

日本活断層学会 2024 年度秋季学術大会

一般研究発表

講演予稿集

2024 年 11 月 2 日(土) 13:00～18:00

2024 年 11 月 3 日(日) 9:00～12:40

会場: 信州大学長野(教育)キャンパス

主催: 一般社団法人日本活断層学会

後援: フォッサマグナミュージアム

11月2日（土）午後

一般研究発表（口頭）

座長：田力正好

- 13:10 O-1 地中レーダ探査の3次元解析を用いた活断層の分布と変位の調査
○天児幹治・安江健一・野村成宏・丹羽正和・島田耕史
- 13:30 O-2 関田山地に認められる断層変位地形と山体重力変形との関係
○渡辺 樹・石村大輔
- 13:50 O-3 山体重力変形の主要発達要因と断層の分布が与える影響
○中村義也・石村大輔
- 14:10 O-4 能登半島北部沿岸吉浦周辺における低位段丘の詳細地形と表層構造
○赤井 東・安藤亮輔・宍倉正展・行谷佑一・細矢卓志・
後藤 慧・松本なゆた・寺田龍矢

休憩（14:30-14:50）

座長：吉見雅行

- 14:50 O-5 日奈久断層帯中部と南部セグメント境界部周辺の地震波速度構造
○青柳恭平・高橋秀暢・木村治夫
- 15:10 O-6 断層近傍の強震動予測のための断層モデルの設定方法検討
○乗松君衣・原 勇貴・遠田晋次
- 15:30 O-7 高知県室津港の歴史地震隆起の再検討と時間予測モデル（予察）
○中田 高・島崎邦彦・柴田 亮

11月2日(土)午後

一般研究発表(ポスター)

16:00-18:00 コアタイム

- P-1 研究機関と学会の協働による若手育成(その6):「第6回 活断層の学校 in つくば“国土地理院、産総研、防災科研で学ぶ活断層研究”」の開催報告
○吾妻 崇・中埜貴元・藤原広行・山口 勝・中島秀敏・宮下由香里
- P-2 アイトラッキングを活用した変動地形判読プロセスの記録と解析—キルギス共和国チュウ川盆地南縁の事例—
○松下紗弥歌・佐藤 剛・山口朱莉・松多信尚・越後智雄
- P-3 キルギス共和国アク・ベシム遺跡で発見された唐代土塁の地震性変形構造と起震断層
○佐藤 剛・若井明彦・越後智雄・山内和也・望月秀和
- P-4 ネパール南東部ダマク市におけるヒマラヤ前縁帯活断層の剥ぎ取り標本の作成
○熊原康博・八木浩司・Deepak Chamlagain
- P-5 Drone mapping of periglacial gentle slope displaced by Ulaanbaatar fault around Bumbat, Mongolia
Serdyanjiv Narangerel, Yoshiya Iwasa, Yasuhiro Suzuki, Hideaki Goto, ○Takashi Nakata, Mitsuhsa Watanabe
- P-6 2022年 Mw7.0 台湾池上地震による変位と定常的なクリープ運動
○松多信尚・村瀬雅之・林 正洪・林 瑞仁・陳 文山・西川由香
- P-7 熊本市池上地区における立田山断層南西部のボーリング調査
○太田耕輔・大上隆史・丸山 正・吉見雅行・根本夏林・田畑 薫
- P-8 熊本市周辺(水前寺断層および立田山断層)における反射法地震探査
○吉見雅行・丸山 正・山田浩二
- P-9 2016年熊本地震の地表地震断層における地中レーダ探査およびボーリング調査
○谷口 薫・渋谷典幸・渡邊和輝・小俣雅志
- P-10 熊本地震の主断層トレースから離れた位置で生じた微小変位箇所近傍におけるトレンチ調査結果—南阿蘇村下野トレンチ—
○渋谷典幸・渡邊和輝・谷口 薫・小俣雅志・杉本 惇・足達健人
- P-11 熊本県西原村河原団地トレンチにおける副断層の構造解析
○渡邊和輝・小俣雅志・渋谷典幸・谷口 薫・杉本 惇・足達健人

