

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

令和5年5月

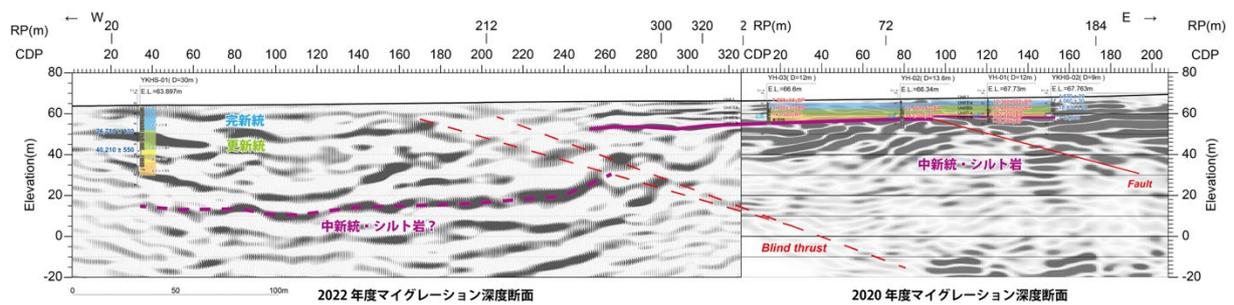
文部科学省研究開発局  
国立研究開発法人産業技術総合研究所

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 横手盆地東縁断層帯（南部）の調査

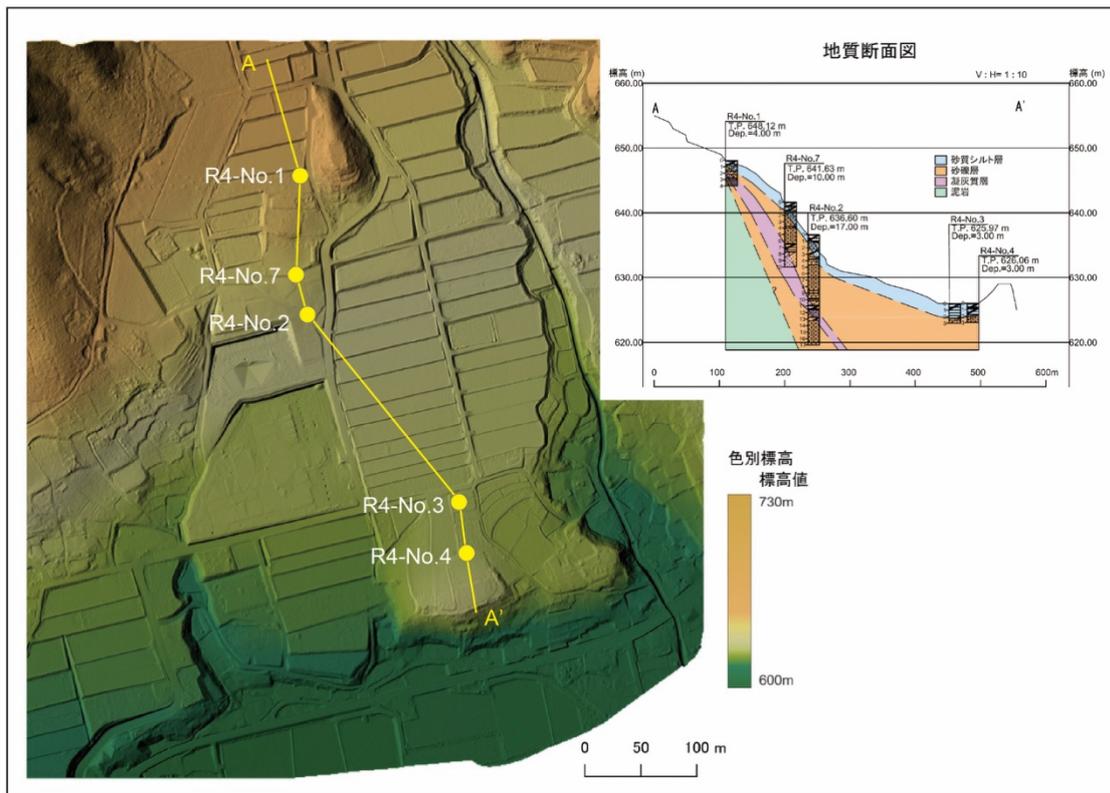


美郷町金沢乗上地区における金沢断層と東側隆起の撓曲崖。撓曲崖を横断して、ドローン LiDAR、群列ボーリング調査、S波反射法地震探査を実施した。



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。

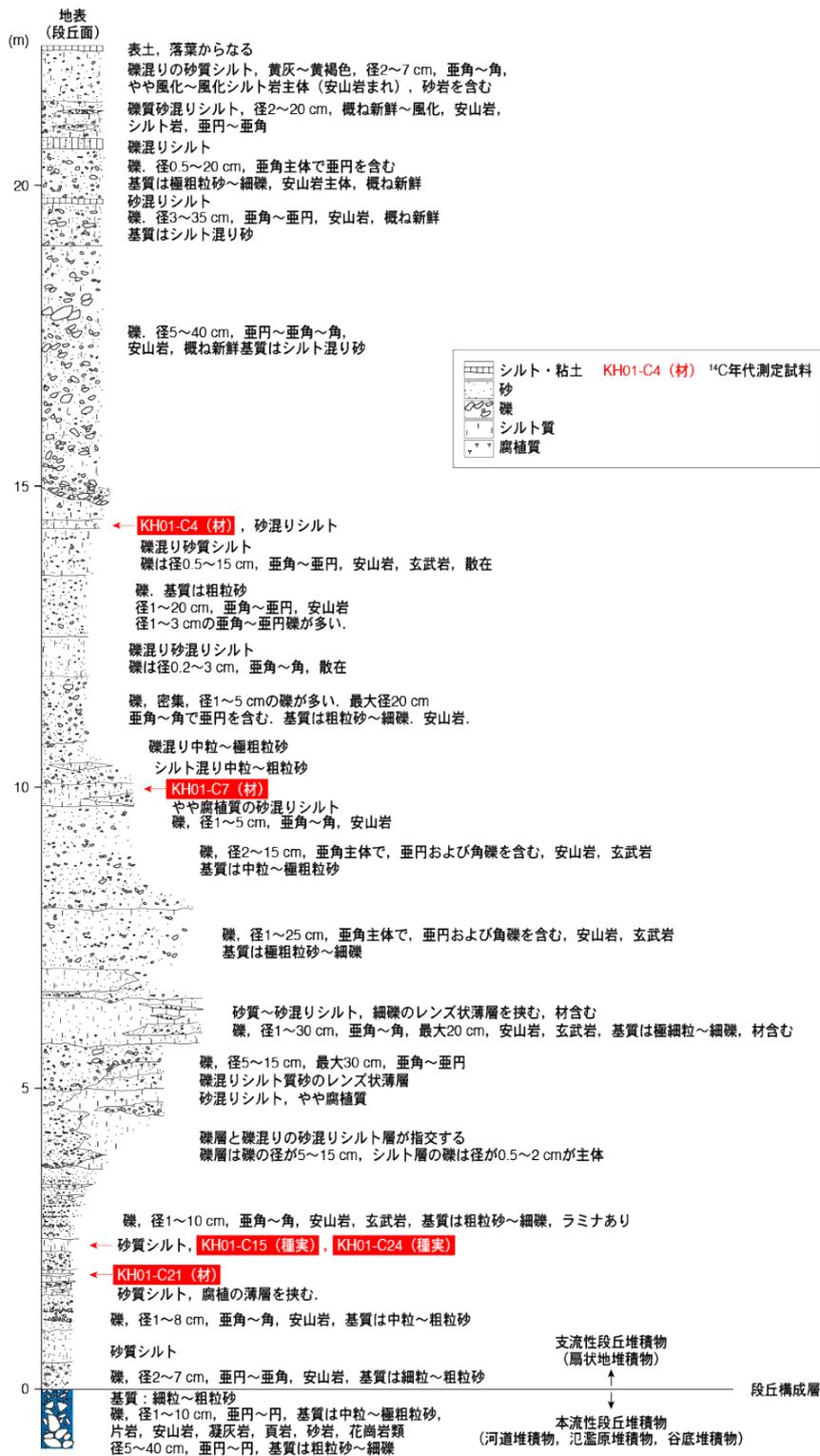
### 3. 2 長野盆地西縁断層帯（麻績区間）の調査



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

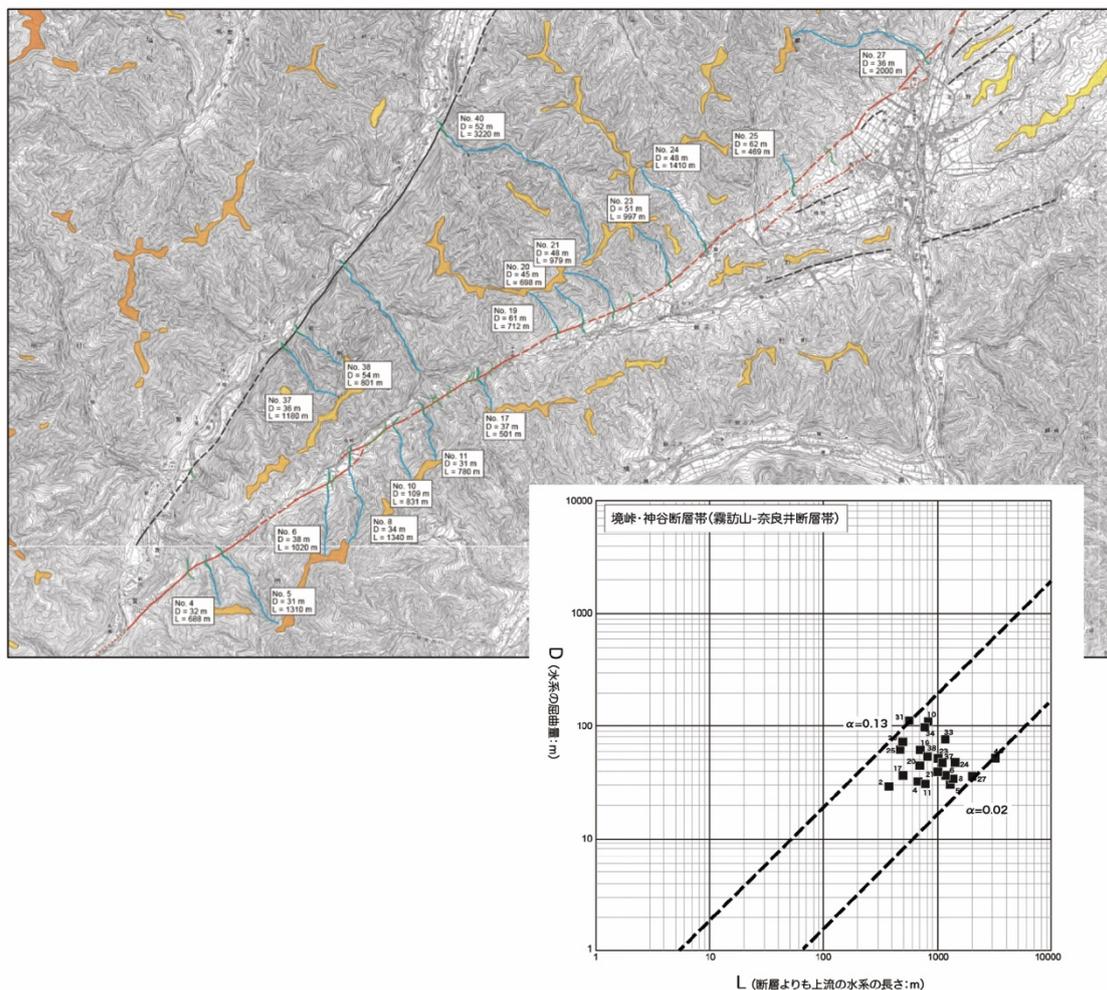
長野盆地西縁断層帯（麻績区間）の平均変位速度等を明らかにするため、下井堀地区（東筑摩郡麻績村）において、UAV を用いた航空レーザー測量とボーリング調査を実施した。R4-No.2 と R4-No.7 では段丘構成層中に凝灰質シルトが確認された。

### 3. 3 身延断層の調査



山梨県南巨摩郡南部町中野北原における段丘面の詳細地質柱状図  
身延断層により変形を受けた段丘面の構成層中に挟在する材化石及び大型植物化石（種実）を採取し、放射性炭素年代測定結果に基づいて段丘面の形成時期を検討した。

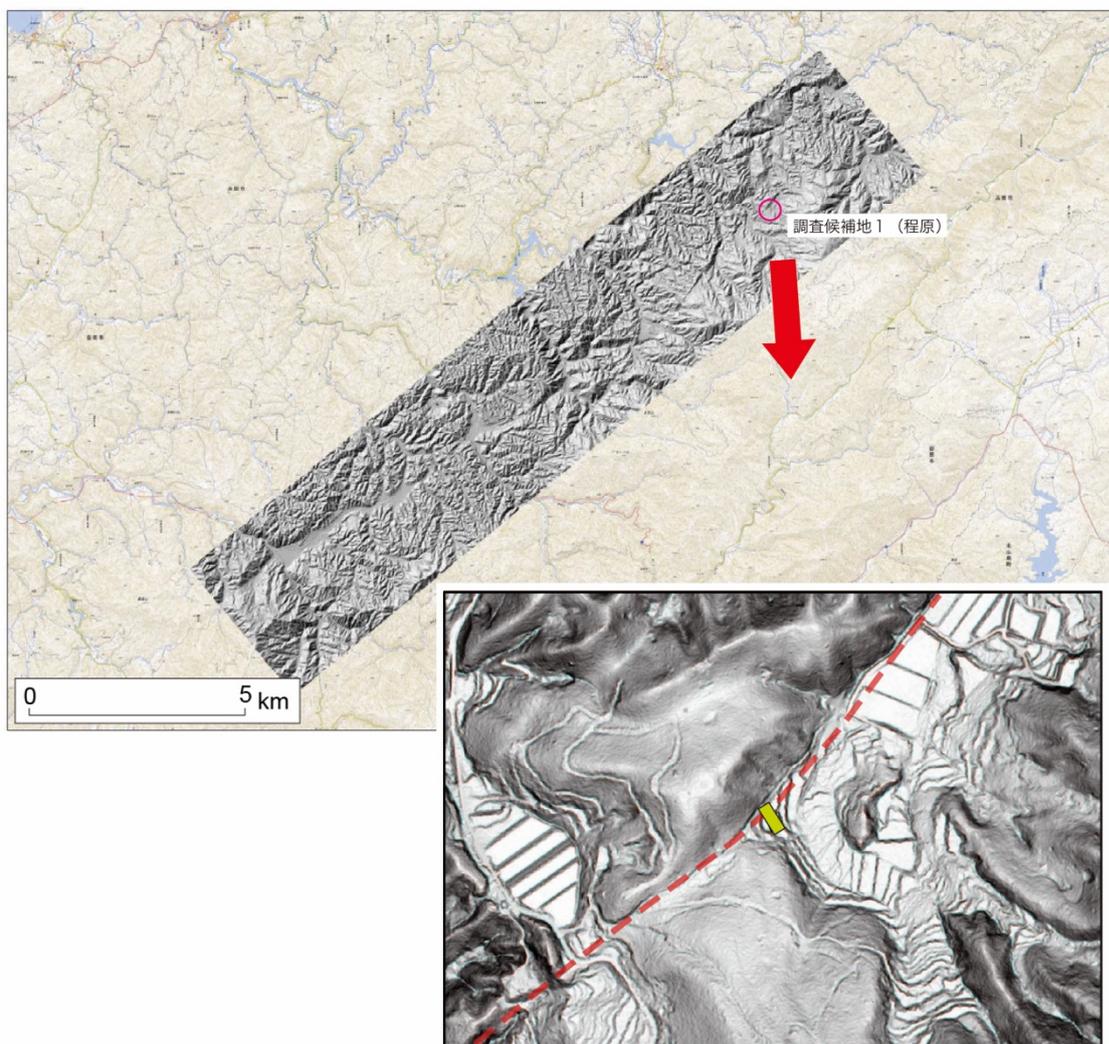
### 3. 4 境峠・神谷断層帯（霧訪山-奈良井断層帯）の調査



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( $\alpha$ )の値を求め、平均変位速度(横ずれ成分)の検討を行なった。

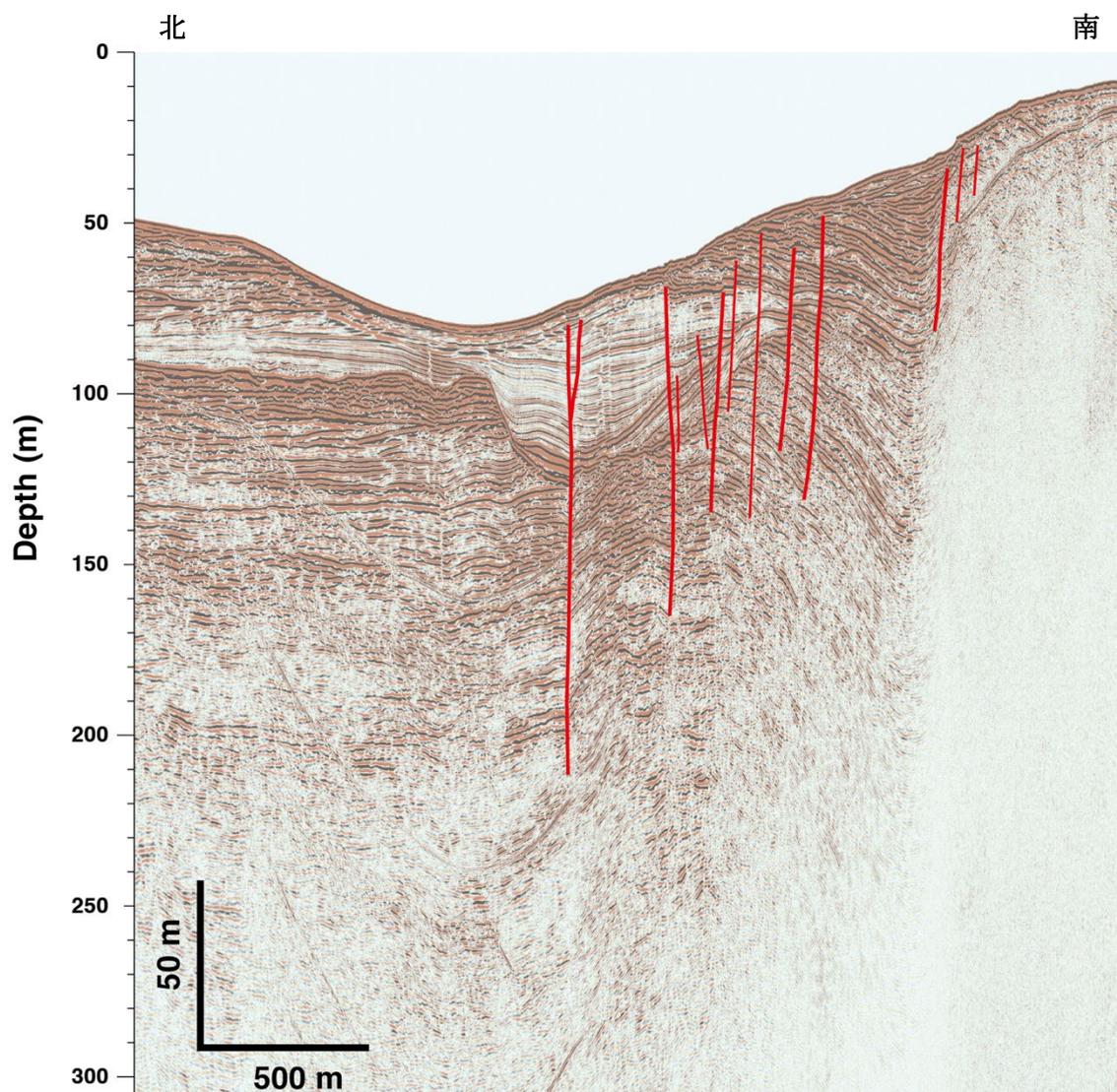
### 3. 5 弥栄断層の調査



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。

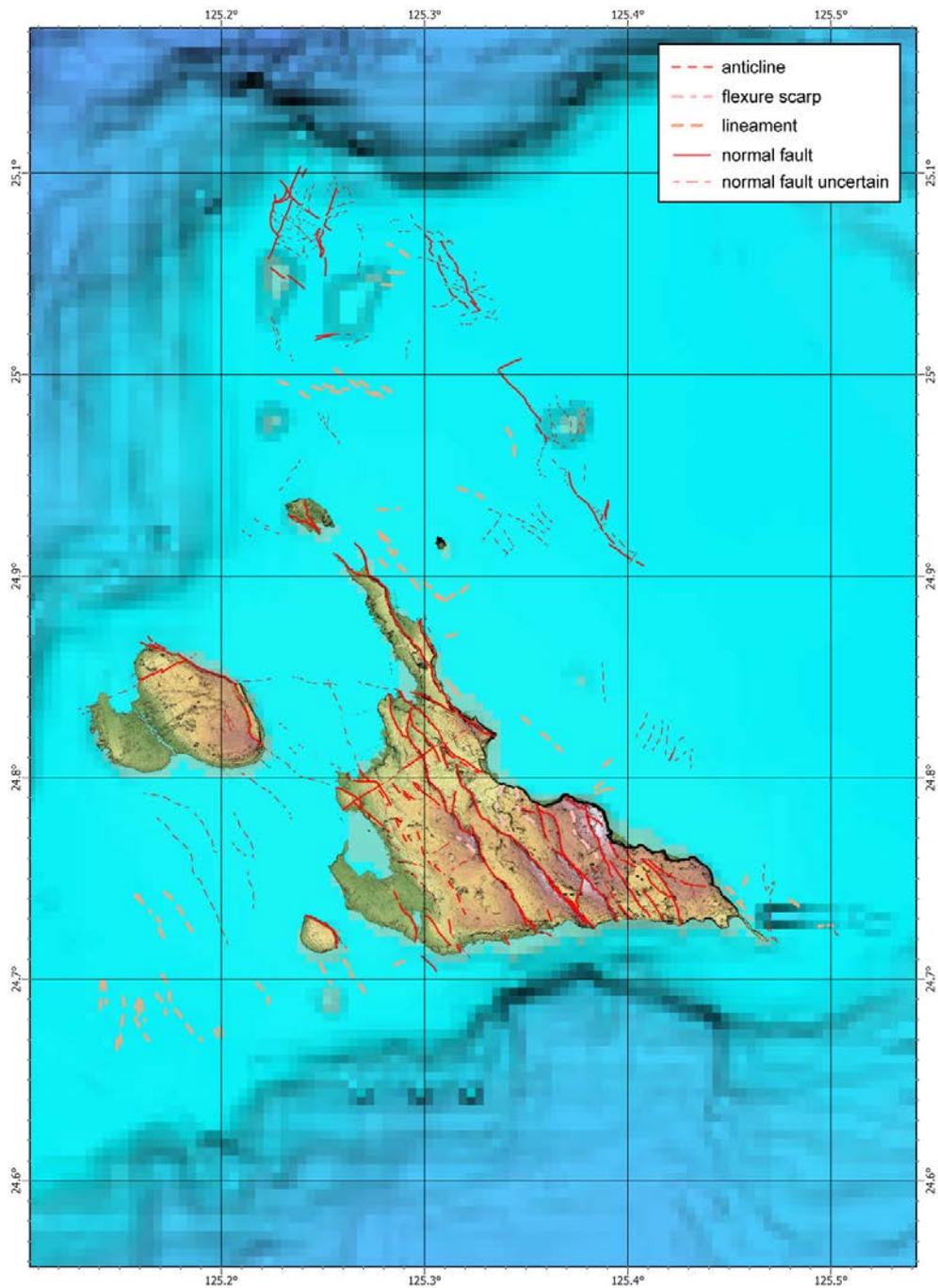
### 3. 6 布田川断層帯の調査



島原湾南縁で実施した高分解能音波探査で取得した探査記録断面（D4 測線）

布田川断層帯宇土半島北岸区間を構成する海底活断層を確認し、その正確な位置・連続性を検討した。図の深度は、P波の伝播速度を1,500 m/sと仮定して概算。

### 3. 7 宮古島断層帯の調査



陸域の地形データは国土地理院の数値地形データ（5 mメッシュ）、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）。

宮古島断層帯を含む陸域の活断層と周辺海域において活断層と変動地形の判読を行い、宮古島および周辺海域の断層分布を明らかにした。また、判読結果をもとに令和5年度以降の年代測定のための試料採取候補地点を選定した。

## 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 横手盆地東縁断層帯（南部）の調査.....	3
3. 2 長野盆地西縁断層帯（麻績区間）の調査.....	44
3. 3 身延断層の調査.....	64
3. 4 境峠・神谷断層帯（霧訪山－奈良井断層帯）の調査.....	96
3. 5 弥栄断層の調査.....	107
3. 6 布田川断層帯（宇土半島北岸区間）の調査.....	124
3. 7 宮古島断層帯の調査.....	165
4. 全体成果概要.....	203
5. 成果の論文発表・口頭発表等.....	205
6. むすび.....	207
7. 外部評価委員会.....	209

# 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。

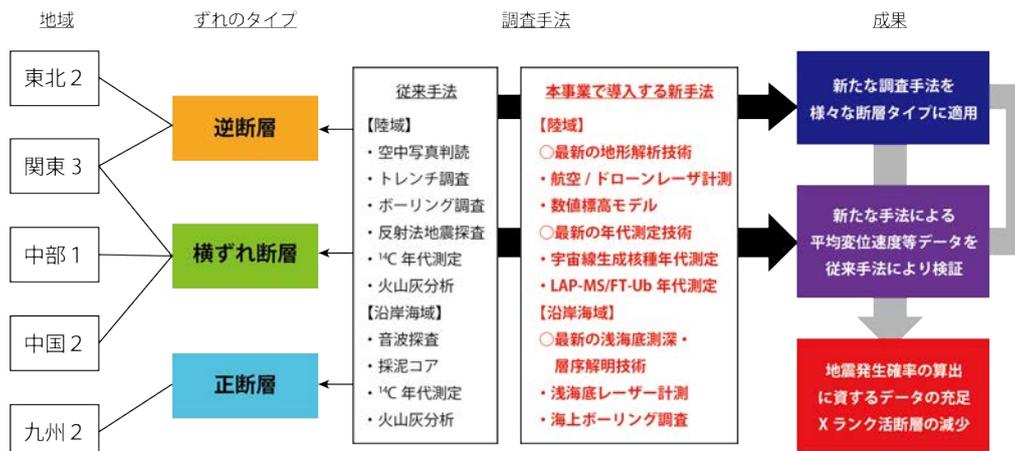


図1 新たな調査手法と従来の調査手法の関係と検証の概念

## 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) 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
2) 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
3) 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
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) 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
6) 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
7) 宮古島断層帯の調査	国立研究開発法人 産業技術総合研究所 国立研究開発法人 産業技術総合研究所 国立研究開発法人 産業技術総合研究所	白濱 吉起 レゲット 佳 近藤 久雄

### 3. 研究報告

#### 3. 1 横手盆地東縁断層帯（南部）の調査

##### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 横手盆地東縁断層帯（南部）の調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人産業技術総合研究所	主任研究員	近藤 久雄
学校法人法政大学	教授	杉戸 信彦

(c) 業務の目的

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

(d) 年度毎の実施業務の要約

1) 令和4年度：

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

2) 令和5年度：

ドローン LiDAR 計測を1箇所以上で実施し、詳細な断層変位地形を把握する。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する。

##### (2) 令和4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、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の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、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、1.1 mの上下変位量と上下平均変位速度から間接的な平均活動間隔として、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。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、0.6～0.7mm/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 1.5mが西暦 330～510 年以降に生じた可能性が明らかになった。これらを基に、平均活動間隔は 2100～2500 年と算出された。

## (b) 業務の成果

### 1) 横手盆地東縁断層帯（南部）の概要

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

本断層帯の最新の地震活動としては、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)では次のようにまとめている。北部において 1896 年(明治 29 年)の陸羽地震(M7.3)の際に、北方の駒ヶ岳西麓断層群、東方の真昼山地東縁断層帯の一部とともに活動し、その活動時には断層の東側が西側に対して、相対的に 2.5～3 m 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おこなう。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おこなうため、ドローン LiDAR による 0.1

mDEM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<sup>14</sup>C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9m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  $32590 \pm 240$  y. B. P.、MSKN-04 孔のV層最下部から  $42720 \pm 780$  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  $42720 \pm 780$  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、 $1110 \pm 30$  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 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。

Unit I 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  $7200 \pm 30$  y. B. P. の年代値が得られていた。今回、新たに YKHS-02 孔から  $1670 \pm 30$  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。

Unit II 層：シルトを主体とするシルト層 (II a 層) と、砂・礫層を主体とする砂礫層 (II b 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、Unit II a 層の年代測定結果は既往の結果として  $3700 \pm 30$  y. B. P.、及び  $12360 \pm 660$  y. B. P. と  $12460 \pm 40$  y. B. P. の年代を示す。

Unit III 層：シルトを主体とするシルト層 (III a 層) と、砂・礫層を主体とする砂礫層 (III b 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。Unit III 層の年代測定結果は、既往の YH-1 孔~YH-3 孔で採取された、 $43480 \pm 660$  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。

Unit IV 層：シルトや有機質シルトを主体とする IV a 層と、砂・礫層を主体とする IV b 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 Unit IV 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。

Unit V 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 (V a 層) と、主に低下側に分布し礫を主体とする礫層 (V b 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。Unit V 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

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おこなった。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。

#### (d) 引用文献

- 秋田県, 「平成9年度 地震関係基礎調査交付金 横手盆地東縁断層に関する調査成果報告書」, 73p, 1998.
- 秋田県, 「平成10年度 地震関係基礎調査交付金 横手盆地東縁断層に関する調査成果報告書」, 150p, 1999.
- 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」令和元年度～令和3年度成果報告書, 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.
- 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)

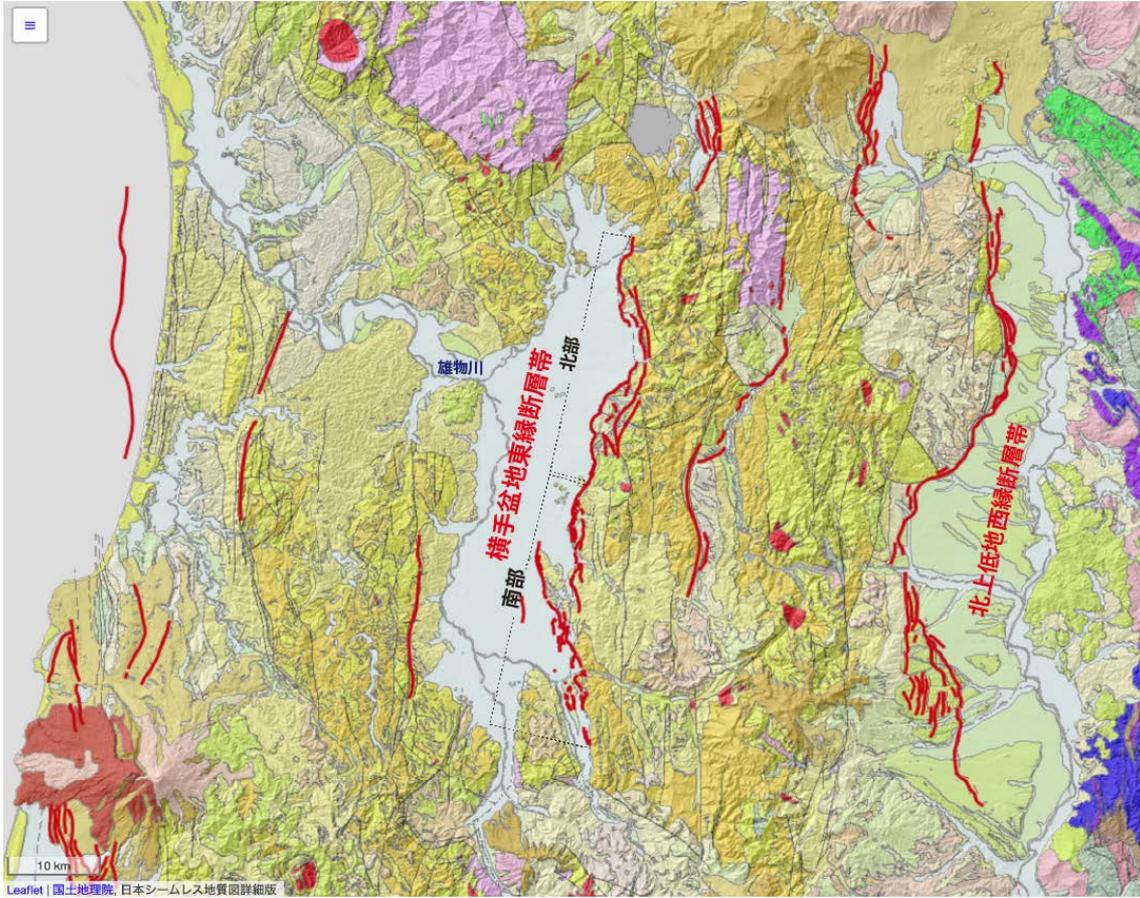


図1 横手盆地東縁断層帯と南部区間の位置  
 活断層分布は本研究及び産総研活断層データベース（産業技術総合研究所、2020）  
 による。基図は産総研・地質調査総合センターのシームレス地質図。

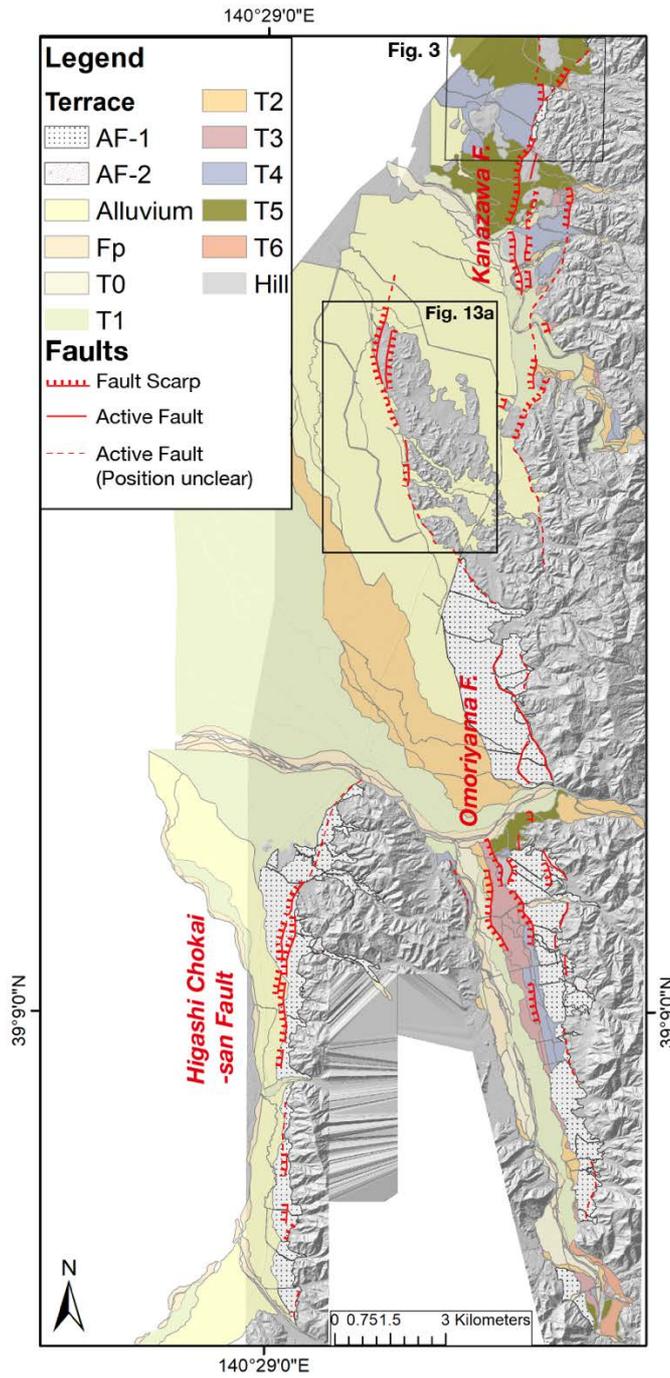


図2 横手盆地東縁断層帯（南部区間）の分布と調査位置  
 地形陰影図は2mDEMを使用。近藤・Arora（2022）に加筆。

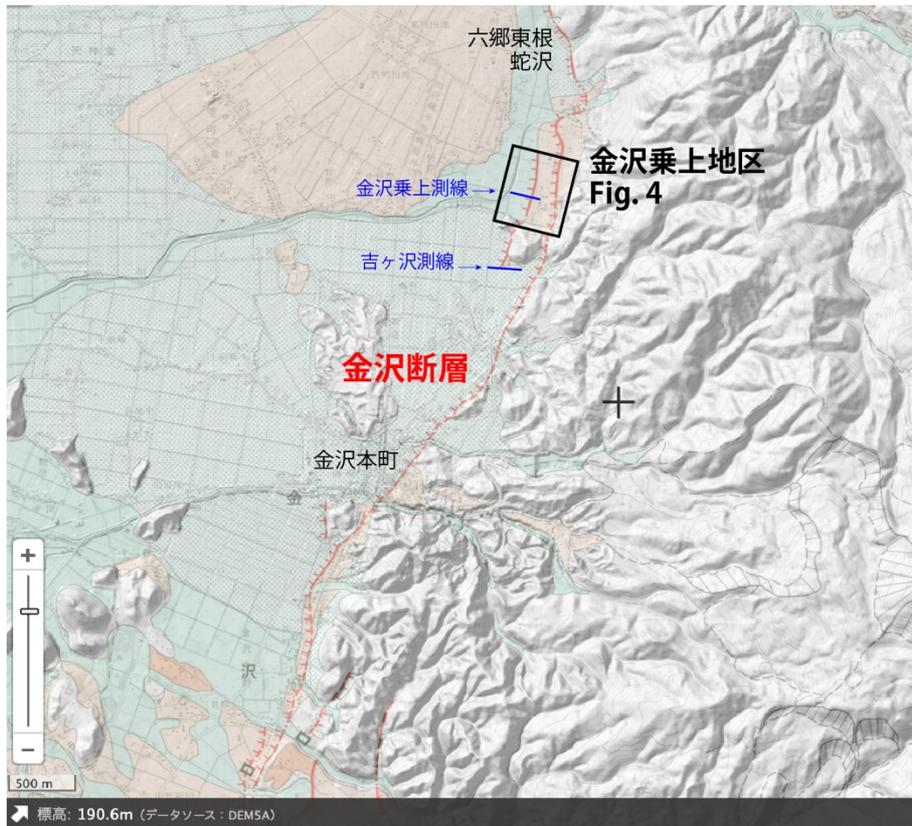


図3 美郷町金沢乗上地区周辺の活断層分布  
基図は、地理院地図による活断層図。

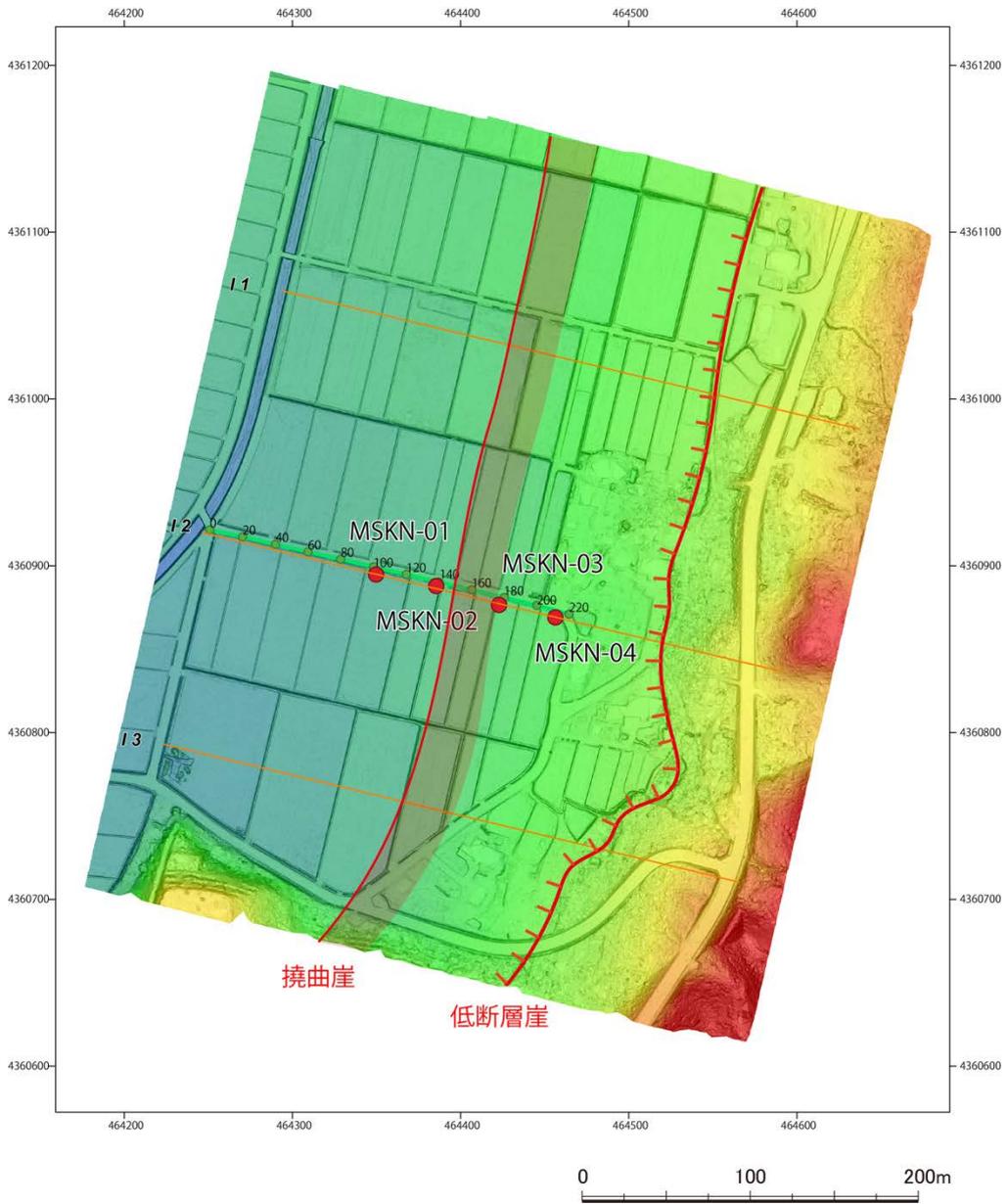


図4 金沢乗上地区におけるドローンLiDARによる地形陰影図  
 0.1mDEMによる地形陰影図。赤丸はボーリングの位置、オレンジ色線は図5の地形断面測線の位置。位置は図3を参照。

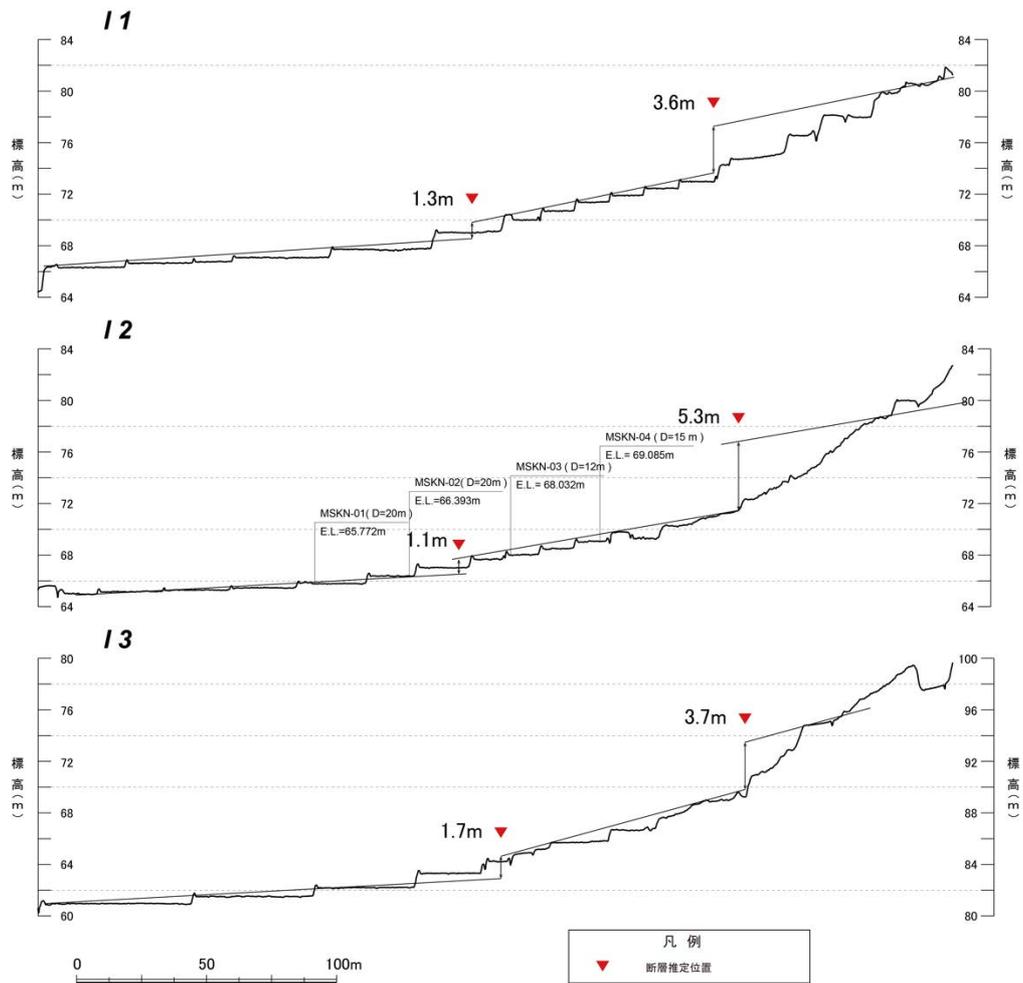


図5 ドローンLiDARによる0.1mDEMに基づく地形断面図  
 11、12、13測線の位置は、図4を参照。



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

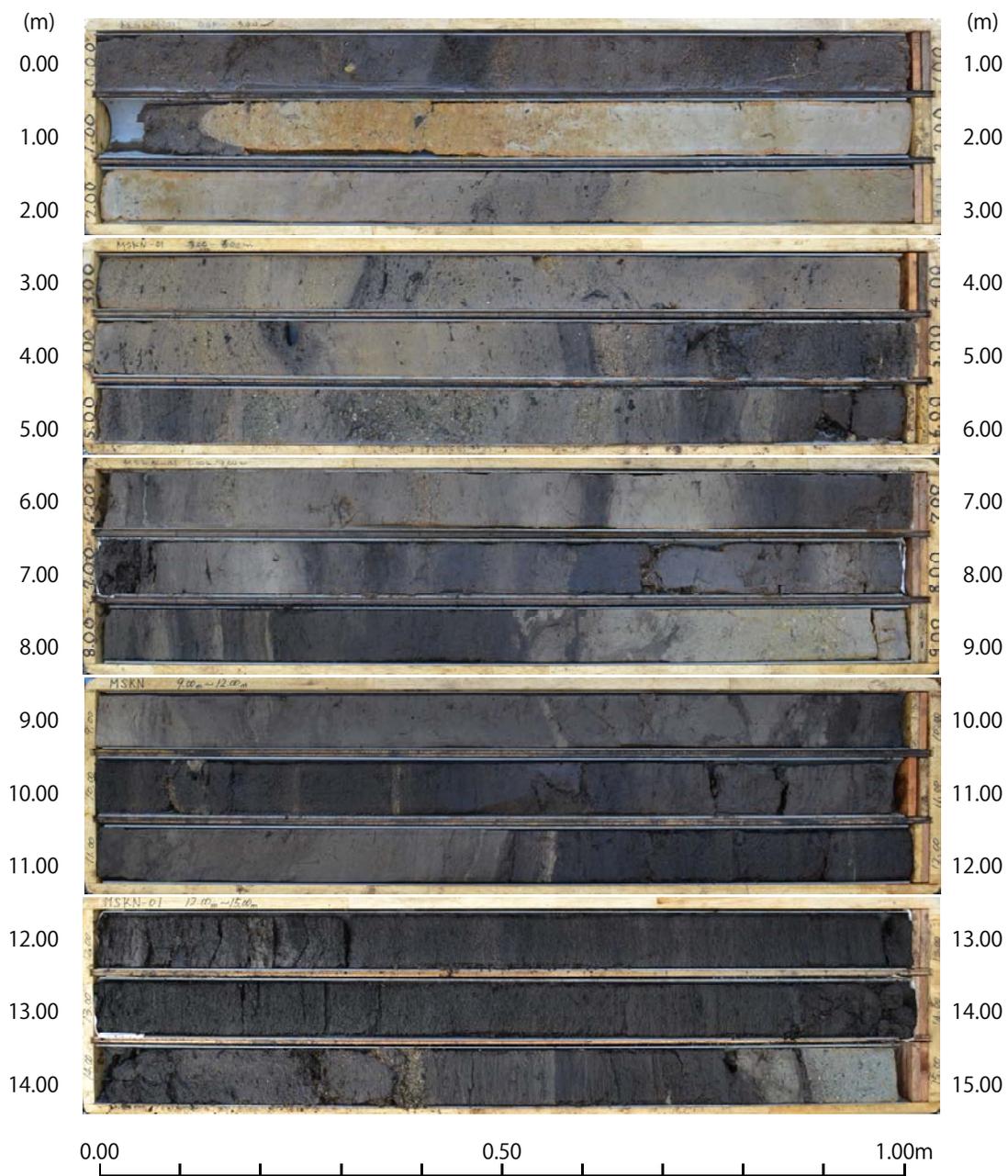


図7 金沢乗上地区におけるボーリングコアの写真

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

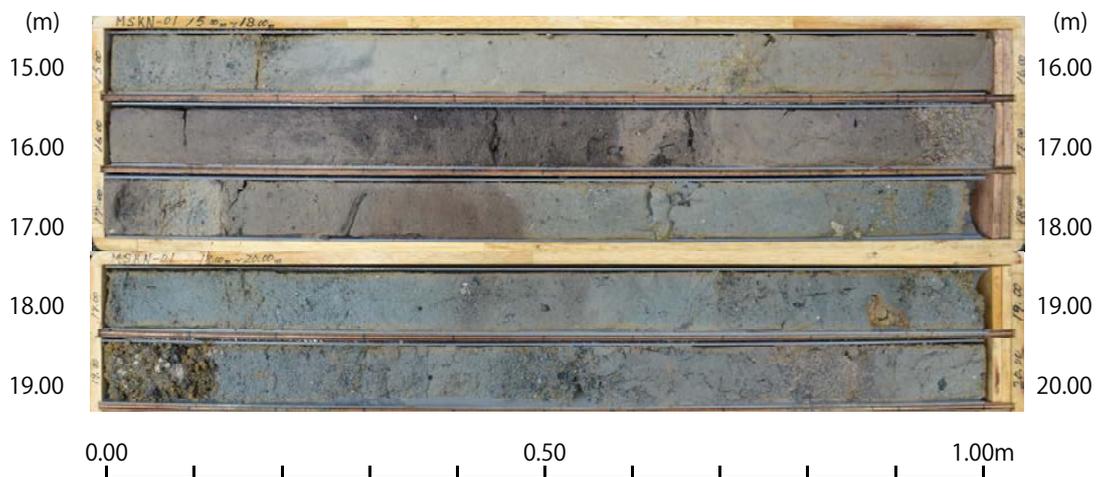


図7 金沢乗上地区におけるボーリングコアの写真（続き）

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

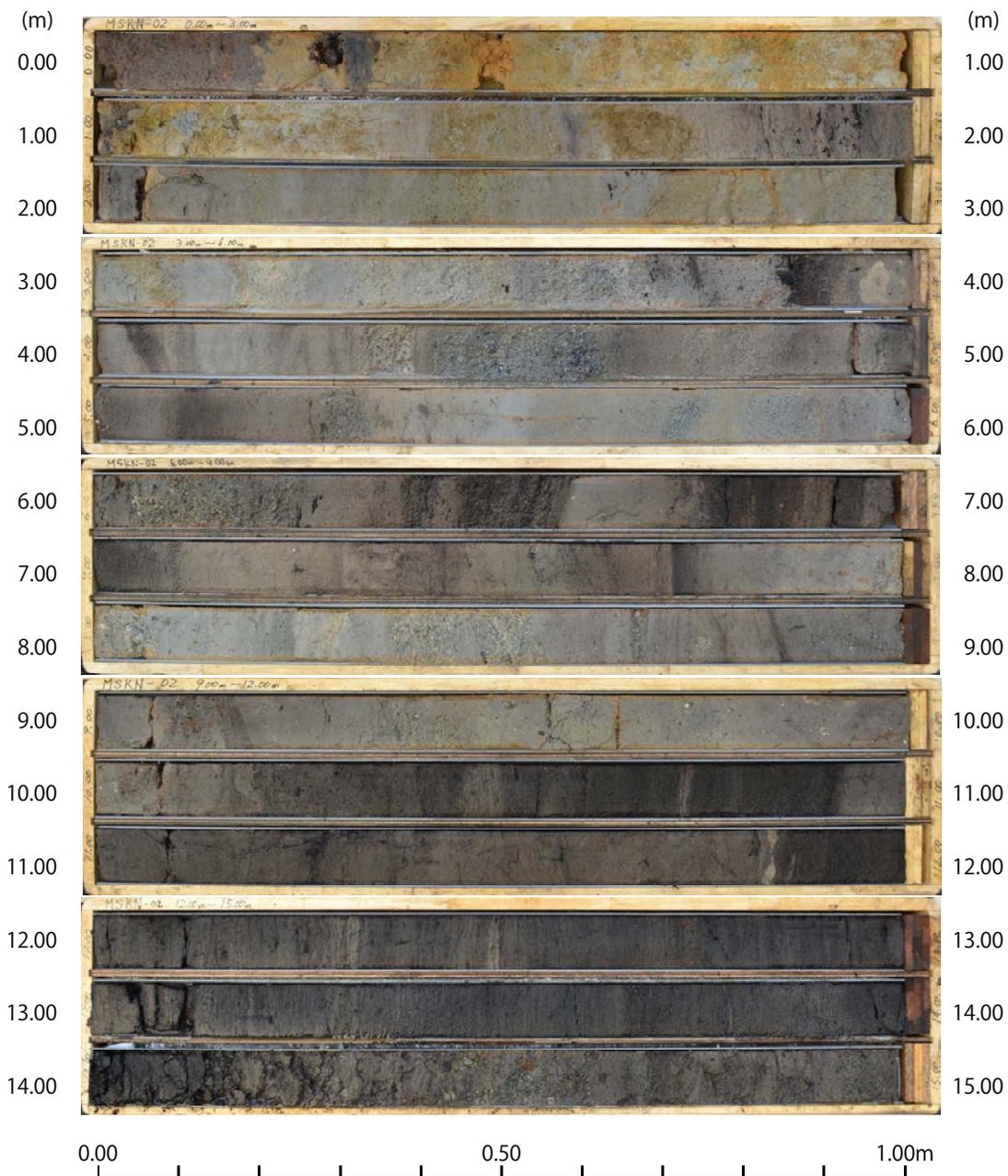


図7 金沢乗上地区におけるボーリングコアの写真 (続き)

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

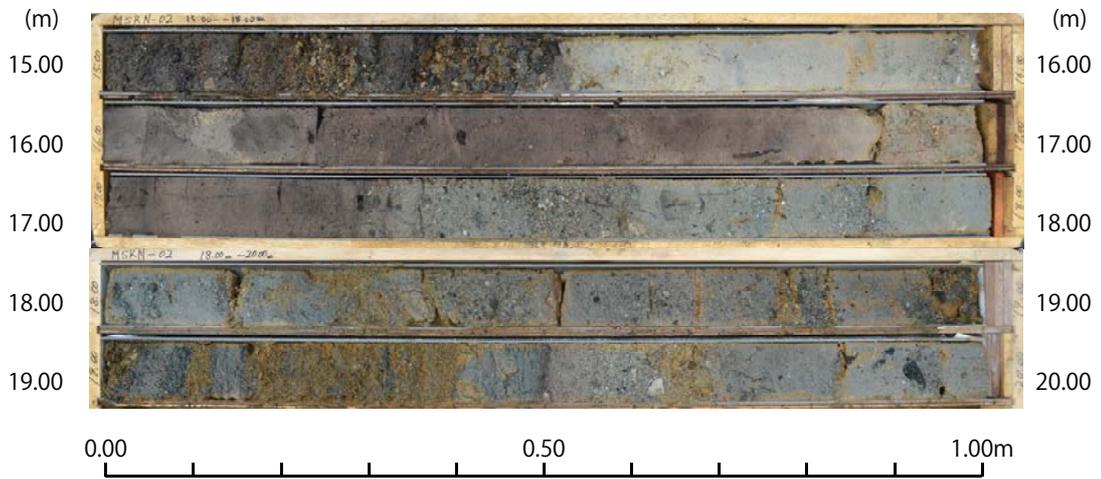


図7 金沢乗上地区におけるボーリングコアの写真（続き）

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

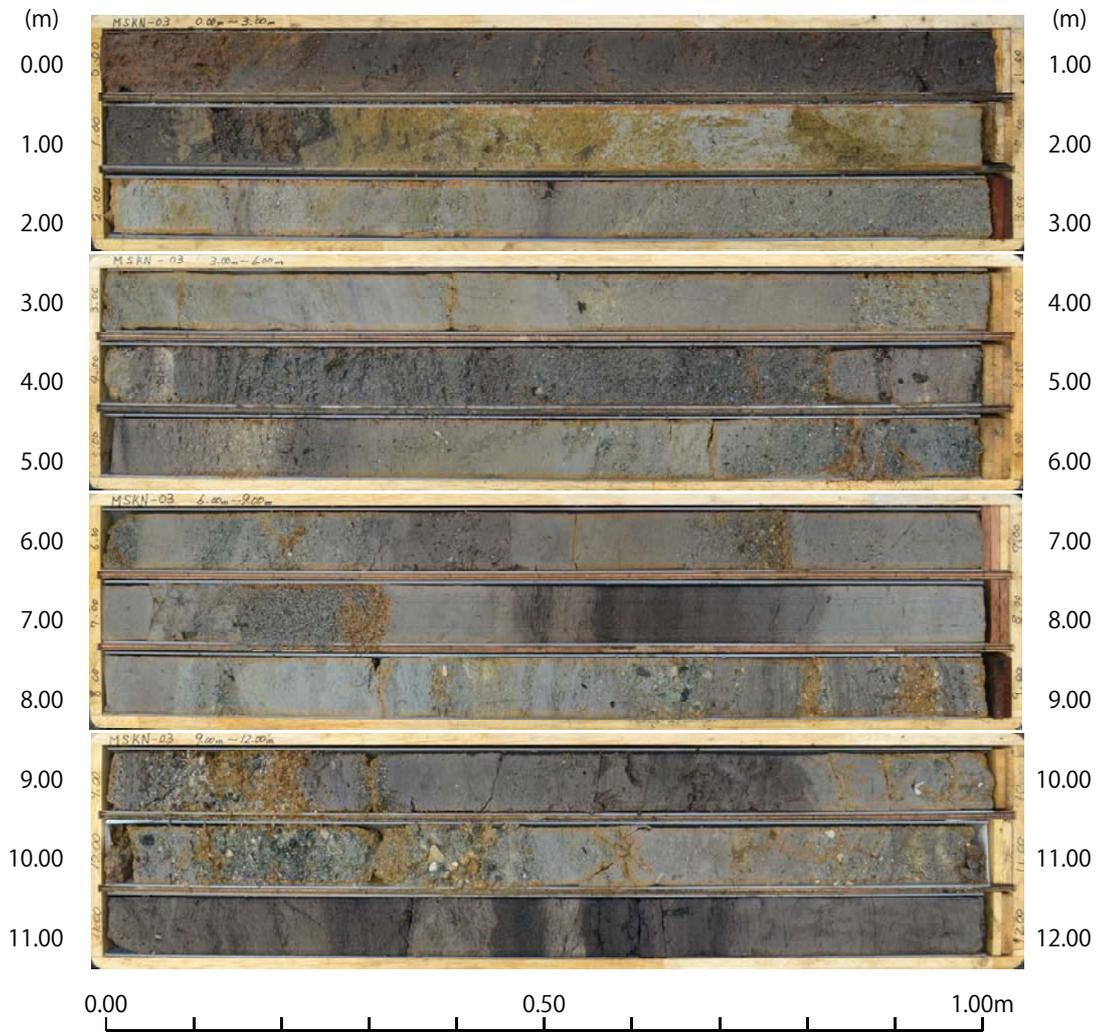


図7 金沢乗上地区におけるボーリングコアの写真 (続き)

