

富士川河口断層帯の古地震調査

Paleoseismological investigation of the Fujikawa-kako fault zone, Shizuoka Prefecture, central Japan

丸山 正¹・齋藤 勝²

Tadashi Maruyama¹ and Masaru Saito²

¹活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, tadashi-maruyama@aist.go.jp)

²株式会社ダイヤコンサルタント (Dia Consultants Company Limited)

Abstract: Paleoseismological investigations including trenching and arrayed boreholes were conducted across the Fujikawa-kako fault zone in order to better assess the timing and style of near-surface Holocene deformation. The >20-km-long Fujikawa-kako fault zone is composed of two sub-parallel active fault groups, western and eastern ones; the western group comprising the Shibakawa and Iriyama faults separates the mountainous area to the west and the hilly land to the east; the eastern group consisting of the Agoyama, Omiya, and Iriyamase faults forms topographic boundary between the hilly land to the west and alluvial lowland to the east. The fault zone exhibits geomorphic evidence of late Quaternary surface deformation, including topographic scarps across late Pleistocene mudflows and Holocene lava flows. Surficial mapping and compilation of borehole data across the Agoyama fault at Aomi, Fujinomiya-City, complimented with whole-rock chemical analysis suggest that an upper surface of the early Holocene Aomi lava flow derived from Mt. Fuji is warped into east-facing monoclinical deformation with ≈ 58 m of vertical separation, yielding a vertical component of slip rate of 5.1-6.4 mm/yr. Two trenches (Aomi-minami and Aomi-kita) excavated across the subdued small east-facing steps on the warped upper surface of the lava flow reveal episodic growth of the monoclinical deformation after emplacement of the Aomi lava flow. Based on the structural observations of the trenches, at least one event (possibly more than two events) related with growth of the monoclinical deformation were identified since ca. 3 ka. Arrayed boreholes at Asahi-cho, Fuji-City across the scarp that has been inferred as the surface manifestation of the Iriyamase fault show no distinct faults with cumulative displacement in the late Holocene fluvial and colluvial deposits. We interpret that the scarp is formed by river erosion of Fuji and/or Urui Rivers. On the basis of gentle southeastward inclination of the late Pleistocene mudflows, it is inferred that the Iriyamase fault at Asahi-cho is either located further southeast from the area of boreholes or defined by southeast-facing monoclinical fold at shallow depth. Trenching at Hagyo, Shibakawa-Town across the scarp that have been interpreted as subsidiary fault of the Shibakawa fault exposed mainly late Pleistocene? to Holocene scoria and lapilli layers. Although numerous cracks with various dips were developed in the late Pleistocene? scoria and lapilli layer, firm evidence for paleoearthquakes such as distinct faults and colluvial wedges were not found.

キーワード: 富士川河口断層帯, 活断層, 古地震, 静岡県

Keywords: Fujikawa-kako fault zone, active fault, paleoseismology, Shizuoka Prefecture

1. はじめに

富士川河口断層帯は、静岡県東部の富士川河口から富士山南西麓にかけて、南北に延びる全長 20 km 以上に達する活断層帯である (活断層研究会, 1991) (第 1 図). 本断層帯は、並走する 2 列の断層群から構成され、東の列は南から入山瀬断層、大宮断層、安居山断層、また西の列は南から入山断層、芝川断層からなり、それぞれ東側の富士宮・岳南低地、中央の羽鮒・星山・蒲原丘陵および西側の浜石岳・天子山地などの山地群の地形境界をなす (例えば、山崎,

1979, 1984; 活断層研究会, 1991; Yamazaki, 1992) (第 1 図).

本断層帯はフィリピン海プレートが沈み込む駿河トラフの陸上延長部に位置し、同プレートと西南日本を乗せる陸側プレートとの境界をなす断層帯の一部とみなされている (例えば、山崎, 1979; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 1998).

富士川河口断層帯の平均変位速度は、断層両側に分布する古富士泥流や新富士溶岩流などの後期更新世以降の地層や地形面の食い違いから、上下成分に関して東列の入山瀬断層で 7 m / 千年、大宮断層で

7 m / 千年, 安居山断層で 6 m / 千年, 西列の芝川断層で 2 m / 千年, 入山断層で 0.25 m / 千年以上と推定されており, 東列の断層群は日本の陸域活断層の中では最大級の活動度を有するとされている (山崎, 1979, 1984; 杉山・下川, 1988; 活断層研究会, 1991; Yamazaki, 1992; 静岡県総務部地震対策課, 1996; 下川ほか, 1996a, b, 1998).

このような高い活動度で特徴付けられる本断層帯の活動履歴を解明することは, 静岡県東部地域における地震発生ポテンシャルを評価する上で重要であるのみならず, 新幹線や東海道本線などの主要鉄道のほか東名高速道路や国道 1 号線などの主要道路が本断層帯を横切っていることから, 物流をはじめとする経済的なインパクトを評価する上でも重要である. 1995 年から 1998 年にかけて, 通商産業省工業技術院地質調査所および静岡県総務部地震対策課を中心として古地震履歴の解明を目的とした調査が実施されてきた (静岡県総務部地震対策課, 1996; 下川ほか, 1996a, 1996b, 1998; 山崎ほか, 1998). それらによると, 本断層帯は, 平均活動間隔が千数百年, 最新活動時期が千年以上前とされている. 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (1998) では, これらの結果を踏まえて, 本断層帯の長期的な地震発生の可能性について, 今回の活動では, “地震時の変位量が 7 m 程度またはそれ以上, 地震の規模でいうとマグニチュード 8 程度, 震源域は駿河湾内にまで及ぶと考えられる. また, その時期は今後数百年以内の比較的近い将来である可能性がある” としている. さらに, 古地震履歴に基づき, 今後 30 年間に活動する確率が 0.1~11.2% と試算されている (対数正規分布を仮定し, 標準偏差を 0.23 とした場合). その後, 下川ほか (1999), Yamazaki *et al.* (2002) により本断層帯を対象とした off-fault 古地震調査が進められ, 最新活動時期などに関する新たな成果が報告されている. しかしながら, これまで評価に用いられてきた古地震情報は, 主として断層崖沿いの斜面崩壊発生時期や断層上盤側 (隆起側) での段丘面の形成時期および下盤側 (低下側) での急激な堆積環境の変化の時期などを富士川河口断層帯の活動と結びつけて活動性を考察した間接的なものであり, 断層本体を直接調査したものは少ない. 断層崖の崩壊や沿岸域での堆積環境の変化などは, 豪雨や高潮などといった断層運動以外の要因でも起こりうるし, 地殻変動も駿河トラフ沿いなどの周辺の断層活動に伴って生じる可能性も否定できない.

このような状況から, 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (1998) でも指摘されているように, 本断層帯の活断層調査資料は質, 量ともに十分であるとはいえないと考えられる. より信頼性の高い活動評価を行うためには, トレンチやボーリング掘削調査を中心とした調査により断層本体の活動履歴を確認した上で, 上記のような間接的情報を結び合わせ

て, 総合的に活動性の評価を行うことが望ましい. そこで, 富士川河口断層帯について, これまで十分に解明されているとはいえない活動履歴を明らかにすることを目的として, 断層周辺の群列ボーリングおよびトレンチ掘削調査を実施した (第 1 図).

2. 調査結果

群列ボーリングおよびトレンチ掘削調査に先立ち, 本断層帯の活動性に関する既存文献の検討, 断層帯全域の地形判読および野外地形地質概査を行い, 活動性の概要を把握した上で, 調査候補地点の選定を行った. 本調査では, 候補地点のうち調査許可が得られた安居山断層沿いの富士宮市青見地区 (群列ボーリング調査 1 測線, トレンチ掘削調査 2 箇所), 入山断層沿いの富士市旭町地区 (群列ボーリング調査 1 測線) および芝川断層沿いの芝川町羽行地区 (トレンチ掘削調査 1 箇所) を調査対象とした (第 1 図). 以下, 各地点の調査結果を報告する.

2.1 青見地区

2.1.1 青見地区の地形・地質概要

安居山断層は, 後期更新世に古富士火山からもたらされた古富士泥流堆積物から構成される羽鮒丘陵の東縁 (潤井川低地西縁) に沿ってほぼ南北に延びる全長 11 km の活断層である (活断層研究会, 1991) (第 1, 2 図). 変動地形学的特徴に基づき, 本断層は西に傾斜する逆断層であると推定されている (山崎, 1979, 1984; 山崎ほか, 1981, 1986; Yamazaki, 1992). 本断層の地表付近の変形に関しては, 大縮尺の空中写真判読に基づき, 調査地区を含む安居山断層南区間は羽鮒丘陵と潤井川低地との地形境界に位置する活撓曲として認定されている (中田ほか, 2000; 中田・今泉編, 2002).

富士宮市大中里区青見周辺には, 新富士火山から噴出した溶岩流が本断層を横切って分布しており, それらが断層により変位していることが報告されている (例えば, 今村, 1939; 山崎ほか, 1986; 下川ほか, 1998). これまで, これらの溶岩流を変位基準として本断層の平均上下変位速度が検討されている. 山崎ほか (1986) は, 本調査地区のうち後述する青見南地区付近において, 断層の東側 (低下側) でボーリング調査を実施し, 地下に分布する 2 枚の溶岩流のうちの 1 枚を断層西側で地表に露出する溶岩流 (SSW-3: 万野風穴溶岩流; 津屋, 1940; 地質調査所, 1988) に対比して, その分布高度差 (断層による落差と推定) と推定噴出年代から完新世における本断層の上下方向の平均変位速度 (以後, 平均上下変位速度とよぶ) を 4~5 m / 千年と見積もった (山崎ほか, 1986; Yamazaki, 1992). この値は山崎ほか (1986) により報告された古富士泥流基底面の分布高度差から推定される過去約 8 万年前以降の平均上下変位速

度 (5 m+ / 千年) とほぼ同じである。さらに、下川ほか (1998) は、後述する青見北地区付近で、反射法地震探査などにに基づき推定された断層線を横切る 3 本のボーリングを実施し、断層の東側 (低下側) で地表下に分布する 3 枚の溶岩流のうちの 1 枚を断層西側で地表に露出する溶岩流 (SSW-3) と対比して、その高度差 (断層による落差) と溶岩の推定噴出年代から本断層の平均上下変位速度を約 6 m / 千年と見積もった。

なお、本断層の古地震履歴に関する具体的なデータはこれまで得られていない。

2.1.2 青見地区の安居山断層の性状

2.1.1 で述べたように、安居山断層の平均変位速度は、主として新富士溶岩流のうちの万野風穴溶岩流の分布高度差に基づいて見積もられている。しかしながら、これまでの研究では、断層東側に広がる潤井川低地下に分布する複数枚の溶岩流のうちの 1 枚を断層西側の地表に露出する万野風穴溶岩流と対比した根拠が十分に述べられているとは言い難い。調査地区周辺に分布する溶岩流は、いずれも主として斜長石とかんらん石を斑晶鉱物とする多孔質玄武岩質溶岩流であり (例えば、山元ほか, 2007), 肉眼あるいは鏡下での観察からだけでは溶岩の同定・対比は困難である。さらに、山元ほか (2007) による富士山南西山麓に分布する溶岩流の区分についての最新成果によると、従来青見周辺の断層西側で地表に分布する万野風穴溶岩流とされる溶岩流は、万野風穴 (富士宮市) に模式的に分布する溶岩流とは化学組成に顕著な違いがあることなどから、異なる溶岩流と判断され、新たに青見溶岩流と命名されている。さらに、潤井川低地下でこれまで報告されている地下地質資料が少なく、断層東側の潤井川低地下に広がる溶岩流の分布が十分把握されていない。そのため、断層の位置や浅部における断層の形状の実態が不明であった。これらの理由から、断層両側に分布する溶岩流の対比に基づく変位量の見積りには全面的な見直しが迫られるようになった。

山元ほか (2007) によると、青見溶岩流は、青見周辺に分布するほかの溶岩流 (例えば、万野溶岩流、外神溶岩流、馬見塚溶岩流) に比べ、 TiO_2 と K_2O の含有量が多く、 Al_2O_3 および MgO の含有量が少ない、という化学組成に特徴があり、これらに注目することで従来よりも信頼度の高い溶岩流の対比を行うことができると考えられる。

そこで、本調査では、調査地区周辺の溶岩流の分布を把握し、溶岩流の同定・対比を行った上で、断層による変形量 (変位量) を見積もることを目的として、次のような調査を実施した (第 2~5 図)。まず、溶岩流が地表に露出する丘陵東斜面では地表踏査と群列ボーリング調査を実施して溶岩流の分布や岩相、厚さなどを検討した (群列ボーリング調査の詳細は

後述)。一方、溶岩流が潤井川低地下に分布する平野地下に関しては、富士宮市や周辺企業により実施されたボーリング資料 (大手開発, 1983; 富士宮市, 1987; 富士宮市役所, 1992, 1993; 富士宮市役所土木課, 1982; 富士フィルム株式会社富士宮工場提供資料など) を収集し、溶岩流の分布、連続性や厚さについて検討した。次に、溶岩流の同定・対比を行うため、本研究で実施した丘陵東斜面の群列ボーリングで採取された溶岩試料および沖積面下に分布する既存ボーリングのうち、現存する溶岩試料について全岩化学分析を行った。さらに、本研究で実施した群列ボーリング孔からは、溶岩直下の土壌が溶岩流の熱により炭化したと見られる黒色土壌や溶岩流を覆う腐植質シルト・粘土が採取された。これらは本地区における青見溶岩流上面の形成時期に制約を与えると考えられることから、それぞれ ^{14}C 年代測定を実施した (第 1 表)。なお、溶岩試料の全岩化学分析はパリーノ・サーヴェイ株式会社に、炭質物試料の ^{14}C 年代測定は株式会社加速器分析研究所に依頼した。

以上の調査に基づき、青見地区に分布する溶岩流上面の等高線図および安居山断層を横切る地質断面図を作成した (第 2, 3 図)。断面の測線は、1) 丘陵東斜面の地表で青見溶岩流が分布しており、また、2) 後述する青見南トレンチを横切り、かつ、3) ボーリング資料が豊富に得られた第 2 図 A-A' および B-B' とした。測線方向は、調査地区周辺の撓曲崖の一般走向 ($\text{N}15^\circ\text{W}$) と直交する $\text{N}75^\circ\text{E}$ に設定した。断面図の作成に当たっては、測線 A-A' から 300 m 以内に分布するボーリング資料を用い、それらを測線上に投影した。

溶岩流の全岩化学組成は、本研究により実施したボーリングで確認された溶岩流の上面付近の 10 試料 (H18Ao-1 の標高 141.2 m, 138.2 m, 133.2 m, H18Ao-2 の標高 135.9 m, 131.4 m, Ao-3 孔の標高 134.6 m, 129.1 m, H18Ao-6 の標高 171.2 m, 168.7 m) および富士フィルム株式会社富士宮工場から提供を受けた 3BN 孔に分布する溶岩流の最上部標高 (125.8 m) の 1 試料の計 11 試料に対して実施した。また、GSJ302.8 に分布する溶岩流の最上部 (標高 115.1 m) における全岩化学組成分析結果が大手開発株式会社 (1983) に報告されており、その値も溶岩流の対比に用いた (孔名は第 2, 3 図に示す)。これらの全岩化学組成分析結果を第 2 表に示す。また、上述した青見溶岩流を同定・対比する上で注目する成分の分析結果を第 4 図にまとめた。第 2 表と第 4 図には参考値として、山元ほか (2007) による調査地区周辺に分布する青見溶岩流以外の溶岩流の全岩化学組成の結果も示している。これらの図表から、今回分析に供した試料は、いずれも青見溶岩流の特徴と一致し、万野溶岩流、外神溶岩流、馬見塚溶岩流とは異なっていることが示される。

