

安居山低地周辺における富士川河口断層帯の断層活動に規制された上部更新統-完新統の新富士溶岩の流路

山本 玄珠*¹・北垣 俊明*²・斎藤 朗三*³・狩野 謙一*⁴・坂本 泉*¹

Upper Pleistocene-Holocene Shinfuji lava flow controlled by fault activity in the Fujikawa-Kakou Fault Zone around the Agoyama Lowland.

Genjyu Yamamoto*¹, Toshiaki Kitagaki*², Rouzo Saitou*³, Ken-ichi Kano*⁴ and Izumi Sakamoto*¹

Abstract

The Fujikawa-kako Fault Zone (FKFZ), which is the northern extension of the Suruga Trough, is located southwest of Mt. Fuji and consists of the Iriyamase, Omiya, Agoyama-Mizunuma, and Iriyama-Shibakawa faults. Spatially and chronologically, the FKFZ spans the Pliocene Muroto and Hamaishidake Formations, the Pleistocene Ihara Group, Holocene fluvial deposits, and the Fuji Volcano. However, the relationship between the distribution of faults belonging to the FKFZ and the lava distribution of Fuji Volcano has been unclear.

In the Agoyama lowland, Agoyama-Mizunuma and Omiya faults belonging to the FKFZ and Fuji volcanic lava are distributed. In this paper, we compare the lava distribution of Fuji volcano in the lowland of Agoyama lowland (Yamamoto et al., 2021) and the faults. We clarified the relationship between lava distribution of Fuji volcano and faults of FKFZ, albeit only in some areas. As a result, the following structural movement history is inferred: 1) the Agoyama lowland was formed by fault movement of the Mizunuma-Agoyama fault, 2) the Shin-Fuji volcanic lava flows (Fujinomiya lava flow and Kitayama II lava flow) subsequently flowed into the Agoyama lowland, and 3) the Shin-Fuji volcanic lava flows flexed by the Omiya fault activity.

Keywords: Fujikawa-kako Fault Zone, Agoyama lowland, Agoyama fault, Omiya fault, Younger Fuji lava flows, Fujinomiya lava flow, Kitayama II lava flow

1. はじめに

巨大な成層火山である富士山は、周囲に山体崩壊や土石流による火山性堆積物と溶岩流からなる広大な山麓緩斜面によって取り囲まれている。その南西側山麓の緩斜面と西側の天子・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。それらの丘陵の縁辺部および内部には、富士火山起源の堆積物・溶岩を変位させる断層群が発達し、富士川河口断層帯と総称されている (Fig.1 および 2)。この富士川河口断層帯は、駿河湾を形成する駿河トラフの陸側延長部にあたり、日本列島の中でも最も活

2022年10月22日受付 2023年3月19日受理

*1 東海大学海洋学部 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 富士宮市域自然調査研究会

*4 静岡大学防災センター客員教授 〒422-8529 静岡市駿河区大谷 836

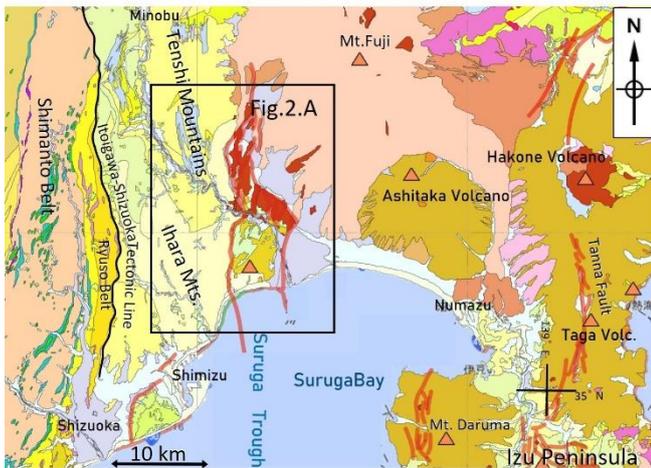


Fig. 1. Geologic outline of the southwestern foot of Mt. Fuji and its surrounding areas (based on the seamless geologic map by the Geological Survey of Japan). The legend of this map is available from the following URL. https://gbank.gsj.jp/seamless/shosai_legend_j1.html

動度の高い活断層帯の一つとみなされている（地震本部，

2010）。このため、本断層帯を調査研究することは、駿河湾の形成を明らかにする意味でも重要である。本断層帯の一部である羽鮒丘陵と星山丘陵の境界部の安居山低地とその周辺に分布する新富士火山起源の溶岩層は、断層帯の活動に規制されて流下し、その流下過程を解析することは、断層帯の活動史を解明することにもつながる。

富士川河口断層帯は、西縁を入山断層（今野・大塚，1933）－芝川断層（山崎，1979）が、その東縁を安居山断層（津屋，1940）－水沼断層（大塚，1938）や大宮断層（津屋，1940）が境する（Fig.2B）。

これらのうち芝川断層と水沼断層－安居山断層に挟まれて羽鮒丘陵，安居山断層と大宮断層に挟まれた南西の高まりが星山丘陵，入山断層と入山瀬断層にはさまれた小起伏山地が蒲原丘陵である。富士川河口断層帯の研究史の詳細は、狩野ほか（2019）を参照されたい。

羽鮒丘陵周辺の芝川断層および星山丘陵周辺の大宮断層，安居山断層に分布を規制された新富士火山旧期の溶岩の区分については様々な議論がなされてきた（津屋，1940，1968；山本ほか，2003；高田ほか，2016など）。

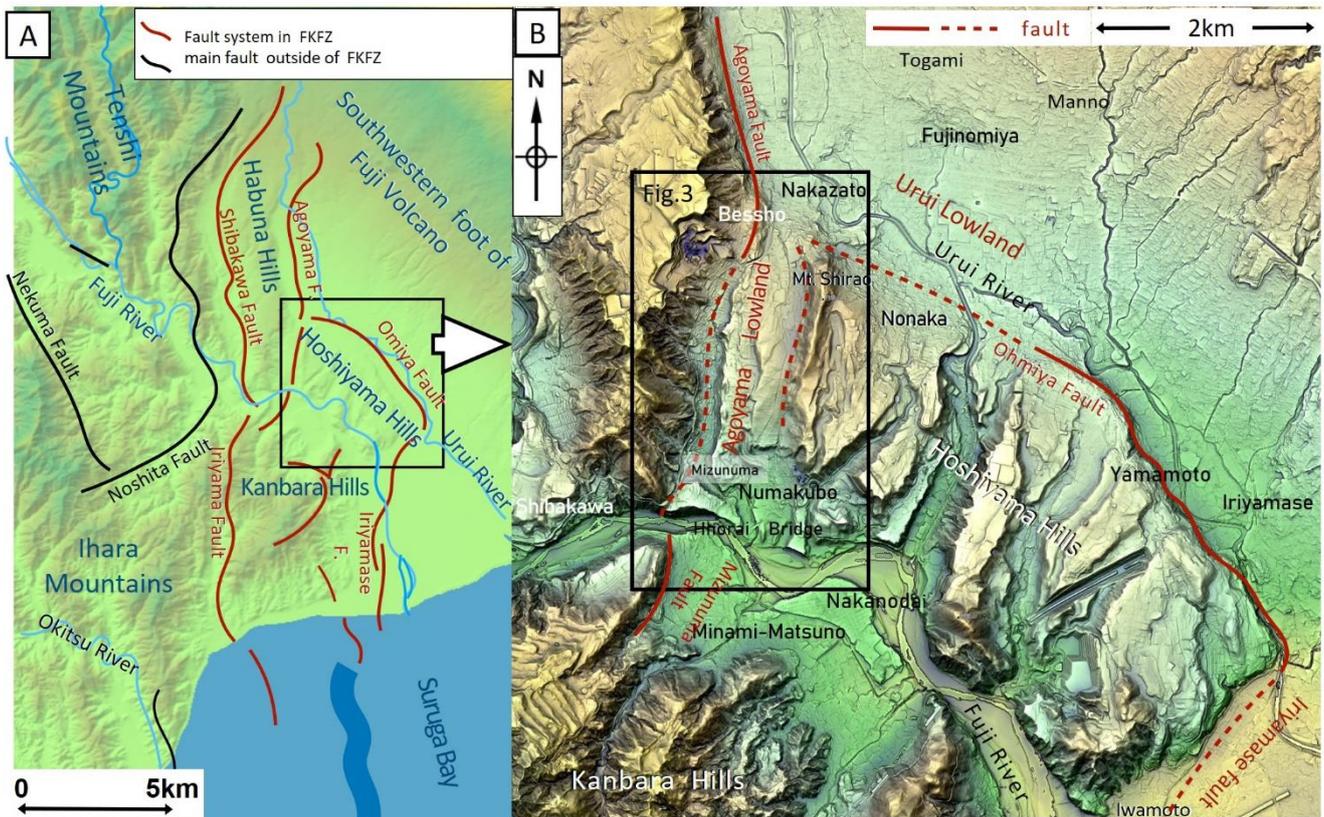


Fig.2. A map of the topographic outline and the location of the Fujikawa-kako Fault Zone (FKFZ) in the southern South Fossa Magna after Kano et.al (2019). The relief map is made from the 50m mesh digital elevation model of the Geospatial Information Authority of Japan by Simple DEM Viewer. B map of the 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 Information Authority of Japan by Kashmir3D. The dashed

line indicates the presumed fault.

