

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4～6年度
成果報告書

令和7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

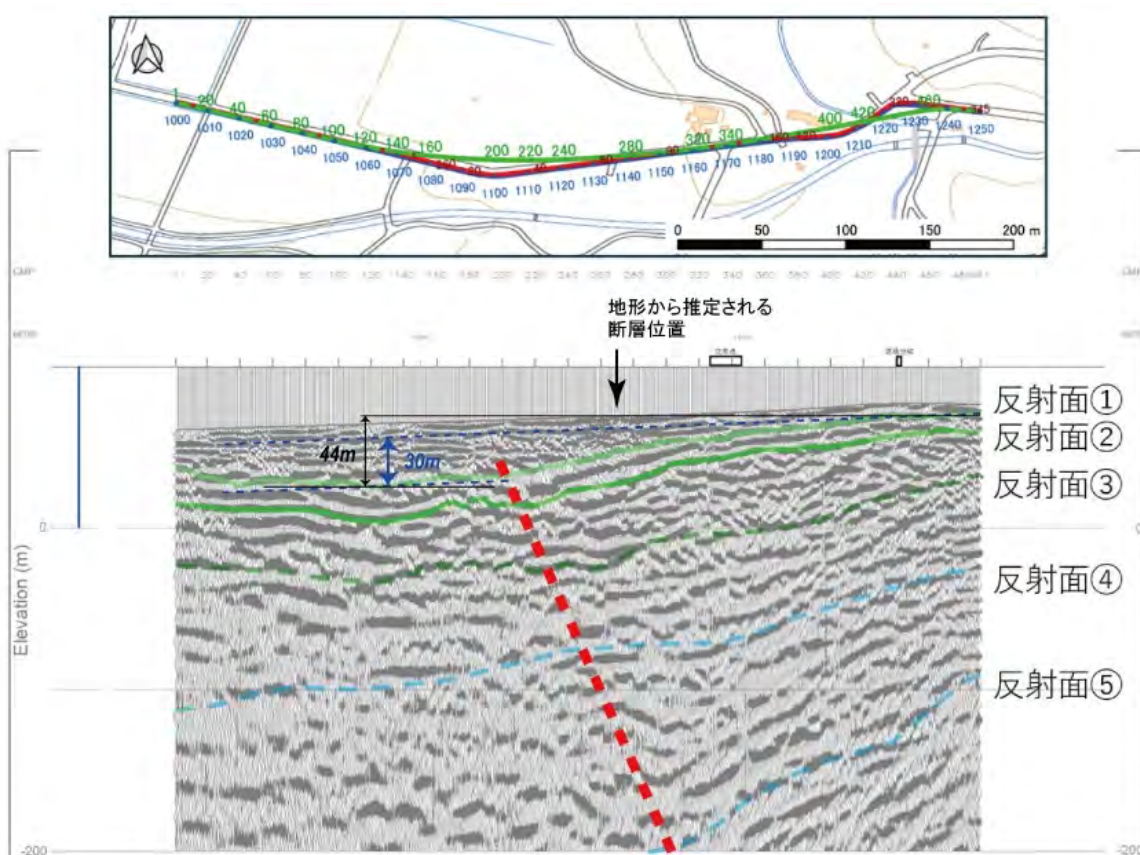
本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立研究開発法人産業技術総合研究所が実施した令和4～6年度「活断層評価の高度化・効率化のための調査手法の検証」の成果を取りまとめたものです。

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P波及びS波を震源とする反射法地震探査及びボーリング調査の結果、同断層が東に $60-65^\circ$ 程度で傾斜する東側隆起の逆断層であり、幅広い撓曲変形を呈することが分かった。反射断面の示す地層の変形と推定される堆積年代から、約 $0.4-0.6$ m/千年の平均上下変位速度が見積もられた。

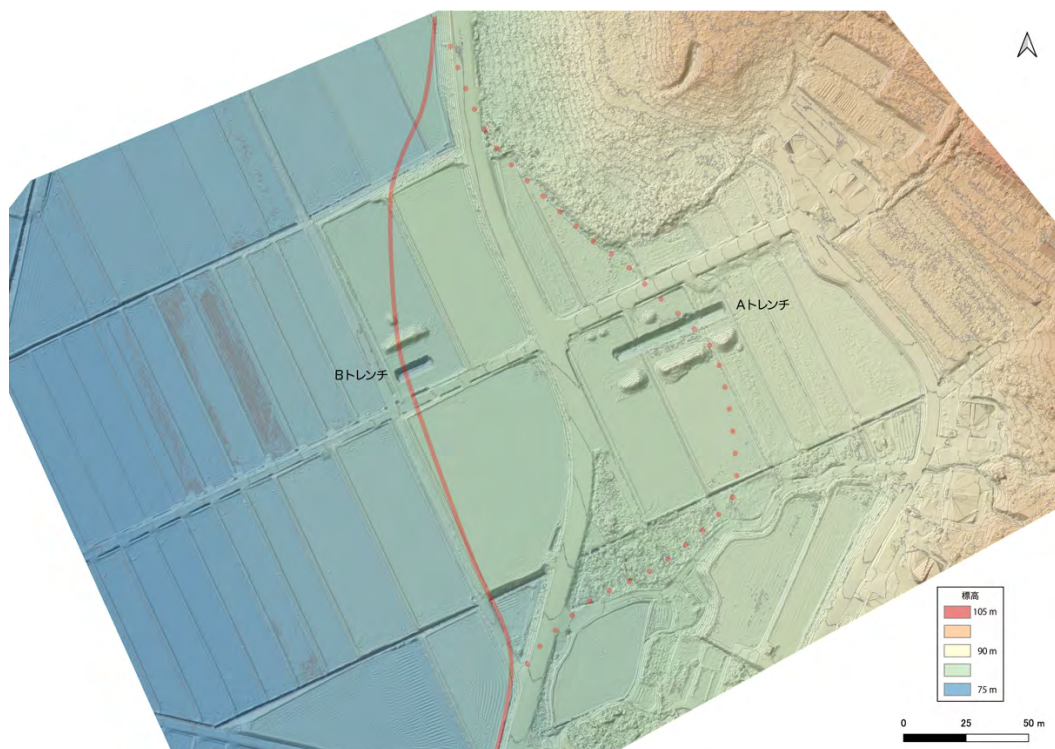


平川市新屋地区における反射法地震探査の様子

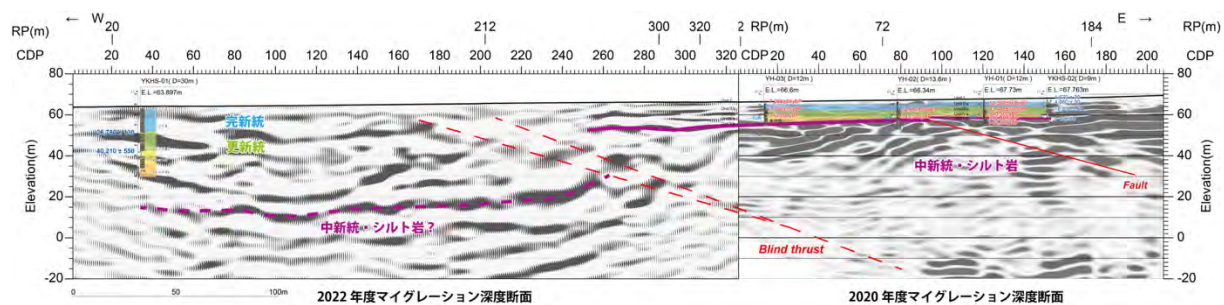


S波探査測線（上図）及びS波深度断面（下図）

3. 2 横手盆地東縁断層帯（南部）の調査

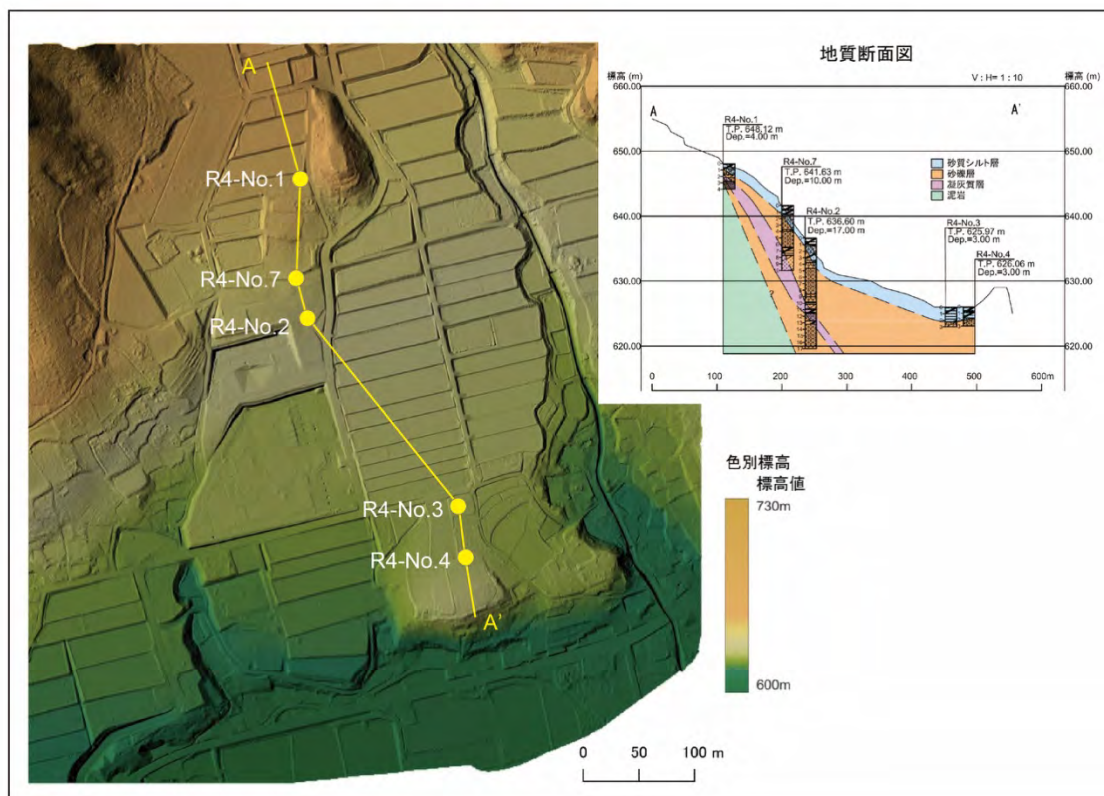


令和5年度・美郷町上四天地地区におけるドローンLiDARに基づく0.1mDEM。赤線は活断層及び撓曲崖の基部、赤破線は伏在断層を示す。



令和4年度・横手市平鹿地区におけるドローンLiDAR・ボーリング・S波反射法地震探査の結果を統合した地形地質断面図。盆地側を延びる伏在断層と平均変位速度が推定された。

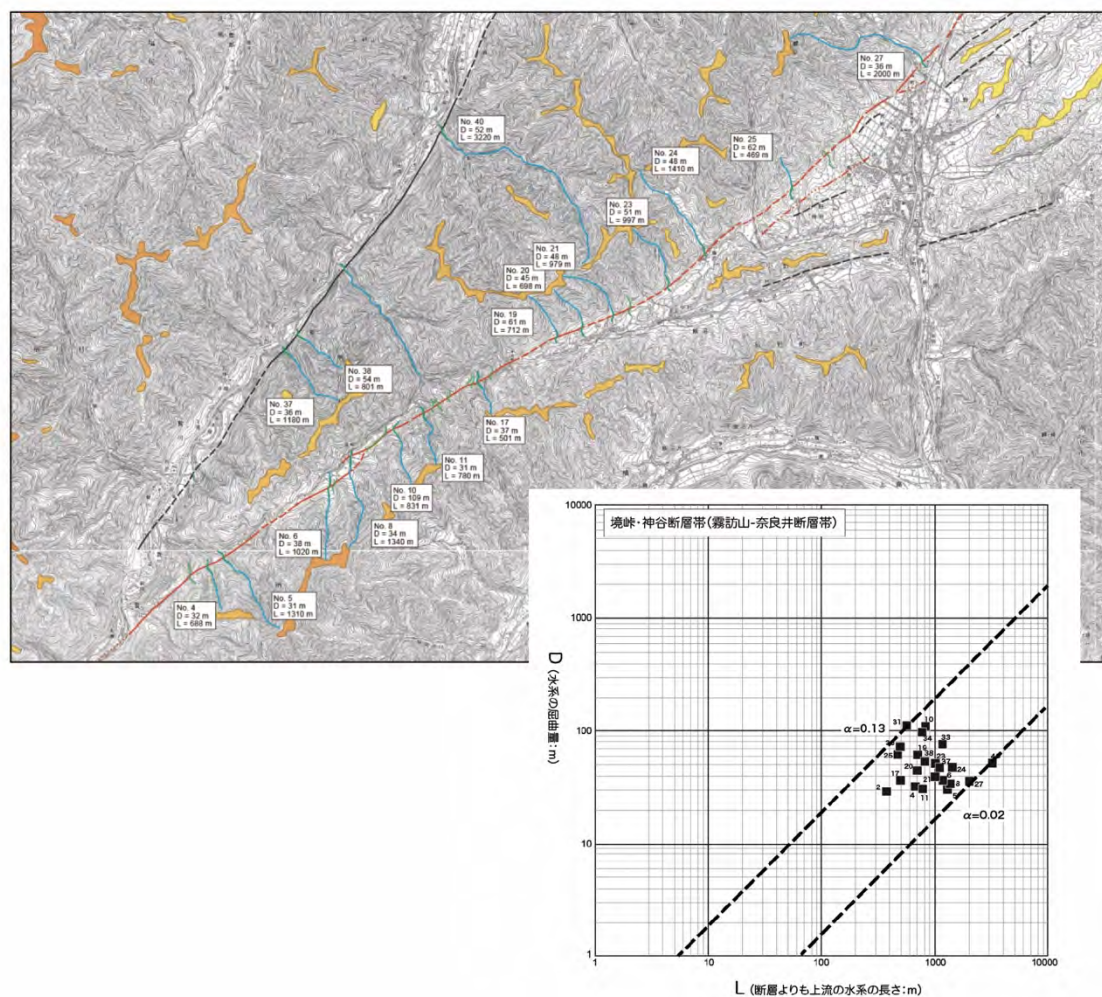
3. 3 長野盆地西縁断層帯（麻績区間）の調査



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。

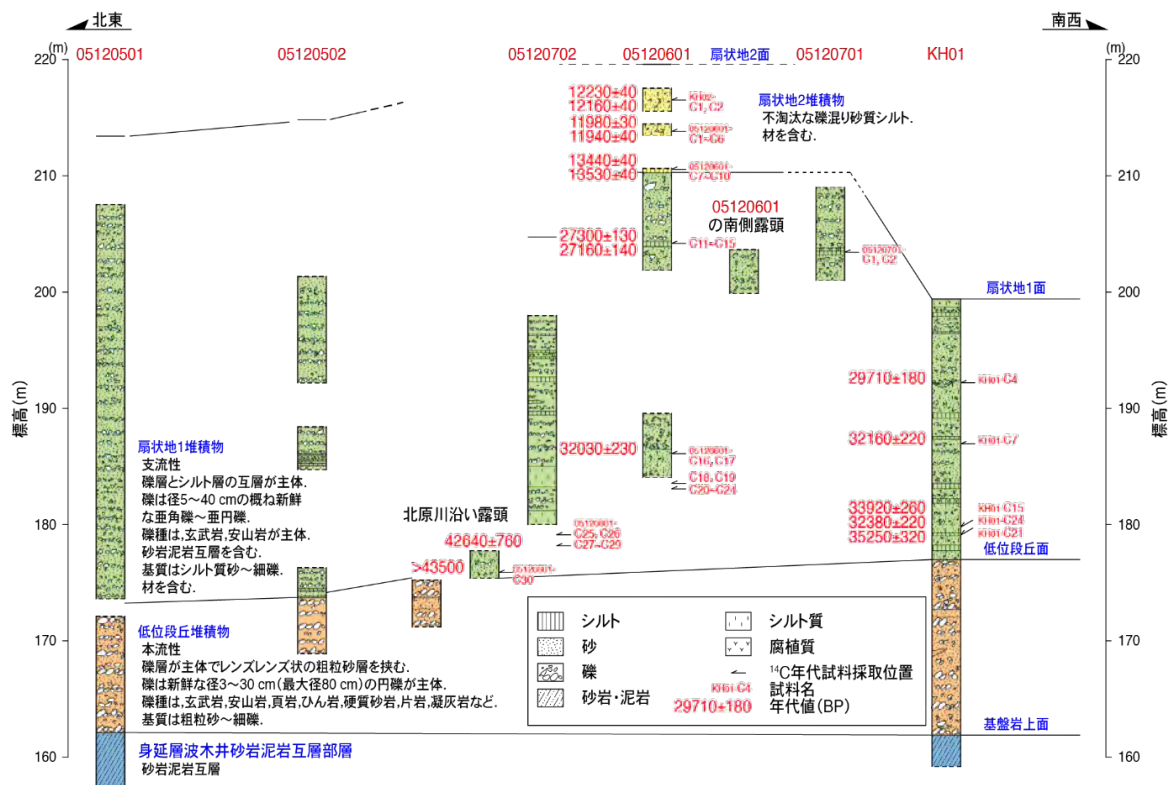
3. 4 境峠・神谷断層帯（霧訪山-奈良井断層帯）の調査



境峠・神谷断層帯（霧訪山-奈良井断層帯）で実施した水系屈曲率の検討

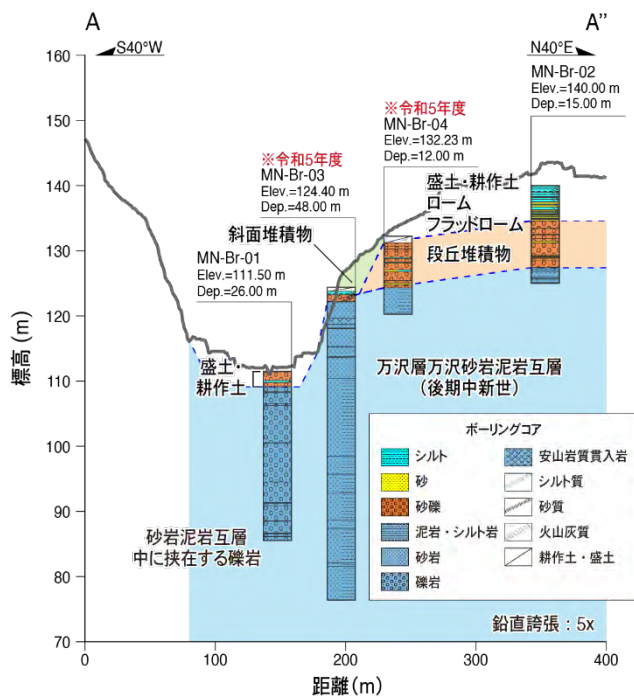
境峠・神谷断層帯（霧訪山-奈良井断層帯）は長野県中部に位置する長さ約 28 km の右横ずれ断層である。この断層帯の水系の屈曲量(D)と断層よりも上流の長さ(L)を計測して屈曲率(α)の値を求め、平均変位速度(横ずれ成分)の検討を行なった。

3. 5 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。

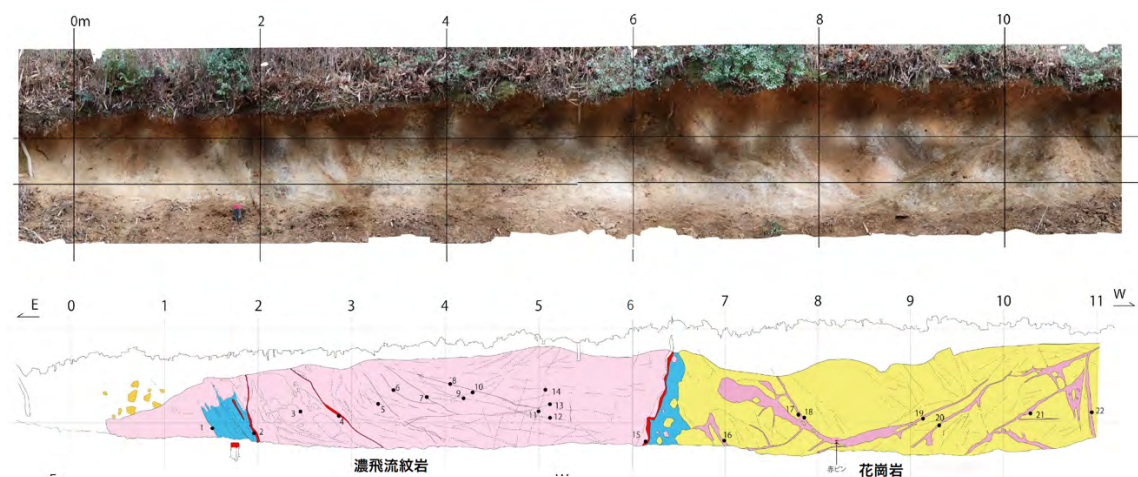


←山梨県南巨摩郡南部町万沢地区の地質
断面図

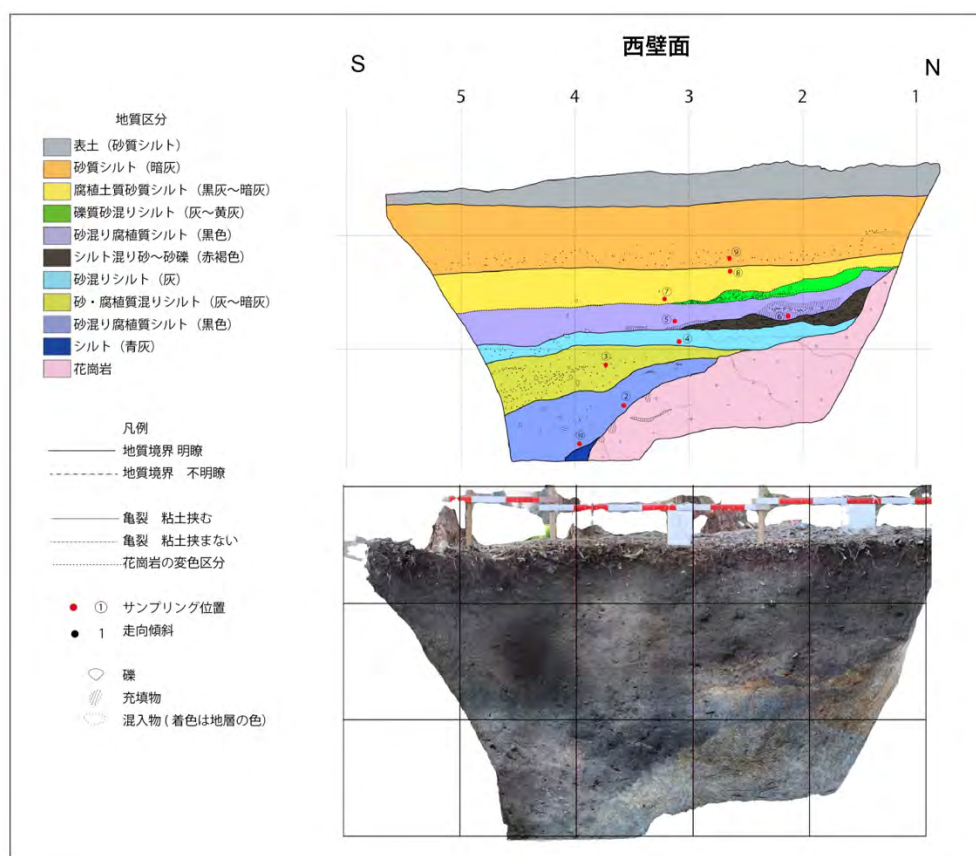
令和４年度に実施したボーリング調査を補完するため、新たに２孔のボーリングを掘削し、同地区における活断層としての身延断層の存否を検討した。

3. 6 屏風山・恵那山－猿投山断層帯（赤河断層帯）の調査

岐阜県恵那市長島町久須見において露頭観察（洞地区）とトレンチ・ピット調査（上本郷地区）を実施した。ピット調査では、基盤の花崗岩と谷底を埋めるシルトが高角度の境界で接している様子が観察された。



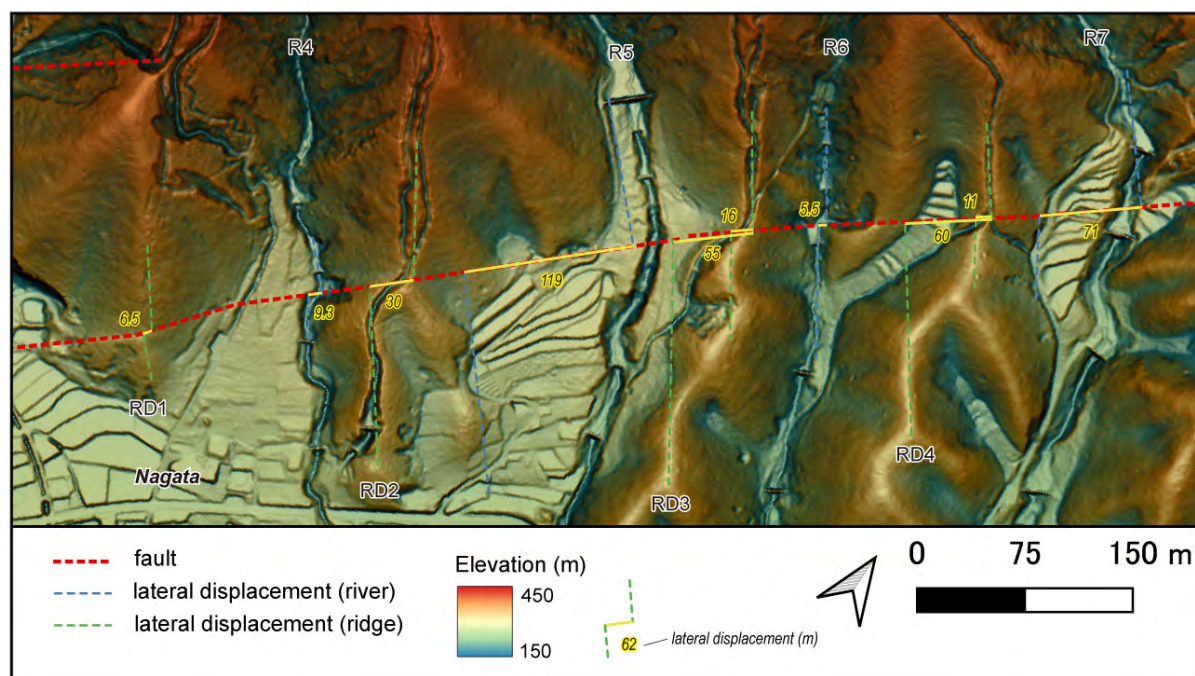
洞地点における断層露頭の写真およびスケッチ



上本郷地点で掘削したピット（西壁面）のスケッチおよび写真

3. 7 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。

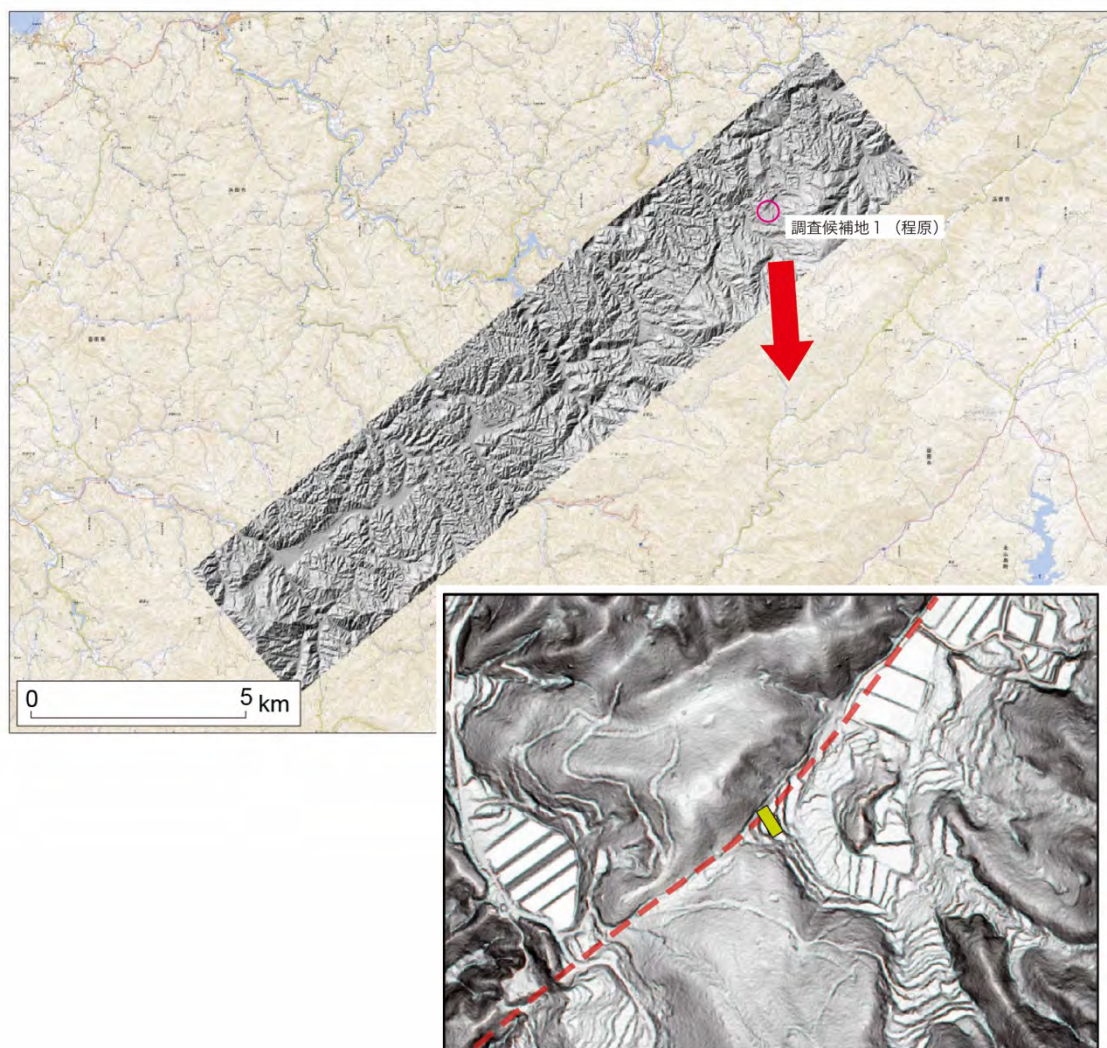


広島県安芸太田町上殿地区周辺の詳細地形図と断層変位地形の判読結果



堆積物（巨礫）の試料採取状況

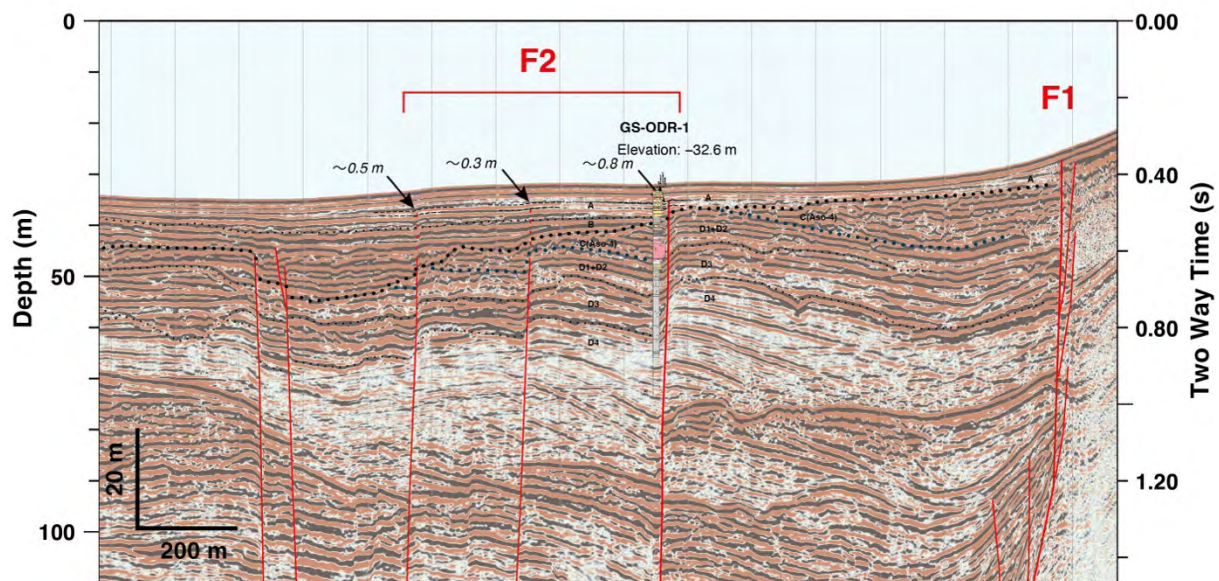
3. 8 弥栄断層の調査



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. 9 布田川断層帯の調査（宇土半島北岸区間）の調査



海上ボーリング調査にもとづく宇土半島北岸区間近傍の地質構造
音波探査記録に海上ボーリング調査の結果を組み合わせ、後期更新世の地層（阿蘇 3 火
砕流以降の内湾堆積物）と阿蘇 4 火砕物、完新世の内湾底堆積物の変位を解明した。

3. 1 0 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	3
3. 2 横手盆地東縁断層帯（南部）の調査	124
3. 3 長野盆地西縁断層帯（麻績区間）の調査	187
3. 4 境峠－神谷断層帯（霧訪山－奈良井断層帯）の調査	227
3. 5 身延断層の調査	238
3. 6 屏風山・恵那山－猿投山断層帯（赤河断層帯）の調査	294
3. 7 筒賀断層の調査	341
3. 8 弥栄断層の調査	397
3. 9 布田川断層帯（宇土半島北岸区間）の調査	420
3. 10 宮古島断層帯の調査	561
3. 11 活断層評価の高度化・効率化のための調査手法の検証	714
4. 全体成果概要	720
5. 成果の論文発表・口頭発表等	725
6. むすび	729
7. 外部評価委員会	730

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。

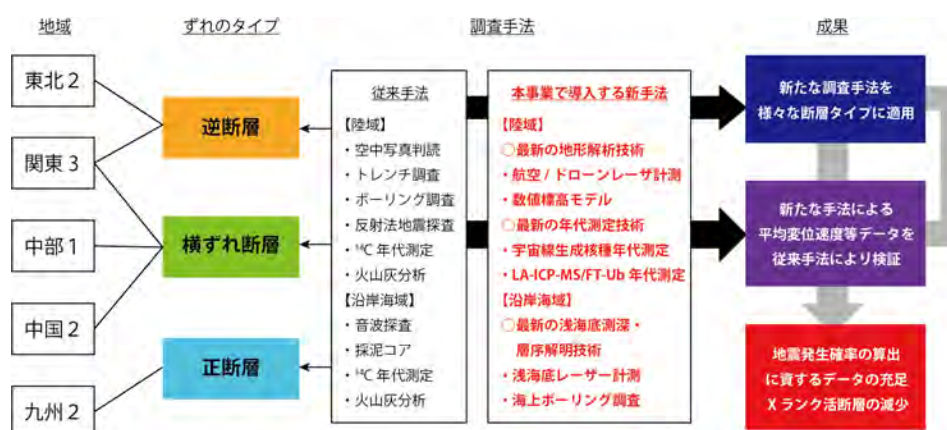


図1 新たな調査手法と従来の調査手法の関係と検証の概念

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	白濱 吉起
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) 境峠－神谷断層帯（霧訪山－奈良井断層帯） の調査	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	吾妻 崇
5) 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
6) 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
7) 筒賀断層の調査	国立大学法人 東京大学	白濱 吉起
8) 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
9) 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 産業技術総合研究所	大上 隆史 丸山 正
10) 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

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 あり、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。

(d) 3 ヶ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：

断層の分布形状や変位地形の把握を目的に、既存の地形データに基づく地形判読と、地形地質調査を行った。平均変位速度推定に適した 1 箇所以上を選定し、群列ボーリング調査を実施し、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：

津軽山地西縁断層帯（南部）の活動性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、断層帯中部において 1 測線で P 波（測線長 1,400 m）及び S 波（測線長 500 m）を震源とする反射法地震探査を実施し、2 箇所でボーリング調査（2 孔：総掘削深度

60 m) を実施した。得られた地質断面と採取した試料の分析により、本断層帯の平均上下変位速度について検討した。また、断層帯周辺において地質踏査を実施し、断層の南端について検討した。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した。

(2) 令和 6 年度の成果

(3) に記載。

(3) 令和 4～6 年度の成果

(a) 業務の要約

津軽山地西縁断層帯（南部）の傾斜やずれの向き及び活動性を明らかにするため、低位段丘面に撓曲変形が認められる断層南部の平川市新屋地区、同市尾崎地区を対象として以下の調査を実施した。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。また、断層を横断する測線を設定して、P 波及び S 波を震源とする反射法地震探査を行い、それぞれ深度 1.5km 以浅及び深度 250m 以浅の地下構造を推定した。反射法地震探査測線沿いの断層の低下側及び隆起側の 2 地点においてボーリングを各 1 孔掘削し（総掘削深度 60m）、地層の分布を把握した。断層の平野側において露頭調査を実施し、地層の分布及び変形を確認した。これらの結果に基づいて、断層の地下形状を推定し、変位基準の落差を見積もった。その結果、津軽山地西縁断層帯（南部）の主断層は東に 60° ～ 65° 程度で傾斜する東側隆起の逆断層であり、地表付近では幅広い撓曲変形を呈することがわかった。群列ボーリングにより、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。また、反射断面とボーリングコアから採取した試料の放射性炭素年代の分析から、約 5～7 万年前に堆積したと推定される地層に約 30m の上下変位が認められ、平均上下変位速度は約 0.4～0.6 m/千年と見積もられた。断層南部の浅井川沿いにおいて断続的に露出する十和田八戸火砕流堆積物の露頭観察と地形計測の結果、平野側の断層トレースの南北延長において断層変位とみられる顕著な変形が認められなかった。

(b) 令和 4 年度の業務の成果

なし

(c) 令和 5 年度の業務の成果

1) 調査の概要

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。

2) 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、令和 4 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（産業技術総合研究所，2022）。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。

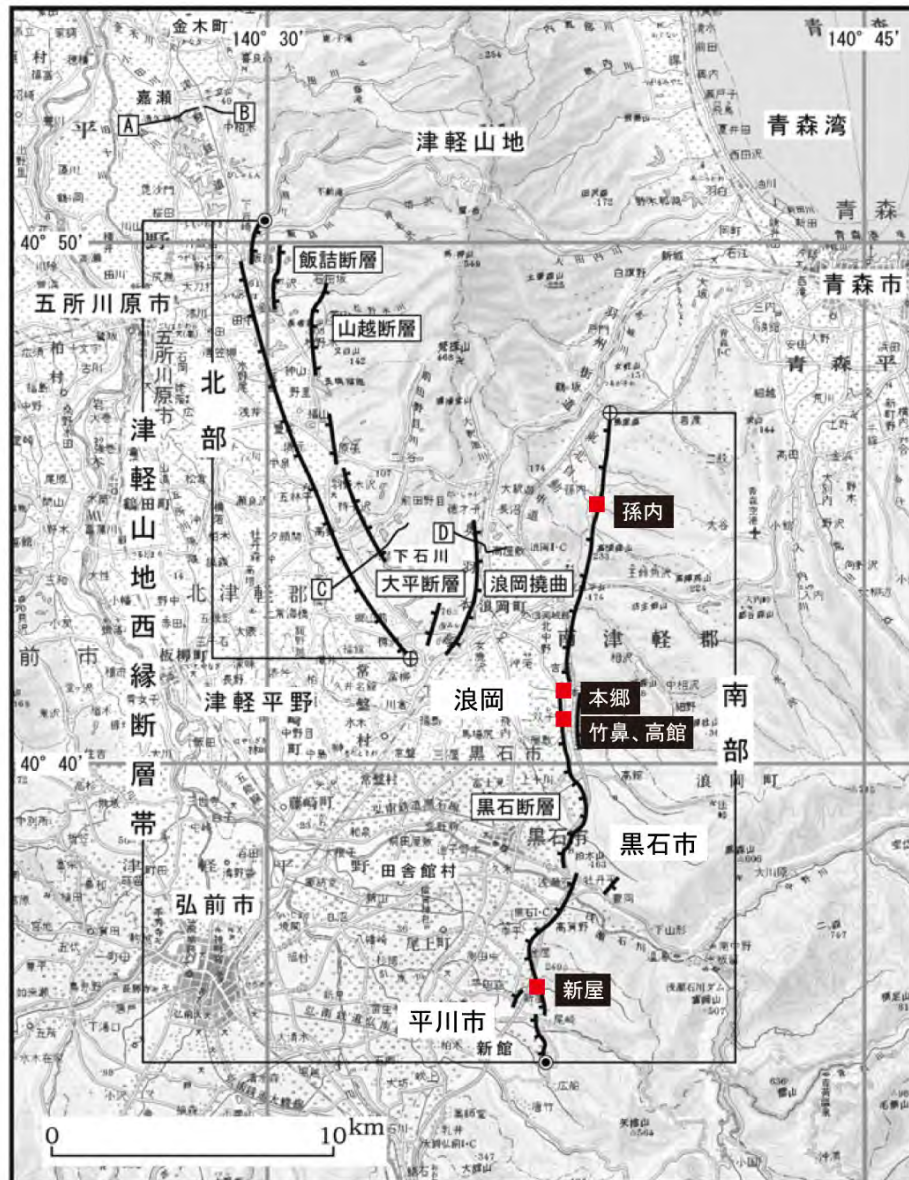


図1 津軽山地西縁断層の分布（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004 に加筆）

3) 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）、鮮新世の尾開山凝灰岩（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（Ot）、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（Ot）、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。

4) 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で確認した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（全鉱物組成分析、火山ガラス形態分類、火山ガラスおよび重鉱物の屈折率の測定）を実施した。分析は株式会社古澤地質に依頼した。

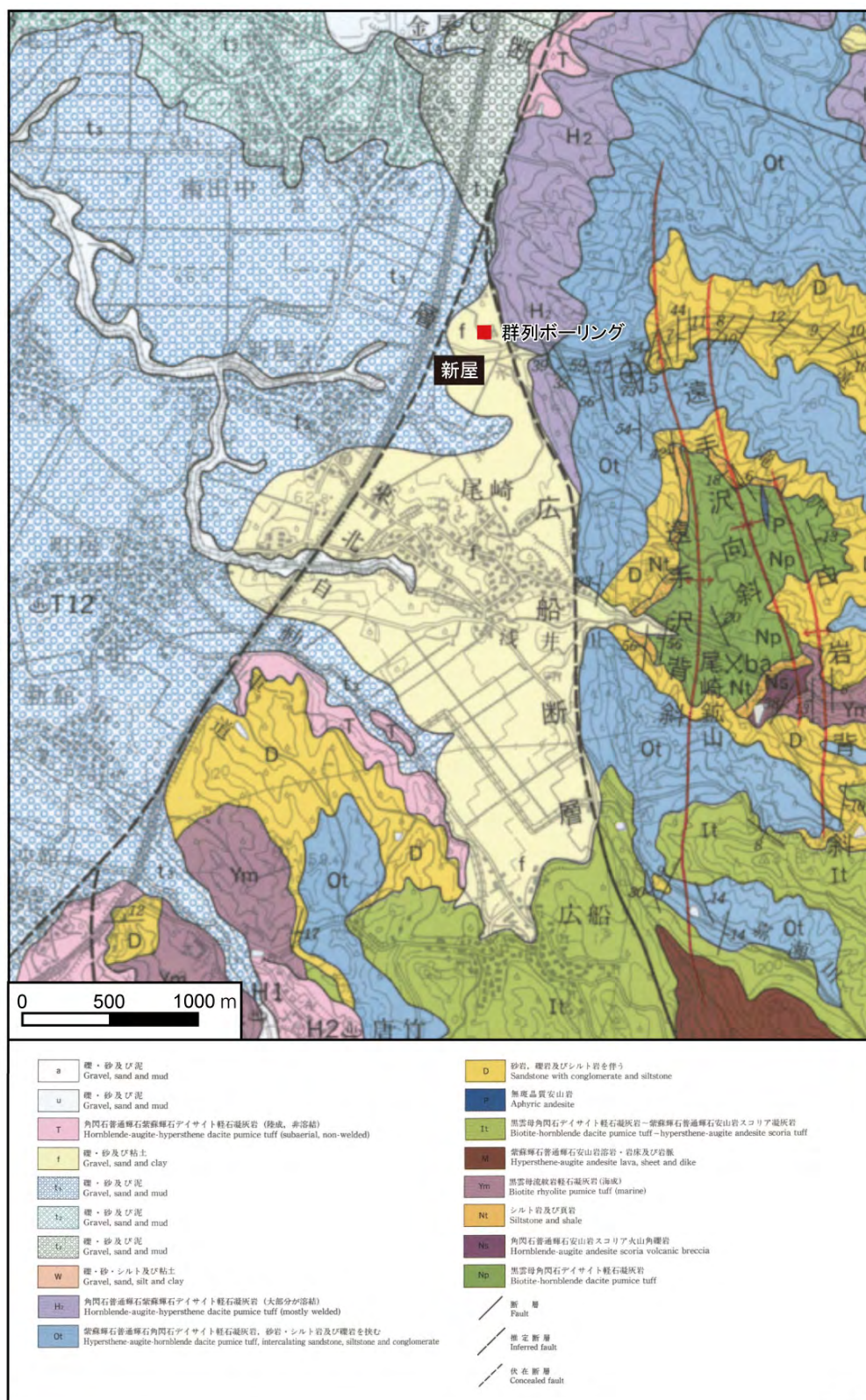


図2 平川市新屋地区周辺の地質図

5万分の1地質図「黒石」(村岡・長谷, 1990)に加筆

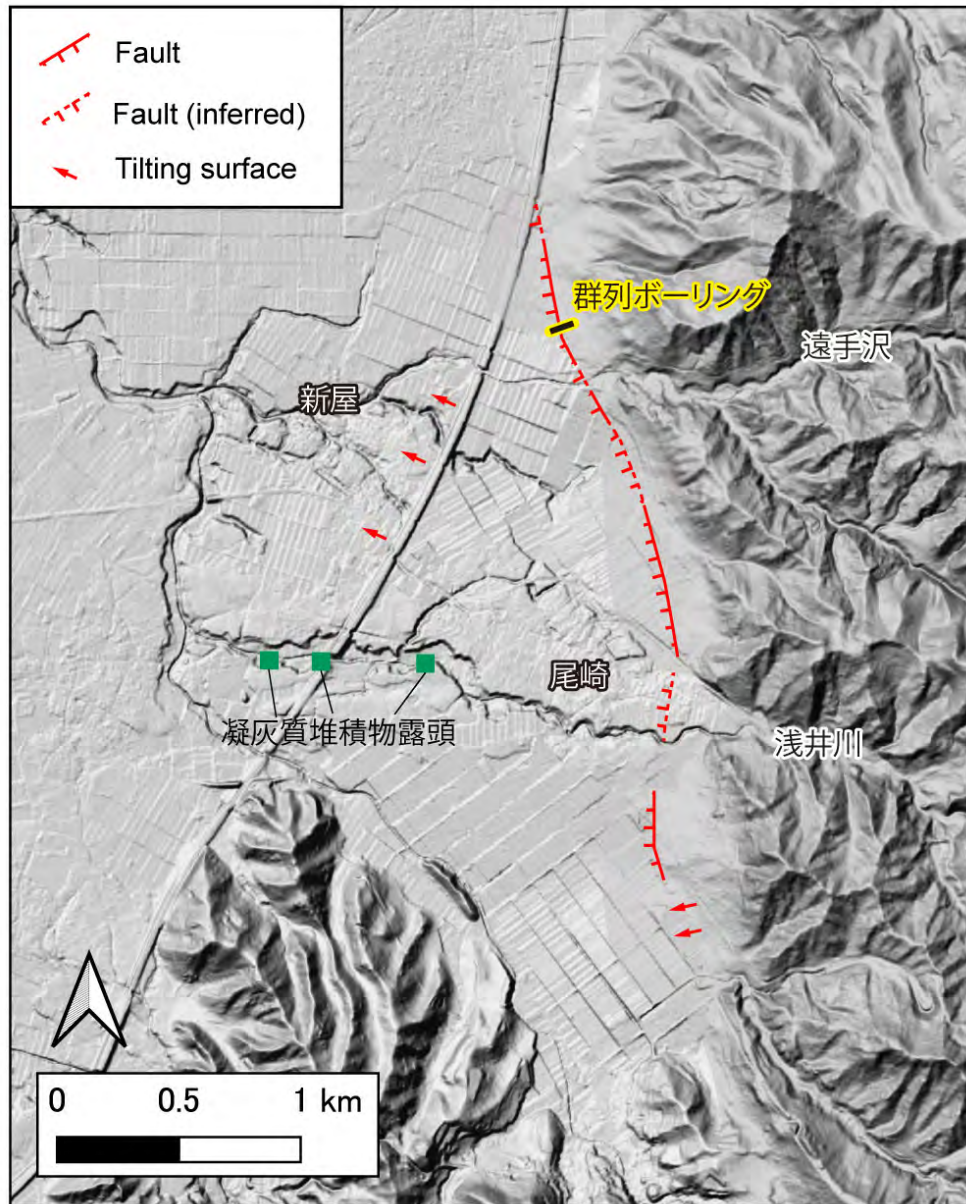


図3 平川市新屋地区および尾崎地区周辺の地形図
背景は国土地理院電子国土 Web より陰影起伏図および傾斜量図を使用。



図4 凝灰質堆積物の露頭

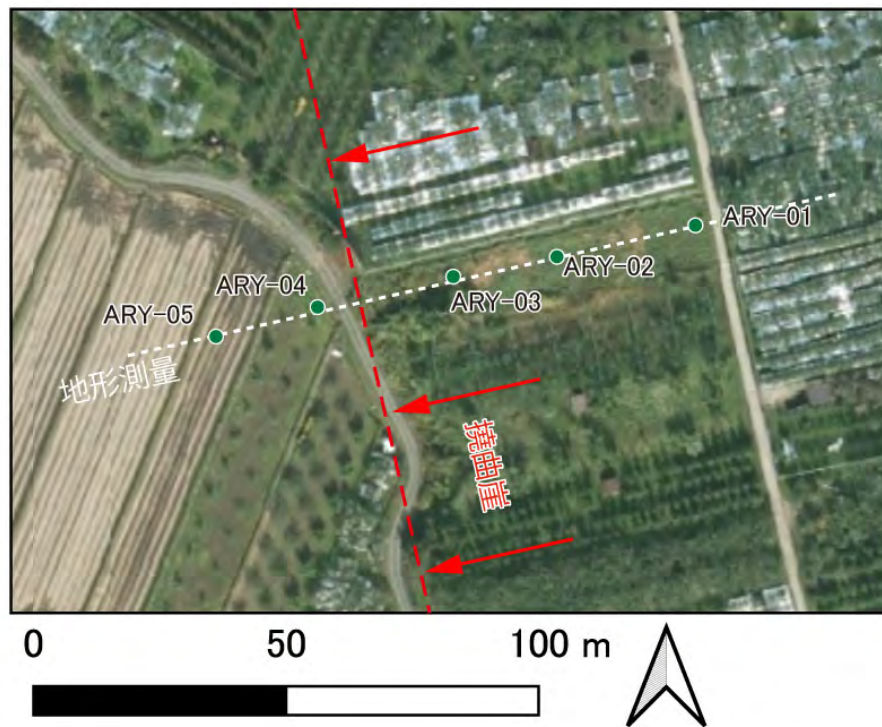


図5 群衆ボーリング位置図

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。

5) 調査結果

a) 地形判読および地質踏査

地形判読の結果、山地と平野の境界線から 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. 70m 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5 mm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4 cm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4 cm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2 cm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5 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 1 cm 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 5 mm 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 1 cm 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 2 cm 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7mm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5mm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7mm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5mm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1cm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2cm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5mm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1cm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5cm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5mm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4mm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15cm超の炭化木片を含む。
- 7.70～7.93 m：砂礫。最大径1.5cm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5mm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1cm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5mm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2cm以下の亜角礫を含む。礫種は安山岩、軽石、凝灰岩などからなる。
- 5.20～5.33 m：腐植質で、径5cm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1cm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4cm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1cm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3mm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5cm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2cm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。局所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6mm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1.5cm～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。

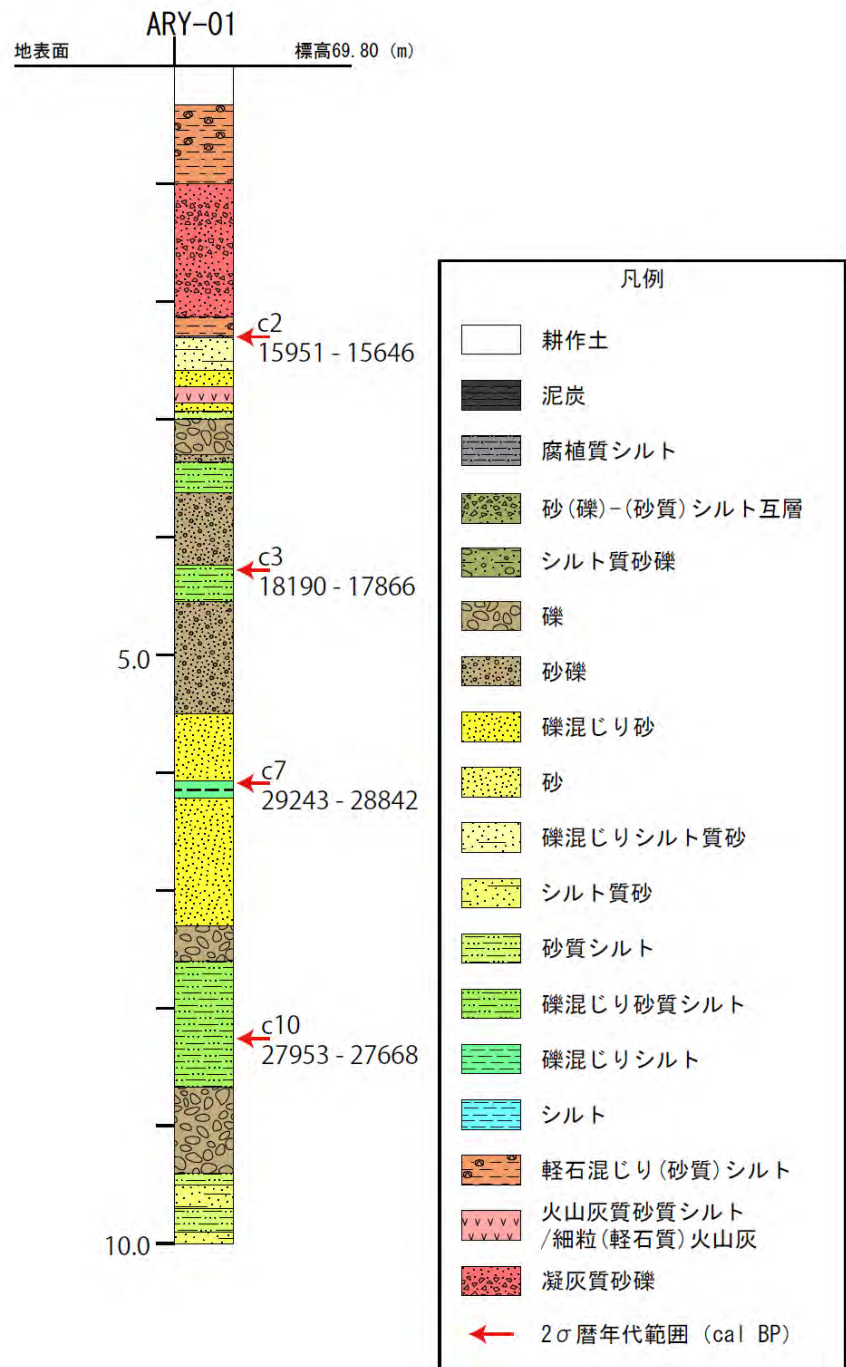


図6 ARY-01 孔柱状図



図7 ARY-01 コア写真

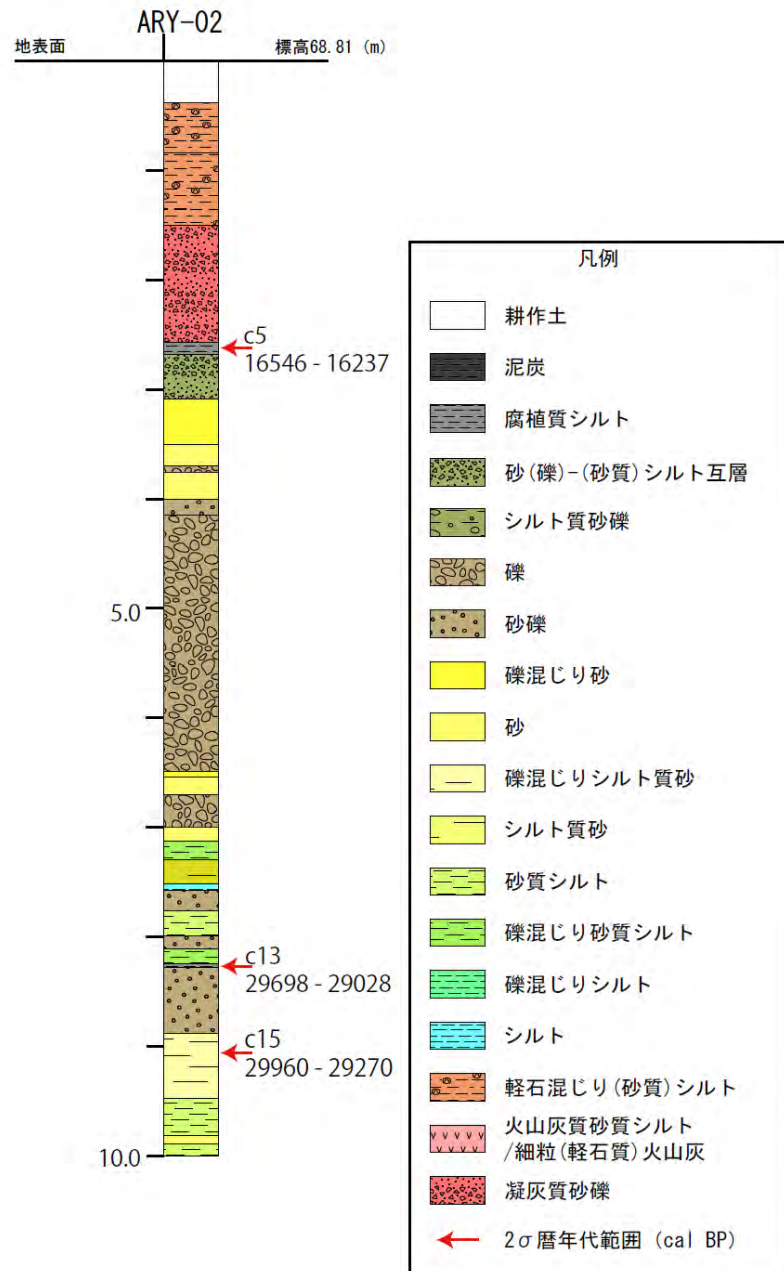


図8 ARY-02 柱状図



図9 ARY-02 コア写真

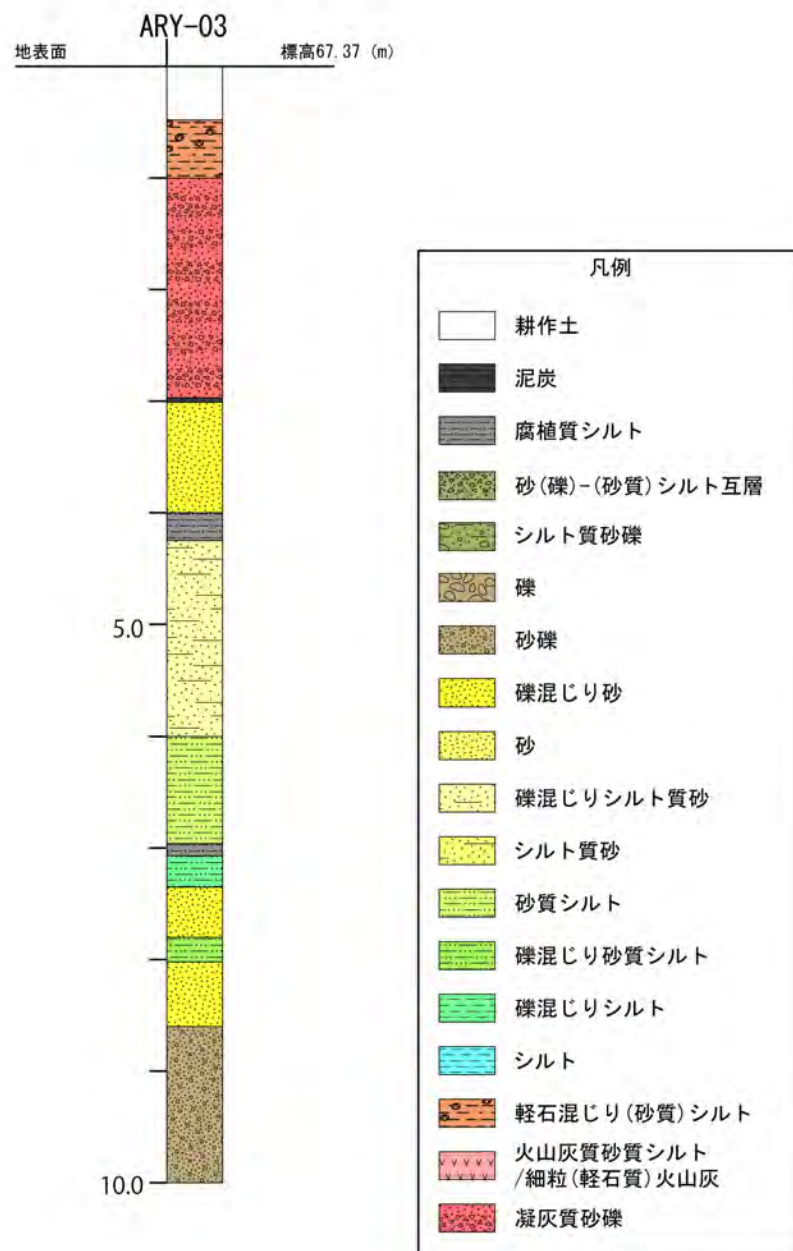


図 10 ARY-03 柱状図



図 11 ARY-03 コア写真

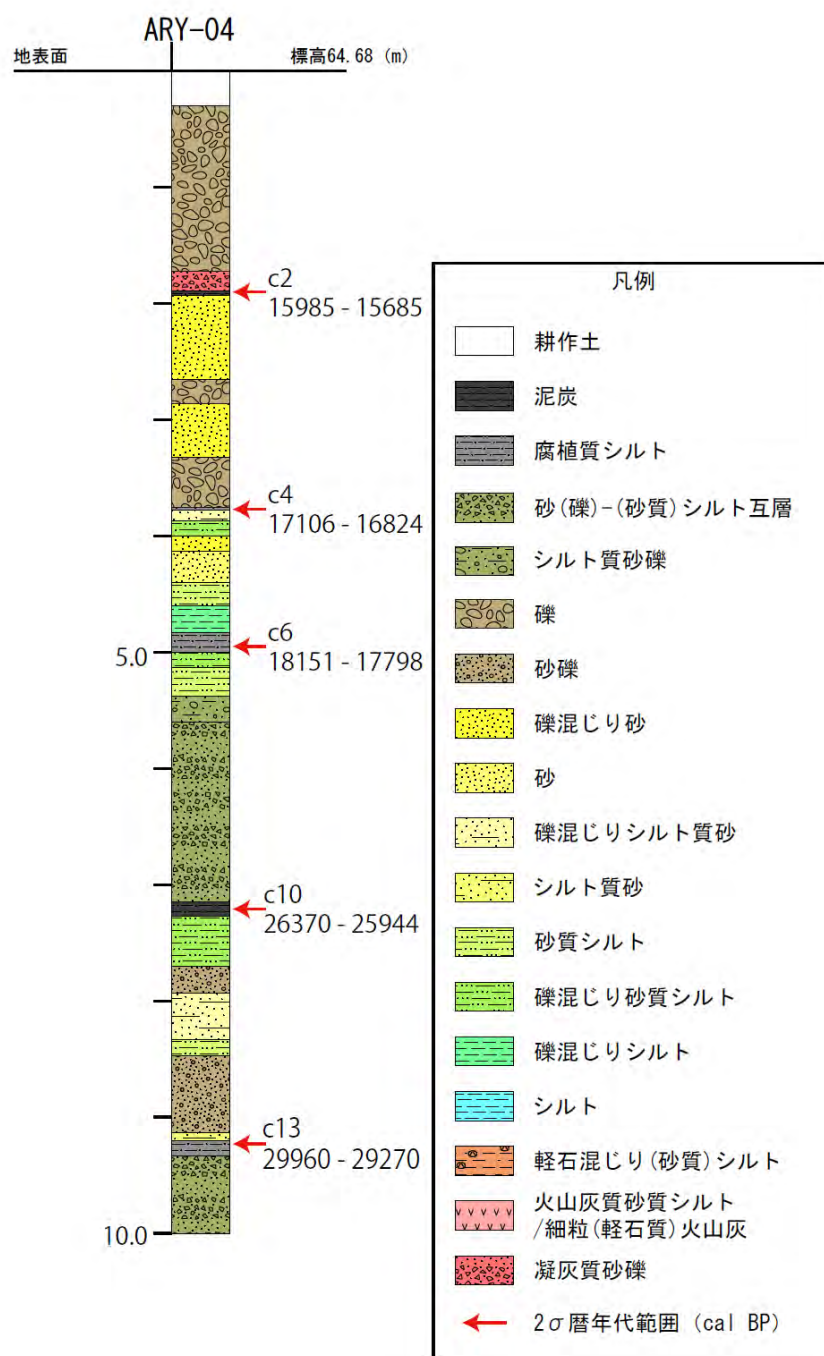


図 12 ARY-04 柱状図

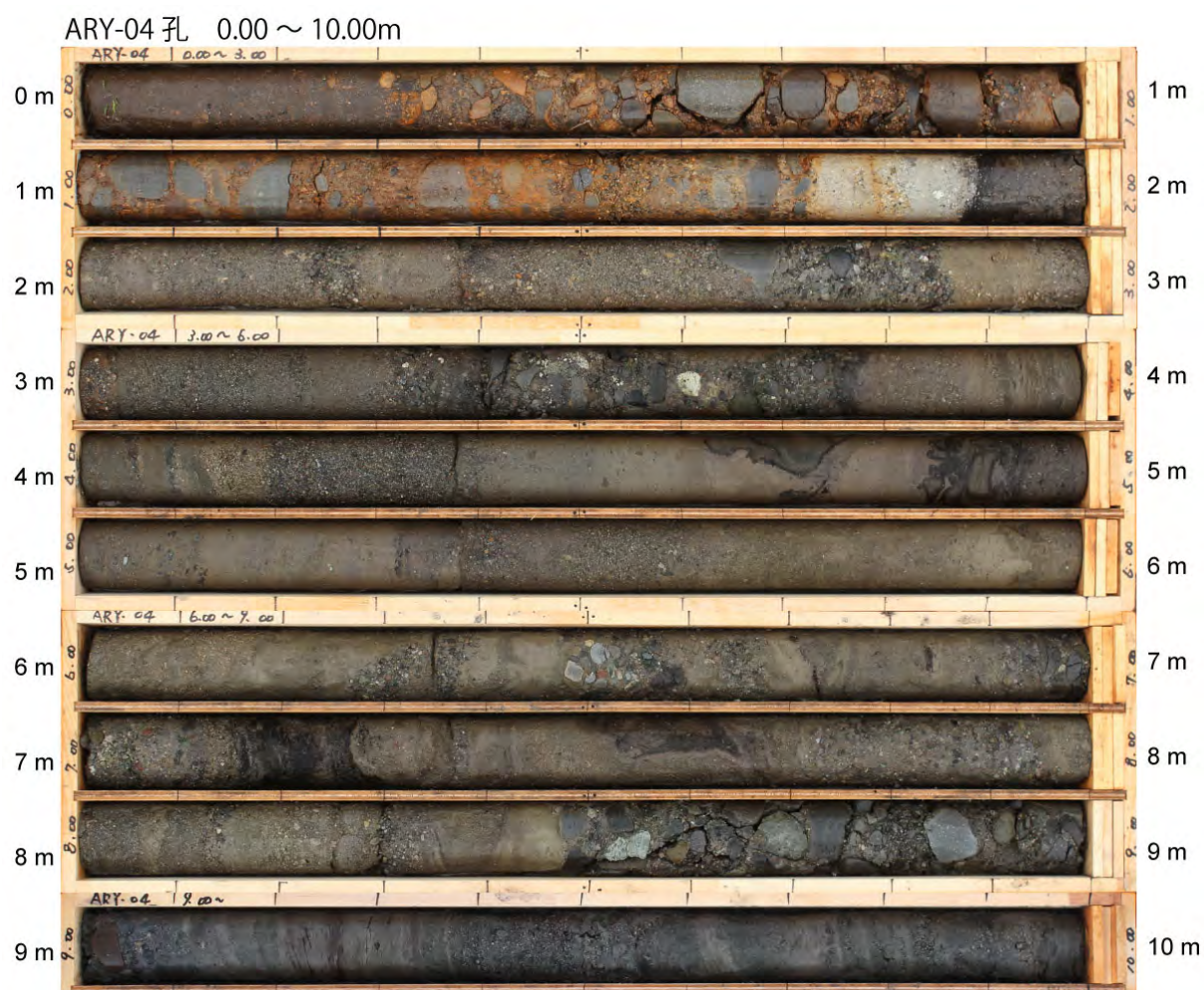


図 13 ARY-04 コア写真

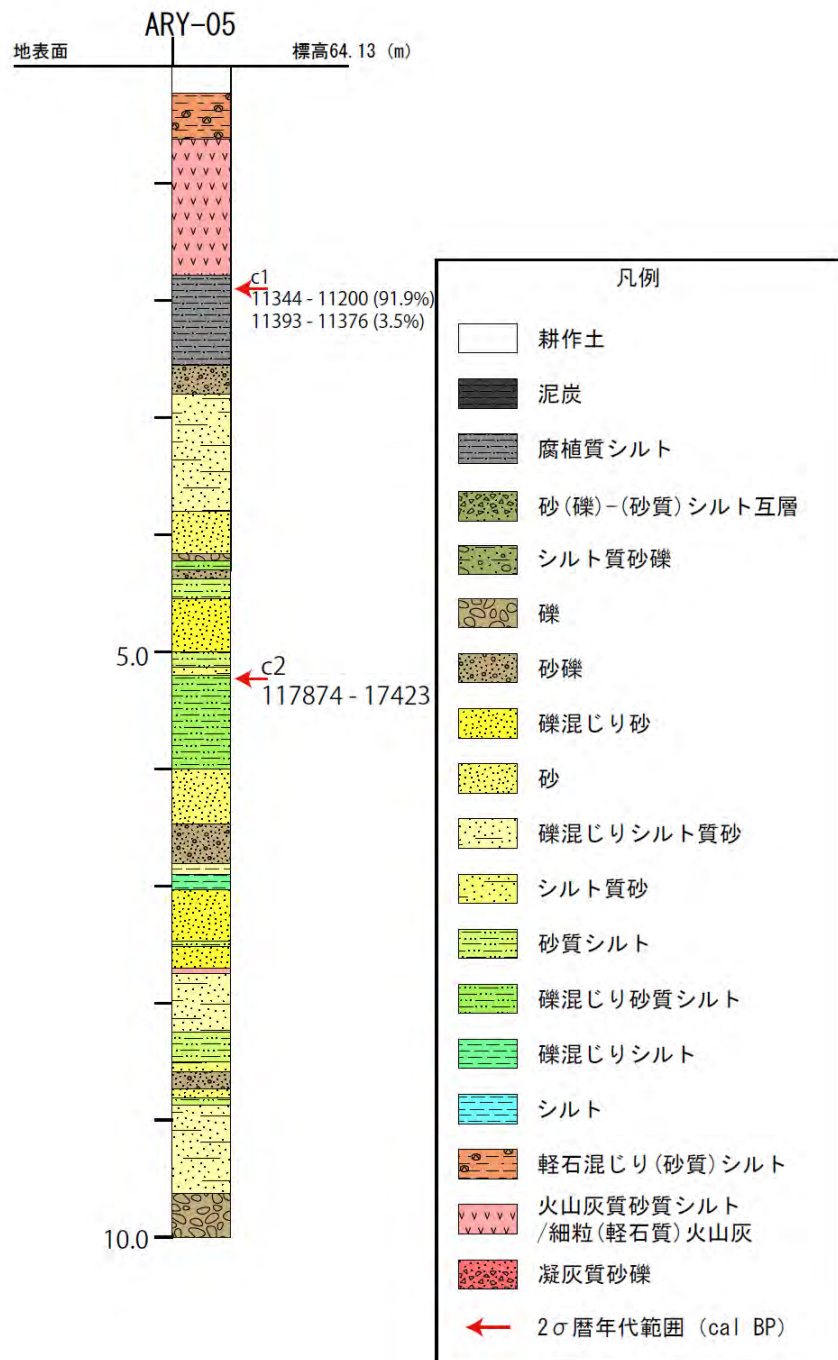


図 14 ARY-05 柱状図

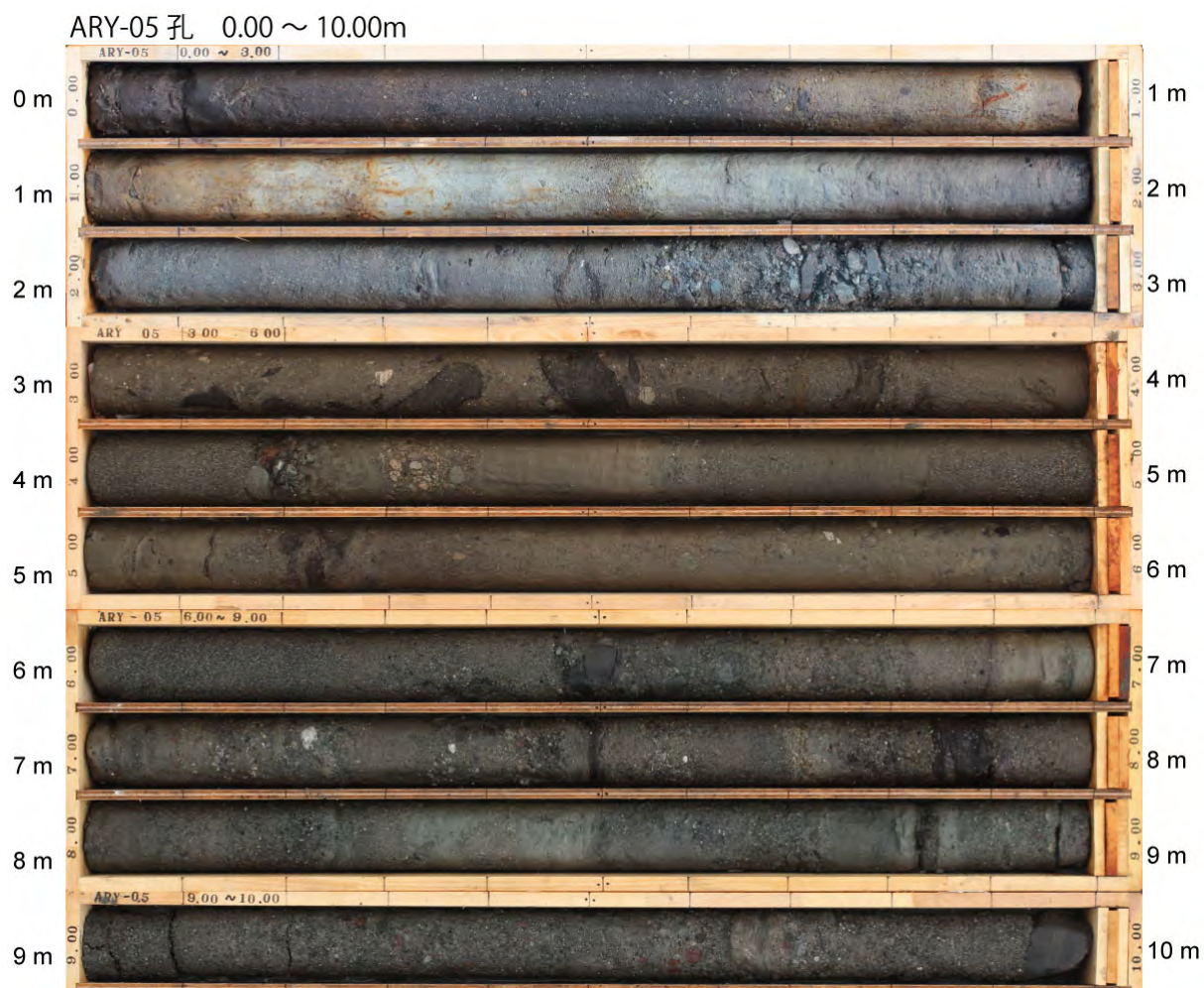


図 15 ARY-05 コア写真

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(OZK-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※	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{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 ± 40	15951 - 15646 cal BP(95.4%)
	ARY-01c3	4.28	organic sediment	Beta-687976	acid washes	-26.05	14700 ± 40	18190 - 17866 cal BP(95.4%)
	ARY-01c7	6.09	plant material	Beta-687977	AAA	-24.18	24880 ± 100	29243 - 28842 cal BP(95.4%)
	ARY-01c10	8.26	organic sediment	Beta-687978	acid washes	-25.03	23670 ± 90	27953 - 27668 cal BP(95.4%)
ARY-02	ARY-02c5	2.62	organic sediment	Beta-687979	acid washes	-24.68	13570 ± 40	16546 - 16237 cal BP(95.4%)
	ARY-02c13	8.27	plant material	Beta-687980	AAA	-28.46	25030 ± 100	29698 - 29028 cal BP(95.4%)
	ARY-02c15	9.06	wood	Beta-687981	AAA	-25.38	25380 ± 110	29960 - 29270 cal BP(95.4%)
ARY-04	ARY-04c2	1.90	organic sediment	Beta-687982	acid washes	-26.70	13190 ± 40	15985 - 15685 cal BP(95.4%)
	ARY-04c4	3.77	organic sediment	Beta-687983	acid washes	-26.04	13970 ± 40	17106 - 16824 cal BP(95.4%)
	ARY-04c6	4.90	plant material	Beta-687984	AAA	-26.19	14640 ± 40	18151 - 17798 cal BP(95.4%)
	ARY-04c10	7.21	plant material	Beta-687985	AAA	-26.34	21920 ± 80	26370 - 25944 cal BP(95.4%)
	ARY-04c13	9.23	plant material	Beta-687986	AAA	-26.66	25380 ± 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			特記取項	火山ガラスの屈折率	デフラグ
	Bw	Pm	O	Fl/Qu	Opq	Oth	Cpx	Gho	Opq	Rock	V.Rock	Total			
THN24-Br1十和田八戸マントリックス	40	133	14	65	7	3	2	0	10	12	14	300	火山ガラス付着Ghoやや多く含む	1.500-1.513	
THN24-Br1大不動	40	116	8	38	6	2	0	0	0	30	60	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	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	本質Gho(火山ガラス付着するものあり)やや多く含む	1.499-1.513	To-H
ARY-01t2	60	62	9	96	1	0	1	0	0	10	61	300	Gho少量含む		
ARY-01t3	28	1	9	73	9	2	6	0	32	140	0	300	ガラス付着Qu含む		
ARY-01t5	78	21	8	78	2	0	2	0	3	67	41	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	火山ガラス付着Gho含む	1.502-1.514	To-H
ARY-02t2	21	3	20	58	9	1	3	0	2	175	8	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	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
 Opq: 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。

令和 4 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。

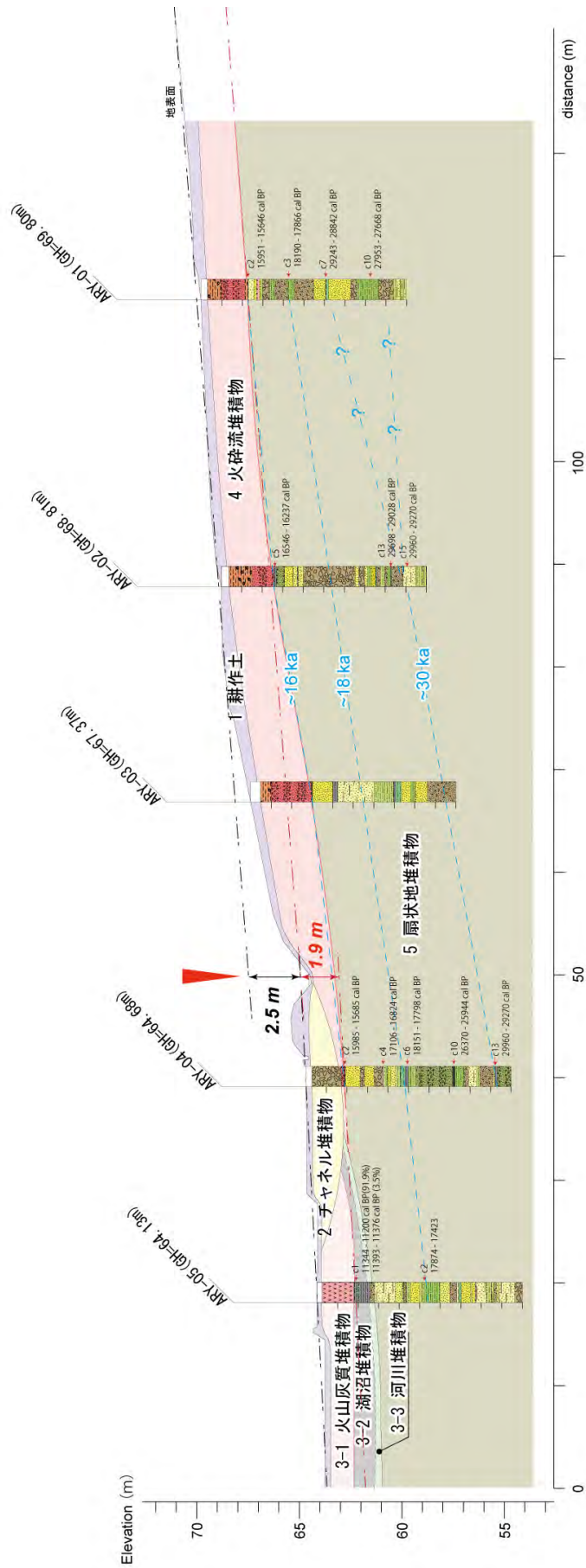


図 16 群列ボーリングによる地質断面図

凡例は図 6 を参照。

6) 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。

(d) 令和6年度の業務の成果

1) 調査の概要

津軽山地西縁断層帯（南部）の活動性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、断層帯中部において1箇所ではP波（測線長1,400 m）及びS波（測線長500 m）を震源とする反射法地震探査に加え、2箇所ではボーリング調査（2孔：総掘削深度60 m）を実施した。得られた地質断面と採取した試料の分析により、平均上下変位速度を検討した。また、断層帯周辺において地質踏査を実施し、断層の北端を検討した。これらの結果に基づいて、断層の地下形状を推定し、変位基準の落差を推定した。その結果、津軽山地西縁断層帯（南部）の主断層は東に 60° ～ 65° 程度で傾斜する東側隆起の逆断層であり、地表付近では幅広い撓曲変形を呈することがわかった。反射断面とボーリングコアから採取した試料の放射性炭素年代の分析から、約6万年前に堆積したと推定される地層に約30 mの上下変位が認められ、平均上下変位速度は約0.4～0.6 m/千年と見積もられた。断層南部の浅井川沿いにおいて断続的に露出する十和田八戸火砕流堆積物の露頭観察と地形計測の結果、平野側の断層トレースと一致する変形は認められなかった。

2) 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、令和4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80 m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）。

令和5年度の調査では、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、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(図3)。調査の結果、十和田八戸火砕流堆積物(以下、To-H)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(図16)。

群列ボーリングによって撓曲崖付近のTo-H堆積以降の平均変位速度が推定されたものの、To-H以深の堆積物の対比は側方変化が大きく、対比がやや困難であった。しかし、堆積物中には材や腐植質堆積物が多く含まれており、密な放射性炭素(以下、14C)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。また、令和5年度に得られた平均上下変位速度は撓曲崖を横切る幅100 m程度の範囲のTo-H堆積以降の変形から見積もった値である。本断層は幅広い変形帯を持つ撓曲崖として地表に現れていることから、より幅広い変形構造が生じている可能性が高い。そのため、変形帯全体を考慮したより長期的な平均上下変位速度を見積もるには、断層帯周辺の地質構造を明らかにする必要がある。さらに、得られた平均変位速度から断層の地震発生確率を推定するには、断層長を精度良く定める必要がある。北限については令和4年度の調査において孫内川以南と報告されたが、南限については検討されていない。南限については、平野側に活断層トレースがジャンプし、さらに南に続く可能性について検討する必要がある。

撓曲崖付近の詳細な地質構造の解明、断層帯付近の地下構造の解明と長期的かつ長波長の平均変位速度の推定、断層南端の検討を目的として以下の調査を実施した。

1) 令和5年度の群列ボーリング地点であり、断層トレースが平野側に分岐する新屋地区付近においてP波及びS波による反射法地震探査を実施した。2) 探査測線に沿った地層の分布を確認するため、隆起側と低下側においてボーリング調査を実施した。3) 平野側トレースを横切る浅井川沿いの地質踏査を実施した。4) 探査測線沿いに実施したボーリングから得られたコア、令和5年度に実施した群列ボーリング調査によって得られたコア、及び地質踏査を行った露頭から試料を採取し、14C年代測定及び火山灰分析を実施した。

3) 地質概要と津軽山地西縁断層帯（南部）に関する既往研究

調査地域周辺の地質図（村岡・長谷，1990）を図 17 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）、鮮新世の尾開山凝灰岩（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（Ot）、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（Ot）、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。

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る。一方、広船断層は金屋付近で分岐し、南南東に延びるとされる（村岡・長谷，1990）。津軽山地西縁断層帯（南部）を対象とした調査は少なく、平野・他（2010）による上下変位速度に関する研究のみが報告されている。平野・他（2010）は黒石断層を対象にボーリング調査を実施し、断層沿いの低位の地形の上下変位量を 0.5 m 程度（0.4～0.8 m）、断層中央部の地下約 10 m で 1.0～1.5 m の累積変位量を認めている。



図 17 ボーリング調査及び地質踏査を実施した平川市新屋地区及び尾崎地区周辺の地質図
 5 万分の 1 地質図「黒石」（村岡・長谷，1990）の該当部を抜粋し、加筆した。凡例は図 2 を参
 照。

4) 調査手法

a) 反射法地震探査

i) 探査の概要

新屋地区周辺における津軽山地西縁断層帯（南部）の断層形状やずれの向き及び地質構造を明らかにすることを目的として、図 18 に示すように同断層が地震調査委員会（2004）において推定されている位置を通過し、かつ断層の走向とほぼ直交する東西方向の区間を探査測線として選定した（以降、P 波測線と表記する）。

探査は津軽山地西縁断層帯（南部）の主断層である黒石断層近傍における深度 1.5 km 程度までの地下構造を把握するための測線長 1,400 m の P 波探査と、地下 250 m 程度以浅の詳細な地質構造を把握するための測線長 500 m の S 波探査を実施した（表 4）。なお、P 波探査では地震調査委員会（2004）の示す平野側トレースの北方延長をカバーしているが、P 波探査の結果、顕著な変形が認められなかったことから、S 波探査の測線はカバーしていない。

探査測線の概略図を図 19 及び図 20 に示した。測線は、平川市新谷稲村の農道を起点とし、東方へ進み、県道 135 号線を約 60 m 北上した後、町道をさらに東方に進む（図 19）。途中、高速道路のボックスカルバートトンネルを通過し、平川市新屋遠手沢を終点とする。始点付近は、道幅が狭く車両規制が難しいことから、0 m から 60 m までの区間を受振器の設置のみとした。測線の標高は、起点の 0 m では標高約 51 m で、終点に向けて徐々に標高を上げ、終点では標高約 80 m となる。測線は、始点から県道 135 号にあたる 170 m の区間が未舗装の砂利道で、県道から終点までの区間はアスファルト舗装された道路である。

反射法地震探査測定作業は 2025 年 9 月 24 日～10 月 9 日に実施した。本調査での探査に使用した機器一覧を表 5 に示す。

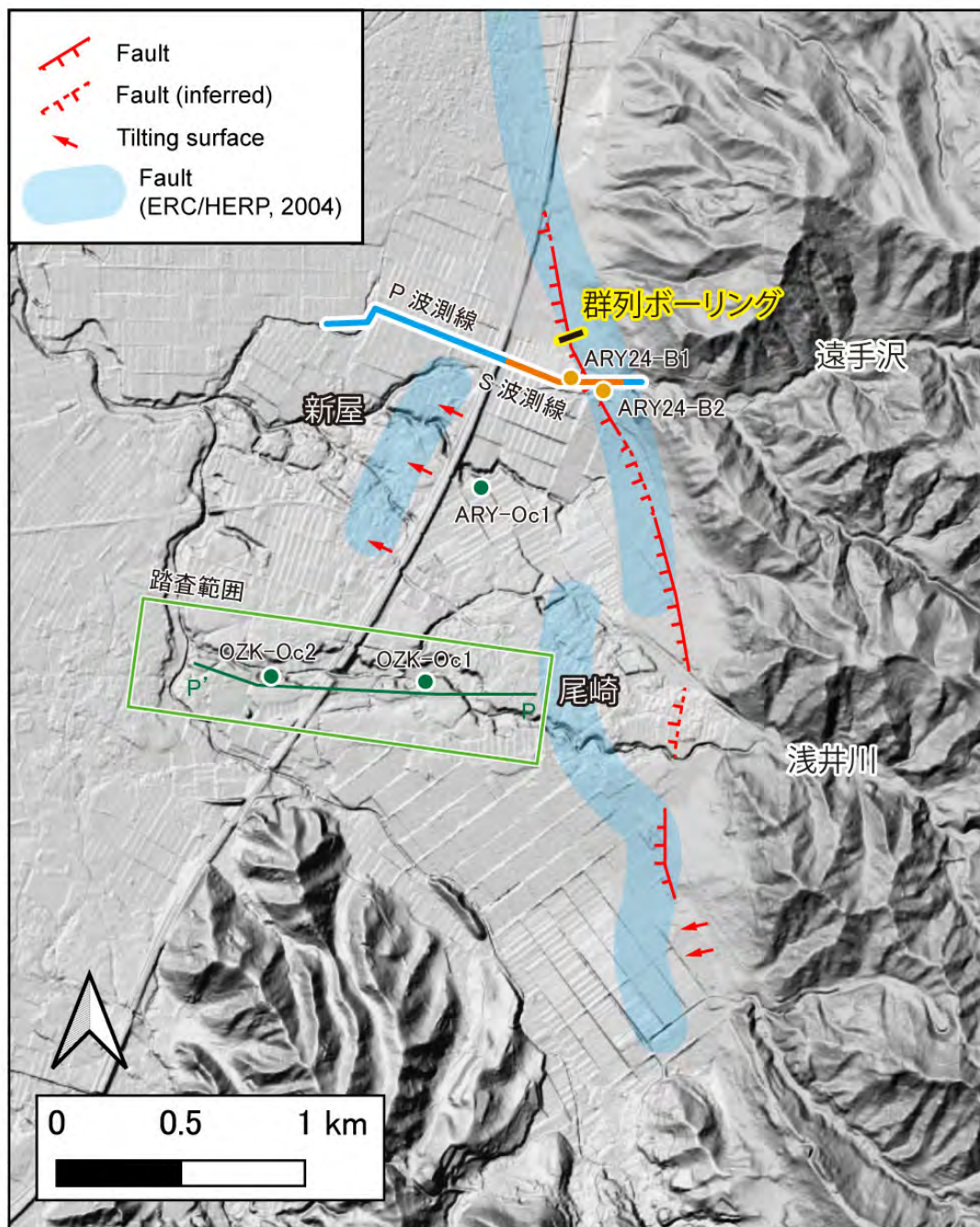


図 18 平川市新屋地区および尾崎地区周辺の地形図

背景は国土地理院電子国土 Web より陰影起伏図及び傾斜量図を使用した。幅の広い水色線は地震調査委員会（2004）で示された断層トレース。

表 4 反射法地震探査の主な測定仕様

項 目	測定仕様	
	P 波探査	S 波探査
測線長	1,500m	500m
受振・観測系	サンプリング間隔	1 ミリ秒
	収録記録長	3.0 秒
	データ収録形式	SEG-Y
	同時受振チャンネル数	最大 96 チャンネル
	受振点間隔	10 m (基本)
	展開方式	変則固定展開
発振系	波動種別	P 波
	発振点間隔	5 m (基本)
	発振方式	スイープ方式
	発振周波数	10 ～ 80 Hz
	スイープ長	15 秒
	垂直重合数	8 回
	水平重合数 (基本)	最大 118 重合

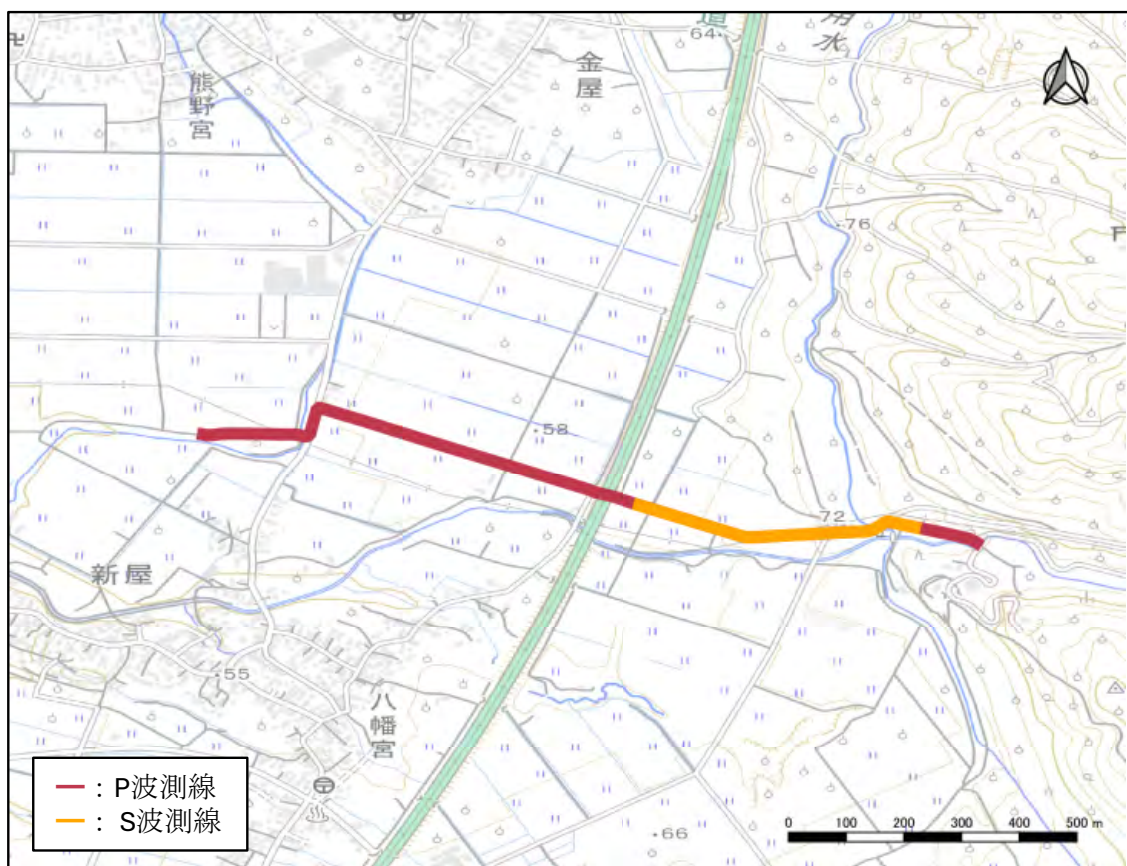


図 19 青森県黒石市高館地区において実施した反射法地震探査の測線
基図は地理院地図を使用。

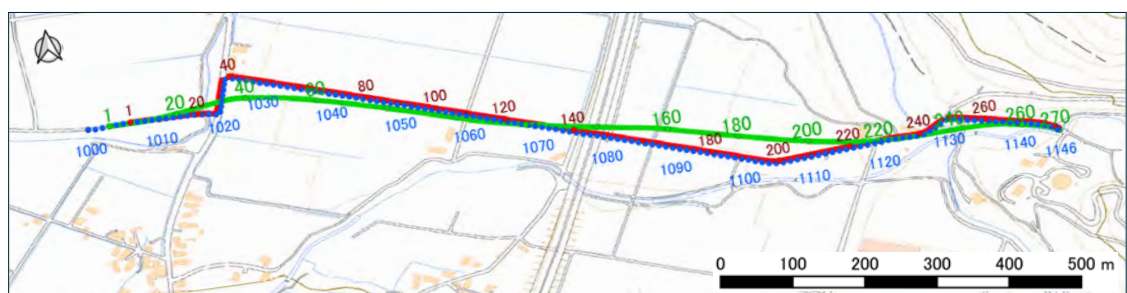


図 20 青森県黒石市高館地区において実施した反射法地震探査の P 波探査測線
杭点（青点）、発震点（赤点）、P 波 CMP ライン（緑）を示す。基図は地理院地図を使用。

表 5 反射法地震探査使用機器一覧

機 器 名	型 式	規 格・仕 様		製 作 会 社	数 量
テレメトリ型データ 収録装置および受 振器	S波探査 データ 収録装置 Geode (S波)	入力チャンネル数	: 24ch/台	(米)Geometrics	6
		サンプリング間隔	: 0.02~16msec		
		記録長	: 最大65, 536サンプル		
		A/D分解能	: 24ビット		
		ダイナミックレンジ	: 144dB		
		ひずみ	: 0.0005%		
		寸 法	: 24.5cm×30.5cm×17.8cm		
		重 量	: 3.5kg		
	S波探査 受振器 L-40A	波動種別	: S波	(米)MarkProducts	120
		固有周波数	: 30Hz		
		グルーピング	: シングル		
	P波探査 データ 収録装置 GCL (受振器含)	サンプリング間隔	: 0.25~4msec	(米)Geospace	130
		ダイナミックレンジ	: 124 dB		
		A/D分解能	: 24ビット		
		ひずみ	: 0.0005%		
		記録メモリ	: 32GB		
		波動種別	: P波		
		固有周波数	: 5Hz		
		グルーピング	: シングル		
		寸 法	: 14.0 x 11.1 cm		
		重 量	: 1.18kg		
データ収録装置制 御PC	Latitude 5424 Rugged	CPU	: Intel Core i5-8350U	デルテクノロジーズ(株)	1
		メモリ	: 8GB		
		SSD	: 256GB		
振 源	Mini-Vib T-15000	波動種別	: S波	(米)IVI	1
		制御方式	: 油圧式		
		最大加振力	: 6,000LBF		
		発振可能周波数	: 10~550Hz		
		リアクションマス重量	: 140kg		
		ベースプレート重量	: 174kg		
		自重	: 5,990kg		
		全長・車幅・高さ	: 6.71m×2.14m×2.70m		
ケーブル	CMPケーブル	24テイクアウト/本 2.5m間隔		(米)Pro Seismic Service	5
	テレメトリケーブル	50m × 5本, 200m × 2本			
その他資材	テレメトリケーブル, XスーXス逆転ケーブル, バッテリーなど				一式

ii) データ処理

探査で取得されたデータの処理は、図 21 に示すフローに従って行った。これらの処理により得られた時間断面、マイグレーション時間断面及び深度断面を解釈し、地質構造を推定した。

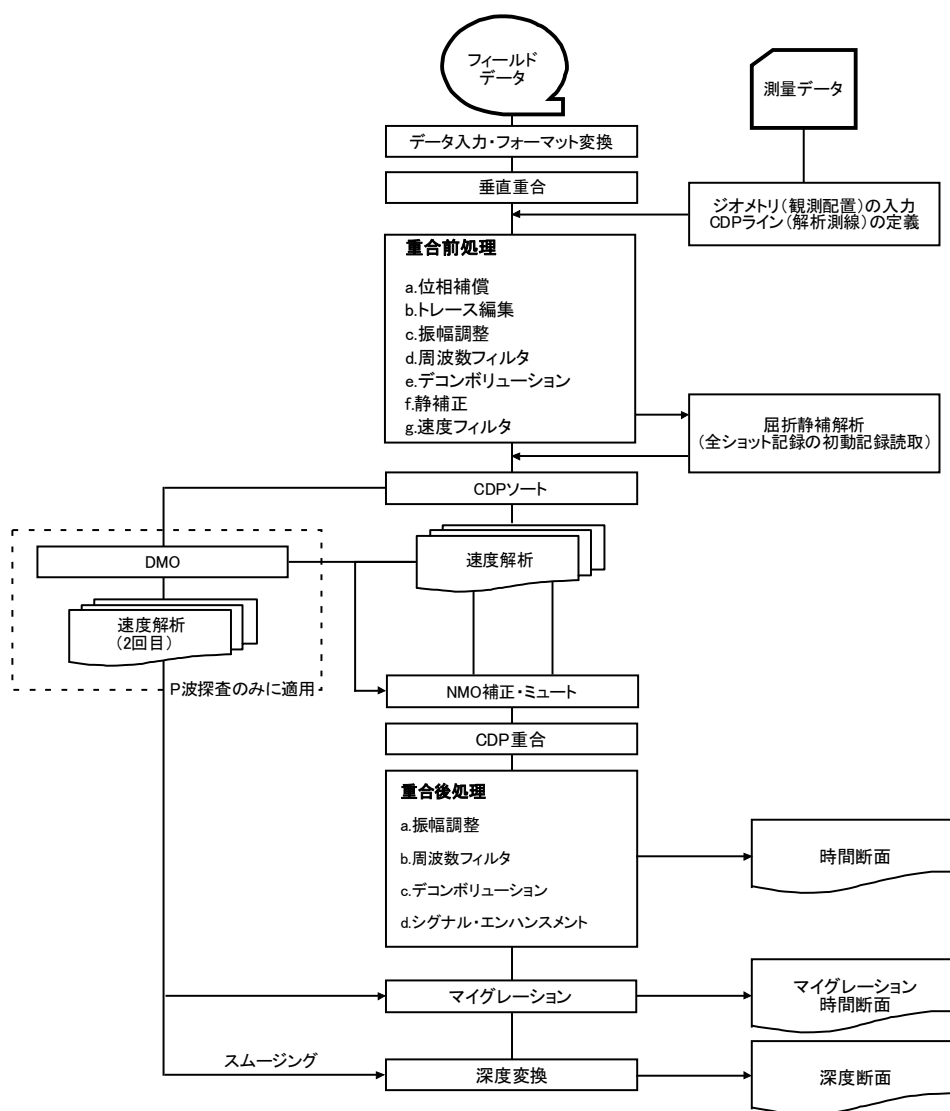


図 21 データ処理フロー

b) ボーリング調査

平川市新屋地域において、想定断層トレースを東西で挟むように2孔のボーリング調査を実施した（図 18 及び図 22）。孔名は西側を ARY24-B1、東側を ARY24-B2 と呼称した。ボーリングに先立ち実施した反射法地震探査の暫定的解析結果からは、鍵層であることが期待される比較的強い反射面が連続し、山側から平野側に傾斜する傾向がとらえられた。この鍵層を目標深度 30 m で掘削可能という理由から、ARY24-B1 孔を P 波測線距離 1110 m 付近の水田で掘削することとした。ARY24-B2 孔はそれより山側の休耕地（P 波測線距離 1216m と 1218m の中間付近）を掘削した。



図 22 ボーリング位置図

c) 地質踏査

平川市尾崎地区の浅井川沿いにおいて地表地質踏査を行い、ルートマップを作成した。踏査ルートを図 23 に示す。調査範囲の浅井川は扇状地面（段丘面）を開析して西方へ流れており、現河床から 2 ～ 3 m の高さにごく狭い沖積低地がみられ、その周囲に 6 ～ 8 m 程度の河食崖を伴う扇状地が広がっている。令和 5 年度の調査により、この河食崖の上部に十和田八戸火砕流堆積物（To-H）とみられる灰白色の凝灰質砂礫が連続することを確認した。この凝灰質砂礫は灰白色を呈する凝灰質な基質を主体とし、径 5 cm 以下の灰白色で空隙の多い軽石の角礫～亜角礫を多く含み、まれに泥岩礫などが伴われている。河食崖の下部は崩積土に覆われており、基底面が観察できる箇所は存在しなかった。平川市新屋地区の引座川支流の小河川沿いに露頭がみられ（図 18）、ここでは To-H とみられる凝灰質砂礫とその下位の地層が観察された。

平川市尾崎地区の浅井川沿いの 2 箇所の露頭（0ZK-0c1 及び 0ZK-0c2）、及び新屋地区の小河川沿いの露頭（ARY-0c1）において、露頭壁面を清掃し露頭観察を行い、柱状図を作成した。この調査では特に、凝灰質砂礫の下限を確認することに重点を置いた。0ZK-0c1 及び 0ZK-0c2 では、崩積土を除去して崖の基部まで露頭を観察したが、凝灰質砂礫の下限は確認できなかった。そのため、露頭前でハンドオーガーによる掘削を行い、凝灰質砂礫の下限を確認した。

d) 試料分析

P 波測線沿いの 2 箇所で採取したボーリングコア（ARY24-B1 コア及び ARY24-B2 コア）、尾崎地区の 2 箇所の露頭（0ZK-0c1 及び 0ZK-0c2）及び新屋地区の 1 箇所の露頭（ARY-0c1）における地層の年代を把握することを目的として、14C 年代測定と火山灰分析を行った。また、令和 5 年度に 5 か所から採取したボーリングコアの地層の年代をより詳細に把握することを目的として、14C 年代測定を追加で行った。

14C 年代測定は、主に植物片、木片、炭化木片及び腐植質シルトを採取して行った。測定は、株式会社地球科学研究所を通して Beta Analytic Inc. 及び東京大学大気海洋研究所に依頼した。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、火山ガラス及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。

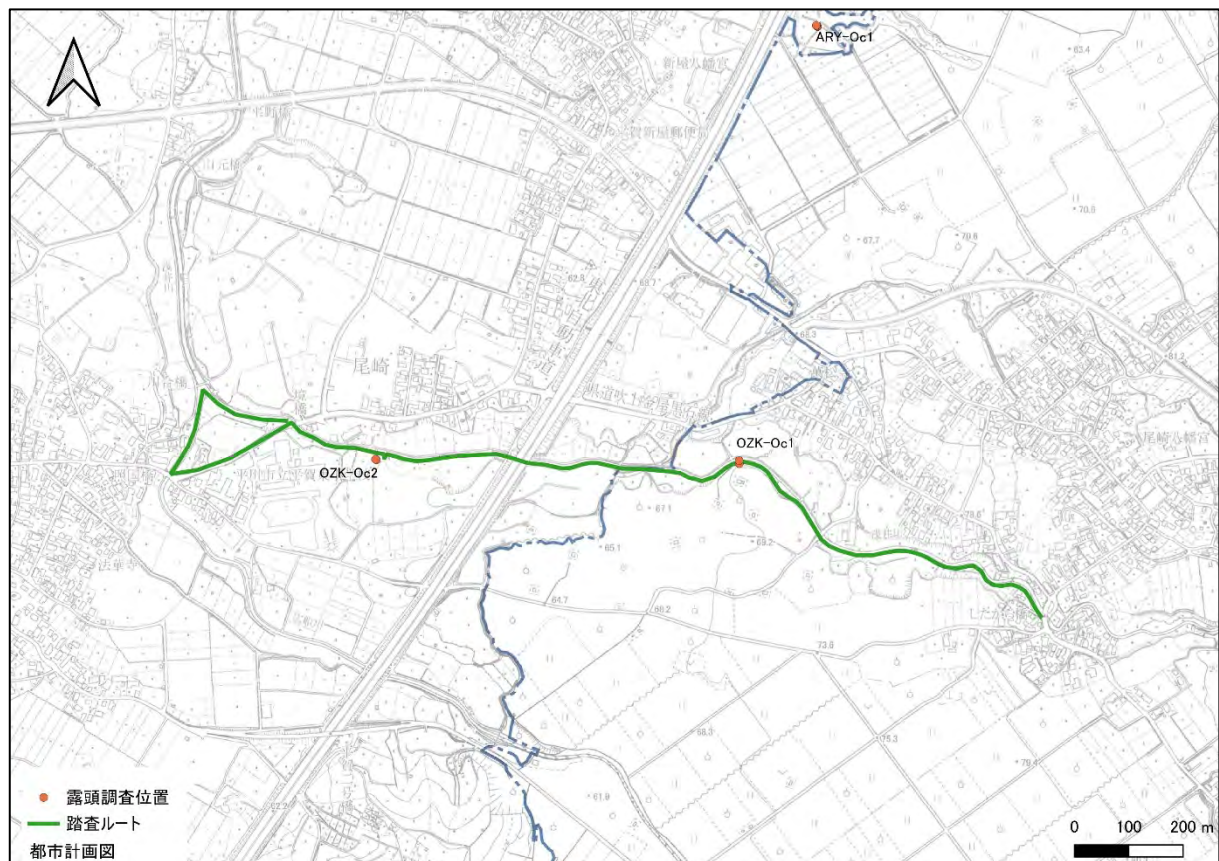


図 23 踏査ルート

平川市（2012）「弘前広域都市計画図（平川市）」に加筆

5) 調査結果

a) 反射法地震探査

i) 反射断面

図 21 に示した処理により P 波測線及び S 波測線の時間断面、マイグレーション時間断面及び深度断面が得られた（図 24～図 29）。

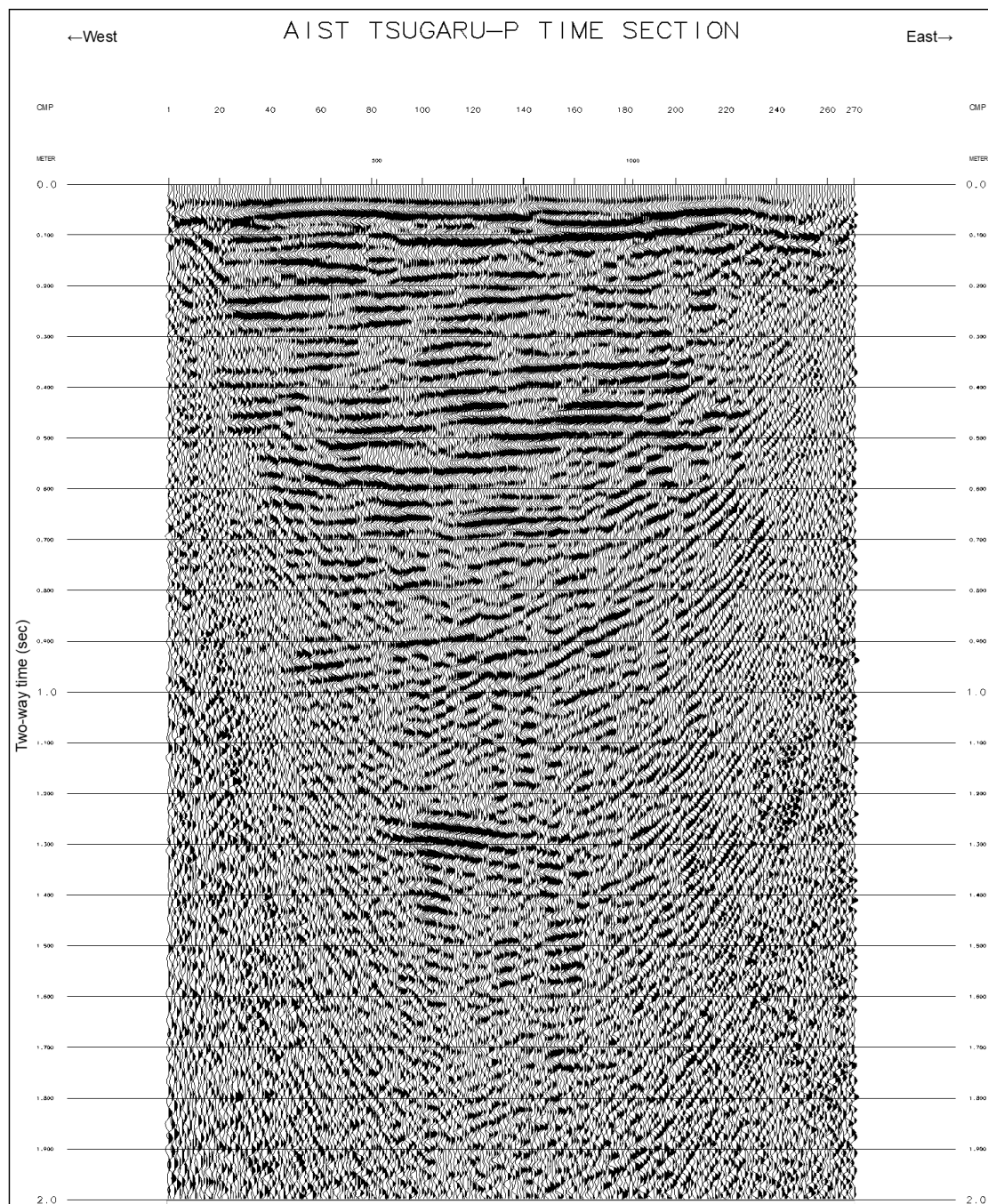


図 24 P 波探査時間断面

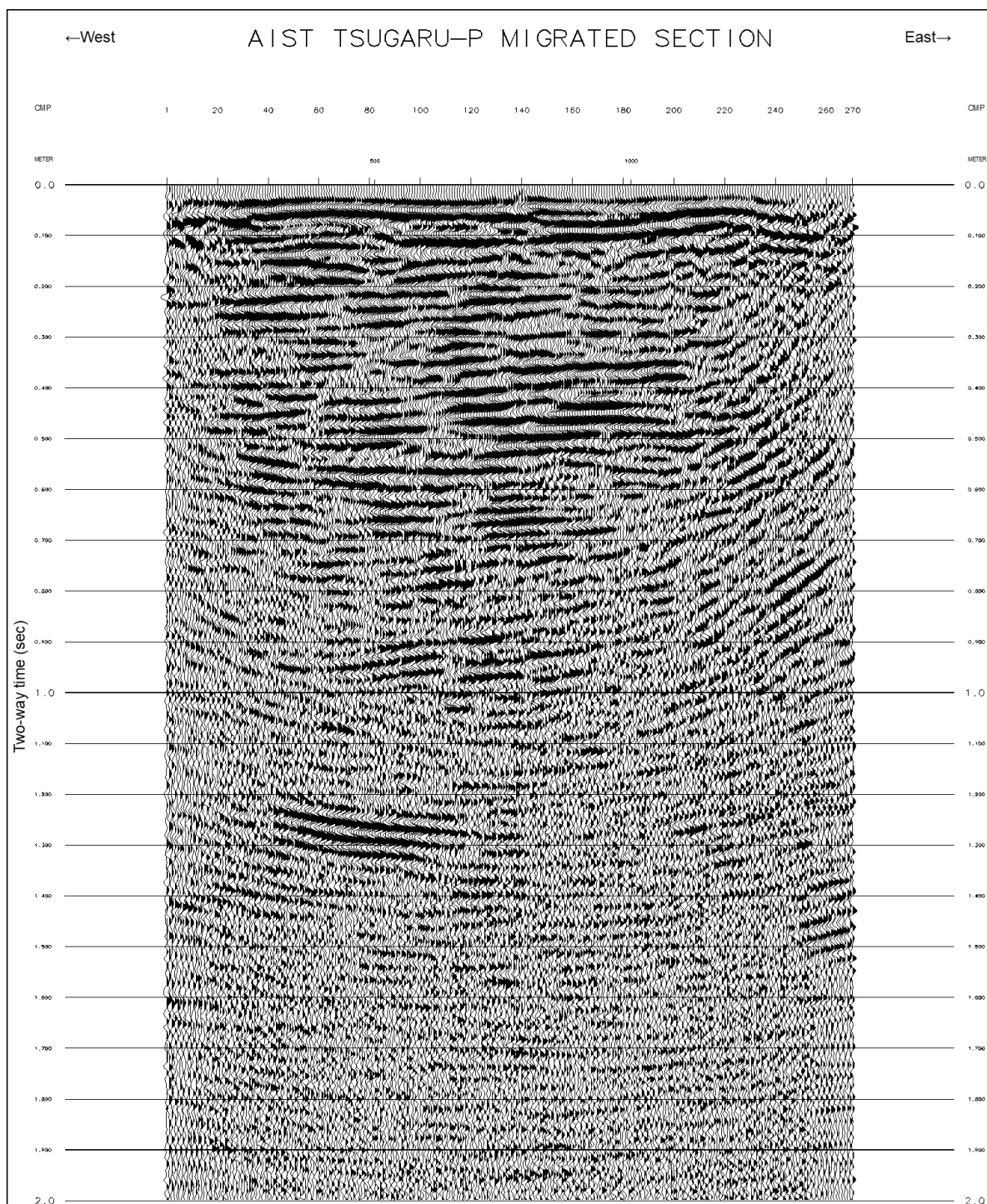


図 25 P波探査マイグレーション時間断面

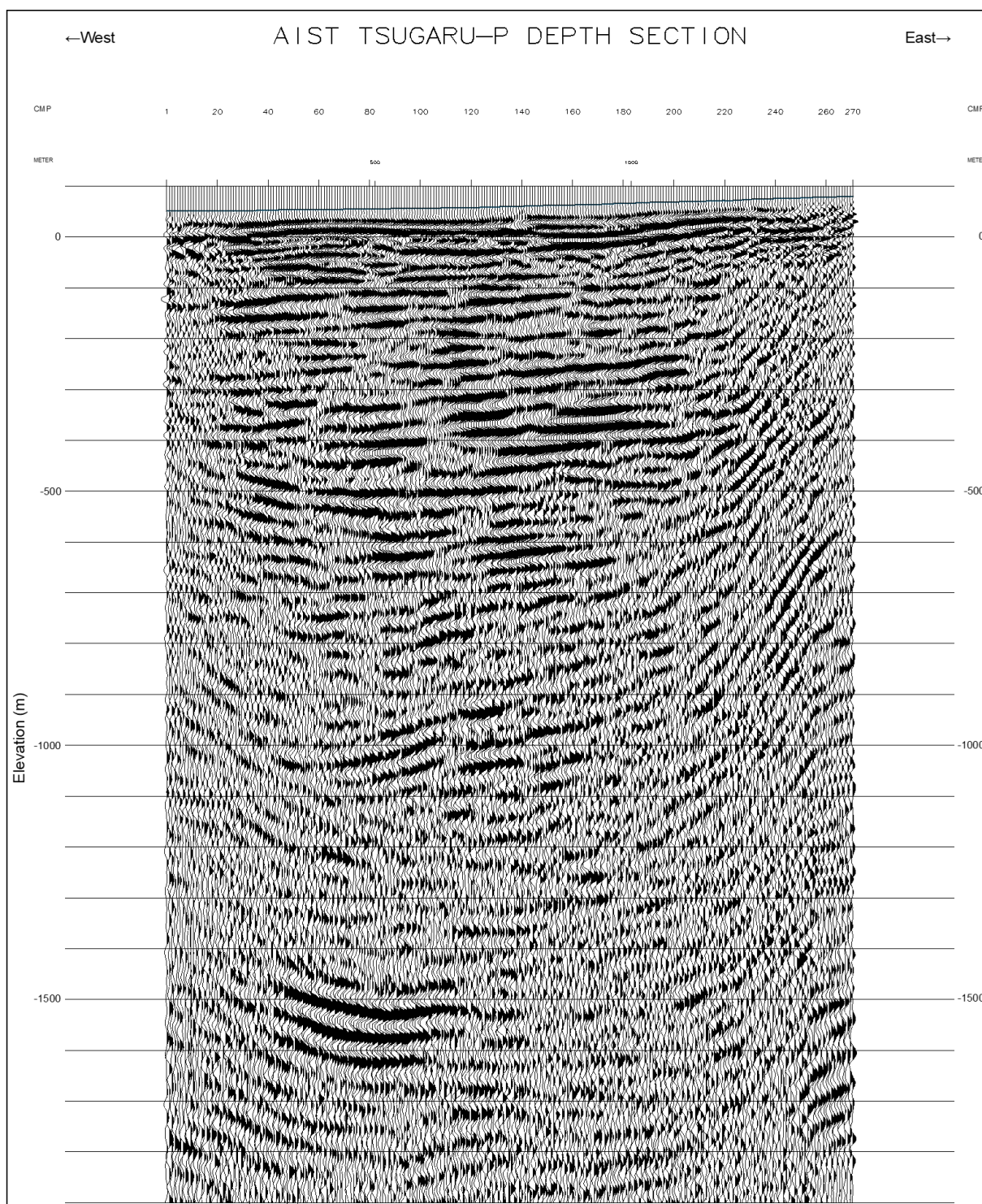


图 26 P 波探查深度断面

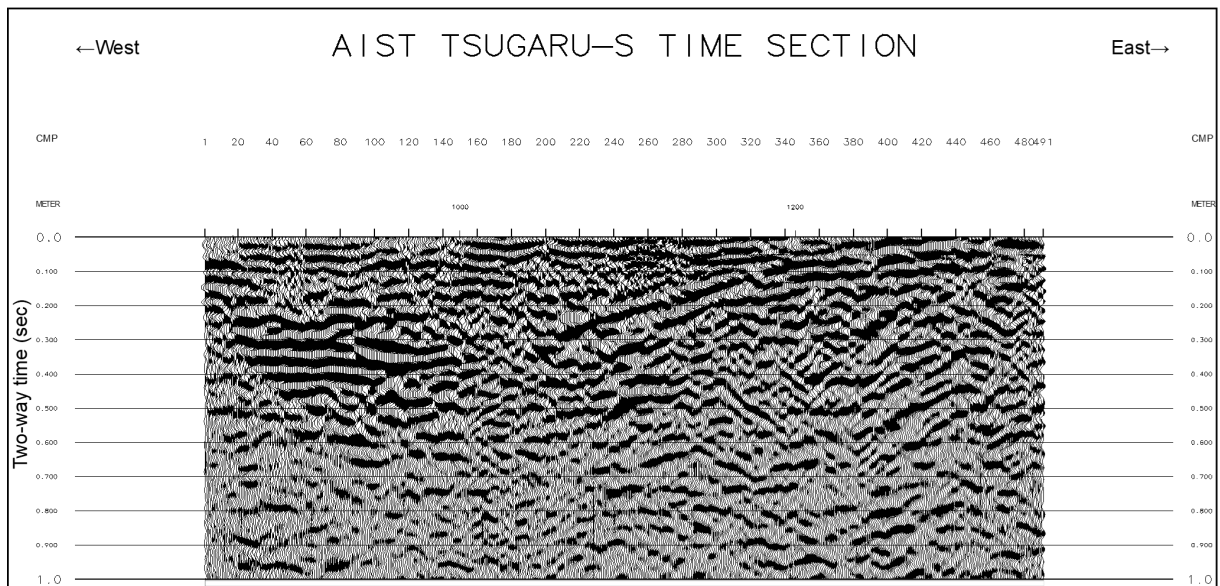


図 27 S 波時間断面

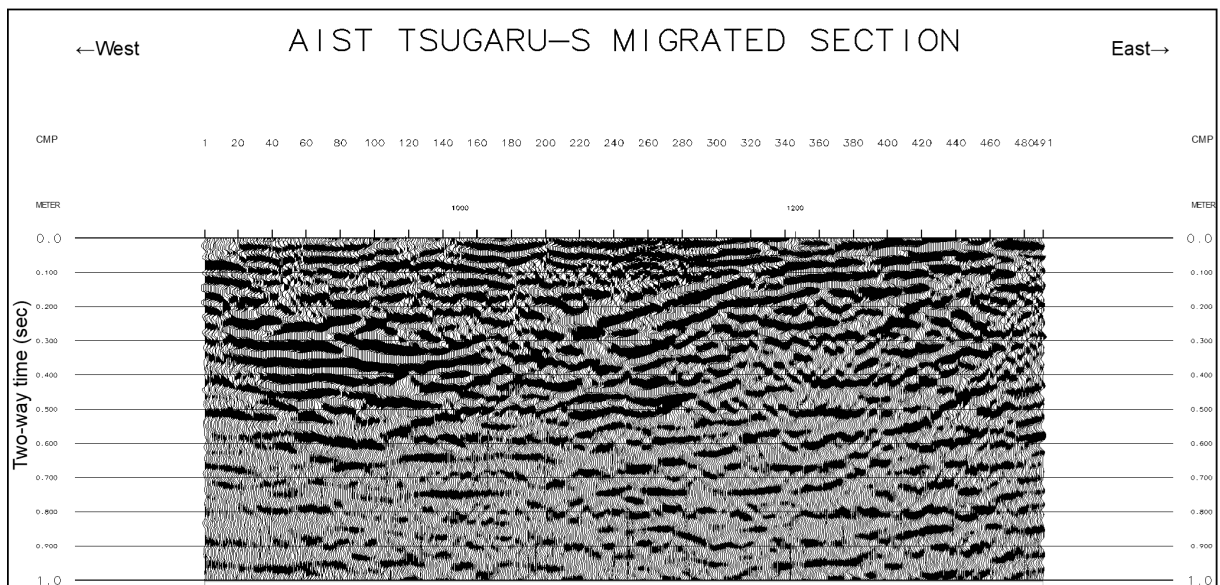


図 28 S 波マイグレーション時間断面

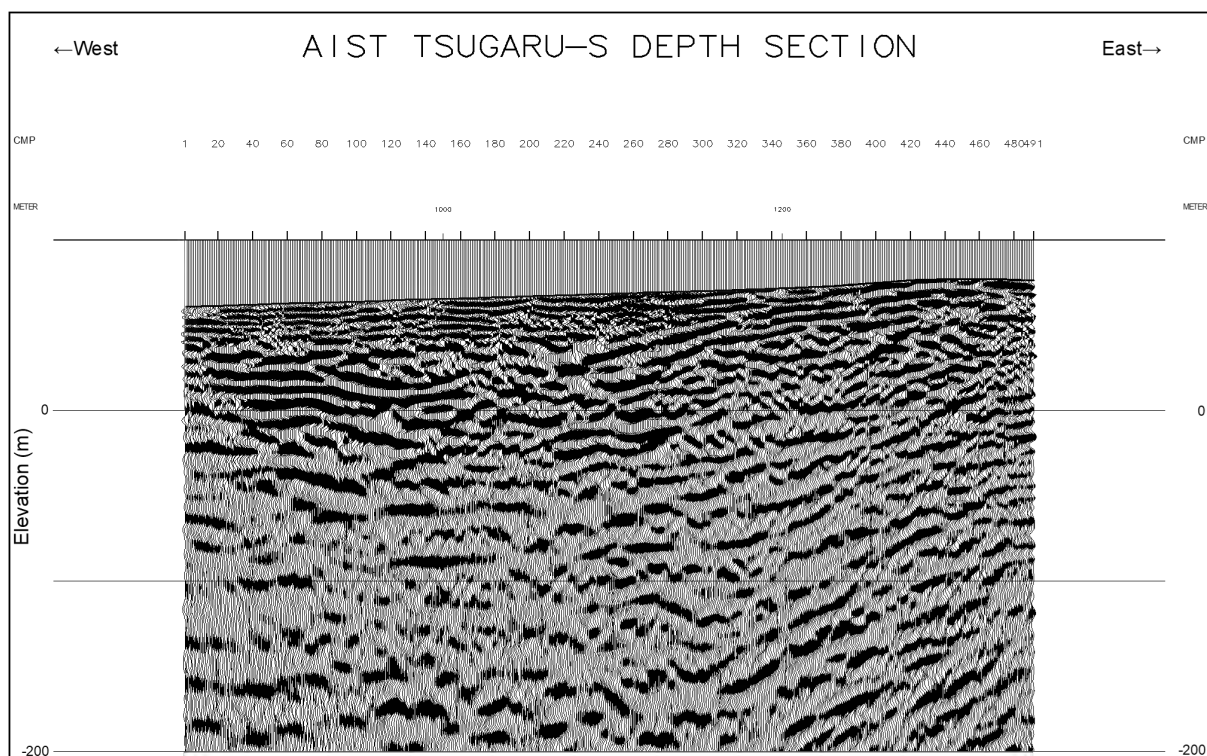


図 29 S 波深度断面

ii) 反射断面の解釈

得られた深度断面を用いて、物理探査的視点で解釈を行った。図 30 に P 波探査解釈図を、図 31 に S 波探査解釈図を示す。解釈にあたっては、連続的な反射面、反射パターンの集合の上下面に存在する反射面、連続する反射面の途切れる箇所における断層の存在に留意して行った。解釈を行った反射面の特徴とその解釈ホライズン色を表 6 および表 7 に示す。反射面解釈は、P 波探査・S 波探査を対比しながら行い、反射面番号および解釈ホライズンの色は統一した。P 波探査と S 波探査の解釈結果を統合した図面を図 32 に示す。

表6 P波探査における反射面の特徴と解釈線色

反射面番号	反射面の特徴	解釈ホライズン色
反射面①	最も浅い反射面で、地表から概ね28 m 付近に分布し、地表と概ね平行する。振幅はやや強めである。	■ ライトグリーン
反射面②	地表から2 番目の反射面で、概ね反射面①と並行する。深度50 m 程度に分布し CDP144～191 の区間で2 本に分離する。振幅は反射面①より強い。	■ グリーン
反射面③	反射面②と概ね平行する。平野側でやや振幅が弱く不鮮明であるが、CDP100 より山側では振幅が強い。CDP180 付近で傾斜角度が変わりやや急になる。	■ ダークグリーン
反射面④	平野側の深度200 m 程度から山側の深度100 m まで緩やかに深度が変化する。傾斜傾向は反射面①～③とは異なる。振幅は中程度でやや連続性に劣る。CDP200 付近から不鮮明になる。	■ ライトブルー
反射面⑤	平野側から深度330 m 程度、CDP200 付近の深度270 m 程度、山側の深度100 m と深度が変化する。平野側では概ね反射面④と並行する。振幅は弱く連続性が悪い。CDP220 付近から不鮮明になる。	■ ブルー
反射面⑥	平野側から深度460 m 程度、CDP220 付近の420 m 程度、山側の深度280 m と深度が変化する。平野側では概ね反射面⑤と並行する。振幅は弱く連続性が悪い。CDP220 付近から不鮮明になる。	■ ダークブルー
反射面⑦	平野側から深度550 m 程度、CDP110 付近の深度560 m 程度、CDP205 付近の深度540 m 程度、山側の深度290 m と深度が変化する。上位の反射面⑥とは傾斜傾向が異なる。振幅はやや弱く CDP140 より山側では連続性が悪い。CDP220 付近から不鮮明になる。	■ イエロー
反射面⑧	平野側から深度820 m 程度、CDP200 付近の深度690 m 程度、山側の深度340 m と深度が変化する。振幅は弱く連続性が悪い。	■ ダークイエロー
反射面⑨	平野側から深度1100 m 程度、CDP200 付近の深度930 m 程度、山側の深度580 m と深度が変化する。振幅は弱く連続性が悪い。	■ オレンジ

表7 S波探査における反射面の特徴と解釈線色

反射面番号	反射面の特徴	解釈線色
反射面①	最も浅い反射面で、平野側の深度20 m 程度から山側の深度8 m に分布する。解釈線より上位に平行する反射波が複数認められる。	■ ライトグリーン
反射面②	地表から2 番目の反射面で、概ね反射面①と並行する。深度50 m 程度に分布し CDP160～190 の区間が断続的で撓んでいる、同区間は不鮮明である。全般的に振幅は強い。	■ グリーン
反射面③ ※P 波解釈を投影	反射面②と概ね平行する。断続的で連続性が悪い。振幅は弱い。反射面②までの間に数本の反射波が認められるがいずれも振幅は強いが断続的かつ乱れている。	■ ダークグリーン
反射面④ ※P 波解釈を投影	平野側から深度150 m 程度、CDP310 付近で深度130 m 程度に分布し、角度を変え、山側では深度100 m 程度となる。振幅は弱くやや連続性に劣る。	■ ライトブルー

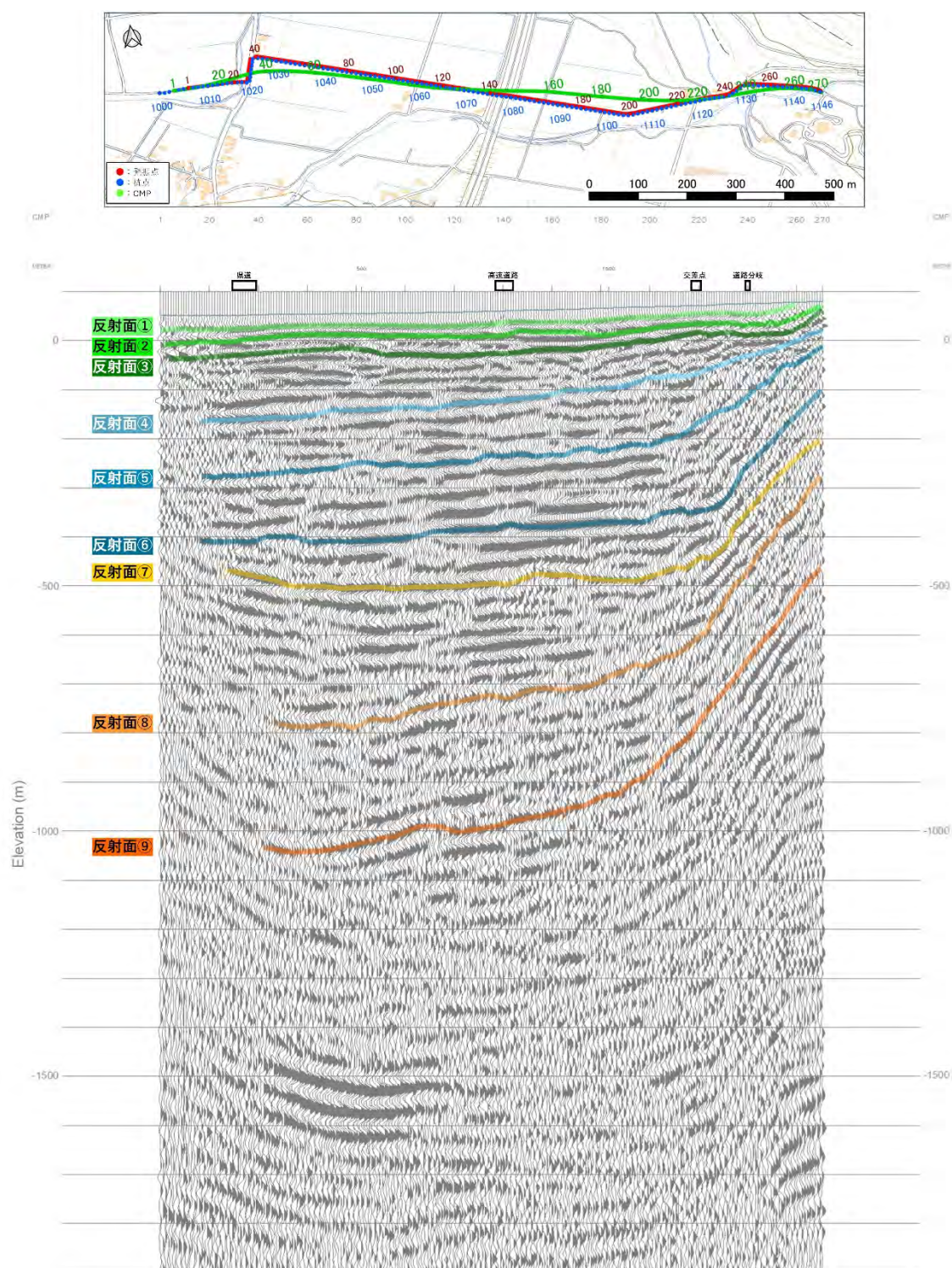


图 30 P 波探查解释图

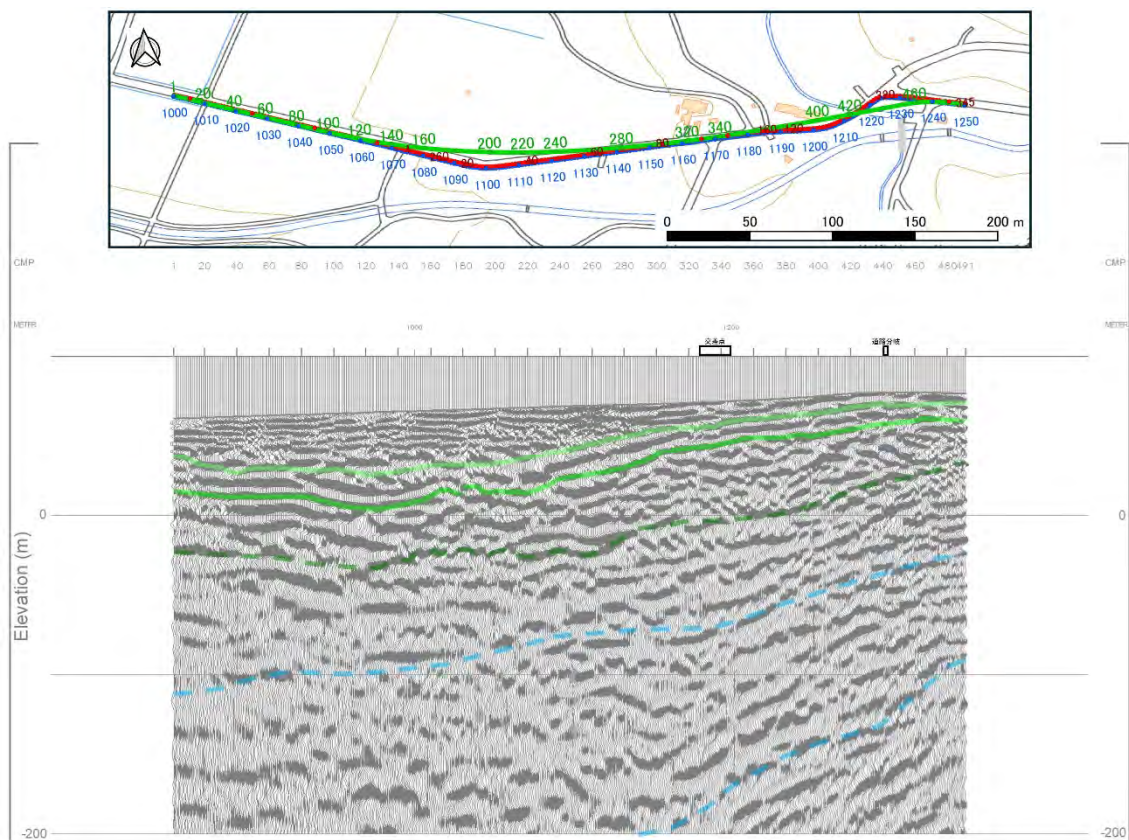


图 31 S波探查解释图

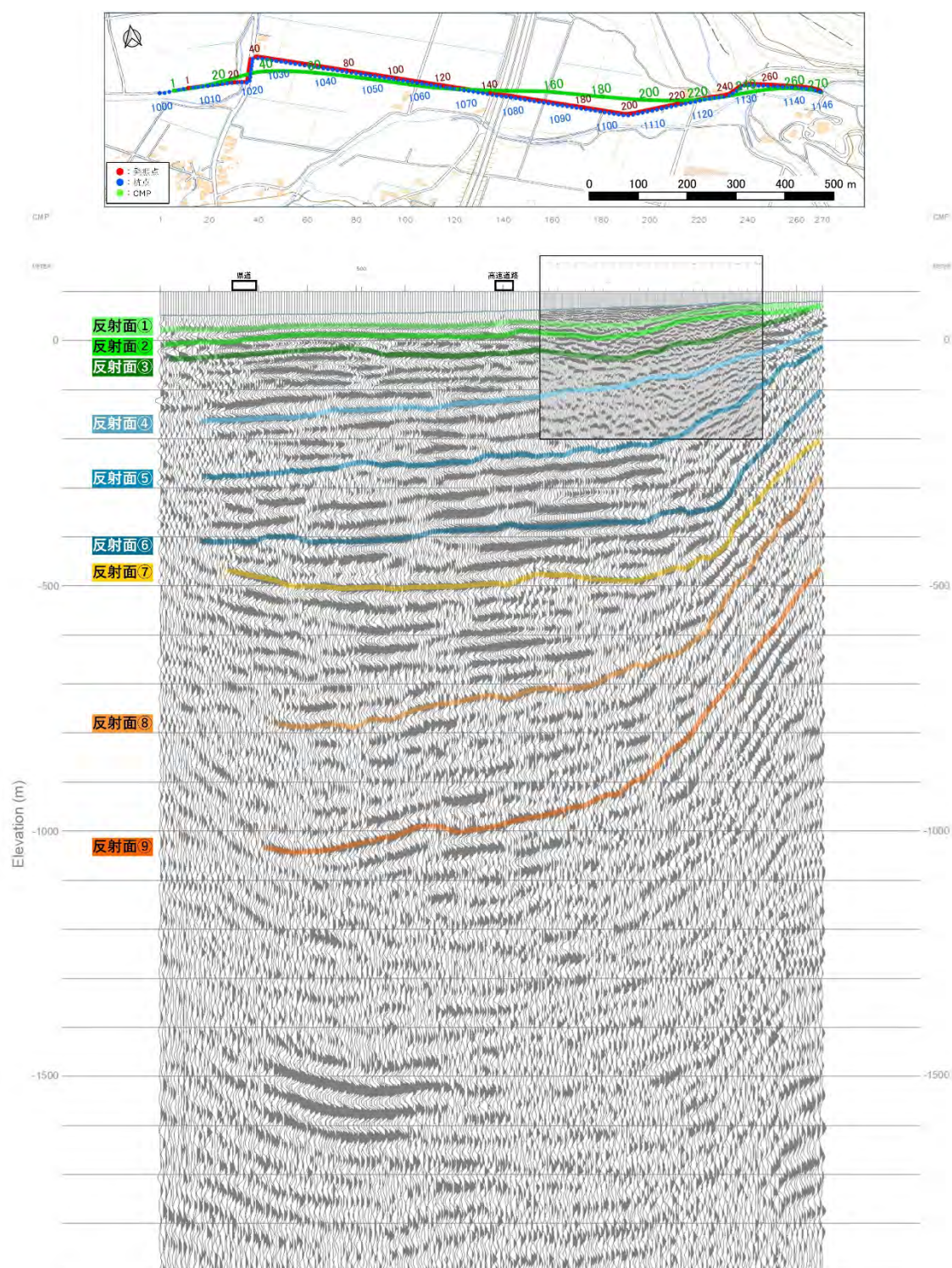


図 32 P 波探査解釈図に S 波探査解釈図を重ねた図

b) ボーリング調査

ARY24-B1 孔及び ARY24-B2 孔のボーリングコアに見られた地質の概要を以下に記載する．図 33 及び図 35 に柱状図、図 34 及び図 36 にコア写真を示す。

ARY24-B1 孔では、砂、シルト、礫からなる扇状地堆積物と、十和田八戸火砕流堆積物（To-H）及び十和田大不動火砕流堆積物（To-Of）に対比される凝灰質堆積物が確認された。扇状地堆積物には頻繁に木片を含む腐植質シルト層やシルト層の細粒堆積物が挟在していた。一方、ARY24-B2 孔では、主に礫、砂からなる扇状地堆積物で構成され、基質に To-H に対比される凝灰質堆積物が確認された。

ARY24-B1（孔口標高 67.94 m, 掘進長 36.00 m ; 図 33 及び図 34）

- 0.00～0.19 m：砂混じりシルト（耕作土）。灰黄褐色の砂混じりのシルトで植物片を多量に含む。非常に軟弱で締りが悪い。
- 0.19～0.47 m：砂礫混じりシルト（耕作土）。砂礫混じりのシルトで黒褐色を呈する。礫は亜角礫で最大径約 1.5 cm である。礫種は安山岩、凝灰岩などである。締りは比較的良好で、上位ほど赤褐色を帯び、風化が著しい。
- 0.47～1.37 m：砂質シルト（旧表土）。砂質シルトで灰黄褐色と黒褐色を繰り返す。堆積構造は認められない。1.10-1.20 m は黒褐色で上下位より幾分砂率が低く、淘汰良好である。
- 1.37～1.45 m：礫。最大径約 1.5 cm の角礫を主体とし、基質は粗砂である。礫種は安山岩、緑色の火山岩、砂岩などである。全体的に赤褐色を帯びる。
- 1.45～2.03 m：砂-シルト互層。砂とシルトが数 cm-10 cm 間隔で互層し、ラミナが発達している。侵入した植物根痕と推定される赤褐色の筋が鉛直方向、線状に濃集し、上部ほど酸化色を呈する。
- 1.45～1.60 m：シルト質砂。粗砂～細砂よりなる。淘汰は比較的悪い。1.60 m では幅 3 mm 未満の炭濃集層が挟在する。
- 1.60～1.64 m：砂質シルト。比較的明色の細砂質シルトよりなる。淘汰良好でラミナが認められる。
- 1.64～1.72 m：シルト質砂。細砂を主体とするシルト質砂で基底部は粗砂よりなる。
- 1.72～1.85 m：砂質シルト。砂質シルトで比較的明色のラミナが認められる。炭の濃集とみられ黒色の薄層を挟む。
- 1.85～2.03 m：砂。灰黄褐色の細砂よりなる。炭の濃淡によるラミナが下部にのみ認められる。
- 2.03～2.16 m：（腐植質）シルト。明灰オリ～ブのシルトで、やや砂がちな薄層と炭の濃集層が挟在する。
- 2.16～2.54 m：砂礫。最大径 9 cm の亜角～亜円礫を主体とし、粗砂～細砂支持である。礫種は黒色、赤色、灰色の安山岩、やや緑色を帯びる凝灰岩などである。
- 2.54～2.61 m：礫混じり砂。灰オリ～ブ色の細砂よりなり、径 4 mm の安山岩の亜角細礫を伴う。
- 2.61～2.65 m：礫混じりシルト。灰オリ～ブ色のシルトよりなる。径 4 cm の安山岩の亜角礫を含む。
- 2.65～3.37 m：砂礫。最大径 7 cm の亜角～亜円礫を主体とし、粗砂を基質とする。礫種は安山岩、安山岩質溶岩、白色の火山岩よりなる。安山岩は黒色、赤色、緑色と多様である。淘汰は悪いが、最大礫径と、特に上部は基質が砂からシルト質へと上方細粒化している。礫表面に赤褐色の沈着があり、酸化している。

- 3.37～3.50 m：腐植質シルト。黒褐色の腐植質シルトである。炭片がラミナを形成し、低角度（5度）に傾斜している。
- 3.50～3.55 m：砂。粗砂～中砂よりなり灰オリ～ブ色を呈する。
- 3.55～4.83 m：凝灰質砂礫（軽石礫混じり砂）。粗砂を主体とし、軽石と安山岩礫を含む。礫径は最大1.5 cm、礫形は亜円礫である。
- 3.55～3.60 m、3.84～4.00 m：比較的径の大きい軽石礫の密集がみられる。
- 3.65 m：わずかにラミナが認められる。
- 4.00～4.30 m：安山岩及び黒色の溶岩礫の礫率が高い。
- 4.02 m：径3 cmの木片が混じる。
- 4.04 m：わずかにラミナが認められる。
- 4.73～4.83 m：木片が密集する。
- 4.83～4.97 m：腐植質砂質シルト。灰オリ～ブ色のシルトで炭が散在する。炭周辺がやや褐色を帯びる。締りは不良である。
- 4.97～5.05 m：砂礫。径5 mm以下の亜円礫を主体とし粗砂を基質とする。礫種は安山岩、凝灰岩、シルト岩などである。締りは不良である。
- 5.05～5.09 m：腐植質シルト。灰オリ～ブ色のシルトで炭が散在および濃集する。炭周辺がやや褐色を帯びる。上下層に比べて比較的締りは良好で、指圧でやや変形する程度である。
- 5.09～5.35 m：砂～シルト互層。灰オリ～ブ色の砂とシルトが数 cm 間隔で互層している。砂支持層が柔らかく崩れやすい。
- 5.09～5.13 m：シルト。ラミナはない。比較的緻密である。
- 5.13～5.16 m：細砂。ラミナが発達する。
- 5.16～5.18 m：シルト。ラミナが発達する。シルト基底部の傾斜は5度である。
- 5.18～5.24 m：細砂。ややラミナが認められる。
- 5.24～5.35 m：粗砂。ラミナは認められない。
- 5.35～5.50 m：砂礫。礫支持で最大径6 cmの亜角～亜円礫を主体とする。粗砂～中砂を基質とする。礫種は安山岩を主体とし、凝灰岩などが混じる。
- 5.50～5.57 m：腐植質シルト。炭の濃集するシルトである。炭の濃淡によるラミナが発達している。締りは良好で指圧でやや変形する程度である。
- 5.57～5.70 m：砂礫。最大径5 mmの亜円礫～細砂を主体とする。礫種は安山岩、軽石などである。安山岩の礫径が上方細粒化する。軽石礫は上部に濃集している。
- 5.57～5.61 m：径5 mm以下の軽石礫を主とし粗砂～中砂基質である。
- 6.67～6.70 m：径5 mm以下の安山岩の亜円礫が密集する。
- 5.70～6.10 m：砂～シルト互層。比較的明色のシルトとやや暗色の中砂が数 cm 間隔で互層し

ている。ラミナが認められる。

5.88～5.92 m と 5.97～5.98 m : 灰黄褐色のシルトで淘汰良好である。

6.08 m : 径 2 cm の青緑色の火山岩の亜円礫を含む。

6.10～6.76 m : 砂～礫互層。最大径 5 cm の亜角礫～亜円礫支持層と、粗砂～中砂支持層が数 cm～十数 cm 間隔で互層している。礫種は安山岩、頁岩、赤色の火山岩、シルト岩などである。

6.10～6.15 m : 砂。軽石を主とする粗砂よりなる。わずかにラミナが認められる。

6.15～6.22 m : 砂礫。最大径 4 cm の亜円礫を主体とし、基質は粗砂である。

6.22～6.26 m : 砂。中砂～細砂で上部はややシルト質である。

6.26～6.53 m : 礫。最大径 6 cm の亜角礫～亜円礫よりなる。礫種は安山岩、凝灰岩などである。

6.53～6.56 m : 砂。礫を含まず比較的淘汰良好の細砂である。

6.56～6.68 m : 砂礫。最大径 3 cm の亜円礫を主体とし、粗砂基質である。

6.68～6.76 m : 砂。主に粗砂でまれに最大径 5 mm の細礫を含むが比較的淘汰良好である。

6.76～9.20 m : 砂礫。最大径 20 cm の亜角～亜円礫を主体とし、粗砂～中砂を基質とする。礫種は安山岩、溶結凝灰岩、頁岩、赤色および白色の火山岩、砂岩などである。締りは良好で 7.40～8.70 m を除き指圧で変形しない。

9.20～9.23 m : 腐植質砂質シルト。炭の濃集層を含む砂質シルトである。炭層は約 25 度に傾斜し、湾曲する。また層厚が膨縮している。

9.23～9.30 m : 砂礫。最大径 1 cm の亜角礫～中砂よりなる。礫種は安山岩、溶岩、軽石、緑色の火山岩などである。一部人工的にかく乱しているが、全体的には上方ほど礫率が低く礫径も細粒化が認められる。

9.30～9.76 m : 礫混じりシルト質砂。褐灰色のシルト質砂である。礫径は最大 4 cm で礫形は亜円～亜角である。木片が散在し、4.43～4.55 m 付近はやや黒褐色を帯びる。全体的に淘汰は悪い。下部にラミナがわずかに認められ、傾斜は深度 9.62 m で約 30 度である。

9.76～9.93 m : 礫混じり砂。中砂～細砂を主体とし、最大径 5 mm の細礫を含む。9.84～9.89 m は淘汰が悪く、礫率が高く、基質がシルト質となる。

9.93～10.14 m : 礫混じりシルト質砂。灰オリ～ブ色のシルト質砂で最大径 1 cm の軽石礫を含む。偽礫と考えられるシルトの塊が 9.94 m、10.07 m に含まれる。10.09～10.14 m は礫を含まず淘汰良好で、砂質シルトよりなる。深度 10.13 m の基底部付近の傾斜は約 10 度である。

10.14～10.53 m : 砂。灰色～灰オリ～ブ色の細砂～粗砂が互層している。10.27～10.29 m に

- 淘汰の悪い薄層を挟み、最大径 1 cm の亜円礫～シルトよりなる。礫種は黒色の安山岩、緑色の火山岩などである。
- 10.53～11.36 m：砂礫。最大径 8 cm の亜角礫を主体とし、基質は粗砂～細砂よりなる。礫種は安山岩と溶岩などからなる。上部（10.53～10.70 m）の基質の細礫～粗砂率が高く、層全体として上方細粒化している。
- 11.36～11.90 m：礫混じり砂～シルト互層。シルト～砂の互層で灰オリ～ブ～暗緑灰色を呈する。最大径 1.5 cm の亜角礫を含む。
- 11.36～11.44 m：砂質シルト。灰オリ～ブ色の砂質シルトでラミナが発達する。上位層との境界が湾曲し、削り込みを受けていると考えられる。深度 11.40 m のラミナの傾斜は約 30 度である。
- 11.44～11.55 m：砂。中砂～細砂を主体とし、概ね上方細粒化しているが、11.46 m に最大径 1 cm の亜角礫の密集層を挟む。礫種は安山岩、白色の火山岩などである。
- 11.55～11.62 m：礫混じり砂質シルト。灰オリ～ブ色の砂質シルトで、最大径 2 cm の軽石礫を斑状に含む。
- 11.62～11.90 m：礫混じりシルト質砂。ややシルト質な砂で最大径 1 cm の亜円礫を含む。礫種は黒色、赤色および緑色の火山岩、軽石、シルト岩などである。
- 11.90～12.25 m：砂。粗砂～中砂よりなり、暗オリ～ブ灰色を呈する。淘汰良好である。石英砂の含有が目立つ。
- 12.25～12.33 m：砂礫。最大径 2 cm の亜角礫を主体とし、粗砂～細砂を基質とする。礫種は安山岩、白色、黄色、黒色、赤色を呈する火山岩などである。
- 12.33～12.58 m：礫混じり砂。中砂～細砂を主体とし、最大径 1.5 cm の亜角～亜円礫をまれに含む。径の違いによる礫種に偏りがみられ、比較的大きい礫は軽石、細粒礫は安山岩を主体とする。12.40～12.50 m は礫を含まずラミナが発達している。
- 12.58～12.85 m：砂～シルト互層。粗砂～中砂と、砂質シルトが互層し、ラミナを形成している。12.70 m に細礫の密集する薄層を狭在する。下位層にアバットする。深度 12.80 m のラミナの傾斜は約 10 度である。
- 12.85～13.25 m：腐植質シルト。炭化木片が密集する褐灰色の腐植質シルトである。炭の層が約 25 度に傾斜している。
- 13.25～13.44 m：砂礫。径 1.5 cm の亜角～亜円礫を主体とし、基質は中砂～細砂で淘汰は悪い。礫種は安山岩を主体とする。
- 13.44～13.63 m：砂。中砂～細砂よりなり、淘汰良好である。上部にのみ粗砂サイズの軽石が密集している。ところどころにラミナが認められる。

13. 63～13. 70 m：礫混じり砂質シルト。灰色の砂質シルトを主体とし、その中間に最大径 2 cm の亜円礫を挟む。礫種は凝灰岩、風化軽石、赤色の火山岩などである。シルト優勢部にラミナが発達する。
13. 70～14. 55 m：礫混じり砂。粗砂～中砂を主体とし、最大径 9 cm の亜角礫を伴う。礫種は黒みを帯びた安山岩、黄色みを帯びたシルト岩、赤色および緑色の火山岩、軽石などである。ところどころにラミナが発達する。
14. 40～14. 55 mは礫のみからなる。攪乱されているため、砂が流出した可能性がある。
14. 55～14. 86 m：砂。粗砂～中砂よりなり、オリ～ブ黒色を呈する。淘汰は良好である。ラミナが認められる。
14. 86～15. 88 m：砂礫。最大径 18 cm の亜角礫を主体とし、粗砂～中砂を基質とする。礫種は安山岩、黒色および赤色の火山岩、緑色の凝灰岩などである。締りは非常に良好で、指圧で変形しない。15. 70、15. 36 m 付近に礫が定向配列する傾向が認められる。15. 10～15. 23 m、15. 82～15. 88 mは攪乱されている。
15. 88～16. 02 m：礫混じり砂質シルト。暗緑灰色の砂質シルトで、最大径 2 cm の亜円礫を含む。礫種は安山岩と白色の火山岩等である。上方細粒化し、上部 5 cm に礫を含まない。
16. 02～16. 55 m：砂礫。最大径 4 cm の亜角～亜円礫を主体とし、中砂～細砂を基質とする。礫種は安山岩、白色の火山岩などである。基質が黄褐色を帯びて酸化している。16. 33 m 以深は硬く指圧変形しない。
16. 55～17. 50 m：軽石質凝灰角礫。最大径 6 cm の亜角～亜円礫を主体とし、砂～シルトを基質とする。礫種は軽石、安山岩、白色の火山岩、砂岩などで、下部（17. 18～17. 50 m）は安山岩礫を主体とし、礫径が上方細粒化する。上部（16. 55～17. 18 m）は軽石礫を主体とし、基質と一体となり礫形の判別が難しい箇所がある。
17. 50～17. 90 m：礫混じり砂質シルト。暗緑灰色の砂質シルトで、最大径 2 cm の亜角～亜円礫を含む。礫種は安山岩、白色の火山岩などである。淘汰不良である。締りは悪く指圧で容易に変形する。
17. 90～18. 15：砂。緑灰色の中砂で、概ね淘汰良好である。18. 04 m に最大径 5 mm の細礫を含む。上部（17. 90～18. 00 m）にはラミナが認められる。締りは悪く、指圧で崩れる。下位層との境界面の傾斜は約 10 度である。
18. 15～18. 18 m：砂質シルト。緑灰色の砂質シルトで、ラミナがわずかに認められる。締りは悪く指圧で容易に変形する。
18. 18～18. 95 m：礫混じりシルト質砂。オリ～ブ灰色のシルト質砂で、最大径 5 cm の亜角～亜円礫を含む。礫種は安山岩、緑色の火山岩、下部には軽石も認められる。淘

汰不良である。締りは上部ほど不良である。指圧で容易に変形する。

18.25～18.52 m：礫支持である。

18.80～18.95 m：礫を含まない。

18.88～18.89：湾曲する明緑灰色の粘土の薄層を挟在する。層理面の傾斜は約10度である。

18.95～19.16 m：砂質シルト。オリーブ灰色の砂質シルトでラミナが発達している。19.02 mに径1 cm未満の軽石礫を挟在している。19.05 m以深に偽礫と考えられる同質の塊（最大径3 cm）を含む。下位層との境界が凹凸している。

19.16～19.73 m：礫混じりシルト質砂。概ね灰色のシルト質砂で、最大径10 cmの亜角～亜円礫を含む。礫種は安山岩、凝灰岩、赤色の火山岩などである。淘汰は悪い。締りはあまり良くない。19.54～19.70 mは若干褐色を帯び、酸化している。

19.73～20.85 m：軽石質砂～シルト互層。軽石を多く含み、砂とシルトが数cm～20 cm間隔で互層する。軽石を主体とする最大径1 cmの亜円礫が混じる。20.34～20.65 mはラミナが発達している。20.66～20.69 mと21.20 mなどシルトの一部に炭が濃集し、腐植質となる。

19.73～20.06 m：礫混じり砂。緑灰色の粗砂～中砂を主体とし、最大径1 cmの亜円礫を上部（19.73～19.88 m）にのみ含む。礫と粗砂は軽石が主体で、砂岩、安山岩などを含む。砂はわずかに上方細粒化が認められる。指圧でやや変形する。

20.06～20.08 m：シルト。明緑灰色のシルト。20.07 mは深緑色の幅1 mmの粘土層で、やや湾曲する。下位層から漸移する。

20.08～20.34 m：礫混じり砂。灰色の粗砂～中砂を主体とし、下部（20.27～20.34 m）に最大径1 cmの軽石礫を多量に含む。締りは良好でわずかに指圧変形する。下位層との境界面の傾斜は約10度である。

20.34～20.38 m：砂～シルト互層礫を含まず砂とシルトが数mm間隔で互層しラミナが発達している。

20.38～20.55 m：軽石礫と砂の互層。最大径5 mmの軽石と中砂～細砂が数mm～1 cm間隔で互層している。20.48 mに最大径4 cmの木片を含む。20.50～20.55 mに炭の濃淡によるラミナが認められる。

20.66～20.69 m：腐植質シルト。やや腐植質なシルトで褐灰色を呈する。炭片を伴う。

20.85～21.27 m：礫混じり砂～シルト互層。軽石を主体とする礫混じりの細砂とシルトが互層している。

21.20 m：褐灰色の腐植質シルトをレンズ状に挟む。

21. 27～21. 36 m：腐植質シルト。緑灰色のシルトで、散在する炭片周辺が褐色を帯びる。ラミナが発達し、低角度（深度 21. 25 m で約 25 度、深度 21. 32m で 15 度）に傾斜する。
21. 36～21. 40 m：砂質シルト。緑灰色の砂質シルトである。非常に締りが悪い。
21. 40～21. 55 m：礫。最大径 4 cm の亜角～亜円礫よりなる。礫種は安山岩、溶岩、凝灰岩、赤色の火山岩などである。攪乱されている。
21. 55～21. 59 m：腐植質シルト。基底部に炭が濃集する腐植質シルトで、灰～褐灰色を呈する。
21. 59～21. 75 m：砂～シルト互層。暗緑灰色の中砂と明緑灰色の砂質シルトが数 cm 間隔で互層する。
21. 75～22. 41 m：砂礫。最大径 6 cm の亜角礫を主体とし、粗砂～中砂を基質とする。礫種は安山岩、凝灰岩、軽石、シルト岩、赤色の火山岩などである。
21. 90～22. 24 m：基質が粗砂から中砂へ、礫径が 1. 5 cm～2 mm へと上方細粒化が認められる。
22. 24～22. 31 m：炭化した木片で、繊維方向はほぼ水平を示す。
22. 31～22. 41 m：最大径 5 mm の細礫から細砂へ上方細粒化している。下位層との境界面の傾斜は約 20 度である。
22. 41～22. 44 m：腐植質シルト。赤灰色のシルトで、上面付近に炭の濃集がみられる。
22. 44～23. 40 m：砂。粗砂と細砂が互層する砂で、ラミナが発達する。炭片の散在部、濃集部、軽石の密集層を挟む。
22. 44～22. 51 m：粗砂～中砂でやや褐灰を帯びる。
22. 51m：幅約 5 mm の炭濃集層が狭在する。低角（約 35 度）に傾斜する。
22. 51～22. 60 m：緑灰色の細砂で、淘汰良好である。
22. 60～22. 80 m：暗緑灰色の中砂で、淘汰良好である。ラミナが発達する。
22. 80～23. 15 m：緑灰～暗オリ～ブ灰色の粗砂で、22. 86～22. 88 m には軽石が密集している。
23. 15～23. 21 m：細砂でオリ～ブ灰色と褐灰色部が互層し、ラミナを形成している。
23. 21 m：径 1 cm 以下の炭片及び幅 2 mm 以下の炭が濃集する。
23. 21～23. 25 m：中砂で暗緑灰色～灰色を呈する。
23. 25～23. 32 m：粗砂で暗緑灰色～灰色を呈する。木片と軽石が散在する。
23. 32～23. 40 m：灰色の中砂で、最大径 5 mm の細礫を基底部に含む。礫種は安山岩、白色および赤色の火山岩などである。
23. 40～24. 63 m：砂礫。最大径 11 cm 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、安山岩質溶岩、凝灰岩などである。24. 06～24. 12 m と 24. 20～24. 28

m はほとんど礫を含まず、粗砂よりなる。

24.63～27.06 m：礫混じり砂。暗緑灰色の中砂を主体とし、最大径 10 cm の亜角～亜円礫を伴う。礫種は溶岩、安山岩、赤色の火山岩、凝灰岩などである。上方細粒化の認められるユニットが複数個所、また一部にラミナが認められる。

24.63～24.90 m：最大径 5 mm の亜円礫から、ややシルト質な細砂に上方細粒化が認められる。礫種は安山岩などである。

25.20～25.24 m：最大径 5 mm の軽石が密集する。

25.40～25.65 m：断続的だがラミナが認められる。

25.50～25.90 m：礫径が約 5 cm から 5 mm へ上方細粒化するとともに、上方ほど礫率が下がり砂主体となる。

26.70～27.00 m：細礫支持から粗砂支持に上方細粒化している。

27.06～27.60 m：砂礫。最大径 5 cm の亜角～亜円礫を主体とし、細礫～粗砂を基質とする。礫種は安山岩、溶岩を主体とし、凝灰岩、黄土色のシルト岩などである。下部（27.45 m 以深）は礫径の最大が 3 cm と比較的細粒である。下位層との境界は明瞭である。締りは非常に良好である。

27.60～29.00 m：礫混じり砂－シルト互層。緑灰色の砂～砂質シルト互層で一部に礫を含むが全体的に各層で淘汰良く、ラミナが認められる。28.03～28.13 m、28.13～28.50 m で上方細粒化するユニットが認められる。

27.60～27.71 m：シルト質砂でややラミナが認められる。

27.71～27.80 m：細砂でラミナがよく発達する。

27.80～28.03 m：シルト質砂。

28.03～28.13 m：砂。ややラミナが認められる。粗砂から細砂に上方細粒化が認められる。

28.13～28.27 m：砂質シルト。

28.27～28.40 m：中砂。ラミナが発達する。

28.40～28.50 m：最大径 2 cm の亜角～亜円礫が密集する。礫種は凝灰岩、安山岩、頁岩などである。

28.50～28.60 m：中砂。わずかにラミナが認められる。軽石をまれに含む。

28.60～28.76 m：砂質シルト。砂質シルトを主体とし、砂の薄層が挟在する。ラミナが発達する。深度 28.70 m のラミナの傾斜は約 5 度である。

28.76～29.00 m：礫混じり砂。粗砂～中砂を主体とし、最大径 3 cm の亜円礫を含む。礫種は軽石、赤色の火山岩などである。

29.00～30.40 m：砂礫。最大径 13 cm の亜角～亜円礫を主体とし、粗砂～中砂を基質とする。礫種は安山岩を主体とし、安山岩質溶岩、砂岩、凝灰岩、シルト岩などであ

る。基質の締りは比較的良好で指圧でやや変形する程度である。

30.40～30.71 m：礫混じり砂。粗砂～中砂を主体とし、最大径5mm以下の亜角～亜円礫を含む。礫種は軽石、安山岩などである。白色の軽石礫が崩れ、基質と一体となり礫形の判別が難しい。締りは悪く軟弱である。

30.71～30.80 m：砂礫。最大径6cmの亜角～亜円礫を主体とし、粗砂を基質とする。礫種は安山岩、緑白色の凝灰岩である。

30.80～31.13 m：（凝灰質）砂質シルト。緑灰色の砂質シルトで、径2mm以下の軽石が密集する薄層を30.85 m、31.07 mに挟在する。締りは良好で、指圧でほとんど変形しない。

31.13～31.73 m：砂。中砂でラミナが非常によく発達している。31.36 mのラミナの傾斜は10度である。

31.62 m、31.64 m：幅5mm以下の黒色層が認められ、非常に硬い。風化またはラミナの線状模様が認められる。

31.64～31.74 m：2mm以下の軽石が密集している。

31.73～31.95 m：砂～礫互層。細砂を主体とし、最大径4cmの礫支持層が数cm間隔で互層している。

31.73～31.77 m：細砂。

31.77～31.80 m：礫混じり砂。最大径4cmの亜円礫を含む。礫種はシルト岩、安山岩などである。

31.80～31.85 m：細砂。

31.85～31.88 m：砂礫。最大径5mmの亜角礫を主体とし、基質は粗砂である。礫種は安山岩、凝灰岩、白色の火山岩などである。

31.88～31.95 m：粗砂～中砂。粗砂から中砂に上方細粒化が認められる。また基底部に最大径5mmの安山岩、白色の火山岩の亜角礫を伴う。

31.95～32.19 m：凝灰質砂礫。最大径3cmの亜角～亜円礫を主体とし、緑灰色のシルト質砂を基質とする。礫種は安山岩、砂岩、安山岩質溶岩、軽石、頁岩などである。基質はややガラス質で凝灰質である。締りは非常によく、指圧ではほとんど変形しない。礫は下部（32.0～32.19 m）に密集し、上部には含まれない。

32.19～32.22 m：砂。暗緑灰色の中砂で、最大径3mmの軽石礫がわずかに混じる。

32.22～32.25 m：軽石礫。最大径6mm～粗砂サイズの軽石よりなる。

32.25～32.64 m：火山灰。ラミナの発達する火山灰。32.49～32.55 mは赤みを帯び、緻密である。基底部に粗砂サイズの軽石の密集層（幅5mm以下）が狭在する。上部（32.25～32.48 m）は粒度のコントラストがあり、1cm以下の細礫を含む。礫形は亜角～亜円で礫種は砂岩、安山岩、凝灰岩などである。ラミナの傾斜は32.44 mで約5度、32.55 mで約10度である。

- 32.64～33.26 m：礫混じり凝灰質砂。中砂を主体とし、最大径 1.5 cm の亜角～亜円礫を含む。礫種は 33.0 m 以深は軽石を主体とし、礫率が高い。33.0 m 以浅は礫率が低く、礫種は安山岩、凝灰岩などである。非常に締りがよく指圧では変形しない。32.88 m の面構造を境に色調が灰色から暗灰色に変化する。
- 33.26～34.12 m：砂礫。最大径 5 cm の亜角～亜円礫を主体とし、細礫～粗砂を基質とする。礫種は黒色および赤色の安山岩、凝灰岩、砂岩などである。33.20～33.64 m は最大礫径が 5 cm から数 mm へと上方細粒化している。
- 34.12～34.65 m：礫混じり砂。粗砂～中砂を主体として最大径 1 cm の細礫を含む。礫種は安山岩を主体とし礫形は亜角礫である。幅 1 cm 以下の黒色の細粒砂層が挟在している。
- 34.63～34.65 m：最大径 2 mm の軽石が密集している。
- 34.65～34.85 m：シルト。明緑灰色～灰色のシルトである。まれに含まれる粗砂が強風化しその周辺が褐色を帯びる。締りは良好である。
- 34.85～35.23 m：礫混じり砂。粗砂～中砂を主体とし、最大径 7 cm の亜角礫を含む。礫種は赤色の火山岩、安山岩などである。34.88 m は基質が幅約 1 cm ほど黒色となっている。
- 35.23～35.49 m：砂。中砂～細砂よりなる。下部の暗オリ～ブ灰色の中砂から上部の緑灰色の細砂に漸移する。
- 35.49～35.65 m：シルト。緑灰色のシルトで、斑状に褐色の色ムラが認められる。
- 35.65～36.00 m：砂質シルト。概ね緑灰色の砂質シルトで、35.80～35.84 m に最大径 5 mm の軽石の密集層がある。35.88～35.93 m は暗緑灰色部の構造が乱れ、斑となっている。

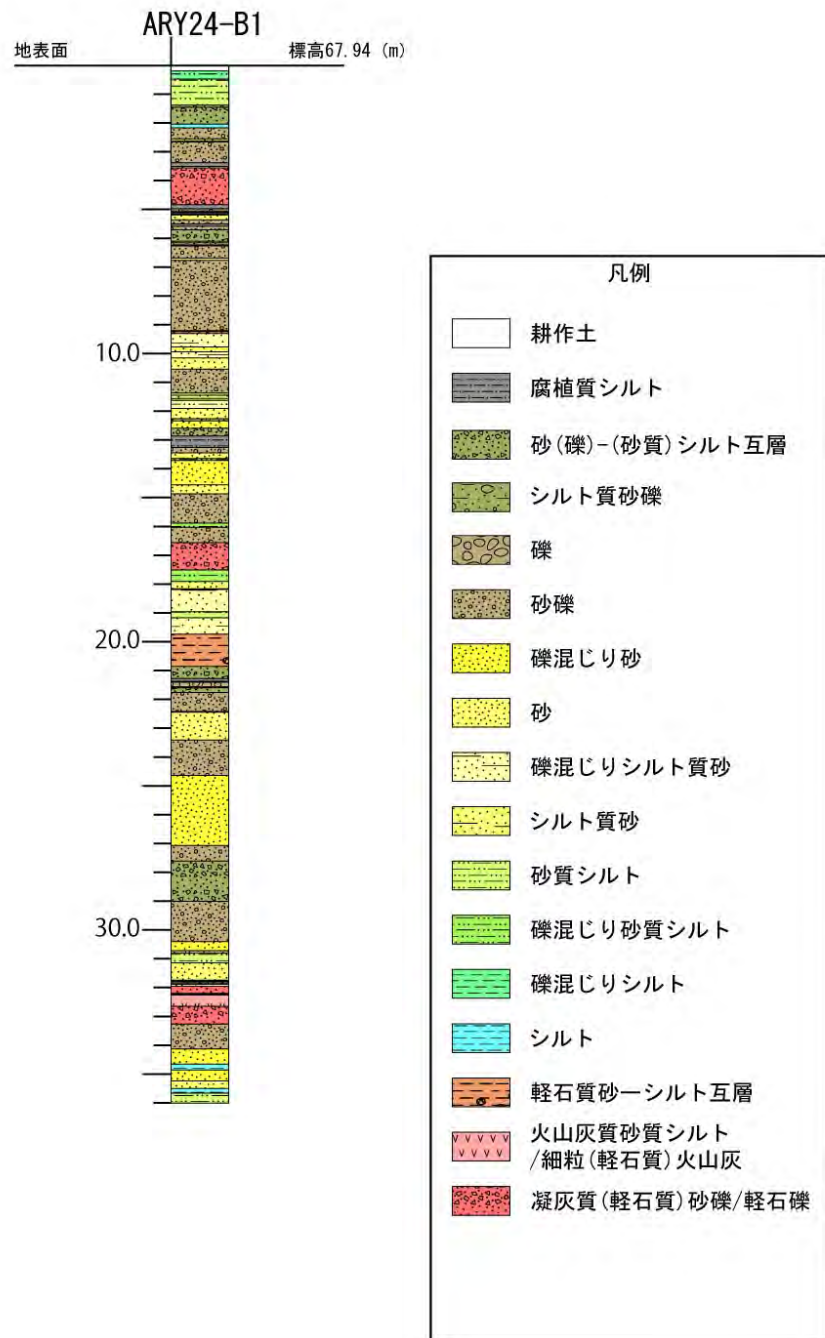


図 33 ARY24-B1 コア柱状図

A

青森県平川市における反射法地震探査及びボーリング調査による断層活動性調査
ARY24-B1 孔 0.00 ~ 15.00m



図 34 ARY24-B1 コア写真

(A) 0-15 m。

B

青森県平川市における反射法地震探査及びボーリング調査による断層活動性調査

ARY24-B1 孔 15.00 ~ 30.00m



図 34 ARY24-B1 コア写真

(B) 15-30 m。

C

青森県平川市における反射法地震探査及びボーリング調査による断層活動性調査
ARY24-B1 孔 30.00 ~ 36.00m



図 34 ARY24-B1 コア写真
(C) 15-30 m。

ARY24-B2（孔口標高 72.37 m, 掘進長 24.00 m ; 図 35 及び図 36）

- 0.00～0.24 m : 砂質シルト。褐色の砂質シルトで植物根が混じる。締りは不良である。堆積構造は認められない。
- 0.24～0.70 m : 礫まじりシルト質砂。褐色～黄褐色のシルト質砂で、最大径 6 cm の亜角～亜円礫を含む。礫種は安山岩が主体である。堆積構造は特に認められないが、0.44～0.58 m は上方細粒化している。締りは上部（0.24～0.44 m）で悪く、下部は指圧でやや変形する程度である。
- 0.70～1.70 m : シルト質砂礫。最大径 25 cm の亜角～亜円礫を主体とする。基質は褐色のシルト質砂で、締りは不良である。淘汰は悪い。礫種は安山岩が主体で、赤色と黒色のラミナのある火山岩、風化した凝灰岩などである。
- 1.70～1.84 m : 凝灰質砂礫。砂礫を主体とし、基質が明褐灰色の凝灰質砂質シルトである。上下位層と比べて礫率が低い。上位層との境界は不明瞭で、礫率が漸移する。締りは不良である。
- 1.84～4.24 m : 砂礫。最大径 10 cm の亜角～亜円礫を主体とし、粗砂基質である。礫種は安山岩が主体で、シルト岩、凝灰岩などである。凝灰岩の風化が著しく、礫表面付近は赤褐色の沈着が目立つ。締りは上部（2.6 m 以浅）では柔らかく、下部では良好で、指圧でやや変形する程度である。
- 4.24～4.32 m : 礫混じり砂。粗砂を主体とし、最大径 4 cm の亜角～亜円礫が混じる。礫種は安山岩を主体とし、シルト岩も含まれる。粗砂の薄層が赤褐色を帯び、ラミナのように見える。
- 4.32～4.66 m : 砂礫。最大径 12 cm の亜角～亜円礫を主体とし、粗砂を基質とする。礫種は安山岩が多く、一部に凝灰岩を含む。締まりは比較的良好で指圧でやや変形する程度である。
- 4.66～4.73 m : 礫混じり砂。中砂を主体とし、最大径 10 cm の亜角礫を含む。礫種は安山岩、シルト岩、長石などである。ラミナが発達する。
- 4.73～4.76 m : 砂。にぶい黄褐色の細砂よりなる。上部 5 mm ほどは若干だが細粒でシルト質となる。締まりは比較的良好で指圧でやや変形する程度である。
- 4.76～5.04 m : 砂礫。最大径 7 cm の亜角～亜円礫を主体とし、粗砂～中砂を基質とする。礫種は安山岩が多く、安山岩質溶岩がまれに混じる。締まりは比較的良好で指圧でやや変形する程度である。
- 5.04～5.10 m : 礫混じり砂。褐色の中砂を主体とし、最大径 5 mm の亜円礫をまれに含む。礫種は軽石質凝灰岩である。わずかにラミナが認められ、傾斜は約 30 度である。下位層との境界は明瞭で湾曲している。
- 5.10～6.18 m : 砂礫。最大径 11 cm の亜角～亜円礫を主体とし粗砂を基質とする。礫種は安山岩、凝灰岩、シルト岩などである。5.70 m 以深は基質が白みを帯び、締り

良好で指圧ではほとんど変形しない。

6.18～6.28 m：礫混じり砂。粗砂～中砂を主体とし、最大径 3 cm の亜角～亜円礫を含む。礫種は安山岩が主体で、シルト岩なども含む。下部（6.24～6.28 m）は礫率が高くまた、礫が低角度に定向配列している。指圧でやや変形する。

6.28～6.48 m：礫混じり凝灰質砂。にぶい黄褐色のシルト質砂を主体とし、最大径 20 cm の亜円礫を含む。礫種は軽石、安山岩などである。しまりはやや悪く指圧で容易に変形する。基底部に木片を含む。

6.48～6.66 m：軽石質砂。灰白色で粗砂～中砂を主体とする。風化したシルト状の軽石の濃集層を挟むほか、全体的にややシルト質である。ラミナが発達している。締りは不良である。

6.66～11.77 m：砂礫。最大径 25 cm の亜角～亜円礫を主体とし、粗砂～中砂を基質とする。礫種は安山岩、シルト岩、凝灰岩、白色の火山岩などである。締りは良好で指圧でほとんど変形しない。

9.54 m：幅 2 mm のシルトの薄層が狭在する。

9.80～10.40 m：粗砂基質支持である。

11.40～11.42 m：やや明色の砂質シルトが狭在する。

11.77～11.79 m：粘土。にぶい橙色の粘土でわずかにラミナが認められる。軟らかく指圧で容易に変形する。

11.79～11.93 m：礫混じり砂～シルト互層。全体的ににぶい橙色を呈し、比較的明色のシルトと暗色の砂が数 mm～約 1 cm 間隔で互層している。砂層に最大径 5 mm の細礫が混じるほか、最大径 4 cm の軽石と溶岩礫をまれに含む。ラミナが発達し下部ほど傾斜が高角度である（上部で約 10 度、下部で約 30 度）。

11.93～12.52 m：砂礫。最大径 7 cm の亜角～亜円礫を主体とし、鈍い黄橙色の細砂を基質とする。礫率が非常に高く基質はわずかである。礫種は安山岩を主体とし、シルト岩なども含まれる。

12.52～12.56 m：砂。にぶい褐色の粗砂よりなる。わずかにラミナが認められ層理面は低角度に傾斜している。締りは良好で、指圧でほとんど変形しない。

12.56～13.17 m：砂礫。最大径 7 cm の亜角～亜円礫を主体とし、粗砂を基質とする。礫種は安山岩が主体で、安山岩質溶岩と凝灰岩が含まれる。下部から上部にかけて礫径が 7 cm から 1 cm へ上方細粒化し、上位の砂に漸移する。上部の細礫は定向配列する傾向が認められる。

13.17～13.47 m：礫混じり砂。粗砂を主体とし最大径 2 cm の亜円礫を伴う。礫種は赤色の火山岩、凝灰岩などである。わずかにラミナ（約 20～25 度）が認められる。下位層との境界が明瞭で中角度（約 30 度）に傾斜する。締りは良好で指圧でほとんど変形しない。

- 13.47～13.73 m：礫混じりシルト質砂。褐灰色のシルト質な中砂～細砂を主体とし、最大径 2 cm 亜円礫が混じる。礫種は赤色の火山岩、安山岩質溶岩、シルト岩などである。ラミナが認められる。
- 13.73～13.80 m：砂礫。最大径 1 cm の亜角～亜円礫を主体とし、中砂を基質とする。基質はわずかである。礫種は安山岩、凝灰岩などである。非常に硬い。下位層との凶器は明瞭で高角度（約 50 度）である。
- 13.80～13.90 m：シルト質砂。にぶい黄橙色のシルト質な細砂である。淘汰は良好である。堆積構造は特に認められない。締りは比較的良好で指圧でやや変形する。
- 13.90～14.00 m：砂質シルト。にぶい黄橙色の砂質シルトで炭片が混じる。締りは不良である。
- 14.00～14.24 m：礫混じり砂。粗砂を主体とし、最大径 5 cm の亜角～亜円礫をまれに含む。礫種は凝灰岩、安山岩などである。ラミナが発達する。締りは比較的良好で指圧でやや変形する。下位層との境界は約 10 度に傾斜する。
- 14.24～14.32 m：砂混じりシルト。にぶい黄橙色のシルトで粗砂を含む。締りは良好で指圧でほとんど変形しない。
- 14.32～15.90 m：砂礫。最大径 9 cm の亜角～亜円礫を主体とし、粗砂を基質とする。礫種は安山岩を主体とし凝灰岩、白色の火山岩、シルト岩、泥岩などである。礫表面が赤褐色を帯び、酸化している。締りは良好で指圧でほとんど変形しない。下位層との境界は明瞭で約 25 度の傾斜をなす。
- 15.90～16.13 m：礫混じり砂質シルト。にぶい黄橙色の砂質シルトで、やや凝灰質である。上部（15.90～16.00 m）に最大径 5 mm の細礫が混じる。礫種は安山岩などである。ラミナ（約 20 度）が発達する下部（16.10～16.13 m）は赤褐色を帯びる。締りは不良である。
- 16.13～16.47 m：礫混じり砂。粗砂を主体とし、最大径 10 cm の亜角～亜円礫が混じる。礫種は安山岩、安山岩質溶岩、白色の火山岩などである。
- 16.47～16.79 m：砂礫。最大径 5 cm の亜角～亜円礫を主体とし、粗砂を基質とする。扁平な礫が定稿配列する傾向にある。締りは良好で指圧でほとんど変形しない。
- 16.79～17.02 m：砂－シルト互層。砂とシルトまたは砂質シルトが約 1～2 cm 間隔で互層し、ラミナを形成している。酸化鉄の濃淡による縞もあり、下部（16.88～17.02 m）で黒色、上部（16.79～16.86 m）で褐色となっている。
- 17.02～19.52 m：砂礫。最大径 11 cm の亜角～亜円礫を主体とし、粗砂を基質とする。礫種は安山岩、安山岩質溶岩、赤色の火山岩、凝灰岩などである。締りは硬く、指圧でほとんど変形しない。
- 19.00～19.20 m：礫径が 4 cm 未満と比較的小さくまた赤色の火山岩の礫率が高い。
- 19.52～20.00 m：礫混じり砂質シルト。褐灰～灰黄褐色の砂質シルトで、含まれる礫は主に

最大径 1 cm の亜角礫である。19.60～19.65 m にだけ径約 4 cm の比較的大きい礫が含まれる。礫種は安山岩が主体で、赤色の火山岩、凝灰岩、軽石などである。締りは不良である。

20.00～24.00 m：砂礫。最大径 25 cm の亜角～亜円礫を主体とし粗砂～中砂を基質とする。礫種は安山岩、安山岩質溶岩、凝灰岩、赤色の火山岩、泥岩、シルト岩などである。締りは概ね良好だが、一部極端に軟弱な箇所を含む。

20.00～20.13 m：粗砂を主体とする。基質は概ね褐色だが一部に細粒部にぶい黄橙色を呈する。

22.15～22.65 m：基質が黄橙色を呈し、ややシルト質で締りが悪い。

23.89～23.82 m：中砂の基質支持で黄橙色を呈する。

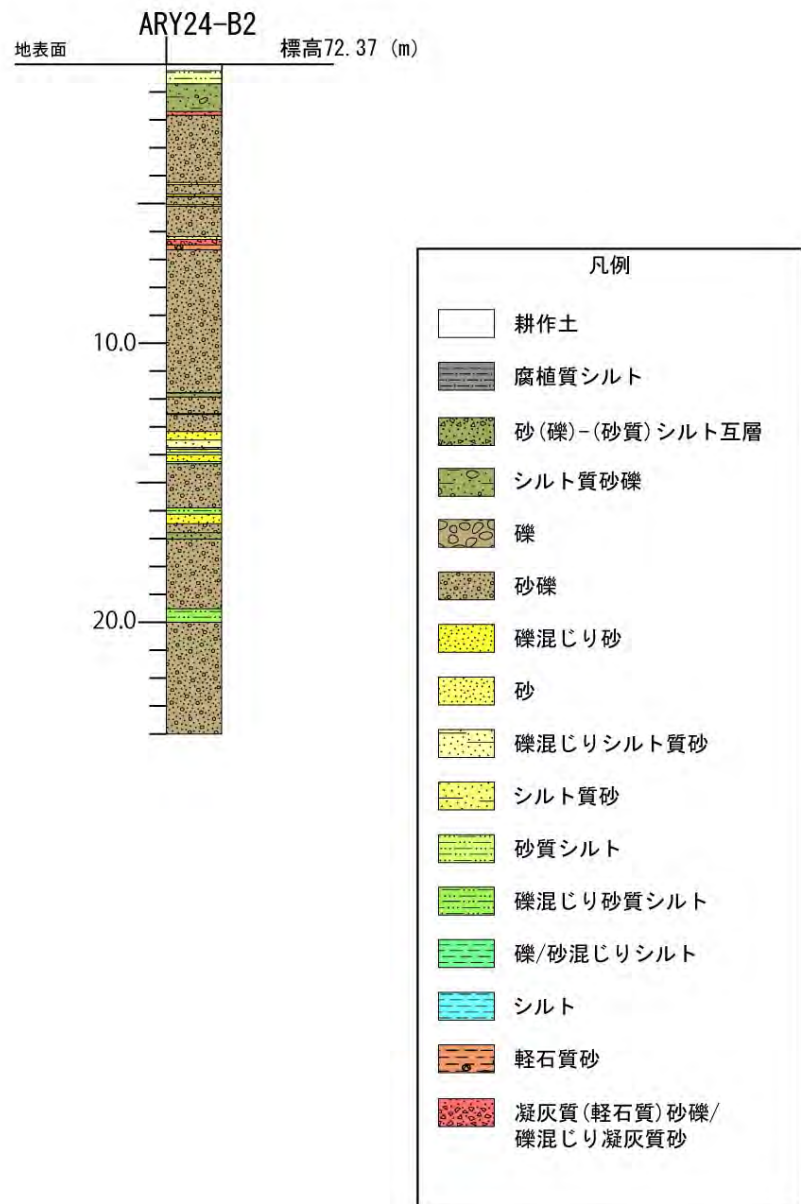


図 35 ARY24-B2 コア柱状図

A

青森県平川市における反射法地震探査及びボーリング調査による断層活動性調査

ARY24-B2 孔 0.00 ~ 15.00m



図 36 ARY24-B2 コア写真

(A) 0-15 m。

B

青森県平川市における反射法地震探査及びボーリング調査による断層活動性調査

ARY24-B2 孔 15.00 ～ 24.00m

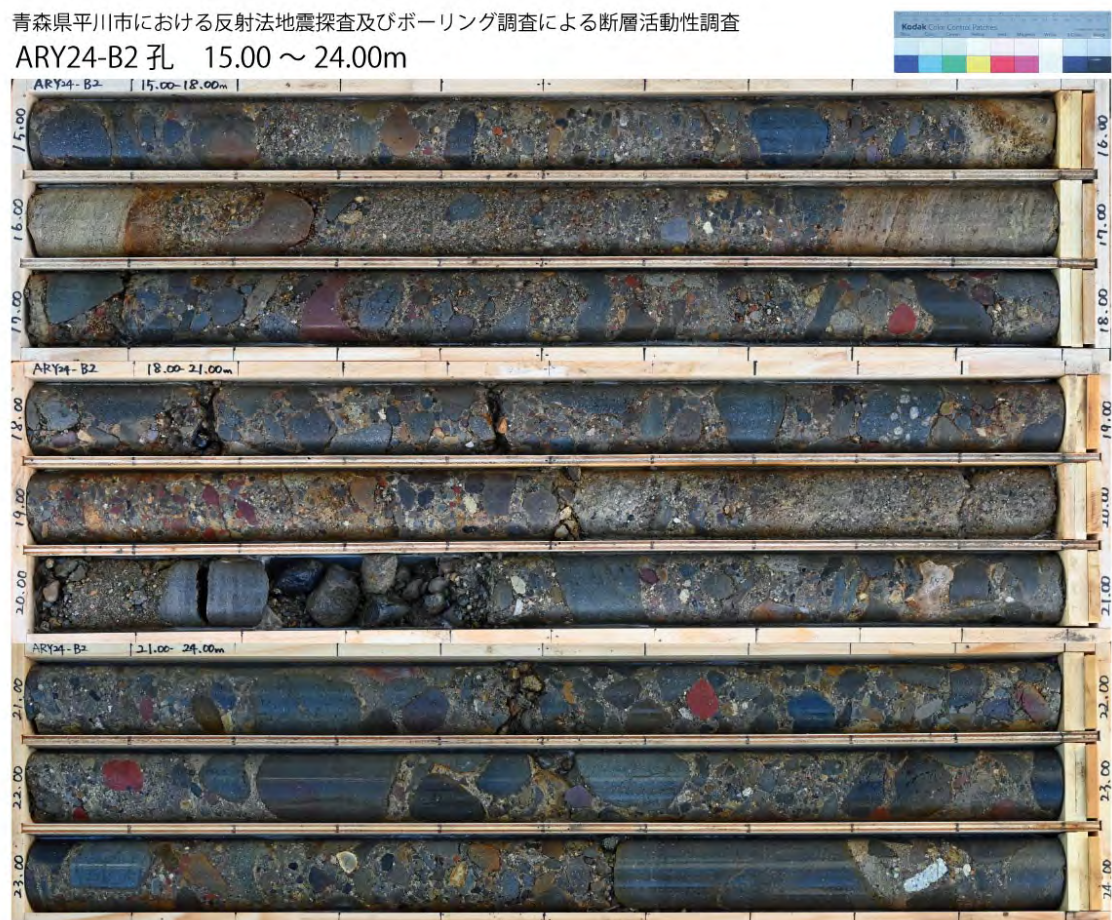


図 36 ARY24-B2 コア写真

(B) 15-24 m。

c) 地質踏査

平川市尾崎地区の浅井川沿いの2箇所の露頭及び新屋地区の小河川沿いの1箇所の露頭において、露頭壁面の清掃、露頭観察を行い、柱状図を作成した。この調査では特に、凝灰質砂礫（To-H）の下限を確認することに重点を置いた。ルートマップを図37に示す。

柱状図を作成した露頭の位置や標高については、GNSS測量によって計測した。0ZK-0c1露頭及び0ZK-0c2露頭では、露頭上端として扇状地面上を、露頭下端として露頭基部のハンドオーガー掘削地点脇を測量した。ARY-0c1露頭では、露頭上端として扇状地面上を、露頭下端として露頭基部の地表面を測量した。加えて、露頭の上部にみられた凝灰質砂礫（To-H）の基底部についても測量を行った。

0ZK-0c1 露頭

浅井川沿いの露頭のうち、東側の露頭（0ZK-0c1）は東北自動車道の東側に位置する。0ZK-0c1地点では、高さ約8mの崖の上部に灰白色の凝灰質砂礫が連続して露出している。令和5年度の調査では、本露頭の凝灰質砂礫が十和田八戸火砕流堆積物（To-H）に対比される可能性が高いことが示された。崩積土を除去して崖の基部までの地層を観察したが、凝灰質砂礫の下限は確認できなかった（図38）。露頭前でハンドオーガーによる掘削を行った結果、地表から1.45mにおいて、凝灰質砂礫の下位に位置する腐植質シルト層を見出した（図39）。0ZK-0c1地点の柱状図を図40に、露頭の地質記載を以下に示す。

・地質記載

0.00～0.30 m：砂混じりシルト（表土）。黒褐色を呈する。

0.30～8.20 m：凝灰質砂礫。灰白色を呈し、軽石質な凝灰質砂礫からなる。上部20cm程度は風化により橙色を帯びる。

以下、ハンドオーガーによる。

7.70～9.15 m：凝灰質砂礫。灰白色～灰色を呈し、軽石質な凝灰質砂礫からなる。

9.15～9.45 m：腐植質シルト。黒褐色を呈し、木片を多く含む。

9.45 m～ ：礫混じり砂。

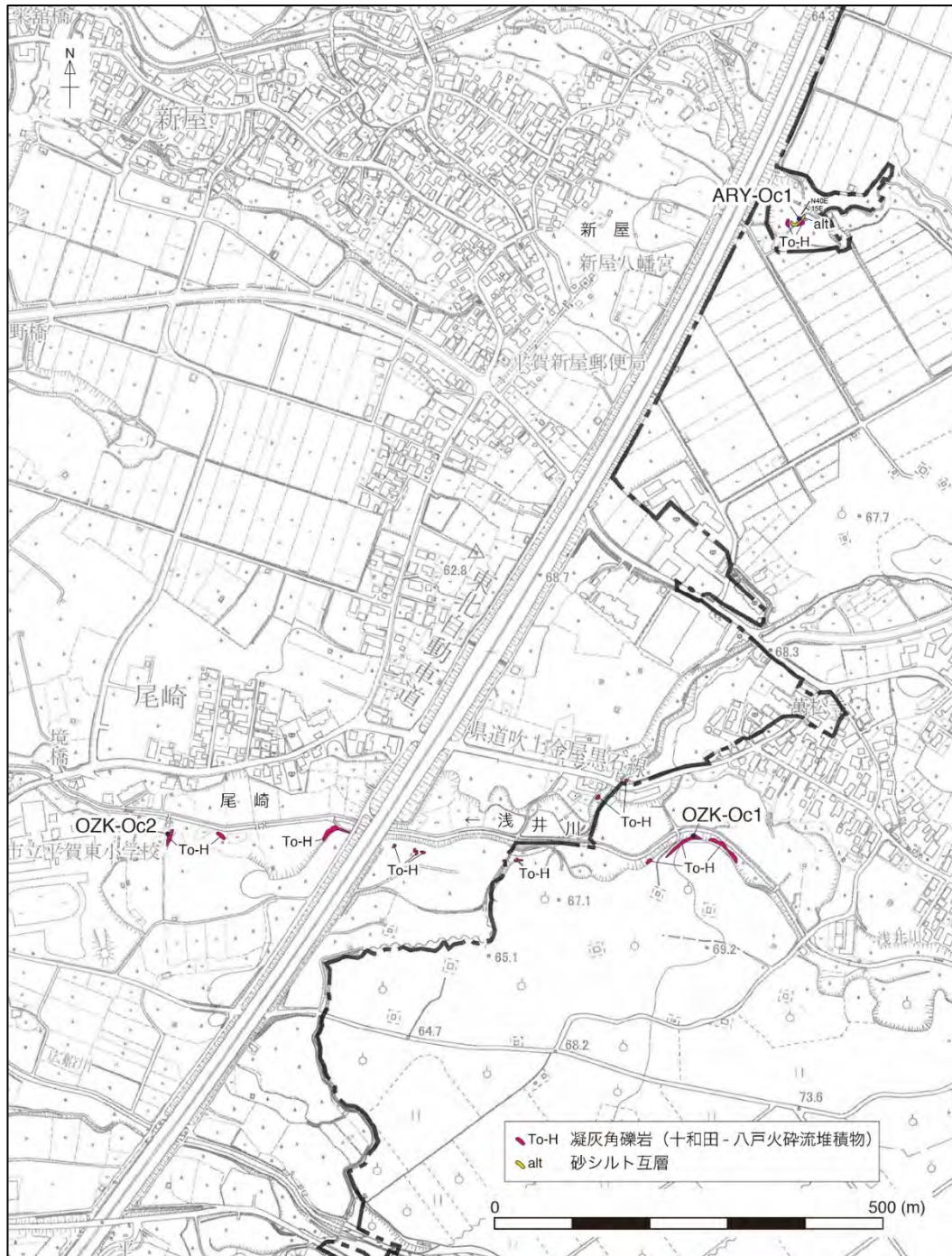


図 37 ルートマップ

平川市（2012）「弘前広域都市計画図（平川市）」に加筆した。



図 38 OZK-0c1 露頭の柱状図作成位置の全景



図 39 OZK-0c1 露頭の火砕流堆積物に覆われる腐植質シルト

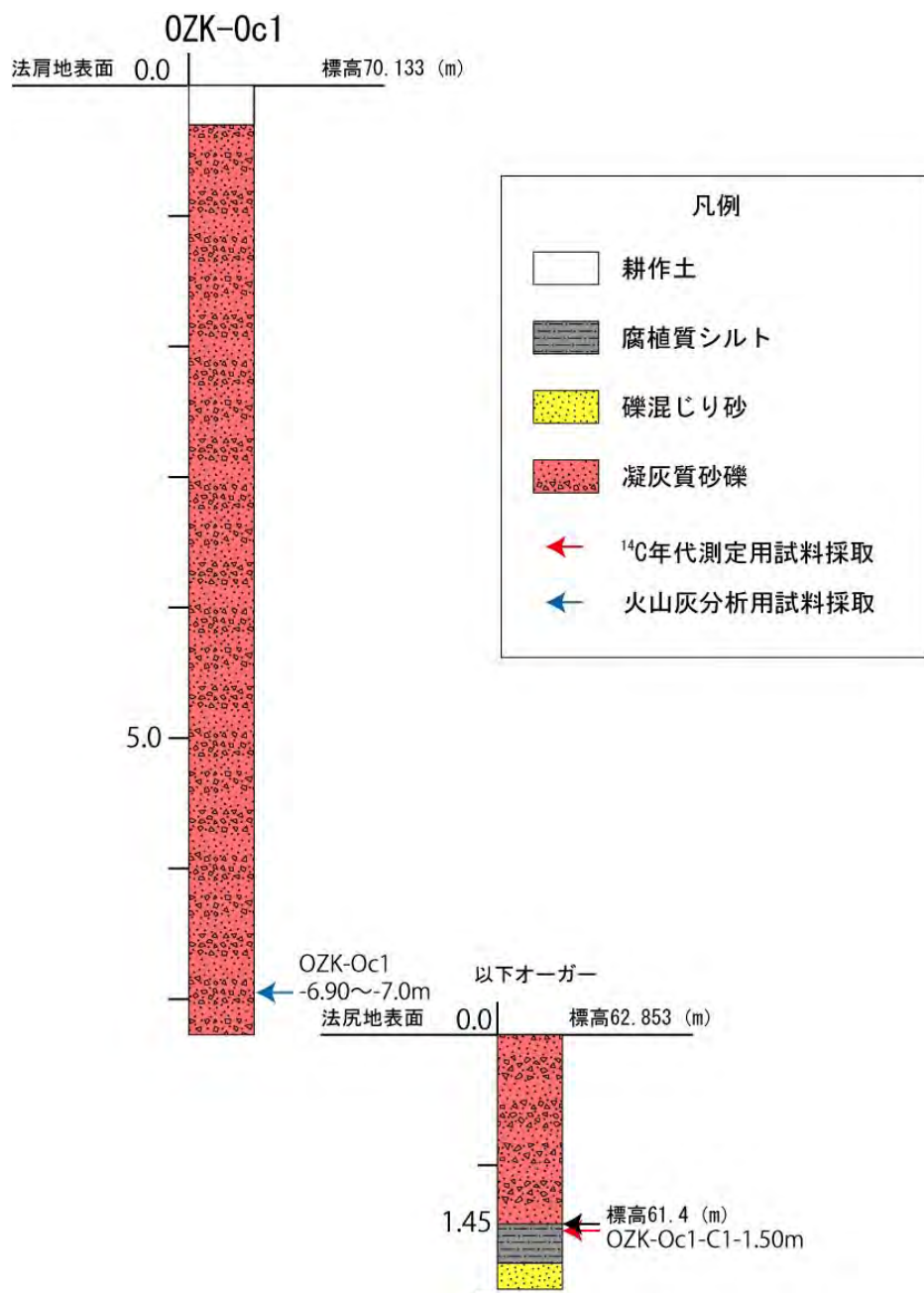


図 40 OZK-0c1 露頭の柱状図

0ZK-0c2 露頭

浅井川沿いの西側の露頭（0ZK-0c2）は東北自動車道の西側に位置し、平賀小学校との間に位置する。ここでは、高さ約 6 m の崖の上部に灰白色の凝灰質砂礫（To-H）が連続して露出する。崩積土を除去して崖の基部まで露頭を観察したものの、凝灰質砂礫の下限は確認されなかった（図 41）。そこで、露頭基部でハンドオーガーによる掘削を行った結果、地表から深度 1.0 m において、凝灰質砂礫の下位に位置する礫混じり砂層を見出した（図 42）。0ZK-0c2 地点の柱状図を図 43 に、露頭の地質記載を以下に示す。

・地質記載

0.00～0.35 m：砂混じりシルト（表土）。黒褐色を呈する。

0.35～5.85 m：凝灰質砂礫。灰白色を呈し、軽石質な凝灰質砂礫からなる。上部 45 cm 程度は風化により橙色を帯びる。

以下、ハンドオーガーによる。

5.85～6.85 m：凝灰質砂礫。灰白色を呈し、軽石質な凝灰質砂礫からなる。

6.85 m～ ：礫混じり砂。



図 41 0ZK-0c2 露頭の柱状図作成位置の全景



図 42 0ZK-0c2 地点の火砕流堆積物に覆われる礫まじり砂層

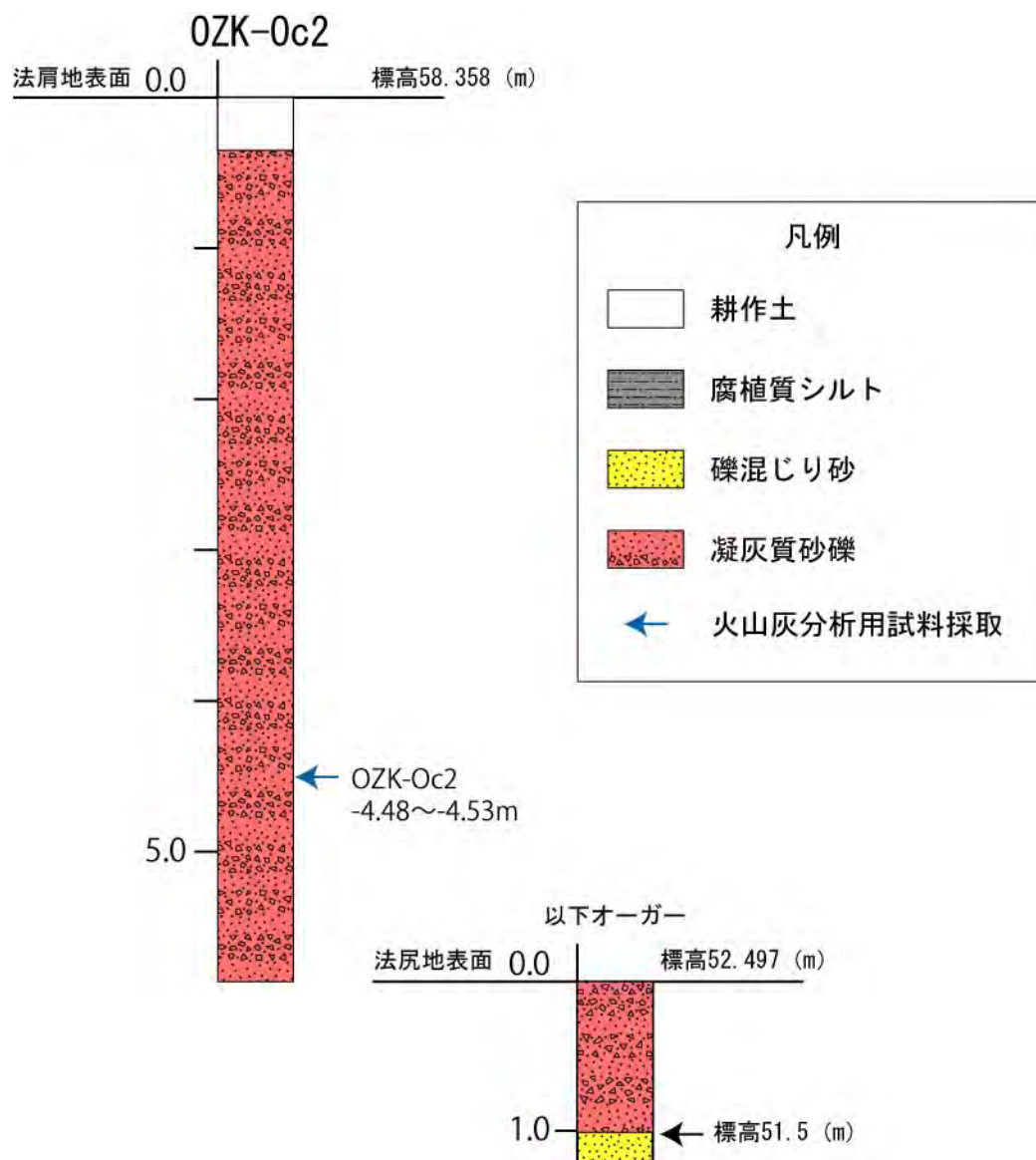


図 43 OZK-0c2 露頭の柱状図

ARY-0c1 露頭

新屋地区の引座川支流にあたる小河川沿いの露頭（ARY-0c1）は、東北自動車道の東側に位置する。扇状地面を削る沢沿いに、高さ約 7 m の露頭が認められた。壁面を清掃し、露頭観察を行った（図 44）。この露頭では、上部の約 2.8 m に凝灰質砂礫（To-H）がみられ、その下位には砂・シルト互層が分布する。ARY-0c1 地点の柱状図を図 45 に、露頭の地質記載を以下に示す。

・地質記載

- 0.00～0.35 m：砂混じりシルト（表土）。黒褐色を呈する。
- 0.35～2.77 m：凝灰質砂礫。灰白色を呈し、軽石質な凝灰質砂礫からなる。
- 2.77～2.80 m：腐植質シルト。黒色を呈し、木片や植物根を多く含む。上端・下端ともに凹凸に富み、膨縮が激しい。
- 2.80～3.12 m：砂。細粒砂からなり、乱れた褐色シルトの薄層を伴う。
- 3.12～3.15 m：砂。粗粒砂からなり、軽石を含む。レンズ状で膨縮する。
- 3.15～3.25 m：砂。細粒砂からなり、シルトのラミナを挟む。
- 3.25～3.40 m：砂。粗粒砂からなる。レンズ状で膨縮する。
- 3.40～3.50 m：砂混じりシルト。
- 3.50～3.53 m：腐植質シルト。濃褐色を呈する。側方へ殲滅する。
- 3.53～3.58 m：砂。中～細粒砂からなる。レンズ状で側方へ殲滅する。
- 3.58～3.71 m：シルト。腐植質な薄層を挟む。
- 3.71～3.77 m：砂。粗粒砂からなる。レンズ状で膨縮する。
- 3.77～3.80 m：シルト。
- 3.80～3.97 m：砂。粗粒砂からなり、ラミナがみられる。
- 3.97～4.08 m：シルト。粗粒砂をレンズ状に挟む。
- 4.08～4.35 m：腐植質シルト。木片を含む。この層準から植生が生えており、原生の植物片も含まれる。
- 4.35～4.50 m：砂。細粒砂からなり、木片を含む。
- 4.50～4.55 m：腐植質シルト。
- 4.55～4.80 m：シルト。明褐色～暗灰色を呈する。
- 4.80～4.85 m：腐植質シルト。暗褐色～黒色を呈し、膨縮する。
- 4.85～5.18 m：礫まじり砂。粗粒砂からなり、礫や軽石を含む。
- 5.18～5.40 m：砂。中～細粒砂からなり、粗粒砂をレンズ状に挟む。白色の軽石を含む。
- 5.40～5.62 m：シルト。灰色～褐色を呈する。
- 5.62～5.68 m：腐植質シルト。黒色を呈する。
- 5.68～6.03 m：砂。粗粒砂からなり、極まれに礫を含む。径 12 cm のシルトの疑礫を含む。
- 6.03～6.88 m：シルト。灰色～褐色を呈し、炭質物や腐植質シルトの薄層を挟む。最上部に

層厚 1 cm 程度以下の不連続な白色テフラを伴う。その下位 5 cm は腐植質シルトからなる。上端の層理面の走向傾斜は $N40^{\circ} E/15^{\circ} E$ を示す。

6.88～6.98 m：腐植質シルト。濃褐色～褐色を呈し、木片を含む。

6.98～7.20 m：砂。細粒砂からなり、灰色～褐色を呈する。



図 44 ARY-0c1 露頭の柱状図作成位置の全景

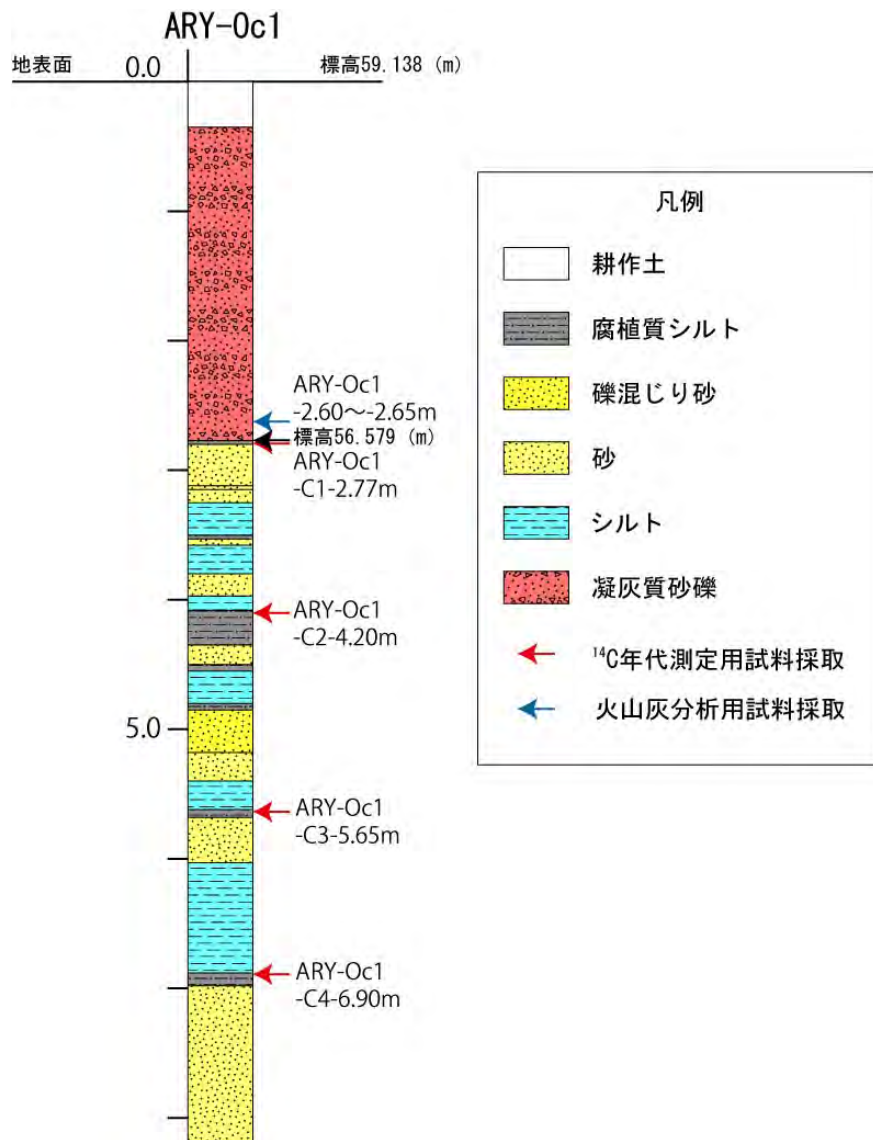


図 45 ARY-0c1 露頭の柱状図

d) 試料採取及び分析・測定結果

ボーリングコア及び露頭から年代試料として、14C 年代測定用試料及び火山灰分析用試料を採取した。14C 年代測定の結果を表 8、火山灰分析の結果を表 9 に示す。

i) 14C 年代測定

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。今年度採取した試料に加え、令和 5 年度に採取した試料についても暦年較正を行った。令和 5 年度と同一の処理であるが、一部の試料については、端数処理の違いにより暦年代に若干 (± 1 年) の変更が生じた。

ii) 火山灰分析

火山灰分析では火山ガラス及び輝石の屈折率測定を行った。その結果を図 46 及び図 47 に示す。各試料の観察・分析結果を以下に記す。

ARY24-B1-T1 4.55m

パミスタイプ火山ガラスを主体としている。有色鉱物としては緑色普通角閃石、直方輝石、単斜輝石を含む。火山ガラスの屈折率は 1.503-1.512、直方輝石の屈折率(γ)は 1.705-1.715 で 1.705-1.709 にまとまる。津軽地方に分布するテフラのうち十和田八戸テフラの特徴(町田・新井, 2003)は本試料の特徴と最も良く一致する。本試料に含まれる火山灰は十和田八戸テフラであると考えられる。

ARY24-B1-T2 16.86m

パミスタイプ火山ガラスを主体としている。有色鉱物としては直方輝石および単斜輝石を含む。火山ガラスの屈折率は 1.504-1.512、直方輝石の屈折率(γ)は 1.706-1.713 にまとまる。津軽地方に分布するテフラのうち十和田大不動テフラの特徴(町田・新井, 2003)は本試料の特徴と最も良く一致する。本試料に含まれる火山灰は十和田大不動テフラであると考えられる。

ARY24-B1-T3 19.00m

バブルウォールタイプおよびパミスタイプ火山ガラスを多く含む。有色鉱物としては直方輝石および緑色普通角閃石を含む。試料自体極細砂サイズ粒子を含む割合が低く、有色鉱物も混在している程度である。火山ガラスの屈折率は 1.494-1.513 で 1.499-1.508 にまとまる。直方輝石の屈折率(γ)は 1.702-1.706 および 1.724-1.729 にまとまる。津軽地方に分布する Toya テフラ以降に降灰したテフラのうち本試料の特徴と一致するテフラは既往研究には見当たらない。火山ガラスの屈折率が下位 T4 の値とほぼ一致することや、直方輝石の屈折率が Bi-modal であるから、本試料に含まれるテフラ起源粒子は下位および堆積時周辺に露出する地層からの再堆積粒子であ

る可能性が高い。

ARY24-B1-T4 20.33m

パミスタイプのほかバブルウォールタイプおよび低発泡タイプ火山ガラスを多く含む。有色鉱物としては緑色普通角閃石および直方輝石を含み、黒雲母を混在する。石英も含まれる。火山ガラスの屈折率は 1.494-1.511 で 1.499-1.506 にまとまる。有色鉱物としては緑色普通角閃石および直方輝石を含み、黒雲母を混在する。石英も含まれる。直方輝石の屈折率(γ)は 1.702-1.718 とブロードである。津軽地方に分布する Toya テフラ以降に降灰したテフラのうち本試料の特徴と一致するテフラは既往研究には見当たらない。

ARY24-B1-T5 30.50m

バブルウォールタイプおよびパミスタイプ火山ガラスを多く含む。有色鉱物としては直方輝石、単斜輝石および緑色普通角閃石を含む。火山ガラスの屈折率は 1.494-1.510 で 1.500-1.510 にまとまる。直方輝石の屈折率(γ)は 1.711-1.714 および 1.726-1.730 にまとまる。津軽地方に分布する Toya テフラ以降に降灰したテフラのうち本試料の特徴と一致するテフラは既往研究には見当たらない。

ARY24-B1-T6 32.23m

パミスタイプ火山ガラスを主体としている。有色鉱物としては緑色普通角閃石を多く含み、直方輝石および単斜輝石も含む。火山ガラスの屈折率は 1.499-1.506 で 1.499-1.500 および 1.502-1.506 にまとまる。直方輝石の屈折率(γ)は 1.709-1.716 にまとまり 1.722-1.726 程度のものを含む。津軽地方に分布する Toya テフラ以降に降灰したテフラのうち本試料の特徴と一致するテフラは既往研究には見当たらない。

ARY24-B1-T4 20.33m、ARY24-B1-T5 30.50m、及び ARY24-B1-T6 32.23m の試料は青森県北部に分布するテフラのうち恐山火山起源田名部 A (Tn-A) テフラの鉱物組成、直方輝石の屈折率などの特徴(町田・新井, 2003)は本試料の特徴と良く一致する。しかし、調査地点付近に降灰した恐山火山起源のテフラはこれまでに確認されていない。詳細な対比にはこれらのテフラについて火山ガラスの主成分元素組成などの記載岩石学的特徴を把握する必要がある。

ARY24-B2-T1 1.79m

バブルウォールタイプ火山ガラスをやや多く含む。有色鉱物としては緑色普通角閃石のほか直方輝石および単斜輝石を含む。火山ガラスの屈折率は 1.492-1.513 で 1.499-1.505 にややまとまる。直方輝石の屈折率(γ)は 1.706-1.709, 1.710-1.715 および 1.721-1.726 にまとまる。津軽地方に分布するテフラのうち十和田八戸テフラの特徴(町田・新井, 2003)は本試料(直方輝石の屈折率 1.710-1.715 および 1.721-1.726 を除く)の特徴と最も良く一致する。本試料には十和田

八戸テフラが混在していると考えられる.

