

原著論文

## 関東山地北西縁下仁田地域に産する珪長質火成岩体のU-Pbジルコン年代

佐藤興平<sup>1</sup>・竹内 誠<sup>2</sup>・鈴木和博<sup>3</sup>・南 雅代<sup>3</sup>・柴田 賢<sup>4</sup>

<sup>1</sup>気象庁気象大学校 : 〒277-0852 千葉県柏市旭町7-4-81

<sup>2</sup>名古屋大学大学院環境学研究所 : 〒464-8601 愛知県名古屋市千種区不老町

<sup>3</sup>名古屋大学宇宙地球環境研究所 : 〒464-8601 愛知県名古屋市千種区不老町

<sup>4</sup>元名古屋大学年代測定資料研究センター : 〒470-0232 愛知県みよし市黒笹いずみ2-16-18

**要旨** : 関東山地北西縁部に位置する下仁田地域は、跡倉ナップの研究発祥の地であり、多様な異地性岩塊からなるクリッペ群が分布することで特徴づけられる。この地域の珪長質火成岩類に着目すると、クリッペ群にはペルム紀と前期白亜紀の花崗岩の岩塊や礫が産するのに対して、クリッペ群の北側には後期白亜紀-古第三紀とされる花崗岩と凝灰岩の岩体や礫が分布するという時代的な差異が認められる。後者が跡倉ナップに参加したかどうかは判然とせず、また変形や変質を受けているため従来の年代測定手法では正確な時代を決めることができなかった。そこで、まず代表的な試料につきジルコンを分離してLA-ICP-MS法でU-Pb年代を求めた。得られた年代は約100Maと約70Maに2分され、フィッジョン・トラック年代やK-Ar年代を基に古第三紀とされてきた骨立山凝灰岩体も70Ma頃の後期白亜紀の岩体であることが判明した。

**キーワード** : 関東山地, 下仁田, 跡倉<sup>あとぐら</sup>ナップ, 珪長質火成岩, 花崗岩, 凝灰岩, 礫岩, 滑<sup>なめ</sup>, 千平<sup>せんだいら</sup>, 骨立山<sup>こつたてやま</sup>, 神農原<sup>かのほら</sup>, LA-ICP-MS法, U-Pb ジルコン年代, 白亜紀

## U-Pb zircon ages of felsic igneous rocks from the Shimonita area in the northwestern Kanto Mountains, central Japan

SATO Kohei<sup>1</sup>, TAKEUCHI Makoto<sup>2</sup>, SUZUKI Kazuhiro<sup>3</sup>, MINAMI Masayo<sup>3</sup> and SHIBATA Ken<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Meteorological College, Japan Meteorological Agency: Asahi 7-4-81, Kashiwa, Chiba 277-0852, Japan

<sup>2</sup>Institute for Environmental Science, Nagoya University: Furo-cho, Chikusa, Nagoya, Aichi 464-8601, Japan

<sup>3</sup>Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University: Furo-cho, Chikusa, Nagoya, Aichi 464-8601, Japan

<sup>4</sup>Formerly Dating and Material Research Center, Nagoya University: Kurozasa-Izumi 2-16-18, Miyoshi, Aichi 470-0232, Japan

**Abstract** : Shimonita area is the cradle of study on the Atogura Nappe that is thought to be a thrust sheet on the Sanbagawa and nearby Chichibu belts in the northern margin of the Kanto Mountains, central Japan. This area is characterized by a group of klippe, remnants of the western part of the Atogura Nappe, containing various allochthonous blocks. It is noticed, in view of felsic igneous rocks in this area, that Permian and Early Cretaceous granitoids occur in the klippe, while Late Cretaceous to Paleogene granitoids and volcanic rocks occur to the north of the Sanbagawa metamorphic rocks. The latter igneous rocks are uncertain with regard to nappe tectonics and their detailed age is unknown because of strong deformation and alteration. Here, we report U-Pb zircon ages for representative samples from these igneous bodies of unknown age using LA-ICP-MS technique. The age results are divided into two groups: ca.100Ma and ca.70Ma. Prevalent Paleogene ages for the Kotsutateyama tuff based on fission-track and K-Ar dating were re-determined to be Late Cretaceous of about 70Ma.

**Key Words** : Kanto Mountains, Shimonita, Atogura Nappe, felsic igneous rocks, granitoid, tuff, conglomerate, Name, Sendaira, Kotsutateyama, Kanohara, LA-ICP-MS, U-Pb zircon age, Cretaceous

### 1. はじめに

関東山地北縁の三波川帯とその周辺部には、由来のはっきりしない小規模な地質体が散在する(図1)。その多くは三波川帯の構造的上位に異地性岩塊として分布しており、衝上断層運動で三波川帯や秩父帯の上に押し被せられた地

質体(跡倉<sup>あとぐら</sup>ナップ)が削剥されて(註1)、一部がクリッペとして残ったものと考えられている。そのようなクリッペ群としては、西から東へ、下仁田地域の跡倉クリッペ群(藤本ほか, 1953; 内田, 1961, 1962; 新井ほか, 1966)、鬼石南方の神山および岳山クリッペ(藤本ほか, 1953; 飯島, 1964)および寄居-小川地域の異地性岩塊群(小勝ほか,

1970) が古くから注目され詳しい調査が行われてきた。寄居-小川地域の岩塊群については、基底部の低角断層が他の地域のように明瞭には露出していないためか、クリッペという名称が使われてこなかったが、小坂 (1979) はこれらの岩塊もクリッペであると指摘し、少なくともその主要部が三波川帯の構造的上位に位置するという主旨は以後の研究にも受け継がれている (佐藤ほか, 2015とその引用文献)。

下仁田地域ではクリッペ群下底の衝上断層の一部が野外で明瞭に観察され、下仁田は跡倉ナップ研究発祥の地となった。この地域の三波川変成岩類の地表分布の北側には、後期白亜紀-古第三紀とされる花崗岩体や凝灰岩体が分布し (図2)、西南日本内帯に対比される地質体と位置づけられている (例えば、佐藤ほか, 2015)。この花崗岩体は小スケールの地質図に表示できるほどの規模をもつ岩体としては関東山地北縁では唯一のものであり、一部の試料の黒雲母について66MaのK-Ar年代が得られている (柴田・高木, 1989; 佐藤ほか, 1992)。しかし、これらの珪長質火成岩体のほとんどは変形や変質を受けており、K-Ar法やフィッ

ション・トラック法など従来の年代測定法では信頼できる年代値が得られないため、詳しい年代が不明であった。これらを西南日本内帯の火成岩体 (例えば、鈴木, 2005とその引用文献) に対比するとしても、信頼できる年代値に基づいて、西南日本の白亜紀火成岩体のどれに対比できるのかといった具体的な検討がなされてきた訳ではない。千平付近の変形・変質の著しい岩体については、かつて「跡倉クリッペのハイマート (故郷あるいは原産地を意味するドイツ語Heimat)」の構成要素と位置づけられたこともあり (新井ほか, 1966)、その後もクリッペ群に含まれるペルム紀花崗岩類に対比する見方がある (野村ほか, 1994; 註2)。下仁田地域の地質の実態解明を進めるためには、変形や変質の影響を受けにくいジルコンのU-Pb年代を測定するなどして、これら珪長質火成岩体の年代を確定する必要がある。

関東山地北縁部の白亜紀-古第三紀とされる珪長質火成岩類は、下仁田地域の他にも知られている (図1)。寄居-小川地域には寄居酸性岩類とされる溶結凝灰岩が (例えば、近重・小坂, 2000)、また比企丘陵には越畑花崗岩体

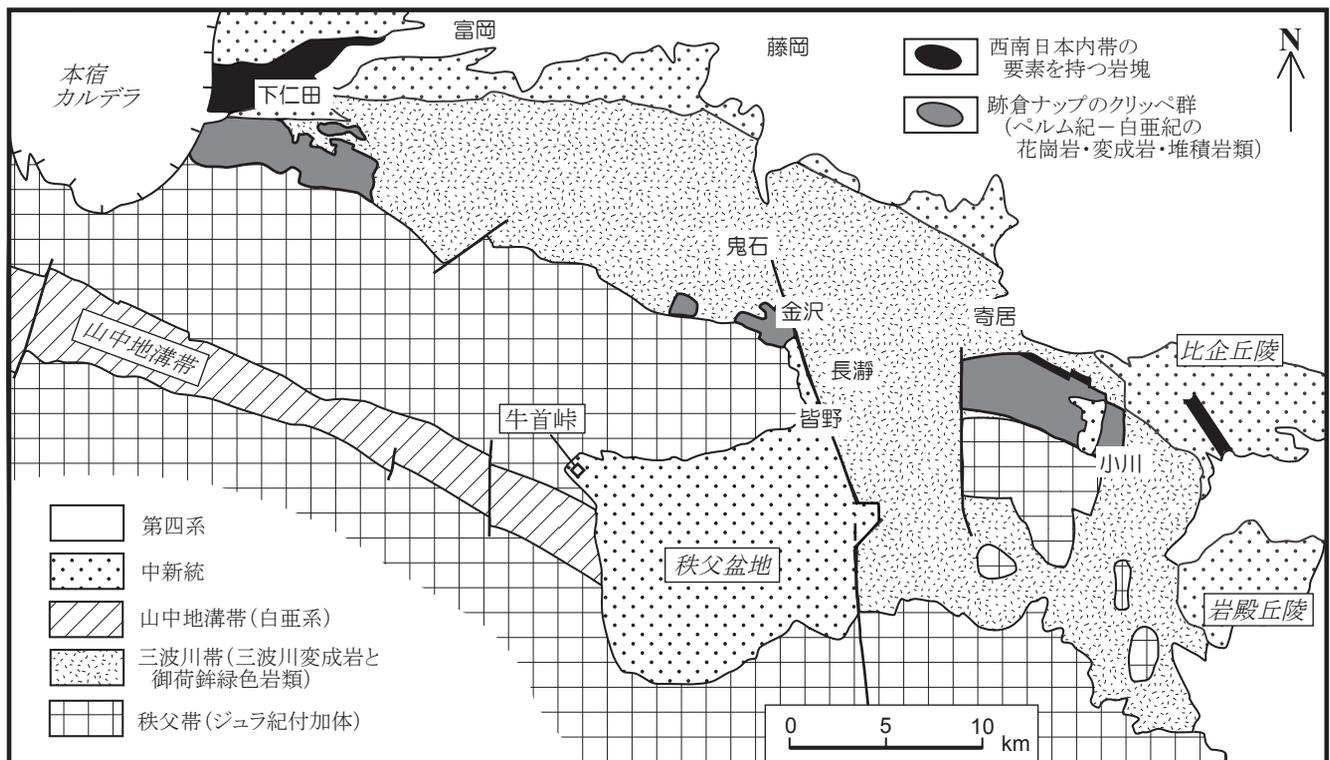


図1. 関東山地北縁部の地質概略。

佐藤ほか (2015) の図1を参照。跡倉ナップのクリッペ群は三波川帯と近傍の秩父帯の構造的上位にのる異地性岩塊群の総称で、ペルム紀と前期白亜紀の花崗岩類や変成岩類および後期白亜紀の跡倉層やその相当層などからなる。クリッペ群を構成する岩塊の境界は一般に断層であり、それぞれの岩塊中にも断層が発達して、全体としてテクトニック・ブロックの集合体と言える (例えば、小野, 2000)。西南日本内帯の要素を持つ岩体が下仁田と比企丘陵に産し (黒色部)、下仁田ではジュラ紀の付加体を後期白亜紀の還元型花崗岩が貫き (例えば、高木・藤森, 1989)、比企丘陵では中部地方の領家帯の非持花崗岩に対比される後期白亜紀の花崗岩などからなる越畑岩体が中新統とは断層を境に孤立した露出をなすとされる (武井・小池, 1977; 比企団体研究グループ, 1982; 高木ほか, 1989)。寄居-小川地域のクリッペ群北縁にも白亜紀末-晩新世とされる寄居酸性岩類 (溶結凝灰岩など) が産する (黒色部)。「本宿カルデラ」は後期中新世-鮮新世の火山岩類からなる本宿層の分布を示しており、周辺の関連貫入岩類は省略されている。

