

活断層評価の高度化・効率化のための
調査手法の検証

令和 5 年度
成 果 報 告 書

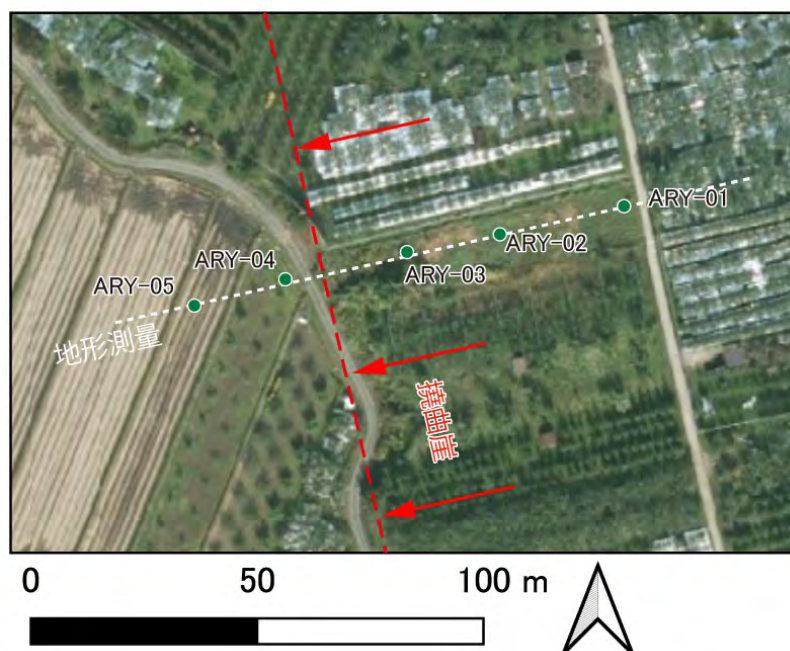
令和 6 年 5 月

文部科学省研究開発局
国立研究開発法人産業技術総合研究所

本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立研究開発法人産業技術総合研究所が実施した令和5年度「活断層評価の高度化・効率化のための調査手法の検証」の成果を取りまとめたものです。

3.1 津軽山地西縁断層帯（南部）の調査

青森県平川市新屋地区において低位段丘面の撓曲崖を直交するように掘削深度 10 m のボーリングを 5 孔掘削した。結果、地形面は十和田八戸火砕流堆積物に覆われており、その基底面に約 1.9 m の上下変位が認められた。地質構造と堆積年代から約 11～16 ka 以降の累積変位量と考えられることから平均上下変位速度は約 0.12～0.17 mm/yr と推定された。

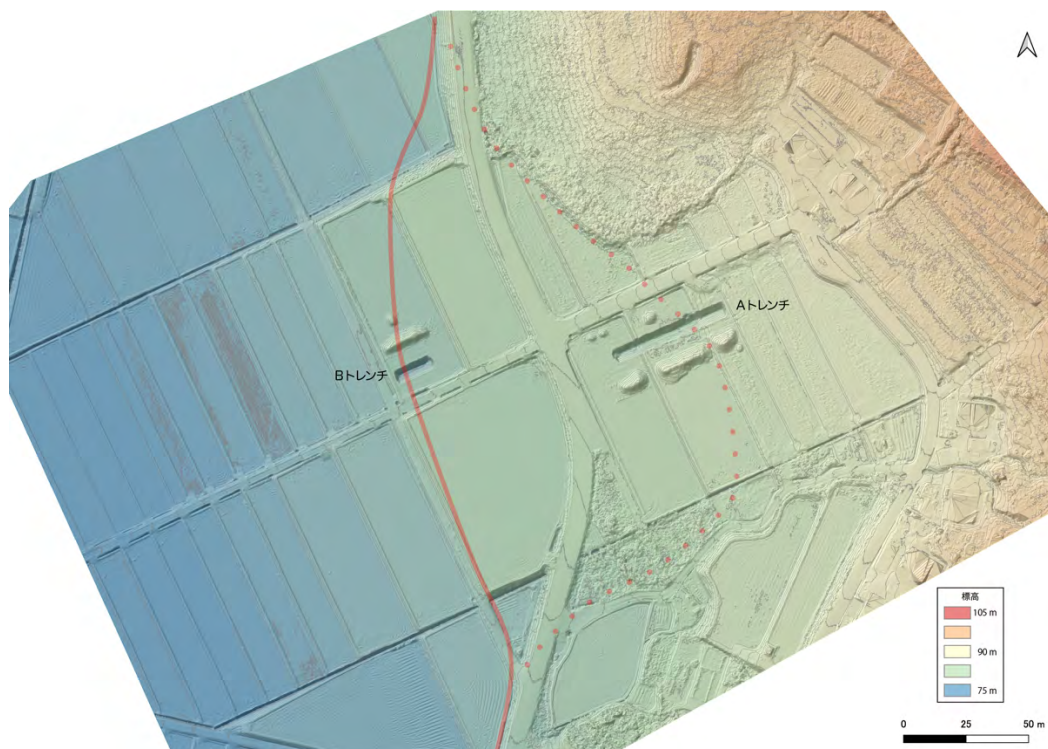


群列ボーリング位置図



平川市新屋地区における群列ボーリング掘削の様子

3. 2 横手盆地東縁断層帯（南部）の調査

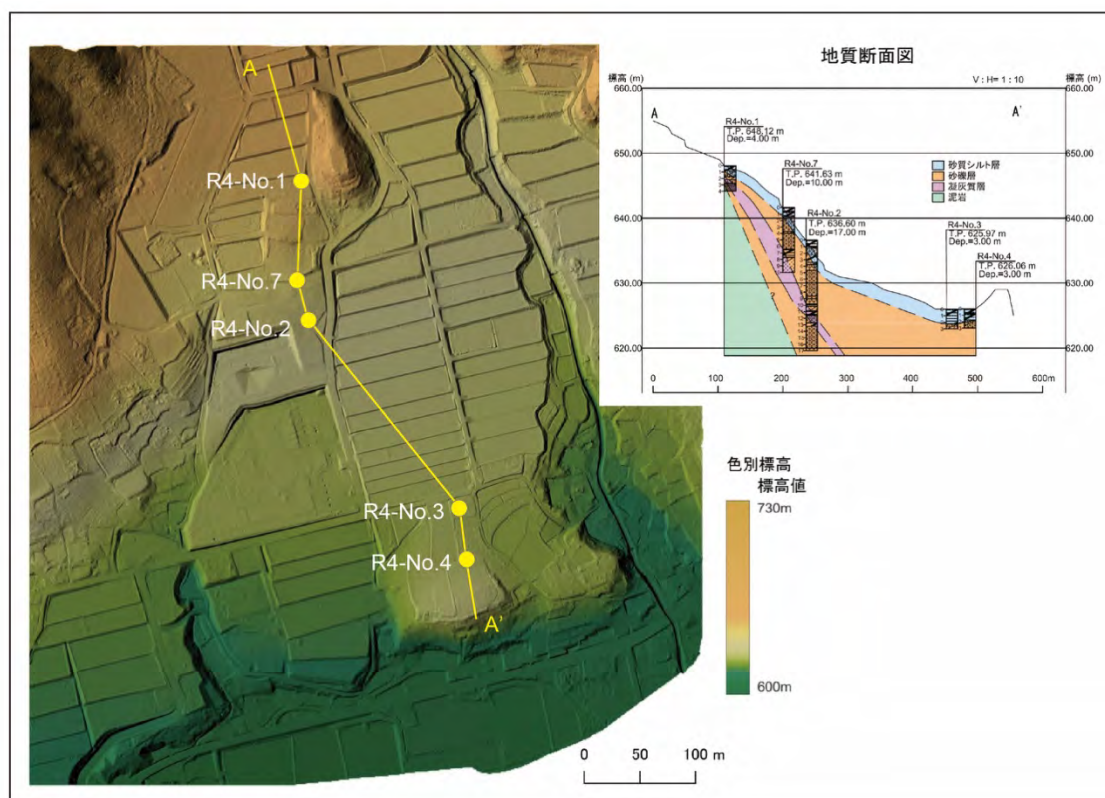


美郷町上四天地地区におけるドローン LiDAR に基づく 0.1mDEM。赤線は活断層及び撓曲崖の基部、赤破線は伏在断層を示す。



美郷町上四天地地区におけるトレンチ調査。写真はBトレンチ南壁面。西側低下の撓曲変形が確認された。

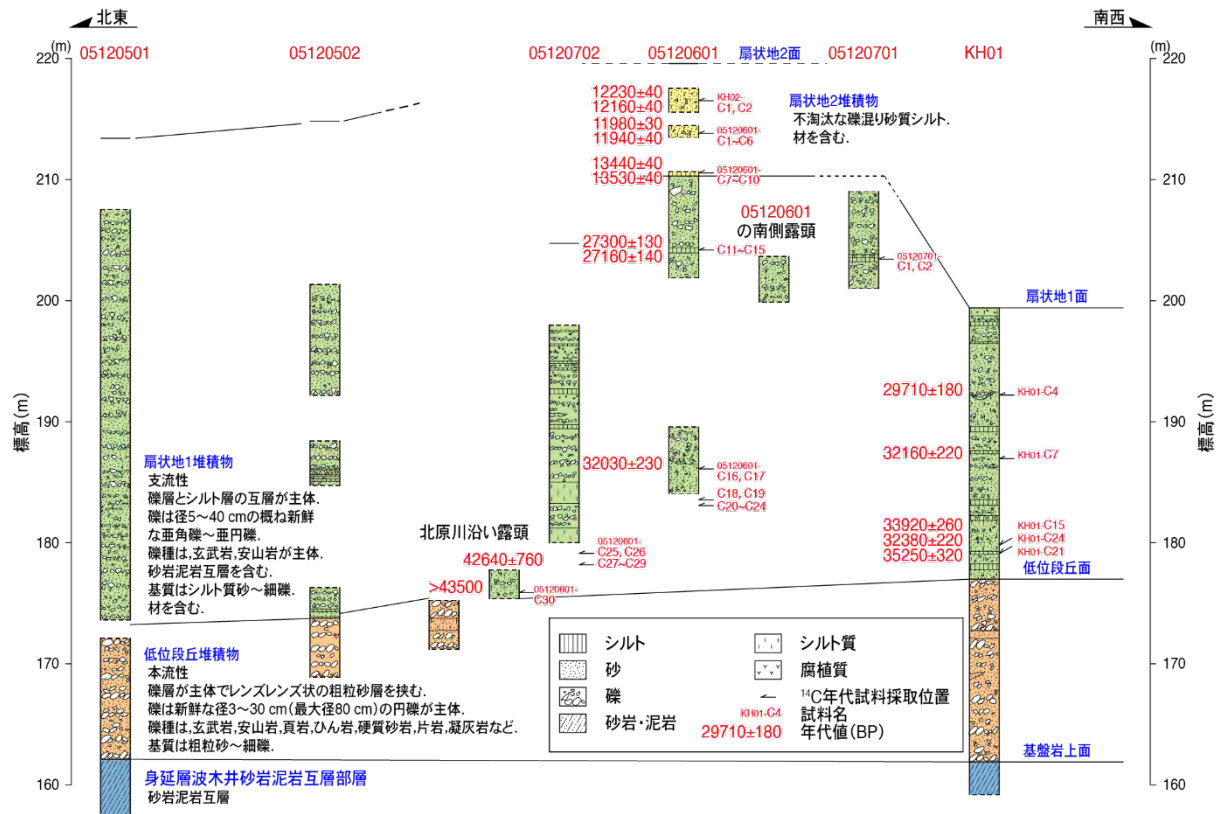
3. 3 長野盆地西縁断層帯（麻績区間）の調査



長野盆地西縁断層帯（麻績区間）下井堀地区で実施したボーリング調査

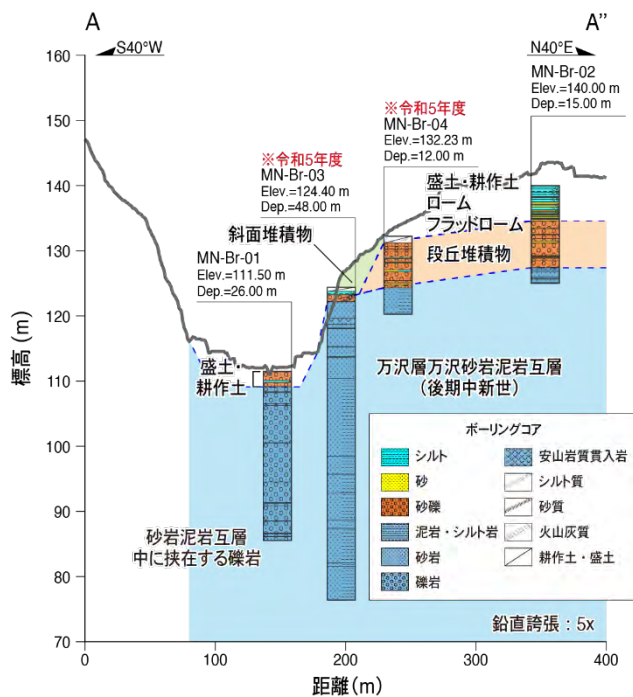
長野盆地西縁断層帯（麻績区間）の平均変位速度等を明らかにするため、下井堀地区（東筑摩郡麻績村）において、UAV を用いた航空レーザー測量とボーリング調査を実施した。R4-No.2 と R4-No.7 では段丘構成層中に凝灰質シルトが確認された。

3. 4 身延断層の調査



山梨県南巨摩郡南部町中野北原地区の地質柱状図

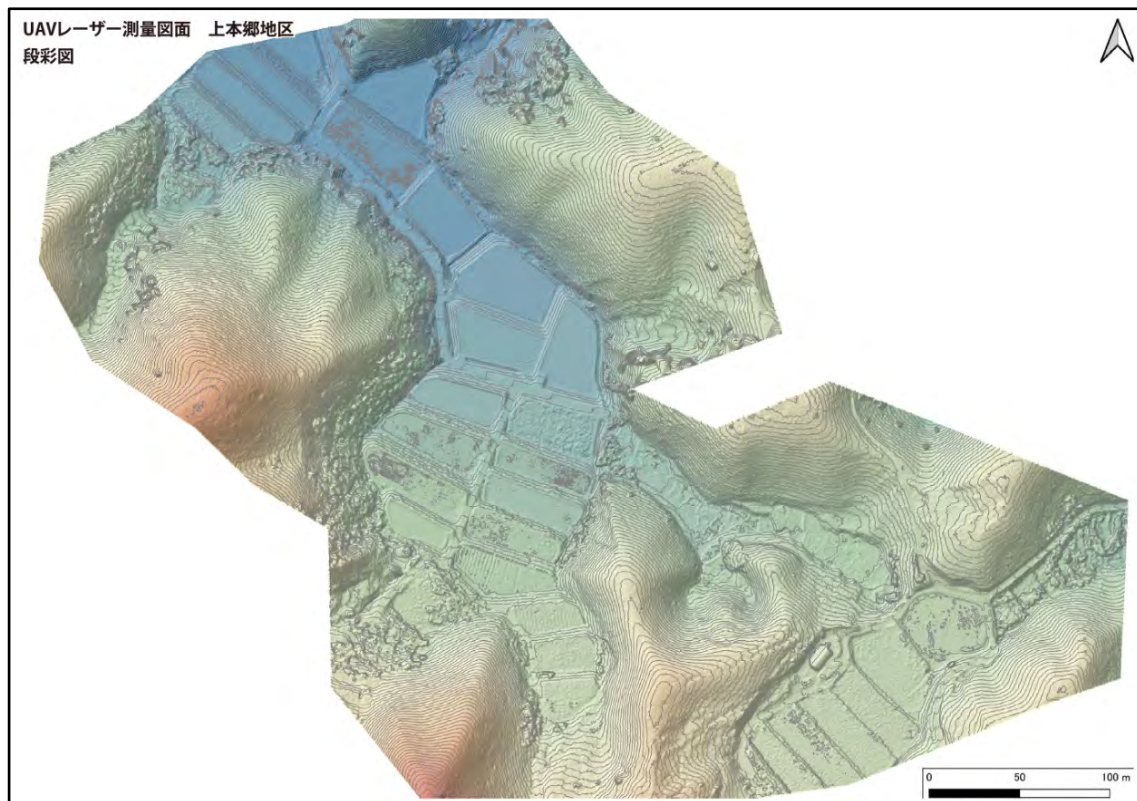
詳細な地質踏査を行い、各地層の分布高度を把握した。堆積物中から採取された材化石等について放射性炭素年代測定を行い、各地形面の形成年代を推定した。これらに基づいて、同地区の身延断層の活動性を検討した。



山梨県南巨摩郡南部町万沢地区の地質断面図

令和4年度に実施したボーリング調査を補完するため、新たに2孔のボーリングを掘削し、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. 5 屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯（赤河断層帯）の調査

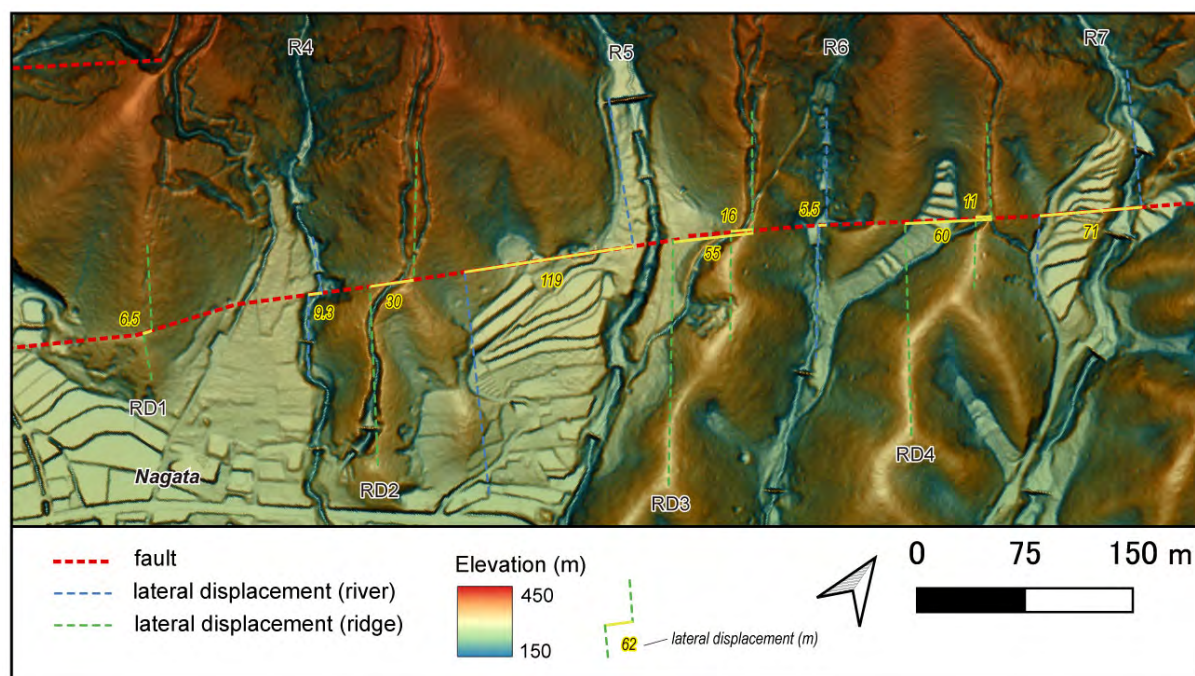


赤河断層帯南東部（恵那市長島町久須見）上本郷地区における断層変位地形を示す段彩陰影図

屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯（赤河断層帯）は南西側隆起を示す活断層であるとともに、左横ずれ成分を伴うことが知られている。水系の左横ずれ屈曲が顕著な地形を詳細に検討するため、UAVを用いたレーザー測量によって詳細地形データを作成した。この地点には高圧線が通っているため、北部と南部に分けて計測を実施し、それらのデータと統合して、対象地域全体の詳細地形データを作成した。

3. 6 筒賀断層の調査

筒賀断層中央部において、航空レーザー測量を実施し、地形判読を行った。その結果、河川や尾根に最小値で約 5.5 m、最大値で 130 m 程度の右横ずれが認められた。令和 6 年度の分析へ向けて 6 地点において宇宙線生成核種分析のための試料採取を実施した。

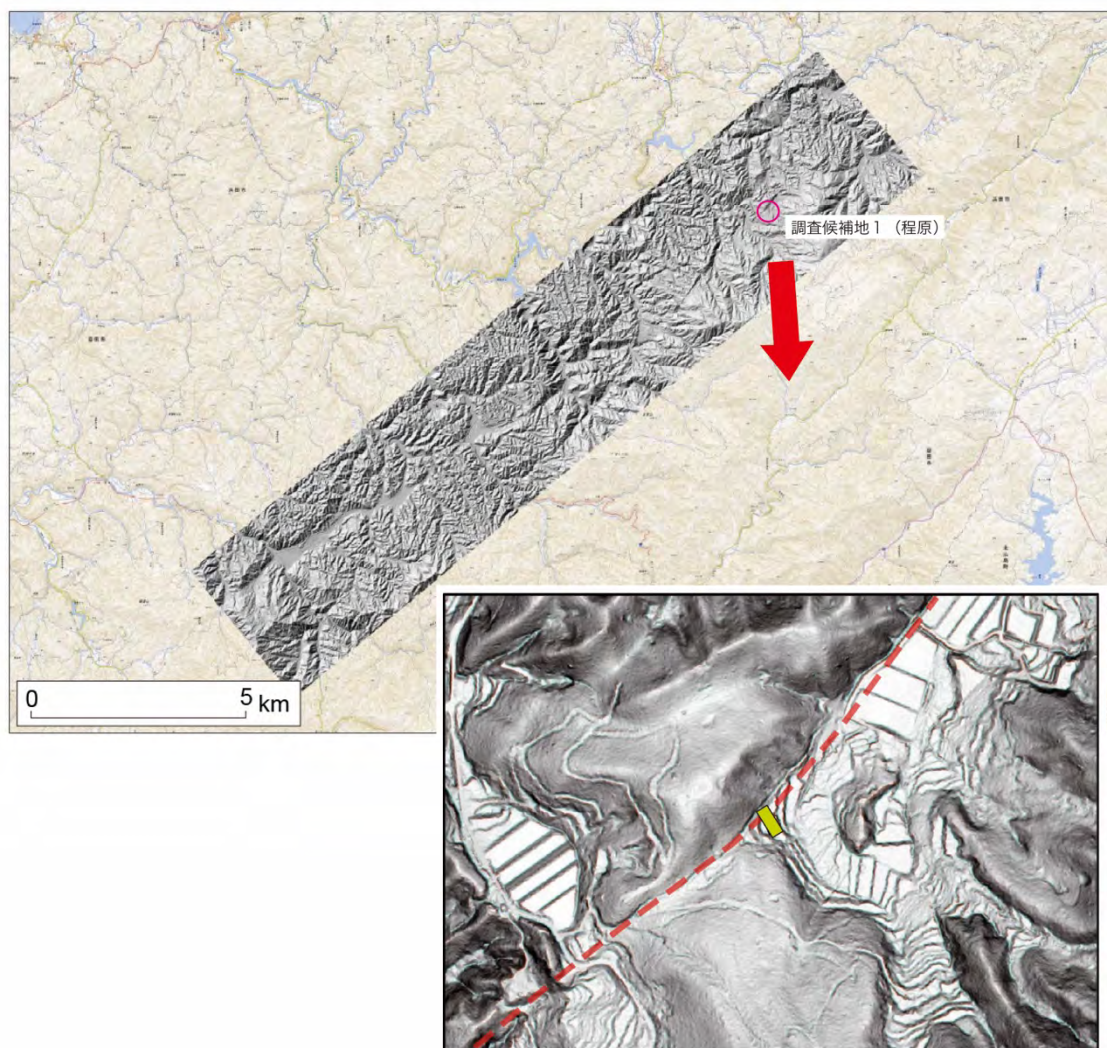


広島県安芸太田町上殿地区周辺の詳細地形図と断層変位地形の判読結果



堆積物（巨礫）の試料採取状況

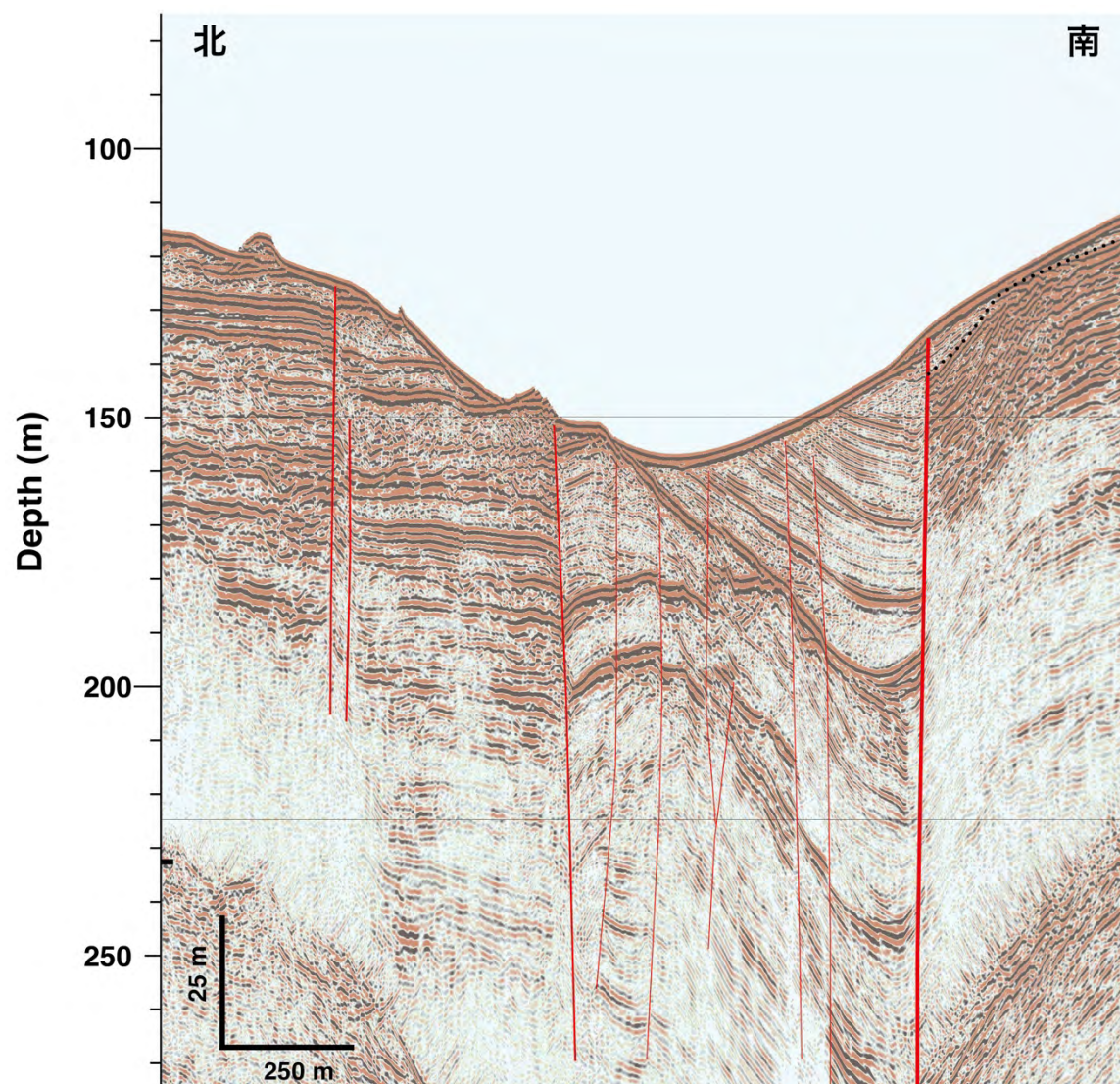
3. 7 弥栄断層の調査



弥栄断層で実施した航空レーザー測量と調査候補地の検討

弥栄断層（島根県）の過去の活動に関するデータを充実させるため、弥栄断層の北半部において航空レーザー測量を実施した。作成したデジタル標高モデルを用いて地形陰影図等を作成し、来年度にトレンチ調査等を実施する調査候補地を検討した。

3. 8 布田川断層帯の調査



高分解能音波探査による島原湾南西部の海釜を横断する海底活断層の断面（D303 測線）

島原湾南西部に延びる布田川断層帯宇土半島北岸区間の南西延長部を構成する海底活断層の位置・端点位置を検討した。P 波の伝播速度を 1,500 m/s と仮定して深度を概算。

3. 9 宮古島断層帯の調査

ボーリング・トレンチ調査を含む地形地質調査を実施した。その結果、トレンチ掘削箇所において少なくとも1回の断層活動が生じたことが明らかとなった。また、宮古島沿岸部に隆起海岸地形が認められ、地上レーザー測量を含む地形計測と年代測定試料の採取を実施した。



宮古島平良久貝地区において掘削したトレンチ



伊良部大橋周辺において実施したレーザー測量結果

目 次

グラビア

1. プロジェクトの概要.....	1
2. 業務の実施体制.....	2
3. 研究報告	
3. 1 津軽山地西縁断層帯（南部）の調査.....	4
3. 2 横手盆地東縁断層帯（南部）の調査.....	42
3. 3 長野盆地西縁断層帯（麻績区間）の調査	65
3. 4 身延断層の調査	92
3. 5 屏風山・恵那山－猿投山断層帯（赤河断層帯）の調査	117
3. 6 筒賀断層の調査	133
3. 7 弥栄断層の調査	162
3. 8 布田川断層帯（宇土半島北岸区間）の調査	171
3. 9 宮古島断層帯の調査	202
4. 全体成果概要.....	253
5. 成果の論文発表・口頭発表等	255
6. むすび.....	258
7. 外部評価委員会.....	261

1. プロジェクトの概要

主要活断層帯の中には、地震発生履歴や平均活動間隔等の基礎データが未だに不足しており、地震発生確率が不明（Xランク）な活断層（以下、「Xランクの活断層」）が存在している。Xランクの活断層は、地形的制約などにより従来の調査手法ではデータ取得が困難であるため、評価に必要な基礎データが不足しているが、活断層で発生する地震に対する防災・減災の観点からは、可及的速やかにこれらの活断層の詳細を明らかにし、地震発生確率を算出することが重要である。

この課題に対して、令和元年度～3年度文部科学省委託事業「活断層評価の高度化・効率化のための調査」において、航空／浅海底レーザー（LiDAR）計測、宇宙線生成核種年代測定、海上ボーリング等の新たな調査技術を導入し、調査手法の改良と高度化・効率化を実施した。また、複数事業年度の中で調査年数や予算を効率的に分配し、調査計画を進捗に応じて柔軟に変更しつつ調査を実施した。その結果、地震発生確率を算出可能とする平均変位速度・活動間隔等の新たなデータについて、対象とした15断層のうち13断層で取得することが可能となった。

本事業では到達目標として、新たな調査手法で得られたデータの妥当性や信頼性を従来の調査・評価手法等により検証するとともに、新たな調査手法の適用を幅広く継続して、平均変位速度等についての新規データ取得を効率的におこなう。この目標を達成するために、3箇年で10断層（帯・区間）を対象として、より高度な活断層調査を実施する。

本事業では宇宙線生成核種年代測定（陸域）、ドローン／浅海底レーザー計測や海上ボーリング等の新たな調査手法の有効性と実用性を様々な断層のずれの種類や地域において検証する（図1）。また、調査対象とするXランクの活断層は、断層のずれの種類（横ずれ断層4、逆断層4、正断層2）及び地域（東北2、関東3、中部1、中国2、九州2）と可能な限り偏りがないように選定する。調査に際しては、柔軟な予算配分と計画変更を適宜実施し、より良い成果が得られるように創意工夫する。

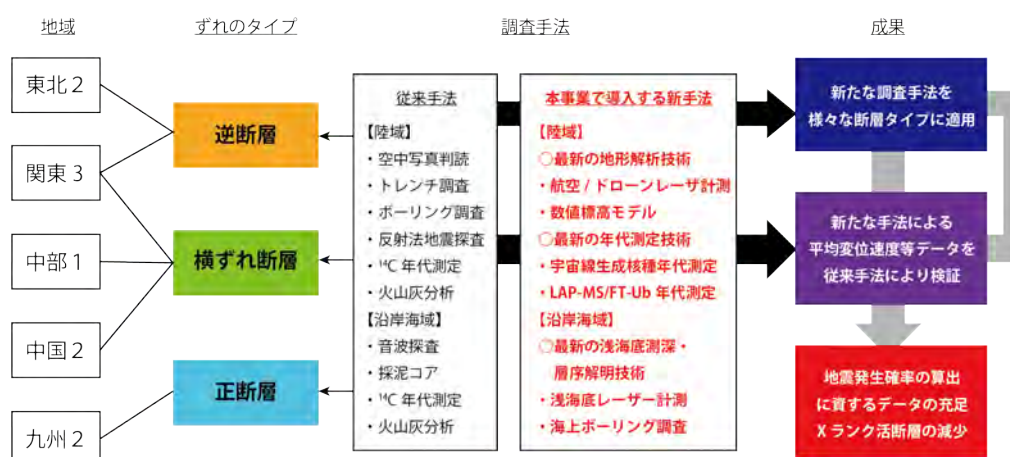


図1 新たな調査手法と従来の調査手法の関係と検証の概念

2. 業務の実施体制

本調査研究事業は、国立研究開発法人産業技術総合研究所を中心とした体制を構築し、関係する研究機関および研究者の参加・協力を得て実施する。調査代表機関は、産業技術総合研究所とする。

調査研究を効果的に実施するため、関係する専門分野の外部有識者を招聘して外部評価委員会（事務局は産業技術総合研究所）を設置する。

調 査 対 象 断 層	担 当 機 関	担 当 者
研究代表者	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	近藤 久雄
1) 津軽山地西縁断層帯（南部）の調査	国立大学法人 東京大学 国立研究開発法人 産業技術総合研究所 国立研究開発法人 産業技術総合研究所	白濱 吉起 [#] 丸山 正 レゲット 佳
2) 横手盆地東縁断層帯（南部）の調査	国立研究開発法人 産業技術総合研究所 学校法人 法政大学	近藤 久雄 杉戸 信彦
3) 長野盆地西縁断層帯（麻績区間）の調査	国立研究開発法人 産業技術総合研究所 国立大学法人 信州大学	吾妻 崇 廣内 大助
4) 身延断層の調査	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	丸山 正
5) 屏風山・恵那山－猿投山断層帯（赤河断層帯）の調査	国立研究開発法人 産業技術総合研究所 国立大学法人 富山大学	吾妻 崇 安江 健一
6) 筒賀断層の調査	国立大学法人 東京大学 国立研究開発法人 産業技術総合研究所	白濱 吉起 [#] レゲット 佳
7) 弥栄断層の調査	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	吾妻 崇
8) 布田川断層帯（宇土半島北岸区間）の調査	国立研究開発法人 産業技術総合研究所 国立研究開発法人	大上 隆史 丸山 正

	産業技術総合研究所	
9) 宮古島断層帯の調査	国立大学法人 東京大学 国立研究開発法人 産業技術総合研究所	白濱 吉起 [#] レゲット 佳

[#] 2023 年 10 月異動

3. 研究報告

3. 1 津軽山地西縁断層帯（南部）の調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 津軽山地西縁断層帯（南部）の調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
東京大学地震研究所	助教	白濱 吉起 ^{#1}
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
国立研究開発法人産業技術総合研究所	研究員	レゲット 佳

^{#1} 2023 年 10 月異動

(c) 業務の目的

津軽山地西縁断層帯（南部）は長さが約 23 km で、マグニチュード 7.1～7.3 程度の地震が発生し、断層の近傍の地表面において東側が西側に対して相対的に 2～3 m 程度高まる段差や撓みが生ずる可能性がある。しかし、本断層帯南部の最新活動後の経過率および将来の地震発生確率は不明とされている。過年度事業において、断層帯浅部の地下形状が明らかとなり、0.3～0.4 m/千年の平均上下変位速度が得られた。本事業では、この値の検証と活動性の把握を目的として、新たな地点において平均変位速度の推定を行う。また、活動間隔や地震発生確率の推定には、正確な断層長の推定が必要であるため、端部において地形地質調査を実施し、断層長について検討を行う。本年度は既存の地形データに基づく地形判読と、地形地質調査を行い、断層の分布形状や変位地形を把握する。平均変位速度推定に適した 1 箇所以上を選定し、ボーリング調査またはピット調査を実施し、編年のための試料採取・分析を実施する。

(d) 3 か年の年次実施業務の要約

1) 令和 4 年度：なし

2) 令和 5 年度：

既存の地形データに基づく地形判読と地形地質調査を行い、断層の分布形状や変位地形を把握した。平均変位速度推定に適した 1 箇所においてボーリング調査を実施し、地層の分布・変形を把握するとともに年代測定のための試料採取・分析を実施した。

3) 令和 6 年度：

浅部断層形状および地下地質構造を把握するため、1 箇所以上の地点において反射法地震探査およびボーリング調査を実施する。それらの地質断面から平均上下変位速度を推定する。複数地点から得られた平均上下変位速度と地形地質調査によって推定された断層長に基づき、本断層の活動性について検討する。

(2) 令和5年度の成果

(a) 業務の要約

津軽山地西縁断層帯（南部）の分布形状・変位地形を把握するため、同断層帯南端部付近を対象に空中写真および地形データを使用し、地形判読を実施した。判読の結果、青森県平川市新屋地区に広がる低位段丘面に撓曲変形が認められたため、新屋地区およびその周辺において地形地質調査を実施し、ボーリング掘削候補地点を選定した。低位段丘面の撓曲崖に直交して横切るように掘削深度 10 m のボーリングを 5 孔掘削し、群列ボーリングによって地層の分布・変形を確認した。調査の結果、地形面は十和田八戸火砕流堆積物に覆われており、その基底面に約 1.9 m の上下変位が認められた。地質構造と堆積年代から約 11~16 ka 以降の累積変位量と考えられることから平均上下変位速度は約 0.12~0.17 mm/yr と推定された。

(b) 業務の成果

1) はじめに

津軽山地西縁断層帯は、津軽山地の西縁に位置する東上がりの断層である（図 1）。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004）（以下、地震調査委員会，2004）は、同断層帯を北部と南部の 2 つの起震断層に区分している。そのうち、本業務の調査対象である津軽山地西縁断層帯（南部）は、黒石断層から構成され、青森市西部から平川市北西部にかけて南北方向に分布している（図 1）。同断層帯南部の位置・形態は、村岡・長谷（1990）、渡辺・鈴木（1999）、池田・他編（2002）、中田・今泉編（2002）、長森・他（2013）および今泉・他編（2018）などに示されている。同断層帯南部については、2022 年度「活断層評価の高度化・効率化のための調査」事業において産業技術総合研究所が平均変位速度推定のための調査を実施した。調査では、低位段丘面に変形が認められる断層中部の黒石市高館地区、同市竹鼻地区および青森市本郷地区を対象として P 波および S 波を震源とする反射法地震探査、掘削深度 80m のボーリング 1 孔の掘削を実施した。加えて、断層の隆起側および低下側でボーリング・ピット・露頭調査を実施し、地層の分布および変形を確認した。その結果、同断層帯南部の主断層は東に 60°程度で傾斜する東側隆起の逆断層であることがわかった。また、十和田大不動火砕流堆積物の落差と噴出時期から、主断層の平均変位速度（上下成分）として約 0.3~0.4 m/千年（0.6 m/千年以下）の値が見積もられた。また、断層北部の孫内川沿いでの地質調査によって、従来推定されていた活断層トレースを横断してほぼ連続的に露出する八甲田第 1 期火砕流堆積物に明瞭な断層が認められなかったことから、従来の活断層トレースより短くなる可能性が示唆された（産業技術総合研究所，2022）。

断層帯沿いの一地点において平均変位速度が推定されたものの、その値の信頼性の検討や断層に沿った平均変位速度分布の把握が必要である。また、平均変位速度から地震発生確率を算出するためには、断層長を定める必要があり、断層南端の断層分布を確認することが必要である。そのため、以下の調査を実施した。1）同断層帯南部南端付近の分布・形状を明らかにするための地形・地質調査を平川市周辺で実施した。2）同断層帯南部南端付近の平均変位速度の把握を目的とし、平川市新屋地区において深度 10 m×5 孔の群列ボーリングを実施した。

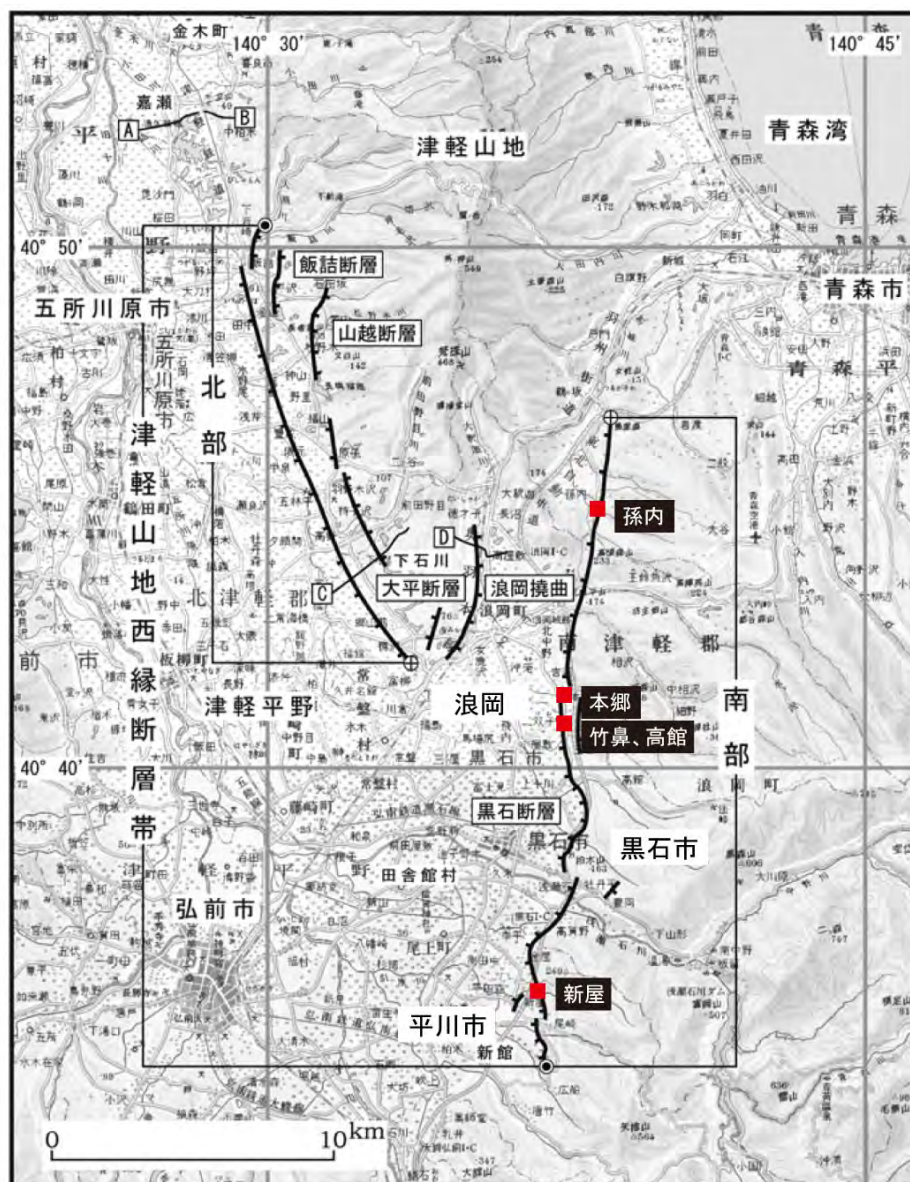


図1 津軽山地西縁断層の分布（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004 に加筆）

2) 周辺の地質概要

調査地域周辺の地質図(村岡・長谷, 1990)を図2に示す。以下の地質記載は村岡・長谷(1990)に従い、岩相には5万分の1地質図幅「黒石」に示された記号を付す。

調査地域東側の津軽山地には下位から中新世の温湯層(Np、Ns、Nt)、鮮新世の尾関山凝灰岩(Ym)、三ツ森安山岩(M)、虹貝凝灰岩(It)、大釈迦層(D)、更新世前期の青荷凝灰岩(0t)、更新世後期の八甲田第2期火砕流堆積物(H2)、十和田軽石流堆積物(T)が分布している。八甲田第2期火砕流堆積物は調査地域の山地の北西部などに分布し、八甲田カルデラを給源とする火砕流堆積物である。十和田軽石流堆積物(T)には十和田大不動軽石流堆積物や十和田八戸軽石流堆積物などが含まれる。

現在の遠手沢流域には、大釈迦層(D)、青荷凝灰岩(0t)、八甲田第2期火砕流堆積物(H2)が主に分布している。流域には中新世の地層を中心に波長の短い南北方向の褶曲構造が発達しており、西側から順に遠手沢背斜、遠手沢向斜、白岩背斜、白岩向斜などの名称が付されている。遠手沢背斜から西側では、地層が33~73°西に傾斜する。

調査地域の位置する平野部には、更新世後期~完新世の堆積物が広く分布する。浅井川や遠手沢は平野部において扇状地を形成し、その西側には段丘堆積物や沖積層が分布する。5万分の1地質図幅「黒石」(村岡・長谷, 1990)では、黒石断層には黒石逆断層系の名称が付されており、津軽平野の縁辺を画する複数の断層からなる。調査地域付近の黒石断層は黒石市高賀野から平川市金屋を通過しそのまま南南西へ延びるとされ、金屋から南南東へ分岐した広船断層が示されている。

調査地域周辺の平野部の地形面区分を記載した既往研究としては平賀町教育委員会(2000)が挙げられる。平賀町教育委員会(2000)によると、群列ボーリング調査を行った地点は尾上面に区分される。尾上面の構成層は駒木浮石流凝灰岩(十和田大不動火砕流堆積物相当層)とされ、より低位の平賀面の主な構成層が古懸浮石流凝灰岩(十和田八戸火砕流堆積物相当層)とされている。5万分の1地質図幅「黒石」(村岡, 長谷, 1990)によると扇状地堆積物(f)の分布域に位置する。

津軽山地には断層活動の結果と考えられる西傾斜の地層が確認される。また、平野部には火砕流堆積物が広がっており、変位基準面として活用できる可能性がある。

3) 調査手法

a) 地形判読および地質踏査

写真判読および地形データによる判読を行い、新屋地区周辺の断層変位地形を把握した(図3)。また、浅井川沿いの露頭において段丘面を被覆する凝灰質堆積物が確認された。これらは既往研究によって指摘されている十和田大不動火砕流堆積物もしくは十和田八戸火砕流堆積物の可能性がある。そのため、同河川に沿って地質踏査を行い、3地点の露頭を観察し、凝灰質堆積物の噴出時期推定のための試料を採取した(図4)。

b) ボーリング調査

ボーリング調査は新屋地区で実施した（図3）。新屋地区では推定される断層の撓曲崖と直交するように深度 10 m のボーリングを隆起側で 2 孔（ARY-01 および ARY-02）、撓曲部で 1 孔（ARY-03）、低下側で 2 孔（ARY-04 および ARY-05）掘削した（図5）。

ボーリング掘削地点の位置や標高を、GNSS 測量機およびトータルステーションを用いた測量により確認した。3 級基準点を 2 点設置し、その精度は 5 cm 程度以内とした。また、ボーリング孔を結ぶ測線の地形縦断面を作成した。

c) 試料分析

新屋地区で採取したボーリングコアの地層の年代を把握することを目的として、また凝灰質堆積物露頭の地形面の離水時期を推定することを目的として、放射性炭素年代測定および火山灰分析を行った。

放射性炭素年代測定は、ボーリングコア試料から採取した植物片、木片、炭化木片および腐植質シルトについて行った。測定は、株式会社加速器分析研究所に依頼した。また、上記のボーリングコア、露頭壁面のうち凝灰質堆積物の細粒部分を採取して火山灰分析（全鉍物組成分析、火山ガラス形態分類、火山ガラスおよび重鉍物の屈折率の測定）を実施した。分析は株式会社古澤地質に依頼した。

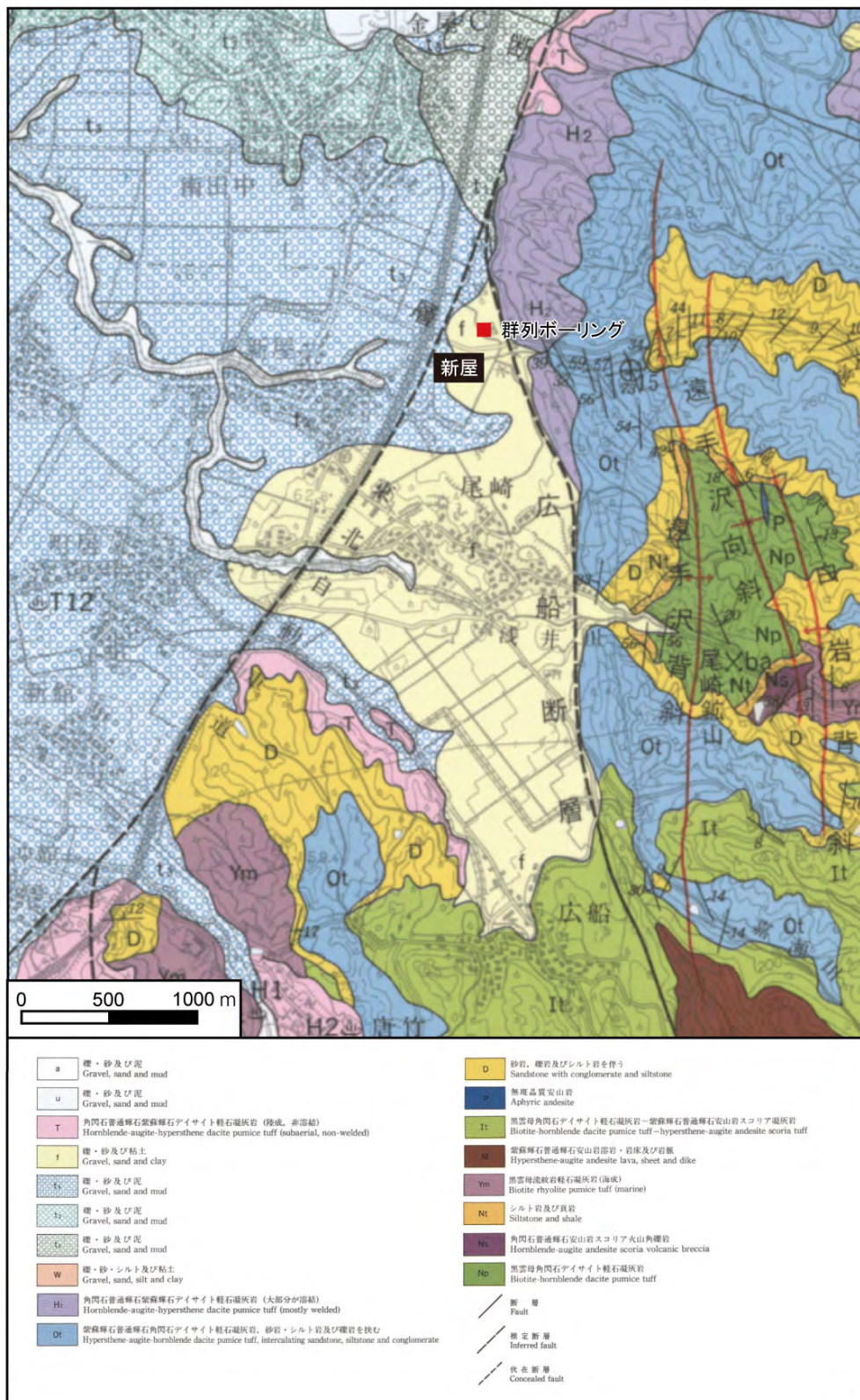


図2 平川市新屋地区周辺の地質図
5万分の1地質図「黒石」(村岡・長谷, 1990)に加筆

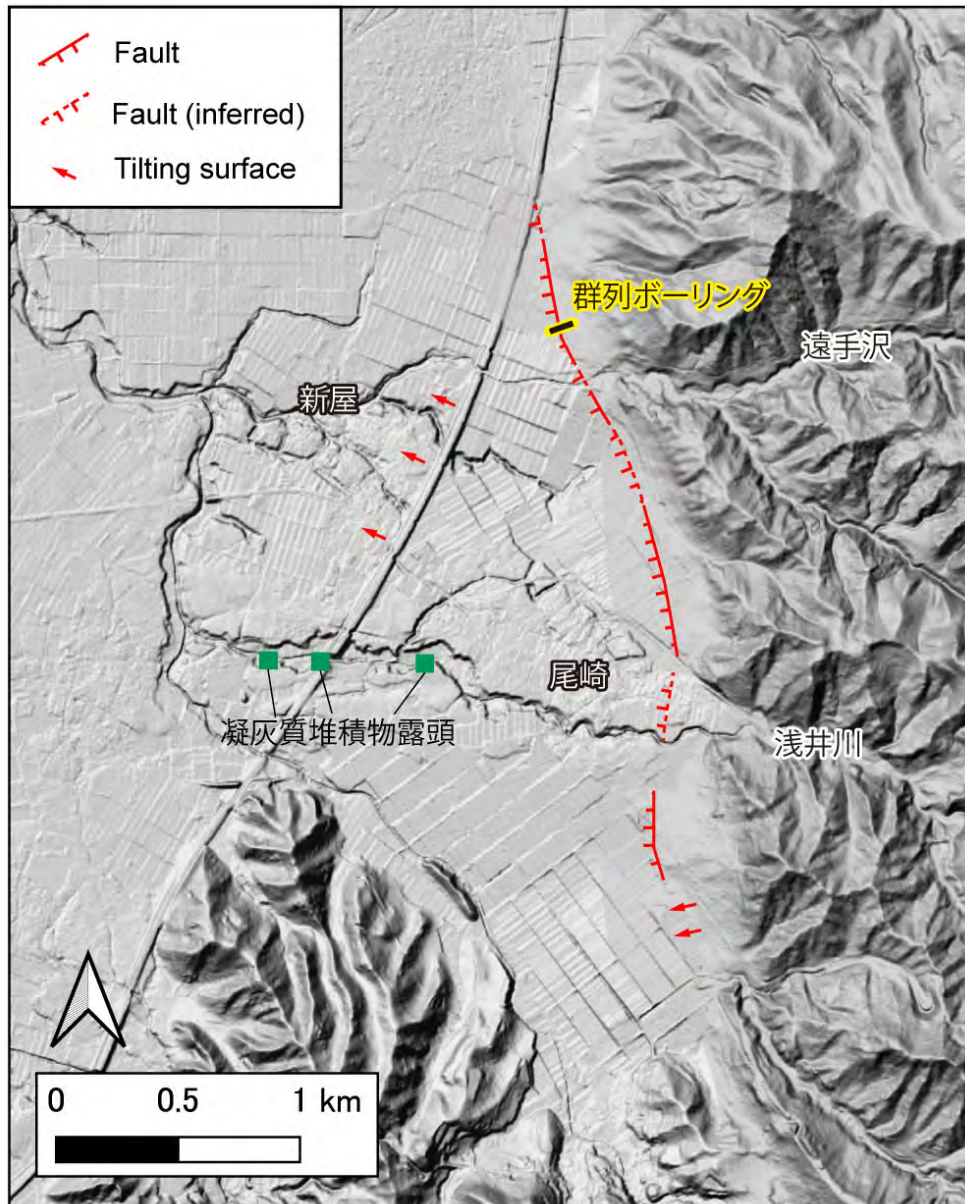


図3 平川市新屋地区および尾崎地区周辺の地形図
背景は国土地理院電子国土 Web より陰影起伏図および傾斜量図を使用。



図4 凝灰質堆積物の露頭

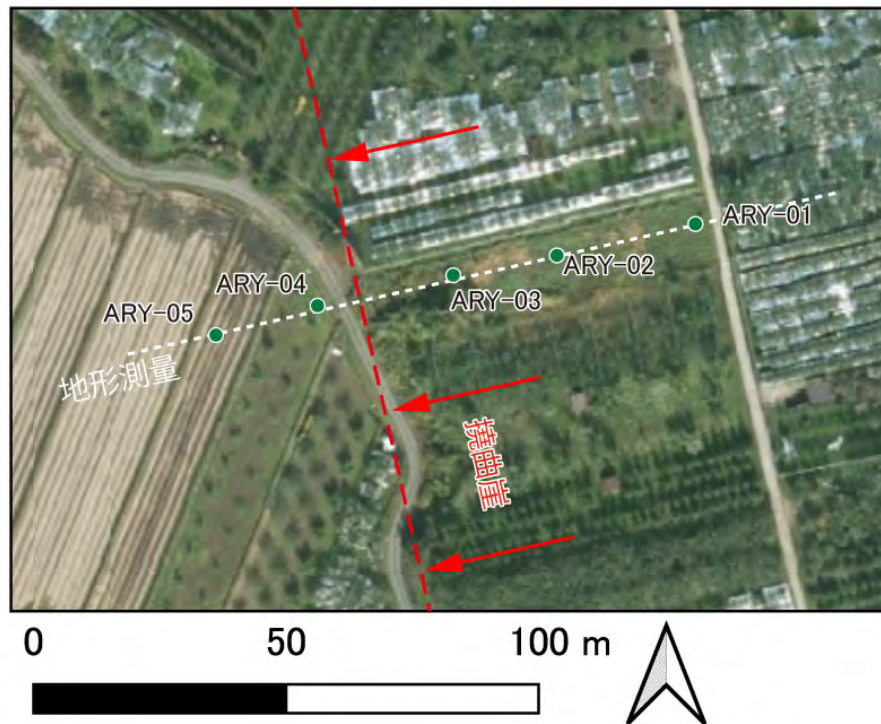


図5 群列ボーリング位置図

背景は国土地理院電子国土Webより空中写真（シームレス）を使用。

4) 調査結果

a) 地形判読および地質踏査

地形判読の結果、山地と平野の境界部から 100～200 m 平野側に並走するように撓曲崖が認められた。隆起側と低下側は同じ地形面、もしくは隆起側の地形面が低下側では埋没している可能性がある。地形からは約 3 m の落差が見積もられたが、初生的な崖地形である可能性や、低下側で侵食や埋没が生じている場合、地形的な落差を変位量とみなすことは難しい。そこで、群列ボーリングにより地層の分布・形状の把握を試みた。

群列ボーリングは断層推定位置を横断する形で東西方向に 5 孔掘削した（図 5）。孔名は東側から順に ARY-01～ARY-05 と呼称した。ARY-01～ARY-03 は推定される撓曲崖基部より東側の緩傾斜の畑地を掘削し、ARY-04 および ARY-05 は断層推定位置より西側の、それぞれ果樹園および水田を掘削した。いずれのボーリング孔も掘進長は 10 m である。ARY-01～ARY-03 の位置する地形面は緩やかに西に傾斜し、ARY-03 と ARY-04 の間に斜面と沖積面の境界がある。斜面は境界に向けて勾配がやや急になっており撓曲崖の基部と推定される。ARY-04 および ARY-05 の位置する地形面は西に向かって緩やかに標高が下がる。

段丘構成層を調査するため、周辺の地質踏査を実施したものの、平野部において露頭は極めて乏しく、周辺に露頭は確認できなかった。調査地点より南の尾崎周辺においてのみ、段丘面を覆う凝灰質堆積物の露頭が連続して認められた（図 3 および図 4）。堆積物の厚さは 3 m 以上あり、村岡・長谷（1990）の十和田軽石流堆積物（T）に相当すると考えられる。群列ボーリング地点や周辺の地形面を広く覆っていると考えられることから、試料を採取し、火山灰分析を行った。

b) ボーリング調査結果

各ボーリング孔の地質概要としては、各孔とも表層付近に凝灰質堆積物が認められ、その下部は砂、シルト、礫からなる扇状地堆積物が確認された。扇状地堆積物中には多数の材や腐植質シルトが認められた。火山灰分析および放射性炭素年代測定の結果、ARY-01 孔の表層付近の凝灰質堆積物は十和田八戸テフラ（To-H、町田・新井，2003）に対比されると判断した。

5 孔のボーリングコアについての観察結果を以下に記載する。図 6～図 15 に柱状図およびコア写真を示した。

ARY-01（孔口標高 69.80 m、掘進長 10.00 m；図 6 および図 7）

0.00～0.33 m：耕作土。黒褐色の腐植質シルトからなり、植物根が侵入する。締まりが悪い。

0.33～1.25 m：礫混じり砂質シルト。灰褐色を呈する火山灰質の砂質シルトからなり、最大径 1.5 cm の亜角礫を含む。礫種は軽石、安山岩、玄武岩からなり、淘汰は悪く、下位層から漸移する。下部ほど礫の最大径が大きく、上方細粒化している。

1.25～2.13 m：凝灰質砂礫。砂礫を主体とし、基質は火山灰質のシルトからなる。礫径は最大 4 cm の亜角礫で、礫種は安山岩、玄武岩、軽石などからなる。安山岩礫の表面付近に酸化・水酸化鉄が濃集している。淘汰は悪く、締まりは非常に悪い。下位層との境界は不明瞭である。

2.13～2.21 m：軽石混じり砂質シルト。最大径 4 mm のにぶい黄橙色の軽石を基底に伴う火山灰質の砂質シルト。下底面およびその上位に 2 層の黄橙色の風化層を挟在する。

- 2.21～2.29 m：軽石混じりシルト。非常に締まりの悪い火山灰質のシルトからなり、上位の礫による削り込みを受けて上面は凹凸している。礫は径1 cm未満で主に軽石からなる。炭質物を含む。
- 2.29～2.31 m：腐植質シルト。炭質物の濃集層を含むシルトからなり、ラミネーションが湾曲する。指圧で変形する。
- 2.31～2.58 m：礫混じりシルト質砂。シルト質砂からなり、基質は砂である。最大径1.5 cmの亜角～亜円礫を含む。礫種は安山岩、軽石、シルト岩からなる。炭質物が散在する。
- 2.58～2.72 m：礫混じり砂。主に中砂からなり、最大径1 cmの亜角～亜円礫を含む。礫種は安山岩、軽石などからなる。締まりは比較的良い。2.64～2.70 mは暗灰色を呈する。
- 2.72～2.86 m：細粒火山灰。灰黄色の火山灰質シルトで締まりが悪い。2.72 m、2.75 mに幅約1 cmの褐色帯を挟む。下底面は酸化により赤褐色を呈する。砂が挟在し、ラミナが認められ、フラッドロームの可能性がある。
- 2.86～2.93 m：礫混じり砂。主に粗砂～中砂よりなり、最大径5 mmの亜円礫を含む。礫種は玄武岩、軽石などからなる。締まりは比較的良い。
- 2.93～3.00 m：砂質シルト。灰黄色の火山灰質シルトで橙色の砂層がレンズ状に挟まる。わずかにラミナが認められ、フラッドロームの可能性がある。締まりは比較的良い。
- 3.00～3.30 m：礫。最大径8 cmの亜角礫を主体とし、基質は橙色の砂からなる。礫種は主に安山岩からなる。淘汰は悪く、明褐色の基質部は指圧で崩れる。
- 3.30～3.36 m：最大径1.5 cmの亜角礫を主体とし、基質は褐灰色の砂からなる。礫種は安山岩、長石、軽石、スコリアなどからなる。
- 3.36～3.62 m：礫混じり砂質シルト。灰褐色の砂質シルトからなり、最大径1 cmの亜円礫を含む。礫種は暗灰色の安山岩、軽石、シルト岩、スコリアなどからなる。淘汰は悪い、下部にラミナが認められる。表面が酸化した軽石が認められる。
- 3.62～4.24 m：砂礫。最大径10 cmの亜角～亜円礫を主体とし、基質は粗砂～中砂からなる。礫種は黒色、緑色および暗灰色の安山岩、軽石からなり、植物片が散在する。基質は一部ではシルト質で、淘汰は非常に悪い。締まりは悪い。
- 4.24～4.55 m：礫混じり砂質シルト。灰色を呈する腐食質の砂質シルトからなり、炭化した植物片を多く含む。4.28～4.35 mにシルトの薄層を挟み、植物片の長軸が層理面に配列し、ラミナを形成している。
- 4.55～5.50 m：砂礫。最大径8 cmの亜角～亜円礫を主体とし、基質は粗砂～中砂からなる。礫種は軽石、安山岩、デイサイト、シルト岩などからなる。黒～暗褐色を呈する植物片が散在する。
- 5.50～6.07 m：礫まじり砂。最大径1.5 cmの亜角～亜円礫を含む砂からなる。礫種は軽石、安山岩などからなる。基質は上方細粒化し、上部5.50～5.95 mはややシルト質である。5.73 mと5.75 mに褐灰色でラミナのある腐植質シルトを挟在し、層厚はそれぞれ2～5 mmと2～4 cmで膨縮、湾曲する。5.90 m以深は暗褐色を呈する。

- 6.07～6.22 m：礫混じりシルト。黄緑灰色のシルトからなり、径5mmの細礫～粗砂層を挟在する。ラミナが認められ、下位層から漸移する。締まりは悪く、指圧で変形する。
- 6.22～7.30 m：礫混じり砂。粗砂～細砂を主体とし、最大径4cmの亜角～亜円礫を含む。礫種は赤色および暗灰色のスコリア、安山岩および軽石などからなる。安山岩質溶岩と軽石礫の風化が著しく、とくに6.60～6.70 mでは礫形が崩れ構造が判別できない。下部ほど礫率が高く、上方細粒化し、上位層に漸移する。
- 7.30～7.60 m：礫。最大径4cmの亜円礫を主体とし、基質は粗砂からなる。礫種はスコリア、安山岩、玄武岩、軽石などからなる。上方細粒化し、上位層に漸移する。
- 7.60～8.67 m：礫混じり砂質シルト。灰褐色の砂質シルトからなり、最大径2cmの亜円礫を含む。礫種は安山岩、軽石などからなる。8.32 m以深は概ね砂優勢で、概ね上方細粒化している。7.60～7.70 m、8.42～8.47 m付近にラミナが認められる。
- 8.67～9.40 m：礫。最大径5cmの亜角～亜円礫を主体とし、基質は粗砂～中砂からなる。礫種は安山岩、玄武岩、軽石からなる。上部では細礫および粗砂の割合が高く、上方細粒化して上位層に漸移する。
- 9.40～9.50 m：砂質シルト。緑灰色のシルトからなり、細砂をわずかに含む。淘汰は良い。指圧で変形する。
- 9.50～9.70 m：シルト質砂。中砂～細砂を主とするシルト質砂で、暗緑灰色を呈する。淘汰は良く、上方細粒化して上位層に漸移する。
- 9.70～9.90 m：砂質シルト。緑灰色のシルトからなり、細砂をわずかに含む。指圧で容易に変形する。
- 9.90～10.00 m：シルト質砂。暗緑灰色を呈する中砂～細砂を主体とするシルト質砂からなる。淘汰は良く、上方細粒化して上位層に漸移する。

ARY-02（孔口標高 68.81 m、掘進長 10.00 m；図8および図9）

- 0.00～0.38 m：耕作土。黒褐色のシルトからなり、植物根が混入する。非常に締まりが悪い。細砂～径1cmの亜角礫～亜円礫を含む。礫種は主に軽石からなる。
- 0.38～0.84 m：軽石混じり腐植質シルト。黒褐色のシルトからなり、径5mm未満の黄橙色の軽石が散在する。締まりが悪い。
- 0.72m、0.81m：軽石の密集層を挟在する。
- 0.84～1.50 m：軽石混じり砂質シルト。最大径1cmの亜角～亜円礫を含む砂質シルトからなり、基質部が黄橙色と暗褐色の縞状のパターンを繰り返す。礫種は軽石を主体とし、安山岩、玄武岩などを含む。軽石は暗褐色の基質中で白色、黄橙色の基質中で黄橙色を呈する。
- 1.30～1.46 m：暗褐色の砂質シルトで礫を含まない。粗砂サイズの白色の岩石片、炭質物や植物片が散在する。
- 1.50～2.57 m：凝灰質砂礫。最大径2cm礫～粗砂を主体とし、基質は火山灰質シルトからなる。礫は亜角礫で、礫種は安山岩、玄武岩、軽石からなる。まれに植物片を含む。2.10～2.30 mに、酸化縞がわずかに認められる。

- 2.57～2.68 m：腐植質シルト。暗褐色を呈する腐植質シルトからなり、炭質物の濃集層を複数挟在する。
- 2.68～3.09 m：砂-シルト互層。砂礫優勢層とシルト優勢層が細かいピッチで互層している。
- 2.68～2.77 m：砂礫。最大径1 cmの細礫と粗砂～中砂の基質からなる。礫は亜角で礫種は安山岩、玄武岩、軽石などからなる。締まりは良い。
- 2.77～2.80 m：砂質シルト。褐灰色の砂質シルトからなり、わずかにラミナが認められる。
- 2.80～2.83 m：礫混じり砂。褐灰色を呈する火山灰質の細砂からなり、最大径5 mmの細礫の薄層を伴う。
- 2.83～2.84 m：砂質シルト。褐灰色の砂質シルトで、淘汰は良い。
- 2.84～2.86 m：砂礫。最大径7 mmの亜角礫～粗砂からなる。礫種は軽石、安山岩などを含む。
- 2.86～2.90 m：シルト。褐灰色のシルトで、淘汰は良い。
- 2.90～2.96 m：礫混じりシルト質砂。最大径4 mmの亜角礫を基底に含むシルト質砂。礫種は軽石、安山岩などからなる。
- 2.96～3.09 m：シルト質砂。にぶい黄色のシルト質砂で層がやや湾曲する。ラミナがわずかに認められる。下底面は酸化鉄により褐色を呈する。
- 3.09～3.50 m：礫混じり砂。細砂を主体とし、最大径3 cmの亜角～亜円礫を含む。淘汰は悪い。礫種は凝灰岩、安山岩とスコリア、軽石、玄武岩とその変質した礫からなる。
- 3.10～3.14 mにわずかにラミナを伴う。
- 3.50～3.70 m：砂。わずかに礫を含む砂からなり、粗砂～細砂へと上方細粒化する。礫種は安山岩、軽石などからなる。炭質物を多く含み、3.60～3.70 mは炭質物の含有率が高く暗色を呈する。
- 3.70～3.76 m：礫。最大径7 cmの安山岩の亜角礫からなる。基質は流出により不明。
- 3.76～4.00 m：砂。粗砂～細砂からなる。3.87～3.90 mは炭質物の含有率が高く、やや暗色を呈する。
- 4.00～4.15 m：砂礫。最大径1 cmの礫～粗砂からなる。礫は亜角～亜円礫で、礫種は軽石、玄武岩質のスコリア、安山岩、炭、シルト岩などからなる。
- 4.15～6.49 m：礫。最大径17 cmの亜角～亜円礫を主体とする。礫種は安山岩、流紋岩、スコリアなどからなる。5.80 m以浅の礫の表面には赤褐色の鉄酸化物の沈着が見られる。
- 6.49～6.54 m：礫混じり砂。灰色の中砂～細砂を主体とし、最大径5 mmの亜角礫を含む。礫種は軽石、安山岩などからなる。
- 6.54～6.70 m：砂。灰色の細砂からなり、淘汰良好でラミナが認められる。
- 6.70～7.00 m：礫。最大径6 cmの亜角礫を主体とし、基質は粗砂からなる。礫種は黒または赤色の安山岩、軽石、流紋岩などからなる。全体として暗灰色を呈する。
- 7.00～7.13 m：砂。暗緑灰色の中砂からなり、淘汰は良い。締まりは比較的良好。
- 7.13～7.26 m：礫混じり砂質シルト。灰色の砂質シルトからなり、最大径5 mmの細礫を含む、礫形は亜角～亜円、礫種は安山岩、玄武岩、軽石などからなる。7.20～7.25 mにレンズ状に細礫の密集層を挟む。締まりは良く、指圧で変形しない。

- 7.26～7.30 m：シルト。緑黄色のシルトで植物片が散在する。上下位層との境界は明瞭であり、湾曲する。指圧でやや変形する。
- 7.30～7.52 m：礫混じり砂。暗緑灰色の粗砂～中砂を主体とし、最大径 1.5 cm の亜角礫を伴う。指圧でやや変形する。
- 7.52～7.58 m：シルト。灰色のシルトを主体とし、深度 7.54 m にレンズ状の細礫密集層を挟む。ラミナが認められる。指圧で変形する。
- 7.58～7.76 m：砂礫。粗砂～中砂を主体とし、最大径 2 cm の亜角～亜円礫を含む。6.61 m 付近でややシルト質となる。全体的に暗緑灰色で、指圧で変形する。7.74～7.76 m は褐色を帯び、非常に堅固である。
- 7.76～7.99 m：砂質シルト。灰緑色の細砂とシルトの互層からなり、ラミナが発達する。全体的に指圧でやや変形する。上部は赤褐色の鉄酸化色を呈し、固く変形しない。木片や炭質物を多く含む。
- 7.99～8.11 m：砂礫。最大径 5 cm の亜角礫と、ややシルト混じりの中砂の基質からなる。礫種は黒または赤色の安山岩などからなる。木片を多く含む。
- 8.11～8.25 m：礫混じり砂質シルト。暗灰色の細砂と明緑灰色のシルトが互層し、全体として緑灰色を呈する。基底部に最大径 5 mm の亜角礫の密集層を挟み、概ね上方細粒化している。礫種は黒または赤色の安山岩、軽石など。
- 8.25～8.28 m：腐植質シルト。灰褐色のシルトからなり、植物片を含む。植物片の繊維は層理面と平行に配列する。
- 8.28～8.88 m：砂礫。最大径 4 cm の礫～細砂からなり、全体として灰色を呈する。礫は亜角～亜円礫で、礫種は赤色および黒色の安山岩、軽石などからなり、木片を伴う。上方細粒化が 2 サイクル認められ、上部に共通して植物片が認められる。
- 8.88～9.48 m：礫混じりシルト質砂。有機質なシルト質砂からなり、灰色を呈する。最大径 1 cm の礫を含む。礫種は安山岩、軽石などからなる。最大径 86 mm 超の木片を多く含む。
- 9.48～9.82 m：砂質シルト。暗緑灰色の砂質シルトを主体とし、最大径 1 cm の亜角礫を稀に含む。シルトと砂の優勢部が互層する。炭化した植物片が散在する。9.70～9.77 m は炭質物が基質部に濃集している。
- 9.82～9.89 m：砂。暗緑灰色の粗砂～中砂からなる。9.84 m に膨縮するシルト質の薄層を挟在する。指圧でわずかに変形する。
- 9.89～10.00 m：砂質シルト。緑灰色の砂質シルトからなり、ラミナが発達している。比較的締まりは良く、指圧でわずかに変形する程度である。

ARY-03（孔口標高 67.37 m、掘進長 10.00 m；図 10 および図 11）

- 0.00～0.48 m：表土。黒褐色の砂混じりシルトからなり、上部に葉や植物根が混じる。締まりは悪い。
- 0.48～1.00 m：軽石混じり砂質シルト。明黄褐色を呈する砂質シルトからなり、最大径 5 mm の亜角礫を含む。礫種は軽石、安山岩、玄武岩などからなる。粒径、色調はともに下位層から漸移する。

- 1.00～2.97 m：凝灰質砂礫。にぶい黄橙色を呈する火山灰質な基質の砂礫。礫径は最大5 cmで
亜角礫～亜円礫を含む。礫種は軽石を主体とし、安山岩および玄武岩を含む。
火砕流またはその二次堆積物と推定される。
- 1.00～1.45 m：礫径が大きく、淘汰が悪い。基質が赤みを帯び、外形が不明瞭で基質と一体と
なっている。
- 1.50～2.17 m：比較的淘汰良好で、一部だがわずかにラミナが認められる。
- 2.00～2.17 m：軽石礫が上方細粒化している。
- 2.20～2.38 m：全体的に赤みを帯び、腐り礫が見られる。
- 2.43 m：褐色沈着物の濃集帯で、これ以深は褐色を帯びる。
- 2.60～2.82 m：軽石礫が逆級化を示す。
- 2.82～2.97 m：青灰色を呈し、軽石礫が上方細粒化する。炭質物や礫の長軸がほぼ水平方向に
配列している。
- 2.97～3.01 m：泥炭。樹木と見られる炭化した植物繊維がほぼ水平に重なる。
- 3.01～4.00 m：礫混じり砂。主に粗砂～中砂からなり、最大径3 cmの亜円礫を含む。
- 3.03～5.25 m：石英粒子の多い粗砂からなる。
- 3.70～3.86 m：最大径1.5 cmの軽石の亜円礫を多く含む。
- 4.00～4.25 m：礫混じり腐植質砂質シルト。灰色の腐植質な砂質シルトからなり、径5 cm超の
炭化木片や、最大径1 cmの亜角～亜円礫を含む。礫種は安山岩、凝灰岩などか
らなる。4.10～4.20 mはとくに炭質物が濃集している。
- 4.25～6.00 m：礫混じりシルト質砂。主にシルト質砂からなり、にぶい黄橙色を呈する。最大
径2 cmの亜角～亜円礫を稀に含み、4.67～4.86 mは軽石礫を多く含む。木片が
散在し、4.64 mに径5 cmの木片を含む。
- 6.00～6.42 m：礫混じり腐植質砂質シルト。砂質シルトからなり、最大径4 cmの亜角礫を含む。
炭質物が散在する。5.13～6.28 mは基質部に炭質物が濃集し、黒褐色を呈する。
礫種は安山岩、玄武岩、凝灰岩を主体とし、わずかに軽石を含む。
- 6.42～6.96 m：砂質シルト。シルトと細砂の互層からなり、全体的にオリーブ灰色を呈する。
シルトには炭質物、砂層には軽石が散在し、ラミナを形成する。6.84 mに径1
cm未満の亜角礫が挟在する。礫種は軽石、凝灰岩などからなる。
- 6.95～6.96 m：最大径3 mmの亜円礫が挟在する。
- 6.96～7.07 m：腐植質シルト。灰色のシルトからなり、基質に炭質物が濃集し、木片が散在す
る。
- 7.07～7.35 m：砂混じりシルト。オリーブ灰色を呈するシルトからなり、粗砂と炭質物が混じ
る。わずかにラミナが認められる。
- 7.35～7.80 m：礫混じり砂。オリーブ灰色の粗砂～中砂を主体とし、最大径5 mmの亜角礫を伴
う。礫種は安山岩、軽石などからなる。
- 7.80～8.02 m：礫混じり砂質シルト。オリーブ灰色のシルトを主体とし、砂優勢の薄層を挟み、
ラミナを形成する。径5 mm以下の軽石が散在する。
- 8.02～8.60 m：礫混じり砂。粗砂を主体とし、最大径1.5 cmの亜角礫を含む。全体的に灰色を
呈する。崩れやすく指圧で容易に変形する。

8.60～10.00 m：砂礫。最大径 10 cm の亜角～亜円礫からなり、細礫～粗砂を基質とする。礫種は安山岩、玄武岩および凝灰岩などからなり、砂優勢部に軽石を含む傾向が見られる。全体的に灰色を呈する。締まりは比較的良好で、指圧でわずかに変形する。9.25～9.40 m は中～細砂を挟み、わずかにラミナが認められる。9.33 m には径 4 cm の木片を含む。

ARY-04（孔口標高 64.68 m、掘進長 10.00 m；図 12 および図 13）

0.00～0.30 m：耕作土。黒褐色の砂礫混じりの腐植質シルトからなり、植物が混じる。締まりは悪い。

0.30～1.72 m：礫。径 10 cm～3 mm の亜円礫よりなる。礫種は安山岩、玄武岩を主体とし、基質は赤褐色を呈し、細礫～砂～シルトからなり、淘汰は悪い。

1.72～1.89 m：凝灰質砂礫。凝灰質なシルトを主体とし、砂礫を含む。灰白色を呈する。礫は最大径 1 cm の亜角礫で、軽石を主体とし、安山岩を含む。

1.89～1.93 m：泥炭。炭質物が濃集し、黒色を呈する。

1.93～2.65 m：礫混じり砂。中砂～細砂を主体とし、最大径 5 mm の亜角～亜円礫を含む。礫種は安山岩、玄武岩、軽石などからなる。所々に粒度の違いによるラミナが認められる。2.07 m および 2.30 m でややシルト質となる。2.24～2.28 m で細礫優勢となる。2.38 m 以深では礫率が高い。