富士火山は津屋の一連の研究（津屋，1940；1968；1971 など）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，同火山溶岩については，「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，南西麓の溶岩については山本ほか（2003）や山本ほか（2014）などによってそ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山元ほか（2005），山元ほか（2007），高田ほか（2014），山元（2014）などを基にして2016年に「富士火山地質図第2版」（以下，第2版）を発行した（高田ほか，2016）．また，本地域の富士川河口断層帯など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）として刊行された．本地域を対象にしたこの3つの地質図で大きく異なるのは，富士川河口断層帯の取り扱いと溶岩区分である．新富士火山の溶岩が分布する地域では富士川河口断層帯の各断層は地表では断層面を確認されていない断層とされている（尾崎ほか，2016；狩野ほか，2019など）．

津屋（1968）の地質図では，津屋（1940）が提唱した大宮，安居山，入山瀬断層などを示さず，溶岩を岩相によって区分し，溶岩分布を表した．高田ほか（2016）はテフラと炭素年代を基準にして新たな溶岩区分を行ったが岩相の詳細な区分がなされなかったため，津屋（1968）とは分布や溶岩区分が大きく変わっている．また，高田ほか（2016）は断層の性格等は簡単に説明しただけで，実際に確認された報告がない断層を実線で表し，断層によって溶岩を区分した．このため，溶岩分布や層序と断層分布が異なる地域が存在している．

尾崎ほか（2016）は，高田ほか（2016）の層序を踏襲しながら，断層が推定断層や撓曲である等，断層の性質や位置を表し，さらに高田ほか（2016）よりも多くの断層を示した（Fig.5）．このため，尾崎ほか（2016）の断層の分布や性質等に従うと，断層を根拠として溶岩分布が示された第2版（高田ほか，2016）の溶岩区分とそぐあわない部分が生じている．このため，地質構造を議論するための溶岩層序の見直しを迫られた．山本ほか（2014，2020）はこれらの断層活動を視野に入れ，溶岩の分布について報告している．

本稿で調査ならびに議論する安居山低地（Fig.2B，Fig.3 および Fig.5）では，津屋（1940）が最初に提唱した大宮断層ならびに安居山断層—水沼断層が分布している（Fig.5）．

高田ほか（2016）と尾崎ほか（2016）および狩野ほか（2019）との大きな違いは，1点目は中里付近の大宮断層を尾崎ほか（2016）および狩野ほか（2019）が撓曲として扱っているのに対して，高田ほか（2016）は地表に現れている断層としていること，2点目は安居山断層—水沼断層については高田ほか（2016）では，新富士火山の

基底溶岩である芝川溶岩 I（第2版の芝川溶岩）に変位を与えているのに対して尾崎ほか（2016）では，同断層は芝川溶岩 I（第2版の芝川溶岩）に変位を与えておらず，すでに芝川溶岩 I 流出以前に活動を終えた断層としていること，3点目は安居山低地東側には，安居山低地にほぼ平行した断層が岩橋・半田（1994），狩野ほか（2019），尾崎ほか（2016）によって推定されているが，高田ほか（2016）ではこれらの断層は存在せず，溶岩も同一溶岩からなることである．以上の研究者ごとの違いの3点を比較検討するため，筆者らは，基礎となるこの地域の溶岩区分や層序，分布について現地調査を行いその結果を報告した（山本ほか，2021）．

本論はこの調査結果を基に，第2弾として微地形の解析，安居山断層の南方への連続とされる水沼断層の露頭とその上位の芝川溶岩 I の関係について現地調査を行った結果を加えて，尾崎ほか（2016）などが示す安居山低地の断層と山本ほか（2021）に示した溶岩分布と層序から断層の新旧などの構造運動と溶岩との関係について議論する．なお，山本ほか（2021）では，各溶岩は津屋（1968）とほぼ同じ分布を示したため，津屋（1968）が示した日本語の溶岩名を使用し，それに対比される高田ほか（2016）が示した溶岩名には（新）を末に付して表す．

2. 地形概説

本調査地域の北東側には富士火山南西麓の裾野が広がり，南東側には星山丘陵や羽鮒丘陵など標高250m前後の平坦面を持つ丘陵地形が形成されている（Fig.2）．この富士山裾野の緩傾斜地の比高200~150mには富士宮市の市街地が広がっている．星山丘陵や羽鮒丘陵の丘陵部と，この富士山裾野の境界付近の標高150m前後の低地を大沢崩れに端を発する潤井川が流れている（Fig.2B）．この低地を潤井川低地と呼称する．

星山丘陵と羽鮒丘陵は，富士川河口断層帯により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．両丘陵はその頂部の平坦面に大きな違いがある．星山丘陵の平坦面には南方に開いた谷地形が複数あり，その谷地形には段丘面も見られ，国土地理院（1998）では，火山高原の典型地形として示されており，野島（1965）はこれを古富士時代の化石谷であるとしている（Fig.2B）．これに対して羽鮒丘陵は西方に約3~4°緩傾斜した平坦地を形成し，浅い谷地形が多少見られるだけである（Fig.2B）．

3. 地質概説

本調査地域周辺の地質は尾崎ほか（2016）によって広域にまとめられた．しかし本地域は岩相変化が激しいため，従来から地域ごとに地層名が示されてきた（柴ほか，1990

など) . 本稿では, 広域的には尾崎ほか (2016) に従うが, それぞれの地域ごとの地層について議論するときは, 柴ほか (1990) などに従って従来の地層名を併記する.

3-1. 富士川層群および庵原層群

本地域周辺に分布する地層は鮮新統の富士川層群室野層と浜石岳層 (尾崎ほか, 2016) と, 下部~中部更新統の蒲原層, 岩淵火山岩類, 鷲ノ田層 (尾崎ほか, 2016) と上部更新統~完新統の富士火山堆積物からなり, 富士川や潤井川が作る完新世の河床堆積物が分布している. なお, この蒲原層, 岩淵火山岩類, 鷲ノ田層を一括で示す場合には, 柴ほか (1990) に従って庵原層群の名称を用いる.

尾崎ほか (2016) の室野層および浜石岳層は, ほぼ浜石岳層群 (柴・駿河湾団体研究グループ, 1986) にあたる.

浜石岳層群は, 礫岩, 砂岩泥岩互層, 泥岩と玄武岩, 安山岩の水中溶岩および火砕岩からなる.

火山岩は島弧性ソレライトとカルクアルカリ岩よりなる (山本・島津, 1999). 上位の庵原層群 (柴ほか, 1990) とは, 不整合で接している (駿河湾団体研究グループ, 1981).

尾崎ほか (2016) の蒲原層, 岩淵火山岩類, 鷲ノ田層は, 柴ほか (1990) の庵原層群にほぼあたる. 蒲原層は蒲原丘陵の南東部に広く分布するほか, 羽鮎丘陵南部の小範囲に分布している. 本層は礫岩を主体とする地層で, 淘汰のよい中~大礫サイズの円礫を主体とし, 砂岩・シルト岩層を挟んでいる. 本調査地域の蒲原層は, 柴ほか (1990) の別所礫層にあたり, 淘汰の良い中~大礫サイズの円礫を主体とした礫岩層からなり, 砂岩・シルト岩層を挟んでおり, 蒲原丘陵の蒲原層とは礫種が若干異なる.