と称される岩体が産する（例えば、高木ほか，1989）。前者は寄居－小川地域のクリッペ群の構成岩塊であり（図1）、後者は比企丘陵の地下に伏在する三波川帯の構造的上位にクリッペとして存在する可能性が高い（小澤ほか，2003）。寄居－小川地域の中新統には片状構造をもつ後期白亜紀の花崗岩類の巨礫が産し、その分布の南限は秩父盆地北西縁の牛首峠付近にまで及ぶ（佐藤ほか，1990，2015；小野，2004）。寄居－小川地域にかつて存在した跡倉ナツプには、後期白亜紀の花崗岩塊が主要構成物として含まれていたとみられる。

跡倉ナツプがひと続きの地質体であったとすれば、下仁田地域の珪長質火成岩類にも寄居－小川地域と同様の構造的関係が期待されると考えるのは自然なことである。しかし下仁田地域では、クリッペ群の構成要素になっている花崗岩類について確認されている時代はペルム紀と前期白亜紀だけであって、後期白亜紀の年代値が得られているのは熱水変質を受けた跡倉礫岩のカリ長石だけである（佐藤ほか，2015）。一方、今回検討対象としたクリッペ群北側の後期白亜紀－古第三紀とされる珪長質火成岩体の下位に三波川帯が伏在するというような野外の証拠は知られていない。地表調査から地下の構造を把握することは容易ではなく（註3）、この地域では地下の構造を探る物理探査やボーリング調査も行われたことはない。これらの事情を反映してか、三波川帯変成岩類の地表分布の北縁を走る大北野－岩山断層を中央構造線とする見解があるが（例えば、高木・藤森，1989）、後述のようにこの断層を「構造線」とするには慎重な検討が必要と思われる。もし、寄居－小川地域のような構造が下仁田地域にも当てはまるなら、この断層は新期の高角断層のひとつに過ぎないと解されるからである。

長年研究されてきた下仁田地域ではあるが、この地域の複雑な地質構造を的確に把握するには、更なる調査研究が必要であり、関東山地北縁部の構造発達史という視点からの全体像の把握には今後かなりの時間がかかるのかも知れない。そもそも、プレート沈み込み帯における変成作用と火成活動の図式を念頭に置けば、白亜紀の低温高圧型変成岩類とほぼ同時期の珪長質火成岩類が同じ地域に相接して存在すること自体が不自然であって、変成帯と火成活動帯が何らかの大規模な変動を経て接近するに至ったと考えざるを得ない（例えば、柴田・高木，1989；小野，2002）。これは下仁田地域に限らず、西南日本全体に共通する興味深い課題であるが、その変動像は完全には解明されていない。このような課題の解明に多少なりとも資することを目指して、我々はジルコンのU-Pb年代測定による下仁田地域の珪長質火成岩類を再検討することにして、まず年代不

詳の後期白亜紀－古第三紀とされる火成岩類の年代を決定することから始めた。しかし、作業を開始して間もない2016年10月15日、研究の中核を担う鈴木和博博士が急病により逝去し、この研究の継続が危ぶまれる事態となった。残されたメンバーで取り纏めたのがこの報告である。予察的な結果ではあるが公表し、鈴木博士の研究活動（Montel et al., 2017参照）の足跡のひとつに加えたい。

## 2. 下仁田地域の地質概略

下仁田地域の地質の概略を図2に示した。図には今回の年代測定試料の採取位置と測定結果とともに既存の年代データも示してある。右下の凡例は、跡倉ナツプと内帯類似の地質体に分けて、それぞれ下から上へ若くなるよう配列した。神農原礫岩の時代については、古第三紀あるいはそれ以前とする見解（例えば、新井ほか，1966）と、前期中新世とする見解（例えば、Fujishiro and Kosaka, 1999）があり、堆積時期を確定できる化石や放射年代の証拠は得られていないため、凡例の区分からは除外してある。しかし、市街地北側の林道で筆者らが観察した神農原礫岩の露頭では、石炭層が垂直に近い急傾斜を示し、礫岩としての固結度も高く、中新統よりも古いとの印象を強くしたので、今回の検討結果も考慮して、凡例には「後期白亜紀？」と表記した（佐藤ほか，2015の註2参照）。骨立山凝灰岩は放射年代が滑や蚊沼付近の花崗岩体に近いので（図2）内帯類似の地質体に含めてある。

下仁田地域の特徴をまとめると、大北野から岩山を通る東西系の断層の南側に跡倉クリッペ群や三波川帯の岩石が分布し、北側に内帯類似の地質体が分布していることになる。藤本ほか（1953, p.31）はこの断層を大北野－岩山線（断層）と名付け、北に60度で傾斜する正断層としている。市街地にある諏訪神社下の西牧川河床の断層露頭では、三波川帯の御荷鉾緑色岩類と中新統との接触関係が今でも観察できる。市街地付近では、この断層の北側に三波川帯の岩石は露出しておらず、後期白亜紀とみられる花崗岩体や南蛇井層など内帯類似の地質体および中新統が分布する（図2）。大北野－岩山断層が下仁田地域の地表地質を分かち重要な断層のひとつであることは確かだが、西牧川河床の露頭で断層を介して三波川帯の岩石と接しているのは貝化石を含む中新世の砂岩や礫岩であり、貝化石や地層に顕著な変形や破碎の証拠は認められない。地下の構造はよく分かっていないが、大北野－岩山断層が中新世以降に活動した断層であることは間違いない。

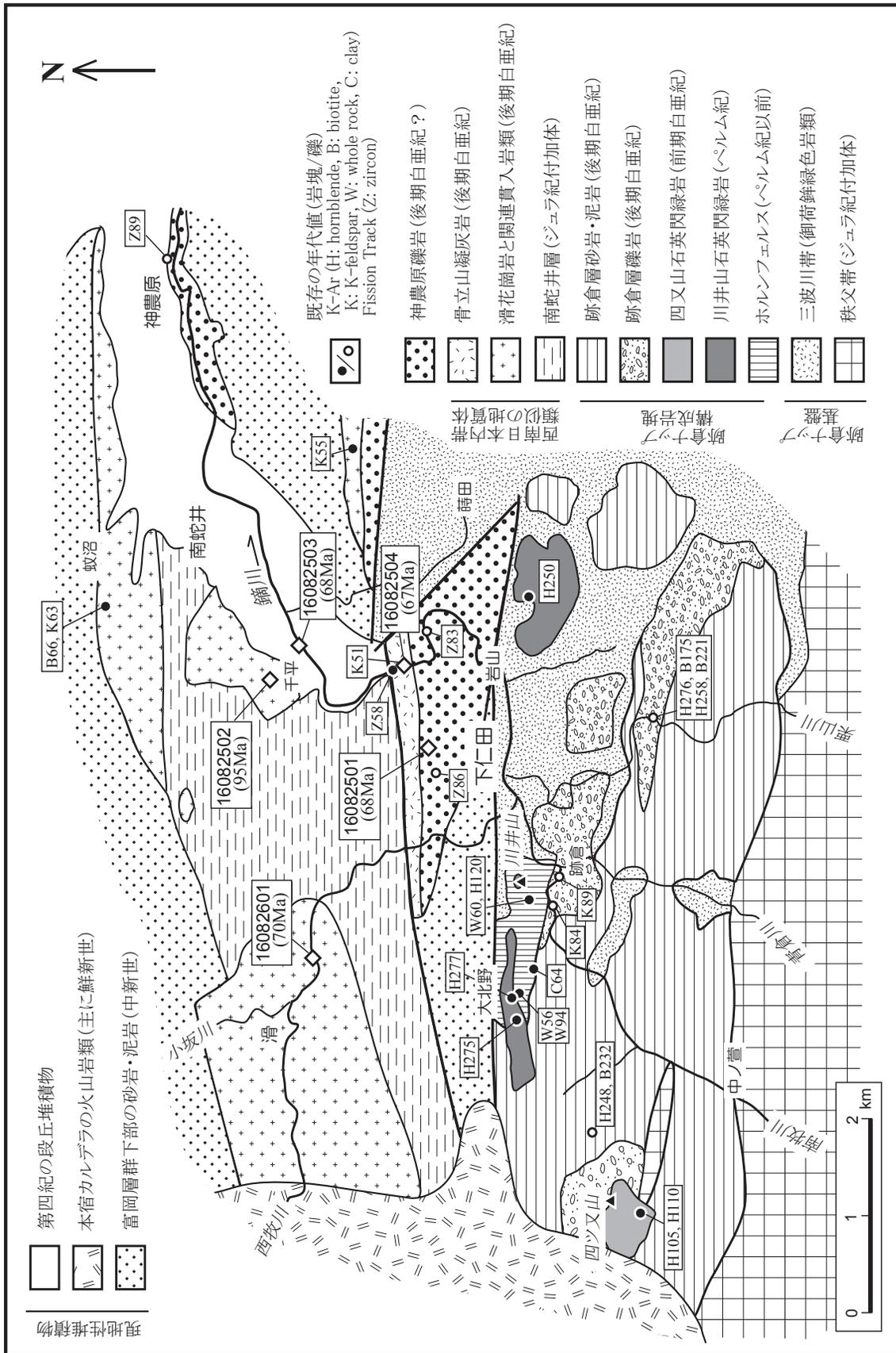


図 2. 下仁田地域の地質図と年代データ。  
 佐藤ほか (2015) の図 2 を参照。図中には、今回の年代測定試料の位置 (◊マーク) と試料番号および年代を示し (本文参照)、併せて既存の年代データ (高木ほか, 1989, 1992; 端山ほか, 1990; 竹内・牧本, 1991; 藤白ほか, 1995) も図示した (Ma 単位, 少数以下は四捨五入)。既存の年代値の記号は測定試料を表し, K-Ar 法の場合は H, 角閃石, B: 黒雲母, K: カリ長石, W: 全岩, C: 粘土鉱物であり, フィックション・トラック法の場合は Z: ジルコンである。神農原礫岩の時代は今回の検討から後期白亜紀と推定されるものの, 確定には至らなかったため, 「後期白亜紀?」としてある。