今回の全岩化学分析の検討により青見溶岩流に対比された試料はいずれも測線上に分布する溶岩流の上面付近で採取されたものである。溶岩流上面は一部凹凸が見られるものの全体的にはなめらかにつながる。このことから、測線における溶岩流上面は青見溶岩流からなると判断される。また、青見溶岩流は流動性に富む玄武岩質溶岩流であり、調査地区周辺では縄状構造などの組織が認められ、流動性を保ちながら流下してきたことが示唆される。加えて、青見溶岩流の分布の西端は羽鮎丘陵東斜面中腹の標高170~180 m付近に認められるが、そこでは、溶岩流上面は幅約20~50 mにわたって平坦面を保存している。これらから、調査地域の青見溶岩流上面は本来ほぼ平坦に分布し、その後の西側上がりの断層運動によって、後述するように撓曲状の変形を受けたと推定される。したがって、青見溶岩流上面は断層変位基準として採用できるものと判断した。

この青見溶岩流からなると判断される溶岩流上面の分布をみると、従来活断層（活撓曲）が認定・図示されている羽鮎丘陵東斜面基部付近を含む測線内において、溶岩流に明瞭な食い違いを与える断層は認められず、むしろ幅広い撓曲状の変形で特徴付けられる（第2, 3図）。測線付近の青見溶岩流は、羽鮎丘陵東斜面中腹にあたる標高172 m付近を分布の西端としている。そこでは、幅約25~50 mの狭い平坦面を保存しており、そこから緩やかに上に凸の断面形状を示しながら丘陵東斜面沿いに15°程度で東傾斜した後、沖積面下に埋没する。断面図によると、沖積面下に埋没する溶岩流は、幅300 m以上にわたって1°~5°程度で東に緩く傾斜し、丘陵東斜面基部から約370 m東方で溶岩流の上面深度が最も深くなる。それ以东では溶岩流上面が西傾斜0.5~2°に変化する。青見溶岩流は富士山から噴出した溶岩流である（山元ほか、2007）ことから、本来西あるいは南西方向に流下したものと考えられる。したがって、東傾斜の区間は溶岩流下以降の安居山断層による活動に伴う西側上がりの撓曲状の変形を受けているものと推定される。断面図上で溶岩流上面の傾斜が西から東へ変化する地点から丘陵東斜面中腹の平坦面までの幅は約470 mである。ただし、平野下に分布する溶岩流上面の等高線図によると、丘陵東斜面中腹の平坦面から東に約300 m~500 mの区間は幅広い浅い谷状地形を呈し、その伸びはほぼ南北である（第2図）。このような等高線の特徴は、この区間がかつての潤井川の流路に位置し、溶岩流が浅い溝状に浸食された可能性も否定できない。したがって、青見溶岩流流下後の変形帯の幅は少なくとも300 m以上であると推定される（第2, 3図）。

安居山断層の影響を受けていないと考えられる潤井川以东の溶岩流上面の西傾斜（0.5°）を断層西側の平坦面まで外挿して見積られる溶岩流上面の高度差は約58 mである（第3図）。すなわち、青見溶

岩流流下後の安居山断層の活動に伴う上下方向の変位量は約58 mとなる。ただし、一般に溶岩流上面は溶岩堤防やクリンカーの発達や溶岩トンネルの崩壊などにより数m程度の凹凸を有することが知られている。したがって、断層運動による溶岩流上面の上下変位量の見積りには、それ以外を要因とする起伏（溶岩流流下時の初生的な起伏等）が含まれている可能性もある。溶岩流流下時の初生的な起伏を復元することは困難なため、ここで見積もられた上下変位量には数m程度の誤差があると考えられる。

青見溶岩流により焼かれたとみられる炭化した土壌がH18Ao-6の溶岩流直下の深度8.8 mで採取された（第5図）。その¹⁴C年代として9,830±40 yBP(δ¹³Cを補正した値、以下同じ)が得られた（第1表）。一方、青見溶岩流を覆って分布する腐植質シルト・粘土がH18Ao-2の深度4.5 mで確認され（第5図）、その¹⁴C年代として8,230±40 yBPが得られた（第1表）。このことから、調査地区周辺の青見溶岩流の上面の形成時期は、9,830±40 yBPより後で8,230±40 yBPより前と考えられる。

およそ9,830±40 yBP（11,190~11,310 cal yBP）~8,230±40 yBP（9,030~9,400 cal yBP）に形成された溶岩流上面が58 m程度の上下変位をしていることから、過去約1万年間の平均上下変位速度は、約5.1~6.4 m/千年となる。なお、上述したように溶岩流の上下変位量の見積りに±5 m程度の初生的な凹凸の影響を考慮すると、見積もられる上下変位速度はさらに±10%程度の不確かさが生じることになる。本調査により見積もられた平均上下変位速度は、結果としては山崎ほか（1986）や下川ほか（1998）とほぼ同様の値であるが、溶岩流の対比を確実にしたことにより、従来よりも信頼性の高い見積りができたものと考えられる。

なお、青見溶岩流の下位に分布する古富士泥流堆積物の変形の特徴を解明することは、古富士泥流堆積後、青見溶岩流をはじめとする完新世溶岩流の流下前の断層活動性を評価する上で重要になるが、今回の調査では、古富士泥流まで到達したボーリング孔が1点（H18Ao-6）しかないこと、断層の東側で古富士泥流に到達している既存ボーリング資料がわずかしかいたため、本調査では検討しないこととする。

2.1.3 青見南地区

2.1.3.1 群列ボーリング調査結果

青見南地区では、青見溶岩流上面には明瞭な断層は認められず、むしろ幅広い撓曲変形をしている可能性が高いことが示された（2.1.2）（第3図）。しかしながら、断面図を詳しく検討すると、変形帯の溶岩流上面は一様に東傾斜しているわけではなく、狭い範囲で傾斜が急変するキック状の折れ曲がり部分が存在することが読み取れる（第3図）。そこでは安

居山断層の活動に伴う青見溶岩流およびそれを覆う地層に折れ曲がりやそれに関連する断層などによる変形が記録されている可能性が高いと考えられる。

地表踏査と既存ボーリング資料を検討した結果、折れ曲がり部は複数存在するものの、最も顕著な折れ曲がり部分の一つが、従来安居山断層として認定されている丘陵東斜面基部付近にあたる可能性があるとして推定された。そこで、青見溶岩流の分布を把握した上で、折れ曲がり部分の位置を特定し、そこでトレンチ掘削調査を実施することを目的として、丘陵東斜面基部付近を横切る測線上において、H18Ao-1（以下Ao-1、他の孔も同じ）（掘削深度30 m）、H18Ao-2（20 m）、H18Ao-3（20 m）、H18Ao-4（20 m）、H18Ao-5（20 m）、H18Ao-6（20 m）の6地点でボーリング孔を掘削し、ボーリングコアを採取した（第5図）。その結果、各ボーリング孔とも塊状および岩塊状の玄武岩溶岩が確認された。また、Ao-1～Ao-5で玄武岩溶岩の上位の地層が、Ao-6で玄武岩溶岩の下位の古富士泥流堆積物がそれぞれ確認された。Ao-2、Ao-3およびAo-6にみられる腐植質シルトから試料を採取し、¹⁴C年代測定に供した（第1表）。調査測線の位置および地質断面図をそれぞれ第5a図および第5c図に示す。

地質断面図によると、Ao-1～Ao-2までの区間では溶岩流上面はやや上に凸の形状を伴いながら、20°～30°程度で東に傾斜している。この東傾斜の特徴はAo-1以西Ao-6以東で地表に分布する溶岩流のそれ（15°程度）と調和的であるが、その傾斜はやや急である。一方、Ao-2とAo-3との間の溶岩流上面の傾斜は5°以下である。このことから、Ao-2付近で溶岩流上面の傾斜が急変するものと判断される（第5c図）。

そこで、Ao-3～Ao-5の区間では、青見溶岩流下以降のキンク状の折れ曲がりイベントに伴う地層の変形が記録されている可能性が高いと判断して、これらの範囲を横切るトレンチを掘削した（第5a、c図）。トレンチ掘削調査は、2006年12月12日～2007年1月29日にかけて実施した。

2.1.3.2 トレンチ掘削調査結果

トレンチは、群列ボーリングによりキンク状の折れ曲がり部が推定されたAo-3～Ao-5の区間を横切り、かつ地形学的に推定される撓曲帯の走向と直交するほぼ東西方向に長軸をもつ長さ約14 m、深さ最大約4 mのものとした。

トレンチ壁面には、盛土、スコリアおよび火山礫主体の風成層、潤井川の氾濫原堆積物、斜面堆積物、玄武岩溶岩および同溶岩起源の風化生成物からなるとみられるシルト層および砂・シルト・岩片からなる亀裂充填物などが確認された（第6a、7図）。トレンチ壁面でみられた地質を、地層の連続性、地層上面の削剥の有無、地質構造に差があるか否か、堆積

環境や層相の違いなどに基づき、上位から1～9層に区分した（第7図）。

各地層の年代については、調査地点を含む富士山南西麓に分布する指標テフラである富士大沢テフラ（F-Os, 2.5～2.8 ka；町田・新井, 2003）と腐植質堆積物の¹⁴C年代に基づいて推定した（第1表）。また、肉眼では確認できないものの、上下の層位関係から広域テフラである鬼界アカホヤテフラ（K-Ah, 7.3 ka；町田・新井, 2003）および天城カワゴ平テフラ（Kg, 3.126～3.145 ka；町田・新井, 2003）の出現が予想される地層（5層：後述）を対象として、北壁面で2測線（N1, N10）、南壁面で2測線（S1およびS5）の計4測線において、それぞれ鉛直高5 cm毎に試料を採取し、火山灰分析を実施した（第7a, b図）。

トレンチ内にみられる最下位の地層（8層）は表面に縄状構造が発達する玄武岩質溶岩流である。この溶岩流は、その分布位置とボーリングコアから採取した試料の全岩分析結果に基づき、山元ほか（2007）の青見溶岩流に対比される。先述したように、この溶岩流により炭化されたとみられる古富士泥流堆積物を覆う土壌がAo-6の深度8.80 m付近に確認され、その¹⁴C年代値として9,830±40 yBPが得られた（第1表）。一方、この溶岩流を覆って分布する腐植質シルト・粘土がAo-2孔の深度4.5 mで確認され、その¹⁴C年代として8,230±40 yBPが得られた（第1表）。これらのことから、この地点での青見溶岩流の堆積完了時期はおよそ9,830±40 yBP～8,230±40 yBPごろであると考えられる（2-1-2）。

青見溶岩流の上位には、主に青見溶岩流最上部のクリンカーやスコリア状部を起源とすると思われる風化生成堆積物（7層）が分布する。7層は層相から3つ（上位から7a～7c層）の単層に細分され、このうち最下部の7c層はやや腐植質のシルトである。7c層から採取した2試料の腐植質シルトの¹⁴C年代測定を実施したところ、6,980±40 yBP, 7,190±40 yBPの年代値が得られた。この値は、次に述べる6層の年代より若いこと、7層が火山灰分析で明らかになった鬼界アカホヤテフラ（K-Ah, 7.3 ka；町田・新井, 2003）降灰層準の下位に位置することから、実際の堆積年代より若い値となっていると判断される。7c層には、割れ目に沿って植物根の進入が認められることから植物などを由来とする新しい炭素が混入した可能性が考えられる。

6層は黒ボク土状のスコリア層であり、一部腐植質である。北壁面で6層から採取した試料の¹⁴C年代は8,050±40 yBPである。

5層は礫混じりシルトを主体とする斜面堆積物で上位から5a～5c層に細分される。火山灰分析の結果、南壁面のS5付近では5c層中に、同壁面のS1付近では5b層中に、それぞれ鬼界アカホヤテフラの降灰層準が位置することが推定される（第7b図）。同層から得られた¹⁴C年代値は、5c層下部で7,180±40 yBP、

5b層下部で $6,090\pm 40$ yBP, 5b層上部で $3,810\pm 40$ yBP, 5a層下部で $3,840\pm 40$ yBP, 5a層上部で $3,350\pm 40$ yBPである。

4層は、径2 mm程度の黒色スコリア・橙色スコリアからなるという岩相から富士大沢テフラに対比される。火山灰分析の結果、4層と5層との境界付近に天城カワゴ平テフラの降灰層準が特定された(第7a, b図)。

潤井川の氾濫原堆積物とみられる3層中からは年代を示す試料は得られなかったが、富士大沢テフラの上位に位置することから、 $2,800\sim 2,500$ yBP以降の堆積物であると判断される。

2層中には、土器片が散在する。それらは富士宮市教育委員会により3世紀のものと鑑定された。したがって2層は3世紀以降の堆積物である。

後述するように、両壁面において2c~8層あるいは5b~8層を切って多数の開口亀裂が発達しており、これらの開口亀裂は砂、スコリア、細礫状~礫状のシルト岩塊などによって充填されている。この亀裂充填物を9層とした。9層は層相および切断・貫入関係などから9a~9cの3層に細分することができ、複数回の開口亀裂の形成とそれを充填するイベントがあった可能性が示唆される。

本トレンチでは北壁面と南壁面で地層の現れ方に大きな違いが見られる(第6a, 7a, 7b図)。すなわち、北壁面では、底面付近でほぼトレンチ壁面全幅にわたって8層である青見溶岩流が分布し、それを覆う7~4層は、大局的には8層上面とほぼ平行するように東に向かって高度を減じながら分布している。一方、南壁面では、S0~S2でほぼ水平に分布する8層上面がS2~S3間で急に落ち込み、S4以东には分布しない。このような北壁面と南壁面でみられる8層の構造を把握するために、両者をつなぐトレンチ底部(N7とS7を結ぶ区間)を整形し観察したところ、北壁面寄り、底部に分布する6層に8層が北壁面から見かけ上衝上している状況が確認された(第7c図)。この衝上断層の走向は東北東-西南西である。さらに、北壁面に分布する8層上面には縄状構造が発達しており、その形状から上面の変形が推定できる。それによると、8層上面はちょうどトレンチ底部付近で北東~東北東走向でほぼ水平な軸をもち、一部上述した衝上断層を伴いながら、南東向きに回転している(第6a, 7a図)。以上のような溶岩流の産状に基づくと、両壁面での地層の出現状況の違いは以下に述べるような理由によるものと考えられる。つまり、(1) 上述のようにトレンチ地点において溶岩流上面がキंक状に折れ曲がっているが、南壁面から北壁面にかけてそのヒンジ線の走向が南北から東北東-西南西に湾曲する位置にあたるというものである(第6a図の赤破線)。この場合、南壁面ではトレンチの長軸の方向とヒンジ線の走向がほぼ直交しているため地層の明瞭な折れ曲がり認められる

のに対して、北壁面では折れ曲がり部が壁面の東端部付近を通過するために、ヒンジの北西側のみが露出したものと推定される。あるいは、(2) トレンチ地点で折れ曲がりのヒンジ線が右雁行する場合も考えられる。これは、北壁面において溶岩流がほぼ一様に東に傾斜していることから、掘削地点よりさらに東で南壁面に見られるような折れ曲がり分布する可能性があることによる。この場合でも、トレンチ壁面内の地層の分布が説明可能である。

トレンチ壁面内に分布する青見溶岩流(8層)およびそれを覆う斜面堆積物を主体とする地層(4~7層)には小断層、開口亀裂、陥没などの地質構造が認められた。以下、上に述べたような南北両壁面でみられる産状の違いが地質構造の空間的な現れ方の違いを反映していることを認識した上で、壁面内に認められる地質構造とその形成時期について記載する。