岩淵火山岩類は, 柴ほか (1990) では岩淵累層の岩淵火山岩層とそれと指交関係にある砂礫層からなる. 岩淵火山岩類は, 主に蒲原丘陵に分布し, 富士川をはさんで星山丘陵の南東部, 羽鮎丘陵南端部にも分布している. 本層は主として安山岩~玄武岩質の溶岩, 火砕岩 (火山角礫岩, 凝灰角礫岩) からなる (山本・島津, 1999).

鷲ノ田層は岩淵火山岩類を覆って蒲原丘陵, 星山丘陵, 羽鮎丘陵に分布する. 本層はシルト層を含む礫を主体とするが, 地域によって礫サイズ, 構成堆積物の構成粒子の割合などが異なり, 柴ほか (1990) などでは分布域ごとに異なる名称で区分されている. 本調査地域の沼久保地区の富士川河床に分布するシルトを主体とする層は沼久保礫シルト層 (柴ほか, 1990) とされており, 砂層や礫層を含んでいる. 星山丘陵に分布する礫層は柴ほか (1990) では星山礫層とされており, 淘汰のよい中礫サイズの円礫からなる砂礫層を主体とし, シルト層を挟在する.

3-2. 古富士火山堆積物 (古富士泥流堆積物)

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碎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). 高田ほか (2016) はこの古富士火山 (星山期) を 100~17Ka, 新富士火山 (富士宮期, 須走期) を 17Ka~の活動としている. 古富士泥流堆積物は下位の庵原層群と不整合関係で接している (柴ほか, 1990).

富士山南西麓の古富士泥流堆積物 (津屋, 1940) は主に土石流や火山泥流堆積物からなり, 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. 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く, 火山泥流堆積物と土石流堆積物の岩相の違いを示す露頭は少ない. また, 火山麓扇状地に見られる網状河川が作る堆積物の岩相の特徴を示す露頭も少ない. 富士宮市北部には岩層なだれの岩相を示す露頭の報告がある (宮地ほか, 2001).

星山丘陵と羽鮎丘陵に分布する古富士泥流堆積物では, 星山丘陵にはその上面に段丘堆積物が, 羽鮎丘陵にはないという違いがある (津屋, 1968, 1971). 高田ほか (2014) は, Yamazaki (1992) の地形区分にしたがい 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. 後述するが微地形の At1 面を構成するのは Vf3 である. 星山丘陵では, これらの堆積物は古富士時代の化石谷 (野島, 1965) の段丘面構成層と対応している. なお, 山元 (2014) は, この Vf4 と Vf3 は, 岩相的には区別がつかないとしている. また羽鮎・星山丘陵に分布する富士火山堆積物は, 蒲原丘陵には北端部の富士川右岸沿い以外には分布していない.

3-3. 新富士火山

安居山低地周辺には, 主に新富士火山の溶岩が分布する. 津屋 (1968) は万野風穴溶岩, 富士宮溶岩, 北山 (外神) 溶岩 II, 芝川溶岩 I, 高田ほか (2016) では青見溶岩 (新), 外神溶岩 (新), 水神溶岩 (新), 芝川溶岩 (新) の分布を示した. 高田ほか (2016) では, 安居山低地全体に外神溶岩 (新) が広く分布しており, 尾崎ほか (2016) や狩野ほか (2019) などが示す安居山断層の東側の推定断層との関係は明確でない.

山本ほか (2021) では, 本調査地域には, 芝川溶岩 I, 富士宮溶岩, 万野風穴溶岩, 北山 (外神) 溶岩 II の分布が示され, 芝川溶岩 I と富士宮溶岩の関係は不明とされ, 富士宮溶岩の上位は万野風穴溶岩, 北山 (外神) 溶岩 II (外神溶岩 (新)) という層序が示された (Table 1). 岩質および層序の根拠, 高田ほか (2016) との対比は山本ほか (2021) を参照されたい.

3-4. 富士川河口断層帯について

本調査地域には富士川河口断層帯の入山断層~芝川断層,

大宮断層、安居山断層—水沼断層、入山瀬断層が存在する (Fig.2). 高田ほか (2016) および関連論文 (山元ほか, 2007; 山元, 2014) では、芝川断層、安居山断層、大宮断層を一括して逆断層としているが、山崎 (1979) や尾崎ほか (2016) では大宮断層は正断層としている。

芝川断層は富士川より北の地域に分布する西傾斜の逆断層とされている (山崎, 1979). また、同断層が延びる方向は、南部が北北西—南南東であるのに対し、北部では北北東—南南西と方向を変える。芝川断層は富士川より南では入山断層 (今野・大塚, 1933) と呼ばれ、由比川沿いに南方に連続し、駿河湾に至る (大塚, 1938).

安居山断層、大宮断層、入山瀬断層は、富士山南西麓の星山丘陵、羽鮒丘陵の東縁をなす断層で、これらの活動開始時期は古富士泥流堆積物の流下後で新富士火山の溶岩の噴出前とされている (津屋, 1940). 津屋 (1968, 1971) では、入山断層は描かれているが、大宮断層と安居山断層は描かれていない。尾崎ほか (2016) は津屋 (1940) の大宮断層の北部のみを安居山断層として示した。以下に各断層について概説するが、芝川断層—入山断層は本地域とやや離れているために割愛し、安居山断層—水沼断層については、安居山低地の断層の項で示す。

3-4-1. 大宮断層

山崎 (1979) は大宮断層 (津屋, 1940) を、星山丘陵北東縁沿いのみを、大宮断層と再定義し、星山丘陵北東縁と潤井川低地の境界に発達する北西—南東方向の高角な正断層と解釈した。下川ほか (1996) も、富士宮市山本のトレンチ調査において大宮断層を北東傾斜の正断層とした。第2版 (高田ほか, 2016) では、大宮断層を安居山断層と連結させ実線で、尾崎ほか (2016) では大宮断層の北部は撓曲の破線 (位置ほぼ正確) で表しており、南部は正断層の実線で表している。一方、狩野ほか (2019) は、大宮断層を中角度の逆断層と想定し、断層面が地表まで達していない上盤側に撓曲を伴う blind thrust とみなしている。さらに、下川ほか (1996) が示したトレンチ壁面での“正断層”を、地すべり滑落面とみなし、起震断層との直接関係を否定し、星山丘陵と潤井川低地との地形境界を示す遷緩線が明確であるとして実線で示した (狩野ほか, 2019)。その北西側延長部にあたる富士宮市野中付近では、大宮断層の延長部を挟んで低位段丘堆積物が北北東へ傾斜する地形が認められるが、断層変位は明瞭ではなく、Vf3 堆積以後に成長した活撓曲または傾動としている (狩野ほか, 2019)。

3-4-2. 入山瀬断層

入山瀬断層は、津屋 (1940) によって星山丘陵の東端から南東縁を通る断層として命名された。その後、山崎 (1979) によって富士市松岡付近から富士川沿いを南下し、蒲原丘陵東側の富士川河口まで延長された。本断層は、高角逆断層として伏在しているとされたが、ボーリング調査等では後期更新統～完新統の明瞭な上下の変位は認めら

れていない (丸山・斎藤, 2007)。一方、尾崎ほか (2016) では、幅広い撓曲の可能性を示し、破線 (位置ほぼ正確) として地質図に表している。さらに、ボーリングデータなどから、入山瀬断層の変位量や平均変位速度は、水神溶岩 (新) と大淵溶岩との関係や、水神溶岩 (新) と古富士泥流堆積物及び溶岩の関係から正確に求めることはできないとしている。

4. 安居山低地の微地形および溶岩と推定断層との関係

4-1. 安居山低地の微地形

羽鮒丘陵と星山丘陵とは富士宮市沼久保から大中里付近まで南南西—北北東方向の東西幅約 1km、両丘陵からの比高約 100~150m の低地によって境されている。この低地は山本ほか (2021) が安居山低地と仮称している (Fig. 2B)。安居山低地の微地形を表すため、3D 図と断面図を Fig.3 に示す。なお、微地形には名称等が示されていないことが多いため、仮称や記号を付けて報告する。

