

3. 5 身延断層の調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 身延断層の調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	研究グループ長	丸山 正

(c) 業務の目的

身延断層においては、過去の活動に関する情報が得られておらず、地震発生確率を算出する上で、これらのデータを取得するための調査が必要とされている。本業務では、身延断層に関する既存資料を整理した上で、断層変位地形の把握のための既往詳細数値標高モデルの解析、身延断層の分布や地質構造の把握及び平均変位速度の検討の適地選定のための地形・地質踏査、身延断層の詳細な位置及び形態の検討のためのボーリング調査、及び変位基準となる地層・地形面の形成年代を推定するための試料分析を実施し、それらに基づいて信頼度の高い平均変位速度を明らかにすることを目的とする。

(d) 年度毎の実施業務の要約

1) 令和4年度：

身延断層の平均変位速度を明らかにすることを目的として、対象地域の既往成果を整理した上で、これまで身延断層として図示された活断層トレースとその周辺において既往詳細数値標高モデルの解析を行い、断層変位地形の分布や形態などを把握した。断層変位地形沿いの地形・地質踏査を実施し、身延断層の分布や地質構造を把握するとともに、平均変位速度を検討するための調査適地を選定した。断層変位を受けた段丘面の形成年代を明らかにするため、1箇所（2孔）で段丘堆積物の詳細な露頭の観察・地質柱状図の作成を行い、露頭から採取した大型植物化石及び材化石の放射性炭素年代測定（ ^{14}C 年代測定）を実施した。断層の詳細な位置及び形態を把握するために1箇所（2孔）でボーリング調査を実施した。ボーリングコア試料について、地層の年代を検討するため、火山灰分析を実施した。

2) 令和5年度：

令和4年度の調査結果を踏まえて選定した調査適地について、詳細な地形・地質踏査を実施して断層の詳細な位置やずれ量を把握するとともに、 ^{14}C 年代測定を実施して平均変位速度を検討した。また、令和4年度に実施したボーリング調査結果を補完することを目的として、1箇所（2孔）でボーリング調査を実施し、同地点における活断層としての身延断層の存否を検討した。

3) 令和6年度：

なし

(2) 令和 6 年度の成果

なし

(3) 令和 4 年度～令和 6 年度の成果

(a) 業務の要約

身延断層の活動性を明らかにすることを目的として、令和 4 年度と令和 5 年度にかけて以下の調査を実施した。

令和 4 年度は、1) 既往研究により図示された身延断層とその周辺において、航空レーザ計測デジタル地形データの解析により作成した地形表現図の判読により、断層変位地形を再検討した。2) 断層変位地形沿いの地形・地質踏査を実施し、身延断層の分布や地質構造を把握するとともに、平均変位速度を検討するための調査適地を選定した。3) 断層変位を受けた段丘面の構成層を明らかにし、その年代を推定するために 1 箇所では段丘堆積物の詳細な露頭の観察・地質柱状図の作成を行い、露頭から採取した大型植物化石及び材化石の ^{14}C 年代測定を実施した。4) 断層の詳細な位置及び形態を把握するために 1 箇所 (26m×1 孔、15m×1 孔) でボーリング調査を実施した。5) ボーリングコア試料について、細粒堆積物の火山灰分析を実施した。

令和 5 年度は、1) 令和 4 年度の調査に基づいて選定した調査適地において、詳細な地形・地質踏査を実施した。2) 断層変位を受けた可能性のある地形面の形成年代を推定するために 1 箇所では地形面を構成する堆積物から採取した材化石について ^{14}C 年代測定を実施した。3) 令和 4 年度に実施したボーリング調査を補完することを目的として、1 箇所では 2 孔 (48.0m×1 孔、12.0m×1 孔) のボーリング調査を実施した。

(b) 令和 4 年度の業務の成果

1) 身延断層の概要

身延断層(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015b)は、山梨県南巨摩郡身延町、南部町、静岡県富士宮市付近にかけて北北西－南南東方向に延びる断層である(図 1)。同断層は、関東地域の活断層の地域評価(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015a)において新たに長期評価対象とされ、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015b)により評価されている。それによると、身延断層は北部と南部に区分され、北部は断層の西側が隆起する逆断層、南部は断層の西側が隆起する逆断層成分を伴う左横ずれ断層であり、地表で確認できる長さは約 20km とされる。ただし、北部と南部の境界は示されていない。身延断層の断層面は西傾斜と考えられており、北部では深度 3 km 以浅の断層面の傾斜角が概ね 30° 、南部では相対的に高角の可能性もあるとされている。身延断層では、歴史時代に発生した確かな被害地震は知られていない。本断層が 1 つの活動区間として活動した場合、マグニチュード 7.0 程度の地震が発生する可能性がある。このとき、1 回のずれ量は 2 m 程度で、北部では断層近傍の地表面で断層の西側が東側に相対的に 1 m 程度高まる段差や撓みが生じる可能性もある。しかしながら、身延断層の平均的なずれの速度、平均活動間隔、最新活動時期はいずれも不明であるため、地震後経過率を算出することはできないと評価されている。地震調査研究推進本部

地震調査委員会（2015b）は、身延断層の地震発生確率を算出するうえで、過去の活動に関するデータを取得するための調査が必要であることと、身延断層南部で近接する富士川河口断層帯及び沈み込むフィリピン海プレートとの関係性にも留意して、その特性を調べる必要があるとしている。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015b）による評価の後、水本・他（2016）により身延断層の断層変位地形の詳細が報告され（図1）、また渡辺・他（2017）により身延断層周辺で新たな断層変位地形が報告された。しかしながら、断層変位を受けた地形面の形成年代に関する具体的なデータは得られておらず、信頼度の高い平均変位速度は求められていない。

そこで、本研究では、身延断層の活動性、特に平均変位速度を推定することを目的として、1）既往研究により図示された身延断層とその周辺において、空中写真及び航空レーザ計測デジタル地形データの解析により作成した地形表現図の判読による断層変位地形の再検討、2）断層変位地形沿いの地形・地質踏査による身延断層の分布や地質構造の把握及び平均変位速度を検討するための調査適地の選定、3）断層変位を受けた段丘面構成層の詳細な観察・地質柱状図の作成及び段丘面構成層から採取した大型植物化石及び材化石の ^{14}C 年代測定による段丘面の形成年代の推定、4）断層の詳細な位置及び形態を把握するためのボーリング調査を実施、5）ボーリングコア試料の分析に基づく段丘面の形成年代の検討を行った。

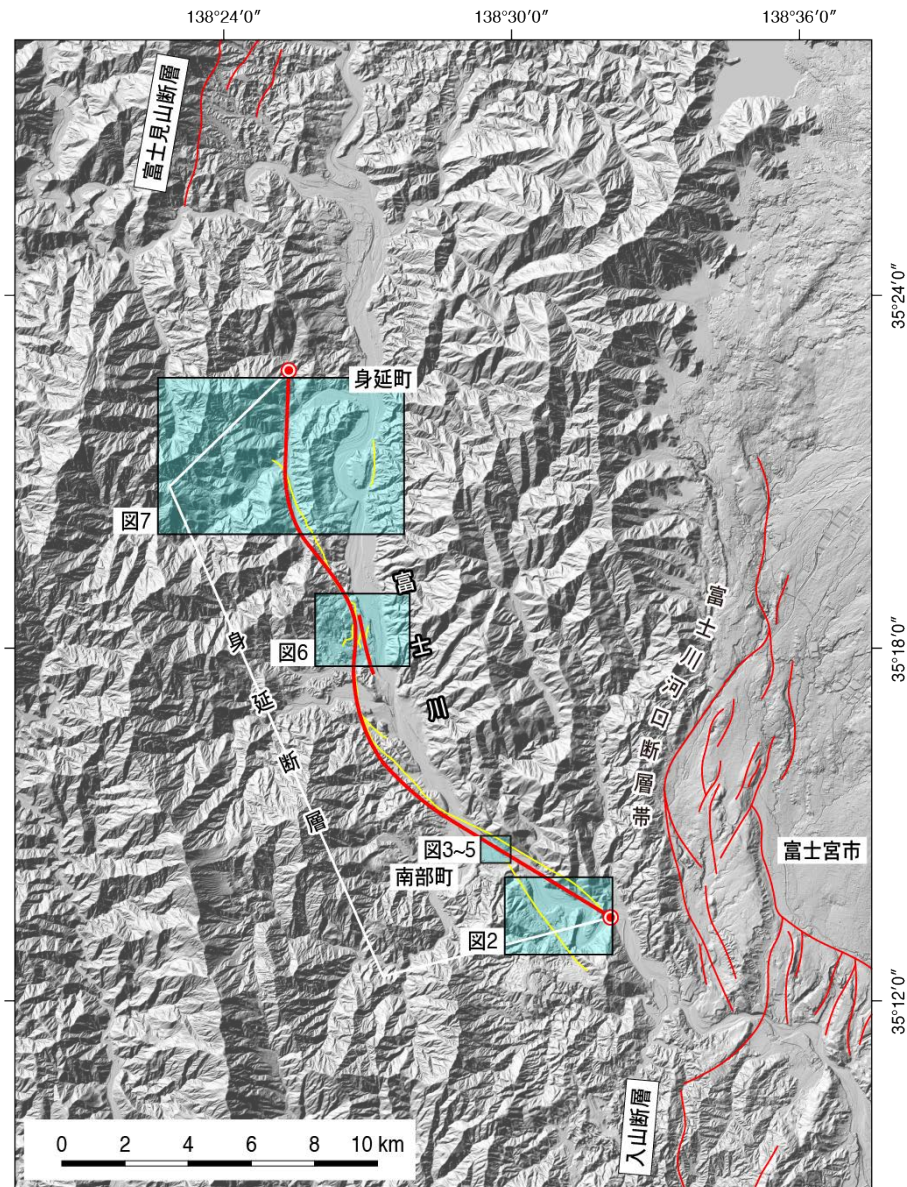


図1 身延断層の全体図

赤色の線：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015b）。黄色の線：水本・他（2016）。●：身延断層の端部。図2～7の範囲をシアン色四角で示す。基図は地理院地図（陰影起伏図）を使用。

2) 調査手法

a) 地形調査

既往研究により示された身延断層やその周辺において変位地形の分布や形態を明らかにするため、身延町ならびに南部町から提供を受けた両町発行の大縮尺地形図（縮尺1/2,500及び1/5,000）、国土地理院撮影空中写真、及び同院提供1mグリッド航空レーザ詳細地形データならびに産総研所有の1mグリッド航空レーザ詳細地形データの解析により作成した各種地形表現図（陰影図、傾斜量図、等高線図、地形断面図など）を用いて地形判読を行った。なお、身延断層沿いの一部はJR身延線（富士身延鉄道）に近接しているため、鉄道工事に伴い地形が大きく改変されている可能性がある。人工改変

の影響を検討するため、富士身延鉄道が開通する前に発行された旧版地図（正式2万分の1地形図）の読図を行った。

b) 地形・地質踏査

地形調査で確認・推定した身延断層とその周辺の変動地形の可能性がある地形に沿って、身延町および南部町発行の縮尺1/2,500及び1/5,000地形図を基図として地形・地質踏査を行い、断層変位地形や地形面の詳細な分布、地表に露出する地層の分布、地質構造を確認した。また、断層変位を受けた段丘面を深く開析する谷を踏査し、段丘堆積物の露出状況が良好かつ¹⁴C年代測定試料が挟在する露頭が見出された南部町中野から同町北原を平均変位速度の検討のための適地に選定した。露頭については、整形、観察、地質柱状図の作成及び試料採取を行った。地質柱状図の作成に際して、露頭の標高値の計測は、基準となる場所の標高を航空レーザ詳細地形データから作成した等高線図から読み取り、そこからレーザー距離計（レーザーテクノロジー社製 TruPulse360）を使用して行った。さらに、段丘堆積物中に挟在する大型植物化石の同定を行うとともに、同化石及び材化石について¹⁴C年代測定を実施した。

c) ボーリング調査

身延断層の詳細な位置及び形態とともに、変位を受けた地層の堆積年代と変位量に基づいて平均変位速度を検討するため、南部町万沢地区において1箇所（2孔）でボーリングを掘削し、採取コア径60mmのオールコア試料を採取した。採取した地層を層相、締まり具合、色調などに基づき地層区分を行った。また、MN-Br-02 コアの段丘堆積物を覆う細粒部分について火山灰分析を実施して、段丘堆積物の形成年代を検討した。ボーリング調査の結果に基づき、万沢地区における予察的な地質断面図を作成し、地下地質を検討した。

3) 調査結果

a) 地形調査

本調査では、身延断層について大縮尺地形図、空中写真、航空レーザ数値標高データから作成した詳細な地形表現図を判読し、これまでに報告されている断層変位地形の確認と再検討を行った。その結果、身延断層の一部について、報告されているずれの向きやずれの量について再検討する必要がある地点が見出された。

i) 既存報告の確認と再検討

i-1) 万沢付近

身延断層の南端部は、南部町井出付近で南に向かって2条に枝分かれする（水本・他，2016）（図2）。東側と西側のトレースは、それぞれ富士川左岸の南部町十島付近までと富士川右岸の万沢付近まで延びる可能性が指摘されている。そのうち万沢付近については、北西－南東走向の直線的な谷に沿って、複数の段丘面が南西方向に撓み下がる形態を呈していること、下流側（北東側）の標高が高い段丘面が認められることから、この直線的な谷には北東側隆起の縦ずれ成分を有する活断層が分布することが報告されてい

る。ただし、万沢地区の北東側隆起の活断層については、詳細な分布図が示されていない。

今回、万沢付近の断層変位地形の詳細を明らかにするため、航空レーザ数値標高データから作成した詳細な地形表現図を判読した結果、水本・他（2016）が指摘するように、南部町万沢の上代（地理院地図では上代、南部町発行富沢町平面図では城台）付近において、南東に流下する谷の北東側に分布する富士川河床との比高 40～50m 程度の段丘面（低位段丘面）が、谷に向かって上に凸の断面形態を示していることを確認した（図 2）。また、谷は大局的には北西－南東走向に延びるが、細かくみると谷の北東側の斜面及び段丘面の基部は湾曲している（図 2 の赤波線）。こうした段丘面の断面形態と斜面及び段丘面の基部の湾曲する平面形態は、この崖が北東傾斜の逆断層により形成された南西向きの撓曲崖の可能性が高いことを示している。

本研究では、この北東側隆起の活断層の可能性のある崖の成因を明らかにし、活断層の場合には、その活動性と地下形状を検討することを目的として、後述するように崖の西側の谷底低地で 1 孔（MN-Br-01：掘削深度 26m）、北東側の段丘面上で 1 孔（MN-Br-02：掘削深度 15m）の計 2 孔ボーリング調査を行い、コアを採取した（図 2）。なお、ボーリング調査を実施した段丘面上には、旧石器時代の集落遺跡（天神堂遺跡）が分布している（山梨県富沢町，1971，富沢町誌編さん委員会，2002）。

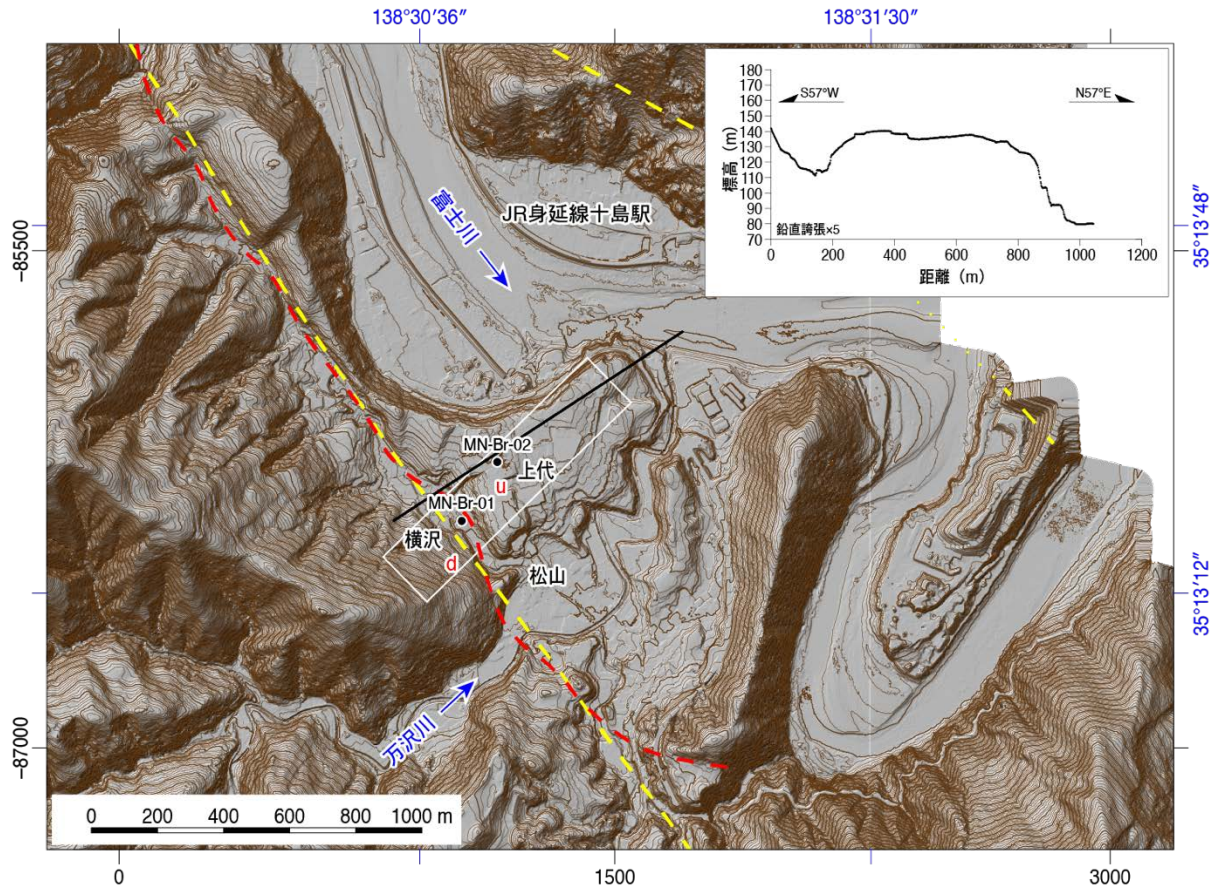


図2 万沢付近の地形と活断層

基図は1mメッシュ航空レーザ数値標高データから作成した陰影図に等高線図を重ねたものを使用。等高線間隔は2m。水本ほか（2016）による活断層を黄色波線で、本研究による活断層を赤波線で示す。右上の地形断面図は1mメッシュ航空レーザ数値標高データから作成。断面図の位置は地形図中に黒太線で示す。u：相対的隆起側、d：相対的沈降側。MN-Br-01、MN-Br-02はボーリング調査地点を示す。ボーリング調査から推定される地形地質断面図を図22に示す。

i-2) 井出付近

富士川左岸の南部町井出付近では、現河床から40～50mの位置に狭小に分布する富士川本流性の低位段丘面とそれを覆って分布する北側の山地斜面からもたらされた複数の扇状地面が、南西側隆起を伴う左横ずれ変位を受け、逆向き低断層崖を形成していることが報告されている（水本・他，2016）（図3）。水本・他（2016）は、この断層崖を境として扇状地4面の西縁（図3の地点A）が20m程度左横ずれしていることと、低位段丘面東端部において低位段丘面と沖積低地面とを隔てる侵食崖の北延長部が、断層崖を境に北西に入り込んでいるような形態（図3の地点B付近）を左横ずれの根拠とした。

水本・他（2016）により図示された逆向き低断層崖は、JR身延線の通過位置と一致しており、断層崖に沿ってトンネル（井出トンネル）や切り通しが形成されている（図4）。このことは、断層崖周辺の地形が井出トンネル掘削などの鉄道工事により、大規模な改変を受けた可能性を示している。富士身延鉄道株式会社（1938）や東海旅客鉄道

株式会社静岡支社（2008）などによると、井出付近の JR 身延線（当時富士身延鉄道）の運転開始は 1918 年（大正 7 年）とされている。井出付近の運転開始前の地形は、1889 年（明治 22 年）測量、1892 年（明治 25 年）発行の正式 2 万分の 1 地形図「篠井山」で窺うことができる。それによると、井出付近の地形の様相は現在とかなり異なっている（図 5）。地点 B 付近では、断層崖に沿って東南東に流下する谷とその東で南に流下する谷が発達しており、水本・他（2016）が左横ずれの根拠の一つとした、断層崖の延長を境に北西に入り込んでいるような形態を示す侵食崖の北延長部は認め難い。また、扇状地 4 面西端の左ずれが示された地点 A は、井出トンネル掘削部分に当たるため、トンネル工事に伴う地形改変があった可能性もある。

