互層が確認できる。

#### 鷹狩山凝灰岩部層 I

〔**命名**〕 長橋ほか (1996) の“鷹狩山凝灰岩層 I”を改称した。

〔**模式地**〕 池田町会染の県道275号線沿いの丘陵とされる (長橋ほか, 1996)。

〔**分布**〕 大町市常光寺東方の新引沢標高790m付近から山岳博物館から乗越峠に向かう林道沿い標高830m付近、本調査地域内での北限は山田町東方の沢沿いの標高800m付近まで分布する。

〔**層厚・岩相**〕 層厚は大町市常光寺東方の新引沢では3m以上である。松崎東方の荒沢標高830m付近では1m程度である。山田町東方の沢沿いでは3mである。

岩相は地点により多少異なるが、多くは灰白色なガラス質のシルト～細粒火山灰である。新引沢では細粒火山灰とシルトサイズの火山灰が互層をなす岩相のほか、一部赤色を呈するガラス質で細粒な火山灰が下部で観察できる。上部では固結度のよい灰白色でガラス質な細粒火山灰中に径1cm程度の白色軽石が点在している岩相が観察できる。荒沢では下部より灰白色でガラス質なシルトや、白色でガラス質な細粒火山灰が観察できる。山田町東方の沢沿いでは灰色でガラス質の極細粒火山灰中に径2cm以下の白色または茶褐色な軽石が点在する岩相が確認できる。また、鏡下では斜方輝石、単斜輝石、斜長石、火山ガラスが観察できる。

#### 社砂礫部層

〔**命名**〕 新称

〔**模式地**〕 大町市社の新引沢および南方の支流付近とする。

〔**分布**〕 大町市社の新引沢から山田町付近まで分布する。

〔**層厚・岩相**〕 層厚は200m程度である。本層の最下部は小礫～大礫を含む淘汰の悪い礫層もしくは礫砂互層が確認でき、基質は灰白色の凝灰質な細粒～中粒砂である。新引沢支流の中部では、上方粗粒化を示す細粒砂～細礫層と小礫層の砂礫互層や暗褐色泥層が確認できる。また、山田町東方の沢沿いでは大礫を含む含礫泥層や砂泥互層が観察できる。本層の最上部は平行葉理をなす中粒～粗粒砂層や細礫層、中礫～大礫の淘汰の悪い礫層が観察できる。

#### 鷹狩山凝灰岩部層 II

〔**命名**〕 長橋ほか (1996) の“鷹狩山凝灰岩層 II”を改称した。

〔**模式地**〕 池田町会染の県道275号線沿いの丘陵とされる (長橋ほか, 1996)。

〔**分布**〕 大町市相川トンネル南西標高930m付近から山田町東方の沢沿い (標高860m付近まで) 分布する。

〔**層厚・岩相**〕 南鷹狩山南西部滝の入り林道付近で最も厚く15m程度である。その他の地域では5～10m程度である。南鷹狩山南部滝の入り林道沿いは特に露出がよく、本層直下

の細礫層から直上の巨礫を含む淘汰の悪い礫層までほぼ連続した露出状態を示す。

研究地域内では少なくとも5つの岩相がみられ、下位より Unit-a から e とした。Unit-a は白色でガラス質な極細粒～細粒火山灰で下部では細礫程度の大きさの岩片が確認できる。滝の入り林道沿いの露頭では堆積する面に対して垂直方向に発達する脱ガスパイプの構造が確認できる。Unit-b は固結度のよい赤褐色でガラス質な細粒火山灰中に軽石が点在する岩相である。滝の入り林道標高940m付近や鷹狩山南西部標高950m付近でその産状を確認できる。Unit-c は Unit-b と類似しているが、Unit-b に比べ固結度が悪く、明灰色の極細粒ガラス質火山灰中に軽石が点在する岩相である。滝の入り林道でみられるほか鷹狩山南西部標高950m付近でも確認できる。Unit-d は灰色の細粒火山灰中に軽石が点在する産状である。軽石の多くは褐色で、Unit-b や Unit-c と比較して軽石の個数は少ない。研究地域内では鷹狩山南西部標高960m付近でのみ確認できる。Unit-e は固結度の低い赤褐色ないし黄灰色火山灰中に軽石が点在する産状である。研究地域内では南鷹狩山北西斜面標高930m付近でのみ確認できる。全てのユニットにおいて、鏡下では斜長石、黒雲母、斜方輝石、単斜輝石、火山ガラス、および異質岩片が確認できる。

#### 唐花見砂礫部層

〔命名〕新称

〔模式地〕大町市社の新引沢および南方の支流付近とする。

〔分布〕大町市常光寺東方から山之神付近に分布する。

〔層厚・岩相〕層厚は最大で70m程度である。鷹狩山より北側では上位に霊松寺凝灰岩部層が累重する。霊松寺凝灰岩部層の分布等については後の項目で紹介する。鷹狩山凝灰岩部層Ⅱの直上の層準では中礫～巨礫の礫層が観察できる。基質は細粒～中粒砂で、滝の入り林道では露頭条件が良く、レンズ状の火山ガラス片に富んだ砂層が数か所確認できる。礫の形状は円～垂円で、破断したものも多数ある。礫種は粗粒花崗岩、両輝石デイサイト質溶結凝灰岩、砂岩、チャート、流紋岩などである。南鷹狩山南方では淘汰の悪い礫層の上位に逆級化を示す砂礫層が観察できる。砂層部には斜交葉理が確認できる。