安居山低地は北側の中里周辺の標高約 120m から緩傾斜で高度を上げ、別所付近で最高高度の約 170m となる (Fig.3①)。その南側の安居山から水沼にかけて、低地は富士川に向かって緩傾斜している (Fig.3②~⑤)。富士川との合流部付近の沼久保では、この直線的な低地を遮るように標高約 120~60m の平坦地が東にせり出すように発達している (Fig.3⑥)。この安居山低地には安居山低地最高高度付近から小河川 (安居山川と仮称) が低地の中央を北から南に向かって流れ、水沼南方で富士川に流入している (Fig.3・Fig.4A)。

安居山低地に沿った羽鮒丘陵側の斜面は、2段の平坦面 Hb1, Hb2 を形成している (Fig.3①・Fig.4A)。Hb1 面は標高約 280m で羽鮒丘陵を広く覆う。Hb2 面は標高約 170m で別所付近に分布する。また、中里側に小高い高まりが形成されていて Hb1 との境界付近には緩い鞍部が形成されている (Fig.3B①)。別所付近より南の安居山低地沿いでは、Hb2 面はなく、Hb1 面と安居山低地の間に明瞭な遷急線を持つ急傾斜の崖を作っている。また、この斜面には溝状の谷地形が多数発達している (Fig.3A・Fig.4A)。

安居山低地北側を含む星山丘陵の北部は、緩傾斜面で潤井川低地および安居山低地北部に連続している (Fig.3A・Fig.4A)。

安居山低地沿いの星山丘陵には、安居山低地とほぼ平行に白尾山 (232m) の北から南北方向の細長い尾根が続き、蓬萊橋東で比高 20m ほどの垂直な崖を形成して富士川と接している (Fig.3・Fig.4A)。この尾根と安居山川との間には3段の平坦面が安居山川と並行に存在する。これを高位から At1, At2, At3 と仮称する。At1 面は、白尾山の北から南に延びる尾根と並行に続く標高約 160m の平坦

面である。このAt1面と白尾山の直線的な尾根との境界には浅い谷が北側と南側に直線的に発達している。このAt1面は、別所付近から沼久保付近まで連続し、約1°の緩傾斜で南の富士川側に傾いている。

At2面は、安居山川と並行に続く標高約150mの東西に幅約200mの平坦面で、別所付近から沼久保北部までAt1面の西側に連続している。At2面は、安居山低地の最高高度付近ではAt1面と同じ高度となるが安居山南方では高さ約10mの崖で接している。西傾斜するAt2面の西縁は、この地点では急傾斜の直線的な崖からなるが、その南方で

は羽鮒丘陵からせり出した高まりをまくように次第になだらかな斜面となって富士川に接している。

At3面は東西の幅が約150mで、At2面の西に連続している。At3面は安居山低地の凹地の最底部にあたり、安居山川が南に向かって流れている。At3面は安居山川が始まる安居山低地最高高度付近で、羽鮒丘陵東縁のHb2と星山丘陵西縁のAt1、At2面と同じ高度となる。その南の安居山から水沼までは、高さ10~30mの崖でAt2面と接している。

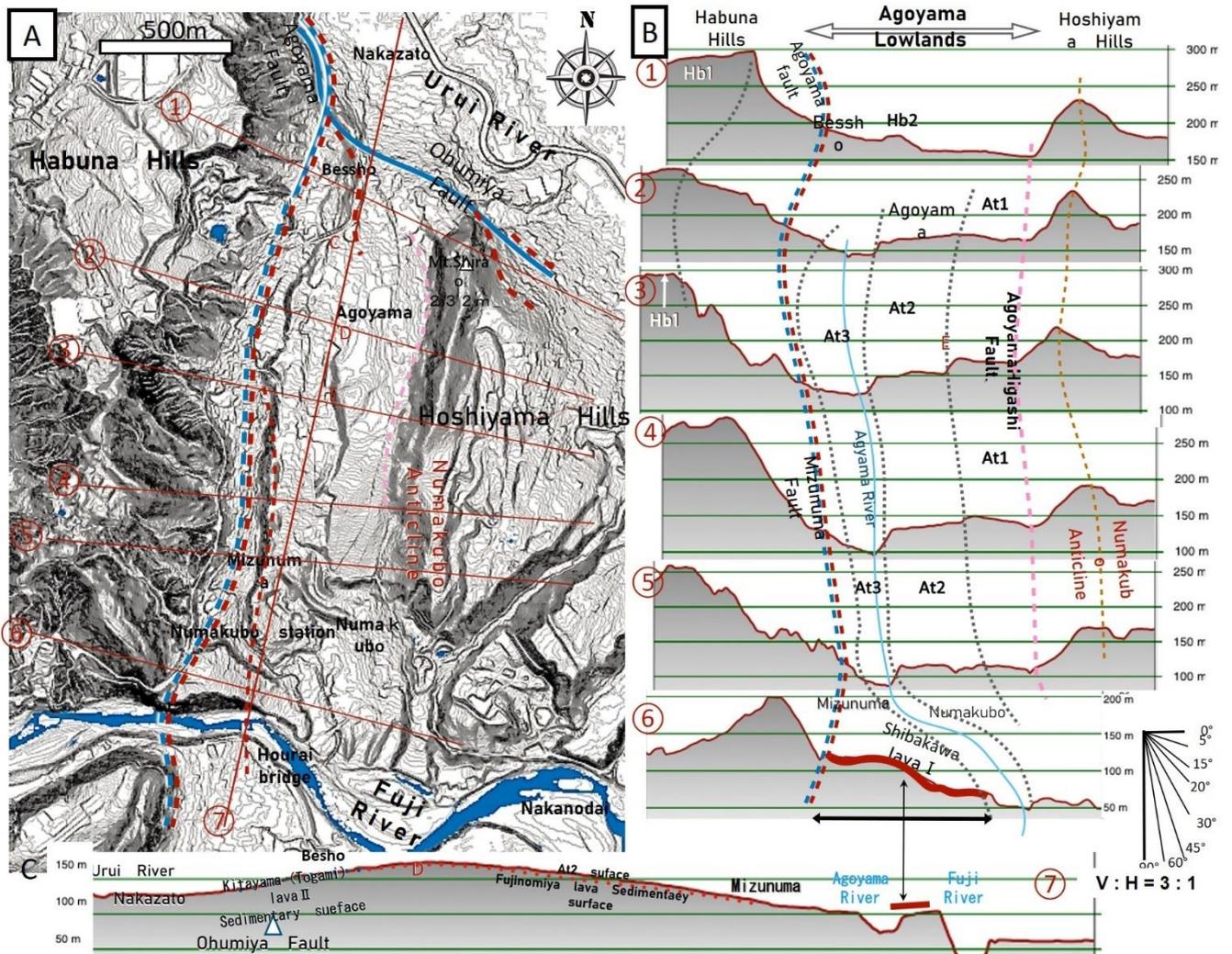


Fig. 3 Topographical cross sections around the Agoyama lowland.

Slope gradation map A and topographic profiles B around the Agoyama lowland, made from LiDAR-DEM data. The blue, red, and pink lines are fault lines. The dashed line indicates the presumed fault. Blue solid and dotted lines after Takada et al. (2016). Red dotted lines is after Ozaki et al. (2016). Pink dotted lines is after Kano et al. (2019). A; Lines ① to ⑦ are cross-sectional positions. Profiles ① to ⑦ topographic cross sections. At1, At2, At3, Hb1, Hb2 are terrain flat surfaces. Black dot lines are terrain transition lines The brown dotted line is the Mizunuma anticline after Kano et al. (2019). B; brown curves of ⑥ and ⑦ are the distribution of Shibakawa Lava I.

4-2. 安居山低地周辺に分布する新富士火山溶岩の分布と地形との相関

ここでは、筆者らが本稿に先立って調査報告した山本ほか(2021)に従って上述した安居山低地の微地形との相関を示す。溶岩および層序の詳細は山本ほか(2021)を参照されたい。

安居山低地から富士川合流部にかけての新富士火山の溶岩分布は山本ほか(2021)では、高田ほか(2016)の青見溶岩(新)を万野原風穴溶岩に対比し、富士宮溶岩とその上位の北山(外神)溶岩Ⅱが富士山本体から、安居山

Table 1 Stratigraphy of the Agoyama Lowland after Yamamoto et al.(2021).