2.65～2.86 m：礫。最大径 6 cm の亜角～亜円礫からなる。礫種は安山岩を主とする。

2.86～3.32 m：礫混じり砂。径 5 mm の細礫～中砂からなり、全体的に灰色を呈する。礫種は安山岩を主とする。2.86～2.96 m では軽石が混じる。

3.32～3.75 m：礫。径 4 cm～数 mm の礫からなる。礫は亜角～亜円礫で、扁平な礫の長軸は水平方向に配列する傾向が見られる。礫種は安山岩、凝灰岩などからなる。下位層を削り込んでいる。

3.75～3.78 m：腐植質シルト。黒褐色のシルトからなり、炭質物が濃集する。

3.78～3.87 m：礫混じりシルト質砂。灰色を呈するシルト質砂からなり、最大径 5 mm の亜円礫を含む。礫種は軽石を主とし、安山岩を含む。

3.87～3.96 m：礫混じり砂質シルト。暗灰黄色の砂質シルトからなり、最大径 5 mm の亜角礫を含む。礫種は軽石、安山岩などである。3.91 m では粗砂の薄層を挟在する。

3.96～4.00 m：シルト質砂。中～細砂を主体とし、下部 2 cm は火山灰質シルトで灰黄色を呈する。上部 2 cm は黄褐色を呈し、やや粗粒である。

4.00～4.13 m：礫混じり砂。中砂～細砂を主体とし、灰オリーブ色を呈する。4.06 m、4.10 m では幅 1 cm 未満の亜円礫の薄層を挟在する。ラミナが認められる。

4.13～4.19 m：砂礫。径 1 cm 以下の亜円礫～粗砂からなる。粒子は軽石が多い。

4.19～4.40 m：砂。粗砂を主体とし、まれに径 5 mm 以下の細礫を含む。礫種は安山岩を主体とする。淘汰は良い。

4.40～4.60 m：砂質シルト。緑灰色の砂質シルトからなり、細礫～砂を伴う。

- 4.60～4.83 m：礫混じりシルト。主にシルト質砂からなり、にぶい黄橙色を呈する。木片が散在し、稀に最大径2 cmの亜角～亜円礫を含む。4.67～4.86 mでは軽石礫率が高い。4.64 mでは径5 cmの木片を含む。
- 4.83～5.00 m：砂混じり腐植質シルト。黒褐色のシルトからなり、炭質物が濃集する薄層を挟在する。湾曲するラミナが認められる。
- 5.00～5.13 m：礫混じり砂質シルト。明灰黄色の砂質シルトからなり、最大径7 mmの細礫を伴う。礫は亜角礫で、礫種は安山岩を主体とし、まれに軽石を含む。
- 5.13～5.38 m：砂質シルト。明灰黄色のシルトからなり、稀に最大径5 mmの亜角礫を伴う。砂優勢層を挟む。5.32 mに炭質物の濃集層を伴う。
- 5.38～5.60 m：シルト質砂礫。粗砂を主体とし、径7 mm以下の細礫を含む。基質はシルト質である。礫種は安山岩を主体とし、礫は亜角礫である。5.38～5.48 mはやや腐植質で、灰色を呈する。
- 5.60～7.15 m：砂質シルト～砂礫互層。灰緑色の砂質シルトを主体とし、礫優勢層、砂優勢層を挟在する。下位層とは炭で限られ、境界は明瞭である。5.60～6.00 mは礫混じり砂質シルト。6.00～6.15 mは礫混じりシルト質砂。径5 mm以下の軽石が密集する。6.15～6.28 mでは極細砂～シルト。6.28～6.36 mでは砂礫。径1 cm以下の亜角礫密集層があり、礫種は安山岩を主とする。6.46～6.48 mは砂質シルト。6.48～6.58 mは砂礫。径2 cm以下の亜角～亜円礫が密集する。礫種は安山岩、凝灰岩を主とする。6.58～6.62 mは礫混じり砂質シルト。6.62～6.68 mは砂礫。径5 mm以下の細礫が密集する。礫は亜円礫で、礫種は安山岩、軽石などからなり、植物片を伴う。6.68～6.72 mはシルト。6.72～6.83 mは中～細砂。6.83～6.90 mは礫混じり砂質シルト。灰色のシルト質砂からなり、炭質物が散在し、下部に径1 cm以下の軽石を含む。ラミナが発達する。6.90～7.15 mは砂礫。最大径5 cmの亜角～亜円礫と、粗砂～中砂の基質からなる。礫種は安山岩、軽石、凝灰岩などからなる。
- 7.15～7.27 m：泥炭。炭質物が濃集しており、基質はシルトからなる。植物繊維が層理面に水平に配列する。
- 7.27～7.70 m：礫混じり砂質シルト。最大径5 mmの細礫混じりの砂質シルト～シルト質砂からなる。7.44～7.60 m、7.67～7.70 mに径4 mm以下の軽石礫が多い。7.38～7.43 mは腐植質である。7.50～7.67 m径15 cm超の炭化木片を含む。
- 7.70～7.93 m：砂礫。最大径1.5 cmの礫～粗砂からなる。礫種は安山岩、流紋岩、軽石などからなる。淘汰は悪い。
- 7.93～8.33 m：礫混じりシルト質砂。暗緑灰色のシルト質砂からなり、径5 mm以下の細礫を含む。シルト優勢部と、礫優勢部が互層する。7.97 mおよび8.08 mに幅1 cm以下のシルト層を、8.12～8.14 mおよび～8.33 mでは礫層を挟在する。礫種は安山岩を主体とし、亜円礫からなる。
- 8.33～8.47 m：砂質シルト。シルトを主体とし、炭質物の濃集部を含む。
- 8.37～8.41 m：軽石に富む砂優勢部。

- 8.47～9.13 m：砂礫。最大径7 cmの亜角礫と粗砂～中砂の基質からなる。礫種は安山岩を主体とし、凝灰岩、デイサイトなどを含む。
- 9.13～9.20 m：シルト質砂。幅2 cm以下の中砂～細砂の層と幅約1 cmのシルト層が互層し、ラミナを形成する。
- 9.20～9.33 m：腐植質シルト。黄灰色の腐植質シルトからなり、炭質物が層理面に沿って配列する。
- 9.33～10.00 m：砂-シルト互層。砂を主体とし、4 cm以下のシルトが互を挟む。径1.5 cm以下の礫を含む。礫は亜円礫で、安山岩、軽石などからなる。9.38～9.48 mは粗砂。9.48～9.56 mは細礫を含む細砂。9.62～9.64 mはシルト。9.70～9.70 mはシルト。

ARY-05（孔口標高64.13 m、掘進長10.00 m；図14および図15）

- 0.00～0.23 m：耕作土。黒褐色の砂礫混じりシルトからなり、植物片が混じる。締まりは悪い。
- 0.23～0.62 m：軽石混じり砂質シルト。黒褐色の腐植質シルトからなり、最大径6 mmの亜角～亜円礫を含む。礫種は軽石、安山岩など。
- 0.62～1.78 m：火山灰質砂質シルト。火山灰質なシルトを主体とし、砂優勢層が互層する。下部は緑灰色、上部は褐色を帯びるほか、1.5 m以浅には層理面とは無関係な高角度な線状の褐色部が散在する。1.50～1.55 mは粗砂を挟在する。
- 1.78～2.55 m：腐植質砂質シルト。褐灰色の腐植質シルトからなり、木片が散在する。2.04～2.30 mに軽石を主体とする粗砂が多く含まれ、ラミナが見られる。
- 2.55～2.80 m：砂礫。最大径4 cmの亜角～亜円礫を主体とし、粗砂の基質を伴う。礫種は安山岩、凝灰岩、軽石などからなる。炭化していない植物片が混じる。
- 2.80～3.80 m：礫混じりシルト質砂。礫混じりのシルト質砂を主体とする。全体的に褐灰色を呈し、炭化木片を斑状に包含する。礫は径3 cm以下の亜角～亜円礫からなり、礫種は軽石を主体とし、安山岩、凝灰岩などからなる。
- 3.80～4.16 m：砂。灰色の砂からなり、下部の粗砂から上部の中砂へと上方細粒化している。
- 4.16～4.22 m：礫。径4 cm以下の亜角礫からなる。礫種は安山岩、デイサイトなどからなる。
- 4.22～4.30 m：礫混じり砂質シルト。灰緑色の砂質シルトからなり、径3 mm以下の細礫を含む。
- 4.30～4.38 m：砂礫。径1.5 cm以下の亜角～亜円礫を主体とする。礫種は発砲の悪い軽石や凝灰岩などからなる。
- 4.38～4.55 m：砂質シルト。灰緑色の砂質シルトからなり、わずかにラミナが認められる。下部ほど細粒でシルトに富み、上方粗粒化する。
- 4.55～5.00 m：礫混じり砂。砂を主体とし、径5 mm以下の亜角礫を稀に含む。4.70～5.00 mにかけて粗砂から細砂へと上方細粒化する。
- 5.00～5.13 m：砂質シルト。灰緑色の砂質シルトからなり、層理面に平行に炭質物が配列する。
- 5.13～5.20 m：シルト質砂。灰緑色の粗砂を主体とするシルト質砂からなり、軽石を含む。
- 5.20～6.00 m：礫混じり砂質シルト。緑灰色の砂質シルトからなり、径2 cm以下の亜角礫を含む。礫種は安山岩、軽石、凝灰岩などでからなる。
- 5.20～5.33 m：腐植質で、径5 cm以上の炭化した木片を多く含み、基質は褐灰色を呈する。

- 6.00～6.47 m：砂。灰色の粗砂を主体とし、淘汰は良い。まれに径1 cm以下の礫を含む。粒子には石英が多い。締まりは悪く、崩れやすい。
- 6.47～6.81 m：砂礫。径4 cm以下の亜角～亜円礫を主体とし、基質は粗砂である。礫種は安山岩や軽石からなる。6.65～6.81 mは礫径が1 cm以下で、基質はややシルト質である。
- 6.81～6.90 m：礫混じりシルト質砂。灰緑色のシルト質砂からなり、亜角～亜円礫を含む。礫は安山岩、軽石などからなる。木片が散在する。炭質物の濃集層が挟まれる。
- 6.90～7.03 m：礫混じりシルト。灰緑色のシルトからなり、径3 mm以下の亜円礫を含む。6.97 m付近に粗砂サイズの軽石密集層を挟在する。上部5 cmはやや褐色を帯び、上方へ腐植質となる。
- 7.03～7.47 m：礫混じり砂。径2 cm以下の亜角～亜円礫を含む砂からなる。礫種は凝灰岩、安山岩、軽石、デイサイトなどからなる。局部的には砂と礫支持の部分を含む。砂優勢層でラミナが発達している。全体的に炭質物が散在する。7.47 mでは炭質物が濃集する。
- 7.47～7.52 m：砂質シルト。やや腐植質なシルトからなり、やや湾曲する炭質物の濃集層を挟在する。
- 7.52～7.70 m：礫混じり砂。砂を主体とし、径6 mm以下の亜角礫を含む。礫種は軽石、安山岩などからなる。炭が散在する。
- 7.70～7.75 m：軽石質火山灰。上部は軽石の密集、下部は軽石混じりの火山灰を主体とする。上方粗粒化が認められる。
- 7.75～8.25 m：礫混じりのシルト質砂。シルト質砂を主体とし、基質は褐灰色を呈しやや腐植質である。礫種は安山岩が主体で軽石を伴う。炭が散在する。
- 7.84～7.90 m：炭質物が濃集する。
- 8.25～8.50 m：砂質シルト。明緑灰色の砂質シルトからなり、8.25～8.33 mおよび8.38～8.42 mに軽石の密集層を挟在する。
- 8.50～8.59 m：シルト質砂。中砂を主体とし、基質はシルトからなり、全体的に灰色を呈する。
- 8.59～8.73 m：砂礫。径約1 cmの亜角礫～粗砂からなる。礫種は安山岩、凝灰岩などからなる。
- 8.73～8.81 m：砂。灰色の細砂からなり、軽石を含む。淘汰は良い。
- 8.81～8.87 m：砂質シルト。緑灰色の砂質シルトからなる。湾曲するラミナがわずかに認められる。
- 8.87～9.63 m：礫混じりシルト質砂。シルト質の粗砂を主体とし、径1.5 cm以下の亜円礫を含む。全体的に灰色を呈し、赤色風化した安山岩や緑色凝灰岩などを含む。淘汰と締まりはともに悪い。
- 9.63～10.00 m：砂礫。径1.5 cm～粗砂を主体とする。砂礫は安山岩、軽石、凝灰岩などからなる。9.68 mではシルトと砂の互層からなる偽礫を含む。9.94 m～10.00 mは径8 cm以上の安山岩の巨礫。

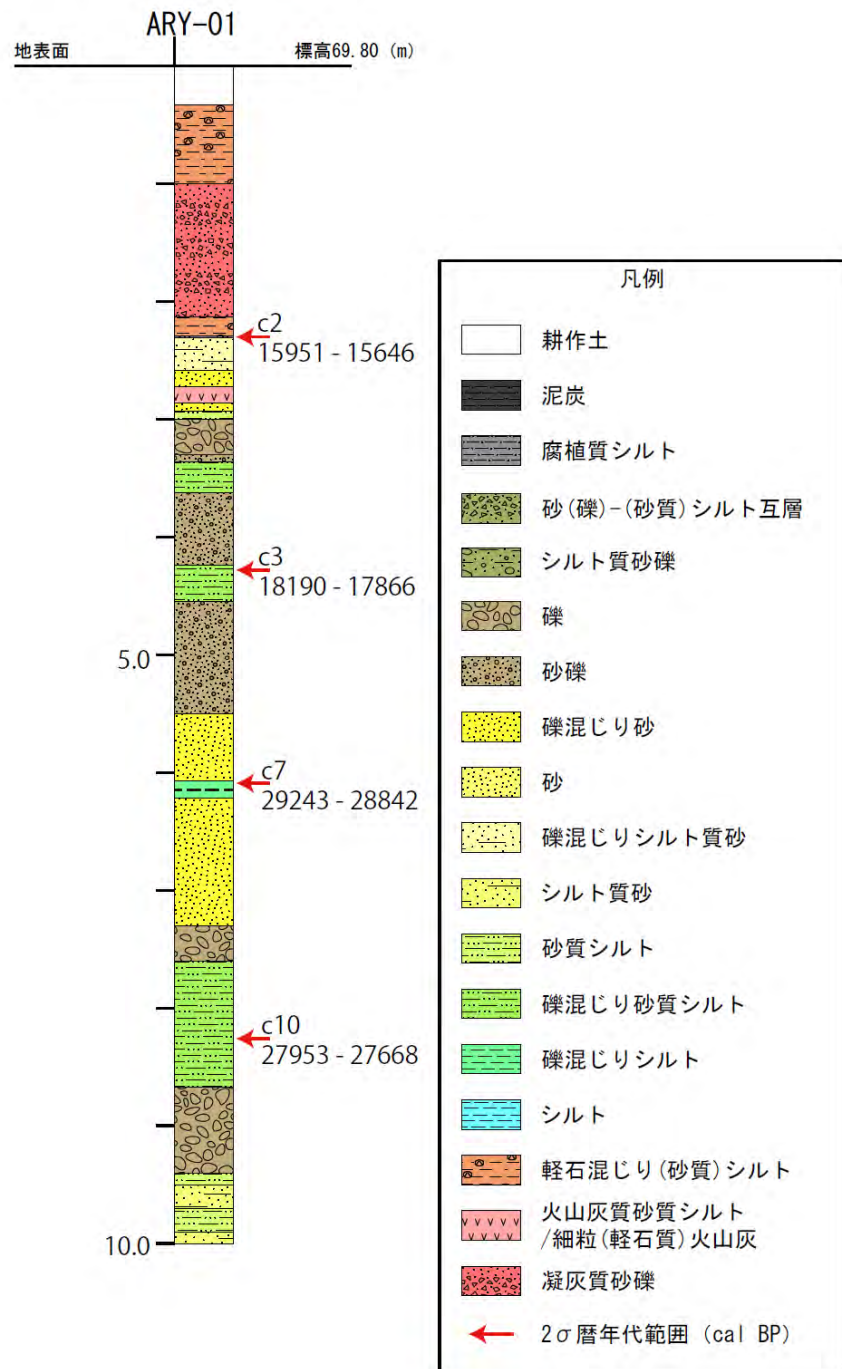


図6 ARY-01 孔柱状図



図7 ARY-01 コア写真

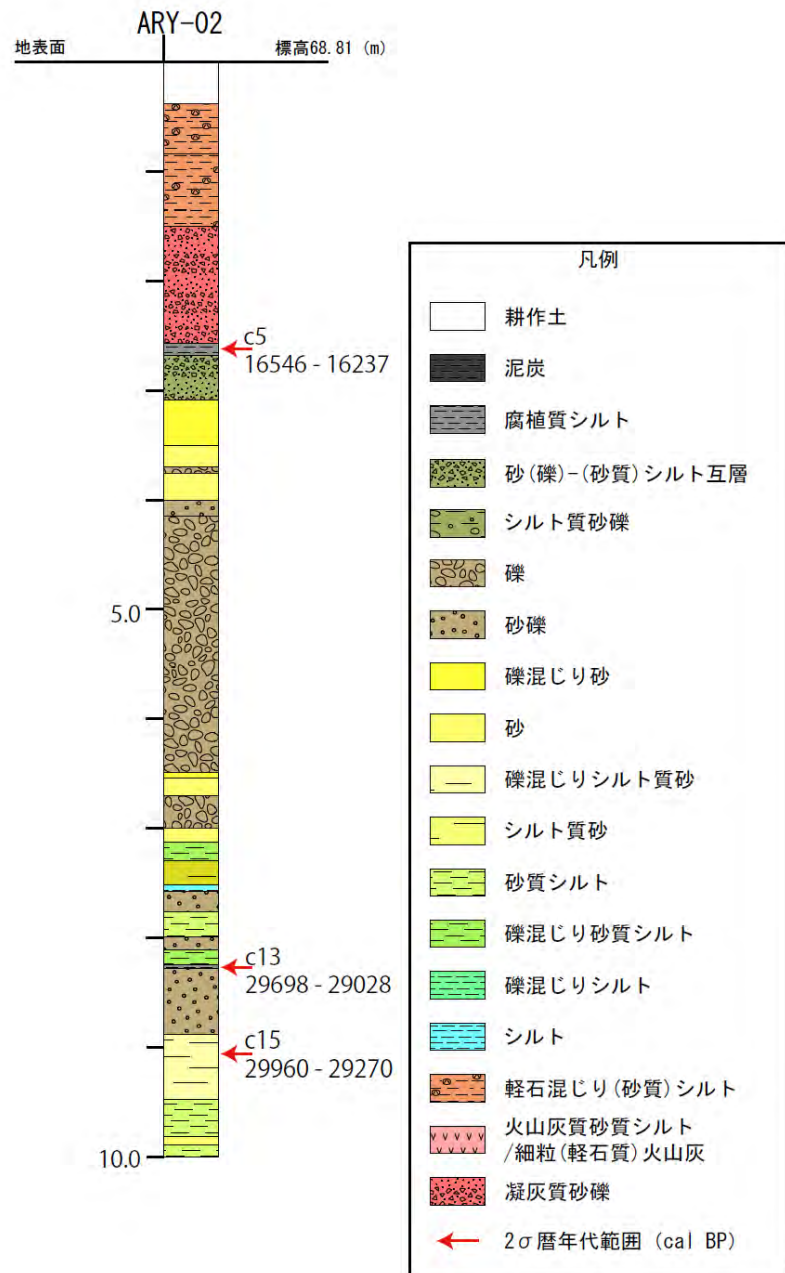


図8 ARY-02 柱状図



図 9 ARY-02 コア写真

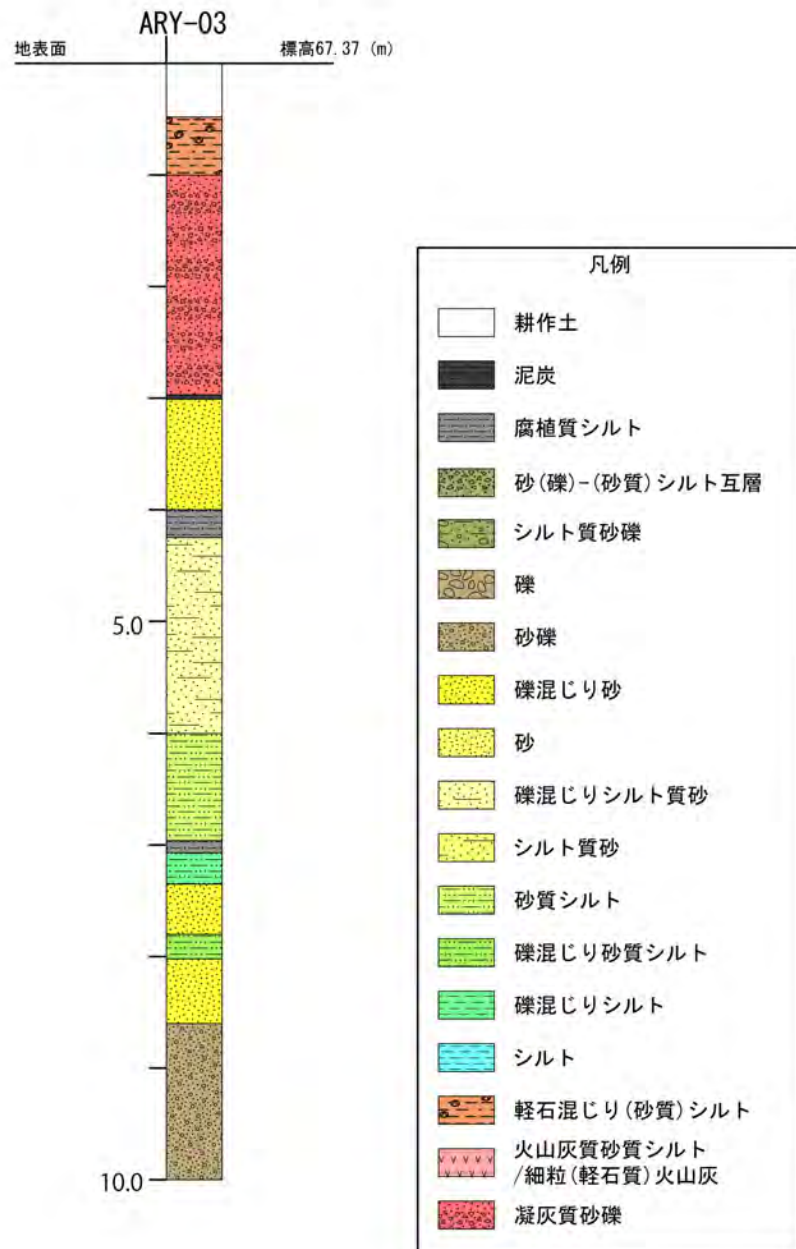


図 10 ARY-03 柱状図

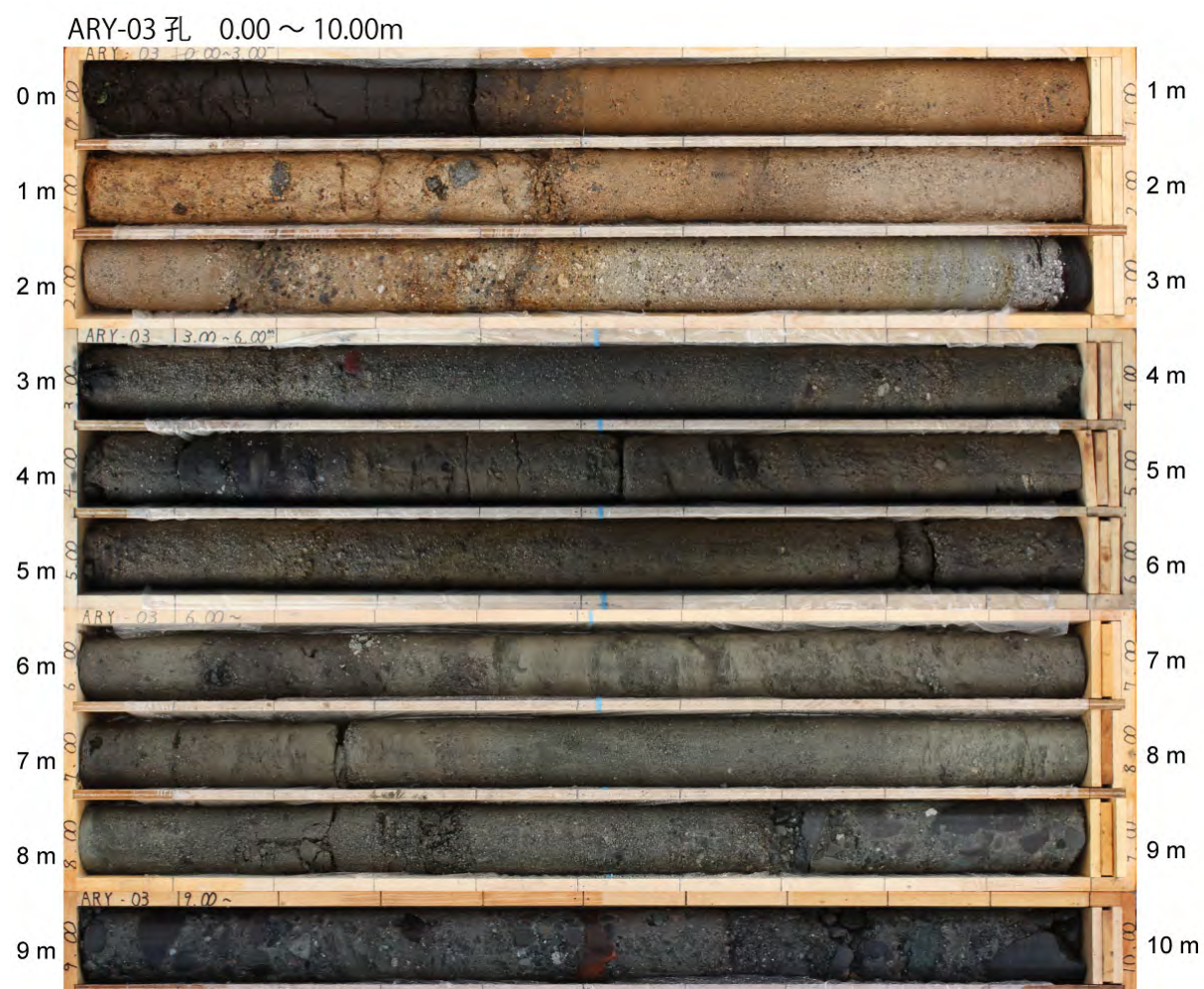


図 11 ARY-03 コア写真

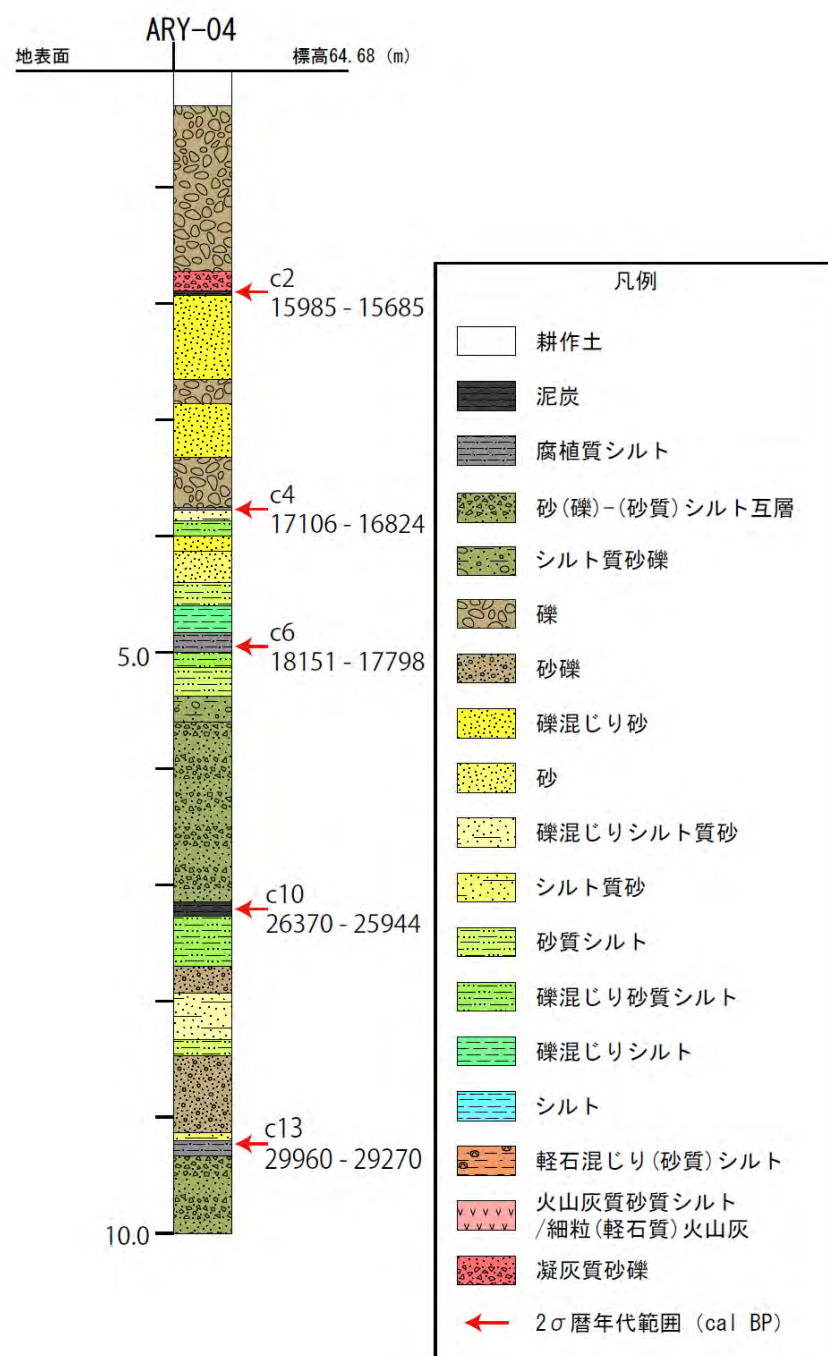


図 12 ARY-04 柱状図



図 13 ARY-04 コア写真

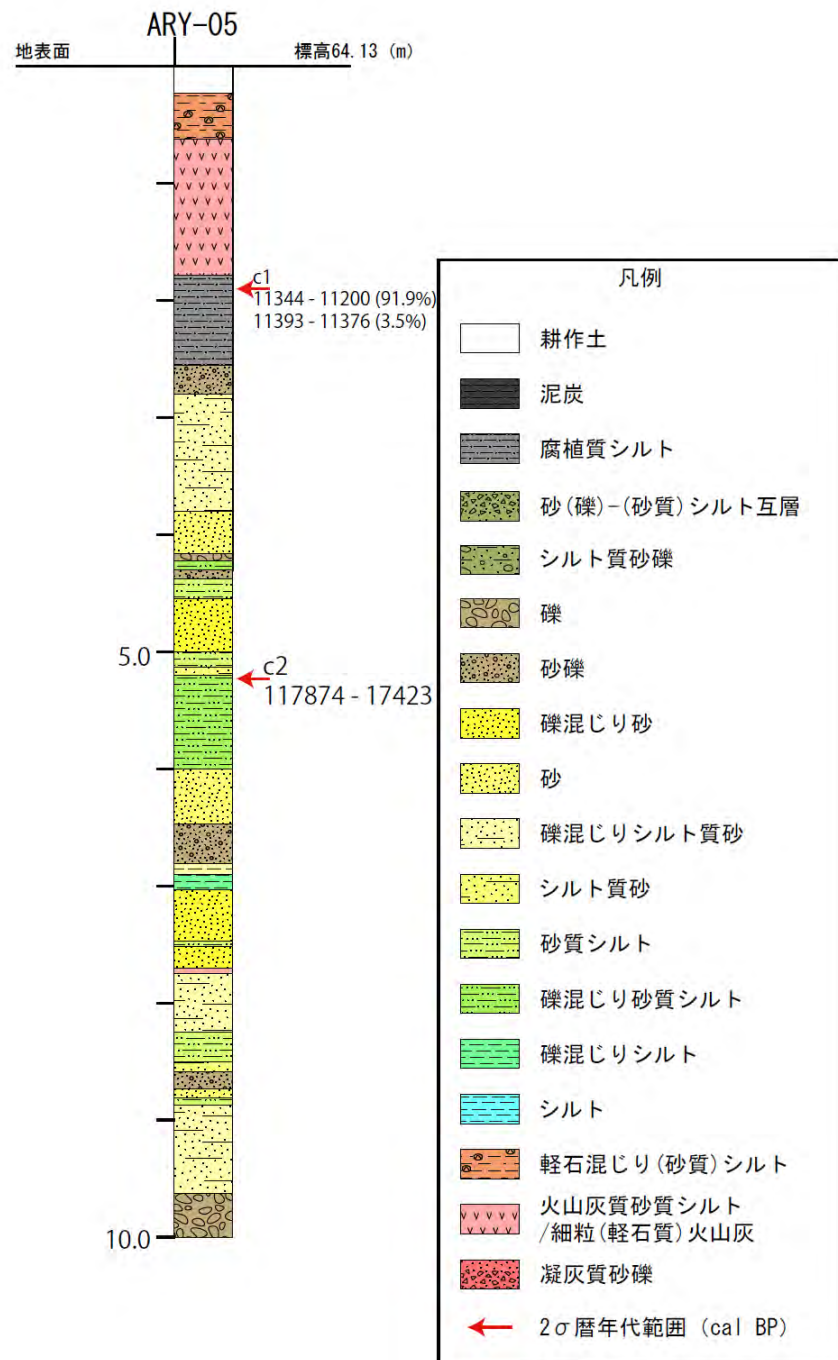


図 14 ARY-05 柱状図

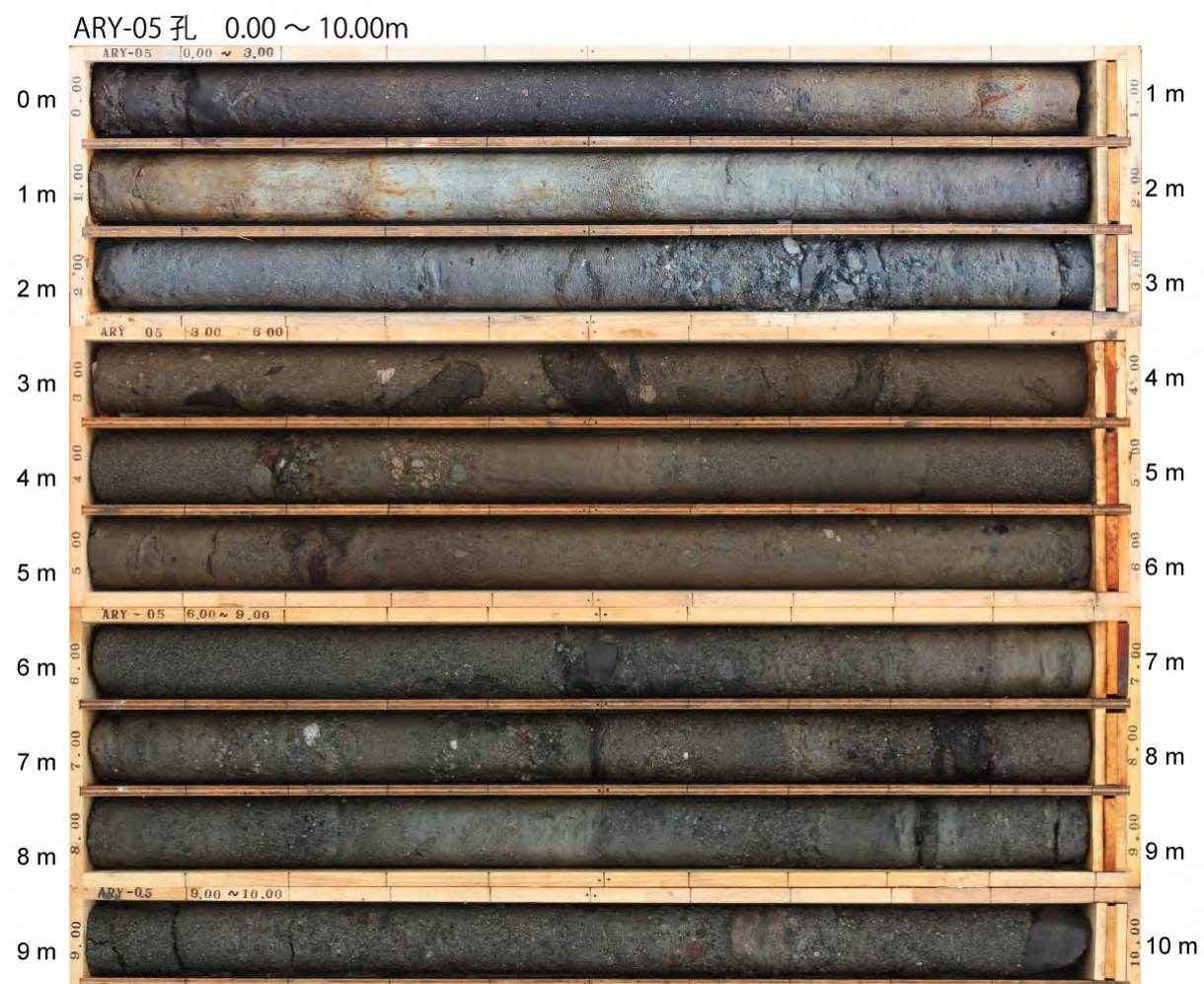


図 15 ARY-05 コア写真

c) 試料分析結果

i) 試料採取位置

ボーリングコアから放射性炭素年代測定用試料及び火山灰分析用試料を採取した。表 1 に分析した試料の一覧表を示す。放射性炭素年代測定用試料の採取位置はボーリング柱状図に示した。

ii) 放射性炭素年代測定結果

表 2 に放射性炭素年代測定の結果を示す。暦年較正は、較正プログラム OxCal 4.4 (Bronk Ramsey, 2009) を用い、較正曲線として IntCal20 (Reimer et al., 2020) を適用した。ボーリング柱状図に示した年代は暦年較正後の年代である。

概ね地層累重の法則に従い、下位ほど年代が古い値が得られた。唯一 ARY01-c7 と ARY01-c10 の間で年代値の逆転がみられた。ARY01-c7 が植物片であることから再堆積物の可能性が考えられる。あるいは ARY01-c10 試料に新しい有機物が混入した可能性がある。

iii) 火山灰分析結果

表 3 に火山灰分析結果を示す。十和田八戸テフラと十和田大不動テフラは火山ガラスの形態、火山ガラスの屈折率(1.500-1.513)および主成分元素組成が近似するため、これらの特徴のみでは識別が難しい。両者は緑色普通角閃石の有無で識別される(町田・新井, 2003)。しかし、津軽地域ではしばしば十和田大不動テフラに緑色普通角閃石が混在しているため、両テフラの厳密な識別には火山ガラスの微量成分元素組成の分析が必要であるとされる(古澤, 2017)。

露頭から採取した試料(0ZK-1)およびボーリングコアから採取した試料(ARY-01t1、ARY-02t1、ARY-04t1)は火山ガラスの付着した緑色普通角閃石を含んでいた。ボーリング表層付近および浅井川沿いの露頭において採取した試料は、十和田八戸火砕流堆積物である可能性が高い。しかし、上述のように厳密な識別には火山ガラスの微量成分元素組成が必要である。

表 1 分析試料一覧

孔名	試料名	深度(m)	分析種	備考
ARY-01	ARY01-c2	2.30	C-14	
	ARY01-c3	4.28	C-14	
	ARY01-c7	6.09	C-14	炭質物
	ARY01-c10	8.26	C-14	
	ARY01-t1a	2.18	火山灰	
	ARY01-t2	2.78	火山灰	
	ARY01-t3	3.59	火山灰	
	ARY01-t5	6.12	火山灰	
ARY-02	ARY02-c5	2.62	C-14	
	ARY02-c13	8.27	C-14	
	ARY02-c15	9.06	C-14	
	ARY02-t1	2.52	火山灰	
	ARY02-t2	2.81	火山灰	
ARY-04	ARY04-c2	1.90	C-14	
	ARY04-c4	3.77	C-14	
	ARY04-c6a	4.90	C-14	
	ARY04-c10	7.21	C-14	
	ARY04-c13	9.23	C-14	
	ARY04-t1	1.85	火山灰	軽石
ARY-05	ARY05-c1	1.90	C-14	腐植質シルト
	ARY05-c2	5.23	C-14	木片

表 2 放射性炭素年代測定結果

採取露頭	試料名	採取深度(m)	試料種	測定番号	処理方法 [※]	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	^{14}C age (yBP $\pm 1\sigma$)	2 σ 暦年代範囲 (cal BP)
ARY-01	ARY-01c2	2.30	organic sediment	Beta-687975	acid washes	-26.20	13160 $\pm$ 40	15951 - 15646 cal BP(95.4%)
	ARY-01c3	4.28	organic sediment	Beta-687976	acid washes	-26.05	14700 $\pm$ 40	18190 - 17866 cal BP(95.4%)
	ARY-01c7	6.09	plant material	Beta-687977	AAA	-24.18	24880 $\pm$ 100	29243 - 28842 cal BP(95.4%)
	ARY-01c10	8.26	organic sediment	Beta-687978	acid washes	-25.03	23670 $\pm$ 90	27953 - 27668 cal BP(95.4%)
ARY-02	ARY-02c5	2.62	organic sediment	Beta-687979	acid washes	-24.68	13570 $\pm$ 40	16546 - 16237 cal BP(95.4%)
	ARY-02c13	8.27	plant material	Beta-687980	AAA	-28.46	25030 $\pm$ 100	29698 - 29028 cal BP(95.4%)
	ARY-02c15	9.06	wood	Beta-687981	AAA	-25.38	25380 $\pm$ 110	29960 - 29270 cal BP(95.4%)
ARY-04	ARY-04c2	1.90	organic sediment	Beta-687982	acid washes	-26.70	13190 $\pm$ 40	15985 - 15685 cal BP(95.4%)
	ARY-04c4	3.77	organic sediment	Beta-687983	acid washes	-26.04	13970 $\pm$ 40	17106 - 16824 cal BP(95.4%)
	ARY-04c6	4.90	plant material	Beta-687984	AAA	-26.19	14640 $\pm$ 40	18151 - 17798 cal BP(95.4%)
	ARY-04c10	7.21	plant material	Beta-687985	AAA	-26.34	21920 $\pm$ 80	26370 - 25944 cal BP(95.4%)
	ARY-04c13	9.23	plant material	Beta-687986	AAA	-26.66	25380 $\pm$ 110	29960 - 29270 cal BP(95.4%)
ARY-05	ARY-05c1	1.90	organic sediment	Beta-688492	acid washes	-27.27	9860 $\pm$ 40	11344 - 11200 (91.9%) 11393 - 11376 (3.5%)
	ARY-05c2	5.23	wood	Beta-688493	AAA	-25.02	14480 $\pm$ 50	17874 - 17423 (95.4%)

※処理方法:「AAA」は「acid/alkali/acid」

表 3 火山灰分析結果

試料名	Volcanic Glass			Light Mineral		Heavy Mineral					Rock		V.Rock	Total	特記取項	火山ガラスの屈折率	デフラグ
	Bw	Pm	O	Fl/Qu	Opx	Cpx	Gho	Oth	Opq								
THN24-Brl十和田八戸マントリックス	40	133	14	65	7	3	2	0	10	12	14	300	300	火山ガラス付着Ghoやや多く含む	1.500-1.513		
THN24-Brl大不動	40	116	8	38	6	2	0	0	0	30	60	300	300	Gho微量混在Qu含む	1.503-1.511(1.498含む)		
OZK-1	31	91	10	92	7	4	3	0	16	46	0	300	300	本質Gho(火山ガラス付着するものあり)やや多く含む	1.500-1.512	To-H	
ARY-01t1	40	160	12	41	2	3	3	0	3	30	6	300	300	本質Gho(火山ガラス付着するものあり)やや多く含む	1.499-1513	To-H	
ARY-01t2	60	62	9	96	1	0	1	0	0	10	61	300	300	Gho少量含む			
ARY-01t3	28	1	9	73	9	2	6	0	32	140	0	300	300	ガラス付着Qu含む			
ARY-01t5	78	21	8	78	2	0	2	0	3	67	41	300	300	火山ガラス付着Gho含む, Qu含む			
ARY-02t1	27	150	25	58	2	0	2	0	0	18	18	300	300	火山ガラス付着Gho含む	1.502-1514	To-H	
ARY-02t2	21	3	20	58	9	1	3	0	2	175	8	300	300	Qu含む, カミングトン閃石混在			
ARY-04t1	43	114	23	61	6	6	1	0	2	23	21	300	300	火山ガラス付着Ghoやや多く含む	1.499-1.513	To-H	
Bw: バブルウォールタイプ																	
Pm: ハミスタタイプ																	
O: 低発泡タイプ																	
Fl・Qu: 長石・石英																	
Opx: 斜方輝石 Cpx: 単斜輝石 Gho: 緑色普通角閃石																	
Opq: 不透明鉱物 Rock: 岩片・風化粒 V.Rock: 火山岩片																	

d) 地層の対比

地形縦断面図に群列ボーリングによる各孔の簡易柱状図を配置し、地層の連続性を検討した地質断面図を図 16 に示した。全てのボーリング孔に共通して、3 m より浅い深度において、腐植層の直上に灰白色の凝灰質堆積物が認められた。ARY-01～ARY-04 孔は軽石を多く含み、下位の腐植層との境界が明瞭であった。一方で、ARY-05 の凝灰質堆積物は軽石を含まず、細粒な火山灰層からなり、下位の腐植層との境界も漸移的であった。ARY-03 孔と ARY-04 孔の同層では、軽石が上方細粒化した後上方粗粒化する様子がみられた。また還元的な色調であることから、水流の影響下で堆積した可能性が考えられる。

炭素同位体年代測定の結果、凝灰質堆積物直下の腐植層は ARY-01、ARY-02、ARY-04 孔では約 16 cal ka BP、ARY-05 孔では約 11 cal ka BP であった。火山灰分析の結果、腐植層直上の凝灰質堆積物は十和田八戸火砕流堆積物（噴出年代 15.5 ka : Horiuchi et al., 2007 ; 以下、To-H と呼ぶ）の可能性が高いと確認された。腐植層の放射性炭素年代にもよく一致することから、凝灰質堆積物は To-H と判断される。ARY-03 孔では年代値は得られていないが、層相が類似することから ARY-03 孔を含めた ARY-01～ARY-04 孔の軽石を含む凝灰質堆積物は To-H またはその二次堆積物と考えられる。ARY-05 孔の軽石を含まない火山灰層は To-H 以降の後カルデラ期の火山灰を主体とする噴火イベントによってもたらされた可能性がある。

To-H より下位の地層では、層相が頻繁かつ局部的に変化する網状河川堆積物の様相を呈し、特徴的な鍵層が連続的に分布しない。ARY-01 孔と ARY-02 孔、3 m 以深の ARY-04 孔と ARY-05 孔の連続性は比較的良好な印象であるが、層相のみによる対比検討は困難である。

ARY-04 孔では、チャンネル堆積物が To-H を削り込む様子が認められた。また、ARY-05 孔では深度 3 m 以浅に約 11 ka の河川堆積物が認められ、To-H が確認できないことから、低下側では河川による侵食によって To-H が失われたと考えられる。ARY-04 孔のチャンネル堆積物は ARY-05 孔に認められないことから、崖に沿って流れる河川によって堆積した可能性が高い。約 11 ka ごろには、撓曲崖が形成されており、崖に沿った流路が形成されていた可能性がある。

ARY-01、ARY-04、ARY-05 孔において約 18 ka、ARY-01、ARY-02、ARY-04 孔において約 30 ka の年代が得られた。To-H 基底面も含め、これらを同時代面として対比すると、低下側ほど堆積物が厚い傾向が認められた。ARY-01 孔および ARY-04 孔における 18 ka～To-H 基底面までの厚みはそれぞれ約 2 m、約 3 m と低下側が厚い。このことは 18 ka から To-H 堆積前の約 16 ka までの間にそれ以前に形成された撓曲崖が埋積されたことを示唆する。ARY-01 孔では年代の逆転が生じているため、対比が難しいが、c7 付近の深度が約 30 ka だとすると、成長層の形状が地質断面から明瞭に確認できる。一方、c10 付近の深度が約 30 ka だとすると、隆起側では大きな層厚変化は生じていないと考えられる。

To-H 相当層の基底面標高は、ボーリング測線東端の ARY-01 孔では、67.51m、西端の ARY-04 孔では標高 62.79m であり、両孔の間では約 5 m の標高差がある。本調査地点は遠手沢の扇状地に位置することから、初生的な傾斜があったと考えるのが自然である。地形的な落差は約 2.5 m と計測されるが、低下側では To-H 上面が侵食により失われており、削剥により過大に見積もっている可能性がある。To-H 下面を基準とすると、ARY-05 孔では確認されていないものの、11 ka を示す河川堆積物より浅い深度に下面があったと考えられる。ARY-01 孔および ARY-02 孔が示すように隆起側では To-H がほぼ等厚に堆積しており、To-H 基底面の傾斜と地形面の傾斜はほぼ等しい。

To-H堆積以前、隆起側が示す傾斜を持つ未変形の扇状地が原地形として広がっていたと考え、ARY-04 孔の To-H 基底高度から撓曲崖基部における上下変位量は、約 1.9 m と計測される。前述のように、18 ka から 16 ka までの間にそれ以前に形成された撓曲崖が埋積されたことが示唆された。また、ARY-04 孔および ARY-05 孔が示すように 11 ka には撓曲崖が形成され、河川流路が崖沿いに固定された可能性がある。したがって、11~16 ka の間に断層活動があり、撓曲崖が生じたと考えられる。この時、16 ka 以降の平均上下変位速度は、0.12~0.17 m/千年と求められる。なお、11~16 ka の間に生じた断層活動は撓曲崖の形成を示唆するものであることから、最新活動とは限定できない。

ボーリングコアには多数の年代測定可能な試料が含まれており、堆積年代から堆積構造を明らかにすることが期待される。活動性についての詳細な検討を進めるには、より多くの試料について年代測定を行い、堆積年代をより精緻に定める必要がある。

2022 年度事業において黒石市高館において推定された 0.3~0.4 m/千年と比較すると 1/2~1/3 程度の値である。この差が生じた理由としては、黒石市高館が津軽山地西縁断層帯（南部）の中央部付近であるのに対し、新屋地区が南端部に近いことが可能性としてまず挙げられる。その場合、断層トレースの南端は従来の推定通り新屋地区の南付近であると考えられる。一方、新屋地区においてはより平野側に分岐するトレースが指摘されており（村岡・長谷，1990；今泉・他編，2018）、トレースの分散によって変位速度が小さくなっている可能性もまた考えられる。上記を検討するためには平野側のトレースの有無を今後確認する必要がある。

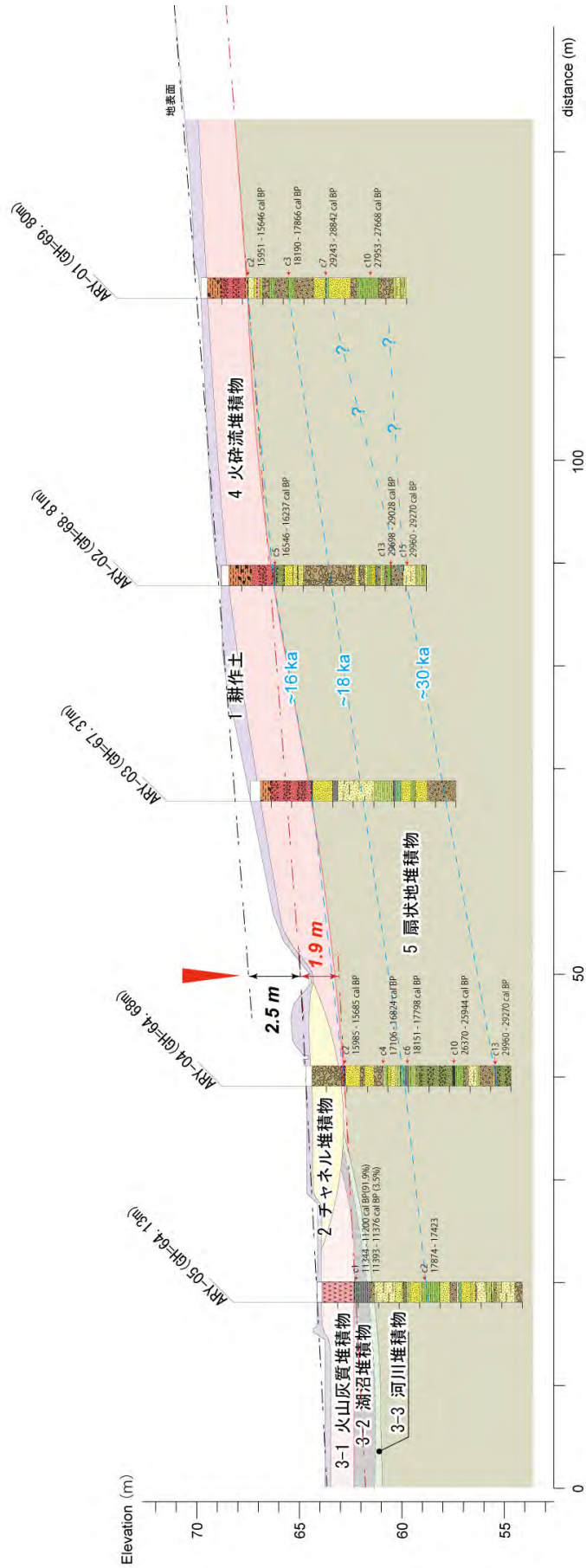


図 16 群列ボーリングによる地質断面図

判例は図 6 を参照。

(d) 結論並びに今後の課題

津軽山地西縁断層帯（南部）の分布形状・変位地形を把握し、平均変位速度推定のためのボーリング掘削地点を選定するため、断層帯南部を対象に空中写真および地形データを使用し、地形判読を実施した。判読の結果、遠手沢北側に分布する地低位段丘面に撓曲変形が認められた。その周辺において地形地質調査を実施し、ボーリング掘削候補地点を選定した。南北方向に延びる撓曲崖に直交するように掘削深度 10 m のボーリングを 5 孔掘削し、群列ボーリングによって地層の分布・変形を確認した。ボーリングの結果、十和田八戸火砕流堆積物の基底面に約 1.9 m の上下変位が認められた。地質構造から 11~16 ka 以降に形成されたと考えられるため、平均上下変位速度は約 0.12~0.17 m/千年と推定された。

掘削地点では To-H 以深の堆積層について網状流河川堆積物であることから対比が困難であった。一方、堆積物中には材や腐植質堆積物が多く含まれていることから、放射性炭素年代測定によって詳細な堆積構造を明らかにできる可能性がある。累積変位や活動性をより詳細に検討するため、放射性炭素年代測定をより密に実施する必要がある。

本地点において求められた平均変位速度は津軽山地西縁断層帯（南部）中央部付近において求められた値（0.3~0.4 m/千年）と比較すると有意に小さい。真に小さい値を示すのであれば、トレースの端部に近いことを示唆する。一方、分岐断層の一つの変位速度を示している可能性もまた考えられることから、令和 6 年度に平野側のトレースの存在についても検討し、断層の 3 次元的な分布を明らかにする必要がある。

(e) 引用文献

- Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates, *Radiocarbon*, 51(1), 337-360, 2009.
- 古澤 明, 「レーザーアブレーション ICP 質量分析装置を用いた火山ガラスの分析による十和田カルデラ起源大不動テフラと八戸テフラの識別」, *地質雑*, 123, 765-776, 2017.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高, 「活断層詳細デジタルマップ [新編]」, 東京大学出版会, 141p, 2018.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 津軽山地西縁断層帯の長期評価について. 18p.
https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/10_tsugaru-sanchi.pdf, 2004
- 平賀町教育委員会, 大光寺新城跡遺跡発掘調査報告書 第10次発掘調査. 平賀町埋蔵文化財報告書, 第26集, 366p, 2000.
- Horiuchi, K., Sonoda, S., Matsuzaka, H. and Ohyama, M., Radiocarbon analysis of tree rings from a 15.5-cal. Kyr BP pyroclastically buried forest: a pilot study. *Radiocarbon*, 49, 1123-1132, 2007.
- 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, 「第四紀逆断層アトラス」, 東京大学出版会, 254p, 2002.
- 町田 洋・新井房夫, 「新編火山灰アトラスー日本列島とその周辺」, 東京大学出版会, 336p, 2003.
- 村岡洋文・長谷紘和, 黒石地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 124p, 1990.
- 長森英明・宝田晋治・吾妻 崇, 青森西部地域の地質, 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, 67p, 2013.
- 中田 高・今泉俊文編, 「活断層詳細デジタルマップ」, 東京大学出版会, DVD-ROM 2 枚・60p. 付図 1 葉, 2002.
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hajdas, I., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., Manning, S., Muscheler, R., Palmer, J., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., & Talamo, S., The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62, 725-757, 2020.
- 産業技術総合研究所, 活断層評価の高度化・効率化のための調査 令和元～3年度 成果報告書, 2022.
- 渡辺満久・鈴木康弘, 「活断層地形判読ー空中写真による活断層の認定ー」, 古今書院, 184p, 1999.

3. 2 横手盆地東縁断層帯（南部）の調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 横手盆地東縁断層帯（南部）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	主任研究員	近藤 久雄
学校法人法政大学	教 授	杉戸 信彦

(c) 業務の目的

これまで地震発生確率が不明と評価されている横手盆地東縁断層帯（南部）において、令和1～3年度に実施した「活断層評価の高度化・効率化のための調査」（以下、過年度事業）で新たな調査手法等により平均変位速度や活動間隔が推定されている。本事業では、主に従来の調査手法である地形地質調査、トレンチ調査、ボーリング調査及び反射法地震探査等を実施し、既往の平均変位速度や活動間隔の信頼性や妥当性を検証する。

(d) 年度毎の実施業務の要約

1) 令和4年度：

ドローン LiDAR 計測を1箇所以上で実施し、計測データ及び数値標高モデルの解析により詳細な断層変位地形の把握を行った。また、1箇所以上で反射法地震探査及びボーリング調査を行い、極浅部の断層形状の推定及び平均変位速度等の検討を行った。

2) 令和5年度：

ドローン LiDAR 計測を1箇所以上で実施し、詳細な断層変位地形を把握した。1箇所以上でトレンチ調査、試料分析等を実施し、平均変位速度と活動履歴等について既往調査研究成果を総合して比較検討した。

(2) 令和5年度の成果

(a) 業務の要約

横手盆地東縁断層帯（南部）（以下、南部区間）を対象として、過年度事業により間接的な手法で算出された平均活動間隔を直接的な手法によって検証するため、ドローン LiDAR とトレンチ調査を実施した。南部区間を構成する金沢断層の北端付近に位置する、仙北郡美郷町六郷東根の上四天地地区において、ドローン LiDAR による地形解析、トレンチ調査を実施

し、西側低下の累積的な撓曲変形を確認した。その結果、約 1 万年前以降に 2 回の古地震イベントが識別され、最新活動は約 4600～9400 年前、先行する活動は約 9600～11100 年前と推定された。これらによる活動間隔は、 3400 ± 2500 年程度と算出される。撓曲崖の比高と低下側を埋積する地層の高度差を基に、最新活動に伴う上下変位量は 3.2m、先行する活動に伴う上下変位量は 2.3m 以上と計測される。よって、ここでの最新活動は、西暦 1896 年陸羽地震に伴うものではないと判断でき、既存文献の地震断層分布と調和的である。さらに、最近 2 回の活動間隔は北部区間と南部区間それぞれで従来推定された平均活動間隔よりも長い。これらの活動は、北部と南部が連動した活動を示す可能性が高く、これまで南部区間で推定された 1600～3500 年の活動間隔は妥当である可能性が示された。

(b) 業務の成果

1) 横手盆地東縁断層帯（南部）の概要

横手盆地東縁断層帯は、秋田県仙北(せんぼく)郡田沢湖町(現・仙北市田沢湖)付近から横手盆地東縁に沿い横手市を経て、雄勝(おがち)郡稲川(いなかわ)町(現・湯沢市)付近までの約 56km に延びる活断層帯である(図 1～2)。横手盆地東縁断層帯では、これまで多数の調査が実施されてきており、構成する活断層のトレースの連続性、深部形状、活動形態、活動履歴等の特徴に基づき、北部と南部の活動区間に分割されている(例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005)。横手盆地東縁断層帯では、北部、南部ともに断層の東側が相対的に隆起する逆断層であるが、それらの断層は変位様式や変位速度等が異なることから、長大な内陸活断層のセグメント区分の問題を検討しつつ、将来発生する大地震の長期予測に資する情報を蓄積していくことが重要である。

本断層帯の最新の地震活動としては、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)では次のようにまとめている。北部において 1896 年(明治 29 年)の陸羽地震(M7.3)の際に、北方の駒ヶ岳西麓断層群、東方の真昼山地東縁断層帯の一部とともに活動し、その活動時には断層の東側が西側に対して、相対的に 2.5～3.0m 程度隆起した。また、北部の平均的な上下方向のずれの速度は、1 m/千年程度の可能性があり、平均活動間隔は 3400 年程度であった可能性がある。

一方、南部区間は、約 5000～6000 年前以後に活動したと推定されるが、少なくとも陸羽地震の際には活動していない。断層帯の北部では、将来発生する大地震の長期評価に資する過去の断層活動時期については多数の調査が実施されてきたものの、南部では活断層研究会編(1991)、中田・今泉(2002)、池田・他(2002)、澤・他(2013)、産業技術総合研究所(2010)など活断層の分布に関する調査研究が中心であった。活動性評価のための調査としては秋田県(1998)、秋田県(1999)などがあるものの平均活動間隔や平均的なずれの速度が明らかではない。そのため、地震調査研究推進本部地震調査委員会による長期評価では、将来の地震発生確率は不明とされている。

過年度事業の「活断層評価の高度化・効率化のための調査」において、横手盆地東縁断層帯(南部)を対象として、ドローン LiDAR 等の新たな手法とトレンチ、ボーリング、反射法

地震探査等の従来手法を組み合わせ、複数の地点で平均変位速度等を推定した (Arora et al., 2021 ; 近藤・Arora, 2022)。その結果、南部区間の平均活動間隔について、盆地内の前縁断層上に相当する鳥海山断層上の湯沢前森地区において 2900～3500 年、山地／盆地境界断層上に相当する金沢断層上の吉沢川・睦成地区において 1600～1900 年と推定された。しかし、これらの平均活動間隔は北部で推定されている 3400 年程度と比較して、やや短い間隔となっている (近藤・Arora, 2022)。そのため、長期評価で実際に採択され地震発生確率の評価等に資するためには、調査手法やデータ、平均活動間隔の算出方法について信頼性や妥当性を検証する必要がある。

そこで、本事業による調査では、主にトレンチ調査やボーリング・反射法地震探査等の直接的な手法によって、平均変位速度や平均活動間隔、地震時変位量、極浅部の断層形状を明らかにするための調査をおこなった。令和 5 年度は、北部と南部の境界付近に位置する仙北郡美郷町上四天地地区において、ドローン LiDAR とトレンチ調査を実施した。

2) 仙北郡美郷町上四天地地区における調査

美郷町六郷東根上四天地地区 (以下、上四天地地区) は、金沢断層の北端付近に位置し、1896 年陸羽地震で活動した北部区間と南部区間の境界付近にあたる (図 2)。松田・他 (1980) は、陸羽地震に伴う地表地震断層の分布を詳細に明らかにし、地震断層の南端を美郷町六郷東根蛇沢付近とした。蛇沢の北方約 1 km の丸子川周辺では、地震時上下変位は 2 m 程度であったとされている (松田・他, 1980)。今回調査を実施した上四天地地区は、蛇沢集落の南へ約 1 km に位置する。一方、現行の長期評価では、さらに南方の横手市金沢本町に至る区間においても、山崎 (1896) による微小な地変の報告があることから、金沢断層の北端付近でも地表地震断層が出現した可能性を指摘している。また、近藤・Arora (2022) は、さらに南方の横手市睦成 (むつなり) 地区におけるトレンチ調査において、西暦 1700 年以降の古地震イベントを検出した。このイベントに伴う水平短縮量は 20cm 程度と微小なため、陸羽地震に伴う受動的な変位である可能性を指摘した。いずれの指摘についても、松田・他 (1980) による地震断層の南端である美郷町六郷東根蛇沢より南では、陸羽地震に伴って生じた地表変位は数十 cm 程度以下の微小なものである。よって、蛇沢以南では、メートルオーダーに及ぶ固有規模の変位は生じなかったものと判断した。そのため、南部区間の活動履歴や平均変位速度を明らかにする調査地として、令和 4 年度 of 金沢乗上地区に続き、金沢断層の北端を主な調査地として選定した (図 2)。

a) ドローン LiDAR 等による地形調査

上四天地地区周辺では、大局的には真昼山地と横手盆地の境界付近を延びる断層が推定されている (図 2 ; 澤・他, 2013)。さらに詳細には、谷を湾曲して延びる東側の断層、および盆地内の前縁 (西側) へ張り出す断層の 2 条が推定された。本調査では、両者でトレンチ調査を実施し、地層の撓曲変形や年代を調べるとともに、ドローン LiDAR による 0.1m

DEMの作成と地形解析を実施した。ドローンLiDARによる地形陰影図を図3に示す。

山地と盆地の境界付近には、西側が相対的に低下する低断層崖が認められ、上四天地集落がある谷中へ、東へ向かって湾曲して活断層トレースが推定された(図3)。また、西側の盆地内には、谷中から西へ向かって張り出す扇状地表面上に、西側低下の撓曲崖がみられる。ただし、この撓曲崖は米軍撮影の空中写真では明瞭に視認されるが、現在は圃場整備によって著しく人工改変を受け、正確な位置が不明確である。谷中に推定されたトレースを横断してAトレンチ、扇状地表面上の撓曲崖付近でBトレンチを掘削し、断層や地層の撓曲変形の有無を確認した。

b) トレンチ調査

トレンチ調査は、上述の通り、2つのトレンチを掘削した。Aトレンチは、撓曲崖を横断して、長さ48m、幅6m、深さ3m程度で掘削した。Bトレンチは、米軍撮影の空中写真でみられる撓曲崖の推定位置に、長さ15m、幅6m、深さ3m程度で追加掘削した。トレンチ壁面には、下位から湖沼性堆積物(F層)、扇状地礫層(E層)、低下側を埋積するチャンネル堆積物(D層)、低下側を埋積するチャンネル堆積物(C層)、人工改変土層(B層およびA層)が露出した。両トレンチともに明瞭な剪断を伴う断層は認められなかったものの、AトレンチではF層に背斜状の変形が認められ、AトレンチとBトレンチを横断する地形地質断面では、C層より下位の地層に西側低下の累積的な撓曲変形が認められた。トレンチ壁面の写真を図4～7、スケッチを図8～11、地形地質断面を図12、地質・層序を表1、トレンチから採取した ^{14}C 年代測定の結果を表2に示す。年代値の暦年較正は、Ramsey(1995; 2009)を基にReimer et al. (2020)の較正曲線を使用し、 2σ に対応する暦年代を西暦もしくはcalBPで表記する。以下では各地層の層相と年代を略述する。

i) トレンチの層序と年代

A層：本層は、表土および耕作土を構成する砂礫混じりシルトからなり、褐色を呈する人工改変土層である。層厚20～50cmで広く分布する。巨礫をあまり含まない。

B層：本層はシルト混じり砂礫からなり、黒褐色を呈する埋め土である。Bトレンチの西側のみに層厚80～100cmで分布する。 ϕ 2-200mmの亜円～亜角礫を含み、非常に淘汰が悪い。陶器の破片を含み、Bトレンチのグリッド6付近では、人口の水路の痕跡が見られる。

B層からは 910 ± 30 y. B. P. (西暦1040～1214年)の年代が得られた。

C層：本層は、シルト混じり砂礫を主体とし、青灰～淡褐色を呈するチャンネル堆積物である。Bトレンチのみに層厚40～120cmで分布する。 ϕ 5-350mmの亜角～角礫を主とし、非常に淘汰が悪い。礫は安山岩を主とし、扁平状の礫を多く含む。複数のチャンネル堆積物が累重して堆積しており、グリッド1～8付近では巨礫を含まない。C層からは2試料の年代測定値が得られ、それらは 3910 ± 30 y. B. P. (4240～4420 calBP) および 4150 ± 30 y. B. P. (4580～4830 calBP) である。よって、C層は約4200～4800年前に堆積した。

D層：本層はシルト混じり砂礫～砂からなり、青灰色を呈する扇状地性堆積物である。両トレンチに層厚 50～220 cmで広く分布する。シルト混じり砂層にレンズ状に砂礫が挟在する。Aトレンチでは大部分が酸化色を帯びる。一方、Bトレンチの東側では、礫をあまり含まずシルト～砂を主体として分布し、ローム質である。構成する礫は安山岩礫に加え、凝灰岩礫やスコリアを含む。部分的にマンガンが薄層状に濃集する。また、腐植質シルト層を複数挟み、木材片を含む。礫は風化しており、ねじり鎌で削ることが出来る程度に脆い。D層からは6試料の年代値が得られた。6試料のうち5試料については、 8270 ± 30 y. B. P. ～ 8760 ± 30 y. B. P. と概ね整合的な年代値である。一方、AトレンチのD層上部からは 3600 ± 30 y. B. P. と著しく若い年代が得られた。これは層序や他の年代値と矛盾し、新しい根やフミン酸などが混入したとみられる。そのため、D層の堆積年代を示す試料ではないと判断した。この場合、D層は 8270 ± 30 y. B. P. ($9130 \sim 9410$ calBP) から 8760 ± 30 y. B. P. ($9560 \sim 9900$ calBP) にかけて、約 9100～10000 年前にかけて堆積したと考えられる。

E層：本層は、主にシルト～シルト混じり砂礫からなり、青灰色を呈するチャンネル堆積物である。Bトレンチのみに層厚 20～120 cmで分布し、全体に西へ傾斜してグリッド 9～10 付近でトレンチ底面に交差する。流路の流向は壁面に直交方向（南北方向）であり、複数のチャンネル堆積物からなる。礫は $\phi 10 \sim 40$ mm 程度の円礫～亜円礫からなり、礫種は安山岩、凝灰岩、シルト岩、スコリア等である。礫は風化し、ねじり鎌で削ることが出来る程度に脆い。E層からは年代試料が得られなかった。

F層：本層は、粘土混じり砂礫～粘土からなる湖沼性堆積物である。Aトレンチの広範とBトレンチの東端のみに層厚 60～80 cmで分布する。青白色～白色の粘土を主体とし、レンズ状の砂礫を挟んで互層状となる。礫は $\phi 10 \sim 30$ mm 程度の亜円～円礫を主とする。礫種は主に凝灰岩であり、風化してねじり鎌で削ることが出来る程度に脆い。F層からは、Aトレンチから2試料、Bトレンチから2試料の年代値が得られた。これらのうち、Bトレンチの1試料のみ層序と矛盾する 13520 ± 50 y. B. P. の古い年代値がみられ、古い試料の再堆積と判断される。他の3試料は、 $9570 \pm 30 \sim 10120 \pm 40$ y. B. P. と調和的な年代値が得られている。よって、F層は、 9570 ± 30 y. B. P. ($10700 \sim 11100$ calBP) から 10120 ± 40 y. B. P. ($11500 \sim 11900$ calBP) にかけて、約 10700～11900 年前にかけて堆積したと考えられる。

以上から、調査地は完新世の約 1 万年前以降に湖沼の環境であり、その後、複数の扇状地が約 9100～10000 年前、約 4200～4800 年前の異なる時代に発達したことが明らかとなった。

ii) イベント層準の認定と発生年代

地形地質断面図では、調査地に生じた西側低下の累積的な撓曲変形が認められ、Bトレンチでは低下側を埋積する地層も確認できた。撓曲変形の変形帯の幅は、Aトレンチの西端付近からBトレンチの中央付近に至る約 60mと幅広い。これらの地層の変形と低下側をアバットする地質構造を基に、最近2回のイベントが識別される。以下では、それらの根拠と層準について記載する。

イベント1：イベント1は、D層・扇状地礫層が堆積後、C層・チャンネル堆積物の堆積前に生じた。D層は調査地周辺に広範に分布し、隆起側の地形面を構成する地層である。AトレンチとBいずれの壁面にも露出する。一方、C層はBトレンチのみで確認され、緩やかに東へ向かって傾斜して下位のD層にアバットする。東延長はBトレンチの範囲外であるものの、Aトレンチには露出せず、傾斜を東へ延長しても撓曲崖の基部までに到達しない。よって、C層は、Bトレンチの東延長で撓曲崖の基部に至る間でせん滅するとみられる。アバットする構造は、南壁面のD層内部構造が西側低下の撓曲変形を受けているのに対し、C層の内部に共在する腐植質シルト層が標高 80.22m付近で概ね水平に堆積することから判断できる。変形帯の幅を考慮して、地形地質断面上で計測できるD層の上下変位は、西傾斜の堆積構造を加味して、西側低下 3.2mである。以上から、イベント1は、D層・扇状地礫層の堆積後、C層・チャンネル堆積物の堆積前に、地震時上下変位 3.2mを伴って生じた。

イベント1の発生年代は、C層とD層の堆積年代から限定される。D層の堆積年代を示す試料のうち、最も新しい年代は 8270 ± 30 y. B. P. (9130~9410 calBP) である。また、C層の最も古い年代は、 4150 ± 30 y. B. P. (4580~4830 calBP) である。よって、イベント1の発生年代は、4580~9410 calBPの間となり、約 4600~9400 年前に生じたと推定される。

松田・他(1980)がまとめた1986年陸羽地震の地表変位は、調査地である上四天地地区では知られていない。イベント1に伴う上下変位は、幅広い撓曲変形とはいえ、上下変位 3.2mと十分に視認できる大きさである。松田・他(1980)は、地表地震断層の出現位置や変位量を地元住民への丹念な聞き取りと地表踏査によるものであり、3mの顕著な地震時変位が見過ごされたとは考えにくい。また、イベント1の発生年代は、陸羽地震よりも古い時期に限定された。よって、本調査によるイベント1は、陸羽地震に伴う上下変位ではなく、それ以前に生じたイベントと判断できる。

イベント2：イベント2は、F層・湖沼性堆積物の堆積後、E層・扇状地礫層の堆積前に生じた。F層は両トレンチでみられ、一部が上位のD層に浸食される。Bトレンチでは、壁面の南端付近に露出し、上位よりも急斜する。上位のE層との境界の傾斜は 20° W程度であり、湖沼性堆積物の初生的な傾斜がほぼ水平であるのに対し、強い変形を受けたことを示す。Bトレンチ内のF層は白色の粘土を主体とし、腐植質な部分が示す内部構造は不明瞭ながら 20° W程度とF層上面と概ね平行である。Bトレンチでは、F層の上位をE層・チャンネル堆積物がアバットして堆積する。E層も既述のC層と同様に、Bトレンチ内で西へ傾斜して堆積するとともに、東へ向かって層厚が減じる。Aトレンチ内では、E層に対比される地層は露出せず、下位のF層を直接不整合にD層が覆っている。よって、E層は撓曲崖付近でせん滅し、下位のF層にアバットするものと判断できる。F層の上面はBトレンチのトレンチ底付近では概ね水平になり、変形帯を離れたF層の累積上下変位は西側低下 5.5mである。よって、この累積変位量と上述のイベント1に伴う上下変位量を差し引きして、イベント1に伴う地震時上下変位は 2.3mである。以上から、イベント2はF層堆積後、E層堆積前に地震時上下変位 2.3mを伴って生じた。

イベント2の発生年代は、F層とD層の堆積年代から限定される。F層の最も新しい年代値として 9570 ± 30 y. B. P. ($10700 \sim 11100$ calBP) が得られた。上位のE層からは堆積年代を示す年代試料は得られていない。さらに上位のD層の最も古い年代として、 8760 ± 30 y. B. P. ($9560 \sim 9900$ calBP) が得られた。イベント2はF層堆積後、E層堆積前であることから、発生年代は $9560 \sim 11100$ calBP に限定され、約 $9600 \sim 11100$ 年前に生じたと推定される。

以上のイベント1および2の発生年代をもとに、上四天地地区における活動間隔を推定する。イベント1の年代約 $4600 \sim 9400$ 年前とイベント2の年代約 $9600 \sim 11100$ 年前から、2回のイベントの年代を単純に差し引きした場合、 $200 \sim 6500$ 年が求まる。ただし、200年の発生間隔は、一般に海溝型地震やプレート境界断層並みの短さであり、内陸活断層の平均変位速度B級の活動間隔とは考えにくい。そのため、最近2回のイベントから間隔を求める方法としては妥当ではない。それぞれのイベント年代の中央値で比較した場合、イベント1は約7000年前、イベント2は約10400年となり、両者の発生間隔は約3400年となる。推定誤差は、それぞれの誤差の二乗和の平方根から2500年と求まる。この算出方法では、発生間隔は 3400 ± 2500 年程度と推定される。

3) 上四天地地区における活動間隔と周辺との比較検討

上四天地地区において最近2回の活動時期が明らかとなり、その活動間隔は活動時期の範囲中央から算出した場合、3400年程度と求められる。これは、推定幅が大きいものの、南部区間で過年度事業で推定された間隔とオーダーとしては同程度である。しかし調査地点毎に詳しくみると、南部区間の活動間隔 $2100 \sim 2500$ 年（横手平鹿地区）、 $1600 \sim 1900$ 年（吉沢川睦成地区）、 $2900 \sim 3500$ 年（湯沢前森地区）と比較して、誤差を考慮すれば有意に長い。

また、最新の地震時変位は3.2m、1つ前のイベント2に伴う上下変位は2.3mである。両イベントの上下変位は、地震断層長に換算して $20 \sim 30$ kmに相当する。調査地が南部区間の北端付近に位置することを考慮すれば、これらの顕著な上下変位が南部区間が活動した際の地震断層末端で生じたとは考えにくい。したがって、イベント1と2はいずれも北部区間と南部区間が連動した場合の上下変位とみることが妥当である。この解釈に基づけば、ここで求められた活動間隔は、北部区間と南部区間の連動間隔を示す可能性がある。

これらを総合して、北部区間の活動間隔は3400年程度、南部区間は場所により異なる値であるものの、 $1600 \sim 3500$ 年程度、両区間の連動間隔は 3400 ± 2500 年程度と推定される。この推定に基づけば、北部区間単独と南部区間単独の活動は同程度か、もしくは南部区間がやや高頻度であり、数回に1回程度の割合で連動イベントが生じる可能性がある。

(c) 結論ならびに今後の課題

横手盆地東縁断層帯（南部）を対象として、過年度事業により間接的な手法で算出され

た平均活動間隔を直接的な手法によって検証するため、トレンチ・ドローン LiDAR 調査を実施した。

南部区間を構成する金沢断層北端に位置する美郷町上四天地地区において、ドローン LiDAR による地形解析、トレンチ調査を実施し、西側低下の撓曲崖および地層の撓曲変形を確認した。その結果、最近 2 回の活動が識別され、最新活動時期は約 4600～9400 年前、1 つ前の活動は約 9600～11100 年前と推定された。これらを基に、活動間隔は 3400 ± 2500 年程度と算出される。また、最新活動に伴う地震時上下変位は 3.2m、1 つ前のイベント 2 に伴う上下変位は 2.3m と計測された。同地区では、1986 年陸羽地震に伴い地表地震断層が出現していないため、上下変位 2.3m を伴う最新活動は同地震以前の活動に伴うものと判断される。

上四天地地区で推定された活動間隔は、北部区間と南部区間それぞれで推定されてきた活動間隔と比較して長い可能性が高い。よって、上四天地地区が南部区間の北端付近に位置することも考慮すれば、最近 2 回の活動に伴う顕著な上下変位は、北部区間と南部区間が連動したイベントを記録している可能性が高い。この場合、北部区間と南部区間はそれぞれ同程度の頻度、もしくは南部区間がやや高頻度で大地震を生じ、連動イベントはそれらの数回に 1 回程度の割合で生じたものと推定される。

以上、令和 5 年度は、南部区間の北端付近の金沢断層・美郷町上四天地地区において、新たな活動時期、活動間隔、地震時変位量が得られた。これまでの結果を総合し、上四天地地区の活動間隔が北部区間と南部区間の連動間隔を示すと考えた場合、南部区間で推定された活動間隔は概ね妥当なものである。今後、1 回の変位量や活動間隔のばらつきも考慮して、直接的な手法と平均的な手法による平均活動間隔の算出について、妥当性を検討する必要がある。

(d) 引用文献

秋田県、「平成 9 年度 地震関係基礎調査交付金 横手盆地東縁断層に関する調査成果報告書」, 73p, 1998.