両輝石デイサイト質溶結凝灰岩の礫は、鏡下観察の結果、斜方輝石、単斜輝石、斜長石、および石質岩片がみられるほか、溶結していることを示すユータキシティック構造が確認できる。記載岩石学的な特徴から本研究では丹生川火砕流堆積物の溶結部と対比できると判断した。

#### 霊松寺凝灰岩部層

〔命名〕長橋（1998）の“霊松寺溶結凝灰岩層”を改称した。

〔模式地〕大町市霊松寺付近とされる（長橋，1998）。

〔分布〕本調査地域では霊松寺から乗越峠に向かう道沿い標高940m付近までその分布が追跡でき、約30mの露頭欠如を挟んで礫層と近接する産状を確認できる。本層については、乗越峠以南では確認されなかった。また、大町市三日町の採石場内でも本層の分布が報告されていることから、本層の分布は三日町採石場より北方へ続くと考えられる。

〔層厚・岩相〕層厚は模式地付近で100m程度である。模式地以南では薄くなり、霊松寺山南西部で消失する。岩相は灰色の溶結凝灰岩で鏡下では本質レンズが扁平化したユータキシティック組織が確認できる。その他、斜長石、黒雲母、アルカリ長石、斜方輝石が観

察できる。

#### 山ノ神砂礫部層

〔命名〕 新称

〔模式地〕 大町市山ノ神の霊松寺山の北西の沢沿いとする。

〔分布〕 鷹狩山北西部を南限とし、霊松寺山の西側から山ノ神付近まで分布する。

〔層厚・岩相〕 層厚は最大で100m程度である。淘汰の悪い礫層と細粒～中粒の砂層が卓越する。礫層中の礫の形状は円～亜円を示し、礫径は中礫～巨礫である。礫種は粗粒花崗岩、流紋岩、砂岩、チャートが主で、基質は中粒砂である。霊松寺山北方山ノ神付近の沢の標高960m付近では本層上部と大峰層の境界が確認できる。

#### 大峰層

〔命名〕 長橋（1998）の“大峰溶結凝灰岩層”を改称した。

〔模式地〕 池田町堀之内東方の採石場とされる（長橋，1998）。

〔分布〕 本調査地域では大町市相川付近から霊松寺山北側付近に分布する。

〔層厚・岩相〕 研究地域内における層厚は200m程度である。本層は少なくとも4つの岩相に区分され、下位より Unit-a から d とした。Unit-a は灰色の細～中粒凝灰岩で、若干量の軽石が観察される。Unit-a は乗越峠南西部や南鷹狩山北西部で確認できる。Unit-b は灰色の溶結凝灰岩層で大半は一方向に節理が発達している。また、鏡下では本質レンズが顕著である。南鷹狩山北西部の標高1,050m付近などで確認できる。Unit-c は灰色ないし黒色で極細粒の凝灰岩である。Unit-c は霊松寺山北西部の沢標高950mなどで確認できる。Unit-d は灰白色ないし明褐色な細粒～中粒の火山灰で細礫程度の大きさの岩片を含む。Unit-e は灰色の溶結凝灰岩で、露頭では一方向に節理が発達した産状が観察でき、本質ガラスが確認できる。

## 4. 鉱物化学分析

社砂礫部層の4層準（下位より、Rtk1-1, Rtk1-2, Rtk1-3, Rtk1-4）と唐花見砂礫部層の4層準（下位より、Rtk2-1, Rtk2-2, Rtk2-3, Rtk2-4）から試料を採取し（Fig. 4）、斜方輝石を抽出した。Rtk1の4試料は鷹狩山凝灰岩部層Ⅰの上面から各々0.5m, 1.0m, 10m, 13mの層準に位置している。Rtk2の4試料は鷹狩山凝灰岩部層Ⅱの上面から各々2m, 10m, 15m, 20mの層に位置している。斜方輝石は大峰帯の中・上部に分布する火山碎屑岩層に共通する鉱物であり、その他多数の火成岩においてありふれた主要造岩鉱物の1つである。

試料の処理方法は、ふるい分けにより粒径64～256 $\mu\text{m}$ の粒子を抽出し、水ヒにより重鉱物を抽出した。次に、エポキシ系樹脂の一種であるペトロポキシでスライドガラスに貼り付け、円盤型岩石試料研磨機（#120, #200, #400, #800）、ガラス版（#1000, #1500, #3000, #6000）、ダイヤモンドペースト（3 $\mu\text{m}$ , 1/4 $\mu\text{m}$ ）を用い研磨し、薄片を作成した。その後、炭素蒸着をして斜方輝石の分析を行った。分析機器は信州大学理学部地質科学教室のエネルギー分散型X線分光器（日本電子株式会社製SEM（JSM-6510A）—EDAXPHOTOENIXシステム）で行なった。測定条件は加速電圧15kv, 照射電流2.0nA, 領域サイズSS:66, 作動距離WD:10mm, 分析モード:点分析, 補正計算は