Horai-bridge north area	Agoyama Lowland area
Kitayama(Togami) Lava II.	
Murayama Scoria Deposit	
Manno Fuketsu Lava.	
Shibakawa Lava. I	Fujinomiya Lava.

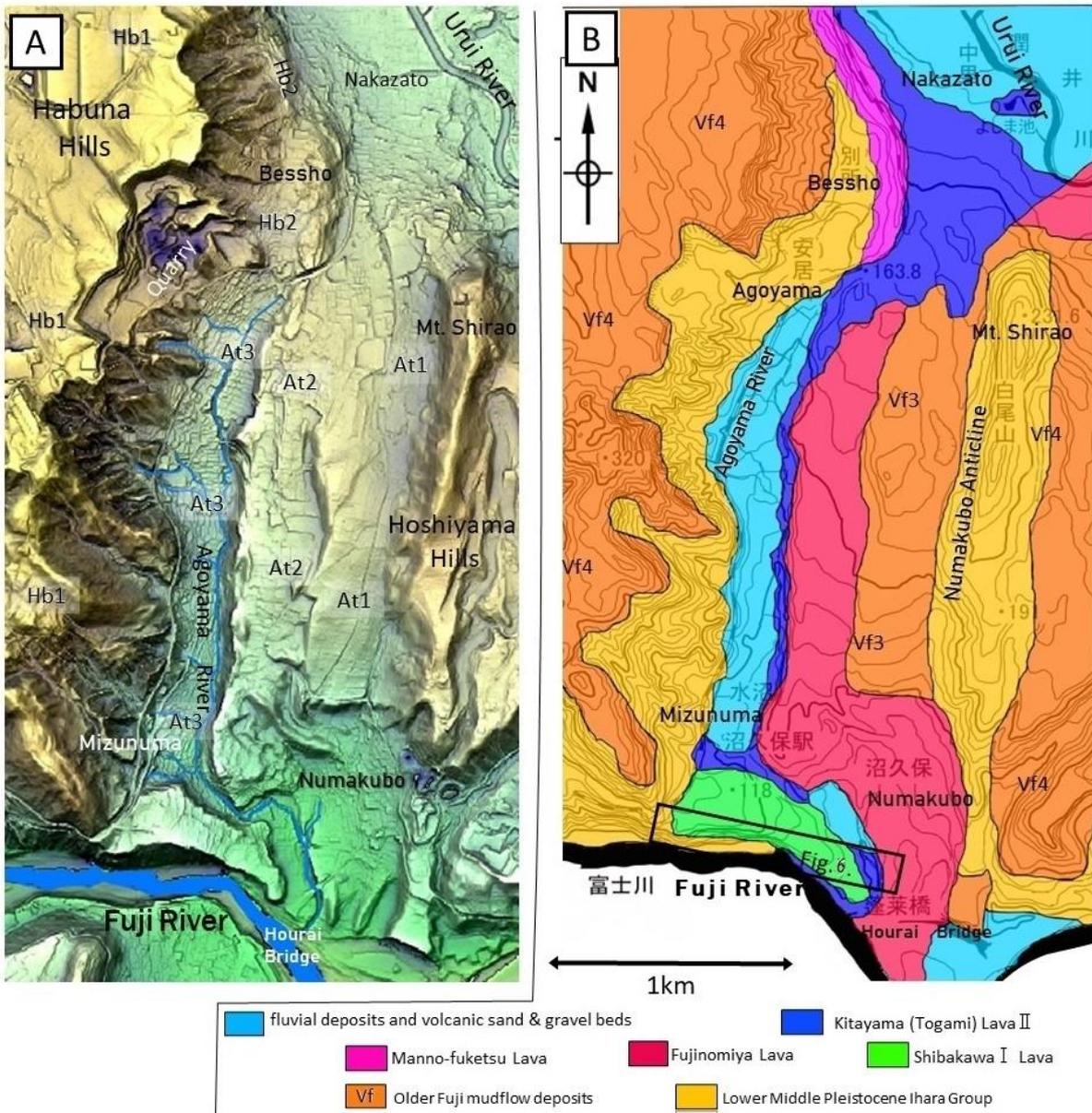


Fig.4 A Image map of the around Agoyama Lowland, made from the 5m mesh digital elevation model of the Geospatial Information Authority of Japan by Kashmir3D. Hb1, 2 and At1, 2 and 3 are tentative names for flat surfaces. B Geological map in and around the Agoyama Lowland after Yamamoto et al. (2021). Vf4 and Vf3 are volcanic fan deposits reported by Takada et al. (2016). A black rectangle frame indicates the location of Fig.6 area.

低地を通過して、富士川まで流れ下ったとしたが、高田ほか(2016)では安居山低地には外神溶岩(新)だけが流下したとした。

Fig.4 に示したように安居山低地の地形と山本ほか(2021)が示す地層および溶岩の分布はよく対応しており、前述した At1 面を構成するのは古富士火山の Vf3 である。羽鮎丘陵の Hb1 面を構成するのは古富士火山の Vf4 である。Hb2 と Hb1 面の境界斜面には庵原層群が分布している。At2 面には富士宮溶岩が、At3 面と潤井川から安居山低地最上部の At1 面と白尾山がつくる低地には北山(外神)溶岩Ⅱが、Hb2 面には万野風穴溶岩が分布している。

4-3. 安居山低地の断層について

本調査地域に推定されている主な断層を Fig.5 に示し、以下にこれらについて説明する。

4-3-1. 安居山断層—水沼断層

安居山断層は、羽鮎丘陵の東崖を南北に延び、安居山低地を通過し、富士川まで連続する(Fig.2)。羽鮎丘陵北部の地形面などから、安居山断層は高角の逆断層と考えられている(山崎, 1979 など)。津屋(1940)は、安居山断層が南方で水沼断層(大塚, 1938)と連続し、新富士火山活動前に活動し、羽鮎丘陵と星山丘陵(安居山低地)の高度差を生じさせたとしている。

山崎(1979)は、津屋(1940)の分布を北に広げ安居山断層を再定義した。尾崎ほか(2016)は、津屋(1940)の大宮断層の北部のみを安居山断層として示した。これに対して狩野ほか(2019)では、水沼断層を安居山断層の南方延長部とみなしている。

北部の安居山断層は、高田ほか(2016)では羽鮎丘陵東縁の斜面中腹に実線で示され、万野風穴溶岩(原文:青見溶岩(新))と古富士泥流堆積物や鷺ノ田層(別所礫層)との境界とされている。山崎(1984)、下川ほか(1998)は安居山断層が溶岩を変位させたとして述べ、丸山・斎藤(2007)はトレンチでの溶岩等の観察から、本断層は撓曲であるとした。尾崎ほか(2016)でもこの断層の位置は安居山低地北部では高田ほか(2016)と同じで、破線(破線定義;位置ほぼ正確)の逆断層としている。山本ほか(2020)は、同一の万野風穴溶岩が高田ほか(2014)の断層位置を挟んで連続的に分布することを示し、溶岩が作る階段状の地形は既存の地形面の影響下で流下したとして、本断層は溶岩を区分するような断層ではなく伏在断層であるとした。

安居山断層は安居山低地内ではその西縁を南北に分布する断層である。したがって、水沼断層は安居山断層の南方延長部であるとみなされる。これ以外に、この断層と方向性が類似した複数の断層がその東に推定されている(Fig.5)。本稿では、これらの断層を広義の安居山断層