秋田県、「平成 10 年度 地震関係基礎調査交付金 横手盆地東縁断層に関する調査成果報告書」, 150p, 1999.

Arora, S., Kondo, H., Kurosawa, H., and Koshika, K., Estimation of the slip rate along the unruptured fault segment of the M7.2 1896 Rikuu earthquake, northeast Japan. *Tectonics*, 40, e2020TC006434. <https://doi.org/10.1029/2020TC006434>, 2021.

地震調査研究推進本部地震調査委員会、「横手盆地東縁断層帯の長期評価について」, 2005.

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, 第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会, 254p, 2002.

活断層研究会編, 「新編日本の活断層—分布図と資料—」, 東京大学出版会, 437p, 1991.

- 近藤久雄・Arora Shreya, 3.4 横手盆地東縁断層帯（南部区間）の調査, 「活断層評価の高度化・効率化のための調査」令和元～3年度成果報告書, 154-231, 2022.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田高・今泉俊文, 1896年陸羽地震の地震断層, 地震研究所彙報, 55, 795-855, 1980.
- 中田 高・今泉俊文編, 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, 60p, 2002.
- Ramsey, C.B., Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: the OxCal program. Radiocarbon, 37(2), 425-430, 1995.
- Ramsey, C.B., Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon, 51(1), 337-360, 2009
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Ramsey, C.B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hajdas, I., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., Manning, S., Muscheler, R., Palmer, J., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., 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, 2020.
- 産業技術総合研究所, 横手盆地東縁断層帯（南部）の活動性および活動履歴調査, 「活断層の追加・補完調査」成果報告書, No.H21-2, 産業技術総合研究所, 82p, 2010.
- 産業技術総合研究所, 活断層データベース 2020年1月7日版.
<https://gbank.gsj.jp/activefault/>, 2020.
- 澤 祥・堤 浩之・杉戸信彦・楮原京子, 1:25,000 都市圏活断層図横手盆地東縁断層帯とその周辺「田沢湖」「横手」「湯沢」解説書, 国土地理院技術資料 D1-No.642, 24p, 2013.
- 山崎直方, 陸羽地震調査概報, 震災予防調査会報告, 11, 50-74, 1896.

表 1 美郷町上四天地地区における地質・層序表

記号		地質	色	層厚	分布 (壁面)	層相
A	表土	砂礫混じりシルト	褐	20～50cm	Aトレンチ (N, S) Bトレンチ (N, S)	耕作土～表土。巨礫をあまり含まない。
B	埋め土	シルト混じり砂礫	黒褐	80～100cm	Bトレンチ (N, S)	Bトレンチの西側に分布する。φ2-200 mmの亜円～亜角礫を含み、非常に淘汰が悪い。陶器の破片を含み、地点2のグリッド6付近では、入口の水路の痕跡が見られる。
C	チャネル堆積物	シルト混じり砂礫	青灰～淡褐	40～120cm	Bトレンチ (N, S)	Bトレンチに分布する。φ5-350 mmの亜角～角礫を主とし、非常に淘汰が悪い。安山岩礫を主とし、扁平状の礫を多く含む。複数のチャネル堆積物が重なって堆積しており、グリッド1～8付近では巨礫を含まない。
D	扇状地性堆積物	シルト混じり砂礫～砂	青灰	50～220cm	Aトレンチ (N, S) Bトレンチ (N, S)	Aトレンチ、Bトレンチに分布する。シルト混じり砂層に、レンズ状に砂礫を挟む。地点1では大部分が酸化色を帯びる。地点2の東側は、礫をあまり含まず、シルト～砂が分布し、ローム質である。安山岩礫に加え、凝灰岩礫やスコリアを含む。部分的にマンガンが薄層状に濃集する。また、腐植質シルト層を複数挟み、材片を含む。礫は風化しており、ねじり鎌で削ることが出来る程度に脆い。
E	チャネル堆積物	シルト～シルト混じり砂礫	青灰	20～120cm	Bトレンチ (N, S)	Bトレンチの東側に分布し、全体に西側に傾斜してグリッド9～10付近でトレンチ底面に交差する。流路が壁面に直交する（南北方向）複数のチャネル堆積物からなる。礫はφ10～40 mm程度の円礫～亜円礫からなり、礫種は安山岩、凝灰岩、シルト岩、スコリア等である。礫は風化し、ねじり鎌で削ることが出来る程度に脆い。
F	湖沼性堆積物	粘土混じり砂礫～粘土	青灰～白灰	60～80cm	Aトレンチ (N, S) Bトレンチ (N, S)	Aトレンチの下部およびBトレンチの東側に分布する。白色の粘土を主とし、レンズ状の砂礫を挟んで互層状となる。礫はφ10～30 mm程度の亜円～円礫を主とする。礫種は凝灰岩を主とし、風化してねじり鎌で削ることが出来る程度に脆い。

表2 美郷町上四天地地区における放射性炭素同位体年代測定の結果
斜体の年代は、層序と矛盾する年代値を示す。

Trench	Wall	Unit	sample	type of material	Measured Radiocarbon Age		Conventional Radiocarbon Age		cal	13C	Pretreatment
B	S-wall	B	MST-2-6	wood	920	30	910	30	95.4% probability(95.4%) 1040 – 1214 cal AD (910 – 736 cal BP)	-25.43	acid/alkali/acid
B	S-wall	C	MST-2-5	organic sediment	3860	30	3910	30	95.4% probability(95.4%) 2470 – 2295 cal BC (4419 – 4244 cal BP)	-22.21	acid washes
B	S-wall	C	MST-2-4	organic sediment	4150	30	4150	30	95.4% probability(95.4%) 2876 – 2626 cal BC (4825 – 4575 cal BP)	-24.84	acid washes
A	N-wall	D upper	MST-1-6	organic sediment	3540	30	3600	30	95.4% probability(95.1%) 2035 – 1882 cal BC (3984 – 3831 cal BP) / (0.3%) 1835 – 1831 cal BC (3784 – 3780 cal BP)	-21.41	acid washes
A	N-wall	D	MST-1-4	charred material	8290	30	8270	30	95.4% probability(74.8%) 7380 – 7179 cal BC (9329 – 9128 cal BP) / (20.6%) 7464 – 7396 cal BC (9413 – 9345 cal BP)	-25.91	acid/alkali/acid
A	N-wall	D	MST-1-3	plant material	8370	30	8360	30	95.4% probability(95.4%) 7521 – 7344 cal BC (9470 – 9293 cal BP)	-25.62	acid/alkali/acid
A	N-wall	D	MST-1-5	charred material	8380	30	8360	30	95.4% probability(95.4%) 7521 – 7344 cal BC (9470 – 9293 cal BP)	-26.31	acid/alkali/acid
B	S-wall	D	MST-2-3	organic sediment	8500	30	8510	30	95.4% probability(95.4%) 7591 – 7526 cal BC (9540 – 9475 cal BP)	-24.69	acid washes
A	N-wall	D	MST-1-1	wood	8820	30	8760	30	95.4% probability(94%) 7948 – 7653 cal BC (9897 – 9602 cal BP) (1.4%) 7622 – 7611 cal BC (9571 – 9560 cal BP)	-28.5	acid/alkali/acid
B	S-wall	F upper	MST-2-2	plant material	9610	30	9570	30	95.4% probability(95.4%) 9144 – 8792 cal BC (11093 – 10741 cal BP)	-27.33	acid/alkali/acid
B	N-wall	F upper	MST-2-1	organic sediment	13520	50	13520	50	95.4% probability(95.4%) 14559 – 14181 cal BC (18508 – 16130 cal BP) /	-25.01	acid washes
A	N-wall	F	MST-1-7	organic sediment	10010	40	9970	40	95.4% probability(74.8%) 9561 – 9309 cal BC (11510 – 11258 cal BP) / (19.3%) 9670 – 9571 cal BC (11619 – 11520 cal BP) / (1.3%) 9737 – 9723	-27.71	acid washes
A	N-wall	F	MST-1-8	organic sediment	10170	40	10120	40	95.4% probability(82.4%) 9935 – 9652 cal BC (11884 – 11601 cal BP) / (8.1%) 9629 – 9547 cal BC (11578 – 11496 cal BP) / (3.3%) 9489 – 9455	-28.02	acid washes

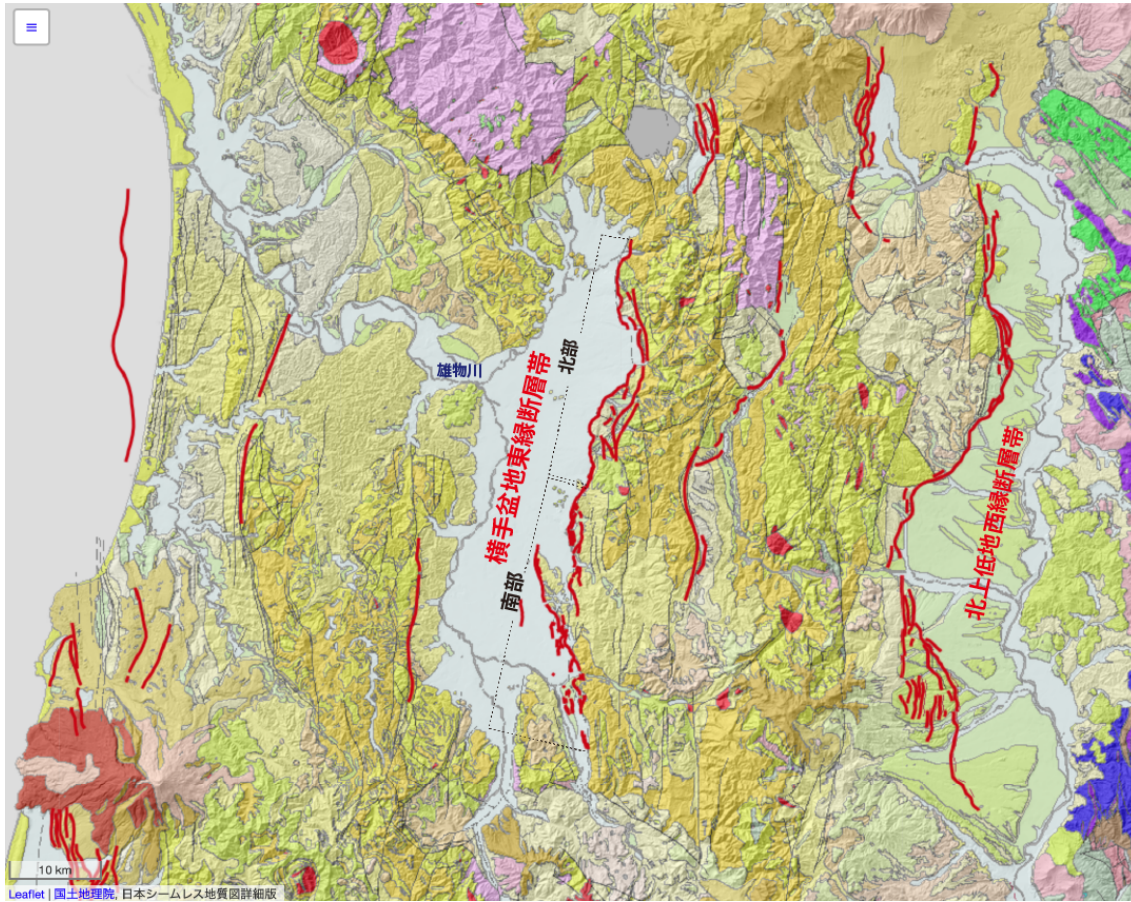


図1 横手盆地東縁断層帯と南部区間の位置
活断層分布は本研究及び産総研活断層データベース（産業技術総合研究所、2020）
による。基図は産総研・地質調査総合センターのシームレス地質図。

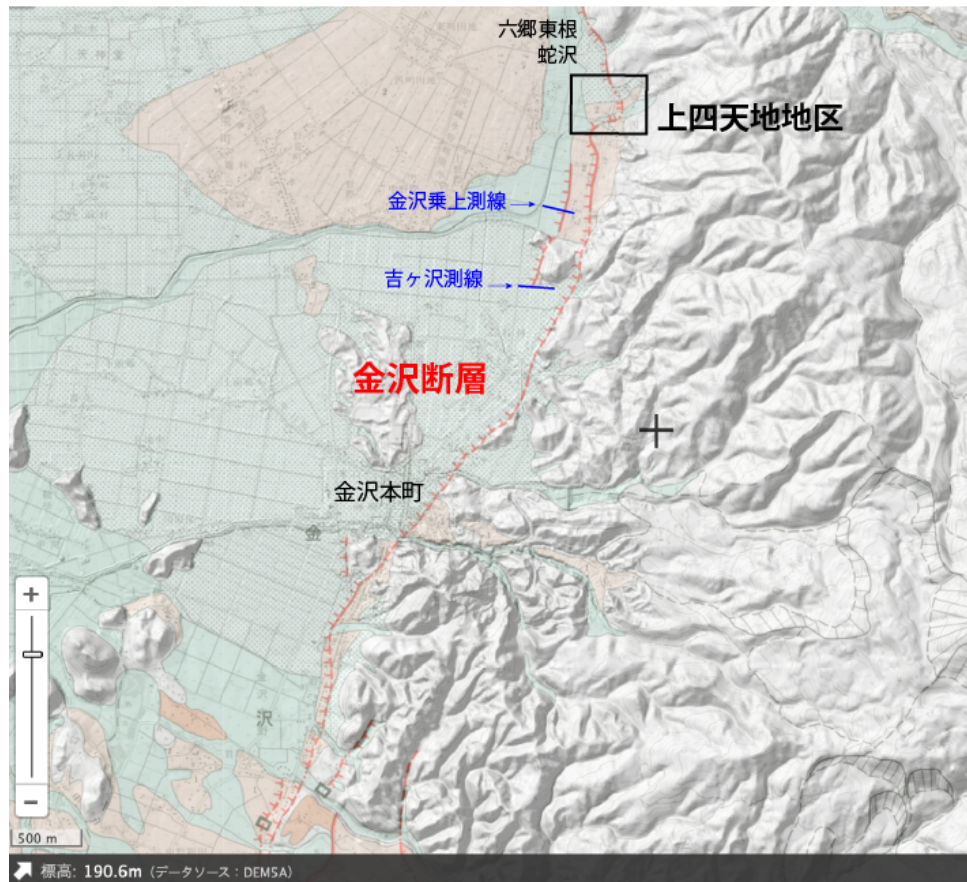


図2 美郷町上四天地地区周辺の活断層分布
基図は、地理院地図による活断層図。

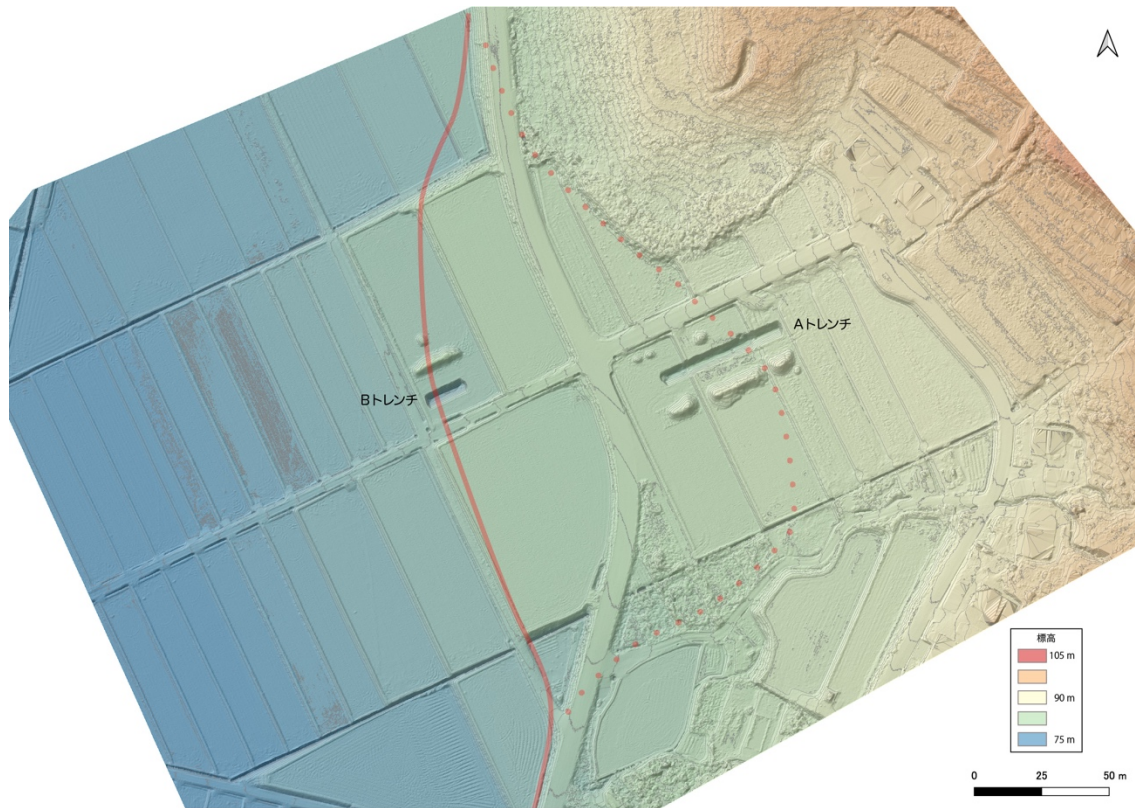


図3 上四天地地区周辺のドローンLiDARによる地形陰影図
赤線は、米軍撮影の空中写真で判読された撓曲崖の変形フロント、赤破線は伏在断層。基図は、ドローンLiDARによる0.1mDEM。



図4 上四天地地区Aトレンチ北壁面の写真

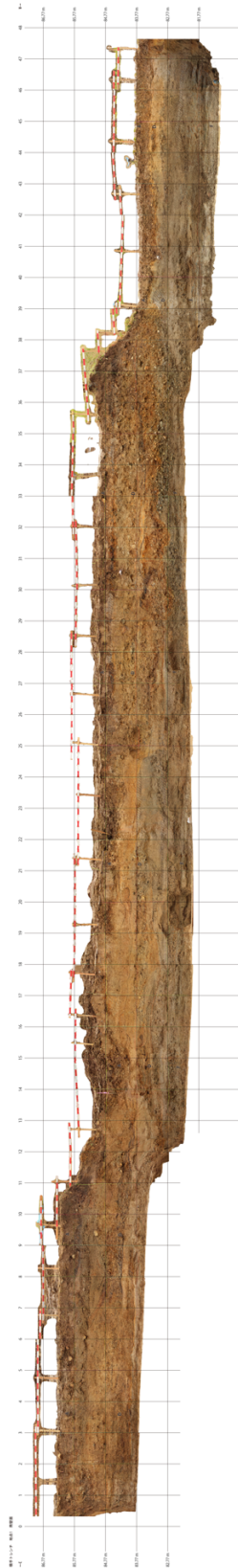


図5 上四天地地区Aトレンチ南壁面の写真

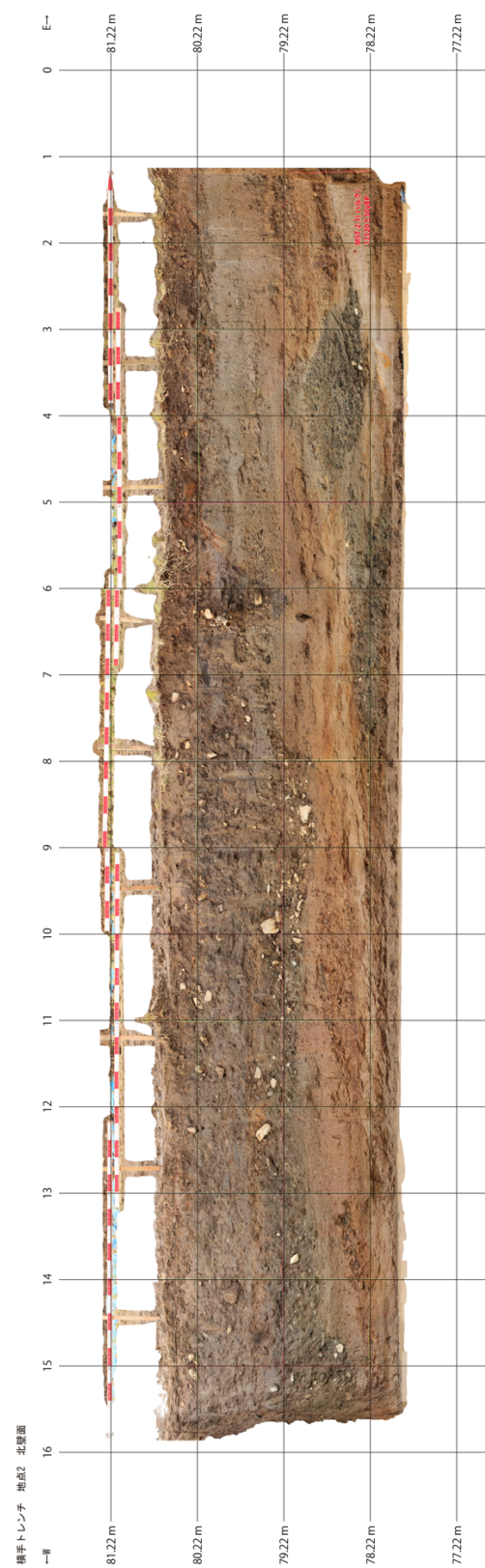


図6 上四天地地区Bトレンチ北壁面の写真

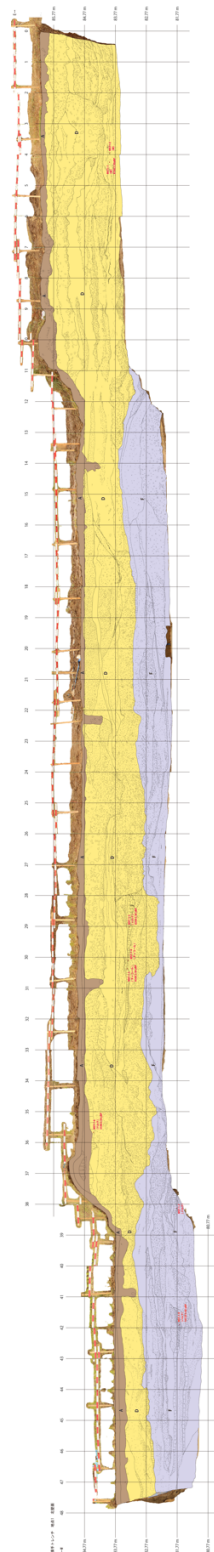


図 8 上四天地地区Aトレンチ北壁面のスケッチ

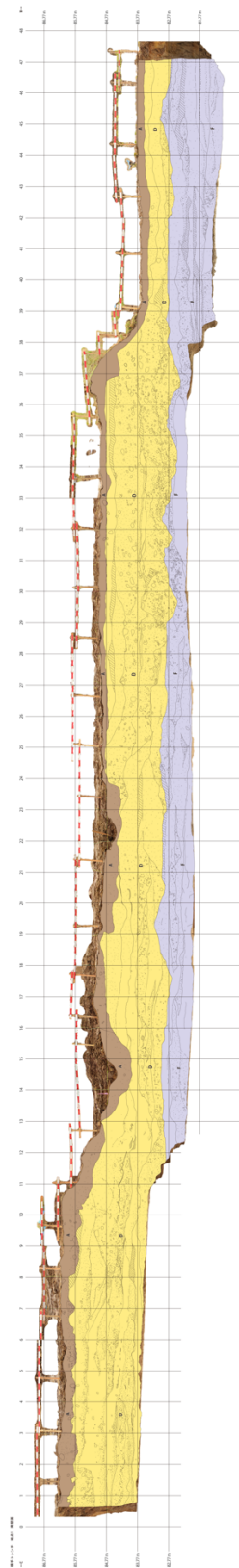


図9 上四天地地区Aトレンチ南壁面のスケッチ

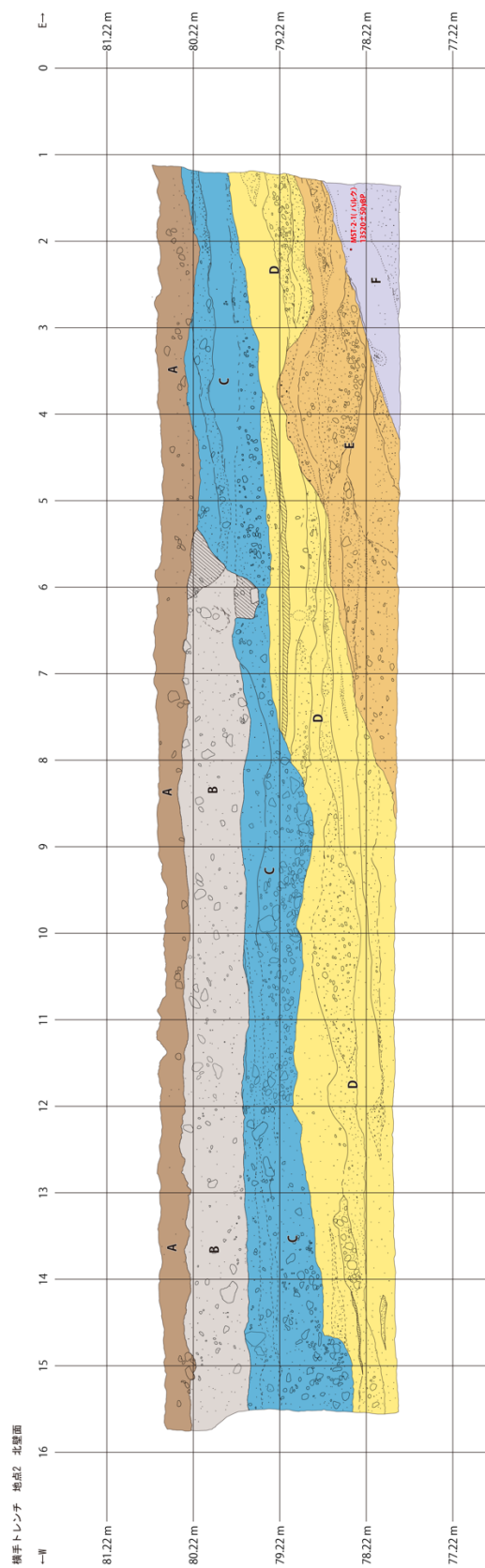


図 10 上四天地地区Bトレンチ北壁面のスケッチ

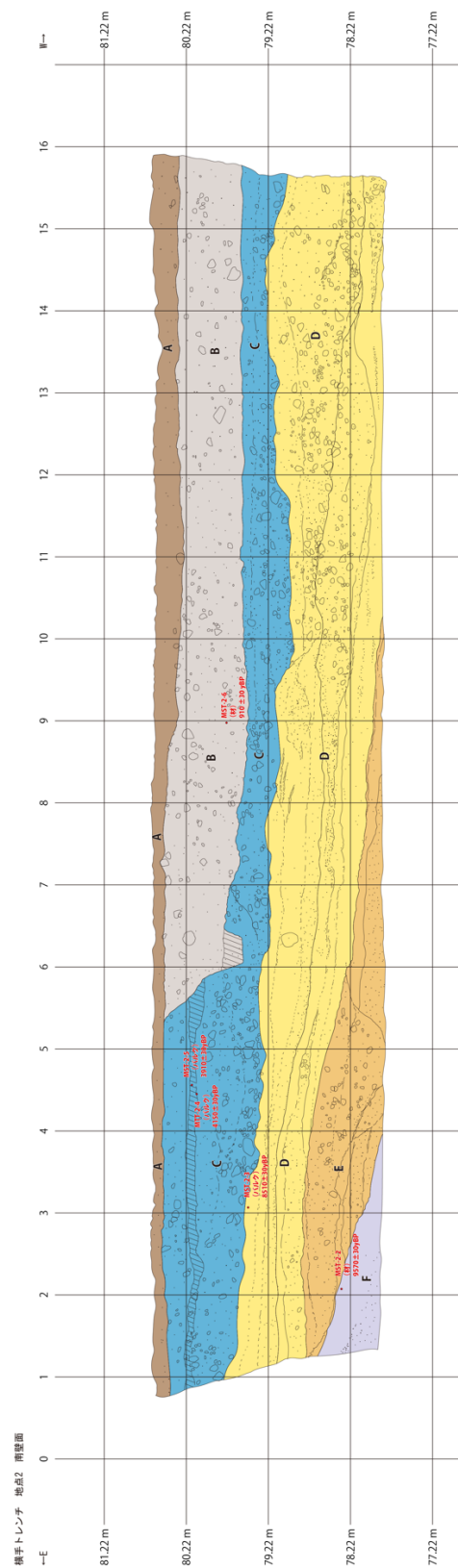


図 11 上四天地地区Bトレンチ南壁面のスケッチ

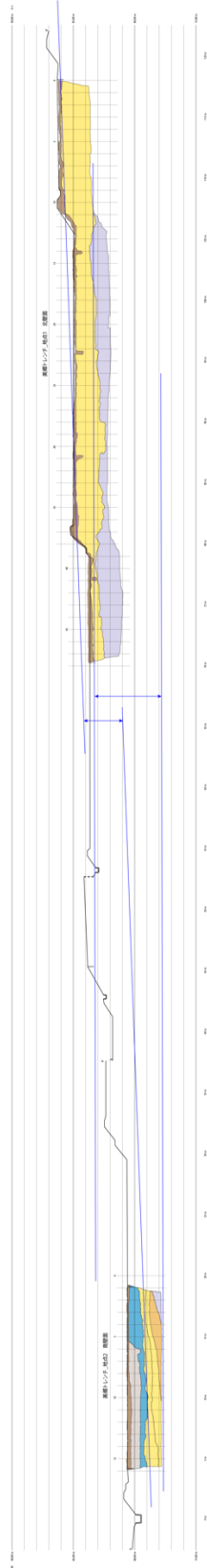


図 12 上四天地地区における地形地質断面図

3. 3 長野盆地西縁断層帯（麻績区間）の調査

（１）業務の内容

（a）業務題目 長野盆地西縁断層帯（麻績区間）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 信州大学	主任研究員 教授	吾妻 崇 廣内 大助

（c）業務の目的

長野盆地西縁断層帯（麻績区間）（以下、「麻績断層」と略す）は、長野県の東筑摩郡麻績村から同筑北村にかけて、北東－南西方向に伸びる長さ約 17 km の逆断層である（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）。長期評価では最新活動時期、平均変位速度および平均活動間隔がいずれも不明となっているため、将来の地震発生確率を算出することができていない。この活断層に沿って分布する河成段丘がこの活断層によって変位を受けている可能性があるが、これまで詳細な調査が実施されていない。そこで、断層変位地形の詳細な地形解析を実施して上下変位量を求めるとともに、ボーリング調査等によって変位基準となる地形面の年代を明らかにし、この活断層の上下成分の平均変位速度の推定を試みる。なお、断層変位地形の変形量計測の一部には、UAV（ドローン）を用いて取得された詳細デジタル地形データを用いる。

（d）年度毎の実施業務の要約

1) 令和 4 年度

麻績断層の既往成果の整理を行なうとともに、空中写真を用いた地形判読を実施し、予察的な活断層図を作成した。麻績村下井堀地区において UAV（ドローン）を用いて地形データを取得し、詳細デジタル標高モデルを作成した。また、同地区においてボーリング調査を実施し、地質の概要を調査した。

2) 令和 5 年度

令和 4 年度に詳細地形データを作成した下井堀地区及びその他の地区について、地形面の形成年代を明らかにするためにボーリング調査とトレンチ調査（もしくはピット調査）を実施する。ボーリングコアやトレンチ（ピット）壁面から採取した炭素試料や火山灰試料について分析を行い、それらの年代を明らかにする。得られた年代データと前年度に明らかにした変位量データに基づき、麻績断層の平均変位速度（上下成分）を算出する。

（２）令和 5 年度の成果

（a）業務の要約

麻績断層は、長野県の東筑摩郡麻績村から同筑北村にかけて、北東－南西方向に伸びる長さ約 17 km の逆断層である（図 1）。麻績村下井堀地区において群列ボーリング調査を実施し、麻績断層の平均変位速度（上下成分）の検討を実施した。

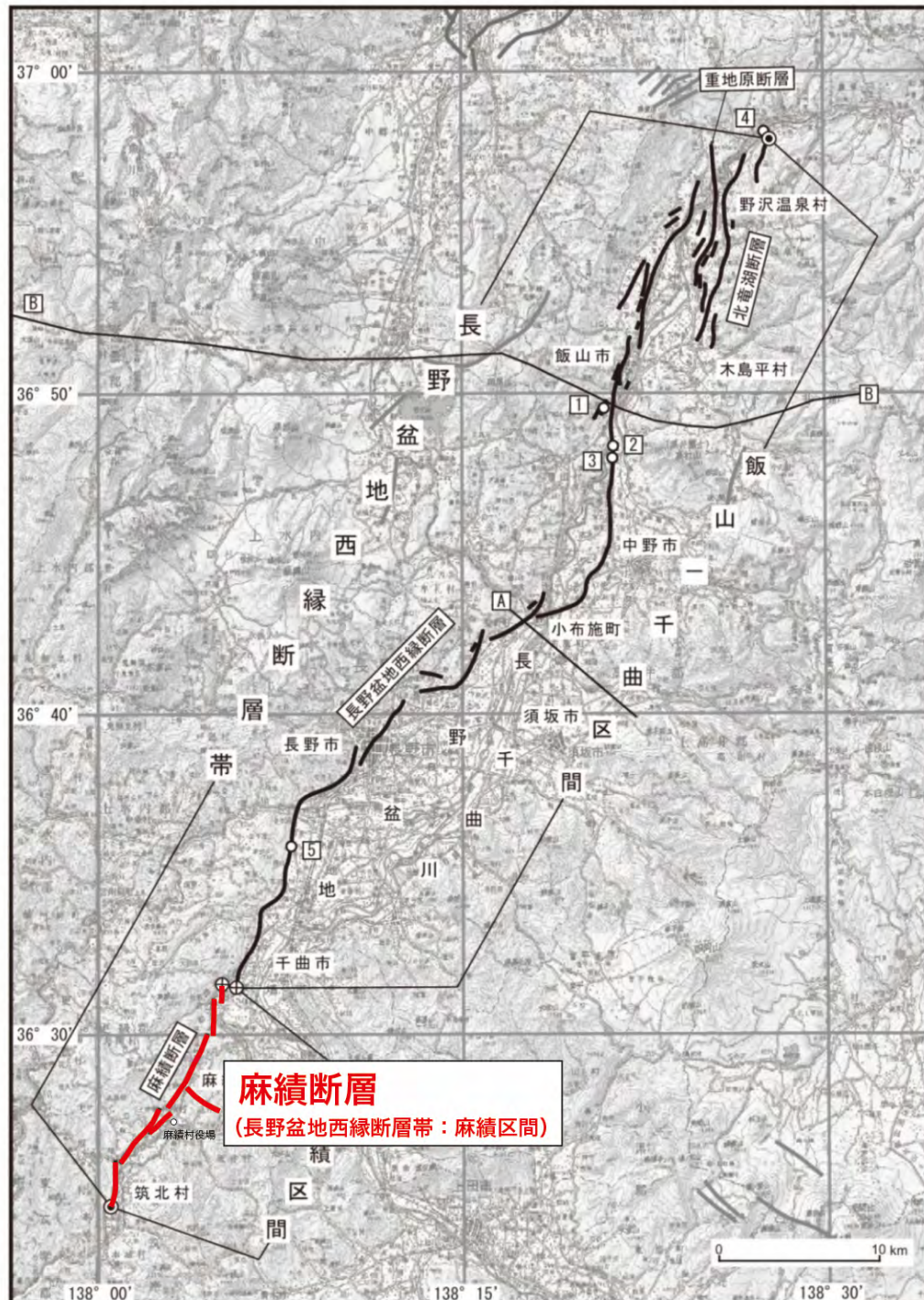


図 1 麻績断層の位置（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）
麻績断層の位置を赤線で示した。

(b) 業務の実施方法

1) トレンチ（もしくはピット）調査

麻績断層においてトレンチもしくはピットを掘削し、活断層の存在及びその詳細な位置を確認するとともに、麻績断層の活動履歴に関する情報を取得する。

2) ボーリング調査

麻績村下井堀地区においてボーリング調査を実施し、地質構造を確認するとともに、平均変位速度の算出に必要な試料を採取する。

3) 年代測定

麻績断層の活動履歴及び平均変位速度の検討を行うため、トレンチ（ピット）調査あるいはボーリング調査によって採取された試料について放射性炭素年代測定を実施する。

4) 平均変位速度（上下成分）の検討

地形面の上下変位量及び地形面の形成年代に基づき、麻績断層の平均変位速度（上下成分）について検討する。

(c) 業務の成果

1) トレンチ（もしくはピット）調査

麻績断層の活動履歴に関する情報を取得するため、トレンチ調査を計画した。トレンチを掘削する地点について複数の候補地を挙げて用地交渉を行ったが、許可を得ることができなかったため、ボーリング調査に振り返ることとした。

2) ボーリング調査

麻績村下井堀地区（図2）においてボーリング調査を実施し、麻績断層周辺における地質構造を確認するとともに、地形面の形成年代を推定するための地質試料を採取した。ボーリングは下井堀地区内の8箇所で行った（図3）。孔名はR5-No.1からR5-No.4およびR5-No.6からR5-No.9とした。R5-No.1からR5-No.8までは低位の地形面で掘削し、R5-No.9は昨年度に実施したボーリング調査を補足するために高位の地形面で掘削した。掘削方向はいずれも鉛直とした。以下では、各地点で掘削されたボーリングコアの層序について記載する。

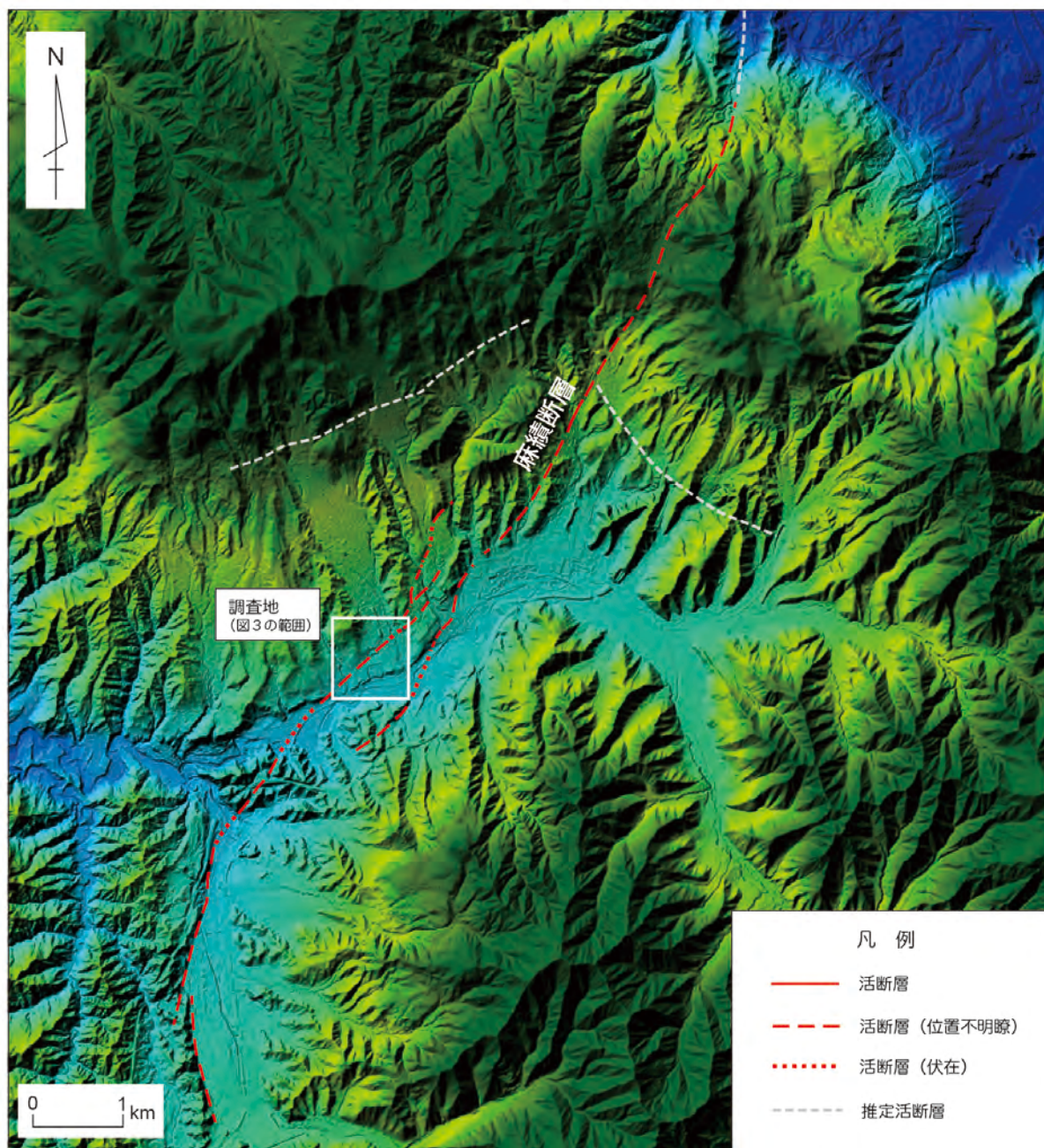


図2 麻績断層の分布と下井堀地区の位置図
基図は「地理院地図」を利用して作成。活断層線は地理院活断層図「坂城」(田力・他, 2023)に基づく。

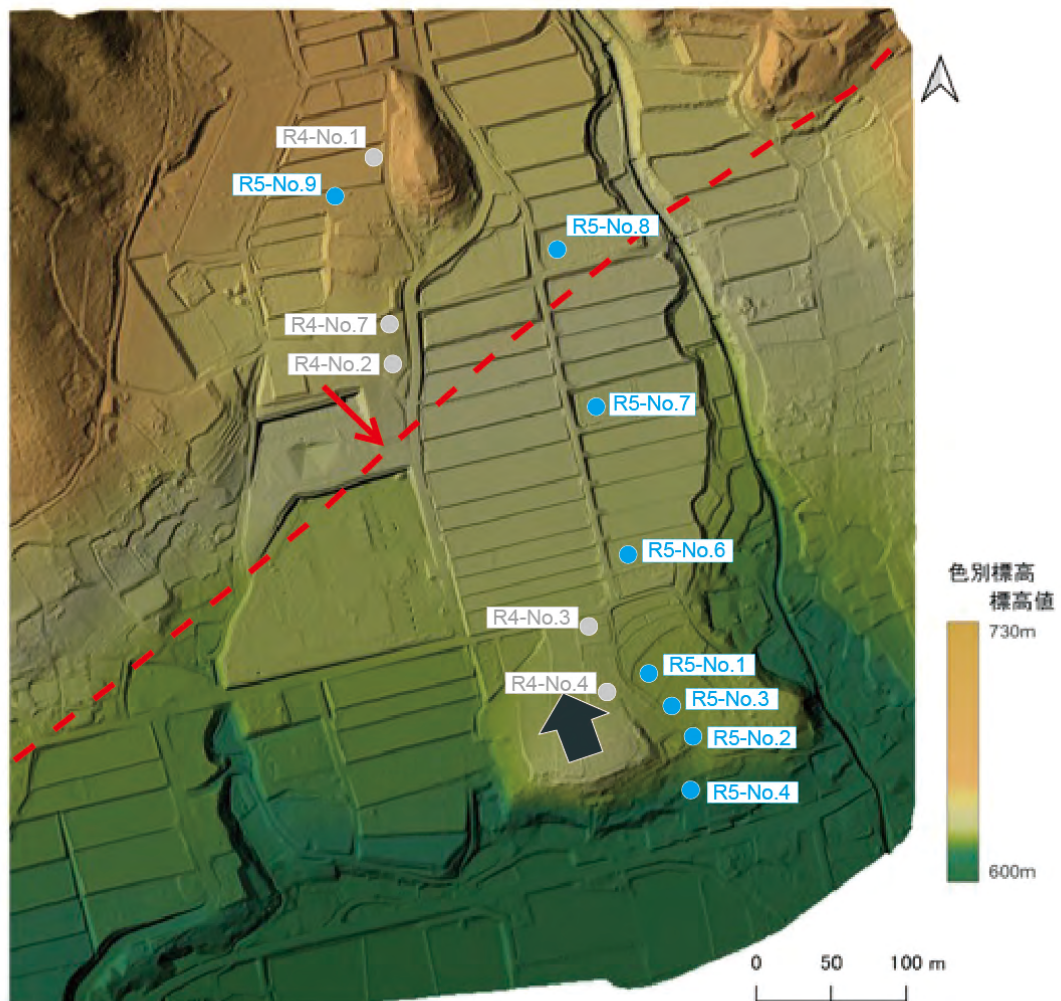


図3 下井堀地区におけるボーリング掘削位置図
断層線の位置は、田力・他（2023）に基づく。

【R5-No. 1】（図4、図5）

深度 0.00-0.45 m には、暗褐色の砂質シルトからなる表土が分布する。上部 10cm は暗灰の耕作土である。中砂～粗砂を 20～30% 含む。

深度 0.45-2.07 m には、淡褐色の砂礫が分布する。径 5-10 mm の亜円～円礫を主体とし、亜角礫を含む。礫量は 50% 程度で、最大礫径は約 60 mm である。基質はシルト分を 10-15% 含む中～粗砂である。

深度 2.07-2.68 m には、灰白色の凝灰質砂質シルトが分布する。シルトを 20% 含む凝灰質な細砂～中砂を主体とする。半固結状で、径 5-10 mm の亜円～亜角礫を少量含む。

深度 2.68-3.22 m には、淡褐色の砂礫が分布する。

深度 3.22-3.45 m には、灰白色の凝灰質砂質シルトが分布する。細～中砂を 20% 含むほか、径 80 mm の安山岩の角礫を含む。

深度 3.45-6.90 m には、淡褐色の砂礫が分布する。径 10-50 mm の円礫を主体とし、コア長 5-15 cm の安山岩礫を所々に含む。礫量は 80% 程度である。深度 6.30-6.43 m は礫量が少なくなる。

深度 6.90-7.33 m には、淡褐色の礫質砂が分布する。細粒分を 5% 含む中砂を主体とし、径 5-10 mm の礫を 30% 程度含む。

深度 7.33-21.21 m には、淡褐色の砂礫が分布する。径 20-50 mm の円礫を主体とし、垂円礫を少量含む。基質は中砂～粗砂で締まっている。礫量は 70～80% で、コア長大の安山岩、花崗岩、チャートを含む。最大礫径はコア長 20 cm で、礫種は砂岩、安山岩、頁岩、チャート、花崗岩、閃緑岩を含む。深度 9.00-13.40 m は、コア長大の礫が少ない。深度 13.40 m 以深では、安山岩を主体とするコア長 5-10 cm の礫を 30% 程度含む。

深度 21.21-23.00 m には、灰色の泥質な細粒砂岩が分布する。灰黒色の泥質部を礫状に含む。傾斜 30-50° の中角の割れ目が発達する。境界部は深度 21.35 m まで砂礫が削り込み、深度 21.43 m まで全体に強い褐色をおびる。深度 22.76-22.94 m は、網状に割れ目が発達し、1-2 cm の礫状になる。

R5-No.1

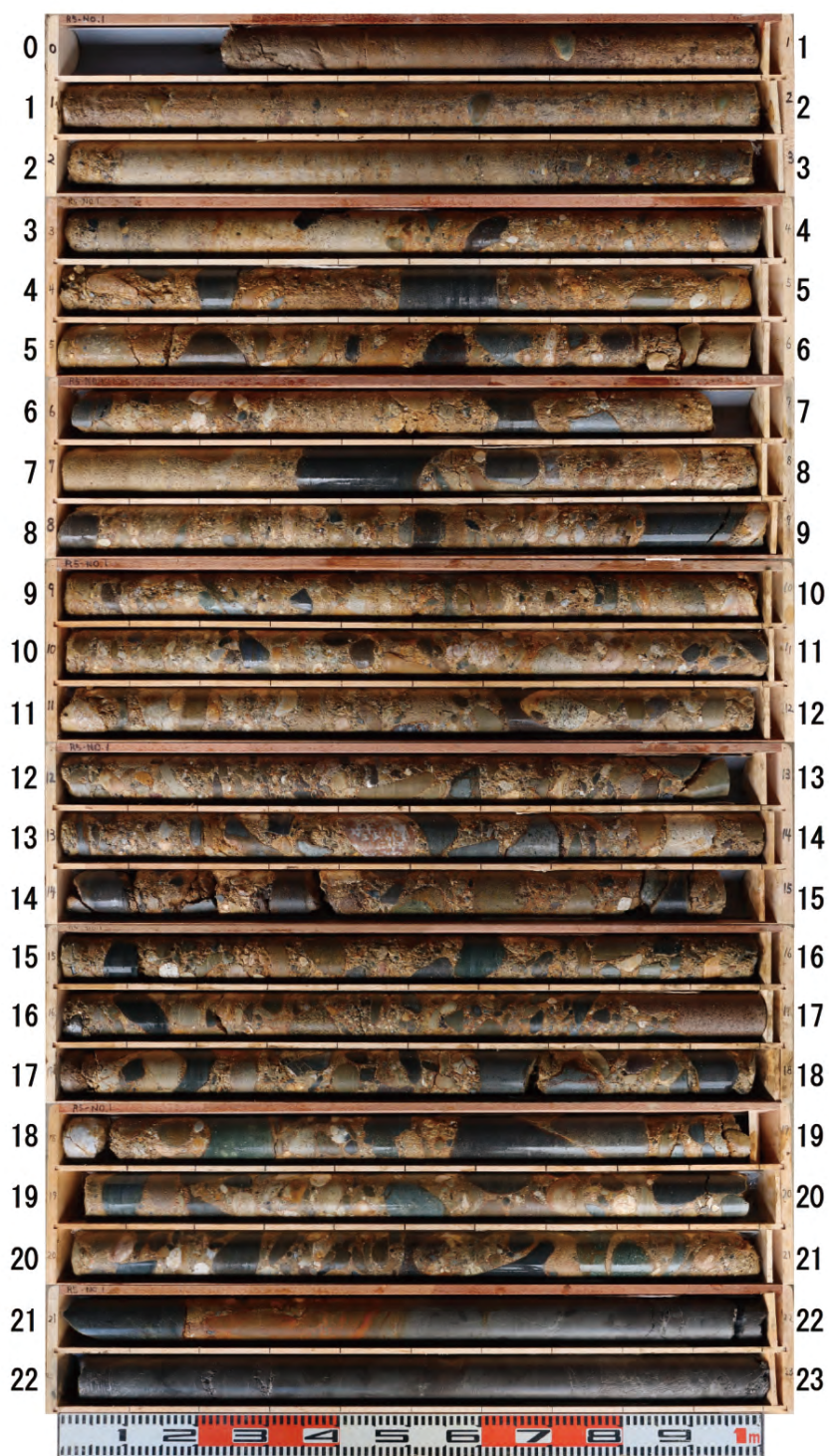


図4 下井堀地区で掘削したボーリング（R5-No.1）のコア写真

R5-No.1

(m)

0	表土		砂礫		1
1	砂礫				2
2	砂礫	凝灰質砂質シルト		砂礫	3
3	砂礫	凝灰質砂質シルト	砂礫		4
4	砂礫				5
5	砂礫				6
6	砂礫			礫質砂	7
7	礫質砂	砂礫			8
8	砂礫				9
9	砂礫				10
10	砂礫				11
11	砂礫				12
12	砂礫				13
13	砂礫				14
14	砂礫				15
15	砂礫				16
16	砂礫				17
17	砂礫				18
18	砂礫				19
19	砂礫				20
20	砂礫				21
21	砂礫	砂岩			22
22	砂岩				23

図 5 下井堀地区で掘削したボーリングコア（R5-No. 1）の層相区分図

【R5-No. 2】（図 6、図 7）

深度 0.00-0.18 m は、暗褐色の表土である。礫分を含む砂質シルトからなる。

深度 0.18-0.60 m には、褐色の礫混じりシルト質砂が分布する。径 5～10mm の礫を含むシルト質中砂である。

深度 0.60-0.93 m には、灰褐色の砂礫が分布する。礫は径 10～50 mm の円礫を主体とし、基質はシルト質の細砂～中砂である。

深度 0.93-2.43 m には、淡灰色～白灰色の凝灰質砂質シルトが分布する。細砂～中砂を 20% 程度含む。深度 1.42-1.46 m、深度 1.73-1.75 m、深度 2.01-2.08 m に、砂礫を挟む。

深度 2.43-6.29 m には、灰褐色の砂礫が分布する。礫は径 30～50 mm の円礫を主体とする。基質は細粒分を含む中砂～粗砂からなる。礫量は 70% 程度で、礫種は硬質な安山岩を主体とし、砂岩、凝灰岩、チャートなどを含む。深度 6.20-6.29 m は礫量が少ない。

深度 6.29-9.00 m には、細粒砂岩と泥岩の互層が分布する。層厚数 cm の細粒砂岩と泥岩が互層する。境界は傾斜 40° 程度の葉理が発達するが、下部では傾斜 20° 程度の低角になる。風化により褐色化しており、岩片はやや軟質化している。深度 6.00-7.00 m、深度 7.42-7.82 m、深度 8.26-9.00 m は泥岩優勢となる。

R5-No.2

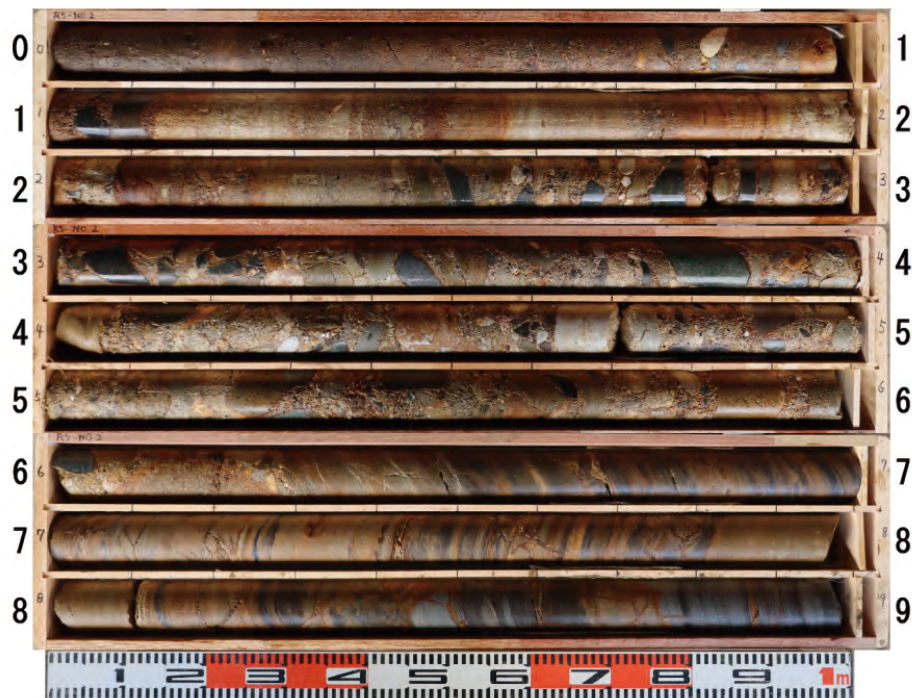


図 6 下井堀地区で掘削したボーリング（R5-No. 2）のコア写真

R5-No.2

(m)

0	表土	礫混じりシルト質砂	砂礫	1
1	凝灰質砂質シルト			2
2	凝灰質砂質シルト	砂礫		3
3	砂礫			4
4	砂礫			5
5	砂礫			6
6	砂礫	砂岩泥岩互層		7
7	砂岩泥岩互層			8
8	砂岩泥岩互層			9

図7 下井堀地区で掘削したボーリングコア（R5-No.2）の層相区分図

【R5-No.3】（図8、図9）

深度 0.00-0.25 m は、暗褐色の表土で、主に砂質シルトからなる掘削土からなる。

深度 0.25-0.45 m には、暗褐～褐色の礫混じり砂質シルトが分布する。径 5 mm 程度の礫および細砂分を 20%程度含む。

深度 0.45-4.32 m には、灰白色の凝灰質砂質シルトが分布する。細砂分を 20-30%程度含み、所々砂分が多くなる。深度 1.32-1.90 m 及び深度 3.40-4.32 m では、径 5-10 mm の亜円礫～亜角礫を含み、礫混じり砂質シルトとなる。深度 2.63-2.74 m と深度 3.18-3.40 m に砂礫を挟む。

深度 4.32-12.35 m には、灰褐色の砂礫が分布する。礫は径 30 mm～コア長 10cm の円礫を主体とする。基質はシルト質の中砂～粗砂で、礫量は 70～80%である。礫種は安山岩、砂岩、凝灰岩、泥岩、チャートからなる。深度 5.30-5.70 m では、径 10 mm 以下の礫を主体とし、礫量は 60%程度となる。深度 8.60 m 以深では、コア長大の礫が少なく、全体的に礫径が小さくなる。

深度 12.35-14.00 m には、褐～灰色の泥質な細粒砂岩と泥岩の互層が分布する。傾斜 40-50°の層理が発達する。全体に褐色をおび、岩片は風化により軟質化している。深度 12.76-12.77 m の割れ目は粘土化し、砂岩が径 2-5 mm の亜角礫状となる。

R5-No.3



図 8 下井堀地区で掘削したボーリング（R5-No. 3）のコア写真

R5-No.3

(m)

0	表土	礫混じり砂質シルト	凝灰質砂質シルト	1
1	凝灰質砂質シルト			2
2	凝灰質砂質シルト			3
3	凝灰質砂質シルト			4
4	凝灰質砂質シルト	砂礫		5
5	砂礫			6
6	砂礫			7
7	砂礫			8
8	砂礫			9
9	砂礫			10
10	砂礫			11
11	砂礫			12
12	砂礫	砂岩泥岩互層		13
13	砂岩泥岩互層			14

図9 下井堀地区で掘削したボーリングコア（R5-No.3）の層相区分図

【R5-No. 4】（図 10、図 11）

深度 0.00-0.45 m は、暗褐色の表土である。砂分を 30%程度含むシルトからなる。

深度 0.45-1.50 m には、褐色の礫混じりシルト質砂が分布する。径 5～10 mm の円礫を少量含むシルト質細砂～中砂が主体である。

深度 1.50-3.25 m には、褐色の砂礫が分布する。径 20～コア長 10cm 程度の円礫～亜円礫を主体とする。基質はシルト質細砂～中砂で、礫量は 60%程度である。上部は礫分が少ない。

深度 3.25-5.00 m には、褐色の泥質な細粒砂岩が分布する。全体に褐色をおび、強風化しており、岩片はナイフで削れる程度の硬さである。

R5-No.4

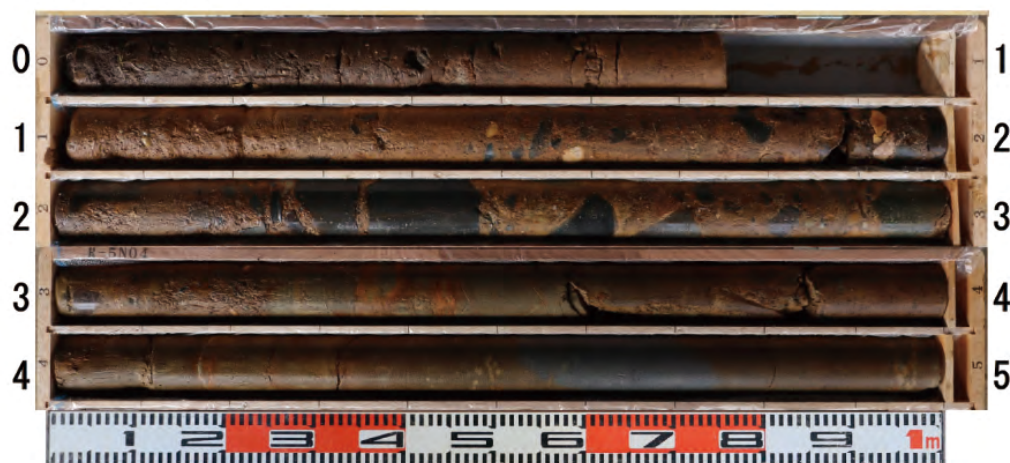


図 10 下井堀地区で掘削したボーリング（R5-No. 4）のコア写真

R5-No.4

(m)

0	表土	礫混じりシルト質砂	1
1	礫混じりシルト質砂	砂礫	2
2	砂礫		3
3	砂礫	泥質砂岩	4
4	泥質砂岩		5

図 11 下井堀地区で掘削したボーリングコア（R5-No. 4）の層相区分図

【R5-No. 6】(図 12、図 13)

深度 0.00-0.25 m は、暗褐色の表土である。砂質粘土からなる掘削土を主体とする。

深度 0.25-1.20 m には、淡褐色の礫混じりシルト質砂が分布する。径 5~10 mm の礫を 10% 程度含む。中砂~粗砂を 10-20% 含む

深度 1.20-7.52 m には、灰白~紫灰色の凝灰質砂質シルトが分布する。深度 2.18-2.42 m、深度 3.28-3.35 m、深度 3.58-3.66 m、深度 5.31-5.32 m に、径 10-20 mm の垂円礫を主体とする砂礫を挟む。深度 2.52-2.66 m には、シルト質中~粗砂を挟む。深度 2.95-4.14 m は、径 5-10 mm の円礫を少量含む。深度 5.11-5.18 m、深度 5.67-5.82 m、深度 6.15-6.20 m には紫灰色のシルト状の火山灰を挟む。深度 6.09-6.15 m には、極細砂状の火山灰を挟む。深度 6.26-6.60 m には、灰色をおびた木片を少量含む。深度 6.72 m に木片を含む。深度 6.80-7.38 m は細砂を 20% 程度含む砂質シルトとなり、境界部は赤褐色をおび、傾斜が 40° 程度である。

深度 7.52-28.85 m には、灰褐色の砂礫が分布する。礫は径 10~50 mm の円礫を主体とする。礫量は 70~80% 程度で、基質は細粒分を含む中砂~粗砂である。深度 11.60 m までは径 50cm 以下の礫を主体とする。それ以深はコア長大 10~20 cm の安山岩礫を 20-30% 程度含む。礫種は安山岩、砂岩、泥岩、凝灰岩、チャート、花崗岩、閃緑岩、流紋岩などを含む。深度 12.92-13.22 m に凝灰質の砂質シルトを挟む。深度 28.24-28.85 m は暗灰色となる。

深度 28.85-30.00 m には、灰色の泥質砂岩が分布する。黒色の泥岩をブロック状に含む。固結度は低く、ナイフで削れる程度である。

R5-No.6

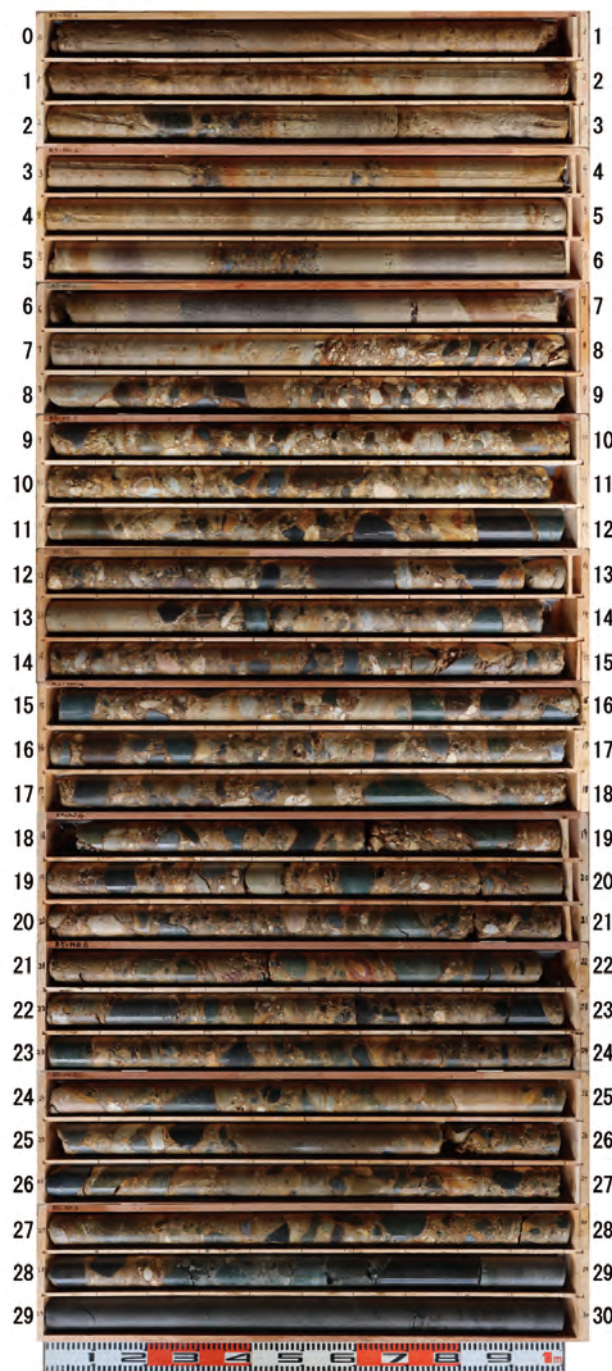


図 12 下井堀地区で掘削したボーリング（R5-No. 6）のコア写真

R5-No.6

(m)

0	表土	礫混じりシルト質砂	1
1	礫混じりシルト質砂	凝灰質砂質シルト	2
2	凝灰質砂質シルト		3
3	凝灰質砂質シルト		4
4	凝灰質砂質シルト		5
5	凝灰質砂質シルト		6
6	凝灰質砂質シルト		7
7	凝灰質砂質シルト	砂礫	8
8	砂礫		9
9	砂礫		10
10	砂礫		11
11	砂礫		12
12	砂礫		13
13	砂礫		14
14	砂礫		15
15	砂礫		16
16	砂礫		17
17	砂礫		18
18	砂礫		19
19	砂礫		20
20	砂礫		21
21	砂礫		22
22	砂礫		23
23	砂礫		24
24	砂礫		25
25	砂礫		26
26	砂礫		27
27	砂礫		28
28	砂礫	泥質砂岩	29
29	泥質砂岩		30

図 13 下井堀地区で掘削したボーリングコア（R5-No. 6）の層相区分図

【R5-No. 7】（図 14、図 15）

深度 0.00-0.20 m は、暗褐色の表土である。砂分を 30%程度含むシルトを主体とする。

深度 0.20-0.35 m には、褐色の礫混じりシルト質砂が分布する。径 5-10 mm の円礫を少量含むシルト質細砂～中砂を主体とする。

深度 0.35-1.55 m には、褐色の砂礫が分布する。コア長 10-30 cm の安山岩の円礫を主体とする。基質はシルト質細砂～中砂で、礫量は 60-70%程度である。

深度 1.55-4.20 m には、褐灰色の凝灰質砂質シルトが分布する。細砂分を 20%程度含む。上部および下部は径 10-20 cm 程度の礫を少量含む。深度 3.53-3.72 m、3.90-3.98 m には砂礫を挟む。

深度 4.20-11.30 m には、灰褐色の砂礫が分布する。径 30～コア長 10 cm の円礫を主体とする。基質はシルト質中砂～粗砂で、礫量は 70～80%である。礫種は硬質な安山岩、砂岩、泥岩、チャート、凝灰岩などからなる。深度 8.26-8.38 m に灰白色の凝灰質砂質シルトを挟む。深度 9.67-9.88 m には、灰色の砂質シルトを挟む。

深度 11.30-12.00 m には、灰色の凝灰質砂質シルトが分布する。凝灰質な細砂～中砂を 20%程度含む。深度 11.30-11.56 m は淡褐色を呈し、シルト質の中～粗砂からなる。深度 11.71-11.82 m にはシルト状の火山灰層を挟む。

R5-No.7

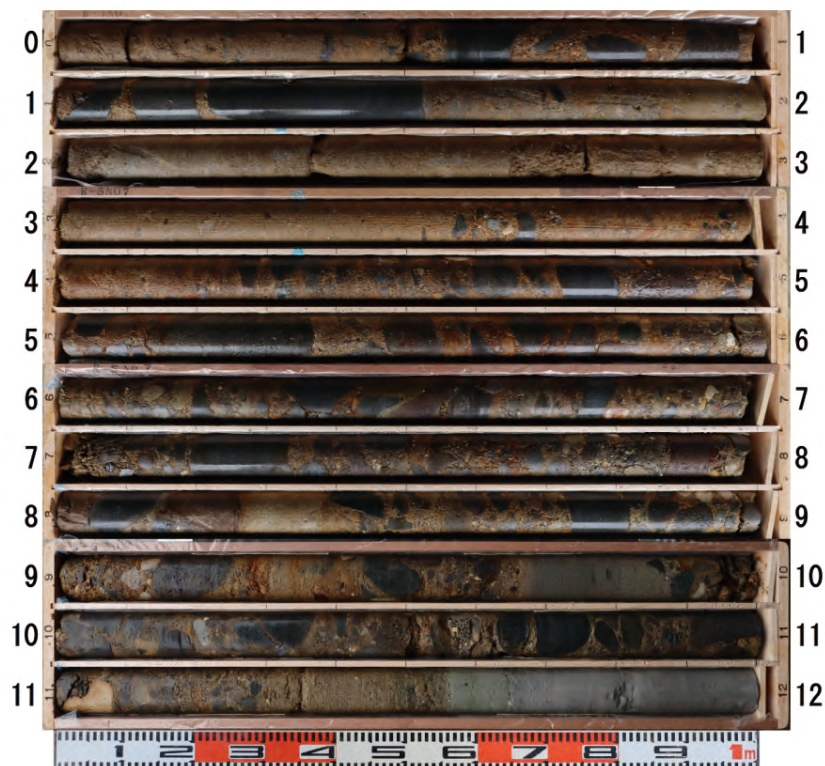


図 14 下井堀地区で掘削したボーリング（R5-No. 7）のコア写真

R5-No.7

(m)

0	表土	礫混じり シルト質砂	砂礫	1
1	砂礫		凝灰質砂質シルト	2
2	凝灰質砂質シルト			3
3	凝灰質砂質シルト			4
4	凝灰質砂質シルト	砂礫		5
5	砂礫			6
6	砂礫			7
7	砂礫			8
8	砂礫			9
9	砂礫			10
10	砂礫			11
11	砂礫	凝灰質砂質シルト		12

図 15 下井堀地区で掘削したボーリングコア（R5-No. 7）の層相区分図

【R5-No. 8】(図 16、図 17)

深度 0.00-0.30 m は、砂質シルトからなる暗褐色の表土である。

深度 0.30-2.00 m には、灰白～暗褐色の凝灰質シルトが分布する。細砂分を含み、深度 1.70-1.90 m にコア長大の安山岩礫を含む。

深度 2.00-3.00 m には、灰褐色の砂礫が分布する。礫は径 50～コア長 10cm の円礫を主体とする。基質はシルトを含む細砂～中砂である。

深度 3.00-4.48 m には、褐色の凝灰質礫質砂が分布する。全体に褐色をおびる。深度 2.40-2.85m は砂礫層で、コア長 30cm の発泡した溶岩を含む。

深度 4.4-9.30 m には、淡緑色の凝灰質砂質シルトが分布する。細砂分を 30%程度含む。上部は、径 10cm 以下の礫を少量含む。

深度 9.24-10.59 m には、淡緑色の砂礫が分布する。礫はコア長 10～30 cm の礫を主体とし、基質は淡緑色の凝灰質シルトからなる。

深度 10.59-12.00 m には、紫灰～灰褐色の凝灰質砂質シルトが分布する。深度 11.30m までは紫灰色で、それ以深では暗灰～灰色になる。深度 11.50 m 以深では細砂とシルトの互層状となり、炭化物を層状に含む。

深度 12.00-12.83 m は、礫混じりシルト質砂が分布する。径 2-5 mm 程度の礫を 10-20%含むシルト質砂～中砂で、シルト分を 10-20%含む。12.16-12.66 m では砂質シルトとなる。

深度 12.83-15.18 m は灰～褐色の凝灰質砂質シルトが分布する。深度 12.83-13.00 m は炭化物を多く含む。深度 14.06-14.21 m、深度 14.49-14.55 m には砂礫層を挟む。深度 14.21-14.40 m にはシルトを挟む。

深度 15.18-25.00 m には、灰～淡緑色の砂礫が分布する。径 30 mm～コア長 20 cm の円礫を主体とする。礫量は 60～80%程度で、深度によりばらつきが多い。礫種は硬質砂岩を主体とし、安山岩、チャート、凝灰岩などを含む。基質は中砂から粗砂を主体とし、淡く緑色をおびる。深度 15.18～16.77 m は径 20-30 mm 程度の礫を主体とする。軽石を含み、礫量は 60%程度である。深度 16.77-17.77 m は細砂混じりシルトからなり、炭化物を全体に含む。深度 24.4 m 以深は礫量が少なくなり、基質が凝灰質シルトとなる。

R5-No.8



図 16 下井堀地区で掘削したボーリング（R5-No. 8）のコア写真

R5-No.8

(m)

0	表土	凝灰質砂質シルト	1
1	凝灰質砂質シルト		2
2	砂礫		3
3	凝灰質礫質砂		4
4	凝灰質礫質砂	凝灰質砂質シルト	5
5	凝灰質砂質シルト		6
6	凝灰質砂質シルト		7
7	凝灰質砂質シルト		8
8	凝灰質砂質シルト		9
9	凝灰質砂質シルト	砂礫	10
10	砂礫	凝灰質砂質シルト	11
11	凝灰質砂質シルト		12
12	礫混じりシルト質砂	凝灰質砂質シルト	13
13	凝灰質砂質シルト		14
14	凝灰質砂質シルト		15
15	凝灰質砂質シルト	砂礫	16
16	砂礫		17
17	砂礫		18
18	砂礫		19
19	砂礫		20
20	砂礫		21
21	砂礫		22
22	砂礫		23
23	砂礫		24
24	砂礫		25

図 17 下井堀地区で掘削したボーリングコア（R5-No. 8）の層相区分図

【R5-No. 9】(図 18、図 19)

深度 0.00-0.20 m は、暗褐色の砂質シルトからなる表土である。

深度 0.20-0.70 m には、褐色の礫混じりシルト質砂が分布する。径 50 mm の円礫を含む。

深度 0.70-1.15 m には、灰褐色の砂礫が分布する。コア長 10 cm 程度の発泡した溶岩を含む。基質は、凝灰質なシルト質細砂～中砂である。

深度 1.15-2.50 m には、凝灰質砂質シルトが分布する。全体に褐色をおびる。深度 2.40-2.85 m には、砂礫層中にコア長 30cm の発泡した溶岩を含む。

深度 2.50-3.55 m には、灰褐色の砂礫が分布する。径 50～コア長 20 cm の円礫～亜円礫を含むほか、硬質な安山岩を含む。礫量は 60%程度である。

深度 3.55-4.10 m には、褐灰色の凝灰質砂質シルトが分布する。砂分を 30%程度ふくみ、上部の凝灰質シルト層に比べて砂質である。

深度 4.10-9.55 m には、径 30 mm～コア長 35 cm の円礫～亜円礫を主体とする灰色の砂礫が分布する。礫量は 70%程度である。礫種は発泡した溶岩を主体とし、チャート、砂岩などを含む。基質は粗砂を主体とし、ややゆるい。所々に木片や腐植物を含む。

深度 9.55-9.83 m には、暗灰色の泥岩の破砕部が分布する。泥岩は破砕され、径 10 cm 程度の礫状となる。最下部にせん断構造の発達した粘土を挟む。

深度 9.83-10.35 m には、灰色の砂礫が分布する。径 30 mm～コア長 20 cm の円礫～亜円礫を主体とし、発泡した溶岩を含む。

深度 10.35-12.00 m には、灰～黒褐色の砂岩泥岩互層が分布する。傾斜 20°程度の葉理が発達する。

R5-No.9



図 18 下井堀地区で掘削したボーリング（R5-No. 9）のコア写真

R5-No.9

(m)

0	表土	礫混じりシルト質砂	砂礫	1	
1	砂礫	凝灰質砂質シルト		2	
2	凝灰質砂質シルト		砂礫	3	
3	砂礫		凝灰質砂質シルト	4	
4		砂礫		5	
5	砂礫			6	
6	砂礫			7	
7	砂礫			8	
8	砂礫			9	
9	砂礫		泥岩（破碎）	砂礫	10
10	砂礫	砂岩泥岩互層			11
11	砂岩泥岩互層				12

図 19 下井堀地区で掘削したボーリングコア（R5-No. 9）の層相区分図

3) 年代測定

R5-No. 6 から 1 試料 (OMI_R5-6_C1)、R5-No. 9 の深度 3.96-3.97 m (OMI_R5-9_C1) 及び深度 5.95 m (OMI_R5-9_C2) がそれぞれ試料を採取し、AMS 法による放射性炭素年代測定を実施した。測定は株式会社地球科学研究所に依頼した。測定結果を表 1 に示す。

OMI_R5-6_C1 については、腐植質堆積物について分析を実施した。得られた年代は、暦年較正した 2σ の値で、38,676-36,660 cal. BP である。

OMI_R5-9_C1 については、植物片について分析を実施したが、計測限界を超えていた。

OMI_R5-9_C2 については、腐植質堆積物について分析を実施したが、こちらについても計測限界を超えていた。

表 1 令和 5 年度に実施した麻績断層の調査で採取した試料の年代測定結果
暦年代 (cal. BP) は Ramsey (2009) に従い、Intcal20 (Reimer et al., 2020) を用いて算出した。

4) 平均変位速度 (上下成分) の検討

令和 4 年度の調査で作成した詳細地形データに基づく地形断面と、ボーリング調査から得られた試料に基づいて推定される地形面の形成年代から、麻績断層の平均変位速度 (上下成分) について検討した。

今年度を実施した群列ボーリング調査の測線 (図 20 の A-A') では、麻績断層により低位の地形面が約 9 m 北側隆起の変形を受けていると考えられる (図 21)。低位の地形面の形成年代については、放射性炭素年代により礫層直上の細粒堆積物に含まれる試料 (腐植質堆積物) から 38,676-36,660 cal. BP という年代が得られている。これらの上下変位量と地形面の形成年代に基づくと、麻績断層の平均変位速度 (上下成分) は 0.25-0.23 m/千年と算出される。

一方、昨年度に実施したボーリング調査の結果からは、On-Pm1 (約 10 万年前に噴出・降下) と推定される軽石層に麻績断層を挟んで約 8 m の標高差が認められた (図 22)。この比高は変形量の全てを表していないが、上下変位量及び平均変位速度 (上下成分) の最小値を与えてくれる。これらの値を用いた場合、麻績断層の平均変位速度 (上下成分) は 0.08 m/千年以上と見積もられる。

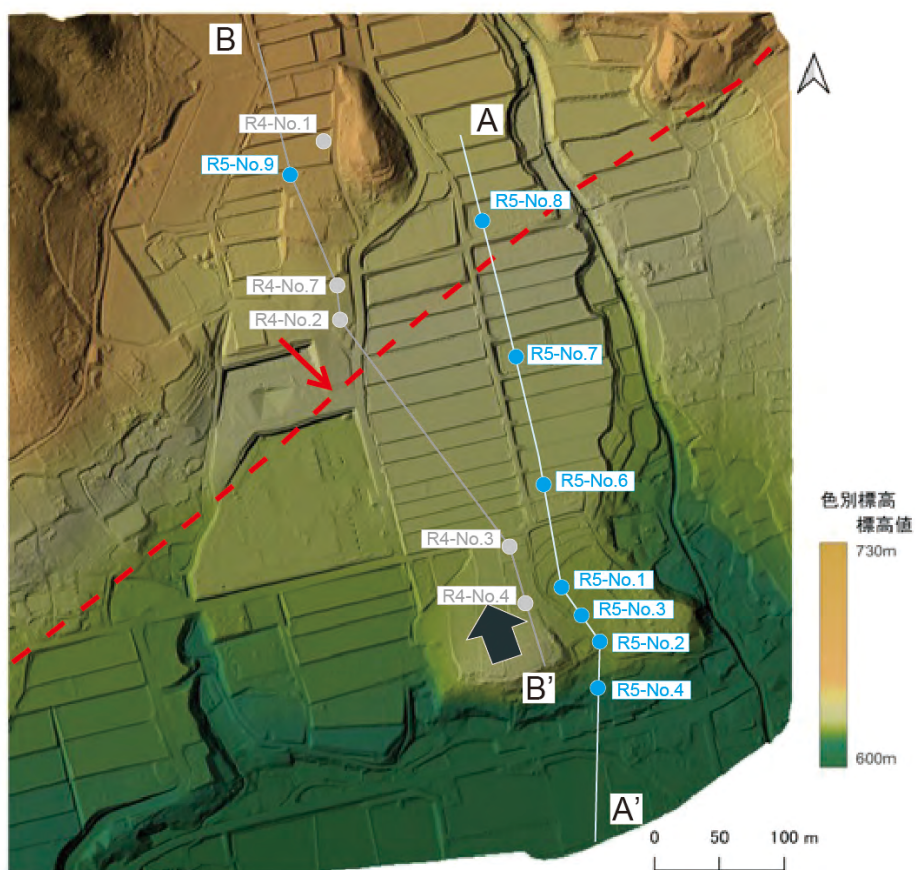


図 20 下井堀地区で掘削したボーリング掘削地点と地形断面測線位置

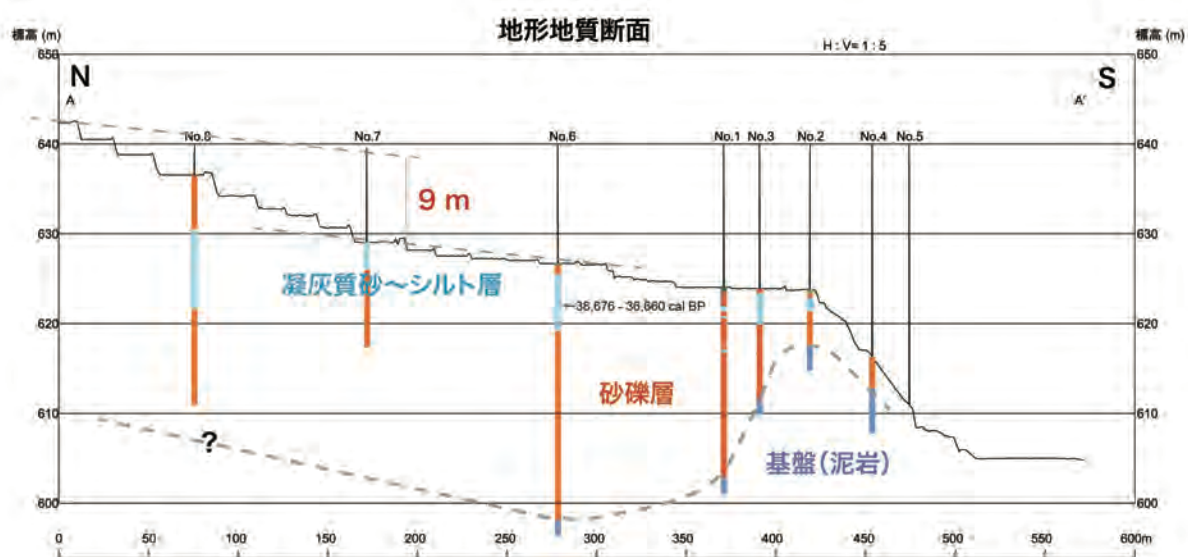


図 21 令和 5 年度に下井堀地区で実施したボーリング調査結果に基づく地形地質断面

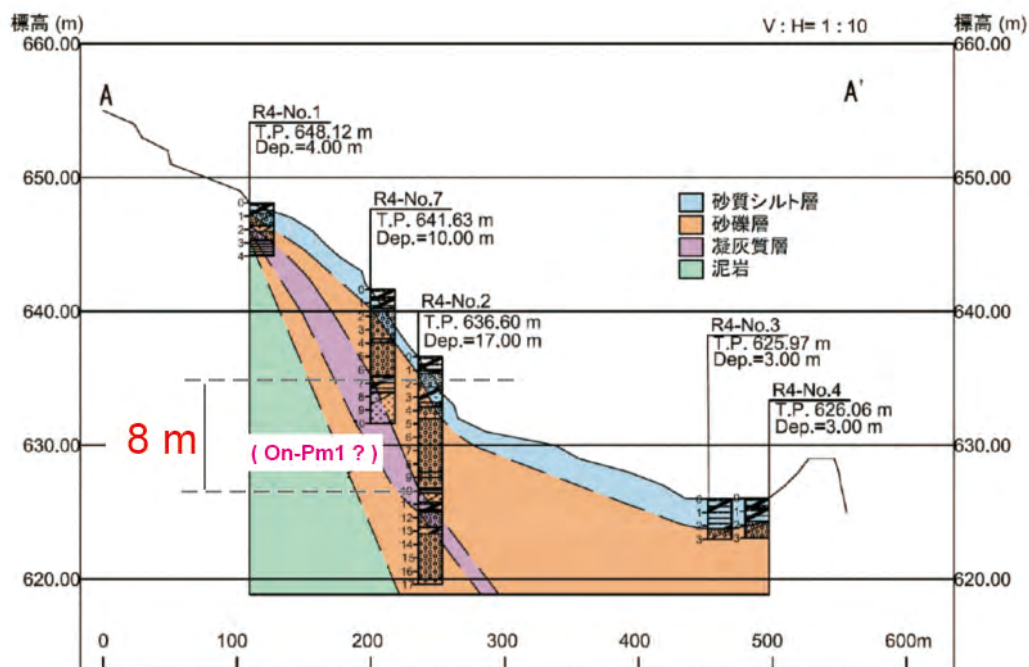


図 22 令和 4 年度に下井堀地区で実施したボーリング調査結果に基づく地形地質断面

(d) 結論ならびに今後の課題

UAV を用いたレーザー測量から作成した詳細な地形データと、群列ボーリング調査で得られた試料に基づく地形面の形成年代から、麻績断層の平均変位速度（上下成分）を算出した。令和 5 年度に群列ボーリング調査を実施した低位の地形面での検討に基づくと、麻績断層の平均変位速度（上下成分）は 0.25-0.23 m/千年と算出される。一方、令和 4 年度に群列ボーリングを実施した高位の地形面の下に確認された軽石層 (On-Pm1) の標高差に基づくと、麻績断層の平均変位速度（上下成分）は 0.08 m/千年以上であると推定される。

なお、下井堀地区周辺においては、麻績断層の断層トレースが 2 列で並走しているが、今回の調査で平均変位速度を推定することができたのはそれらのうちの北側のトレースだけである。南側のトレースにおける平均変位速度を含めた断層全体の評価については、さらなる調査を実施して検討する必要がある。

(e) 引用文献

- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 長野盆地西縁断層帯(信濃川断層帯)の長期評価(一部改訂), 34p, 2015.
- Ramsey, C.B., Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337-360, 2009.
- Reimer, P.J., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., 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(4), 725-757, 2020.
- 田力正好・杉戸信彦・廣内大助・松多信尚, 1:25,000 活断層図「坂城」. 国土地理院技術資料 D1-No.1076, 2023.