## 2.1 クリッペ分布域

下仁田地域のクリッペは地形的な高まりをつくっており、一部で三波川帯の御荷鉾緑色岩類との境界の衝上断層が観察される。しかしながら、これらのクリッペ群も南方の秩父帯の山地と比べれば相対的に低い位置にある。例えば、衝上断層近傍の跡倉が海拔約350mで、クリッペ頂部が海拔450-600m程度なのに対して、栗山南東方の秩父帯に位置する稲含山の山頂は海拔1370mに達する。これらの位置関係は、栗山から甘楽町の秋畑に抜ける道路の峠（稲含山登山口）附近から市街地方面を見下ろすと実感として把握することができる。栗山川など市街地の南方を北に向かって流れる鐮川支流の下刻作用が基盤の三波川帯まで及び、衝上断層面上に孤立したクリッペ群が残存する結果になったのであろう（図2）。クリッペ群のほとんどは三波川帯の上位に分布するが、南牧川の中ノ萱付近では秩父帯の上ののっていると考えられる（佐藤ほか、2015の註6参照）。

クリッペ群の中で最も古い岩石は、ペルム紀の川井山石英閃緑岩に貫かれて熱変成を受けたとされるホルンフェルスで、跡倉の北側にまとまって産する他に、岩山南東の石英閃緑岩体にも少量ながら付随するという（高木・藤森、1989の第1図）。川井山石英閃緑岩は、跡倉の北西と岩山の南東に比較的大きな岩体として産するほか、名称の起源となった川井山の山頂部にも小規模な露出が見られる（図2）。これらについては277-250MaのK-Ar角閃石年代が得られており（図2）、ペルム紀に形成された岩体の一部であることが確定している。同様のペルム紀岩塊が金沢地域や寄居-小川地域にも知られていて、ペルム紀の花崗岩質岩塊は跡倉ナツの最も重要な構成要素のひとつとなっている。

川井山岩体とは時代の異なる石英閃緑岩体が四ツ又山の山頂部に産する（図2）。この岩体については、110-105MaのK-Ar角閃石年代が得られて前期白亜紀の岩体であることが判明した（高木ほか、1989）。この年代に近い112MaのK-Ar角閃石年代が金沢地域の山形岩体からも得られており、前期白亜紀の花崗岩質岩体も跡倉ナツの重要な構成要素となっていたことが示唆される。寄居-小川地域では、ほぼ同じ年代の変成岩（109Ma）は産するものの、年代測定で前期白亜紀と確定した花崗岩質岩塊はまだ報告されていない（佐藤ほか、2015の表2a）。

下仁田地域の跡倉クリッペ群の構成要素として最も規模が大きいのが跡倉層である（図2）。跡倉層は下部の礫岩と上部の砂岩・泥岩層からなり、上部層から見出された三角貝やイノセラムスの化石によって後期白亜紀の海成層（ギリヤーク統：後期白亜紀初期Cenomanian-Turonianに対比さ

れる100-90Ma頃）とされた（新井ほか、1963）。ホルンフェルスや川井山石英閃緑岩体を不整合に被うとされ（新井ほか、1963; 青木ほか、1998, 2003）、トータル岩礫について川井山石英閃緑岩体と同様の276-248MaのK-Ar角閃石年代が得られており（図2）、これらの礫は川井山岩体と一連の岩体からもたらされたと考えられる。佐藤ほか（2015）が報告した礫のK-Ar年代（89-84Ma）は熱水変質を受けた試料のカリ長石について得られたもので、原岩形成時の時代については検証を必要とする。跡倉層には凝灰岩や溶岩の挟みは見出されていないことから、この地層は火山活動域から離れた地帯に堆積したか、あるいは火山活動の静穏な時期に堆積したと推定される。中畑ほか（2015）が報告した跡倉層の砂岩に含まれる碎屑性ジルコンの年代は、先カンブリア時代から前期白亜紀まで多岐にわたり、碎屑物の供給源に多様な地質体が存在したことを物語る。産出頻度の高いペルム紀とジュラ紀のジルコンに対応する花崗岩体としては、ペルム紀の川井山岩体が存在するが、ジュラ紀の岩体や礫はこれまで見出されておらず、この点は跡倉層の堆積場の考察で無視できない要素となろう（註4）。跡倉層は著しく変形して一部の地層は逆転していることが南牧川の中ノ萱付近で確認されており、この付近には跡倉付近の礫岩とは礫種の構成がやや異なる礫層も挟まれていることが報告されている（藤本ほか、1953; 内田、1961; 新井ほか、1963）。

## 2.2 内帯類似の地質体分布域

下仁田地域の北部にはジュラ紀付加体とされた<sup>なんじゅい</sup>南蛇井層（註5）と後期白亜紀とみられる花崗岩体が分布し、それらの北端部は中新統に不整合に被われるか断層関係で接する（図2）。南蛇井層は主に黒色の泥岩からなり砂岩層や珪質岩層を挟み、一部に珪長質な凝灰岩やチャートも含まれ、花崗岩体との接触部には弱いホルンフェルス化が認められる（新井ほか、1966; 高木・藤森、1989）。<sup>なめ</sup>滑と<sup>かぬま</sup>蚊沼付近の花崗岩体は（それぞれ滑岩体・蚊沼岩体と呼ぶ; 註6）、比較的粗粒な優白質花崗岩からなり、破碎や変質を受け風化も進んでいるため年代測定がほとんどなされていないが、蚊沼岩体北縁の試料につき66MaのK-Ar黒雲母年代が得られている（図2）。このため極めて低い帯磁率とあわせて後期白亜紀の還元型花崗岩に区分された（佐藤ほか、1992）。滑岩体は日本近代化の明治初期に良質な磁鉄鉱石を採掘して高炉で製鉄を行ったことで知られる鉱業史上重要な<sup>なかおさか</sup>中小坂鉱山の鉄鉱床を伴う（佐藤、2016）。滑の周辺では苦鉄質物が分解し岩石全体が脱色化してしまうほど変質しており、これまで年代測定が試みられたという記録はな

い。花崗岩体の年代が決まれば、鉄鉱床の形成時期も判明すると期待される。一方、南蛇井<sup>せんだい</sup>—千平付近の岩体（千平岩体と呼ぶ）は上記の2岩体より細粒かつ苦鉄質で花崗閃緑岩に分類されるが、この岩体は更に破碎と変質が進んでいて、一見花崗岩類には見えないような部分が多い（新井ほか、1966; 高木・藤森, 1989）。このためか、この岩体についても年代測定がなされたという記録はない。

この他の重要な地質単元としては、骨立山凝灰岩と神農原礫岩がある（図2）。骨立山凝灰岩は市街地北方の浅間山（435.9m, 図2では略）を中心に東西に延びた尾根をつくる小規模な岩体で、斑晶として石英・斜長石・カリ長石を含み、鏡下でしばしば溶結組織を示すとされるが（新井ほか、1966）、前報（佐藤ほか、2015）でK-Ar年代を報告し今回も検証のための試料を採取した露頭では溶結構造が確認できなかった。新井ほか（1966）はこの骨立山凝灰岩は神農原礫岩と整合関係にあるとしたが、ジルコンについて得られたフィッシュ・トラック年代は、骨立山凝灰岩が $58\text{Ma}$ で神農原礫岩の礫の $89\text{-}83\text{Ma}$ とはかなり違っており（図2）、両者が一連の火成活動によるものとは考えにくい。既に述べたように、神農原礫岩については化石や放射年代の証拠が得られておらず、堆積時期の詳細は不明のままである。今回はこの礫岩層に挟まれるとされる凝灰岩（新井ほか、1966; Fujishiro and Kosaka, 1999）の年代から堆積時期を判定することを試みたが、後述のように凝灰岩の産状が判然とせず、時代の確定には至らなかった。また、既に述べたように、これらの地質体については、跡倉ナップの一員であるという証拠は見出されていないので、図2の凡例では骨立山凝灰岩を年代の近い内帯類似地質体に区分し、神農原礫岩は区分から除外した（佐藤ほか、2015の註8参照）。

### 3. 年代測定試料

#### 3.1 花崗岩類

##### 1) 滑岩体 (16082601)

中小坂鉄山があった安導寺下の西牧川左岸の河床で採取した（図2）。石垣の工事のために基礎部分を掘削した跡で、調査した範囲で最も新鮮な露頭であったが、変質が進んで白色化したやや粗粒で斑状の花崗岩である。鏡下では石英や長石は $5\text{mm}$ 程度かそれ以下であるが、変形で生じた割れ目を境に消光方位が変化したため、より大きな結晶を見逃しているかも知れない。斜長石もカリ長石も汚濁しており、斑晶を切る割れ目が発達し、斜長石のアルバイト双晶が曲がっているなど、変形の痕跡が明瞭に認められる。有色鉱物は残っておらず、変質鉱物として炭酸塩鉱物や絹雲

母が脈状あるいは不規則な塊状で散在する。不透明に近い褐色の変質物も少量散在する。磁鉄鉱もしくはその仮像と思われるような鉱物も見られないので、低い帯磁率は初生的なものと思われる。ジルコン結晶は、鏡下では未確認である。

##### 2) 千平岩体 (16082502)

上信電鉄の千平駅の北方 $100\text{m}$ 余りの小倉川<sup>おぐら</sup>右岸の露頭から採取した（図2）。細かな割れ目が発達し全体に緑灰色を呈するので、離れて見たのでは花崗岩露頭とは思えないほどである。著しく破碎されているものの、鏡下では島状に花崗岩組織が残り、それらの間には不淘汰な砂岩のように見える。変質鉱物として緑泥石と緑廉石（ $<0.5\text{mm}$ ）が多数含まれるが、初生的と思われる有色鉱物は認められなかった。ジルコン結晶は、鏡下では未確認である。

#### 3.2 凝灰岩類

##### 1) 骨立山凝灰岩 (16082504)

骨立山岩体は既に述べたように古第三紀とされ、ジルコンのフィッシュ・トラック年代として $58\text{Ma}$ 、カリ長石のK-Ar年代として $51\text{Ma}$ が報告されている（佐藤ほか、2015の表2a）。しかし、これらの年代測定法では徐冷や変質の影響を拭いきれないので、ジルコンのU-Pb年代を求めて火山岩としての形成年代を求めることにした。試料の採取地点は、岩体東端部にあたる鐺川左岸の赤津橋のたもとで、かつてK-Ar年代測定用の試料（89010401b）を採取したのと同じ露頭である。図2では前回（佐藤ほか、2015）報告した試料を示す黒丸（ $51\text{Ma}$ ）が今回の試料を示す菱形マークで隠されている。

この試料は、鏡下では石英や長石の斑晶（ $<4\text{mm}$ ）に割れ目が多く、それらの破片状結晶も多数散在する、石英斑晶内部で割れ目を境に消光方位がいくぶん変わることがあり、割れ目の一部は凝灰岩として固結後の変形過程で生じたことが示唆される。また、不透明に近い褐色の微細変質物が塊状あるいは脈状に産する。鉱物種は不明だが、その一部は黒雲母を交代したものと思われる。ごく稀だがジルコン結晶（ $<0.1\text{mm}$ ）も認められた。前回報告した試料と同様に、明瞭な溶結構造は見られなかった。

##### 2) 神農原礫岩中の凝灰岩 (16082501)

神農原礫岩の時代について古第三紀かそれ以前とした新井ほか（1966）は、この礫岩に骨立山凝灰岩が整合に重なるだけでなく、礫岩中にも同質の凝灰岩層の挟みがあると指摘している。彼らはその凝灰岩層の詳しい産地を記述