北壁面では、N8~N10で5c層が6~8層を切る開口亀裂や凹状部を埋めるように厚く堆積している(第7a図)。また、N7~N8では東落ちの小断層の低下側を埋めるように5c層が分布している。上述のように北壁面にはキंक状折れ曲がり部の北西側のみ露出しているが、折れ曲がり部に近接しているため、折れ曲がりの形成に伴い、局所的な開口部や小断層が形成され、それを埋めるように5c層が堆積したものと判断される。トレンチ底部では、先述のように6層に対して8層が衝上している(第7c図)。この構造の延長にあたりとみられる南壁面のS2~S5では、5d~8層に約2 mの東落ちの落差を伴う地層の折れ曲がり部が認められ、この落差を埋めるように折れ曲がり部の東側にのみ5c層が堆積している(第7b図)。この南壁面での東落ちの特徴は、溶岩流上面の東向きの撓曲で特徴付けられる完新世における安居山断層の活動と調和的である。これらのことから、南北両壁面およびトレンチ底部でそれぞれ産状は異なるものの、いずれの現象も6層(南壁面では5d層)堆積後5c層堆積前に、撓曲構造を成長させる地層の折れ曲がりイベントが存在したことが示唆される。6層と5c層の ^{14}C 年代に基づくと、このイベントは $8,050\pm 40$ yBPより後で $7,180\pm 40$ yBPより前の期間に発生したと考えられる。

南北両壁面とも、5c層を覆う5b~4a層には地層の傾斜の程度の違いあるいは明瞭な落差を示すような地質構造は認められない。したがって、本トレンチ範囲内においては、5c層堆積後4a層堆積前の期間に撓曲構造の成長を示唆するようなイベントは認定されないものと考えられる。ただし、トレンチ掘削範囲は幅広い撓曲帯の一部であり(第2, 3, 5図)、この時期に掘削範囲以外の区間で地表に変形が生じた可能性は否定できない。

両壁面において、青見溶岩流(8層)には開口亀裂が多数発達しており、この亀裂によって幅30 cm

～1 m 程度のブロックに分断されている(第7a, b 図). 北壁面の N4～N10 と南壁面の S2～S4 においては, 8 層中に発達する開口亀裂の一部が上方に連続し, それぞれ 2～7 層あるいは 5b～7 層を切って発達している. 両壁面とも亀裂帯の範囲は上に向かって狭くなり, 上に凸のアーチ状を呈している(第7a, b 図). これらの開口亀裂帯は砂, スコリア, 細礫状～礫状のシルト岩片(9 層)などによって充填されている. 上述のように, 9 層は層相などから 9a～9c 層に区分できるが, このうち 9c 層はシルト質細粒砂を主体として, スコリアや岩片を主体とする 9b 層および 9a 層と識別される. この 9c 層が亀裂を充填しているのは 5c～8 層に限られ, 5b およびそれより上位の地層の亀裂を充填している状況は確認されない. 北壁面の N8～N10 では 9c 層が 9b 層によって切られている状況が観察される. 一方, 9b 層と 9a 層は 2c～8 層に発達する亀裂を充填している. このような 9 層の特徴から, 開口亀裂の形成とそれを充填するイベントが複数回発生した可能性が考えられる. このうち, 前者については, 壁面に認められる地質構造との関係から, 上述した 6 層堆積後 5c 層堆積前のイベントに対応する可能性がある. さらに, 後者については, 開口亀裂および 9a 層の分布に加えて, 上に凸のアーチ状の開口亀裂の産状から, 少なくとも 5b 層堆積後(南壁面)や 2c 層堆積後(北壁面)にイベントがあった可能性も示唆される. しかしながら, このような開口亀裂の形成とそれを充填するイベントを安居山断層の活動と結びつけることは, 次のような理由から容易ではないと考えられる. すなわち, 亀裂帯を境に両側で地層に落差が認められず(第7a, b 図), 撓曲構造の成長との関係が不明なことに加えて, (1) 9a 層および 9b 層は, 締まりが悪いスコリアや岩片を主体とし, 一部(特に上方部)では地下水や雨水などの影響とみられるラミナが発達すること, (2) 亀裂帯の下方に位置する 8 層中には多数の空洞が認められること, を総合すると, 8 層中の開口亀裂や空洞が現在も十分に埋めきれず, それが現在も何らかの理由により断続的な陥没の発生や開口亀裂の上方への成長が生じていると考えることができる. 8 層中の空洞の成因は, 撓曲構造の成長による開口だけでなく, 溶岩トンネルなどといった溶岩流流下時の初生的な構造の可能性もある. 亀裂や陥没の継続的な成長の理由としては, 地震以外に火山活動や人間活動も考えられる. 以上のように, (i) 亀裂充填物と撓曲構造の成長との関連が不明なこと, (ii) 開口亀裂の形成に引き続く亀裂の充填が長期にわたって継続していることから, 開口亀裂やその充填物は, 古地震イベント認定やその時期を特定する上で十分な指標にはならないものと考えられる.

南北両壁面で 4 層をアバットして分布する 3 層は, 平行ラミナや斜交ラミナの発達した細粒砂およびシルトからなり, その層相から河川堆積物であると判

断される(第7a, b 図). 青見南地区付近でこのような堆積物を運びうる河川としては潤井川しか存在しない. したがって, 3 層は潤井川の氾濫原堆積物であると考えられる. トレンチ壁面に分布する 3 層はほぼ水平であり, 増傾斜といった断層運動の影響を示唆する構造は認められない. しかしながら, 以下に述べる 3 層の分布高度から, 3 層堆積後の撓曲帯の活動の可能性が示唆される. すなわち, トレンチ壁面内に分布する 3 層は標高 140 m 付近に位置しているが, 青見南トレンチの東方の沖積面の標高は 136～137 m 程度であり, 青見南トレンチに分布する 3 層は離水している(第2図). 空中写真判読によると, トレンチ掘削地点の東方約 35 m をほぼ南北走向にのびる旧道に沿って西側が 1～2 m 程度高い東向きの斜面が連続する. 現在その大部分は人工改変を受けているが, 斜面はやや上に凸の断面形状を呈しており, 西側上がりの撓曲崖の可能性もある. 溶岩流上面の分布を示す地質断面図(第3図)によると, この東向きの低崖の下方延長部で溶岩流上面の折れ曲がりが見られる. 以上のことから, 2,800～2,500 yBP 以降に撓曲帯のうちのトレンチ地点より東側の区間で撓曲成長イベントが発生し, トレンチ地点東側の低崖の形成を伴い 3 層が離水した可能性がある. なお, トレンチ地点が遺跡指定地であることから調査に先立ち富士宮市教育委員会により遺跡確認調査が実施されたが, それによると, トレンチ範囲内では 2 層中から竪穴住居や土坑をはじめとする 10 世紀(平安時代)とみられる遺構が確認されている(富士宮市教育委員会による). したがって, 撓曲成長イベントに伴い 3 層が離水したとすると, その時期は 2,800 yBP より後で 10 世紀より前となる. ただし, ここで述べた仮説を検証するためには, 今後, 旧道の東側でボーリング調査を行い, 3 層の分布を把握する必要がある.

青見南トレンチの調査結果をまとめると以下の通りである.

1) 青見南トレンチでは, 盛土, 風成層, 氾濫原堆積物, 斜面堆積物, スコリアやクリンカー起源の風化生成物および玄武岩質溶岩が分布する.

2) 風成層中のスコリア層(4 層)は, 火山灰分析で確認された天城カワゴ平テフラとの層位関係と岩相の特徴から富士大沢テフラに対比される. また, 玄武岩質溶岩(8 層)は, 分布位置と全岩分析結果から, 山元ほか(2007)の青見溶岩流に対比される.

3) 2c～8 層中には上に凸のアーチ状を呈する大規模な亀裂帯が発達する. その形態的な特徴から, トレンチ底部に分布する溶岩流中にアーチの位置や規模に対応する空洞があり, 何らかの理由によりその空洞に沿って陥没した結果生じたものと推定される. 陥没の理由としては, 地震動のほか火山活動や人間活動などが考えられる.

4) トレンチ壁面内において撓曲構造の成長に関

連すると推定される地層の起伏（落差）を伴うイベントは、6層堆積後5c層堆積前に発生し、それらの ^{14}C 年代値に基づくと、 $8,050\pm 40$ yBPより後で $7,180\pm 40$ yBPより前の期間に発生したと考えられる。

5) トレンチ壁面内においては、5b層堆積後4a層堆積前の期間に撓曲構造の成長を示唆するようなイベントは認定されない。ただし、本トレンチの掘削範囲は幅広い撓曲帯の一部であり、この期間にトレンチ掘削範囲外の区間で地表変形が生じている可能性は否定できない。

6) 潤井川の氾濫原堆積物と判断される3層の分布高度は、沖積面より約3~4 m高く段化しており、 $2,800\sim 2,500$ yBP以降（で10世紀より前の可能性がある）におけるトレンチ地点より東方の撓曲区間の活動に起因する可能性がある。

2.1.4 青見北地区

2.1.4.1 調査地周辺の地形・地質概要

青見北地区は、青見南地区のトレンチ掘削位置より約520 m北に位置する（第2図）。ここでは、下川ほか（1998）により反射法物理探査や群列ボーリング調査が実施されており、それによると地表付近まで到達する西傾斜の断層群が推定されている。今回、トレンチ調査に先立ち、周辺の地質調査を行うとともに、下川ほか（1998）で示された反射断面を再検討した結果、本地点では青見南地区と同様に断層が地表まで到達しておらず、溶岩流およびそれを覆う完新統は幅広い撓曲変形をしている可能性が高いと推定した。

青見南地区では、トレンチ掘削地点の東方約35 mから南北方向に比高1~2 m程度の低崖が連っており、その崖は $2,800$ yBPより後の撓曲変形により形成された可能性が指摘された（2.1.3.2）。青見北地区のトレンチ地点はその低崖の北延長部に位置しており、ここでは沖積面に比高1 m程度の東向きの低崖が発達している。そこで、青見南地区で推定された $2,800$ yBPより後のイベントの有無を確認することを目的として、この低崖を横切るトレンチを掘削した。トレンチ掘削調査は、2006年12月13日~2007年1月27日にかけて実施した。なお、トレンチ掘削地点は宅地に隣接していることもあり、低崖の東側は十分掘り進めることができなかった。

2.1.4.2 トレンチ調査結果

地形的に推定される撓曲崖の走向に直交する $\text{N}80^\circ\text{E}$ 方向に長軸をもつ長さ約18 m、最大深さ約3 mのトレンチを掘削した。

トレンチ壁面内には、耕作土、斜面堆積物、湿地性堆積物、潤井川の氾濫原堆積物（河道堆積物を含む）が分布している（第6b, 8図）。壁面にみられる地質を、地層の連続性、地層上面の削剥の有無、地質構造に差があるか否か、堆積環境の違い、層相の違い

などから、上位から1~9層に区分した（第8図）。

各地層の年代については、富士大沢テフラ（F-Os）と腐植質シルトおよび炭化木片の ^{14}C 年代測定に基づいて推定した。

トレンチ壁面には、南北両壁面とも富士大沢テフラに対比されるスコリア層が認められる。壁面から採取した ^{14}C 年代測定試料の層位と ^{14}C 年代値は、このスコリア層との層位関係にほぼ整合的な値となっている（第1表）（後述）。

9層は、砂・シルト互層であるが、このうち腐植質な黒色を呈するシルトを ^{14}C 年代測定に供したところ、 $2,770\pm 30$ yBPの年代値が得られた。この年代値はこれを覆う7層（富士大沢テフラ）の噴出年代（ $2.5\sim 2.8$ ka；町田・新井，2003）と近接している。一方、9層に整合で重なる8層中からは年代試料が得られなかったが、9層の上位で7層（富士大沢テフラ）の下位であることから、 $2.5\sim 2.8$ kaの堆積年代であると推定される。9層および8層の上面には土壌の発達認められず、また顕著な浸食・堆積を示唆する堆積構造も認められない。したがって、9層から7層堆積の期間に著しい時間間隙は推定されない。これは、9層から得られた ^{14}C 年代値が7層の噴出年代と近接していることと調和的である。

富士大沢テフラ直上の砂質シルト、砂混じりシルトを主体とする氾濫原堆積物である6層は、その層相から6a~6c層に細分される。そのうち、6b層から $2,390\pm 40$ yBPの、6a層から $1,490\pm 30$ yBPの ^{14}C 年代値がそれぞれ得られた。一方、3~5層は西側斜面からもたらされた斜面堆積物である。5層中には直径数mm~数cmの炭化木片が散在しており、それらから $2,090\pm 40$ yBPおよび $1,920\pm 30$ yBPの ^{14}C 年代値が得られた。また、4a層から $1,720\pm 30$ yBP、3c層から $1,330\pm 30$ yBPの ^{14}C 年代値がそれぞれ得られた。さらに、3~5層からは、角の摩耗していない土器片が散在して出土した。土器片の形態や模様などの特徴から、それらはいずれも2世紀後半（弥生時代後期後半~古墳時代前期中葉）のものと鑑定された（富士宮市役所教育委員会鑑定による）。

青見北トレンチでは、断層は確認されなかったが、撓曲運動に関連すると判断される地層の傾斜が認められた。

南北両壁面に分布する4~9層は東に $7^\circ\sim 16^\circ$ 傾斜している（第8図）。このうち、6層および8~9層は河川性のシルト、砂、細礫を主体としており、潤井川の氾濫原堆積物であると考えられる。層相から判断するとこれらの地層はほぼ水平に堆積したと思われる。これらの地層が $7^\circ\sim 16^\circ$ と有意に傾斜していることから、構造運動の影響を受けて傾斜したものと判断される。また、この東傾斜の特徴は、変動地形から推定される安居山断層の活動に伴う撓曲構造の成長に関連したものと解釈される。一方、3~5層については斜面堆積物であり、構造変形を受けて

いるか否かは不明である。したがって、6層堆積後のある時期に少なくとも1回は増傾斜イベントがあったと推定される。変形を受けたとみられる6層のうち、6b層から2,390±40 yBPの、6a層から1,490±30 yBPの¹⁴C年代値が得られている。これらの年代値に基づく、イベントは1,490±30 yBPより後に発生したことになる。ただし、上述したように6a層より上位の3～5層から採取された炭質物の¹⁴C年代および出土した土器片の鑑定から推定される年代は6a層のそれより古い。この原因として次の2つが考えられる。すなわち、(1) 6a層の¹⁴C年代値に関して、上方からの植物の侵入などによる新しい炭素の混入、(2) 3～5層はいずれも斜面堆積物であり、それらから得られた年代値は堆積年代より古い、である。これら2つの可能性を評価することは難しい。したがって、ここでは6a層および3～5層の年代値を採用せずに、6b層から得られた2,390±40 yBPをイベント時期の下限とする。一方、6層より上位の地層はいずれも斜面堆積物のため、変形を受けているか不明である。したがって、このイベント時期の上限を与えることはできない。これらから、このイベントの発生時期は2,390±40 yBPより後と推定される。

ところで、7～9層の各層の層厚は、壁面内においてほぼ一様であるのに対して、6層は東から傾斜を埋めるように累重し、その層厚は東に向かって漸増しているようにみえる(第8図)。このような6層の特徴から、6c層堆積より前にも増傾斜イベントが発生した可能性がある。7層は旧地表を外套状に覆う風成層からなるため、増傾斜イベントは、8層堆積後6c層堆積前と推定される。9層と6b層の¹⁴C年代値に基づく、このイベントは2,770±30 yBP～2,390±40 yBPの期間に発生したと推定される。ただし、7～9層の傾斜と6層の傾斜に大きな違いがないこと、シルトを主体とする6層がレンズ状あるいは初生的に西に薄く堆積した可能性も否定できないことから、このイベント認定については信頼性が低いと考えられる。

トレンチ全域に分布する8～9層は、10°～16°東に傾斜している。トレンチ壁面内における8層上面の上下変形量は約2.5 mである。8～9層の東傾斜はトレンチ壁面東方に向かって緩くなる傾向が認められる。一方、トレンチ壁面西方に向かって地層の傾斜が緩くなる傾向は認められない。これは、トレンチ掘削範囲が幅広い変形帯の一部にしか過ぎないことを示している。従って、8層上面の上下変形量は2.5 m以上である。

青見北トレンチの調査結果をまとめると以下の通りである。

1) トレンチ壁面には上位から耕作土(1層)、斜面堆積物(2～5層)、潤井川の氾濫原堆積物(6層)、富士大沢テフラ(7層)、潤井川の氾濫原堆積物(8, 9層)が分布する。