こうしたことから、井出付近において報告された左ずれとその変位量については、慎重に検討する必要がある。

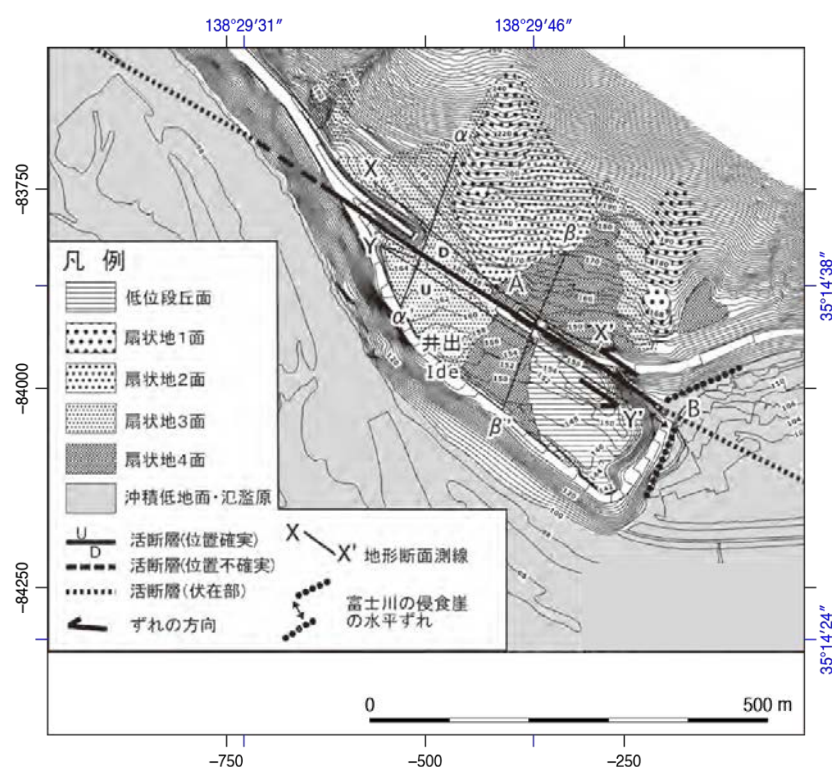


図 3 井出付近の地形と活断層

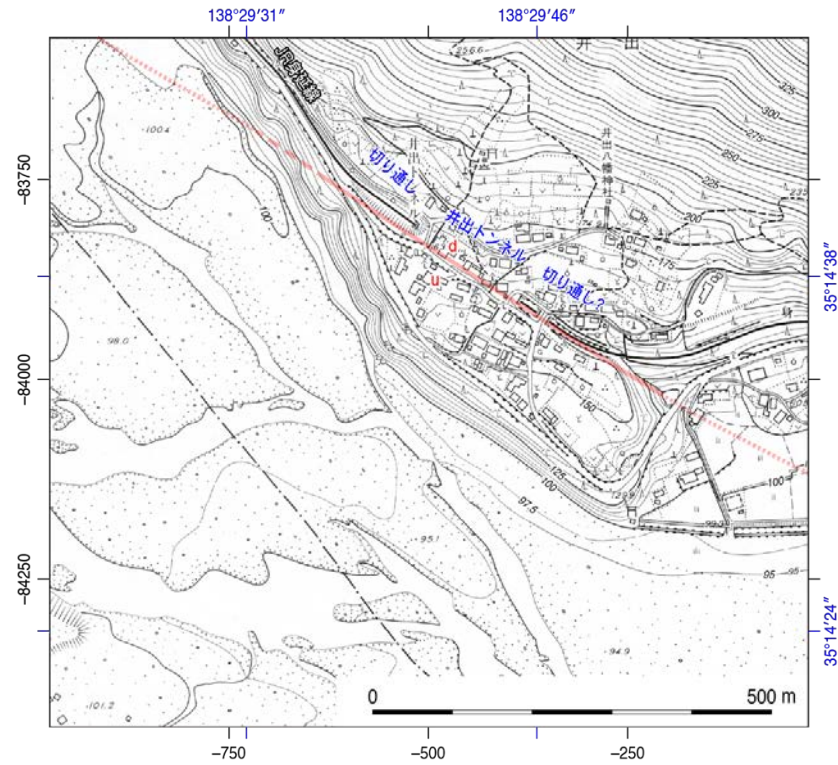


図4 井出付近の地形

基図は、1:5,000 南部町平面図 5 井出・十島（1976 年現調）を使用。活断層は水本・他（2016）による。u：相対的隆起側、d：相対的沈降側。

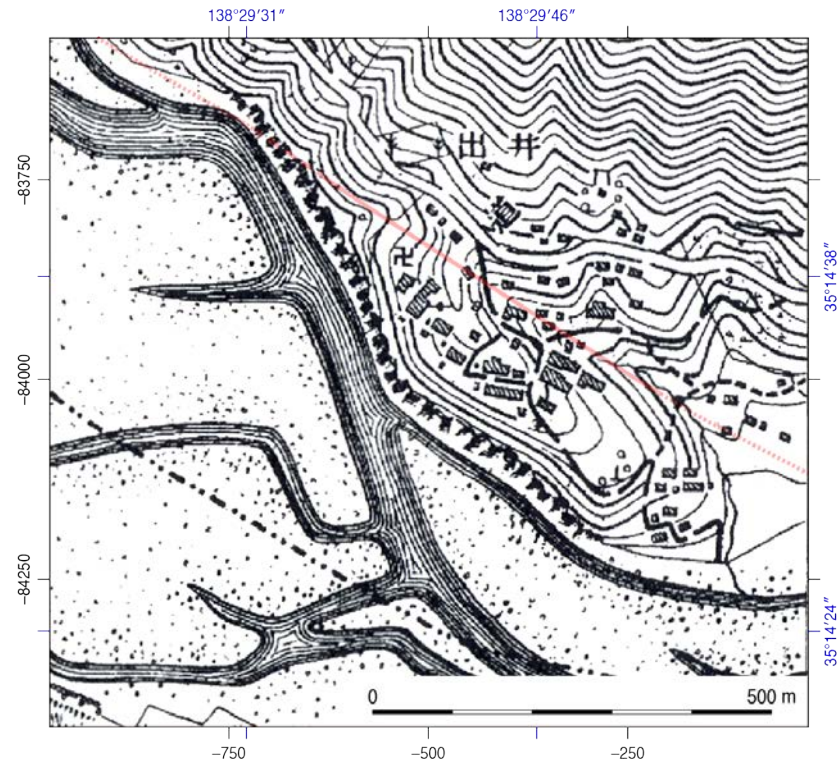


図5 JR 身延線（富士身延鉄道）運転開始前の井出付近の地形

基図は、1889 年（明治 22 年）測量、1892 年（明治 25 年）発行の正式 2 万分の 1 地形図「篠井山」を使用。活断層は水本ほか（2016）による。

i-3) 中野付近

身延断層の中央部の南部町中野付近では、水本・他（2016）により大縮尺地形図に断層トレースが図示され、変位地形の特徴が詳しく記載されている（図6）。それによると、中野付近では東流する河川により形成された扇状地性の段丘面（中位段丘面）が広く分布し、それらが南北方向に延びる3条の断層（東から F1、F2、F3）により変位を受けている。そのうち山地東縁を限るように延びる F3 については、中野峰の窪において中位段丘面上に東向きの明瞭な撓曲崖が認められている。この崖を挟んだ東西両地形面の傾斜方向と傾斜角がほぼ等しいことから、崖は中位段丘面形成後の断層変位を示していると解釈され、崖を挟んだ地形断面図（図6の P1 断面）から約 13m の上下変位が見積もられている。このように、水本・他（2016）は、崖の東西両側を一続きの段丘面（中位段丘面）と解釈しているのに対して、杉山・松田（2014）は、崖の東側、西側に分布する地層をそれぞれ扇状地堆積物（f）、崩壊性岩屑堆積物（d）として、異なる地層としている。

今回、中野付近について航空レーザ数値標高データから作成した詳細な等高線図を判読した結果、等高線のパターンが崖の両側で異なっており（崖の西側は東に傾斜するのに対し、東側では南南東に傾斜）、両者はもともと一続きの段丘面とは考えにくい（図6）。また、後述するように、中野峰の窪の北方の中野北原付近において崖の東側と西側の段丘面を構成する堆積物から採取した材化石及び大型植物化石の ^{14}C 年代測定の結果、西側の段丘面を構成する堆積物が東側のそれに比べて有意に新しいことが確認された。このことは、中野峰の窪で撓曲崖とされた東向きの崖については、山地東縁に位置することから断層変位地形の可能性はあるものの、西側では新しい地形面が覆っているため、地形断面図から上下変位量として見積もられた約 13m は、崖の東側の段丘面を変位基準とした上下変位量としては過大評価している可能性が高い。

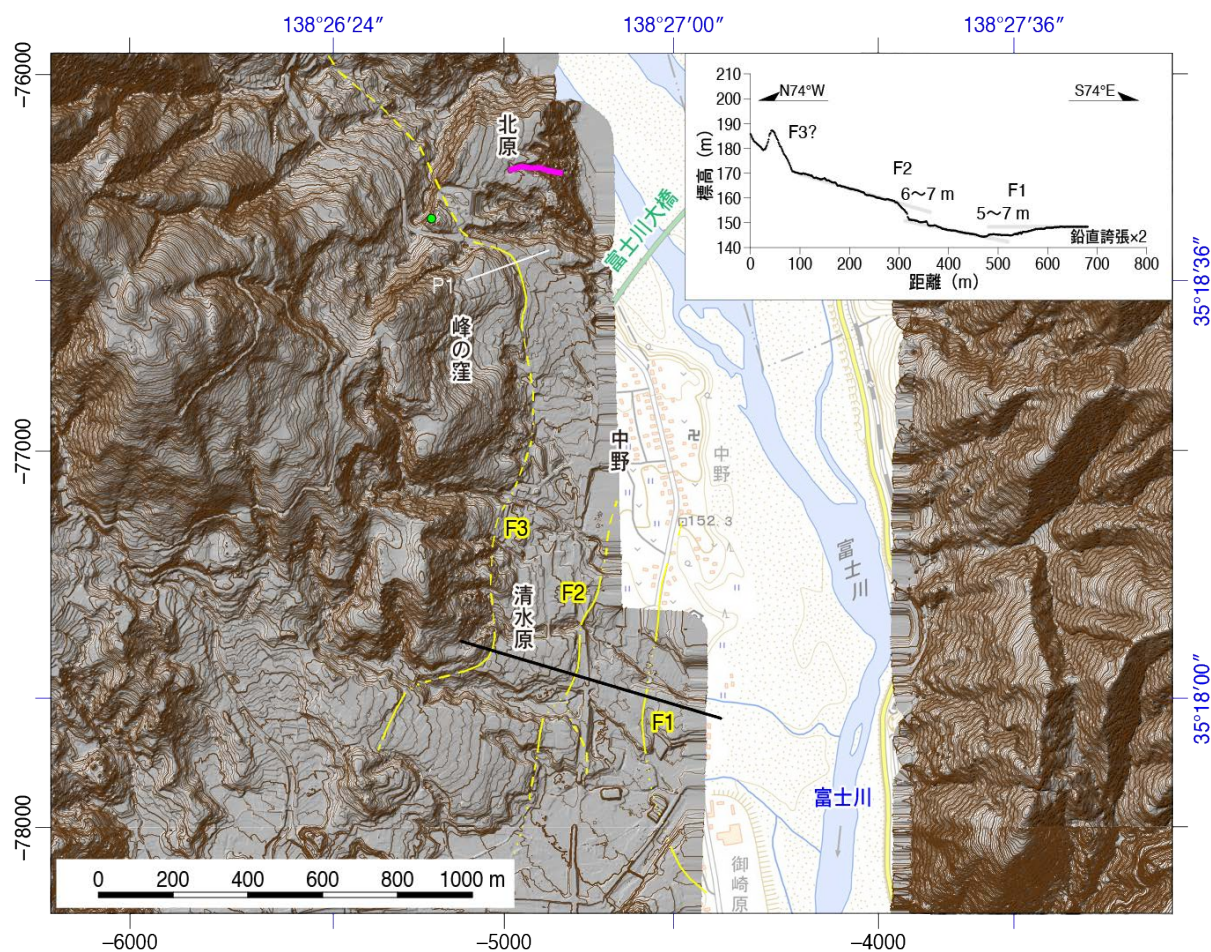


図6 中野付近の地形と活断層

基図は1 m メッシュ航空レーザ数値標高データから作成した陰影図に等高線図を重ねたものを使用。等高線間隔は2 m。航空レーザ数値標高データがない部分は、地理院地図（標準地図）を表示。活断層は水本・他（2016）による。右上の地形断面図は1 m メッシュ航空レーザ数値標高データから作成。断面図の位置は地形図中に黒太線で示す。北原地区における崖の東側の段丘面構成層観察範囲（KH-01）をマゼンタ太線で、崖の西側の段丘面構成層観察地点（KH-02）を緑の丸で示す。

ii) 新たに見出された断層変位地形の可能性のある低崖

これまでに活断層として図示された身延断層の北端付近において同断層に近接する3地点で、新期の地形面に変位を与える活断層の可能性のある低崖が見出された（図7～10）。ただし、それらはいずれも認定される長さが極めて短い。以下、各地点の低崖の地形的特徴を述べる。

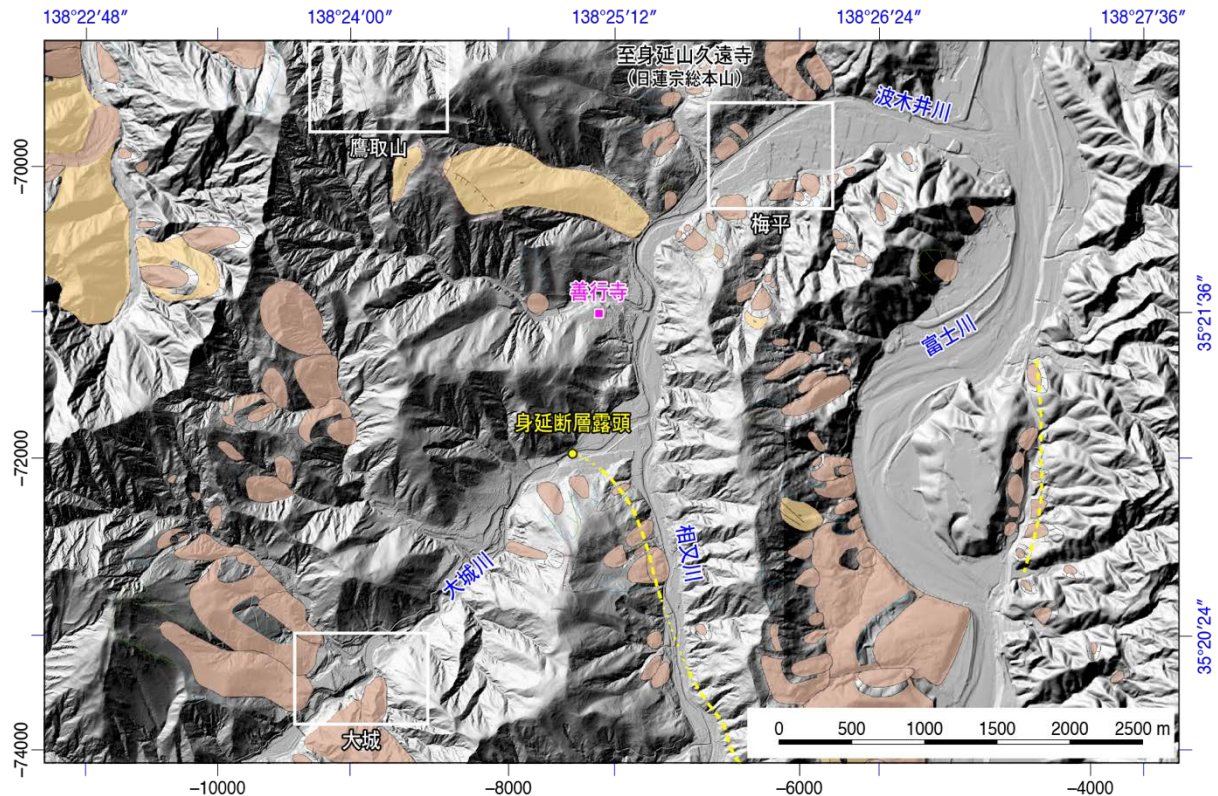


図7 身延断層北端部付近の地形と断層変位地形の可能性のある低崖の分布地点（白枠で示し、「梅平」、「大城」、「鷹取山」がそれぞれ、図8、図9、図10に対応）
基図は1mメッシュ航空レーザ数値標高データから作成した陰影図（一部地理院地図の陰影起伏図）を使用。地すべり地形は、地すべり地形分布図WMSサービス（防災科学技術研究所，2023）を使用。活断層は水本・他（2016）による。図中の身延断層露頭（黄色の丸）は、活断層研究会編（1991）により河床礫層を変位させる断層が確認された場所。

ii-1) 梅平付近

河床礫層を変位させる身延断層の露頭（活断層研究会編，1991）が報告された大城川と身延断層が延びるとされる相又川の合流点に端を発する波木井川が、その流れの向きを北から東に変える身延町梅平付近では、同川右岸に比較的広い低地が分布する（図8）。尾崎・杉山（2018）は、この低地を構成する地層を離水した網状河川堆積物（a）としている。

航空レーザ数値標高データから作成した等高線図の判読によると、波木井川右岸の低地は連続する明瞭な崖で境された複数の段丘面からなる（図8）。ここでは、東～北東向きの2つの顕著な崖で境された段丘面を西から①面、②面、③面とする。緑の矢印で示す②面と③面を隔てる北東向きの崖は北西－南東に延びることから、波木井川の過去の侵食崖で説明できる。一方、赤の矢印で示す①面と②面を画する南北方向長さ約250mにわたってほぼ直線的に延びる東向きの崖は、東北東に流下する波木井川に対して120°以上入り込むように分布しており、波木井川の侵食では説明が困難である。この南北方向の崖の南方延長部の山地には、北向きの谷（谷a）が発達しているが、その流

域は小さく、崖がこの谷の侵食により形成されたとも考えにくい（図8）。こうした地形の特徴から、①面と②面とを境する崖は、もともと一続きの段丘面が南北に延びる西傾斜の逆断層によって隔てられた断層崖である可能性が高い。①面と②面を横切る地形断面図によると、両面の比高は3m程度と見積もられる（図8）。なお、断層変位地形の可能性のある崖が認められるのは段丘面が分布する長さ約250mの区間であり、その南北両延長部の山地内には明瞭な断層変位地形は認められない。

尾崎・杉山（2018）によると、断層変位地形の可能性のある東向きの低崖の南北延長部は、後期中新世から鮮新世の富士川層群身延層波木井砂岩泥岩互層部層（Hm）の分布範囲に位置する。低崖の南北両延長部には断層は示されていないが、地層の走向は北北東－南南西～北北西－南南東で中から高角度で西に傾斜している。こうした地層の走向は、低崖の延びの方向と調和的である。

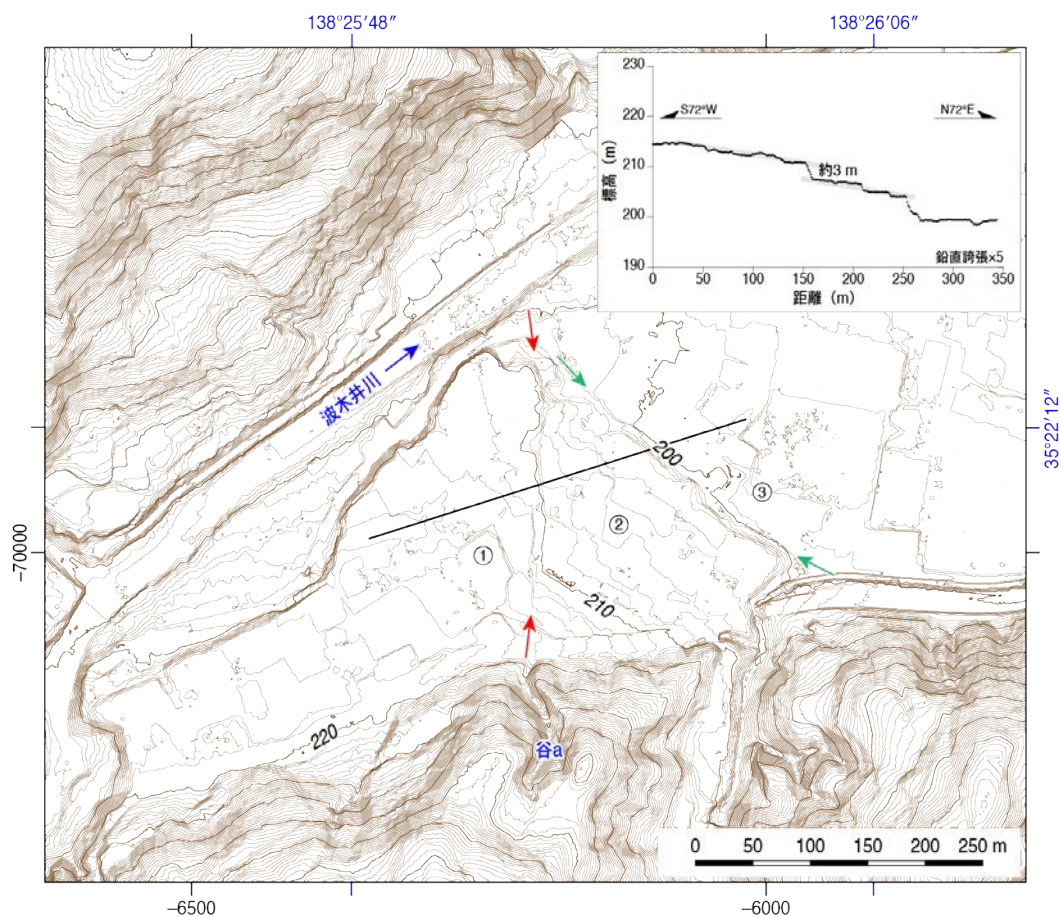


図8 身延町梅平付近の詳細地形図

基図は1mメッシュ航空レーザ数値標高データから作成した等高線図（等高線間隔は1m）を使用。右上の地形断面図は1mメッシュ航空レーザ数値標高データから作成。断面図の位置は地形図中に黒太線で示す。

ii-2) 大城付近

大城川で報告された河床礫層を変位させる身延断層の露頭（活断層研究会編，1991）から約2.2km南西では、大城川左岸に大城川とその支流が形成した段丘面が分布し、大

城集落が形成されている（図 9）。航空レーザ数値標高データから作成した等高線図の判読によると、段丘面は直線状に伸びる明瞭な 2 つの東向きの崖により、西から①面、②面、③面の 3 面に区分される。そのうち、③面は東南東への傾斜を示す等高線のパターンから、南東に流下する大城川の支流により形成された段丘面と判断される。これに対して、①面と②面はいずれも北東に傾く等高線のパターンを示しており、大城川により形成された段丘面と考えられる。赤の矢印で示した①面と②面を画する北北西－南南東に伸びる東向きの崖を挟んで両面の傾斜は同じであり（図 9 右上の断面図の上の図）、②面が①面を侵食して形成されたものとは考えられない。一方、緑の矢印で示した②面と③面との境界をなす北西－南東方向に伸びる崖の両側では段丘面の傾斜が大きく異なっている（図 9 右上の断面図の上の図）ことから、③面は②面を侵食して形成されたものであると解釈できる。こうした地形の特徴から、①面と②面とを境する崖はもともと一続きの北北西－南南東に伸びる段丘面が、西傾斜の逆断層によって隔てられた断層崖である可能性が高い。①面と②面を横切る地形断面図によると、両面の比高は約 7 m 程度と見積もられる（図 9 右上の断面図の下の図）。なお、断層変位地形の可能性のある崖が認められるのは段丘面が分布する長さ約 150 m の区間であり、その南北両延長部の山地内には明瞭な断層変位地形は認められない。