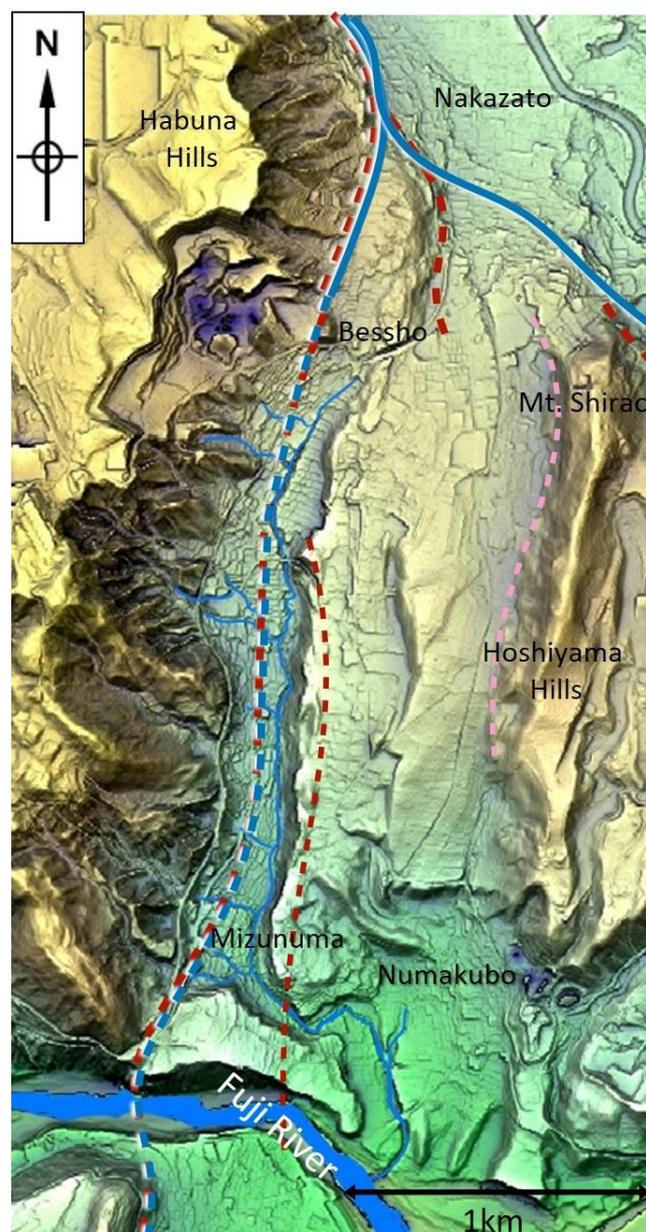


Fig.5 Fault position map for each researcher of the Agoyama lowland. Researchers and symbols are the same as Fig.3.

と定義する。以下では広義の場合のみ、広義と付して示す。

水沼断層は蓬莱橋より約700m上流の富士川左岸河床で観察される。本断層は蒲原層(別所礫層)、岩淵火山岩類、鷺ノ田層(沼久保礫シルト層)分布域では、水沼断層(大塚, 1938)が岩淵火山岩類と鷺ノ田層(沼久保礫シルト層)の境界とされている(野島, 1965; 小川, 1986 など)。しかし、尾崎ほか(2016)が示すように新富士火山溶岩が分布する安居山低地では観察された記録がない断層である。

高田ほか(2016)および関連論文(山元ほか, 2007; 山元, 2014)では、安居山断層を実線で表し、これを万

野風穴溶岩（原文：青見溶岩（新））と古富士火山の泥流堆積物や蒲原層（別所礫層）との地層境界の逆断層として、それぞれの分布を区分している。一方、尾崎ほか（2016）では、安居山断層を点線（推定不確定）の逆断層で表し、伏在断層であるとしている。

尾崎ほか（2016）と高田ほか（2016）では、本調査地域における安居山断層の位置が異なっている。尾崎ほか（2016）は、水沼断層（大塚，1938）に連続する安居山低地沿いの安居山断層を、大中里の南側で南西方向に枝分かれさせて枝分かれした断層は本調査地域を横切るように推定または伏在する逆断層とした。高田ほか（2016）では、羽觶丘陵東縁の斜面途中に示した青見溶岩（新）分布域の西縁を境界として断層を描いている。一方、中田ほか（2000）は、丘陵と山麓の崖麓線に安居山断層を示している。山元（2014）は、青見溶岩（新）は安居山断層によって富士山側に傾斜しているとした。これに対して山本ほか（2020）は、岩質および化学分析から、青見溶岩（新）は、従来どおり津屋（1968）の万野風穴溶岩とし、高田ほか（2016）が示す青見溶岩（新）は万野風穴溶岩の分布がやや異なること、古富士泥流堆積物や鷺ノ田層（別所礫層）も高田ほか（2016）の示す安居山断層を挟んで分布することを示した。また、万野風穴溶岩は高田ほか（2016）が示した富士山側に溶岩流表面が傾斜する場所以外にも小さな断層によって形成されたような数段の階段状に分布する場所もあることを明らかにした。以上を根拠として、山本ほか（2020）は、羽觶丘陵東縁の安居山断層は、これらから主断層が地表に現れたものではなく、丸山・斎藤（2007）の撓曲による考えを支持した。

高田ほか（2014）では、本調査地域の外神溶岩（新）分布域を横断するように安居山断層と大宮断層とを実線（推定確定）で連結し、描いている。しかし、この断層が横切る外神溶岩（新）の分布の食い違いや他の溶岩の設定等は地質図（第2版）には表現されていない。尾崎ほか（2016）では、高田ほか（2016）に従い安居山断層を羽觶丘陵北部の東側斜面中腹の小平坦面付近に描いているが、その南部では、中田ほか（2000）に類似した位置に描いている。

研究者によって分布に多少の違いはあるが安居山低地内の水沼断層に連続する安居山断層は本稿の Hb1 面と Hb2 面の境界の鞍部を通過して、安居山低地最低地 At3 の西側に分布する。At3 面の東側は現世の堆積物で覆われているが Hb1 面等は庵原層群の地層からなり、富士川左岸（Fig.6）で確認される水沼断層と類似した時代の地層が境されている。なお、Hb1 面と Hb2 面の鞍部は庵原層群と万野原風穴溶岩の境界が存在するが分布境界は不明確であり、万野原風穴溶岩は Hb2 面にある小高い高まりに分布している。

狩野ほか（2019）は、安居山低地全体にわたって、尾崎ほか（2016）に類似した断層位置を示しているが、若干その位置に相違がある。

特筆すべきは、岩橋（1991）、尾崎ほか（2016）、狩野ほか（2019）は、この安居山低地内に水沼断層に連続する安居山断層と並行する推定断層を別途示しており、その一つを岩橋・半田（1994）では安居山東断層と呼んでいる。狩野ほか（2019）が示した安居山東断層は、本稿の At1 面と星山丘陵の傾斜遷移線にあたり、山本ほか（2021）の Vf3 と庵原層群の境界に対応している。

安居山低地中央部の尾崎ほか（2016）の推定断層は、ほぼ At2 面と At3 面の境界にあたり、この境界は最大で約 40m の垂直の崖を形成している。また、山本ほか（2021）の富士宮溶岩と外神溶岩の境界にもあたる。以上のように推定されている断層と微地形と地層分布はよく対応している。

4-3-2. 水沼断層と芝川溶岩 I の関係

芝川溶岩 I は蓬莱橋から約 720m の富士川上流まで安居山低地に東西にせり出した舌状台地に分布している。

この高まりは標高約 100m の平坦面と蓬莱橋付近の標高約 70m の 2 段の平坦面からなり、富士川左岸沿いには崖が連続する（Fig.4）。芝川溶岩 I は、垂直な柱状節理が発達し、節理に沿って溶岩が崩れるので、この崖ではほぼ垂直な溶岩断面が露出している。崖下部には、ほぼ全面露頭で蒲原層や岩淵火山岩類と鷺ノ田層（沼久保礫シルト層）が分布し、その境界（N 35° 11' 45.7" , E 138° 35' 03.3"）には NS 方向で 70° 東傾斜の水沼断層が存在する。この崖斜面の上部は、すべて芝川溶岩 I が分布している。同溶岩と下位層との境界面を確認できる箇所は少ないが、両者の間に節理に沿って崩れた角礫が存在するため、これを溶岩層基底部とした。芝川溶岩 I の下面の高度は標高約 80m である。

富士川左岸の蓬莱橋付近では芝川溶岩 I の底面が富士川河床付近の海拔 50m 前後で観察され、水との接触を示唆するスパイラルも分布している。また、この地点では同溶岩の下位に大礫の砂礫層が分布し、その中には不規則な形をしたガラス質の溶岩礫が含まれている。これは、未固結な砂礫層に接触した溶岩が急冷して、破碎され堆積物に混入して生じたペペライトである。特に境界付近には熱変質のためと思われる暗紫灰色の粘土が多く含まれており、水による急冷を示している。上記の水との接触を示唆する産状が観察される場所から 30m ほど富士川を遡ると芝川溶岩 I の下面は標高約 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 2 つ平坦面を連結する斜面の位置にあたる。この地点の同溶岩の下位には直径 1 ~ 1.5m ほどある巨大円礫からなる礫層の下位に鷺ノ田層（沼久保礫シルト層）が分布している。上部平坦面の溶岩は、厚さ 10m 前後と薄いのに対して、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。

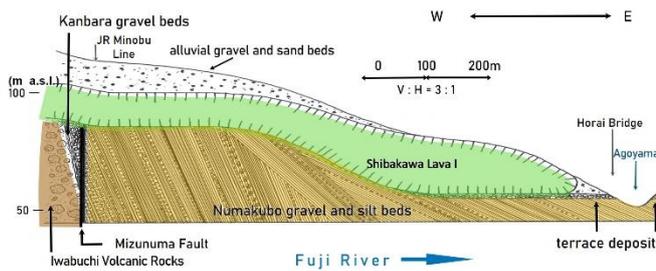


Fig.6 Schematic geological section of the cliff along the left bank of the Fuji River. The position of the geological profile is shown in fig.4B.