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

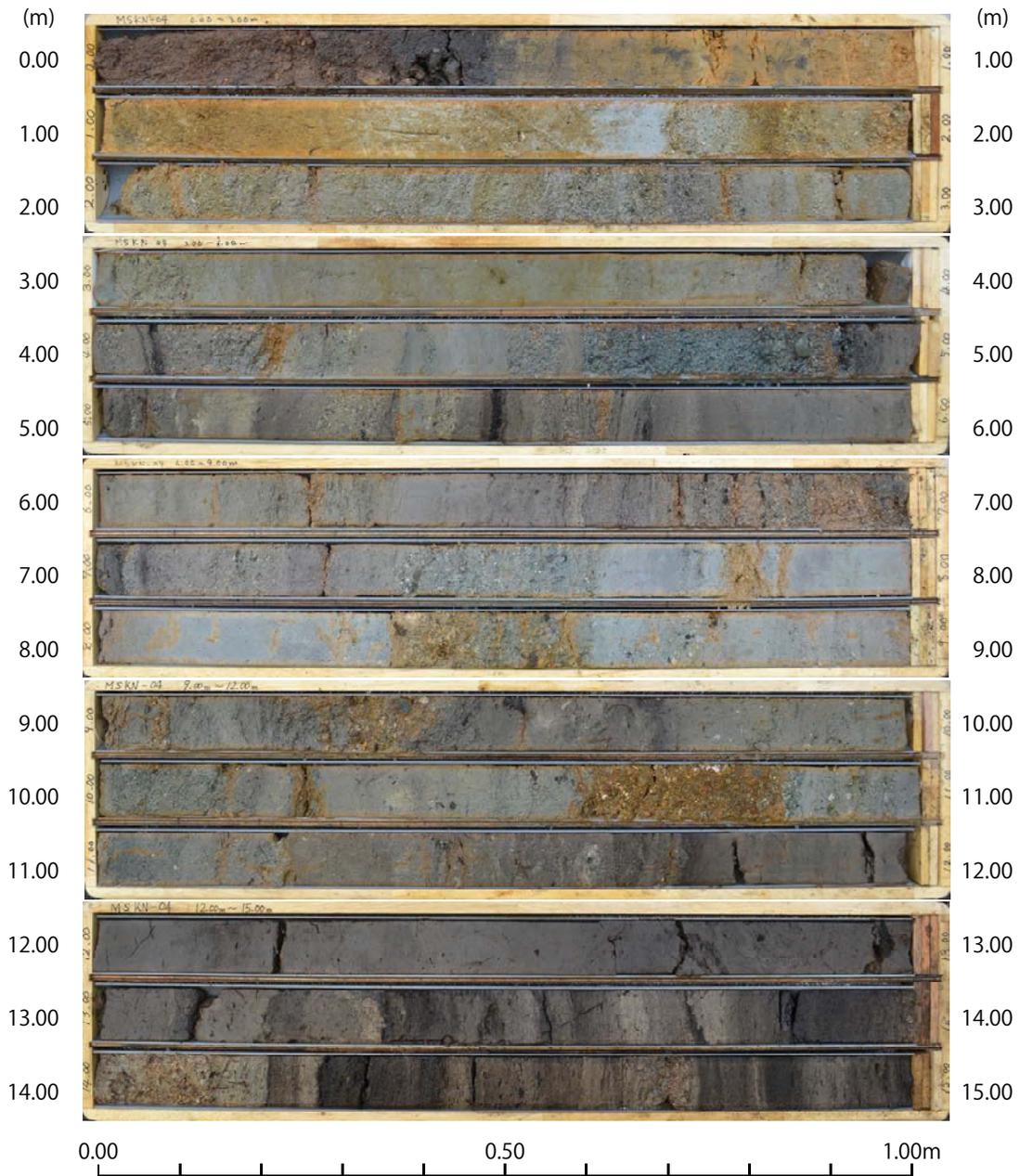


図7 金沢乗上地区におけるボーリングコアの写真 (続き)

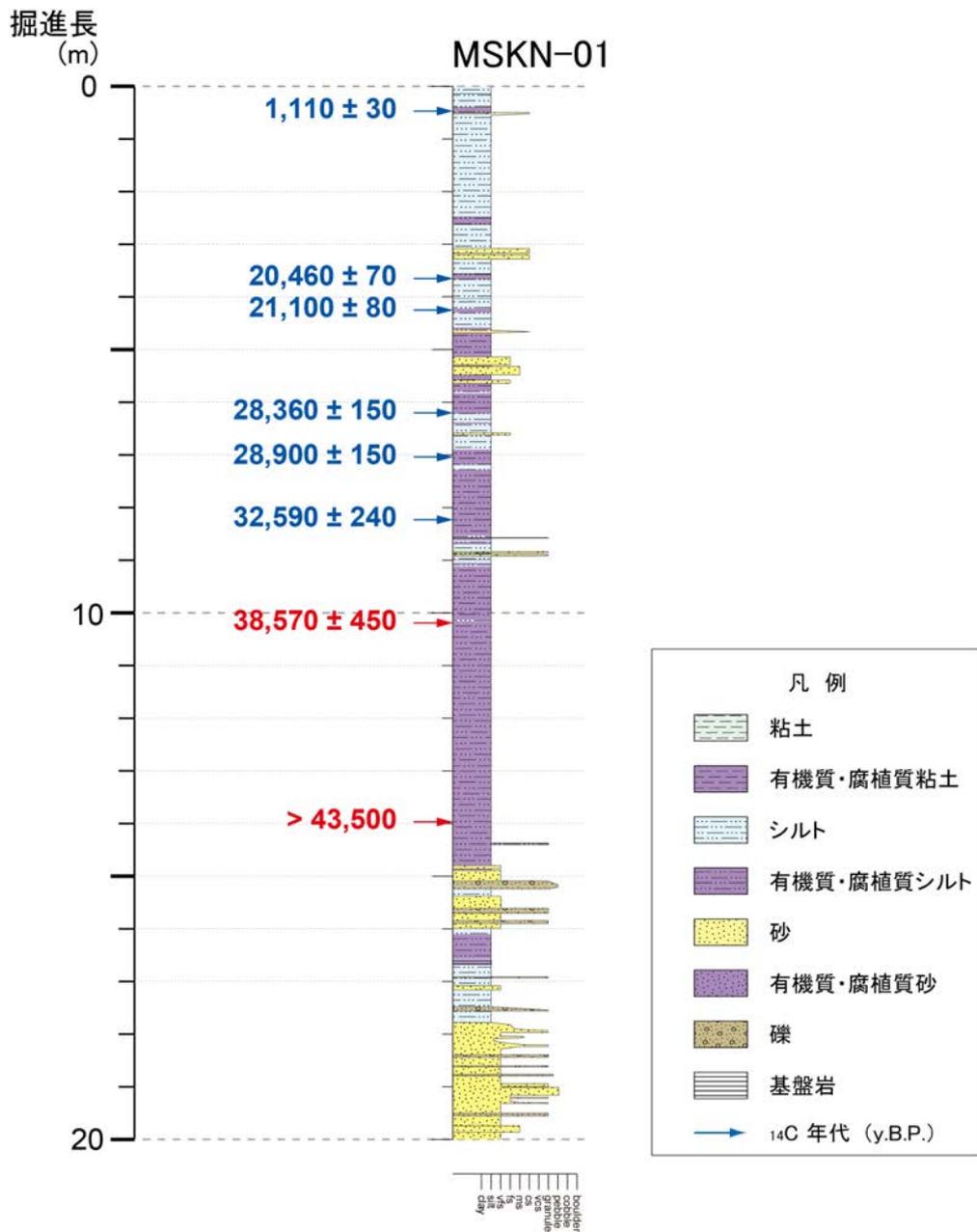


図8 金沢乗上地区におけるボーリングコアのスケッチ

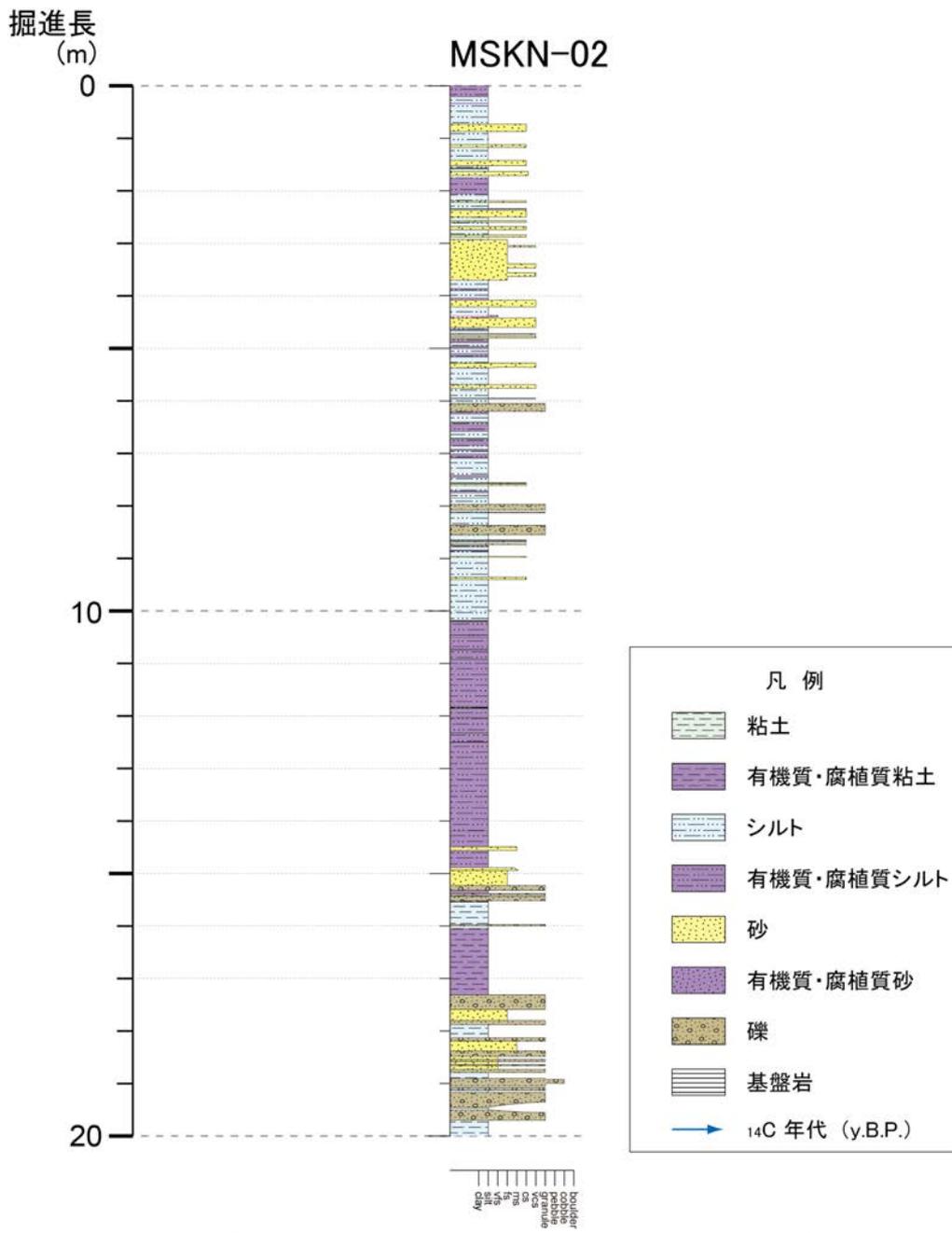


図8 金沢乗上地区におけるボーリングコアのスケッチ (続き)

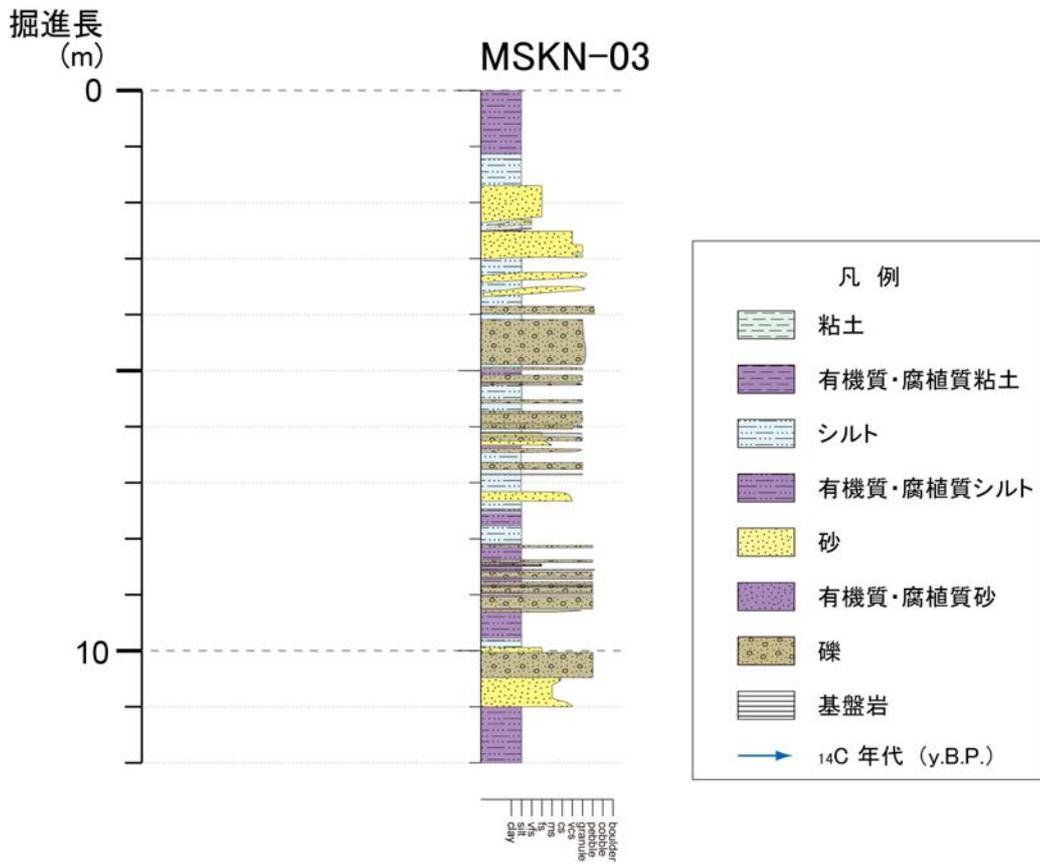


図8 金沢乗上地区におけるボーリングコアのスケッチ (続き)

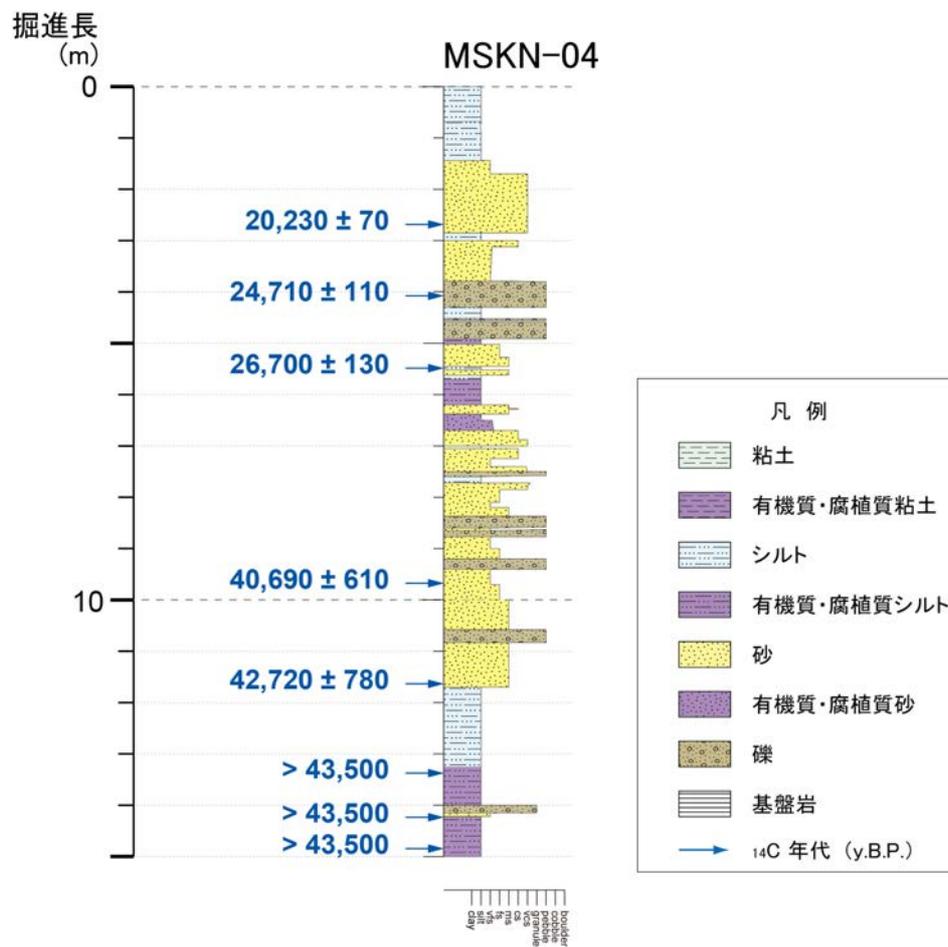


図8 金沢乗上地区におけるボーリングコアのスケッチ (続き)

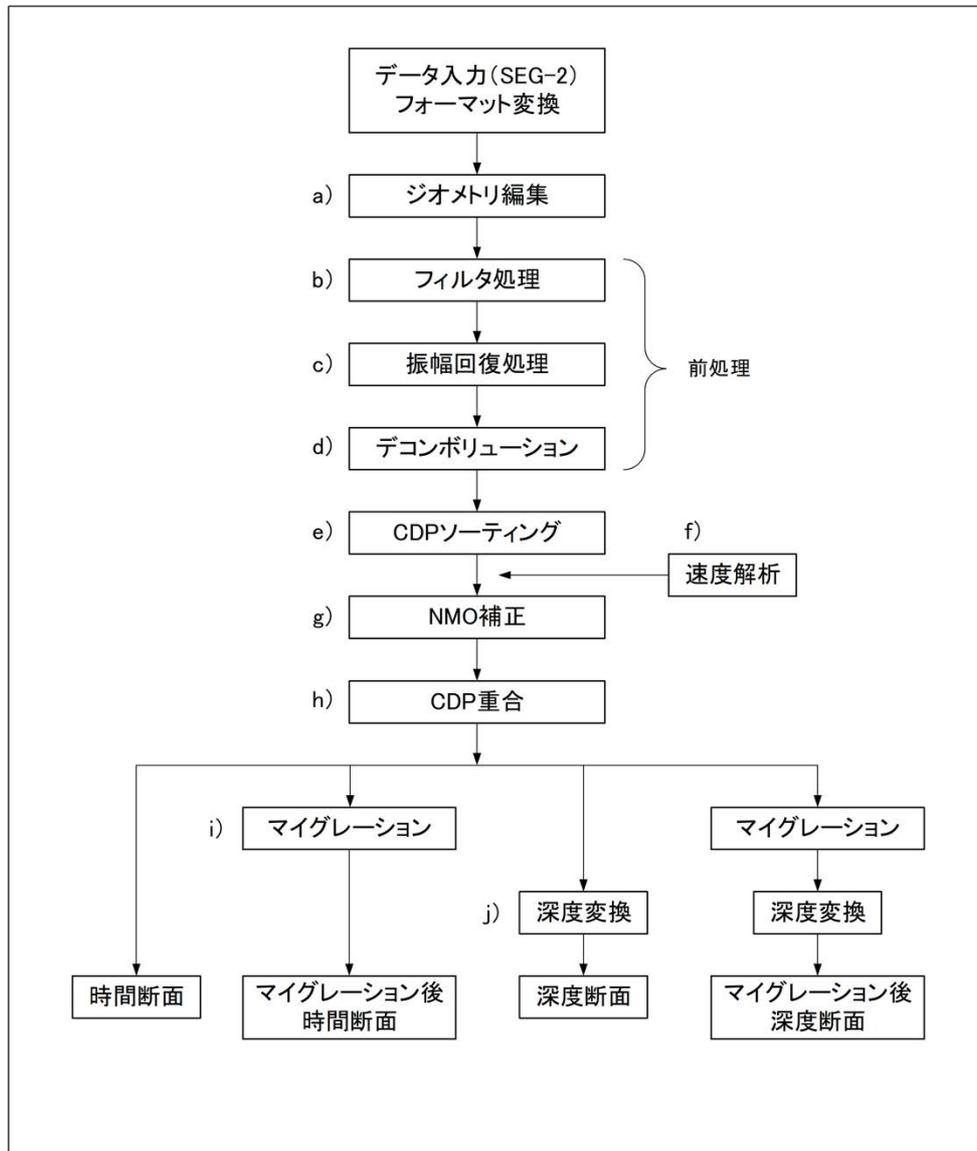
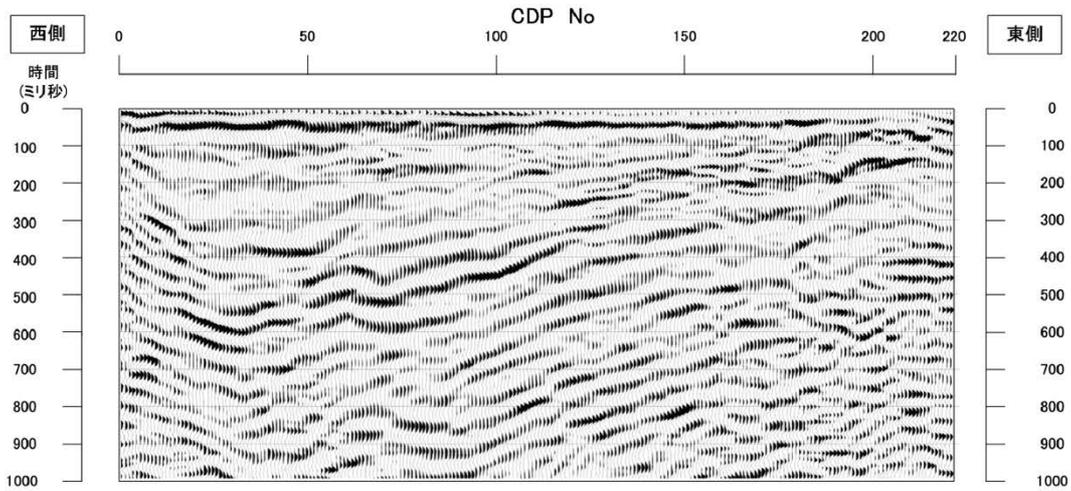
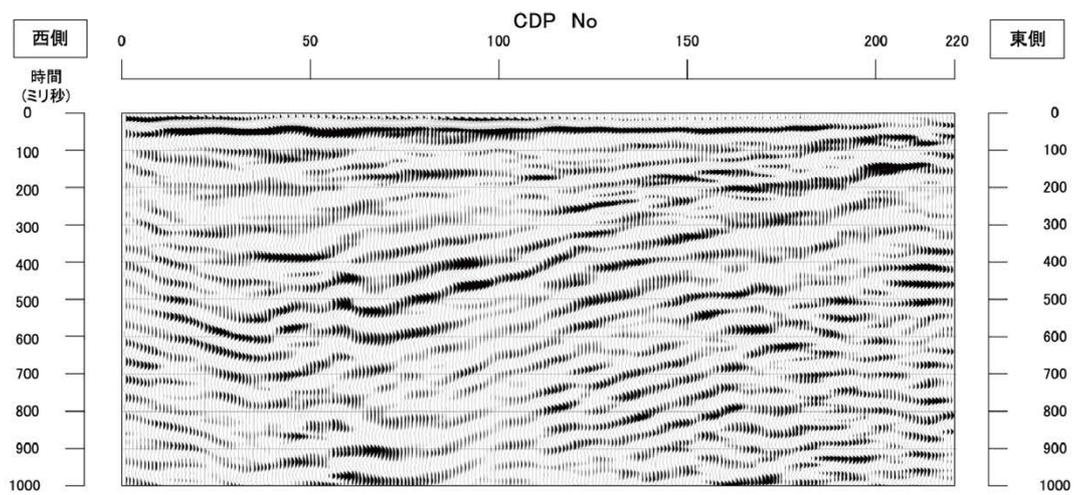


図9 反射法地震探査の解析処理フローチャート

(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

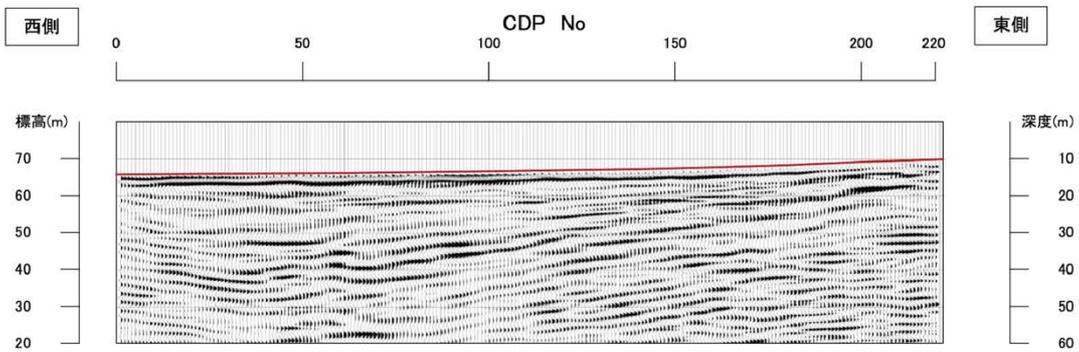
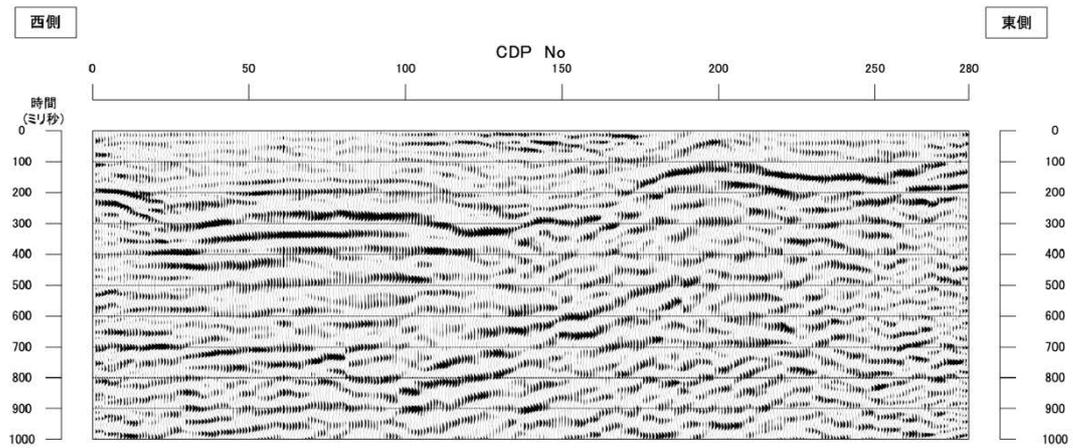
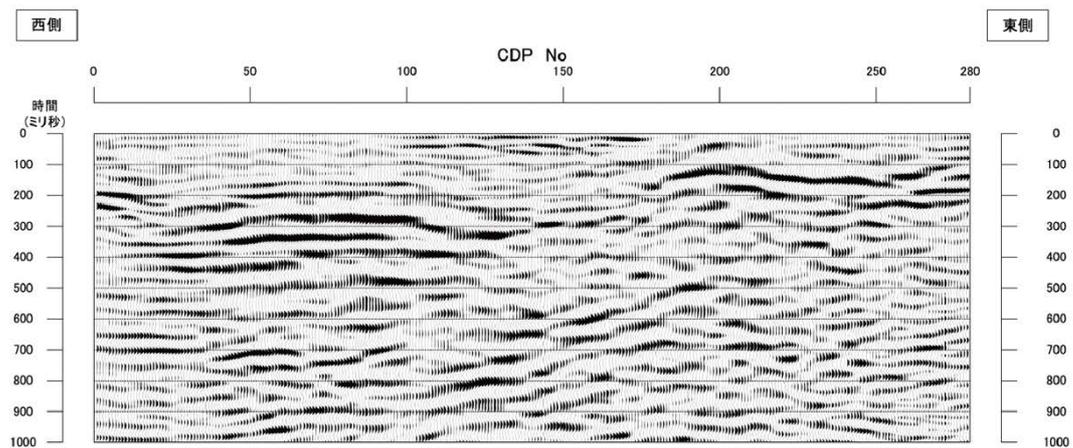


図 10 金沢乗上測線における S 波反射法地震探査の結果

(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

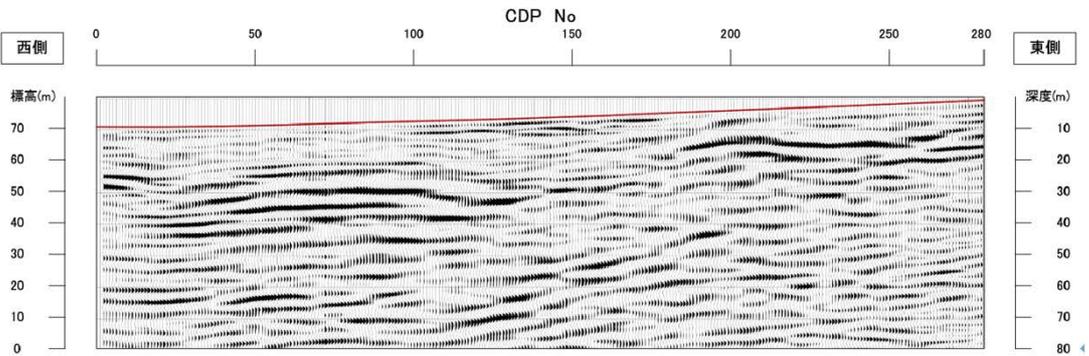


図 11 吉ヶ沢川測線における S 波反射法地震探査の結果

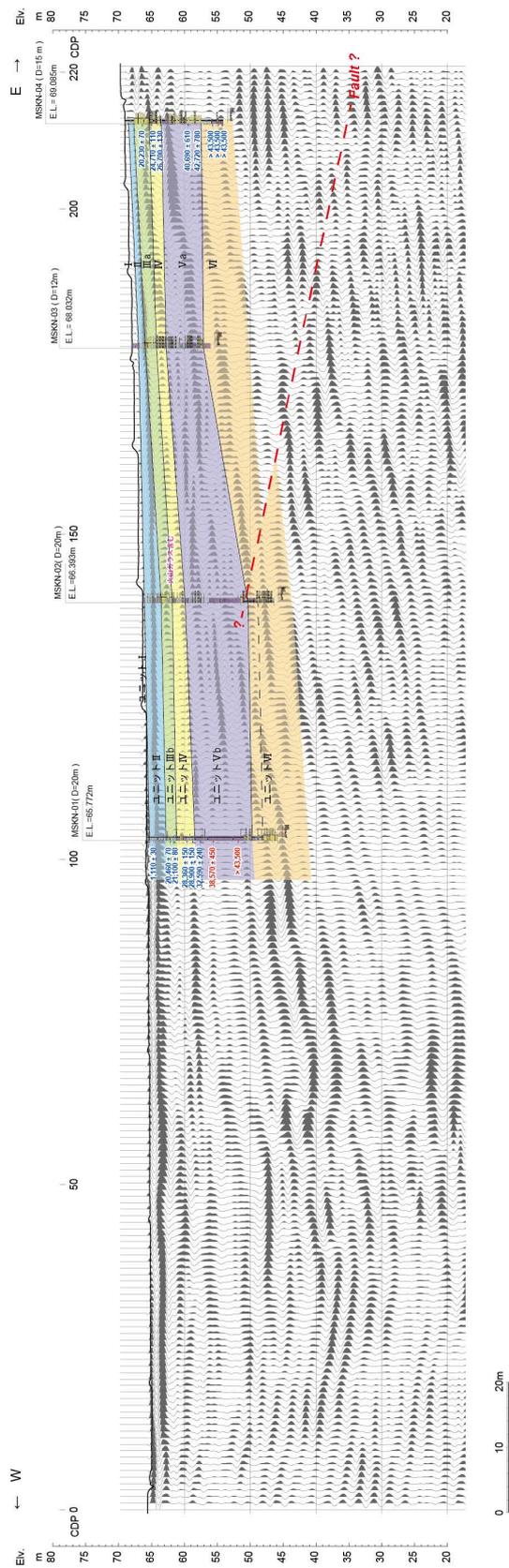


図 12 金沢乗上地区における統合地形地質断面図

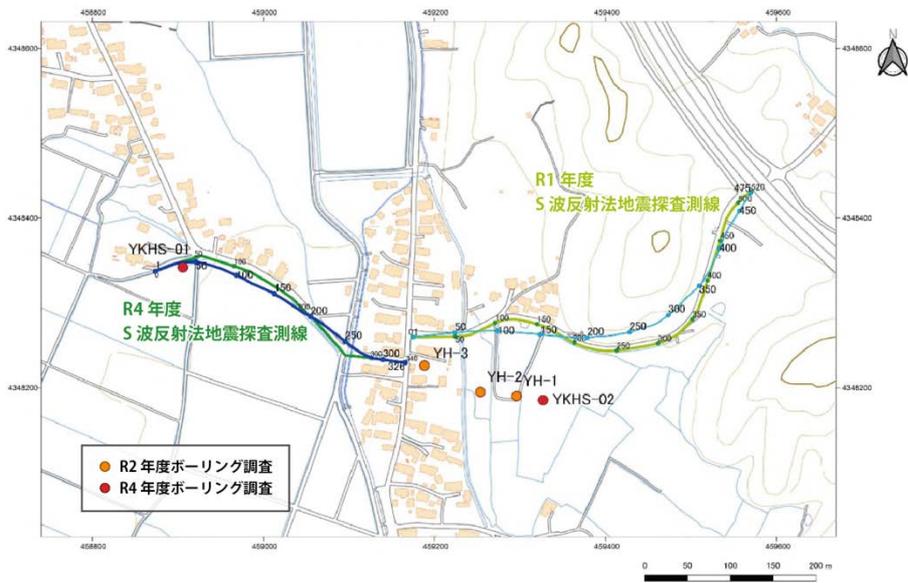


図 13 横手市平鹿地区におけるボーリング・反射法地震探査測線の位置

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

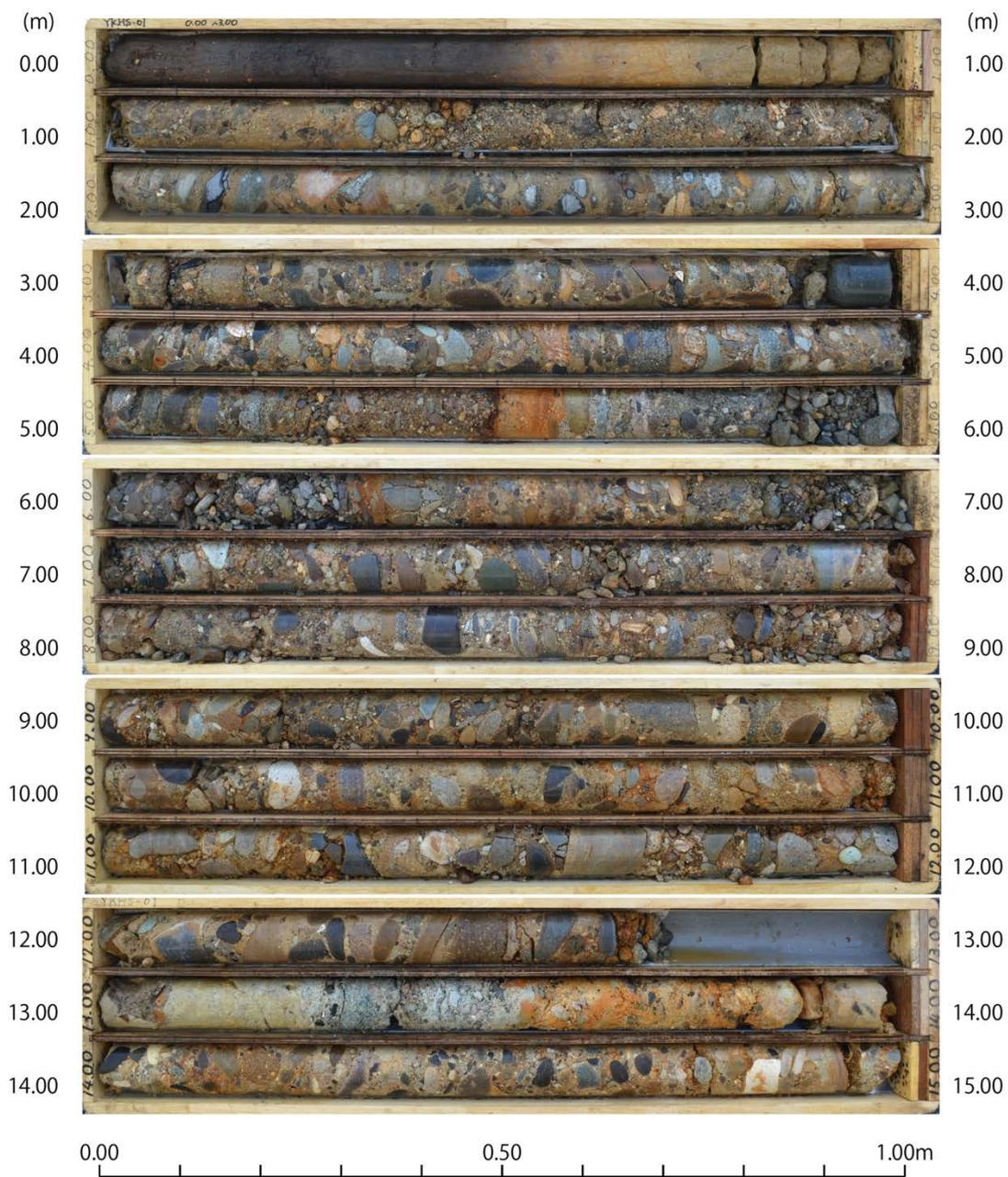


図 14 横手市平鹿地区におけるボーリングコアの写真 (YKHS-01 孔)

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

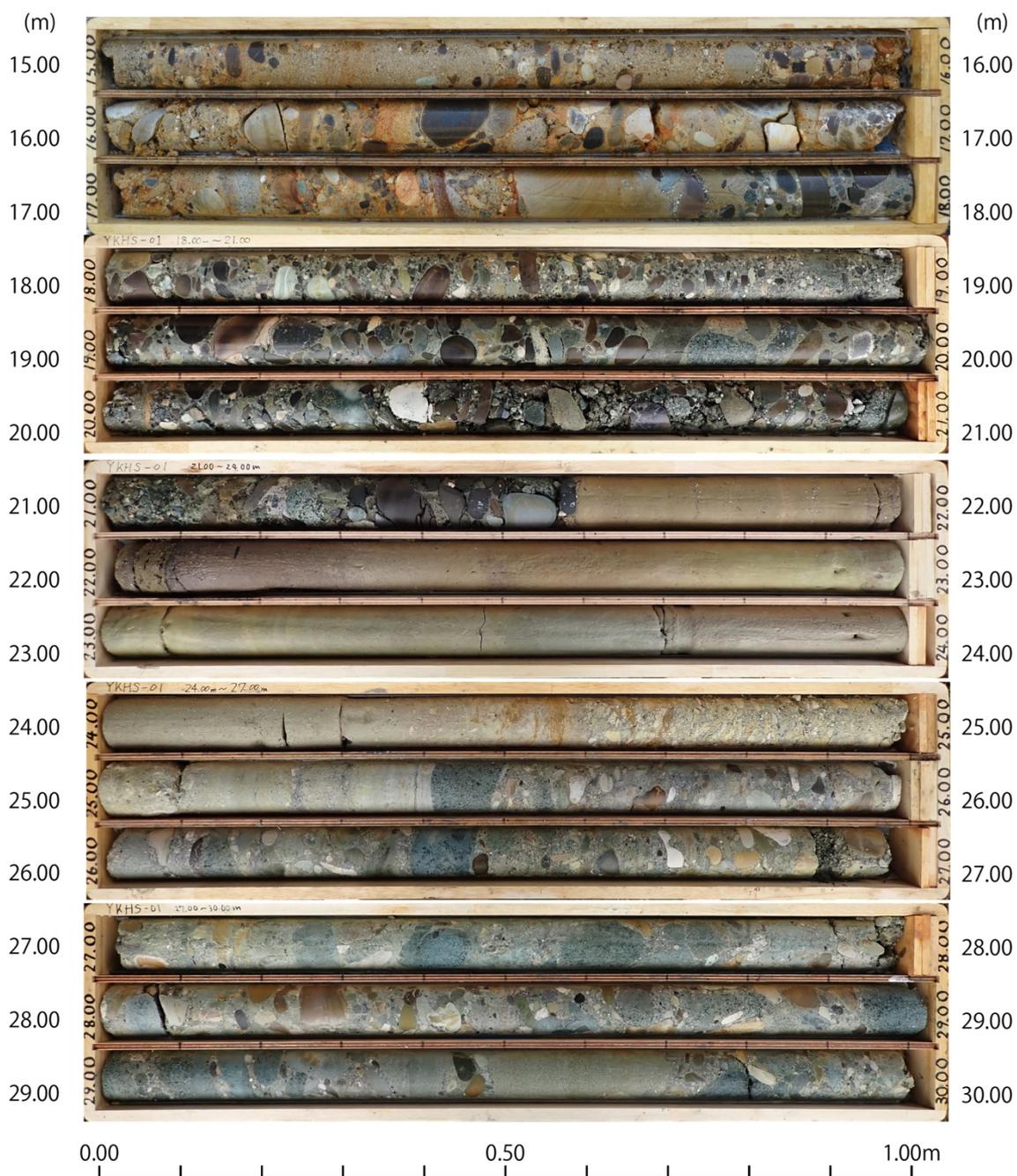


図 14 横手市平鹿地区におけるボーリングコアの写真 (YKHS-01 孔) (続き)

横手市平鹿地点ボーリングコア YKHS-02 孔 0.00 ~ 9.00m

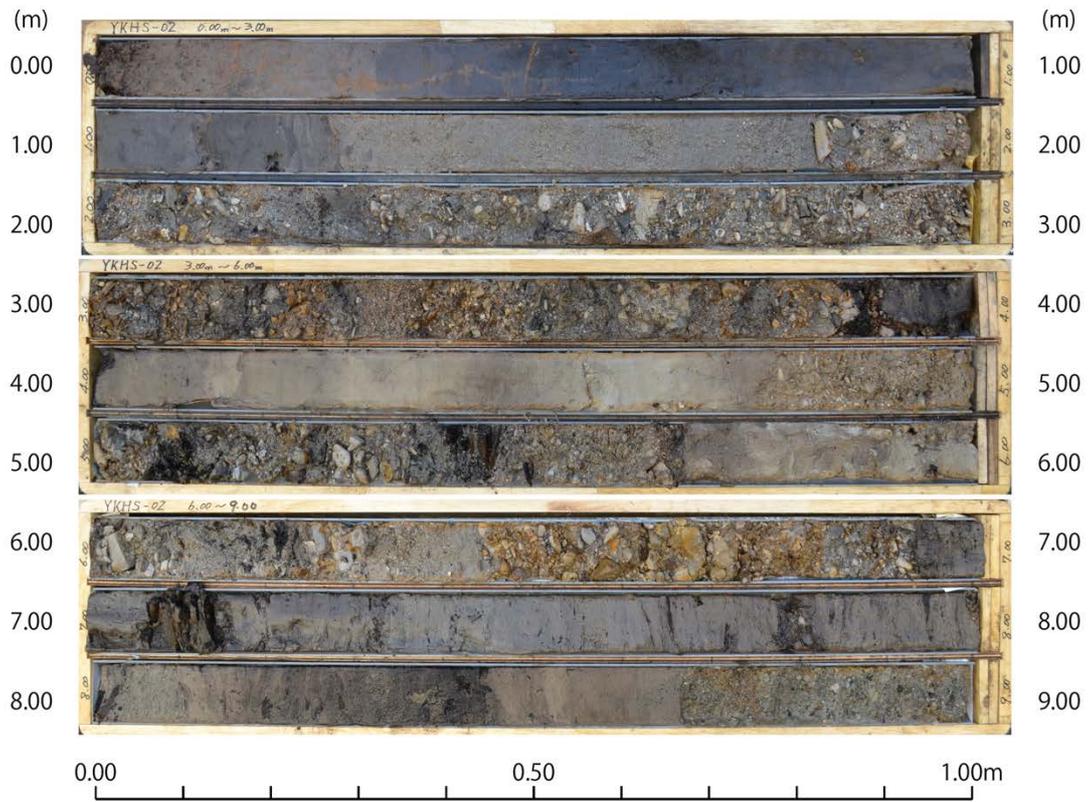


図 15 横手市平鹿地区におけるボーリングコアの写真 (YKHS-02 孔)

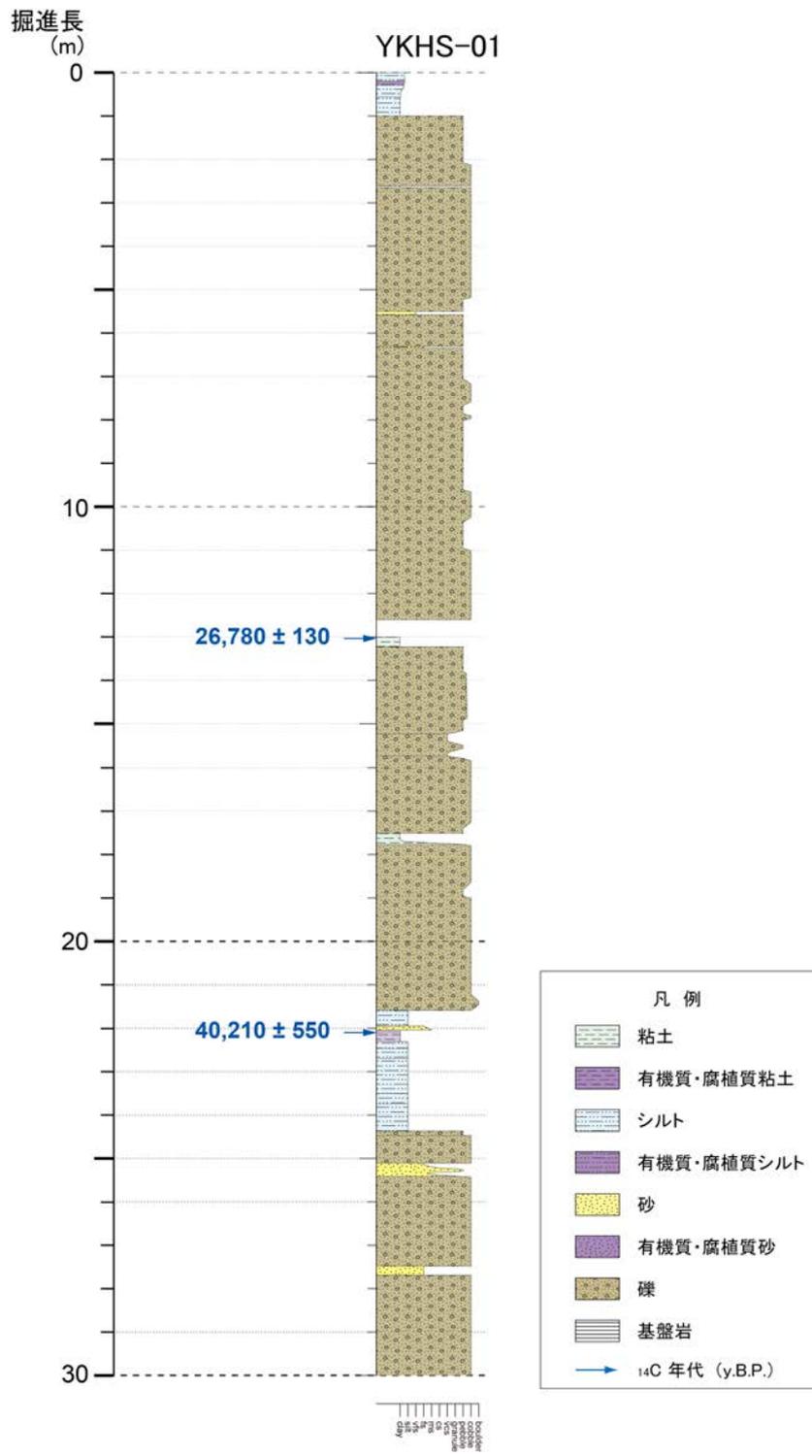


図 16 横手市平鹿地区におけるボーリングコアの柱状図

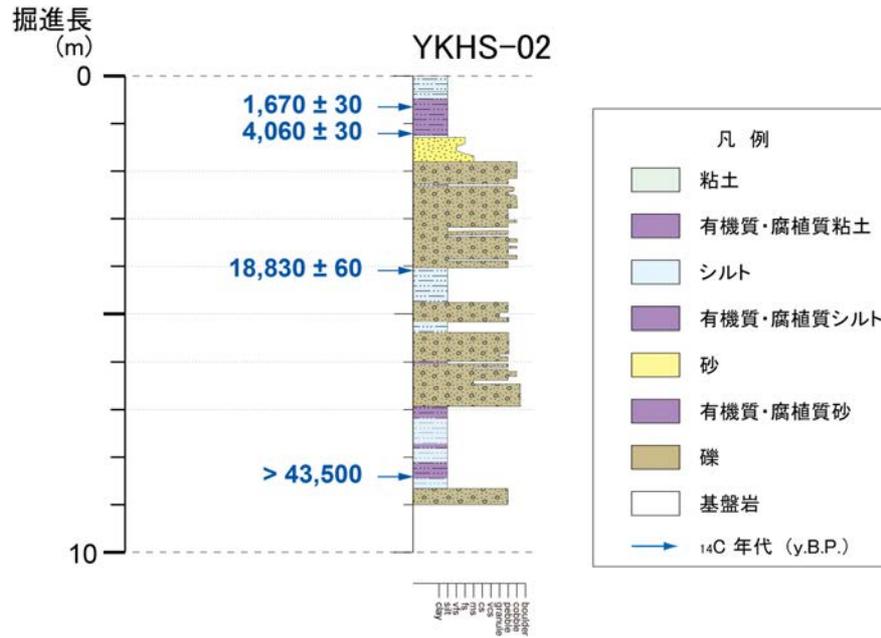


図 17 横手市平鹿地区におけるボーリングコアの写真

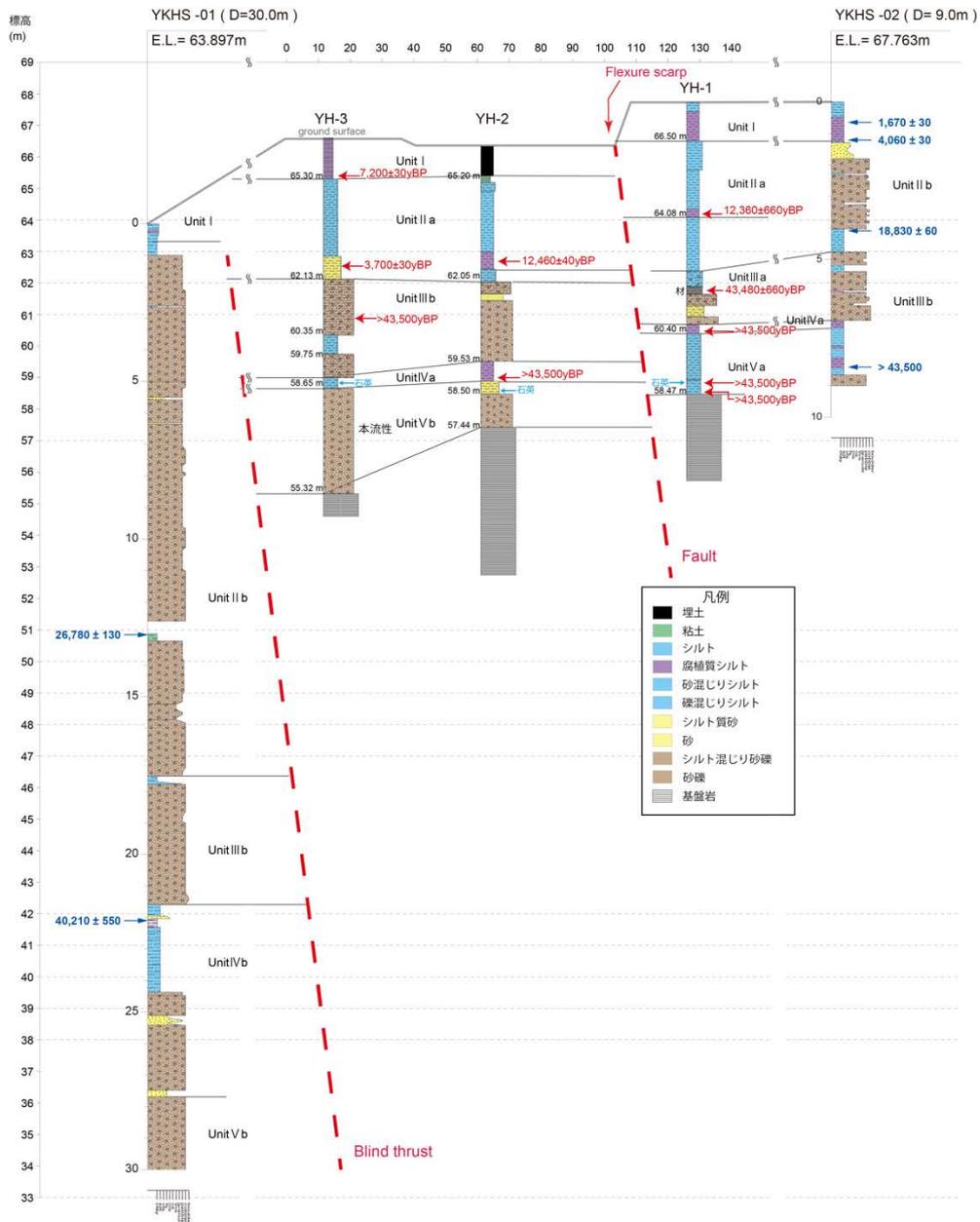
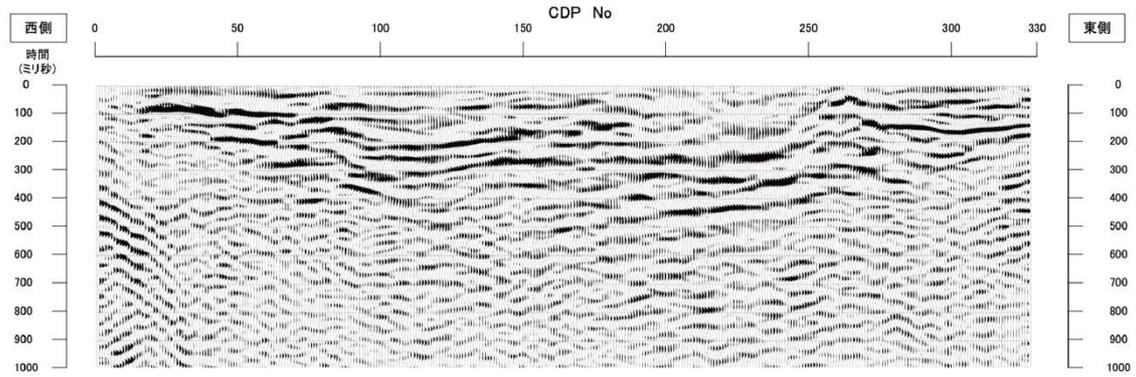