- P-12 熊本地震の地表地震断層主要部から離れた位置における断層活動イベント
○小俣雅志・渋谷典幸・渡邊和輝・谷口 薫・杉本 惇・足達健人
- P-13 四国地方中東部の山地部における高精度 DEM に基づく活断層分布
○吉田優駿・石村大輔・渡辺 樹
- P-14 室戸半島御厨人窟付近の生物遺骸の分布高度とその特徴
森 渉
- P-15 断層露頭の保全と活用：糸魚川―静岡構造線，新潟県糸魚川市フォッサマグナパークの例
○香取拓馬・竹之内 耕
- P-16 長野県北部，野尻湖西方における向新田断層の活動履歴と垂直変位量
○竹下欣宏・花岡邦明・近藤洋一・関 めぐみ・
中川知津子・廣内大助・野尻湖地質グループ
- P-17 糸魚川-静岡構造線断層帯神城断層南部のトレンチ掘削調査
○水谷光太郎・松多信尚・石山達也・杉戸信彦・安江健一・
竹下欣宏・藤田奈津子・澤 祥・道家涼介・廣内大助
- P-18 長野県白馬村森上地区における神城断層の活動履歴調査
○牧野美月・安江健一・廣内大助・松多信尚・
藤田奈津子・道家涼介・佐藤善輝・水谷光太郎
- P-19 阿寺断層帯河床断層露頭の UAV 撮影事例
○細矢卓志・後藤 慧・安江健一・宇治拓海
- P-20 阿寺断層帯中部，中津川市加子母上桑原地区における掘削調査（速報）
○廣瀬健大朗・安江健一・天児幹治・白銀美里・山崎伶士・太田 麗・宇治拓海
- P-21 微動探査とボーリングデータを用いた活構造の検討-高田平野断層帯の例-
○青塚稜平・遠田晋次
- P-22 敦賀断層の断層岩中に含まれる粒子の三次元配列
○瀬能正太郎・澤田 渚・立石 良・島田耕史・岩森暁如・小川昌也
- P-23 帯磁率異方性を用いた活断層の運動像推定の可能性
○澤田 渚・立石 良・川崎一雄・瀬能正太郎・島田耕史・岩森暁如・小川昌也
- P-24 後期更新世の海成段丘から求まる地殻変動-ステージ 5e 段丘から求める地殻変動との整合性-
○白銀美里・松多信尚
- P-25 河川急勾配度から考察する能登半島の第四紀後期の隆起傾動運動
○柿内亮佑・遠田晋次

- P-26 ピエゾドライブコーン試験からみる令和6年能登半島地震による内灘町での
液状化被害地域の表層地質
○原 勇貴・塚脇真二・豊嶋祐太・秋葉拓己・謝 沛宸・遠田晋次
- P-27 令和6年能登半島地震に伴う津波浸水と到達時間および痕跡高の分布
○岩佐佳哉・中田 高・熊原康博・杉田 暁・濱 侃・青木賢人
- P-28 令和6年能登半島地震に伴う石川県七尾市中島町の地表変位
○宇根 寛・佐藤 浩・八木浩司・佐藤昌人・山田隆二
- P-29 2024年能登半島地震に伴う海岸の隆起量分布—白化ピリヒバ上限高度の高密度なGNSS測位—
○牧田智大・原西絢太・森 渉・山中 蛭・後藤秀昭
- P-30 令和6年能登半島地震に伴い若山川沿いに出現した断層の掘削調査（速報）
○安江健一・平松良浩・杉戸信彦・向吉秀樹・立石 良・道家涼介・
白濱吉起・小川智史・廣瀬健大朗・山崎伶士・原田隼輔・牧野美月・
小林雅広・若林耕一朗・島田昌弥・沢田優菜・天児幹治・宇治拓海・
近藤梨紗・澤田 渚・瀬能正太郎・白銀美里
- P-31 若山川沿いの地表変状付近における洪水後の地形と地質の観察
○小川智史・原田隼輔・安江健一・平松良浩・青木賢人・小倉拓郎・森野善広
- P-32 北海道知床半島北西縁周辺の活構造
○田力正好・越後智雄

11 月 3 日（日）午前

一般研究発表（口頭）

座長：熊原康博

9:00 O-8 繰り返し測量と人工構造物の変位計測によるフィリピン断層中部～南部のクリープ変位速度

○堤 浩之・Jeffrey S.Perez

9:20 O-9 ウランバートル断層の南東部における最近の断層活動

○後藤秀昭・鈴木康弘・岩佐佳哉・中田 高

休憩（9:40-9:50）

座長：青柳恭平

9:50 O-10 近年の内陸大地震にみる地表地震断層の解釈に関する課題

○石村大輔・遠田晋次

10:10 O-11 令和 6 年能登半島地震に伴い半島内陸部に生じた局所的な地表変位

○小林知勝・姫松裕志・中埜貴元・服部晃久・市村美沙・中島正寛

10:30 O-12 2024 年能登半島地震から改めて考える活断層近傍の地震活動の重要性

遠田晋次

11月3日（日）午前

中高生研究発表（ポスター）

11:00-11:50 コアタイム

- H-1 かつて神通川はどこを流れていたか～呉羽山断層と隆起から考察する～
富山県富山市立西部中学校・田中智瑛
- H-2 大地震に備えるために
長野県長野市立櫻ヶ岡中学校
村山青葉・長田凌征・塩原紗耶・松澤花歩
- H-3 飯山高校周辺における表面波探査による地下構造把握の取り組み
長野県飯山高等学校・羽田野 優
- H-4 地学授業内で行った飯山高校周辺の巡検
長野県飯山高等学校・2年理数地学講座
高山紗葉・富井満笑・増山若菜・
大塚結愛・高橋心暖・西澤珠璃・
○中川知津子
- H-5 善光寺地震が再び起きた場合の土砂災害の空間分布予測
～2016年熊本地震からの推測～
長野県長野西高等学校・松下 佑