2) 6～9層が7°～16°程度東傾斜しており、6層堆積後に変形したことは明らかである。¹⁴C年代値などから、このイベントの時期は、2,390±40 yBPより後と考えられる。

3) ほぼ一様な厚さの7～9層の傾斜を埋めるように6層が堆積していることから、8層堆積後6層堆積前にも傾動イベントがあった可能性がある。¹⁴C年代値に基づく、推定されるイベントは2,770±30 yBP～2,390±40 yBPに発生したと考えられる。

4) トレンチ壁面内における8層上面の上下変形量は約2.5 mである。

2.2 旭町地区

2.2.1 調査地周辺の地形・地質

入山瀬断層は、その北東区間については、10°程度で南に傾斜する星山丘陵南斜面と沖積面(富士川および潤井川がもたらした扇状地と扇間低地)とを境する北東-南西走向の地形境界に沿って推定されている(例えば、山崎, 1979; 山崎ほか, 1981; Yamazaki *et al.*, 2002; 中田ほか, 2000; 中田・今泉編, 2002)(第1, 9図)。旭町地区はこの地形境界として認められる区間の南西端部に位置する。空中写真および大縮尺の地形図の判読に基づく、旭町地区付近では星山丘陵南斜面基部付近に周辺の沖積面より4 m程度高い位置に平坦面が北東-南西方向に狭く分布している。この平坦面は、その南東端部で比高約4 mの南東向きの低崖を形成して沖積低地と接している(第9a図)。この低崖の位置が、旭町地区の北東部で星山丘陵南斜面と沖積面との地形境界として認定されている入山瀬断層の南西延長部にあたることから、平坦面は入山瀬断層の北側上がりの活動により離水した沖積面の可能性があると考えられた。ただし、この平坦面は、丘陵南斜面が人工改変により低平化された可能性も考えられる。そこで、本調査では、中田ほか(2000)および中田・今泉編(2002)により推定断層として図示されているこの低崖を挟んで群列ボーリングを実施し、地下地質構造を明らかにした上で、崖の成因を検討した。なお、旭町地区をはじめとして入山瀬断層が推定されている地形境界に沿っては、県道および用水路が展開されていることから、トレンチ掘削調査を実施することは困難である。

2.2.2 ボーリング調査結果

旭町地区の地下地質構造を検討することを目的として、比高約4 mの低崖を横切り、北西からH18IW-1(以下IW-1. 他の孔も同じ)(深度10 m)、H18IW-2(深度10 m)、H18IW-3(深度30 m)、H18IW-4(深度40 m)、H18IW-5(深度20 m)およびH18IW-6(深度20 m)の計6地点でボーリングを掘削した(第9, 10図)。このうち、IW-1～IW-3は低崖の北西側に、IW-4～IW-6は南東側にそれぞれ位

置している。また、測線上で最も北西に位置するIW-1と南東のIW-6間の水平距離は約120mである。さらに、問題としている低崖の基部からIW-6までの水平距離は約80mである(第9b, 10図)。このように、測線は問題とする低崖が富士川の浸食による後退などに起因する位置の不確実性も考慮に入れて、北西および南東方向に十分な長さを持つものとした。

ボーリング調査の結果、本調査地区の地下に分布する地層は、地層の層相、連続性、傾斜の違いなどに基くと、耕作土(1層)、氾濫原堆積物(2層)、斜面堆積物(3層)、扇状地堆積物(4層)、斜面堆積物(5層)、斜面堆積物(6層)および古富士泥流堆積物(7層)の8層に区分される(第10図)。

2層は細粒砂を主体とし、砂および礫の種類から判断すると富士川起源の氾濫原堆積物とみられる。斜面堆積物からなる3層および5層は砂あるいは礫混りシルト、スコリア質シルトおよびシルトなどからなり、その層相から北西側の星山丘陵からもたらされたと推定される。4層は径0.5~3cm程度の亜円~亜角礫を主体とし、礫は頁岩、チャート、玄武岩、閃緑岩、緑色凝灰岩、石英安山岩などからなり、基質は中粒~粗粒砂である。礫種、礫径などから富士川の扇状地堆積物と判断される。IW-5の深度12.7~13.2mおよびIW-6の深度14.3~14.6mには腐植質シルト(4b層)が分布している。6層は、後述する南東に緩く傾斜する7層上面に平行に薄く分布する腐植質シルトおよびスコリアからなり、その層相から斜面堆積物と推定される。7層は、径1~5cm程度の玄武岩亜角礫と細粒~粗粒砂の基質からなる礫層を主体とし、風化して褐灰色を呈すスコリア質シルトを挟む。その層相から調査地点北西側の星山丘陵に分布する古富士泥流堆積物に対比される。

2~6層には腐植質シルトや古土壌が認められ、それらの ^{14}C 年代測定を実施した(第1表)。その結果、2層からは、 $2,170\pm 40$ yBP, $2,410\pm 40$ yBP, $2,440\pm 40$ yBP, $2,570\pm 40$ yBP, $2,590\pm 40$ yBPの ^{14}C 年代値が得られた。また、3層からは、 $1,620\pm 30$ yBP, $2,140\pm 30$ yBP, $2,480\pm 40$ yBP, $2,520\pm 30$ yBPが、4層からは、 $7,180\pm 50$ yBP および $7,360\pm 50$ yBP, 5層からは、 $3,050\pm 40$ yBP, $6,700\pm 50$ yBP, $6,760\pm 50$ yBPの ^{14}C 年代値がそれぞれ得られた。一方、7層の上面を覆うように分布する6層から、 $8,700\pm 60$ yBP, $9,190\pm 60$ yBPの ^{14}C 年代値が得られた。

旭町地区で掘削したボーリングコアの観察結果を基に地質断面図を作成した(第10図)。その結果、IW-1~IW-6の全てのボーリングコアに7層(古富士泥流堆積物)が確認された。この7層の上面は、最も北西のH18IW-1を除いて、南東に向かってほぼ一様に高度を減じており、見かけ上 15° 程度南東に傾斜している。IW-1~IW-4の7層中にはスコリアや火山灰を主体とし、上下に比べて礫が少ない部分が認められる(7b層)。この部分が横方向に対比できる

ものとすれば、その層は南東に高度を下げるように分布している。これは、7層上面の傾斜と調和的である。このことから、本測線付近の入山瀬断層は幅広い撓曲変形で特徴付けられ、その前縁部が調査測線より南東側に位置する可能性がある。しかしながら、測線上においては、7層上面には断層を示唆する明瞭な上下方向の食い違いは認められない(第10図)。

前述したように、今回掘削した全ての孔で7層が確認され、 15° 程度で南東に傾斜していることが確認されたが、7層を覆う地層の分布は、問題の低崖の北西側と南東側の孔で大きな違いがみられる。すなわち、低崖の南東側のIW-4~IW-6孔では、7層を富士川由来の扇状地堆積物(4層)や氾濫原堆積物(2層)が覆うのに対して、北西側のIW-1~IW-3孔には、7層を覆って風成層を含む斜面堆積物(3層および5層)が薄く分布し、富士川由来の堆積物は分布していない(第10図)。このように、崖の北西側で、富士川由来の堆積物が分布しないことに加えて、7層を直接覆う5層中に認められる古土壌の ^{14}C 年代から、崖の北西側は少なくとも約6,700年前以降斜面であったと考えられる。一方、崖の南東側では2層および4層の層相およびそれらから採取された試料の ^{14}C 年代値に基づく、約7,000年前以降扇状地または氾濫原の環境下にあったものと判断される。このような崖の両側の地層の特徴から、問題の崖は断層崖ではなく富士川の浸食崖あるいは人工的な崖の可能性もある。この推定は、崖の両側で7層上面が連続的に南東傾斜しており、その間に顕著な断層の存在が認められない、という結果とも矛盾しない。

このように、比高約4mの低崖が浸食崖あるいは人工的な崖の可能性が指摘された。ただし、現在の崖より南東に分布していた入山瀬断層の断層崖(あるいは撓曲崖)が富士川の浸食により北西に後退した可能性が残されている。そこで、測線上の南東区間において、地質構造を詳しく検討した。IW-4より南東区間において、2層および4層は、6層および7層からなる東向き斜面を埋めるように堆積しており、さらに2層と4層の境界面はほぼ水平である(第10図)。このことから、もし、6層および7層が地下に伏在する入山瀬断層の活動に伴って南東に傾斜したものとしても、調査範囲における2層および4層は断層運動の影響を受けていない可能性が高いと判断される。

以上、旭町地区における群列ボーリング調査の結果をまとめると以下の通りである。

1) 古富士泥流とそれを覆う富士川由来の氾濫原堆積物や北西側の星山丘陵からもたらされたとみられる斜面堆積物が分布している。

2) 従来入山瀬断層が推定断層として図示されていた区間を横切る測線上では、古富士泥流およびそれを覆う富士川由来の完新世氾濫堆積物に変位を与

える断層は分布していない可能性が高いことが確認された。

3) 古富士泥流堆積物上面および細粒部は南東に傾斜しており、入山瀬断層は地下浅部で幅広い撓曲変形をしている可能性がある。

4) 富士川の浸食による断層崖の後退などにより、断層が調査測線の南東側に位置する可能性は否定できない。

2.2.3 羽行地区

2.2.3.1 調査地周辺の地形・地質概要

中田ほか(2000)や池田ほか編(2002)によると、芝川断層の南部区間は平行あるいは雁行する複数条の断層線に分岐し、芝川の谷底平野や谷壁斜面および芝川によって形成された段丘面を横切って分布している(第1, 11図)。この複数条に分かれる芝川断層およびその副断層とみられる断層線のうち、最も東に位置するものが、芝川町羽行付近に認定、図示されている(第11a図)。中田ほか(2000)では、延長約380mにわたって中位段丘面相当の泥流堆積面を変位させる東向きの断層崖あるいは撓曲崖として認定されている。ここでは、推定される断層は、羽鮒丘陵西側斜面の末端部に位置し、西傾斜する斜面の下流側(西側)が相対的に隆起するセンスにあるため、東側の斜面からもたらされた細粒堆積物をはじめとする新期の地層が堆積していることが期待された(第11図)。しかしながら、道路から調査地点まで離れているため機材の運搬が困難なこと、調査地点が栗林内に位置しておりボーリングの櫓を設置するスペースが確保できないなどの理由により、トレンチに先立つボーリング調査により地層状況の確認を行うことができなかった。そのため直接崖基部を横切ってトレンチを掘削した。トレンチ掘削調査は、2006年10月17日～11月8日にかけて実施した。

2.2.3.2 トレンチ調査結果

東向きの崖を横切る長さ約12m、深さ最大約5mのトレンチを掘削した(第11b, 12図)。その結果、南北両壁面とも、上位から斜面堆積物、耕作土、主としてスコリアと火山礫からなる厚さ5m以上の風成層が分布していることが確認され、掘削範囲内では平坦面を構成しているとみられる古富士泥流堆積物は確認されなかった。このうち風成層はスコリアおよび火山礫の割合や粒径、色調や締め具合などから複数の単層に区分される。それら単層のうち4a層と5a層はその下面の形状が生物的攪乱等により乱されており、大きく下位層に入り込んでいる。この攪乱の存在から、4a層と5a層の上面に時間間隙を認め、風成層を3層(3～5層)に区分した。したがって、本トレンチ内に分布する地層は、上位から、1層(斜面堆積物)、2層(耕作土)、3層(風成層;スコリア・火山灰・火山礫, 3a～3d層に細分)、4層(風

成層;スコリア・火山灰・火山礫, 4a～4c層に細分)、5層(風成層;スコリア・火山灰・火山礫, 5a～5e層に細分)に区分される(第12図)。

トレンチ壁面内に厚く分布する火山噴出物を主体とする地層のうち、広域テフラ等との層位関係から年代が明確な地層は、富士大沢テフラ(3b層)と富士黒土層(4a層)である。3b層は、径2mm程度の黒色スコリアと橙色スコリアを主体とする岩相の特徴と、上下の栗色スコリアや黒土層等との層位関係から富士大沢テフラに対比される。同様に4a層は富士黒土層に対比される。町田・新井(2003)によると、富士大沢テフラの噴出年代は2.5～2.8kaとされる。また、富士黒土層中に7.3kaの鬼界アカホヤテフラの降灰層準が位置するとされる。山元ほか(2005)によると、調査地点の北部に位置する芝川町大鹿窪で、富士黒土層基底部から採取された炭質物から7,890±60yBPの¹⁴C年代値が報告されている。それ以外の層準に関しては堆積年代に関する情報は得られなかった。

トレンチ壁面内には次のような地質構造が認められた(第12図)。(1)3～5層はいずれも20°程度東に傾斜しており、上部が削剥され耕作土に覆われている、(2)壁面内には、地層に食い違いを与える明瞭な断層は認められない、(3)N1～N2およびS1付近の3層～5層に引張性の高角の断裂が認められる、(4)南北両壁面とも、主として5e層に低角および高角の無数の断裂が認められる。このうち、(1)に関しては、3～5層は風成層であり、堆積時の傾斜が不明なため地層の傾斜が断層運動に関連した変形によるものかは不明である。(3)に関しては、北壁面において(i)開口断裂が発達する4c層が傾斜方向(人工構造物(溝)の方向)に倒れ込んでいること、(ii)4c層の一部が、1層内に取り込まれていることから、1層(のうちの人工的な溝)の形成に伴う斜面の不安定により、崩壊したものと判断される。一方、(4)に関しては、(I)断裂面が平滑なものが多く、(II)分岐や雁行がみられること、(III)断裂に沿って角礫状を呈する部分があるなど、単純な乾燥収縮等による亀裂ではないと判断され、構造的な断裂である可能性も否定できない。

以上、羽行トレンチの結果をまとめると以下の通りである。

1) トレンチ壁面内には、斜面堆積物、耕作土および風成層が分布しており、中位段丘面相当の泥流堆積面を構成するとみられる古富士泥流堆積物は確認されない。風成層は時間間隙の認定により、3層に区分される。

2) 古富士泥流堆積物を覆う風成層には、明瞭な断層は確認されなかった。

3) トレンチ内には、低角～高角の亀裂が5e層中に発達しているが、これらの亀裂面に沿った明瞭な変位は確認できない。

4) 3~5層はいずれも緩やかに東に傾斜している。しかしながら、これらの地層は旧地表を外套状に覆う風成層からなるため、各層堆積前の地表が斜面なのか平坦面なのかは不明確である。ただし、トレンチ掘削地点が変動地形学的に認定される撓曲崖の基部に位置すること(中田ほか, 2000)、および5e層中に低角~高角の断裂が発達することとあわせると、3~5層にみられる地層面の東傾斜は変形構造を示唆する可能性も否定できない。

3. 議論

青見地区周辺の安居山断層の完新世における活動性

富士川断層帯のうち、本研究により変位様式および活動履歴に関する具体的な情報が得られたのは、青見地区周辺の安居山断層である。ここでは、青見地区における調査結果に基づく安居山断層の活動性に関する議論を行う。

青見地区において、地質踏査、群列ボーリング調査および既存ボーリング資料の収集に基づいて作成した地質断面図によると、地表付近の安居山断層は、地層に明瞭な食い違いを与える断層ではなく、むしろ西側上がりの幅広い撓曲崖を形成していると判断される。青見溶岩流の変形帯の幅は300 m以上である。また、青見溶岩流上面が形成された時期(9,830±40 yBP (11,190~11,310 cal yBP) より後で8,050±40 yBP (9,030~9,400 cal yBP) より前)とその上下方向の変位量(58 m程度)から(もともと溶岩流上面が水平であったと仮定すると、)平均上下変位速度は約5.1~6.4 m/千年と見積もられる。