ARY24-B2-T2 6.53m

バブルウォールタイプ火山ガラスをやや多く含む. 有色鉱物としては緑色普通角閃石のほか直方輝石および単斜輝石を含む. 石英も含まれる. 火山ガラスの屈折率は 1.492-1.511 で 1.499-1.505 にややまとまる. 直方輝石の屈折率(γ)は 1.708-1.715 にまとまり, 1.719-1.722 程度のものを含む. 津軽地方に分布する Toya テフラ以降に降灰したテフラのうち本試料の特徴と一致するテフラは既往研究には見当たらない.

ARY24-B2-T4 13.87m

バブルウォールタイプ火山ガラスをやや多く含む. 火山ガラスには褐色を帯びるものが含まれる. 有色鉱物としては直方輝石および緑色普通角閃石を含む. 火山ガラスの屈折率は 1.501-1.513 で 1.502-1.508 にまとまる. 直方輝石の屈折率(γ)は 1.709-1.715 にまとまり, 1.717-1.722 程度のものを含む. 津軽地方に分布する Toya テフラ以降に降灰したテフラのうち本試料の特徴と一致するテフラは既往研究には見当たらない.

ARY24-B2-T6 16.95m

バブルウォールタイプ火山ガラスをやや多く含む. 火山ガラスには褐色を帯びるものが含まれる. 有色鉱物としては直方輝石, 単斜輝石および緑色普通角閃石を含む. 火山ガラスの屈折率は 1.492-1.511 でブロードである. 直方輝石の屈折率(γ)は 1.706-1.714 にまとまり, 1.716-1.721 程度のものを含む. 津軽地方に分布する Toya テフラ以降に降灰したテフラのうち本試料の特徴と一致するテフラは既往研究には見当たらない.

表 8 14C 年代測定結果

Location	Sample	Depth (m)	Material	Code	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C age (yBP, $\pm 1\sigma$)	Calibrated Age (cal BP, 2σ)
ARY-01	ARY-01c2	2.3	organic sediment	Beta-687975	-26.20	$13,160 \pm 40$	15,952–15,646
	ARY-01c3	4.28	organic sediment	Beta-687976	-26.05	$14,700 \pm 40$	18,038–17,867
	ARY01-c6	5.75	humic silt	YAUT-100802	-50.38	$23,669 \pm 99$	27,798–27,655
	ARY-01c7	6.09	plant material	Beta-687977	-24.18	$24,880 \pm 100$	29,097–28,840
	ARY01-c9	7.9	organic sediment	YAUT-100803	-22.48	$25,360 \pm 87$	29,652–29,275
	ARY-01c10	8.26	organic sediment	Beta-687978	-25.03	$23,670 \pm 90$	27,797–27,668
	ARY01-c11	9.44	organic sediment	YAUT-101609	-26.54	$22,451 \pm 49$	26,729–26,441
ARY-02	ARY-02c5	2.62	organic sediment	Beta-687979	-24.68	$13,570 \pm 40$	16,377–16,238
	ARY02-c9	7.28	organic sediment	YAUT-101611	-26.07	$21,613 \pm 49$	25,899–25,810
	ARY-02c13	8.27	plant material	Beta-687980	-28.46	$25,030 \pm 100$	29,230–29,033
	ARY-02c15	9.06	wood	Beta-687981	-25.38	$25,380 \pm 110$	29,664–29,270
ARY-03	ARY03-c2	4.18	wood	YAUT-100811	-25.61	$14,023 \pm 44$	17,056–16,940
	ARY03-c6	6.14	humic silt	YAUT-100812	-27.92	$18,343 \pm 54$	22,296–22,155
	ARY03-c8	7.02	wood	YAUT-100813	-28.01	$21,769 \pm 66$	25,985–25,867
	ARY03-c9	9.33	wood	YAUT-100815	-40.42	$24,983 \pm 92$	29,182–28,954
ARY-04	ARY-04c2	1.9	organic sediment	Beta-687982	-26.70	$13,190 \pm 40$	15,829–15,685
	ARY-04c4	3.77	organic sediment	Beta-687983	-26.04	$13,970 \pm 40$	17,003–16,823
	ARY-04c6	4.95	plant material	Beta-687984	-26.19	$14,640 \pm 40$	17,956–17,798
	ARY-04c10	7.21	plant material	Beta-687985	-26.34	$21,920 \pm 80$	26,155–25,945
	ARY-04c13	9.23	plant material	Beta-687986	-26.66	$25,380 \pm 110$	29,664–29,270
ARY-05	ARY-05c1	1.9	organic sediment	Beta-688492	-27.27	$9,860 \pm 40$	11,256–11,200
	ARY05-c4	3.36	wood	YAUT-100804	-27.26	$13,774 \pm 44$	16,704–16,515
	ARY-05c2	5.23	wood	Beta-688493	-25.02	$14,480 \pm 50$	17,645–17,423
	ARY05-c7	6.9	humic silt	YAUT-100805	-27.65	$21,136 \pm 66$	25,476–25,260
	ARY05-c9	7.88	humic silt	YAUT-100806	-26.74	$22,076 \pm 69$	26,269–25,981
	ARY05-c11	9.67	humic silt	YAUT-100809	-26.1	$24,742 \pm 81$	28,987–28,787
ARY24-B1	ARY24-B1-C1_1.15	1.15	organic sediment	YAUT-100816	-30.07	$8,472 \pm 33$	9,497–9,445
	ARY24-B1-C3_3.42	3.42	organic sediment	YAUT-100817	-35.8	$12,319 \pm 39$	14,273–14,100
	ARY24-B1-C5_5.07	5.07	wood	YAUT-101612	-27.8	$12,847 \pm 31$	15,343–15,212
	ARY24-B1-C8_9.45	9.45	wood	YAUT-100818	-29.42	$21,592 \pm 68$	25,886–25,778
	ARY24-B1-C10_12.99	12.99	wood	YAUT-100819	-27.37	$28,088 \pm 104$	31,993–31,675
	ARY24-B1-C11_20.47	20.47	wood	YAUT-100823	-32.36	$46,210 \pm 500$	48,583–47,295
	ARY24-B1-C19_23.27	23.27	wood	YAUT-100824	-30.65	$53,224 \pm 1073$	53,374–51,289
	ARY24-B1-C20_27.26	27.26	organic sediment	YAUT-100902	-23.07	$18,197 \pm 55$	22,158–22,018
	ARY24-B1-C23_31.61	31.61	organic sediment	YAUT-101437	-25.57	$12,103 \pm 56$	13,959–13,805
	ARY24-B1-C25_35.52	35.52	organic sediment	YAUT-101613	-27.43	$29,995 \pm 83$	34,446–34,248
ARY-Oc1	ARY-oc1-C1-2.77	2.77	organic sediment	YAUT-100825	-32.12	$12,882 \pm 39$	15,398–15,250
	ARY-oc1-C2-4.20m	4.2	organic sediment	YAUT-100826	-30.89	$13,464 \pm 47$	16,225–16,040
	ARY-oc1-C3-5.65	5.65	organic sediment	YAUT-100828	-30.71	$14,205 \pm 42$	17,245–17,093
	ARY-oc1-C4-6.90	6.9	wood	YAUT-100829	-28.52	$14,751 \pm 45$	18,092–17,916
OZK-Oc1	OZK-oc1-C1-1.50m	1.5	organic sediment	YAUT-100831	-31.3	$13,629 \pm 40$	16,457–16,310

表9 火山灰分析結果

試料名	Volcanic Glass			Light Mineral		Heavy Mineral					Rock	Total	特記取項	火山ガラスの屈折率	直方輝石の屈折率	テフラ名
	Bw	Pm	O	Fl/Qu	Opx	Cpx	Chc	Oth	Opq							
ARY24-B1-T1.4.55m	18	164	10	82	2	3	1	0	13	7	300	H,M.:Chc,Opx,Cpx	1.503-1.512	1.705-1.715(mode ; 1.705-1.709)	To-H	
ARY24-B1-T2.16.86m	54	157	4	47	5	4	0	0	7	22	300		1.504-1.512	1.706-1.713	To-Of	
ARY24-B1-T3.19.00m	78	30	7	34	3	0	1	0	0	147	300		1.494-1.513 (mode ; 1.499-1.508)	1.702-1.706, 1.724-1.729		
ARY24-B1-T4.20.33m	24	58	14	154	1	0	3	0	0	46	300	Biotite混在, Qu含む	1.494-1.511 (mode ; 1.499-1.506)	1.702-1.718		
ARY24-B1-T5.30.50m	50	30	1	155	8	1	3	0	7	45	300		1.494-1.510 (mode ; 1.500-1.510)	1.711-1.714, 1.726-1.730		
ARY24-B1-T6.32.23m	8	160	3	105	1	1	4	0	10	8	300	β Qu含む	1.499-1.500, 1.502-1.506	1.709-1.716 (1.722-1.726含む)		
ARY24-B2-T1.1.79m	25	2	6	68	2	3	6	0	39	149	300		1.492-1.513 (mode ; 1.499-1.505?)	1.706-1.709, 1.710-1.715, 1.721-1.726	To+混在	
ARY24-B2-T2.6.53m	46	7	11	96	3	2	5	0	36	94	300	Qu含む	1.492-1.511 (mode ; 1.499-1.505?)	1.708-1.715 (1.719-1.722含む)		
ARY24-B2-T4.13.87m	9	1	1	103	3	0	2	0	38	143	300	褐色ガラス混在	1.501-1.513 (mode ; 1.502-1.508)	1.709-1.715 (1.717-1.722含む)		
ARY24-B2-T6.16.95m	13	0	0	96	6	4	3	0	100	78	300	褐色ガラス混在	1.492-1.511	1.706-1.714 (1.716-1.721含む)		
Bw: バブル・ルタイブ Fl: Qu: 長石・石英																
Pm: 斜方輝石 Cpx: 単斜輝石 Chc: 緑色普通角閃石																
O: 低乗泡タイプ Opq: 不透明鉱物 Rock: 岩片・風化粒																

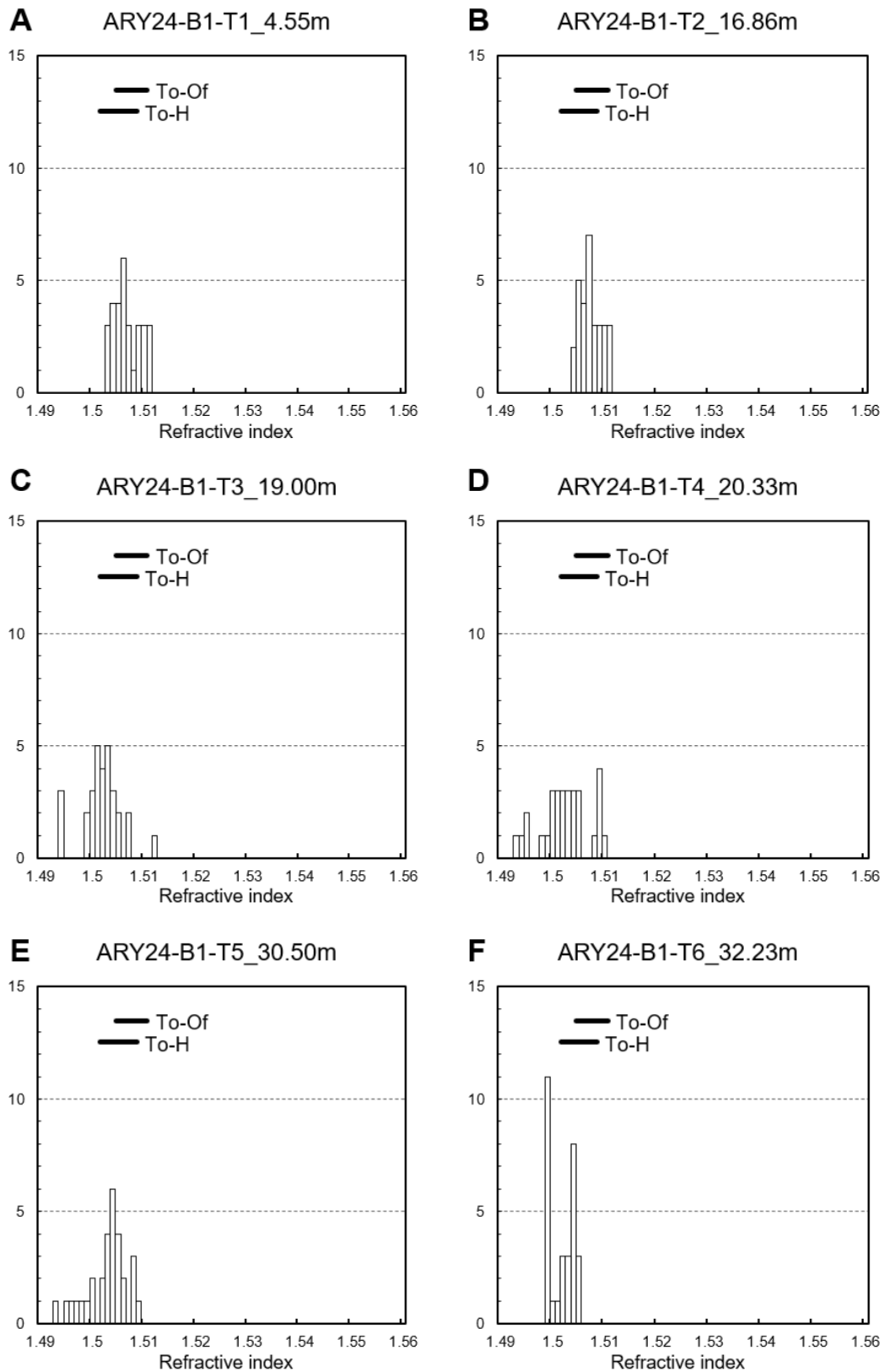


図 46 火山ガラスの屈折率測定結果

(A－F) ARY24-B1 孔から採取した試料の屈折率測定結果。黒線は To-H 及び To-Of の示す屈折率（町田・新井，2003）を示す。

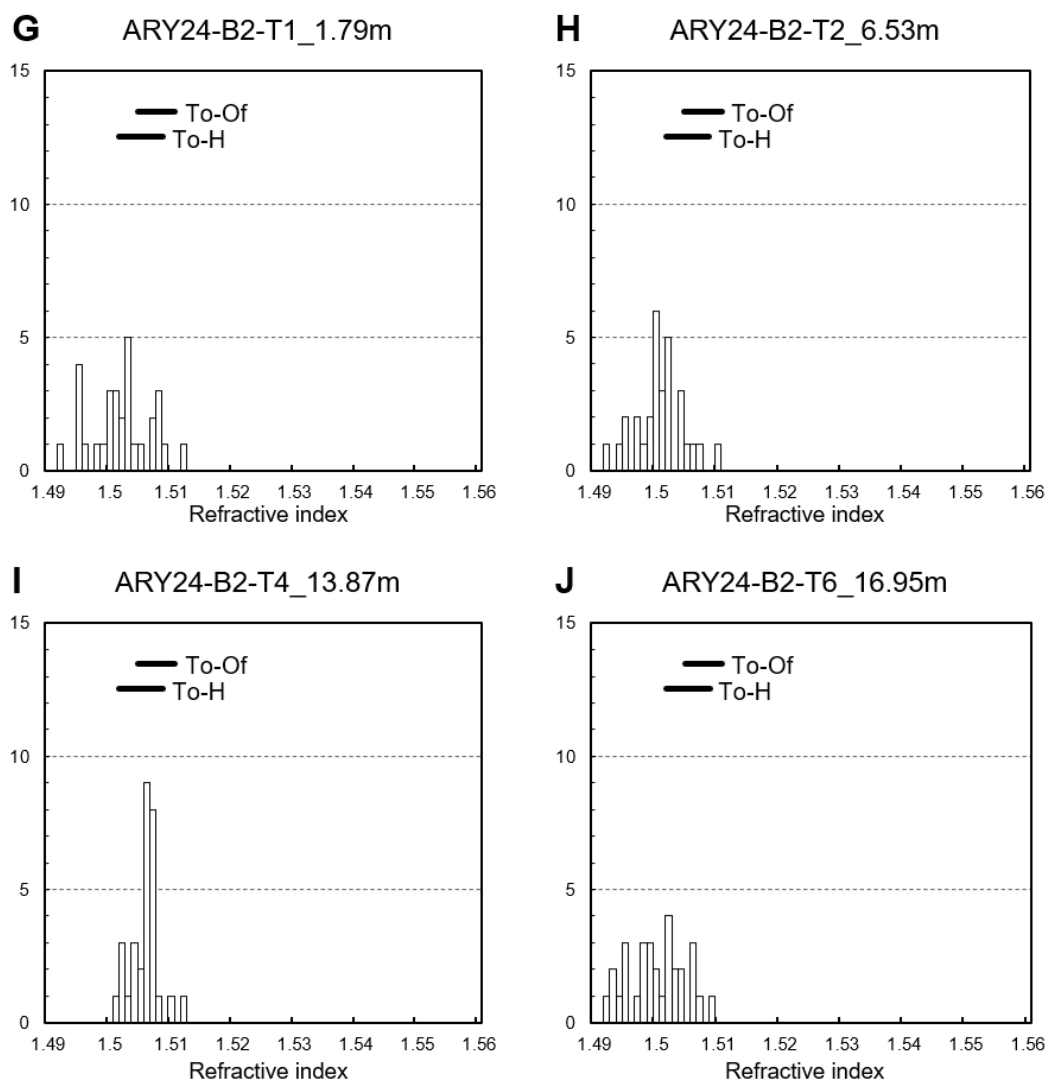


図 46 火山ガラスの屈折率測定結果

(G－J) ARY24-B2 孔から採取した試料の屈折率測定結果。黒線は To-H 及び To-Of の示す屈折率（町田・新井，2003）を示す。

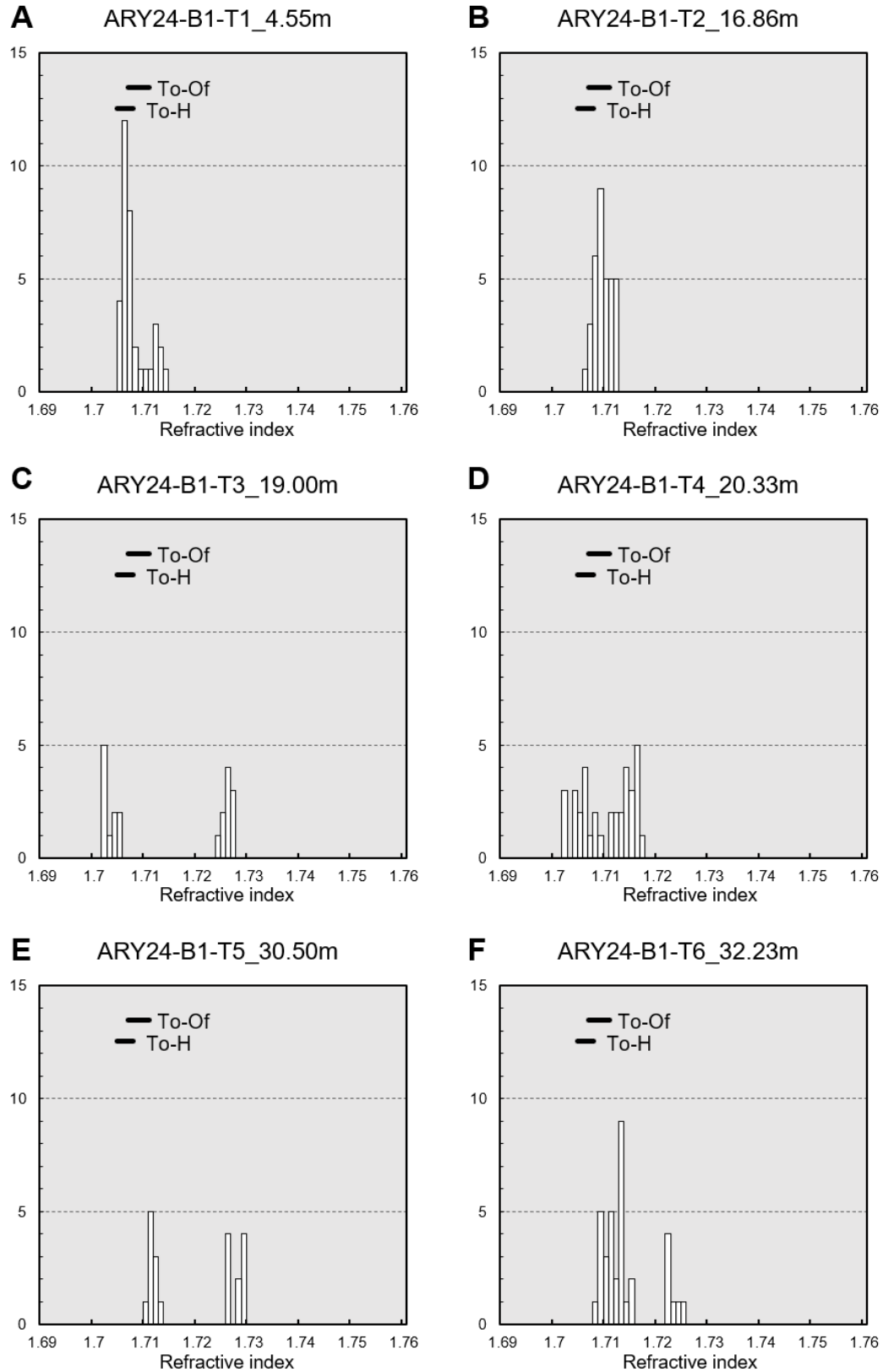


図 47 直方輝石の屈折率測定結果

(A－F) ARY24-B1 孔から採取した試料の屈折率測定結果。黒線は To-H 及び To-Of の示す屈折率（町田・新井，2003）を示す。

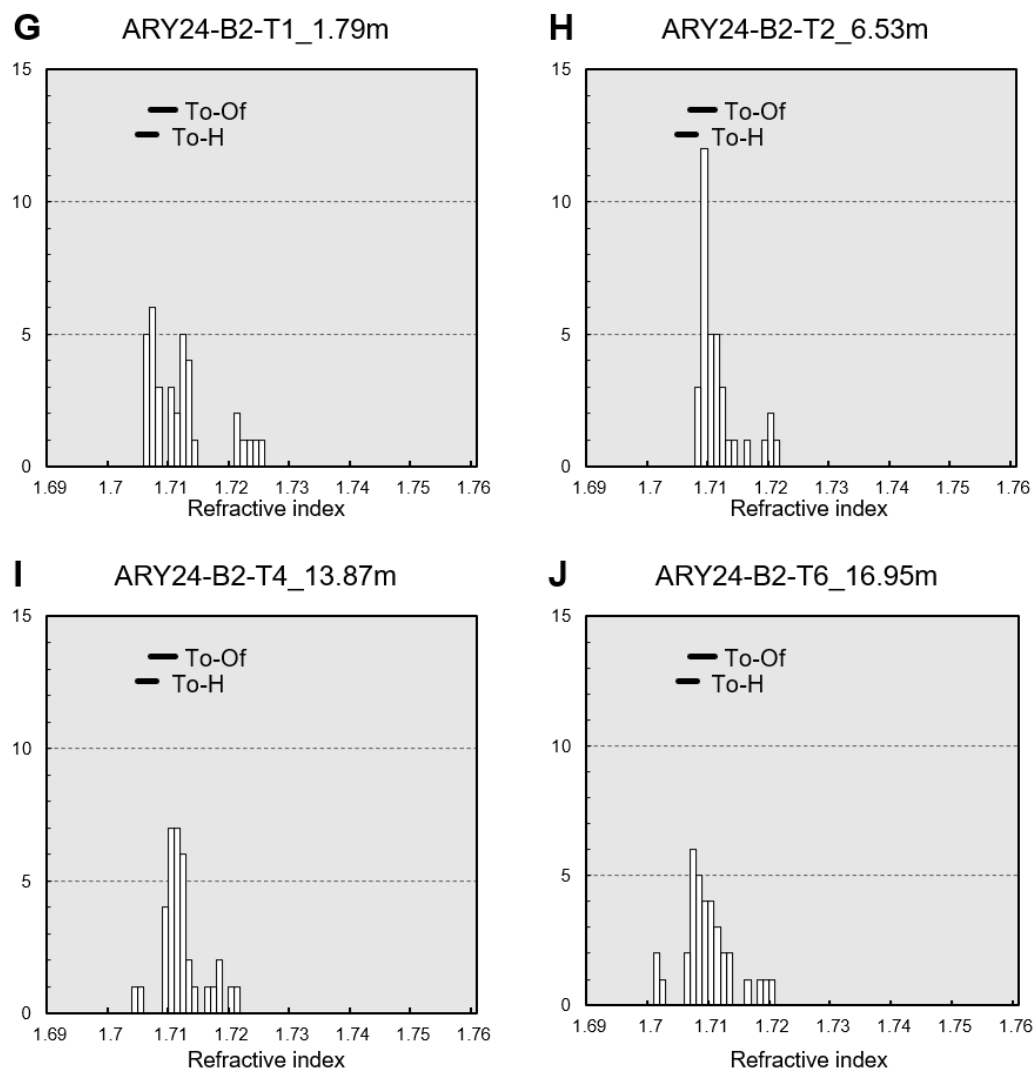


図 47 直方輝石の屈折率測定結果

(G－J) ARY24-B2 孔から採取した試料の屈折率測定結果。黒線は To-H 及び To-Of の示す屈折率 (町田・新井, 2003) を示す。

e) 地層の年代

i) 群列ボーリングコア

群列ボーリングコアから得られた ^{14}C 年代から推定される堆積曲線を図 48 に示した。ARY-01 コアから採取した 2 試料を除くすべてのコアから採取した試料は深度が大きいほど古い年代を示した。全体の傾向として、16~18 ka ごろと 26~30 ka ごろに堆積速度が大きかった時期があったことが推定される。

ARY-01 (標高 69.80 m)

深度 2.3 m から深度 7.9 m までは、 $13,160 \pm 40$ BP~ $25,360 \pm 87$ BP の年代値が得られた (表 7)。深度 8.26 m から $23,670 \pm 90$ BP、深度 9.44 m からは $22,451 \pm 49$ BP と上位の試料より新しい年代を示した。これらの年代は深度 5.75 m、6.09 m、7.9 m から得られた年代より新しいこと、深度 8.26 m と深度 9.44 m の示す年代も逆転していることから、堆積時期を示していないと判断した。深度 2.3 m から深度 7.9 m までの試料が示す年代は採取深度と整合することから、堆積時期を示していると判断した。堆積曲線からは 29~30 ka ごろと 16~18 ka ごろに堆積速度の大きい時期が推定される (図 48)。

ARY-02 (標高 68.81 m)

深度 2.62 m から深度 9.06 m にかけて、 $13,570 \pm 40$ BP~ $25,380 \pm 110$ BP の年代値が得られた (表 7)。年代に逆転は見られず、採取深度が大きい試料ほど古い年代を示していることから、各試料の年代は堆積時期を示していると判断した。29 ka 以降はほぼ一定の堆積速度を示すが、29~30 ka ごろに堆積速度の大きい時期が推定される (図 48)。

ARY-03 (標高 67.37 m)

深度 4.18 m から深度 9.33 m にかけて、 $14,023 \pm 44$ BP~ $24,943 \pm 92$ BP の年代値が得られた (表 7)。年代に逆転は見られず、採取深度が大きい試料ほど古い年代を示していることから、各試料の年代は堆積時期を示していると判断した。ほぼ一定の堆積速度を示すが、26~29 ka ごろにやや堆積速度が大きい (図 48)。

ARY-04 (標高 64.68 m)

深度 1.9 m から深度 9.23 m にかけて、 $13,190 \pm 40$ BP~ $25,380 \pm 110$ BP の年代値が得られた (表 7)。年代に逆転は見られず、採取深度が大きい試料ほど古い年代を示していることから、各試料の年代は堆積時期を示していると判断した。18~29 ka はほぼ一定の堆積速度を示すが、18 ka 以降に大きい堆積速度を示す (図 48)。

ARY-05 (標高 64.13 m)

深度 1.9 m から深度 9.67 m にかけて、 $9,860 \pm 40$ BP $\sim 24,742 \pm 81$ BP の年代値が得られた（表 7）。年代に逆転は見られず、採取深度が大きい試料ほど古い年代を示していることから、各試料の年代は堆積時期を示していると判断した。17 $\sim$ 18 ka と 26 $\sim$ 29 ka に大きい堆積速度を示す（図 48）。2.8 m 付近に不整合面があり、To-H は侵食により失われているとみられる。

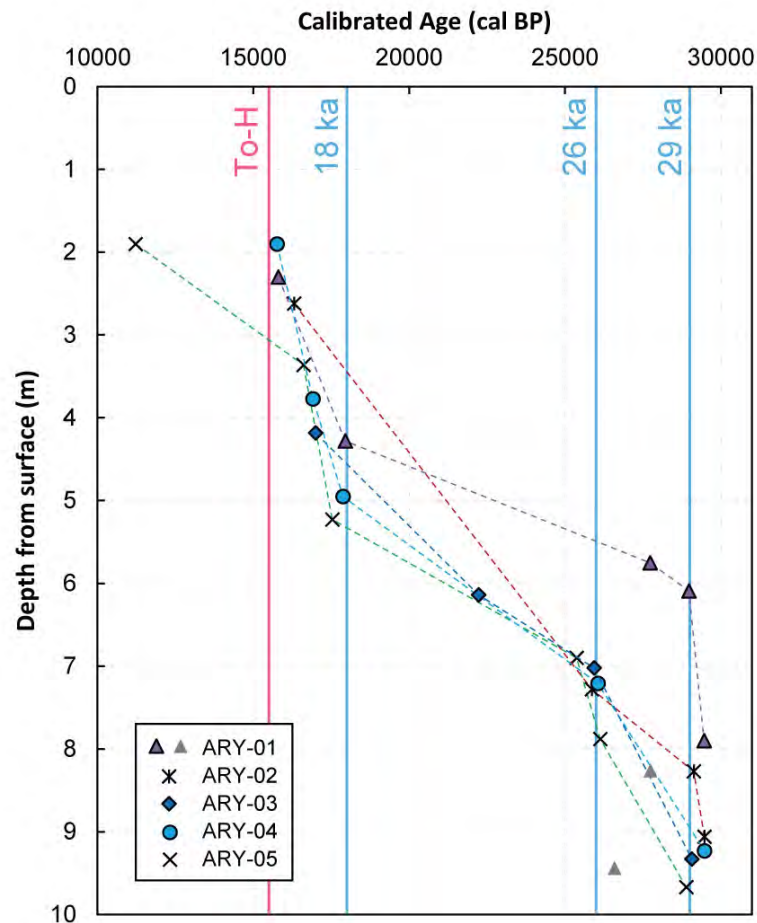


図 48 群列ボーリングコアの示す堆積曲線

ii) P 波探査測線沿いのボーリングコア

ARY24-B1 コアから得られた 14C 年代から推定される堆積曲線を図 49 に示した。深度 1.15 m から深度 23.27 m までの試料が $8,472 \pm 33$ BP $\sim$ $53,224 \pm 1,073$ BP を示した。深度 27.26 m、深度 31.61 m、深度 35.52 m から採取した試料は $12,103 \pm 56$ BP $\sim$ $29,995 \pm 83$ BP と、上位より新しい年代を示した。深度 23.27 m までは系統的に深度が深いほど古い年代を示していることから、堆積時期を示していると判断できる。深度 23.27 m の試料が 14C 年代測定の測定限界に近い年代値を示していることから、それより深い深度から採取した試料の示す年代は、測定限界を超えており、正確な年代値が得られていないと考えられる。堆積速度曲線は 14 $\sim$ 15 ka ごろに大きい速度を示すが、ほぼ 0.5 m/千年程度で一定の堆積速度を示す。

火山灰分析の結果、深度 3.55 $\sim$ 4.83 m の凝灰質堆積物は To-H、深度 16.55 $\sim$ 17.50 m の凝灰質堆積物は To-Of に対比された。To-H 直下で採取した試料の示す 14C 年代は 15,343-15,212 cal BP であり、To-H の噴出時期 15.5 ka と比較すると、やや 14C 年代が新しいものの、ほぼ矛盾しない (Horiuchi et al., 2007)。14 $\sim$ 15 ka ごろの早い堆積速度は火砕流堆積物の堆積によるものと考えられる。

To-Of の噴出時期は 36 ka と推定されている (工藤・他, 2019)。16.55 $\sim$ 17.50 m 凝灰質堆積物の上下から採取した試料の示す年代は 31,993-31,675 cal BP $\sim$ 48,583-47,295 cal BP であることから、報告されている噴出時期と矛盾しない。To-Of 下限の深度の堆積時期を 36 ka とすると、To-Of 堆積後にやや堆積速度が増加したことが推定される。

ARY24-B2 コアは礫層が優勢で有機質な堆積物が含まれていないことから 14C 年代測定用の試料が採取できていない。火山灰分析試料は深度 1.8 m 付近から採取した試料は To-H に対比された。深度 6.5 m 以深から採取された試料は火山灰分析の結果、広域テフラや十和田火山起源の火山噴出物に対比されなかった。ただ、深度 6.5 m から採取した試料 (ARY24-B2-T2_6.53m) の直方輝石の屈折率のピークは To-Of とよく一致することと、後述する反射断面との対比により、To-Of に対比される可能性がある。

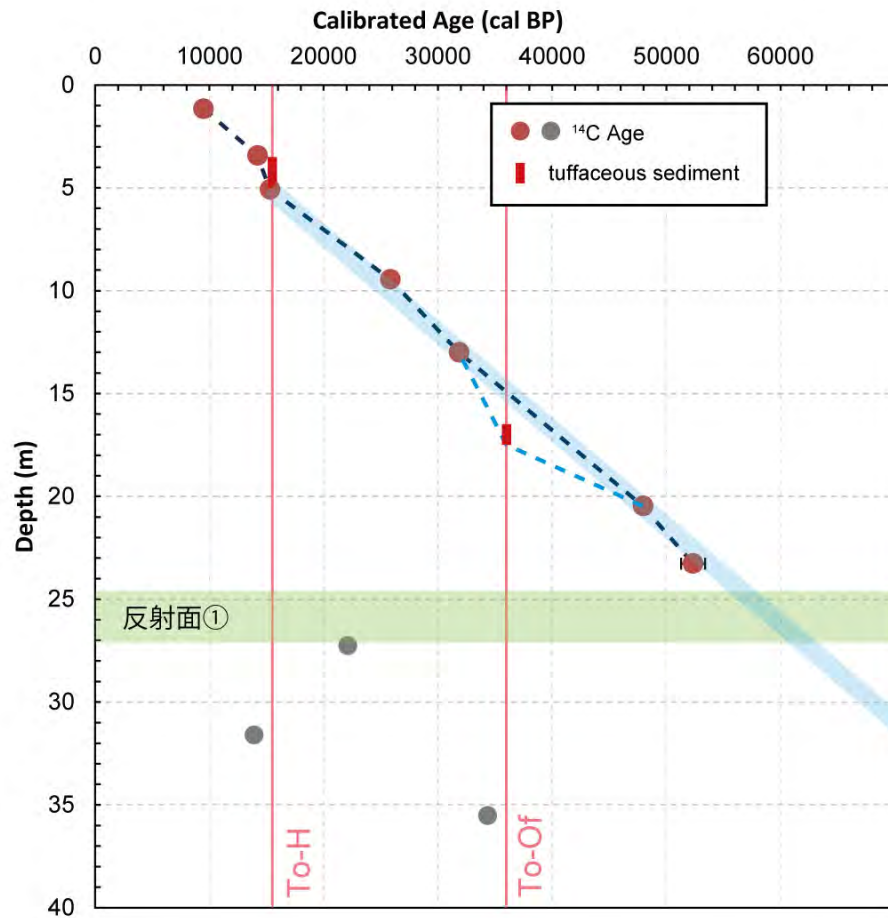


図 49 ARY24-B1 コアの示す堆積曲線

^{14}C 年代測定結果（赤丸）から推定される堆積曲線を黒点線で、To-Of の噴出時期を考慮した時の堆積曲線を水色点線で示す。緑色の範囲は反射面①の深度、薄水色線は一定の堆積速度を想定した場合のおおまかな堆積曲線を示す。

iii) 扇状地露頭

ARY-0c1

ARY-0c1 露頭から得られた ^{14}C 年代から推定される堆積曲線を図 50 に示した。深度 2.77 m から深度 6.9 m までの試料が $12,882 \pm 39$ BP $\sim 14,751 \pm 45$ BP を示した。深度が深いほど系統的に古い年代を示していることから、堆積時期を示していると判断できる。深度 0.35 $\sim$ 2.77 m の凝灰質堆積物の直下から採取した試料が 15,398–15,250 cal BP を示すことから、表層から深度 2.77m までの堆積物は To-H と考えられる。堆積速度曲線は約 1.5 m/千年のほぼ一定の堆積速度を示す。

OZK-0c1 及び OZK-0c2

OZK-0c1 露頭は約 9.15 m、OZK-0c2 露頭は約 6.85m まで凝灰質砂礫が認められる。令和 5 年度の火山灰分析によってこれらは To-H と推定された。OZK-0c1 露頭の凝灰質堆積物直下の腐植質シルトの示す ^{14}C 年代は 16,457–16,310 cal BP であり、To-H の噴出時期より約 1000 年古く、火山灰分析の結果を支持する。

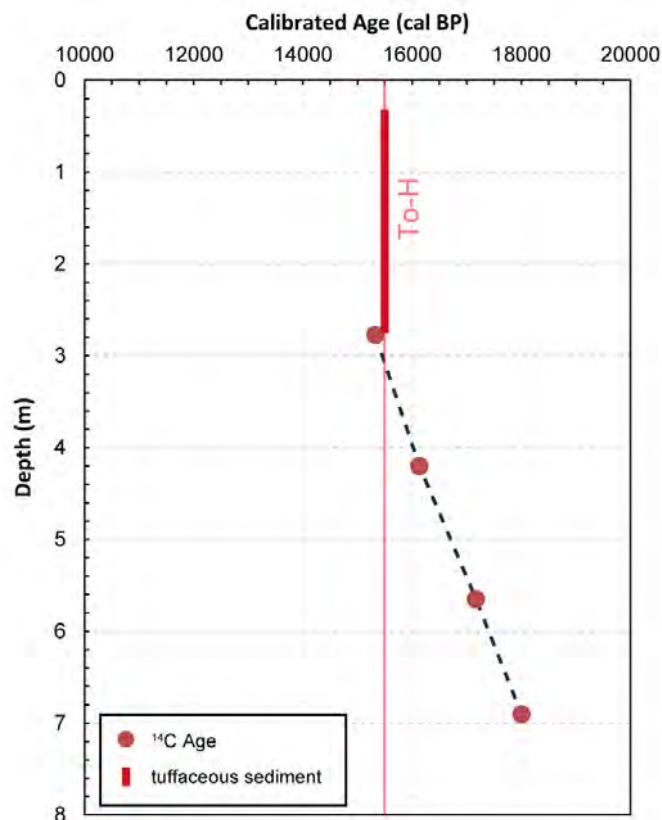


図 50 ARY-0c1 露頭の示す堆積曲線

^{14}C 年代測定結果（赤丸）から推定される堆積曲線を黒点線で示す。

f) 地層の対比

i) 群列ボーリング測線の地質構造

群列ボーリングコアの年代測定の結果、約 3 万年以降の詳細な堆積過程が明らかとなった。いずれのボーリングコアにおいても 18 ka、26 ka、29 ka 付近の年代を示す試料が得られた。群列ボーリング測線の地質断面図にそれらと To-H の基底面の年代である 15.5 ka を加えた等年代線を示した（図 51）。

26～29 ka の地層は隆起側が薄く、低下側が厚い。これは撓曲崖の成長に伴い、低下側に厚く堆積した可能性が考えられるが、後述するように隆起側が侵食を受けた可能性が否定できない。そのため、地層の厚みの側方変化が撓曲崖の成長によるものとは断定できない。18～26 ka の堆積層は ARY-02 付近で 4 m 程度の層厚を示す。構成層は礫層が主であり、下層を侵食して堆積した河川堆積物である可能性が高い。ARY-03 から ARY-04 を経て ARY-05 までこの層の層厚はほぼ一定である。15.5～18 ka の堆積層は隆起側で 1～2 m 程度であるのに対し、低下側で 3 m 程度の厚みを持つ。撓曲崖の成長に伴い不等厚に堆積したと考えると、18 ka 以後、15.5 ka 以前に活動したことが推定される。また、ARY-04 に認められる To-H を不整合に覆うチャネル堆積物や ARY-05 に認められる湖沼堆積物は撓曲崖の低下側にのみ認められる。これらが堆積した際には撓曲崖がすでに形成されていたことを示唆する。したがって、To-H 堆積以降の 15.5 ka 以後、湖沼堆積物の示す 11 ka 以前に活動したことを示唆する。なお、その後に活動していないことを堆積構造から推定することは難しいため、1766 年以前の活動であるとは断定できない。

ii) 尾崎地区の扇状地堆積物の対比

0ZK-0c1 露頭及び 0ZK-0c2 露頭の柱状図を浅井川沿いの地形断面に投影し、地質構造を推定した（図 52）。村岡・長谷（1990）の黒石断層は、高速道路付近を通過するとされている（図 17）。また、今泉・他（2018）では浅井川付近に活断層線は引かれていないが、その延長部分があれば断面図内を通過する可能性が高い。断層が高速道路付近を通過する可能性が考えられるが、平滑な地形面が連続しており、平野側トレースによる断層変位は認められない。これは、この地形面が火砕流台地として形成されたことと整合的であり、To-H の堆積した 15.5 ka 以降に変位していないことを示唆する。また、2 地点の To-H 基底面を直線でつなぐと、やや下流側に薄化する傾向を示す、ほぼ地形面と平行な断面が推定された。活断層がこの断面測線を通過するとして、その活断層が東側隆起であったと仮定した場合、断層活動の累積性が認められれば基底面高度の傾斜は地形面よりも西へ急傾斜することが予想される。基底線は地形面よりも傾斜が緩いことから、活断層による鉛直変位の累積は認められない、または、凝灰質砂礫（To-H）の堆積後に断層活動による鉛直変位が生じていないと推定される。ただし、浅井川沿いの 2 点でのみの検討であるため、より詳細に検討するためには、複数個所で To-H の基底面高度を抑える必要がある。

iii) 埋没深度の推定による地層と反射面の対比

平川市新屋地区で実施した反射法地震探査の結果から、P波およびS波についてそれぞれ良好な反射断面が得られた。P波探査深度断面の解釈図では、平野部の地下に連続性の良い明瞭な反射面が複数認められ、それらは概ね水平ないし西側に緩く傾くような形態を示す（図30）。反射面⑦はやや西上がりの形態を示すが、それより下位の反射面では西側に向かって垂れ下がり緩やかに湾曲している。反射面⑦より上位の反射面は概ね直線的で、ごく緩やかに西に向かって傾斜している。東側では丘陵にかかる付近で東上がりに傾斜が大きくなり、撓曲上に折れ曲がっている。反射面の傾斜は深部の反射面ほど大きく、撓曲変形に累積性があることを示している。一部には屈曲部を挟んでやや不連続な反射面も認められるが、一部連続する反射面もあり、屈曲部に断層があったとしても、断層面沿いにおいて、ずれによる鉛直変位はさほど大きくないと推定される。屈曲の軸付近で反射面の不連続が多い部分を延長していくと、反射法地震探査の受振点no. 1000付近で地表に到達する。S波探査深度断面の解釈図でも同様に、下位の地層ほど東側に向かって急傾斜する傾斜変化が読み取れた（図31）。

ARY24-B1孔及びARY24-B2孔をS波断面と重ねた図を図53に示した。ARY24-B1孔のTo-H及びT0-Of付近の反射面は乱れており、側方への追跡が難しい。反射面①については、24.63～27.06 mの礫混じり砂層に相当すると考えられる。反射面①の堆積時期は堆積曲線から推定される平均堆積速度を外挿すると、6万年前前後と見積もられる。不確定性を持った推定であることから、幅を持って見積もると5～7万年前の期間には収まると推定される。

ARY24-B1孔の33 m前後の火山灰を含む火山性堆積物の層準付近に重なる反射面が存在する。この反射面はARY24-B2孔では17 m付近を通過する。この深度付近に位置する火山性堆積物は15.90～16.13 mのやや凝灰質な礫混じり砂質シルト、または16.79～17.02 mのやや凝灰質な砂-シルト互層である。反射断面との重ね合わせからは、これらの層準がARY24-B1孔の31.95～33.26 mの火山性堆積物に対比されることを示唆する。

約0.5 m/千年の堆積速度が過去にも一定であったと仮定すると、八甲田第1期火砕流の噴出は0.76 Maとされることがから、深度約380 mに位置すると推定される。同様に八甲田第2期火砕流の噴出は0.30 Maとされることがから、深度約150 mに位置すると推定される。反射面④と反射面⑥がそれらの深度該当することから、八甲田第1期火砕流の上面もしくは下面が反射面⑥、八甲田第2期火砕流の上面もしくは下面が反射面④に対応すると考えられる（図54）。

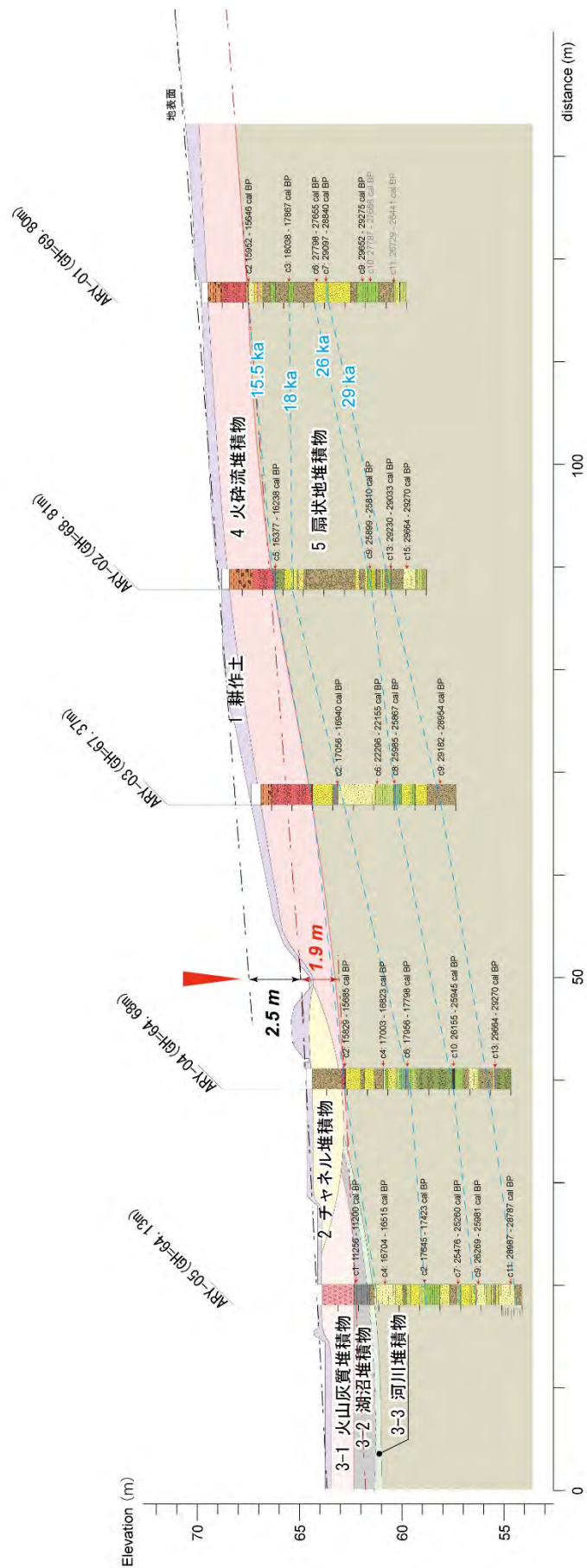


図 51 群列ボーリングによる地質断面図

凡例は図 6 を参照。水色点線は 15.5 ka、18 ka、26 ka、29 ka の等値線を示す。

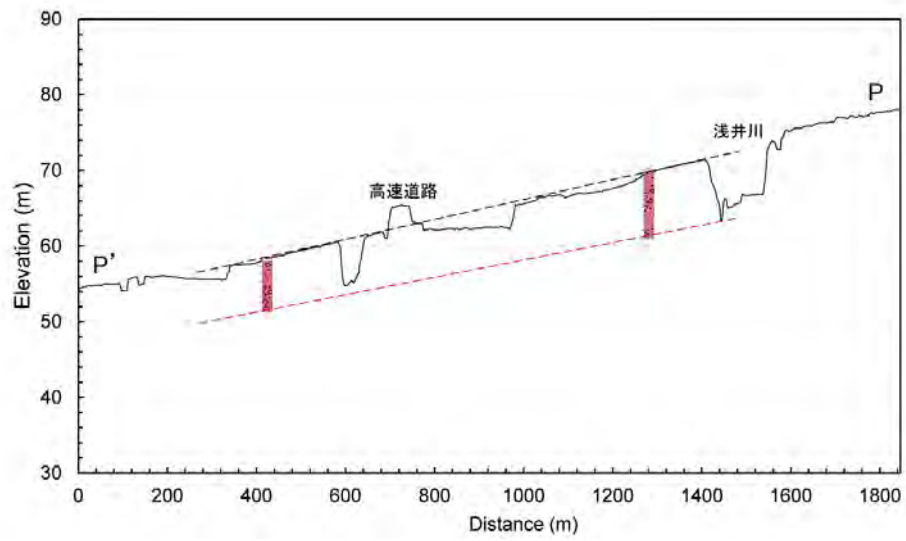


図 52 浅井川沿いの露頭による地質断面
PP' 断面は赤線は To-H の基底面を示す。

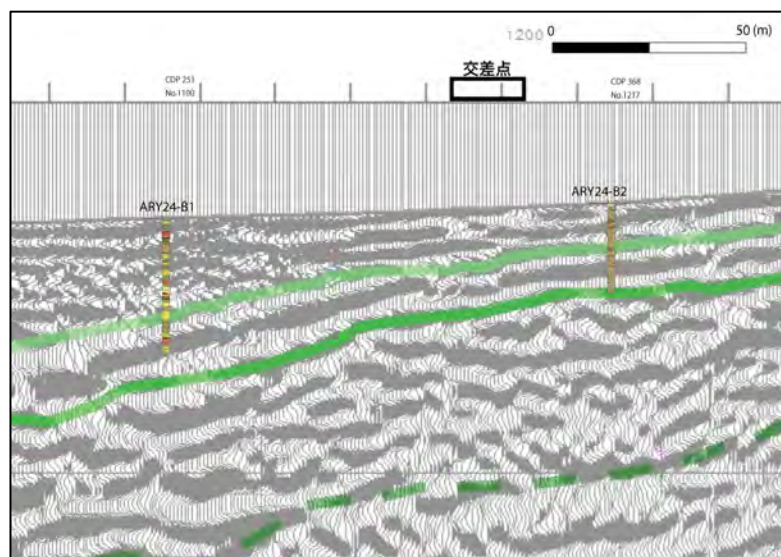


図 53 探査測線沿いのボーリング調査結果と S 波探査結果の対比

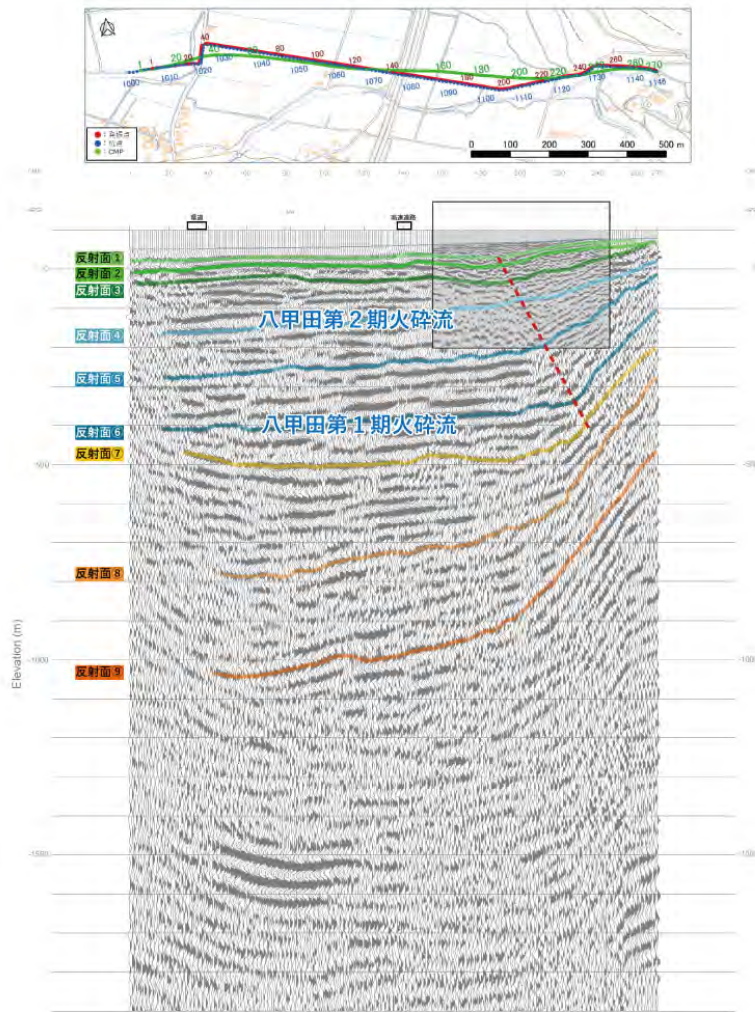


図 54 地層と P 波探査結果の対比

g) 断層形状及び平均変位速度についての検討

P波深度断面及びS波深度断面を組み合わせた図54をもとに、反射面①から反射面⑥までの屈曲点がおおよそ直線状に配列することから、それらをつなげたラインを断層面と解釈した。この場合、断層は山側隆起の逆断層であり、断層面の傾斜は東傾斜約 $60-65^{\circ}$ と見積もられる。

反射面①を指標として平均上下変位速度を算出する。初生的な堆積構造が地形なりに西に傾斜していたとすると、最も落差の大きい地点で約30 mの上下変位量が計測された(図55)。上下の落差は44 mと計測される。前述のように反射面①の堆積時期は約5～7万年前と推定されることから、平均上下変位速度は0.9 m/千年より小さく、0.4–0.6 m/千年と求められる。断層面の傾斜を考慮すると、断層面上のすべり速度は0.44–0.69 m/千年と求められる。

これは、新屋地区の群列ボーリング調査から推定された値に比して大きい。これは、群列ボーリングによって推定された速度は撓曲帯の一部のみを反映しているためと考えられる。地形から推定される撓曲崖基部の延長部はno. 1140 付近を通るが、地下の断層の延長はno. 1100 付近に位置する。このことは、地表に認められる撓曲崖は撓曲変形の変形帯のうち東半分程度が現れたものであり、撓曲崖基部に近い変形帯西側は扇状地堆積物などによって埋積されているとみられる。そのため、群列ボーリング調査のみで推定した平均上下変位速度が過小評価となったと考えられる。このことは、撓曲帯の幅広い断層の場合、地下構造探査を組み合わせ、変形帯全体を捉えた調査が重要であることを示す。

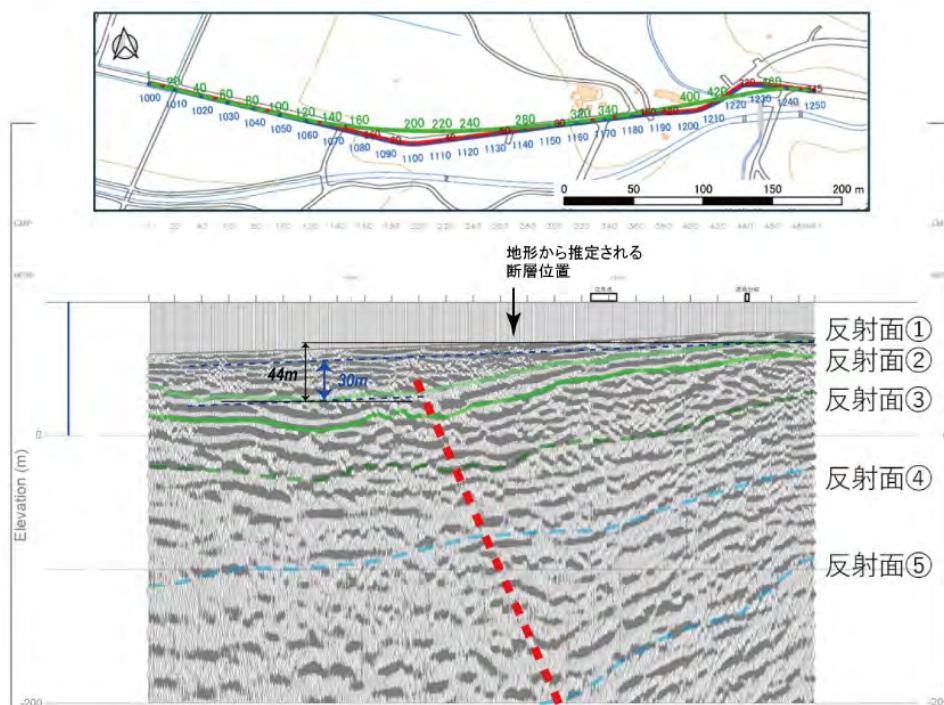


図55 浅井川沿いの露頭による地質断面

PP' 断面の位置は図18に示した。赤点線は推定される断層トレースを示す。

h) 断層長及び活動性についての検討

地震調査委員会（2004）における評価では、本断層区間の長さは約 23 km と評価されている。産業技術総合研究所（2022）では、北部の孫内川沿いの地質調査により顕著な変位を示す断層が確認されなかったことから、本区間の北端は孫内川と推定された。一方、平川市広船付近の平野部では、山麓扇状地面を変位させる変動地形が認められるが、山地内には続かない。地震調査委員会（2004）では広船付近の平野部南端が本断層帯の南端とされる。新屋付近で分岐する南南西に延びるトレースについては、村岡・長谷（1990）で示された黒石断層に沿っており、当該断層は新館付近の平野と丘陵を境する断層トレースとしてさらに南南西に延びる。そのため、本断層区間が新屋付近で分岐し、南南西にさらに続く可能性について検討する。

分岐断層が通ると推定される位置を横切るように新屋地区付近において P 波探査を行った結果、平野側では緩やかに平野側へ傾斜する連続的な地層が認められ、その傾斜は深い地層ほど大きく傾斜する傾向を示した。平野側の地層に顕著なずれや屈曲は認められず、山地側の断層から分岐するような断層や平野側の地層を変位させる断層は認められなかった。また、分岐断層と交差するとみられる浅井川沿いの地形・地質調査の結果、少なくとも To-H の堆積以降の変位は認められなかった。本調査では、館側へ断層トレースが続く証拠は確認されなかったことから、南端は現評価に従い、広船付近とすることが妥当であると考えられる。この時、断層長は約 20 km と見積もられる。

本断層帯沿いの平均上下変位速度は、高館付近において 0.3-0.4 m/千年、新屋付近で 0.4-0.6 m/千年と推定された（図 56）。これらの値を総合すると、本断層帯の平均上下変位速度は 0.3-0.6 m/千年と推定される。断層面の傾斜を 60-65° としたとき、断層面沿いの平均変位速度は 0.4-0.7 m/千年と見積もられる。松田（1980）によると、断層長約 20 km から、一回の変位量は約 2 m と求められるため、平均活動間隔は約 3 千-5 千年と推定される。

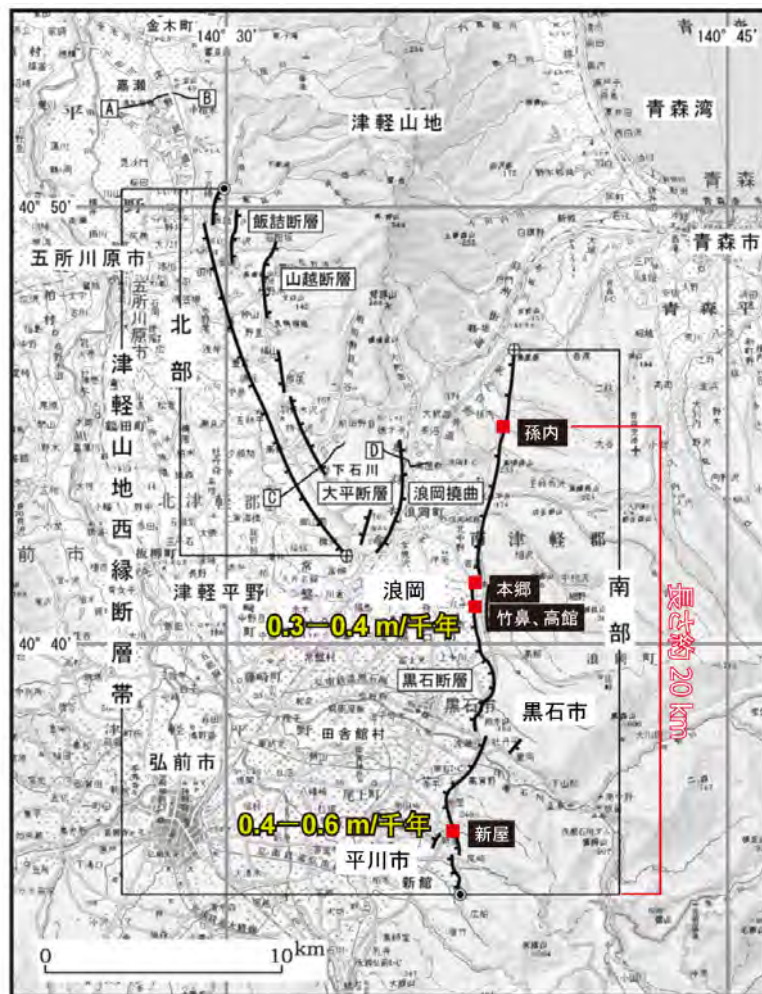


図 56 津軽山地西縁断層帯（南部）調査結果のまとめ

6) 結論並びに今後の課題

平均変位速度及び地下構造のよくわかっていない津軽山地西縁断層帯（南部）について、地形・地質調査、群列ボーリング、断層南部におけるP波及びS波を震源とする反射法地震探査を行った。その結果、同断層が東に $60-65^{\circ}$ 程度で傾斜する東側隆起の逆断層であり、幅広い撓曲変形を呈することが分かった。また、群列ボーリングの結果、11～16 ka と 16～18 ka に少なくとも一回活動しており、同断層が後期更新世以降に繰り返し東側隆起の活動をしていることと、地層の年代から、約0.4～0.6 m/千年の上下方向の平均変位速度が見積もられた。さらに、新屋地区から南南西方向に延びるトレースについては、従来推定されていた活断層トレースの南北において明瞭な変位が認められなかった。

本調査によって、過去の活動が11～16 ka と 16～18 ka に発生していたことが推定された。しかし、地震調査委員会（2004）に最新活動として示された1776年の歴史地震に対応する地質学的証拠は得られなかった。また、断層長から推定される平均活動間隔が3千年－5千年であったとすると、1776年の歴史地震が最新活動だとした場合でも、11～16 ka 以降に1～2回の活動があったことが推定されるが、これらの活動に対応する地質学的証拠もまた得られていない。最新活動含め、直接的な活動履歴を明らかにすることは本断層帯の課題である。

本調査は、また、幅広い撓曲変形を示す逆断層の場合、平均変位速度の推定には地下の断層構造や地質構造の把握が重要であることを示した。撓曲崖の一部の変形のみを基準にした場合、平均変位速度の過小評価につながる可能性がある。活動性を評価するための情報として平均変位速度のみが得られていた場合、過小評価は活動間隔の過小評価となるため、地震発生確率を小さく見積もることにつながる。平均変位速度を過小評価している断層はないか検証が必要だろう。

(e) 結論

津軽山地西縁断層帯（南部）の平均変位速度推定のため、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結果、平川市の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。この撓曲変形に対し群列ボーリング調査（10 m×5 孔）、P 波及び S 波による反射法地震探査、隆起側及び低下側でのボーリング調査（総掘削深度 60 m）、ならびに尾崎地区周辺において地質踏査を実施した。

群列ボーリング調査の結果、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。詳細な 14C 年代測定の結果推定された堆積構造から、11～16 ka と 16～18 ka に少なくとも一回活動しており、同断層が後期更新世以降に繰り返し東側隆起の活動をしていることが推定された。また、P 波及び S 波を震源とする反射法地震探査及びボーリング調査の結果、同断層が東に 60～65°程度で傾斜する東側隆起の逆断層であり、幅広い撓曲変形を呈することが分かった。反射断面の示す地層の変形と推定される堆積年代から、約 0.4～0.6 m/千年の平均上下変位速度が見積もられた。さらに、地質調査の結果、新屋地区から南南西方向に延びるトレースについては、従来推定されていた活断層トレースの南北において明瞭な変形は認められなかった。

令和 4 年度の調査結果と総合すると、平均上下変位速度は約 0.4～0.6 m/千年、本断層帯の断層長から推定される平均活動間隔は 3 千年～5 千年と推定された。

(f) 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.
- 平川市, 平川市都市計画図 (縮尺 1:10,000), 2012.
- 平野信一・松本秀明・小岩直人・村山・良之, 第四紀逆断層の新期活動性評価と地盤災害に関する研究. 科学研究費補助金 基盤研究 (B) 2007 年度研究成果報告書.
https://kaken.nii.ac.jp/ja/report/KAKENHI-PROJECT-17310104/173101042007kenkyu_seika_hokoku_gaiyo/, 2010.
- 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.
- 工藤 崇・内野隆之・濱崎聡志, 十和田湖地域の地質. 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, 192p, 2019.
- 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.
- 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.
- 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—空中写真による活断層の認定—」，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、令和元～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。

3) 令和6年度：なし

(2) 令和6年度の成果

なし

(3) 令和4～令和6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。

令和5年度は、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) 令和4年度の業務の成果

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2.5～3m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、1m/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。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 1500～2100 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行う。今年度は、活断層の正確な位置・極浅部の形状や層序を明らかにするため、次の 2 地区で調査を実施した。北部と南部の境界付近に位置する仙北郡美郷町金沢乗上地区では、ドローン LiDAR、ボーリング調査および S 波反射法地震探査を実施し、盆地内の前縁断層にあたる横手市平鹿地区では、過年度事業の補備調査としてボーリング調査、S 波反射法地震探査を実施した。

2) 仙北郡美郷町金沢乗上地区における調査

美郷町金沢乗上地区は、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 3）。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、地震断層の南端を金沢乗上地区の北方約 2 km の美郷町六郷東根蛇沢付近とした。蛇沢周辺の地震時上下変位は、2 m 程度であったとされている（松田・他, 1980）。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 20 cm 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ている。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、本調査の金沢乗上地区においても陸羽地震に伴い同程度の微小な変位が生じた可能性はあるものの、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、断層変位地形の明瞭さや細粒な堆積層の分布を考慮し、金沢乗上地区を令和 4 年度の主な調査地として選定した（図 3）。

a) ドローン LiDAR 等による地形調査

金沢乗上地区では、山地と盆地の境界付近を延びる断層、および盆地内の前縁（西側）へ張り出す断層の2条が並走すると推定される（図3）。本調査では、両者の関係や正確な断層位置の把握、トレンチ調査等の適地選定などを行うため、ドローン LiDAR による 0.1mDEM 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4、地形断面図を図5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、概ね山麓に沿って南北走向に延びる（図4, 5）。低断層崖の比高は4～5m程度である（図5：11～13測線）。陸羽地震の上下変位が北方約2kmの六郷東根蛇沢で2m程度であったことから、この上下変位は複数回のイベントの累積と判断できる。また、西側の盆地内には、南北走向で延びる撓曲崖が認められる（図6）。撓曲崖の比高は1～2m程度であるが、低下側と隆起側で地形面の傾斜が異なるため、上下変位量は後述するボーリング層序とあわせて検討する。変形帯の幅は30～50mと幅広く、地下の断層傾斜が低角度であることが示唆される。

b) ボーリング調査

ボーリング調査は、上述の撓曲崖を横断して、地形断面測線の12測線に沿って4孔の群列ボーリングを実施した（図4）。MSKN-01孔～MSKN-04孔にみられた地層は、新しいものから主に6つのUnit I～VI層に区分した。また、Unit III層及びV層は礫の量比や層相を基に、sub Unit IIIa層とIIIb層、Va層とVb層にそれぞれ細分した。ボーリング各孔（MSKN-01～MSKN-04）の写真を図7、ボーリング柱状図を図8、ボーリングから採取した¹⁴C年代測定の結果を表1に示す。以下では、ボーリングみられた地質・層序と年代の概略を既述する。

Unit I層：本層は、田圃の耕作土等を構成する砂・礫混じりシルトからなり、人工改変土層である。

Unit II層：本層は主にシルトからなり、4孔全てに分布する氾濫原堆積層である。一部、有機質シルト、砂や礫を挟在し、層厚は相対的に低下側である西側で厚くなり、MSKN-01孔で2m程度である。

Unit III層：本層は、砂・礫層を主体とする砂礫層（IIIa層）と、シルトを主体とするシルト層（IIIb層）からなる氾濫原堆積層である。東側のMSKN-3及びMSKN-4の2孔では、IIIa層の砂礫を主体とするが、MSKN-3孔では有機質シルトやシルト層が増える。西側のMSKN-1孔及びMSKN-2孔ではIIIb層を主体とし、MSKN-2では砂や細礫など相対的に粗粒な堆積物を多く挟む。層厚は西に向かい増し、MSKN-01孔で増す。本ユニットの年代測定の結果は、MSKN-01孔から採取された試料が20460±70 y. B. P. 以降、MSKN-04孔から採取された試料は20230±70 y. B. P. 以降である。以上から本ユニットの堆積年代は20ka頃と推定される。

Unit IV層：本層は砂・礫層を主体とし、層厚は概ね等層厚で広く分布する。本ユニットの堆積年代は、MSKN-04孔の試料の年代から24710±110 y. B. P. および26700±130 y. B. P.、MSKN-01孔のIV層下部から採取された試料の年代から28360±150 y. B. P. および28900±150 y. B. P. 頃と推定される。

Unit V層：本層は、主に有機質シルトを挟むシルト層からなり、砂・礫が卓越するシルト (Va層) と、細粒な堆積物が卓越する腐植シルト (Vb層) からなる。両者は指交関係にあるとみられ、境界は不明瞭である。層厚は西（相対的に低下側）に向かい増し、MSKN-01 孔で層厚 9 m 程度まで増加する。本ユニットの年代測定の結果は、MSKN-01 孔から採取された試料は V 層最上部で 32590 ± 240 y. B. P.、MSKN-04 孔の V 層最下部から 42720 ± 780 y. B. P. であった。以上から本ユニットの堆積年代は 33～43ka 頃と推定される。

Unit VI層：本層は、主に砂礫からなりシルトを挟在する。MSKN-02 孔では、深さ-15.5m に剪断が認められる。この剪断面は低角度で傾斜し、他のボーリングではみられないが、出現位置や後述する反射断面など、調査地の大局的な地質構造からみて、撓曲崖を形成する断層ないしその一部と判断した。本ユニットの年代測定の結果は、MSKN-04 孔から採取された試料がいずれもスケールオーバーの古い年代を示した。

以上から、本調査地では 43ka 以降に湿地性の腐植質シルトからなる堆積層と細粒な河川性の氾濫原堆積層が厚く堆積していることが明らかとなった（図 8；MSKN-01 孔）。これは最終氷期の寒冷期に盆地を埋積した細粒な堆積層と考えられる。28ka 以降には堆積間隙を伴う不整合が認められ、28～43ka の間の堆積速度は約 0.5mm/yr である。28ka 以降は堆積速度がやや低下するものの 20ka 頃までは同様の細粒な堆積層が認められる。この間の堆積速度は、0.2mm/yr 程度と 28～43ka の半分程度である。最終氷期極相期である 18ka 以降の堆積速度も同様であり、地表付近の自然堆積層の最上部付近で 1.1ka となり、堆積速度は 0.2mm/yr である。したがって、本調査地では最終氷期に 0.5mm/yr 程度の速度で盆地が埋積され、最終氷期極相期以降は半分程度の 0.2mm/yr で緩やかに盆地が埋積されたことが明らかとなった。

c) S 波反射法地震探査

反射法地震探査は、既述のドローン LiDAR および群列ボーリングの測線沿いで長さ 220m の測線（金沢乗上測線）、さらに南方で長さ 280m の測線（吉ヶ沢測線）の 2 測線で実施した（図 3）。振源は mini-vib を用いて、発信点、受振点間隔はそれぞれ 2 m である。処理の模式図を図 9、金沢乗上測線および吉ヶ沢測線の時間断面とマイグレーション後時間断面及び深度断面をそれぞれ図 10 および図 11 に示す。

金沢乗上測線は盆地側の前縁に延びる撓曲崖を横断して設定した。反射断面では、大局的に西に傾斜する反射面が認められ、盆地を埋積する堆積層、それらに東側隆起の撓曲変形を生じる断層構造のイメージングがなされた。断面中央付近に位置する撓曲崖の西側では、西傾斜の反射面群は傾斜が緩やかになり、CDP50 前後以西では概ね水平な反射面群になる（図 10）。一方、断面の東側では、西傾斜の反射面群は中央付近で一部断続的になる。さらに東側では連続性のよい西傾斜の反射面がみられ、下位のものほどわずかに累積的な増傾斜を示す。これらの構造は、東に低角度で傾斜する断層と上盤側で形成された撓曲変形と解釈できる。さらに詳しい解釈は、地形とボーリングによる地質構造を総合して後述する。

吉ヶ沢測線は、上述の撓曲崖の南延長に位置する。変位地形としては、金沢乗上測線より

も明瞭であり、比高 1.5m 程度の西側低下の撓曲崖が米軍撮影の空中写真や現地でも認められる（図 11）。ただし、原地形は人工改変により修飾されている。反射断面では、撓曲崖の通過位置である断面中央付近を境として、東西で明瞭な反射面群の高度差が認められた。東側では深度 15m（標高 65m）前後に、連続性がよい明瞭な強い反射面がみられる。この反射面は、CDP150-180 前後で西に撓み下がり、CDP160 付近で不連続となる。さらに西側では、深度 30～35m（標高 45～50m）に強い反射面が認められ、西へ向かって連続的に識別できる。この強い反射面は、断面で最も連続的かつ明瞭な反射面であり、同層準の地層ないし地層境界を反映すると考えられる。よって、撓曲崖付近を境に、この反射面の上下変位は 15～20m の西側低下であり、地表と比較して累積的な変位・変形を受けているものと判断できる。ただし、断層面そのもののイメージングはさほど明瞭ではない。

以上から、金沢乗上地区の S 波反射法地震探査において、西側低下の撓曲崖と調和的な構造が認められ、上下変位の累積性が確認された。

d) 統合地形地質断面図と上下平均変位速度・最新活動時期・活動間隔

ドローン LiDAR による地形解析、ボーリングによる地質、金沢乗上測線の S 波反射法地震探査を総合して、地形地質断面を作成した（図 12）。ボーリング MSKN-02 孔でみられた断層は、反射断面で推定された断層位置と概ね一致する。また、ボーリング間で対比した地層境界は、大局的に西側低下であり、ユニット V 層と VI 層の境界は東傾斜の断層を境として、食い違っている可能性がある。よって、撓曲崖を形成する断層が地下に伏在し、ユニット V 層より上位の地層に撓曲変形を生じていると解釈される。

ユニット V 層と VI 層の境界は、上下変位 7.8m である。この境界の年代として、V 層最下部から 42720 ± 780 y. B. P.、下位の VI 層からは 44ka よりも古くスケールオーバーした年代が得られた。両地層ともに湿地性と河川性の細粒な堆積層であるため、境界の年代は 43ka 頃と考えられる。したがって、累積上下変位量 7.8m を 43ka で除して、0.18mm/yr の上下平均変位速度が求められる。また、上位の IV 層と V 層の境界は、上下変位 4.8m であり、上記の V 層／VI 層境界と累積性を示す。この地層境界は、MSKN-01 孔の試料の年代によって、 $28900 \pm 150 \sim 32590 \pm 240$ y. B. P. に限定される。よって、IV 層／V 層境界を変位基準とした上下平均変位速度は、0.15～0.17mm/yr と推定される。さらに、III 層／IV 層境界を基準として、4.1m の上下変位量と $21100 \pm 80 \sim 24710 \pm 110$ y. B. P. の年代を基に、0.16～0.2mm/yr の上下変位速度が推定された。これらの値は、概ね互いに整合的であるが、下位の V 層／VI 層の境界を基準とした平均変位速度に比べ、わずかに小さな値となる。以下の検討では、小数点以下 1 桁で丸めて、0.2mm/yr を本地区の上下平均変位速度と考える。

活動履歴については、個別のイベントを識別し、活動時期を解明するための高解像度の地層は得られなかった。ただし、最新活動時期は次のように推定された。撓曲崖の比高は、測線沿いで 1.1m 程度である。地形面を構成する最も新しい自然の堆積層はユニット II であり、 1110 ± 30 y. B. P.（西暦 880～1020 年）の年代値が得られている。ユニット II は、群列ボーリングの全てのコアに概ね等層厚で広く分布しており、撓曲崖を形成する地層のメンバー

である。よって、最新活動に伴う撓曲変形は、西暦 880～1020 年以降に生じた可能性がある。

この最新活動の年代は、年代値のみからみれば 1896 年陸羽地震に伴い生じた可能性がある。また、金沢断層・睦成地区のトレンチ調査では、西暦 1700 年以降に生じ、陸羽地震に伴うとみられる受動的変位に先立ち、約 650～910 年前（西暦 1050～1300 年）に生じたイベントも検出された。金沢乗上地区の最新活動時期は、このイベント年代とも調和的である。よって、今後の検討によって、最新活動は陸羽地震時か、あるいは 11～12 世紀の歴史時代かについて、より正確に検討する必要がある。

さらに、上記の上下変位速度と撓曲崖から推定される地震時上下変位量から平均活動間隔を算出した。上下変位速度は、前縁断層にあたる撓曲崖トレースのみで 0.2mm/yr である。地震時変位量は、記述のようにドローン LiDAR の地形断面をもとに 1.1m と計測される。この値は、厳密には撓曲崖の地表での比高であり、低下側と隆起側で同勾配の変位基準をもとに計測されたわけではない。しかし、ボーリングの層序をみるかぎり、地形面を構成するユニットⅡはほぼ等層厚で調査地に広く分布し、低下側のみで厚く堆積する地層は確認されない。そのため、人工改変の影響はあるものの、地表での比高 1.1m が概ね上下変位量そのものを示すと考えられる。よって、上下平均変位速度は、1.1m を 0.2mm/yr で除して 5500 年が求められる。ただし、この平均活動間隔は前縁断層のみの値であるため、南部区間の活動間隔としては最大値（最長値）となる。

3) 横手市平鹿地区における補備調査

横手市平鹿地区では、過年度事業において令和元年度にドローン LiDAR による地形解析と S 波反射法地震探査、令和 2 年度にボーリング調査を実施した（図 13）。その結果、西側低下の撓曲崖及び地層の撓曲変形が見いだされ、最新活動時期が 3600 年前もしくは 7200 年前以降と推定された（近藤・Arora, 2022）。しかし、この最新活動時期は再堆積した古い年代値である可能性があり、低い信頼度に留まっていた。また、撓曲崖直下でみられた堆積層の変形構造と基盤深度は顕著な累積変位を示しておらず、探査測線よりも西側に伏在する断層の存在が示唆された。この場合、撓曲崖と撓曲変形は、主断層である伏在断層の上盤側で形成された副次的な構造という判断になり、評価すべき活動間隔や変位速度が異なってくる。よって、これまでは盆地内の前縁断層としての上下平均変位速度は平鹿地区において算出できなかった。そのため、令和 4 年度は、盆地側及び撓曲崖の隆起側で各 1 孔のボーリングを追加掘削するとともに、反射法地震探査測線を盆地側に延長し、断層・変形構造の全体像を把握するよう努めた。以下では、ボーリング調査及び S 波反射法地震探査の結果を略述し、平鹿地区における上下変位速度や平均活動間隔を検討する。

a) 横手市平鹿地区におけるボーリング調査

本調査では、盆地内の低下側にあたる YKHS-01 孔（深さ-30m）と撓曲崖の隆起側にあたる YKHS-02 孔（深さ-10m）の 2 孔を新たに掘削した（図 13）。ボーリング孔に露出した地

層はこれまでの調査結果と総合して、新しいものからユニットⅠ～Ⅴ層に区分した。各ボーリング孔の写真をそれぞれ図 14 および図 15、ボーリング柱状図を図 16 および図 17、既往のボーリングを含めた地質断面図を図 18 に示す。以下では、ボーリングでみられた地層の層相と年代を略述する。

UnitⅠ層：田圃の耕作土直下の砂・礫混じり有機質シルトからなる。一部、砂や礫を挟在する。撓曲崖を挟んで東西の両側に広く分布し、1.5m程度の上下変位を受けている。既往のボーリング YH-3 孔から 7200 ± 30 y. B. P. の年代値が得られていた。今回、新たに YKHS-02 孔から 1670 ± 30 y. B. P.（西暦 330～510 年）の年代値が得られたため、本層の堆積年代は約 1700 年前頃と推定される。

UnitⅡ層：シルトを主体とするシルト層（Ⅱa 層）と、砂・礫層を主体とする砂礫層（Ⅱb 層）からなる。YKHS-02 孔の礫は主に風化泥岩からなり、背後の丘陵を構成する地質が給源とみられる。一方、YKHS-01 孔の礫は主に泥岩、安山岩、流紋岩からなり盆地内を流れる大屋川流域の地質が給源と推定される。層厚は、相対的に低下側にあたる西側の YKHS-01 孔で著しく増す。過年度事業の YH-1 孔～YH-3 孔では、UnitⅡa 層の年代測定結果は既往の結果として 3700 ± 30 y. B. P.、及び 12360 ± 660 y. B. P. と 12460 ± 40 y. B. P. の年代を示す。

UnitⅢ層：シルトを主体とするシルト層（Ⅲa 層）と、砂・礫層を主体とする砂礫層（Ⅲb 層）からなる。YH-1 孔では、シルトが卓越し砂や礫を挟む。YKHS-02 孔の礫は主に風化泥岩で背後の地質が給源で、YKHS-01 孔の礫は主に泥岩、安山岩、流紋岩からなり大屋川流域の地質が給源と推定される。各孔の層厚は概ね同じである。UnitⅢ層の年代測定結果は、既往の YH-1 孔～YH-3 孔で採取された、 43480 ± 660 y. B. P. ないし測定限界より古いスケールオーバーの年代を示す。

UnitⅣ層：シルトや有機質シルトを主体とするⅣa 層と、砂・礫層を主体とするⅣb 層からなる。最も東側の YKHS-02 孔にはみられず、撓曲崖の低下側を埋積する地層とみられる。YH-1～YH-3 孔で採取された UnitⅣ層中の試料の年代測定結果は、いずれも測定限界より古い年代を示す。

UnitⅤ層：主に有機質シルトを挟むシルト層からなるが、砂・礫層を多く挟むシルト層（Ⅴa 層）と、主に低下側に分布し礫を主体とする礫層（Ⅴb 層）からなる。その層厚は西（相対的に低下側）に向かい増す。YKHS-01 孔の礫は主に泥岩、安山岩、流紋岩からなり大屋川流域の地質が給源と推定される。UnitⅤ層の年代測定は、YH-1 孔～YH-3 孔で採取された試料がいずれも測定限界より古い年代を示す。

以上をまとめると、層序や層相は既往のボーリングと調和的であり、盆地内の断層低下側で掘削した YKHS-01 孔では、深さ 30m（標高 34m）まで後期更新統の砂礫層が堆積することが明らかとなった（図 18）。一方、隆起側にあたる YH-1～YH-3 孔では、深さ 10m 程度（標高 58m）で基盤の中新統・シルト岩が確認されている。この約 20m 以上の基盤の高度差は、撓曲崖の西側に伏在する逆断層で形成されたとみられる。この点については、後の反射法地震探査の結果も含めて検討する。

b) 横手市平鹿地区における S 波反射法地震探査

令和 4 年度の探査測線は、既往の探査測線を西側の盆地側へ延長して検討するため、長さ 340m の測線で実施した (図 13)。探査の仕様は既述の美郷町金沢乗上地区と同様である。探査結果の時間断面、マイグレーション後時間断面、マイグレーション後深度断面をそれぞれ図 19 に示す。

探査の結果、反射面群に顕著な不連続や曲率の変化が認められ、断面の中央付近から東へ傾き下がる断層がイメージングされた。盆地側では概ね水平な反射面群がみられ、盆地を埋積する堆積層に相当する。また、断面の東端付近から西へ向かって傾きさがる反射面もみられ、断層の上盤側で生じた変形構造とみられる。

c) 統合地形地質断面図と上下平均変位速度・最新活動時期・活動間隔

令和元年度から令和 4 年度までに得られた、群列ボーリングと S 波反射法地震探査の結果を統合して、地形地質断面図を作成した。地形断面は、国土地理院・地理院地図の 5 mDEM から作成した。地形地質断面図を図 20 に示す。

統合した地形地質断面図では、今回実施した S 波反射法地震探査でイメージングされた断層を境として、明瞭な基盤の高度差が明らかとなった (図 20)。ボーリングの項で記述した通り、隆起側では深さ 10m 程度 (標高 58m) で基盤の中新統・シルト岩が確認されている。一方、低下側ではボーリングでは基盤岩まで到達していないものの、深さ 55m (標高 10m) 付近に顕著な反射面がみられ、これが基盤岩に相当するとみられる。よって、伏在断層及び撓曲崖を挟んだトータルの基盤上面の累積変位は、約 50m に達すると考えられる。さらに、上位のユニット IIIb 層は砂礫からなり、その下面が断層を境に 25~29m の累積上下変位を示す。IIIb 層は 40~43ka の年代値が得られているため、累積上下変位量を除して、0.6~0.7mm/yr の上下平均変位速度が明らかになった。

また、最新活動は撓曲崖と調和的な西側低下がユニット IIa 層でみられ、上面の上下変位は 1.5m である (図 18, 図 20)。I 層から 1670±30 y. B. P. (西暦 330~510 年) が得られたため、最新活動時期はこれ以降に限定された。この年代は、従来の最新活動が約 7000 年前以降とされた推定値よりも新しく、また、金沢断層の横手市睦成地区トレンチ調査で推定された、約 650~910 年前 (西暦 1050~1300 年) のイベント年代とも矛盾しない。この最新活動時期については、さらに確実度が高いデータによって検討を続ける必要がある。

さらに、上下平均変位速度と地震時変位量を基に、平均活動間隔の算出を行った。0.6~0.7mm/yr の上下平均変位速度と最新活動に伴う上下変位を 1.5m とした場合、平均活動間隔は、2100~2500 年と算出される。ただし、この上下変位は撓曲崖沿いのみで計測できたものであり、西側の伏在断層では不明である。よって、平均活動間隔としては最小値となる。このように、Wallace (1970) の関係式を用いた場合、地震時変位量が小さければ平均活動間隔は短く、逆に大きければ平均活動間隔は長く算出される。これは、相対的に小規模な地震がより高頻度で生じる G-R 則と矛盾しないが、正確な活動間隔を算出するためには、平均変位速度だけでなく地震時変位量も正確に求め、それらのばらつきも含めて評価する必

要がある。

(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、上下平均変位速度、地震時変位量、極浅層の断層構造、平均活動間隔等を明らかにする調査を実施した。

南部区間を構成する金沢断層北端に位置する美郷町金沢乗上地区では、ドローン LiDAR による地形解析、ボーリング調査、S 波反射法地震探査を実施し、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、地表でみられる比高 1.1m の撓曲崖の地下では、43ka 以降に堆積した盆地を埋積する細粒堆積層が厚く分布し、それらの地層に累積的な上下変位が認められた。年代が異なる 3 つの層準を変位基準として、上下平均変位速度は 0.2mm/yr であることを明らかにした。また、最新活動に伴う上下変位量は撓曲崖の比高と同程度とみなすことができ、1.1m の上下変位量と上下平均変位速度を基に、間接的な平均活動間隔として 5500 年が得られた。ただし、撓曲崖を形成する活断層は、盆地内を延びるトレースであり、盆地と山麓の境界付近にも低断層崖が並走して延びる。そのため、これらの平均活動間隔や平均変位速度等は、金沢乗上地区における金沢断層の最小値となる。また、最新活動時期は、西暦 880～1020 年以降に生じた可能性が明らかとなった。このイベントは、1896 年陸羽地震に伴う地表変位、もしくは睦成地区のトレンチ調査で検出された西暦 1050～1300 年のイベントに対応する可能性がある。

横手市平鹿地区では、既往のドローン LiDAR 調査、ボーリング調査、S 波反射法地震探査に加えて、新たにボーリング調査と S 波反射法地震探査を実施した。過年度事業で推定された撓曲崖の地下では、基盤岩に顕著な累積を伴う上下変位が認められず、さらに西側の盆地内に伏在する逆断層の存在が指摘されていた。そのため、既往の探査測線を西側の盆地内へ延長する形で測線を設定した。また、この探査測線の西端付近と既往の群列ボーリング調査の東延長において、それぞれ 1 孔のボーリング調査を追加した。その結果、平鹿地区における地形地質断面をより高い信頼度で作成することが可能となった。その結果、中新統・シルト岩からなる基盤岩の上面高度には、反射法地震探査でみられる伏在逆断層を境として、比高 50m 以上の高度差が認められた。堆積層中の 40～43ka の層準には、25～29m の上下変位が計測でき、これらを基に 0.6～0.7mm/yr の上下平均変位速度が推定された。この値は、周辺で実施された既往の平均変位速度と調和的である。さらに、撓曲崖を横断する断面では、最新活動に伴う上下変位 1.5m が西暦 330～510 年以降に生じた可能性が明らかになった。この地震時上下変位量と 0.6～0.7mm/yr の上下平均変位速度を基に、平均活動間隔は 2100～2500 年と算出された。ただし、地震時変位量は撓曲崖を横断する範囲のみで計測され、伏在逆断層の地震時変位量については不明なため、この平均活動間隔は最小値となる。

以上、令和 4 年度は、南部区間の北端付近の金沢断層および盆地内を延びる大森山断層において、新たな平均変位速度と活動間隔、最新活動時期、地震時変位量等が得られた。令

和5年度は、これらの評価パラメーターの妥当性と信頼度について、トレンチ調査等の直接的な手法から求める活動時期や活動間隔によって検証する。

表 1 美郷町金沢乗上地区における放射性炭素同位体年代測定の結果

sample	type of material	Conventional Radiocarbon Age		cal	13C	Pretreatment	comment
MSKN-01 0.46-0.48	organic sediment	1110	30	95.4% probability (93.9%) 882 - 995 cal AD (1068 - 955 cal BP) (1.5%) 1006 - 1016 cal AD (944 - 934 cal BP)	-26.63	acid washes	
MSKN-01 3.64-3.66	organic sediment	20460	70	95.4% probability (95.4%) 22955 - 22338 cal BC (24904 - 24287 cal BP)	-26.27	acid washes	
MSKN-01 4.24-4.26	organic sediment	21100	80	95.4% probability (95.4%) 23723 - 23276 cal BC (25672 - 25225 cal BP)	-26.52	acid washes	
MSKN-01 6.19-6.21	organic sediment	28360	150	95.4% probability (95.4%) 31126 - 29981 cal BC (33075 - 31930 cal BP)	-28.29	acid washes	
MSKN-01 7.03-7.05	organic sediment	28900	150	95.4% probability (95.4%) 32032 - 30934 cal BC (33981 - 32883 cal BP)	-28.37	acid washes	
MSKN-01 8.22-8.24	organic sediment	32590	240	95.4% probability (95.4%) 35586 - 34393 cal BC (37535 - 36342 cal BP)	-28.82	acid washes	
MSKN-01 10.18-10.20	organic sediment	38570	450	95.4% probability (95.4%) 40908 - 40184 cal BC (42857 - 42133 cal BP)	-28.26	acid washes	
MSKN-01 13.96-13.98	organic sediment	> 43500	***	***	-28.54	acid washes	*infinite age(43500BPより古い)
MSKN-04 2.68-2.69	plant material	20230	70	95.4% probability (95.4%) 22630 - 22113 cal BC (24579 - 24062 cal BP)	-25.57	acid/alkali/acid	
MSKN-04 4.07-4.08	plant material	24710	110	95.4% probability (95.4%) 27216 - 26791 cal BC (29165 - 28740 cal BP)	-25.85	acid/alkali/acid	
MSKN-04 5.48-5.49	plant material	26700	130	95.4% probability (94.7%) 29214 - 28785 cal BC (31163 - 30734 cal BP) (0.7%) 28580 - 28546 cal BC (30529 - 30495 cal BP)	-28.12	acid/alkali/acid	
MSKN-04 9.67-9.68	organic sediment	40690	610	95.4% probability (95.4%) 42632 - 40923 cal BC (44581 - 42872 cal BP)	-31.96	acid washes	
MSKN-04 11.63-11.64	organic sediment	42720	780	95.4% probability (95.4%) 44804 - 42215 cal BC (46753 - 44164 cal BP)	-28.52	acid washes	
MSKN-04 13.37-13.38	plant material	> 43500	***	***	-27.66	acid/alkali/acid	*infinite age(43500BPより古い)
MSKN-04 14.23-14.24	plant material	> 43500	***	***	-26.15	acid/alkali/acid	*infinite age(43500BPより古い)
MSKN-04 14.84-14.85	plant material	> 43500	***	***	-29.04	acid/alkali/acid	*infinite age(43500BPより古い)

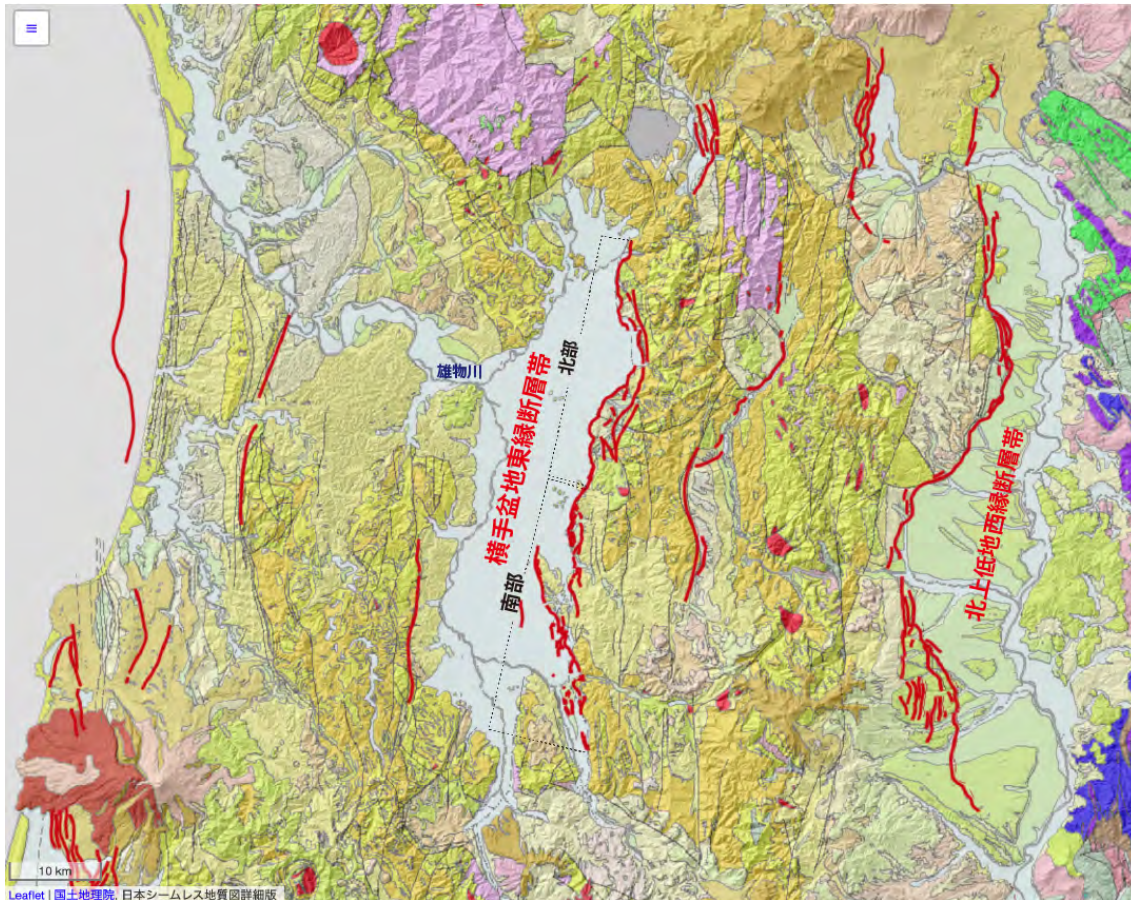


図1 横手盆地東縁断層帯と南部区間の位置
活断層分布は本研究及び産総研活断層データベース（産業技術総合研究所、2020）
による。基図は産総研・地質調査総合センターのシームレス地質図。

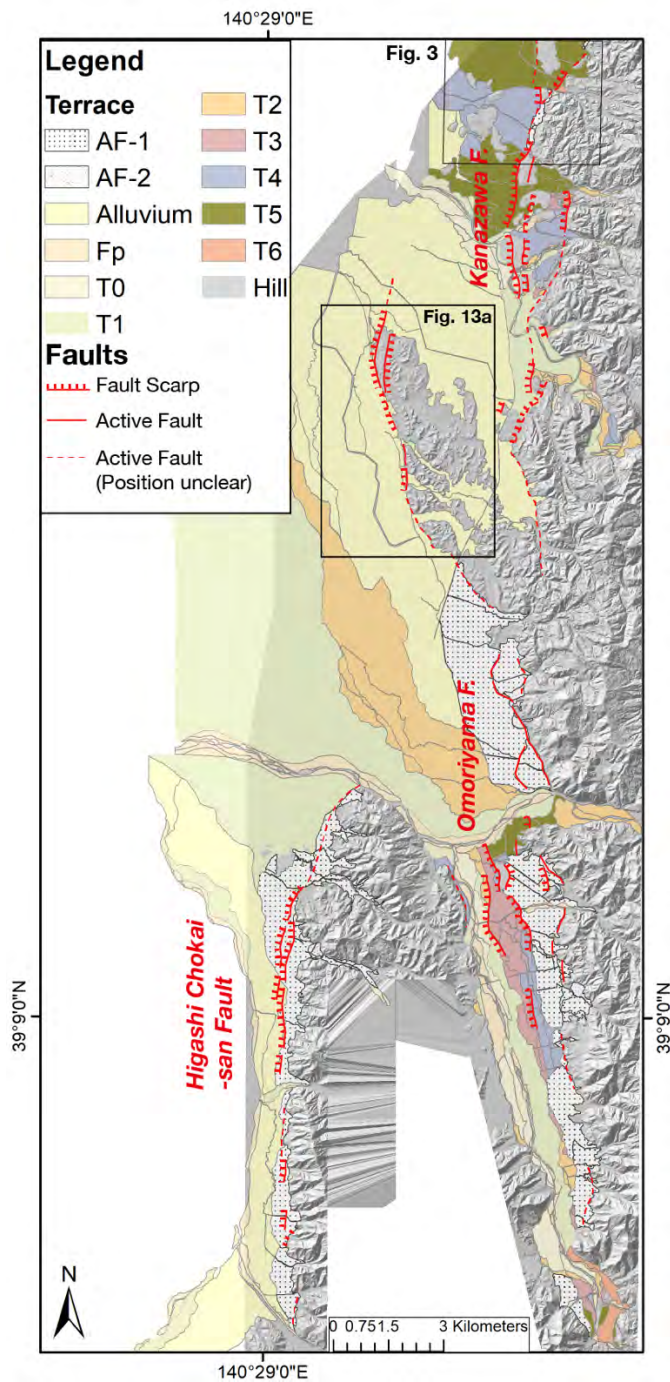


図2 横手盆地東縁断層帯（南部区間）の分布と調査位置
地形陰影図は2 mDEMを使用。近藤・Arora（2022）に加筆。

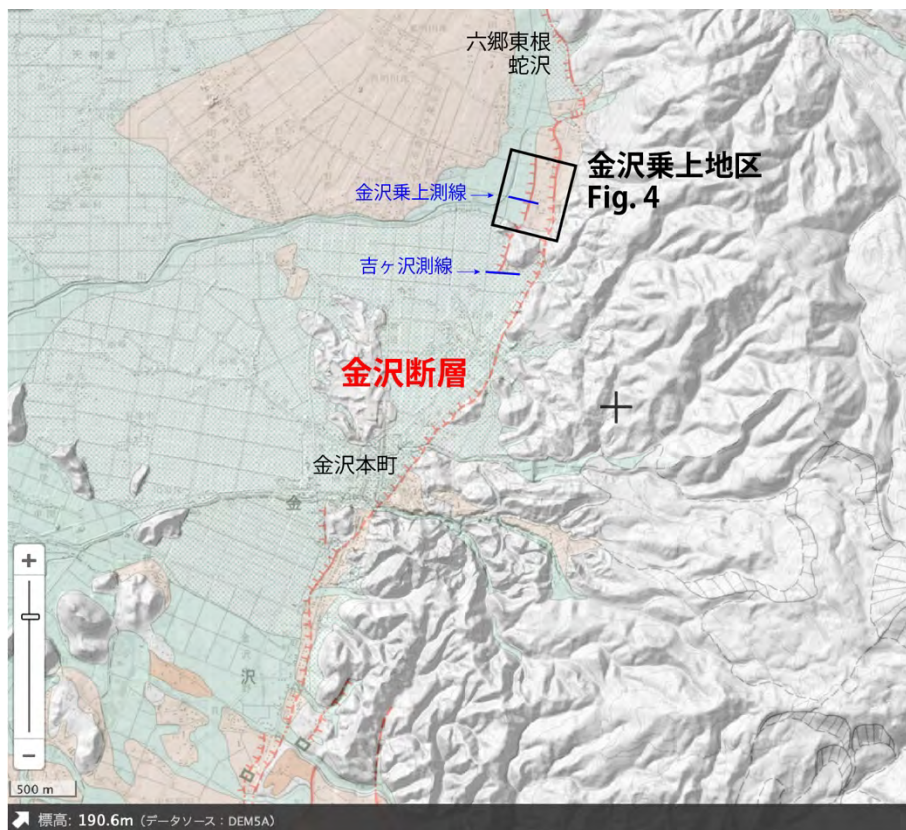


図3 美郷町金沢乗上地区周辺の活断層分布
基図は、地理院地図による活断層図。

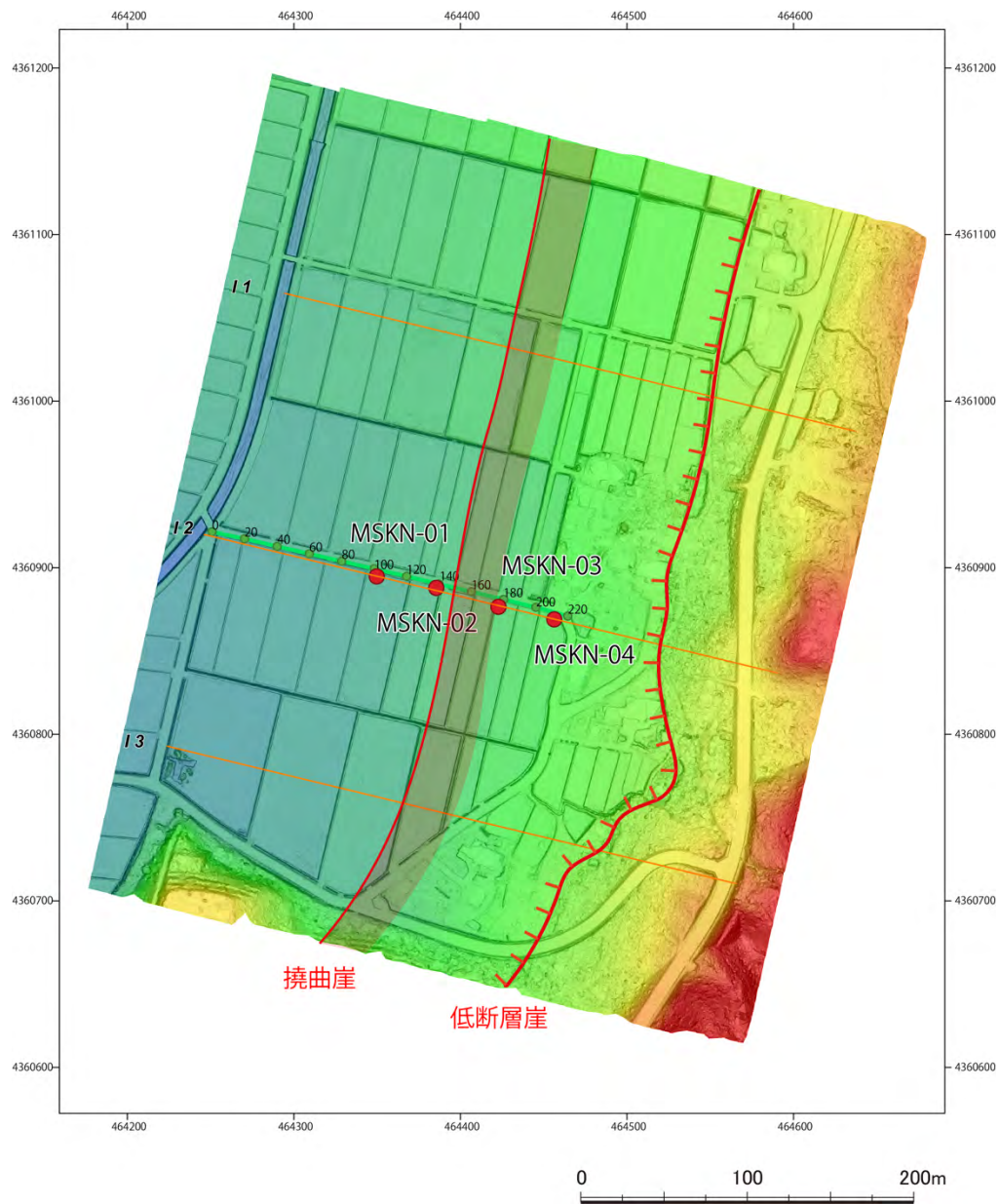


図4 金沢乗上地区におけるドローンLiDARによる地形陰影図
0.1mDEMによる地形陰影図。赤丸はボーリングの位置、オレンジ色線は図5の地形断面測線の位置。位置は図3を参照。

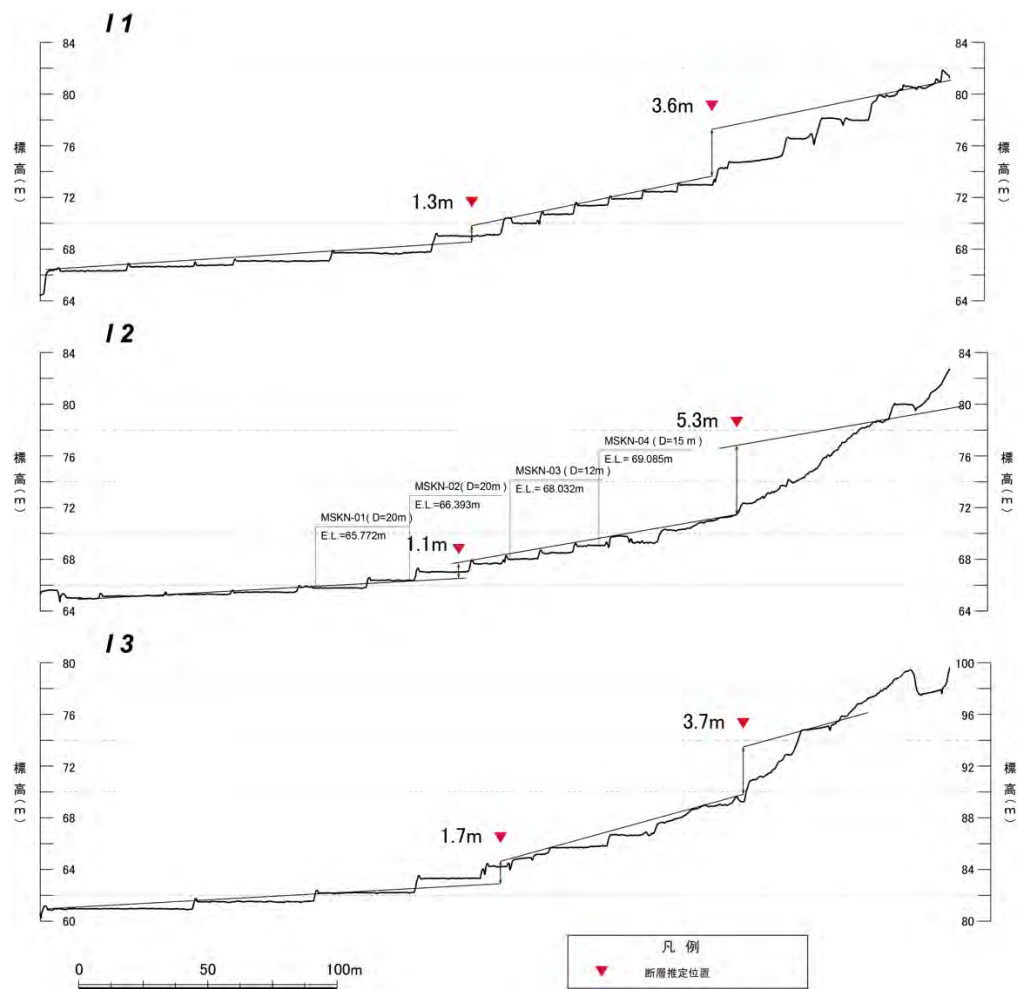


図5 ドローンLiDARによる0.1mDEMに基づく地形断面図
11、12、13測線の位置は、図4を参照。



図6 金沢乗上地区における東側隆起の撓曲崖
写真は東へ向かって撮影。

美郷町金沢乗上地点ボーリングコア MSKN-01 孔 0.00 ～ 15.00m

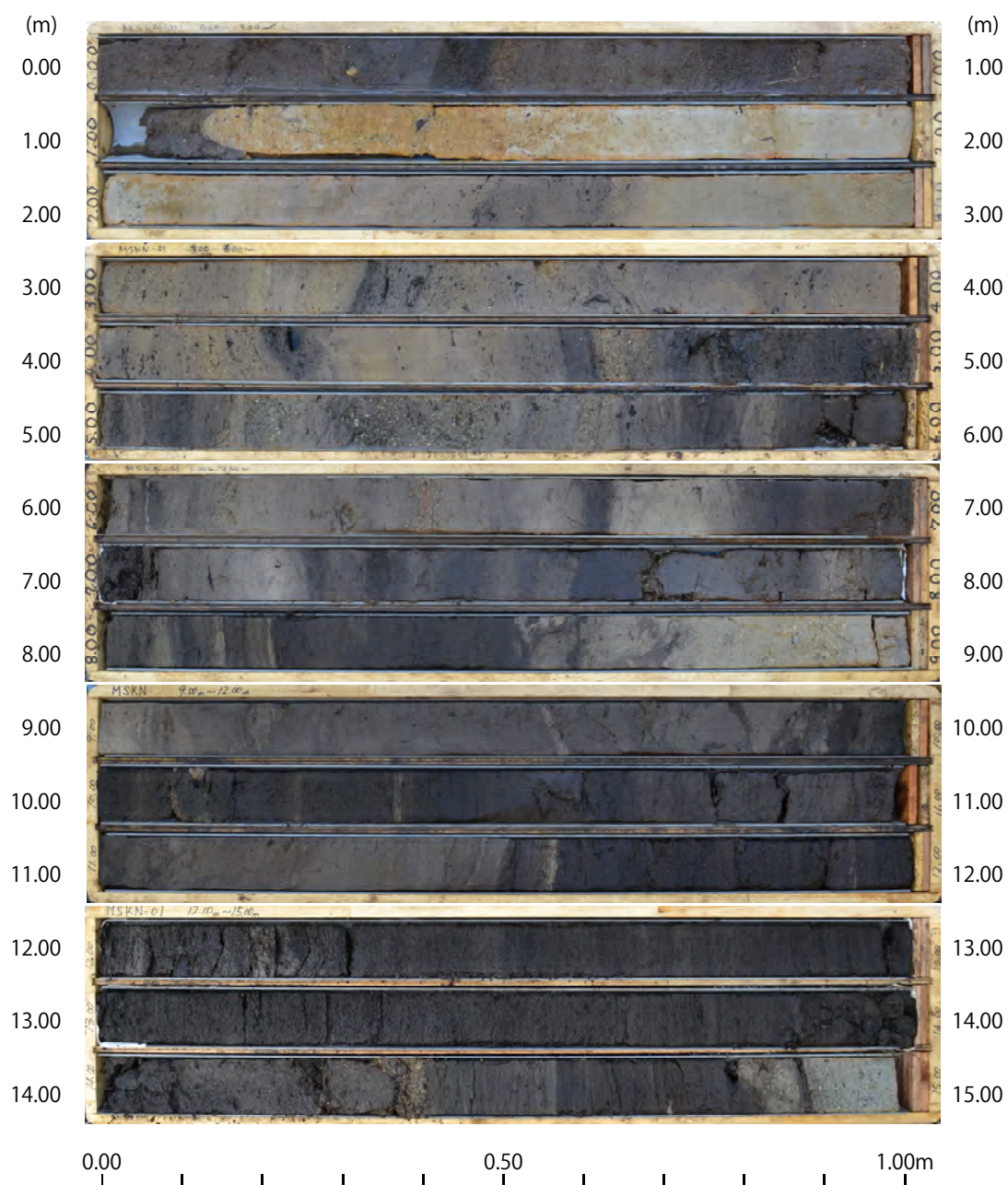


図7 金沢乗上地区におけるボーリングコアの写真

美郷町金沢乗上地点ボーリングコア MSKN-01 孔 15.00 ～ 20.00m

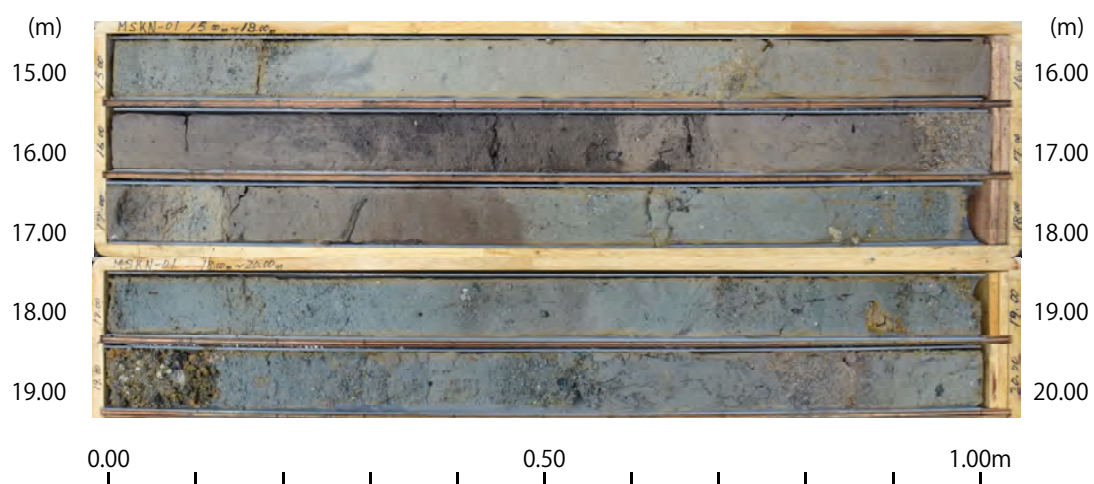


図7 金沢乗上地区におけるボーリングコアの写真（続き）

美郷町金沢乗上地点ボーリングコア MSKN-02 孔 0.00 ～ 15.00m

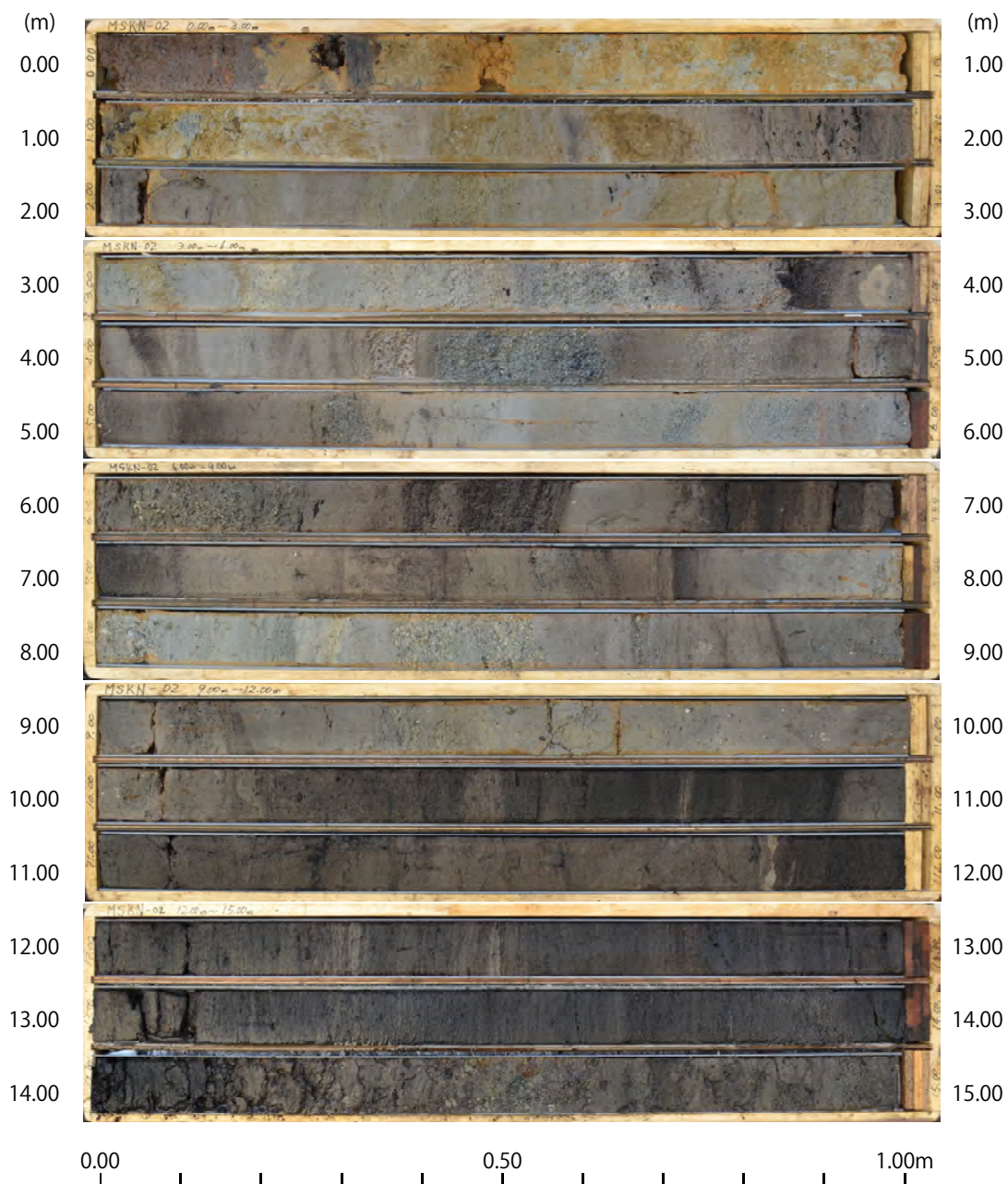


図7 金沢乗上地区におけるボーリングコアの写真（続き）

美郷町金沢乗上地点ボーリングコア MSKN-02 孔 15.00 ～ 20.00m

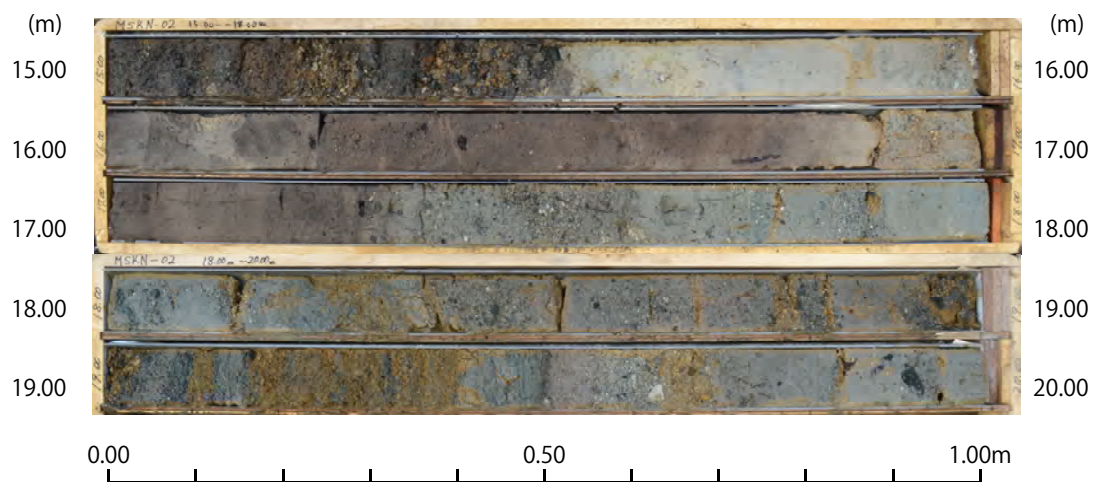


図7 金沢乗上地区におけるボーリングコアの写真（続き）

美郷町金沢乗上地点ボーリングコア MSKN-03 孔 0.00 ～ 12.00m

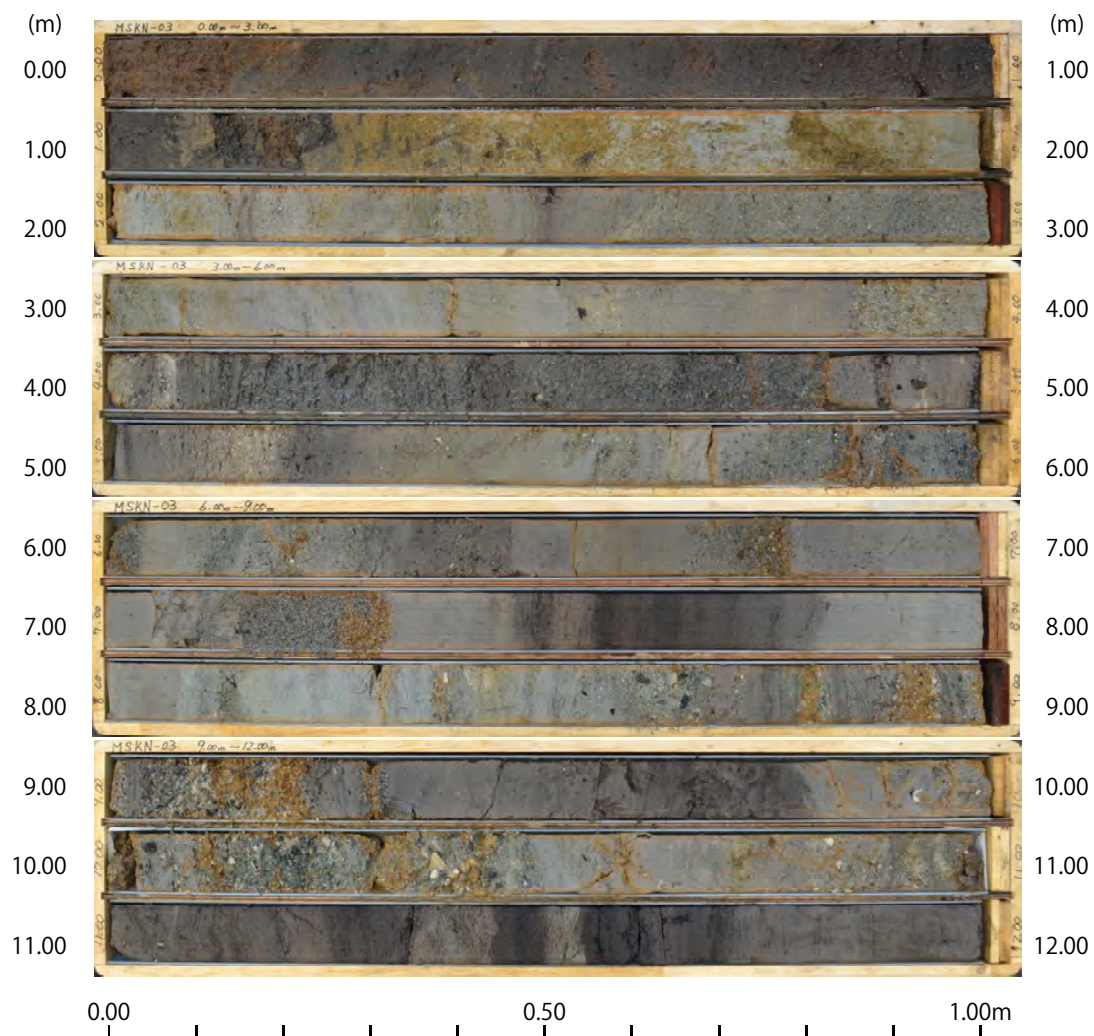


図7 金沢乗上地区におけるボーリングコアの写真（続き）

美郷町金沢乗上地点ボーリングコア MSKN-04 孔 0.00 ～ 15.00m

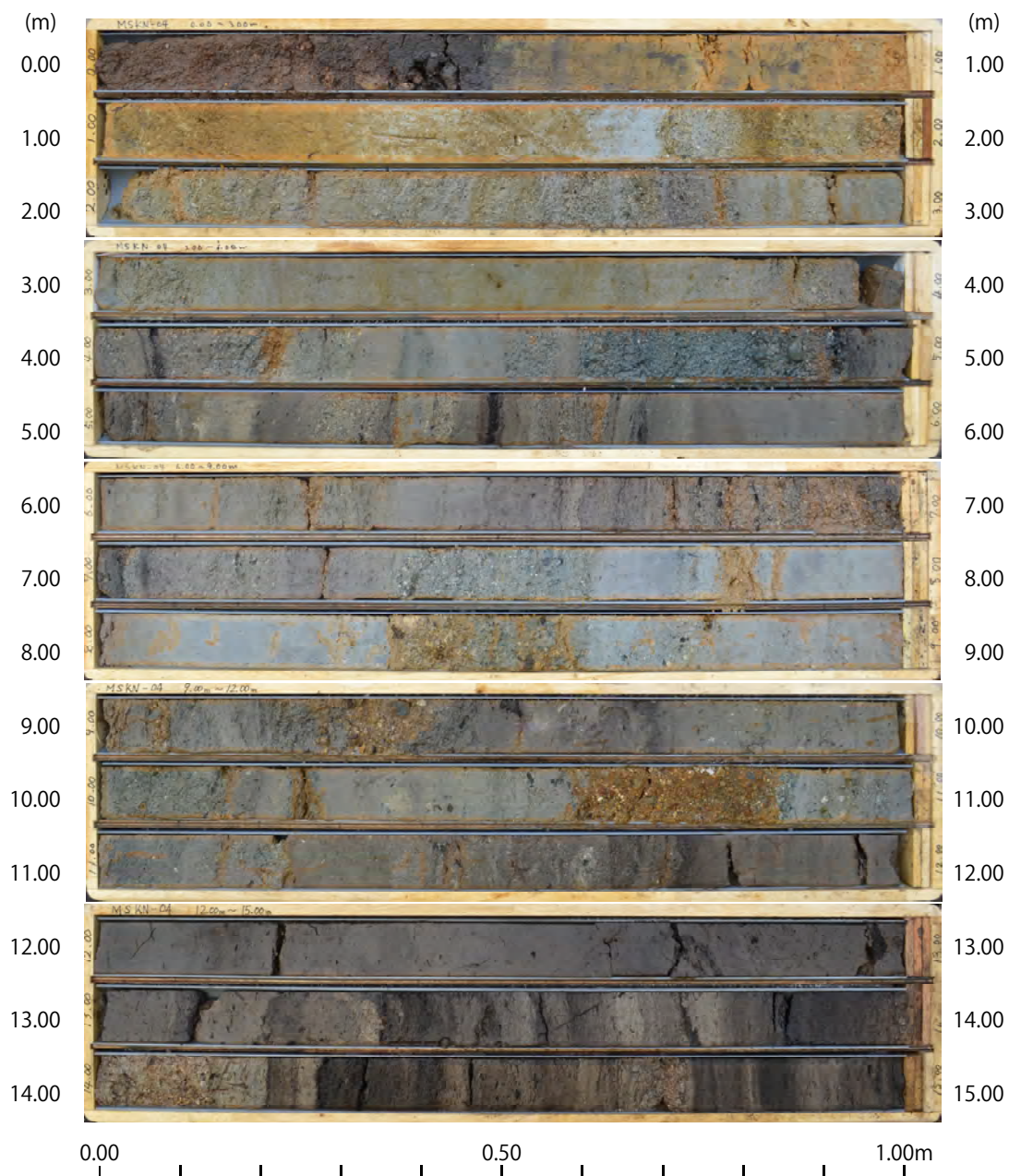


図7 金沢乗上地区におけるボーリングコアの写真（続き）

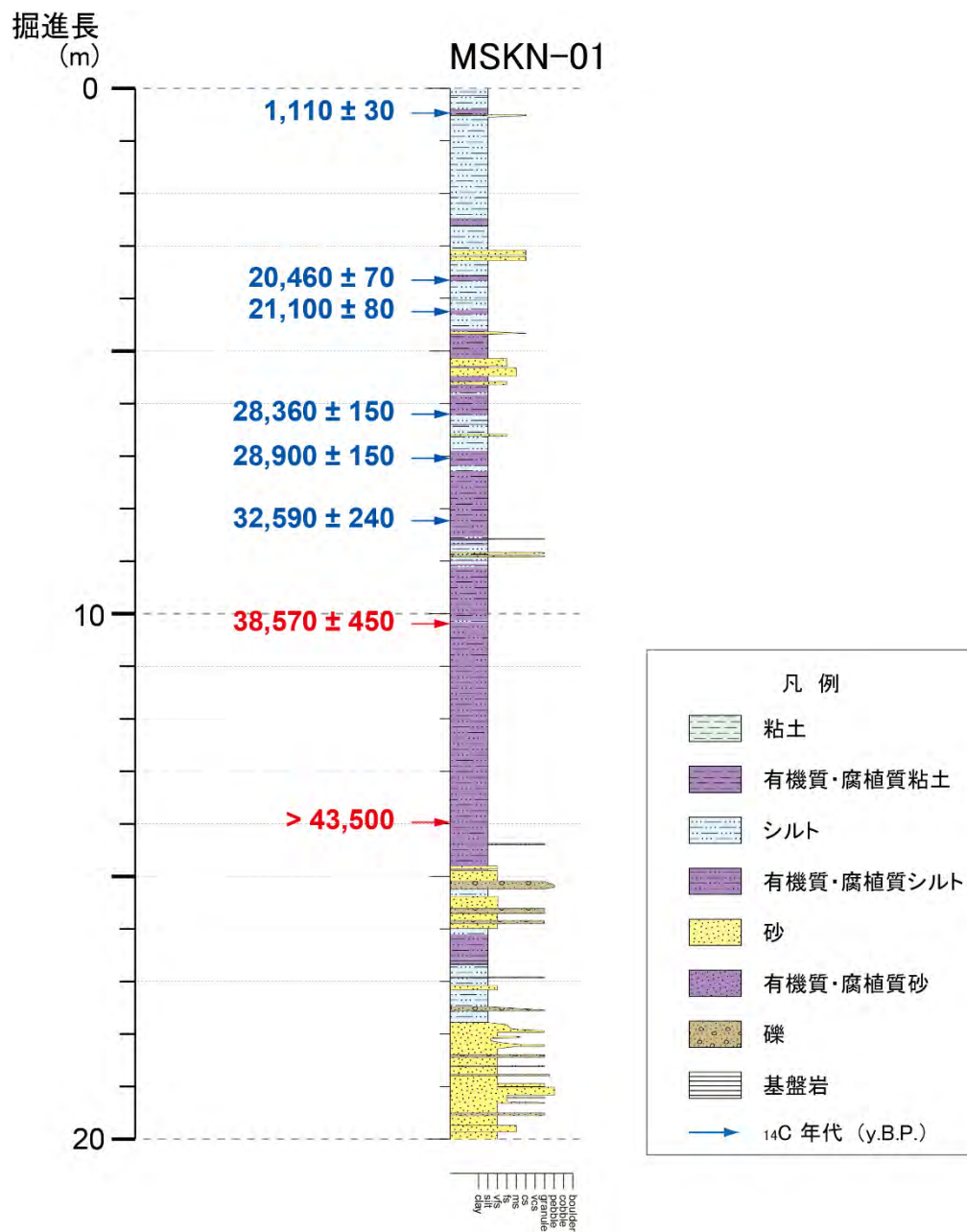


図8 金沢乗上地区におけるボーリングコアのスケッチ

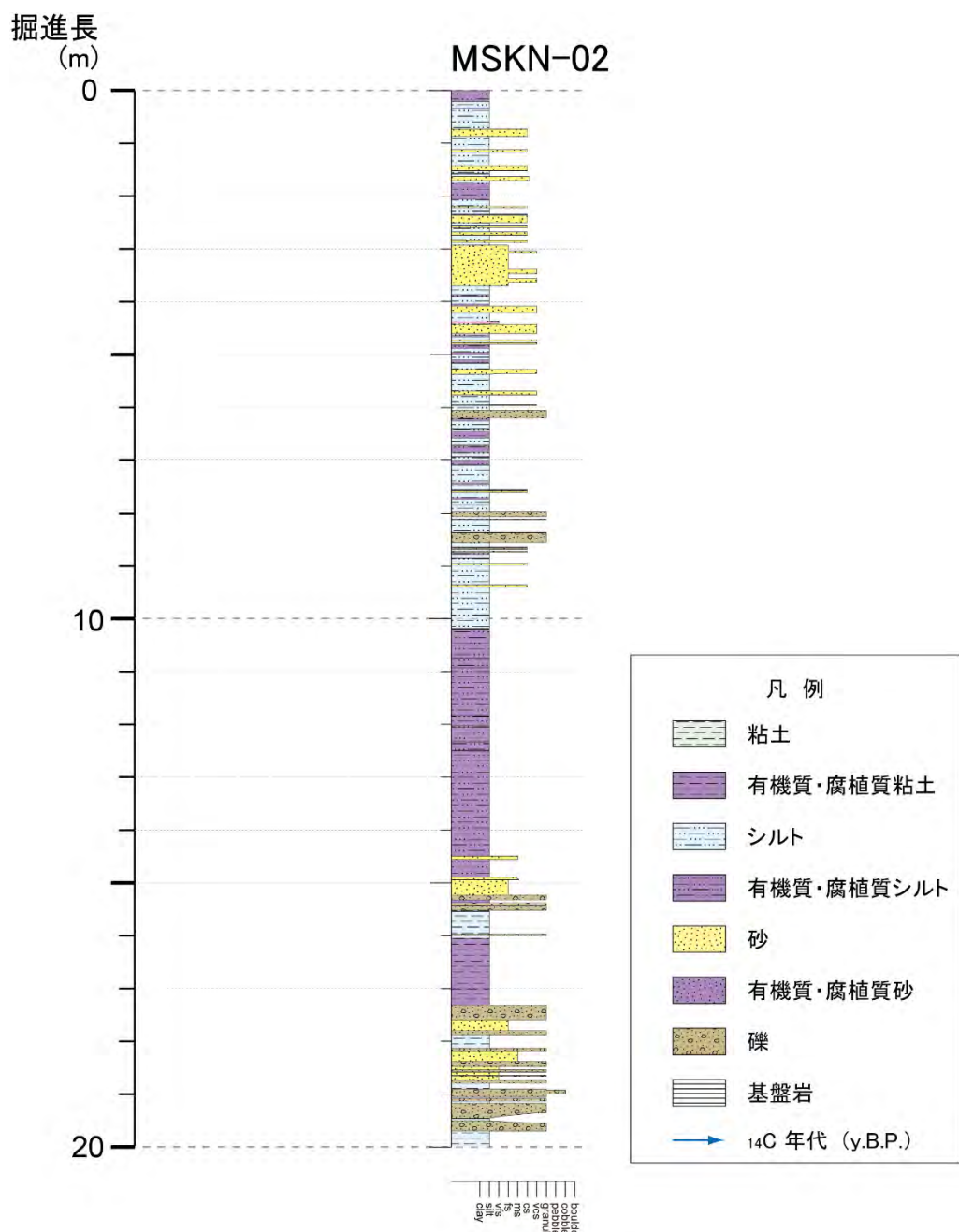


図8 金沢乗上地区におけるボーリングコアのスケッチ (続き)

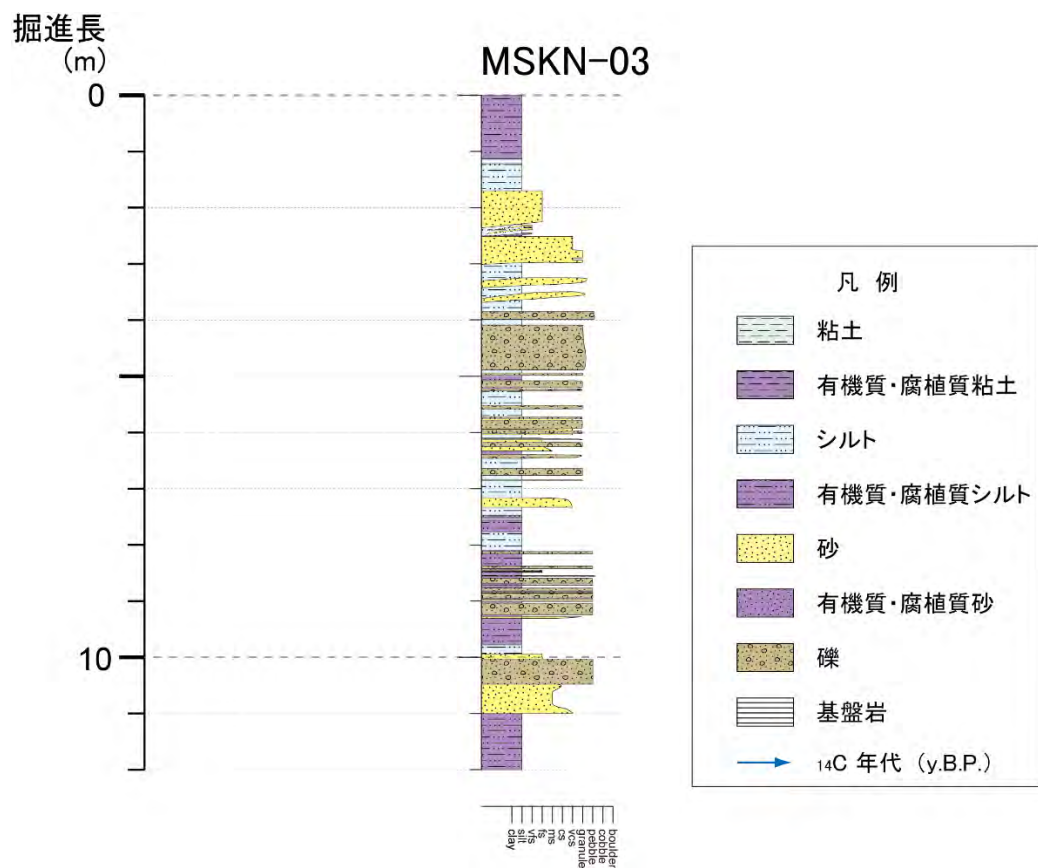


図8 金沢乗上地区におけるボーリングコアのスケッチ (続き)

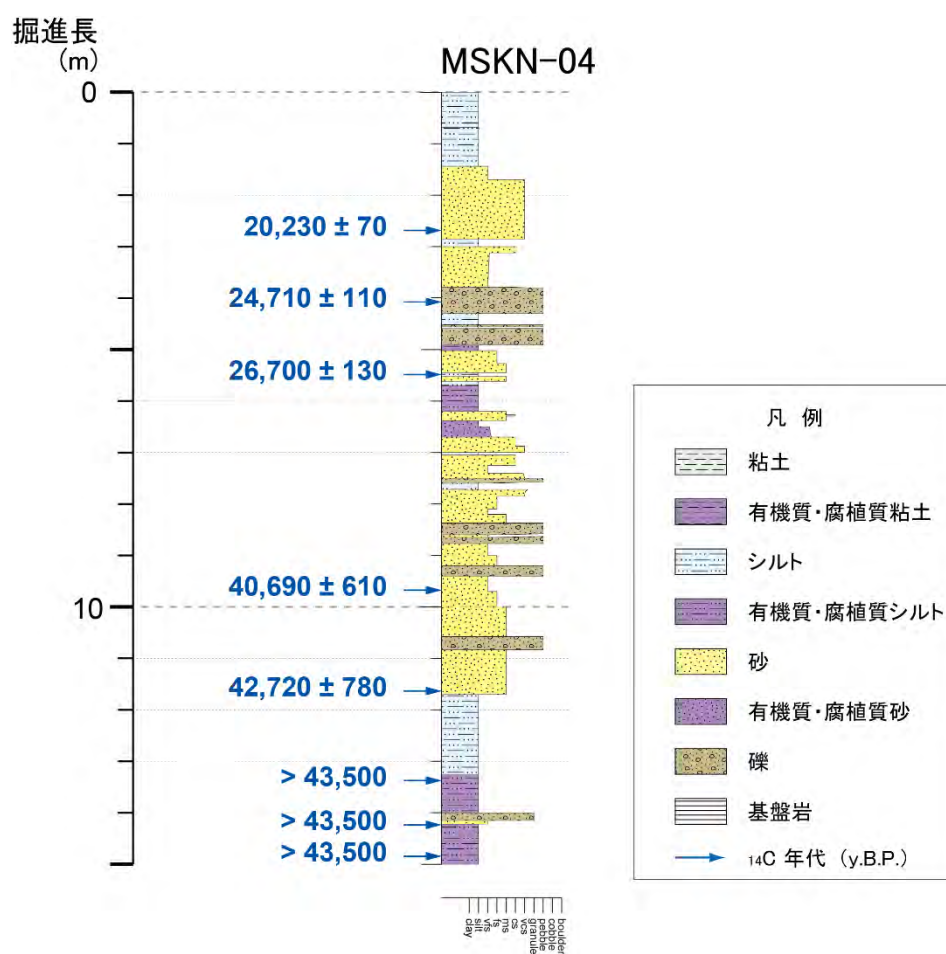


図8 金沢乗上地区におけるボーリングコアのスケッチ (続き)

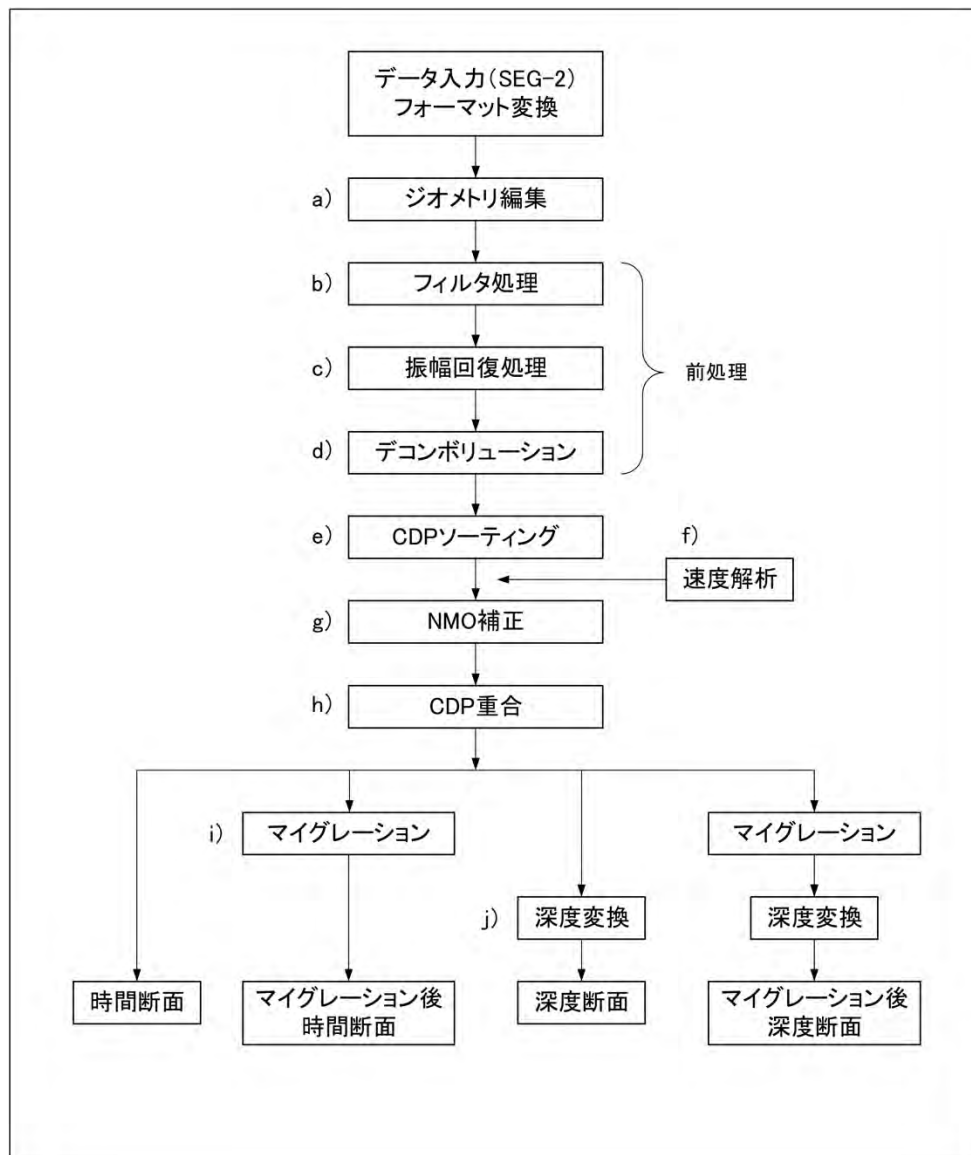
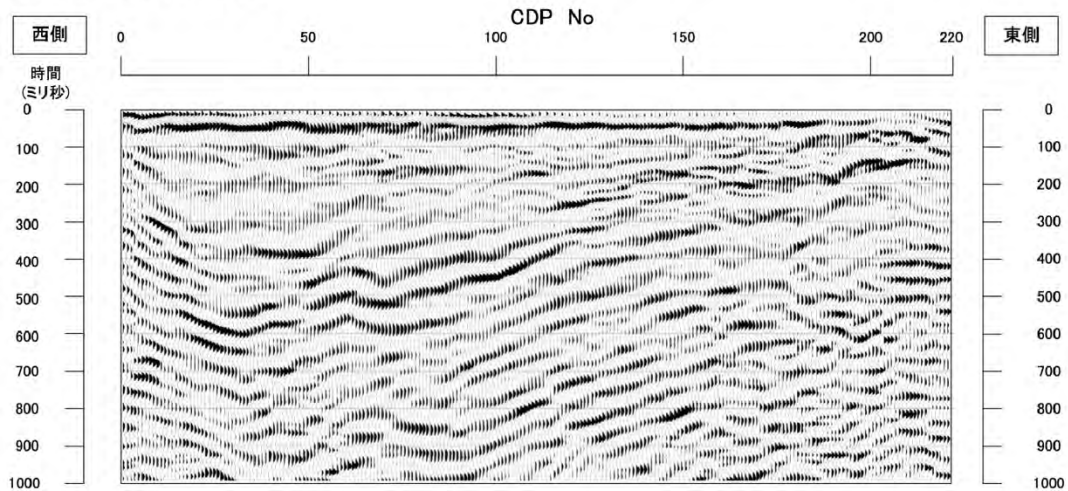
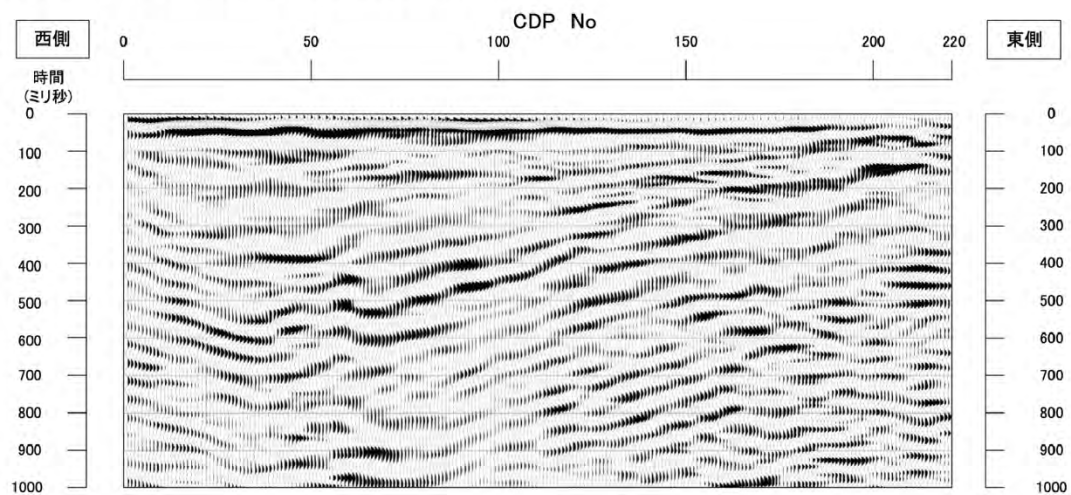


図9 反射法地震探査の解析処理フローチャート

(a) 重合後時間断面



(b) マイグレーション処理後時間断面



(c) マイグレーション処理後深度断面

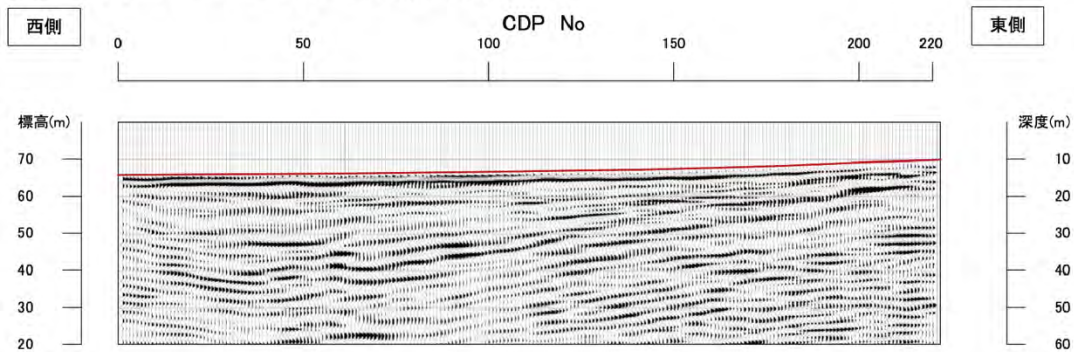
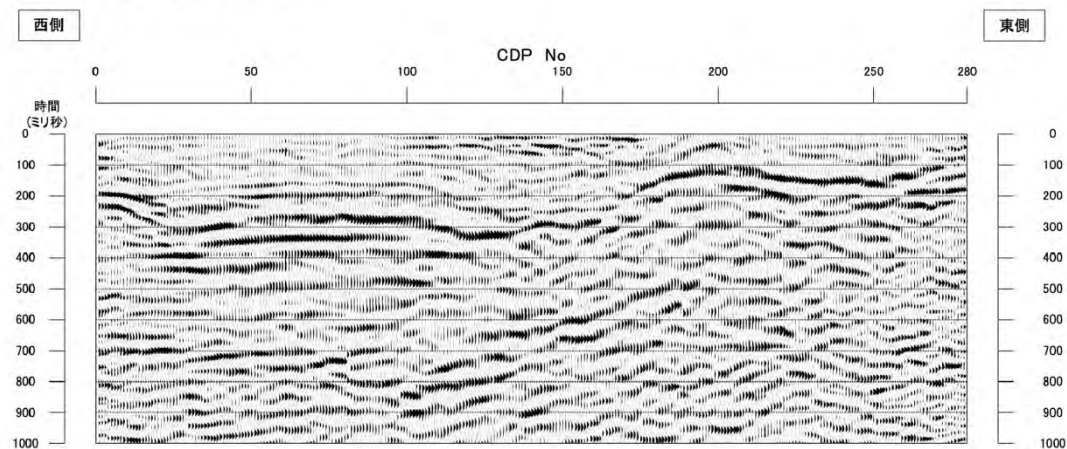
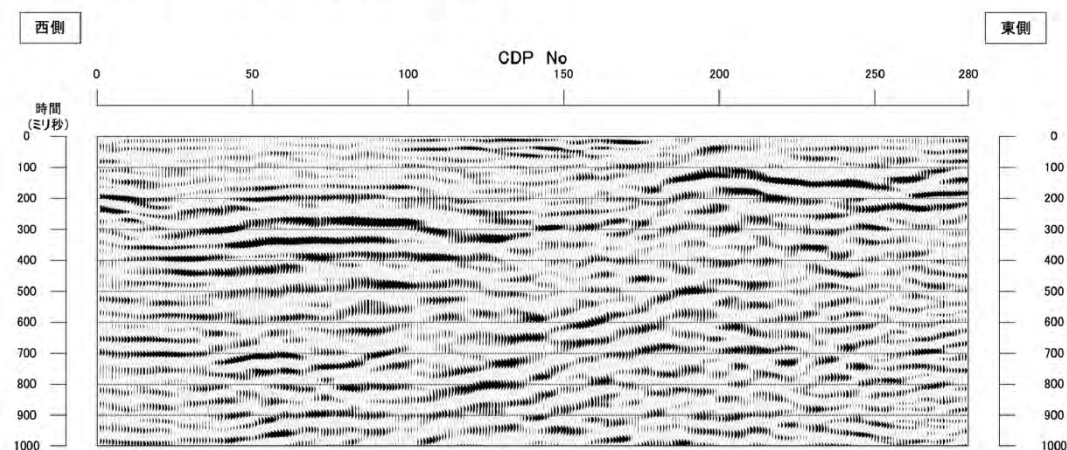


図 10 金沢乗上測線における S 波反射法地震探査の結果

(a) 重合後時間断面



(b) マイグレーション処理後時間断面



(c) マイグレーション処理後深度断面

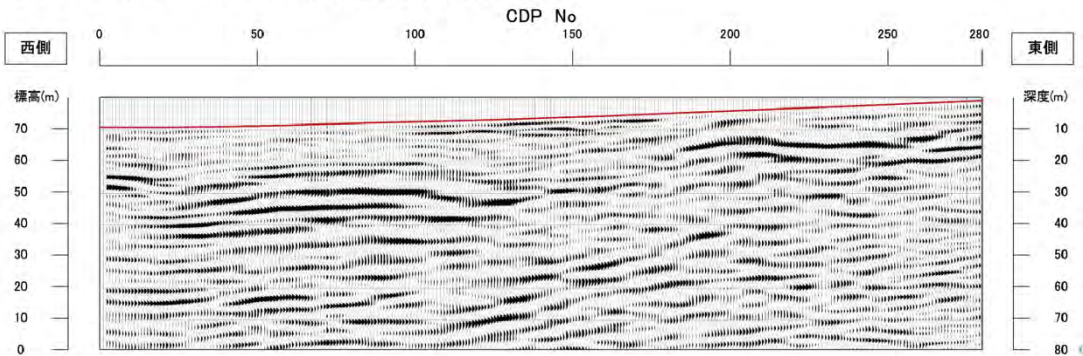


図 11 吉ヶ沢川測線における S 波反射法地震探査の結果

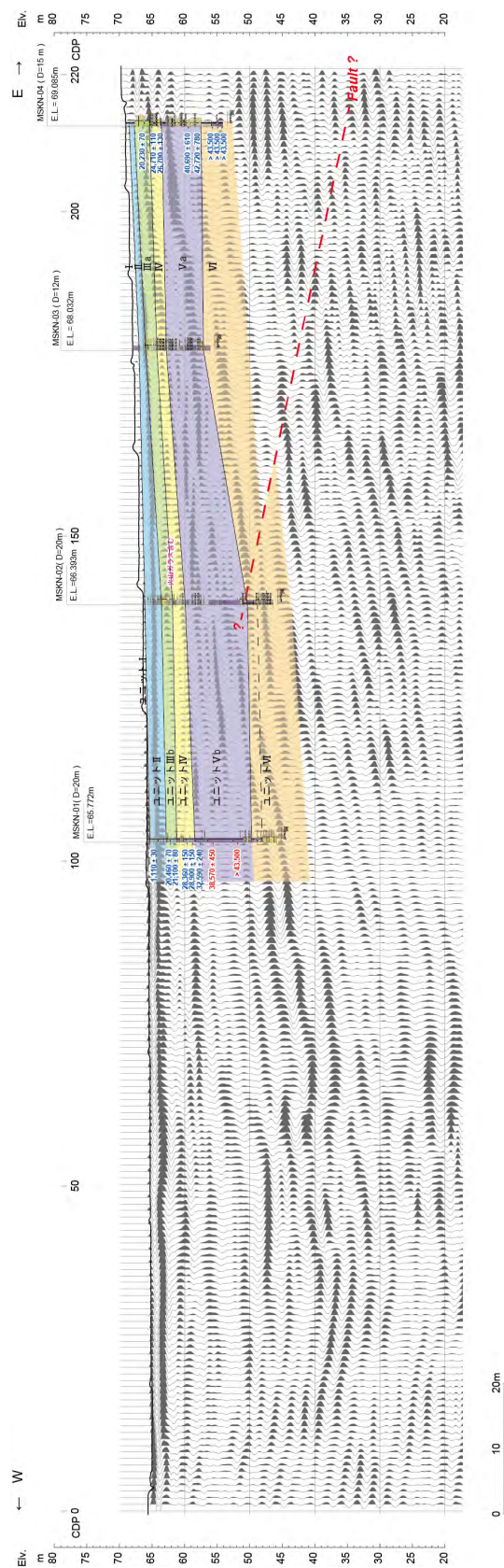


図 12 金沢乗上地区における統合地形地質断面図



図 13 横手市平鹿地区におけるボーリング・反射法地震探査測線の位置

横手市平鹿地点ボーリングコア YKHS-01 孔 0.00 ～ 15.00m

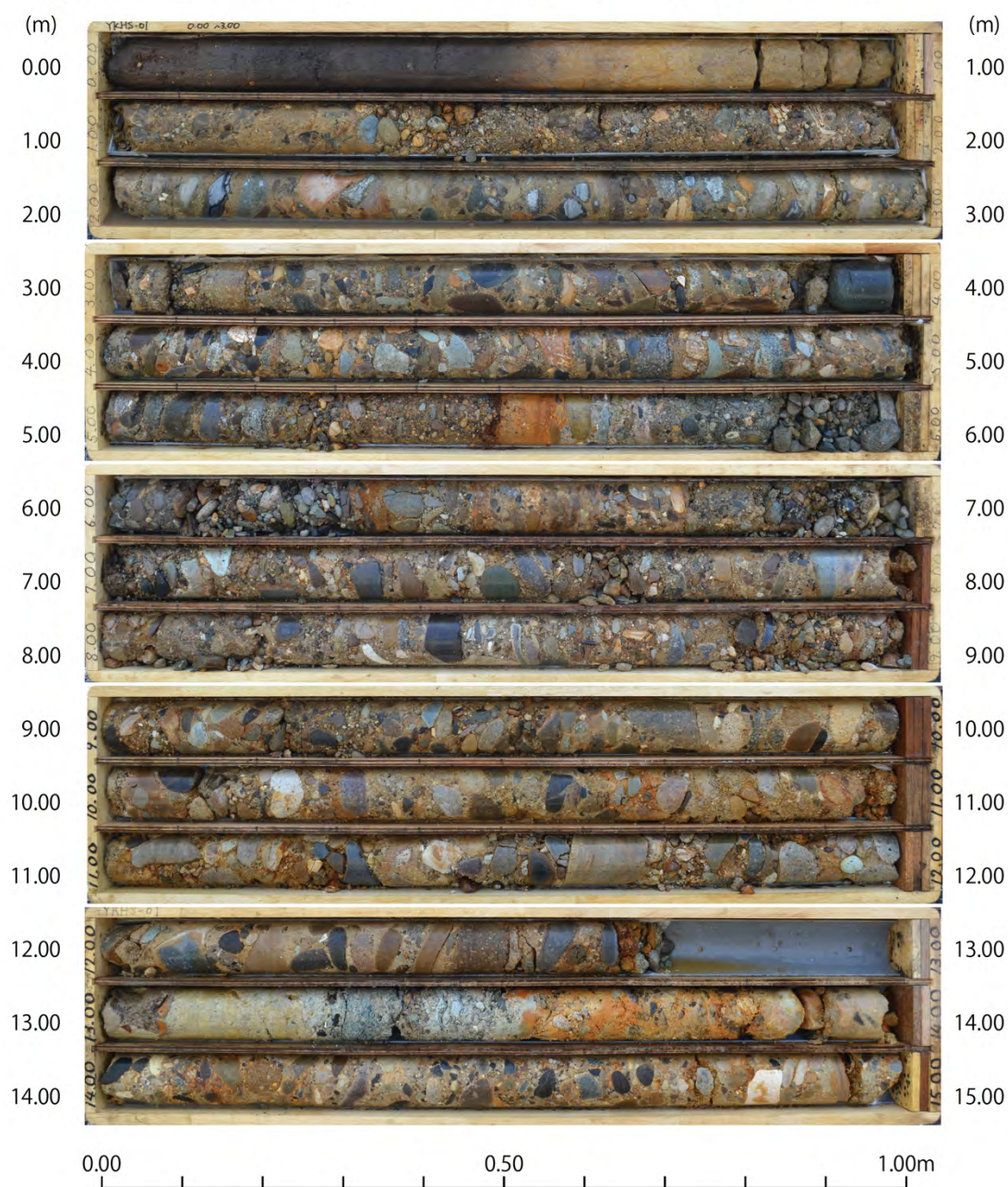


図 14 横手市平鹿地区におけるボーリングコアの写真 (YKHS-01 孔)

横手市平鹿地点ボーリングコア YKHS-01 孔 15.00 ～ 30.00m

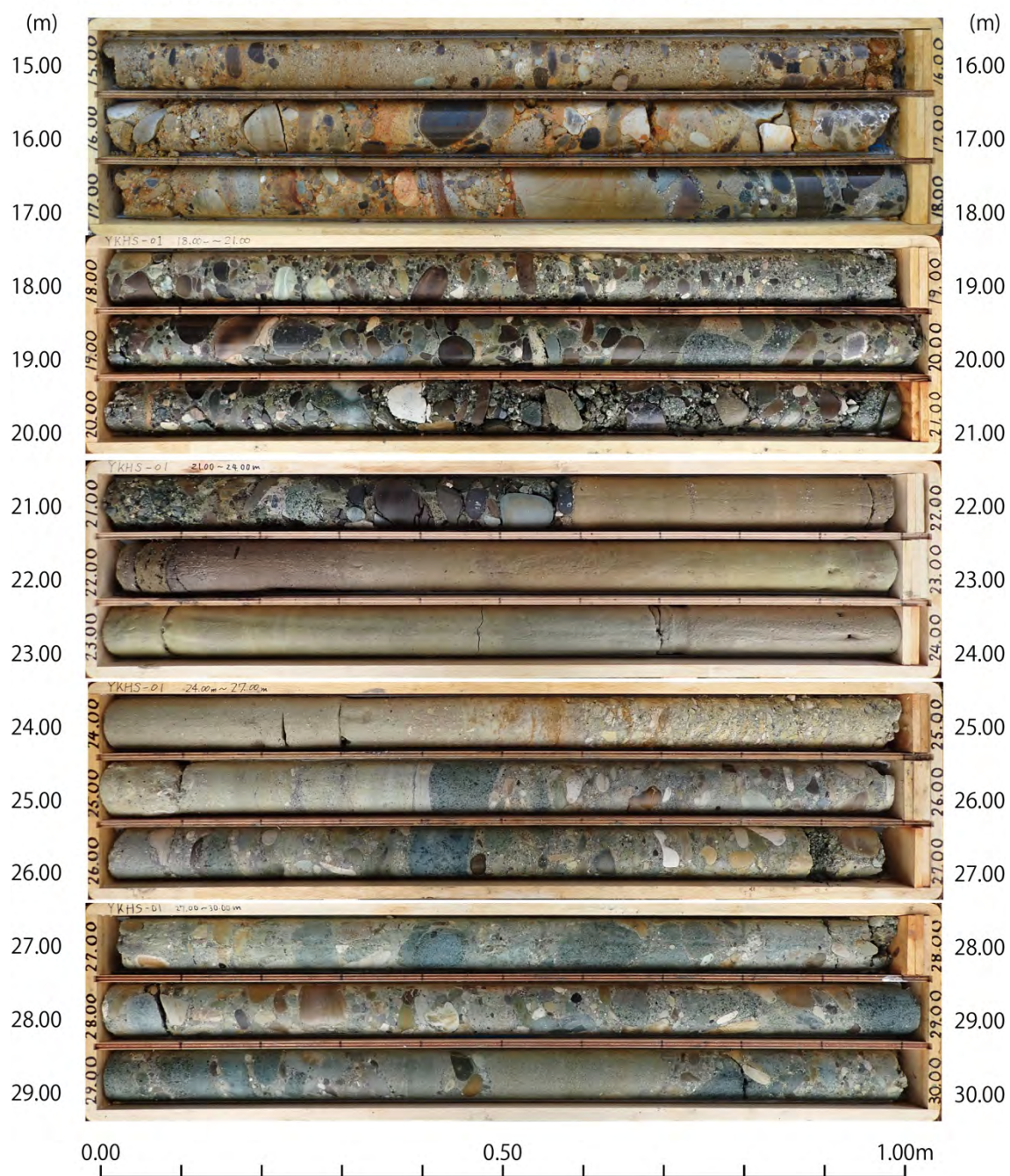


図 14 横手市平鹿地区におけるボーリングコアの写真 (YKHS-01 孔) (続き)

横手市平鹿地点ボーリングコア YKHS-02 孔 0.00 ～ 9.00m

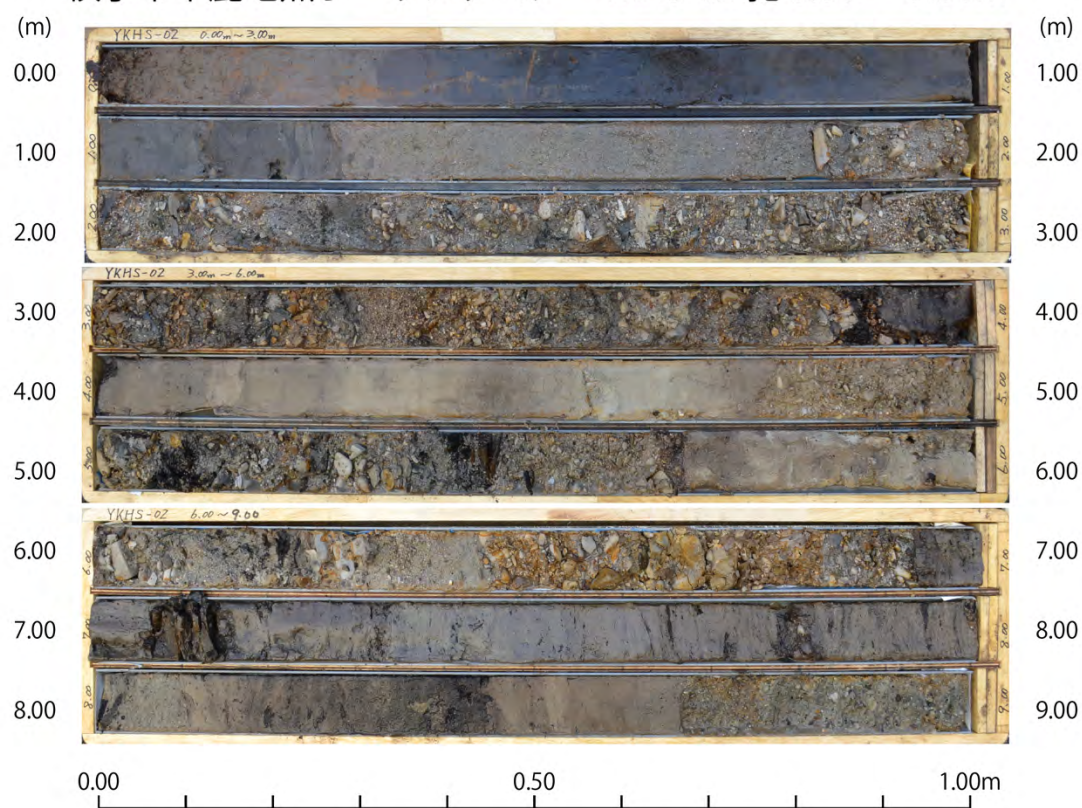


図 15 横手市平鹿地区におけるボーリングコアの写真 (YKHS-02 孔)

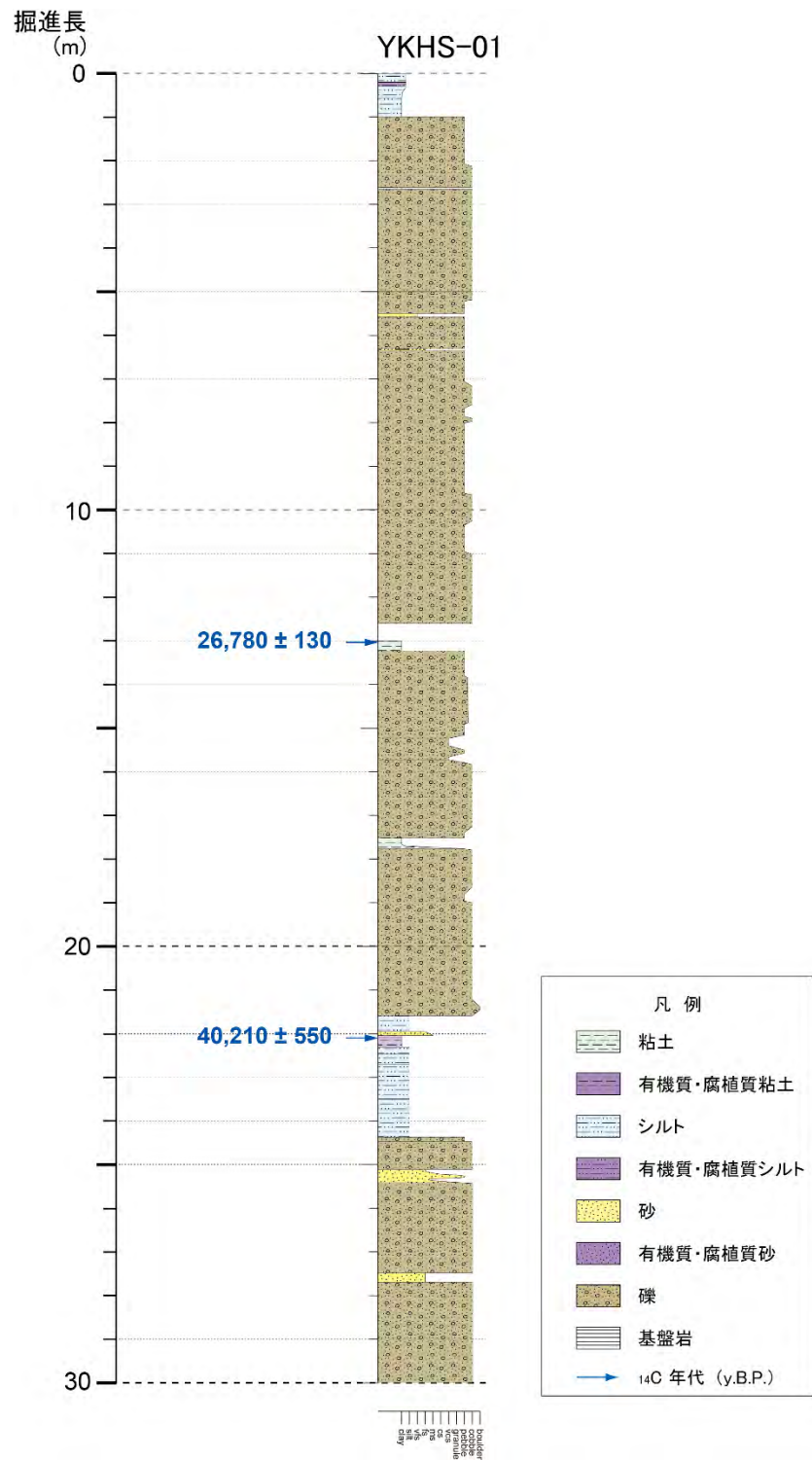


図 16 横手市平鹿地区におけるボーリングコアの柱状図

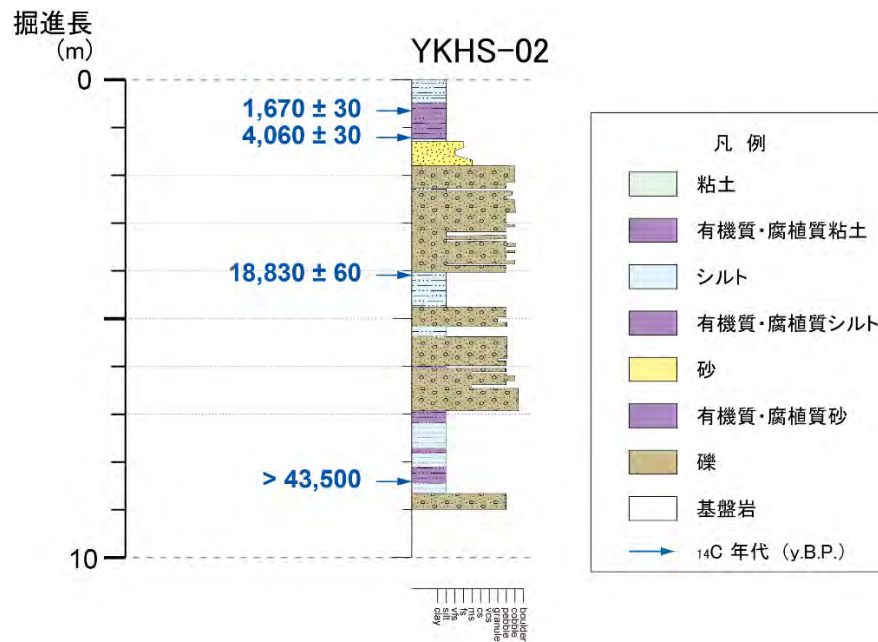


図 17 横手市平鹿地区におけるボーリングコアの写真

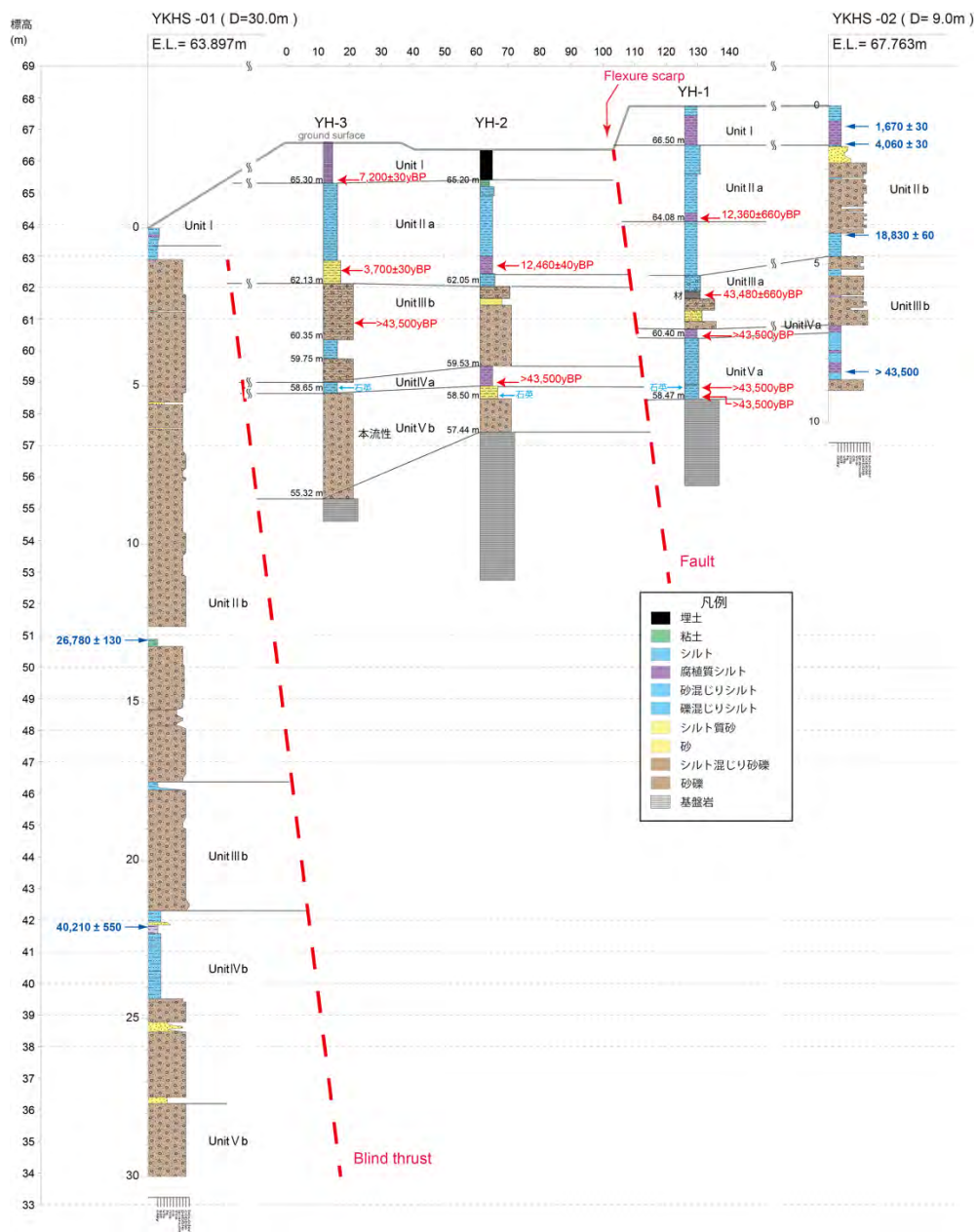
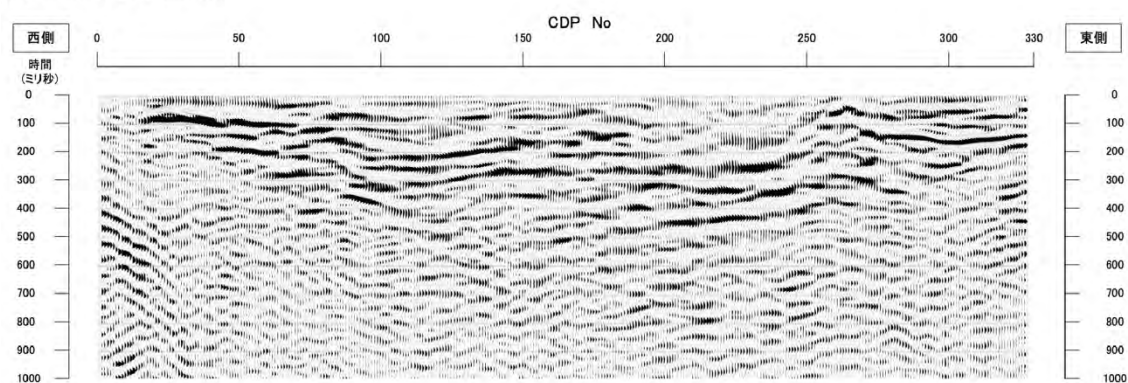


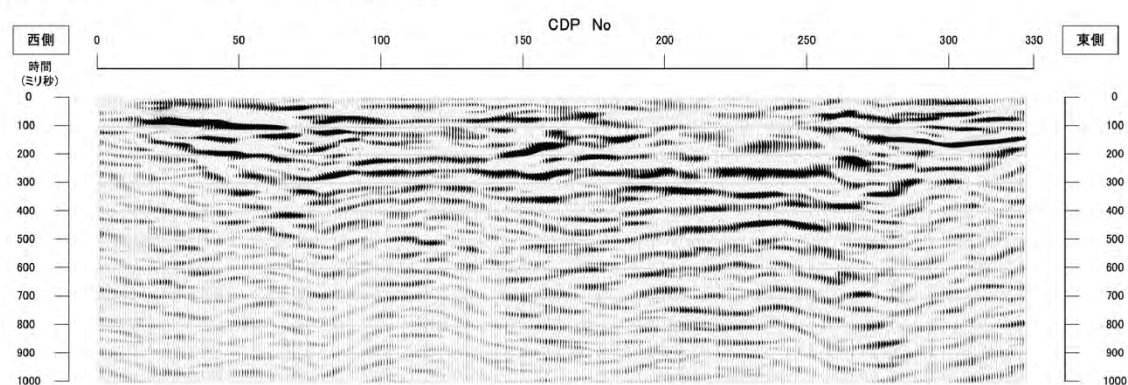
図 18 横手市平鹿地区における地質断面図

YKHS-01 孔および YKHS-02 孔は本事業、YH-1～3 孔は過年度事業（近藤・Arora, 2022）によるボーリング。

(a) 重合後時間断面



(b) マイグレーション処理後時間断面



(c) マイグレーション処理後深度断面

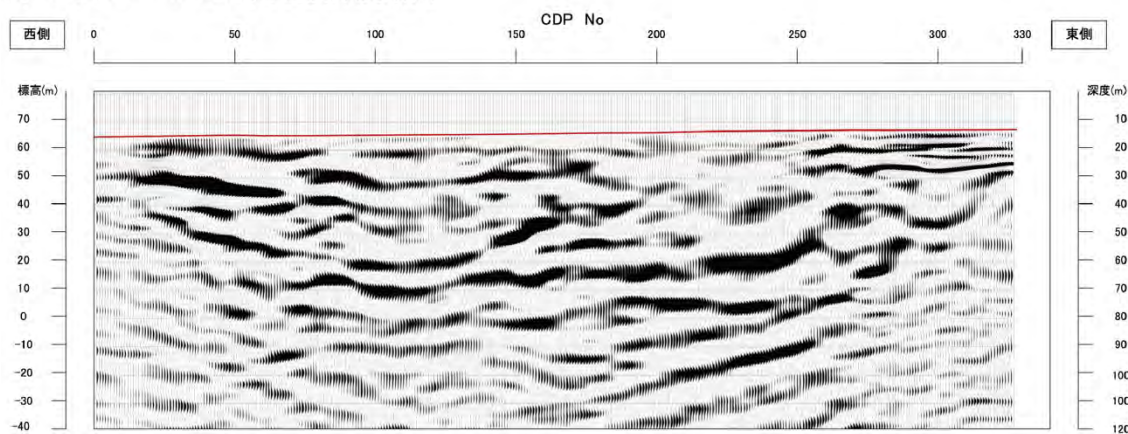


図 19 横手市平鹿地区における S 波反射法地震探査の結果
測線位置は図 13 に示す。

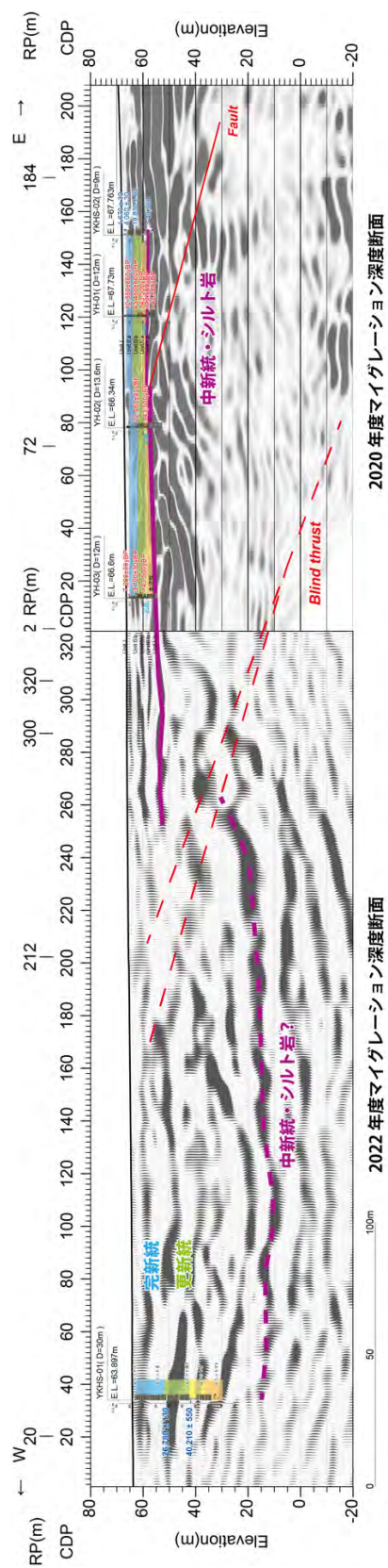


図 20 横手市平鹿地区における統合地形地質断面図

(d) 令和5年度の業務の成果

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って横手市を経て、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 21～22）。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行った。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22）。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1kmの丸子川周辺では、地震時上下変位は2m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1km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陸成（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22）。

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22；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0.1mDEM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23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、東へ向かって湾曲する断層トレースが推定された（図23）。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 6 m、深さ 3 m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 6 m、深さ 3 m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 24～27、スケッチを図 28～31、地形地質断面を図 32、地質・層序を表 2、トレンチから採取した ^{14}C 年代測定の結果を表 3 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 20～50 cm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 80～100 cmで分布する。 ϕ 2-200 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、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 40～120 cmで分布する。 ϕ 5-350 mm 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. (9130~9410 calBP) から 8760 ± 30 y. B. P. (9560~9900 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. (10700~11100 calBP) から 10120 ± 40 y. B. P. (11500~11900 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. (10700~11100 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. (9560~9900 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 9560~11100 calBP に限定され、約 9600~11100 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 4600~9400 年前とイベント 2 の年代約 9600~11100 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、200~6500 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2100～2500年（横手平鹿地区）、1600～1900年（吉沢川睦成地区）、2900～3500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20～30km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、1600～3500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。

(e) 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。

(f) 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.

Wallace, R. E., Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 2875-2890, 1970.