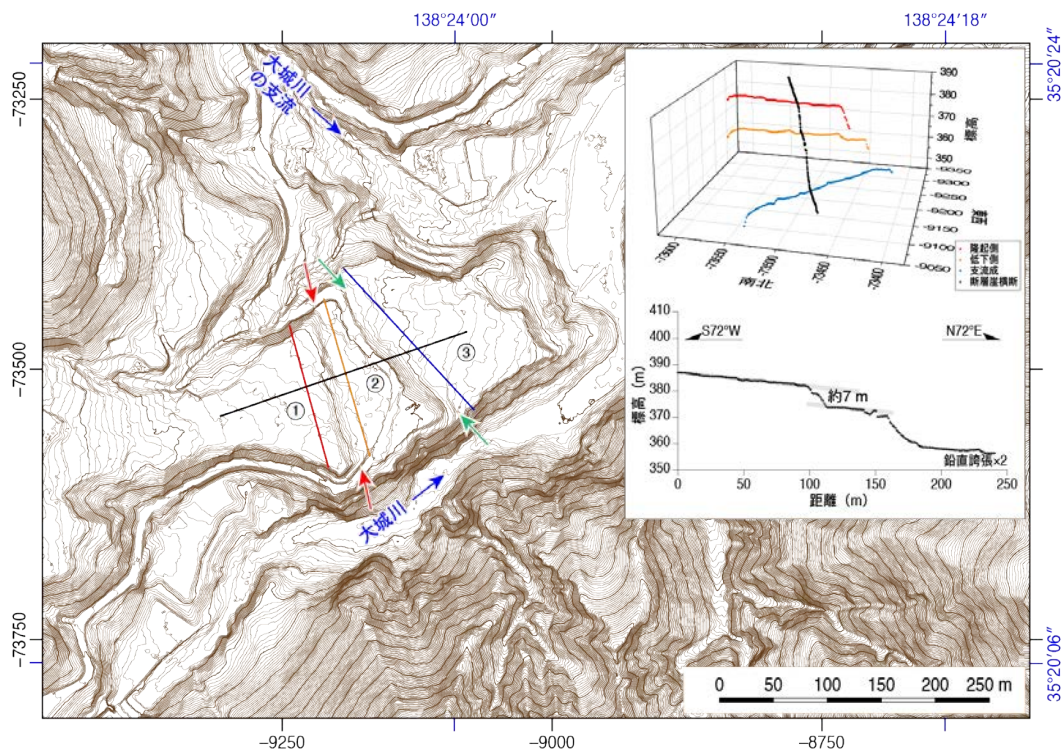


図 9 身延町大城付近の詳細地形図

基図は 1 m メッシュ航空レーザ数値標高データから作成した等高線図（等高線間隔は 1 m）を使用。右上の地形断面図は 1 m メッシュ航空レーザ数値標高データから作成。断面図の位置は地形図中に太線で示す（断面図の色と測線の色は同色）。

ii-3) 鷹取山西方付近

身延山から約 3.2 km 南南西に分布する鷹取山（標高 1,036.6m）の西方では、山頂付

近に東西方向、南北方向にいずれも最大 300m 程度にわたって緩斜面が発達している。この緩斜面上に北北西－南南東方向に延びる崖地形が複数認められる（図 10）。崖を横断する地形断面図によると、複数の崖の西側が相対的に高まり、高まりはバルジ状を呈している（図 10）。こうした形態的特徴から、いずれの崖も西傾斜の逆断層の可能性はある。緩斜面の初生的な平面形態が不明なため、それぞれの崖の変位量を見積もることは困難であるが、いずれの崖も極めて新鮮であることから、比較的新しい時期に変位が生じた可能性がある。なお、断層変位地形の可能性のある崖が認められるのは山頂緩斜面が分布する区間のみであり、その南北両延長部の山地内には明瞭な断層変位地形は認められない。

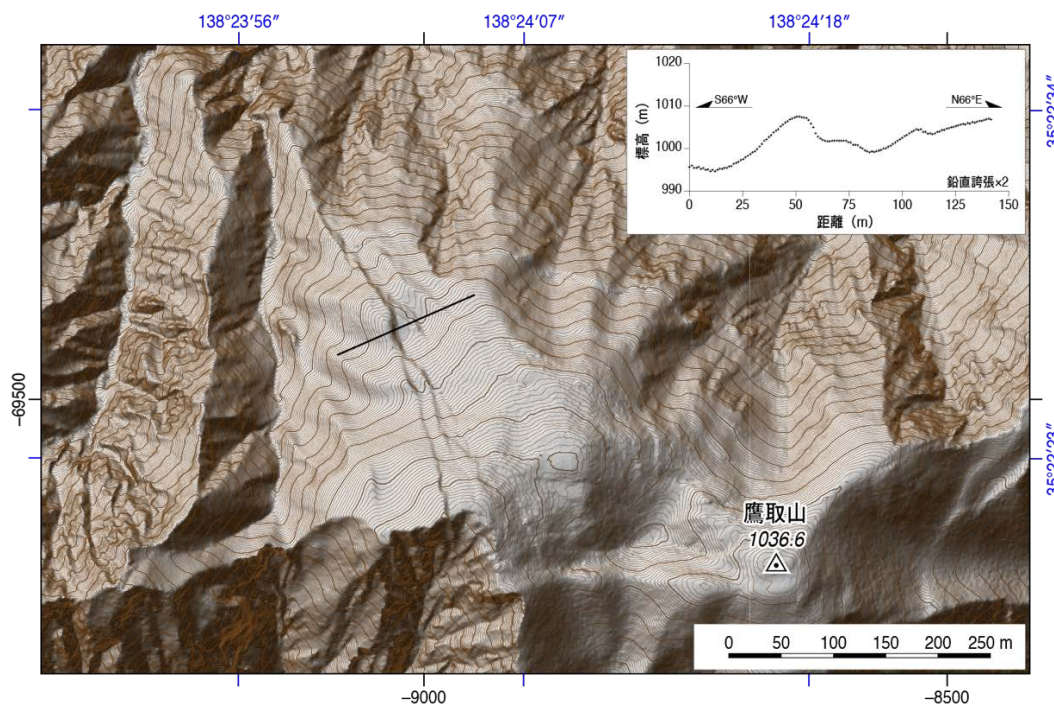


図 10 鷹取山付近の詳細地形図

基図は 1 m メッシュ航空レーザ数値標高データから作成した等高線図（等高線間隔は 1 m）を使用。右上の地形断面図は 1 m メッシュ航空レーザ数値標高データから作成。断面図の位置は地形図中に黒太線で示す。

b) 地形・地質踏査

地形調査に基づいて確認・再検討した身延断層及び新たに認定した断層変位地形の可能性のある崖地形沿いの地形・地質踏査を行い、変位地形の詳細を確認した。踏査の結果、段丘面を変位させる断層変位地形が明瞭な中野付近では、段丘面を構成する地層中に ^{14}C 年代測定試料が多数挟在していることが確認されたため、平均変位速度を検討するための調査適地に選定した。

上述したように、中野北原付近には、水本・他（2016）の F3 による崖の東側と西側の段丘面を構成する堆積物が観察できる。そのうち、崖の東側では段丘面を深く開析する谷沿いに地層がほぼ連続的に露出している（図 6 の KH-01）。そこでは、下位から基盤岩の砂岩泥岩互層（波木井砂岩泥岩互層部層、杉山・松田，2014）を覆って段丘堆積物

が分布する。この段丘堆積物は、下位の亜円礫～円礫を主体とする地層と上位の亜角礫を主体とする地層の2層に区分される（図 11, 12）。下位の地層は、径 5～40cm の安山岩、結晶片岩、凝灰岩、頁岩、砂岩、花崗岩類の礫と粗粒砂～細礫の基質からなり、砂のレンズを挟む。こうした層相や礫種から、下位の地層は富士川本流の段丘堆積物と考えられる。一方、上位の地層は層厚が約 22m であり、径 1～15cm の安山岩及び玄武岩の礫を主体とし、砂質シルト層及び腐植質シルト層を挟む。こうした層相及び礫種から、上位の地層は東流する富士川支流により形成された扇状地性の段丘堆積物と判断される。また、上位の地層からは材化石や大型植物化石が多数含まれている。そこで、上位の段丘堆積物について詳細な露頭柱状図を作成し、地層の詳細及び試料の採取位置を記録した（図 13）。

詳細な地層の観察の結果、上位の段丘堆積物の基底から約 2.5m 上方の砂質シルト層中から大型植物化石（種実）が 2 点（KH01-C15 と KH01-C24）採取された（図 14）。それらの鑑定をパリノ・サーヴェイ株式会社に依頼したところ、KH01-C15 はトウヒ属バラモミ節に、KH01-C24 はオニグルミと鑑定された。また、上位の段丘堆積物の基底から約 14.5m、10m、2m から材化石（KH-01-C4、KH-01-C7、KH-01-C21）を採取し、鑑定を行った大型植物化石（KH01-C15 と KH01-C24）とともに ^{14}C 年代測定を実施した。測定は株式会社地球科学研究所を介して、Beta Analytic Inc. に依頼した。測定の結果、上位の段丘構成層は約 4 万 1 千年前ごろから 3 万 4 千年前ごろに堆積したことが明らかになった（表 1）。

水本・他（2016）の F3 の崖の西側の段丘面を構成する地層は、中野北原西方で観察できる（図 6 の KH-02）。予察的な観察の結果、地層は角礫を主体とする土石流堆積物からなる。上部には基質がシルト質の部分があり、材化石が含まれている。本調査では同一層準から 2 試料（KH-02-C1、KH-02-C2）を採取し、Beta Analytic Inc. に依頼して実施した。測定の結果、崖の西方の段丘堆積物は約 1 万 4 千年前ごろに形成されたことが明らかになった（表 1）。このように、崖の東側と西側で段丘面の形成時期が有意に異なることが明らかになり、上述した段丘面の平面形態の違いと合わせると、崖の西側の段丘面は、東側の段丘面より上位のものである可能性が高い。また、崖の東側と西側の段丘堆積物中から採取された試料の ^{14}C 年代測定値から、中野付近に広く分布する扇状地性の段丘面（F3 の東側に分布する段丘面）の形成時期が約 3 万 4 千年前以後で約 1 万 4 千年前以前と推定される。

令和 5 年度には後述するように、この扇状地性の段丘面の形成時期をより限定するために、中野付近で詳細な地形・地質踏査及び年代測定を実施するとともに、図 6 右上の地形断面図に示すように断層による段丘堆積物上面の変位量を正確に計測して、平均変位速度を検討した。

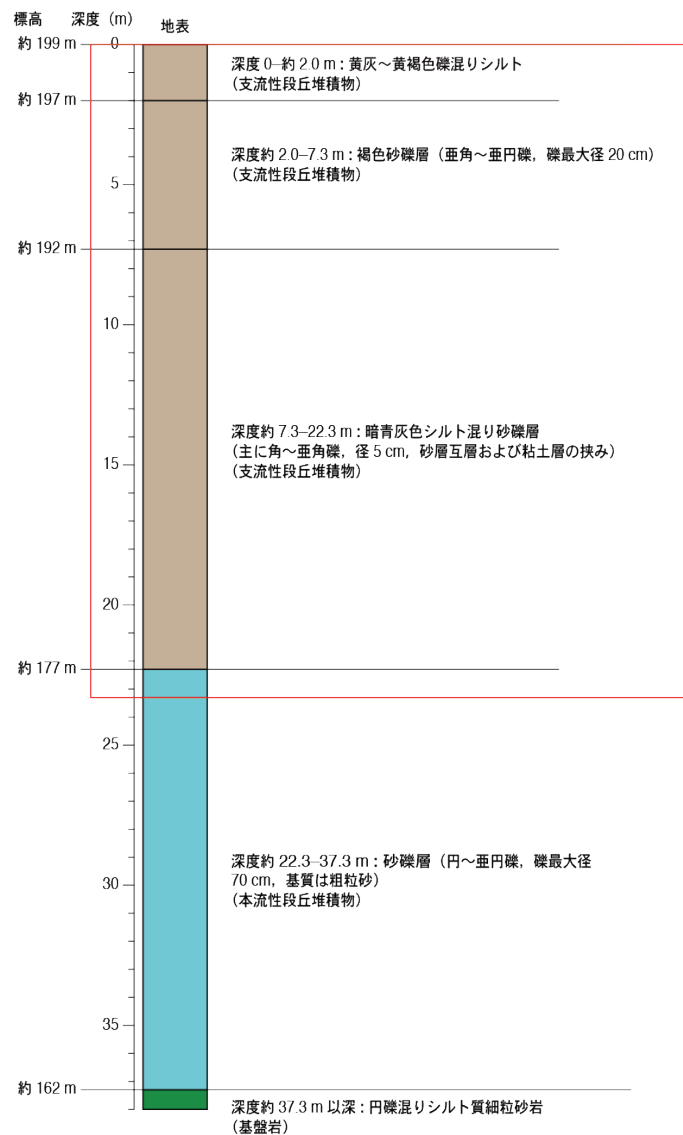


図 11 南部町中野北原における簡易地質柱状図

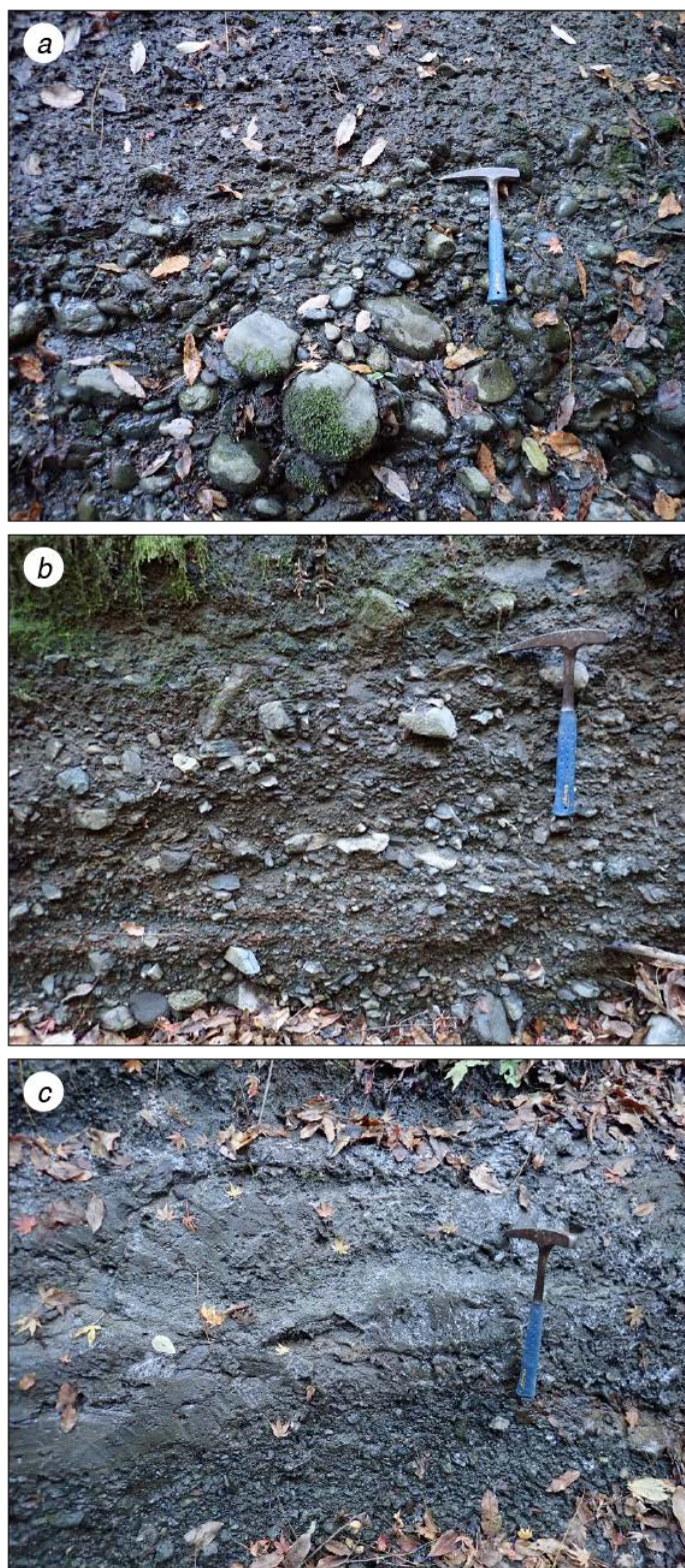


図 12 南部町中野北原に分布する段丘堆積物の写真

(a) 亜円～円礫からなる段丘堆積物下部（本流性堆積物）の砂礫層と亜角礫を主体とする同上部（支流性扇状地堆積物）の砂礫層。ハンマー頭部が両地層の境界に位置する。(b) 段丘堆積物上部の砂礫層。(c) 段丘堆積物上部に挟在する腐植質シルト。

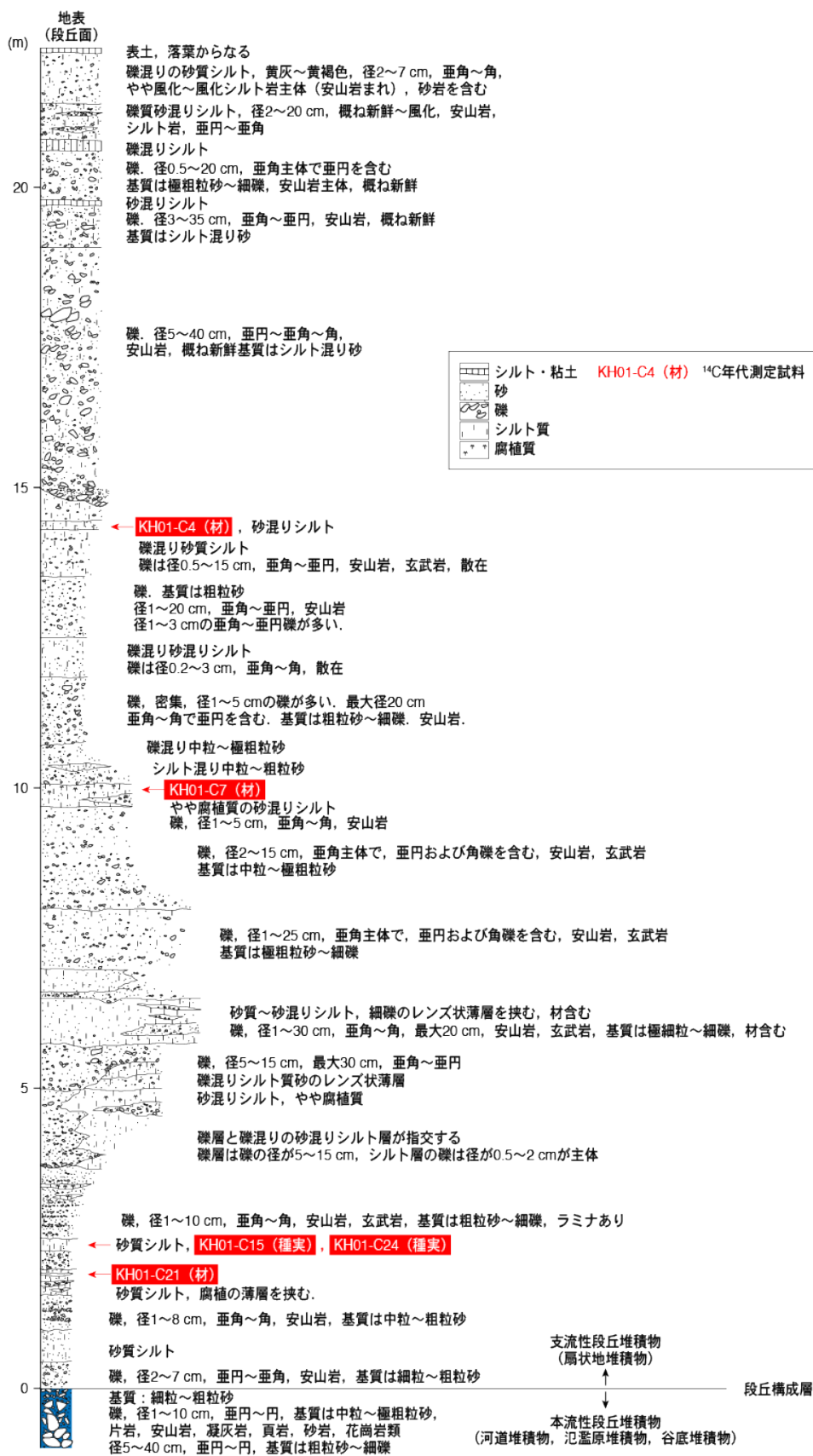


図 13 南部町中野北原に分布する段丘堆積物上部 (扇状地堆積物) の詳細地質柱状図
詳細地質柱状図作成範囲を図 11 に赤枠で示す。

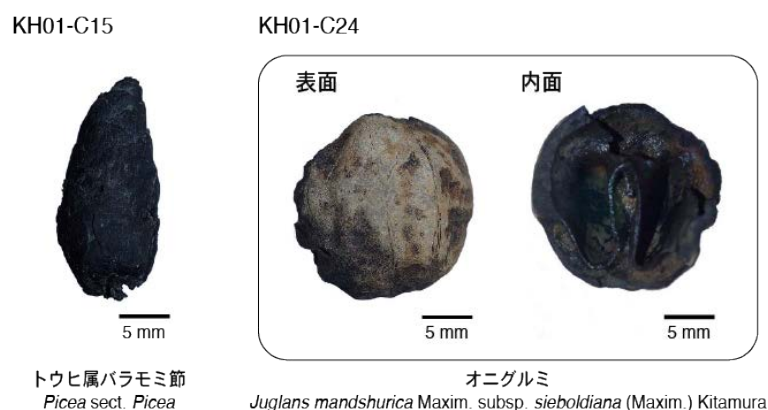


図 14 南部町中野北原に分布する段丘堆積物上部亜から採取された大型植物化石 (KH01-C15、KH01-C24) の写真

表 1 南部町中野北原の段丘堆積物中から採取した試料の AMS ^{14}C 年代測定結果

試料名 ¹	測定 コード Beta-	試料種	^{14}C 年代 (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	暦年代 (95.4%) (cal BP) ²
KH01-C4	653510	材	29,710±180	-29.04	34,560-33,890 (95.4%)
KH01-C7	653511	材	32,160±220	-27.23	36,990-36,100 (95.4%)
KH01-C15	653486	植物片 (種実)	33,920±260	-25.08	39,650-37,860 (95.4%)
KH01-C24	653487	植物片 (種実)	32,380±220	-26.91	37,210-38,210 (95.4%)
KH01-C21	653510	材	35,250±320	-26.21	41,050-39,20 (95.4%)
KH02-C1	655814	材	12,230±40	-27.70	14,310-14,050 (95.4%)
KH02-C2	655815	材	12,160±40	-27.21	14,170-13,990 (86.7%) 13,930-13,860 (8.8%)

¹ すべての試料について前処理は酸-アルカリ-酸洗浄。

² 較正曲線データベースは INTCAL20 (Reimer et al., 2020) を使用して、OxCal4.4 (Bronk Ramsey, 2009) を用いて暦年較正を行った。

c) ボーリング調査

前述したように、万沢の上代付近において、南東に流下する谷の北東側に分布する段丘面が、谷に向かって上に凸の断面形態を示しており (図 2)、その地形学的特徴などから、この崖が北東傾斜の逆断層により形成された南西向きの撓曲崖の可能性が高いことを示している。この活断層の可能性のある崖の成因を明らかにし、活断層の場合には、その活動性と地下形状を検討することを目的として、崖の西側の谷底低地で 1 孔 (MN-Br-01: 掘削深度 26m)、北東側の段丘面上で 1 孔 (MN-Br-02: 掘削深度 15m) の計 2 孔ボーリング調査を行い、コアを採取した (図 2)。掘削地点の座標値及び地盤高は、RTK-GNSS 測量 (VRS 方式) により取得した (表 2)。