このように、青見地区では、約1万年前に噴出した新富士溶岩流(青見溶岩流)上面が大きく撓曲状の変形していることから、完新世に繰り返し活動していると判断される。撓曲する溶岩流上面のうち、部分的にキック状の折れ曲がり認められる区間を掘削した青見南トレンチでは、折れ曲がる地層とそれに伴って発達した起伏を埋める(斜面を覆う)地層の¹⁴C年代値から、8,050±40 yBPより後で7,180±40 yBPより前の期間に撓曲を成長させるイベントが発生したと考えられる。さらに、富士大沢テフラを覆う氾濫原堆積物が離水していることから、約2,800 yBPより後にトレンチ地点より東方の撓曲区間の活動に起因するイベントがあった可能性がある。トレンチ地点には10世紀の遺構が分布することから、このイベント時期は少なくとも10世紀以前である可能性が指摘される。

青見北トレンチにおいて、2,390±40 yBPの¹⁴C年代値が得られた氾濫原堆積物が溶岩流の撓曲構造と調和的に東傾斜していることから、2,390±40 yBPより後に少なくとも1回撓曲変形があったと考えられる。ただし、このイベントの時期の上限を示す資料は得られなかった。また、この傾動した(2,390±

40 yBPの¹⁴C年代値が得られた)氾濫原堆積物が、不明瞭ながら2,770±30 yBPの¹⁴C年代値が得られた下位の東傾斜する氾濫原堆積物の斜面を埋めるように堆積していることから、2,770±30 yBP~2,390±40 yBPに少なくとも1回増傾斜イベントが発生した可能性がある。

これらから、青見南および北トレンチではいずれも富士大沢テフラ噴出後に撓曲構造を成長させるあるいは地層を増傾斜させるイベントが発生したと推定される。ただし、年代データが不十分なため、両トレンチから推定されるイベントが同時に発生したものは不明である。また、2-1-2でも述べたように、調査地区周辺の地下浅部の安居山断層は幅約300 m以上に達する広い撓曲変形を伴っている。今回実施したトレンチはその一部を掘削したに過ぎない。そのため、トレンチ壁面内に記録されたイベントが断層帯の全ての変形イベントを記録しているわけではないと考えられる。安居山断層をはじめとして幅広い撓曲帯で特徴付けられる断層の活動履歴を漏れなく解明するためには、現行のトレンチ掘削を中心とする調査にかわる新たな調査手法の開発が望まれる。

4. まとめ

富士川河口断層帯の活動履歴の解明を目的として、安居山断層沿いの富士宮市大中里青見地区で群列ボーリング調査(1測線)およびトレンチ掘削調査(2箇所)を、入山瀬断層沿いの富士市旭町地区で群列ボーリング調査(1測線)を、芝川町羽行地区で芝川断層の副断層のトレンチ掘削調査(1箇所)を、それぞれ実施した。

その結果、青見地区周辺の安居山断層は、(1)主断層が地表まで到達しておらず、幅広い撓曲変形帯で特徴付けられること、(2)過去約1万年前以降における平均上下変位速度が約5.1~6.4 m/千年に達すること、(3)地質構造と地層の年代から、完新世において複数回(8,050±40 yBP~7,180±40 yBP, 2,770±30 yBP~2,390±40 yBP(?), 2,430 yBP以降)撓曲構造の成長に関連するとみられるイベントがあったこと、などが判明した。

旭町地区における群列ボーリング調査の結果、従来入山瀬断層が推定断層として図示されていた区間を横切る測線内には、古富士泥流およびそれを覆う富士川由来の完新世氾濫堆積物に累積的に変位を与える断層は分布していない可能性が高いことが確認された。ただし、富士川の浸食による断層崖の後退などにより、断層が測線の南東に位置する可能性や、あるいは地下浅部における変形が明瞭な断層ではなく幅広い撓曲帯であることは否定できない。

羽行地点でのトレンチ掘削調査では明瞭な地層の変形が確認されず、芝川断層の活動に関する新知見は得られなかった。

謝辞 本調査は平成18年度文部科学省委託による基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査の一環として実施しました。本調査を実施するにあたり、地権者の皆様には調査の趣旨をご理解いただき土地の使用を許可していただきました。地元自治会および富士宮市、富士市、芝川町の関係者には、用地交渉をはじめとして多大なるご協力をいただきました。産総研地質調査情報センターの下川浩一総括主幹には富士川河口断層帯の性状や周辺の地形・地質に関してご教示いただきました。独立行政法人原子力安全基盤機構の山元孝広博士（当時産総研深部地質環境研究センター）には、調査地域周辺に分布する溶岩流に関する最新の知見についてご教示いただきました。静岡大学教育学部総合科学教室小山真人教授には、青見北および南トレンチの地質構造についてご教示いただきました。富士宮市教育委員会の渡井誉氏には、青見北および南トレンチで出土した遺物について鑑定していただくとともに調査地点周辺の考古学的特徴についてご教示いただきました。国土交通省富士砂防事務所には、調査地域を含む富士山南西麓部の航空レーザー測量成果を提供していただきました。この場を借りてお礼申し上げます。

文 献

- 地質調査所（1988）富士火山地質図，第2刷（複製），1：50,000．特殊地質図12，地質調査所（地質図2葉，説明書1冊）。
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編（2002）第四紀逆断層アトラス．東京大学出版会，254p．
- 今村學郎（1939）YT法と地下構造 その一 断層構造．陸水学雑誌，9，107-111．
- 富士宮市役所土木課（1982）昭和56年度一級市道淀師大中里線土質調査委託（富士宮市淀師地内）報告書．道路土質調査株式会社静岡営業所，11p（+工事記録代表写真8枚）。
- 富士宮市（1987）昭和62年度水門水源実施設計業務委託報告書．日本上下水道設計株式会社，19p（+調査位置図1枚，土質柱状図2枚，記録写真12枚）。
- 富士宮市役所（1992）平成3年度青見橋橋梁整備事業に伴う地質調査業務報告書．富士宮市役所・日本エルダルト株式会社，37p（+ボーリング柱状図1枚，土層推定断面図1枚，記録写真5枚）。
- 富士宮市役所（1993）平成4年度青見橋橋梁整備事業に伴う地質調査業務報告書．富士宮市役所・株式会社東日，19p（+支持力計算書5p，地質（土質）柱状図1枚，コア写真1枚，現場写真記録4枚，青見橋周辺の溶岩流の傾向について5頁（+付図3葉））。
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（1998）富士川河口断層帯の調査結果と評価について．<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/fujikawa/>．
- 活断層研究会（1991）〔新編〕日本の活断層一分布図と資料．東京大学出版会，437p（+付図4葉）。
- 町田 洋・新井房夫（2003）新編 火山灰アトラス〔日本列島とその周辺〕．東京大学出版会，336p．
- 中田 高・今泉俊文編（2002）活断層詳細デジタルマップ．東京大学出版会，68p（DVD2枚+付図1葉）。
- 中田 高・東郷正美・池田安隆・今泉俊文・宇根寛（2000）1:25,000都市圏活断層図「富士宮」国土地理院技術資料D・1－No.375．
- 大手開発株式会社（1983）吉原・富士宮ボーリングのコアサンプル分析，火山灰の鉱物分離作業（コアサンプル分析）報告書．39p（+付図）。
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C. E. 2004. IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26-0 ka BP. Radiocarbon, 46, 1029-1058.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Reimer, R., CALIB Radiocarbon Calibration, Execute Version 5.0.2.html, <http://calib.qub.ac.uk/calib/>．
- 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．
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・井村隆介（1996a）平成7年度活断層調査研究報告 No.27 富士川断層系のトレンチ掘削調査等による活動履歴調査．地質調査所研究資料集 No. 251．
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・井村隆介（1996b）富士川断層系の活動履歴及び活動性調査．地質調査所研究資料集 No. 259（平成7年度活断層研究調査概要報告書），73-80．
- 下川浩一・山崎晴雄・田中竹延（1999）富士川河口断層帯の活動履歴調査．日本地震学会講演予稿集秋季大会，1999，108．
- 静岡県総務部地震対策課（1996）平成7年度静岡県地域活断層調査業務報告書，284p．
- 杉山雄一・下川浩一（1982）静岡県庵原地域の地質構造と入山断層系．地質調査所月報，33，293-320．
- 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．富士山の南西麓，大宮町周

- の地質. 東京大学地震研究所彙報, 18, 419-445.
- 山元孝広・石塚吉浩・高田 亮 (2007) 富士火山南西山麓の地表及び地下地質: 噴出物の新層序と化学組成変化. 富士火山, 荒牧茂雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編集, 山梨県環境科学研究所, 97-118.
- 山元孝広・高田 亮・石塚吉浩・中野 俊 (2005) 放射性炭素年代測定法による富士火山噴出物の再編年. 火山, 50, 53-70.
- 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) 活断層からみ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, central Japan. 地質調査所月報, 43, 603-657.
- 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.
- 山崎晴雄・坂本 亨・秦 光男・倉沢 一・垣見俊弘・羽田野誠一・町田 洋・大八木規夫 (1981) 駿河湾北岸部における活断層の地質学的研究. 昭和52・53年度特別研究促進調整費, 東海地域の地震予知に関する総合研究報告書, 科学技術庁研究調整局, 177-207.
- Yamazaki, H., Shimokawa, K., Mizuno, K., Tanaka, T. (2002) Off-fault Paleoseismology in Japan: with special reference to the Fujikawa-kako fault zone, central Japan. Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, 37, 1-14.
- 山崎晴雄・山下佐祐美・田中竹延 (1998) 富士川河口断層帯入山瀬断層の完新世活動間隔と最終活動時期. 地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, Lc-005.

(受付: 2007年8月28日, 受理: 2007年11月5日)

富士川河口断層帯の古地震調査

第1表. 本調査で実施した¹⁴C年代測定結果.
Table 1. Results of radiocarbon dating.

Sample No.	Lab. No	Unit	Material	Method	Measured age (yBP, ±1σ)	δ ¹³ C (‰)	Conventional age ¹ (yBP, ±1σ)	cal BP age ranges ² (cal yBP, ±2σ)
Aomi-minami boreholes								
Ao-2-2.75	IAAA-62903	5a	Organic sediment	AMS	3,110 ± 30	-18.60±0.59	3,220 ± 40	3370-3490 (89.0%) 3500-3510 (2.4%) 3520-3560 (8.6%)
Ao-2-4.50	IAAA-62902	7c	Organic sediment	AMS	8,240 ± 40	-25.48±0.60	8,230 ± 40	9030-9070 (4.8%) 9070-9310 (92.2%) 9360-9370 (1.4%) 9380-9400 (1.6%)
Ao-3-5.00	IAAA-62904	7c	Organic sediment	AMS	6,990 ± 40	-23.34±0.67	7,020 ± 40	7760-7950 (100.0%)
Ao-6-8.80	IAAA-63186	8*	Organic sediment	AMS	9,800 ± 40	-22.65±0.66	9,830 ± 40	11190-11290 (97.8%) 11300-11310 (2.2%)
Aomi-minami trench								
Ao-CN-12	IAAA-62700	5a	Organic sediment	AMS	3,280 ± 30	-20.74±0.81	3,350 ± 40	3480-3650 (90.1%) 3650-3690 (9.9%)
Ao-CN-10	IAAA-62699	5a	Organic sediment	AMS	3,770 ± 30	-20.78±0.74	3,840 ± 40	4100-4110 (0.9%) 4150-4410 (99.1%)
Ao-CN-9	IAAA-62698	5b	Organic sediment	AMS	3,770 ± 40	-22.43±0.79	3,810 ± 40	4090-4300 (90.8%) 4310-4320 (0.4%) 4320-4360 (4.6%) 4370-4410 (4.2%)
Ao-CN-7	IAAA-62697	5b	Organic sediment	AMS	6,060 ± 40	-23.27±0.71	6,090 ± 40	6800-6810 (1.4%) 6850-7030 (83.6%) 7040-7070 (2.7%) 7080-7090 (0.9%) 7100-7160 (11.3%)
Ao-CS-1	IAAA-62693	5c	Organic sediment	AMS	7,140 ± 40	-22.58±0.69	7,180 ± 40	7930-8060 (96.1%) 8090-8110 (1.8%) 8120-8130 (1.0%) 8140-8150 (1.2%)
Ao-CN-3	IAAA-62696	6	Organic sediment	AMS	8,070 ± 40	-26.36±0.76	8,050 ± 40	8770-9030 (98.1%) 9060-9080 (1.9%)
Ao-CN-2	IAAA-62695	7c	Organic sediment	AMS	7,150 ± 40	-23.08±0.66	7,190 ± 40	7940-8060 (92.2%) 8090-8110 (3.3%) 8120-8130 (2.1%) 8140-8150 (2.4%)
Ao-CN-1	IAAA-62694	7c	Organic sediment	AMS	6,930 ± 40	-21.84±0.70	6,980 ± 40	7700-7870 (85.7%) 7890-7930 (14.3%)
Aomi-kita trench								
Sn-CN-8	IAAA-62706	3c	Organic sediment	AMS	1,200 ± 30	-16.84±0.84	1,330 ± 30	1180-1210 (18.6%) 1230-1300 (81.4%)
Sn-CN-7	IAAA-62705	4a	Organic sediment	AMS	1,630 ± 30	-19.40±0.80	1,720 ± 30	1550-1700 (100.0%)
Sn-CN-11	IAAA-62707	5	Charcoal	AMS	1,940 ± 30	-26.43±0.80	1,920 ± 30	1740-1750 (0.6%) 1810-1950 (99.4%)
Sn-CN-5	IAAA-62704	5	Organic sediment	AMS	2,020 ± 30	-20.29±0.80	2,090 ± 40	1950-2150 (99.3%) 2280-2290 (0.7%)
Sn-CS-1	IAAA-62701	6a	Organic sediment	AMS	1,420 ± 30	-20.60±0.88	1,490 ± 30	1310-1420 (98.5%) 1470-1480 (1.5%)
Sn-CN-4	IAAA-62703	6b	Organic sediment	AMS	2,380 ± 40	-24.32±0.84	2,390 ± 40	2340-2500 (84.9%) 2530-2540 (0.5%) 2600-2610 (2.8%) 2640-2700 (11.8%)
Sn-CW-1	IAAA-62702	9	Organic sediment	AMS	2,650 ± 30	-18.01±0.79	2,770 ± 30	2790-2950 (100.0%)
Asahi-cho boreholes								
IW-1-1.4	IAAA-62839	5	Organic sediment	AMS	3,010 ± 40	-22.29±0.67	3,050 ± 40	3080-3090 (0.3%) 3150-3150 (0.2%) 3160-3370 (99.6%)
IW-1-3.1	IAAA-62840	5	Organic sediment	AMS	6,670 ± 50	-19.28±0.76	6,760 ± 50	7520-7540 (3.4%) 7560-7680 (96.6%)
IW-3-2.0	IAAA-63020	3	Organic sediment	AMS	2,450 ± 30	-20.44±0.55	2,520 ± 30	2490-2640 (71.1%) 2670-2740 (28.9%)
IW-3-2.45	IAAA-63021	3	Organic sediment	AMS	2,070 ± 30	-20.54±0.60	2,140 ± 30	2000-2030 (3.8%) 2040-2160 (73.8%) 2170-2180 (1.5%) 2240-2300 (20.8%)
IW-3-3.0	IAAA-63022	3	Organic sediment	AMS	1,530 ± 30	-19.85±0.56	1,620 ± 30	1410-1570 (99.4%) 1590-1590 (0.6%)
IW-3-5.5	IAAA-62841	5	Organic sediment	AMS	6,620 ± 40	-20.13±0.95	6,700 ± 50	7480-7660 (100.0%)
IW-4-1.0	IAAA-62842	3	Organic sediment	AMS	2,460 ± 40	-23.78±0.68	2,480 ± 40	2370-2410 (8.2%) 2430-2720 (91.8%)
IW-4-1.7	IAAA-62843	2	Organic sediment	AMS	2,550 ± 40	-22.51±0.91	2,590 ± 40	2500-2530 (3.6%) 2540-2590 (10.5%) 2610-2640 (9.7%) 2700-2780 (76.2%)
IW-4-2.2	IAAA-62844	2	Organic sediment	AMS	2,070 ± 30	-19.34±0.90	2,170 ± 40	2060-2320 (100.0%)
IW-5-1.5	IAAA-62845	2	Organic sediment	AMS	2,380 ± 40	-23.40±0.79	2,410 ± 40	2350-2540 (78.9%) 2590-2620 (4.8%) 2640-2700 (16.4%)
IW-5-1.9	IAAA-62846	2	Organic sediment	AMS	2,550 ± 40	-23.34±0.90	2,570 ± 40	2500-2600 (27.6%) 2610-2640 (14.2%) 2680-2760 (58.2%)
IW-5-13.6	IAAA-62847	6	Organic sediment	AMS	7,270 ± 50	-19.49±0.91	7,360 ± 50	8040-8320 (100.0%)
IW-5-14.1	IAAA-62848	6	Organic sediment	AMS	8,640 ± 50	-21.67±0.76	8,700 ± 60	9540-9840 (93.9%) 9840-9890 (6.1%)
IW-6-2.0	IAAA-62849	2	Organic sediment	AMS	2,410 ± 40	-23.60±0.71	2,440 ± 40	2360-2550 (64.3%) 2560-2620 (13.2%) 2630-2700 (22.5%)
IW-6-14.4	IAAA-62850	4b	Organic sediment	AMS	7,090 ± 50	-19.79±0.75	7,180 ± 50	7880-7890 (1.5%) 7930-8070 (87.2%) 8090-8160 (11.3%)
IW-6-19.3	IAAA-62851	6	Organic sediment	AMS	9,100 ± 60	-19.41±0.80	9,190 ± 60	10240-10510 (100.0%)

* Black soil burnt due to heat of the Aomi lava flow.