12:00-12:40 表彰式

昼食

企業展示

株式会社環境地質

株式会社パスコ

株式会社パレオ・ラボ

国際航業株式会社

中央開発株式会社

西日本技術開発株式会社

ニュージーランド国立研究所 GNSサイエンス

(50 音順)

O-1

地中レーダ探査の3次元解析を用いた 活断層の分布と変位の調査

° 天児幹治・安江健一(富山大)・野村成宏(株)田中地質コンサルタント)・
丹羽正和・島田耕史(日本原子力研究開発機構)

Investigation of the distribution and displacement of active faults using 3D analysis of ground-penetrating-radar surveys

° Amako, K., Yasue, K. (Univ. Toyama), Nomura, S. (Tanaka Geol. Corp.), Niwa, M., and
Shimada, K. (Japan Atomic Energy Agency)

1. はじめに

地中レーダ探査とは、電磁波を地中に向かって放射し、その反射波を捉えて地中の状況を探る物理探査である。地中レーダ探査は、トンネルの空洞調査、埋設管調査、遺跡調査、活断層調査などで使用される。活断層調査では、深度 10 m 以浅の地下の連続的な断面形状を得るための技術として用いられることが多い(木村ほか, 2024)。また、複数の探査断面を重ねることで、旧流路を基準とした横ずれ変位量を検出した例もある(木村ほか, 2024; Patria et al., 2022)。地中レーダ探査は、地中を非破壊で確認できる探査であり、1 測線では 2 次元断面となる。地中レーダ探査を複数測線で実施し、3 次元解析を行うことで、任意の断面を得ることができる。本研究では、この地中レーダ探査の 3 次元解析を用いて活断層の分布や変位量の検出を試みる。

2. 研究の背景と目的

一般的に、活断層調査において断層崖や尾根や谷などの屈曲をはじめとした断層変位地形によって断層の地表位置を特定することが多い。しかし、侵食・堆積や人工改変によって断層変位地形が不明瞭になってしまうこともある。とくに、過去の数 m の横ずれ変位は、把握が困難である。阿寺断層系を例に見ると、活断層研究会編(1991)では、縦ずれ変位が 26 地点のうち変位量が 10 m 未満のものが 18 地点あるのに対し、横ずれ変位 25 地点のうち変位量が 10 m 未満のものは 0 地点である。佃ほか(1993)では、縦ずれ変位 29 地点のうち変位量が 10 m 未満のものが 21 地点あるのに対し、横ずれ変位 21 地点のうち変位量が 10 m 未満のものは 0 地点である。これは、侵食や堆積によって横ずれ変位が判読しづらくなっていることなどが考えられる。このような問題に対して、堆積の場合は、地下に保存されている過去の地表面を可視化できれば、活断層の分布や変位量の把握が容易になると考えられる。

そこで、本研究では、地中レーダ探査の 3 次元解析を用いた活断層の分布や変位量の検出の有用性を示すために、岐阜県東部に分布する阿寺断層系において調査を実施した。なお、この断層は概ね北西-南東走向を示す左横ずれが卓越する活断層である。

3. 調査結果

調査地点は、阿寺断層系の中部に位置する岐阜県中津川市加子母の林野内である。探査はプロ

ファイル測定と地中の電磁波速度を定めるためのワイドアングル測定を行った。測線は計 25 本配置し測定・解析を実施した。探査機器はカナダ Sensors & Software 社製 pulse EKKO pro であり、解析ソフトウェアには EKKO_project 4, GFP_Edit を用いた。

はじめに、断層の走向方向に対して並行と直交にそれぞれ 2 本の探査を行い、3 次元探査の範囲を決定した。次に、断層の走向方向にほぼ並行に計 21 本の測線を 1 m の等間隔で配置して測定・解析を実施し、0.1 m 間隔で深度方向のスライス画像を作成した。スライス画像は反射の強度を白黒で示しており、強い部分は白、弱い部分は黒で表現される。地表から順に、深度 1.5 m 付近において南東部で強い反射が見られ始め、深くなるにつれ南東部で強い反射を示す領域が広がる。北西部では深度 2 m 付近において強い反射が見られ始め、深くなるにつれて強い反射が北東側へと広がる。深度 3 m をすぎると南東部の反射が弱くなり始めるのと同時に、より強い反射が北部全体で確認できた（図右）。この部分では反射の強度の境が北西－南東走向で一直線になることより、断層を示している可能性が高い（図の点線の矢印）。このスライス断面図から推定される断層は、地表に見られる崖（図の実線の矢印）と走向は等しいが異なる位置にあり、断層崖が後退している可能性がある。また、深度 3.3 m 付近と深度 3.8 m 付近で断層とほぼ直交する方向に反射が弱い領域が見られ、その領域が断層を挟んで左横ずれを示しているように見える。

