

## 富士山南西麓，安居山低地周辺の新富士溶岩の層序

山本玄珠<sup>1</sup>・北垣俊明<sup>2</sup>・斎藤朗三<sup>3</sup>・狩野謙一<sup>4</sup>・坂本 泉<sup>1</sup>

### Stratigraphical division of the Younger Fuji Lavas in and around the Agoyama Lowland on the southwestern foot of Mt. Fuji

Genjyu Yamamoto<sup>1</sup>, Toshiaki Kitagaki<sup>2</sup>, Rouzo Saito<sup>3</sup>, Kenichi Kano<sup>4</sup>, and Izumi Sakamoto<sup>1</sup>

#### Abstract

The southwestern foot of Mt Fuji is covered with the uppermost Pleistocene and Holocene mud-flow deposits (Older Fuji Mudflow: OFM), and the overlying lava flows (Younger Fuji Lavas: YFL) derived from Mt. Fuji. Based on the precise field surveys in and around the N-S trending Agoyama Lowland, about 3km in length and 1km in width, between the Habuna and Hoshiyama Hills, we have confirmed the following stratigraphic succession, Fujinomiya lava, Manno-fuketu lava and Kitayama (Togami) lava II in ascending order. The lavas that flowed into the Fuji River is the Fujinomiya Lava and the Kitayama (Togami) Lava II, and the Shibakawa Lava I is the lava that flowed along the Fuji River before the Kitayama (Togami) Lava II reached the Fuji River.

Keywords: Agoyama Lowland, Older Fuji Mudflow, Younger Fuji lavas, Lava flow stratigraphy

#### はじめに

富士火山は津屋(1940, 1968, 1971, など)の一連の研究によって、火山砕屑物を主体とする古富士火山と、溶岩を主体とする新富士火山に分類され、南西麓の溶岩については、「富士火山地質図」(以下、第1版)としてまとめられた(津屋, 1968)。その後、南西麓においては小川(1986)や山本ほか(2003)、山本(2013)などによってこれらの溶岩の詳細が報告された。

産業技術総合研究所地質調査総合センターは第1版の改訂調査に伴い、2016年に「富士火山地質図第2版」(高田ほか, 2016)を刊行した。また、本地域の富士川河口断層帯周辺を主体とする研究が進められ、「5万分の1富士川河口断層帯及び周辺地域地質編纂図」(尾崎ほか, 2016)も刊行された。

上記の3つの地質図で大きく異なるものの一つは溶岩区

分である。津屋(1968)は溶岩を岩相によって詳細に区分し、溶岩分布を忠実に表した。高田ほか(2016)では、断層や降下火山灰、放射性炭素同位体による年代などを根拠に津屋(1968)で示された複数の溶岩を統合し、新たな溶岩区分を行った。尾崎ほか(2016)は基本的には高田ほか(2016)に従い、さらに複数の溶岩をまとめて一色で示している。

高田ほか(2016)の新富士火山の溶岩区分と分布は、溶岩の岩相を根拠に溶岩区分や層序を表した津屋(1968)の記載事実との間で矛盾が生じている。本調査領域の安居山(あごやま)低地(後述)周辺地域では、このような観点から岩相を重視した溶岩層序の再検討が行われてきた(山本ほか, 2014; 2020)。本論では、山本ほか(2014, 2020)に従い、安居山低地においてのこの溶岩層序について調査を行い、再検討することを目的とする。

2021年10月1日受付 2021年12月22日受理

1 東海大学海洋学部, 〒424-8610 静岡県静岡市清水区折戸3-20-1

2 奇石博物館, 〒418-0111 静岡県富士宮市山宮3670

3 〒418-0021 静岡県富士宮市

4 静岡大学防災総合センター客員教授, 422-8529 静岡県駿河区大谷836

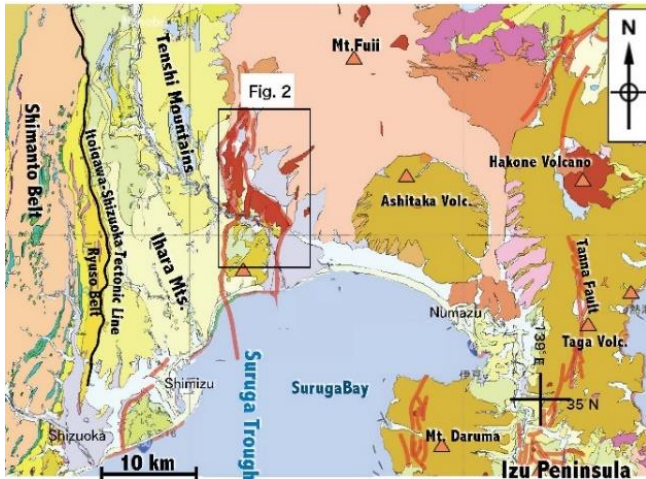


Fig.1 Geologic outline of the southwestern foot of Mt. Fuji and its surrounding areas (based on the seamless geologic map by the Geological Survey of Japan).

本調査地域は富士火山南西麓にあたり (Fig. 1), 山麓緩斜面と新第三系の基盤岩類からなる西側の天子(天守)・庵原山地との間には、北から羽鮒丘陵、星山丘陵、蒲原丘陵が存在する (Fig. 2)。それらの丘陵の縁辺部および内部には断層群が発達し、富士川河口断層帯 (活断層研究会・編, 1991; など) と総称されている (Fig.2)。この中で羽鮒丘陵と星山丘陵の境界部の安居山一沼久保に連続する南北約 3.5Km, 東西約 1.2Km の低地(以下、安居山低地と仮称)とその周辺に分布する最上部更新統～完新統の新富士火山旧期の溶岩は、断層帯の活動との関係について議論されている (高田ほか,20016, 山本ほか 2020 など)。その断層活動に伴う溶岩の流下過程を解析するためには、本調査地域に分布する溶岩の層序や分布など詳細を明らかにする必要がある。

本調査地域には新富士火山旧期溶岩が分布する。

地質時代によってより古い地質要素ほど情報量が少なくなるため、議論はある程度の時間間隙をみこしたものとなる。例えば富士火山周辺の下部～中部更新統の庵原層群の岩淵火山岩類は岩石名による区分 (山本・島津, 1999) で、一枚一枚の溶岩として認識されていない。愛鷹火山 (約 20～10 万年前) でも同様であり、テフラからの層序が組まれている (由井・藤井, 1989)。愛鷹火山と同時代から活動が始まったとされる箱根火山での議論は、外輪山等は溶岩流をグループ化して表している (長井・高橋, 2008)。富士火山の場合は津屋 (1968) によって溶岩流が一枚、一枚示されている。溶岩流の同定には地形的な調査を行うが、旧期の溶岩に関しては被覆されたり、削剥されてしまったためにそれができないこともある。

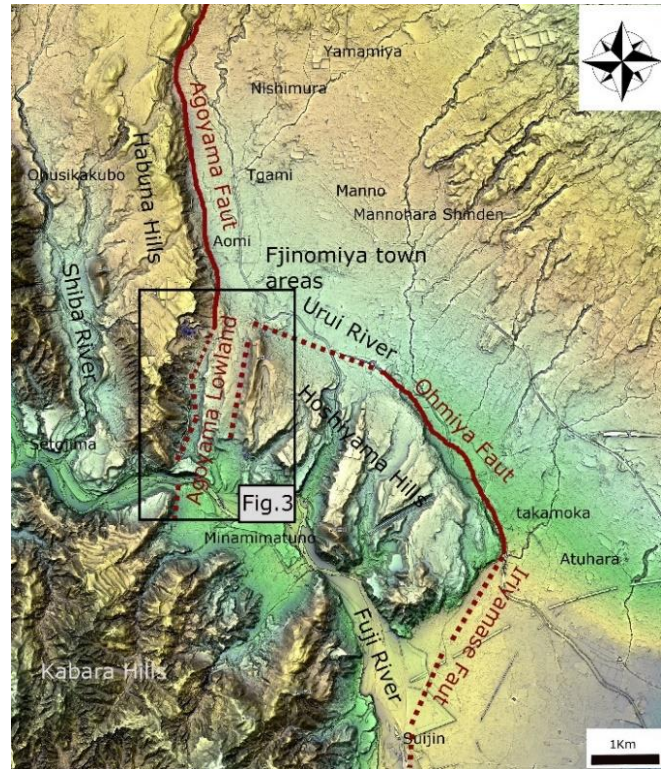


Fig.2 Relief map of the southern part of the Habuna Hills, Hoshiyama Hills and the northern part of the Kanbara Hills, made from the 50m mesh digital elevation model of the Geospatial Authority of Japan by Kashimie3D.