¹ Conventional ¹⁴C ages were corrected by δ¹³C and calculated using the Libby half-life of 5568 years.

² Calendar years were determined from dendrochronologically calibrated probable age ranges with confidence limits of 2σ. Calibration was carried out using a program "CALIB Radiocarbon Calibration (<http://calib.qub.ac.uk/calib/>)" with data set of INTCAL04 (Stuiver et al., 2004). Percentage in parentheses shows relative area under probability distribution.

第 2 表. 青見地区で実施した溶岩流試料の全岩化学組成分析結果.
Table 2. Whole-rock chemical composition of the lava flows collected at Aomi site.

	Manno		Aomi		Togami		Umamizuka		Ao1-1		Ao1-2		Ao1-3		Ao1-4		Ao2-1		Ao2-2		Ao3-1		Ao3-2		Ao6-1		Ao6-2		3BN		GSJ302.8 ²						
	(Mnn) ¹	Ol basalt	(Aom) ¹	Ol basalt	(Tog) ¹	Ol basalt	(Umm) ¹	Ol basalt	(141.2m)	Ol basalt	(138.2m)	Ol basalt	(133.2m)	Ol basalt	(131.5m)	Ol basalt	(135.9m)	Ol basalt	(131.4m)	Ol basalt	(129.1m)	Ol basalt	(134.6m)	Ol basalt	(125.8m)	Ol basalt	(168.7m)	Ol basalt	(171.2m)	Ol basalt	(125.8m)	Ol basalt	(115.1m)				
SiO ₂	49.42	50.00	49.79	50.25	50.22	50.06	50.06	50.09	50.12	50.50	50.19	50.31	50.07	49.74	49.97	50.27	51.23																				
TiO ₂	1.38	1.86	1.29	1.65	1.81	1.80	1.95	1.87	1.80	1.80	1.90	1.89	1.89	1.94	1.87	1.86	1.84																				
Al ₂ O ₃	17.02	16.87	18.04	18.08	17.36	16.95	16.10	16.77	17.60	17.00	16.55	16.84	16.55	16.75	16.99	16.90	16.58																				
Fe ₂ O ₃ *	12.23	13.27	11.43	12.23	12.78	13.23	13.97	13.37	12.76	13.24	13.47	13.25	13.47	13.82	13.32	13.09	12.26																				
MnO	0.17	0.18	0.16	0.17	0.19	0.19	0.20	0.20	0.20	0.19	0.19	0.19	0.20	0.20	0.20	0.19	0.20																				
MgO	6.28	4.26	5.77	4.11	3.99	4.28	4.42	4.22	4.05	3.94	4.27	4.13	4.27	4.36	4.20	4.10	4.22																				
CaO	10.52	9.57	10.57	10.01	9.37	9.08	8.92	9.09	8.85	9.20	9.04	9.09	9.04	8.94	9.14	9.15	9.18																				
Na ₂ O	2.78	3.02	2.78	3.00	2.83	2.89	2.79	2.87	2.83	2.87	2.83	2.83	2.99	2.72	2.86	2.95	2.34																				
K ₂ O	0.64	0.99	0.64	0.84	0.99	1.05	1.06	1.02	0.99	0.98	0.98	1.00	1.05	0.98	0.97	1.02	1.03																				
P ₂ O ₅	0.27	0.41	0.25	0.37	0.39	0.39	0.42	0.40	0.38	0.40	0.40	0.40	0.41	0.47	0.40	0.40	0.40																				
Total	100.70	100.42	100.71	100.70	99.93	99.92	99.92	99.93	99.95	99.91	99.94	99.93	99.94	99.92	99.92	99.93	99.73																				
LOI*	0.06	-0.33	-0.07	0.21	-0.38	-0.53	-0.55	-0.55	-0.50	-0.36	-0.52	-0.42	-0.52	-0.23	-0.47	-0.46	-																				

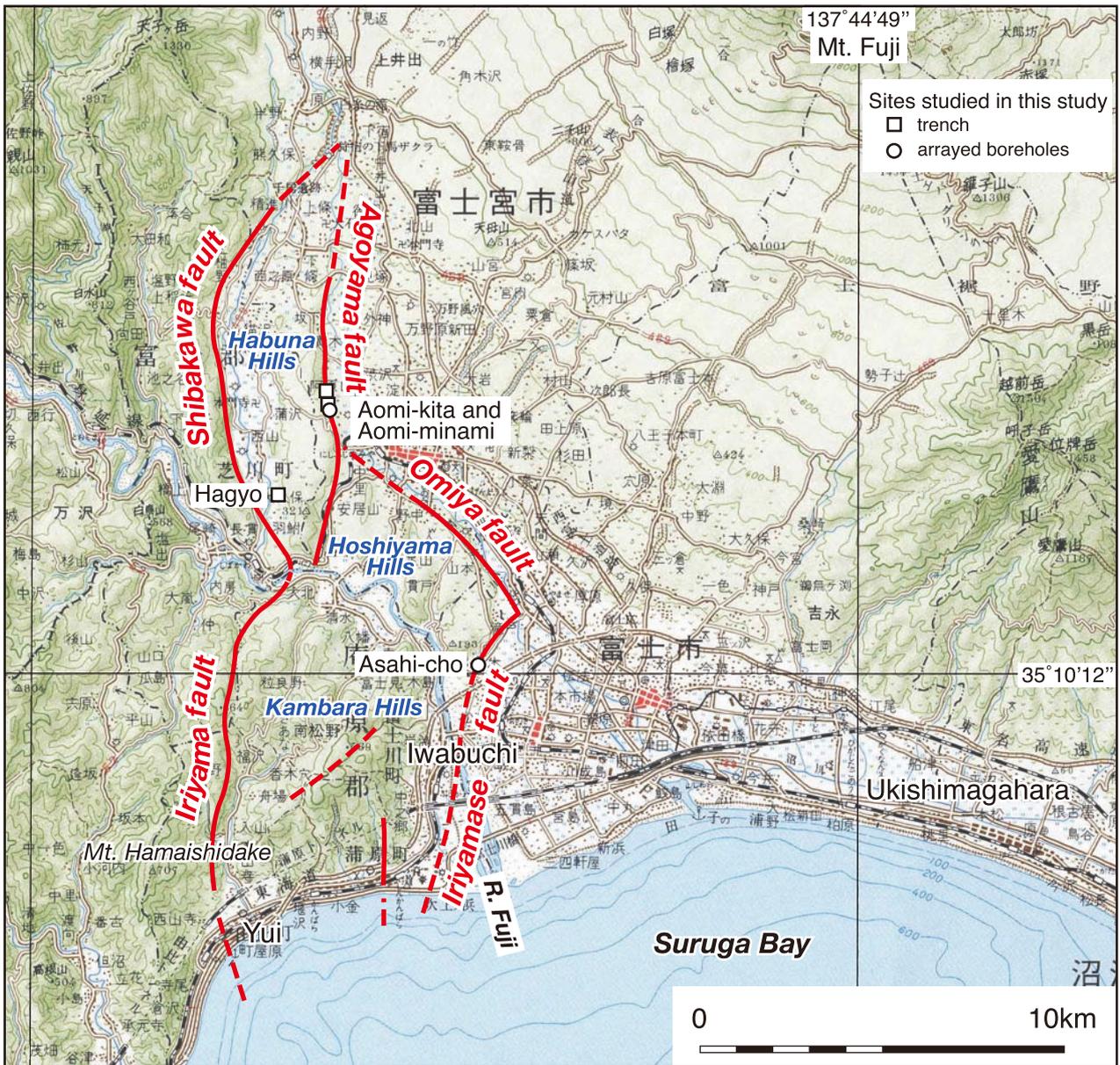
¹ Yamamoto et al. (2007)

² Bishimetal Co. Ltd. (1983)

* Total Fe as Fe₂O₃

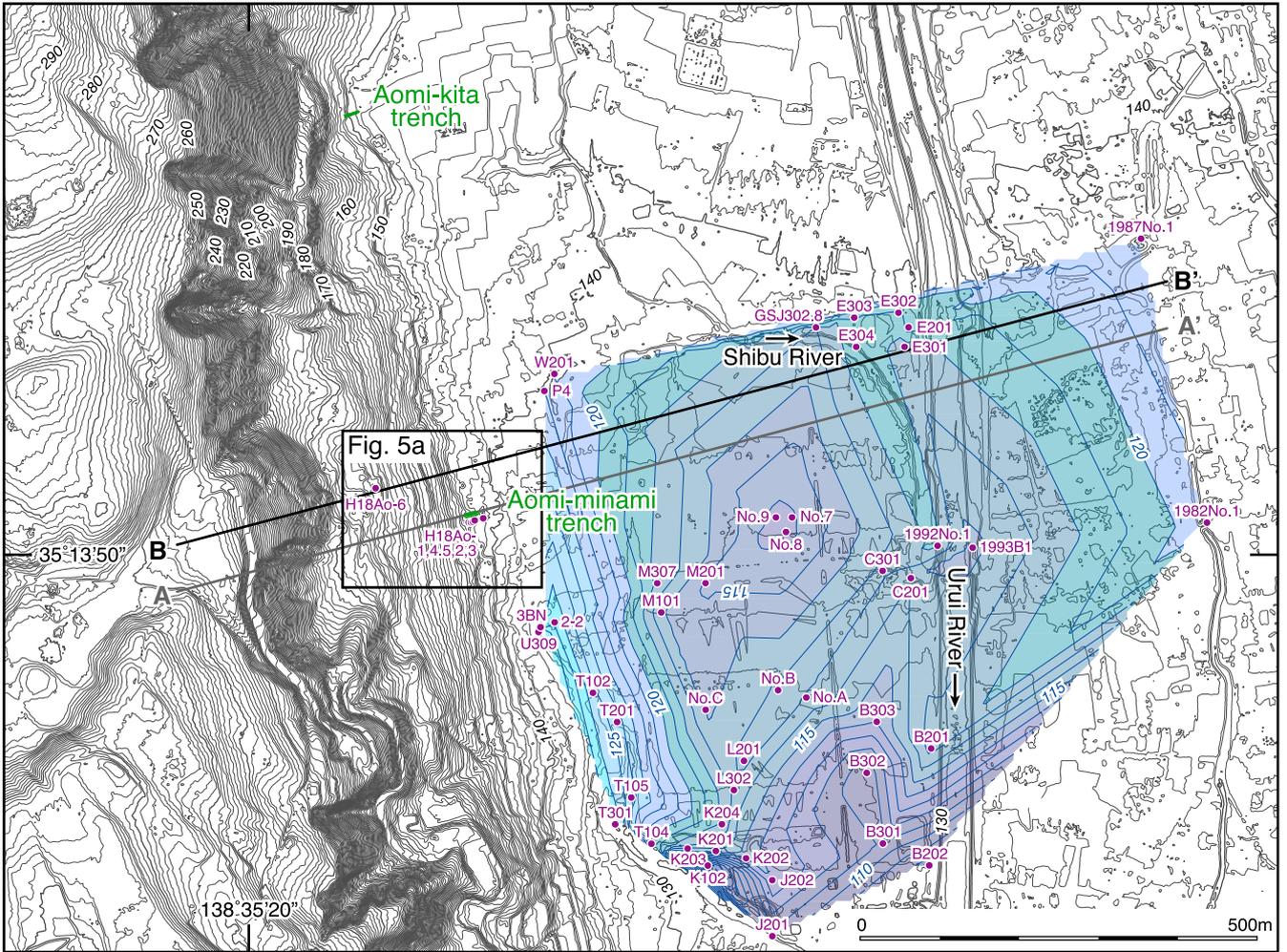
** Loss on ignition (LOI) was determined by heating a separate aliquot of rock powder at 950°C for 2 hours.

Parentheses under the sample name show the altitude of the sample analyzed.



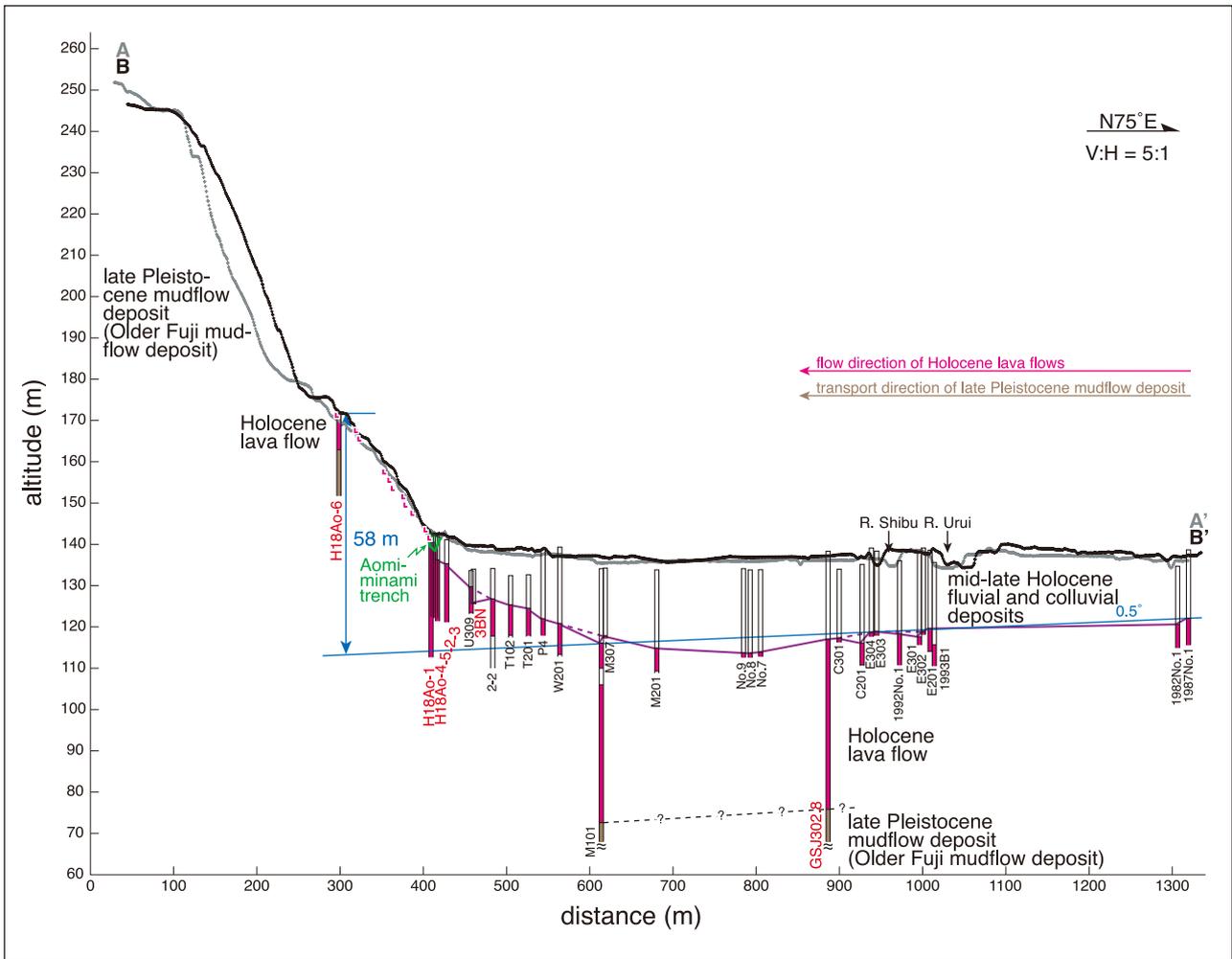
第1図. 富士川河口断層帯と調査実施地点位置図. 基図は、国土地理院発行20万分の1地勢図「静岡」使用. 断層の分布は下川ほか(1996b)による.