3. 4 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孔の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。

(2) 令和5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、以下の調査を実施した。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¹⁴C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) 業務の成果

1) はじめに

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3km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2m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1m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1)。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、本業務では、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) 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箇所では地形面を構成する堆積物から採取した材化石の¹⁴C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。

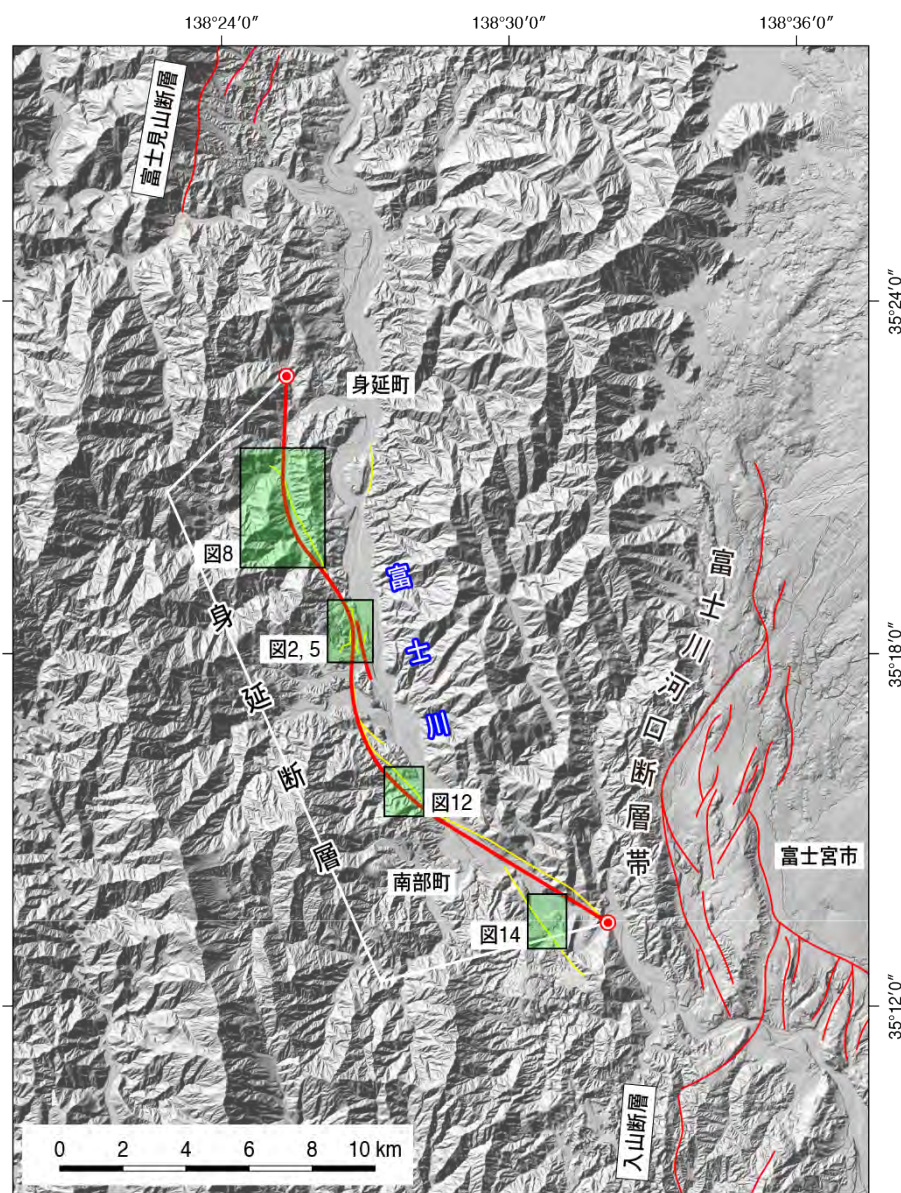


図1 身延断層の全体図

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）、渡辺・他（2017）。●：身延断層の端部。図○～図○の範囲を黒枠で示す。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¹⁴C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）を使用して行なった。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なった。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2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2及び図3）。

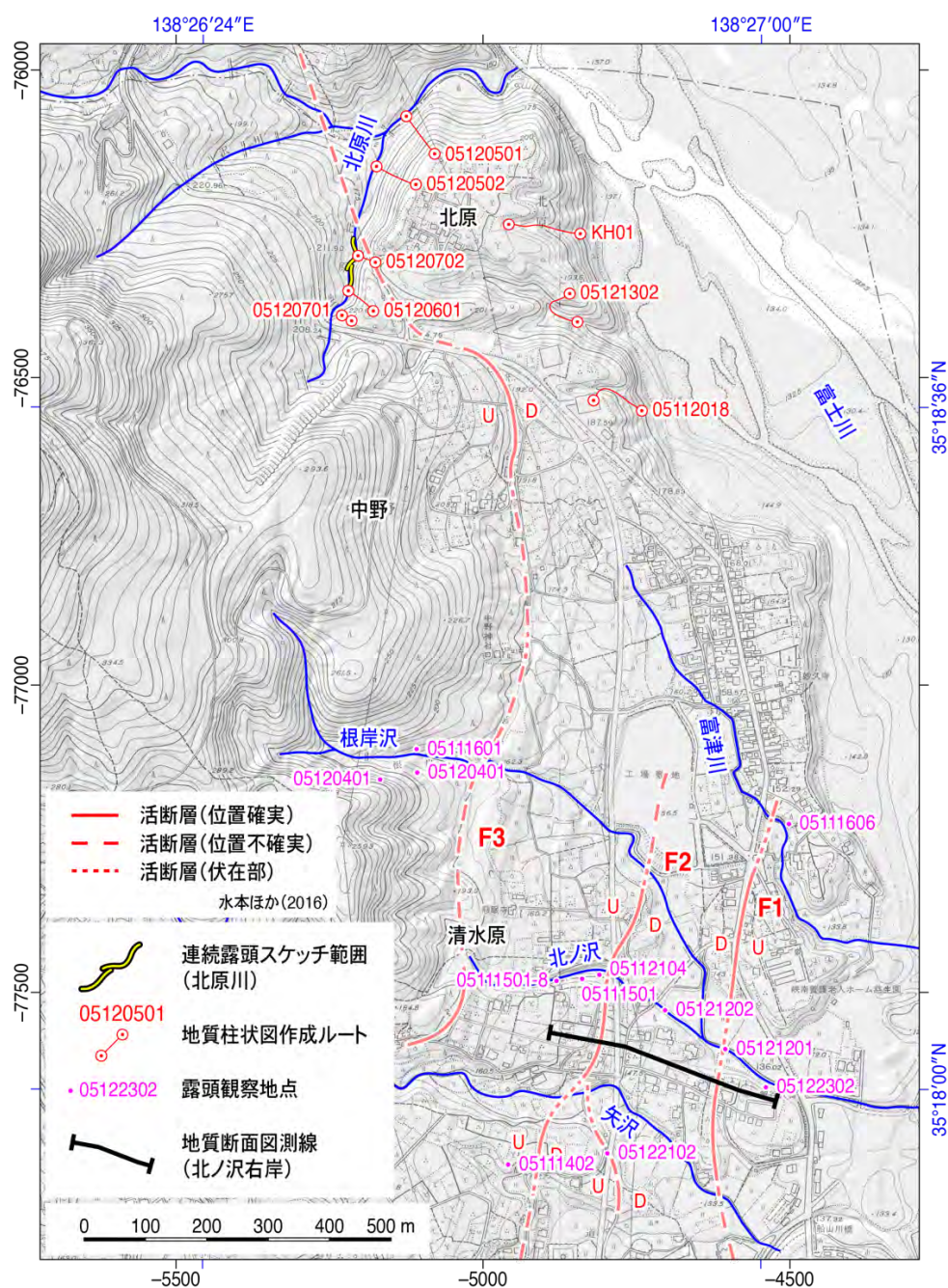


図2 中野北原地区から中野清水原の区間の地形、活断層トレース及び調査地点
基図は南部町発行1/5,000地形図を使用。図中のU、Dはそれぞれ相対的隆起側、沈降側を示す。

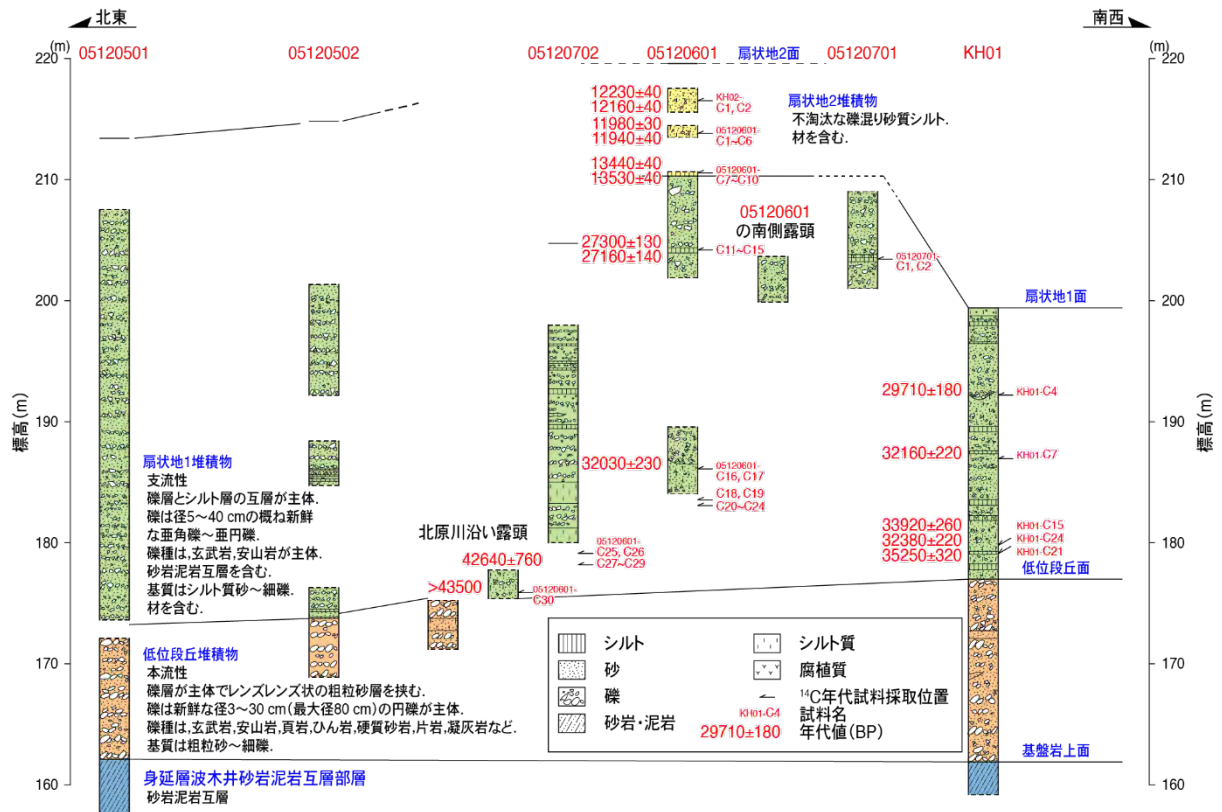


図3 中野北原地区に分布する地層の地質柱状図

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なったが、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1)。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3)。

表 1 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)	δ ¹³ 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 13930-13860	86.7% 8.8%
05120601-C2	685239	材	11980±30	-29.57	14030-13910 13890-13780	48.4% 47.1%
05120601-C3	685240	材	11940±40	-27.36	14030-13910 13890-13740 13710-13650 13640-13610	32.2% 55.2% 5.3% 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なった。

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 2 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 2)、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 3)。

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 2)。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 4)。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。

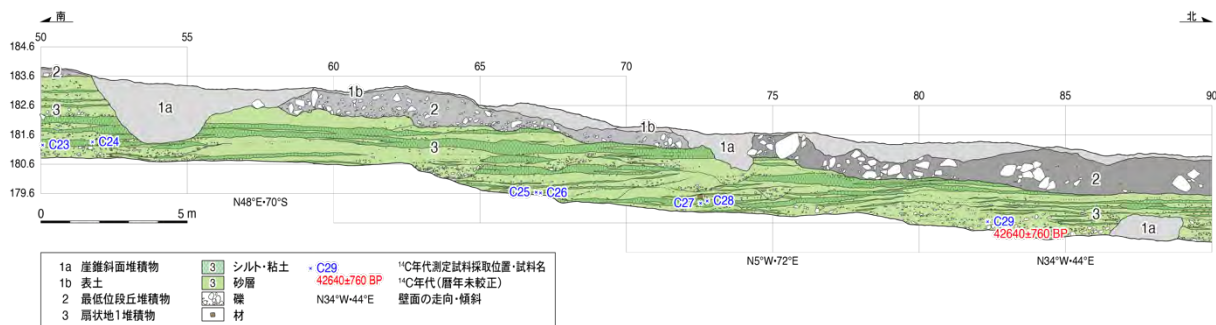


図4 中野北原地区の北原川沿いに連続的に露出する扇状地1堆積物のスケッチ
スケッチは長さ約90mにわたる露頭のうち、北部の40m区間を表示している。

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6m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2)。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5及び図6)。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7)。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5)。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7mと見積もられる(図7)。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5m以上の土石流堆積物が分布しており、F2断層の約6m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7)。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。

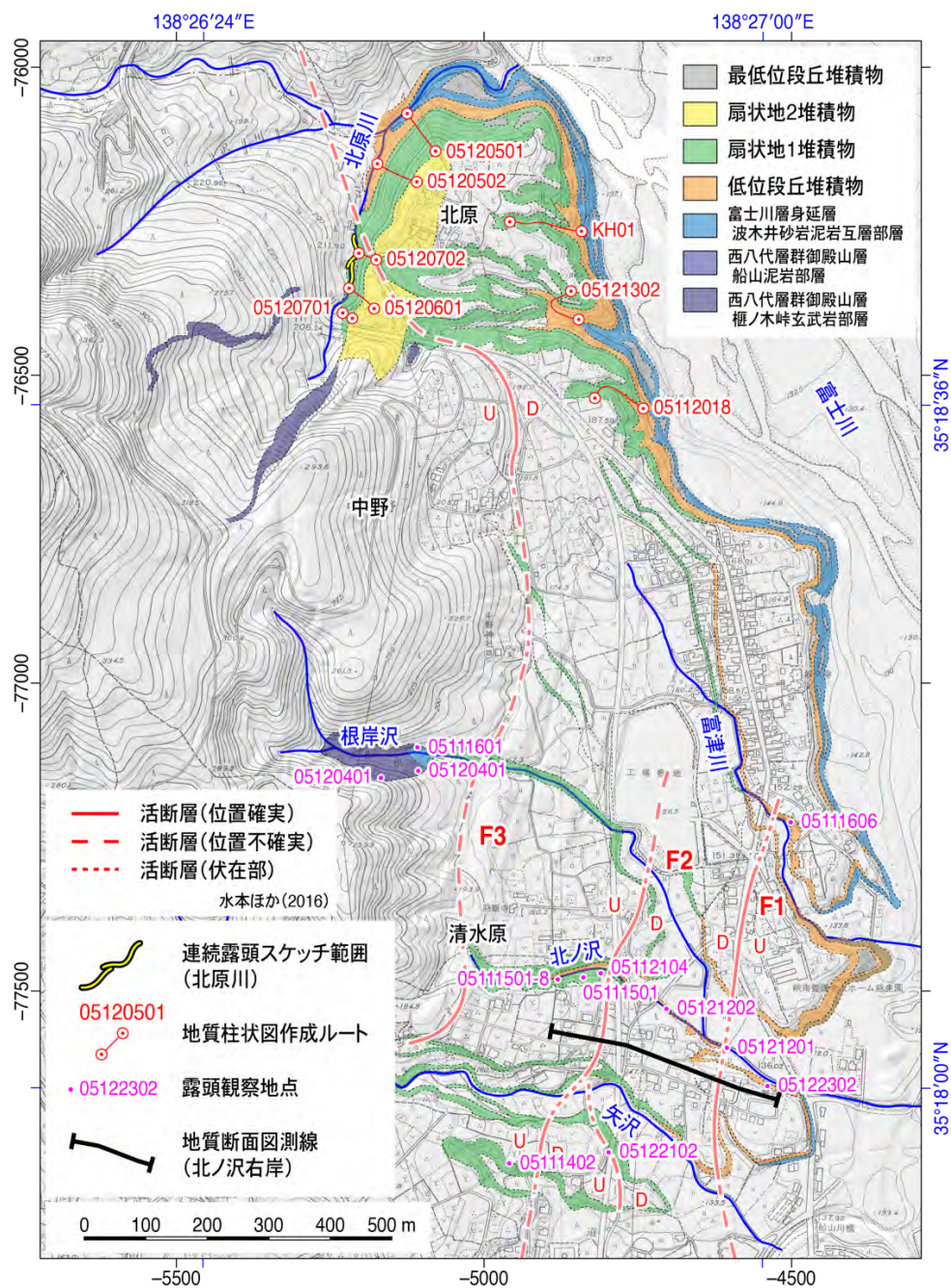


図5 中野北原地区から中野清水原の区間の地層分布図
基図は南部町発行 1/5,000 地形図を使用。

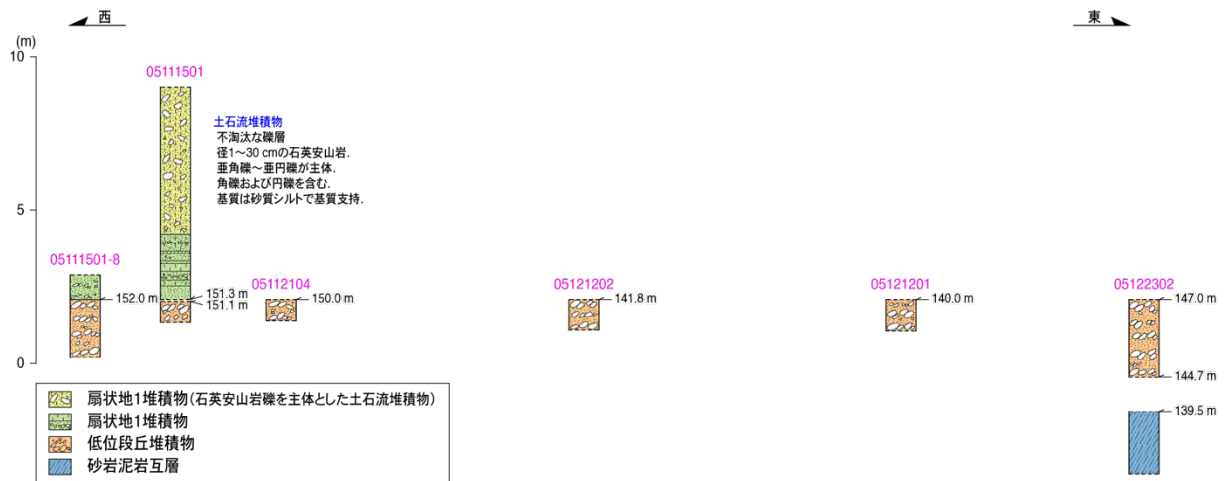


図6 北ノ沢沿いの地質柱状図
露頭観察地点を図5に示す。

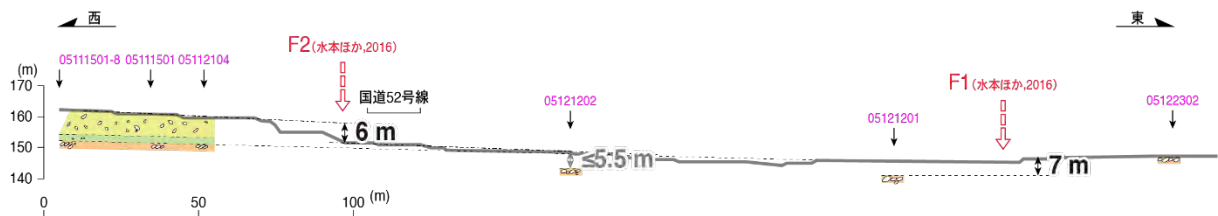


図7 中野清水原地区の地形・地質断面図
地質断面図測線を図5に示す。

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8）。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9）。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榎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10）。さらに、水本・他（2016）では、榎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11）。

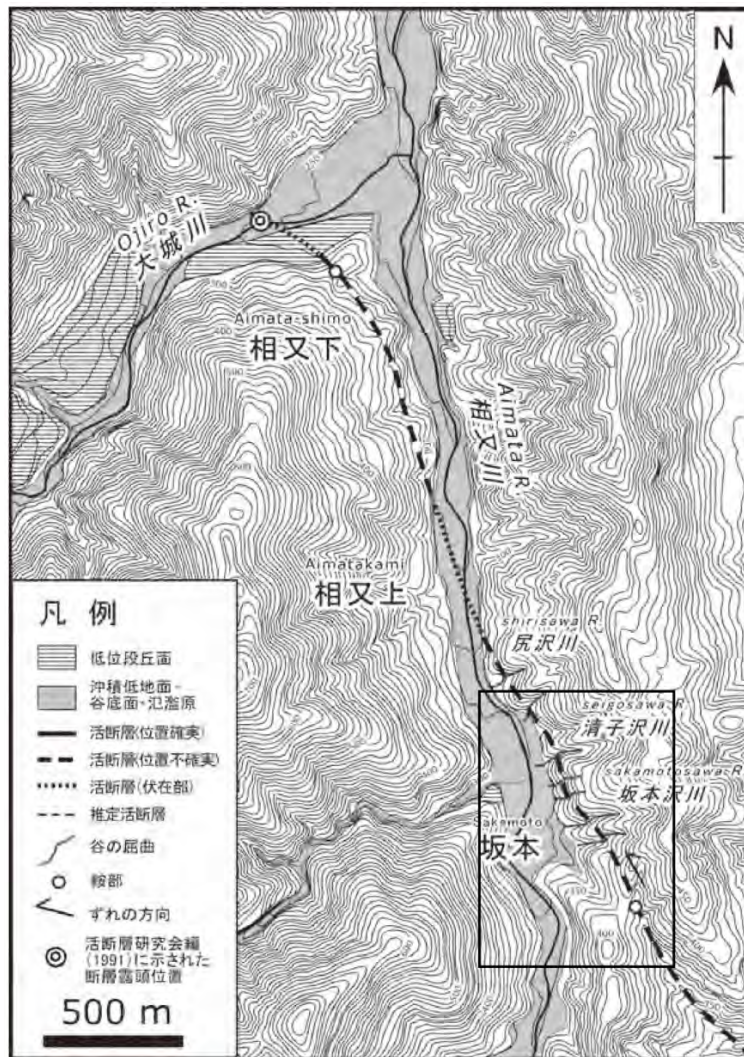


図8 身延町相又周辺の断層変位地形（水本ほか，2016）

図9及び図10の範囲を黒枠で示す。

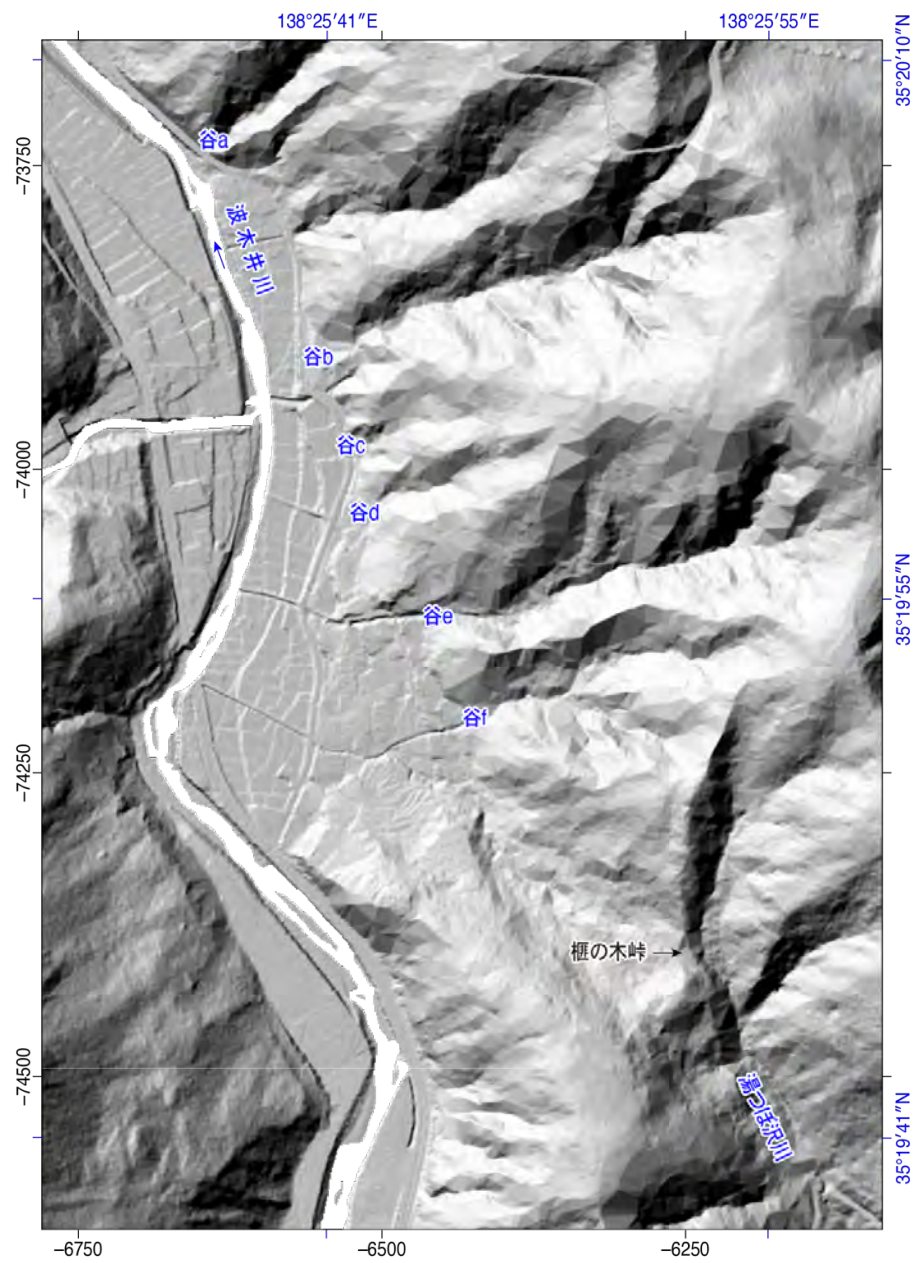


図9 相又地区の詳細地形図

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。

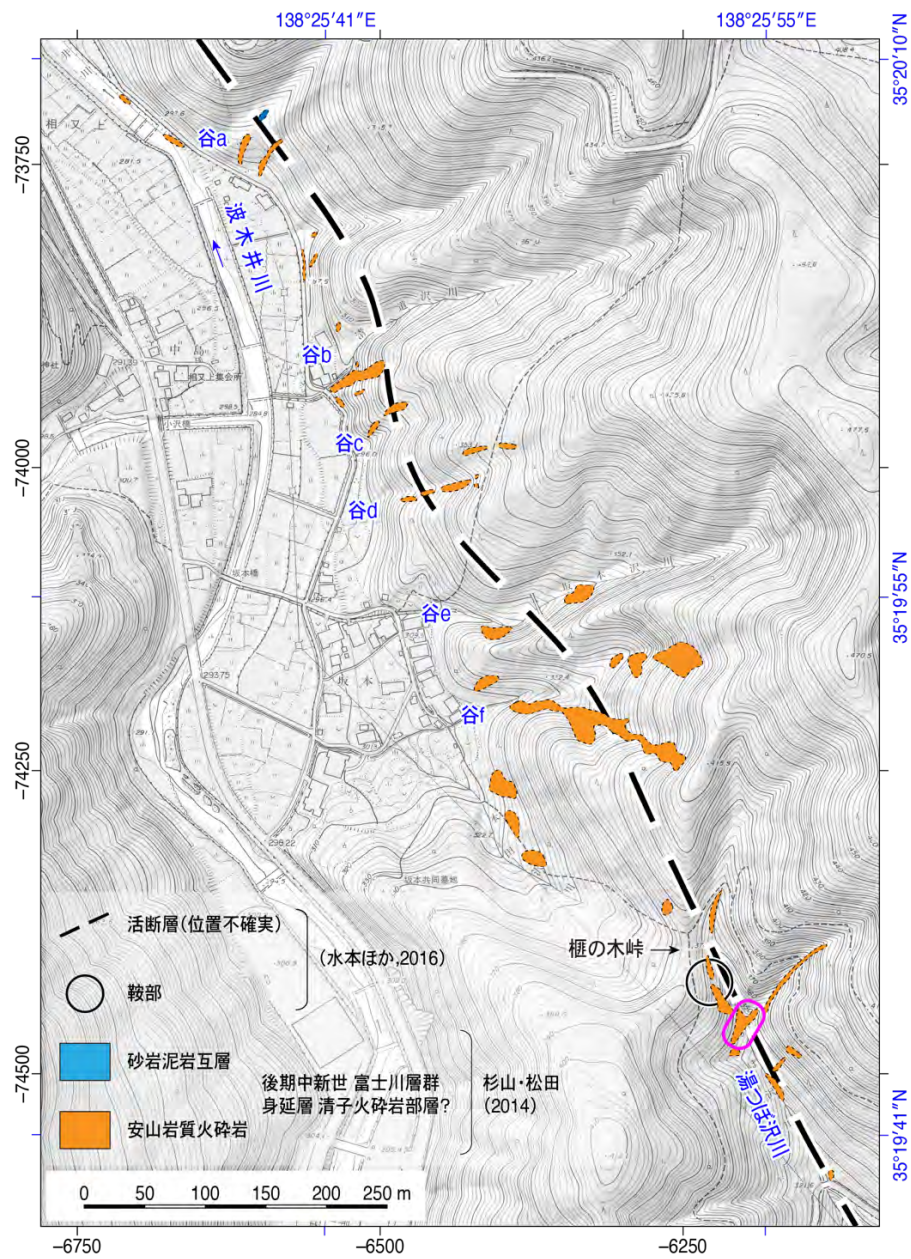


図 10 相又地区の地質踏査結果

基図は身延町発行 1/2, 500 地形図。図 11 の露頭位置を赤紫枠で示す。

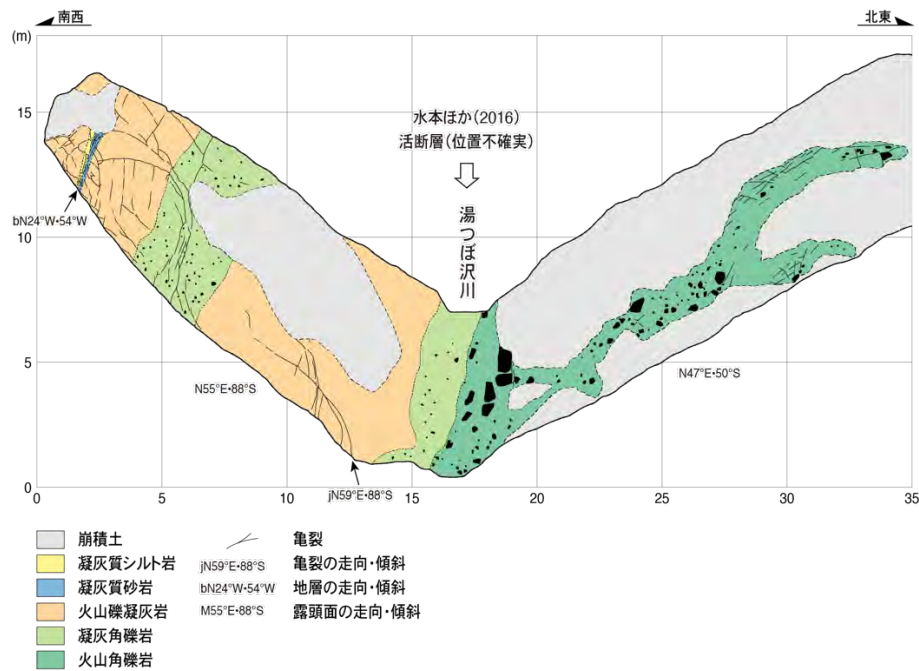


図 11 榎の木川南東方湯つば沢川の露頭スケッチ

iv) 榎根原戸地区

榎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 12）。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 13 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思われる。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。

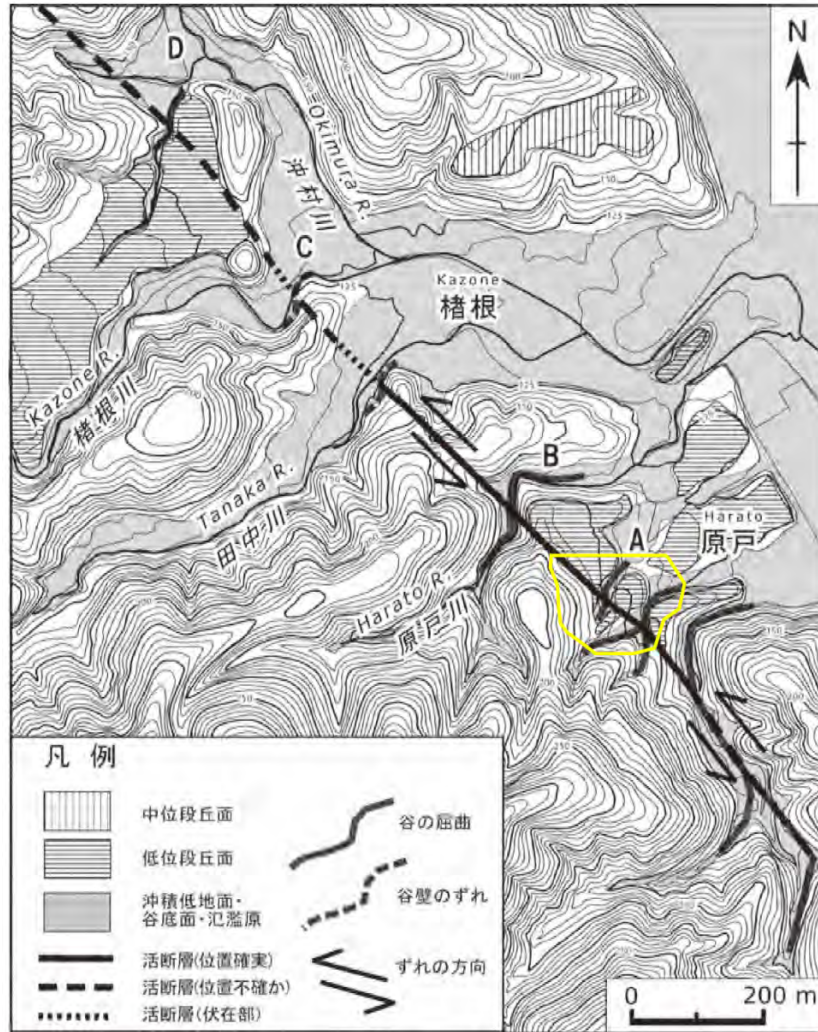


図 12 南部町椿根周辺の断層変位地形（水本ほか，2016）
レーザ測量機器を搭載した UAV を用いた測量範囲（図 13 の範囲）を黄色枠で示す。

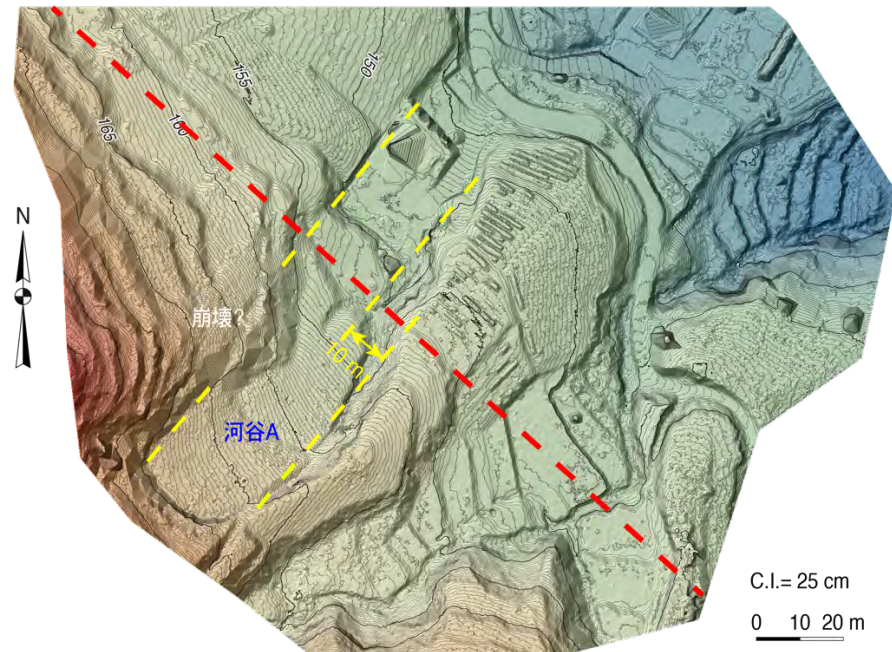


図 13 レーザ測量機器を搭載した UAV を用いた測量による原戸地区の河谷 A 周辺の詳細地形図
等高線間隔は 25cm。推定される活断層トレースを赤破線で示す。河谷 A の谷壁基部を黄破線で示す。

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 14）。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 14、図 15）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 2 に示す。

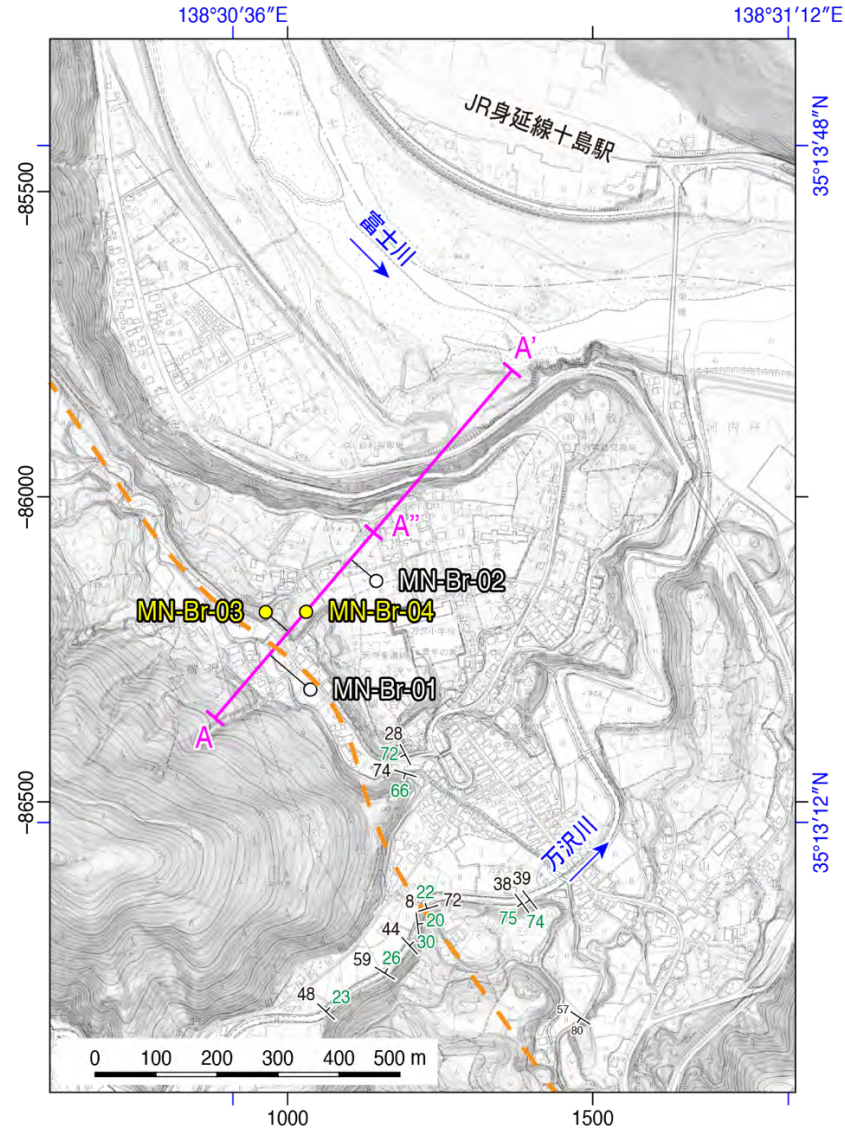


図 14 南部町万沢地区とその周辺の地形、推定活断層及びボーリング調査地点
 基図は 1 m メッシュ航空レーザ数値標高データから作成した傾斜図に南部町発行 1 / 5, 000 地形図を重ねた。地形断面図（測線 A-A' : 図 15）及び地質断面図（測線 A-A'' : 図 21）の位置を地形図中に赤紫色の線で示す。MN-Br-01～MN-Br-04 はボーリング調査地点を示す。今年度掘削したボーリング MN-Br-03 孔及び MN-Br-04 孔を黄色で示す。推定される活断層を橙色の破線で示す。地層の走向・傾斜のうち、傾斜を緑色で示す。

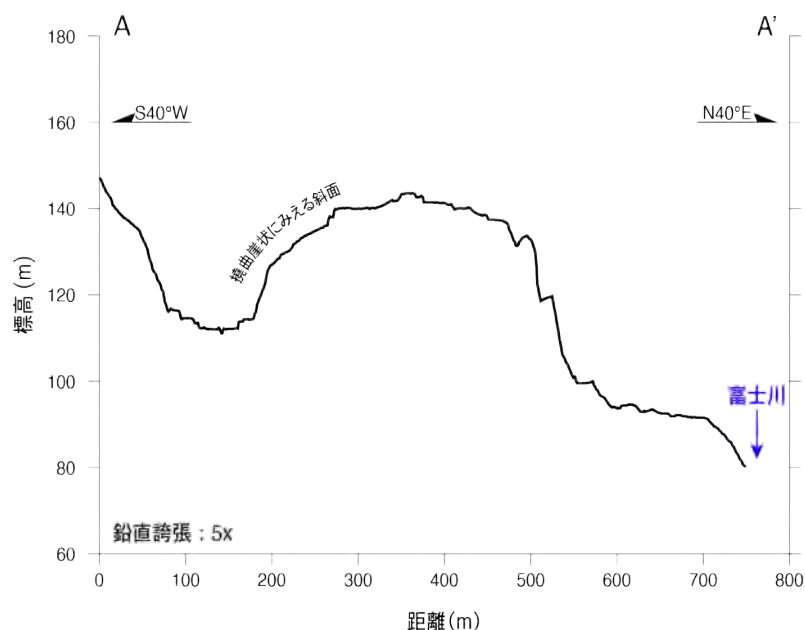


図 15 万沢地区における地形断面

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 14 に示す。

表 2 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 16～図 19 に、簡易柱状図を図 20 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。

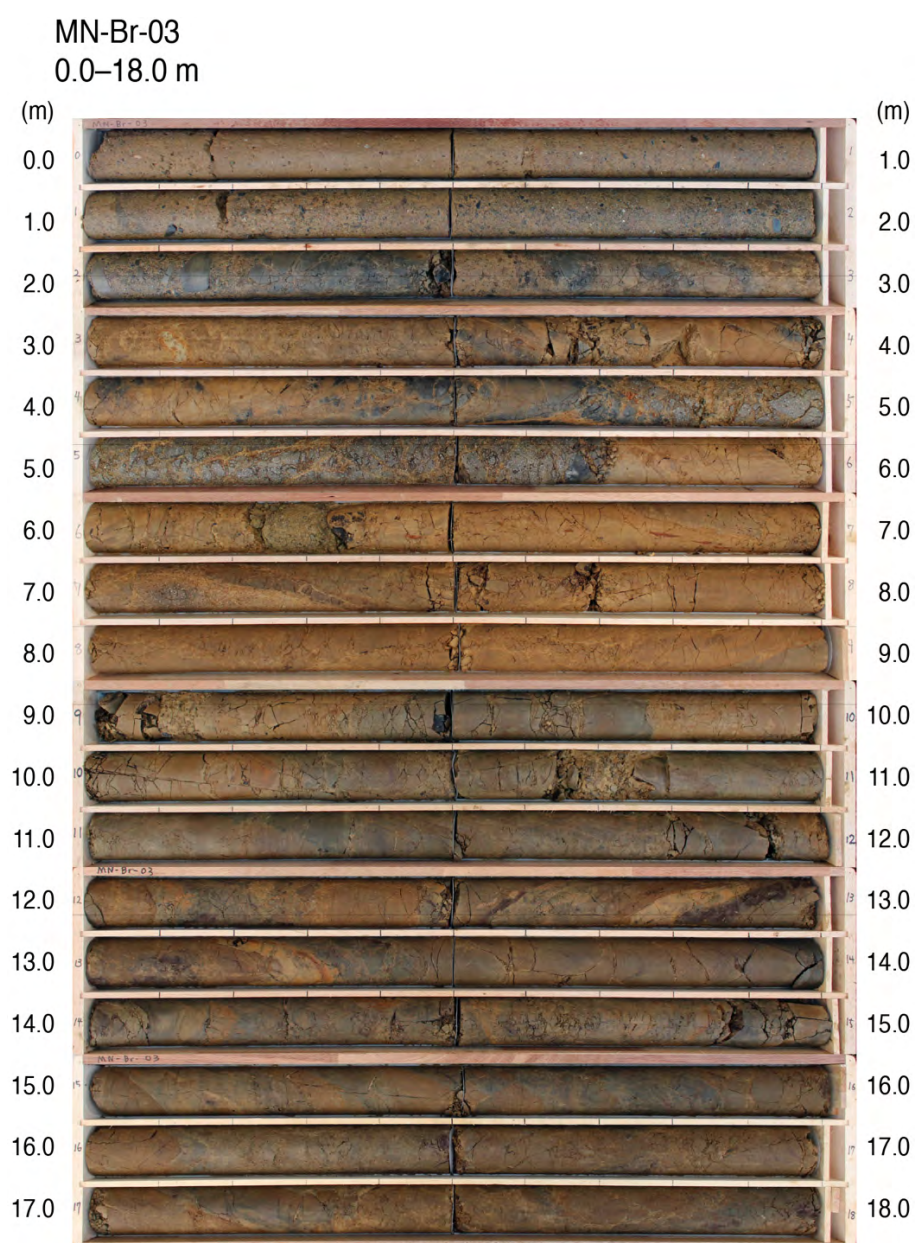


図 16 MN-Br-03 コア写真（深度 0.0～18.0m）

MN-Br-03
18.0-36.0 m

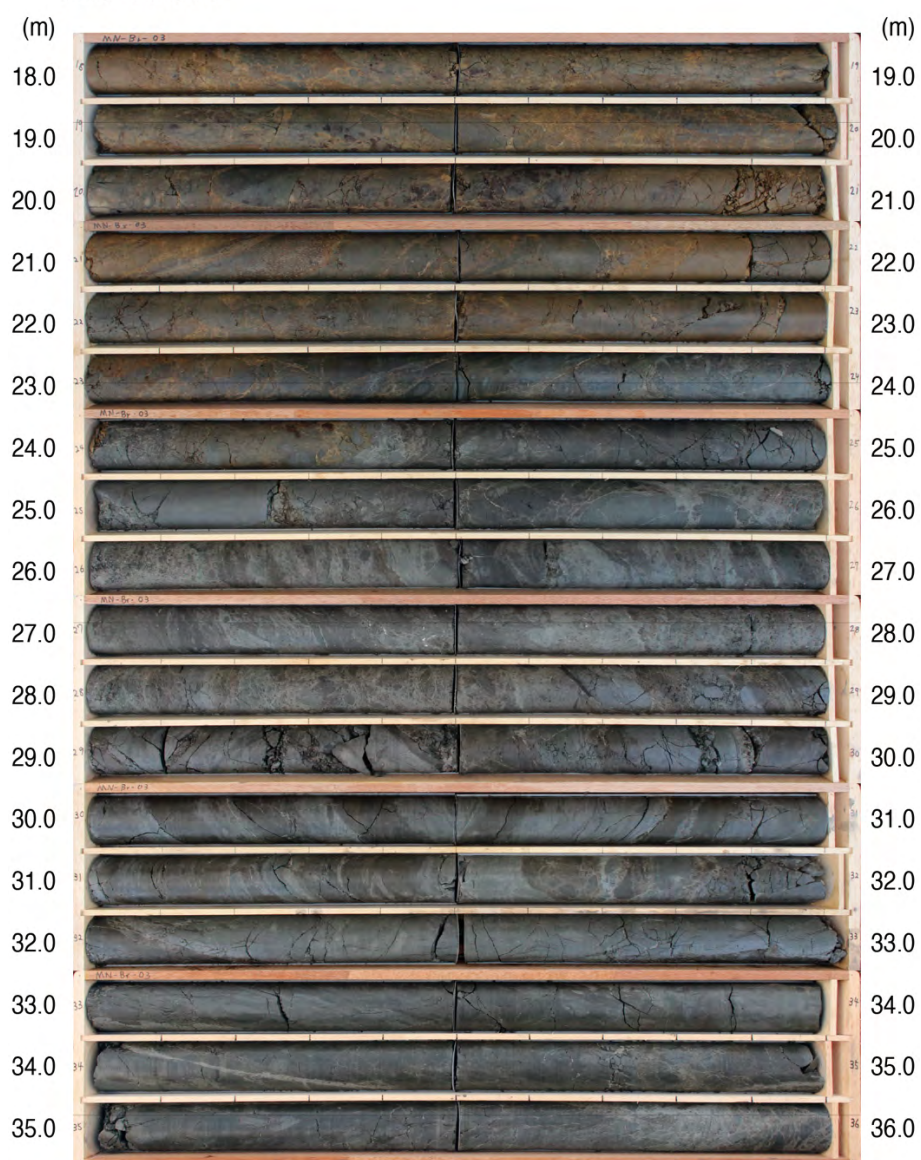


図 17 MN-Br-03 コア写真 (深度 18.0～36.0m)

MN-Br-03
36.0—48.0 m



図 18 MN-Br-03 コア写真 (深度 36.0～42.0m)

MN-Br-04
0.0—12.0 m



図 19 MN-Br-04 コア写真 (深度 0.0～12.0m)

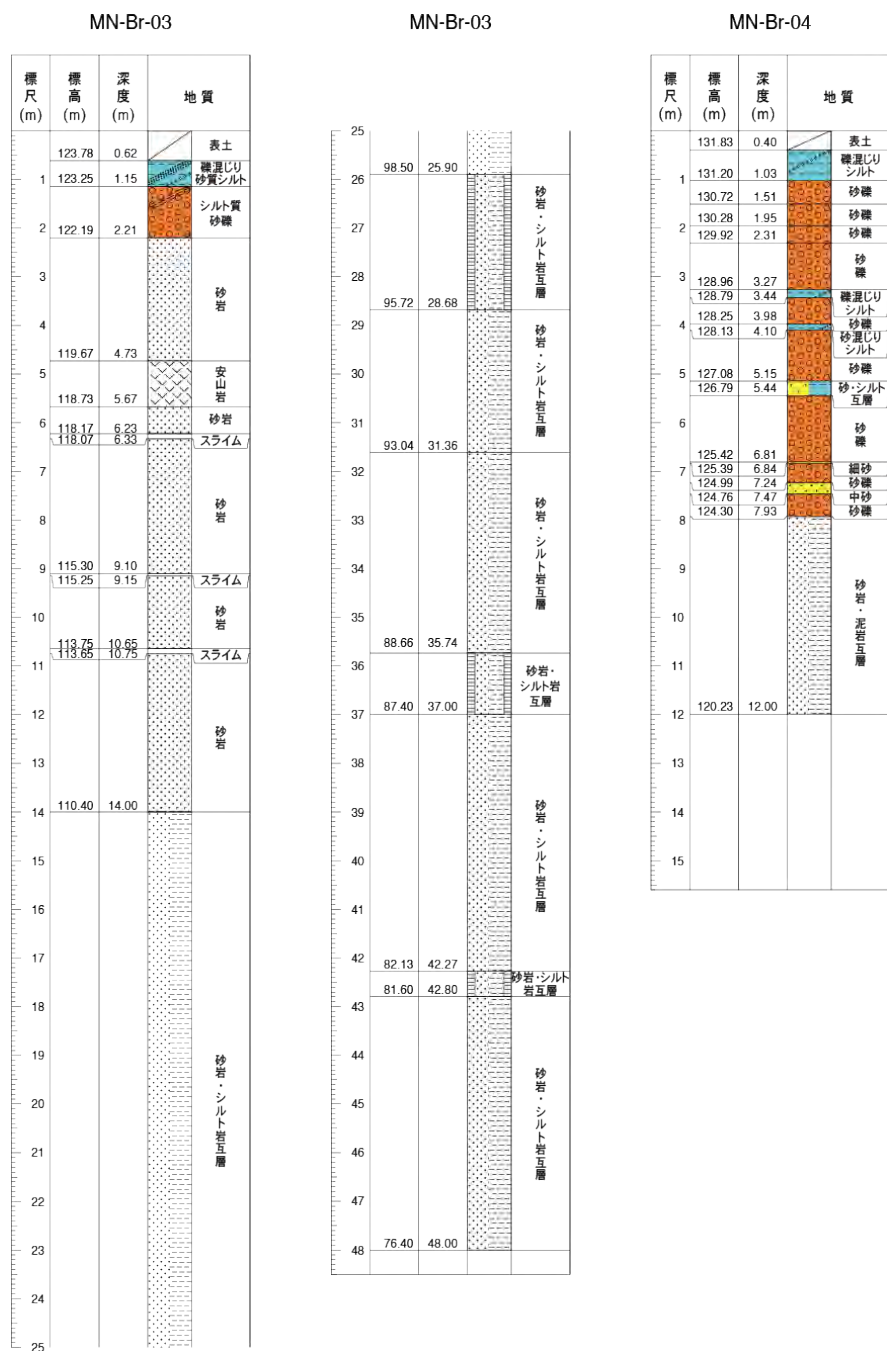


図 20 MN-Br-03 孔と MN-Br-04 孔の簡易柱状図

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 21 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 14 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。

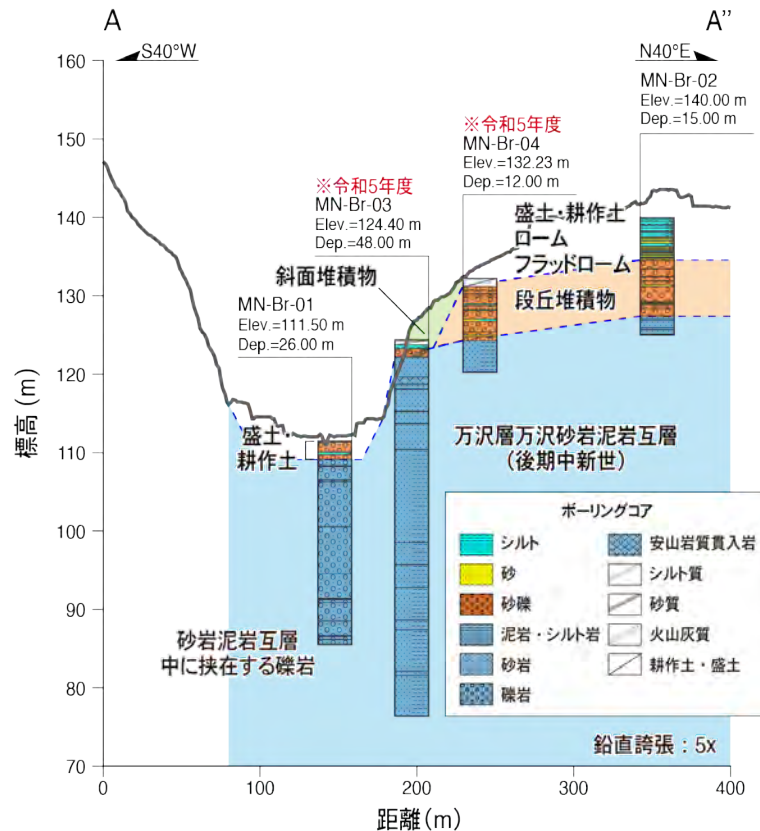


図 21 万沢地区における地質断面図

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 14 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 14）。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。

(c) 結論ならびに今後の課題

身延断層の平均変位速度を解明することを目的として、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) 断層中央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。同地区の F1 断層及び F2 断層が活断層とした場合、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、F3 断層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、 $0.2\text{m}/\text{千年以上}$ 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 ～ 3 km 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。本年度の現地調査に際しては、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。

(d) 引用文献

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

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.

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时期断層変位地形の発見とその意義，活断層研究，44，9-21，2016.

Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C.B., 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.

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.

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.

3. 5 屏風山・恵那山-猿投山断層帯（赤河断層帯）の調査

（1）業務の内容

（a）業務題目 屏風山・恵那山-猿投山断層帯（赤河断層帯）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 活断層・火山研究部門	主任研究員	吾妻 崇
国立大学法人 富山大学	准教授	安江健一

（c）業務の目的

屏風山・恵那山-猿投山断層帯（赤河断層帯）（以下、「赤河断層帯」と略す）は、岐阜県加茂郡白川町から恵那市に至る北西－南東方向に伸びる長さ約 23 km の南西側隆起で左横ずれ成分を伴う活断層であり、赤河断層、権現山断層、中野方北方の断層からなる（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004）。長期評価では平均変位速度、最新活動時期、平均活動間隔のいずれの情報も得られておらず、将来の地震発生確率が算出されていない。本研究では、赤河断層帯の南東部において UAV（ドローン）を用いたレーザー測量を実施して詳細なデジタル標高モデルを作成し、詳細な断層変位地形に関する検討を行う。また、ボーリング調査及びトレンチ調査を実施して、赤河断層帯の断層活動履歴に関する情報を取得する。さらに、断層運動による水系の屈曲量（D）と活断層よりも上流の長さ（L）を計測し、産業技術総合研究所（2021）が示した中国地方における横ずれ断層の平均変位速度の評価手法の検証を試みる。

（d）年度毎の実施業務の要約

1) 令和 5 年度

赤河断層帯に関する既往研究を収集し、同断層に関するこれまでの研究成果を整理する。赤河断層帯の南東部において、UAV を用いたレーザー測量とボーリング調査を実施し、次年度に実施する活断層調査の実施地点の検討を行う。

2) 令和 6 年度

赤河断層帯の断層活動履歴に関する情報を充実させるため、トレンチ調査等を実施する。また、横ずれ変位を受けた水系について、水系の屈曲量と上流の長さを計測して水系の屈曲量（D：m）/上流の長さ（L：m）の値（ α ）を算出し、横ずれ成分の平均変位速度が既知の中部地方に分布する活断層の事例を参照した係数 k の値を用いて、赤河断層帯の平均変位速度を検討する。

(2) 令和5年度の成果

(a) 業務の要約

赤河断層帯は、岐阜県東部に位置する北西－南東走向で長さ約 23 km の南西側隆起で左横ずれ成分を伴う断層帯であり、赤河断層、権現山断層、中野方北方の断層からなる（図1；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004）。この活断層および地形・地質に関する既往研究を収集し、赤河断層帯に関するこれまでの研究成果を整理した。また、赤河断層の南東部（図2）において UAV を用いたレーザー測量を実施し、断層変位地形の分布と形態について検討を行った。さらに、同地域においてボーリング調査を実施し、採取された試料の年代測定を行なった。

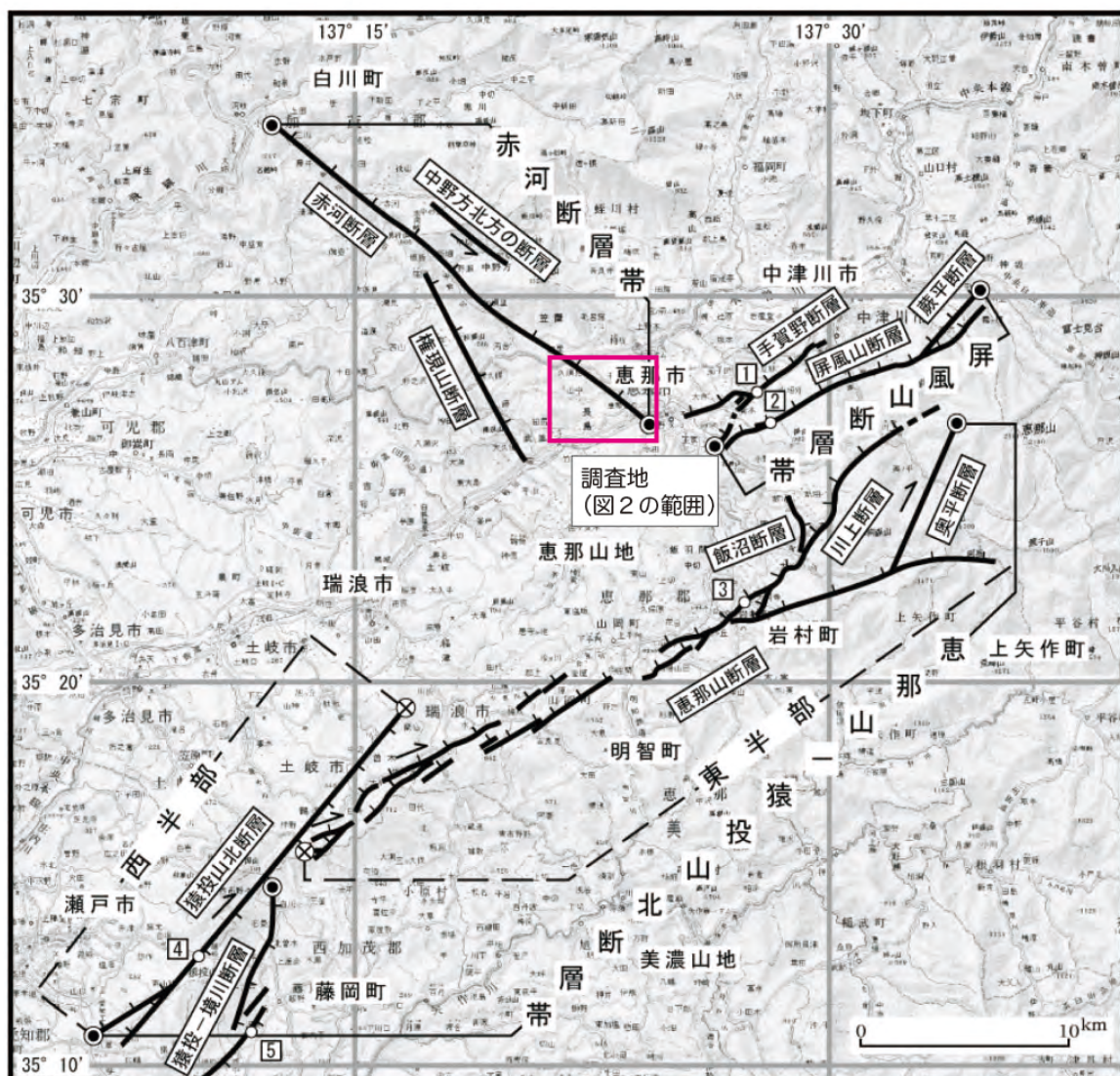


図1 赤河断層帯の位置（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004）

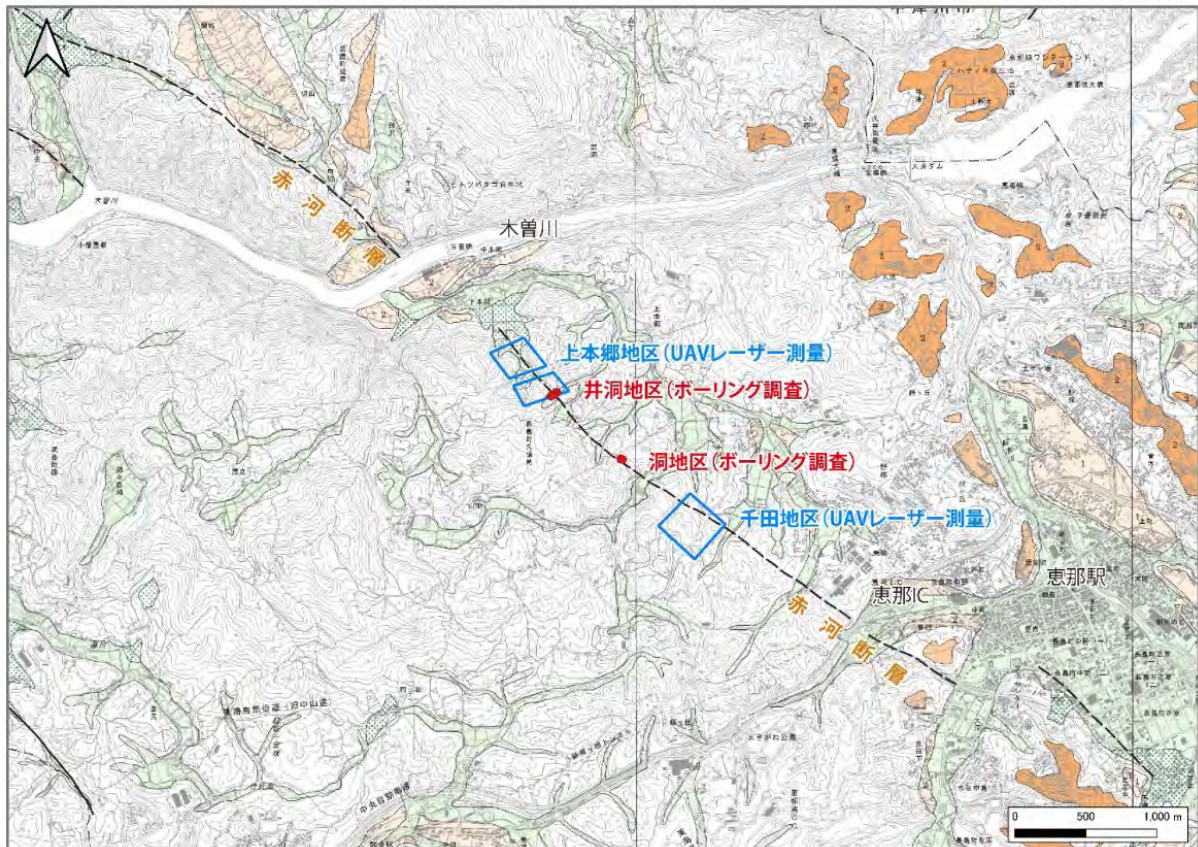


図2 令和5年度に赤河断層帯で実施した調査の位置図

(b) 業務の実施方法

1) 既往研究の整理

赤河断層帯に関する既往研究を収集し、同断層帯に関するこれまでの研究成果を整理する。

2) 航空レーザー測量

赤河断層帯を構成する活断層のうち、赤河断層の南西部において、UAV を用いたレーザー測量を実施し、詳細なデジタル標高モデルを作成する。

3) ボーリング調査

赤河断層帯を構成する活断層のうち、赤河断層の南西部においてボーリング調査を実施し、水系における堆積物の厚さや層相を確認する。

4) 年代測定

ボーリング調査によって採取された試料について年代測定を実施し、横ずれ変位を受けている水系の形成年代の検討を行う。

(c) 業務の成果

1) 既往研究の整理

赤河断層帯を構成する活断層のうち、赤河断層については、河田（1961）が 5 万分の 1 地質図の解説書において花崗岩と流紋岩を切る断層として記載し、赤河峠周辺における同断層の位置を図示した。木曾（1963）は、赤河断層と権現山断層について、恵那盆地の西縁を限る南西上がりの断層として記載した。活断層研究会編（1980）は、「飯田」に赤河断層、権現山断層、中野方北方の断層を確実度Ⅰ～Ⅱの活断層として図示し、それぞれの長さ、走向、変位形態、変位基準を記載した。森山（1987）は木曾川・矢作川流域の地形と地殻変動を論じ、この地域に分布する活断層の特性を整理した。活断層研究会編（1991）は、権現山断層の形状を変更した。水谷・小井戸（1992）は赤河断層について恵那市市街地付近から北西方へ 20km 以上にわたり続く断層とし、その北西部の約 7 km の区間を図示した。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004）は、屏風山・恵那山断層帯および猿投山断層帯を構成する活断層を構成する断層帯として赤河断層帯を示し、長さ約 23 km の南西側隆起で左横ずれ成分を伴う活断層として評価している。岡田・他（2006）は恵那市中野方町伊勢後付近から加茂郡白川町赤河付近にかけて分布する推定活断層として赤河断層を図示している。鈴木・杉戸（2010）は岐阜県の詳細な活断層図を作成し、赤河断層について長さ 22 km で南西側隆起の縦ずれ運動を主体とする推定活断層であるが、最近約 10 万年間の活動を示す証拠は見つかっていないことを示した。宮内・他（2017）は、岡田・他（2006）が図示した赤河断層の南東延長にあたる推定活断層を恵那市大井町付近から中野方町伊勢後付近に図示しているが、その名称は記していない。また、宮内・他（2017）は既往文献による権現山断層とほぼ同じ位置に推定活断層を図示しているが、これについても名称は記していない。

2) 航空レーザー測量

赤河断層帯のうち赤河断層の南東部の 2 地区（千田地区、上本郷地区：図 2）で UAV を用いて航空レーザー測量を実施し、詳細デジタル標高データを作成した。

千田地区においては、宮内・他（2017）が推定活断層の存在を示した位置よりも南西側に活断層が存在する可能性があるため、詳細な地形データを作成して検討を行った（図 3）。レーザー測量の計測面積は約 110,000 m²、点群密度は 574 点/m²である。

上本郷地区においては、水系の左屈曲と鞍部の地形を詳細に検討するため、詳細な地形データを作成して検討を行った。計測範囲に高圧線が存在していたため、北部と南部に分けてレーザー測量を行い、計測結果を統合して詳細地形データを作成した（図 4）。レーザー測量の計測面積は、北部が約 58,000 m²、点群密度は 689 点/m²、南部が約 52,000 m²、点群密度は 689 点/m²である。なお、上本郷地区の南部にはボーリング調査を実施した井洞地区の一部が含まれているため、ボーリング調査結果の地形地質断面の作成において、レーザー測量の結果を用いた。

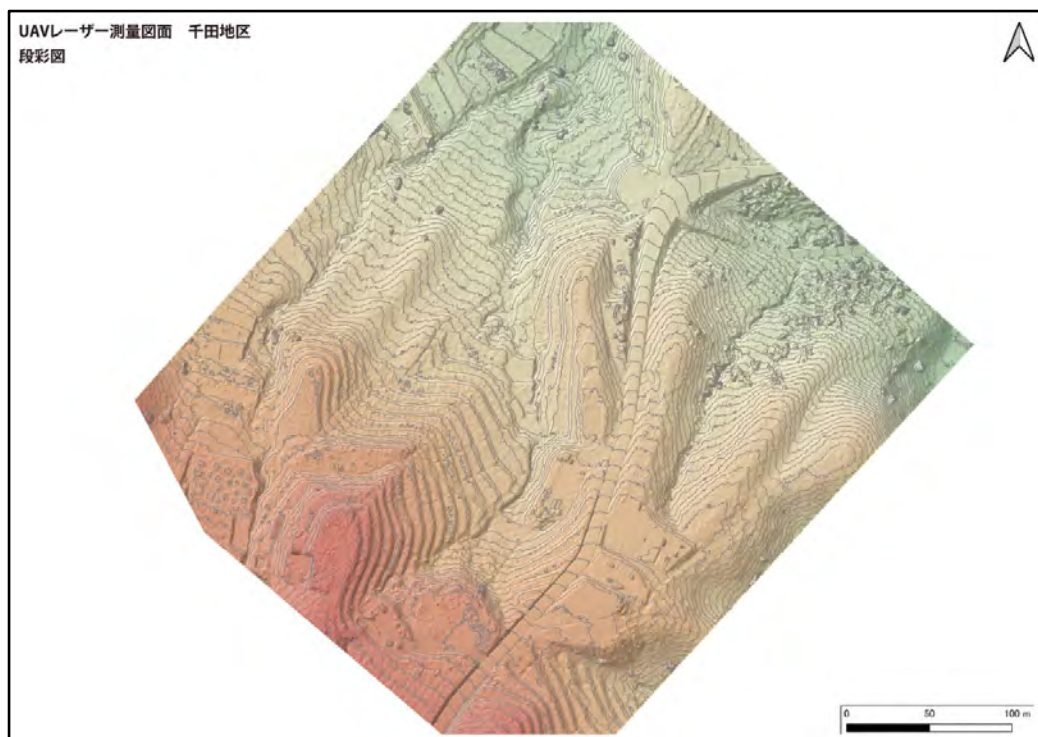


図 3 赤河断層南東部千田地区の段彩陰影図

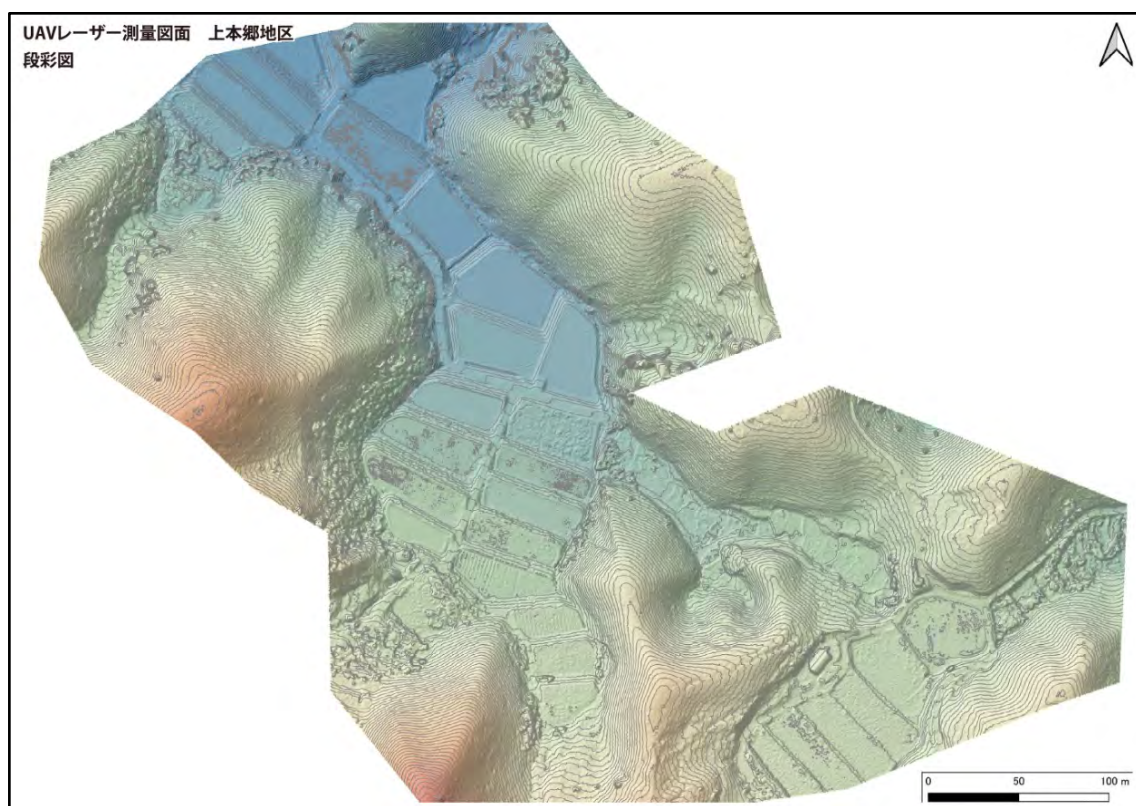


図 4 赤河断層南東部上本郷地区の段彩陰影図

3) ボーリング調査

赤河断層帯の活動により左横ずれの変位を受けていると推定される水系についてボーリング調査を実施し、掘削したボーリングコアから採取した試料の年代を測定した。掘削地点は、恵那市長島町久須見の洞地区と井洞地区である。洞地区で2孔（HRA-1、HRA-2）、井洞地区で3孔（IBR-1～IBR-3）のボーリングを掘削した（図5）。掘削深度はHRA-1が9 m、HRA-2が5 m、IBR-1が8 m、IBR-2が9 m、IBR-3が9 mである。