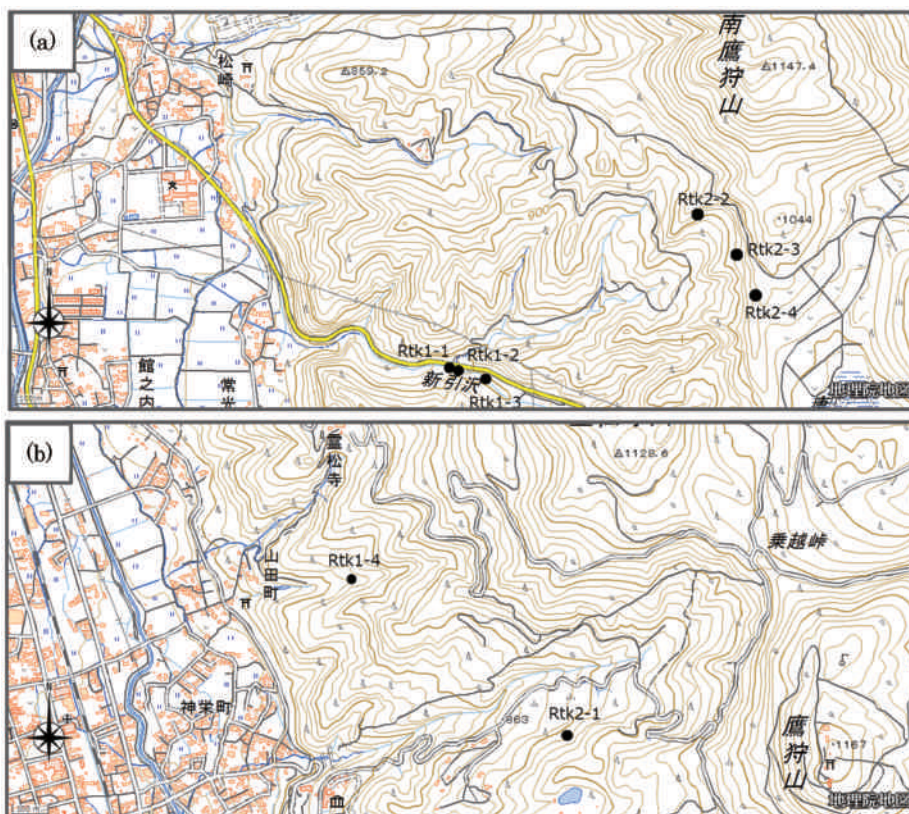


Fig. 4 (a) Location map of analyzed samples (Rtk1-1, 1-2, 1-3, 2-2, 2-3, 2-4). (b) Location map of analyzed samples (Rtk1-4, 2-1). Stratigraphic position of Rtk1-1, 2, 3, 4 are upper than Takagariyama Tuff I Member. And Stratigraphic position of Rtk2-1, 2, 3, 4 are upper than Takagariyama Tuff II Member. Topographic map are published by Geographical Survey Institute of Japan.

ZAF 法により行なった。標準試料には JEOL 標準試料 ( $\text{SiO}_2$ : Quartz,  $\text{TiO}_2$ : Rutile,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : Corundum,  $\text{MnO}$ : Manganosite,  $\text{MgO}$ : Periclase,  $\text{NiO}$ : Nickel Oxide,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ : Eskolaite,  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ : Jadeite,  $\text{CaSiO}_3$ : Wollastonite,  $\text{KTiOPO}_4$ : Potassium-Titanium Phosphate) を用いて、定量値を求めた。

分析の結果、鷹狩山凝灰岩部層 I は Fs40 程度であり (Fig. 5a), 単一の化学組成を有し、高橋ほか (2005) により報告された分析値とほぼ一致した。社砂礫部層の 4 層準については、Rtk1-1 は Fs37~Fs68 の範囲の固溶体組成を示す斜方輝石が、Rtk1-2 は Fs33~Fs77 の範囲の固溶体組成を示す斜方輝石が、Rtk1-3 は Fs37~Fs48 の範囲の固溶体組成を示す斜方輝石が、Rtk1-4 は Fs33~Fs79 の範囲の固溶体組成を示す斜方輝石が検出された (Fig. 5a)。鷹狩山凝灰岩部層 II は、高橋ほか (2005) においては Fs70 程度の固溶体組成を示す斜方輝石が検出されることが報告されているが、本研究ではその他に Fs40 程度の固溶体組成を示す斜方輝石を検出した (Fig. 5b)。唐花見砂礫部層の 4 層準に