### 火山学・岩石学的な性質から見た溶岩区分

今回の溶岩区分の基準については、次のような考察をベースに調査を実施した。

#### 1) 玄武岩質溶岩流の流下する時の一般則とその特徴

一つの溶岩は、同じマグマ溜りより 1 回の噴火によって流出したものであり、その産状および岩質(鉱物組み合わせ・鉱物量など)はほぼ一定である。希に同じ溶岩でも産状が変化し、岩質も変化するものもある。この場合は漸移していくのが常であるため、溶岩として記載する場合、岩質、鉱物組み合わせ、斑晶量などの記載が別途必要となる。特に新富士火山の溶岩について、津屋 (1968) は、斜長石の大きさや斑晶量に着目して分類した。また、全岩化学分析値も同一溶岩では特殊な場合を除いて一定である。とくに微量成分は造岩鉱物との対応が顕著である。化学分析値は一つの溶岩において数カ所の値を対比する必要である。よって、岩石の肉眼鑑定、顕微鏡鑑定、微量成分まで含めた化学分析等により、溶岩を区分すべきである。富士火山南西麓の各溶岩については津屋 (1968) の区分に従い、詳細な岩石記載を行い斜長石の斑晶量比とマグマの分化を表す  $FeO^*/MgO$  が示された (山本ほか,2003)。さらに上記の各溶岩について複数の試料による微量成分まで含めた化学分析値が山本 (2013) によって示されている。

玄武岩質溶岩は噴出した時点の地形 (それ以前の噴火活

動や構造運動、侵食によって形成された原地形)に沿って流れる。よって、溶岩が河床底を流れたか否かでその分布高度はかなり異なる。同じ溶岩が水平方向に枝分かれしたり、それがまた合流して積み重なることもある。また、シート状となり、途中からオーバーラップすることにより、2枚以上の複数のユニットとなることもある。袋状の場合は、米袋を積んだような集合体となったり、溶岩流が滞留するような場所になると厚くなって再溶融がおこり、塊状となったり、内部のみが流動することにより、溶岩洞穴が形成されたりする。このように分布や厚さは一様でないことが多い。シート状の場合はそのシートの厚さが厚いと、複数の溶岩として認識しがちであり、オーバーラップした溶岩の厚さが1~2 m以上ある場合も同様である。後述する水神溶岩はその好例で、小川(1986)は同一溶岩流を、最下位の溶岩を大淵溶岩、上位2枚を大宮溶岩の3ユニットに区分している。本調査で対象とする旧期溶岩は新期の溶岩や堆積物で覆われるため、溶岩の原型を特定することが困難であり、1枚の溶岩流を同定するには、岩相による区分が重要となる。

溶岩の流下過程を議論する場合は、これらの溶岩の特徴を考慮する必要がある。平野部などの平坦な地形であっても、河川などの微地形や溶岩量や流動性の違いなどで幅広く広がる場合や舌状の狭い分布を示す場合がある。

よって、地質図学は使用できず、航空写真や赤色立体図なども対象溶岩の上位に新たな溶岩や堆積物が累重していることが多いため、使用が制限される。溶岩の分布や広がりを議論する場合は、綿密な踏査が重要となる。

玄武岩質溶岩が示すアア溶岩やパホイホイ溶岩などの産状は、岩質、温度、斑晶量、ガスの量、溶岩量などに規制される溶岩の流動性に左右される(Macdonald, 1972)。

溶岩量は溶岩の滞留する場や流下する斜面等で変化し、溶岩の温度は下流域では低くなり、粘性が高くなりパホイホイからアア溶岩に変化することがある(荒牧・宇井, 1989)。これらのパラメーターを配慮して、溶岩流動シミュレーションがなされ、実際の溶岩に応用されている(石原ほか, 1988など)。よってこのような溶岩産状の実態に従った溶岩区分が必要となる。

溶岩を単層として扱う場合、溶岩は数日以内で流出が終了する場合や、数年を要する場合もあるが、地質学的時間でいえば一瞬の現象を表しているものとして扱うことが必要である。

古環境の推定に溶岩を利用する場合も枕状溶岩やスパイラルクル、ハイアロクラスタイトなどの水冷による溶岩流の産状は、溶岩が流下したときの一瞬の環境を表している。

尾崎ほか(2016)は溶岩流出を扇状地というある地質学的な一定の時間をかけて形成された事象において議論している。しかし、対比できる環境はその扇状地に形成された網状河川など、一瞬の環境変化で生じる事象で議論されるべきである。

以上を踏まえて本調査では、岩質が一定で、産状が粘性にそって変化することを念頭において一枚の溶岩とすることを基本として溶岩区分を行う。なお、産状および岩相を重視した溶岩区分はすでに津屋(1968)によって行われているため、本論では溶岩名は津屋(1968)を使用し、岩相記載や化学成分は山本ほか(2003)、山本(2013)に従った。

## 2) 降下火山灰、放射性炭素年代

山元ほか(2005)、山元ほか(2007)、高田ほか(2016)では、降下火山灰層と<sup>14</sup>Cによる年代測定を基礎に富士火山の層序を組んだ。ここでは、高田ほか(2016)が重視している降下火山灰と炭素年代の加速器分析法の問題点について記述する。

降下火山灰層は、一瞬の噴火の産物であり、広範囲に広がるため層序を組むのには有効である。しかし、風により分布が左右される。富士火山の降下スコリアは偏西風により東麓にかたよる傾向があり、南西麓に位置する本調査地域の対象溶岩の年代区分に関しては、有効性が限られる。

本調査地域では人家や畑として攪拌されたり、河川による削剥もあり、一般に降下スコリアが平地で露出している場所は極めて少ない。また、降下後の再堆積や生物等による攪拌もある。露頭としては工事等の露出やトレンチを掘るなどによることが多い。また降下スコリアの露頭は、崩れやすいという特徴から、保存状態が悪く市街地等ではコンクリートなどで覆い隠されることも多々あり、条件は極めて悪い。よって情報量は限られてくる。

近年、<sup>14</sup>C年代測定の技術が発達し、加速器分析法によって黒色土やシルト層などに含まれる今まで少量で分析できなかった炭質物などの炭素含有量の試料や土壌中の微量の炭化成分からも年代測定が可能となった。ただし、これらの多くは溶岩本体ではなく、その下位または上位の地層の年代である。また、同一層準から異なった年代や、地層の上下が逆転する年代が測定されており、少量または微量の試料を扱うための問題点が、2010年代に議論されるようになった(遠田ほか, 2013; 石村ほか, 2016など)。この議論では、例えば試料の炭素含有量が少ない場合は現生との混合は測定値に大きく左右される。このため、地下水による汚染や現生の植物の毛根等の混入、時代の違う小さな木片等の混入などによって実年代よりも若く測定されてしまう要因として検討されており、前処理として木片等を取り除き、地層内の炭質成分などのみにして行うこともある。このように採取場所の環境や採取方法は重要な意味を持つ。山元ほか(2005)の<sup>14</sup>C年代も多くが加速器分析法を使用しており、上述した議論が開始される以前のデータである。高田ほか(2016)は採取した試料を炭化物質、木片、土壌と大きさによる分類を記載しているが、採取地の環境について詳細に記載されていない。年代として採用するには、採取地点の環境について調べる必要がある。