表2 ボーリング掘削位置の座標及び地盤高

孔名	経緯度		地盤高 (m)
	北緯	東経	
MN-Br-01	35°13'19.064"	138°30'41.021"	111.50
MN-Br-02	35°13'24.840"	138°30'45.291"	140.00

i) ボーリングコアの地質

コアの地質は、MN-Br-01 では表土・盛土の下に砂礫層が確認された（図 15～18）。砂礫層は、全体的に黄褐色～オリーブ褐色を呈し、締まりが良い。ここでは、礫の風化程度の違いと締まり具合の違いに基づき、砂礫層を上位の砂礫層 2a と下位の砂礫層 2b に区分した（図 18）。

MN-Br-02 では、表土の下に耕作土、風成堆積物、砂層、砂礫層、砂岩泥岩互層が確認された（図 19～21）。砂層は、層相から上位の砂層 1、下位の砂層 2 に細分される（図 21）。砂層 1 は、葉理の発達する暗褐色の細粒砂層中に、風成堆積物と考えられる黄褐色の粘土層やシルト層等の細粒堆積物が層状または不規則に挟在する層相を示す。砂礫層は、礫の円磨度、礫種の構成割合等から富士川本流性の段丘礫層と判断される。この砂礫層と、MN-Br-01 の砂礫層（砂礫層 2）は層相、色調、礫の円磨度、礫種の構成割合、締まり具合ともに大きく異なる。そのため、両者を区別するため、MN-Br-02 の砂礫層を砂礫層 1 とした。砂岩泥岩互層は、その岩相及び分布位置から、尾崎・他（2015）の富士川層群身延層（万沢層）（後期中新世）と考えられる。

MN-Br-02 で確認された富士川本流性の段丘礫層と判断された礫層の堆積時期を推定するため、礫層を覆う耕作土、風成堆積物、砂層（砂層 1 及び砂層 2）を対象として、深度 0.15～5.42m において約 10cm 間隔で試料（MN-Br-02-t1-1 から 53 までの 53 試料、以下 t1-1～t1-53 と呼ぶ）を採取し、火山灰分析を実施した。分析は、粒子組成分析及び火山ガラスと普通角閃石の屈折率測定からなり（表 3）、火山ガラスの含有率の比較的多い試料については、ガラスの主成分元素組成分析も併せて実施した。分析は、株式会社古澤地質に依頼した。

本コアで採取された試料には、テフラ起源粒子のうち、バブルウォールタイプ及び低発泡タイプの火山ガラスが微量含まれる。その含有率は概ね 0.1%以下であるが、採取した試料のうち最上部 t1-1 では火山ガラスが 0.7%程度含まれている。このほか試料全体に緑色普通角閃石が含まれる（表 3）。火山ガラスの含有率に明瞭なピークは見られないが、t1-16、t1-28、t1-46 及び t1-48 層準などは、上下に比べて微量ながら火山ガラスをやや多く含む。これらについて火山ガラスの主成分元素組成分析を行った結果、火山ガラスの多くは始良 Tn テフラ（AT テフラ、町田・新井，2003；約 3 万年前、Smith et al., 2013）の特徴と一致することから、AT テフラ起源粒子と考えられる。微量含まれる火山ガラスの屈折率及び主成分元素組成によると、t1-47 より下位には AT 起源粒子しか含まれていない。また、これより上位には屈折率が AT テフラと異なる火山ガラスが含まれており、さらに t1-20 及び t1-12 には屈折率が 1.510-1.515 と鬼界アカホヤテフラ（K-Ah、町田・新井，2003；約 7.2～7.3 千年前、Smith et al., 2013）と一致し、同テフラ起源とみられる火山ガラスが含まれていることも明らかとなった。以上から、t1-20 付近を境にこれより下位は AT テフラ降灰以降 K-Ah テフラ降灰以前に堆積し、

これより上位は K-Ah テフラ降灰以降に堆積した可能性がある。なお、本地点から約 100m 南方でも本調査で対象とした段丘面構成層の上部から AT テフラが検出されている（富沢町教育委員会，1999）（図 22 上図の No. 1 試掘坑）。

MN-Br-01
0.0-10.0 m

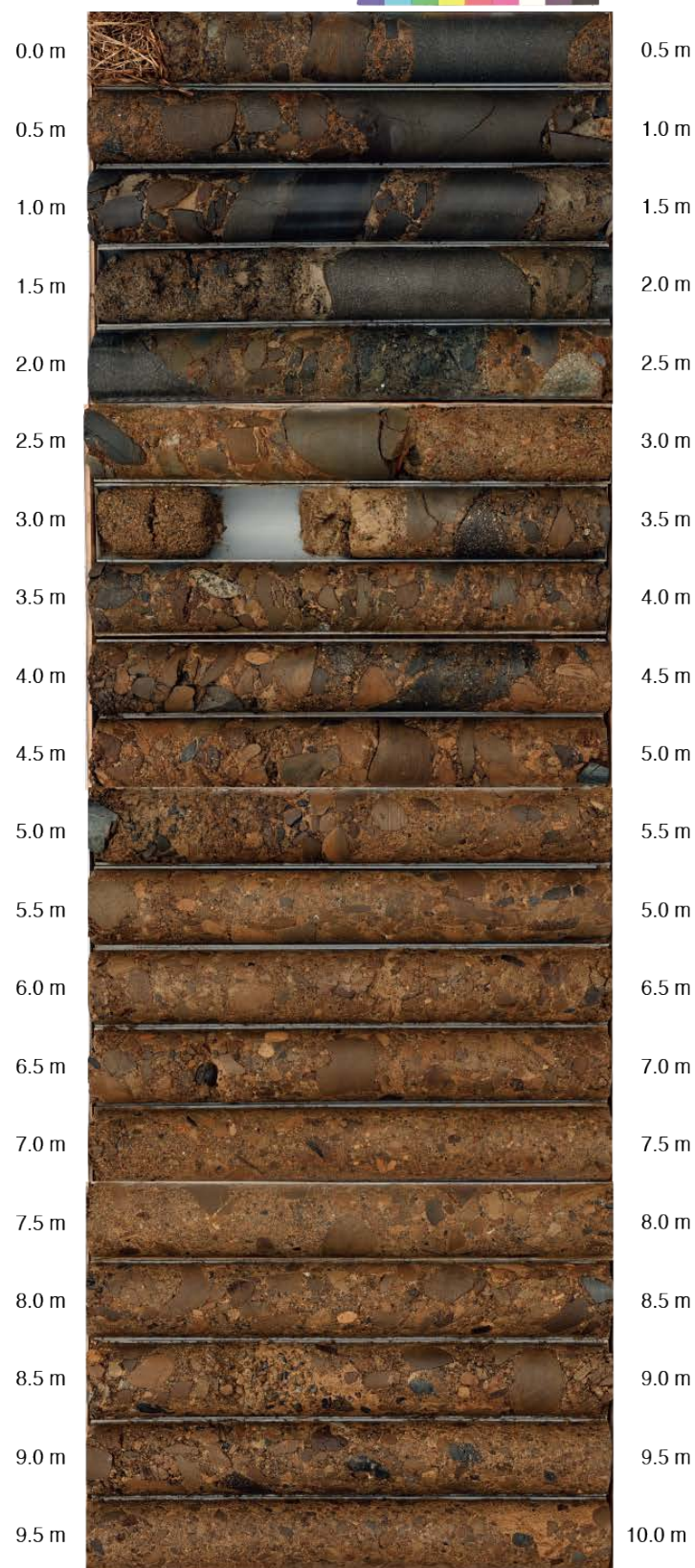


図 15 MN-Br-01 コア写真（深度 0.0～10.0m）

MN-Br-01
10.0-20.0 m



図 16 MN-Br-01 コア写真 (深度 10.0~20.0m)

MN-Br-01
20.0-26.0 m



図 17 MN-Br-01 コア写真 (深度 20.0～26.0m)

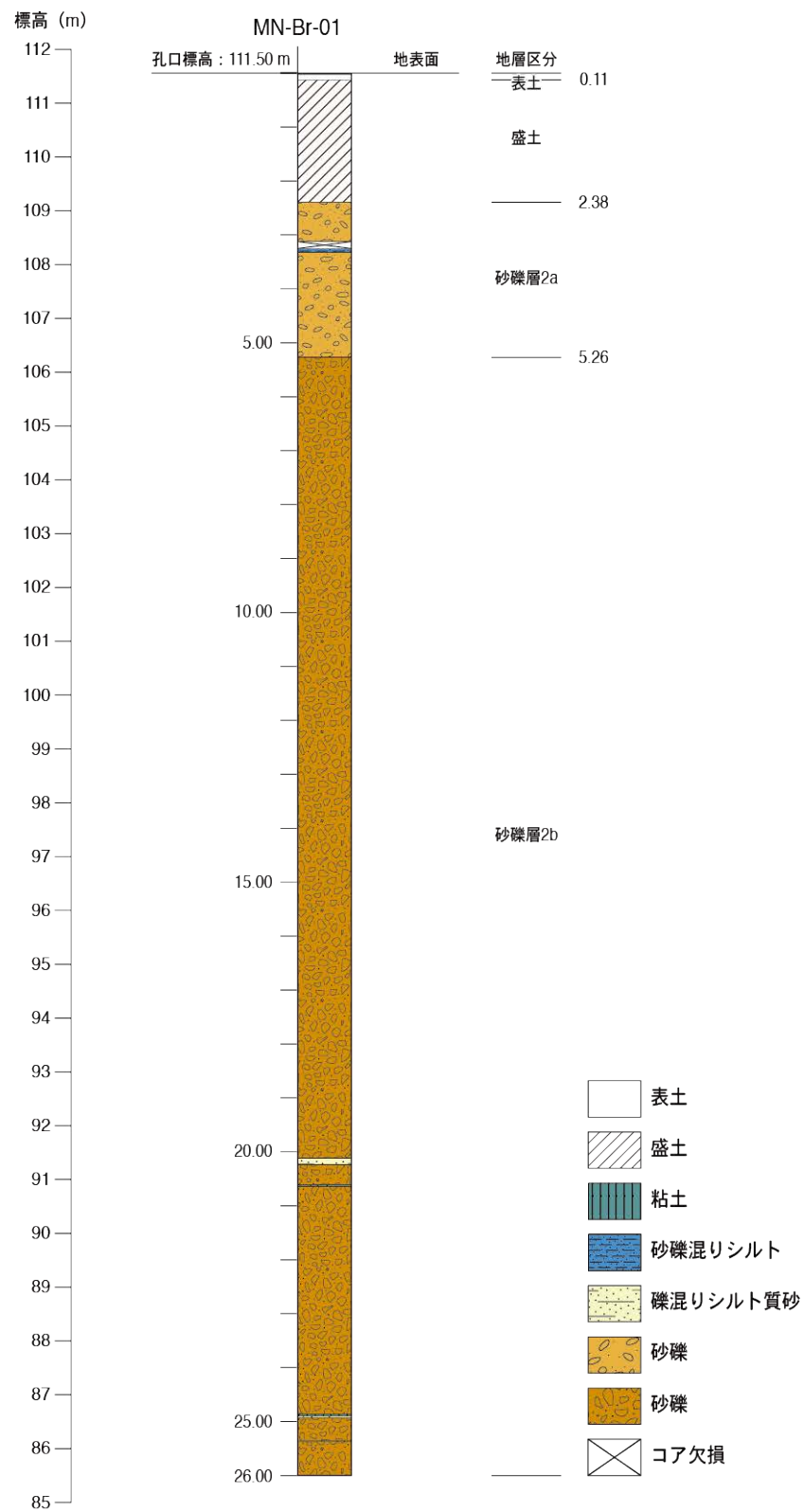


図 18 MN-Br-01 コアの地質柱状図

MN-Br-02
0.0-10.0 m



図 19 MN-Br-02 コア写真 (深度 0.0~10.0m)

MN-Br-02
10.0-15.0 m

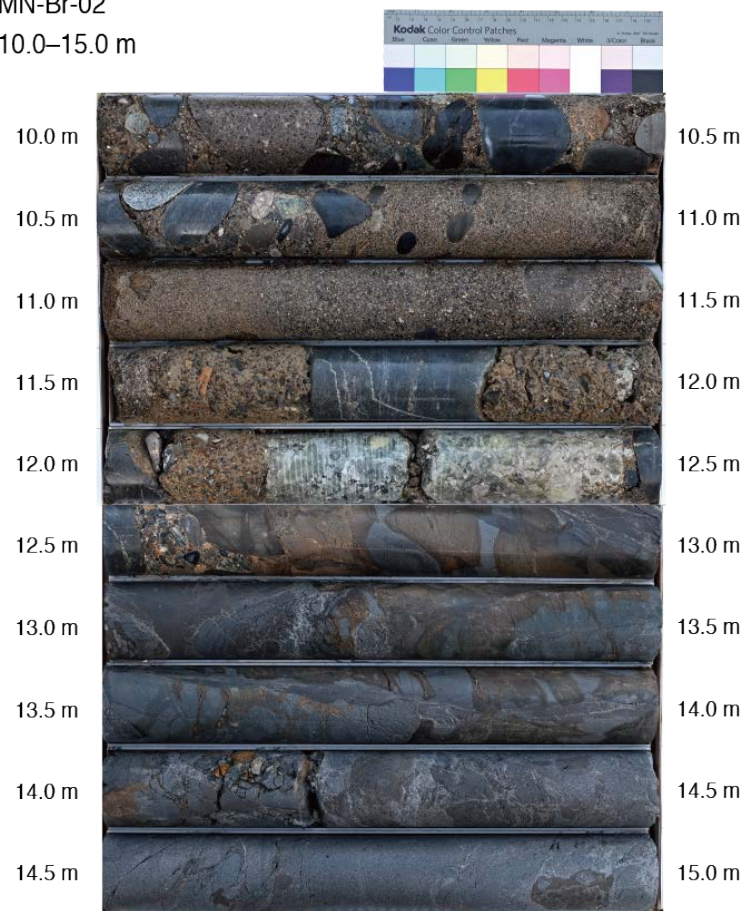


図 20 MN-Br-02 コア写真 (深度 10.0～15.0m)

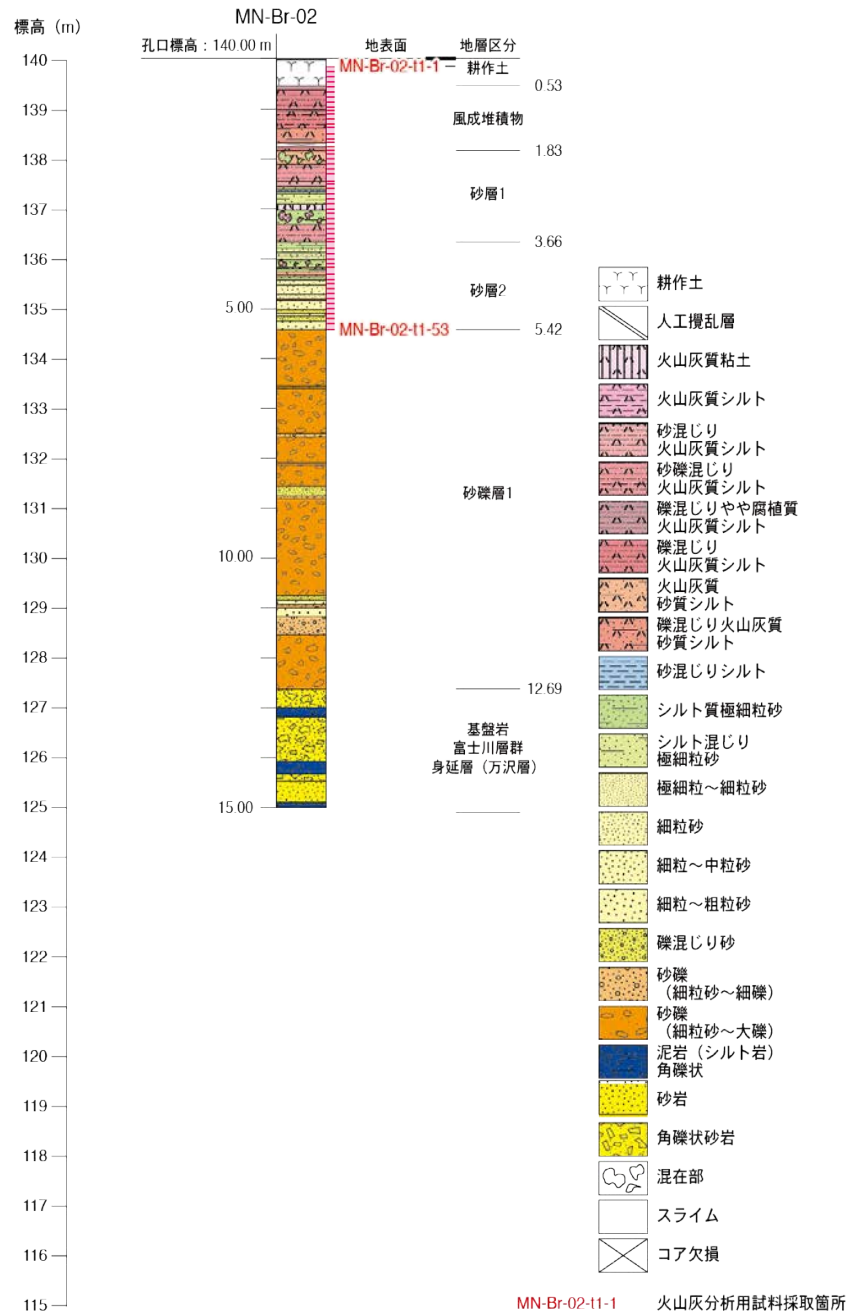


図 21 MN-Br-02 コアの地質柱状図

表3 MN-Br-2 コアから採取した細粒堆積物の火山灰分析結果¹

試料番号	火山ガラスの形態別 含有量 (/3,000 粒子)			重鉱物の含有量 (/3,000 粒子)			β 石英 (/3,000 粒子)	火山ガラスの 屈折率 (n)	角閃石の 屈折率 (n ₂)	テフラ名
	Bw	Pm	O	Opx	Gho	Cum				
MN-Br-2 t1-1	5.0	5.0	10.0	1.0	5.0	0.0	0.0	1.494–1.504 (1.511–1.512 混在)	1.672–1.691	high-K テフラ (K-Ah 混在)
MN-Br-2 t1-2	1.0	1.0	2.0	1.0	6.0	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-3	0.0	0.0	0.0	9.0	12.0	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-4	0.0	0.0	0.5	1.0	9.0	0.0	0.2			
MN-Br-2 t1-5	0.0	0.0	4.0	0.5	3.0	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-6	0.0	0.0	1.4	0.3	1.6	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-7	0.2	0.0	0.7	0.0	1.4	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-8	0.1	0.1	0.8	0.0	1.0	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-9	0.0	0.0	0.4	0.0	2.3	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-10	0.0	0.0	0.3	0.0	1.6	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-11	0.2	0.0	0.1	0.2	2.8	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-12	0.5	0.0	0.0	0.0	1.2	0.0	0.0	1.497–1.505, 1.511–1.515	1.672–1.680, 1.682–1.688	K-Ah 含む
MN-Br-2 t1-13	0.1	0.0	0.1	0.0	4.0	0.0	0.3			
MN-Br-2 t1-14	0.4	0.0	0.2	0.2	2.3	0.1	0.0			
MN-Br-2 t1-15	0.5	0.0	0.1	0.2	2.8	0.2	0.0			
MN-Br-2 t1-16	1.5	0.0	0.6	0.3	2.8	0.2	0.0	1.496– 1.501(1.504– 1.505 混在)	1.675–1.694	AT 含む
MN-Br-2 t1-17	0.2	0.0	0.1	0.0	2.3	0.1	0.0			
MN-Br-2 t1-18	0.8	0.0	0.3	0.4	4.7	0.0	0.0	1.497–1.506	1.670–1.690	
MN-Br-2 t1-19	0.6	0.0	0.4	1.8	6.2	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-20	0.6	0.0	0.5	0.2	2.8	0.0	0.0	1.495– 1.501(1.510– 1.511 混在)	1.669–1.692	AT(K-Ah 混在?)
MN-Br-2 t1-21	0.1	0.0	0.0	0.0	1.4	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-22	0.3	0.0	0.0	0.0	2.5	0.0	0.1			
MN-Br-2 t1-23	0.1	0.0	0.3	0.0	2.4	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-24	0.0	0.0	0.0	0.0	3.0	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-25	0.1	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-26	0.0	0.0	0.0	0.5	4.7	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-27	0.6	0.0	0.1	0.8	7.0	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-28	1.2	0.0	0.2	1.1	15.4	0.2	0.0	1.497–1.501	1.673–1.690	AT 含む
MN-Br-2 t1-29	0.0	0.0	0.0	0.0	1.4	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-30	0.1	0.0	0.0	0.0	1.6	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-31	0.1	0.0	0.0	0.0	2.0	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-32	0.7	0.0	0.2	0.1	4.2	0.0	0.0	1.497–1.501, 1.504–1.505	1.672–1.693	AT(AT 以外テフラ 起源火山ガラス混在)
MN-Br-2 t1-33	0.1	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-34	0.3	0.0	0.0	0.0	0.8	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-35	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6	0.2	0.0			
MN-Br-2 t1-36	0.3	0.0	0.1	0.0	1.4	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-37	0.4	0.0	0.1	0.9	6.8	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-38	0.1	0.0	0.0	0.5	6.2	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-39	0.6	0.0	0.2	0.5	2.5	0.0	0.0	1.497– 1.501(1.502– 1.503, 1.507– 1.508 混在)	1.673–1.689	
MN-Br-2 t1-40	0.4	0.0	0.1	0.2	1.9	0.0	0.1			
MN-Br-2 t1-41	0.6	0.0	0.0	0.2	1.7	0.0	0.0	1.497–1.501		
MN-Br-2 t1-42	0.6	0.0	0.3	0.2	3.1	0.0	0.0	1.497–1.501	1.671–1.676, 1.679–1.688	
MN-Br-2 t1-43	0.0	0.0	0.1	0.1	4.8	0.2	0.0			
MN-Br-2 t1-44	0.1	0.0	0.0	1.3	3.4	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-45	0.3	0.0	0.0	2.4	3.0	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-46	0.5	0.0	0.5	1.0	2.5	0.0	0.0	1.497– 1.501(1.503– 1.504 混在)	1.671–1.691	
MN-Br-2 t1-47	0.3	0.0	0.0	0.1	4.8	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-48	0.6	0.0	0.4	0.2	3.4	0.0	0.0	1.496–1.501	1.672–1.690	AT 含む
MN-Br-2 t1-49	0.1	0.0	0.1	1.9	4.4	0.1	0.0			
MN-Br-2 t1-50	0.0	0.0	0.1	1.5	3.6	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-51	0.1	0.0	0.1	0.8	2.7	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-52	0.0	0.0	0.3	1.0	3.4	0.0	0.0			
MN-Br-2 t1-53	0.1	0.0	0.3	1.3	3.6	0.0	0.0			