前述した富士川左岸の崖の下部の水沼断層の露頭の崖中部では直接的な確認はできないが、断層の境界とされる岩淵火山岩類と鷺ノ田層（沼久保シルト層）が水平方向に約3m離れて間接的に確認され、その上位に芝川溶岩Iが、水平に連続して分布している（Fig.6）。上記から、津屋（1940）と同様に水沼断層はこの位置の芝川溶岩に変形を与えていないと判断した。

なお、芝川溶岩Iは、芝川地区において富士宮市地域自然調査研究会地学部会（2022）が示した古富士泥流の最上位とされる古富士大巨大円礫層の上位に位置している。

5. 考察

5-1. 安居山低地およびその周辺の溶岩の分布

Fig.4 に示したように潤井川低地から、安居山低地を経て、富士川の合流地点まで分布するのは北山（外神）溶岩IIや富士宮溶岩である。また、潤井川低地から羽鮎丘陵の東縁の別所には万野風穴溶岩、安居山低地南端付近の蓬莱橋北には芝川溶岩Iが分布している（山本ほか, 2021）。

北山（外神）溶岩IIは安居山低地の最高地点から、安居山低地の最低地面（At3面）に分布し、沼久保より蓬莱橋付近の富士川にまで連続する。富士宮溶岩は、北山（外神）溶岩IIと並走するように潤井川低地に分布し、安居山低地の東側の平坦面（At2）を形成し、沼久保を経て、蓬莱橋付近の富士川に達する。

津屋（1940）や山元（2014）が示すように、富士宮溶岩と北山（外神）溶岩II（山元（2014）の外神溶岩（新））は、富士火山山体から安居山低地を経て富士川に流れ下った溶岩である。さらに尾崎ほか（2016）の安居山低地をきる断面図では、北山（外神）溶岩II（原文；外神溶岩（新））の下位に富士宮溶岩（原文；水神溶岩（新））を示している。

新富士火山旧期の基底溶岩である富士宮溶岩の分布から、安居山低地は新富士火山旧期の時代には形成されていた低地であることがわかる。この低地形成について津屋（1940）は、安居山断層の連続である水沼断層（大塚, 1938）の

活動を指摘している。そして、この活動は新富士火山溶岩のつくる新しい地形に変形を与えておらず、この断層は古富士火山時代に活動が終わったと推定している。尾崎ほか（2016）もこの水沼断層を活動停止した断層として、活断層から除外している。一方、高田ほか（2016）は、本地域の沼久保で芝川溶岩I（原文；芝川溶岩）はこの断層によって切られたとし、新富士火山以前までは水沼断層は活動していたとしている。

今回で水沼断層は、芝川溶岩Iの下位に存在し、上位の芝川溶岩Iに変形を与えていないことを確認した（Fig.6）。よって、芝川溶岩I流出以前に水沼断層の活動は終了した。

5-2. 安居山低地の形成過程と新富士火山の溶岩の流入

断層と溶岩の層序および分布との関係を整理すると、富士宮市街地側の潤井川低地から安居山低地最高地点における溶岩分布と安居山断層や大宮断層との関係の問題と安居山低地形成の問題である。

津屋（1940）は、潤井川低地から安居山低地最高地点までの高まりは大宮断層、安居山断層によるもので、新富士火山の溶岩流出前に存在し、新富士火山の万野風穴溶岩や富士宮溶岩、北山（外神）溶岩IIは羽鮎丘陵や星山丘陵に向かって乗り上げるように流れて、一部の溶岩が安居山低地のかつての最高地点を乗り越えて安居山低地に流下したとしている。しかし、玄武岩質溶岩が乗り上げるには、潤井川低地からの高度差約60mはあまりに大きく、溶岩流出時の溶岩レベルの変化でも説明できなく、構造運動の関与も考える必要がある。

安居山低地形成についてまず議論する。星山丘陵には、尾崎（2016）が示すように多数の化石谷が観察される。これらの谷は直線的であるが、それは星山丘陵を形成する岩淵火山岩類や鷺ノ田層および古富士泥流堆積物の分布に左右されている。すなわち、比較的浸食されやすい古富士泥流堆積物が優先的に削剥されて谷が形成されている。星山丘陵の最大の谷である星山放水路のある谷にも高位の古富士泥流堆積物（Vf4）が存在する（狩野ほか, 2019）。これは古富士泥流堆積物が削剥を受けて谷地形が形成されていたことを表している。

安居山低地は、他の谷と異なり浸食谷の形状を示さず、安居山低地東側の地層は低地に沿って細長く分布し、推定される断層が地層境界にあたる。また、地形とも一致し、高位面および明星山から、鷺ノ田層、古富士泥流、富士宮溶岩、北山（外神）溶岩IIと谷底ほど新しい地層が分布している。安居山低地の西側にも同じような地形地質がないため、地塊全体が隆起浸食した構造運動により形成された河岸段丘ではない。つまり安居山低地は安居山低地を走る複数の断層の構造運動によって形成された谷であり、特に広義の安居山断層の活動により形成されたと考えられる。

狩野ほか(2019)は、星山丘陵の庵原層群が作る南北方向の沼久保背斜の西翼側(安居山低地東側)に、これに伴う断層が形成されていたとしている。安居山低地の西を走る水沼断層は庵原層群に変形を与えている断層で、芝川溶岩Ⅰの流出前でその活動は終わったと考えられる。よって、この東西の2つの断層により先初期の安居山低地は形成されたと考えられる。その後、鷲ノ田層と古富士泥流が不整合であること(柴ほか, 1990)から、この低地は削剝をうけ、低地内でも起伏が激しい地形を形成していたものと考えられる。

安居山低地にはこの削剝により、岩淵火山岩類や鷲ノ田層(沼久保礫シルト層)の高まり(残丘)が存在し、古富士泥流堆積物がこの谷を埋めていった。この時期まで、水沼断層が活動していたかどうかは不明である。その後、古富士泥流堆積物の差別浸食によって、初期の安居山低地は形成された。

現在の安居山低地と富士川との合流地点では、庵原層群などからなる高まりが差別的に残った。その後、この高まりの上を芝川溶岩Ⅰが古富士川にそって流れた。安居山低地には、富士火山山体から富士宮溶岩が流れこみ、現在の富士川との合流点付近では、庵原層群の高まりを避けるように迂回した。芝川溶岩Ⅰと富士宮溶岩のどちらが先に流下したのかは不明である。

次に、尾崎ほか(2016)が推定した安居山低地の安居山断層—水沼断層の東方での断層運動により、安居山低地の東側の富士宮溶岩が作る崖が形成された。そして、水沼断層の作る西側の崖とこの溶岩が作る東側の崖との狭い凹地である安居山低地(At3)に北山(外神)溶岩Ⅱが流入した。低地東側のこの溶岩が作る崖北側には、中田ほか(2000)や尾崎ほか(2016)の安居山断層の連続が推定されている。