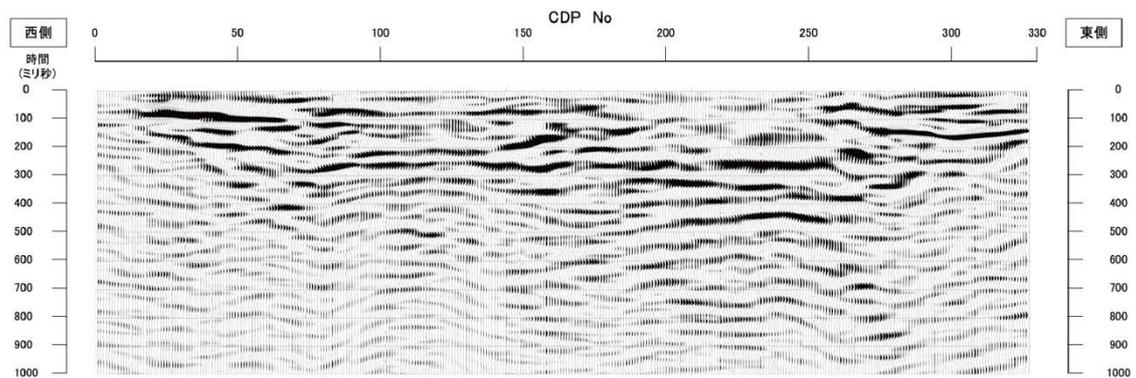
図 18 横手市平鹿地区における地質断面図

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

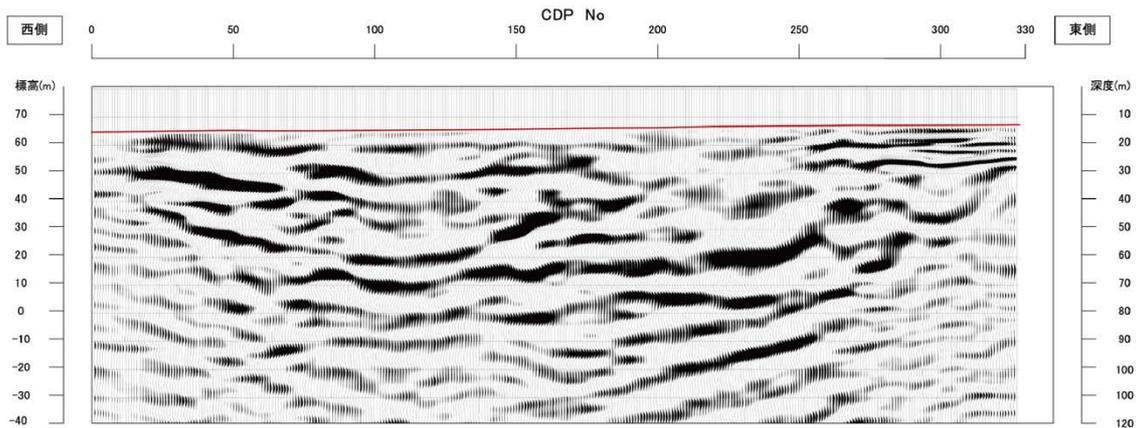


図 19 横手市平鹿地区における S 波反射法地震探査の結果  
測線位置は図 13 に示す。

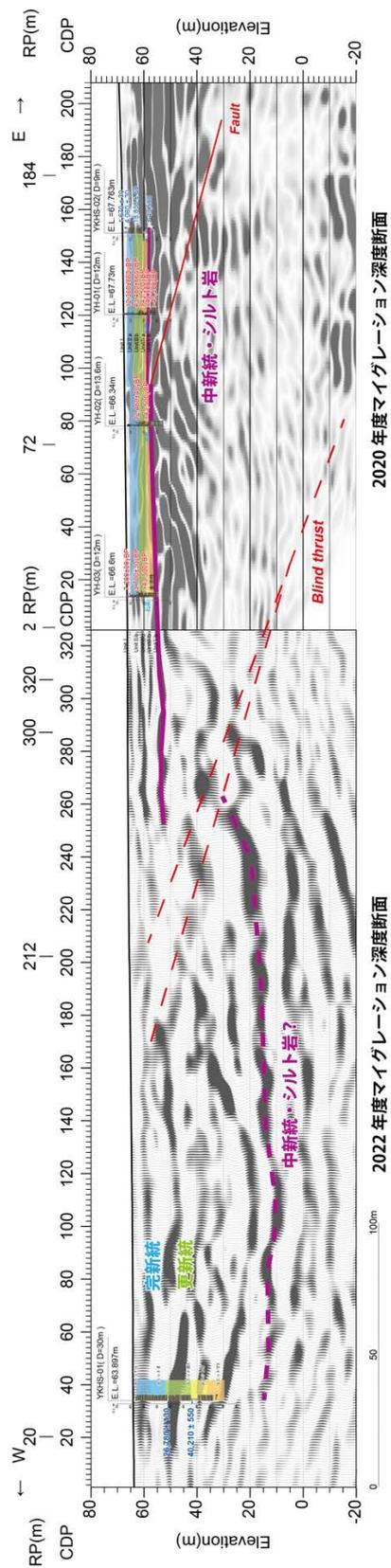


図 20 横手市平鹿地区における統合地形地質断面図

### 3. 2 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	主任研究員	吾妻 崇
国立大学法人 信州大学	教授	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なうとともに、空中写真を用いた地形判読を実施し、予察的な活断層図を作成した。麻績村下井堀地区においてドローン 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）を実施する。ボーリングコアやトレンチ（ピット）壁面から採取した炭素試料や火山灰試料について分析を行い、それらの年代を明らかにする。得られた年代データと前年度に明らかにした変位量データに基づき、麻績断層の平均変位速度（上下成分）を算出する。

#### (2) 令和 4 年度の成果

(a) 業務の要約

麻績断層は、長野県の東筑摩郡麻績村から同筑北村にかけて、北東－南西方向に伸び

る長さ約 17 km の逆断層である（図 1）。麻績断層の既往成果の整理を行なうとともに、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。

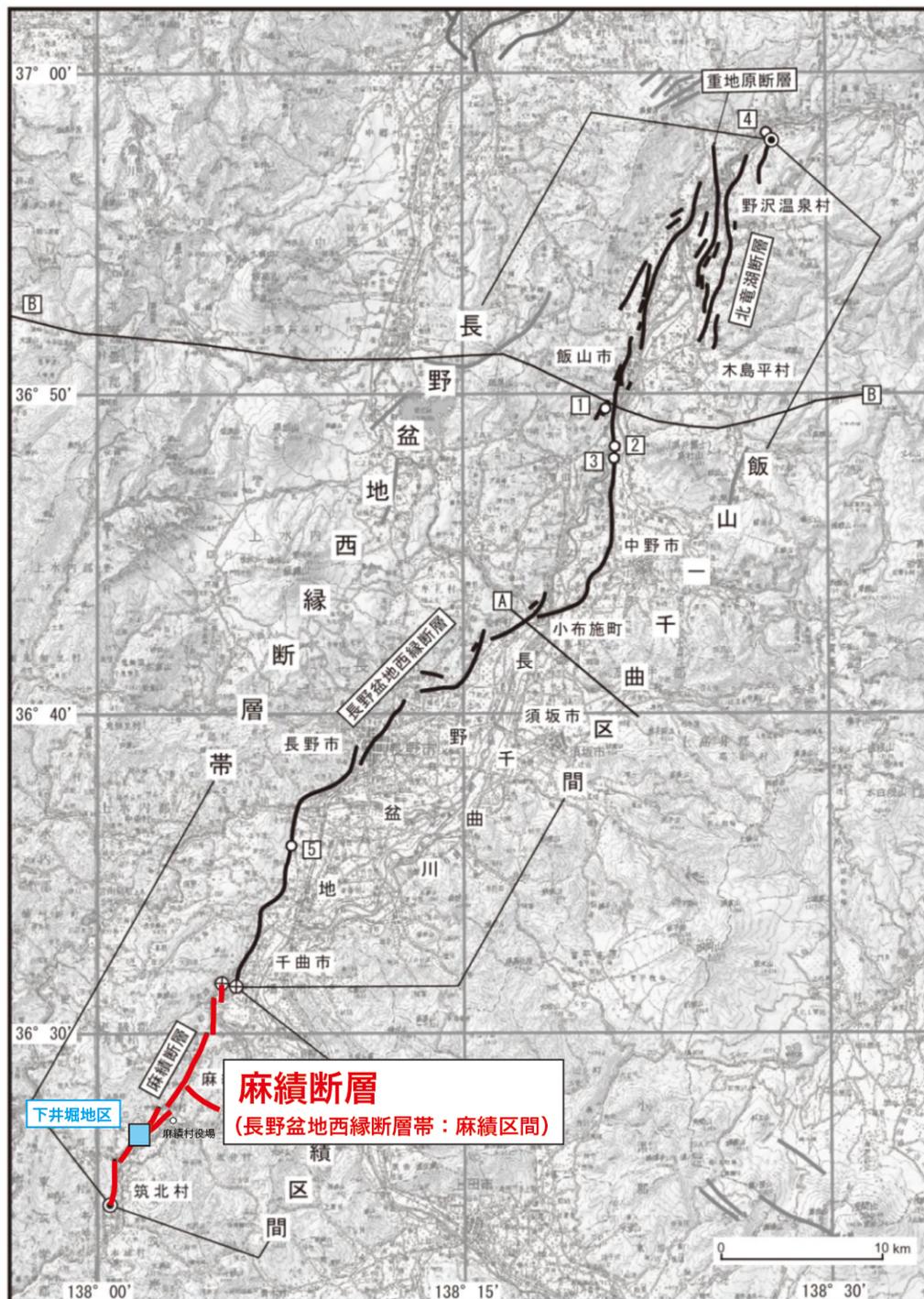


図 1 麻績断層の位置（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015b を編集）  
麻績断層の位置を赤線で示した。

## (b) 業務の実施方法

### 1) 既往研究の整理

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。

### 2) 調査地の選定

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した。

### 3) 地形計測と詳細デジタル標高モデルの作成

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。

### 4) ボーリング調査

麻績村下井堀地区においてボーリング調査を実施し、麻績断層周辺における地質の概要を確認した。

## (c) 業務の成果

### 1) 既往研究の整理

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

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

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 m×0.25 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、自動航行で行なった。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なった。

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 %
レーザ走査角	±35°
レーザ拡散角	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

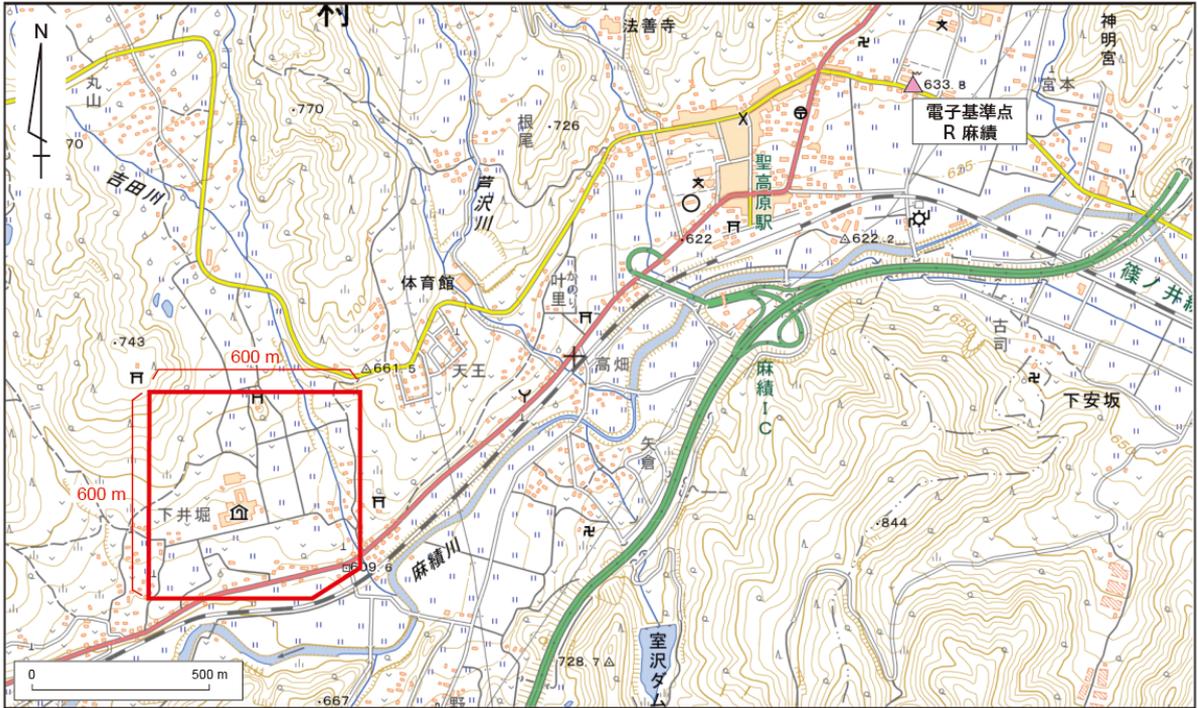


図2 麻績断層下井堀地区で実施したドローンLiDAR計測の実施範囲

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 点/m<sup>2</sup> 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なった。

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、内挿補完を行なった。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。

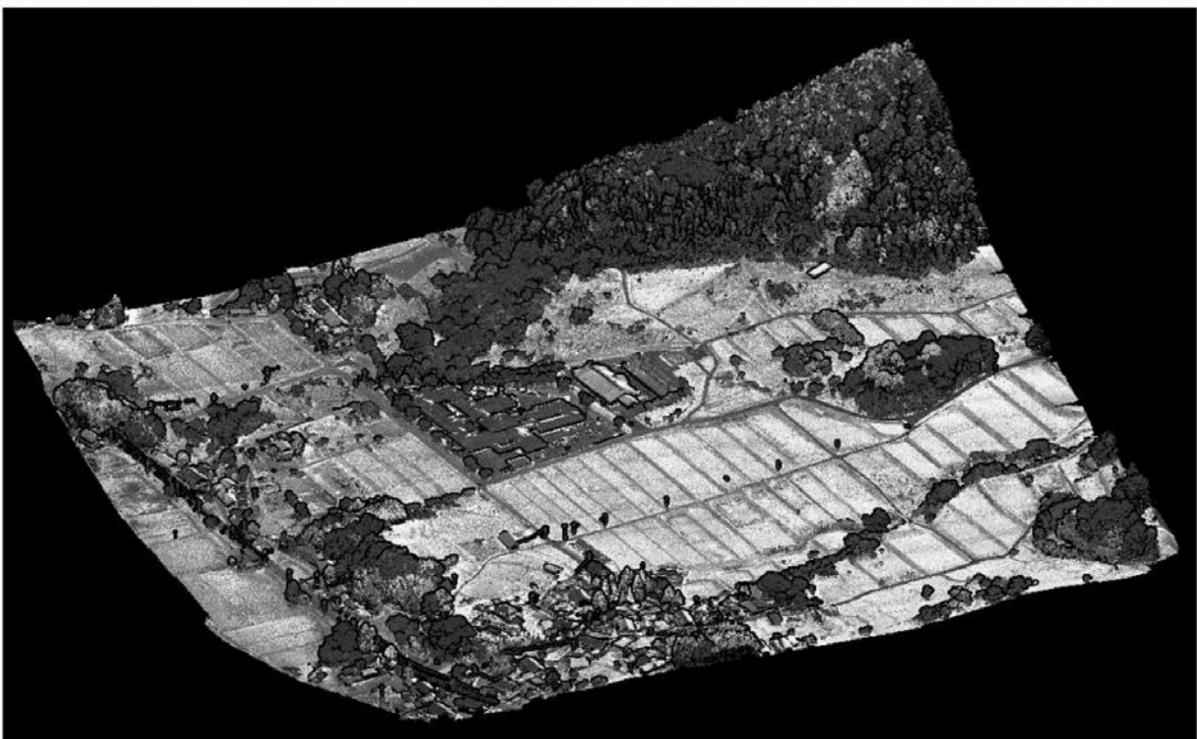


図 3 オリジナルデータを用いて作成した下井堀地区の地形鳥瞰図

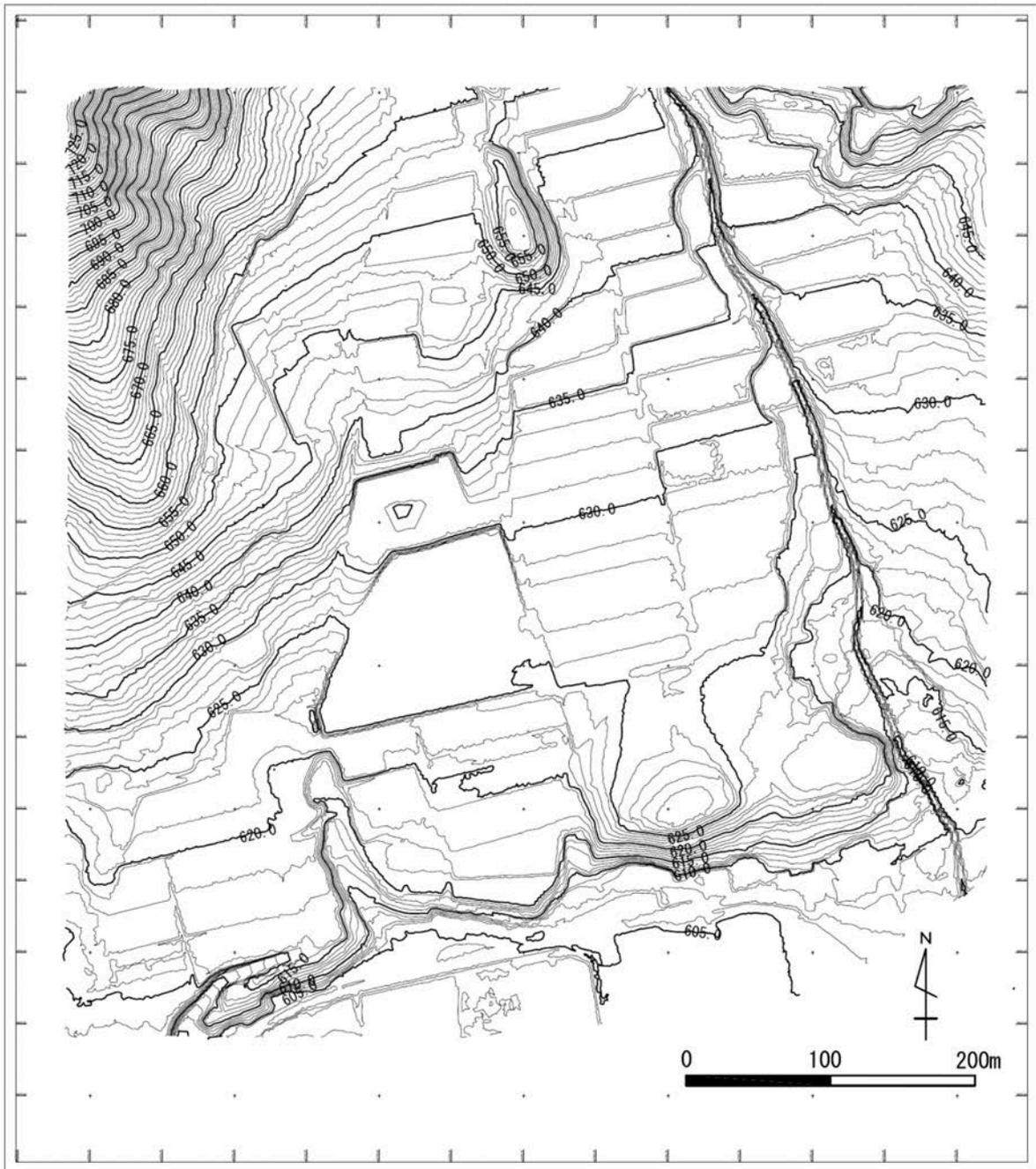


図4 下井堀地区の等高線図

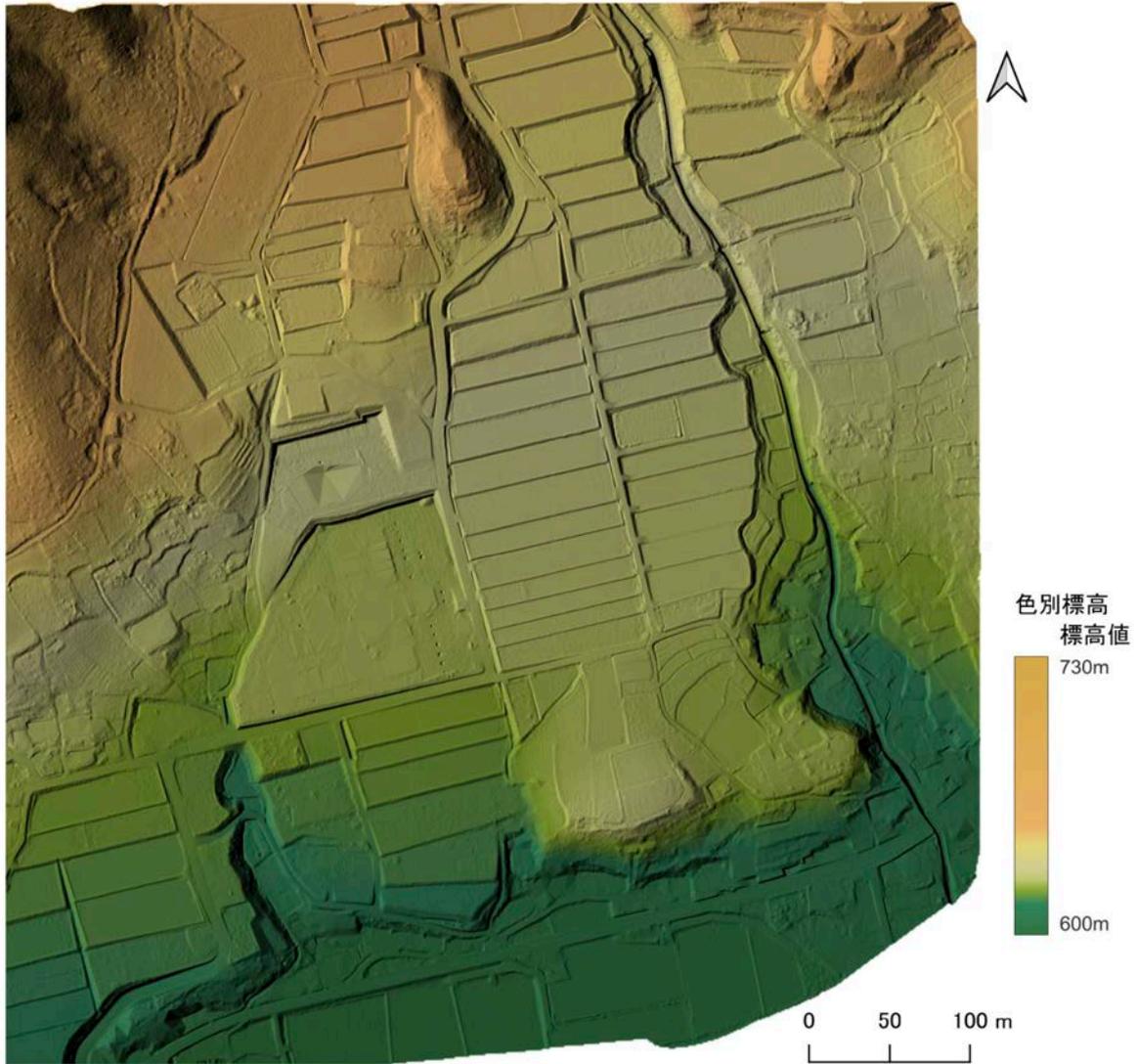


図5 下井堀地区の陰影段彩図

#### 4) ボーリング調査

麻績村下井堀地区においてボーリング調査を実施し、麻績断層周辺における地質の概要を確認した。ボーリングは下井堀地区内の5箇所で行った（図6）。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。掘削方向はいずれも鉛直とした。以下では、各地点で掘削されたボーリングコアの層序について記載する。



図6 下井堀地区のボーリング掘削位置図

【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4 m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。

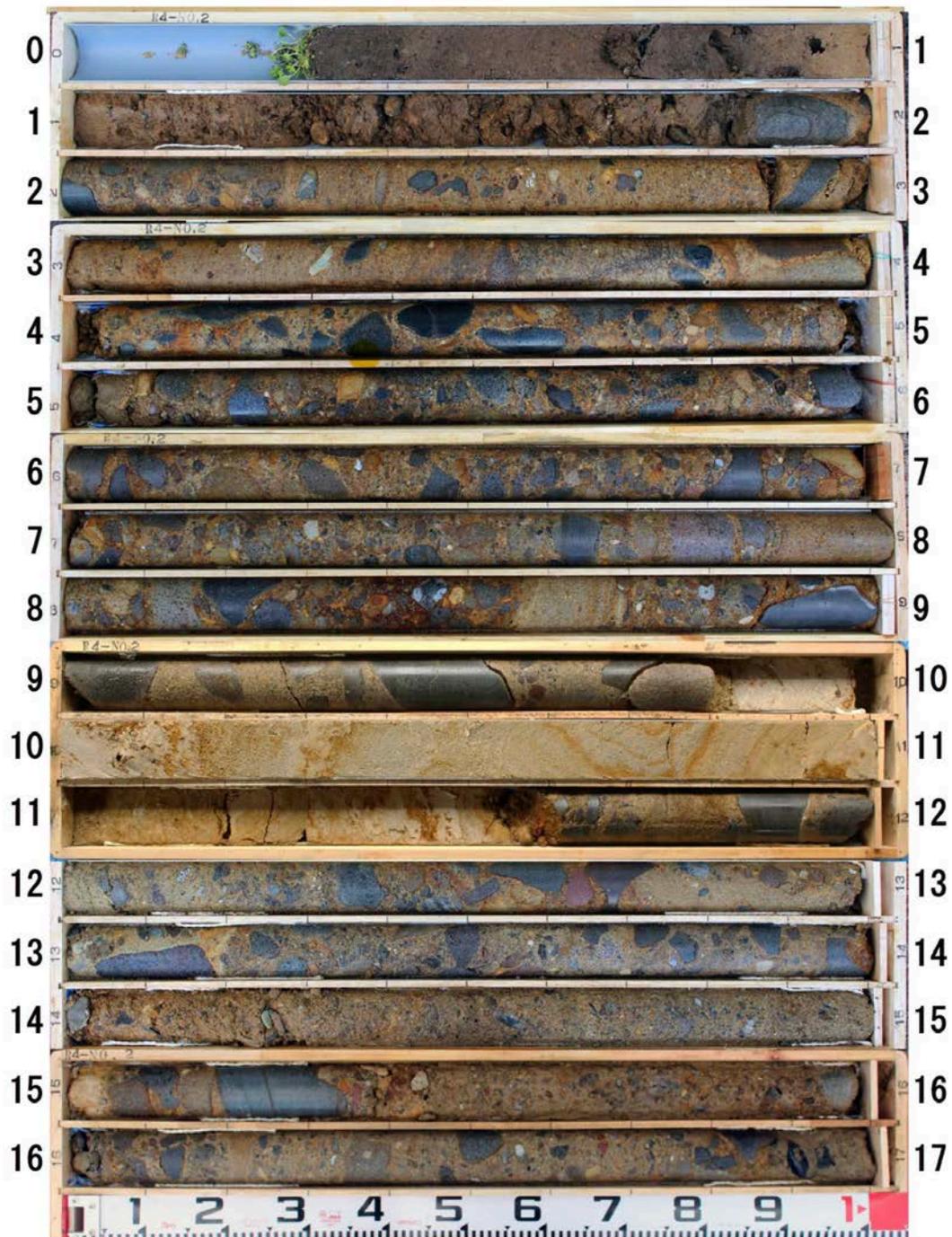


図9 下井堀地区で掘削したボーリング (R4-No. 2) のコア写真

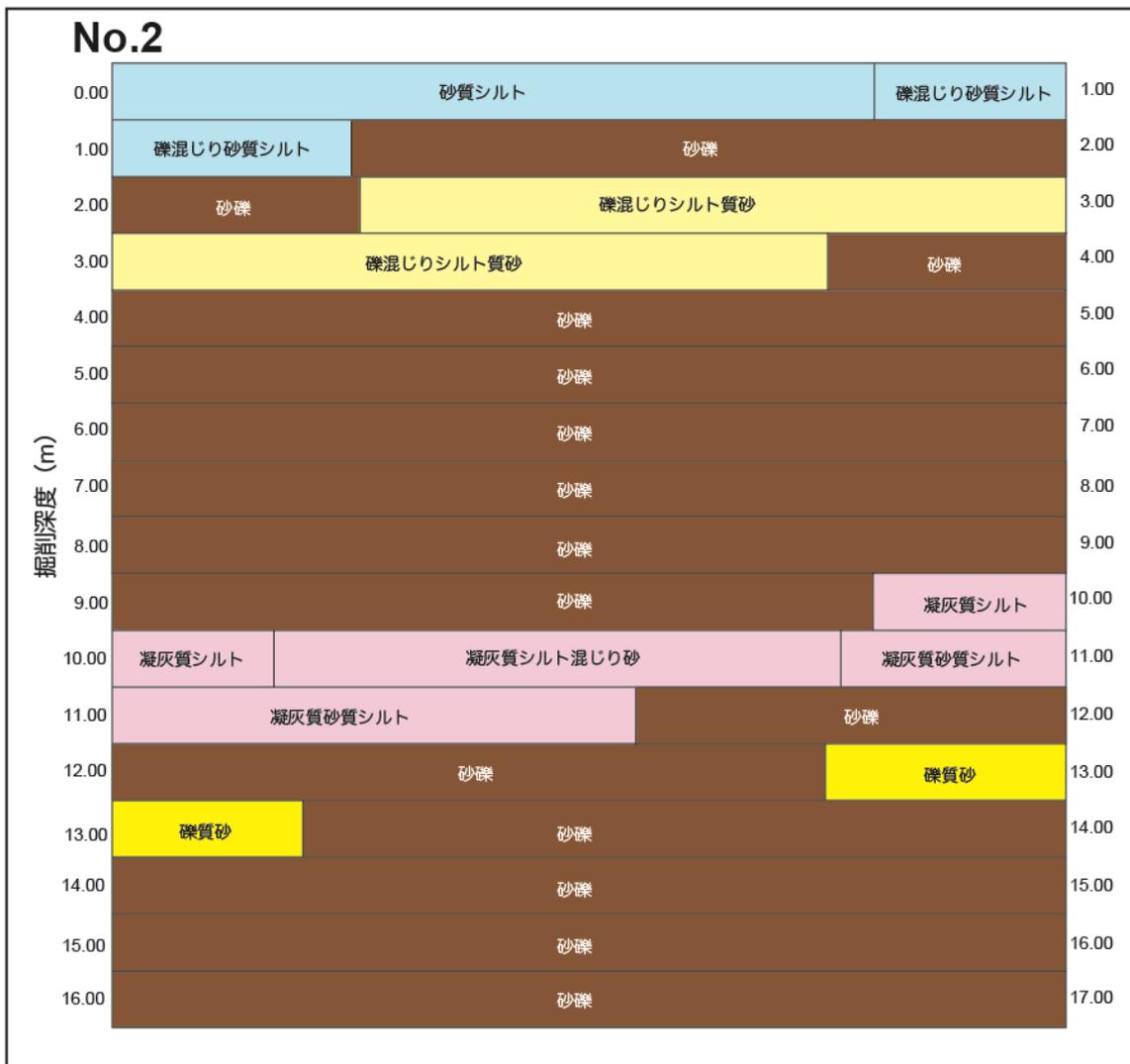


図 10 下井堀地区で掘削したボーリングコア (R4-No. 2) の層相区分図

【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。

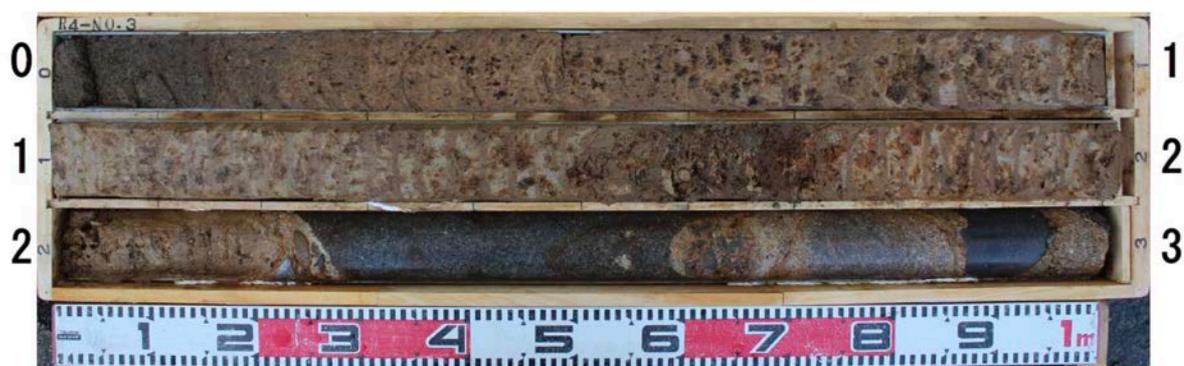


図11 下井堀地区で掘削したボーリング (R4-No. 3) のコア写真



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

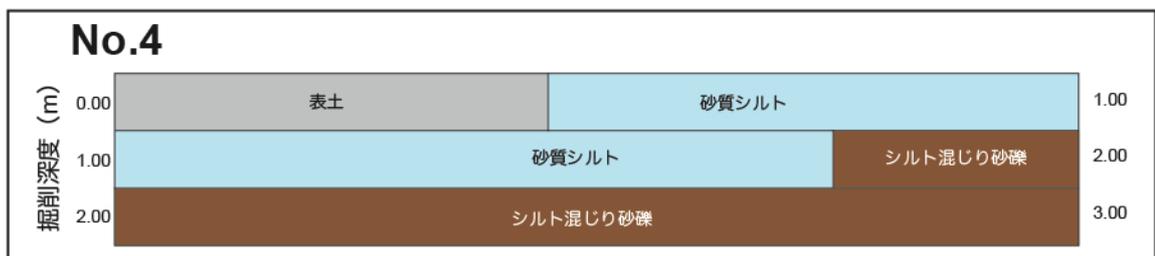


図 14 下井堀地区で掘削したボーリングコア (R4-No. 4) の層相区分図

【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～亜角礫を含んであり、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

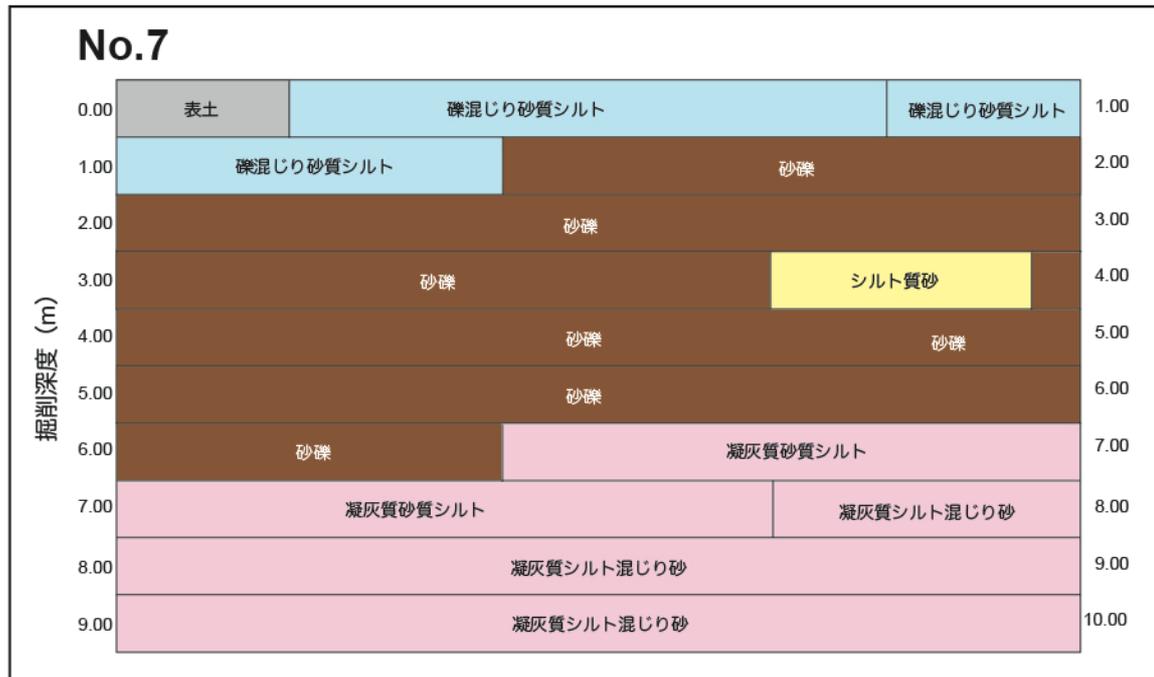


図 16 下井堀地区で掘削したボーリングコア (R4-No. 7) の層相区分図

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。

今回の調査で掘削したボーリング柱状図を並べ、下井堀地区における地形地質断面図を作成した。断面の位置を図 17 に、断面図を図 18 に示す。断面測線は、R4-No. 1 から R4-No. 2 付近において田力ほか (2013) が示した山側の活断層トレースを横切る。また、R4-No. 3 から R4-No. 4 およびその南側において田力ほか (2013) が段丘面の逆傾斜を示した場所を横切る。この地形断面の作成には、今回の調査において、UAV を用いて実施したレーザー測量により作成した詳細デジタル標高モデルを使用した。

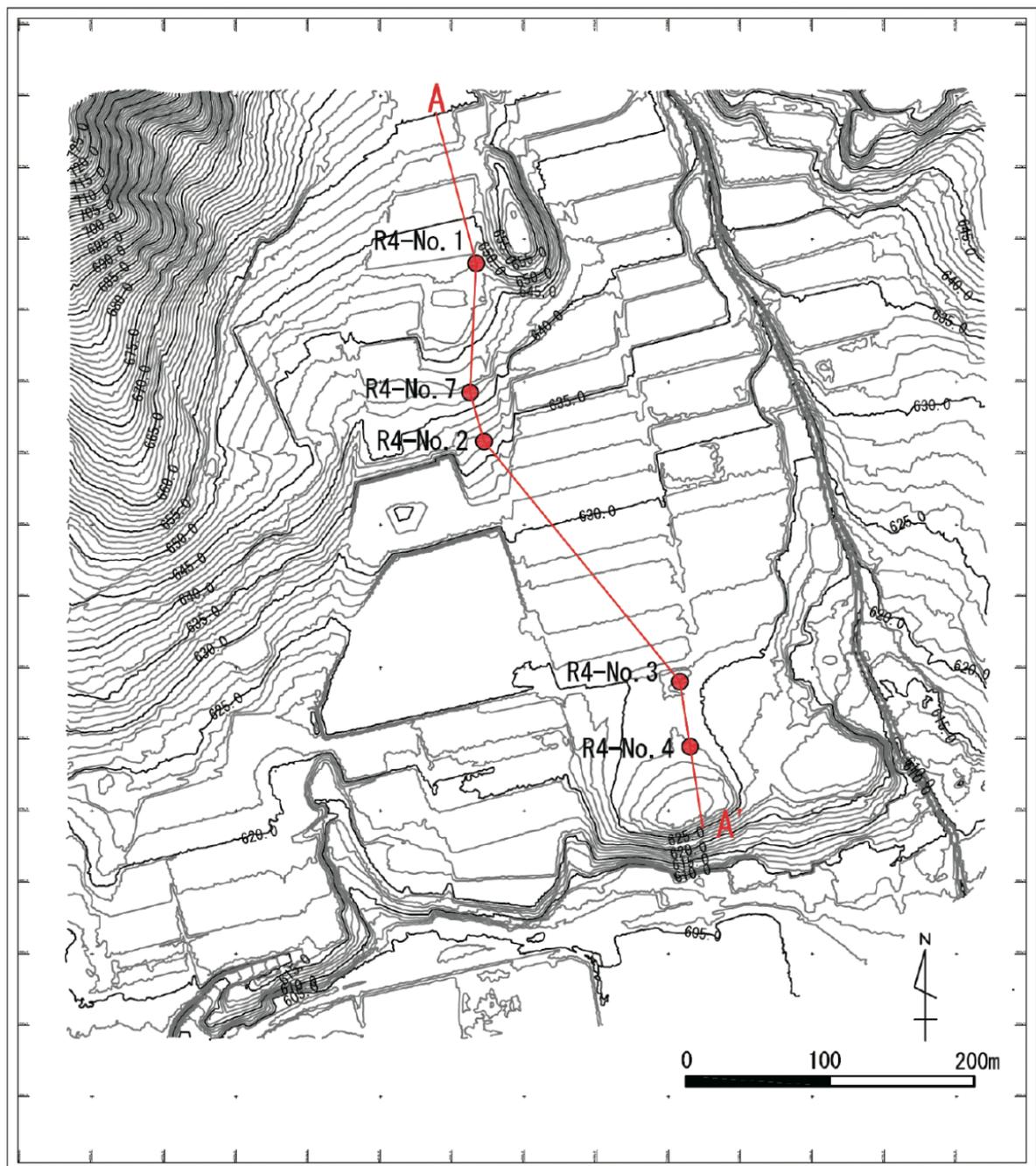


図 17 下井堀地区で掘削したボーリング掘削地点と地形断面測線位置

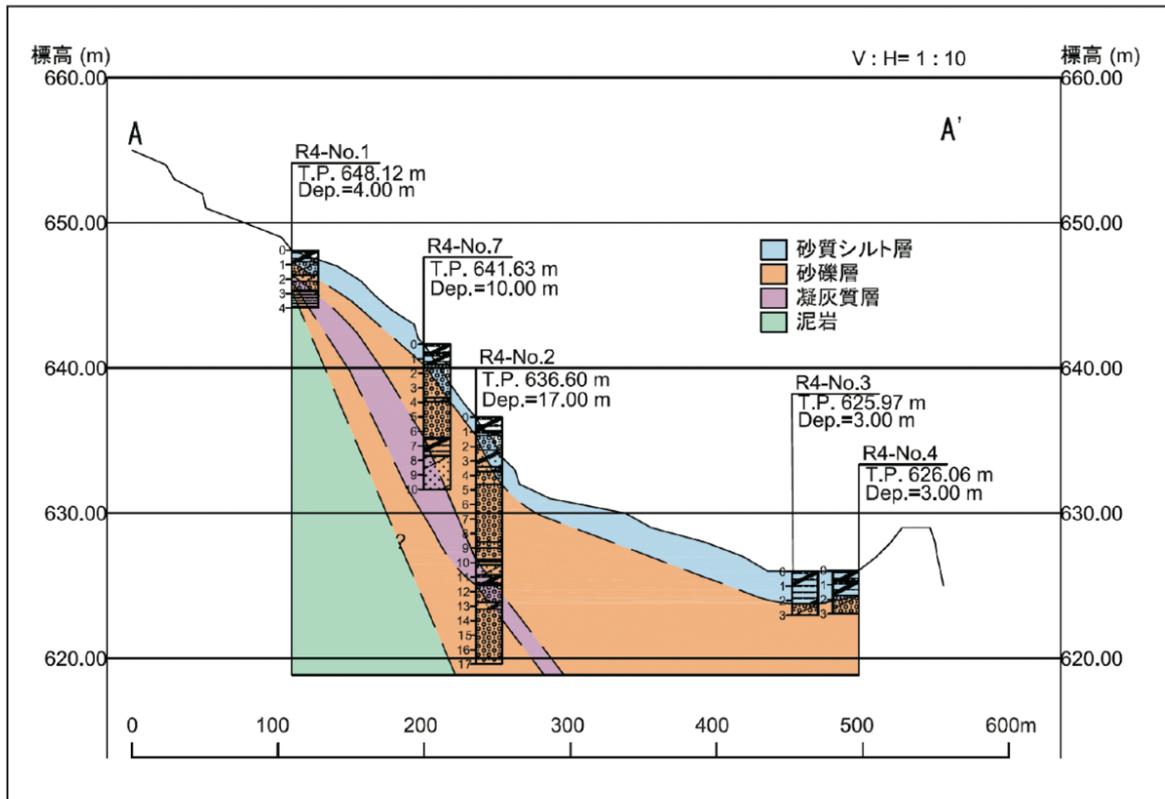


図 18 下井堀地区で実施したボーリング調査結果に基づく地形地質断面

(d) 結論ならびに今後の課題

今回の作業によって、麻績断層において UAV を用いたレーザー測量を実施し、麻績村下井堀地区の詳細な地形データを作成することができた。また、同地区において地形面の形成年代を明らかにするためのボーリング調査を行い、地質の概要を明らかにした。

次年度においては、今年度に掘削し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測定と火山灰分析を実施し、地形面の形成年代を検討する。また、麻績断層の分布とその活動時期を明らかにするために、下井堀地区を含めた複数地点においてボーリング調査及びトレンチ（ピット）調査を実施する予定である。

なお、下井堀地区においては、麻績断層の断層トレースが2列で並走する。それぞれのトレースにおける平均変位速度の違いや断層全体を評価する際の取り扱いについて検討が必要である。

(e) 引用文献

地震調査研究推進本部地震調査委員会，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.

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.

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. 3 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（ $^{14}\text{C}$ 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、調査適地の詳細な地形・地質踏査を実施するとともに、1箇所以上でボーリング調査及び年代測定を行い、平均変位速度を検討する。

#### (2) 令和4年度の成果

(a) 業務の要約

身延断層の活動性を明らかにすることを目的として、以下の調査を実施した。1) 既往研究により図示された身延断層とその周辺において、航空レーザ計測デジタル地形データの解析により作成した地形表現図の判読により、断層変位地形を再検討した。2) 断層変位地形沿いの地形・地質踏査を実施し、身延断層の分布や地質構造を把握するとともに、平均変位速度を検討するための調査適地を選定した。3) 断層変位を受けた段丘面の構成層を明らかにし、その年代を推定するために1箇所では段丘堆積物の詳細な露頭の観察・地質柱状図の作成を行い、露頭から採取した大型植物化石及び材化石の<sup>14</sup>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(26 m×1孔、15 m×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。

## (b) 業務の成果

### 1) はじめに

身延断層(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015b)は、山梨県南巨摩郡身延町、南部町、静岡県富士宮市付近にかけて北北西-南南東方向に延びる断層である(図1)。同断層は、関東地域の活断層の地域評価(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015a)において新たに長期評価対象とされ、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015b)により評価されている。それによると、身延断層は北部と南部に区分され、北部は断層の西側が隆起する逆断層、南部は断層の西側が隆起する逆断層成分を伴う左横ずれ断層であり、地表で確認できる長さは約20 km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  $^{14}\text{C}$  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なった。

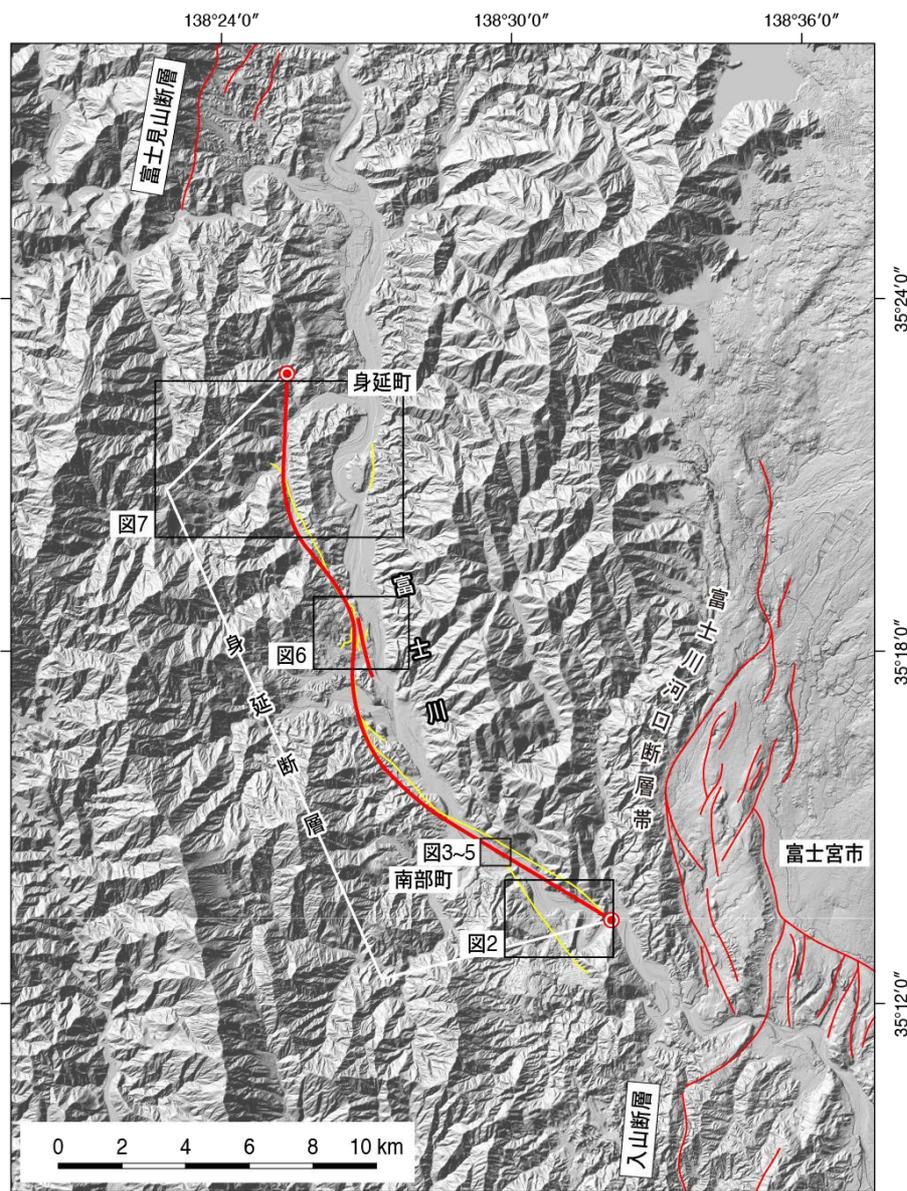


図1 身延断層の全体図

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の範囲を黒枠で示す。基図は地理院地図（陰影起伏図）を使用。

- 2) 調査手法
  - a) 地形調査

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 1 m 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 1 m 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）の読図を行なった。

#### 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  $^{14}\text{C}$  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なった。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）を使用して行なった。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  $^{14}\text{C}$  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 60 mm 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なった。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なった。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40～50 m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26 m）、北東側の段丘面上で1孔（MN-Br-02：掘削深度15 m）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）。

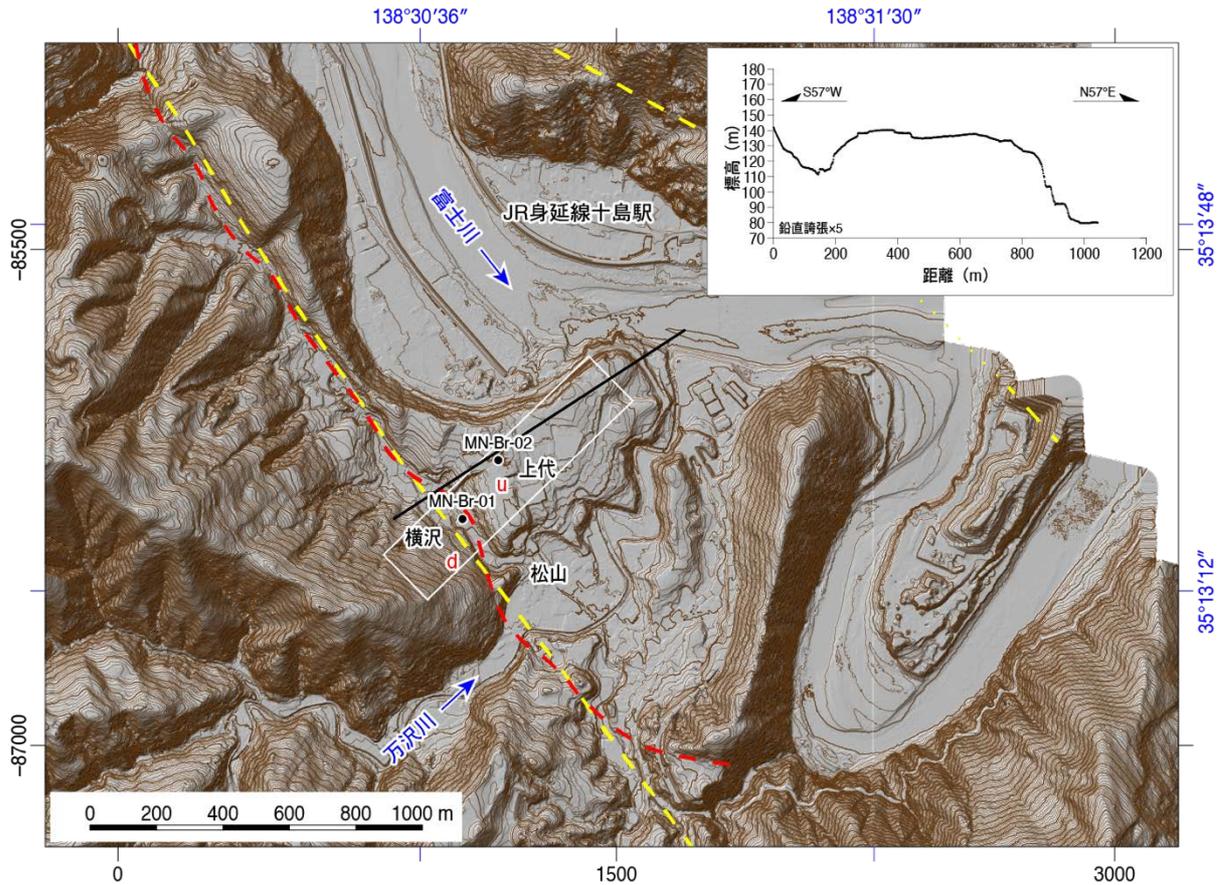


図2 万沢付近の地形と活断層

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）や東海道旅客鉄

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

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

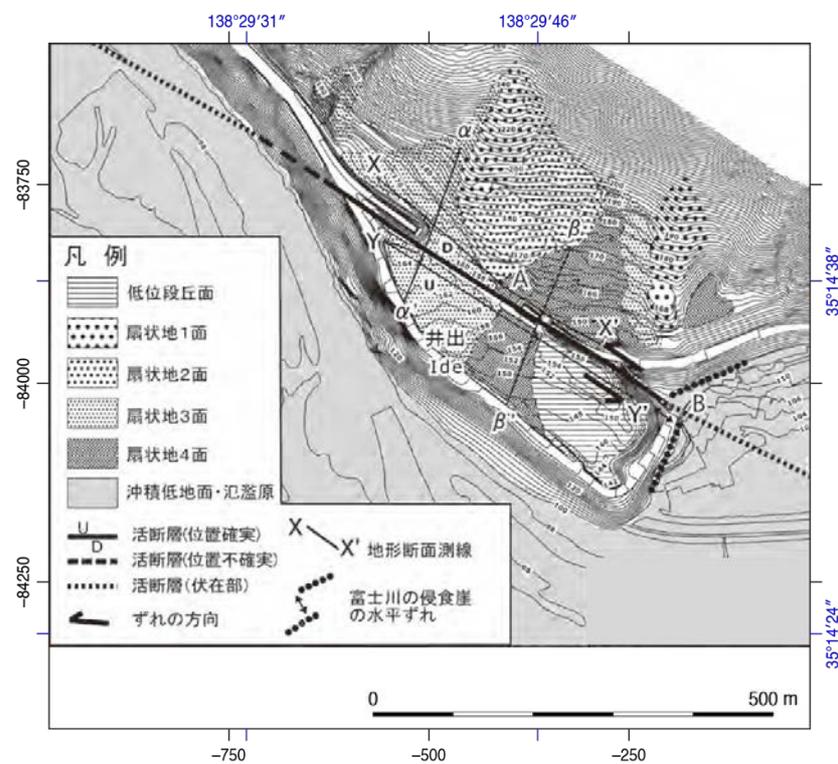


図 3 井出付近の地形と活断層（水本・他，2016）

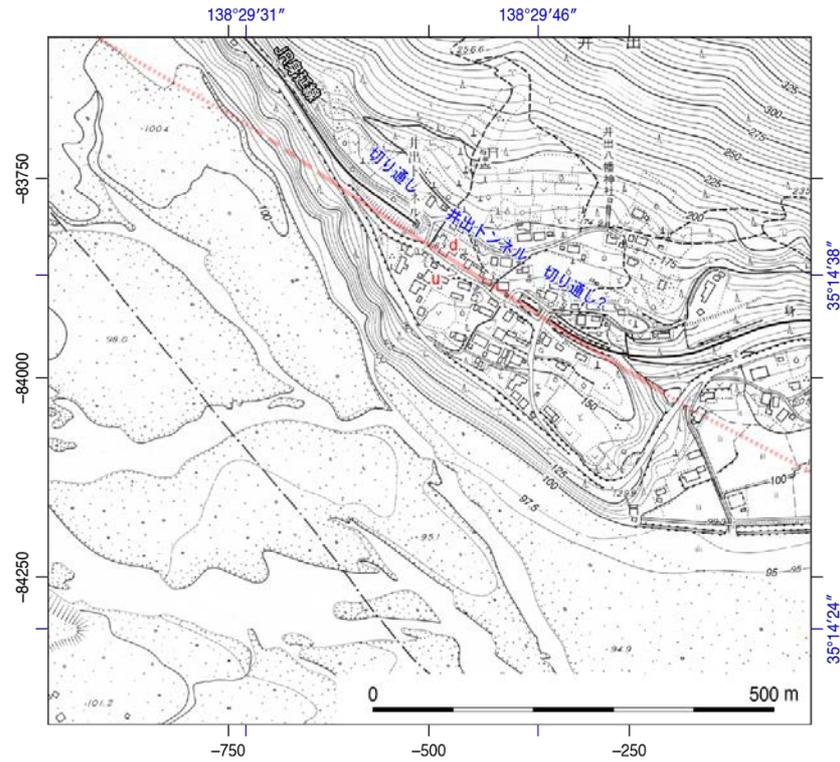


図4 井出付近の地形

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。

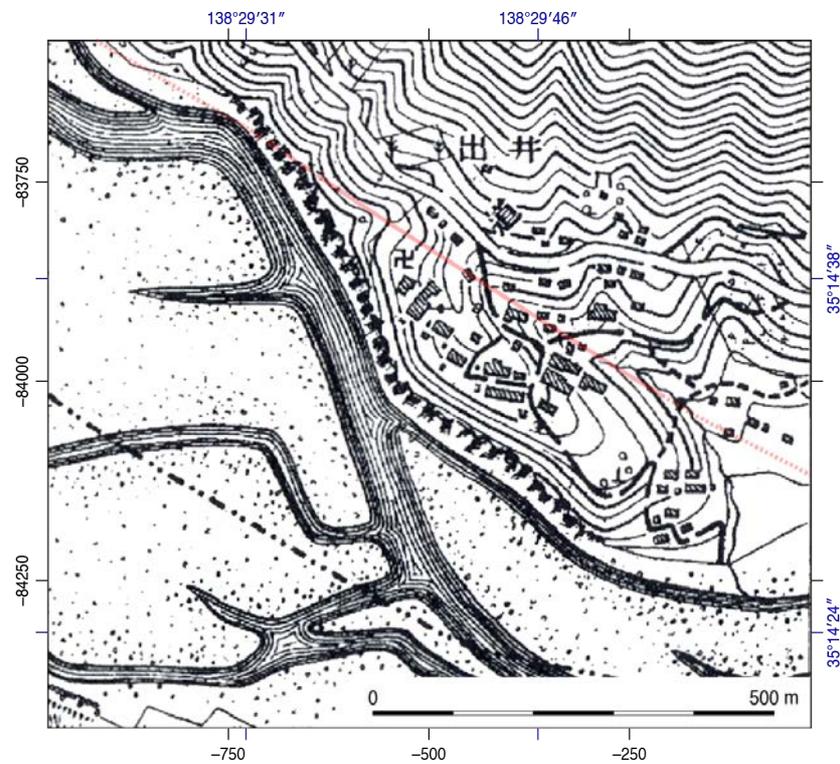


図5 JR 身延線（富士身延鉄道）運転開始前の井出付近の地形

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 13 m 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  $^{14}\text{C}$  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 13 m 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。