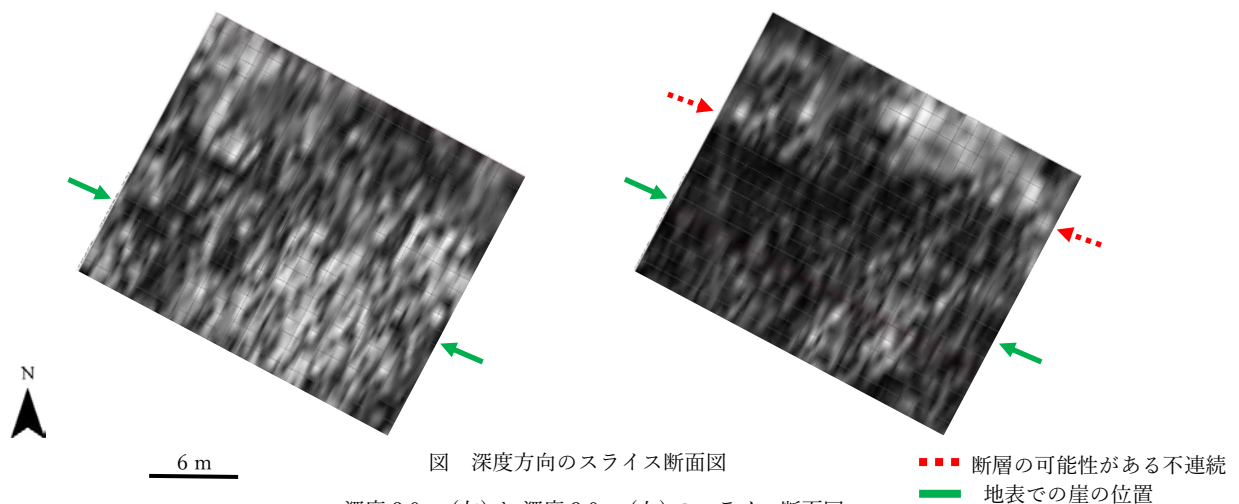


図 深度方向のスライス断面図
深度 2.0 m (左) と 深度 3.0 m (右) のスライス断面図

4. まとめと今後について

地中レーダ探査の 3 次元解析によって得られた深度スライス断面が、断層の分布や変位の把握に有効である可能性を示すことができた。しかし、設定した測線が断層の走向方向に偏っており、断層の走向に直交する方向で解析を行うことができなかった。そのため、今後は測線をグリッド状に設定し、探査を行うことでより詳しく地下の状態を把握することに取り組む。

なお本研究は、JSPS 科研費 JP23K04326, JP22K05011 の助成を受けたものである。

引用文献

活断層研究会編 (1991) 新編 日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会, 437p./木村ほか (2024) 第四紀研究, **63**, 65-75./佃ほか (1993) 2.5 万分の 1 阿寺断層系ストリップマップ説明書, 構造図 (7), 地質調査所, 1-41./Patria et al (2022) Progress in Earth and Planetary Science, **9**, Article number: 8.

O-2

関田山地に認められる断層変位地形と山体重力変形との関係

○渡辺 樹（東京都立大学/学振 DC）・石村大輔（東京都立大学）

Relationship between tectonic landform and deep-seated gravitational slope deformation in the Sekita Mountains

○Tatsuki Watanabe (Tokyo Metropolitan University/JSPS DC),
Daisuke Ishimura (Tokyo Metropolitan University)

○はじめに

活断層による地震が発生した場合、誘発された変位が主断層周辺に現れる例が知られている（たとえば 遠田・石村, 2019）。このような誘発性変位にはテクトニックな要因だけでなく、ノンテクトニックな要因（主に重力性）で形成されたものやそれらが複合したものが混在していると考えられている（横田ほか編 2015）。誘発性変位によって形成される断層は地震を発生させない可能性もある一方、主断層と連動して変位するのであれば off-fault の情報として地震発生履歴復元の 1 つの手段となり（Komura et al., 2020）、主断層との関係や変位量といった誘発性変位の活動像を理解することは、災害リスク評価の上でも重要であると言える。