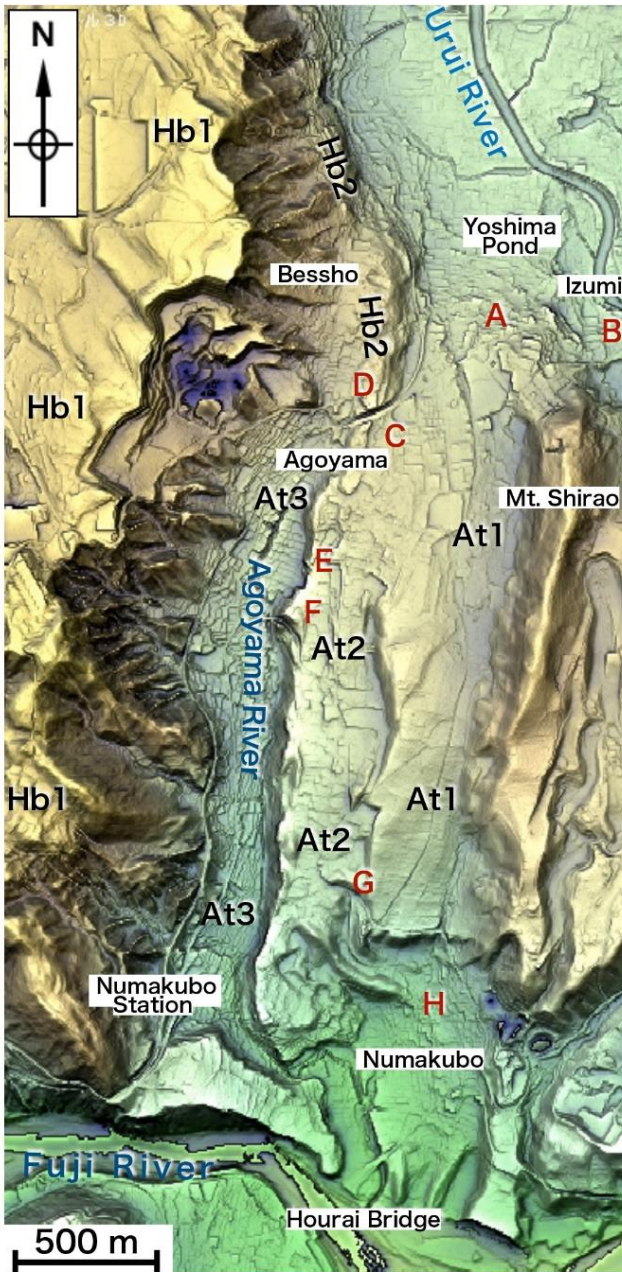


Fig3. Relief image map of the around Agoyama Lowland, made from the 5m mesh digital elevation model of the Geospatial Authority of Japan by Kashimie3D. specifications. Hb1,2 and At1, 2 and 3 are tentative names for flat surfaces. A to J are explanation points.

### 地形と地質概説

国土地理発行の数値標高モデルを使用してカシミール3Dでデジタル地形図を作成し、それを基に地形について概説する。

本調査地域の北東方には富士火山南西麓の裾野が広がり、その南西部の緩傾斜地の海拔高度 200~150m には富士宮

市の市街地が広がっている。さらに西側には星山丘陵や羽鮒丘陵など、海拔高度 250m 前後に平坦面を持つ丘陵地形が形成されている (Figs.1,2)。この星山丘陵や羽鮒丘陵と、富士山裾野の境界付近の海拔 150m 前後の潤井川低地を大沢崩れに端を発する潤井川が南東方向に流れている。

羽鮒丘陵と星山丘陵は、富士川河口断層帯の東縁断層である安居山断層と大宮断層によって潤井川低地から高さ数十 m ほどの高低差で境されている (山崎ほか,1986 ; 中田ほか,2000 など) (Fig.2)。

羽鮒丘陵と星山丘陵は安居山低地によって境されている (Fig.2)。安居山低地は富士宮市街地側の潤井川低地から緩傾斜で高度を上げ、Fig.3C 地点付近で最高高度の約 170m になり、そこから南方に向かって緩傾斜し、小河川 (安居山川と仮称) が低地の中央から南に向かって流れ、沼久保南方で東流する富士川に合流している (Fig.3)。合流点付近では、この直線的な低地を遮るように富士川から比高約 80m と 40m の二つの平坦面をもつ地塊が東にせり出している。

安居山低地付近の羽鮒丘陵側および星山丘陵側には Fig.3.に見られるようにいくつかの平坦面があり、羽鮒丘陵側の平坦面を Hb1,2 面、星山丘陵側の平坦面を At1,2,3 面とここでは仮称する (Fig.3.)。

本調査地域周辺地層は、下部~中部更新統の庵原層群 (柴ほか, 1990) と上部更新統~完新統の富士火山堆積物、富士川や潤井川が作る完新世の河床堆積物である。富士火山は古富士火山と新富士火山に区分されている (津屋,1986)。以下に庵原層群、古富士泥流堆積物について概説し、調査対象である新富士火山の溶岩の層序については、従来の研究において様々な溶岩区分が行われており、その矛盾点がある。ここではそれを整理し、本報告での溶岩区分の根拠を示すため、安居山低地周辺域の層序として項を改めて説明する。

### 庵原層群

庵原層群は、羽鮒・星山・蒲原丘陵の基盤を構成する地層である。本層群は下位から蒲原層、岩淵火山岩類、鷺ノ田層に区分されている (柴, 1991; 尾崎ほか, 2016)。本層群の西側は芝川断層~入山断層で富士川層群浜石岳層 (尾崎ほか,2016 など) と接している。

蒲原層は本調査地域周辺では別所西方の羽鮒丘陵側斜面に露出している。蒲原丘陵では浜石岳層を不整合に覆い、岩淵火山岩類に不整合に覆われる (杉山・下川, 1982)。本層は淘汰の良い中~大礫サイズの円礫を含む礫岩を主体とする地層で、砂岩・シルト岩層を挟む。本層の年代は、広域テフラ層などから 1Ma 以前を含む前期更新世後半以降とされている (尾崎ほか, 2016)。

岩淵火山岩類は本調査地域では蓬萊橋北の富士川沿いに分布している。本層は主として安山岩 - 玄武岩質の溶岩、

層理不明瞭で不淘汰な火砕岩からなり、岩脈状の産状を示す部分もある。本層中の火山岩の K-Ar 年代や古地磁気データから、前期更新世の末から中期更新世の前期頃（～0.58Ma）と推定されている（尾崎ほか,2016）。

鷲ノ田層は円礫層を主体とし、砂層、シルト層を挟む半固結状態の地層で、星山丘陵側では星山礫層(柴ほか, 1990)と呼ばれている。安居山低地の東(星山丘陵)側の南北に延びる尾根には、本層が閉じた山型の背斜構造(沼久保背斜)を作って分布している(狩野ほか, 2019)。星山丘陵での本層は、後述する古富士泥流(富士火山麓扇状地堆積物(Vf4))に傾斜不整合で覆われる(尾崎ほか, 2016; 狩野ほか, 2019)。安居山低地の富士川沿いの鷲ノ田層は沼久保礫シルト部層と呼ばれている(柴ほか, 1991)。本調査地域の蓬萊橋付近の“沼久保礫シルト部層の堆積シーケンスと海洋酸素同位体ステージ(MIS)との対比から、この部層の堆積年代は0.70～0.58Ma頃と推定している(横山・柴, 2013)。