していないが、神農原礫岩の時代を中新世としたFujishiro and Kosaka (1999) は、神農原礫岩が骨立山を不整合に被い凝灰岩層を挟むとして、その具体的な産地を柱状図とともに明記している。もしこの凝灰岩層の年代が求めれば、これまで時代が不明確であった神農原礫岩の堆積時期が判明することになるので、産状が記載された下仁田市街の北側の林道の露頭から試料を採取することにした(図2)。この凝灰岩層は同じ林道で見られる石炭層から推定される堆積面である東西方向に延びているが、厚さは一様ではないようであった。林道ができてからかなりの年月が経過しているらしく、露頭が風化して苔などに覆われ、礫岩との境界も堆積面かどうか確信が持てなかった。周囲の礫岩中には東西系の小断層面がいくつか見られ、礫が破断してずれている所謂“くいちがい礫”からも堆積後の強い変形が示唆されることから、この凝灰岩は地層ではなく礫岩中に断層で挟み込まれた板状の岩体である可能性も考えられたが、代表的と思われる1試料を採取して年代測定に供した。この凝灰岩層はFujishiro and Kosaka (1999) のFig.10の柱状図10番上部の凝灰岩にあたり、試料は凝灰岩露頭の北端から南側に約7mの場所から採取した。

この試料は、鏡下では石英や長石の斑晶 (<3mm) に割れ目が発達し、それらが破碎されてバラバラになったと思われる大小多数の破片状結晶が散在する。少量であるが、融食を受けた石英の自形結晶 (<1mm) や黒雲母の仮像 (<1mm) も含まれる。粘土鉱物や不透明に近い微細な変質物質は、黒雲母を交代するだけでなく、網状の不規則な微細脈としても産する。ごく稀であるが、ジルコン結晶 (<0.1mm) も認められた。明瞭な溶結構造は見られず、骨立山凝灰岩の試料(16082504)との顕著な違いは認め難い。

### 3.3 その他 (16082503)

千平岩体の変形・変質の少ない試料を探して、千平集落のある標高約230mの段丘面から鑄川河床まで40mほど段丘崖を下りてみた。試料(16082502)を採取した集落内を流れる小倉川が鑄川本流に合流する地点で、細粒の花崗閃緑岩様の堅固な岩石の露頭を見出した。これは破碎や変質は弱く、千平岩体の試料を採取した露頭とは異なる。この岩石の広がりや千平岩体との関係は不明であるが、予察として今回の検討試料に加えた。鏡下では、主に石英と長石 (<1mm) からなり黒雲母 (<0.5mm) も含まれるが全体的には砂岩の様にも見える。カリ長石には絹雲母化が見られるが斜長石は概ね新鮮で、変質していない黒雲母も見られた。粒間には炭酸塩鉱物や粘土鉱物が産するが、千平岩体のような著しい変形組織や緑泥石や緑廉石などの変質鉱物

は見られない。ジルコンは、斜長石や石英に含まれる最大長さ0.2mmの自形結晶が見られた。斜長石や石英中には、稀ながら長柱状のアパタイト結晶 (<0.2mm) も認められた。

## 4. 年代測定の手法と結果

### 4.1 鉱物分離と前処理

この研究では、まずハンマーで小割りした試料をスタンブミルで碎き、透明なプラスチックの箱とナイロンメッシュを活用した篩を自作して粉碎と篩う作業を繰り返して、粒度80メッシュ以下の粉末を作成した。当然のことながら、試料を交換するたびに粉碎器を丁寧に清掃し、篩は枠の箱を洗いナイロンメッシュは新品に交換した。得られた粉末から、自作の水篩器とピーカーを用いてパンニングによりジルコンを含む重鉱物を集め、最後に時計皿を用いて鏡下で観察しながらのパンニングでジルコンの濃集試料を得た。この作業は熟練を要するが、一連の過程を目視できるので、異物の混入は考えにくい。

乾燥させたジルコンの濃集試料から、実体鏡下で形状や色に関係なく無作為に約100粒のジルコンをピックアップし、ペトロポキシを薄く塗ったスライドガラスにマウントして、加熱によりペトロポキシを固化させた。この際、研磨の結果ジルコン結晶の中心部が現れるように、なるべく粒度を揃えておくのがコツである。固化した薄片はガラス板上で#600, #1000, #3000のカーボンランダムおよびアルミナ粉末で数粒のジルコン粒子が研磨面に現れるまで研磨を行い、その後 $3\mu\text{m}$ と $1/4\mu\text{m}$ のダイヤモンドペーストで、大部分の粒子が研磨面に出るまで研磨した。次に名古屋大学地球惑星科学教室の走査型電子顕微鏡(日本電子JSM-6510CV)でジルコンのカソードルミネッセンス像(CL像)と反射電子像の撮影を行い、結晶内の構造とクラックや包有物の有無および結晶内の不均一性の確認を行った。

### 4.2 LA-ICP-MSによる年代測定

ジルコンのU-Pb年代の測定は、名古屋大学大学院環境学研究科のレーザー・アブレーション誘導結合プラズマ質量分析装置(Agilent7700xおよびESI NWR-213レーザーシステム)を用いた。分析条件は、レーザー密度:  $11.7\text{J}/\text{cm}^2$ 、周波数: 10Hz、アブレーション時間: 8秒、積分時間: 10秒、クレーター径:  $25\mu\text{m}$ である(高地ほか, 2015)。同位体分別の補正には、91500ジルコン( $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$ 年代  $1062\pm 0.4\text{Ma}$ ; Wiedenbeck et al., 1995)で規格化した標準ガラスNIST SMR610(Horn and von Blanckenburg, 2007)を用いた。実際の測定では、1サイクルあたりガスブランクを5回、

標準ガラスNIST SMR610を4回、標準試料91500ジルコンを1回、未知試料分析点を9点、NIST SMR610を4回、ガスブランクを5回という順序で測定を進めた。未知試料の分析点は基本的にジルコン結晶のリムを選択し、コアとリムでCL像に不連続が認められる場合は、サイズの可能なコアも測定した。分析数は各試料27-73点となった。

U-Pb同位体年代計算においては、90% ≤ (<sup>238</sup>U-<sup>206</sup>Pb年代)

/(<sup>235</sup>U-<sup>207</sup>Pb年代) \* 100 ≤ 110%の時、その年代をコンコードントと見なした (例えば, Gehrels et al., 2003; Bahlburg and Berndt, 2016など)。また, Isoplot 4.15 (Ludwig, 2012)を用い、それらのデータのコンコーディア図の作成, コンコードントなデータの<sup>238</sup>U-<sup>206</sup>Pb年代を用いたUnmix Agesルーチンによるクラスター解析および加重平均を求めた。以下の年代は全て<sup>238</sup>U-<sup>206</sup>Pb年代である。

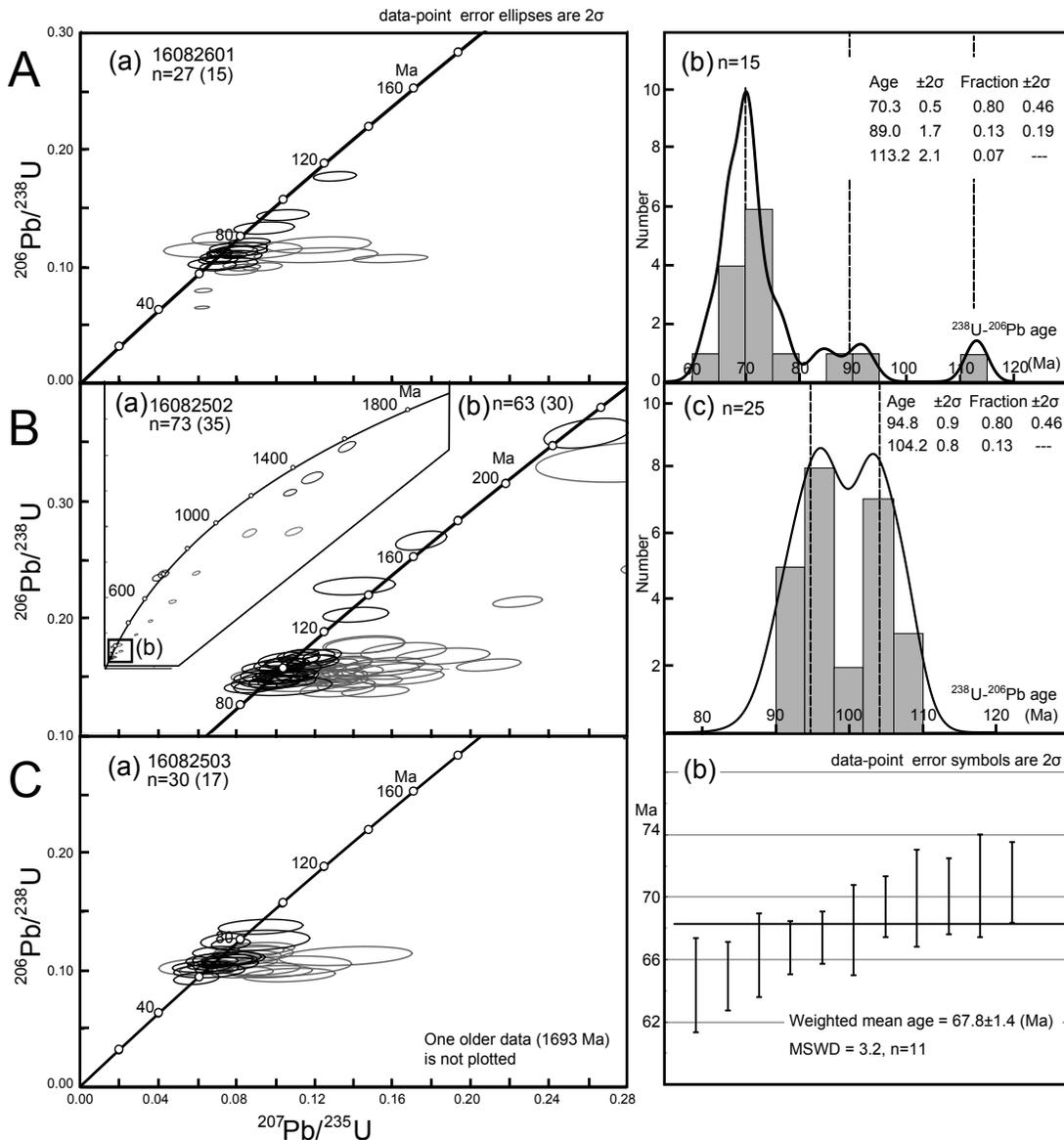


図 3. 花崗岩類と帰属未詳試料のジルコンの U-Pb 年代。

A: 滑岩体 (16082601). (a) はコンコードントなデータ (黒色楕円) とディスコードントなデータ (灰色楕円) をプロットしたコンコーディア図. 通常は <sup>238</sup>U-<sup>206</sup>Pb 年代と <sup>235</sup>U-<sup>207</sup>Pb 年代は一致し、コンコーディア (年代一致曲線) にプロットされるが、熱的イベントなどにより Pb の散逸があると曲線から外れる. n はその図にプロットされたデータ総数で、括弧内の数字はコンコードントなデータの数. (b) は <sup>238</sup>U-<sup>206</sup>Pb 年代ヒストグラム、年代分布確率曲線および Isoplot の Unmix ルーチンによるクラスター解析結果. n はプロットしたコンコードントなデータ数.