長野・新潟県境の関田山地では、これまで多数のリニアメントや断層変位地形に似た地形が判読されてきた（辻村, 1932; 活断層研究会編 1991）。これらの地形について、少なくとも一部は重力性の断層であるとの考えもある（柳沢ほか, 2001）。一方、関田山地の東には高い活動度を示す長野盆地西縁断層帯（WBFZNB）が位置していることから、関田山地の断層群は WBFZNB の活動時に誘発性変位を生じる可能性も考えられる。そこで本発表では、航空レーザー測量データより作成した MPI 赤色立体地図（Kaneda and Chiba, 2019）による地形判読と、掘削調査・テフラ分析・放射性炭素年代測定により明らかにした山上凹地・大規模崩壊の形成年代をもとに、関田山地に認められる小崖地形を整理し、WBFZNB の活動との関係について議論する。

○研究対象地域

長野県飯山市から筑北村にかけて延びる WBFZNB の北端部分にあたる飯山盆地周辺では、断層トレースは盆地中央に位置する長峰丘陵の東麓部から、盆地東側の重地原断層、北竜湖断層へと延びる（宮内・武田, 2004）。一方で本断層北端部の北西側に位置する関田山地には、関田峠・黒倉山断層群や黒岩山断層と呼ばれる、NE-SW から NNE-SSW 走向の断層群が認められてきた（辻村, 1932; 活断層研究会編 1991）。しかし、柳沢ほか（2001）や八木・井口（2017）は重力性断層群であると解釈している。関田山地の地質は、第四系の海成～非海成の堆積岩である大川層であり、関田峠付近から南西側ではおおよそ NNE-SSW 走向で東傾斜を示す。また、関田峠と黒岩山付近には大川層堆積後に貫入した火山岩がキャップロック構造をなす（柳沢ほか, 2001）。

○関田峠・黒倉山断層群

地形判読の結果、関田峠付近には、稜線部に地溝や多重山稜からなる山体重力変形地形が認められた。この山体重力変形は地形および山上凹地の年代から、南側への崩壊に至る前駆的な変形が少なくとも 16 ka 以降に発生したと推定されている（渡辺ほか, 2024）。一方、関田峠の西側には北側へ開いた馬蹄形地形（光ヶ原崩壊）が認められ、テフラ分析から約 30 ka に形成されたと

推定されている（渡辺ほか, 2024）。その崩壊堆積物が NE-SW 走向で南東落ちの正断層によって変位を受けている。この正断層は崩壊堆積物内だけでなく、東側の山地内および西側のより新しい崩壊地内にも延び、地形の尾根谷に沿って屈曲することから、比較的低角な断層であると推定できる。山腹に低角で認められる本変位地形は、一般的に稜線部に形成されることが多い山体重力変形地形では説明しきれない。また、地形から推定される断層面の走向傾斜の傾向は、柳沢ほか（2001）で示される基盤の大川層の走向傾斜とおおむね一致する。以上より本断層群は、大川層の地質構造を利用した層面すべり断層であると考えられる。

○黒岩山断層

黒倉山より南西側では、関田山地は屈曲し NNE-SSW 方向の稜線を示す山地となる。地形判読の結果、黒岩山付近には桂池などの山上凹地が認められ、これを限るのが尾根谷に関わらず直線的な黒岩山断層である。さらに、活断層研究会編（1991）などでトレースが示されてきた黒岩山付近よりも北方でも、稜線西側に東落ちの正断層的な変位を示す崖地形が認められる。南部ほど直線的なトレースとなることから、南部ほど高角な断層と推定でき、これは地質構造と一致するため、黒岩山断層も地質構造を利用した層面すべり断層であると考えられる。

○考察

関田峠・黒倉山断層群と黒岩山断層はいずれも大川層の層面すべり断層と考えられ、両者のトレースは断続的ではあるが連続するため、同様のプロセスにより形成された地形であると推定される。西傾斜の WBFZNB に対し、関田山地の断層群は東傾斜で東落ちが主な変位であることから、関田山地の断層群は WBFZNB が活動する際に副次的に変位する、地質構造（層理面）を利用したノンテクトニックな層面すべり断層と推定される。その変動の先端にあたる飯山盆地で認められる WBFZNB の変位地形は、単なる震源断層から発生した変位を表しているだけでなく、関田山地の層面すべりとテクトニックな変動を複合的に反映した地形である可能性がある。長野盆地では WBFZNB が平野と丘陵の境界をなすが、飯山盆地では中央を流れる千曲川の東岸まで地表トレースが分岐し、長野盆地とはやや異なった形状を示す。この要因として関田山地での層面すべりが影響を与えている可能性がある。中央構造線の地表形状を重力変形が変化させた例も知られており（加藤・千木良, 2009）、本研究は、今後出現した地表地震断層がテクトニックな要因と誘発性の要因が複合した変位である可能性を検討する必要があることを示唆する。

参考文献

Kaneda and Chiba, 2019, BSSA, 109, 99–109. 加藤・千木良, 2009, 応用地質, 50, 140–150. Komura et al., 2020, Geomorphology, 365, 107214. 活断層研究会編, 1991, 新編日本の活断層. 宮内・武田, 2004, 活断層研究, 24, 77–84. 遠田・石村, 2019, 第四紀研究, 58, 121–136. 辻村, 1932, 地理学評論, 8, 747–760. 渡辺ほか, 2024, 日本地理学会発表要旨, 105, 243. 八木・井口, 2017, 日本地すべり学会誌, 54, 163–165. 柳沢ほか, 2001, 50000 分の 1 地質図幅「飯山」および解説書. 横田ほか編, 2015, ノンテクトニック断層.