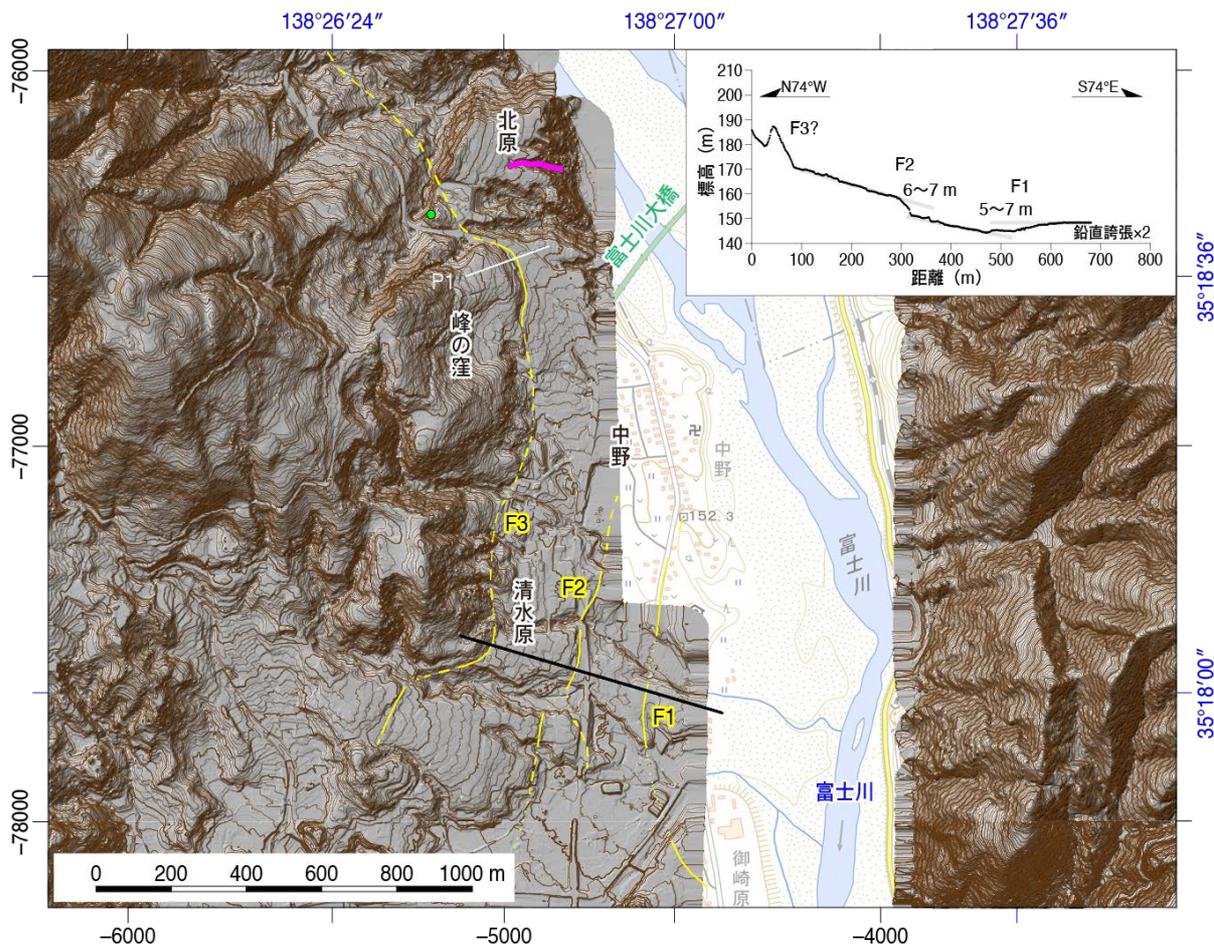


図6 中野付近の地形と活断層

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。

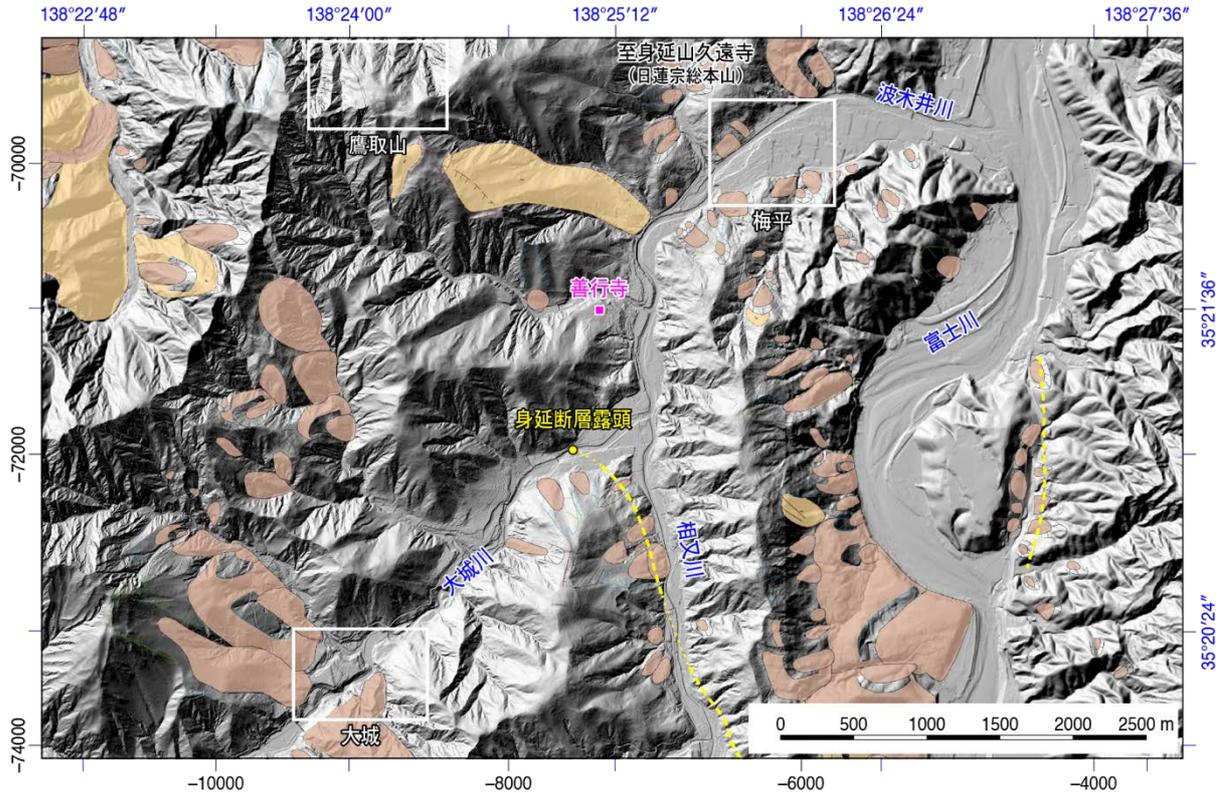


図7 身延断層北端部付近の地形と断層変位地形の可能性のある低崖の分布地点（白枠で示し、「梅平」、「大城」、「鷹取山」がそれぞれ、図8、図9、図10に対応）  
 基図は1mメッシュ航空レーザ数値標高データから作成した陰影図（一部地理院地図の陰影起伏図）を使用。地すべり地形は、地すべり地形分布図WMSサービス（防災科学技術研究所，2023）を使用。活断層は水本・他（2016）による。図中の身延断層露頭（黄色の丸）は、活断層研究会編（1991）により河床礫層を変位させる断層が確認された場所。

#### 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3 m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250 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。

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、低崖の伸びの方向と調和的である。

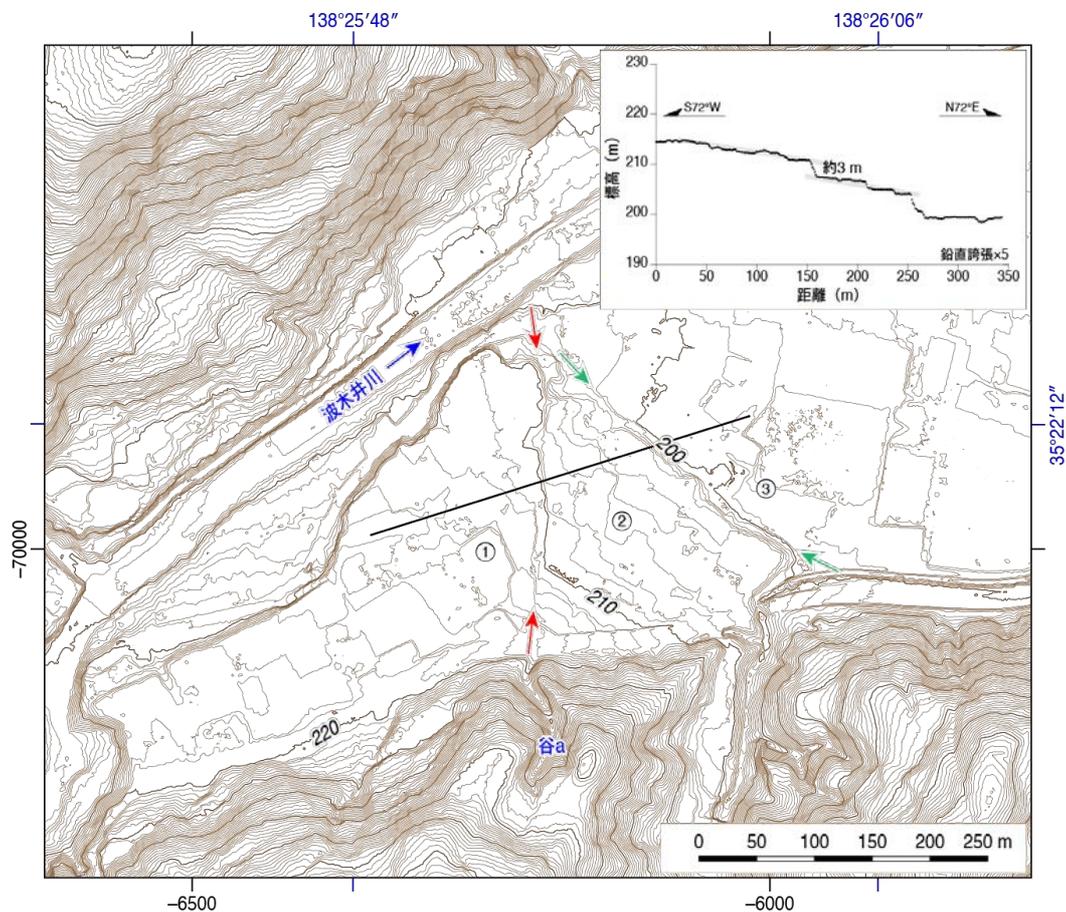


図8 身延町梅平付近の詳細地形図

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。

#### 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2.2 km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7m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150m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。

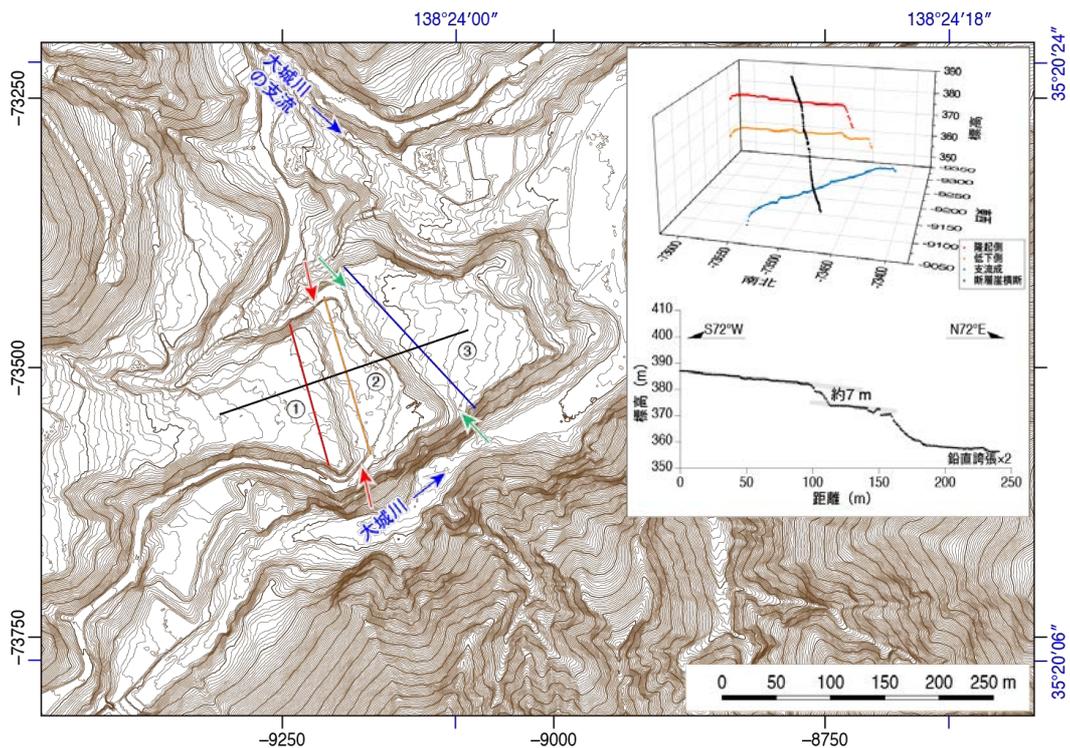


図9 身延町大城付近の詳細地形図

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3.2km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。

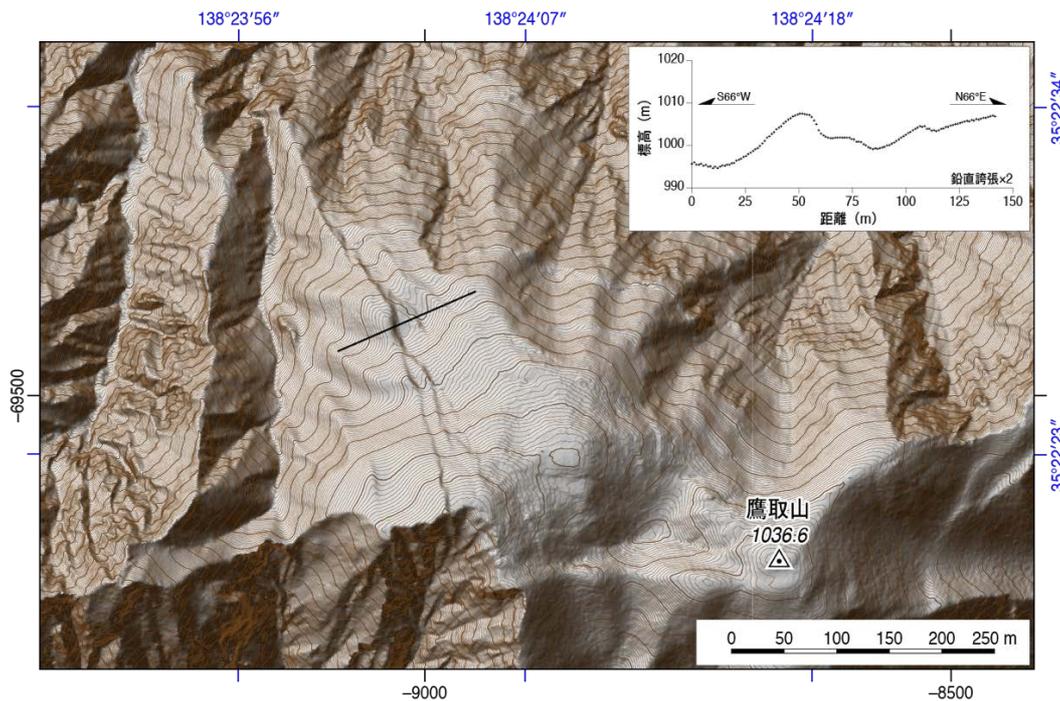


図 10 鷹取山付近の詳細地形図

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  $^{14}\text{C}$  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、下位の垂円礫～円礫を主体とする地層と上位の垂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5～40 cm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22 mであり、径1～15 cm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2.5 m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14.5 m、10 m、2 mから材化石(KH-01-C4、KH-01-C7、KH-01-C21)を採取し、鑑定を行なった大型植物化石(KH01-C15とKH01-C24)とともに<sup>14</sup>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<sup>14</sup>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年度は、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面の変位量を正確に計測して、平均変位速度を検討する予定である。

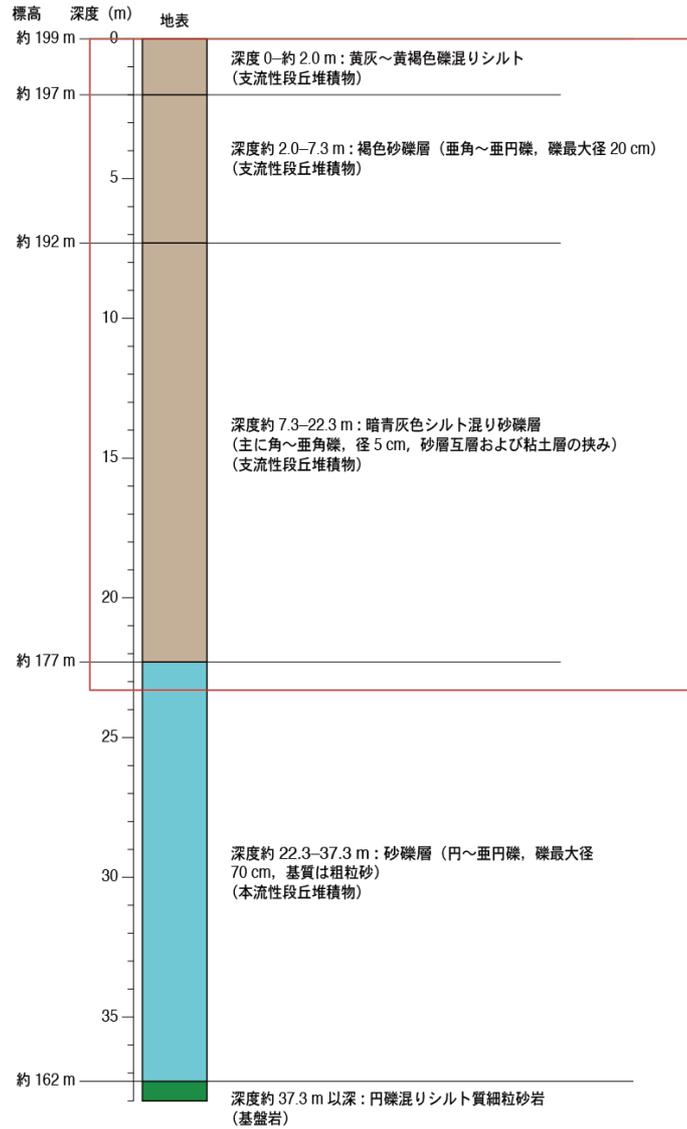


図 11 南部町中野北原における簡易地質柱状図

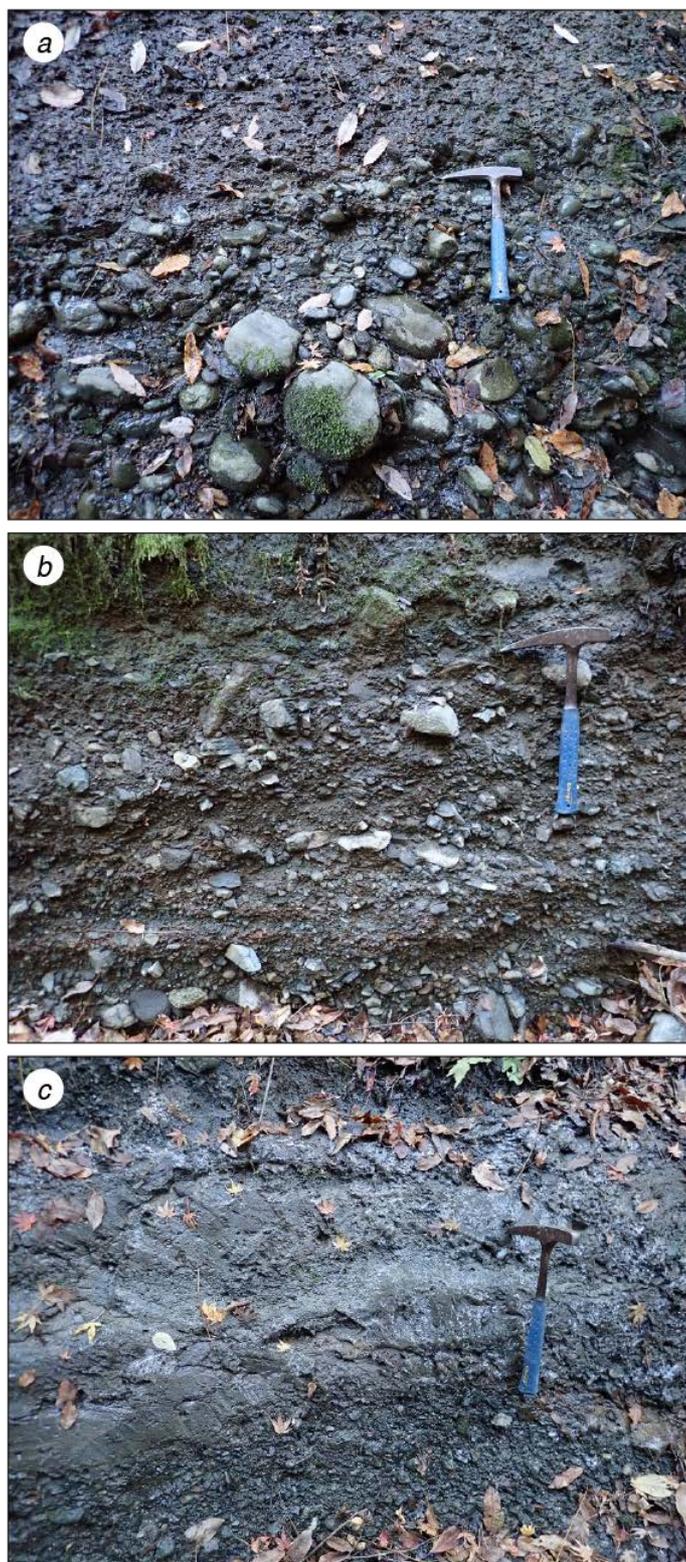


図 12 南部町中野北原に分布する段丘堆積物の写真

(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。

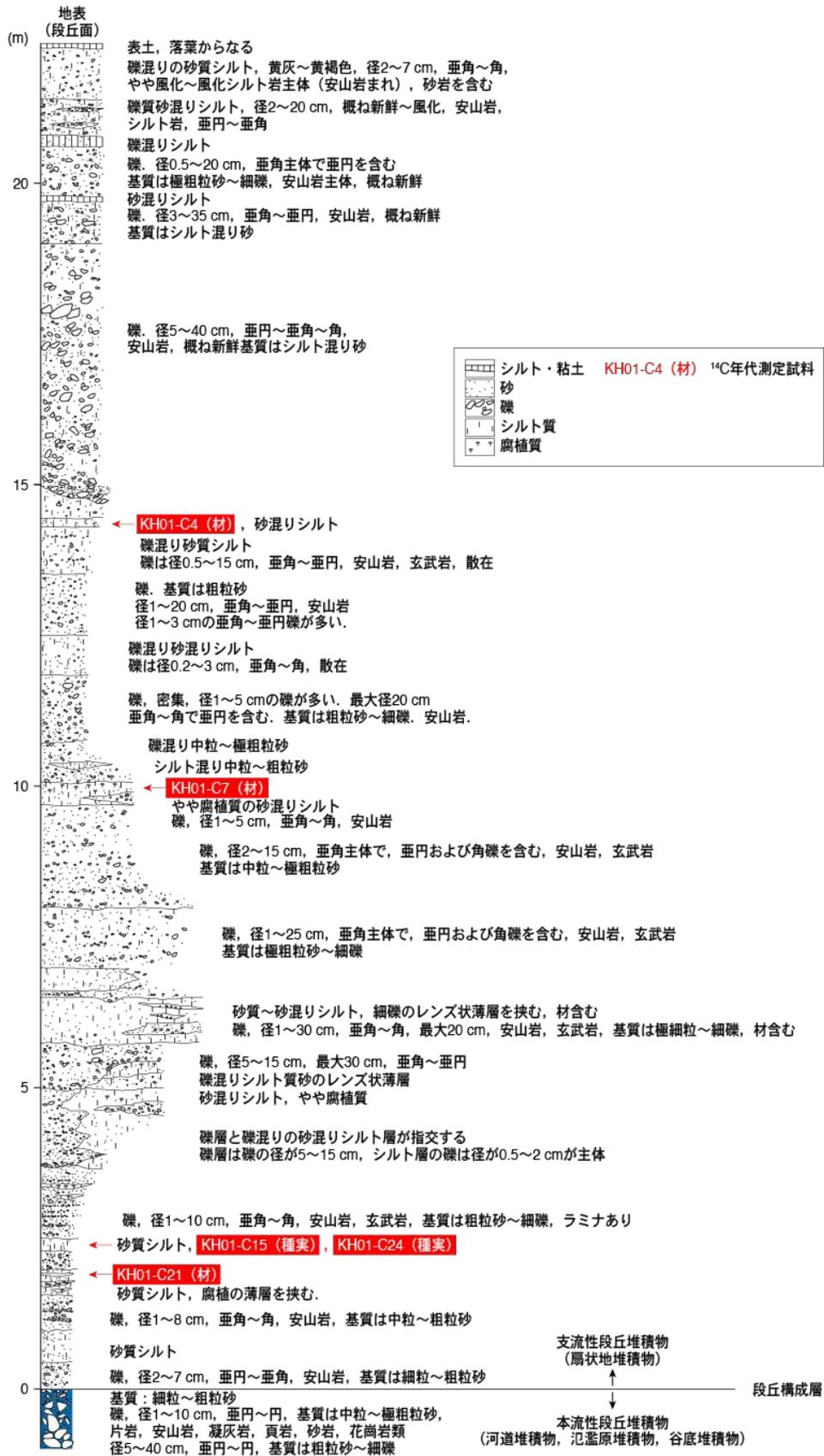


図 13 南部町中野北原に分布する段丘堆積物上部 (扇状地堆積物) の詳細地質柱状図  
詳細地質柱状図作成範囲を図 11 に赤枠で示す。

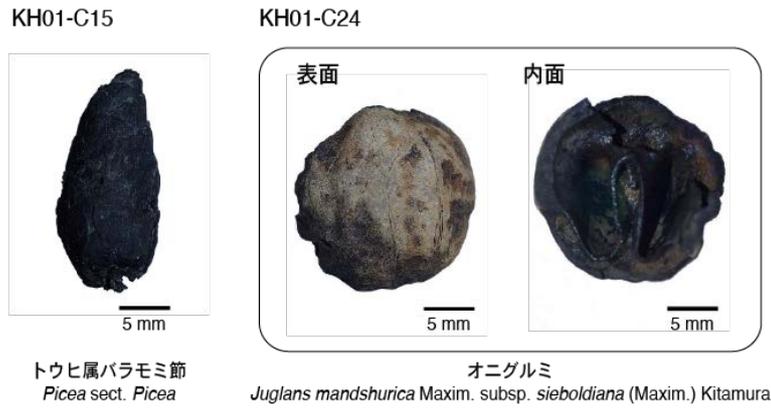


図 14 南部町中野北原に分布する段丘堆積物上部亜から採取された大型植物化石 (KH01-C15、KH01-C24) の写真

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  $^{14}\text{C}$  年代測定結果

試料名 <sup>1</sup>	測定コード Beta-	試料種	$^{14}\text{C}$ 年代 (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	暦年代 (95.4%) (cal BP) <sup>2</sup>
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%)

<sup>1</sup>すべての試料について前処理は酸-アルカリ-酸洗浄。

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

#### 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 26 m)、北東側の段丘面上で 1 孔 (MN-Br-02: 掘削深度 15 m) 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、GNSS 測量 (VRS-GPS) 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 0.15～5.42 m において約 10 cm 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、試料採取試料最上部 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 100 m 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 0.0~10.0 m)

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 20.0~26.0 m)

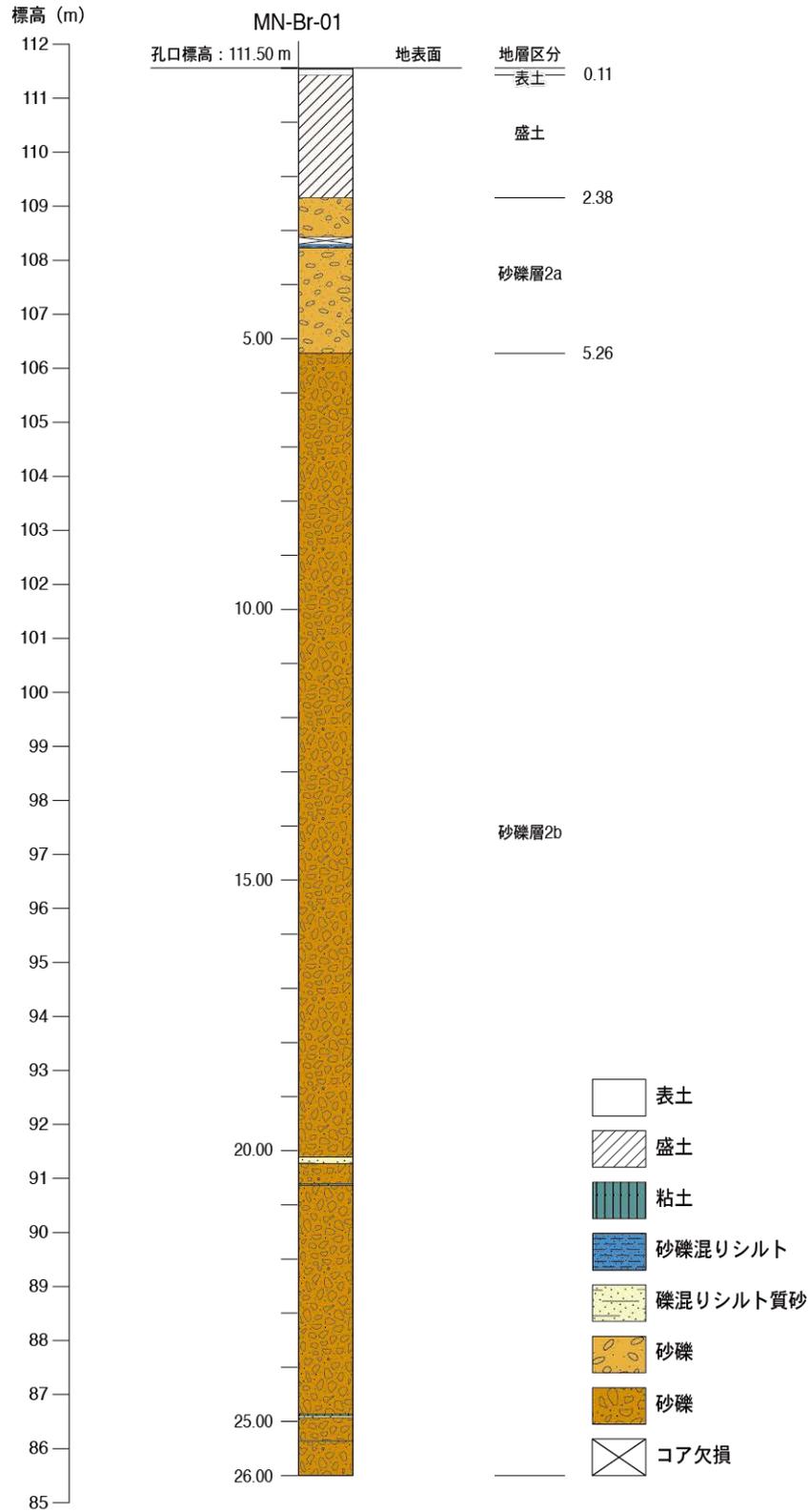


図 18 MN-Br-01 コアの地質柱状図

MN-Br-02  
0.0-10.0 m

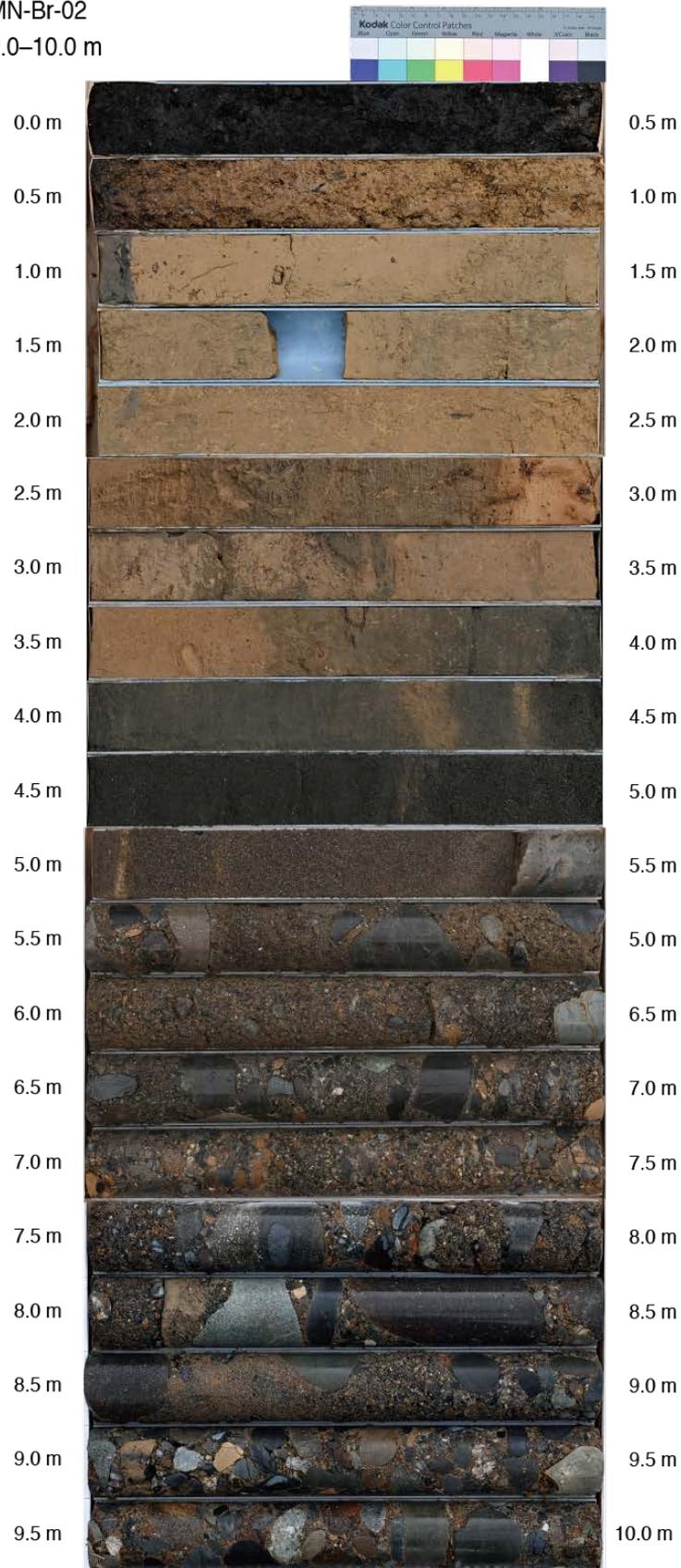


図 19 MN-Br-02 コア写真 (深度 0.0~10.0 m)

MN-Br-02  
10.0-15.0 m

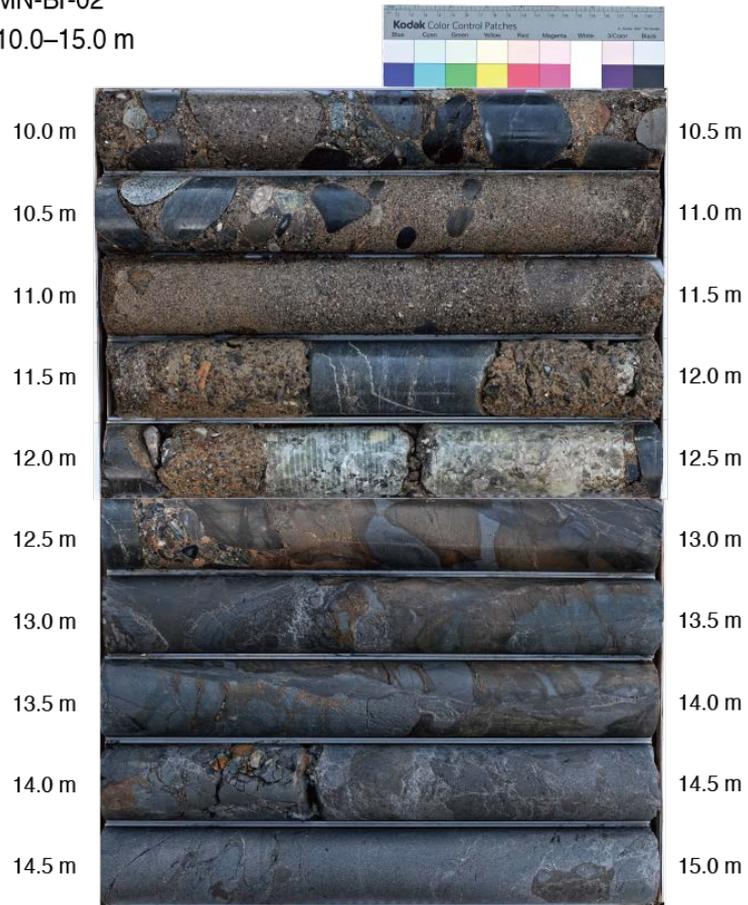


図 20 MN-Br-02 コア写真 (深度 10.0~15.0 m)

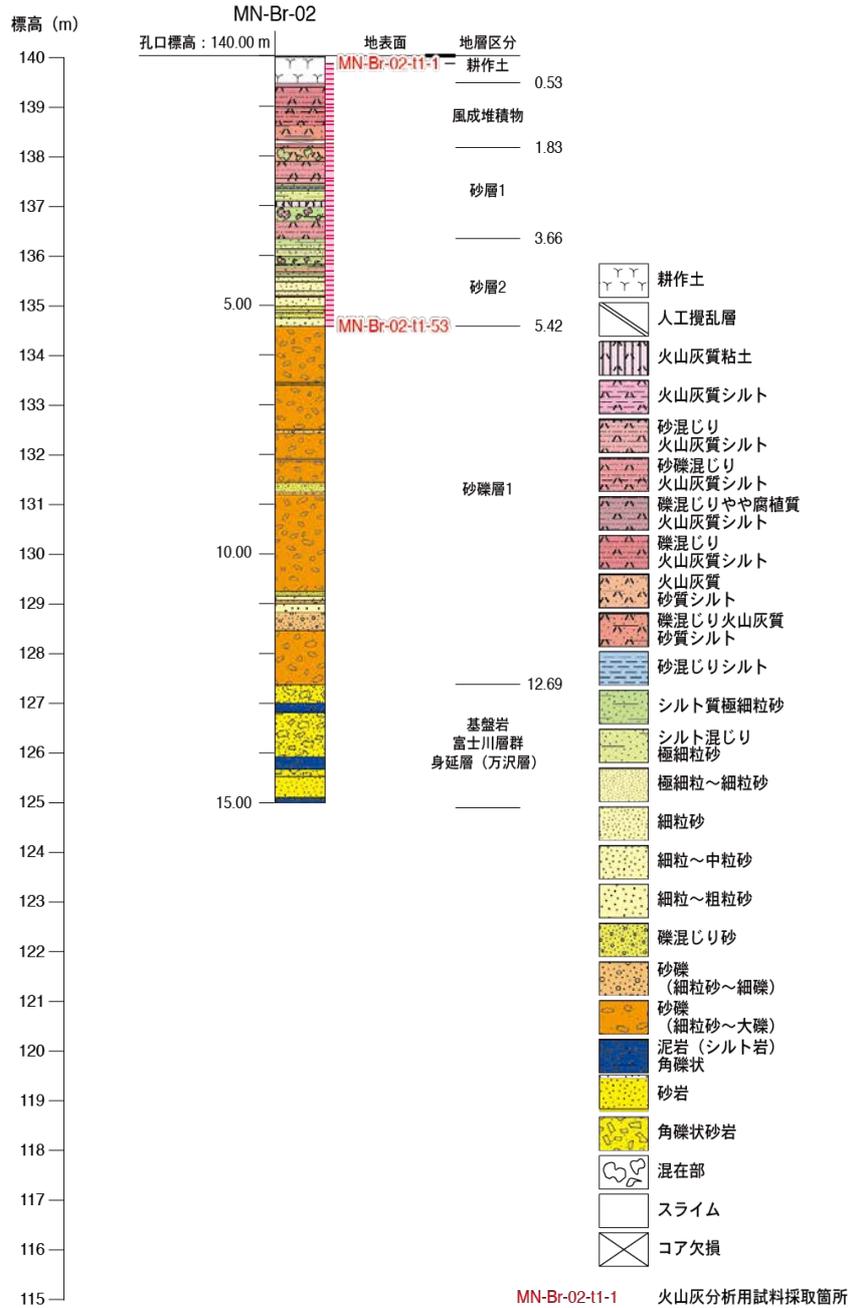


図 21 MN-Br-02 コアの地質柱状図

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<sup>1</sup>

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 <sub>2</sub> )	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 : パブルウォール  
タイプ

Opx : 斜方輝石

Pm : パミスタイプ

Gho : 緑色普通角閃石

O : 低発泡タイプ

Cum : カミングトン閃石

<sup>1</sup>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 12.62 m (標高 127.38 m) 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 26.0 m (標高 85.50 m) 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 5.26 m 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 20.0 m 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。

令和 5 年度は、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、両コアで確認された地層の層位関係の解明と対比可能な地層の確認を行い、それらに基づいて断層の活動性と地下形状の詳細な検討を行う予定である。

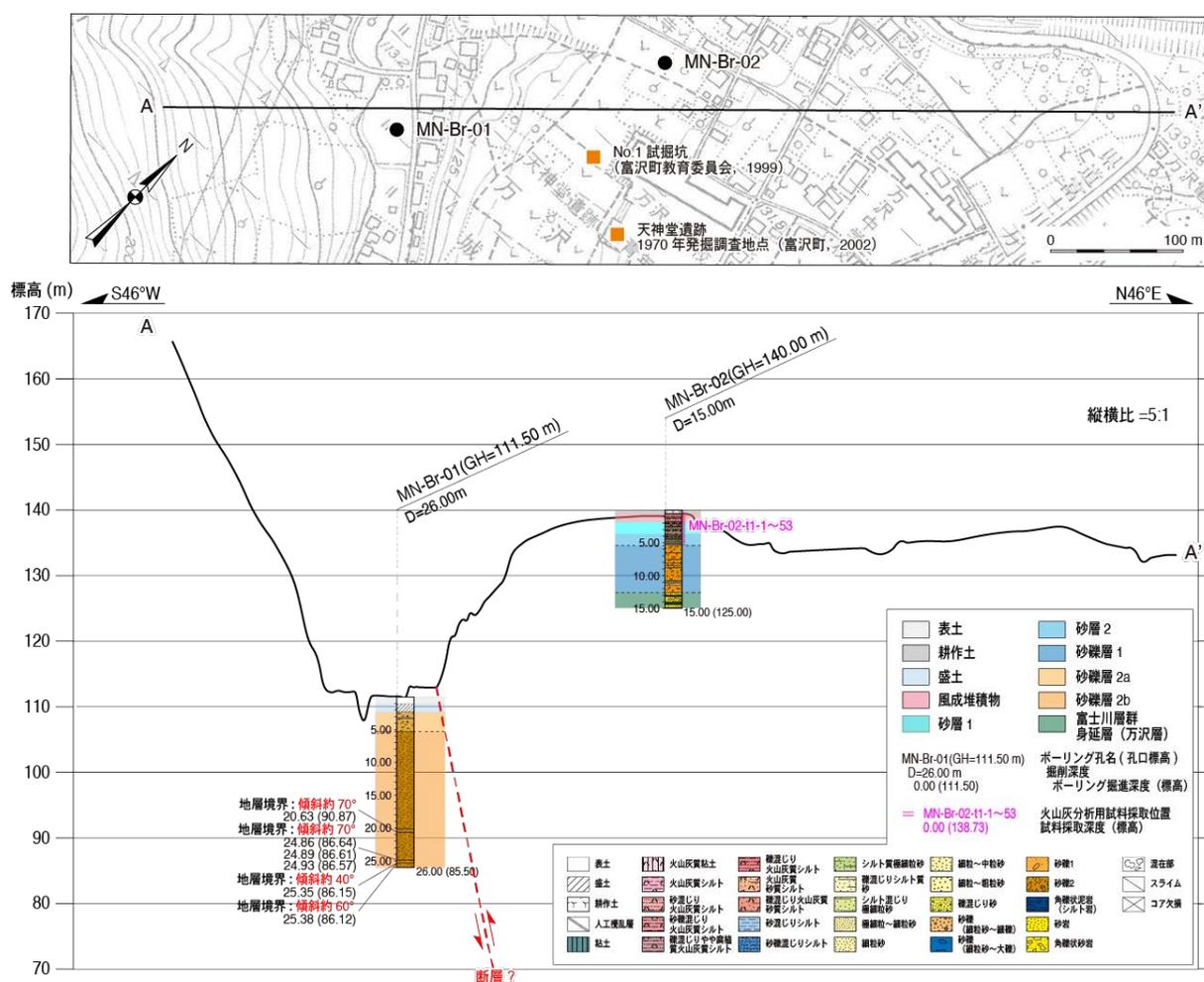


図 22 ボーリング調査から推定される万沢地区における地形・地質断面図  
地質断面図は、上図の測線 A-A' 上に MN-Br-01 コア及び MN-Br-02 コアの柱状図を投影して作成した。上図の範囲を図 2 に白枠で示す。上図の基図は、山梨県南部町発行 1/5,000 富沢町平面図 6 を使用。

(c) 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（14C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年度の調査結果を踏まえて、中野付近とその周辺等において詳細な地形・地質踏査を実施するとともに、万沢地区において1箇所以上でボーリング調査及び年代測定を行い、平均変位速度を検討する予定である。

(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、国土交通省国土地理院が管理する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。以上の皆様に厚く感謝いたします。

(d) 引用文献

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

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

富士身延鐵道株式會社，「國營記念」，1938.

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

地震調査研究推進本部地震調査委員会，身延断層の長期評価，4p，2015b.

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

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

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

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. 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ない、都市圏活断層図「塩尻」（中田・他、2007）及び「木曾駒高原」（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ない、水系の屈曲量 (D : m) / 上流の長さ (L : m) の値 ( $\alpha$ ) 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 4 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なった 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 ( $\alpha$ ) の関係を確認したところ、 $\alpha$  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  $\alpha$  の値との比較結果 ( $S = (8.6 \sim 29.4) \alpha$ ) に基づくと、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。

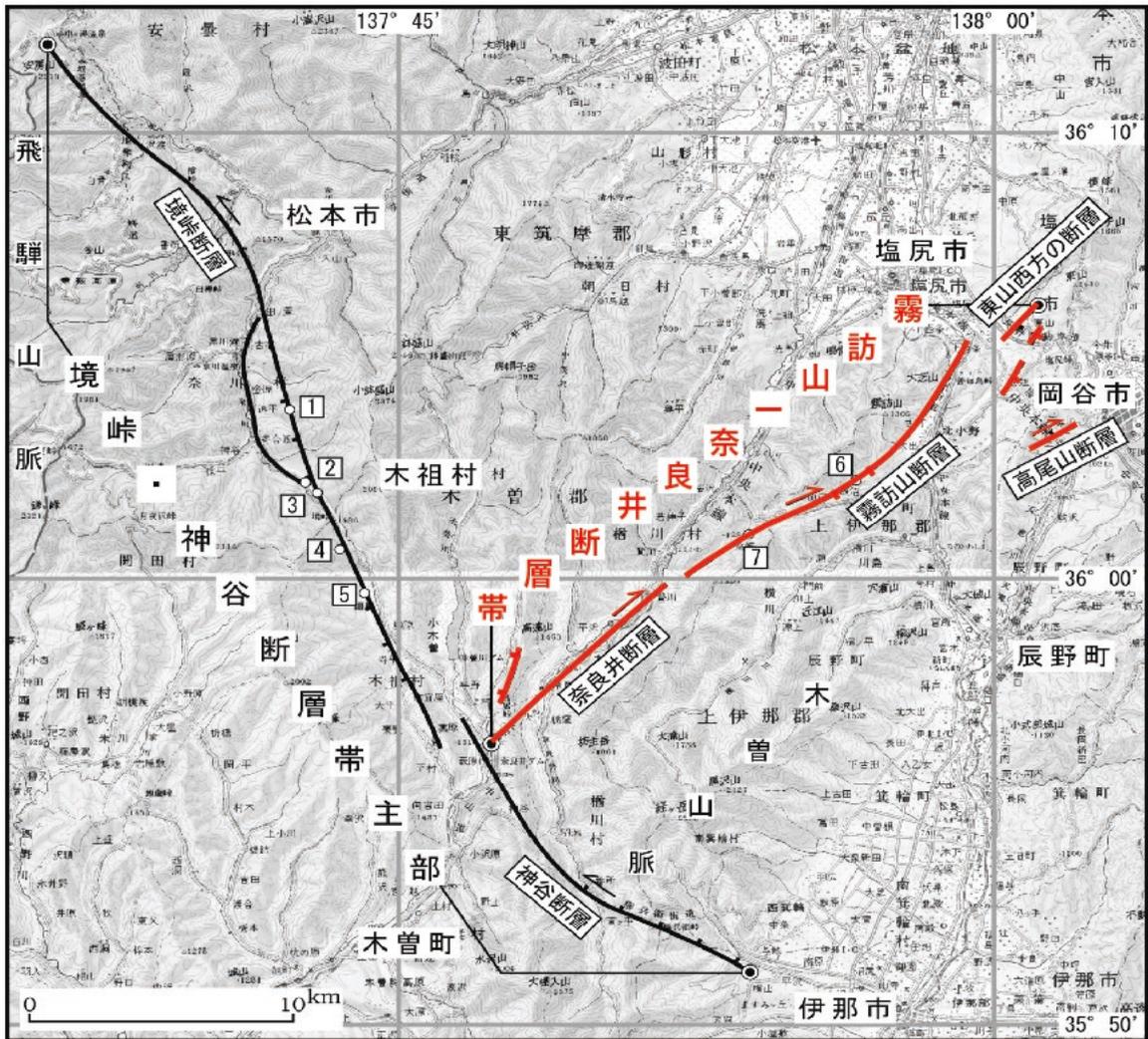


図1 霧訪山-奈良井断層帯の位置（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2006を編集）

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・礒見（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・礒見（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「木曾駒高原」（岡田・他，2007）および「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大きいことを指摘した。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  $\alpha$ （ $= D/L$ ）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  $\alpha$  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（ $\alpha$ ）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（ $\alpha$ ）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）および「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）。

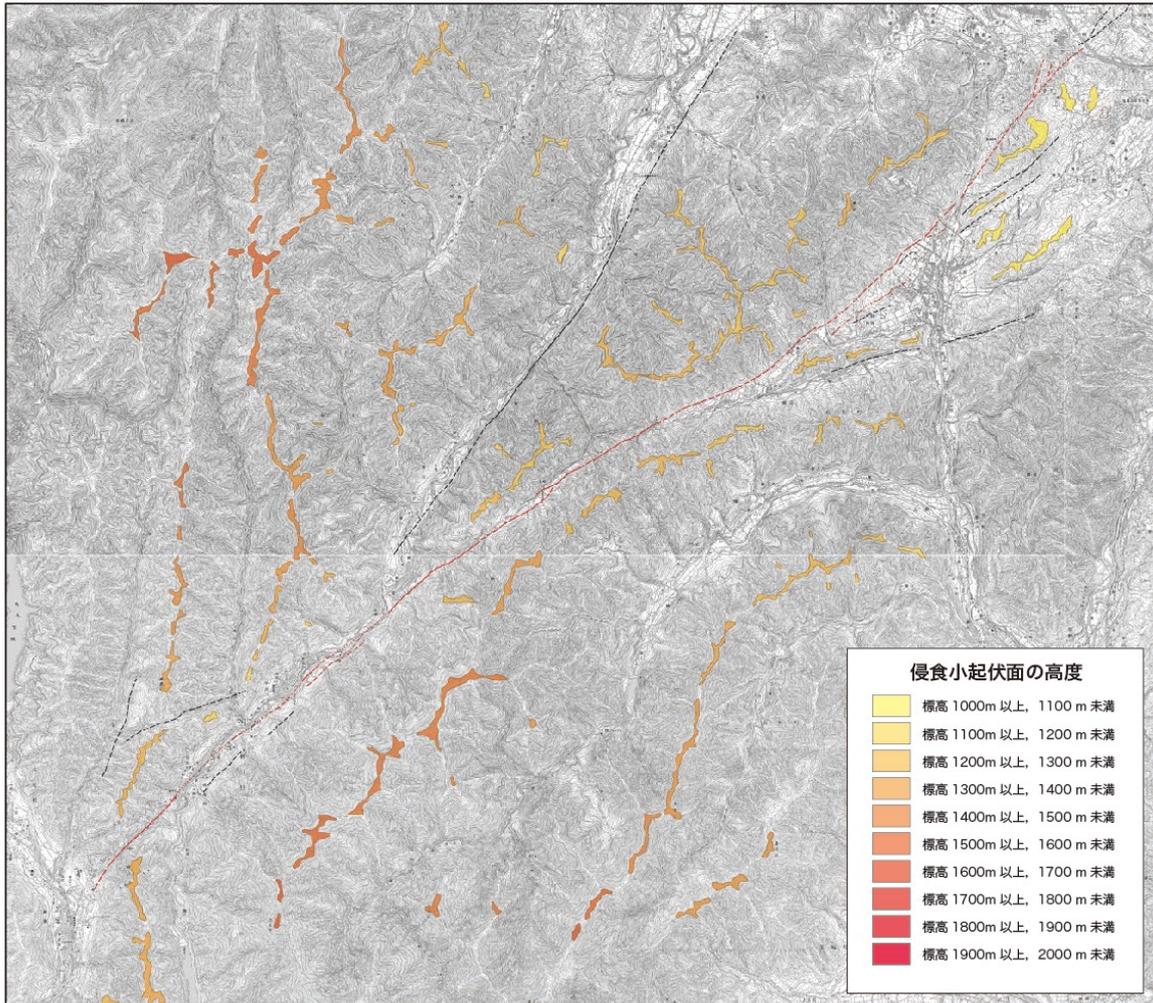


図2 霧訪山-奈良井断層帯周辺における侵食小起伏面の分布

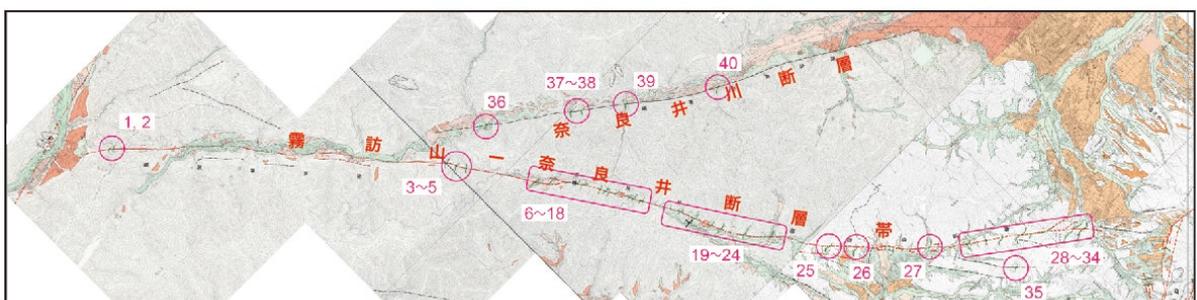


図3 霧訪山-奈良井断層帯における水系屈曲の分布  
 岡田・他（2007）および中田・他（2007）に基づいて作成

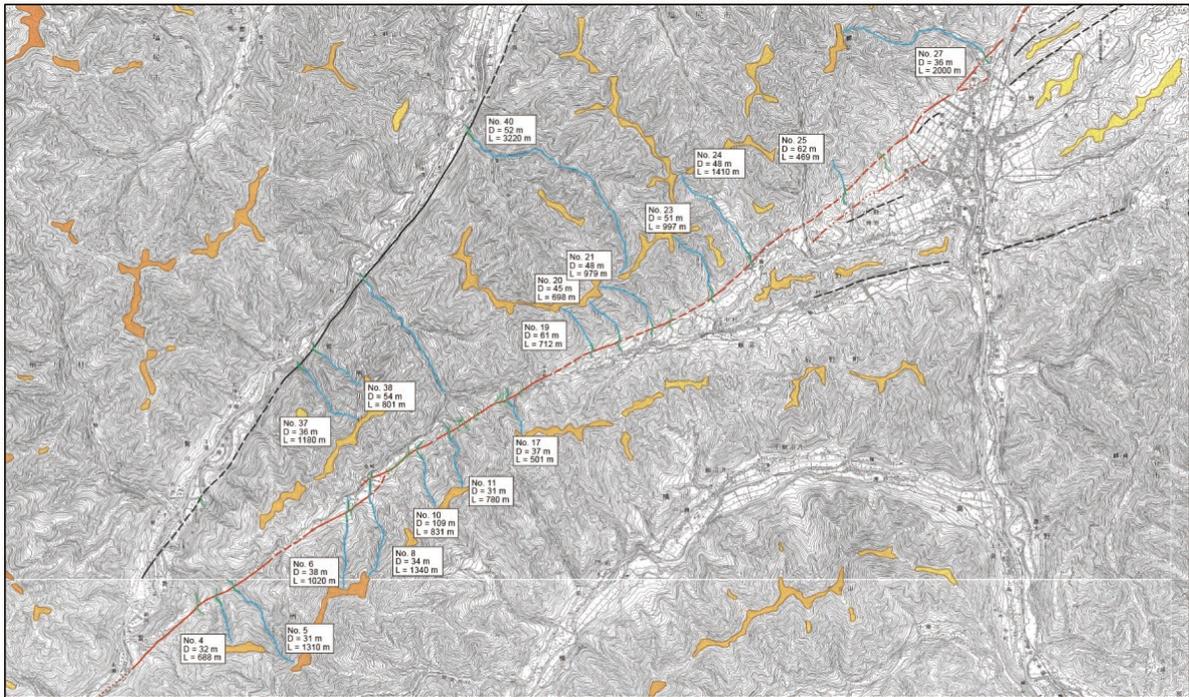


図4 水系の屈曲量 (D) と断層よりも上流の長さ (L) の計測結果

(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 つの水系について計測した水系の屈曲量、上流の長さ及び  $\alpha$  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および  $\alpha$  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  $\alpha$  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  
 $\alpha$ 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	$\alpha$ ①/②
2	鳥居峠	29	372	0.078
4	贄川	32	688	0.047
5	贄川	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)