安居山低地北側の潤井川低地にあるよしま池やその南の潤井川沿いでは、富士宮溶岩が分布する(Fig.4)。この溶岩の分布域の周辺に、北山(外神)溶岩Ⅱが分布する。この溶岩分布は蓬萊橋付近の前者と後者の溶岩層序と調和的である。つまり山元(2014)や尾崎ほか(2016)が述べている本地域での北山(外神)溶岩Ⅱの下位は、水神溶岩(新)(山元ほか, 2007)ではなく、富士火山山体から続く富士宮溶岩である。これが安居山低地の北側の同溶岩の分布に連続する。

潤井川低地から安居山低地最高地点に北山(外神)溶岩Ⅱは高度を上げるが、この間に高田ほか(2016)は実線で大宮断層を描いている。しかし、この間の地形は緩く上昇するだけで、地形的な急変の痕跡はない。また、同溶岩は斜面に沿って点在する。このような観点から、この地域の大宮断層は、尾崎ほか(2016)や狩野ほか(2019)が示すように、本地域の大宮断層による最大200m程度の上下変位を有する撓曲または傾動であり、溶岩の分布を食い違わせるようなものではない。

以上のことから、この地域の溶岩層序を復元する。

第1ステージ: 庵原層群に水沼断層や安居山低地の最も東側の断層の構造運動により初期の安居山低地が形成され、その後、庵原層群が浸食された谷に最初の富士火山の堆積物である古富士泥流堆積物(高田ほか(2016)の火山麓扇状地堆積物Vf4と3といわれるラハール堆積物)が堆積し、これが差別浸食を受け安居山低地が形成された。

第2ステージ: 古富士川沿いから芝川溶岩Ⅰが、潤井川方面から富士宮溶岩がこの安居山低地を流れ下って蓬萊橋から南松野(中野台)付近の富士川に達した。

第3ステージ: 安居山低地では尾崎ほか(2016)が推定した安居山低地の安居山—水沼断層の東方での断層運動により、安居山低地の東側の富士宮溶岩が作る崖が形成された。その西側低地を北山(外神)溶岩Ⅱが並走して流れた。

第4ステージ: 安居山低地の北側では、その後、大宮断層による撓曲によって、安居山低地北部の溶岩は潤井川低地から高度を上げた。

蓬萊橋付近の富士川河床には富士宮溶岩、北山(外神)溶岩Ⅱが現在の富士川を横断して分布し、芝川溶岩Ⅰも分布する。このような新富士火山旧期の基底溶岩が富士川をまたいで分布することから、古富士川の河道の位置は現在とは異なっていた可能性が高い。古富士川と安居山低地の関係は今後の課題である。

謝辞

本研究を行うにあたって、静岡大学防災センター客員教授の伊藤谷生先生には2011~2017年に行われた富士川河口断層帯に関する統合的地震探査を通じて富士川河口断層帯の各断層について議論していただいた。長橋綾香氏には素稿についてご協力を頂いた。また二人の査読者および編集委員にはたくさんのご指摘をして頂いた。以上の方々には感謝申し上げます。

引用文献

- 富士宮市域自然調査研究会地学部会(2022): 富士宮市芝川上流部の富士火山について、星野通平教授追悼論文集, 169-194.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010): 富士川河口断層帯の長期評価の一部改訂について、https://www.jishin.go.jp/main/chousa/10oct_fujikawa/index.htm
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高・編(2019): 活断層詳細デジタルマップ 新編. 東京大学出版会, 154p.
- 岩橋 徹(1991), リモートセンシング利用とその将来—地質学的視点から—, 静岡大学地球科学研報告, 17, 9-51,
- 岩橋 徹・半田孝司(1994): 静岡県富士・富士宮地区およびその周辺の活断層について, 静岡大学地球科学研究

- 報告, 20,187-201.
- 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.
- 国土地理院 (1998): 日本の典型地形, 都道県別一覧, 国土地理院技術資料, D1-No.357.
- 今野圓蔵・大塚彌之助 (1933): 静岡縣由比川富士川間の地質 (演旨). 地質学雑誌, **40**, 408-411.
- 丸山 正・斎藤 勝 (2007): 富士川河口断層帯の古地震調査, 活断層・古地震研究報告, **7**, 129-155
- 宮地直道・遠藤邦彦・富樫茂子・田島靖久・小森次郎・橘川貴史・千葉達郎・鶴川元雄 (2001): 富士山広見観測井のボーリングコアの層序と岩石学的特徴. 防災科学技術研究所研究報告, **61**, 31-47.
- 中田 高・東郷正美・池田安隆・今泉俊文・宇根 寛 (2000): 1:25000 都市圏活断層図「富士宮」都市圏活断層図 1:25000 国土地理院技術資料, D1-No375.
- 野島宏二 (1965): 富士山西南麓 (富士宮市付近) の地質及地下水の概略. 静岡地学, **4**, 8-18.
- 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.
- 大塚弥之助 (1938): 静岡県庵原郡東部の地質構造. 地震研究所彙報, **16**, 415-450.
- 柴 正博・駿河湾団体研究グループ (1986): 静岡県清水市北部, 興津川流域の地質, 地球科学, **40**, 147-165.
- 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
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・井村孝介 (1996): 富士川断層系のトレンチ掘削等による活動履歴調査, 平成7年度活断層研究報告, **27**, 地質調査所研究資料集, **25**, 11-49
- 下川浩一・荻谷愛彦・山崎晴雄 (1998): 富士川河口断層帯・安居山断層の補備調査. 地質調査所速報, no. EQ/98/1 (平成9年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 27-35.
- 駿河湾団体研究グループ (1981): 静岡県浜石岳周辺の地質. 地球科学, **35**, 145-158.
- 高田 亮・山元孝弘・石塚吉浩・中野 俊 (2014): 富士火山地質図 第2版 (Ver.1), 地質調査総合センター研究資料集, **592**, 産総研地質調査総合センター
- 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・安井真也 (1999): 富士火山噴出物の地球化学—古富士火山から新富士火山への組成変化—, 月刊地球, **21**, 452-467.
- 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 no12 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 (2021): 静岡県の GEO DATA E30 古富士火山の円礫, 静岡地学, 124.3.
- 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・篠ヶ瀬卓二・輿水達司・北垣俊明 (2002): 富士山南西麓の古富士火山の溶岩について. 地球科学, **56**, 191-196
- 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): 富士火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.
- 山本玄珠・北垣俊明・斎藤朗三・狩野謙一・坂本泉 (2021): 富士山南西麓, 安居山低地周辺の新富士溶岩の層序, 東海大学紀要海洋学部, 19,1-12.
- 山元孝弘 (2014): 富士火山南西部の地質, 産総研地質総合センター, 地質調査総合センター研究資料, **60**, 61-27.
- 山元孝弘・高田 亮・石塚吉浩・中野 俊 (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
- 山元孝弘・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の分変化, 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 (1979): プレート境界部の活断層—駿河湾北岸内陸地域を例にして—, 月刊地球, **1**, 570-576
- 山崎晴雄 (1984): 活断層から見た南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス, 第四紀研究, 23.129-136.

Yamazaki,H.(1992):Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, centralJapan. Bulletin of Geological Suvrvey of Japan, **43**, 603-657.

要 旨

駿河トラフの北側延長と考えられている富士川河口断層帯（FKFZ）は、富士山の南西に位置し、入山瀬、大宮、安居山断層一水沼断層、芝川断層一入山断層から構成されている。時代的空間的には、鮮新世の室野層・浜石岳層、更新世の庵原層群、完新世の河川堆積物および富士火山の分布域にまたがっている。しかしながら FKFZ に属する断層の分布等の特徴と富士火山の溶岩分布の関係は不明確であった。

安居山低地には、富士川河口断層帯に属する断層（安居山断層一水沼断層、大宮断層）と富士火山溶岩が分布している。本論文では安居山低地の溶岩分布（山本他,2021）とこれらの断層の対比を行い、一部の地域ではあるが不明確だった富士火山の溶岩分布と FKFZ の断層の関係を明らかにした。

結果として1) 安居山断層一水沼断層の断層運動により安居山低地は形成され、2) その後新富士火山溶岩流（富士宮溶岩流と北山溶岩流 II）が安居山低地に流れ込み、3) その後大宮断層の活動により新富士火山溶岩流が撓曲したという構造運動史が推定される。

キーワード: 富士川河口断層帯, 安居山低地, 安居山断層, 大宮断層、新富士溶岩, 富士宮溶岩, 北山（外神）溶岩 II