Fig. 1. Map showing the Fujikawa-kako fault zone and sites studied in this study (base map: 1:200,000 topographic maps "Shizuoka" published by Geographical Survey Institute, Japan). The fault traces are from Shimokawa *et al.* (1996b).



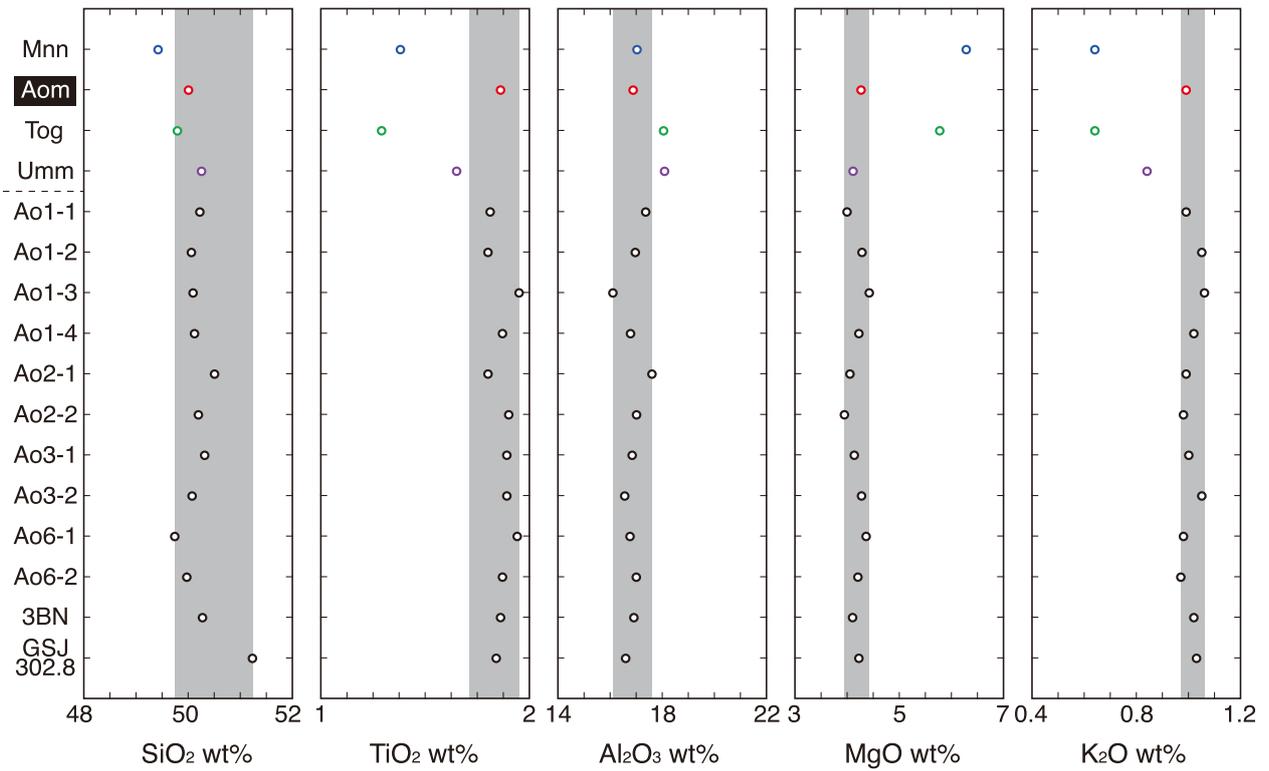
第2図. 安居山断層沿いの変位地形と調査地点(青見北, 青見南地区)位置図. 図中の枠内は第5a図の範囲を示す. 黒色の等高線(1m間隔)は, 国土交通省富士砂防事務所による航空レーザー計測データを用いて作成. 青色の等高線は, ボーリング資料に基づく溶岩流上面の等高線図を示す(ボーリングデータは, 大手開発株式会社, 1983; 山崎ほか, 1986; 富士宮市役所土木課, 1982; 富士宮市, 1987; 富士宮市役所, 1992; 富士宮市役所, 1993; 株式会社富士フィルム株式会社富士宮工場提供による). 等高線図は, 3D地形図作成ソフト Surfer[®] 8を用いて作成.

Fig. 2. Map showing topographic features along the Agoyama fault and study sites. The Agoyama fault is interpreted to be located at the topographic boundary between hills to the west and alluvial lowland to the east. The box in figure shows the range of Fig. 5a. Topographic contour map with 1-m intervals is made using airborne laser scanning data measured by Volcano Fuji Sabo Office, Ministry of Land, Infrastructure and Transport, Chubu Regional Bureau. The blue lines show contour map of the top of lava flows based on pre-existing borehole data and this study. The elevation data of the top of lava flows in each core was contoured by the Triangulation with Linear Interpolation method using Surfer[®] 8 software. The borehole data are from Bishimetal Co. Ltd. (1983), Yamazaki *et al.* (1986), Civil Engineering Division, Fujinomiya-City (1982), and Fujinomiya-City (1987, 1992, 1993) and those provided by FUJIFILM Corporation).



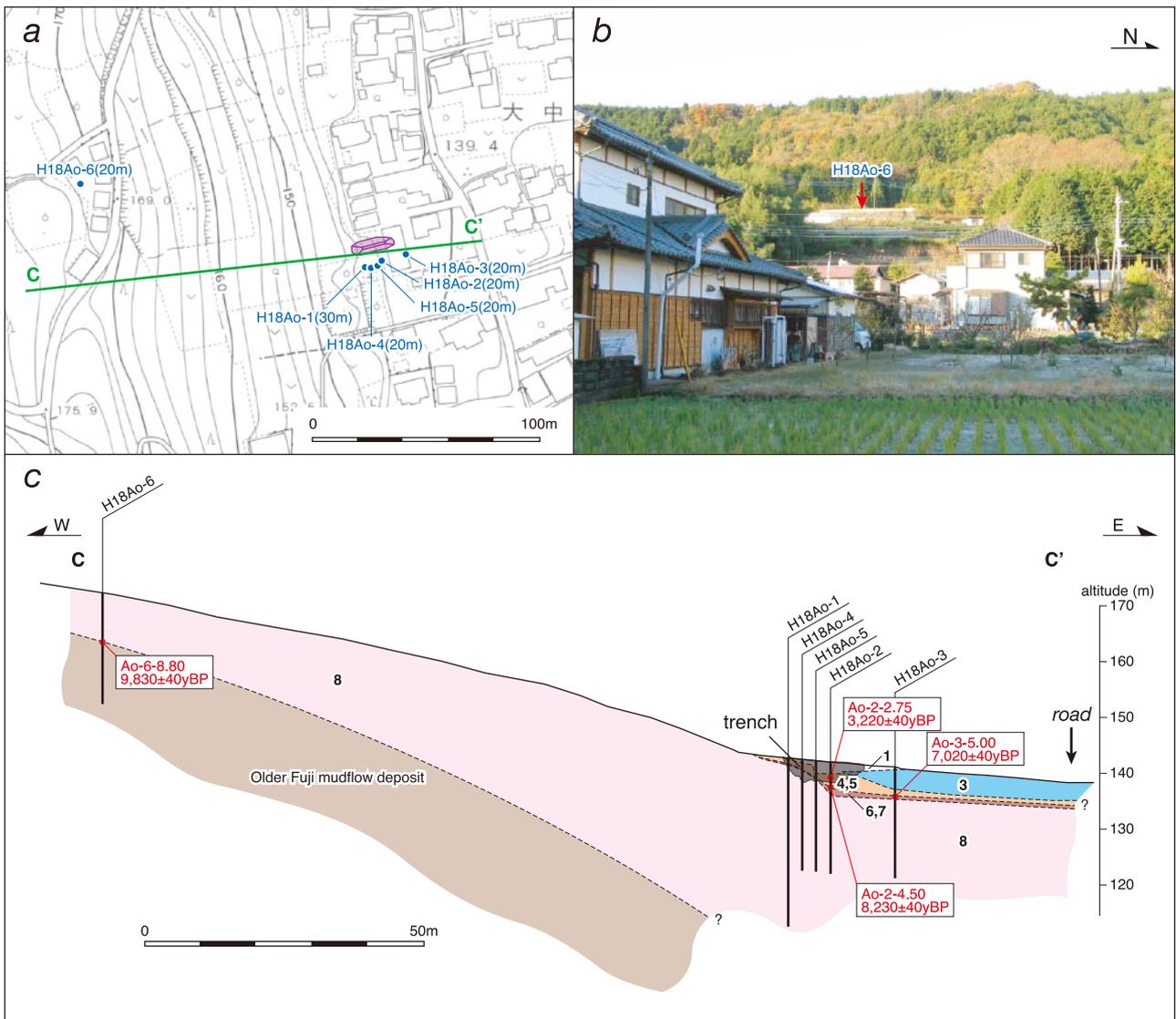
第3図. 安居山断層を横切る地質断面図(青見地区). 第2図に測線を示す. 紫線で示す潤井川低地下に分布する溶岩流の上面は, 測線 A-A' から 300 m 以内に位置するボーリングデータを用いて作成. 溶岩流の全岩化学組成分析の試料・資料が得られたボーリング孔名を赤で示す. 地形断面図は, 国土交通省富士砂防事務所による航空レーザー計測データを用いて作成.

Fig. 3. Geologic cross-section across the Agoyama fault (Aomi site). For location of the section see Fig. 2. Upper surface of the lava flows shown in purple line was constructed by using the borehole data in the area within 300 m from the section A-A'. The cores that contain the samples for whole rock chemical composition analysis of the lava flow are shown in red. The topographic profiles (A-A' and B-B') are made by using the airborne laser scanning data measured by Volcano Fuji Sabo Office, Ministry of Land, Infrastructure and Transport, Chubu Regional Bureau.



第 4 図. 青見地区で実施した溶岩流試料の全岩化学組成の分析結果のうち, SiO_2 , TiO_2 , K_2O , Al_2O_3 および MgO の含有率を示したもの (第 2 表参照). 参考値として, 山元ほか (2007) による調査地区周辺に分布する青見溶岩流以外の溶岩流 (Mnn : 万野溶岩流, Aom : 青見溶岩流, Tog : 外神溶岩流, Umm : 馬見塚溶岩流) の全岩化学組成の結果も示している. 試料名は第 2 表と同じ.

Fig. 4. Diagram showing variations in contents of major compositions (SiO_2 , TiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , and MgO) among whole-rock chemistry of the lava flows sampled at Aomi site. Compositional features of the samples analyzed in this study are similar to those of the Aomi lava flow (Aom). For results of whole-rock chemical compositions see Table 2. As a reference, the results of chemical composition of the lava flows other than the Aomi lava flow (Mnn: Manno lava flow, Tog: Togami lava flow, Umm: Umamizuka lava flow), distributed around the study area, are also shown. The sample name is the same as Table 2.

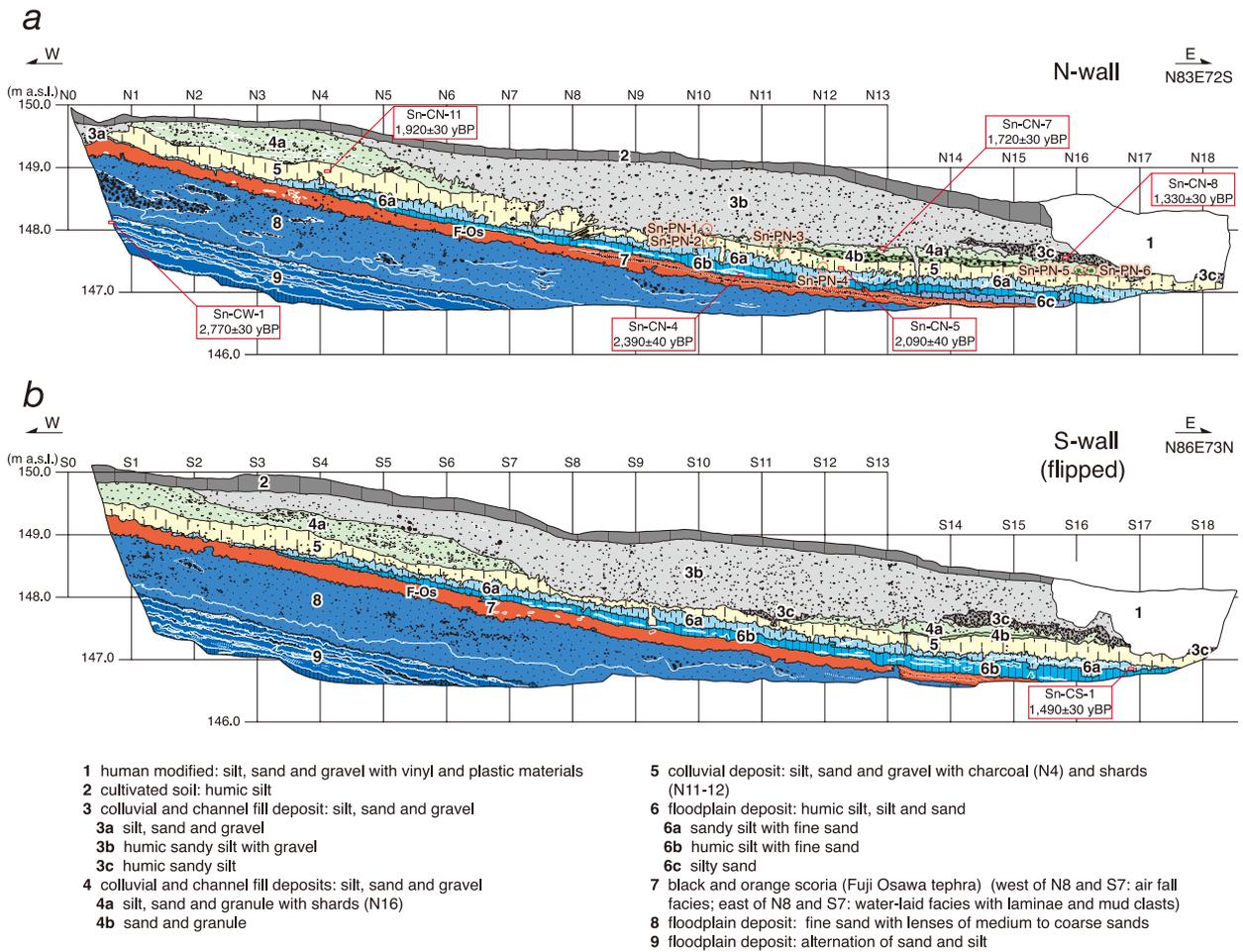


第5図. a) 青見南地区調査地点付近の地形。基図は、富士宮市発行「富士宮市都市計画図(B-7) 1:2,500 国土基本図 VIII-ME82-1」を使用。b) 群列ボーリング測線付近の地形。西に向かって撮影。c) 群列ボーリング調査に基づく青見南地区トレンチ掘削調査地点付近の地質断面図(断面C-C')。地層区分は青見南トレンチ(第7図)と同じ。詳細は本文および第7図参照。測線位置は第5a図に示す。