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 2 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3 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

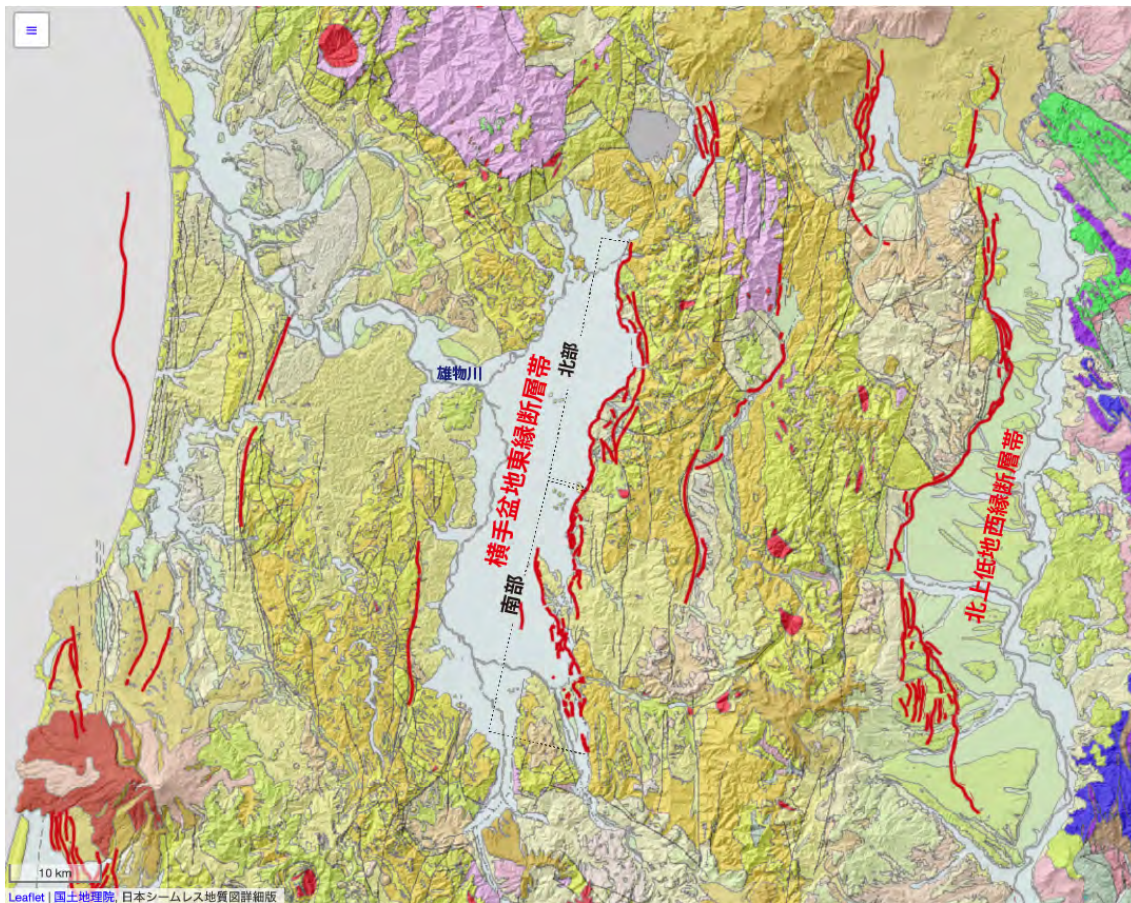


図 21 横手盆地東縁断層帯と南部区間の位置
 活断層分布は本研究及び産総研活断層データベース（産業技術総合研究所、2020）
 による。基図は産総研・地質調査総合センターのシームレス地質図。

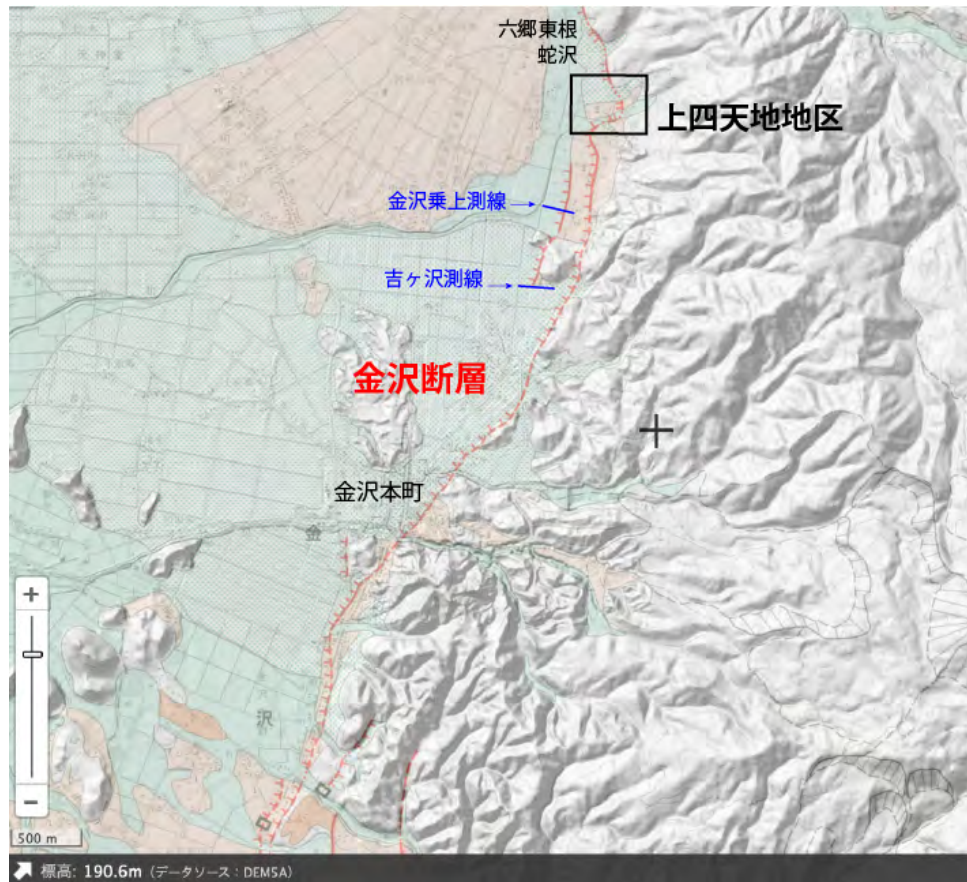


図 22 美郷町上四天地地区周辺の活断層分布
基図は、地理院地図による活断層図。

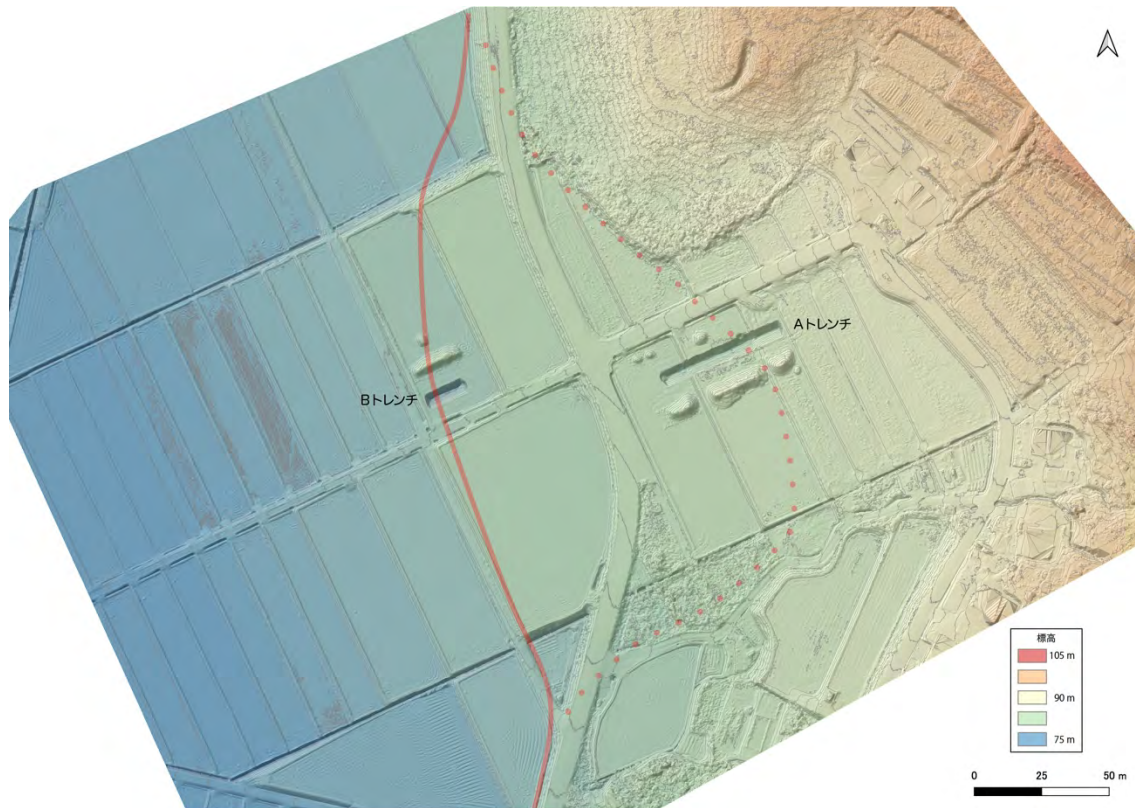


図 23 上四天地地区周辺のドローン LiDAR による地形陰影図
赤線は、米軍撮影の空中写真で判読された撓曲崖の変形フロント、赤破線は伏在断層。基図は、ドローン LiDAR による 0.1mDEM。



図 24 上四天地地区Aトレンチ北壁面の写真

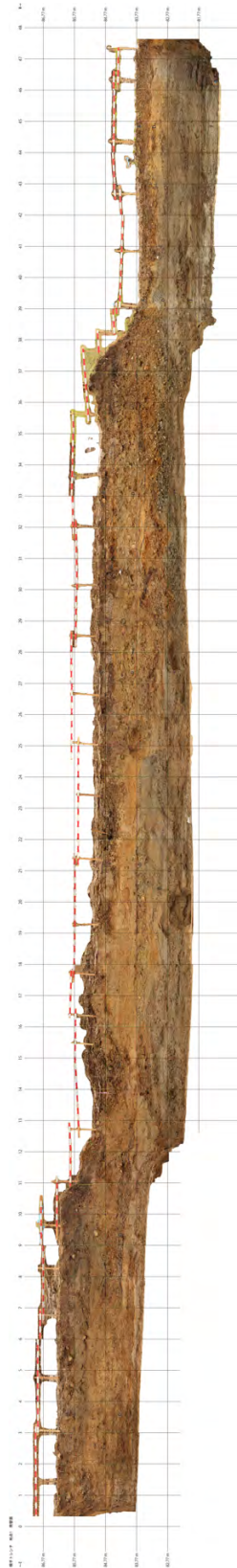


図 25 上四天地地区Aトレンチ南壁面の写真

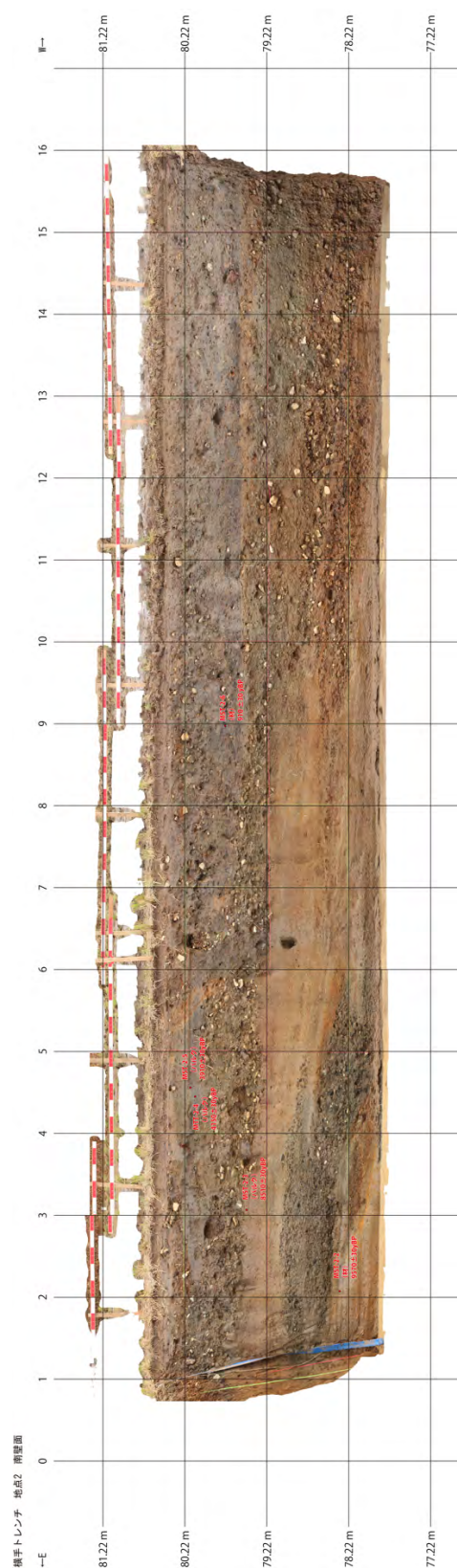


図 27 上四天地地区Bトレンチ南壁面の写真

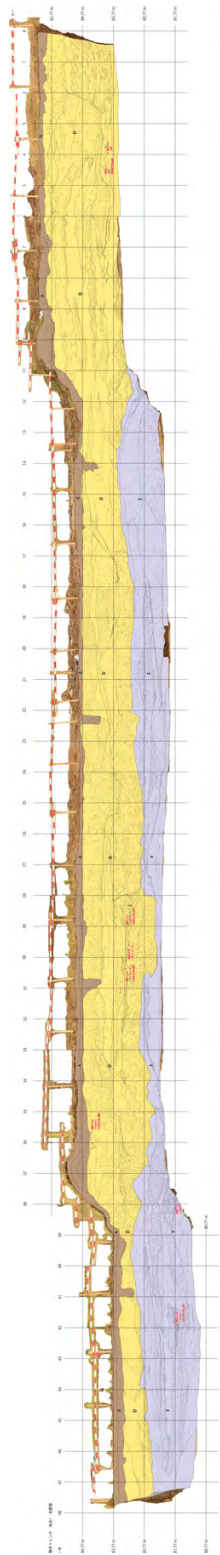


図 28 上四天地地区A トレンチ北壁面のスケッチ

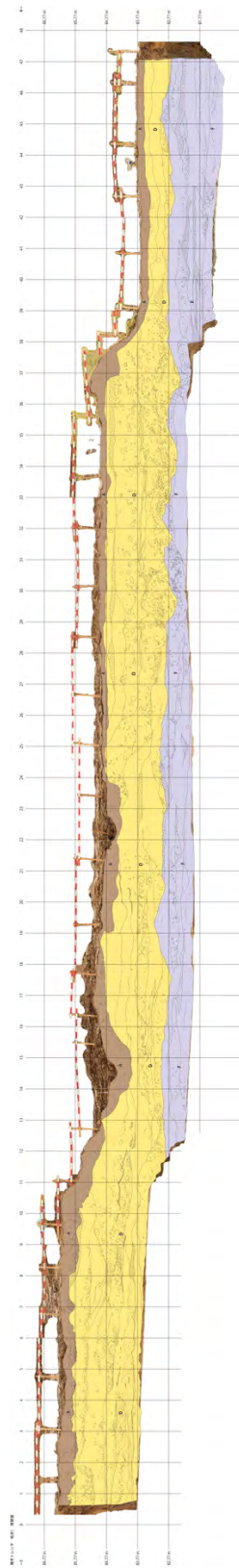


図 29 上四天地地区Aトレンチ南壁面のスケッチ

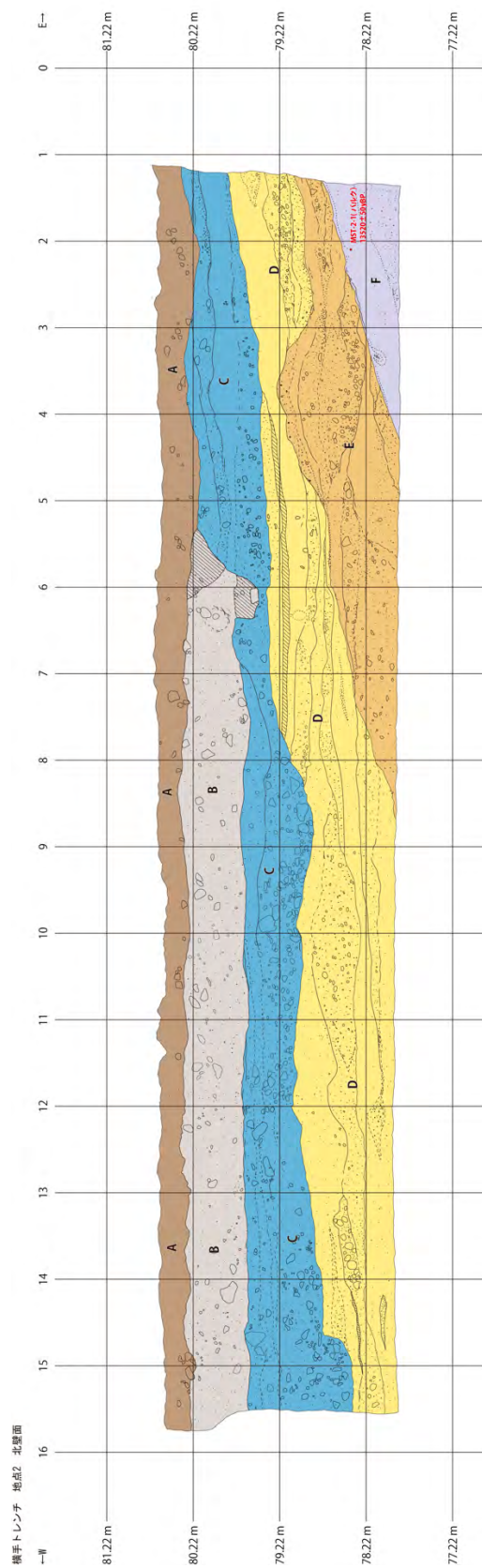


図 30 上四天地地区Bトレンチ北壁面のスケッチ

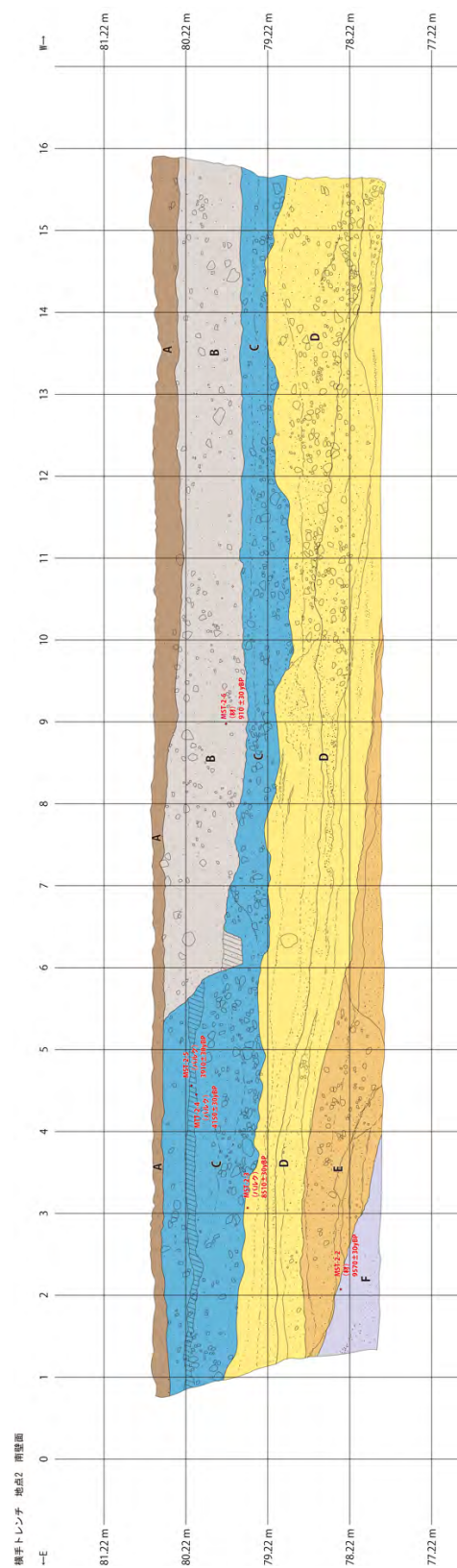


図 31 上四天地地区Bトレンチ南壁面のスケッチ

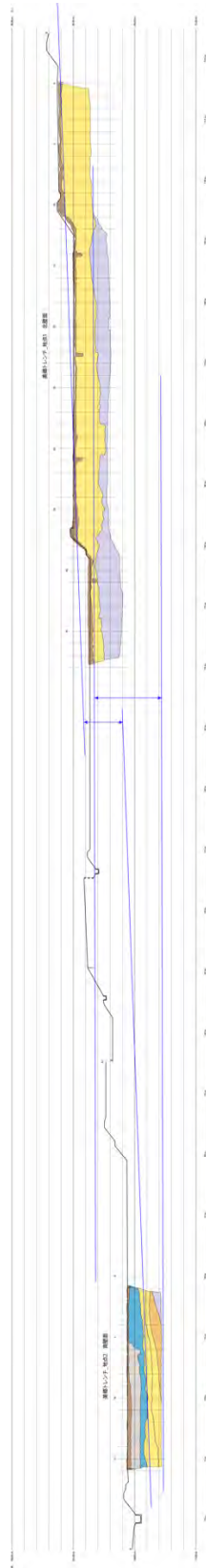


図 32 上四天地地区における地形地質断面図

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」）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。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、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ドローン LiDAR 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）を実施した。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した。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）を算出した。

3) 令和 6 年度

なし

（２）令和 6 年度の成果

なし

(3) 令和4～6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）。令和 4 年度には、麻績断層の既往成果の整理を行うとともに、麻績村下井堀地区においてドローン LiDAR 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。令和 5 年度には、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。

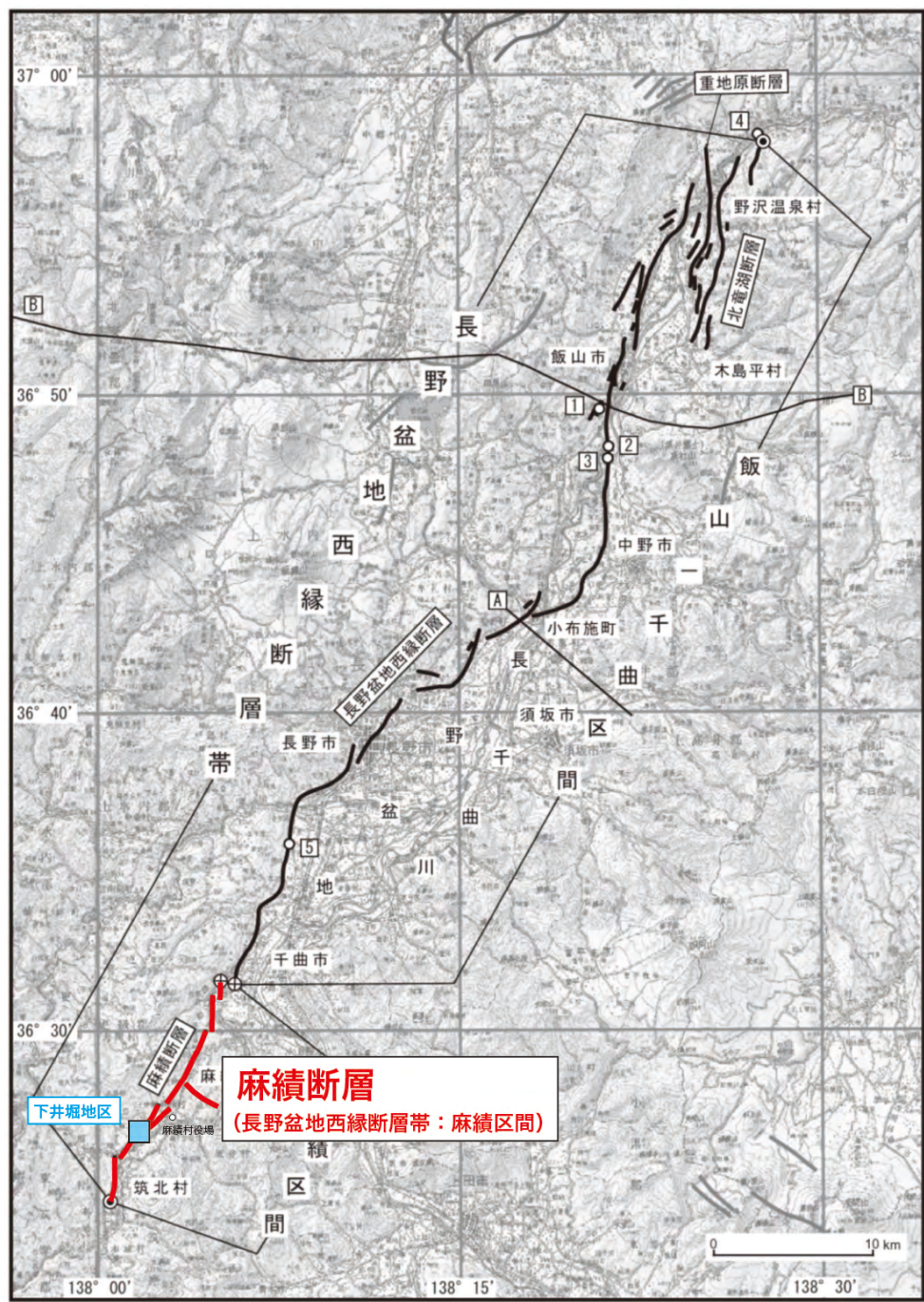


図1 麻績断層の位置（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015 を編集）
麻績断層の位置を赤線で示した。

(b) 業務の実施方法

1) 既往研究の整理

令和4年度に、麻績断層に関する既往研究に関する情報について、論文・報告書等を収集して内容を精査し、これまでに得られている知見を整理する。

2) 調査地の選定

令和4年度に、空中写真を用いた地形判読と現地での地形確認調査を実施し、ドローンLiDARを用いた地形測量及びボーリング調査の実施地点の候補地を選定する。

3) 地形計測と詳細デジタル標高モデルの作成

令和4年度に、麻績村下井堀地区においてドローンLiDARを用いて地形計測を実施し、詳細デジタル標高モデルを作成する。

4) トレンチ（もしくはピット）調査

令和5年度に、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。

5) ボーリング調査

令和4年度と令和5年度に、麻績村下井堀地区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の概要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。

6) 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、令和5年度に、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。

7) 平均変位速度（上下成分）の検討

令和5年度に、調査によって明らかにされた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) 既往研究の整理

令和4年度に、麻績断層に関する既往研究に関する情報を、論文・報告書等を収集して内容を精査し、これまでに得られている知見を整理した。

麻績村周辺の活断層については、活断層研究会編（1980, 1991）が長さ約3 kmの北西-南東走向のリニアメント（確実度Ⅲ）を図示しているが、詳細な情報は記載していない。田力・松多（2005）は、麻績村を含めた犀川流域における河成段丘の高度分布から同地域の地殻変動について論じたが、麻績川沿いには活断層の存在を示していない。田力・他（2013）は、詳細な空中写真判読の結果に基づき、河谷の屈曲や段丘面上の低断層崖、狭長なバルジと凹地などの断層変位地形を見出し、長野盆地西縁断層帯に連続するような北東-南西走向のリニアメントを図示した。麻績村誌（上巻）（麻績村誌編纂会編，1989）には、田力・他（2013）が示したリニアメント付近に北北東-南南西走向の市野川断層を図示するとともに、その露頭スケッチを示した。また、このリニアメントの南東延長に当たる麻績川右岸において、やや不明瞭な撓曲崖や逆向きの傾動といった断層変位地形が

存在することを指摘した。さらに、田力・他（2013）は、麻績川支流の東条川沿いにおいて、段丘面の背斜状変形、支流扇状地末端の撓曲、閉塞凹地等の断層変位地形を見出し、ここに南北走向で西側隆起の活断層の存在を推定した。この東条川沿いの活断層は、5 万分の 1 地質図「坂城」（加藤，1980）に示されている七ツ松断層及び七ツ松向斜と並走する。

麻績村周辺では、1890 年 1 月 7 日にマグニチュード 6.2 の地震が発生し、山崩れや道路の破損、家屋・土蔵の被害が報告されている（宇佐美ほか，2013）。また、1967 年 1 月 16 日にマグニチュード 5.2 の地震が聖高原周辺で発生しているが、被害の報告はない。

2) 調査地の選定

令和 4 年度に、空中写真を用いた地形判読と現地での地形確認調査を実施し、地形断面計測を行う測線の位置を検討した。

3) 地形計測と詳細デジタル標高モデルの作成

令和 4 年度に、麻績村下井堀地区においてドローン LiDAR を用いて地形計測を実施し、詳細デジタル標高モデルを作成した。

ドローン LiDAR 計測の仕様を表 1 に示す。計測点間隔については、データ密度が $0.25\text{ m} \times 0.25\text{ m}$ に 1 点以上を満たす距離で設定した。対地高度は、計測範囲の地形条件、IMU やレーザースキャナーの性能を踏まえて決定した。飛行速度、レーザー拡散角、スキャン回転数などは、設定した計測点間隔を満たすように個別に設定した。

飛行計画は、現地において、測量範囲、測量範囲内の建造物・交通状況・電線および高圧線の設置箇所を確認して作成し、飛行高度、速度、ルートは視認性を必要とされる三次元計測データの規格を満たすように設定した。計測範囲を図 2 に示す。

ドローンの飛行は、策定した飛行計画に基づき、自動航行ソフトに入力された飛行経路に沿って、自動航行で行った。使用したドローンは DJI 社の Matrice300RTK である。飛行経路にはラップ範囲を設け、隙間なくデータを採取するため、測量範囲を折り返しながら連続的に計測を行った。

ドローン LiDAR 計測によって得られたレーザー測距データ、GPS データ、IMU データに基づき、現地の地形のオリジナルデータを作成した（図 3）。点密度は $100\text{ 点}/\text{m}^2$ を満たすものとした。オリジナルデータについて、コース間検証、調整点を用いた検証、検証点を用いた検証、点密度の検証等の精度検証を行った。

オリジナルデータから、建物、樹木等の地物を取り除いたグラウンドデータを作成した。自動フィルタリングで大まかに地物を取り除いた後、簡易オルソ画像を参照して、自動フィルタリングで除去できなかった余分な点を細かく除去した。

グラウンドデータから、数値データを格子状に並べたグリッドデータを作成した。必要に応じて、傾斜変換点やフィルタリングで除去された欠損範囲をブレイクラインで補った。その上で、不規則三角形網（TIN）による補完法を用いて、内挿補完を行った。データ補完後、格子間隔を 0.25 m メッシュとしてグリッド形式のデジタル標高モデル（DEM）を作成した。

作成したグリッドデータに基づき、等高線図（図 4）や陰影段彩図（図 5）を作成し

た。

表 1 麻績断層下井堀地区で実施したドローン LiDAR 計測の仕様

システム種別	Terra LIDER One
計測点間隔	進行方向 : 5.3 cm 横断方向 : 5.3 cm
対地高度	70 m
飛行速度	7.0 m/s
コース数	66
コース間重複度	60 %
レーザー走査角	$\pm 35^{\circ}$
レーザー拡散角	3.0 mrad 以上
パルスレート	240 kHz
パルスモード	3パルス
ビーム径(地上部)	34.21 cm(水平) 3.67 cm(垂直)
有効計測角	70 deg(水平方向)
有効計測幅	100 m
IMU の精度(ロール角)	0.030 deg(RMS)
IMU の精度(ピッチ角)	0.030 deg(RMS)
IMU の精度(ヘディング角)	0.180 deg(RMS)
使用する固定局	電子基準点 R 麻績

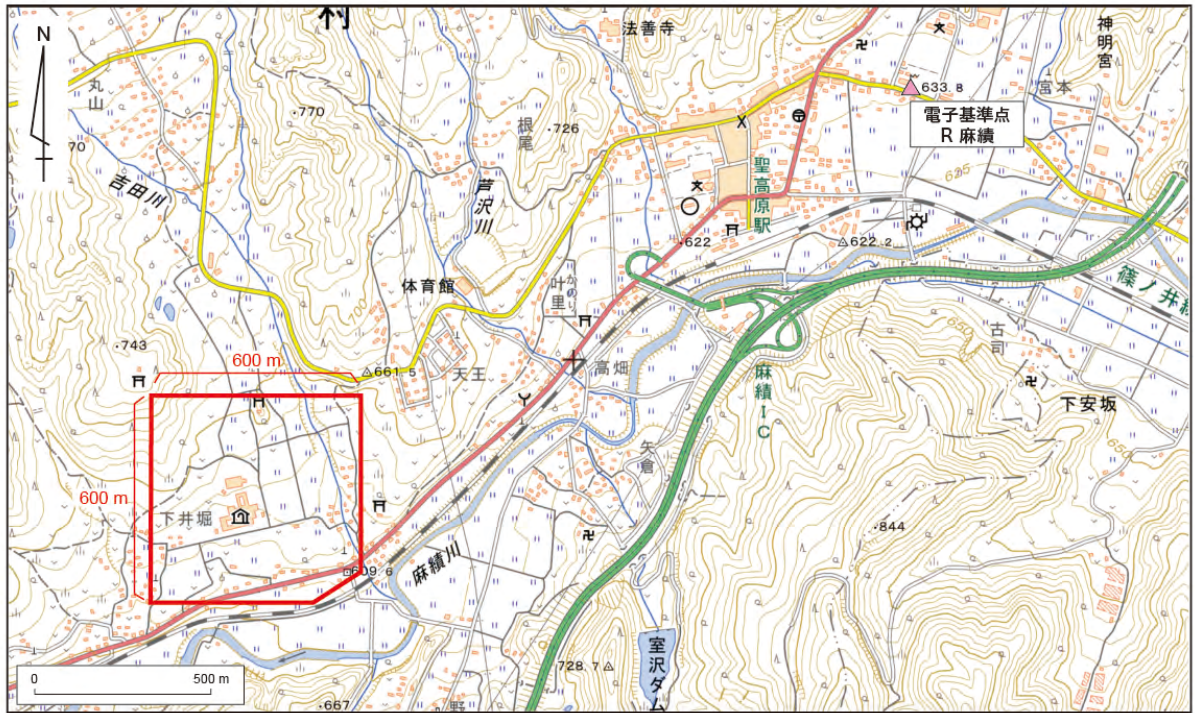


図2 麻績断層下井堀地区で実施したドローンLiDAR計測の実施範囲

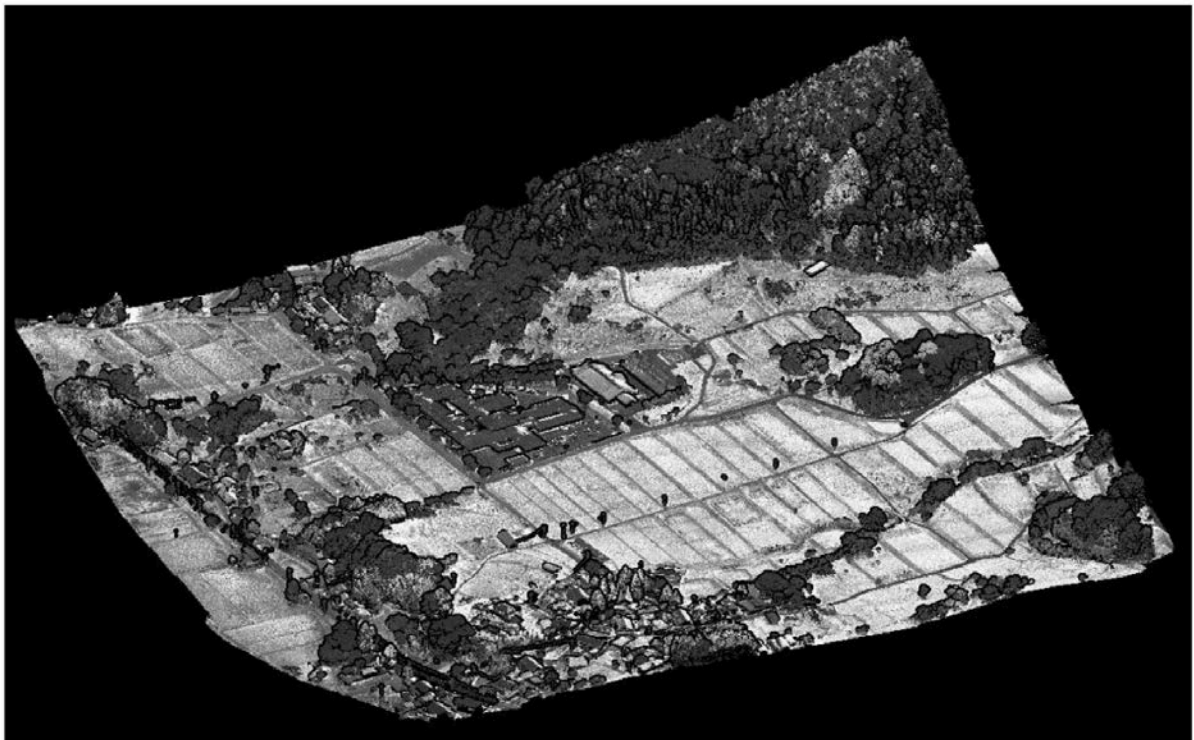


図3 オリジナルデータを用いて作成した下井堀地区の地形鳥瞰図

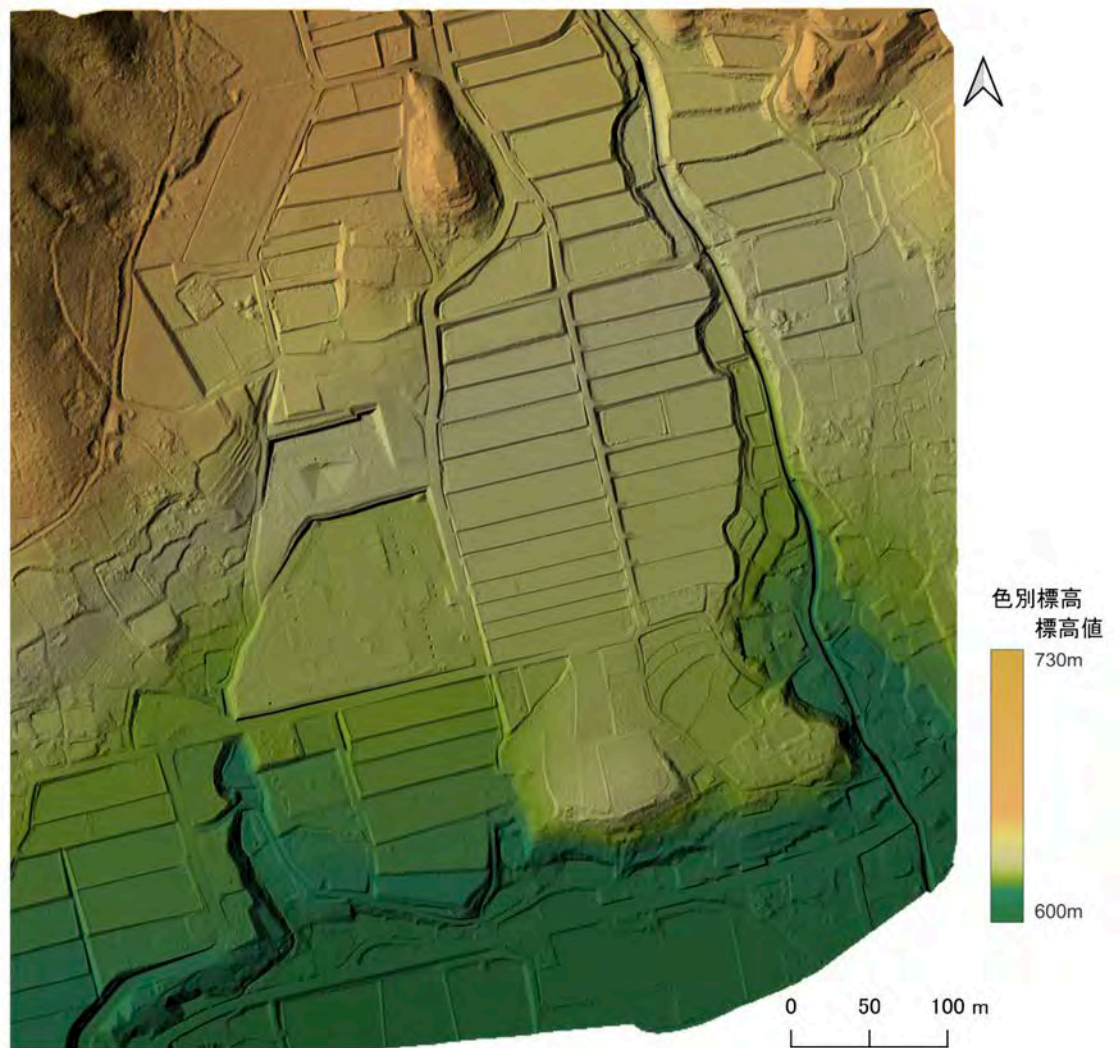


図5 下井堀地区の陰影段彩図

4) トレンチ（もしくはピット）調査

令和5年度に、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替えることとした。

5) ボーリング調査

令和4年度と令和5年度に、麻績村下井堀地区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の概要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。ボーリングは令和4年度に5箇所、令和5年度に8箇所の計13箇所で行った（図6）。令和4年度に掘削したボーリングの孔名はR4-No.1からR4-No.4およびR4-No.7とした。R4-No.5とR4-No.6については、調査数量の関係で掘削地点をR4-No.7に変更した。令和5年度に掘削したボーリングの孔名は、R5-No.1からR5-No.8とした。掘削方向はいずれも鉛直とした。

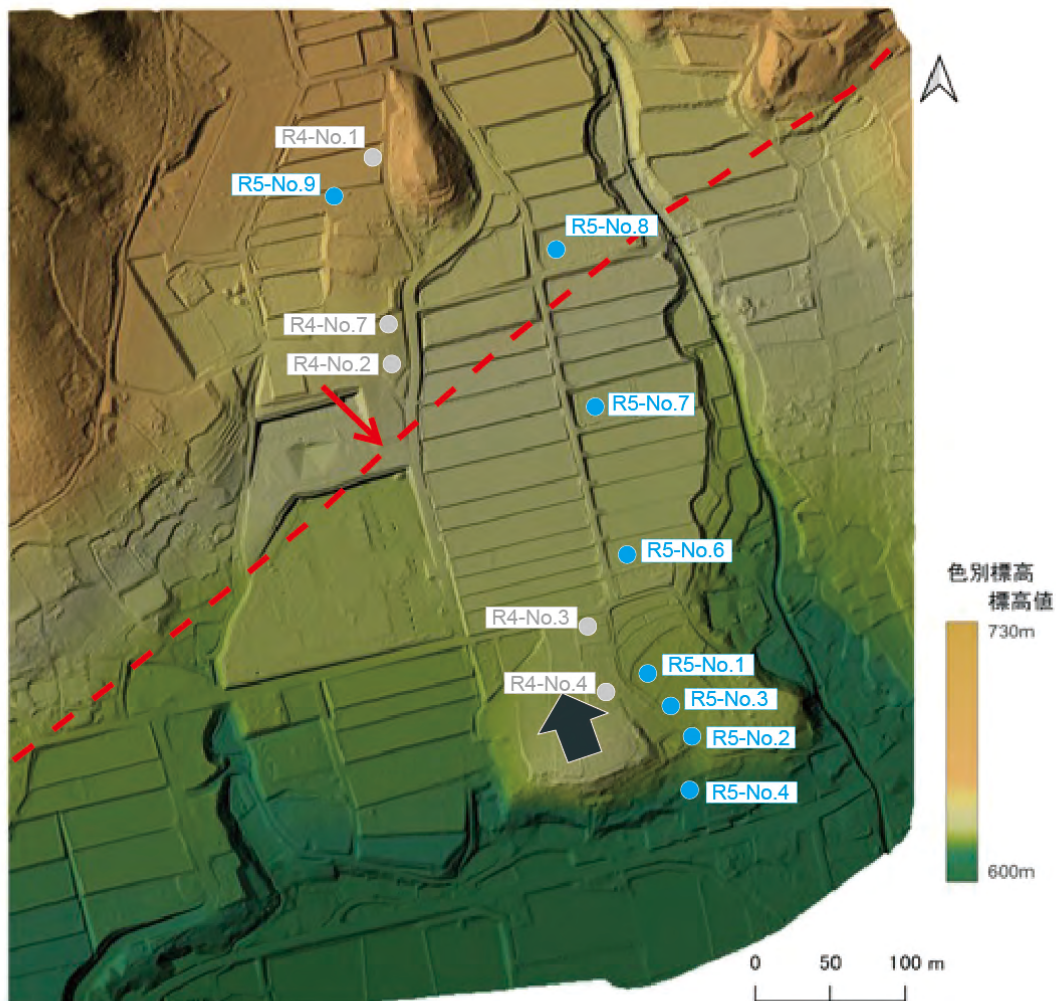


図6 下井堀地区のボーリング掘削位置図

灰色は令和4年度にボーリングを実施した地点を、水色は令和5年度にボーリングを実施した地点を示す。赤破線は麻績断層が通過すると想定される位置を示す。赤い矢印は撓曲崖を、大きな黒矢印は地形面の異常な傾斜とその方向を示す。活断層、撓曲崖、地形面の異常傾斜の位置は、田力・他（2023）に基づく。

以下に、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。

【R4-No. 1】

R4-No. 1 は下井堀地区の集落内を流れる吉田川の右岸に位置する孤立丘の西側で掘削した（図6）。掘削深度は4mとした。R4-No. 1 のボーリングコアの写真を図7に、層序区分図を図8に示す。

地表から深度0.30 mまでは暗褐色の表土である。

深度 0.30 m から深度 0.80 m までは、径 2～10 mm の円礫や 20～30% の細砂～中砂を含む茶褐色の礫混じり砂質シルトである。

深度 0.80 m から深度 1.72 m までは、コア長 5～45 cm の硬質な安山岩礫を主体とする灰白色～褐色のシルト混じり砂礫で、基質はシルト分を 30～40% 含む細凝灰質のシルト質砂からなる。

深度 1.72 m から深度 2.15 m にかけては、細粒分を 30～40% 含む細砂～中砂からなる灰褐色の凝灰質礫混じり砂で、径 10～20 mm の円礫を少量含む。このうち、深度 1.80 m から深度 1.92 m の間には、傾斜 10～20° でシルト状の火山灰層を挟む。

深度 2.15 m から深度 2.77 m にかけては、径 5～30 mm の円礫を主体とする淡褐色の砂礫である。基質はシルト混じり中砂～粗砂で、礫率は 50% 程度である。礫種は安山岩、風化した凝灰岩、泥岩からなる。

深度 2.77 m から深度 4.00 m までは、暗灰色の泥岩である。泥岩は均質で、固結度はやや低く、ハンマの打撃で割れる程度の硬さである。傾斜 20° 程度の節理が発達し、節理面が強く褐色化している。径 20～30 mm の砂質泥岩の偽礫を含み、玉ネギ状風化がみられる。

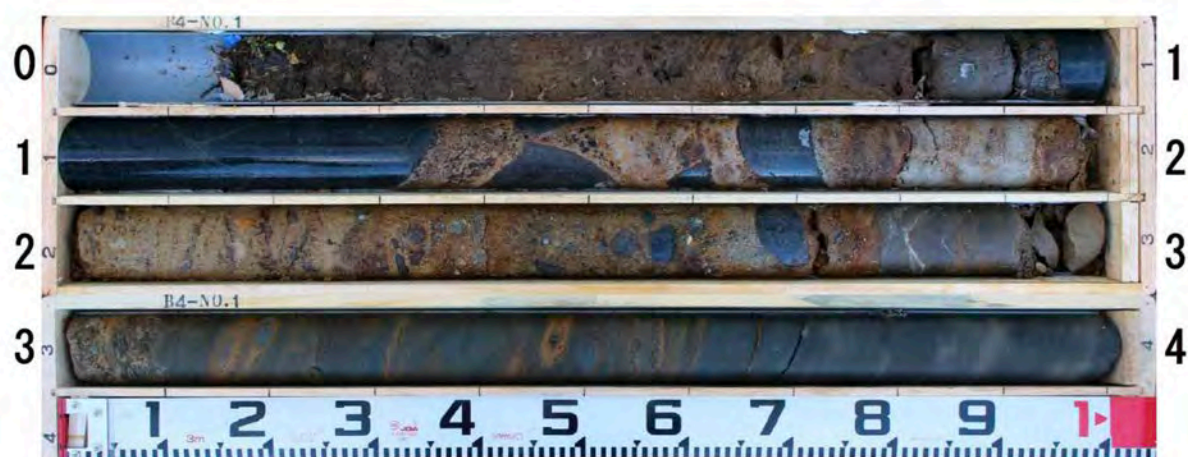


図 7 下井堀地区で掘削したボーリング（R4-No. 1）のコア写真



図 8 下井堀地区で掘削したボーリングコア（R4-No. 1）の層相区分図

【R4-No. 2】

R4-No. 2 は R4-No. 1 から約 140 m 南側へ移動した地点で掘削した（図 6）。掘削深度は 17 m とした。R4-No. 2 のボーリングコアの写真を図 9 に、層序区分図を図 10 に示す。

地表から深度 0.80 m までは中砂～粗砂を 20% 程度含む暗褐色の砂質シルトで、径 2～5 mm 程度の細礫を少量含むほか、深度 0.70 m に安山岩礫を含む。全体に不均質であり、盛土の可能性もある。打ち込み方式で掘削したため、コアが 30 cm 程度縮んでいる。

深度 0.80 m から深度 1.25 m にかけては、中砂～粗砂を 30% 程度含む褐色の礫混じり砂質シルトからなり、径 5～10 mm の礫を少量含む。このうち、深度 0.80 m から深度 0.85 m には、径 2～10 mm のチャートと安山岩の円礫が密集する。

深度 1.25 m から深度 2.27 m にかけては、淡褐色の砂礫である。径 20～30 mm の円礫～亜円礫を主体とし、コア径を超える大きさの安山岩礫が点在する。基質はシルト混じり中砂からなる。礫率は 70～80% であり、礫種は安山岩を主体とし、砂岩、凝灰岩、チャートを含む。

深度 2.27 m から深度 3.75 m にかけては、淡褐色の礫混じりシルト質砂である。径 10～40 mm の円礫～亜円礫を 20～30% 含んでおり、細粒分は 30～40% 程度である。礫種は安山岩、砂岩、泥岩、凝灰岩など多種で、チャートの円礫が目立つ。深度 3.55 m 以深では、暗紫色のシルトを斑点状に含む。

深度 3.75 m から深度 4.60 m にかけては、淡褐色の砂礫である。長軸が垂直方向に配列するコア長 10～20 cm の安山岩の円礫を主体とする。径 10～50 mm の円礫～亜円礫を含み、礫率は 50～60% で、基質は中砂～粗砂である。

深度 4.60 m から深度 9.00 m にかけては、淡褐色の砂礫である。径 20～50 mm の円礫～亜円礫を主体とし、コア径を超える大きさの安山岩礫を所々に含む。基質は中砂～粗砂からなる。礫率は 70～80% で、礫種は安山岩、砂岩、泥岩、凝灰岩、チャート、ひん岩など多種である。深度 5.88 m 付近には炭化したクルミを含む。また、深度 7.80 m から深度 8.00 m にコア長 20 cm の花崗岩を含む。深度 8.57 m から深度 8.68 m に、傾斜 10° 程度の葉理が発達する凝灰質の中砂～粗砂を挟む。コア径を超える大きさの砂岩礫である可能性もあるが、この砂よりも上位の砂礫層が強く赤褐色化していることから、薄層と判断した。

深度 9.00 m から深度 9.80 m にかけては、灰黄色の砂礫である。コア長 10～15 cm の弱風化した円礫を主体とし、礫率は 50% 程度である。基質は凝灰質のシルト混じり細砂～中砂である。深度 9.70 m から深度 9.80 m にコア長 10 cm の花崗岩を含む。

深度 9.80 m から深度 10.17 m にかけては、灰白色～灰黄色の凝灰質シルトである。細砂～中砂を 20～30% 含む。

深度 10.17 m から深度 10.85 m にかけては、灰白色～灰黄色の凝灰質シルト混じり砂である。細粒分を 5～10% 含む。深度 10.20 m から深度 10.33 m までは、径 5 mm 前後の細礫を 30% 程度含む。

深度 10.85 m から深度 11.55 m にかけては、灰白色～灰黄色の凝灰質砂質シルトである。細砂を 20～30% 程度含み、径 5～10 mm の円礫を少量含む。深度 10.85 m から深度 11.00 m は、微細砂を少量含む均質なシルトである。

深度 11.55 m から深度 12.75 m にかけては、黄褐色～灰黄色の砂礫である。径 20～50

mm およびコア長 5～10 cm の円礫～亜円礫を主体とする。基質は中砂～粗砂で、礫率は 60～70% 程度である。深度 12.00 m から深度 12.20 m は、径 20～30 mm の礫を主体とし、礫率が 30～40% となる。

深度 12.75 m から深度 13.20 m までは、灰黄色の礫質砂である。径 20～50 mm の円礫～亜円礫を 20～30% 程度含む。深度 13.20 m 付近にシルトの薄層を挟む。

深度 13.20 m から深度 17.00 m までは、淡褐色の砂礫である。径 20～100 mm の円礫～亜円礫を主体とし、コア長 10～20 cm の礫が点在する。礫率は 60～70% 程度で、礫種は安山岩、砂岩、泥岩、凝灰岩、チャートなど多種である。

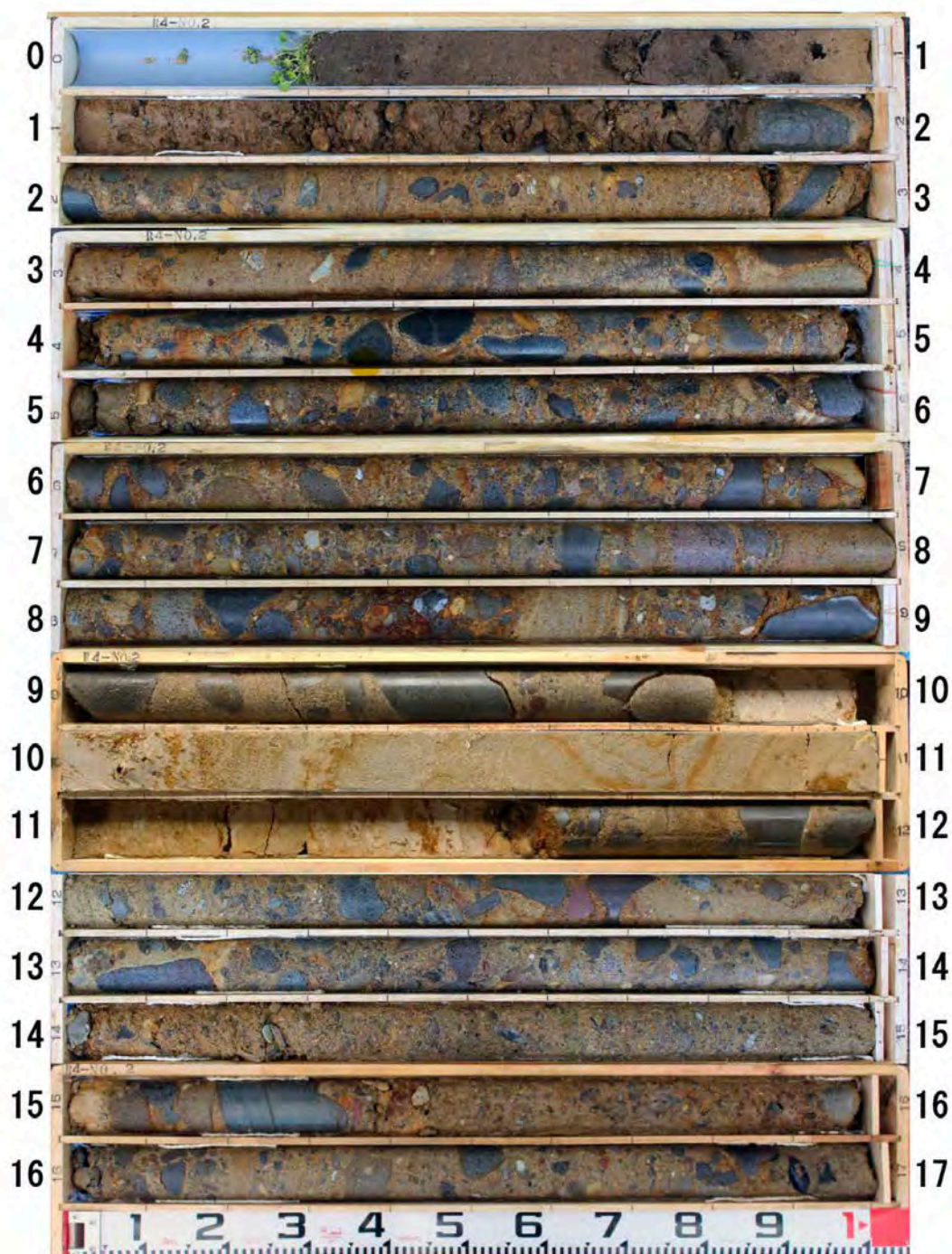


図9 下井堀地区で掘削したボーリング (R4-No. 2) のコア写真

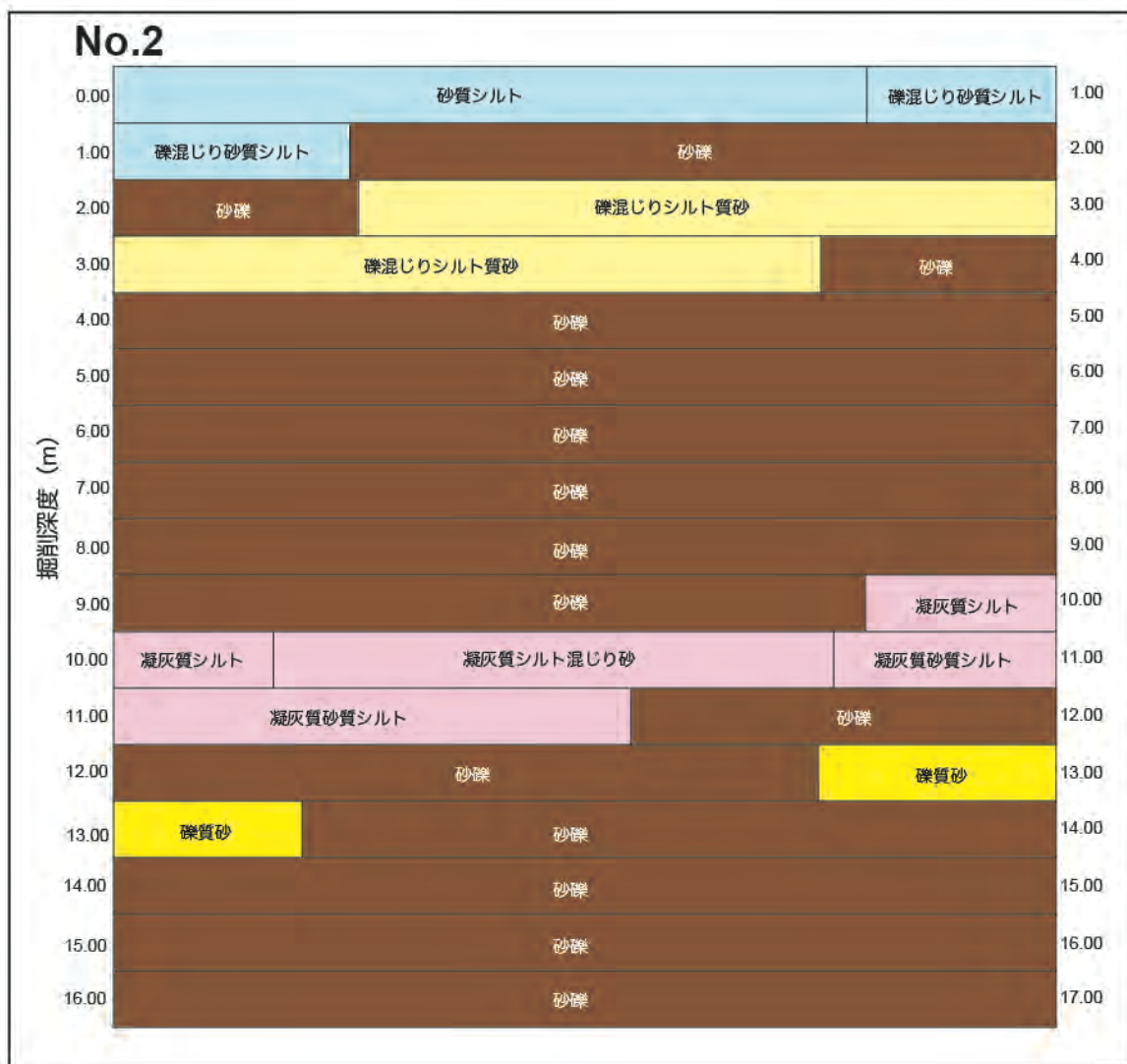


図 10 下井堀地区で掘削したボーリングコア（R4-No. 2）の層相区分図

【R4-No. 3】

R4-No. 3 は下井堀地区の集落内を流れる吉田川の右岸に位置する逆傾斜した段丘面上で掘削した(図 6)。掘削深度は 3 m とした。R4-No. 3 のボーリングコアの写真を図 11 に、層序区分図を図 12 に示す。

地表から深度 0.30 m までは、暗褐色の表土である。

深度 0.30 m から深度 2.20 m までは、細砂～中砂を 20～30% 含む暗褐色～灰褐色の砂質シルトである。全体に径 5 mm 程度の細礫を含み、斑点状に黒褐色のマンガンが濃集する。深度 1.50 m から深度 1.70 m に、径 20～40 mm のチャートと発泡した安山岩の円礫を含む。

深度 2.20 m から深度 3.00 m までは、灰褐色のシルト混じり砂礫である。コア長 10～40 cm の安山岩の円礫を主体とし、径 10～20 mm の円礫を含む。礫率は 70% 程度である。基質は、風化により軟質化し、指圧でつぶれて砂質シルト状になる。

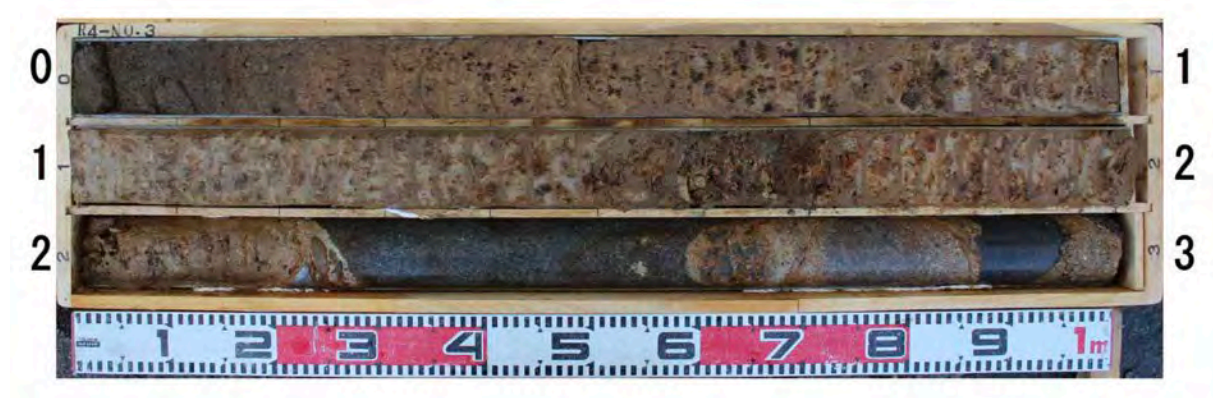


図 11 下井堀地区で掘削したボーリング (R4-No. 3) のコア写真



図 12 下井堀地区で掘削したボーリングコア (R4-No. 3) の層相区分図

【R4-No. 4】

R4-No. 4 は下井堀地区の集落内を流れる吉田川の右岸に位置する逆傾斜した段丘面上で、R4-No. 3 から約 30 m 南側へ移動した場所で掘削した。掘削深度は 3 m とした。R4-No. 4 のボーリングコアの写真を図 13 に、層序区分図を図 14 に示す。

地表から深度 0.45 m までは暗褐色の表土である。

深度 0.45 m から深度 0.75 m までは、細砂～中砂を 20～30% 含む暗褐色～褐灰色の砂質シルトで、径 5 mm 前後の砂礫を少量含む。

深度 0.75 m から深度 1.75 m までは、細砂～中砂を 20% 程度含む灰褐色の砂質シルトで、全体に黒褐色のマンガンが斑状点に濃集する。このうち、深度 1.50 m から深度 1.70 m に径 20～30 mm のチャートと安山岩の円礫を含む。

深度 1.75 m から深度 3.00 m までは、黄褐色～灰褐色のシルト混じり砂礫であり、径 5～20 mm の円礫を主体とし、コア長 40 cm の安山岩礫を含む。基質は風化により軟質化しており、指圧でつぶれ、砂質シルト状になる。礫率は 50～60% 程度である。深度 1.75 m から深度 2.20 m 付近までは黄褐色化している。

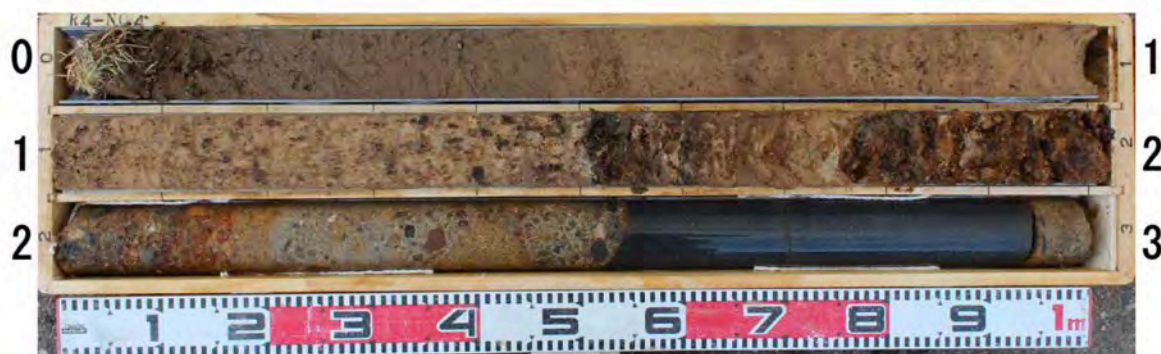


図 13 下井堀地区で掘削したボーリング（R4-No. 4）のコア写真



図 14 下井堀地区で掘削したボーリングコア（R4-No. 4）の層相区分図

【R4-No. 7】

R4-No. 7 は、R4-No. 1 と R4-No. 2 の間で掘削した。R4-No. 1 からは約 100 m、R4-No. 2 からは約 40 m 離れている（図 6）。掘削深度は 10 m とした。R4-No. 2 と同じ敷地の北縁付近であり、現況は草地である。図 15 に R4-No. 7 のボーリングコアの写真を、図 16 に層序区分図を示す。

地表から深度 0.18 m までは暗褐色の表土である。

深度 0.18 m から深度 0.65 m までは、暗褐色～褐色の礫混じり砂質シルトである。細砂～中砂を 20～30% 程度含む砂質シルトを主体とするが、径 5～20 mm の亜円～亜角礫を含んでおり、全体的に不均質である。盛土の可能性もある。

深度 0.65 m から深度 1.40 m までは、灰褐色の礫混じり砂質シルトである。細砂～中砂を 20～30% 程度含む砂質シルトを主体とし、深度 0.75 m から深度 0.85 m に径 20～40 mm のチャートと安山岩の円礫を含む。

深度 1.40 m から深度 3.20 m までは、淡褐色の砂礫である。コア長 5～30 cm の安山岩の円礫を主体とする。基質は中砂～粗砂で、礫率は 60% 程度である。



図 15 下井堀地区で掘削したボーリング（R4-No. 7）のコア写真

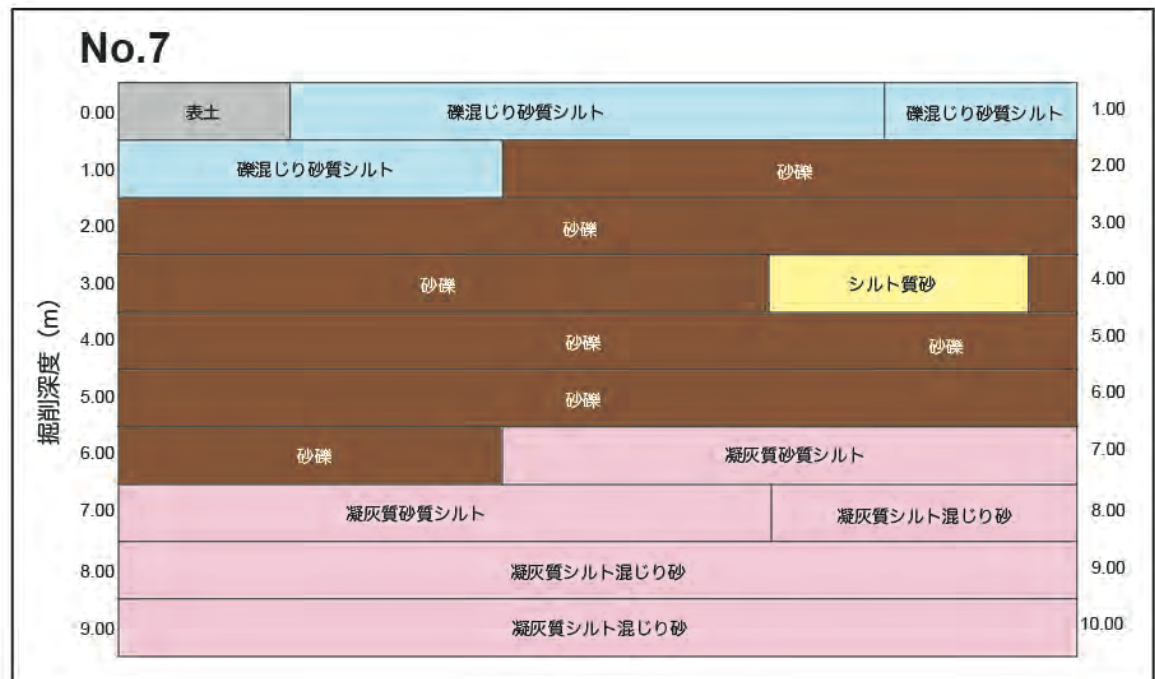


図 16 下井堀地区で掘削したボーリングコア（R4-No. 7）の層相区分図

深度 3.20 m から深度 3.68 m までは、淡褐色の砂礫である。径 10～30 mm の円礫および径 50 mm 前後の安山岩の円礫を主体とする。基質は中砂～粗砂で、礫率は 70% である。礫種は、安山岩、砂岩、チャートを含んでおり、多種である。

深度 3.68 m から深度 3.95 m までは、灰白色～褐色のシルト質砂である。細粒分を 20% 程度含む中砂を主体とし、層厚 5～20 mm の凝灰質シルトの薄層を複数挟む。薄層の傾斜は、水平～10° 程度である。

深度 3.95 m から深度 6.40 m までは、淡褐色の砂礫である。径 5～30 mm の円礫を主体とし、コア長 5～10 cm の安山岩礫を所々に含む。基質は中砂～粗砂で、礫率は 60% 程度である。礫種は、安山岩、ひん岩、泥岩、砂岩、凝灰岩などで、堆積岩は風化により褐色化している。径 10 mm 以下のチャートの円礫も少量含む。

深度 6.40 m から深度 7.68 m までは、灰白色の凝灰質砂質シルトである。細砂～中砂を 20～30% 含むほか、径 5～10 mm の円礫を全体に少量含む。深度 7.50 m から深度 7.65 m にかけては強い褐色を帯び、径 5～10 mm の礫を密に含むほか、炭化物を所々に含む。

深度 7.68 m から深度 10.00 m までは、紫灰色～灰色の凝灰質シルト混じり砂である。凝灰質の細砂～中砂で、全体に炭化物や細礫を含んでおり、深度 8.00 m 付近には木片を含む。深度 9.00 m 以深は青灰色を呈し、シルトの薄層を所々に挟む。

【R5-No. 1】（図 17、図 18）

深度 0.00-0.45 m には、暗褐色の砂質シルトが分布する。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 の垂円～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、亜円礫を少量含む。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 17 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	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	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 18 下井堀地区で掘削したボーリング（R5-No.1）の層序区分図

【R5-No. 2】(図 19、図 20)

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

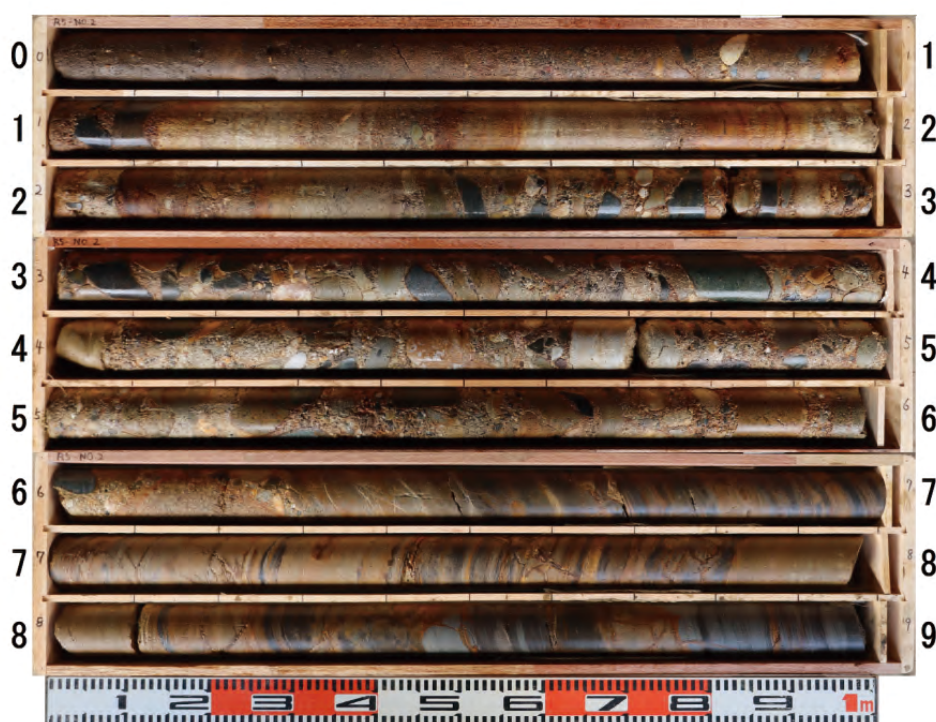


図 19 下井堀地区で掘削したボーリング (R5-No. 2) のコア写真

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 20 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 21、図 22）

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 21 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 22 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 23、図 24）

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

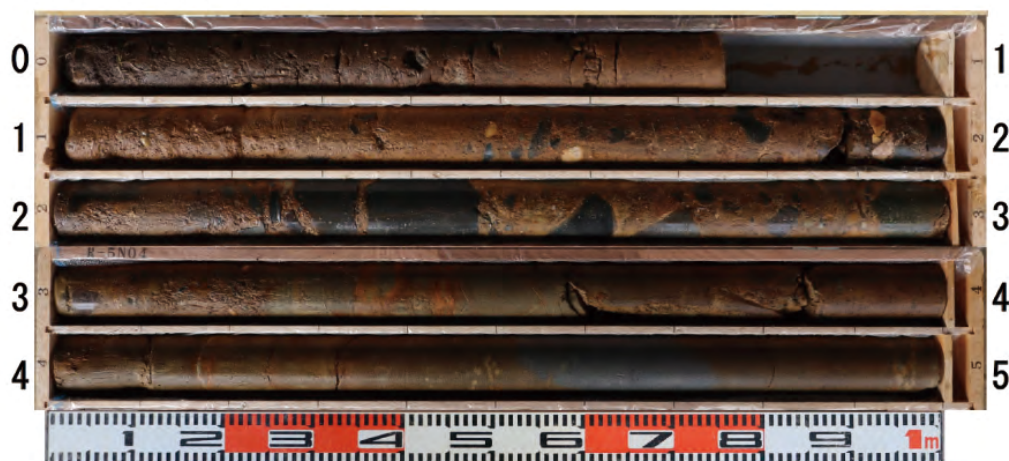


図 23 下井堀地区で掘削したボーリング（R5-No. 4）のコア写真

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 24 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 25、図 26)

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

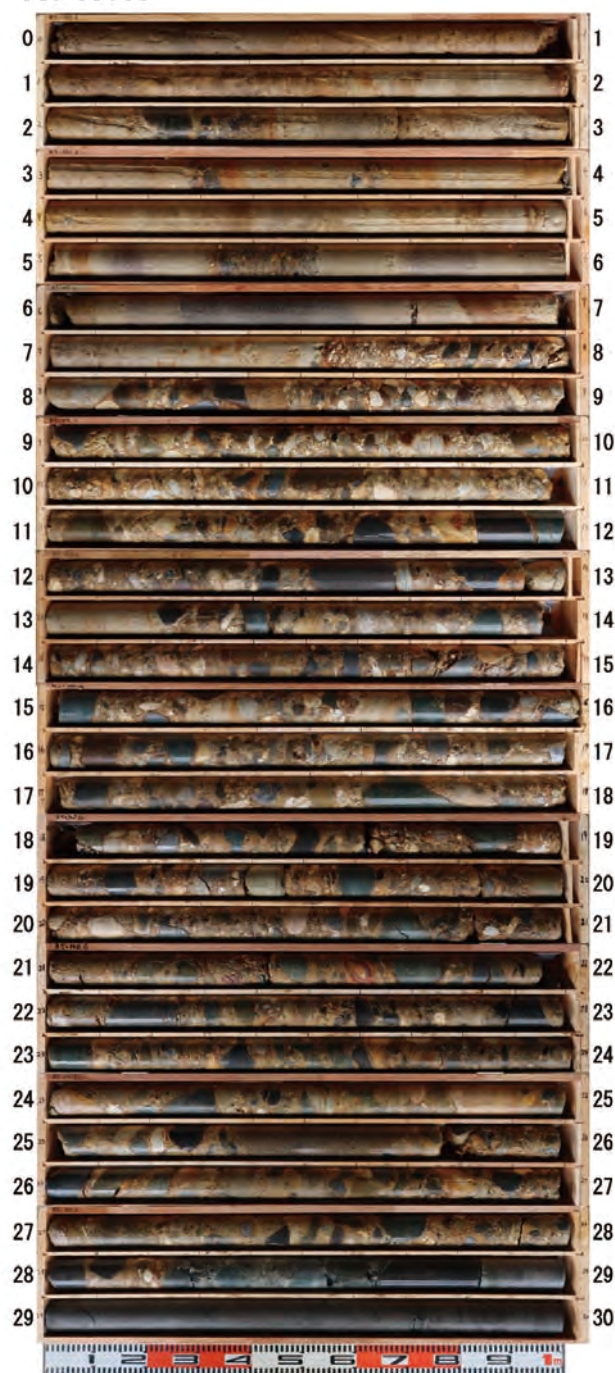


図 25 下井堀地区で掘削したボーリング（R5-No. 6）のコア写真

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 26 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 27、図 28)

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 27 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 28 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 29、図 30）

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 29 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	凝灰質砂質シルト	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 30 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 31、図 32)

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 31 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）	10
10	砂礫	砂岩泥岩互層		11
11	砂岩泥岩互層			12

図 32 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。

試料名	Labo 番号 (Geo ID)	試料種類	前処理	Measured Age (BP)	Conventional Age (BP)	$\delta^{13}\text{C}$	cal BP (2σ)
OMI_R5-9_C1	Beta-68352 (690800)	plant material	acid/alkali/acid	NA	> 43,500	-22.58	-
OMI_R5-9_C2	Beta-68353 (690801)	organic sediment	acid washes	NA	> 43,500	-27.78	-
OMI_R5-6_C1	Beta-68444 (691918)	organic sediment	acid washes	33,020 $\pm$ 260	32,970 $\pm$ 260	-28.27	38,676 - 36,660 (95.4%)

7) 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 33 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 34）。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、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 35）。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。

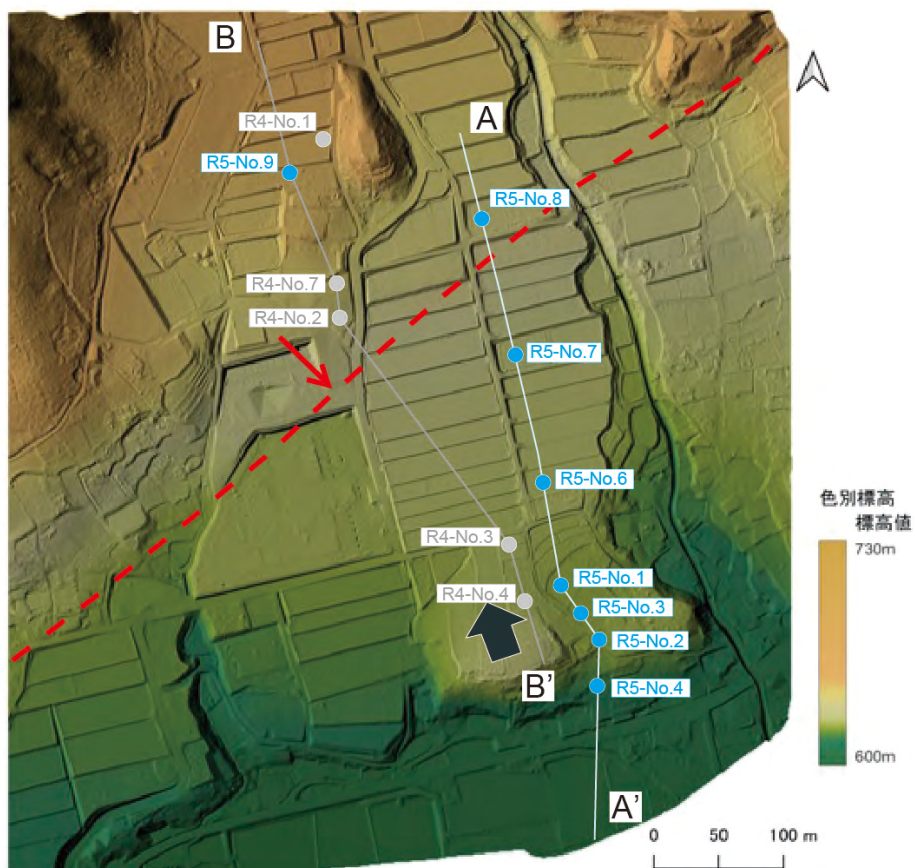


図 33 下井堀地区で掘削したボーリング掘削地点と地形断面測線位置

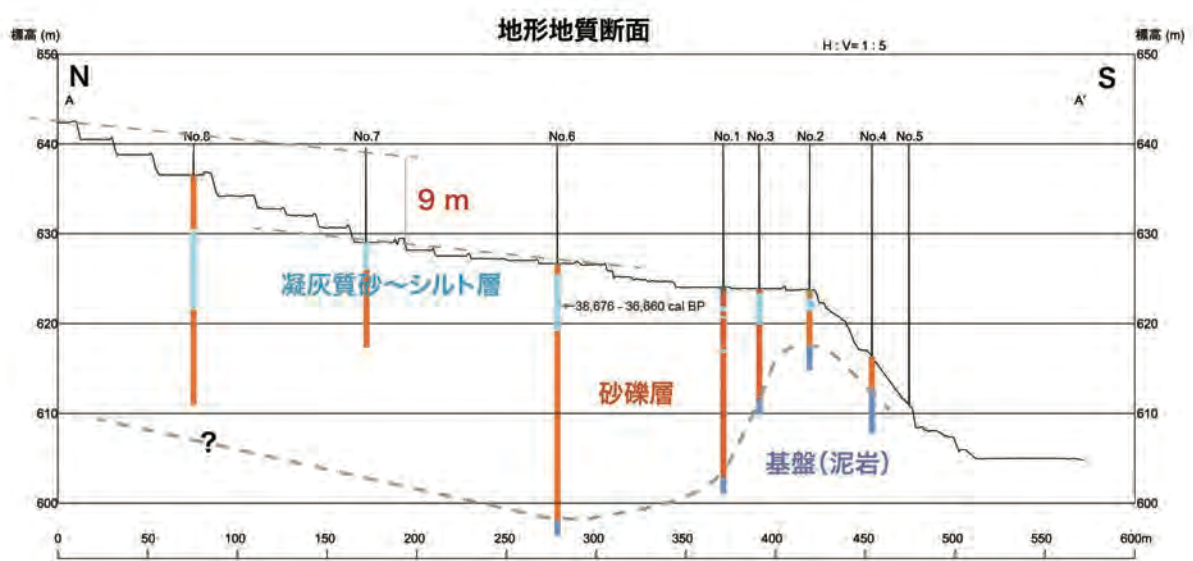


図 34 令和 5 年度に下井堀地区で実施したボーリング調査結果に基づく地形地質断面

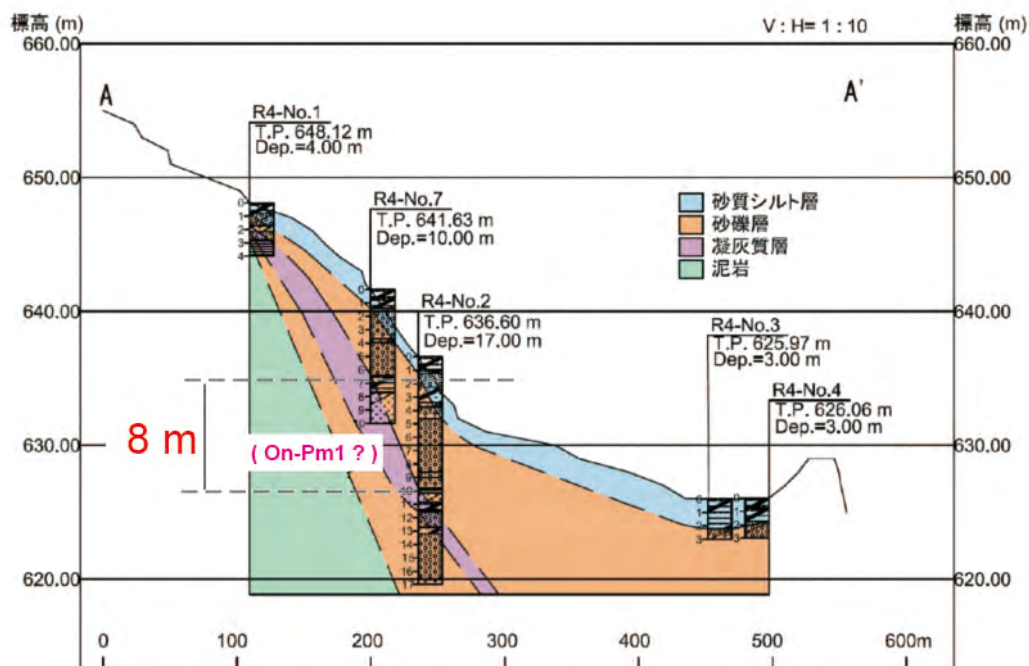


図 35 令和 4 年度に下井堀地区で実施したボーリング調査結果に基づく地形地質断面

(d) 結論ならびに残された課題

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

Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon, 51(1), 337-360, 2009.

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, 2015b.
- 加藤 碩一, 坂城地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 57p, 1980.
- 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.
- 麻績村誌編纂会編, 麻績村誌・上巻, 509p, 付図 2 枚, 1989.
- 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.
- 田力正好・松多信尚, 糸魚川-静岡構造線活断層系北部の活動に関連した犀川丘陵の変動地形, *活断層研究*, no. 25, 63-73, 2005.
- 田力正好・水本匡起・松田時彦・松浦律子・中田 高・後藤秀昭, 犀川丘陵南部における新たな断層変位地形の発見とそのテクトニックな意義, *日本活断層学会 2013 年度秋季学術大会講演予稿集*, P-4, 56-57, 2013.
- 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.
- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子, *日本被害地震総覧 599-2012*, 東京大学出版会, 704p, 2013.

3. 4 境峠・神谷断層帯（霧訪山－奈良井断層帯）の調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 境峠・神谷断層帯（霧訪山－奈良井断層帯）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	主任研究員	吾妻 崇

(c) 業務の目的

境峠・神谷断層帯（霧訪山－奈良井断層帯）（以下、「霧訪山－奈良井断層帯」）は、長野県中部において北東－南西方向に伸びる長さ約 28 km の右横ずれ断層である。長期評価では最新活動時期、平均変位速度及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は、段丘地形など年代推定が可能な横ずれの指標となる地形が乏しく、平均変位速度の推定が困難である。そのため、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) との関係に基づいて、この活断層の横ずれ成分の平均変位速度の推定を試みる。

(d) 年度毎の実施業務の要約

1) 令和 4 年度

対象地域の既往成果の整理を行い、都市圏活断層図「塩尻」（中田・他，2007）及び「木曽駒高原」（岡田・他，2007）に示されている横ずれ変位を受けた水系（40 地点）を、水系の屈曲量と上流の長さを計測する対象地点とした。選定した地点について、「地理院地図」を利用して河谷の横ずれ量、断層よりも上流の水系の長さの計測を行い、水系の屈曲量 (D : m) / 上流の長さ (L : m) の値 (α) を算出した。さらに、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て係数 k の値を決定し、霧訪山－奈良井断層帯の平均変位速度を求めた。

2) 令和 5 年度

なし

3) 令和 6 年度

なし

(2) 令和 6 年度の成果

なし

(3) 令和 4 ～ 6 年度の成果

(a) 業務の要約

霧訪山－奈良井断層帯は、長野県中部に位置する北東－南西走向で長さ約 28 km の右横ずれ断層である（図 1；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005，2006）。この活断層の横ずれ成分の平均変位速度を推定するため、この活断層を横切る水系の屈曲量と断層よりも上流側の水系の長さの計測を行った 40 の水系のうち、上流域が侵食小起伏面に達している 22 水系に限定して屈曲量/上流の長さ（ α ）の関係を確認したところ、 α の値は 0.018～0.195（平均値：0.07）であった。跡津川断層帯での既往研究による平均変位速度と α の値との比較結果（ $S = (8.6 \sim 29.4) \alpha$ ）に基づく、当断層帯の横ずれ成分の平均変位速度は 0.60～2.06 m/千年となる。

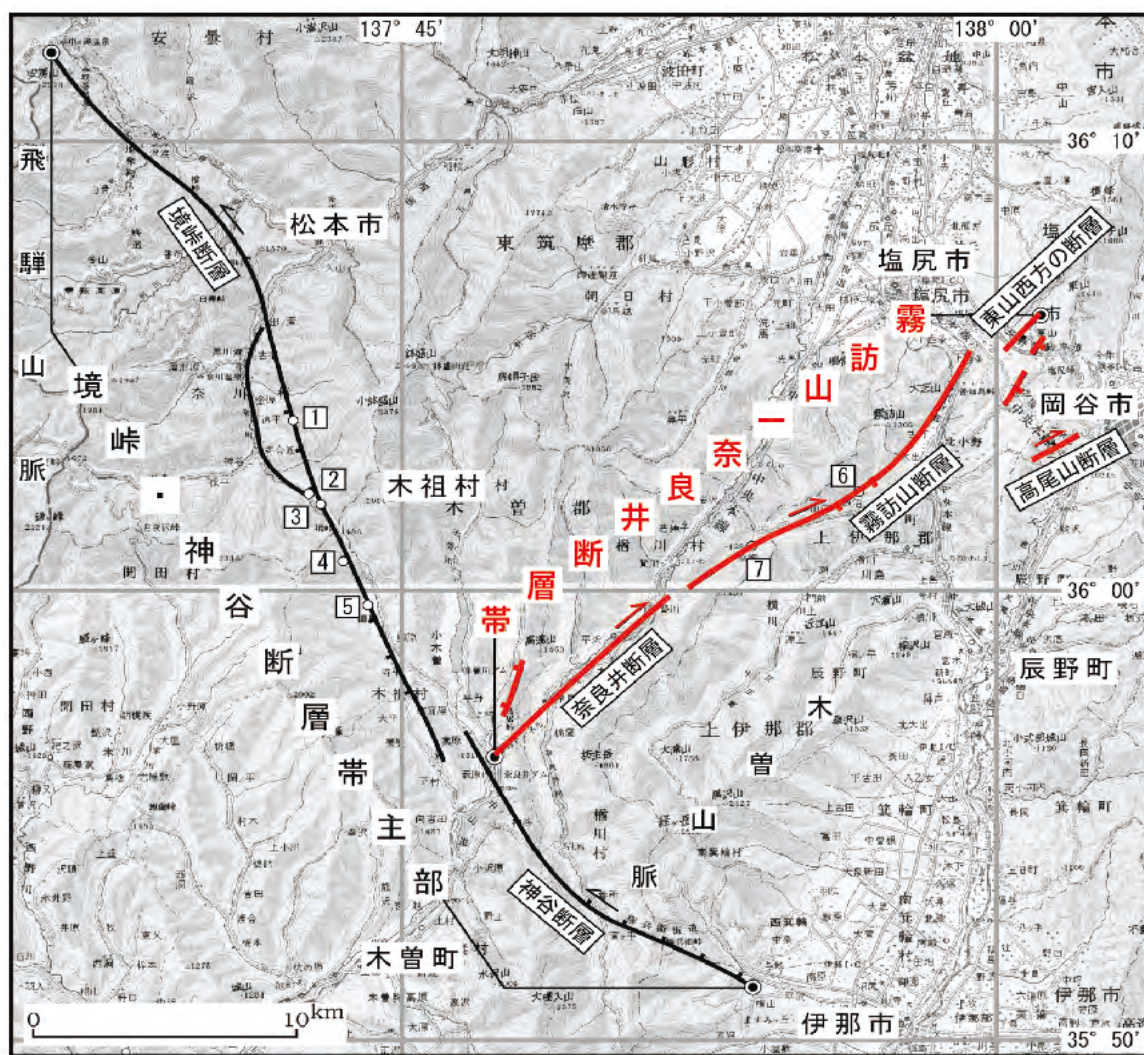


図 1 霧訪山－奈良井断層帯の位置（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2006 を編集）

霧訪山－奈良井断層帯の位置を赤線で示した。

(b) 業務の実施方法

1) 既往研究の整理

a) 霧訪山－奈良井断層帯に関する既往研究

霧訪山－奈良井断層帯について、片田・礪見（1962）が 5 万分の 1 地質図「伊那」に「奈良井断層帯」の存在を示している。また、片田・礪見（1964）は同断層帯が北東へ延長することを 5 万分の 1 地質図「塩尻」に示している。活断層研究会編（1980）は、前者を奈良井断層、後者を霧訪山断層として図示した。奈良井断層を活動度 B 級の右横ずれ断層（長さ 10 km）、霧訪山断層を活動度 A～B 級の右横ずれ断層（長さ 14 km 以上）とした。活断層研究会編（1991）においても同様の記載であった。活断層詳細デジタルマップ（中田・今泉編，2002）では、両断層を合わせた霧訪山断層帯として区分された。都市圏活断層図「木曽駒高原」（岡田・他，2007）及び「塩尻」（中田・他，2007）では、霧訪山－奈良井断層とその北側に位置する推定活断層（奈良井川断層）の詳細な活断層トレースとこれらの活断層を横切る水系の右横ずれを図示した。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005，2006）は、霧訪山－奈良井断層帯について「右横ずれを主体とする断層からなる」と記載した。産業技術総合研究所（2006）は、霧訪山－奈良井断層帯においてトレンチ調査（2 地点）とピット調査（1 地点）を実施したが、同断層帯の過去の活動に関する情報は得られていない。

b) 水系の屈曲量と上流の長さに基づく平均変位速度の推定に関する既往研究

松田（1966）は、中部地方の跡津川断層の横ずれに関する研究の中で、断層沿いの谷の屈曲量とその谷の断層線から上流の長さ（谷頭までの距離）との関係について、上流の長い川ほど概して屈曲量が多いことを指摘した。この考えは、その後、中央構造線活断層系（岡田，1970；後藤，1996）、三浦半島活断層群・丹那断層・山崎断層（安藤，1972）、三峠断層系（植村，1988）、淡路島北部の活断層（吾妻，1997）、六甲断層系（丸山・他，1997；Maruyama and Lin，2000）、有馬高槻構造線活断層系（Maruyama and Lin，2002）などの横ずれ断層で検証されてきた。その結果、断層による水系の屈曲量（ D ）と断層よりも上流側の水系の長さ（ L ）によって表される屈曲率 α （ $= D/L$ ）と平均変位速度（ S ）との間に相関関係 $S = k \cdot \alpha$ があることが示された。この関係について、松田（1975）は、 S は α の値と比べて 1 桁大きくなることから「 $S = 10 \alpha$ 」を提唱した。その後、植村（1988）は京都北部の活断層においては「 $S = (1 \sim 5) \alpha$ 」となることを、吾妻（1997）は淡路島北部の活断層においては「 $S = (5 \sim 7) \alpha$ 」となることを示した。このように、平均変位速度（ S ）と屈曲率（ α ）の関係には地域性がみられ、その大きな要因は地域による侵食速度の差異であることが指摘されている。産業技術総合研究所（2021）は、中国地方の横ずれ断層（五日市断層、筒賀断層、地福断層、大原湖断層）について検討し、上流部が侵食小起伏面に達している水系のみを検討対象とする方法を提案するとともに、地福断層における平均変位速度（ S ）と屈曲率（ α ）の関係に基づいてこの地域における係数 k の値を $k = 2 \sim 5$ と算出し、この値に基づいて他の横ずれ断層の平均変位速度（横ずれ成分）を推定した。

2) 侵食小起伏面の抽出

地形図から等高線を読み取り、霧訪山－奈良井断層帯の周辺に分布する侵食小起伏面を抽出した。同断層帯周辺では、標高 1000 m から標高 2000 m の間に定高性を持った尾根が分布しており、これらを侵食小起伏面とした（図 2）。

3) 水系の選定

本研究で用いるパラメータのうち、活断層よりも上流の水系の長さについては、上流域が山稜線に達してしまうと、時間が経過してもそれ以上は長さが増加しないという問題がある。中国地方の山地には侵食小起伏面が分布しており、そのような場所では現在も水系の上流側への侵食が継続していると考えられる。本検討では、都市圏活断層図「木曾駒高原」（岡田・他，2007）及び「塩尻」（中田・他，2007）に水系の横ずれが示されている40地点（図3）のうち、上流域が侵食小起伏面に達している22水系を選定し、平均変位速度を検討する対象とした（図4）。

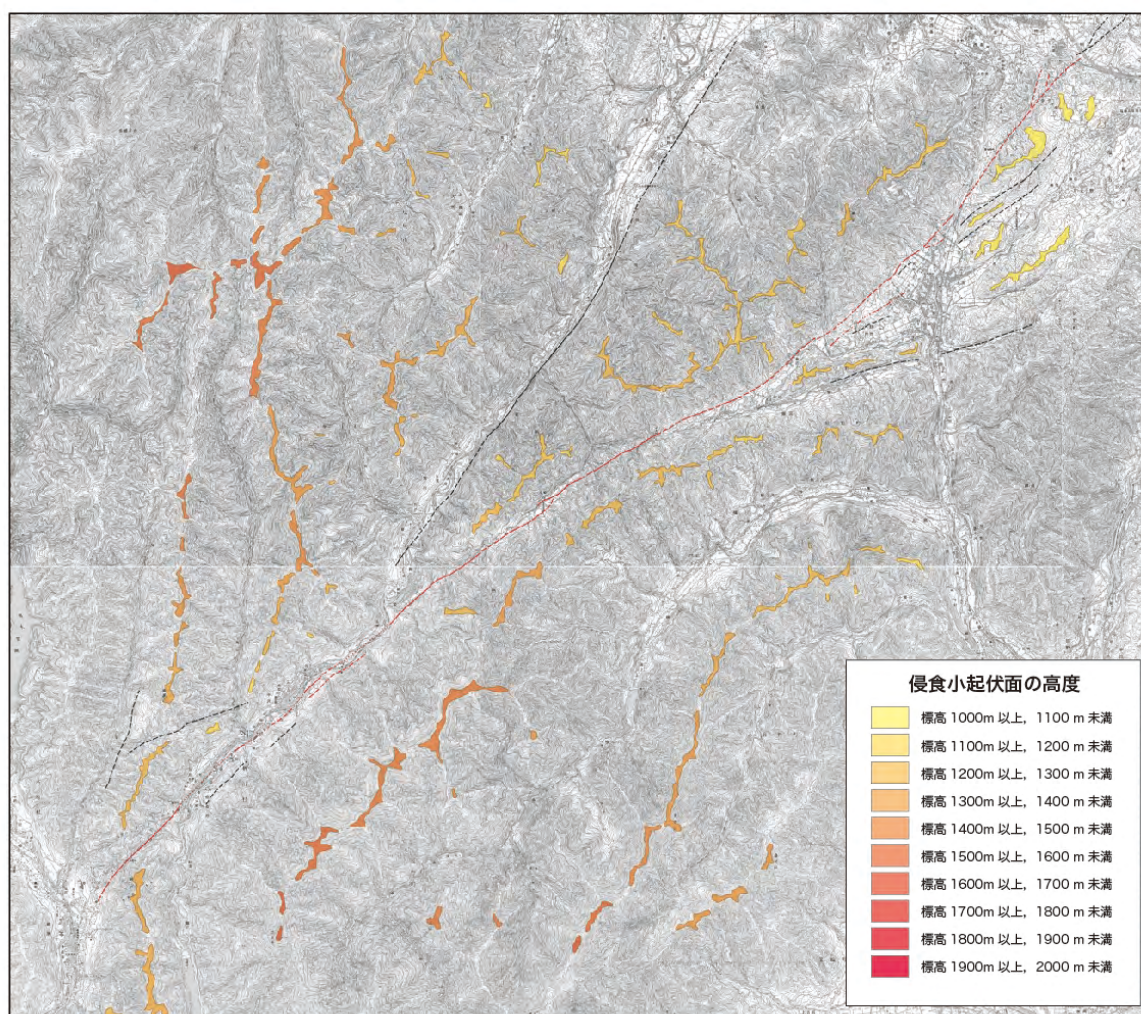


図2 霧訪山－奈良井断層帯周辺における侵食小起伏面の分布

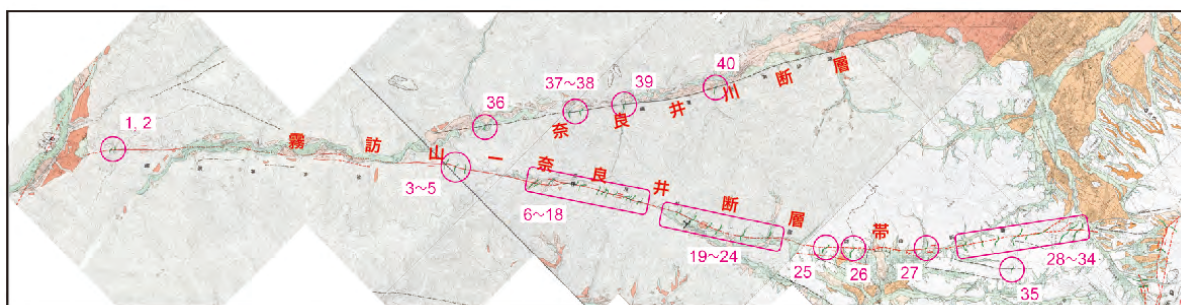


図3 霧訪山－奈良井断層帯における水系屈曲の分布
岡田・他（2007）及び中田・他（2007）に基づいて作成

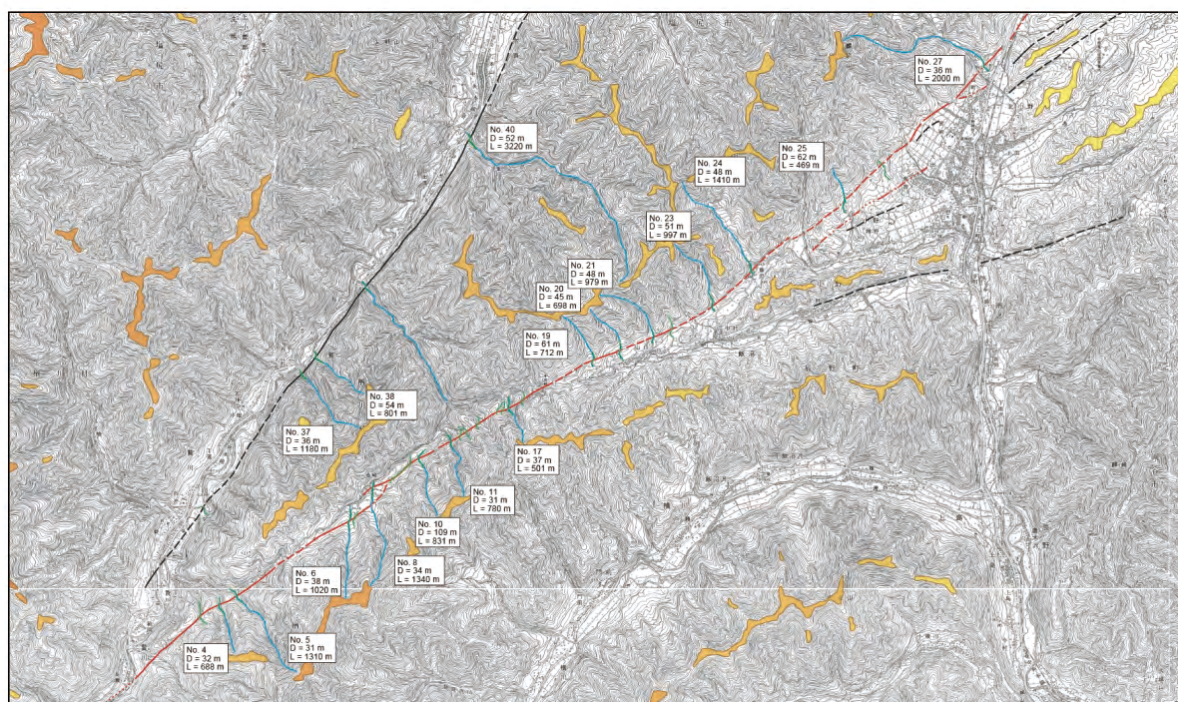


図4 水系の屈曲量（D）と断層よりも上流の長さ（L）の計測結果

(c) 業務の成果

1) 霧訪山－奈良井断層帯における水系屈曲率

上流部が侵食小起伏面に達している 22 の水系について計測した水系の屈曲量、上流の長さ及び α の値を表 1 に示す。また、水系の屈曲量と上流の長さとの関係及び α の値を図 5 に示す。検討の結果、霧訪山－奈良井断層帯における水系の屈曲について、屈曲率 α の値は最大で 0.195、最小で 0.018 と算出された。

表 1 霧訪山－奈良井断層帯における水系の屈曲量と上流の長さ

α の列の赤文字は最大値、青文字は最小値を示す。

括弧書きは、奈良井川断層における水系の屈曲に関する値のため、ここでは参考値と扱った。

地点 番号	地点名	水系の屈曲量 (m) ①	上流の長さ (m) ②	α ① / ②
2	鳥居峠	29	372	0.078
4	贅川	32	688	0.047
5	贅川	31	1,310	0.024
6	桑崎	38	1,020	0.037
8	桑崎	34	1,340	0.025
10	桑崎	109	831	0.131
11	桑崎	31	780	0.040
17	牛首峠	37	501	0.074
19	山口	61	712	0.086
20	山口	45	698	0.064
21	山口	48	979	0.049
23	中村	51	997	0.051
24	藤沢	48	1,410	0.034
25	押野	62	469	0.132
27	古町	36	2,000	0.018
30	善知鳥峠	72	493	0.146
31	上西条	110	563	0.195
33	みどり湖	76	1,160	0.066
34	みどり湖	97	785	0.124
(37)	(片平)	(36)	(1,180)	(0.031)
(38)	(片平)	(54)	(801)	(0.067)
(40)	(日出塩)	(52)	(3,220)	(0.016)

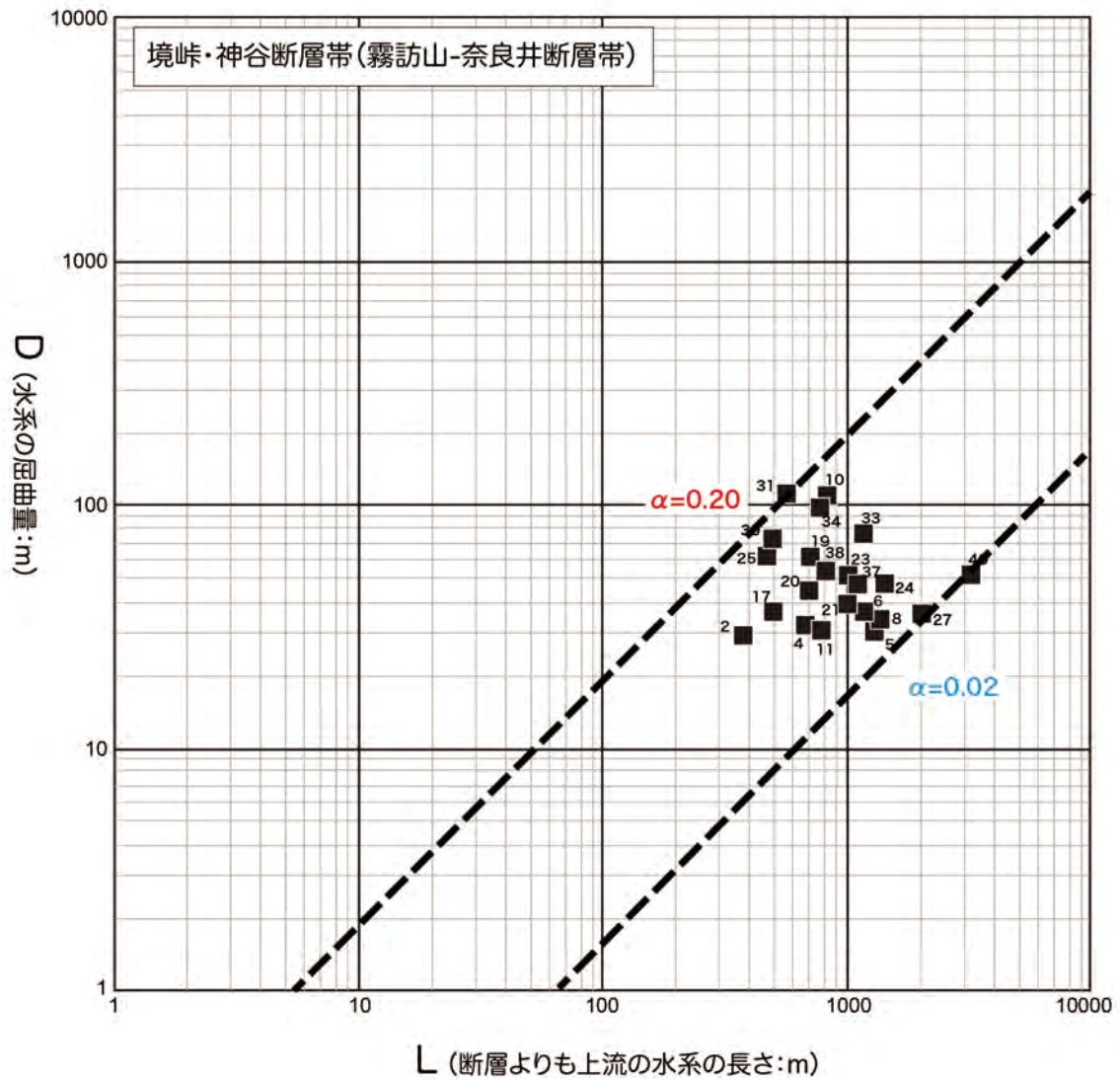


図5 霧訪山－奈良井断層帯における水系の屈曲量 (D) と上流の長さ (L) との関係
数字は地形解析を行った地点の番号を示す。各地点の位置は図3及び図4
に示す。

2) 中部地方における係数 k の検討

中部地方に分布する横ずれ断層における係数 k を調べるため、跡津川断層帯（図 6）を対象として検討を行った。跡津川断層帯の横ずれ平均変位速度については、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004）に従って 2～3 m とした。跡津川断層帯において屈曲した水系を 5 つ抽出し、その屈曲量（ D ）と断層よりも上流の水系の長さ（ L ）を計測した。抽出した水系の位置を図 7 に、計測した結果を表 2 に、それぞれ示す。その結果、跡津川断層帯における水系屈曲率（ α ）は 0.102～0.232（平均値 0.133）、係数 k は 8.6～29.4（平均値 19.0）であった。

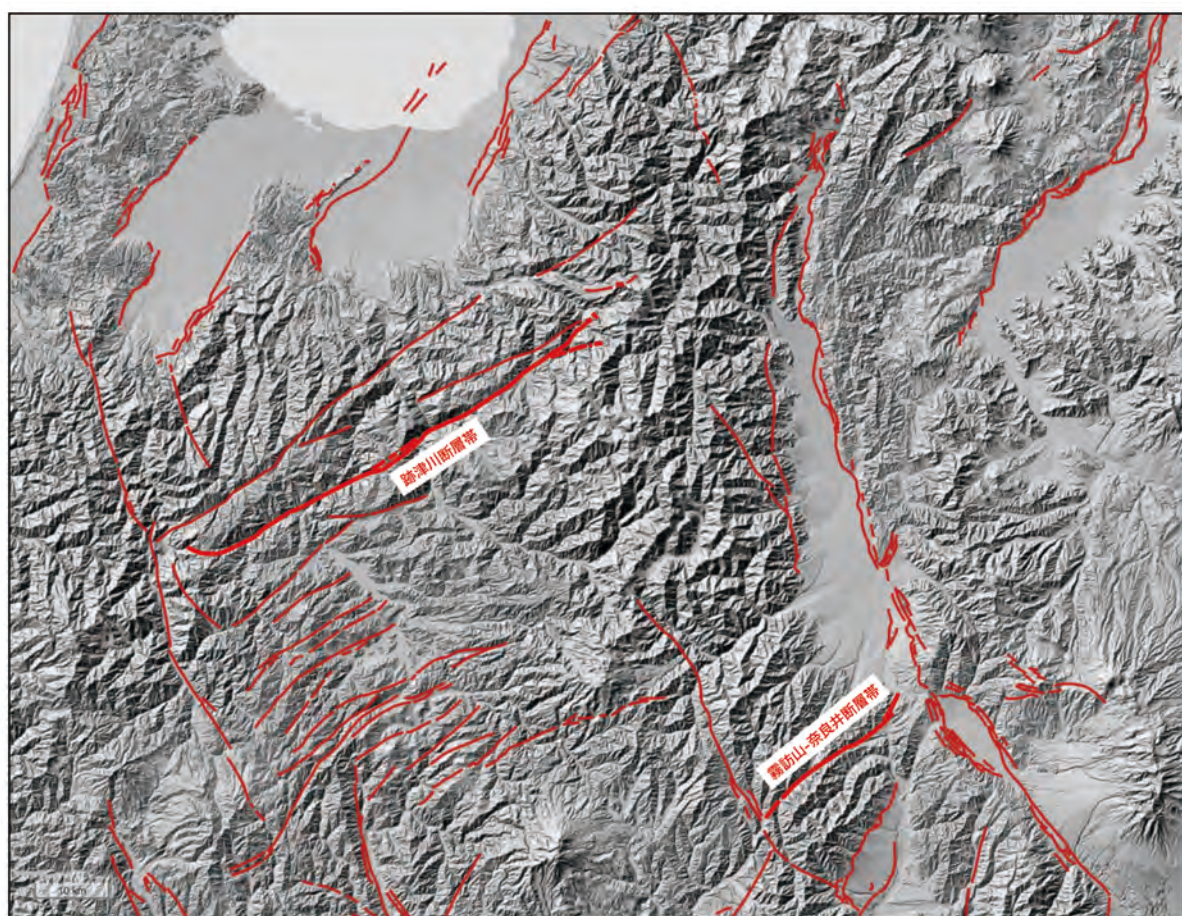


図 6 霧訪山－奈良井断層帯と跡津川断層帯の位置
活断層線は産業技術総合研究所の「活断層データベース」による。
背景地図には「地理院地図」の地形陰影図を使用した。

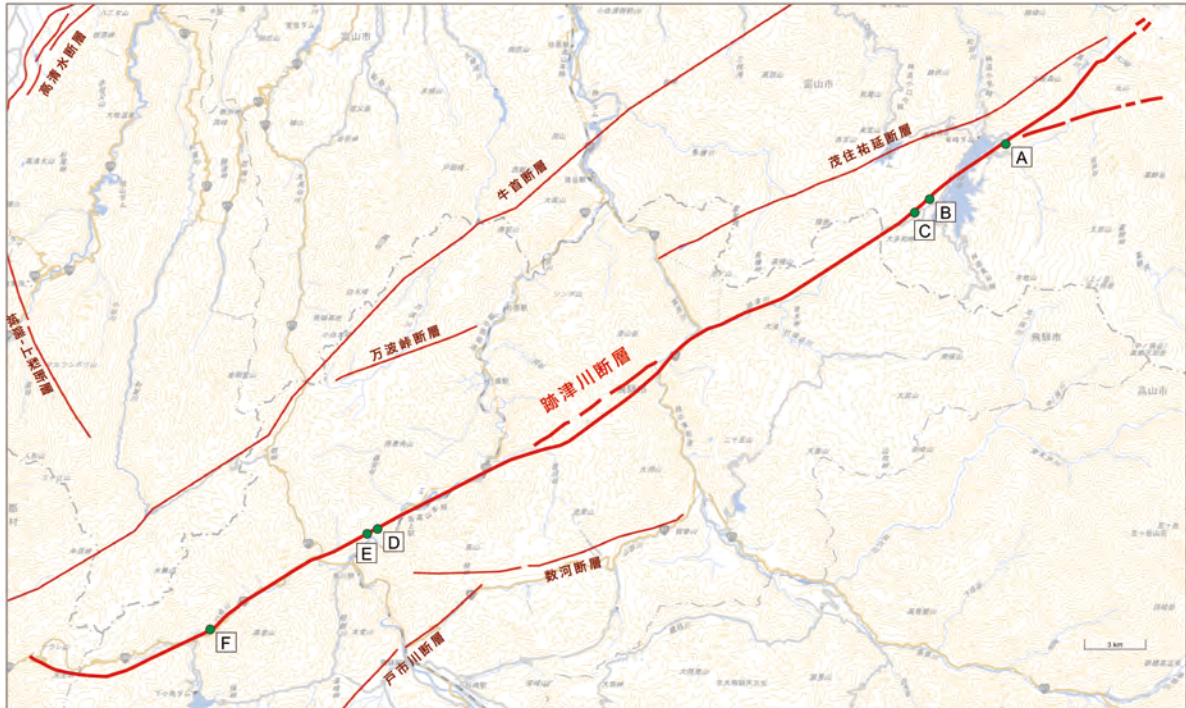


図7 跡津川断層帯において検討を行った水系の位置
活断層線は産業技術総合研究所の「活断層データベース」による。
背景地図には「地理院地図」の標準地図を使用した。

表2 跡津川断層帯における水系の屈曲量と上流の長さ
 α の列の赤文字は最大値、青文字は最小値を示す。

地点	地点名	水系の屈曲量 (m) ①	上流の長さ (m) ②	α ① / ②
A	有峰 1	120	1,043	0.115
B	有峰 2	141	1,389	0.102
C	峠谷	72	649	0.111
D	角川 1	149	1,106	0.135
E	角川 2	268	1,157	0.232
F	荒町	140	1,354	0.103

3) 霧訪山－奈良井断層帯の横ずれ平均変位速度の算出

霧訪山－奈良井断層帯の横ずれ成分の平均変位速度の算出について、上述の水系屈曲率の平均値 (0.07) と、跡津川断層での既往研究による平均変位速度と α の値との比較結果 ($S = (8.6 \sim 29.4) \alpha$) に基づくと、霧訪山－奈良井断層帯の横ずれ成分の平均変位速度は 0.60～2.06 m/千年 (平均値は 1.33 m/千年) となる。

(d) 結論ならびに残された課題

検討対象を上流域が侵食小起伏面に到達している 22 の水系に限定し、霧訪山－奈良井断層帯における水系の屈曲量 (D) と断層よりも上流側の谷の長さ (L) から導き出される屈曲率 (α) を算出したところ、0.018～0.195 (平均値：0.07) であった。

霧訪山－奈良井断層帯の横ずれ成分の平均変位速度の算出について、上述の水系屈曲率の平均値 (0.07) と、跡津川断層での既往研究による平均変位速度と α の値との比較結果 ($S = (8.6 \sim 29.4) \alpha$) を用いると、霧訪山－奈良井断層帯の横ずれ成分の平均変位速度は 0.60～2.06 m/千年 (平均値は 1.33 m/千年) となる。得られた平均変位速度の平均値は妥当な値と思われるが、誤差幅が非常に大きいため、手法の適用については更なる検討が必要である。

(e) 引用文献

- 安藤喜美子, 三浦半島・伊豆半島および兵庫県山崎付近における断層の横ずれによる谷の変位量について, 地理学評論, 45(10), 716-725, 1972.
- 吾妻 崇, 淡路島北部における活断層の活動度の再評価, 第四紀研究, 36(1), 29-42, 1997.
- 後藤秀昭, 中央構造線活断層系：伊予断層の変位地形, 活断層研究, 14, 28-38, 1996.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 跡津川断層帯の評価, 28p, 2004.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 境峠・神谷断層帯の評価, 26p, 2005.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 境峠・神谷断層帯の評価 (一部改訂), 29p, 2006.
- 片田正人・礒見 博, 5 万分の 1 地質図幅「伊那」及び同説明書, 36p, 1962.
- 片田正人・礒見 博, 5 万分の 1 地質図幅「塩尻」及び同説明書, 65p, 1964.
- 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.
- 丸山 正・林 愛明・宮田隆夫, 六甲山地東部五助橋断層帯の変位地形と第四紀後期の活動性, 活断層研究, 16, 59-72, 1997.
- Maruyama, T. and Lin, A., Tectonic history of the Rokko active fault zone (southwest Japan) as inferred from cumulative offsets of stream channels and basement rocks. Tectonophysics, 323, 197-216, 2000.
- Maruyama, T. and Lin, A., Active strike-slip faulting history inferred from offsets of topographic features and basement rocks: a case study of the Arima-Takatsuki Tectonic Line, southwest Japan. Tectonophysics 344, 81-101, 2002.
- 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, DVD 2 枚+解説書 60p, 2002.
- 中田 高・池田安隆・岡田篤正・熊原康博・杉戸信彦, 1:25,000 都市圏活断層図 境峠-神谷断層帯とその周辺「塩尻」, 国土地理院技術資料 D1・No. 495, 2007.
- 岡田篤正, 吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度, 地理学評論, 43(1), 1-21, 1970.

岡田篤正・池田安隆・後藤秀昭・熊原康博・杉戸信彦, 1:25,000 都市圏活断層図 境峠-
神谷断層帯とその周辺「木曽駒高原」, 国土地理院技術資料 D1・No.495, 2007.
産業技術総合研究所, 境峠・神谷断層帯の活動性および活動履歴調査「基盤的調査観測対
象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No.H17-7, 9p, 2006.
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.
植村善博, 丹波高地西南部, 三峠断層系の断層変位地形, 地理学評論, 61, 453-468, 1988.

3. 5 身延断層の調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 身延断層の調査

(b) 担当者

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

(c) 業務の目的

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

(d) 年度毎の実施業務の要約

1) 令和4年度：

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

2) 令和5年度：

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

3) 令和6年度：

なし

(2) 令和 6 年度の成果

なし

(3) 令和 4 年度～令和 6 年度の成果

(a) 業務の要約

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

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

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

(b) 令和 4 年度の業務の成果

1) 身延断層の概要

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

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

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

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

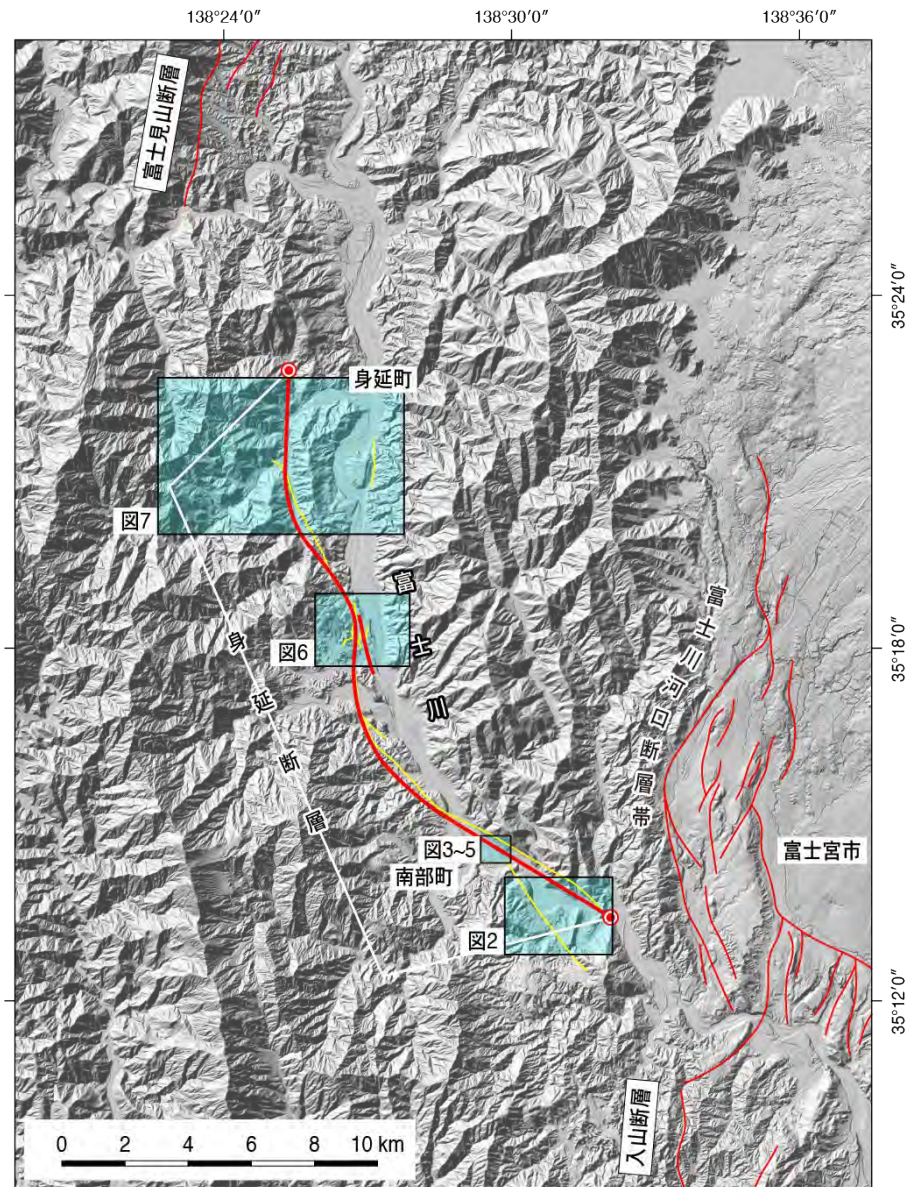


図1 身延断層の全体図

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

2) 調査手法

a) 地形調査

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

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

b) 地形・地質踏査

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

c) ボーリング調査

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

3) 調査結果

a) 地形調査

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

i) 既存報告の確認と再検討

i-1) 万沢付近

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

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

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

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

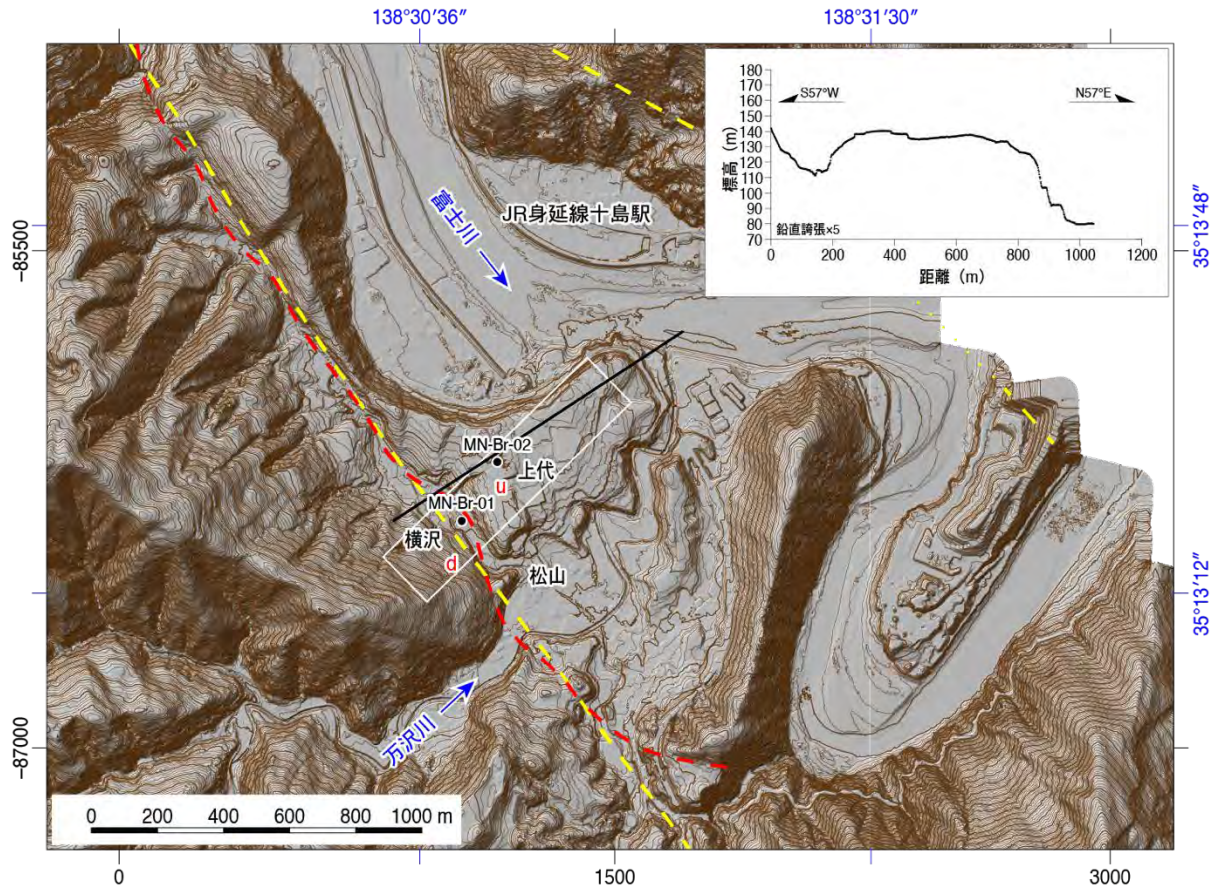


図2 万沢付近の地形と活断層

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

i-2) 井出付近

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

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

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

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

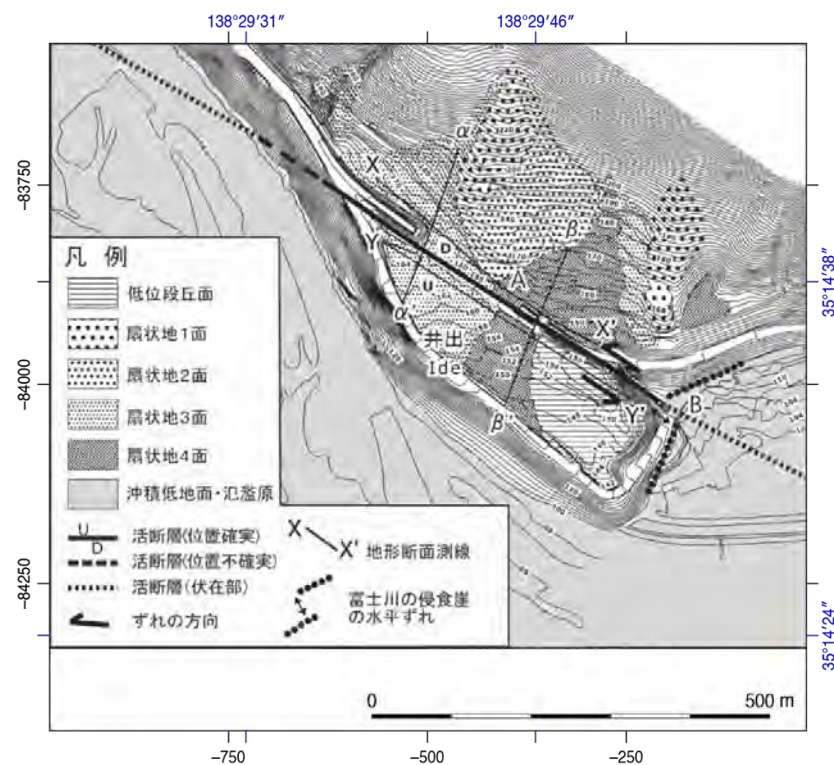


図 3 井出付近の地形と活断層

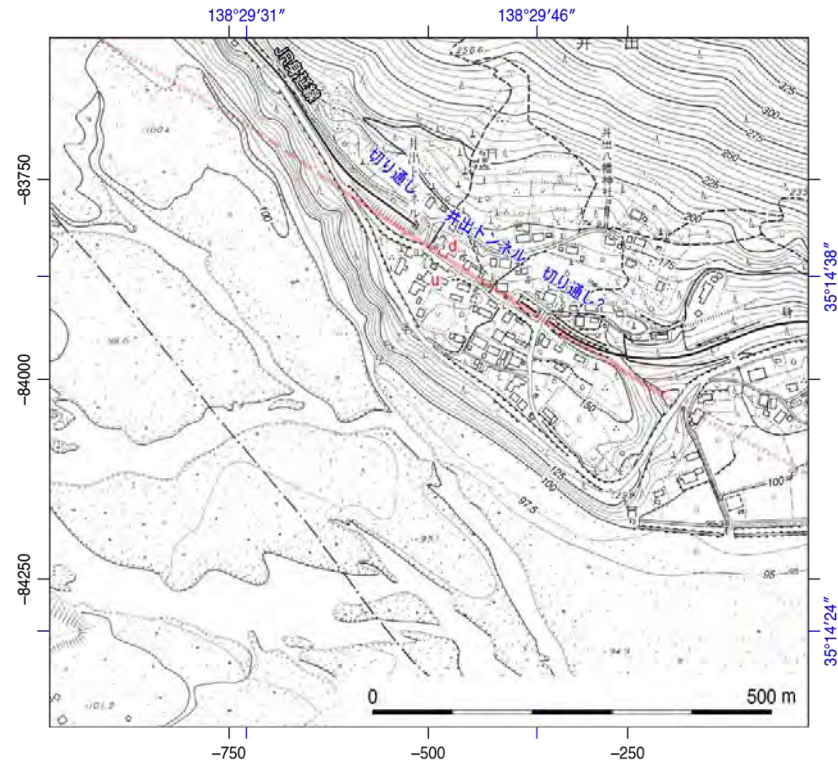


図4 井出付近の地形

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

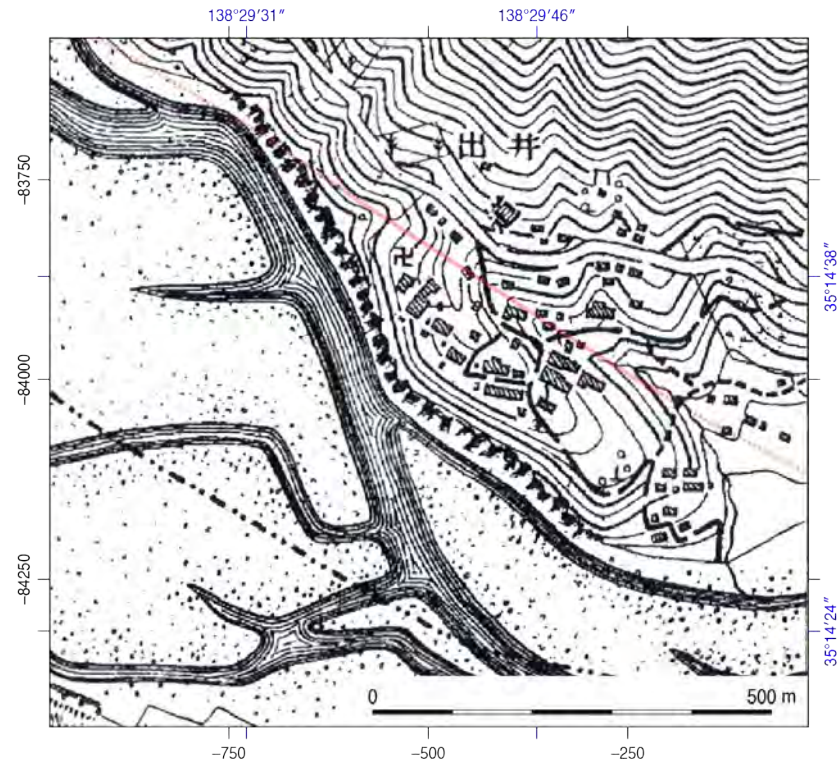


図5 JR身延線（富士身延鉄道）運転開始前の井出付近の地形

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

i-3) 中野付近

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

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

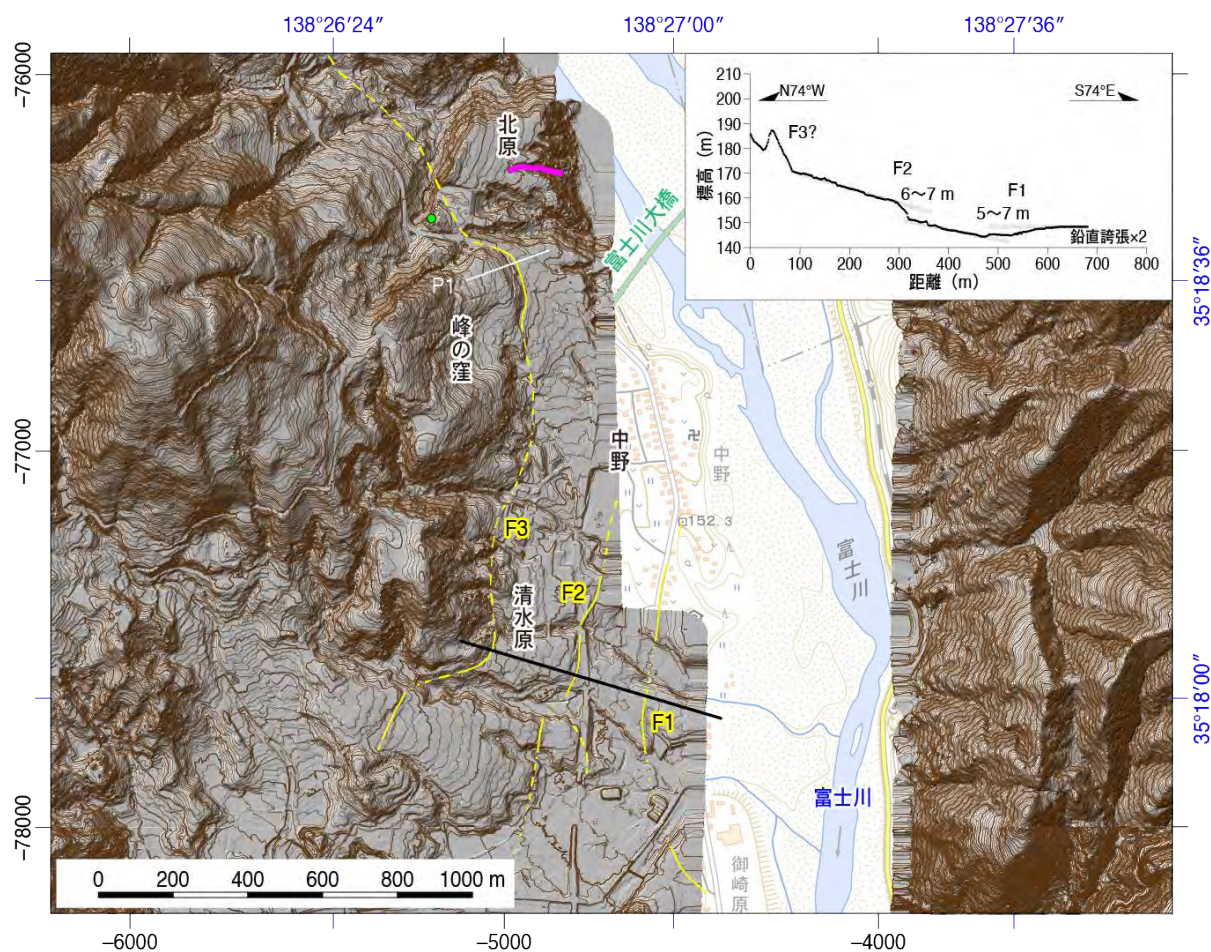


図6 中野付近の地形と活断層

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

ii) 新たに見出された断層変位地形の可能性のある低崖

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

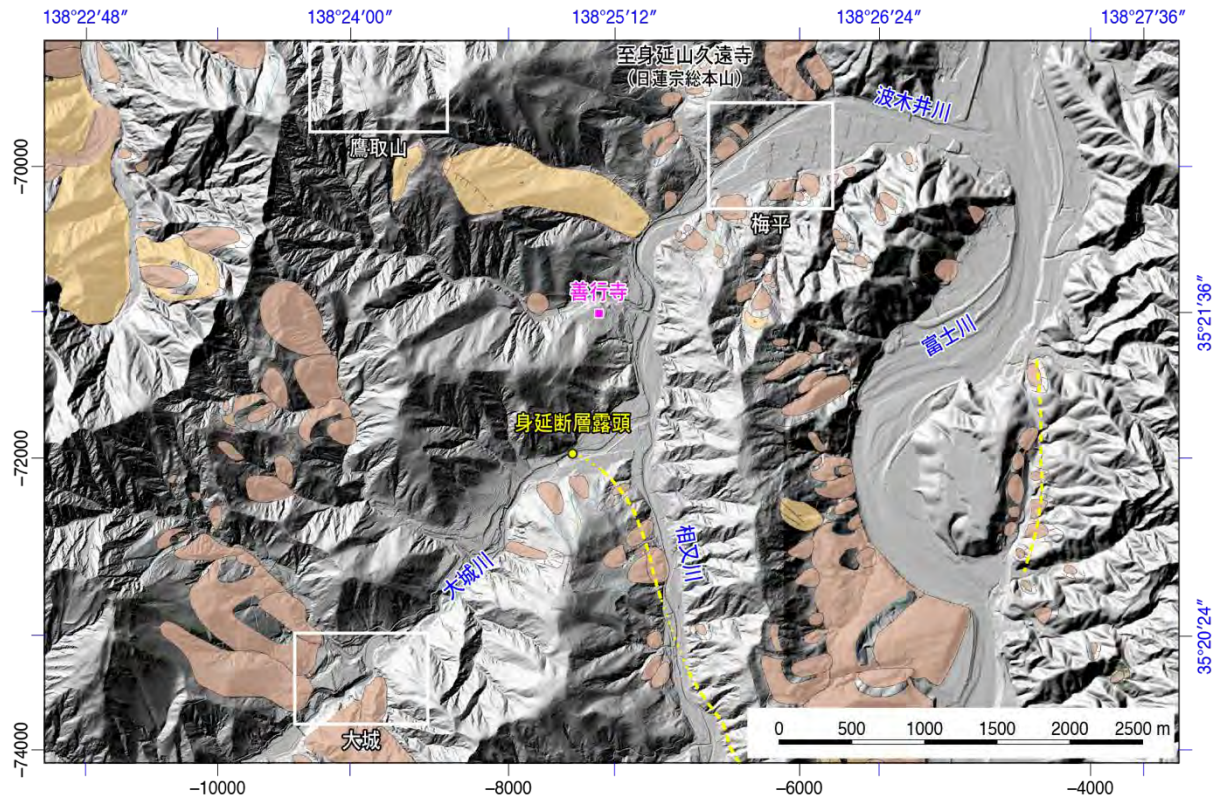


図7 身延断層北端部付近の地形と断層変位地形の可能性のある低崖の分布地点（白枠で示し、「梅平」、「大城」、「鷹取山」がそれぞれ、図8、図9、図10に対応）
基図は1mメッシュ航空レーザ数値標高データから作成した陰影図（一部地理院地図の陰影起伏図）を使用。地すべり地形は、地すべり地形分布図WMSサービス（防災科学技術研究所，2023）を使用。活断層は水本・他（2016）による。図中の身延断層露頭（黄色の丸）は、活断層研究会編（1991）により河床礫層を変位させる断層が確認された場所。

ii-1) 梅平付近

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

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

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

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

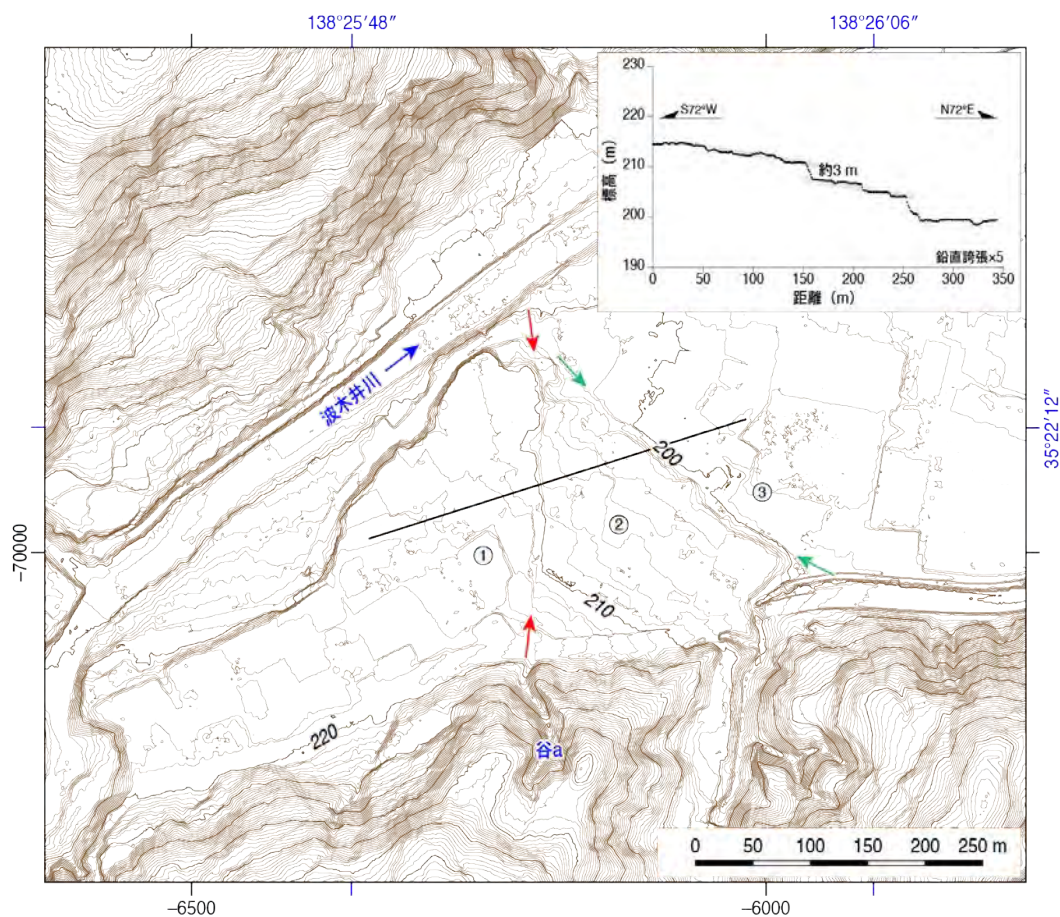


図8 身延町梅平付近の詳細地形図

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

ii-2) 大城付近

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

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

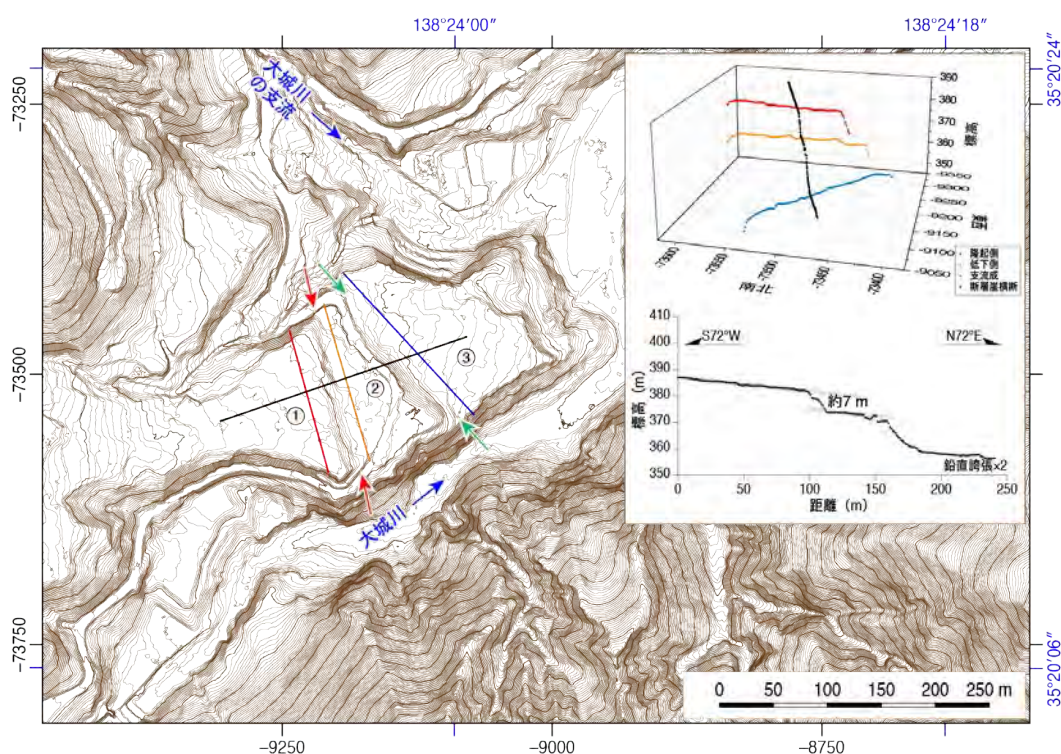


図 9 身延町大城付近の詳細地形図

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

ii-3) 鷹取山西方付近

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

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

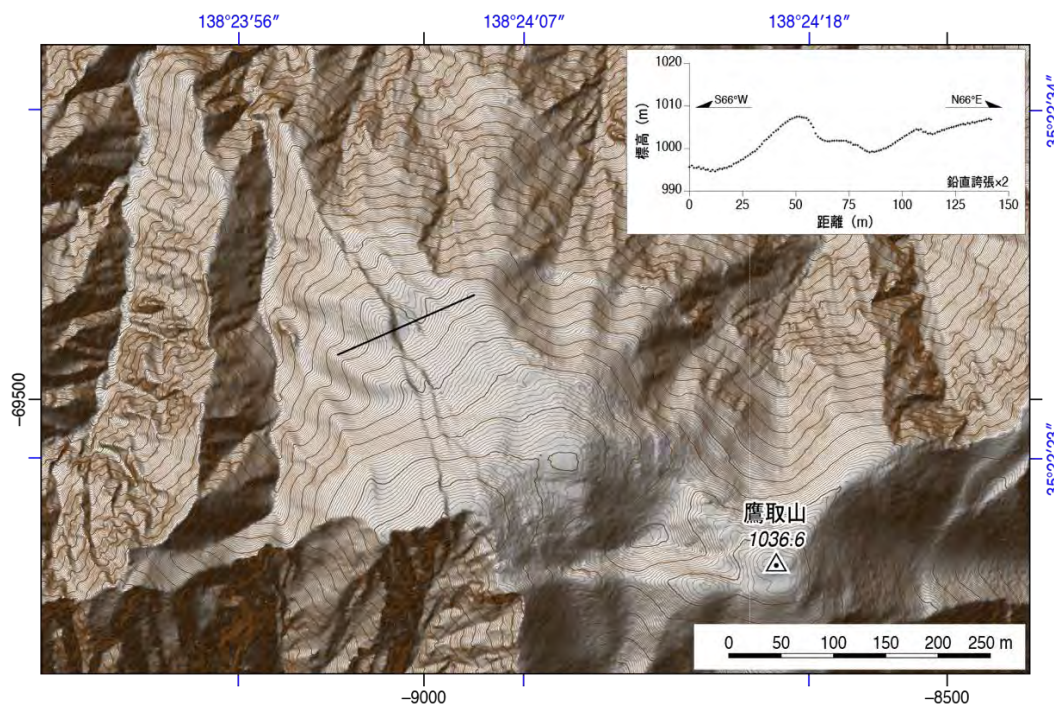


図 10 鷹取山付近の詳細地形図

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

b) 地形・地質踏査

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

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

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

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

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

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

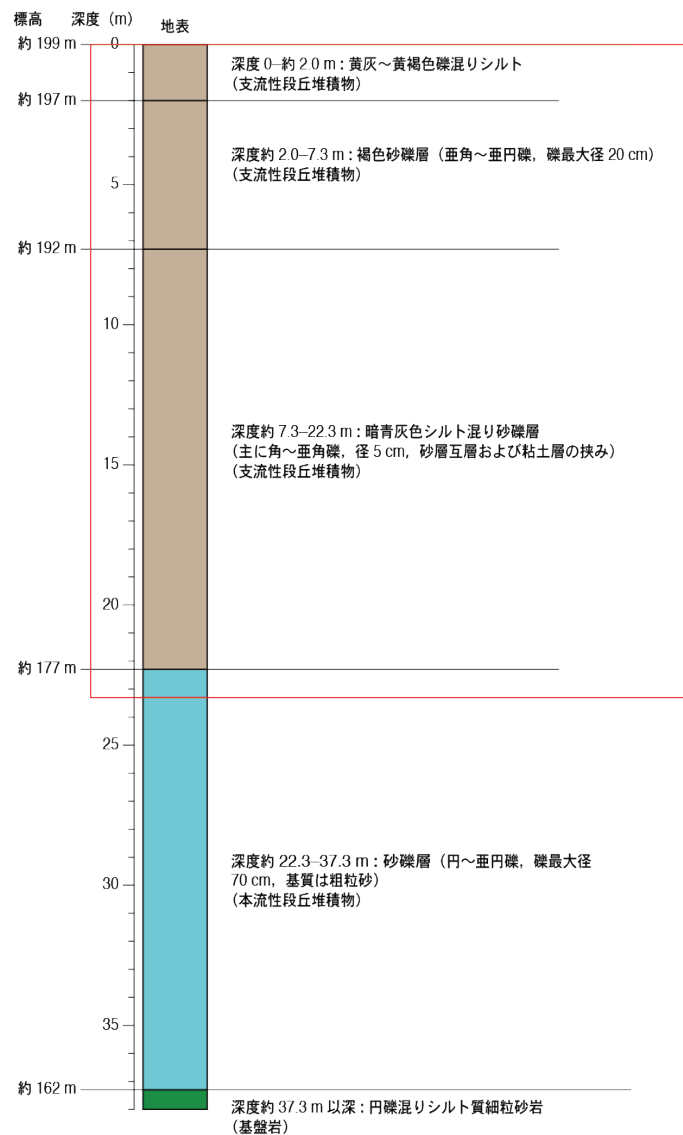


図 11 南部町中野北原における簡易地質柱状図

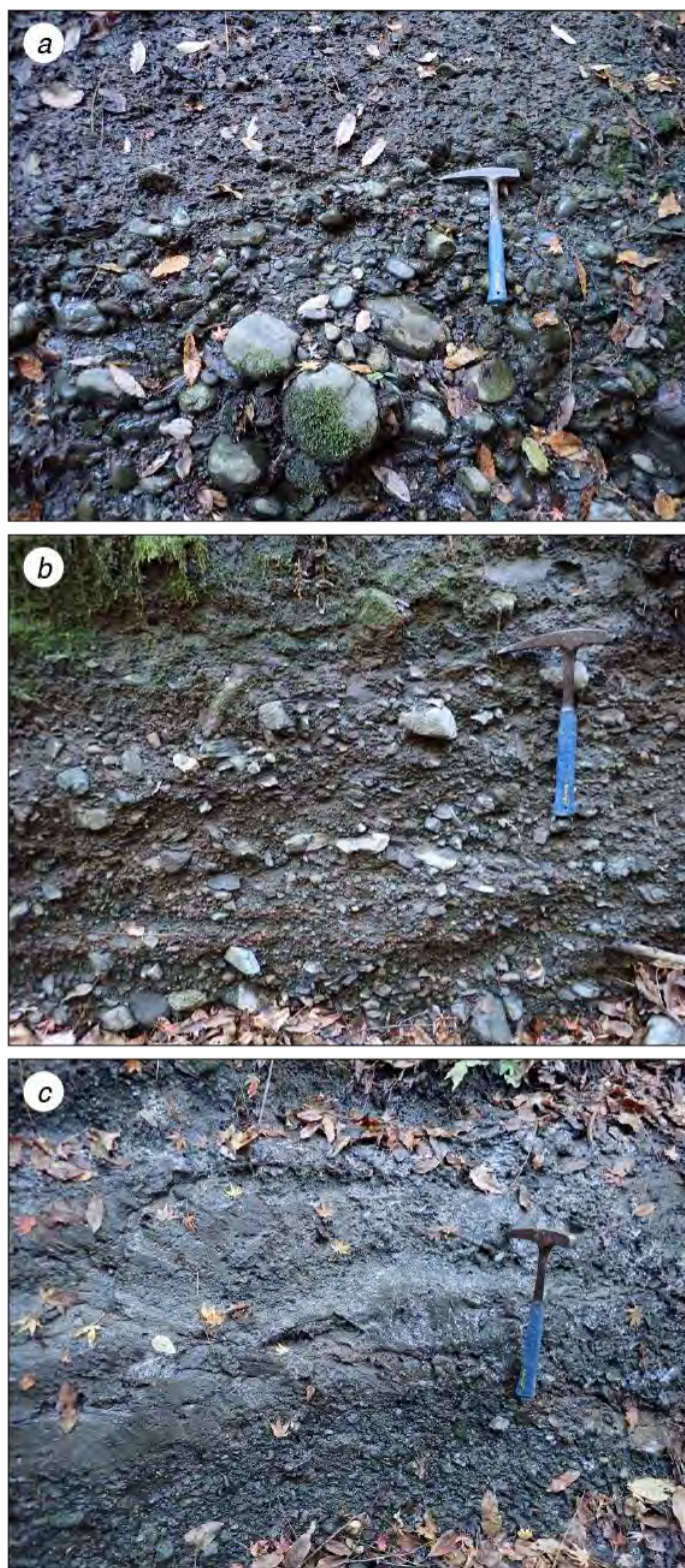


図 12 南部町中野北原に分布する段丘堆積物の写真

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

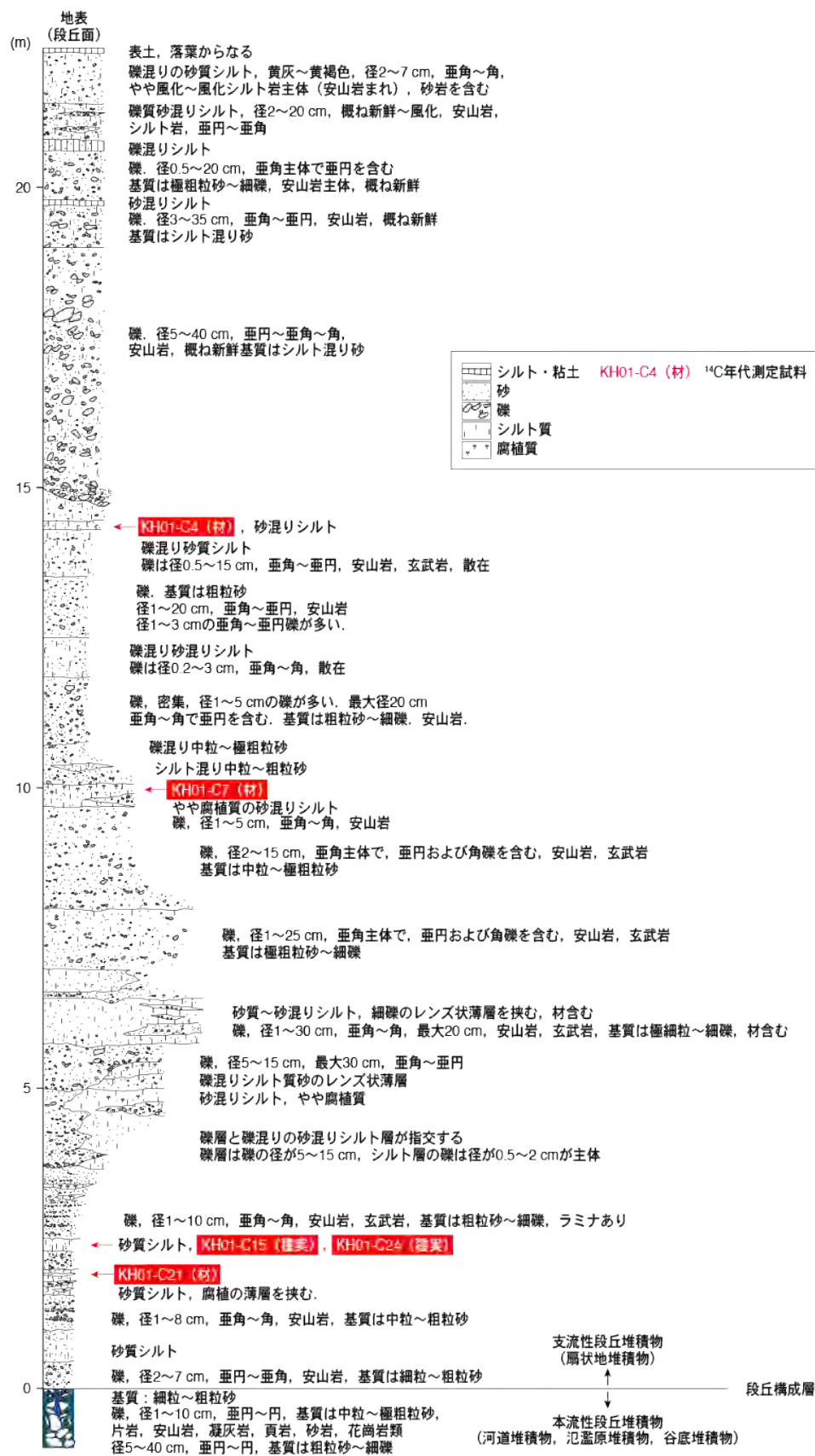


図 13 南部町中野北原に分布する段丘堆積物上部 (扇状地堆積物) の詳細地質柱状図
詳細地質柱状図作成範囲を図 11 に赤枠で示す。

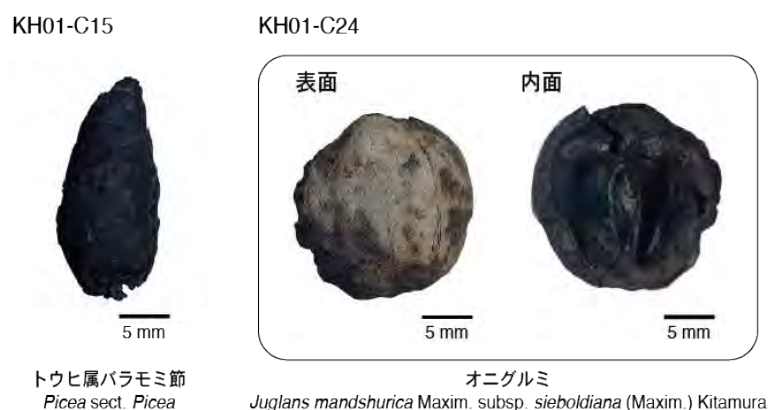


図 14 南部町中野北原に分布する段丘堆積物上部亜から採取された大型植物化石 (KH01-C15、KH01-C24) の写真

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

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

¹ すべての試料について前処理は酸-アルカリ-酸洗浄。

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

c) ボーリング調査

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

表2 ボーリング掘削位置の座標及び地盤高

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

i) ボーリングコアの地質

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

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

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

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

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

MN-Br-01
0.0-10.0 m

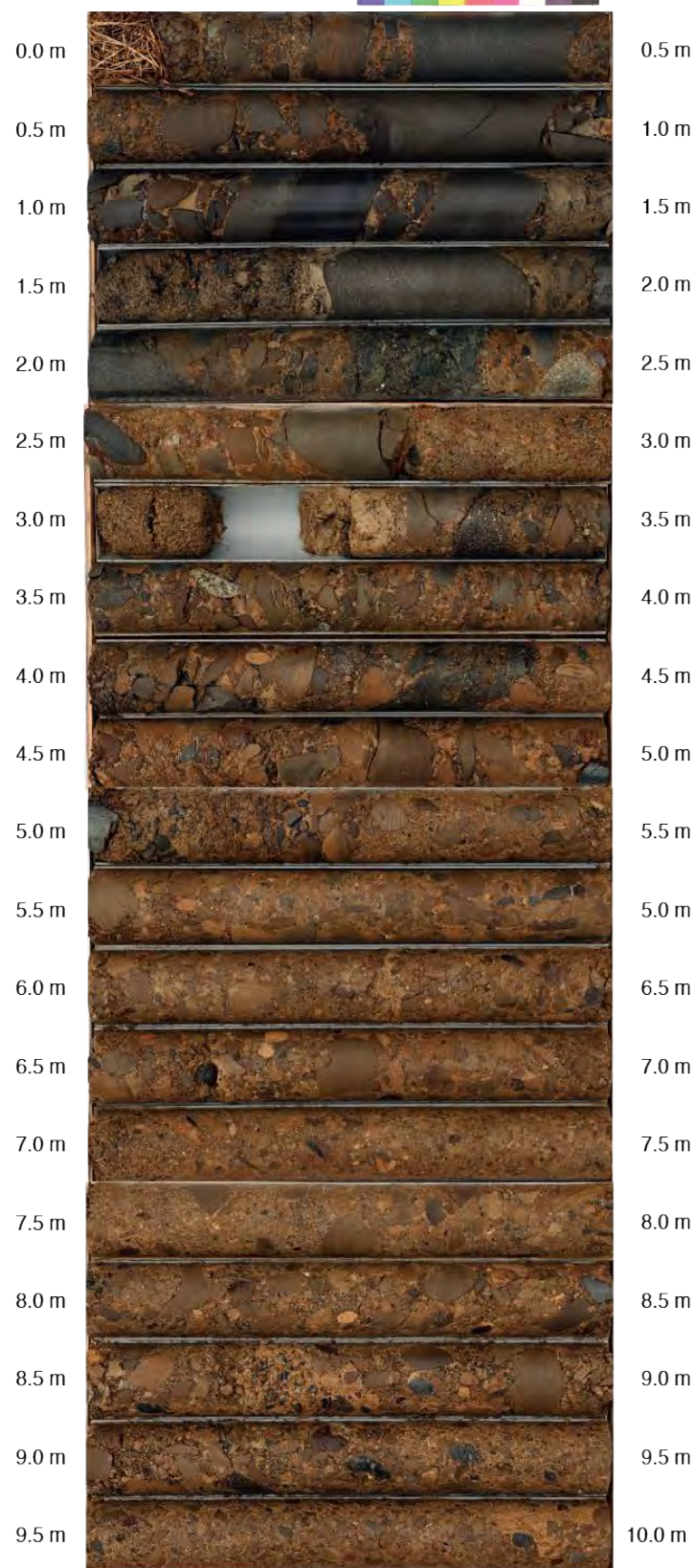


図 15 MN-Br-01 コア写真（深度 0.0～10.0m）

MN-Br-01
10.0-20.0 m



図 16 MN-Br-01 コア写真 (深度 10.0～20.0 m)

MN-Br-01
20.0-26.0 m



図 17 MN-Br-01 コア写真 (深度 20.0～26.0m)

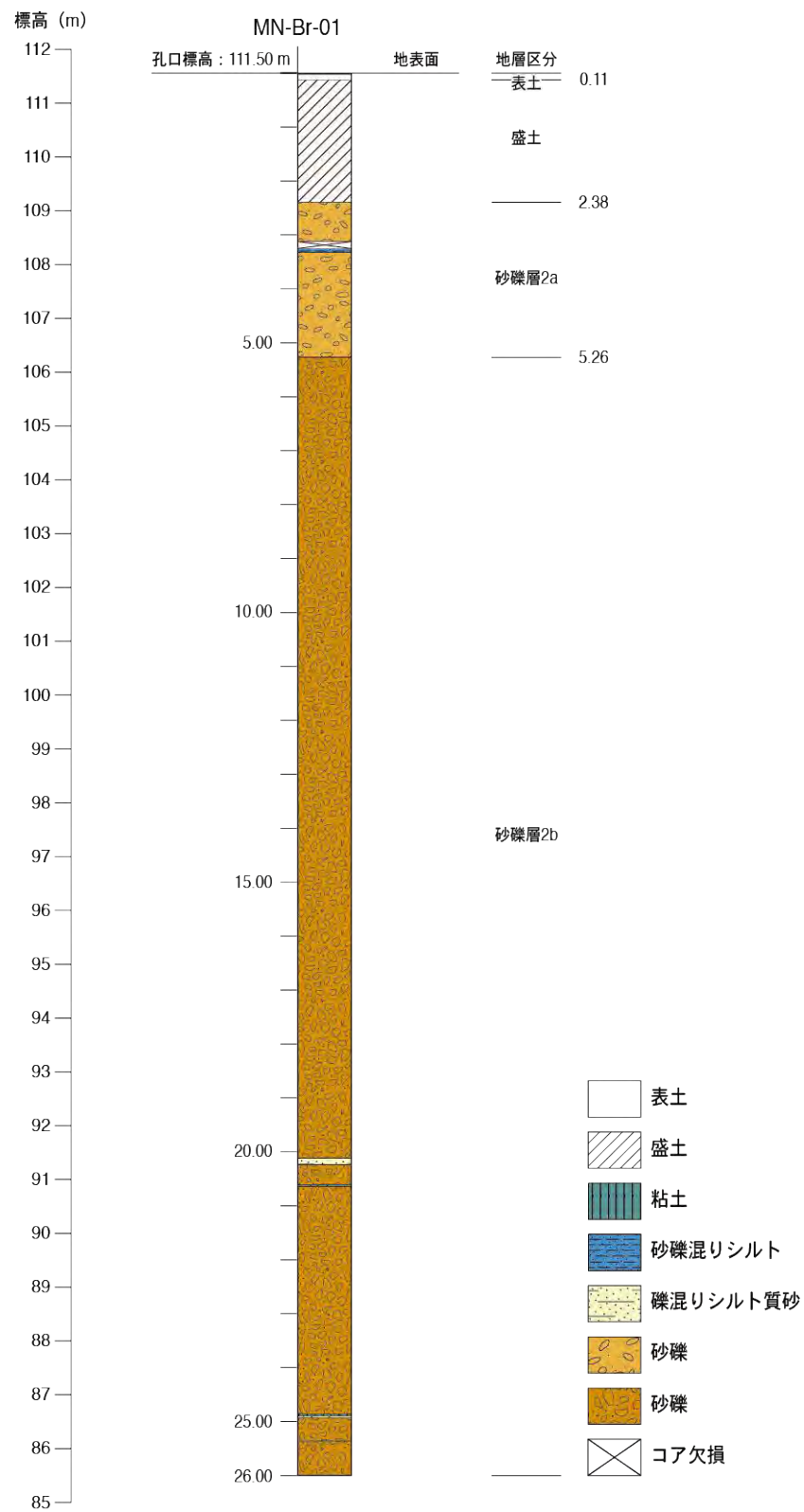


図 18 MN-Br-01 コアの地質柱状図

MN-Br-02
0.0-10.0 m



図 19 MN-Br-02 コア写真 (深度 0.0~10.0 m)

MN-Br-02
10.0~15.0 m

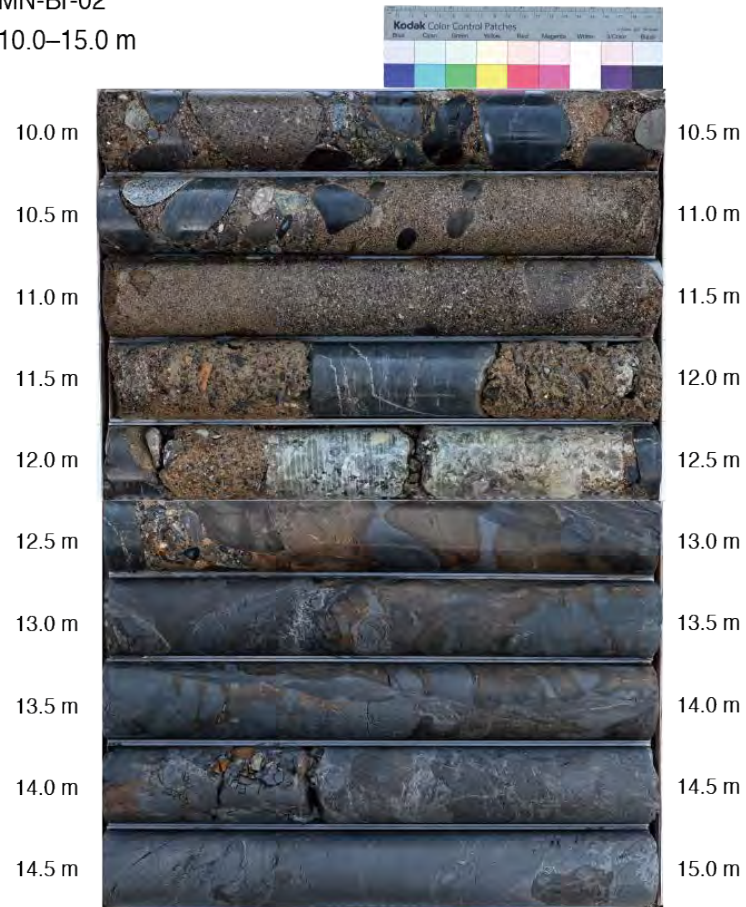


図 20 MN-Br-02 コア写真 (深度 10.0~15.0m)

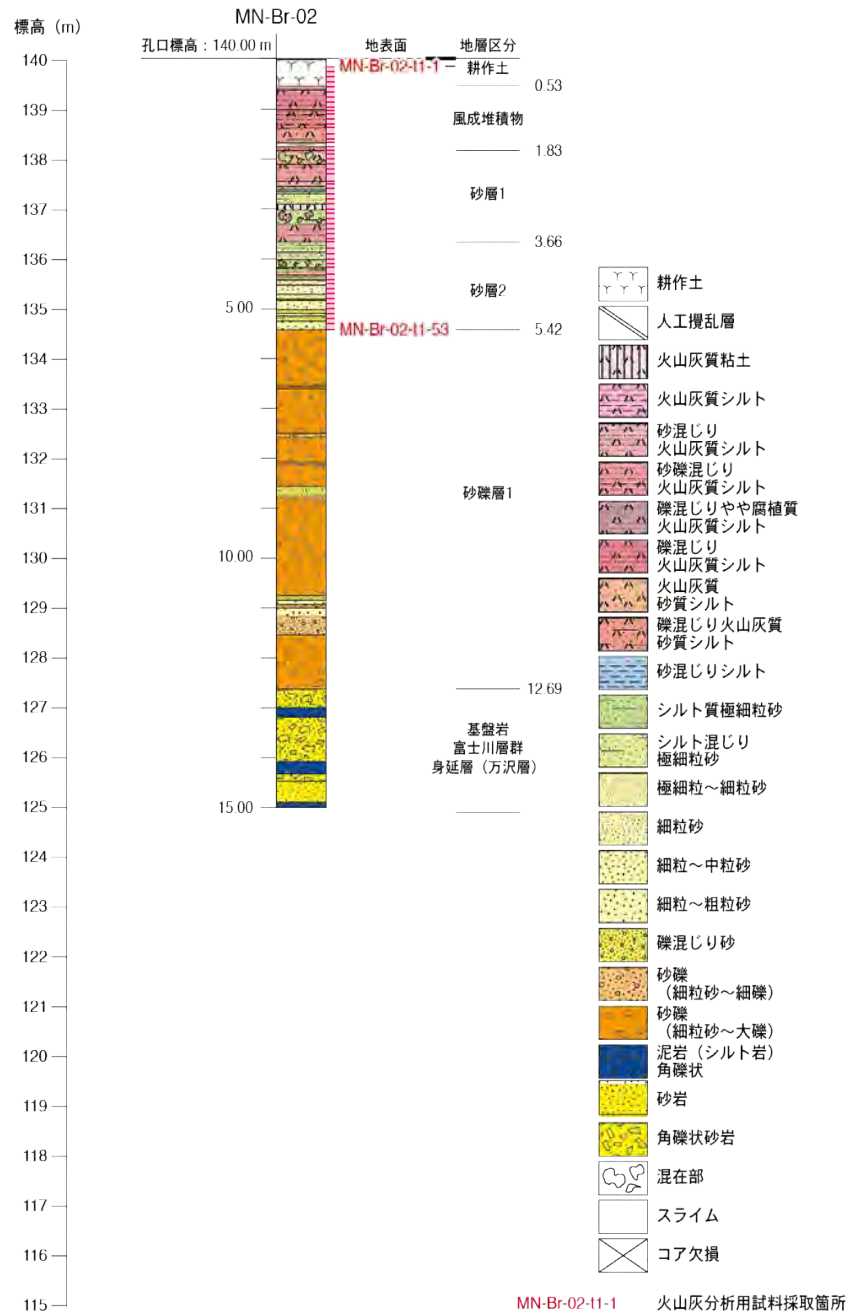


図 21 MN-Br-02 コアの地質柱状図

表3 MN-Br-2 コアから採取した細粒堆積物の火山灰分析結果¹

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

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

¹火山ガラスの主成分化学組成分析を実施した試料を灰色で示す。

ii) 推定される地下地質

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

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

あ

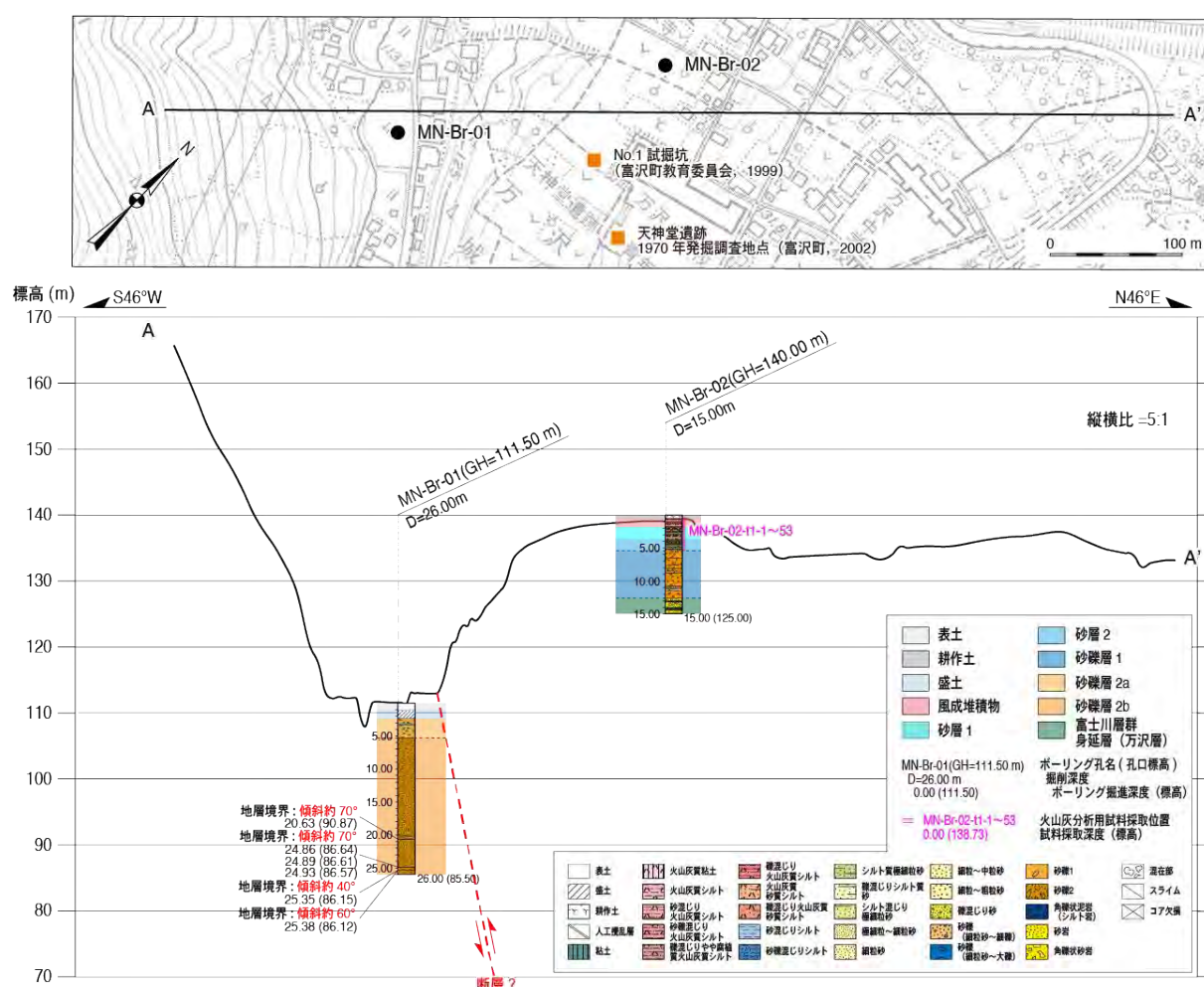


図 22 ボーリング調査から推定される万沢地区における地形・地質断面図
地質断面図は、上図の測線 A-A' 上に MN-Br-01 コア及び MN-Br-02 コアの柱状図を投影して作成した。上図の範囲を図 2 に白枠で示す。上図の基図は、山梨県南部町発行 1/5,000 富沢町平面図 6 を使用。

(c) 令和5年度の業務の成果

1) 身延断層の概要

身延断層(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015b)は、山梨県南巨摩郡身延町、南部町、静岡県富士宮市付近にかけて北北西－南南東方向に延びる断層である(図23)。同断層は、関東地域の活断層の地域評価(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015a)において新たに長期評価対象とされ、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015b)により評価されている。それによると、身延断層は北部と南部に区分され、北部は断層の西側が隆起する逆断層、南部は断層の西側が隆起する逆断層成分を伴う左横ずれ断層であり、地表で確認できる長さは約20kmとされる。ただし、北部と南部の境界は示されていない。身延断層の断層面は西傾斜と考えられており、北部では深度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23)。しかしながら、断層変位を受けた地形面の形成年代に関する具体的なデータは得られておらず、信頼度の高い平均変位速度は求められていない。

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

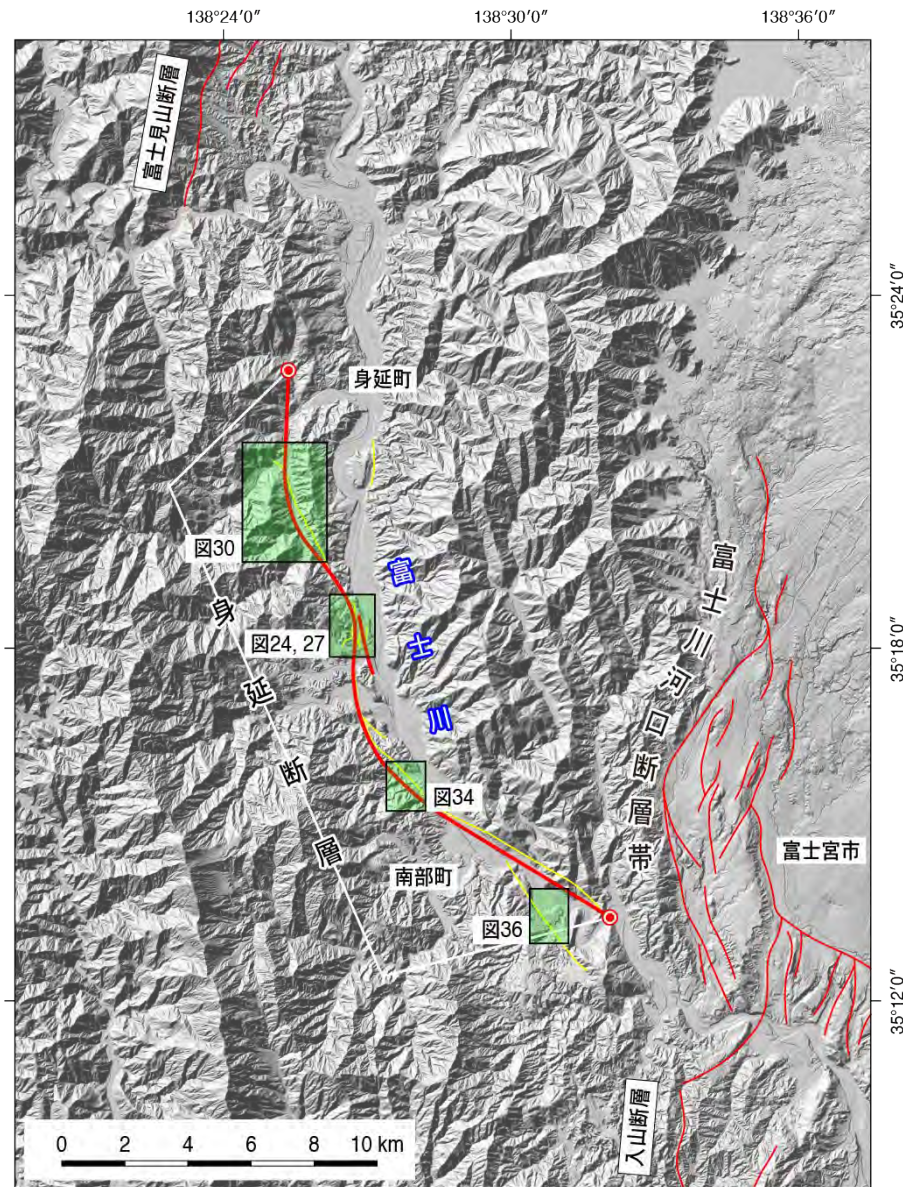


図 23 身延断層の全体図

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

2) 調査手法

a) 地形・地質踏査及び年代測定

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

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

b) ボーリング調査

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

3) 調査結果

a) 地形・地質踏査及び年代測定

i) 中野北原地区

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

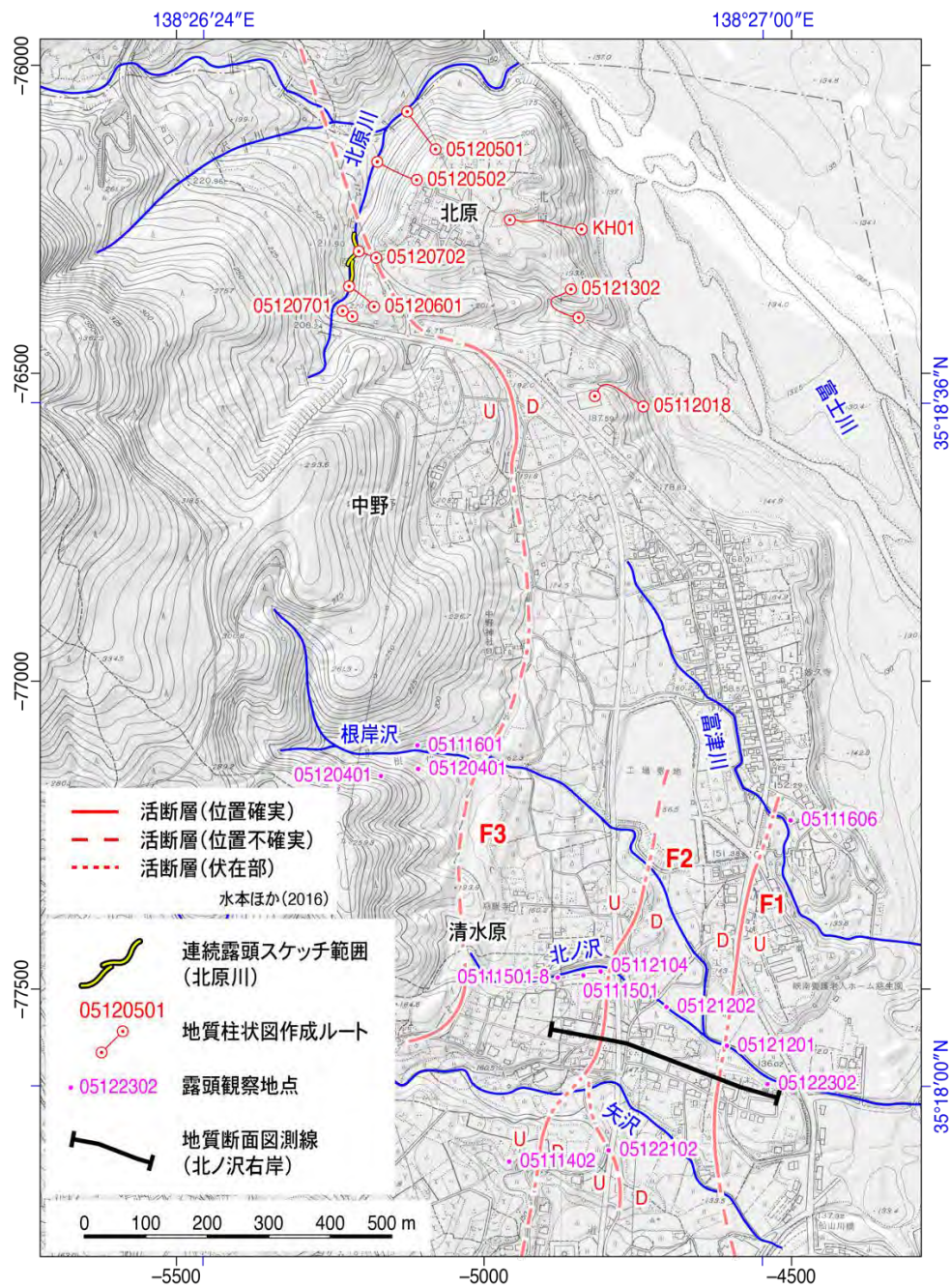


図 24 中野北原地区から中野清水原の区間の地形、活断層トレース及び調査地点
基図は南部町発行 1/5,000 地形図を使用。図中の U、D はそれぞれ相対的隆起側、沈降側を示す。

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

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

¹ 前処理はすべての試料について酸-アルカリ-酸洗浄。

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

³ 令和 4 年度に分析実施。

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

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

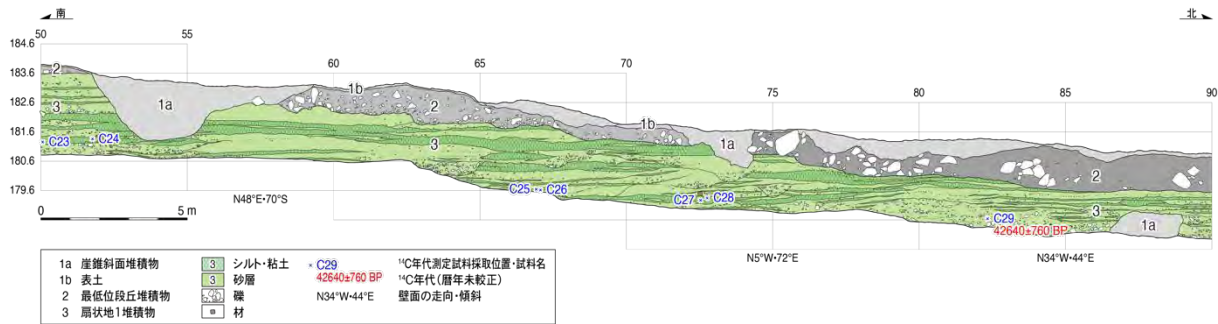


図 26 中野北原地区の北原川沿いに連続的に露出する扇状地 1 堆積物のスケッチ
スケッチは長さ約 90m にわたる露頭のうち、北部の 40m 区間を表示している。

ii) 中野清水原地区

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

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

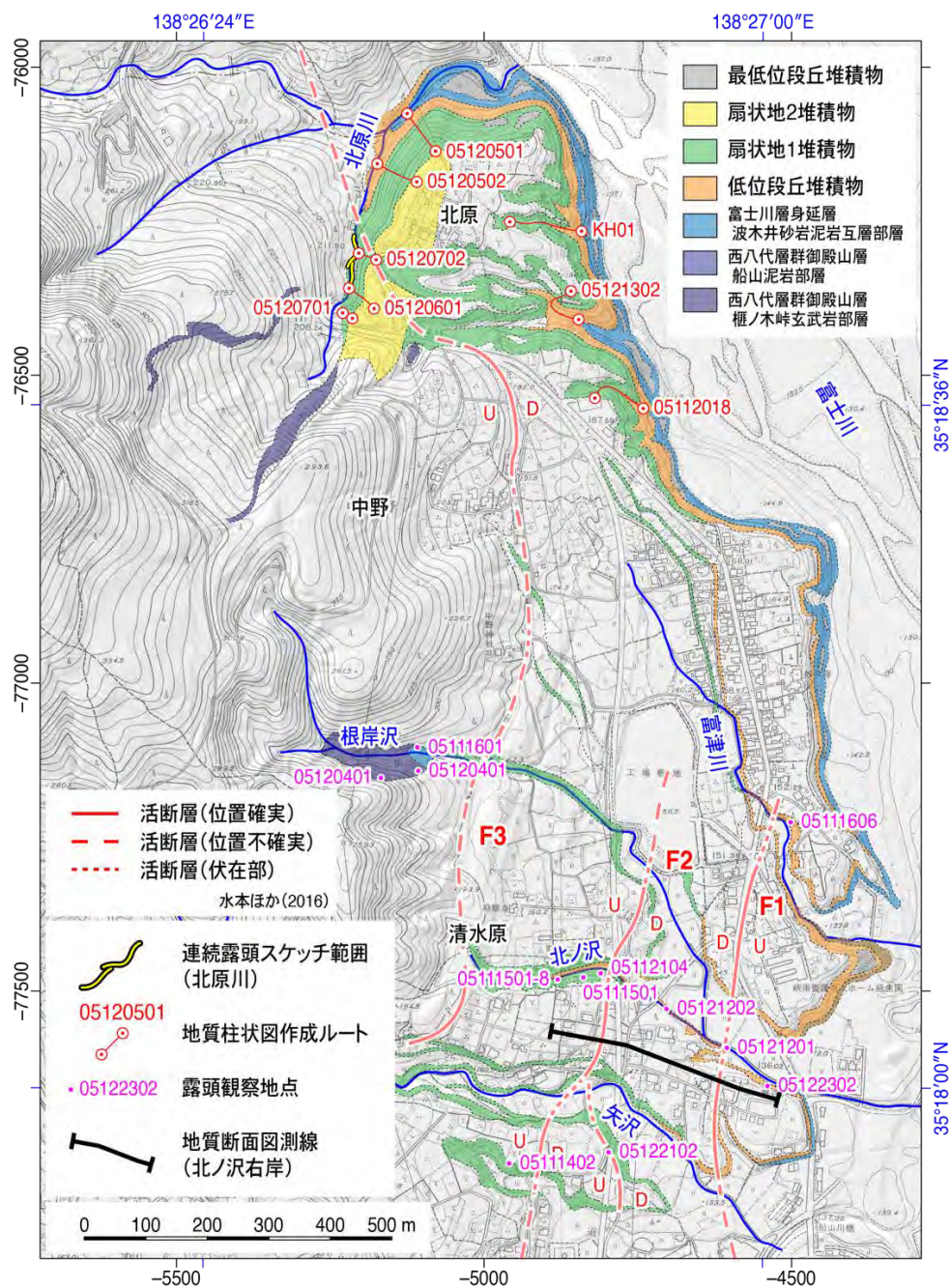


図 27 中野北原地区から中野清水原の区間の地層分布図
基図は南部町発行 1 / 5, 000 地形図を使用。

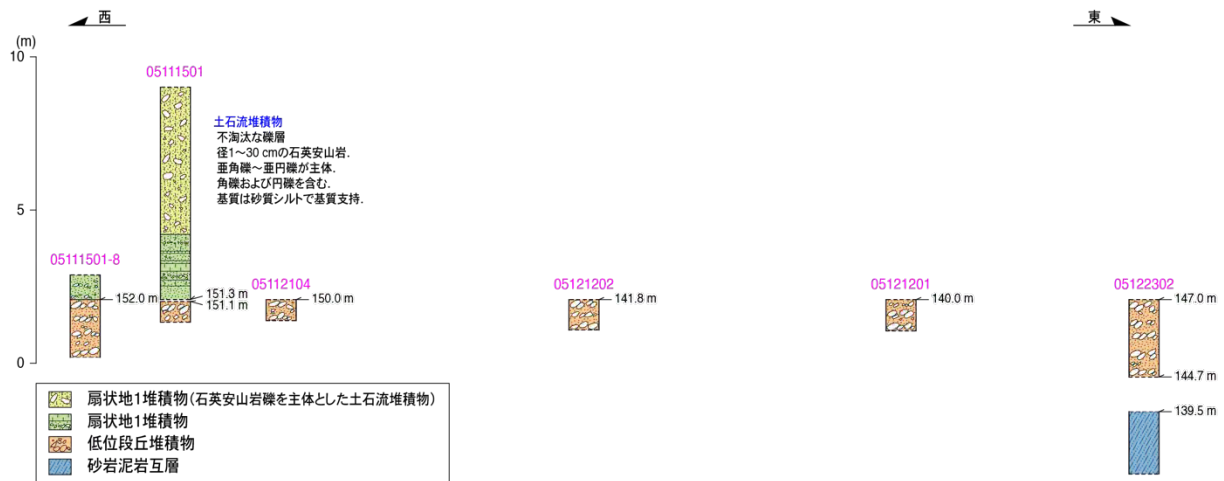


図 28 北ノ沢沿いの地質柱状図
露頭観察地点を図 27 に示す。

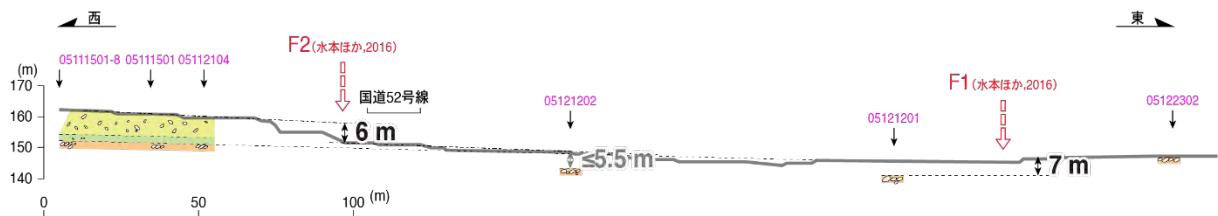


図 29 中野清水原地区の地形・地質断面図
地質断面図測線を図 27 に示す。

iii) 相又地区

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

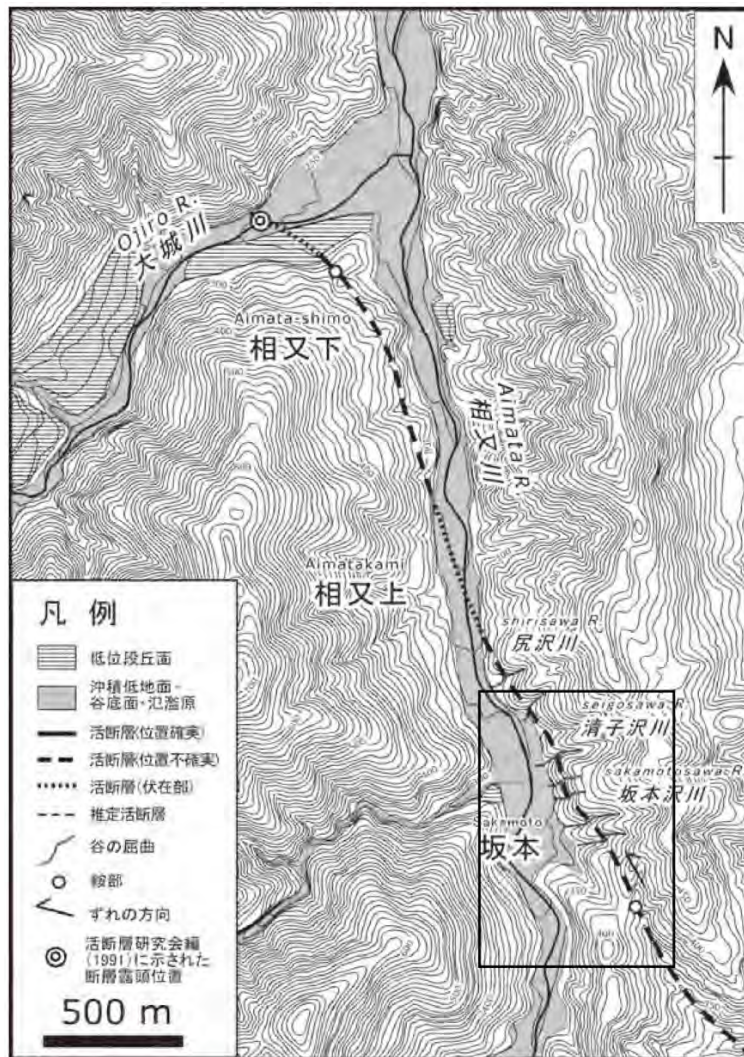


図 30 身延町相又周辺の断層変位地形（水本ほか，2016）
図 31 及び図 32 の範囲を黒枠で示す。

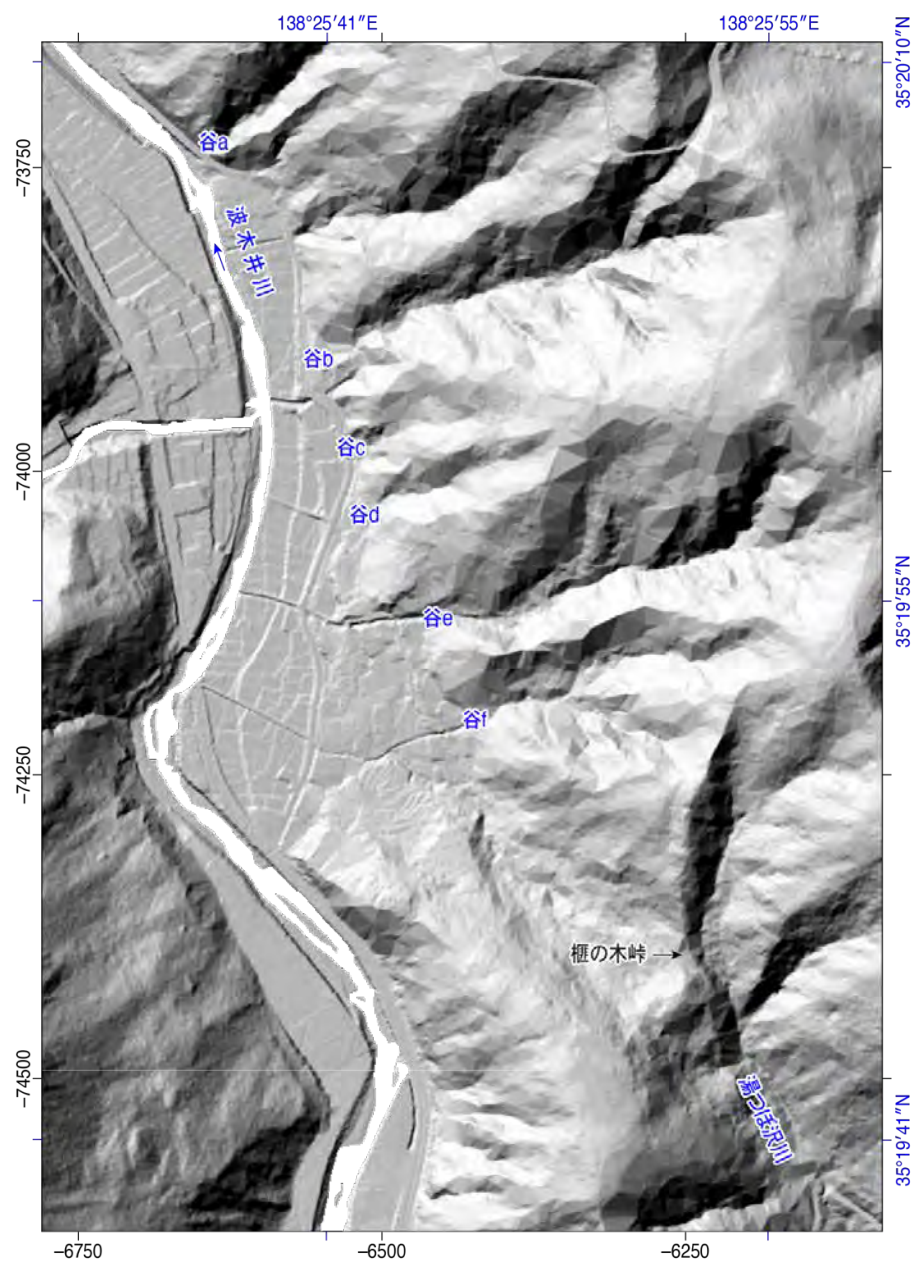


図 31 相又地区の詳細地形図

基図は 1 m メッシュ航空レーザ数値標高データから作成した陰影図。

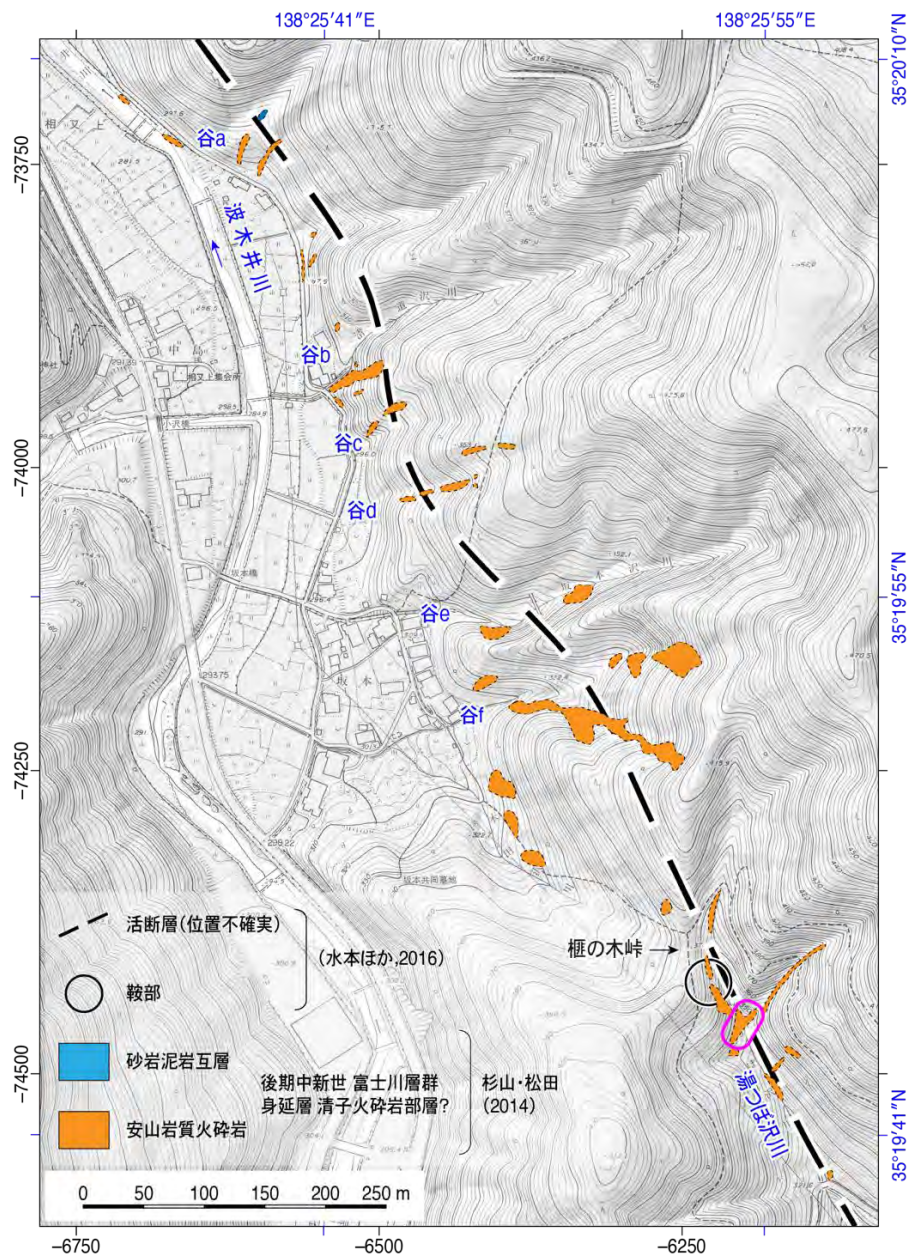


図 32 相又地区の地質踏査結果

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

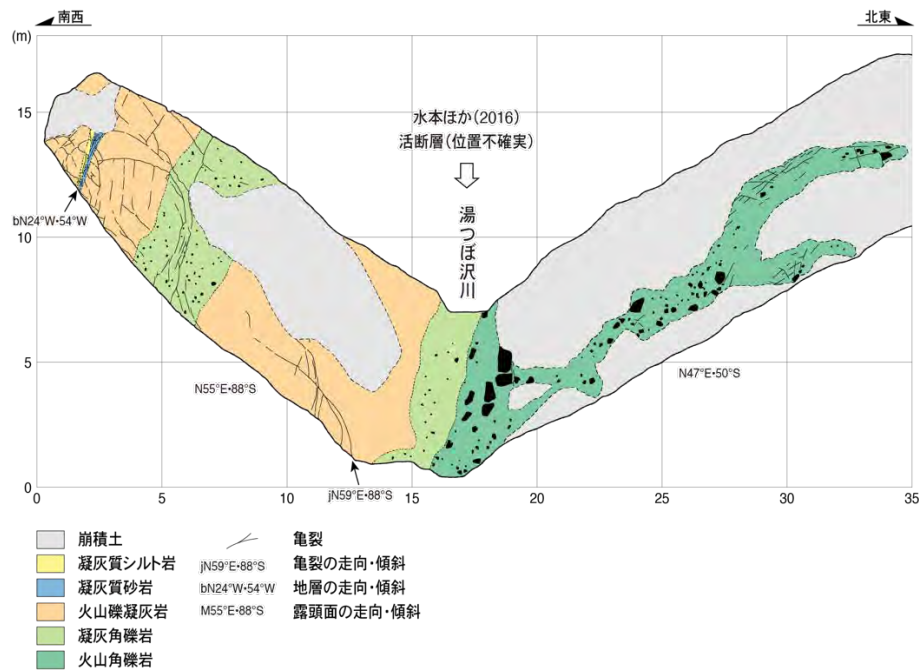


図 33 榎の木峠南東方湯つば沢川の露頭スケッチ

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

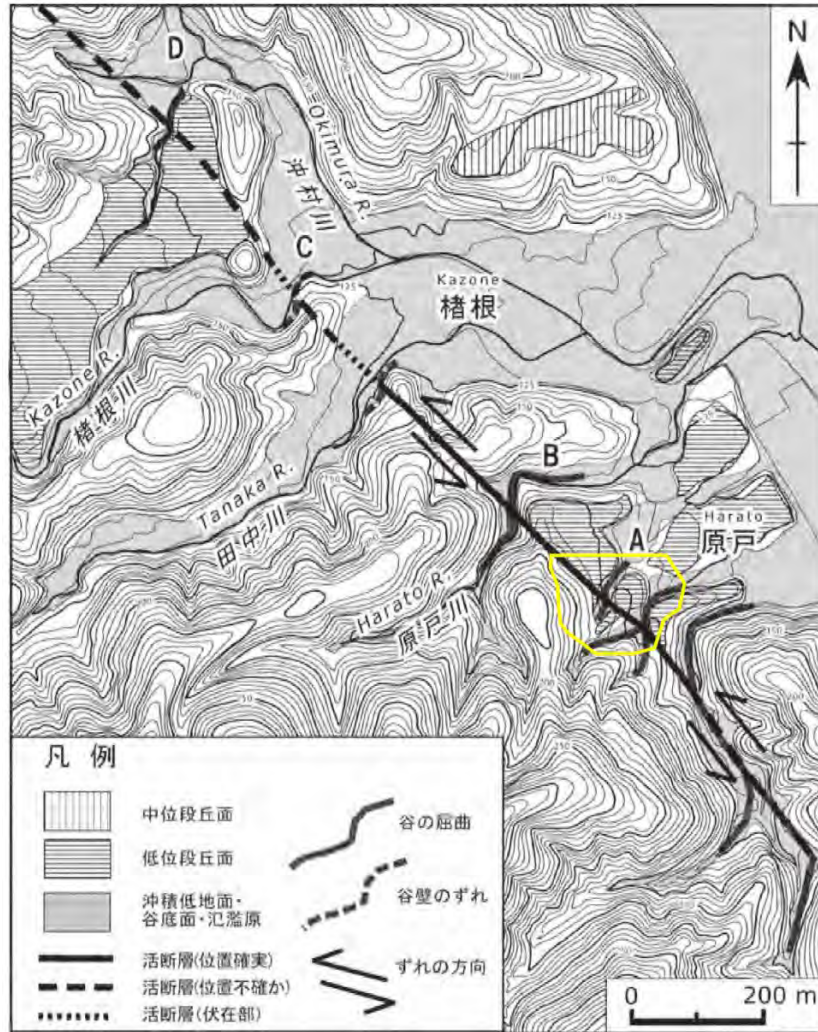


図 34 南部町椿根周辺の断層変位地形（水本ほか，2016）
 レーザ測量機器を搭載した UAV を用いた測量範囲（図 35 の範囲）を黄色枠で示す。

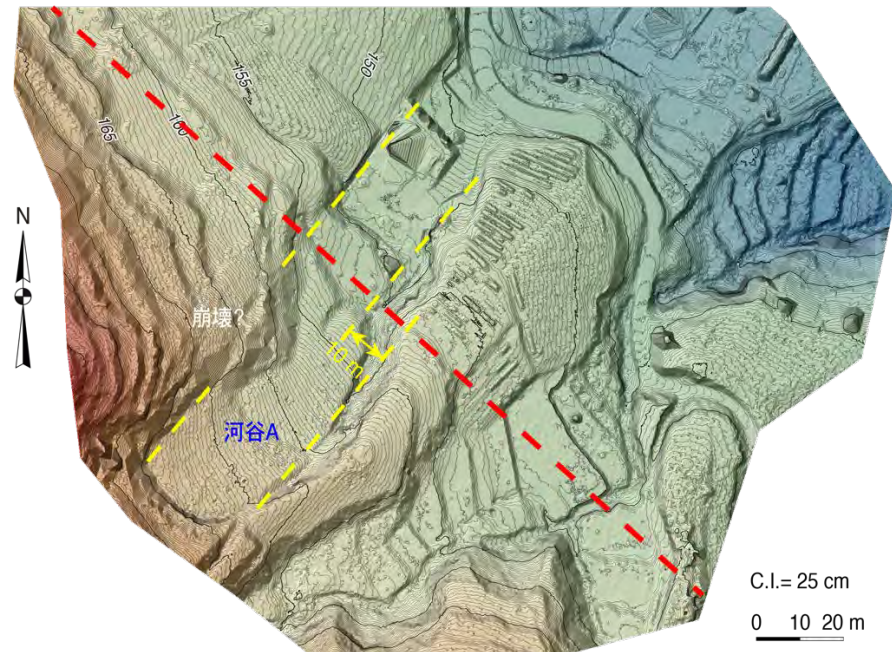


図 35 レーザ測量機器を搭載した UAV を用いた測量による原戸地区の河谷 A 周辺の詳細地形図
等高線間隔は 25cm。推定される活断層トレースを赤破線で示す。河谷 A の谷壁基部を黄破線で示す。

b) ボーリング調査

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

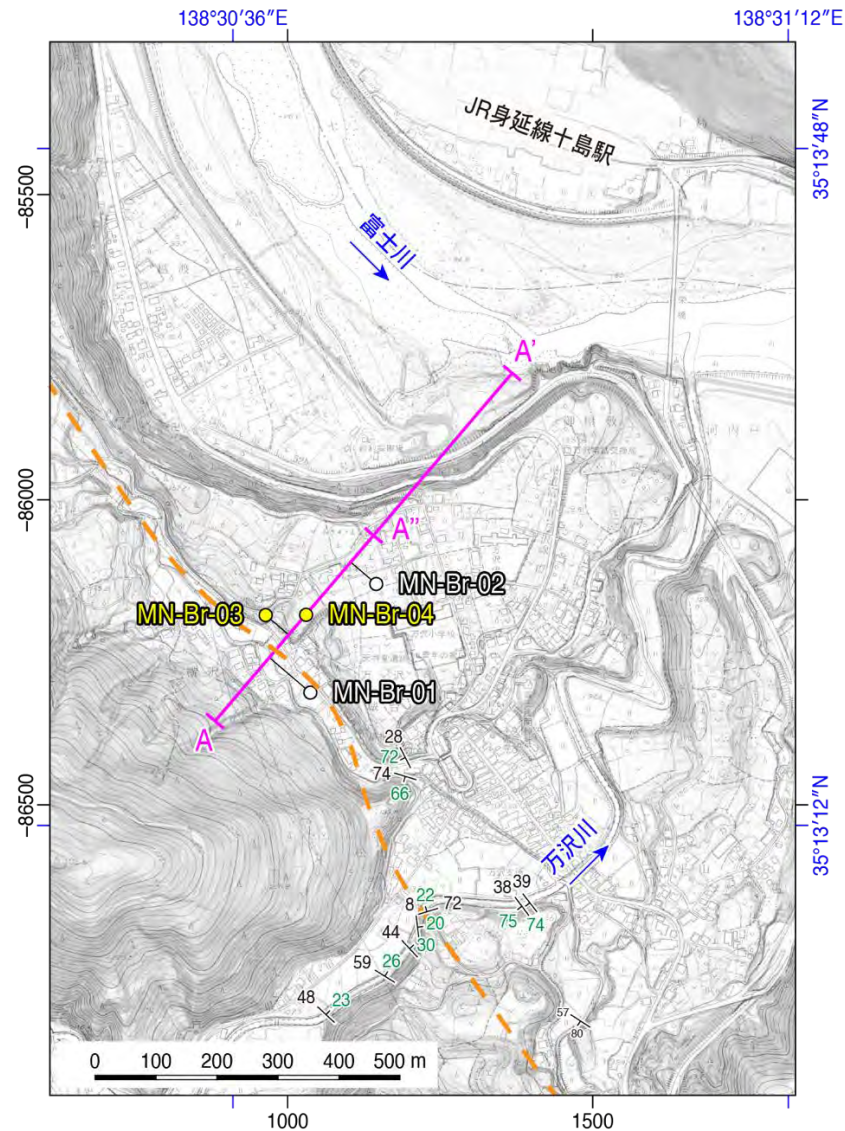


図 36 南部町万沢地区とその周辺の地形、推定活断層及びボーリング調査地点
基図は 1 m メッシュ航空レーザ数値標高データから作成した傾斜図に南部町発行 1 / 5, 000 地形図を重ねた。地形断面図（測線 A-A' : 図 37）及び地質断面図（測線 A-A'' : 図 43）の位置を地形図中に赤紫色の線で示す。MN-Br-01～MN-Br-04 はボーリング調査地点を示す。今年度掘削したボーリング MN-Br-03 孔及び MN-Br-04 孔を黄色で示す。推定される活断層を橙色の破線で示す。地層の走向・傾斜のうち、傾斜を緑色で示す。

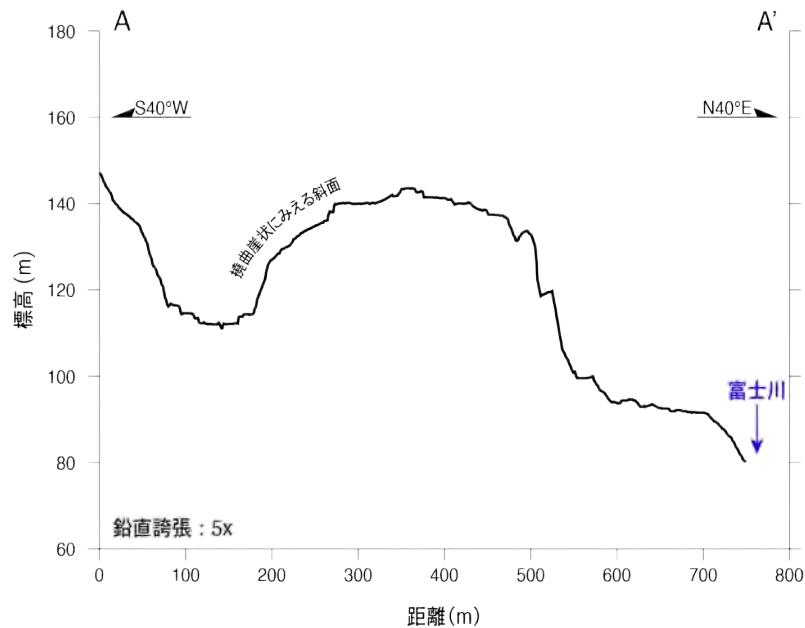


図 37 万沢地区における地形断面

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

表 5 万沢地区ボーリング掘削地点の座標、孔口標高及び掘削深度

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

¹ 平面直角座標系 (VIII)。

² 令和 4 年度に調査実施。

i) ボーリングコアの地質

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

[MN-Br-03 孔]

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

されたが、全体的には固結しており、顕著な破碎部は認められなかった。

[MN-Br-04 孔]

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

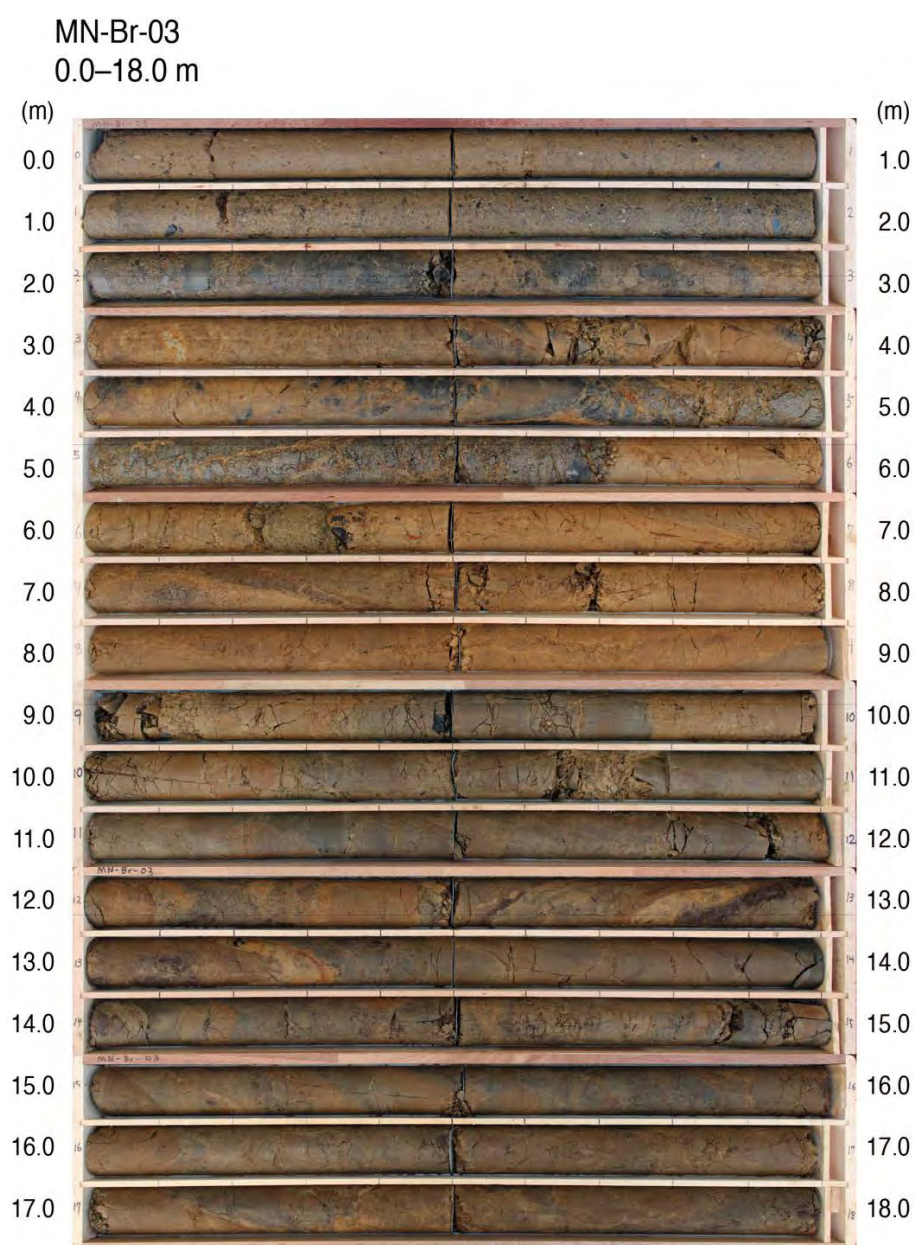


図 38 MN-Br-03 コア写真 (深度 0.0~18.0m)

MN-Br-03
18.0-36.0 m

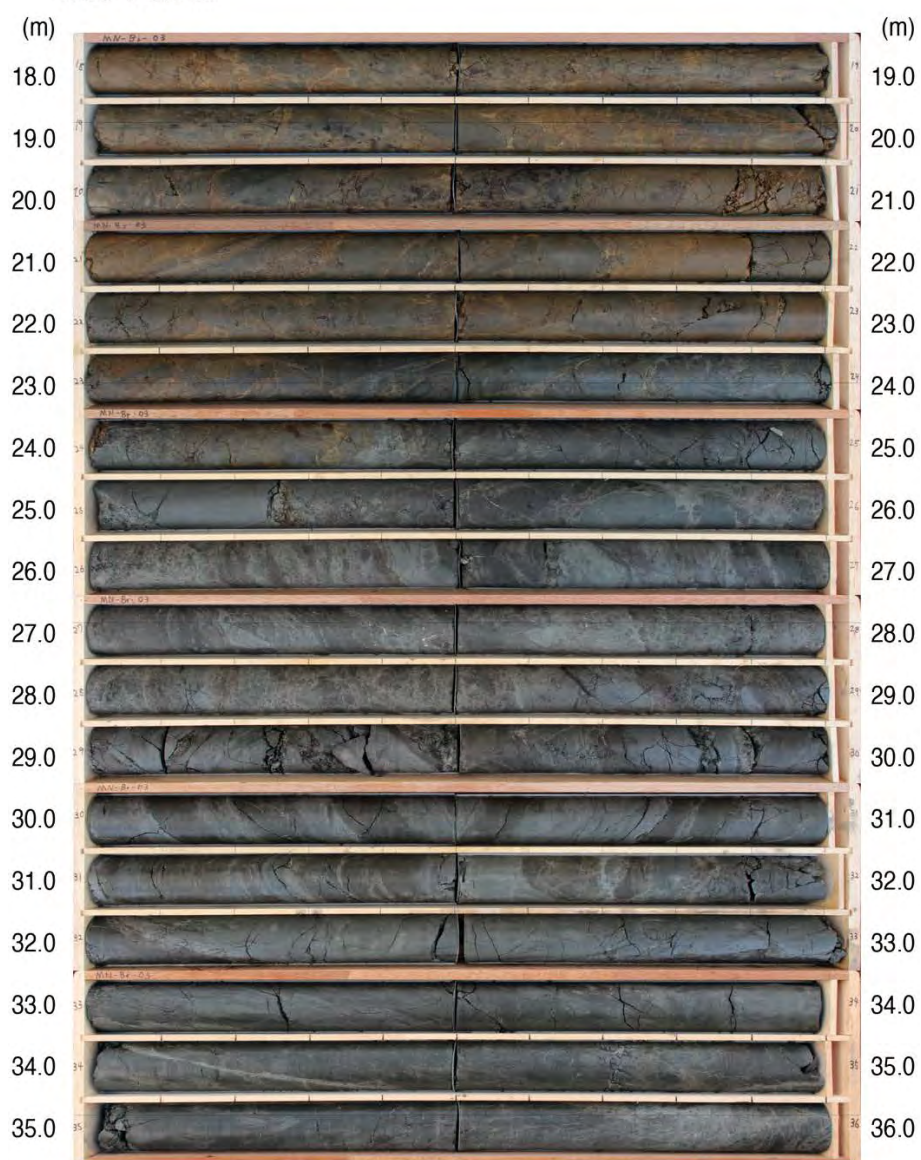


図 39 MN-Br-03 コア写真 (深度 18.0～36.0m)

MN-Br-03
36.0—48.0 m



図 40 MN-Br-03 コア写真 (深度 36.0～42.0m)

MN-Br-04
0.0—12.0 m



図 41 MN-Br-04 コア写真 (深度 0.0～12.0m)

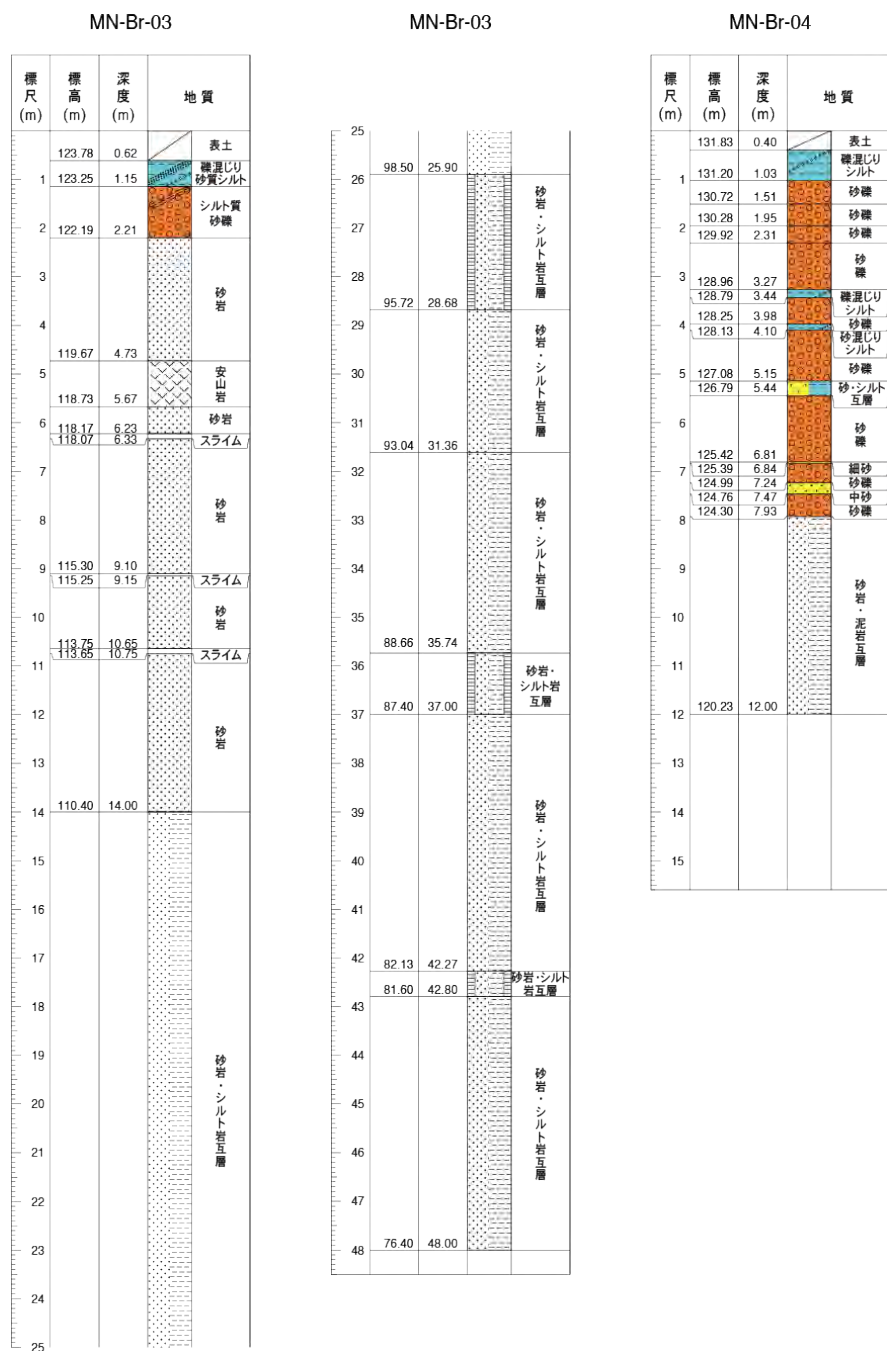


図 42 MN-Br-03 孔と MN-Br-04 孔の簡易柱状図

ii) 地質断面図

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

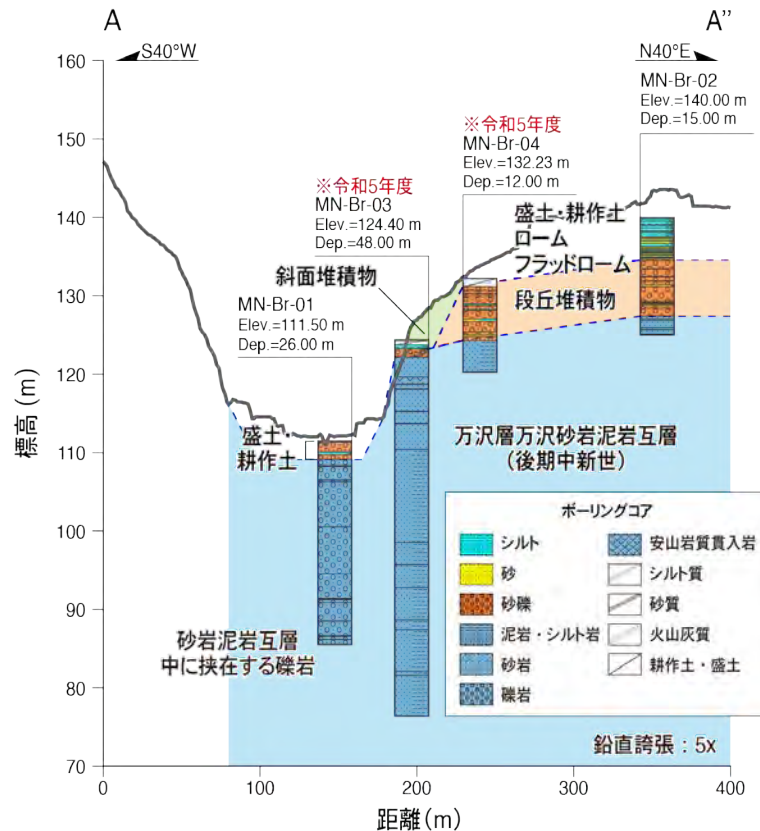


図 43 万沢地区における地質断面図

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

iii) 推定される地下地質

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

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

(d) 結論ならびに今後の課題

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

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

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

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

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

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

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

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

（謝辞）

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

（e）引用文献

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

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

富士身延鐵道株式會社，「國營記念」，1938.