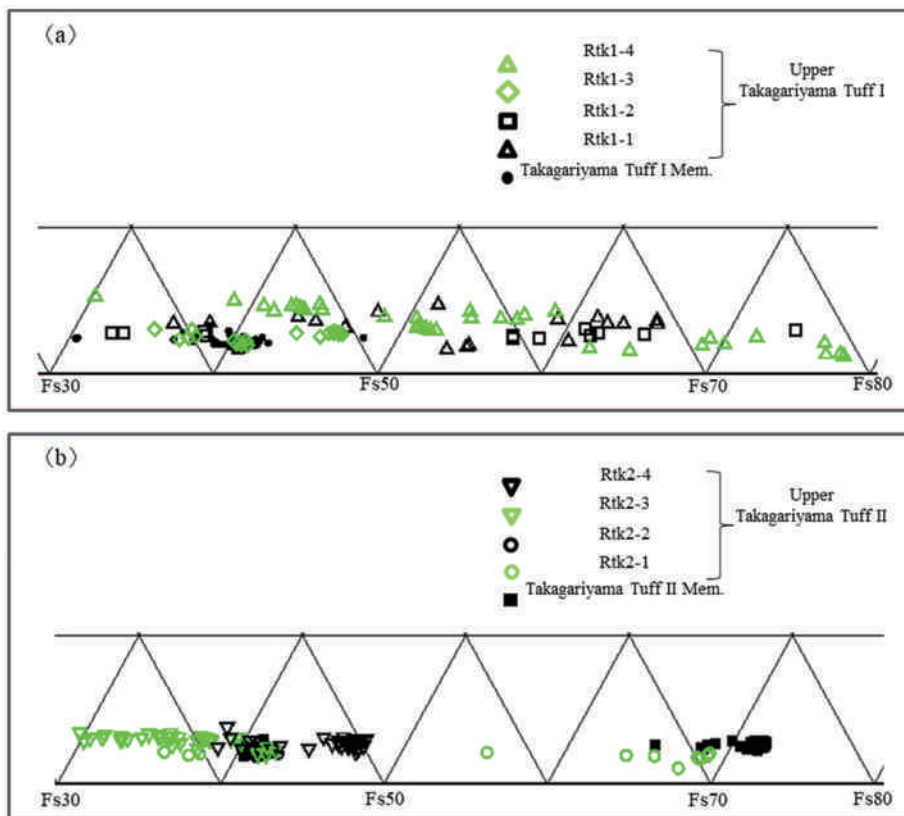


Fig. 5 Chemical composition of orthopyroxene from pyroclastic flow deposits and their reworking sediments. (a) Orthopyroxene from reworking sediments between Takagariyama Tuff I Member (Hodaka-Kd39 tephra) and Takagariyama Tuff II Member (Ebisutoge-Fukuda tephra). (b) Orthopyroxene from reworking sediments upper Takagariyama Tuff II Member. Fs: Ferrosilite; Mem.: member.

については、Rtk2-1はFs37～Fs43とFs65～Fs70の範囲の固溶体組成を示す斜方輝石が、Rtk2-2はFs41～Fs44の範囲の固溶体組成を示す斜方輝石が、Rtk2-3はFs32～Fs44の範囲の固溶体組成を示す斜方輝石が、Rtk2-4はFs39～Fs49の範囲の固溶体組成を示す斜方輝石が検出された (Fig. 5b)。

## 5. 議論

### 大峰帯中部地域の火山碎屑岩層の層序

地表地質踏査の結果、大峰帯中部地域には6層の火山碎屑岩層が分布し、下位より丹生子層、曾根原層、鷹狩山凝灰岩部層I、鷹狩山凝灰岩部層II、霊松寺凝灰岩部層、大峰層からなる (Fig. 3)。大峰帯中部地域の火山碎屑物の層序を検討した研究には長橋 (1998) や植木 (2005) などが挙げられる。

長橋 (1998) は、大峰帯のほぼ全域を研究地域とし、大峰帯内部には複数の火山砕屑層が狭在するとした。また、霊松寺山と鷹狩山の境界付近で、南北で地質構造が大きく異なることを主張し、両者の境界を断層であるとした上で、鷹狩山より北側でのみ霊松寺凝灰岩部層が分布するとした。しかし、地表地質踏査の結果、そのような大きな変位量を与える断層はなく、霊松寺凝灰岩部層の層厚が南方ほど薄くなることがわかった (Fig. 2)。また、霊松寺山南西に位置する山田町の沢沿いでは鷹狩山凝灰岩部層 II の上位に霊松寺凝灰岩部層が累重することがわかった。長橋 (1998) は、霊松寺凝灰岩部層を丹生子層より下位に存在することを主張しているが、本研究の結果、霊松寺凝灰岩部層は丹生子層より上位であり、かつ鷹狩山凝灰岩部層 II より上位であるといえる。

また、植木 (2005) は霊松寺凝灰岩部層と大峰層中のジルコンを抽出し、フィッシュン・トラック (FT) 法により放射年代の測定をしており、それぞれ  $1.45 \pm 0.11 \text{Ma}$  と  $1.42 \pm 0.06 \text{Ma}$  という値を得ている。これらの年代値は鷹狩山凝灰岩部層 I の  $1.76 \pm 0.17 \text{Ma}$  (FT 年代; 原山, 1998) と鷹狩山凝灰岩部層 II と対比される恵比寿峠—福田テフラの約  $1.75 \text{Ma}$  (吉川ほか, 1996) の年代値よりも若く、霊松寺凝灰岩部層が鷹狩山凝灰岩部層 II の上位層であることを支持している。一方で、大峰層は広域テフラとして、魚沼層群や猿丸層中で見出されているが、それらの年代は  $1.6 \sim 1.7 \text{Ma}$  (町田・新井, 2003; 里口ほか, 2000; 田村ほか, 2010) で、大峰層中の全岩 K-Ar 年代の  $1.65 \pm 0.10 \text{Ma}$  と  $1.69 \pm 0.11 \text{Ma}$  (町田・新井, 2003) とは整合的であるが、植木 (2005) の測定結果 ( $1.42 \pm 0.06 \text{Ma}$ ) とは  $0.2 \sim 0.3 \text{Ma}$  程度の差がある。本研究では (1) 霊松寺凝灰岩部層と大峰層の噴出年代に差がないこと、(2) 霊松寺凝灰岩部層の噴出年代は鷹狩山凝灰岩部層 II の堆積後であるとした上で、これ以上の議論はしない。