古富士泥流堆積物

庵原層群を不整合に被覆する富士火山堆積物は、主に玄武岩質の角礫～亜円礫からなる不淘汰な火山砕屑岩類を主とする古富士泥流堆積物と、溶岩や火山灰からなる新富士火山の堆積物からなる(津屋, 1968, 1971)。古富士泥流堆積物(津屋, 1940)は、巨礫の亜角礫を主とし、粗粒～中粒砂の同質の火山砂が基質を構成する火山泥流・土石流堆積物を主体とし、礫部と基質部の量比の程度によって互層状を示していることが多い。

高田ほか(2016)は、Yamazaki(1992)の羽鮎丘陵、星山丘陵の古富士泥流分布域にある離水面による区分にしたがい Vf4 と Vf3 という時代の違う火山麓扇状地堆積物として古富士泥流堆積物を区分した。本調査地域周辺の古富士泥流中(Vf3 に相当)からは、富士宮市黒田で材化石が採取され、19,000±500yBP の値が報告されている(小川, 1986)。

安居山低地周辺地域の層序

本調査地域である安居山低地周辺に分布する新富士火山の溶岩および比較した大淵溶岩の岩相および層序については、すでに山本ほか(2014;2020)において、高田ほか(2016)との対比が行われている。詳細は山本ほか(2014;2020)を参照されたい。なお、山本(2013)および山本ほか(2020)は本調査地域も含めて、大淵溶岩で7か所、富士宮溶岩分布域で6か所、万野風穴溶岩で4か所、北山(外神)溶岩IIで3か所、芝川溶岩Iで4か所を採取し、主成分・微量元素成分による単一溶岩かどうかの検討を行っている。

本論では、これらについて簡単に説明する。なお、津屋(1968)、山本ほか(2014;2020)には降下火山灰および<sup>14</sup>C年代の対比がないため、本論ではそれを付けくわえ、新たに判明した事実も含めて記載する。津屋(1968)および山本ほか(2014;2020)と高田ほか(2016)、尾崎ほか(2016)との溶岩流の対比を Fig.4. に示す。

Tuya(1968)・Yamamoto <i>et al.</i> (2003,2014,2020)				Takada <i>et al.</i> (2016)・Ozaki <i>et al.</i> (2016)			
Shibakawa area	Fujinomiya town area	Atuhara area	Suijin area	Shibakawa area	Fujinomiya town area	Atuhara area	Suijin area
	Kitayama(Togami) Lava II				Togami Lava		
					Aomi Lava		
	Mannofuketu Lava			Murayama Scoria Fall Deposit			
					Manno Lava		
Shibakawa lava I	Fujinomiya Lava	Ohbuchi Lava	Ohbuchi Lava	Shibakawa Lava		Ohbuchi Lava	
				Suijin Lava			Suijini Lava

Fig.4. Stratigraphic correlations of lava flows in and around the Agoyama Lowland.between Tsuya (1941) and Yamamoto G. (2003, 2014, 2020). and Takada et al. (2016) and Ozaki et al. (2016).

津屋(1968)や山本ほか(2003),山本(2013)等には降下火山灰の記載がない。これに対して、高田ほか(2016)では、本調査の溶岩層序でカギ層として大沢ラピリ(町田,1964)と村山降下スコリア(山元, 2014)が記載されている。富士火山の降下火山灰はいずれも発泡しており、スコリアとしては同質で区分が難しい面がある。大沢ラピリは

同時代のカワゴ平パミスが分布するため、両者の組み合わせで区分することができる。

村山降下スコリアは良く発泡しており赤褐色を呈し、無層理で、本調査地域北東約8kmの元村山浅間神社周辺地域ではローム層の上位に累重する(山元, 2014)。本調査地域周辺で村山降下スコリアの溶岩層序との関係は、高田ほ

か、(2014)によって、富士宮溶岩(原文;万野溶岩(新))の上位で万野風穴溶岩(原文;青見溶岩(新))の下位とされている(fig.4)。

高田ほか(2016)の水神溶岩(新)は、本調査地域の南縁部の蓬莱橋付近とその南東方向の南松野地区、南松野地区から南南東方約4kmの富士川右岸側の富士市水神地区に分布し、富士川を流下した溶岩とされる(山元,2014)。山本ほか(2014)では、高田ほか(2016)の水神溶岩(新)は岩相や化学分析値が異なる3つの溶岩を統合しているとされている。一つ目の水神地区の溶岩は大型の斜長石斑晶に富む複輝石かんらん石玄武岩のパホイホイ溶岩からなり、主要成分・微量成分が類似していることにより、厚原地区に広く分布する大淵溶岩と対比している。2つ目の南松野地区の溶岩は芝川溶岩Ⅰの下位に累重し、かんらん石複輝石玄武岩のアア溶岩で、主要成分・微量成分が類似することから芝川溶岩Ⅰに対比している。3つ目の本調査地域の蓬莱橋付近の溶岩は、大型の斜長石が目立つかんらん石玄武岩のパホイホイ溶岩で主要成分・微量成分の類似性から富士宮溶岩に対比している。

山元(2014)に従えば、水神溶岩(新)の溶岩上流部に位置する南松野(中野台)ではアア溶岩なのに対して、富士川下流部の水神の溶岩がより低粘性のパホイホイ溶岩なので、一般的な玄武岩溶岩の産状変化と矛盾している。南松野(中野台)は富士川沿いにあり、溶岩が作る周囲より5mほど高い平坦面を形成している。高田ほか(2016)は南松野(中野台)の富士川沿いで2枚の溶岩を確認し、このうち上位を芝川溶岩(新)、下位を水神溶岩(新)としている。南松野(中野台)の平坦面上での6本のボーリング柱状図(富士市地下水調査資料未公表)によると地表から層厚40mの4ユニットの溶岩が示されているため、さらに下位の溶岩が存在することになる。

山元ほか(2007)により水神溶岩(新)の流路とされた南松野(中野台)と水神との間の富士川両岸には、庵原層群岩淵火山岩類が分布し、新富士溶岩の分布は記載されていない。同区間内の静岡県地理情報システムweb(2020)による富士川沿いのボーリングデータ、および南松野—岩松地区で富士川を横断する橋梁建設のため北東-南西幅約600m間で掘削された9本のボーリングデータ(未公表)にも、庵原層群と扇状地堆積物との間に新富士溶岩は存在しない(狩野ほか,2019)。以上から、富士川沿いに南松野を経由して水神に新富士火山旧期の溶岩を流下させるのは困難である。

高田ほか(2016)の万野溶岩(新)は、津屋(1968)の富士宮溶岩と万野風穴溶岩を統合したものとされている溶岩で、富士宮市街地の万野地区に分布している。山元ほか(2007)は津屋(1968)の羽鮒丘陵東縁部の万野風穴溶岩(原文では富士宮溶岩)分布域には青見溶岩(新)を新設している。青見溶岩(新)は村山降下スコリアより上位とされている(Fig.4)。山本ほか(2020)は、岩相、化学分析

値が異なるため、万野溶岩(新)を津屋(1968)にしたがい、富士宮溶岩と万野風穴溶岩に区分し、青見溶岩(新)は岩相や化学分析値およびその分布から万野風穴溶岩に対比した。なお、高田ほか(2016)はすでに山本ほか(2003)によって報告されているマグマ分化を表す $FeO^*/MgO$ 値が万野風穴溶岩が3.0、富士宮溶岩が1.8と大きく異なっているのに関わらず、両者を統合し万野溶岩とした。岩石学的にはこの統合は支持することはできない値である。

万野風穴溶岩は本調査地域付近の羽鮒丘陵ぞいと調査地域北方の万野付近に分布しており、万野付近で地形的に富士宮溶岩の上位に位置している(山本,2013)。山元ほか(2014)が青見溶岩を新設した根拠は、富士宮溶岩(原文;万野溶岩)と岩相・岩質が異なることと村山降下スコリアが青見溶岩(新)の上位に分布していないことである。