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

地震調査研究推進本部地震調査委員会，身延断層の長期評価，4p，2015b.

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

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

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

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

3. 6 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、中野方北方の断層よりなる（図 1：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、文部科学省研究開発局・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

なし

2) 令和 5 年度

赤河断層帯に関する既往研究の情報を収集し、同断層に関するこれまでの研究成果を整理した。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した。

3) 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した。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した。

(2) 令和6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)。これらのうち、赤河断層の南東部(図2)において、トレンチ調査、ピット調査、露頭観察、水系屈曲率に基づく平均変位速度の検討を実施した。

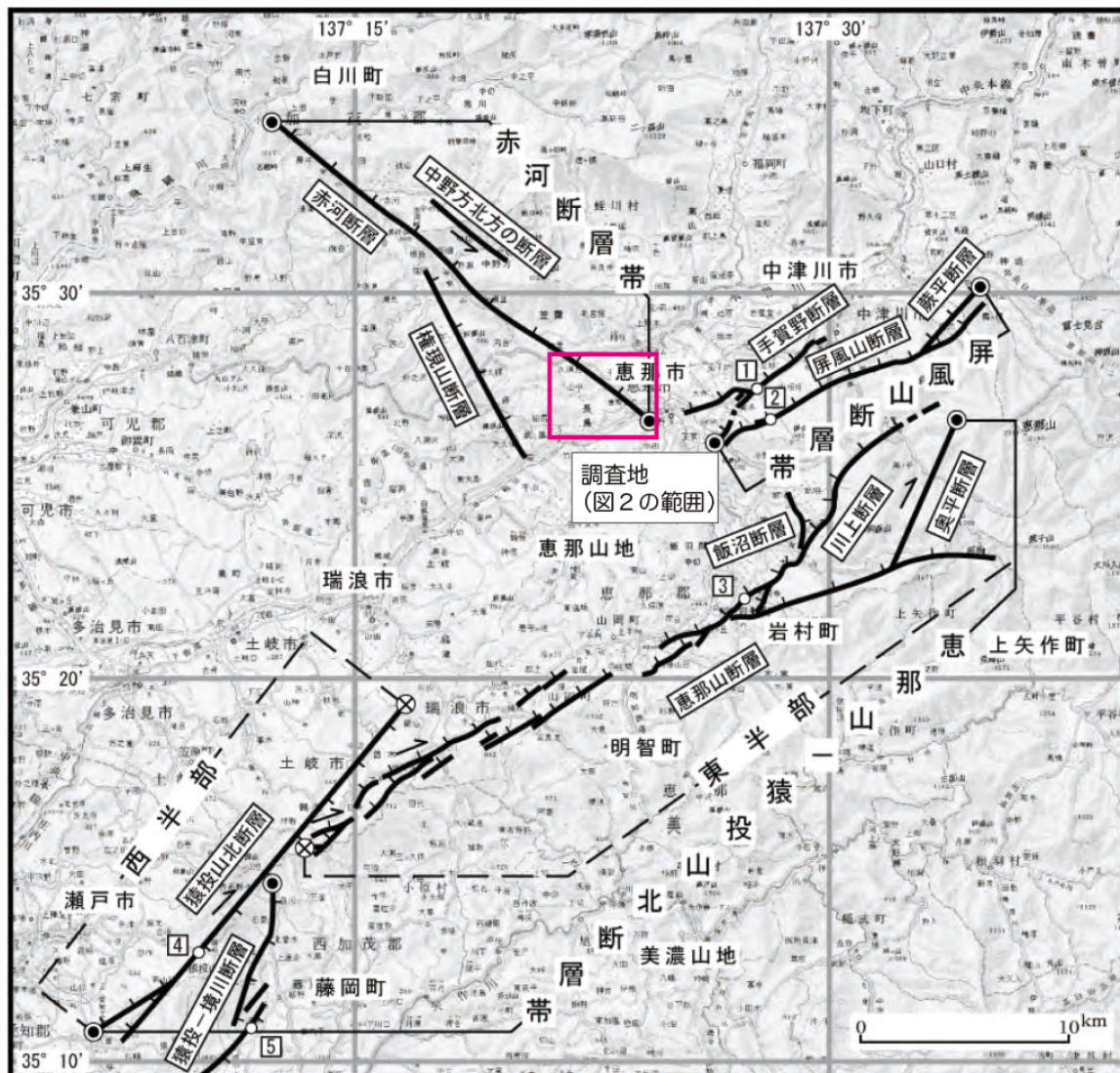


図1 赤河断層帯の位置（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004）

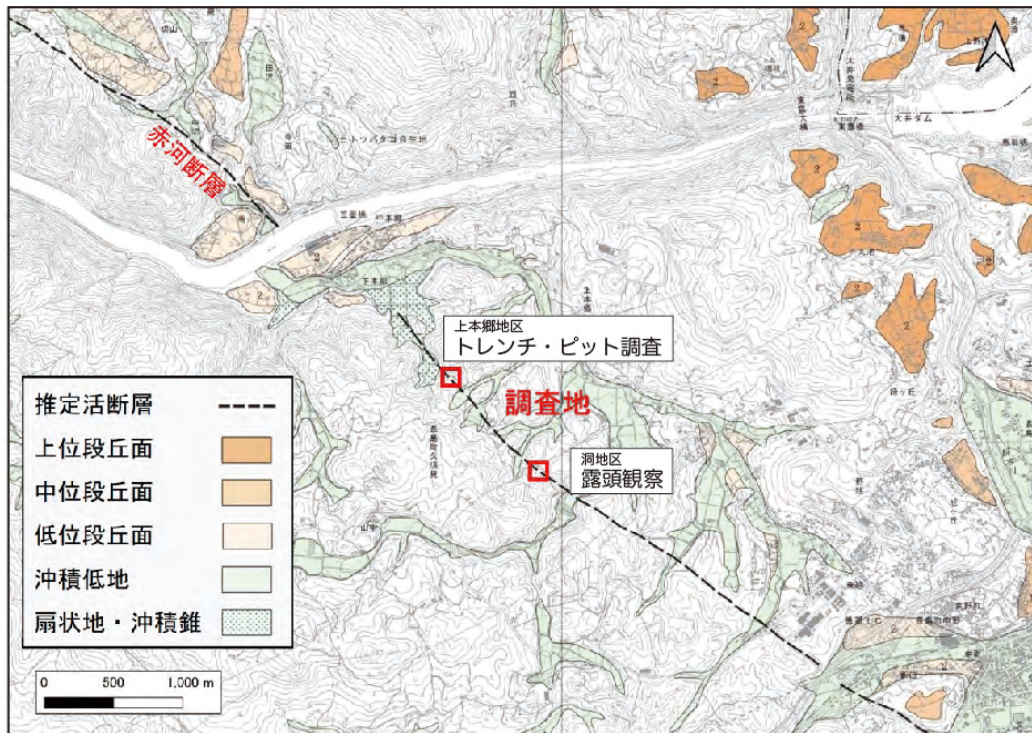


図2 令和6年度に赤河断層帯で実施した調査の位置図
基図には国土地理院活断層図（岡田・他，2006；宮内・他，2017）を用いた。

(b) 業務の実施方法

1) 露頭観察

赤河断層帯を構成する活断層のうち、赤河断層の南東部においてトレンチ調査を実施し、断層の性状を確認する。

2) トレンチ調査

赤河断層帯を構成する活断層のうち、赤河断層の南東部においてトレンチ調査を実施し、断層の性状を確認するとともに活動時期の検討を行う。

3) ピット調査

赤河断層帯を構成する活断層のうち、赤河断層の南東部においてピット調査を実施し、堆積物の厚さや層相を確認する。

4) 年代測定

トレンチ調査及びピット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、赤河断層帯の活動時期に関する検討を行う。

5) 水系屈曲率に基づく平均変位速度の検討

赤河断層帯を横切る水系の屈曲量 (D) と断層よりも上流の水系の長さ (L) を計測し、 $S = k \cdot \alpha$ の関係から赤河断層帯の平均変位速度 (横ずれ成分) を検討した。

(c) 業務の成果

1) 露頭観察

恵那市長島町久須見の洞地区の道路脇で露頭観察を行った。この地点は、岐阜県博物館が公開している「岐阜県地質図：ジオランドぎふ」の詳細地質図では、濃飛流紋岩と花崗岩の境界をなす断層が通過する場所である (図 3)。国土地理院活断層図 (岡田・他, 2006) が示す推定活断層はこの地点を通過する位置に引かれているが、岐阜県活断層図 (鈴木・杉戸, 2010) が示す推定活断層はこの地点よりも約 100 m 南西側に引かれている (図 4)。

観察を行った露頭で撮影した写真をオルソ化した画像を図 5 上に、観察結果をまとめたスケッチを図 5 下に示す。露頭では数多くの亀裂が観察された。露頭で観察された亀裂の走向と傾斜を表 1 に示した。

この露頭では、濃飛流紋岩と花崗岩が分布する。これらの岩石の境界 (図 5 下の 15) は、走向 $N87^{\circ}W$ 、傾斜 $40^{\circ}N$ の断層で接しているが、断層ガウジは発達していない。一方で、濃飛流紋岩の中の破碎部 (図 5 下の 2、走向 $N43^{\circ}W$ 、傾斜 $88^{\circ}S$) には、粘土化した白色の断層ガウジが観察された。

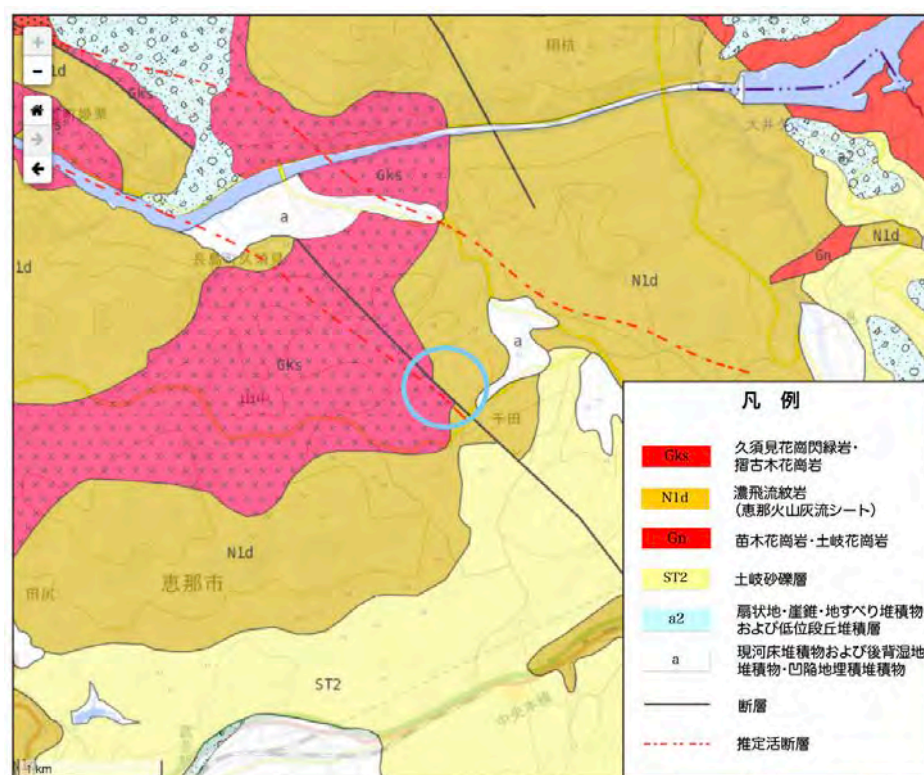


図 3 岐阜県地質図 (詳細) による洞地点周辺の地質分布
図の中央に示された丸印付近が露頭の位置

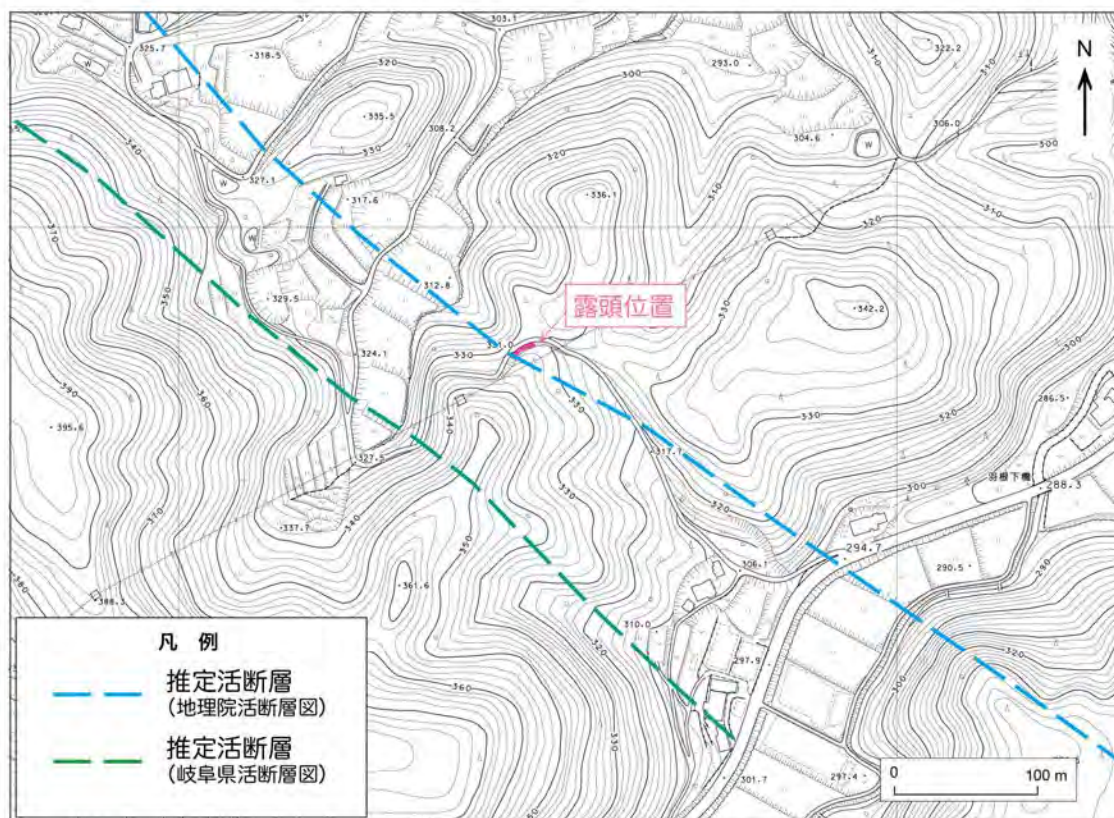


図4 洞地区の既往文献の活断層位置と詳細観察を実施した露頭の位置
基図には、恵那市発行の縮尺2,500分の1地形図を使用した。

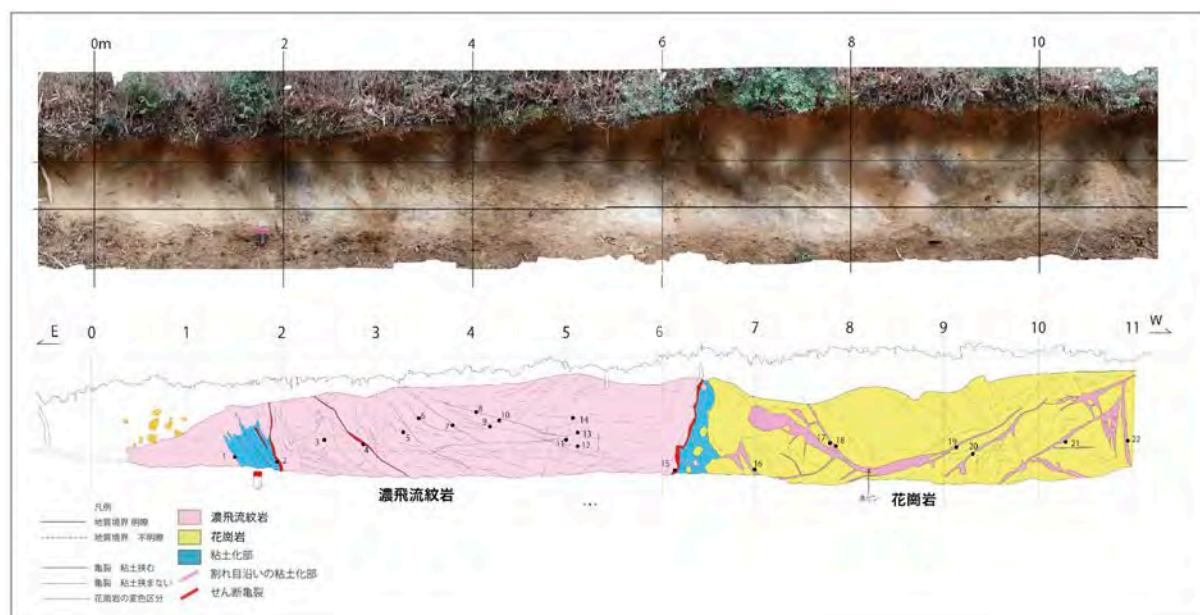


図5 洞地区における赤河断層の露頭の写真（オルソ画像）（上）とスケッチ（下）
スケッチに記された番号は、走向と傾斜を計測した亀裂（表1）の位置を示す。

表 1 露頭で観察された亀裂の走向と傾斜

No.	走向・傾斜（真北）	No.	走向・傾斜（真北）	No.	走向・傾斜（真北）
1	N61°W, 78°S	9	N80°E, 80°S	17	N43°W, 80°S
2	N43°W, 88°S	10	N27°E, 70°S	18	N67°W, 80°S
3	N39°W, 34°S	11	N33°W, 48°N	19	N5°W, 38°N
4	N33°W, 48°S	12	N72°E, 70°S	20	N33°W, 54°N
5	N77°W, 50°S	13	N69°E, 24°S	21	N13°W, 30°N
6	N39°W, 48°S	14	N23°W, 74°N	22	N56°W, 64°S
7	N18°W, 42°S	15	N87°W, 40°N	—	—
8	N89°E, 36°S	16	N69°W, 84°S	—	—

2) トレンチ調査・ピット調査

当初はトレンチとピットを別の地点で掘削する予定であったが、複数の適地を見つけることができなかったため、一つの谷の両側の谷壁の基部でトレンチ及びピットを掘削した。現地を確認した結果、谷の南側を大きめに掘削してトレンチとし、北側にピットを掘削することにした（図 6）。

トレンチの規模は、長さ約 9 m、幅約 6 m、深さ約 2.5 m とした。ピットで観察した壁面の写真とスケッチを図 7（東壁面）、図 8（西壁面）、図 9（北壁面）に示した。ピット内で観察された地層は、上位から順に、表土（砂質シルト）、腐植質砂混り粘土（灰～暗灰）、砂礫（褐灰）、砂質シルト（暗青灰～暗緑灰）、礫混じりシルト（黒色）、腐植質粘土（暗灰～灰黒色）、シルト（暗灰）及び基盤の花崗岩に区分される。基盤の上面は、谷の中央に向かって緩やかな勾配で傾き下がっており、一部ではチャンネル状の窪みが認められる。

東壁面と西壁面では、基盤の花崗岩内に多数の亀裂が確認された。トレンチで観察された亀裂の走向と傾斜を表 2（東壁面）と表 3（西壁面）に示した。一部の亀裂の上端はチャンネル状の窪みの縁へと続いている。

東壁面と西壁面から、放射性炭素年代測定用の試料を採取した。試料を採取した位置をそれぞれの壁面のスケッチに示した。また、採取した試料の一覧を表 4 に示した。

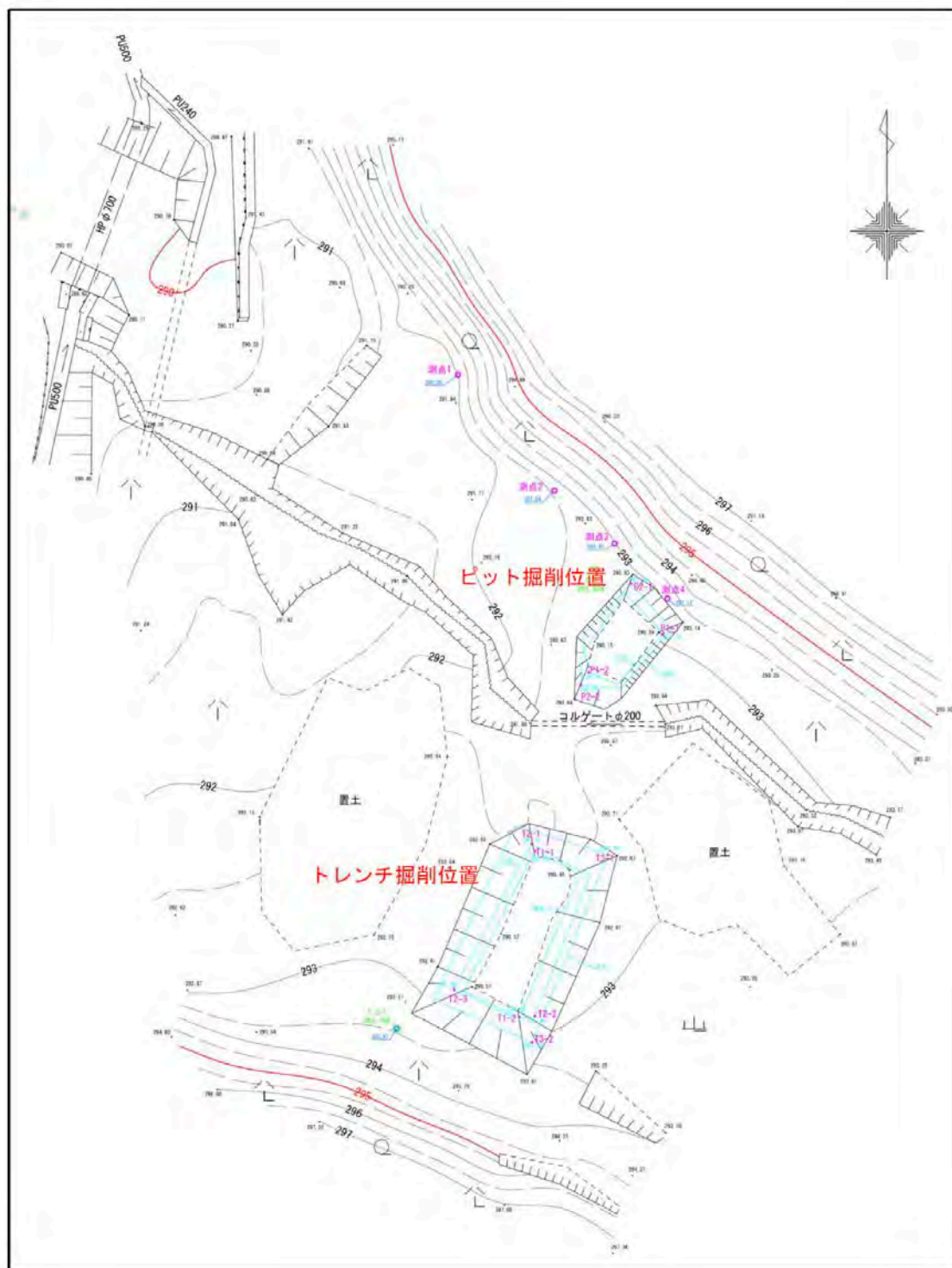


図6 トレンチ及びピットの掘削位置図
 現地で実施した測量結果に基づき作成

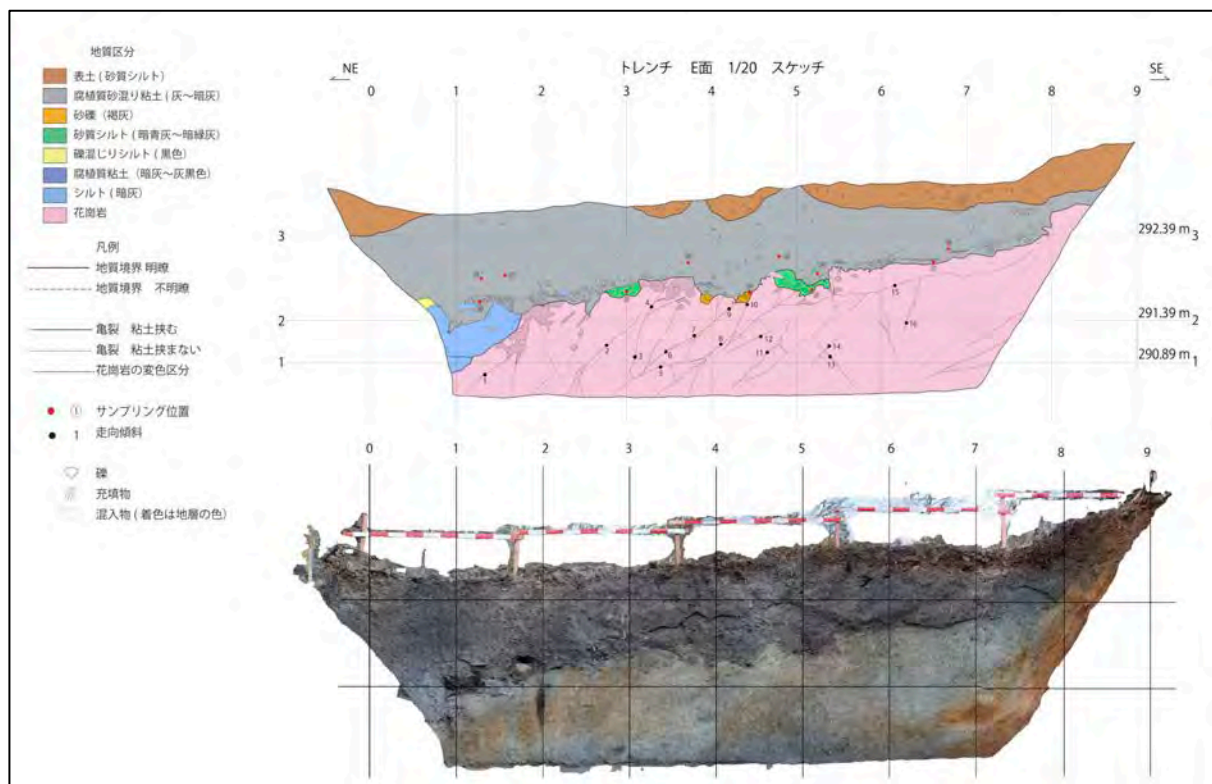


図7 トレンチ東壁面のスケッチ (上) 及びオルソ画像 (下)

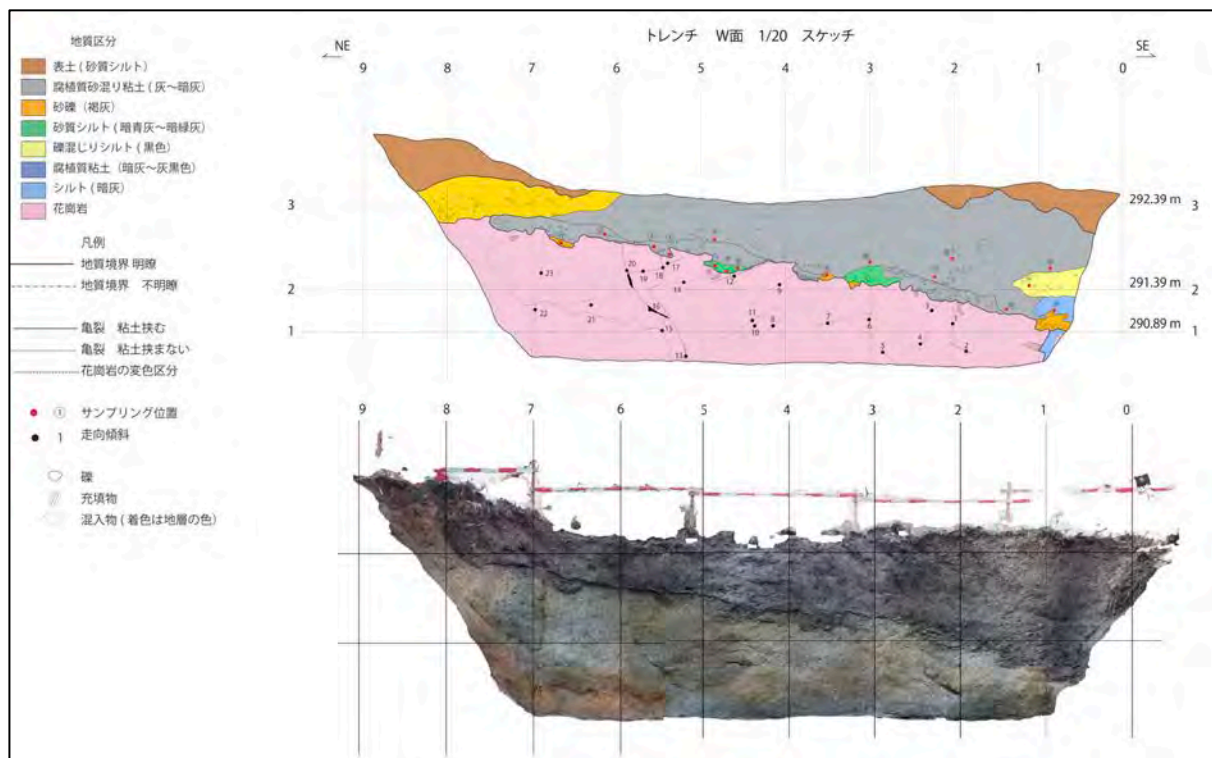


図8 トレンチ西壁面のスケッチ (上) 及びオルソ画像 (下)

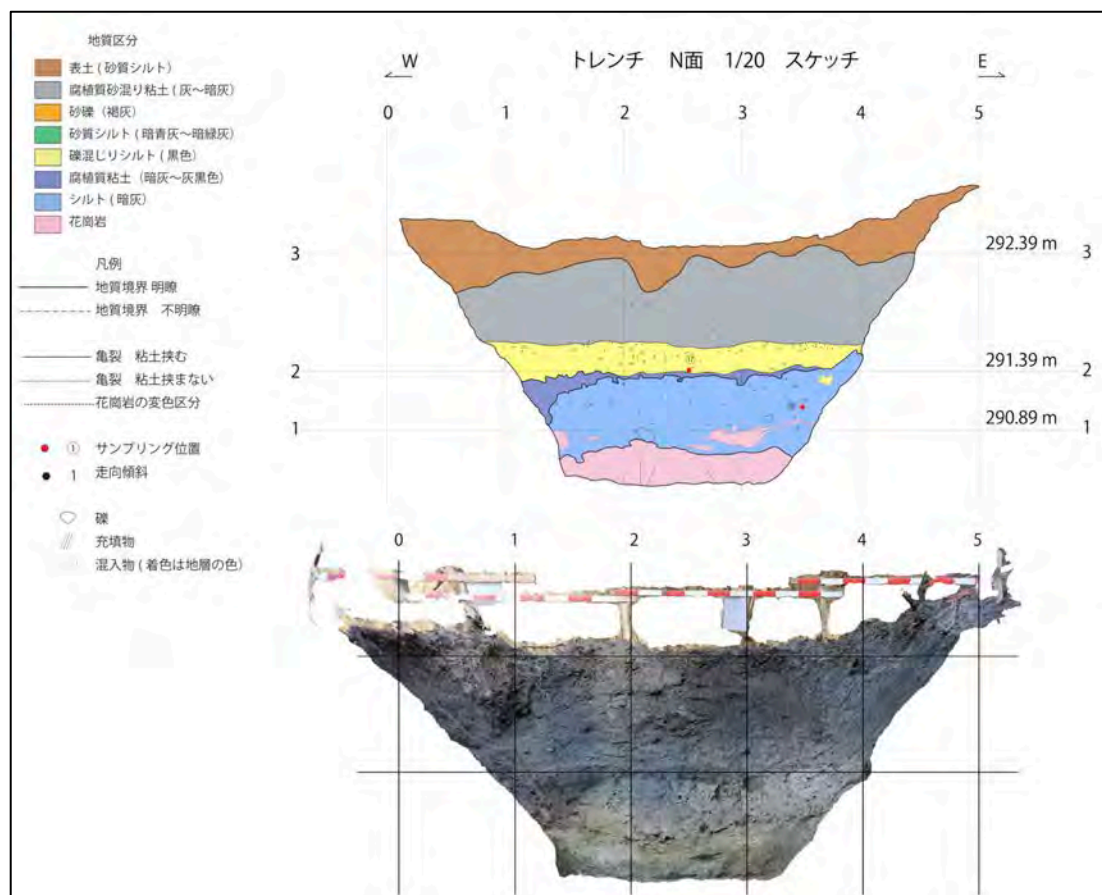


図9 トレンチ北壁面のスケッチ (上) 及びオルソ画像 (下)

表2 トレンチ東壁面で観察された亀裂の走向と傾斜及び粘土の厚さ

No.	走向・傾斜 (真北)	粘土の厚さ	No.	走向・傾斜 (真北)	粘土の厚さ
1	N11°E, 86°S	15 mm	9	N21°W, 75°N	15 mm
2	N21°W, 66°N	12 mm	10	N31°W, 70°N	5-10 mm
3	N33°W, 88°S	2 mm	11	N21°W, 62°N	20 mm
4	N15°W, 80°S	5 mm	12	N12°E, 52°S	2 mm
5	N27°E, 62°S	40 mm	13	N79°W, 56°S	3 mm
6	N25°W, 44°N	7 mm	14	N27°W, 68°N	25 mm
7	N23°W, 52°N	7 mm	15	N29°E, 84°S	5 mm
8	N19°W, 75°N	15 mm	16	N7°W, 66°S	3 mm

表 3 トレンチ西壁面で観察された亀裂の走向と傾斜

No.	走向・傾斜（真北）	粘土の厚さ	No.	走向・傾斜（真北）	粘土の厚さ
1	N70°W, 78°S	5 mm	13	N2°E, 45°S	3 mm
2	N88°W, 57°N	0-2 mm	14	N16°E, 70°N	—
3	N48°W, 42°S	0-3 mm	15	N44°W, 85°N	0-3 mm
4	N2°W, 55°S	0-2 mm	16	N26°W, 37°N	5 mm, 3 mm
5	N63°W, 55°N	0-1 mm	17	N22°E, 75°N	0-2 mm
6	N71°W, 80°S	0-3 mm	18	N26°W, 37°N	5 mm
7	N17°E, 80°N	0-1 mm	19	N32°E, 50°N	0-1 mm
8	N6°W, 71°S	—	20	N15°W, 50°N	1-5 mm
9	N9°W, 55°S	0-2 mm	21	N16°E, 47°N	1 mm
10	N14°W, 79°S	—	22	N26°W, 75°N	1-2 mm
11	N11°W, 64°S	0-1 mm	23	N15°W, 79°S	1-2 mm
12	N9°E, 65°N	1-3 mm	—	—	

表 4 トレンチ壁面から採取した年代測定用試料

No.	壁面	試料名	層準	試料の種類
1	西壁面	HTC-1	砂礫	材
2	西壁面	HTC-2	腐植質砂混り粘土	木炭
3	西壁面	HTC-3	腐植質砂混り粘土	木炭
4	西壁面	HTC-4	腐植質砂混り粘土	木炭
5	西壁面	HTC-5	腐植質砂混り粘土	木炭
6	西壁面	HTC-6	砂質シルト	木炭
7	西壁面	HTC-7	砂質シルト	木炭
8	西壁面	HTC-8	砂質シルト	木炭
9	西壁面	HTC-9	砂礫	材
10	西壁面	HTC-10	腐植質砂混り粘土	材
11	西壁面	HTC-11	腐植質砂混り粘土	材
12	西壁面	HTC-12	腐植質砂混り粘土	材
13	西壁面	HTC-13	腐植質砂混り粘土	材
14	西壁面	HTC-14	礫混じりシルト	材

15	西壁面	HTC-15	シルト	材
16	西壁面	HTC-16	腐植質砂混り粘土	材
17	北壁面	HTC-17	礫混じりシルト	材（加工木材）
18	北壁面	HTC-18	シルト	木炭
19	東壁面	HTC-19	腐植質砂混り粘土	木炭
20	東壁面	HTC-20	腐植質砂混り粘土	材
21	東壁面	HTC-21	腐植質砂混り粘土	木炭
22	東壁面	HTC-22	砂質シルト	木炭
23	東壁面	HTC-23	腐植質砂混り粘土	木炭
24	東壁面	HTC-24	砂礫	木炭
25	東壁面	HTC-25	腐植質砂混り粘土	材
26	東壁面	HTC-26	砂質シルト	木炭
27	東壁面	HTC-27	腐植質砂混り粘土	材
28	東壁面	HTC-28	腐植質砂混り粘土	材
29	東壁面	HTC-29	腐植質砂混り粘土	バルク

谷の北縁にピットを掘削した。掘削規模は、南北方向に約 5 m、東西方向に約 3 m、深さ約 2.5 m とした。埋め戻し前に、花崗岩と堆積物の境界部をさらに約 1 m 掘り下げた。ピットで観察した壁面の写真とスケッチを図 10（東壁面）、図 11（西壁面）、図 12（北壁面）に示した。ピット内で観察された地層は、上位から順に、表土（砂質シルト）、砂質シルト（暗灰）、腐植土質砂質シルト（黒灰～暗灰）、礫質砂混りシルト（灰～黄灰）、砂混り腐植質シルト（黒色）、シルト混り砂～砂礫（赤褐色）、砂混りシルト（灰）、砂・腐植質混りシルト（灰～暗灰）、砂混り腐植質シルト（黒）、シルト（青灰）及び基盤の花崗岩に区分される。

東壁面と西壁面から、放射性炭素年代測定用の試料を採取した。試料を採取した位置をそれぞれの壁面のスケッチに示した。また、ピットの壁面から採取した試料の一覧を表 5 に示した。

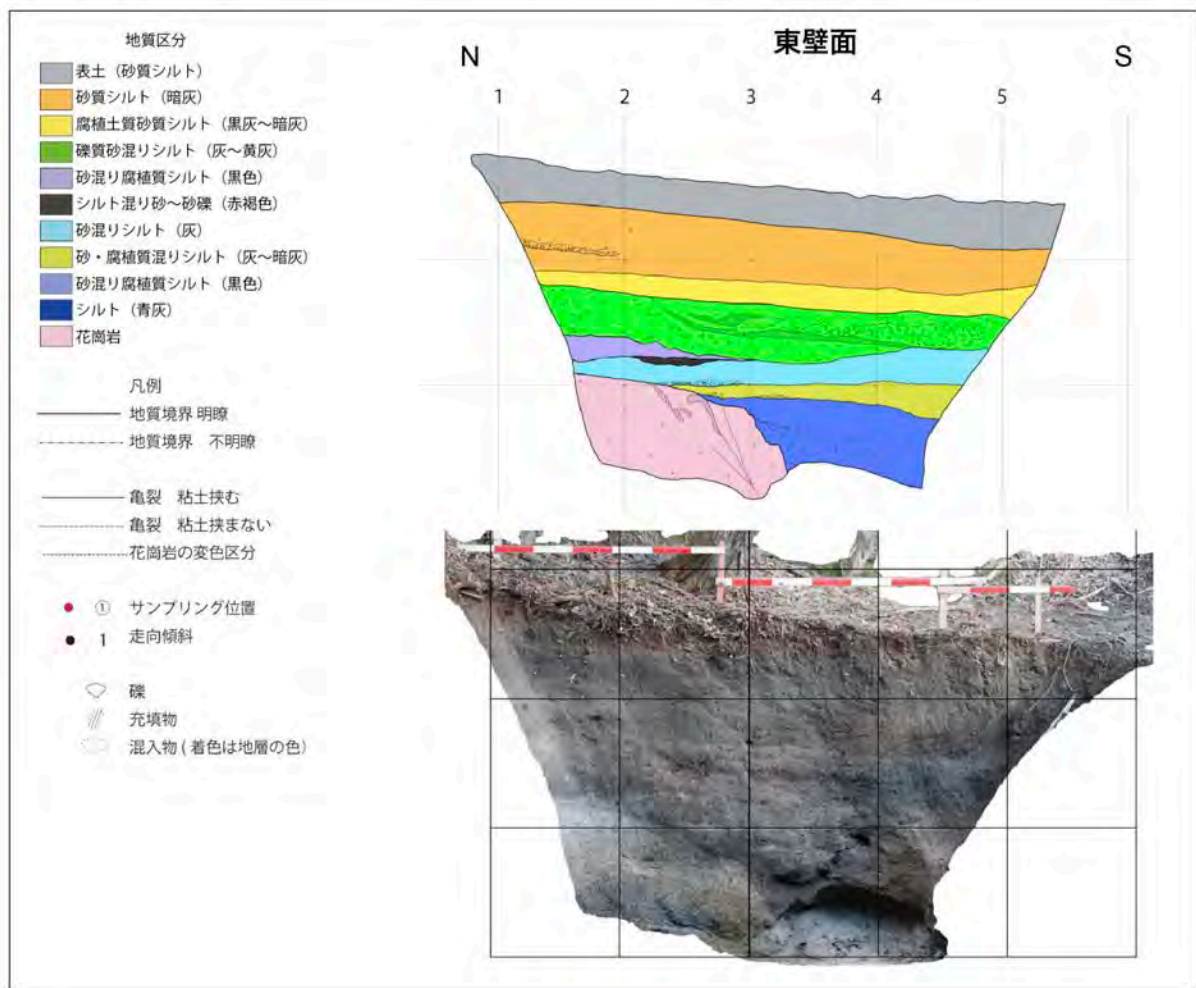


図 10 ピット東壁面のスケッチ (上) 及びオルソ画像 (下)

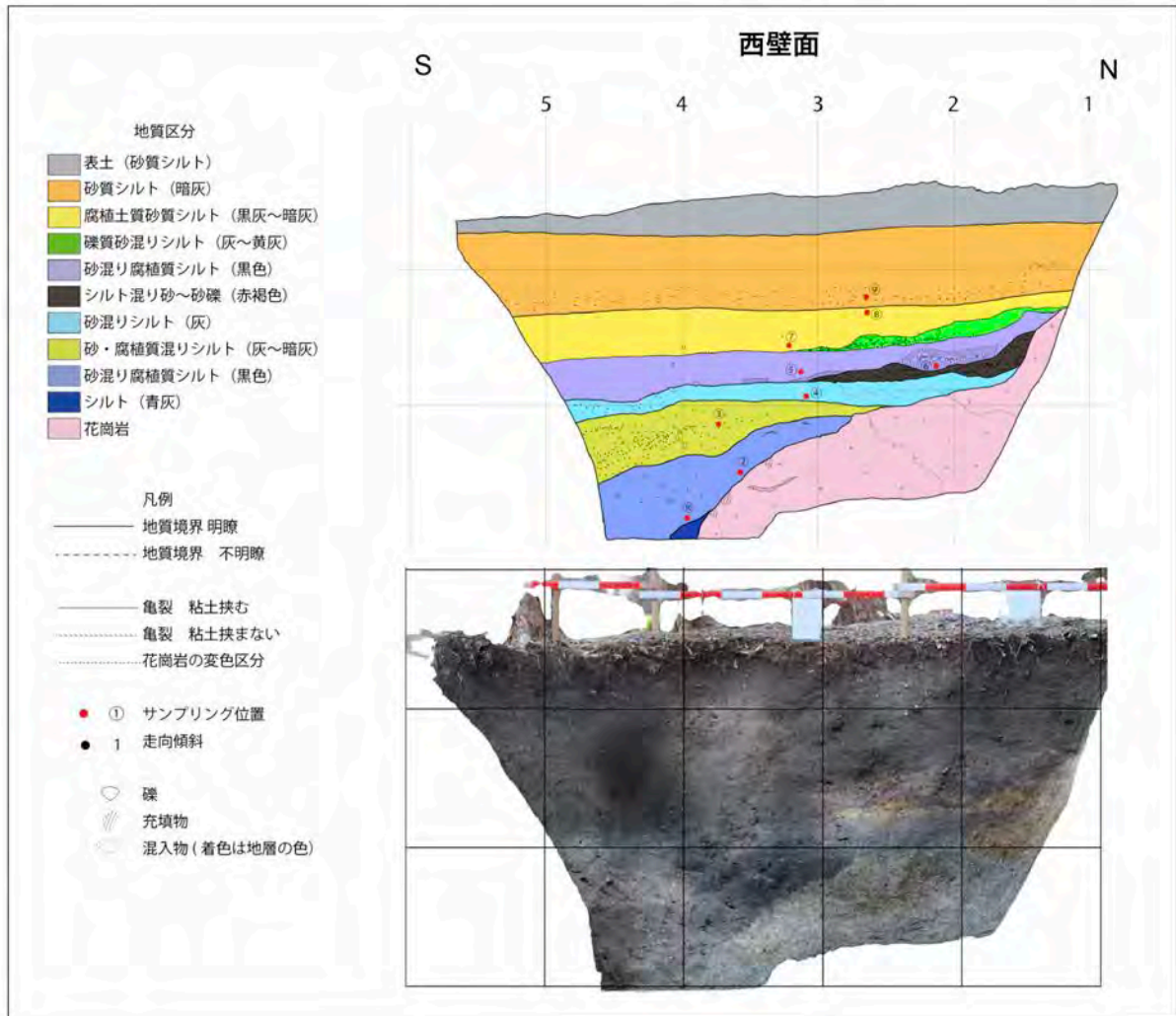


図 11 ピット西壁面のスケッチ (上) 及びオルソ画像 (下)

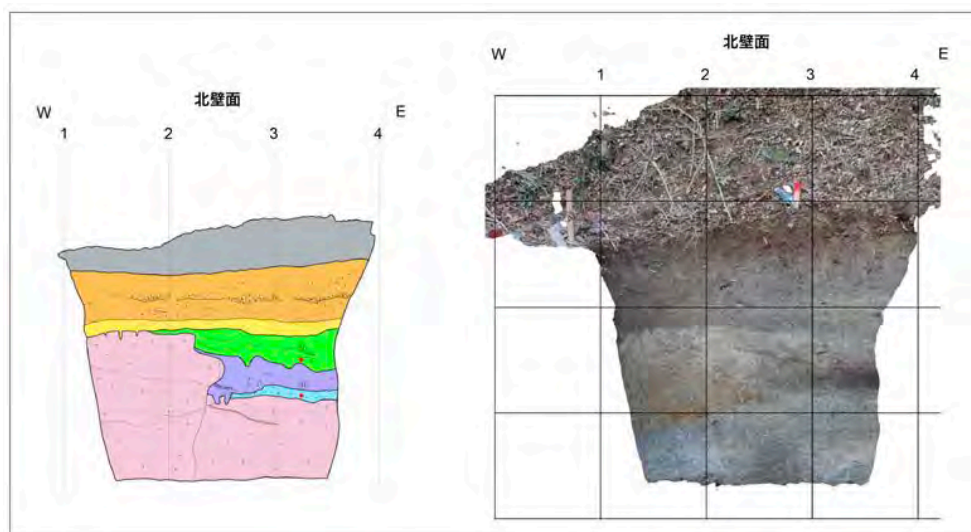


図 12 ピット北壁面のスケッチ (右) 及びオルソ画像 (左)

表 5 ピット壁面から採取した年代測定用試料

No.	壁面	試料名	層準	試料の種類
1	西壁面	HPC-1	シルト	腐植質シルト
2	西壁面	HPC-2	砂混り腐植質シルト	木炭
3	西壁面	HPC-3	砂・腐植質混りシルト	木炭
4	西壁面	HPC-4	砂混りシルト	木炭
5	西壁面	HPC-5	砂混り腐植質シルト	木炭
6	西壁面	HPC-6	砂混り腐植質シルト	木炭
7	西壁面	HPC-7	腐植土質砂質シルト	木炭
8	西壁面	HPC-8	腐植土質砂質シルト	木炭
9	西壁面	HPC-9	砂質シルト	木炭
10	西壁面	HPC-10	砂混り腐植質シルト	木炭
11	北壁面	HPC-11	砂混りシルト	木炭
12	北壁面	HPC-12	礫質砂混りシルト	木炭

トレンチ調査とピット調査で観察した結果を合わせて投影した図（東測線、西測線）を作成し、調査を実施した谷地形を横断した地質構造を検討した。それぞれの測線の位置を図 13 に、東測線の投影図を図 14 に、西測線の投影図を図 15 に示した。西測線については、トレンチの西壁面とピットの西壁面のスケッチを反転させて作成した。

トレンチとピットの間には深さ 3 m 以上の谷構造があり、今回の調査規模ではその基底まで確認することはできなかった。断層付近は基盤岩が破碎しているために周辺よりも浸食作用を受けやすく、断層に沿って直線的な谷が形成されることがある。今回の調査地点では、谷地形の縁辺ではなくて深い谷が形成されている部分に断層が通過している可能性が考えられる。

投影断面の南北で基盤上面の高さを比較すると、トレンチを掘削した南側が若干高い。また、トレンチを掘削した範囲では、比較的広い範囲で基盤が侵食されて上面が平坦になっている。このことから、土岐砂礫層の高度分布の情報に基づいて赤河断層が南側隆起の断層活動を行ってきた（木曾、1963；森山、1987）と想定されているように、今回の調査地点においても南側隆起の断層運動が起こっていることが推定される。



図 13 トレンチとピットの投影断面の位置図



図 14 東測線におけるトレンチとピットの投影断面

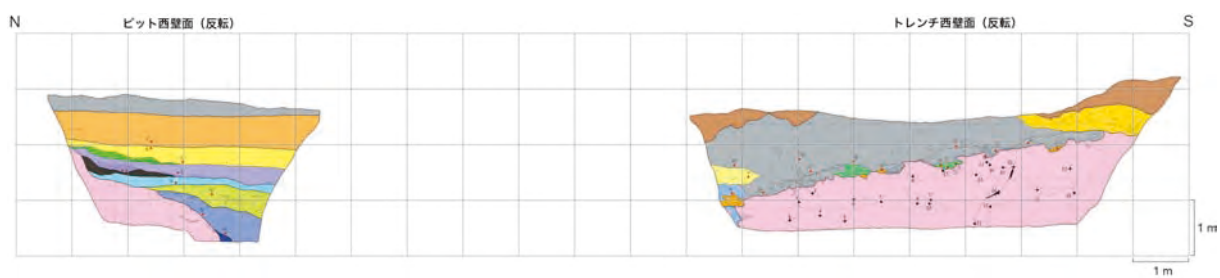


図 15 西測線におけるトレンチとピットの投影断面

3) 年代測定

トレンチ及びピットの壁面から採取した炭化物のうち3試料（トレンチ：1試料、ピット：2試料）について、放射性炭素同位体年代を測定した。年代測定は、株式会社地球科学研究所に依頼した。測定結果を表6に示す。

トレンチについては、東壁面の腐植質砂混り粘土の層準から採取した試料（HTC-25：木炭）の年代測定を行った。暦年較正した年代値（ 2σ ）は499-316 cal BPであった（図16）。

ピットについては、西壁面の砂質シルトの層準から採取した試料（HPC-4：木炭）及びシルトの層準から採取した試料（HPC-10：木炭）の年代測定を行った。暦年較正した年代値（ 2σ ）は、HPC-4が1,176-977 cal BP、HPC-10が770-672 cal BPであり、上下の層準で年代が逆転した（図17）。

表6 トレンチ及びピットから採取した試料の年代測定結果
年代測定結果の暦年較正は、Bronk Ramsey (2009) の手法に従い、
INTCAL20 (Reimer et al., 2020) を用いて行った。

試料名	Beta-Lab. No.	試料の種類	Conventional Age (BP)	Calibrated Age (cal BP)	
				(1 σ)	(2 σ)
HTC-25	734654	charcoal	370 $\pm$ 30	491 - 433 (44.9 %) 360 - 330 (23.3 %)	499 - 423 (52.2 %) 398 - 316 (43.2 %)
HPC-4	734652	charcoal	1,180 $\pm$ 30	1,129 - 1,059 (54.1 %) 1,175 - 1,160 (12.7 %) 1,144 - 1,141 (1.4 %)	1,176 - 1,051 (82.8 %) 1,032 - 991 (11.7 %) 983 - 977 (0.9 %)
HPC-10	734653	charcoal	800 $\pm$ 30	725 - 686 (68.2 %)	770 - 762 (1.8 %) 740 - 672 (93.6 %)

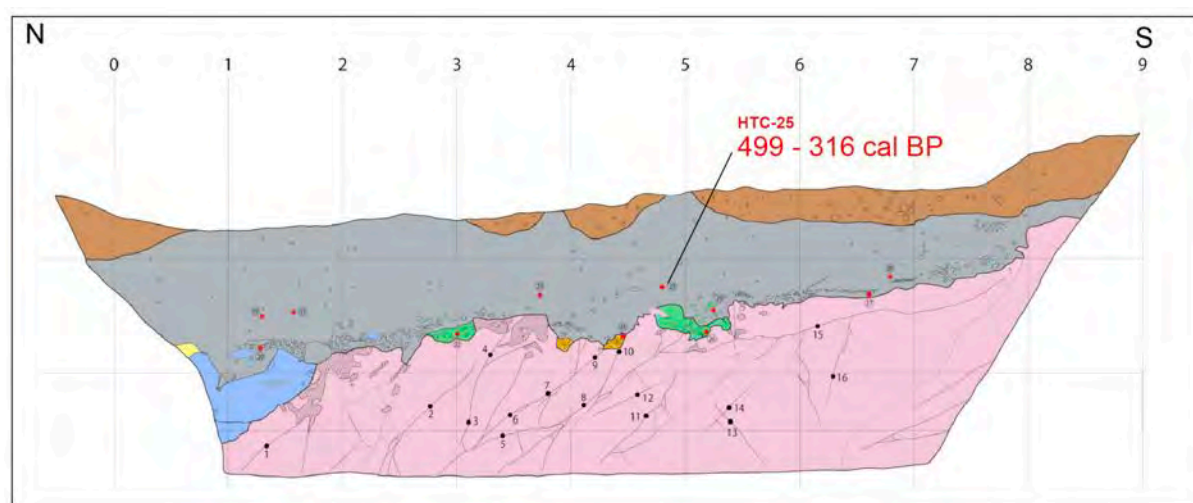


図16 トレンチ東壁面から採取した試料（HTC-25）の年代測定結果
層序区分の凡例は、図7及び図8に示す。年代測定結果の詳細については、表6に示す。

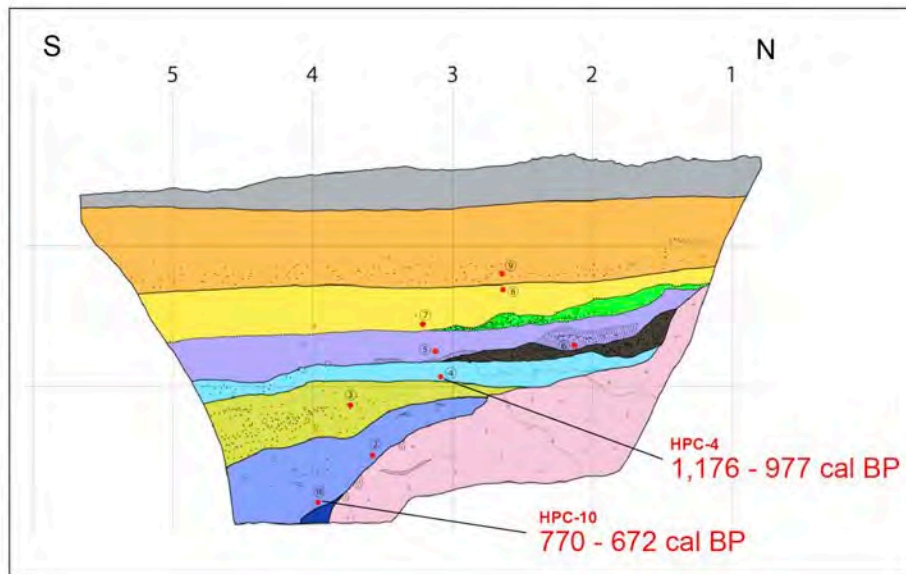


図 17 ピット西壁面から採取した試料（HPC-4、HPC-10）の年代測定結果
層序区分の凡例は図 10 及び図 11 に示す。年代測定結果の詳細については、表 6 に示す。

4) 水系屈曲率に基づく横ずれ平均変位速度

赤河断層帯の平均変位速度（横ずれ成分）を検討するため、水系屈曲率の検討を行った。検討対象は、赤河断層の南東部において左横ずれが認められ、上流部が侵食小起伏面に達している 7 水系を対象とした（図 18）。計測した水系の屈曲量、上流の長さ及び α の値を表 7 に示す。また、水系の屈曲量と上流の長さとの関係および α の値を図 19 に示す。検討の結果、赤河断層の南東部における水系の屈曲について、屈曲率 α の値は最大で 0.320、最小で 0.052 であり（表 7）、平均値は 0.148 と算出された。

屈曲率 α の値から平均変位速度（横ずれ成分）を算出するには、係数 k の値が必要となる。係数 k は侵食速度等と関係があると考えられるため、その地域ごとに検討する必要がある。ここでは、文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所（2023）が算出した跡津川断層の係数 k の平均値 19.0 を中部地方における代表値として用いることとする。

赤河断層の南東部の横ずれ成分の平均変位速度の算出について、上述の水系屈曲率の平均値（0.148）と、跡津川断層で算出された係数 k の平均値 19.0 に基づくと、赤河断層の南東部の横ずれ成分の平均変位速度は 2.8 m/千年（ α のばらつきを考慮すると、0.99～6.1 m/千年）となる。この値に従えば、赤河断層の南東部が活動度 A 級の活断層ということになるが、これまでに断層変位地形の明瞭さ等から推定されていた活動性（B 級）よりも高い活動を示すことになる。文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所（2023）でも指摘されているように、本手法については今後も検討を重ねる必要がある。

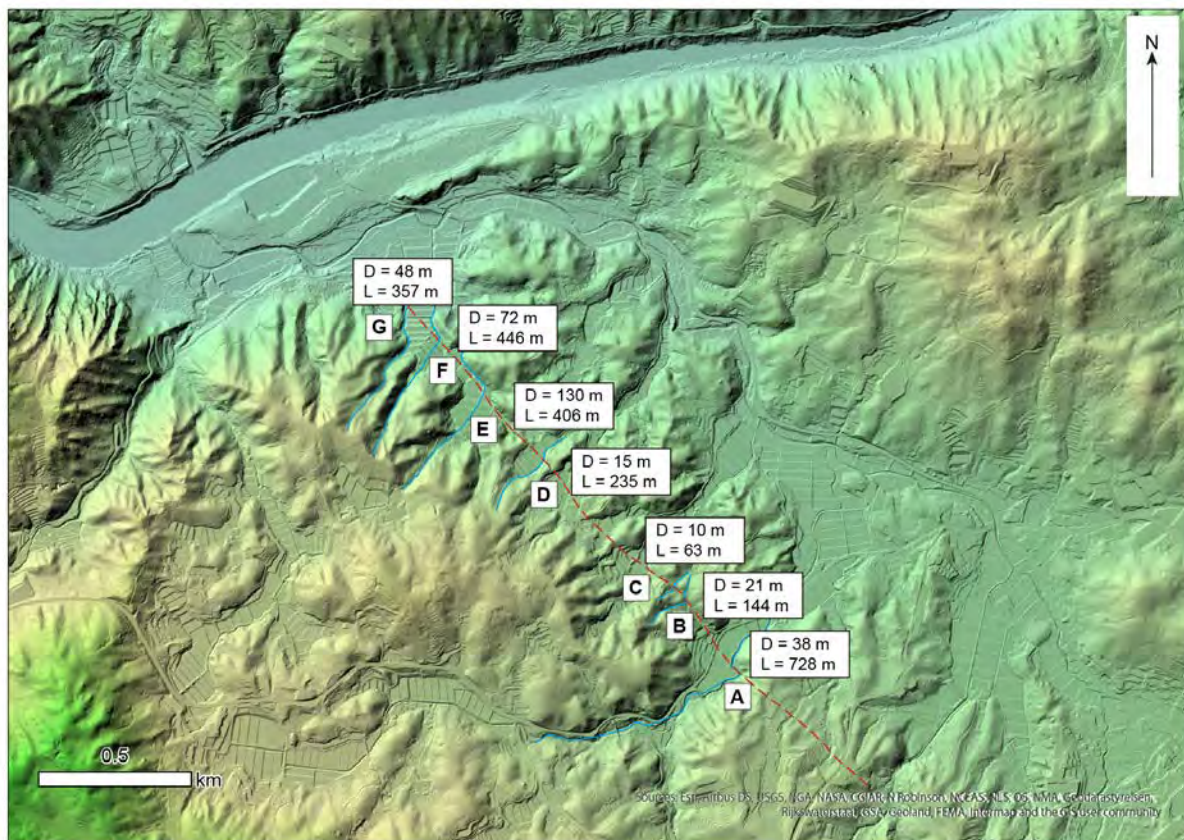


図 18 赤河断層南東部における水系屈曲量と断層よりも上流の水系の長さ

表 7 赤河断層における水系の屈曲量と上流の長さ

α の列の赤文字は最大値、青文字は最小値を示す。

地点	地点名	水系の屈曲量 (m) ①	上流の長さ (m) ②	α ① / ②
A	千田	38	728	0.053
B	洞 1	21	144	0.146
C	洞 2	10	63	0.159
D	井洞	15	235	0.064
E	下本郷 1	130	406	0.320
F	下本郷 2	72	446	0.161
G	下本郷 3	48	357	0.134

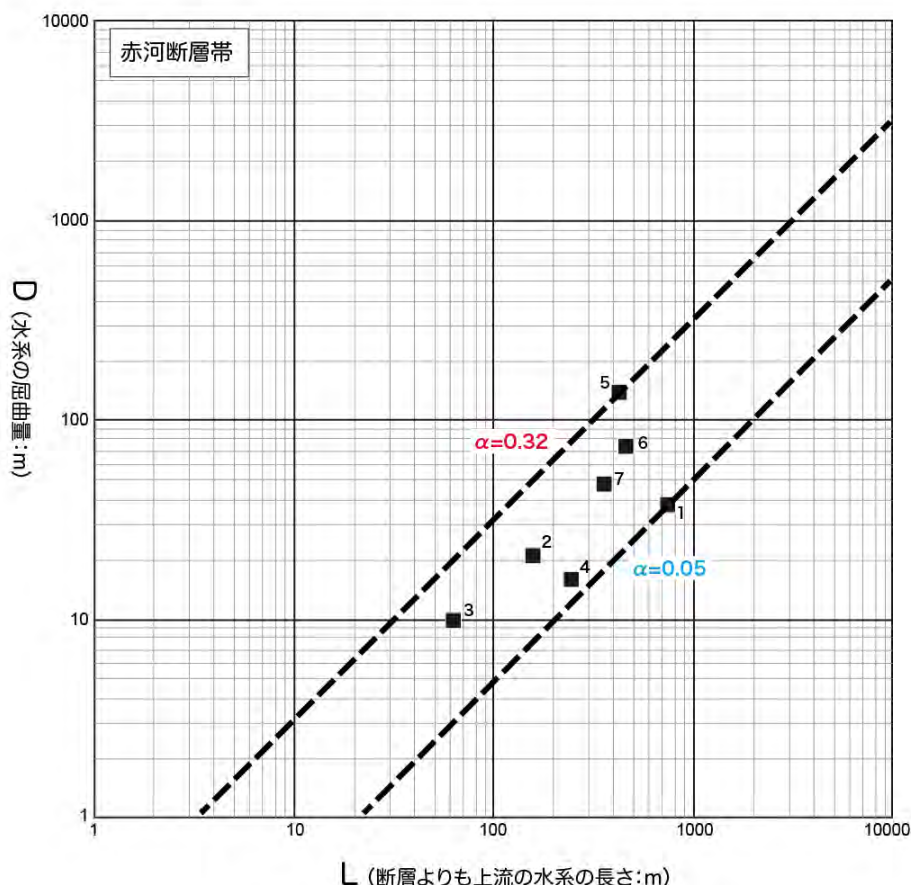


図 19 赤河断層南東部における水系の屈曲量 (D) と断層よりも上流の水系の長さ (L) の関係

(d) 結論

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）のうち、赤河断層の南東部において、露頭観察、トレンチ調査、ピット調査を実施した。また、トレンチ及びピットから採取された試料の年代測定を実施した。

露頭観察では、濃飛流紋岩と花崗岩の境界をなす断層露頭を観察し、亀裂の性状の観察と走向・傾斜の計測を実施した。観察の結果、粘土化した断層ガウジの存在から、この地点における最近の断層活動は、地層境界をなす断層よりも数 m 北側の濃飛流紋岩内で生じていた可能性が推定された。しかし、第四紀層と断層との関係など、最近の断層活動を示す直接的な証拠は得られなかった。

トレンチ調査とピット調査では、499-316 cal BP、770-672 cal BP、1,176-977 cal BP の年代を示す地層に断層運動による変位を確認することはできなかった。これらの堆積物に覆われる基盤の花崗岩に明瞭な断層破碎帯が確認できなかったことから、今回の調査で掘削することができなかった谷地形の中央部付近を断層が通過している可能性がある。トレンチ内では基盤の花崗岩の上面が広く侵食されていることから、南側が隆起する傾向があることが推定される。このことは土岐砂礫層の分布高度などから想定されている赤河断層の運動センスと調和的である。

赤河断層の南東部を対象として実施した水系屈曲率に基づく横ずれ成分の平均変位速

度の検討では、水系屈曲率 α の平均値(0.148)と、跡津川断層で算出された係数 k の平均値19.0に基づき、横ずれ成分の平均変位速度が2.8 m/千年と算出された。この値は、断層変位地形の明瞭さ等からこれまでに推定されていた赤河断層の活動性(B級)よりも高い。文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所(2023)でも指摘されているように、本手法については今後も検討を重ねる必要がある。

(e) 引用文献

- Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon, 51(1), 337-360, 2009.
- 岐阜県地質図 [ジオランドぎふ] <https://geo-gifu.org/geoland/>
- 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.
- 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.
- 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, 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, https://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/koudoka_kenshou/r04/r04_koudoka_kenshou_all.pdf, 2023.
- 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.
- 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.
- 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) 令和4～6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)。これらの活断層に関する既往研究の整理(令和 5 年度)を行ったほか、赤河断層の南東部において、航空レーザー測量(令和 5 年度)、ボーリング調査(令和 5 年度)、トレンチ調査・ピット調査、露頭観察、水系屈曲率に基づく平均変位速度の検討(令和 6 年度)を実施した。また、ボーリング調査及びトレンチ調査・ピット調査によって採取された試料について放射性炭素同位体年代測定を実施した。各調査の調査地点を図 20 に示す。

(b) 業務の実施方法

1) 既往研究の整理

赤河断層帯において調査を実施するにあたり、この断層帯を構成する各断層の詳細分布や特徴を明らかにするため、令和 5 年度に既往研究の整理を行った。活断層図のほか、地質図、論文、研究報告書等を対象に文献調査を実施し、赤河断層帯の研究史を整理するとともに、詳細位置の検討を行った。

2) 航空レーザー測量

赤河断層帯の構成する活断層のうち、連続する長さが最も長く、恵那市の市街地に近接する赤河断層の南東部における活断層の詳細位置を明らかにするため、令和 5 年度に航空レーザー測量を実施し、詳細な地形データを作成した。

3) ボーリング調査

横ずれを示す谷の形成年代を検討するため、令和 5 年度に赤河断層の南東部において谷の堆積物を採取するためのボーリング調査を実施した。また、ボーリングコアから採取した試料について放射性炭素同位体年代を測定した。

4) トレンチ調査・ピット調査

赤河断層帯の構成する活断層のうち、連続する長さが最も長い赤河断層の活断層の活動性を明らかにするため、令和 6 年度に同断層の南東部においてトレンチ調査とピット調査を実施した。また、トレンチ及びピットの壁面から採取した試料について放射性炭素同位体年代を測定した。

5) 露頭観察

赤河断層帯の各断層の詳細分布位置及び断層性状を明らかにするため、赤河断層帯を構成する活断層沿いに露頭観察を実施した。令和 6 年度には、赤河断層の南東部において断層露頭の詳細観察を実施した。

6) 水系屈曲率に基づく横ずれ平均変位速度の検討

赤河断層帯の横ずれ平均変位速度を検討するため、令和 6 年度に赤河断層の南東部において水系の屈曲量(D)と断層よりも上流の水系の長さ(L)を計測し、中部地方における係数kの値を用いて、平均変位速度(横ずれ成分)を算出した。

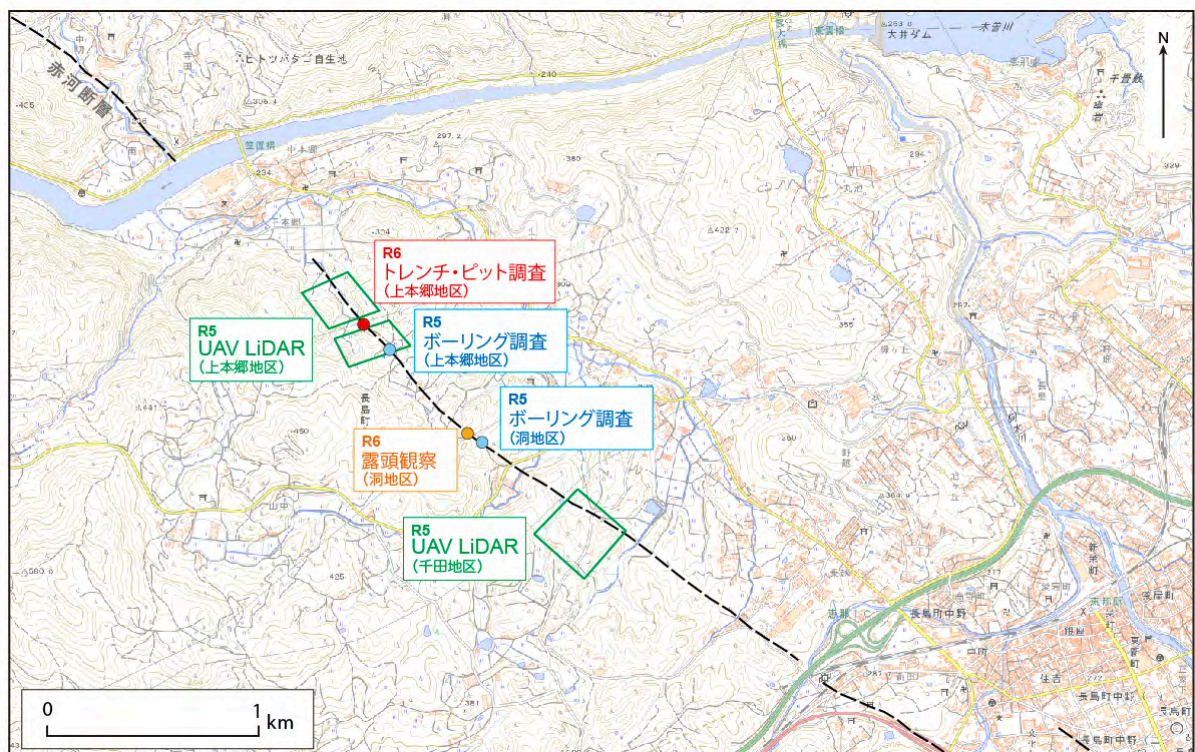


図 20 令和 5 年度及び令和 6 年度に赤河断層の南東部で実施した各種調査の実施地点
基図には「地理院地図」の標準地図を用いた。推定活断層（黒破線）の位置は、
地理院活断層図（岡田・他，2006；宮内・他，2017）に従った。

(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中街地付近から北西方へ 20 km 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 21)。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 22)。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。

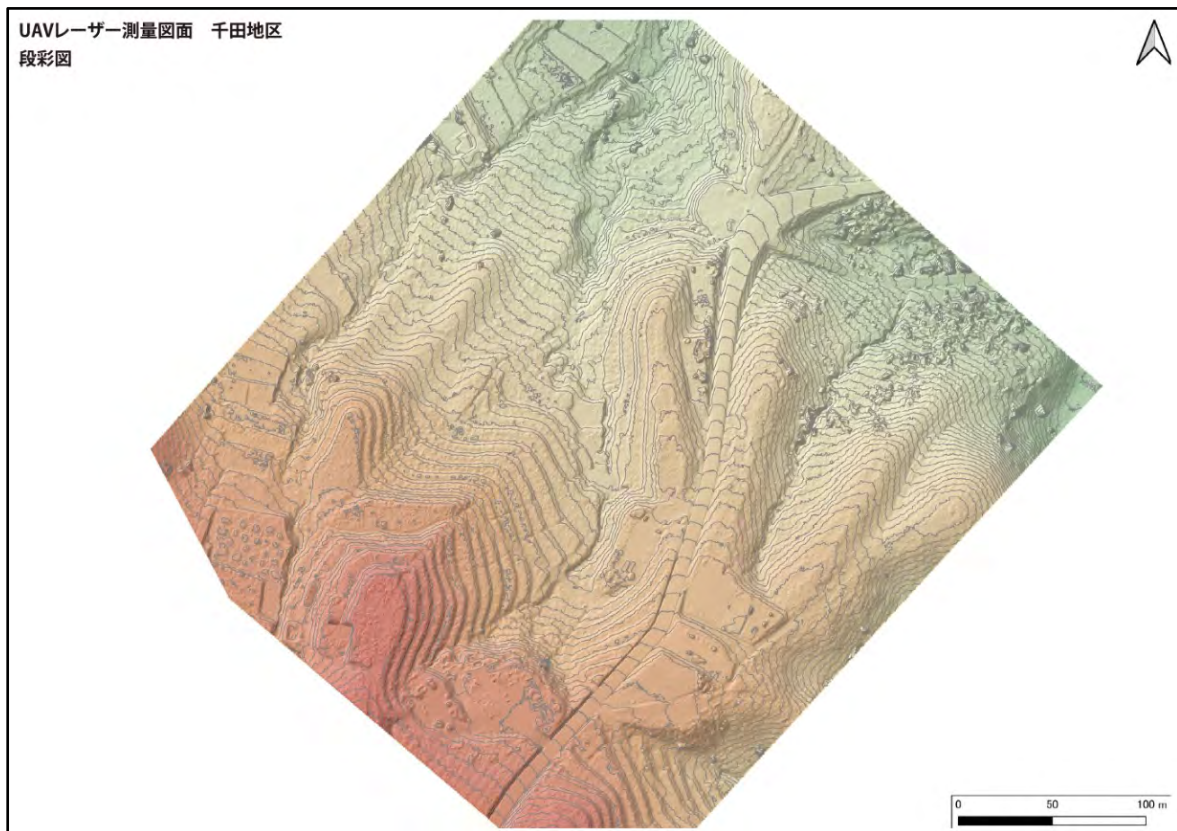


図 21 赤河断層南東部千田地区の段彩陰影図

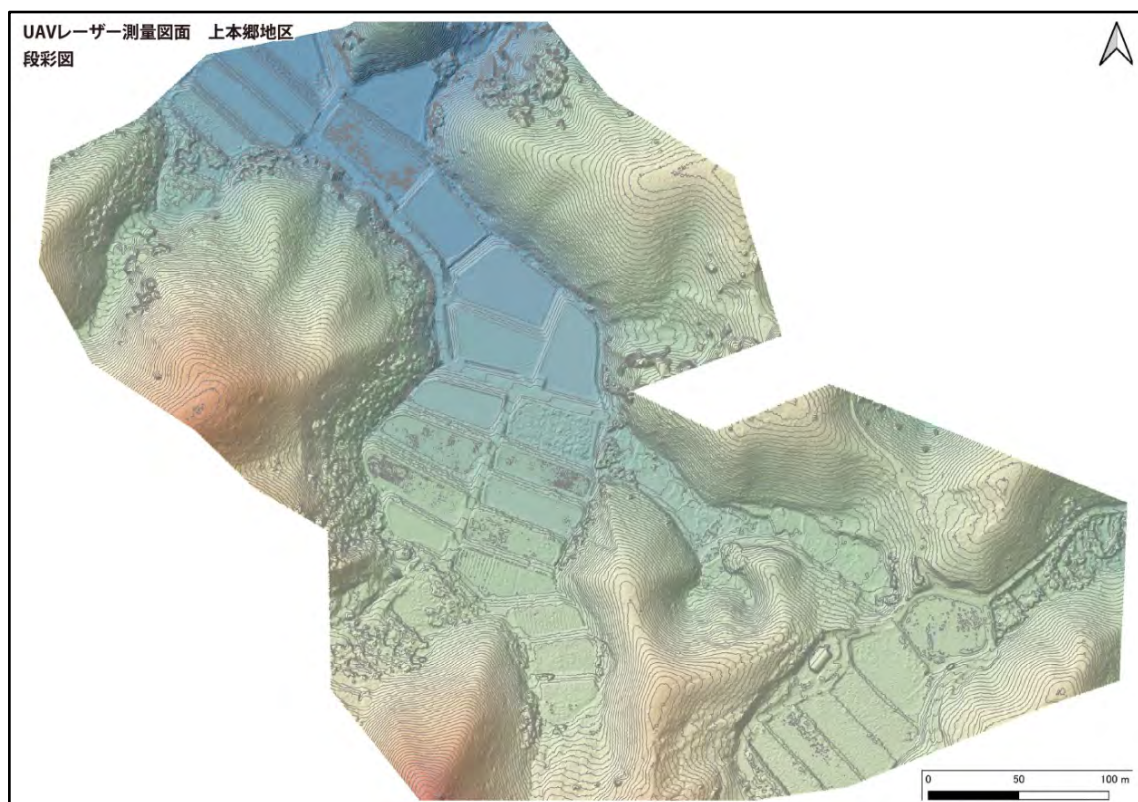


図 22 赤河断層南東部上本郷地区の段彩陰影図

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（図 23）。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。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。

【HRA-1】（図 24）

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 1.78-2.21 m 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-2】（図 25）

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。

【IBR-1】（図 26）

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、腐植質シルトをまばらに含み、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起源堆積物が分布する。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 27)

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堆積物である。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-3】(図 28)

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。

【年代測定】

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。年代測定結果を表 8 に示す。

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、暦年較正した 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、暦年較正した 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、暦年較正した 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、暦年較正した 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、暦年較正した 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 29 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 30 に示した。



図 23 赤河断層南東部で実施したボーリング調査の掘削位置

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 24 赤河断層南東部（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

(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 25 赤河断層南東部（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

(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 26 赤河断層南東部（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)

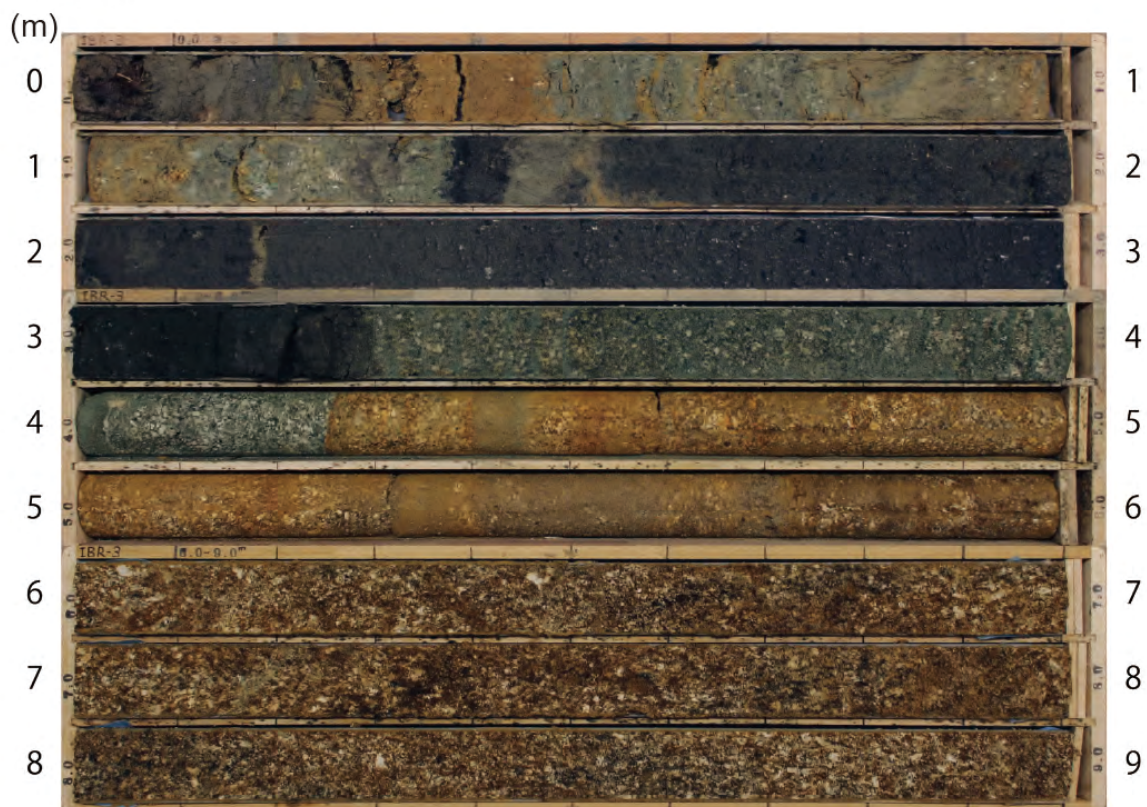


(m)

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 27 赤河断層南東部（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



(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 28 赤河断層南東部（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 8 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) の手法に従い、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%)

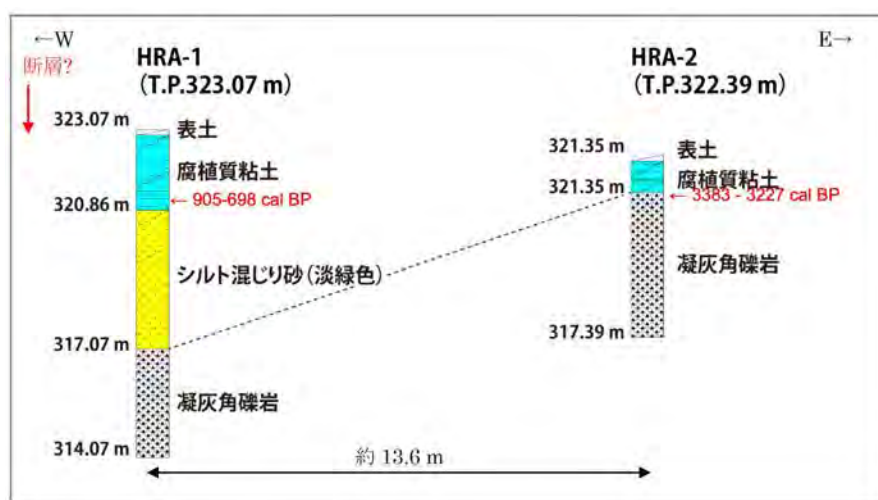


図 29 赤河断層南東部（洞地区）で掘削したボーリングの柱状図と年代測定結果

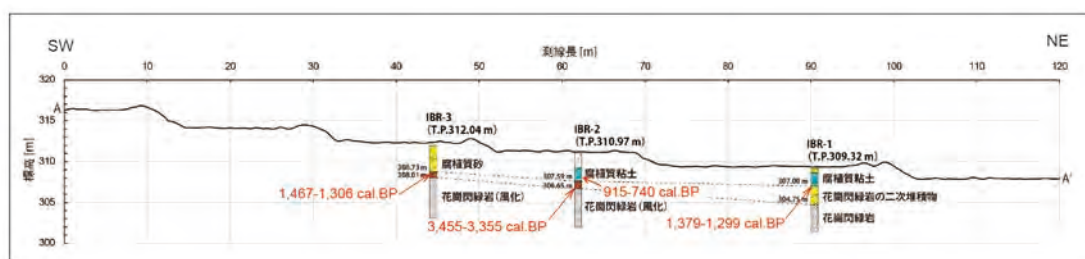


図 30 赤河断層南東部（井洞地区）で掘削したボーリングの柱状図と年代測定結果

4) トレンチ調査・ピット調査

令和6年度に、赤河断層の南東部でトレンチ調査とピット調査を実施した。当初はトレンチとピットを別の地点で掘削する予定であったが、複数の適地を見つけることができなかったため、一つの谷の両側の谷壁の基部でトレンチ及びピットを掘削した。現地を確認した結果、谷の南側を大きめに掘削してトレンチとし、北側にピットを掘削することにした（図31）。

【トレンチ調査】

トレンチの規模は、長さ約9 m、幅約6 m、深さ約2.5 mとした。ピットで観察した壁面の写真とスケッチを図32（東壁面）、図33（西壁面）、図34（北壁面）に示した。ピット内で観察された地層は、上位から順に、表土（砂質シルト）、腐植質砂混り粘土（灰～暗灰）、砂礫（褐灰）、砂質シルト（暗青灰～暗緑灰）、礫混じりシルト（黒色）、腐植質粘土（暗灰～灰黒色）、シルト（暗灰）及び基盤の花崗岩に区分される。基盤の上面は、谷の中央に向かって緩やかな勾配で傾き下がっており、一部ではチャンネル状の窪みが認められる。

東壁面と西壁面では、基盤の花崗岩内に多数の亀裂が確認された。トレンチで観察された亀裂の走向と傾斜を表9（東壁面）と表10（西壁面）に示した。一部の亀裂の上端はチャンネル状の窪みの縁へと続いている。

東壁面と西壁面から、放射性炭素年代測定用の試料を採取した。試料を採取した位置をそれぞれの壁面のスケッチに示した。また、採取した試料の一覧を表11に示した。

【ピット調査】

ピットの掘削規模は、南北方向に約5 m、東西方向に約3 m、深さ約2.5 mとした。埋め戻し前に、花崗岩と堆積物の境界部をさらに約1 m掘り下げた。ピットで観察した壁面の写真とスケッチを図35（東壁面）、図36（西壁面）、図37（北壁面）に示した。ピット内で観察された地層は、上位から順に、表土（砂質シルト）、砂質シルト（暗灰）、腐植土質砂質シルト（黒灰～暗灰）、礫質砂混りシルト（灰～黄灰）、砂混り腐植質シルト（黒色）、シルト混り砂～砂礫（赤褐色）、砂混りシルト（灰）、砂・腐植質混りシルト（灰～暗灰）、砂混り腐植質シルト（黒）、シルト（青灰）及び基盤の花崗岩に区分される。

東壁面と西壁面から、放射性炭素年代測定用の試料を採取した。試料を採取した位置をそれぞれの壁面のスケッチに示した。また、ピットの壁面から採取した試料の一覧を表12に示した。

【年代測定結果】

トレンチ及びピットの壁面から採取した炭化物のうち3試料（トレンチ：1試料、ピット：2試料）について、放射性炭素同位体年代を測定した。年代測定は、株式会社地球科学研究所に依頼した。測定結果を表13に示す。

トレンチについては、東壁面の腐植質砂混り粘土の層準から採取した試料（HTC-25：木炭）の年代測定を行った。暦年較正した年代値（ 2σ ）は499-316 cal BPであった。

ピットについては、西壁面の砂質シルトの層準から採取した試料（HPC-4：木炭）及び

シルトの層準から採取した試料（HPC-10：木炭）の年代測定を行った。暦年校正した年代値（ 2σ ）は、HPC-4 が 1,176-977 cal BP、HPC-10 が 770-672 cal BP であり、上下の層準で年代が逆転した。

【総合解釈】

トレンチ調査とピット調査で観察した結果を合わせて投影した図（東測線、西測線）を作成し、調査を実施した谷地形を横断した地質構造を検討した。それぞれの測線の位置を図 38 に、東測線の投影図を図 39 に、西測線の投影図を図 40 に示した。西測線については、トレンチの西壁面とピットの西壁面のスケッチを反転させて作成した。

トレンチとピットの間には深さ 3 m 以上の谷構造があり、今回の調査規模ではその基底まで確認することはできなかった。断層付近は基盤岩が破碎されるために周辺よりも浸食作用を受けやすく、断層に沿って直線的な谷が形成されることがある。今回の調査地点では、谷地形の縁辺ではなくて深い谷が形成されている部分に断層が通過している可能性が考えられる。

投影断面の南北で基盤上面の高さを比較すると、トレンチを掘削した南側が若干高い。また、トレンチを掘削した範囲では、比較的広い範囲で基盤が侵食されて上面が平坦になっている。このことから、土岐砂礫層の高度分布の情報に基づいて赤河断層が南側隆起の断層活動を行ってきた（木曾、1963；森山、1987）と想定されているように、今回の調査地点においても南側隆起の断層運動が起こっていることが推定される。

断層の活動時期については、499-316 cal BP、770-672 cal BP、1,176-977 cal BP の年代を示す地層に断層運動による変位を確認することはできなかったことから、これらの年代以降に赤河断層の活動はなかったと推定することもできるが、活断層の通過位置が今回の掘削位置から外れている可能性もあるため、確定的な情報とすることはできない。

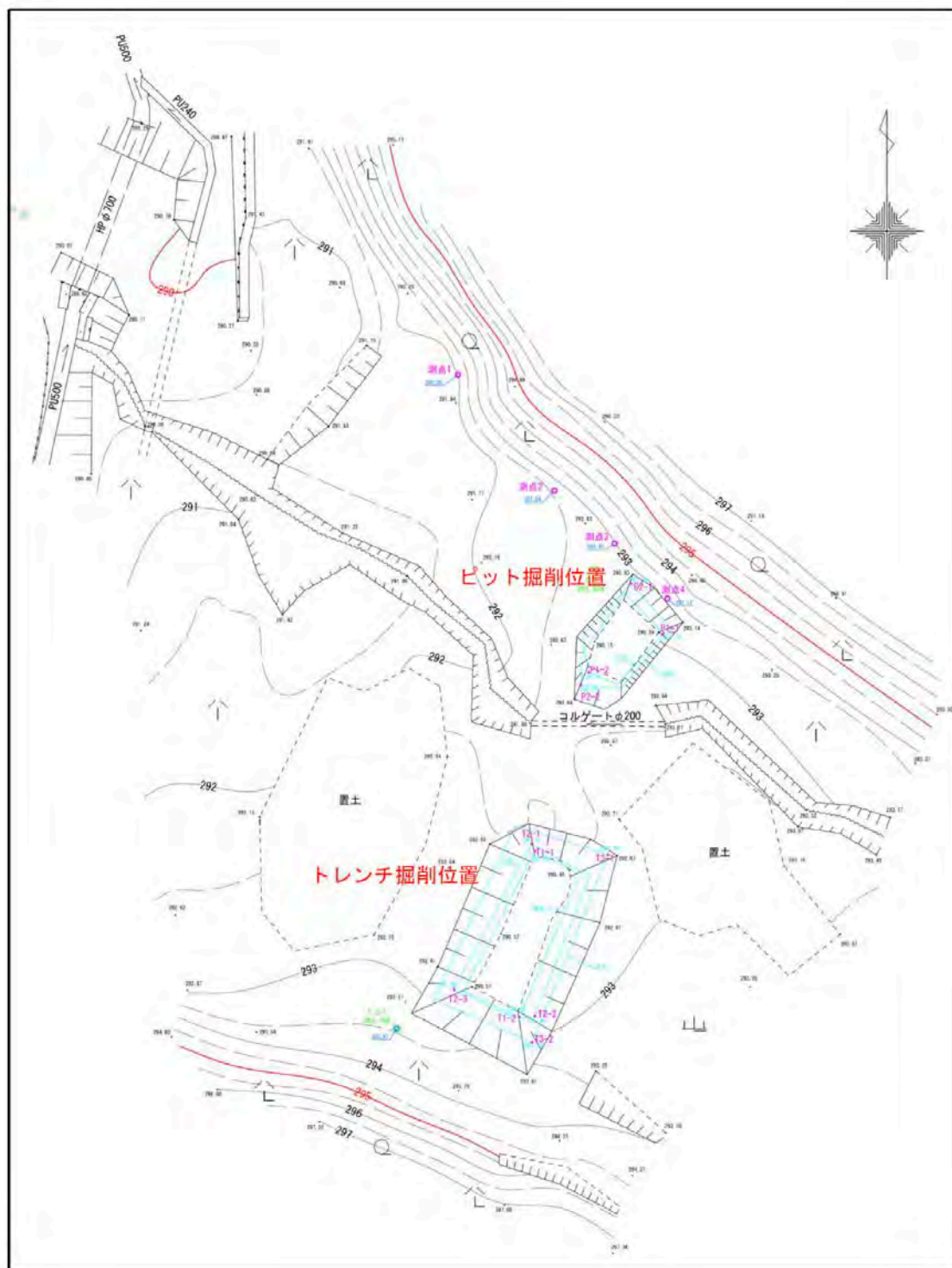


図 31 トレンチ及びピットの掘削位置図
 現地で実施した測量結果に基づき作成

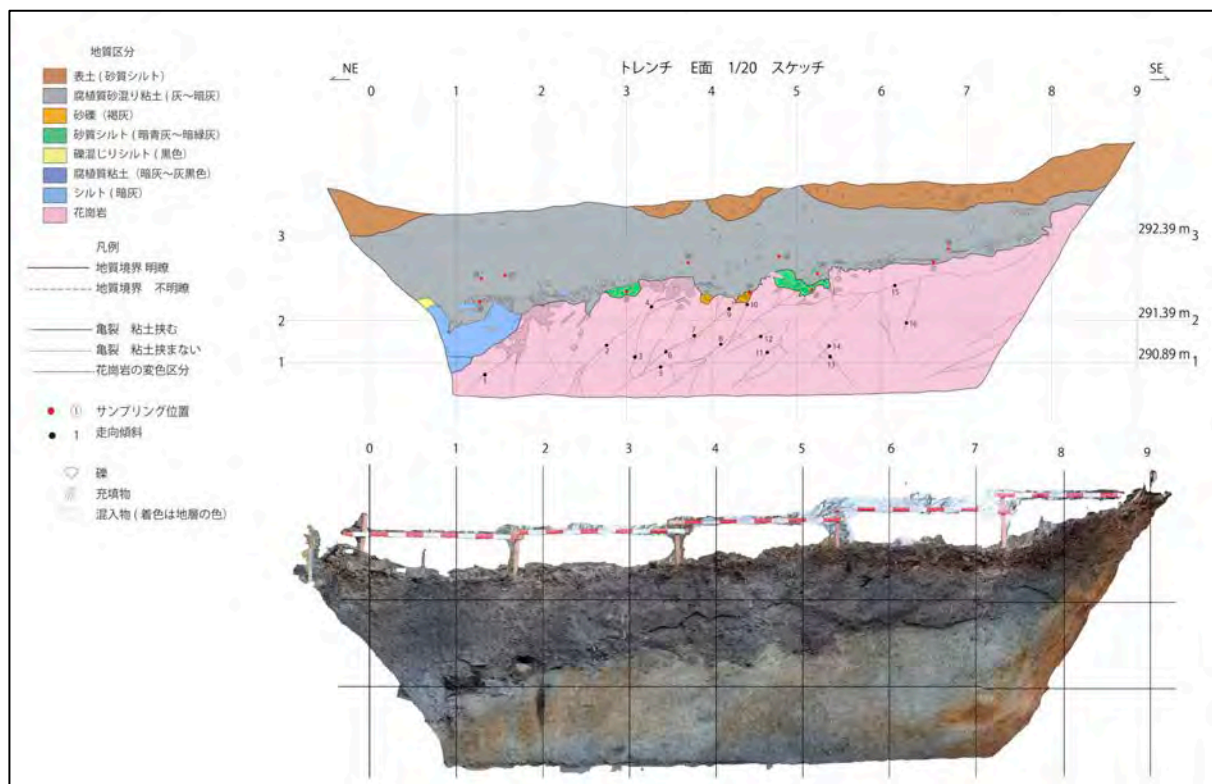


図 32 トレンチ東壁面のスケッチ（上）及びオルソ画像（下）

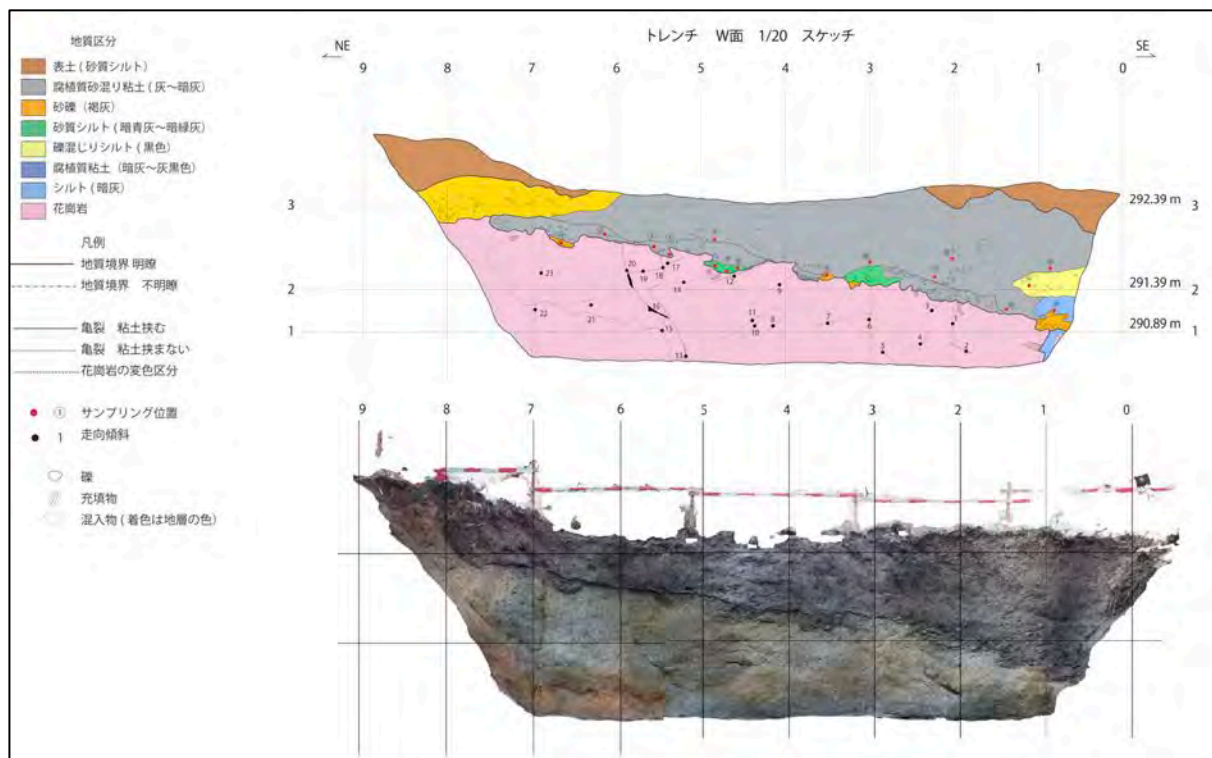


図 33 トレンチ西壁面のスケッチ（上）及びオルソ画像（下）

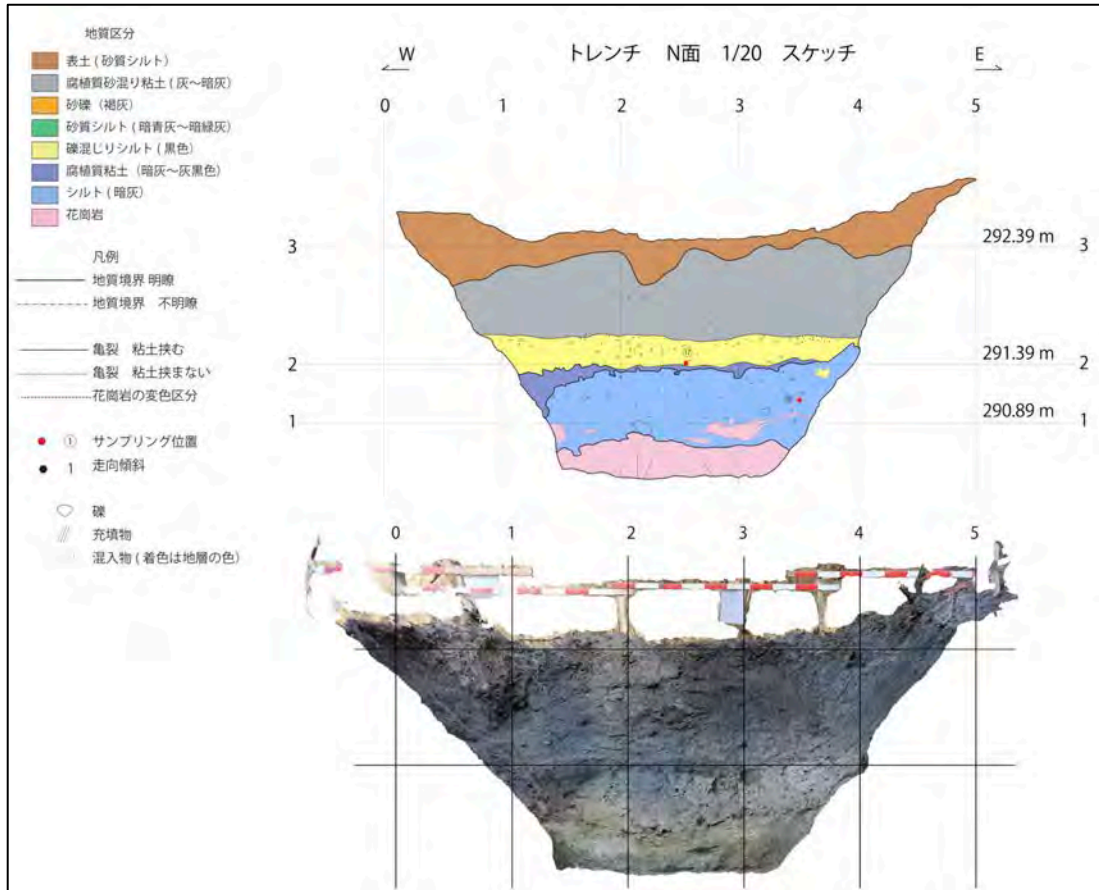


図 34 トレンチ北壁面のスケッチ（上）及びオルソ画像（下）

表 9 トレンチ東壁面で観察された亀裂の走向と傾斜及び粘土の厚さ

No.	走向・傾斜（真北）	粘土の厚さ	No.	走向・傾斜（真北）	粘土の厚さ
1	N11°E, 86°S	15 mm	9	N21°W, 75°N	15 mm
2	N21°W, 66°N	12 mm	10	N31°W, 70°N	5-10 mm
3	N33°W, 88°S	2 mm	11	N21°W, 62°N	20 mm
4	N15°W, 80°S	5 mm	12	N12°E, 52°S	2 mm
5	N27°E, 62°S	40 mm	13	N79°W, 56°S	3 mm
6	N25°W, 44°N	7 mm	14	N27°W, 68°N	25 mm
7	N23°W, 52°N	7 mm	15	N29°E, 84°S	5 mm
8	N19°W, 75°N	15 mm	16	N7°W, 66°S	3 mm

表 10 トレンチ西壁面で観察された亀裂の走向と傾斜

No.	走向・傾斜（真北）	粘土の厚さ	No.	走向・傾斜（真北）	粘土の厚さ
1	N70°W, 78°S	5 mm	13	N2°E, 45°S	3 mm
2	N88°W, 57°N	0-2 mm	14	N16°E, 70°N	-
3	N48°W, 42°S	0-3 mm	15	N44°W, 85°N	0-3 mm
4	N2°W, 55°S	0-2 mm	16	N26°W, 37°N	5 mm, 3 mm
5	N63°W, 55°N	0-1 mm	17	N22°E, 75°N	0-2 mm
6	N71°W, 80°S	0-3 mm	18	N26°W, 37°N	5 mm
7	N17°E, 80°N	0-1 mm	19	N32°E, 50°N	0-1 mm
8	N6°W, 71°S	-	20	N15°W, 50°N	1-5 mm
9	N9°W, 55°S	0-2 mm	21	N16°E, 47°N	1 mm
10	N14°W, 79°S	-	22	N26°W, 75°N	1-2 mm
11	N11°W, 64°S	0-1 mm	23	N15°W, 79°S	1-2 mm
12	N9°E, 65°N	1-3 mm	—	—	

表 11 トレンチ壁面から採取した年代測定用試料

No.	壁面	試料名	層準	試料の種類
1	西壁面	HTC-1	砂礫	材
2	西壁面	HTC-2	腐植質砂混り粘土	木炭
3	西壁面	HTC-3	腐植質砂混り粘土	木炭
4	西壁面	HTC-4	腐植質砂混り粘土	木炭
5	西壁面	HTC-5	腐植質砂混り粘土	木炭
6	西壁面	HTC-6	砂質シルト	木炭
7	西壁面	HTC-7	砂質シルト	木炭
8	西壁面	HTC-8	砂質シルト	木炭
9	西壁面	HTC-9	砂礫	材
10	西壁面	HTC-10	腐植質砂混り粘土	材
11	西壁面	HTC-11	腐植質砂混り粘土	材
12	西壁面	HTC-12	腐植質砂混り粘土	材
13	西壁面	HTC-13	腐植質砂混り粘土	材
14	西壁面	HTC-14	礫混じりシルト	材
15	西壁面	HTC-15	シルト	材
16	西壁面	HTC-16	腐植質砂混り粘土	材
17	北壁面	HTC-17	礫混じりシルト	材（加工木材）
18	北壁面	HTC-18	シルト	木炭
19	東壁面	HTC-19	腐植質砂混り粘土	木炭
20	東壁面	HTC-20	腐植質砂混り粘土	材
21	東壁面	HTC-21	腐植質砂混り粘土	木炭
22	東壁面	HTC-22	砂質シルト	木炭
23	東壁面	HTC-23	腐植質砂混り粘土	木炭
24	東壁面	HTC-24	砂礫	木炭
25	東壁面	HTC-25	腐植質砂混り粘土	材
26	東壁面	HTC-26	砂質シルト	木炭
27	東壁面	HTC-27	腐植質砂混り粘土	材
28	東壁面	HTC-28	腐植質砂混り粘土	材
29	東壁面	HTC-29	腐植質砂混り粘土	バルク

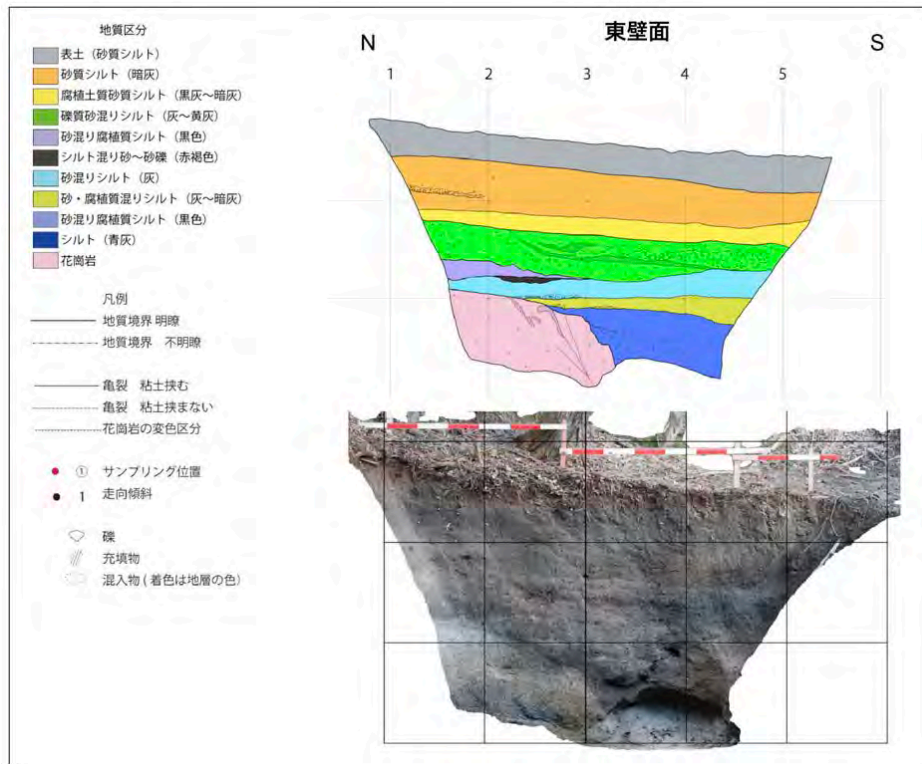


図 35 ピット東壁面のスケッチ (上) 及びオルソ画像 (下)

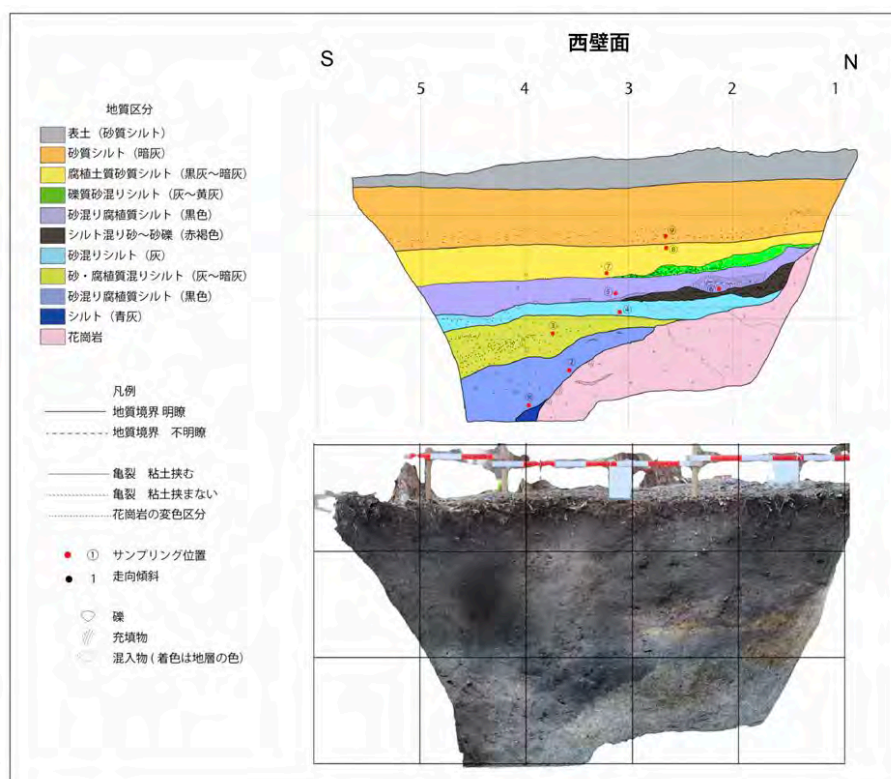


図 36 ピット西壁面のスケッチ (上) 及びオルソ画像 (下)

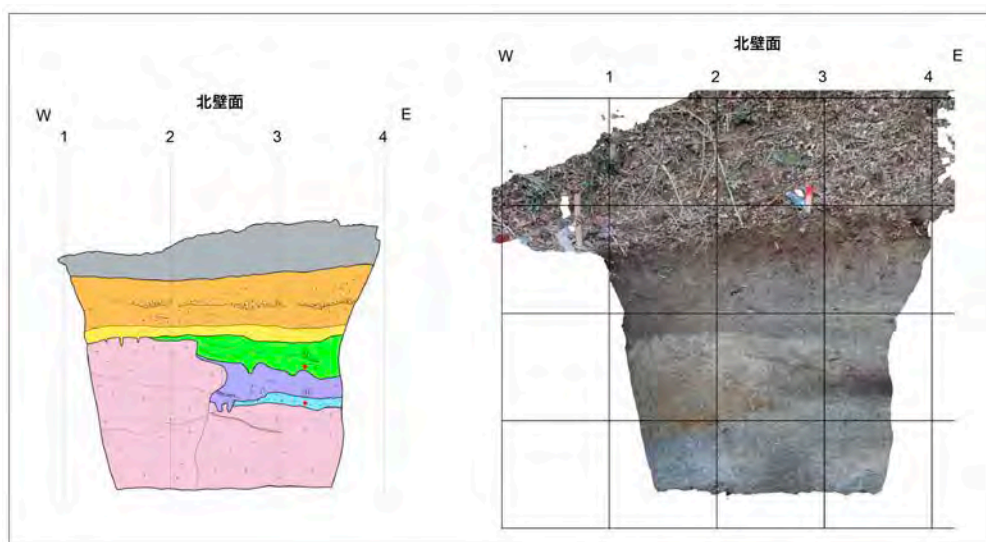


図 37 ピット北壁面のスケッチ（右）及びオルソ画像（左）

表 12 ピット壁面から採取した年代測定用試料

No.	壁面	試料名	層準	試料の種類
1	西壁面	HPC-1	シルト	腐植質シルト
2	西壁面	HPC-2	砂混り腐植質シルト	木炭
3	西壁面	HPC-3	砂・腐植質混りシルト	木炭
4	西壁面	HPC-4	砂混りシルト	木炭
5	西壁面	HPC-5	砂混り腐植質シルト	木炭
6	西壁面	HPC-6	砂混り腐植質シルト	木炭
7	西壁面	HPC-7	腐植土質砂質シルト	木炭
8	西壁面	HPC-8	腐植土質砂質シルト	木炭
9	西壁面	HPC-9	砂質シルト	木炭
10	西壁面	HPC-10	砂混り腐植質シルト	木炭
11	北壁面	HPC-11	砂混りシルト	木炭
12	北壁面	HPC-12	礫質砂混りシルト	木炭

表 13 トレンチ及びピットから採取した試料の年代測定結果

試料名	Beta-Lab. No.	試料の種類	Conventional Age (BP)	Calibrated Age (cal BP)	
				(1σ)	(2σ)
HTC-25	734654	charcoal	370 ± 30	491 - 433 (44.9 %) 360 - 330 (23.3 %)	499 - 423 (52.2 %) 398 - 316 (43.2 %)
HPC-4	734652	charcoal	1,180 ± 30	1,129 - 1,059 (54.1 %) 1,175 - 1,160 (12.7 %) 1,144 - 1,141 (1.4 %)	1,176 - 1,051 (82.8 %) 1,032 - 991 (11.7 %) 983 - 977 (0.9 %)
HPC-10	734653	charcoal	800 ± 30	725 - 686 (68.2 %)	770 - 762 (1.8 %) 740 - 672 (93.6 %)

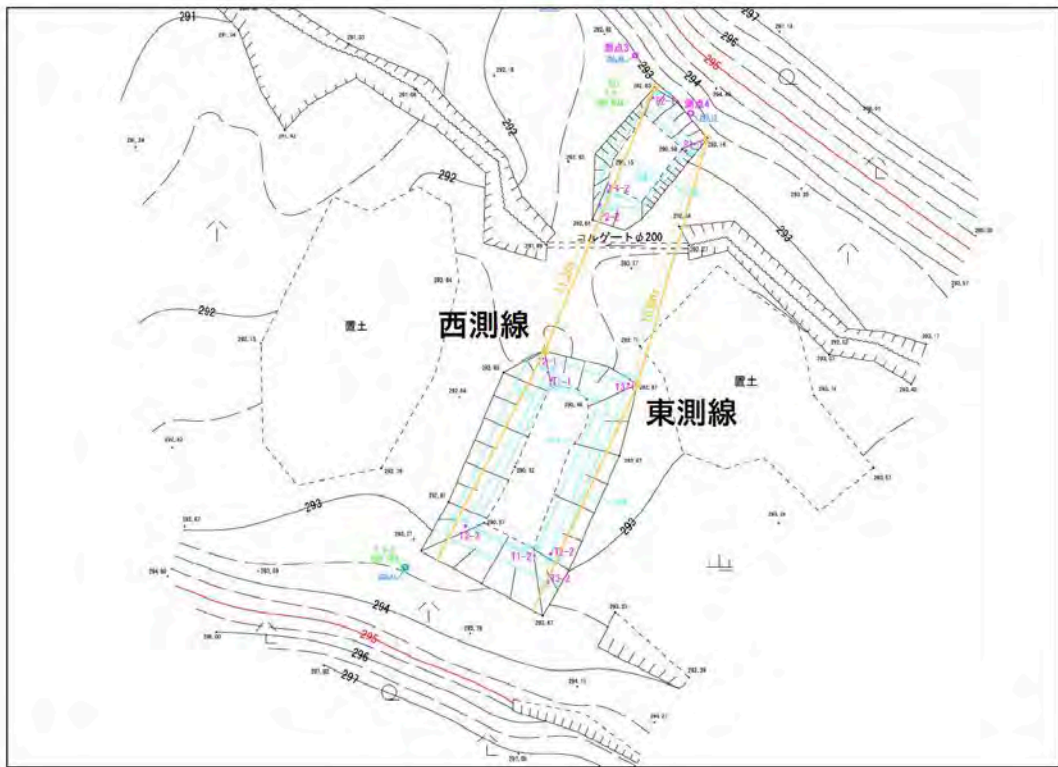


図 38 トレンチとピットの投影断面の位置図

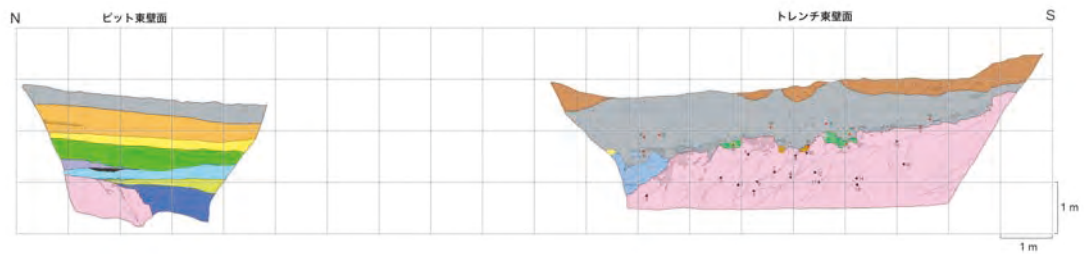


図 39 東測線におけるトレンチとピットの投影断面

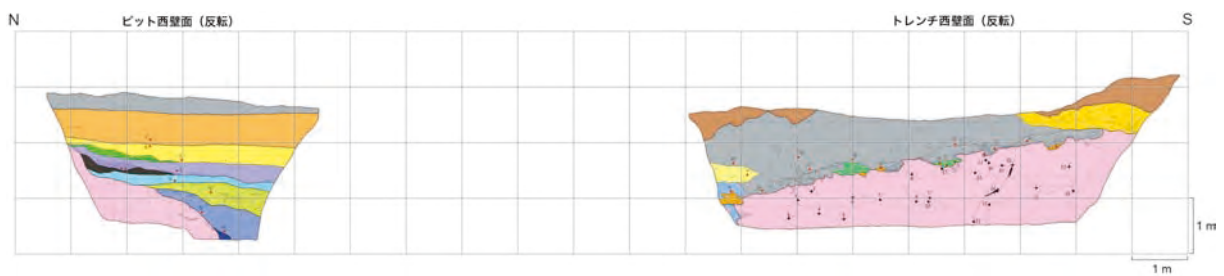


図 40 西測線におけるトレンチとピットの投影断面

5) 露頭観察

恵那市長島町久須見の洞地区の道路脇で露頭観察を行った。この地点は、岐阜県博物館が公開している「岐阜県地質図：ジオランドぎふ」の詳細地質図では、濃飛流紋岩と花崗岩の境界をなす断層が通過する場所である。国土地理院活断層図（岡田・他，2006）が示す推定活断層はこの地点を通過する位置に引かれているが、岐阜県活断層図（鈴木・杉戸，2010）が示す推定活断層はこの地点よりも約 100 m 南西側に引かれている。

観察を行った露頭で撮影した写真をオルソ化した画像を図 41 上に、観察結果をまとめたスケッチを図 41 下に示す。露頭では数多くの亀裂が観察された。露頭で観察された亀裂の走向と傾斜を表 14 に示した。

この露頭では、濃飛流紋岩と花崗岩が分布する。これらの岩石の境界（図 41 下の 15）は、走向 N87°W，傾斜 40°N の断層で接しているが、断層ガウジは発達していない。一方で、濃飛流紋岩の中の破碎部（図 41 下の 2、走向 N43°W，傾斜 88°S）には、粘土化した白色の断層ガウジが観察された。

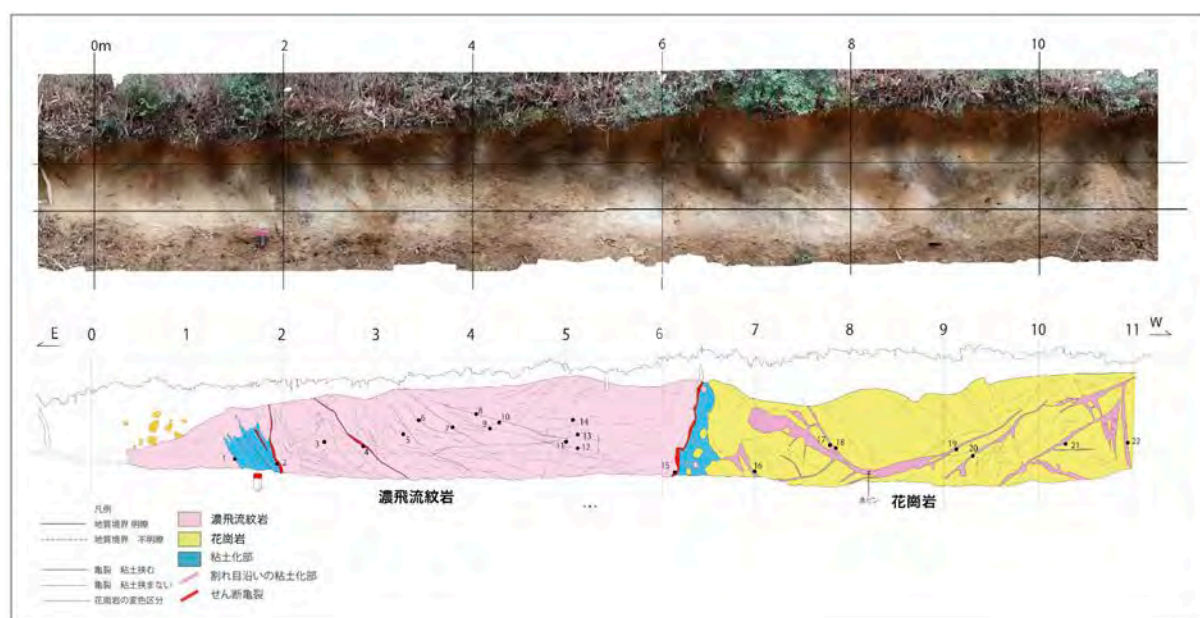


図 41 赤河断層の露頭の写真（オルソ画像）（上）とスケッチ（下）

表 14 露頭で観察された亀裂の走向と傾斜

No.	走向・傾斜（真北）	No.	走向・傾斜（真北）	No.	走向・傾斜（真北）
1	N61°W, 78°S	9	N80°E, 80°S	17	N43°W, 80°S
2	N43°W, 88°S	10	N27°E, 70°S	18	N67°W, 80°S
3	N39°W, 34°S	11	N33°W, 48°N	19	N5°W, 38°N
4	N33°W, 48°S	12	N72°E, 70°S	20	N33°W, 54°N
5	N77°W, 50°S	13	N69°E, 24°S	21	N13°W, 30°N
6	N39°W, 48°S	14	N23°W, 74°N	22	N56°W, 64°S
7	N18°W, 42°S	15	N87°W, 40°N	—	—
8	N89°E, 36°S	16	N69°W, 84°S	—	—

6) 水系屈曲率に基づく横ずれ平均変位速度

赤河断層帯の平均変位速度（横ずれ成分）を検討するため、赤河断層の南東部において水系屈曲率の検討を行った。検討対象は、文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所（2021）の手法に基づき、左横ずれが認められ、上流部が侵食小起伏面に達している 7 水系を対象とした（図 42）。計測した水系の屈曲量、上流の長さ及び α の値を表 14 に示す。また、水系の屈曲量と上流の長さとの関係および α の値を図 43 に示す。検討の結果、赤河断層の南東部における水系の屈曲について、屈曲率 α の値は最大で 0.320、最小で 0.052 であり（表 15）、平均値は 0.148 と算出された。

屈曲率 α の値から平均変位速度（横ずれ成分）を算出するには、係数 k の値が必要となる。係数 k は侵食速度等と関係があると考えられるため、その地域ごとに検討する必要がある。ここでは、文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所（2023）が算出した跡津川断層の係数 k の平均値 19.0 を中部地方における代表値として用いることとする。

赤河断層の南東部の横ずれ成分の平均変位速度の算出について、上述の水系屈曲率の平均値（0.148）と、跡津川断層で算出された係数 k の平均値 19.0 に基づくと、赤河断層の南東部の横ずれ成分の平均変位速度は 2.8 m/千年（ α のばらつきを考慮すると、0.99 ～6.1 m/千年）となる。この値に従えば、赤河断層の南東部が活動度 A 級の活断層ということになるが、これまでに断層変位地形の明瞭さ等から推定されていた活動性（B 級）よりも高い活動を示すことになる。文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所（2023）でも指摘されているように、本手法については今後も検討を重ねる必要がある。

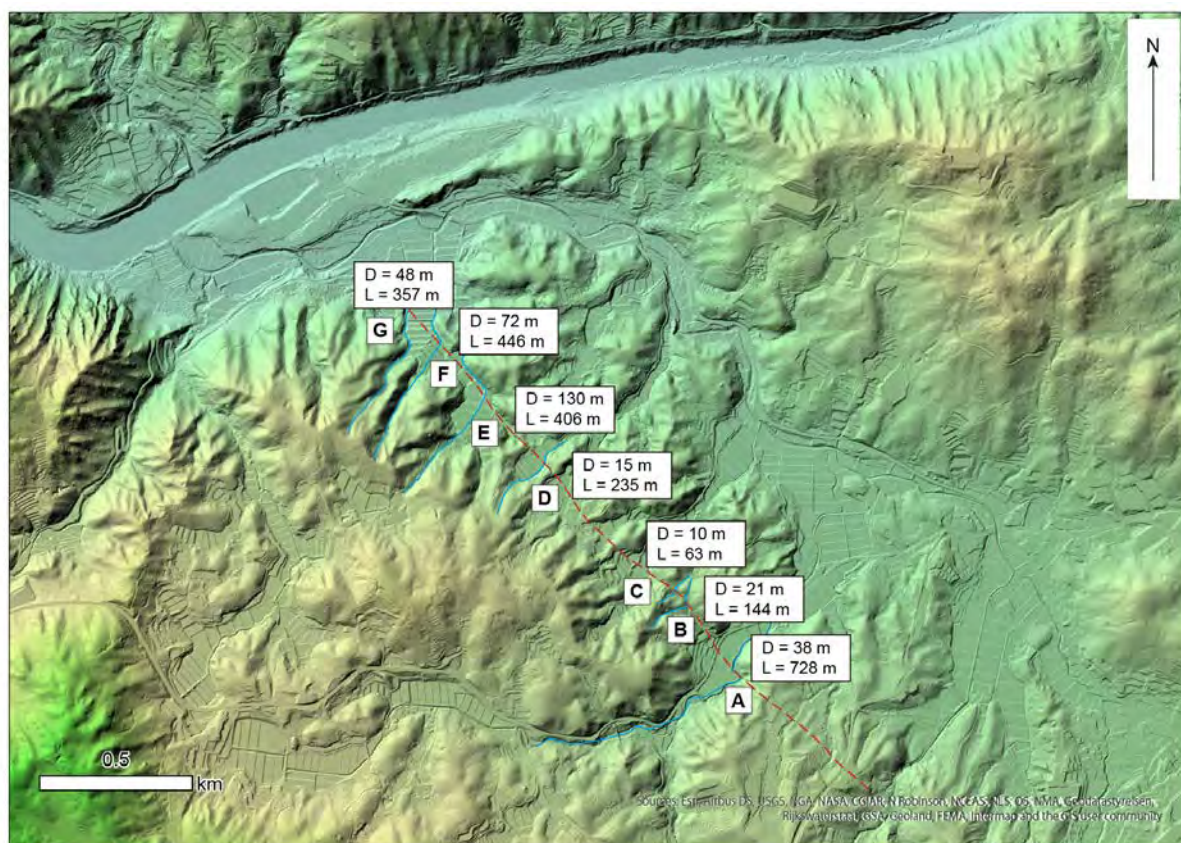


図 42 赤河断層南東部における水系屈曲量と断層よりも上流の水系の長さ

表 15 赤河断層における水系の屈曲量と上流の長さ

α の列の赤文字は最大値、青文字は最小値を示す。

地点	地点名	水系の屈曲量 (m)	上流の長さ (m)	α
		①	②	① / ②
A	千田	38	728	0.053
B	洞 1	21	144	0.146
C	洞 2	10	63	0.159
D	井洞	15	235	0.064
E	下本郷 1	130	406	0.320
F	下本郷 2	72	446	0.161
G	下本郷 3	48	357	0.134

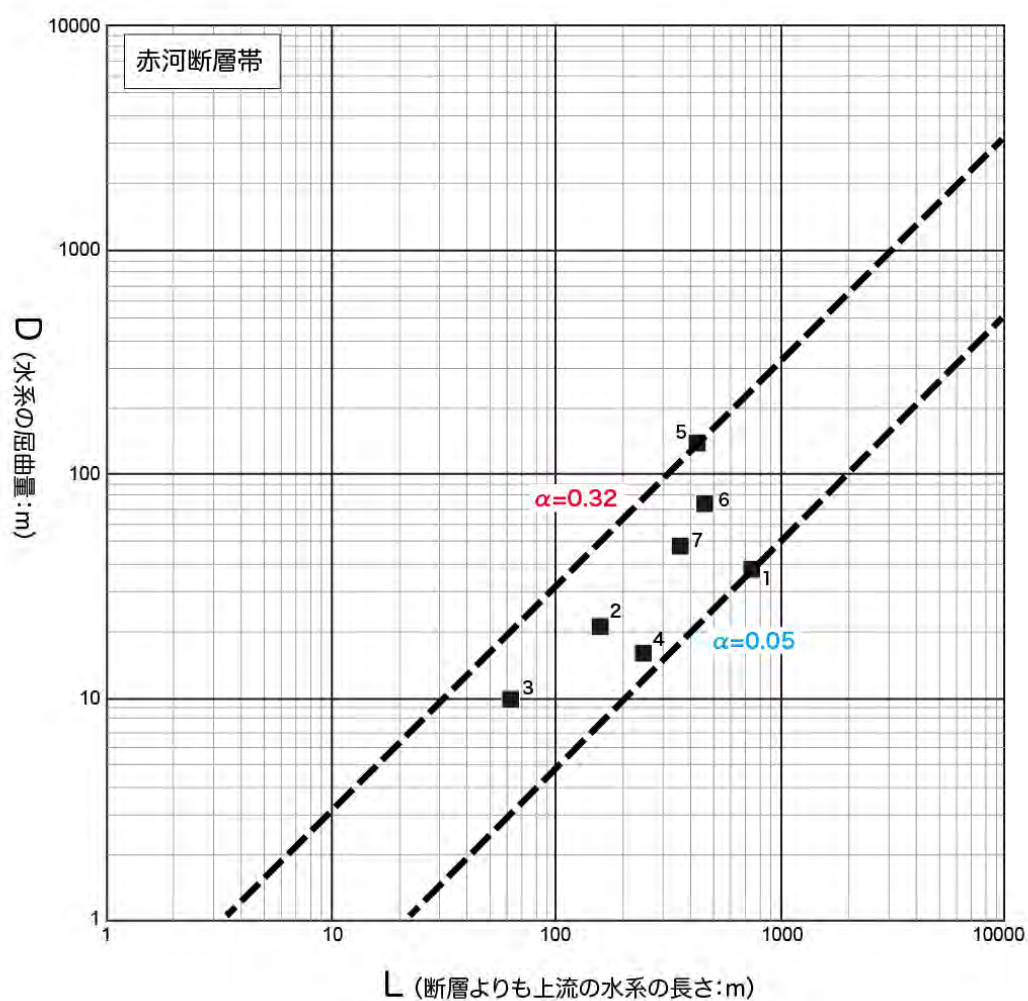


図 43 赤河断層南東部における水系の屈曲量 (D) と断層よりも上流の水系の長さ (L) の関係

(d) 結論

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、令和5年度にUAVを用いたレーザー測量（千田地区、上本郷地区）とボーリング調査（洞地区、井洞地区）を、令和6年度にトレンチ調査・ピット調査（上本郷地区）と露頭観察（洞地区）を実施した。

令和5年度に実施したUAVを用いたレーザー測量では、千田地区と上本郷地区において赤河断層に沿った断層変位地形を明らかにすることができ、翌年度のトレンチ調査・ピット調査の候補地の選定に役立った。

令和5年度に実施したボーリング調査では、横ずれを示す水系の堆積物の厚さと層相を確認した。また、ボーリングコアから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年度に実施したトレンチ調査とピット調査では、499-316 cal BP、770-672 cal BP、1,176-977 cal BPの年代を示す地層に断層運動による変位を確認することはできなかった。これらの堆積物に覆われる基盤の花崗岩に明瞭な断層破碎帯が確認できなかったことから、今回の調査で掘削することができなかった谷地形の中央部付近を断層が通過している可能性がある。トレンチ内では基盤の花崗岩の上面が広く侵食されていることから、南側が隆起する傾向があることが推定される。このことは土岐砂礫層の分布高度などから想定されている赤河断層の運動センスと調和的である。

令和6年度に実施した洞地区の露頭の詳細観察では、濃飛流紋岩と花崗岩の境界をなす断層露頭を観察し、亀裂の性状の観察と走向・傾斜の計測を実施した。観察の結果、粘土化した断層ガウジの存在から、この地点における最近の断層活動は、地層境界をなす断層よりも数m北側の濃飛流紋岩内で生じていた可能性が推定された。しかし、第四紀層と断層との関係など、最近の断層活動を示す直接的な証拠は得られなかった。

水系屈曲率を用いた赤河断層の南東部の横ずれ成分の平均変位速度の検討では、水系屈曲率の平均値（0.148）と、跡津川断層で算出された係数 k の平均値19.0に基づくと、赤河断層の南東部の横ずれ成分の平均変位速度は2.8 m/千年（ α のばらつきを考慮すると、0.99~6.1 m/千年）と算出された。この値に従えば、赤河断層の南東部が活動度A級の活断層ということになるが、これまでに断層変位地形の明瞭さ等から推定されていた活動性（B級）よりも高い活動を示すことになる。文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所（2023）でも指摘されているように、本手法については今後も検討を重ねる必要がある。

(e) 引用文献

- Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon, 51(1), 337-360, 2009.
- 岐阜県地質図 [ジオランドぎふ] <https://geo-gifu.org/geoland/>
- 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.
- 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, 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, https://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/koudoka/r02/r02_koudoka_all.pdf, 2021.
- 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, 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, https://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/koudoka_kenshou/r04/r04_koudoka_kenshou_all.pdf, 2023.
- 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.
- 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.
- 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. 7 筒賀断層帯の調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 筒賀断層帯の調査

(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

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 6 m 程度の右横ずれが生ずる可能性がある。しかし、本断層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 0.3～0.05 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及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に加え、表面照射年代年代測定を実施する。流域侵食速度と屈曲率を用いた変位速度推定、及び変位地形による変位速度推定から本断層の平均変位速度についての新期データを取得する。得られた結果を既往研究成果と比較し、データの妥当性や信頼性、それぞれの手法の適用可能性について検証する。

(d) 3 ヶ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、航空レーザー測量及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・分析を行ったのち、宇宙線生成核種蓄積量を計測した。得られた結果から、流域侵食速度に加え、変位速度推定に適した地形面の表面照射年代を求めた。地形と表面照射年代から平均横ずれ変位速度を推定するとともに、侵食速度と屈曲率の関係からの推定を実施した。得られた結果と過年度事業の成果を含む既往研究結果を比較し、それぞれの手法について検討した。

(2) 令和6年度の成果

(3) に記載。

(3) 令和4～6年度の成果

(a) 業務の要約

筒賀断層は長さが約 58 km であり、マグニチュード 7.8 程度の地震が発生する可能性がある。本断層の最新活動後の経過率及び将来の地震発生確率は不明とされているが、従来手法によって平均変位速度が報告されており、かつ新しい手法である表面照射年代測定に適した花崗岩が分布する。本断層を対象として令和5年度から令和6年度かけて新しい手法を適用し平均変位速度の推定を試みた。令和5年度は、広島県山県郡安芸太田町下殿河内及び上殿地区を対象に航空レーザー測量を実施した。得られた詳細地形データから、筒賀断層の詳細なトレースが明らかとなり、沖積面を下刻する河川のずれとして右横ずれ約 5.5 m、最大のずれ量として約 130 m が判読された。沖積面の離水年代を推定するため、面上に露出した巨礫を対象に試料採取を行った。流域平均侵食速度推定のための試料を河床と山地斜面から採取した。令和6年度に試料の調整と分析を実施した結果、長田地区から採取された巨礫に対し、表面照射年代が 10.6 ± 1.1 ka と求められた。沖積扇状地を下刻する河川のずれと形成年代から、平均変位速度は約 0.5～1.0 m/千年と求められた。山内・山中（2021）において報告された値とよく一致しており、航空レーザー測量による詳細な地形の把握と表面照射年代測定により、従来手法と遜色ない精度での活動性推定が可能であることが確認された。一方、流域平均侵食速度を考慮した場合の屈曲率を用いた横ずれ変位速度の推定を実施した結果、0.05～0.55 m/千年と既往研究結果より小さい値を示すことがわかった。

(b) 令和4年度の業務の成果

なし

(c) 令和5年度の業務の成果

1) 調査の概要

筒賀断層中央部の安芸太田町上殿（かみとの）地区及び下殿河内（しものごうち）地区において、空中写真及び航空レーザー測量を実施し、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。

2) 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 6 m 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。断層トレースは主に中田・今泉（2002）、今泉・他編（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・他編（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）から平均変位速度を 0.5～0.9 m/千年と算出した。このように、本断層帯では従来手法によって推定された平均変位速度が報告されている。また、筒賀断層中央部に位置する安芸太田町は石英を豊富に含む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を試みることも可能である（図 2）。以上のことから、本断層帯と評価対象として選定した。

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。令和 4 年度の調査により筒賀断層では、 α が 0.04～0.2、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' を見積もることで、流域平均侵食速度の影響について検討することが可能である。令和 4 年度の調査では筒賀断層の 1 流域において試料採取及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。

また、表面照射年代測定のための試料採取を併せて実施した。安芸太田町上殿地区及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。表面照射年代測定のための試料として、沖積扇状地面に散在する巨礫から試料採取を行った。

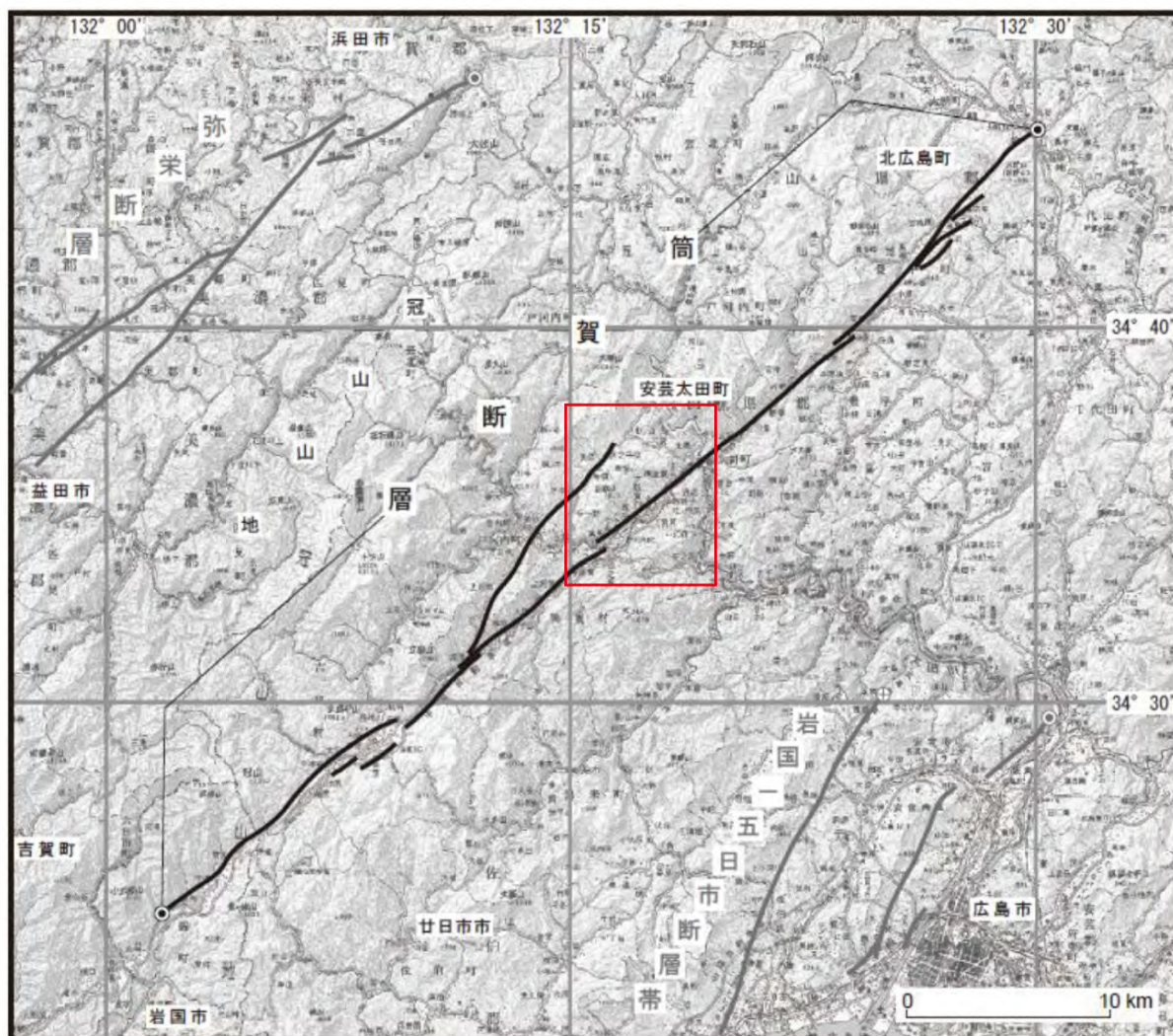


図1. 筒賀断層の位置

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）。

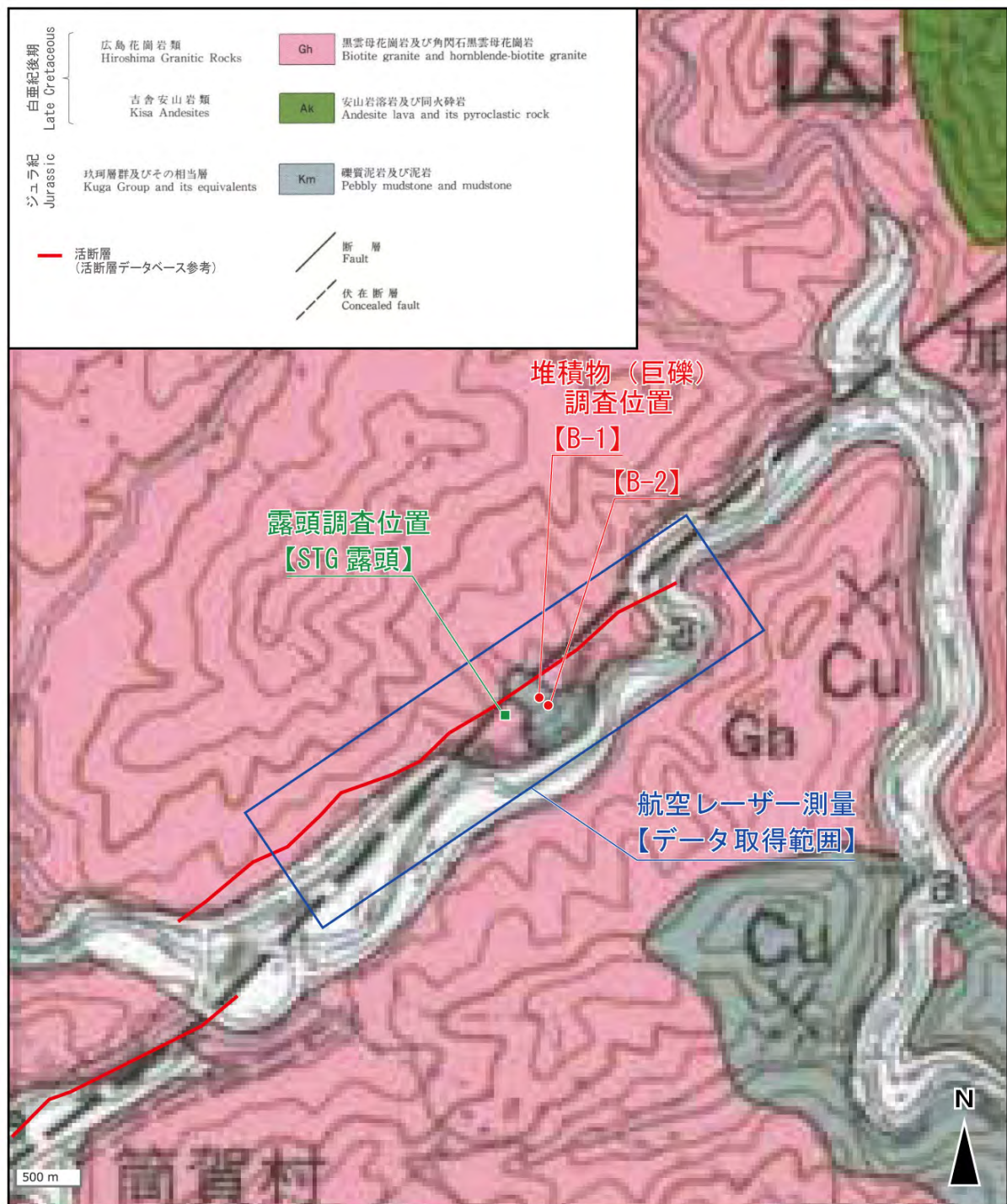


図2 調査地域周辺の地質図

背景は20万分の1地質図幅「広島」を使用（山田・他，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）。

3) 調査手法

a) 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学的調査を実施し、横ずれ変位量の計測を行った。地形判読及び計測には、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 及び QGIS を用いて解析を行い、GIS 上で地形判読を行った。

航空レーザー測量は、広島県山県郡安芸太田町下殿河内及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 及び図 3)。作業工程を図 4、計測機器を表 1、計測諸元を表 2、計測諸元の解説を図 5 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及び 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ウンドデータを作成した (図 6)。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。

b) 流域侵食速度と地形形成年代の推定へ向けた試料採取

i) 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個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 7)。

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と照らし合わせ、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。

ii) 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」及び「GS07」（図 8）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 9）。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。

iii) 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 10）。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 11）。また、岩石密度を計測するためのブロックサンプリングを一定深度ごとに実施した。

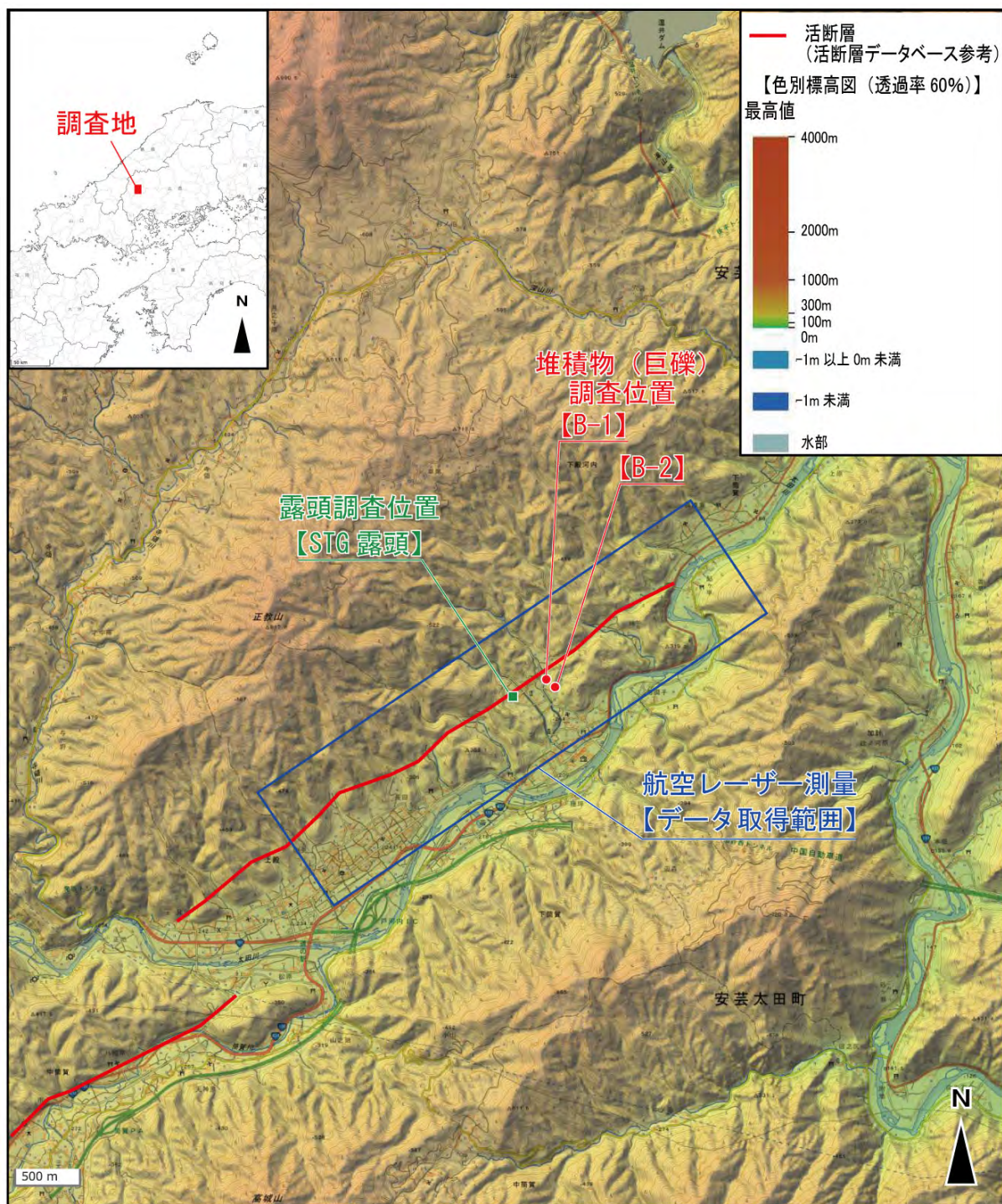


図3 調査地域の地形図

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）。

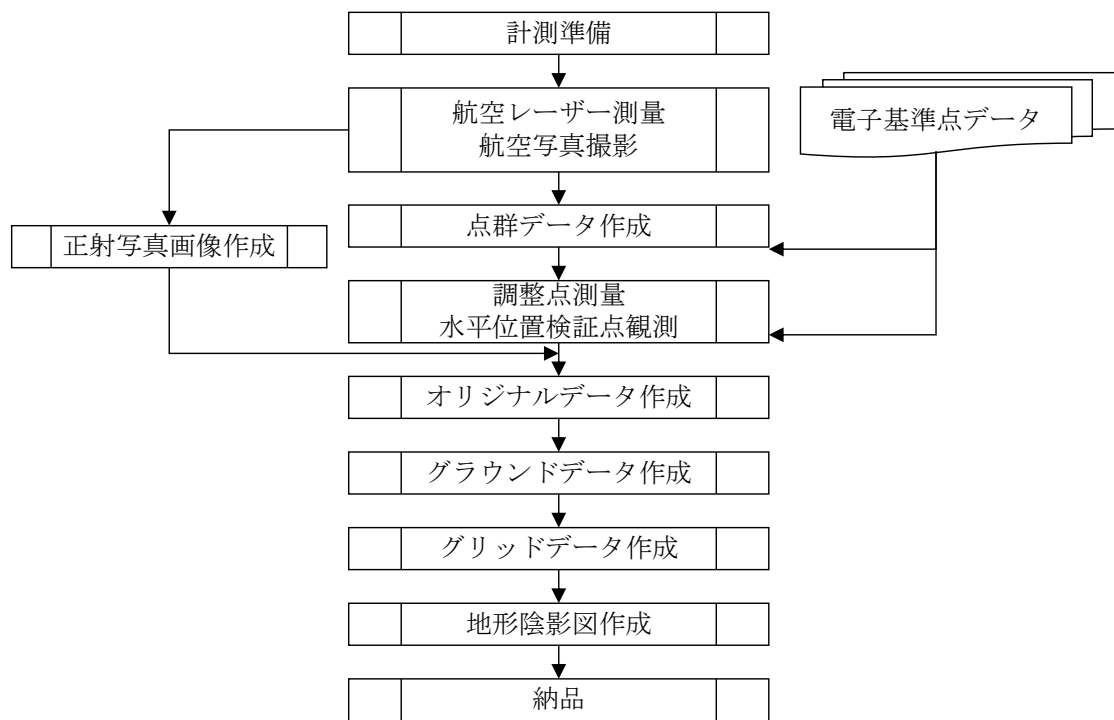


図4 航空レーザー測量の作業工程

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

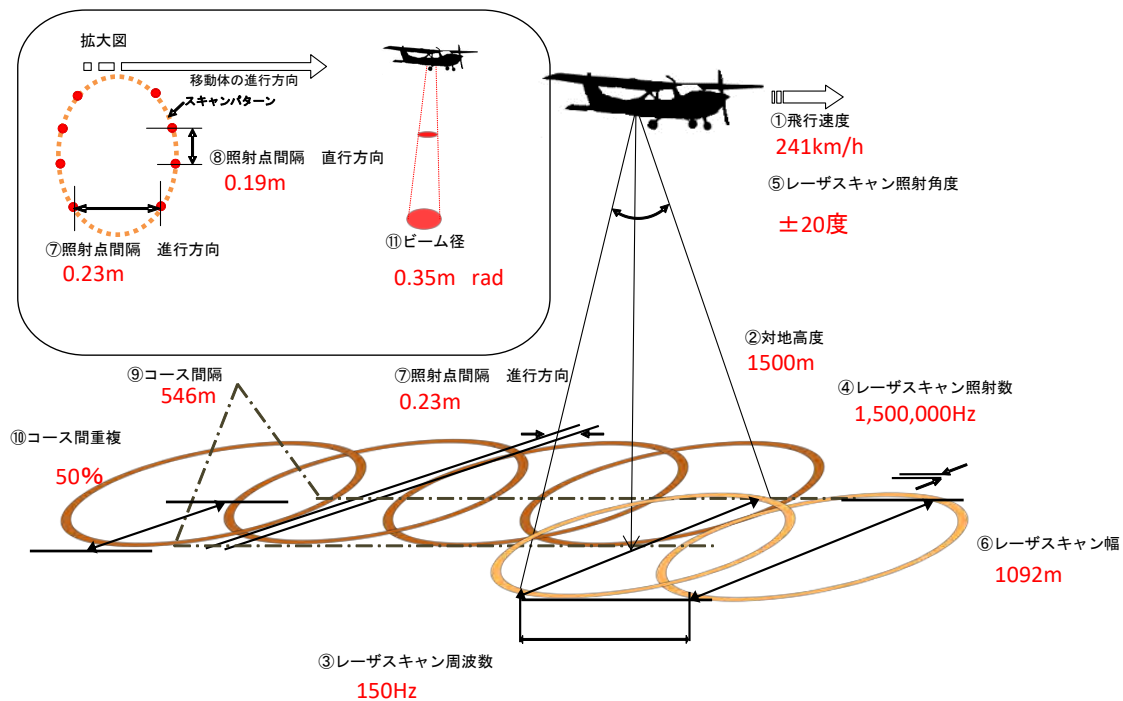


図 5 航空レーザー測量の計測諸元の解説

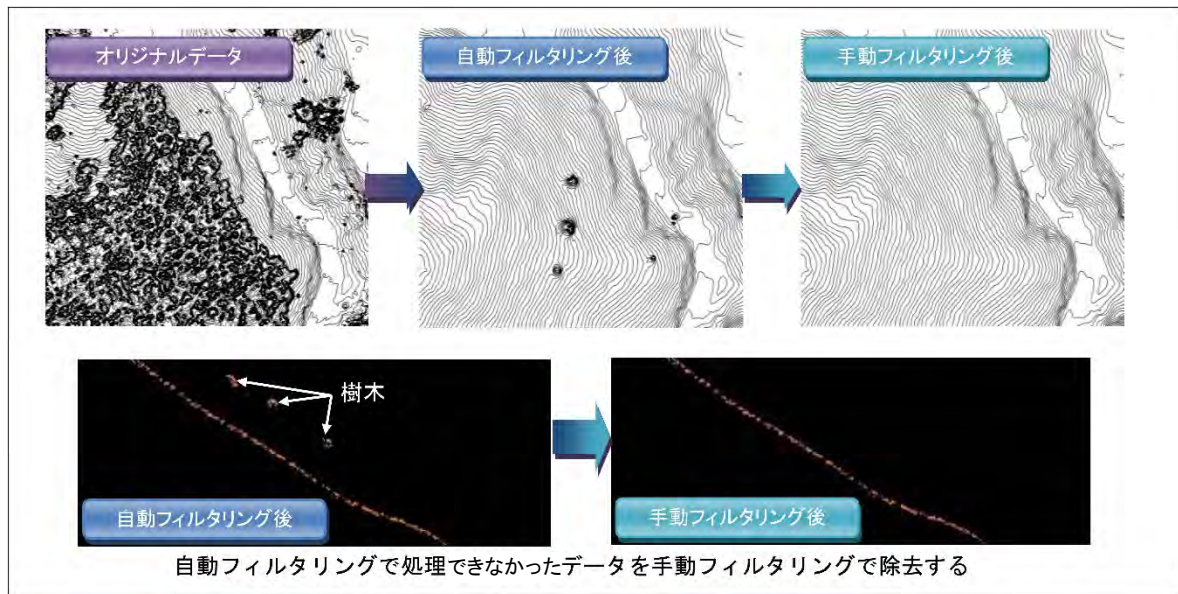


図6 自動・手動フィルタリング処理のイメージ



図7 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

「トウルーパールス 200」

図 8 測量機器



図9 堆積物（巨礫）の試料採取状況



図 10 露頭からの試料採取状況

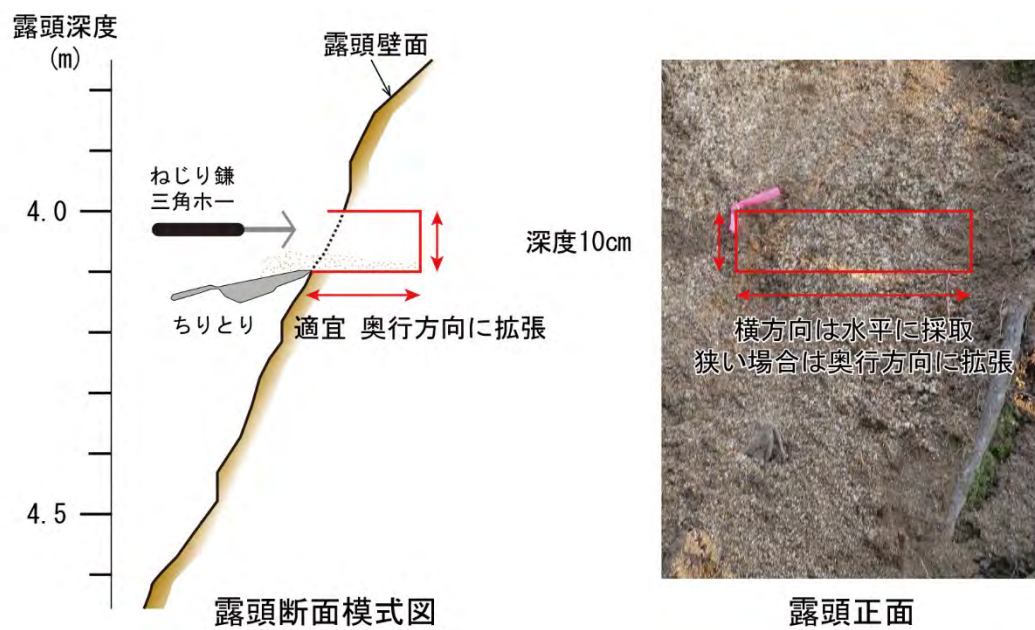


図 11 露頭からの試料採取方法

4) 調査結果

a) 横ずれ変位量の把握

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河川 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尾根 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、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を通る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河川 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。断層は河川 R3 の形成した扇状地を横切ると、尾根 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）。その東では河川 R4 に約 9.3 m の右横ずれが認められる。右横ずれ量は尾根 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。尾根 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河川 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、河川 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。尾根 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。河川 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。尾根 RD4 は尾根 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。河川 R7 は河川 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。河川 R9 を東西に挟む尾根 RD5 及び尾根 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、尾根 RD6 は人工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）。江河内地区の位置する沖積面では、河川 R10 の右岸側を基準とすると約 125 m、河川 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。埴地区のみ河川 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、河川 R12 の断層より下流側と河川 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。

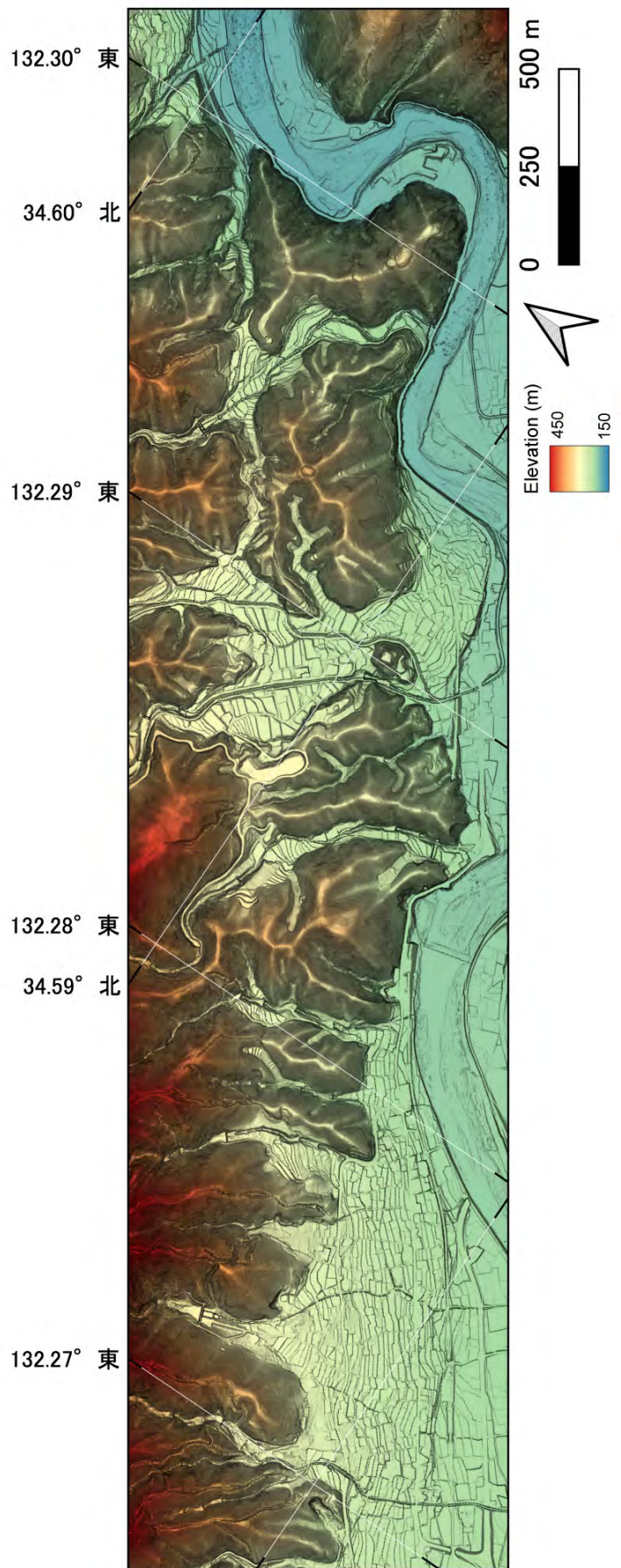


図 12 安芸太田町上殿及び下殿河内周辺の詳細地形図

段彩図に陰影図を重ねた。

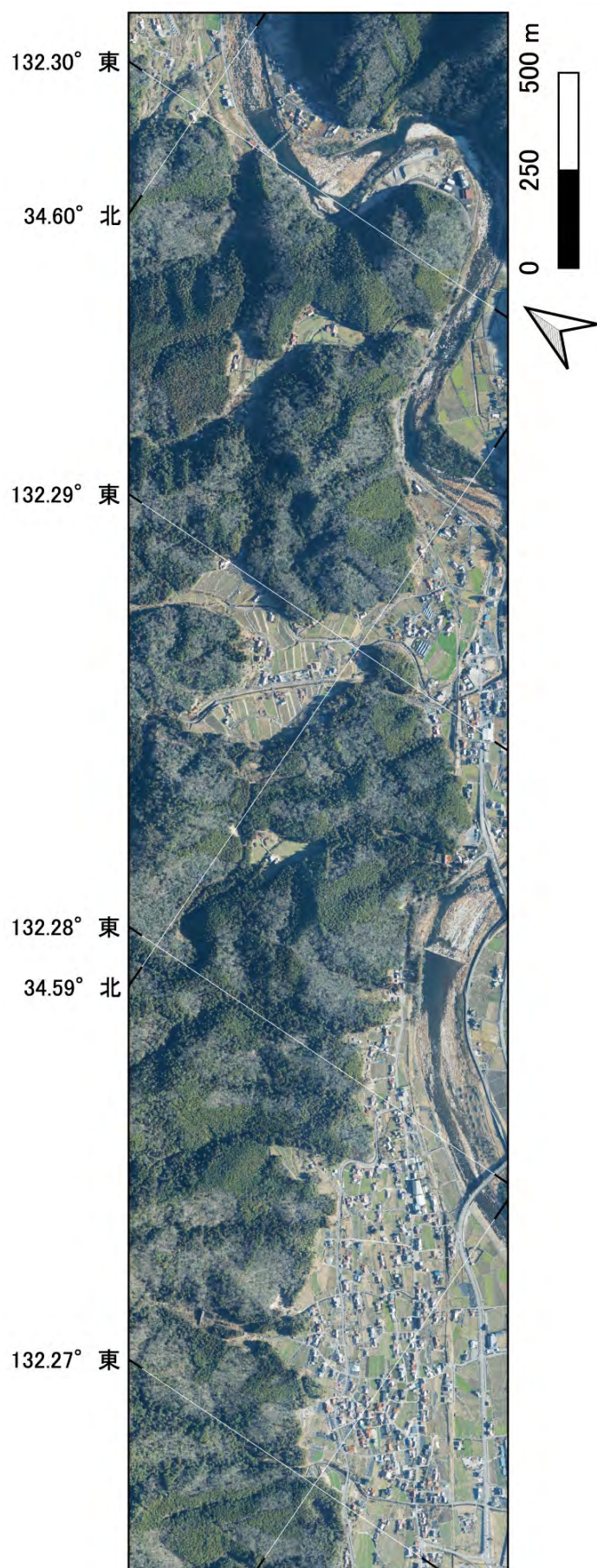


図 13 安芸太田町上殿及び下殿河内周辺のオルソ空中写真

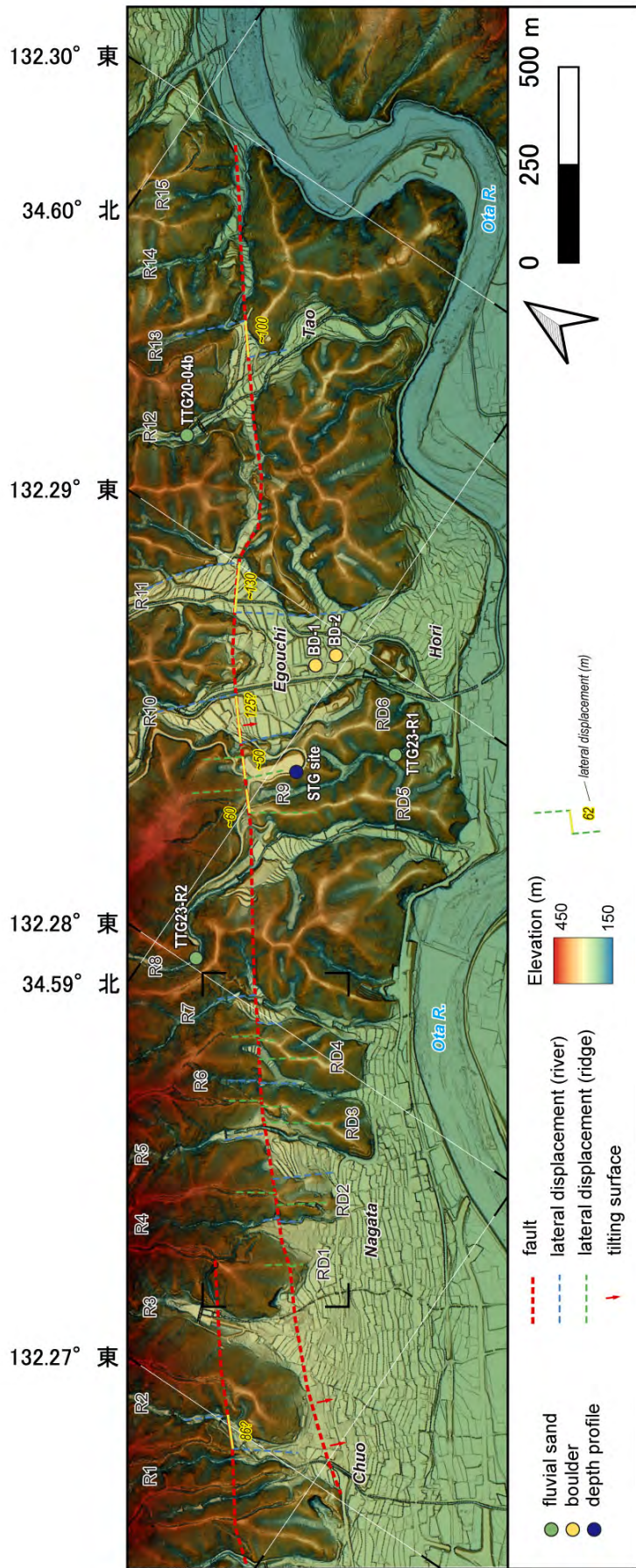


図 14 安芸太田町上殿及び下殿河内周辺の詳細地形図
陰陽図に段彩図を重ねた。角枠は図 15 の範囲を示す。

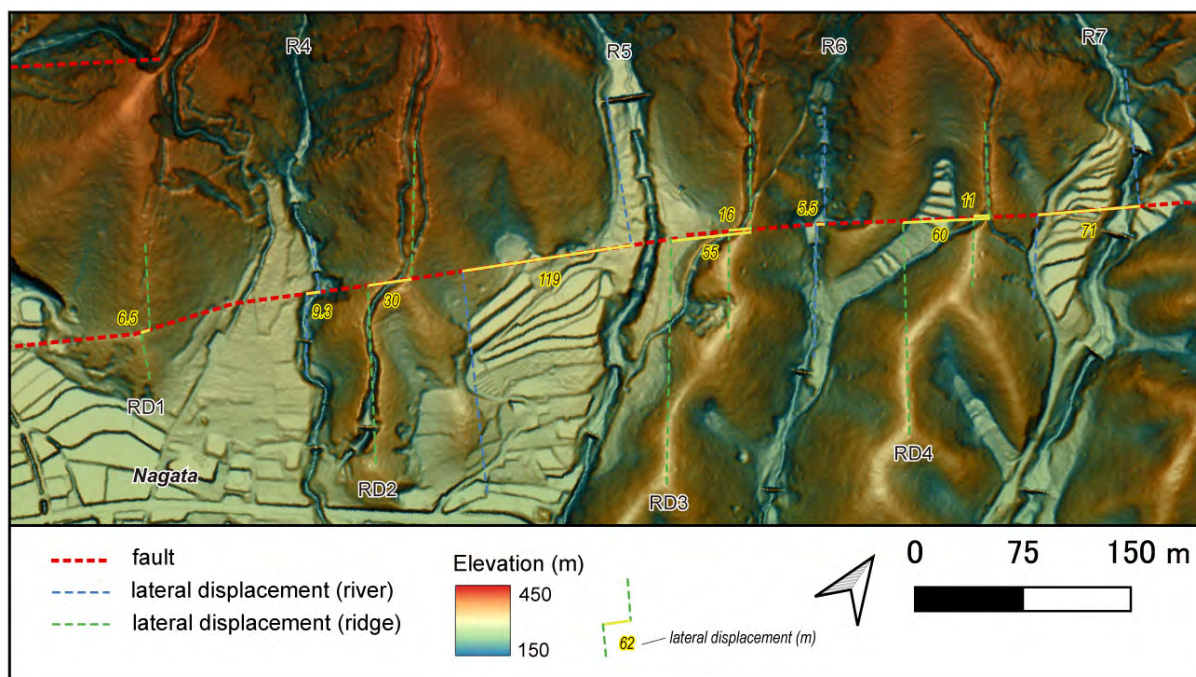


図 15 上殿地区周辺の詳細地形図

b) 試料採取

i) 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 及び表 3）。また、R9 を東西に挟む RD5 及び 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 及び表 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。

ii) 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、扇状地の形成年代が得られれば、平均変位速度が推定できる。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、下殿河内地区江河内において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 程度の高さがあったものの、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。

iii) 露頭調査及び深度ごとの試料採取

河川 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及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位置する（図 2）。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	Y	標高	緯度	経度
TTG20-04b	-155752. 53	11512. 45	285. 35	34度35分45. 3664	132度17分31. 8354
TTG23-R1	-156650. 469	11134. 976	231. 68	34度35分16. 2435	132度17分16. 978
TTG23-R2	-156522. 448	10419. 629	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	Y	標高	緯度	経度
TTG23-BD-1	-156348.07	11205.094	261.056	34度35分26.0568	132度17分19.7441
TTG23-BD-2	-156383.722	12260.603	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 (cm)	試料番号	試料名	大きさ (m)			重量 (g)	備考
				L	W	H		
しものごうち 下殿河内	0.00 ~ 6.00	TTG23-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	TTG23-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。

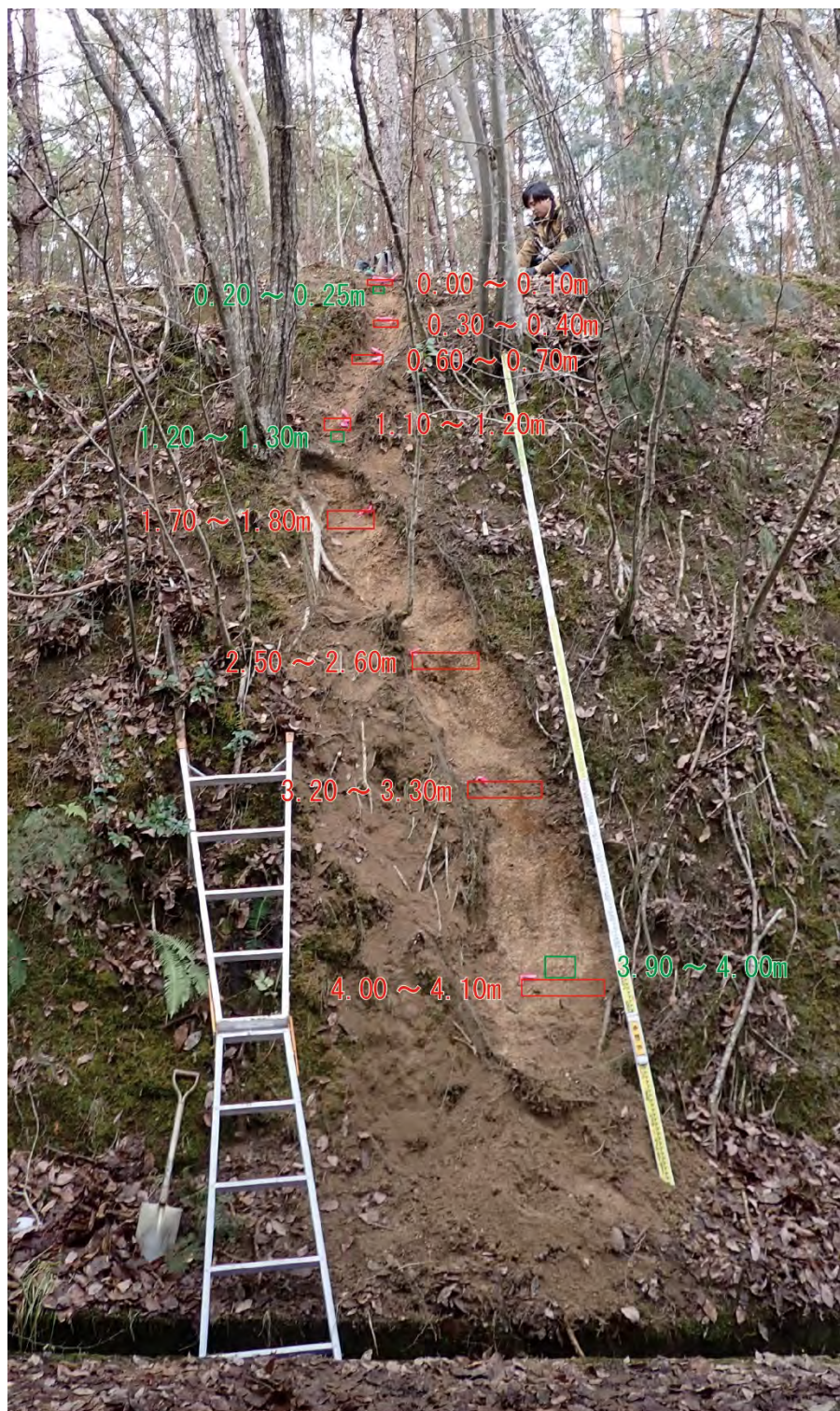


図 17 STG 露頭試料採取箇所

写真は採取前の画像。

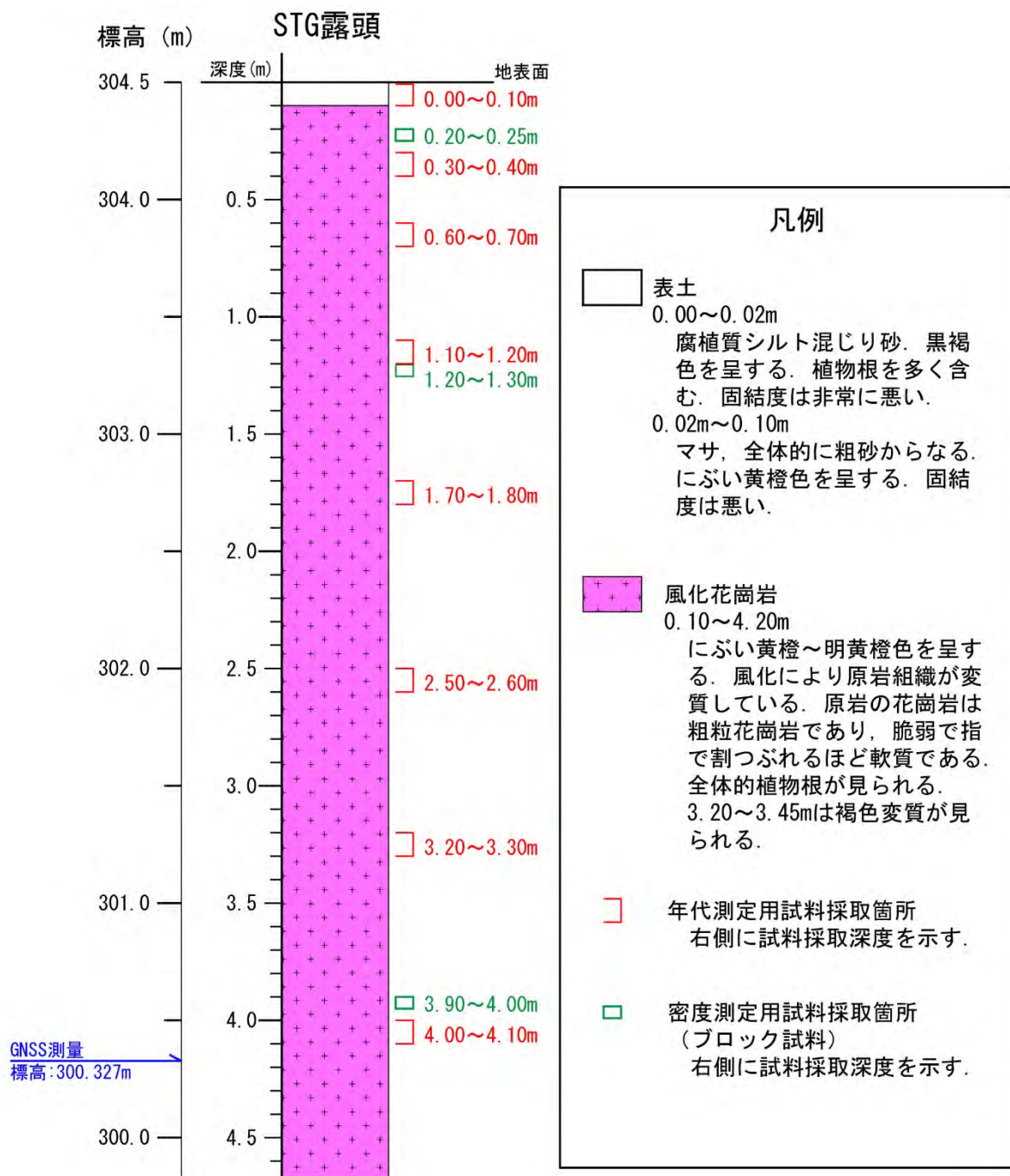


図 18 STG 露頭柱状図と記載

表 6 STG 露頭の位置情報

露頭	X	Y	標高	緯度	経度
STG	-156473.641	10978.248	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	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	—

5) 結論並びに今後の課題

広島県安芸太田町上殿及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。詳細地形データ及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。

(d) 令和6年度の業務の成果

1) 調査の概要

令和5年度に採取した試料について調整を行い、宇宙線生成核種蓄積量について計測・分析を行った結果、長田地区から採取された巨礫の表面照射年代が、 10.6 ± 1.1 kaと求められた。沖積扇状地を下刻する河川のずれと形成年代から、平均変位速度は約0.5~1.0 m/千年と求められ、内・山中（2021）において報告された値とよく一致していた。航空レーザー測量による詳細な地形の把握と表面照射年代測定により、従来手法と遜色ない精度での活動性推定が可能であることが確認された。一方、流域平均侵食速度を考慮した場合の屈曲率を用いた横ずれ変位速度の推定を実施した結果、0.05~0.55 m/千年と既往研究結果より小さい値を示すことがわかった。

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）。令和5年度の調査において、断層中央部の安芸太田町上殿（かみとの）地区及び下殿河内（しもとのごうち）地区において、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、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。本年度は上記に加え、追加試料を上殿地区長田に位置する沖積扇状地において採取した。得られた試料から、表面照射年代及び流域侵食速度を求め、横ずれ変位速度を推定した。既往研究の悔過と比較・検証を行い、結果や手法の妥当性・信頼性について検討した。

2) 調査手法

a) 流域侵食速度と地形形成年代の推定へ向けた試料採取

i) 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個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7）。

ii) 堆積物（巨礫）の試料採取方法

試料は堆積物（巨礫）を選定し、一か所につき重量500 g以上を採取した。試料採取では、電動式岩石カッター、ハンマー、タガネ、スクレーパーを使用した（図19）。ブロック状に切り出した試料は、厚手のチャック付きビニール袋に収納した。

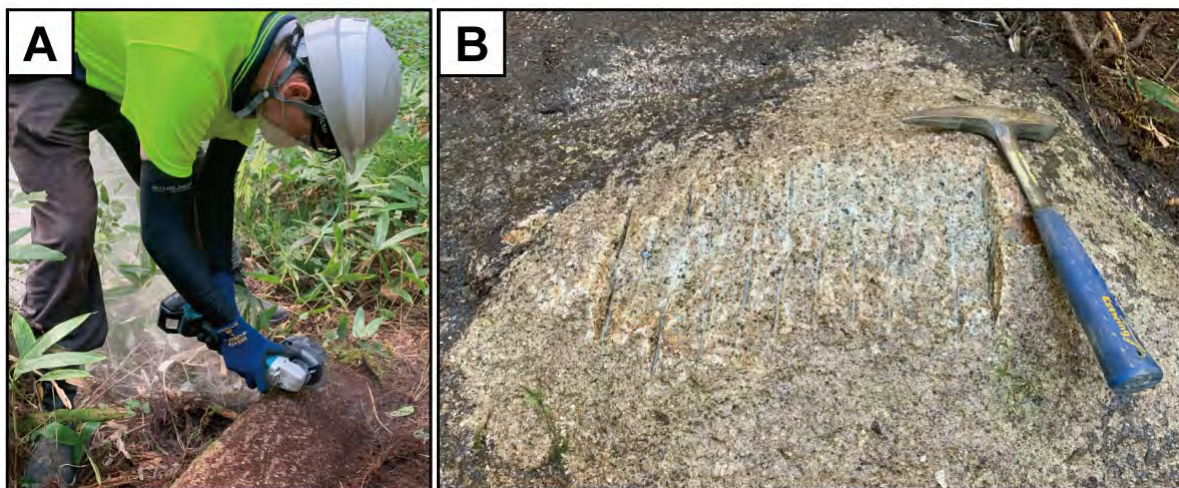


図 19 巨礫からの試料の採取

(A) 岩石カッターによる採取の様子。(B) 短冊状に切り出し、礫の頂部から採取。

b) 宇宙線生成核種蓄積量の計測

i) 試料の前処理と加速器による測定

試料調製は東京大学大気海洋研究所の横山研究室に依頼した。試料の粉碎・分級を行った後、Kohl and Nishiizumi (1992) 及び Yokoyama et al. (2019) に従った化学処理を行った。化学処理では、酸処理によって石英を単離し、Be キャリアを加えたのち、石英を溶解させた。溶液からイオン交換によって Be を抽出した。ホウ素除去の処理を行った後、BeO 化させ、加速器での測定のため、カソードに封入した。以下に詳細を記載する。

① 試料の粉碎

採取した岩石は、ジョークラッシャーを用いて粉碎し、篩で 250 μm から 500 μm の粒径別に分けた。

② HCl 処理

サンプルを塩酸に入れ、恒温槽の水温設定を 80 $^{\circ}\text{C}$ にして超音波洗浄を 12 時間行った。洗浄が終了したら溶液を捨て、蒸留水ですすいで乾燥させた。

③ ケイフッ化水素酸処理

サンプルをケイフッ化水素酸と硝酸の混酸中で攪拌し、石英以外のケイ酸塩鉱物を分解した。

④ HF 処理

サンプルをフッ酸と硝酸の混酸に入れ、超音波洗浄機の恒温槽の水温設定を 85 $^{\circ}\text{C}$ とし、超音波洗浄を 15 時間行った。その後、溶液を捨て蒸留水ですすぎ、乾燥させた。以上の操作を 2～3 回行った。これらの処理によって、石英粒子表面をエッチングし、表面に付着した大気起源の ^{10}Be をサンプルから取り除いた。また、石英以外の鉱物を分解し、石英のみを抽出した。

⑤ キャリア添加

電子天秤を用いて、サンプル、テフロンビーカーの重量を計り、濃度 1,021.2 ppm の ^9Be キャリアを 0.25 mg 加えた。また、サンプルとは別に空のテフロンビーカーに同量の Be キャリアを加えてバックグラウンドサンプルを作成した。

⑥ 石英の溶解

テフロンビーカーに硝酸とフッ酸を加え、ホットプレートの上に置き、さらにビーカーの上にテフロン製時計皿を乗せ、180 $^{\circ}\text{C}$ で加熱した。石英が分解した後、時計皿を外して溶液を乾固させた。乾固後、硝酸、過塩素酸、フッ酸を用いて試料の洗浄を行った。

⑦ 陰イオン交換分離

プラスチックカラムに陰イオン交換樹脂を詰め、濃度の異なる塩酸を流し込み、樹脂のコンディショニングを行った。続いてサンプルを溶かした溶液を一滴ずつスポイトで滴下し、全てのサンプルを滴下した後、9M 塩酸と過酸化水素を流し込み、回収した溶液を乾固させた。

⑧ 陽イオン交換分離

陽イオン交換樹脂をプラスチックカラムに詰め、塩酸、超純水の順に流し込み樹脂のチューニングを行った。サンプルを溶かした溶液を一滴ずつスポイトで滴下した後、0.5M 塩酸と過酸化水素を流し込んだ。カラムに 1M 塩酸を 10ml ずつ 8 回に分けて流し、4～6 回目のカラムを回収して Be を抽出した。

⑨ キレート樹脂による Be の精製

陽イオン交換分離液を蒸発乾固した後、硝酸で溶かした。酢酸ナトリウム溶液で中和し、pH が 1～3 になるように調製した。溶液をキレート樹脂カラムに通液し、Be を吸着させた。0.1M 硝酸で樹脂を洗浄後、6M 硝酸で Be を溶離し回収した。

⑩ 沈殿洗浄

キレート樹脂を用いて回収した Be サンプルを塩酸で溶かし、スポイトで遠沈管へ移した。超純水とアンモニア水を滴下し、ホットプレート上で湯煎した。沈殿生成後、遠心分離機にかけ、沈殿を試験管の底に固定させた。上澄み液を捨て、塩酸を滴下し、サンプルを溶かした。以上の操作を 3 回繰り返し、ホウ素の除去を行った。

⑪ BeO 化

塩酸で溶解させた Be サンプルを、石英ビーカーに移した。その後ホットプレートを用いて、サンプルを乾固し、電子レンジるつぽ内で加熱し BeO 化させた。

⑫ プレス

プレス治具に銅製カソードをセットした。石英ビーカーに BeO 化させた Be サンプルと Nb を加え、よく掻き混ぜた。掻き混ぜた後、サンプルを銅カソードに入れ、プレスした。

ii) 加速器による測定

加速器による同位体比の測定は東京大学総合研究博物館タンデム加速器分析室 (MALT) に依頼し $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ を測定した。標準試料として、KNB5-3 ($^{10}\text{Be}/^9\text{Be} = 6.320 \times 10^{-12}$) を用いた (Nishiizumi et al., 2007)。

c) 宇宙線生成核種を用いた侵食速度の推定

i) 山地斜面の侵食速度の推定

石英が宇宙線に暴露すると、石英中のケイ素や酸素原子と宇宙線との相互作用によって ^{10}Be や ^{26}Al などの宇宙線生成核種が生成される。これらの蓄積量を調べることで照射を受けていた期間やその期間の侵食速度についての情報が得られる（たとえば Gosse and Phillips, 2001）。宇宙線は地中で指数関数的に減衰するため、地中の核種蓄積量の深度分布もまた、地表から地下に向かって指数関数的に減少する。露出年代を t 、地表面の侵食速度を ε とすると、各深度 (x cm) の核種蓄積量の時間変化は (1) 式によって記述される (Gosse and Phillips, 2001; 松四・他, 2007)。

$$\begin{aligned} N = N_0 e^{-\lambda t} &+ \frac{P_{spal}}{\lambda + \mu_{spal} \varepsilon} e^{-\mu_{spal} x} (1 - e^{-(\lambda + \mu_{spal} \varepsilon) t}) \\ &+ \frac{P_{slow}}{\lambda + \mu_{slow} \varepsilon} e^{-\mu_{slow} x} (1 - e^{-(\lambda + \mu_{slow} \varepsilon) t}) \\ &+ \frac{P_{fast}}{\lambda + \mu_{fast} \varepsilon} e^{-\mu_{fast} x} (1 - e^{-(\lambda + \mu_{fast} \varepsilon) t}) \end{aligned} \quad (1)$$

このとき、 N は核種蓄積量、 N_0 は岩石中に元々含まれていた核種蓄積量（継承核種）、 λ は ^{10}Be の減衰係数、 μ は岩石の密度 (ρ) と平均減衰長 (Λ) の比 (ρ / Λ)、 P は地表面における核種の生成速度を意味する。 P_{spal} 、 P_{slow} 、 P_{fast} は中性子、slow muon、fast muon の寄与による地表面における核種生成速度、 μ_{spal} 、 μ_{slow} 、 μ_{fast} は岩石の密度とそれぞれの平均減衰長の比を示す。計算に使用した具体的な数値は表 3 にまとめた (Lal, 1991; Braucher et al., 2003; Balco et al., 2008; Borchers et al., 2016)。生成速度の計算には CRONUScalc Web Calculator に使用される MATLAB コードを用いた (Balco et al., 2008)。

深度ごとに採取した試料から山地斜面の侵食速度を (1) 式により求めるには、(1) 式より理論的な深度プロファイルを作成し、試料から得られた蓄積量の深度分布（観測値）とよく一致する侵食速度を数値的に定める。このとき、尤度関数として (2) 式で示した χ^2 値が最小になる（尤度が最大となる）値を求めた。

$$\chi^2 = \sum_i \left(\frac{N_{i,obs}^{Be} - N_{model}^{Be}}{\sigma_i} \right)^2 \quad (2)$$

$N_{i,obs}^{Be}$ は測定された ^{10}Be 蓄積量、 σ_i はそれらの誤差を示す。 N_{model}^{Be} は (1) 式など理論的に求められた ^{10}Be 蓄積量である。

(1) 式により山地斜面の削剥速度を求める際には、露出年代は平衡状態に達するまで十分な期間が経過したことを想定した。誤差範囲の推定のため、モンテカルロ法を用いた解析を行い、ヒストグラムを作成して誤差範囲を見積もった。

ii) 流域平均侵食速度の推定

流域平均侵食速度の場合は、継承核種は無視でき ($N_0 = 0$)、十分長い時間 (数千年～数万年) が経過したことが想定されるため、 $t \rightarrow \infty$ とすると、(1) 式は (3) 式のように単純化できる。

$$N = \frac{P_{spat}}{\lambda + \mu_{spat}\varepsilon} + \frac{P_{slow}}{\lambda + \mu_{slow}\varepsilon} + \frac{P_{fast}}{\lambda + \mu_{fast}\varepsilon} \quad (3)$$

流域の平均的な生成速度を求める際は、10 m メッシュのデジタル標高データを元に地形による遮蔽効果を考慮して各ピクセルの生成速度を求めた。生成速度の計算には CRONUScalc Web Calculator に使用される MATLAB コードを用いた (Balco et al., 2008)。流域全体の生成速度から範囲内の最頻値と標準偏差を計算し、流域の平均的な生成速度とその誤差範囲とした。流域平均侵食速度の推定には誤差範囲の推定のため、モンテカルロ法を用いた解析を行い、ヒストグラムを作成して誤差範囲を見積もった。

表 8 計算に使用したパラメータ

^{10}Be の減衰係数	$4.997 * 10^{-7}$	Tを解析する核種の半減期としたとき, $\ln(2)/T$ という式によって得られる. 本調査では, ^{10}Be の半減期として1.387 Myrを使用した (Borchers et al., 2016).
中性子の平均減衰長	160 g/cm^2	Lal (1991)
slow muonの平均減衰長	1500 g/cm^2	Braucher <i>et al.</i> (2003)
fast muonの平均減衰長	4320 g/cm^2	Braucher <i>et al.</i> (2003)
中性子による ^{10}Be の基準生成速度	$4.49 \pm 0.38 \text{ atoms/g/yr}$	Balco <i>et al.</i> (2008)

d) 表面礫法による表面照射年代の推定

地形面の表面照射年代を推定するため、本調査では表面礫法を用いた。段丘面の露出年代を求めるには、採取地点の削剥速度と堆積物が運搬されてきた過程で蓄積した核種蓄積量（継承核種量）のデータが必要である。継承核種量を定めるには、一定深度ごとに砂礫等の堆積物を採取する深度断面法が表面礫法以外に挙げられる。この手法では2 m以上の深さから多数の試料を採取する必要がある。しかし、本調査で対象とした沖積扇状地は直径1 m以上の巨礫を含む礫層で構成され、人力での掘削は困難である。表面礫法の場合、段丘面表層に分布する礫を採取するため、必要な労力は大きくない。ただし、段丘面表層から採取した試料のみでは継承核種量定められないため、別地点から採取した試料の情報が必要となる。本調査の場合は、下殿河内地区江河内にて採取した試料と山地斜面の露頭から採取した試料、河床砂の示す蓄積量を比較検討し推定した。

採取地点の削剥速度については、本調査の対象試料は花崗岩の巨礫であり、離水後流水による侵食は受けていないと考えられるため、花崗岩の風化速度を削剥速度として与えた。

e) 屈曲率を用いた横ずれ変位速度の推定

横ずれ断層においては、流域長と横ずれ変位量の間に(4)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）。

$$S = k\alpha \quad (4)$$

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。

松田（1975）によって提示された（4）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。流域平均侵食速度（E）を考慮すると、（5）式のように変形できる（産業技術総合研究所，2010）。

$$S = k'E\alpha \quad (5)$$

本調査では、（5）式を用い、流域平均侵食速度を考慮した場合の平均変位速度を求めた。

3) 調査結果

a) 試料採取

i) 堆積物（巨礫）からの試料採取

航空レーザー測量結果を踏まえ、改めて試料採取地点を検討し、踏査を実施した結果、9.3 m の右横ずれが計測された河川 R4 に近い河川 R5 の沖積扇状地面に巨礫が散在することを確認した。令和 5 年に採取した巨礫（TTG23-BD1 及び TTG23-BD2）が位置する河川 R10 の扇状地面は昭和 63 年の豪雨災害に代表されるように土石流堆積物が供給されやすい場所に位置する（図）。また、河川 R4 及び R5 の沖積扇状地は地形面の保存状態や下刻の程度が類似しており、同じ時期に形成された可能性が河川 R10 と比較してより高いと考えられる（図 20）。そのため、河川 R5 の沖積扇状地面に認められた巨礫を 3 点選定し、岩石カッターにより表層 5 cm から試料を採取した（図 21）。巨礫は直径 1 m 以上で、基部が埋まっており、転倒の可能性のないものを選定した。試料の採取位置を表 9 に示した。

ii) 河床からの試料採取

前述のように河川 R5 の沖積扇状地から表面礫法のための試料を採取した。継承核種量を見積もる指標となりうることから、河川 R5 の堰堤上から流域平均侵食速度推定のための河砂試料を採取した（図 20 及び表 10）。

表 9 令和 6 年に採取した巨礫の位置情報

巨礫	X	Y	標高	緯度	経度
TTG24-BD-1	-156851.60	10153.0448	304.14	34度35分9.2148	132度16分38.4816
TTG24-BD-2	-156852.16	10151.9447	303.93	34度35分9.1968	132度16分38.4384
TTG24-BD-3	-156862.04	10145.3513	295.87	34度35分8.8764	132度16分38.1792

XY=平面直角座標Ⅲ系

表 10 令和 6 年に採取した河砂の位置情報

	X	Y	標高	緯度	経度
TTG24-R5	-156824.612	10086.8811	348.27	34度35分10.0932	132度16分35.886

XY=平面直角座標Ⅲ系

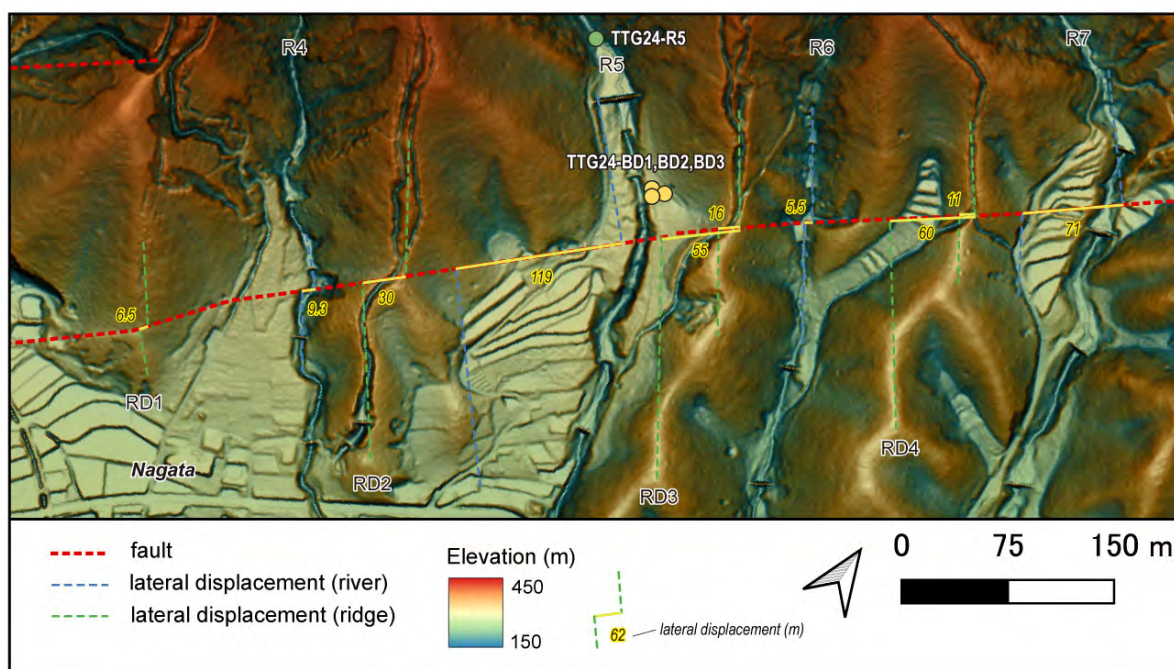


図 20 河川 R5 周辺の地形

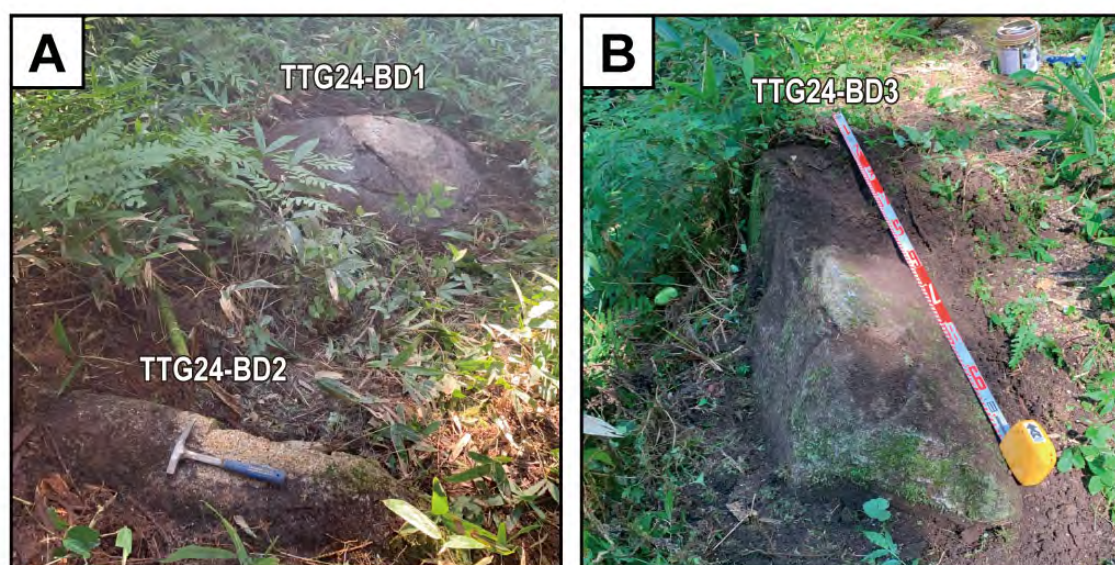


図 21 採取した巨礫

(A) TTG24-BD1 及び TTG24-BD2。 (B) TTG24-BD3。

b) 宇宙線生成核種蓄積量の計測結果と継承核種量の推定

試料採取地点の諸元情報を表 11 に、宇宙線生成核種蓄積量の計測結果を表 12 に示した。各地点の地形による遮蔽効果は、基盤地図情報（10 m メッシュ）から見通し角を求め、Gosse and Phillips（2001）に従って求めた。試料の密度は STG 露頭についてはブロック状に採取したサンプルの体積と重量から求めた。巨礫から採取した試料についてはアルキメデス法により密度を計測した。

巨礫の示す密度はほぼ花崗岩の密度に等しい約 2.6 g/cm^3 を示した。STG 露頭から採取した試料の示す密度は表層付近ほど小さくなる傾向を示し、表層ほど風化が進んでいることを示唆する。平均的な密度として、 1.6 g/cm^3 を与えて解析を行った。生成速度はほぼ標高に応じて定まるため、採取地点に応じた違いはほとんどない。尾根 RD3 の斜面に近接する地点で採取した TTG24-BD1～BD3 がやや大きな地形による遮蔽効果を示す。

各試料の宇宙線生成核種（ ^{10}Be ）蓄積量のヒストグラムを図 22 に示した。下殿河内地区江河内にて採取した TTG23-BD1 が約 $5,800 \text{ atoms/g}$ 、上殿地区長井にて採取した TTG24-BD1 が約 $58,900 \text{ atoms/g}$ 、TTG24-BD2 が約 $62,500 \text{ atoms/g}$ 、TTG24-BD3 が約 $50,600 \text{ atoms/g}$ を示した。山地斜面の STG 露頭で採取した試料は誤差範囲を考慮すれば、概ね表層付近ほど大きい傾向を示し、約 $6,200 \sim 9,300 \text{ atoms/g}$ が得られた。河床砂が示す蓄積量は、TTG23-R2 で約 $3,330 \text{ atoms/g}$ 、TTG24-R5 で約 $3,080 \text{ atoms/g}$ と同程度の値を示した。

TTG23-BD1 と STG 露頭の下部から採取した試料はほぼ同じ蓄積量を示す。これは、TTG23-BD1 を採取した巨礫の露出期間が非常に短いことを示唆する。江河内地区では、昭和 63 年豪雨などの豪雨災害にたびたび見舞われている（加計町編，1997）。こうした豪雨の際に生じた土石流によって TTG23-BD1 を採取した巨礫が堆積した可能性が高く、TTG23-BD1 から地形面の形成年代を見積もることが難しいことが分かった。しかし、TTG23-BD1 が STG 露頭の下部と同じ蓄積量を示すことは、本地域の巨礫の継承核種量を示す試料として有用であることを意味する。巨礫の供給プロセスとしては斜面崩壊に伴う土石流と考えられる。斜面崩壊の際に崩落するのは主に山地斜面表層の風化層であると推定され、その場合巨礫の供給元は山地斜面の風化層中の未風化岩体と考えられる（図 23）。TTG23-BD1 と STG 露頭の下部から採取した試料がほぼ同じ蓄積量を示すことは、その推定を支持する結果である。したがって、巨礫から露出年代を推定する際の継承核種量として、STG 露頭から採取した試料の示す継承核種量が適用できる。

TTG23-BD1～BD3 を採取した上流の河川 R5 及び近傍の河川 R8 の河砂については、流域平均侵食速度の推定に加え、継承核種量の見積もりのための参考情報を得ることもまた目的の一つとして採取した。これらの示す蓄積量は江河内の巨礫から採取した TTG23-BD1 や STG 露頭から採取した試料の示す値より大きい。今回測定した試料は巨礫であるため、河砂とは異なる侵食・運搬プロセスを経ている可能性が高く、結果として、蓄積量に差が生じたものと考えられる。得られた蓄積量を巨礫に対しての継承核種量とみなすことはできない。しかし、山地斜面表層では STG 露

頭下部の示す蓄積量より大きい蓄積量が期待されることから、流域の山地斜面表層の平均侵食速度を反映している値とみなすことについての妥当性を担保する結果であるといえる。

表 11 採取地点の諸元情報

Location	Sample	Site		Shielding Factor	Density (g/cm ³)	¹⁰ Be production rate ^a (atoms/g/yr)			
		Latitude (°N)	Longitude (°E)			spallation	slow muon	fast muon	total ^b
Alluvial fan	TTG23-BD1	34.59057	132.28882	0.995	2.62	4.9	0.027	0.039	4.9 ± 0.42
	TTG24-BD1	34.58589	132.27736	0.945	2.59	5.0	0.028	0.040	4.8 ± 0.41
	TTG24-BD2	34.58589	132.27734	0.940	2.55	5.0	0.028	0.040	4.8 ± 0.41
	TTG24-BD3	34.58580	132.27727	0.940	2.56	5.0	0.028	0.040	4.8 ± 0.41
Mountain slope	STG-0	34.58944	132.28634	0.967	-	5.0	0.028	0.040	4.9 ± 0.42
	STG-D20	-	-	-	1.51-1.56	-	-	-	-
	STG-30	-	-	-	-	-	-	-	-
	STG-110	-	-	-	-	-	-	-	-
	STG-D120	-	-	-	1.65-1.71	-	-	-	-
	STG-320	-	-	-	-	-	-	-	-
	STG-D390	-	-	-	1.70-1.76	-	-	-	-
River	TTG23-R2	34.58903	132.28014	0.924	2.4-2.6	5.7	0.030	0.041	5.4 ± 0.75
	TTG24-R5	34.58653	132.27678	0.905	2.4-2.6	6.0	0.031	0.042	5.5 ± 0.78

^a Calculated by using MATLAB script provided by Balco et al. (2008) under Lal (1991)/Stone (2000) time independent scaling model

^b Production rate are considering all production processes and topographic shielding effect.