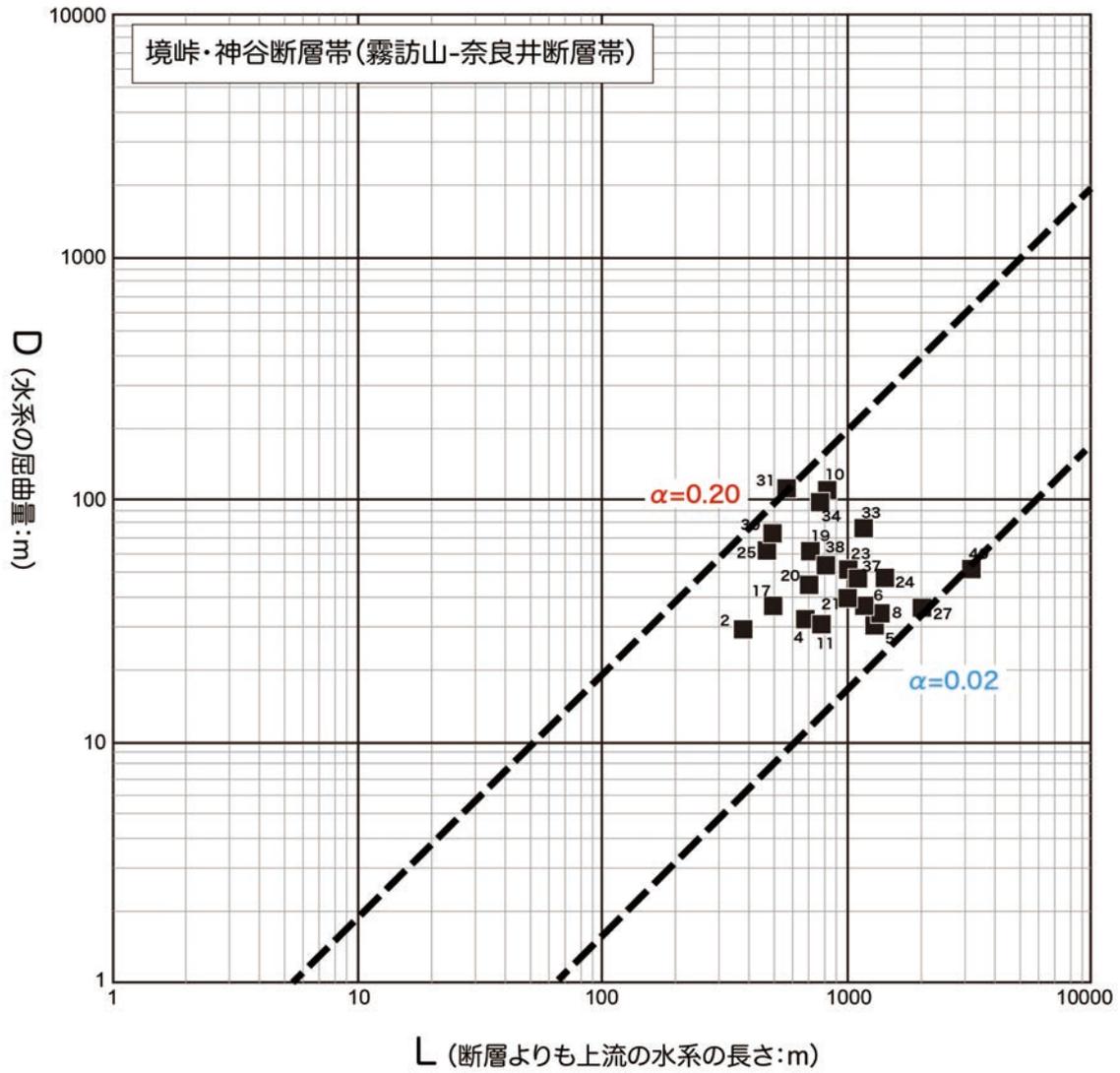


図5 霧訪山-奈良井断層帯における水系の屈曲量 (D) と上流の長さ (L) との関係  
 数字は地形解析を行なった地点の番号を示す。各地点の位置は図3および  
 図4に示す。

## 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 ( $\alpha$ ) 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。

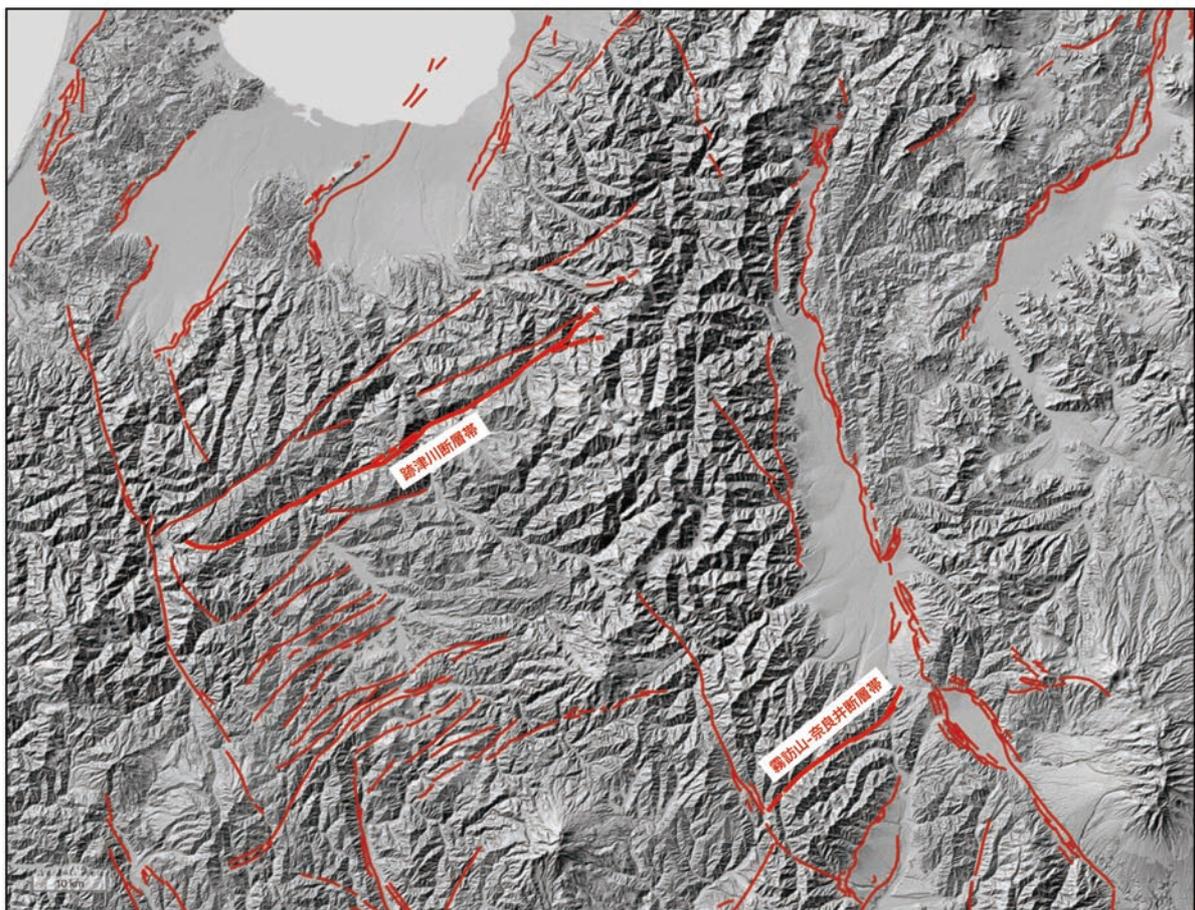


図 6 霧訪山-奈良井断層帯と跡津川断層帯の位置  
活断層線は産業技術総合研究所の「活断層データベース」による。  
背景地図には「地理院地図」の地形陰影図を使用した。

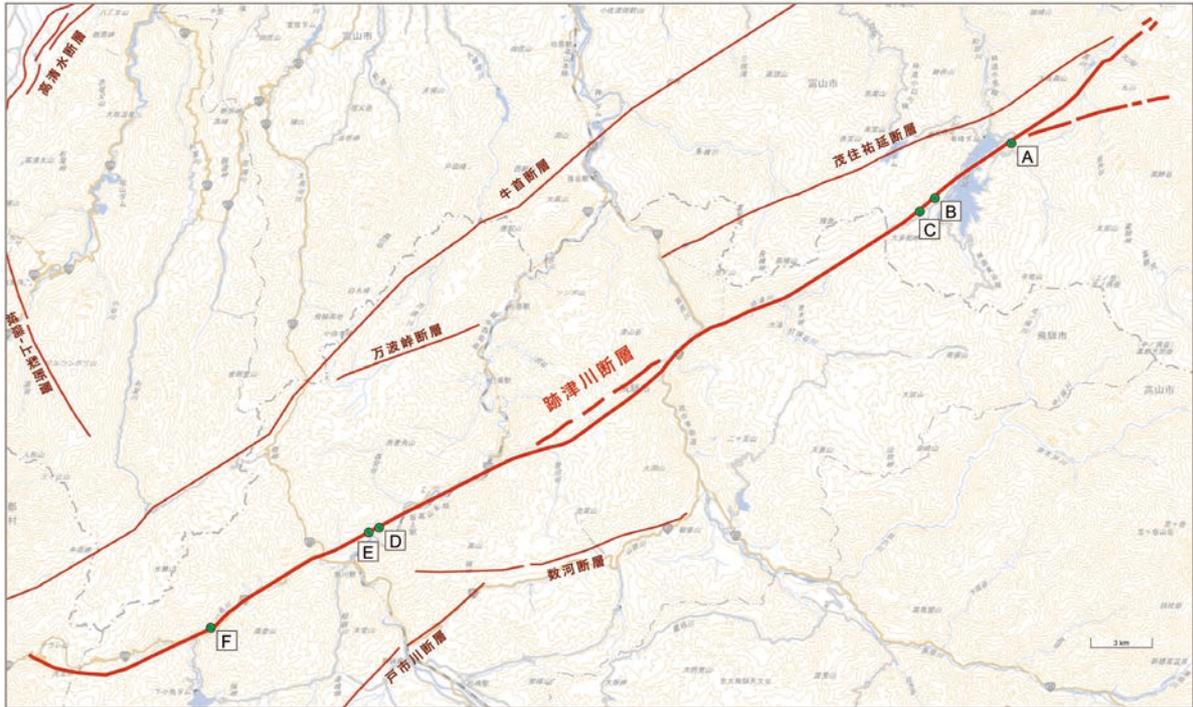


図7 跡津川断層帯において検討を行なった水系の位置  
活断層線は産業技術総合研究所の「活断層データベース」による。  
背景地図には「地理院地図」の標準地図を使用した。

表2 跡津川断層帯における水系の屈曲量と上流の長さ  
 $\alpha$  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)		$\alpha$ ①/②
		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  $\alpha$  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) 結論ならびに今後の課題

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 ( $\alpha$ ) 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  $\alpha$  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・礮見 博, 5 万分の 1 地質図幅「伊那」及び同説明書, 36p, 1962.
- 片田正人・礮見 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「木曾駒高原」, 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 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、断層変位地形および次年度に実施する活断層調査の実施地点の検討を行った。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（ $\alpha$ ）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する。また、既存データのデジタル標高モデルと前年度に作成したデジタル標高モデルを編集して、弥栄断層全体のデジタル標高モデルを構築する。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する。

## (2) 令和4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)。この活断層および地形・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。また、弥栄断層の北半部において、航空レーザー測量を実施し、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。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( $\alpha$ )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。

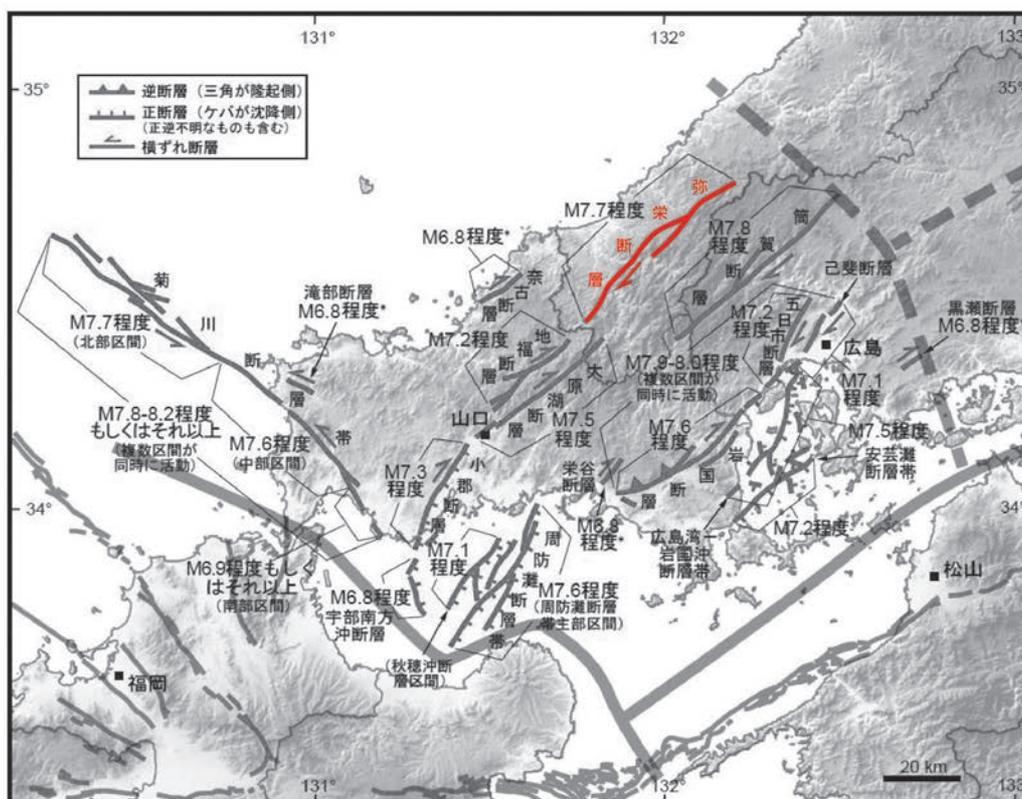


図1 弥栄断層の位置(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2016bを編集)  
弥栄断層の位置を赤線で示した。

### (b) 業務の実施方法

#### 1) 既往研究の整理

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

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

航空レーザー測量の結果およ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) 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 ( $\alpha$ ) 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

##### 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 (弥叡山西) 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 に及ぶ弥叡山西断層系 (弥叡山西断層・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」とであると評価し、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」の可能性があるとしている。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  $\alpha$  ( $= D/L$ ) 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 $\alpha$ 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( $\alpha$ )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( $\alpha$ )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、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。弥栄断層周辺については、南半部において既存のデジタル標高データが整備されているが、北半部においては未計測の地域が多く残されている。そのため、今回の調査では北半部で航空レーザー測量を実施することとした。地形計測およびモデル作成を実施したのは、弥栄断層に沿った約72 km<sup>2</sup>(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。

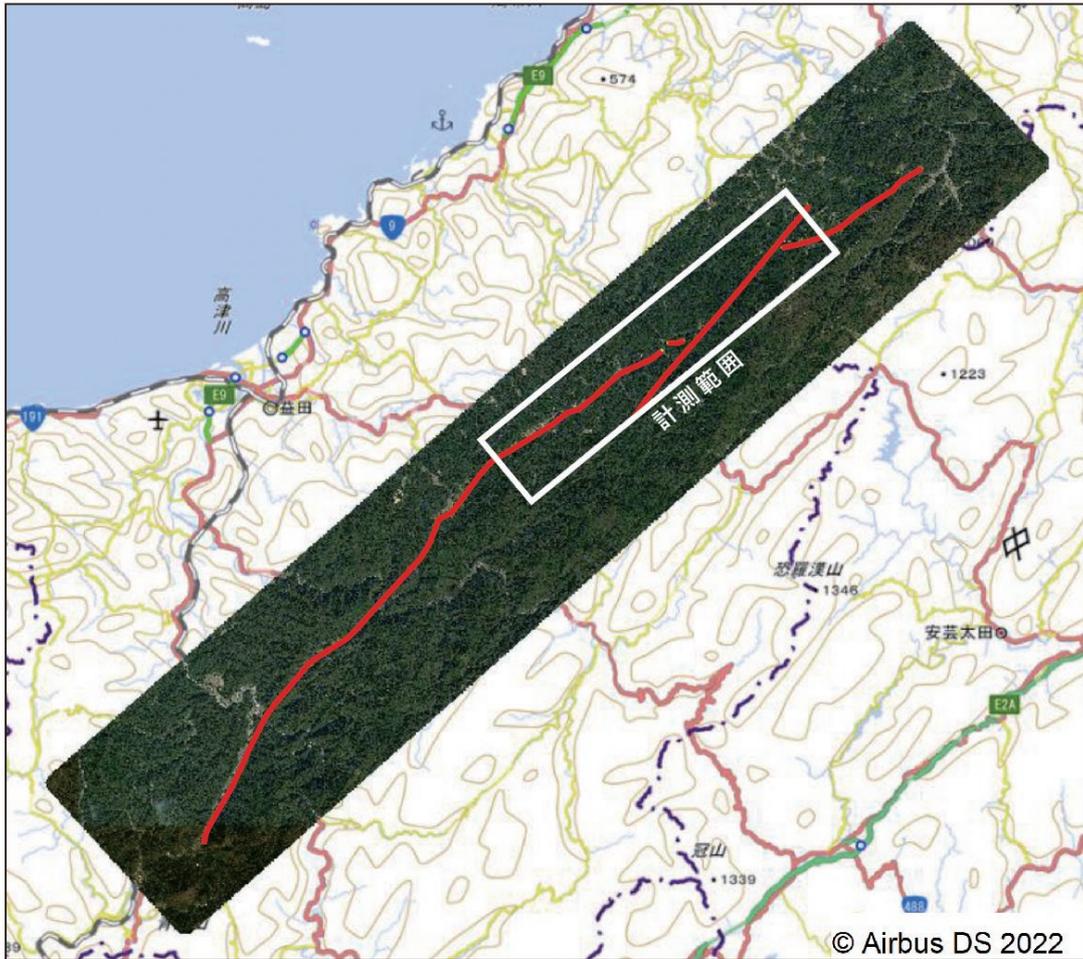


図2 弥栄断層において航空レーザー測量を実施した範囲  
赤線は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2016a）による弥栄断層の位置を示す。

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 <sup>2</sup>

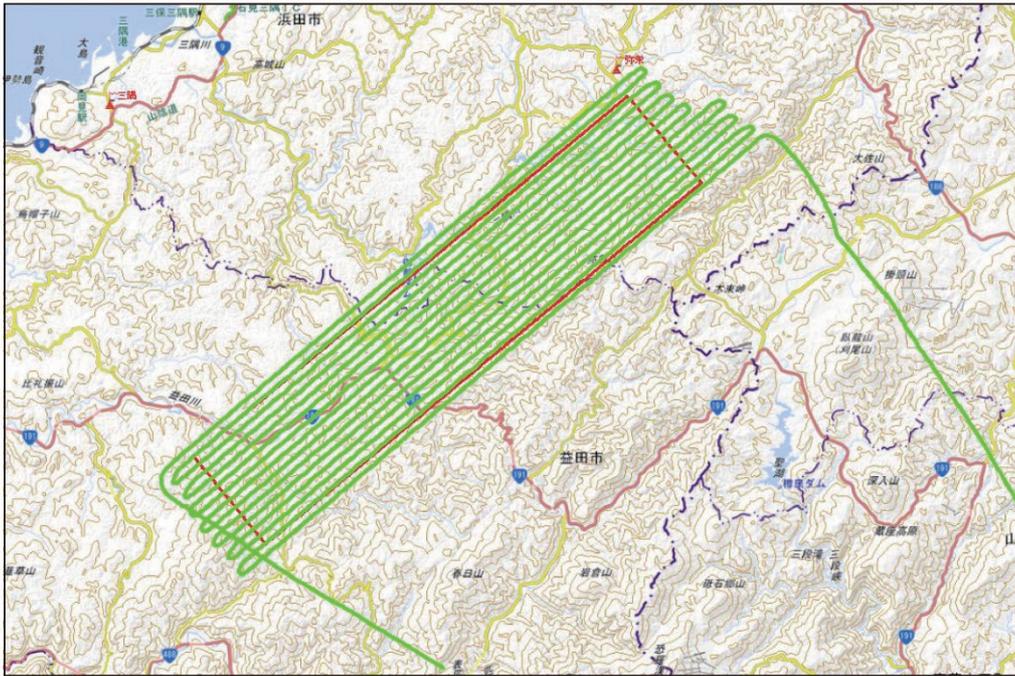


図3 弥栄断層で実施した航空レーザー測定の航跡図  
 背景地図には「地理院地図」の標準地図を用いた。  
 赤線の矩形はデジタル標高モデルを作成した範囲を示す。

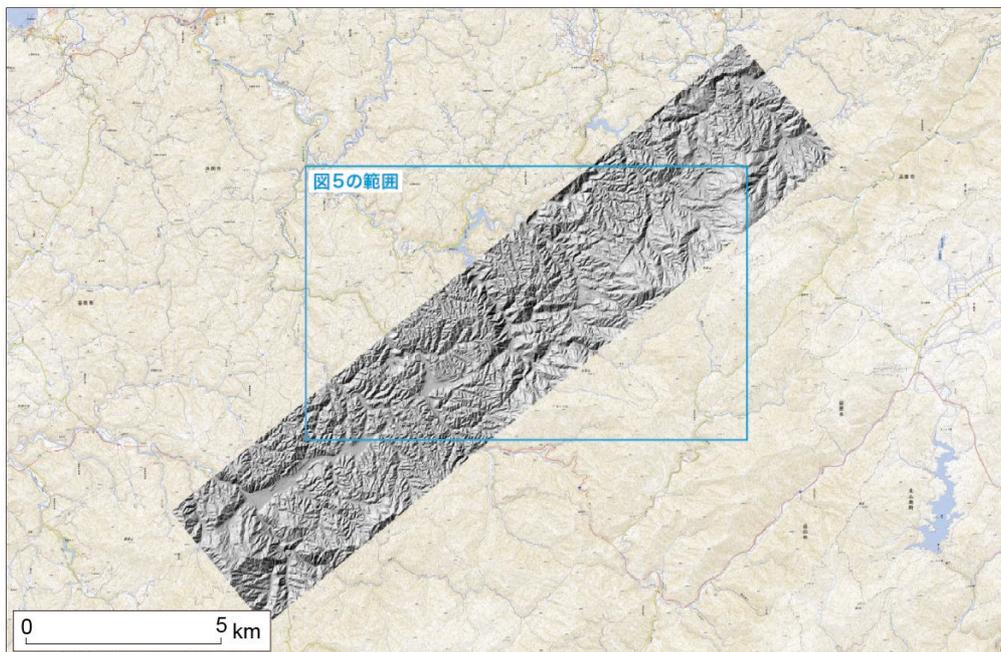


図4 弥栄断層の北半部で作成したデジタル標高モデルによる地形陰影図  
 背景地図には「地理院地図」の標準地図を用いた。  
 青線の矩形は図5の範囲を示す。

### 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なった。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。

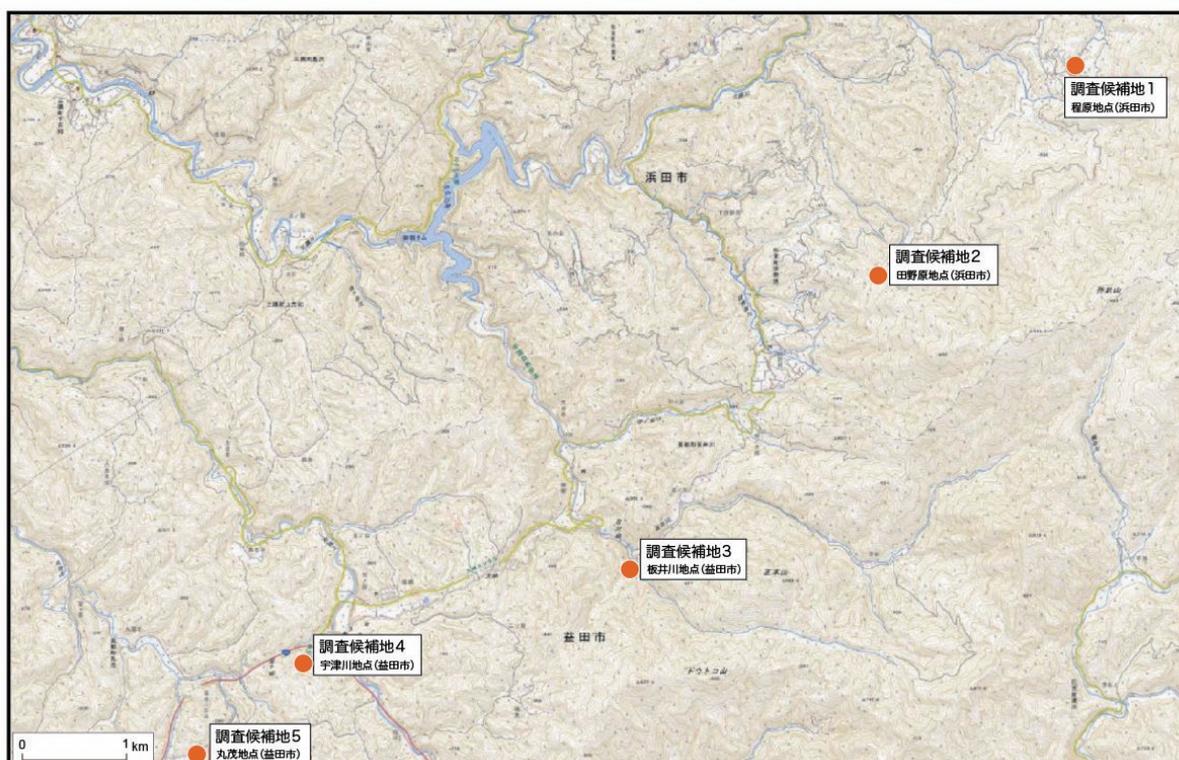


図5 弥栄断層の北半部で抽出した調査候補地の位置図  
背景地図には「地理院地図」の標準地図を用いた。

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。

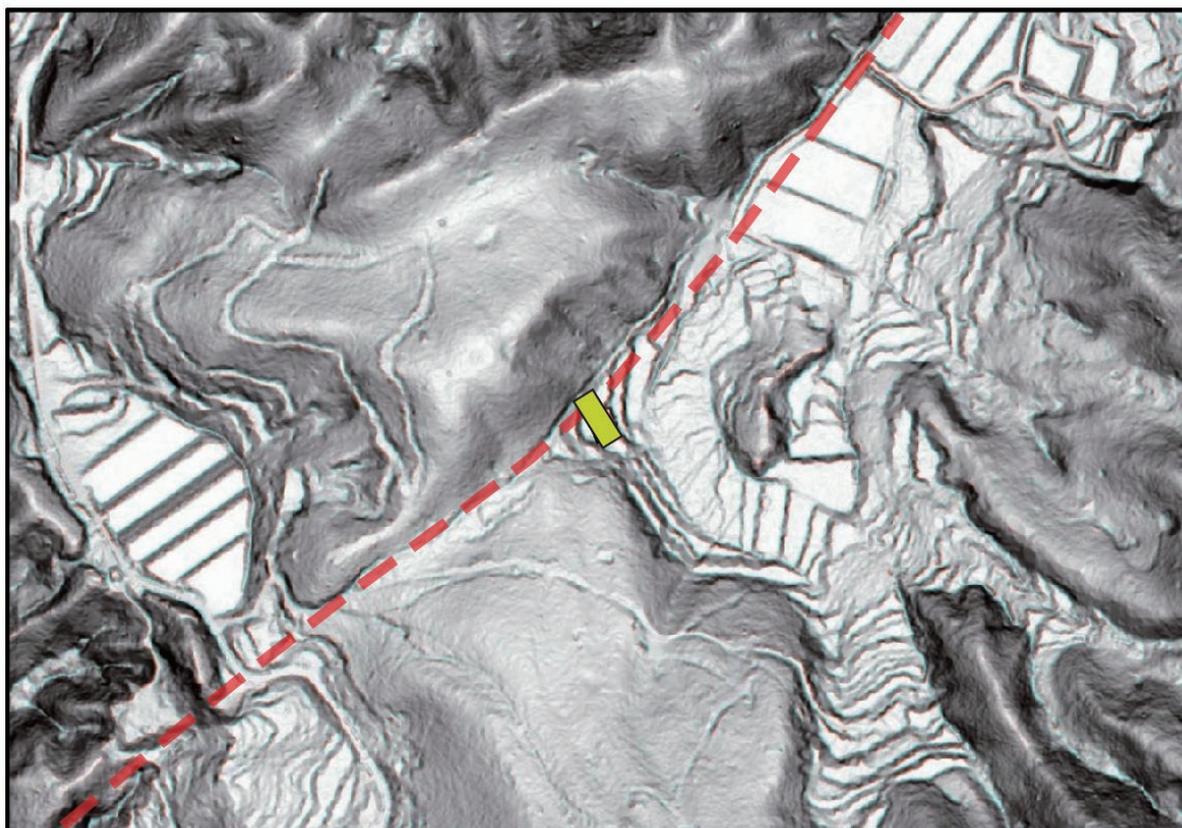


図 6 弥栄断層程原地区付近の地形陰影図と調査候補地 1 の位置  
地形陰影図は、今回実施した航空レーザー測量による計測データを用いて作成した。赤破線は、活断層が通過すると想定される位置を示す。黄緑色の四角は、この地区でトレンチ調査を実施する候補地点を示す。

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。

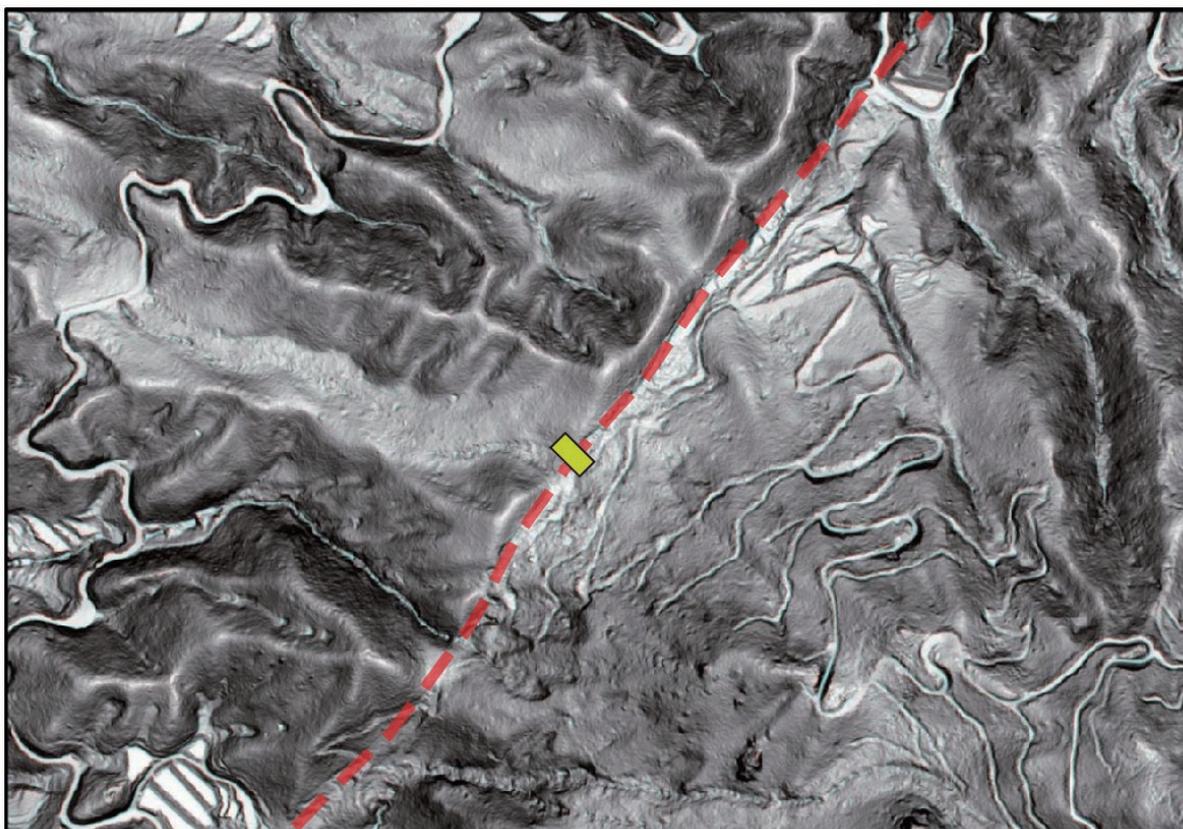


図 7 弥栄断層田野原地区付近の地形陰影図と調査候補地 2 の位置  
地形陰影図は、今回実施した航空レーザー測量による計測データを用いて作成した。赤破線は、活断層が通過すると想定される位置を示す。黄緑色の四角は、この地区でトレンチ調査を実施する候補地点を示す。

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。

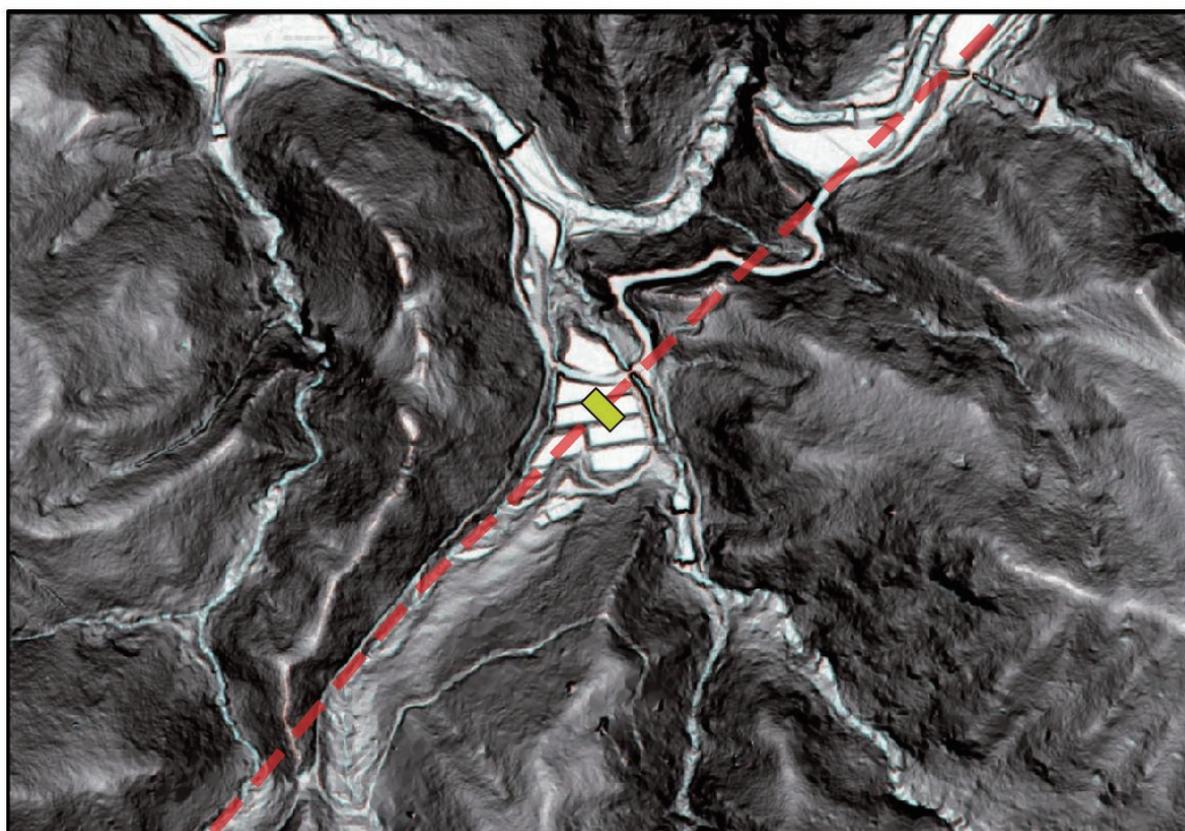


図 8 弥栄断層板井川地区付近の地形陰影図と調査候補地 3 の位置  
地形陰影図は、今回実施した航空レーザー測量による計測データを用いて作成した。赤破線は、活断層が通過すると想定される位置を示す。黄緑色の四角は、この地区でトレンチ調査を実施する候補地点を示す。

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。

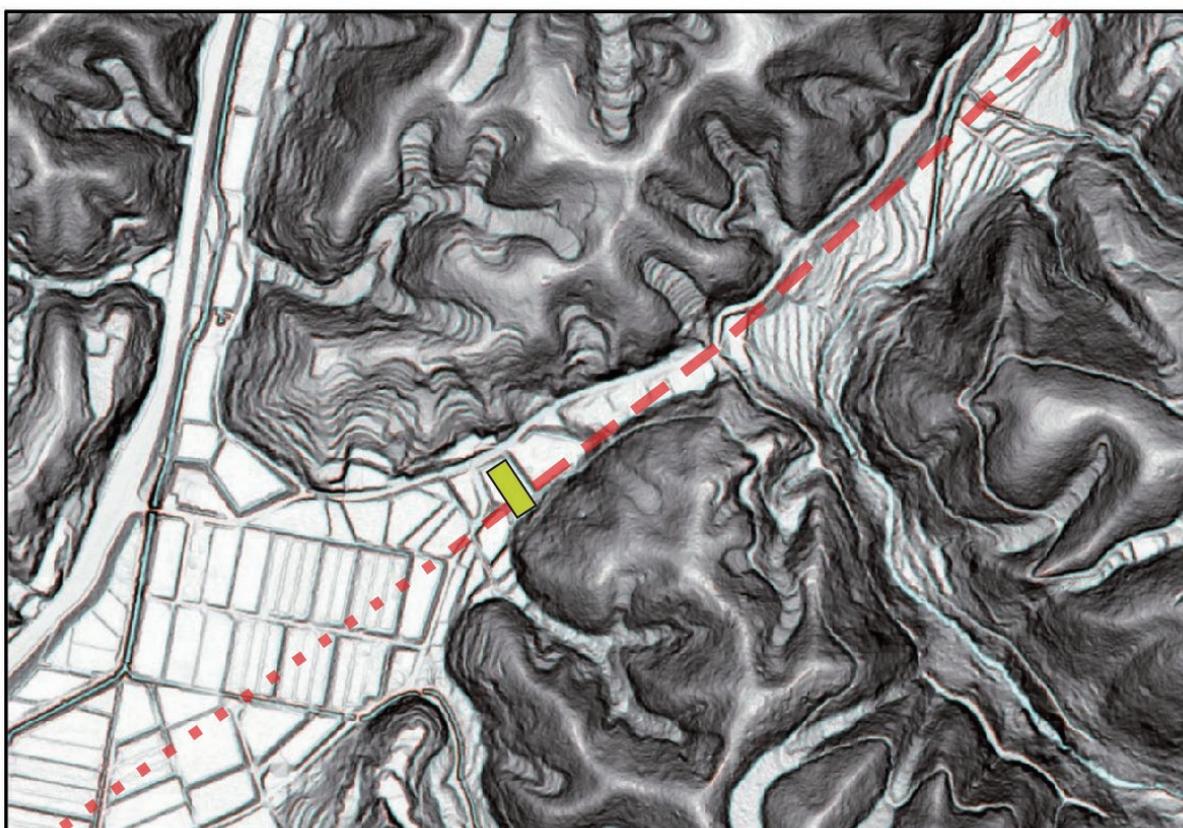


図 10 弥栄断層丸茂地区付近の地形陰影図と調査候補地 5 の位置  
地形陰影図は、今回実施した航空レーザー測量による計測データを用いて作成した。赤破線は、活断層が通過すると想定される位置を示す。黄緑色の四角は、この地区でトレンチ調査を実施する候補地点を示す。

#### 4) 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 ( $\alpha$ ) 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 11 と表 2 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 12 に示す。

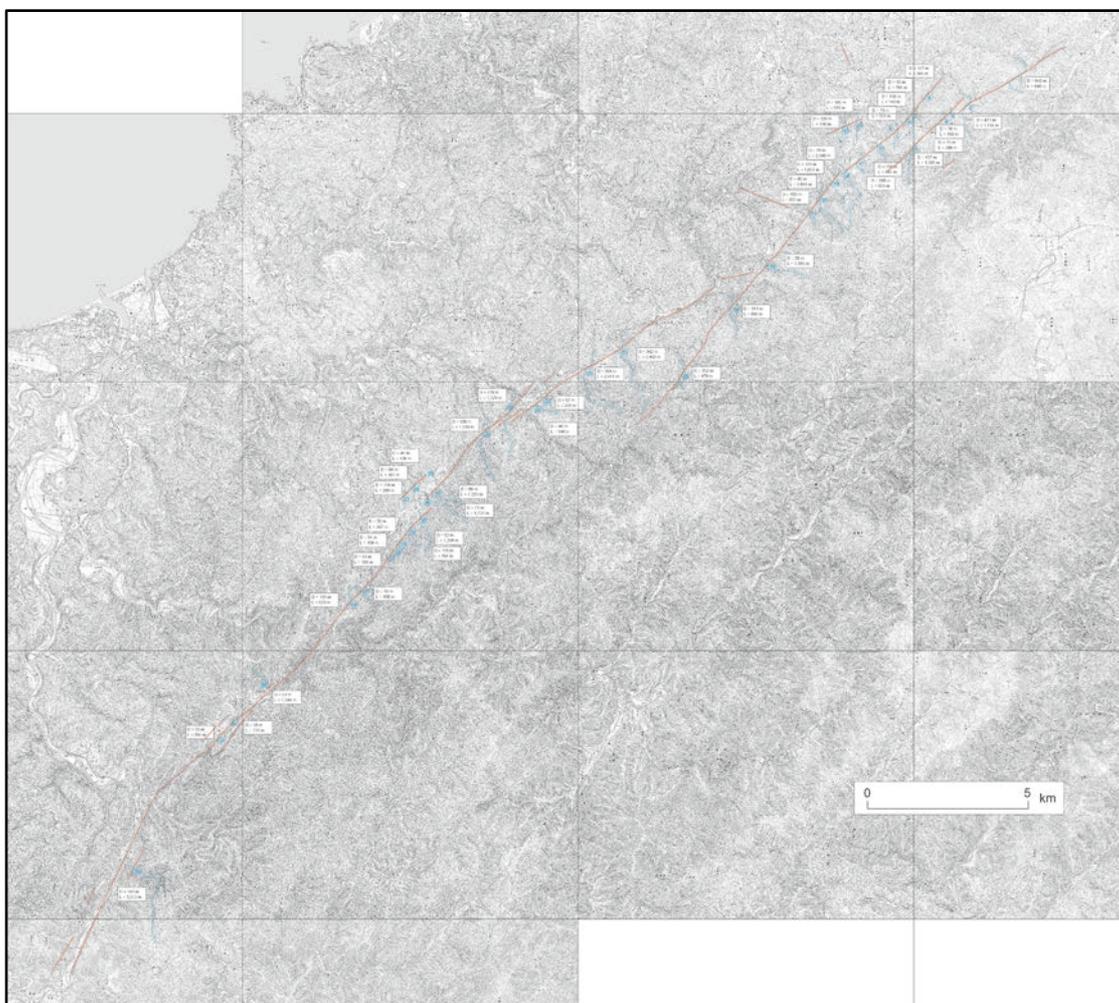


図 11 弥栄断層の平均変位速度を算出するため、検討対象として抽出した水系の分布  
背景地図には国土地理院発行の「数値地図 25000 (地図画像) 浜田」(2002) を使用した。活断層トレースは暫定的なものであり、今後の検討で変更する可能性がある。

表2 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 $\alpha$ (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	奥溢	138	1910	0.072
27	久保溢	69	1220	0.057
28	久保溢	71	1737	0.041
29	久保溢	46	138	0.333
30	久保溢	99	101	0.980
31	久保溢	104	289	0.360
32	迫溢	62	1396	0.044
33	迫溢	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

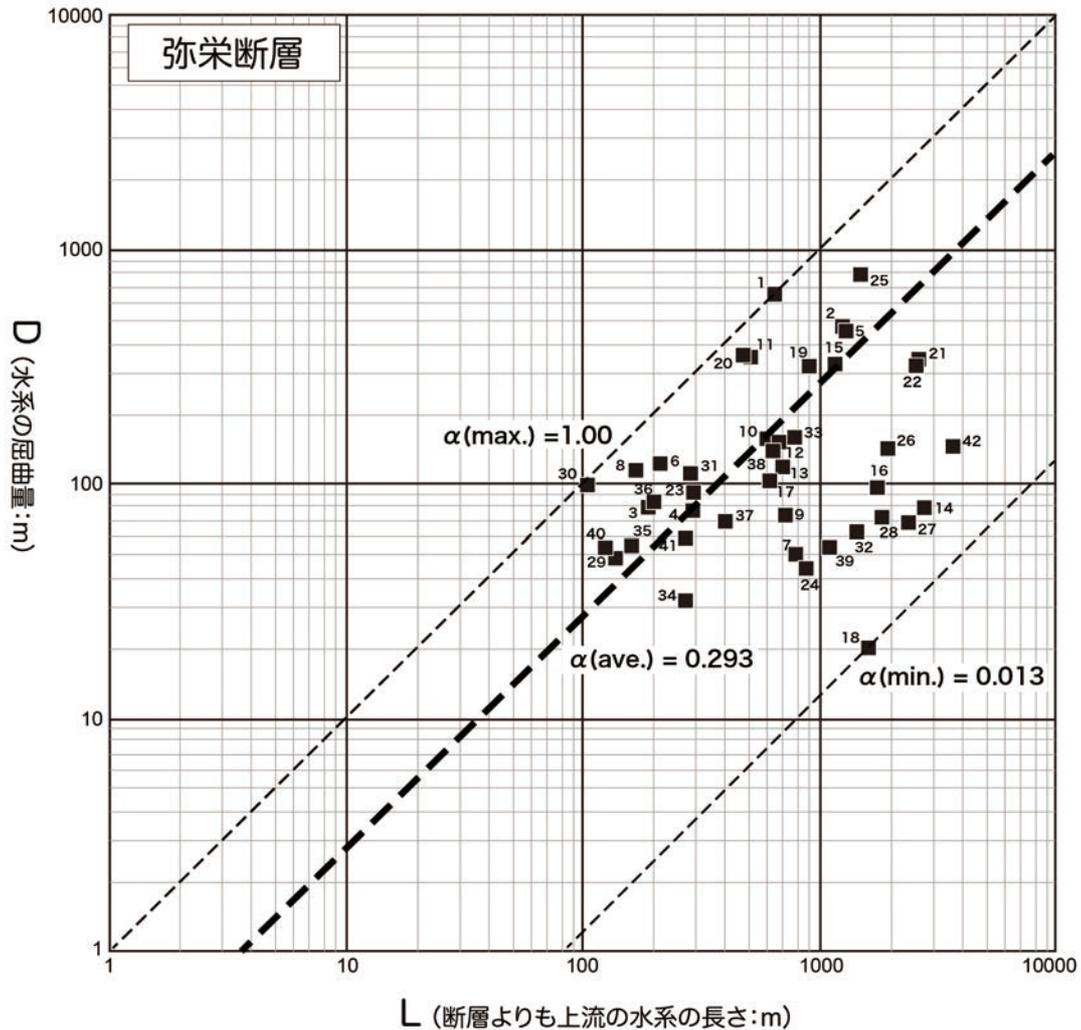


図 12 弥栄断層における水系の屈曲量 (D) と上流の長さ (L) との関係  
 数字は地形解析を行なった地点の番号を示す。各地点の位置は図 11 に示す。

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 ( $\alpha$ ) 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  $\alpha$  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) 結論ならびに今後の課題

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。今年度の調査では、この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、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。また、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。

来年度には、弥栄断層の断層活動履歴に関する情報を充実させるため、トレンチ調査等を実施するとともに、既存のデジタル標高モデルと今年度に作成したデジタル標高モデルを統合して、弥栄断層全体のデジタル標高モデルを構築する。また、横ずれ変位を受けた水系について、地形解析の精度を上げるとともに、検討対象とする水系の抽出方法の再検討を行う。

(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.
- 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. 6 布田川断層帯（宇土半島北岸区間）の調査

#### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 布田川断層帯（宇土半島北岸区間）の調査

(b) 担当者

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

(c) 業務の目的

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

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 令和4年度：

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

2) 令和5年度：

宇土半島北岸区間の南西端付近およびその南西側に連続するようにみえる重力異常の急変帯を対象として、断層の連続性および南西端の位置に関する資料を取得するための物理探査を実施する。

3) 令和6年度：

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

動について検討する。

## (2) 令和4年度の成果

### (a) 業務の要約

本研究では、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およびその南西側の島原湾において、高分解能の音波探査を実施し、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。本研究で取得した音波探査記録断面にもとづいて、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る海域（宇土半島および大矢野島の北岸）において、第四紀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確認できた。また、宇土半島北岸区間の南西端よりも南西側の島原湾においては、重力異常の急変帯が西方向および南西方向の2条に分岐している。この海域で取得した音波探査記録断面によれば、2条の重力異常の急変帯のうち西方向に分岐して延びる重力異常の急変帯に沿って海底活断層が連続している。この断層の端点は、今年度の探査範囲よりさらに西側の島原半島の方向に位置していると推察される。他方で、南西方向に分岐して延びる重力異常の急変帯においては、重力異常の急変帯に対応する地質構造は確認できなかった。

以上のことから、宇土半島北岸区間の位置・連続性、南西端の位置について、以下の知見を得た。重力異常の急変帯に沿って宇土半島北岸区間が推定された海域（宇土半島および大矢野島の北岸）に、第四紀層を累積的に変形させる海底活断層が連続的に分布している。さらに、宇土半島北岸区間に推定されていた断層の南西端付近から西方向に分岐して延びる重力異常の急変帯に沿って、海底活断層が島原半島の方向に延びている。すなわち、宇土半島北岸区間が、これまで推定されていた位置よりも西側の海域に延長している。また、断層の西端は、令和4年度の探査範囲を越えて、さらに西側に位置していると推定される。

(b) 業務の成果

1) はじめに

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



図1 布田川断層帯宇土半島北岸区間の位置図

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

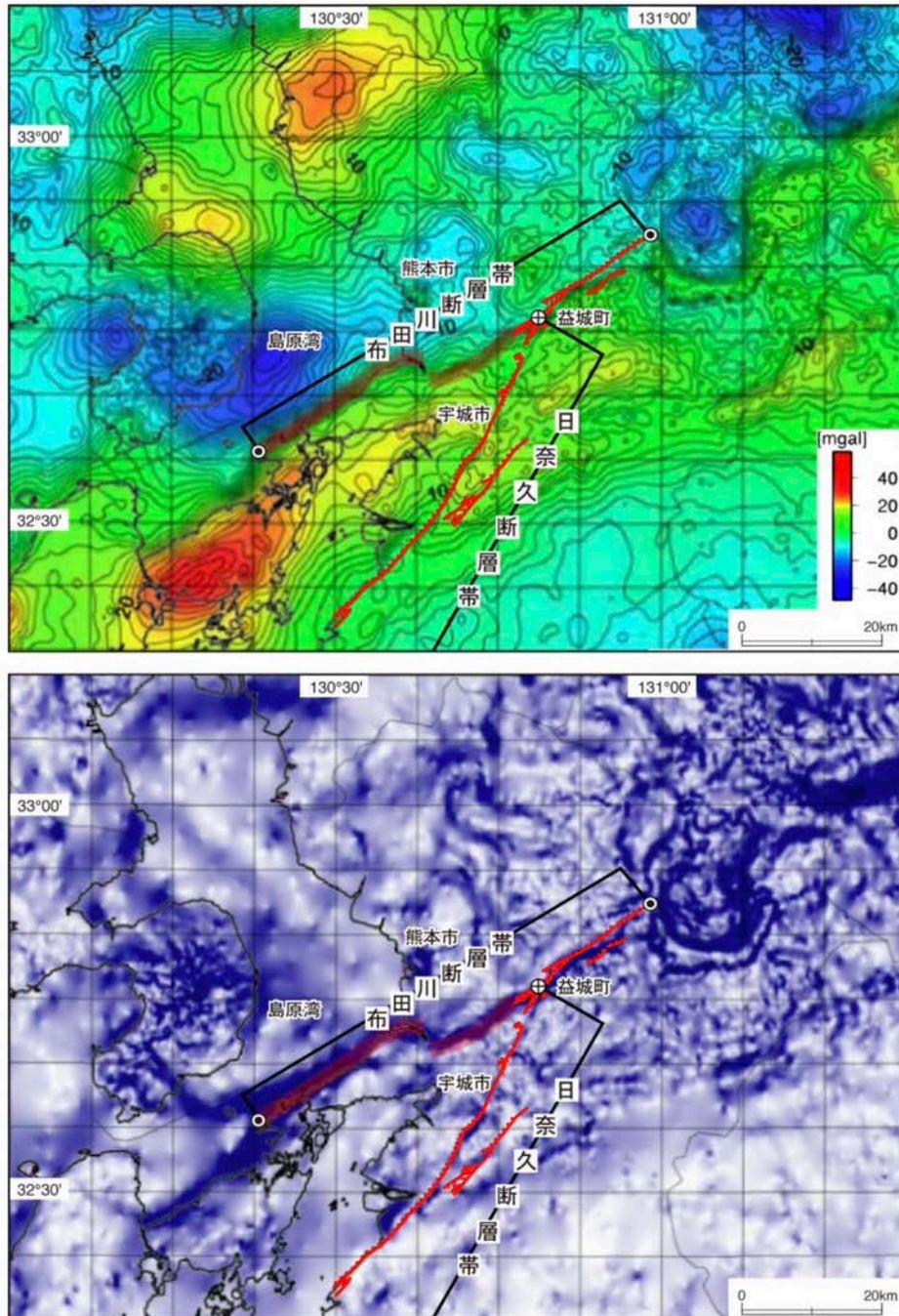


図2 布田川断層帯付近の重力異常

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

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（宇土半島および大矢野島の北岸）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およびその南西側の島原湾において、高分解能の音波探査を実施した(図3、図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、宇土半島および大矢野島の北岸に沿って、顕著な1条の重力異常の急変帯が認められている。また、既存の音波探査記録(産業技術総合研究所・他, 2010)等の資料によれば、島原湾の中央部から宇土半島の北岸に至る海域には第四紀の堆積物が広く分布している。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および活動性を検討するためには、可能な限り宇土半島およ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)および杉山・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300J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50m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およ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および図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およ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およ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 のスー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。音源および受振点の座標を精密に決定するため、音源装置およびテールブイにそれぞれ GNSS 装置を設置した。また、ストリーマーケーブルのたるみ補正を行うため、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。

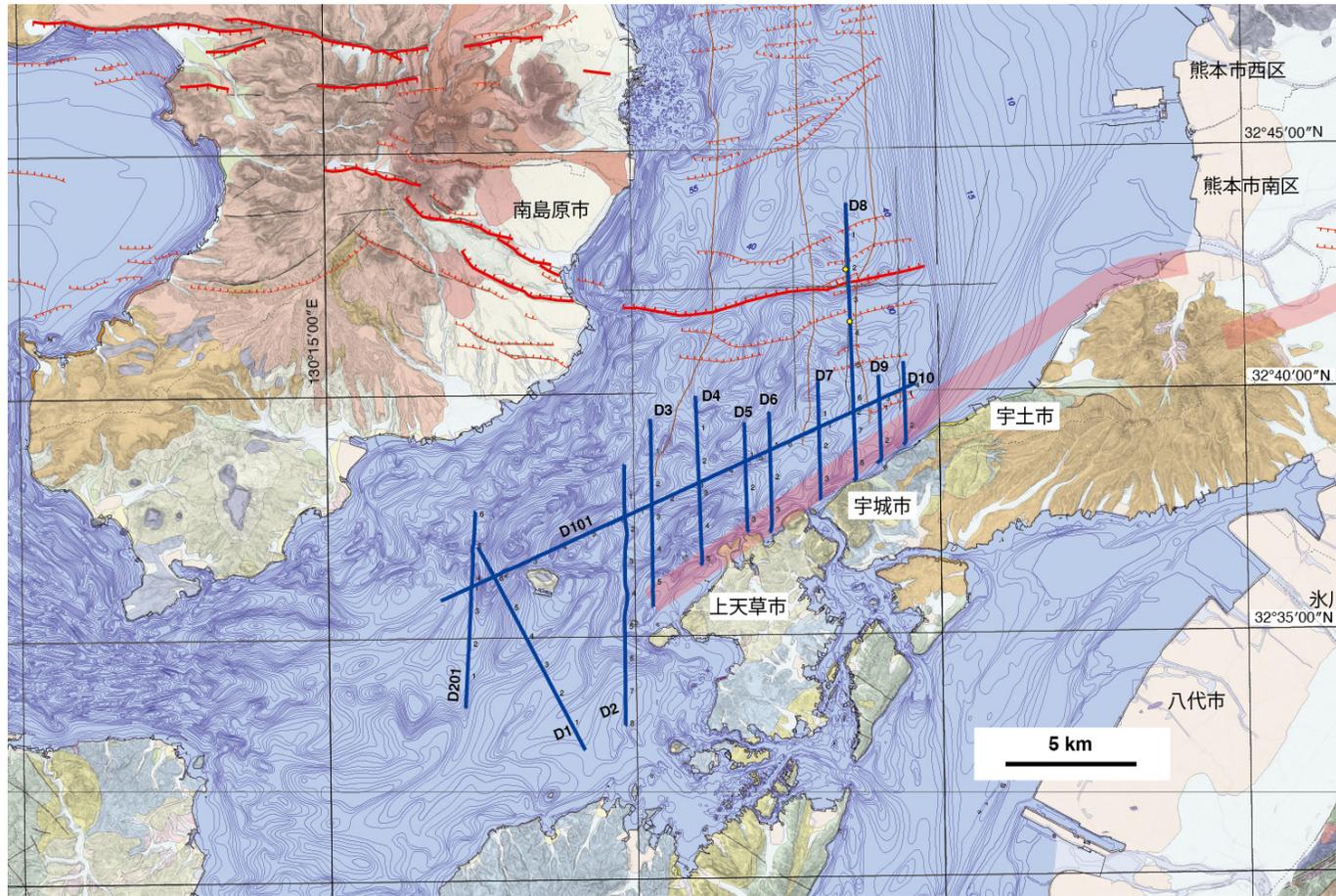


図3 令和4年度の音波探査における測線配置図

薄い赤の太線で、布田川断層帯宇土半島北岸区間および宇土区間の一部（重力異常の急変帯にもとづいて推定された区間）の地表トレースを示す（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）。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。

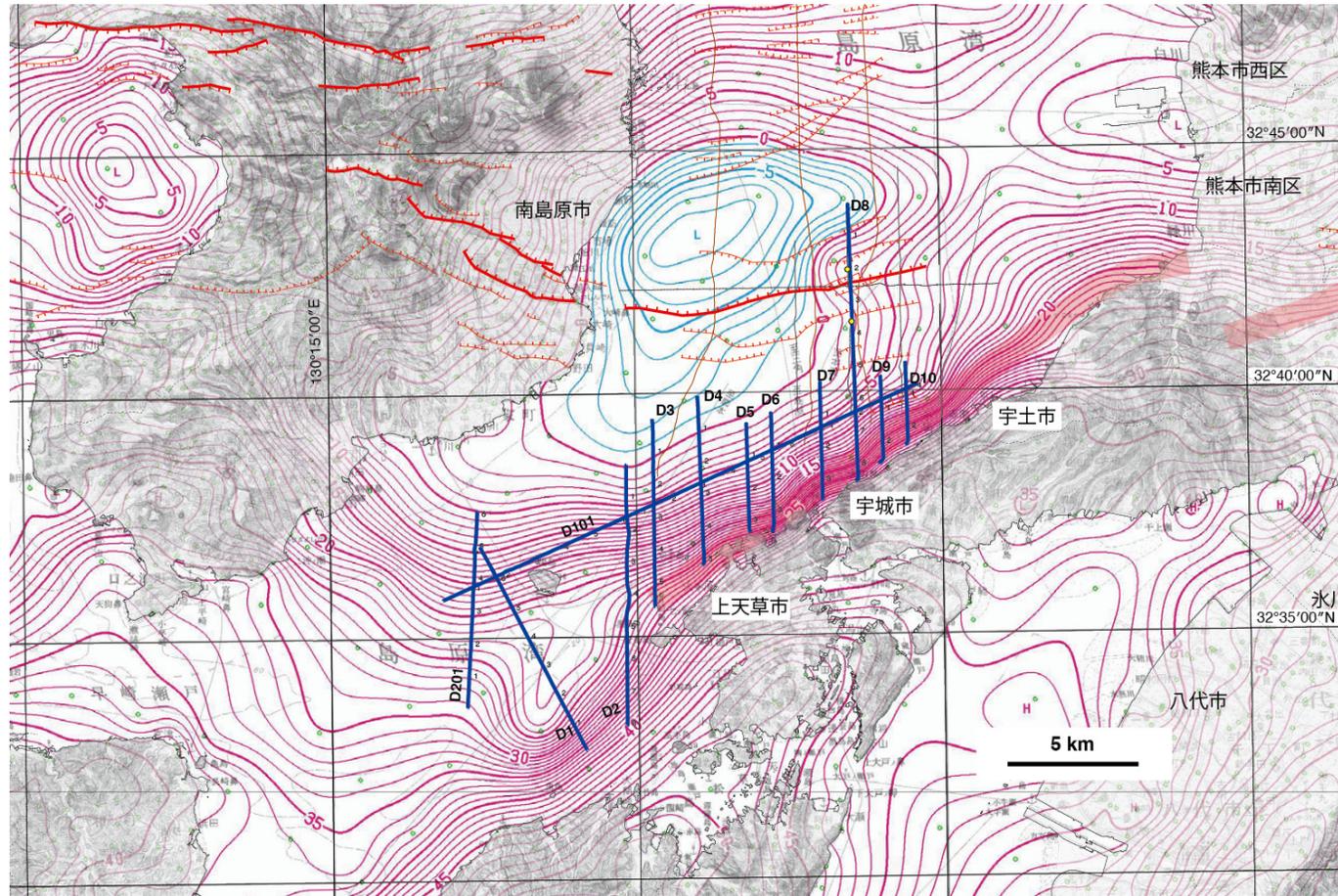


図4 令和4年度の音波探査における測線配置図

薄い赤の太線で、布田川断層帯宇土半島北岸区間および宇土区間の一部（重力異常の急変帯にもとづいて推定された区間）の地表トレースを示す（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）。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および簡易重合断面を作成した後、測位記録にもとづいて各種ノイズ抑制処理、速度解析、マイグレーション処理、重合処理を行って、マイグレーション断面（時間断面および深度断面）を作成した。図5に本調査における処理フローを示す。