Bw : バブルウォールタイプ
 Pm : パミスタイプ
 O : 低発泡タイプ
 Opx : 直方(斜方)輝石
 Gho : 緑色普通角閃石
 Cum : カミングトン閃石

¹火山ガラスの主成分化学組成分析を実施した試料を灰色で示す。

ii) 推定される地下地質

MN-Br-01 と MN-Br-02 の両コアを横断する地形・地質断面図を図 22 に示す。コア観察の結果、Mn-Br-01 と MN-Br-02 の層相は大きく異なり、対比可能な層相は得られなかった。一方、MN-Br-02 孔では深度 12.62m（標高 127.38m）に基盤である富士川層群身延層（万沢層）の砂岩泥岩互層の上面が位置しているのに対し、MN-Br-01 孔では、深度 26.0m（標高 85.50m）まで掘削しても基盤岩に到達しなかった。このことから、MN-Br-01 孔と MN-Br-02 孔との間に、東側が相対的に隆起する断層が存在する可能性がある。また、MN-Br-01 孔の深度 5.26m 以深の砂礫層中では礫の長軸が高角～鉛直に配列しているものが多く、また砂礫層下部（深度約 20.0m 以深）では層理面の傾斜が約 60～70 傾斜していることから、砂礫層が変形を受けている可能性が高い。

後述するように、令和 5 年度に MN-Br-01 孔と MN-Br-02 孔との間で追加のボーリング調査を実施した結果、MN-Br-01 孔でみられる砂礫は、基盤岩の砂岩泥岩互層中に挟在する礫岩部層である可能性が高いことが確認された。

あ

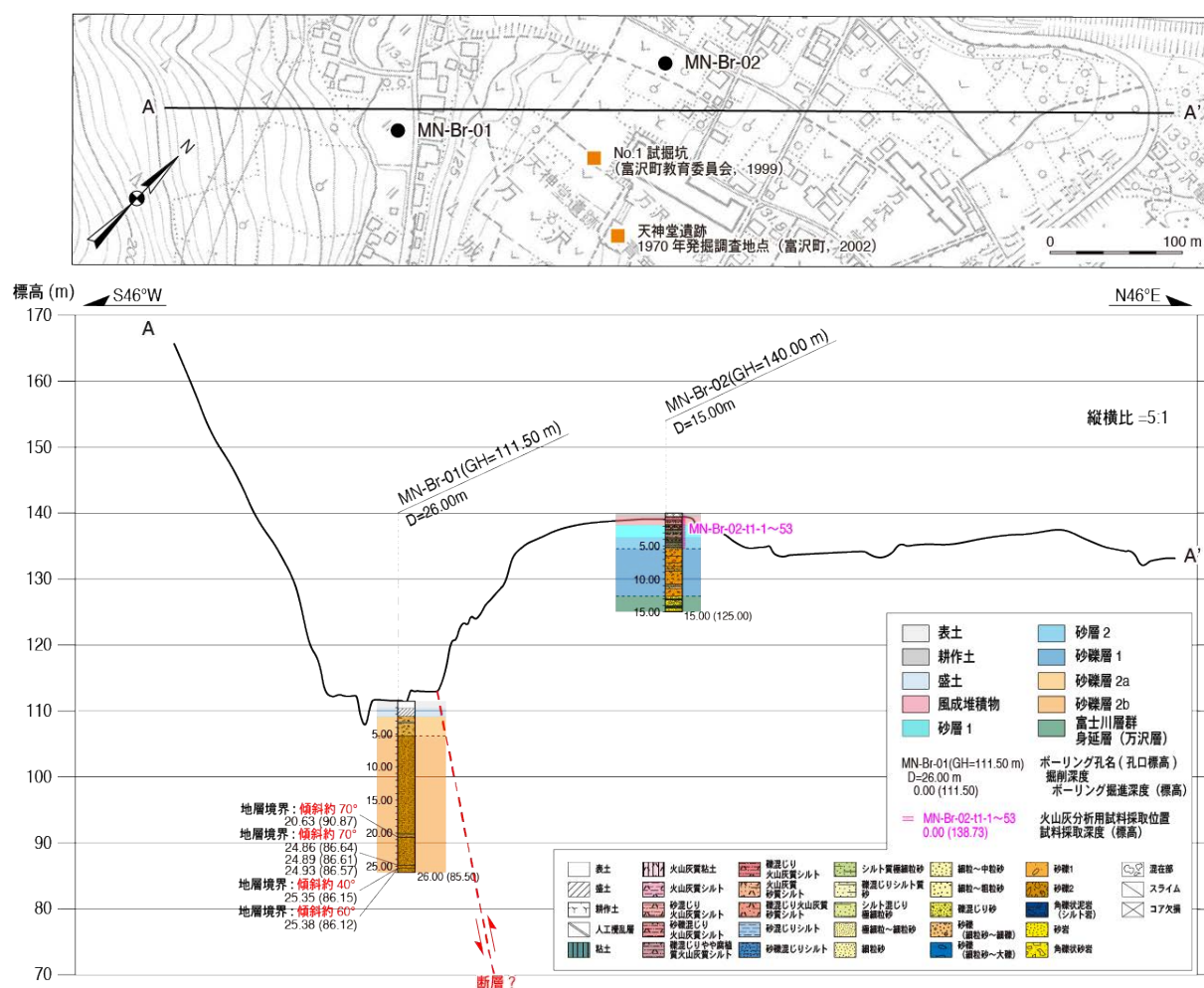


図 22 ボーリング調査から推定される万沢地区における地形・地質断面図
地質断面図は、上図の測線 A-A' 上に MN-Br-01 コア及び MN-Br-02 コアの柱状図を投影して作成した。上図の範囲を図 2 に白枠で示す。上図の基図は、山梨県南部町発行 1/5,000 富沢町平面図 6 を使用。

(c) 令和 5 年度の業務の成果

1) 身延断層の概要

身延断層(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015b)は、山梨県南巨摩郡身延町、南部町、静岡県富士宮市付近にかけて北北西－南南東方向に延びる断層である(図 23)。同断層は、関東地域の活断層の地域評価(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015a)において新たに長期評価対象とされ、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015b)により評価されている。それによると、身延断層は北部と南部に区分され、北部は断層の西側が隆起する逆断層、南部は断層の西側が隆起する逆断層成分を伴う左横ずれ断層であり、地表で確認できる長さは約 20km とされる。ただし、北部と南部の境界は示されていない。身延断層の断層面は西傾斜と考えられており、北部では深度 3 km 以浅の断層面の傾斜角が概ね 30° 、南部では相対的に高角の可能性もあるとされている。身延断層では、歴史時代に発生した確かな被害地震は知られていない。本断層が 1 つの活動区間として活動した場合、マグニチュード 7.0 程度の地震が発生する可能性がある。このとき、1 回のずれ量は 2 m 程度で、北部では断層近傍の地表面で断層の西側が東側に相対的に 1 m 程度高まる段差や撓みが生じる可能性もある。しかしながら、身延断層の平均的なずれの速度、平均活動間隔、最新活動時期はいずれも不明であるため、地震後経過率を算出することはできないと評価されている。地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015b)は、身延断層の地震発生確率を算出するうえで、過去の活動に関するデータを取得するための調査が必要であることと、身延断層南部で近接する富士川河口断層帯及び沈み込むフィリピン海プレートとの関係性にも留意して、その特性を調べる必要があるとしている。

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015b)による評価の後、水本・他(2016)により身延断層の断層変位地形の詳細が報告され、また渡辺・他(2017)により身延断層周辺で新たな断層変位地形が報告された(図 23)。しかしながら、断層変位を受けた地形面の形成年代に関する具体的なデータは得られておらず、信頼度の高い平均変位速度は求められていない。

そこで、令和 5 年度は、身延断層の活動性、特に平均変位速度を推定することを目的として、1) 令和 4 年度の調査に基づいて選定した調査適地において、露頭の観察、スケッチ作成、地質柱状図作成を含む詳細地形・地質踏査、2) 断層変位を受けた可能性のある地形面の形成年代を推定するために 1 箇所地形面を構成する堆積物から採取した材化石の ^{14}C 年代測定、3) 令和 4 年度に実施したボーリング調査を補完することを目的として 1 箇所 2 孔(48.0m×1 孔、12.0m×1 孔)のボーリング調査を実施した。

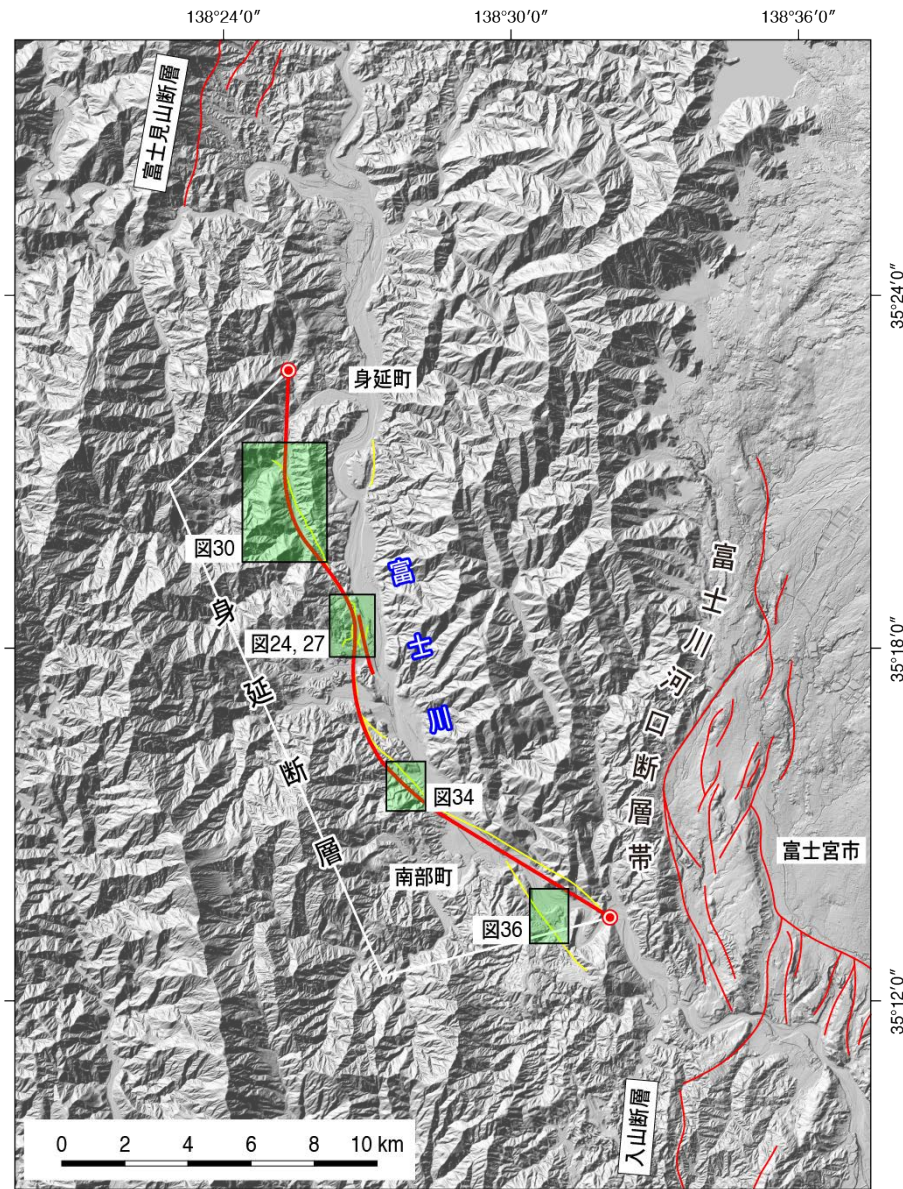


図 23 身延断層の全体図

赤色の線：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015b）。黄色の線：水本・他（2016）、渡辺・他（2017）。●：身延断層の端部。図 24、27、8、30、34 及び 36 の範囲を緑色四角で示す。基図は地理院地図（陰影起伏図）を使用。

2) 調査手法

a) 地形・地質踏査及び年代測定

令和 4 年度に実施した地形調査及び地形・地質概査に基づいて選定した活動性調査適地を対象として、身延町及び南部町発行の大縮尺地形図（1/2,500 及び 1/5,000）を基図とした詳細な地形・地質踏査を行い、断層変位地形や地形面の分布、地表付近に露出する地層の分布及びそれらと身延断層との関係を確認した。とくに令和 4 年度の調査により、基盤岩を不整合に覆う富士川本流性の低位段丘堆積物及びそれを覆って分布する支流性の扇状地堆積物（令和 4 年度は一括して段丘堆積物としていた）の露出状況が良好かつ ^{14}C 年代測定試料が挟在する露頭が見出され、水本・他（2016）により活断層としての身延断層の分布が示さ

れた南部町中野北原地区から同町中野清水原地区にかけての区間で重点的に踏査を行った。ここでは、観察した露頭について、整形、観察、地質柱状図の作成、スケッチの作成及び¹⁴C年代測定試料採取を実施した。地質柱状図の作成に際して、露頭の標高値の計測は、基準となる場所の標高を航空レーザ詳細地形データから作成した等高線図や上述の大縮尺地形図から読み取り、そこからレーザー距離計（Nikon Forestry Pro II J）を使用して行った。北原地区では、低位段丘堆積物を覆う扇状地堆積物中に挟在する多数の材化石について¹⁴C年代測定を実施した。また、水本・他（2016）により山地斜面を下刻する小河谷に系統的な左ずれ屈曲が報告されている断層北部の身延町相又地区において、航空レーザ詳細地形データから作成した地形表現図（陰影図、傾斜図等）を判読するとともに、断層沿いの地質踏査を行い、最近の活動の有無について検討した。さらに、水本・他（2016）により低位段丘面を開析する谷の左ずれ屈曲が報告されている断層南部の南部町楮根原戸地区において、レーザ測量機器を搭載した UAV を用いた測量を行い取得した細密な地形データから詳細な地形図を作成し、屈曲量を検討した。

b) ボーリング調査

身延断層の詳細な位置及び形態を把握し、平均変位速度を検討することを目的として南部町万沢地区において令和4年度に1箇所（撓曲崖の可能性があると推定した崖の相対的沈降側と隆起側で1孔ずつの計2孔）でボーリング調査を実施したが、両孔で確実に対比できる地層が出現しなかった。そのため今年度は両孔の間で2孔（48.0m×1孔、12.0m×1孔）追加掘削を行い、採取コア径60mmのオールコア試料を採取した。採取した地層を層相、締まり具合、色調などにに基づき地層区分を行った。令和4年度及び令和5年度のボーリング調査の結果を総合して地質断面図を作成し、同地区における活断層としての身延断層の存否を検討した。

3) 調査結果

a) 地形・地質踏査及び年代測定

i) 中野北原地区

中野北原地区では、令和4年度の予察的調査により、基盤岩（上部中新統富士川層群身延層波木井砂岩泥岩互層部層（杉山・松田，2014）とそれを不整合に覆う堆積物が分布していることが確認され（図24の地質柱状図作成ルートKH01）、堆積物を一括して段丘堆積物として報告した。この段丘堆積物について、本年度詳細な踏査を実施した結果、富士川の本流性の低位段丘堆積物とそれを覆う支流性の扇状地堆積物に明確に区分でき、後述するように層相及び¹⁴C年代測定結果から、さらに扇状地堆積物を下位の扇状地1堆積物と上位の扇状地2堆積物の2層に細分した。低位段丘堆積物及び扇状地2堆積物は、令和4年度成果報告書のそれぞれ段丘堆積物下部及び扇状地1堆積物に対応する。扇状地2堆積物は、令和4年度成果報告書では土石流堆積物とした堆積物である。低位段丘堆積物、扇状地1堆積物、扇状地2堆積物は、それぞれ低位段丘面、扇状地1面、扇状地2面を構成している。本調査では、これらの地層と身延断層（水本・他，2016）のF3断層との関係を検討するために、北原川沿いの数地点で地質柱状図を作成した（図24及び図25）。

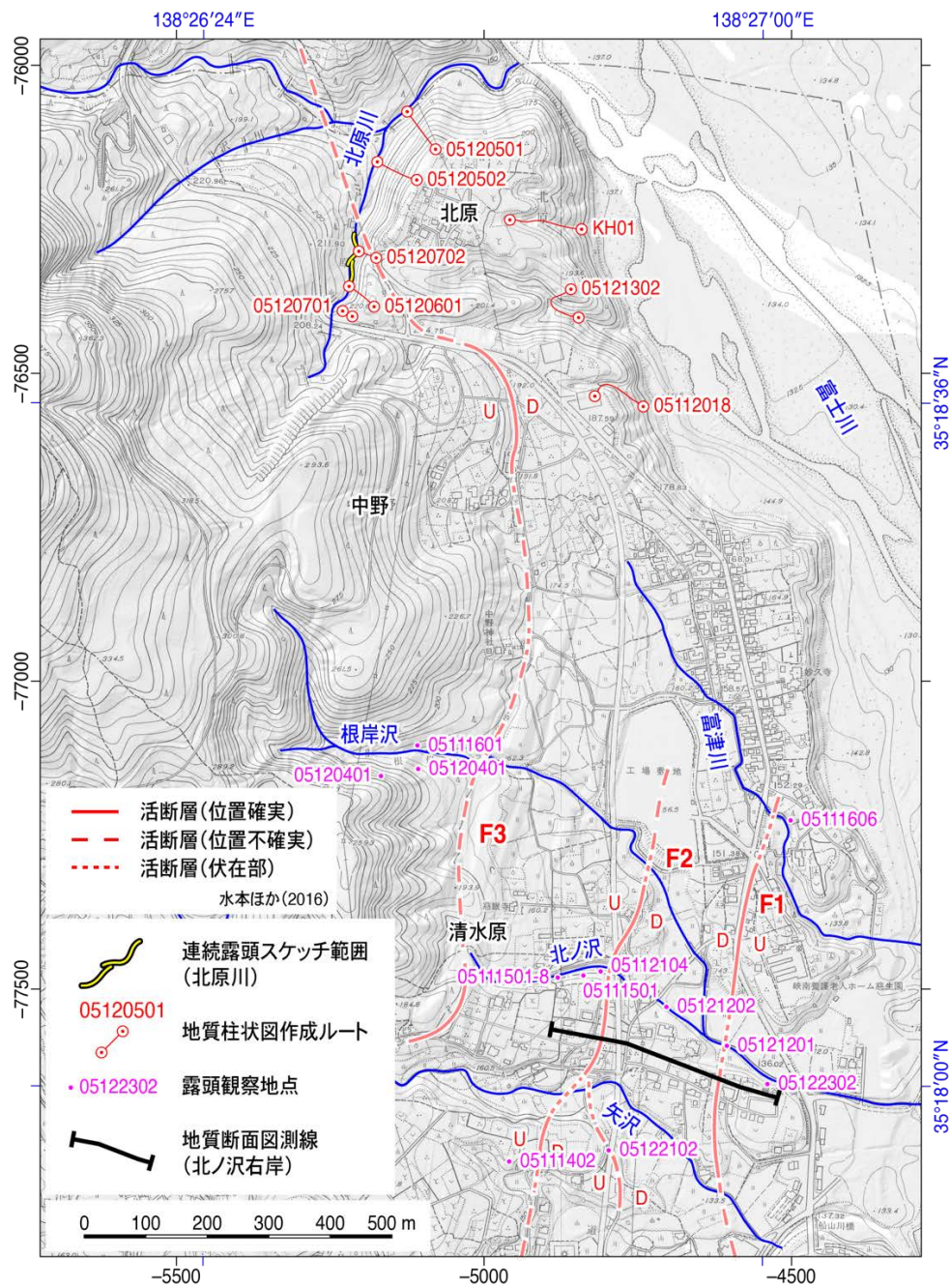


図 24 中野北原地区から中野清水原の区間の地形、活断層トレース及び調査地点
基図は南部町発行 1/5,000 地形図を使用。図中の U、D はそれぞれ相対的隆起側、沈降側を示す。

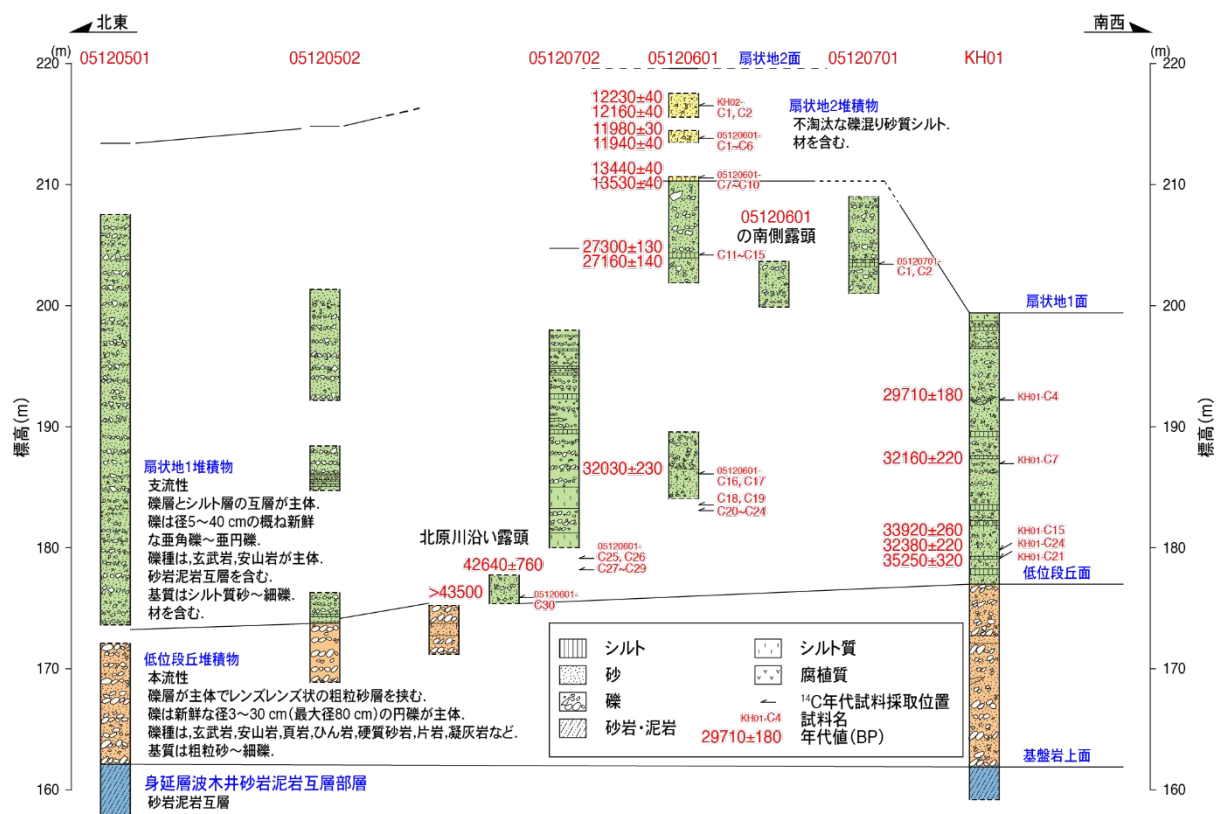


図 25 中野北原地区に分布する地層の地質柱状図

扇状地 1 堆積物及び扇状地 2 堆積物中には、多数の材や大型植物化石が挟在しており、一部については令和 4 年度に年代測定を行ったが、上述した各地層の堆積年代を把握するために、各地層の最上部、中部、最下部から試料を採取し、 ^{14}C 年代測定を実施した（表 4）。測定は株式会社地球科学研究所を介して、Beta Analytic Inc. に依頼した。なお、低位段丘堆積物中からは ^{14}C 年代測定試料は認められなかった。 ^{14}C 年代測定の結果、扇状地 2 堆積物は約 1 万 4 千年前から約 1 万 7 千年前に、扇状地 1 堆積物は、約 3 万 1 千年前から約 4 万 7 千年前に堆積した地層であり、扇状地 1 堆積物の最下部の年代値から低位段丘堆積物は約 4 万 7 千年前以前に堆積したと推定される（図 25）。