表 12 宇宙線生成核種蓄積量

Sample	Qz	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$	^9Be	^{10}Be
	g	10^{-14}	10^{19} atoms	10^4 atoms/g
TTG23-BD1	22.847	0.64 ± 0.12	2.08	0.58 ± 0.11
TTG24-BD1	22.704	3.65 ± 0.25	2.07	3.33 ± 0.23
TTG24-BD2	22.171	6.29 ± 0.36	2.08	5.89 ± 0.34
TTG24-BD3	21.323	6.44 ± 0.29	2.07	6.25 ± 0.28
STG-0	20.696	5.00 ± 0.36	2.09	5.06 ± 0.37
STG-30	19.755	2.94 ± 0.30	2.07	3.08 ± 0.31
STG-110	22.632	1.00 ± 0.16	2.04	0.90 ± 0.14
STG-320	16.003	0.71 ± 0.15	2.08	0.93 ± 0.19
TTG23-R2	20.858	0.62 ± 0.11	2.08	0.62 ± 0.11
TTG24-R5	14.556	0.45 ± 0.11	2.08	0.65 ± 0.15

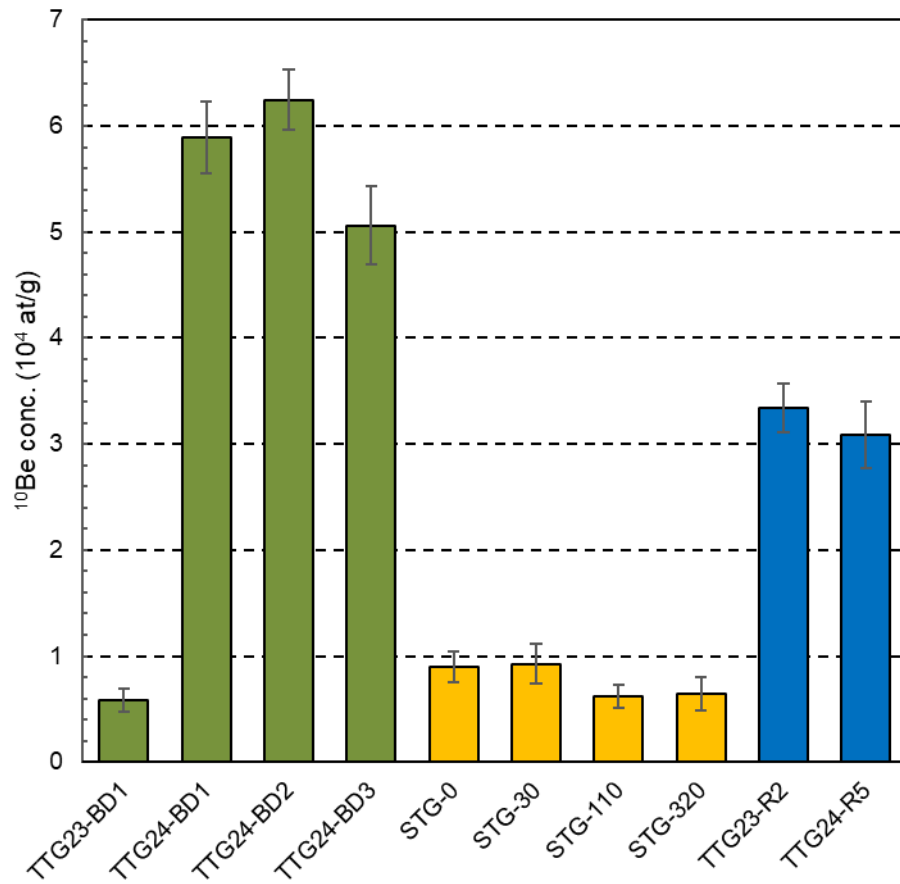


図 22 ^{10}Be の蓄積量

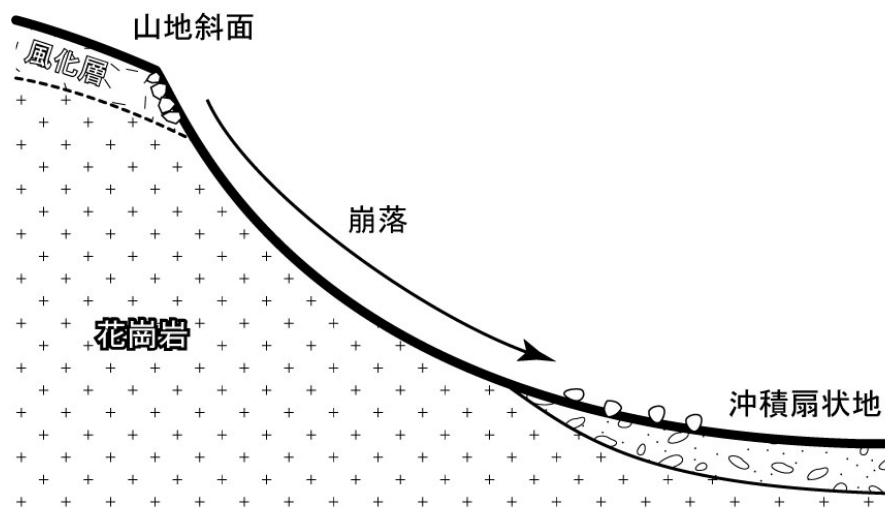


図 23 巨礫の供給過程の概念図

c) 表面照射年代の推定

i) 継承核種量の推定

STG 露頭から採取した試料の解析結果を表 13 及び図 24 に示した。モンテカルロ法による継承核種量の推定の結果、5,000~7,100 atoms/g と求められた。この値は TTG23-BD1 の示す蓄積量にほぼ等しい。

本地点の試料は、山地斜面の侵食速度推定を目的に採取したが、航空レーザー測量結果を再検討すると、本地点を採取した尾根 RD6 の稜線上にきわめて平坦な地形が認められ、人工改変を受けているとみられる（図 14）。改変前の地表面の高度を推定することが難しいことから、侵食速度の推定は行わなかった。継承核種量の推定については、STG 露頭下部の試料の示す核種蓄積量が重要であるため、表層付近の不確定性による影響は小さいと考えられる。

ii) 巨礫による表面照射年代の推定

TTG24-BD1 が約 58,900 atoms/g、TTG24-BD2 が約 62,500 atoms/g、TTG24-BD3 が約 50,600 atoms/g を示した。これらの値は約 10,000 atoms/g の範囲内ではらついており、求められた継承核種量とオーダーで一致する。このばらつきは巨礫が供給減（山地）に位置していた時の深度を反映している可能性がある。TTG24-BD1 及び TTG24-BD2 は山地斜面表層の風化層に位置していたのに対し、TTG24-BD3 は宇宙線の届かない深部にあったと考えられる。そこで、TTG24-BD1 及び TTG24-BD2 に対しては、STG 露頭から得られた継承核種量を適用し、TTG24-BD3 は継承核種量がほとんど含まれないと考え、露出年代を求めた。

表面照射年代を定めるためには、採取地点の削剥速度も重要である。ほぼ未風化の花崗岩の巨礫から試料を採取したことから、風化に伴う削剥はほとんどないと考えられる。ただ、花崗岩の剥落速度として 3~7 mm/kyr が報告されていることから（飯島，1974）、風化速度として、0~10 mm/kyr を与えて露出年代を求めた。求めた結果は表 13 及び図 25 に示した。

モンテカルロ法による解析の結果、TTG24-BD1 が約 11.2 ka、TTG24-BD2 が約 11.9 ka、TTG24-BD3 が約 10.6 ka を示した。いずれも誤差は±1 ky 程度である。3 試料はほぼ同じ年代を示しており、採取した巨礫は同じ時期に堆積したと考えられる。TTG24-BD1 及び TTG24-BD2 については、継承核種量の不確定性が含まれていることから、TTG24-BD3 の示す露出年代が地形面の形成年代とみなせる。したがって、河川 R5 の形成した扇状地面の形成年代は 10.6 ± 1.1 ka と推定される。

表 13 解析結果

Site	Range of parameters			Results			
	^{10}Be inheritance (10^4 atoms/g)	Exposure age (10^3 years)	Erosion rate (mm/kyr)	^{10}Be inheritance (10^4 atoms/g)	Exposure age (10^3 years)	Denudation rate (mm/kyr)	
STG	0.2 – 1.0	0 – 10	0 – 5000	0.65 +0.06 / -0.15	—	—	
TTG24-BD1	0.6 ± 0.1	7 – 15	0 – 10	—	11.2 +0.86 / -0.82	—	
TTG24-BD2	0.6 ± 0.1	9 – 15	0 – 10	—	11.9 +0.92 / -0.77	—	
TTG24-BD3	0	6 – 14	0 – 10	—	10.6 +1.06 / -0.83	—	
TTG23-R2	0	—	60 – 150	—	—	105.9	+16.72 / -18.42
TTG24-R5	0	—	55 – 185	—	—	117.4	+19.52 / -26.25

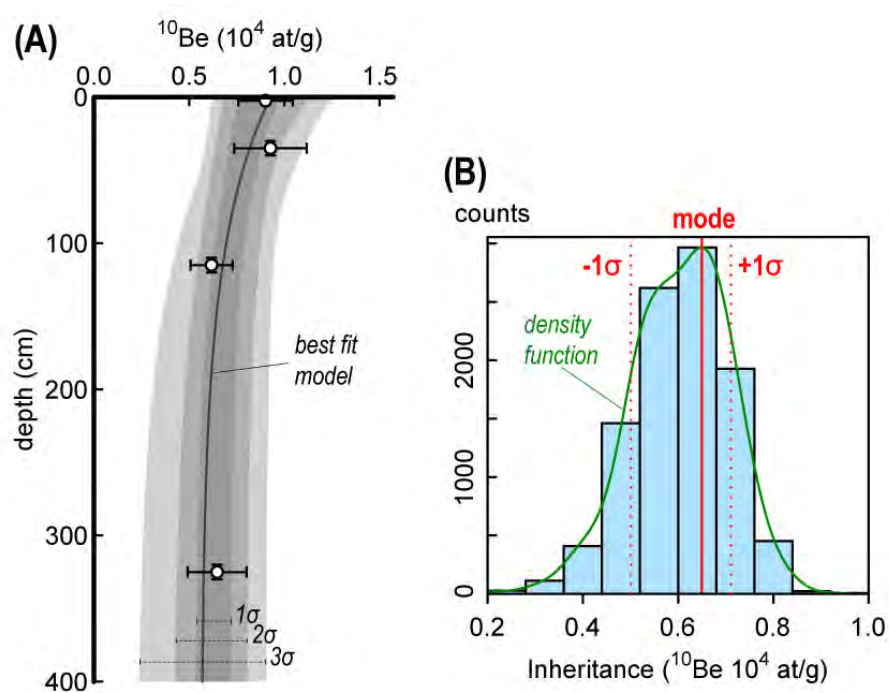


図 24 STG 露頭の解析結果

(A) STG 露頭から採取した試料の示す深度断面。(B) モンテカルロ法によって得られた継承核種量のヒストグラム。

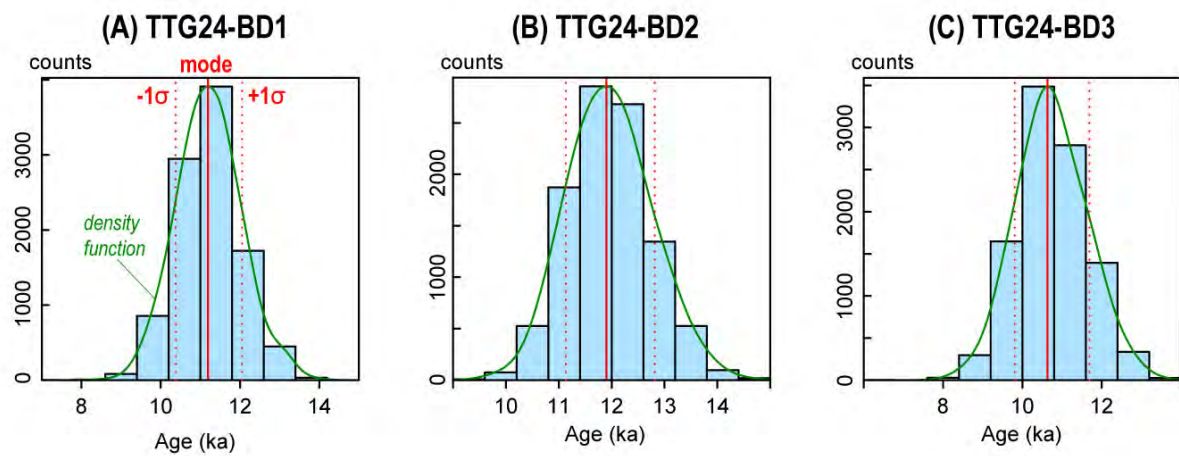


図 25 巨礫の表面照射年代の解析結果
モンテカルロ法によって得られた表面照射年代のヒストグラム。(A) TTG24-BD1。(B)
TTG24-BD2。(C) TTG24-BD3。

d) 流域平均侵食速度の推定

今年度及び昨年度にかけて流域平均侵食速度を見積もるため、河川 R5、R8、R9、R12 から河砂を採取した。時間的な制約により処理・分析が可能な試料数に限りがあり、継承核種量を見積もる際の参考にもなりうることから、年代測定試料を採取した地点近傍の上流域にあたる河川 R5 及び R8 から採取した試料（TTG23-R2 及び TTG24-R5）を計測した。結果、前述のように、STG 露頭や TTG23-BD1 より大きい蓄積量を示した。これは採取した試料の粒径が大きく異なることから、流域での生成・運搬プロセスが異なっているためと考えられる。このことは採取した河砂が土石流などの短時間のイベントによって供給された堆積物ではなく、流域全体から供給された堆積物であることを支持する結果であるといえる。したがって、本試料から見積もられる侵食速度は流域山地斜面の平均的な侵食速度とみなすことができる。

採取した流域については、10 m メッシュの地形データを使用し、流域の平均的な生成速度を算出した（表 11）。（3）式を用いてモンテカルロ法により侵食速度を求めた結果を図 26 に示した。TTG24-R5 で 106 ± 18 mm/kyr、TTG23-R2 で 117 ± 26 mm/kyr が得られた。過年度事業では、筒賀断層沿いの流域において約 130 mm/kyr が得られている（産業技術総合研究所、2022）。誤差範囲を考慮すると、本地域の流域平均侵食速度は 90～140 mm/kyr 程度であることが推定される。

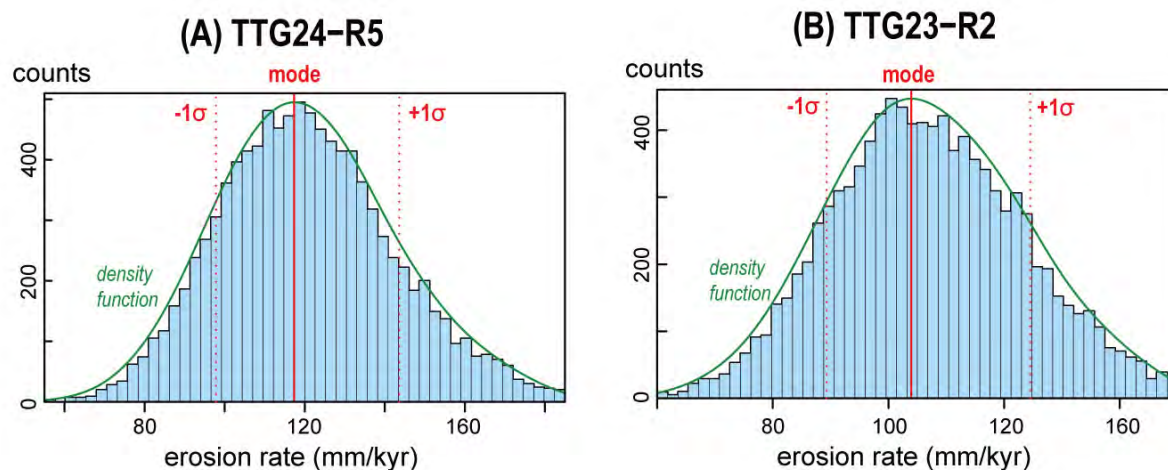


図 26 流域の削剥速度の解析結果

モンテカルロ法によって得られた流域侵食速度のヒストグラム。（A）河川 R5 流域から採取した TTG24-R5 の示す流域侵食速度のヒストグラム。（B）河川 R8 流域から採取した TTG23-R2 の示す流域侵食速度のヒストグラム。

e) 地形学的根拠に基づく横ずれ変位速度の推定

i) 地形面からの推定

河川 R5 の沖積扇状地の地形面の年代が 10.6 ± 1.1 ka と推定された。沖積扇状地を下刻する河川 R5 は断層と交わる箇所、流下方向が南東方向から南方向に変わる（図 27A）。しかし、顕著な屈曲は見られず、横ずれ量の計測は困難である。一方、河川 R5 に隣接する河川 R4 及び R6 には屈曲が認められる（図 27B 及び図 27C）。河川 R4 及び河川 R6 の屈曲は河川の中心軸を基準とするとそれぞれ約 9.3 m と約 5.5 m と見積もられる。河川 R4 沿いの沖積扇状地の形成時期は面の保存状態や河川による下刻の程度から、R5 の沖積扇状地と同時期と推定される。一方、河川 R6 のずれは侵食域の河川に生じたずれであり、屈曲が保存されにくい環境にあることから、河川 R4 より短い期間に蓄積したずれと考えることができる。したがって、 10.6 ± 1.1 ka 以降の横ずれ量は 5.5 m より大きい可能性が高く、9.3 m 程度であることが推定される。この時、右横ずれの平均変位速度は 0.5 m/千年より大きく、1.0 m/千年程度と求められる。

山内・山中（2021）は筒賀断層の平均変位速度として 0.5～0.9 m/千年を報告しており、よく一致した結果である。本調査では、新しい年代測定手法として表面照射年代測定の適用を試みたが、従来手法により得られた結果と遜色ない精度で平均変位速度が推定できたことから、活断層評価に用いる年代測定手法として有用であるといえる。

ii) 流域開析量からの推定

安芸太田町上殿地区から下殿河内地区周辺における筒賀断層沿いの横ずれ変位地形の特徴として、南東側に定高性のある丘陵が形成されている点が挙げられる（図 3）。尾根 RD3 と尾根 RD4、尾根 RD5 と尾根 RD6 のような対となる尾根はそれぞれ並列してほぼ同じ標高分布を示すとともに、ほぼ同じ横ずれ量を示す（図 14）。これは、それらのペアがほぼ同時期に丘陵化しはじめたことで、同程度の屈曲が蓄積されたことを示唆する。したがって、それらの丘陵化しはじめた年代が分かれば、長期的な平均変位速度の推定が可能となる。丘陵化に伴って尾根に挟まれた領域の物質が侵食によって取り除かれていったと考え、尾根に挟まれた流域の開析量は地形から見積もることが可能であるため、侵食速度が得られれば、大まかにではあるが、形成年代を求めることができる。

尾根 RD3 と尾根 RD4 は、尾根 RD5 と尾根 RD6 と比較すると屈曲が見積もりやすく、屈曲量も 55～60 m と同程度である。したがって、尾根 RD3 と RD4 とそれに挟まれた流域を対象とし、形成年代の推定を試みる。尾根 RD3 と尾根 RD4 の高度は現在の沖積面と同じ傾向で河川側に高度を減ずる（図 27D）。尾根に沿うような地形面を作成し、開析量を求めた。開析量を流域面積で割ったときの単位面積当たりの平均開析量は約 21 m と求められた。宇宙線生成核種の分析により本地域の流域平均侵食速度として 90～140 mm/kyr が得られていることから、形成年代は、0.15～0.23 Ma と推定される。尾根 RD3 と尾根 RD4 の横ずれ量（55～60 m 程度）から、平均変位速度は 0.2～0.4 m/千年と求められる。

これは表面照射年代から推定された値や山内・山中（2021）によって報告された値と比較すると小さい。この見積もりでは、流域平均侵食速度が丘陵の形成以降、一定であると仮定した。しかし、宇宙線生成核種によって推定された流域平均侵食速度は、数千～数万年オーダーの平均的な値を示すにすぎず、それ以前の侵食速度は反映していない。気候変動によって流域平均侵食速度は変化しうることから、丘陵の形成後、侵食速度が現在よりも大きい時期があれば、今回の想定より早く侵食がすすんでいたことになるため、丘陵の形成時期はより新しくなる。この時、平均変位速度は求められた値より大きくなると考えられる。実際に平均変位速度の時間変化が生じている可能性は否定できないが、侵食速度の推定には不確定要素が多いことから、それによる影響が大きいと考えられる。長期（十数万年オーダー）の侵食速度の変化が見積もれば、より正確な値が得られることが期待される。

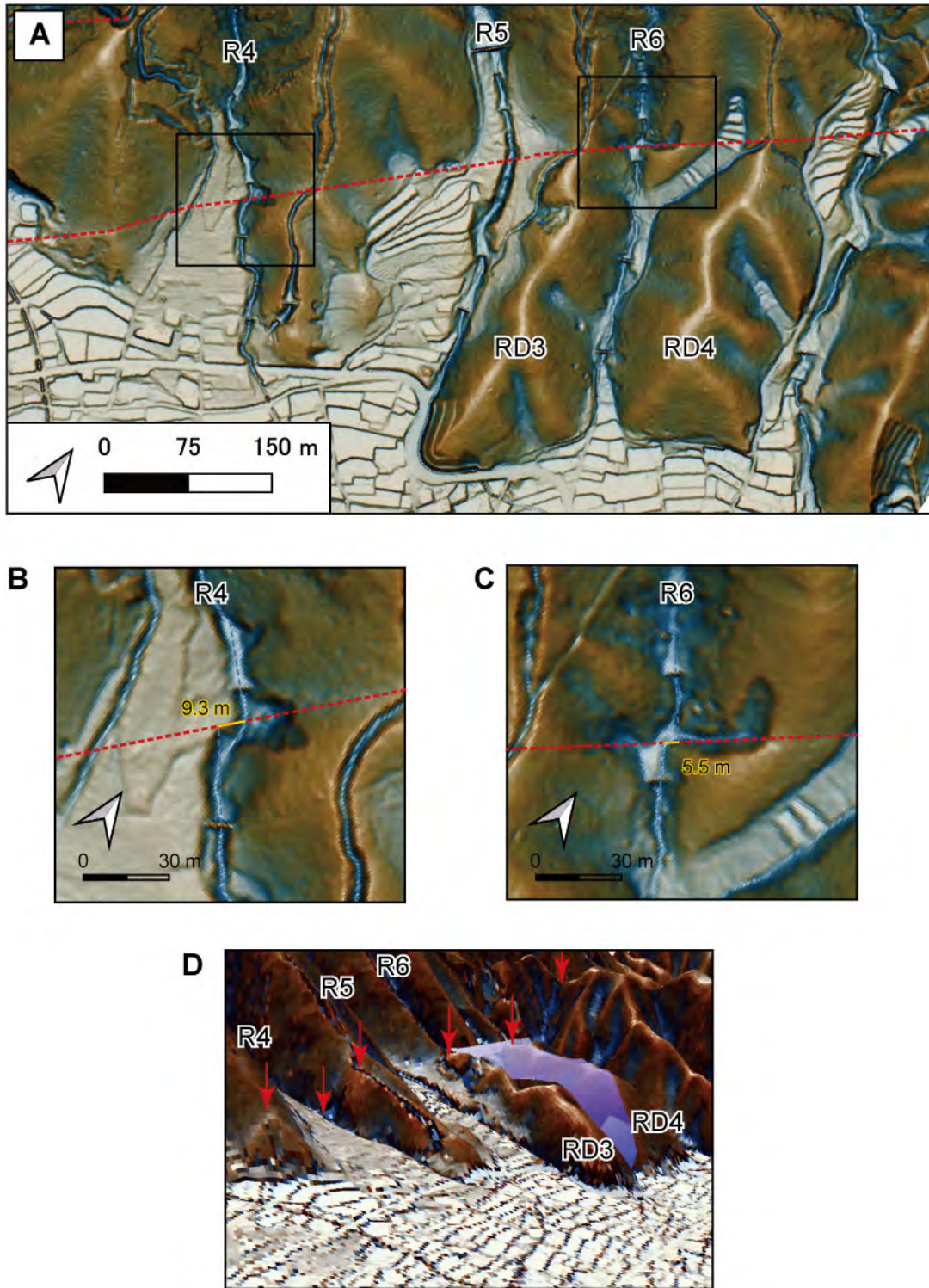


図 27 横ずれ変位量の見積もり

(A) 河川 R4、河川 R5、河川 R6 及び尾根 RD3、尾根 RD4 周辺の陰陽図。(B) 河川 R4 の右横ずれ。(C) 河川 R6 の右横ずれ。(D) 図 A 付近の鳥観図。鉛直誇張 2 倍。赤矢印は断層の位置を示す。青色のエリアは尾根 RD3 及び尾根 RD4 に挟まれた流域を示す。

f) 屈曲率を用いた横ずれ変位速度の推定

産業技術総合研究所（2022）では、筒賀断層における屈曲率（ α ）として 0.04～0.08 を報告した。流域平均侵食速度を考慮しない場合、地福断層から推定された $S = (2\sim 5)\alpha$ の関係式を用いると、横ずれ成分の平均変位速度は（4）式によって 0.08～0.4 m/千年と求められた（産業技術総合研究所，2022）。

本調査では、流域平均侵食速度として 90～140 mm/ky が得られた。（5）式に当てはめると、筒賀断層における屈曲率（ α ）を 0.04～0.08、集福寺断層から得られた k' の値を 0.014～0.049 としたとき（産業技術総合研究所，2022）、横ずれ成分の平均変位速度は 0.05～0.55 m/千年と求められる。

屈曲率から推定された値は、表面照射年代から推定された値や山内・山中（2021）によって報告された値と比較すると小さい。しかし、流域開析量からの推定値 0.2～0.4 m/千年を含む値である。屈曲率を用いた推定の場合、流域開析量からの推定よりもさらに長期的な平均値を示すと考えられることから、平均変位速度の時間変化を反映している可能性が考えられる。その場合、最近数万年間で活動が活発化していることを意味する。

一方、屈曲率を用いた横ずれ変位速度の推定は、流域開析量からの推定同様多くの仮定を含んでいることから、用いたパラメータの精度が不足している可能性もまた考えられる。 k' は集福寺断層のみから推定された値に過ぎないため、中国地域に分布する横ずれ断層に対して代表値として用いることに対しては検討の余地がある。例えば、筒賀断層の平均変位速度を 0.5～0.9 m/千年としたとき、 k' は 0.04～0.3 となり、集福寺断層から得られた k' の値（0.014～0.049）とは異なる。本手法を一般化するにはより多くの事例の収集・蓄積が必要である。

4) 結論並びに今後の課題

新しい活断層評価手法の検討のため、従来手法によって平均変位速度が報告されており、表面照射年代測定に適した花崗岩が分布する筒賀断層を対象として、令和5年度から令和6年度にかけて平均横ずれ変位速度の推定を試みた。

令和5年度は、広島県山県郡安芸太田町下殿河内及び上殿地区を対象に航空レーザー測量を実施した。得られた詳細地形データから、筒賀断層の詳細なトレースが明らかとなり、沖積面を下刻する河川のずれとして右横ずれ約 5.5 m、最大のずれ量として約 130 m が判読された。沖積面の離水年代を推定するため、面上に露出した巨礫を対象に試料採取を行った。また、継承核種量の見積りと流域平均侵食速度推定を目的とした試料を、断層を横切る河川と山地斜面から採取した。

令和6年度に試料の調整と分析を実施した結果、下殿河内地区江河内で採取した巨礫、稜線付近の深度別試料の示す宇宙線生成核種蓄積量がほぼ同じ値を示しており、継承核種量が精度よく見積もられた。上殿地区長田から採取された巨礫に対し、得られた継承核種量を適用した結果、露出年代が 10.6 ± 1.1 ka と求められた。沖積扇状地を下刻する河川のずれと形成年代から、

平均変位速度は約 0.5～1.0 m/千年と求められた。山内・山中（2021）において報告された値とよく一致しており、航空レーザー測量による詳細な地形の把握と表面照射年代測定により、従来手法と遜色ない精度での活動性推定が可能であることが確認された。

一方、流域平均侵食速度と開析量から推定されるより長期的な横ずれ変位量はやや不確定性はあるものの、0.2～0.4 m/千年と推定された。流域平均侵食速度を考慮した場合の屈曲率を用いた横ずれ変位速度の推定を実施した結果、0.05～0.55 m/千年と、いずれも変位地形から推定した結果より小さい値を示した。これらの値は仮定を多く含むことから、本手法を一般化するにはより多くの事例の収集・蓄積が必要である。

(e) 引用文献

- Balco, G., Stone, J. O., Lifton N. A., and Dunai, T. J., A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements, *Quat. Geochronol.*, 3, 174-195, 2008.
- Borchers, B., Marrero, S., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B., Lifton, N., Nishiizumi, K., Phillips, F., Schaefer J., and Stone, J., Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project, *Quat. Geochronol.*, 31, 188-198, 2016.
- Braucher, R., Brown, E. T., Bourlès, D. L., and Colin, F., In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 211, 251-258, 2003.
- Gosse, J. C. and F. M. Phillips, Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application, *Quat. Sci. Rev.*, 20, 1475-1560, 2001.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高編、2018、活断層詳細デジタルマップ 東京大学出版会 154p
- 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.
- 加計町編, 「加計町史 地誌編」, 加計町, 628p, 1997.
- Kohl, C. and Nishiizumi, K., Chemical isolation of quartz for measurement of insitu-produced cosmogenic nuclides, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 3583-3587, 1992.
- Lal, D., Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 424-439, 1991.
- 松田時彦, 跡津川断層の横ずれ変位, *地震研究所集報*, 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.
- 松四雄騎・若狭 幸・松崎浩之・松倉公憲, 宇宙線生成核種 ^{10}Be および ^{26}Al のプロセス地形学的応用, *地形*, 28 (2), 87-107, 2007.
- 中田 高・今泉俊文編、2002、活断層詳細デジタルマップ 東京大学出版会 60p
- Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southon J.R., Finkel, R.C. and McAninch, J., Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards: Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, 258, 403-413, 2007.
- 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.

Yokoyama, Y., Yamane, M., Nakamura, A., Miyairi, Y., Horiuchi, K., Aze, T., Matsuzaki, H., Shirahama, Y., and Ando, Y., In-situ and meteoric ^{10}Be and ^{26}Al measurements: improved preparation and application at the University of Tokyo. NIMB, 455, 260-264, 2019.

3. 8 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	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した。弥栄断層の北半部において航空レーザー測量を実施し、デジタル標高モデルを作成した。デジタル標高モデルを用いて作成した地形陰影図等を用いて、断層変位地形及び次年度に実施する活断層調査の実施地点の検討を行った。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て係数 k の値を決定し、弥栄断層の平均変位速度を検討した。

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。これらの成果を取りまとめて、弥栄断層の断層活動履歴と平均変位速度を明らかにした。

3) 令和 6 年度

なし

(2) 令和6年度の成果

なし

(3) 令和4～6年度の成果

(a) 業務の要約

弥栄断層は、島根県西部に位置する北東－南西走向で長さ約 53 km の右横ずれ断層である（図 1；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2016b）。令和 4 年度に、この活断層及び地形・地質に関する既往研究を収集し、弥栄断層に関するこれまでの研究成果を整理した。令和 4 年度に、弥栄断層の北半部において航空レーザー測量を実施し、デジタル標高モデルを作成した。令和 5 年度に、南半分における既存のデジタル標高モデルを入手し、弥栄断層全体のデジタル標高モデルを構築した。令和 4 年度に、航空レーザー測量によって得られたデジタル標高モデルを用いて、断層変位地形の分布と形態の検討ならびにトレンチ調査の実施地点の検討を行った。令和 5 年度にトレンチ調査を実施して、弥栄断層の活動時期について検討した。また、令和 4 年度には、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て係数 k の値を決定し、弥栄断層の平均変位速度を検討した。

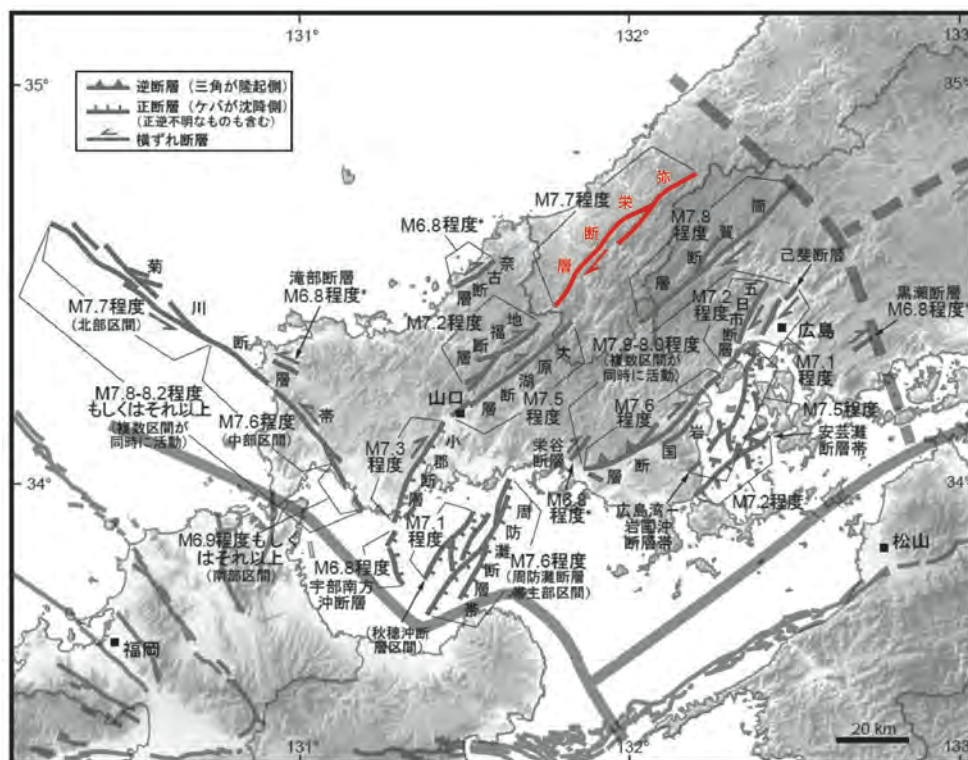


図1 弥栄断層の位置（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2016b を編集）
弥栄断層の位置を赤線で示した。

(b) 業務の実施方法

1) 既往研究の整理

令和4年度に、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。

2) 航空レーザー測量

令和4年度に、弥栄断層の北半部において、航空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) 調査候補地の検討

令和4年度に、航空レーザー測量の結果及び現地踏査の結果に基づき、次年度に実施する活断層調査の実施地点の検討を行う。

4) トレンチ調査

令和5年度に、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。

5) 年代測定

令和5年度に、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。

6) 断層活動時期の検討

令和5年度に実施する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。

7) 水系屈曲率の計測と横ずれ平均変位速度の検討

弥栄断層によって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て係数 k の値を決定し、弥栄断層の平均変位速度を検討する。

(c) 業務の成果

1) 既往研究の整理

令和4年度に、弥栄断層及び水系の屈曲量と上流の長さに基づく平均変位速度の推定に関する文献を収集し、既往研究の整理を行った。

a) 弥栄断層に関する既往研究

弥栄断層周辺においては、活断層研究会編(1980, 1991)の「浜田」から「広島」にかけて、確実度Ⅱ～Ⅲの活断層(弥畝山西)が図示されていた。この文献の記載には、活断層の長さが「約8 km 以上」と記されているが、地図上の計測では約16 km に及ぶ。断層北部の確実度Ⅱの区間では北西側上りの上下変位が図示されており、断層形態は山地

斜面における逆向き断層崖と記されているが、変位量等の情報については記されていない。その後、中田・今泉編（2002）が、長さ約 50 km の弥栄断層帯を記載した。金折・遠田（2007）は、中国地方西部に認められる山口-出雲地震帯と活断層の関係について論じ、その中で全長 47 km に及ぶ弥畝山西断層系（弥畝山西断層・都茂断層・日原断層・青野山北西断層・徳佐-地福断層・迫田-生雲断層）の分布とその特徴を示した。田力・他（2012）は詳細な空中写真判読の結果に基づき、長さ 55 km の弥栄断層帯における断層変位地形の特徴を明らかにした。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2016a, b）は、弥栄断層について、長さが約 53 km で、右横ずれを主体とする断層であるとした。また、弥栄断層の過去の断層活動について、トレンチ調査結果（古松，2010）に基づいて最新活動時期が「約 1 万 1 千年前以後、約 3 百年前以前」であると評価し、平均変位速度（右ずれ成分）が「0.4-1.2 m/千年程度」、平均活動間隔は「約 4 千年-1 万 3 千年」の可能性があると述べている。しかし、過去の活動に関する信頼性の高いデータがほとんど得られていないため、地震発生確率は評価されていない。

b) 水系の屈曲量と上流の長さに基づく平均変位速度の推定に関する既往研究

松田（1966）は、中部地方の跡津川断層の横ずれに関する研究の中で、断層沿いの谷の屈曲量とその谷の断層線から上流の長さ（谷頭までの距離）との関係について、上流の長い川ほど概して屈曲量が多いことを指摘した。この考えは、その後、中央構造線活断層系（岡田，1970；後藤，1996）、三浦半島活断層群・丹那断層・山崎断層（安藤，1972）、三峠断層系（植村，1988）、淡路島北部の活断層（吾妻，1997）、六甲断層系（丸山・他，1997；Maruyama and Lin，2000）、有馬高槻構造線活断層系（Maruyama and Lin，2002）などの横ずれ断層で検証されてきた。その結果、断層による水系の屈曲量（ D ）と断層よりも上流側の水系の長さ（ L ）によって表される屈曲率 α （ $= D/L$ ）と平均変位速度（ S ）との間に相関関係 $S = k \cdot \alpha$ があることが示された。この関係について、松田（1975）は S は α の値と比べて 1 桁大きくなることから「 $S = 10\alpha$ 」を提唱した。その後、植村（1988）は京都北部の活断層においては「 $S = (1 \sim 5)\alpha$ 」となることを、吾妻（1997）は淡路島北部の活断層においては「 $S = (5 \sim 7)\alpha$ 」となることを示した。このように、平均変位速度（ S ）と屈曲率（ α ）の関係における係数 k の値には地域差がみられ、その大きな要因は地域による侵食速度の差異であることが指摘されている。産業技術総合研究所（2021）は、中国地方の横ずれ断層（五日市断層、筒賀断層、地福断層、大原湖断層）について検討し、上流部が侵食小起伏面に達している水系のみを検討対象とする方法を提案するとともに、地福断層における平均変位速度（ S ）と屈曲率（ α ）の関係に基づいて中国地方における地域における係数 k の値を $k = 2 \sim 5$ と算出し、この値に基づいて他の横ずれ断層の平均変位速度（横ずれ成分）を推定した。

2) 航空レーザー測量

弥栄断層の詳細な断層変位地形を検討するため、令和 4 年度に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した。令和 5 年度には南半部のデジタル標高データを入手し、弥栄断層全体のデジタル標高モデルを構築した。

弥栄断層周辺については、北半部においては未計測の地域が多く残されていたため、

北半部で航空レーザー測量を実施した。地形計測及びモデル作成を実施したのは、弥栄断層に沿った約 72 km²（北東-南西方向：約 16 km、北西-南東方向：約 4.5 km）の範囲である（図 2）。レーザー測量の機材には、Teledyne Geospatial 社の Galaxy2000（Maximum Pulse Rate 200 kHz）を用いた。計測は 2022 年 12 月に実施した。今回実施した航空レーザー測量の航跡図を図 3 に、航空レーザー測量の計測諸元を表 1 に、それぞれ示す。

精度検証は、垂直方向については調整用基準点を用いて実施した（較差の平均 25 cm 以内）。水平方向については、建物の四隅の実測から算出した重心位置と航空レーザー測量から算出した建物の重心位置の比較に基づいて検証した（3 地点で実施し、いずれも 20 cm 以下）。

精度検証が終了したデータに基づき、オリジナルデータを作成した。オリジナルデータから建物、樹木等の地表を遮蔽するデータを除去（フィルタリング処理）して地表面の計測データ（グラウンドデータ）を作成した。メッシュデータは、グラウンドデータから内挿補完により作成した。標高値の内挿方法は TIN（線形補完）を用いて、1 m 間隔のメッシュデータ（デジタル標高モデル）を作成した。

作成されたデジタル標高モデルを用いて、等高線図や地形陰影図（図 4）を作成し、作成されたデータに問題がないことを確認した。

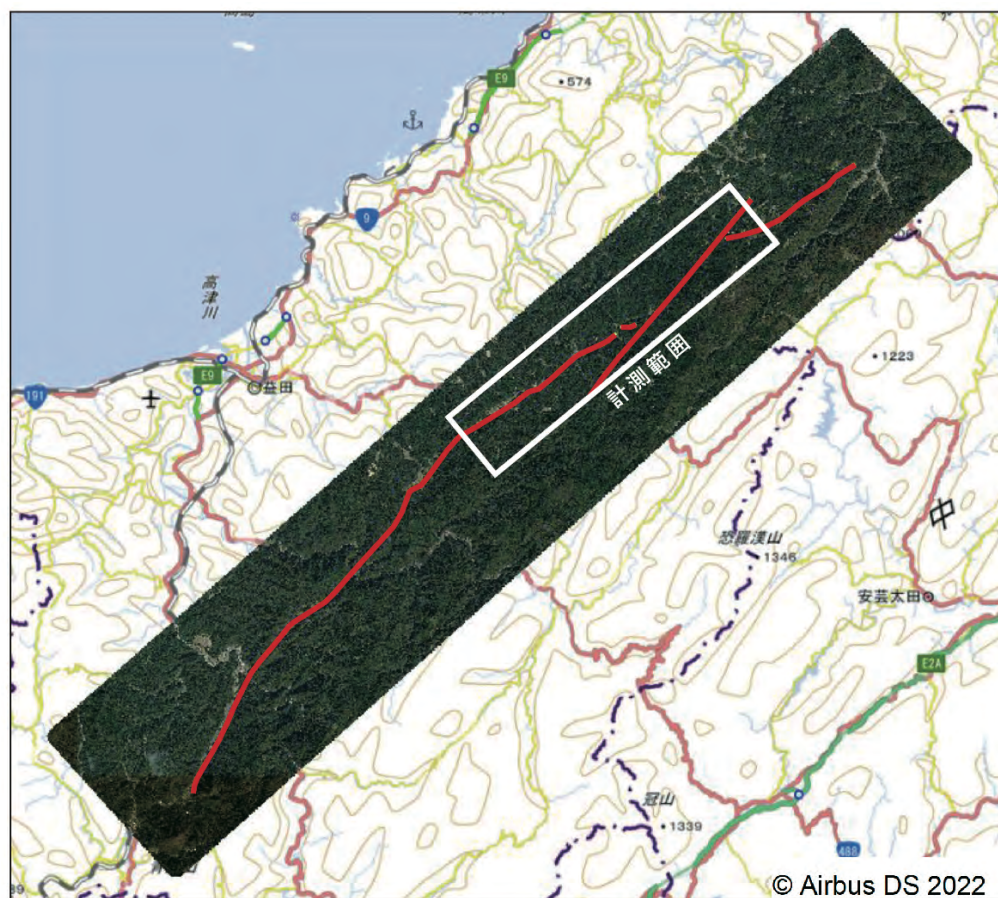


図 2 弥栄断層において航空レーザー測量を実施した範囲

赤線は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2016a）による弥栄断層の位置を示す。

表 1 弥栄断層で実施した航空レーザー測量の計測諸元一覧表

項目	パラメータ設定値
対地高度	600 m
海拔高度	750～1000 m
飛行速度	50 m/s
コース数	15
計測延長	305 km
コース間重複	50 %
パルスレート	100 kHz
スキャン角	60°
ビーム径	0.14 m
パルスモード	波形記録方式
平均計測密度（進行方向）	0.56 m
平均計測密度（進行直交方向）	0.63 m
点密度	2.83 点/m ²

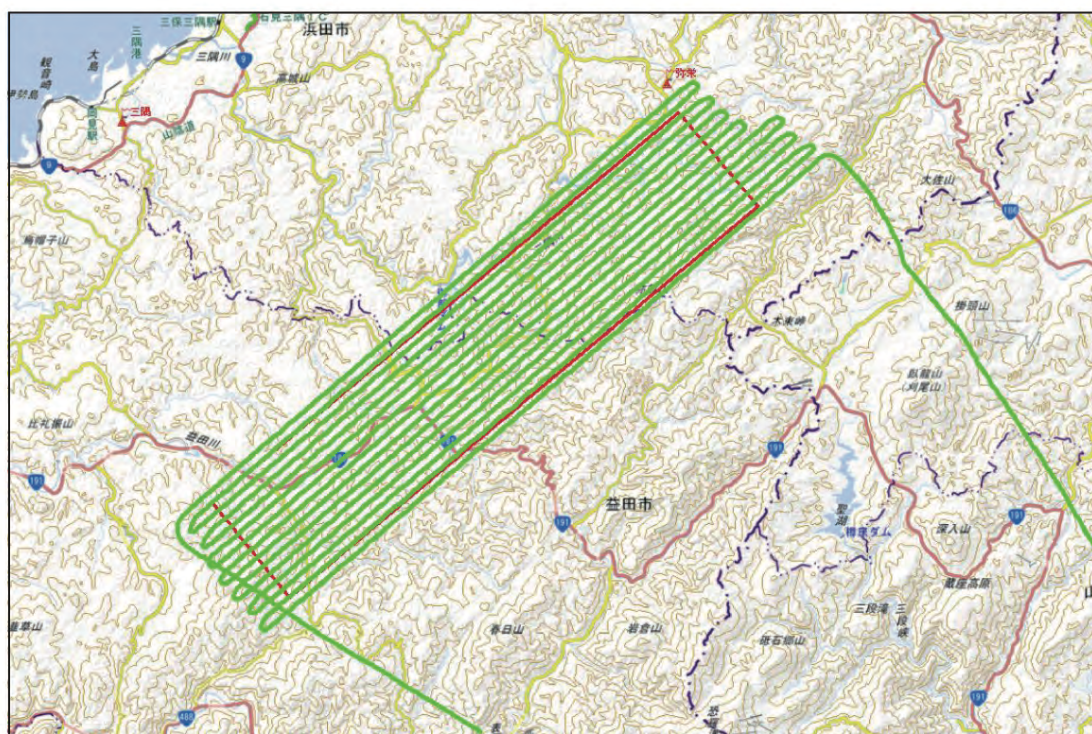


図 3 弥栄断層で実施した航空レーザー測量の航跡図
 背景地図には「地理院地図」の標準地図を用いた。
 赤線の矩形はデジタル標高モデルを作成した範囲を示す。

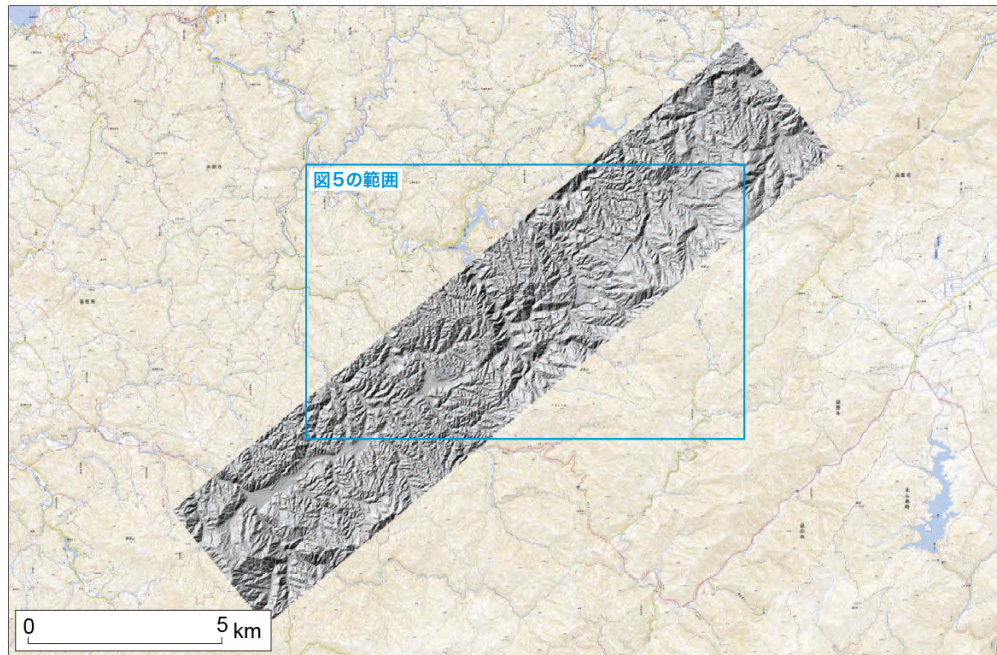


図 4 弥栄断層の北半部で作成したデジタル標高モデルによる地形陰影図
背景地図には「地理院地図」の標準地図を用いた。
青線の矩形は図 5 の範囲を示す。

3) 調査候補地の検討

作成された詳細な地形陰影図や等高線図を用いて弥栄断層の断層変位地形を確認するとともに、次年度に活動履歴解明のための調査を実施する地点の検討を行った。その結果、今回の調査で航空レーザー測量を実施した範囲において5箇所の調査候補地を抽出した(図5)。調査候補地は、北東から南西に向かって順に、程原地点(調査候補地1)、田野原地点(調査候補地2)、板井川地点(調査候補地3)、宇津川地点(調査候補地4)、丸茂地点(調査候補地5)である。調査候補地1と2は浜田市内に、その他の調査候補地は益田市内に位置する。

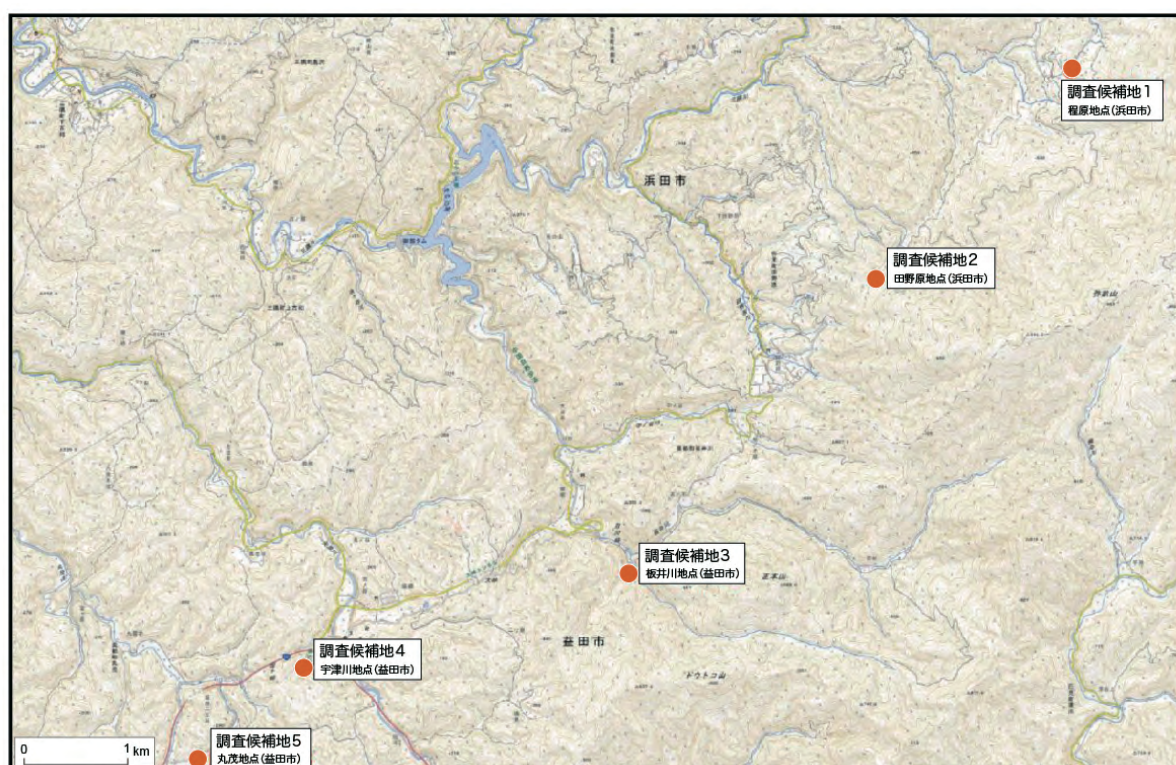


図5 弥栄断層の北半部で抽出した調査候補地の位置図
背景地図には「地理院地図」の標準地図を用いた。

a) 調査候補地 1（程原）

調査候補地 1 は、浜田市程原地区である。この地点では南側の山地斜面から流れ下る谷が逆向き断層崖によって流路を北東へと向きを変えている（図 6）。流路に沿った土地が圃場整備されていないため、表層付近まで地層が保存されている可能性が高い。調査候補地の南西側は断層が丘陵を横切って鞍部を形成しており、断層の通過位置を限定しやすいことも条件として好ましい。一方、掘削地点までのアクセスについて、途中、道幅が狭い道路が所々にあるため、大型重機の搬入が可能かどうか事前に確認する必要がある。

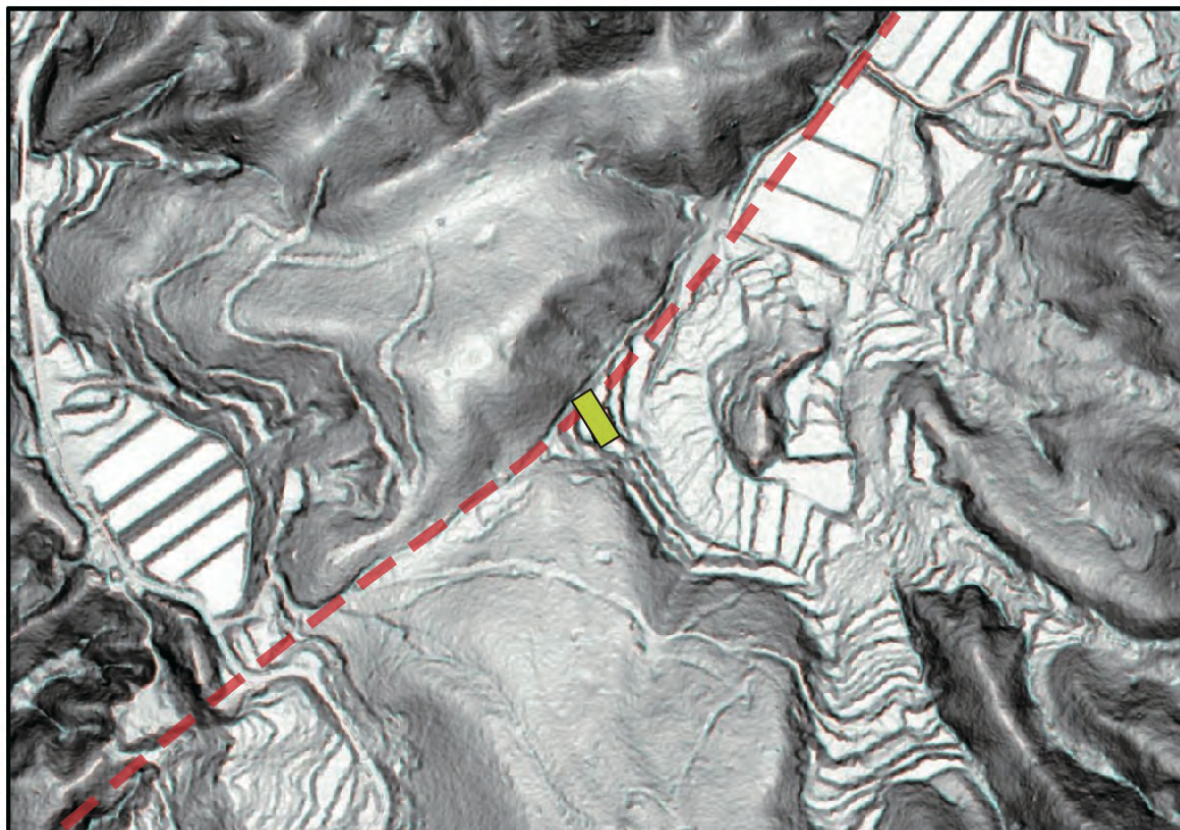


図 6 弥栄断層程原地区付近の地形陰影図と調査候補地 1 の位置
地形陰影図は、今回実施した航空レーザー測量による計測データを用いて作成した。赤破線は、活断層が通過すると想定される位置を示す。黄緑色の四角は、この地区でトレンチ調査を実施する候補地点を示す。

b) 調査候補地 2（田野原）

調査候補地 2 は、浜田市田野原地区である。この地点では南東から北西に向かって傾き下がる山地斜面の途中に逆向き断層崖が形成されている。断層崖に沿って谷地形が形成され（図 7）、谷底には堰き止めによって湿地が形成されており、炭化物を多く含む細粒な堆積物が分布していることが予想される。山間部に位置しているため、人工改変が少なく、表層付近まで地層が保存されている可能性が高い。調査候補地の南西側は断層が丘陵を横切って鞍部を形成しており、断層の通過位置を限定しやすいことも条件として好ましい。一方、掘削地点までのアクセスについて、途中から未舗装の林道に入る必要があり、大型重機の搬入が可能かどうか事前に確認する必要がある。

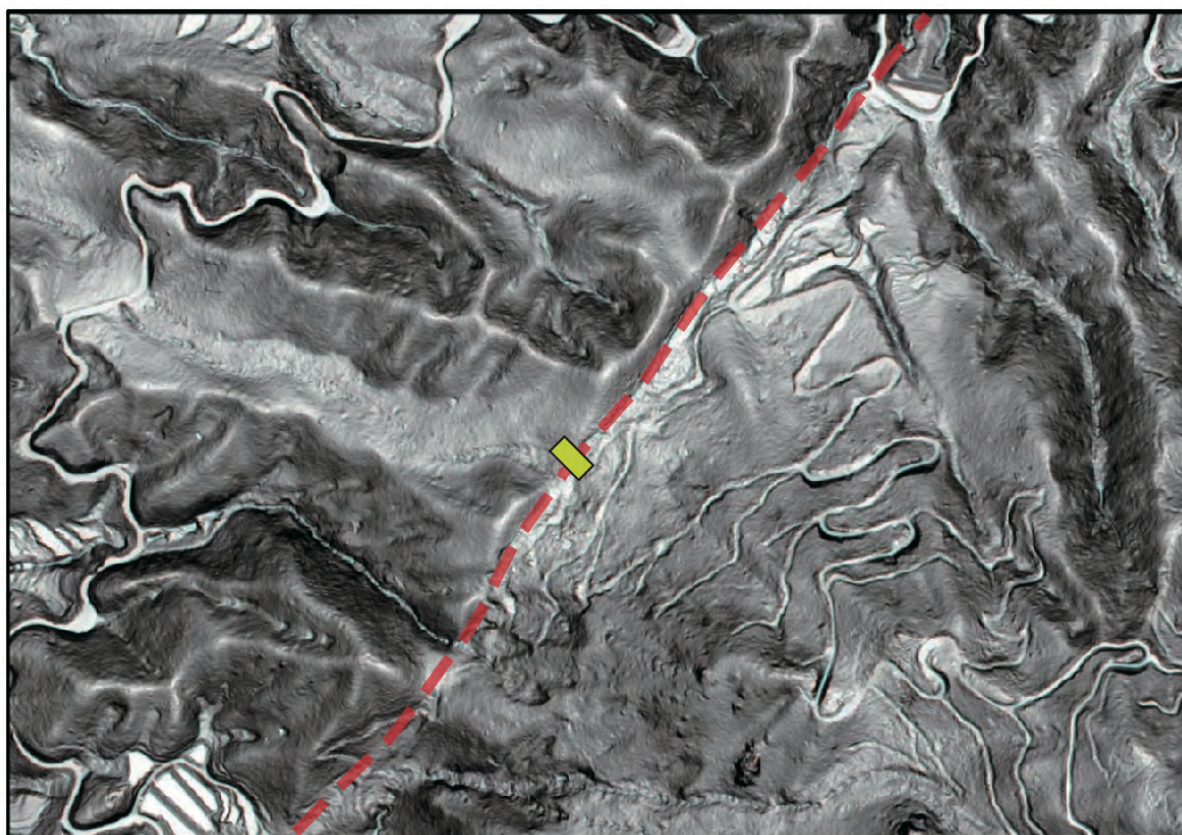


図 7 弥栄断層田野原地区付近の地形陰影図と調査候補地 2 の位置
地形陰影図は、今回実施した航空レーザー測量による計測データを用いて作成した。赤破線は、活断層が通過すると想定される位置を示す。黄緑色の四角は、この地区でトレンチ調査を実施する候補地点を示す。

c) 調査候補地 3（板井川）

調査候補地 3 は、益田市板井川地区である。この地点は南東から北西に向かって流れる谷と、断層に沿って南西から北東に流れる谷の合流点に位置する（図 8）。この合流点には段丘面が形成されており、この段丘面を構成する堆積物と断層構造との関係を掘削調査によって確認できることが期待される。また、この地点付近における弥栄断層の活断層トレースは、地質図に示されている地質断層（弥畝山西断層）と一致することから、周辺の地質情報に基づいて活断層が通過する位置を絞り込むことができる可能性がある。一方、段丘面は既に圃場整備が行われており、地表付近の地層が改変されている可能性が高い。

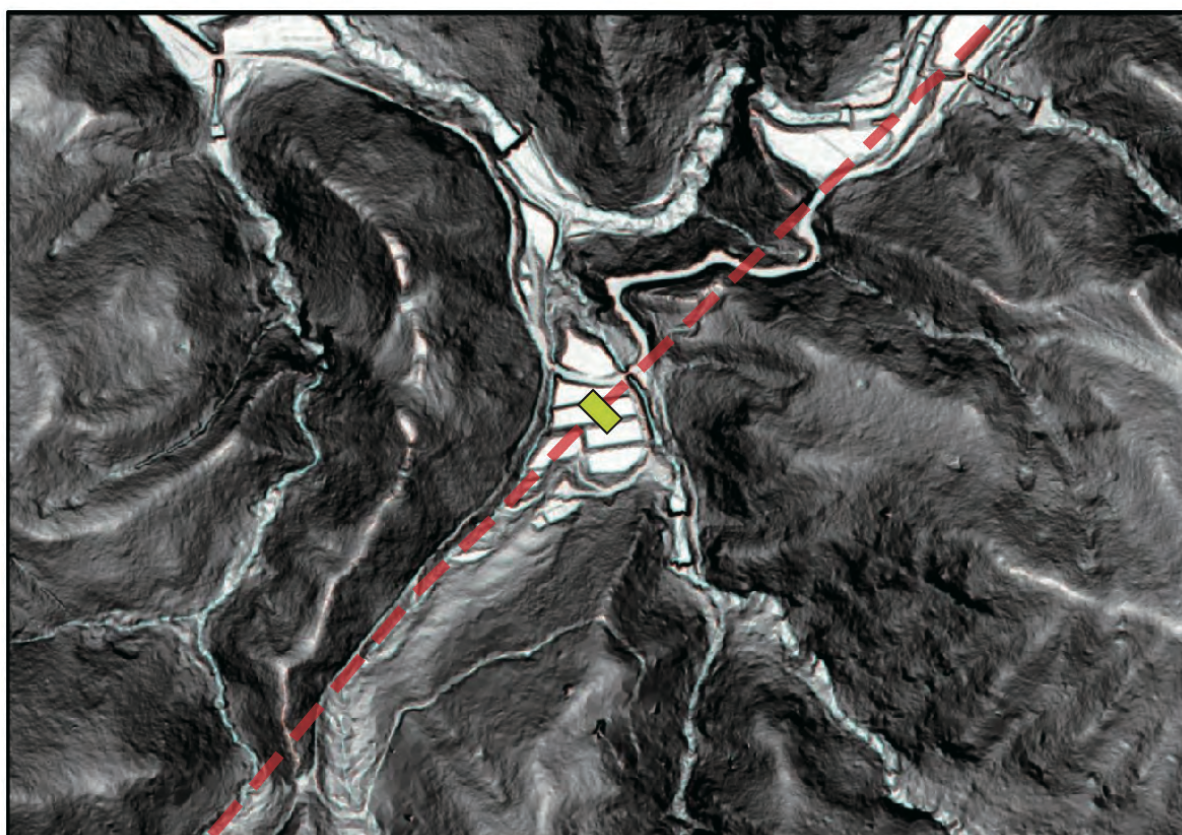


図 8 弥栄断層板井川地区付近の地形陰影図と調査候補地 3 の位置
地形陰影図は、今回実施した航空レーザー測量による計測データを用いて作成した。赤破線は、活断層が通過すると想定される位置を示す。黄緑色の四角は、この地区でトレンチ調査を実施する候補地点を示す。

d) 調査候補地 4（宇津川）

調査候補地 4 は、益田市宇津川地区である。この地点では断層に沿って北東-南西方向の直線的な谷地形がみられる（図 9）。この谷が屈曲する地点付近には孤立丘（閉塞丘）状の尾根地形と上流部が失われた谷地形が分布する。主要な道路からのアクセスがよく、大型重機や資材を搬入するには都合が良い場所である。一方、直線的な谷の谷底は人工改変が進んでおり、地表付近の地層が失われている可能性が高い。

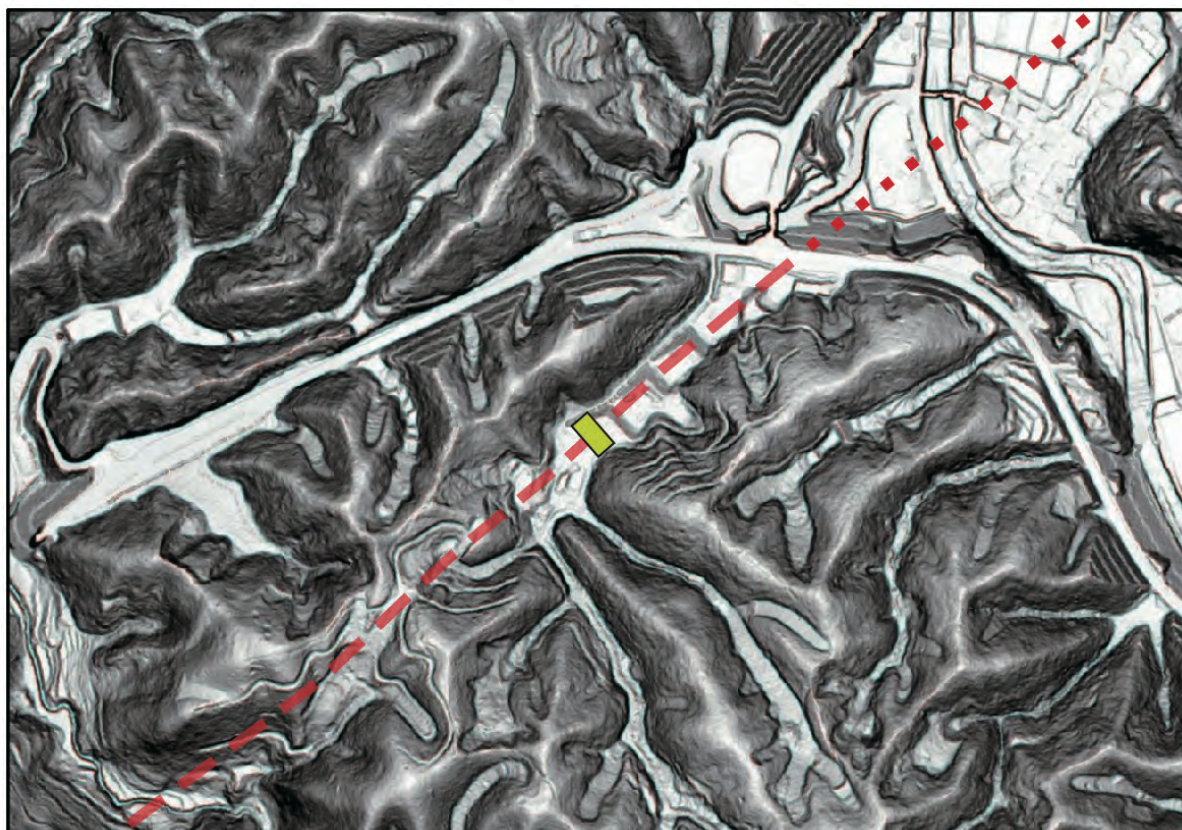


図 9 弥栄断層宇津川地区付近の地形陰影図と調査候補地 4 の位置
地形陰影図は、今回実施した航空レーザー測量による計測データを用いて作成した。赤破線は、活断層が通過すると想定される位置を示す。黄緑色の四角は、この地区でトレンチ調査を実施する候補地点を示す。

e) 調査候補地 5（丸茂）

調査候補地 5 は、益田市丸茂地区である。この地点では断層に沿って北東-南西方向の直線的な谷地形がみられる（図 10）。谷地形の南西側は上流が失われた載頭谷となっている。この谷が屈曲する地点付近には孤立丘（閉塞丘）状の尾根地形と上流部が失われた谷地形が分布する。水系の屈曲や段丘面の変形といった最近の断層活動を示唆する断層変位地形は認められない。主要な道路からのアクセスがよく、大型重機や資材を搬入するには都合が良い場所である。一方、人工改変が進んでおり、地表付近の地層が失われている可能性が高い。また、南西側には新期の堆積物で埋められた盆地が広がっており、活断層の通過位置を特定するのが困難な場所であるため、トレンチを掘削する前にボーリング調査を実施して断層の通過位置を確認する必要がある。



図 10 弥栄断層丸茂地区付近の地形陰影図と調査候補地 5 の位置
地形陰影図は、今回実施した航空レーザー測量による計測データを用いて作成した。赤破線は、活断層が通過すると想定される位置を示す。黄緑色の四角は、この地区でトレンチ調査を実施する候補地点を示す。

4) トレンチ調査

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 11）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 12）。

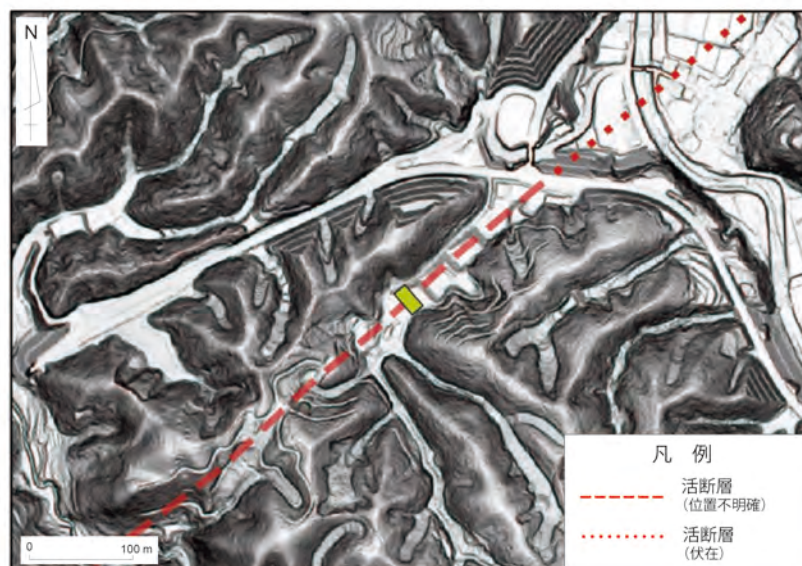


図 11 トレンチ調査掘削予定地点（益田市美都町仁川）周辺の地形



図 3 ピット配置図

以下に、ピット A、B、C の順に観察結果を記載する。

【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 13 に、スケッチと年代測定結果を図 14 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、年代測定を行った。



図 13 ピット A（南西壁面）の壁面写真

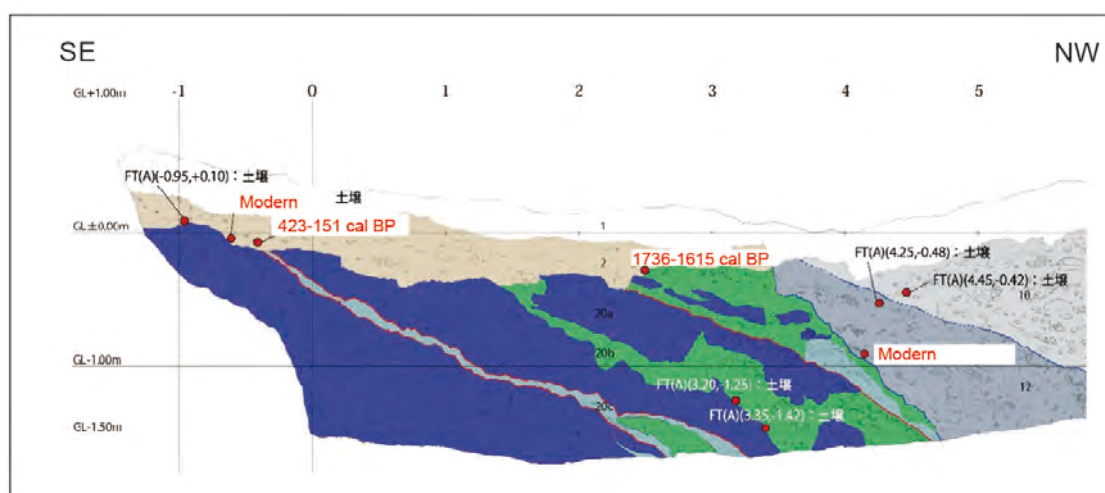


図 14 ピット A（南西壁面）のスケッチと年代測定結果

【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 15 に、スケッチを図 16 に示す。年代測定を行うための試料は採取しなかった。

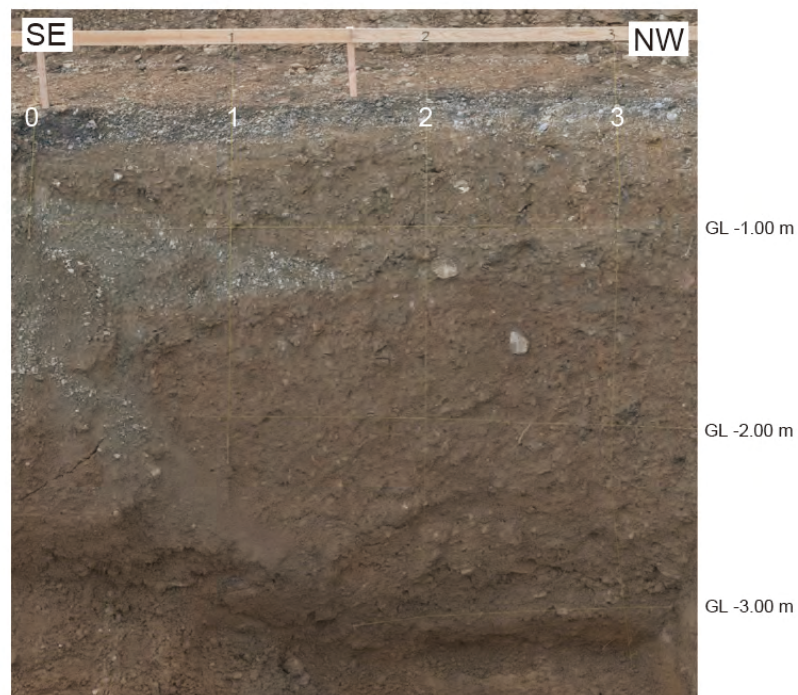


図 15 ピット B（南西壁面）の壁面写真

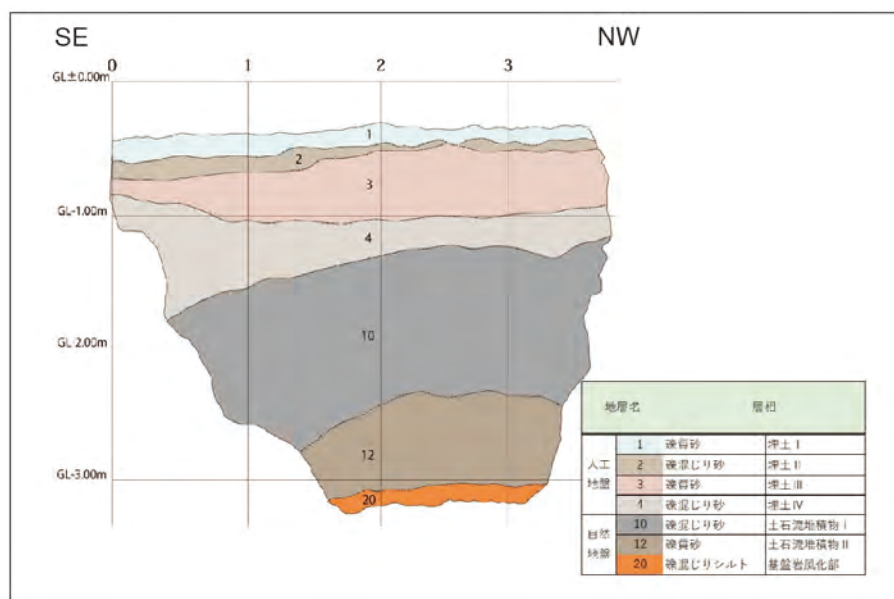


図 16 ピット B（南西壁面）のスケッチ

【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。観察を行った南西壁面の写真を図 17 に、スケッチと年代測定結果を図 18 に示す。



図 17 ピット C（南西壁面）の壁面写真

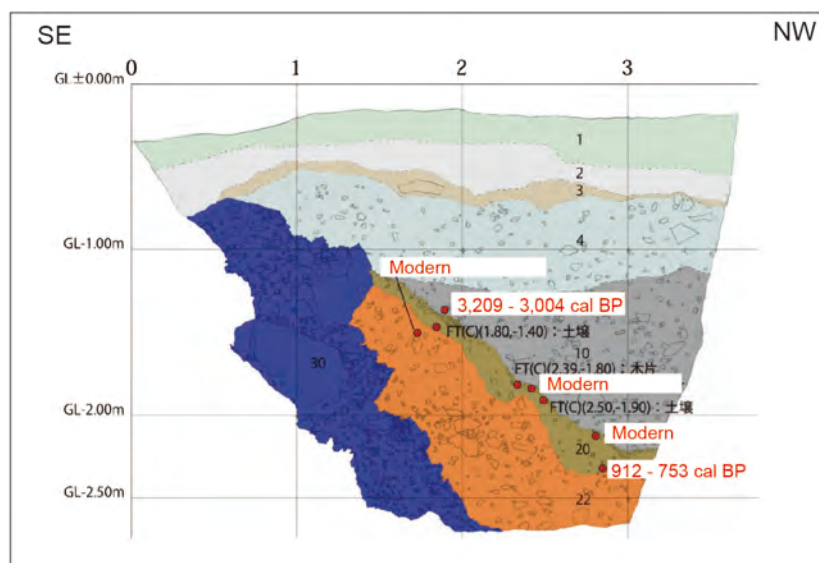


図 18 ピット C（南西壁面）のスケッチと年代測定結果

5) 年代測定

令和 5 年度に掘削したピット 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。

6) 断層活動時期の検討

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。

7) 水系の屈曲率に基づく横ずれ平均変位速度の検討

弥栄断層周辺の地形解析を行い、断層運動によって屈曲した水系を抽出し、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) を算出した後、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した。

弥栄断層及びそこから分岐した活断層による右横ずれの変位を受けた 42 の水系を抽出し、その屈曲量 (m) と断層よりも上流側の水系の長さ (m) を計測した。産業技術総合研究所 (2021) の手法に従い、上流部が侵食小起伏面に達している水系のみを対象にしようとしたが、該当する水系がほとんど無いため、右横ずれ変位を認めることができた水系を全て取り上げた。計測した地点及び計測した結果を、図 19 と表 3 に示す。また、水系の屈曲量と上流の長さの関係を示したグラフを図 20 に示す。

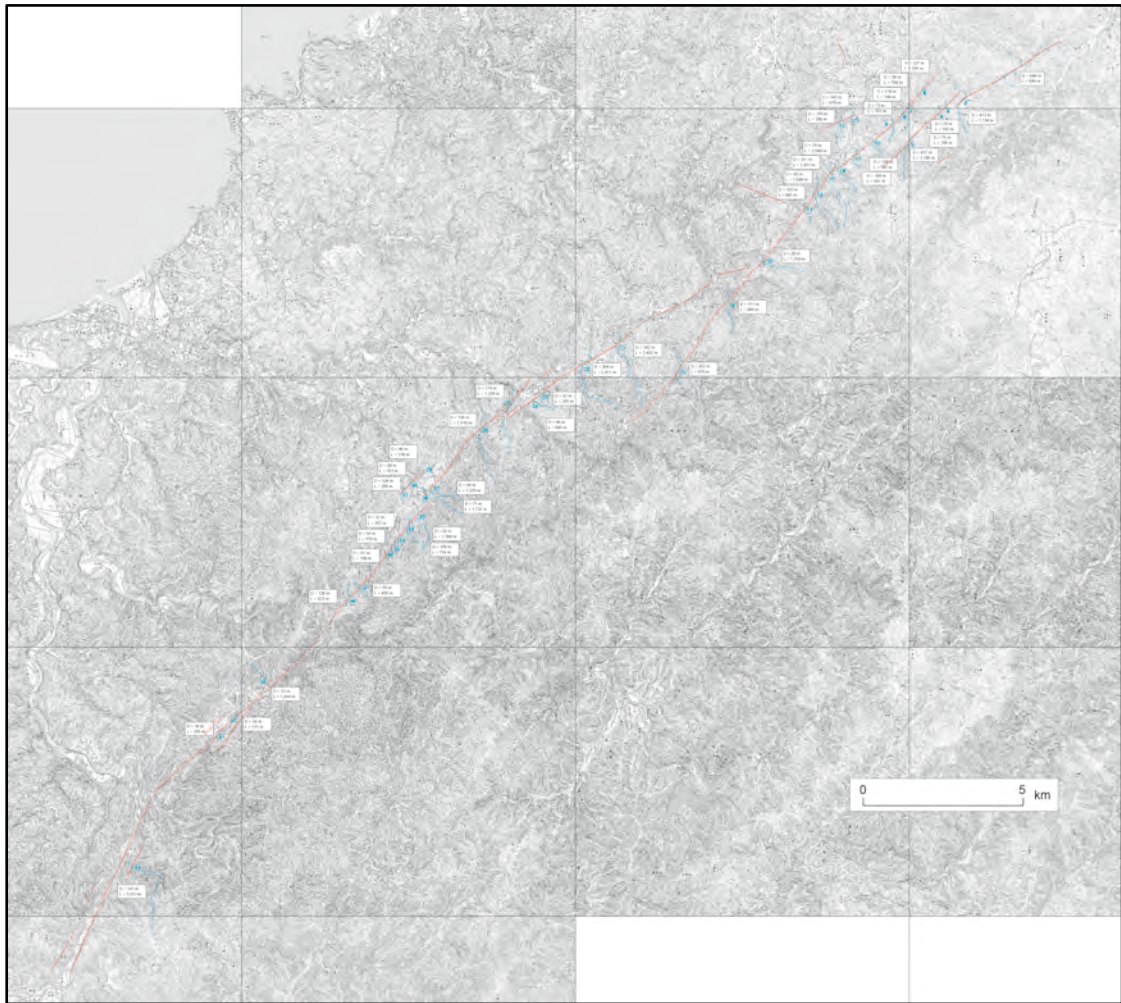


図 19 弥栄断層の平均変位速度を算出するため、検討対象として抽出した水系の分布
 背景地図には国土地理院発行の「数値地図 25000（地図画像）浜田」（2002）を使用した。活断層トレースは暫定的なものであり、今後の検討で変更する可能性がある。

表 3 弥栄断層における水系の屈曲量と上流の長さ

No.	地点名	屈曲量(m)①	上流の長さ(m)②	屈曲率 α (①/②)
1	波佐 (小角川)	648	648	1.000
2	笹目原	473	1134	0.417
3	三里	78	193	0.404
4	三里	75	288	0.260
5	横谷 (横谷川)	437	1195	0.366
6	三里	127	205	0.620
7	横谷	50	784	0.064
8	横谷	118	149	0.792
9	横谷	73	701	0.104
10	程原上	158	597	0.265
11	程原上	348	501	0.695
12	程原下	145	676	0.214
13	程原下	120	700	0.171
14	程原-田野原	78	2648	0.029
15	程原-田野原	311	1051	0.296
16	程原-田野原	95	1644	0.058
17	程原-田野原	103	605	0.170
18	柿ノ木原	20	1554	0.013
19	板井川	311	899	0.346
20	横見	352	478	0.736
21	堀越二反田	342	2492	0.137
22	丸茂郷	304	2451	0.124
23	都茂郷	92	295	0.312
24	都茂郷	46	848	0.054
25	下組	776	1329	0.584
26	奥湍	138	1910	0.072
27	久保湍	69	1220	0.057
28	久保湍	71	1737	0.041
29	久保湍	46	138	0.333
30	久保湍	99	101	0.980
31	久保湍	104	289	0.360
32	迫湍	62	1396	0.044
33	迫湍	156	764	0.204
34	東長沢	32	267	0.120
35	東長沢	54	159	0.340
36	東長沢	81	198	0.409
37	長沢町	70	400	0.175
38	長沢町	136	623	0.218
39	相撲ヶ原	53	1044	0.051
40	相撲ヶ原	56	131	0.427
41	須川	59	266	0.222
42	小直	143	3553	0.040
平均				0.293

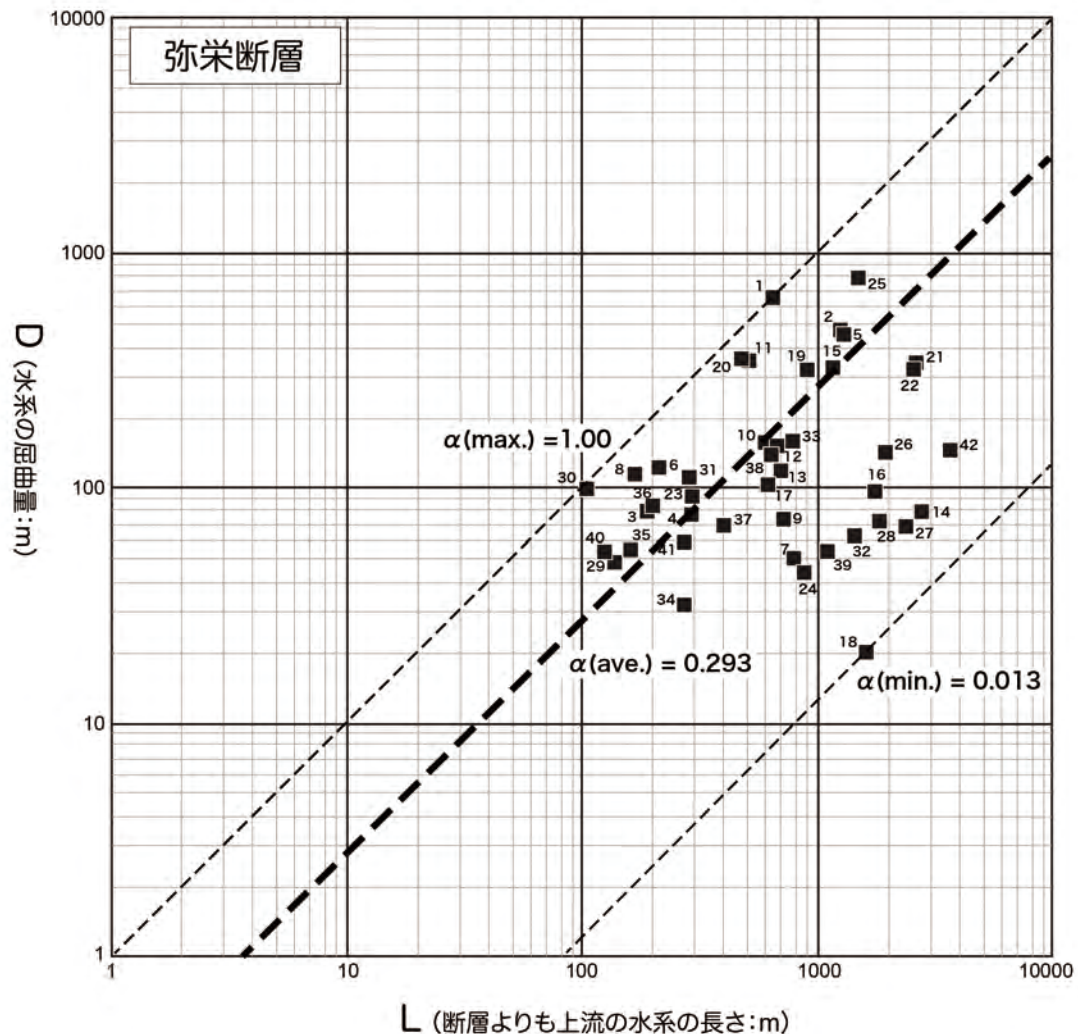


図 20 弥栄断層における水系の屈曲量 (D) と上流の長さ (L) との関係
数字は地形解析を行った地点の番号を示す。各地点の位置は図 19 に示す。

弥栄断層における水系の屈曲量 (D) と断層よりも上流側の谷の長さ (L) から導き出される屈曲率 (α) は 0.013~1.000 (平均値 : 0.293) であった。

弥栄断層の横ずれ成分の平均変位速度の算出について、上述の屈曲率の平均値と、弥栄断層と同じく中国地方に分布する地福断層での既往研究 (山内・白石、2013) による平均変位速度と α の値との比較結果から導き出される係数 k の値 ($k = 2 \sim 5$; 産業技術総合研究所, 2021) に基づくと、弥栄断層の横ずれ成分の平均変位速度は 0.59~1.47 m/千年 (平均値 : 1.03 m/千年) となる。一方、野坂・集福寺断層帯 (集福寺断層) で実施した結果から得られた係数 k の値 ($k = 1.37 \sim 4.3$; 産業技術総合研究所, 2021) に基づくと、弥栄断層の横ずれ成分の平均変位速度は 0.40~1.26 m/千年 (平均値 : 0.83 m/千年) と算出された。これらの値はいずれの値も地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2016a) が示した弥栄断層の平均変位速度と近似した値であるが、依然として広い誤差幅を有しており、より精度をあげる必要がある。

(d) 結論ならびに残された課題

弥栄断層に関する既往研究を収集し、これまでの研究成果を整理した。これまでに実施された複数の研究では、この活断層は全体の長さ 50 km を超える長大な活断層であることが報告されているが、過去の活動に関する調査はまだ不十分である。

令和 4 年度の調査では、弥栄断層の北半部の長さ約 16 km の範囲において航空レーザー測量を実施し、デジタル標高モデルを作成した。令和 5 年度に弥栄断層の南半部における既存のデジタル標高モデルを入手し、弥栄断層全体のデジタル標高モデルを構築した。

作成したデジタル標高モデルを用いて、弥栄断層に沿って分布する断層変位地形の分布と形態の検討ならびにトレンチ調査の実施地点の検討を行った。令和 5 年度に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。

令和 4 年度に、産業技術総合研究所 (2021) の手法にしたがって横ずれ変位を受けた水系の屈曲率に基づいて平均変位速度を検討し、0.59~1.47 m/千年 (平均値: 1.03 m/千年)、もしくは 0.40~1.26 m/千年 (平均値: 0.83 m/千年) の結果を得た。これらの値は地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2016a) が示した値と近似しているが、誤差幅を狭めるためにさらに手法の精度を上げる必要がある。

(e) 引用文献

安藤喜美子, 三浦半島・伊豆半島および兵庫県山崎付近における断層の横ずれによる谷の変位量について, 地理学評論, 45(10), 716-725, 1972.

吾妻 崇, 淡路島北部における活断層の活動度の再評価, 第四紀研究, 36(1), 29-42, 1997.

古松秀崇, 島根県西部弥栄断層の活動性について, 広島工業大学卒業研究論文, 21p, 2010.

後藤秀昭, 中央構造線活断層系: 伊予断層の変位地形, 活断層研究, 14, 28-38, 1996.

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.

金折裕司・遠田晋次, 中国地方西部に認められるプレート内山口-出雲地震帯の成因と地震活動, 自然災害科学, 25, 507-523, 2007.

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.

丸山 正・林 愛明・宮田隆夫, 六甲山地東部五助橋断層帯の変位地形と第四紀後期の活動性, 活断層研究, 16, 59-72, 1997.

Maruyama, T. and Lin, A., Tectonic history of the Rokko active fault zone (southwest Japan) as inferred from cumulative offsets of stream channels and basement rocks. Tectonophysics, 323, 197-216, 2000.

Maruyama, T. and Lin, A., Active strike-slip faulting history inferred from offsets of topographic features and basement rocks: a case study of the Arima-Takatsuki Tectonic Line, southwest Japan. Tectonophysics 344, 81-101, 2002.

- 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, DVD 2 枚+解説書 60p, 2002.
- 岡田篤正, 吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度, 地理学評論, 43(1), 1-21, 1970.
- Ramsey, B.C., 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.
- 田力正好・中田 高・堤 浩之・後藤秀昭・吾妻 崇・松田時彦・水本匡起・松浦律子, 弥栄断層帯の断層変位地形—中国地方西部の活断層密集地域に分布する断層長の長い活断層. 日本地球惑星科学連合 2012 年大会予稿集, SSS35-P30, 2012.
- 植村善博, 丹波高地西南部, 三峠断層系の断層変位地形, 地理学評論, 61, 453-468, 1988.
- 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.

3. 9 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及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及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・連続性及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した。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

動について検討した。

(2) 令和6年度の成果

(a) 業務の要約

本研究では、令和4年度及び令和5年度に取得した音波探査記録の検討結果を踏まえて、宇土半島北岸区間の過去の活動について検討するため、断層帯を構成する海底活断層の近傍において1地点を選定して海上ボーリング調査を実施した。今回の調査では、複数条の海底活断層のうち、第四紀層及び海底面付近までを累積的に変位させる1条の断層を主たる対象とした。海上ボーリング調査では、連続的な堆積物コア試料（掘削長33 m）を採集し、肉眼観察等による岩相解析、放射性炭素年代測定及び火山灰分析を実施した。その結果にもとづいて、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層の近傍における層序を編年した。堆積物コア試料の分析によれば、海底面下には、上位から順に、後期更新世末（後氷期）～完新世の堆積物、阿蘇4火砕流（Aso-4、約9万年前）以降の後期更新世の堆積物、Aso-4の火砕物、阿蘇3火砕流（Aso-3、約13万年前）以降の中期更新世末～後期更新世の堆積物が分布する。これらの堆積物の分布は本研究で取得した音波探査記録の音響的層序と概ね一致する。これらの地層は対象断層を挟んで北側が南側に対して相対的に沈降しており、Aso-3以降の堆積物が上下方向に約11 m、Aso-4火砕物が上下方向に約10 mずれている。また、完新世の堆積物が上下方向に0.8 m程度ずれている。以上のことから、対象断層の平均上下変位速度を0.08 m/ky以上、あるいは約0.11 m/kyと求めることができる。最新のイベント層準付近から得られた貝化石の放射性炭素年代は5.3～5.7 cal kBPを示す。また、後期更新世末（後氷期）以降に形成された地層（いわゆる沖積層）の基底が断層を挟んで約3 mの高度差を持ち、基底面直上の堆積物の放射性炭素年代は18.2 cal kBPを示す。このことは、18.2 cal kBP以降に一つ前の活動があったことを示唆する。以上のことから、最新活動時期が5.3～5.7 cal kBP前後であったと考えられ、一つ前の活動が少なくとも18.2 cal kBP以降であった可能性がある。また、対象断層における1回の活動に伴う上下変位量は0.8 m程度であったと考えられる。さらに、宇土半島北岸区間を構成する北傾斜の正断層群について検討した結果、1回の変位量が4 m程度であり、平均上下変位速度が0.36～0.54 m/kyである可能性があることが示された。

令和6年度には、令和4年度と令和5年度に実施した高分解能音波探査を踏まえて1地点で海上ボーリングを実施し、その結果にもとづいて宇土半島北岸区間の過去の活動について検討して以下の知見を得た。宇土半島北岸区間の最新活動時期は5.3～5.7 cal kBPと考えられ、一つ前の活動は18.2 cal kBP以降であった可能性がある。対象とした断層の平均上下変位速度は0.08～0.11 m/ky、一回の変位量（上下）は0.8 m程度と推定される。これらにもとづくと、平均活動間隔を10～7.3 kyと求めることができる。以上のように、高品質の音波探査記録と1地点の海上ボーリング調査を組み合わせた調査を実施することにより、海底活断層の過去の活動を高い精度で検討し、長期評価に係るパラメータ

を取得可能であることが示された。

(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及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。

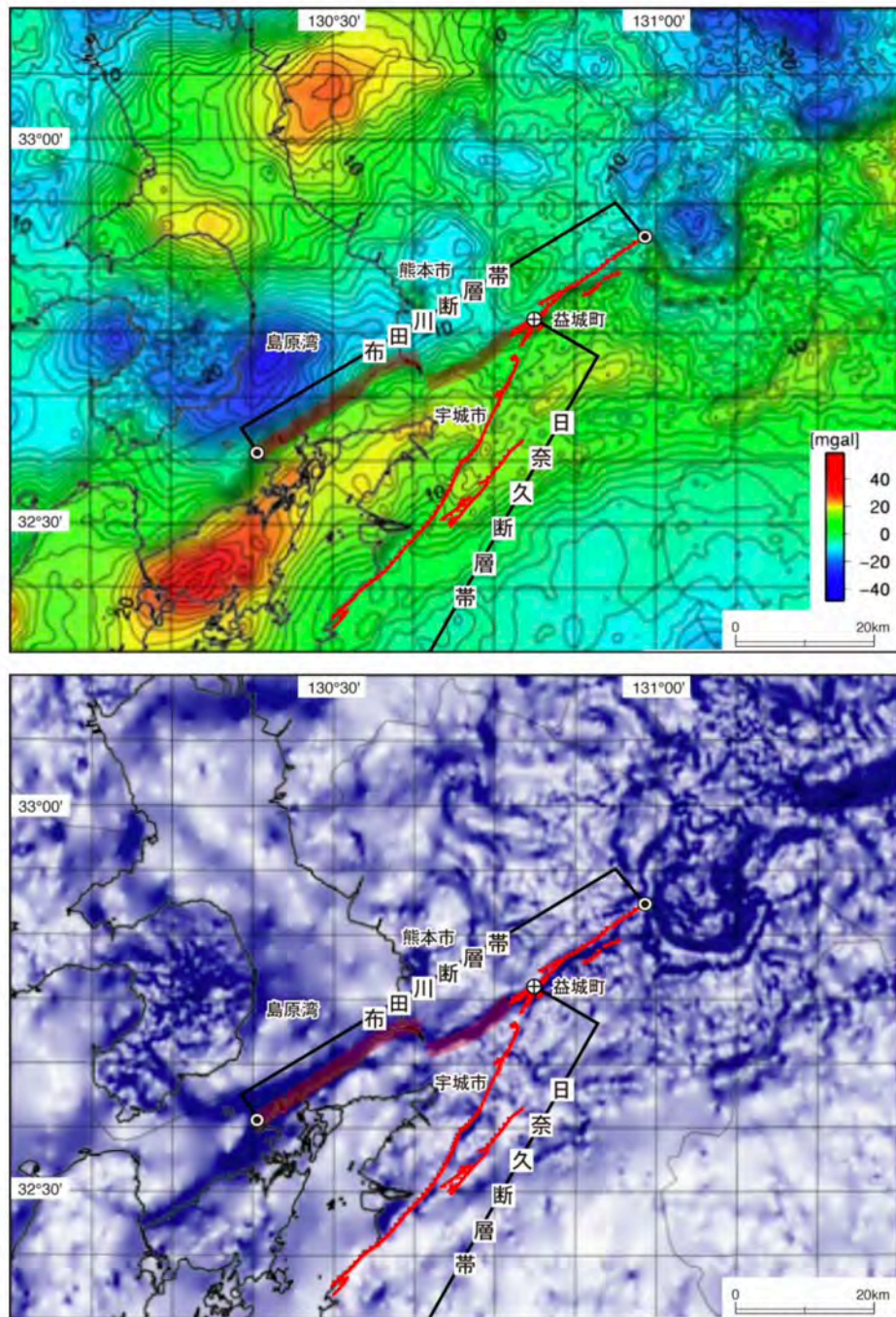


図2 布田川断層帯付近の重力異常

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（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、断層が推定されている海域（宇土半島及び大矢野島の北岸）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、宇土半島及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を初めて明らかにした。令和 5 年度には、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の音波探査を実施し、断層の南西延長部及び南西端の位置を検討した。その結果、宇土半島北岸区間を構成する断層が、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、湯島の北岸海域及び「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ことを示した（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所，2024）。令和 4 年度及び令和 5 年度に実施した高分解能の音波探査で得られた探査記録は、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層が第四紀層と推定される地層を累積的に変位させていること、その変位は海底面付近に達していることを示している。そこで、令和 6 年度には海底活断層近傍の層序や堆積環境を明らかにして断層の過去の活動を具体的に検討するため、海底面下の堆積物を連続的に採取するための海上ボーリング調査を実施した。

2) 調査手法

a) 海上ボーリング調査

i) 掘削地点の選定

海上ボーリング調査の実施にあたり、令和4年度及び令和5年度に実施した高分解能の音波探査で取得した探査記録にもとづくサイトサーヴェイを行い、掘削候補地点を選定した。音波探査記録によれば、本断層帯は複数条の海底活断層によって構成されている(図3。文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 2023, 2024)。これらのうち、断層帯の過去の活動、特に活動履歴と平均変位速度に関する検討に適したサイトとして、D10 測線の F2 断層の近傍を選定した(図4)。この場所を選定した理由は以下の通りである。①F2 断層は第四紀層と推定される地層を累積的に変位させているため、この断層が第四紀後期を通じて活動を繰り返してきたことを確認することができる。②断層変位は海底面付近の地層(沖積層と推定される)にも認められるが、その変位は最新活動によるものであると推察される。よって、この地点で調査を実施することによって最新活動時期について検討できる可能性が高い。③本研究で取得した F2 断層近傍の音波探査記録は、断層を挟む地層の対比を行う上で十分な品質を有しているため、1 地点の掘削にもとづいて過去の断層活動について検討できる可能性が高い。以上のことから、F2 断層のうち、海底面付近までを変位させる断層を評価対象として、評価対象断層の低下側の 1 地点(D10 測線の CMP1580 付近。熊本県宇城市三角町中村小田良の沖合、水深約 32.6 m の地点)を掘削候補地点に選定した。掘削長については、断層を挟んで確実に対比可能な地層が取得できるように、海底面から約 33 m の堆積物コア試料を取得することとした。

ii) 海上ボーリング調査の工法及び掘削地点の測位

掘削候補地点の水深(32.6 m)、島原湾の海況(潮位差及び潮流が大きいこと)を考慮し、本研究における海上ボーリング調査は掘削自在型試錐工法によって実施することとした。傾動自在型試錐工法による海上ボーリング調査では、水深 50 m までの海域において、海水面から最大で 100 m 程度までの掘削が可能である。また、この工法では海底面に仮設したガイドパイプ(海面から海底面まで、サンプラー・ケーシングパイプ等を通すための管)に、クレーン台船(以下「掘削船」)に艀装したボーリングマシンを接合させて掘削を実施する。作業時間外にはガイドパイプとボーリングマシンを切り離しておくことが可能であり、荒天時にはガイドパイプを残して掘削船を避難(帰港)させることができるため、安全に施行できる利点を持つ。

掘削地点の位置(座標)は、GNSS 測位による測量によって決定した。GNSS 測位は海況が穏やかな時間帯に、海底面からの長さが分かっているガイドパイプ天端において複数回実施して、平面座標及び標高を求めた。

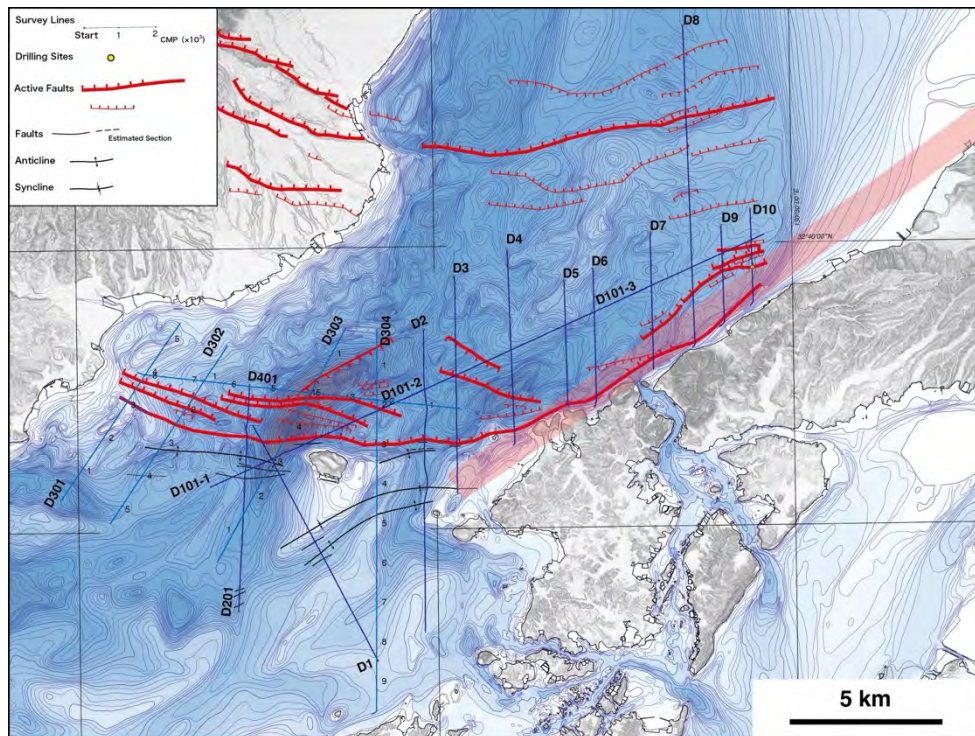


図3 宇土半島北岸区間の地質構造図

令和4年度及び令和5年度に実施した音波探査測線及び、それらの結果にもとづく宇土半島北岸区間を構成する海底活断層の分布。

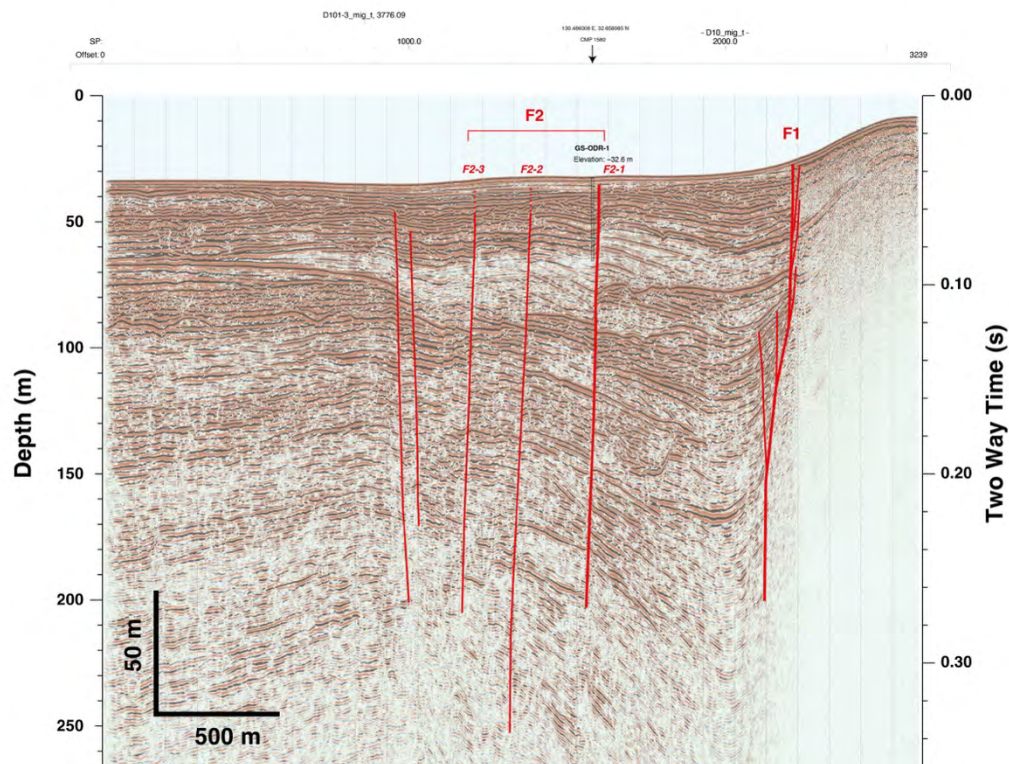


図4 D10 測線で取得したマイグレーション断面

令和4年度に実施した高分解能の反射法音波探査で取得したマイグレーション断面。F2断層のうち、海底面付近までを累積的に変位させるF2-1断層を検討対象に選定し、その過去の活動を検討するため、断層の低下側の1地点において海上ボーリング調査を実施した。



図5 海上ボーリング調査の現場写真（上：調査船、下：ボーリング檣）

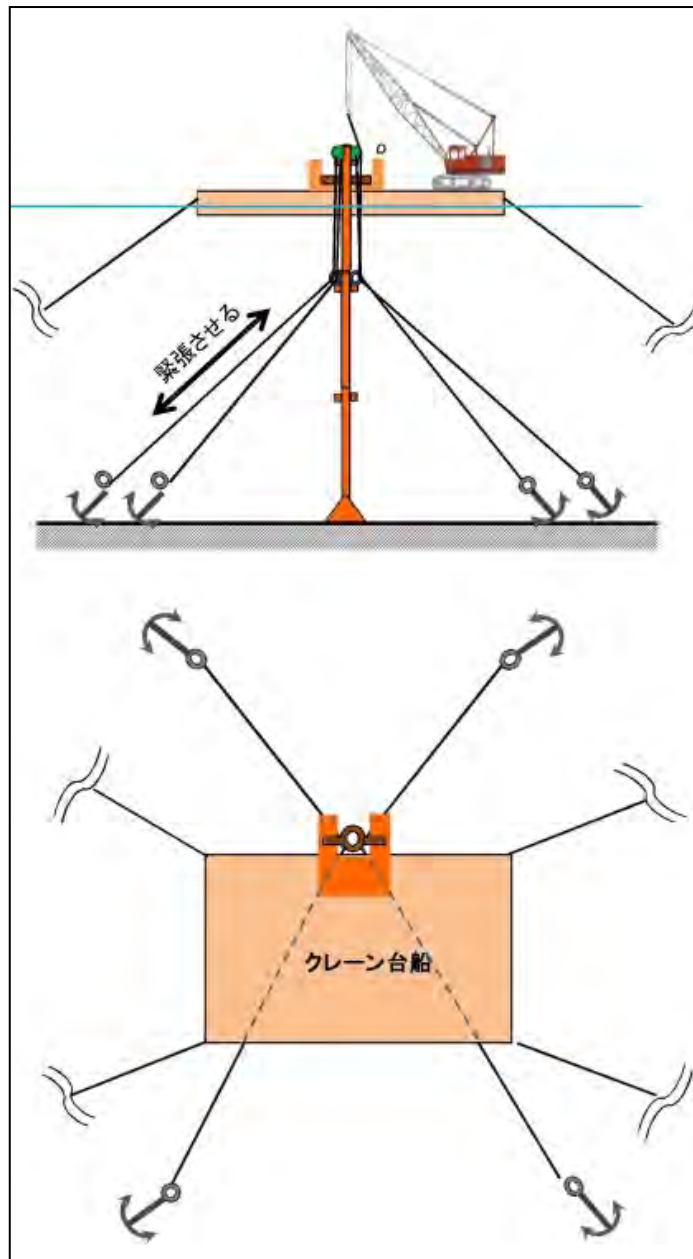


図5 傾動自在型試錐工法の概念図

b) 堆積物コア試料の分析

海上ボーリング調査で採取した堆積物コア試料は、現場作業中は掘削船上に保管し、現場で掘削状況及び岩相の概略を記載した。現場作業完了後に港で掘削船から降ろし、陸路にて産総研に運搬した。

産総研では、X線CT装置によるスキャン（以下、「CT スキャン」）、半裁、写真撮影、肉眼観察、年代分析用試料のサンプリング、帯磁率測定を実施した。CT スキャンには Supria Grande、（日立製作所製）を用いてスライス幅 0.625 mm で DICOM 互換形式のデータを取得し、画像処理ソフトウェア ImageJ（Schneider et al., 2012）によってCT像を作成した。帯磁率は、半裁後の堆積物コア試料（ハーフコア）を対象として、MSCL-S（Geotek 社製）に装着した帯磁率計（MS2C 及び MS3、Bartington 社製）を用いて、2 cm 間隔で測定した。

沖積層に対比される地層の形成年代を推定するため、放射性炭素年代測定を実施した。貝化石については、現地生であると期待される、破損の少ない個体を測定対象とした。陸域で形成された堆積物中については、有機質シルト層を測定対象とした。放射性炭素年代測定は、東京大学大気海洋研究所高解像度環境解析研究センターのシングルステージ加速器質量分析計によって実施した。得られた放射性炭素年代については、較正プログラム OxCal（Version 4.4. Bronk Ramsey, 2009）を使用して、暦年較正を行った。その際、貝化石から得られた放射性炭素年代については Marine20（Heaton et al., 2020）の較正曲線を、有機質シルト層から得られた放射性炭素年代については IntCal20（Reimer et al., 2020）の較正曲線を用いた。貝化石から得られた放射性炭素年代の暦年較正の際、ローカルな海洋リザーバー効果の補正值（ ΔR ）はゼロとした。

更新世に形成されたと推定される地層の形成年代を推定するため、火山灰分析を実施した。火山灰分析は、阿蘇4火砕流（Aso-4）と推定される火砕物については、火砕物中の軽石と、主として細粒火山ガラスによって構成されるシルト～極細砂層を対象とした。それらに加えて、シルト層中に挟在する砂質シルト層を火山灰分析の対象とした。火山灰分析は株式会社古澤地質において、鉱物組成、火山ガラスの屈折率、斜方輝石の屈折率、SEM-EDX による火山ガラスの化学組成の分析を行った。

3) 調査結果

a) 海上ボーリング調査の結果

本調査では、熊本県宇城市三角町中村小田良の沖合の地点（GS-ODR-1）において海上ボーリング調査を行い、海底面下 33.41 m までの堆積物コア試料を取得した（図 6、図 7）。現場作業は 2024 年 11 月 18 日～12 月 18 日の期間に実施した。GNSS 測量によって求めた GS-ODR-1 地点の孔口の座標は $32^{\circ} 39' 32.4360''$ N、 $130^{\circ} 29' 09.6288''$ E であり、標高は -32.6 m である。採取した堆積物コアの写真を図 8 に、CT 像を図 9 に、柱状図を図 10 に示す。



図 6 海上ボーリング掘削地点の位置図

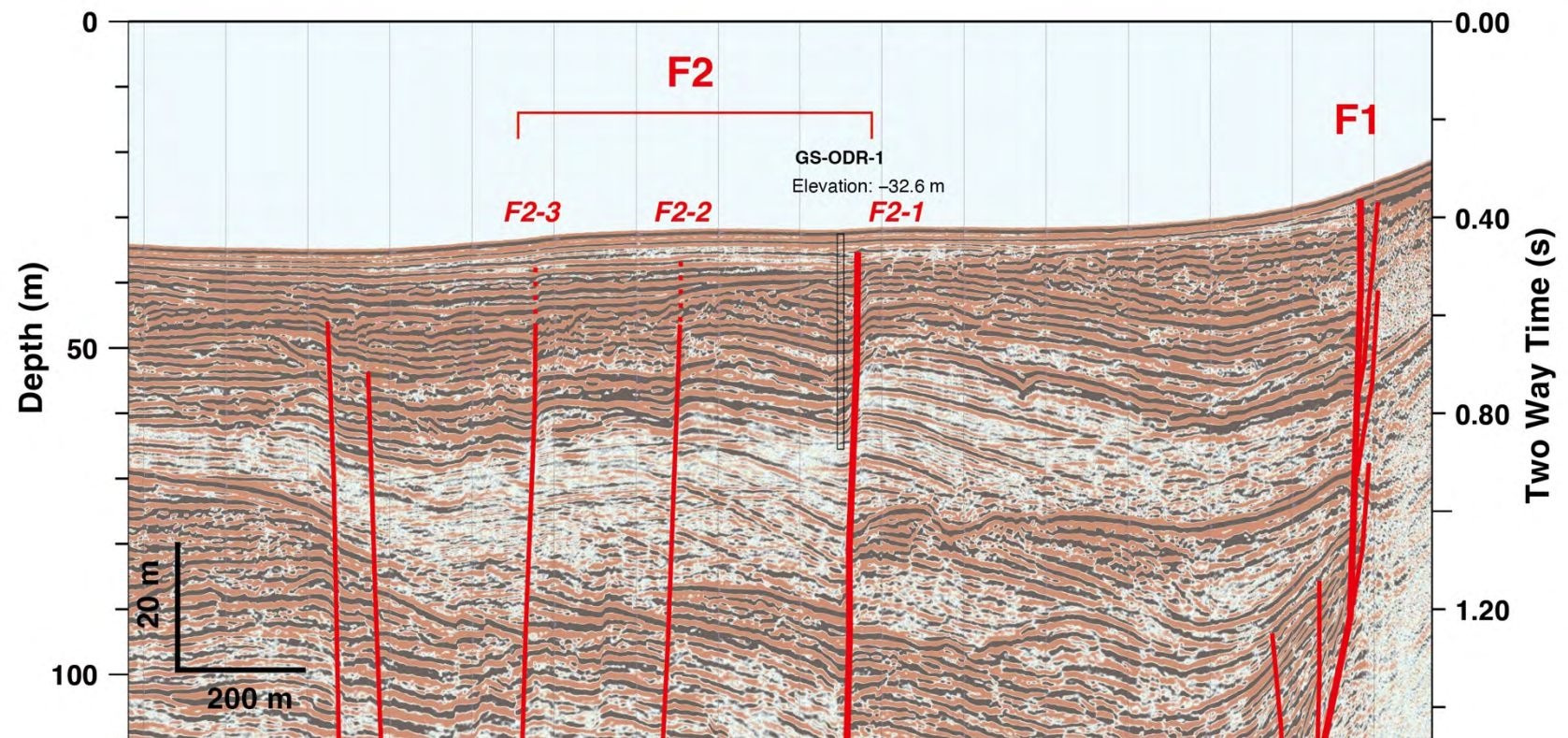


図7 海上ボーリング掘削地点周辺のマイグレーション断面 (D10 測線)

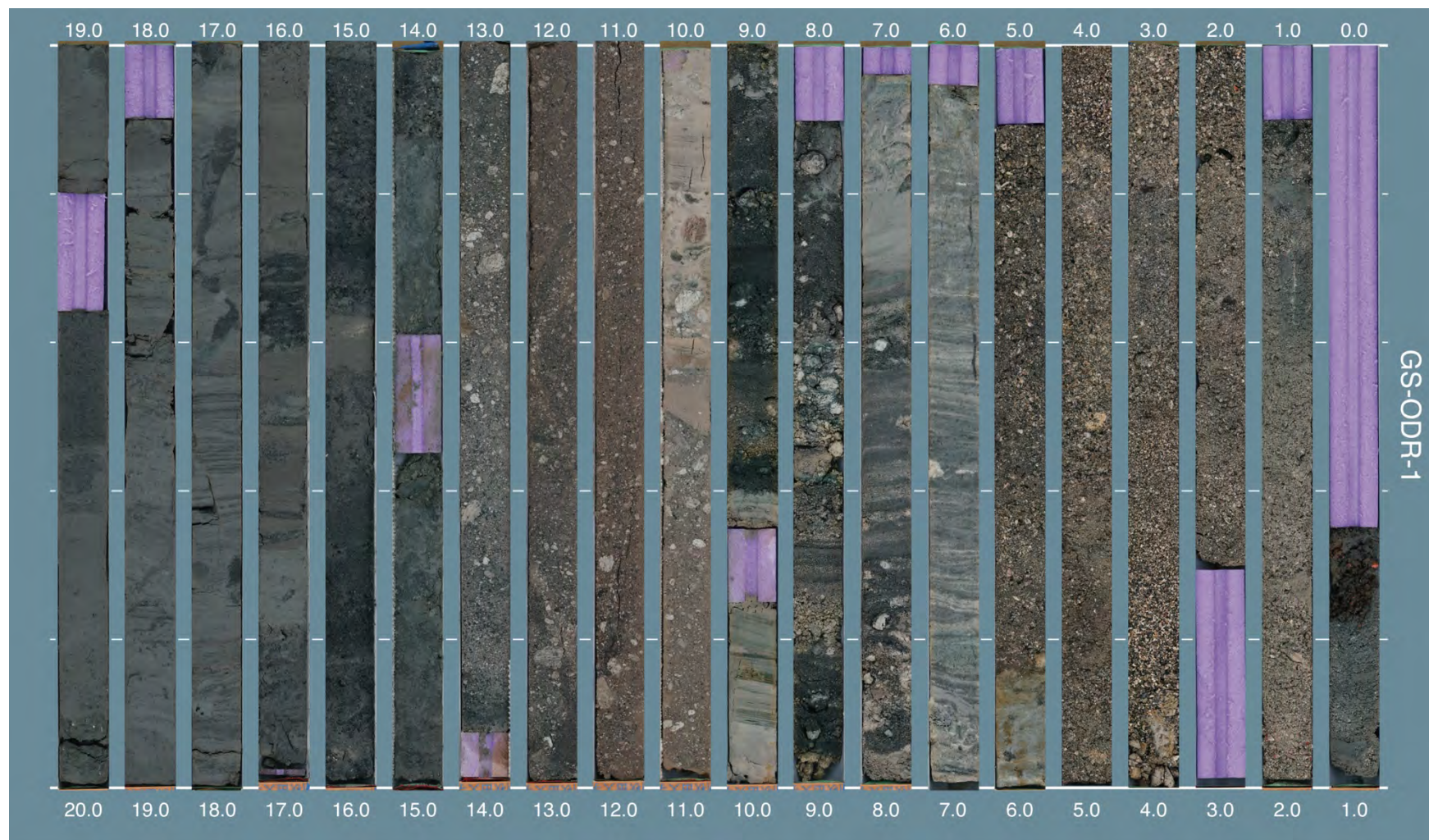


図 8 GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の写真 (0.0～20.0 m))

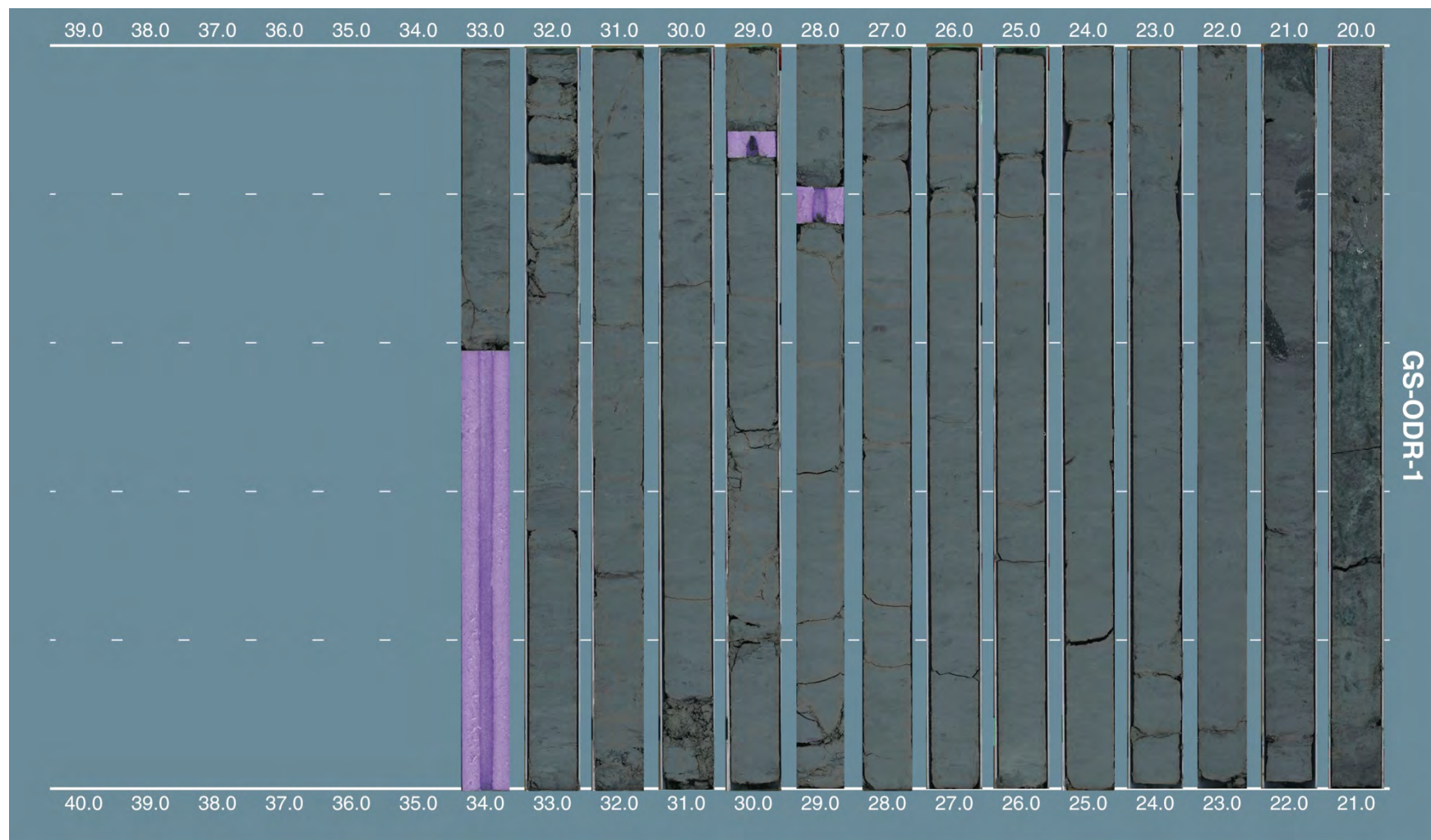


図 8 (つづき) GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の写真 (20.0～34.4 m)

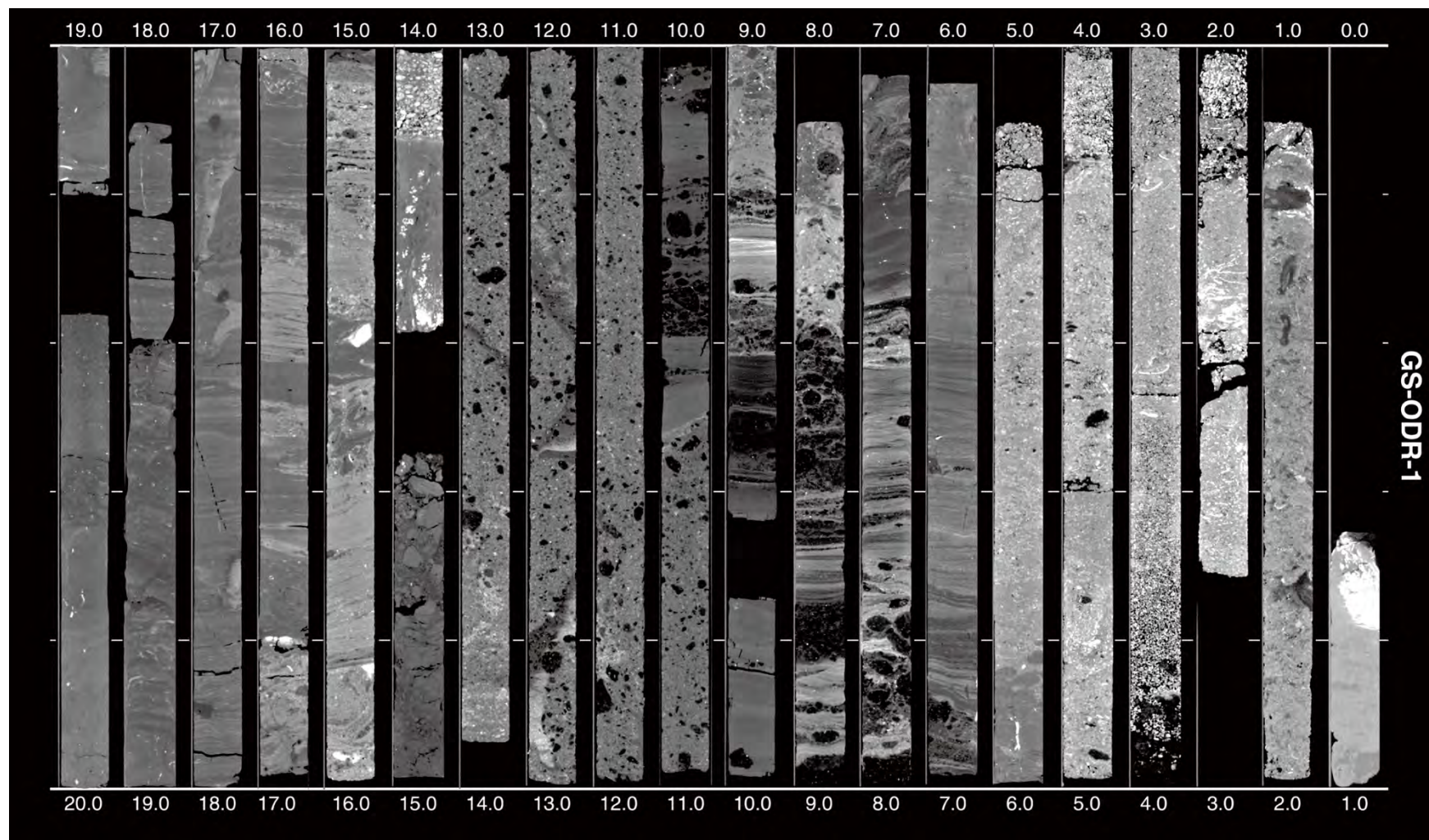


図9 GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の CT 像 (0.0～20.0 m)

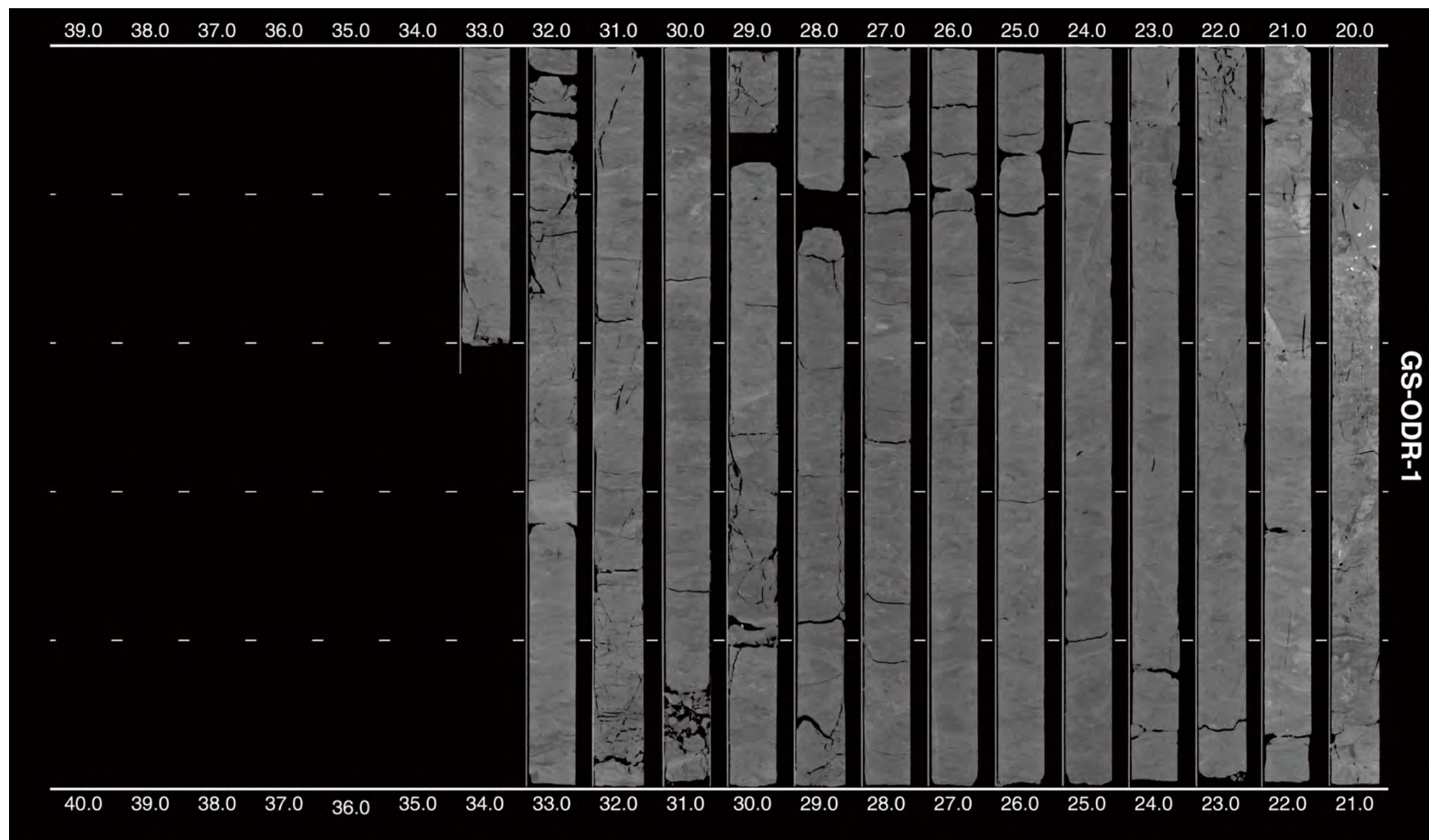


図 9 (つづき) GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の CT 像 (20.0～34.4 m)

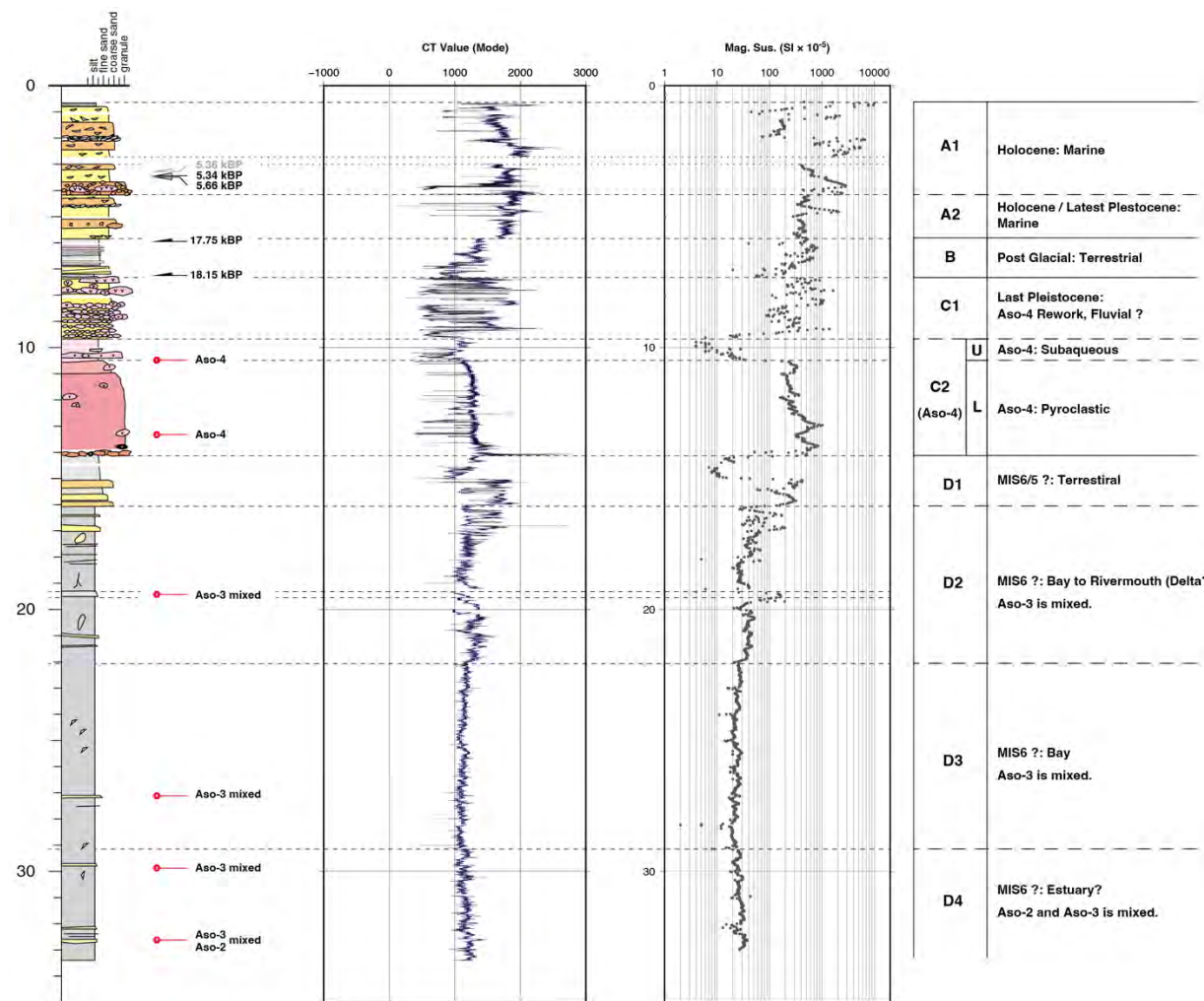


図 10 GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の柱状図、CT 値、帯磁率

堆積物コア試料の肉眼観察に加えて、CT スキャンで得られた CT 像の観察にもとづいて柱状図を作成した（図 10）。また、沖積層と推定される地層から取得した貝化石（3 試料）及び有機質シルト（2 試料）を対象に、放射性炭素年代測定を実施した（表 1）。さらに、更新統と推定される火砕物（1 層準）、細粒火山ガラス（1 層準）、及びシルト層に挟在する砂質シルト層（4 層準）を対象とした火山灰分析を実施した（表 2）。堆積物コアの物性変化を把握するため、CT スキャンで得られた DICOM データから堆積物の CT 値（X 線の吸収率を反映）の鉛直変化を求め、図 10 に示した。同様に、堆積物の帯磁率の鉛直変化を図 10 に示した。

表 1 放射性炭素年代測定結果

Lab Code	Sample Name	Core Name	Core Depth (m)	Material	CRA (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Calibration Curve	Calibrated Date	
								2 σ (cal BP)	peak (cal kBP)
YAUT_101331	ODR_0328	GS-ODR-1	3.28	shell	5218 $\pm$ 22	+ 0.92	Marine 20	5549 – 5259	5.36
YAUT-101328	ODR_0344	GS-ODR-1	3.44	shell	5193 $\pm$ 20	- 0.31	Marine 20	5526 – 5221	5.34
YAUT_101329	ODR_0349	GS-ODR-1	3.49	shell	5481 $\pm$ 21	+ 2.78	Marine 20	5841 – 5525	5.66
YAUT_101605	ODR_0590	GS-ODR-1	5.90	sediment	14497 $\pm$ 31	-20.08	IntCal 20	17876 – 17456	17.75
YAUT_101606	ODR_0720	GS-ODR-1	7.20	sediment	14790 $\pm$ 35	-22.58	IntCal 20	18237 – 17983	18.17

表 2 火山灰分析結果

Sample Name	Core Name	Core Depth (m)	Lithology	Composition	Correlation
GS-ODR-01_1	GS-ODR-1	10.47-10.49	pumicious silt	VG (Bw, Pm)	Aso-4
GS-ODR-01_2	GS-ODR-1	13.30-13.35	pumice block	VG (Bw, Pm), Opx, Cpx, Gho	Aso-4
GS-ODR-01_3	GS-ODR-1	19.40-19.45	sediment	VG (Bw, Pm, O), Opx, GHb, Opq	Aso-3 mixed
GS-ODR-01_4	GS-ODR-1	27.10-27.13	sediment	VG (Bw, Pm, O), Opx, Cpx, Gho, Oth	Aso-3 mixed
GS-ODR-01_5	GS-ODR-1	29.85-29.90	sediment	VG (Bw, Pm, O), Opx, Gho, GHb	Aso-3 mixed
GS-ODR-01_6	GS-ODR-1	32.60-32.65	sediment	VG (Bw, Pm, O), Opx, Cpx, Oth	Aso-3 and Aso-2 mixed ?

上述の分析結果にもとづいて、GS-0DR-1 地点の堆積物・火砕物のユニットを上位から大きく堆積ユニットA～Dに区分した。堆積ユニットA、C、DはそれぞれサブユニットA1・A2、サブユニットC1・C2、サブユニットD1～D4に細分される。以下に各ユニットの特徴を述べる。

堆積ユニットA (コア深度 0.00～5.85 m)

粗粒砂及び貝殻片を主体とする。最上部の0.00～0.65 mは流失しており、0.65～0.77 mまではガイドパイプの内側から剥がれたと推察される金属片が混入している。コア深度4.15 m付近の侵食面を境に、上位をサブユニットA1 (コア深度0.00～4.15 m)、下位をサブユニットA2 (コア深度4.15～5.85 m) に細分した。

サブユニットA1は、下位のサブユニットA2に侵食面を介して累重し、基底付近は径3～6 mm大の礫及び貝化石を主体とする砂礫層であり、径10 cm程度の軽石粒子を含む。サブユニットA1中からは、コア深度3.28 mから採取した貝化石(スダレモシオ、水深15-100 mの範囲の砂礫底で生息することが知られる二枚貝)から5.36 cal kBPの放射性炭素年代が、コア深度3.44 mから採取した貝化石(ホクロガイ、水深10-100mの貝殻混じりの粗砂底で生息することが知られる二枚貝)から5.34 cal kBPの放射性炭素年代が、コア深度3.49 mから採取した貝化石(スダレモシオ、前述の通り)から5.66 cal kBPの放射性炭素年代が得られた。堆積ユニットAには多くの貝化石が含まれており、一般に、こうした地層中の貝化石は再移動してきたもの、すなわち、貝化石の示す年代値が地層の形成年代よりも古い可能性がある。しかし、本研究では、いずれも破損が少なく、化石を包含する地層の堆積環境と生息環境が一致する貝化石を、近接した層準(コア深度3.28～3.49m)から選定した。その結果、得られた年代の幅は300年程度と小さいことから、いずれの貝化石も大きく再移動を受けていない、すなわち、貝化石から得られた放射性炭素年代は地層の形成年代を示していると考えられる。

サブユニットA2は下位の堆積ユニットBに侵食面を介して累重する地層で、淘汰の悪い貝化石が混じる粗粒砂主体の砂礫層である。コア深度4.55 m付近及び4.95 m付近には径5 cm程度の軽石礫が含まれる。

本ユニットは現在の海底面を構成する貝化石まぎりの地層であり、5.34～5.66 cal kBPの年代を示すことから、完新世における砂礫質の湾底堆積物であると判断される。軽石礫が含まれていることから、周辺の海域で潮流あるいは波浪による侵食・運搬作用があったと推察される。

堆積ユニットB (コア深度 5.85～7.32 m)

リズミカルな平行葉理が発達した未固結の砂質シルト～シルト質細砂を主体とする。シルト質細砂には軽石粒が含まれる。下位の堆積ユニットCとの境界は整合的であると推察される。コア深度6.90～7.20 mは堆積後に流動等で乱れたと推察される構造が見られる。

コア深度 6.20～6.45 m には植物根が認められる。貝化石は確認できない。本ユニットの基底付近（コア深度 7.20 m）のシルト層からは 18.17 cal kBP の放射性炭素年代を、本ユニットの最上部（コア深度 5.90 m）のシルト層からは 17.75 cal kBP の放射線炭素年代が得られた。

本ユニットは、リズミカルな平行葉理が発達する砂質シルト～シルト質細砂を主体とすること、貝化石を含まない、という特徴を持つ。また、18.17～17.75 cal kBP の放射性炭素年代が得られていることから、本ユニットは後氷期の海面上昇期に、潮汐の影響を受ける河口付近で形成された堆積物であると推察される。一般的な日本の沖積低地の層序を参考にすれば、本ユニット及び堆積ユニット A はいわゆる沖積層に対比される。

堆積ユニット C（コア深度 7.32～14.12 m）

本ユニットは、後述するように Aso-4 火砕流で形成された火砕物（サブユニット C2：コア深度 9.60～14.12 m）と、Aso-4 の軽石を多量に含む砂礫層（サブユニット C1）からなる。

サブユニット C2 は基底（コア深度 14.00～14.12 m）は径 2～15 mm 大の岩片（角礫）を主体とする礫層からなる。その上位には上方粗粒化を示す角閃石を含む多量の軽石（径 8 mm～数 cm 大が主体）及び岩片（1～6 mm 大が主体）によって構成される淘汰の悪い火砕物（コア深度 10.50～14.00 m）が覆う。コア深度 12.00～13.00 m の区間にはパイプ状の構造が認められる。サブユニット C1 の最上部（コア深度 9.60～10.50 m）はラミナの発達する砂質シルト（火山ガラスを主体とする）及び円磨を受けた軽石礫によって構成される。サブユニット C2 下部に含まれる軽石（コア深度 13.30～13.35m の軽石粒）、サブユニット C2 上部の砂質シルト（コア深度 10.47～10.49 m）に含まれる火山ガラスは、いずれも Aso-4 の特徴と一致する。

サブユニット C1 は下位のサブユニット C2 に侵食面を介して累重し、径 5 cm 程度までの軽石粒子を多量に含む中粒砂を主体とする、ラミナ（一部は斜交葉理）が発達する砂礫層である。

本ユニット下部のサブユニット C2 は、岩相及び火山灰分析の結果から Aso-4 の火砕物に対比できる。C2 上部の細粒層は Aso-4 の軽石・火山ガラスからなるため、Aso-4 の噴出直後に水域に形成された堆積物と考えられる。サブユニット C1 に含まれる軽石粒子は Aso-4 火砕物が再移動した粒子と推察され、直上の堆積ユニット B からは 18.17 cal kBP の放射性炭素年代が得られている。これらのことに加えて、ラミナの発達する砂礫層であることから、サブユニット C1 は Aso-4 以降の後期更新世に形成された河川堆積物であると考えられる。

堆積ユニット D（コア深度 14.15～33.41 m）

堆積ユニット C の下位の地層を堆積ユニット D と区分した。本ユニットは 4 つのサブユニット（上位から D1～D4）に細分される。

サブユニット D1 (コア深度 14.15~16.05 m) は本ユニットの最上部をなし、有機質シルトと斜交葉理の発達する砂層の互層からなる。貝化石は確認できない。最上部 (コア深度 14.15~14.40 m) はやや固結して、クラックが発達する。

サブユニット D2 (コア深度 16.05~22.00 m) は生痕化石 (サンドパイプを含む) 及び貝化石、植物片を含む未固結のシルト~砂質シルトを主体とする。下位のサブユニット D3 とは漸移的であるが、サブユニット D3 に比べて粗粒である。上部 (コア深度 16.05~19.00 m) にはラミナや微細砂層が挟まれている。コア深度 19.40~19.45 m の砂質シルト中には阿蘇 3 火砕流 (Aso-3) の特徴を有する火山灰が含まれる。

サブユニット D3 (コア深度 22.00~29.15 m) は未固結の塊状のシルト層からなる。肉眼では明瞭なサンドパイプ等の生痕化石は認められないが、CT 像には生痕を確認できる。また、貝の破片が確認できる。下位のサブユニット D4 とは漸移的であるが、サブユニット D4 に比べると細粒である。コア深度 27.10~27.13 m の砂質シルト中には、阿蘇 3 火砕流 (Aso-3) の特徴を有する火山灰が含まれる。

サブユニット D4 (コア深度 29.15~33.41 m) は未固結の塊状のシルトを主体とし、一部に平行葉理が発達する。また、貝の破片が確認できる。コア深度 29.85~29.90 m の砂質シルトには、阿蘇 3 火砕流 (Aso-3) の特徴を有する火山灰が含まれる。また、コア深度 32.60~32.65 m の砂質シルト中には、阿蘇 3 火砕流 (Aso-3) 及び阿蘇 2 火砕流 (Aso-2) の特徴を有する火山灰が含まれる。

本ユニットには Aso-3 の特徴を有する火山灰が混入していることから、Aso-3 噴出以降に形成された堆積物に対比される。貝が混ざる相対的に粗粒で平行葉理が認められるシルト層 (サブユニット D4)、貝が混ざる塊状で相対的に細粒なシルト層 (サブユニット D3)、貝やサンドパイプが認められる相対的に粗粒なシルト~砂質シルト層 (サブユニット D2) は、海水準の上昇~内湾の埋積までの一連の内湾堆積物である可能性がある。すなわち、サブユニット D4 から D3 の形成期には海水準上昇によって水深が増加し、サブユニット D3 から D2 の形成期には河口から植物片を含む碎屑物が供給されるようになり、同時に内湾が埋積されることによって水深が減少していった、と解釈できる。サブユニット D1 は内湾が埋積された後に河口付近に堆積した河川~氾濫原堆積物であると考えられる。サブユニット D1 の最上部が固結しクラックが発達していることは、上位の堆積ユニット C (Aso-4) に覆われる際に、地表面が火砕物の熱による変性を受けたことを示唆する。すなわち、Aso-4 噴出時に、GS-ODR-1 地点が陸化していた可能性を示す。

b) 高分解能反射法音波探査の結果と海上ボーリング調査結果の比較

GS-ODR-1 地点で実施した海上ボーリング調査の結果を、D10 測線で実施した高分解能反射法音波探査で取得したマイグレーション断面に重ね合わせた（図 11, 図 12）。海上ボーリング調査の結果と比較するため、D10 測線のマイグレーション断面について P 波速度を 1,500 m/s と仮定して、時間断面を深度断面に読み替えた。

D10 測線のマイグレーション断面の音響的特徴について、GS-ODR-1 地点の海上ボーリング調査による堆積ユニット区分・堆積物の物性の鉛直変化と比較した（図 12）。マイグレーション断面における連続性が良好な反射面や内部反射面の特徴が変化する境界面は、堆積物コア試料の岩相境界の深度とほぼ調和的である。そこで特徴的な反射面及び境界面にもとづいて、音響層序ユニットを上位から A～D に区分した。以下にその特徴を述べる。

音響層序ユニット A

音響層序ユニット A は海底面とほぼ平行に成層した内部反射面を有する。下位の音響層序ユニット B にダウンラップ（オンラップと解釈される部部もある）して殲滅、あるいはオーバーラップする。本ユニットは GS-ODR-1 地点における堆積物ユニット A に対応する。

本ユニットは海底面直下に分布すること、堆積物ユニット A に対応することから、完新世の砂礫質な内湾底堆積物であると考えられる。下位の音響層序ユニット B にダウンラップしていることから、本ユニットは完新世の高海面期に発達した可能性がある。

音響層序ユニット B

音響層序ユニット B は概ね平行な内部反射面を持ち、下位のユニットがつくる谷状の地形を埋積するように分布する。下位の地層にオンラップする構造が認められる。本ユニットは GS-ODR-1 地点における堆積物ユニット B に対応する。

本ユニットは堆積物ユニット B に対応することから、後氷期以降に形成された堆積物であると判断される。谷状の地形を埋積し、下位の地層にオンラップすることから、本ユニットは海水準の上昇期にアグラデーションしながら発達したと推察される。

音響層序ユニット C

音響層序ユニット C は、ややカオティックな内部反射面を持ち、下位の音響層序ユニット D にオーバーラップする。上面は起伏を持ち、侵食を受けていると推察される。本ユニットは GS-ODR-1 地点における堆積物ユニット C に対応する。

本ユニットは堆積物ユニット C に対応することから、Aso-4 の火砕物及びその再移動堆積物と解釈される。

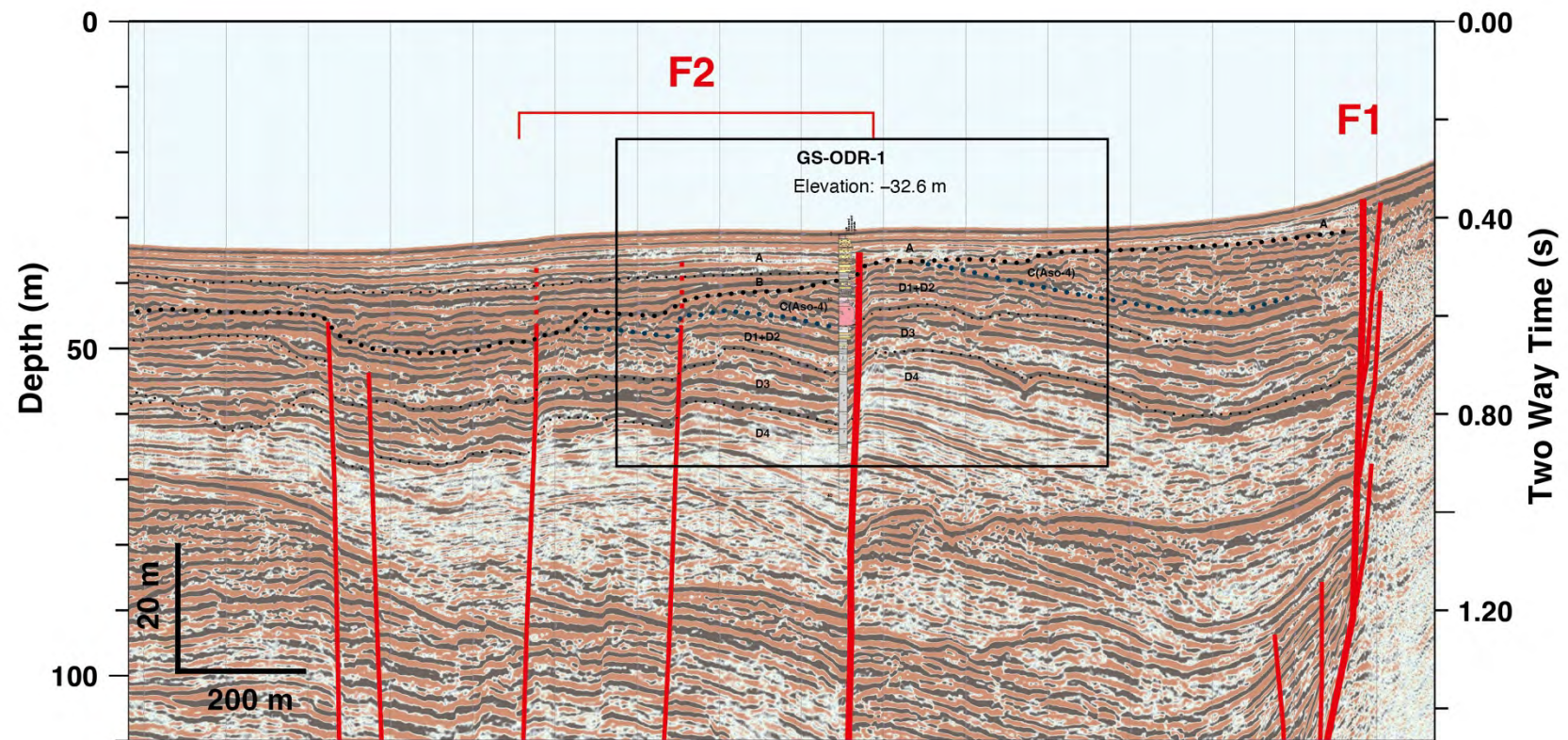


図 11 D10 測線におけるマイグレーション断面の解釈図

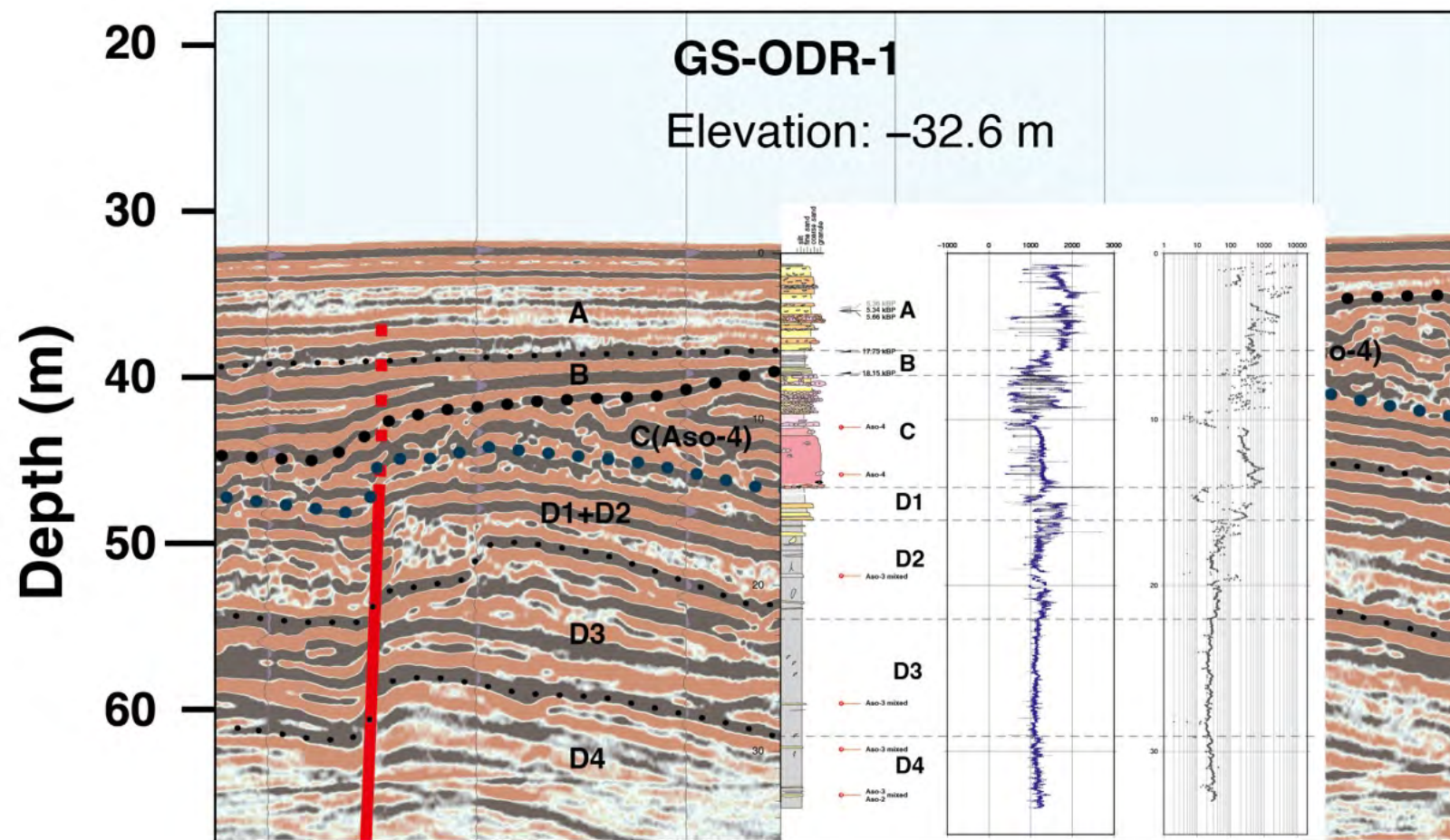


図 12 GS-ODR-1 地点における堆積層ユニット区分を踏まえた音響層序区分

音響層序ユニット D

音響層序ユニット D は概ね平行な内部反射面が発達する。ユニット内部に、少なくとも 2 枚の侵食面が確認できる。本ユニットは GS-ODR-1 地点における堆積物ユニット D に対応しており、2 枚の反射面の層準は、堆積サブユニット D2/D3 境界及び D3/D4 境界に対応する。堆積物コア試料の肉眼観察によれば概ね塊状のシルト層からなるサブユニット D3 においては、CT 値及び帯磁率の変化に対応した内部反射面が認められる。

本ユニットは堆積物ユニット D に対応することから、Aso-3 以降に形成された内湾及び河口低地の堆積物と解釈される。マイグレーション断面で侵食面と半産される層準において、堆積物コア試料では侵食面を確認することができなかった。ただし、マイグレーション断面における侵食面に対応した岩相の変化を認めることができ、これらは Aso-3 噴出以降の海面上昇～内湾の埋積に対応すると考えられる。こうした時期に形成される侵食面であるとするれば、本ユニット中の侵食面は海進面である可能性がある。

c) 対象断層の過去の活動の検討

i) 平均的なずれの速度

D10 測線で取得したマイグレーション断面と海上ボーリング調査の結果にもとづいて、対象断層の上下変位量及び平均上下変位速度を検討した。対象断層は音響層序ユニット D からユニット A の下部までを累積的に変位させている (図 11, 図 13)。

音響層序ユニット D に発達する 2 枚の侵食面は、若干の起伏を持つが、海進に伴って概ね水平に形成されたと推察される。これらの侵食面は対象断層を挟んで、堆積サブユニット D3/D4 境界付近の侵食面が約 11.4 m、D2/D3 境界付近の侵食面が約 10.5 m の高度差を持つ (図 12)。堆積ユニット D には Aso-3 に対比される火山灰が混入していることから、これらの地層の形成年代は Aso-3 の噴出 (130 ka。町田・新井編, 2003) 以降である。以上のことから、ユニット D 形成以降の平均上下変位速度は 0.081~0.088 m/ky 以上と求めることができる。

音響層序ユニット C の基底面に着目すると、ユニット C はユニット D をオーバーラップしており、ユニット C/D 境界は滑らかで、かつ、ユニット D 最上部の内部反射面と平行である (図 12)。これらのことは、ユニット D の上面はほとんど侵食を受けていないことを示唆している。GS-ODR-1 地点では、ユニット D 最上部を構成する堆積物 (堆積サブユニット D1) は主として有機質シルトによって構成されており、当時は河口付近の低地であったと推察される。すなわち、ユニット C (Aso-4 の火砕物) は、ほぼ水平に形成されていた河口低地を覆って形成されたと考えられる。ユニット C/D 境界は、対象断層を挟んで 10.5 m の高度差を持つ。ユニット C/D 境界の形成年代は Aso-4 の噴出年代 (85~90 ka。町田・新井編, 2003) とほぼ等しいと考えられるため、ユニット C/D 境界以降の平均上下変位速度は、0.12 m/ky 程度と求められる。

上記に加えて、音響層序ユニット B の基底面には約 1.8 m、音響層序ユニット A 下部には 0.8 m 程度の高度差が認められる (図 14, 図 15, 図 16)。これらに高度差は 1 回ないし 2 回程度の断層変位によって生じたものであると推定されるため、ここでは平均変位速度は計算しない。

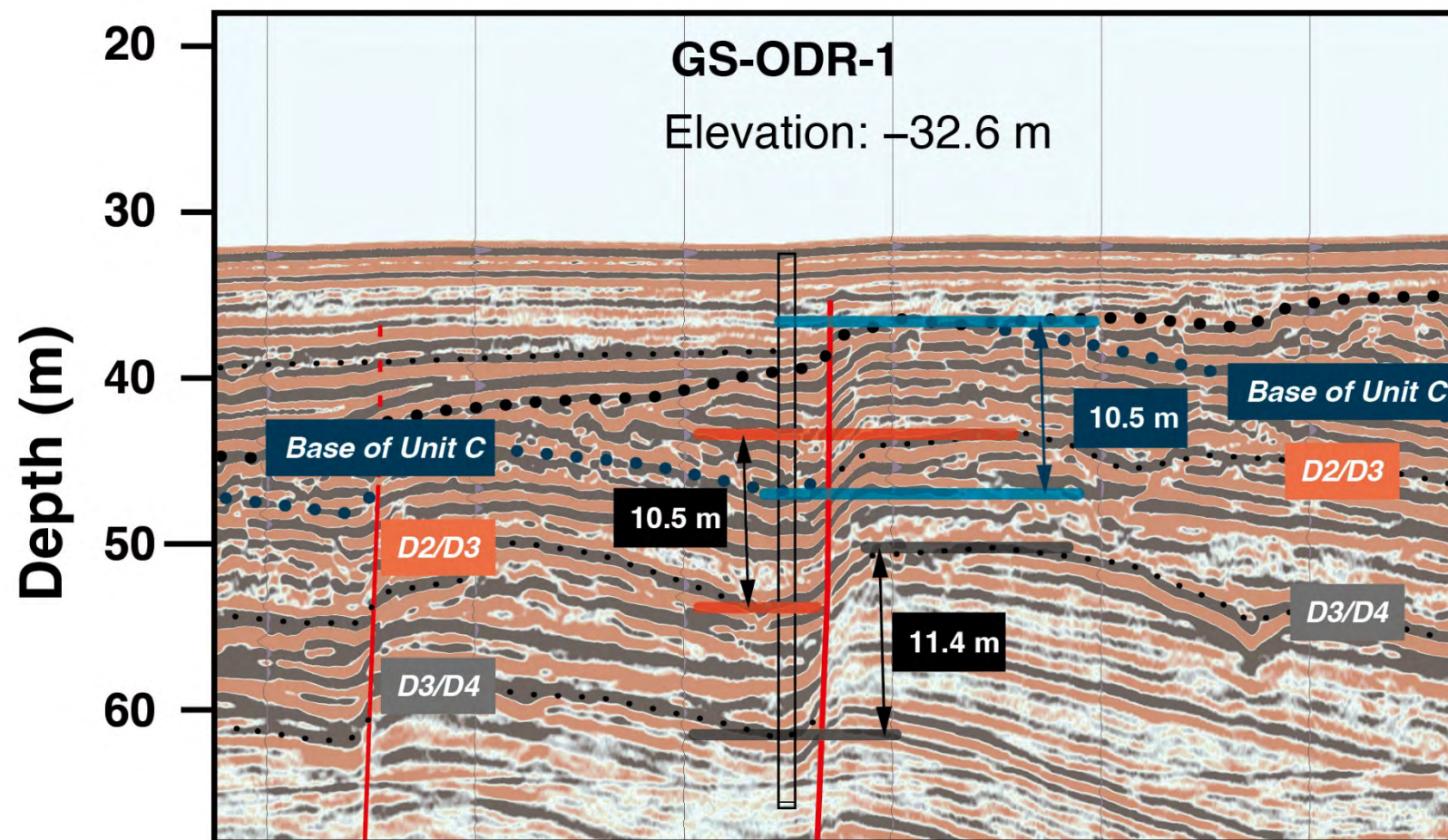


図 13 F2-1 断層を挟んだユニット C 基底及びユニット D のずれ

ii) 活動時期

対象断層は音響層序ユニット A を変位させているため、本断層帯は完新世にも活動していることが確実である（図 14）。対象断層の近傍では、ユニット A のうち、海底面下 3.5 m よりも深部の内部反射面を見ると、断層を挟む高度差がほぼ一定（0.8 m 程度）である（図 14）。他方で、GS-ODR-1 地点付近における海底面下 3.0～3.5 m の領域に着目すると、深度 3.5 m 付近に認められるピーク（正）の反射面が 0.8 m 程度の高度差を持つのに対し、深度 3.0 m 付近に認められる反射面は平滑化されて高度差が 0.2 m 程度にまで減少する。これらのことから、対象断層の最新活動は、深度 3.5 m 程度までの反射面に対応する地層の形成より後に推定される。また、深度 3.0 m 付近の反射面ではすでに埋め戻しが進んでいるため、少なくとも深度 3.0 m 付近の反射面に対応する地層の形成前に最新活動があったと考えられる。GS-ODR-1 地点のコア深度 3.28～3.49m から得られた貝化石が 5.34～5.66 cal kBP の放射性炭素年代を示すことから、最新活動時期は、5.3～5.7 cal kBP 前後であると考えられる（図 15）。また、海底面下 3.5 m より深部のユニット A の変形が 1 回の活動によるものとするれば、最新活動の 1 回に伴う上下方向のずれは 0.8 m 程度であったことになる。

音響層序ユニット B の基底面に着目すると、断層を挟んで 1.8 m 程度の高度差が認められる（図 16）。この高度差はユニット A 下部に認められる高度差より 2 倍以上の大きさである。よって、音響層序ユニット B の形成開始後に、少なくとも 2 回以上の断層活動があった可能性がある。GS-ODR-1 地点におけるユニット B の基底付近のシルト層が 18.17 cal kBP の放射性炭素年代を示すことから、少なくとも 18.2 cal kBP 以降に 1 つ前の活動を含む 1 回以上の活動があったと推察される。

iii) 1 回のずれの量と平均活動間隔

対象断層による 1 回のずれの量は、最新活動に伴うユニット A 下部の変形にもとづけば、0.8 m 程度（上下方向）であると考えられる（図 14）。また、ユニット D 及びユニット C 基底面の形成以降の平均上下変位速度が 0.08～0.12 m/ky と推定されることから、平均活動間隔は 6.7～10.0 ky と求められる。

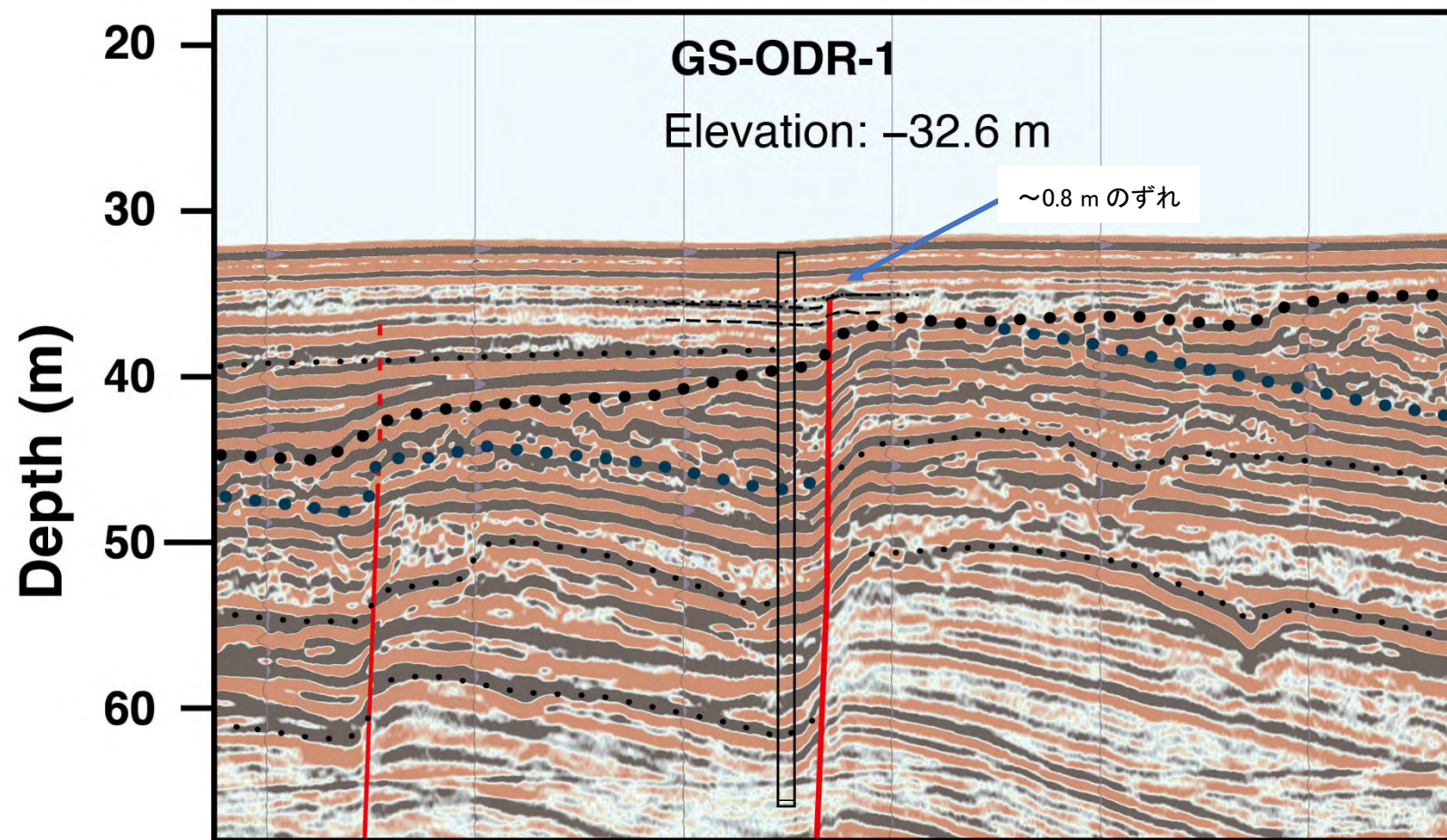


図 14 F2-1 断層を挟んだユニットA下部のずれ

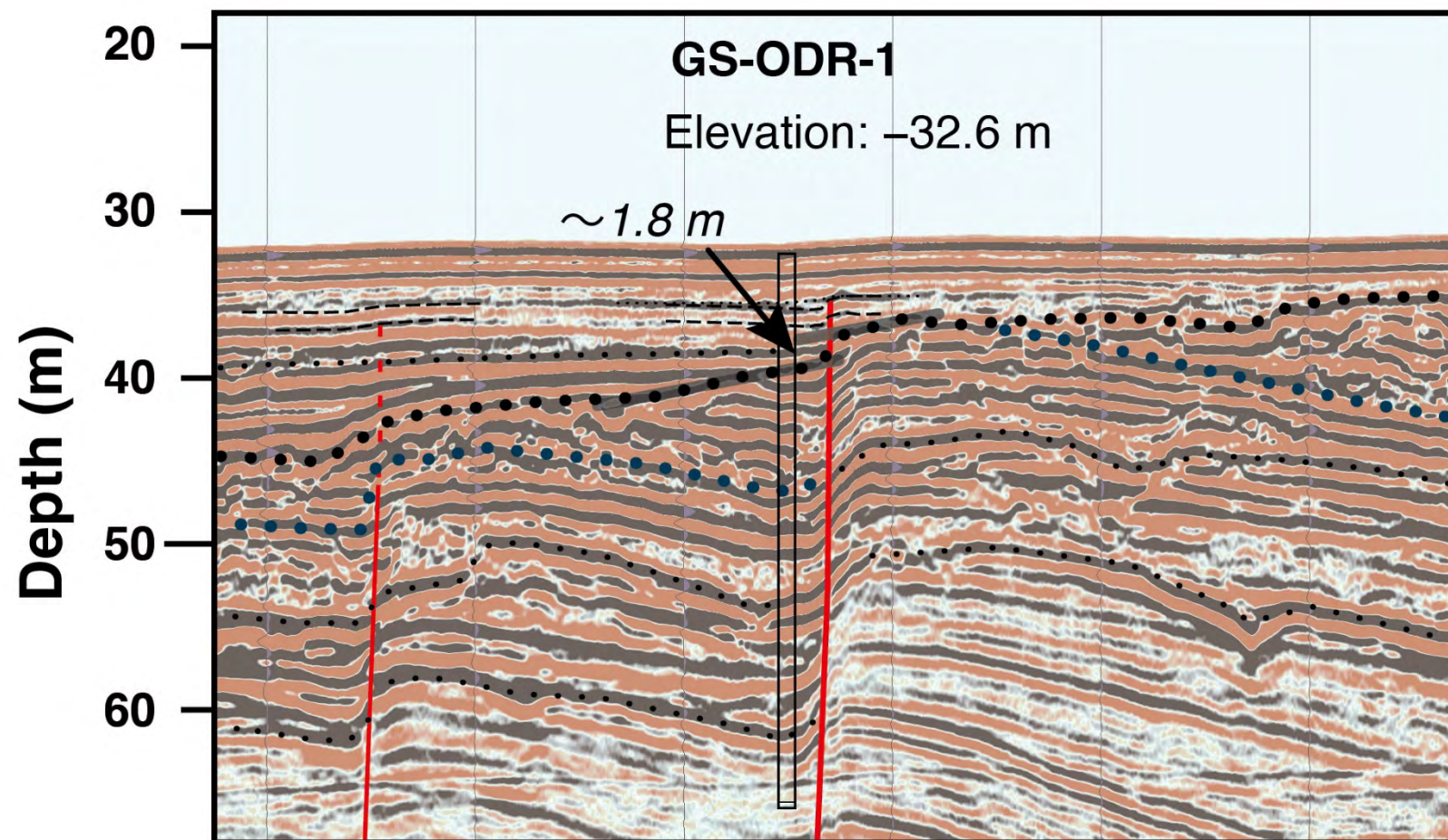


図 16 F2-1 断層を挟んだユニット B 基底（沖積層基底面）のずれ

d) 断層帯の過去の活動の検討

高分解能の音波探査の結果によれば、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層は複数条に分岐している。本研究では、これらのうち海底面付近までを変位させる 1 条の断層（F2-1 断層）に着目して、過去の活動の検討を進めた。しかし、検討したパラメータのうち、特に平均上下変位速度と 1 回のずれ量については、断層帯全体の値としては過少評価の可能性がある。そこで、ここでは対象断層について求めた平均上下変位速度及び 1 回のずれ量が、断層帯全体のそれらのパラメータとの違いについて検討した。

D10 測線においては、宇土半島北岸区間を構成する北傾斜の正断層としては、F1 断層と、検討対象とした断層を含む F2 断層（3 条の断層が確認できる）が存在する（図 17）。これらのうち、F2 断層によるユニット A の変位に着目すると、F2-1 断層の変位量は 0.8 m 程度であり、ひとつ北側の F2-2 断層では 0.3 m 程度の北側が低下する撓みが、最も北側の F2-3 断層では 0.5 m 程度の北側が低下する撓みが認められる（図 17）。これらを合算すると、最新活動の 1 回に伴う F2 断層の上下変位量は 1.6 m 程度であったと見積もることができる。

他方で、F1 断層近傍に着目すると、ユニット A またはユニット B に対比される堆積体（前述のように、ユニット A 及びユニット B はいわゆる「沖積層」に対比される。以下、「ユニット A・B」と呼ぶ）が、断層を境にして基盤岩に接している（図 18）。ユニット A・B の基底面は低海面期に形成された侵食面であると推定され、その基底面は F1 断層を挟んで南側に滑らかに続いていた可能性がある。F1 断層を挟んで、断層の北側に分布するユニット A・B の基底面と、断層の南側の地形面（基盤岩上面）の高度差は約 5.4 m である（図 18）。この高度差がユニット B の形成以降の F1 断層による上下変位によるものとすれば、本研究による検討対象の断層 F2-1 付近におけるユニット B 基底面の高度差が 1.8 m 程度であることから、F1 断層の変位量は F2-1 断層の 3 倍程度であったことを指摘できる。F2-1 断層における最新活動 1 回に伴う上下変位量が 0.8 m 程度であることから、F1 断層における 1 回の上下変位量は 2.4 m 程度であった可能性がある。以上にもとづけば、北傾斜の正断層（F1 断層及び F2 断層）による 1 回の活動に伴う上下変位量は 4 m 程度であった可能性がある。

平均変位速度について、F2 断層を構成する 3 条の断層によるユニット D 中の侵食面の上下変位量及びユニット C 基底面の変位量の合計は、それぞれ 16.0～15.5 m 及び約 15.5 m である（図 19）。F1 断層の変位量が F2-1 断層の変位量の 3 倍程度であるとすれば、F1 断層によるユニット D 中の侵食面の上下変位量及びユニット C 基底面の変位量はそれぞれ 34.2～31.5 m 及び約 31.5 m と見積もられる。ユニット D は Aso-3 噴出（130 ka）以降に形成され、ユニット C 基底面が Aso-4 噴出時（85-90 ka）と考えられるため、F2 断層全体及び F1 断層の平均変位速度は 0.12～0.18 m/ky 及び 0.24～0.37 m/ky と概算して求めることができる。また、北傾斜の正断層（F1 断層及び F2 断層）による平均上下変位速度は、0.36～0.55 m/ky である可能性がある。

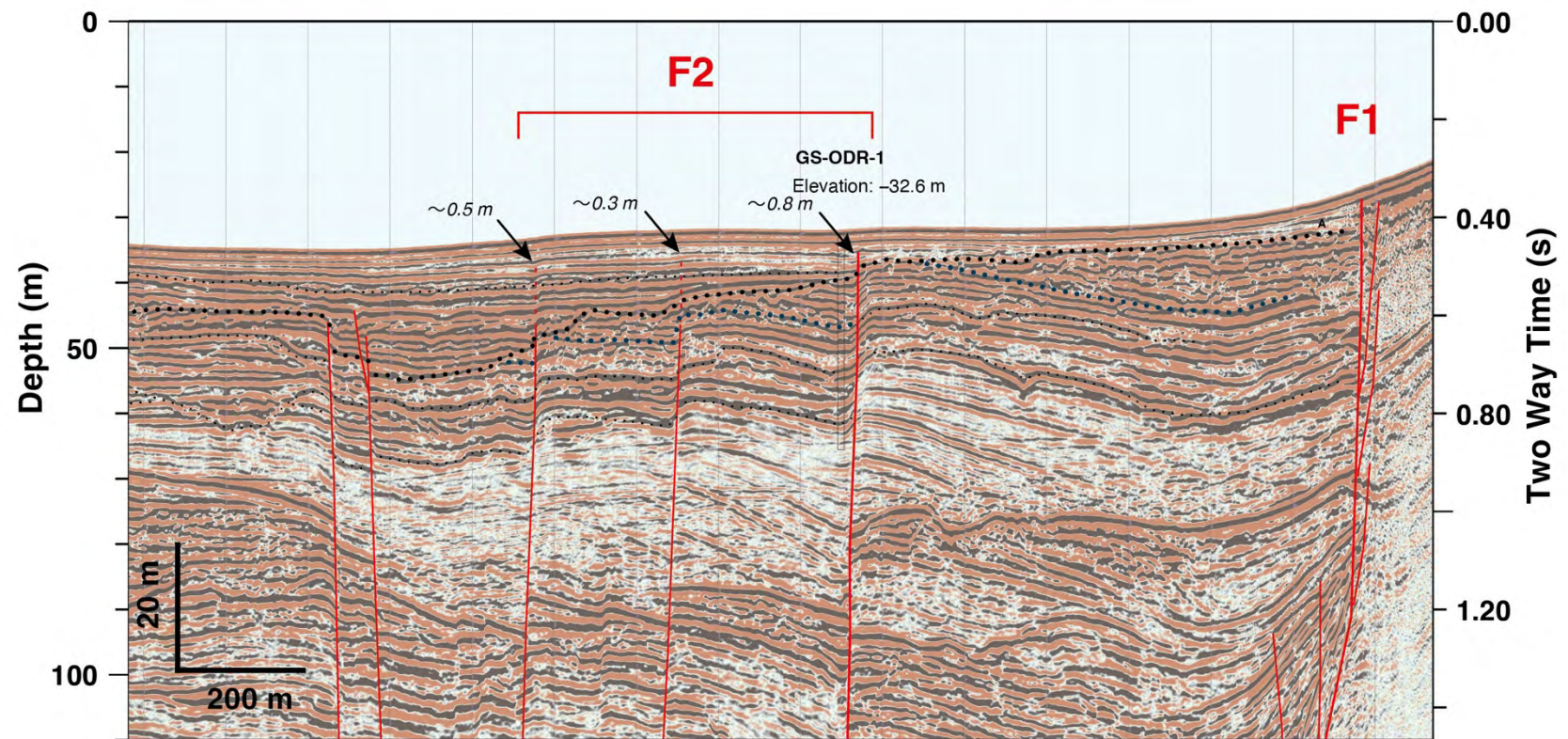


図 17 F2 断層による挟んだユニット A 下部のずれ

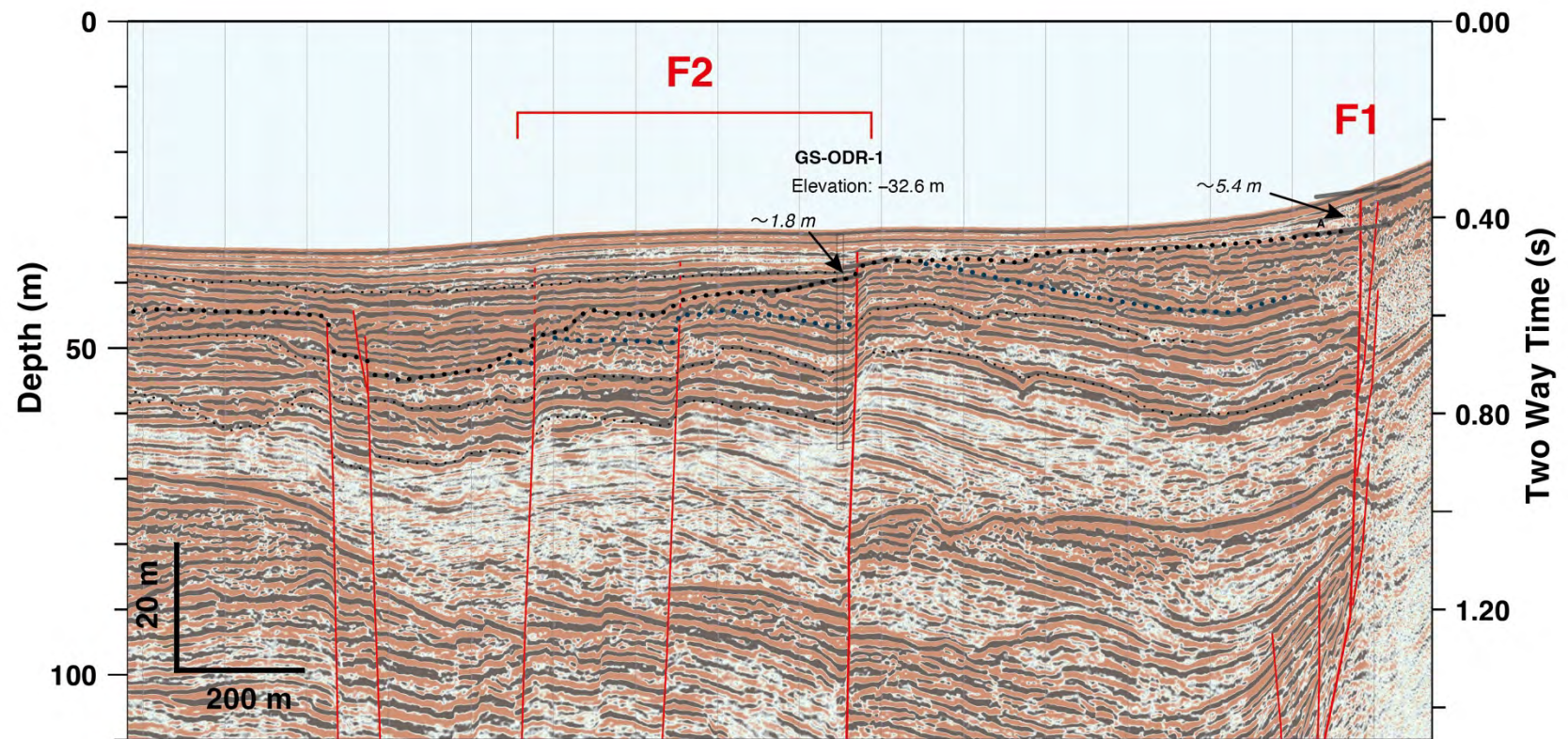


図 18 ユニットA及びユニットB基底（沖積層基底面）のずれ

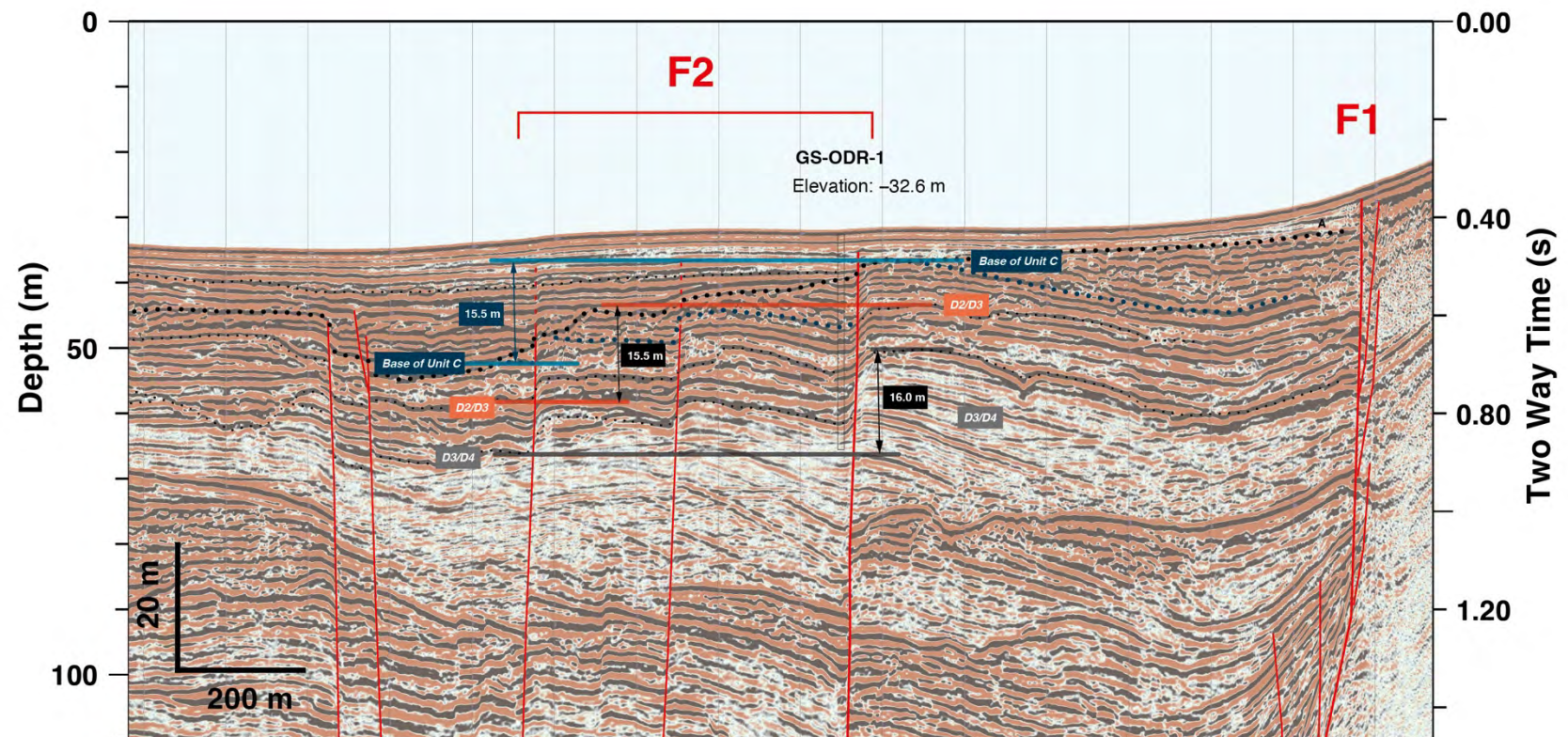


図 19 F2 断層によるユニットC基底及びユニットDのずれ

4) まとめ

宇土半島北岸区間の過去の活動を検討するため、令和4年度及び令和5年度に実施した高分解能の反射法音波探査の結果を踏まえて、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層近傍の1地点で海上ボーリング調査を実施し、深度 33.41 m までの堆積物コア試料を採取した。また、取得した堆積物コア試料を分析することにより、断層近傍に分布する地層の形成年代および形成環境を具体的に明らかにした。

海上ボーリング調査の結果を踏まえて、高分解能の反射法音波探査によって取得したマイグレーション断面にもとづいて、断層近傍の地質構造を検討した。その結果、検討対象とした1条の海底活断層に関して、平均変位速度が 0.08~0.12 m/ky、最新活動時期が 5.3~5.7 cal kBP 頃、1回前の活動が 18.2 cal kBP 以降、1回の変位量が 0.8 m/ky 程度、平均活動間隔が 6.7~10.0 ky であると推定される。さらに、宇土半島北岸区間を構成する北傾斜の正断層群について検討した結果、1回の変位量が 4 m 程度であり、平均上下変位速度が 0.36~0.54 m/ky である可能性があることが示された。

(e) 引用文献

- Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates, *Radiocarbon*, 51, 337-360, 2009.
- Heaton, T. J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, W. E. N., Bronk Ramsey, C., Grootes, P. M., Hughen, K. A., Kromer, B., Reimer, P. J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M. S., Olsen, J., Skinner, L. C., Marine20—the marine radiocarbon age calibration curve (0-55,000 cal BP), *Radiocarbon*, 62, 779-820, 2020.
- 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.
- 町田 洋・新井房夫,「新編 火山灰アトラス[日本列島とその周辺]」, 東京大学出版会, 336p, 2003.
- 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.
- 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5年度 成果報告書, 2024.
- 長尾 巧, 天草の地質略報(一), 地質学雑誌, 29, p.41-56, 1922.
- 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. & Talamo, S., The IntCal20 northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62, 725-757, 2020.