B: 千平岩体 (16082502). (a) は全てのコンコードントなデータ (黒色楕円) とディスコードントなデータ (灰色楕円) をプロットしたコンコーディア図. n はその図にプロットされたデータ総数で、括弧内の数字はコンコードントなデータの数. (b) は (a) の 80 Ma から 240 Ma 部分の拡大図. (c) は <sup>238</sup>U-<sup>206</sup>Pb 年代ヒストグラム、年代分布確率曲線および Isoplot の Unmix ルーチンによるクラスター解析結果. n はプロットしたコンコードントなデータ数.

C: 帰属未詳試料 (16082503). (a) はコンコードントなデータ (黒色楕円) とディスコードントなデータ (灰色楕円) をプロットしたコンコーディア図. n はその図にプロットされたデータ総数で、括弧内の数字はコンコードントなデータの数. (b) は最も若い大きなクラスターをなすコンコードントなデータとその加重平均値.

4.3 結果

測定結果を図3と図4および表1にまとめて示し、代表的なCL像を図5に示した。深成岩類では約70Maと約100Maの形成年代が(図3)、火山岩類では約70Maの形成年代が得られた(図4)。

滑岩体(16082601)は、約70Maを最大ピークとし、約90Maと約110Maに小さなピークがある。これらの年代値をIsoplotのUnmixルーティンのクラスター解析の結果、70.3±0.5Ma, 89.0±1.7Ma, 113.2±2.1Maの3つのクラスターからなることが分かった。70Maのクラスターを構成するジルコンは、CL像でオシラトリー累帯構造(註7)を示し(図5a)、火成岩起源と判断される(Corfu et al., 2003)。一方、89Maのクラスターを構成するデータのうち92.1±2.1Maの年代はコアから得られたもので、この結晶にはリムがあるが(図5b)、薄いので年代測定はできていない。113Ma付近の年代もコアから得られたもので、オシラトリー累帯構

造を示すリムを伴うが、このリムも薄いため年代は得られていない。以上の観察結果から、70.3±0.5Maがこの試料の形成年代と考えられる。

千岩岩体(16082502)は、100Ma前後に2つの年代ピークがあり、それらより古い129Maから1751Maの年代が数個含まれている。100Ma前後の年代は、IsoplotのUnmixルーティンのクラスター解析の結果、94.8±0.9Maと104.2±0.8Maの2つのクラスターからなることが分かった。両クラスターのジルコン粒子はともにCL像でオシラトリー累帯構造を示し、火成岩起源と判断される(Corfu et al., 2003)。一方、129Ma以上の古い年代は94.8±0.9Maか104.2±0.8Maのどちらかの年代を示すリムをもつ粒子のコア部分の年代である(図5c, d, e)。以上の観察結果から、94.8±0.9Maがこの試料の形成年代と考えられる。

骨立山凝灰岩(16082504)は、64.0±2.9Maから80.3±2.0Maの年代値が大きなピークをなし、830±17Maの1粒

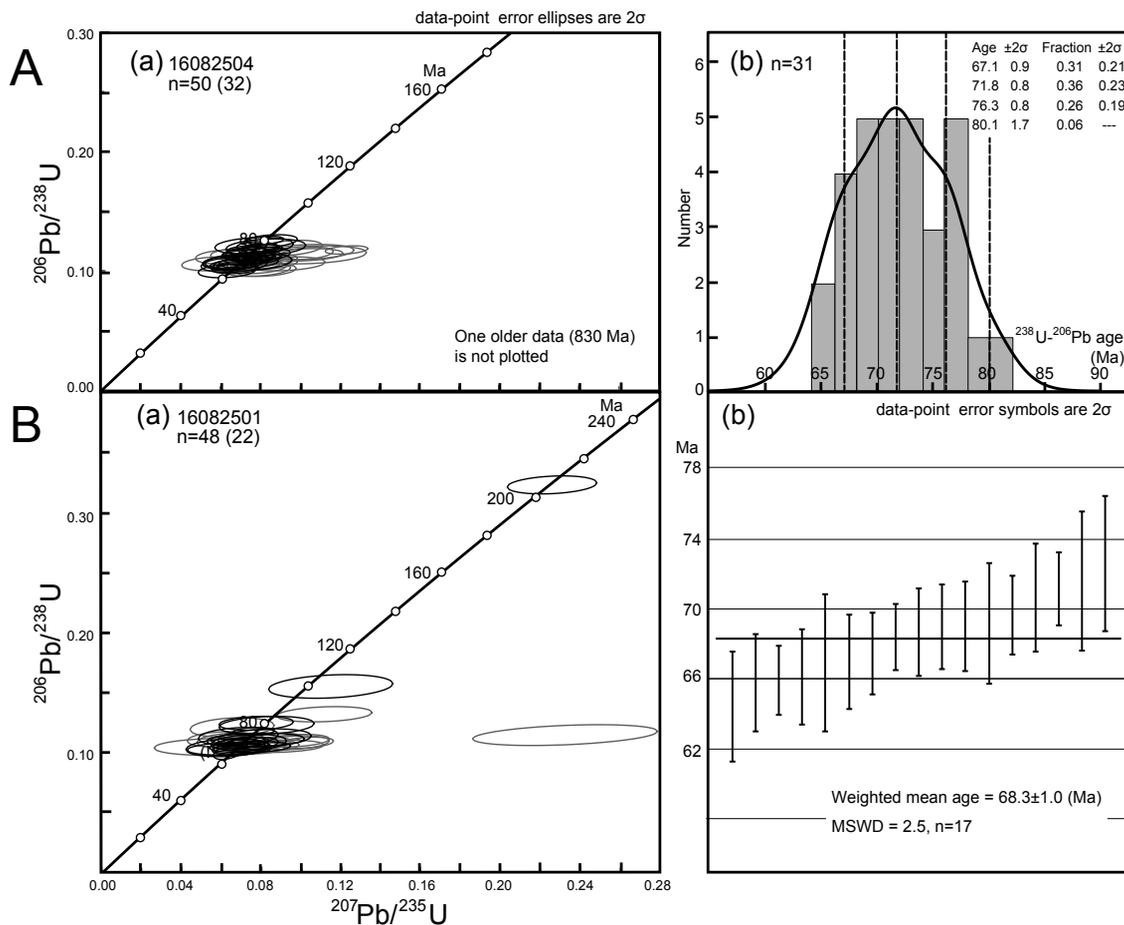


図4. 凝灰岩類のジルコンのU-Pb年代。

A: 骨立山凝灰岩(16082504)。(a)はコンコードントなデータ(黒色楕円)とディスコードントなデータ(灰色楕円)をプロットしたコンコードリア図。nはその図にプロットされたデータ総数で、括弧内の数字はコンコードントなデータの数。(b)は<sup>238</sup>U-<sup>206</sup>Pb年代ヒストグラム、年代分布確率曲線およびIsoplotのUnmixルーティンによるクラスター解析結果。nはプロットしたコンコードントなデータ数。  
 B: 神農原礫岩中の凝灰岩(16082501)。(a)はコンコードントなデータ(黒色楕円)とディスコードントなデータ(灰色楕円)をプロットしたコンコードリア図。nはその図にプロットされたデータ総数で、括弧内の数字はコンコードントなデータの数。(b)は最も若い大きなクラスターをなすコンコードントなデータとその加重平均値。

表 1. 下仁田地域に産する珪長質火成岩類の U-Pb ジルコン年代.

Table 1. U-Pb zircon ages of felsic igneous rocks in the Shimonita area, northwestern Kanto Mountains, central Japan.

Sample No.	Rock body	Major peak age (Ma)	Ages of accidental domains within dated zircon grains (Ma)	Number of analyzed spots (concordant data) <sup>3)</sup>
16082501	Tuff in Kanohara conglomerate	68.3±1.0 (17) <sup>1)</sup>		48 (22)
16082502	Sendaira pluton	94.8±0.9 <sup>2)</sup> 104.2±0.8 <sup>2)</sup>	129, 145, 169, 227, 774, 805, 1425 1751	73 (35)
16082503	Unidentified	67.8±1.4 (11) <sup>1)</sup>	1693	30 (17)
16082504	Kotsutateyama tuff	67.1±0.9 <sup>2)</sup> 71.8±0.8 <sup>2)</sup> 76.3±0.8 <sup>2)</sup> 80.1±1.7 <sup>2)</sup>	830	50 (32)
16082601	Name pluton	70.3±0.5 <sup>2)</sup> 89.0±1.7 <sup>2)</sup> 113.2±2.1 <sup>2)</sup>		27 (15)

Age dating was done by M. Takeuchi using a LA-ICP-MS facility at Nagoya University

1) Weighed average is calculated from concordant data of 95% reliability (numbers shown in parenthesis), excluding accidental old ages.

2) Peak ages calculated from concordant data by Unmix age routine of Isoplot/Ex 4.15.

3) Concordant data is defined as data of  $0.90 \leq ({}^{238}\text{U}-{}^{206}\text{Pb} \text{ age})/({}^{235}\text{U}-{}^{207}\text{Pb} \text{ age}) \leq 1.10$ .

子を含む。前者の大きなピークをなす年代値を、IsoplotのUnmixルーティンのクラスター解析の結果、67.1±0.9Ma, 71.8±0.8Ma, 76.3±0.8Ma, 80.1±1.7Maの4つのクラスターからなることが分かった。これらのジルコン粒子はともにCL像でオシラトリー累帯構造を示し(図5h)、火成岩起源と判断される(Corfu et al., 2003)。これらの中の最も若いクラスターの年代67.1±0.9Maを形成年代と考える。

神農原礫岩中の凝灰岩(16082501)は、66.1±2.7Maから72.6±3.9Maの年代値が大きなピークをなし、75.3±1.9Ma, 78.2±3.8Ma, 79.6±3.2Ma, 205.3±3.8Maの古い年代値を含む。79.6±3.2Ma(図5i)と205.3±3.8Maはコアから得られた年代である。これらのジルコン粒子はCL像でオシラトリー累帯構造を示し(図5i)、火成岩起源と判断される(Corfu et al., 2003)。大きなピークをなす年代値の加重平均68.3±1.0Maが本試料の形成年代と考えられる。

帰属未知な試料(16082503)は、コンコードンタなデータとして最も若い年代は60.2±2.7Maで、64.4±3.0Maから70.9±2.6Maの年代値が最大のピークをなし、その他に74.3から88.1Maの4粒子と1693Maの1粒子を含む。これらのジルコン粒子は、CL像でオシラトリー累帯構造を示し(図5f)、火成岩起源と判断される(Corfu et al., 2003)。一方、1693Maの年代は、CL像に2回の不連続が認められる円磨された球形のジルコンのコアとリムに挟まれた2つ目のオシラトリー累帯構造を示す領域から得られた(図5g)。最大ピークをなす年代の加重平均年代値は67.8±1.4Maである。

## 5. 考察

### 5.1 下仁田地域の後期白亜紀火成活動

下仁田地域の内帯類似地質体とした珪長質火成岩体は、年代的に2つのグループに分けられる。ひとつは70Ma前後の年代を与えた花崗岩体(滑岩体と蚊沼岩体)と凝灰岩体(骨立山岩体)で、ほかのひとつは約100Maの年代を与えた千平岩体である。蚊沼岩体は今回の検討対象ではなかったが、一つの岩石試料の黒雲母について66Ma、カリ長石について63MaのK-Ar年代が得られているので(図2)、この岩体は70Ma頃に固結し徐冷によってこれらの鉱物年代を記録したと考えても矛盾はないと思われる。岩相も滑岩体と似ることから、両岩体は一連の火成活動で形成されたとみてよいだろう。