表 4 中野北原地区の扇状地堆積物から採取した試料の AMS¹⁴C 年代測定結果

試料名 ¹	測定コード Beta-	試料種	¹⁴ C 年代 (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	暦年代 (95.4%) (cal BP) ²	
KH02-C1 ³	655814	材	12230±40	-27.70	14310-14050	95.4%
KH02-C2 ³	655815	材	12160±40	-27.21	14170-13990	86.7%
					13930-13860	8.8%
05120601-C2	685239	材	11980±30	-29.57	14030-13910	48.4%
					13890-13780	47.1%
05120601-C3	685240	材	11940±40	-27.36	14030-13910	32.2%
					13890-13740	55.2%
					13710-13650	5.3%
					13640-13610	2.8%
05120601-C8	685241	材	13440±40	-27.75	16330-16030	95.4%
05120601-C9	685242	材	13530±40	-27.44	16500-16170	95.4%
05120601-C12	685243	材	27300±130	-27.06	31600-31110	95.4%
05120601-C13	685244	材	27160±140	-26.73	31530-31050	95.4%
05120601-C17	685726	材	32030±230	-27.33	36950-35950	95.4%
05120601-C29	685245	材	42640±760	-26.31	46810-44230	95.4%
05120601-C30	685246	材	>43500	-28.15	NA	
KH01-C4 ³	653510	材	29710±180	-29.04	34560-33890	95.4%
KH01-C7 ³	653511	材	32160±220	-27.23	36990-36100	95.4%
KH01-C15 ³	653486	植物片 (種実)	33920±260	-25.08	39650-37860	95.4%
KH01-C24 ³	653487	植物片 (種実)	32380±220	-26.91	37210-36210	95.4%
KH01-C21 ³	653510	材	35250±320	-26.21	41050-39720	95.4%

¹ 前処理はすべての試料について酸-アルカリ-酸洗浄。

² 較正曲線データベースは INTCAL20 (Reimer et al., 2020) を使用して、OxCal4.4 (Bronk Ramsey, 2009) を用いて暦年較正を行った。

³ 令和 4 年度に分析実施。

F3 断層は、中野北原地区の南では、中位段丘面に約 13m の東向きの崖として認定されている (図 24 中の“中野”の北東の位置確実の断層トレース) (水本・他, 2016)。なお、ここで中位段丘面とされている地形面は、本調査の低位段丘面及びそれを覆う扇状地 1 面に対応する。F3 断層が実在し、その分布が地形を手がかりに判読されたものとする、今回地質柱状図を作成した北原川沿いでは、鞍部に近接する柱状図作成ルート 05120702 付近を横切るものと推定され (図 24)、そこでは低位段丘堆積物及び扇状地 1 堆積物にメートルオーダー以上の変位の存在が予想される。その位置に関しては、この付近における F3 断層が位置不確実として示されていることを考慮しても、少なくともルート 05120502 とルート 05120601 との間を通過するものと推定される。しかしながら、地質柱状図対比図からはルート 05120502 とルート 05120601 との間で、扇状地 1 堆積物基底にメートルオーダーの東側低下の落差は認められない (図 25)。

北原川では、同川と国道 52 号線との交差点から約 70m 北を南端としてそこから約 90m にわたって扇状地 1 堆積物が連続的に露出していることが認められた (図 24)。その北限は水本・他 (2016) により示された F3 断層までは到達しない。この露頭区間について詳しく観察したところ、礫層とシルト層の互層を主体とする地層には撓みやずれは認められなかった (図 26)。したがって、この約 90m の区間には F3 断層は通過している可能性は低いと考えられる。

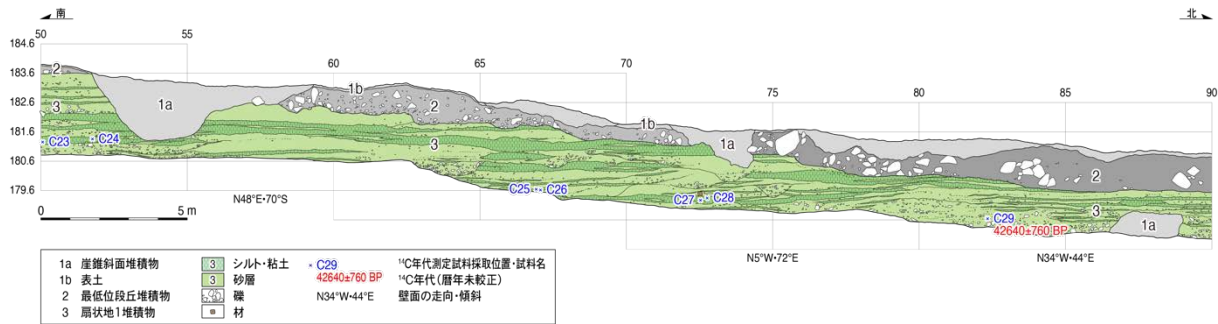


図 26 中野北原地区の北原川沿いに連続的に露出する扇状地 1 堆積物のスケッチ
スケッチは長さ約 90m にわたる露頭のうち、北部の 40m 区間を表示している。

ii) 中野清水原地区

中野清水原地区では、F1 断層と F2 断層はいずれも中位段丘面に約 6 m の上下変位を伴うそれぞれ東向きと西向きの断層崖として認定されている（水本・他，2016）（図 23）。ここでは、F1 断層及び F2 断層の活動性を検討するために、中野清水原地区を東流する北ノ沢において、低位段丘堆積物と扇状地 1 堆積物の分布を観察し、地質柱状図を作成してそれらの分布高度を計測した（図 27 及び図 28）。それらの柱状図を北ノ沢右岸の地質断面図測線に沿って作成した地形断面図に投影した（図 29）。その結果、F1 断層の西側では低位段丘堆積物と扇状地 1 堆積物の分布が認められる一方、東側では低位段丘堆積物のみが認められ扇状地 1 堆積物は分布していないことが確認された（図 27）。このように、崖の両側で変位基準となる地形面が異なることから、F1 断層とされた西向きの崖が断層崖とは言い切れない。仮に、F1 断層が存在した場合、崖の両側の低位段丘堆積物の上面の高度差は約 7 m と見積もられる（図 29）。崖の両側の低位段丘堆積物が侵食を受けていないとすると、その高度差は F1 断層による落差を示している可能性がある。この場合、その平均変位速度の上下成分は約 4 万 7 千年前かそれ以前に堆積した低位段丘堆積物の上面の落差（最大 5.5m 程度）から、0.1m/千年程度以下と推定される。

F2 断層の東向きの崖については、その両側に低位段丘堆積物と扇状地 1 堆積物が分布していることが確認された。ただし、崖の西側にのみ扇状地 1 堆積物を覆って厚さ約 5 m 以上の土石流堆積物が分布しており、F2 断層の約 6 m の東向きの低崖は土石流堆積物の末端部に一致している可能性がある。F2 断層が存在し、また北ノ沢周辺の低位段丘堆積物が大きく侵食されることなく保存されていたと仮定すると、F2 断層を挟んだ低位段丘堆積物上面（低位段丘面）の東側低下の落差は 5.5m 程度となる（図 29）。このように、F2 断層については、断層活動以外でもその崖の成因が説明可能であるが、断層活動によるものと仮定した場合、その平均変位速度の上下成分は約 4 万 7 千年前かそれ以前に堆積した低位段丘堆積物の上面の落差（最大 5.5m 程度）から、0.1m/千年程度以下と推定される。なお、F1 断層は東側上がりで F2 断層は西側上がりであるため、平均変位速度の上下成分は相殺される。断層の傾斜を地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015b）に従い概ね 30° とした場合、F1 断層、F2 断層ともに平均変位速度の水平短縮成分は 0.2m/千年程度以下となり、断層全体としては両者を足し合わせた 0.4m/千年程度以下と推定される。

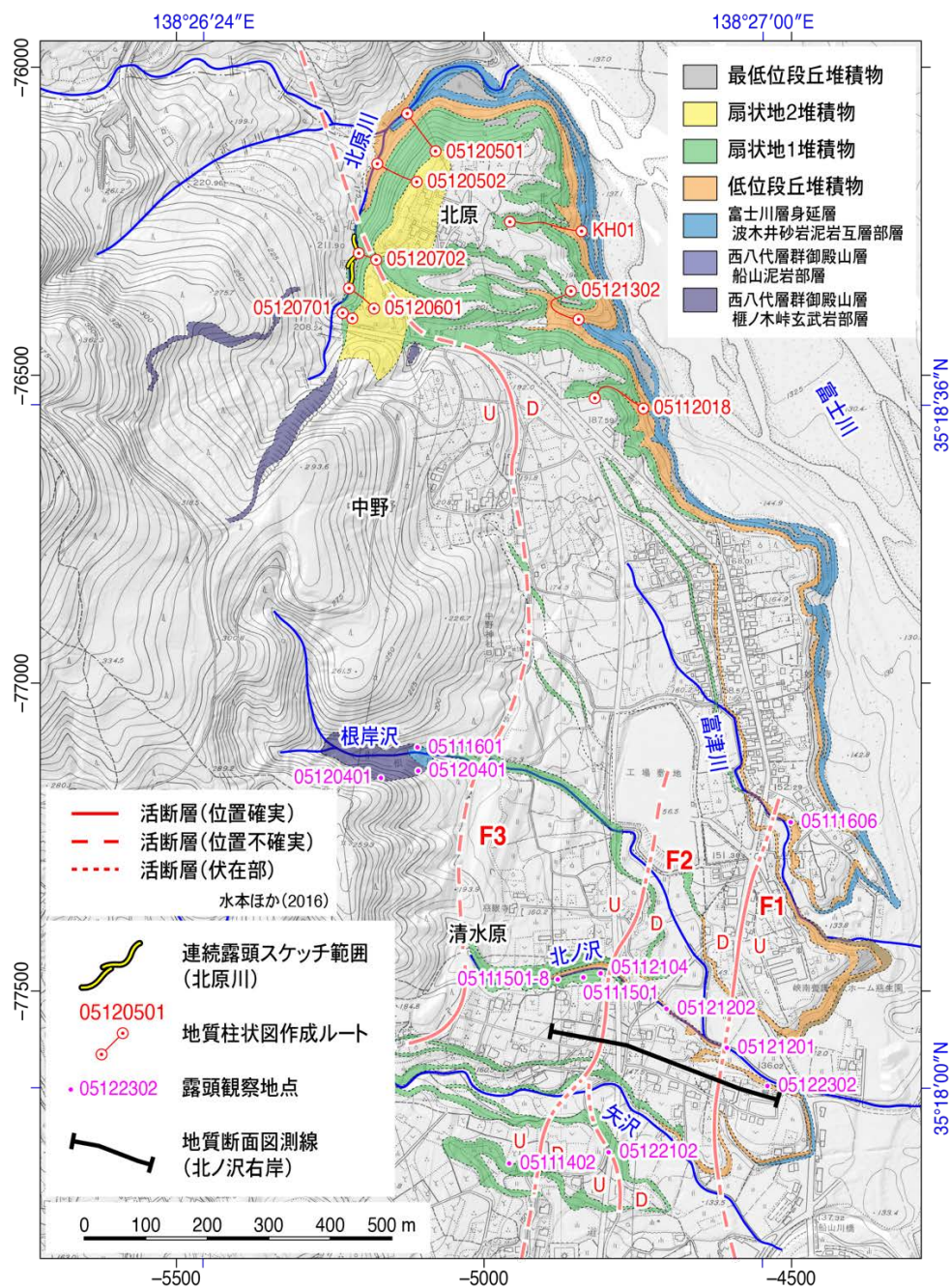


図 27 中野北原地区から中野清水原の区間の地層分布図
基図は南部町発行 1/5,000 地形図を使用。

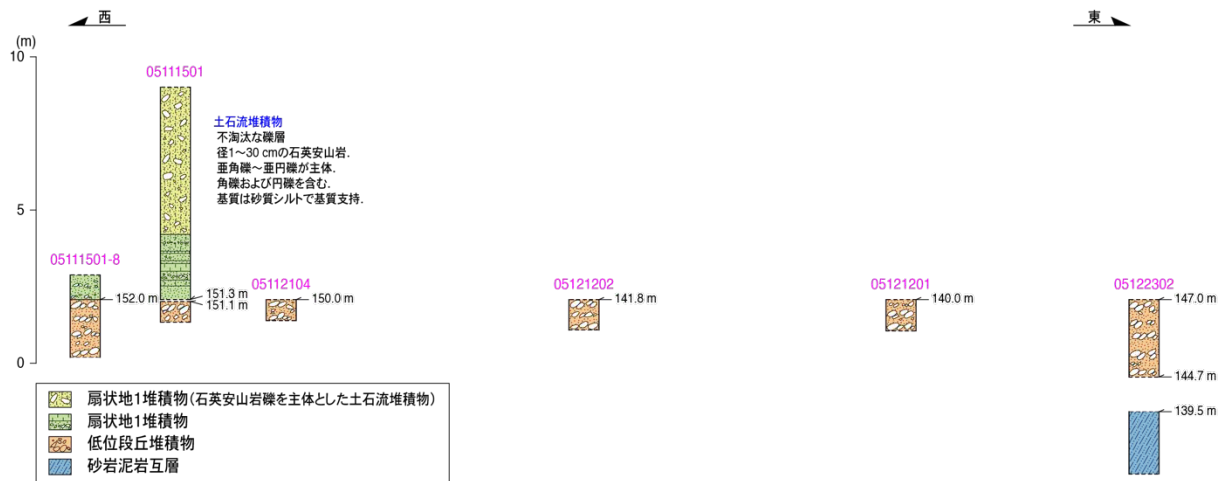


図 28 北ノ沢沿いの地質柱状図
露頭観察地点を図 27 に示す。

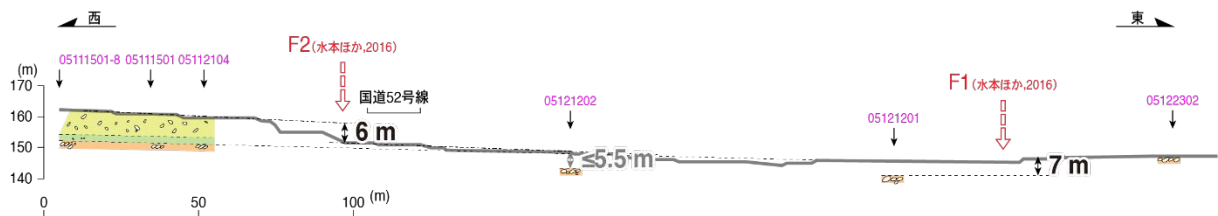


図 29 中野清水原地区の地形・地質断面図
地質断面図測線を図 27 に示す。

iii) 相又地区

身延町相又地区では、山地斜面を下刻する小河谷に系統的な左ずれ屈曲が報告されており、身延断層の左ずれによる断層変位地形と解釈されている（水本・他，2016）（図 30）。同地区において航空レーザ計測データから作成した陰影図等の地形表現図を判読したところ、山地内では地盤データの密度が疎のためやや不等三角網が目立つものの、小河谷（谷 a～谷 f）に系統的な左ずれ屈曲は認められなかった（図 31）。また、同地区の身延断層のトレース（位置不確実）周辺の地質は、中部中新統西八代層群御殿山層樞の木玄武岩部層と上部中新統富士川層群身延層清子火砕岩部層及び同層波木井砂岩泥岩互層部層が分布するとされている（杉山・松田，2014）が、踏査の結果断層トレースの両側で身延層清子火砕岩部層とみられる安山岩質火砕岩が分布し、断層を境に明瞭な地層の食い違いや異なる地層の接触は認められなかった（図 32）。さらに、水本・他（2016）では、樞の木峠の南東を流下する湯つぼ沢川に沿って断層（位置不確実）トレースが示されているが、同川の両側約 35m にわたって身延層清子火砕岩部層とみられる火砕岩が露出しており、そこでは古期の地殻変動に伴う地層の傾斜（回転）が認められるものの、新鮮な断層破碎帯等最近の活動を示す証拠は認められなかった（図 33）。