#### 広域対比

大峰帯中部地域に分布する火山砕屑岩層のうち曾根原層、鷹狩山凝灰岩部層 I、鷹狩山凝灰岩部層 II、および大峰層は広域火山灰であるが、丹生子層と霊松寺凝灰岩部層は給源、および対比できる火山灰がともに見つかっていない (Fig. 6)。丹生子層は曾根原層の直下に砕屑岩層を挟まずに分布していることから、その年代は曾根原層の年代値の  $2.26 \text{Ma}$  と殆ど差がないことが推定される。一方、霊松寺凝灰岩部層は鷹狩山凝灰岩部層 II の上位で大峰層の下位であることから、その年代は  $1.75 \sim 1.65 \text{Ma}$  頃と推定される。これまで大峰帯に分布する凝灰岩層の広域対比は大峰帯の層序自体が混乱していることもあって遅れていた。しかし、大峰帯は、飛驒山脈近傍に位置し、かつ多くの火山砕屑岩層を挟むことから、層序を確立することで周辺の火成活動の年代を確かめる重要な証拠となる。大峰帯は、広域対比・堆積場の時空間的対比が可能とする重要な地質帯であり、そこに分布する丹生子層と霊松寺凝灰岩部層の 2 つの凝灰岩層の広域対比がなされれば、飛驒山脈を中心とする後期鮮新世～前期更新世の火成活動史がより鮮明になるといえる。

#### 大規模火砕流堆積物の削剝・再堆積システム

鉱物化学分析の結果、社砂礫部層では、鷹狩山凝灰岩部層 I の斜方輝石の固溶体組成である Fs40前後である斜方輝石が含まれること (Fig. 5a) から、鷹狩山凝灰岩部層 I の再堆積が継続していたことがうかがえる。鷹狩山凝灰岩部層 II と霊松寺凝灰岩部層の間の層準では、Rtk2-1の層準を除いて、固溶体組成が Fs50～Fs70の範囲の固溶体組成の斜方輝

Age	Omine Belt	Takayama Basin	Unuma Group	Hokuriku Group	Kazusa Group	Kakegawa Group	Tokai Group
1.65 Ma	Omine Fm.		SK110	O3	Kd25	Kamhijikata 1	Komeno 1
	Reishoji Tuff Mem.						
1.75 Ma	Takagariyama Tuff II Mem.	Ebisutoge P.D.	Tsujimatagawa	O2	Kd38		Karegawa
1.76 Ma	Takagariyama Tuff I Mem.	Nyukawa P.F.D.		O1.5	Kd39	Kawakubo	
			Sig		Kd44		
				O1			Bnd 2
			Ok3	OM1	SR		
			Chw	OL3	KII	Nishihirao	Bnd 1
2.26 Ma	Sonehara Fm.	Kijiya W.T.	Tsp, Ok1	Tng	In11		
					NaG		
	Nyunomi Fm.		Tzw	O15	Tmd2		

Fig. 6 Correlation of Early Pleistocene regional marker tephras in central Japan (modified from Tamura et al, 2010). Fm. : formation ; Mem. : member ; P.D. : pyroclastic deposit ; P.F.D. : pyroclastic flow deposit ; W.T. : welded tuff.

石は含まれていない (Fig. 5b)。鷹狩山凝灰岩部層IIの斜方輝石の固溶体組成に着目すると、本研究で検出したFs40程度の固溶体組成を示す斜方輝石は他の地域に分布する鷹狩山凝灰岩部層IIと対比される火山灰層中からは検出されず (高橋ほか, 2005), 大峰帯に分布する鷹狩山凝灰岩部層IIにのみ含まれる。このことからFs40程度の固溶体組成を示す斜方輝石は鷹狩山凝灰岩部層II由来の斜方輝石ではなく、鷹狩山凝灰岩部層II堆積時に混合したものである可能性があり、鷹狩山凝灰岩部層IIの本質物としての斜方輝石の固溶体組成はかなりFsに富んだFs70程度のものだと推定される。このようなFsに富んだ斜方輝石は鷹狩山凝灰岩部層IIの直上の2 mに位置するRtk2-1の層準のみで確認されており、鷹狩山凝灰岩部層IIの再堆積はRtk2-1の層準には生じたが、Rtk2-2より上位の層準堆積時には生じなかったことがうかがえる。ここで着目すべきは火砕流堆積物本体に溶結部が占める割合である。鷹狩山凝灰岩部層Iと鷹狩山凝灰岩部層II各々に対比される丹生川火砕流堆積物、恵比寿峠火砕堆積物は、ともに岐阜県の高山盆地とその周辺域に火砕流堆積物が分布 (Figs. 7a-b) し、それぞれ広域テフラと合わせた総噴出量が400km<sup>3</sup>と300 km<sup>3</sup>の日本を代表する大規模火砕流堆積物である。しかし、両者の火砕流堆積物は溶結部の占める割合が大きく異なる。長橋 (1995) は高山盆地に分布する更新統の火砕物を記載し、その中で丹生川火砕流堆積物は層厚50~100mで、基底部の0.5~4 mを除いてほとんどが溶結した火山灰流堆積物であると記載した。一方、恵比寿峠火砕堆積物は層厚40m以上であるのに対し、溶結した部分の層厚は8 m未満であるとしている。溶結現象は流下当時の火砕流堆積物の保持していた熱と自重により火山ガラスが軟化・接着する現象であり、溶結度の進行は火砕流堆積物自身の固結度と強度の上昇をもたらす。したがって、溶結部の卓越した丹生川火砕流堆積物は恵比寿峠火砕堆積物と比較して、固結度と強度が高