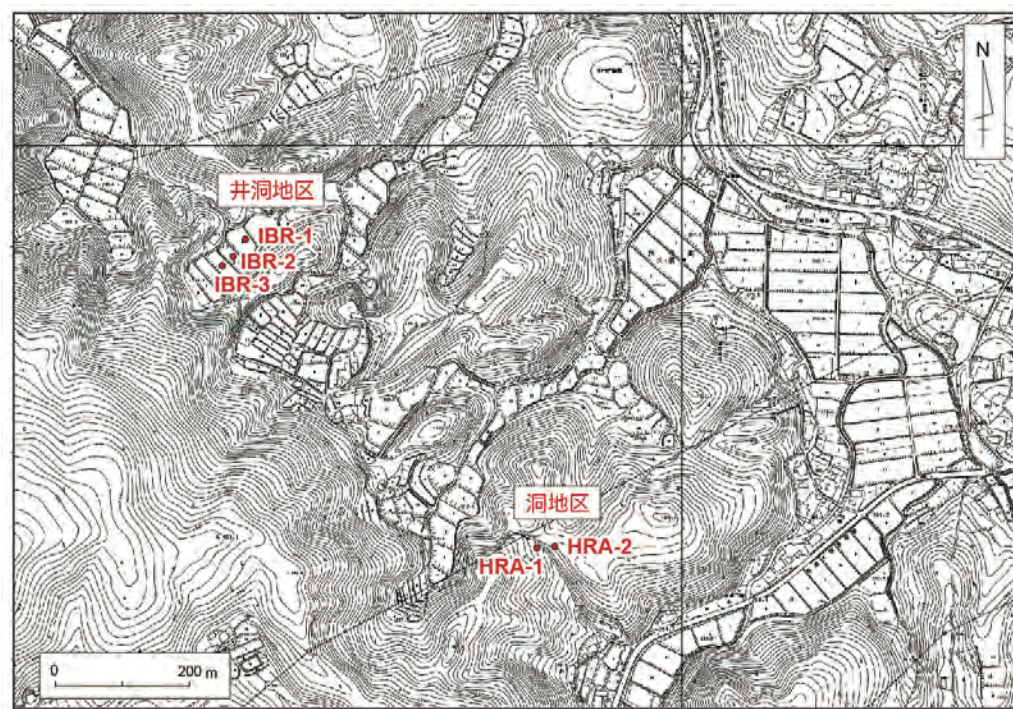


図5 赤河断層南東部で実施したボーリング調査の掘削位置
基図には恵那市が発行する恵那市白図（2,500分の1）を使用した。

【HRA-1】（図6）

深度 0.00-0.14 m は、砂礫混じり粘土からなる黒色の表土である。

深度 0.14-2.21 m には、淡褐色～黒褐色の砂礫まじり粘土が分布する。粗粒砂や細礫、炭化物を含み、淘汰が悪い。含水比が高く、軟質である。深度 1.00-1.60 m 及び深度 1.78-2.21m は、腐植質で炭化物を多く含む。深度 2.20 m 付近には径 40 mm 程度の岩片を含む。

深度 2.21-6.00 m には、淡緑色のシルト混じり砂が分布する。粗粒砂～細礫を含み、不均質である。下位に向かって粒径が粗くなり、深度 5.00 m 以深では、径 5-20mm の岩片をまばらに含む。全体的に未固結で、指圧でわずかに凹む程度の硬さである。

深度 6.00-9.00 m には、淡緑灰色～褐色の凝灰角礫岩が分布する。濃飛流紋岩の溶結凝灰岩である。硬質だが、風化して一部粘土状～砂礫状を呈す。粒径は細粒～中粒を主とし、径 5-30 mm 程度の扁平状の岩片をまばらに含む。深度 6.00～6.48m は比較的新鮮で硬質であり、深度 6.48-7.25 m は風化して一部粘土状～砂礫状になっている。深度 7.25-9.00 m では、高角度の亀裂を含み、全体に酸化色を帯びて、コア表面は砂状を呈す。深度 7.25-7.90 m 付近は、特に強く酸化する。

HRA-1

(m)



(m)

0	表土	砂礫混じり粘土	1
1		砂礫混じり粘土	2
2	砂礫混じり粘土	花崗閃緑岩（風化）	3
3		花崗閃緑岩（風化）	4
4		花崗閃緑岩（風化）	5
5		花崗閃緑岩（風化）	6
6		花崗閃緑岩（風化）	7
7		花崗閃緑岩（風化）	8
8		花崗閃緑岩（風化）	9

図6 赤河断層帯南東部（恵那市長島町久須見）洞地区で掘削した HRA-1 のボーリングコア写真（上）と層相区分図（下）

【HRA-2】（図 7）

深度 0.00-0.18 m は、砂礫混じり粘土からなる茶褐色の表土である。

深度 0.18-0.71 m には、黒褐色の砂礫混じり粘土が分布する。植物片や径 2-8 mm の礫を含み、不均質である。深度 0.45-0.71 m は腐植質である。

深度 0.71-1.04 m には、茶褐色の砂礫混じり粘土が分布する。黒色の粗粒砂や細礫を含み、不均質である。指圧で凹む程度の硬さである。

深度 1.04-5.00 m には、青灰色を呈する濃飛流紋岩の溶結凝灰岩が分布する。最大粒径 25 mm 程度の岩片を含み、淘汰が悪い。全体に風化しており、酸化色を呈す。コアは棒状だが、ハンマー打撃で崩れる程度に脆く、一部角礫岩状～砂状となる。深度 1.04-3.00 m は、全体に強く酸化しており、コア表面が砂状となる。深度 2.50 m 付近には、高角度の亀裂を含み、白色鉱物が充填する。深度 3.00-5.00 m は、亀裂を多く含み、亀裂に沿って酸化する。また、深度 3.80-4.00 m、4.60-4.75 m、4.90-5.00 m においては、全体的に風化して角礫岩状を呈す。

HRA-2

(m)



(m)

0	表土	砂礫混じり粘土	1
1		凝灰角礫岩	2
2		凝灰角礫岩	3
3		凝灰角礫岩	4
4		凝灰角礫岩	5

図 7 赤河断層帯南東部（恵那市長島町久須見）洞地区で掘削した HRA-2 のボーリングコア写真（上）と層相区分図（下）

【IBR-1】(図8)

深度 0.00-0.16 m は、シルト質砂からなる淡褐色の表土（耕作土）である。やや不均質で、細礫や細かい材片を含む。

深度 0.16-0.70 m には、黄褐色のシルト混じり砂が分布する。深度 0.16-0.43 m では細粒砂主体で比較的均質である。その下位の深度 0.43-0.60 m では、炭化物や細礫、腐植質シルトをまだらに含み、不均質である。深度 0.60-0.70 m では、石英粒を多く含む。

深度 0.70-2.32 m には、砂まじり粘土～砂質シルトが分布する。全体に腐植質で植物片や細礫をまばらに含み、やや不均質である。

深度 2.32-3.28 m には、緑灰色のシルト質砂が分布する。細粒砂～中粒砂を主とし、まばらに細礫を含み、やや不均質である。全体に石英粒を含む。

深度 3.28-4.57 m には、風化花崗閃緑岩の岩片および花崗閃緑岩を起源とする礫混じり砂が分布する。礫は角礫状である。指圧で凹まないが、ハンマー打撃で崩れる程度の脆さである。

深度 4.57-8.00 m には、暗緑色の花崗閃緑岩が分布する。全体に亀裂を含み、風化している。深度 4.57-5.80 m では、強く風化し、部分的に砂礫状となる。深度 5.80-8.00 m では、コアは棒状を呈するが、水平あるいは高角度の亀裂を含み、亀裂に沿って強く酸化する。全体に風化しており、コア表面は砂状である。

【IBR-2】(図9)

深度 0.00-1.76 m は、淡褐色の表土（耕作土）である。細礫や植物片を多く含み、不均質な砂礫混じり粘土からなる。含水比が高く、非常に軟質である。

深度 1.76-3.38 m には、暗褐色の砂礫混じり粘土が分布する。砂、細礫や 1-2 mm の炭化物を含み、不均質である。全体に腐植質である。深度 2.50-2.55 m には、材が存在する。深度 3.00-3.38 m は、細礫をあまり含まず、比較的均質である。

深度 3.38-4.32 m は、褐色の風化花崗岩起源のシルト混じり砂礫である。礫は径 2-15 mm 程度の亜角～角礫状で、不均質である。全体に酸化色を呈し、指圧で容易に崩れる程度の硬さである。

深度 4.32-9.00 m には、褐色～白色の風化花崗閃緑岩が分布する。全体に強く風化し、錆色を呈する。コアは棒状だが、風化してコア表面は砂礫状であり、部分的に粘土状となり、容易に崩れる程度に脆い。深度 6.00-7.20 m 付近は、特に酸化が著しく、強い錆色を呈する。深度 7.85-9.00 m では、コア径大の比較的新鮮な岩片をまばらに含む。

IBR-1

(m)



(m)

0	表土	シルト混じり砂	砂混じり粘土	1
1	砂混じり粘土			2
2	砂混じり粘土	シルト混じり砂		3
3	シルト混じり砂	礫混じり砂		4
4	礫混じり砂		花崗閃緑岩	5
5	花崗閃緑岩			6
6	花崗閃緑岩			7
7	花崗閃緑岩			8

図8 赤河断層帯南東部（恵那市長島町久須見）井洞地区で掘削した IBR-1 のボーリングコア写真（上）と層相区分図（下）

IBR-2

(m)



(m)

0	表土		1
1	表土	砂礫混じり粘土	2
2	砂礫混じり粘土		3
3	砂礫混じり粘土	シルト混じり砂礫	4
4	シルト混じり砂礫	花崗閃緑岩（風化）	5
5	花崗閃緑岩（風化）		6
6	花崗閃緑岩（風化）		7
7	花崗閃緑岩（風化）		8
8	花崗閃緑岩（風化）		9

図9 赤河断層帯南東部（恵那市長島町久須見）井洞地区で掘削した IBR-2 のボーリングコア写真（上）と層相区分図（下）

【IBR-3】(図 10)

深度 0.00-0.20 m は、砂礫混じり粘土からなる褐色の表土である。不均質で非常に軟質である。

深度 0.20-1.68 m には、淡褐色のシルト混じり砂が分布する。植物片や細礫を多量に含み、不均質な砂礫混じり粘土を含む。深度 0.20-0.50 m は茶褐色を呈し、深度 0.50-1.60 m は淡褐色で緑色を帯びる。

深度 1.68-3.31 m には、暗褐色の粘土混じり砂が分布する。砂は細粒砂主体で比較的均質である。植物片や材片、細礫を含み、全体的に腐植質である。

深度 3.31-4.03 m には、淡緑色のシルト混じり砂礫が分布する。砂は花崗閃緑岩起源で白色の粗粒砂～極粗粒砂を主とする。径 2-5 mm の岩片をまばらに含み、不均質である。シルトは淡緑色を呈する。

深度 4.03-9.00 m には、褐色の風化花崗閃緑岩が分布する。全体に強く酸化し、錆色で一部砂状～砂礫状となる。指圧で崩れる程度に脆く、岩片は軟質である。深度 4.03-4.25 m では、比較的新鮮な岩片が見られ、暗緑色を呈する。深度 4.40-4.60 m 及び深度 5.32-5.60 m では、風化が著しく、砂状を呈する。

(4) 年代測定 (表 1)

ボーリングコアから採取した試料 (6 試料) について、AMS 法による放射性炭素年代測定を行った。年代測定については、株式会社地球科学研究所に測定を依頼した。

HRA-1 の深度 2.10-2.15 m から採取した腐植質シルトについて年代測定を実施した。得られた年代は、暦年校正した 2σ の値で、905-698 cal. BP の範囲である。

HRA-2 の深度 0.65-0.70 m から採取した腐植質シルトについて年代測定を実施した。得られた年代は、暦年校正した 2σ の値で、3,383-3,227 cal. BP の範囲である。

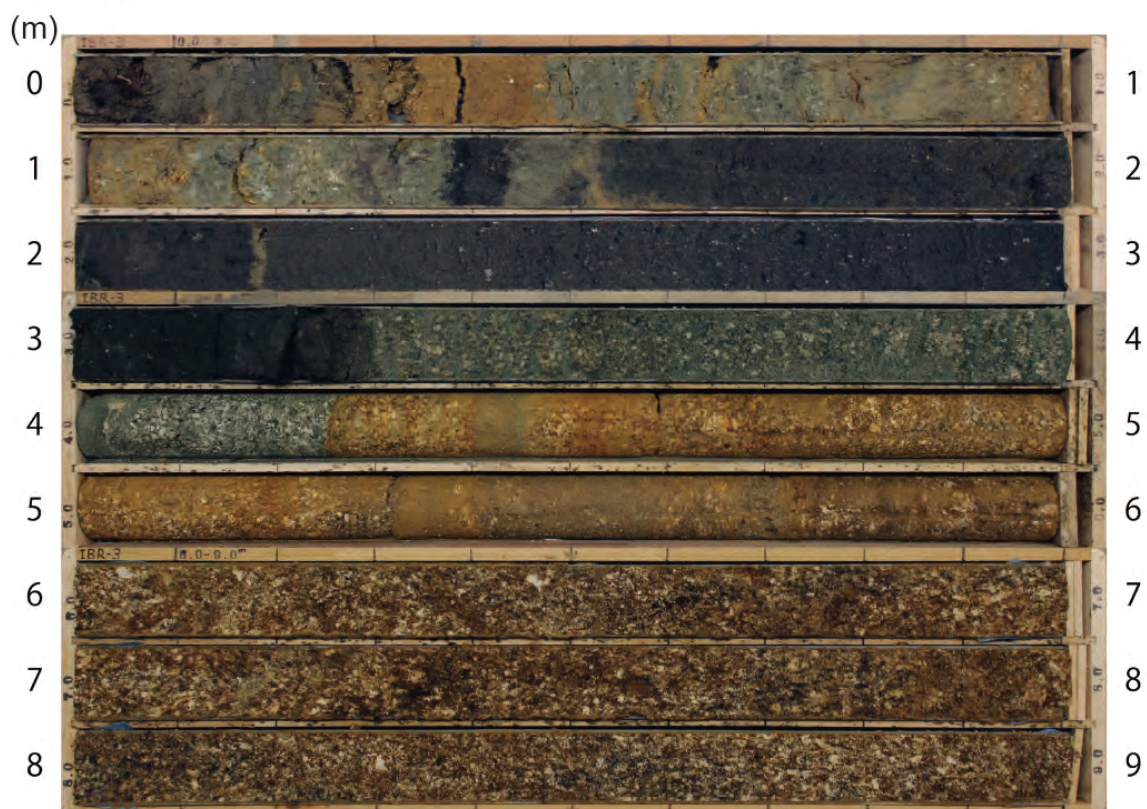
IBR-1 の深度 2.25-2.30 m から採取した腐植質シルトについて年代測定を実施した。得られた年代は、暦年校正した 2σ の値で、1,379-1,299 cal. BP の範囲である。

IBR-2 では、深度 2.50-2.55 m から採取した材と、深度 3.28-3.33 m から採取した腐植質シルトについて年代測定を実施した。得られた年代は、暦年校正した 2σ の値で、上位の材は 915-740 cal. BP、下位の腐植質シルトは 3,455-3,355 cal. BP の範囲である。

IBR-3 の深度 3.25-3.30 m から採取した腐植質シルトについて年代測定を実施した。得られた年代は、暦年校正した 2σ の値で、1,467-1,306 cal. BP の範囲である。

洞地区の 2 地点で掘削したボーリングの柱状図を、標高を合わせて並べ、年代測定結果を示した図を図 11 に示した。また、井洞地区で掘削したボーリング 3 孔の柱状図に地形断面図に重ね、年代測定結果を示した図を図 12 に示した。

IBR-3



(m)

0	表土	シルト混じり砂	1
1	シルト混じり砂	粘土混じり砂	2
2	粘土混じり砂		3
3	粘土混じり砂	シルト混じり砂礫	4
4		花崗閃緑岩（風化）	5
5	花崗閃緑岩（風化）		6
6	花崗閃緑岩（風化）		7
7	花崗閃緑岩（風化）		8
8	花崗閃緑岩（風化）		9

図 10 赤河断層帯南東部（恵那市長島町久須見）井洞地区で掘削した IBR-3 のボーリングコア写真（上）と層相区分図（下）

表 1 令和 5 年度に実施した赤河断層帯の調査で採取した試料の年代測定結果
暦年代 (cal. BP) は Ramsey (2009) に従い、Intcal20 (Reimer et al., 2020) を用いて算出した。

試料名 (試料採取深度)	Labo 番号 (Geo ID)	試料種類	前処理	Measured Age (BP)	Conventional Age (BP)	$\delta^{13}\text{C}$	cal BP (2 σ)
AKO_HRA-1_C1 (深度 2.10-2.15 m)	Beta-68355 (690803)	organic sediment	acid washes	900 $\pm$ 30	880 $\pm$ 30	-26.09	905 - 865 (16.9%) 858 - 846 (1.6%) 830 - 722 (76.5%) 702 - 698 (0.4%)
AKO_HRA-2_C1 (深度 0.65-0.70 m)	Beta-68356 (690804)	organic sediment	acid washes	3,120 $\pm$ 30	3,100 $\pm$ 30	-26.05	3,383 - 3,227 (95.4%)
AKO_IBR-1_C1 (深度 2.25-2.30 m)	Beta-68357 (690805)	organic sediment	acid washes	1,430 $\pm$ 30	1,450 $\pm$ 30	-23.86	1,379 - 1,299 (95.4%)
AKO_IBR-2_C1 (深度 3.28-3.33 m)	Beta-68358 (690806)	organic sediment	acid washes	3,180 $\pm$ 30	3,180 $\pm$ 30	-24.79	3,455 - 3,355 (95.4%)
AKO_IBR-2_C2 (深度 2.50-2.55 m)	Beta-68359 (690807)	wood	acid/alkali/acid	940 $\pm$ 30	920 $\pm$ 30	-26.32	915 - 770 (88.5%) 762 - 740 (6.9%)
AKO_IBR-3_C1 (深度 3.25-3.30 m)	Beta-68360 (690808)	organic sediment	acid washes	1,540 $\pm$ 30	1,500 $\pm$ 30	-27.17	1,467 - 1,460 (0.9%) 1,414 - 1,306 (94.5%)

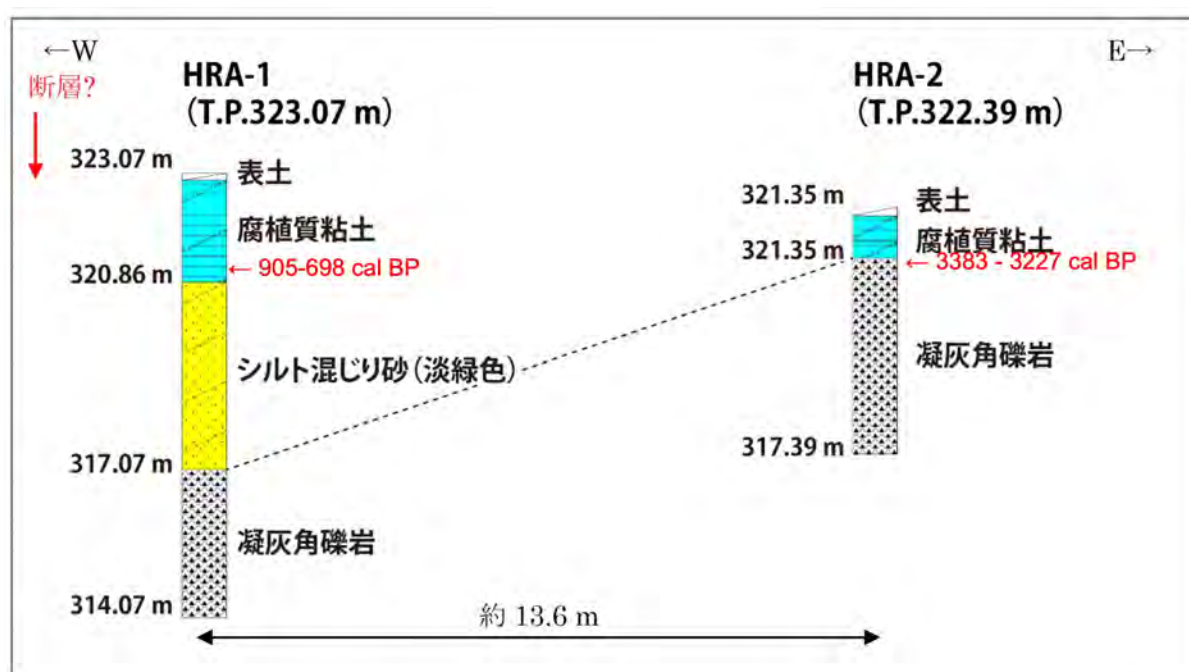


図 11 赤河断層帯南東部（恵那市長島町久須見）洞地区で掘削したボーリングの柱状図と年代測定結果

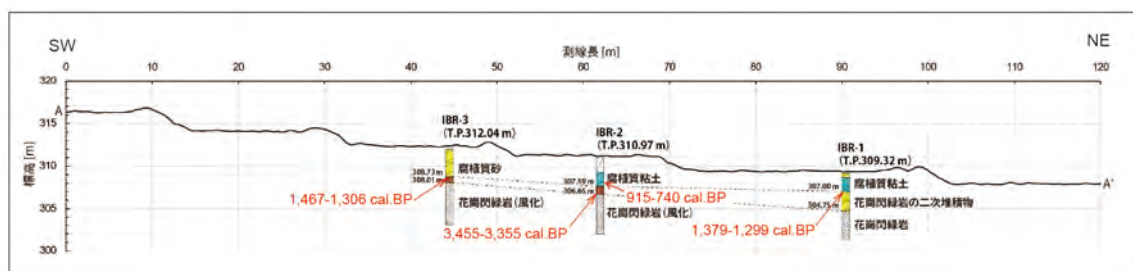


図 12 赤河断層帯南東部恵那市長島町久須見井洞地区で掘削したボーリングの柱状図と年代測定結果

(d) 結論ならびに今後の課題

赤河断層帯を構成する活断層（赤河断層，権現山断層，中野方北方の断層）について、既往文献を調査し、それぞれの活断層の特性について確認した。これらの活断層のうち、赤河断層の南東部（恵那市長島町久須見）において、UAV を用いたレーザー測量（千田地区、上本郷地区）を実施し、詳細な断層変位地形の抽出を行った。また、ボーリング調査（洞地区、井洞地区）を実施し、横ずれを示す水系の堆積物の厚さと層相を確認した。さらにボーリング調査によって採取された試料について放射性炭素年代測定を実施し、水系における堆積物の堆積開始時期について検討した。その結果、洞地区において左横ずれ変位したことが推定される 2 本の水系のうち、北西側の水系の堆積物の基底付近で採取された腐植質シルトから 905-698 cal.BP (HRA-1) の年代が、南東側の水系の堆積物の基底付近で採取された腐植質シルトから 3,383-3,227 cal.BP (HRA-2) の年代が、それぞれ得られた。一方、井洞地区の水系の堆積物に含まれる材から 915-740 cal.BP の年代が、堆積物の基底付近から採取された腐植質シルトから 1,379-1,299 cal.BP (IBR-1)、3,455-3,355 cal.BP (IBR-2)、1,467-1,306 cal.BP (IBR-3) の年代が得られた。

令和 6 年度には、今年度を実施した調査の結果を踏まえつつ、トレンチ掘削調査を実施し、赤河断層帯の活動時期について詳細な検討を実施する予定である。

(e) 引用文献

- 地震調査研究推進本部地震調査委員会，屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯の長期評価，51p，2004.
- 活断層研究会編，日本の活断層-分布図と資料-，東京大学出版会，363p，1980.
- 活断層研究会編，新編日本の活断層-分布図と資料-，東京大学出版会，437p，1991.
- 河田清雄，5 万分の 1 地質図幅解説書「付知」，地質調査所，81p，1961
- 木曾敏行，木曾川流域の地形発達．地理学評論，36，87-109，1963.
- 宮内崇裕・岡田篤正・杉戸信彦・鈴木康弘・吉田英嗣，1:25,000 都市圏活断層図 屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯とその周辺「恵那」．国土地理院技術資料 D1-No.758，2017.
- 水谷伸治郎・小井土由光，金山地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，111p，1992.

- 森山昭雄，木曾川・矢作川流域の地形と地殻変動．地理学評論，60，67-92，1987.
- 岡田篤正・澤 祥・後藤秀昭・熊原康博・越後智雄・池田安隆，1:25,000 都市圏活断層図 阿寺断層とその周辺「白川」．国土地理院技術資料 D・1-No.458，2006.
- Ramsey, C.B., Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon, 51(1), 337-360, 2009.
- 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(4), 725-757, 2020.
- 産業技術総合研究所，活断層評価の高度化・効率化のための調査 令和2年度成果報告書，250p，2021.
- 鈴木康弘・杉戸信彦，1:25,000 岐阜県活断層図解説書．岐阜県，104p，2010.

3. 6 筒賀断層の調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 筒賀断層の調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
東京大学地震研究所	助教	白濱 吉起 ^{#1}
国立研究開発法人産業技術総合研究所	研究員	レゲット 佳

^{#1} 2023 年 10 月異動

(c) 業務の目的

筒賀断層は長さが約 58 km であり、マグニチュード 7.8 程度の地震が発生し、断層の近傍の地表面において 6m 程度の右横ずれが生ずる可能性がある。しかし、本断層南部の最新活動後の経過率及び将来このような地震が発生する長期確率は不明とされている。過年度事業において、屈曲量と断層から上流側の谷の長さとの関係から 0.05～0.3 m/千年の平均横ずれ変位速度が得られた。しかし、より精度の高い平均変位速度を得るには、流域侵食速度との関係についての検討や従来手法による推定値との比較が必要である。本事業では、過年度事業において得られた値および手法の検証を目的として、新しい調査手法として宇宙線生成核種による流域侵食速度の推定を実施し、得られた値と流域地形との関連について検討する。合わせて、従来手法による横ずれ変位速度の推定を試みる。本年度は、既存の地形データ・航空写真から地形判読を行うとともに、地形地質調査を実施し、断層変位地形を把握する。1 箇所以上の流域を対象に流域侵食速度推定のための試料採取を実施する。採取した試料については前処理に着手する。また、平均変位速度推定に適した 1 箇所以上を選定し、ボーリング調査またはピット調査を実施し、試料採取・分析を行う。

(d) 3 か年の年次実施業務の要約

1) 令和 4 年度：なし

2) 令和 5 年度：

既存の地形データ・航空写真から地形判読を行い、航空レーザー測量および地形地質調査を実施して断層変位地形を把握した。1 箇所以上の流域を対象に流域侵食速度推定のための試料採取を行い、採取した試料について前処理に着手した。また、平均変位速度推定に適した 1 箇所以上を選定し、ボーリング調査またはピット調査に代わり、露頭調査を実施し、試料採取・分析を行った。

3) 令和 6 年度：

令和 5 年度に採取した採取試料の前処理・分析を行い、流域侵食速度を推定する。得られた侵食速度と流域地形や屈曲率との関係について検討する。また、変位地形から得られた横

ずれ変位速度との比較を行い、屈曲率を用いた手法の適用性について検討する。

(2) 令和5年度の成果

(a) 業務の要約

筒賀断層は広島県山県郡北広島町から安芸太田町、廿日市（はつかいち）市にかけておおよそ北東－南西方向に伸びる長さ約 58 km の右横ずれを主体とする活断層である（図 1）。断層中央部の安芸太田町上殿（かみとの）地区および下殿河内（しもとのごうち）地区において、空中写真および航空レーザー測量によって得られた詳細標高モデル（1 m メッシュ）を用いて地形判読を行った。その結果、侵食小起伏面を下刻する河川や尾根、沖積扇状地を下刻する河川に最小値で約 5.5 m、最大値で 130 m 程度の右横ずれが認められた。沖積扇状地面の年代を見積もるため、扇状地上に露出する巨礫を探索し、宇宙線生成核種を用いた表面照射年代測定のための試料採取を 2 地点で実施した。また、屈曲量と流域侵食速度の関係を推定するため、3 流域を選定し、河床砂を採取するとともに、山地斜面における侵食速度との比較を行うため、山地内に見出した露頭 1 地点から深度別試料を採取した。

(b) 業務の実施方法

1) 筒賀断層安芸太田町周辺における横ずれ変位量の計測

筒賀断層沿いに分布する横ずれ変位地形を対象とした変動地形の調査を実施し、横ずれ変位量の計測を行った。地形判読および計測には、空中写真に加え航空レーザー測量によって得られた 1 m メッシュの詳細標高モデル（1m DEM）を使用した。1m DEM に対して ArcGIS および QGIS を用いて解析を行い、GIS 上で地形判読を行った。

a) 航空レーザー測量による詳細デジタル標高モデルの取得

航空レーザー測量は、広島県山県郡安芸太田町下殿河内および上殿地区に位置する筒賀断層に沿った長さ 4 km、幅 1 km、面積 4 km² の範囲において実施した（図 2）。作業工程を図 3、計測機器を表 1、計測諸元を表 2、計測諸元の解説を図 4 に示した。航空レーザー測量は効率的な計測が可能な固定翼機を用いた。なお、1 m メッシュのデータ作成に対して、航空レーザー測量での地上の点密度は、50 cm 四方に 1 点以上計測する設定とした。

レーザー測距装置の位置をキネマティック GNSS 測量で求めるための地上基準局として電子基準点（戸河内 A）を使用した。GNSS/IMU 計算による解析の結果、データに問題の無いことを確認した。

点群データの座標値との標高誤差を調整するために使用する調整点を設置の上、計測を行った。4 か所の調整点での高さ精度検証の結果、高さの位置正確度は 50 cm 以内を満たした。また、航点群データの水平位置正確度評価のために、建物やカーポートなどの屋根形状の 4 隅の位置をトータルステーションおよび GNSS 機材にて観測した。観測点数は、全 14 箇所であり、水平位置点検の結果、残差が 0.02～0.12 m、水平位置正確度は 0.2 m 以内であった。

得られた航空レーザー計測データを統合解析して点群データの作成を行い、点群データに対して調整点成果を用いて点検・調整し、三次元点群データを作成した。三次元点群データからフィルタリング処理を行い、地表面の高さを示すグランウンドデータを作成した（図 5）。デジタル標

高データは、グラウンドデータから内挿補間により 1 m メッシュのグリッドで作成した。内挿補間については、グラウンドデータから発生させた不整形三角網を用いて、グリッドデータを内挿する TIN 法によりデジタル標高データを作成した。作成したデジタル標高データから、各種図を作成し、地形判読に用いた。

2) 流域侵食速度と地形形成年代の推定へ向けた試料採取

a) 河床からの試料採取方法

流域侵食速度推定のため、流出点より上流の地点において河床砂を約 2 kg 採取した。採取にあたっては、周辺に大規模な崩落箇所が認められない箇所を選定した。採取は河床において砂が集中的に堆積する箇所を選定し、ねじり鎌、スコップを使用し、チャック付きビニール袋に収納した（図 6）。

採取箇所の位置座標についてはハンディ GPS を用い、おおよその位置を特定した。谷底部にあたり位置精度が悪いことから、周辺地形と地形データを照らし合わせ、できる限り正確な位置を特定した。位置座標については±10 m 程度の水平誤差が含まれると考えられるが、宇宙線生成核種の生成速度を算出するにあたり支障のない誤差である。

b) 堆積物（巨礫）の試料採取方法

試料採取に際し、宇宙線生成核種の核種生成速度を定めるために、採取箇所の測量を実施した。露頭位置の測量は、Leica 社の「Viva GS08」および「GS07」（図 7）を用いた GNSS 測量により実施した。

試料は堆積物（巨礫）から重量 500 g 以上を採取した。試料採取では、エンジンカッター、ハンマー、タガネ、スクレーパーを使用した（図 8）。ブロック状に切り出した試料は、表層 5 cm を確保できるようマジックペンで目印を付け、厚手のチャック付きビニール袋に収納した。

c) 露頭からの試料採取方法

試料採取に際し、採取位置の位置座標を特定するための測量を実施した。露頭位置の測量は、前述と同様の GNSS 測量により実施した。また、深度ごとの試料採取箇所は、露頭下方の道路よりレーザーテクノロジー社のレーザー距離計「トゥルーパルス 200」を用いた簡易測量を行い設定した。

露頭壁面からは、重量 1 kg 程度の試料を採取した。試料採取においては、ねじり鎌、三角ホー、ちりとりを使用し、ちりとりに集めた試料を厚手のチャック付きビニール袋に収納した（図 9）。試料採取に際し、露頭正面に対して横方向は幅 20 cm 程度水平に削り、深度 10 cm 分の試料を採取した。採取可能な露頭壁面の幅が狭い場合、奥行き方向に水平に採取範囲を拡張した（図 10）。

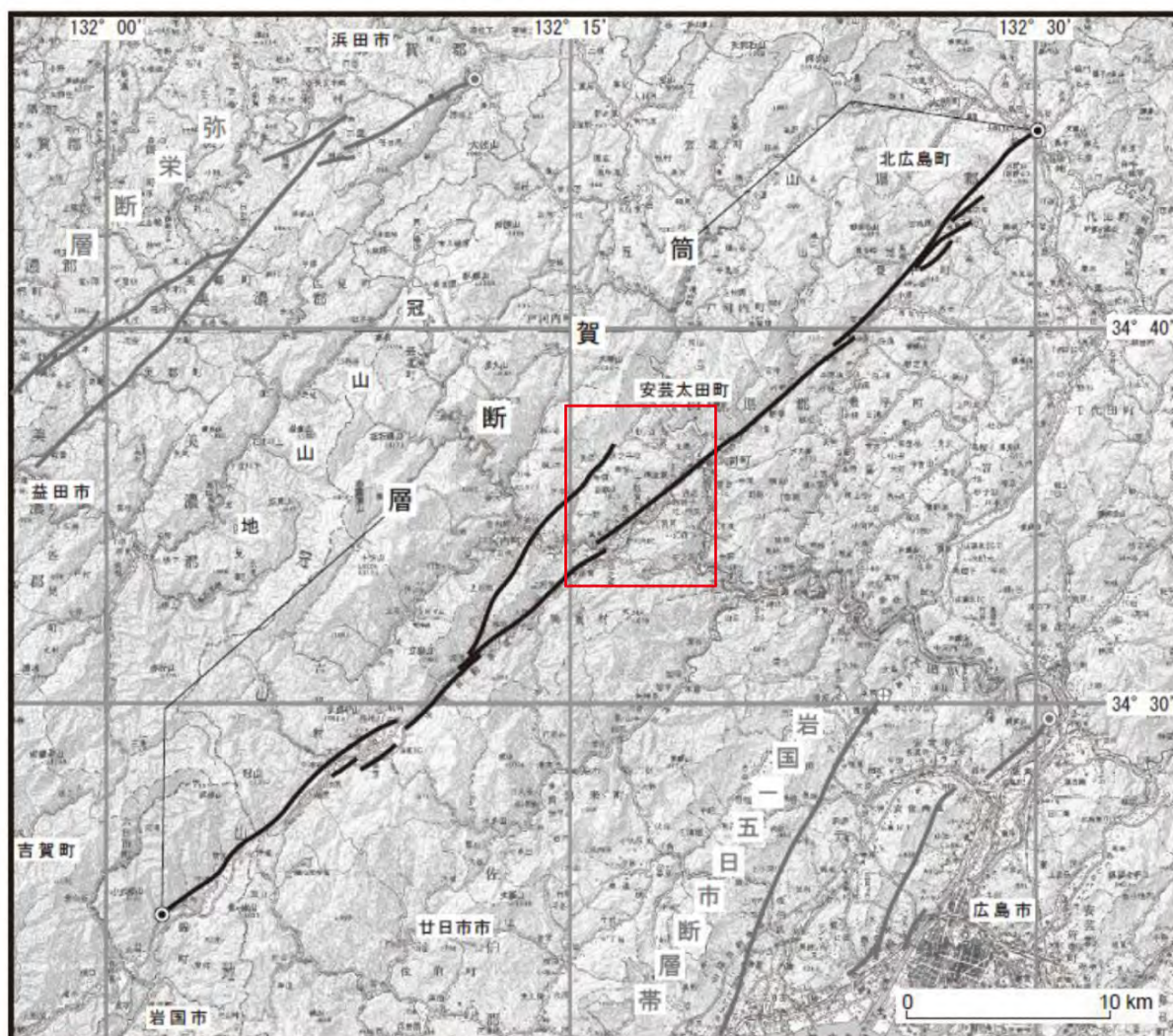


図1 筒賀断層の位置

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2016）の図1に加筆。図2の範囲を示した（赤枠）。

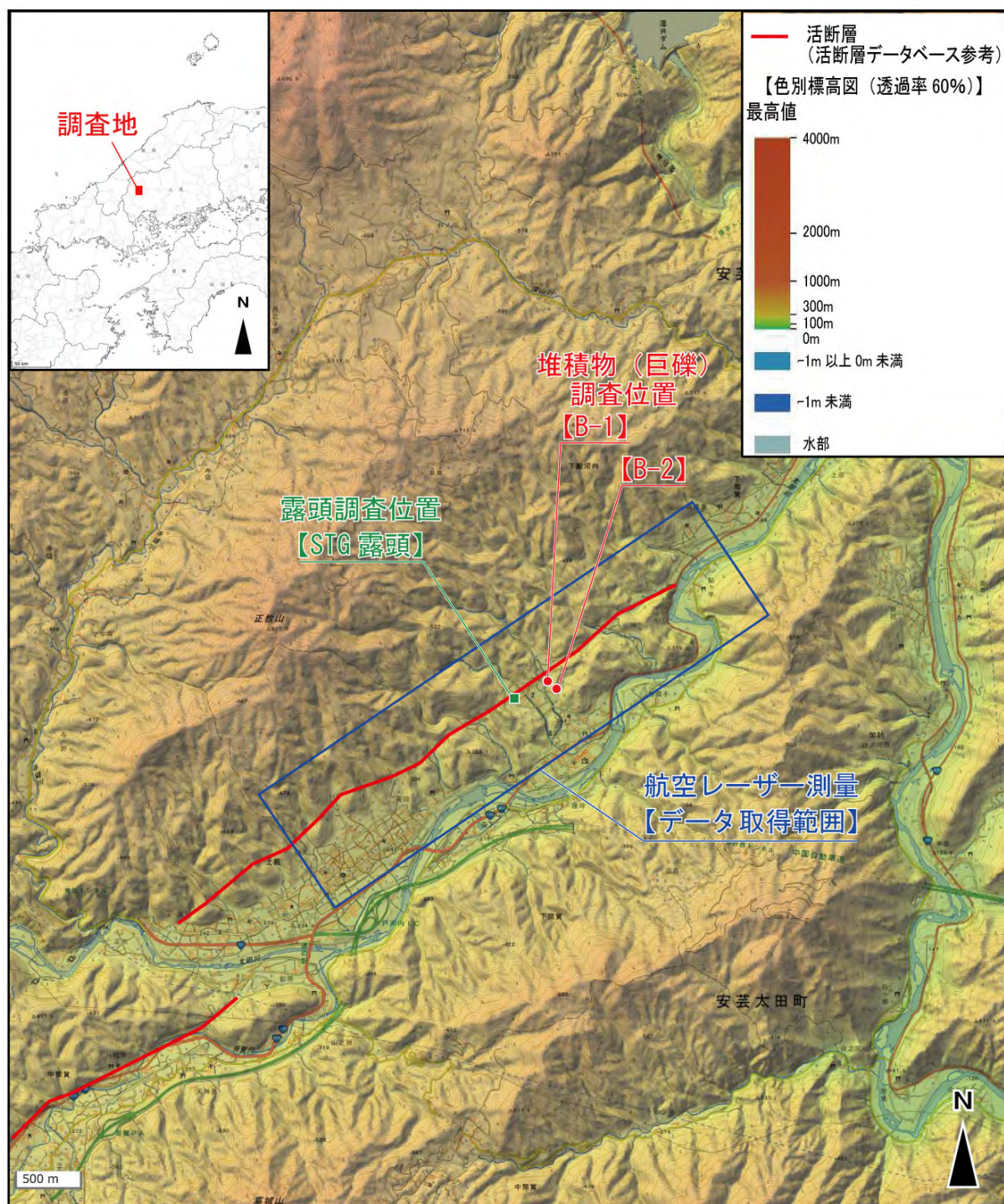


図2 調査地域の地形図

国土地理院の地理院地図に加筆（左上：白地図、全体：標準地図上に色別標高図（透過率 40%）を重ねた）。断層線は活断層データベースを使用（産業技術総合研究所，2024）。

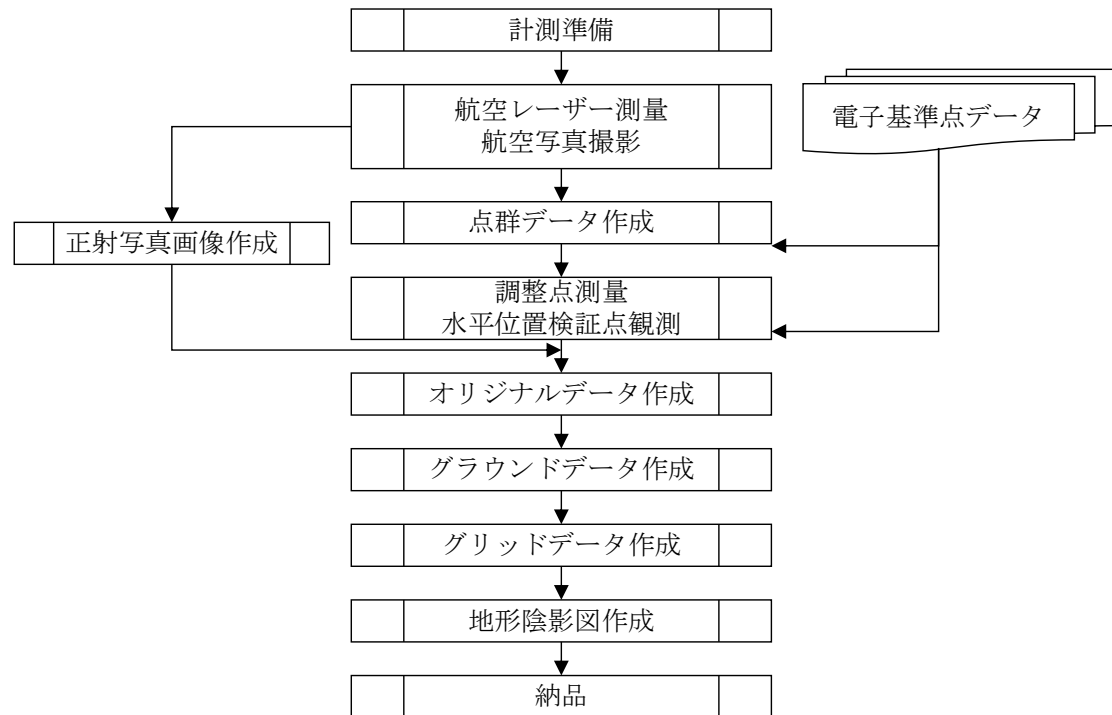


図3 航空レーザー測量の作業工程

表1 使用機器一覧

項目	機器の種類	名称
航空レーザー測量	固定翼機	セスナ式208B型
	航空レーザー測量システム	Terrain Mapper 2 (レーザー機材) MFC150 (デジタルカメラ)
調整用基準点測量 検証点測量	GNSS測量機	ライカ GS07 ライカ Viva GNSS モデル GS08
	トータルステーション	ライカ TCR703auto
計測データの解析	CAD	Bentley Microstation Connect Edition

表2 航空レーザー測量の計測諸元

項目	設定値	項目	設定値
①飛行速度	241km/h	⑦照射点間隔 進行方向	0.23m
②対地高度	1500m	⑧照射点間隔 直行方向	0.19m
③スキャン周波数	150Hz	⑨コース間隔	546m
④レーザ照射数	1500kHz	⑩コース重複率	50%
⑤スキャン照射角度	±20度	⑪ビーム径	0.35m rad
⑥スキャン幅	1092m	⑫コース数	4コース

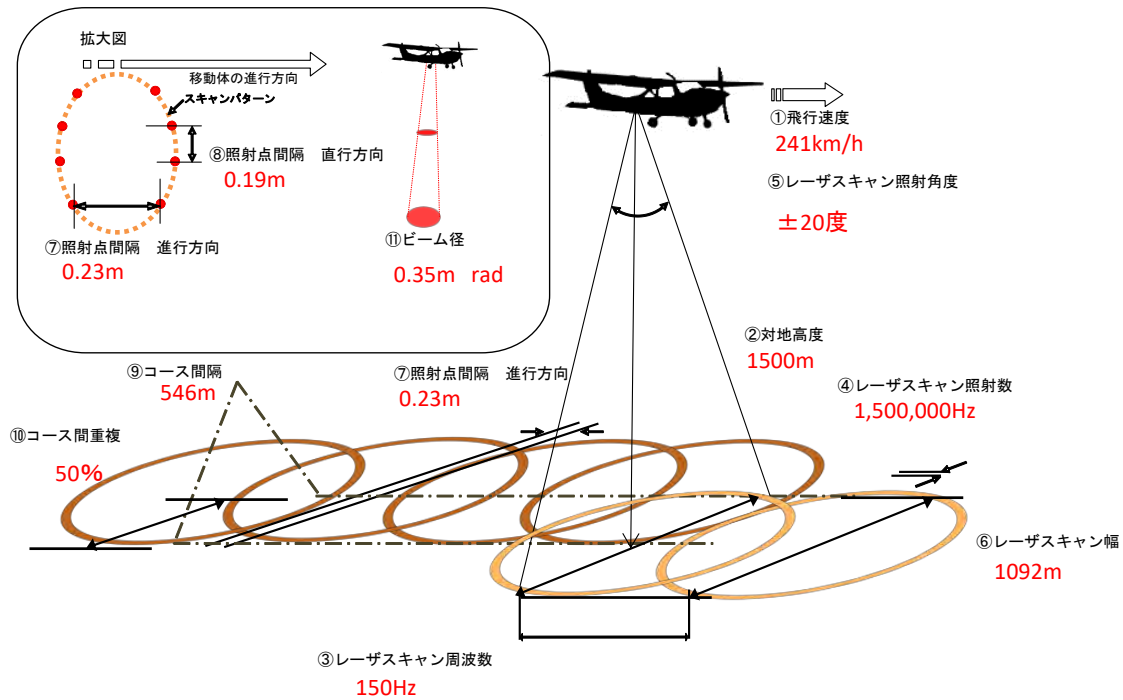


図4 航空レーザー測量の計測諸元の解説

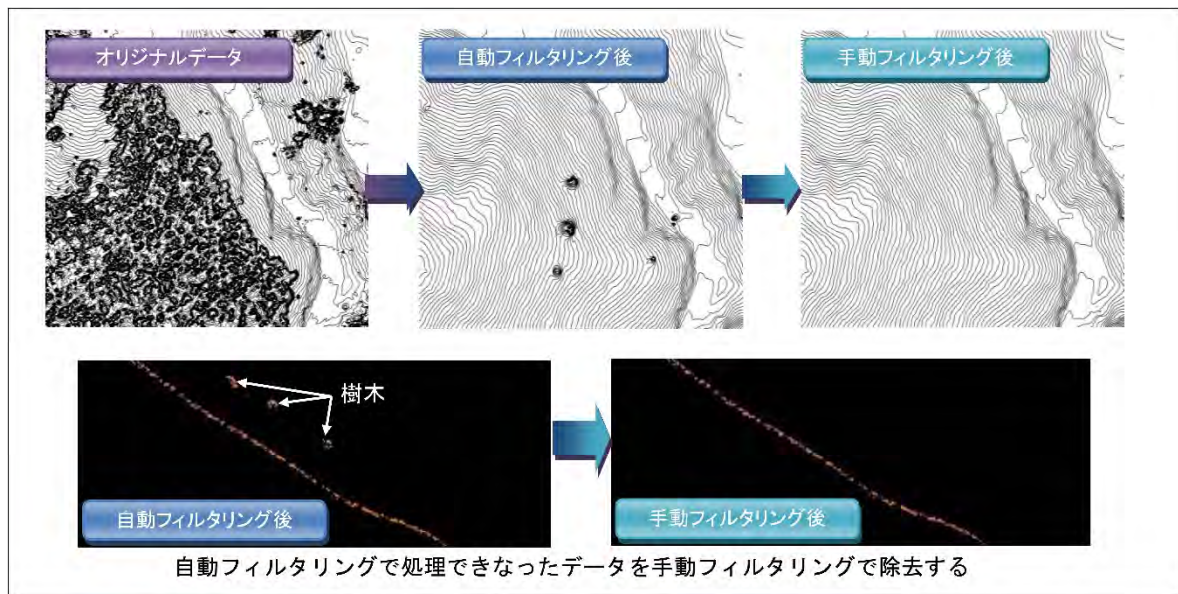


図5 自動・手動フィルタリング処理のイメージ



図6 河床砂の試料採取の様子



【GNSS 測量機】

Leica

左：「Viva - GS07」

上：「GS07」

(出典)

<https://leica-geosystems.com/ja-jp>



【レーザー距離計】

レーザーテクノロジー

「トゥルーパルス 200」

図 7 測量機器



図8 堆積物（巨礫）の試料採取状況



図9 露頭からの試料採取状況

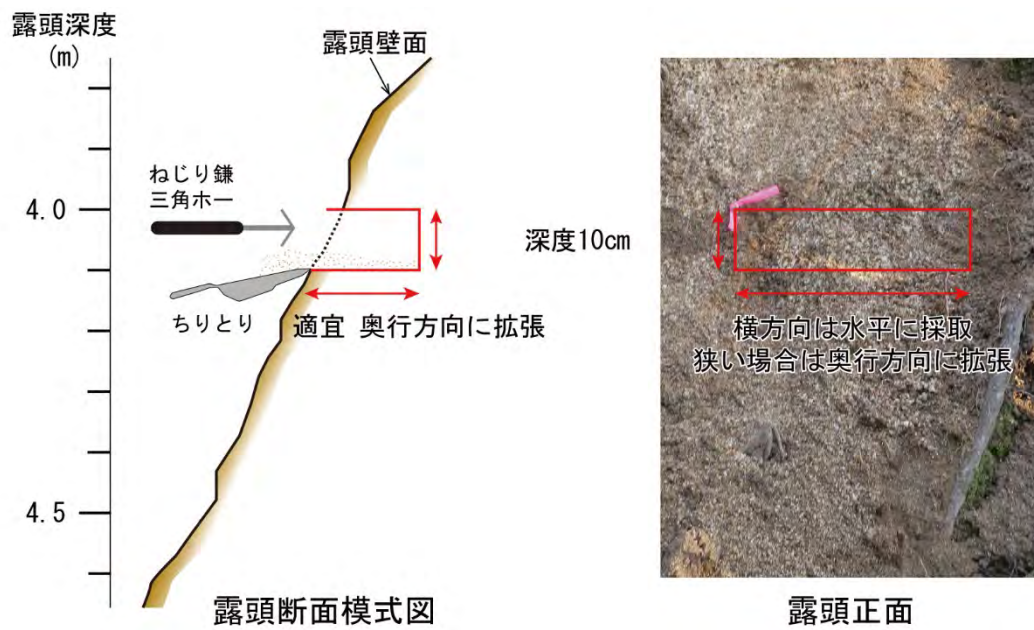


図10 露頭からの試料採取方法

(c) 業務の成果

1) はじめに

筒賀断層は広島県山県郡北広島町から安芸太田町、廿日市（はつかいち）市にかけておおよそ北東－南西方向に伸びる長さ約 58 km の右横ずれを主体とする活断層である（図 1）。筒賀断層は長さが約 58 km であり、マグニチュード 7.8 程度の地震が発生し、断層の近傍の地表面において 6m 程度の右横ずれが生ずる可能性があると考えられる（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2016）。しかし、本断層南部の最新活動後の経過率および将来このような地震が発生する長期確率は不明とされている。断層トレースは主に中田・今泉（2002）、今泉ほか編（2018）にまとめられている。筒賀断層は主に中国山地の山地内を通り、断層沿いに系統的な河川の右屈曲が認められることから、右横ずれ断層であることは明らかである。今泉ほか編（2018）では、活動度は B～C 級とされている。本断層について詳細な地形学的研究を実施し、平均変位速度について検討した研究としては、山内・山中（2021）による研究が挙げられる。当該研究は筒賀断層西部の段丘面を指標として横ずれ量と鉛直変位量からネットスリップを算出し、段丘面の形成年代（約 30 ka）から筒賀断層の平均変位速度を 0.5～0.9 m/千年と算出した。山内・山中（2021）の調査結果が示すように本断層では平均変位速度が解明されつつある。そのため、従来手法と新しい手法の検証に適した断層であるといえる。筒賀断層中央部に位置する安芸太田町は宇宙線生成核種の分析に適した花崗岩が主に分布しており、宇宙線生成核種を用いた平均変位速度推定手法を適用することも併せて可能である（図 11）。

横ずれ断層においては、流域長と横ずれ変位量の間に(1)式で示す正の相関関係があることが報告されている（松田，1966；1975）。

$$S = k\alpha \quad (1)$$

ここで、S は平均横ずれ変位速度、 α は流路長に対する横ずれ変位量の比（屈曲率）、k は比例定数である。2022 年度の調査により筒賀断層では、 α が 0.04～0.21、上流域が侵食小起伏面に達している水系に限定した場合、0.04～0.08 と推定された（産業技術総合研究所，2022）。比例定数の値を地福断層の既往研究（山内・白石，2013）から推定し、平均変位速度を求めると 0.08～0.4 m/千年と求められ、野坂・集福寺断層帯の集福寺断層から得られた比例定数を用いると 0.05～0.3 m/千年と推定された。

屈折率から推定した横ずれ変位速度は近接した値を示すものの、筒賀断層において段丘面の変位量と形成年代から推定された平均変位速度 0.5～0.9 m/千年（山内・山中，2021）と比較すると屈曲率から求めた値が有意に小さい。この理由の一つとして挙げられるのは流域侵食速度の影響が考えられる。個々の流域では流域侵食速度を含めそれぞれの流域特有の条件を有することが考えられるが、松田（1975）によって提示された(1)式では、定数 k としてそれらが全ての流域において等しいことが仮定されている。これまでは流域平均侵食速度を定量的に求めることができないため、この仮定の妥当性について検討することが難しかった。しかし、宇宙線生成核種を活用することで流域平均侵食速度を加味した分析が可能である。流域平均侵食速度（E）を考慮すると、(1)式は以下のように変形できる（産業技術総合研究所，2010）。

$$S = k'E\alpha \quad (2)$$

流域平均侵食速度を考慮した場合の比例定数 k' を見積もり、流域平均侵食速度の影響について検討する。2022 年度の調査では筒賀断層の 1 流域において試料採取および分析を実施したが、

検討には複数流域からの採取が必要である。そのため、令和5年度は流域平均侵食速度のための試料採取を複数地点において実施した。

安芸太田町上殿地区および下殿河内地区周辺では、定高性を示す尾根やそれらに挟まれた河川が明瞭な右横ずれを示す。これらの横ずれ量が累積し始めた時期がわかれば、平均変位速度の算出が可能である。沖積扇状地面の場合は地形面の年代が必要であるため、そのための試料採取を行った。尾根の屈曲の場合、尾根上にかつての地形面が保存されていないため、直接的な年代測定は難しいものの、流域平均侵食速度を算出できれば、流域堆積からおおよその形成時期を見積もれる可能性がある。そのための試料採取を合わせて行った。

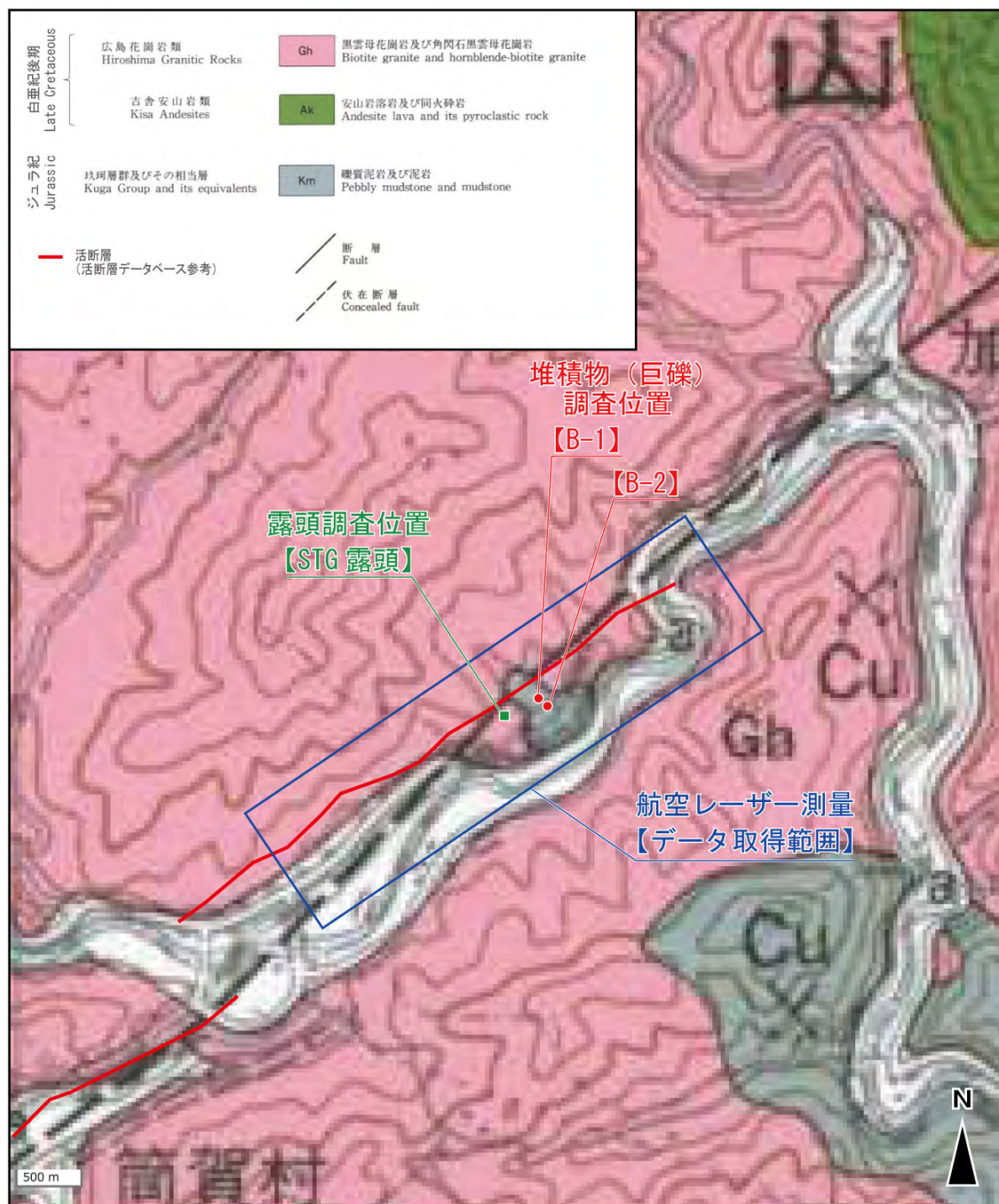


図 11 調査地域周辺の地質図

背景は 20 万分の 1 地質図幅「広島」を使用 (山田ほか, 1986)。断層線は活断層データベースを使用 (産業技術総合研究所, 2024)。

2) 横ずれ変位量の把握

a) 詳細標高モデルによる地形判読結果

航空レーザー測量の結果得られた地形図を図 12 に、測量範囲の空中写真を図 13 に示した。植生に覆われた丘陵地において筒賀断層による変位地形が明瞭に確認できる（図 12）。判読結果を図 14 に示した。変位地形の記載に際し、航空レーザー測量範囲の筒賀断層を横切る、あるいは断層とほぼ直交する流向を持つ河川を西から R1～R15 とした（図 14）。また、断層を横切り横ずれ変位の認められる尾根を RD1～RD6 とした。航空レーザー測量範囲の地形を西から概観すると、上殿中央地区から長田地区付近では、断層は山地内のトレースと沖積扇状地側のトレースの二条から成る。長田地区から丘陵部に入ると系統的な右屈曲を形成しつつ、複数の尾根や谷を横切る。下殿河内江河内地区では三角形をした盆地状の平坦面が形成され、三角形の北西縁を断層が通り、再び丘陵部へ入る。江河内地区から東側の丘陵部では埴（たお）地区のある R12 を除きほぼ谷沿いに断層が延びる。

中央地区付近では沖積扇状地側のトレースに沿って撓曲変形が認められる。山地側のトレースでは R2 が右屈曲しており、約 86 m の右横ずれが計測されたが、変位基準が不明瞭であり、信頼性に乏しい。R3 の形成した扇状地を横切ると、RD1 に逆向き低断層崖を形成し、約 6.5 m の右横ずれを与えている（図 15）。その東では R4 の河川に約 9.3 m の右横ずれが認められる。右横ずれ量は RD1 と同じく 10 m 以下であり、同時期に形成された可能性がある。RD2 には約 30 m の右横ずれが認められる。その東では段丘化した地形面が R5 の右岸側にのみ広がっている。右横ずれの動きに伴い、右岸側は侵食されず、R5 の左岸側が攻撃斜面となり侵食が進んだと考えられる。RD3 は 2 段階の屈曲が認められ、断層から遠い尾根を基準とすると右横ずれ量は約 55 m、断層近傍の尾根を基準とすると約 16 m と計測された。R6 には約 5.5 m の右横ずれが認められ、断層に沿って河川の両岸に崩落地形や尾根の右横ずれ、逆向き低断層崖が認められる。RD4 は RD3 同様 2 段階の屈曲が認められ、断層から遠い尾根を基準とすると右横ずれ量は約 60 m、断層近傍の尾根を基準とすると約 11 m と計測された。R7 は R5 同様右岸側に段丘面が保存されており、右岸側の遷急線を基準とすると約 71 m と計測された。ただし、変位基準が認定しづらいため、大きい誤差を含むと考えられ、信頼性は低い。R9 を東西に挟む稜線 RD5 および RD6 は断層北側の稜線から約 52～62 m 横ずれしている可能性がある。しかし、人口改変が進んでいることから、指標の認定が難しく、右横ずれ量は 50～60 m 程度と見積もられる（図 14）。江河内地区のある沖積面では、R10 の右岸側を基準とすると約 125 m、R11 の左岸側を基準とすると 130 m 程度と計測された。しかし、これらは指標の認定が難しく、大きい誤差を含む。江河内から東の丘陵では断層は川沿いに延び断層の南東側の丘陵がシャッターリッジを形成している。埴地区のみ R12 が筒賀断層を横切るが、河川争奪によって左横ずれを示すように見かけ上左屈曲する。山内・山中（2021）では、R12 の断層より下流側と R13 を対比している。その場合のずれ量は 100 m 程度と推定される。

横ずれ量として最小約 5.5 m（R6）、最大約 130 m（R11）が計測された。最小値は沖積扇状地形形成後、最大値は丘陵地が形成された後のずれ量と推定される。

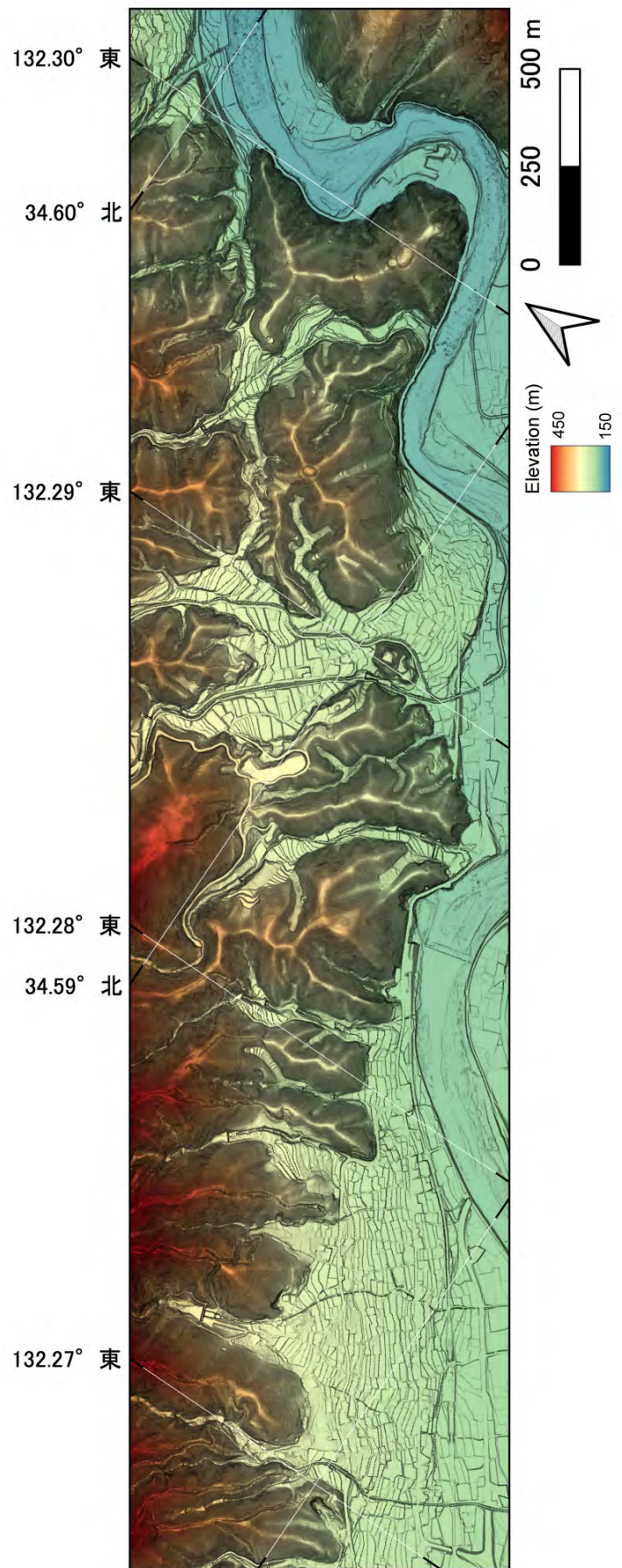


図 12 安芸太田町上殿および下殿河内周辺の詳細地形図
 段彩図に陰影図を重ねた。

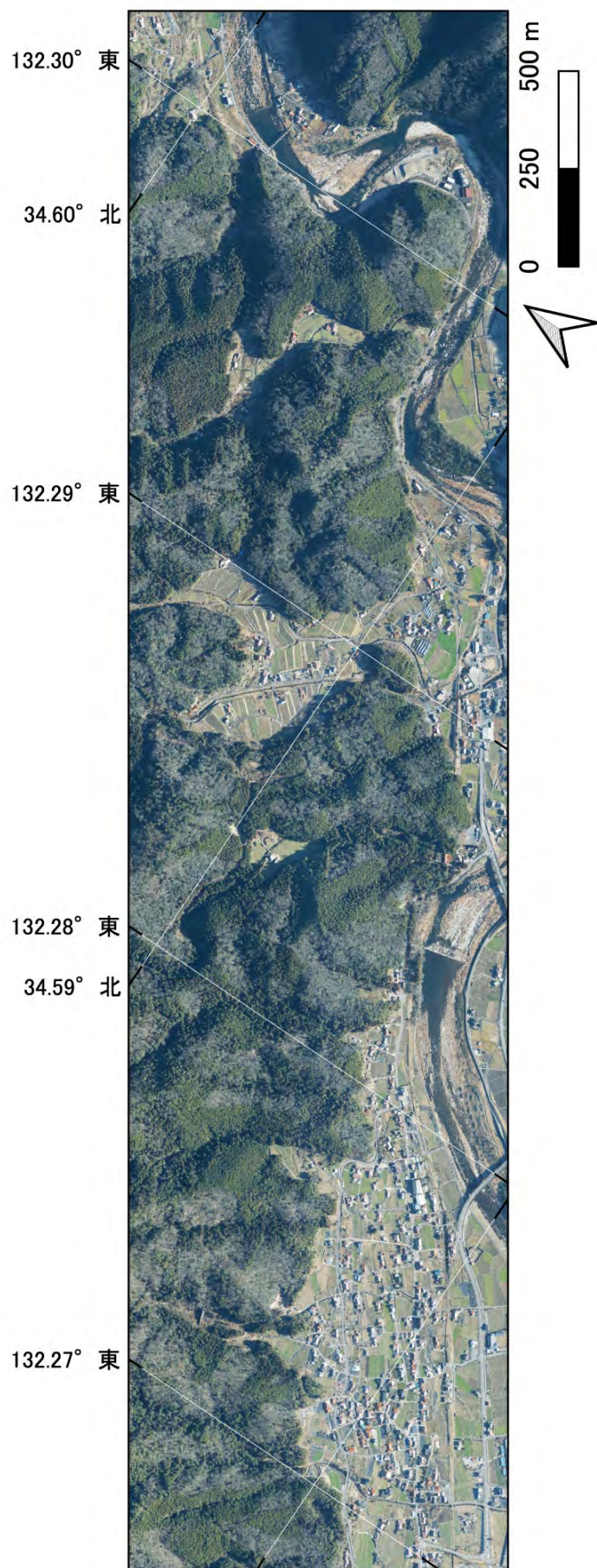


図 13 安芸太田町上殿および下殿河内周辺のオルソ空中写真

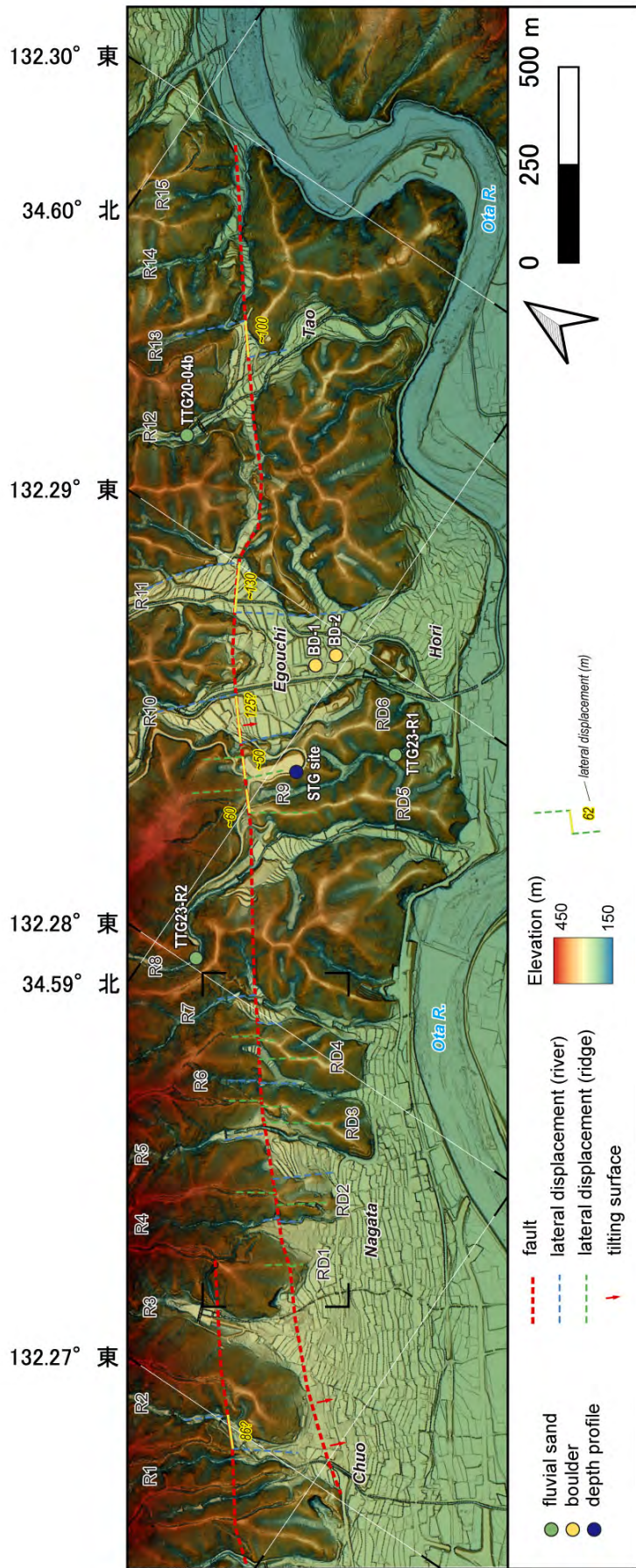


図 14 安芸太田町上殿および下殿河内周辺の詳細地形図
陰陽図に段彩図を重ねた。角枠は図 13 の範囲を示す。

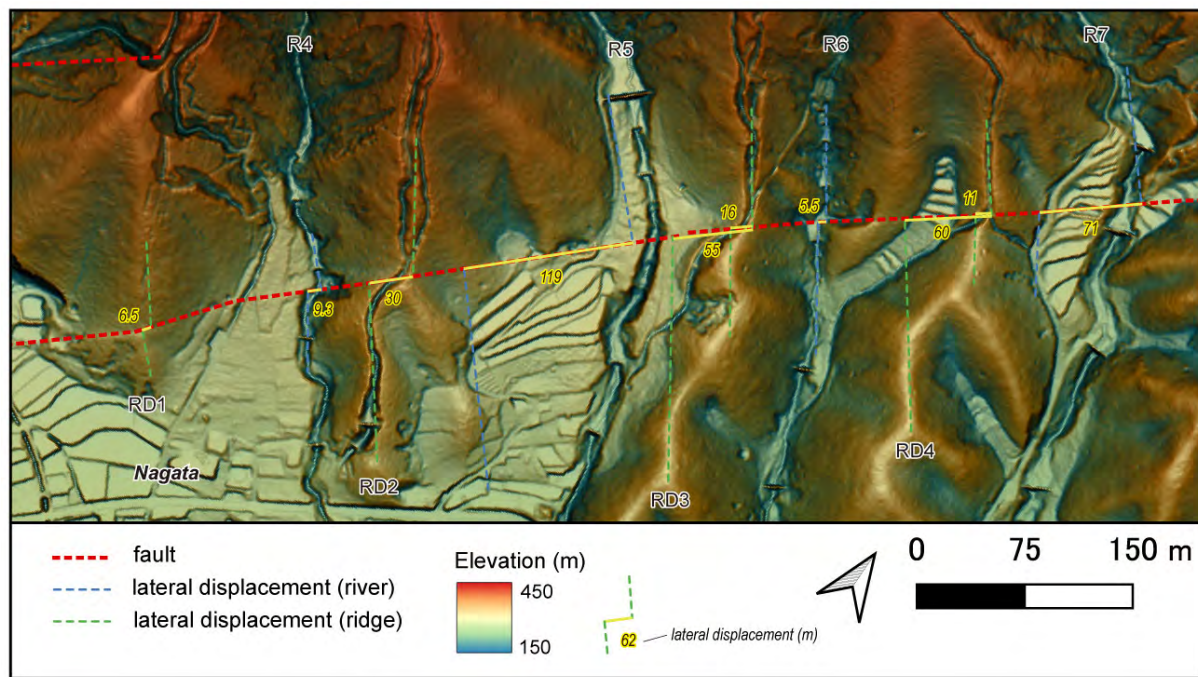


図 15 上殿地区周辺の詳細地形図

3) 試料採取

a) 河床からの試料採取

航空レーザー計測範囲の中で比較的広い流域を持つ河川として、R8、R12 を選択し、流域平均侵食速度推定のための試料を採取した（図 14 および表 3）。また、R9 を東西に挟む RD5 および RD6 は定高性のある稜線であり、流域堆積が計測しやすい。また、RD5 や RD6 の示した横ずれ量（約 50～60 m）は RD3 や RD4 の示す横ずれ量と同程度の値であることから、ほぼ同時期に横ずれ量の累積が始まった可能性がある。そのため、R9 についても河床砂を採取した（図 14 および表 3）。採取した一部の試料については乾燥・分級を実施し、前処理を進めた。

b) 堆積物（巨礫）からの試料採取

沖積扇状地を下刻する河川 R4 に 9.3 m の右横ずれ量が計測されたことから、扇状地の形成年代から平均変位速度が推定できる可能性がある。表面照射年代測定による測定を行うには、できる限り地形面の改変が少ないことが望ましい。しかし、本地域は圃場整備が進んでおり、原地形ならびに元の地表面を構成する堆積物が失われている。そこで、周辺を踏査した結果、花崗岩の巨礫が複数認められた。現在は巨礫の頂部付近のみが地表面から露出しているが、地元住民への聞き込みから、これらの巨礫はもともと高さ 3 m 程度まで露出していたようである。しかし、昭和 63 年 7 月 20 日～21 日の豪雨災害（死者 11 名）の土石流により埋もれたため、頂部付近のみ見られるようになったとのことである。これらの巨礫は人力での移動が難しく、圃場整備で動かされた可能性は低く、形成時から存在していた可能性があるため、試料を採取した。ただし、昭和 63 年の豪雨災害のように土石流堆積物が供給されやすい場所であるため、それ以前の土石流によって供給された可能性は考慮しなければならない。

選定した巨礫について岩石カッターにより試料を採取した。採取位置を表 4 に、採取試料の諸元を表 5 に示した。

c) 露頭調査および深度ごとの試料採取

R9 を対象として、河床砂を採取したが、流域の侵食速度をどの程度反映しているかを検討する必要がある。そのため、尾根上の STG 露頭にて原位置侵食速度推定のための深度別試料を採取した。調査地点は広島県山県郡安芸太田町下殿河内地区の道路沿いに位置する概ね南向きの露頭である（図 16）。露頭は高さが約 5 m あるため、露頭上端より高さ約 4 m × 幅約 0.5 m の範囲について観察および深度ごとの試料採取を行った。（図 17）。露頭位置の GNSS による測量結果を表 6 に、採取試料の諸元を表 7 に示した。