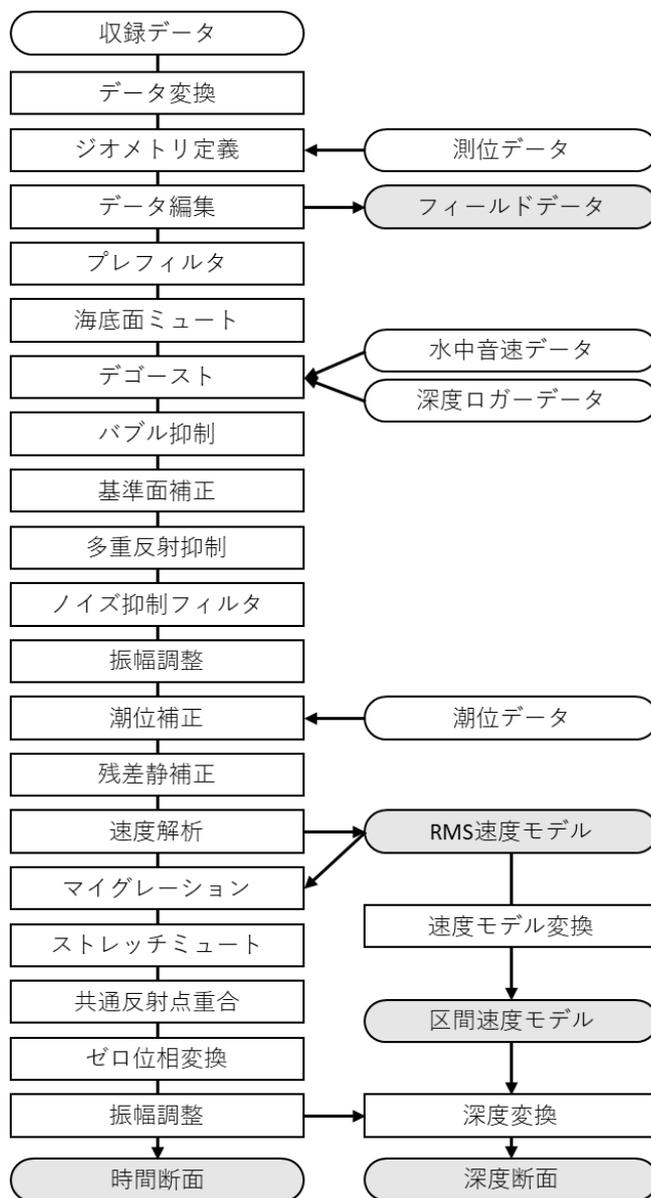


図5 音波探査記録の解析フロー

### 3) 調査結果

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

#### a) 層序区分

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)、大塚ほか (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) および 20 万分の 1 地質図幅「八代及び野母崎の一部」(斎藤・他, 2010) 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)および口之津層群(鮮新世～更新世)が、火山岩類としては、三角火山岩類(鮮新世)、大岳火山(前期更新世)、上原溶岩(更新世)が分布している(図6)。

本研究では、斎藤・他 (2010) を参考に、陸域に分布する堆積岩類について、古第三系の教良木層 (Ky)、新第三系の口ノ津層群下部 (Kn1)、更新統の口之津層群上部 (Knu) に区分した(図6, 7)。口ノ津層群上部を覆う上原(うわはる)溶岩 (Knb) については、斎藤・他 (2010) に倣って、口之津層群を構成する地層として整理した(図6, 7)。火山岩類については鮮新統の三角火山岩類 (Mv) および下部更新統の大岳火山 (0v) 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、口之津層群下部および上部については、一括して口之津層群 (Kn) とした。また、大岳火山 (0v) および上原溶岩 (Knb) 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。

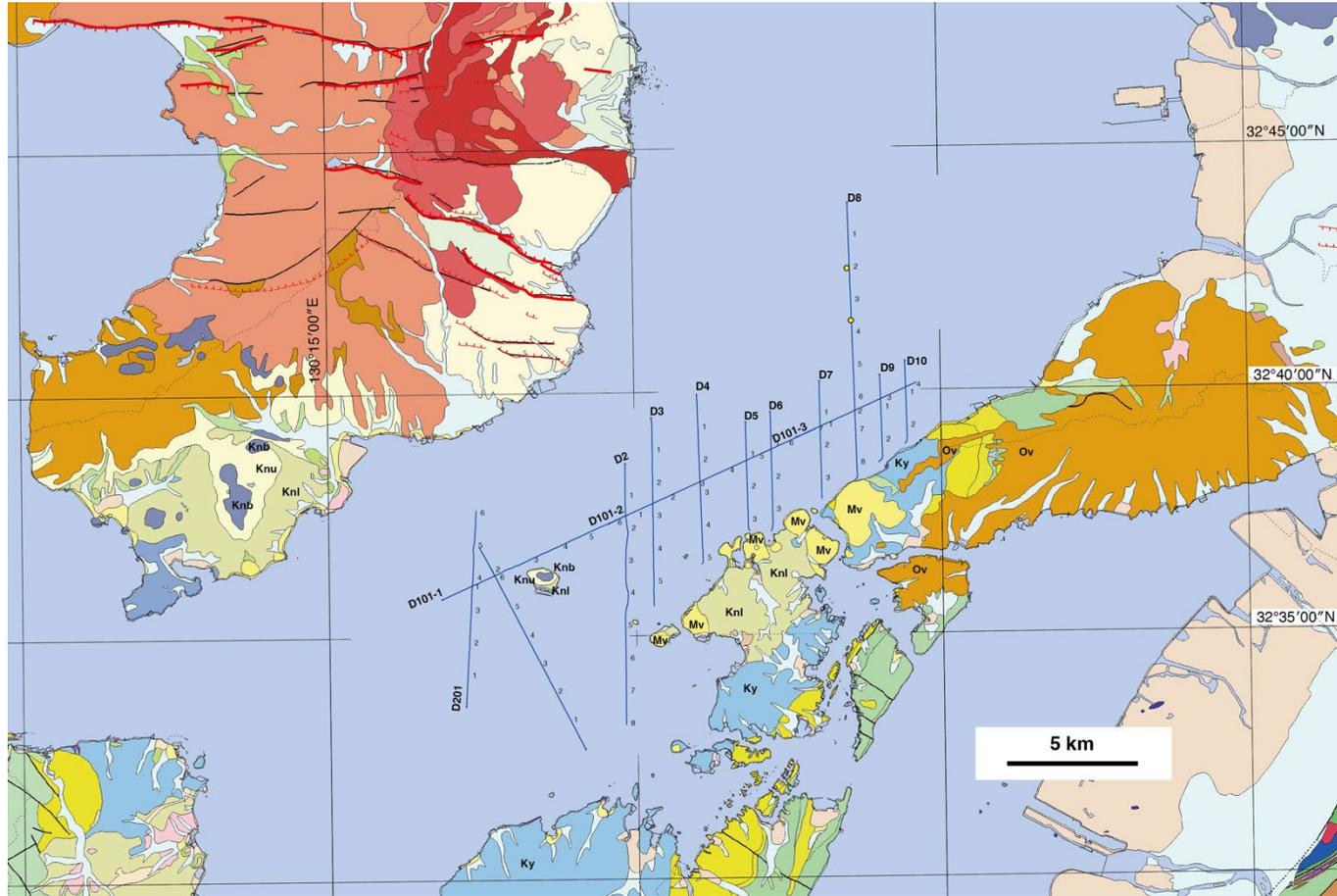


図6 調査対象海域の周辺における陸域の地質

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。

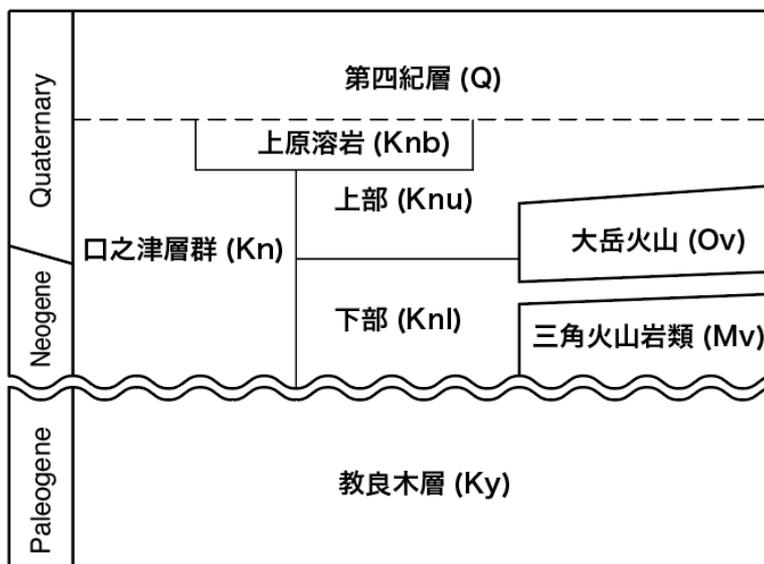


図7 調査対象海域およびその周辺における層序区分

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と、D10 (図9) 測線、D9 測線 (図10)、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) および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、教良木層およ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) における大矢野島および天草上島側 (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9～21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 および 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。断面および本文には、水中および堆積物中のP波速度を1,500 m/sと仮定して深度を記入した。

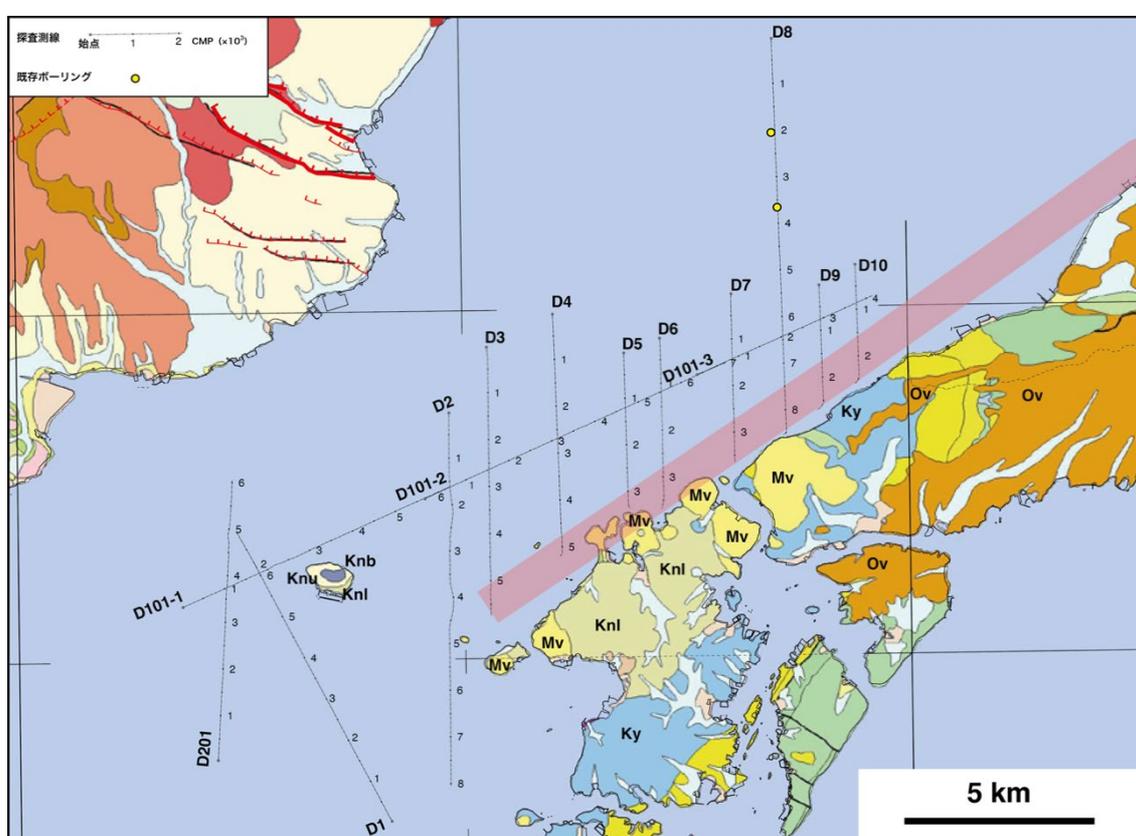


図8 令和4年度に実施した音波探査の測線配置図（詳細図）

薄い赤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 付近および 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および北傾斜の正断層群が認められる。

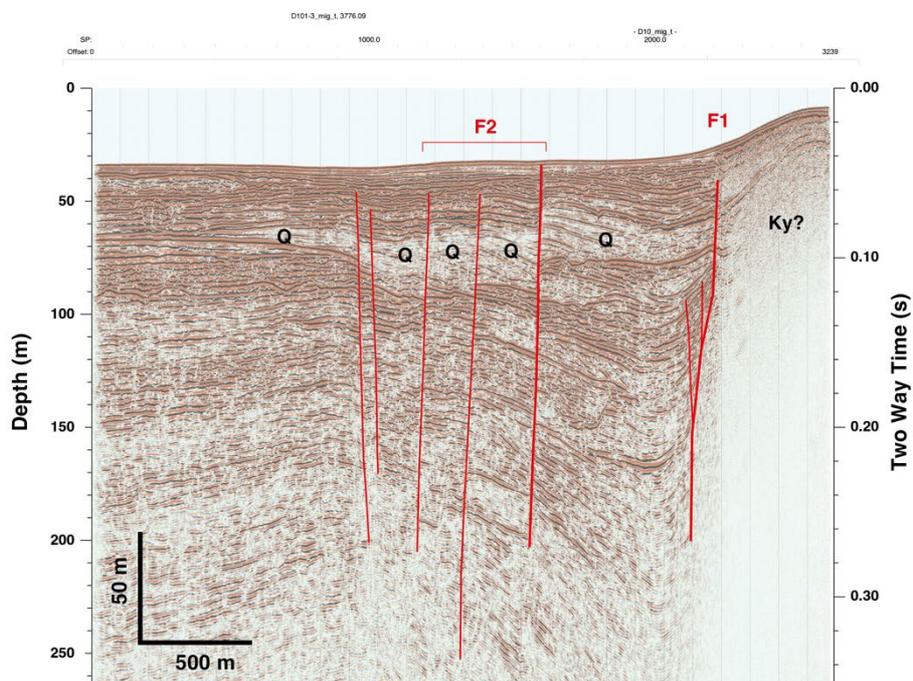
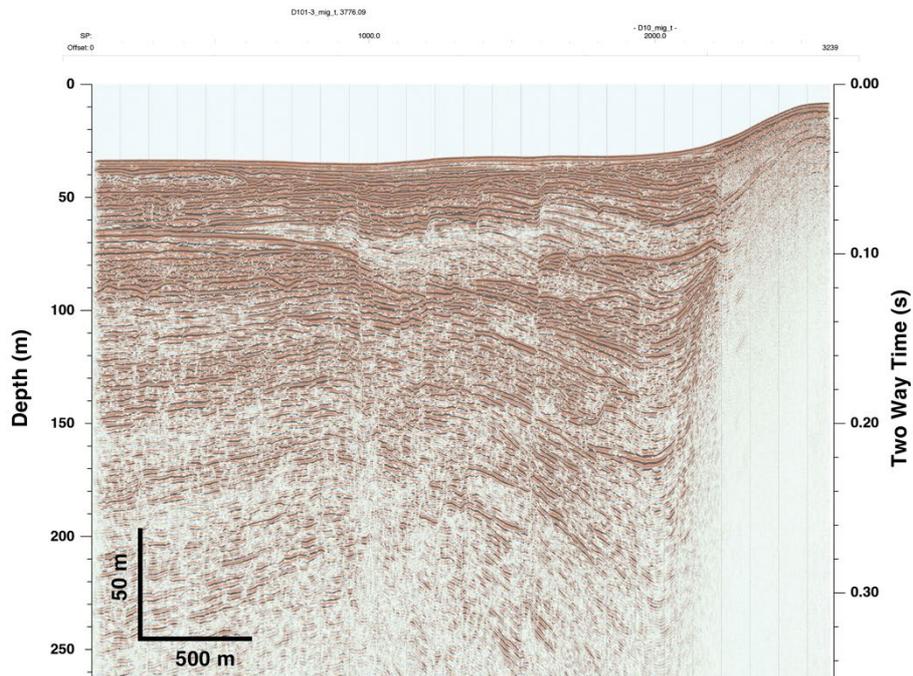


図9 D10 測線のマイグレーション断面 (上) および解釈図 (下)

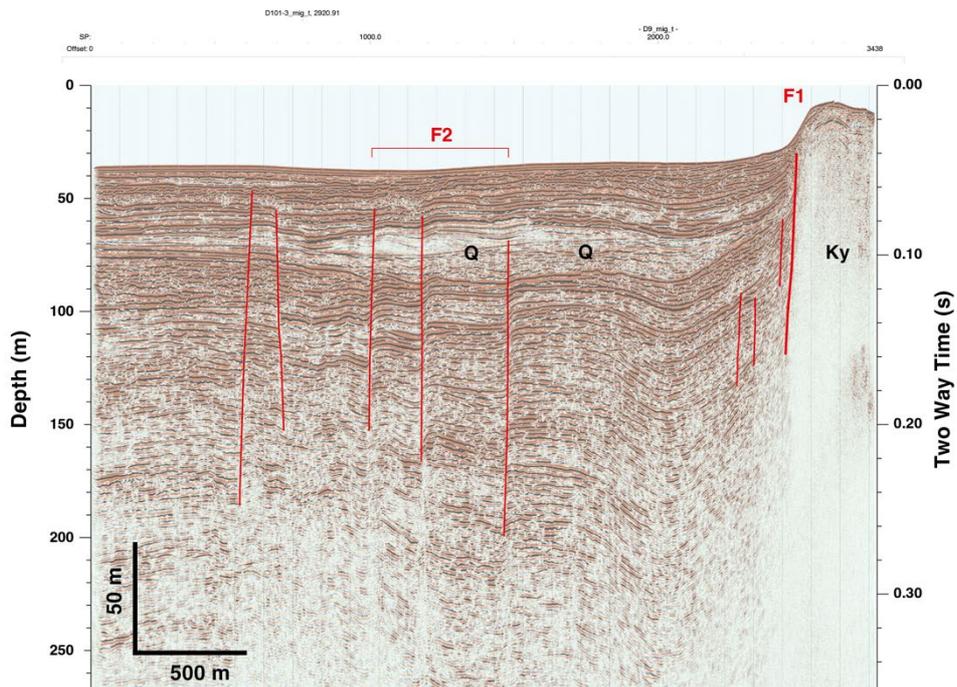
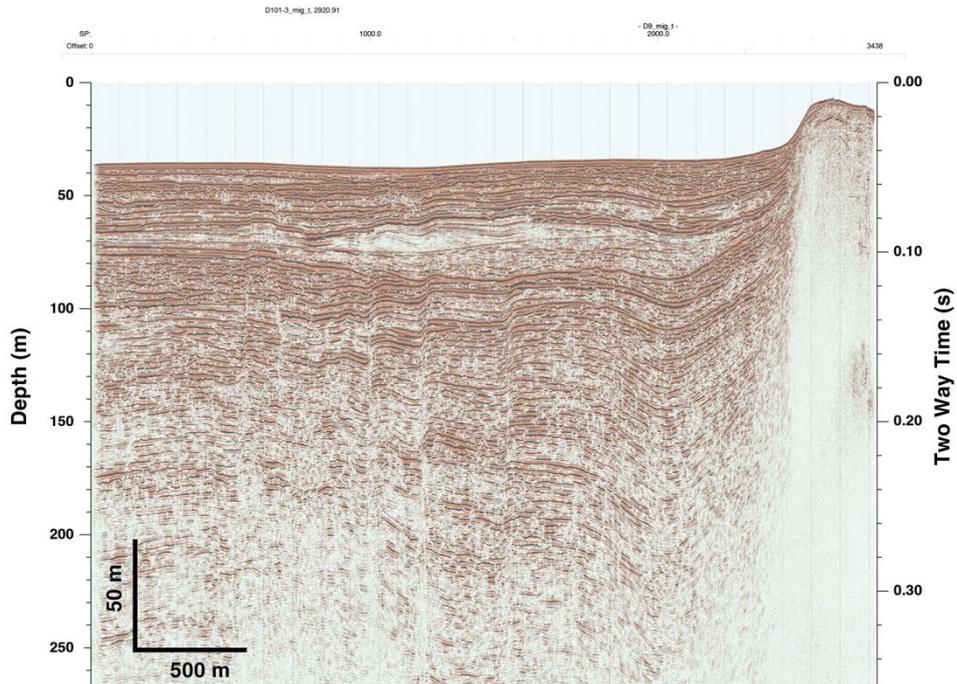


図 10 D9測線のマイグレーション断面（上）および解釈図（下）

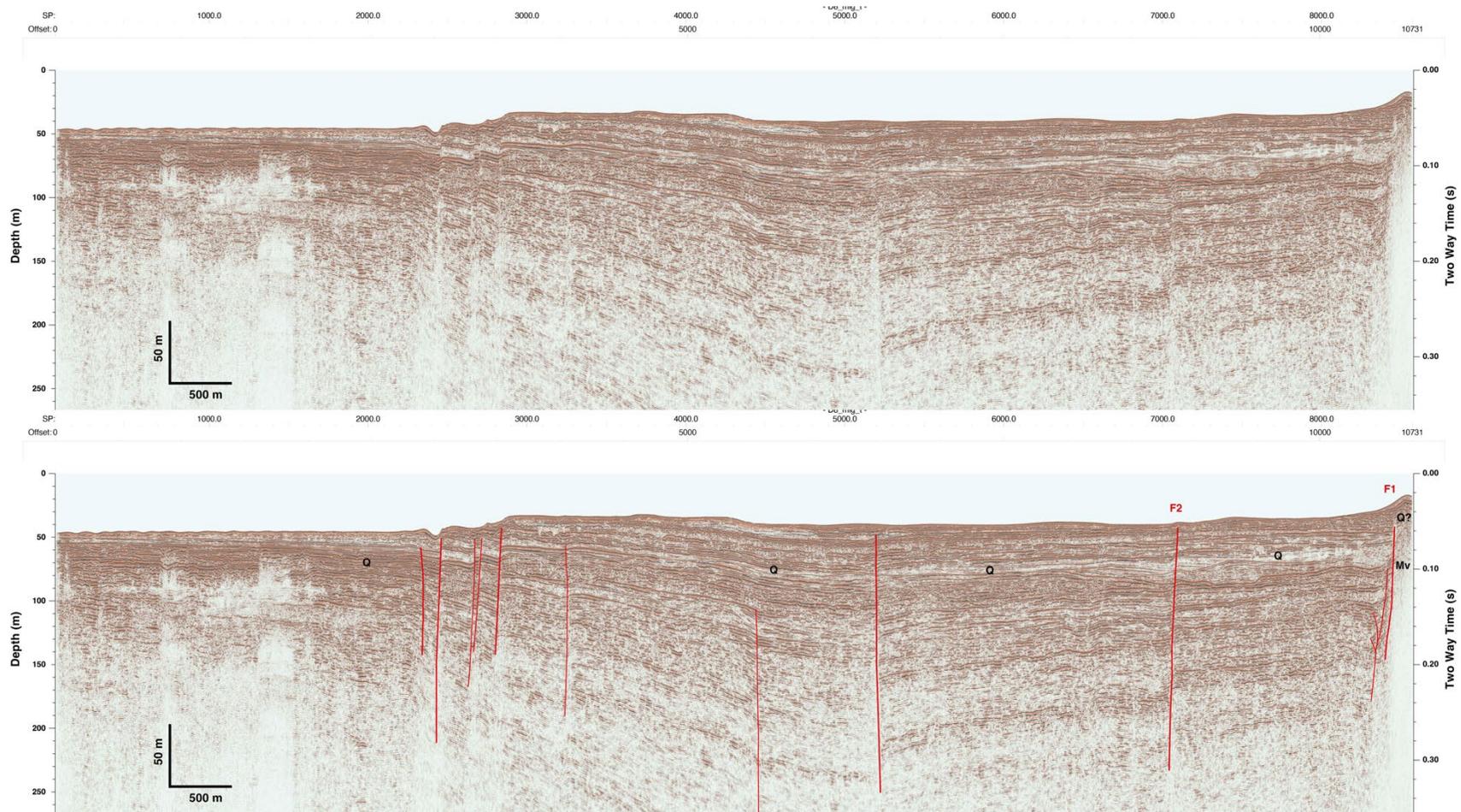


図 11 D8 測線のマイグレーション断面（上）および解釈図（下）

【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 付近および 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。

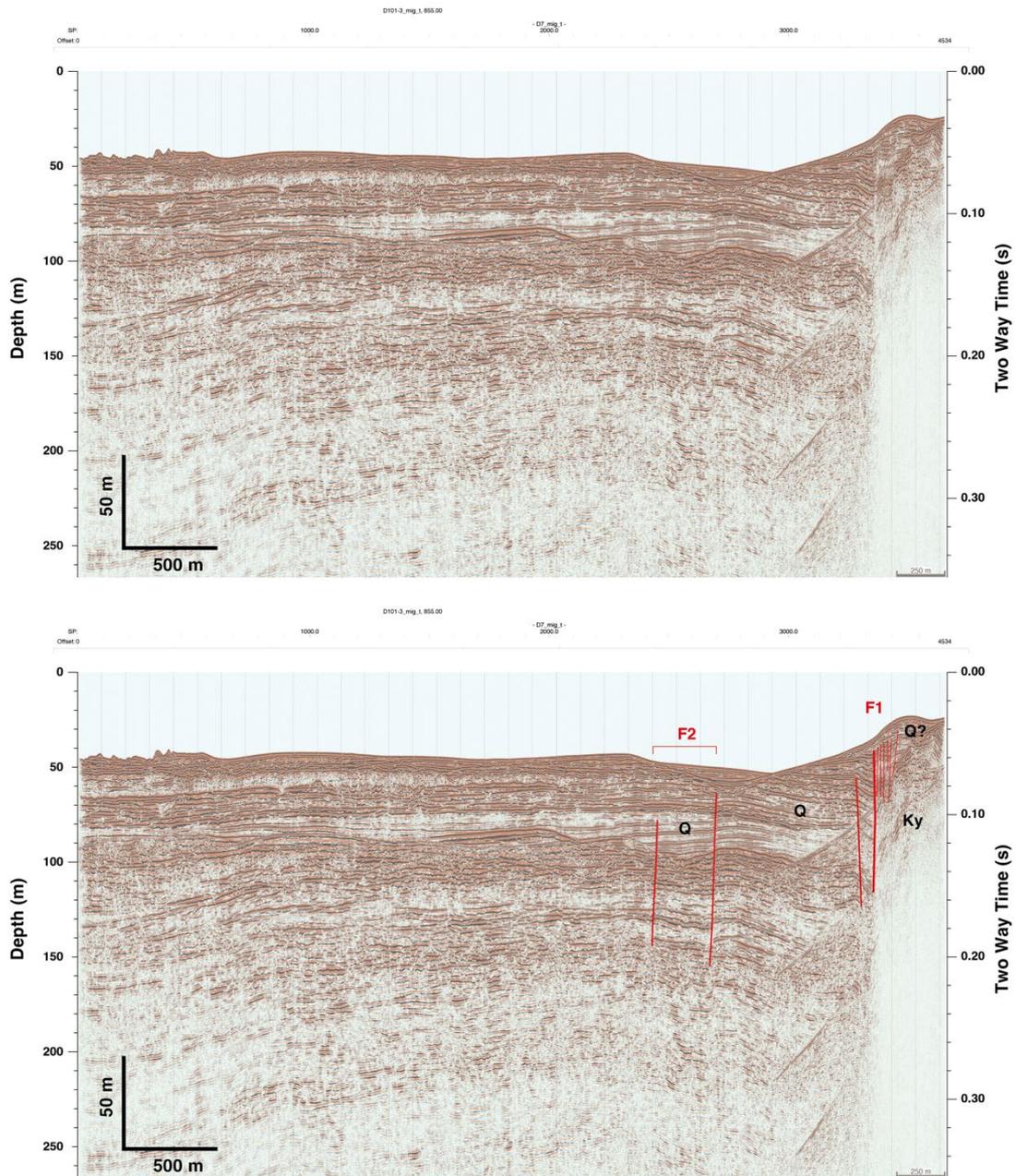


図12 D7測線のマイグレーション断面（上）および解釈図（下）

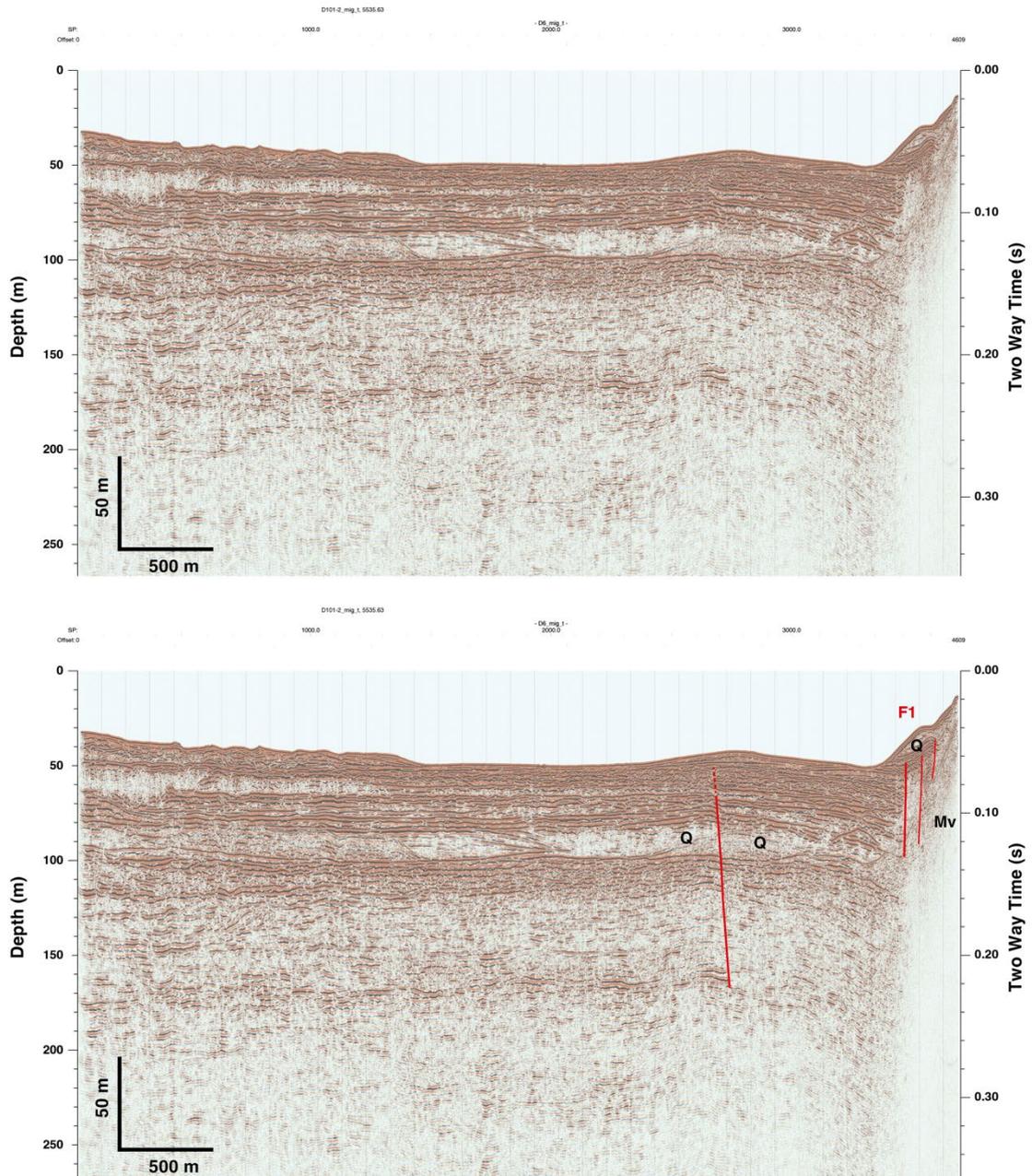


図 13 D6 測線のマイグレーション断面（上）および解釈図（下）

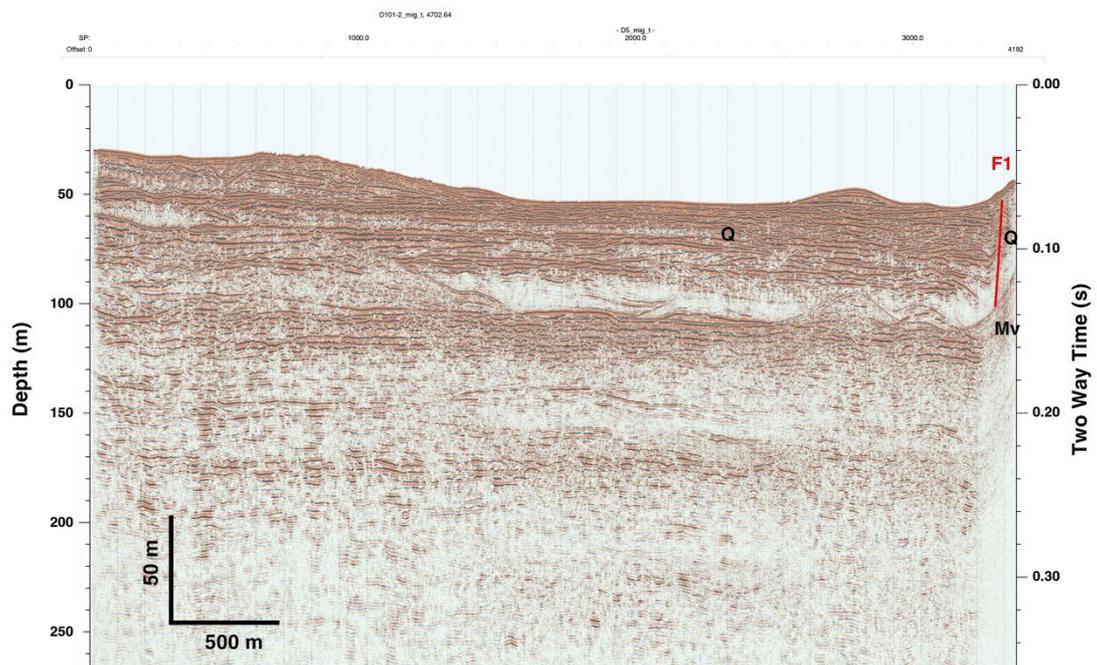
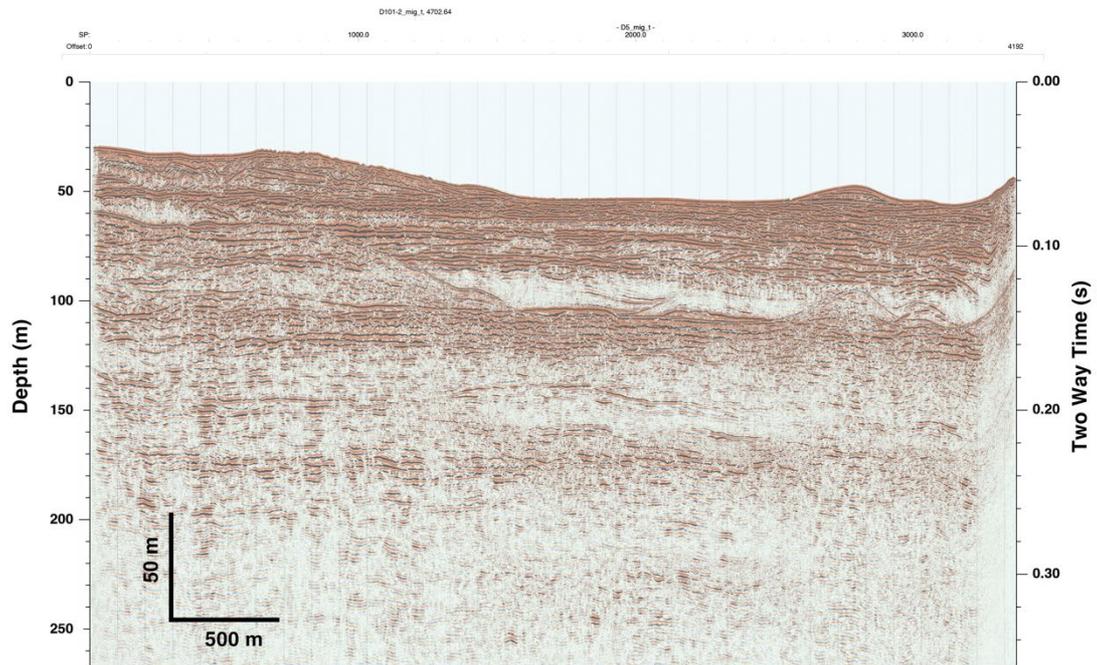


図 14 D5測線のマイグレーション断面（上）および解釈図（下）

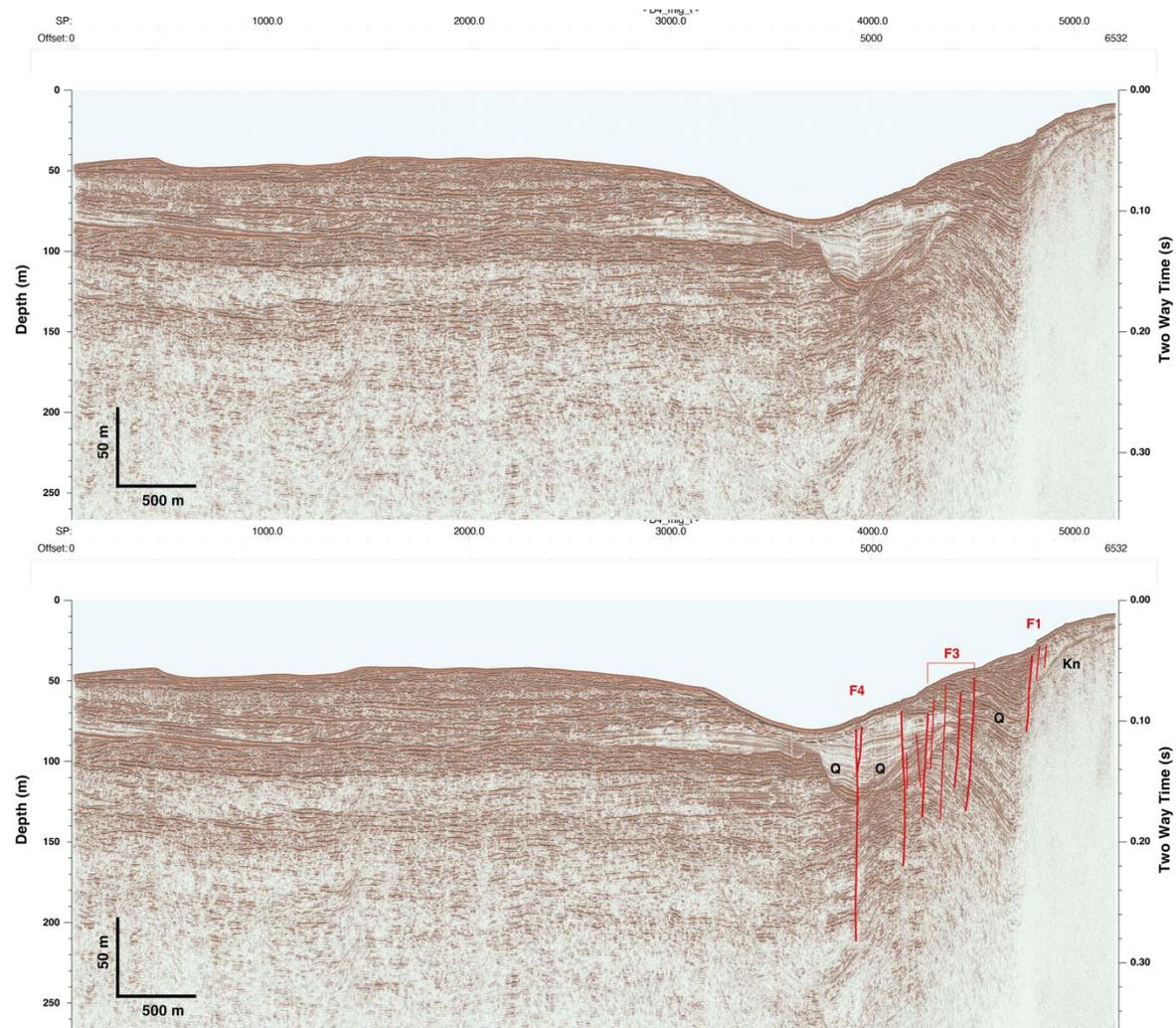


図 15 D4 測線のマイグレーション断面（上）および解釈図（下）

【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 付近および 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 付近および 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。

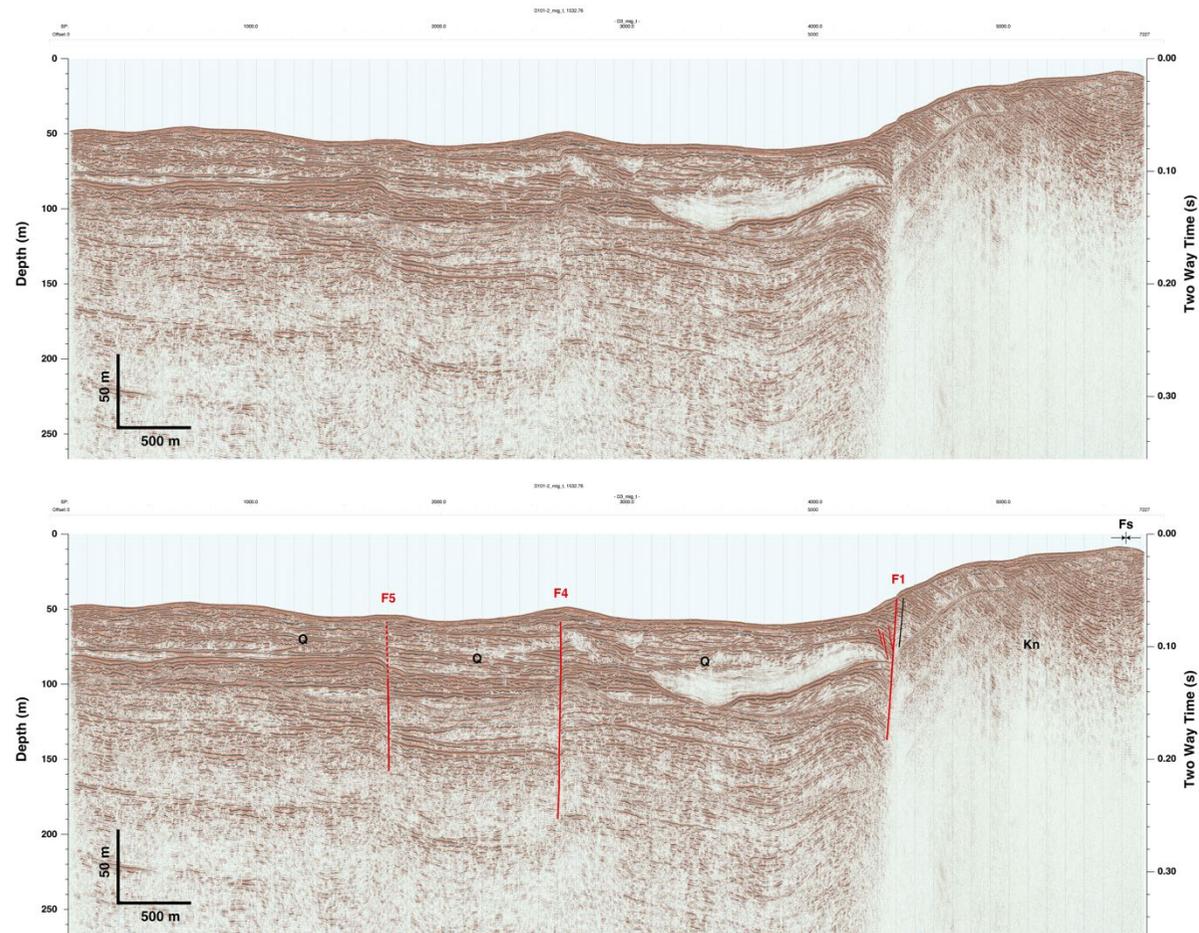


図 16 D3測線のマイグレーション断面（上）および解釈図（下）

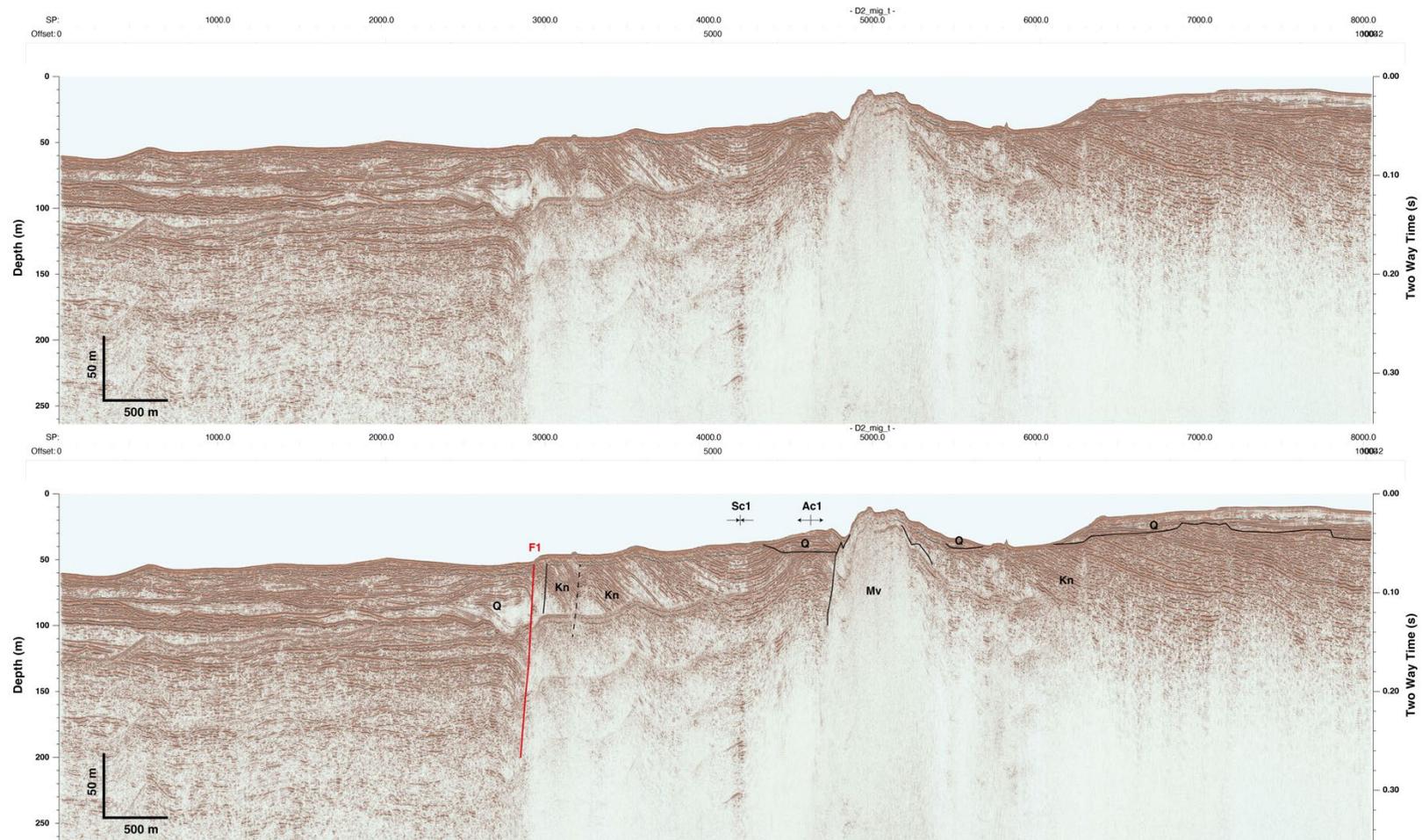


図 17 D2測線のマイグレーション断面（上）および解釈図（下）

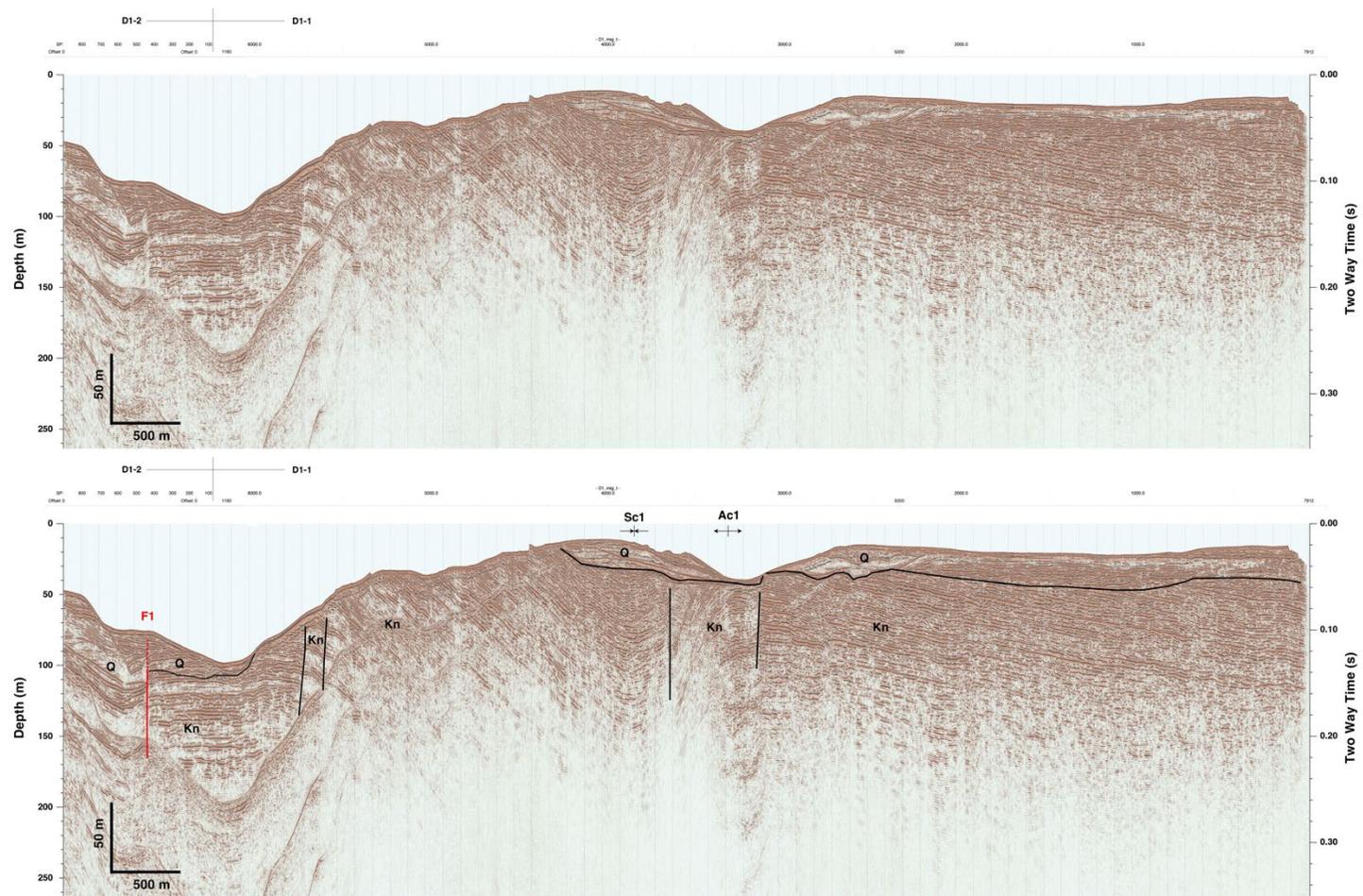


図18 D1測線のマイグレーション断面（上）および解釈図（下）

【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 の間および 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、内部反射面の特徵から、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 21)。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。

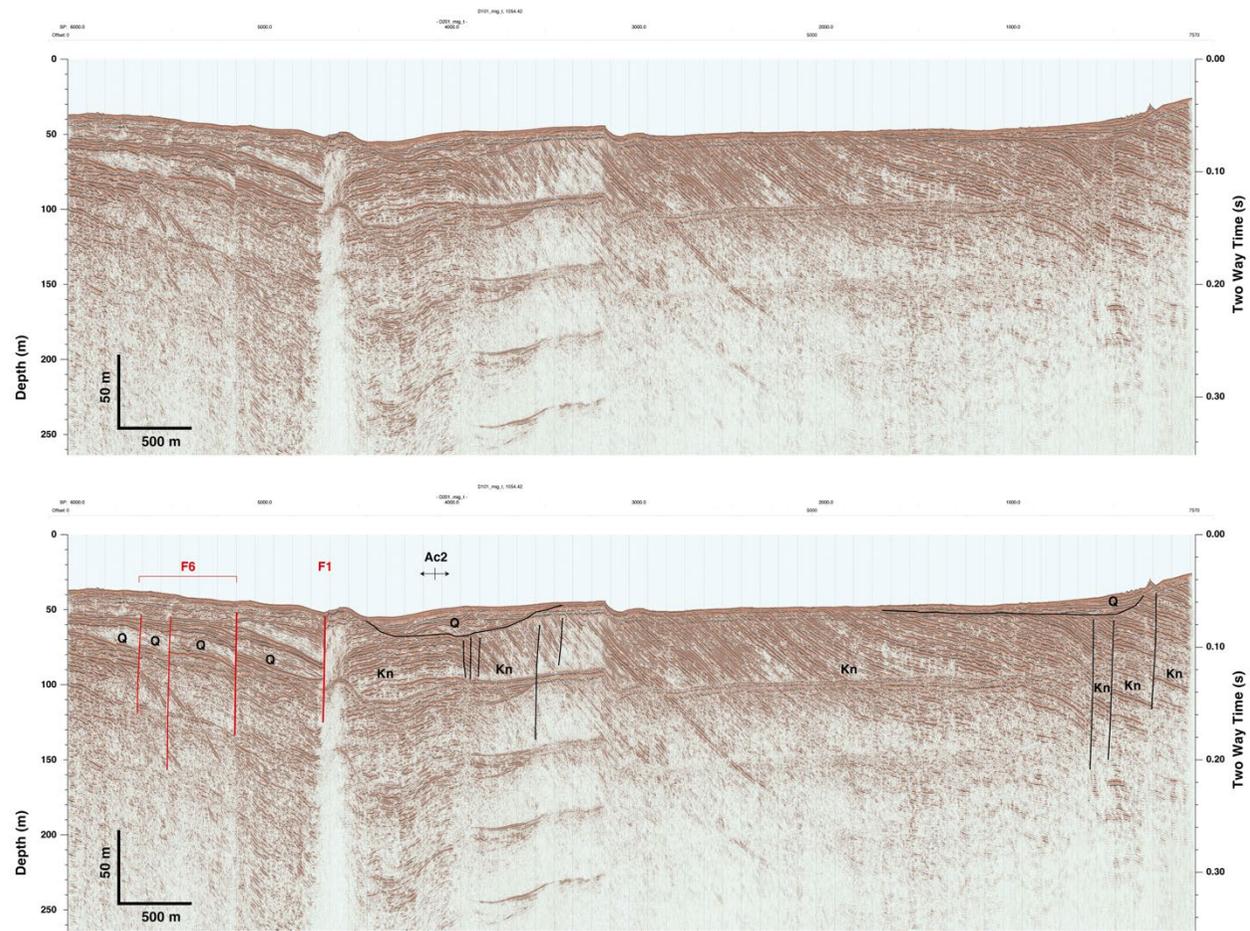


図 19 D201 測線のマイグレーション断面 (上) および解釈図 (下)