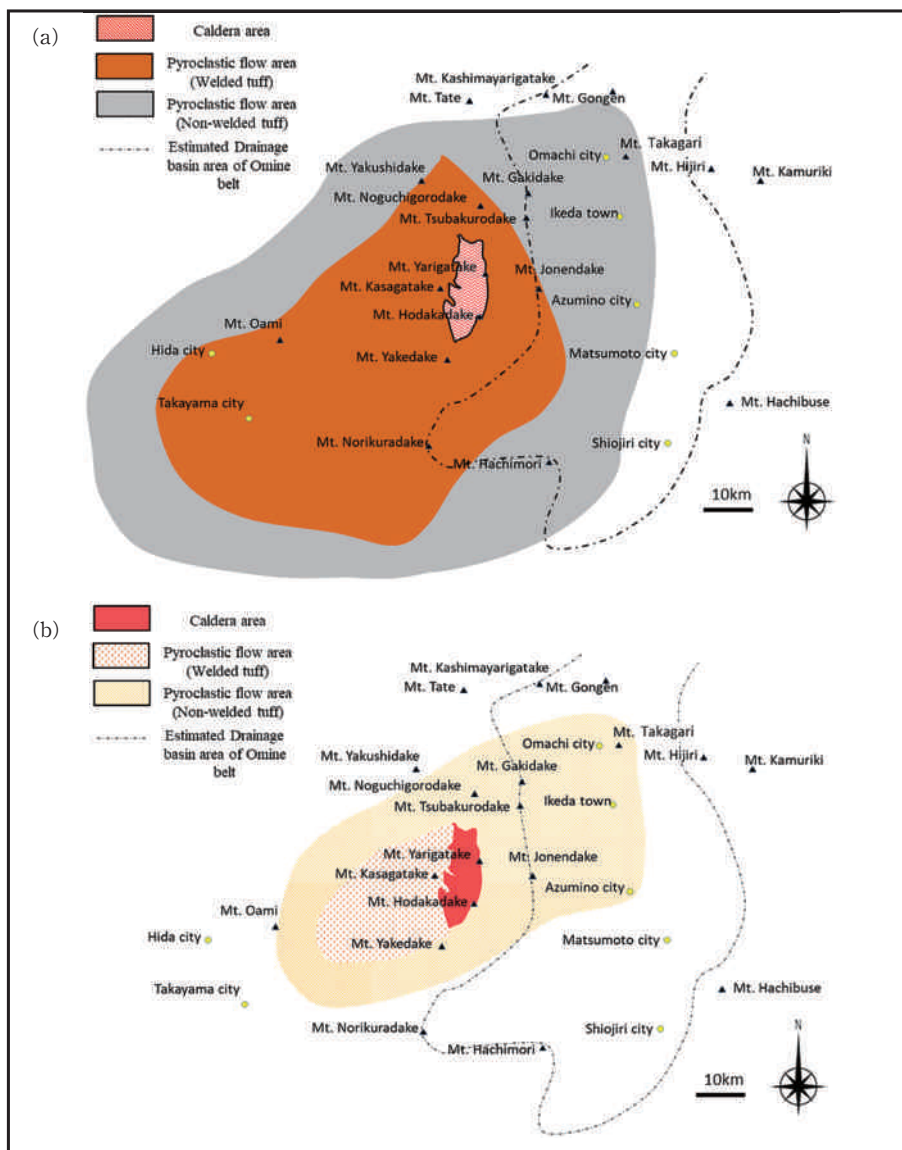


Fig. 7 (a) The estimated distribution of Nyukawa Pyroclastic Flow Deposit and old drainage basin area of a river which transport clastic materials to the Omine Belt. (b) The estimated distribution of Ebisutoge Pyroclastic Deposit and old drainage basin area of a river which transport clastic materials to the Omine Belt (refer to Harayama, 2015b; Harayama et al, 2009; Nagahashi et al, 1996; Nagahashi, 1998).