山本ほか(2020)は富士宮溶岩と万野風穴溶岩の岩石学的な違いから区分し、本調査地域のHb2面(Fig.2)に万野風穴溶岩が分布するとした。

高田ほか(2016)の外神溶岩(新)は北山(外神)溶岩Ⅱに対比されている。この溶岩については、安居山低地の項で説明する。北山(外神)溶岩Ⅱは、富士山火山本体から、本調査地域まで、細長く分布している。山元ほか(2005)は本溶岩中の炭化物から、 $9.290 \pm 60yBP$ の14C年代を報告している。

高田ほか(2016)の芝川溶岩(新)は芝川溶岩Ⅰと横手沢溶岩Ⅰを統合したものであるが、山本ほか(2014)によって、微量成分の違いなど岩石学的性質や層序から従来どおり芝川溶岩Ⅰと横手沢溶岩Ⅰに区分されている。

村山降下スコリアについては、富士宮溶岩(原文;万野溶岩(新))の富士宮市街地の1か所で村山降下スコリアが富士宮溶岩の上位に累重している以外に報告はない(山元ほか,2007;山元,2014)。

高田ほか(2016)では安居山低地周辺のすべての溶岩を、村山降下スコリアより上位の外神溶岩(新)としている。これと山元(2014)では外神溶岩(新)の上位に村山降下スコリアが観察されないとしており、両者は整合的な記載がなされている。

### 安居山低地周辺に分布する溶岩の産状記載と岩石記載

以下に、本調査地域の岩相基準とする山本(2013)の芝川溶岩Ⅰ、富士宮溶岩、万野原風穴溶岩、北山(外神)Ⅱ溶岩の岩石記載と溶岩産状について再整理した結果を踏まえて示す。各溶岩の肉眼鑑定および顕微鏡写真は山本・北垣(2003)も参照されたい。また、山元ほか(2007)の水神溶岩(新)、外神溶岩(新)の岩石記載も参考に示した。

#### 芝川溶岩Ⅰ

本溶岩は、芝川沿いに分布し、厚さ5m前後のアア溶岩

とパホイホイ溶岩の中間型の溶岩である。通常1ユニットとして流れる場所が多いが、南松野中野台では、2ユニットが露出している。また、大鹿窪では30cm前後のユニットが重なるシート状を示し、瀬戸島付近ではローブが幾重にも重なった米袋を積み上げたような形状を示す。このような場所では、10m以上の層厚となる。

本岩は3~8mm程度の丸みをおびた白く濁った斜長石とその集合斑晶を主体とし、1~3mmの短柱状輝石が観察されるかんらん石複輝石玄武岩である。顕微鏡下では、斜長石は0.5~1.5mm程度の長柱状自形結晶の間に2~7mmのまるみを帯びた長柱状自形結晶と5~7mmの集合斑晶がよく観察される。斜長石の斑晶量比は20~23%である。かんらん石は0.3mm程度で粒状半自形を示し、量的には少ない。芝川溶岩Iは斜長石の斑晶量比が20~23%である。

富樫ほか(1991)の本調査地域付近の同溶岩の斑晶量比は、斜長石26%、かんらん石3.2%、斜方輝石0.7%、直方輝石1.1%で、斜長石の最大サイズは10mmと報告している。

#### 北山(外神)溶岩II

本溶岩は、山宮から外神をへて、本調査地域まで細長く分布する。途中潤井川の河川性堆積物で覆われる。クリンカーが発達したアア溶岩で1ユニットとして流下している。本溶岩の断面は厚さ30cm前後のクリンカーとその内部は塊状で最大で厚さは4m+で露出している。

本岩は径1~5mmの斜長石と7mm程度の集合斑晶がみられ、2mm程度の輝石を含む含普通輝石かんらん石玄武岩である。斜長石は1~5mmの丸みを帯びた長柱状自形~半自形で、斜長石の斑晶比は15%である。かんらん石は少なく、径0.2mmほどのものを主体とし、最大で2mmで粒状自形から半自形を示す。普通輝石はまれで、2~3mmの短柱状自形を示す。石基は長柱状斜長石の間に粒状の輝石、磁鉄鉱とガラスがうめるインターサタル組織を示す。

#### 水神溶岩(新)

本岩は、大型の斜長石斑晶に富む輝石かんらん石玄武岩である。斜長石斑晶の最大長径は8mmで、清澄なものが多く、その一部が集斑晶をつくる。斜方輝石と直方輝石は量がやや少ないものの、共に最大長径2.5mmの集斑晶をつくる。

#### 外神溶岩(新)

本岩は大型の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩で、斜長石斑晶の最大長径は9mmで、多くが汚濁帯を持ち、一部が集斑晶をつくる。かんらん石斑晶には反応縁は認められず、最大長径1.0mmで、量は少なく、微量の単斜輝石斑晶を含有するものがある(山元ほか, 2007)。

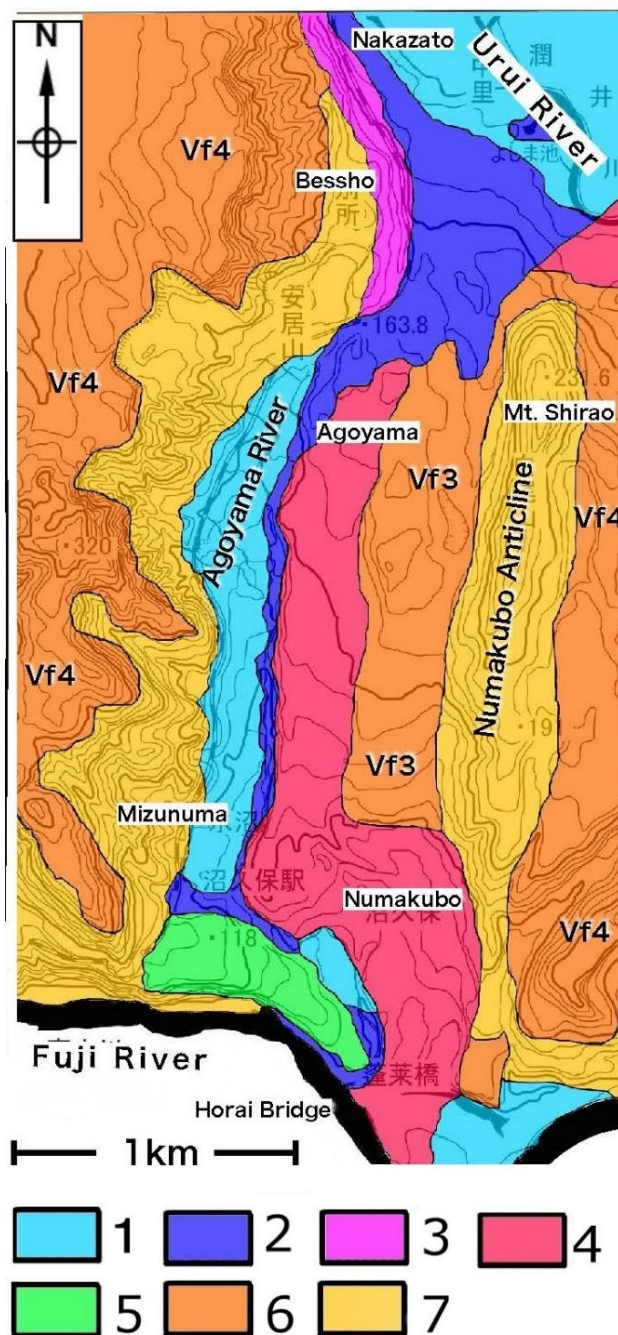


Fig.5. Geological map around the AgoYama Low land. (faults are omitted in this figure). 1, fluvial deosits. 2, Kitayama(Togami)Lava II 3, Mannofuketsu Lava 4, Fujinomiya Lava 5, Shibakawa I Lava 6, Older Fuji mudflow deposits 7, Ihara Group.