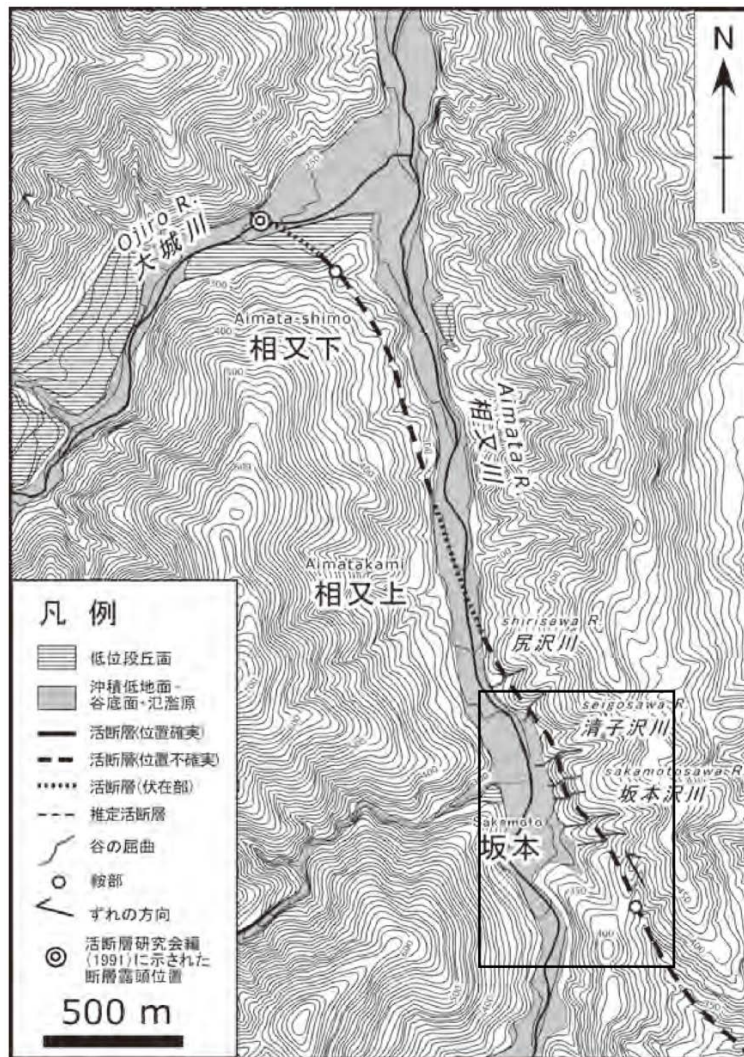


図 30 身延町相又周辺の断層変位地形（水本ほか，2016）
図 31 及び図 32 の範囲を黒枠で示す。

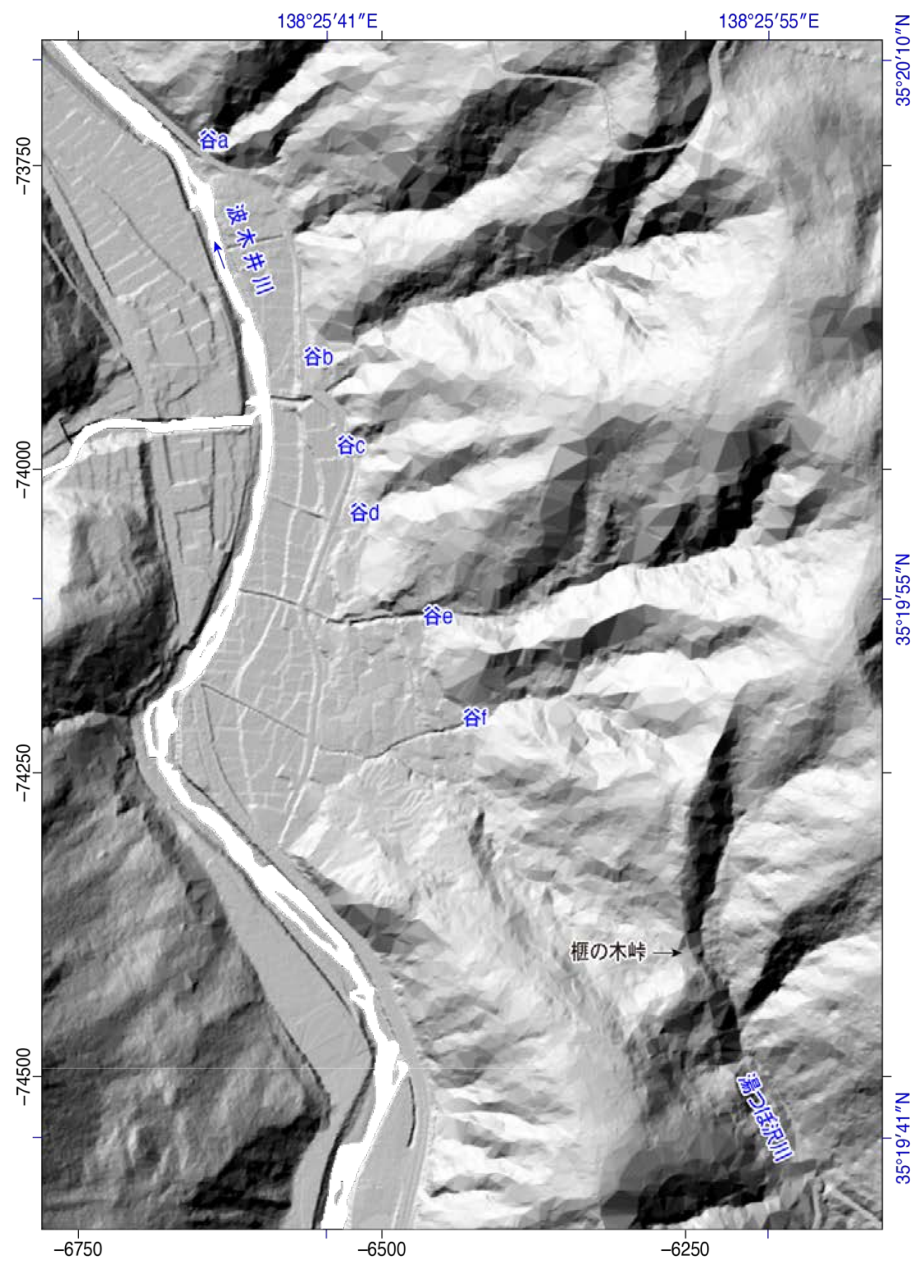


図 31 相又地区の詳細地形図

基図は 1 m メッシュ航空レーザ数値標高データから作成した陰影図。

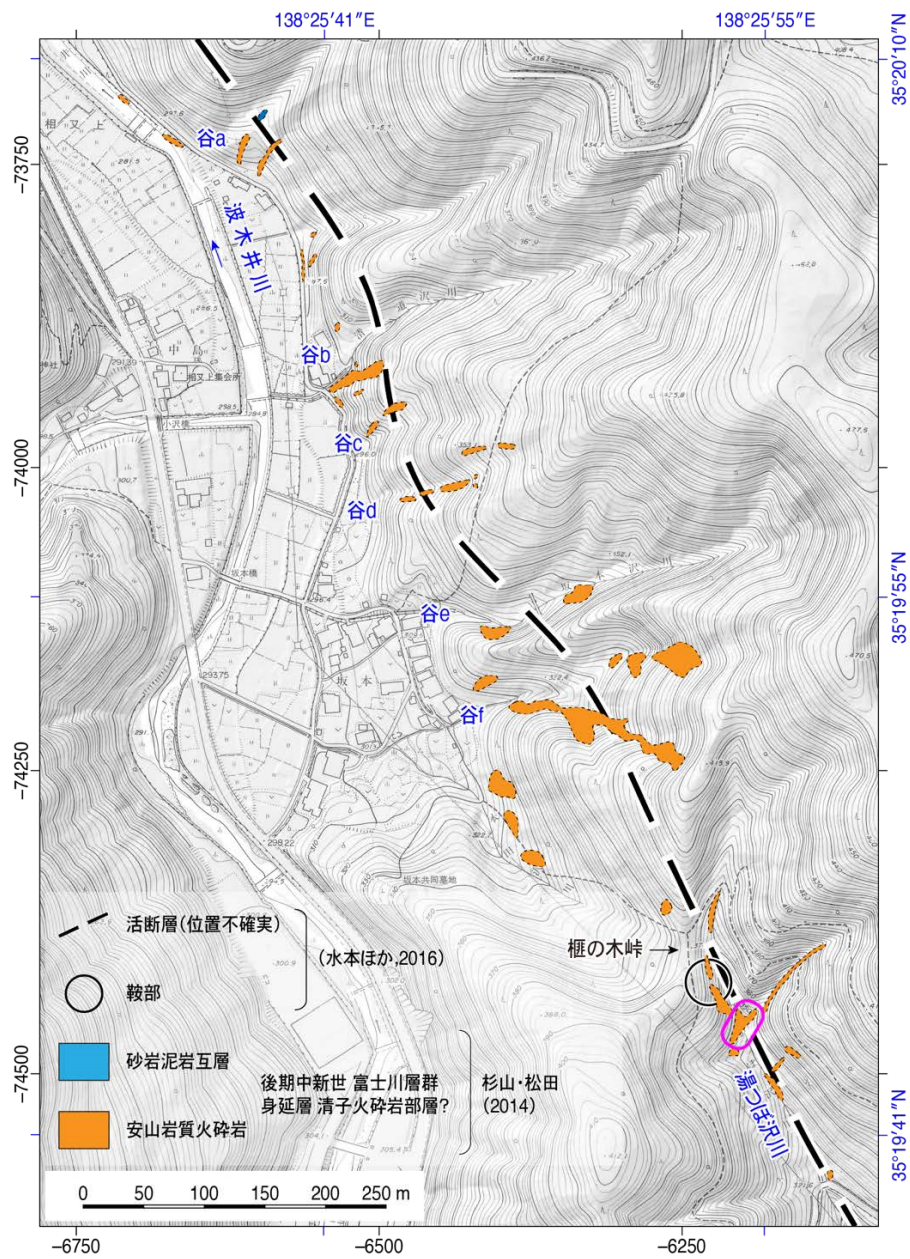


図 32 相又地区の地質踏査結果

基図は身延町発行 1/2, 500 地形図。図 33 の露頭位置を赤紫枠で示す。

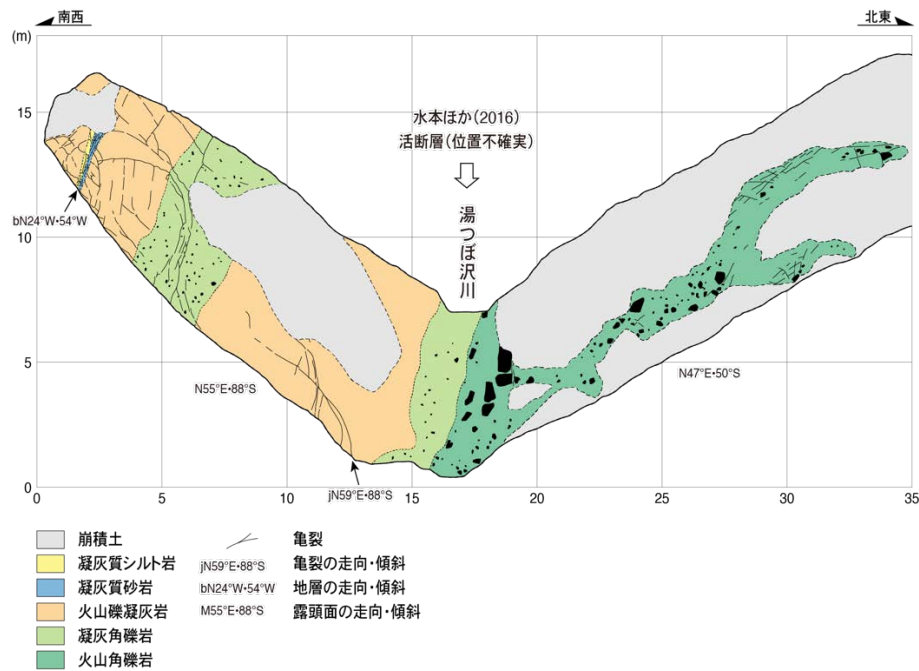


図 33 櫃の木嶺南東方湯つば沢川の露頭スケッチ

iv) 楮根原戸地区

楮根原戸地区とその周辺では、谷の系統的な左ずれ屈曲や閉塞丘が報告され、活断層としての身延断層の変位によるものと解釈されている（水本・他，2016）（図 34）。そのうち、原戸地区では低位段丘面形成以降に形成された河谷 A が少なくとも 20m 程度左ずれ変位したと報告されている。本業務では、河谷 A の屈曲量を正確に計測することを目的として、河谷 A 周辺についてレーザ測量機器を搭載した UAV を用いた測量を行った。測量により取得した細密な地形データから作成した等高線間隔 25cm の地形図を図 35 に示す。推定される断層トレース付近における河谷 A 付近とその周辺は、耕作や住宅建設のため地形が改変されており、正確な屈曲量の計測は困難なものの、右岸の谷壁基部の左屈曲は 10m 程度を上回ることはないと見積もられる。一方、左岸側では推定される断層トレース近傍において右岸よりも大きく屈曲しているように見えるが、北西側斜面の崩壊による押し出しの影響を受けている可能性もある。この崩壊の可能性のある区間を除いて、推定される断層の上流側と下流側で谷壁がもともと直線的に形成されたと仮定すると、その屈曲量は右岸のそれより小さいように見える。右岸で見積もられた屈曲量が河谷 A が形成されて以降の身延断層の左横ずれの累積変位とした場合、同地区の低位段丘面の形成年代が水本・他（2016）により推定された約 3 万年前、あるいは中野地区のそれと同時期（約 4 万 7 千年前かそれ以前）とすると、平均変位速度の水平（横ずれ）成分は、0.3m／千年以上、あるいは 0.2m／千年以上と推定される。

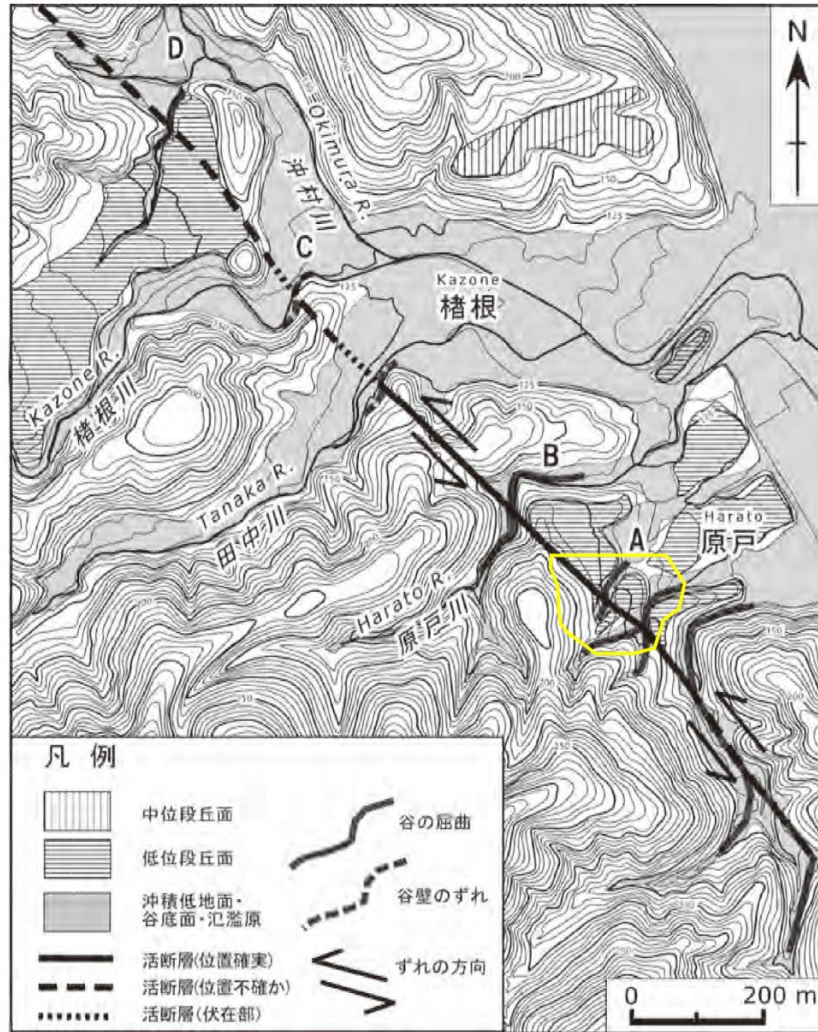


図 34 南部町椿根周辺の断層変位地形（水本ほか，2016）
レーザ測量機器を搭載した UAV を用いた測量範囲（図 35 の範囲）を黄色枠で示す。

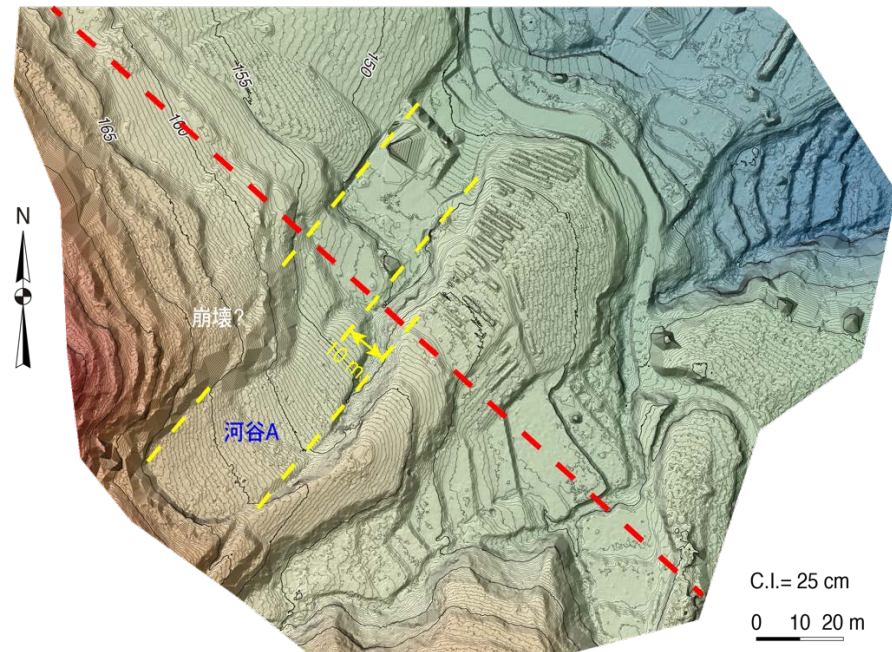


図 35 レーザ測量機器を搭載した UAV を用いた測量による原戸地区の河谷 A 周辺の詳細地形図
等高線間隔は 25cm。推定される活断層トレースを赤破線で示す。河谷 A の谷壁基部を黄破線で示す。

b) ボーリング調査

南部町万沢地区において、2 孔（MN-Br-03 及び MN-Br-04）のボーリングを掘削した（図 36）。当地区では、令和 4 年度に北西-南東に延びる直線状の谷とその北東に分布する段丘面とを境する南西向き斜面が、伏在する北東傾斜の逆断層に伴う撓曲崖の可能性があると考え、斜面（図 36、図 37）を挟んで相対的沈降側（南西側）とみられる谷底低地と隆起側（北東側）の段丘面でそれぞれ 1 孔ボーリングを掘削した。しかしながら、両孔で確実に対比できる地層が認められず、地下地質の詳細を明らかにすることができなかった。そこで、令和 5 年度は当地区における断層の存在や位置等を検討するため、令和 4 年度に掘削した 2 孔の間を補完する形で斜面基部付近（MN-Br-03 孔）と斜面中腹付近（MN-Br-04 孔）で掘削を行った。各孔の掘削深度は、MN-Br-03 孔が 48.0m、MN-Br-04 孔が 12.0m である。斜面の基部付近で掘削した MN-Br-03 孔で深く掘削した理由は、撓曲崖を伴う北東傾斜の逆断層が存在する場合、基盤岩がより新しい地層に衝上する地質構造やそれを反映した地層の繰り返しが観察できる可能性を考慮したためである。ボーリング掘削地点の座標及び孔口標高を令和 4 年度に掘削した 2 孔と合わせて表 5 に示す。

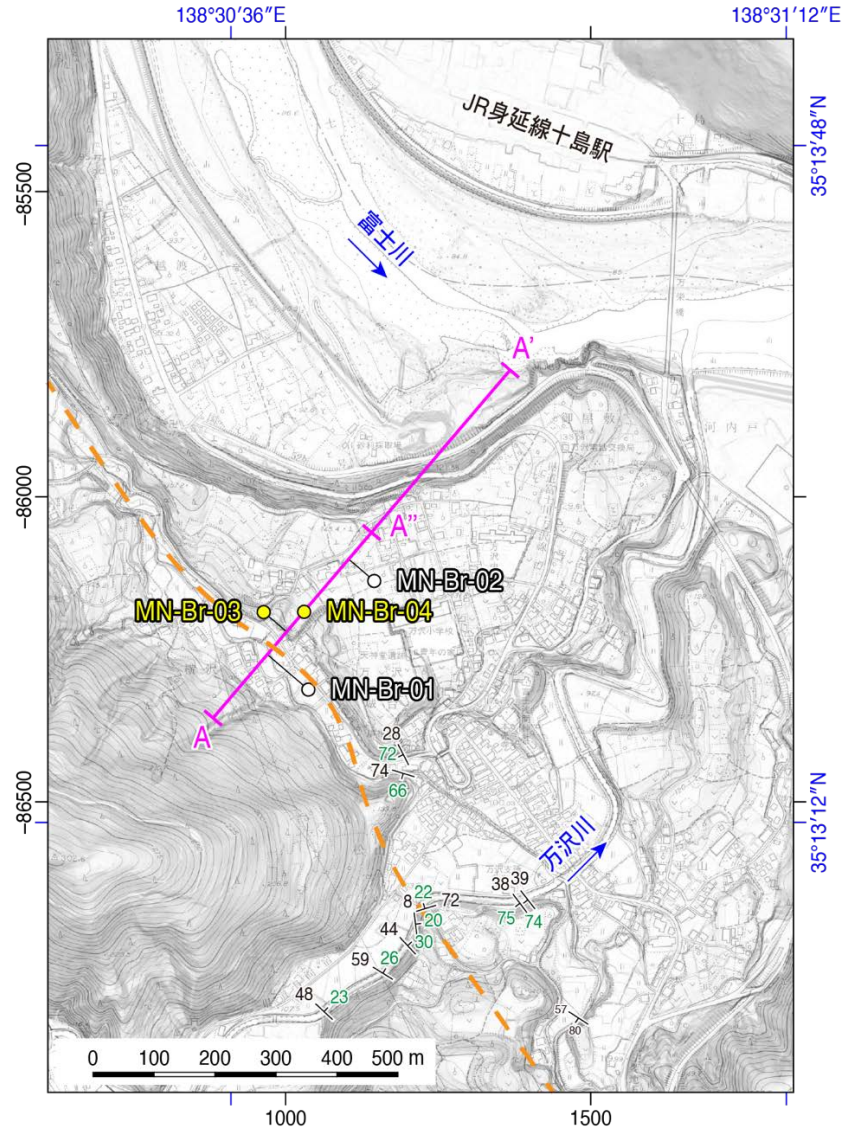


図 36 南部町万沢地区とその周辺の地形、推定活断層及びボーリング調査地点
基図は 1 m メッシュ航空レーザ数値標高データから作成した傾斜図に南部町発行 1 /5,000 地形図を重ねた。地形断面図（測線 A-A' : 図 37）及び地質断面図（測線 A-A'' : 図 43）の位置を地形図中に赤紫色の線で示す。MN-Br-01～MN-Br-04 はボーリング調査地点を示す。今年度掘削したボーリング MN-Br-03 孔及び MN-Br-04 孔を黄色で示す。推定される活断層を橙色の破線で示す。地層の走向・傾斜のうち、傾斜を緑色で示す。

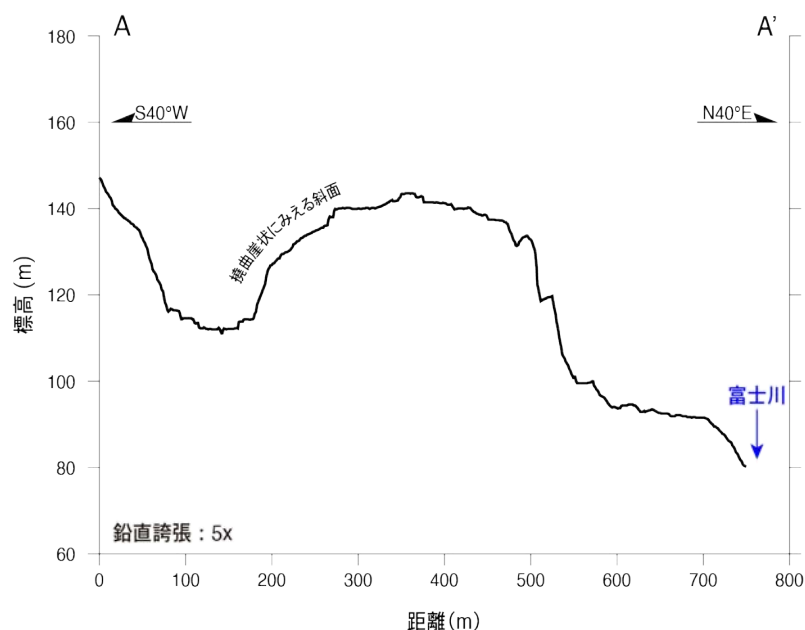


図 37 万沢地区における地形断面

1 m メッシュ航空レーザ数値標高データから作成。断面 A-A' の測線を図 36 に示す。

表 5 万沢地区ボーリング掘削地点の座標、孔口標高及び掘削深度

孔名	X 座標 ¹	Y 座標 ¹	標高 (m)	掘削深度 (m)
MN-Br-01 ²	-86316.005	1037.272	111.50	26.0
MN-Br-02 ²	-86137.999	1145.233	140.00	15.0
MN-Br-03	-86189.038	964.027	124.40	48.0
MN-Br-04	-86188.551	1030.345	132.23	12.0

¹ 平面直角座標系 (VIII)。

² 令和 4 年度に調査実施。

i) ボーリングコアの地質

ボーリングコアの観察の結果、MN-Br-03 孔、MN-Br-04 孔ともに上部中新統富士川層群万沢層砂岩泥岩互層部層（杉山・松田，2014）を基盤として、それを砂礫層が覆っている状況が確認された。MN-Br-03 孔では、基盤岩は深度 2.21m（標高 122.19m）で出現し、それを層厚 1.59m の斜面堆積物が覆い、その上位に厚さ 0.62m の表土が認められた。一方、MN-Br-04 孔では、深度 7.93m（標高 124.30m）で出現した基盤岩を覆って厚さ 6.90m の富士川の本流性及び支流性の段丘礫層、厚さ 0.64m の斜面堆積物、厚さ 0.4m の表土が認められた。MN-Br-03 孔、MN-Br-04 孔ともに MN-Br-01 孔で確認された本流性のものとは異なる砂礫層は認められなかった。両孔のコア写真を図 38～図 41 に、簡易柱状図を図 42 に示す。両孔の概要は以下の通りである。

[MN-Br-03 孔]

本孔では、砂岩泥岩互層の基盤岩（部分的に安山岩質の貫入岩が認められる）を礫混じりシルト～シルト質の砂礫が薄く覆っている。この砂礫は他の地点で確認されている支流成・本流成のどちらの砂礫層とも異なっている。斜面の中腹に位置することから、斜面堆積物であると推測される。基盤岩は風化等により亀裂が発達している箇所も確認

されたが、全体的には固結しており、顕著な破碎部は認められなかった。

[MN-Br-04 孔]

本孔では、令和4年度に掘削した MN-Br-02 孔で確認された地層のうち富士川の本流成の砂礫層が確認されたが、本流成の砂層やローム層は確認されなかった。一方で、MN-Br-02 孔では確認されなかった支流成の砂礫層が本流成の砂礫層を覆っている。この2つの本流性と支流性の礫層は、礫種や礫径から区別されるが、境界は不明瞭である。