STG 露頭は、広島花崗岩類の分布域にあたる（図 11）。本露頭における表土はわずか 10 cm であり、その下位はすべて風化花崗岩で構成されている。図 18 に露頭の観察結果を記載し、壁面の模式柱状図を示した。年代測定用試料は深度別に 8 試料採取し、加えて、岩石密度を計測するための試料を 3 か所から採取した。

表 3 河床砂の位置情報

	X (m)	Y (m)	標高(m)	緯度	経度
TTG20-04b	11512.45	-155752.53	285.35	34度35分45.3664	132度17分31.8354
TTG23-R1	11134.976	-156650.469	231.68	34度35分16.2435	132度17分16.978
TTG23-R2	10419.629	-156522.448	326.7	34度35分20.4271	132度17分48.9104

XY=平面直角座標Ⅲ系

表 4 巨礫の位置情報

巨礫	X (m)	Y (m)	標高(m)	緯度	経度
BD-1	11205.094	-156348.070	261.056	34度35分26.0568	132度17分19.7441
BD-2	12260.603	-156383.722	256.204	34度35分24.8975	132度17分21.9208

XY=平面直角座標Ⅲ系

表 5 採取試料一覧

地点名	採取深度(m)	試料番号	試料名	大きさ (cm)			重量 (g)	備考
				L	W	H		
しものごうち 下殿河内	0.00 ~ 6.00	BD-1	花崗岩	8.0	8.5	6.0	2,200	巨礫1：上流側
しものごうち 下殿河内	0.00 ~ 6.00	BD-2	花崗岩	6.0	10.0	7.0	1,000	巨礫2：下流側



図 16 STG 露頭概観
中央の標尺は 2 m。

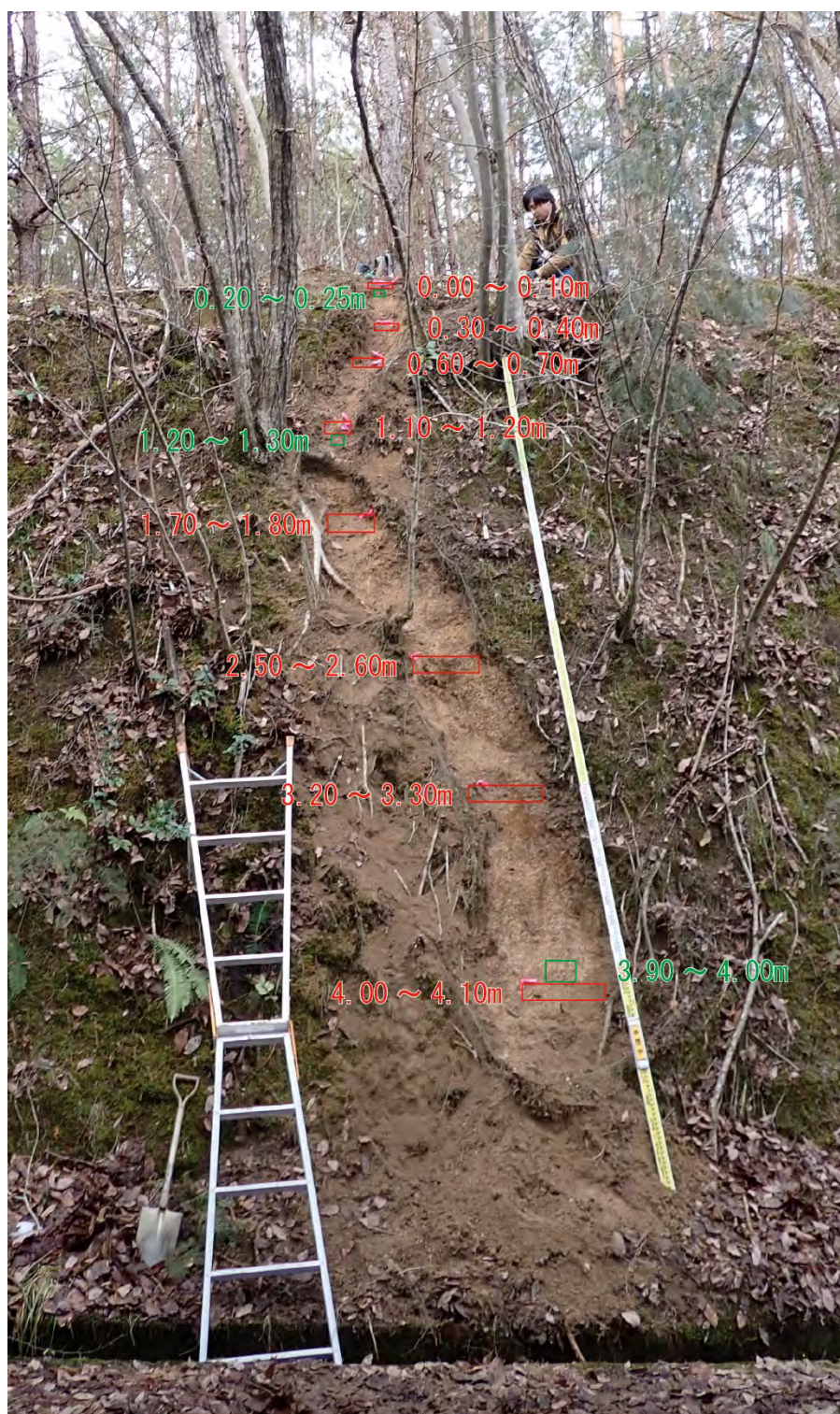


図 17 STG 露頭試料採取箇所
写真は採取前の画像。

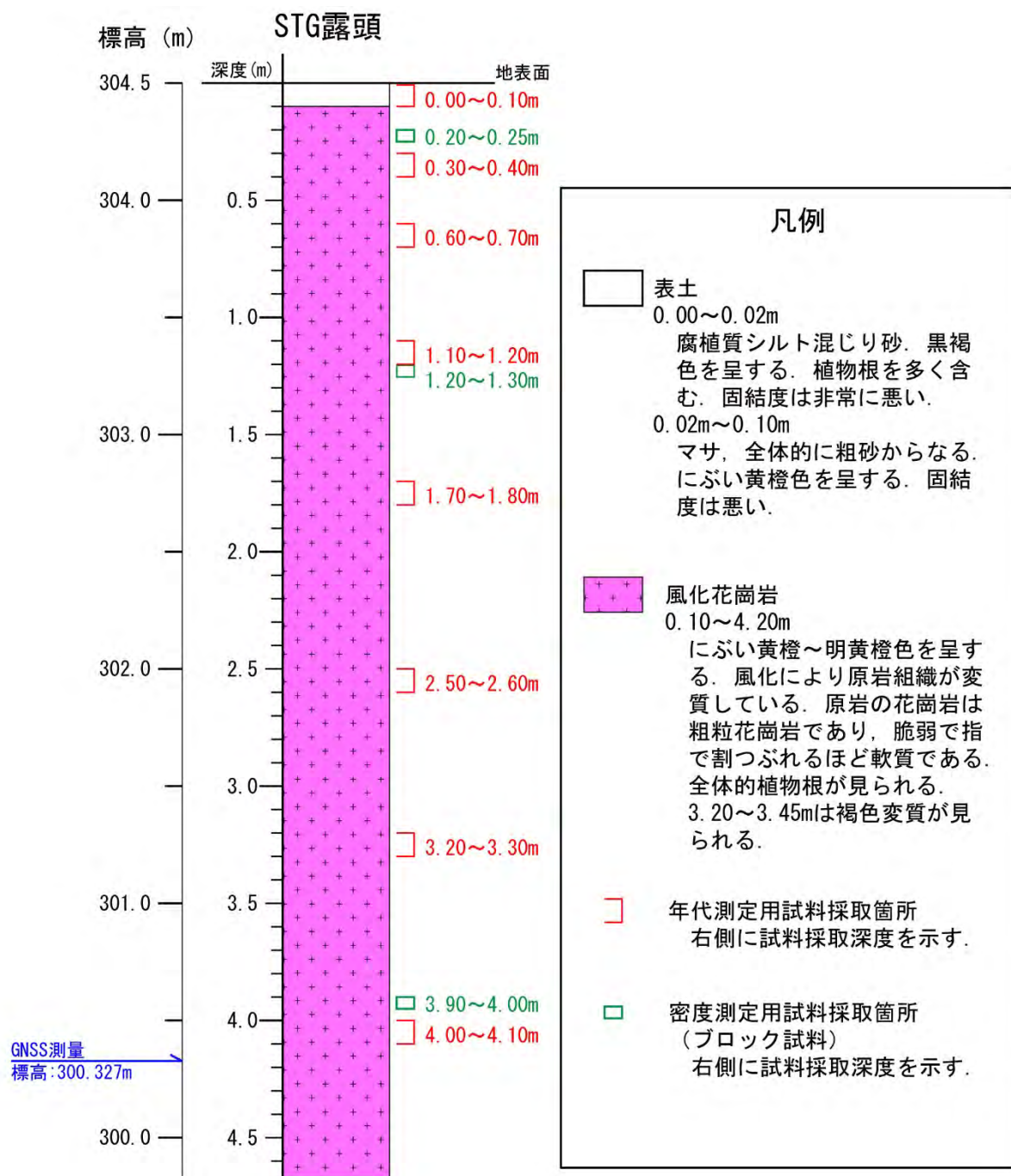


図 18 STG 露頭柱状図と記載

表 6 STG 露頭の位置情報

露頭	X (m)	Y (m)	標高(m)	緯度	経度
STG	10978.248	-156473.641	300.327	34度35分21.9902	132度17分10.8357

XY=平面直角座標Ⅲ系

表 7 採取試料一覧

地点名	採取深度 (m)	試料番号	試料名	幅 (cm)	重量 (kg)	備考
しもとのごうち 下殿河内	0.00 ~ 0.10	STG-00	表土(マサ)	30.0	2.00	—
	0.20 ~ 0.25	STG-D20	風化花崗岩	L:9.5×W:14.2×H:5.0	—	密度測定用試料 (STG-00の下方上面)
	0.30 ~ 0.40	STG-30	風化花崗岩	30.0	1.20	—
	0.60 ~ 0.70	STG-60	風化花崗岩	20.0	1.60	—
	1.10 ~ 1.20	STG-110	風化花崗岩	25.0	1.20	—
	1.20 ~ 1.30	STG-D120	風化花崗岩	L:5.0×W:14.2×H:9.5	—	密度測定用試料 (STG-110の下方壁面)
	1.70 ~ 1.80	STG-170	風化花崗岩	20.0	1.05	—
	2.50 ~ 2.60	STG-250	風化花崗岩	28.0	1.10	—
	3.20 ~ 3.30	STG-320	風化花崗岩	23.0	1.00	—
	3.90 ~ 4.00	STG-D390	風化花崗岩	L:5.0×W:14.2×H:9.5	—	密度測定用試料 (STG-400の下方壁面)
	4.00 ~ 4.10	STG-400	風化花崗岩	25.0	1.30	—

(d) 結論並びに今後の課題

広島県安芸太田町上殿および下殿河内付近において航空レーザー測量を実施し、1 m メッシュの詳細地形データを取得した。取得した地形データから変動地形判読を行い、筒賀断層による横ずれ量を計測した。その結果、最小値で約 5.5 m、最大値で 130 m 程度の横ずれ量が認められた。最小値は沖積面が形成されて以降のずれ量を示し、最大値は丘陵形成後の累積した横ずれ量を示す可能性がある。詳細地形データおよび横ずれ量の計測結果を踏まえ、流域平均侵食速度推定のための試料を 3 地点から 3 試料、原位置侵食速度推定のための試料を 1 地点から 8 試料、地形面の形成時期を推定するための試料を 2 地点から 2 試料採取した。採取した一部の試料について前処理を進めた。

令和 6 年度は採取した試料のうち必要な試料の処理を進め、加速器での測定、流域平均侵食速度や年代の分析を行う。得られた結果から筒賀断層の平均変位速度について検討する予定である。また、横ずれ量については信頼性の低い値があるため、より詳細な地形判読、現地調査を実施し、計測精度を高める必要がある。

(e) 引用文献

今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高編、活断層詳細デジタルマップ，東京大学出版会，154p，2018.

地震調査研究推進本部地震調査委員会，筒賀断層の長期評価，https://www.jishin.go.jp/main/cho usa/16jul_chi_chugoku/chu_17.pdf（2024年4月9日確認），2016.

活断層研究会編，「新編日本の活断層－分布図と資料－」，東京大学出版会，437p，1991.

松田時彦，跡津川断層の横ずれ変位，地震研究所彙報，44，1179-1212，1966.

松田時彦，活断層としての石廊崎断層系の評価，1974年伊豆半島沖地震災害調査研究報告，121-125，1975.

中田 高・今泉俊文編，活断層詳細デジタルマップ，東京大学出版会，60p，2002.

産業技術総合研究所，平成 21 年度変動地形に基づく伏在断層評価手法の高度化，原子力安全基盤機構受託研究報告書，2010.

産業技術総合研究所，活断層データベース，https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html（2024 年 4 月 9 日確認），2024.

産業技術総合研究所，活断層評価の高度化・効率化のための調査 令和元～3 年度 成果報告書，2022.

山内一彦・白石健一郎，中国山地西部、徳佐盆地およびその周辺部に分布する活断層の変動地形学的検討，立命館地理学，No. 25，15-35，2013.

山内一彦・山中 蛭，中国山地西部、筒賀断層の断層変位地形と変位ベクトル、および平均変位速度．活断層研究，54，1-21，2021.

山田直利・東元定雄・水野清秀・広島俊男・須田芳朗，20 万分の 1 地質図幅「広島」，地質調査所，1986.

3. 7 弥栄断層の調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 弥栄断層の調査

(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 活断層・火山研究部門	主任研究員	吾妻 崇

(c) 業務の目的

弥栄断層は、島根県鹿足郡津和野町から同益田市を経て、浜田市金城町にかけて北東－南西方向に伸びる長さ約 53 km の右横ずれ断層である（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2016a, b）。長期評価では最新活動時期と平均活動間隔に基づいて将来の地震発生確率を算出されているが、詳細な活断層調査の実績がごく限られているため、その誤差幅が大きい。本研究では、弥栄断層の北半部において航空レーザー測量を実施して詳細なデジタル標高モデルを作成するとともに、南半部のデータを編集して弥栄断層全体のデジタル標高モデルを整備し、詳細な断層変位地形に関する検討を行う。また、トレンチ調査等を実施して、弥栄断層の断層活動履歴に関する情報の充実を図る。さらに、断層運動による水系の屈曲量（D）と活断層よりも上流の長さ（L）を計測し、産業技術総合研究所（2021）が示した中国地方における横ずれ断層の平均変位速度の評価手法の検証を試みる。

(d) 年度毎の実施業務の要約

1) 令和4年度

弥栄断層に関する既往研究を収集し、同断層に関するこれまでの研究成果を整理する。弥栄断層の北半部において、航空レーザー測量を実施し、断層変位地形および次年度に実施する活断層調査の実施地点の検討を行う。また、横ずれ変位を受けた水系について、水系の屈曲量と上流の長さを計測して水系の屈曲量（D:m）/上流の長さ（L:m）の値（ α ）を算出し、横ずれ成分の平均変位速度が既知の中国地方に分布する活断層の事例を参照した係数 k の値を用いて、弥栄断層の平均変位速度を検討する。

2) 令和5年度

弥栄断層の断層活動履歴に関する情報を充実させるため、トレンチ調査等を実施する。また、既存データのデジタル標高モデルと前年度に作成したデジタル標高モデルを編集して、弥栄断層全体のデジタル標高モデルを構築する。

(a) 業務の要約

[illegible]

図 1 弥栄断層の位置（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2016b）
弥栄断層の位置を赤線で示した。

1) トレンチ調査

弥栄断層においてトレンチ調査を実施し、同断層の活動時期に関する情報を収集する。

断層活動時期に関する検討を行うため、トレンチ調査で採取された地質試料の年代測定を行う。

トレンチ調査等の結果に基づき、弥栄断層の活動時期及び平均変位速度について検討する。

(c) 業務の成果

1) トレンチ（ピット）調査

弥栄断層の活動履歴を明らかにするため、同断層の中部に位置する益田市美都町仁川（図2）において、トレンチ調査を計画した。調査地の選定については、昨年度に実施した航空レーザー測量により作成された詳細地形データを用いた検討と、現地における地形地質調査の結果に基づいて決定した。調査を実施している途中で掘削地点周辺に埋設管が存在することが明らかになったため、掘削範囲を分割し、3つのピットと掘削することとした（図3）。以下、ピットA、B、Cの順に観察結果を記載する。

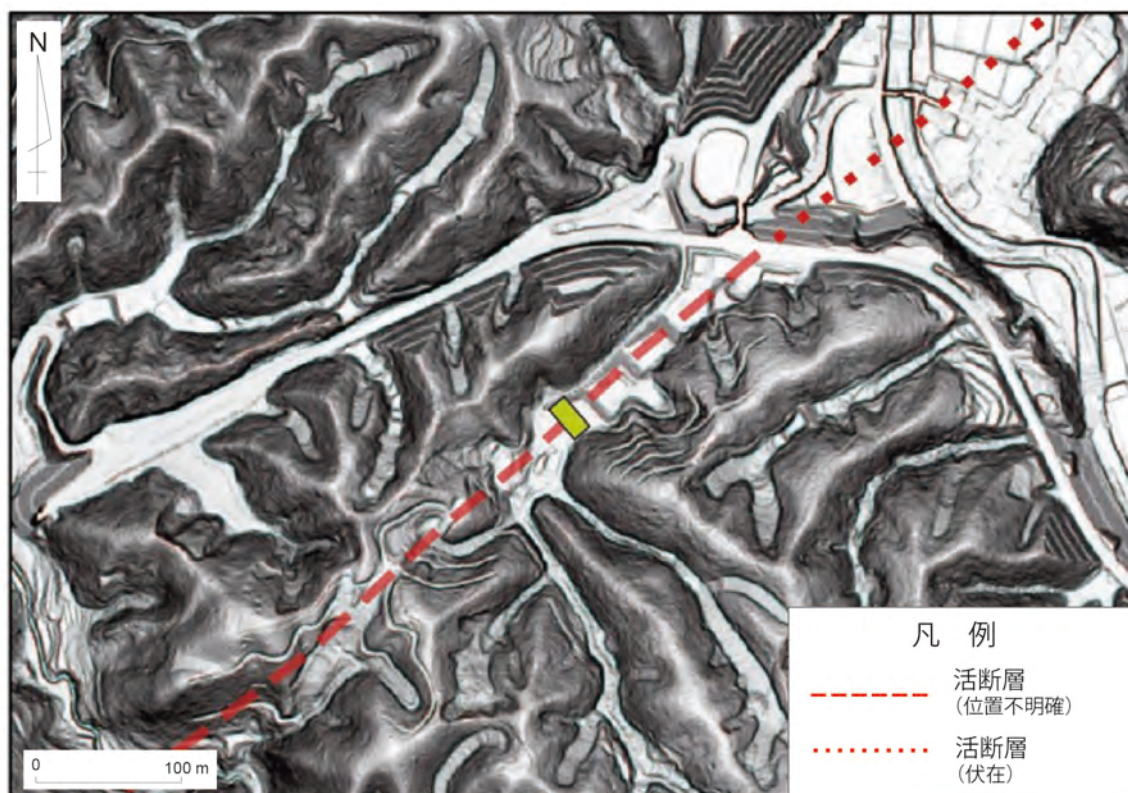


図2 トレンチ調査掘削予定地点（益田市美都町仁川）周辺の地形



図3 ピット配置図

【ピット A】

ピット A は幅約 10 m にわたって壁面を削るように掘削した。地表下への掘削は約 1.5 m である。観察面では南西壁面のみである。壁面の写真を図 4 に、スケッチと年代測定結果を図 5 に示す。壁面では基盤の三郡層群（堆積岩）が破碎されている構造が確認された。破碎が著しいところでは、岩石が砂状になっていた。破碎部の上端は斜面堆積物で覆われており、斜面堆積物に変位は認められなかった。この破碎部が弥栄断層の本体であるかどうか不明であるが、少なくともこの破碎部が活動していない期間を明らかにするため、試料を採取して年代測定を実施した。また、破碎部の中に存在する炭化物については、断層活動が生じた際に破碎部に巻き込まれた可能性があるため、それらについても試料を採取し、年代測定を行なった。



図4 ピット A（南西壁面）の壁面写真

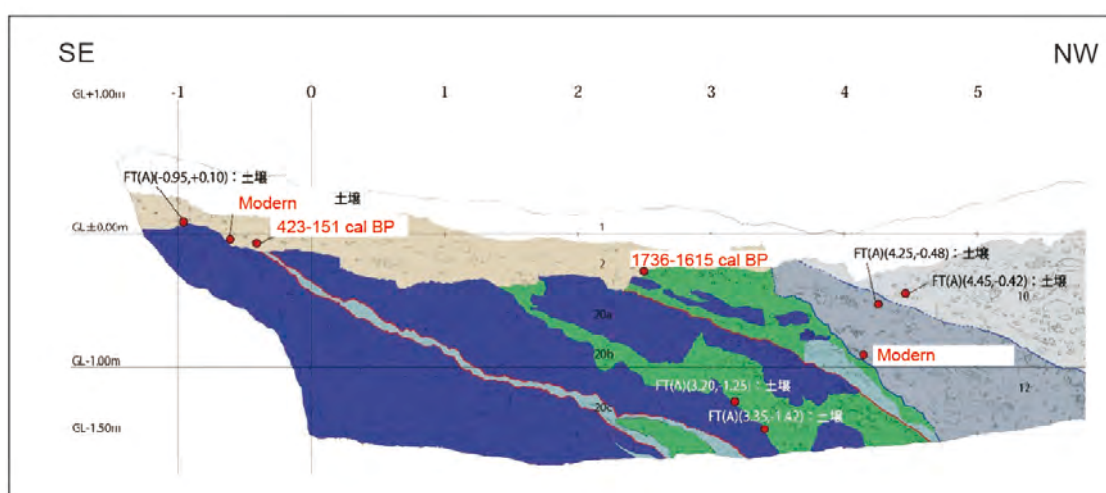


図5 ピット A（南西壁面）のスケッチと年代測定結果

【ピット B】

ピット B は幅約 10 m にわたって地表下約 3.5 m まで掘削した。観察面は南西壁面のみである。壁面の写真を図 6 に、スケッチを図 7 に示す。年代測定を行うための試料は採取しなかった。

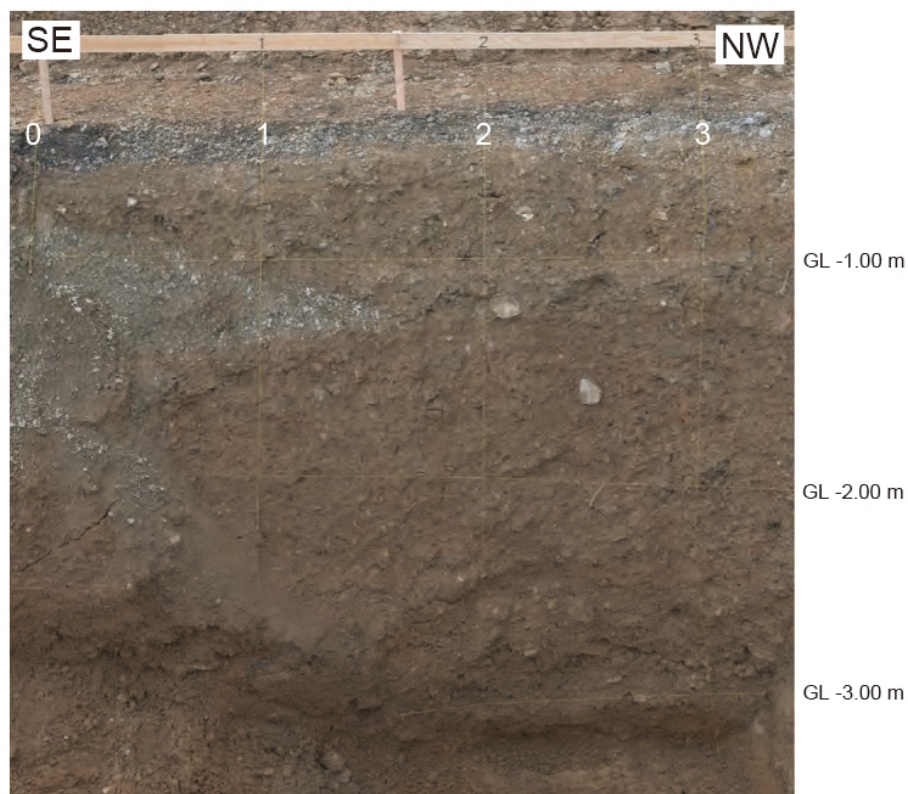


図6 ピットB（南西壁面）の壁面写真

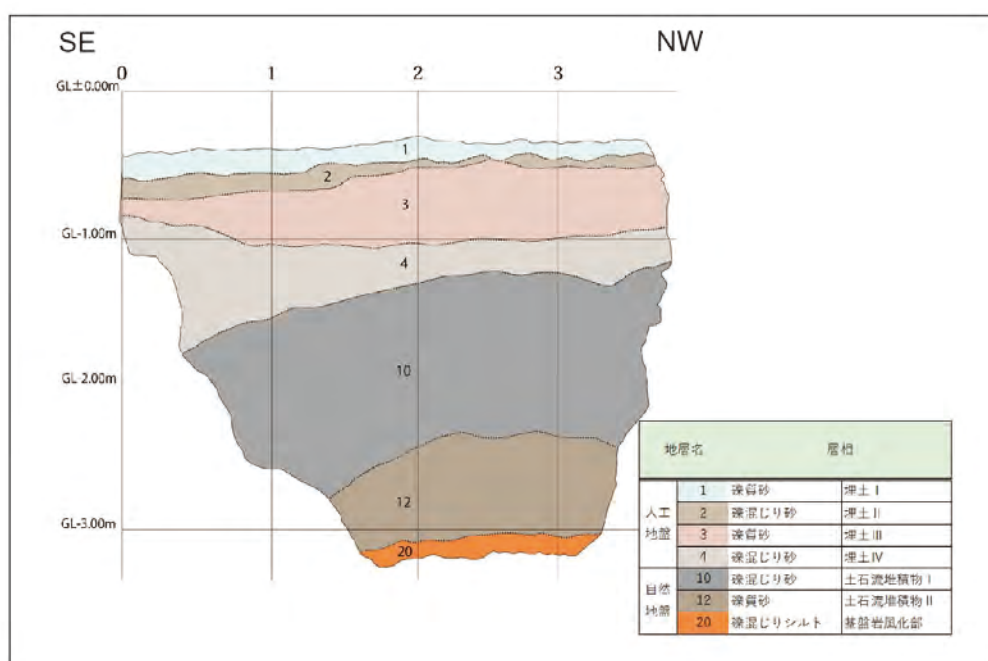


図7 ピットB（南西壁面）のスケッチ

【ピット C】

詳細な地形解析の結果からはピット A もしくはピット B 付近を断層が通過する可能性が高いと考えたが、念の為、直線谷の南東縁に沿って断層が通過していないか確認するためピット C を掘削した。谷壁の基盤にアバットするように堆積した土石流堆積物が観察された。堆積物中に腐植物が確認されたため、それらを採取して年代測定を実施した。観察を行なった南西壁面の写真を図 8 に、スケッチと年代測定結果を図 9 に示す。



図 8 ピット C（南西壁面）の壁面写真

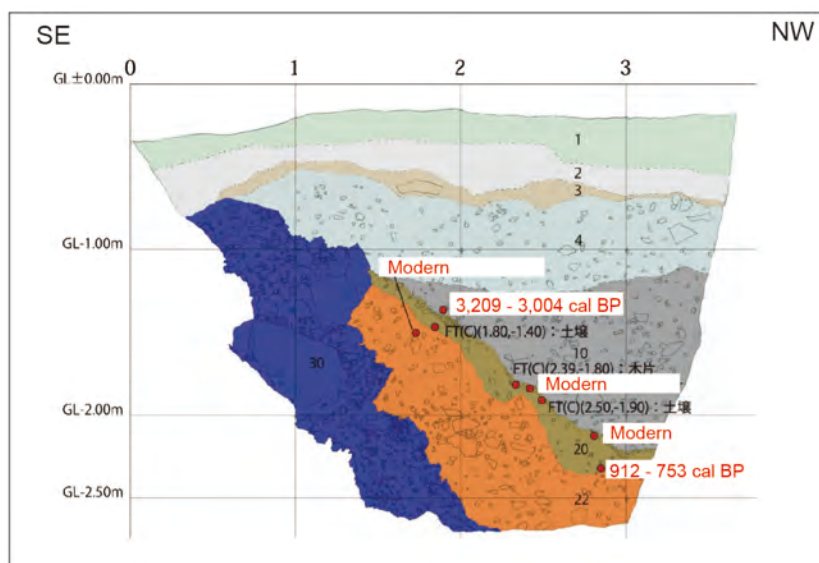


図 9 ピット C（南西壁面）のスケッチと年代測定結果

2) 年代測定

ピット A から採取した 4 試料とピット C から採取した 5 試料について AMS 法による放射性炭素年代測定を実施した。年代測定は株式会社加速器分析研究所に依頼した。年代測定結果については、Ramsey (2009) の手法に従い、Intcal20 (Reimer et al. 2020) を用いて暦年較正を行い、 2σ の範囲を示した値を用いることとする。

ピット A から採取した試料のうち 2 試料の分析結果は「Modern」であった。おそらく、地表から混入した炭化物や土壌を測定してしまったものと思われる。それ以外の年代測定結果のうち、水平グリッドの 0 と 1 の間から採取した試料からは、423-151 cal. BP の年代が得られた。また、水平グリッドの 2 と 3 の間から採取した試料からは、1,736-1,615 cal. BP の年代が得られた。

ピット C から採取した試料のうち 3 試料の分析結果は「Modern」であった。堆積物の層相からみてピット C で観察される地層は土石流堆積物と考えられるため、ごく最近に発生した土石流によって堆積した可能性が考えられる。そのほかの 2 試料については地表下約 1.5 m から採取した試料から 3,209-3,004 cal. BP の年代が得られた。また、地表下 2.3 m 付近から採取した試料から 912-753 cal. BP の年代が得られた。両者は層位的にも逆転してしまうため、何らかの攪乱を受けて堆積した地層に含まれていた試料と思われる。

3) 断層活動時期と平均変位速度の検討

ピット A における観察結果から、観察壁面に見られる破砕部は 423-151 cal. BP 以降には活動していないことが確認された。ピット A から得られたもう一つの年代値 1,736-1,615 cal. BP については、この破砕部から離れた位置から採取されたため、断層構造を覆う地層と断定することはできない。

ピット C では、断層構造は確認できなかった。谷壁をなす基盤には破砕された痕跡が認められないため、調査地に見られる直線谷の南東縁を断層が通過する可能性が極めて低いと考えられる。

今年度の調査結果からは、弥栄断層の平均変位速度を推定するための情報は得ることができなかった。

(d) 結論ならびに今後の課題

トレンチ調査を実施して弥栄断層の活動履歴に関する情報を収集する予定であったが、調査地の制約によってピット調査に切り替えることとなった。ピット A の観察結果から観察壁面に現れた破砕部は 423-151 cal. BP 以降には活動していないことが確認された。しかし、この年代では弥栄断層の活動時期を精度よく求めるのに十分な結果とは言えない。今後、新たな調査を積み重ねることにより、弥栄断層の活動履歴及び平均変位速度に関する情報が得られることを期待したい。

(e) 引用文献

地震調査研究推進本部地震調査委員会, 弥栄断層・地福断層の長期評価, 7p, 2016a.
地震調査研究推進本部地震調査委員会, 中国地域の活断層の長期評価 (第一版), 70p,

- 2016b.
- Ramsey, C.B., Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337-360, 2009.
- Reimer, P.J., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G.,
Ramsey, C.B., 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(4), 725-757, 2020.
- 産業技術総合研究所, 活断層評価の高度化・効率化のための調査 令和2年度成果報告書,
250p, 2021.

3. 8 布田川断層帯（宇土半島北岸区間）の調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 布田川断層帯（宇土半島北岸区間）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	主任研究員	大上隆史
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

布田川断層帯（宇土半島北岸区間）（以下、宇土半島北岸区間とする）は、主として重力異常の急変帯の分布に基づいて、地下に伏在する活断層として推定されている。宇土半島北岸区間では、断層帯の南西端よりも南西でも重力異常の急変帯が連続するようにみえるため、断層帯はさらに南西の島原湾内に延長する可能性がある。また、宇土半島北岸区間においては、過去の活動に関する資料が得られていない。本研究では、宇土半島北岸区間が推定されている海域およびその南西側の島原湾において高分解能の音波探査や重力探査を実施することによって、活断層の正確な位置・連続性、南西端の位置に関する資料を取得する。また、新規手法である海上ボーリング調査を実施して、その結果を高分解能の音波探査で取得した探査記録断面と組み合わせることにより、宇土半島北岸区間の活動性に関する資料を取得する。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 令和4年度：

宇土半島北岸区間が推定されている海域およびその南西側の島原湾において、活断層の正確な位置・連続性、南西端の位置に関する資料を取得するため、高分解能の音波探査を 70 km 以上の測線において実施した。

2) 令和5年度：

令和4年度に取得した音波探査記録を踏まえて、宇土半島北岸区間の南西延長部が分布する島原湾南西部の海域を対象として、断層の正確な位置・連続性および南西端の位置に関する資料を取得するため、高分解能の音波探査を 40 km 以上の測線において実施した。

3) 令和6年度：

宇土半島北岸区間の活動性についての資料を取得するため、海上ボーリング調査等によって海底面下の堆積物を採取して、断層近傍の層序を検討する。その結果を高分解能の音波探査で取得した探査記録断面と組み合わせることによって、宇土半島北岸区間の過去の活

動について検討する。

(2) 令和5年度の成果

(a) 業務の要約

本研究では、令和4年度に取得した音波探査記録を踏まえて、宇土半島北岸区間の南西延長部が分布する島原湾南西部の海域を対象として、断層の正確な位置・連続性および南西端の位置に関する資料を取得するために高分解能の音波探査を実施した。音波探査によって、海底面下 200 m 程度までの地質構造を検討可能な高品質な音波探査記録断面を取得した。本研究で取得した音波探査記録断面にもとづいて、宇土半島北岸区間の南西延長部を構成する海底活断層の位置・形状を検討した。宇土半島北岸区間の南西端よりも南西側の島原湾においては、重力異常の急変帯が西方向および南西方向の2条に分岐している。令和4年度および令和5年度に取得した音波探査記録によって海底活断層の分布が確認できたのは、2条の重力異常の急変帯のうち西方向に分岐して延びる重力異常の急変帯に沿う海域である。断層帯の南西延長部は、湯島の北岸海域を通過し、島原半島の駒崎鼻（長崎県南島原市南有馬町）の沖合（湯島から約 6.5 km 西北西の海域。島原半島から約 0.6 km 沖合の地点）まで延びていると推定される。

令和5年度と令和4年度の調査によって、宇土半島北岸区間およびその南西延長部について、構成する断層の位置・連続性、活動性、南西端の位置に関する精度の高い資料が得られた。以下の知見を得た。重力異常の急変帯に沿って宇土半島北岸区間が推定された海域（宇土半島および大矢野島の北岸）に海底活断層が連続的に分布している。さらに、宇土半島北岸区間の南西端付近から西方向に分岐して延びる重力異常の急変帯に沿って、海底活断層は湯島の北岸海域を追加して、島原半島の駒崎鼻の沖合に延びている。宇土半島北岸区間を構成する海底活断層は、これまでの宇土半島北岸区間の南西端と考えられていた地点よりも、西側に約 11 km 延長すると推定される。

(b) 業務の成果

1) はじめに

布田川断層帯は、熊本県阿蘇郡南阿蘇村から、上益城郡益城町木山付近および宇土半島の北岸を経て、大矢野島の北西端の沖合に至る、概ね東北東-西南西方向に延びる断層帯である（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）によれば、布田川断層帯は、布田川区間、宇土区間、宇土半島北岸区間によって構成されている。これらのうち、宇土区間の一部と宇土半島北岸区間については、重力異常の急変帯の分布などから、地下に伏在する活断層として推定されたものである（図1、図2）。



図1 布田川断層帯宇土半島北岸区間の位置図

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）の図2を編集。断層トレースのうち、重力異常の急変帯にもとづいて推定された区間（宇土半島北岸区間、宇土区間の一部）は薄い太線で示されている。

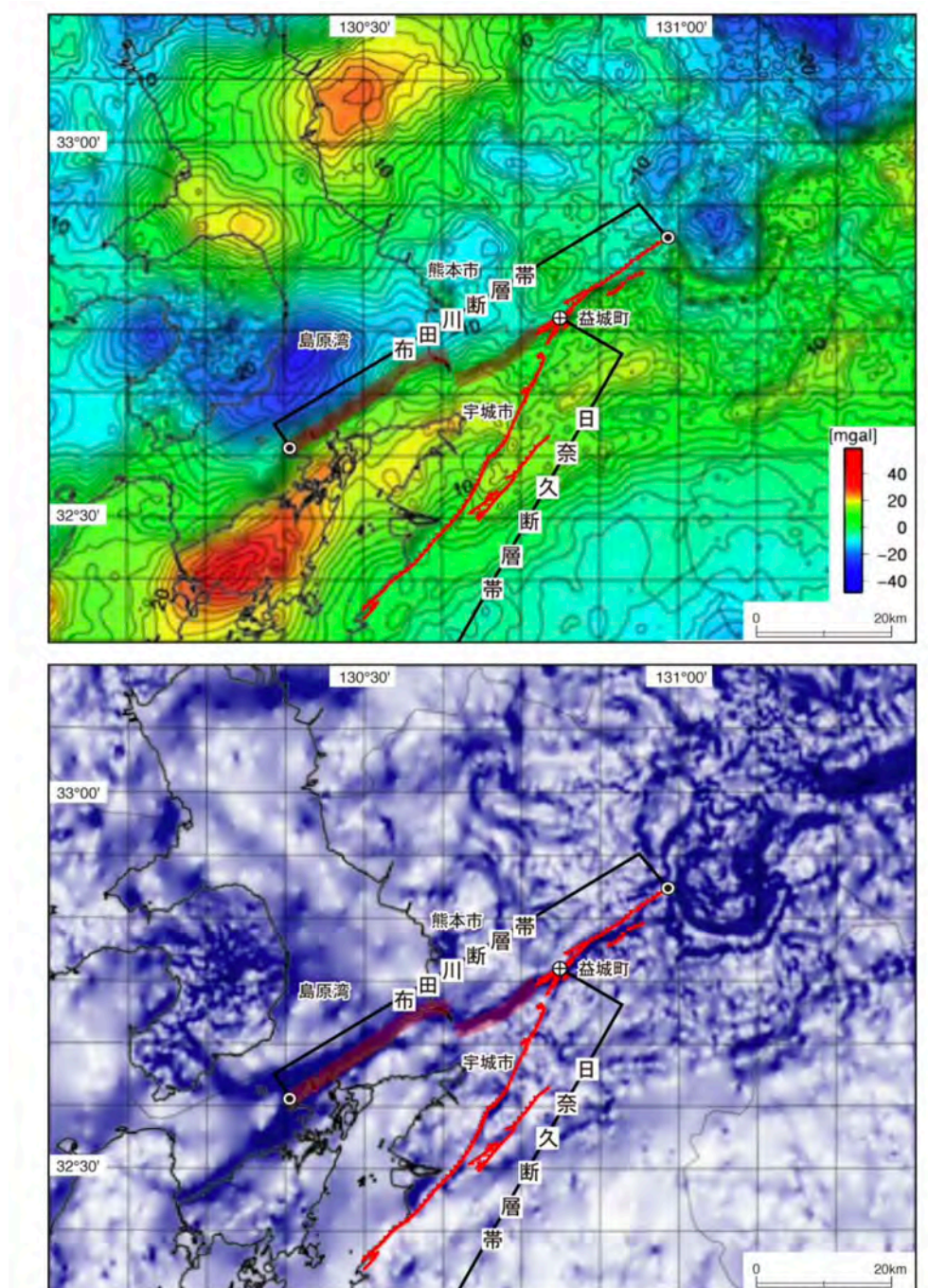


図2 布田川断層帯付近の重力異常

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）の図3。布田川断層の地表トレースは赤線で、伏在活断層が推定される場所は薄い太赤線で示されている。（上）布田川断層帯周辺地域の短波長（＜100 km）重力異常図。（下）布田川断層帯周辺地域の短波長（＜100 km）重力異常の勾配。青色の濃い部分ほど急勾配であることを示す。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）による本断層帯の評価の概要は以下の通りである。宇土半島北岸区間は、宇土市住吉町から宇土半島北岸に沿って大矢野島の北西端の沖合に至る、長さ約 27 km 以上の可能性がある断層である（図 1）。宇土半島北岸区間は、宇土半島北岸に沿って分布する宇土半島北岸断層によって構成されている。宇土半島北岸の宇城市三角町大田尾の沖合では、海底面付近までを変位が及ぶ北傾斜の正断層が報告されている（産業技術総合研究所・他，2010；杉山・他，2010）。このことから、宇土半島北岸断層は、断層を挟んで南東側が相対的に隆起する正断層成分を伴う可能性がある。一方、この断層の横ずれ成分は不明である。宇土半島北岸区間の南西端については、宇土半島の北岸に沿って認められる顕著な 1 条の重力異常の急変帯が 2 条に分岐する手前の、大矢野島の北西端の沖合付近と評価されている（図 2）。ただし、重力異常の急変帯はさらに南西に続くため、宇土半島北岸区間はさらに南西に延長する可能性がある。また、宇土半島北岸区間における過去の活動について、具体的な資料が得られていない。

以上のように、宇土半島北岸区間は、主として重力異常の急変帯の分布にもとづいて推定された断層であり、断層の正確な位置・連続性、南西端の位置や、断層の過去の活動についての資料がほとんど存在していない状況であった。そこで、本プロジェクトにおいては、令和 4 年度には、断層の正確な位置・連続性を検討するために、断層が推定されている海域（宇土半島および大矢野島の北岸）を主たる対象として、高分解能の音波探査を高い測線密度で実施した（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所，2023）。その結果、宇土半島および大矢野島の北岸に沿う海域に、第四紀層に対比される地層を累積的に変形させる海底活断層が分布していることが初めて明らかになった。令和 4 年度の探査の結果によれば、宇土半島北岸から大矢野島の北岸にかけて分布する海底活断層は、島原湾の南部においてはさらに西側に延び、湯島（熊本県上天草市大矢野町湯島）の北岸を通過して、島原半島方面に延長していると推定される。宇土半島北岸区間の南西延長部の位置・形状と、断層帯の南西端の位置を検討するためには、島原湾南西部海域（大矢野島～湯島～島原半島にかけて海域）における地下構造に関する資料を充実させることが重要である。そのため、令和 5 年には、令和 4 年度の探査結果を踏まえて、島原湾南西部海域において追加の高分解能反射法音波探査を実施し、断層の南西延長部および南西端の位置を検討した。後述するように、令和 4 年度に実施した探査と同様に、表層（完新世および後期更新世の堆積物）から深部（中期更新世～新第三紀の堆積物）に至る地質構造を高い分解能で把握することを目指して、従来の海底活断層調査よりも高出力かつ多チャンネルの高分解能マルチチャンネル反射法音波探査を実施した。

2) 調査手法

前述のように、令和5年度には、宇土半島北岸区間のうち、同断層帯の南西延長部を主な対象として、海底活断層の正確な位置・連続性、断層帯の南西端の位置を検討するため、島原湾南西部（大矢野島と島原半島に挟まれた海域）において、高分解能の反射法音波探査を実施した（図3、図4）。音波探査の実施期間は、2023年11月4日から2023年11月9日までの期間である。

宇土半島北岸区間が推定されている海域においては、宇土半島および大矢野島の北岸に沿って、顕著な1条の重力異常の急変帯が認められている。また、既存の音波探査記録（産業技術総合研究所・他、2010）等の資料によれば、島原湾の中央部から宇土半島の北岸に至る海域には第四紀の堆積物が広く分布している。本プロジェクトでは、令和4年度には宇土半島北岸区間が推定されている海域を対象として実施した高分解能の反射法音波探査を実施し、宇土半島および大矢野島の北岸に沿って海底活断層が分布していることを明らかにした（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所、2023）。さらに、海底活断層は大矢野島の北西端付近から、湯島（熊本県上天草市大矢野町）の北岸を通過して、島原半島方面に延びていることが明らかになった。その結果、宇土半島北岸区間の南西端は、令和4年度に最も西側に配置した探査測線（D201 測線）よりも西側（島原半島側）に位置すると推定される。断層帯の端点の位置を絞り込むためには、可能な限り島原半島に近い海域において探査を実施することが重要である。また、大矢野島の北西端よりも西側の海域に分布する断層の詳細な位置形状を明らかにするためには、大矢野島の西側および湯島周辺において追加の探査を行うことが重要である。そのため、これらの海域において、断層帯の南西端を絞り込み、海底活断層の詳細な位置形状を把握することを目的として、推定される断層を横断する探査測線を4測線（西側から順に、D301、D302、D303、D304）設定した。また、検出線として、それらの測線に交差する探査測線を1測線（D401）設定した。

沿岸海域における海底活断層調査においては、音源に出力300J程度のブーマーを使用した高分解能マルチチャンネル反射法音波探査（村上・他、2004）による地下構造の検討が一般的である。島原湾においては、産業技術総合研究所・他（2010）が音源に出力300Jのブーマーを使用した高分解能マルチチャンネル反射法音波探査を実施した。この探査記録によって、海底面下50m程度までの地下構造について高い分解能で堆積構造および変形構造が検討できたが、それ以深の地質構造については、弾性波が十分に到達していなかったり、多重反射波の影響があったりして、地質構造を検討することが困難であった（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所、2022）。そのため、令和4年度に実施した島原湾における音波探査では、音源に出力2000Jのスパークーを使用した高分解能マルチチャンネル反射法音波探査を実施し、海底面下200m程度までの地質構造を高い分解能で把握し、新第三系および第四系の変形構造や断層形状を検討した。今年度の探査においても、新第三系および第四系の変形構造等を把握できるように、令和4年度と同様に音源に出力2000Jのスパークーを使用した高分解能マルチチャンネル反射法音波探査を実施することとした。本研

究で実施した高分解能マルチチャンネル反射法音波探査の仕様を表 1 に示す。各種ノイズを効果的に抑制し、深部までの構造を把握するため、受振装置にはチャンネルインターバル 2.5 m、チャンネル数 72 ch のストリーマーケーブルを使用した。音源および受振点の座標を精密に決定するため、音源装置およびテールブイにそれぞれ GNSS 装置を設置した。また、ストリーマーケーブルのたるみ補正を実施するため、探査の際にはストリーマーケーブルに小型の深度ロガーを装着して、ケーブルの水深を観測した。

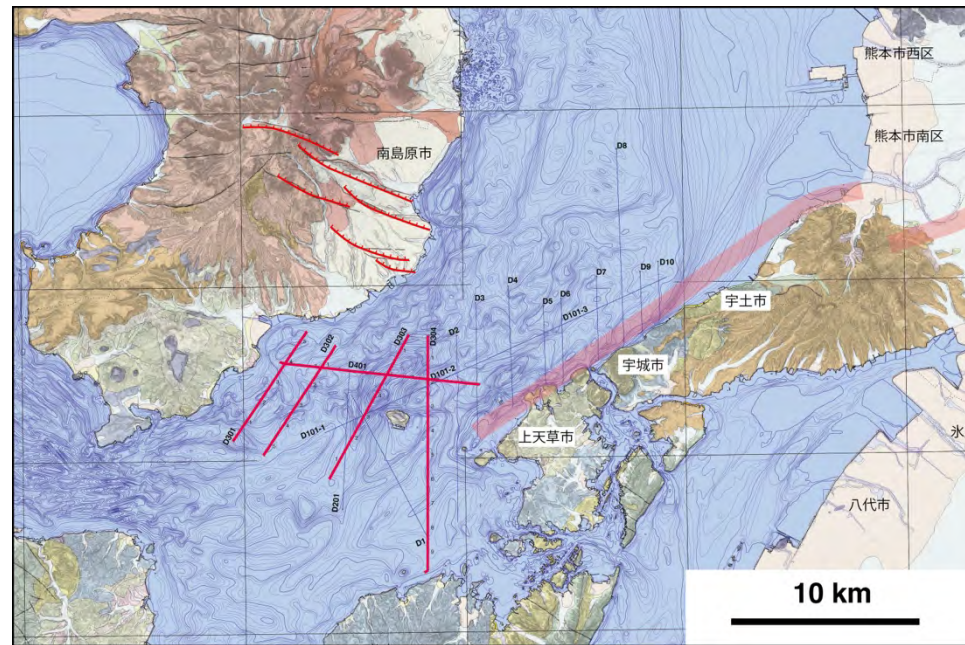


図3 令和5年度の音波探査における測線配置図

薄い赤太線で、布田川断層帯宇土半島北岸区間および宇土区間の一部（重力異常の急変帯にもとづいて推定された区間）の地表トレースを示す（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）。今年度の探査測線（D301～D304 および D401）を紅色の太実線で示す。基図は20万分の1 日本シームレス地質図 V2（産総研地質調査総合センター，2022）、国土地理院が公開している国土基盤情報の DEM、海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ（日本水路協会）から作成。

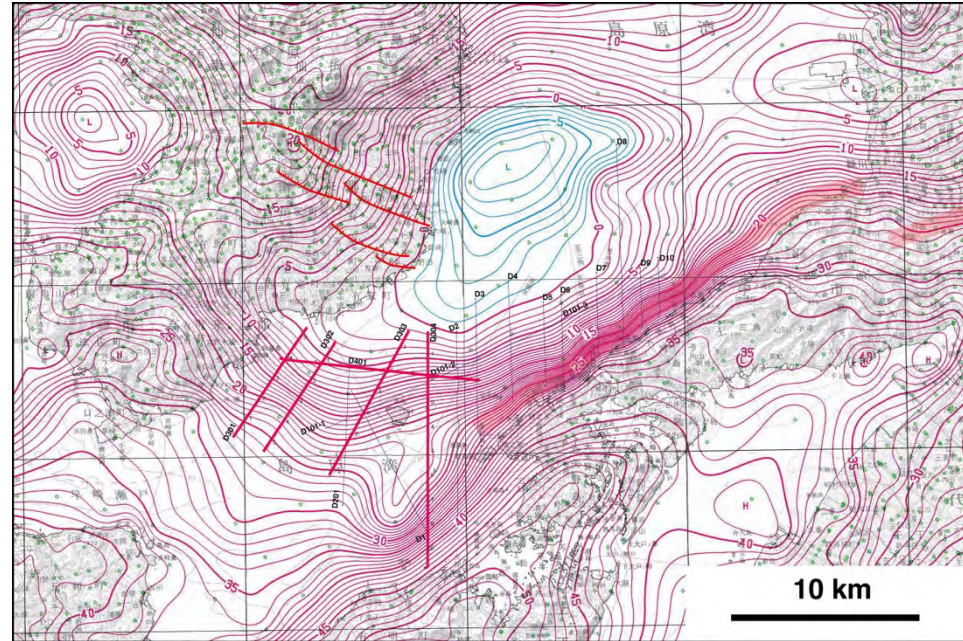


図4 令和5年度の音波探査における測線配置図

薄い赤太線で、布田川断層帯宇土半島北岸区間および宇土区間の一部（重力異常の急変帯にもとづいて推定された区間）の地表トレースを示す（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）。今年度の探査測線（D301～D304 および D401）を紅色の太実線で示す。基図には20 万分の1 重力図（森尻・他，2001；村田・他，2004）を使用した。

表 1 本研究における高分解能マルチチャンネル反射法音波探査の仕様

項目	スペック
音源	Dura-Spark UHD (AAE)
エネルギーソース	CSP-Nv2400 (AAE)
受振ケーブル	Sealink solid streamer (SeaMap)
チャンネル数	72
チャンネル間隔	2.5 m
探鉱機	NTRS recording system (SeaMap)
サンプリング間隔	0.125 ms
収録長	700 ms
深度ロガー	DST-centi (Star Oddi)
深度ロガー位置	1, 6, 12, 24, 36, 48, 60, 66 72 ch (合計 9 ヶ所)
音響測深機	PDR-1300 (千本電機)
GNSS	A100 (Hemisphere GNSS)

音波探査で取得した探査記録については、令和4年度の調査（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所，2023）と同様に、船上でニアトレースギャザーおよび簡易重合断面を作成した後、測位記録にもとづいて各種ノイズ抑制処理、速度解析、マイグレーション処理、重合処理を行って、マイグレーション断面（時間断面および深度断面）を作成した。図5に本調査における処理フローを示す。

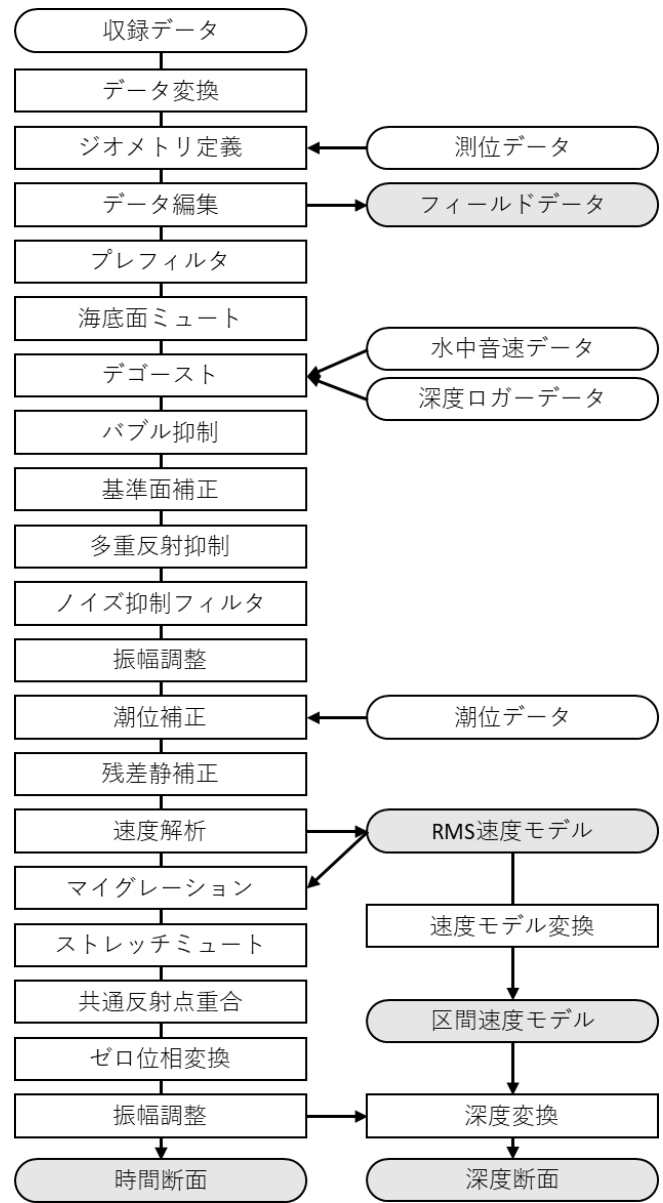


図5 音波探査記録の解析フロー

3) 調査結果

本調査で実施した高分解能マルチチャンネル反射法音波探査によって、海底面下 200 m 程度までの地下構造を検討可能なマイグレーション断面が得られた。調査海域における音響層序について、マイグレーション断面および速度解析結果にもとづき、既存の調査研究を参考に整理した。本報告書では、マイグレーション断面については時間断面を表示し、深度については水中および堆積物中の P 波速度を 1,500 m/s と仮定して概算した。

a) 層序区分

層序区分については、令和 4 年度の調査（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所，2023）と同様に、既存の調査研究にもとづいて区分した（図 6、7）。調査海域の周辺の陸域の層序区分については、長尾（1922）、大塚（1966，1970）、長谷・岩内（1993）、大塚ほか（1995）、7 万 5 千分の 1 地質図幅「口之津」（赤木，1936）および 20 万分の 1 地質図幅「八代及び野母崎の一部」（斎藤・他，2010）である。海域（島原湾）の層序区分については、松石・松本（1969）、松岡・岡村（2000）、産業技術総合研究所・他（2010）、文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所（2020，2021，2022）を参照した。これらの資料によれば、海域においては島原湾の中央部から南縁付近まで、後期更新世以降の堆積物を含む第四紀層が分布していると考えられる。また、陸域に分布する主な地層として、堆積岩類としては、教良木層（古第三紀始新世）および口之津層群（鮮新世～更新世）が、火山岩類としては、三角火山岩類（鮮新世）、大岳火山（前期更新世）、上原溶岩（更新世）が分布している（図 6）。

本研究では、斎藤・他（2010）を参考に、陸域に分布する堆積岩類について、古第三系の教良木層（Ky）、新第三系の口ノ津層群下部（Kn1）、更新統の口之津層群上部（Knu）に区分した（図 6、7）。口ノ津層群上部を覆う上原（うわはる）溶岩（Knb）については、斎藤・他（2010）に倣って、口之津層群を構成する地層として整理した（図 6、7）。火山岩類については鮮新統の三角火山岩類（Mv）および下部更新統の大岳火山（Ov）に区分した（図 6、7）。また、主として海域に分布する第四系の地層を第四紀層（Q）とした。本調査で取得したマイグレーション断面においては、基本的には陸域と同様に層序区分を行った。ただし、口之津層群下部および上部については、一括して口之津層群（Kn）とした。また、教良木層（Ky）、大岳火山（Ov）および上原溶岩（Knb）は今年度取得したマイグレーション断面では確認できなかった。第四紀層（Q）については、不整合面等にもとづいてサブユニットに細分することができるが、本報告書では一括して記述する。

本研究で実施した高分解能音波探査測線の位置図を図 8 に、取得したマイグレーション断面を図 9～13 に示した。各測線の解釈の詳細については次節で述べるが、以下には、本研究で取得したマイグレーション断面における各ユニットの特徴について述べる。

【口之津層群 (Kn)】本研究で実施した音波探査の D301、D302、D303、D304 測線において、主に断層の隆起側（南側）に分布している。内部反射面は明瞭で、反射面の反射強度は概ね均質である。層理面は概ね互いに平行に発達している。調査海域においては断層構造、褶曲構造、南側への単斜構造を確認できる。

【第四紀層 (Q)】本研究で実施した音波探査の D301、D302、D303、D304 測線において、主に断層の低下側（北側）に分布している。また、検測線の D401 測線においては、測線の全域に分布している。内部反射面は、反射強度が強い層準と弱い層準が交互に発達しており、斜交層理や侵食面を伴う堆積構造、海釜あるいは潮汐チャネルを充填する地層などの発達が認められる。こうした特徴は、第四紀後期における海水準変動のサイクルに対応した堆積環境の変化を反映したものと推察される。後述するように、研究対象海域に分布する断層によって、第四紀層が変形や変位を受けていることを確認できる。

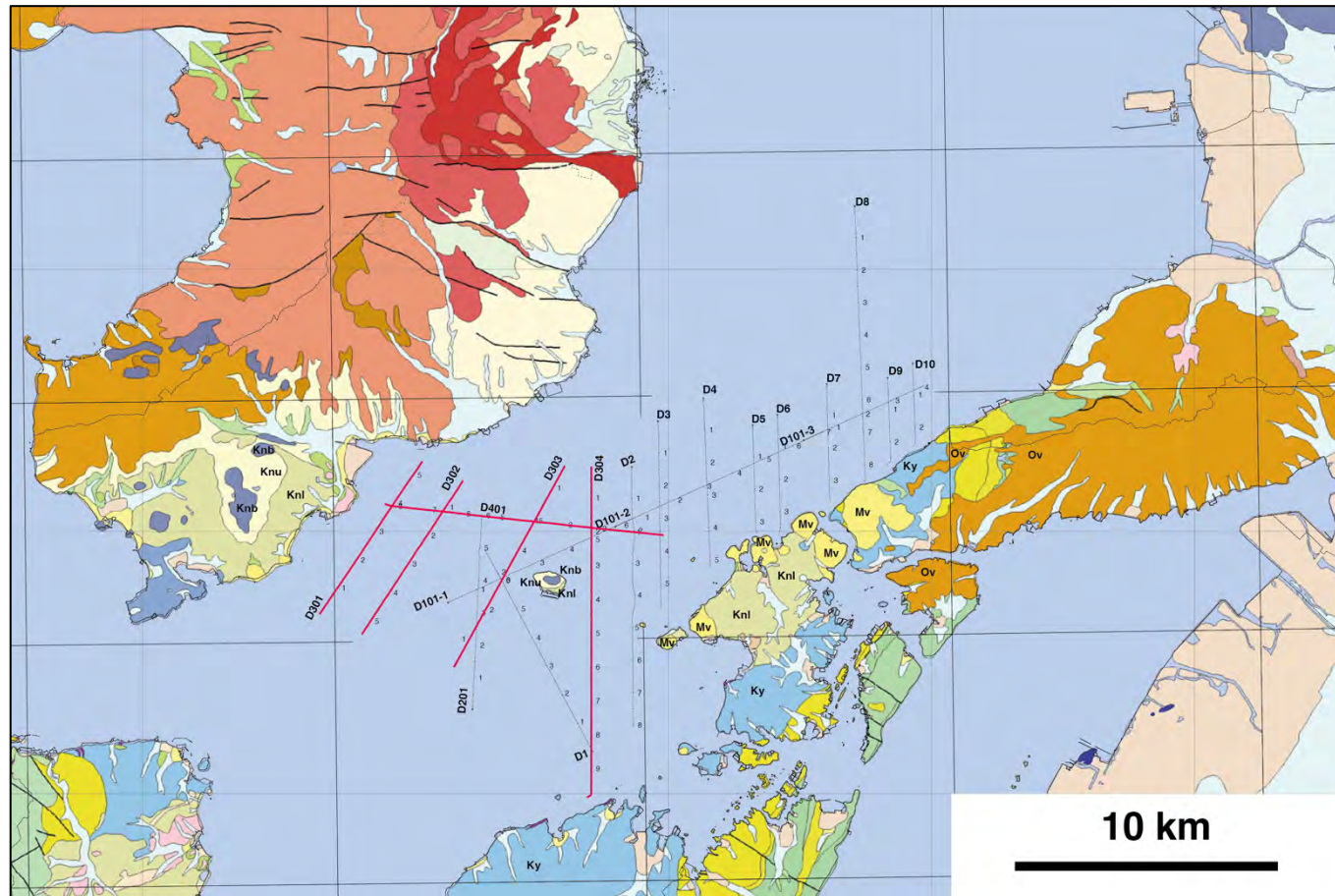


図6 調査対象地域の周辺における陸域の地質。

産総研地質調査総合センター（2022）にもとづいて作成。Ky：教良木層。Mv：三角火山岩類。Ov：大岳火山。Knb：上原溶岩。Knl：口之津層群下部。Knu：口之津層群上部。今年度の探査測線（D301～D304 および D401）を紅色の太実線で示す。

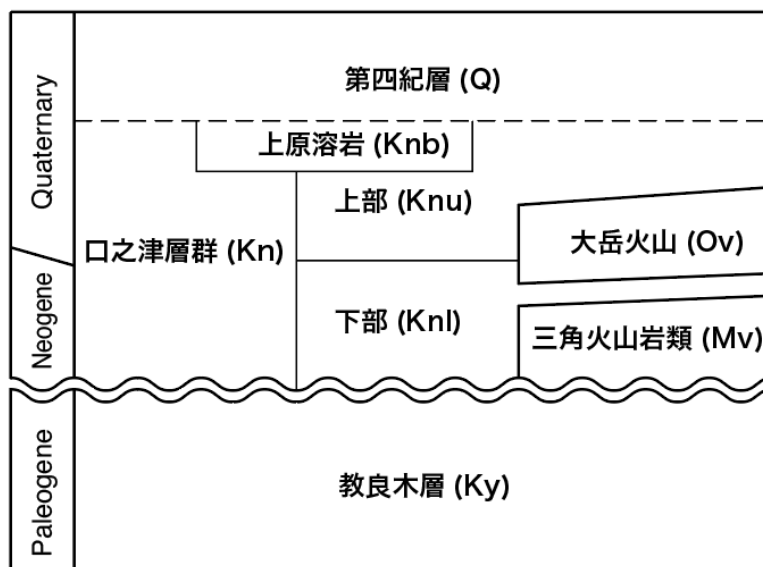


図7 調査対象海域およびその周辺における層序区分

b) 地質構造

本調査における高分解能マルチチャンネル反射法音波探査の測線配置図を図8に、取得したマイグレーション断面ならびに解釈断面を図9～13に示す。以下には、調査海域の東側（D304 測線）から西側（D301）の順番に、断層を横断するように配置した各測線（図9～12）における地質構造の特徴を述べる。また、東西方向の検測線（D401）の特徴についても述べる（図13）。解釈断面には、第四紀層を変形させていることが確認できた断層を赤実線で、第四紀層を変形させていることが確認できない断層を黒実線で示した。g 断面および本文には、水中および堆積物中のP波速度を1,500 m/sと仮定して深度を記入した。

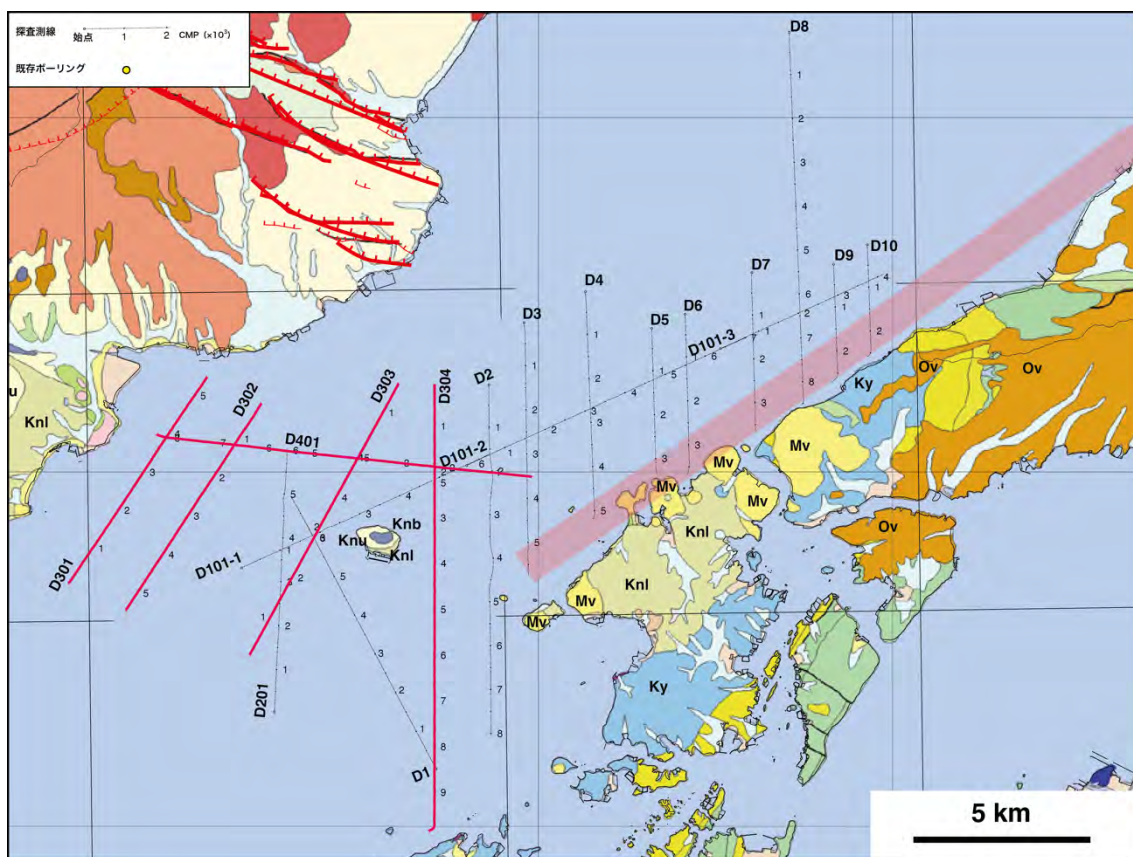


図8 令和5年度に実施した音波探査の測線配置図

今年度の探査測線（D301～D304 および D401）を紅色の太実線で示した。薄い赤太線は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）による重力異常の急変帯から推定された宇土半島北岸区間のトレース。陸域の地質は産総研地質調査総合センター（2022）にもとづく（地質に関する凡例については図6を参照）。

【D304 測線】 D304 測線では、CMP3000 付近に地質境界をなす北傾斜の正断層（F1）が認められる（図 9）。この断層の北側は第四紀層、南側は主に口之津層によって構成されていると解釈される。また、CMP6500～8400 の表層（往復走時 0.05 秒（海水面下約 37.5 m）付近まで）は第四紀層の可能性がある地層が分布していると解釈される。F1 断層の北側の CMP2700～3000 の領域では第四紀層が F1 断層によって累積的に引きずり上げられるような変形を受けている。海底面付近では、F1 断層の南側に第四紀層が分布しないため、F1 断層の具体的な変位は確認できない。ただし、F1 断層付近の海底面には比高 5 m 程度の崖地形が発達している。この崖地形は海底侵食によって生じた地形である可能性は否定できないが、初生的には断層の上下変位によって生じた断層崖である可能性がある。CMP2100 付近には北傾斜の正断層（F5）が認められる。CMP1750 付近、CMP1550 付近、CMP1480 付近に北傾斜の正断層が認められる。これらの断層は第四紀層を累積的に上下に変位させる活断層である。ただし、海底面直下の堆積体（最大層厚 12 m 程度の第四紀層）はこれらの断層による変位を受けていない。CMP580 付近には南傾斜の正断層（F7）が認められる。F8 断層は第四紀層を累積的に上下に変位させている活断層である。F7 断層は海底面に達していると推察されるが、海底面の変位は確認できない。なお、F7 断層の北側の海底面付近にはノコギリの刃状の非対称な断面形をもつ堆積体（比高 8～10 m、みかけの波長 250 m 程度）が認められ、これらは潮流によって発達した sand wave である可能性がある。

【D303 測線】 D303 測線（図 10）は南側（D303-2 測線）および北側（D303-1 測線）に分けて観測を実施した。D303-1 測線においては、CMP3600 付近に地質境界をなす北傾斜の正断層（F1）が認められる。この断層の北側は第四紀層、南側は主に口之津層によって構成されていると解釈される。F1 断層の北側の CMP3600～3750 の領域では第四紀層が F1 断層に累積的に引きずりあげられるような変形を受けている。また、F1 断層は海底面に達しており、F1 断層の南側（隆起側）の表層に分布する第四紀層（層厚 8 m 程度）を切断し、海底面に比高 3 m 程度の崖地形を生じさせている。CMP3750～4150 の領域には南傾斜の正断層を主体とする断層群が認められ、これらの断層は第四紀層を累積的に上下に変位させ、断層の上端は海底面に達している。これらの断層群は深部で F1 断層に収斂していると推察される。CMP4450 付近には、断層を挟んで南側を相対的に沈降させる活断層が認められる。この活断層は第四紀層を変位させており、上端は海底面に達している。CMP4730 付近および CMP4930 付近には北傾斜の正断層（F5）が認められる。F5 断層は第四紀層を変位させており、断層の上端は海底面に達して、海底面に変位を生じさせている可能性がある。CMP5300 付近には断層の南側を相対的に沈降させる断層（F7）が認められる。F7 断層は第四紀層を変位させており、断層の上端は海底面付近まで達していると推察されるが、海底面直下の堆積体（層厚 5 m 程度）には変位を確認できない。また、D303-2 測線の CMP700～1200 の領域では、海底面付近にノコギリの刃状の非対称な断面形をもつ堆積

体（比高 9～10 m、見かけの波長 100～150 m）が認められ、これらは潮流によって発達した sand wave である可能性がある。

【D302 測線】 D302 測線では、CMP2500 付近に地質境界をなす北傾斜の断層（F1）が認められる（図 11）。この断層の北側は主に第四紀層、南側は主に口之津層によって構成されていると解釈される。F1 断層の北側では、断層の近傍で第四紀層が引きずり上げられるような変形を受けている。F1 断層は海底面付近まで達しており、海底面にはやや不明瞭であるが北向きのゆるやかな崖地形が認められる。CMP1970 付近および CPM1700 付近には北傾斜の断層（F6）が認められる。F6 断層は第四紀層を累積的に上下に変位させる活断層であり、断層の上端は海底面付近に達している。本測線においては F6 断層が分布する領域の海底面は起伏があり、海底面が擾乱を受けている可能性があるため、F6 断層による海底面付近の変位については詳細に検討することができない。

【D301 測線】 D301 測線では、CMP3120 付近に、地層境界をなす北傾斜の断層（F1）が認められる（図 12）。この断層の北側は第四紀層、南側は口之津層によって構成されていると解釈される。本測線では、F1 断層付近の探査記録がやや不明瞭であり、特に往復走時 0.04 秒（海水面下約 30 m）よりも浅い領域の地層および地形の変形の検討が困難である。すなわち、本測線においては、F1 断層が活断層であることは確認できない。CMP3450 付近、CMP3580 付近、CMP3700 付近には、北傾斜の正断層（F6）が認められる。F6 断層のうち、少なくとも CMP3700 付近の断層は第四紀層を累積的に上下に変位させていることから、F6 断層は活断層であると考えられる。CMP4080 付近および CMP4220 付近には、北傾斜の正断層が認められる。これらの断層は、第四紀層に埋積された谷地形を上下に変位させているが、谷地形を埋積する第四紀層（最大層厚は約 60 m）には断層変位を確認できない。