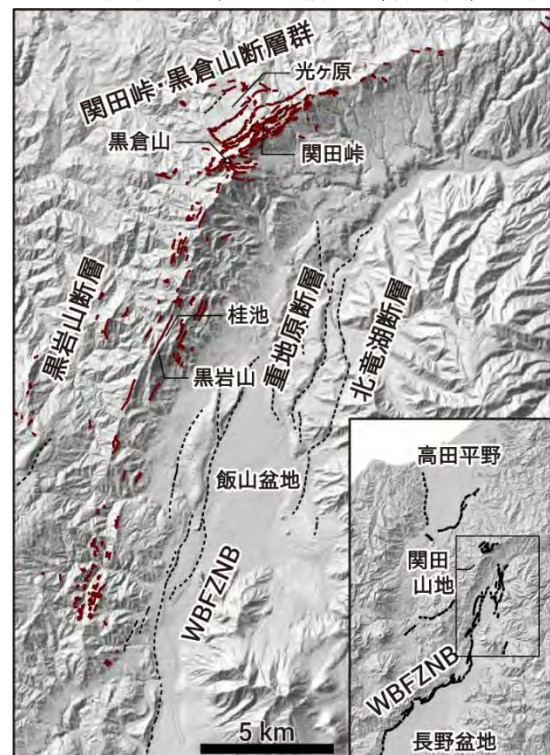


図1 研究対象地域。WBFZNB 長野盆地西縁断層帯。（黒）点線は中田・今泉（2002）。（赤）実線は本研究で山中に認められた小崖地形。

O-3

山体重力変形の主要発達要因と断層の分布が与える影響

° 中村義也（東京都立大学・院）・石村大輔（東京都立大学）

Major developmental factors of deep-seated gravitational slope deformation (DGSD) and the effect of fault distribution.

° Yoshiya Nakamura, Daisuke Ishimura (Tokyo Metropolitan University)

1. はじめに

山体重力変形 (DGSD) は山体斜面が小規模変位を伴って重力的に変形する現象であり、主に斜面上部から中部に小崖地形が形成され、DGSD 地形として知られている (Agliardi et al., 2001; Pánek and Klimeš, 2016). DGSD が発達する地形・地質条件として、標高が高い場所や起伏量が大い場所、層理面が発達する場所などが挙げられてきた (例えば、八木, 1981). 多くの DGSD 地形は山地斜面の植生下に分布する微小な地形であることから、空中写真や地形図を用いた精度の良い地形判読は困難であったが、近年航空レーザ測量の発達に伴って高精度な数値標高モデル (DEM) による認定が行われている (例えば、Kaneda and Kono, 2017; 永田・小嶋, 2021). 国内の研究事例の多くは限定された地域における考察に留まっていることを考慮し、本研究では様々な地形・地質条件における DGSD 地形の分布を明らかにし、主要な発達要因を検討する. そして今回は特に、活断層や地質断層の分布が DGSD の発達要因であるかどうかを検討し報告する.

2. 対象地域・研究手法

本研究では地質条件や標高などの地形条件、活断層の分布を考慮し、付加体より構成される四万十帯堆積岩地域 (赤石山脈中央部、赤石山脈南部、浜松平野北側山地)、領家帯などの花崗岩地域 (木曾山脈、六甲山地、吉備高原西部)、そして美濃ー丹波帯堆積岩地域 (越美山地、丹波高地) の合計 8 か所を選定した. 越美山地は Kaneda and Kono (2017) の対象範囲を踏襲し、DGSD 地形の判読データを使用させていただいた.

高精度 DEM データは自治体が公開しているオープンデータ及び国土地理院と国土交通省越美山系砂防事務所より提供いただいたデータを 1mDEM に揃え、Kaneda and Chiba (2019) による MPI 赤色立体地図を作成した. そして実体視による地形判読を行い、DGSD 地形をラインデータとして QGIS 上に抽出した. このラインデータと DEM データを用いて、QGIS 及び ArcGIS のツールを使用した解析を行った.

3. 結果・考察

吉備高原西部や丹波高地では DGSD 地形はほとんど認められなかったが、それ以外の地域では多く認められた. DGSD が発達するすべての地域に共通して標高が高いほど、および谷からの比高 (起伏) が大きいほど DGSD 地形の長さ密度 (km/km^2) が大きくなり、特に起伏が最も大きな発達要因であると考えられる. その中で、花崗岩地域では起伏の増加に伴う発達程度が堆積岩地域よりも小さく、地質条件の違いが起伏の次に発達程度に関わる要因と考えられる.