これらの岩体には、岩体の形成年代を示すジルコンの他に、古い年代を示すジルコンが含まれる(図3)。形成年代より古い年代は、形成年代に近い白亜紀の年代を示すピークが複数認められる場合と、白亜紀の年代を示すリムに囲まれたコアの年代の場合とがある。前者の場合は一連の後期白亜紀火成活動の過程で先に貫入した岩体から捕獲岩やマグマ混合で取り込まれた捕獲結晶と考えられる。また後者の年代の多くはコアの年代を示すため、マグマ形成時に周辺に存在していた古い岩石を取り込み、その中のジルコンが捕獲結晶として残ったものと推定される。特に千平岩体(16082502)には先カンブリア時代・ペルム紀・ジュラ紀などの様々な年代を示す粒子がコアに含まれ(表1, 図3)、約100Maの後期白亜紀火成活動が始まる前にその地域に分布していた岩石を知る手掛かりを与える。先カンブリア時

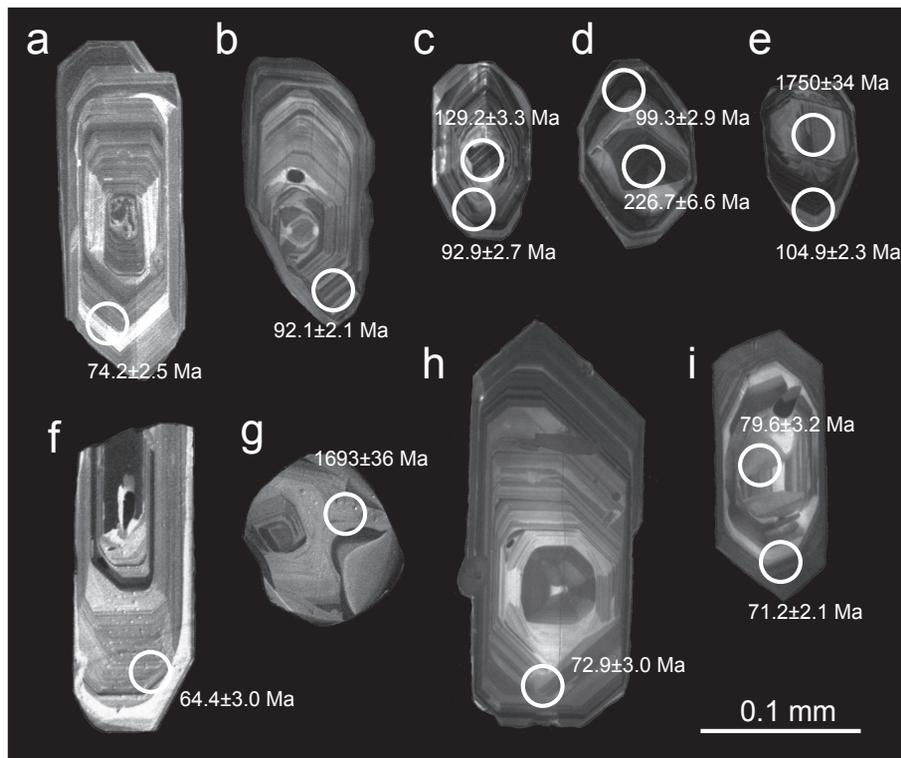


図5. 代表的なジルコン粒子のカソードルミネッセンス像と分析点のU-Pb年代.

白丸はレーザービームの直径 (25  $\mu$  m). 試料と分析点 (括弧内) の番号は以下の通り. a: 16082601 (2). b: 16082601 (11). c: 16082502 (L の 19 と 20). d: 16082502 (L の 10 と 11). e: 16082502 (S の 5 と 6). f: 16082503 (21). g: 16082503 (27). h: 16082504 (12). i: 16082501 (33 と 34). 16082502 の L と S は研磨薄片の記号.

代の年代を示す測定結果について、コンコードントおよびディスコードトなデータを全てコンコードディア図にプロットすると、ディスコードディア (年代不一致線) として一列に並ぶ (図3B). コンコードディア (年代一致曲線) とディスコードディアが交わる交点のうち、古い方の年代は古いジルコンが含まれていた岩石の年代、若い方の年代はその岩石に生じた新たな熱的イベントの年代を示すことが知られている (Wetherill, 1956, 1963). このことから、先カンブリア時代の17億年余りに形成された岩石が、何らかの経過をたどって千平岩体を形成した白亜紀火成活動に巻き込まれるに至ったという経歴が浮かび上がってくる (註8).

千平岩体は前期白亜紀と後期白亜紀の境界の年代 (100.5 Ma. Gradstein et al., 2012) に近い年代を与え、上記の70 Ma前後の火成岩体とは別の火成活動で形成されたことが判明した. 検討した試料はひとつだけなので更なる検討が必要だが、この年代値は関東山地北縁部の花崗岩質岩体や岩塊について得られている年代値 (佐藤ほか, 2015の表2a) の中では四ツ又山の山頂部に産する前期白亜紀岩体 (四ツ又山岩体) の年代値 (110 Maと105 Maの角閃石K-Ar年代) に最も近いことが注目される. 四ツ又山岩体は跡倉クリッペ群の構成岩塊であり (図2), 年代から阿武隈

山地の花崗岩体に対比されてきた (例えば, 柴田・高木, 1989; 佐藤ほか, 2015). もし仮に両岩体がもともと同じ火成岩地帯を構成していたのだとすると、千平岩体とこれに貫かれるとされる南蛇井層も跡倉ナップに加わっていたというシナリオすら浮かび上がってくる. しかし、柴田・高木 (1989) が報告した千平岩体のSr同位体初生値 (0.7097) は四ツ又山岩体 (0.7052) や阿武隈山地の花崗岩より明瞭に高い (註2, 9). また、阿武隈山地の花崗岩体のジルコンは110-100 Maのものが主体で、古い粒子が余り見られないという特徴がある (Takahashi et al., 2016). したがって、千平岩体と四ツ又山岩体は、年代は近いものの、花崗岩質マグマの形成場は異なっていたと考えるのが自然である. 両岩体は別の花崗岩岩石区に属していたと言い換えてもよいだろう. これら2つの異質の岩体が、形成時にどのくらい隔たっていたかは不明であるが、少なくとも現在の下仁田で見られるような近接した状態で形成されたとは考えにくく、形成後の変動で接近する結果になったのだと思われる (例えば, 柴田・高木, 1989; 小野, 2002). これらは極めて小規模な岩体であるが、そのような変動の痕跡を留める地質体という視点からの更に詳しい検討が望まれる.

## 5.2 骨立山凝灰岩

骨立山凝灰岩体は、既述のように古第三紀とされてきたが、今回の検討で後期白亜紀の岩体であることが判明した。既存の古第三紀の年代値は閉鎖温度の低いフィッショントラック法 (58 Ma) や K-Ar 法 (51 Ma) で得られたもので、徐冷や変質の影響を受けて若返った年代であると解される。今回得られた 67 Ma の年代値は滑岩体や蚊沼岩体の年代に近いので、骨立山岩体はこれらの花崗岩体を形成したのと一連の火成活動でできた珪長質マグマの噴出相にあたる可能性が考えられるが、現在の野外の産状からは、それらが元々どのような関係にあったのかは分からない。

なお、骨立山凝灰岩体は、古第三紀の年代値が得られた寄居-小川地域の寄居溶結凝灰岩体に対比されることがある。しかし、寄居岩体のデータも変質を受けた試料の全岩 K-Ar 年代もしくはフィッショントラック年代なので (佐藤ほか, 2015 表 2a 参照)、火成岩としての形成年代をジルコンの U-Pb 年代を求めて検証しておくことが望まれる (註 10)。

## 5.3 神農原礫岩の供給源と堆積時期

神農原礫岩は珪長質な火山岩や浅所貫入岩の円礫~亜円礫が密集した特異な礫岩層で、最大径が 2 m に及ぶような巨礫も含まれており、供給源が近くにあったと推定される。堆積環境は未解明であるが、石炭層が挟まれており、臨海扇状地のような環境が想像される。この礫岩の 3 個の礫について報告された 89-83 Ma の年代値はフィッショントラック年代であり (藤白ほか, 1995)、火成岩としての形成年代はこれより古くなる可能性が高い。一方、骨立山凝灰岩について今回得られた 67 Ma はジルコンの U-Pb 年代であって、火成岩の形成年代と見なされる。両者の間には誤差の範囲を超えた大きな年代差があつて、神農原礫岩の礫の供給源を近接する骨立山凝灰岩に求めることはできない。新井ほか (1966) は神農原礫岩に含まれる花崗斑岩礫が蒔田の北東に露出する小規模な花崗斑岩体に似ているとして、礫の供給源をこの岩体に求めた。しかしこの小岩体のカリ長石の K-Ar 年代は 55 Ma であつて (図 2)、礫の年代とは大きく異なる。これらはいずれも閉鎖温度の低い年代値なので、ジルコンの U-Pb 年代測定による検証が望まれるが、礫の起源として想定できる凝灰岩体が見出されないこともあり、神農原礫岩の礫の供給源と無理なく想定できる火成岩体は下仁田地域には存在しないと言わざるを得ない。中部地方で言えば濃飛流紋岩 (図 6) のような岩体が存在して礫を供給し、その後の変動や浸食で消失したのかも知れない。

神農原礫岩の供給源の火成岩体は、礫岩の堆積時期には地表に露出していたはずである。それは何時の時代なの

か、その後の変動で消滅したとするなら、それは何時なぜ起こったのか、このような考察を進めるためには、神農原礫岩の堆積年代を確定する必要がある。本研究では、この目的で神農原礫岩に挟まれるとされる凝灰岩層 (Fujishiro and Kosaka, 1999) の年代を求め  $68.3 \pm 1.0$  Ma という結果を得た。この年代値は骨立山凝灰岩の年代値 ( $67.1 \pm 0.9$  Ma) と誤差の範囲で一致し、岩相も互いによく似ていることから、この凝灰岩は骨立山凝灰岩と一連の火山活動で形成されたものと考えられる。新井ほか (1966, p.16, 21) は、神農原礫岩が骨立山凝灰岩と整合関係にあり、同質の凝灰岩層を挟み、中新統には不整合に被われるとして、神農原礫岩の時代は古第三紀かそれ以前であると考えた。我々の年代測定の結果は、新井ほか (1966) の見解と調和的であり、神農原礫岩が 68 Ma 頃に堆積した後期白亜期の地層であることを示すことになる。一方、Fujishiro and Kosaka (1999) は、神農原礫岩は骨立山凝灰岩を不整合に被う中新統の一部としているので、彼らが「挟まれる」とした凝灰岩層は骨立山凝灰岩よりも若く、中新世の年代を与えるはずであるが、我々の得た年代値はこの予測とは相容れない。中新統という彼らの時代判定が正しいとすれば、今回年代を測定した凝灰岩は、地層として神農原礫岩中に「挟まれる」のではなく、礫岩とは断層関係にあることになる。このように、神農原礫岩の時代を確定するためには、年代を測定した凝灰岩と礫岩の関係が整合なのか断層なのかを決め手となる。しかし既述のように、我々が試料を採取した露頭では、両者の関係がどちらなのか断定はできず、骨立山凝灰岩の一部が断層運動で神農原礫岩中に板状に挟み込まれている可能性も完全には排除できないので、ここでは最終的な結論を控えて図 2 の凡例では神農原礫岩の時代を「後期白亜紀?」としてある。