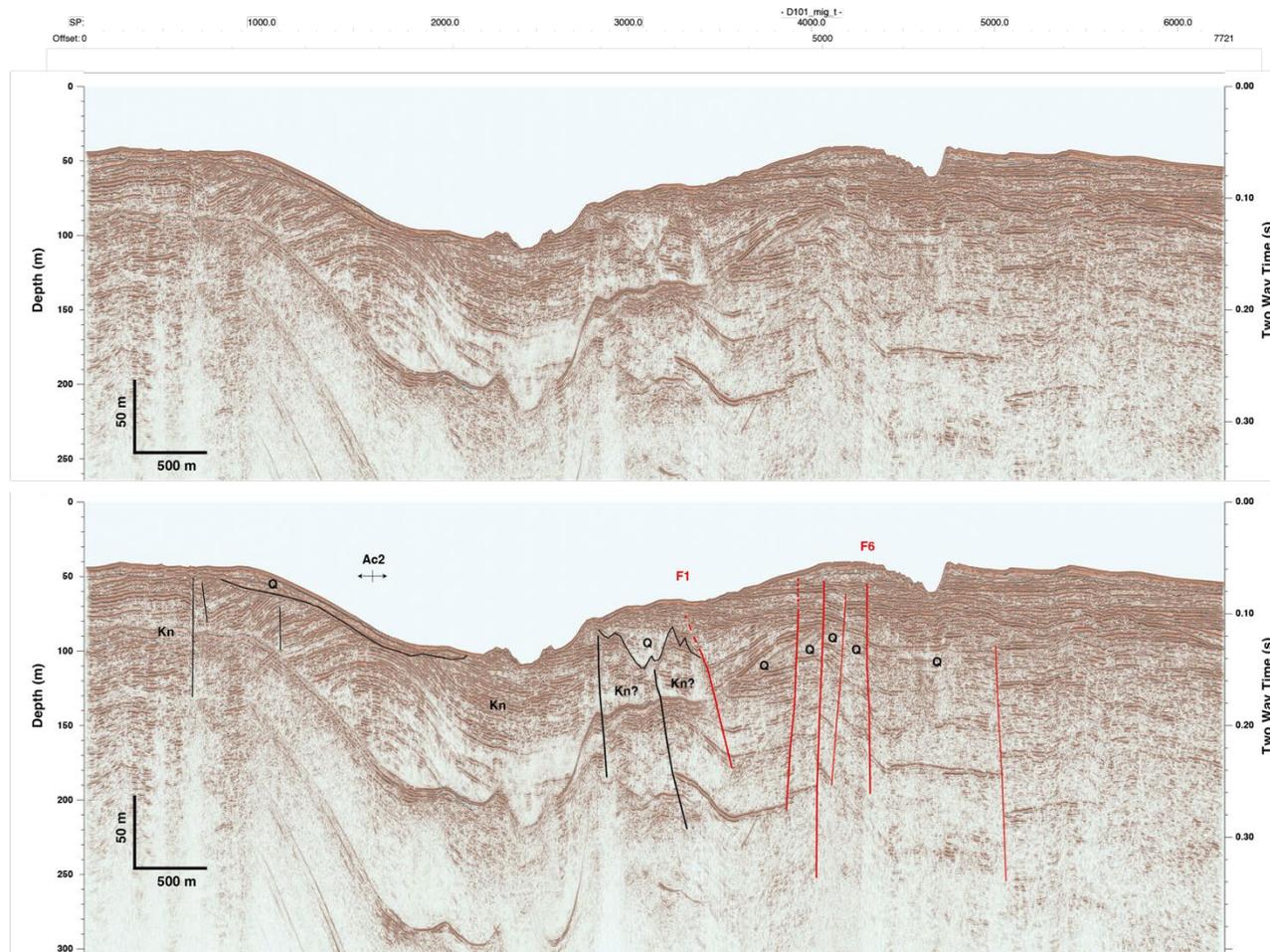


図 20 D101-1 測線のマイグレーション断面 (上) および解釈図 (下)

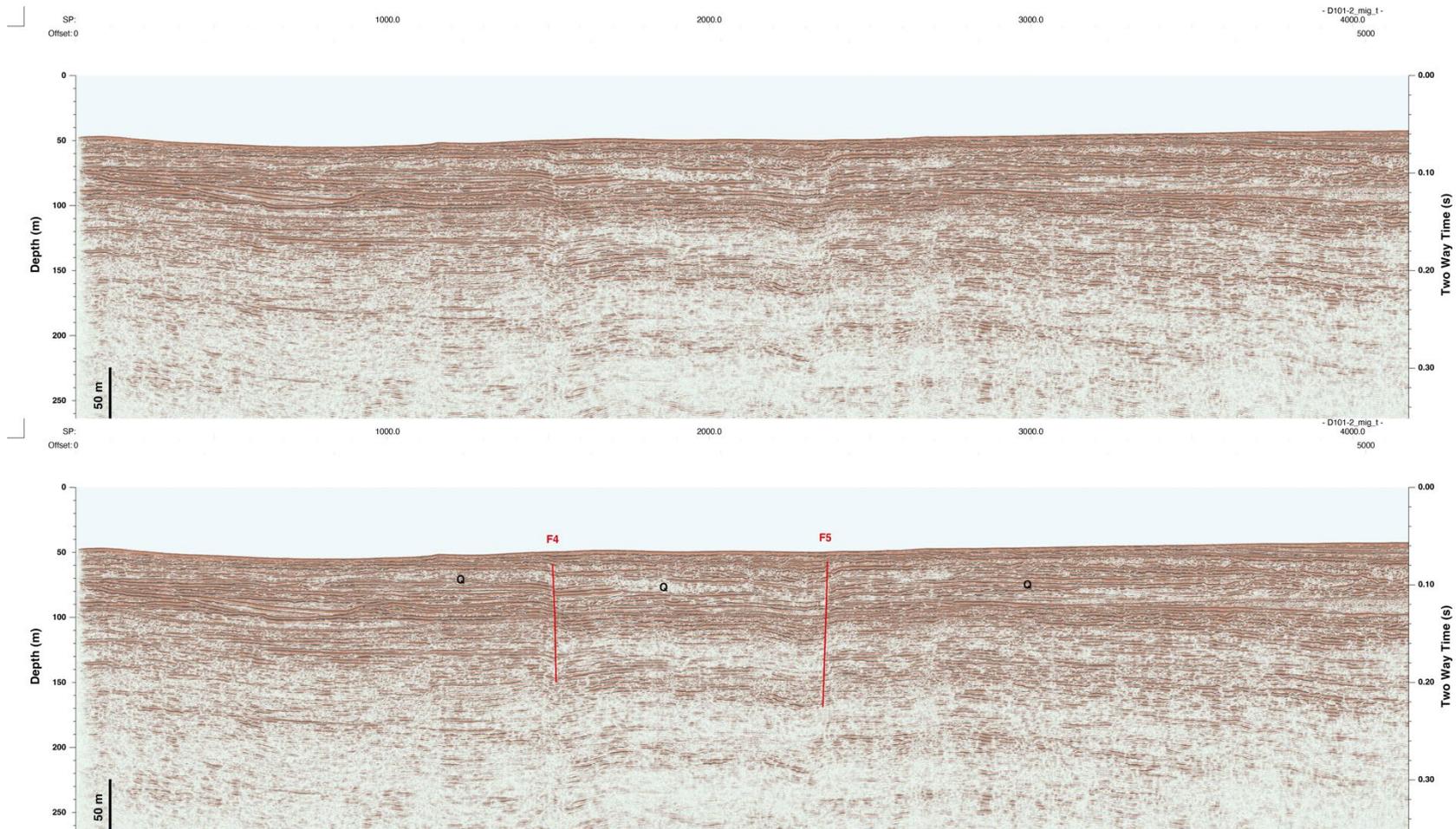


図 21 D101-2 測線のマイグレーション断面 (上) および解釈図 (下)

### c) 地質構造の空間分布、活動様式、活動性

本調査で取得したマイグレーション断面の解釈にもとづいて、測線間で追跡可能な断層および背斜・向斜軸をつなげて地質構造図を作成した（図 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、東西方向および北東-南西方向に分岐して延びているようにみえる（図 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が高い。

F1 断層の隆起側（南側）には、基盤岩（主に口之津層群）を変位させる断層およ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」(赤城, 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 測線および 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。

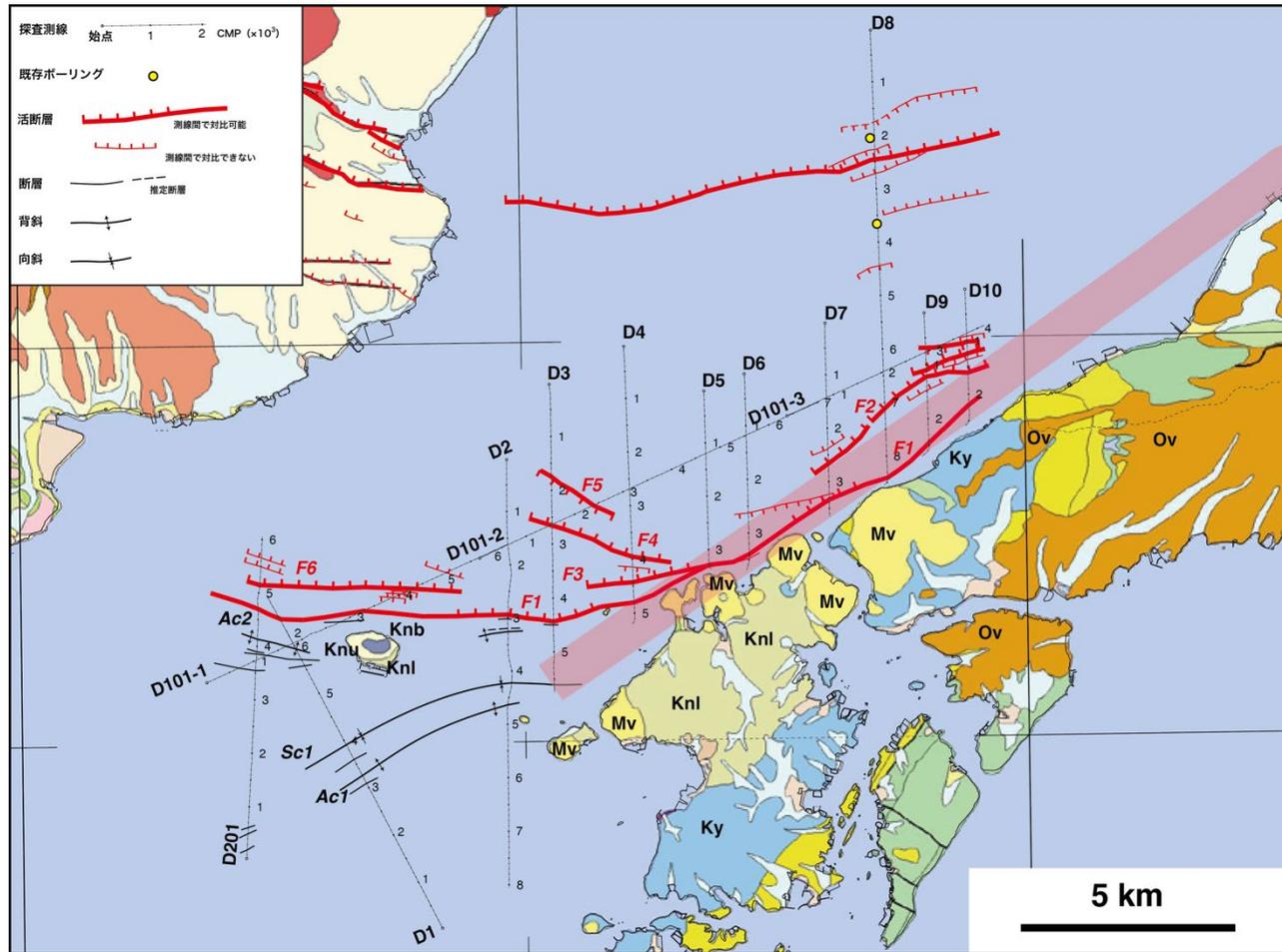


図 22 宇土半島北岸区間およびその周辺の地質構造図

薄い赤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）。

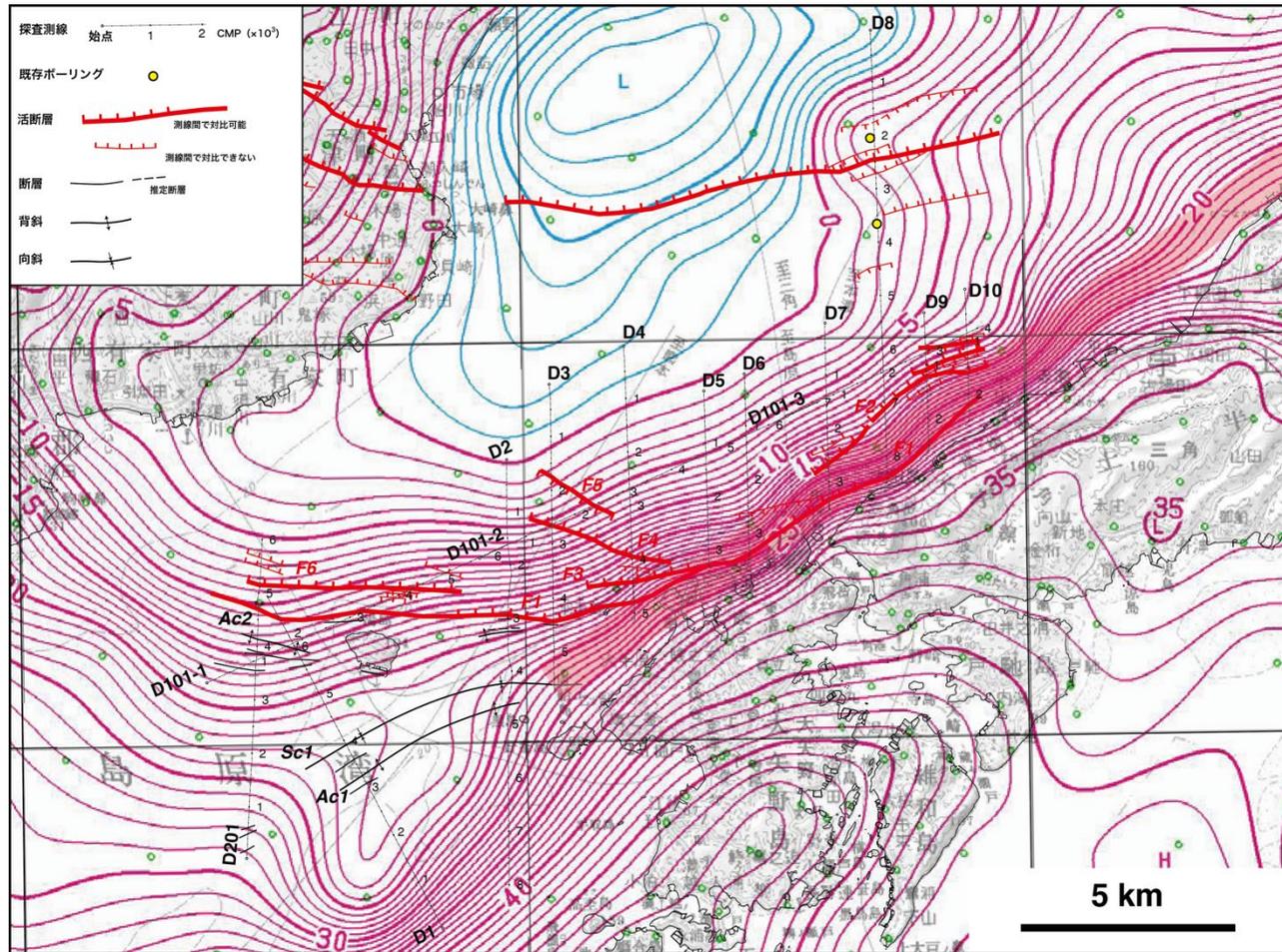


図 23 宇土半島北岸区間およびその周辺の地質構造図

薄い赤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、宇土半島および大矢野島の北岸に沿って分布する顕著な1条の重力異常の急変帯に沿って推定されたものである。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、宇土半島および大矢野島の北岸に推定された宇土半島北岸区間のトレースに沿って、地質境界をなすF1断層が連続的に分布している(図22)。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23)。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22、23)。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測線および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、これらの活断層およびF1断層は一連の断層帯(宇土半島北岸区間)を構成していると判断させる。

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、宇土半島および大矢野島に沿って北東-南西方向に延び、野釜島の約2.5 km北方の沖合(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(島原半島の方向)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およびその南西側の島原湾において、高分解能の音波探査を実施し、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（宇土半島および大矢野島の北岸）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および南西方向の 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、音源およびテールブイにおいて GNSS 測位を行うことによって、音源および受振点の座標を精密に決定した。これによって、海底活断層調査に必要な分解能を維持しながら、深部（海底面下 200 m 程度）までの地質構造を検討可能な、S/N 比の高いマイグレーション断面を取得できることを示した。こうして得られた探査記録を用いることによって、宇土半島北岸区間を構成する断層の分布・性状、連続性および活動性について、信頼性の高い資料を取得できることを実証した。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。

令和 5 年度・令和 6 年度においては、宇土半島北岸区間の西端の位置をさらに絞り込むための物理探査を行うとともに、断層の活動性を評価するための海上ボーリング調査を実施する予定である。

(d) 結論ならびに今後の課題

宇土半島北岸区間が推定されている海域と、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・連続性がわかった。宇土半島北岸区間を構成する断層は、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）が示した断層の端点から西側の海域に延びており、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ことがわかった。断層はさらに島原半島の方向に延びていると推察されるため、断層の正確な位置と長さを明らかにするために、断層の西端の位置を絞り込むことが課題である。また、宇土半島北岸区間の過去の活動についての資料が得られていないため、海上ボーリング調査等を行って宇土半島北岸区間の活動性を評価するための資料を取得することが課題である。よって、令和 5 年度・令和 6 年度においては、宇土半島北岸区間の西端の位置を絞り込むための物理探査を行うとともに、断層の活動性を評価するための海上ボーリング調査を実施する予定である。

(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調査の趣旨をご理解いただき、多大なご協力をいただきました。ここに記して感謝いたします。

(e) 引用文献

- 赤木 健, 7 万 5 千分の 1 地質図幅「口之津」, 地質調査所 (現 産総研地質調査総合センター), 1936.
- 長谷義隆・岩内明子, 内陸堆積層の分布高度から求めた中部九州地溝内沈降域の変位, 地質学論集, 41, p. 53-72. 1993.
- 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.
- 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.
- 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.371-384，1966.
- 大塚裕之，北西部九州有明海南部地域の更新-最新統の層序学的，堆積学的研究，鹿児島大学理学部紀要（地学・生物学），3，p.35-65，1970.
- 大塚裕之・外間喜春・田中利明・後村信幸・竹之内貴裕・上野宏共，島原半島南部の地質の再検討，鹿児島大学理学部紀要（地学・生物学），28，p.181-241，1995.
- 斎藤 眞・宝田晋治・利光誠一・水野清秀・宮崎一博・星住英夫・濱崎聡志・阪口圭一・大野哲二・村田泰章，20万分の1地質図幅「八代及び野母崎の一部」，産総研地質調査総合センター，2010.
- 産総研地質調査総合センター，20万分の1日本シームレス地質図 V2，2022.  
<https://gbank.gsj.jp/seamless>（閲覧日：2023年3月3日）.
- 産業技術総合研究所・千葉大学理学部・東海大学海洋学部・地域地盤環境研究所，沿岸海域における活断層調査「雲仙断層群北部（海域）及び雲仙断層群南東部（海域）」成果報告書，本文49p，図表134p，2010.
- 杉山雄一・岡村行信・武田伸勝・丸山かおる，九州中部，島原湾と橘湾における雲仙断層群の音波探査，活断層・古地震研究報告，11，p.149-194，2010.

### 3. 7 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
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	研究員	白濱 吉起 <sup>#1</sup>
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
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

<sup>#1</sup> 令和4年10月から担当

(c) 業務の目的

宮古島断層帯は、南西諸島西部の宮古列島に分布しており、分布形状と活動性の違いにより、断層帯中部と断層帯西部に区分される。断層帯中部はマグニチュード7.2程度の地震が発生する可能性があり、その際に東側が西側に対して相対的に2 m程度低くなる段差が生じる可能性がある。一方、断層帯西部はマグニチュード6.9程度の地震が発生する可能性があり、その際に東側が西側に対して相対的に1 m程度低くなる段差が生じる可能性がある。しかしながら、本断層帯の両区間とも、平均活動間隔や平均変位速度が明らかではなく、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010；以下、地震調査研究推進本部と呼ぶ。）では、将来このような地震が発生する長期確率を求めることができないとされている。本事業では、島内および沿岸の浅海部に延びる活断層を対象に、主に平均変位速度を解明することを目的とした活断層調査を実施する。新しい調査手法として沿岸部の変位地形の把握のため、浅海底レーザー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ヵ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ー測量結果により、断層変位地形を把握した。踏査結果および得られた地形データから活動性を解明するため、1箇所以上の調査候補地点を入念に選定した。

2) 令和5年度：

断層変位地形の把握と試料採取候補地点の選定のため、地形地質調査を実施する。また、平均変位速度推定に適した1箇所以上を選定し、ボーリング調査またはピット調査を行い、宇宙線生成核種年代測定等のための試料を採取する。採取した試料について前処理に着手する。

3) 令和6年度：

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

証する。

## (2) 令和4年度の成果

### (a) 業務の要約

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およ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。踏査結果およ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。

### (b) 業務の成果

#### 1) 宮古島断層帯の概要

宮古島断層帯は宮古列島（宮古島、池間（いけま）島、来間（くりま）島、伊良部島）に分布する北西－南東走向を示す複数列の並走した正断層から構成される（図1）。地震調査研究推進本部（2010）では、長沼断層系、与那原（よなばる）断層系、野原（のばる）断層系からなる宮古島断層帯中部、腰原（こしばる）断層系、嘉手（かて）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、古くから知られており（例えば、Duan 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く、活動性を示す地形・地質学的証拠が得られていない。活断層の追加・補完調査の成果報告書では宮古島断層帯の活動性を明らかにするための課題の一つとして、地形面の年代を定めることが困難であることを挙げている。

#### 2) 宮古島の地形・地質概要

宮古島の位置する南西諸島は沖繩トラフと海溝に挟まれた列島を形成している（図3）。沖繩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 100m）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 Duan et al. (1960) によってなされ、その後、大村 (1973)、矢崎 (1976 ; 1977)、矢崎・大山 (1979 ; 1980) によって、琉球層群は下位から保良（ぼら）石灰岩、友利（ともり）石灰岩、平良（ひらら）石灰岩、下地島（しもじしま）石灰岩に細分された。これらは基本的に不整合関係にあるとされているが、沖縄第四紀調査団 (1976)、亀山・首藤 (1980)、中森 (1982) のように、一連の整合関係にあるとする研究もある。以降では、地層の分類・呼称は矢崎・大山 (1980) に従う。いずれの研究結果においても共通している地質構造の特徴としては、宮古島が西へ傾斜した傾動地塊を形成していること、西側ほど地形面を形成する石灰岩層が新しく、覆瓦状に地質が重なっていることが挙げられる（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－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) 宮古島および周辺海域に分布する断層の地形判読結果

陸域の地形判読は、国土地理院によって 1967 年および 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（5 m 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 1 m 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 1 m 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。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。

#### a) 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・ツ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 および図 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 および図 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 および図 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）。

#### b) 宮古島断層帯東部

宮古島断層帯東部は福里断層系および新城断層系からなる（図 2、図 6、図 20 および図 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 および図 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、段丘崖の可能性はある。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。

#### c) 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 および図 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に見える。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、段丘崖の可能性はある。

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

かっている(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、大浦断層および平良断層の存在を指摘した。大浦断層に関しては、海底のパッチリーフ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。

#### d) 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 および図 15)、宮古島本島の腰原断層系(図 15 および図 19)、嘉手断層系(図 19 および図 20)、来間島の来間断層(図 19)からなる(図 2 および図 6)。

伊良部島の牧山断層は評価では長さ約 1.2 km のみであるが、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明確な断層である。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る、その場合、断層長は約 5.5 km と見積もられる。

腰原断層系およ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。腰原断層系およ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 および図 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、および図 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 および図 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、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。

#### e) 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、後者の応力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 のみが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。

#### 4) 試料採取候補地点の選定

平成 20 年度追加・補完調査では、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た。本調査では、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  $^{36}\text{Cl}$  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。

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 年度以降はこれらの地点から複数の試料を採取し、 $^{36}\text{Cl}$  による表面照射年代測定のための前処理・分析を進める予定である。

#### (c) 結論ならびに今後の課題

本年度は、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。陸域では、1960～1970 年代に撮影された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、宇宙線生成核種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。

(d) 引用文献

- Doan, D. B., J. E. Passeur, and F. R. Fosberg, Military geology of the Miyako Archipelago, Ryukyu-rettō. 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., J. G. Ogg, M. D. Schmitz, and G. M. Ogg, eds, *The Geologic Time Scale 2012*, Amsterdam, Elsevier, 2 vols., 1144p, 2012.
- 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](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/110_miyakojima.pdf) (2023年4月17日確認), 2010.
- 亀山徳彦・首藤次男, A sedimentological study of the Miyako-jima Limestone, 九州大学理学部研究報告, *地質学*, 13 (2), 341-351, 1980.
- 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.
- 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.
- Maeda, S., M. Otsubo, D. Asahina, and Y. Furuno, Estimating the thickness of a faulted mechanical layer based on fault spacing: An example from Miyako-jima Island, southern Ryukyu Arc, Japan, *Island Arc*, 2020; 29:e12336., <https://doi.org/10.1111/iar.12336>, 2019.
- 中森 亨, 琉球列島 宮古群島の地質, 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 84, 23-39, 1982.
- 沖縄第四紀調査団, 沖縄および宮古群島の第四系 —とくに“琉球石灰岩”の層序について—, *地球科学*, 30巻, 3号, 145-162, 1976.
- 大村明雄, 宮古島の地質 —とくに琉球石灰岩について—, *国立科学博物館専報, 琉球列島の自然史科学的総合研究 (1)*, 6, 31-38, 1973.
- 地域地盤研究所・産業技術総合研究所, 活断層の追加・補完調査 成果報告書「宮古島断層帯の活動性および活動履歴調査」, No.H20-1, 2009.
- 矢崎清貫, 宮古群島の石灰岩の層序と堆積機構, *琉球列島の地質学研究*, 1, 111-121, 1976.
- 矢崎清貫, 宮古島の各石灰岩の関係およびその形成時期について, *琉球列島の地質学研究*, 2, 75-80, 1977.
- 矢崎清貫・大山 桂, 宮古島北部地域の地質, *地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)*, 4

6p, 1979.

矢崎清貫・大山 桂, 宮古島地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 83p,  
1980.



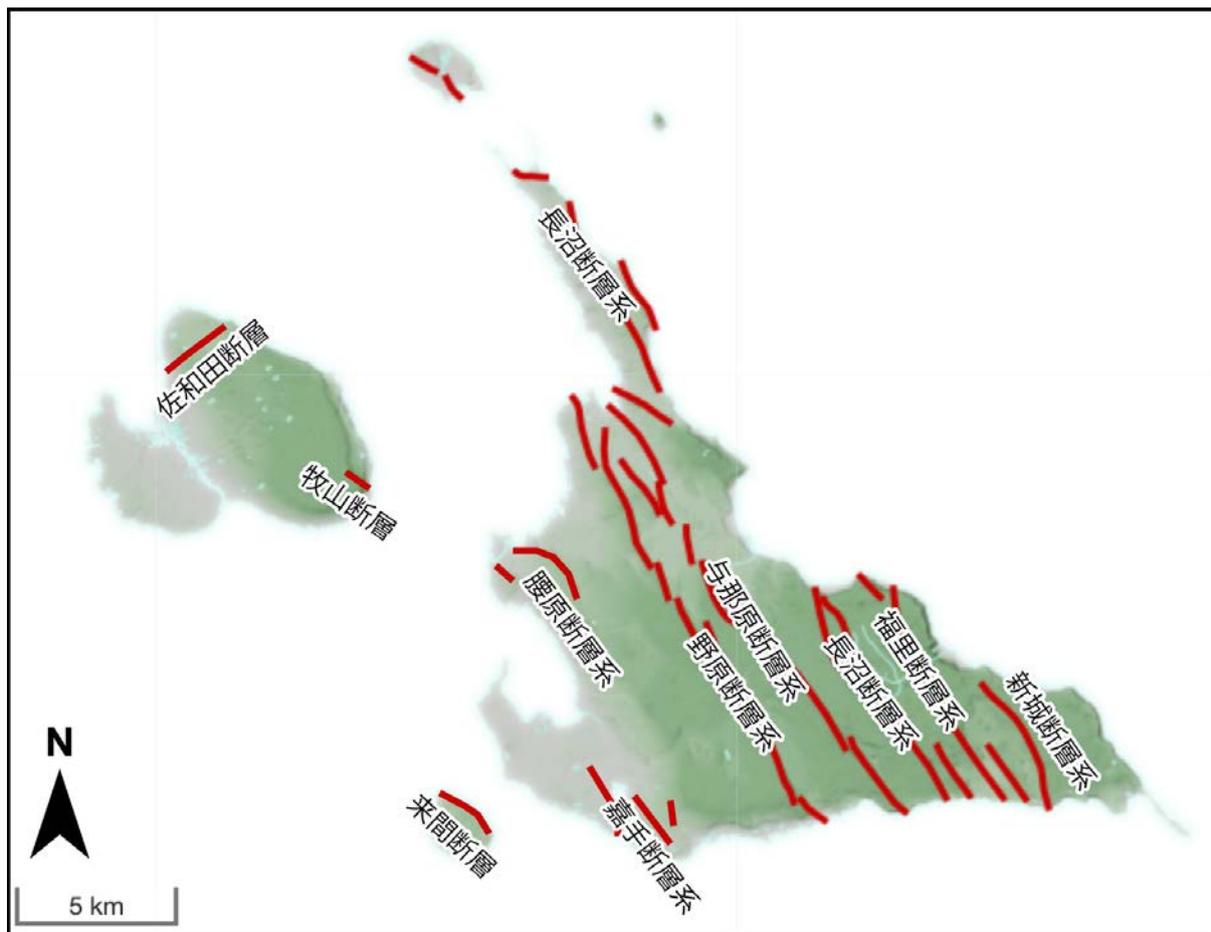


図2 宮古島に分布する活断層

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。

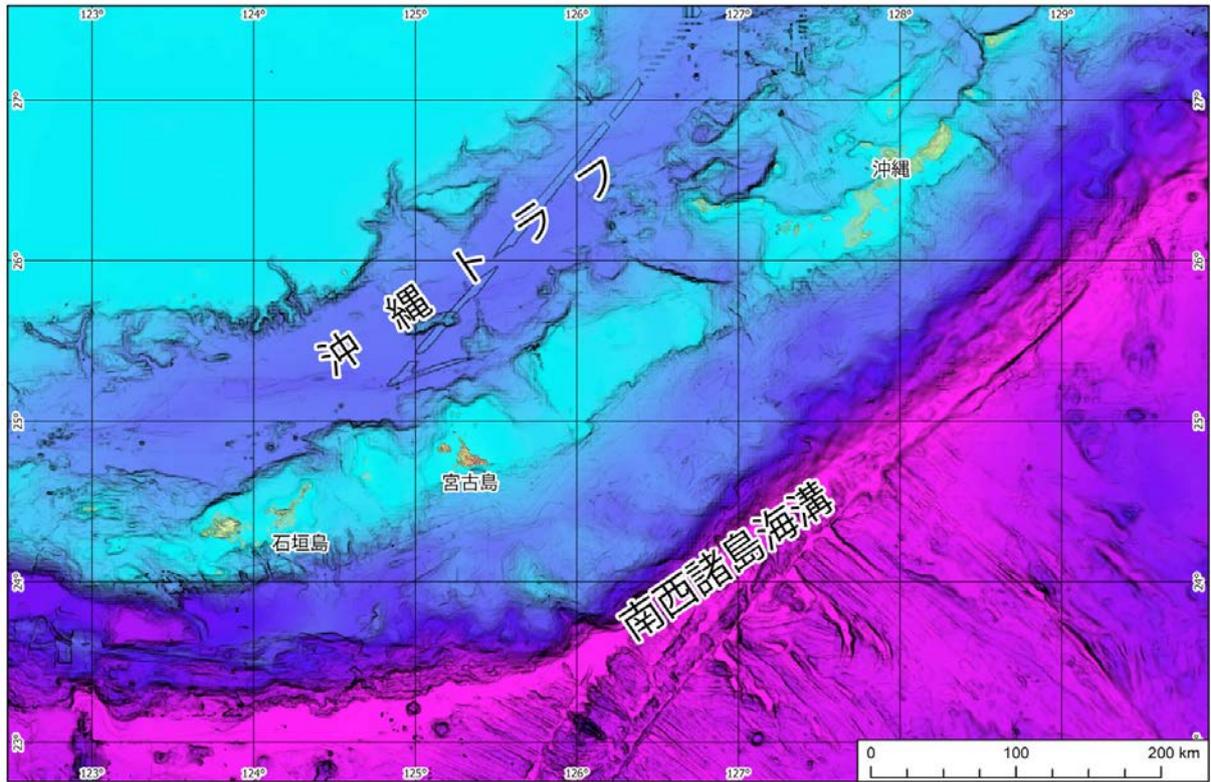


図3 南西諸島周辺海域の地形

地形データには GEBCO\_2022 Grid (sub-ice topo/bathy)を使用した (GEBCO Compilation Group, 2022)。

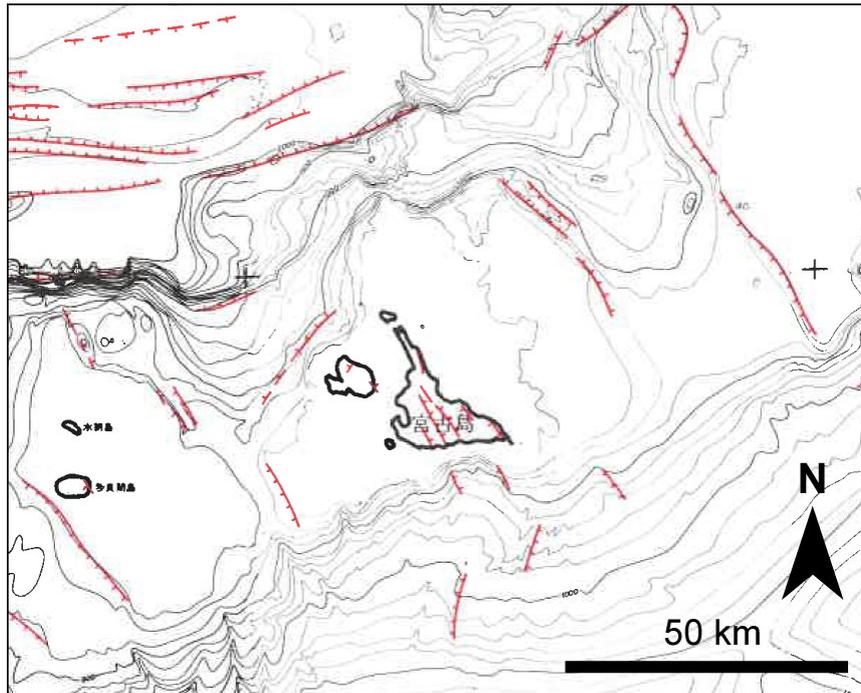


図4 南西諸島周辺海域の活断層  
 活断層研究会編（1991）より宮古島周辺を抜粋。

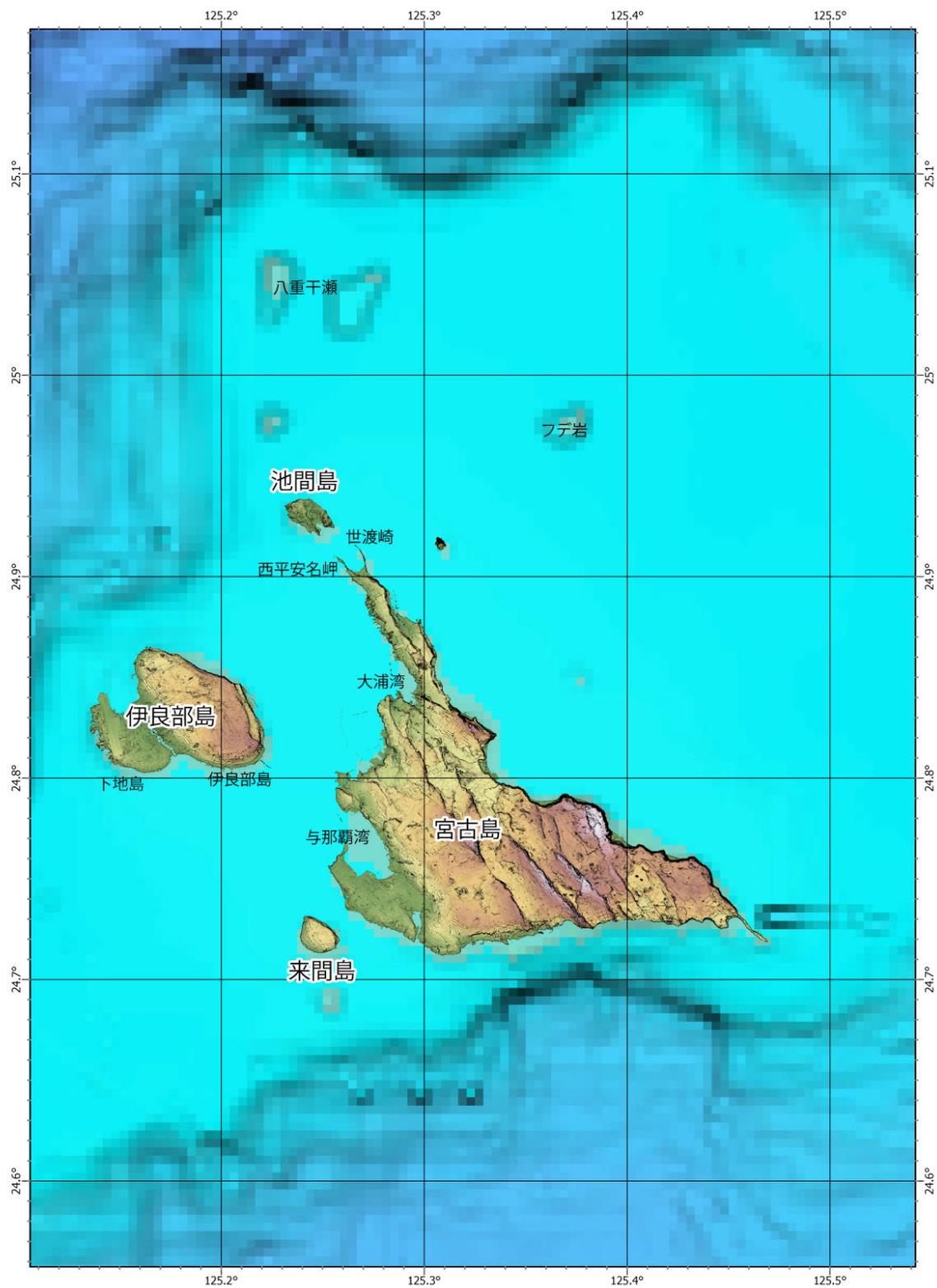


図5 宮古島および周辺海域の地形

陸域の地形データは国土地理院の数値地形データ（5 m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）。

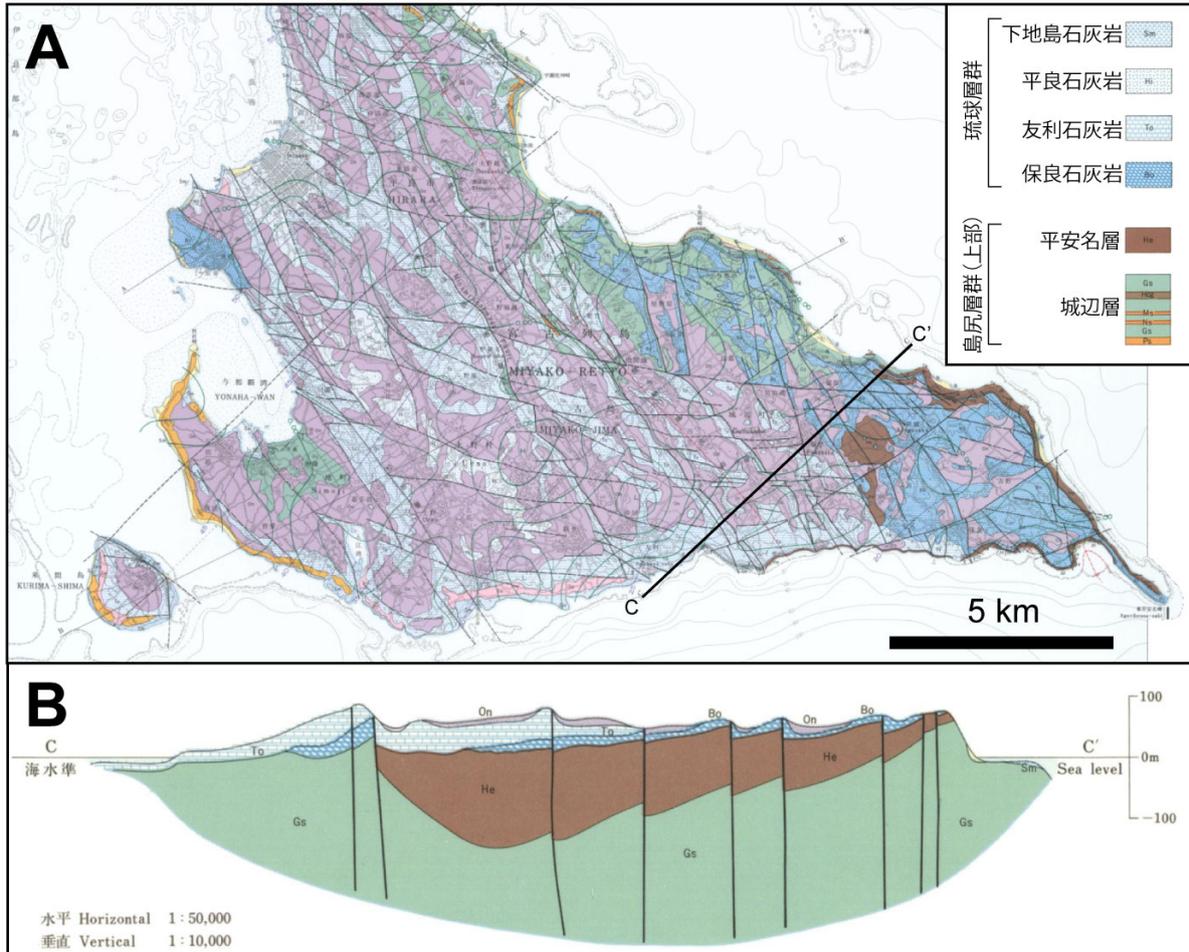


図6 宮古島の地質図

(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。

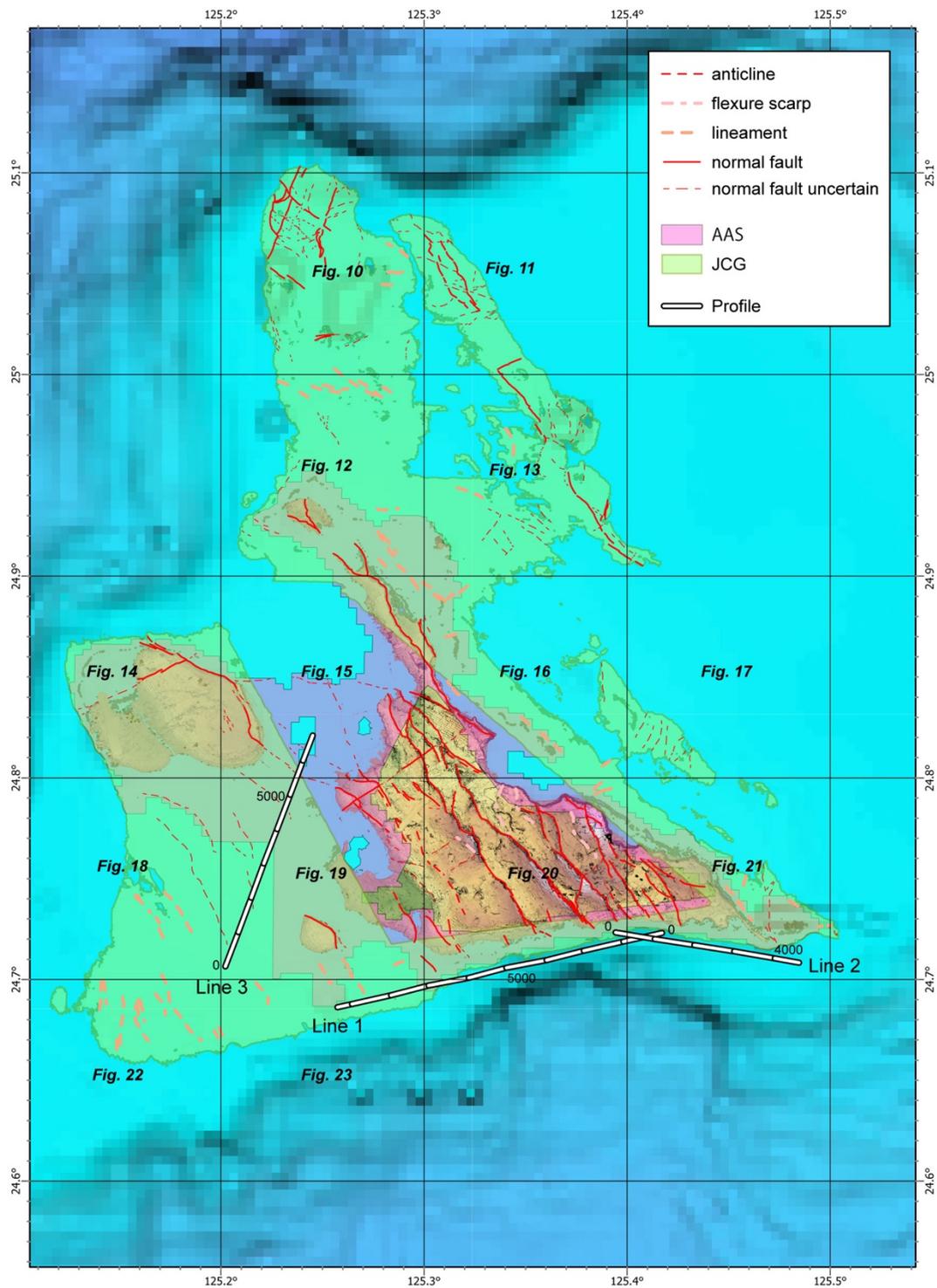


図7 宮古島と沿岸海域の判読結果

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。

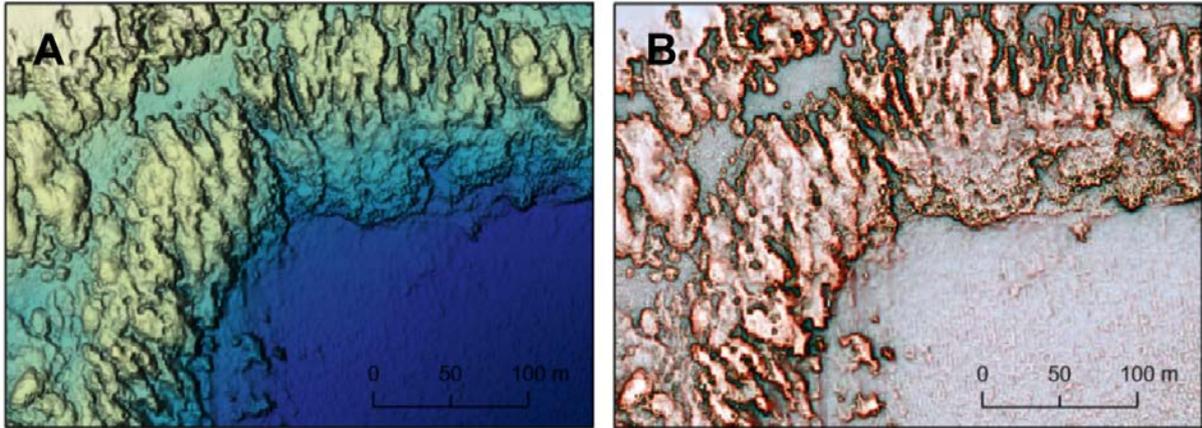


図8 海域の地形データの例

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。

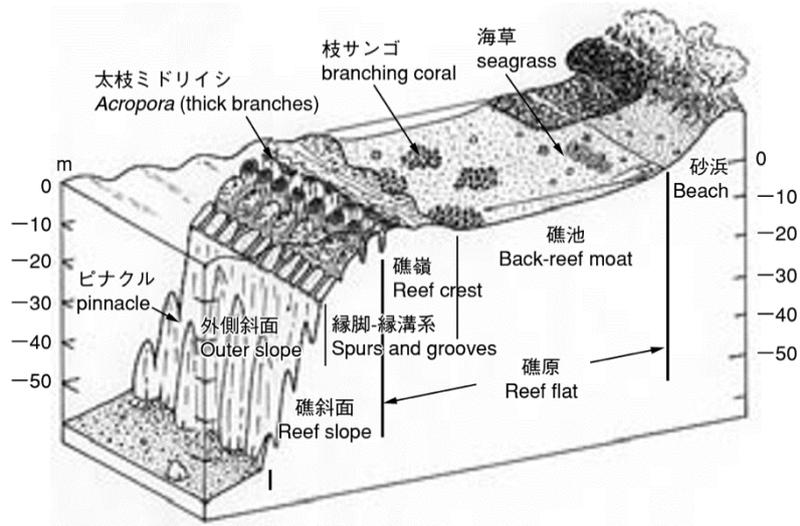


図9 サンゴ礁の模式図

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>)。

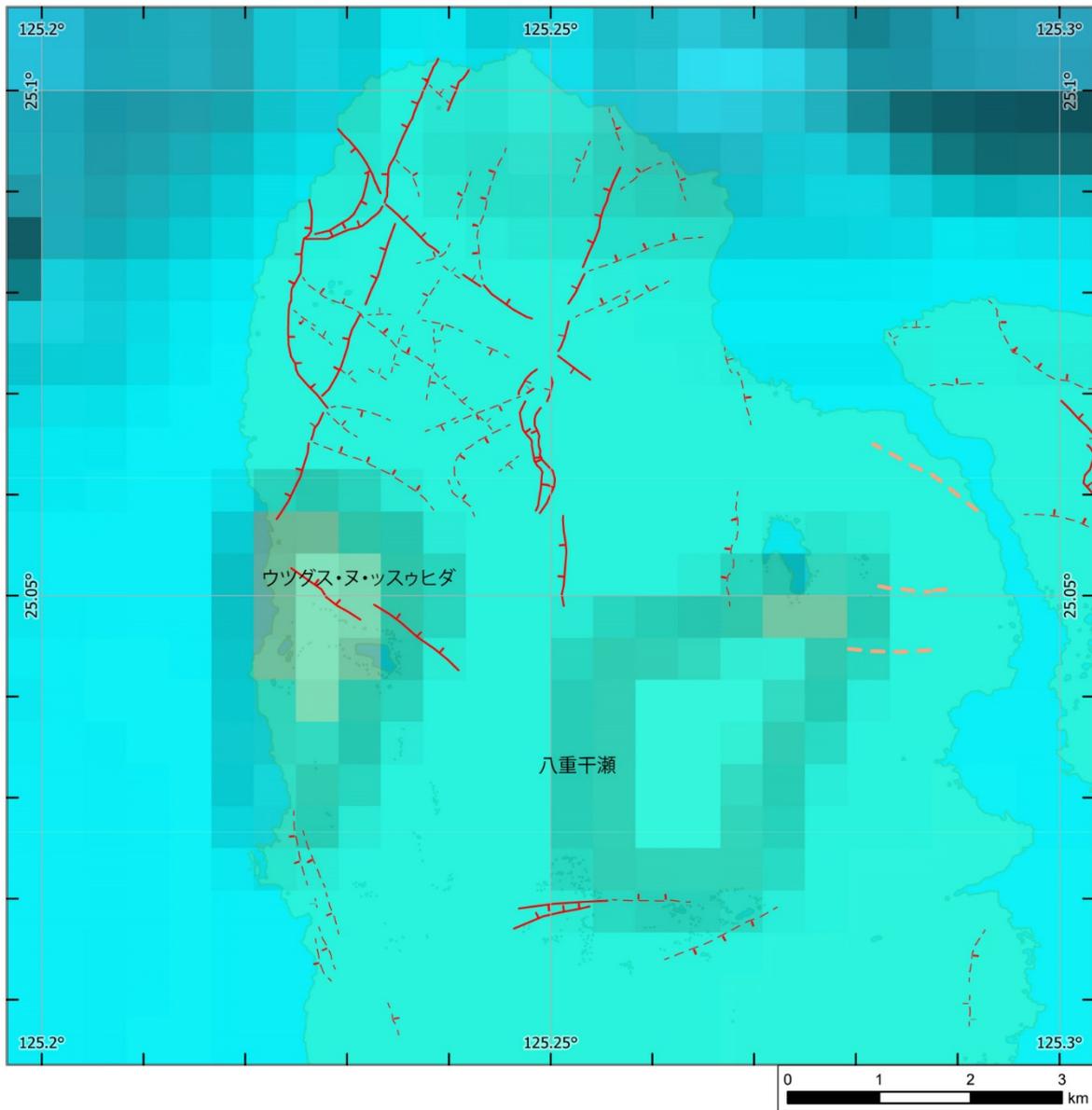


図 10 判読結果 (25.05° N、125.25° E 付近)

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。

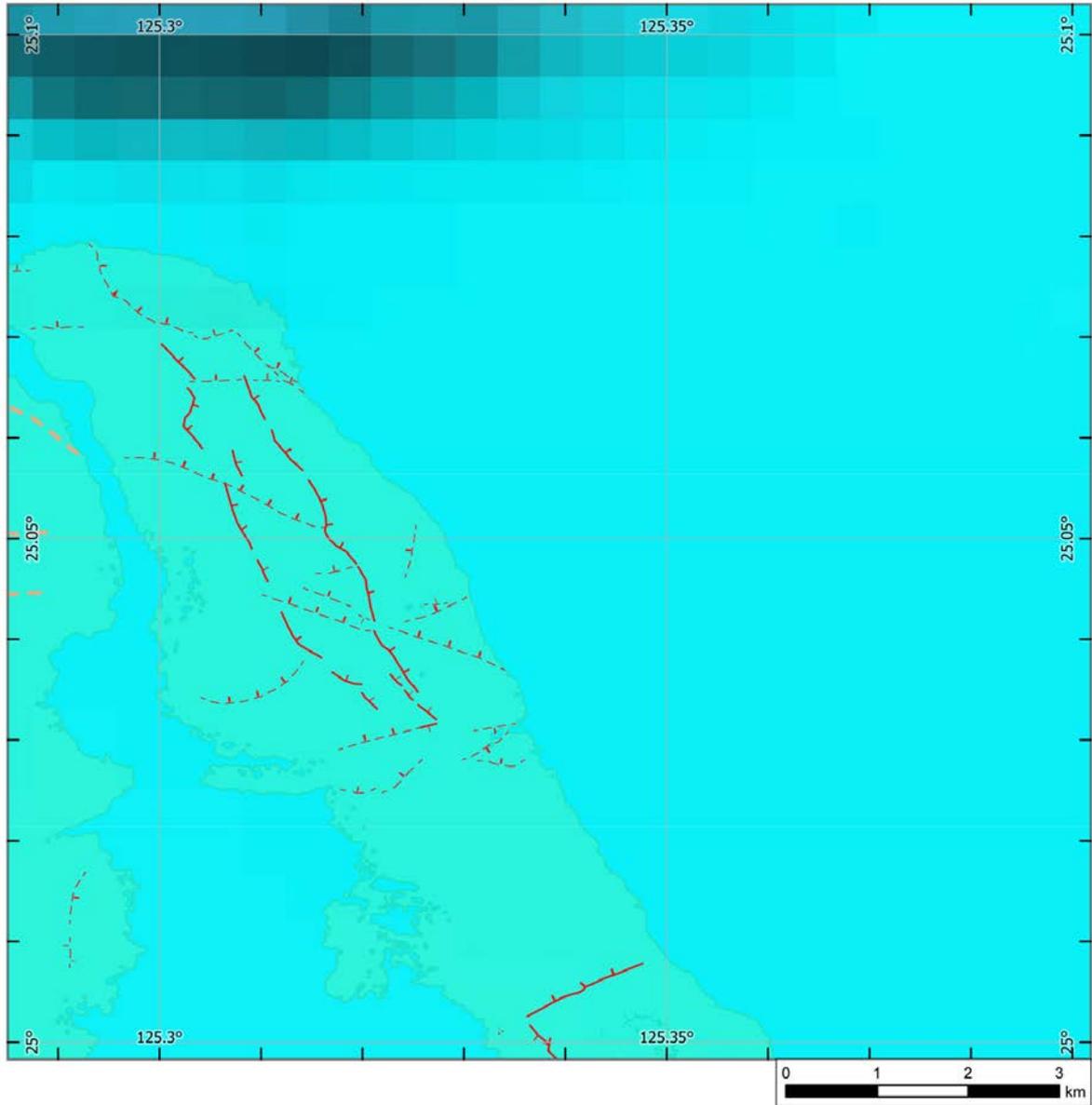


図 11 判読結果 (25.05° N、125.35° E 付近)

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。

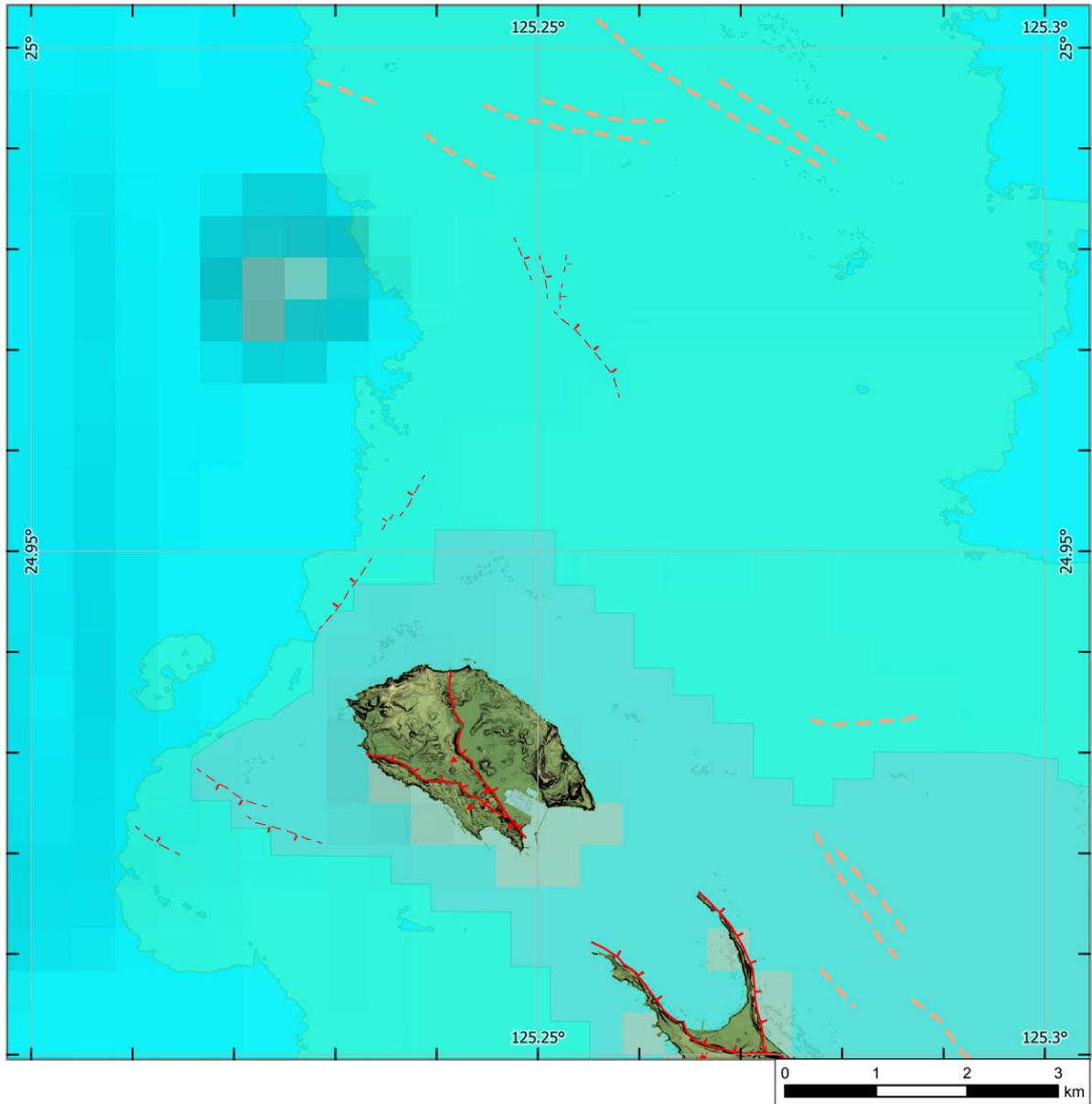


図 12 判読結果 (24.95° N、125.25° E 付近)