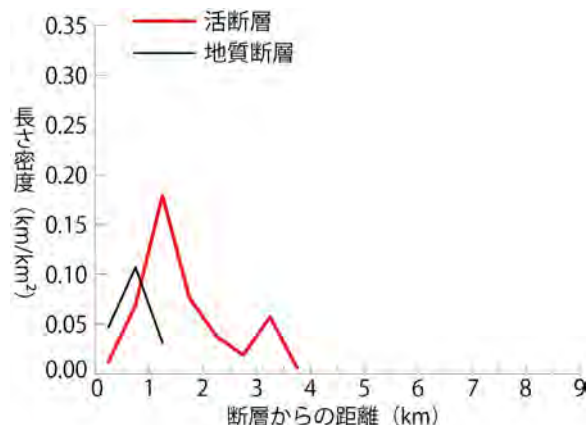
断層の分布が DGSD の発達に与える影響について、四万十帯堆積岩地域では付近に活断層は分布しない. 一方で、六甲山地では活断層および地質断層からの距離がともに 1.5 km 以内に分布が

集まり、活断層からはそれよりも離れると DGSD の長さ密度は小さくなった (図 a)。また、木曽山脈では活断層からの距離による長さ密度の変化は特段認められず、地質断層との距離に近いほど長さ密度が大きい結果となった (図 b)。付近に活断層が分布する越美山地では、活断層および地質断層からの距離による長さ密度の変化は特段認められなかった。これらの結果より、四万十帯堆積岩地域で DGSD が高密度に発達していることから、活断層の分布が発達要因として必須ではないと言える。また、越美山地で断層の分布との相関がなかったことは Kaneda and Kono (2017) の結果と調和的であり、断層が分布する地域においてもその影響は大きくないことが示唆される。一方で、六甲山地で断層に近い場所に分布が集まることや、木曽山脈では地質断層がステップする場所や末端部周辺で DGSD が特に密集することなどから、花崗岩地域では断層の分布の影響が DGSD の発達に現れている可能性がある。断層分布の影響は地質条件等に応じて現れる可能性があり、地質断層の分布が DGSD の発達に関わることが推測される。

4. おわりに

本研究では起伏や地質などの条件に応じて DGSD 地形と断層の分布に関連性がある可能性が示された。DGSD に伴う線状凹地では掘削による堆積物調査から、その形成時期の検討が行われており、付近の活断層による地震発生時期との対応関係についての考察も行われている (例えば, Komura et al., 2020)。今回認められたそれぞれの DGSD においても、詳細な調査に基づいて周辺の断層活動との関連性が明らかにされ、山地における古地震履歴の解明などにつながることを期待される。

(a) 六甲山地



(b) 木曽山脈

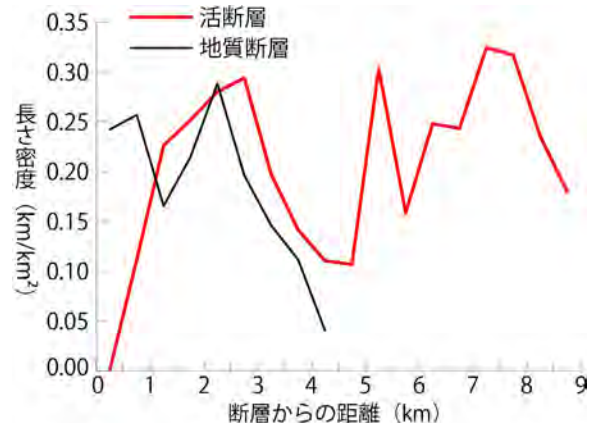


図 (a) 六甲山地、(b) 木曽山脈における活断層および地質断層からの距離に応じた DGSD の長さ密度の変化。実線が途中までの場合は対象全範囲が断層から一定距離以内に含まれることを示す。

参考文献

Agliardi et al. (2001) Engineering Geology, 59, 83–102; Kaneda and Chiba (2019) BSSA, 109, 99–109; Kaneda and Kono (2017) JGR: Earth Surface, 122, 2370–2391; Komura et al. (2020) Geomorphology, 365, 107214; 永田・小嶋 (2021) 山の科学, 4, 1–15; Pánek and Klimeš (2016) Earth-Science Reviews, 156, 14–38; 八木 (1981) 地理学評論, 54, 272–280.