【D401 測線】 D401 測線では、CMP4100 付近に西傾斜の正断層（F7）が認められる（図 13）。本測線に認められる地層は第四紀層と解釈される。

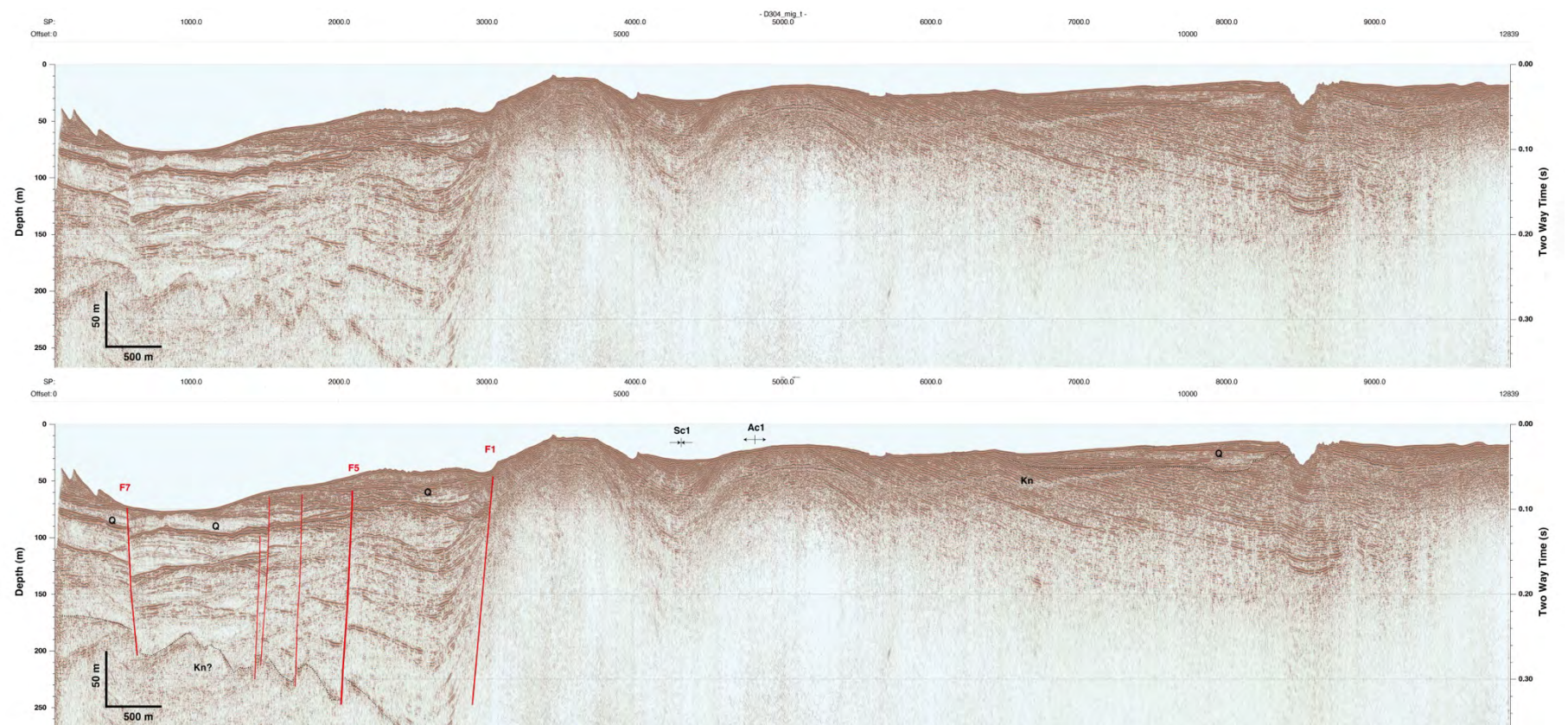


図9 D304 測線のマイグレーション断面（上）および解釈図（下）

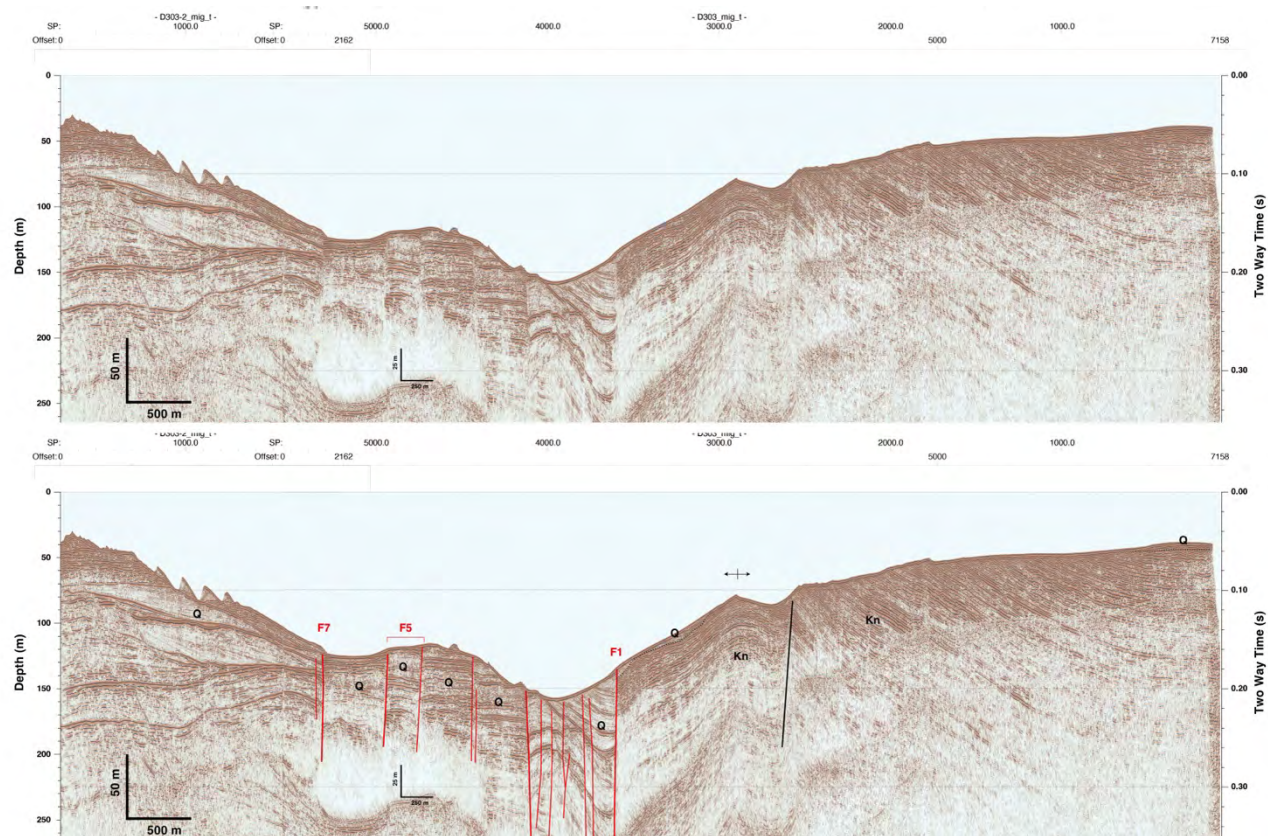


図 10 D303 測線のマイグレーション断面（上）および解釈図（下）

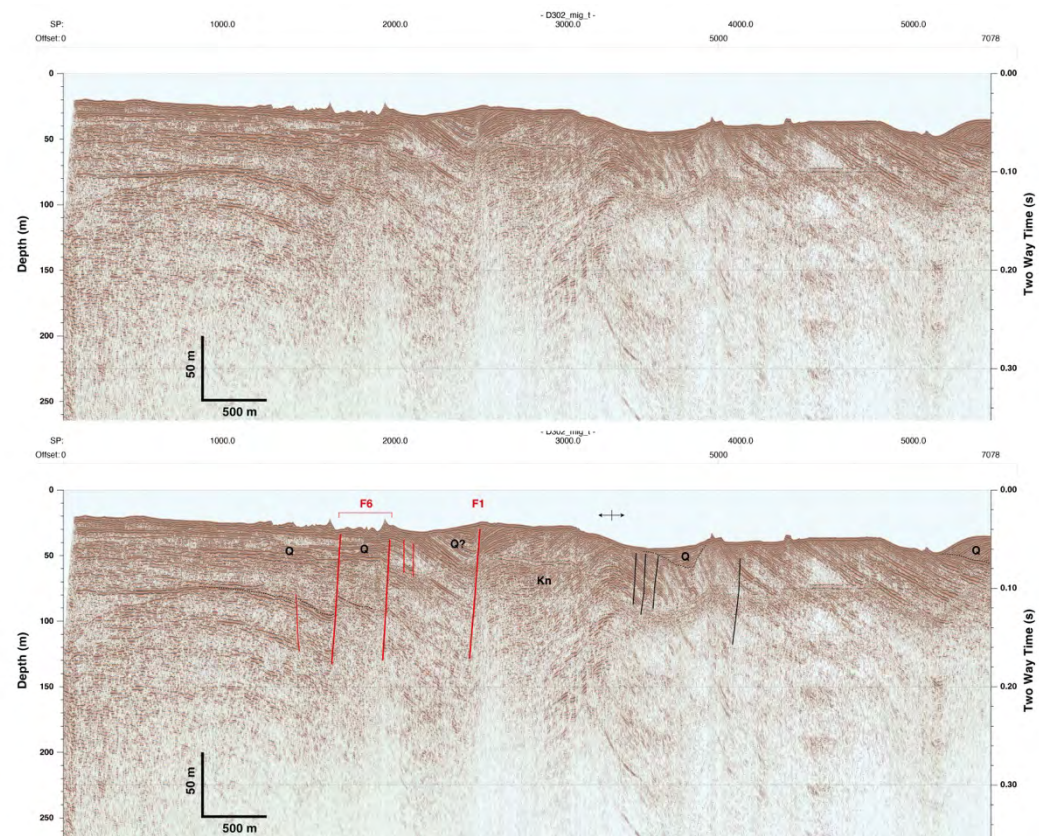


図 11 D302 測線のマイグレーション断面（上）および解釈図（下）

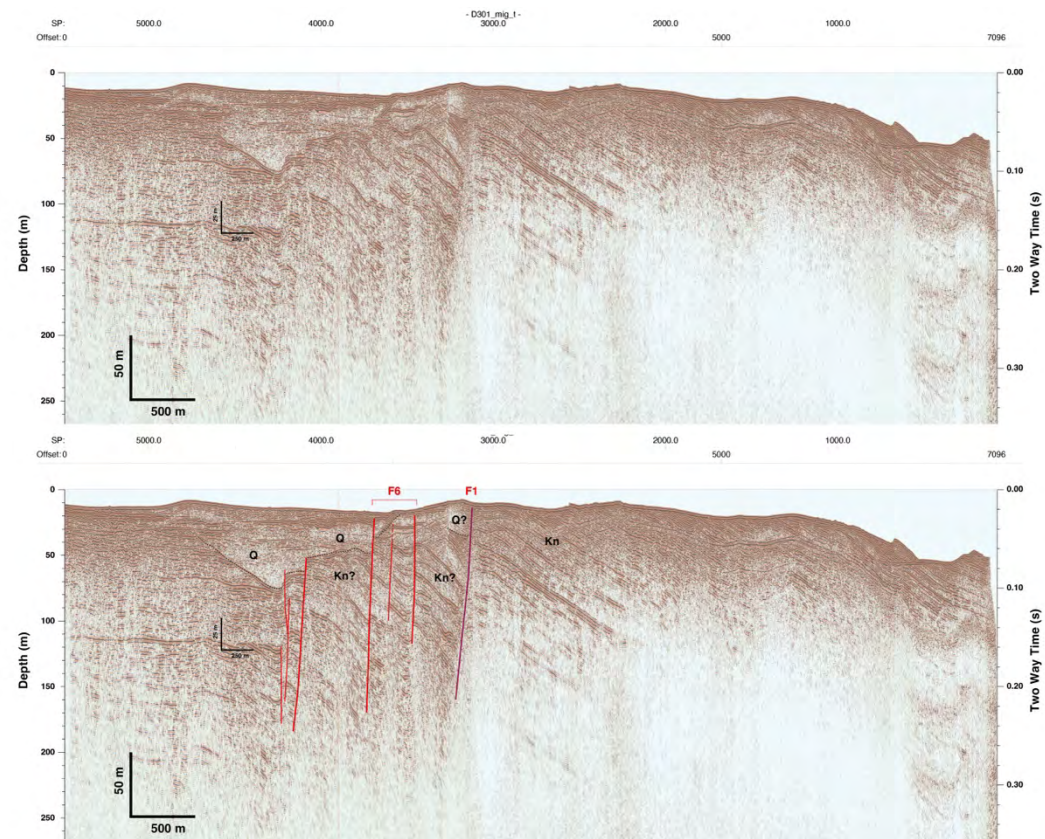


図 12 D301 測線のマイグレーション断面（上）および解釈図（下）

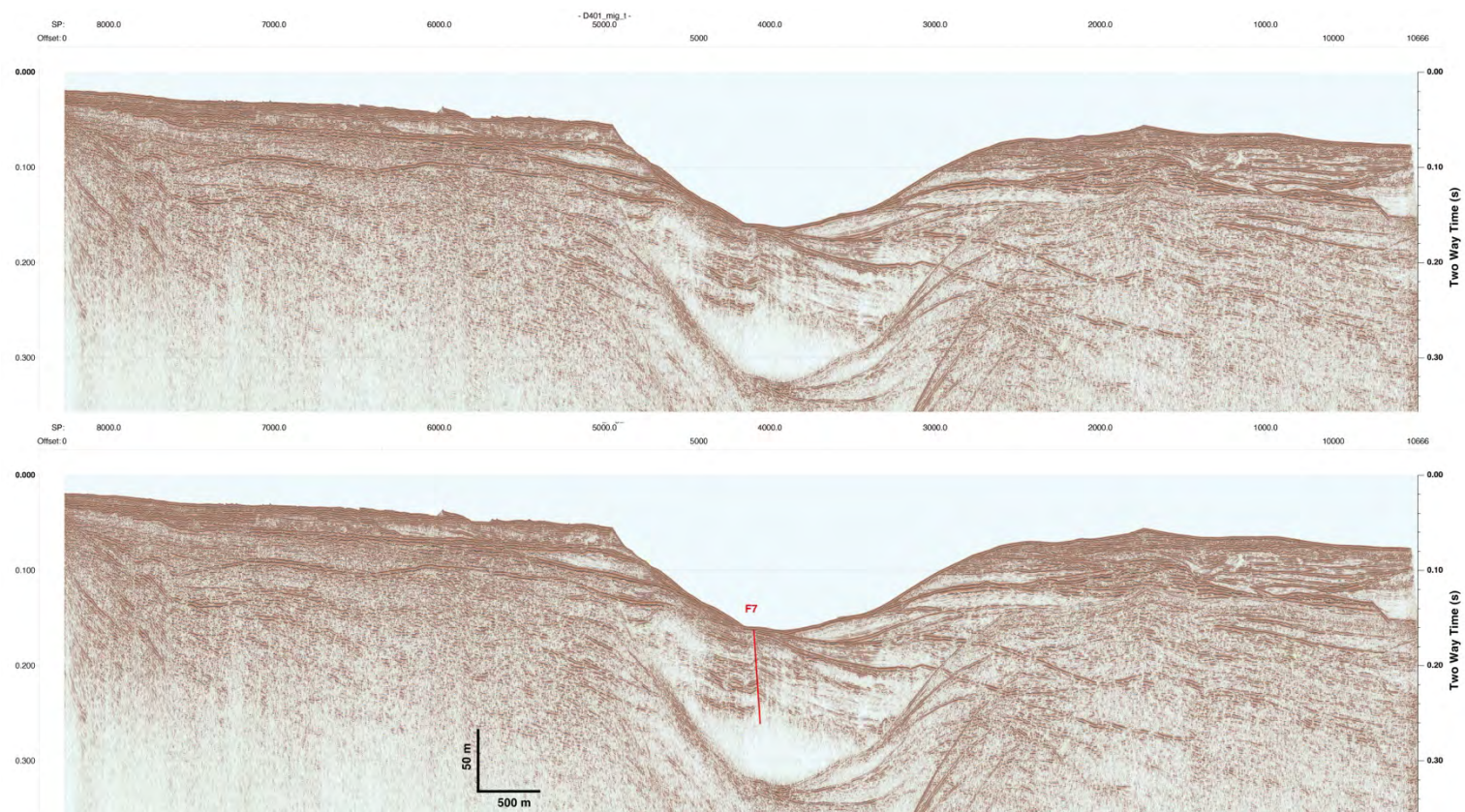


図 13 D401 測線のマイグレーション断面（上）および解釈図（下）

c) 地質構造の空間分布、活動様式、活動性

本調査および令和4年度の調査で取得したマイグレーション断面の解釈にもとづいて、測線間で追跡可能な断層および背斜・向斜軸をつなげて地質構造図を作成した(図14、15)。

地質境界をなすF1断層は、宇土半島の北岸に沿って、D10 測線(令和4年度)の南端付近(宇城市三角町太田尾の沖合)から、三角ノ瀬戸を超えて、大矢野島の北岸に沿ってD3 測線(令和4年度)のCMP4450 付近(上天草市大矢野町上、野釜島の約2.5 km 北方の沖合)まで概ね北東-南西走向に延びる。F1断層は、D3 測線から走向を東西に転じて、湯島(上天草市大矢野町湯島)の北岸および湯島北西に発達する海釜の南縁(D303 測線の CMP3600 付近、図10)を通過し、少なくともD301 測線(図12)のCMP3120 付近(湯島の約4.0 km 西方の沖合)まで連続しているとみられる。令和4年度の調査によって、F1断層は宇土半島北岸区間が推定された領域(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013)に沿って分布することが確認されている(文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 2023)。地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013)は、顕著な重力異常の急変帯が2条に分岐する手前(令和4年度のD3 測線付近)を宇土半島北岸区間の南西端としている。重力異常の急変帯は、宇土半島北岸区間の南西端付近から、東西方向および北東-南西方向に分岐して延びているようにみえる(図14)。令和4年度の調査における検討結果、これらの2条に分岐した重力異常の急変帯のうち、東西方向に延びる重力異常の急変帯に沿ってF1断層が分布していることが明らかになった(文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 2023)。分岐して北東-南西方向に延びる重力異常の急変帯において探査測線(D304 測線、図9)を設定して再検討を行ったが、令和4年度の調査の結果と同様、本調査においても、重力異常の急変に対応する地質構造は確認できなかった。

F1断層は、断層の北側が相対的に低下する正断層成分を有しているが、断層の下盤側(隆起側)における第四紀層の分布が限定的であるため、F1断層の過去の活動の検討が困難である。他方で、F1断層は、断層近傍の第四紀層を累積的に引きずり上げたり、引きずり下げたりするように変形させている。このことは、F1断層が第四紀において繰り返し活動してきた活断層であることを示している。また、このような第四紀層の変形様式は、F1断層が横ずれ成分を有していることを強く示唆している。さらに、本調査におけるD303 測線においては、F1断層の両方に第四紀層が分布しており、F1断層は第四紀層を切断して、海底面に段差を生じさせている(図10)。このことは第四紀においてF1断層が活動したことを直接的に示している。

F1断層の低下側(北側)には、第四紀層を累積的に変位させる複数条の海底活断層がF1断層に並走して発達している。これらの活断層は、全体としてはF1断層と同様に断層の北側を低下させる正断層(F2断層、F3断層、F5断層、F6断層)を主体とするが、断層の南側を低下させる正断層(F4断層、F7断層)も分布している。マイグレーション断面では、これらの断層の横ずれ成分を示す構造は確認できない。断層の断面形状にもとづけば、第四紀層を変位させるこれらの活断層は、深部でF1断層に収斂している可能性が高い。前述の

ように、ほとんどの測線において F1 断層の隆起側に第四紀層が分布しないため、F1 断層を対象として過去の活動を直接的に検討することは困難であると考えられる。F2～F7 断層を対象とした調査を実施することによって、宇土半島北岸区間の過去の地震活動を評価できる可能性がある。

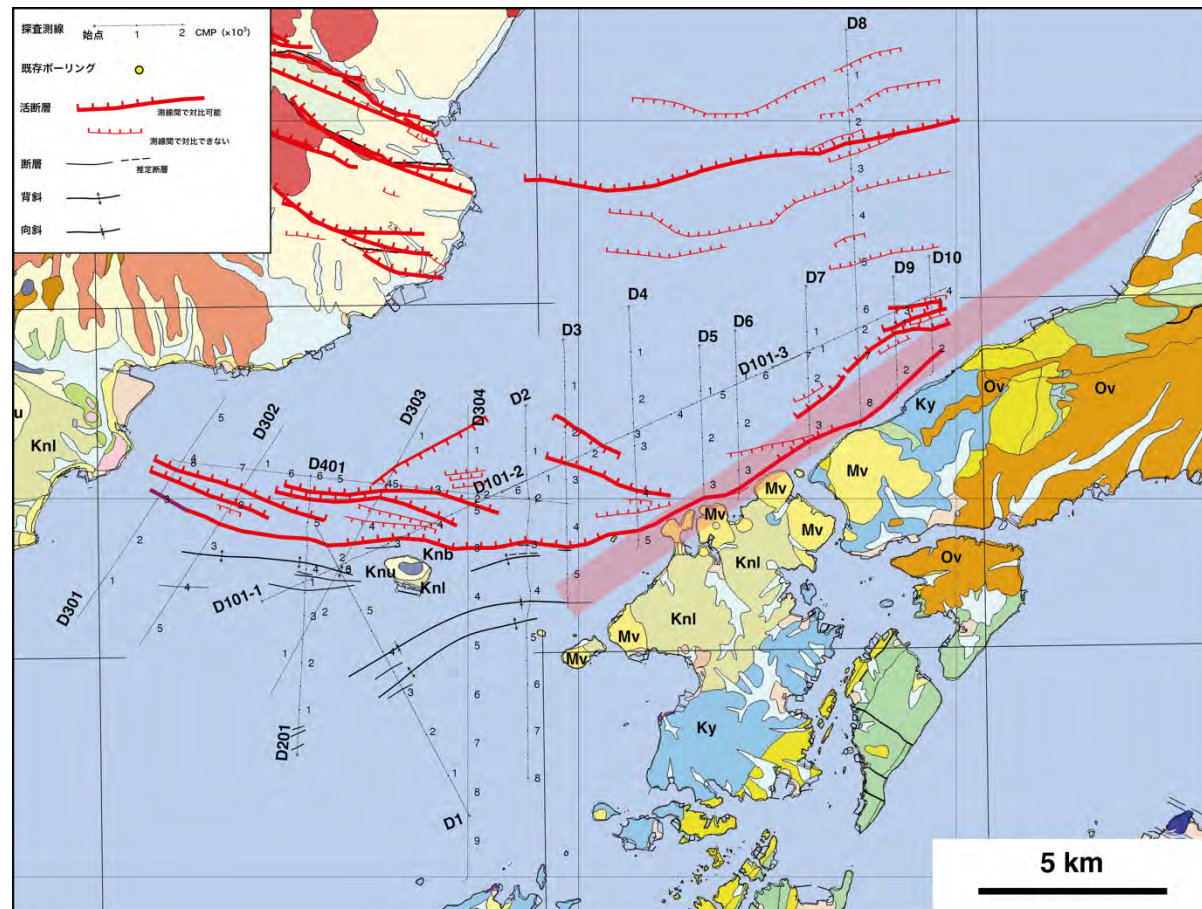


図 14 宇土半島北岸区間およびその周辺の地質構造図

薄い赤太線は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）による宇土半島北岸区間。陸域の地質は産総研地質調査総合センター（2022）にもとづく（地質に関する凡例の説明は図 6 を参照）

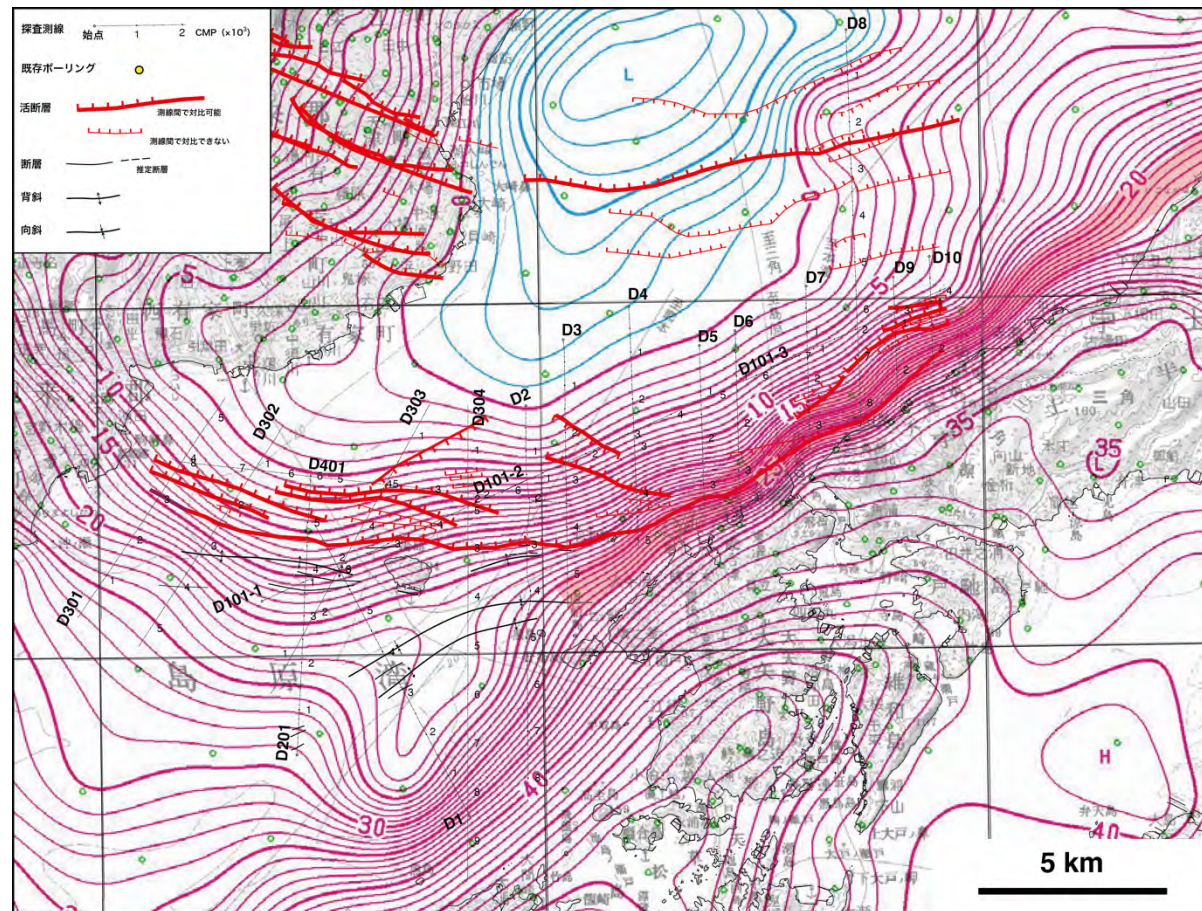


図 15 宇土半島北岸区間およびその周辺の地質構造図

薄い赤太線は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）による宇土半島北岸区間。

d) 宇土半島北岸区間の連続性、端点の位置

宇土半島北岸区間は、宇土半島および大矢野島の北岸に沿って分布する顕著な1条の重力異常の急変帯に沿って推定されたものであるが、令和4年度に実施した高分解能マルチチャンネル反射法音波探査によって、宇土半島および大矢野島の北岸に推定された宇土半島北岸区間のトレースに沿って、地質境界をなすF1断層が連続的に分布していることが明らかになった(図14、15)。重力異常の急変帯は大矢野島の北西端の沖合で2条に分岐するが、F1断層は東西方向に分岐して延びる重力異常の急変帯に沿って分布していると判断される。F1断層は、湯島の北岸を通過し、少なくとも湯島の約6.0 km 西方の沖合まで連続していると考えられる。F1断層によって第四紀層が累積的に引きずり上げたり引きずり下げたりされていること、D303 測線(図10)においては第四紀層を切断して海底面に高度差を生じさせていることから、F1断層は活断層であると判断される。ただし、本調査で最も西側に配置したD301 測線(図12)においては、得られたデータの品質から、F1断層の第四紀における活動の有無を検討できなかった。すなわち、F1断層が活断層であることが確認できたのは本調査におけるD302 測線(図11)までの領域である。よって、活断層としてのF1断層の西側端点は、D302 測線とD301 測線に挟まれた海域に位置していると判断される。一方で、断層の北東側の端点については、令和4年度の調査において最も東側に配置した測線(D10 測線、宇城市三角町太田尾の沖合)まではF1断層が連続的に捉えられている。これよりも東側の領域については、音波散乱層が想定されるため、令和4年度の調査および本調査では探査を実施していない。

F1断層の北側の海域には、F1層と並走して、第四紀層を累積的に変位させる複数条の海底活断層(F2断層、F3断層、F4断層、F5断層、F6断層、F7断層)が確認できる。これらの断層の分布は断続的であるが、断層の断面形状によれば、これらの断層は深部でF1断層に収斂していると考えられる。すなわち、これらの活断層およびF1断層は一連の断層帯(宇土半島北岸区間)を構成していると推察される。これらの海底活断層のうち、最も西側に分布しているF6断層においては、本調査におけるD301 測線(図11)およびD302 測線(図12)において第四紀層が累積的に変位を受けていることを確認できる。よって、F6断層は少なくともD301 測線までは延びており、その端点はさらに西側に位置していると判断される。本調査においてF6断層が確認できる最も西側の地点は、湯島の約6.0 km 西北西の海域(島原半島の約1.3 km 東側の沖合。D301 測線のCMP3700 付近)に位置する。既存の活断層に関する資料(例えば、活断層研究会, 1991 ; 今泉・他, 2018)には、本断層帯の島原半島側の陸域延長部に活断層の分布が示されていない。そのため、断層帯の端点が、F6断層が確認できた最も西側の地点と島原半島の海岸線の間位置すると仮定すれば、断層帯の西側端点は湯島の約6.5 km 西北西の海域(島原半島の約0.6 km 沖合)と推定される。

以上をまとめると、宇土半島北岸区間は、第四紀層の南縁を限るF1断層と、F1断層の下盤側(北側)の海域に断続的に分布する海底活断層群によって構成されている。これらの断層は、宇城市三角町太田尾の沖合から、宇土半島および大矢野島に沿って北東―南西方向

に延び、野釜島の約 2.5 km 北方の沖合（令和 4 年度の D3 測線付近）から走向を東西方向に転じて、湯島の北岸を経て、少なくとも湯島の約 6.5 km 西北西の沖合まで連続する。宇土半島北岸区間の西端については、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）によれば、大矢野島の北西端の沖合の海域とされていた。本調査によって、宇土半島北岸区間はさらに西側に少なくとも約 11 km 延びていることが明らかになった。宇土半島北岸区間の東端については、令和 4 年度の調査および本調査で音波探査を実施した範囲に断層が分布することが確認されることから、少なくとも宇城市三角町太田尾の沖合まで連続している。

4) まとめ

宇土半島北岸区間の正確な位置・連続性、南西端の位置に関する資料を取得するため、令和 4 年度に実施した探査結果を踏まえて、宇土半島北岸区間の南西延長部が分布する島原湾南西部の海域において、高分解能の音波探査を実施し、海底面下 200 m 程度までの地質構造を検討可能な高品質な音波探査記録断面を取得した。

本調査で取得したマイグレーション断面と、令和 4 年度の調査で得られた成果を組み合わせ、宇土半島北岸区間の南西延長部を構成する海底活断層の位置形状を明らかにした。断層は湯島の北岸を経て、少なくとも湯島の約 6.5 km 西北西の海域まで延びていると推定される。

本研究では、令和 4 年度の調査と同様に、沿岸海域における海底活断層調査で一般的な音波探査よりも高い出力を持つ音源装置、多チャンネルかつ深度ロガーを取り付けた受振器を用いた高分解能マルチチャンネル反射法音波探査を実施した。また、探査の際には、音源およびテールブイにおいて GNSS 測位を行うことによって、音源および受振点の座標を精密に決定した。これによって、海底活断層調査に必要な分解能を維持しながら、深部（海底面下 200 m 程度）までの地質構造を検討可能な、S/N 比の高いマイグレーション断面を取得できることを示した。こうして得られた探査記録を用いることによって、宇土半島北岸区間を構成する断層の分布・性状、連続性および活動性について、信頼性の高い資料を取得できることを実証した。島原湾南西部のように、海底地形および地質構造が複雑な海域では、本調査で実施したような高分解能マルチチャンネル反射法音波探査が有力な選択肢となることを示した。他方で、海岸線が複雑に入り組む領域では、受信器を曳航しながら海岸線付近までの探査を行うことが困難であるため、海岸線付近については送受震一体型の装置による高分解能音波探査、あるいは、海底地形調査を組み合わせることで調査を実施することが効果的であると考えられる。

令和 6 年度においては、令和 4 年度の調査および本調査の成果を踏まえて、断層の活動性を評価するための海上ボーリング調査を実施する予定である。

(d) 結論ならびに今後の課題

宇土半島北岸区間が推定されている海域およびその南西側の島原湾南西部の海域において実施した高分解能の音波探査によって、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層が実在していること、その正確な位置・連続性がわかった。宇土半島北岸区間を構成する断層は、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）が示した断層の端点から西側の海域に約 11 km 延長しており、湯島の北岸海域および湯島瀬戸の海釜の南縁を通過し、島原半島の湯島の約 6.5 km 西北西の海域まで延びていると推定される。また、宇土半島北岸区間の過去の活動についての資料が得られていないため、海上ボーリング調査等を行って宇土半島北岸区間の活動性を評価するための資料を取得することが課題である。よって、令和 6 年度においては、宇土半島北岸区間の活動性を評価するための海上ボーリング調査を実施する予定である。

(謝辞)

現地調査にあたっては漁業関係者、港湾施設関係者、自治体ならびに海上保安部の方々には調査の趣旨をご理解いただき、多大なご協力をいただきました。ここに記して感謝いたします。

(e) 引用文献

- 赤木 健, 7 万 5 千分の 1 地質図幅「口之津」, 地質調査所 (現 産総研地質調査総合センター), 1936.
- 長谷義隆・岩内明子, 内陸堆積層の分布高度から求めた中部九州地溝内沈降域の変位, 地質学論集, 41, p. 53-72. 1993.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高編, 「活断層詳細デジタルマップ 新編」, 東京大学出版会, 154pp, 2018.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 「布田川断層帯・日奈久断層帯の評価 (一部改定)」, 66p, 2013.
- 活断層研究会編, 「新編 日本の活断層」, 東京大学出版会, 440pp, 1991.
- 松石秀之・松本達郎, 南部有明海の海底沖積層-有明海の海底沖積層〔その 2〕一, 九州大学理学部研究報告, 地質学, 10, p. 91-121, 1969.
- 松岡裕美・岡村 眞, 中央構造線系海底活断層の分布形態とその特徴, 月刊地球号外, 31, p. 110-116, 2000.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 「活断層評価の高度化・効率化のための調査」令和元年度 成果報告書, 2020.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 「活断層評価の高度化・効率化のための調査」令和 2 年度 成果報告書, 2021.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 「活断層評価の高度化・効率化のための調査」

- 令和3年度 成果報告書, 2022.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 「活断層評価の高度化・効率化のための調査手法の検証」 令和4年度 成果報告書, 2023.
- 森尻理恵・広島俊男・駒澤正夫・牧野雅彦・村田泰章・名和一成・西島 潤・茂木 透, 20 万分の 1 重力図「福岡地域重力異常図 (ブーゲー異常)」, 産総研地質調査総合センター, 2001.
- 村上文敏・西村清和・松岡弘和・古谷昌明・丸山かおる・半場康弘・立石雅昭, 浅海域音波探査用 12 チャンネル受診ケーブルの作成と海域実験結果, 海洋調査技術学会第 16 回研究成果発表会講演要旨集, 45-46, 2004.
- 村田泰章・名和一成・駒澤正夫・森尻理恵・広島俊男・牧野雅彦・山崎俊嗣・西村清和・大熊茂雄・志知龍一, 20 万分の 1 重力図「鹿児島地域重力図 (ブーゲー異常)」, 産総研地質調査総合センター, 2004.
- 長尾 巧, 天草の地質略報 (一), 地質学雑誌, 29, p. 41-56, 1922.
- 大塚裕之, 口之津層群の層序および堆積物-口之津層群の地史学的研究 その 1—, 地質学雑誌, 72, p. 271-384, 1966.
- 大塚裕之, 北西部九州有明海南部地域の更新-最新統の層序学的, 堆積学的研究, 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), 3, p. 35-65, 1970.
- 大塚裕之・外間喜春・田中利明・後村信幸・竹之内貴裕・上野宏共, 島原半島南部の地質の再検討, 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), 28, p. 181-241, 1995.
- 斎藤 眞・宝田晋治・利光誠一・水野清秀・宮崎一博・星住英夫・濱崎聡志・阪口圭一・大野哲二・村田泰章, 20 万分の 1 地質図幅「八代及び野母崎の一部」, 産総研地質調査総合センター, 2010.
- 産総研地質調査総合センター, 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2, 2022.
<https://gbank.gsj.jp/seamless> (閲覧日: 2023 年 3 月 3 日).
- 産業技術総合研究所・千葉大学理学部・東海大学海洋学部・地域地盤環境研究所, 沿岸海域における活断層調査「雲仙断層群北部 (海域) 及び雲仙断層群南東部 (海域)」成果報告書, 本文 49p, 図表 134p, 2010.
- 杉山雄一・岡村行信・武田伸勝・丸山かおる, 九州中部, 島原湾と橘湾における雲仙断層群の音波探査, 活断層・古地震研究報告, 11, p. 149-194, 2010.

3. 9 宮古島断層帯の調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 宮古島断層帯の調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
東京大学地震研究所	助教	白濱 吉起 ^{#1}
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	研究員	レゲット 佳

^{#1} 2023 年 10 月異動

(c) 業務の目的

宮古島断層帯は、南西諸島西部の宮古列島に分布しており、分布形状と活動性の違いにより、断層帯中部と断層帯西部に区分される。断層帯中部はマグニチュード 7.2 程度の地震が発生する可能性があり、その際に東側が西側に対して相対的に 2 m 程度低くなる段差が生じる可能性がある。一方、断層帯西部はマグニチュード 6.9 程度の地震が発生する可能性があり、その際に東側が西側に対して相対的に 1 m 程度低くなる段差が生じる可能性がある。しかしながら、本断層帯の両区間とも、平均活動間隔や平均変位速度が明らかではなく、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010；以下、地震調査研究推進本部と呼ぶ。）では、将来このような地震が発生する長期確率を求めることができないとされている。本事業では、島内および沿岸の浅海部に延びる活断層を対象に、主に平均変位速度を解明することを目的とした活断層調査を実施する。新しい調査手法として沿岸部の変位地形の把握のため、浅海底レーザ測量結果を活用するとともに、編年手法として宇宙線生成核種年代測定を実施する。

(d) 3 か年の年次実施業務の要約

1) 令和 4 年度：

断層帯中部ないし西部における地形地質調査、陸域の断層帯の一部における航空 LiDAR 測量結果、浅海部の断層沿いの一部における浅海底レーザ測量結果により、断層変位地形を把握した。踏査結果および得られた地形データから活動性を解明するため、1 箇所以上の調査候補地点を入念に選定した。

2) 令和 5 年度：

断層変位地形の把握と試料採取候補地点の選定のため、地形地質調査を実施した。また、平均変位速度推定に適した 1 箇所以上を選定し、ボーリング調査、ピット掘削調査、およびトレンチ調査を実施した。隆起海岸地形を対象とした地形地質調査を実施した。宇宙線生成核種年代測定および放射性炭素年代測定のための試料を採取し、採取した試料の一部について分析を行った。

3) 令和 6 年度：

断層変位地形の把握のため、地形地質調査を実施する。過年度に採取した試料の前処理・測定を実施し、地形面等の年代について検討する。得られた年代測定結果を基に平均変位速度等の活動性について検討するとともに、新手法の可用性について検証する。

(2) 令和 5 年度の成果

(a) 業務の要約

宮古島断層帯の活動性調査を目的にボーリング・トレンチ調査を含む地形地質調査を実施し、表面照射年代測定用試料および放射性炭素年代測定用試料を採取した。ボーリング・トレンチ調査は宮古島市平良久貝地区にて実施した。その結果、トレンチ掘削箇所において断層活動に伴う沈降運動が少なくとも 1 回生じたことが明らかとなった。また、久貝地区、下里地区、宮国地区において腰原断層系もしくは嘉手断層系の活動によると推定される隆起海岸地形が認められた。これらの地形について地上レーザー測量を含む地形計測と年代測定試料の採取を実施した。加えて、西原地区では海成段丘面の露頭から断層変位と推定される変形を見出し、試料採取を実施した。

(b) 業務の成果

1) 宮古島断層帯の概要

宮古島断層帯は宮古列島（宮古島、池間（いけま）島、来間（くりま）島、伊良部島）に分布する北西－南東走向を示す複数列の並走した正断層から構成される（図 1）。地震調査研究推進本部（2010）では、長沼断層系、与那原（よなばる）断層系、野原（のばる）断層系からなる宮古島断層帯中部、腰原（こしばる）断層系、嘉手（かで）断層系、牧山断層、来間断層からなる宮古島断層帯西部に区分した。地震調査研究推進本部では、主に平成 20 年度に地域地盤研究所・産業技術総合研究所によって行われた調査研究成果（地域地盤研究所・産業技術総合研究所，2009；以下、平成 20 年度追加・補完調査と呼ぶ。）に基づいて評価を行った。その結果、宮古島断層帯中部は長さ 28 km 以上で、東側が相対的に沈降する正断層であり、40～90 万年前以降に形成された友利（ともし）石灰岩を変位させていることから、それ以降に活動したことは確実であるものの、最新活動時期や平均変位速度などの活動性は不明であるとした。また、宮古島断層帯西部は 12 万年前以降に活動した可能性があるが、最近の活動を示す地形・地質的な痕跡は見つかっておらず、宮古島断層帯中部同様活動性は不明であるとした。

宮古島に分布する断層の存在は、古くから知られており（例えば、Doan et al., 1960 など）、活断層研究会編（1980；1991）によって、構成断層が新城（あらぐすく）断層系、福里断層系、長沼断層系、与那原断層系、野原断層系、腰原断層系、嘉手断層系、来間断層、佐和田断層、牧山断層の 10 断層に整理された（図 2）。今泉・他（2018）では北西－南東走向の長さ約 25 km の正断層群からなるが、後期更新世の活動を示す確実な痕跡は認められないとしている。活動履歴の解明を目的とした体系的な活断層調査は平成 20 年度追加・補完調査で行われたものが唯一であるが、年代測定が可能な堆積物に乏しいため、通常のトレンチ調査やボーリング調査が難しく、活動性を示す地形・地質学的証拠が得られていない。平成 20 年度追加・補完調査の成果報告書では

宮古島断層帯の活動性を明らかにするための課題の一つとして、地形面の年代を定めることが困難であることを挙げている。

2) 周辺の地質概要

宮古列島は、宮古島本島、本島北部に位置する池間島、本島北西に位置する伊良部島、本島西部に位置する来間島からなる(図2)。宮古島の地質は、大まかには砂岩・泥岩からなる島尻層群、石灰岩からなる琉球層群、地表表層を覆う風成堆積物から構成される。島尻層群、琉球層群の細分は Doan et al. (1960) によってなされ、その後、大村(1973)、矢崎(1976; 1977)、矢崎・大山(1979; 1980) によって、琉球層群は下位から保良(ぼら)石灰岩、友利(ともり)石灰岩、平良(ひらら)石灰岩、下地島(しもじしま)石灰岩に細分された。これらは基本的に不整合関係にあるとされているが、沖縄第四紀調査団(1976)、亀山・首藤(1980)、中森(1982)のように、一連の整合関係にあるとする研究もある。以降では、地層の分類・呼称は矢崎・大山(1980)に従う。いずれの研究結果においても共通している地質構造の特徴としては、宮古島が西へ傾斜した傾動地塊を形成していること、西側ほど地形面を形成する石灰岩層が新しく、覆瓦状に地質が重なっていることが挙げられる。また、更新統に相当する琉球層群が鉛直に近い正断層によって変位していることが報告されており(地域地盤研究所・産業技術総合研究所, 2009 ほか)、琉球層群の形成以降に活動したことは確実とされる。

3) 調査手法

a) 地形判読および地質踏査による調査地点の選定

写真判読および地形データによる判読を行い、宮古島断層帯の活動性推定に適した地点を選定した(図3)。特に、令和5年度の調査によって活動性が高いと推定された腰原断層系および嘉手断層系周辺の沿岸部を中心に写真判読および地形データによる地形判読を行った。その結果、平良周辺および宮国周辺に隆起海岸地形や断層変位地形を見出した(図4および図5)。それらの地点において地質踏査を実施するとともに、必要な箇所においては VRS 測量により地形計測を実施した。

b) ボーリング調査、ピット調査、およびトレンチ調査

ボーリング調査は、宮古島市久貝地区で実施した(図6)。掘削は、表層部から全ての深度の試料を連続的に採取するオールコアボーリング(口径 86 mm)、鉛直掘とした。孔数は4孔(B-1孔、B-2孔、B-11孔、B-12孔)、総掘削深度は30 mとした。ボーリング掘削地点の位置や標高は、VRS 測量を実施した。

採取コアは、水と刷毛を用いてコア表面の汚れを落としたのち、コア箱に入れた状態でスケールなどを入れ、デジタルカメラを用いて写真撮影を行った。その後、現場作業所にてコアを取り出し、層相、堆積構造、層厚、堆積物の粒径、混入物とその量、色調、火山灰や生痕の有無等を詳細に記載した。

ピット掘削およびトレンチ掘削は、ボーリング調査と同様に沖縄県宮古島市平良地区にて実施した(図6)。ピットの形状は長さ2 m×幅2 m×深さ3 m程度、トレンチの形状は、長さ25 m×幅4 m×深さ3 m程度とした。法面の傾斜は、切り土が崩壊しないよう70°に設定した。

調査用地はサトウキビ畑であったため、地権者の了解のもとに重機でサトウキビの刈り取り及び廃棄を実施した。その上で、トレンチ掘削用地、掘削残土置場等の作業用地及び進入路を設定した。調査用地境界には、関係者以外の者が無断で立ち入らないように、安全ロープ等でバリケードを設置し立ち入り看板を設置した。トレンチ位置の正確な地理座標は VRS 測量により計測した。

トレンチは延びの方向が推定断層走向と直交方向となるよう留意し、設定した。また、基盤標高の確認のため、トレンチ掘削と合わせて周囲においてピット掘削を実施した(図 6)。掘削したトレンチの法面は、地層の観察ができるように、平滑に整形した。その際、掘削時に法面に張り付いた掘削残土は完全に除去した。最終的な仕上げは全法面についてねじり鎌を用い、壁面水洗を行った。整形したトレンチ法面には、写真撮影およびスケッチの基準として、水平(横糸)・鉛直(縦糸)それぞれ 1 m 間隔でグリッドを設けた。グリッドの水平・垂直はレベルを用いて決定し、向かい合うトレンチ法面間の垂直線の水平位置を対応させ、両法面の垂直線を結んだ方向がトレンチと直交するように設定した。

整形した全ての法面を観察し、スケッチ及び写真撮影を行った。スケッチの縮尺は 1/20 である。観察は、肉眼で識別でき、かつ所定の縮尺でスケッチに表現できる大きさの単層毎に地層を区分し、単層毎の岩相・変形構造・堆積構造・地層境界の形状・層位関係・断層・植物遺体等について、観察とスケッチを行った。断層面については、それらの走向・傾斜、切断関係等を詳細に記載(スケッチ)した。

整形した法面全てについて、グリッドごとにデジタルカメラを用いて撮影し、これらの写真を繋げて縮尺 1/20 のモザイク写真を作成した。この際、写真の繋ぎ目が見えないように色調、明るさとコントラストを調整するとともに、撮影時の歪みや法勾配によるみかけのグリッドサイズを補正した。また、デジタルカメラを用いて撮影した写真から、Agisoft 社の metashape を用いて、トレンチの 3D データを作成した。

トレンチ法面からは、放射性炭素年代測定のための試料を採取した。試料採取位置はスケッチに記入した。放射性炭素年代測定は、株式会社地球科学研究所に依頼した。

c) 宮古島沿岸部の海成段丘・隆起海岸地形の調査および年代測定用試料の採取

宮古島沿岸部についての地形判読結果に基づき地質踏査および地形測量を実施した(図 3)。地形測量は複数箇所において VRS 測量を実施した。久貝地区(伊良部大橋)(図 4)及び宮国地区(深江橋)(図 5)では、GNSS 基準点を初点とし、3D レーザースキャナーによるレーザー測量を実施した。本調査で使用した主要機器を表 1 に示した。

年代測定用試料として、表面照射年代測定用試料および放射性炭素年代測定用試料を採取した。採取地点は沖縄県宮古島市久貝地区(1 地点: 隆起ベンチ; 図 4)、下里地区(1 地点: 隆起ベンチ; 図 4)、西原地区(1 地点: 海成段丘上; 図 3)、宮国地区(2 地点: 隆起ベンチ、1 地点: 海成段丘上; 図 5)、砂川地区(1 地点: 海成段丘上; 図 3)の、計 7 箇所である。宇宙線生成核種(C1-36)を用いた表面照射年代測定用試料として石灰岩を採取し、重量は 500 g を確保した。放射性炭素年代測定用試料としては生物遺骸、有機質土壌などを 10 g 程度確保した。

放射性炭素年代測定用試料の一部については、株式会社地球科学研究所に依頼し分析を行った。試料採取地点の測量は試料採取地点の標高、緯度・経度(世界測地系)を VRS 測量にて測定した。

4) 調査の結果

a) 地形判読および地質踏査による調査地点の選定

令和5年度に活動性が高いと推定された腰原断層系および嘉手断層系周辺の沿岸部を中心に踏査を行った結果、腰原断層系・嘉手断層系による断層変位地形や隆起海岸地形を複数地点で見出した(図3)。また、長沼断層系における露頭調査、与那原断層系における試料採取を実施した。

腰原断層系では地形判読の結果、宮古島市平良久貝にて人工改変の少ない断層変位地形を見出した(図4および図6)。この地点では、東落ちの正断層が南北方向に延びており、西側が段丘化している。3本の谷が段丘面を東西に下刻しているが、現在水の流れはなく、すべて風隙を形成している。谷部に沿う測線で地形計測を実施したところ、推定断層位置から西側に頂点を持つ形状が認められた(図6B)。形成された際には西傾斜を有していたと考えられることから、離水後に生じた断層活動によって隆起したことが推定される。その落差は頂部と東側の東傾斜の崖の基部で約0.5 mであった。同じく嘉手断層系の延長における沿岸部の完新世ベンチの変位量が後述するように1 m以下であることから、最近の活動による変位である可能性が高い。そこで、久貝において地質構造を把握し、活動性を推定するためのボーリング調査、ピット調査、およびトレンチ調査を実施した。以降では本トレンチを久貝トレンチと呼称する。

また、腰原断層系は複数のトレースから構成されるため、各トレースの変位・変状を調査するため、沿岸部において地形地質調査を実施した(図4)。結果、下里地区パイナガマビーチ周辺、久貝トレンチ北延長部、伊良部大橋周辺にて隆起ベンチや隆起ノッチなどの隆起海岸地形を確認した。これらについてVRS測量や地上LiDARによる地形計測および年代測定試料の採取を実施した。

嘉手断層系においても沿岸部を中心に地形地質調査を実施した(図5)。結果深江橋周辺にて隆起ベンチや隆起ノッチなどの隆起海岸地形を確認した。これらの地形に対してもVRS測量や地上レーザー測量による地形計測および年代測定試料の採取を実施した。

長沼断層系では、宮古島市西原地区の海岸において工事に伴い海成段丘面の露頭が確認された。露頭では断層及び地層の変形が認められ、長沼断層系の活動性推定に資する情報が得られると判断されたため、調査対象とした。

その他、スン川地区において与那原断層に沿うリッジ上にて年代測定用試料を採取した。

b) ボーリング調査、ピット調査、およびトレンチ調査の結果

i) ボーリング調査の結果

久貝地区において、石灰岩(基盤岩)および有機質シルト層の平面・垂直方向の分布を確認するため、ボーリング調査を実施した。風隙谷の頂部付近がB-2孔、地形的な東傾斜の斜面の基部付近がB-1孔、推定断層位置より低下側の2箇所がB-11孔およびB-12孔である。各ボーリング孔の地質概要としては、各孔とも表層に耕作土、黄褐色～赤褐色の風成堆積物(赤土; 大野越粘土層)が認められ、それらが石灰岩の基盤岩を覆っていた。石灰岩の基盤高度は明瞭に追跡できる。一方、石灰岩中の層相区分は難しく対比が困難であった。

4孔のボーリングコアの孔口測量結果を表2に示した。各ボーリングコアの観察結果を以下に記載する。図7～図14に柱状図およびコア写真を示した。

【B-1 孔】

- 0.00～0.52 m：耕作土。暗茶～茶灰色を呈する粘土～極細粒砂、シルトからなる。上部は植物根を多く含み、下部では淘汰が悪く、黑色鉱物、砂粒子が混入する。
- 0.52～0.74 m：赤土。黄～赤褐色ローム質粘土からなる。
- 0.74～10.20 m：石灰岩。塊状石灰岩及びブロック状石灰岩からなる。

【B-2 孔】

- 0.00～0.26 m：耕作土。軟質な茶色シルトからなる。
- 0.26～0.49 m：赤土。しまりの良い茶色シルトからなる。
- 0.49～0.62 m：赤土。赤褐色粘土～シルトからなる。植物根を含む。
- 0.62～0.76 m：赤土。赤褐色シルトからなる。植物根を含む。
- 0.76～0.92 m：赤土。黄～赤褐色粘土からなる。
- 0.92～1.82 m：赤土。赤褐色シルトからなる。
- 1.82～2.06 m：赤土。暗赤褐色シルトからなる。
- 2.06～5.15 m：石灰岩。塊状石灰岩及びブロック状石灰岩からなる。

【B-11 孔】

- 0.00～0.29 m：耕作土。軟質な茶色シルトからなる。
- 0.29～0.45 m：赤土。茶褐色ローム質シルトからなる。しまりが良く、黑色鉱物を含む。
- 0.45～0.70 m：赤土。黄～赤褐色ローム質粘土からなる。
- 0.70～1.00 m：赤土。赤褐色ローム質シルトからなる。
- 1.00～1.50 m：赤土。暗赤褐色ローム質シルトからなる。
- 1.50～7.50 m：石灰岩。塊状石灰岩及びブロック状石灰岩からなる。

【B-12 孔】

- 0.00～0.21 m：耕作土。軟質な茶色シルトからなる。
- 0.21～0.32 m：赤土。しまりの良い茶色シルトからなる。
- 0.32～0.51 m：赤土。赤褐色シルトからなる。植物根を含む。
- 0.51～0.67 m：赤土。赤褐色粘土～シルトからなる。植物根を含む。
- 0.67～1.14 m：赤土。黄～赤褐色粘土からなる。
- 1.41～1.85 m：赤土。暗赤褐色シルトからなる。
- 2.06～5.15 m：石灰岩。塊状石灰岩及びブロック状石灰岩からなる。

4 孔のボーリングコアにおける基盤岩の標高に着目すると、東から 7.41 m (B-11 孔)、6.8 m (B-12 孔)、8.13 m (B-1 孔)、7.25 m (B-2 孔) であった。B-1 孔掘削地点は風隙における地形的な頂部に位置するが、基盤標高はむしろ B-2 孔の方が高い。低下側の B-11 孔および B-12 孔における基盤標高は西に向かって低下する傾向が認められた。したがって、B-1 孔もしくは B-2 孔と

B-12 孔の間に断層が存在する可能性が高いと判断し、基盤標高をとらえるためのピット掘削をその周辺において複数箇所実施し、断層位置の特定を試みた。

ii) ピット掘削調査およびトレンチ調査の結果

トレンチ調査地点周辺における測量結果を表 3 に示した。

断層はほぼ南北走向と考えられることから、B-11 孔および B-12 の西延長の 3 か所で試掘を行った (図 6)。その結果、基盤岩の標高は東から 6.41~6.5 m (トレンチ東端)、6.01~6.19 m (トレンチ中央部)、7.39~7.97 m (トレンチ西端) であることを確認した (表 3)。基盤岩の標高は東端の試掘ピットから中央の試掘ピットへ向けてやや減じ、中央の試掘ピットと西端の試掘ピットの間で大きく変化することが分かった。そのため、中央の試掘ピットと西端の試掘ピットの上に断層が存在すると判断し、3 か所の試掘ピットをつなぐ形でトレンチを掘削した。B-1 地点の基盤標高は 8.13 m といずれの地点よりも高かった。複雑な基盤岩形状が予想されたため、基盤標高分布を把握するため、トレンチの南東側でピット A、南西側でピット B、北西側でピット C、北東側でピット D を掘削した。

トレンチ調査結果

トレンチ壁面スケッチの凡例を図 15、トレンチ壁面の写真およびスケッチを図 16 および図 17 にそれぞれ示した。トレンチの 3D データを図 18 に示した。トレンチ壁面の観察の結果、久貝地区の層序は、上位から下位に A 層~F 層の 8 層に区分した。以下に層相を記す。

A 層：赤褐色を呈する砂・礫混じりシルトで、サトウキビ畑の底土である。下位との境界は漸移する。なお、表層 20 cm 程度は、トレンチ掘削に伴い耕作土と掘削土が混ざること避けるため、予め剥ぎ取り、除いている。

B 層：褐色を呈するシルトからなる。下位との境界は明瞭である。N21 付近で C1 層および D 層に大きく食い込む。北壁面の N21~N25、南壁面の S10~S14 において楔状に多数下位層準に食い込む。

C1 層：本層はトレンチ北壁面 (N4~N22)、南壁面 (S7~S17) にのみ分布し、トレンチ内では北側に向かい幅広く層厚が増す。暗褐色を呈する有機質シルトからなる。植物根痕跡がみられ、特に上部では密集する。径 0.5~2 cm 程度の黒色を呈する酸化鉄またはマンガン団塊が散在する。下位の D 層との境界は漸移するが、北壁面の東端と西端、南壁面の西端では下位の地層との境界は明瞭である。

C2 層：本層はトレンチ北壁面 (N6~N18) にのみ分布する。褐色を呈する有機質シルトからなる。上位の C 層から連続する植物根痕跡がみられる。下位との境界は明瞭である。

C3 層：本層はトレンチ北壁面 (N10~N15) にのみ分布する。暗褐~黒褐色を呈する有機質シルトからなる。上位に比べて粘土分を多く含む。C1~C3 層は D 層のたわみ下がりやを水平に埋積するような堆積構造を示す。

D 層：明褐~淡黄褐色を呈する砂質シルトからなる。上部は上位の地層から連続する植物根痕跡がみられ、やや砂質である。中部はシルトからなる。下部はところどころに石灰岩片を含む褐色シルトからなる。層厚は、北壁面では N1~N15 まで 1~1.2 m 程度で N15~N25

まで 1.2～1.6 m 程度である。南壁面では S1～S12 まで 1～1.2 m 程度で S12～S25 まで 1.2～2.2 m 程度である。それぞれの境界 N15 および S12 付近で見かけ急激に変化する。北壁面では N12 付近、南壁面では S13 付近に向かってたわみ下がる。E 層との境界はおおむね漸移的であるが、小断層を境として明瞭に区別できる箇所が認められる。基底は凹凸に富み、S15 や S19 付近などトレンチ底まで大きく入り込む箇所が認められる。D 層中の亀裂は不明瞭で上位層まで追跡することは難しい。

E 層：灰色を呈する礫状の石灰岩からなる。強風化し粘土化した石灰岩や褐色シルトを伴う。N08、S15、S19、S23.5 などにおいて D 層が食い込む。

F 層：白～灰白色を呈する石灰岩からなる。トレンチの西では分布高度が 7.39～7.97 m と高く、中央付近で約 1～2 m 程度低い。東で再び高くなり標高 6.41～6.5 m と中央付近との比高は約 0.2～0.5 m 程度を示す。亀裂が多く、礫状の破碎が集中する区間と亀裂の少ない未破碎の区間が存在する。

トレンチ壁面において、認められた主な断層もしくは断層破碎帯を f1～f6 断層とした。f1 は断層破碎帯として認識でき、全体として西に傾斜する。F 層は小断層ごとに西上がりの変位を示し、全体的には N02～N08、S02～S08 にかけて東に向かって高度が低下する。図 17 に示したようにトレンチ底面では、N12～N13、S12～S14 付近において基盤標高が最も低くなっており、地溝状の凹地が認められる。この地溝を東西に挟む断層としての f2 断層および f3 断層が認められた。S15 付近では、大きく D 層が食い込んでおり、それを形成する fissure として f4 断層を認定した。北壁面の N21 付近では B 層が大きく D 層まで食い込む。N19～N20 付近では基盤標高が相対的に低くなっており D 層が下位層へ食い込む。また、南壁面では S19 付近において大きく D 層が食い込む。これらの地溝状の変形を形成する断層として f5 断層を認定した。N22～N23 付近では基盤岩の破碎が認められた。また、S21.5 付近において、D 層および E 層が F 層に食い込む様子が認められた。f4 断層同様の fissure が存在すると判断し、f6 断層とした。

ピット掘削調査結果

久貝トレンチ周辺における基盤標高を調査するためのピット掘削の結果、ピット A（トレンチ南東側）では 7.7 m、ピット B（トレンチ南西側）では 7.74 m、ピット D（トレンチ北東側）では 8.26 m の基盤標高があることが分かった（図 19）。ピット A およびピット D の基盤標高はトレンチ東端の基盤標高 6.41～6.5 m よりも高い。地下に谷地形のような東西方向に延びる凹部が存在し、それを埋積してサトウキビ畑が造成されたことが推定される。トレンチはほぼ凹部沿いに掘削したとみられる。

ピット C は 3.2 m 以上掘削し、E 層までは確認したものの、基盤岩が露出していない。基盤標高は 5.13 m を下回ると考えられる。基盤標高図からは谷地形がピット C に向かって屈曲している可能性を示唆する。B-2 孔において基盤標高は 7.25 m であることから、より大きい西上がりの変位を有する断層がピット C より西側を通過している可能性がある（図 19）。

年代測定結果

トレンチ壁面の3か所から放射性炭素年代測定のための試料を採取した。採取位置は図17、測定結果は表4、暦年較正の結果は表5に示した。MKG-T01はE層から採取し、7247~7002 cal BP (2 σ)、MKG-T02はC3層から採取し、14760~14053 cal BP (2 σ)、MKG-T03はC1層から採取し、8537~8391 cal BP (2 σ)を示した。最も下位から採取した試料が最も若い年代を示す。有機質な地層から採取したMKG-T02以外の試料については炭素含有量が乏しいため、MKG-T02が示す年代が信頼できると考えると、C3層の堆積は約15 ka、C1層は8.5 ka ごろに堆積したと推定される。MKG-T03以外の試料が再堆積により古い年代を示しているとした場合、D層以浅の地層が約7.2 ka以降に堆積したと推定される。いずれにせよC1~C3層が約15 ka以降に堆積したといえるものの、D層の堆積時期は不明である。

解釈

トレンチ壁面では断層による地層の明瞭な変位は認められなかった。しかし、C1層下位のC2層およびC3層は、トレンチ中央部のみ認められ、北壁面および南壁面に分布するC1層~C3層を東西に追跡すると、D層との境界で尖滅する。また、C1/C2境界およびC2/C3境界は概ね水平である。トレンチ全般に認められるD層はトレンチ中央部に向かってたわみ下がる形状を示し、その層厚は、トレンチ中央部で薄く、トレンチ両端で厚い傾向を示す。剪断面は認められないものの、f1~f6断層のようにF層には多数の亀裂・割れ目やそれに伴う落差が認められた。図20のように投影地質断面を作成すると、f1断層付近に向かって半地溝状に東側が低下する様子が認められる。半地溝状の変形によってトレンチ壁面でみられるD層のたわみ構造や層厚変化が生じていると考えられる。したがって、D層のたわみ変形ののち、凹部をC1~C3層が埋積したと考えると、すくなくとも一回のイベントが約15 ka以前に生じたと考えられ、D層の年代として約7.2 ka以降を採用した場合、約7.2 ka以降に少なくとも一回のイベントが生じたと考えられる。活動時期の精度を高めるためにはより多くの年代測定が必要である。

B層についてはN21付近でC1層およびD層に大きく食い込む。この構造が地震に伴う開口亀裂と解釈すると、最新活動を示す可能性がある。しかし、生物擾乱や人工的な擾乱の可能性もあるため、ここではイベントとして認定しない。

c) 宮古島沿岸部の海成段丘・隆起海岸地形の調査および年代測定用試料の採取の結果

海成段丘・隆起海岸地形の調査および試料採取を実施した地点は沖縄県宮古島市久貝地区（1地点：隆起ベンチ）、下里地区（1地点：隆起ベンチ）、西原地区（1地点：海成段丘上）、宮国地区（2地点：隆起ベンチ、1地点：海成段丘上）、砂川地区（1地点：海成段丘上）の、計5箇所である。位置図は図3、図4、図5に示した。

i) 宮古島市久貝地区

久貝地区伊良部大橋周辺では海岸沿いの隆起ベンチ及びノッチの3Dレーザー測量、露頭観察及び試料採取を実施した。3Dレーザースキャナーによるレーザー測量結果（総延長350 m）を図21、図22、および図23に示した。測量結果から得られた地形断面を図24にまとめた。

伊良部大橋周辺では、測量範囲の南側では1段のノッチが認められるが（図24の測線6および測線7）、橋に近づくにつれノッチが2段に分化する（図24の測線3~測線5）。伊良部大橋付近

では石灰岩の崩壊跡が認められ、その背後には2段のノッチが認められる（図 24 の測線 2）。さらに北側～東側ではノッチは再び1段となる（図 24 の測線 1）。このことから、伊良部大橋付近を断層が通過する可能性が高いと考えられる。

放射性炭素年代測定用試料として橋南側の多段化する海食洞内にて岩盤に付着する牡蠣、ビーチロック、異地性のシャコ貝等を採取した（図 25）。今後、採取試料を用いて放射性炭素年代分析を行うことで腰原断層系の断層活動に伴う離水時期を明らかにすることができる可能性がある。

ii) 下里地区

下里地区パイナガマ公園とその周辺部では海岸沿いの隆起ベンチの測量、露頭観察及び試料採取を実施した（図 4）。パイナガマ公園地点の P1 地点では、腰原断層系の断層が隆起ベンチを変形させている様子を確認できる（図 26A）。また、パイナガマ公園の西側 P2 地点および P3 地点では、久貝トレンチの延長部にあたるトレースにおいて離水ベンチとそれを変位させる断層が認められた（図 26B）。また、測量の結果約 0.5 m の隆起が確認された（図 27）。周辺において年代測定可能な試料は得られなかったため、隆起時期は不明である。パイナガマ公園地点では、P1 地点において隆起ベンチを形成する石灰岩を計 1 試料採取した（図 26C）。

iii) 西原地区

西原地区では海岸に面する海成段丘面上において、工事に伴い露出した露頭を対象とし、測量、露頭観察及び試料採取を実施した。対象とした露頭は、標高 5～8 m 付近の海岸線と平行に分布する狭小な平坦面に位置し、一部崖錐性の緩斜面や河口付近に形成される緩斜面からなる。以降では本露頭を西原露頭と呼称する。露頭壁面の写真およびスケッチを図 28 および図 29 に示す。観察の結果、西原地区の層序を、上位から下位に A1 層～H3 層の 13 層に区分した。以下に記載を記す。

A 層：褐色を呈する砂・礫混じりシルトで、表土である。下位との境界は漸移する。断層変位は認められない。

B 層：灰褐色を呈する礫混じり細粒砂からなる。露頭の西側（N2 付近）で下位の地層に割れ目に沿って落ち込む。下位との境界は明瞭である。断層変位は認められない。

C 層：灰白色を呈する礫からなる。礫は径 2～220 mm、平均径は 50～100 mm の石灰岩の角礫を主体とする。基質はシルト質細粒砂からなる。下位の D 層との境界は明瞭である。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。

D 層：灰白色を呈する極粗粒砂からなる。石灰岩片が混じる。下位との境界は明瞭である。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。

E1 層：暗褐色を呈する有機質シルトからなる。礫や砂を含む。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。

- E2 層：黄灰～淡黄灰色を呈する砂礫からなる。石灰岩円礫を主体とし、岩片や角礫を含む。砂礫層の上部の礫は、おおむね内陸側に傾くように見え、下位の礫は海側に傾くように見える。露頭西側では下位のG層を削り込む。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。
- E3 層：暗褐色を呈する有機質シルトからなる。礫や砂を含む。下位との境界は明瞭で、N3 から西は内陸側に傾き、東は海側に傾く。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。
- F 層：灰白色を呈する極粗粒砂からなる。石灰岩片が混じる。下位との境界は明瞭で、N3 から西は内陸側に傾き（層理面；N2W26W）、東は海側に傾く。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。
- G 層：灰白色を呈する礫からなる。本層の上部は、礫径 2～90 mm、平均径は 10 mm の石灰岩の角礫を主体とする。礫支持で基質は褐色を呈するシルト質細粒砂からなる。中部は石灰岩片混じりの極粗粒砂で、下部は淡褐～褐白色を呈する礫で、礫径 2～120 mm の石灰岩片、平均径 6～20mm、基質支持で基質はシルト質細粒砂からなる。下位との境界は明瞭である。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。
- H1 層：暗褐色を呈する有機質シルトからなる。礫や砂を含む。断層としては、N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。
- H2 層：褐色を呈する砂礫からなる。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。
- H3 層：暗褐色を呈する有機質シルトからなる。礫や砂を含む。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。

露頭法面では断層による明瞭な変位が認められた。しかし、東側の断層は崖に面しており、海側に低下していることから、地すべりの可能性がある。一方の西側の 2 条の断層は変位量が小さいものの上下の変位は認められた。また、E2 層と E3 層との境界から上位の地層はほぼ水平ないし海側に傾斜し、下位の地層は内陸側に傾斜していること、E3 層を削り込んでいる様子から不整合と考えられる。E2 層内部の流向は、礫のインブリケーションから下部の礫は海側から、上部の礫は陸側からの流向が推定される。以上から E2 層は津波堆積物の可能性が考えられる。

放射性炭素年代測定の結果を表 6、表 7 に示した。年代測定結果は E1 層から採取した試料 MNH-C01 が 1307～1178 cal BP (2σ) を示し、H1 層から採取した試料 MNH-C02 が present～290 cal BP (2σ) を示した。地層の関係と年代が矛盾するため、地層の堆積年代を定めるには、より多くの試料の分析が必要である。

iv) 宮国地区

宮国地区深江橋周辺では海岸沿いの隆起ベンチ及びノッチの 3D レーザー測量、露頭観察及び試料採取を実施した。3D レーザースキャナーによるレーザー測量結果（総延長 650 m）を図 30 に示した。深江橋周辺では、隆起ベンチの多段化が認められ、ノッチが 2 段に分化する様子が確認された（図 31A および 31B）。隆起時期を推定するため、隆起ベンチ上に付着したビーチロックを放射性炭素年代測定用に採取した（図 31C）。

また、深江橋の東部海岸線において露頭観察及び宇宙線生成核種による表面照射年代測定のための試料採取を実施した（図 32）。試料採取状況を図 32C に示した。試料として離水ベンチを形成する石灰岩を 1 試料採取した。

宮国地区では、中位面以上と考えられる海成段丘面上から表面照射年代測定のための試料を採取した（図 33）。農道脇の露頭では測量、露頭観察及び試料採取を実施した。試料採取状況を図 33 に示した。

今後、上記の採取試料の分析を進め、隆起ベンチや海成段丘面の離水時期の推定を試みる予定である。

v) 砂川地区

砂川地区の海成段丘は宮古島で最も高位に位置する段丘面である。本地点は与那原断層沿いのライムストーンウォール直上に位置する。この地点では宮古島島内における石灰岩の侵食速度を見積もることを目的として試料を採取した。砂川地区では測量、露頭観察及び試料採取を実施した。試料採取状況を図 34 に示す。

今後、砂川地区を含めた多地点の分析結果を総合的に解釈し、隆起ベンチや海成段丘面の離水時期の推定を試みる予定である。

(d) 結論並びに今後の課題

宮古島断層帯の活動性調査を目的にボーリング・トレンチ調査を含む地形地質調査を実施し、表面照射年代測定用試料および放射性炭素年代測定用試料を採取した。ボーリング・トレンチ調査は宮古島市平良久貝地区にて実施した。その結果、トレンチ掘削箇所において断層活動に伴う沈降運動が少なくとも 1 回生じたことが明らかとなった。また、久貝地区、下里地区、宮国地区において腰原断層系もしくは嘉手断層系の活動によると推定される隆起海岸地形が認められた。これらの地形について地上レーザー測量を含む地形計測と年代測定試料の採取を実施した。加えて、西原地区では海成段丘面の露頭から断層変位と推定される変形を見出し、試料採取を実施した。

トレンチ壁面から採取した試料は一部矛盾する結果を示し、地層の年代が精度よく推定できていない。令和 6 年度は未分析の試料について測定し、活動時期を絞り込む必要がある。また、隆起ベンチやノッチから採取した試料の分析を進め、各地区における離水時期や活動性について検討する予定である。

(e) 引用文献

- Doan, D. B., J. E. Paseur, and F. R. Fosberg, Military geology of the Miyako Archipelago, Ryukyu-retto. Intelligence Div., Office of the Engineer, Headquarters, U.S. Army Pacific, 214p, 1960.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高 編,「活断層詳細デジタルマップ 新編」, 東京大学出版会, 154p, 2018.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 宮古島断層帯の長期評価, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/110_miyakojima.pdf (2023 年 4 月 17 日確認), 2010.
- 亀山徳彦・首藤次男, A sedimentological study of the Miyako-jima Limestone, 九州大学理学部研究報告, 地質学, 13 (2), 341-351, 1980.
- 活断層研究会編, 日本の活断層: 分布図と資料, 363p, 1980.
- 活断層研究会編, 新編 日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会, 437p, 1991.
- 中森 亨, 琉球列島 宮古群島の地質, 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 84, 23-39, 1982.
- 沖縄第四紀調査団, 沖縄および宮古群島の第四系 —とくに“琉球石灰岩”の層序について—, 地球科学, 30 巻, 3 号, 145-162, 1976.
- 大村明雄, 宮古島の地質 —とくに琉球石灰岩について—, 国立科学博物館専報, 琉球列島の自然科学的総合研究 (1), 6, 31-38, 1973.
- 地域地盤研究所・産業技術総合研究所, 活断層の追加・補完調査 成果報告書「宮古島断層帯の活動性および活動履歴調査」, No. H20-1, 2009.
- 矢崎清貫, 宮古群島の石灰岩の層序と堆積機構, 琉球列島の地質学研究, 1, 111-121, 1976.
- 矢崎清貫, 宮古島の各石灰岩の関係およびその形成時期について, 琉球列島の地質学研究, 2, 75-80, 1977.
- 矢崎清貫・大山 桂, 宮古島北部地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 46p, 1979.
- 矢崎清貫・大山 桂, 宮古島地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 83p, 1980.