#### 安居山低地周辺の小地区ごとの溶岩分布

高田ほか(2016)は潤井川から安居山低地にかけての地区間には外神溶岩(新)だけの分布を示し、安居山低地と富士川合流点では、水神溶岩(新)という新たな溶岩を示している。今回の再検討により、潤井川から安居山低地に

は富士宮溶岩と万野原風穴溶岩、北山（外神）溶岩Ⅱがテラス状の地形など構造活動と関連したと考えられる地形と対応した分布を示している。また、富士宮溶岩が富士山本体から安居山低地を通して富士川まで連続して分布している。降下火山灰においては、後述のとおり、今まで記録がなかった地域で、万野風穴溶岩の上位に分布が明らかになり、降下火山灰からの層序も示すことができた。

Fig.5 に安居山低地周辺の地質図を示し、以下では前述した岩相記載(山本, 2013)にしたがって、安居山低地周辺での小地区ごとの溶岩の分布についてのべる。地点は、Fig.3 を参照

#### 潤井川低地～別所付近

潤井川低地では、北山（外神）溶岩Ⅱが分布し、Fig.3 の“よしま”池周辺（標高 123m）では、最大で厚さ 1.5m+ ほどで露出している。この溶岩は富士宮溶岩を伴っている。この溶岩はアア溶岩で、50cm ほどのクリンカーが発達している。山本（2013）の北山（外神）溶岩Ⅱの化学分析値（No.73/N35° 13′ 24.06″, E138° 35′ 53.48″）は、この“よしま”池周辺のものである。

“よしま”池より潤井川の下流域の泉（N35° 13′ 15″, E138° 36′ 18″）の潤井川河床（標高 112m）付近には富士宮溶岩が広く分布している。

泉および Fig.3.B 地点は第 2 版（高田ほか, 2016）では外神溶岩（新）の分布域とされたが、表面が丸みを帯びたスラブ状の富士宮溶岩が露出している。泉の（N35° 13′ 09.9″, E138° 36′ 14.2″）の滝戸遺跡では発掘調査が行われ、富士宮溶岩の上位に村山降下スコリアと思われるスコリア層が分布している（未公表）。なお、潤井川低地から Fig.3B 地点付近の安居山低地に向かって緩やかに高度が高くなる斜面の標高 135m 付近まで、厚さ 1m+ 前後の富士宮溶岩が点々と露出している。同じ斜面のやや北側の Fig.3A 地点（標高 150m）付近には、北山（外神）溶岩Ⅱは点在する。この斜面の溶岩は厚さ 1~1.5m+ の断面として 1 ユニットとして露出することが多い。また、安居山低地の最高地点（標高 163m, Fig.3C 地点）南の身延線切通しにも点々と露出している。厚さ 2m+ である。

#### 安居山周辺

安居山低地は高田ほか（2016）ではすべて外神溶岩（新）とされていたが、羽耐丘陵側の Hb2 面には万野風穴溶岩が分布している（山本ほか, 2020）。

Hb2 面の小高い地点（Fig.3D 地点, N135° 13′ 06.2″, E138° 35′ 33.7″）では、この溶岩の上位に層厚 20cm ローム層を挟んで、直径 1mm 程度の発泡度および淘汰度のよい層厚 9cm ほどの黄褐色のスコリア層が分布する（Photo 1）。このスコリアを奇石博物館所蔵の元村山の村山降下スコリア層のスコリア粒と比較するとサイズは異なるが発泡度には類似傾向が見られた。露頭および顕微鏡下

でもパミスの存在はない。また、層厚およびサイズも山元（2014）が示すこの地域の村山降下スコリアの層厚やサイズと類似する。



Photo 1 . The Murayama Scoria Fall Deposit at Loc.D in Fig.3.

安居山川左岸側に並行に存在する At3 面と At2 面の境界の高さ 5~40m 前後の急崖は、約 2km 下流の沼久保付近まで連続している。この崖はすべて富士宮溶岩からなる。崖をつくる富士宮溶岩は溶岩断面として露出しており、塊状で厚さは 40m+ である。この崖の Fig.3E 地点からは山本ほか（2013）によって富士宮溶岩の試料（No24/N35° 12′ 44.08″ E138° 35′ 21.83″）が得られており、他の地域の富士宮溶岩の分析値と一致している（Fig.6）。さらに山元（2014）が示す外神溶岩（新）の化学分析値の試料（No34）が採取されているがこの値は万野溶岩（新）の分析値（No28）とも一致する（Fig.6）。

At3 面の Fig.3F 地点には、At3 面を作る北山（外神）Ⅱ溶岩が分布している。また、富士宮溶岩が露出する急崖の上部は At2 面を形成し、その平坦面東側 At1 面の境界にあたる高さ 3~5m の崖には、古富士泥流堆積物が露出する。At2 面には所々に富士宮溶岩が露出している。またこの面の沼久保付近（Fig3G 地点）には、富士宮溶岩が露出するがその上位で段丘礫が小分布している。

#### 沼久保～蓬莱橋付近

沼久保地区の Fig3G 地点やその周辺には、厚さ 30cm~50cm のシート状の富士宮溶岩が分布している。富士宮溶岩は蓬莱橋南東でも露出している。ここでは、北山（外神）溶岩Ⅱが上位に累重している。ここは高田ほか（2016）による蓬莱橋南東の水神溶岩（新）分布域であるが岩相は、山本（2013）が示す富士宮溶岩と一致する。さらに富士宮溶岩は河床に分布し、蓬莱橋が完成した 1999 年頃には、橋脚下の富士川右岸では、この富士宮溶岩の上位に北山（外神）溶岩Ⅱが累重し、両者の境界にはオレンジ色のローム層の薄



層を挟在した露頭が観察された(山本, 2004). 北山(外神)溶岩Ⅱは蓬莱橋南東の安居山川河口や富士川左岸から南東の同右岸まで露出している. 蓬莱橋の富士川左岸では山本(2013)が北山(外神)溶岩Ⅱの化学分析値示す試料(N072/N35° 11' 38.33" , E138° 35' 27.81" )を採取している. 山元ほか(2005)は蓬莱橋南東の北山(外神)溶岩Ⅱ中から<sup>14</sup>C年代の試料を採取している. この場所は富士川河原で現在は溶岩を含めて存在しない.

Reference	Yamamoto,G.(2013)			Yamamoto,T.(2014)	
name of lava flow	Fujinomiya		Kitayam (Togami) III	Manno new	Togami new
Locality	Hourai Bd. South	Agoyama south	Horai Bd.	Yamamiya	Agoyama
Sample No.	23	24	72	28	34
SiO <sub>2</sub>	50.14	49.9	50.71	49.42	49.79
TiO <sub>2</sub>	1.24	1.34	1.88	1.38	1.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.45	17.64	16.99	17.02	18.04
FeO*	20.26	10.97	12.28	12.23	11.43
MnO	0.16	0.17	0.19	0.17	0.16
MgO	5.61	6.02	4.07	6.28	5.77
CaO	10.54	10.36	9.50	10.52	10.57
Na <sub>2</sub> O	2.76	2.72	2.88	2.78	2.78
K <sub>2</sub> O	0.59	0.61	1.00	0.64	0.64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.26	0.40	0.27	0.25
Total	100.00	100	100.00	100.58	100.71
FeO*/MgO	1.8	1.8	3.0	1.80	1.78
Bd/bride,FeO*:total FeO					

Fig 6. Major element compositions of lavas in and around the Agoyama Lowland by Yamamoto, G.(2013) and Yamamoto, T.(2014)

蓬莱橋北西の富士川左岸では, 山元(2014)による芝川溶岩(新)の岩相と一致する芝川溶岩Ⅰと北山(外神)溶岩Ⅱが接している. 蓬莱橋付近の富士川兩岸の同溶岩の連続露頭では, 厚さ30cmほどのクリンカーと厚さ5m+の塊状で柱状節理が発達している. 蓬莱橋から上流側にむかって北山(外神)溶岩Ⅱの上面の分布高度は徐々に高くなり, 蓬莱橋から約450mで蓬莱橋付近と約30mの比高差を持つ. また蓬莱橋付近では溶岩下面は観察できないが蓬莱橋北西の富士川右岸で, 中礫の段丘礫層の上位に北山(外神)溶岩が累重しているのが観察できる. 蓬莱橋北西の富士川左岸(Fig.3I 地点, N35° 11' 45.56" , E138° 35' 17.86" )では, 芝川溶岩Ⅰと北山(外神)溶岩が接している. 山本ほか(2003)は津屋(1940)にしたがい前者の下位が後者としたが, 山元(2014)が指摘したように前者の上位が後者である. この地点付近で山本(2013)は芝川溶岩Ⅰの化

学分析値を示す試料(No.63/N35° 11' 45.56" , E138° 35' 17.86" )を採取している.