いといえる。固結度と強度が高ければ、侵食・削剝にも強く、長期間残存しやすくなる。飛騨山脈の東側の大峰帯とその周辺域での2つの火砕流堆積物の現在の分布はごく一部に限られており、安曇野市三郷の小倉小学校跡を除いて溶結部は確認できない(原山ほか、

2009)。しかし、大峰帯の鷹狩山凝灰岩部層 II の上位の碎屑物中には丹生川火砕流堆積物起源の溶結凝灰岩礫が多数見られる。このことから丹生川火砕流堆積物の溶結部は恵比寿峠火砕堆積物が流下した1.75Ma 頃には飛驒山脈東麓の広範囲に分布していたことが示唆され、溶結していたために削剝・再堆積も長期間にわたったといえよう。一方、恵比寿峠火砕堆積物はほとんど溶結部をもたないため、丹生川火砕流堆積物と比較して、固結度と強度が低いために、侵食・削剝が短期間で進行し、結果として再堆積作用も短期間で終了したと考えられる。飛驒山脈の隆起速度は他の山岳域と比較して相当速いので、非溶結部を主体とする給源域の恵比寿峠火砕堆積物の侵食・削剝は著しいことから、削剝・再堆積の期間もより短期間となったといえよう。

## 6. 結論

本論文は大峰帯中部地域の地質を層序学的な視点と火山地質学的な視点から捉え、地表踏査および鉱物化学分析から層序と碎屑物供給系について議論を行った。大峰帯中部地域には6層の火山碎屑岩層が分布し、下位より丹生子層、曾根原層、鷹狩山凝灰岩部層 I、鷹狩山凝灰岩部層 II、霊松寺凝灰岩部層、および大峰層である。曾根原層と接している下位の丹生子層は大峰帯中・上部層準の最下部に位置しており、曾根原層の放射年代から大峰帯中部地域の堆積は前期更新世に進行した。また、1.76Ma に鷹狩山凝灰岩部層 I、1.75Ma に鷹狩山凝灰岩部層 II が堆積し、堆積後には削剝・再堆積システムが出現した。削剝・再堆積システムは火砕流堆積物の溶結度に強く依存している。鷹狩山凝灰岩部層 I と対比される丹生川火砕流堆積物はほとんどが溶結部からなるために後背地での削剝に一定期間要したため、再堆積性の地層が長期間堆積し続けたと考えられる。一方、大半が非溶結部からなる鷹狩山凝灰岩部層 II と対比される恵比寿峠火砕堆積物の大峰帯内部での再堆積作用については直上のわずかな層準でしか見つからず、後背地での削剝・消失速度が極めて速かったことが示唆される。

## 7. 謝辞

本研究を進めるにあたり、信州大学地質科学教室の牧野州明氏と津金達郎氏には EDS 分析に関して適切な御助言を頂いた。信州大学地質科学教室岩石マグマ談話会の皆様には、研究期間中、御助言および御助力を頂いた。また、匿名の査読者には有益な御助言を頂き、本原稿は大幅に改善された。以上の方々に深く御礼申し上げます。

## 文献

- Harayama, S. 1992, Youngest exposed granitoid pluton on Earth: Cooling and rapid uplift of the Pliocene-Quaternary Takidani Granodiorite in the Japan Alps, central Japan. *Geology*, **20**, 657-660.
- 原山 智 (Harayama, S.), 1998, 穂高一滝谷火山深成コンプレックスの形成場と飛驒山脈の隆起 (Chronology and tectonic setting of the Hotaka-Takidani volcano-plutonic complex, and uplifting history of the Hida Mountain Range). 日本地質学会第105年学術大会講演要旨 (105th Annu. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.), 372.

- 原山 智 (Harayama, S.), 2015a, 短縮テクトニクスにより生じた北部フォッサマグナと大峰帯での変形, 飛驒山脈の傾動隆起 (Deformation in the North Fossa Magna and Omine Terrane, and tilting uplift of the Hida Mountain Ranges resulted from contraction tectonics). 日本地質学会第122年学術大会講演要旨 (122nd Annu. Meet. Geol. Soc. Japan, *Abstr.*), 120.
- 原山 智 (Harayama, S.), 2015b, 上高地盆地の地形形成史と第四紀槍・穂高カルデラ滝谷花崗閃緑岩コンプレックス (Geomorphic development of the Kamikochi Basin, and Quaternary Yari-Hotaka Caldera and Takidani Granodiorite Complex). 地質学雑誌 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **121**, 373-389.
- 原山 智・大塚 勉・酒井潤一・小坂共栄・駒澤正夫 (Harayama, S., Otsuka, T., Sakai, J., Kosaka, T. and Komazawa, M.), 2009, 松本地域の地質. 地域研究報告 (5万分の1地質図幅) (Geology of the Matsumoto District. Quadrangle Series, 1 : 50,000). 産総研地質調査総合センター (Geol. Surv. Japan, AIST), 63p.
- 平林照雄 (Hirabayashi, T.), 1965, 松本盆地周辺の第三系の礫岩についての地質学的研究 (Provenance of the Tertiary Conglomerates East of the Matsumoto Basin, Nagano Prefecture). 地質学雑誌 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **72**, 191-203.
- 金子智幸・山崎正男・佐藤博明 (Kaneko, T., Yamasaki, M. and Sato, H.), 1976, 飛驒山地に分布する高原火砕流堆積物について (Takahara pyroclastic flow deposits in Hida Highland). 火山 (*Bull. Volcanol. Soc. Japan*), **21**, 127-128.
- 片岡香子・中条武司 (Kataoka, K. and Nakajo, T.), 2000, 鮮新・更新統東海層群中の恵比寿峠-福田テフラ (嘉例川火山灰) における土石流-ハイパーコンセントレイティッド流堆積物の堆積過程 (Depositional processes of the debris-flow and hyperconcentrated flow deposits, the Ebisutoge-Fukuda tephra (Karegawa volcanic ash) in the Tokai Group, Plio-Pleistocene boundary, central Japan). 地質学雑誌 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **106**, 897-900.
- 加藤碩一・佐藤岱生 (Kato, S. and Sato, T.), 1983, 信濃池田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅) (*Geology of the Shinano-Ikeda District. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000*). 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 93p.
- 加藤碩一・佐藤岱生・三村弘二・滝沢文教 (Kato, S., Sato, T., Mimura, K. and Takizawa, F.), 1989, 大町地域の地質. 地域地質研究報 (5万分の1図幅) (*Geology of the Omachi District. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000*). 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 111p.
- 小坂共栄 (Kosaka, T.), 1980, 大峰帯の礫岩 (Conglomerates in the Omine Belt). 信州大学理学部紀要 (*Jour. Fac. Sci., Shinshu Univ.*), **15**, 31-46.
- 小坂共栄 (Kosaka, T.), 1992, 大峰帯の地質とそのフォッサマグナ発達史における意義 (Geology of the Omine Belt and its geological significances in a tectonic history of the Fossa Magna region, central Japan). 信州大学理学部紀要 (*Jour. Fac. Sci., Shinshu Univ.*), **26**, 75-140.
- 町田 洋・新井房夫 (Machida, H. and Arai, F.), 2003, 新編火山灰アトラス (日本列島とその周辺) (Atlas of tephra in and around Japan (revised edition)). 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press), 336p.
- 三村弘二・原山 智, 2002, 北部フォッサマグナ大峰帯火山岩の K-Ar 年代と大峰帯の堆積・変