帰属未知とした試料 16082503 は、主要岩体の試料採取過程でたまたま見出した小露頭から採取したもので、結果の評価が難しい。外観のとおり貫入岩とすれば、年代値からは滑岩体と同じ 70 Ma 頃のイベントで形成されたと考えられるが、もし砂岩とすると形成時期はジルコンの年代 (ca. 68 Ma) かそれより若いことになる。下仁田地域の後期白亜紀以降の地層としては跡倉層・神農原礫岩・中新統の 3 者が挙げられるが、年代からみて跡倉層は候補からは外される。一方、貫入岩と同等の硬さからは中新統という判定も受け入れにくい。千平岩体の南端部付近にはこの岩体を不整合に被う神農原礫岩が小規模に分布するとされるので (新井ほか, 1966; 高木・藤森, 1989)、あるいはその一部なのかも知れないが、これは今後の調査課題としたい。

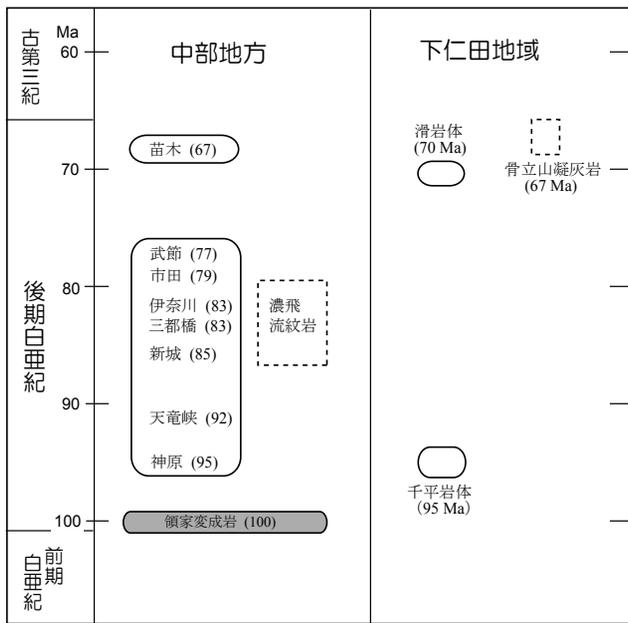


図6. 下仁田地域と中部地方の後期白亜紀火成岩類の年代の比較。

中部地方については、CHIME モナザイト年代をまとめた鈴木(2005)の第13図に基づき、いくつかの代表的な岩体の名称と年代値(Ma)を示した。年代値の小数以下は四捨五入し誤差は省略。下仁田地域の年代値については本文を参照。

#### 5.4 西南日本内帯の後期白亜紀火成活動との比較

下仁田地域で見出された後期白亜紀の2つの火成活動期は西南日本にも認められるのだろうか。鈴木(2005)は領家帯とその周辺部の花崗岩類のCHIMEモナザイト年代とジルコンのSHRIMP年代をまとめている。これらの年代はK-Ar年代よりも閉鎖温度が高いため、火成活動史の対比に相応しい基準と考えられる。鈴木(2005)の第13図の中部地方と下仁田地域を比較したのが図6である。この図に見られるように、下仁田地域の約70Maの活動期は中部地方の土岐・苗木地域の花崗岩体の年代に近く、約100Maの活動期は領家変成岩かその近傍の一部の花崗岩体の年代に近い。2つの活動期の間にはおよそ30m.y.もの時間差があつて、中部地方ではその間も花崗岩活動が続いていたことが分かっている。この間の90-80Maには濃飛流紋岩を形成した激しい火山活動もあった。このような中間的な時代の火山岩体は下仁田地域には見出されていないが、既述のように、この期の火成活動の痕跡は神農原礫岩の巨礫として残っている。下仁田地域ではこのような中間的な年代をもつ火山岩体が白亜紀以降の変動で失われたのか、あるいは地表に現れていないだけなのか、比較対象とした中部地方とは面積が異なることを念頭に置きつつも、神農原礫岩をめぐる変動史に興味をもたれる。

一方、骨立山凝灰岩に対比できるかも知れない中部地方の凝灰岩体としては、中央構造線に沿って小規模な分布を

なす巢山火砕岩が挙げられよう。この岩体については、山田ほか(1987)が65Maと58Maのフィッショントラック年代を報告しているが、精度の低い58Maは参考値とし、65Maについても若返りの可能性を否定していない。上部白亜系の和泉層群に対比される阿寺七滝礫岩層に不整合に被われることから(山田ほか, 1987, p.297)、巢山火砕岩の年代は65Maより更に古くなる可能性があり、骨立山凝灰岩に対比するためには、ジルコンのU-Pb年代を求めて年代を検証する必要がある。

## 6. まとめと今後の課題

下仁田地域の後期白亜紀-古第三紀とされる珪長質火成岩体につき、代表的な試料を採取してジルコンを分離し、LA-ICP-MS法でU-Pb年代を求めた。その結果は以下のようによまとめられる。

- 1) 花崗岩体は千平岩体が約100Ma、滑岩体が約70Maとなり、下仁田地域に少なくとも2つの時代の花崗岩体が併存していることが判明した。今回検討しなかった蚊沼岩体は、岩相と既存のK-Ar年代が滑岩体と似ていることから、これらは千平岩体に遅れて貫入した一連の花崗岩体であると推定される。
- 2) 古第三紀とされてきた骨立山凝灰岩体については、滑花崗岩体に近い67Maの年代値が得られ、後期白亜紀に形成されたことが判明した。近傍に分布する神農原礫岩の火山岩礫の年代(89-83Ma)はフィッショントラック年代なので、火山岩としての形成時期は更に古くなる可能性があり、礫の供給源を骨立山凝灰岩やこれと同源の岩体に求めることはできない。
- 3) 神農原礫岩に挟まれる凝灰岩について得られた68Maの年代値は、骨立山凝灰岩の年代と誤差の範囲で一致し、両者は一連の火山活動で形成されたものと考えられる。挟在する凝灰岩が礫岩と整合関係にあるなら、神農原礫岩は68Maの頃に堆積した後期白亜紀の地層ということになる。ただし、この凝灰岩が断層運動で礫岩中に挟み込まれた可能性も否定しきれないので、神農原礫岩の堆積時期の確定には更に慎重な検討が求められる。
- 4) 下仁田地域で認められた約100Maと約70Maの珪長質火成活動の時期は、西南日本の領家-山陽帯の白亜紀火成活動の最古と最新の事変に相当するが、下仁田地域には中間的な年代の岩体は見られず、神農原礫岩の巨礫としてのみ活動の痕跡が残っている。

前報では下仁田地域の後期白亜紀の花崗岩体や南蛇井層などをひと括りにして内帯類似の地質体としたが(佐藤ほ

か、2015)、詳しい対比のためには詳細な年代学的検討が必要であった。今回の検討でいくつかの新知見が得られたが、検討したのは代表的な5試料に過ぎず、各岩体の産状の調査はまだ不十分である。これらの火成岩体や神農原礫岩を特徴づける顕著な変形や変質は、後期白亜紀以降の変動の反映と考えられるが、その変動が跡倉ナップの形成とどのように関係していたのかという基本的な問題が今後の課題として残されている。

## 謝辞

名古屋大学博物館の興語節生氏は、偏光顕微鏡用の岩石薄片を制作してくださった。物質・材料研究機構名誉研究員の小野 晃氏は丁寧な査読で原稿の不備を指摘し、貴重な助言をくださった。この研究は名古屋大学宇宙地球環境研究所の一般共同研究の一環として行われ、研究所より資金の一部を提供して頂いた。以上の皆様と関係当局に深謝します。

## <註>

註1) 跡倉は「アトグラ」であって「アトクラ」ではない。

このような地名の誤記は下仁田地域の研究当初から続いていたが(例えば、藤本ほか, 1953; 内田, 1961; 新井ほか, 1963)、地質分野の論文や報告書の記述では地元と呼び方に従うよう最大限の注意を払うべきであろう。また、地質学の歴史と未来を考えるなら、誤記が判明した時点で積極的に改めるべきではなからうか。筆者らの指摘(佐藤ほか, 1990, 2015; 佐藤・石原, 2011)に従って、改める例も出てきた(中畑ほか, 2015)。

註2) 野村ほか(1994)は、群馬県発行の5万分の1表層地質図「富岡」で、千平の岩体を「川井山石英閃緑岩」としている。これは新井ほか(1966, p.11)を踏襲したものと思われるが、川井山付近の「石英閃緑岩」は跡倉クリッペ群を構成する岩塊の一部であり、既に角閃石について277-275 MaのK-Ar年代が報告されて(高木ほか, 1989; 端山ほか, 1990)、ペルム紀の岩体であることが確定している。千平の岩体は、ペルム紀と仮定しても白亜紀と仮定しても、そのSr同位体初生値が川井山付近のペルム紀岩体とは異なり(柴田・高木, 1989; 佐藤ほか, 2015, p.84)、今回の年代測定で白亜紀であることが確定したので、両者に同一の名称を付けるのは適当ではない。

註3) 図2の範囲外であるが、滑花崗岩体の北側の中新統に

貫入した大桁山安山岩体には(佐藤, 2004; 佐藤・石原, 2011参照)、地下に伏在する岩体からもたらされた捕獲岩片が見出される。筆者らは、滑の花崗岩に酷似する花崗岩片だけでなく変成岩片も含まれることを確認したが、その起源については特定するに至っていない。

註4) 日本列島でジュラ紀の花崗岩体が広く分布する地域は飛騨山地だけであるが、朝鮮半島や中国東北部には広大な分布をなす。日本海拡大前の白亜紀にアジア大陸の縁辺部にあった日本列島に、大陸のジュラ紀岩体から河川を經由してジルコン粒がもたらされたとしても不思議ではない。

註5) 南蛇井層の時代は放散虫化石からジュラ紀付加体とされたが(酒井ほか, 1989)、詳しい記載は公表されていない。この地域の秩父帯のジュラ紀付加体には、玄武岩や石灰岩やチャートが多産するが、南蛇井層にはそのような特徴は見られない。また、花崗岩体の規模に比べて、熱変成作用が微弱であることも注目される。新井ほか(1966, p.10)は、千平北西の鋤柄岳(598 m, 図2では略)に産する花崗岩体などは「根無し岩塊」と指摘しており、花崗岩体と南蛇井層との貫入関係は断層運動で二次的に変化している可能性が考えられる。

註6) 図2の北部に分布する花崗岩体を「平滑花崗岩」と表記した文献が多い。平滑に「なめえ」とルビをふるのも、「跡倉」とともに(註1)、この地域の論文に頻出する誤記の例である。この表記は新井ほか(1966)に始まるようであるが、内容豊富な論文だったためか、これをそのまま引き継いだ例が多い(例えば、高木・藤森, 1989; 野村ほか, 1994; 埼玉総会中・古生界シンポジウム世話人会, 1995)。前報(佐藤ほか, 2015)では、岩体名を引用する場合やむなく「平滑花崗岩」という用語を用いたが、「ナメエ」という読み方は間違いである可能性が高いことを指摘しておいた(佐藤ほか, 2015の註3)。今回は「滑」の住民6名と下仁田町役場職員を含む10人余りの町民にこの地名について聞いたところ、かつては「平滑」という小字名があり町の台帳にも記載されているが、その読みは「ヒラナメ」であって「ナメエ」ではなく、現在は「滑」(ナメ)という地名が使われているとのことであった。「ナメエ」という地名は聞いたことがないと全員が答え、「滑」にお住まいで現在(2017年)101歳の神戸仲恵氏は「今も昔もナメエという地名はない」と明確に答えてくれた。以上の聞き取りから、「ナメエ」という表