本調査地域の芝川溶岩Ⅰは, 1ユニットとして沼久保駅周辺から蓬莱橋までの2つの高まり上に分布している(Fig.4). この高まりは沼久保駅付近の海拔約100mの平坦面と蓬莱橋北東付近の海拔約70mの2段の平坦面からなり, 沼久保~蓬莱橋まで連続する. この高まりの上部が芝川溶岩Ⅰの分布域である. 富士川左岸沿いの崖には厚さ5m+の垂直な柱状節理が発達する本溶岩の断面が露出している. 崖下部から富士川河床にはほぼ全面露頭で蒲原礫層や岩淵火山岩層と鷺の田層沼久保礫シルト部層が分布している, 同溶岩と下位層との境界面には両者の間に節理に沿って崩れた層厚2~3mの角礫が存在するため, 両者の関係を確認できる箇所は少ない.

蓬莱橋から約280m北西の富士川左岸の富士川河床付近の海拔50mでは芝川溶岩Ⅰの下面が観察され, 水との接触を示唆するスパイラルも分布している(Fig.3I 地点付近). ここでは同溶岩の下位に不規則な形をしたガラス質の溶岩の大礫を含む砂礫層が分布している. これは, 未固結な段丘砂礫層に接触した溶岩が急冷・破碎され堆積物に混入して生じたペペライトで, 境界付近には急冷による熱水変質のためと思われる暗紫灰色の粘土が多く含まれている. なお, この付近はほぼ全面露頭で厚さ30m+の芝川溶岩Ⅰが露出している.

ここから300mほど富士川を遡ると芝川溶岩Ⅰの下面は高さ約80mと急激に高くなる. ここは, 沼久保から張り出した高まりの比高約20mの2つの平坦面が連結する斜面にあたる. この地点の同溶岩の下位には直径1~1.5mほどの巨大円礫からなる礫層があり, さらにその下位に不整合面を介して鷺の田層の沼久保礫シルト部層が分布している. さらに北側の沼久保駅付近の上部平坦面の芝川溶岩Ⅰは, 厚さ10m前後で上述した, この角礫が下位層との間に横たわることが多く, この角礫との間を溶岩層下面とした. その下面は海拔約85m付近である. よって, 沼久保付近の上部平坦面の溶岩の層厚は10m前後で, 蓬莱橋付近の下部平坦面の溶岩は, 層厚20~30mと厚くなっている. 以上から, 上下の平坦面の高度差は, もとからの段丘地形に規制されて芝川溶岩Ⅰが斜面を流下したことによる層厚の変化と考えられる.

### 安居山低地の溶岩層序の再検討

津屋(1968), 山本(2013)および本調査により, 富士宮溶岩, および北山(外神)溶岩Ⅱは富士山本体から安居山低地を経て, 富士川まで達した溶岩である. また, 万野原風穴溶岩は, 分布的に羽鮎丘陵よりで安居山低地北部まで達した溶岩である. 芝川溶岩Ⅰは本調査地域では南縁部の富士川に沿って流下した溶岩である.

今回の調査や山本(2004)などから, 安居山低地を流下

した新富士火山旧期の溶岩は下位より富士宮溶岩、万野風穴溶岩、北山（外神）溶岩Ⅱとなる。層序関係が直接確認されているのは、下位と上位の順に表せば、富士宮溶岩と北山（外神）溶岩Ⅱ、芝川溶岩Ⅰと北山（外神）溶岩Ⅱである。芝川溶岩Ⅰと富士宮溶岩の関係は明確ではない。

This Study		Takada et al.(2016)	
Horai-bridge north	Agoyama Lowland	Horai-bridge north	Agoyama Lowland
Kitayama(Togami) L. II.		Togami L.	
			Aomi L.
Murayama Scoria Deposit		Murayama Scoria Deposit	
	Manno Fuketsu L.	Shibakawa L.	
Shibakawa L. I	Fujinomiya L.		Suijin L.

Fig7. Stratigraphic comparison of lava flows between this study and Takada et al.(2016) in and around the Agoyama Lowland.

万野原風穴溶岩の上位には村山降下スコリアと考えられるスコリア層が存在する。山本ほか（2020）はこの地域の万野風穴溶岩は、北方まで連続し、山元ほか（2014）の青見溶岩（新）の分布域まで広がっている。高田ほか（2016）の青見溶岩（新）は、村山降下スコリアより上位とされているが、これと矛盾することとなる。山本ほか（2020）では羽鮎丘陵北東縁部より斜面の途中に斜面にそって Hb2 面は急激に幅が狭くなり、羽鮎丘陵中段の斜面となり、高度を上げた潤井川低地に埋没するとされる。この小平坦面（Hb2 面延長部）には段丘礫が小分布し、平坦面北部では津屋（1986）はこの平坦面北部に段丘礫層を描いている。この平坦面より崖下部に青見溶岩（新）が分布するが、山元（2014）によれば青見溶岩（新）の上位には、村山降下スコリアより新しい大沢ラピリ（ $3,11 \pm 50yBP$ 、山元ほか,2005）が累重した記録はない。

平坦面では段丘礫が分布しており、村山降下スコリアは水により削剥された可能性が高い。また、今回スコリア層を発見した地域は高田ほか（2016）の外神溶岩（新）の分布域である。スコリア層の下位の溶岩が外神溶岩（新）とすると村山降下スコリアの下位に外神溶岩（新）が分布するとされる高田ほか（2016）の Fig.7 の層序関係とも矛盾する。

今回、万野風穴溶岩の上位に村山降下スコリアと思われるスコリア層が確認された。本調査地域周辺の青木で行われたボーリング調査で産出した溶岩を、下川ほか（1996）は万野風穴溶岩と対比した。それを山元ほか（2014）は青木 D-1 溶岩として、村山降下スコリアより下位とした。これに対して山本ほか（2020）は岩質、層序を検討し下川ほか（1996）にしたがい万野風穴溶岩であるとした。山本ほか（2020）と山元ほか（2014）の村山降下スコリアより下位の溶岩であるという報告と層序的に整合的である。

At2 面は富士宮溶岩上面が露出している。高田ほか

（2016）によれば村山降下スコリアに覆われるはずだが、土壌も畑と住宅地として人口的に削剥をうけている。また、段丘礫が存在する。山元（2014）ではその上位の大沢ラピリが累重している記録もない、本調査でも富士宮溶岩より上位の村山降下スコリアや大沢ラピリが累重していることは確認できなかったことから、一旦河川等による削剥をうけたと考えられる。

以上により、本調査地域の溶岩の層序は Fig7 ようになり、富士火山本体より安居山低地付近を流れ下ってきた溶岩のうち、万野溶岩（新）は、羽鮎丘陵にさえぎられて、原富士川に達した溶岩は富士宮溶岩と北山（外神）溶岩Ⅱである。また、芝川溶岩Ⅰは北山（外神）溶岩Ⅱより前に富士川沿いを流下した溶岩である。