- 形 (K-Ar age of the volcanic rocks, the sedimentation and the deformation in the Omine Belt, Northern Fossa Magna, central Japan). 地質調査研究報告 (*Bulletin of the Geological Survey of Japan*), **53**, 439-444.
- 長橋良隆 (Nagahashi, Y.), 1995, 岐阜県高山盆地の鮮新世～中期更新世火山砕屑物 (Correlation of the late Pliocene large-scale pyroclastic flow deposits, Gifu and Nagano prefectures, central Japan). 地球科学 (*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **49**, 109-124.
- 長橋良隆 (Nagahashi, Y.), 1998, 中部日本, 大峰地域の鮮新世火砕流堆積物一層序・記載岩石学的特徴一 (Pliocene pyroclastic-flow deposits in the Omine area, central Japan: stratigraphy and petrography). 地質学雑誌 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **104**, 184-198.
- 長橋良隆・小坂共栄・日比伸子 (Nagahashi, Y., Kosaka, T. and Hibi, N.), 1996, 岐阜・長野県に分布する後期鮮新世の大規模火砕流堆積物その対比一丹生川火砕流堆積物・恵比寿峠火砕流堆積物とその相当層の例一 (Correlation of the late Pliocene large-scale pyroclastic flow deposits, Gifu and Nagano prefectures, central Japan—case study of the Nyukawa Pyroclastic Flow Deposit, Ebisutoge Pyroclastic Deposit and their correlative deposits). 地球科学 (*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **50**, 29-42.
- 里口保文・長橋良隆・黒川勝巳・吉田周作 (Satoguchi, Y., Nagahashi, Y., Kurokawa, K. and Yoshida, S.), 2000, 本州中央部に分布する鮮新—下部更新統の火山灰層序 (Tephrostratigraphy of the Pliocene to Lower Pleistocene formations in central Honshu, Japan). 地球科学 (*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **53**, 275-290.
- 高橋直樹・満岡 孝・加藤 新・横山一己 (Takahashi, N., Mitsuoka, T., Kato, A. and Yokoyama, K.), 2005, 南関東地方における第三紀／第四紀境界付近のテフラ鍵層 Kd38の対比一房総半島の上総層群と千倉層群との対比一 (Correlation of the key tephra bed 'Kd38' occurring near the boundary between the Tertiary and Quaternary in the southern part of the Kanto Province, central Japan —Correlation in the Kazusa Group and the Chikura Group, Boso Peninsula—). 地質学雑誌 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **111**, 371-388.
- 田村糸子・山崎晴雄・中村洋介 (Tamura, I., Yamasaki, H. and Nakamura, Y.), 2010, 富山積成盆地, 北陸層群の広域テフラと第四紀テクトニクス (The wide-spread tephra in the Hokuriku Group and the Quaternary tectonics of the Toyama Basin, Japan). 地質学雑誌 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **116**, S1-S20.
- 植木岳雪 (Ueki, T.), 2005, 北部フォッサマグナ西縁, 大峰帯中部の前期更新世溶結凝灰岩の放射年代と古地磁気極性 (Fission track and K-Ar ages, and paleomagnetic polarity of Early Pleistocene Welded tuff beds in the Omine zone of the Northern Fossa Magna region, central Japan). 日本地質学会第112年学術大会講演要旨 (*112nd Annu. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.*), 72.
- 吉川周作・里口保文・長橋良隆 (Yoshikawa, S., Satoguchi, Y. and Nagahashi, Y.), 1996, 第三紀・第四紀境界層準の広域火山灰一福田・辻又川・Kd38火山灰一 (A widespread volcanic ash bed in the horizon close to the Pliocene-Pleistocene boundary: Fukuda-Tsujimatagawa-Kd38 volcanic ash bed occurring in central Japan). 地質学雑誌 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **102**, 258-270.