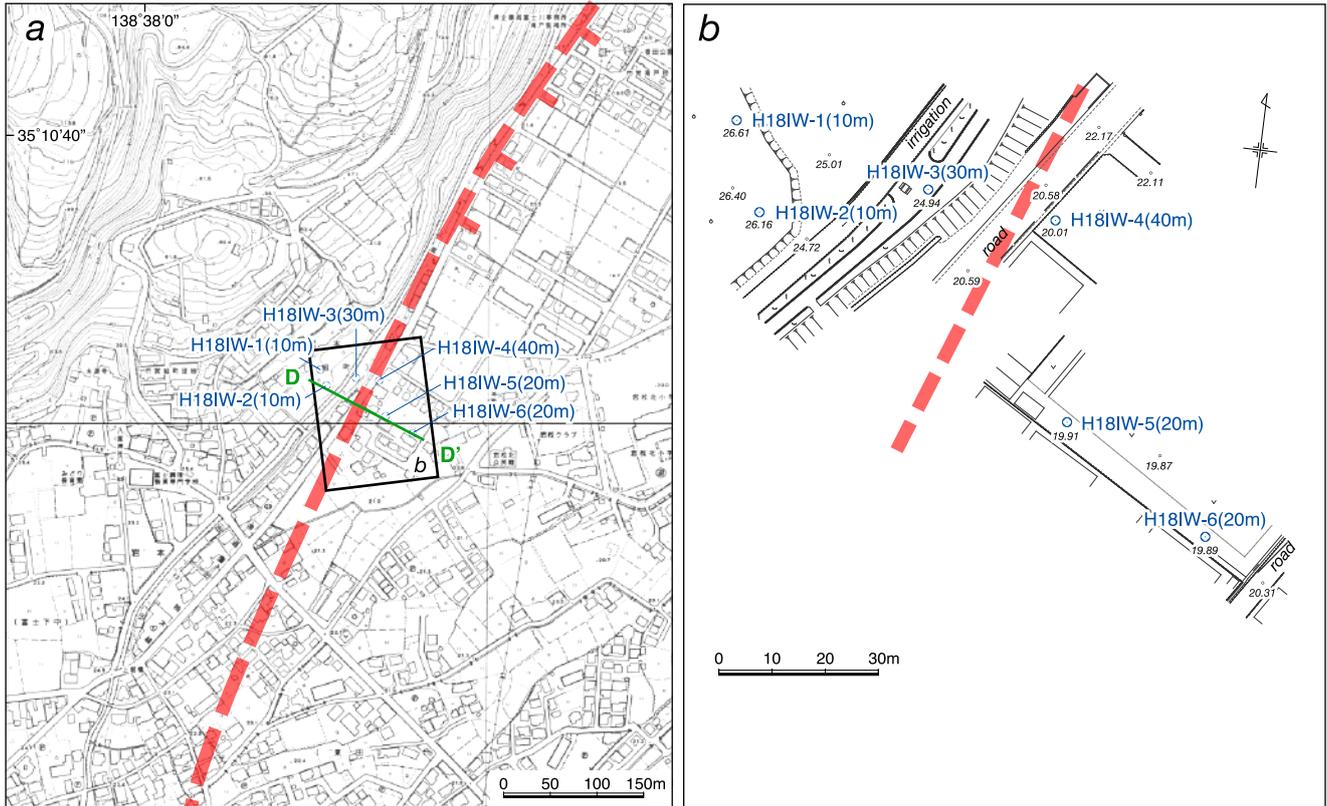
Fig. 5. a) Map and b) photograph showing topographic features around the Aomi-minami site (base map: 1:2,500 topographic maps published by Fujinomiya City). c) Geologic cross-section (section C-C') across the Aomi-minami trench site based on arrayed boreholes. The stratigraphic division is same as that of Aomi-minami trench. Detailed description of the strata is given in text and Fig. 7. For location of the section see Fig. 5a.



第6図. a) 青見南トレンチおよび b) 青見北トレンチをいずれも東から撮影.
Fig. 6. Photographs showing a) Aomi-minami and b) Aomi-kita trenches. Both photos are looking to the west.

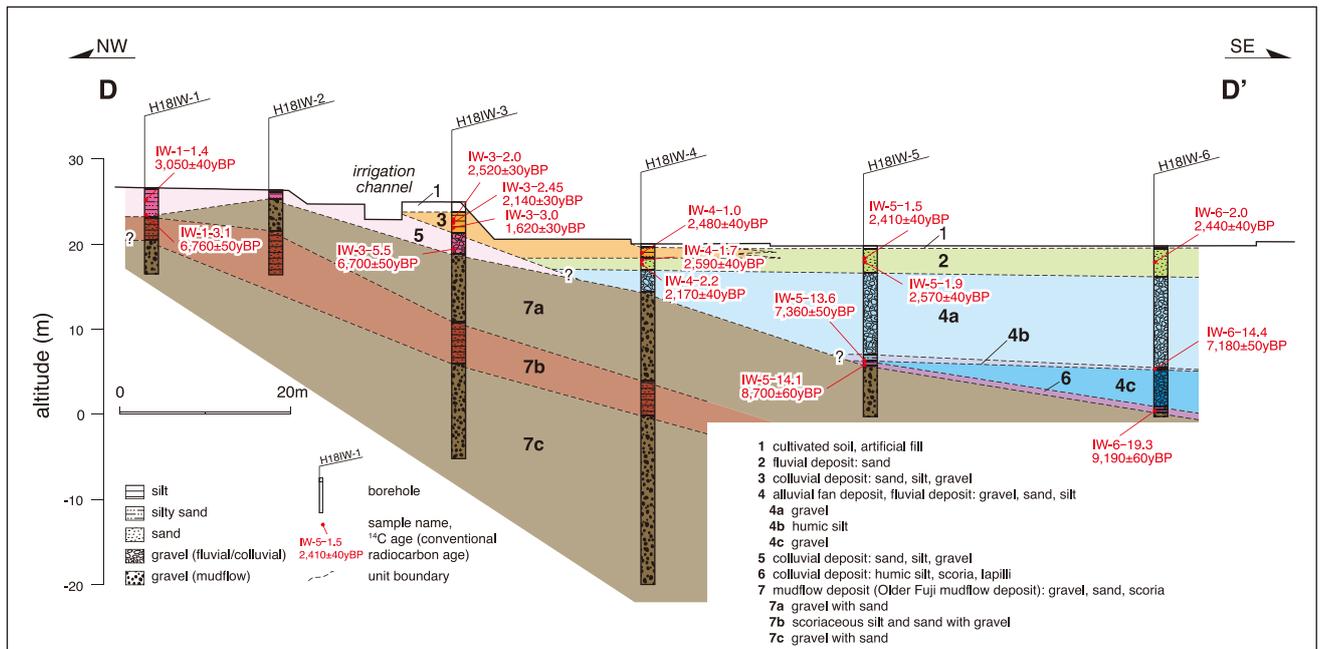


第 8 図. 青見北トレンチ南北壁面のスケッチ.
Fig. 8. Logs of a) north and b) south walls of Aomi-kita trench.



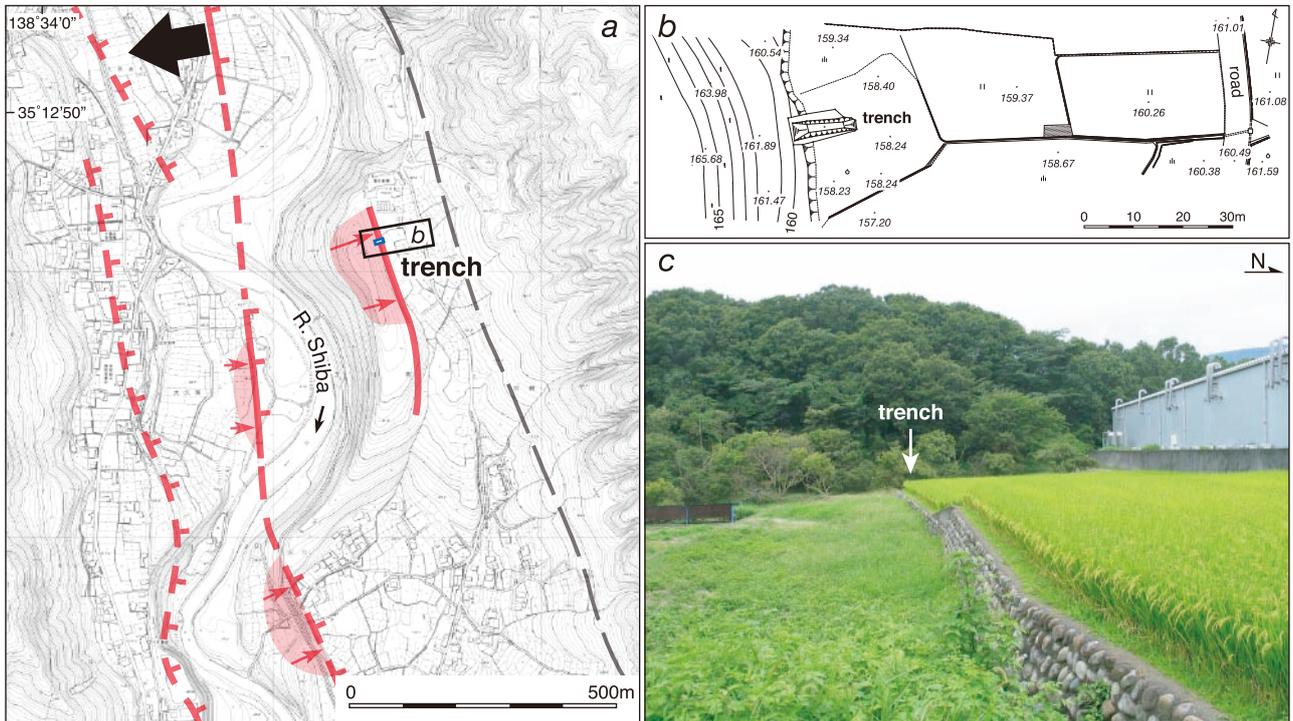
第9図. a) 入山瀬断層沿いの変位地形と調査地点(旭町地区群列ボーリング調査)位置図. 基図は、富士市発行「1:2,500 富士市都市計画基本図 VIII-NE03-1 (岩本 F-2) および VIII-NE03-3 (松岡 E-2)」を使用. 推定活断層の分布は中田ほか(2000)に基づく. b) 旭町地区群列ボーリング調査地点の実測平面図.

Fig. 9. a) Map showing topographic features around the Asahi-cho arrayed borehole site (base map: 1:2,500 topographic maps published by Fuji City). Trace of inferred active fault is from Nakata *et al.* (2000). b) Detailed map around the Asahi-cho arrayed borehole site.



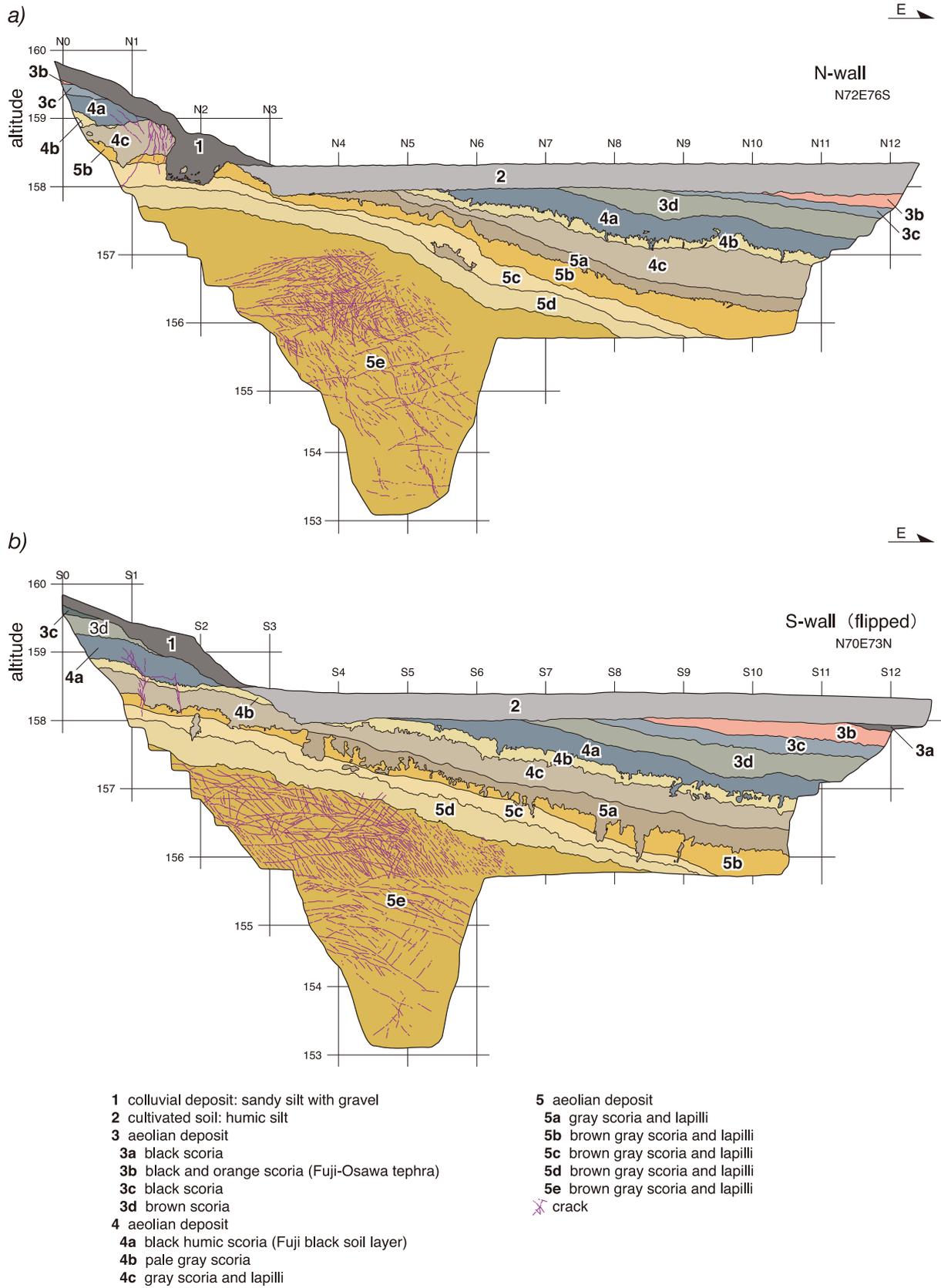
第10図. 群列ボーリングに基づく旭町地区の地質断面図(断面D-D'). 測線位置は第9a図に示す.

Fig. 10. Geologic cross-section D-D' across the inferred trace of the Iriyamase fault based on the arrayed boreholes. For location of the section see Fig. 9a.



第 11 図. a) 芝川断層沿いの変位地形と調査地点 (芝川町羽行地区トレンチ掘削調査) 位置図. 基図は、富士宮市発行「富士宮市都市計画図 (A-9) 1:2,500 国土基本図 VIII-ME91-2」を使用. 活断層およびリニアメントの分布は中田ほか (2000) に基づく. b) トレンチ掘削地点周辺の実測地形図. c) トレンチ掘削地点を東から撮影.

Fig. 11. a) Map showing topographic features around the Hagyo trench site, Shibakawa-Town (base map: 1:2,500 topographic maps published by Fujinomiya City). Traces of active faults and lineament are from Nakata *et al.* (2000). b) Detailed topographic map around the trench site. c) Photograph showing topographic features around the trench site. View is to the west.



第12図. 羽行トレンチ南北壁面のスケッチ.

Fig. 12. Logs of a) north and b) south walls of Hagyo trench. No distinct faults and folds are observed in the trench walls although numerous cracks are developed in Unit 5e.