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.

Schneider, C.A., Rasband, W.S, and Eliceiri, K.W., NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis. *Nature Method*, 9, 671-675, 2012.

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) 令和4年度～令和6年度の成果業務の内容

(a) 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及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・連続性及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した。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した。

(b) 令和4年度の業務の成果

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及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、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。

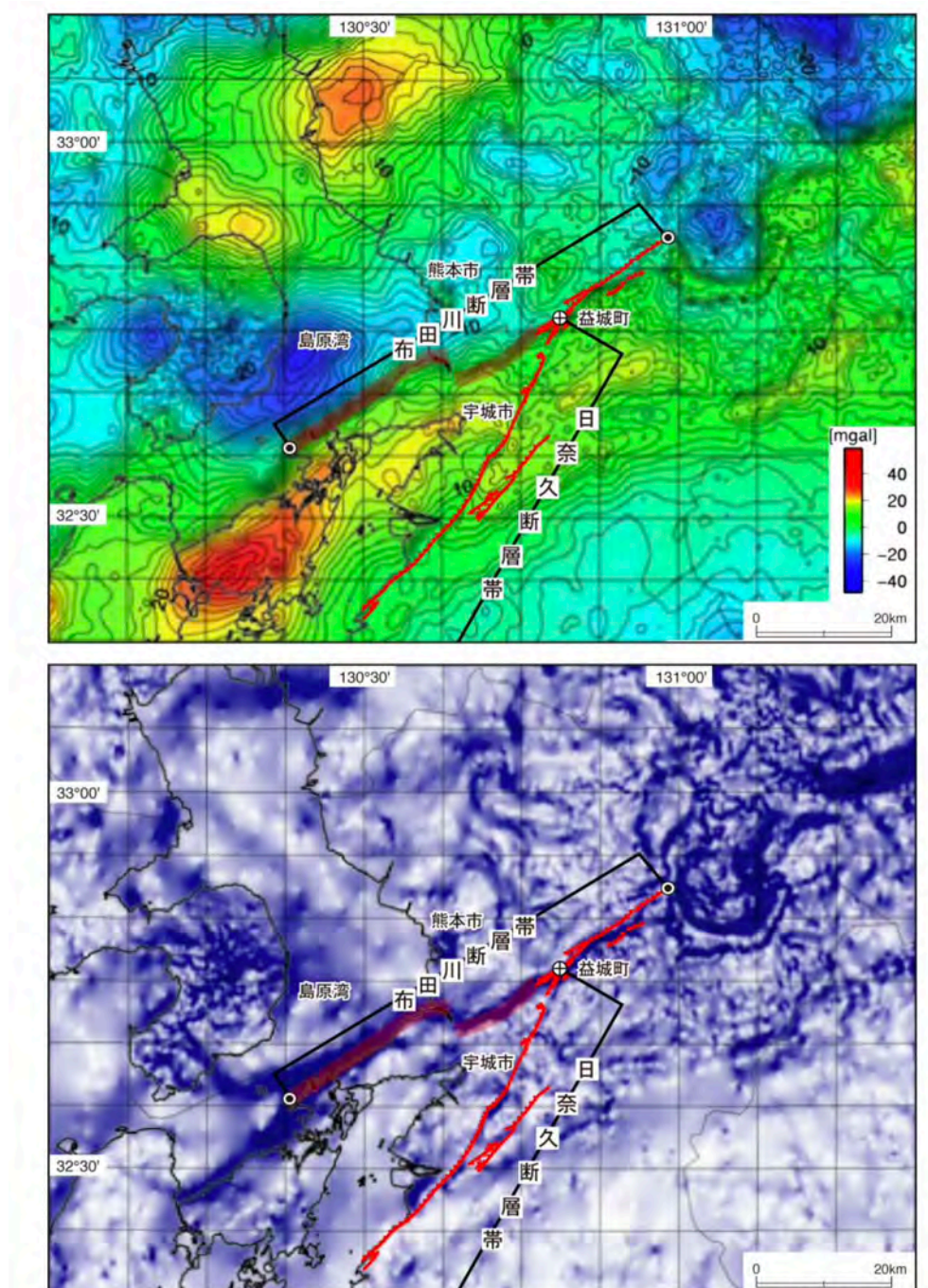


図2 布田川断層帯付近の重力異常

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。

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。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いては、過去の活動についての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、南西端の位置に関する資料がほとんど存在しない。また、過去の活動についての資料が得られていない。そのため、令和 4 年度には、断層が推定されている海域（宇土半島及び大矢野島の北岸）において、高分解能の音波探査を高い測線密度で実施して、断層の正確な位置・連続性を検討するとともに、採泥調査のサイトサーベイを行った。また、宇土半島北岸断層帯の南西端付近から 2 条に分岐する重力異常の急変帯が分布する海域においても高分解能の音波探査を実施し、断層の南西端の位置を検討した。後述するように、従来の海底活断層調査で用いられてきた高分解能マルチチャンネル反射法音波探査では、一般に後期更新世～中期更新世の堆積物の堆積構造・変形構造の把握が困難であった。本研究では、新規手法として従来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、より効果的に地下構造を把握することを試みた。

2) 調査手法

前述したように、令和4年度には、宇土半島北岸区間の正確な位置・連続性、南西端の位置の検討と、令和6年に計画している採泥調査のサイトサーベイを目的として、宇土半島北岸区間が推定されている海域及びその南西側の島原湾において、高分解能の音波探査を実施した（図3、4）。音波探査の実施期間は、2022年11月14日から2022年11月21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、宇土半島及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。一方で、陸域の海岸線付近には白亜紀～古第三紀の堆積岩、新第三紀（鮮新世）の堆積岩、新第三紀の火成岩等が露出している。これらのことから、宇土半島北岸の海岸線に沿って、第四紀の堆積物の南限を画する地質境界断層が分布していると推定される。また、この顕著な重力異常の急変帯は、この断層が物質境界をなしていることを強く示唆する。この地質境界断層の位置及び活動性を検討するためには、可能な限り宇土半島及び大矢野島の北岸の海岸線まで接近するような音波探査測線を配置する必要がある。

また、前述したように、産業技術総合研究所・他（2010）及び杉山・他（2010）は、宇城市三角町大田尾の沖合において海底面付近までの第四紀の堆積物を変位させる北側傾斜の正断層を報告している。この海底活断層は宇土半島北岸区間を構成する活断層と考えられる。よって、宇土半島北岸区間の位置・連続性と、過去の断層活動を検討するためには、この断層の位置・連続性を把握できるように音波探査測線を配置する必要がある。

産業技術総合研究所・他（2010）が実施した探査では、宇土市赤瀬町より東側の領域（完新世の河川デルタの堆積体が発達している領域）は、音波散乱層のために高分解能マルチチャンネル反射法音波探査で海底面下の構造を把握することができなかった。そのため、宇土市赤瀬町より東側の音波散乱層が予想される領域においては、新たに音波探査を実施しても断層の位置・形状を把握するための資料を取得することが困難であると推察される。

産業技術総合研究所・他（2010）は、音源に出力300 Jのブーマーを使用した高分解能マルチチャンネル音波探査を実施した。この調査で取得された探査記録を用いることによって、海底面下50 m程度までの地下構造を対象として、高い分解能で堆積構造及び変形構造を検討することができた（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所、2022）。しかし、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たことにより、地質構造を検討することが困難であった。前述のように、宇土半島北岸区間は顕著な重力異常の急変帯によって特徴づけられるが、このような重力構造は、宇土半島の北岸に沿って推定される地質境界断層が物質境界となっていることを強く示唆している。宇土半島北岸区間では、その南西端よりも南西側の領域にも重力異常の急変帯が連続しているようにみえることから、断層がさらに南西側に延びる可能性がある。その

ため断層の南西端の位置を明らかにするためには、地質境界断層の周辺においてより深部までを把握可能な探査記録を取得し、この海域における重力異常の急変帯と地質構造の関係を把握する必要がある。同時に、この断層の活動性を検討するためには、第四紀の堆積物の堆積構造・変形構造を把握するのに十分な分解能を持つ探査記録を取得するための調査が必要である。

以上を踏まえて、本研究では、図 3 及び図 4 に示すように、宇土半島北岸区間が推定されている宇土半島及び大矢野島の北岸においては、音波散乱層が推定される領域を避けて、推定断層を横断する方向に、可能な限り海岸線まで接近するような測線を、1 ～ 2 km 程度の間隔で配置した（西側から順に、D10、D9、D8、D7、D6、D5、D4、D3 測線）。また、宇土半島北岸区間の南西端よりも西側の海域においては、断層の南西端の位置を検討するため、大矢野島北西端付近から西方向側及び南西方向に延長するようにみえる重力異常の急変帯を横断するように測線を配置した（西側から順に、D2、D1、D201 測線）。測線間の対比を目的として、これらの測線を横断する検測線を配置した（D101 測線）。また、以上の測線において、活断層の評価に必要とされる高い分解能を有しながら、従来の海底活断層調査における探査よりも深部までの地質構造を把握するため、出力 2000 J のスパーカーを音源と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。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 24 ch のストリーマーケーブルを使用した。音源及び受振点の座標を精密に決定するため、音源装置及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行うため、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。

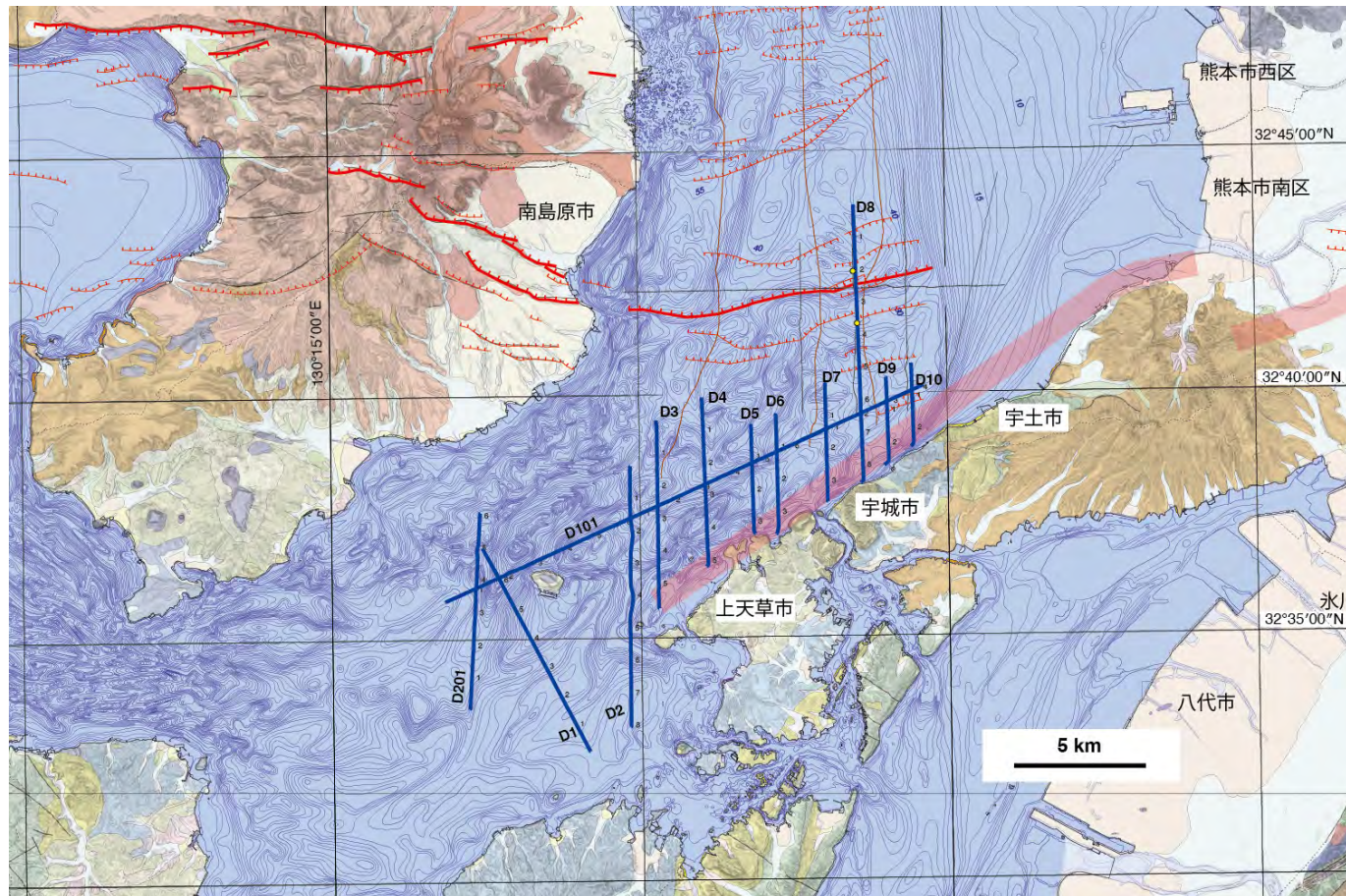


図3 令和4年度の音波探査における測線配置図

薄いグレーの太線で、布田川断層帯宇土半島北岸区間及び宇土区間の一部（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）。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。

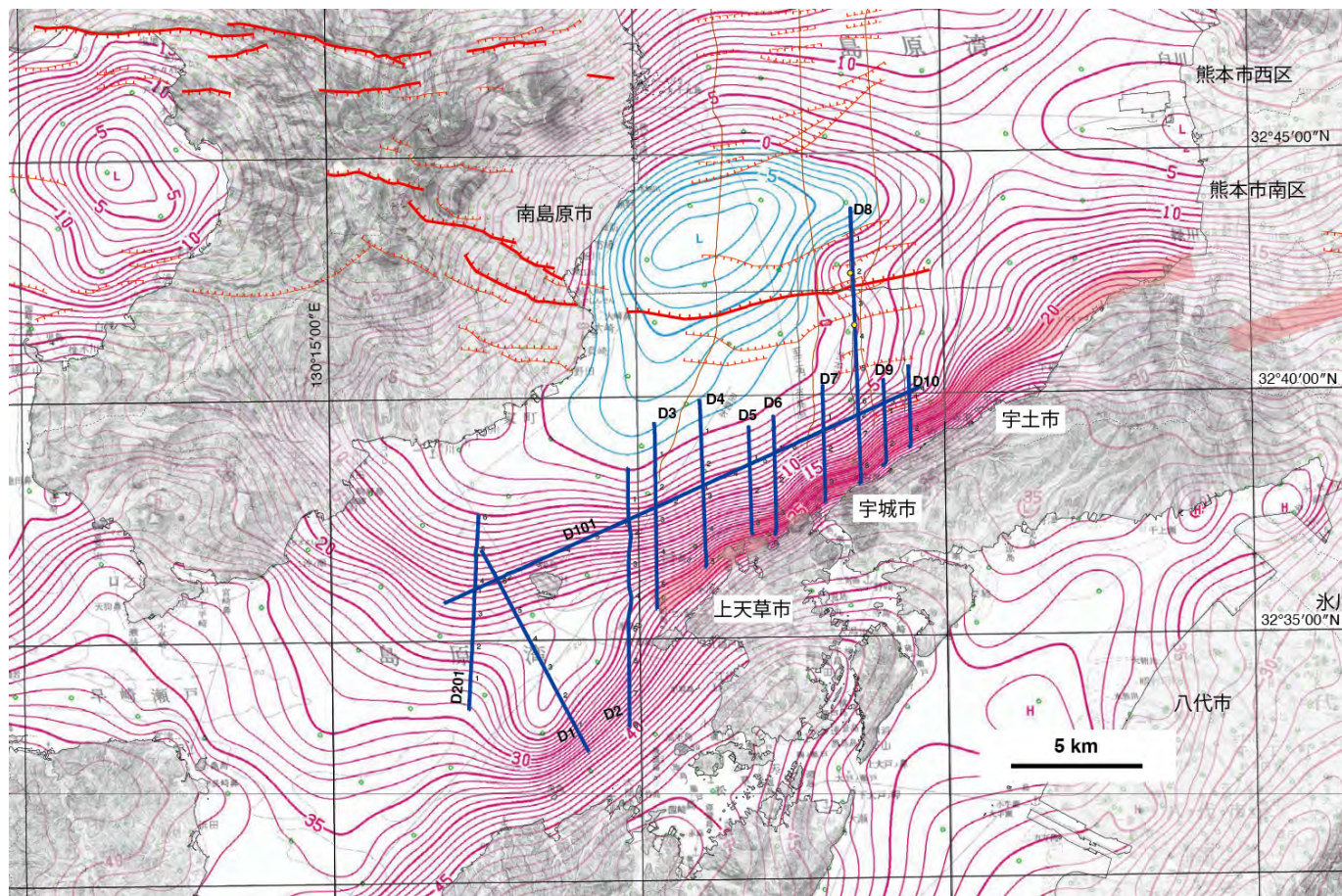


図4 令和4年度の音波探査における測線配置図

薄い太線で、布田川断層帯宇土半島北岸区間及び宇土区間の一部（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）。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	24
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	512 ms
深度ロガー	DST-centi (Star Oddi)
深度ロガー位置	1, 6, 12, 18, 24 ch (合計 5 ヶ所)
音響測深機	PDR-1200 (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、船上でニアトレースギャザー及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（時間断面及び深度断面）を作成した。図5に本調査における処理フローを示す。

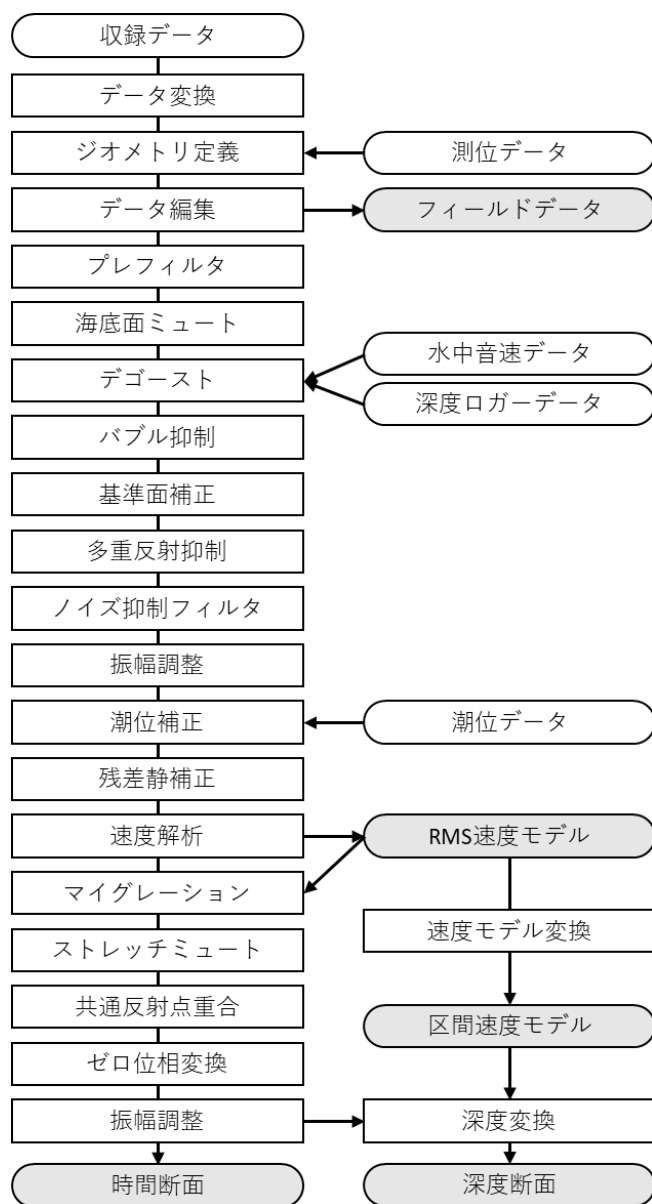


図5 音波探査記録の解析フロー

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及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として表示し、深度については水中及び堆積物中の P 波速度を 1,500 m/s と仮定して概算した。

a) 層序区分

調査海域の周辺の陸域における層序について、長尾（1922）、大塚（1966, 1970）、長谷・岩内（1993）、大塚・他（1995）をはじめとする調査研究が行われており、7 万 5 千分の 1 地質図幅「口之津」（赤木, 1936）及び 20 万分の 1 地質図幅「八代及び野母崎の一部」（斎藤・他, 2010）が取りまとめられている。海域（島原湾）においては、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）をはじめとする調査研究が行われている。これらによれば、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、陸域における地質については、最近の地質図類（斎藤・他, 2010；産総研地質調査総合センター, 2022）を参考にすると、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）及び口之津層群（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（Knbn）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）及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期層（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、口之津層群下部及び上部については、一括して口之津層群（Kn）とした。また、大岳火山（Ov）及び上原溶岩（Knbn）は調査対象海域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。

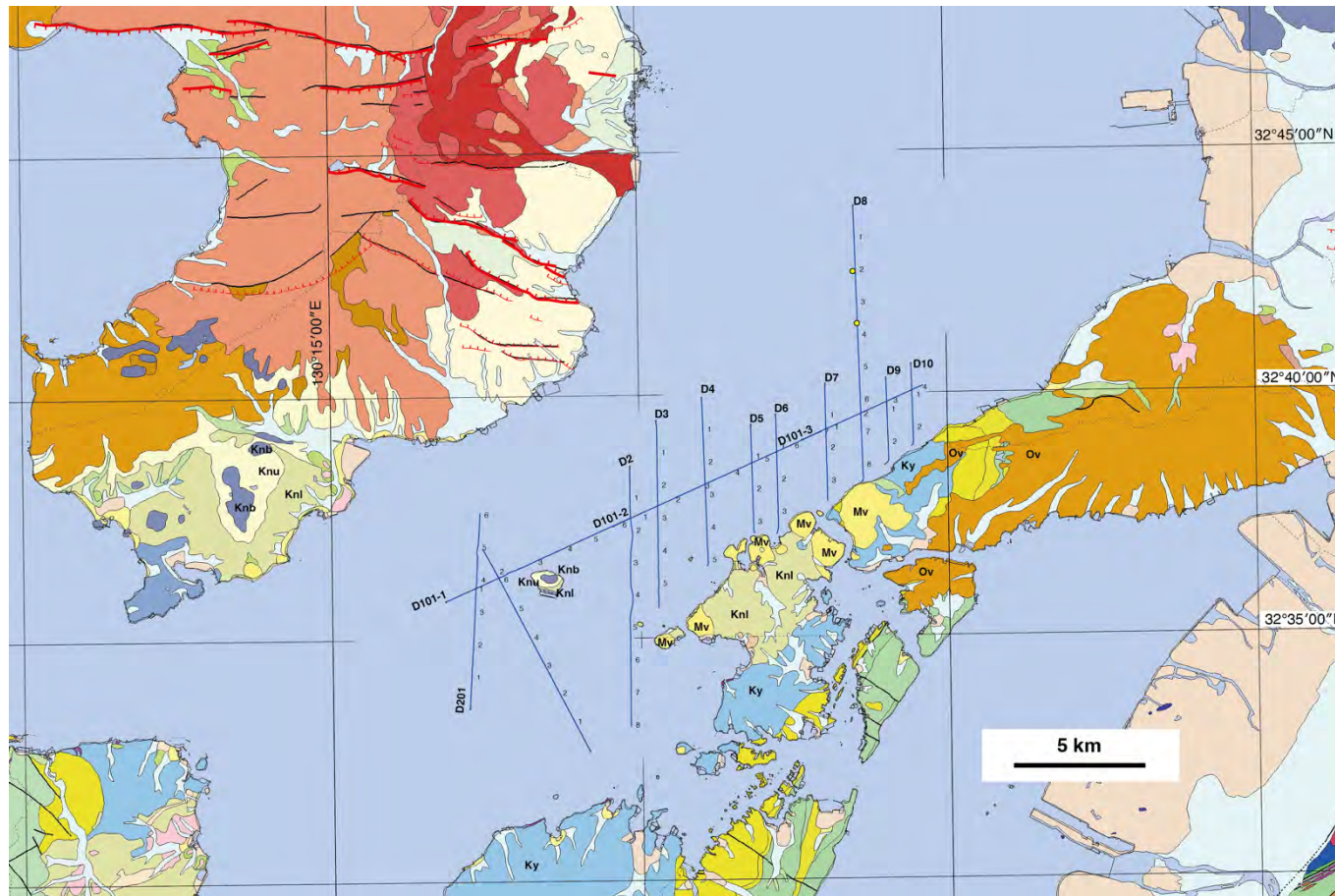


図6 調査対象海域の周辺における陸域の地質

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。

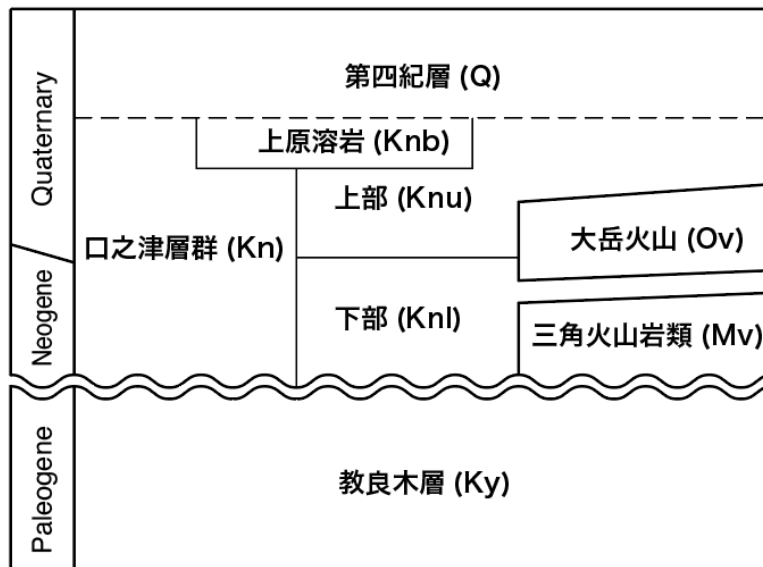


図 7 調査対象海域及びその周辺における層序区分

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9～21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。

【教良木層 (Ky)】本研究で実施した音波探査では、陸域における地質を参考にすると、D10 (図8) 測線、D9 測線 (図9)、D7 測線 (図12) における宇土半島・大矢野島側 (断層の隆起側) に分布していると推定される。本研究で取得したマイグレーション断面には、その内部構造を把握できない。

【三角火山岩類 (Mv)】本研究で実施した音波探査では、陸域における地質を参考にすると、D8 測線 (図11)、D6 測線 (図13)、D5 測線 (図14) における宇土半島・大矢野島側 (断層の隆起側) 及びD2 測線 (図17) における共通反射点 (以下、「CMP」とする。) 5000 付近の (黒島の西方沖) に分布していると推定される。三角火山岩類は、教良木層及び口之津層群に貫入して分布していると考えられる。本研究で取得したマイグレーション断面では、その内部構造を把握できない。

【口之津層群 (Kn)】本研究で実施した音波探査では、D4 測線 (図15)、D3 測線 (図16)、D2 測線 (図17)、D1 測線 (図18)、D201 (図19) における大矢野島及び天草上島側 (断層の隆起側) 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では、全ての測線において測線の北側 (断層の沈降側) に分布している。D2 測線 (図17)、D1 測線 (図18)、D201 測線 (図19) においては、断層の隆起側においても層厚 20 m 程度で断片的に分布していることを確認できる。内部反射面が明瞭で、反射強度が強い層準と弱い層準が交互に発達している。また、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、第四紀の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。

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 10～21 に示す。以下には、調査海域の東側 (D10 測線) から西側 (D201) の順番に、断層を横断するように南北方向に配置した各測線 (図 9～19) における地質構造の特徴を述べる。また、東西方向の検測線のうち、断層を横断する部分 (D101-1 及び D101-2) の特徴についても述べる (図 20、21)。解釈断面には、第四紀層を变形させていることが確認できた断層を赤実線で、第四紀層を变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。また、これらの断層のうち、やや不明瞭なものや推定断層については破線で示した。断面及び本文には、水中及び堆積物中の P 波速度を 1,500 m/s と仮定して深度を記入した。

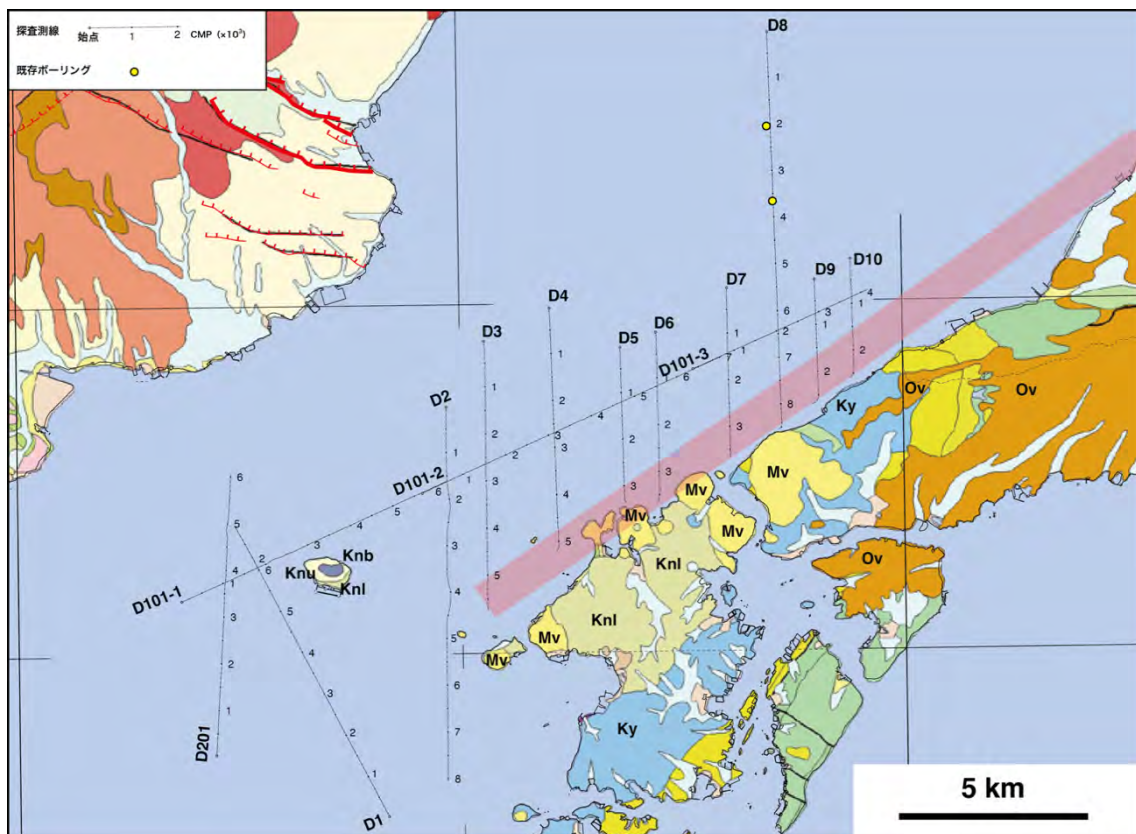


図 8. 令和 4 年度に実施した音波探査の測線配置図 (詳細図)

薄いグレーの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)。

【D10 測線】D10 測線では、CMP2200 付近に、地層境界をなす北傾斜の断層（F1）が認められる（図9）。この断層の北側は第四紀層、南側は教良木層であると解釈される。往復走時 0.1 秒（海水面下約 75 m）よりも浅い領域では、この断層による地層の変形は確認できない。一方で、0.1 秒（海水面下約 75 m）よりも深い領域では、この断層は複数条に枝分かれして、CMP2000～2200 の範囲の第四紀層を引きずり上げるように累積的に変形させている。また、CMP1600 付近、CMP1400 付近、CMP1200 付近には、第四紀層を累積的に変位させている北傾斜の正断層群（F2）が認められる。CMP950 付近及び CMP1000 付近には、第四紀層を累積的に変位させている南傾斜の正断層が認められる。

【D9 測線】D9 測線では、CMP2450 付近に地質境界をなす北傾斜の断層（F1）が認められる（図10）。この断層の北側は第四紀層、南側は教良木層であると解釈される。この断層は CMP2250～2400 の範囲に分岐断層を発達させており、CMP2000～2450 の範囲で第四紀層を累積的に引きずり上げるように変形させている。CMP1500 付近、CMP1200 付近、CMP1000 付近には第四紀層を累積的に変位させている南傾斜の正断層群（F2）が認められる。CMP700 付近には第四紀層を累積的に変位させている北傾斜の正断層が認められる。CMP600 付近には第四紀層を累積的に変位させている南傾斜の正断層が認められる。

【D8 測線】D8 測線では、CMP8400 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）。この断層の北側は第四紀層、南側の表層（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のある地層、深部は三角火山岩類であると解釈される。断層は CMP8250～8400 の範囲で複数条に分岐しており、第四紀層を累積的に引きずり上げるように変形させている。CMP7100 付近には第四紀層を累積的に変位させている北傾斜の正断層（F2）が認められる。CMP5200 付近には第四紀層を累積的に変位させている高角の北側低下の断層が、CMP4400 付近には第四紀層を変位させている南傾斜の正断層が認められる。CMP2300～3300 の範囲には雲仙断層群南東部を構成する南傾斜及び北傾斜の正断層群が認められる。

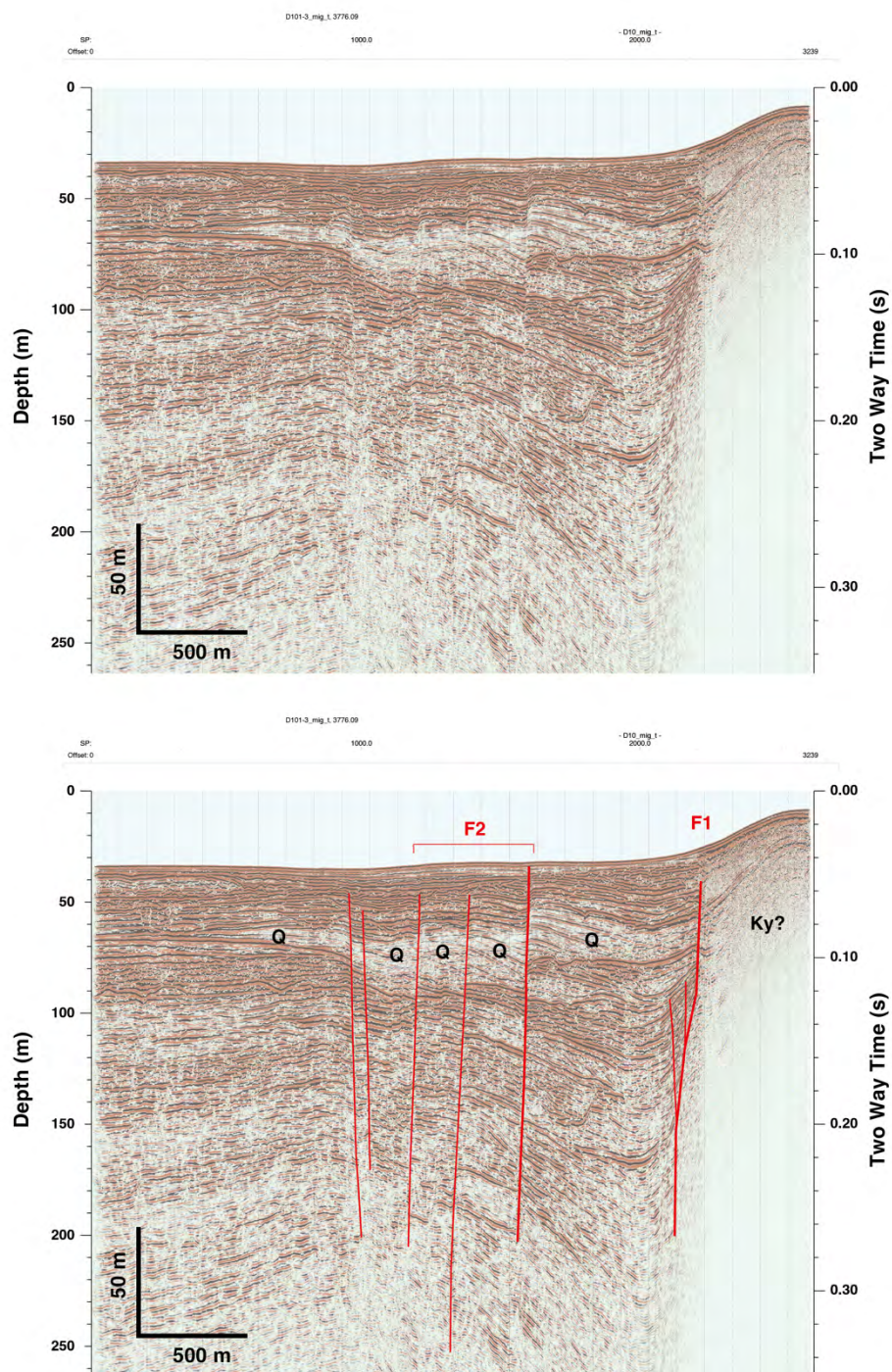


図9 D10 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

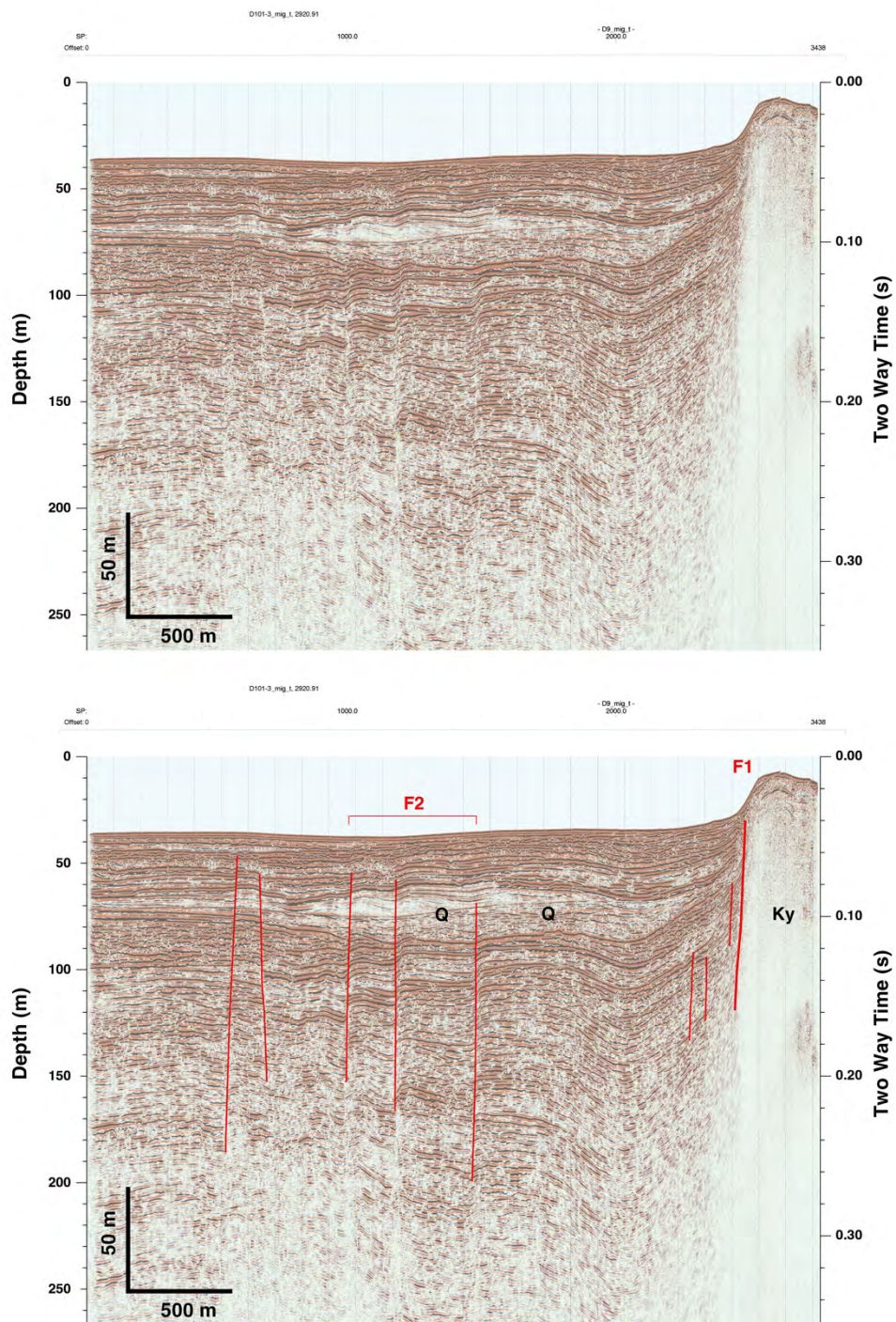


図 10 D9測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

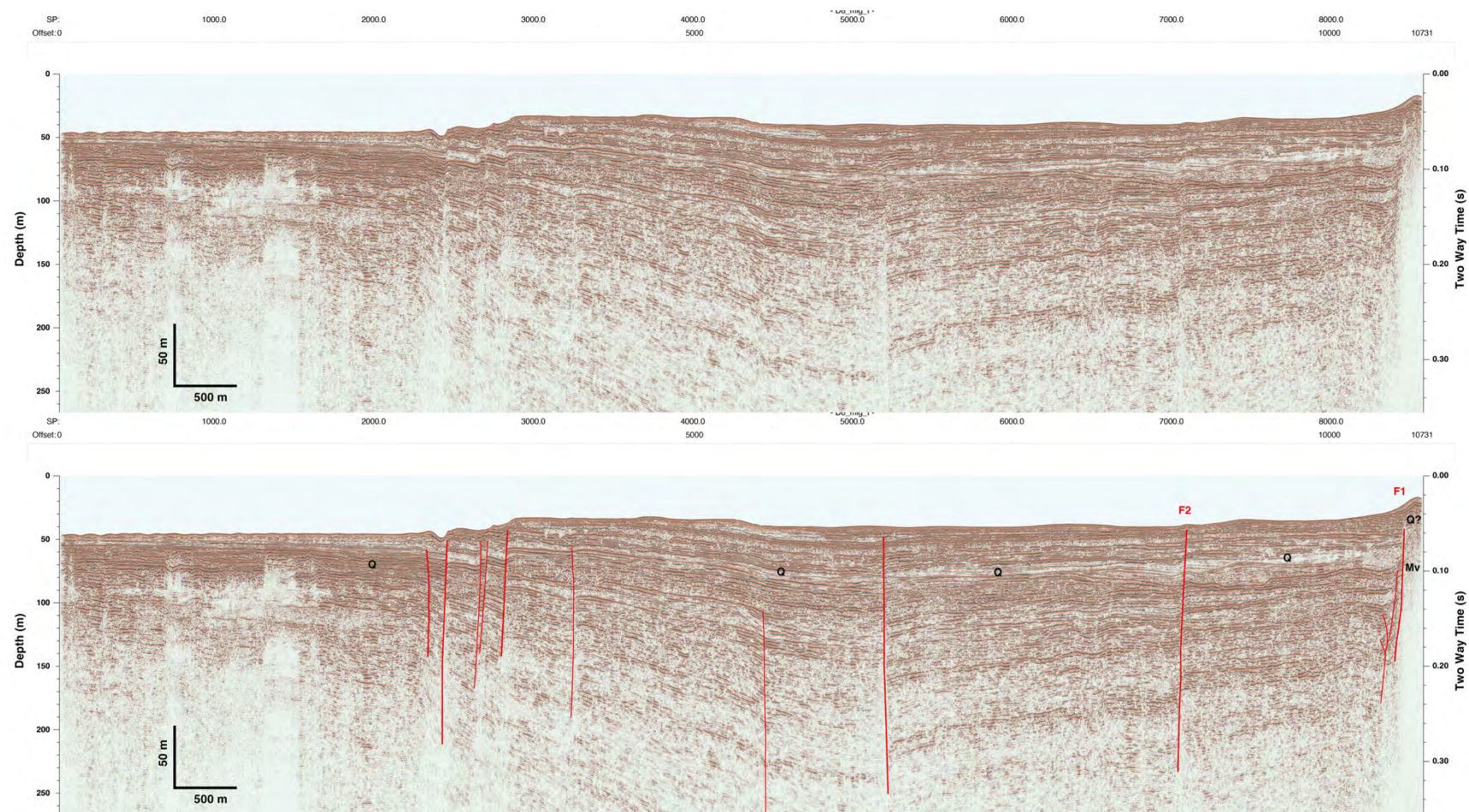


図 11 D8 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

【D7 測線】D7 測線では、CMP3320 付近に地質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、南側の表層（往復走時 0.08 秒付近（海水面下約 60 m）まで）は第四紀層の可能性のある地層が分布し、深部は教良木層であると解釈される。F1 断層の北側では、CMP3280～3320 の領域で第四紀層が F1 断層によって累積的に引きずり下げられるように変形を受けており、その北端付近（CMP3270 付近）には第四紀層を変形させる南傾斜の正断層が認められる。F1 断層の南側では、CMP3320～3420 には北傾斜の正断層群が推定され、この断層は深部で F1 断層に収斂していると解釈される。CMP2700 付近及び CMP2450 付近には第四紀層を累積的に変位させている北傾斜の正断層群（F2）が認められる。

【D6 測線】D6 測線では、CMP3400 付近に地質境界をなす北傾斜の断層（F1）が認められる（図 13）。この断層の北側は第四紀層、南側の表層（往復走時 0.07 秒（海水面下約 52.5 m）付近まで）は第四紀層の可能性のある地層が分布し、深部は三角火山岩類が分布していると解釈される。やや不明瞭であるが、F1 断層の南側では、CMP3450 付近、CMP3520 付近に北傾斜の断層が認められる。これらの断層は、深部で F1 断層に収斂している可能性がある。やや不明瞭であるが、これらの北傾斜の断層は、往復走時 0.07 秒（海水面下約 52.5 m）付近よりも浅い領域で、第四紀層の可能性のある地層を変位させ、断層の北側を相対的に沈降させている。CMP2700 付近には第四紀層を変位させる南傾斜の正断層が認められる。

【D5 測線】D5 測線では、CMP3270 付近に地質境界をなす北傾斜の断層（F1）が認められる（図 14）。断層の北側は第四紀層、南側の表層（往復走時 0.11 秒（海水面下 82.5 m）付近まで）は第四紀層の可能性のある地層が分布し、深部は三角火山岩類が分布していると解釈される。やや不明瞭であるが、CMP3200～3270 の間は第四紀層が累積的に引きずり上げられるような変形を受けている。

【D4 測線】D4 測線では、CMP4800 付近に地質境界をなす北傾斜の断層（F1）が認められる（図 15）。断層の北側には第四紀層が、南側には口之津層群が分布していると解釈される。F1 断層の海底面への延長部では、断層の北側が低下する崖地形が認められる。F1 断層の南側においては、やや不明瞭だが F1 断層が断層の下盤側に分岐し、CMP4850 付近においては口之津層群を切っている。CMP4500～4250 には、第四紀層を累積的に変位させている北傾斜の正断層群（F3）が認められる。CMP4150 付近には、第四紀層を累積的に変位させている南傾斜の正断層が認められる。CMP3900 付近には、第四紀層を累積的に変位させている北傾斜の正断層（F4）が認められる。

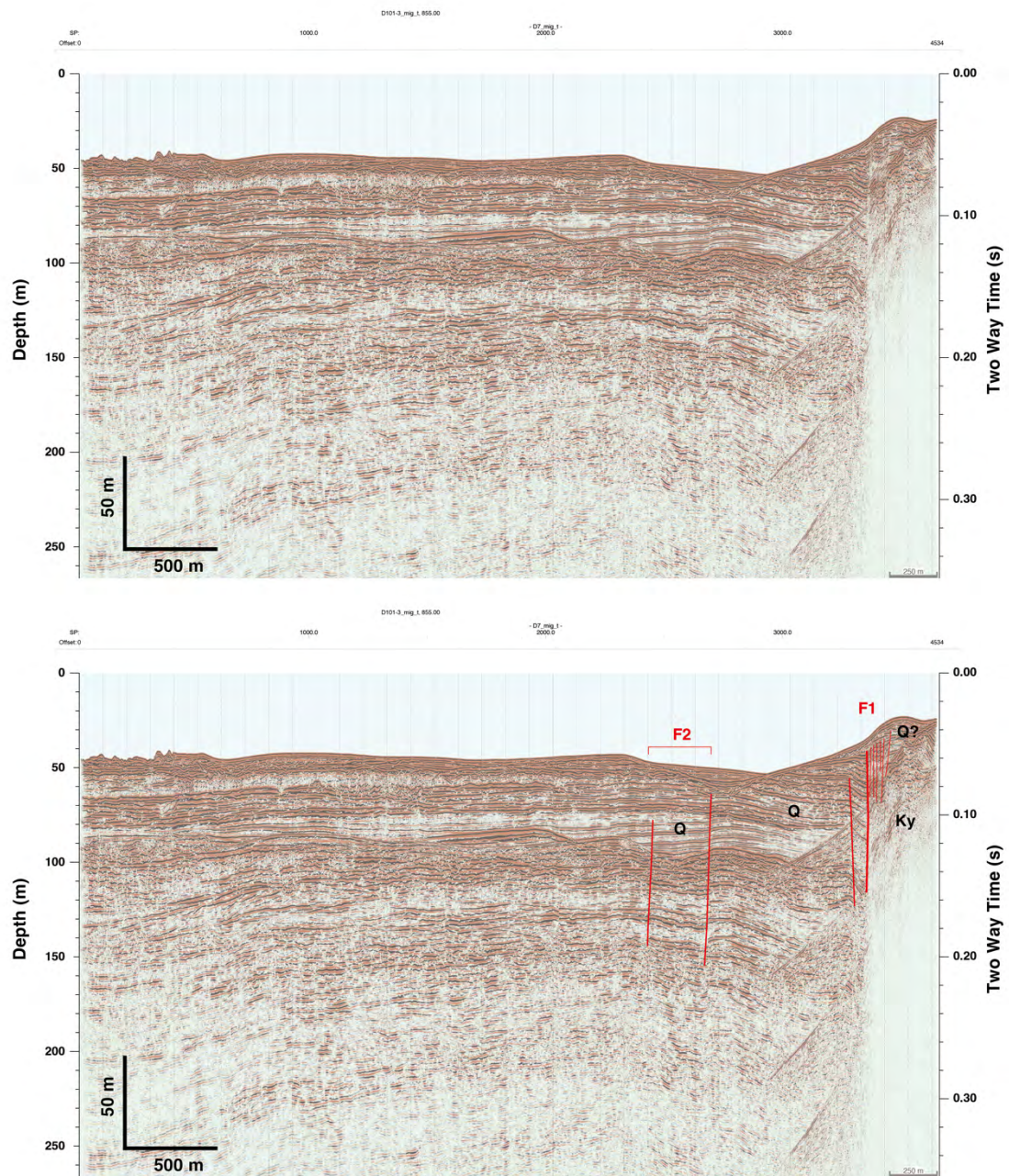


図 12 D7 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

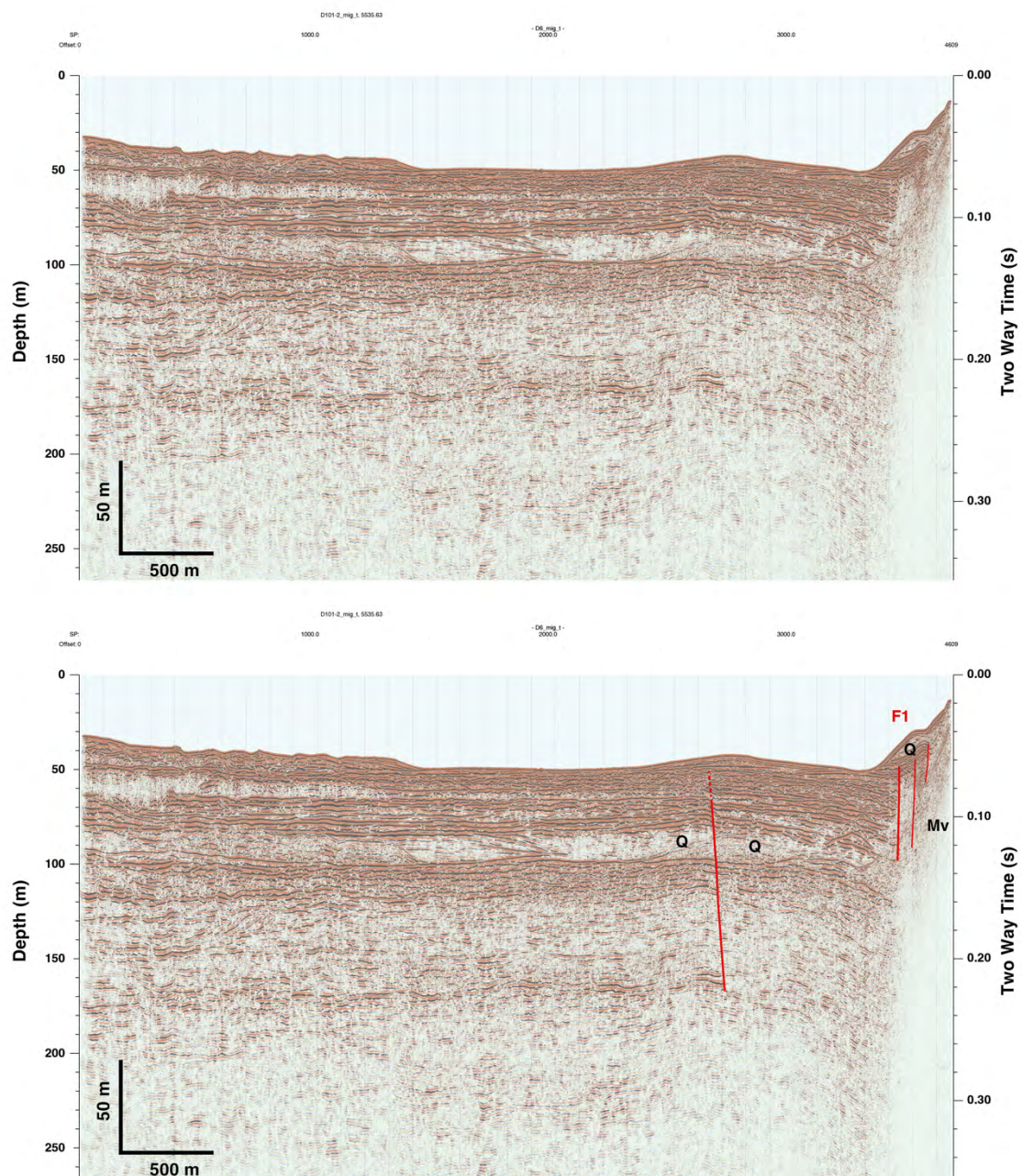


図 13 D6 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

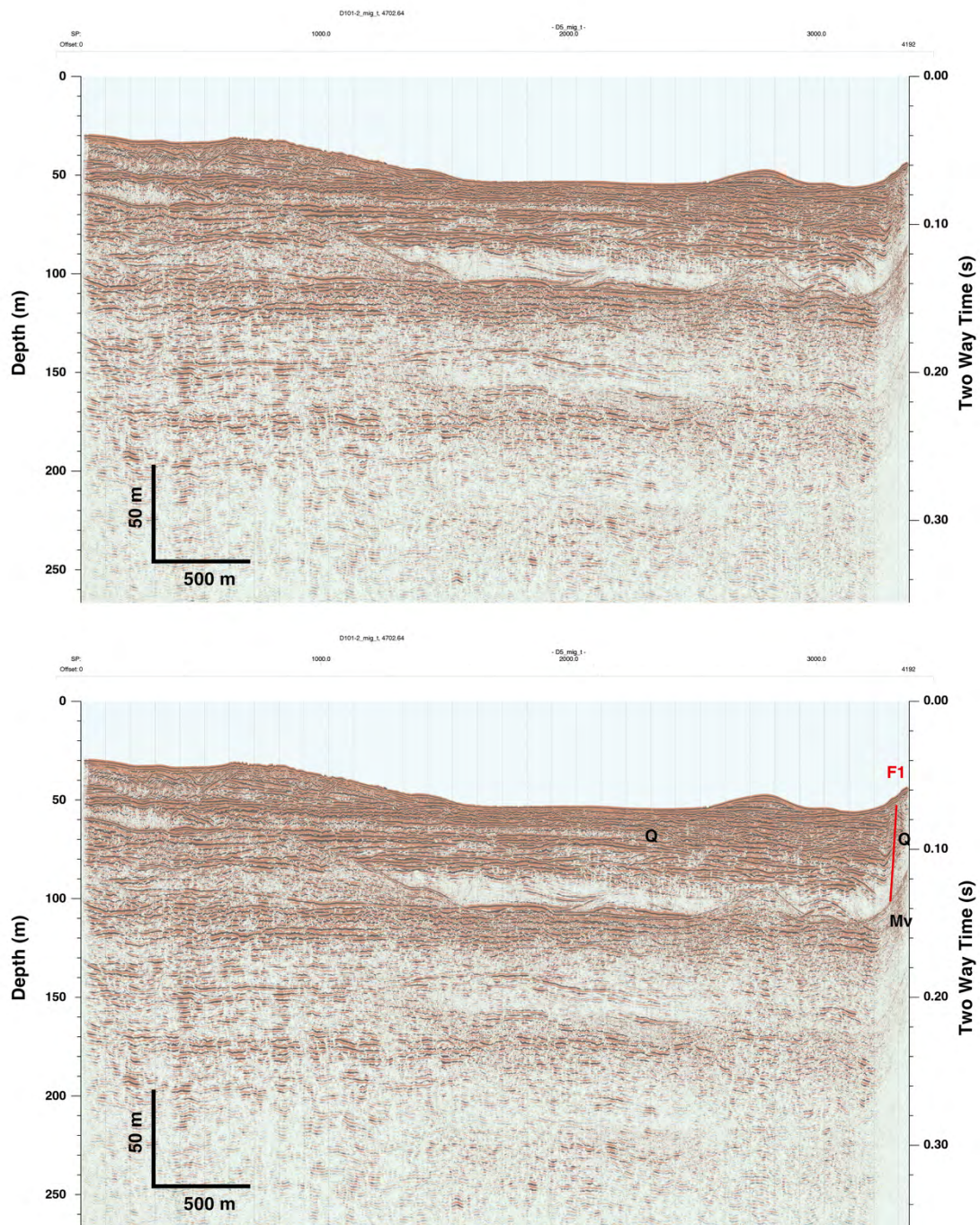


図 14 D5 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

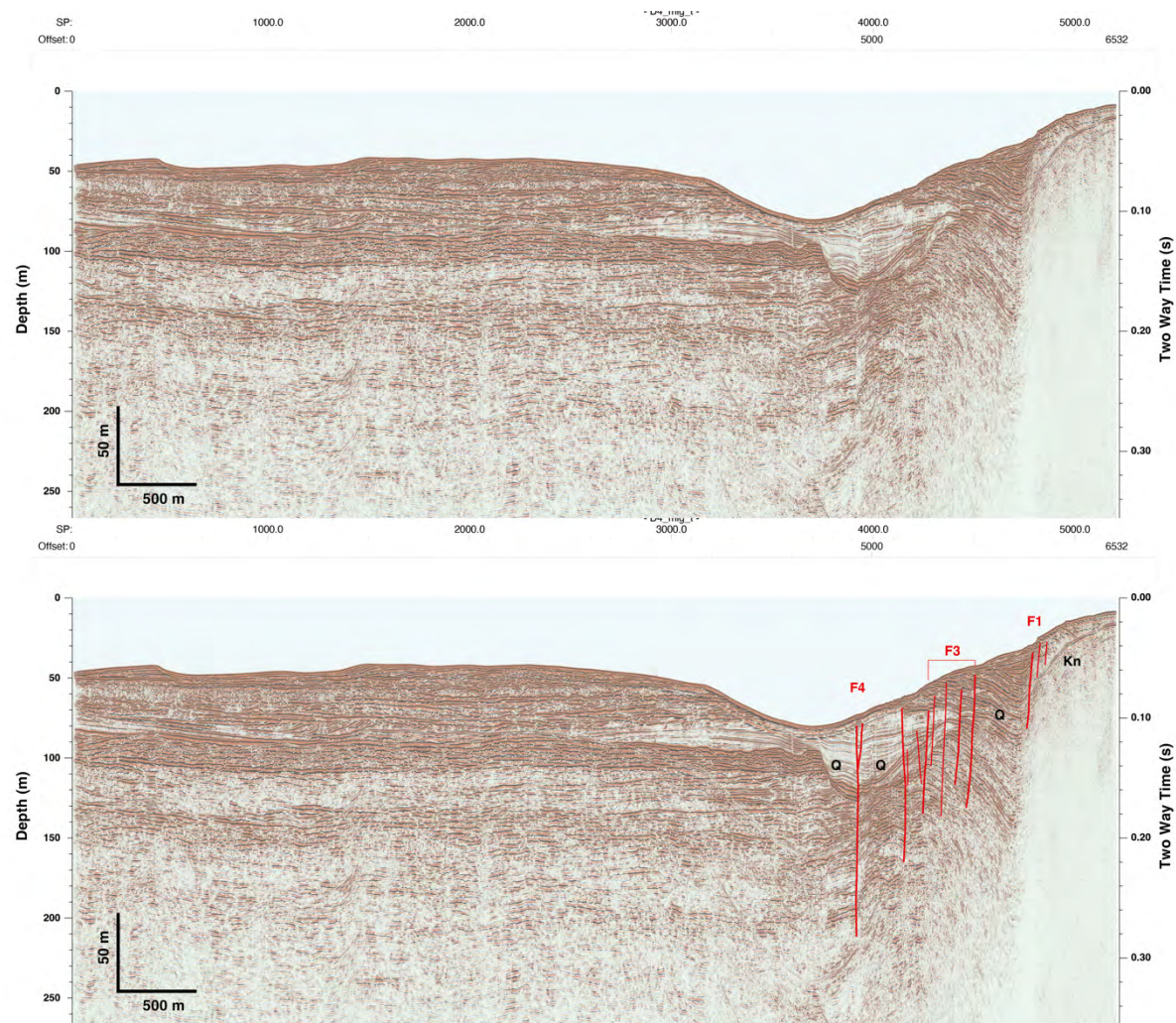


図 15 D4 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

【D3 測線】D3 測線では、CMP4450 付近に地質境界をなす北傾斜の断層（F1）が認められる（図 16）。断層の北側には第四紀層が、南側には口之津層群が分布していると解釈される。CMP4250～4450 の間では、第四紀層が累積的に F1 断層によって引きずり下げられるような変形を受けており、この変形帯には北傾斜の正断層が発達している。また、F1 断層の海底延長部には北側が南側に対して相対的に低下する段差が認められることから、この断層が海底面までを変位させている可能性がある。F1 断層の南側の領域では、F1 断層が断層の下盤側に分岐し、口之津層群を切っている。ただし、この分岐した断層が活断層である根拠は確認できない。CMP2650 付近には、第四紀層を累積的に変位させる北側低下の高角の断層（F4）が認められる。F4 断層の海底面への延長部には砂堆が分布しているが、この砂堆は F4 断層による変位を受けていない。CMP1700 付近には、第四紀層を変位させる南傾斜の正断層（F5）が認められる。F5 断層による変形は往復走時 0.12 秒（海水面下約 90 m）よりも浅部においては不明瞭である。口之津層群を変形させる構造として、CMP5600 付近に軸を持つ向斜（Sc1）が認められる。

【D2 測線】D2 測線では、CMP2920 付近に地質境界をなす北傾斜の断層（F1）が認められる（図 17）。断層の北側には第四紀層が、南側には口之津層群が分布していると解釈される。CMP2800～2920 の間では、第四紀層が F1 断層によって累積的に引きずり下げられるような変形を受けている。F1 断層の海底延長部には北側が南側に対して低下する段差が認められることから、この断層が海底面までを変位させている可能性がある。CMP3000 付近には口之津層群を切る北傾斜の正断層が認められるが、これが活断層である根拠は確認できない。CMP3200 付近には口之津層群を変位させる南フェルゲンツの向斜軸が認められ、その向斜軸面に北傾斜の正断層が推定される。この推定断層が活断層である根拠は確認できない。口之津層群を変位させる構造として、CMP4200 付近に軸を持つ向斜（Sc1）、CMP4600 付近に軸を持つ背斜（Ac1）が認められる。やや不明瞭であるが、CMP4700～5300 の領域では口ノ津層群に三角火山岩類が貫入していると解釈される。

【D1 測線】D1 測線では、D1-2 測線の CMP450 付近に地質境界をなす高角の断層（F1）が認められる（図 18）。断層の北側には第四紀層が、南側には口ノ津層群が分布していると解釈される。D1-2 測線の CMP550～450 の間は、第四紀層が累積的に引きずり上げられるような変形を受けている。D1-1 測線の CMP5700 付近及び CMP5600 付近には北傾斜の正断層が認められる。これらが第四紀層を変位させている断層かどうか確認できない。口之津層群中には、CMP3650 付近及び CMP3150 付近に、断層の北側が南側に対して相対的に沈降する断層が発達している。また、CMP3850 付近に軸を持つ向斜（Sc1）、CMP3300 付近に軸を持つ背斜（Ac1）が認められる。

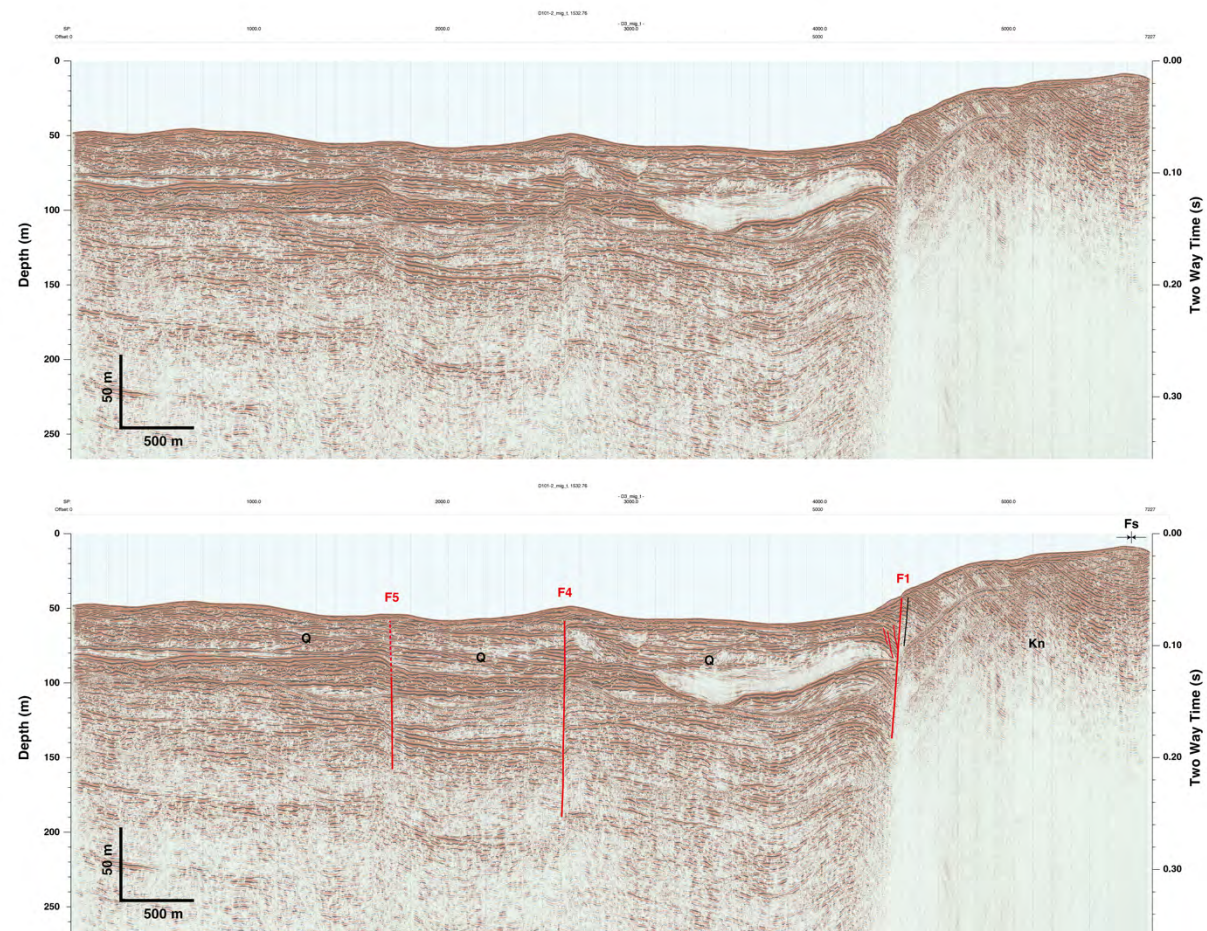


図 16 D3 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

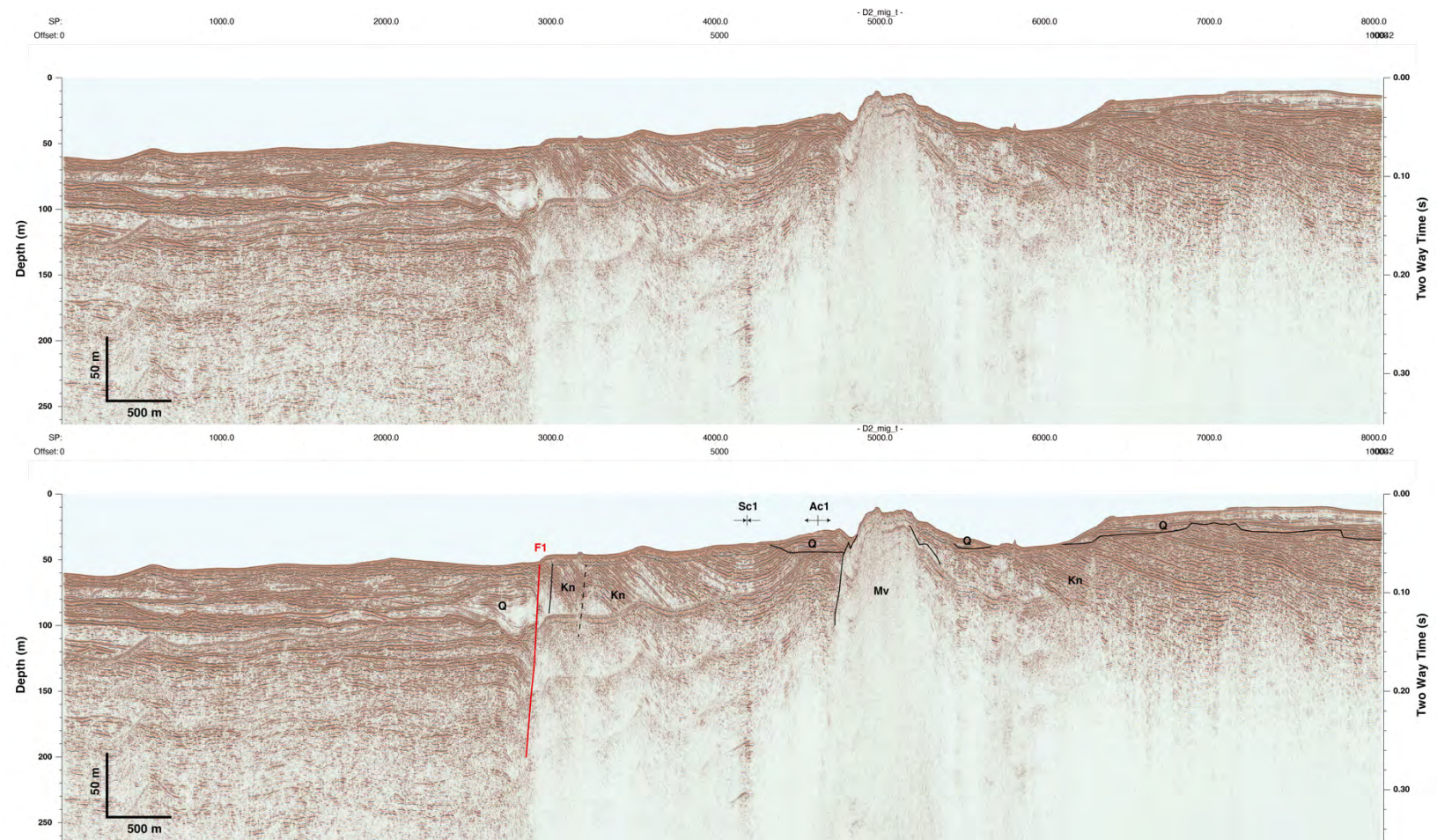


図 17 D2 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

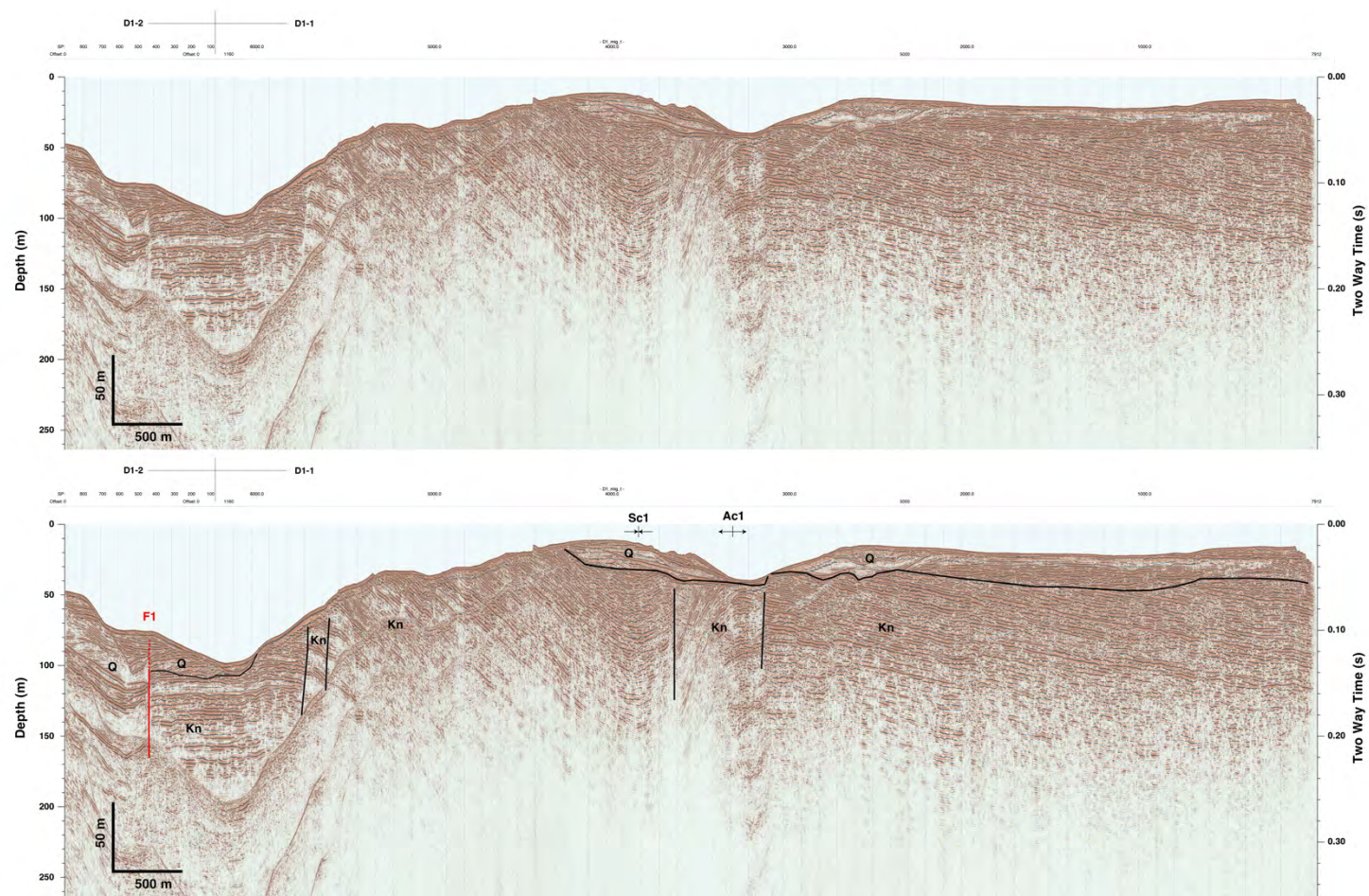


図 18 D1 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

【D201 測線】D201 測線では、CMP4700 付近に地質境界をなす高角の断層（F1）が認められる（図 19）。F1 断層の北側には第四紀層が、南側には口之津層群が分布していると解釈される。CMP4700～4600 の間には、口之津層群が F1 断層によって引きずり下げられるような変形が認められる。CMP5200～4700 の間には、やや不明瞭であるが、第四紀層が F1 断層によって引きずり下げられるような変形が認められる。CMP5150 付近、CMP5500 付近、CMP5650 付近には、第四紀層を累積的に変位させる北傾斜の正断層群（F6）が認められる。口之津層群には、CMP3950～3400 の間及び CMP600～300 の間に断層が発達している。これらの断層による第四紀層の変形は確認できない。

【D101-1 測線】D101-1 測線では、やや不明瞭であるが、CMP3300 付近に地質境界をなす F1 断層が分布していると推定される（図 20）。やや不明瞭だが、F1 断層は第四紀層を変位させていると推定される。D101-1 測線のマイグレーション断面において F1 断層が不明瞭なのは、断層近傍の地質構造が複雑であることに加えて、推定される断層トレースと測線が低角で交差しているためである可能性がある。この測線における F1 断層は不明瞭であるが、内部反射面の特徴から、少なくとも CMP3300 より東側には第四紀層が、少なくとも CMP2850 よりも西側には口之津層群が分布していると解釈される。CMP3950 付近、CMP4050 付近、CMP4200 付近には、第四紀層を累積的に変位させる西傾斜の正断層群が認められる。CMP4300 付近には、第四紀層を累積的に変位させる東傾斜の正断層（F6）が認められる。

【D101-2 測線】D101-2 測線では、CMP1500 付近に第四紀層を累積的に変位させる東傾斜の正断層（F4）が認められる（図 22）。CMP2270 付近に第四紀層を累積的に変位させる西傾斜の正断層（F5）が認められる。

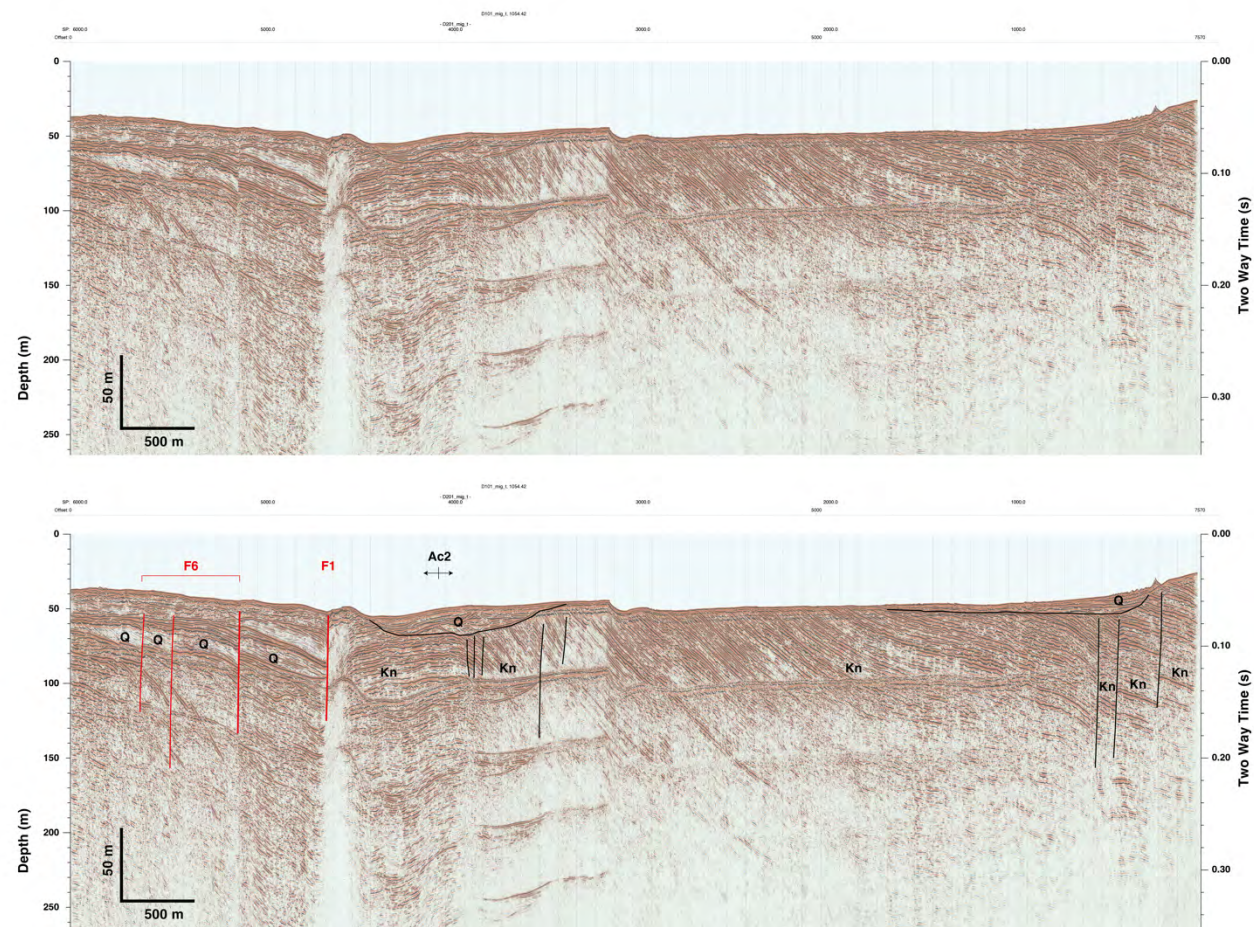


図 19 D201 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

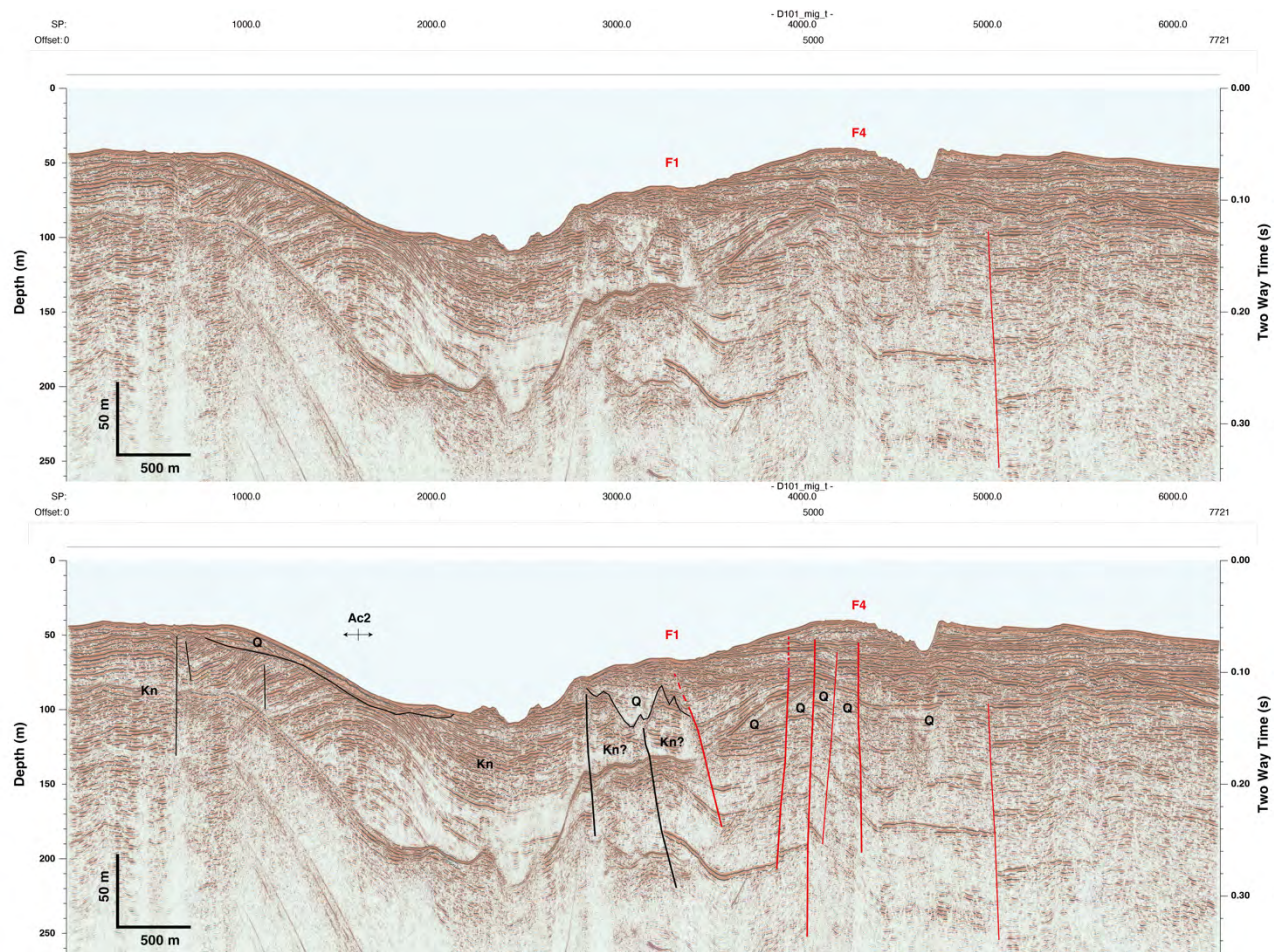


図 20 D101-1 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

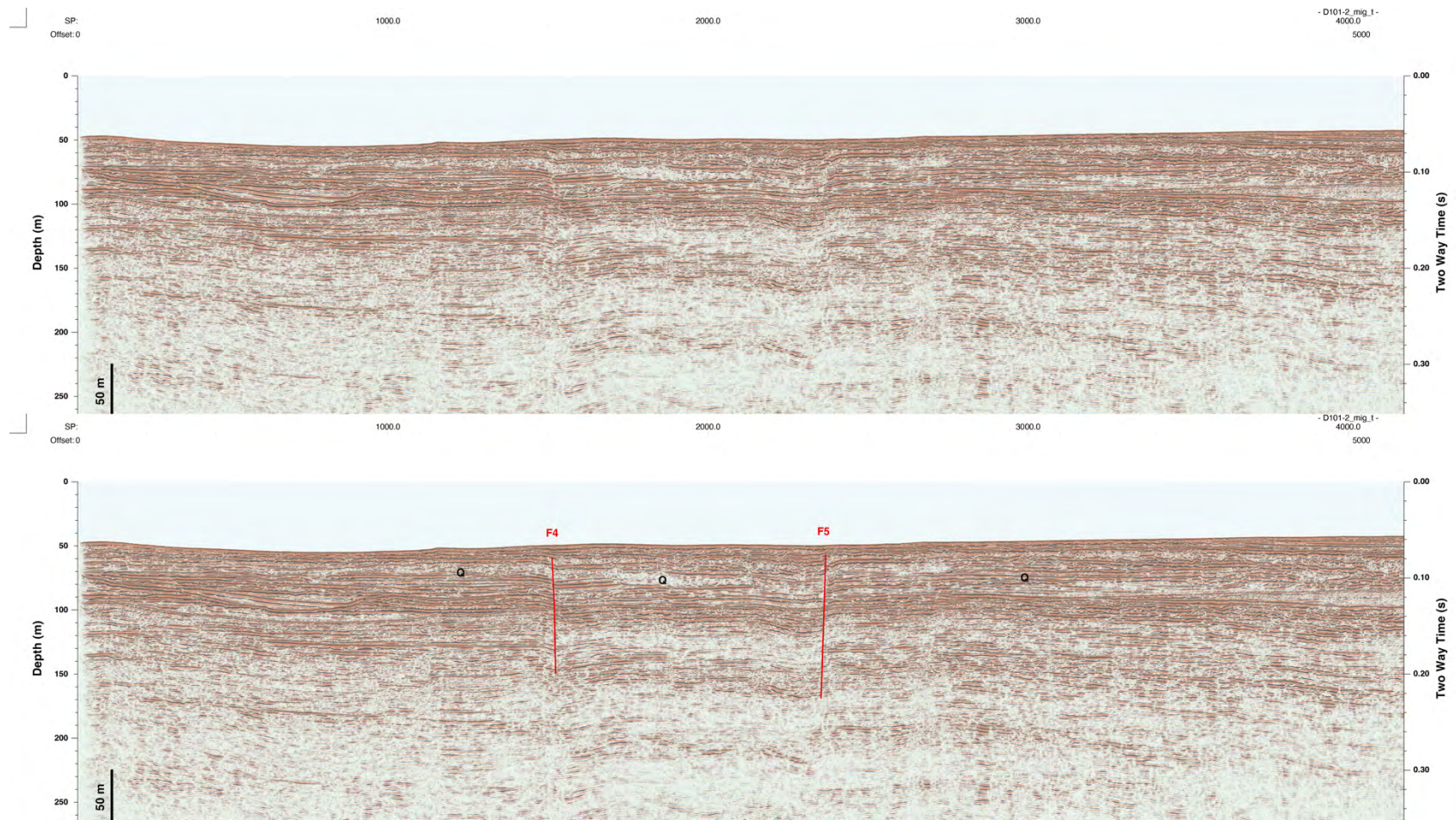


図 21 D101-2 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

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及び背斜・向斜軸をつなげて地質構造図を作成した（図 22、図 23）。

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）の北岸を通過して、少なくとも D201 測線の CMP4700 付近（湯島の約 1.0 km 西方の沖合）まで連続しているとみられる。D10 測線から D3 測線に至る海域においては、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）に沿って認められた（図 22）。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（本調査における D3 測線付近）を宇土半島北岸区間の南西端とした。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、東西方向及び北東-南西方向に分岐して延びているようにみえる（図 22）。本調査の結果によれば、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。一方で、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は、その重力異常の急変に対応する地質構造は本研究では確認できなかった。

F1 断層は北傾斜の断層で、断層の北側には第四紀層が、断層の南側には教良木層、口之津層群、三角火山岩類を主体とする基盤岩が分布している。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と判断されるが、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 断層の活動性を定量的に検討することは困難であると考えられる。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。

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、F4 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（F5 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と考えられる。前述のように、F1 断層の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が、F2～F5 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高い。

F1 断層の隆起側（南側）には、基盤岩（主に口之津層群）を変位させる断層及び褶曲が発達している。特に、D3 測線から D201 測線の範囲においては、F1 断層の南側の領域に分

布する口之津層群が褶曲または南に単斜していることを確認できる。Sc 1 向斜は、D 3 測線から D 2 測線を経て、D 1 測線に連続し、D201 測線では確認できなくなる向斜であり、口之津層群を変形させている。その向斜軸は東西～東北東-西南西方向に伸びており、7 万 5 千分の 1 地質図「口之津」（赤木，1936）を参考にすれば、Sc 1 向斜の東側延長部は大矢野島に連続し、陸域に分布する口ノ津層群相当層を変形させていると推察される。Ac 1 背斜は、Sc 1 向斜に並走し、D 2 測線から D 1 測線に伸びて、D201 測線では背斜としては認識できなくなる向斜であり、口之津層群を変形させている。D 1 測線においては Ac 1 背斜の北西翼が南東翼よりも急傾斜となっており、北東翼の基部には断層が発達している。D 2 測線においては、背斜の南翼を構成する口ノ津層群に三角火山岩類が貫入している（図 17）。Ac 2 背斜は、D 1 測線から D101-1 測線を経て D201 測線に連続する背斜であり、口ノ津層群を変形させている。Ac 2 背斜の南西翼には断層が発達している。D 1 測線及び D201 測線においては、背斜の北東翼が F 1 断層に切断されている。D 2 測線においても F 1 断層の近傍に背斜が形成されており（図 17）、Ac 2 背斜は湯島付近を経て D 2 測線における F 1 断層近傍の背斜にまで連続する可能性がある。ただし、D 1 測線から D 2 測線の間の海域の測線密度が低いために、構造が連続することを判断することは困難である。また、これらの構造（Sc 1 向斜、Ac 1 背斜、Ac 2 背斜）が活構造であることを示す資料は得られていない。

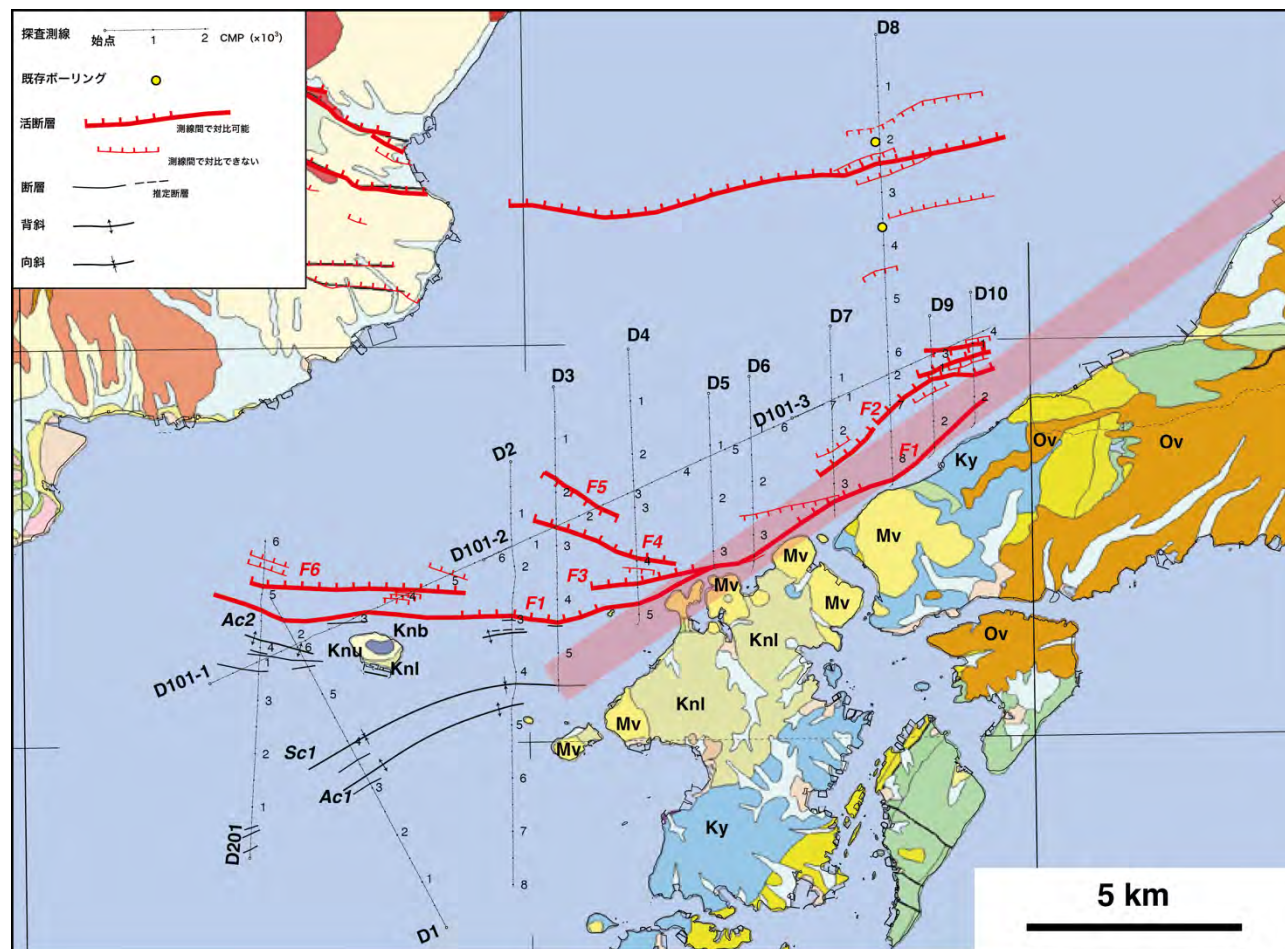


図 22 宇土半島北岸区間及びその周辺の地質構造図

薄いグレーの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）。

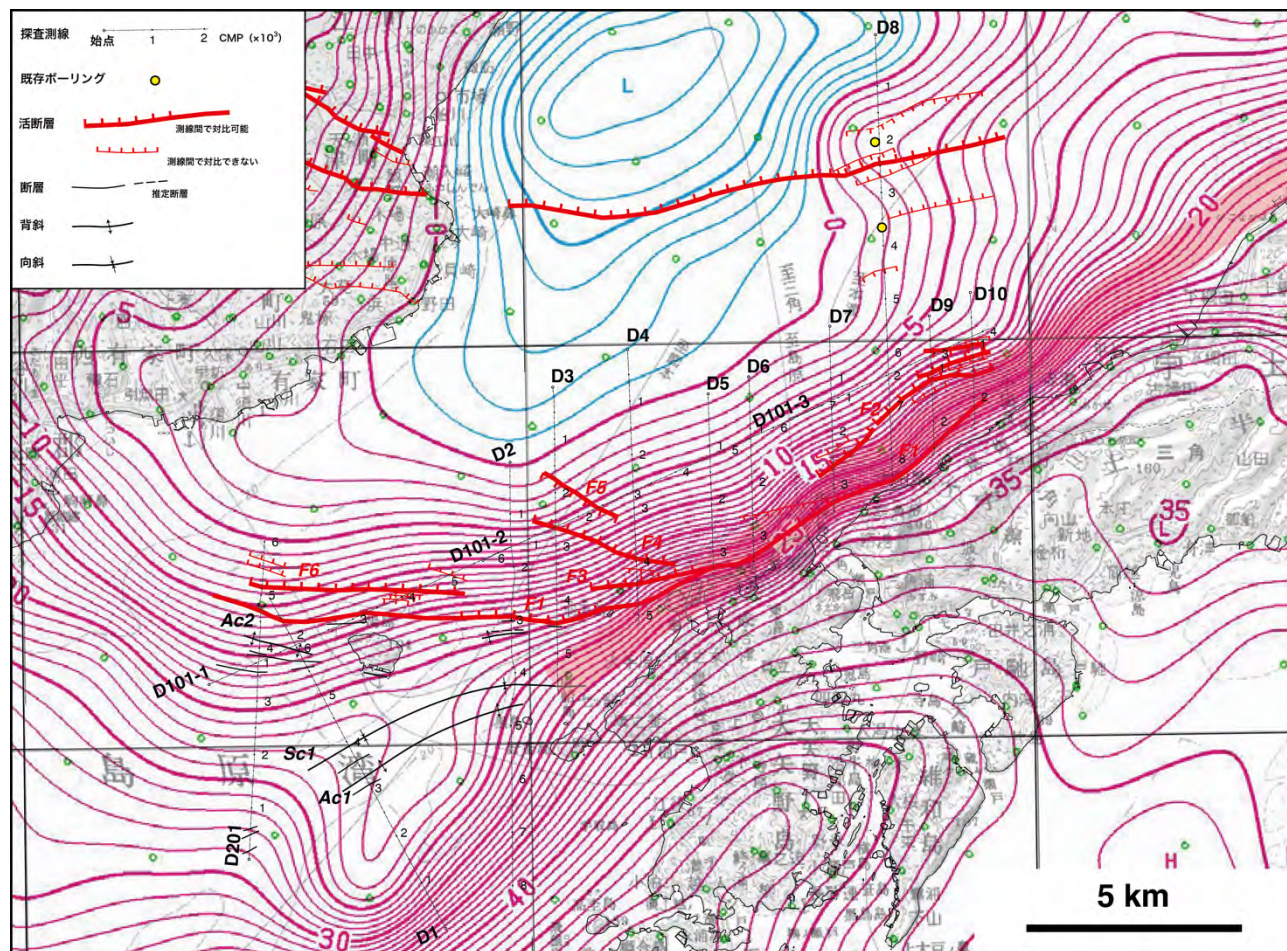


図 23 宇土半島北岸区間及びその周辺の地質構造図

薄いグレーの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。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。

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、宇土半島及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。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得られたマイグレーション断面によれば、宇土半島及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（図21）。前述のように、F1断層は第四紀層を累積的に変形させているため、活断層であると判断される。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（図21）。F1断層は、湯島の北岸を通過し、少なくとも湯島の約1.0 km西方の沖合までは連続していると考えられる（図21、図22）。F1断層の端点位置は、本調査で最も西側で配置した探査測線（D201 測線）よりも西側であると判断されるため、本調査で取得した探査記録からは断層の西端位置をこれ以上絞り込めない。一方で、断層の北東側の端点については、本研究で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。前述のように、それよりも東側の領域では音波散乱層が想定されたため、本研究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）が確認できる。これらの断層の分布は断続的であり、D2測線及びD5測線を配置した海域においては確認できない。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、これらの活断層及びF1断層は一連の断層帯（宇土半島北岸区間）を構成していると判断させる。

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、宇土半島及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（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1.0 km西方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7 km延びていることが示された。断層はさらに西方（島原半島の方）に延びている可能性がある。宇土半島北岸区間の東端については、本研究で音波探査を実施した範囲に断層が分布しており、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ことが示された。

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、宇土半島北岸区間が推定されている海域及びその南西側の島原湾において、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。

本研究で取得したマイグレーション断面によれば、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ている海域（宇土半島及び大矢野島の北岸）において、第四紀層の分布の南限を画する F1 断層が連続的に分布し、この断層によって第四紀層が累積的に変形を受けていることが初めて確認できた。また、F1 断層に深部で収斂していると考えられる複数条の海底活断層が存在することを確認できた。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）によって宇土半島北岸区間が推定された領域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及び南西方向の 2 条に分岐している。宇土半島北岸区間の西側延長部の海域で取得したマイグレーション断面によれば、西方向に分岐して延びる重力異常の急変帯に沿って断層が連続しており、断層は湯島の北岸を経て、少なくとも湯島の約 1.0 km 西方の沖合まで連続している。また、断層の西端は、今年度の探査範囲よりさらに西側に位置していると判断される。他方で、南西方向に分岐して延びる重力異常の急変帯については、重力異常の急変帯に対応する断層等の地質構造は、本研究では確認できなかった。

本研究では、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て、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、音源及びテールブイにおいて GNSS 測位を行うことによって、音源及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、連続性及び活動性について、信頼性の高い資料を取得できることを実証した。今後の海底活断層調査においては、ターゲットとする地質構造や調査海域に応じて、本調査と同様の仕様による高分解能マルチチャンネル反射法音波探査が、調査手法の有力な選択肢の 1 つに加わることになると考えられる。

(b) 令和5年度の業務の成果

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及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24、25）。



図24 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。

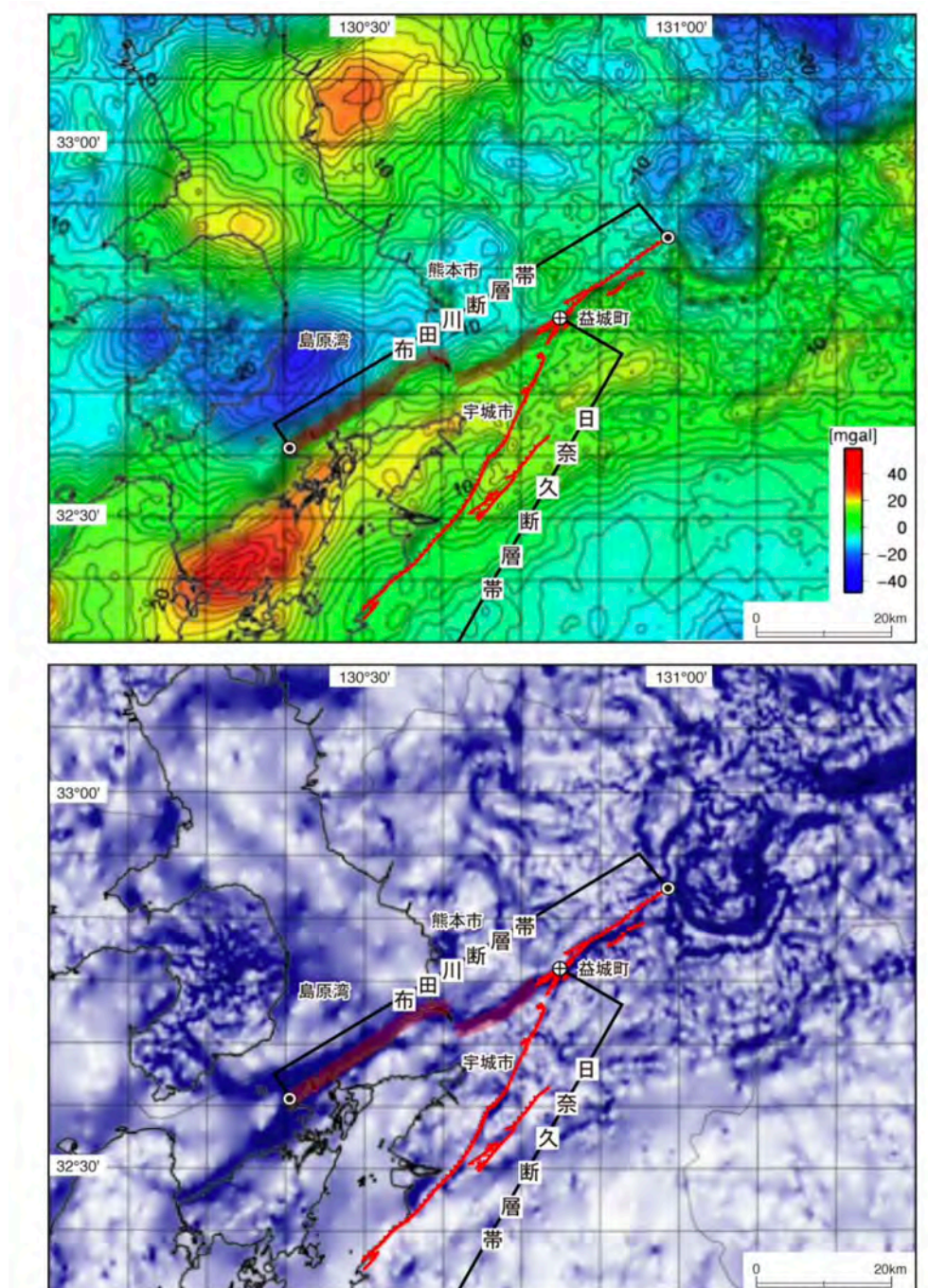


図 25 布田川断層帯付近の重力異常

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 24）。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 25）。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（宇土半島及び大矢野島の北岸）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、宇土半島及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、断層の南西延長部及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（完新世及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26、27）。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、宇土半島及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、宇土半島及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、大矢野島の西側及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、検測線として、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 300 J 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 50 m 程度までの地下構造について高い分解能で堆積構造及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 のスパーカ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 200 m 程度までの地質構造を高い分解能で把握し、新第三系及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、新第三系及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 のスパーカ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 2 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。音源及び受振点の座標を精密に決定するため、音源装置及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。

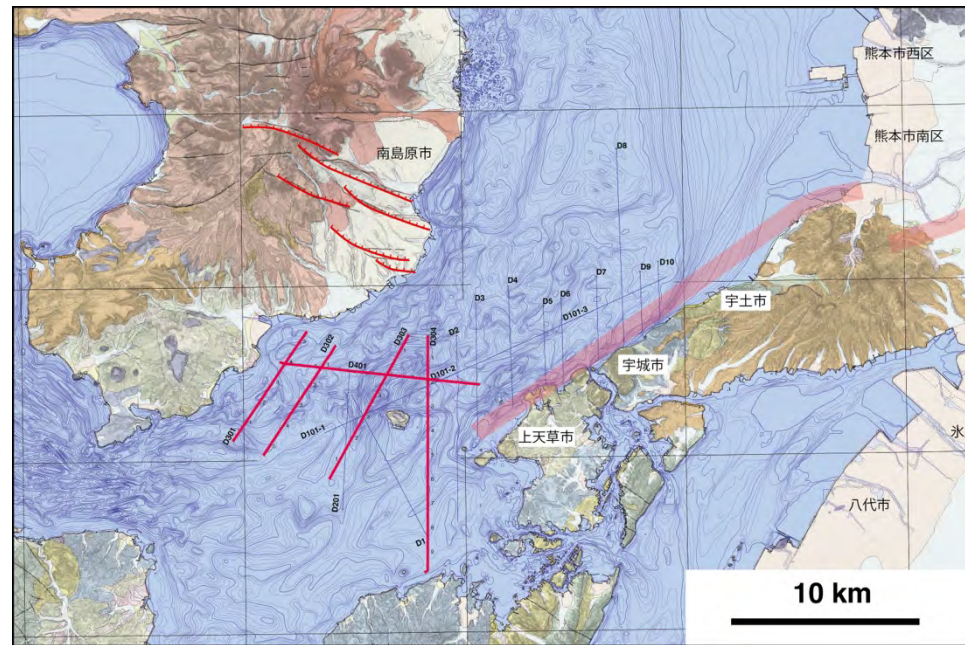


図 26 令和 5 年度の音波探査における測線配置図

薄い赤太線で、布田川断層帯宇土半島北岸区間及び宇土区間の一部（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 及び 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。

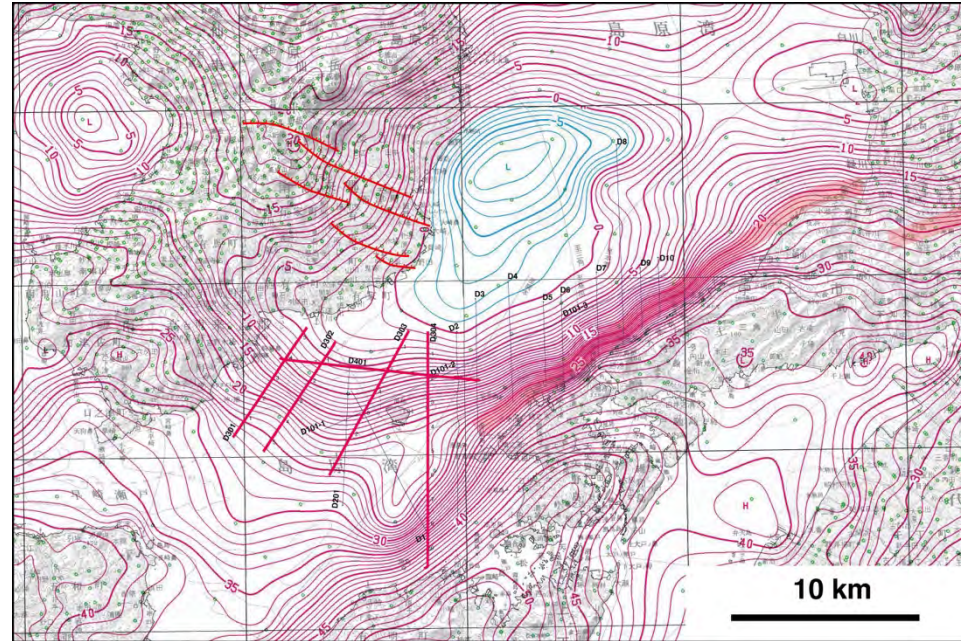


図 27 令和 5 年度の音波探査における測線配置図

薄い赤太線で、布田川断層帯宇土半島北岸区間及び宇土区間の一部（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 及び 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2 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及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（時間断面及び深度断面）を作成した。図28に本調査における処理フローを示す。

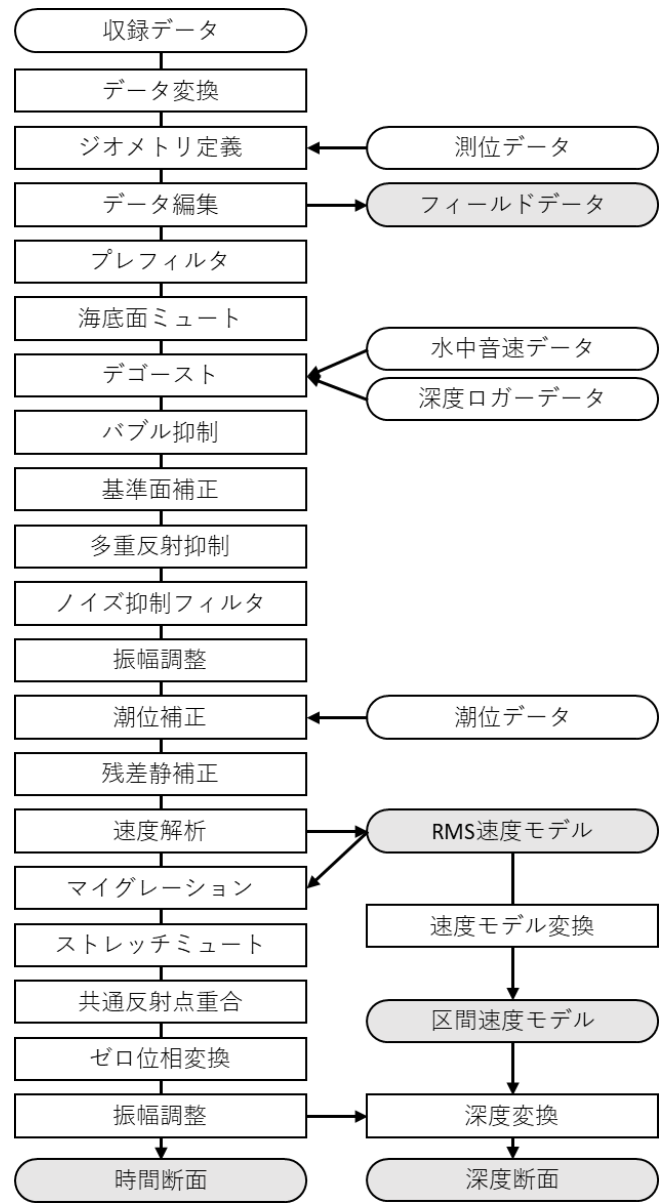


図 28 音波探査記録の解析フロー

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及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及び堆積物中の 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 29、30）。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・他（1995）、7 万 5 千分の 1 地質図幅「口之津」（赤木，1936）及び 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）及び口之津層群（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 29）。

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 29、30）。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 29、30）。火山岩類については鮮新統の三角火山岩類（Mv）及び下部更新統の大岳火山（0v）に区分した（図 29、30）。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、口之津層群下部及び上部については、一括して口之津層群（Kn）とした。また、教良木層（Ky）、大岳火山（0v）及び上原溶岩（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 31 に、取得したマイグレーション断面を図 32～36 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。

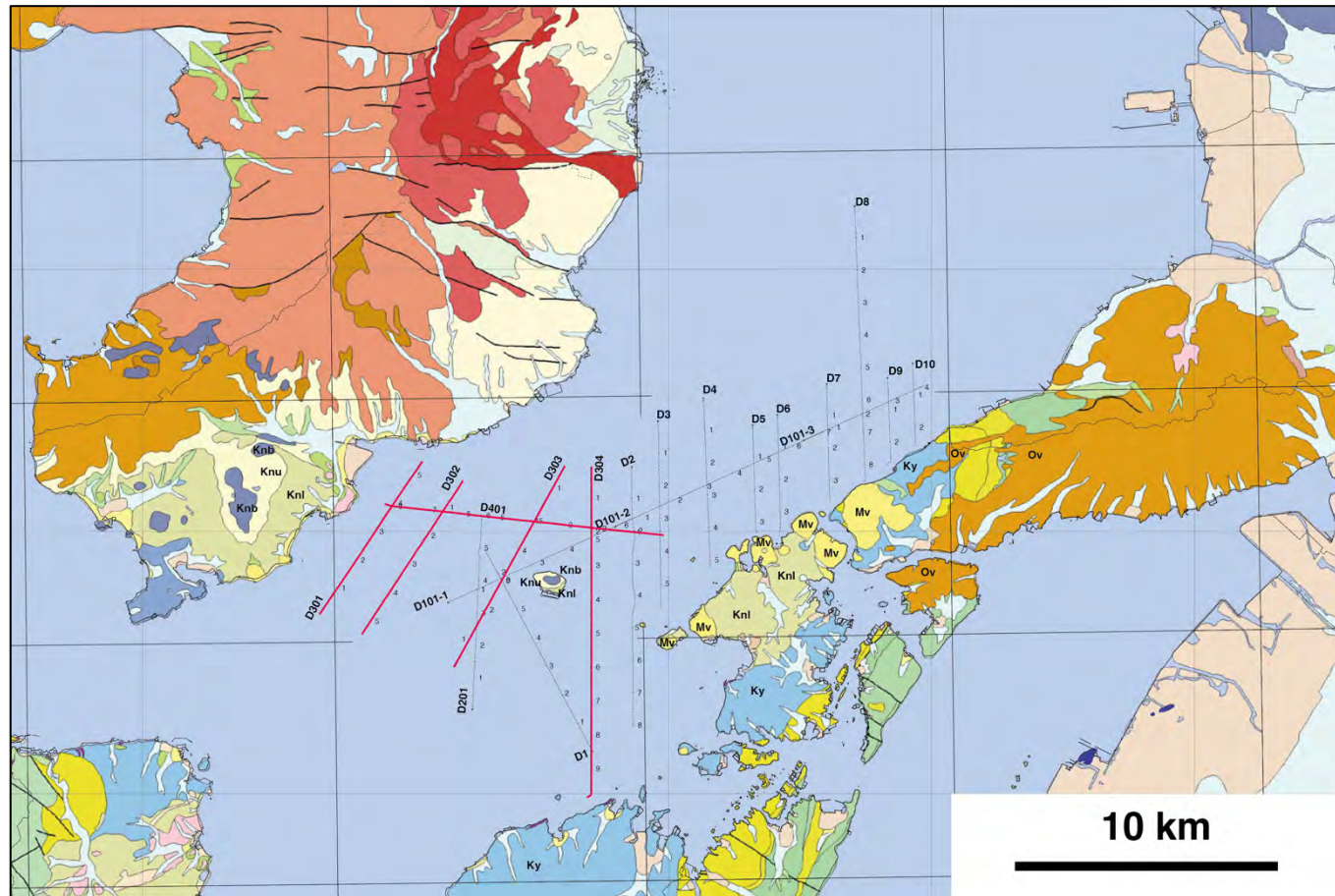


図 29 調査対象地域の周辺における陸域の地質。

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 及び D401）を紅色の太実線で示す。

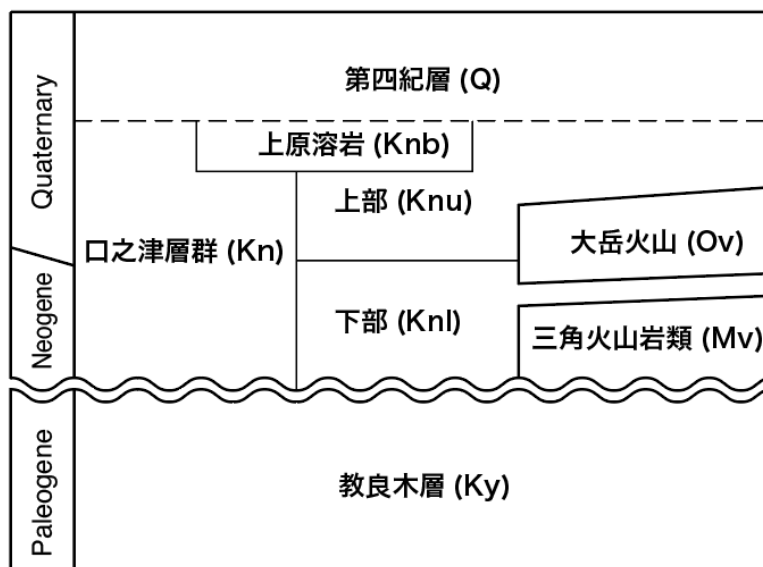


図 30 調査対象海域及びその周辺における層序区分

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 31 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 32～36 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 32～35）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 36）。解釈断面には、第四紀層を变形させていることが確認できた断層を赤実線で、第四紀層を变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。断面及び本文には、水中及び堆積物中の P 波速度を 1,500 m/s と仮定して深度を記入した。

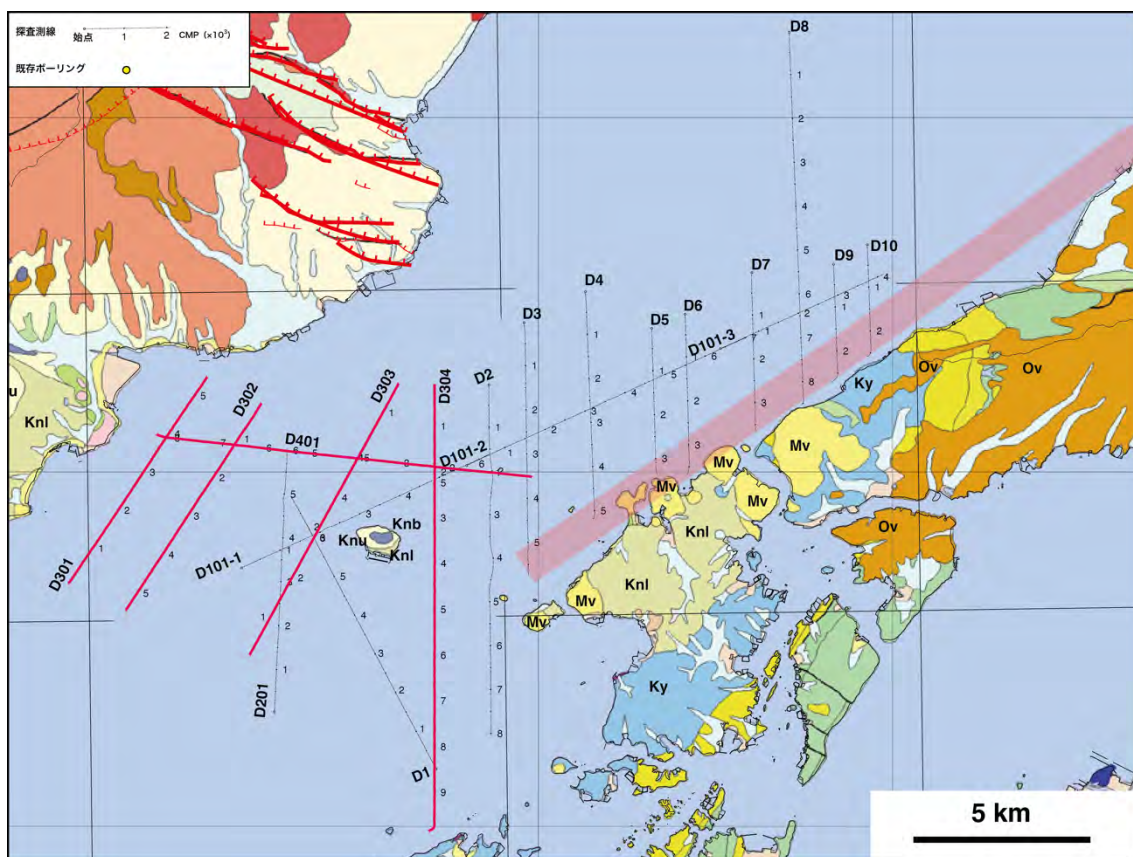


図 31 令和 5 年度に実施した音波探査の測線配置図

今年度の探査測線（D301～D304 及び 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 29 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 32）。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 33）は南側（D303-2 測線）及び北側（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 付近及び 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 34)。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 付近及び 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 35)。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及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 付近及び 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 36)。本測線に認められる地層は第四紀層と解釈される。

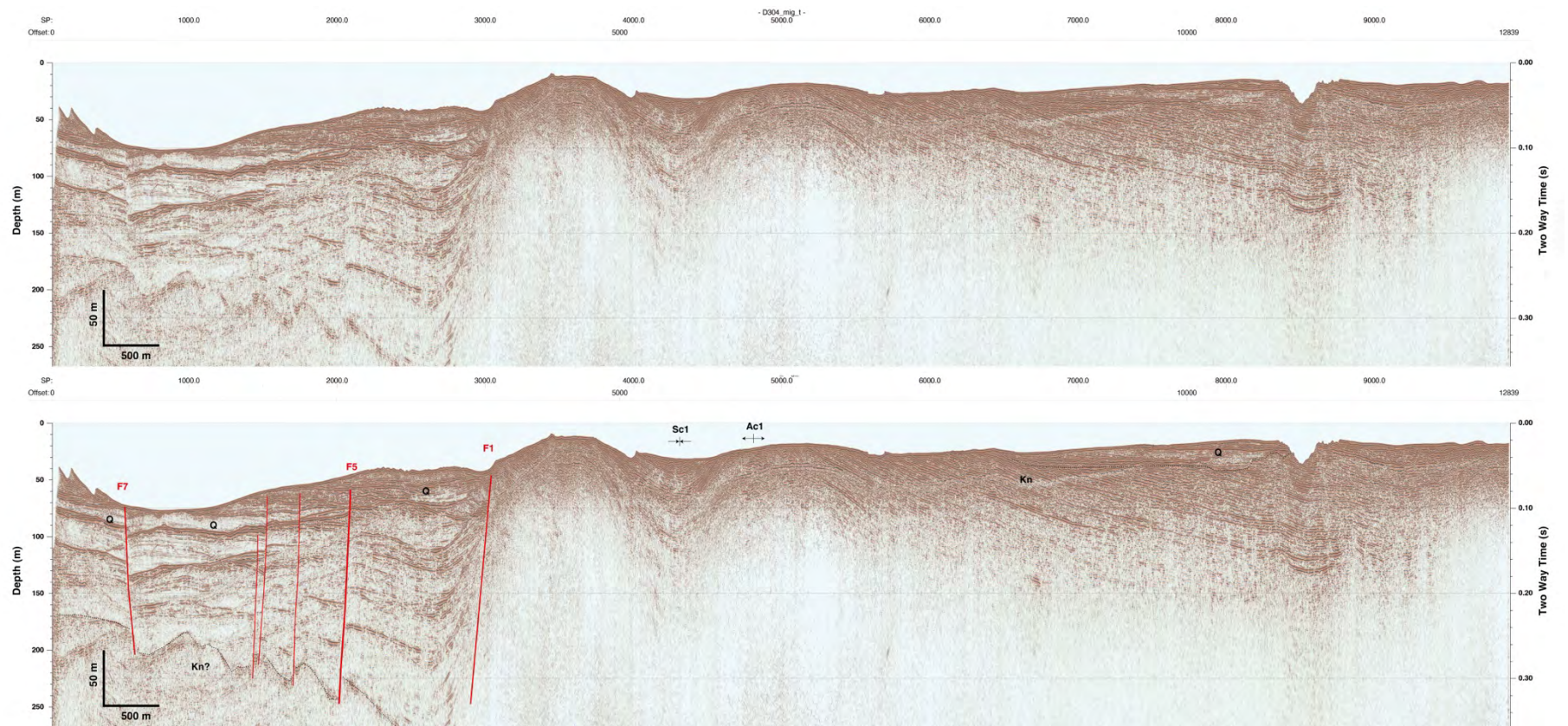


図 32 D304 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

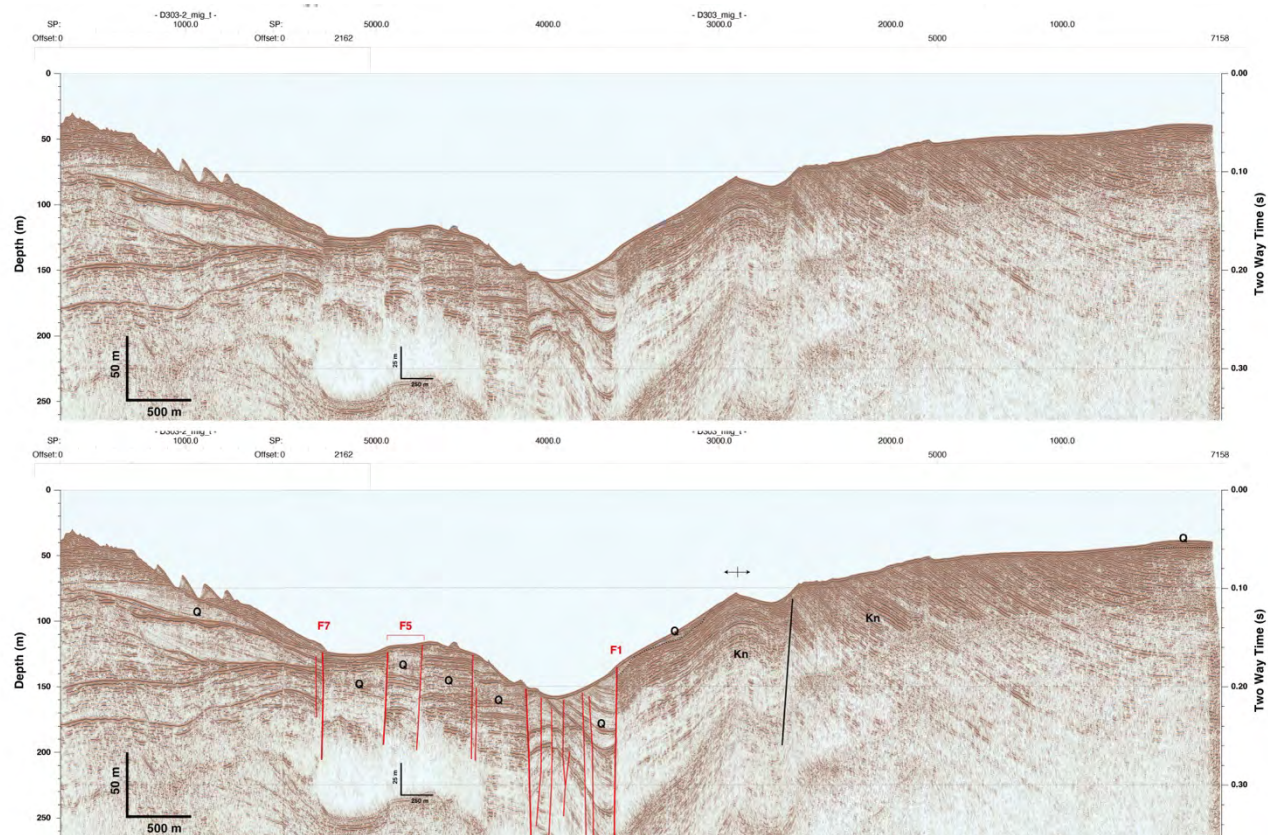


図 33 D303 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

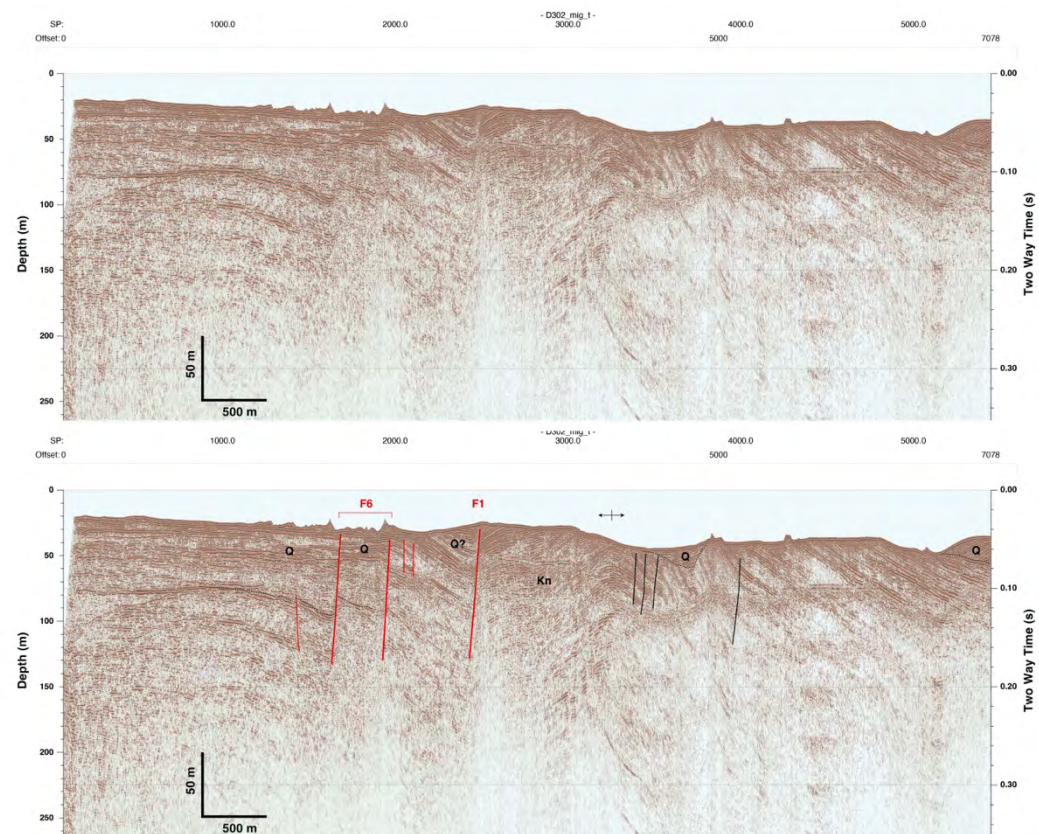


図 34 D302 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

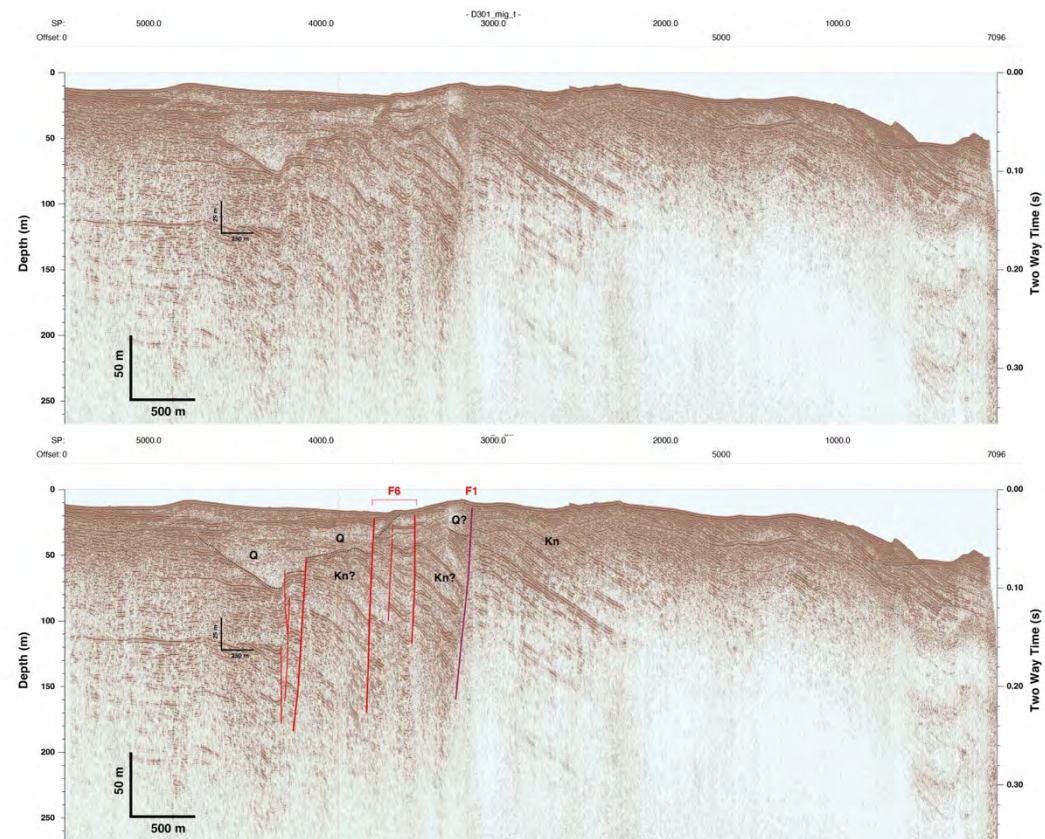


図 35 D301 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

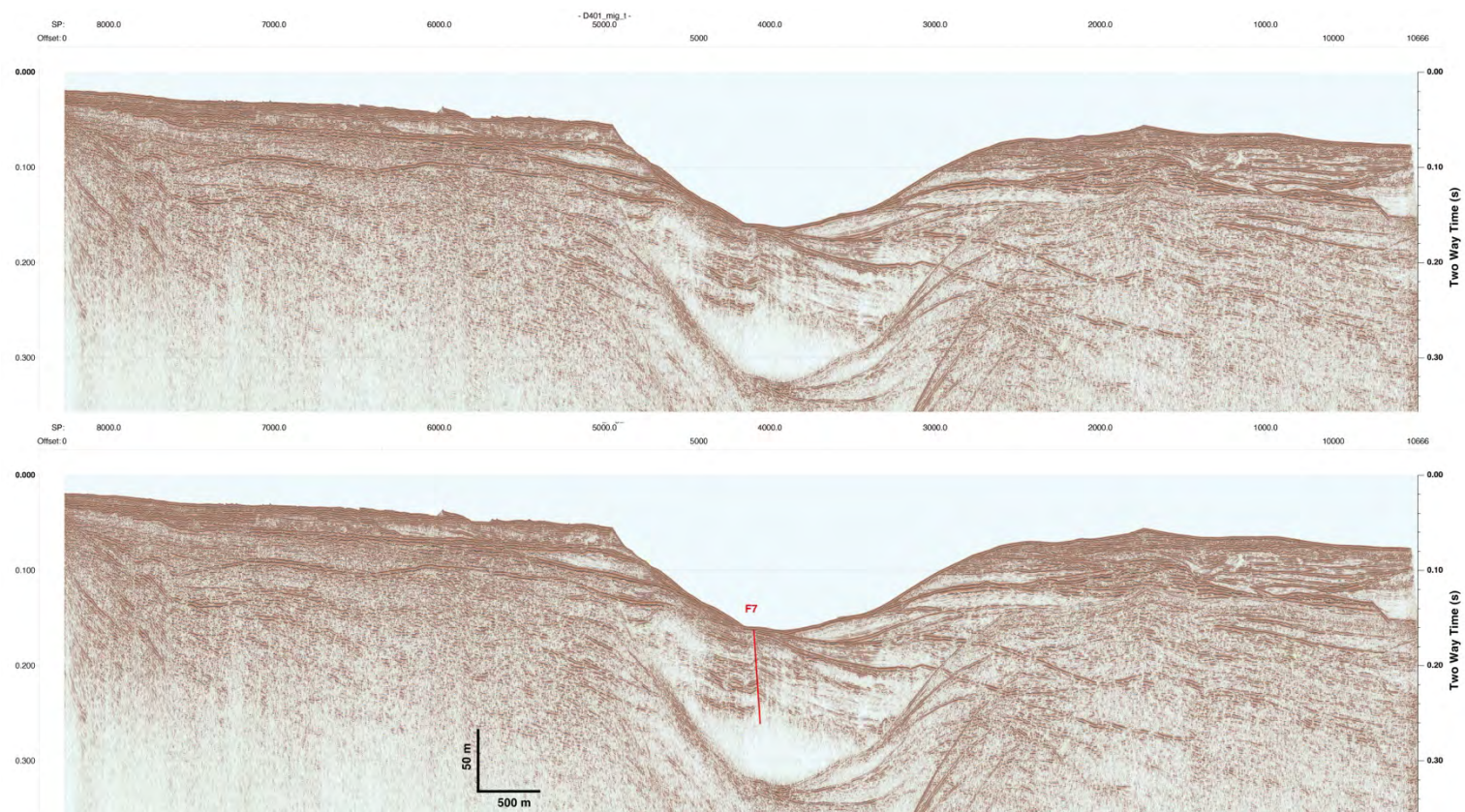


図 36 D401 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

c) 地質構造の空間分布、活動様式、活動性

本調査及び令和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及び背斜・向斜軸をつなげて地質構造図を作成した（図 37、38）。

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）の北岸及び湯島北西に発達する海釜の南縁（D303 測線の CMP3600 付近。図 33）を通過し、少なくとも D301 測線（図 35）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、東西方向及び北東-南西方向に分岐して延びているように見える（図 37）。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 32）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 33）。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。

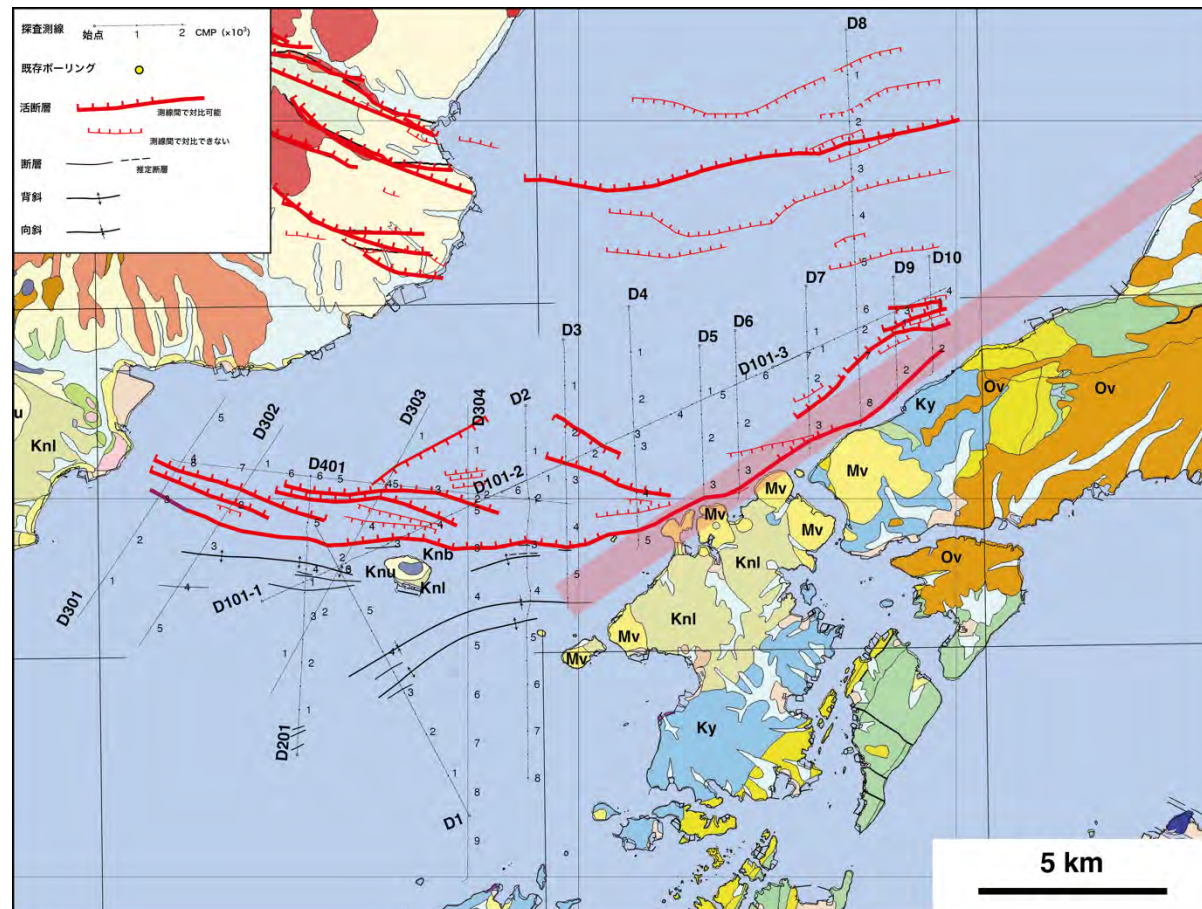


図 37 宇土半島北岸区間及びその周辺の地質構造図

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 29 を参照）

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、宇土半島及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、宇土半島及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37、38)。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33)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35)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34)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年度の調査及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、これらの活断層及び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35)及びD302 測線(図34)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、宇土半島及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 年度の調査及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、音源及びテールブイにおいて GNSS 測位を行うことによって、音源及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、連続性及び活動性について、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、海底地形及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。

(b) 令和6年度の業務の成果

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及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 39、40）。



図 39 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。

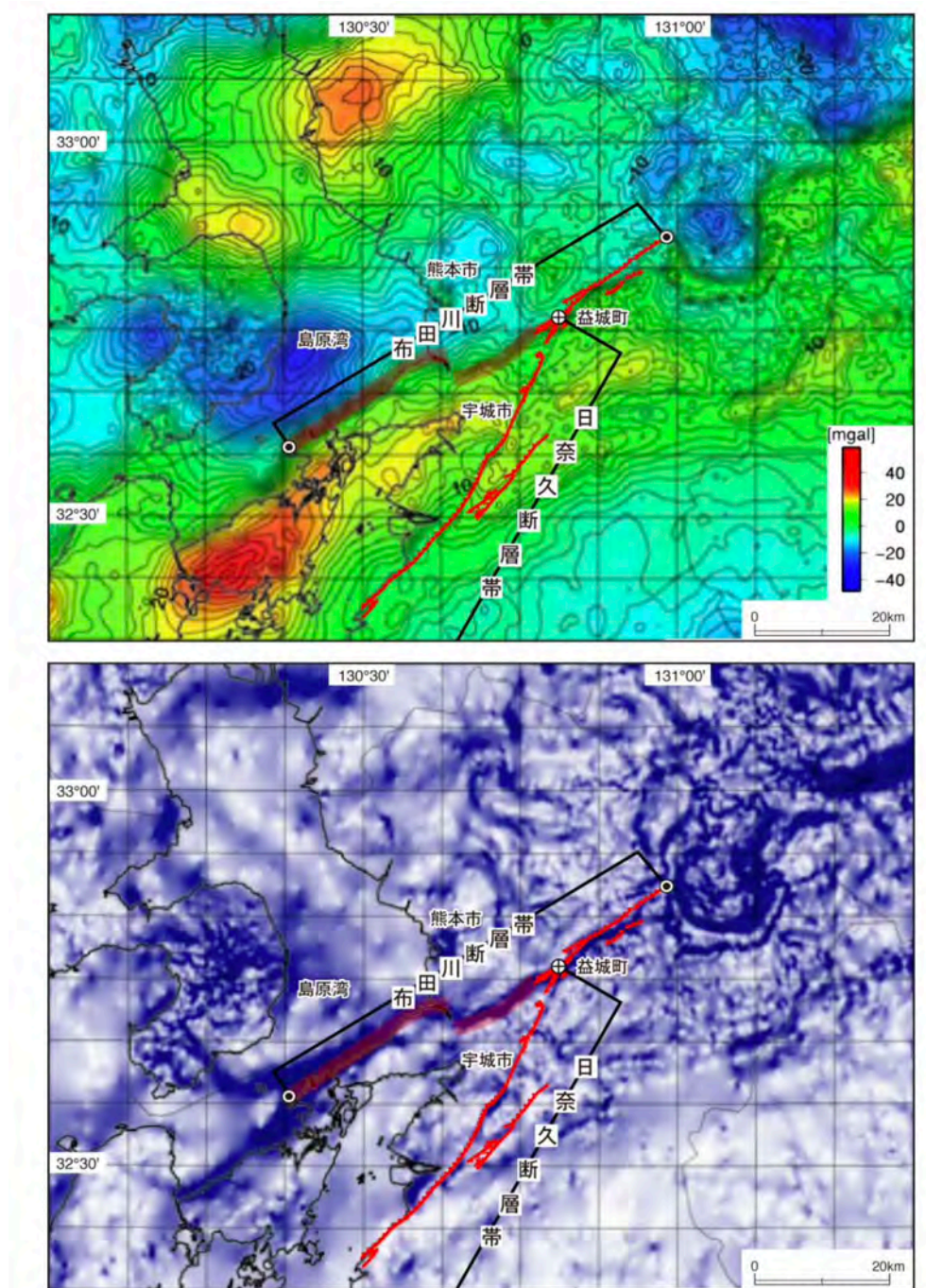


図 40 布田川断層帯付近の重力異常

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（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 39）。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 40）。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、断層が推定されている海域（宇土半島及び大矢野島の北岸）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、宇土半島及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を初めて明らかにした。令和 5 年度には、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の音波探査を実施し、断層の南西延長部及び南西端の位置を検討した。その結果、宇土半島北岸区間を構成する断層が、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、湯島の北岸海域及び「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ことを示した（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所，2024）。令和 4 年度及び令和 5 年度に実施した高分解能の音波探査で得られた探査記録は、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層が第四紀層と推定される地層を累積的に変位させていること、その変位は海底面付近に達していることを示している。そこで、令和 6 年度には海底活断層近傍の層序や堆積環境を明らかにして断層の過去の活動を具体的に検討するため、海底面下の堆積物を連続的に採取するための海上ボーリング調査を実施した。

2) 調査手法

a) 海上ボーリング調査

i) 掘削地点の選定

海上ボーリング調査の実施にあたり、令和4年度及び令和5年度に実施した高分解能の音波探査で取得した探査記録にもとづくサイトサーヴェイを行い、掘削候補地点を選定した。音波探査記録によれば、本断層帯は複数条の海底活断層によって構成されている(図41。文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 2023, 2024)。これらのうち、断層帯の過去の活動、特に活動履歴と平均変位速度に関する検討に適したサイトとして、D10 測線の F2 断層の近傍を選定した(図42)。この場所を選定した理由は以下の通りである。①F2 断層は第四紀層と推定される地層を累積的に変位させているため、この断層が第四紀後期を通じて活動を繰り返してきたことを確認することができる。②断層変位は海底面付近の地層(沖積層と推定される)にも認められるが、その変位は最新活動によるものであると推察される。よって、この地点で調査を実施することによって最新活動時期について検討できる可能性が高い。③本研究で取得した F2 断層近傍の音波探査記録は、断層を挟む地層の対比を行う上で十分な品質を有しているため、1 地点の掘削にもとづいて過去の断層活動について検討できる可能性が高い。以上のことから、F2 断層のうち、海底面付近までを変位させる断層を評価対象として、評価対象断層の低下側の 1 地点(D10 測線の CMP1580 付近。熊本県宇城市三角町中村小田良の沖合、水深約 32.6 m の地点)を掘削候補地点に選定した。掘削長については、断層を挟んで確実に対比可能な地層が取得できるように、海底面から約 33 m の堆積物コア試料を取得することとした。

ii) 海上ボーリング調査の工法及び掘削地点の測位

掘削候補地点の水深(32.6 m)、島原湾の海況(潮位差及び潮流が大きいこと)を考慮し、本研究における海上ボーリング調査は掘削自在型試錐工法によって実施することとした(図43、44)。傾動自在型試錐工法による海上ボーリング調査では、水深 50 m までの海域において、海水面から最大で 100 m 程度までの掘削が可能である。また、この工法では海底面に仮設したガイドパイプ(海面から海底面まで、サンプラー・ケーシングパイプ等を通すための管)に、クレーン台船(以下「掘削船」)に艀装したボーリングマシンを接合させて掘削を実施する。作業時間外にはガイドパイプとボーリングマシンを切り離しておくことが可能であり、荒天時にはガイドパイプを残して掘削船を避難(帰港)させることができるため、安全に施行できる利点を持つ。

掘削地点の位置(座標)は、GNSS 測位による測量によって決定した。GNSS 測位は海況が穏やかな時間帯に、海底面からの長さが分かっているガイドパイプ天端において複数回実施して、平面座標及び標高を求めた。

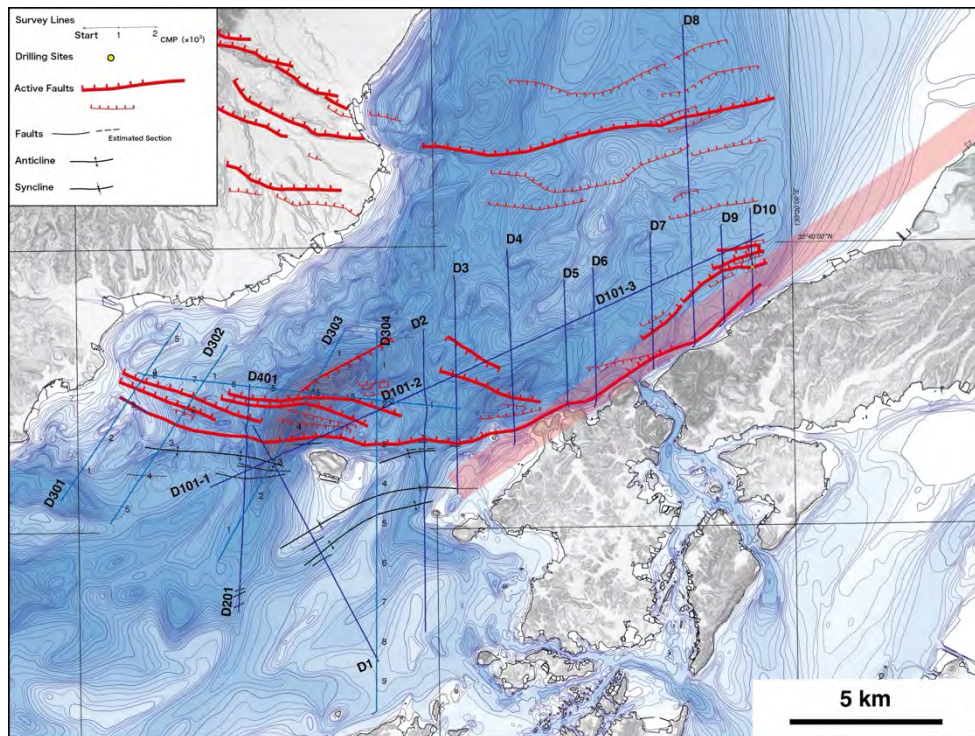


図 41 宇土半島北岸区間の地質構造図

令和 4 年度及び令和 5 年度に実施した音波探査測線及び、それらの結果にもとづく宇土半島北岸区間を構成する海底活断層の分布。

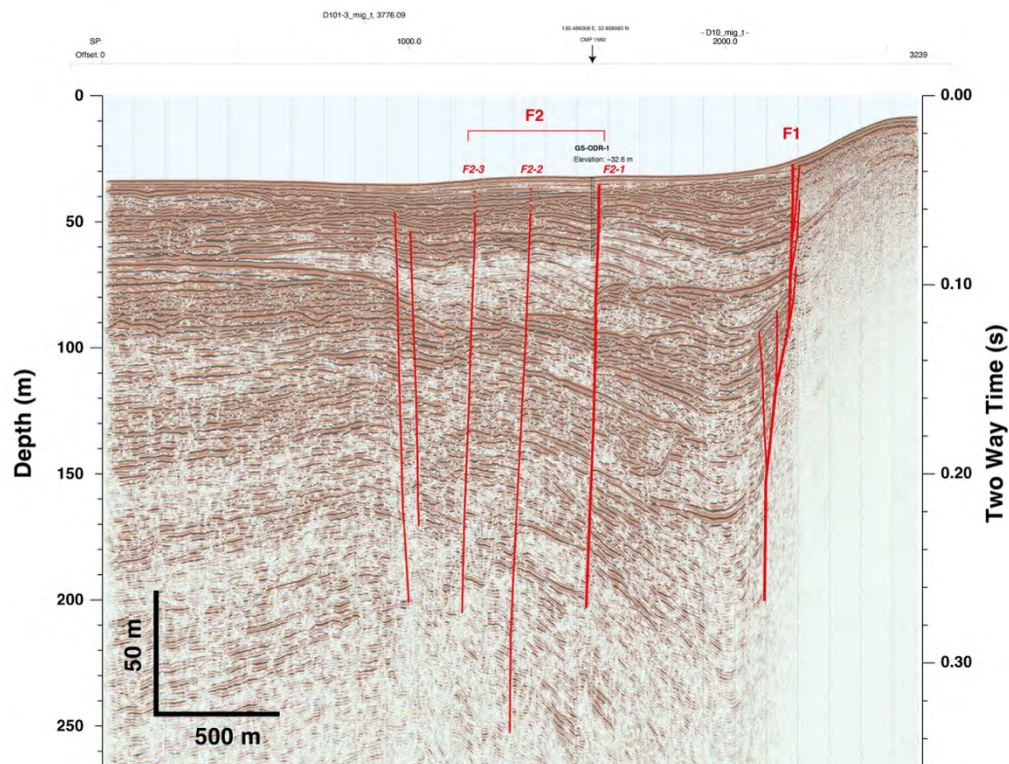


図 42 D10 測線で取得したマイグレーション断面

令和 4 年度に実施した高分解能の反射法音波探査で取得したマイグレーション断面。F2 断層のうち、海底面付近までを累積的に変位させる F2-1 断層を検討対象に選定し、その過去の活動を検討するため、断層の低下側の 1 地点において海上ボーリング調査を実施した。



図 43 海上ボーリング調査の現場写真（上：調査船、下：ボーリング檣）

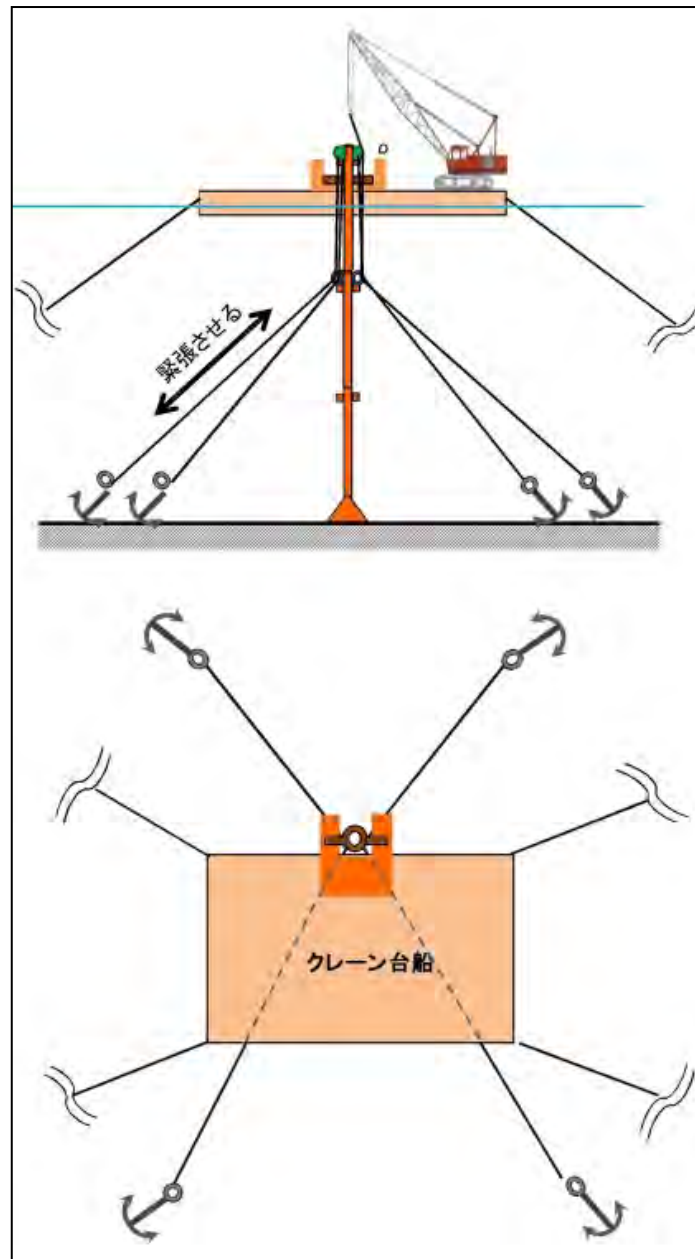


図 44 傾動自在型試錐工法の概念図

b) 堆積物コア試料の分析

海上ボーリング調査で採取した堆積物コア試料は、現場作業中は掘削船上に保管し、現場で掘削状況及び岩相の概略を記載した。現場作業完了後に港で掘削船から降ろし、陸路にて産総研に運搬した。

産総研では、X線CT装置によるスキャン（以下、「CT スキャン」）、半裁、写真撮影、肉眼観察、年代分析用試料のサンプリング、帯磁率測定を実施した。CT スキャンには Supria Grande、（日立製作所製）を用いてスライス幅 0.625 mm で DICOM 互換形式のデータを取得し、画像処理ソフトウェア ImageJ（Schneider et al., 2012）によってCT像を作成した。帯磁率は、半裁後の堆積物コア試料（ハーフコア）を対象として、MSCL-S（Geotek 社製）に装着した帯磁率計（MS2C 及び MS3、Bartington 社製）を用いて、2 cm 間隔で測定した。

沖積層に対比される地層の形成年代を推定するため、放射性炭素年代測定を実施した。貝化石については、現地生であると期待される、破損の少ない個体を測定対象とした。陸域で形成された堆積物中については、有機質シルト層を測定対象とした。放射性炭素年代測定は、東京大学大気海洋研究所高解像度環境解析研究センターのシングルステージ加速器質量分析計によって実施した。得られた放射性炭素年代については、較正プログラム OxCal（Version 4.4. Bronk Ramsey, 2009）を使用して、暦年較正を行った。その際、貝化石から得られた放射性炭素年代については Marine20（Heaton et al., 2020）の較正曲線を、有機質シルト層から得られた放射性炭素年代については IntCal20（Reimer et al., 2020）の較正曲線を用いた。貝化石から得られた放射性炭素年代の暦年較正の際、ローカルな海洋リザーバー効果の補正值（ ΔR ）はゼロとした。

更新世に形成されたと推定される地層の形成年代を推定するため、火山灰分析を実施した。火山灰分析は、阿蘇 4 火砕流（Aso-4）と推定される火砕物については、火砕物中の軽石と、主として細粒火山ガラスによって構成されるシルト～極細砂層を対象とした。それらに加えて、シルト層中に挟在する砂質シルト層を火山灰分析の対象とした。火山灰分析は株式会社古澤地質において、鉱物組成、火山ガラスの屈折率、斜方輝石の屈折率、SEM-EDX による火山ガラスの化学組成の分析を行った。

3) 調査結果

a) 海上ボーリング調査の結果

本調査では、熊本県宇城市三角町中村小田良の沖合の地点（GS-ODR-1）において海上ボーリング調査を行い、海底面下 33.41 m までの堆積物コア試料を取得した（図 45、図 46）。現場作業は 2024 年 11 月 18 日～12 月 18 日の期間に実施した。GNSS 測量によって求めた GS-ODR-1 地点の孔口の座標は $32^{\circ} 39' 32.4360''$ N、 $130^{\circ} 29' 09.6288''$ E であり、標高は -32.6 m である。採取した堆積物コアの写真を図 47 に、CT 像を図 48 に、柱状図を図 49 に示す。



図 45 海上ボーリング掘削地点の位置図

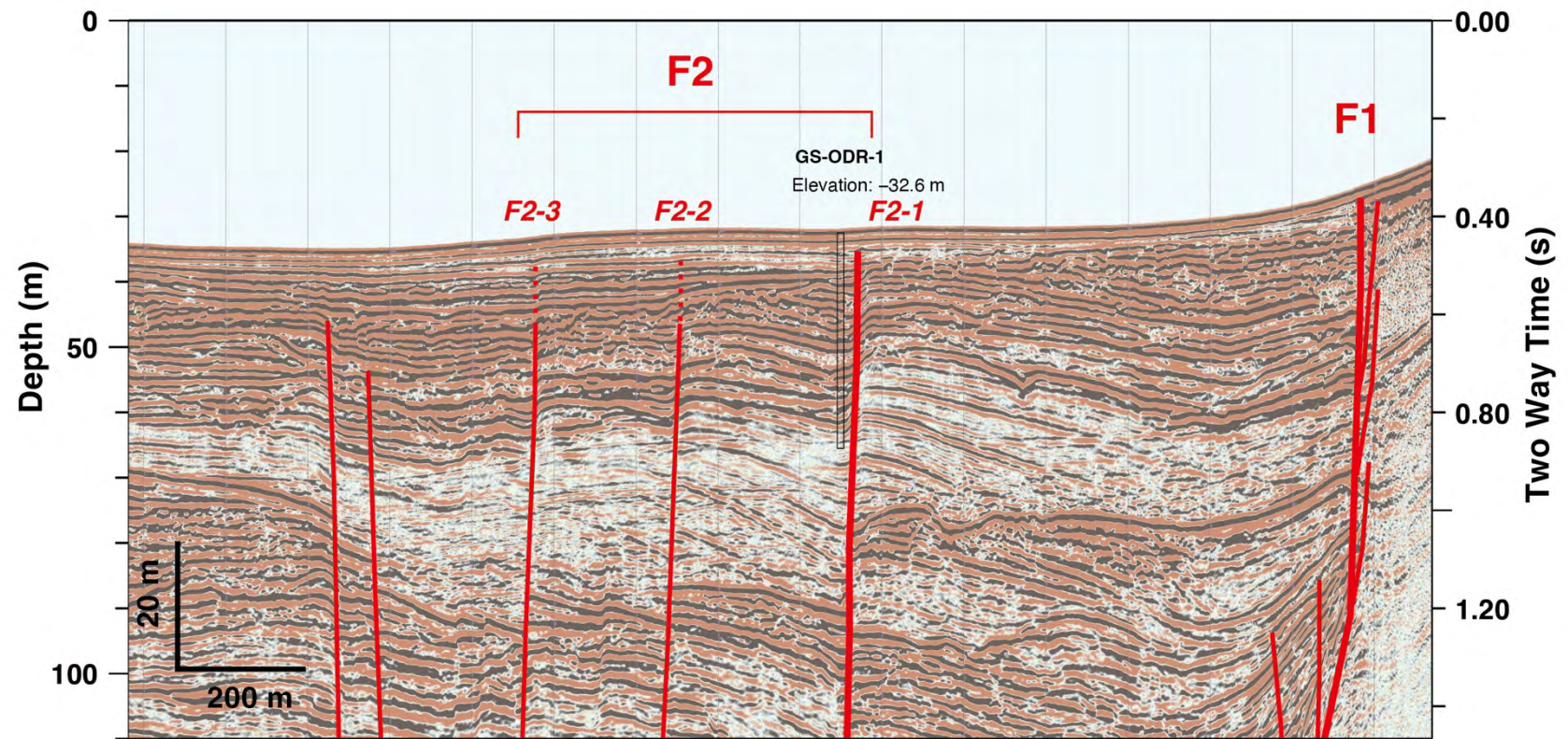


図 46 海上ボーリング掘削地点周辺のマイグレーション断面 (D10 測線)

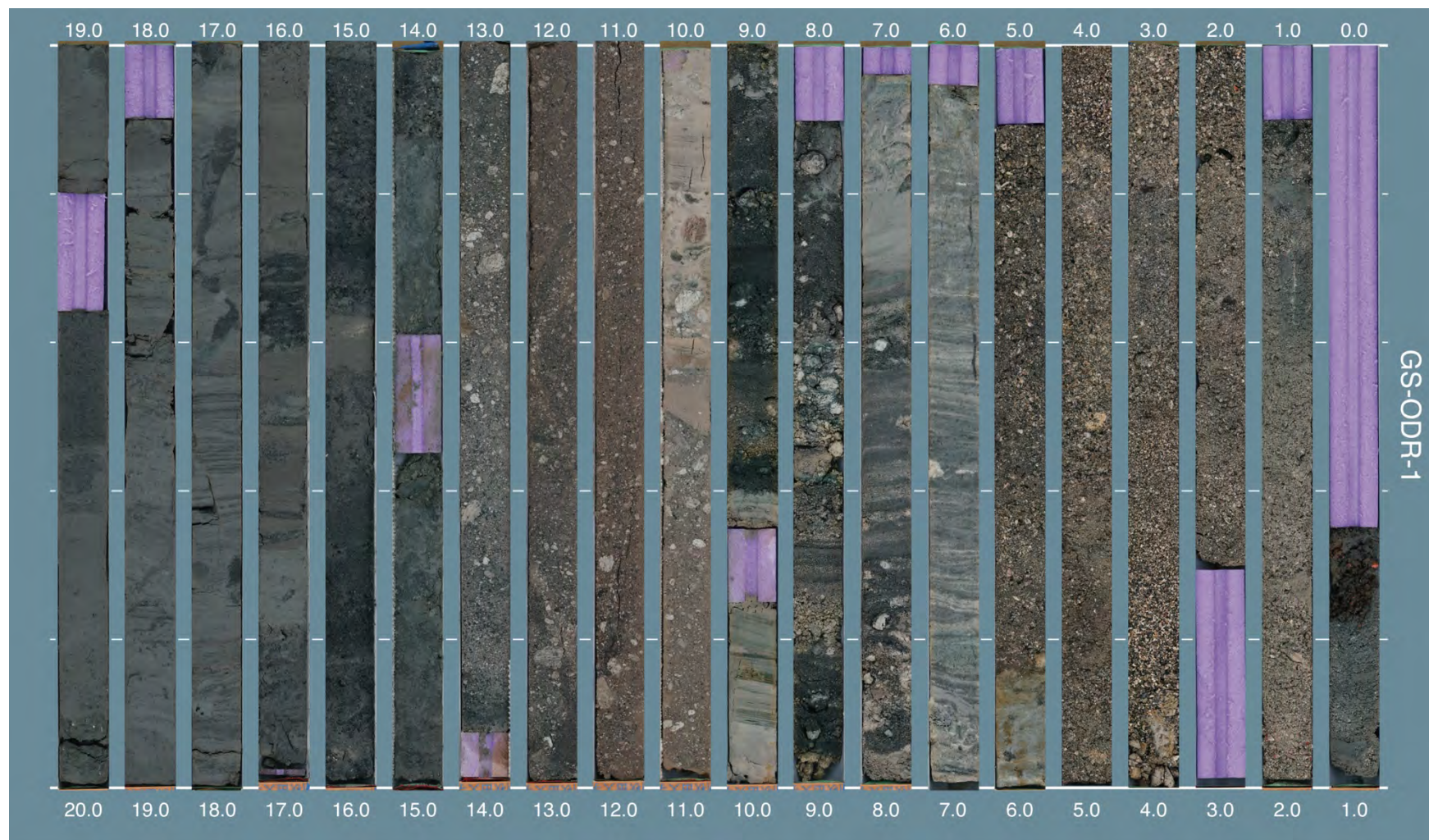


図 47 GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の写真 (0.0～20.0 m)

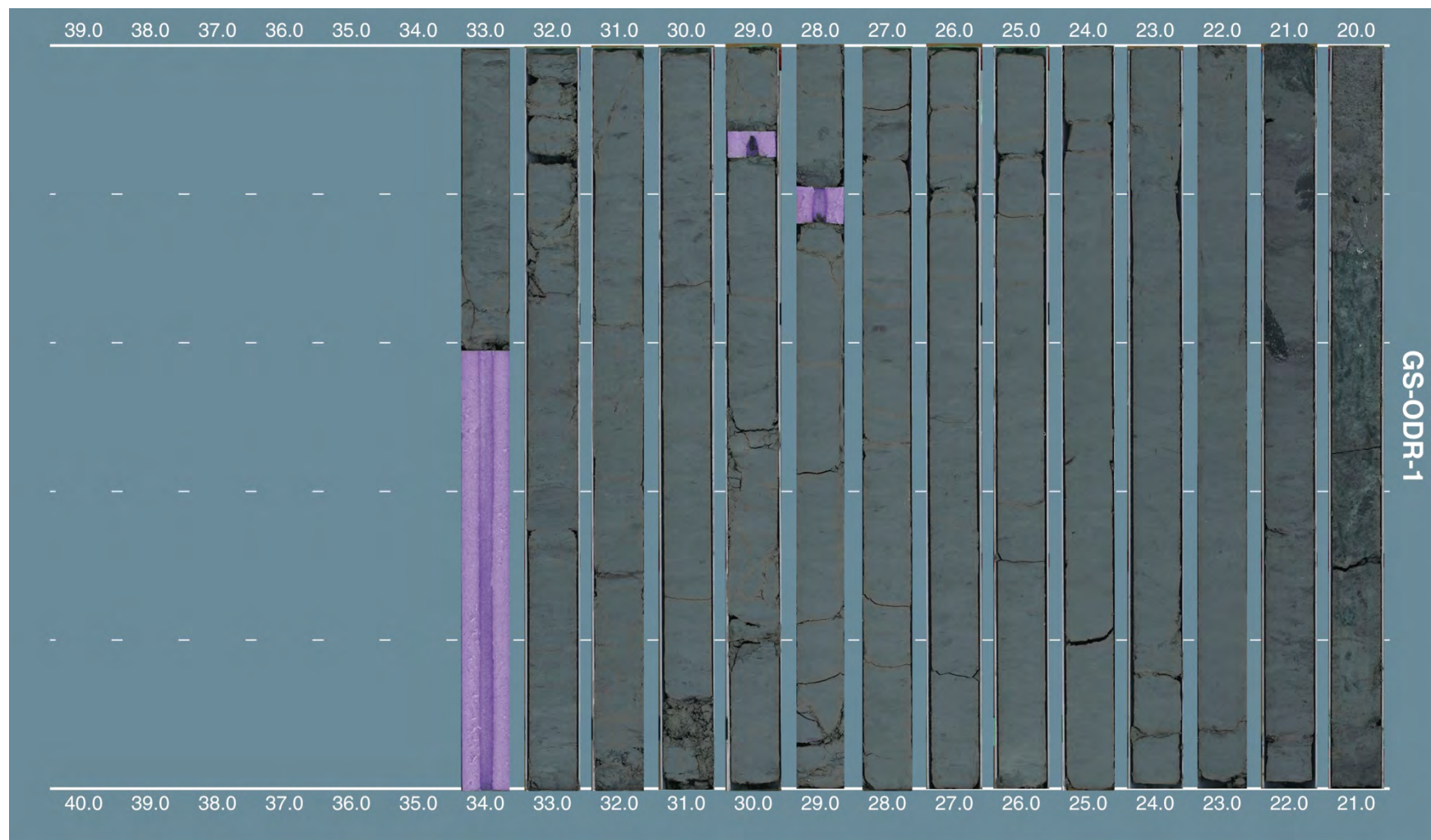


図 47 (つづき) GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の写真 (20.0～34.4 m)

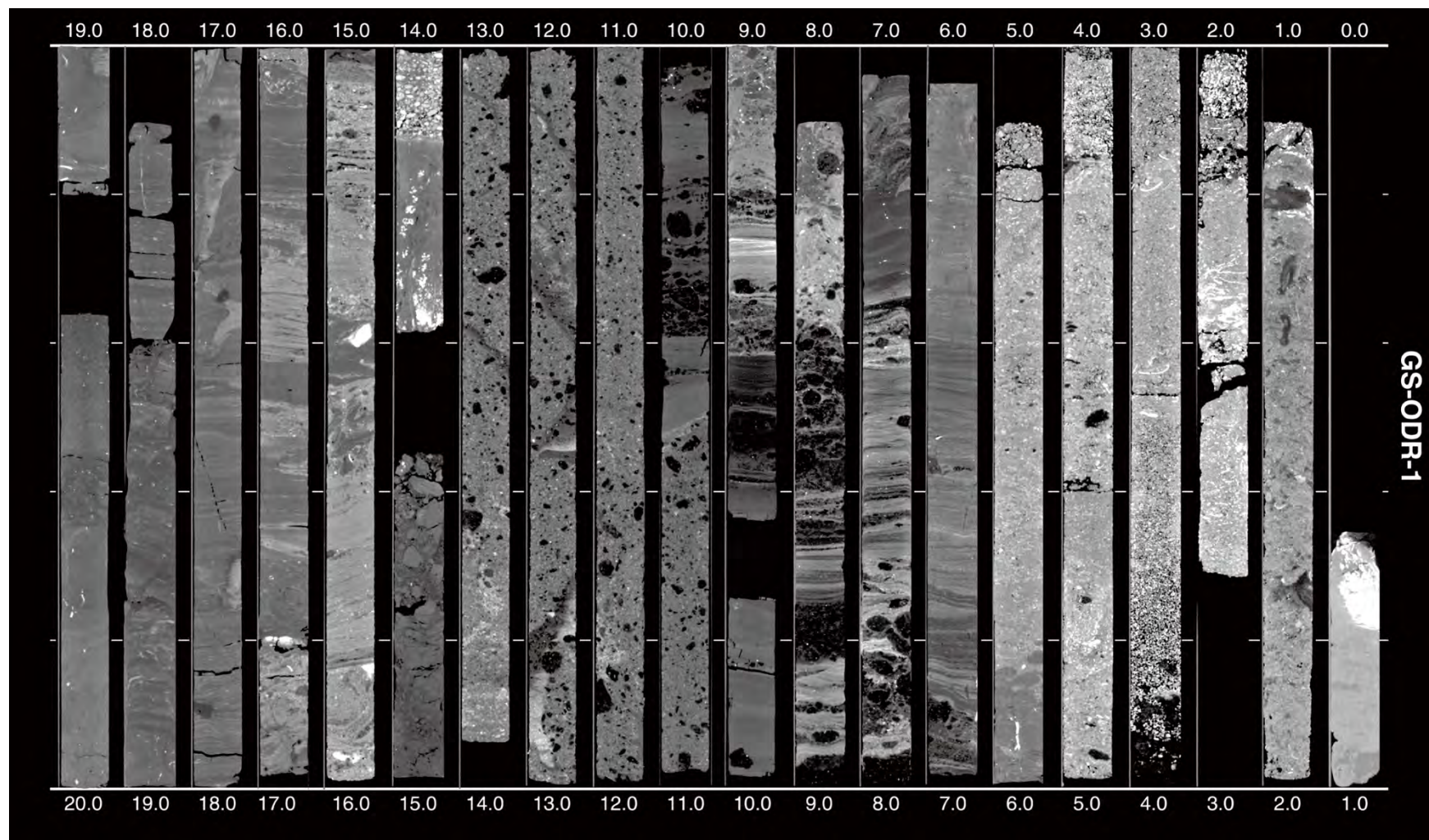


図 48 GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の CT 像 (0.0～20.0 m)

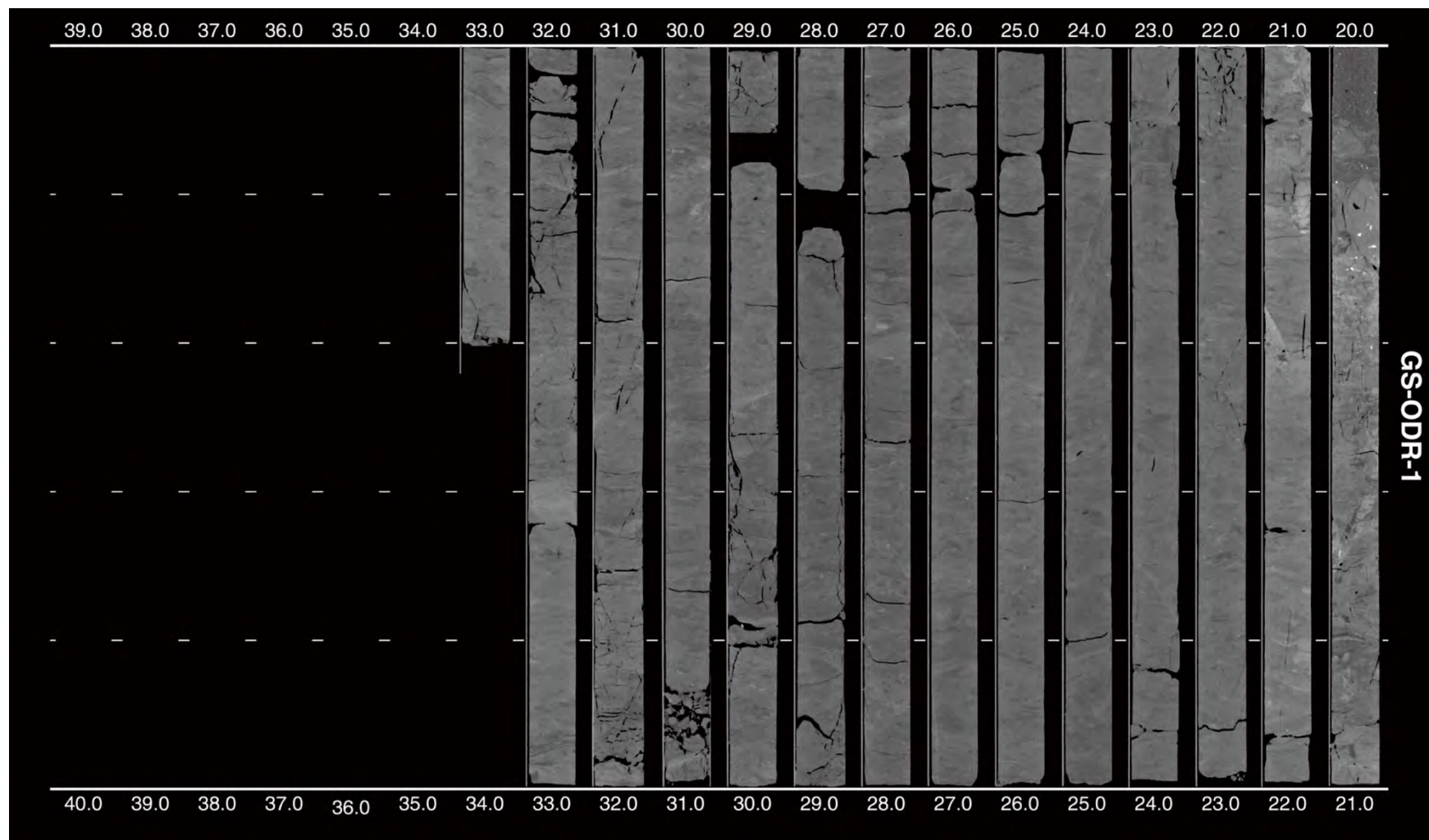


図 48 (つづき) GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の CT 像 (20.0～34.4 m)

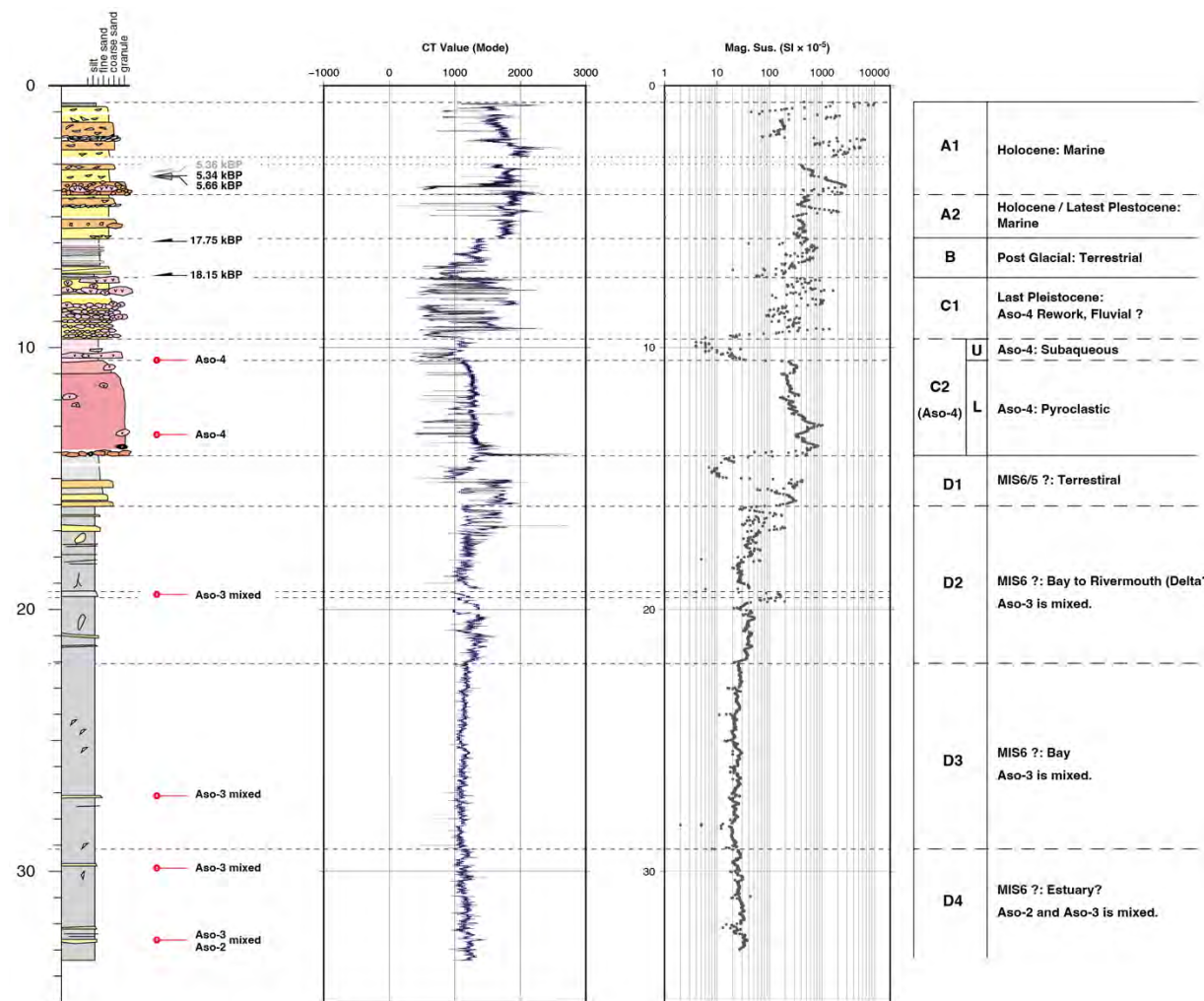


図 49 GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の柱状図、CT 値、帯磁率

堆積物コア試料の肉眼観察に加えて、CT スキャンで得られた CT 像の観察にもとづいて柱状図を作成した（図 49）。また、沖積層と推定される地層から取得した貝化石（3 試料）及び有機質シルト（2 試料）を対象に、放射性炭素年代測定を実施した（表 3）。さらに、更新統と推定される火砕物（1 層準）、細粒火山ガラス（1 層準）、及びシルト層に挟在する砂質シルト層（4 層準）を対象とした火山灰分析を実施した（表 4）。堆積物コアの物性変化を把握するため、CT スキャンで得られた DICOM データから堆積物の CT 値（X 線の吸収率を反映）の鉛直変化を求め、図 49 に示した。同様に、堆積物の帯磁率の鉛直変化を図 49 に示した。

表 3 放射性炭素年代測定結果

Lab Code	Sample Name	Core Name	Core Depth (m)	Material	CRA (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Calibration Curve	Calibrated Date	
								2 σ (cal BP)	peak (cal kBP)
YAUT_101331	ODR_0328	GS-ODR-1	3.28	shell	5218 $\pm$ 22	+ 0.92	Marine 20	5549 – 5259	5.36
YAUT-101328	ODR_0344	GS-ODR-1	3.44	shell	5193 $\pm$ 20	- 0.31	Marine 20	5526 – 5221	5.34
YAUT_101329	ODR_0349	GS-ODR-1	3.49	shell	5481 $\pm$ 21	+ 2.78	Marine 20	5841 – 5525	5.66
YAUT_101605	ODR_0590	GS-ODR-1	5.90	sediment	14497 $\pm$ 31	-20.08	IntCal 20	17876 – 17456	17.75
YAUT_101606	ODR_0720	GS-ODR-1	7.20	sediment	14790 $\pm$ 35	-22.58	IntCal 20	18237 – 17983	18.17

表 4 火山灰分析結果

Sample Name	Core Name	Core Depth (m)	Lithology	Composition	Correlation
GS-ODR-01_1	GS-ODR-1	10.47-10.49	pumicious silt	VG (Bw, Pm)	Aso-4
GS-ODR-01_2	GS-ODR-1	13.30-13.35	pumice block	VG (Bw, Pm), Opx, Cpx, Gho	Aso-4
GS-ODR-01_3	GS-ODR-1	19.40-19.45	sediment	VG (Bw, Pm, O), Opx, GHb, Opq	Aso-3 mixed
GS-ODR-01_4	GS-ODR-1	27.10-27.13	sediment	VG (Bw, Pm, O), Opx, Cpx, Gho, Oth	Aso-3 mixed
GS-ODR-01_5	GS-ODR-1	29.85-29.90	sediment	VG (Bw, Pm, O), Opx, Gho, GHb	Aso-3 mixed
GS-ODR-01_6	GS-ODR-1	32.60-32.65	sediment	VG (Bw, Pm, O), Opx, Cpx, Oth	Aso-3 and Aso-2 mixed ?