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。

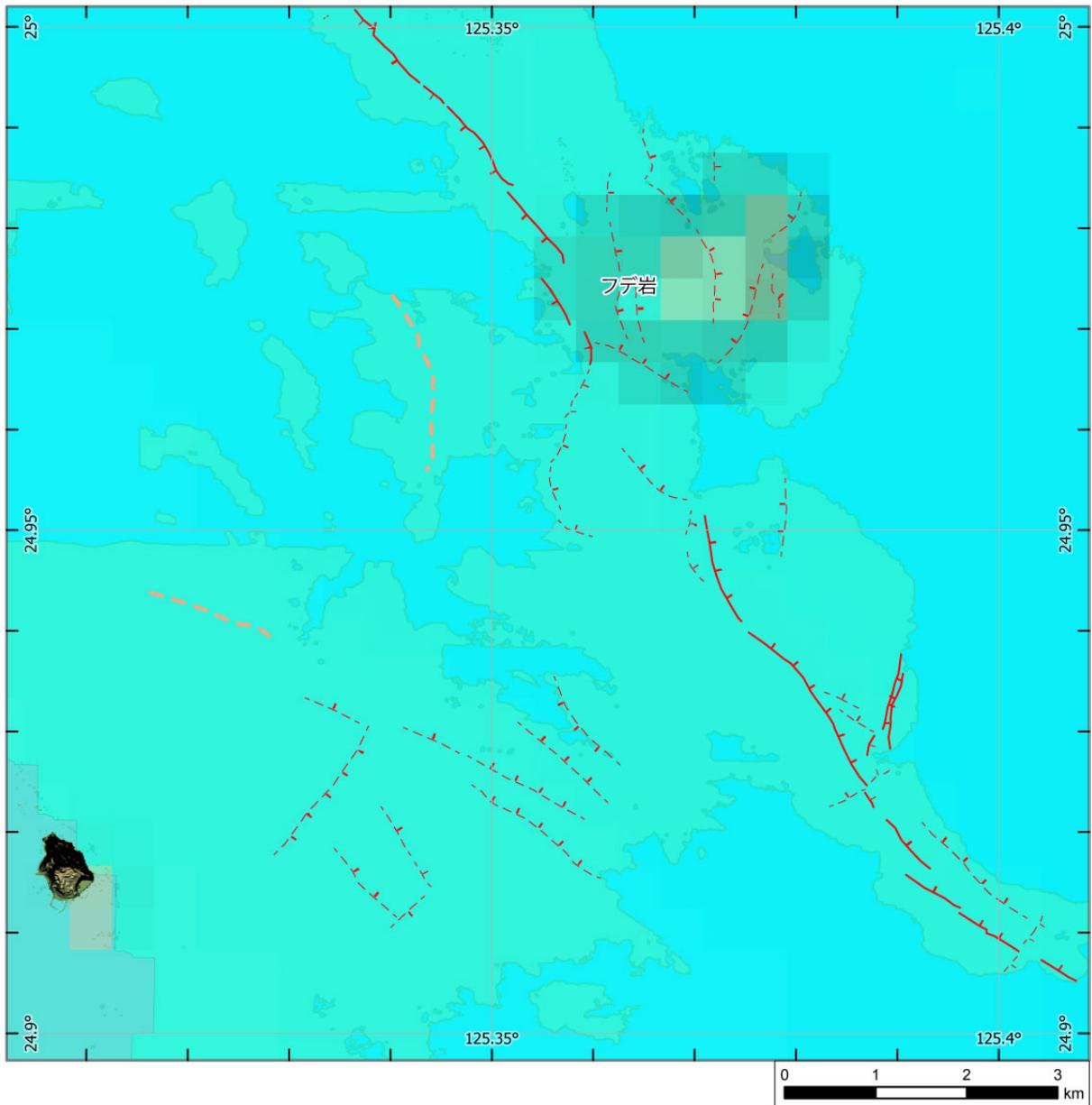


図 13 判読結果 (24.95° N、125.35° E 付近)

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。

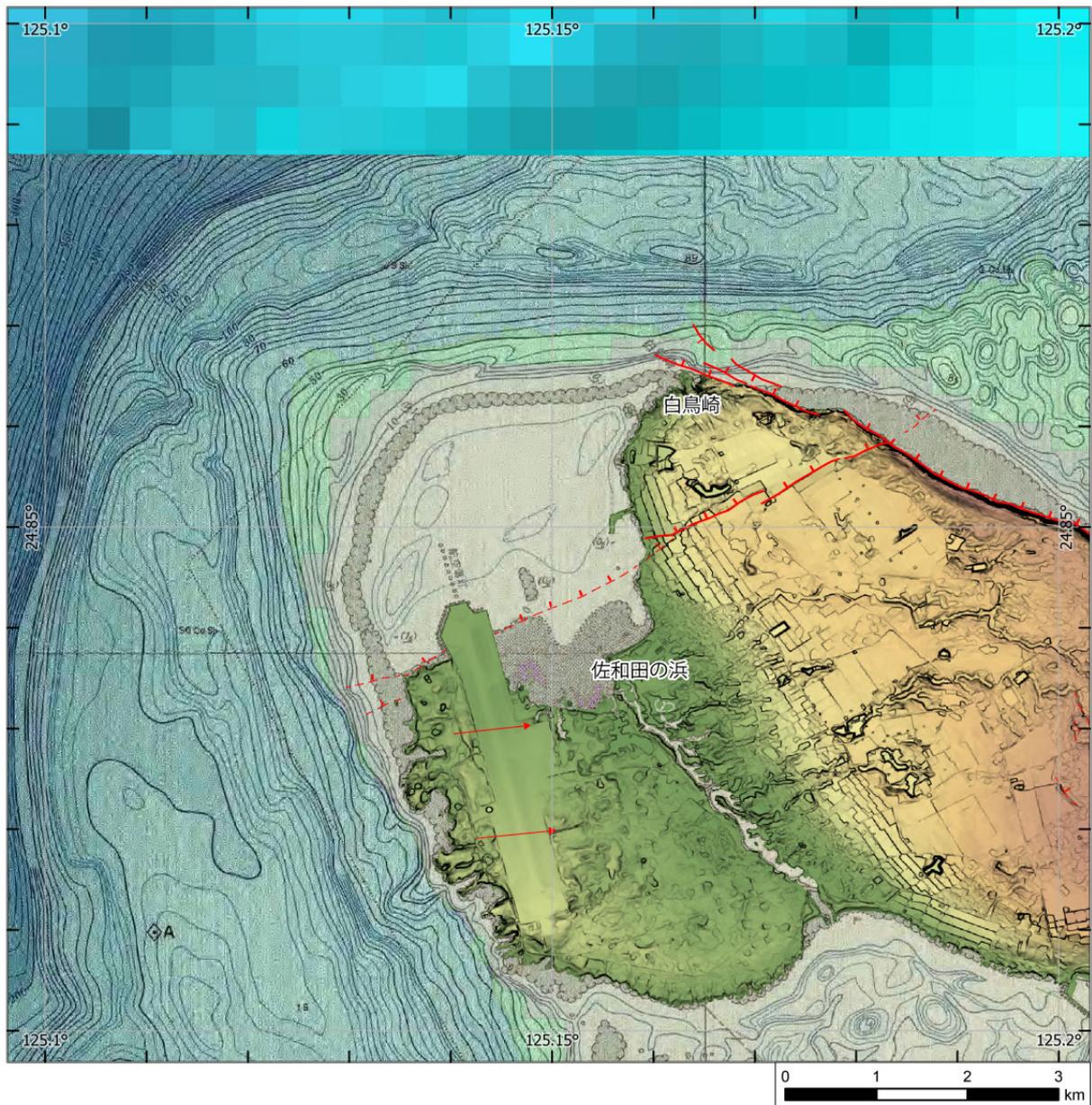


図 14 判読結果 (24.85° N、125.15° E 付近)

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。

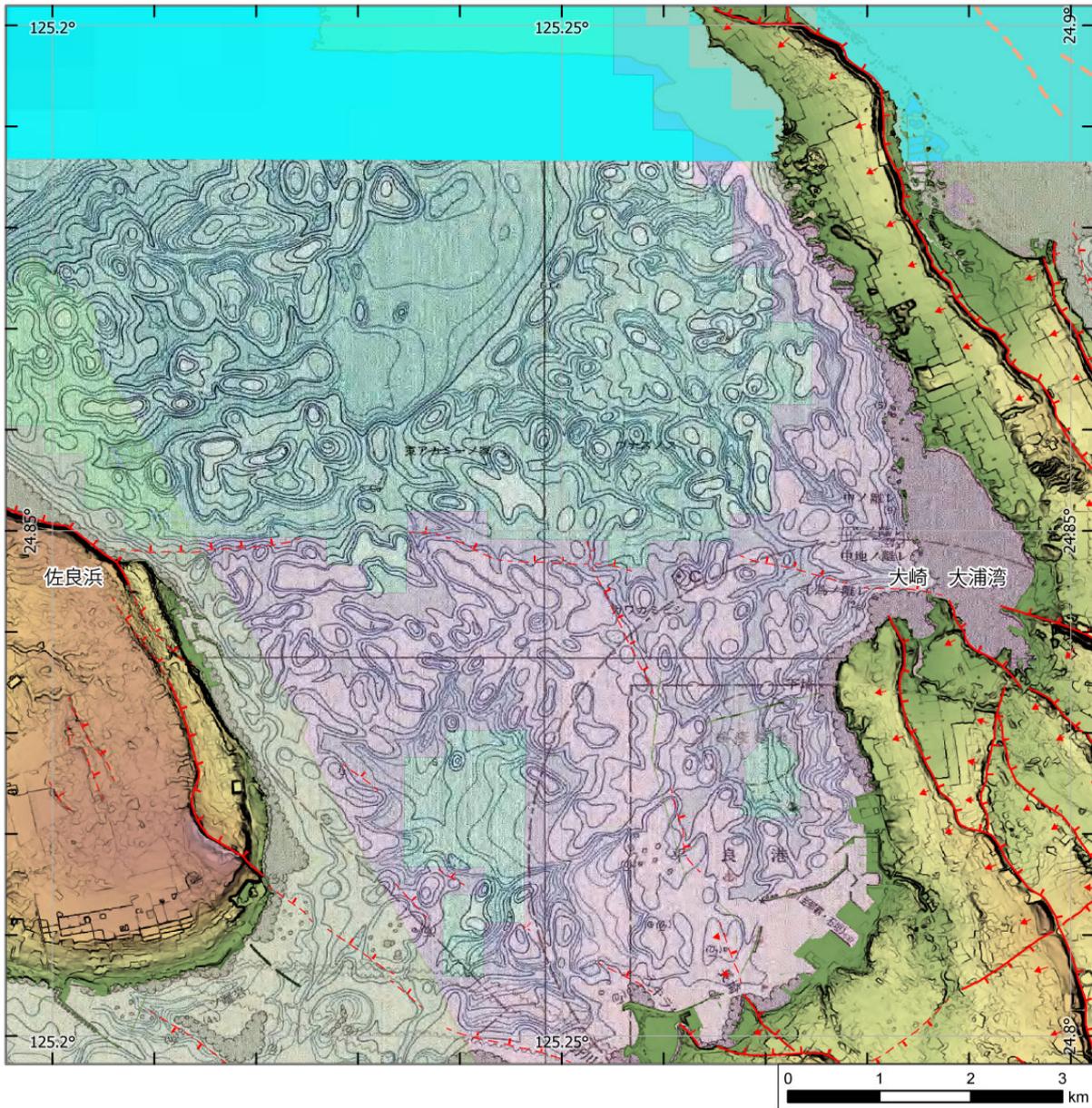


図 15 判読結果 (24.85° N、125.25° E 付近)

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。

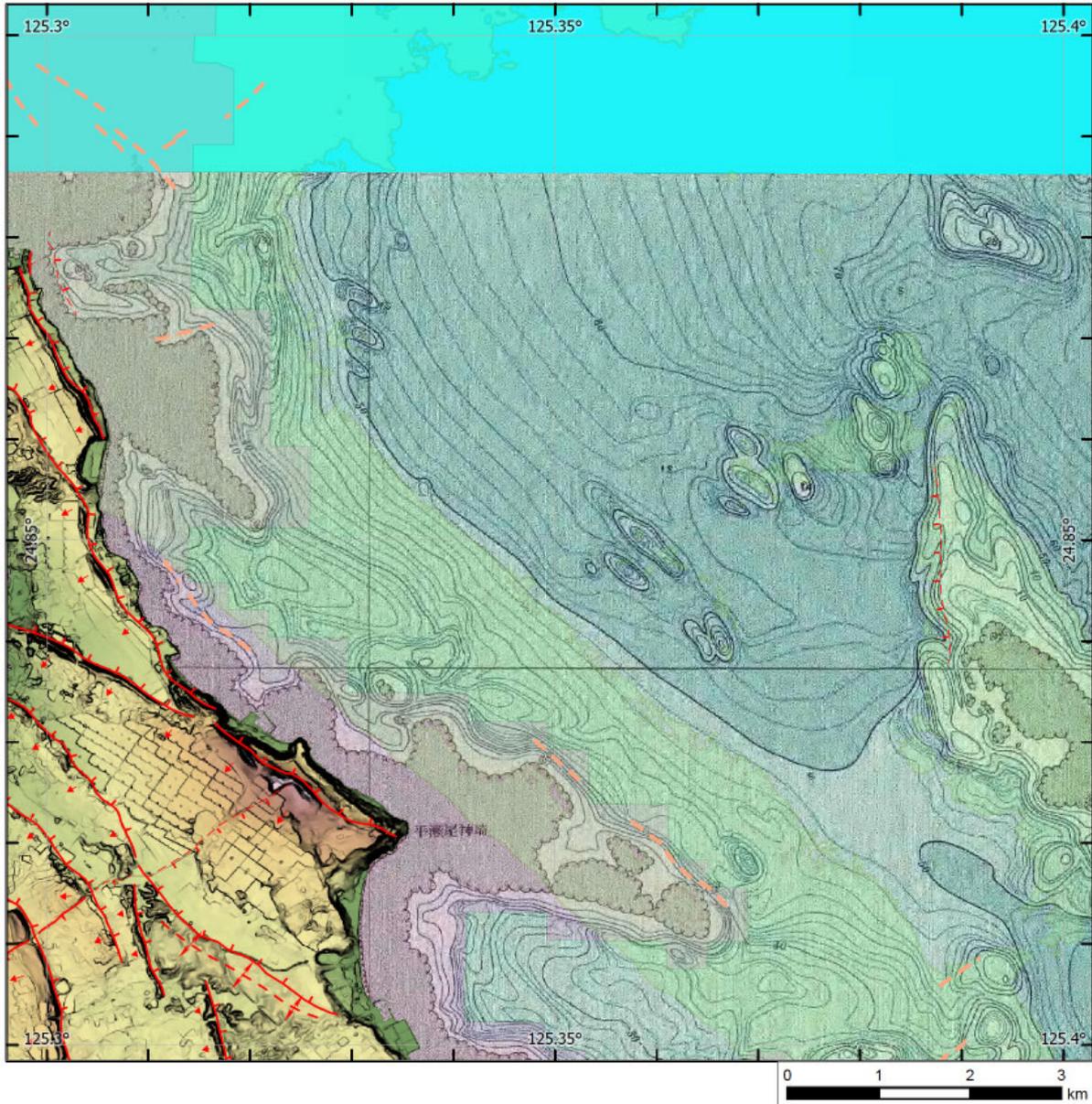


図 16 判読結果 (24.85° N、125.35° E 付近)

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。

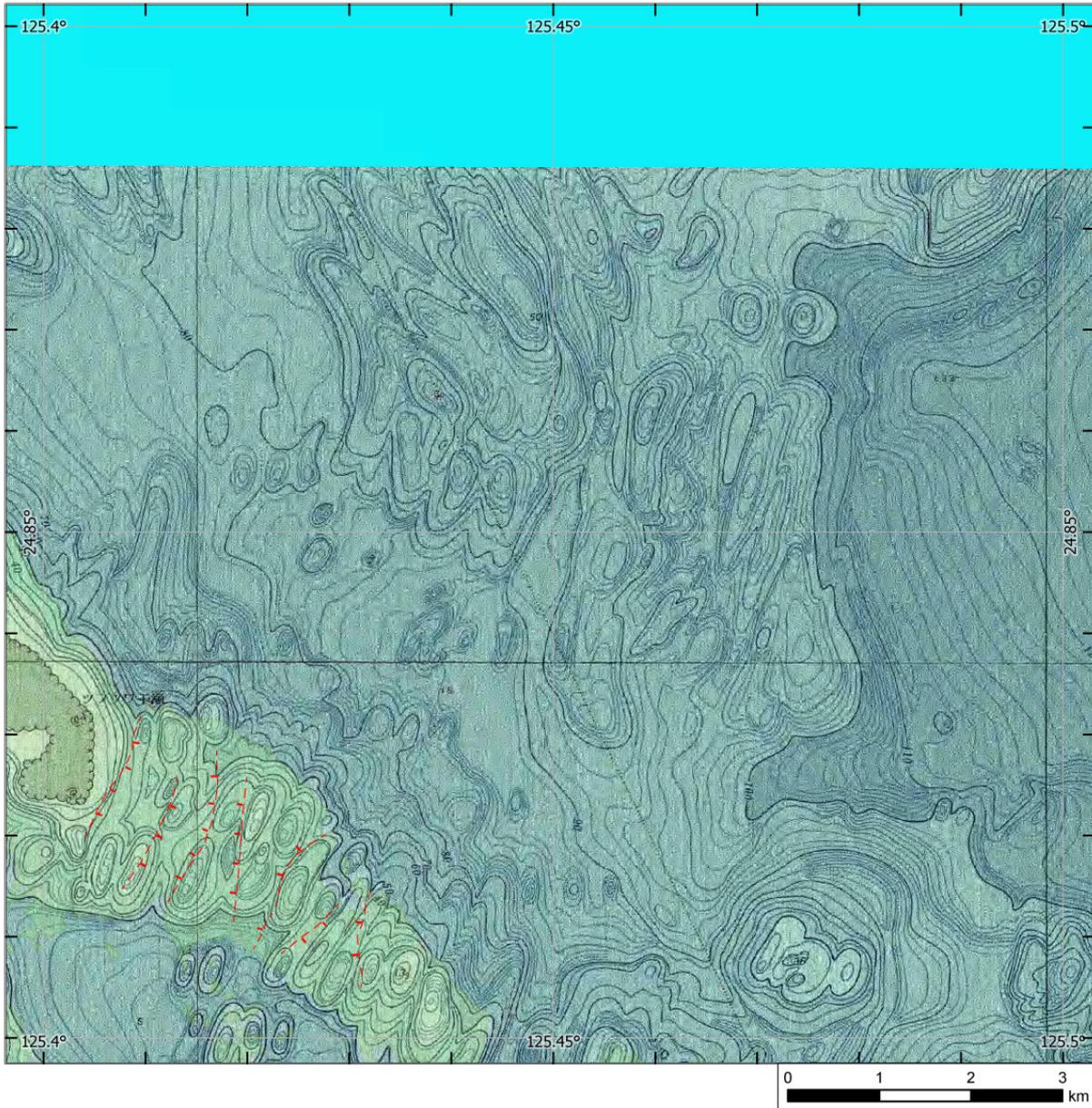


図 17 判読結果 (24.85° N、125.45° E 付近)

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。

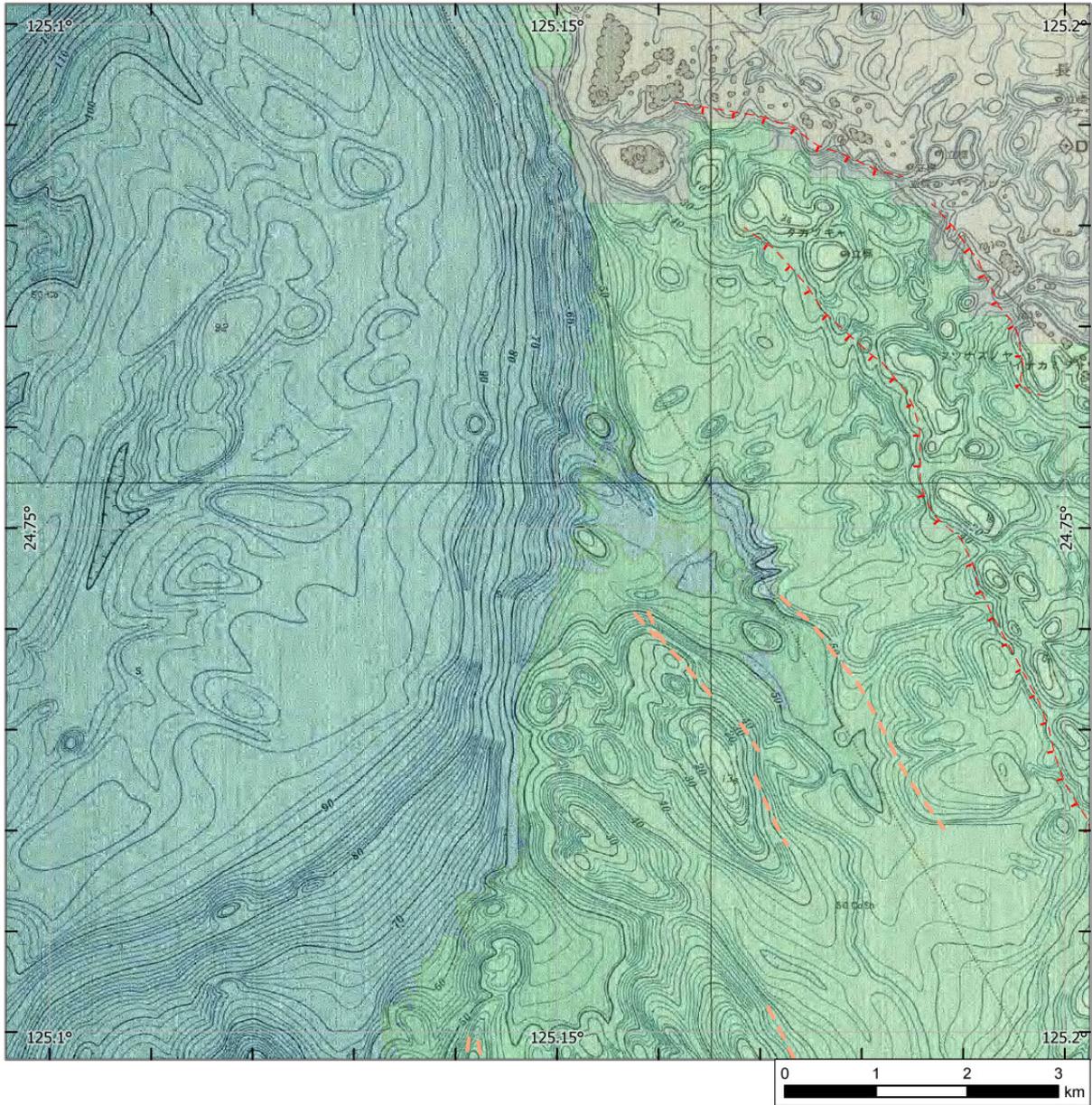


図 18 判読結果 (24.75° N、125.15° E 付近)

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。

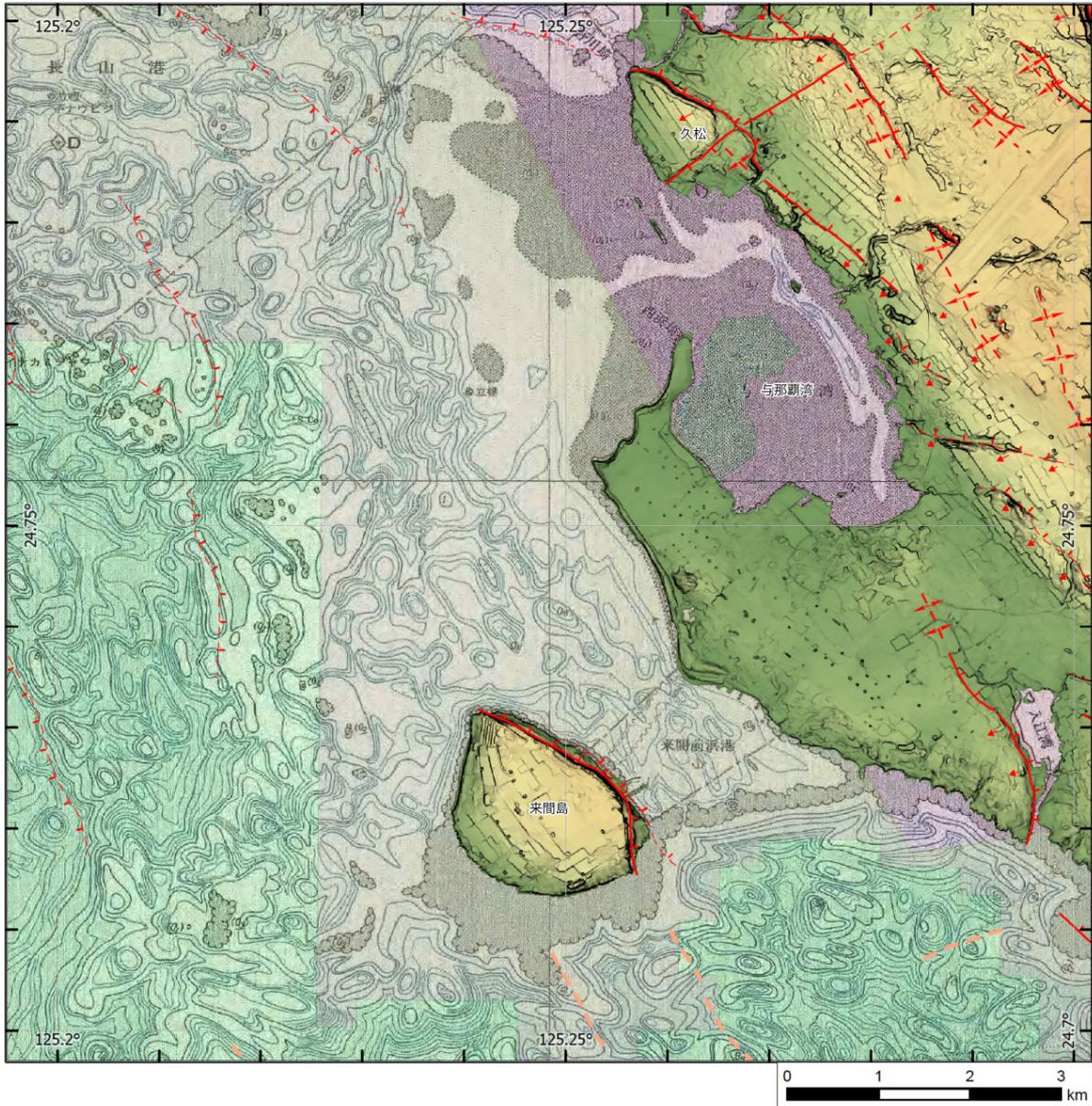


図 19 判読結果 (24.75° N、125.25° E 付近)

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。

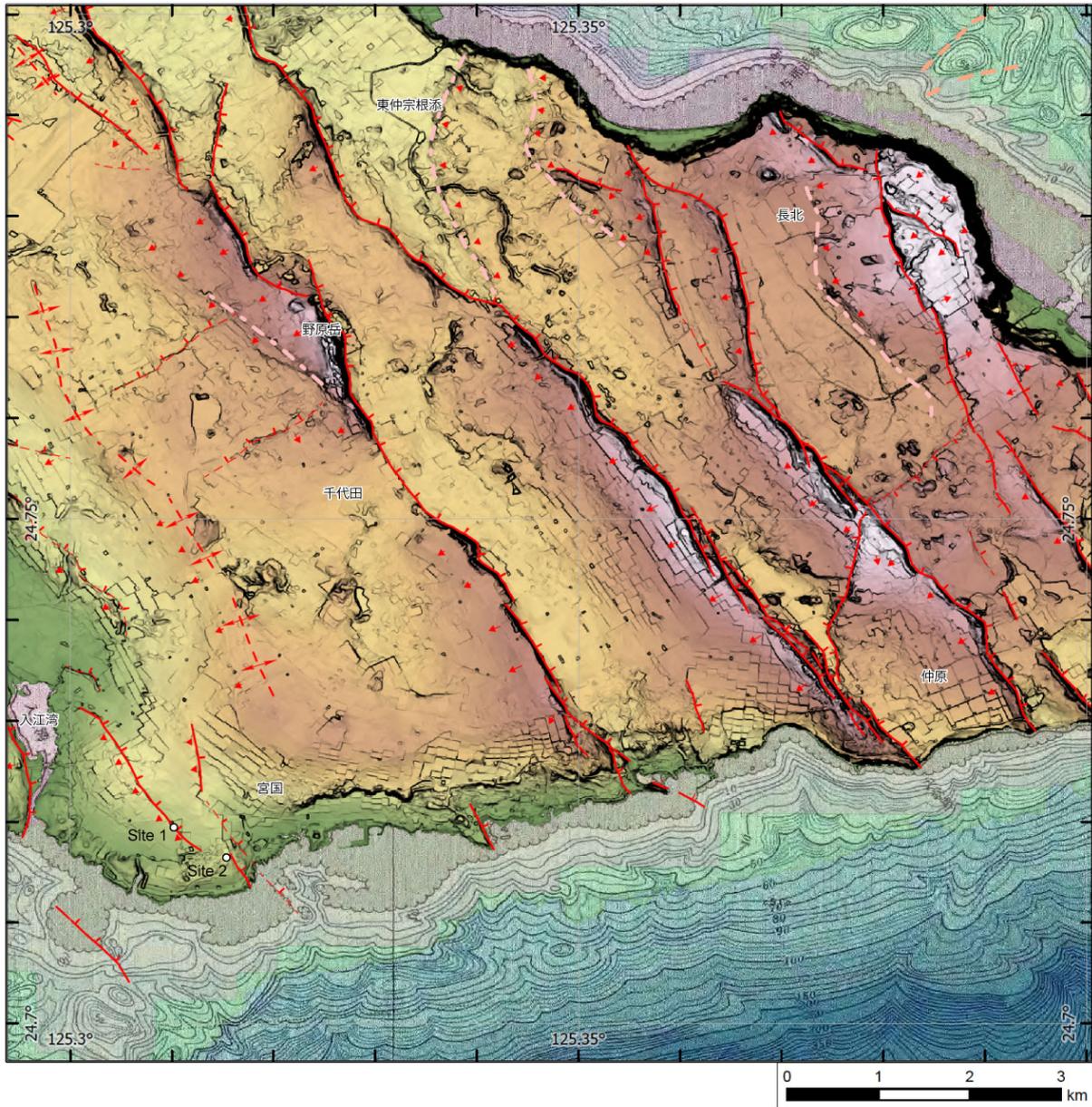


図 20 判読結果 (24.75° N、125.35° E 付近)

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。

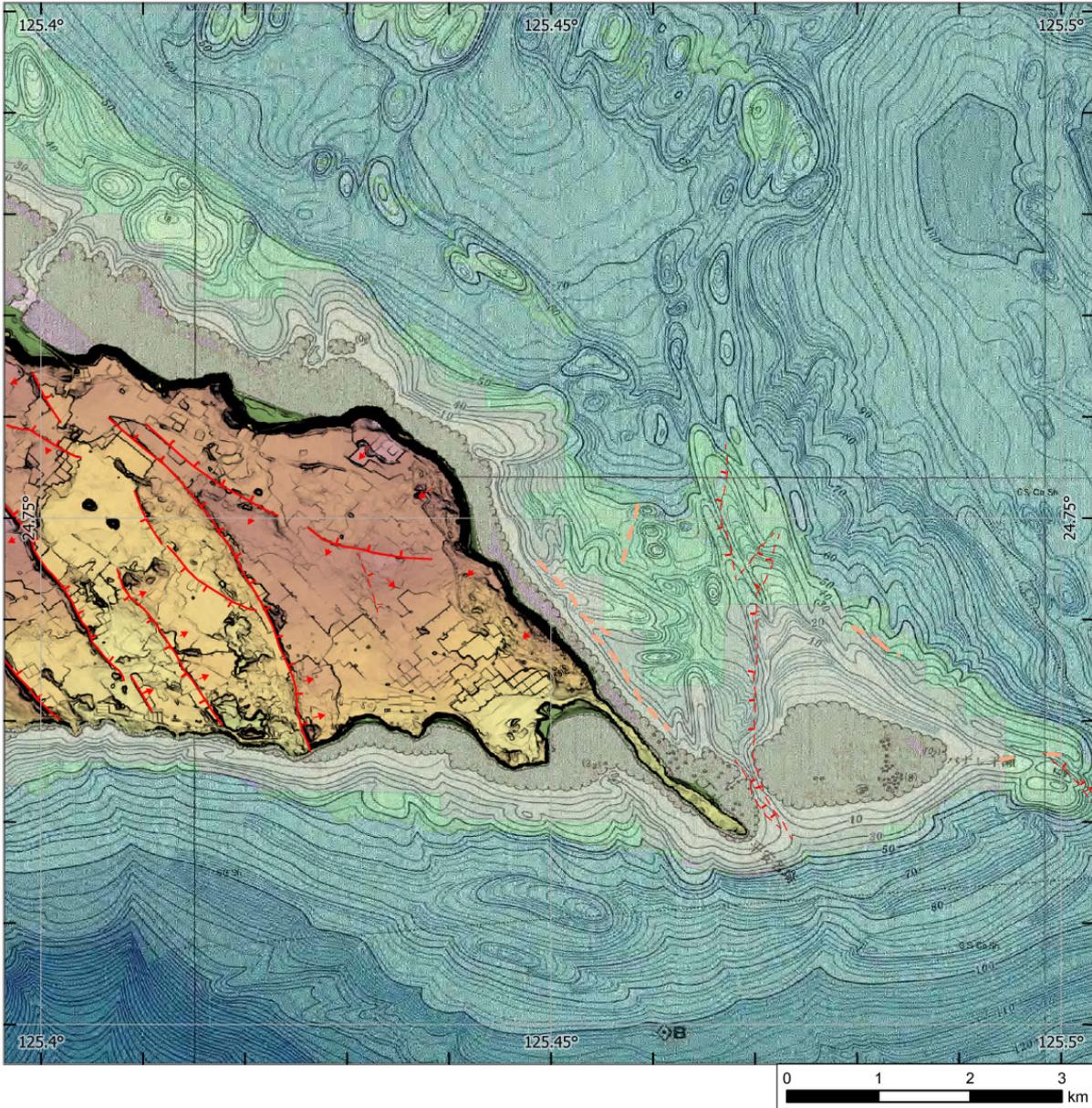


図 21 判読結果 (24.75° N、125.45° E 付近)

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。

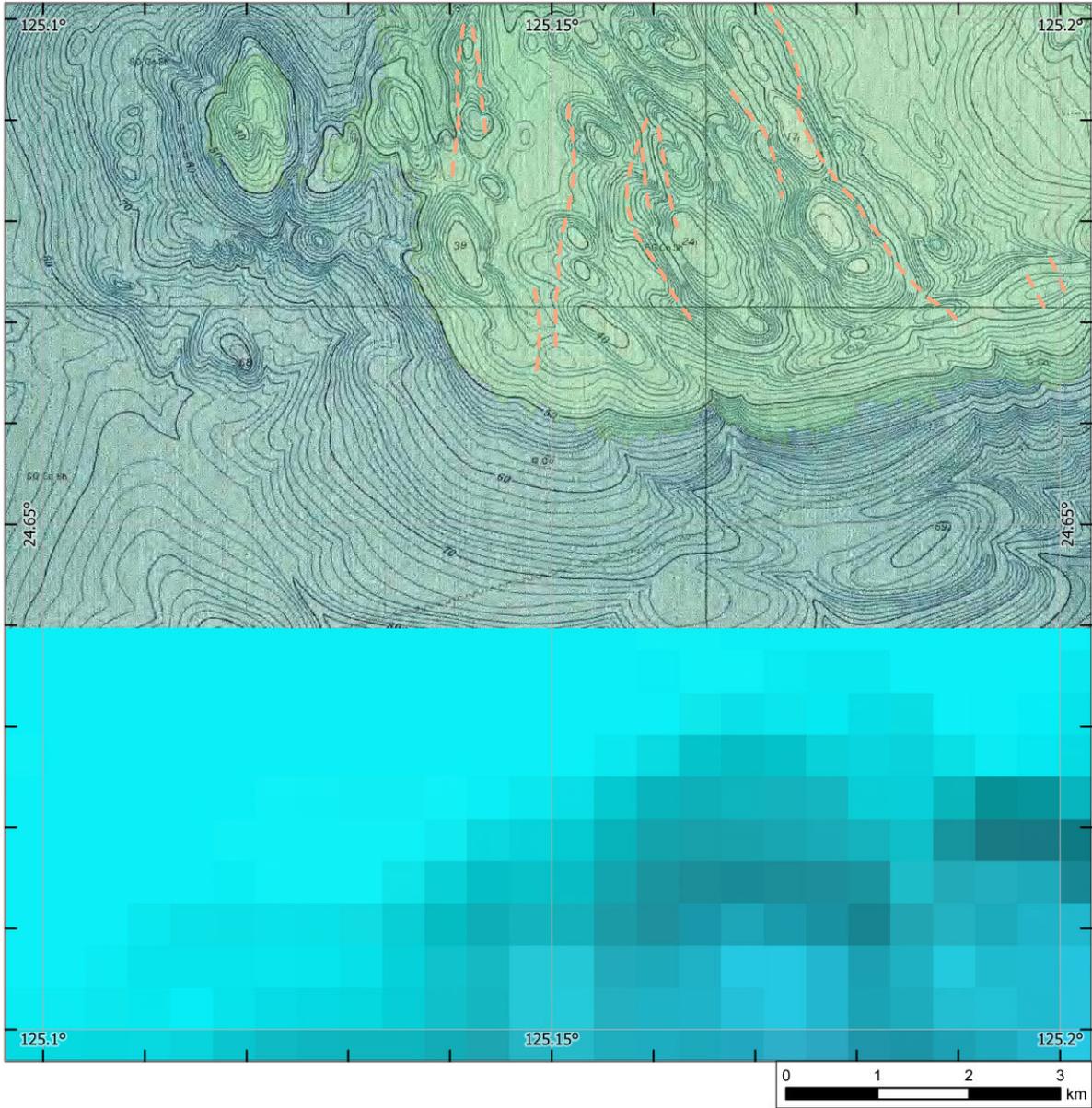


図 22 判読結果 (24.65° N、125.15° E 付近)

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。

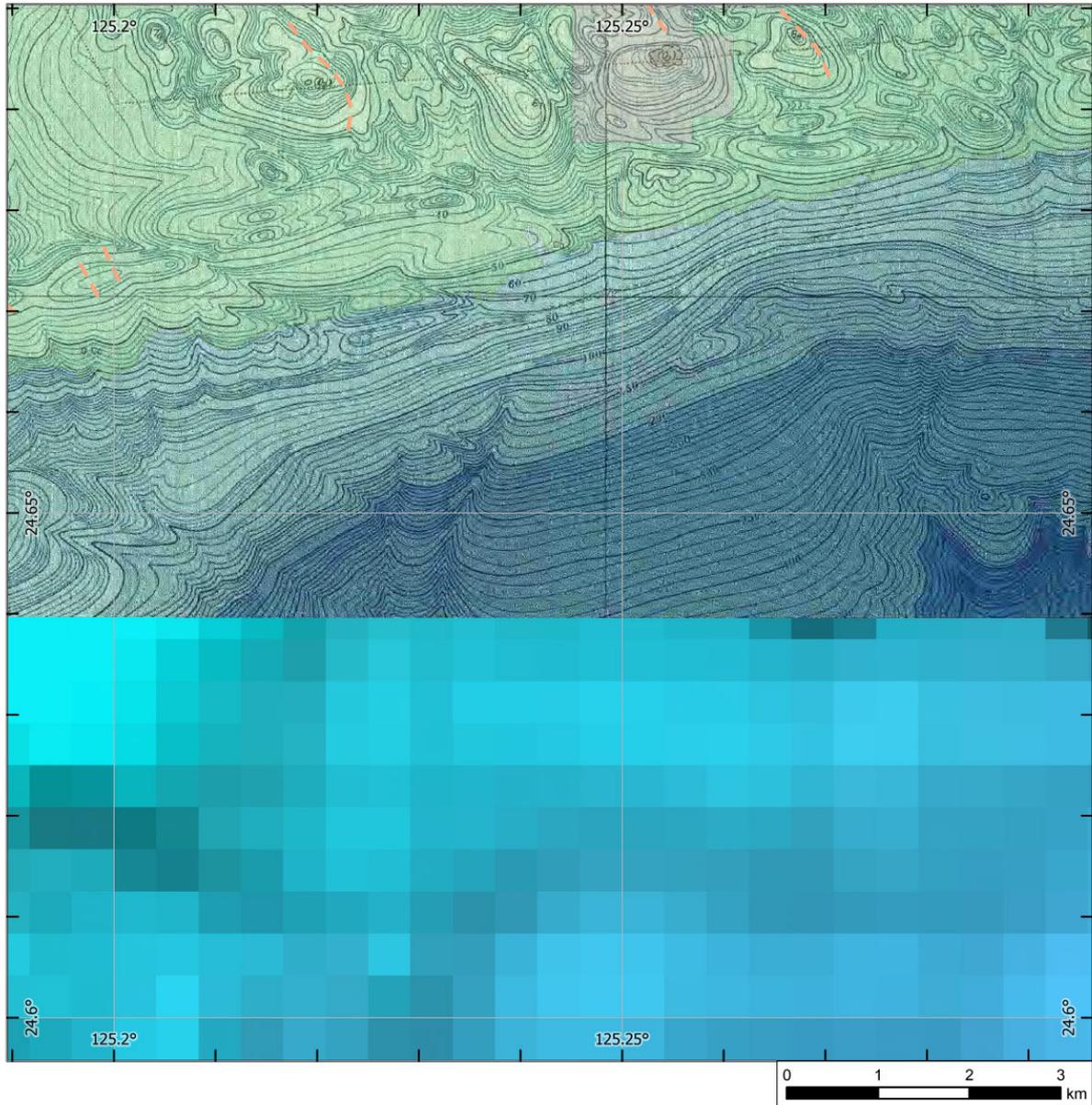


図 23 判読結果 (24.65° N、125.25° E 付近)

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。

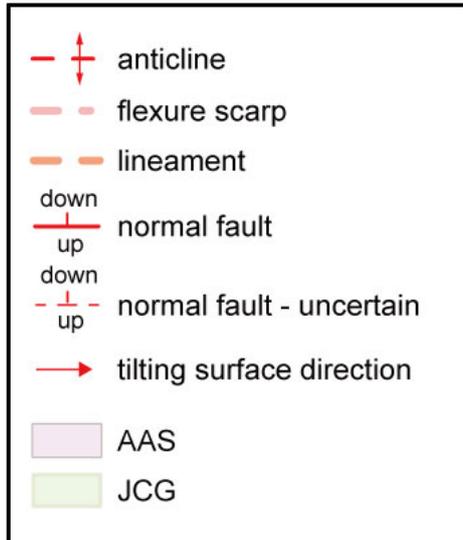


図 24 拡大した判読結果の凡例

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。

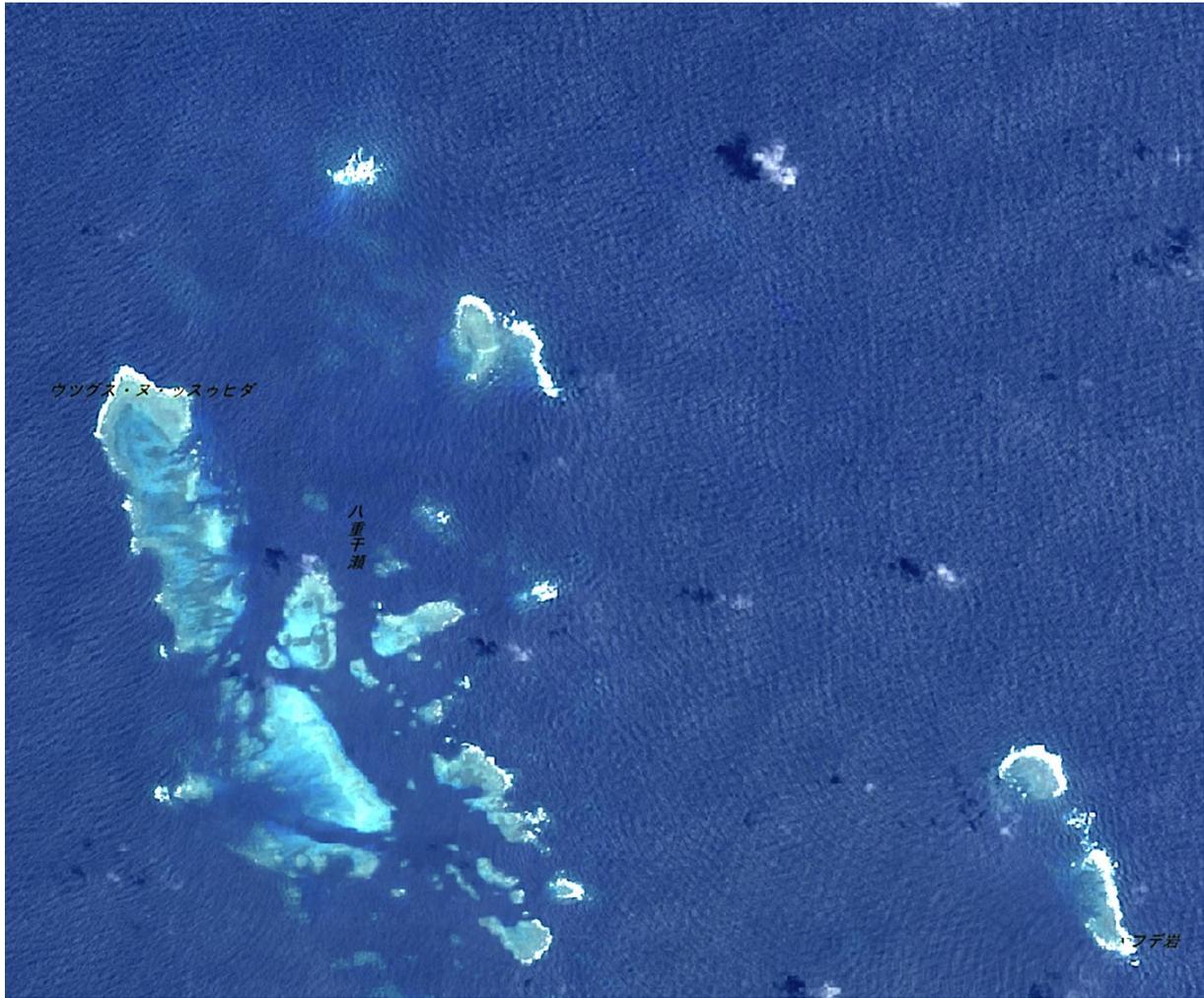


図 25 八重干瀬周辺の空中写真

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）。

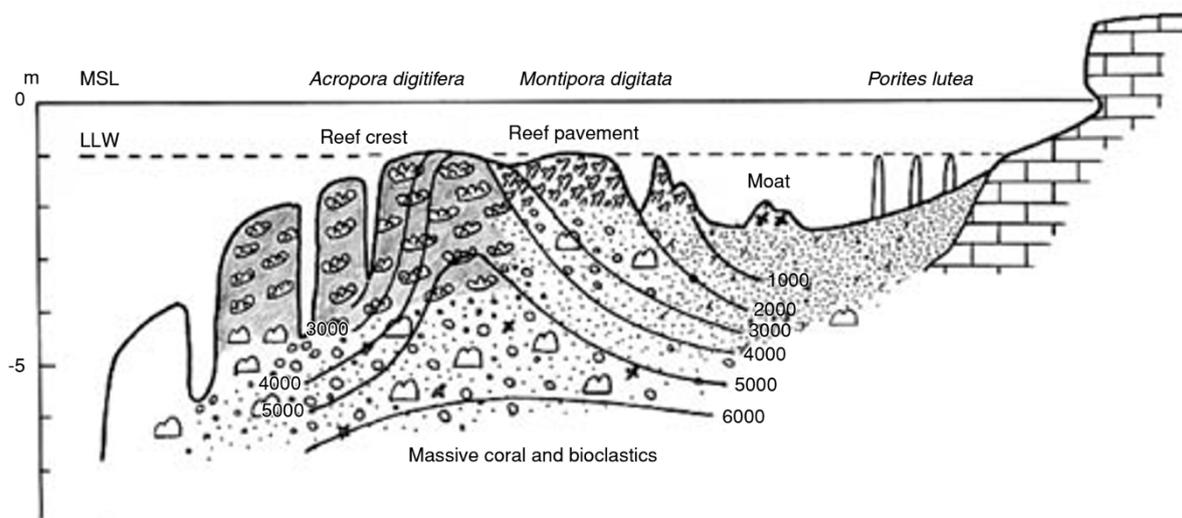


図6 琉球列島の裾礁の形成過程模式図。Yamano *et al.* (2001a) などをもとに作成。1000-6000 : 1,000-6,000年前の地形断面

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>。

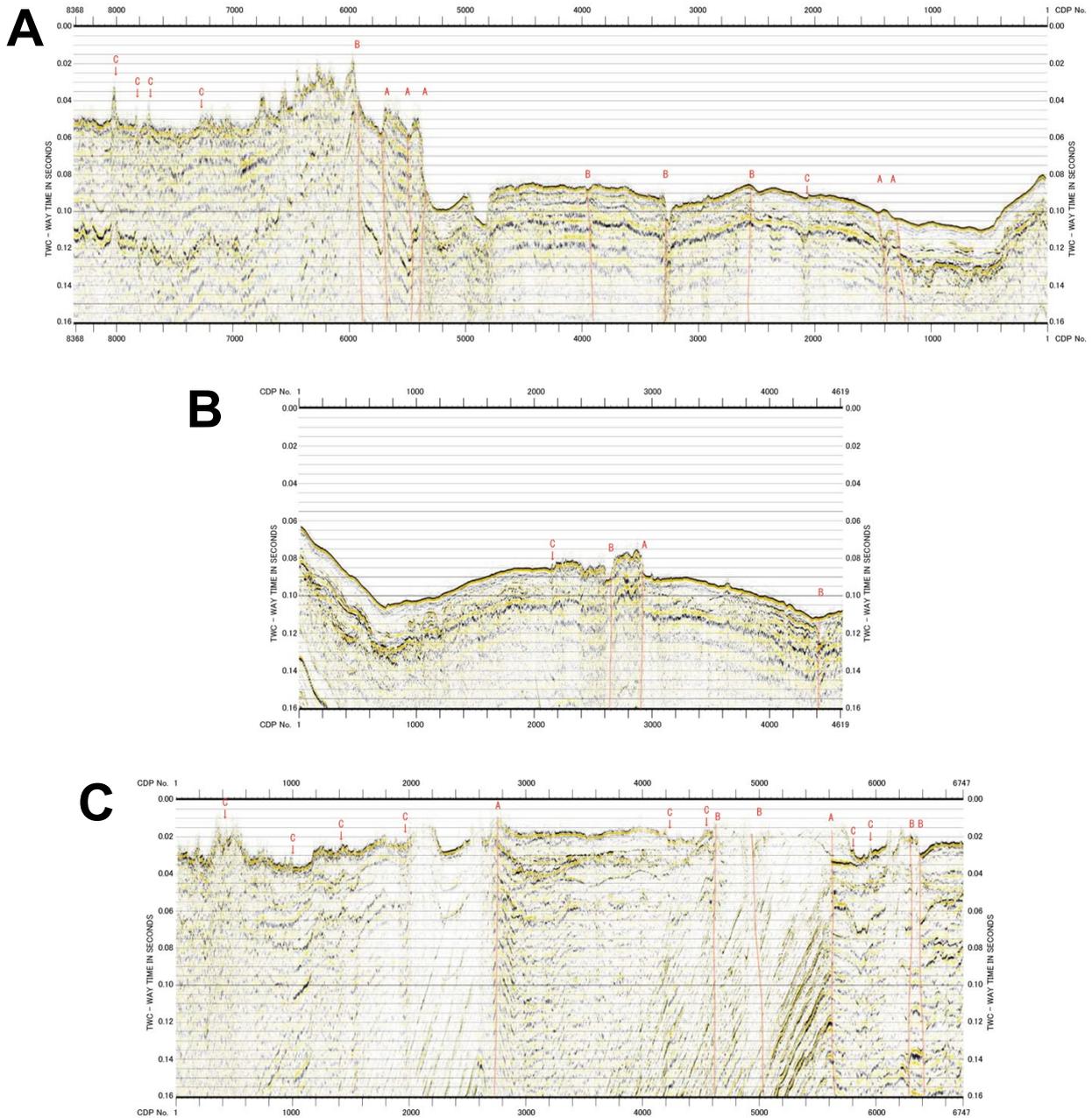


図 27 平成 20 年度追加・補完調査による音波探査の結果  
 平成 20 年度追加・補完調査による音波探査結果の浅部解釈図。(A) Line 1、(B) Line 2、(C) Line 3。それぞれ平成 20 年度追加・補完調査調査結果報告書の図 19、図 21、図 23 を引用。



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。

#### 4. 全体成果概要

横手盆地東縁断層帯（南部）を対象として、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。金沢断層北端付近の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、上下平均変位速度は 0.2mm/yr を推定した。また、1.1m の上下変位量と上下平均変位速度から、間接的な平均活動間隔として 5500 年以下が得られた。さらに、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。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、堆積層中の 40～43ka の層準を基準に累積上下変位量 25～29m が計測でき、0.6～0.7mm/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 1.5m が西暦 330～510 年以降に生じた可能性があり、上下平均変位速度を加味して平均活動間隔が 2100～2500 年と算出された。

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

身延断層では、対象地域の既往成果を整理した上で、これまでの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（14C 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。

境峠・神谷断層帯（霧訪山－奈良井断層帯）では、河谷の屈曲率に基づく平均変位速度の検討をおこなった。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（ $\alpha$ ）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と、跡津川断層での既往研究による平均変位速度と  $\alpha$  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。

弥栄断層では、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。今年度の調査では、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、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。また、水系の屈曲率に基づいて平均変位速度（横ずれ成分）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）と算出した。

布田川断層帯（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、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。その結果、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（宇土半島および大矢野島の北岸）において、第四紀層の分布の南限を画する地質境界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、この断層から分岐する複数条の断層が確認された。宇土半島北岸区間の南西端よりも南西側の島原湾においては、重力異常の急変帯が西方向および南西方向の 2 条に分岐している。西方向の分岐に沿って、少なくとも湯島の約 1.0 km 西方の沖合まで地質境界断層が連続し、第四紀層を累積的に変位させている。これらの断層の西端は、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、南西方向に分岐する重力異常の急変帯については、活構造が確認できなかった。

宮古島断層帯では、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。陸域では、1960～1970 年代に撮影された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、宇宙線生成核種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。

## 5. 成果の論文発表・口頭発表等

### (1) 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

### (2) 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

### (3) 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

### (4) 境峠・神谷断層帯（霧訪山－奈良井断層帯）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

(5) 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

(6) 布田川断層帯（宇土半島北岸区間）の調査

- (a) 成果の論文発表・口頭発表等  
なし
- (b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定
  - 1) 特許出願  
なし
  - 2) ソフトウェア開発  
なし
  - 3) 仕様・標準等の策定  
なし

(7) 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年度は、地震発生確率が不明な7断層を対象として、過年度事業で開発した新たな調査手法の適用を幅広く継続し、平均変位速度等についての新規データ取得、次年度以降の調査地の選定を効率的におこなった。その結果、新たな調査手法の検証に資するデータや平均変位速度、次年度以降の調査適地に関する情報を効率的に取得することができた。各断層(帯)の成果と今後の課題は以下の通りである。

横手盆地東縁断層帯(南部)では、2地区で調査を実施し、平均変位速度、地震時変位量、最新活動時期のデータ取得を実施した。金沢断層・美郷町金沢乗上地区では、上下平均変位速度0.2mm/yr、上下変位量1.1m、間接的な手法による平均活動間隔5500年以下が得られた。最新活動時期は、西暦880~1020年以降の可能性が明らかとなった。横手市平鹿地区では、上下平均変位速度0.6~0.7mm/yr、上下変位量1.5m、平均活動間隔が2100~2500年と推定された。また、最新活動時期が西暦330~510年以降に生じた可能性が明らかになった。今後、直接的な手法により平均活動間隔を求め、既往の活動間隔の検証をおこなう。

長野盆地西縁断層帯(麻績区間)では、既往成果の整理を行なうとともに、空中写真を用いた地形判読を実施し、予察的な活断層図を作成した。麻績村下井堀地区においてUAV(ドローン)による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。今後、コアから採取した試料について、放射性炭素同位体年代測定と火山灰分析を実施し、地形面の形成年代を検討する。また、下井堀地区を含めた複数地点においてボーリング調査及びトレンチ(ピット)調査を実施する予定である。さらに、下井堀地区では麻績断層の断層トレースが2列で並走するため、各トレースの平均変位速度や断層全体を評価する際の取り扱いについて検討が必要である。

身延断層では、対象地域の既往成果を整理し、これまでの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等により、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、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・試料採取をおこない、大型植物化石及び材化石の放射性炭素年代測定(14C年代測定)を実施した。今後、中野付近とその周辺等において詳細な地形・地質踏査を実施するとともに、万沢地区においてボーリング調査及び年代測定を行い、平均変位速度を検討する必要がある。

境峠・神谷断層帯(霧訪山-奈良井断層帯)では、河谷の屈曲率に基づく平均変位速度の検討をおこなった。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( $\alpha$ )を算出した結果、0.018~0.195(平均値:0.07)であった。既往研究による平均変位速度と $\alpha$ の値との比較結果( $S = (8.6 \sim 29.4) \alpha$ )に基づく、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。こ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。

弥栄断層では、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。今年度の調査では、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、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。また、水系の屈曲率に基づいて平均変位速度（横ずれ成分）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）と算出した。今後、弥栄断層の活動履歴を充実させるため、トレンチ調査等を実施する必要がある。

布田川断層帯（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、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。その結果、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において、第四紀層の分布の南限を画する地質境界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された。また、重力異常の急変帯の西方向の分岐に沿って、少なくとも湯島の約1.0 km西方の沖合まで地質境界断層が連続することが明らかとなった。他方で、南西方向に分岐する重力異常の急変帯については、活構造が確認できなかった。今後、宇土半島北岸区間の端点をさらに絞り込むための物理探査、断層の活動性を評価するための海上ボーリング調査を実施する必要がある。

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。踏査結果およ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。今後、ボーリング調査等により地質・年代試料を採取して年代測定を実施し、具体的な平均変位速度等を明らかにする必要がある。

## 7. 外部評価委員会

### 7. 1 活動報告

「活断層評価の高度化・効率化のための調査手法の検証」外部評価委員会（第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

#### ○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	レグット佳

#### ○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
--------------------	------