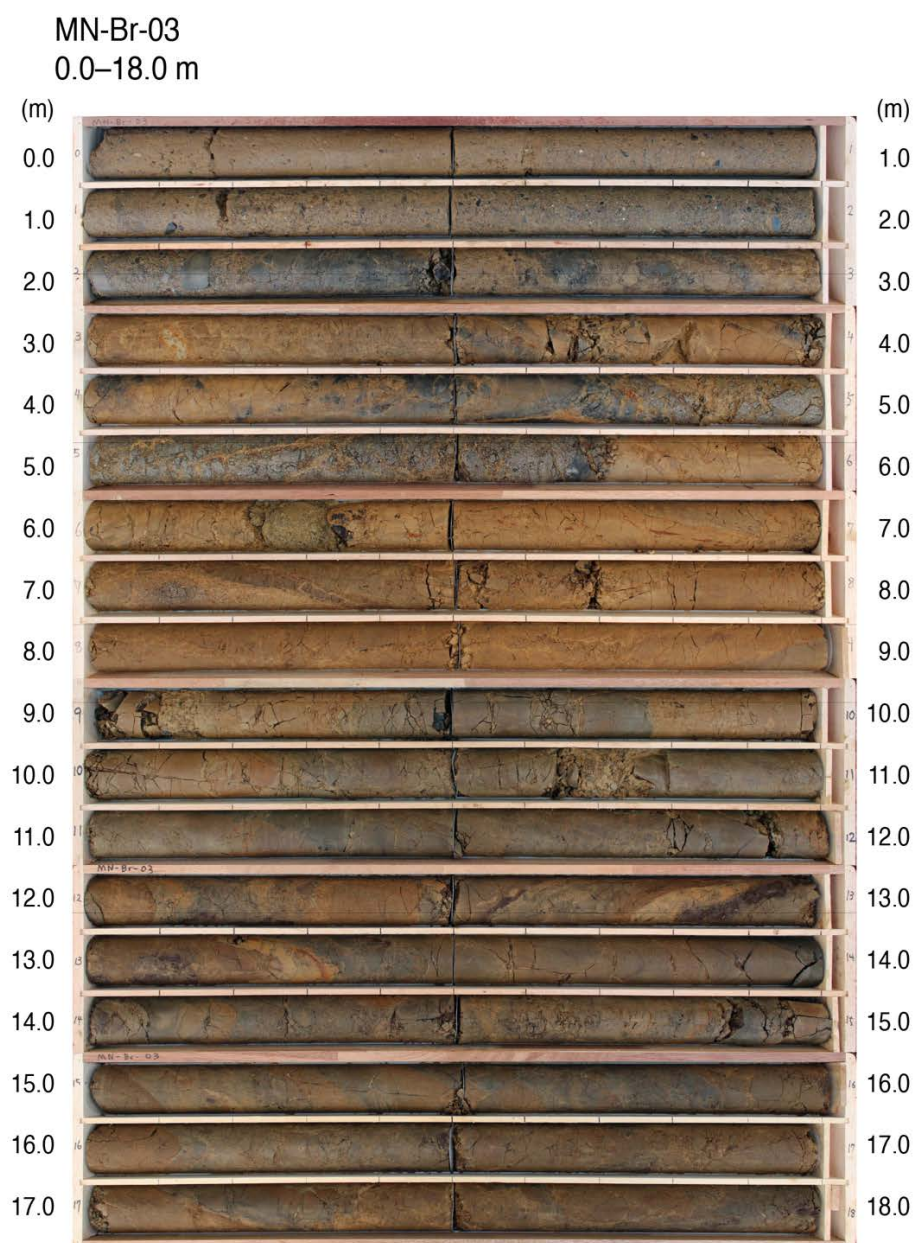


図 38 MN-Br-03 コア写真（深度 0.0～18.0m）

MN-Br-03
18.0-36.0 m

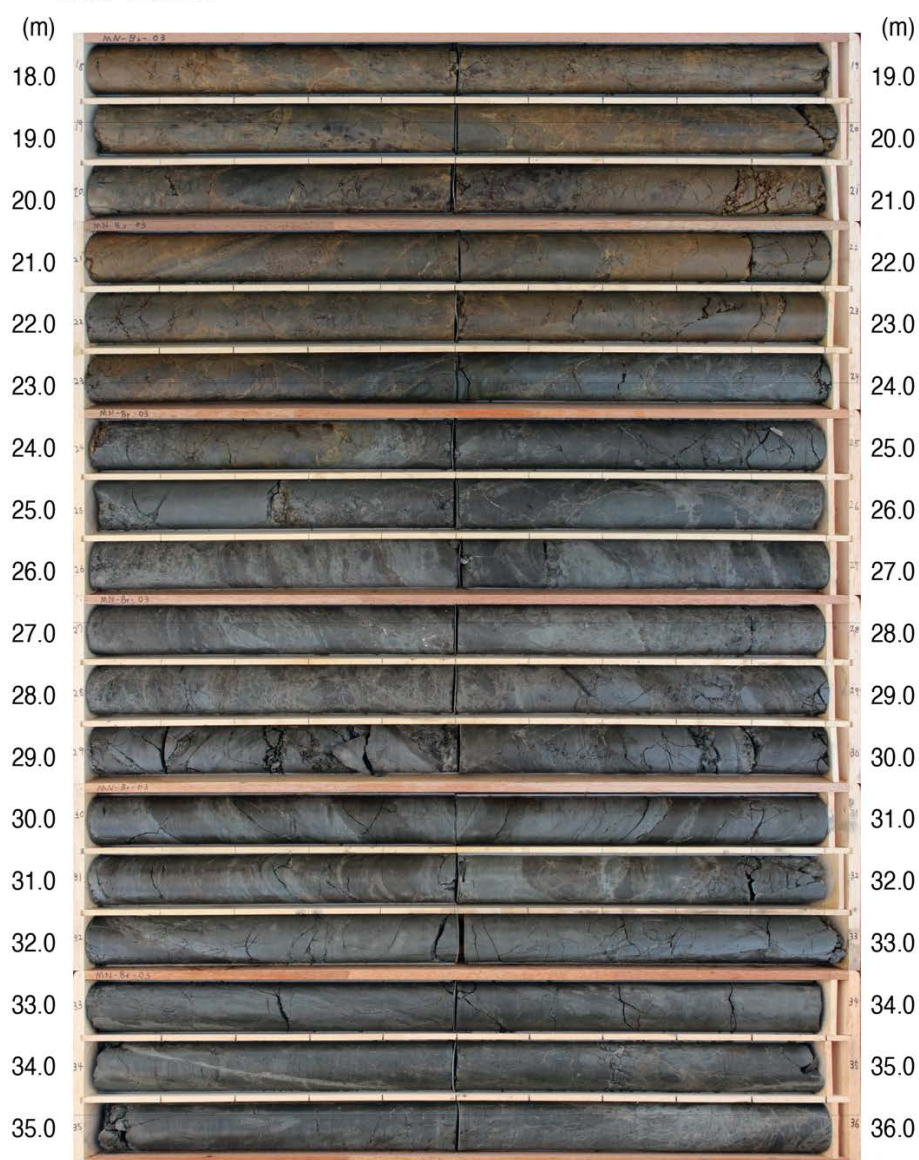


図 39 MN-Br-03 コア写真 (深度 18.0～36.0m)

MN-Br-03
36.0—48.0 m



図 40 MN-Br-03 コア写真 (深度 36.0～42.0m)

MN-Br-04
0.0—12.0 m



図 41 MN-Br-04 コア写真 (深度 0.0～12.0m)

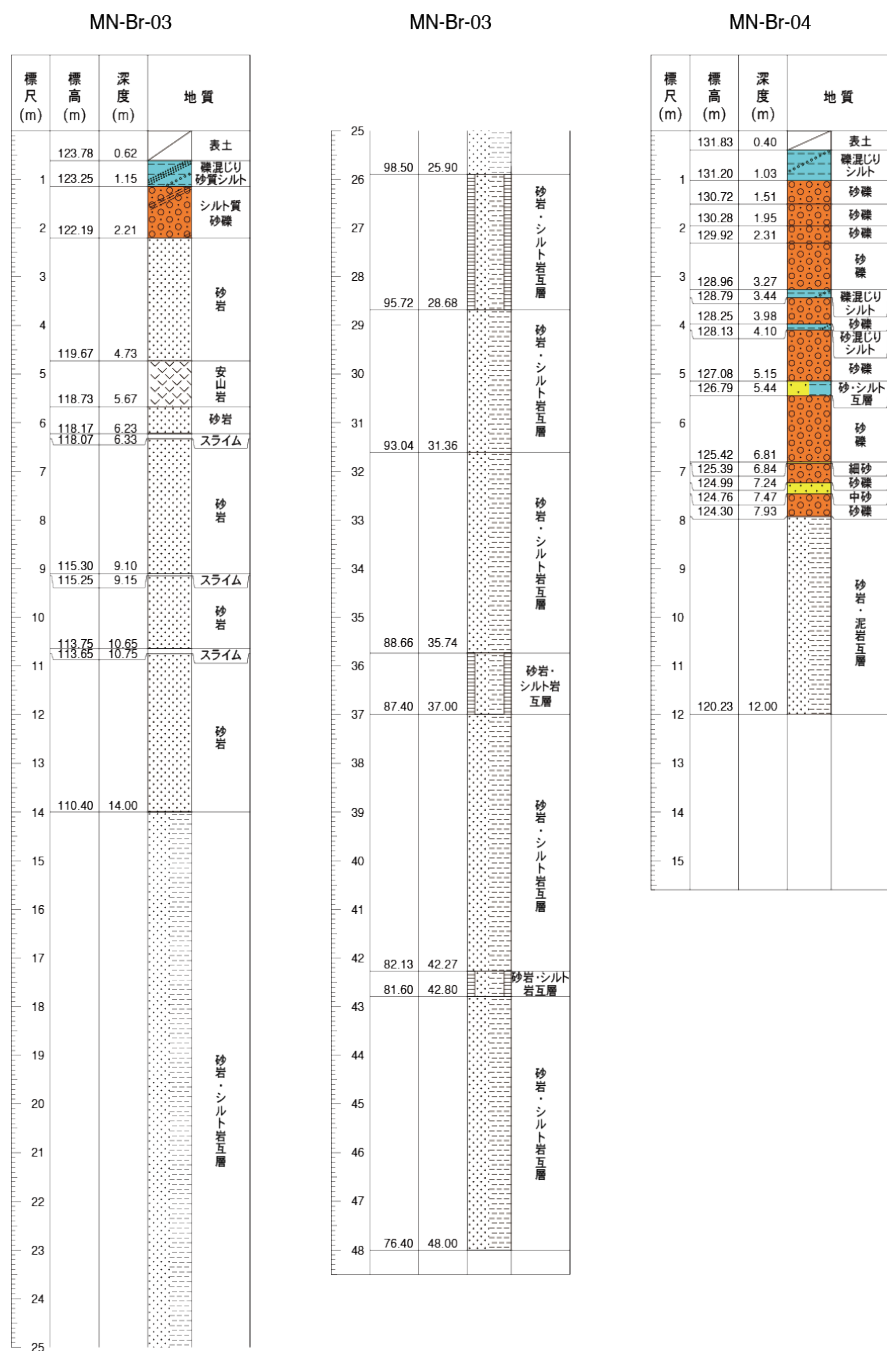


図 42 MN-Br-03 孔と MN-Br-04 孔の簡易柱状図

ii) 地質断面図

令和 4 年度と令和 5 年度のボーリング調査をもとに作成した地質柱状図を並べた鉛直誇張 5 倍の地質断面図を図 43 に示す。地質断面図の測線 A-A” は MN-Br-04 孔を通り、北西-南東方向に延びる崖を横断する方向に設定した。その他の孔は測線上から離れているため、掘削地点を測線に投影して断面に反映した。測線 A-A” の位置図を図 36 に示す。この地質断面図と周辺の地形・地質踏査に基づき、万沢地区における活断層の存否について検討した。

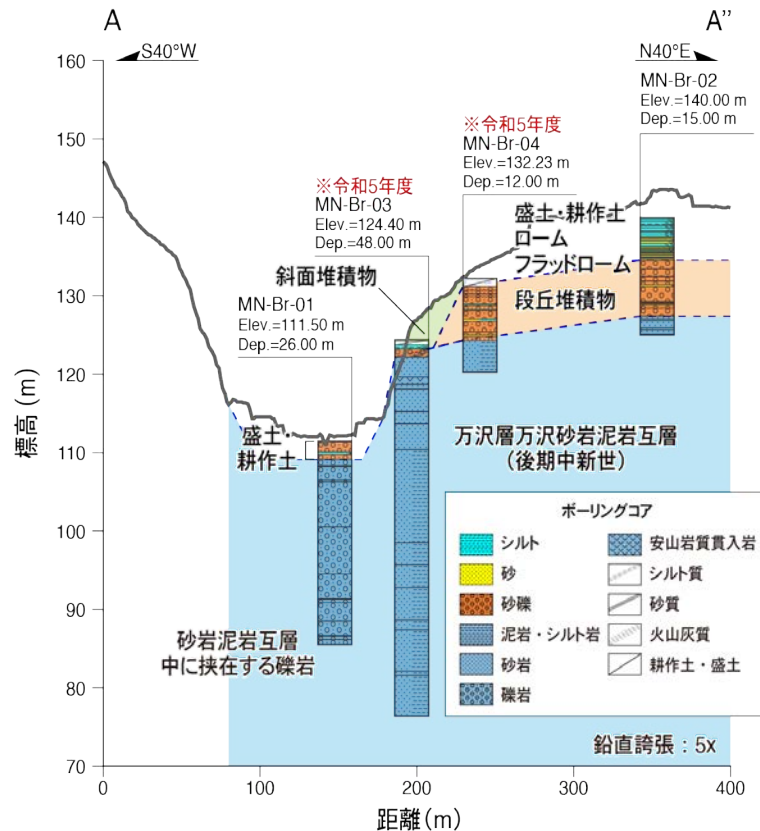


図 43 万沢地区における地質断面図

地形断面図は 1 m メッシュ航空レーザ数値標高データから作成。断面 A-A'' の測線を図 36 に示す。

iii) 推定される地下地質

上述したように、本業務でボーリング調査の対象とした直線的の谷とその北東部の段丘面とを隔てる南西向き斜面は、谷側に向かって撓み下がる断面形状を示していることから、谷沿いに伏在する北東傾斜の逆断層に伴う撓曲崖の可能性が推定された。その場合、基盤岩の上面や段丘礫層及び風成層も斜面と調和的な撓曲状の分布を示すことが想定される。これらの分布を確認するために、MN-Br-01 孔～MN-Br-04 孔の 4 孔が掘削された（そのうち、MN-Br-01 孔及び MN-Br-02 孔は令和 4 年度掘削）。対比柱状図によると、MN-Br-03 孔から MN-Br-02 孔にかけては、基盤岩である砂岩泥岩互層と段丘礫層との地層境界はほぼ水平であり、撓曲崖状の斜面の断面形態とは非調和である。また、直線的な谷の東側谷壁基部に逆断層が存在すると仮定すると、ボーリング孔内で基盤岩がより新しい地層に衝上する構造及びそれを反映した地層の繰り返しや基盤岩中に新鮮な断層粘土等の破碎帯の存在が想定される。MN-Br-03 孔では、深度 2.21～48.00m に基盤岩の分布が確認されたが、上述したような逆断層の存在を示す構造は確認されなかった。また MN-Br-03 孔では、深度 25.90～28.68m に破碎帯が存在することが確認されたが、基質は固結しており、明らかに新しい活動を示す軟質な断層破碎物質は確認されなかった。これらのことから、調査対象とした斜面は逆断層に関連した撓曲変形を示すものではないと判断される。斜面が撓曲状の形態を示しているのは、斜面における土塊の移動や侵食によるものの可能性が高い。

以上のように、万沢地区では、直線的な谷沿いに活断層が存在しない可能性が高いことが判明した。活断層が存在しないとすると、MN-Br-01 孔でボーリングの最深部まで続いていることが確認された本流性のものとは異なる砂礫層の最深部の標高（約 85m）が現富士川本流の河床とほぼ同じであることから、谷を埋積した堆積物とは考えにくい。この礫層は上部では締まりがゆるいものの深部では固結している。また、部分的に層理面が $60^{\circ} \sim 70^{\circ}$ 程度傾斜している様子が認められた。ボーリングコアは定方位試料ではないため傾斜方向は不明であるが、この層理面の傾斜角は、谷の東側に露出する砂岩泥岩互層（ $60^{\circ} \sim 70^{\circ}$ 程度の西傾斜）のそれと調和的である（図 36）。これらのことから、MN-Br-01 孔でみられる礫層は基盤岩の砂岩泥岩互層中に挟在する礫岩部層である可能性が高い。

(d) 結論ならびに今後の課題

身延断層の平均変位速度を明らかにすることを目的として、令和 4 年度と令和 5 年度に以下の調査を実施した。

令和 4 年度には、対象地域の既往成果を整理した上で、これまで身延断層として図示された活断層トレースとその周辺において既往詳細数値標高モデルの解析により作成した地形表現図を判読し、断層変位地形の分布や形態などを把握した。また、断層変位地形沿いの地形・地質踏査を実施し、身延断層の分布や地質構造を把握するとともに、平均変位速度を検討するための調査適地を南部町中野付近に選定した。断層変位を受けた段丘面の形成年代を明らかにするため、中野北原において 1 箇所段丘堆積物の詳細な露頭の観察・地質柱状図の作成を行い、露頭から採取した大型植物化石及び材化石の放射性炭素年代測定（ ^{14}C 年代測定）を実施した。さらに、断層の詳細な位置及び形態を把握するために南部町万沢の 1 箇所（2 孔）でボーリング調査を実施した。ボーリングコア試料について、地層の年代を検討するため、火山灰分析を実施した。

令和 5 年度には、令和 4 年度の予察的調査に基づいて選定した詳細調査地点で、地形・地質踏査、年代測定及びボーリング調査を実施した。その結果、次のような成果が得られた。

- 1) 断層中部付近の南部町中野北原地区において、低位段丘堆積物とそれを被覆する扇状地堆積物（下位の扇状地 1 堆積物と上位の扇状地 2 堆積物）の分布を確認するとともに、多数の ^{14}C 年代測定を行い、身延断層沿いの地形面の形成時期について初めて具体的なデータを取得した。
- 2) 中野北原地区から中野清水原地区にかけての区間において、上記地形面及びそれらの構成層と既往研究の断層変位地形との関係を検討した。3 条からなる同地区の断層のうち、東側の F1 断層（西側低下）及び中央部の F2 断層（東側低下）が活断層とした場合、低位段丘堆積物上面の高度差と推定される形成年代から、平均変位速度の上下成分はいずれも $0.1\text{m}/\text{千年程度}$ 以下であり、断層面の傾斜を 30° と仮定すると両断層の水平短縮速度の総和は $0.4\text{m}/\text{千年程度}$ かそれ以下と推定される。なお、西側の F3 断層（東側低下）については活断層の存在を示す証拠は得られなかった。
- 3) 低位段丘面を開析する河谷の左屈曲が報告されている断層中央部付近の南部町楮根原戸地区において、UAV レーザ測量を行い、取得した細密デジタル地形データから作成し

た詳細地形図を用いて屈曲量を検討した。この屈曲量が身延断層の左横ずれの累積変位とした場合、同地区の低位段丘面の形成年代が中野地区のそれと同時期とすると、平均変位速度の水平（横ずれ）成分は、0.2m／千年以上と推定される。

4) 山地斜面を下刻する小河谷に系統的な左ずれ屈曲が報告されている断層北部の身延町相又地区においては、活断層の存在を示す証拠は得られなかった。

5) 撓曲崖の可能性がある万沢地区の西向き斜面を対象として、令和4年度の補完ボーリング調査を実施した結果、同地区では活断層の存在を示す証拠は得られなかった。

本業務の結果、先行研究で活断層として図示されている身延断層のうち、少なくとも一部については活断層の存在を示す証拠が得られなかった。一方で、令和4年度に報告したように、活断層としての身延断層から数km離れた場所で同断層と平行するように分布する長さの短い活断層の可能性のある崖地形が段丘面や山頂緩斜面に認められており、それらの成因を明らかにして、身延断層との関係を解明する必要がある。また、活断層として報告されている身延断層の東方約2～3kmで同断層と平行する和田断層（渡辺・他，2017）についても形状や活動性について詳細な検討を行い、身延断層との関係を明らかにする必要がある。

（謝辞）

南部町役場からは、旧南部町及び旧富沢町平面図（縮尺1/5,000）を、身延町役場からは、同町平面図（縮尺1/2,500）を提供していただきました。地形表現図の作成には、国土交通省甲府河川国道事務所が取得された航空レーザ計測データならびに産業技術総合研究所が所有する航空レーザ計測データを使用しました。産業技術総合研究所が所有する航空レーザ計測データの使用に際しては、吉見雅行主任研究員に便宜を図っていただきました。現地調査に際しては、大日本ダイヤコンサルタント株式会社ならびに中央開発株式会社にご協力いただきました。以上の皆様に厚く感謝いたします。

（e）引用文献

防災科学技術研究所，地すべり地形分布図 WMS サービス，<https://www.jshis.bosai.go.jp/wms-landslide>（2023年3月31日閲覧），2023.

Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337-360, 2009.

富士身延鐵道株式會社，「國營記念」，1938.

地震調査研究推進本部地震調査委員会，関東地域の活断層の長期評価（第一版），127p，2015a.

地震調査研究推進本部地震調査委員会，身延断層の長期評価，4p，2015b.

活断層研究会（編），「新編日本の活断層一分布図と資料一」，東京大学出版会，437p，1991.

町田 洋・新井房夫，「新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺」，336p，東京大学出版会，2003.

水本匡起・後藤秀昭・中田 高・松田時彦・田力正好・松浦律子，富士川谷の身延断層に沿った新期断層変位地形の発見とその意義，活断層研究，44，9-21，2016.

- 尾崎正紀・水野清秀・佐藤智之，5 万分の 1 富士川河口断層帯及び周辺地域地質編纂図，海陸シームレス地質図 S-5，海陸シームレス地質情報集「駿河湾北部沿岸域」，2015.
- 尾崎正紀・杉山雄一，身延地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），産総研地質調査総合センター，169p，2018.
- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S. M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. and Talamo, S., The IntCal20 northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62, 725-757, 2020.
- Smith, V. C., Staff, R. A., Blockley, S. P. E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D. F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members, Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka, *Quaternary Science Reviews*, 67, 121-137, 2013.
- 杉山雄一・松田時彦，南部地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），産総研地質調査総合センター，134p，2014.
- 東海旅客鉄道株式会社静岡支社，「身延線全通 80 周年記念史」，70p，2008.
- 富沢町教育委員会，「山梨県南巨摩郡富沢町 町内遺跡詳細分布調査報告書」，32p，1999.
- 富沢町誌編さん委員会，「富沢町誌」（上巻），945p，2002.
- 渡辺満久・中田 高・水本匡起，富士川谷に見いだされた断層変位地形と断層露頭，活断層研究，46，9-15，2017.
- 山梨県富沢町，「天神堂遺跡 発掘調査報告書（旧石器時代）」，102p，1971.