上述の分析結果にもとづいて、GS-0DR-1 地点の堆積物・火砕物のユニットを上位から大きく堆積ユニットA～Dに区分した。堆積ユニットA、C、DはそれぞれサブユニットA1・A2、サブユニットC1・C2、サブユニットD1～D4に細分される。以下に各ユニットの特徴を述べる。

堆積ユニットA（コア深度 0.00～5.85 m）

粗粒砂及び貝殻片を主体とする。最上部の 0.00～0.65 m は流失しており、0.65～0.77 m まではガイドパイプの内側から剥がれたと推察される金属片が混入している。コア深度 4.15 m 付近の侵食面を境に、上位をサブユニット A1（コア深度 0.00～4.15 m）、下位をサブユニット A2（コア深度 4.15～5.85 m）に細分した。

サブユニット A1 は、下位のサブユニット A2 に侵食面を介して累重し、基底付近は径 3～6 mm 大の礫及び貝化石を主体とする砂礫層であり、径 10 cm 程度の軽石粒子を含む。サブユニット A1 中からは、コア深度 3.28 m から採取した貝化石（スダレモシオ、水深 15-100 m の範囲の砂礫底で生息することが知られる二枚貝）から 5.36 cal kBP の放射性炭素年代が、コア深度 3.44 m から採取した貝化石（ホクロガイ、水深 10-100m の貝殻混じりの粗砂底で生息することが知られる二枚貝）から 5.34 cal kBP の放射性炭素年代が、コア深度 3.49 m から採取した貝化石（スダレモシオ、前述の通り）から 5.66 cal kBP の放射性炭素年代が得られた。堆積ユニット A には多くの貝化石が含まれており、一般に、こうした地層中の貝化石は再移動してきたもの、すなわち、貝化石の示す年代値が地層の形成年代よりも古い可能性がある。しかし、本研究では、いずれも破損が少なく、化石を包含する地層の堆積環境と生息環境が一致する貝化石を、近接した層準（コア深度 3.28～3.49m）から選定した。その結果、得られた年代の幅は 300 年程度と小さいことから、いずれの貝化石も大きく再移動を受けていない、すなわち、貝化石から得られた放射性炭素年代は地層の形成年代を示していると考えられる。

サブユニット A2 は下位の堆積ユニット B に侵食面を介して累重する地層で、淘汰の悪い貝化石が混じる粗粒砂主体の砂礫層である。コア深度 4.55 m 付近及び 4.95 m 付近には径 5 cm 程度の軽石礫が含まれる。

本ユニットは現在の海底面を構成する貝化石まぎりの地層であり、5.34～5.66 cal kBP の年代を示すことから、完新世における砂礫質の湾底堆積物であると判断される。軽石礫が含まれていることから、周辺の海域で潮流あるいは波浪による侵食・運搬作用があったと推察される。

堆積ユニットB（コア深度 5.85～7.32 m）

リズミカルな平行葉理が発達した未固結の砂質シルト～シルト質細砂を主体とする。シルト質細砂には軽石粒が含まれる。下位の堆積ユニット C との境界は整合的であると推察される。コア深度 6.90～7.20 m は堆積後に流動等で乱れたと推察される構造が見られる。

コア深度 6.20～6.45 m には植物根が認められる。貝化石は確認できない。本ユニットの基底付近（コア深度 7.20 m）のシルト層からは 18.17 cal kBP の放射性炭素年代を、本ユニットの最上部（コア深度 5.90 m）のシルト層からは 17.75 cal kBP の放射線炭素年代が得られた。

本ユニットは、リズミカルな平行葉理が発達する砂質シルト～シルト質細砂を主体とすること、貝化石を含まない、という特徴を持つ。また、18.17～17.75 cal kBP の放射性炭素年代が得られていることから、本ユニットは後氷期の海面上昇期に、潮汐の影響を受ける河口付近で形成された堆積物であると推察される。一般的な日本の沖積低地の層序を参考にすれば、本ユニット及び堆積ユニット A はいわゆる沖積層に対比される。

堆積ユニット C（コア深度 7.32～14.12 m）

本ユニットは、後述するように Aso-4 火砕流で形成された火砕物（サブユニット C2：コア深度 9.60～14.12 m）と、Aso-4 の軽石を多量に含む砂礫層（サブユニット C1）からなる。

サブユニット C2 は基底（コア深度 14.00～14.12 m）は径 2～15 mm 大の岩片（角礫）を主体とする礫層からなり。その上位には上方粗粒化を示す角閃石を含む多量の軽石（径 8 mm～数 cm 大が主体）及び岩片（1～6 mm 大が主体）によって構成される淘汰の悪い火砕物（コア深度 10.50～14.00 m）が覆う。コア深度 12.00～13.00 m の区間にはパイプ状の構造が認められる。サブユニット C1 の最上部（コア深度 9.60～10.50 m）はラミナの発達する砂質シルト（火山ガラスを主体とする）及び円磨を受けた軽石礫によって構成される。サブユニット C2 下部に含まれる軽石（コア深度 13.30～13.35m の軽石粒）、サブユニット C2 上部の砂質シルト（コア深度 10.47～10.49 m）に含まれる火山ガラスは、いずれも Aso-4 の特徴と一致する。

サブユニット C1 は下位のサブユニット C2 に侵食面を介して累重し、径 5 cm 程度までの軽石粒子を多量に含む中粒砂を主体とする、ラミナ（一部は斜交葉理）が発達する砂礫層である。

本ユニット下部のサブユニット C2 は、岩相及び火山灰分析の結果から Aso-4 の火砕物に対比できる。C2 上部の細粒層は Aso-4 の軽石・火山ガラスからなるため、Aso-4 の噴出直後に水域に形成された堆積物と考えられる。サブユニット C1 に含まれる軽石粒子は Aso-4 火砕物が再移動した粒子と推察され、直上の堆積ユニット B からは 18.17 cal kBP の放射性炭素年代が得られている。これらのことに加えて、ラミナの発達する砂礫層であることから、サブユニット C1 は Aso-4 以降の後期更新世に形成された河川堆積物であると考えられる。

堆積ユニット D（コア深度 14.15～33.41 m）

堆積ユニット C の下位の地層を堆積ユニット D と区分した。本ユニットは 4 つのサブユニット（上位から D1～D4）に細分される。

サブユニット D1 (コア深度 14.15~16.05 m) は本ユニットの最上部をなし、有機質シルトと斜交葉理の発達する砂層の互層からなる。貝化石は確認できない。最上部 (コア深度 14.15~14.40 m) はやや固結して、クラックが発達する。

サブユニット D2 (コア深度 16.05~22.00 m) は生痕化石 (サンドパイプを含む) 及び貝化石、植物片を含む未固結のシルト~砂質シルトを主体とする。下位のサブユニット D3 とは漸移的であるが、サブユニット D3 に比べて粗粒である。上部 (コア深度 16.05~19.00 m) にはラミナや微細砂層が挟まれている。コア深度 19.40~19.45 m の砂質シルト中には阿蘇 3 火砕流 (Aso-3) の特徴を有する火山灰が含まれる。

サブユニット D3 (コア深度 22.00~29.15 m) は未固結の塊状のシルト層からなる。肉眼では明瞭なサンドパイプ等の生痕化石は認められないが、CT 像には生痕を確認できる。また、貝の破片が確認できる。下位のサブユニット D4 とは漸移的であるが、サブユニット D4 に比べると細粒である。コア深度 27.10~27.13 m の砂質シルト中には、阿蘇 3 火砕流 (Aso-3) の特徴を有する火山灰が含まれる。

サブユニット D4 (コア深度 29.15~33.41 m) は未固結の塊状のシルトを主体とし、一部に平行葉理が発達する。また、貝の破片が確認できる。コア深度 29.85~29.90 m の砂質シルトには、阿蘇 3 火砕流 (Aso-3) の特徴を有する火山灰が含まれる。また、コア深度 32.60~32.65 m の砂質シルト中には、阿蘇 3 火砕流 (Aso-3) 及び阿蘇 2 火砕流 (Aso-2) の特徴を有する火山灰が含まれる。

本ユニットには Aso-3 の特徴を有する火山灰が混入していることから、Aso-3 噴出以降に形成された堆積物に対比される。貝が混ざる相対的に粗粒で平行葉理が認められるシルト層 (サブユニット D4)、貝が混ざる塊状で相対的に細粒なシルト層 (サブユニット D3)、貝やサンドパイプが認められる相対的に粗粒なシルト~砂質シルト層 (サブユニット D2) は、海水準の上昇~内湾の埋積までの一連の内湾堆積物である可能性がある。すなわち、サブユニット D4 から D3 の形成期には海水準上昇によって水深が増加し、サブユニット D3 から D2 の形成期には河口から植物片を含む碎屑物が供給されるようになり、同時に内湾が埋積されることによって水深が減少していった、と解釈できる。サブユニット D1 は内湾が埋積された後に河口付近に堆積した河川~氾濫原堆積物であると考えられる。サブユニット D1 の最上部が固結しクラックが発達していることは、上位の堆積ユニット C (Aso-4) に覆われる際に、地表面が火砕物の熱による変性を受けたことを示唆する。すなわち、Aso-4 噴出時に、GS-ODR-1 地点が陸化していた可能性を示す。

b) 高分解能反射法音波探査の結果と海上ボーリング調査結果の比較

GS-ODR-1 地点で実施した海上ボーリング調査の結果を、D10 測線で実施した高分解能反射法音波探査で取得したマイグレーション断面に重ね合わせた(図 50, 図 51)。海上ボーリング調査の結果と比較するため、D10 測線のマイグレーション断面について P 波速度を 1,500 m/s と仮定して、時間断面を深度断面に読み替えた。

D10 測線のマイグレーション断面の音響的特徴について、GS-ODR-1 地点の海上ボーリング調査による堆積ユニット区分・堆積物の物性の鉛直変化と比較した(図 51)。マイグレーション断面における連続性が良好な反射面や内部反射面の特徴が変化する境界面は、堆積物コア試料の岩相境界の深度とほぼ調和的である。そこで特徴的な反射面及び境界面にもとづいて、音響層序ユニットを上位から A~D に区分した。以下にその特徴を述べる。

音響層序ユニット A

音響層序ユニット A は海底面とほぼ平行に成層した内部反射面を有する。下位の音響層序ユニット B にダウンラップ(オンラップと解釈される部分もある)して殲滅、あるいはオーバーラップする。本ユニットは GS-ODR-1 地点における堆積物ユニット A に対応する。

本ユニットは海底面直下に分布すること、堆積物ユニット A に対応することから、完新世の砂礫質な内湾底堆積物であると考えられる。下位の音響層序ユニット B にダウンラップしていることから、本ユニットは完新世の高海面期に発達した可能性がある。

音響層序ユニット B

音響層序ユニット B は概ね平行な内部反射面を持ち、下位のユニットがつくる谷状の地形を埋積するように分布する。下位の地層にオンラップする構造が認められる。本ユニットは GS-ODR-1 地点における堆積物ユニット B に対応する。

本ユニットは堆積物ユニット B に対応することから、後氷期以降に形成された堆積物であると判断される。谷状の地形を埋積し、下位の地層にオンラップすることから、本ユニットは海水準の上昇期にアグラデーションしながら発達したと推察される。

音響層序ユニット C

音響層序ユニット C は、ややカオティックな内部反射面を持ち、下位の音響層序ユニット D にオーバーラップする。上面は起伏を持ち、侵食を受けていると推察される。本ユニットは GS-ODR-1 地点における堆積物ユニット C に対応する。

本ユニットは堆積物ユニット C に対応することから、Aso-4 の火砕物及びその再移動堆積物と解釈される。

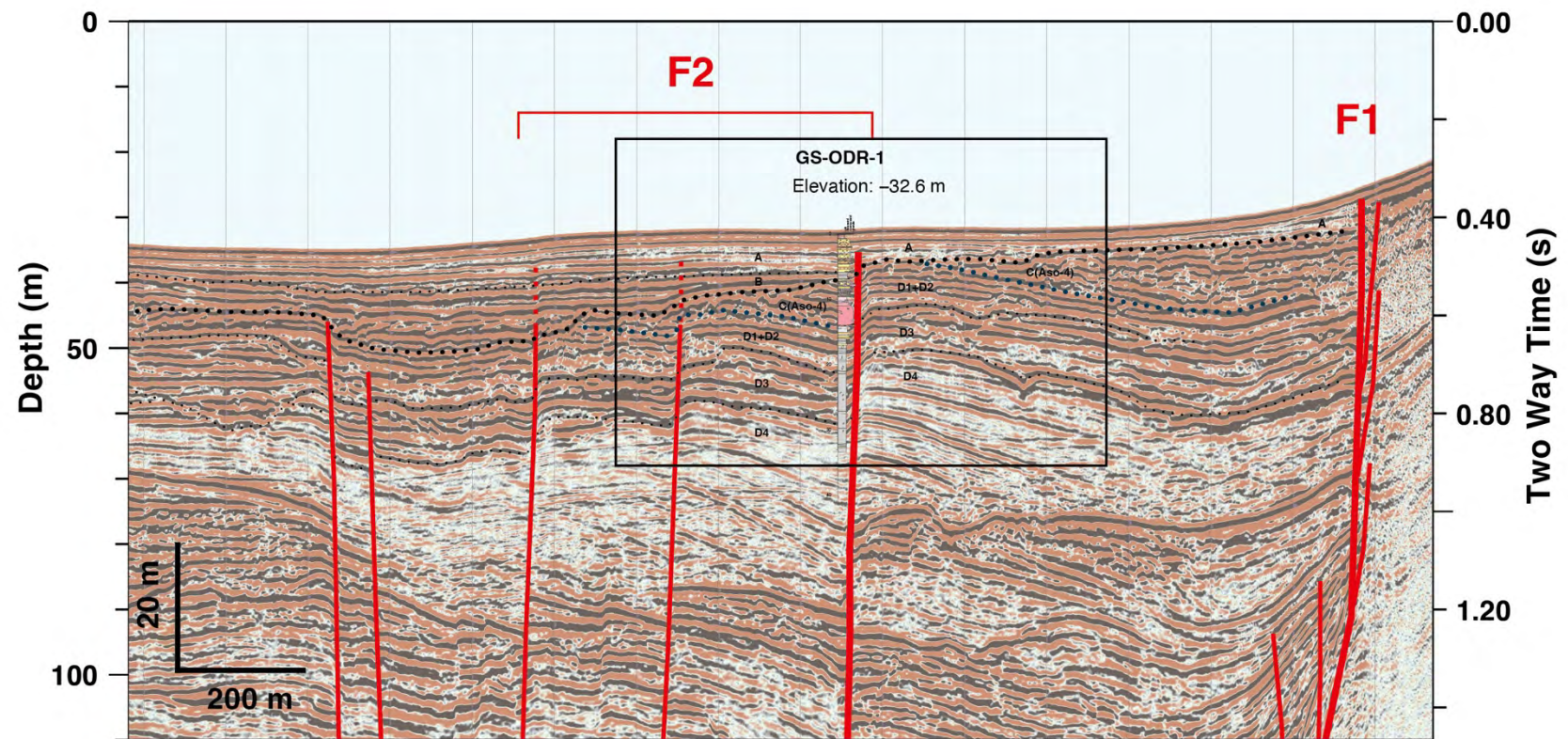


図 50 D10 測線におけるマイグレーション断面の解釈図

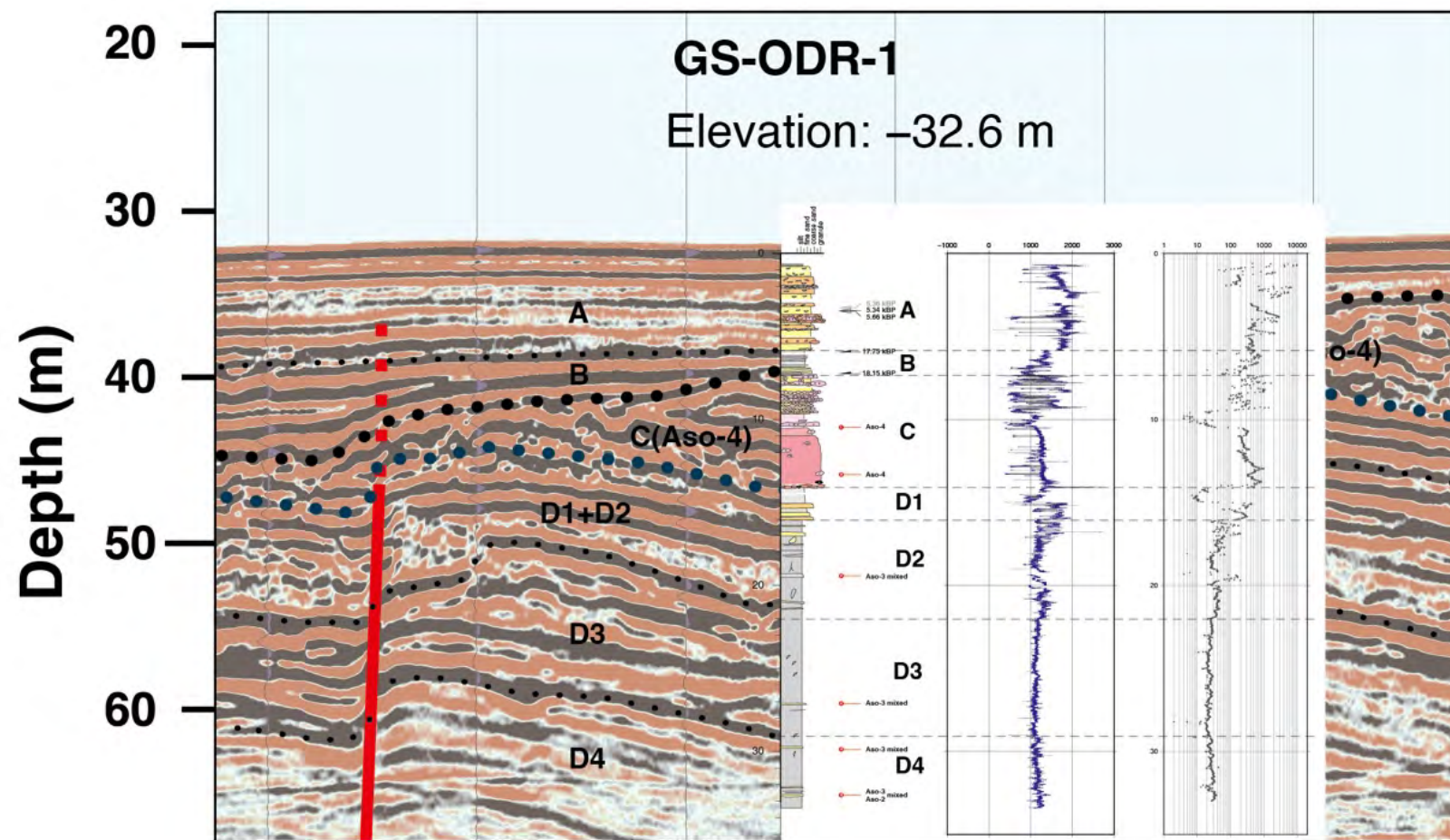


図 51 GS-ODR-1 地点における堆積層ユニット区分を踏まえた音響層序区分

音響層序ユニット D

音響層序ユニット D は概ね平行な内部反射面が発達する。ユニット内部に、少なくとも 2 枚の侵食面が確認できる。本ユニットは GS-ODR-1 地点における堆積物ユニット D に対応しており、2 枚の反射面の層準は、堆積サブユニット D2/D3 境界及び D3/D4 境界に対応する。堆積物コア試料の肉眼観察によれば概ね塊状のシルト層からなるサブユニット D3 においては、CT 値及び帯磁率の変化に対応した内部反射面が認められる。

本ユニットは堆積物ユニット D に対応することから、Aso-3 以降に形成された内湾及び河口低地の堆積物と解釈される。マイグレーション断面で侵食面と半産される層準において、堆積物コア試料では侵食面を確認することができなかった。ただし、マイグレーション断面における侵食面に対応した岩相の変化を認めることができ、これらは Aso-3 噴出以降の海面上昇～内湾の埋積に対応すると考えられる。こうした時期に形成される侵食面であるとするれば、本ユニット中の侵食面は海進面である可能性がある。

c) 対象断層の過去の活動の検討

i) 平均的なずれの速度

D10 測線で取得したマイグレーション断面と海上ボーリング調査の結果にもとづいて、対象断層の上下変位量及び平均上下変位速度を検討した。対象断層は音響層序ユニット D からユニット A の下部までを累積的に変位させている (図 50, 図 52)。

音響層序ユニット D に発達する 2 枚の侵食面は、若干の起伏を持つが、海進に伴って概ね水平に形成されたと推察される。これらの侵食面は対象断層を挟んで、堆積サブユニット D3/D4 境界付近の侵食面が約 11.4 m、D2/D3 境界付近の侵食面が約 10.5 m の高度差を持つ (図 51)。堆積ユニット D には Aso-3 に対比される火山灰が混入していることから、これらの地層の形成年代は Aso-3 の噴出 (130 ka。町田・新井編, 2003) 以降である。以上のことから、ユニット D 形成以降の平均上下変位速度は 0.081~0.088 m/ky 以上と求めることができる。

音響層序ユニット C の基底面に着目すると、ユニット C はユニット D をオーバーラップしており、ユニット C/D 境界は滑らかで、かつ、ユニット D 最上部の内部反射面と平行である (図 51)。これらのことは、ユニット D の上面はほとんど侵食を受けていないことを示唆している。GS-ODR-1 地点では、ユニット D 最上部を構成する堆積物 (堆積サブユニット D1) は主として有機質シルトによって構成されており、当時は河口付近の低地であったと推察される。すなわち、ユニット C (Aso-4 の火砕物) は、ほぼ水平に形成されていた河口低地を覆って形成されたと考えられる。ユニット C/D 境界は、対象断層を挟んで 10.5 m の高度差を持つ。ユニット C/D 境界の形成年代は Aso-4 の噴出年代 (85~90 ka) とほぼ等しいと考えられるため、ユニット C/D 境界以降の平均上下変位速度は、0.12 m/ky 程度と求められる。

上記に加えて、音響層序ユニット B の基底面には約 1.8 m、音響層序ユニット A 下部には 0.8 m 程度の高度差が認められる (図 53, 図 54, 図 55)。これらに高度差は 1 回ないし 2 回程度の断層変位によって生じたものであると推定されるため、ここでは平均変位速度は計算しない。

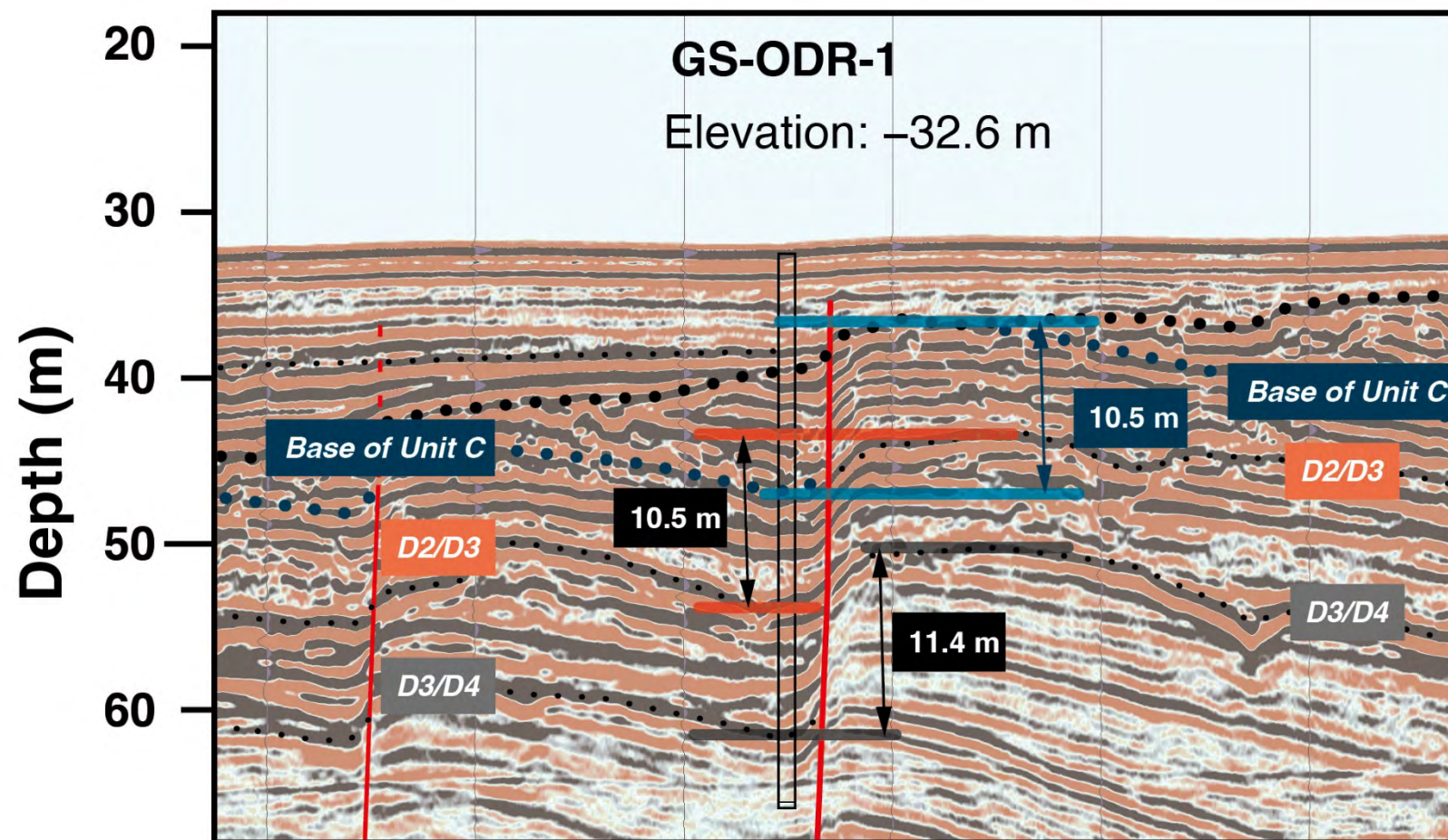


図 52 F2-1 断層を挟んだユニット C 基底及びユニット D のずれ

ii) 活動時期

対象断層は音響層序ユニット A を変位させているため、本断層帯は完新世にも活動していることが確実である（図 53）。対象断層の近傍では、ユニット A のうち、海底面下 3.5 m よりも深部の内部反射面を見ると、断層を挟む高度差がほぼ一定（0.8 m 程度）である（図 53）。他方で、GS-ODR-1 地点付近における海底面下 3.0～3.5 m の領域に着目すると、深度 3.5 m 付近に認められるピーク（正）の反射面が 0.8 m 程度の高度差を持つのに対し、深度 3.0 m 付近に認められる反射面は平滑化されて高度差が 0.2 m 程度にまで減少する。これらのことから、対象断層の最新活動は、深度 3.5 m 程度までの反射面に対応する地層の形成より後に推定される。また、深度 3.0 m 付近の反射面ではすでに埋め戻しが進んでいるため、少なくとも深度 3.0 m 付近の反射面に対応する地層の形成前に最新活動があったと考えられる。GS-ODR-1 地点のコア深度 3.28～3.49m から得られた貝化石が 5.34～5.66 cal kBP の放射性炭素年代を示すことから、最新活動時期は、5.3～5.7 cal kBP 前後であると考えられる（図 54）。また、海底面下 3.5 m より深部のユニット A の変形が 1 回の活動によるものとするれば、最新活動の 1 回に伴う上下方向のずれは 0.8 m 程度であったことになる。

音響層序ユニット B の基底面に着目すると、断層を挟んで 1.8 m 程度の高度差が認められる（図 55）。この高度差はユニット A 下部に認められる高度差より 2 倍以上の大きさである。よって、音響層序ユニット B の形成開始後に、少なくとも 2 回以上の断層活動があった可能性がある。GS-ODR-1 地点におけるユニット B の基底付近のシルト層が 18.17 cal kBP の放射性炭素年代を示すことから、少なくとも 18.2 cal kBP 以降に 1 つ前の活動を含む 1 回以上の活動があったと推察される。

iii) 1 回のずれの量と平均活動間隔

対象断層による 1 回のずれの量は、最新活動に伴うユニット A 下部の変形にもとづけば、0.8 m 程度（上下方向）であると考えられる（図 53）。また、ユニット D 及びユニット C 基底面の形成以降の平均上下変位速度が 0.08～0.12 m/ky と推定されることから、平均活動間隔は 6.7～10.0 ky と求められる。

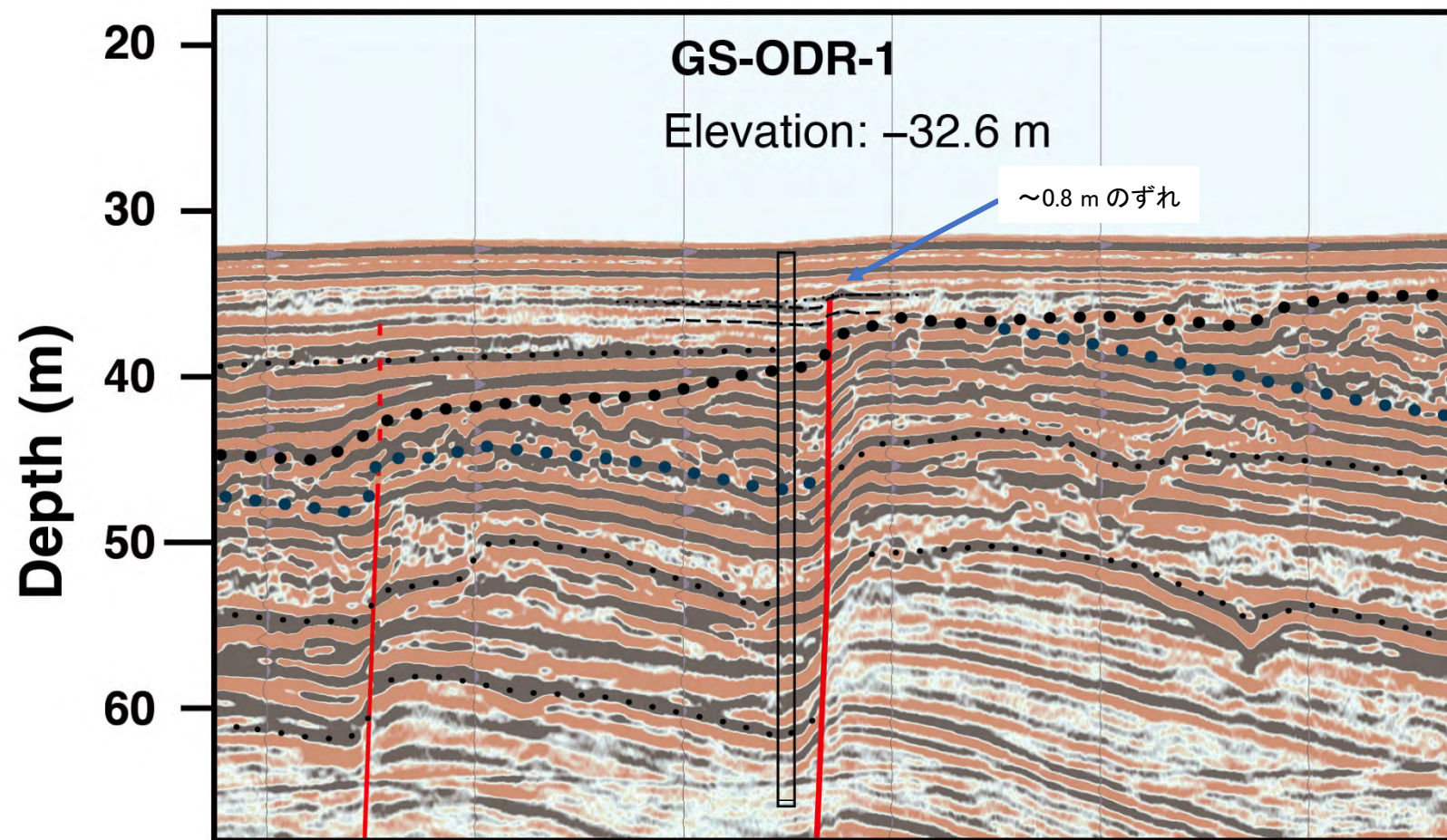


図 53 F2-1 断層を挟んだユニット A 下部のずれ

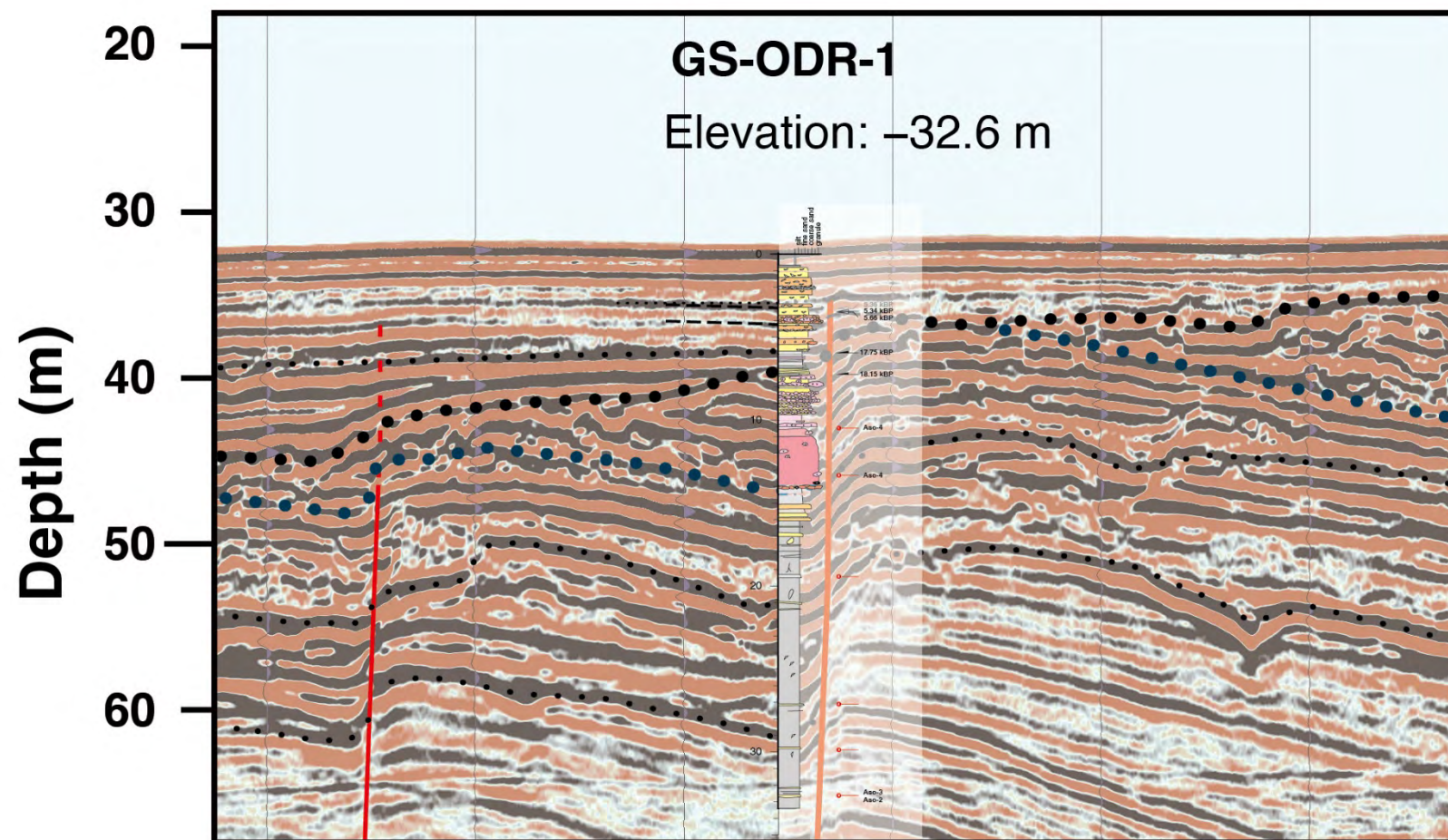


図 54 F2-1 断層を挟んだユニット A 下部のずれと年代測定結果

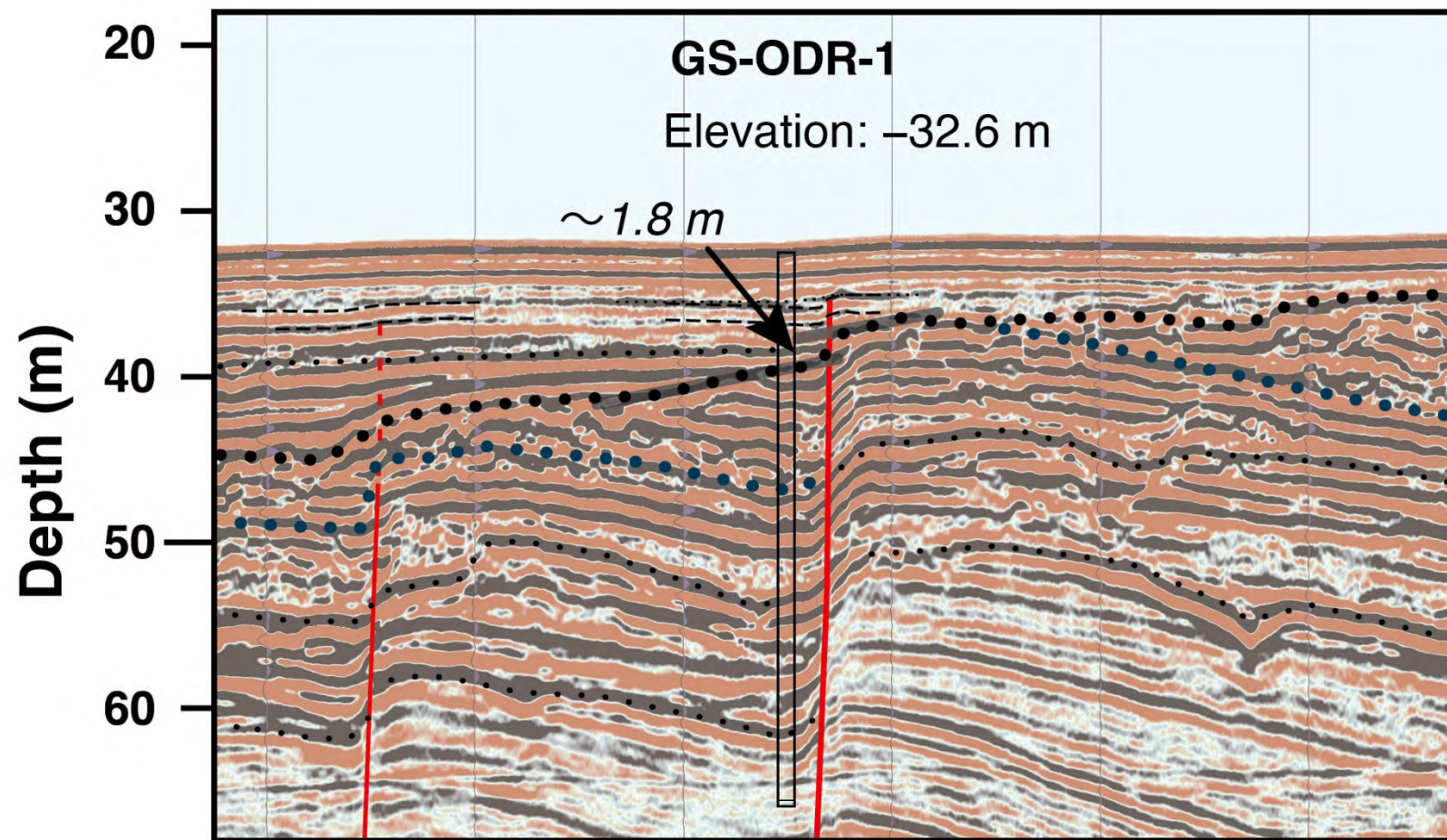


図 55 F2-1 断層を挟んだユニット B 基底（沖積層基底面）のずれ

d) 断層帯の過去の活動の検討

高分解能の音波探査の結果によれば、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層は複数条に分岐している。本研究では、これらのうち海底面付近までを変位させる1条の断層（F2-1断層）に着目して、過去の活動の検討を進めた。しかし、検討したパラメータのうち、特に平均上下変位速度と1回のずれ量については、断層帯全体の値としては過少評価の可能性がある。そこで、ここでは対象断層について求めた平均上下変位速度及び1回のずれ量が、断層帯全体のそれらのパラメータとの違いについて検討した。

D10 測線においては、宇土半島北岸区間を構成する北傾斜の正断層としては、F1断層と、検討対象とした断層を含むF2断層（3条の断層が確認できる）が存在する（図56）。これらのうち、F2断層によるユニットAの変位に着目すると、F2-1断層の変位量は0.8 m程度であり、ひとつ北側のF2-2断層では0.3 m程度の北側が低下する撓みが、最も北側のF2-3断層では0.5 m程度の北側が低下する撓みが認められる（図56）。これらを合算すると、最新活動の1回に伴うF2断層の上下変位量は1.6 m程度であったと見積もることができる。

他方で、F1断層近傍に着目すると、ユニットAまたはユニットBに対比される堆積体（前述のように、ユニットA及びユニットBはいわゆる「沖積層」に対比される。以下、「ユニットA・B」と呼ぶ）が、断層を境にして基盤岩に接している（図57）。ユニットA・Bの基底面は低海面期に形成された侵食面であると推定され、その基底面はF1断層を挟んで南側に滑らかに続いていた可能性がある。F1断層を挟んで、断層の北側に分布するユニットA・Bの基底面と、断層の南側の地形面（基盤岩上面）の高度差は約5.4 mである（図57）。この高度差がユニットBの形成以降のF1断層による上下変位によるものとすれば、本研究による検討対象の断層F2-1付近におけるユニットB基底面の高度差が1.8 m程度であることから、F1断層の変位量はF2-1断層の3倍程度であったことを指摘できる。F2-1断層における最新活動1回に伴う上下変位量が0.8 m程度であることから、F1断層における1回の上下変位量は2.4 m程度であった可能性がある。以上にもとづけば、北傾斜の正断層（F1断層及びF2断層）による1回の活動に伴う上下変位量は4 m程度であった可能性がある。

平均変位速度について、F2断層を構成する3条の断層によるユニットD中の侵食面の上下変位量及びユニットC基底面の変位量の合計は、それぞれ16.0～15.5 m及び約15.5 mである（図58）。F1断層の変位量がF2-1断層の変位量の3倍程度であるとすれば、F1断層によるユニットD中の侵食面の上下変位量及びユニットC基底面の変位量はそれぞれ34.2～31.5 m及び約31.5 mと見積もられる。ユニットDはAso-3噴出（130 ka）以降に形成され、ユニットC基底面がAso-4噴出時（85-90 ka）と考えられるため、F2断層全体及びF1断層の平均変位速度は0.12～0.18 m/ky及び0.24～0.37 m/kyと概算して求めることができる。また、北傾斜の正断層（F1断層及びF2断層）による平均上下変位速度は、0.36～0.55 m/kyである可能性がある。

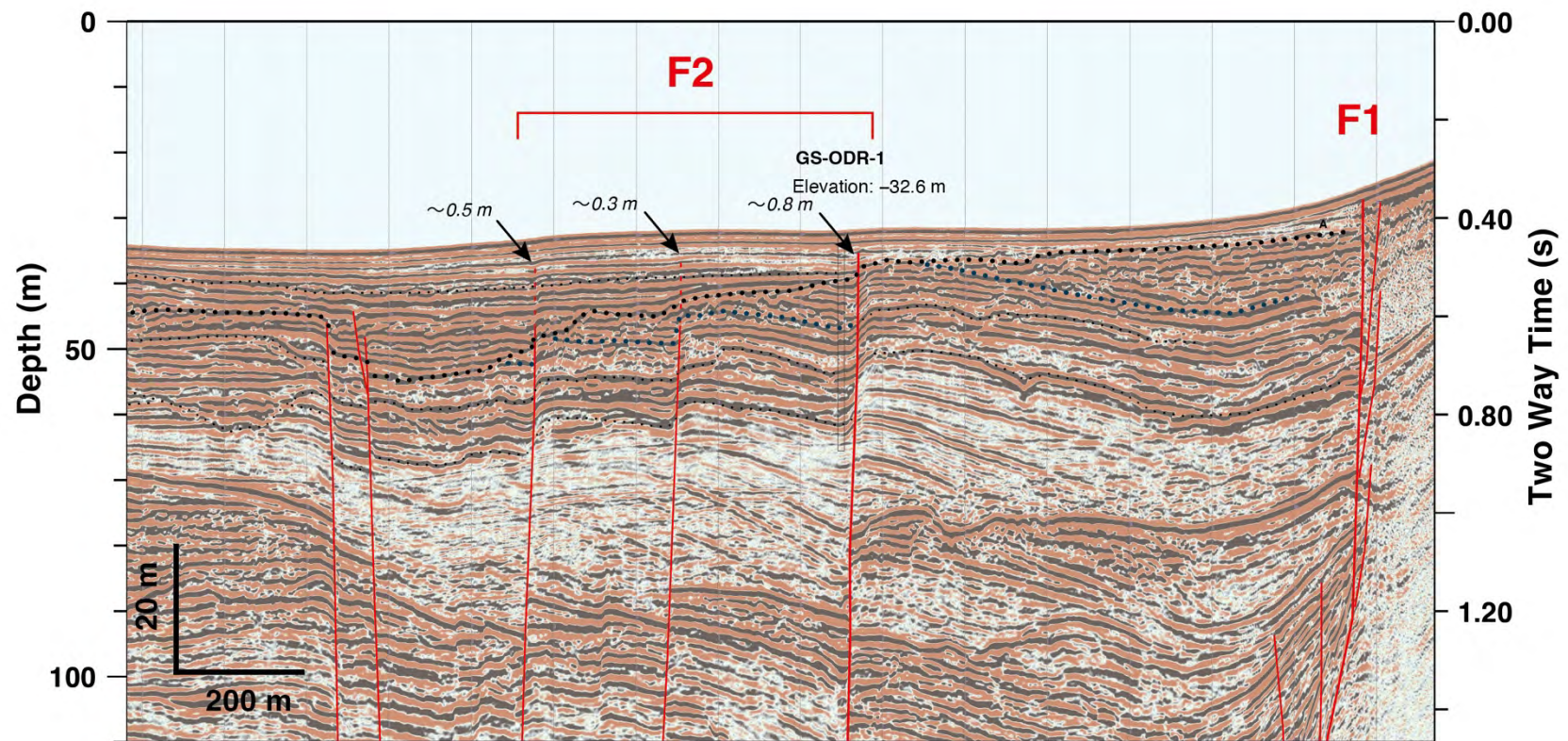


図 56 F2 断層による挟んだユニット A 下部のずれ

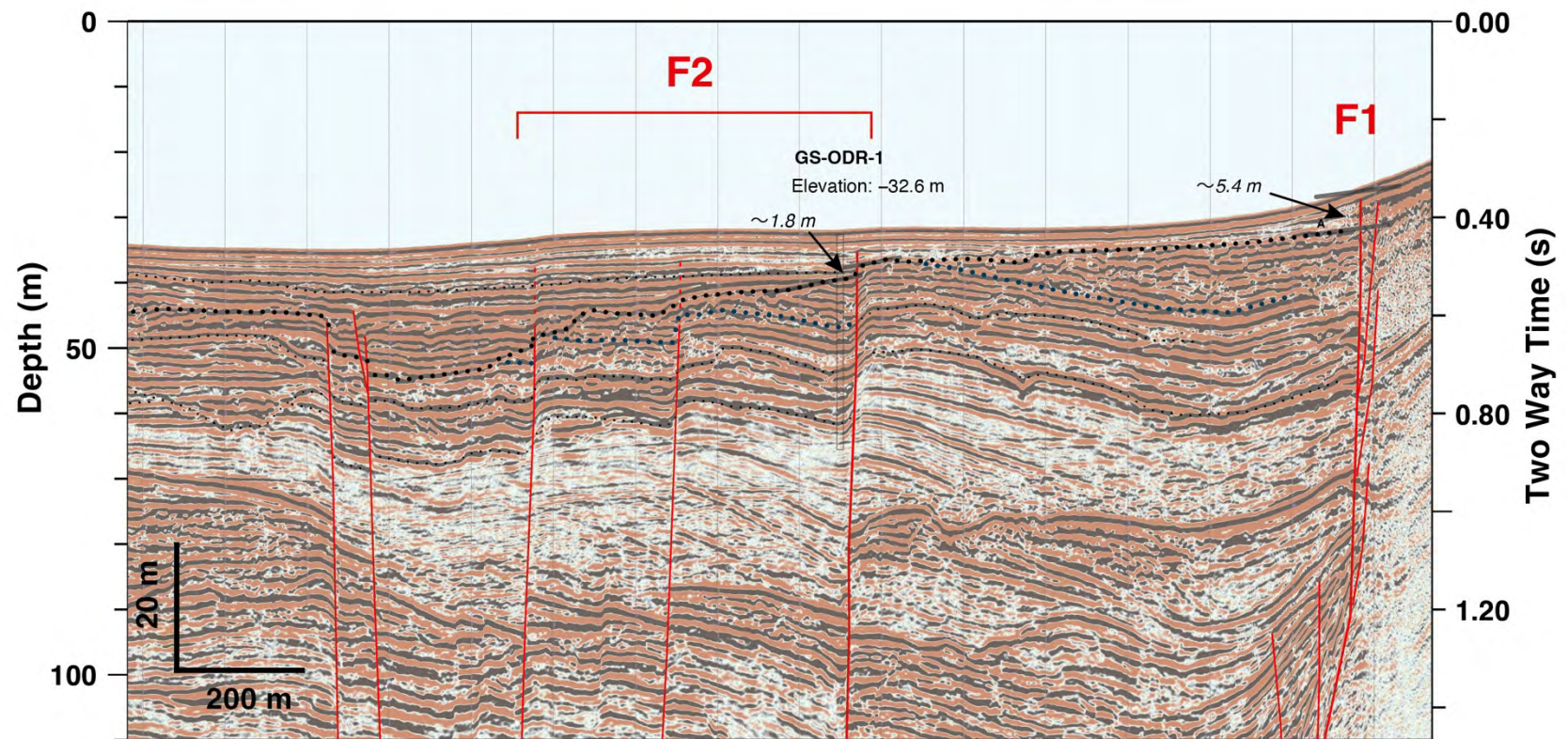


図 57 ユニットA及びユニットB基底（沖積層基底面）のずれ

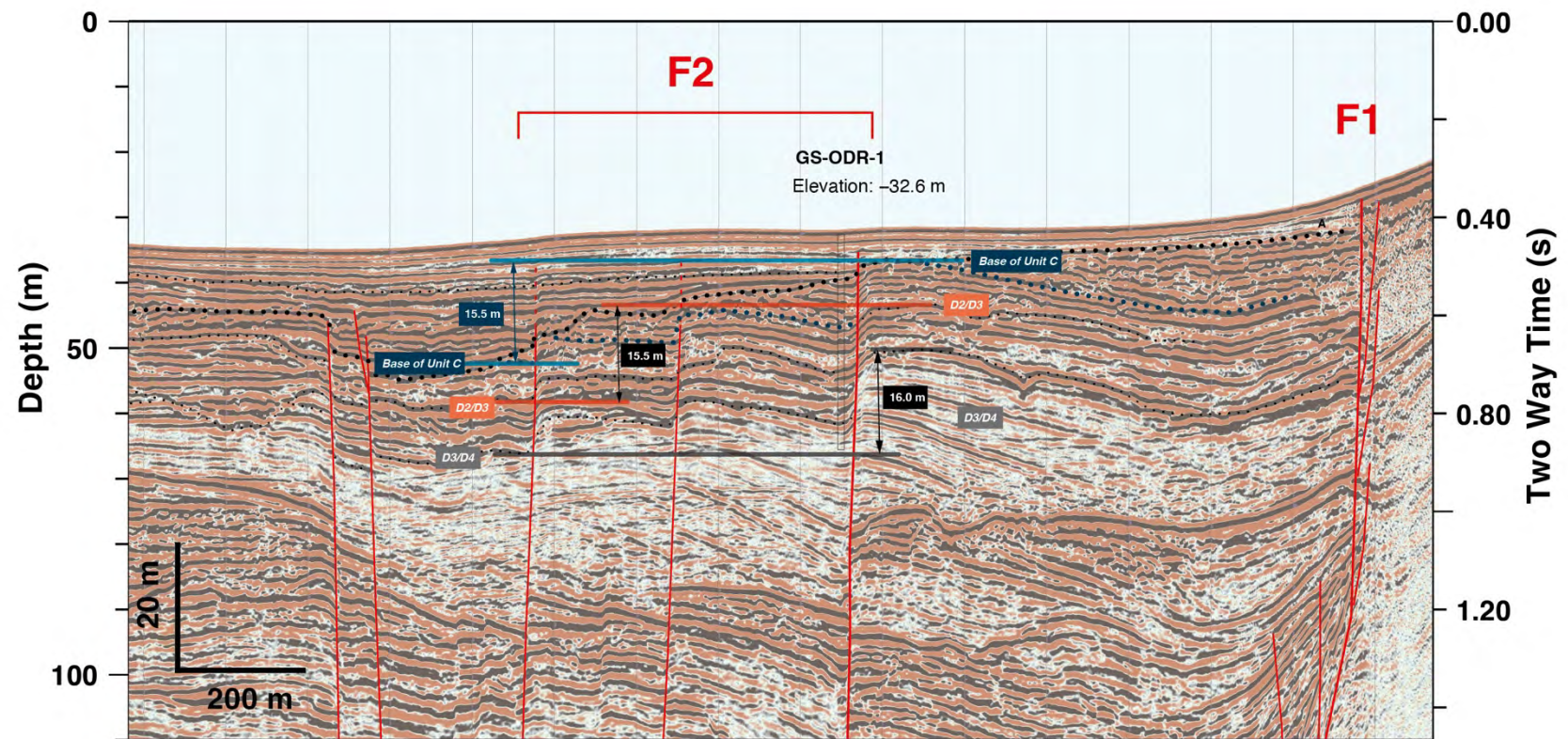


図 58 F2 断層によるユニットC基底及びユニットDのずれ

4) まとめ

宇土半島北岸区間の過去の活動を検討するため、令和4年度及び令和5年度に実施した高分解能の反射法音波探査の結果を踏まえて、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層近傍の1地点で海上ボーリング調査を実施し、深度 33.41 m までの堆積物コア試料を採取した。また、取得した堆積物コア試料を分析することにより、断層近傍に分布する地層の形成年代及び形成環境を具体的に明らかにした。

海上ボーリング調査の結果を踏まえて、高分解能の反射法音波探査によって取得したマイグレーション断面にもとづいて、断層近傍の地質構造を検討した。その結果、検討対象とした1条の海底活断層に関して、平均変位速度が 0.08~0.12 m/ky、最新活動時期が 5.3~5.7 cal kBP 頃、1回前の活動が 18.2 cal kBP 以降、1回の変位量が 0.8 m/ky 程度、平均活動間隔が 6.7~10.0 ky であると推定される。さらに、宇土半島北岸区間を構成する北傾斜の正断層群について検討した結果、1回の変位量が 4 m 程度であり、平均上下変位速度が 0.36~0.54 m/ky である可能性があることを示した。

(d) 結論ならびに今後の課題

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と、その南西側の島原湾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・連続性が初めて明らかにした。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延びており、湯島の北岸を経て、少なくとも湯島の約 1.0 km 西方の海域まで連続している。また、断層がさらに島原半島の方に延びている可能性を示した。

令和5年度には、追加の高分解能の音波探査を実施して、断層帯の南西端の位置を検討した。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、湯島の北岸海域及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ことが明らかになった。

令和6年度には、宇土半島北岸区間の過去の活動についての資料を得るため、1地点で海上ボーリング調査を実施して、海底活断層近傍に分布する地層の形成年代を明らかにした。令和4年度・令和5年度に実施した高分解能の音波探査の結果と海上ボーリング調査の結果を組み合わせることによって、宇土半島北岸区間を構成する1条の海底活断層を対象として、平均上下変位速度、最新活動時期、1つ前の活動時期、1回の変位量(上下)、平均活動間隔についてのパラメータを初めて取得した。さらに、北傾斜の断層群を対象として、断層帯全体における1回の活動に伴う変位量(上下)、平均上下変位速度を示した。

本研究では、3ヶ年の計画で、これまで断層の詳細な位置及び過去の活動に関する具体的な試料がほとんど得られていなかった海底活断層を対象として高分解能の音波探査と海上ボーリング調査を実施することによって、断層の詳細な位置・形状、端点位置、過去の活動

に関するパラメータを初めて明らかにすることができた。音波探査においては、従来の沿岸域で一般的な音波探査に比べて、より深部まで、より高品質な断面を取得可能な新しい高分解能の音波探査を初めて国内の海底活断層調査に適用した。これにより、海底面下 300 m 程度までの地下構造を明瞭に捉えることが可能となり、過去の断層活動を検討するための掘削調査にむけたサイトサーヴェイを効率的に実施することに繋がった。また、高品質な音波探査が取得できたことによって、1 地点における海上ボーリング調査にもとづいて、過去の活動に関する詳細な検討を、効率的に実施することができた。

高品質な音波探査と海上ボーリング調査を組み合わせることによって、水深 50 m までの沿岸海域に分布する海底活断層について、主として上下方向のずれについて解明する技術が確立しつつある。本研究で対象とした宇土半島北岸区間のように、断層が複数条に分布している場合には、1 条の断層の評価にとどまらず、断層帯全体としての評価を行うための工夫が必要となる。そのためには、本研究で取得した高分解能の探査に加えて、より深部 (500m ~ 数 km) を対象とした探査を組み合わせ、震源断層の構造を把握した上で評価することが必要と考えられる。また、細密な海底地形データ等と、より高い分解能を持つ SBP 等による音波探査を組み合わせたサイトサーヴェイを行うことによって、最新活動時期をより精度良く議論できるようになる可能性がある。

(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。音波探査の実施にあたっては、川崎地質株式会社の皆様にご協力いただきました。海上ボーリング調査の実施にあたっては、中央開発株式会社の皆様にご協力いただきました。堆積物コア試料の分析にあたっては、産総研の太田耕輔博士、天野敦子博士、横井久美氏、星住英夫氏、藤原 治博士、東京大学大学院生 (産総研 RA) の根本夏林氏、田畑 薫氏にご協力いただきました。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.
- Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates, *Radiocarbon*, 51, 337-360, 2009.
- Heaton, T. J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, W. E. N., Bronk Ramsey, C., Grootes, P. M., Hughen, K. A., Kromer, B., Reimer, P. J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M. S., Olsen, J., Skinner, L. C., Marine20—the marine radiocarbon age calibration curve (0-55,000 cal BP), *Radiocarbon*, 62, 779-820, 2020.
- 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.
- 町田 洋・新井房夫, 「新編 火山灰アトラス[日本列島とその周辺]」, 東京大学出版会, 336p, 2003.
- 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.
- 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5年度 成果報告書, 2024.
- 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 チャンネル受信ケーブルの作成と海域実験, 海洋調査技術学会第 16 回研究成果発表会講演要旨集, 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.
- 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. & Talamo, S., The IntCal20 northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). Radiocarbon, 62, 725-757, 2020.
- 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.
- Schneider, C.A., Rasband, W.S, and Eliceiri, K.W., NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis. Nature Method, 9, 671-675, 2012.
- 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. 10 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、島内及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 ヶ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。踏査結果及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、平均変位速度を含む断層活動性調査に適した1箇所以上を選定し、ボーリング調査、ピット掘削調査、及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及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した。過年度に採取した試料の調製・測定を実施し、地形面等の年代について検討した。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した。

(2) 令和6年度の成果

(3) に記載。

(3) 令和4～6年度の成果

(a) 業務の要約

宮古島断層帯は、断層長が中部で約28 km、西部で約17 kmあり、マグニチュード7.2程度もしくはそれ以上の地震が発生する可能性がある。しかし、本断層の最新活動後の経過率及び将来の地震発生確率は不明とされている。本断層を対象として令和4年度から令和6年度にかけて、沿岸海域の航空レーザー測深によって得られた詳細地形データに加え、石灰岩から抽出した放射性塩素同位体 (^{36}Cl) を使用した表面照射年代測定を適用し、平均変位速度を含む活動性の推定を試みた。令和4年度は、陸域では空中写真及び国土地理院の整備する5m メッシュの地形データを使用し、沿岸海域では航空 LiDAR 測量ならびに浅海底レーザー測量によって取得された詳細地形データ (1m メッシュ) を海上保安庁ならびにアジア航測株式会社より借用し、宮古島及び周辺海域を対象として変動地形及び断層変位地形の判読を行った。令和5年度は、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及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、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。令和6年度は、トレンチや海岸から採取した試料について放射性炭素年代測定を行い、トレンチ調査結果について検討した。また、宮古島に分布する海成段丘や島内で採取した試料について、試料調製・計測を実施し、表面照射年代測定を行った。その結果、宮古島断層帯西部、特に腰原断層系の活動時期として、1千5百年前以後、1千2百年前以前に一回、約1万年前以後、約6千年前以前に一回の活動が推定された。また、およそ0.1 m/千年の平均上下変位速度が推定された。

(b) 令和4年度の業務の成果

1) 調査の概要

本年度は宮古島断層帯中部ならびに宮古島断層帯西部を含む陸域の活断層を対象として、1960～1970年代に撮影された空中写真及び国土地理院の整備する5mメッシュの地形データによる変動地形の判読を行った。また、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ー測量結果により、陸域と周辺海域における変動地形や活断層の分布を明らかにした。踏査結果及び得られた地形データから活動性を解明するため、調査候補地点を2地点選定した。

2) はじめに

a) 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（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28km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（ともり）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、1960年代から報告されており（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25km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年度に実施された活断層の追加・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いとされ、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。

b) 宮古島の地形と地質

宮古島の位置する南西諸島は沖縄トラフと海溝に挟まれた列島を形成している（図3）。沖縄トラフには海溝の伸びる方向と平行な正断層群が発達する（図4）。一方、南西諸島の分布する浅海域には海溝の伸びる方向と直交する正断層が発達する。宮古島に認められる正断層群は後者の正断層の一部を構成している。宮古島周辺海域では宮古列島を取り囲むように水深の浅い（～水深100 m）海域が広がる。特に東～北東側の海域にはフデ岩や八重干瀬（やびじ）といった裾礁サンゴ礁が広く発達する（図5）。また、来間島西部にも水深の浅い海域が広がっており、サンゴ礁が発達する。宮古列島の北側は沖縄トラフ、南側は海溝に向かって急激に水深が深くなっており、沖縄トラフ側には正断層が認められる。

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5）。宮古島本島は大まかには、東西方向、北西－南東方向、北北東－南南西方向の三辺で囲まれた三角形を呈しており、その標高は南東端ほど高い傾向を示す。東西方向の海岸線と北西－南東方向の海岸線のうち、南東側の大部分は急崖を形成する。島内には北西－南東方向の断層に沿ってリッジやウォールが並走する。地形面は概して平坦であるが、石灰岩地帯特有の溶食地形であるドリーネやウバーレといった凹地やドライバレーが認められる。北西側は伊良部島との間の浅い海域に面しており、大浦湾や与那覇湾といった湾状の海岸線が顕著である。池間島は宮古島本島の北端の西平安名（へんな）岬、世渡崎の延長に位置し、池間大橋で本島とつながっている。伊良部島は伊良部島と下地島の2つの楕円形をした島が並んでおり、伊良部大橋によって本島とつながる。伊良部島の北東岸は一部海成段丘面の分布が認められるが、概して急崖を形成する。伊良部島の平坦面は概ね西へ傾斜し、下地島の平坦面は概ね東へ傾斜する。来間島は宮古島本島の南西端から伸びる来間大橋によってつながっており、伊良部島同様北東側の急崖と西へ傾斜する平坦面が特徴的である。

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、覆瓦状に琉球層群が重なっていることが挙げられる（図6）。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（図6）。本田・他（1994）は、琉球層群のナンノ化石層序に基づき最下部のユニットから0.89 Ma、最上部のユニットから0.39 Ma以前という年代を推定した。そのうちの中部ユニットは友利石灰岩に対比されることから、酸素同位体ステージとの対比により友

利石灰岩は 40～90 万年前に堆積したと推定した（地震調査研究推進本部，2010）。宮古島に分布する石灰岩に対する磁気層序研究によると、宮古島に分布する石灰岩中に松山ーブルン地磁気極性境界（M-B 境界：781 ka；Gradstein et al., 2012）が存在することが報告されており、上記の堆積年代と矛盾しない。

3) 調査手法

a) 地形判読

陸域の地形判読は、国土地理院によって 1967 年及び 1974 年に撮影された空中写真を用い、立体視により行った。また、国土地理院の整備する基盤地図情報数値標高モデル（5m メッシュ）を使用し、各種地形表現図（陰影起伏図、傾斜量図、段彩図）を活用し判読を行った。判読結果は ArcGIS 上で整理した（図 7）。海域の地形データに関しては、海上保安庁より 1m メッシュの詳細地形データを提供いただいた。また、アジア航測株式会社の所有するアーカイブデータから宮古島沿岸の 1m メッシュの詳細地形データを購入した。結果、新たに計測するよりも広範囲の地形データを取得でき、宮古島沿岸海域を網羅する判読が実施できた。ただし、地形データは判読に用いるのみで、宮古島沿岸海域の海底地形の把握が可能な形式で公開しないことを条件に両機関から地形データを提供いただいているため、本報告書においては、判読結果のみを示す。

判読においては、各種地形表現図（陰影起伏図、傾斜量図、段彩図）を作成した上で判読を行った（図 8）。本図はアジア航測株式会社の提供範囲に関しては、同社が特許を有する微地形表現図（特許第 4272146 号、特許第 3670274 号）を活用した（図 8）。なお、本図は判読に用いた地形表現図の例として示すことを目的としており、位置情報を付記しないことを条件に提示した。海域の判読においては、主にサンゴ礁の形成する地形を元に行った（図 9）。以降のサンゴ礁に関連する地形名（礁池、礁嶺、礁斜面など）の示す地形については図 9 に示した。判読では、サンゴ礁地形に認められるリニアメントを抽出し、断裂や変位が顕著に認められるものを断層と判断し、変位が小さいまたは断裂や変位が不明瞭なものは推定断層とした。断層が疑われるが変位が確認できないものはそのままリニアメントとして示した。

b) 地形地質調査による試料採取地点の選定

平成 20 年度追加・補完調査報告書は、宮古島においては地形面の年代を定めることが課題の一つであることを挙げている。本調査では、その課題への対応として宇宙線生成核種による年代測定により地形面の年代を決定することを試みる。宮古島の表層地質は石灰岩で構成されているため、石灰岩から抽出できる放射性核種である ^{36}Cl が活用できる（Gosse and Phillips, 2001）。そのための試料採取地点の選定を目的に、地形地質調査を実施した。

4) 調査の結果

a) 地形判読結果

判読結果の詳細は図 10～図 23 に示し、その凡例は図 24 に示した。

i) 宮古島北東海域

宮古島本島の北東岸～八重干瀬～フデ岩付近の海域を宮古島北東海域とする。八重干瀬北側のウツグス・ヌ・ッスウヒダの更に北側には礁嶺にまで至らない高まりとそれを取り巻く縁脚―縁溝系が約 4 km 四方広がっている（図 25）。縁脚―縁溝系はサンゴが形成する細長い尾根が礁嶺から放射状に広がる地形であり（図 9）、それらが判読において良好な基準となる。そのため、正断層による断裂を明瞭に確認でき、断層が密に判読された（図 7 及び図 10）。顕著な断層は北北東―南南西走向の西落の正断層で、およそ 2 km 間隔で並走する。それらと約 50 度で斜交する北西―南東走向の正断層群が認められ、概ね北落ちを示す。さらに北北東―南南西走向の小断層と北西―南東走向の小断層がそれらの大きい変位を示す断層の間に多数認められた。八重干瀬からフデ岩にかけての宮古島北東海域の北東縁付近においては、八重干瀬北側同様礁嶺とそれを取り巻く縁脚―縁溝系が発達しており、断層が密に判読された（図 11 及び図 13）。顕著な断層は北西―南東走向の断層で、それらと斜交する小断層も多数認められた。八重干瀬から池間島までの領域では、パッチリーフが多数分布する（図 12、図 13 及び図 25）。その形状や配置には北西―南東走向のリニアメントが不明瞭ながら認められるが、礁嶺そのものに変位が認められるケースは少ない。礁嶺をとりまく縁脚―縁溝系も発達しておらず、海底が砂地であることから、断層が判読できていない。

本海域では、北側に北北東―南南西走向の正断層、北東側に北西―南東走向の正断層が顕著に認められた。これらのうち北北東―南南西走向の正断層は沖縄トラフ側の崖地形と走向が等しいため、沖縄トラフ側に発達する正断層と同じ成因である可能性がある。一方、北西―南東走向の正断層は宮古鞍部や宮古島断層帯と走向が等しく、それらと同じ成因・性状を有する可能性がある。礁嶺や縁脚―縁溝系に認められる断裂・断層はサンゴ礁の成長によって不明瞭になることが予想されるが、宮古島北東海域において明瞭に認められることは、サンゴの成長速度やサンゴ礁の成長パターンを考慮すると、過去数千年内に活動した可能性がある（図 26）。

ii) 宮古島断層帯東部

宮古島断層帯東部は福里断層系及び新城断層系からなる（図 2、図 6、図 20 及び図 21）。宮古島島内でも標高の高い東端に位置する。東下がりと西下がりの正断層が地溝を形成する。島の東岸は西への傾動を示すことから、海域に伸びる正断層の存在が疑われるが、海底の地形データからは明瞭な断層は認められなかった（図 16、図 17、図 20 及び図 21）。福里断層北部付近では、断層に並行する撓曲崖を判読したが、段丘崖の可能性がある。周囲の平坦面は溶食が進んでいる。福里断層南部断層崖に沿ってリッジが認められるが、溶食によって顕在化した可能性がある。これらの断層については、最近の活動を示す根拠がないことから、評価対象断層となってい

ない（地震調査研究推進本部，2010）。本調査においても、崖地形は明瞭に確認できたものの、新しい地形面を変位させている箇所は認められなかった。

iii) 宮古島断層帯中部

宮古島断層帯中部は長沼断層系、与那原断層系、野原断層系からなる（図 2、図 6、図 12、図 15、図 16 及び図 20）。長沼断層系は池間島から仲原にかけて伸びる北西－南東走向の東落ちの正断層で、断層に沿ってリッジが認められ、断層の西側は顕著に西に傾動する。

長沼断層系北部は西平安名岬付近で二条に分かれ、池間島に連続するよう見える。西平安名岬付近の断層を挟んだ地形面にはほとんど落差がなく、リッジによって断層の存在が示唆される。城辺付近ではリッジが顕著に発達し、杉型雁行配列を示す。東仲宗根添付近に撓曲崖を判読したが、段丘崖の可能性もある。

与那原断層系は西原から仲原にかけて伸びる北西－南東走向の東落ちの正断層で、断層に沿ってリッジが認められ、断層の西側は顕著に西に傾動する。全体的に杉型雁行を示す。南側ほどリッジは顕著に発達するが、断層を挟んだ地形面にはほとんど落差がない箇所が認められる。

野原断層は池間島から仲原にかけて伸びる北西－南東走向の東落ちの正断層で、断層に沿ってリッジが認められ、他の断層系同様断層の西側は顕著に西に傾動する。全体的に杉型雁行を示す。野原岳の南に位置する千代田付近において、リッジを伴わない約 10 m の断層崖が認められる。

上記以外の断層として西原付近で長沼断層系から西北西－東南東走向に分岐する断層が認められる。この断層は大浦湾を横切り、大浦崎の末端付近でやや東方向に走向を変えたあと、伊良部島の佐良浜港付近に伸びる。北落ちの正断層と考えられ、以降では大浦断層と呼称する。また、福山付近から平良にかけて長沼断層系、与那原断層系、野原断層系を北東－南西方向に横切る南東落ちの正断層が認められた。主要な正断層系と比較すると変位量は小さいものの、明瞭な断層が確認された。以降では平良断層と呼称する。

長沼断層系、与那原断層系、野原断層系についてのトレースや断層沿いの観察結果は、先行研究とほぼ同じであり、非常に明瞭なトレースであると言える。長沼断層系、与那原断層系については、リッジは明瞭なものの、断層を挟んだ地形面に変位が認められない箇所が存在しており、離水後に大きな変位が生じていない可能性がある。平成 20 年度追加・補完調査による海域の音波探査では、これらの断層の延長に大きな変位を示す断層が見つかっていない（図 27；地域地盤研究所・産業技術総合研究所，2009）。一方、野原断層系は千代田付近において平滑な地形面を変位させている。本地形面の年代は不明であるが、矢崎（1977）の示す野原面相当とすると、後期更新世以降に活動した可能性がある。ただし、平成 20 年度追加・補完調査では、更に古い地形面である可能性を指摘している。また、同事業による海域の音波探査において、野原断層系の延長に大きな変位を示す断層は見つかっていない（図 27）。

本研究では、大浦断層及び平良断層の存在を指摘した。大浦断層に関しては、海底のパッチリ一列や海底地形の落差から推定されるが、サンゴの生育過程や海流の影響によって列状に配列している可能性は否定できない。平良断層については、後述する佐和田断層と走向が類似するが、佐和田断層と異なり、南東落ちを示す。地形面の形成年代には慎重な検討が必要であるが、より平滑な地形面をより新しい地形面と解釈すると、新しいほど変位量が小さい様子が認められた。変位の累積性が認められることから、活断層である可能性がある。

iv) 宮古島断層帯西部～宮古島南西海域

宮古島断層帯西部は伊良部島の牧山断層（図 14 及び図 15）、宮古島本島の腰原断層系（図 15 及び図 19）、嘉手断層系（図 19 及び図 20）、来間島の来間断層（図 19）からなる（図 2 及び図 6）。

伊良部島の牧山断層は地震本部による評価では、長さ約 1.2 km とされるが、本研究では、白鳥崎まで伸びると判読した。その根拠としては、白鳥崎において伊良部島を取り巻く環礁が途切れること、浅海底の地形データから、宮古島北東海域同様、縁脚一縁溝系に断裂が認められることが挙げられる（図 14）。本断層の活動により、伊良部島が全体的に西へ傾動している可能性がある。また、佐良浜漁港までのトレースは大浦断層の延長で同じ北落ちの断層であることから、一連の断層である可能性がある。

伊良部島の北部では北東－南西走向の北落ちの断層が認められた。この断層は断層長が短いということを理由に評価対象となっていないものの、明瞭な断層崖を有する顕著な断層である。本調査では、浅海底の詳細地形データの判読により、佐和田断層の西側延長に位置する佐和田の浜の湾内に僅かな落差が認められた。さらにその延長には、空港をまたいで下地島北側の直線的な海岸地形があり、環礁部分においてわずかに水深の低下が認められた。こうした特徴から、佐和田断層は少なくとも下地島の西岸まで延びる可能性があり、その場合、断層長は約 5.5 km と見積もられる。

腰原断層系及び嘉手断層系はそれぞれ宮古島の北岸と南岸付近に分布する短い断層である。それらをつなぐような顕著な断層の連続は認められないものの、宮古空港の位置する平坦面には複数列の背斜状の高まりが認められた。初生的な地形であることは否定できないものの、本研究では変動地形と解釈し、地表を断裂させない程度の変位が生じていると推定した。腰原断層系及び嘉手断層系の分布域は地形面が比較的新しく、変位が西側の断層系ほど累積していないと考えられる。

平成 20 年度に海域の音波探査によって推定された伊良部島と宮古島本島の間に推定された断層は海底の詳細地形データによっても不明瞭ながら確認できた（図 15 及び図 27）。本断層は牧山断層と久松付近の断層をつなげるように伸びる。この断層の延長は入江湾付近の断層からその延長の音波探査によって推定された変位量の大きい断層にあたっており、もし白鳥崎から入江湾付近の断層まで一連の断層だとするとその長さは約 23 km となる。これらの断層や入江湾付近の

断層によって変位した周囲の地形面は宮古島でも新しい地形面であることや音波探査によって推定された変位量の大きい断層が入江湾付近の断層の延長線上に位置することから、活動的な断層であると推定される。

伊良部島と宮古島本島から南西側の海域を宮古島南西海域とよぶ（図 14、図 15、図 18、図 19、図 22、及び図 23）。本海域では、平成 20 年度に海域の音波探査によって来間断層に延長すると考えられる断層が認められた（図 27）。海底の詳細地形データの判読を行った結果、変位方向の同じ断層がほぼ同じ位置に認められた（図 6 及び図 19）。しかし、来間断層までつながることは確認できなかった。また、宮古島南西海域では、パッチリーフ列に沿って断層が存在することが指摘されているが、それらの列は地形的には西落ちであり、音波探査によって示唆された断層位置と合わない。また、音波探査によって推定された断層は東落ちであり地形とも矛盾する。仮に東落ちの正断層の活動に伴い、隆起側が浅くなりサンゴ礁が西へと拡大することで、西落ちの地形が形成されるというようなプロセスが生じていれば、パッチリーフ列と断層の不一致は説明できる。

来間島からさらに西側の海域では、サンゴ礁が北西－南東方向に分布する（図 22）。そのため、同方向のリニアメントが認められるが、周辺海域の卓越流向が同様の方向であるため（海上保安庁、1986）、単純に断層運動の結果と考えることは難しい。ただ、現世のサンゴ礁においても北西－南東方向のサンゴ礁の配列が生じていることは、現在陸上において認められるリッジ列が離水前にすでに生じていたことを示唆する。

v) 南西諸島に分布する活断層との関係

宮古島の陸上部分においては、北西－南東方向の断層の配列が顕著に認められた。一方、宮古島北東海域においては、北西－南東方向の断層に加え、北東－南西方向の断層が認められた。陸域においても、佐和田断層や平良断層のような北西－南東方向の断層と斜交する断層が認められた。宮古島北東海域や宮古島の北西－南東方向の断層は、海溝に沿った方向の伸長によって生じたものであり、北東－南西方向の断層は沖縄トラフの拡大に伴う正断層と考えられる。宮古島の陸域においては、海溝に沿った方向の伸長応力が強く働いているが、沖縄トラフの拡大に伴う変形も生じていると推定される。八重干瀬北側の断層分布は沖縄トラフに近いほど、後者の影響が強く働くことを示唆する。

Maeda et al. (2019) は北西－南東方向の断層の間隔から、断層の形成に寄与する地殻の厚さを推定し、表層 3 km のみに関与していると推定した。この厚さは地震発生層に到達しておらず、起震断層に直接的につながっていないことが示唆される (Maeda et al., 2019)。しかし、変動地形として現れている以上、変位を生じさせる活動があることは確実であり、その変位がどのような頻度や速度で生じるかを知ることは重要である。

b) 試料採取候補地点の選定

先行研究や本調査による判読結果を踏まえ、対象地域として嘉手断層系の周辺を候補とした。本断層帯周辺は地形面が比較的新しく、年代測定できる可能性がある。また、音波探査によって変位が認められた断層の近傍であり、比較的活動的な断層であると考えられる（図 27；地域地盤研究所・産業技術総合研究所，2009）。

宮古島上野地区宮国には直線的で明瞭な断層が認められる（図 20）。本地点の年代測定ができれば、断層の変位速度を推定することができる。周辺の踏査を行った結果、地形面を構成する石灰岩が露出する露頭を 2 地点において確認した（図 28）。令和 5 年度以降に、これらの地点を含め、表面照射年代測定のための試料採取を検討した。

5) 結論ならびに今後の課題

本年度は、宮古島及び周辺海域を対象として変動地形及び断層変位地形の判読を行った。陸域では、1960～1970 年代に撮影された空中写真及び国土地理院の整備する 5m メッシュの地形データを使用し、沿岸海域では航空 LiDAR 測量ならびに浅海底レーザー測量によって取得された詳細地形データ（1m メッシュ）を海上保安庁ならびにアジア航測株式会社より入手し、それらを使用した。地形判読の結果、陸域と周辺海域における変動地形や活断層の詳細な分布を明らかにし、従来指摘されていなかった断層の存在を示した。また、判読結果をもとに地表踏査を行い、表面照射年代測定を実施するための調査候補地点を 2 地点選定した。

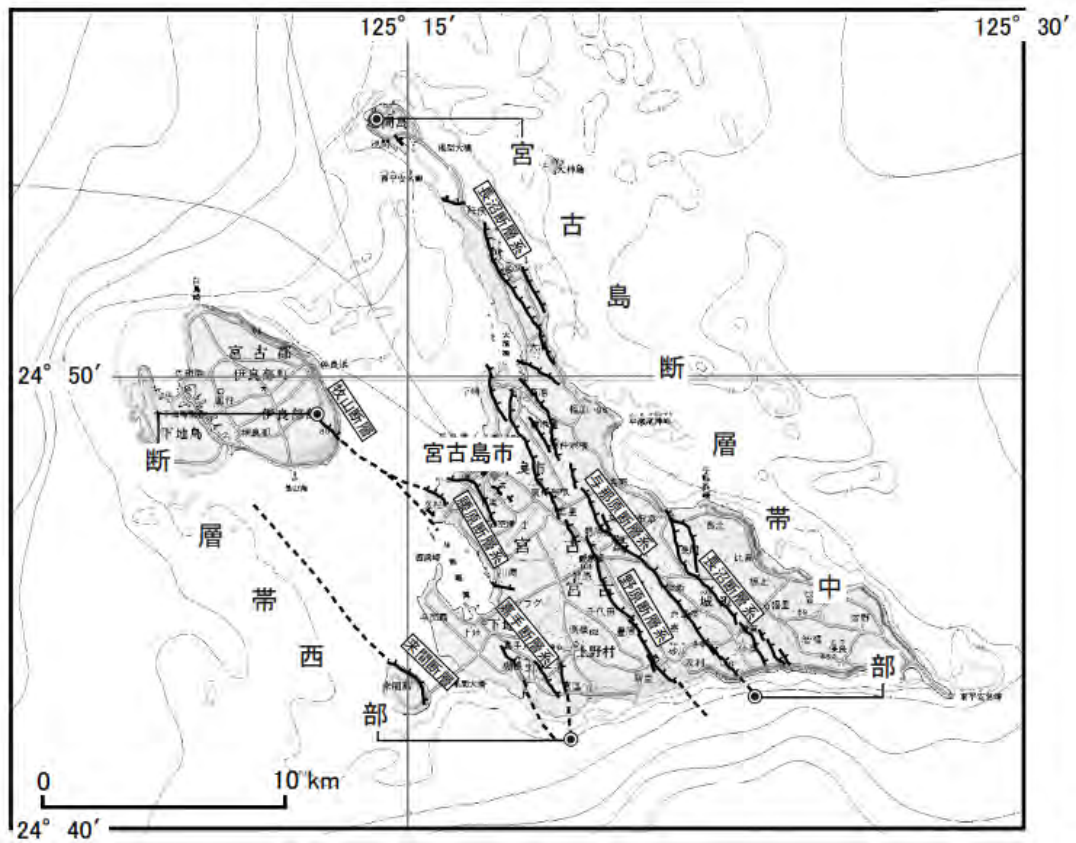


図1 宮古島の評価対象断層

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010）より引用。

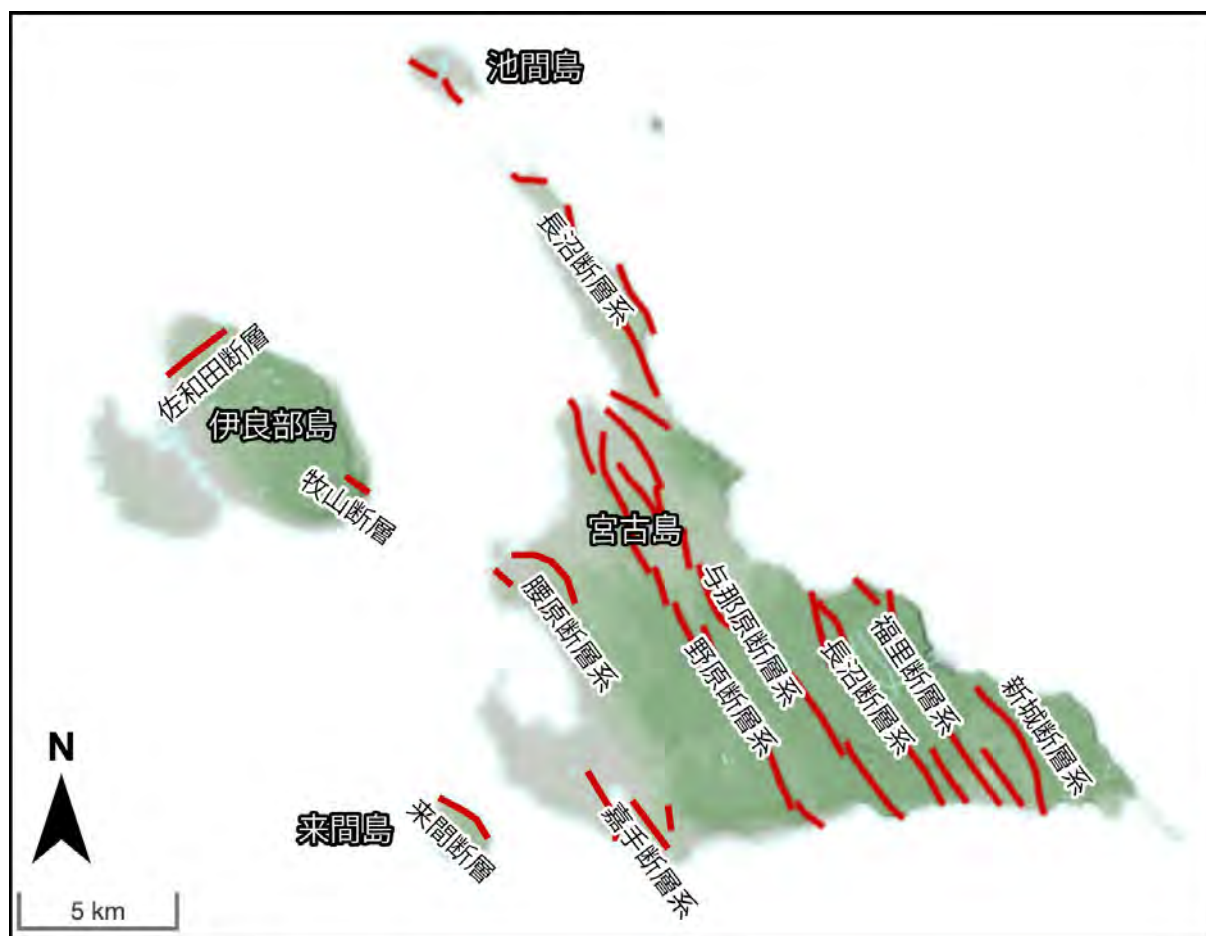


図2 宮古島に分布する活断層

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。

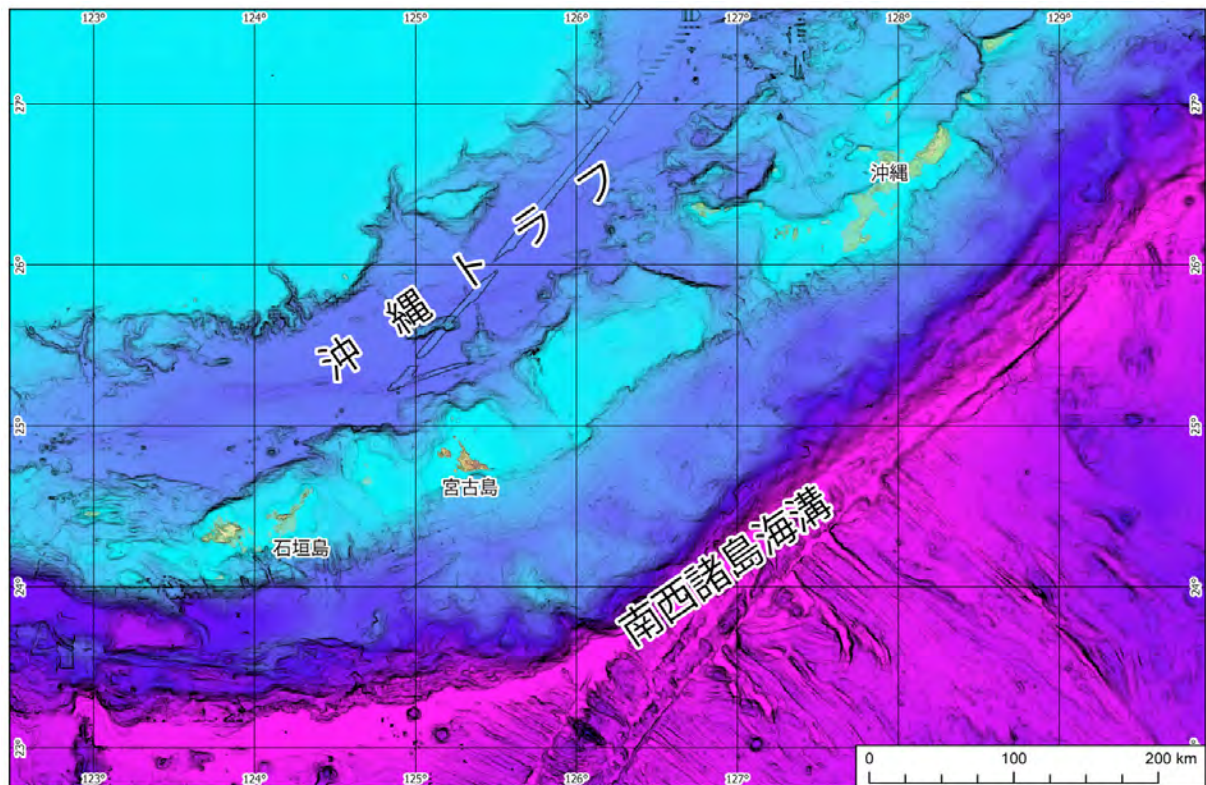


図3 南西諸島周辺海域の地形

地形データには GEBCO_2022 Grid (sub-ice topo/bathy)を使用した (GEBCO Compilation Group, 2022)。

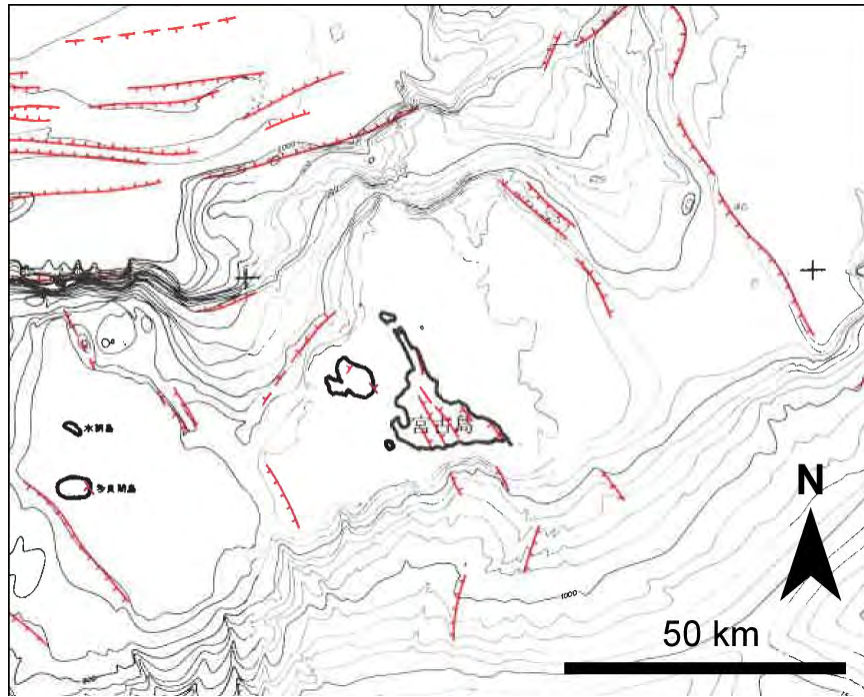


図4 南西諸島周辺海域の活断層
活断層研究会編（1991）より宮古島周辺を抜粋。

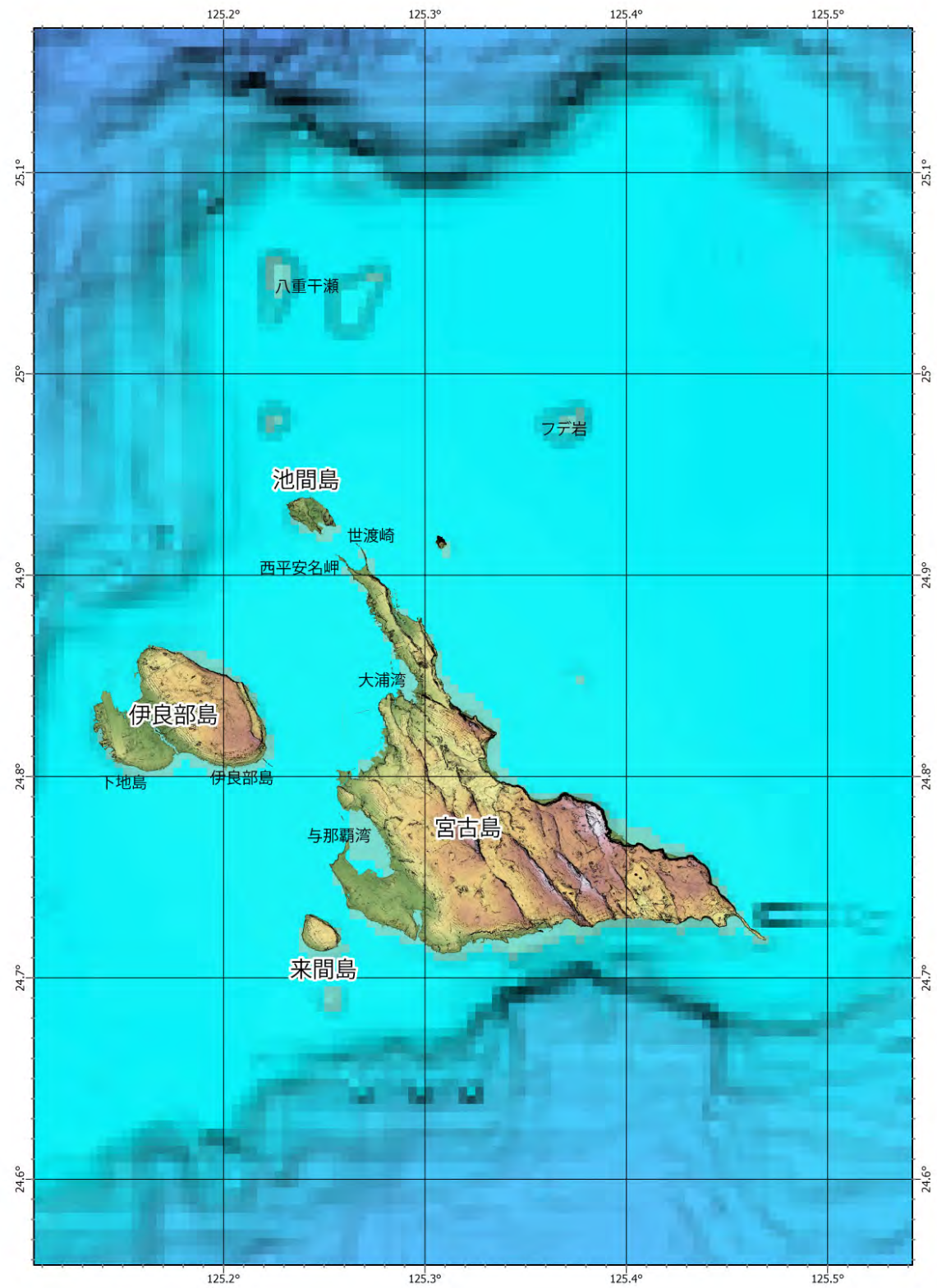


図5 宮古島及び周辺海域の地形

陸域の地形データは国土地理院の数値地形データ（5mメッシュ；国土地理院，2023）、海域の地形データにはGEBCO_2022 Grid (sub-ice topo/bathy)を使用した（GEBCO Compilation Group，2022）。

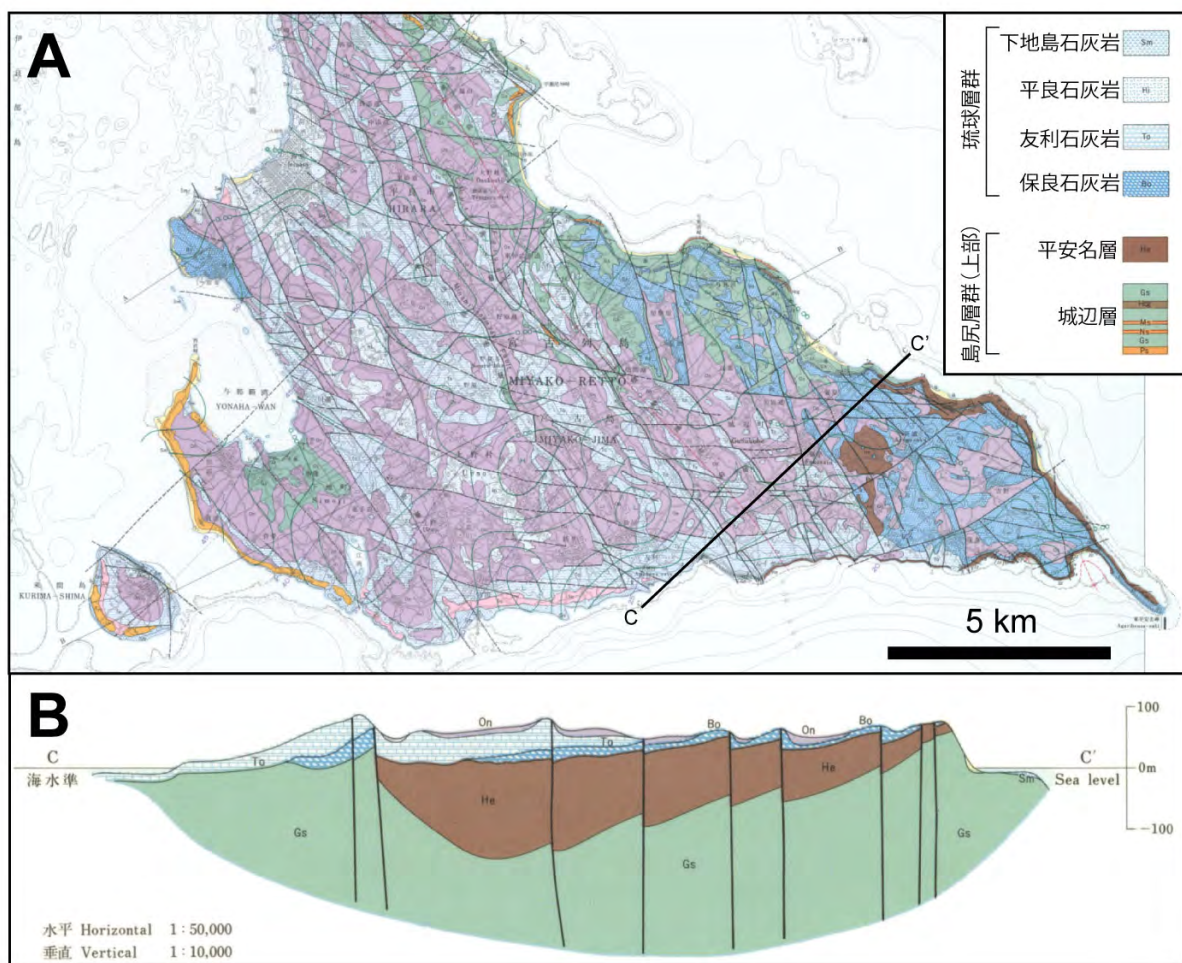


図6 宮古島の地質図

(A) 宮古島の地質図。5万分の1地質図「宮古島」(矢崎・大山, 1980)。(B) 宮古島の地質断面。測線は図6AのCC'を参照。

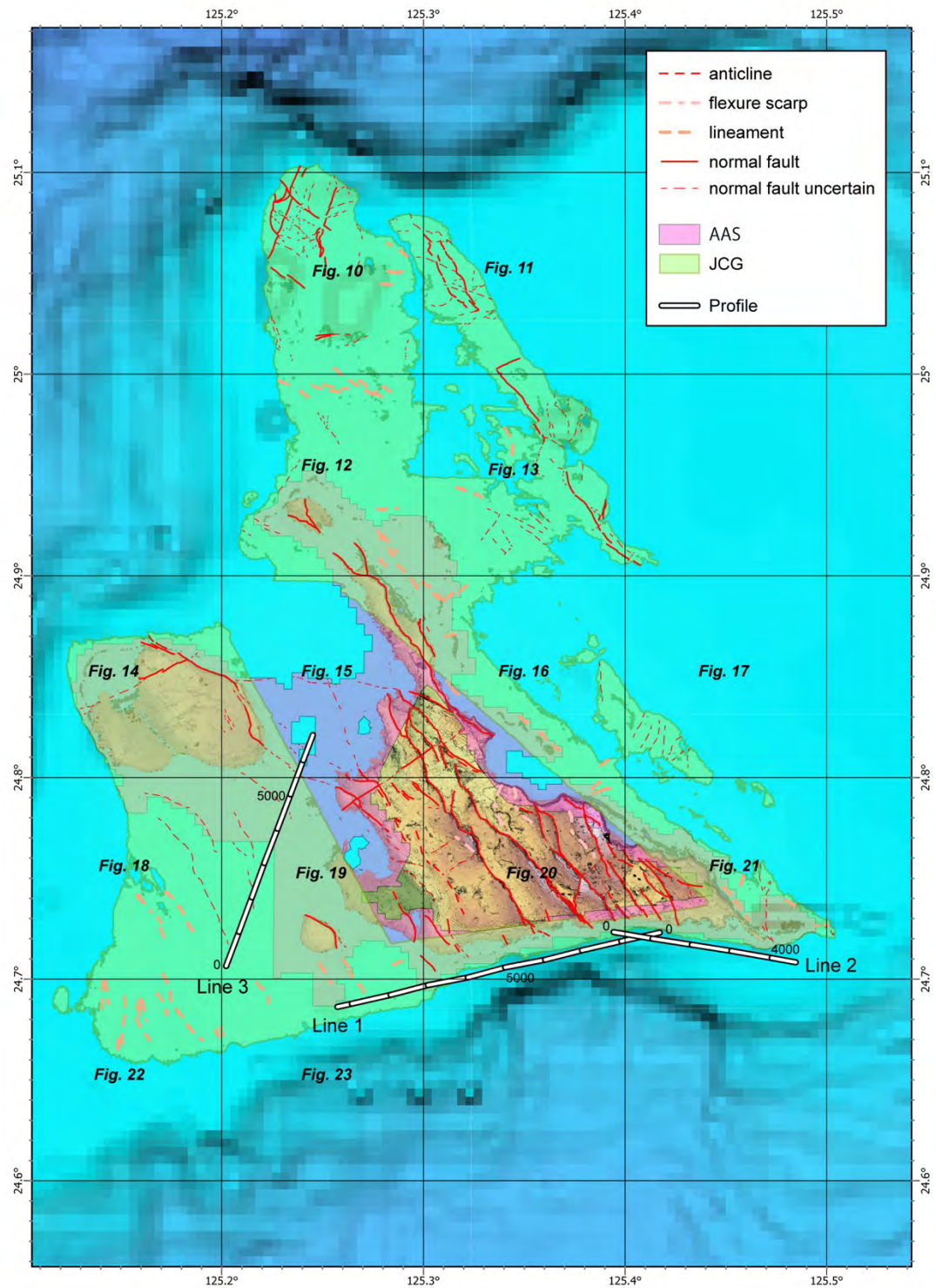


図7 宮古島と沿岸海域の判読結果

背景は図5と同様。紫の領域がアジア航測株式会社(AAS)提供の地形データにより判読した範囲。黄緑の範囲が海上保安庁提供(JCG)の地形データにより判読した範囲。Profileは平成20年度追加・補完調査の反射法探査測線。

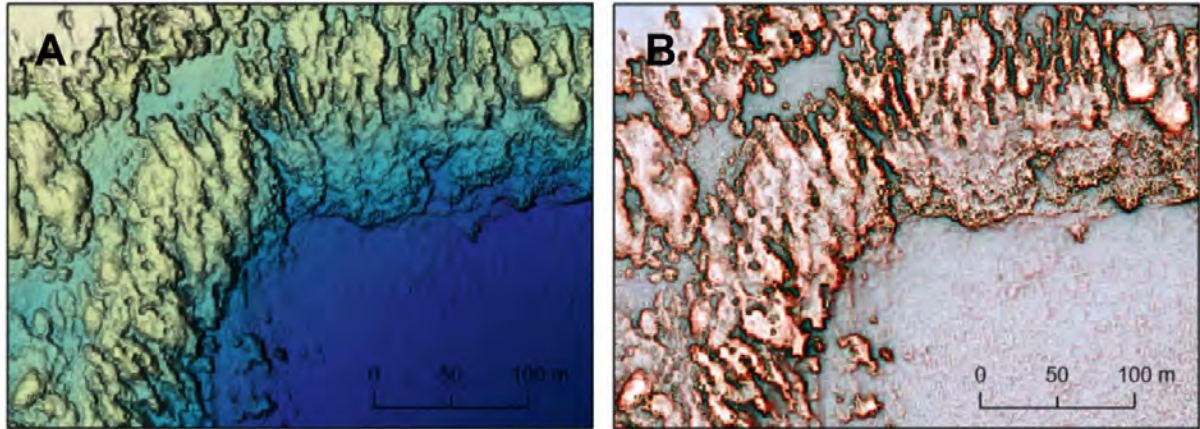


図8 海域の地形データの例

海域の地形判読に用いた図の例。アジア航測株式会社提供の地形データより作成。なお、本図は判読に用いた地形表現図の例として示すことを目的としており、位置情報を付記しないことを条件に提示している。（A）傾斜量図と段彩図を重ね合わせた図。（B）アジア航測株式会社の作成した微地形表現図。

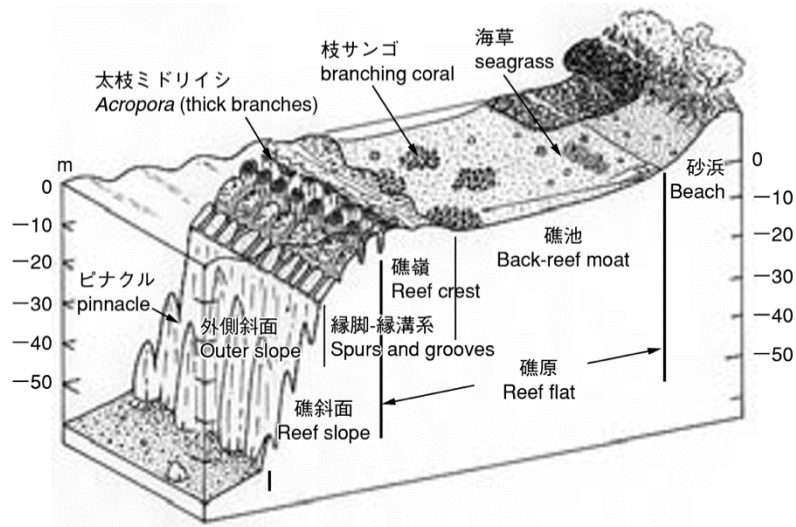


図9 サンゴ礁の模式図

環境省「サンゴ礁保全の取り組み；1-2 サンゴ礁の分布」の図4を引用（2023/04/15 確認）
<https://www.env.go.jp/nature/biodic/coralreefs/reference/mokuji.html>）。

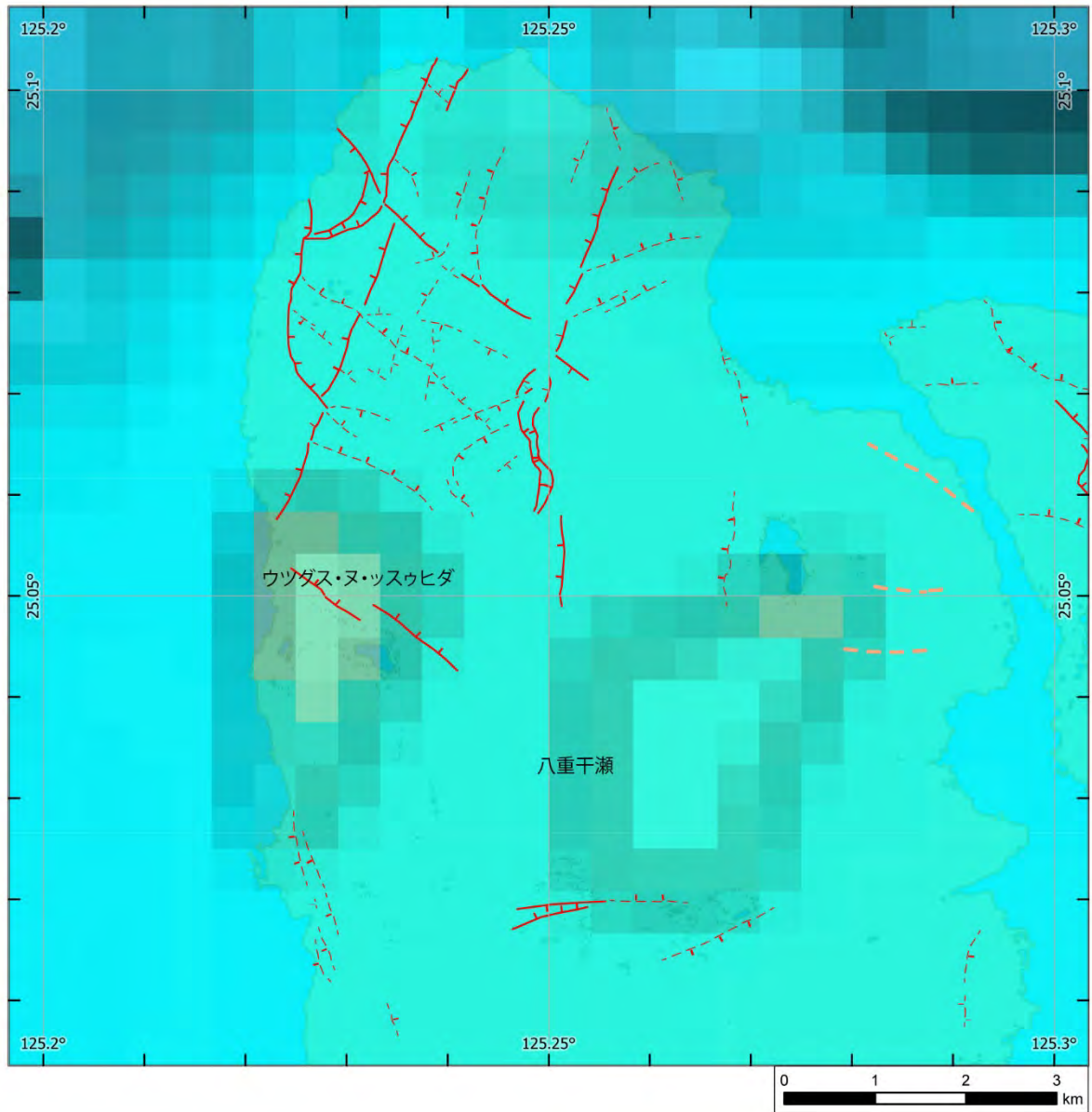


図 10 判読結果 (25.05° N、125.25° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 と同様。断層線の凡例は図 24 を参照。

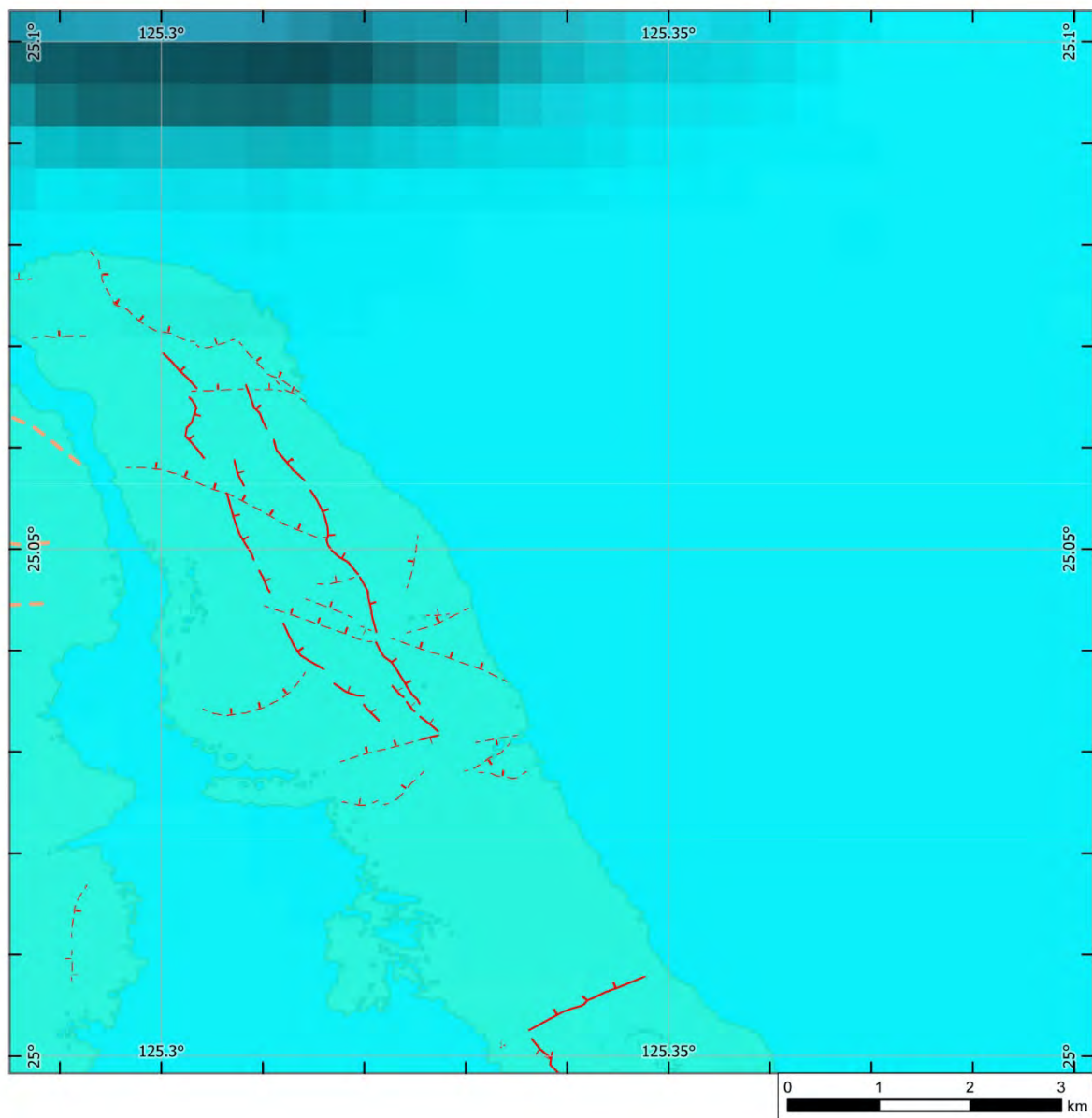


図 11 判読結果 (25.05° N、125.35° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 と同様。断層線の凡例は図 24 を参照。

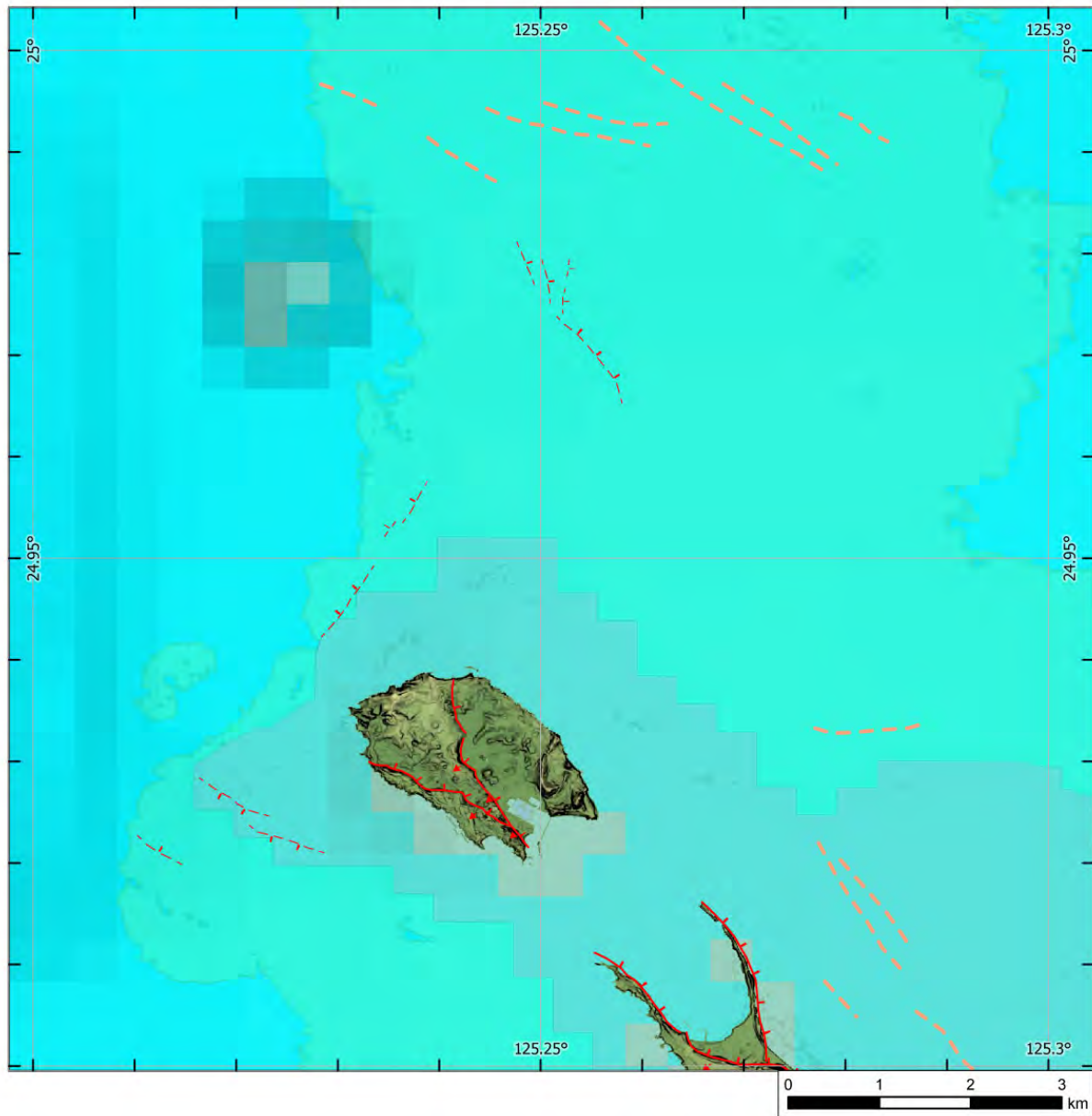


図 12 判読結果 (24.95° N、125.25° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 と同様。断層線の凡例は図 24 を参照。

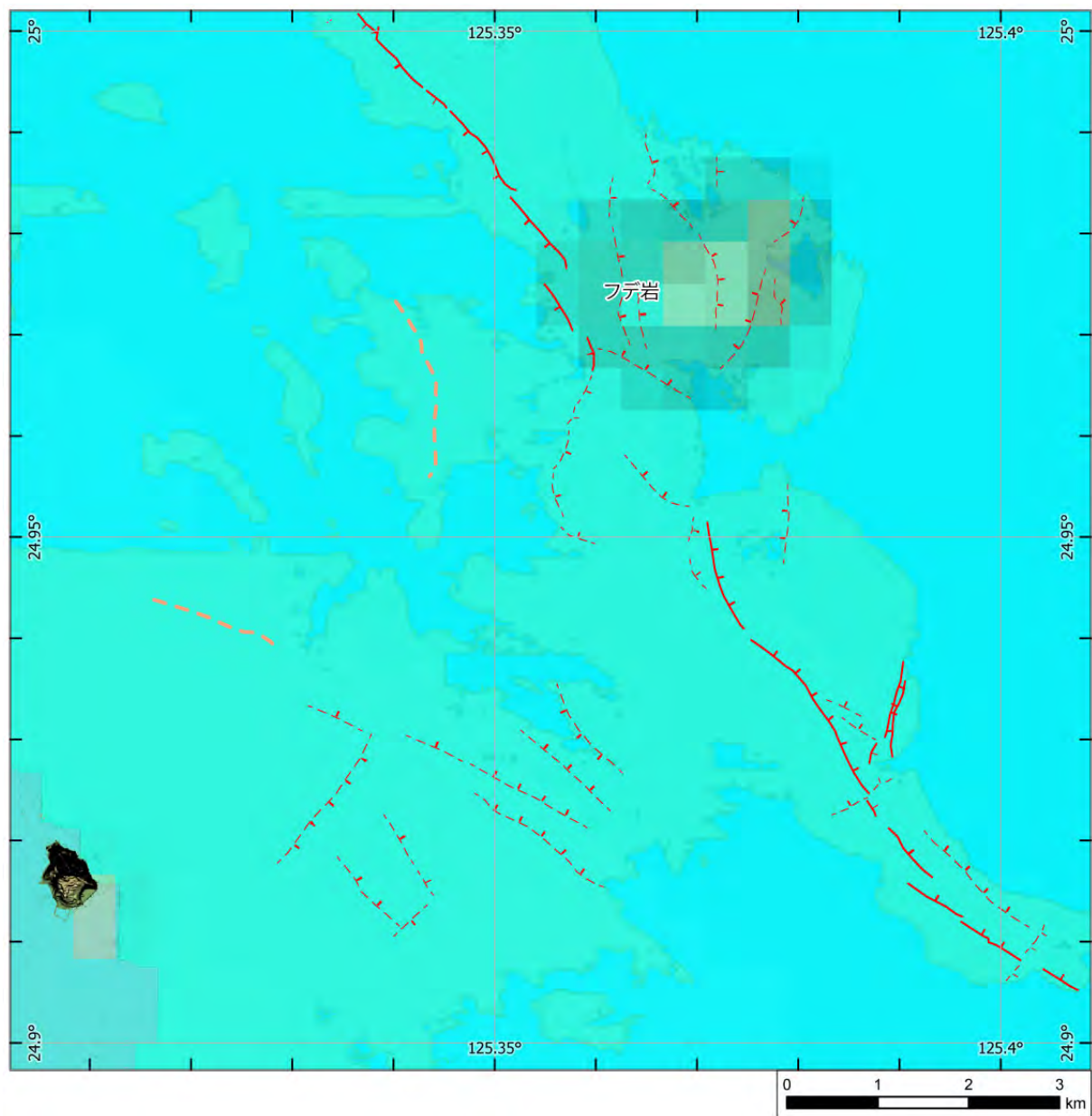


図 13 判読結果 (24.95° N、125.35° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 と同様。断層線の凡例は図 24 を参照。

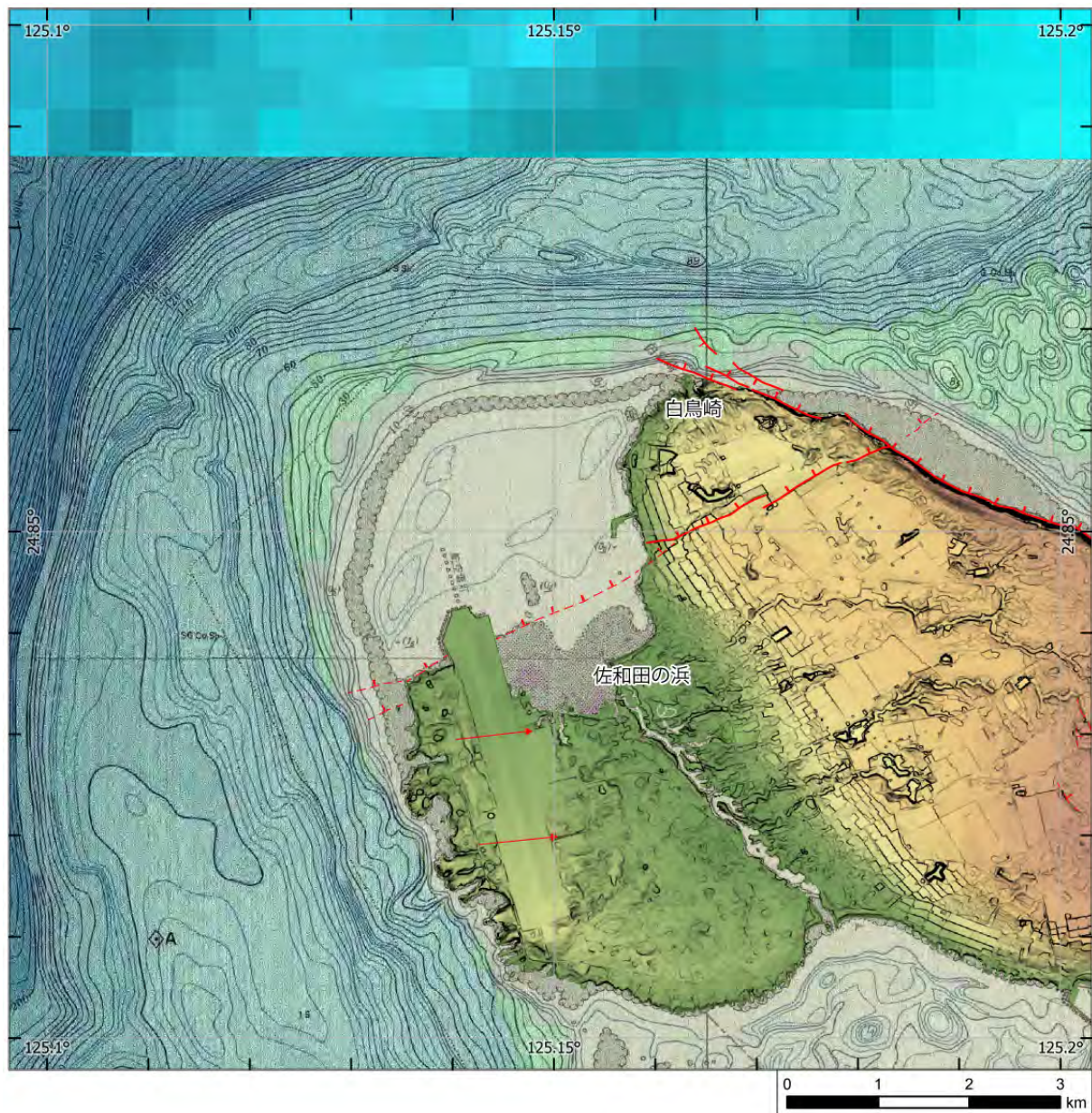


図 14 判読結果 (24.85° N、125.15° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁，1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

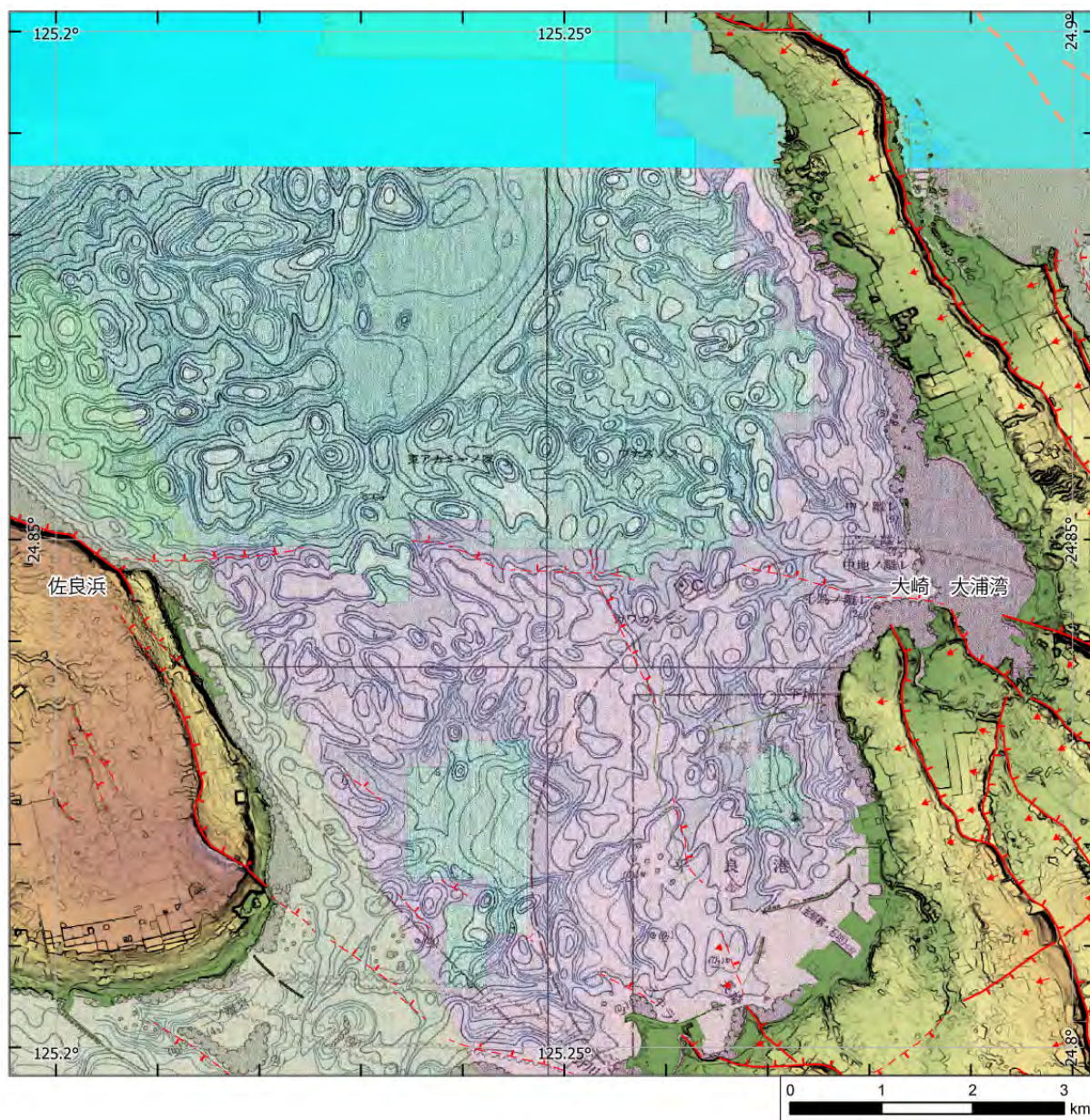


図 15 判読結果 (24.85° N、125.25° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁，1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

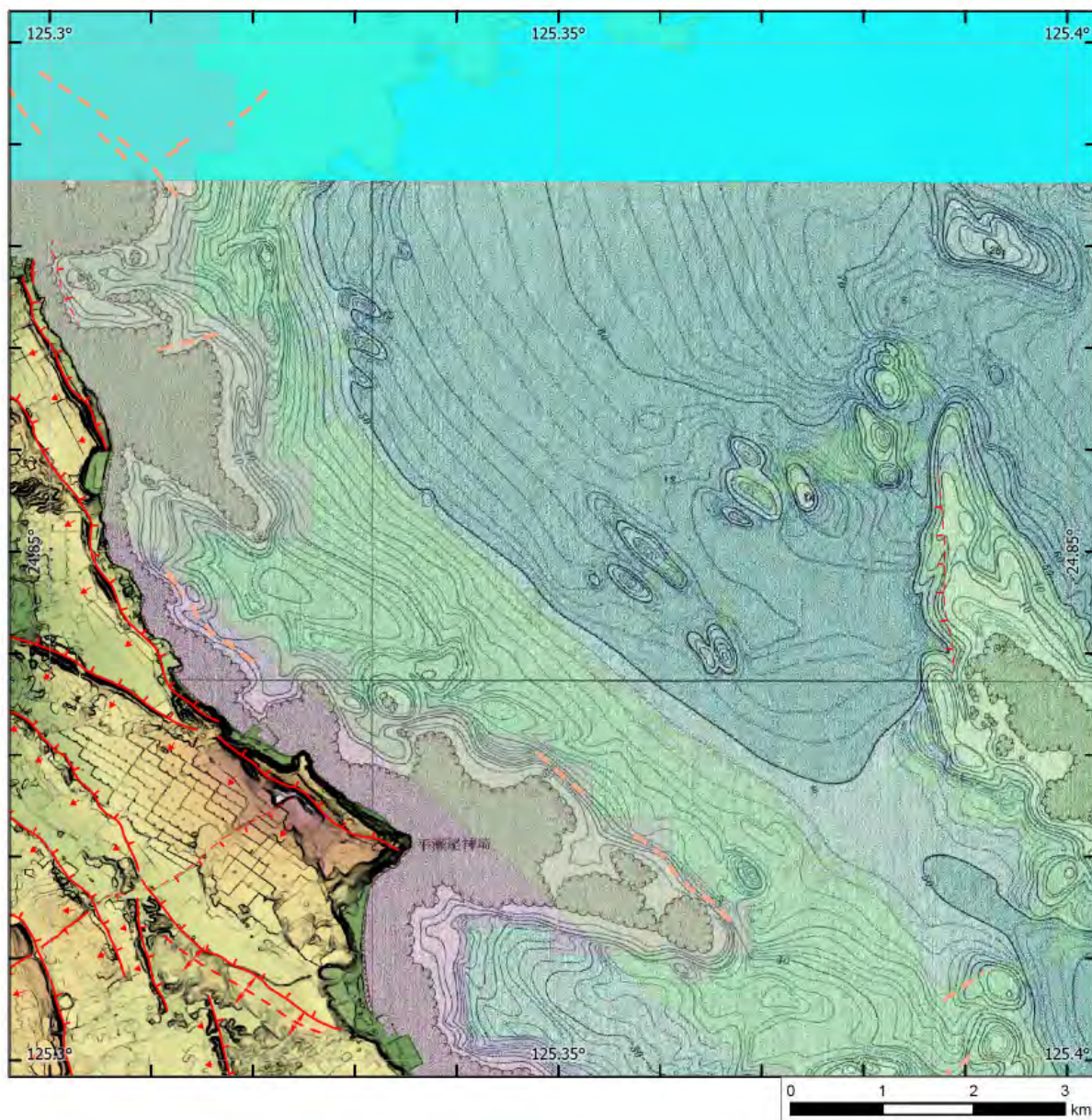


図 16 判読結果 (24.85° N、125.35° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁，1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

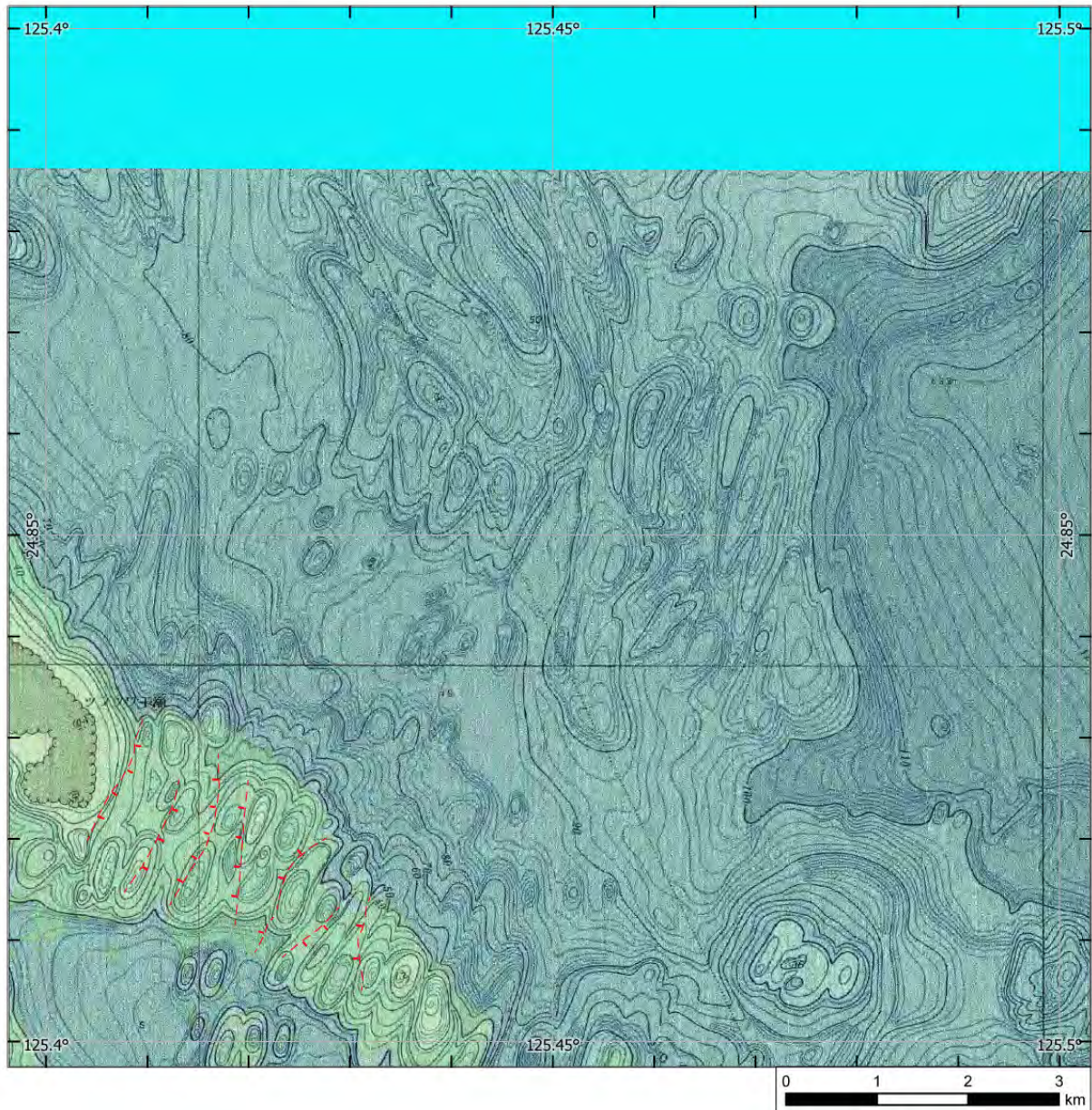


図 17 判読結果 (24.85° N、125.45° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁，1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

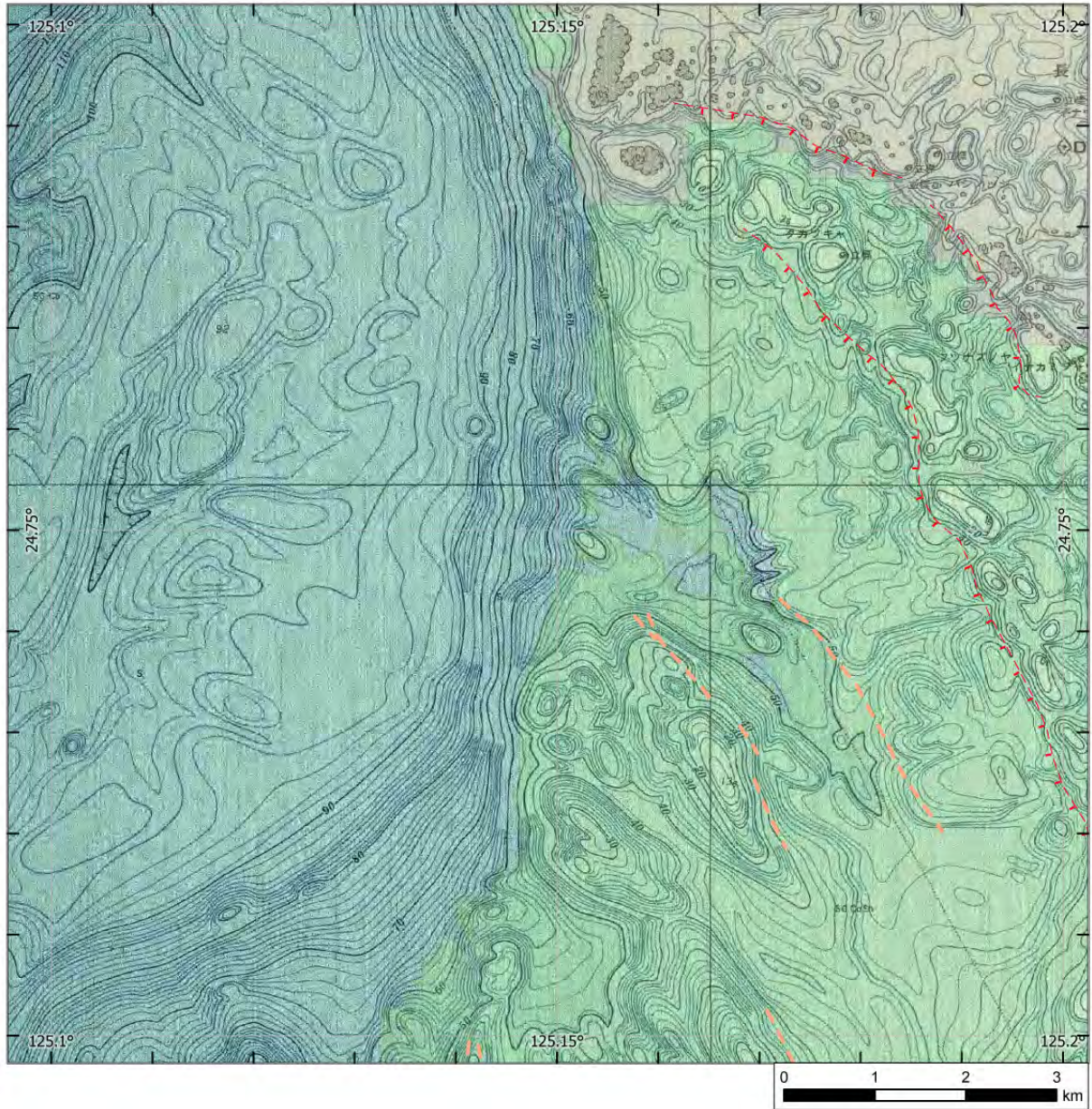


図 18 判読結果 (24.75° N、125.15° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁、1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

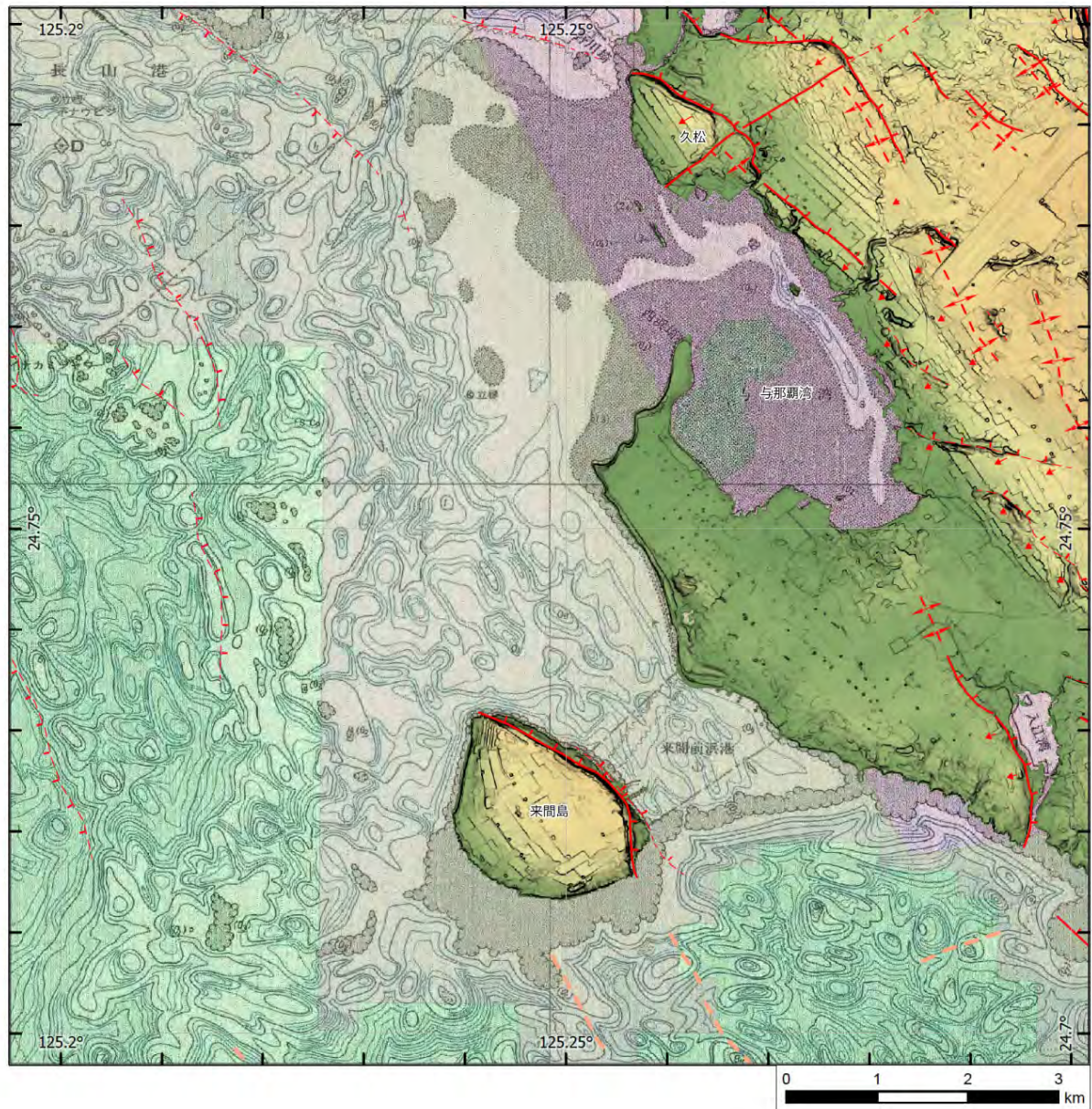


図 19 判読結果 (24.75° N、125.25° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁，1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

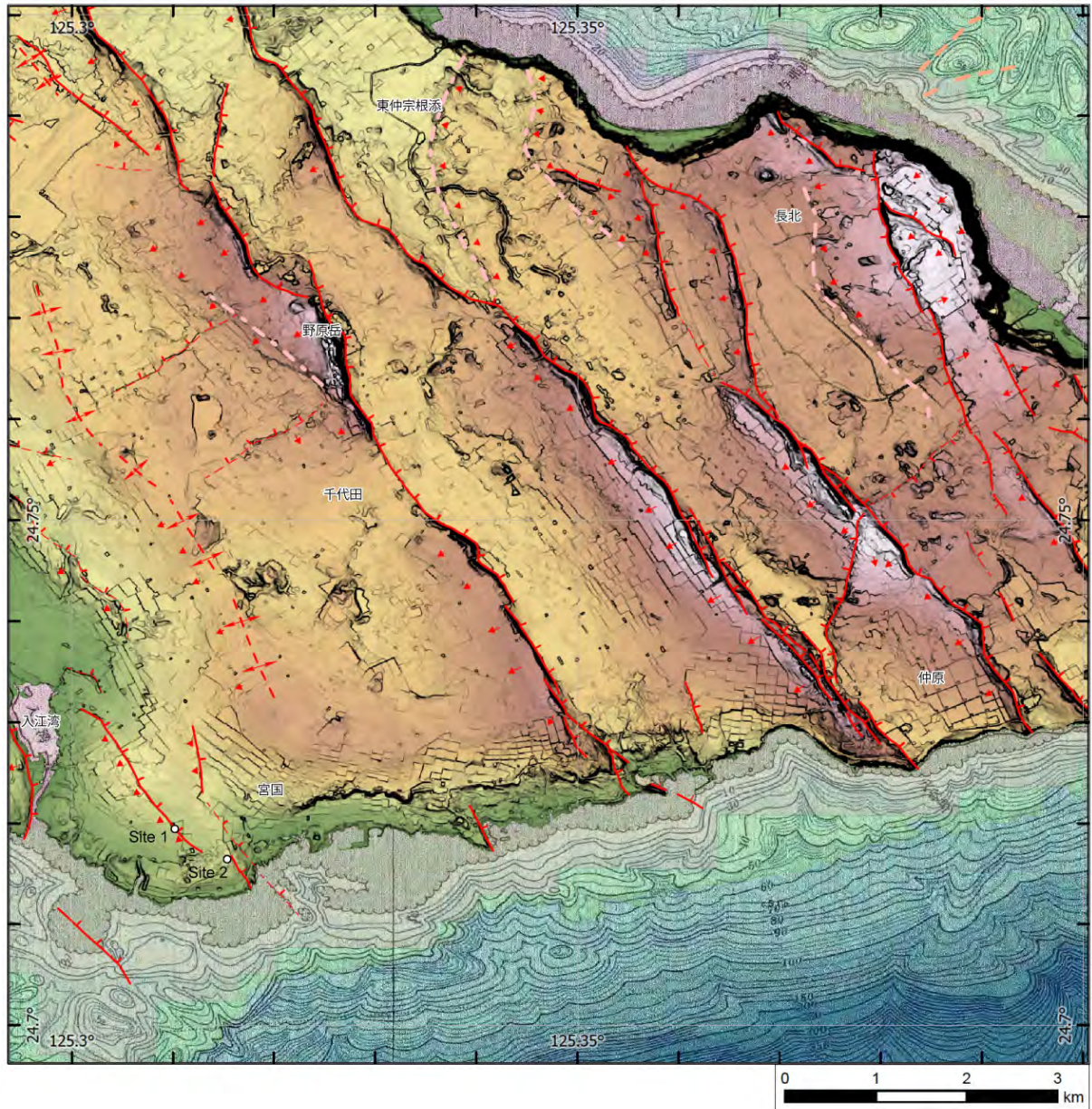


図 20 判読結果 (24.75° N、125.35° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁，1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

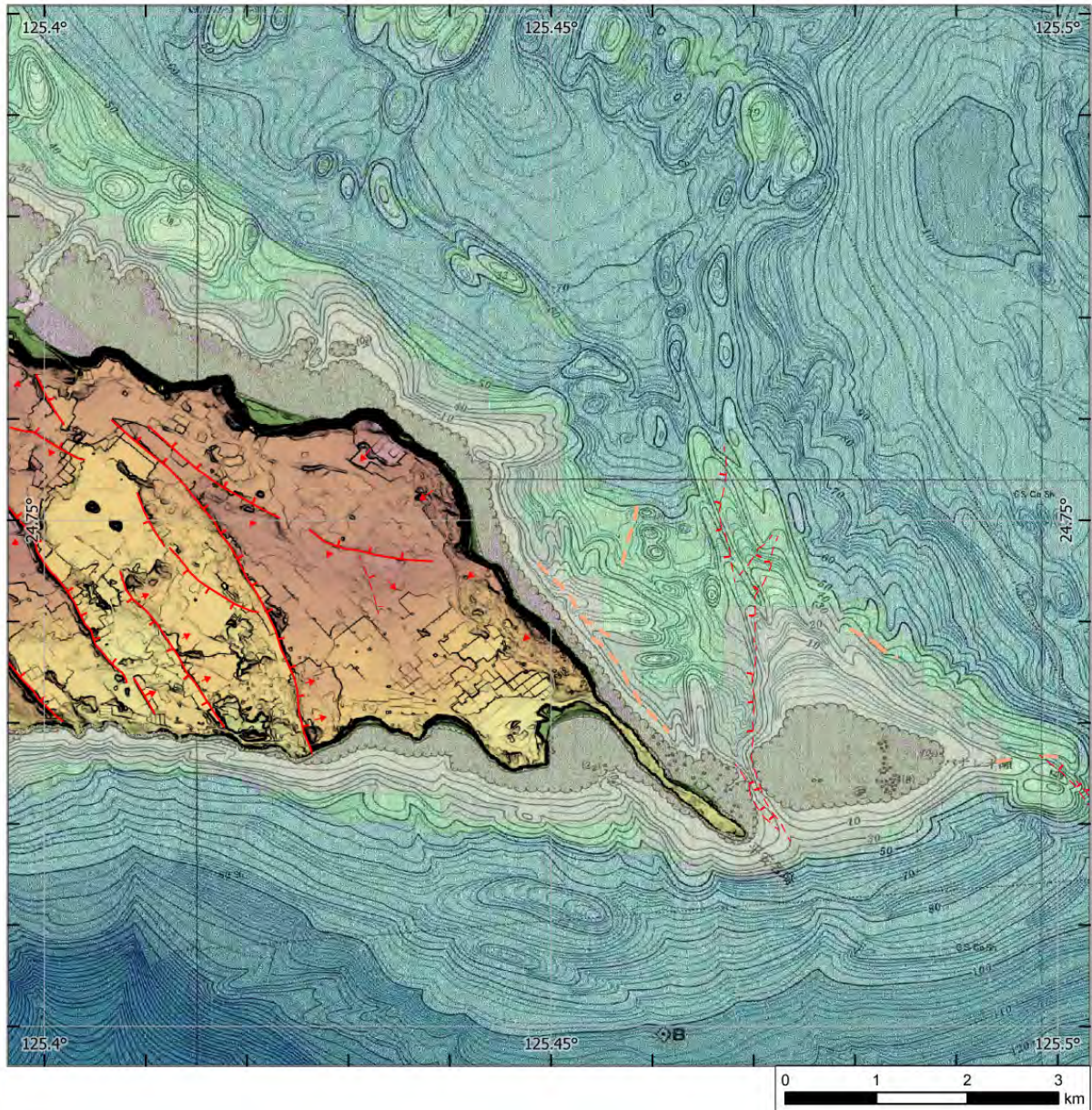


図 21 判読結果 (24.75° N、125.45° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁、1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

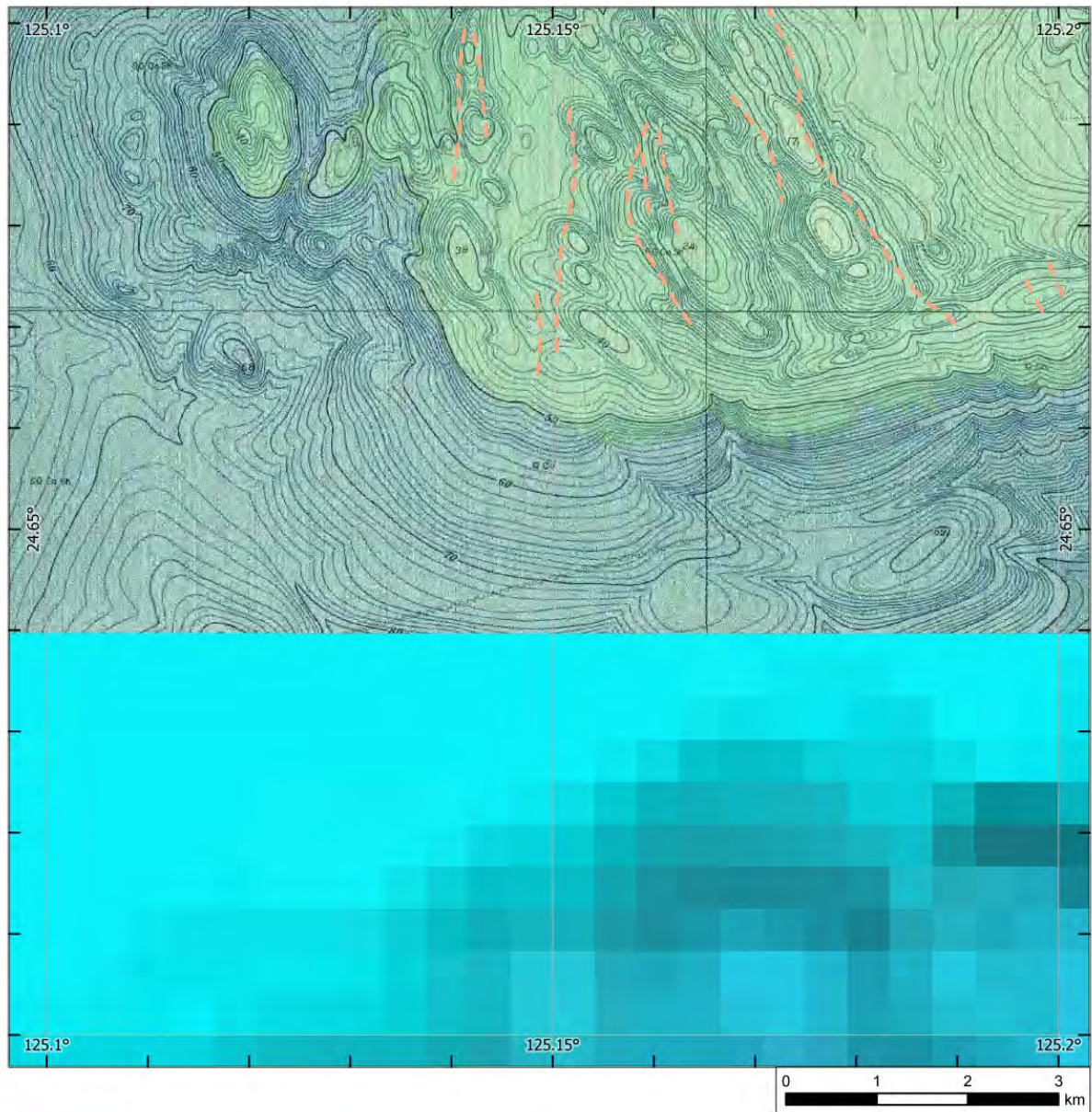


図 22 判読結果 (24.65° N、125.15° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁，1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

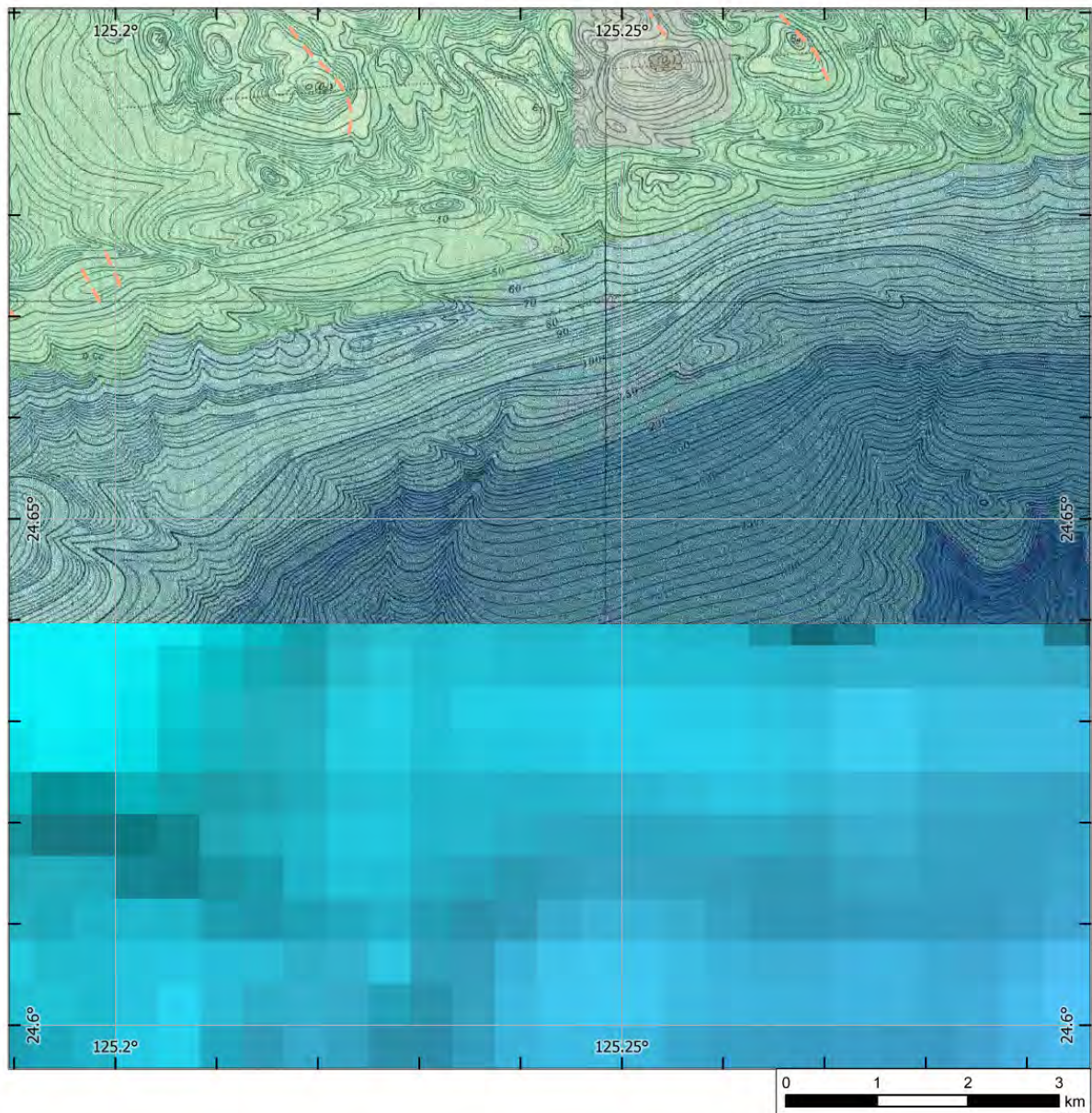


図 23 判読結果 (24.65° N、125.25° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁，1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

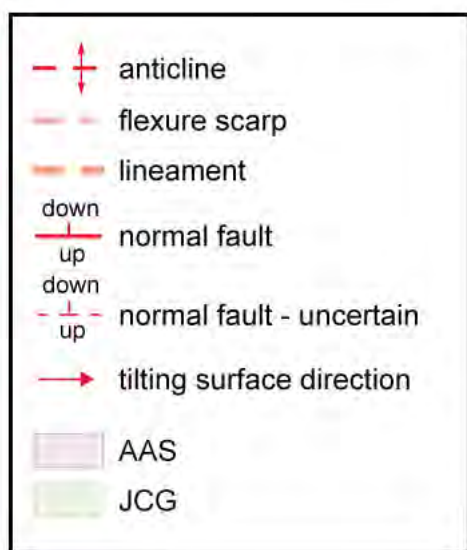


図 24 拡大した判読結果の凡例

紫の領域がアジア航測株式会社(AAS)提供の地形データにより判読した範囲。黄緑の範囲が海上保安庁提供(JCG)の地形データにより判読した範囲。

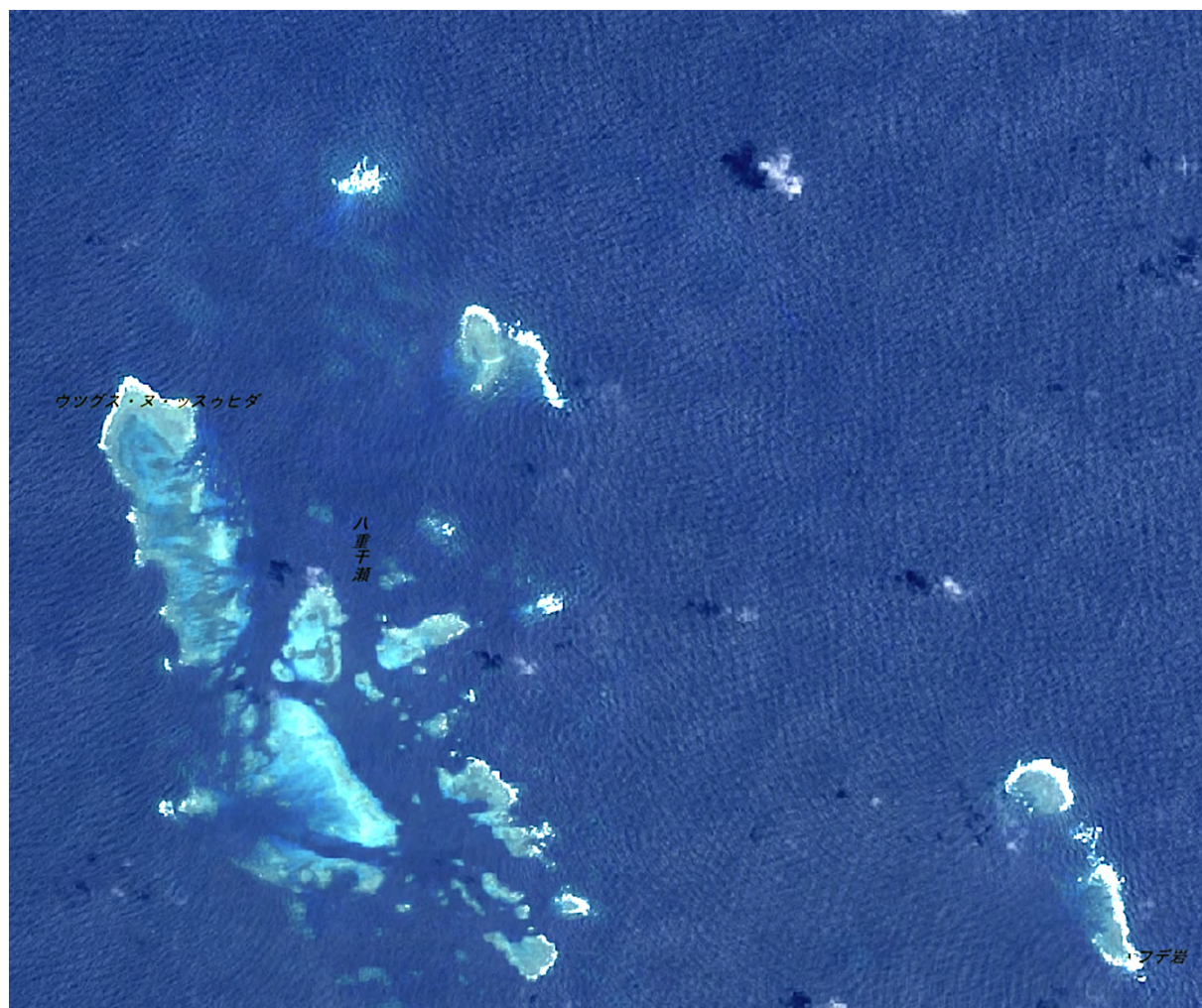


図 25 八重干瀬周辺の空中写真

地理院地図（電子国土 Web : <http://maps.gsi.go.jp/>）を用いて、全国最新写真（シームレス）から作成（2023/04/15 参照）。

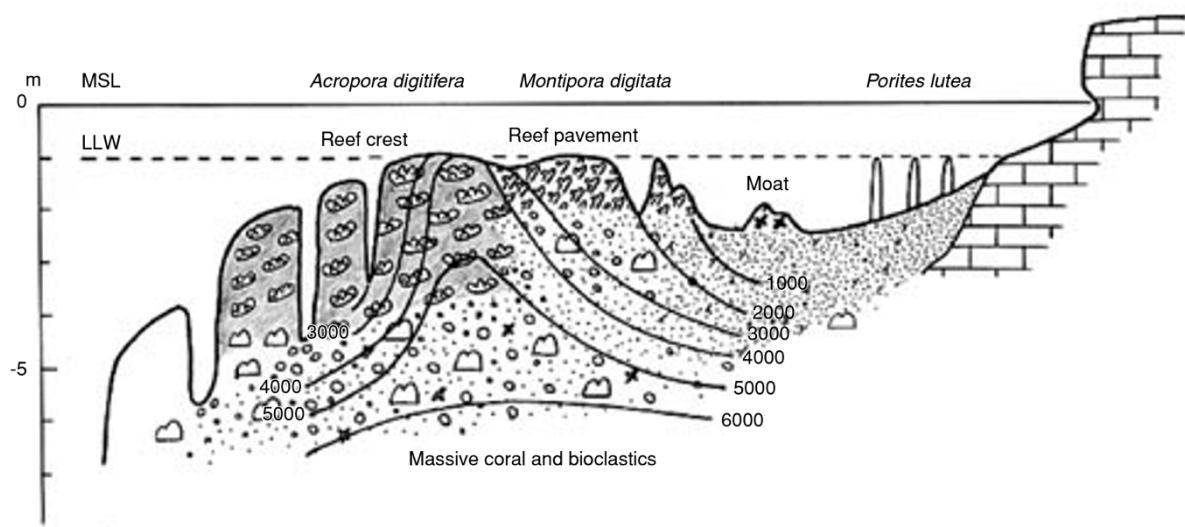


図 6 琉球列島の裾礁の形成過程模式図。Yamano *et al.* (2001a) などをもとに作成。1000-6000：1,000-6,000年前の地形断面

図 26 裾礁の形成過程模式図

環境省「サンゴ礁保全の取り組み；1-2 サンゴ礁の分布」の図 6 を引用（2023/04/15 参照）

(<https://www.env.go.jp/nature/biodic/coralreefs/reference/mokuji.html>)。

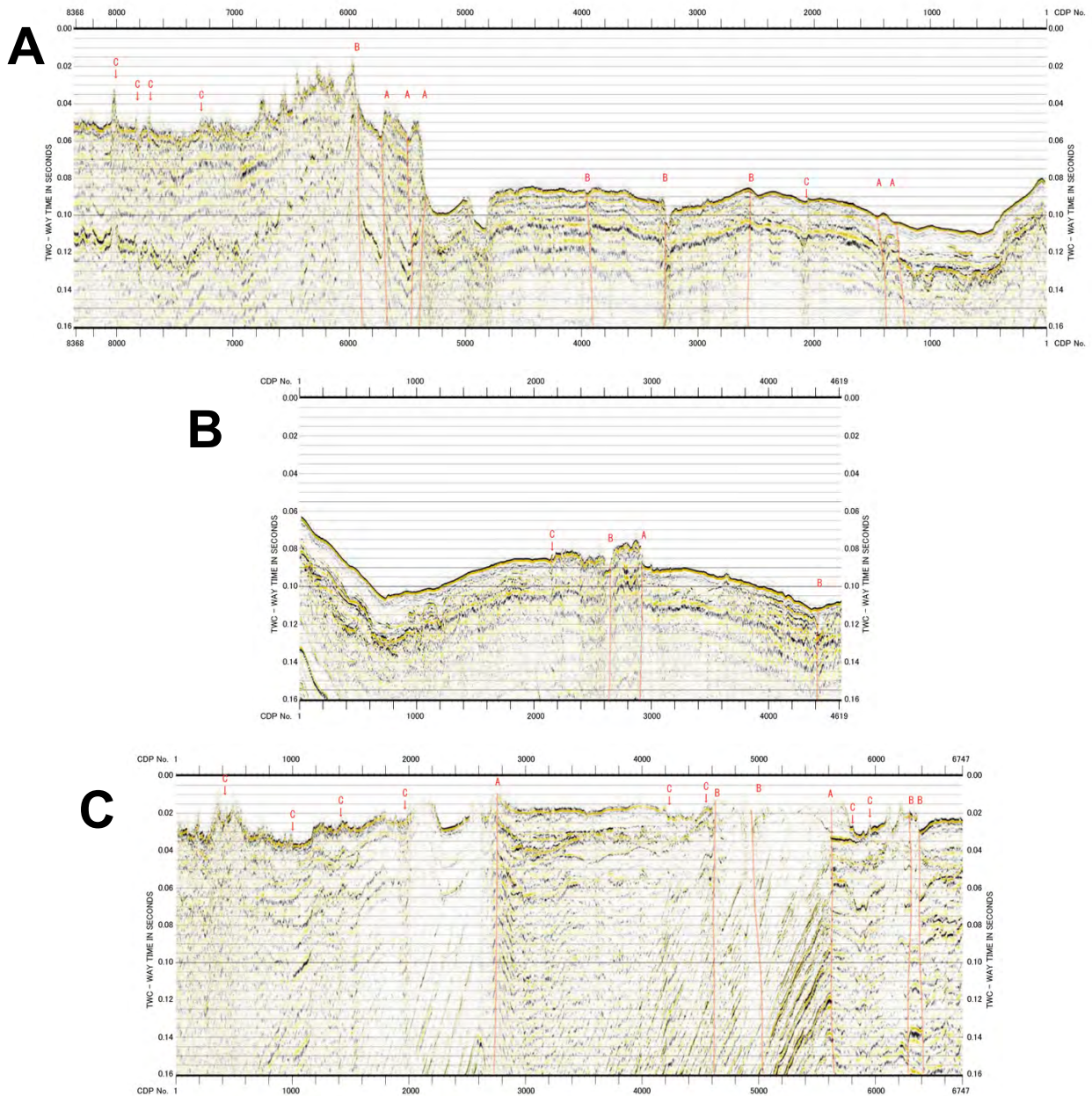


図 27 平成 20 年度追加・補完調査による音波探査の結果

平成 20 年度追加・補完調査による音波探査結果の浅部解釈図。(A) Line 1、(B) Line 2、(C) Line 3。それぞれ平成 20 年度追加・補完調査調査結果報告書の図 19、図 21、図 23 を引用。



図 28 試料採取候補地点の様子
試料採取候補地点の位置は図 20 参照。

(c) 令和5年度の業務の成果

1) 調査の概要

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及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。

2) はじめに

宮古島断層帯は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される（図1）。地震調査研究推進本部による評価では、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（ともり）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。

令和4年度の調査により、宮古島及び周辺海域の断層や変動地形の分布を明らかにした（図7）。また、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候補地点を選定した。今年度は宮古島の地形地質調査を実施し、嘉手断層系及び腰原断層系の示す断層変位地形について調査を行った。特に腰原断層系の分布する久貝地区においてボーリング調査及びトレンチ調査を実施した。また、宮古島の複数地点において表面照射年代測定のための試料採取を行った。

3) 調査手法

a) 地形判読及び地質踏査による調査地点の選定

写真判読及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29）。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及び嘉手断層系周辺の沿岸部を中心に写真判読及び地形データによる地形判読を行った。その結果、平良周辺及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30及び図31）。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、及びトレンチ調査

i) ボーリング調査

ボーリング調査は、宮古島市久貝地区で実施した（図 32）。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。

ii) ピット調査及びトレンチ調査

ピット掘削及びトレンチ掘削は、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 32）。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 32）。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、写真撮影及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

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及び地形測量を実施した。地形測量は複数個所において VRS 測量を実施した。久貝地区（伊良部大橋）（図 30）及び宮国地区（深江橋）（図 31）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。

d) 年代測定用試料の採取

年代測定用試料として、表面照射年代測定用試料及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 30）、下里地区（1 地点：隆起ベンチ；図 30）、西原地区（1 地点：海成段丘上；図 29）、宮国地区（2 地点：隆起ベンチ、1 地点：海成段丘上；図 31）、砂川地区（1 地点：海成段丘上；図 29）の、計 7 箇所である。宇宙線生成核種（ ^{36}Cl ）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。

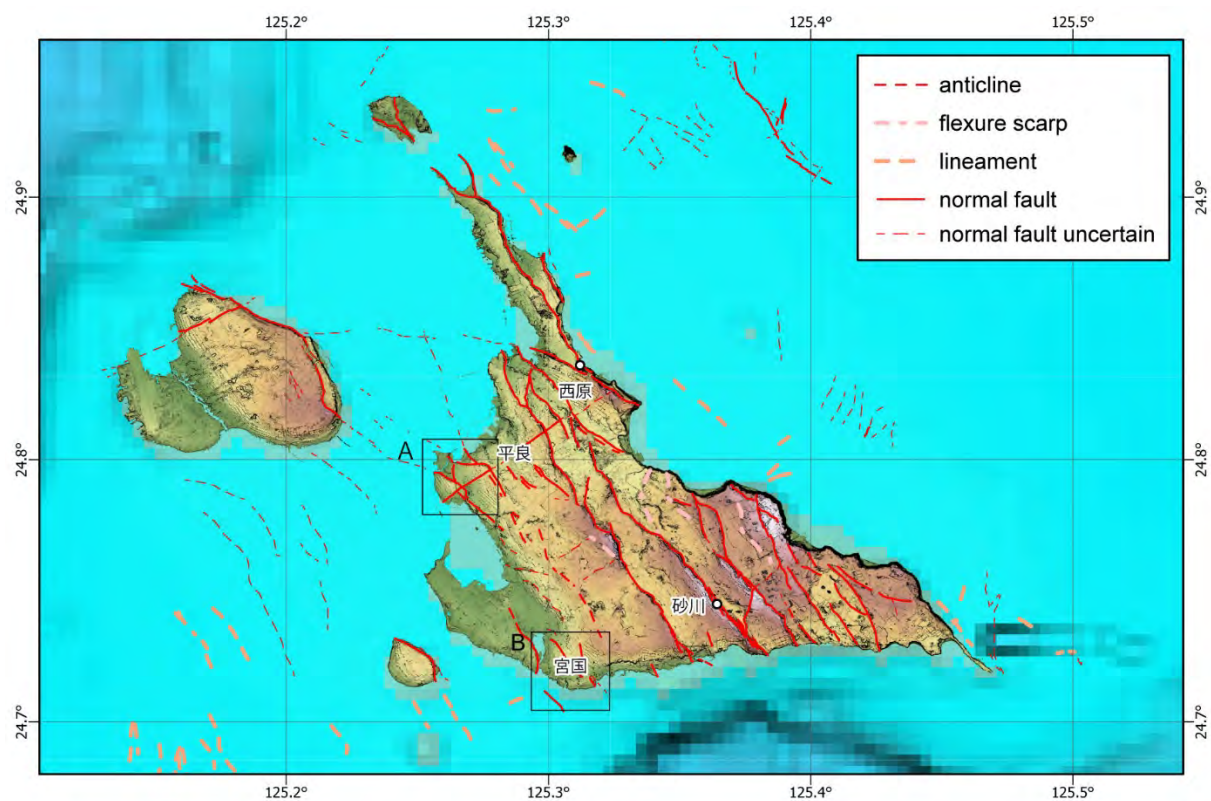


図 29 宮古島の断層分布

黒四角 A は図 30、黒四角 B は図 31 の範囲を示す。

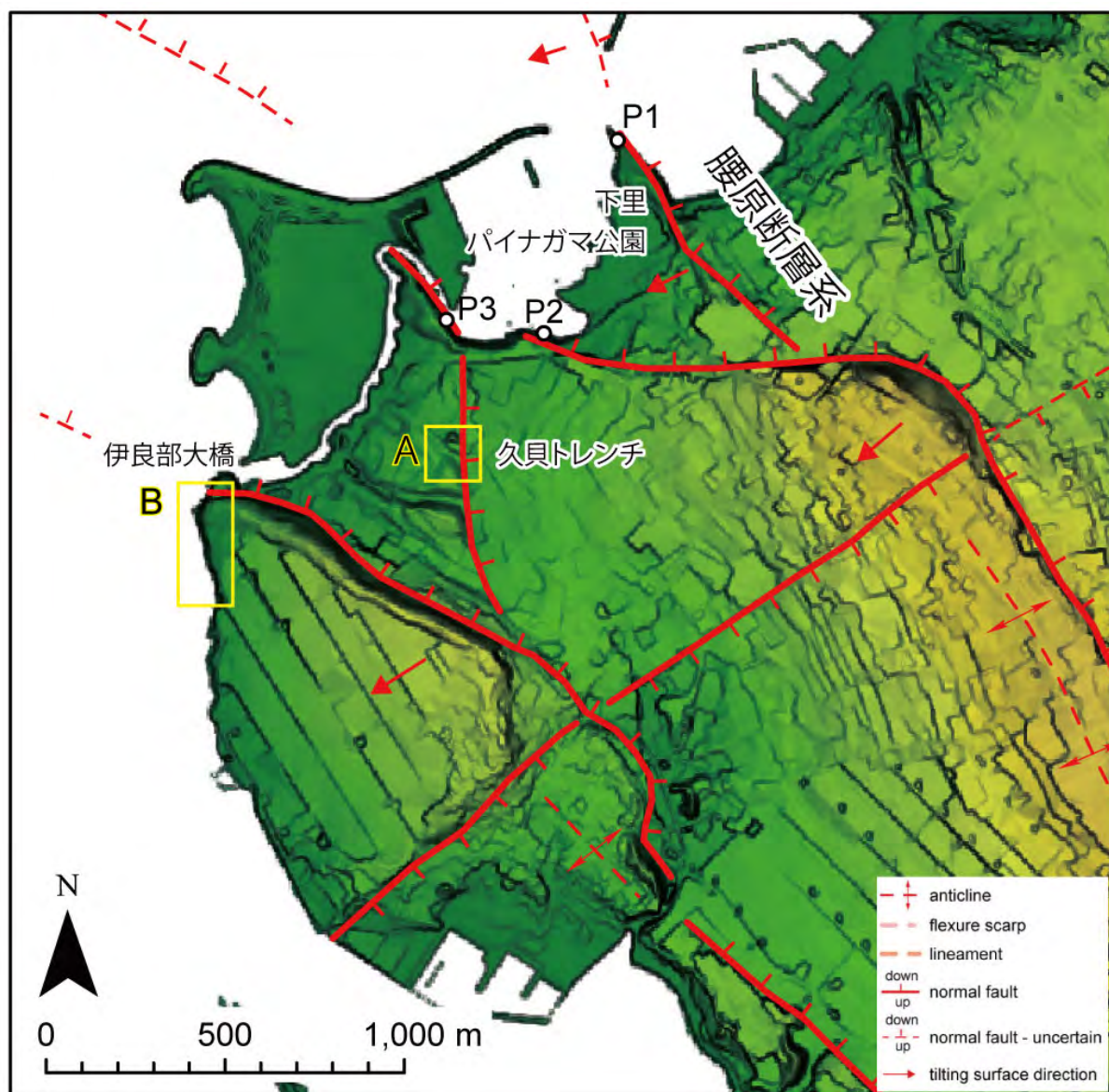


図 30 宮古島平良久貝の変動地形分布図

黄四角 A は久貝トレンチ掘削地点の図 32 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。

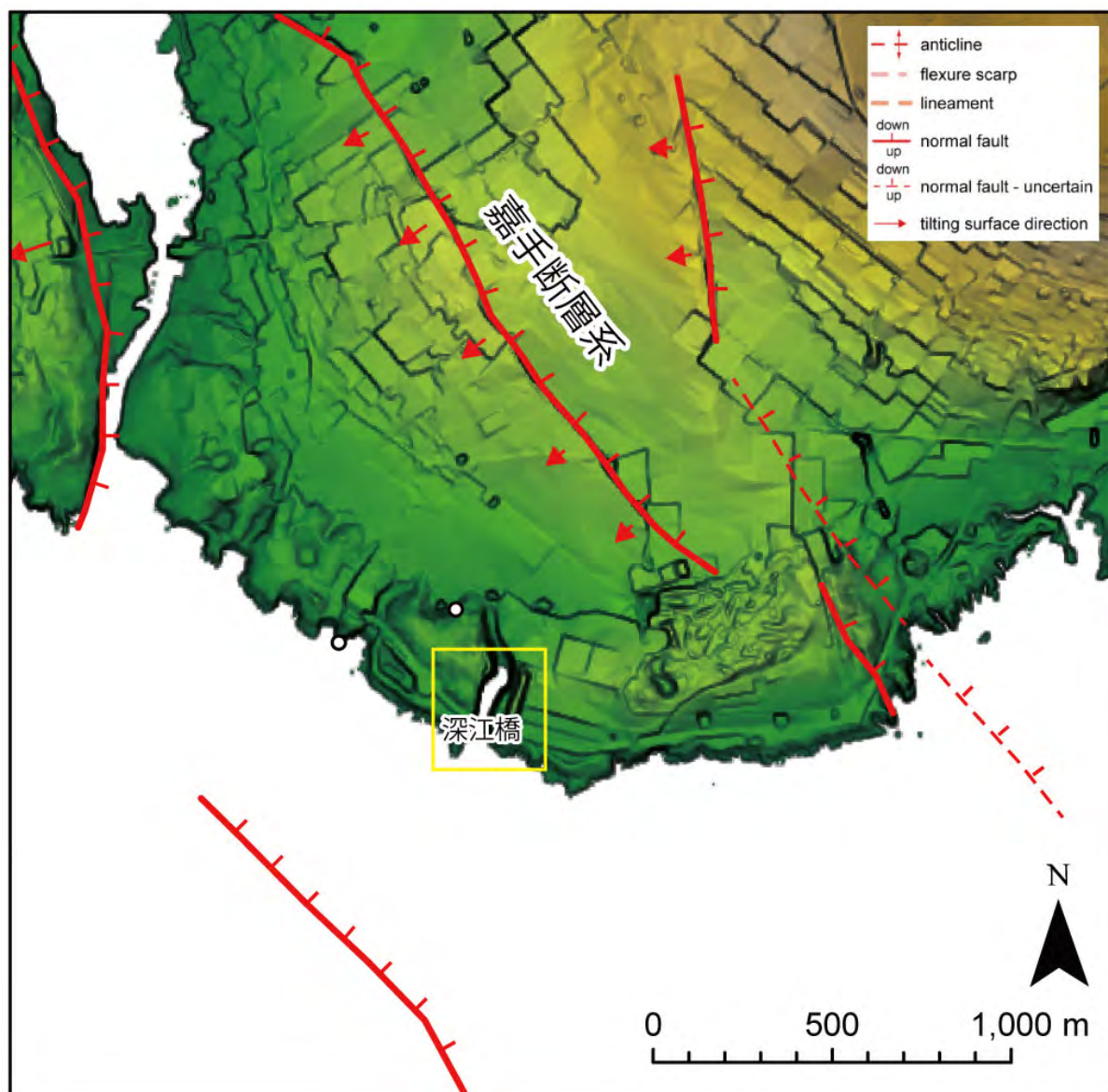


図 31 宮古島宮国周辺の変動地形分布図

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。

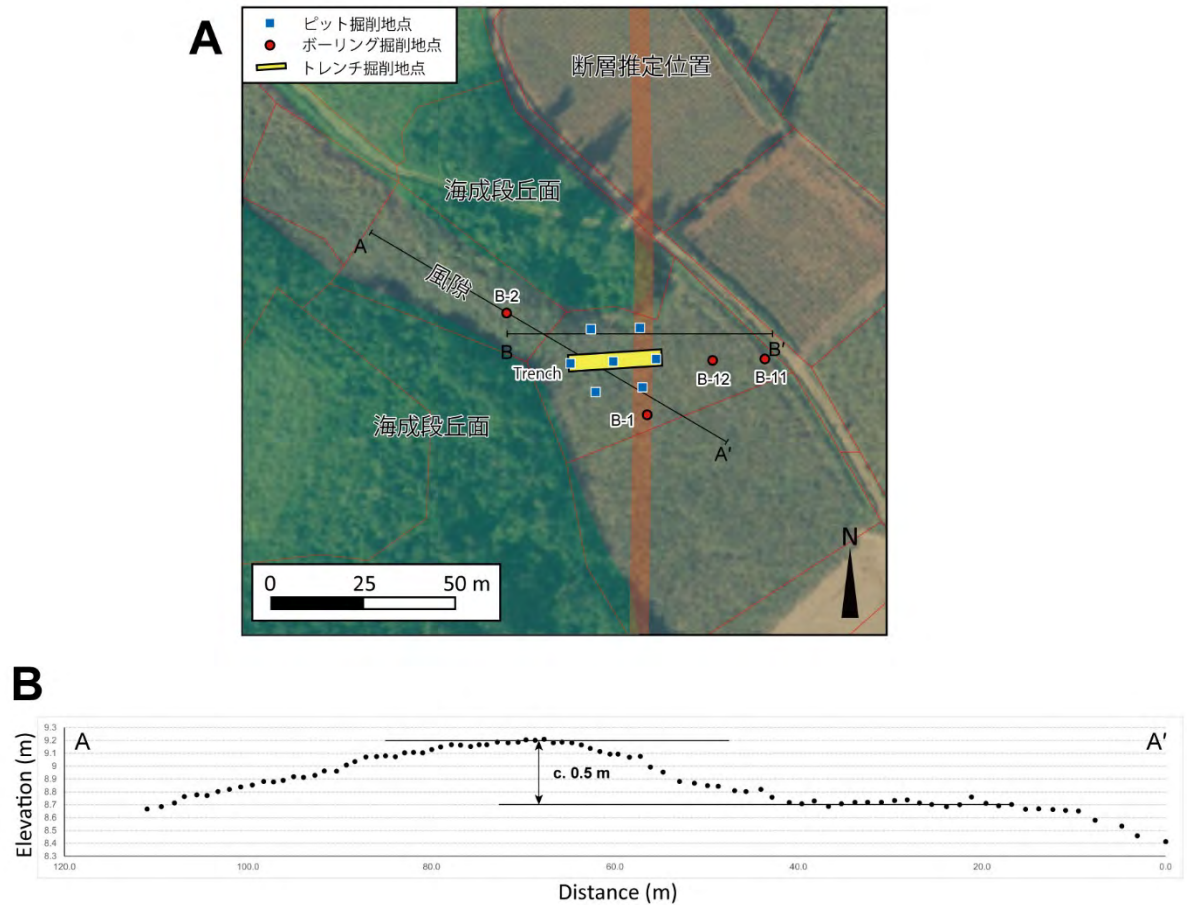


図 32 久貝トレンチ周辺調査位置図

(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 15 に示す地質断面図の投影面。(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

4) 調査の結果

a) 地形判読及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及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29)。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30及び図32)。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32B)。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、及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30)。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測量による地形計測及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31)。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LiDAR測量による地形計測及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、砂川地区において与那原断層に沿うリッジ上にて宇宙線生成核種による分析のための試料を採取した。

b) ボーリング調査、ピット調査、及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)及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に位置する2箇所がB-11孔及び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 33～図 40 に柱状図及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、黒色鉱物、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】

- 0.00～0.26m：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、黒色鉱物を含む。
- 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-2 地点は風隙における地形的な頂部であるが、基盤標高はむしろB-1 孔の方が高い。低下側のB-11 孔及び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。

表 2 ボーリング数量及び孔口測量結果

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。

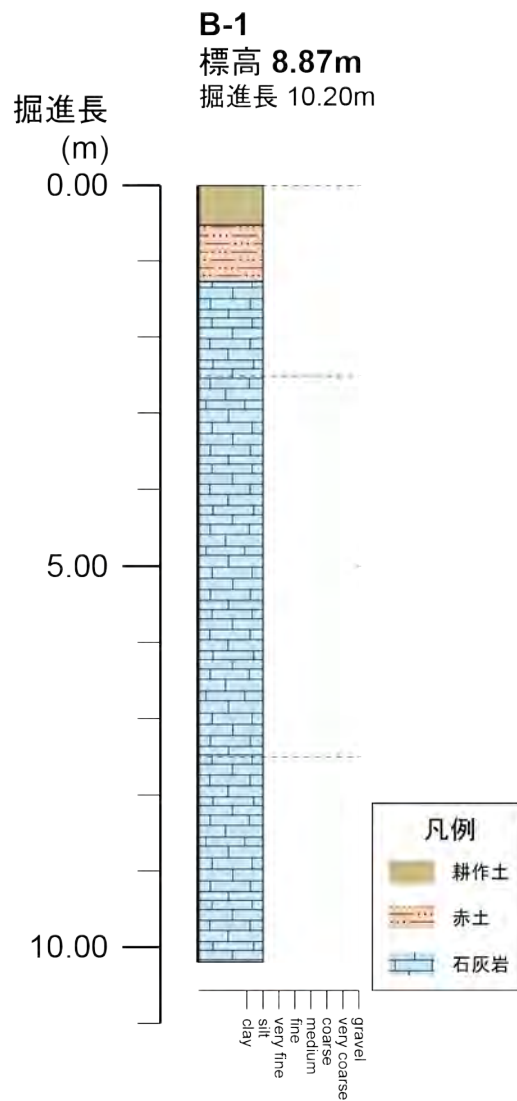


図 33 B-1 孔柱状図



図 34 B-1 孔コア写真
数字は深度 (m)

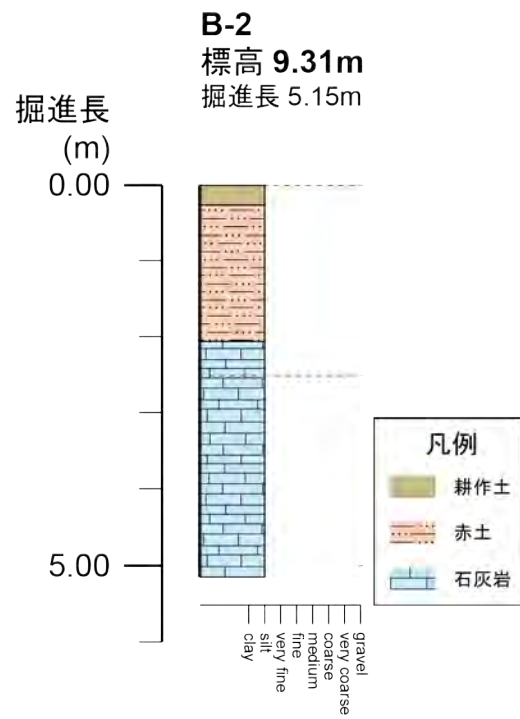


図 35 B-2 孔柱状図



図 36 B-2 孔コア写真
数字は深度 (m)

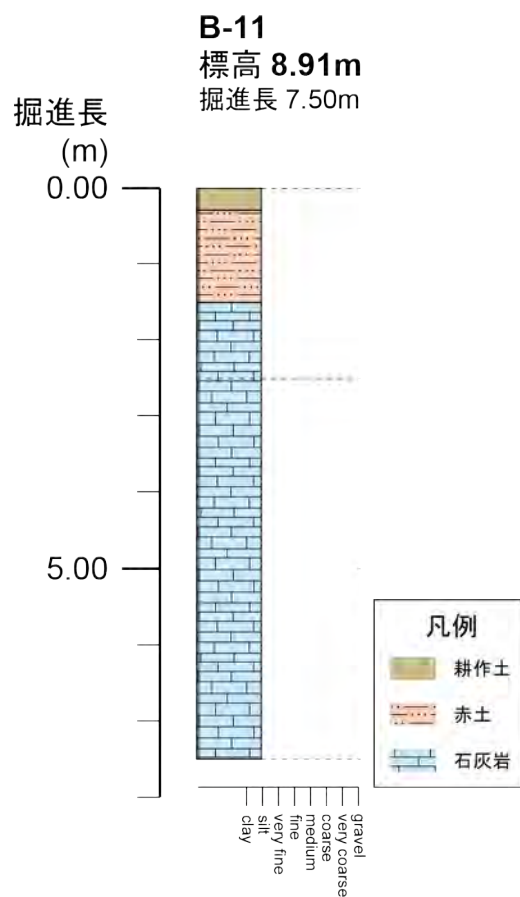


図 37 B-11 孔柱状図



図 38 B-11 孔コア写真
数字は深度 (m)

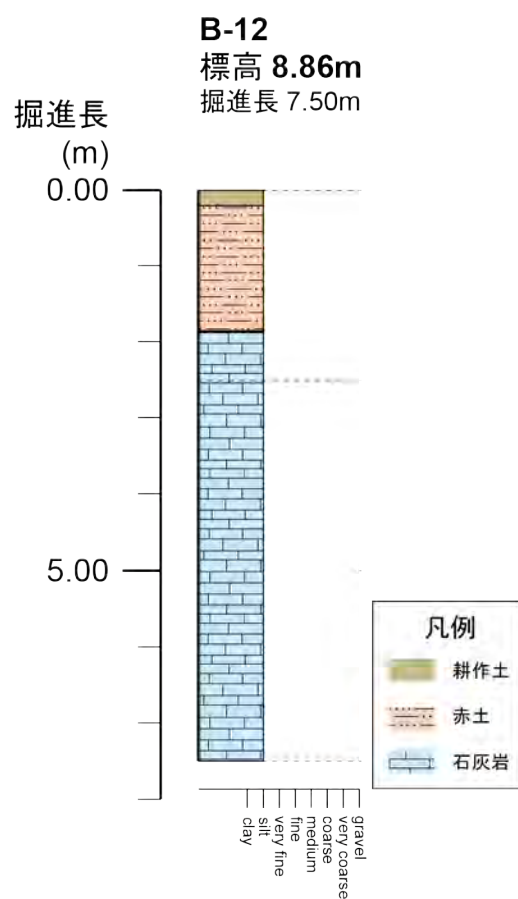


图 39 B-12 孔柱状图



図 40 B-12 孔コア写真
数字は深度 (m)

ii) ピット掘削調査及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 孔及びB-12 の西延長の3か所で試掘を行った(図32)。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に間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41、トレンチ壁面の写真及びスケッチを図42及び図43にそれぞれ示した。トレンチの3Dデータを図44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層及び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及び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43からわかる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断層及び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1 mほど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層及び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45）。ピットA及びピット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、それを埋積した大野越粘土層上にサ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 45）。

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 43、測定結果は表 4、暦年較正の方法及び結果は表 5 に示した。MKG-T01 は E 層から採取し、7247～7002 cal BP (2σ)、MKG-T02 は C3 層から採取し、14760～14053 cal BP (2σ)、MKG-T03 は C1 層から採取し、8537～8391 cal BP (2σ) 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した。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率が小さいため、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 層及び C3 層は、トレンチ中央部のみ認められ、北壁面及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 境界及び 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 46 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 層及び 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、本トレンチで確認される最も新しい活動を示す可能性がある。

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

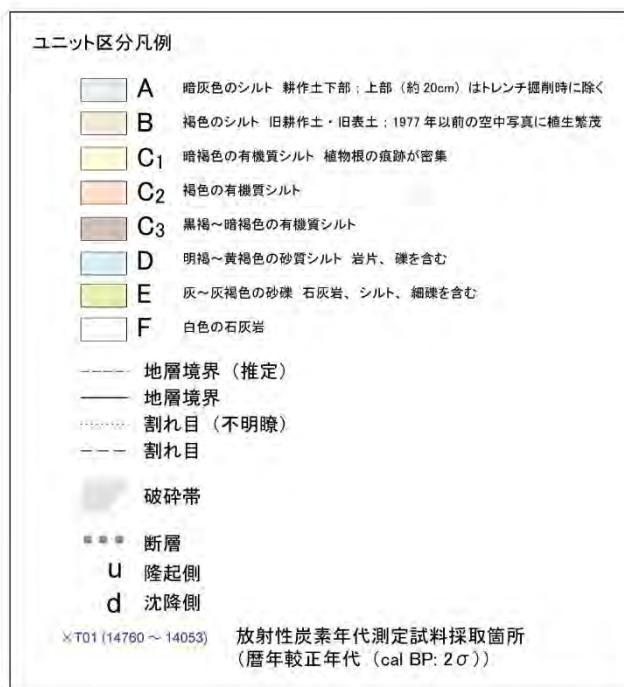


図 41 トレンチの凡例



図 42 久貝トレンチ写真展開図

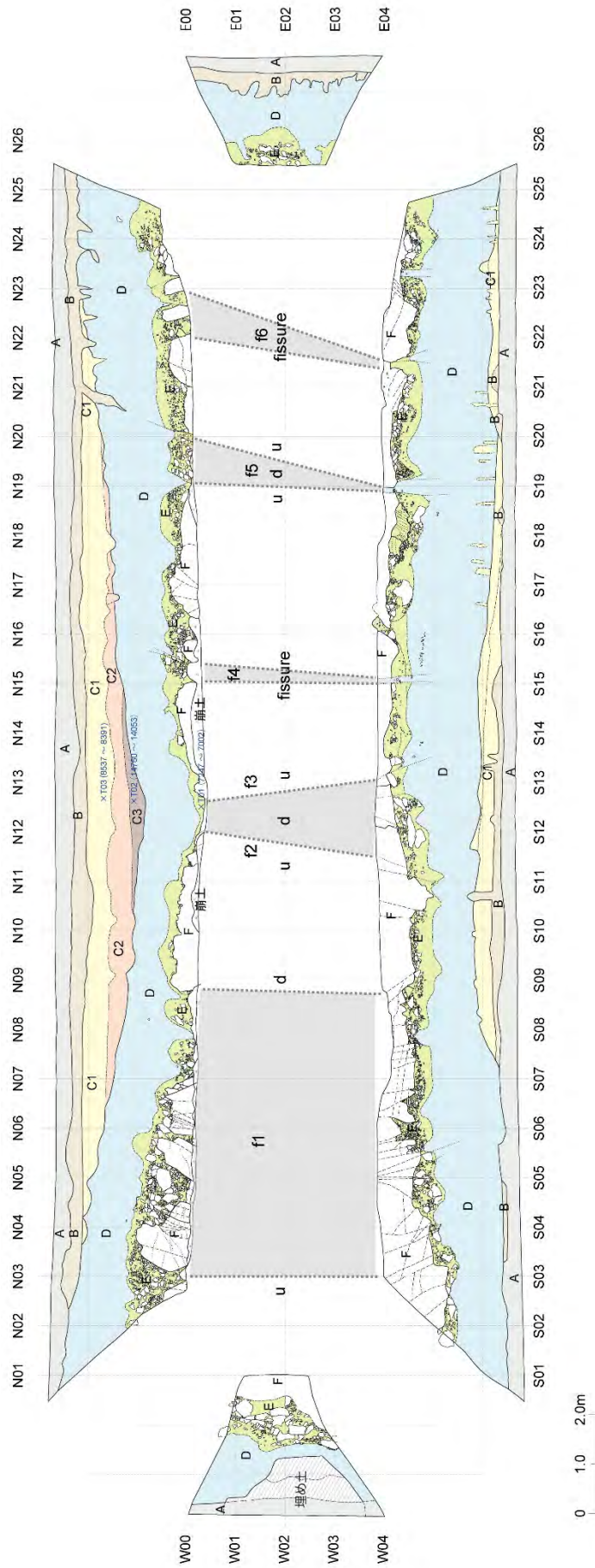


図 43 久貝トレンチスケッチ展開図

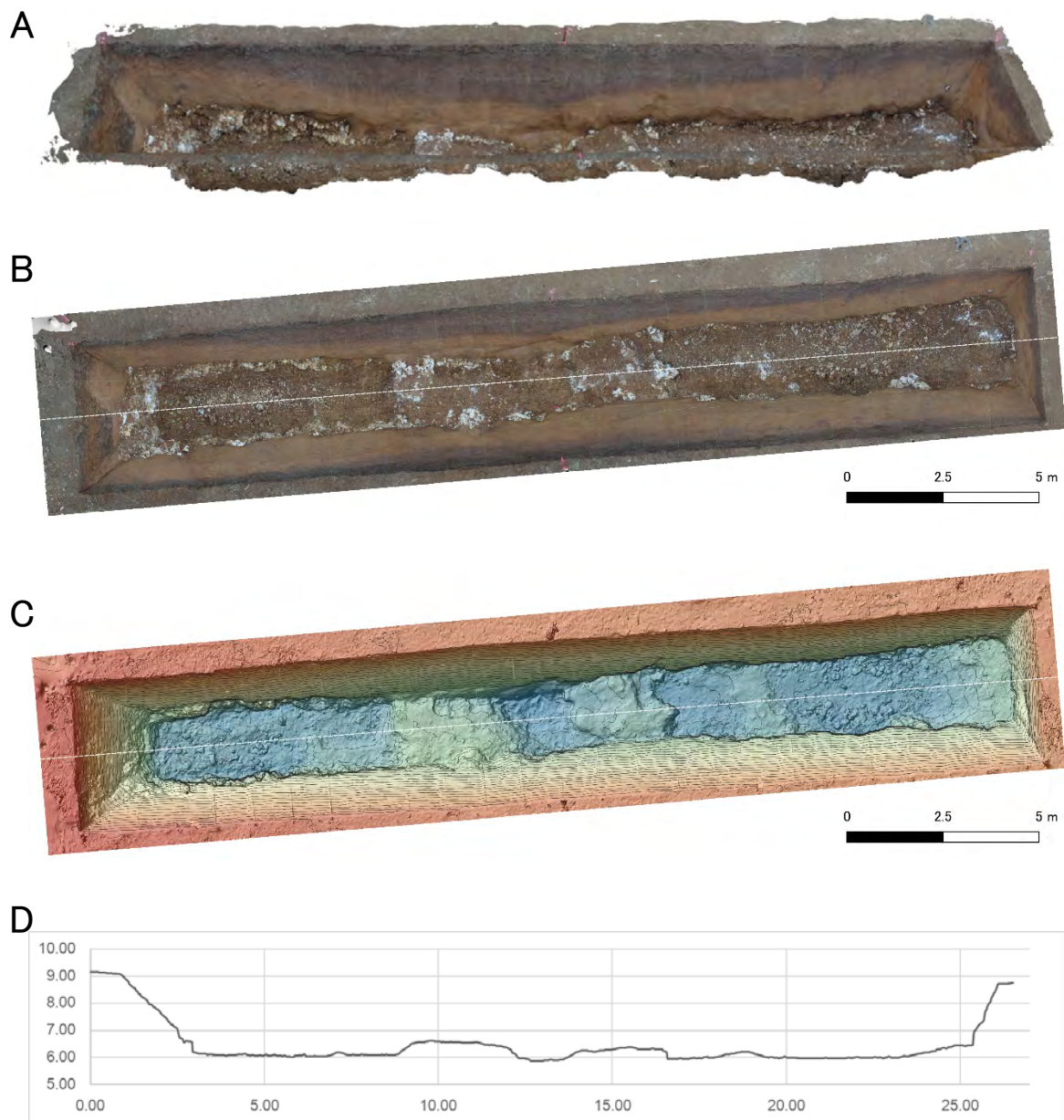


図 44 久貝トレンチ 3D データ

(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。

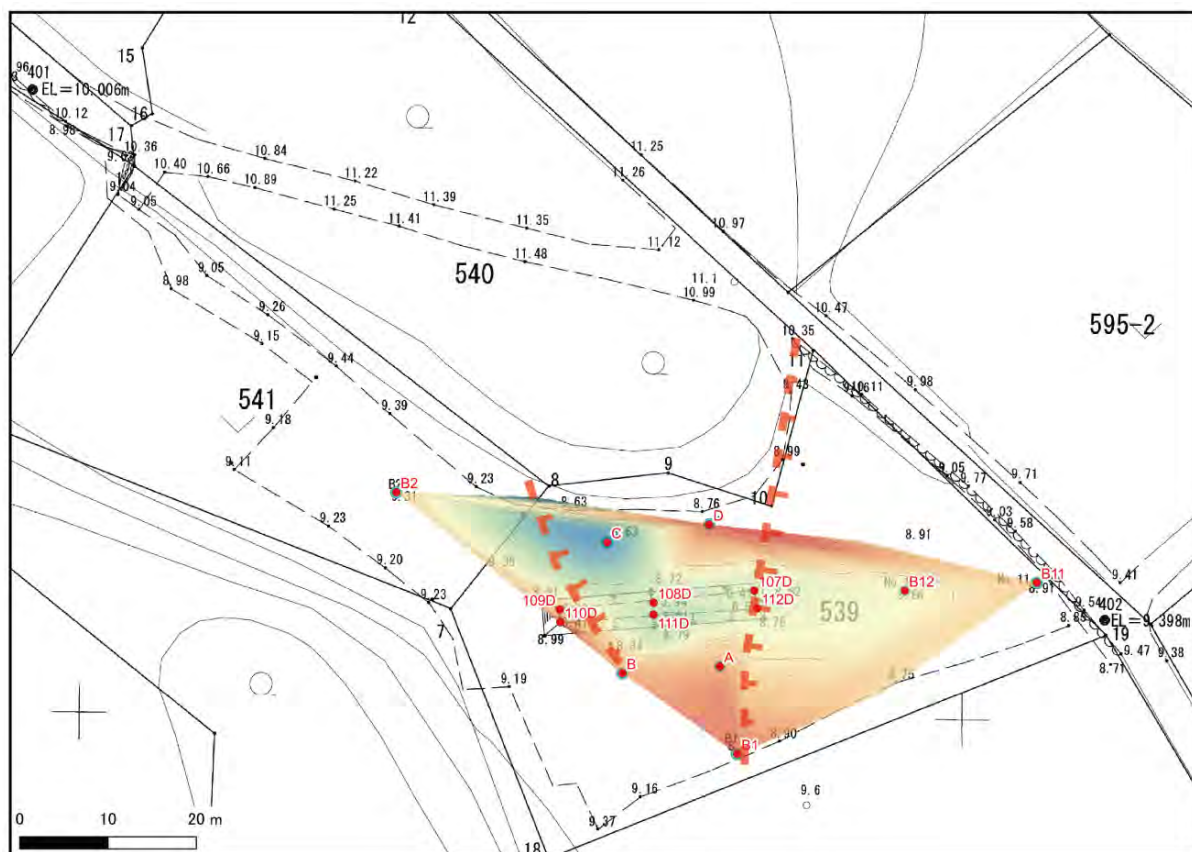


図 45 久貝トレンチ周辺基盤標高図
ケバ付きの赤点線は断層の推定位置を示す。

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%)

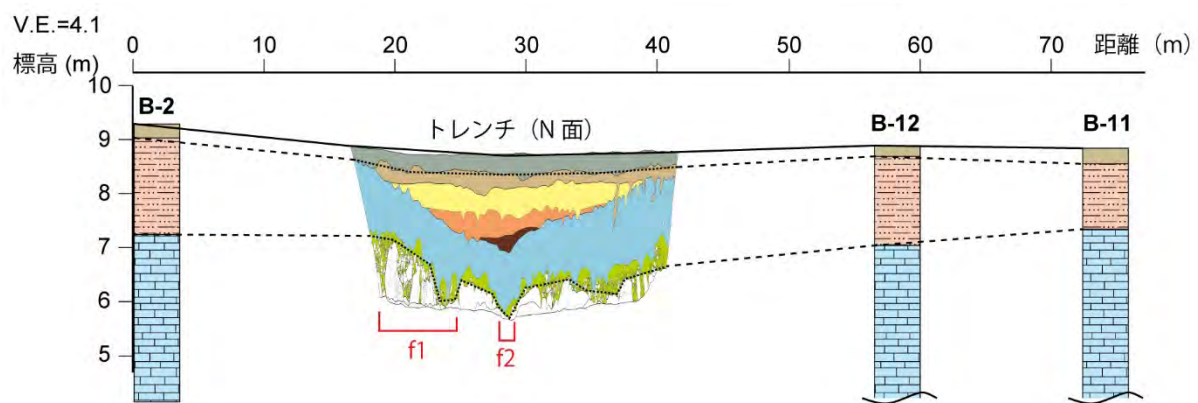


図 46 久貝トレンチ地質断面図

投影面は図 32 を参照。

c) 宮古島沿岸部の海成段丘・隆起海岸地形の調査及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及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 29、図 30、図 31 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 47、図 48、及び図 49 に示した。測量結果から得られた地形断面を図 50 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 50 の測線 6 及び測線 7）、橋に近づくにつれノッチが 2 段に分化する（図 50 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 50 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 50 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伊良部大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 51）。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 30）。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 52A）。また、パイナガマ公園の西側 P2 地点及び 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 52B）。また、測量の結果約 0.5 m の隆起が確認された（図 53）。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 地点においてベンチ表層の石灰岩を計 1 試料採取した（図 52C）。

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。露頭壁面の写真及びスケッチを図 54 及び図 55 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みえる。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が認められた。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 1,307～1,178 cal BP (2σ) を示し、H1 層から採取した試料 MNH-C02 が 290 cal BP ～present (2σ) を示した。地層の上下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 56 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 57A 及び 57B）。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 57C）。

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 58）。試料採取状況を図 58C に示した。試料として離水ベンチ表層の石灰岩を 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 59）。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 59 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削剥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 60 に示す。