記は誤記であると断言してよいだろう。前報と同様に、この報告では「滑」付近に分布する花崗岩体を「滑岩体」とし、他の主要岩体も集落名を採って蚊沼(カヌマ)岩体・千平(センダイラ)岩体と名付け、「平滑花崗岩」という用語は今後も使わない。

註7) オシラトリー累帯構造 (oscillatory zoning) とは、ジルコン結晶がマグマの中で成長していく過程を記録したりズミカルな縞模様のごとで (図5)、結晶格子の欠陥や不純物のわずかな変化が、電子線の照射で励起されて発光する放射光の面分布を示すCL像として捉えられている。

註8) 先カンブリア時代の岩石が浸食されて、その中のジルコンが新しい堆積物 (例えばジュラ紀付加体) に移行し、白亜紀の花崗岩質マグマに取り込まれるという複雑な経過を辿った可能性もあり得るので、千平岩体のマグマが直接先カンブリア時代の岩石を取り込んだとは限らない。

註9) 柴田・高木 (1989) の研究当時は千平岩体の年代が不明だったので、試料SSD1の<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr初生値は蚊沼岩体のK-Ar黒雲母年代である65.6Maを仮定して計算したが (0.70965)、100Maを仮定して計算しても (0.70900)、四ツ又山岩体の初生値 (0.70517) より明瞭に高いという結果は変わらない (佐藤ほか, 2015の図5参照)。

註10) 溶結凝灰岩からなる寄居岩体がジルコンのU-Pb年代でも骨立山岩体と同等の年代を示すなら、実証は難しいとしても、岩質の似た骨立山岩体も寄居岩体と同様に跡倉ナップの構成要素であるという推論が可能になるだろう。なお、寄居岩体の約58Maという全岩K-Ar年代は熱水変質を記録したもので (近重・小坂, 2000)、構造的な下位の三波川変成岩類に一連の変質作用が及んでいないとすれば、この年代がナップ形成年代の下限を示すという現状は変わらない。

## 引用文献

- 青木 清・堀越武男・堀沢 勝・細谷 尚・神沢憲治・高橋武夫・角田寛子 (1998): 群馬県下仁田町南東部の跡倉クリッペ群について。群馬県立自然史博物館研究報告, (2): 43-56.
- 青木 清・堀越武男・細谷 尚・神沢憲治・高橋武夫・角田寛子 (2003): 群馬県下仁田町の跡倉不整合の再検討。群馬県立自然史博物館研究報告, (7): 61-67.
- 新井房夫・端山好和・林 信悟・細谷 尚・井部 弘・神沢憲治・木崎喜雄・金 今照・高橋 洌・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一 (1963): 群馬県下仁田町の跡倉礫岩を中心とする地質学的研究。地球科学, (64): 18-31.
- 新井房夫・端山好和・林 信悟・細谷 尚・井部 弘・神沢憲治・木崎喜雄・久保誠二・中島孝守・高橋 洌・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一 (1966): 下仁田構造帯。地球科学, (83): 8-24.
- Bahlburg, H. and Berndt, J. (2016): Provenance from zircon U-Pb distributions in crustally contaminated granitoids. *Sediment. Geol.*, **336**, 161-170.
- 近重史朗・小坂和夫 (2000): 関東山地北縁部寄居溶結凝灰岩類の熱水変質K-Ar年代。地質雑, **106**, 574-577.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. and Kinny, P. (2003): Atlas of zircon textures. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 469-500.
- 藤本治義・渡部景隆・沢 秀生 (1953): 関東山地の押し被せ構造。秩父自然科学博物館研究報告, (4): 1-41.
- Fujishiro, T. and Kosaka, T. (1999): The Lower Miocene in the Shimonita Tectonic Zone, along the northern margin of the Kanto Mountains, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **105**, 122-139.
- 藤白隆司・輿水達司・小坂共栄 (1995): 関東山地北縁構造帯の神農原礫岩部層含まれる礫のF-T年代。地質雑, **101**, 666-669.
- Gehrels, E.G., Tin, A. and Wang, X.F. (2003): Detrital-zircon geochronology of the northeastern Tibetan plateau. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **115**, 881-896.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. and Ogg, G.M. (2012): The Geologic Time Scale 2012, Volume 1 & 2, Elsevier, 1144pp.
- 端山好和・柴田 賢・内海 茂 (1990): 関東山地北縁の2・3の岩石の放射年代。地質雑, **96**, 319-322.
- 比企団体研究グループ (1982): 関東山地北縁部から領家非持型トータル岩の発見。地質雑, **88**, 427-430.
- Horn, I and von Blanckenburg, F. (2007): Investigation on elemental and isotopic fractionation during 196 nm femtosecond laser ablation multiple collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Spectrochimica Acta*, B62, 410-422.
- 飯島治男 (1964): 女岳・男岳付近のいわゆる跡倉層について (第1報)。秩父自然科博研究報告, (12): 29-35.
- 高地吉一・折橋裕二・小原北士・藤本辰弥・春田泰宏・山本綱志 (2015): 213nmNd:YAGレーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析計を用いたジルコンのU-Pb年代測定: Pb/U分別補正にNIST SRM610を用いるための分析条件最適化。地球化学, **49**, 19-35.
- 小勝幸男・小林洋二・渋谷 紘・武井暁朔・竹内敏晴・角田史雄・堀口萬吉・町田二郎・武井武文・吉田弘安・吉羽興一 (1970): 埼玉県寄居町付近の中生代後期の地層・岩石を中心とした地質学的研究。地質雑, **76**, 421-431.
- 小坂和夫 (1979): 関東山地北東縁部付近の白亜紀以降の断層運動史。地質雑, **85**, 157-176.
- Ludwig, K. R. (2012): User's manual for Isoplot 3.75: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 5, 75pp.
- Montel, J. M., Kato, T., Enami, M., Cocherie, A., Finger, F., Williams, M. and Jercinovic, M. (2017): Electron-microprobe dating of monazite: The story. *Chem. Geol.*, in press, <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.11.001>
- 野村 哲・吉羽興一・高橋武男 (1994): 表層地質図「富岡」(5万分の1) 解説書, II表層地質図, 群馬県, 29-56.
- 中畑浩基・磯崎行雄・小坂和夫・坂田周平・平田岳史 (2015): 関東山地北縁, 上部白亜系跡倉層・栃谷層の碎屑性ジルコン年代パターン。地学雑誌, **124**, 633-656.
- 小野 晃 (2000): 跡倉ナップのテクトニック・ブロックとその地質学的意義。地質雑, **106**, 620-631.
- 小野 晃 (2002): 日本の白亜紀中期のテクトニクス, 地質雑, **108**, 336-346.
- 小野 晃 (2004): 関東山地北東部の中新世礫岩から想定される領家

- ナップ. 地質雑, **110**, 395-402.
- 小澤岳史・川崎慎治・川中 卓・井川 猛・伊藤谷生・笠原敬司・佐藤比呂志 (2003): 関東平野北西部の反射法地震探査による地下構造 (その2). 地震学会2003年度秋季大会講演予稿集, p.248.
- 埼玉総会中・古生界シンポジウム世話人会 (1995): 関東山地の中・古生界研究の現状と課題. 地球科学, **49**, 271-291.
- 酒井 彰・藤森秀彦・竹内圭史・牧本 博・木村克己・高木秀雄 (1989): 群馬県下仁田町の南蛇井層からジュラ紀放射状化石の産出とその意義. 地質学会第96年学術大会講演要旨, p.154.
- 佐藤興平 (2004): 妙義-荒船-佐久地域の火山岩類のK-Ar年代と火山フロントの後退. 群馬県立自然史博物館研究報告, (8): 109-118.
- 佐藤興平 (2016): 群馬の地質と中小坂鉦山の鉄鉦床. 日本鉦業史研究会 平成28年度現地研究見学会 (中小坂鉄山), 2016.10.15下仁田町公民館, 講演資料, 6pp.
- 佐藤興平・石原丈実 (2011): 関東山地北西部の地質と磁気異常. 群馬県立自然史博物館研究報告, (15): 101-113.
- 佐藤興平・石原舜三・柴田 賢 (1992): 日本花崗岩図, 日本地質アトラス (第2版), 地質調査所.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂 (1990): 関東山地北部の新第三系に含まれる花崗岩質礫のK-Ar年代一一反田礫岩の例一. 地質雑, **96**, 125-132.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂 (2015): 関東山地北縁部の異地性岩塊や礫岩に含まれる珪長質火成岩類の年代: 跡倉ナップ実像解明の歴史と今後の課題. 群馬県立自然史博物館研究報告, (19): 69-94.
- 柴田 賢・高木秀雄 (1989): 関東山地北部の花崗岩類の年代, 同位体からみた中央構造線と棚倉構造線との関係. 地質雑, **95**, 687-700.
- 鈴木和博 (2005): 電子プローブマイクロアナライザを用いたCHIME年代測定. 地質雑, **111**, 509-526.
- 高木秀雄・藤森秀彦 (1989): 関東山地北縁部の異地性花崗岩体. 地質雑, **95**, 663-685.
- 高木秀雄・柴田 賢・内海 茂・藤森秀彦 (1989): 関東山地北縁部の花崗岩類のK-Ar年代. 地質雑, **95**, 369-380.
- 高木秀雄・柴田 賢・内海 茂・山田隆司 (1992): 関東山地北縁部, 跡倉層中の花崗岩礫のK-Ar年代. 地質雑, **98**: 971-974.
- Takahashi, Y., Mikoshiba, M., Kubo, K., Iwano, H., Danhara, T. and Hirata, T. (2016): Zircon U-Pb ages of plutonic rocks in the southern Abukuma Mountains: Implications for Cretaceous geotectonic evolution of the Abukuma Belt. *Island Arc*, **25**, 154-188.
- 武井明湖・小池美津子 (1977): 関東山地北縁部から董青石黒雲母片麻岩の発見. 地質雑, **83**, 433-435.
- 竹内圭史・牧本 博 (1991): 関東山地北縁の溶結凝灰岩・花崗斑岩およびホルンフェルスの放射年代. 地質雑, **97**, 315-318.
- 内田信夫 (1961): 群馬県・下仁田付近の地質一 (その1) 四つ又山押しかぶせ構造について一. 成蹊論叢, (1): 3-18.
- 内田信夫 (1962): いわゆる跡倉クリッベ群について一群馬県下仁田付近の地質, その3一. 成蹊論叢, (2): 1-15.
- Wetherill, G.W. (1956): Discordant uranium-lead ages. *Trans. Am. Geophys. Union*, **37**, 320-326.
- Wetherill, G.W. (1963): Discordant uranium-lead ages, Pt.2 discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium. *Jour. Geophys. Res.*, **68**, 2957-2965.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J. C. and Spiegel, W. (1995): Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandard Newsletter*, **19**, 1-23.
- 山田直利・中井 豊・壇原 徹 (1987): 領家帯南縁部に分布する泉南流紋岩類および巢山火砕岩のフィッショントラック年代. 地質雑, **93**, 287-299.