## まとめ

高田ほか（2016）では安居山低地には、外神溶岩（新）しか分布しないとされていたが富士宮溶岩、万野風穴溶岩、北山（外神）溶岩Ⅱが分布している。

富士宮溶岩と北山（外神）溶岩Ⅱは安居山低地を通過して富士川に達している。

北山（外神）溶岩Ⅱは、富士川沿いで芝川溶岩Ⅰの上位に累重している。

安居山低地の富士宮市側では分布する万野風穴溶岩および富士宮溶岩の上位には村山降下スコリアと考えられる降下火山灰が分布している。

溶岩分布は、安居山低地のテラス状の地形と対応して分布しており、構造運動と関連が示唆される。よって今回の溶岩層序および分布は本地域の構造運動を議論可能な基礎資料となった。今回は本調査結果を元に構造との関係について議論する。

謝辞：地質調査総合センターの山元孝弘博士と高田 亮博士には、現地において溶岩層の分布、対比等の問題点について議論していただいた。静岡県地学会の増島 淳氏には、降下火山灰についてご助言頂いた。静岡県富士山世界遺産センターの小林 淳博士には高田ほか（2016）についてご教授頂いたここに記して感謝する。

## 引用文献

- 荒巻重雄・宇井忠英（1989）：火山岩の産状。久城育夫・荒巻重雄・青木健一郎編、日本の火成岩、岩波書店、1-24。
- 石原 和弘・井口 正人・加茂 幸介（1988）：1986年伊豆大島溶岩流のシミレーションの再検討—噴火中の地形変化の影響について—。京都大学防災研究所年報、31、B-1,75-13。
- 石村大輔・宮内崇裕・早瀬亮介・小原圭一・山市 剛（2016）：完新統コア中の有機質堆積物（バルク）資料と生物化石

- 試料間に認められる放射性炭素年代値の系統的な差とその要因，地学雑誌，125，243-256.
- 狩野謙一・小田原 啓・山本玄珠・伊藤谷生（2019）：富士川河口断層帯，星山丘陵周辺の1  
Ma 以降のテクトニクス，静岡大学地球科学研究報告，46，19-49.
- 活断層研究会・編（1991）：新編日本の活断層一分布図と資料一．東京大学出版会，206-209.
- Macdonald.G.A.（1972）：Volcanos. Prentice-Hall, Englewood Cliffs. 510p.
- 町田 洋（1964）Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史．地学雑誌，73，293-308, 337-350.
- 長井雅史・高橋正樹（2008）箱根火山の地質と形成史．神奈川県博調査報告（自然），13,35-42.
- 尾崎正紀・水野清秀・佐藤智之（2016）：5万分の1富士川河口断層帯及び周辺地域地質編纂図，同説明書，海陸一シームレス地質情報集「駿河湾北部沿岸域」海陸一シームレス地質図，S-5，1-57.
- 小川賢之介（1986）：富士市域の地質及び地形．富士市都市計画部みどりの課編，富士市の自然—富士市域自然調査報告書一，富士市，3-592.
- 柴 正博（1991）：南部フォッサマグナ地域南西部の地質構造—静岡県清水市および庵原郡地域の地質一，地団研専報，40，98p.
- 柴 正博・大久保正寿・笠原 茂・山本玄珠・小林茂・駿河湾団体研究グループ（1990）：静岡県富士川下流域の更新統，庵原層群の層序と構造．地球科学，44，205-223.
- 静岡県地理情報システム Web（2020）：地質情報，ボーリングデータ.<https://www.gis.pref.shizuoka.jp/>
- 高田 亮・山元孝弘・石塚吉浩・野中 俊（2016）：富士火山地質図（第2版），同説明書，特殊地図 12，産総研，地質調査総合センター， p.55.
- 富樫茂子・宮地直道・山崎晴雄（1991）：新富士火山初期の大きなソレイトマグマたまりにおける結晶分化．火山，36，269-280.
- 遠田晋次・小俣雅志・丸山 正・早瀬亮介・群谷順英（2013）：断層活動年代推定における1問題点—木片類と土壤有機物の14C年代値の系統的ギャップ—．月刊地球，35，544-557.
- 東京大学地震研究所（2020）富士川河口断層帯における重点的な調査観測．平成29～令和元年度成果報告書，文部科学省研究開発局 115-240.
- 津屋弘達（1940）：富士火山の地質学的並びに岩石学的研究Ⅲ，3，富士山南西麓，大宮町周辺の地質，地震研究所彙報，18，419-445.
- 津屋弘達（1968）：富士火山地質図（5万分の1）特殊地質図 No.12 同解説書（英文）地質調査所，24p.
- 津屋弘達（1971）：富士山の地形・地質富士山：富士山総合学術調査報告書，富士急行，127p.
- 山本玄珠（2004）：富士川町の新富士火山の芝川溶岩について，おぐるまの里・めぐるまの里の溶岩．静岡地学，89，1-4.
- 山本玄珠（2013）：富士宮地域の富士火山について（溶岩を中心に）．富士宮の自然，第四次富士宮市自然調査研究報告，富士宮市，2-45
- 山本玄珠・島津光夫（1999）：南部フォッサマグナ南西部の浜石岳層群・庵原層群の火山岩の岩石化学，地球科学，53，91-109.
- 山本玄珠・北垣俊明（2002）：富士山の溶岩図鑑（Ver 1.1）（CD-ROM）．富士山自然誌研究会．
- 山本玄珠・北垣俊明・輿水達司・篠ヶ瀬卓二・松田泰治（2003）：富士山南麓・西麓の新富士火山の溶岩の分布と記載岩石学的研究．地球科学，57，221-242.
- 山本玄珠・北垣俊明・斎藤朗三（2014）：富士火山地質図第2版（Ver 1）の水神溶岩，芝川溶岩に関する一考察，静岡地学，110，17-30.
- 山本玄珠・北垣俊明・斎藤朗三（2020）：富士山南西部の青見地区の万野風穴溶岩（青見・万野溶岩）について，静岡地学，121，15-28.
- 山元孝広（2014）：富士火山南西部の地質，産総研地質総合センター，研究資料，60，61-27.
- 山元孝広・高田 亮・石塚吉浩・中野（2005）：放射性炭素年代測定による富士火山噴出物の再編年，火山，50，53-70.
- 山元孝広・石塚吉浩・高田亮（2007）：富士火山南西麓の地表及び地下地質：噴出物の新層序と化学成分の変化，荒巻重雄ほか編「富士火山」山梨県環境科学研究所，97-118.
- 山崎晴雄・水野清秀・衣笠善博（1986）：ボーリングによる地質構造調査．科学技術庁振興調整費「フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する総合研究」研究成果報告書，第I期昭和55～57年度，第II期昭和58～59年度，科学技術庁研究調整局，94-102
- Yamazaki,H.(1992)：Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, central Japan. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, 43, 603-657.
- 由井将雄・藤井俊嗣（1989）愛鷹火山の地質．地震研究所彙報，64,347-389.

## 要 旨

富士山南西麓は更新世～完新世の古富士泥流とそれを覆う新富士火山の溶岩からなり、富士川河口断層帯の分布域でもある。津屋（1968）は、岩相特性を基礎として溶岩区分を行った。本調査地域において、火山学、岩石学を基礎として溶岩区分を提案した。その結果、下位より、富士宮溶岩、万野風穴溶岩、北山（外神）溶岩Ⅱとなった。この溶岩分布は、地形と対応しており、それぞれの溶岩流出時の構造運動と関係が示唆される。安居山低地を富士宮側から流れ下って富士川に達した溶岩は、富士宮溶岩と北山（外神）溶岩Ⅱで、芝川溶岩Ⅰは北山（外神）溶岩Ⅱが富士川に達する前に富士川沿いを流れ下った溶岩である。

キーワード：安居山低地，古富士泥流，新富士溶岩,溶岩層序