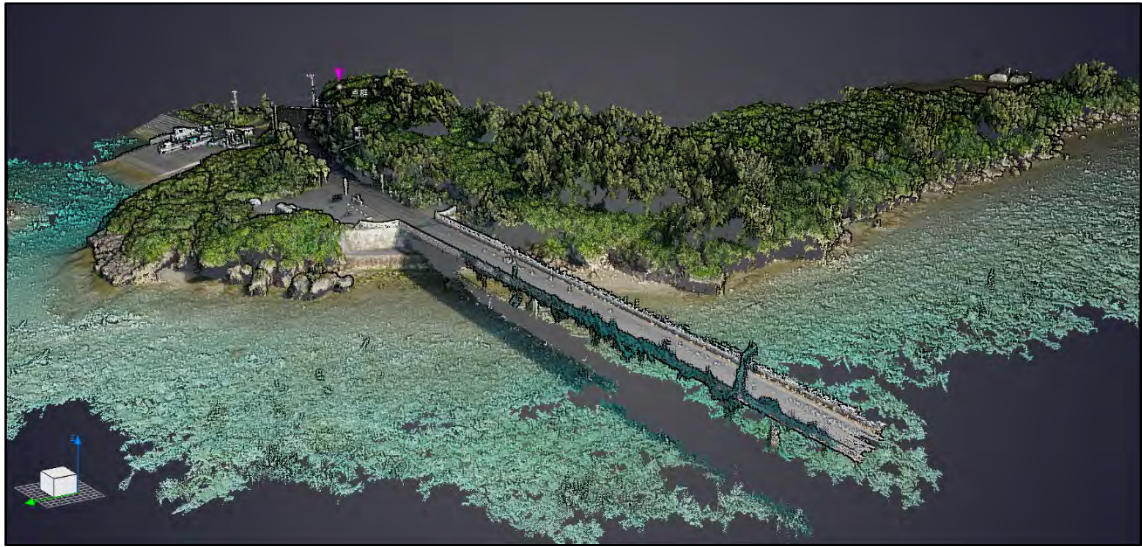


図 47 久貝地区伊良部大橋周辺の 3D レーザー測量結果（鳥瞰）

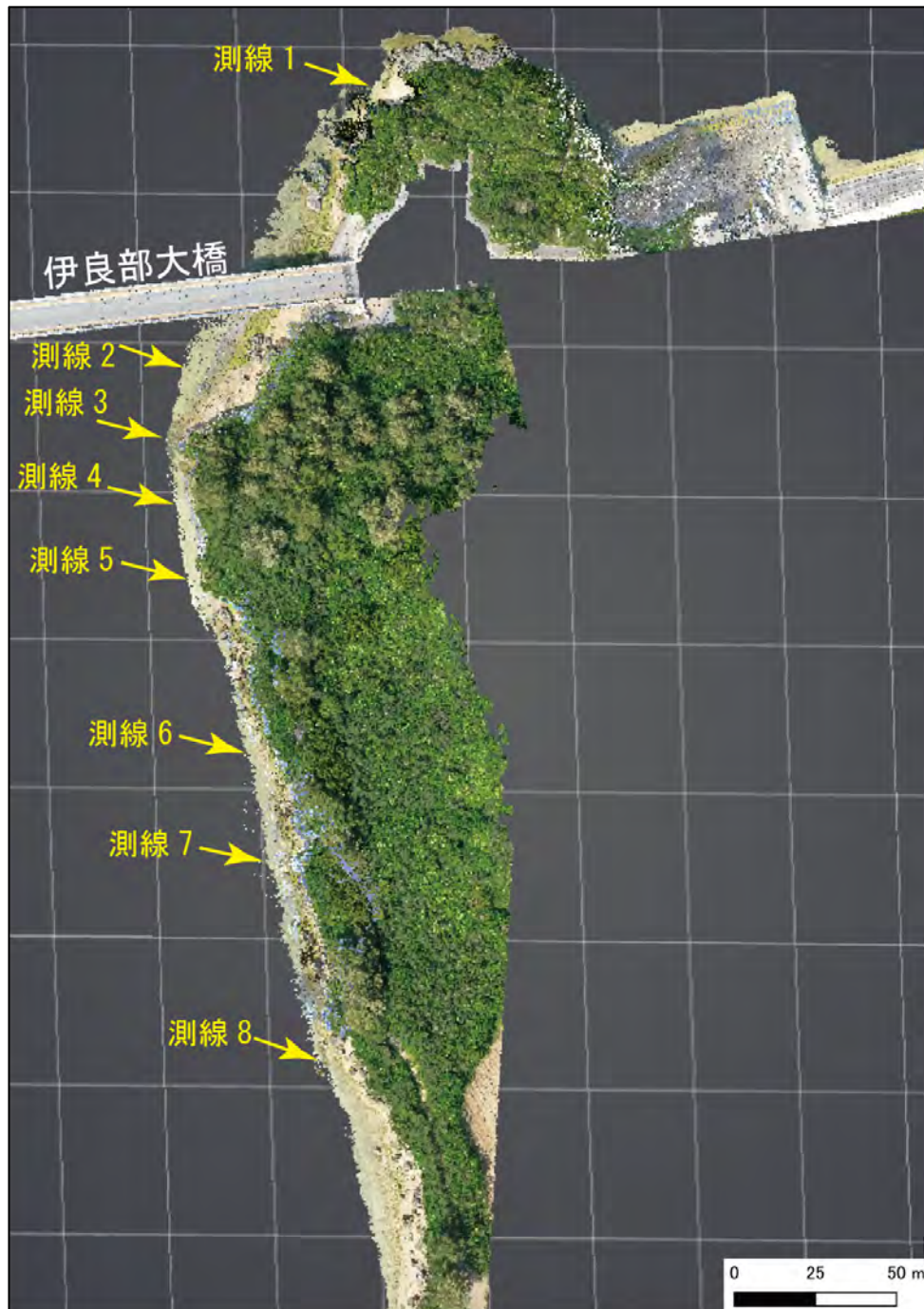


図 48 久貝地区伊良部大橋周辺の 3D レーザースキャナー測量結果（平面）

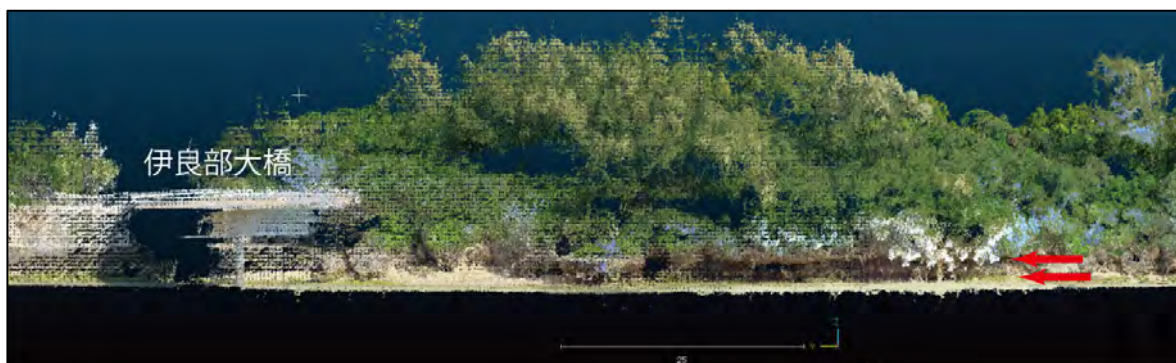


図 49 久貝地区伊良部大橋周辺の 3D レーザースキャナー測量結果（海岸から）
赤矢印はノッチの位置を示す。

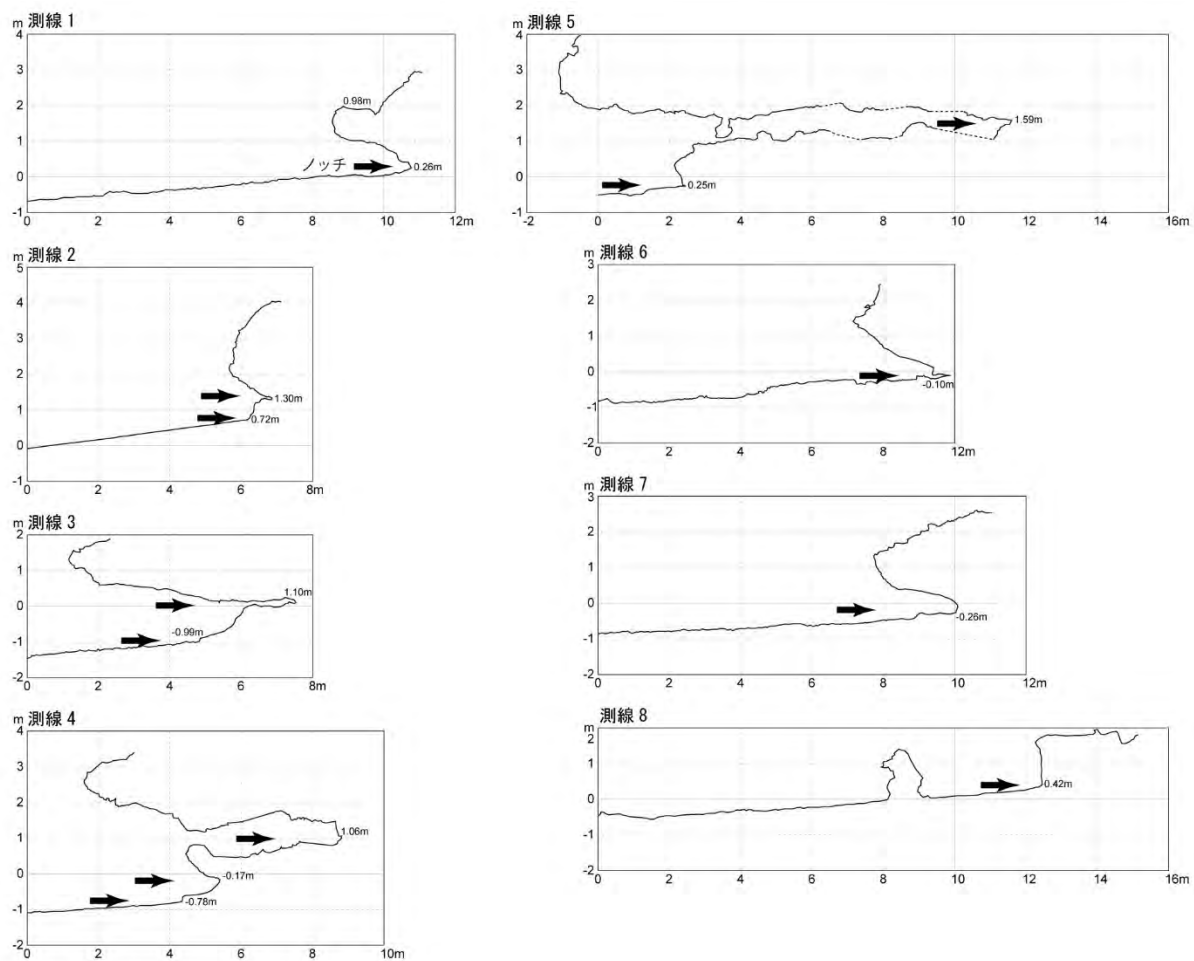


図 50 伊良部大橋周辺の海岸地形断面
黒矢印はノッチの位置を示す。測線位置は図 22 参照。



図 51 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。

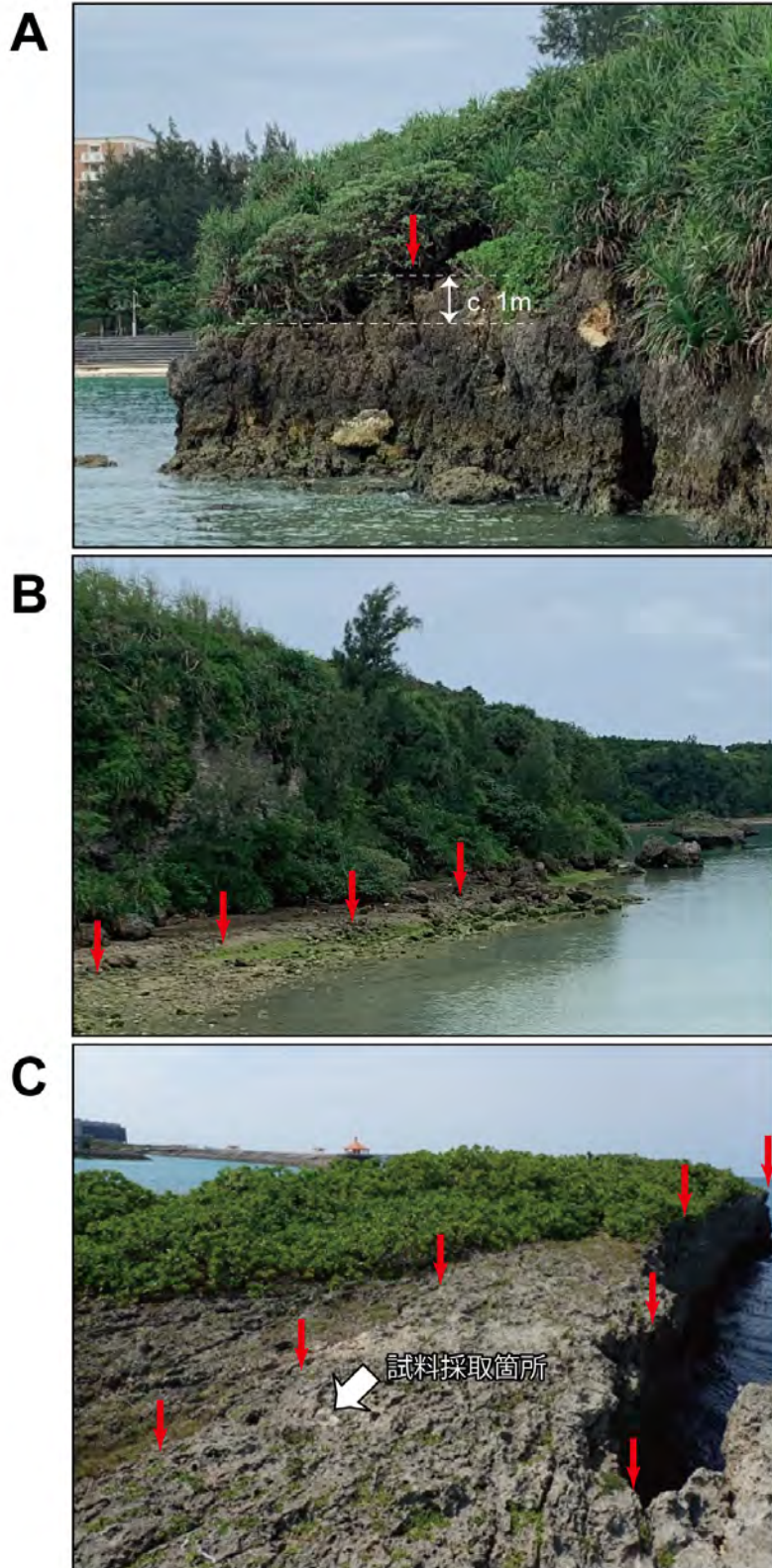


図 52 パイナガマビーチ付近の海成段丘と隆起ベンチ

(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。

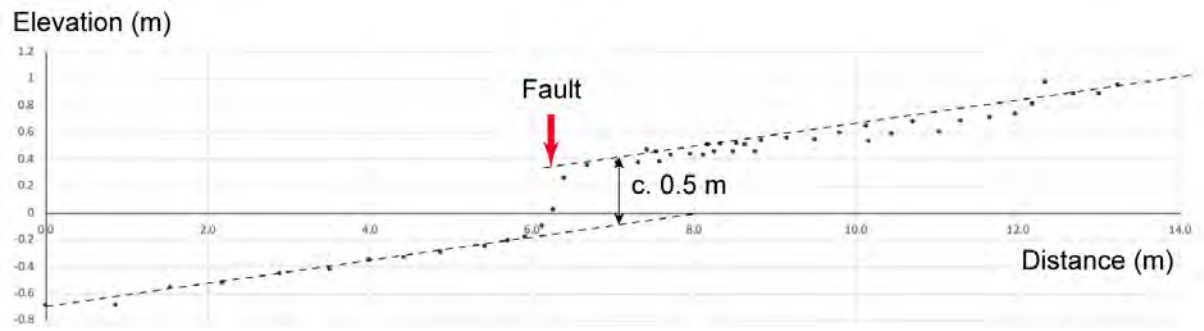


図 53 P2 地点の VRS 測量による地形断面

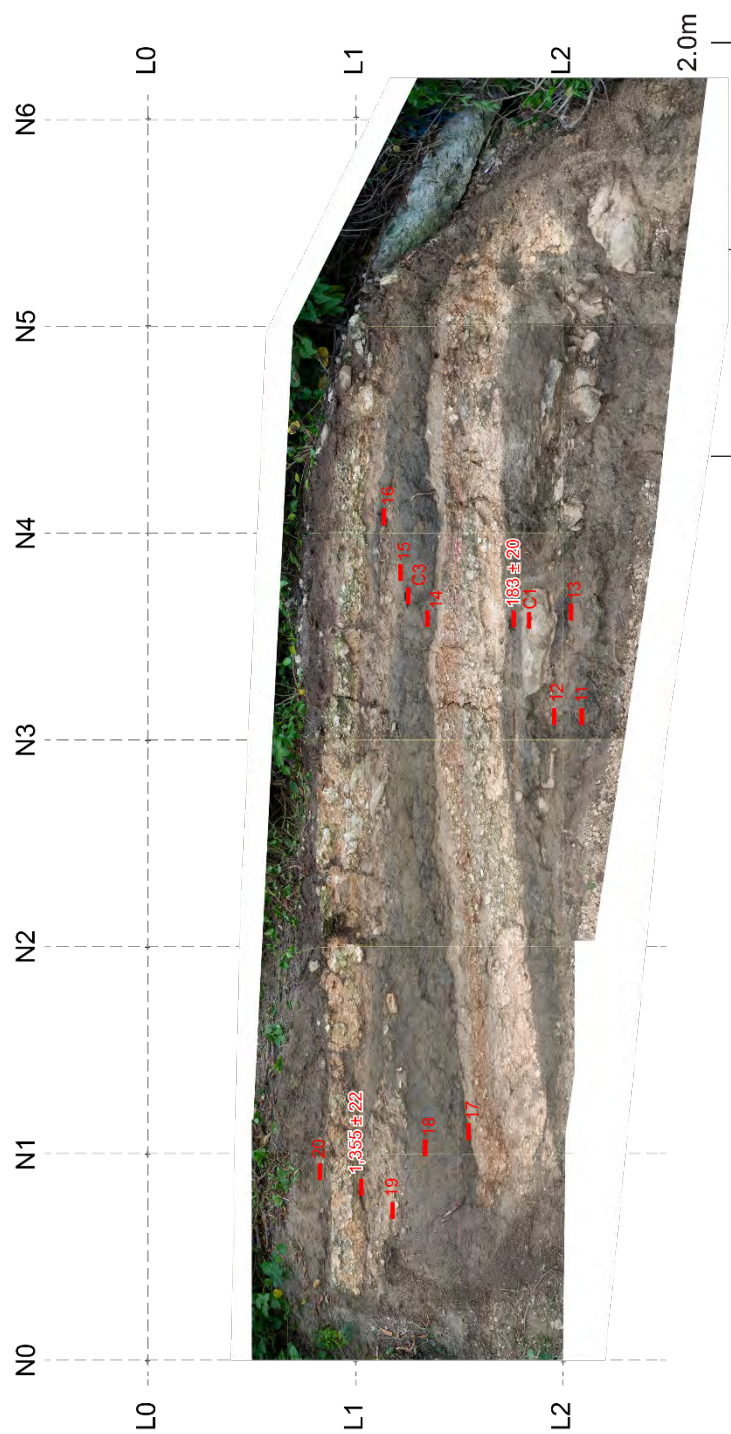


図 54 西原地区における露頭観察結果（露頭写真）

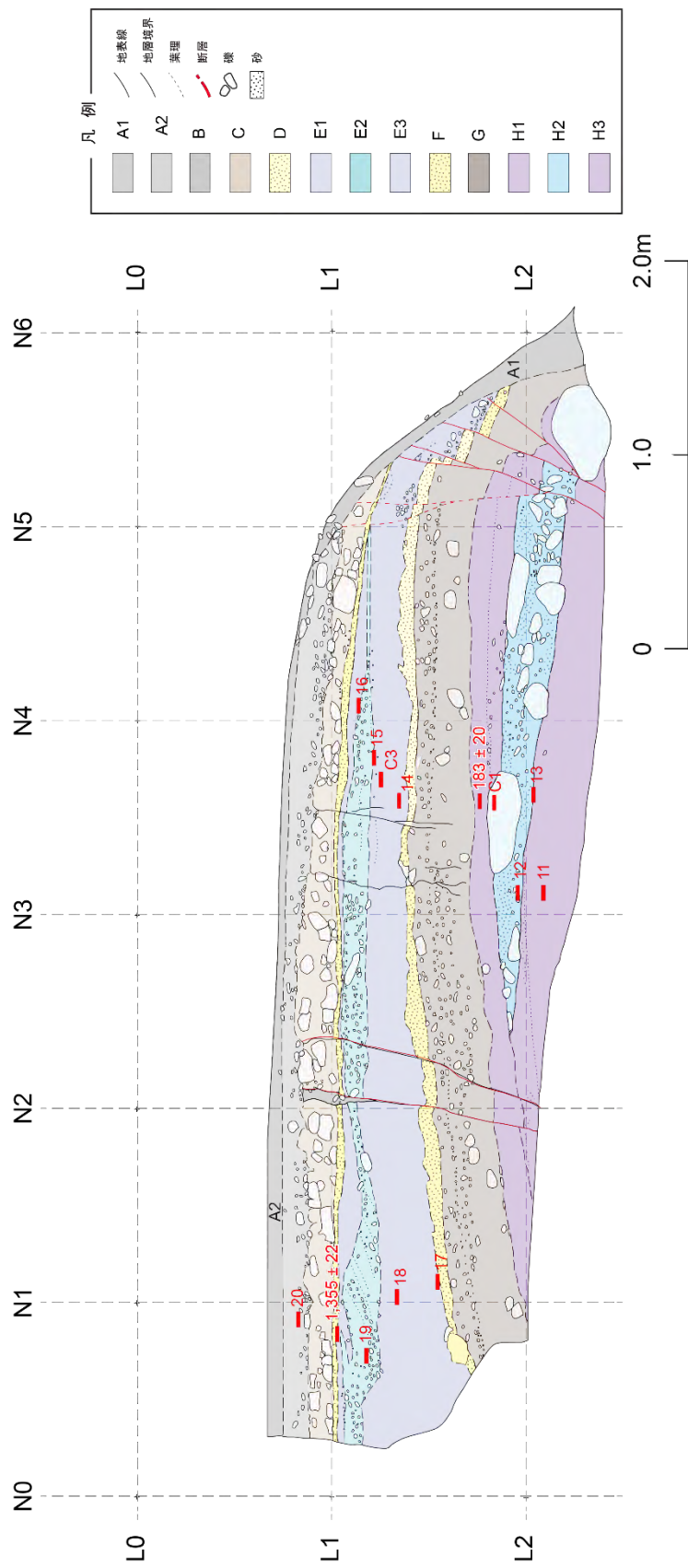


図 55 西原地区における露頭観察結果 (露頭スケッチ)

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 56 宮国地区深江橋周辺の 3D レーザースキャナー測量結果（鳥瞰）

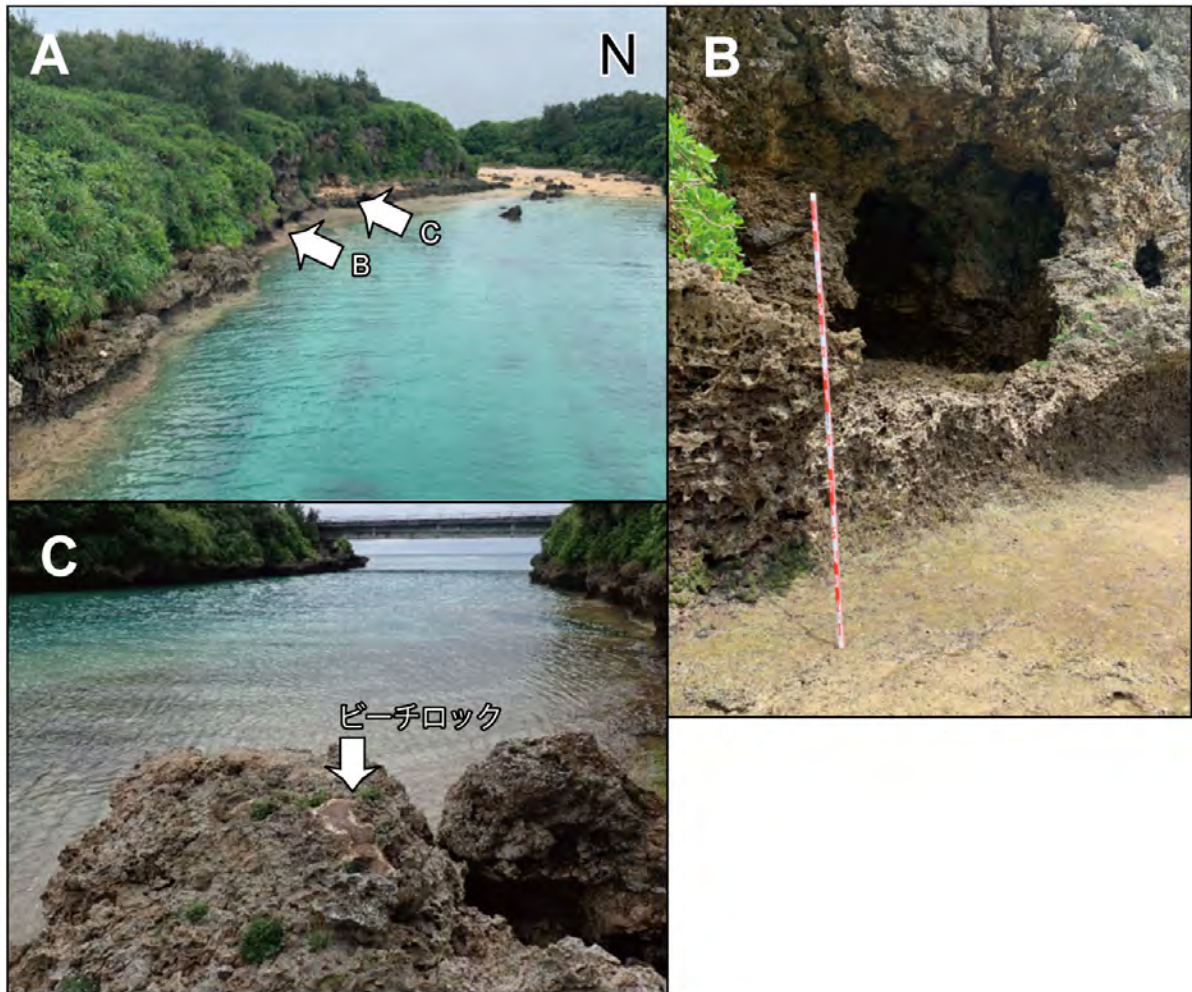


図 57 隆起ノッチ及びビーチロック

(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。

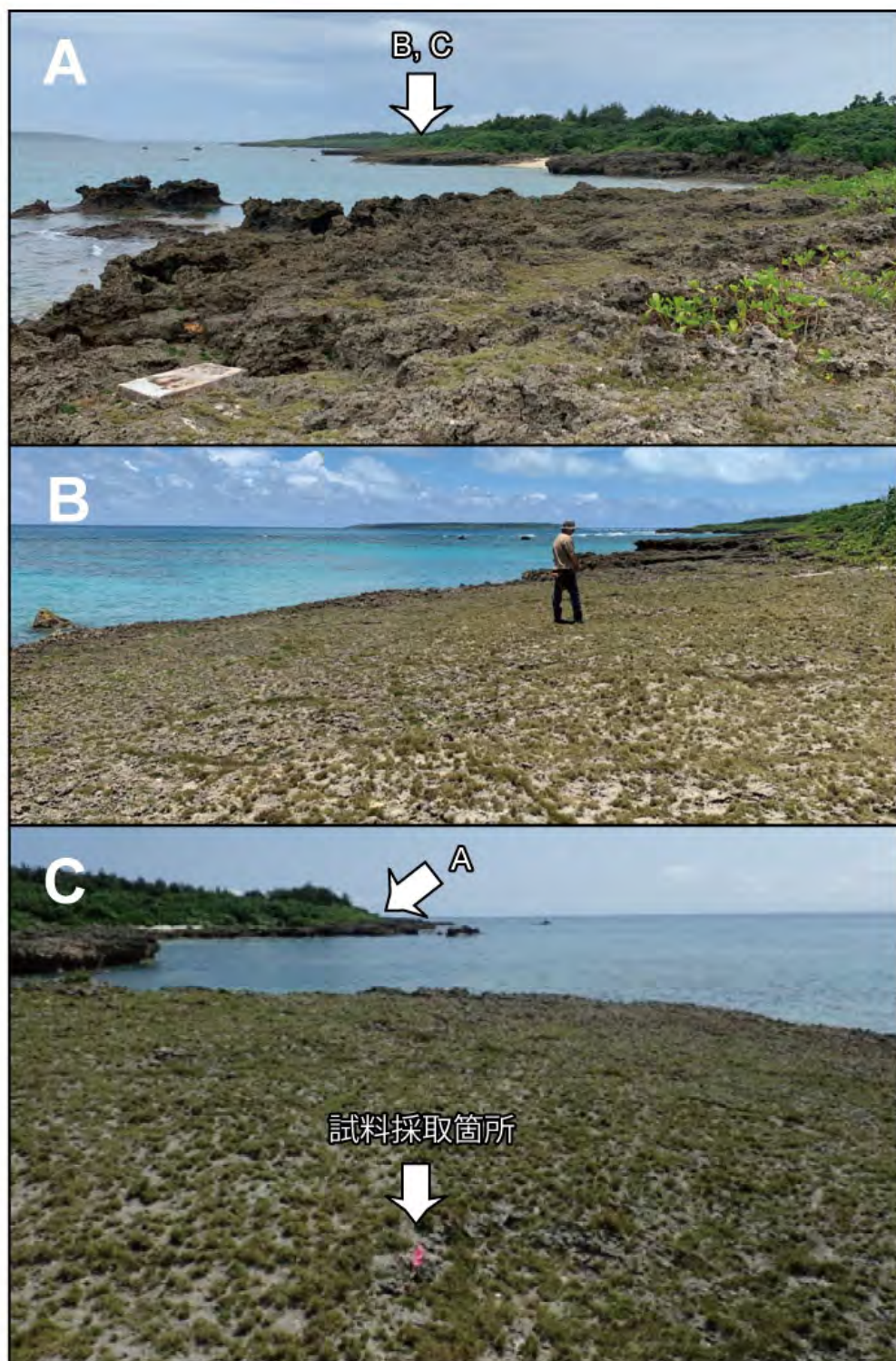


図 58 深江橋付近隆起ベンチ

(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 59 農道脇露頭の試料採取状況



図 60 砂川地点の試料採取状況

5) 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及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。そのため、令和6年度は未分析の試料について測定し、活動時期を絞り込んだ。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した。

(d) 令和6年度の業務の成果

1) 調査の概要

宮古島断層帯の活動性調査を目的に、令和5年度はボーリング・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及び放射性炭素年代測定用試料を採取した。令和6年度は、表面照射年代測定用試料及び放射性炭素年代測定用試料について計測及び分析を行い、年代測定を行った。また、それらが示す年代から本断層帯の活動性評価を行った。また、伊良部島の下地島空港北西部にて地形・地質調査を行った。その結果、宮古島断層帯西部の、特に腰原断層系の活動時期として、1千5百年前以後、1千2百年前以前に一回、約1万年前以後、約6千年前以前に一回の活動が推定された。また、平均上下変位速度として2つのトレースから0.1 m/千年程度の値が得られた。

2) はじめに

宮古島断層帯は、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される（図1）。地震調査研究推進本部による評価では、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（ともり）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される。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される。

令和5年度にかけての調査により、宮古島及び周辺海域の断層や変動地形の分布を明らかにした（図7）。特に、嘉手断層系の分布するパイナガマビーチ周辺で断層変位した隆起ベンチを見出した。また、平良久貝においてボーリング調査及びトレンチ調査を実施し、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。令和6年度は上記の隆起ベンチやトレンチ、露頭において採取された年代試料を分析し、宮古島断層帯の活動性について検討した。

3) 調査手法

a) 地形地質調査

令和4年度の調査により伊良部島の北部では佐和田断層の東西延長に北東－南西走向の北落ちの断層が認められた。少なくとも下地島の西岸まで延びる可能性が地形データから判読された。断層トレースの観察とマッピングのため、伊良部島下地島空港西側のトレース沿いに調査を行った（図61）。調査の際には陸上からの観察と水中調査を実施し、海底地形の変形を観察した。

令和5年度の調査により、西原の断層露頭の観察の結果、長沼断層系が最近活動している可能性が示された。そこで、長沼断層系沿いの海岸地形に現れた変形の有無について調査したところ、

池間島北岸において離水ベンチが認められた。それらについてレーザー測距計（BOSCH GLM150-27C）をもちいて簡易的な地形計測を実施した（図 61）。

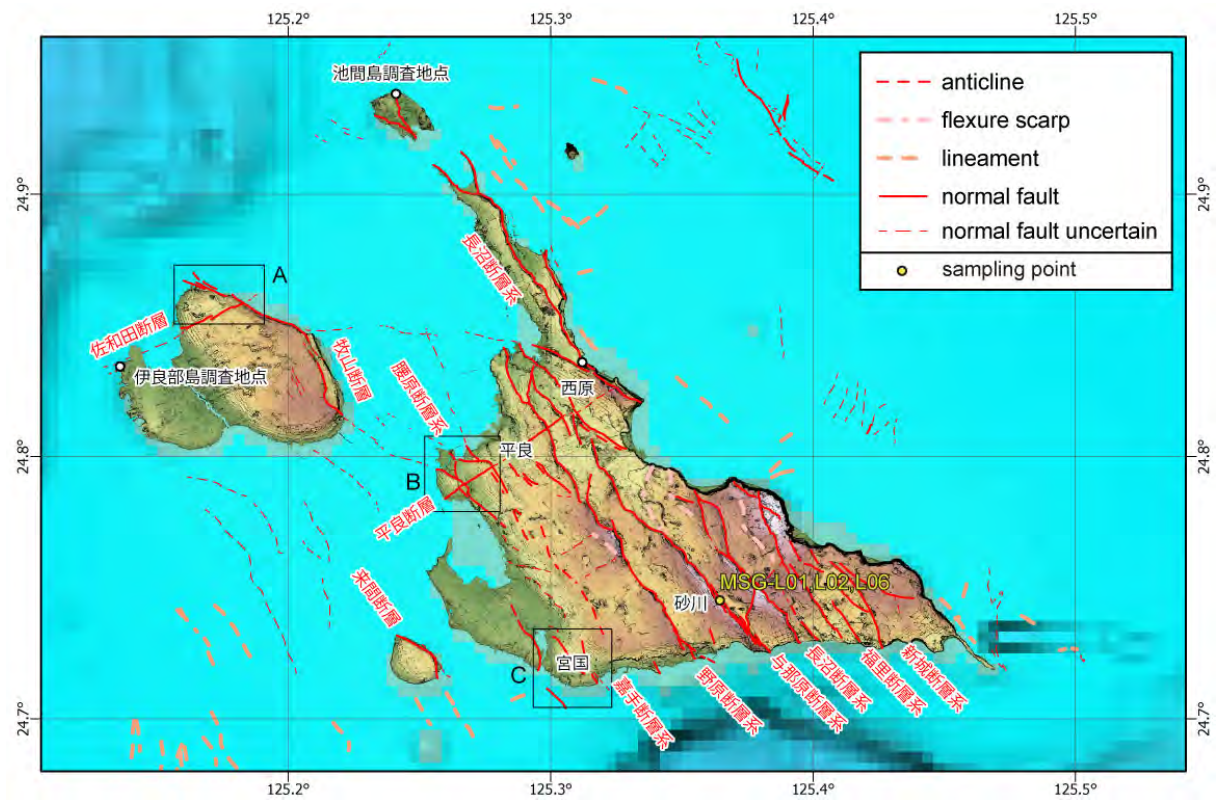


図 61 令和 6 年度の宮古島断層帯の調査対象地域

黒枠は A が図 64、B が図 72、C が図 73 の範囲を示す。黄色の丸は宇宙線生成核種分析試料の採取箇所。

b) 放射性炭素年代測定

放射性炭素年代測定は、波食ノッチや離水ベンチから採取した生物遺骸、トレンチから採取した土壌試料に対して行った。測定は、令和5年度に分析した試料は、株式会社地球科学研究所を通して Beta Analytic Inc. に依頼し、令和6年度に分析した試料は東京大学大気海洋研究所に依頼した。暦年較正は OxCal v4.4 (Bronk Ramsey, 2009) を使用し、較正曲線として生物遺骸は Marine20 (Heaton et al., 2020)、土壌試料は IntCal20 (Reimer et al., 2020) を使用した。宮古島におけるローカルリザーバー効果は報告されていないため、本調査では考慮していないが、宮古島近傍では、例えば石垣島において $\Delta 35 \pm 25$ yr が報告されている (Hideshima et al., 2001)。本報告で記載した生物遺骸起源の年代は数十年程度若くなる可能性がある。

c) 宇宙線生成核種蓄積量の計測

石灰岩の場合、宇宙線生成核種として主に方解石から生成される放射性塩素 (^{36}Cl) を使用することができる (Gosse and Phillips, 2001; 松四, 2017)。宮古島に分布する石灰岩を採取し、 ^{36}Cl を用いた剝削速度と表面照射年代の推定を試みた。

岩石試料は、Stone (1996) に従って処理を行った。まず、試料はジョークラッシャー及びディスクミルを用いて粉碎した。このうち、試験篩を用いて 250–500 μm の粒径に分級した試料について、塩素抽出処理を行った。塩素抽出処理は東京大学総合研究博物館タンデム加速器研究施設に依頼した。また、75 μm 以下の粒子を分級し、全岩組成分析を行った。全岩組成分析は日鉄鉱コンサルタント株式会社を通し、ActLabs 社へ依頼した。

塩素抽出処理は、Stone (1996) に従い、以下のように行った。微粉碎された岩石試料を洗浄し、希硝酸によるエッチングを行った。その後、秤量した試料を濃硝酸にて酸分解した。キャリアを加えた後、硝酸銀溶液を加え、塩化銀を生成した。生成した塩化銀は硝酸バリウム処理により脱硫を行った後、塩化銀を再生成した。この塩化銀を洗浄し、乾燥させて、加速器分析用の塩化銀粉末を作製した。なお、酸分解後の抽出溶液は、一部を分取し、その他の分析（塩化物分析、全岩組成分析等）に供した。作業手順のフローチャート及び作業写真は、それぞれ図 62 及び図 63 に示した。

塩素の同位体比 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$) の計測は東京大学総合研究博物館タンデム加速器研究施設 (MALT) に依頼した。岩石中に含まれる塩素濃度はいわゆる同位体希釈法 (isotope dilution analysis: Desilets et al., 2006; 松四, 2017) を用いることで正確な濃度を計測することが可能である。しかし、MALT では同位体希釈法による計測が難しいため、塩素濃度の分析は同研究施設内の Ion Chromatography (IC) を用いて計測した。

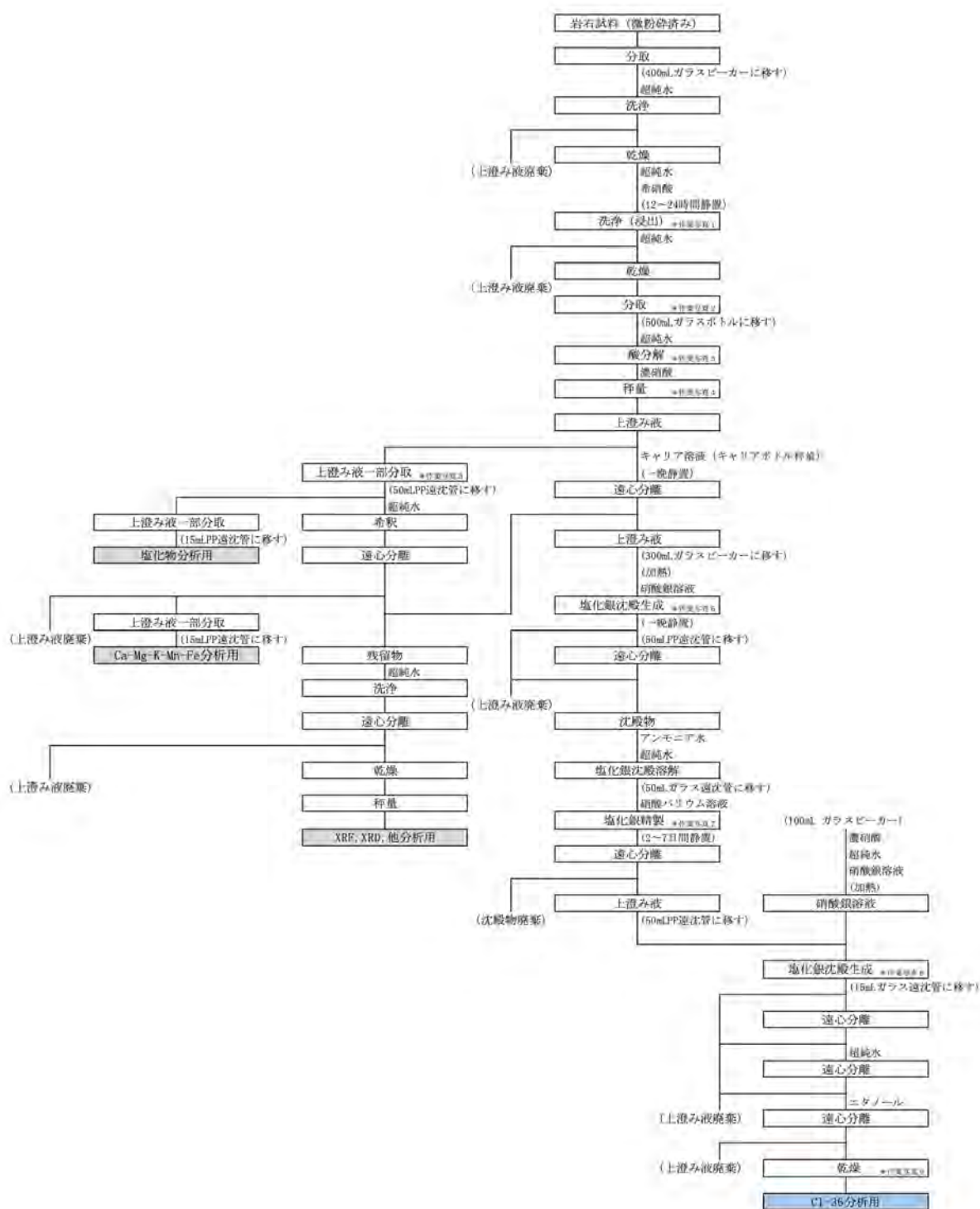


図 62 塩素 36 (^{36}Cl) 分析のための前処理のフローチャート



1. 試料の洗浄



2. 試料の分取



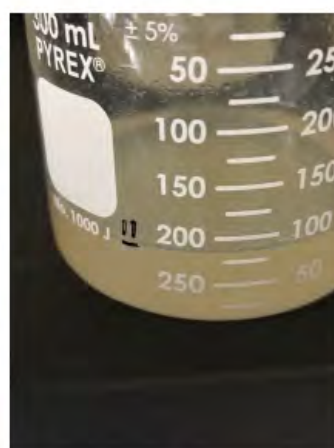
3. 酸分解



4. 秤量



5. 他分析用分取



6. 塩化銀沈殿生成



7. 脱硫工程



8. 塩化銀沈殿再生成



9. 塩化銀乾燥

図 63 塩素 36 (^{36}Cl) 分析のための前処理の作業写真

d) 表面照射年代及び削剥速度の推定

任意時点での深度 x cm の核種濃度 C (atoms/g) の時間変化は(1)式で示した微分方程式によってモデル化できる。

$$\frac{\partial C(x, t)}{\partial t} = \sum_i P_i(x) - C(x, t)\lambda - \varepsilon \frac{\partial C(x, t)}{\partial x} \quad (1)$$

ここで t は時間 (yr)、 $P_i(x)$ は深度 x cm の生成速度、 λ は ^{36}Cl の減衰係数を示す。 ^{36}Cl の生成過程は主に5つあり、(1) 中性子による核破砕反応、(2) 負電荷ミューオンの捕獲のほか、(3) 核破砕反応、(4) 低エネルギーミューオン捕獲反応、(5) 高エネルギーミューオン相互作用に由来する熱中性子の ^{35}Cl による捕獲によって生成する(松四, 2017)。 P_i はそれぞれのプロセスによって生成される核種の生成速度を示す。本調査では、 ^{36}Cl の生成速度は CRONUS-Earth Online Calculator を使用して求めた(Marrero et al., 2016; 2021)。

ここでは、 ^{36}Cl の半減期を 301 kyr として減衰係数を求め、中性子の平均減衰長を 160 g/cm² (Lal, 1991)、ミューオンの平均減衰長を 1500 g/cm² (Braucher et al., 2003) とした。

任意時間 t のときの深度 x cm 核種濃度 C は(1)式を時間で積分することで(2)式で表される。

$$C(x, t) = C_0 e^{-\lambda t} + \sum_i \frac{P_i(x)}{\lambda + (\rho/\Lambda_i)\varepsilon} (1 - e^{-(\lambda + (\rho/\Lambda_i)\varepsilon)t}) \quad (2)$$

このとき、 ρ は岩石の密度 (g/cm³)、 Λ は中性子やミューオンの平均減衰長 (g/cm²) を示す。十分な時間が経過したとき ($t \rightarrow \infty$)、(2)式は(3)式のように単純化できる。

$$C(x, t) = + \sum_i \frac{P_i(x)}{\lambda + (\rho/\Lambda_i)\varepsilon} \quad (3)$$

(3)式により、削剥速度と核種の生成がつり合い、平衡状態に達した場合の削剥速度を求めることができる。平衡状態に達していないと考えられ、削剥速度を求めた地点と同様の削剥作用が働いていると考えられる場合、得られた削剥速度を(2)式に代入することにより、表面照射年代が得られる。

深度ごとに採取した試料から、表面照射年代や削剥速度を(2)式もしくは(3)式により求めるには、理論的な深度プロファイルを作成し、試料から得られた蓄積濃度の深度分布(観測値)とよく一致する値を数値的に定める。このとき、尤度関数として(4)式で示した χ^2 値が最小になる(尤度が最大となる)値を求めることで最適解が得られる。

$$\chi^2 = \sum_i \left(\frac{C_{i,obs}^{Cl} - C_{model}^{Cl}}{\sigma_i} \right)^2 \quad (4)$$

$C_{i,obs}^{Cl}$ は測定された ^{36}Cl 蓄積濃度、 σ_i はそれらの誤差を示す。 C_{model}^{Cl} は理論的に求められた ^{36}Cl 蓄積濃度を示す。測定した核種蓄積濃度に加え、生成速度にも誤差が含まれることから、モンテカルロ法により 10^4 個の最適解を求め、ヒストグラムから最頻値と誤差の範囲を求めた。

4) 調査結果

a) 地形地質調査結果

伊良部島・下地島

伊良部島に分布する断層として、佐和田断層が報告されている（活断層研究会編，1991）。地震調査研究本部では、断層長が短いとして評価対象としていない。しかし、令和4年度における沿岸海域も含めた地形判読の結果、東西に延長する可能性が高いことが分かった。そこで、延長部において海底を含む地形調査を実施し、断層変位地形を調査した。

伊良部島北部では、島を取り巻く環礁に見かけ横ずれしたような屈曲が認められる（図 64）。これは断層活動に伴う隆起・沈降作用がサンゴ礁の発達に影響を与えた結果生じたと考えられる。低下側では沈降に伴い、環礁を形成するサンゴ礁が沈み、礁嶺の位置は変化せず海面へ向かって上方へサンゴ礁が発達する。対して、隆起側では、水位が浅くなることによって、礁嶺の外側へとサンゴ礁が発達する。結果、環礁が断層運動によって変位すると、隆起側では環礁の外に向かって成長するため、断層が横切る地点では幅が変化するか屈曲した分布形態を示すことが考えられる。牧山断層の北延長部では、それが顕著に現れており、環礁が断層崖を挟んで見かけ右に屈曲する。一方、佐和田断層の東延長部では、みかけ左屈曲を示す。つまり、牧山断層の東側、佐和田断層の北側が沈降する正断層性の活動が推定できる。佐和田断層による変位は牧山断層のそれより明らかに小さく、本地点では牧山断層の活動がより活発であると推定される。

伊良部島西部では、佐和田断層を延長すると、佐和田の湾を南西方向に横切り、下地島北部の南西走向の直線的な海岸線に一致する。この海岸線のさらに南西延長に位置する環礁は、やや右に屈曲する。この地点において環礁が細かく分かれて分布するが、北側の延長では非常に連続的に分布することから、断層活動による変位が疑われる。この下地島北部の直線的な海岸線について調査した結果、離水ベンチとそれを変位させる開口亀裂群、海底の波食棚に延びる開口亀裂を確認した（図 65 及び図 66）。海岸線沿いでは多数の開口亀裂によって変位した離水ベンチや、海水面から 40 cm ほど離水した比較的平坦な離水ベンチが認められた（図 67）。波食棚の調査では海岸線に平行に延びる、開口亀裂が連続的に認められた（図 67）。これらはたいていの場合並列して現れ、幅 20～40 m 程度の範囲に確認された。

断層の隆起側では、多段化した離水ベンチが認められ、レーザー測距計を使用した簡易的な地形断面測量により、約 4 m、約 2.6 m、0.7～1 m の 3 段の高度に分布することを確認した（図 68）。これらは断層活動に伴う隆起によって形成された隆起ベンチの可能性はある。しかし、今回実施したのは簡易的な測量であるため、検討には断層との位置関係や高度変化などより詳細な情報が必要である。

佐和田断層は東西両端において環礁に変位を与えており、断層近傍の波食棚に開口亀裂を形成させるような変形を生じさせている。また、断層隆起側には隆起ベンチと考えられる地形が認められたことから、活断層の可能性はある。伊良部島島内の佐和田断層は長さ 3 km に満たないが、

北東部の環礁から北西部の環礁まで延長するとその長さは5.5 km 程度となる。さらに海側へ延長する可能性は否定できないことから、長さはそれ以上と考えられる。



図 64 伊良部島北部の断層分布

背景は地理院タイルの全国最新写真（シームレス）を使用。断層の凡例は図 24 を参照。

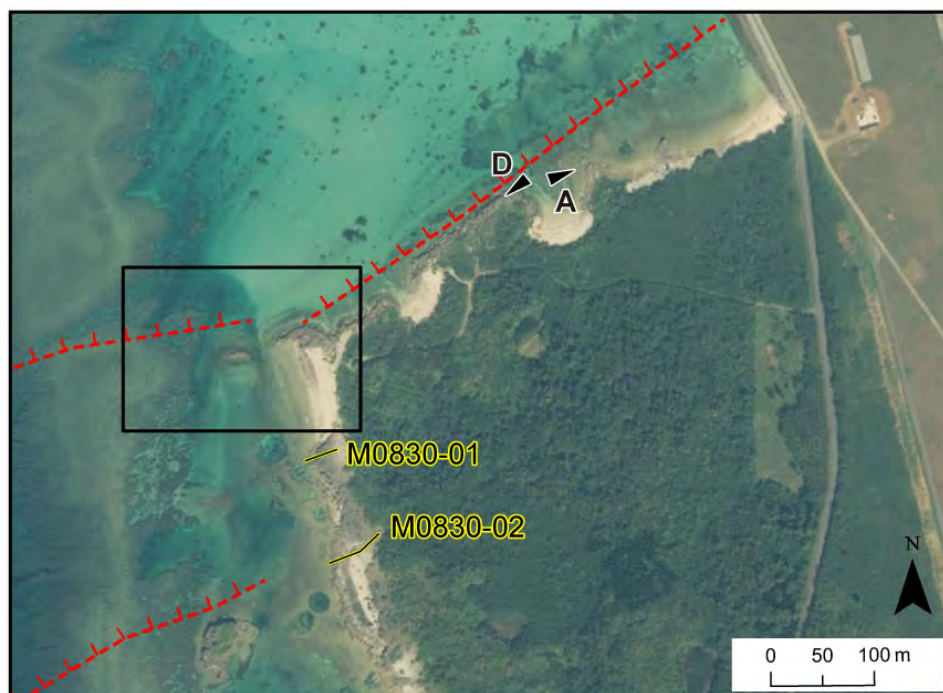


図 65 伊良部島西部の断層分布

背景は地理院タイルの全国最新写真（シームレス）を使用。断層の凡例は図 24 を参照。図中の
 枠線は図 66 の範囲を示す。A 及び D と黒三角は図 67 の撮影位置と撮影方向を示す。

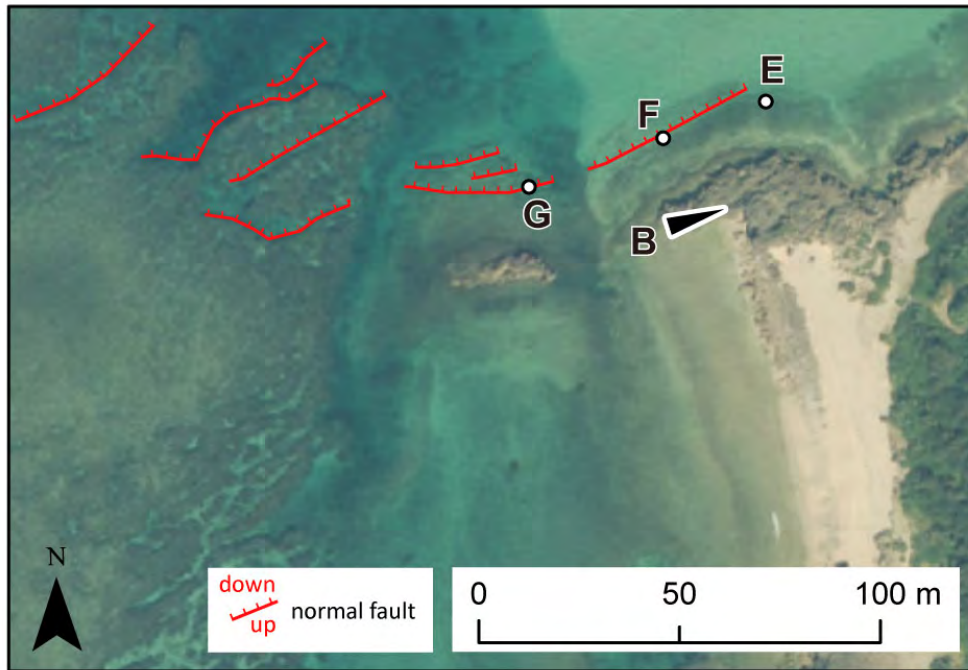


図 66 伊良部島北部の断層分布

背景は地理院タイルの全国最新写真（シームレス）を使用。図中のBと黒三角は図 67 B の撮影位置と撮影方向を示す。E～Gは図 67 E、F、及びGのおおよその撮影位置を示す。

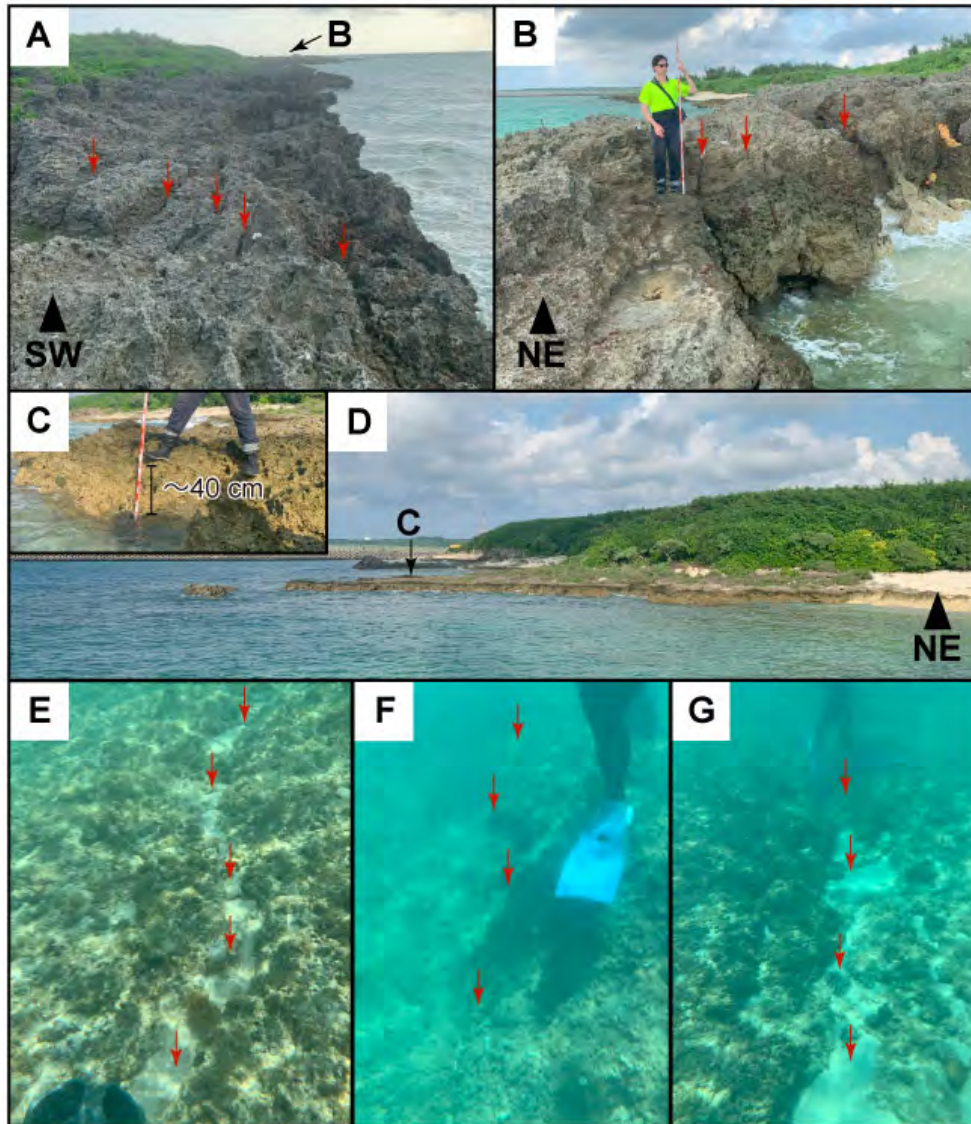
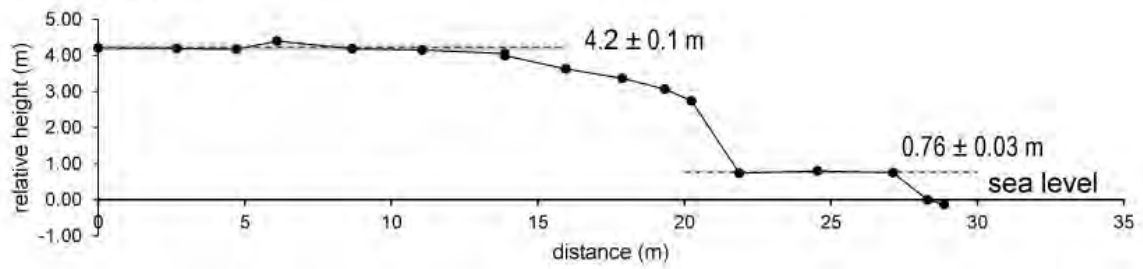


図 67 伊良部島西部の断層変位地形

(A、B) 離水ベンチ上にみられる開口亀裂。多数の開口亀裂が海岸線に沿って分布し、海側に高度が低下する。赤矢印は開口亀裂の位置を示す。(C、D) 伊良部島西部に分布する離水ベンチ。(E～G) 伊良部島西部海岸沿いの波食棚にみられる開口亀裂。赤矢印は開口亀裂の位置を示す。

(A) M0830-01



(B) M0830-02

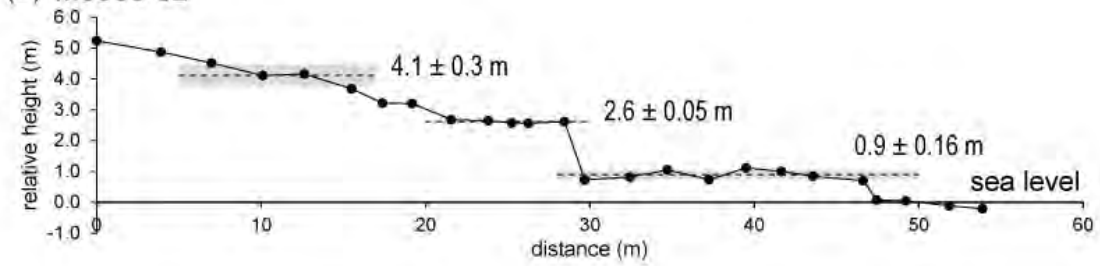


図 68 伊良部島西部の多段離水ベンチの地形計測結果

測線の位置は図 65 に示す。計測時の海水面からの相対高度を計測し、計測時間から潮汐補正を行った。(A) M0830-01 測線。(B) M0830-02 測線。

池間島

池間島には長沼断層系の北部に位置する。西原露頭から長沼断層系の活動が示唆されたことから、海岸沿いに地形地質調査を行った。その結果、池間島の海岸線において、離水ベンチとそれに対応する離水したノッチが認められた。それらの高度分布を明らかにするため、レーザー測距計を用いた簡易的な地形測量を行った。

池間島北岸の砂浜海岸に離水したベンチが連続的に認められた。離水ベンチはおおむね平坦で、背後の海食崖には波食ノッチが付随していた。ノッチの一部にはビーチロックの付着が認められた。海岸の西端から3測線計測を行った結果、M0829-01 測線で 1.9 m、M0829-02 測線及び M0829-03 測線で 1.2 m の高度（海水面からの相対高度）に分布することを確認した（図 71）。また、砂浜の東側では、顕著なノッチが離水しており、計測時の海水位から相対高度は約 1.2～1.5 m であった。

これらはほぼ同じ時期に形成されたと考えられるが、現地での観察と地形計測の結果、西から徐々に高度が下がる傾向が認められた。長さ 300 m の範囲で海水準に違いが生じることは考えにくいことから、離水後に変位した可能性が考えられる。離水時期は不明であるが、侵食されやすいビーチロックが残存していることから、完新世以降と推定され、長沼断層系がそれ以降に活動したことを示唆する。

判読した断層は M0829-02 測線と M0829-03 測線の上に位置しており、相対高度に違いが認められた M0829-01 測線と M0829-02 測線の間とはずれるが、断層が地表に現れておらず、地表で幅 100～200 m の撓曲変形を伴うとすると矛盾しない。

今回は簡易的な測量と予察的な調査を実施したに過ぎないことから、より詳細な検討には、離水ベンチの高度変化、断層との位置関係、ビーチロックの放射性炭素年代など、より詳細な情報が必要である。

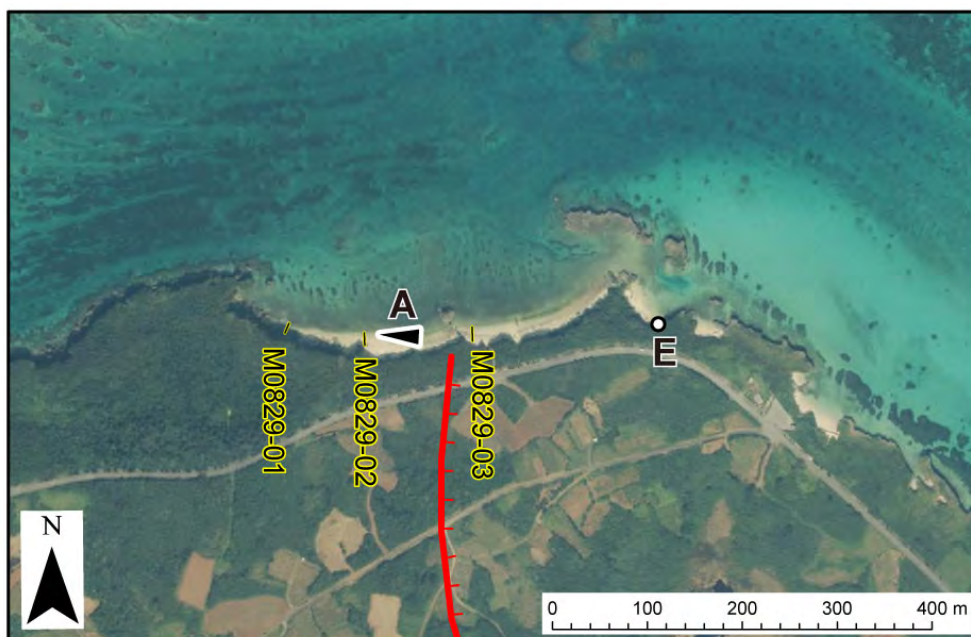


図 69 池間島北縁の調査地点

背景は地理院タイルの全国最新写真（シームレス）を使用。断層の凡例は図 24 を参照。AとEは図 70A 及び図 70E の撮影位置。

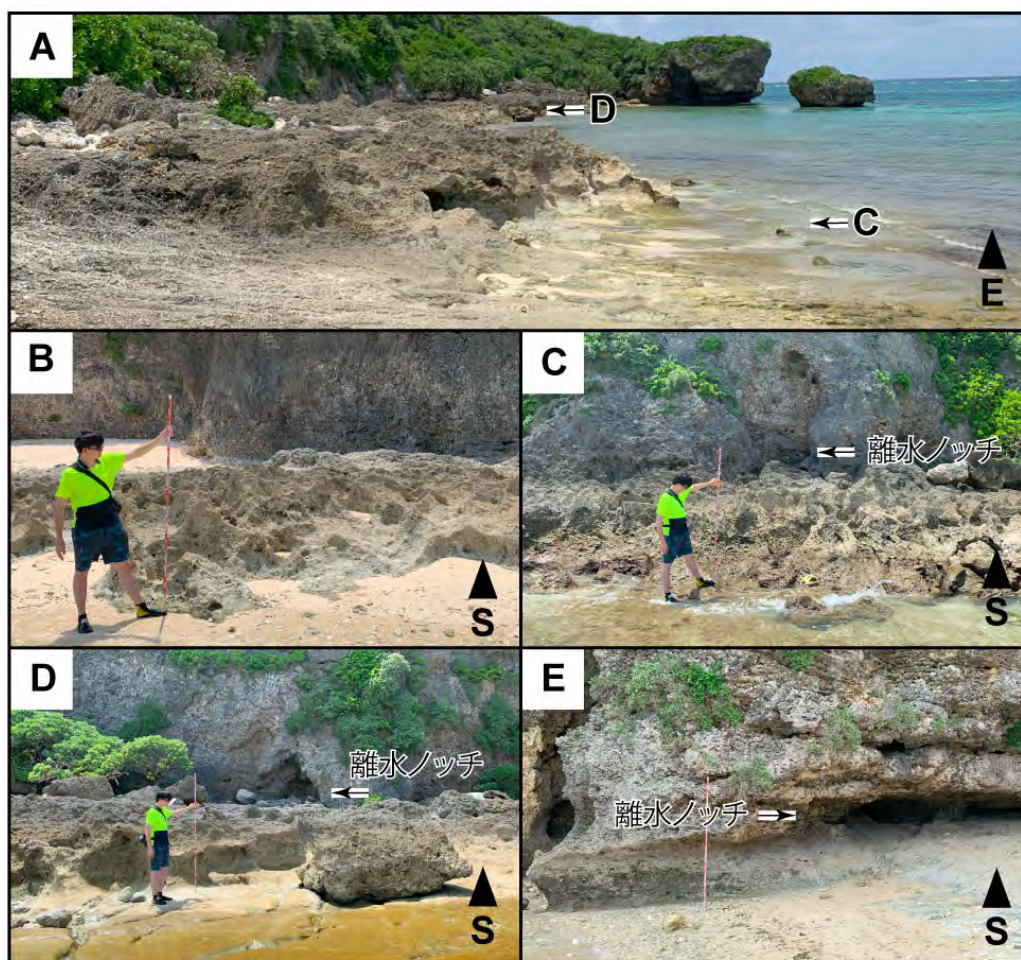


図 70 池間島北縁の離水ベンチ

写真のスケールバーは 2 m。(A) 東に向かって撮影。D 及び C は図 70C 及び図 70D の撮影地点。(B) M0829-03 測線位置。南に向かって撮影。(C) M0829-02 測線位置。南に向かって撮影。離水ベンチとノッチが認められる。ノッチにはビーチロックの付着が認められた。(D) M0829-03 測線位置。南に向かって撮影。離水ベンチとノッチが認められる。(E) 離水したノッチ。南に向かって撮影。

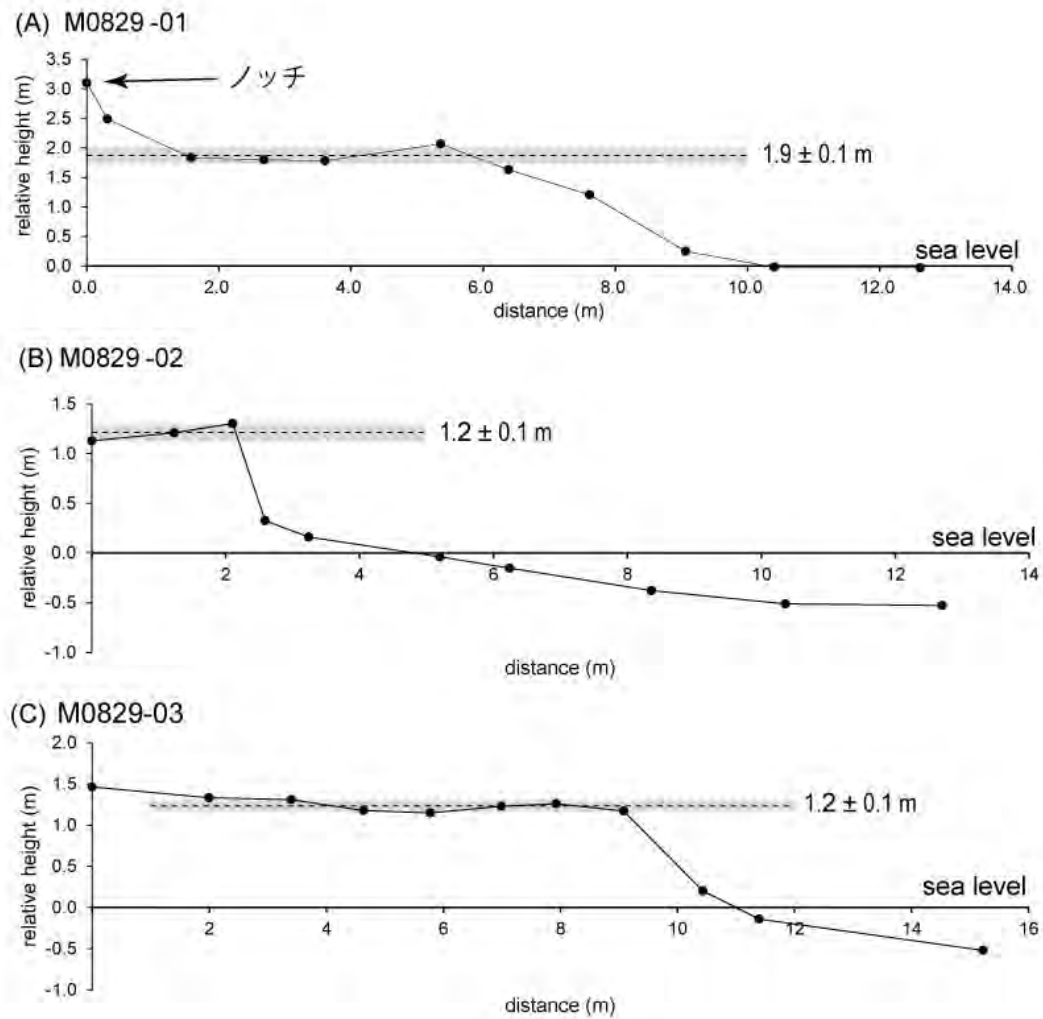


図 71 池間島北縁の多段離水ベンチの地形計測結果

測線の位置は図 69 に示す。計測時の海水面からの相対高度を計測し、計測時間から潮汐補正を行った。(A) M0829-01 測線。(B) M0829-02 測線。(C) M0829-03 測線。

b) 放射性炭素年代測定結果

令和5年度では、久貝トレンチで3試料、西原露頭で2試料のみを測定したが、それぞれの地層の年代を精度良く定めるため、久貝トレンチで20試料、西原露頭で5試料を追加で測定した。また、離水ベンチや多段化したノッチの離水時期を定めるため、久貝や宮国の海岸沿いから採取した5試料について放射性炭素年代測定を行った。令和5年度に採取・計測した試料を含め、採取試料のリストを表9にまとめた。測定結果と暦年較正結果を表10に示した。

i) 久貝トレンチの年代測定結果

得られた暦年較正結果を久貝トレンチのスケッチ上にプロットした(図72)。トレンチのA層からは、MKG-TN1、MKG-TN6、MKG-TN7、MKG-TS1を採取し、それぞれ暦年較正年代として、684-652 cal BP、1,519-1,363 cal BP、4,858-4,653 cal BP、1,550-1,411 cal BPを示し、652~4,858 cal BPの範囲の年代が得られた。

B層からは、MKG-T05(開口亀裂から採取)、MKG-TN2、MKG-TN8、MKG-TS2を採取し、それぞれ暦年較正年代として、6,187-5,944 cal BP、5,588-5,473 cal BP、7,706-7,585 cal BP、4,862-4,651 cal BPを示し、4,651~7,706 cal BPの範囲の年代が得られた。

C1層からは、MKG-T03、MKG-TN4、MKG-TN9、MKG-TS3を採取し、それぞれ暦年較正年代として、8,537-8,391 cal BP、14,805-14,076 cal BP、10,183-9,905 cal BP、11,996-11,756 cal BPを示し、8,391~14,805 cal BPの範囲の年代が得られた。

C2層からは、MKG-TN10、MKG-TN11を採取し、それぞれ暦年較正年代として、15,861-15,560 cal BP、16,824-16,397 cal BPを示し、15,560~16,824 cal BPの範囲の年代が得られた。

C3層からは、MKG-T02、MKG-TN12を採取し、それぞれ暦年較正年代として、14,760-14,053 cal BP、18,690-18,284 cal BPを示し、14,053~18,690 cal BPの範囲の年代が得られた。

D層からは、MKG-TN13、MKG-TN14、MKG-TS4、MKG-TS5、MKG-TS6を採取し、それぞれ暦年較正年代として、15,492-15,132 cal BP、6,395-6,287 cal BP、13,240-13,096 cal BP、13,457-13,304 cal BP、8,377-8,198 cal BPを示し、6,287~15,492 cal BPの範囲の年代が得られた。

E層からは、MKG-T01、MKG-T04を採取し、それぞれ暦年較正年代として、7,247-7,002 cal BP、7,725-7,580 cal BPを示し、7,002~7,725 cal BPの範囲の年代が得られた。

トレンチでは、各地層の年代を精度よく推定するため、主に3つの測線を設定し、測線に沿って試料を採取した。それらの年代測定結果(暦年較正済み、 2σ)と深度をプロットすると、図73のようになった。N5.5に関しては、下位の地層ほど古い年代を示した。N12.5では、MKG-T03やMKG-T02が年代の逆転を示し、D層以深から採取した試料はすべてC2層から採取したMKG-TN10及びMKG-TN11、C3層から採取したMKG-TN12、より新しい年代を示した。S9.5では、C1層までは下位の地層ほど古い年代を示した。D層においても、MKG-TS4及びMKG-TS5はC1層から採取したMKG-TS3よりやや古い年代を示した。D層下位から採取したMKG-TS6はそれらより新しい年代を示した。

得られた放射性炭素年代測定結果から、各地層の年代を推定する。A層はほぼB層から採取された試料より新しい年代を示している。A層下位から採取した MKG-TN7 とB層上位から採取した MKG-TS1 はほぼ同じ年代を示しており、A・B境界の年代とみなせる。したがって、A層の堆積時期は6百～4千9百年前と見積もられる。B層から得られた年代はA層から得られた年代より古く、C1層から得られた年代より新しく、矛盾がない。したがって、B層の堆積時期は4千7百～7千7百年前と見積もられ、少なくとも後述する MKG-TN9 の年代から1万年前より新しいと考えられる。

C1層から得られた年代は、MKG-T03 と MKG-TN9 で逆転する。N12.5における結果と比較すると、IAAによって計測された結果は、AORIにおいて計測された結果より新しい年代を示す傾向が認められる。下位のC2層やC3層は有機質で、年代測定結果の信頼性が高いことから、これらの地層から採取し、AORIによって分析された試料の示す結果を重視すると、C1層の堆積時期は1万～1万5千年前と見積もられ、少なくとも MKG-TN8 の年代から7千6百年前より古く、MKG-TN10 の年代から1万6千年前より新しいと考えられる。C2層については、MKG-TN10 及び MKG-TN11 の示す年代から、堆積時期は1万6千年前～1万7千年前と見積もられ、少なくとも MKG-TN4 の年代から1千4千年前より古く、MKG-TN12 の年代から1万9千年前より新しいと考えられる。C3層については、MKG-TN12 の示す年代から、堆積時期は1万8千年前～1万9千年前ごろと見積もられ、少なくとも MKG-TN11 の年代から1千6千年前より古いと考えられる。

D層及びE層については、上位より新しい年代を示す傾向が認められる。S9.5では、MKG-TS3よりもやや古い年代を示すが、C2層やC3層から採取した試料が示す年代より新しい。D層及びE層は炭素含有率が低く、年代測定が困難であった。そのため、これらは地層の年代を示していない可能性が高い。したがって、D層及びE層の年代は1万8千年前より古いとしか言えない。

表 9 放射性炭素年代測定試料

地点名	試料番号	採取層準		試料	備考
久貝トレンチ	MKG-T01	N12.5-H3.35	E	有機質シルト	植物根
	MKG-T02	N12.6-H1.95	C3	有機質シルト	有機質層
	MKG-T03	N12.7-H1.4	C1	有機質シルト	赤土下部
	MKG-T04	N13.65-H2.88	E	有機質シルト	
	MKG-T05	N20.7-H1.28	B(開口亀裂)	有機質シルト	
	MKG-TN1	N5.5_0.30-0.32m	A	シルト	
	MKG-TN2	N5.5_0.60-0.62m	B	シルト	
	MKG-TN4	N5.5_1.20-1.22m	C1	シルト	
	MKG-TN6	N12.5_0.30-0.32m	A	シルト	
	MKG-TN7	N12.5_0.60-0.62m	A	シルト	
	MKG-TN8	N12.5_0.90-0.92m	B	シルト	
	MKG-TN9	N12.5_1.20-1.22m	C1	シルト	
	MKG-TN10	N12.5_1.50-1.52m	C2	シルト	
	MKG-TN11	N12.5_1.80-1.82m	C2	シルト	
	MKG-TN12	N12.5_2.10-2.12m	C3	シルト	
	MKG-TN13	N12.5_2.40-2.42m	D	シルト	
	MKG-TN14	N12.5_2.70-2.72m	D	シルト	
	MKG-TS1	S9.5_0.30-0.32m	A	シルト	
	MKG-TS2	S9.5_0.60-0.62m	B	シルト	
	MKG-TS3	S9.5_0.90-0.92m	C1	シルト	
	MKG-TS4	S9.5_1.20-1.22m	D	シルト	
	MKG-TS5	S9.5_1.50-1.52m	D	シルト	
	MKG-TS6	S9.5_1.80-1.82m	D	シルト	
久貝海岸沿い	MKG-C01a			有孔虫	
	MKG-C01b			貝	
	MKG-C02			カキ	
	MKG-C03			シャコ貝	
西原露頭	MNH-C01			ビーチロック	
	MNH-C02			腐植	
	MNH-C03			腐植	
	MNH-C04			腐植	
	MNH-C11			露頭	
	MNH-C16			露頭	
	MNH-C20			露頭	
宮国海岸	MMK-C01			有孔虫	

表 10 暦年較正結果

Location	Sample	Code	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	PMC (%)	^{14}C age (yBP, $\pm 1\sigma$)	Calibration curves ^a	Calibrated Age (cal BP, 2σ)
Kugai Trench	MKG-T01	IAAA-232225	-21.49 $\pm$ 0.23	46.13 $\pm$ 0.17	6214 $\pm$ 28	IntCal20	7247–7002
	MKG-T02	IAAA-232226	-14.8 $\pm$ 0.22	21.78 $\pm$ 0.11	12245 $\pm$ 40	IntCal20	14760–14053
	MKG-T03	IAAA-232227	-21.55 $\pm$ 0.18	38.52 $\pm$ 0.15	7663 $\pm$ 30	IntCal20	8537–8391
	MKG-T04	YAUT-100903	-14 $\pm$ 2.54	42.78 $\pm$ 0.2	6821 $\pm$ 38	IntCal20	7725–7580
	MKG-T05	YAUT-100832	-22.51 $\pm$ 1.47	51.77 $\pm$ 0.18	5289 $\pm$ 29	IntCal20	6187–5944
	MKG-TN1	YAUT-100833	-21.78 $\pm$ 0.82	91.41 $\pm$ 0.23	722 $\pm$ 20	IntCal20	684–652
	MKG-TN2	YAUT-100904	-20.04 $\pm$ 1.71	55.11 $\pm$ 0.2	4787 $\pm$ 30	IntCal20	5588–5473
	MKG-TN4	YAUT-100836	-21.13 $\pm$ 1.58	21.65 $\pm$ 0.11	12292 $\pm$ 40	IntCal20	14805–14076
	MKG-TN6	YAUT-100837	-17.73 $\pm$ 1.80	82.47 $\pm$ 0.31	1549 $\pm$ 30	IntCal20	1519–1363
	MKG-TN7	YAUT-100905	-21.33 $\pm$ 1.22	59 $\pm$ 0.19	4239 $\pm$ 26	IntCal20	4858–4653
	MKG-TN8	YAUT-100906	-22.4 $\pm$ 1.31	42.76 $\pm$ 0.16	6825 $\pm$ 30	IntCal20	7706–7585
	MKG-TN9	YAUT-100909	-24.02 $\pm$ 1.47	32.99 $\pm$ 0.14	8909 $\pm$ 34	IntCal20	10183–9905
	MKG-TN10	YAUT-100911	-17.87 $\pm$ 1.09	19.57 $\pm$ 0.1	13103 $\pm$ 40	IntCal20	15861–15560
	MKG-TN11	YAUT-100912	-18.7 $\pm$ 1.64	18.13 $\pm$ 0.1	13718 $\pm$ 44	IntCal20	16824–16397
	MKG-TN12	YAUT-100913	-22.03 $\pm$ 1.74	15.03 $\pm$ 0.09	15224 $\pm$ 48	IntCal20	18690–18284
	MKG-TN13	YAUT-100915	-18.99 $\pm$ 1.65	20.3 $\pm$ 0.11	12808 $\pm$ 42	IntCal20	15492–15132
	MKG-TN14	YAUT-100916	-21.4 $\pm$ 1.75	50.22 $\pm$ 0.19	5534 $\pm$ 31	IntCal20	6395–6287
	MKG-TS1	YAUT-100917	-19.54 $\pm$ 1.40	81.62 $\pm$ 0.25	1632 $\pm$ 25	IntCal20	1550–1411
	MKG-TS2	YAUT-100918	-21.65 $\pm$ 1.80	58.97 $\pm$ 0.22	4242 $\pm$ 30	IntCal20	4862–4651
	MKG-TS3	YAUT-100919	-21.71 $\pm$ 0.31	28.03 $\pm$ 0.11	10216 $\pm$ 33	IntCal20	11996–11756
	MKG-TS4	YAUT-100923	-22.22 $\pm$ 1.52	24.59 $\pm$ 0.12	11269 $\pm$ 38	IntCal20	13240–13096
	MKG-TS5	YAUT-100924	-22.2 $\pm$ 0.64	23.91 $\pm$ 0.11	11494 $\pm$ 36	IntCal20	13457–13304
	MKG-TS6	YAUT-100925	-21.04 $\pm$ 0.99	39.36 $\pm$ 0.14	7490 $\pm$ 30	IntCal20	8377–8198
Kugai Coast	MKG-C01a	IAAA-232222	2.8 $\pm$ 0.17	79.32 $\pm$ 0.22	1860 $\pm$ 22	Marine20	1371–1126
	MKG-C01b	IAAA-232223	0.21 $\pm$ 0.27	78.34 $\pm$ 0.22	1960 $\pm$ 22	Marine20	1497–1243
	MKG-C02	IAAA-232224	4.43 $\pm$ 0.25	78.63 $\pm$ 0.21	1931 $\pm$ 21	Marine20	1462–1198
	MKG-C03	YAUT-100926	4.05 $\pm$ 0.99	82.14 $\pm$ 0.23	1581 $\pm$ 23	Marine20	1115–825
Nishihara	MNH-C01	YAUT-100928	1.6 $\pm$ 1.34	85.5 $\pm$ 0.26	1258 $\pm$ 25	Marine20	769–534
	MNH-C02	IAAA-232229	-12.87 $\pm$ 0.21	97.74 $\pm$ 0.25	183 $\pm$ 20	IntCal20	290–present
	MNH-C03	YAUT-100929	-20.15 $\pm$ 1.70	98.06 $\pm$ 0.33	157 $\pm$ 27	IntCal20	285–present
	MNH-C04	IAAA-232230	-14.54 $\pm$ 0.24	84.47 $\pm$ 0.24	1355 $\pm$ 22	IntCal20	1307–1178
	MNH-C11	YAUT-101615	-17.99 $\pm$ 1.96	67.9 $\pm$ 0.23	3110 $\pm$ 27	IntCal20	3389–3240
	MNH-C16	YAUT-100931	-17.45 $\pm$ 1.30	89.51 $\pm$ 0.27	890 $\pm$ 24	IntCal20	904–729
	MNH-C20	YAUT-100932	-30.05 $\pm$ 1.66	98.89 $\pm$ 0.33	90 $\pm$ 26	IntCal20	259–30
Miyakuni	MMK-C01	IAAA-232228	0.96 $\pm$ 0.23	91.9 $\pm$ 0.24	678 $\pm$ 21	Marine20	257–present

^a Radiocarbon ages were calibrated by OxCal 4.4.

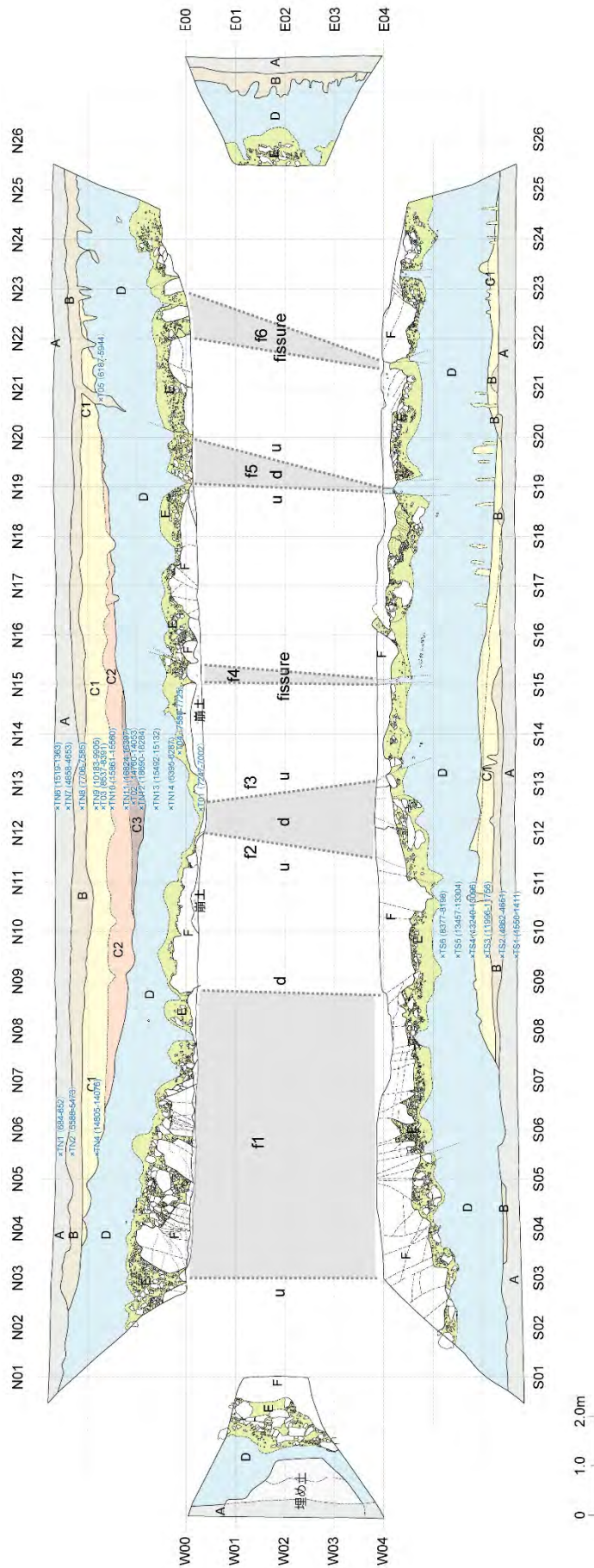


図 72 久貝トレンチスケッチ展開図
 暦年校正した放射性炭素年代測定結果をプロットした。凡例は図 41 を参照。

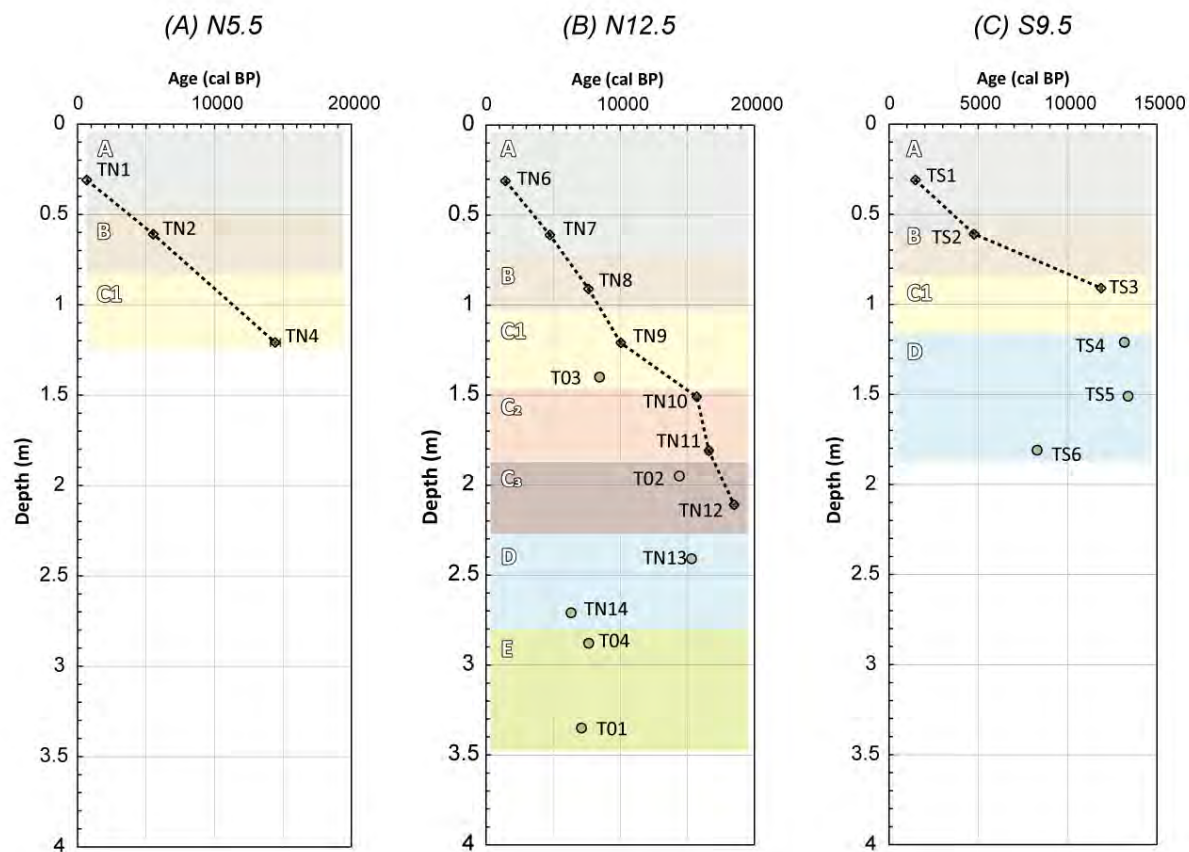


図 73 久貝トレンチの堆積曲線

(A) N5.5 沿いの 14C 年代測定結果。(B) N5.5 沿いの 14C 年代測定結果。(C) N5.5 沿いの 14C 年代測定結果。背景の色はトレンチ壁面の地層を示す。図 41 を参照。

i) 西原露頭の年代測定結果

得られた暦年較正結果を西原露頭のスケッチ上にプロットした（図 74）。露頭のB層からは、MNH-C20を採取し、暦年較正年代として、259-30 cal BP、E1層からは、MNH-C04及びMNH-C16を採取し、それぞれ暦年較正年代として、1,307-1,178 cal BP、904-729 cal BP、E3層からは、MNH-C03を採取し、暦年較正年代として、285 cal BP～現在、H1層からは、MNH-C02を採取し、暦年較正年代として、290 cal BP～現在、H2層からは、ビーチロックの礫からMNH-C01を採取し、暦年較正年代として、769-534 cal BP、H3層からは、MNH-C11を採取し、暦年較正年代として、3,389-3,240 cal BPが得られた。

E1層から採取した2つの試料が年代の逆転を示した。E2層はE3層を不整合に覆うことや、内部の堆積構造から津波堆積物の可能性が考えられた。E1層はその上位に堆積した有機質シルト層である。E1層には、津波によって侵食・運搬された再堆積物が多量に含まれた結果、下位より古い年代を示している可能性がある。これら二つの年代を無視すれば、H1層から上位は3百年前以後、H2層がおおよそ5百年前から3千年前、H3層が3千2百年前以前に堆積したことが推定される。

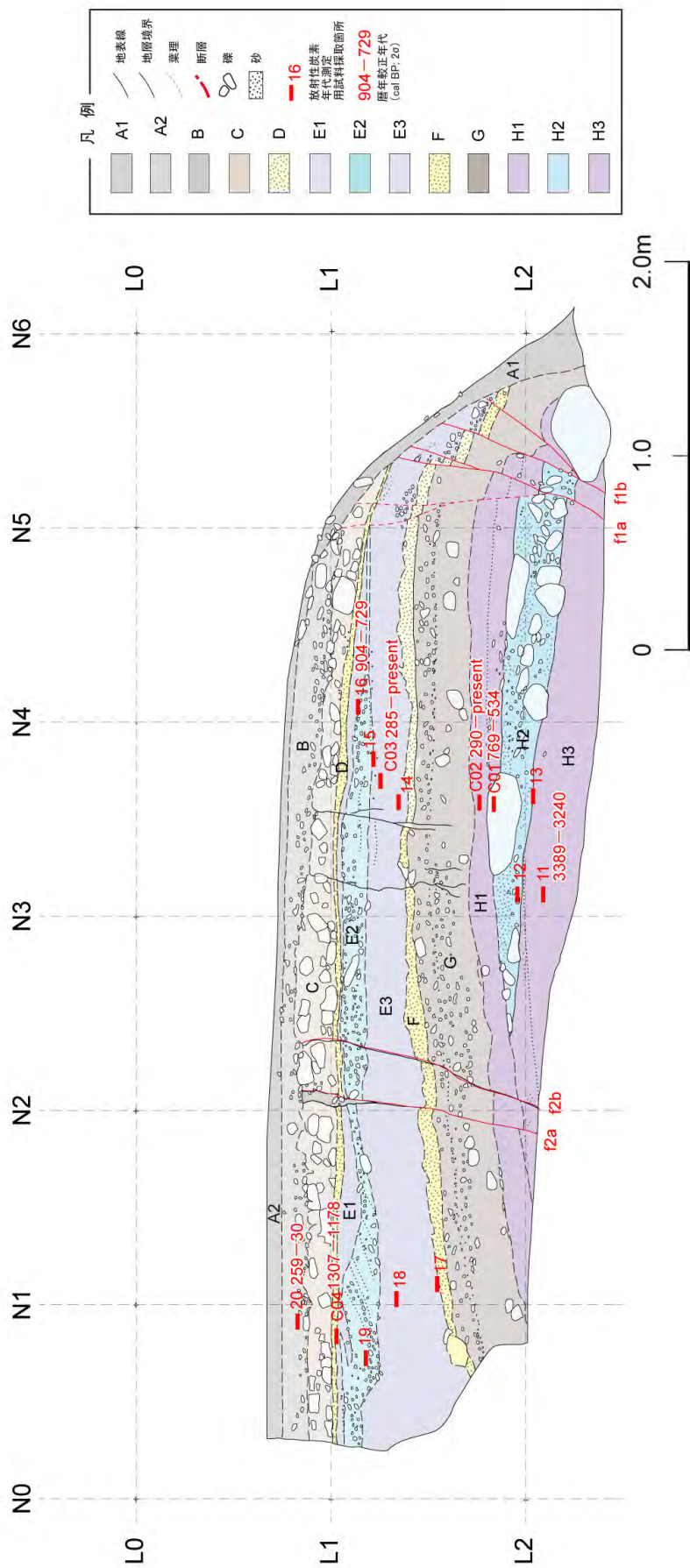


図 74 西原地区における露頭観察結果 (露頭スケッチ)

暦年較正した放射性炭素年代測定結果をスケッチ上にプロットした。

c) 宇宙線生成核種の測定結果

i) 試料採取

試料は砂川地点 (MSG) (図 61)、下里地点 (MSS) (図 75)、宮国地点 (MMK) (図 76) で採取した。採取地点の様子は図 77 に示した。

砂川地点では、深度別の試料を採取し、MSG-L01 を深度 0–5 cm、MSG-L02 を深度 130–140 cm、MSG-L06 を深度 150–160 cm から採取した (図 77A)。宮国地点では、宮国地点②において MMK-L11 を地表面から採取し、MMK-L12 を深度 30–40 cm、MMK-L14 を深度 90–100 cm、MMK-L18 を深度 220–230 cm から採取した。宮国地点①では、MMK-L01 を地表面から採取した (図 77C)。下里地点では、MSS-L01 を地表面から採取した。

ii) 宇宙線生成核種 (^{36}Cl) 濃度の測定結果

試料採取地点の諸情報と宇宙線生成核種 (^{36}Cl) 濃度の測定結果を表 11 に示した。生成速度の計算に必要な主要元素組成と微量元素組成はそれぞれ表 12 及び表 13 に示した。 ^{36}Cl 濃度についてはヒストグラムで示した (図 78)。

各地点の生成速度の計算は、CRONUS Earth Web Calculator を使用した (Marrero et al., 2016; 2021)。岩石密度は採取した岩石をアルキメデス法により計測した。本地域の石灰岩には空隙が多数認められることから、空隙率を 15% とした。この空隙率はボーリングコア試料のうち、細粒物質が失われていない箇所を参考に算出した。ただし、空隙率は地層や深度に応じて大きくばらつく。

砂川地点の ^{36}Cl 蓄積濃度は、表層から $1.89\sim1.19\times10^5$ atoms/g と深い試料ほど低い蓄積濃度を示した (図 79)。また、宮国地点では $1.74\sim1.00\times10^5$ atoms/g と砂川地点と同様にほぼ系統的に深い試料ほど低い蓄積濃度を示した。地表面から採取した試料は $1.62\sim2.06\times10^5$ atoms/g の範囲の値を示した。

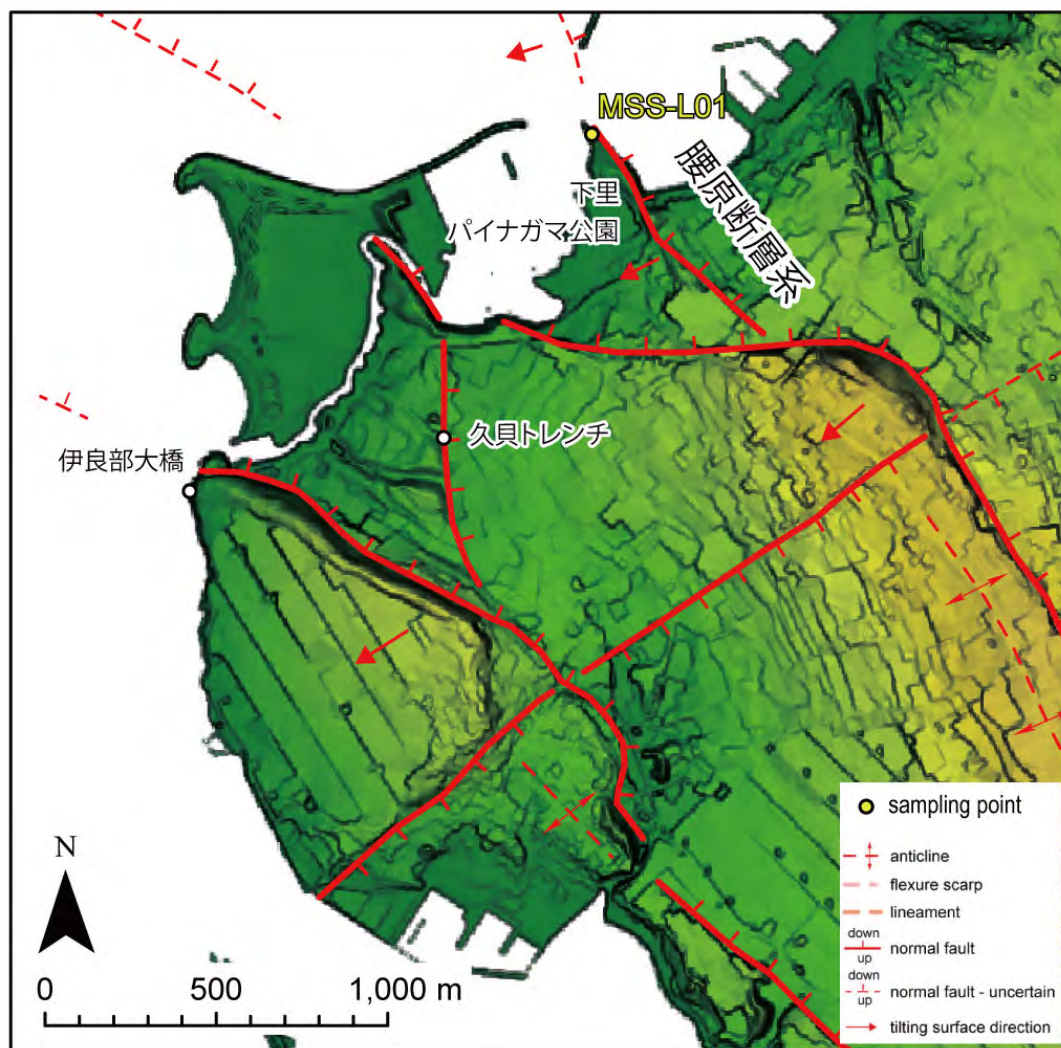


図 75 平良地区周辺の地形と試料採取地点

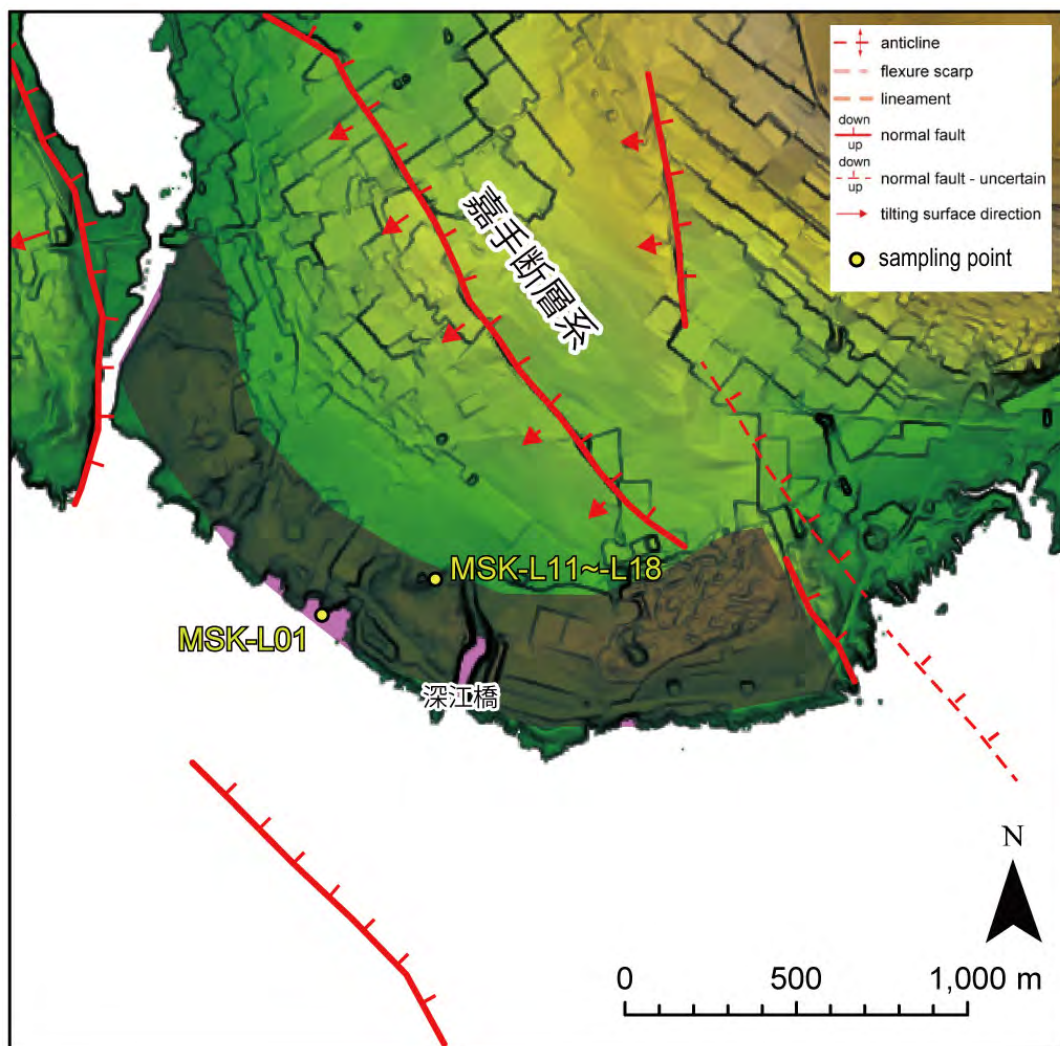


図 76 宮国地区周辺の地形と試料採取地点

ピンクの網掛けをした領域は離水した環礁と考えられる範囲を示す。

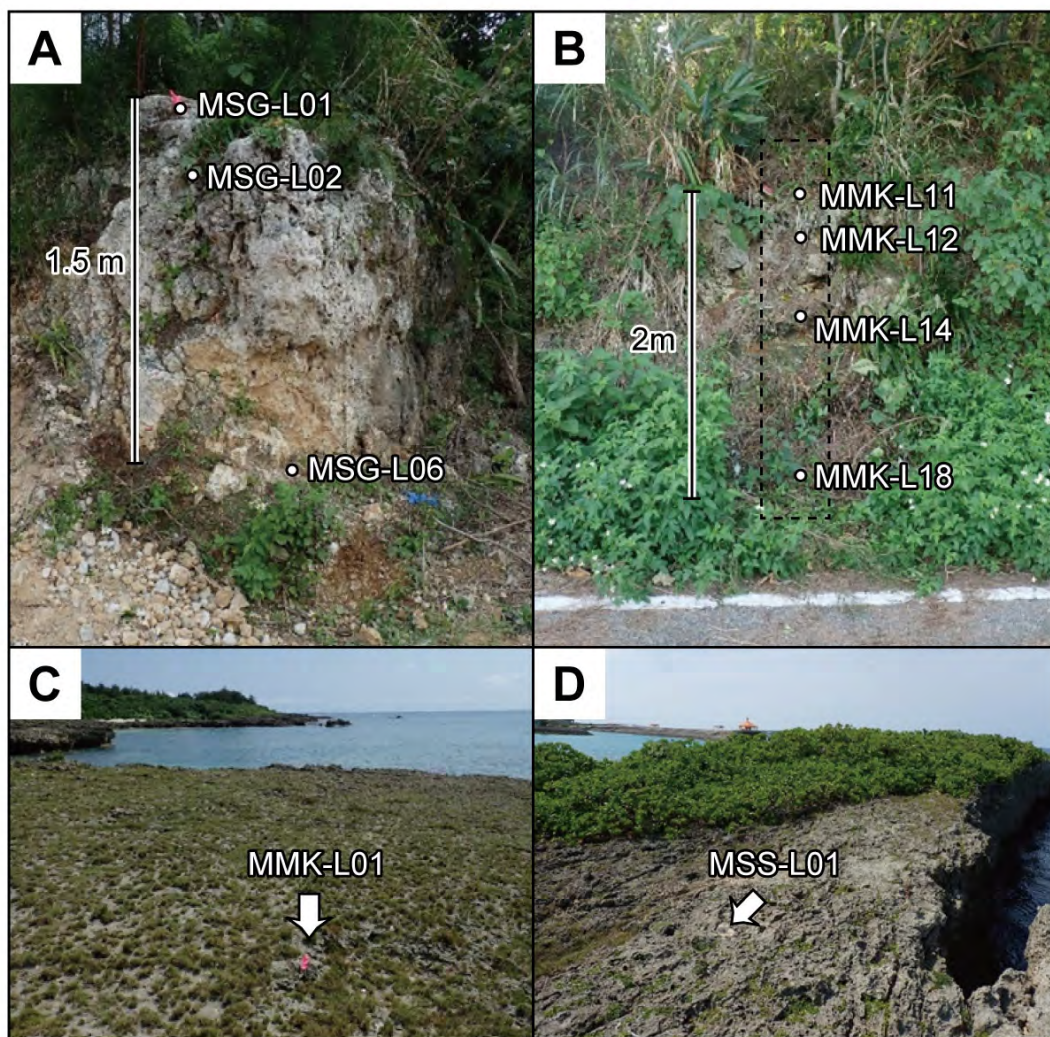


図 77 試料採取地点の様子

(A) 砂川地点。(B) 宮国地点②。(C) 宮国地点①。(D) 下里地点。

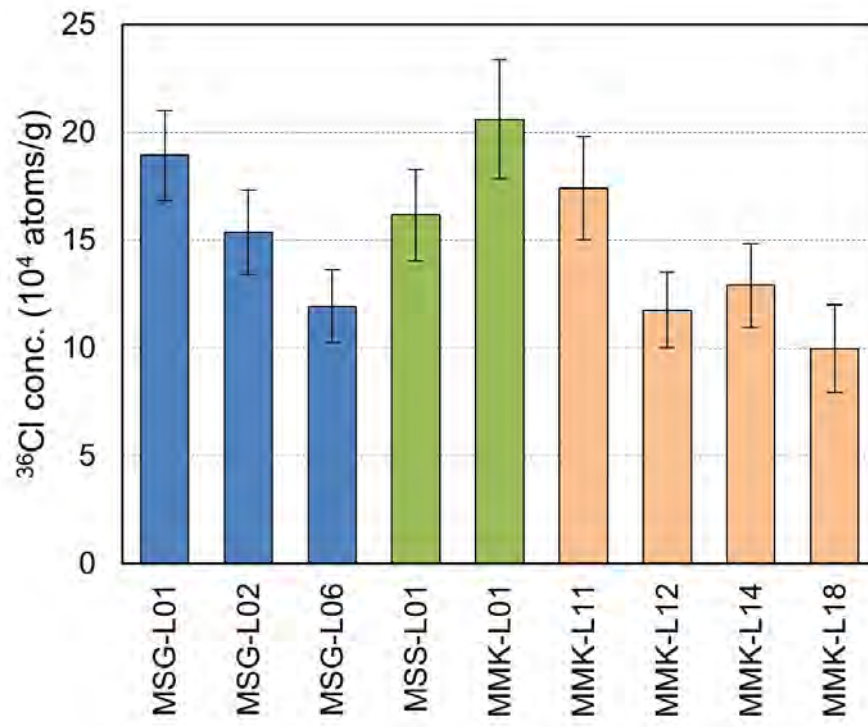


図 78 宇宙線生成核種 (^{36}Cl) の濃度

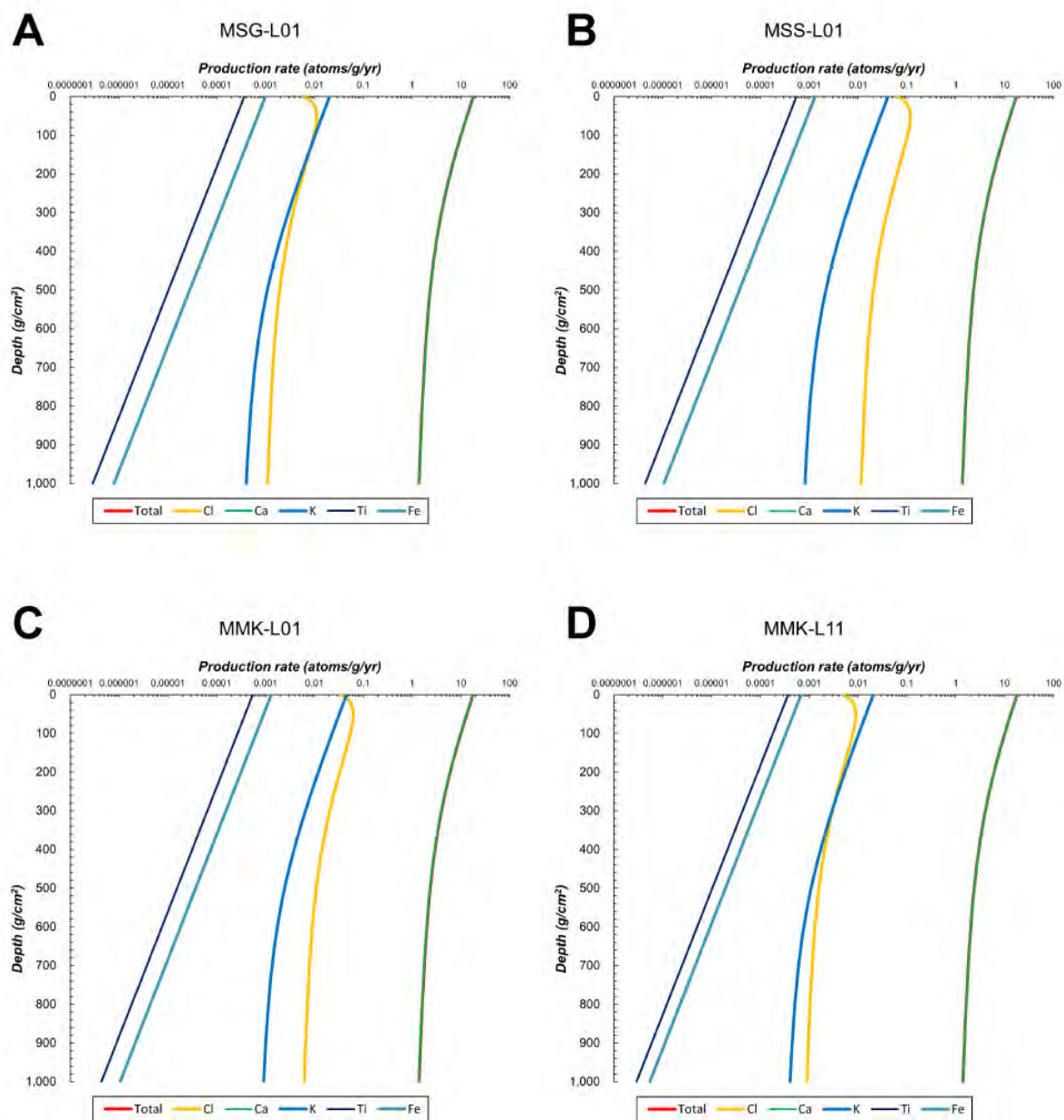


図 79 各地点の ^{36}Cl 生成速度の深度分布
 (A) 砂川地点。 (B) 下里地点。 (C) 宮国地点①。 (D) 宮国地点②。

表 11 試料の諸情報及び測定結果

Sample	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Elevation (m a.s.l)	Depth (cm)	Density (g/cm ³)	Weight (g)	Cl natural (ppm)	Cl total (10 ¹⁸ atoms)	³⁶ Cl/Cl (10 ⁻¹⁵)	³⁶ Cl conc. 10 ⁻⁵ atoms/g
MSG-L01	24.7437364	125.3637118	91.26	2.5 ± 2.5	2.40	19.59	0.13	36.81 ± 0.29	100.8 ± 11.05	1.89 ± 0.21
MSG-L02	24.7437364	125.3637118	91.26	35 ± 5.0	2.41	19.64	0.71	38.65 ± 0.29	78.2 ± 9.94	1.54 ± 0.20
MSG-L06	24.7437364	125.3637118	91.26	155 ± 5.0	2.51	19.62	0.10	36.47 ± 0.29	64.2 ± 9.03	1.19 ± 0.17
MSS-L01	24.8038413	125.2680467	3.36	2.5 ± 2.5	2.30	19.52	1.31	40.83 ± 0.29	77.3 ± 10.12	1.62 ± 0.21
MMK-L01	24.7156118	125.3018523	2.71	2.5 ± 2.5	2.52	19.36	2.19	44.40 ± 0.29	89.9 ± 11.99	2.06 ± 0.28
MMK-L11	24.7163478	125.3058874	8.91	2.5 ± 2.5	2.42	19.62	1.30	40.89 ± 0.29	83.5 ± 11.42	1.74 ± 0.24
MMK-L12	24.7163478	125.3058874	8.91	35 ± 5.0	2.40	19.56	0.89	39.12 ± 0.29	58.9 ± 8.77	1.18 ± 0.18
MMK-L14	24.7163478	125.3058874	8.91	95 ± 5.0	2.41	19.54	0.42	37.38 ± 0.29	67.5 ± 10.12	1.29 ± 0.19
MMK-L18	24.7163478	125.3058874	8.91	225 ± 5.0	2.28	19.63	0.41	37.47 ± 0.29	52.3 ± 10.58	1.00 ± 0.20

表 12 主要元素組成測定結果

Sample	O (weight %)	Si (weight %)	Ti (weight %)	Al (weight %)	Fe (weight %)	Mn (weight %)	Mg (weight %)	Ca (weight %)	Na (weight %)	K (weight %)	P (weight %)	C (weight %)
MSG-L01	49.34 ± 0.01	0.32 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.14 ± 0.01	0.09 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.28 ± 0.01	39.20 ± 0.01	0.00 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.02 ± 0.00	12.20 ± 0.01
MSG-L02	49.64 ± 0.01	0.30 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.17 ± 0.01	0.08 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.19 ± 0.01	39.98 ± 0.01	0.00 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.02 ± 0.00	12.20 ± 0.01
MSG-L06	49.84 ± 0.01	0.29 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.16 ± 0.01	0.07 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.14 ± 0.01	40.10 ± 0.01	0.00 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.02 ± 0.00	12.30 ± 0.01
MSS-L01	49.08 ± 0.01	0.39 ± 0.01	0.02 ± 0.00	0.20 ± 0.01	0.12 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.28 ± 0.01	37.71 ± 0.01	0.16 ± 0.00	0.03 ± 0.00	0.02 ± 0.00	12.10 ± 0.01
MMK-L01	49.82 ± 0.01	0.54 ± 0.01	0.02 ± 0.00	0.18 ± 0.01	0.12 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.32 ± 0.01	39.05 ± 0.01	0.02 ± 0.00	0.04 ± 0.00	0.02 ± 0.00	12.20 ± 0.01
MMK-L11	49.05 ± 0.01	0.26 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.11 ± 0.01	0.06 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.26 ± 0.01	39.62 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.02 ± 0.00	12.10 ± 0.01
MMK-L12	49.41 ± 0.01	0.37 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.20 ± 0.01	0.10 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.26 ± 0.01	38.76 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.01 ± 0.00	12.20 ± 0.01
MMK-L14	49.32 ± 0.01	0.49 ± 0.01	0.02 ± 0.00	0.25 ± 0.01	0.13 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.24 ± 0.01	39.05 ± 0.01	0.00 ± 0.00	0.03 ± 0.00	0.02 ± 0.00	12.00 ± 0.01
MMK-L18	49.98 ± 0.01	0.45 ± 0.01	0.02 ± 0.00	0.27 ± 0.01	0.11 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.19 ± 0.01	39.51 ± 0.01	0.00 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.01 ± 0.00	12.20 ± 0.01

表 13 微量元素組成測定結果

Sample	Cl (ppm)	B (ppm)	Sm (ppm)	Gd (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Cr (ppm)	Li (ppm)	Co (ppm)
MSG-L01	0.13 ± 0.07	10.00 ± 1.00	0.20 ± 0.10	0.20 ± 0.10	0.30 ± 0.10	0.10 ± 0.10	38.00 ± 1.00	1.60 ± 0.10	0.70 ± 0.10
MSG-L02	1.30 ± 0.08	5.00 ± 1.00	0.20 ± 0.10	0.20 ± 0.10	0.20 ± 0.10	0.20 ± 0.10	9.00 ± 1.00	1.10 ± 0.10	0.40 ± 0.10
MSG-L06	2.19 ± 0.09	5.00 ± 1.00	0.20 ± 0.10	0.20 ± 0.10	0.20 ± 0.10	0.20 ± 0.10	6.00 ± 1.00	1.20 ± 0.10	0.50 ± 0.10
MSS-L01	1.31 ± 0.08	21.00 ± 1.00	0.30 ± 0.10	0.30 ± 0.10	0.80 ± 0.10	0.20 ± 0.10	10.00 ± 1.00	3.00 ± 0.10	1.00 ± 0.10
NMK-L01	0.71 ± 0.08	15.00 ± 1.00	0.40 ± 0.10	0.30 ± 0.10	0.60 ± 0.10	0.40 ± 0.10	22.00 ± 1.00	2.10 ± 0.10	0.80 ± 0.10
NMK-L11	0.10 ± 0.07	5.00 ± 1.00	0.20 ± 0.10	0.30 ± 0.10	0.30 ± 0.10	0.20 ± 0.10	8.00 ± 1.00	0.90 ± 0.10	0.30 ± 0.10
NMK-L12	0.89 ± 0.08	4.00 ± 1.00	0.40 ± 0.10	0.40 ± 0.10	0.20 ± 0.10	0.30 ± 0.10	8.00 ± 1.00	1.40 ± 0.10	0.50 ± 0.10
NMK-L14	0.42 ± 0.08	4.00 ± 1.00	0.50 ± 0.10	0.50 ± 0.10	0.30 ± 0.10	0.50 ± 0.10	8.00 ± 1.00	1.80 ± 0.10	0.80 ± 0.10
NMK-L18	0.41 ± 0.08	5.00 ± 1.00	0.30 ± 0.10	0.40 ± 0.10	0.30 ± 0.10	0.40 ± 0.10	6.00 ± 1.00	1.50 ± 0.10	0.70 ± 0.10

d) 宇宙線生成核種を用いた削剥速度及び露出年代の推定

全ての地点において削剥速度を無視した時の表面照射年代（最小年代）と十分長い時間が経過し、削剥による核種の除去と照射による生成が地表面において平衡状態に達したときの削剥速度（最大削剥速度）を求めた（表 14）。

砂川地点は与那原断層系沿いのライムストーンウォール上から採取した（図 77A）。ライムストーンウォールは、表面が硬化することで侵食によって取り残された地形とされる（荒川・他, 1987；尾方・大坪, 2019）。断層沿いに分布するリッジは風成粘土層に覆われず、露出し続けた地形であることから、長期的な削剥速度の見積もりに適した場所と考え、採取地点として選定した。本地点では、十分な期間の削剥により地表面上の ^{36}Cl 蓄積濃度は平衡状態に達していると考えられ、採取した深度別試料の示す ^{36}Cl 蓄積濃度と (3) 式により求められるモデルカーブとのフィッティングにより、採取地点の削剥速度を求めた（表 14）。

宮国地点では、2箇所から試料を採取した。宮国地点②とした地点は、離水した環礁と推定される帯状の丘陵上に位置する（図 76）。人工的に掘削された壁面が露出しており、深度別に試料を採取した（図 77B）。一方、宮国地点①は、平坦面が顕著な離水ベンチに位置しており、その表層から試料を採取した（図 77C）。これらの地点については、原地形が確認できることから、表面照射年代の推定を行った（表 14）。

下里地点では断層変位が認められる離水ベンチ上から採取した。地形面の保存が良く、原地形が確認できることから、表面照射年代の推定を行った（表 14）。

表 14 宮古島で採取した試料の解析結果

Location	Minimum age (ka)	Maximum denudation rate (mm/kyr)	Exposure age Denudation rate: 160 ± 30 mm/kyr		Exposure age Denudation rate: 48 ± 4 mm/kyr		Exposure age Denudation rate: 0 – 20 mm/kyr	
			(ka)	(ka)	(ka)	(ka)	(ka)	(ka)
Sunagawa	12.6	+1.5 / -1.3	160.2	+29.7 / -20.3	—	—	—	—
Miyakuni I	11.7	+2.3 / -1.9	158.7	+56.2 / -28.8	—	20.3	+9.2 / -4.9	12.5 +3.1 / -2.0
Miyakuni IIa	11.4	+1.5 / -1.2	197.1	+32.8 / -26.6	127.4	+120.7 / -44.1	20.2	+5.7 / -3.3
Miyakuni IIb	12.4	+1.8 / -1.7	173.2	+36.8 / -30.2	198.2	+144.3 / -88.0	25.6	+12.1 / -5.5
Shimosato	9.6	+1.8 / -1.7	220.3	+76.1 / -41.8	—	14.4	+4.4 / -3.2	10.1 +1.9 / -1.6

i) 砂川地点の解析結果

砂川地点は最小年代として $13 \pm 1.5/-1.3$ kyr、最大削剥速度として $160 \pm 30/-20$ mm/kyr を示した。露出年代を 0~200 kyr、削剥速度を 0~200 mm/kyr の範囲で変化させたときに (4) 式で示される χ^2 の分布を図 80 に示した。また、最小年代と最大削剥速度の示すヒストグラムとモデルカーブを図 81 に示した。年代が大きいほど一定の削剥速度に近づき、 χ^2 が小さくなる傾向を示している。また、モデルカーブと試料の測定値を比較すると最小年代を推定した場合のカーブは MSG-L06 から大きく外れる (図 81)。したがって、本地点は平衡状態に達していると考えることができ、得られた最大削剥速度が本地点の削剥速度と考えることができる。

既往研究では、南西諸島における石灰岩の溶食速度として、本研究と同じく ^{36}Cl を使用し、50 mm/kyr 程度の値を報告している (Matsushi et al., 2010)。本地点の侵食速度はその 3 倍程度大きい。一方、津波石の台座石の比高から見積もった石灰岩の溶食速度は喜界島で 205 mm/kyr と推定されている (Matsukura et al., 2007)。本地点の侵食速度は後者とオーダーで一致する。

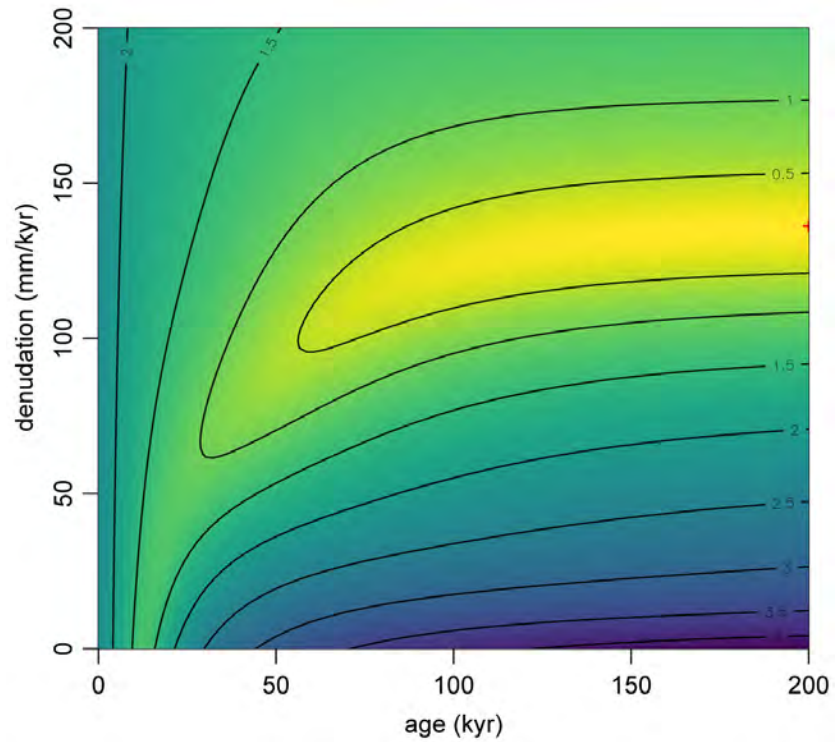


図 80 砂川地点の試料から得られた $\log_{10}(\chi^2)$ 値の分布

グラフ範囲内のグリッドごとに(4)式から χ^2 をもとめ、常用対数で表示した。黄色ほど小さい値を示す。赤の十字は範囲内において最小の χ^2 値が得られた点を示す。

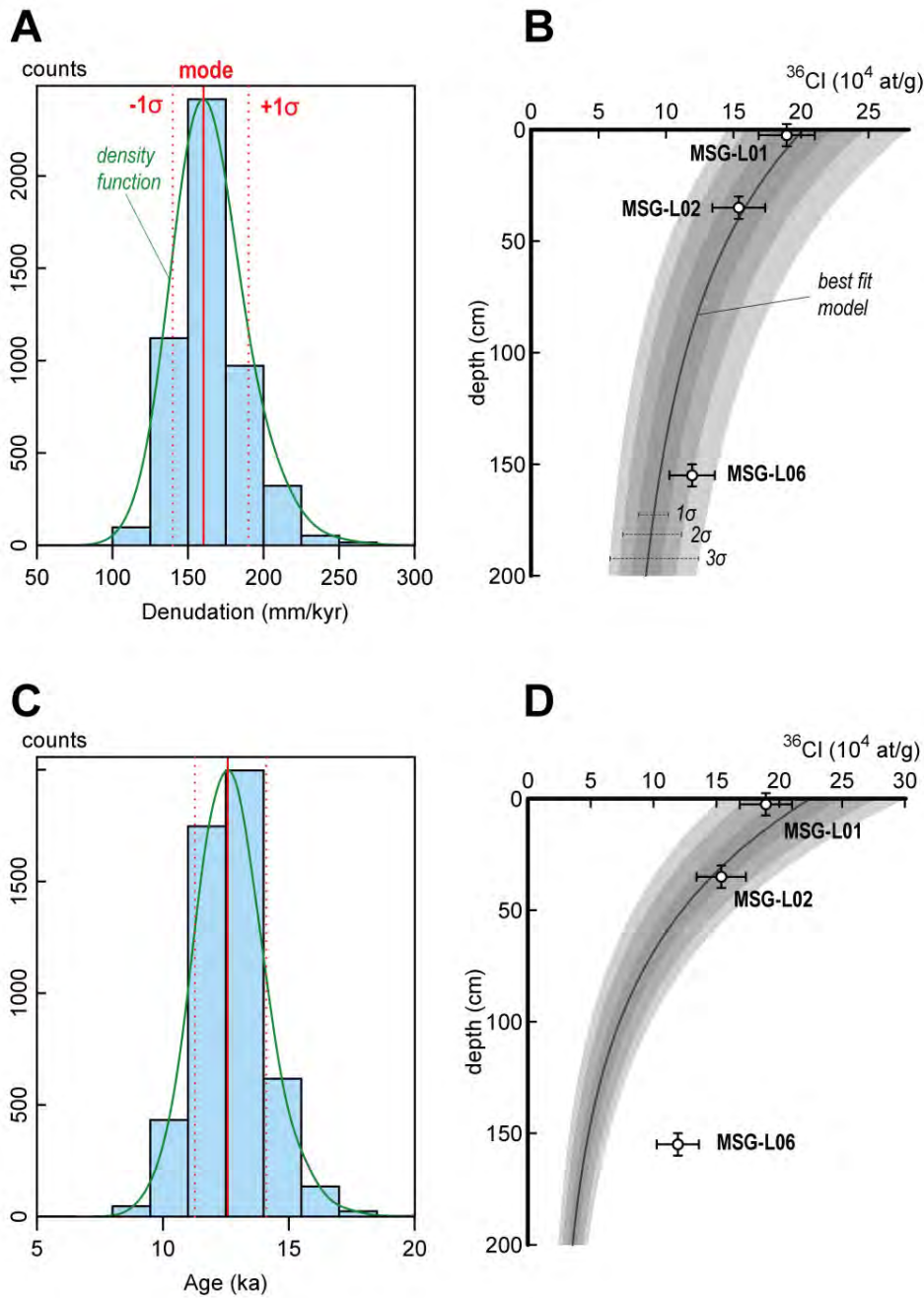


図 81 砂川地点の解析結果

(A) 砂川地点から採取した試料についてモンテカルロ法によって得られた最大侵食速度のヒストグラム。(B) 砂川地点から採取した試料の示す深度断面。最大侵食速度を求めた場合のモデルカーブとその信頼区間を重ねた。(C) 砂川地点から採取した試料についてモンテカルロ法によって得られた最小年代のヒストグラム。(D) 砂川地点から採取した試料の示す深度断面。最小年代を求めた場合のモデルカーブとその信頼区間を重ねた。

ii) 宮国地点②の解析結果

宮国地点②はすべての試料を解析に用いた場合、最小年代として $12 \pm 1.5/-1.2$ ka、最大削剥速度として $197 \pm 33/-27$ mm/kyr を示した。露出年代を 0~200 kyr、削剥速度を 0~400 mm/kyr の範囲で変化させたときに(4)式で示される χ^2 の分布を図 82 に示した。

表面照射年代の推定にあたっては、各地点の削剥速度を見積もる必要がある。宮国地点②については、まず、砂川地点から得られた削剥速度を適用した。また、 ^{36}Cl を用いた日本国内の石灰岩の溶食速度の推定値として、宮古島周辺では沖縄本島の山里及び本島北部の辺戸においてそれぞれ 48 ± 4 mm/kyr、 49 ± 3 mm/kyr が報告されている (Matsushi et al., 2010)。そのため、本地点では、削剥速度として 48 ± 4 mm/kyr を適用した場合の年代を同様に求めた。

砂川地点で得られた最大削剥速度を参考に 160 ± 30 mm/kyr を与えたときに得られる露出年代のヒストグラムとモデルカーブを図 83A 及び図 83B に示した。また、Matsushi et al. (2010) の報告した 48 ± 4 mm/kyr の削剥速度をを与えたときの露出年代のヒストグラムとモデルカーブを求め、図 83C 及び図 83D に示した。

削剥速度として 160 ± 30 mm/kyr を与えたときの露出年代は $127 \pm 120/-44$ ka が得られた。一方、 48 ± 4 mm/kyr を与えたとき、 $20 \pm 5.7/-3.3$ ka を示した。フィッティング結果を検討すると、前者の方が蓄積濃度の深度分布とよく一致している。この時、露出年代は 83~247 ka の期間と推定されることから、MIS5 もしくは MIS7 に形成され、離水したと考えられる。

深度別試料の示す核種濃度とモデルカーブを比較すると、MMK-L12 がやや外れている傾向がみられた。そこで、MMK-L12 を除いた時の分析を同様に行った。その場合、最小年代として $12 \pm 1.8/-1.7$ ka、最大削剥速度として $173 \pm 37/-30$ mm/kyr を示した。その時の χ^2 の分布を図 84、ヒストグラムとモデルカーブを図 85 に示した。

MMK-L12 を除いた場合、削剥速度として 160 ± 30 mm/kyr を与えたときの露出年代は $198 \pm 144/-88$ ka が得られた。一方、 48 ± 4 mm/kyr を与えたとき、 $26 \pm 12/-5.5$ ka を示した。フィッティング結果を検討すると、前者の方が蓄積濃度の深度分布とよく一致している。この時、露出年代は 110~342 ka の期間と推定されることから、MIS5e、MIS7、もしくは MIS9 に形成され、離水したと考えられる。

本地点の χ^2 の分布は年代が大きくなるほど小さい値を示す傾向があることから、平衡状態に達している可能性は否定できない。その場合、これらは露出年代を示しておらず、その場の削剥速度を示していると考えられる。また、MMK-L12 が想定されるカーブから外れる傾向を示したが、仮に、深度 70~80 cm 付近が地表面にあったときに一度沈水し、その上位にサンゴ礁が発達した場合、減衰曲線がその深度を境に不連続となる。その場合、すべての試料が過不足なく説明できるかもしれない。そのような履歴を持つか否かなど、より詳細な分析には、密に試料を採取し、分析を行う必要がある。

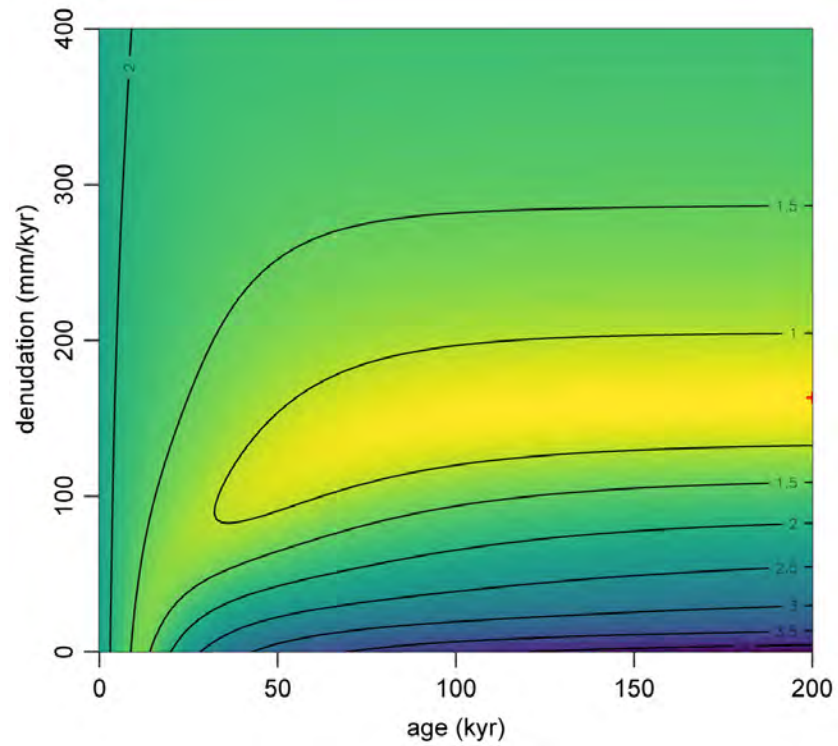


図 82 宮国地点②のすべての試料について求めた $\log_{10}(\chi^2)$ 値の分布
 グラフ範囲内のグリッドごとに(4)式から χ^2 をもとめ、常用対数で表示した。黄色ほど小さい値を示す。赤の十字は範囲内において最小の χ^2 値が得られた点を示す。

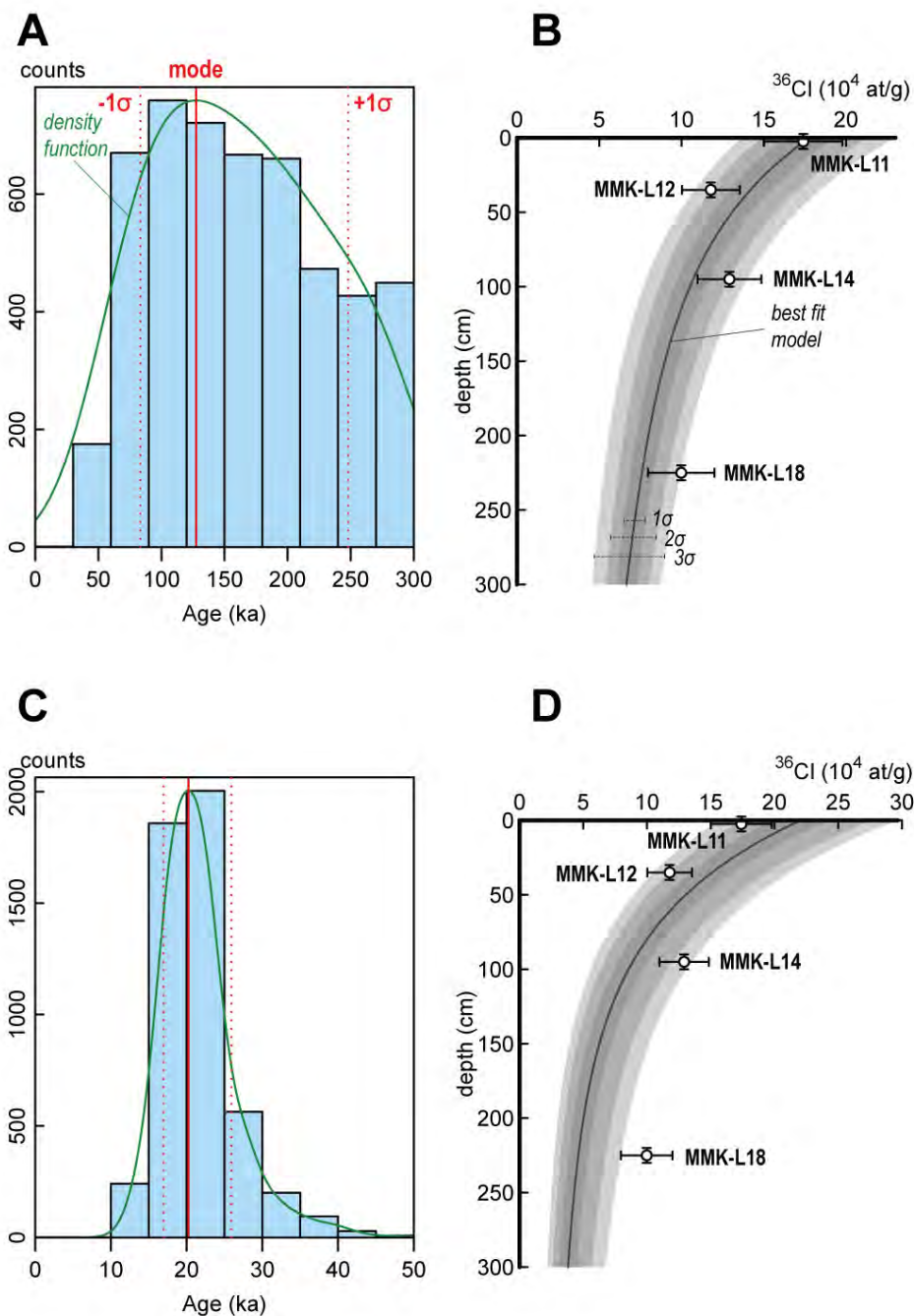


図 83 宮国地点②のすべての試料に対する解析結果

(A、B) 宮国地点②から採取した試料について、削剥速度として 160 ± 30 mm/kyr を仮定した場合のモンテカルロ法によって得られた露出年代のヒストグラム (A) と宮国地点②から採取した試料の示す深度断面 (B)。深度断面にはモデルカーブとその信頼区間を重ねた。

(C、D) 宮国地点②から採取した試料について、削剥速度として 48 ± 4 mm/kyr を仮定した場合のモンテカルロ法によって得られた露出年代のヒストグラム (A) と宮国地点②から採取した試料の示す深度断面 (B)。深度断面にはモデルカーブとその信頼区間を重ねた。

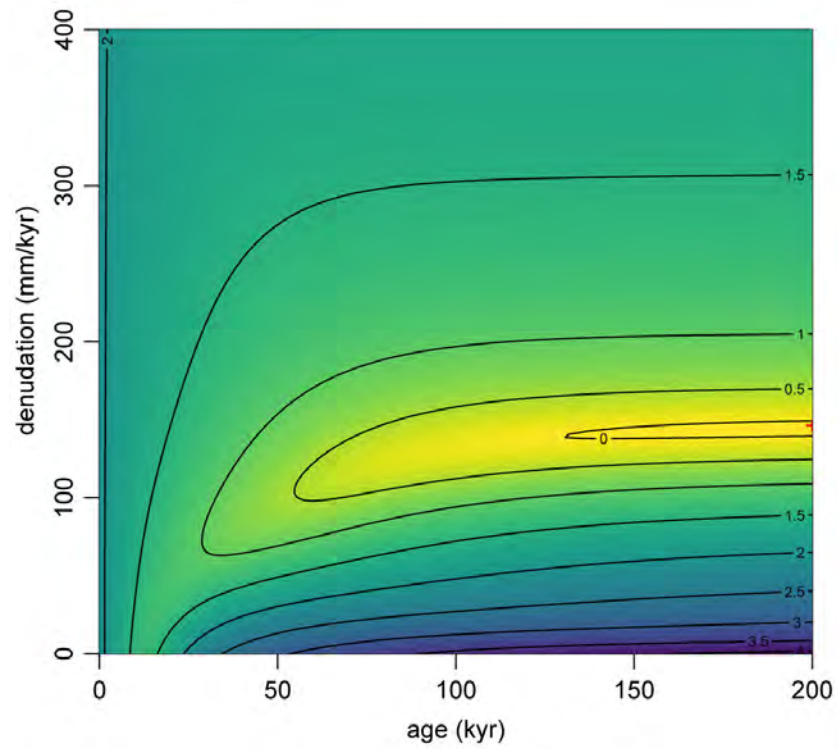


図 84 宮国地点②の MMK-L12 を除いた試料について求めた $\log_{10}(\chi^2)$ 値の分布
 グラフ範囲内のグリッドごとに(4)式から χ^2 をもとめ、常用対数で表示した。黄色ほど小さい値を示す。赤の十字は範囲内において最小の χ^2 値が得られた点を示す。

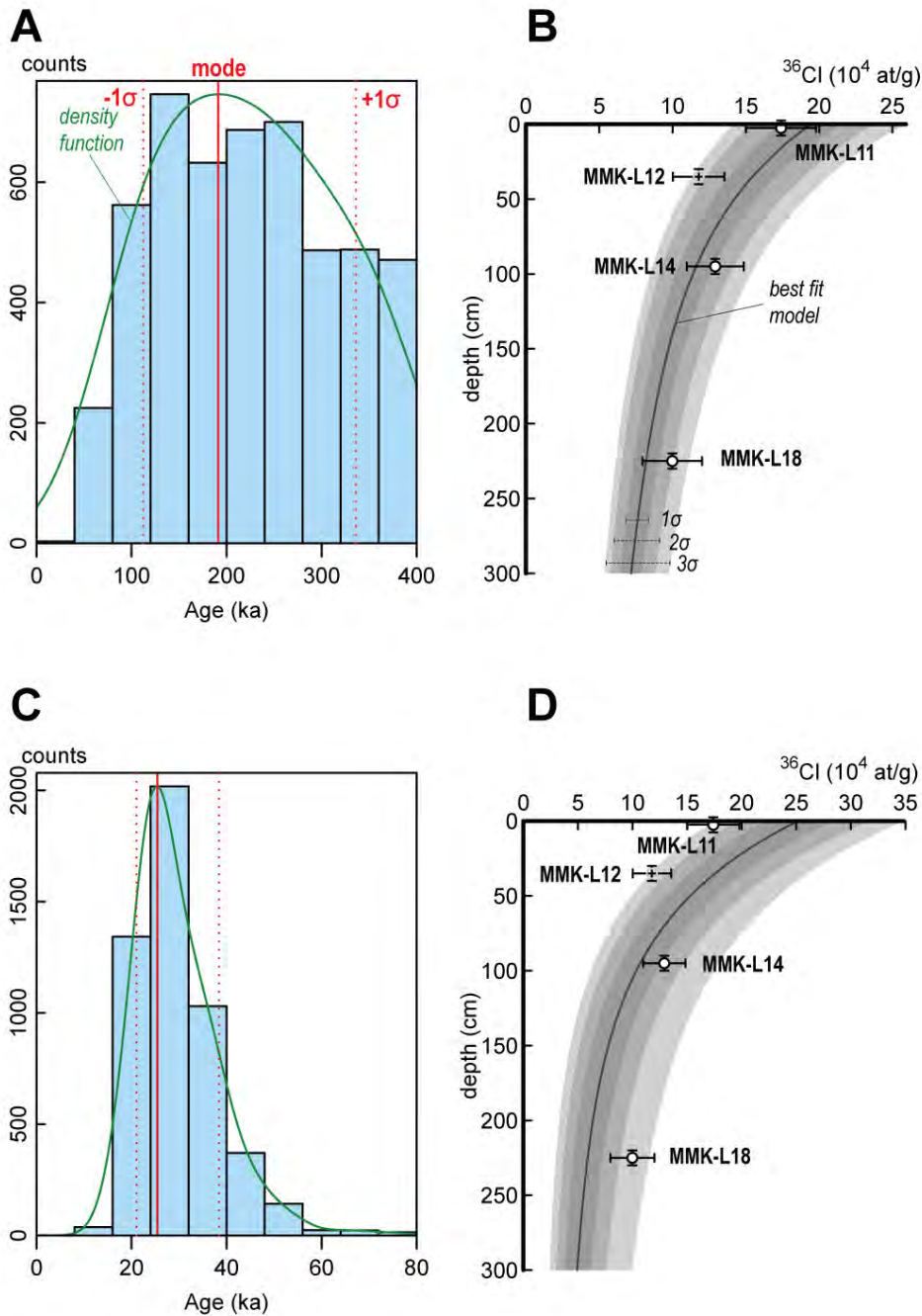


図 85 宮国地点②の MMK-L12 を除いた試料に対する解析結果

(A、B) 宮国地点②から採取した MMK-L12 を除く試料について、削剥速度として 160 ± 30 mm/kyr を仮定した場合のモンテカルロ法によって得られた露出年代のヒストグラム (A) と宮国地点②から採取した試料の示す深度断面 (B)。深度断面にはモデルカーブとその信頼区間を重ねた。(C、D) 宮国地点②から採取した MMK-L12 を除く試料について、削剥速度として 48 ± 4 mm/kyr を仮定した場合のモンテカルロ法によって得られた露出年代のヒストグラム (A) と宮国地点②から採取した試料の示す深度断面 (B)。深度断面にはモデルカーブとその信頼区間を重ねた。

ii) 宮国地点①の解析結果

宮国地点①では、最小年代として $12 \pm 2.3/-1.9$ ka、最大削剥速度として $159 \pm 56/-29$ mm/kyr を示した。露出年代を 0～200 kyr、削剥速度を 0～200 mm/kyr の範囲で変化させたときに(4)式で示される χ^2 の分布を図 86 に示した。

本地点の最大削剥速度は砂川地点の示す最大削剥速度よりわずかに小さく、砂川地点の値を代入して露出年代を求めることはできない。そこで、既往研究で報告されている削剥速度として 48 ± 4 mm/kyr を与えた。その結果、露出年代は $20 \pm 9.2/-4.9$ ka と推定された(図 87A)。この時、地表面は露出してから約 1 m 低下したことが考えられる。しかし、本地点では離水ベンチがよく保存されており、面が平滑で起伏が小さい。ほとんど削剥を受けていないことも考えられることから、削剥速度として 0 ～ 20 mm/kyr を適用した場合の露出年代を併せて求めた(図 87B)。その結果、 $13 \pm 3.1/-2.0$ ka が得られた。

本地点の地形面の保存状態を考慮すると、本地点の露出年代は 11～16 ka と考えられ、完新世に離水したことが推定される。

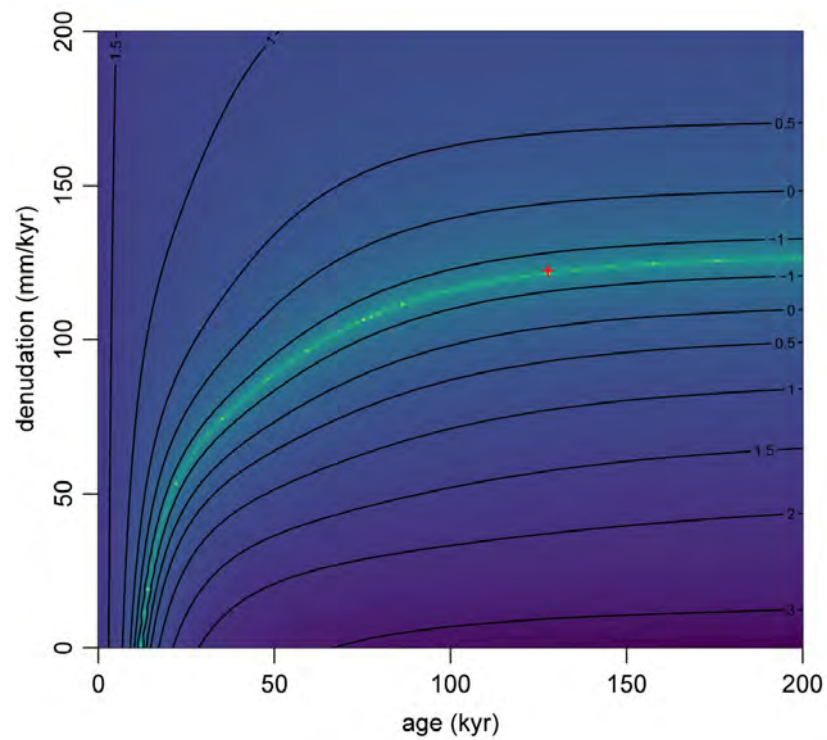


図 86 宮国地点の MMK-L01 から得られた $\log_{10}(\chi^2)$ 値の分布
 グラフ範囲内のグリッドごとに(4)式から χ^2 をもとめ、常用対数で表示した。黄色ほど小さい値を示す。赤の十字は範囲内において最小の χ^2 値が得られた点を示す。

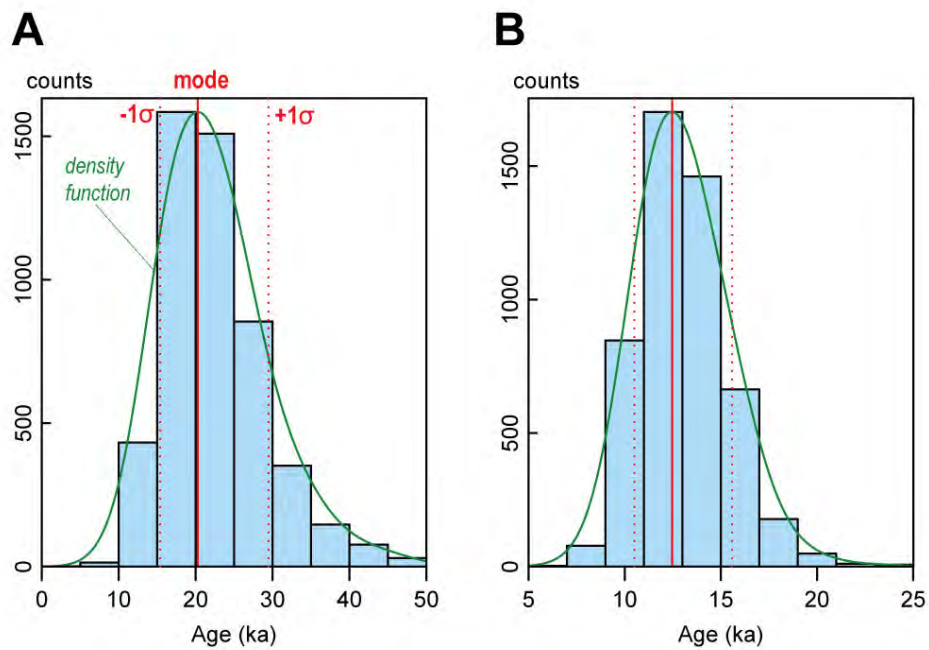


図 87 MMK-L01 に対する解析結果

(A) 宮国地点①から採取した MMK-L01 について、削剥速度として 48 ± 4 mm/kyr を仮定した場合のモンテカルロ法によって得られた露出年代のヒストグラム。(B) 宮国地点①から採取した MMK-L01 について、削剥速度として 0–20 mm/kyr を仮定した場合のモンテカルロ法によって得られた露出年代のヒストグラム。

iii) 下里地点の解析結果

下里地点では、最小年代として $9.6 + 1.8/-1.7$ ka、最大削剥速度として $220 + 76/-42$ mm/kyr を示した。露出年代を 0～200 kyr、削剥速度を 0～200 mm/kyr の範囲で変化させたときに(4)式で示される χ^2 の分布を図 88 に示した。

本地点は宮国地点①と同様に地形面の保存状態が良い。そこで、同様の解析を行った。削剥速度として 48 ± 4 mm/kyr を与えた結果、露出年代は $14 + 4.4/-3.2$ ka と推定された(図 89A)。また、削剥速度として 0 ～ 20 mm/kyr を適用した場合、 $10 + 1.9/-1.6$ ka が得られた。

本地点の露出年代は 8～12 ka と考えられ、宮国地点①と同様に、完新世に離水したことが推定される。

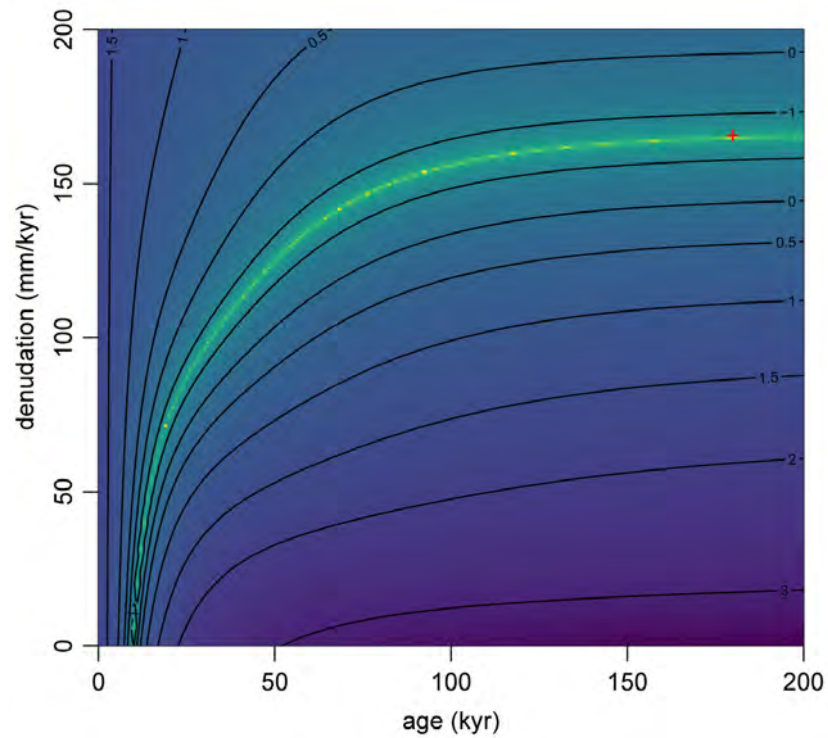


図 88 下里地点の MSS-L01 から得られた $\log_{10}(\chi^2)$ 値の分布
 グラフ範囲内のグリッドごとに(4)式から χ^2 をもとめ、常用対数で表示した。黄色ほど小さい値を示す。赤の十字は範囲内において最小の χ^2 値が得られた点を示す。

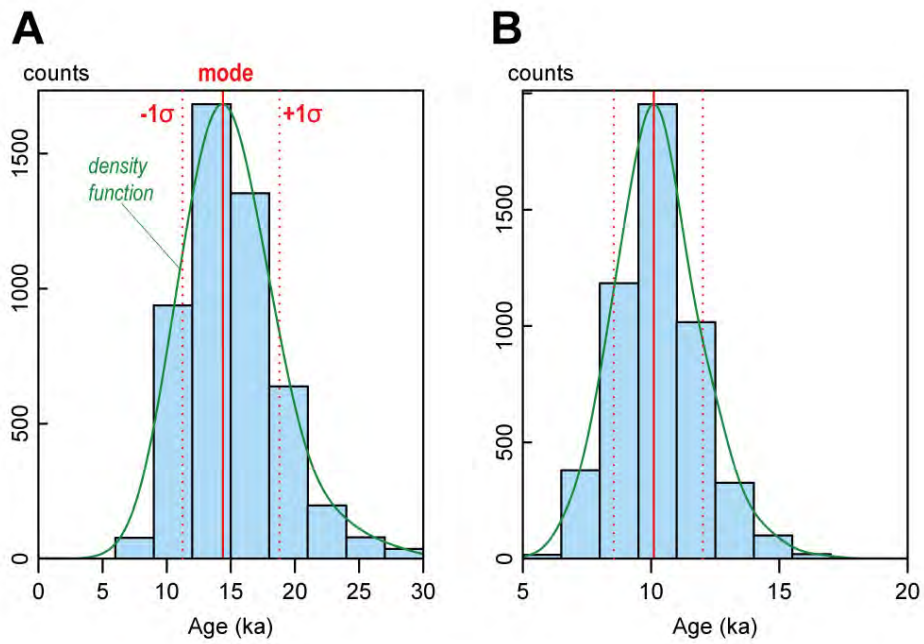


図 89 MSS-L01 に対する解析結果

(A) 下里地点から採取した MSS-L01 について、削剥速度として 48 ± 4 mm/kyr を仮定した場合のモンテカルロ法によって得られた露出年代のヒストグラム。(B) 削剥速度として 0–20 mm/kyr を仮定した場合のモンテカルロ法によって得られた露出年代のヒストグラム。

f) 宮古島断層帯の活動性の推定

i) 宮古島断層帯中部

西原露頭

露頭法面では断層による明瞭な地層のずれが認められた（図 74）。ずれが認められた地層は H1 層より上位で 14C 年代測定によると、約 3 百年前以降、つまり 17 世紀以後に堆積した地層と推定される。露頭では C 層までの地層がすべての断層によって切断されており、その下位の地層において顕著な変位の累積性は認められない。したがって、C 層堆積後、B 層堆積前に断層が活動した可能性がある。ただし、東側の断層（f1a 及び f1b 断層）は崖に面しており、海側に低下していることから、地すべりの可能性は否定できない。また、f2a 及び f2b 断層もまた、わずかな変位を示す向かい合った正断層であることから、地滑りの活動に伴う伸張性の変形で生じた可能性がある。

西原露頭では、H1 層から E3 層が西側（図 74 左）に傾動する様子が認められ、津波堆積物の可能性がある E2 層との E2/E3 境界には傾斜不整合が認められる。これを古地震イベントに伴って形成された構造と考えると、まず、地震に伴い海側の正断層が活動し、地層が西側へと傾動したことが考えられる。その後に宮古島近海で発生した津波によって E3 層より上位の地層が侵食され、E2 層が不整合に堆積したと解釈できる。このイベントは宮古島断層帯中部を構成する長沼断層系の活動を示している可能性がある。

E2 層の形成にかかわる 17 世紀以後に記録されている津波としては、1771（明和 8）年八重山地震津波が挙げられる（宇佐美，2003）。この津波は、宮古島南東端の東平安名崎や伊良部島に多数見られる津波石をもたらし津波とされる。本露頭は宮古島東岸に位置しており、その際に津波を受けた可能性は十分に考えられる。したがって、上下の地層の年代から、E2 層は明和の大津波による津波堆積物に相当することが示唆される。

露頭に現れた断層の切断被覆関係により推定されたイベントが最新活動で、傾斜不整合が示すイベントがその一つ前とすると 3 百年前以降に 2 回活動している可能性がある。ただし、断層が重力変形に伴って形成されたものだとすると、活動は 1 回のみとなる。いずれにしても、長沼断層系の最新活動時期は 17 世紀以後と推定される。琉球地域の史書の一つである『球陽』には、1667 年（寛文 7 年）に宮古島洲鎌地区において地変が生じたことが記録されている（宇佐美，2003）。本露頭で認められたイベントはその時期と一致しており、長沼断層系もまた活動していた可能性がある。

池間島

池間島において認められた離水ベンチの高度変化は長沼断層系の活動を示している可能性がある。離水ベンチの形成年代は不明であるが、地形面の保存状態がよく、ビーチロックが保存されていることから、下里の隆起ベンチより新しいことが推定される。西原露頭の示すように長沼断

層系が 17 世紀以降に活動していたとすれば、離水ベンチの高度変化は矛盾なく説明できる。この時、長沼断層系は少なくとも中央部から北部にかけて活動したことが考えられる。

西原露頭及び池間島の調査結果を総合すると、宮古島断層帯中部の長沼断層系の最新活動は 17 世紀以降と推定される。それ以外の活動性に関する情報は得られていない。

ii) 宮古島断層帯西部

下里地点の海成段丘

下里地点では腰原断層系の一つが海成段丘面を変位させる（図 90）。VRS 測量により計測するとその上下変位量は約 1 m と計測された。図 90 の断層の北延長が図 77D で示した MSS-L01 を採取した地点であり、その試料は表面照射年代として 8 ～12 ka を示した。この年代を離水後の経過時間とみなすと、平均変位速度は 0.08～0.13 mm/kyr と推定される。

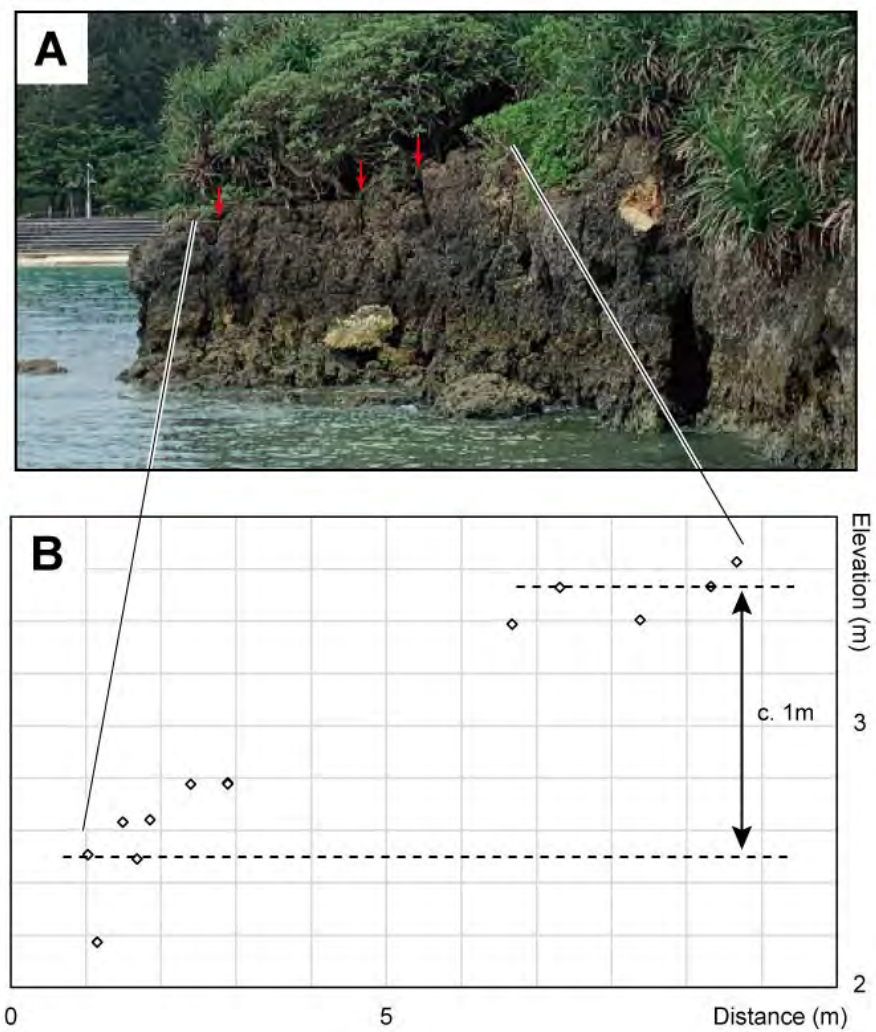


図 90 下里の海成段丘の変位

(A) 下里の海成段丘の変位。(B) 海成段丘における VRS 測量結果。

伊良部大橋周辺の多段ノッチ

伊良部大橋周辺では2段に分化したノッチが認められた(図91)。海食洞内のほぼ同じ地点からカキ(MKG-C02)とシャコ貝(MKG-C02)を採取した。また、海食洞内の最深部にビーチロックが残っており、その中の有孔虫(MKG-C01a)と貝殻片(MKG-C01b)を採取した。それらの示す暦年較正年代は、ビーチロックから採取した試料が1,126~1,497 cal BPを示し、カキがほぼ同じ1,462~1,198 cal BPを示した。シャコ貝はやや新しい1,115~825 cal BPの年代を示した。シャコ貝は異地性であり、ビーチロックには再堆積物が含まれることから、付着したカキの示す年代をノッチの離水年代とすると、1千5百年前以後、1千2百年前以前と推定される。

離水ノッチの高度は伊良部大橋に近いほど大きく、離れると現生のノッチと区別できず、不明瞭になることから、伊良部大橋付近を通る腰原断層系の断層が活動したことにより離水したことが推定される。その活動は1千5百年前以後、1千2百年前以前に生じたと考えられる。

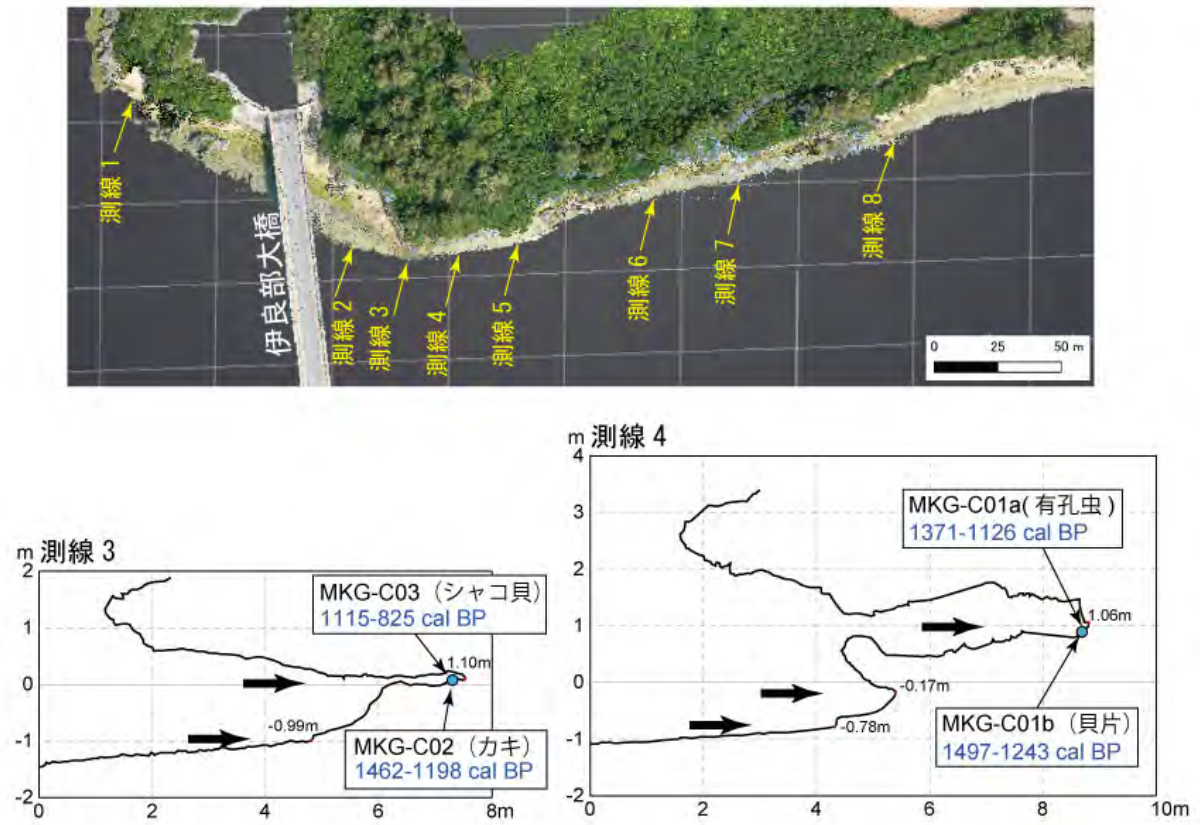


図 91 伊良部大橋の多段ノッチ

ノッチに付着した貝類及びビーチロック中の有孔虫及び貝殻片の 14C 年代を示した。

久貝トレンチが示す古地震履歴

C1 層下位の C2 層及び C3 層は、トレンチ中央部のみ認められ、北壁面及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 境界及び 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 46 の投影地質断面から、半地溝を形成する活動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 1 万 8 千年前以前に生じたと考えられる。

B 層については N21 付近で C1 層及び 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、本トレンチで確認される最も新しい活動を示す可能性がある。この時、イベントの発生時期は C1 層堆積後、開口亀裂を充填した地層の示す年代より前であるから、約 1 万年前以後、約 6 千年前以前に生じたと考えられる。ただし、このイベントの根拠は開口亀裂のみであり、それに伴う地層の変位は認められないか、認識が難しい程度に小さい。したがって、このイベントの信頼度は低い。

久貝トレンチが示す平均変位速度

久貝トレンチにおいて、D 層より深い地層に半地溝状の構造が認められた（図 92）。地表では約 0.5 m の上下変位量が計測された。地質断面から計測すると、D 層上面で約 2.1 m、基盤の石灰岩層上面で約 1.1 m と計測された。基盤岩上面高度は B-2 孔と B-11 孔ではほぼ等しく、地質断面の範囲内の変形と解釈できる。D 層上面で約 2.1 m と基盤岩上面の高度差より大きい値を示すことは、地溝部において D 層が薄化していることや、低下側で粘土層が薄くなっているためと考えられる。D 層の変形は C3 層の堆積した約 1 万 8 千年前以前からの活動が反映されていると考えられることから、上下変位量を C3 層の堆積時期で除することで、0.06–0.11 m/千年が求められる。この値は最大値であり、本断層の平均上下変位速度はこれより小さいと考えられる。

下里の海成段丘面の年代は 8～12 ka と求められ、断層の上下変位量から平均上下変位速度は 0.08～0.13 mm/kyr と推定された。伊良部大橋の多段化したノッチからは、1 千 5 百年前以後、1 千 2 百年前以前に活動したことが推定された。久貝トレンチでは、信頼性が低いイベントであるが、約 1 万年前以後、約 6 千年前以前に活動したことが推定され、基盤岩高度の上下変位量から平均上下変位速度の最大値として 0.06–0.11 m/千年が求められた。それぞれは分岐合流する異なるトレース上から得られた結果であるが、腰原断層系として一括して解釈すると、活動時期は 1 千 5 百年前以後、1 千 2 百年前以前に一回、約 1 万年前以後、約 6 千年前以前に一回活動した

ことが推定される。また、平均上下変位速度は $0.08\sim0.13\text{ mm/kyr}$ と $0.06\text{--}0.11\text{ m/千年}$ 以下の値が得られた。したがって、腰原断層系の平均上下変位速度はおおよそ 0.1 m/千年 と考えられる。

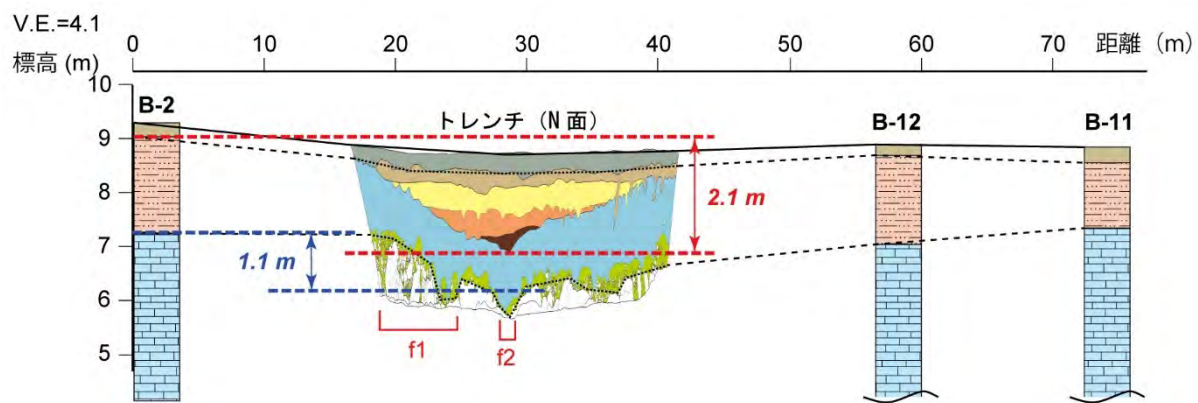


図 92 久貝トレンチの地質断面が示す変位量

5) 結論並びに今後の課題

a) 宮古島断層帯の活動性

宮古島断層帯中部は平成 20 年度追加・補完調査では、最近の活動は認められないとされていた。しかし、本調査において、長沼断層系沿いの断層露頭から 17 世紀以降の活動が推定された。海岸沿いの離水ベンチの変形もまた認められることから、最近活動していることが示唆された。

宮古島断層帯西部では、特に腰原断層系を中心に調査を行い、その活動時期は 1 千 5 百年前以後、1 千 2 百年前以前に一回、約 1 万年前以後、約 6 千年前以前に一回活動したことが推定された。また、平均上下変位速度はおおよそ 0.1 m/千年と考えられた。

平成 20 年度追加・補完調査では、海岸に分布するビーチロックの高度に着目して 2000 年前以降の活動性について検討した。本調査では、海岸の離水ベンチや離水ノッチに着目し、2000 年前以降の活動を見出した。宮古島の海岸には、多数の離水ベンチや離水ノッチが認められた。海食洞を伴う離水ノッチは固着した生物遺骸やビーチロックが残存しており、それらを活用することで離水時期の推定が可能である。離水ベンチや離水ノッチを活用した網羅的かつ詳細な調査により、断層の活動性をより詳細に評価できる可能性がある。

b) 年代測定についての課題

本調査では、宇宙線生成核種として放射性塩素 (^{36}Cl) を用いた年代測定を試みた。その結果、1 万年前ごろに離水した海成段丘面の年代測定を行うことができた。本地域において過去数万年間に形成された地形面であれば、宇宙線生成核種を用いた表面照射年代測定によって年代の推定が可能になることが明らかとなった。ただし、露出年代は削剥速度に影響を受けるため、より精度や信頼性を高めるためには、厳密な削剥速度の推定が必要である。

本調査のライムストーンウォールから採取した試料は、沖縄本島などで報告されている値より数倍大きい削剥速度を示した。この削剥速度が宮古島において一般的であるとすれば、MIS5e 以前の地形面については、誤差数万年程度の精度で年代を推定することは難しく、本調査の宮国地点②が示すように、数十万年程度の幅のある年代しか得ることができないことに留意する必要がある。

c) 断層帯の平均変位速度と断層長

本調査では、宮古島に分布する断層のうち 2 条から平均変位速度を推定した。宮古島断層帯は十数条の断層が並走するため、これらの値が代表的な平均変位速度とみなせるかは疑問が残る。厳密な推定には、断層の地下構造を考慮した検討が必要である。

宮古島断層帯の周辺海域を含めた地形判読の結果、断層が海域に延びる可能性や周辺海域の特に八重干瀬周辺において活断層と考えられるトレースが多数認められた。宮古島断層帯の主な断層は沖縄トラフと直交する正断層で、南西諸島列島を胴切りに変位させる変動によって形成され

たとえられる（尾方・大坪，2019）。その場合、断層長は陸域に見えている範囲だけでなく、海域のトレースも考慮した長さを考慮する必要がある。八重干瀬から東平安名崎までを断層長とするとその長さは約 40 km となる。

また、本調査では、沖縄トラフに平行な断層として、平良断層や佐和田断層の存在が明らかとなった。これらは 10 km には満たないがそれぞれ 8 km 及び 6 km 程度の長さを有する。活動性は北西—南東走向の断層に劣ると考えられるが、地表面に変位を与えうる断層であるため、その活動性については検討する必要がある。

（e）結論

宮古島断層帯は長さが中部で約 28 km、西部で約 17km あり、マグニチュード 7.2 程度もしくはそれ以上の地震が発生する可能性があるが、本断層の最新活動後の経過率及び将来の地震発生確率は不明とされている。本断層を対象として令和 4 年度から令和 6 年度にかけて新しい手法として、沿岸海域の航空レーザー測深に加え、石灰岩から抽出した放射性塩素（ ^{36}Cl ）を使用した表面照射年代測定を適用し平均変位速度を含む活動性の推定を試みた。

令和 4 年度は、陸域では空中写真及び国土地理院の整備する 5m メッシュの地形データを使用し、沿岸海域では航空 LiDAR 測量ならびに浅海底レーザー測量によって取得された詳細地形データ（1m メッシュ）を海上保安庁ならびにアジア航測株式会社より入手し、宮古島及び周辺海域を対象として変動地形及び断層変位地形の判読を行った。地形判読の結果、陸域と周辺海域における変動地形や活断層の詳細な分布が明らかとなり、従来指摘されていなかった断層の存在を示した。

令和 5 年度は、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及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、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。

令和 6 年度は、トレンチや海岸から採取した試料について放射性炭素年代測定を行い、トレンチ調査結果について再検討した。また、宮古島に分布する海成段丘や島内で採取した試料について、前処理・計測を実施し、宇宙線生成核種（ ^{36}Cl ）による表面照射年代測定を行った。その結果、宮古島断層帯西部の特に腰原断層系の活動時期として、1 千 5 百年前以後、1 千 2 百年前以前に一回、約 1 万年前以後、約 6 千年前以前に一回の活動が推定された。また、平均上下変位速度はおおよそ 0.1 m/千年と考えられた。

(e) 引用文献

- 荒川達彦・大城直樹・井川裕之, 琉球列島における石灰岩堤及び石灰岩屏について, エリア山口, 17, 16-31, 1987.
- Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates, *Radiocarbon*, 51(1), 337-360, 2009.
- Braucher, R., Brown, E. T., Bourlès, D. L., and Colin, F., In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 211, 251-258, 2003.
- Desilets, D., Zreda, M., Almasi, P. F., Elmore, D., Determination of cosmogenic ^{36}Cl in rocks by isotope dilution: innovations, validation and error propagation, *Chemical Geology*, 233, 185-195, 2006.
- Doan, D. B., Paseur, J. E., and Fosberg, F. R., Military geology of the Miyako Archipelago, Ryukyu-retto. Intelligence Div., Office of the Engineer, Headquarters, U.S. Army Pacific, 214p, 1960.
- GEBCO Compilation Group, GEBCO_2022 Grid, doi:10.5285/e0f0bb80-ab44-2739-e053-6c86abc0289c, 2022.
- Gosse, J. C. and F. M. Phillips, Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application, *Quat. Sci. Rev.*, 20, 1475-1560, 2001.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., and Ogg, G. M., eds, *The Geologic Time Scale 2012*, Amsterdam, Elsevier, 2 vols., 1144p, 2012.
- Heaton, T., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R., Austin, W., Bronk Ramsey, C., Grootes, P., Hughen, K., Kromer, B., Reimer, P., Adkins, J., Burke, A., Cook, M., Olsen, J., and Skinner, L., Marine20 - the marine radiocarbon age calibration curve (0-55,000 cal BP), *Radiocarbon*, 62(4), 779-820, 2020.
- Hideshima, S., Matsumoto, E., Abe, O., and Kitagawa, H., Northwest Pacific marine reservoir correction estimated from annually banded coral from Ishigaki Island, southern Japan, *Radiocarbon*, 43(2A), 473-476, 2001.
- 本田信幸・辻 善弘・松田博貴・五月女順一, 琉球列島伊良部島の第四系石灰岩の堆積相と海水準変化, 石油技術協会誌, 59, 86-98, 1994.
- 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.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図「宮古島(海底地形図)」, No.6512-2, 1986.

- 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.
- 国土地理院, 基盤地図情報ダウンロードサービス, <https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php> (2023年3月31日確認), 2023.
- Lal, D., Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 424-439, 1991.
- Maeda, S., Otsubo, M., Asahina, D., and Furuno, Y., Estimating the thickness of a faulted mechanical layer based on fault spacing: An example from Miyako-jima Island, southern Ryukyu Arc, Japan, *Island Arc*, 2019.
- Marrero, S. M., Phillips, F. M., Caffee, M. W., and Gosse, J. C., CRONUS-Earth cosmogenic ^{36}Cl calibration, *Quaternary Geochronology*, 31, 199-219, 2016.
- Marrero, S. M., Phillips, F. M., Caffee, M. W., and Gosse, J. C., Corrigendum to “CRONUS-Earth cosmogenic ^{36}Cl calibration” [*Quat. Geochronol.* 31 (2016) 199-219], *Quaternary Geochronology*, 61, 101130, 2021.
- Matsukura, Y., Maekado, A., Aoki, H., Kogure, T., Kitano, Y., Surface lowering rates of uplifted limestone terraces estimated from the height of pedestals on a subtropical island of Japan, *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 1110-1115, 2007.
- Matsushi, Y., Sasa, K., Takahashi, T., Sueki, K., Nagashima, Y., Matsukura, Y., Denudation rates of carbonate pinnacles in Japanese karst areas: Estimates from cosmogenic ^{36}Cl in calcite, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 268(7-8), 1205-1208, 2010.
- 松四雄騎, 宇宙線生成核種を用いた岩盤の風化と土層の生成に関する速度論—手法の原理, 適用法, 研究の現状と課題—, *地学雑誌*, 126 (4), 487-511, 2017.
- 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.
- 尾方隆幸・大坪 誠, 琉球弧の地球科学的研究—断層と風化・侵食プロセスに関する研究の課題と展望—, 第四期研究, 58 (6), 377-395, 2019.
- 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, 琉球列島の自然史科学的総合研究 (1), 6, 31-38, 1973.

- 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.
- Stone, J. O., Fifield, L. K., Allan, G. L., and Cresswell, R. G., Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 679-692, 1996.
- 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.
- 宇佐美龍夫, 最新版 日本被害地震総覧 416-2001, 東京大学出版会, 605p, 2003.
- 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.

3. 11 活断層評価の高度化・効率化のための調査手法の検証

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 活断層評価の高度化・効率化のための調査手法の検証

(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
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
国立大学法人 東京大学	助教	白濱吉起 ^{#1}
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	主任研究員	吾妻 崇
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	研究員	レゲット佳

^{#1} 2023 年 10 月異動

(c) 業務の目的

3 年間の成果を総合して、ドローン・浅海底レーザー計測等による数値標高モデルなどの最新の地形解析技術や宇宙線生成核種年代測定、海上ボーリングなどの新しい調査手法の妥当性や信頼性を従来の調査手法等により検証する。また、新たな調査手法の適用を継続し、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。さらに、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。

(d) 3 ヶ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：

なし

3) 令和 6 年度：

過年度事業に引き続き新たな調査手法の適用を継続し、調査手法の妥当性や信頼性を検証した。さらに、それら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した。

(2) 令和 6 年度の成果

(3) に記載。

(3) 令和4～6年度の成果

(a) 業務の要約

本事業では、新しい調査手法として数値地形解析(ドローン・浅海底レーザー計測等)、宇宙線生成核種年代測定、海上ボーリングを過年度事業より継続して実施した。それらの有効性と課題を検討した。また、従来の調査手法として、ボーリング(ピット・採泥)調査及びトレンチ調査、反射法地震探査・音波探査等を実施し、新たな調査手法で得られたデータの妥当性や信頼性を検討した。さらに、新たな調査手法の有効性と実用性を検証するため、調査対象断層として様々な断層のずれの種類や地域性を考慮した調査手法を整理した。

(b) 令和6年度の業務の成果

1) 調査手法の検証方法の整理

本事業では、過年度事業で導入した新たな調査手法の妥当性や信頼性を検証するため、主に次の3つの方法で具体的な調査データを取得し、比較検討することによって検証をおこなった(図1, 図2)。それらは、 α ：新たな手法と従来手法を併用して取得した新規データを比較検討、 β ：新たな手法の新規データと既往の長期評価データを比較検討、 γ ：新たな手法を複数の地点や異なる活断層で実施して比較検討の3つである。

α による検証は、津軽山地西縁断層帯(南部)、横手盆地東縁断層帯(南部)、長野盆地西縁断層帯(麻績区間)、屏風山・恵那山一猿投山断層帯(赤河断層帯)、筒賀断層の5断層を対象として実施した。これらの断層では、航空・ドローンレーザー計測による数値地形解析、トレンチ調査、ボーリング調査、反射法地震探査、宇宙線生成核種年代測定を組み合わせ、新規の平均変位速度データを比較検討した。

β による検証は、身延断層、弥栄断層の2断層を対象として実施した。これらの断層では、航空・ドローンレーザー計測による数値地形解析、トレンチ調査、ボーリング調査等を実施し、既往の長期評価との比較検討をおこなった。

γ による検証は、境峠・神谷断層帯(霧訪山一奈良井断層帯)、布田川断層帯(宇土半島北岸区間)、宮古島断層帯の3断層を対象として実施した。これらの断層では、河谷の屈曲率等による平均変位速度推定、海上ボーリング、宇宙線生成核種年代測定等を実施し、異なる断層で同じ手法で得られた平均変位速度等を比較検討した。

以下では、それぞれの新たな調査手法毎に得られた成果や検証結果についてまとめる。

2) 数値地形解析(ドローン・浅海底レーザー計測等))

航空・ドローン浅海底レーザー計測による数値標高モデルを用いた地形解析は、海域の布田川断層帯(宇土半島北岸区間)を除く、陸域の9断層で実施した。これらのうち、弥栄断層では新規に航空レーザー計測を実施し、横手盆地東縁断層帯(南部)、身延断層、屏風山・恵那山一猿投山断層帯(赤河断層帯)では新規にドローンレーザー計測を実施した。宮古島断層帯では、既存

の浅海底レーザー計測データと陸上の既存数値標高モデルを組み合わせ、地形解析等を実施した。その他の陸上の5断層についても、公的機関が既に実施し公開している航空レーザー計測データ等を利用させていただき、活断層調査に活用した。これらの結果、これまで把握が困難であった山間部（森林）や沿岸部等において正確な断層位置が新たに明らかとなり、詳細な掘削調査用地の選定と具体的な評価データの新規取得が可能であることがあらためて確認された。

3) 宇宙線生成核種年代測定

宇宙線生成核種年代測定は、過年度事業に引き続き Be-10 等を対象とした石英を含む花崗岩分布地域の活断層である筒賀断層で実施した。さらに、本事業では C1-36（放射性塩素）を対象として石灰岩分布地域の活断層である宮古島断層帯において、新たに適用を試みた。いずれの断層においても変位基準となる堆積物や地形面の絶対年代を初めて推定することが可能となり、具体的な平均変位速度のデータが得られた。これらの年代推定は様々な活断層で幅広く適用可能とみられるが、事例は未だ少数であるため、今後も引き続き多くの事例の収集と蓄積が必要である。

4) 河谷の屈曲率・流域侵食速度等による平均変位速度推定

本事業では、河谷の屈曲率に基づく平均変位速度の推定を境峠・神谷断層帯（霧訪山―奈良井断層帯）、屏風山・恵那山―猿投山断層帯（赤河断層帯）、弥栄断層で実施した。推定された平均変位速度は推定幅が広く、今後、上流の長さを計測するための浸食小起伏面の影響や、算出に用いる係数 k の地域性やばらつきを検討する必要があることが明らかとなった。さらに、筒賀断層では、従来手法である河谷の屈曲率による推定と流域侵食速度を考慮した屈曲率、新たな調査手法である宇宙線生成核種年代測定による推定、既往の従来手法による平均変位速度をそれぞれ比較検討した。その結果、従来手法による平均変位速度と宇宙線生成核種年代測定による推定値はよく一致するものの、河谷の屈曲率や流域侵食速度を考慮した屈曲率による推定値は、それらの半分程度小さな値となった。これらの要因は現時点では明確ではないものの、より多くの事例を収集して係数 k の地域性やばらつきを検討する課題が明確となった。

5) 海上ボーリング

沿岸海域の新たな調査手法として、過年度事業に引き続き、布田川断層帯（宇土半島北岸区間）において海上ボーリングを実施した。掘削位置の選定に先行して高分解能の音波探査を実施し、正確な断層位置や変位基準の深度等を把握することにより、効率的にボーリング掘削位置や深度を計画可能となった。その結果、布田川断層帯（宇土半島北岸区間）の平均変位速度や活動間隔を初めて推定可能となった。沿岸海域の活断層では、現時点では他の調査手法によるデータ取得によって妥当性や信頼性を直接的に検証することが困難であるが、周辺に分布する雲仙断層群、布田川断層帯や日奈久断層帯等と比較して、概ね妥当な推定値とみられる。今後、より多くの事例を集積して、検証を続ける必要がある。

6) 断層のずれの種類や地域毎の整理

本事業で対象とした10断層を断層のずれの種類や地域毎に整理する。一般に、日本の活断層のずれの種類は、長野県の糸魚川―静岡構造線断層帯を境として、東北日本弧では逆断層、西南日本弧では横ずれ断層、九州の北部と火山周辺で正断層がそれぞれ卓越して分布する。本事業では、逆断層を対象として東北地域の2断層と関東地域の2断層、横ずれ断層を対象として中部地域の2断層、中国地域の2断層、正断層として九州地域の2断層で新たな調査手法の適用や検証のための調査を実施した。

逆断層では、特に森林地域等における数値標高モデルの地形解析と従来手法のボーリング調査・反射法地震探査、トレンチ調査等を組み合わせて、新たな調査手法の妥当性や信頼性を確認した。複数の活断層トレースが並走する区間では、可能な限り効率的に、全てのトレースを横断する測線上で平均変位速度を推定するよう努めた。今後も同様な調査手法で適切な手法を組み合わせることによって、地震発生確率が不明な逆断層の数を低減できるものと期待される。

横ずれ断層では、新たな手法として宇宙線生成核種年代測定による平均変位速度の推定、河谷の屈曲率等の検証を実施し、新たな調査手法の有効性や実用性が明らかとなった。また、河谷の屈曲率等による推定が幅広い点や、平均変位速度として小さくなる可能性など、今後の新たな課題がより明確になった。これまで横ずれ断層で地震発生確率の算出が困難であった主な理由は、山地・森林地域で適切なトレンチ調査用地が探せない場合、変位基準の年代が不明なため、横ずれ平均変位速度の推定が困難であった場合等が考えられる。本事業で検証した数値標高モデル等の地形解析、宇宙線生成核種年代測定の適用や屈曲率等による変位速度算出手法の改良を進めることによって、より多くの横ずれ断層で評価データを得られるものと期待される。

正断層では、これまでデータ取得が困難であった海域の断層を対象として、海上ボーリングを実施することにより初めて平均変位速度の算出が可能となった。また、後期更新世以降の堆積層が乏しく、活動時期や平均変位速度の算出が困難であった石灰岩地域においても、初めて平均変位速度の算出が可能となった。よって、新たな調査手法を適用すれば、他の類似地域においても評価データを得られるものと期待される。一方、雲仙断層群をはじめ正断層では、多数の短い断層が近接して断層帯ないし断層群を構成する特徴があり、単独の活断層トレースで得られた平均変位速度や活動間隔は、全体を評価した際の最小値にとどまる可能性もある。そのため、効率的に調査データを取得し、地震発生確率等を適切に評価していくためには、より簡便に多数の地点で調査データを取得するための調査手法の改良や、地下の断層形状も含めた評価手法の検討をおこしていく必要が明らかとなった。

7) 結論ならびに今後の課題

本事業では、新たな調査手法として数値地形解析(ドローン・浅海底レーザー計測等)、宇宙線生成核種年代測定、海上ボーリングを過年度事業より継続して実施した。それらの有効性と課題

を検討した。その結果、ほぼ全ての断層で新たな調査データを取得でき、地震発生確率の算出に資する評価パラメーターを取得可能であることが確認された。また、従来の調査手法として、ボーリング調査及びトレンチ調査、反射法地震探査・音波探査等を実施し、新たな調査手法で得られたデータの妥当性や信頼性を検討した。その結果、既往の評価パラメーターと調和的な新規データが取得されていることが明らかとなり、新たな調査手法や新旧の調査手法を組み合わせたデータの収集と蓄積を進めることにより、地震発生確率が不明な活断層を低減可能であると確認できた。一方、河谷の屈曲率等については、引き続き係数の地域性等を含めて検討し、改良を継続する必要性が明らかとなった。さらに、新たな調査手法の有効性と実用性を検証するため、調査対象断層毎に様々な断層のずれの種類や地域性を考慮した調査手法を整理した。



図1 本事業における新たな調査手法の検証の枠組み

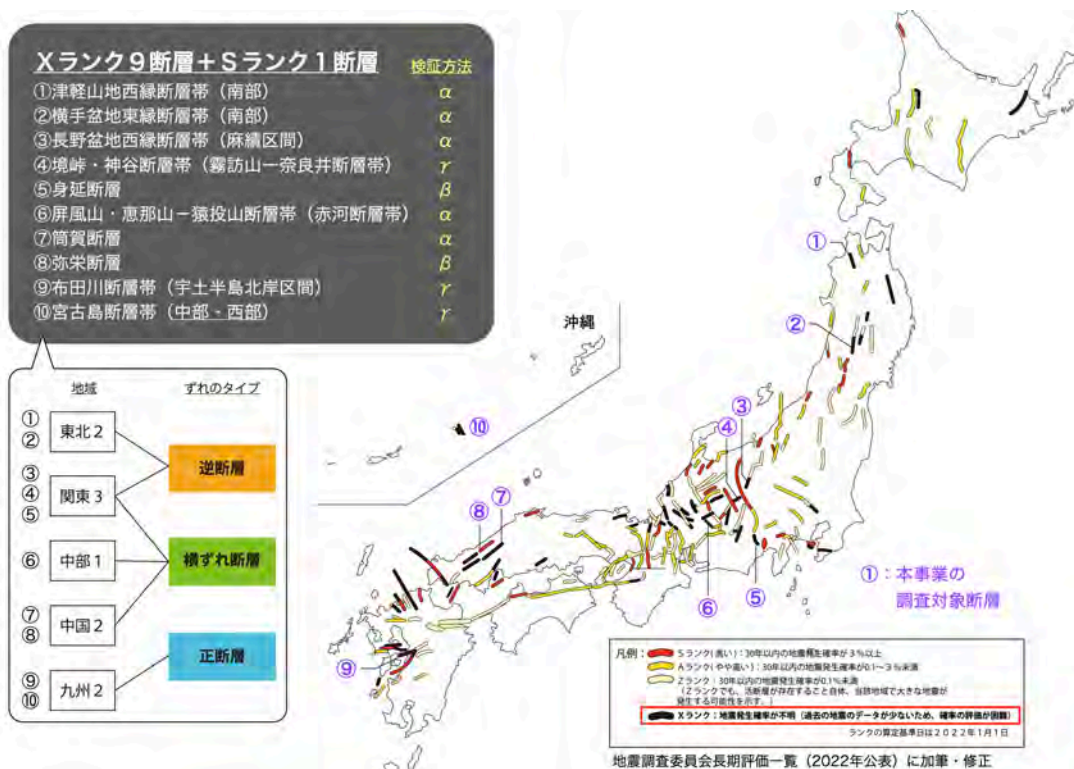


図2 本事業の調査対象断層とずれの種類・地域

4. 全体成果概要

津軽山地西縁断層帯（南部）の傾斜やずれの向き及び活動性を明らかにするため、低位段丘面に撓曲変形が認められる断層南部の平川市新屋地区、同市尾崎地区を対象として以下の調査を実施した。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。また、断層を横断する測線を設定して、P 波及び S 波を震源とする反射法地震探査を行い、それぞれ深度 1.5 km 以浅及び深度 250 m 以浅の地下構造を推定した。反射法地震探査測線沿いの断層の低下側及び隆起側の 2 地点においてボーリングを各 1 孔掘削し（総掘削深度 60 m）、地層の分布を把握した。断層の平野側において露頭調査を実施し、地層の分布及び変形を確認した。これらの結果に基づいて、断層の地下形状を推定し、変位基準の落差を見積もった。その結果、津軽山地西縁断層帯（南部）の主断層は東に 60° ～ 65° 程度で傾斜する東側隆起の逆断層であり、地表付近では幅広い撓曲変形を呈することがわかった。群列ボーリングにより、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。また、反射断面とボーリングコアから採取した試料の放射性炭素年代の分析から、約 5～7 万年前に堆積したと推定される地層に約 30 m の上下変位が認められ、平均上下変位速度は約 0.4～0.6 mm/yr と見積もられた。断層南部の浅井川沿いにおいて断続的に露出する十和田八戸火砕流堆積物の露頭観察と地形計測の結果、平野側の断層トレースの南北延長において断層変位とみられる顕著な変形が認められなかった。

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、上下平均変位速度、地震時変位量、極浅層の断層構造、平均活動間隔等を明らかにする調査を実施した。令和 4 年度は、南部区間の北端を構成する金沢断層に位置する美郷町金沢乗上地区において、ドローン LiDAR による地形解析、ボーリング調査、S 波反射法地震探査を実施し、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、上下平均変位速度は 0.2 mm/yr であることを明らかにした。また、最新活動に伴う上下変位量は、撓曲崖の比高 1.1 m と同程度とみなすことができ、この変位量と上下平均変位速度から、間接的な平均活動間隔 5500 年が得られた。また、最新活動時期は、西暦 880～1020 年以降に生じた可能性が明らかとなった。南部区間の平野側を延びる大森山断層上の横手市平鹿地区では、既往のドローン LiDAR 調査、ボーリング調査、S 波反射法地震探査に加えて、新たにボーリング調査と S 波反射法地震探査を実施した。その結果、0.6～0.7 mm/yr の上下平均変位速度が推定された。また、最新活動に伴う上下変位 1.5 m が西暦 330～510 年以降に生じた可能性が明らかになった。これらを基に、平均活動間隔は 2100～2500 年と算出された。令和 5 年度は、南部区間の金沢断層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。これらに基づく活動間隔は、 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、UAV 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。低位の地形面で実施した群列ボーリング調査結果の検討に基づく、麻績断層の平均変位速度（上下成分）は 0.25-0.23 mm/yr と算出された。一方、高位の地形面で実施した群列ボーリングで確認された軽石層（On-Pm1）の標高差に基づく、麻績断層の平均変位速度（上下成分）は 0.08 mm/yr 以上であると推定された。今回の調査では、平均変位速度を推定することができたのは 2 条のうち北側のトレースだけである。そのため、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。

霧訪山-奈良井断層帯は、長野県中部に位置する北東-南西走向で長さ約 28 km の右横ずれ断層である。この断層帯の平均変位速度を推定するため、水系屈曲量を用いた横ずれ成分の平均変位速度の検討を実施した。断層による屈曲量と断層よりも上流側の水系の長さを計測した 40 の水系のうち、上流域が侵食小起伏面に到達している 22 の水系に限定し、水系の屈曲量（D）と断層よりも上流側の谷の長さ（L）から導き出される屈曲率（ α ）を算出したところ、0.018～0.195（平均値：0.07）であった。この水系屈曲率の平均値（0.07）と、跡津川断層での既往研究による平均変位速度と α の値との比較結果（ $S = (8.6 \sim 29.4) \alpha$ ）を用いると、霧訪山-奈良井断層帯の横ずれ成分の平均変位速度は 0.60～2.06 mm/yr（平均値：1.33 mm/yr）となる。得られた平均変位速度の平均値は妥当な値と思われるが、誤差幅が非常に大きいため、手法の適用については更なる検討が必要である。

身延断層の活動性に関するデータの取得を目的として、令和 4 年度と令和 5 年度に以下の調査を行った。令和 4 年度は、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。また、地形・地質踏査を実施し、平均変位速度を検討するための調査適地を選定した。さらに断層変位を受けた段丘面の形成年代を明らかにするため、1箇所（2孔）で段丘堆積物の詳細な露頭の観察・地質柱状図の作成を行い、露頭から採取した試料の 14C 年代測定を実施した。加えて、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。令和 5 年度には、前年度の調査を踏まえて選定した調査適地において、詳細な地形・地質踏査を実施して断層の詳細な位置やずれ量を把握するとともに、14C 年代測定を実施して断層沿いの地形面の形成時期を検討した。また、令和 4 年度のボーリング調査結果を補完することを目的として、1 箇所（2孔）でボーリング調査を実施した。それらの結果、身延断層中央部にあたる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、3 条からなるとされる断層のうち、東側の F1 断層及び中央の F2 断層が活断層とした場合、低位段丘堆積物上面の高度差と推定される形成年代から、平均変位速度の上下成分はいずれも 0.1 mm/yr 程度以下であり、両断層面の傾斜を 30° と仮定すると両断層の水平短縮速度の総和は 0.4 mm/yr 程度かそれ以下と推定された。また、低位段丘面を開析する河谷の左

屈曲が報告されている断層中央部付近に位置する南部町楮根原戸地区において、UAVレーザ測量により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 mm/yr 以上と推定された。

赤河断層帯は、岐阜県東部に分布する北西－南東走向の活断層である。この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。また、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レーザ測量、ボーリング調査、トレンチ調査・ピット調査、露頭観察、水系屈曲率を用いた横ずれ成分の平均変位速度の検討を実施した。UAVレーザ測量では、千田地区と上本郷地区において赤河断層に沿った断層変位地形を明らかにすることができ、翌年度のトレンチ調査・ピット調査の候補地の選定に役立った。ボーリング調査では、横ずれを示す水系の堆積物の厚さと層相を確認した。また、ボーリングコアから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。トレンチ調査・ピット調査では、499-316 cal BP、770-672 cal BP、1,176-977 cal BPの年代を示す地層は断層変位を受けていないことを確認した。しかし、断層構造と思われる部分の堆積層が掘削可能な深度よりも厚かったため、これらの堆積物と断層との関係に関する解釈の信頼性は低い。断層露頭観察では、濃飛流紋岩と花崗岩の境界をなす断層露頭を観察し、亀裂の性状の観察と走向・傾斜の計測を実施した。水系屈曲率を用いた横ずれ成分の平均変位速度の検討では、赤河断層の南東部における水系屈曲率（ α ）は、最大で0.320、最小で0.057であり、平均値は0.148であった。水系屈曲率の平均値（0.148）と、跡津川断層で算出された係数 k の平均値19.0に基づくと、赤河断層の南東部の横ずれ成分の平均変位速度は2.8 mm/yr（ α のばらつきを考慮すると、0.99～6.1 mm/yr）と算出された。

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り、マグニチュード 7.8 程度の地震が発生する可能性がある。本断層の最新活動後の経過率及び将来の地震発生確率は不明とされているが、従来手法によって平均変位速度が報告されており、かつ新しい手法である表面照射年代測定に適した花崗岩が分布する。本断層を対象として令和 5 年度から令和 6 年度かけて新しい手法を適用し平均変位速度の推定を試みた。令和 5 年度は、広島県山県郡安芸太田町下殿河内及び上殿地区を対象に航空レーザ測量を実施した。得られた詳細地形データから、筒賀断層の詳細なトレースが明らかとなり、沖積面を下刻する河川のずれとして右横ずれ約 5.5 m、最大のずれ量として約 130 m が判読された。沖積面の離水年代を推定するため、面上に露出した巨礫を対象に試料採取を行った。流域平均侵食速度推定のための試料を河床と山地斜面から採取した。令和 6 年度に試料の調整と分析を実施した結果、長田地区から採取された巨礫に対し、表面照射年代が 10.6 ± 1.1 ka と求められた。沖積扇状地を下刻する河川のずれと形成年代から、平均変位速度は約 0.5～1.0 mm/yr と求められた。山内・山中（2021）において報告された値とよく一致しており、航空レーザ測量による詳細な地形の把握と表面照射年代測定により、従来手法と遜色ない精度での活動性推定が可能であることが確認された。一方、流域平均侵食速度を考慮した場合の屈曲率を用いた横ずれ変位速度を推定した結果、0.05～0.55 mm/yr と既往研究結果より小さい値を示すことがわかった。

弥栄断層は、島根県西部に位置する北東－南西走向の右横ずれ断層である。弥栄断層では、令和4年度は、航空レーザー測量と水系屈曲率を用いた横ずれ成分の平均変位速度の検討を実施した。航空レーザー測量は、断層の北半部の長さ約16 kmの範囲を対象として実施し、得られたデータを用いてデジタル標高モデルを作成し、断層変位地形の分布と形態の検討ならびに次年度に実施する活断層調査の実施地点の検討を行った。水系屈曲率を用いた横ずれ成分の平均変位速度の検討では、弥栄断層を横切る42の水系の屈曲量(D)と断層から上流の水系の長さ(L)を計測し、水系屈曲率(α)を0.013～1.000(平均値:0.293)と求めた。さらに、その結果を用いて、弥栄断層の横ずれ成分の平均変位速度を0.59～1.47 mm/yr(平均値:1.03 mm/yr)、もしくは0.40～1.26 mm/yr(平均値:0.83 mm/yr)と算出した。令和5年度は、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、壁面に現れた破砕部は少なくとも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、断層の正確な位置・連続性、南西端の位置を明らかにするとともに、過去の活動について検討するため、以下の調査を実施した。令和4年度には、主として重力異常帯にもとづいて断層が推定されている島原湾の南縁(宇土半島および大矢野島の北縁)を対象に、従来手法より高出力・多チャンネルで高分解能の音波探査を実施し、断層帯を構成する海底活断層の存在を確認するとともに、その正確な位置・形状を明らかにした。令和5年度には、断層帯の南西延長部を対象として高分解能の音波探査を実施し、断層帯の南西端および海底活断層の連続性に関する資料を取得した。以上の音波探査の結果により、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層の詳細な位置・形状が明らかになり、断層帯の南西端がこれまで示されていた位置よりも約11 km西方に延長することが示された。令和6年度には、本調査で実施した音波探査の結果を踏まえて、本断層帯の過去の活動を検討するために1地点で海上ボーリング調査を実施し、断層近傍の層序、地層の形成年代に関する資料を取得した。音波探査および海上ボーリング調査の成果を組み合わせた検討によれば、断層帯を構成する1条の海底活断層の平均上下変位速度が0.08～0.12 mm/yr、最新活動時期が5.3～5.7 cal. kBP頃、1回前の活動が18.2 cal. kBP以降、1回の変位量(上下)が0.8 m程度であったと推定される。さらに、近傍に分布する複数条の北傾斜の正断層群による地質構造の検討によれば、1回の変位量(上下)が4 m程度であり、平均上下変位速度が0.36～0.54 mm/yrであった可能性がある。

宮古島断層帯は、断層長が中部で約28 km、西部で約17 kmあり、マグニチュード7.2程度もしくはそれ以上の地震が発生する可能性がある。しかし、本断層の最新活動後の経過率及び将来の地震発生確率は不明とされている。本断層を対象として令和4年度から令和6年度にかけて、沿岸海域の航空レーザー測深によって得られた詳細地形データに加え、石灰岩から抽出した放射性塩素同位体(^{36}Cl)を使用した表面照射年代測定を適用し、平均変位速度を含む活動性の推定を試みた。令和4年度は、陸域では空中写真および国土地理院の整備する5 m メッシュの地形データを使用し、沿岸海域では航空LiDAR測量ならびに浅海底レーザー測量によって取得された詳細地形データ(1 m メッシュ)を海上保安庁ならびにアジア航測株式会社より借用し、宮古島および周辺海域を対象として変動地形お

よび断層変位地形の判読を行った。令和5年度は、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、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。令和6年度は、トレンチや海岸から採取した試料について放射性炭素年代測定を行い、トレンチ調査結果について検討した。また、宮古島に分布する海成段丘や島内で採取した試料について、試料調製・計測を実施し、表面照射年代測定を行った。その結果、宮古島断層帯西部、特に腰原断層系の活動時期として、1千5百年前以後、1千2百年前以前に一回、約1万年前以後、約6千年前以前に一回の活動が推定された。また、およそ0.1 mm/yrの平均上下変位速度が推定された。

本事業では、新たな調査手法として数値地形解析(ドローン・浅海底レーザー計測等)、宇宙線生成核種年代測定、海上ボーリングを過年度事業より継続して実施した。それらの有効性と課題を検討した。その結果、ほぼ全ての断層で新たな調査データを取得でき、地震発生確率の算出に資する評価パラメーターを取得可能であることが確認された。また、従来の調査手法として、ボーリング調査及びトレンチ調査、反射法地震探査・音波探査等を実施し、新たな調査手法で得られたデータの妥当性や信頼性を検討した。その結果、既往の評価パラメーターと調和的な新規データが取得されていることが明らかとなり、新たな調査手法や新旧の調査手法を組み合わせたデータの収集と蓄積を進めることにより、地震発生確率が不明な活断層を低減可能であると確認できた。一方、河谷の屈曲率等については、引き続き係数の地域性等を含めて検討し、改良を継続する必要性が明らかとなった。

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) 境峠－神谷断層帯（霧訪山－奈良井断層帯）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) 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

(6) 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

(7) 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

(8) 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

(9) 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

著者	題名	発表先	発表年月日
大上隆史・ 丸山 正・ 細矢卓志・ 久保尚大・ 田澤 教・ 多良賢二・ 向山建二郎・	Landscape Evolution and Paleo Seismicity at central part of the Shimabara Bay, Kyusyu Island, Southwestern Japan	XXI INQUA Congress	令和 5 年 7 月 15 日
大上隆史・ 多良賢二・ 久保尚大・ 向山建二郎	布田川断層帯宇土半島北岸区間に おける高分解能マルチチャンネル 反射法音波探査	日本地震学会 2023 年 度秋季大会	令和 5 年 11 月 2 日
大上隆史	島原湾南部の海底地形	2024 年日本地理学会 春季学術大会	令和 6 年 3 月 20 日
大上隆史・ 多良賢二・ 一井直宏・ 久保尚大・ 向山建二郎	布田川断層帯宇土半島北岸区間の 南西延長部における高分解能マル チチャンネル反射法音波探査	日本地震学会 2024 年 度秋季大会	令和 6 年 10 月 22 日
大上隆史・ 丸山 正・ 多良賢二・ 一井直宏・ 久保尚大・ 向山建二郎・ 細矢卓志・ 後藤 慧	Offshore active fault survey on Futagawa Fault Zone, Kyushu, southwestern Japan	Hokudan2025 International Symposium on Active Faulting	令和 7 年 1 月 14 日

(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

(10) 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4～6年度にかけて、地震発生確率が不明な9断層（津軽山地西縁層帯（南部）、横手盆地東縁断層帯（南部）、長野盆地西縁断層帯（麻績区間）、境峠－神谷断層帯（霧訪山－奈良井断層帯）、身延断層、屏風山・恵那山－猿投山断層帯（赤河断層帯）、弥栄断層、布田川断層帯（宇土半島北岸区間）及び宮古島断層帯）を対象に、過年度に開発された新たな調査手法を継続的に適用し、平均変位速度や活動履歴に関する基礎データの効率的な取得と検証を進めた。また、筒賀断層では新たな調査手法を適用し、その妥当性を検証した。調査では、空中写真判読、LiDAR等による数値地形データ、ボーリング、トレンチ調査、反射法地震探査、宇宙線生成核種年代測定など、多様な手法を各断層に最適な組み合わせで実施した。

その結果、津軽山地西縁断層帯や横手盆地東縁断層帯では、浅部の断層形状や撓曲構造、活動時期、平均変位速度、活動間隔などが具体的に推定された。また、長野盆地西縁断層帯や身延断層では、詳細地形解析やボーリング調査によって平均変位速度に関する新たな知見が得られた。

さらに、筒賀断層や宮古島断層帯では、航空レーザー測量や宇宙線生成核種年代測定を活用し、従来手法と同等の精度で活動性評価が可能であることが確認された。布田川断層帯（宇土半島北岸区間）では、海域音波探査と海上ボーリング調査により、海底活断層の位置や連続性、平均変位速度に関する重要な成果が得られた。

一方、水系屈曲率を用いた横ずれ変位速度推定については、霧訪山－奈良井断層帯や赤河断層帯などで適用を試みたものの、結果のばらつきや不確実性も確認され、さらなる事例蓄積や手法の妥当性検証の必要性が示された。

以上から、本事業によって活断層評価手法の高度化と効率化が進展し、今後の長期評価と地震発生確率の算出に資する重要な基礎データが整備され、新たな調査手法の妥当性が確認された。

7. 外部評価委員会

7. 1 活動報告（令和4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」外部評価委員会（第1回）

日時 令和5年3月29日（水） 13時30分～15時40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（令和4年度）

○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	白濱吉起
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	レゲット佳

○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	川畑亮二
--------------------	------

7. 3 活動報告（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」外部評価委員会（第2回）

日時 令和6年3月26日（火） 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（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. 4 外部評価委員会（令和5年度）

○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サステイナブルシステム研究本部	上田圭一委員
学校法人東海大学海洋学部	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	レゲット佳
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

7. 5 活動報告（令和6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」外部評価委員会（第3回）

日時 令和7年3月27日（木） 13時30分～16時50分
場所 国立研究開発法人産業技術総合研究所（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. 6 外部評価委員会（令和6年度）

○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サステイナブルシステム研究本部	上田圭一委員
学校法人東海大学海洋学部	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	レゲット佳
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火山防災研究課	上野 寛
文部科学省研究開発局地震火山防災研究課	鈴木文乃