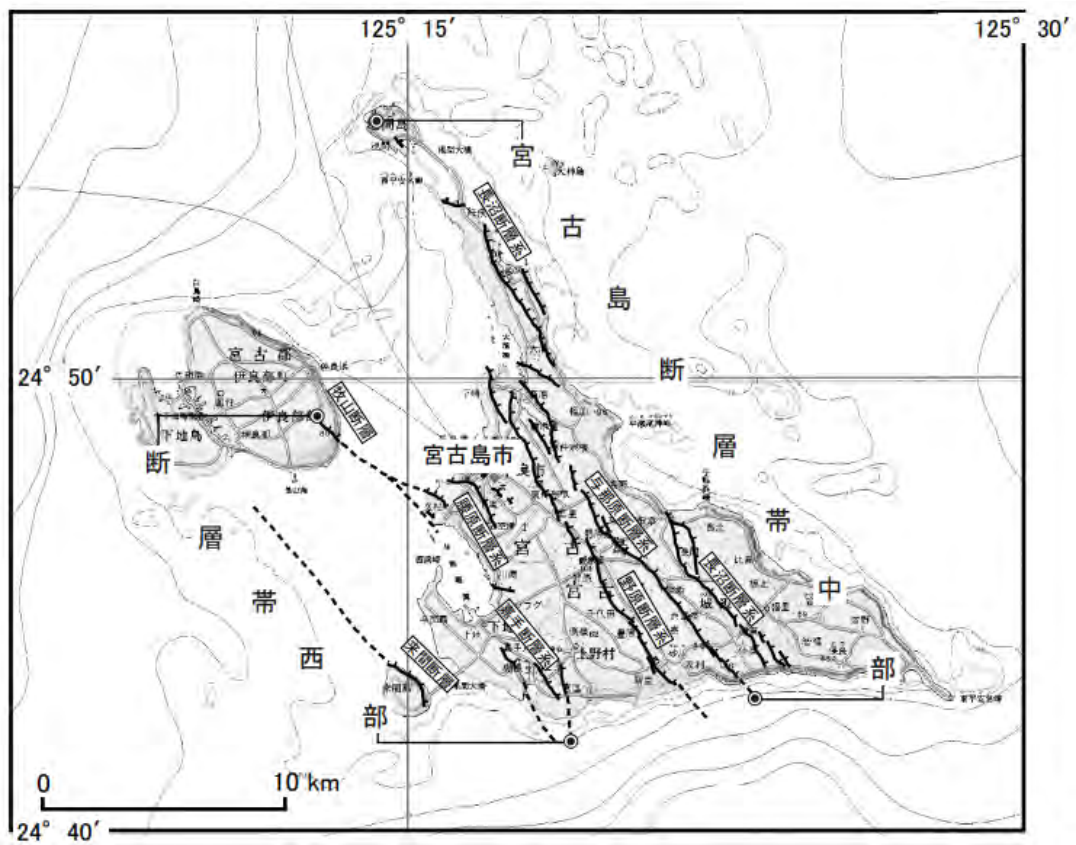


図1 宮古島の評価対象断層
地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010）より引用。

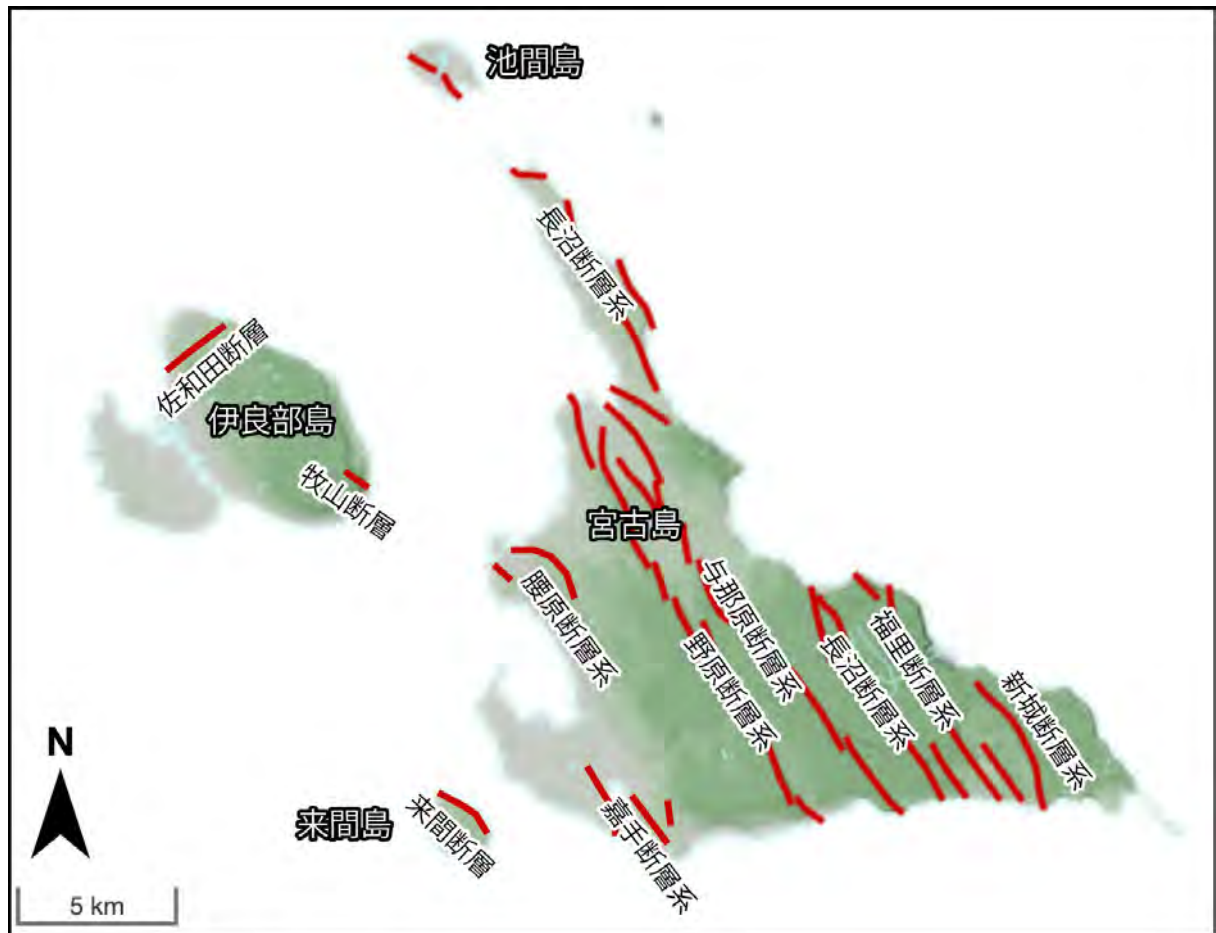


図2 宮古島に分布する活断層

活断層データベースを元に作成。地震調査研究推進本部（2010）を参照し、腰原断層系、嘉手断層系、来間断層、佐和田断層、牧山断層の断層線を追記するとともに、方位記号、断層名を追記した。

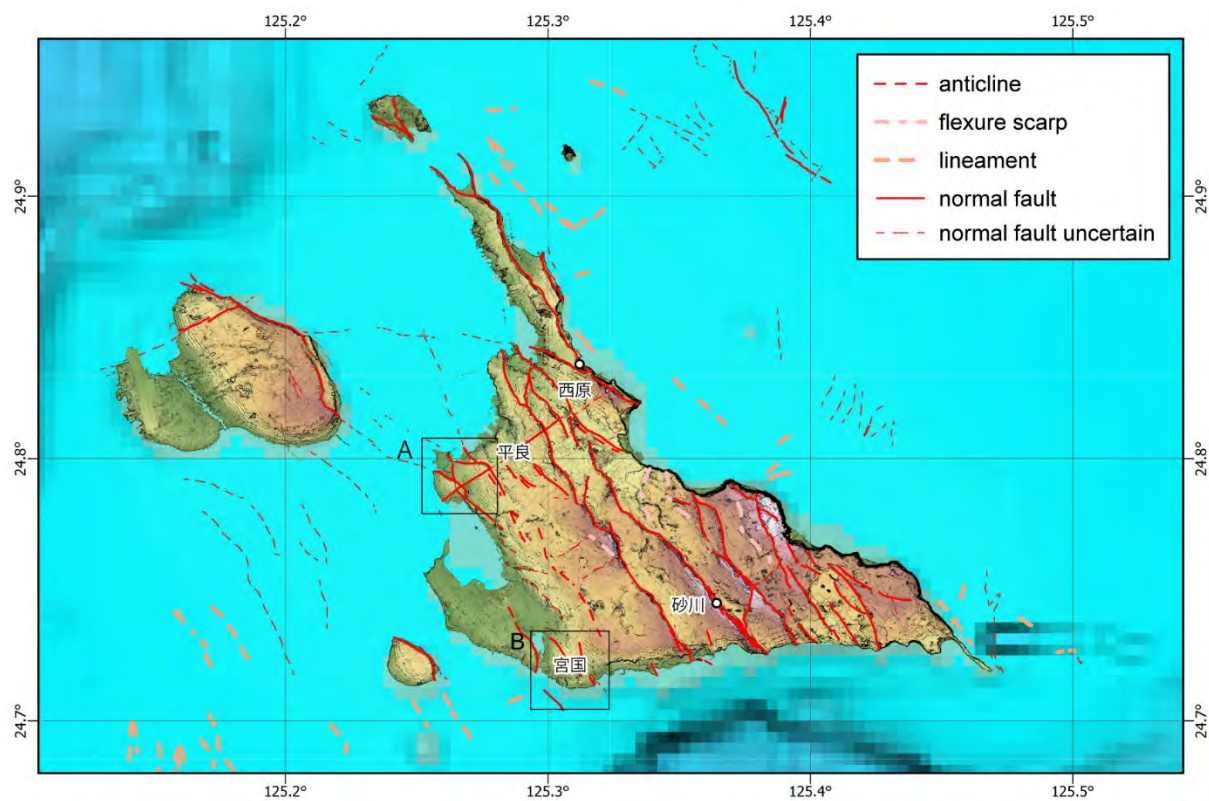


図3 宮古島の断層分布
黒四角Aは図4、黒四角Bは図5の範囲を示す。

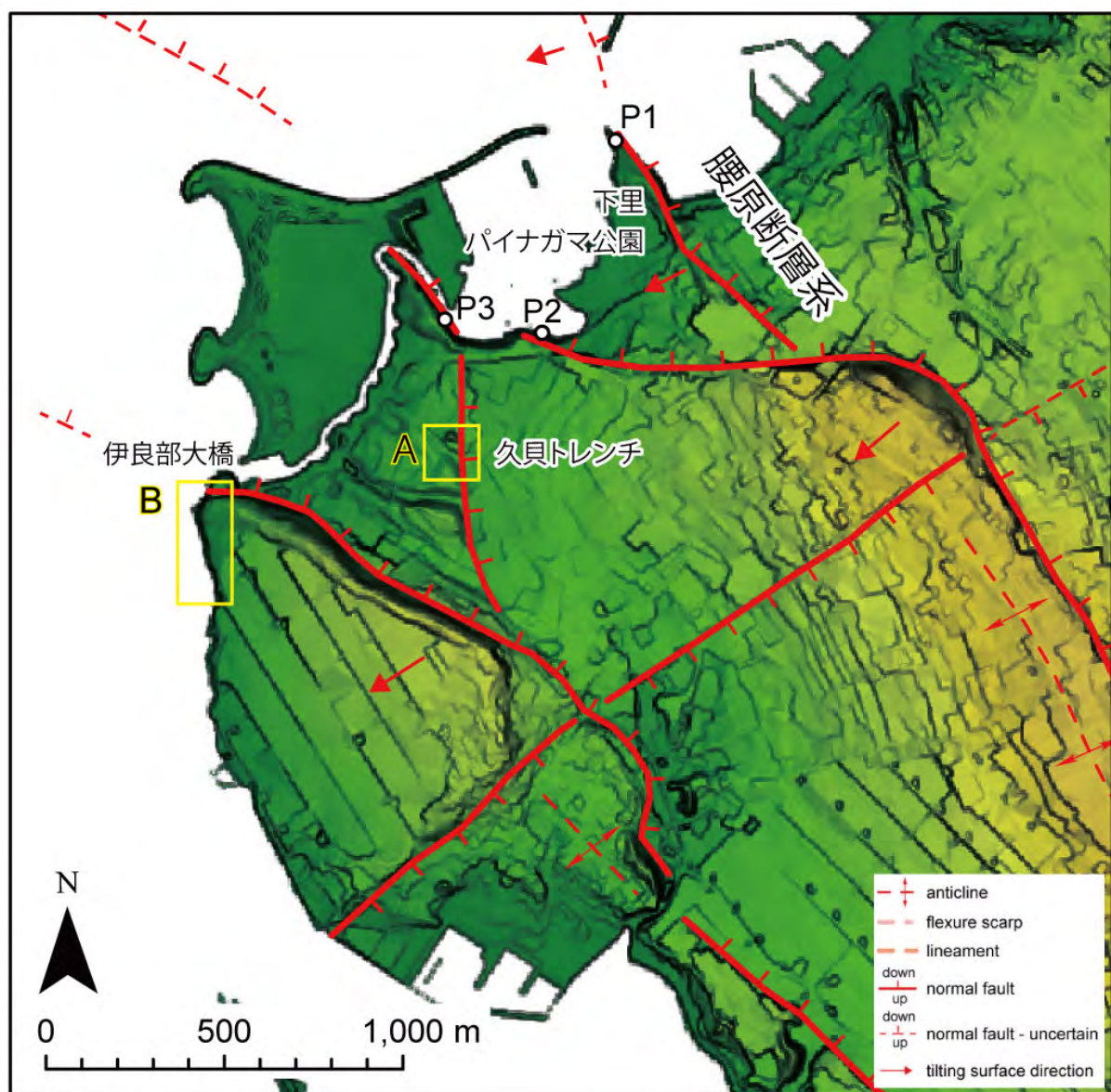


図4 宮古島平良久貝の変動地形分布図

黄四角Aは久貝トレンチ掘削地点の図6の範囲を示す。黄四角Bは伊良部大橋周辺のレーザー測量範囲を示す。白丸はパイナガマ公園周辺の隆起海岸地形調査地点。

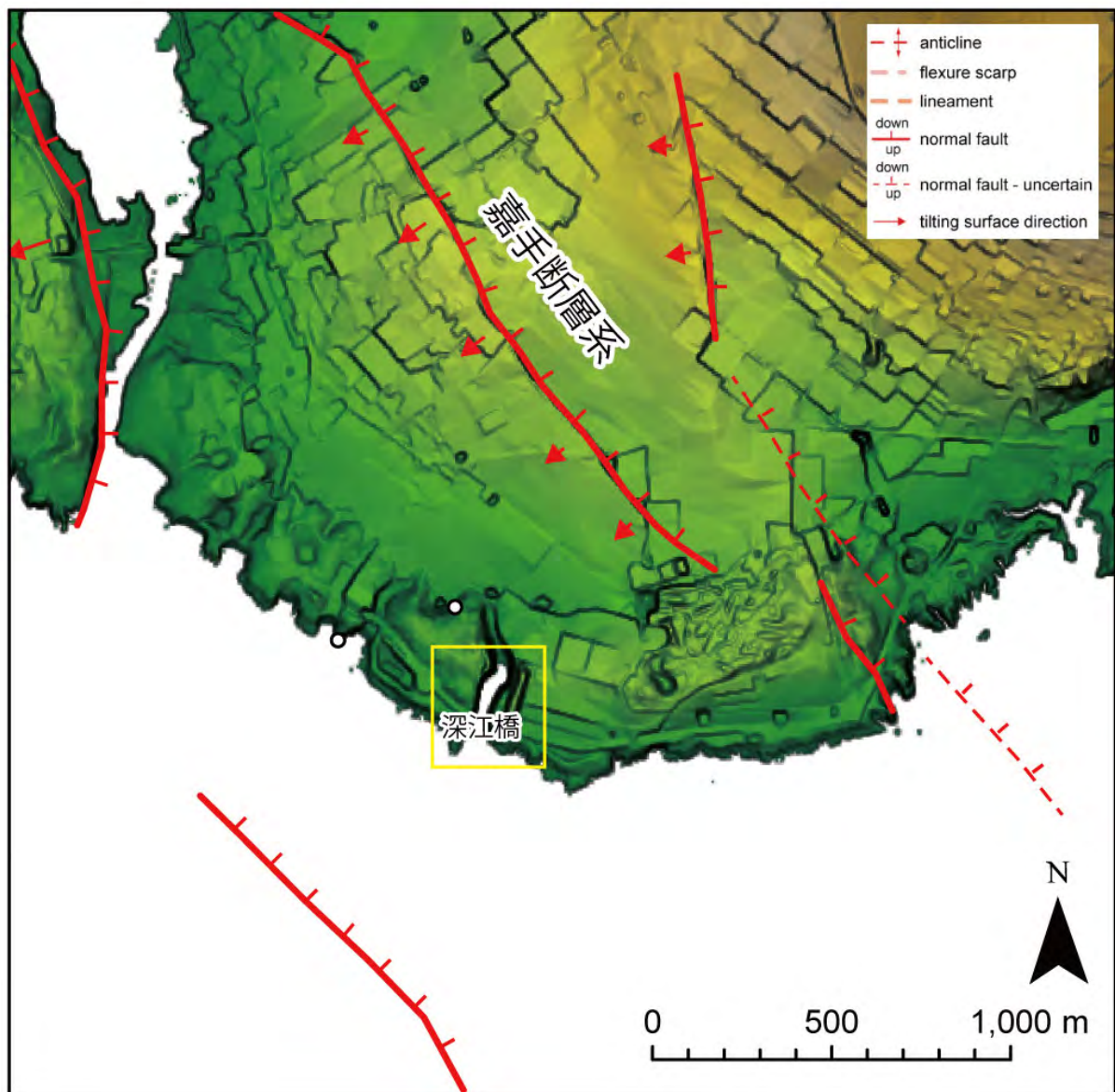


図5 宮古島宮国周辺の変動地形分布図

黄四角は深江橋周辺のレーザー測量範囲を示す。白丸は年代測定試料採取地点。

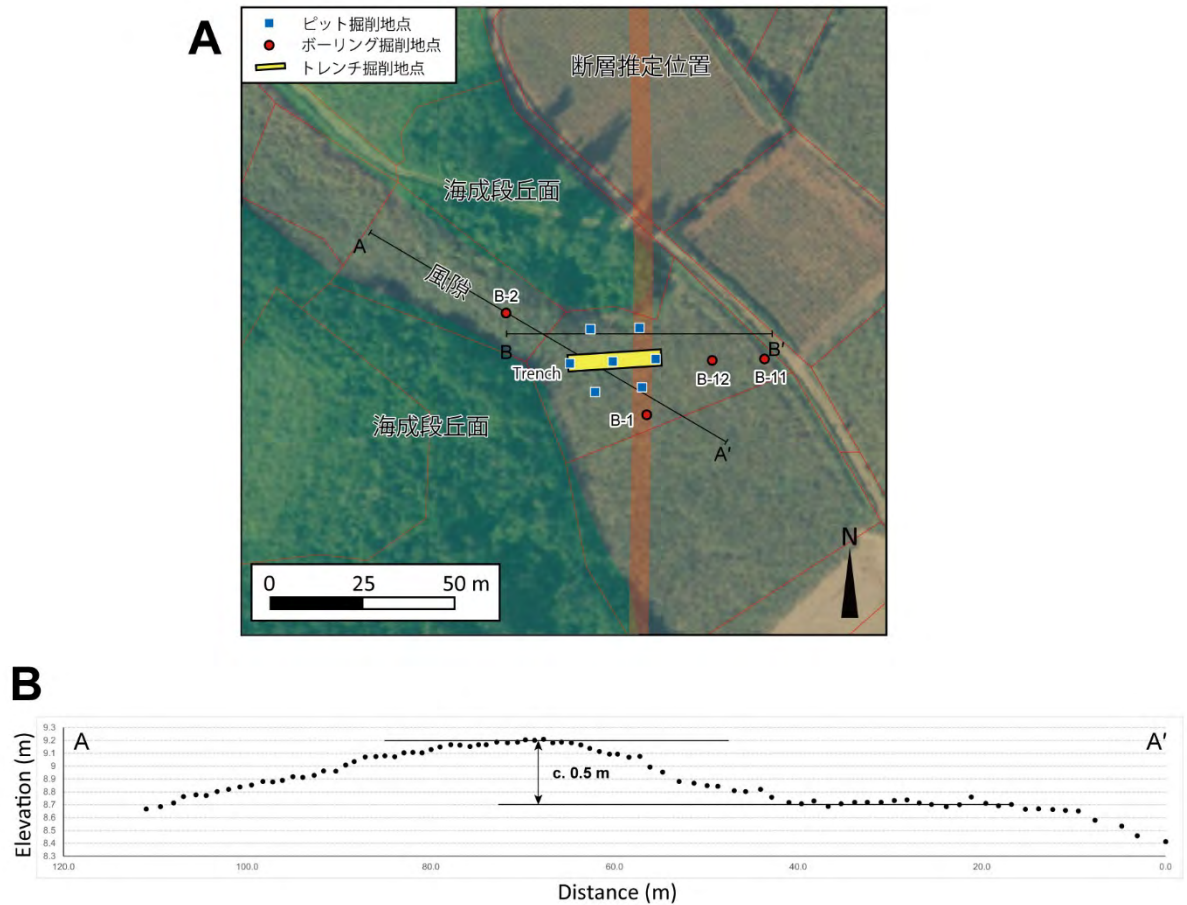


図6 久貝トレンチ周辺調査位置図

(A) ピット・ボーリング・トレンチ位置図、赤線は断層の推定トレース位置。薄緑の範囲は段丘面。AA' は図 6B、BB' は図 20 に示す地質断面図の投影面。背景は国土地理院の電子国土 Web より作成。(B) VRS 測量による計測結果。測線は図 6A の AA'。

表 1 主要機器一覧表（3D レーザースキャナ関係）

名称	規格・性能	単位 数量	用途
3D レーザースキャナ	Trimble X7 レーザークラス 1 (IEC 規格 EN60825-1 に準拠) 1,550TOF 方式 0.6m~80m	1 式	陸上 3D 測量
GNSS システム	Trimble R10 Trimble HD-GNSS 技術による素早い 収束、スピード測定 Trimble 360 受信機	1 式	VRS

表 2 ボーリング数量および孔口測量結果

地点名	孔名	掘進長(m)	Y	X	標高(m)	備考
久貝地区ボーリング孔	B-1	10.20	127774.5194	-132804.0722	8.87	
	B-2	5.15	127735.6672	-132774.9989	9.31	
	B-11	7.50	127808.3065	-132784.516	8.91	
	B-12	7.50	127793.3628	-132785.5556	8.86	

※座標系は平面直角座標系第 XVI 系を使用した。

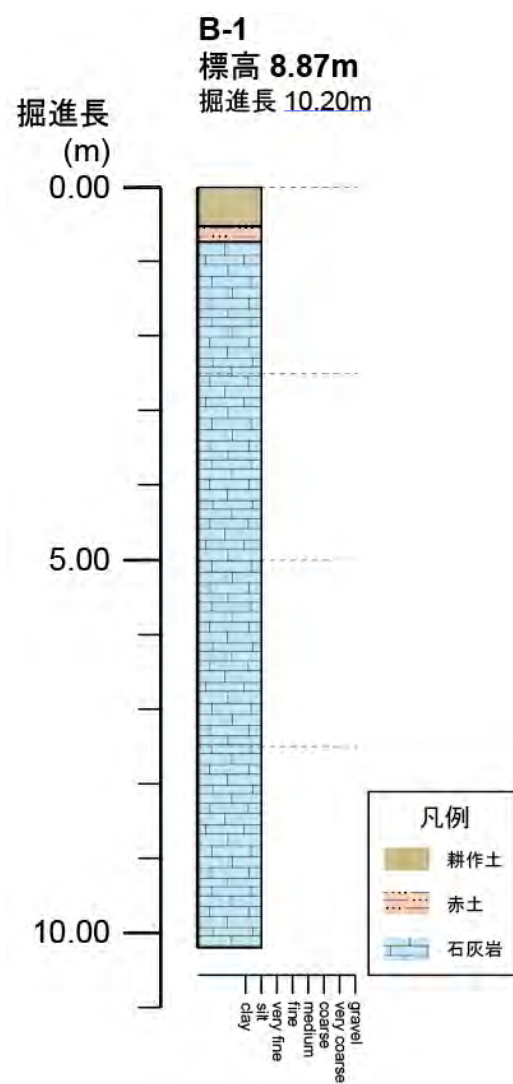


図 7 B-1 孔柱状図



図8 B-1 孔コア写真
数字は深度 (m)

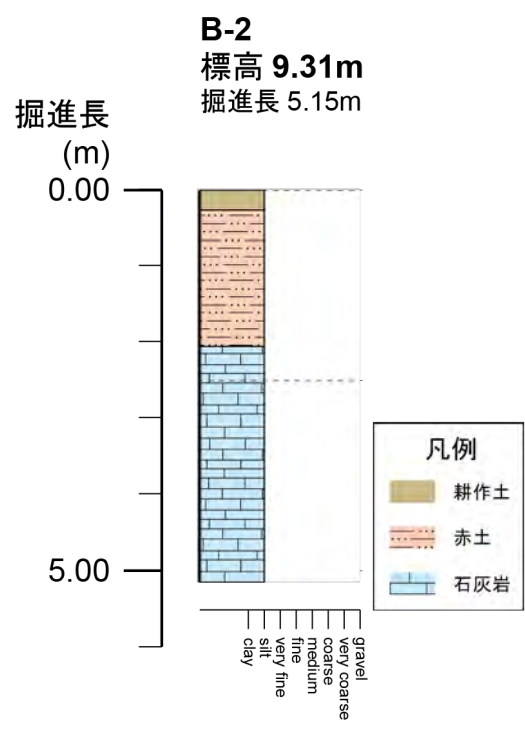


図 9 B-2 孔柱状図



図 10 B-2 孔コア写真
数字は深度 (m)

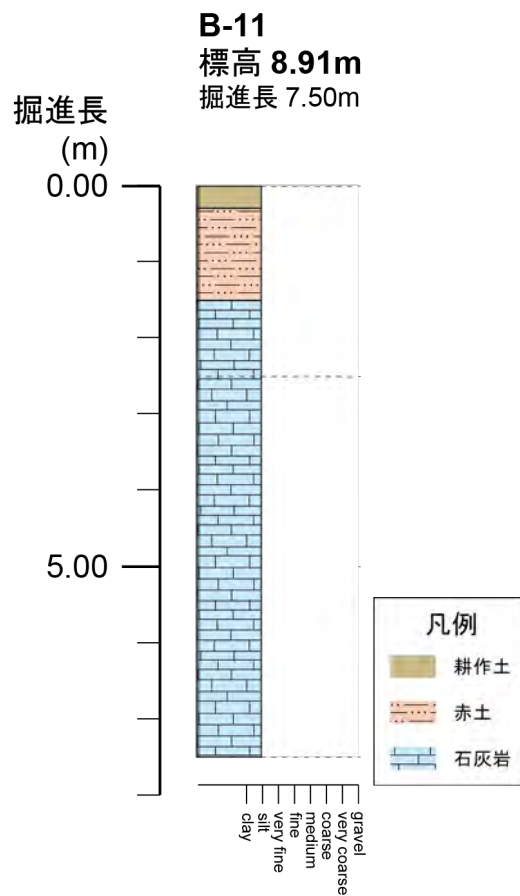


図 11 B-11 孔柱状図



図 12 B-11 孔コア写真
数字は深度 (m)

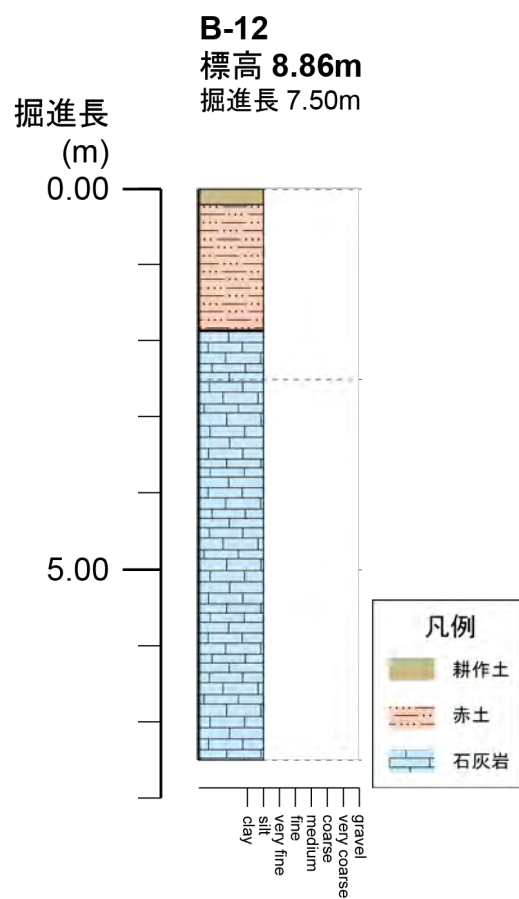


図 13 B-12 孔柱状図



図 14 B-12 孔コア写真
数字は深度 (m)

表3 久貝トレンチ周辺測量結果

測点名	X座標	Y座標	H地盤標高(m)	Z基盤標高(m)	備考
401	-132730.049	127694.081	10.006		道路上基準点
402	-132788.562	127816.033	9.398		道路上基準点
B1	-132804.063	127774.555	8.87	8.13	ボーリング掘削孔
B2	-132774.985	127735.672	9.31	7.25	ボーリング掘削孔
B11	-132784.486	127808.329	8.91	7.41	ボーリング掘削孔
B12	-132785.524	127793.37	8.86	6.8	ボーリング掘削孔
101上部	-132784.723	127777.211	8.78		トレンチ北東端上部
102上部	-132785.657	127764.648	8.72		トレンチ北中央端上部
103上部	-132786.981	127752.227	8.91		トレンチ北西端上部
104上部	-132790.907	127752.625	8.99		トレンチ南西端上部
105上部	-132789.891	127765.07	8.79		トレンチ南中央端上部
106上部	-132788.813	127777.587	8.76		トレンチ南東端上部
107下部	-132785.677	127776.327	6.41	6.41	トレンチ北東端下部
108下部	-132787.141	127764.922	5.94	6.19	トレンチ北中央端下部
109下部	-132787.991	127754.303	6.39	7.39	トレンチ北西端下部
110下部	-132789.423	127754.391	6.41	7.97	トレンチ南西端下部
111下部	-132788.485	127764.93	6.01	6.01	トレンチ南中央端下部
112下部	-132787.657	127776.667	6.5	6.5	トレンチ南東端下部
試掘A	-132794.237	127772.52	8.8	7.7	位置はメジャーで計測、標高は近似値
試掘B	-132795.095	127761.486	8.84	7.74	位置はメジャーで計測、標高は近似値
試掘C（ピット）	-132780.395	127759.615	8.63	5.13	基盤深度は3.2m以上
試掘D	-132778.281	127771.142	8.76	8.26	位置はメジャーで計測、標高は近似値

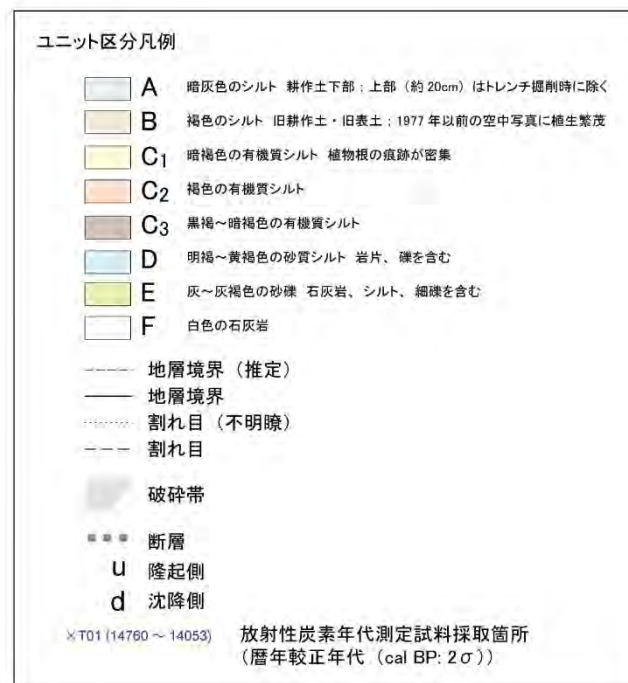


図 15 トレンチの凡例



図 16 久貝トレンチ写真展開図

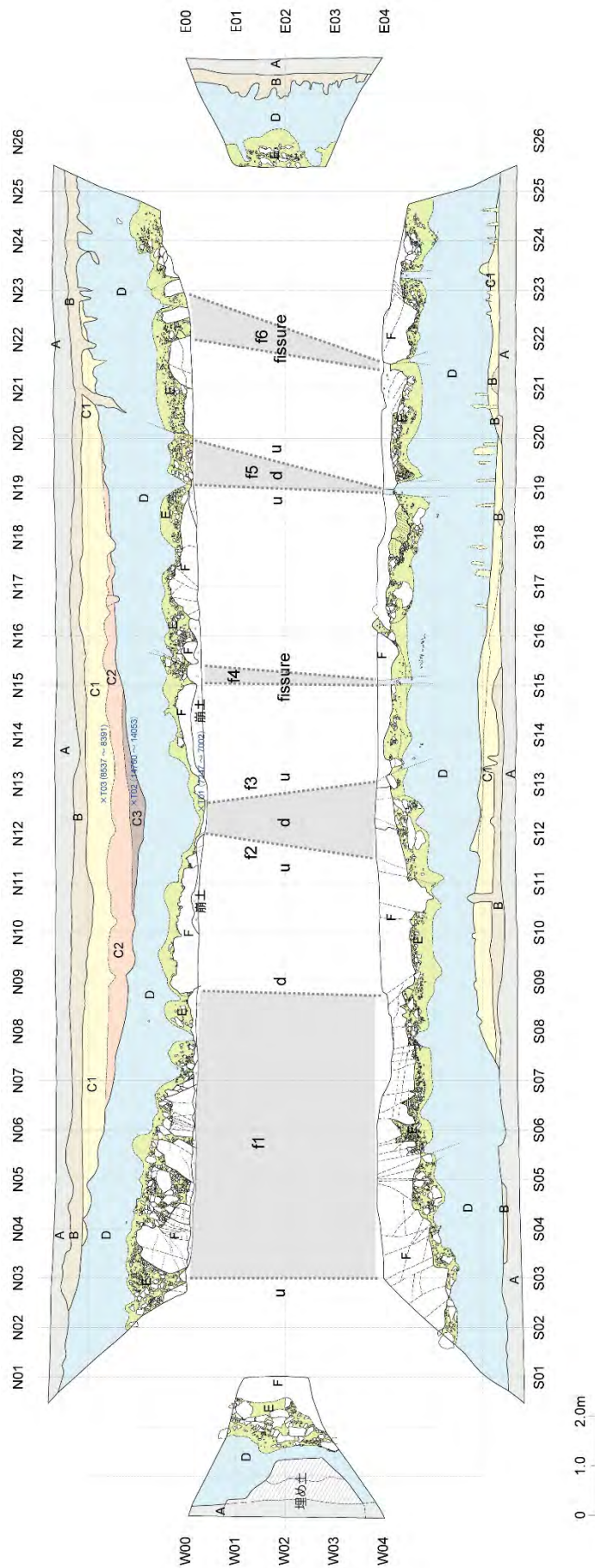


図 17 久貝トレンチスケッチ展開図

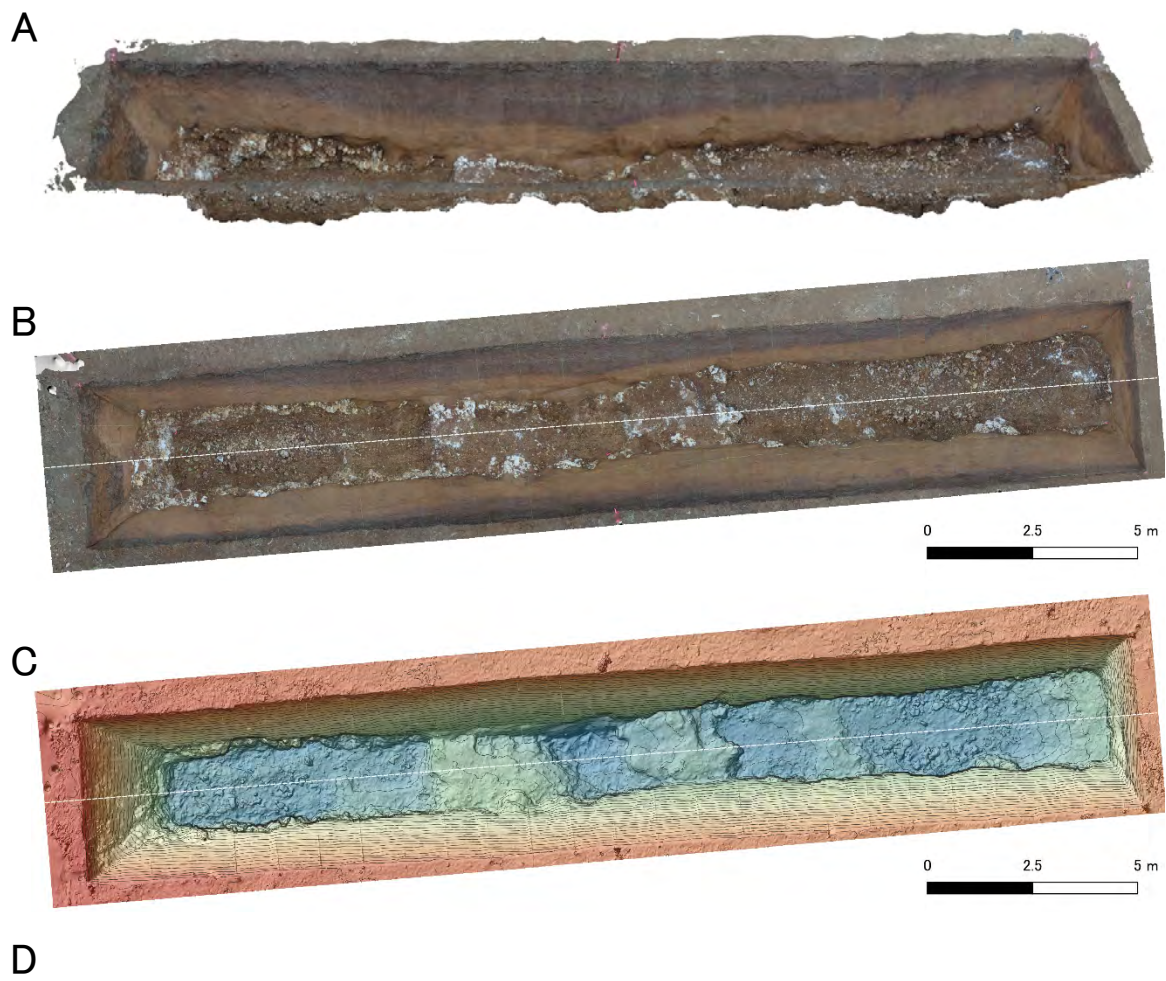


図 18 久貝トレンチ 3D データ

A : 3D モデル、B : オルソ画像、C : 段彩図及び等高線図、D : 断面図。B、C 中の白破線は断面図の位置。断面図の縦軸は標高、横軸は m を示す。

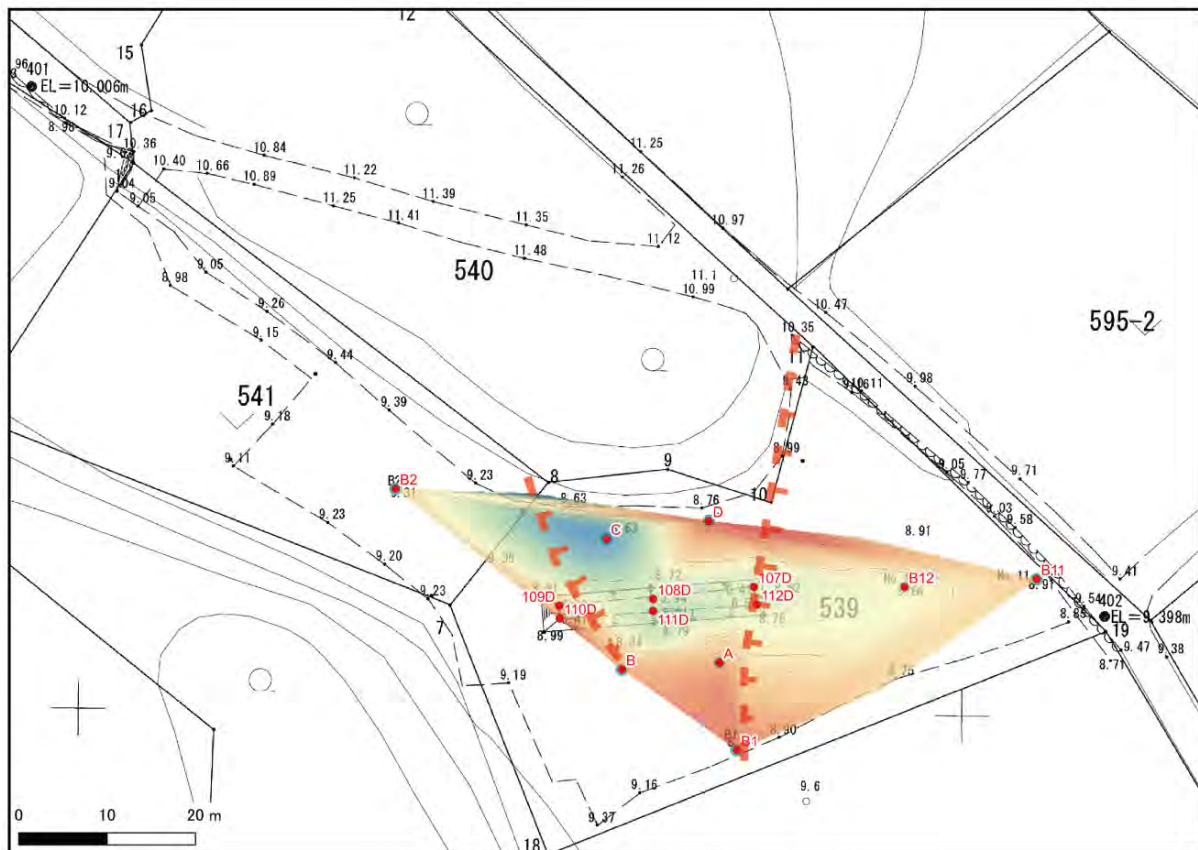


図 19 久貝トレンチ周辺基盤標高図
ケバ付きの赤点線は断層の推定位置を示す。

表4 久貝トレンチにおける放射性炭素年代測定結果

測定番号	試料名	採取場所	試料形態	処理方法	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) (AMS)	$\delta^{13}\text{C}$ 補正あり			
						Libby Age(yrBP)		pMC(%)	
IAAA-232225	MKG-T01	沖縄県宮古島市 久貝	粘土(腐植質)	HCl	-21.49 ± 0.23	6,210 ± 30		46.13 ± 0.17	
IAAA-232226	MKG-T02	沖縄県宮古島市 久貝	粘土(腐植質)	HCl	-14.80 ± 0.22	12,250 ± 40		21.78 ± 0.11	
IAAA-232227	MKG-T03	沖縄県宮古島市 久貝	粘土	HCl	-21.55 ± 0.18	7,660 ± 30		38.52 ± 0.15	
[IAA登録番号:#C478]									

表5 久貝トレンチにおける放射性炭素年代測定結果（較正年代）

測定番号	試料名	暦年較正用 (yrBP)	較正条件	1 σ 暦年代範囲	2 σ 暦年代範囲
IAAA-232225	MKG-T01	6,214 ± 28	OxCal v4.4 IntCal20	7165calBP - 7155calBP (7.0%) 7121calBP - 7021calBP (61.3%)	7247calBP - 7206calBP (12.4%) 7171calBP - 7149calBP (10.2%) 7135calBP - 7002calBP (72.8%)
IAAA-232226	MKG-T02	12,245 ± 40	OxCal v4.4 IntCal20	14200calBP - 14077calBP (68.3%)	14760calBP - 14747calBP (0.6%) 14324calBP - 14053calBP (94.8%)
IAAA-232227	MKG-T03	7,663 ± 30	OxCal v4.4 IntCal20	8515calBP - 8500calBP (10.8%) 8458calBP - 8405calBP (57.4%)	8537calBP - 8391calBP (95.4%)

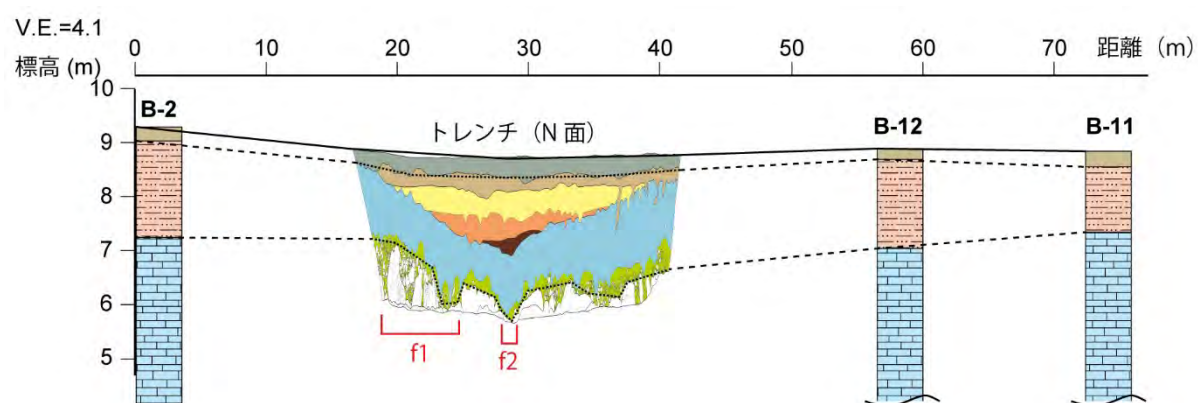


図 20 久貝トレンチ地質断面図
投影面は図 6 を参照。



図 21 久貝地区伊良部大橋周辺の 3D レーザー測量結果（鳥瞰）



図 22 久貝地区伊良部大橋周辺の 3D レーザースキャナー測量結果 (平面)



図 23 久貝地区伊良部大橋周辺の 3D レーザースキャナー測量結果（海岸から）
赤矢印はノッチの位置を示す。

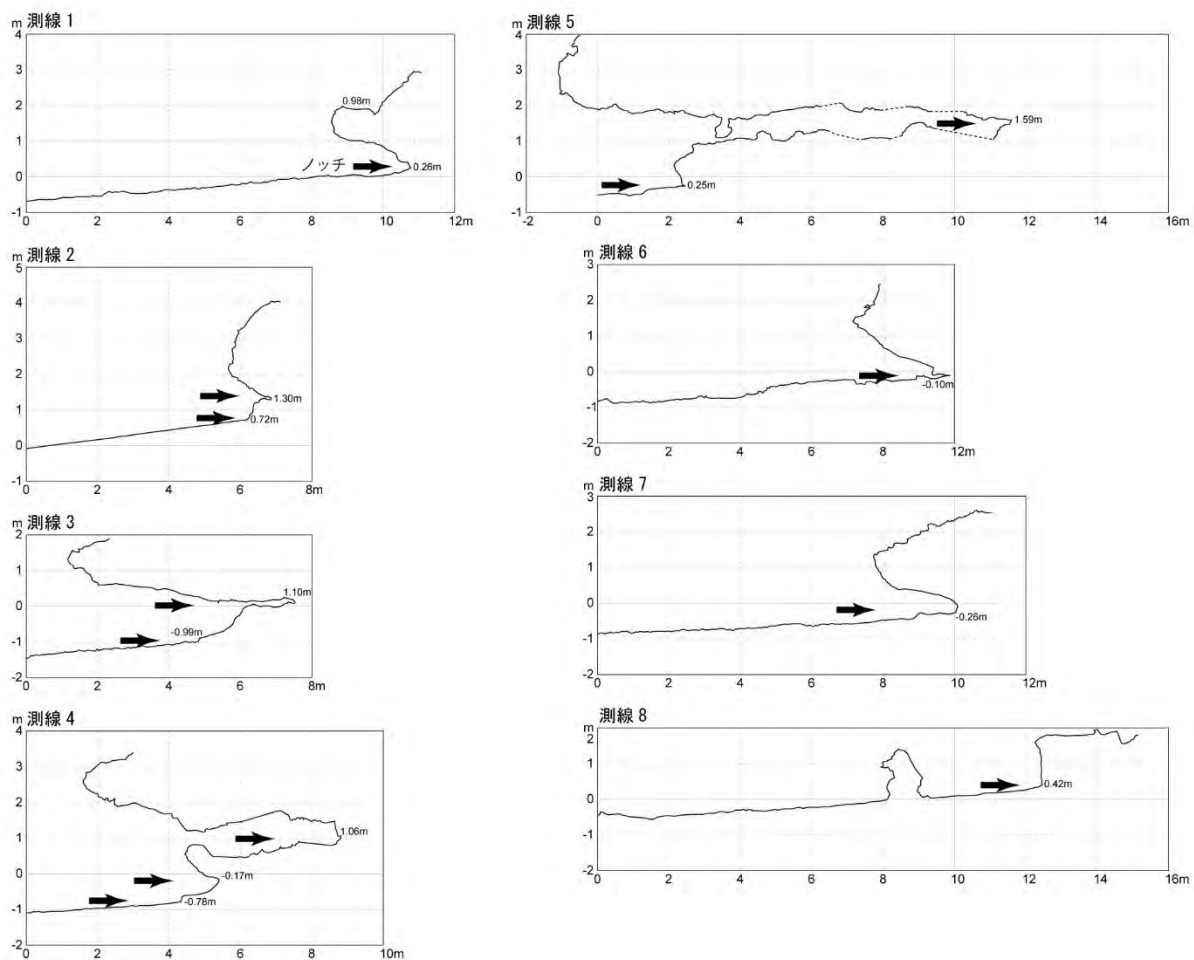


図 24 伊良部大橋周辺の海岸地形断面
黒矢印はノッチの位置を示す。測線位置は図 22 参照。



図 25 伊良部大橋周辺の採取試料
海食洞内の岩盤に付着する牡蠣と異地性のシャコ貝を採取した。

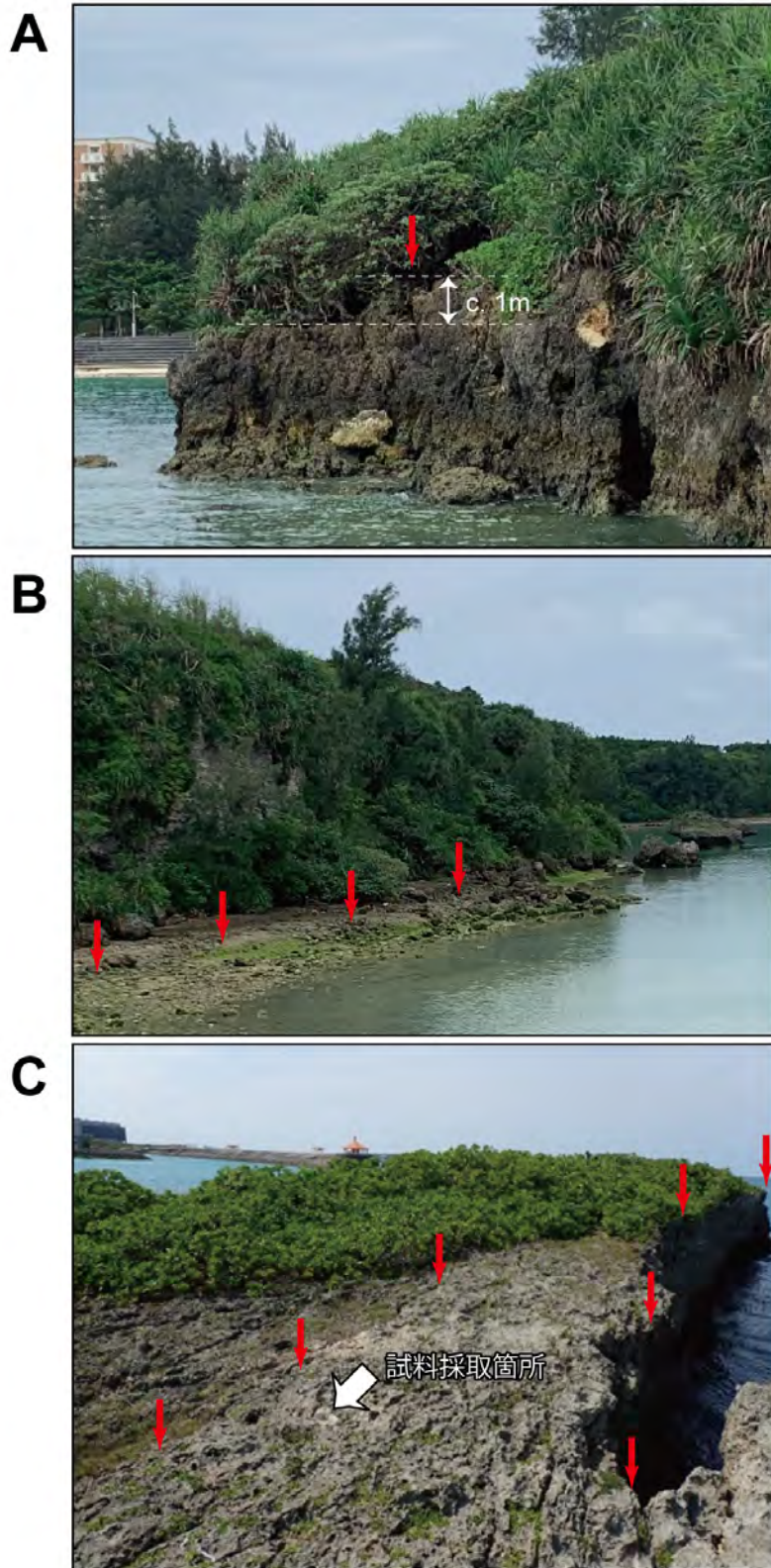


図 26 パイナガマビーチ付近の海成段丘と隆起ベンチ
 (A) P1 地点付近の海成段丘の変位。(B) P2 地点付近の隆起ベンチ。(C) P1 地点付近の表面
 照射年代測定試料採取箇所。赤矢印は断層トレースを示す。

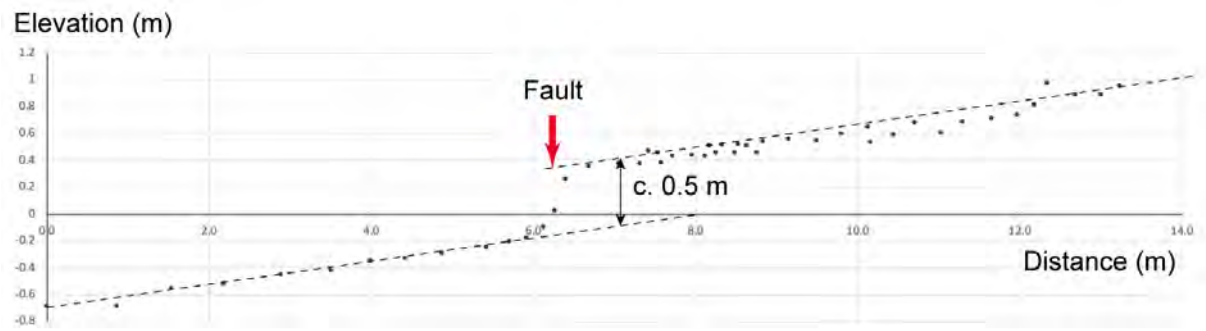


図 27 P2 地点の VRS 測量による地形断面

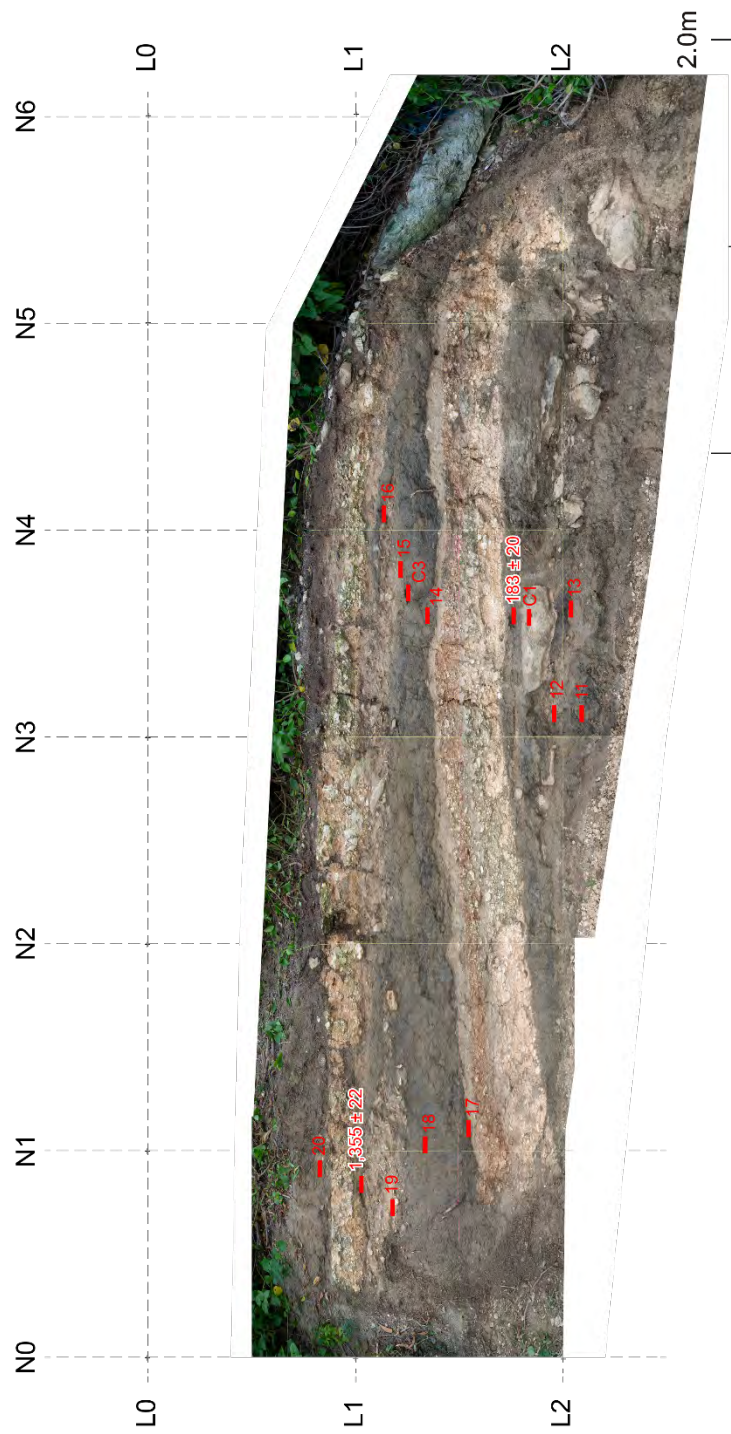


図 28 西原地区における露頭観察結果（露頭写真）

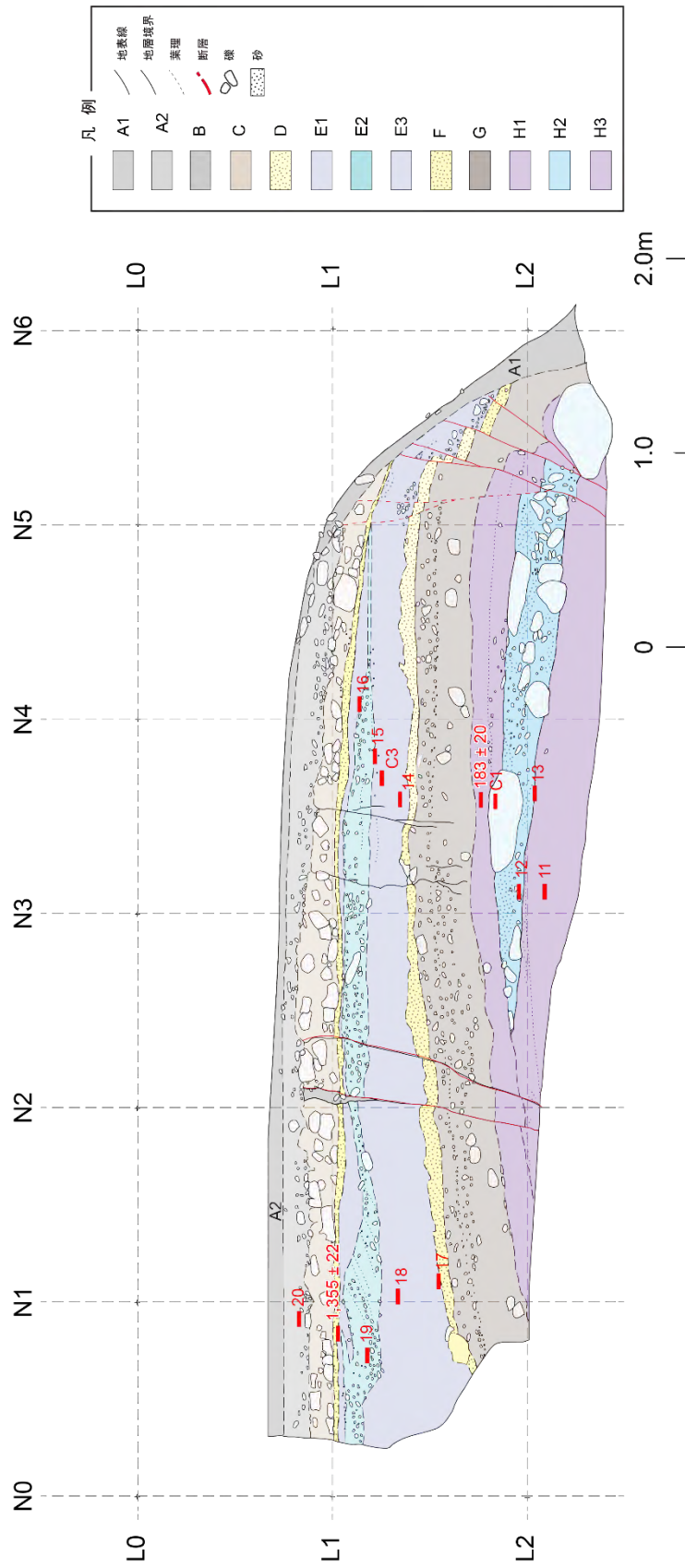


図 29 西原地区における露頭観察結果（露頭スケッチ）

表 6 西原露頭における放射性炭素年代測定結果

測定番号	試料名	採取場所	試料形態	処理方法	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) (AMS)	$\delta^{13}\text{C}$ 補正あり		
						Libby Age(yrBP)	pMC(%)	
IAAA-232229	MNH-C02	沖縄県宮古島市 西原	有機質土壌	HCl	-12.87 ± 0.21	180 ± 20	97.74 ± 0.25	
IAAA-232230	MNH-C04	沖縄県宮古島市 西原	有機質土壌	HCl	-14.54 ± 0.24	1,360 ± 20	84.47 ± 0.24	
[IAA登録番号:#C478]								

表 7 西原露頭における放射性炭素年代測定結果（較正年代）

測定番号	試料名	暦年較正用 (yrBP)			較正条件	1σ暦年代範囲	2σ暦年代範囲
IAAA-232229	MNH-C02	183	±	20	OxCal v4.4 IntCal20	284calBP - 267calBP (14.0%)** 215calBP - 167calBP (39.6%)** 154calBP - 148calBP (4.3%)** 14calBP - ... (10.3%)**	290calBP - 260calBP (19.8%)** 223calBP - 141calBP (57.5%)** 29calBP - ... (18.1%)**
IAAA-232230	MNH-C04	1,355	±	22	OxCal v4.4 IntCal20	1300calBP - 1280calBP (68.3%)	1307calBP - 1266calBP (87.1%) 1206calBP - 1190calBP (7.1%) 1183calBP - 1178calBP (1.2%)

*Warning! Date may extend out of range

**Warning! Date may extend out of range

Warning! Date probably out of range

（これらの警告は較正プログラムOxCalが発するもので、試料の14C年代に対応する較正年代が、当該暦年較正曲線で較正可能な範囲を超える新しい年代となる可能性があることを表す。*、**の順にその可能性が高くな

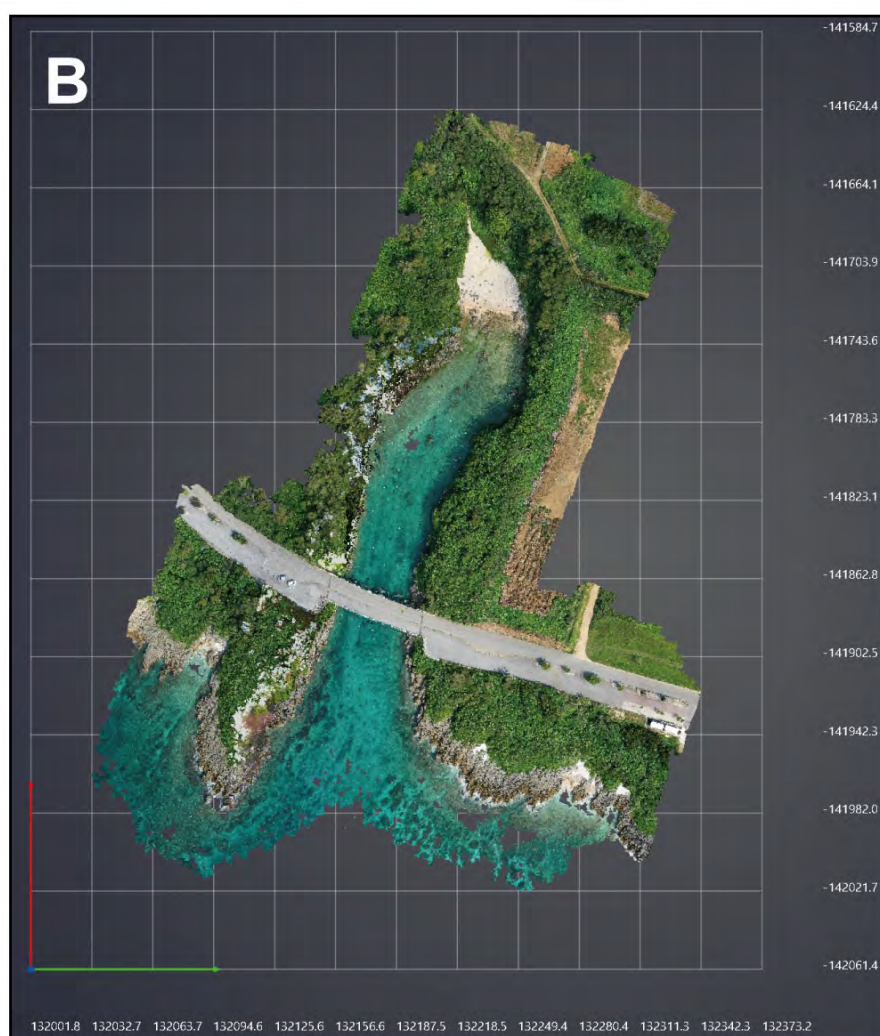


図 30 宮国地区深江橋周辺の 3D レーザースキャナー測量結果
(A) 鳥瞰図。(B) 平面図。

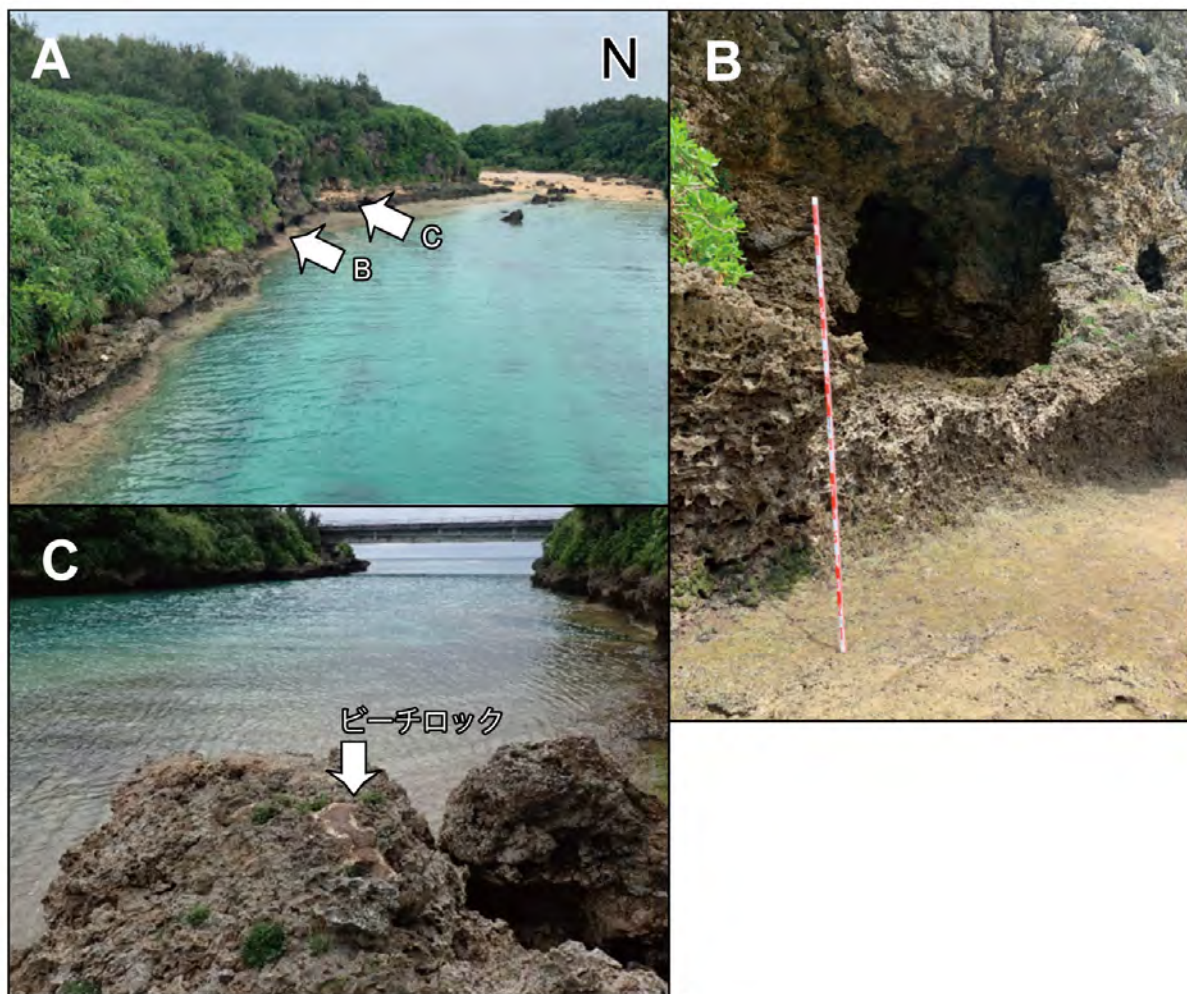


図 31 隆起ノッチおよびビーチロック

(A) 深江橋から入江方向（北方向）を撮影。（B）隆起ノッチ。標尺は2m。（C）採取したビーチロック。奥に深江橋を望む。

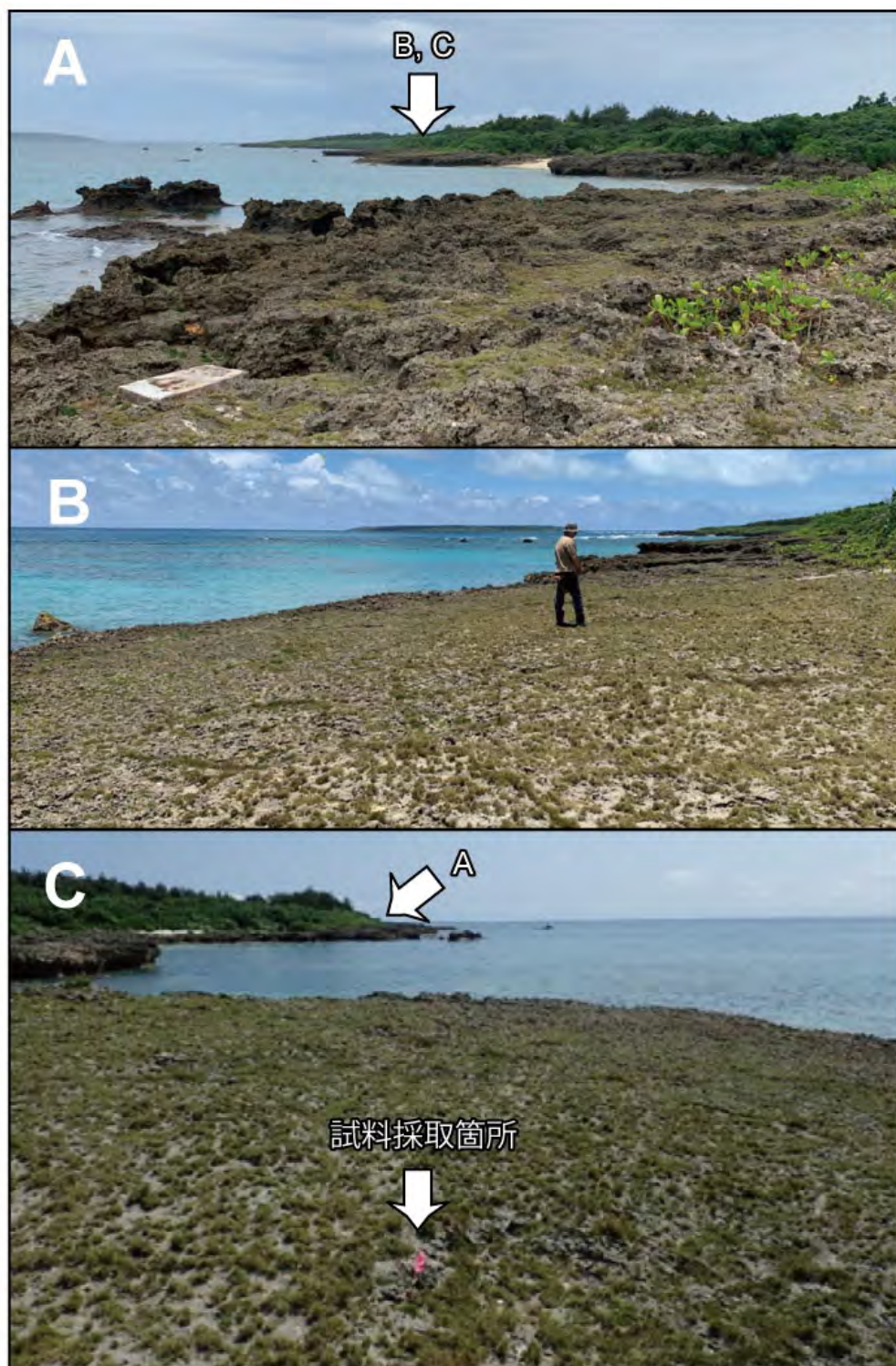


図 32 深江橋付近隆起ベンチ

(A) 深江橋方面から西に撮影。(B) 隆起ベンチ。東に向かって撮影。(C) 試料採取地点。深江橋方面に向かって撮影。



図 33 農道脇露頭の試料採取状況



図 34 砂川地点の試料採取状況

4. 全体成果概要

津軽山地西縁断層帯（南部）の分布形状・変位地形を把握するため、同断層帯南端部付近を対象に空中写真および地形データを使用し、地形判読を実施した。判読の結果、青森県平川市新屋地区に広がる低位段丘面に撓曲変形が認められたため、新屋地区およびその周辺において地形地質調査を実施し、ボーリング掘削候補地点を選定した。低位段丘面の撓曲崖に直交して横切るように掘削深度 10 m のボーリングを 5 孔掘削し、群列ボーリングによって地層の分布・変形を確認した。調査の結果、地形面は十和田八戸火砕流堆積物に覆われており、その基底面に約 1.9 m の上下変位が認められた。地質構造と堆積年代から約 11～16 ka 以降の累積変位量と考えられることから平均上下変位速度は約 0.12～0.17 m/千年と推定された。

横手盆地東縁断層帯（南部）（以下、南部区間）を対象として、過年度事業により間接的な手法で算出された平均活動間隔を直接的な手法によって検証するため、ドローン LiDAR とトレンチ調査を実施した。南部区間を構成する金沢断層の北端付近に位置する、仙北郡美郷町六郷東根の上四天地地区において、ドローン LiDAR による地形解析、トレンチ調査を実施し、西側低下の累積的な撓曲変形を確認した。その結果、約 1 万年前以降に 2 回の古地震イベントが識別され、最新活動は約 4600～9400 年前、先行する活動は約 9600～11100 年前と推定された。これらによる活動間隔は、 3400 ± 2500 年程度と算出される。撓曲崖の比高と低下側を埋積する地層の高度差を基に、最新活動に伴う上下変位量は 3.2 m、先行する活動に伴う上下変位量は 2.3 m 以上と計測される。よって、ここでの最新活動は、西暦 1896 年陸羽地震に伴うものではないと判断でき、既存文献の地震断層分布と調和的である。さらに、最近 2 回の活動間隔は北部区間と南部区間それぞれで従来推定された平均活動間隔よりも長い。これらの活動は、北部と南部が連動した活動を示す可能性が高く、これまで南部区間で推定された 1600～3500 年の活動間隔は妥当である可能性が示された。

長野盆地西縁断層帯（麻績区間）では、麻績村下井堀地区において群列ボーリング調査を実施し、麻績断層の平均変位速度（上下成分）の検討を実施した。その結果、平均変位速度（上下成分）は 0.25-0.23 m/千年と算出された。また、令和 4 年度に群列ボーリングを実施した高位の地形面の下に確認された軽石層（On-Pm1）の標高差に基づくと、麻績断層の平均変位速度（上下成分）は 0.08 m/千年以上であると推定された。

身延断層では、活動性を明らかにすることを目的として、以下の調査を実施した。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 箇所地形面を構成する堆積物から採取した材化石について¹⁴C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 2 孔（48.0m×1 孔、12.0m×1 孔）のボーリング調査を実施した。中野北原地区から中野清水原地区にかけて、地形面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。同地区の F1 断層及び F2 断層が活断層とした場合、平均変位速度の上下成分はいずれも 0.1m/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 0.4m/千年程度かそれ以下と推定された。

屏風山・恵那山-猿投山断層帯（赤河断層帯）（以下、赤河断層帯）では、地形・地質に関する既往研究を収集し、赤河断層帯に関するこれまでの研究成果を整理した。また、赤河断

層の南東部においてUAVを用いたレーザー測量を実施し、断層変位地形の分布と形態について検討を行った。さらに、同地域においてボーリング調査を実施し、採取された試料の年代測定を行なった。その結果、洞地区において左横ずれ変位が推定される2本の水系のうち、北西側の水系の堆積物基底付近、及び南東側の水系の堆積物基底付近から放射性炭素同位体年代測定値がそれぞれ得られた。

筒賀断層では、断層中央部の安芸太田町上殿（かみとの）地区および下殿河内（しものごうち）地区において、空中写真および航空レーザー測量によって得られた詳細標高モデル（1mメッシュ）を用いて地形判読を行った。その結果、侵食小起伏面を下刻する河川や尾根、沖積扇状地を下刻する河川に最小値で約5.5 m、最大値で130 m程度の右横ずれが認められた。沖積扇状地面の年代を見積もるため、扇状地上に露出する巨礫を探索し、宇宙線生成核種を用いた表面照射年代測定のための試料採取を2地点で実施した。また、屈曲量と流域侵食速度の関係を推定するため、3流域を選定し、河床砂を採取するとともに、山地斜面における侵食速度との比較を行うため、山地内に見出した露頭1地点から深度別試料を採取した。

弥栄断層では、断層活動履歴に関する情報を充実させるため、同断層の中部に位置する益田市美都町仁川においてピット掘削調査等を実施した。また、既存データのデジタル標高モデルと前年度に作成したデジタル標高モデルを編集して、弥栄断層全体のデジタル標高モデルを構築した。それらの結果、ピットの観察と放射性炭素同位体年代測定の結果に基づき、壁面に現れた破碎部は423-151 cal. BP以降には活動していないことが確認された。

布田川断層帯（宇土半島北岸区間）では、令和4年度に取得した音波探査記録を踏まえて、宇土半島北岸区間の南西延長部が分布する島原湾南西部の海域を対象として、断層の正確な位置・連続性および南西端の位置に関する資料を取得するために高分解能の音波探査を実施した。音波探査によって、海底面下200 m程度までの地質構造を検討可能な高品質な音波探査記録断面を取得し、宇土半島北岸区間の南西延長部を構成する海底活断層の位置・形状を検討した。宇土半島北岸区間の南西端よりも南西側の島原湾においては、重力異常の急変帯が西方向および南西方向の2条に分岐している。断層帯の南西延長部は、湯島の北岸海域を通過し、島原半島の駒崎鼻（長崎県南島原市南有馬町）の沖合（湯島から約6.5 km 西北西の海域。島原半島から約0.6 km 沖合の地点）まで延びていると推定された。

宮古島断層帯では、活動性を調査することを目的として、ボーリング・トレンチ調査を含む地形地質調査を実施し、表面照射年代測定用試料および放射性炭素年代測定用試料を採取した。ボーリング・トレンチ調査は宮古島市平良久貝地区にて実施した。その結果、トレンチ掘削箇所において断層活動に伴う沈降運動が少なくとも1回生じたことが明らかとなった。また、久貝地区、下里地区、宮国地区において腰原断層系もしくは嘉手断層系の活動によると推定される隆起海岸地形が認められた。これらの地形について地上レーザー測量を含む地形計測と年代測定試料の採取を実施した。加えて、西原地区では海成段丘面の露頭から断層変位と推定される変形を見出し、試料採取を実施した。

5. 成果の論文発表・口頭発表等

(1) 津軽山地西縁断層帯（南部）の調査

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2) 横手盆地東縁断層帯（南部）の調査

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 長野盆地西縁断層帯（麻績区間）の調査

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(4) 身延断層の調査

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(5) 屏風山・恵那山-猿投山断層帯（赤河断層帯）の調査

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(6) 筒賀断層の調査

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(7) 弥栄断層の調査

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(8) 布田川断層帯（宇土半島北岸区間）の調査

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(9) 宮古島断層帯の調査

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

6. むすび

令和5年度は、地震発生確率が不明な8断層と地震発生確率が幅広い1断層を対象として、過年度事業で開発した新たな調査手法の適用を幅広く継続し、平均変位速度等についての新規データ取得、次年度以降の調査地の選定を効率的におこなった。その結果、新たな調査手法の検証に資するデータや平均変位速度、次年度以降の調査適地に関する情報を効率的に取得することができた。各断層（帯）の成果と今後の課題は以下の通りである。

津軽山地西縁断層帯（南部）では、断層帯南部を対象に空中写真および地形データを使用し、地形判読を実施した結果、遠手沢北側に分布する地低位段丘面に撓曲変形が認められた。その周辺においてボーリング掘削候補地点を選定し、掘削深度10 mを5孔掘削した。その結果、十和田八戸火砕流堆積物の基底面に約1.9 mの上下変位が認められ、平均上下変位速度は約0.12~0.17 m/千年と推定された。今後、詳細な堆積構造や累積変位、活動性を検討するため、放射性炭素年代測定をより密に実施する必要がある。さらに、この平均変位速度は既往の値（0.3~0.4 m/千年）と比較すると有意に小さい。これは、断層トレースの端部に近いのか、あるいは分岐断層の一つの変位速度である可能性も考えられるため、令和6年度に周辺断層の3次元的な分布を明らかにする必要がある。

横手盆地東縁断層帯（南部）では、南部区間を構成する金沢断層北端に位置する美郷町上四天地地区において、ドローンLiDARによる地形解析、トレンチ調査を実施し、西側低下の撓曲崖および地層の撓曲変形を確認した。また、最近2回の活動が識別され、最新活動時期は約4600~9400年前、1つ前の活動は約9600~11100年前、活動間隔は 3400 ± 2500 年程度と推定された。さらに、最新活動に伴う地震時上下変位は3.2m、1つ前のイベント2に伴う上下変位は2.3mと計測された。同地区では、1986年陸羽地震に伴い地表地震断層が出現していないため、最新活動は同地震以前の活動に伴うものと判断される。北部区間と南部区間それぞれで推定されてきた活動間隔と比較した結果、北部区間と南部区間はそれぞれ同程度の頻度、もしくは南部区間がやや高頻度で大地震を生じ、連動イベントはそれらの数回に1回程度の割合で生じたものと推定された。今後、1回の変位量や活動間隔のばらつきも考慮して、直接的な手法と平均的な手法による平均活動間隔の算出について、妥当性を検討する必要がある。

長野盆地西縁断層帯（麻績区間）では、UAVを用いたレーザー測量から作成した詳細な地形データと、群列ボーリング調査で得られた試料に基づく地形面の形成年代から、麻績断層の平均変位速度（上下成分）を算出した。令和5年度の群列ボーリング調査結果に基づくと、麻績断層の平均変位速度（上下成分）は0.25-0.23 m/千年と算出された。また、令和4年度の群列ボーリングで確認された軽石層（0n-Pm1）の標高差に基づくと、平均変位速度（上下成分）は0.08 m/千年以上であると推定された。周辺では、断層トレースが2列で並走しているが、今回の調査結果はそれらのうち北側のトレースのみである。したがって、南側のトレースを含めた断層全体の平均変位速度の評価については、さらなる調査を実施して検討する必要がある。

身延断層では、身延断層の平均変位速度を解明することを目的として、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、令和5年度には地形・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)断層中央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、地形面構成層と既往研究の断層変位地形との関係を検討した。その結果、F1断層及び F2 断層が活断層とした場合、平均変位速度の上下成分はいずれも 0.1m/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 0.4m/千年程度かそれ以下と推定された。なお、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。そのため、周辺の短い活断層も含めて、さらに活動性を検討していく必要がある。

屏風山・恵那山-猿投山断層帯（赤河断層帯）では、既往文献を調査し構成する活断層の特性について確認した。それらの活断層のうち、赤河断層南東部の千田地区、上本郷地区において、UAV を用いたレーザー測量を実施し、詳細な断層変位地形の抽出を行った。また、洞地区、井洞地区においてボーリング調査と放射性炭素年代測定を実施し、横ずれを示す水系の堆積物の厚さと層相、堆積物の堆積開始時期について検討した。その結果、洞地区において左横ずれ変位したことが推定される 2 本の水系のうち、北西側の水系の堆積物基底付近で採取された腐植質シルトから 905-698 cal. BP の年代、南東側の水系の堆積物の基底付近で採取された腐植質シルトから 3,383-3,227 cal. BP の年代が、それぞれ得られた。一方、井洞地区の水系の堆積物に含まれる材から 915-740 cal. BP の年代が、堆積物の基底付近から採取された腐植質シルトから 1,379-1,299 cal. BP、3,455-3,355 cal. BP、1,467-1,306 cal. BP の年代が得られた。令和 6 年度には、これらの結果を踏まえつつ、トレンチ掘削調査を実施し、赤河断層帯の活動時期について詳細な検討を実施する。

筒賀断層では、広島県安芸太田町上殿および下殿河内付近において航空レーザー測量を実施し、1m メッシュの詳細地形データを取得した。取得した地形データから変動地形判読を行い、筒賀断層による横ずれ量を計測した結果、最小値で約 5.5 m、最大値で 130 m 程度の横ずれ量が認められた。最小値は沖積面が形成されて以降のずれ量を示し、最大値は丘陵形成後の累積した横ずれ量を示す可能性がある。これらを踏まえ、流域平均侵食速度推定のための試料を 3 地点から 3 試料、原位置侵食速度推定のための試料を 1 地点から 8 試料、地形面の形成時期を推定するための試料を 2 地点から 2 試料採取した。採取した一部の試料について前処理を進めた。令和 6 年度は採取した試料のうち必要な試料の処理を進め、加速器での測定、流域平均侵食速度や年代の分析を行い、平均変位速度について検討する予定である。また、横ずれ量については信頼性の低い値があるため、より詳細な地形判読、現地調査を実施し、計測精度を高める必要がある。

弥栄断層では、断層活動履歴に関する情報を充実させるため、同断層の中部に位置する益田市美都町仁川においてピット調査等を実施した。また、既存データのデジタル標高モデルと前年度に作成したデジタル標高モデルを編集して、弥栄断層全体のデジタル標高モデルを構築した。ピットの観察結果から観察壁面に現れた破碎部は 423-151 cal. BP 以降には活動していないことが確認された。しかし、この年代では弥栄断層の活動時期を精度よく求めるのに十分な結果とは言えないため、今後、新たな調査を積み重ねる必要がある。

布田川断層帯（宇土半島北岸区間）では、宇土半島北岸区間が推定されている海域およびその南西側の島原湾南西部の海域において実施した高分解能の音波探査によって、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層が実在していること、その正確な位置・連続性が明ら

かとなった。宇土半島北岸区間を構成する断層は、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）が示した断層の端点から西側の海域に約 11 km 延長しており、湯島の北岸海域および湯島瀬戸の海釜の南縁を通過し、島原半島の湯島の約 6.5 km 西北西の海域まで延びると推定される。また、宇土半島北岸区間の過去の活動についての資料が得られていないため、海上ボーリング調査等を行って宇土半島北岸区間の活動性を評価するための資料を取得することが課題である。よって、令和 6 年度には、宇土半島北岸区間の活動性を評価するための海上ボーリング調査を実施する予定である。

宮古島断層帯では、活動性調査を目的にボーリング・トレンチ調査を含む地形地質調査を実施し、表面照射年代測定用試料および放射性炭素年代測定用試料を採取した。ボーリング・トレンチ調査は宮古島市平良久貝地区にて実施した。その結果、トレンチ掘削箇所において断層活動に伴う沈降運動が少なくとも 1 回生じたことが明らかとなった。また、久貝地区、下里地区、宮国地区において腰原断層系もしくは嘉手断層系の活動によると推定される隆起海岸地形が認められた。これらの地形について地上レーザー測量を含む地形計測と年代測定試料の採取を実施した。加えて、西原地区では海成段丘面の露頭から断層変位と推定される変形を見出し、試料採取を実施した。トレンチ壁面から採取した試料は一部矛盾する結果を示し、地層の年代が精度よく推定できていない。令和 6 年度は未分析の試料について測定し、活動時期を絞り込む必要がある。また、隆起ベンチやノッチから採取した試料の分析を進め、各地区における離水時期や活動性について検討する予定である。

7. 外部評価委員会

7. 1 活動報告

「活断層評価の高度化・効率化のための調査手法の検証」外部評価委員会（第2回）

日時 令和6年3月29日（水） 13時30分～16時30分
場所 国立研究開発法人産業技術総合研究所つくば中央第七事業所（オンライン）
議事 1. 事業全体の概要と計画
2. 対象断層毎の調査報告
3. その他

7. 2 外部評価委員会

○委員

1. 有識者

学校法人専修大学文学部	熊木洋太委員長
一般財団法人電力中央研究所地球工学研究所	上田圭一委員
学校法人東海大学海洋学部海洋地球科学科	坂本 泉委員

2. 受託機関の研究者

国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	近藤久雄（研究代表者）
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	吾妻 崇
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	丸山 正
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	大上隆史
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	レグット佳
国立大学法人東京大学地震研究所	白濱吉起

○オブザーバー

1. 委託元

文部科学省研究開発局地震・防災研究課	佐藤壮紀
文部科学省研究開発局地震・防災研究課	上野貴史