O-4

能登半島北部沿岸吉浦周辺における低位段丘の詳細地形と表層構造

○赤井東・安藤亮輔（東京大学）

宍倉正展・行谷佑一（産業技術総合研究所）

細矢卓志・後藤慧・松本なゆた・寺田龍矢（中央開発株式会社）

Detailed topography and surficial layer structure of the low marine terraces around Yoshiura, the northern coast of the Noto Peninsula

○Azuma Akai, Ryosuke Ando (Univ. Tokyo)

Masanobu Shishikura, Yuichi Namegaya (AIST)

Takashi Hosoya, Satoshi Goto, Nayuta Matsumoto, Tatsuya Terada (Chuo Kaihatsu Corporation)

1. はじめに

2024 年 M7.6 能登半島地震は、能登半島の沖合に位置する活断層で発生した。沿岸海域活断層の調査は主に海上での音波探査やピストンコアリングによる地層採取によって実施されているが（井上・岡村, 2010）、海岸にごく近い海域では海底が浅く航行が困難であるなどの理由でこれらの調査は一般に容易でない。一方で、能登半島に近い海域活断層は沿岸陸域まで地殻変動を及ぼすことから、海岸の隆起や沈降の痕跡の調査によって、活断層評価に資する情報を提供することができる。海岸線に位置する生物遺骸群集の高度と年代についての研究(Hiramatsu et al. (2008), Hamada et al.

(2016))や更新世に形成された海成段丘（いわゆる中位段丘）についての研究（太田・平川, 1979）から、沿岸海域活断層の活動が長期的な隆起の累積に寄与していることが示唆されている。宍倉ほか(2020)では、航空写真判読により低位の海成段丘の分布を能登半島北岸の広範囲にわたって 2 から 3 段の段丘面を認定し、各地点において VRS-RTK を用いた GNSS 測量により 2024 年地震前における段丘面高度を求めた。一方で、各低位段丘面の離水年代が明らかになっていないことや、段丘面高度に対する人工改変等の二次的作用の定量評価が必ずしも十分でないことなど、隆起速度や断層の平均変位速度の定量化にはまだ課題がある。本研究では、宍倉ほか(2020)で段丘面が認定された最西端の地点であり、合成開口レーダ解析により 2024 年地震時地殻変動分布のピークも観測されている（国土地理院, 2024）、輪島市門前町吉浦地区周辺と五十洲地区を対象とする。段丘地形を用いた隆起速度の詳細な推定に向け、本地域でドローン LiDAR による測量とハンドオーガを用いた簡易掘削を行った。本発表では、これまでに得られた詳細地形と浅層構造についての結果を報告する。

2. ドローン LiDAR による段丘面高度の詳細化

ドローン LiDAR (DJI M300RTK+Zenmuse L1) を用いて、吉浦地区周辺および五十洲地区の段丘面が認定されている領域においてレーザー測量を行った。なお、植生のため地表面までのレーザー透過が十分でなかったため、いくつかの測線を設けて植生下の地表面データを取得するために草刈りを行い、地表面を露出させた状態で計測を行った。計測データから植生や構造物などの地物を除去し、DEM を作成した。

3. 段丘面における掘削

掘削策調査は、吉浦地区周辺で行った。ここでの低位段丘面は、過去に棚田として利用されていたため、人工改変が行われている可能性が高い。よって現在の地形において人工改変の影響を評価するため、2 段の段丘面について海岸に直交する方向で二本の測線を設定した。現時点ではハンドオーガを用いた簡易掘削を 7 箇所で行っており、本発表ではそれらのデータについて発表する。全体の傾向としては地表面から 3-4 m の範囲に、茶色の土壌化したシルト層、灰色の土壌化していないシルト層、砂層の順に堆積しており、その下に礫層もしくは基盤岩と推定される地層が位置していた。砂層が地下水面下にある場合や、礫層に達した場合はハンドオーガでは掘進が難しいため、掘削を中断した。

4. 今後に向けて

今後掘削点数と深度を増加させ表層構造および初生的段丘面高度について解釈を進めるとともに、掘削で得られた砂層試料を用いた OSL 年代測定や試料が得られれば放射性炭素年代測定を行う。また、五十洲地区での掘削も実施し、能登半島北西部での平均隆起速度の定量化を目指す。

O-5

日奈久断層帯中部と南部セグメント境界部周辺の地震波速度構造

° 青柳恭平・高橋秀暢・木村治夫（電中研）

Seismic velocity structure around the segment boundary between middle and southern segments of the Hinagu Fault Zone

° Yasuhira Aoyagi, Hidenobu Takahashi, Haruo Kimura (CRIEPI)

1. はじめに

日奈久断層帯は、全長 80 km に及ぶ長大活断層であり、北から高野－白旗区間、日奈久区間、八代海区間に区分される（地震調査研究推進本部，2013）。2016 年熊本地震（Mw7.0）では、布田川断層と高野－白旗区間で破壊が生じた一方、日奈久区間や八代海区間には破壊が連動しなかった。この点について、Aoyagi et al.(2020EPS)は、高野－白旗区間と日奈久区間のセグメント境界における地下構造の変化が、破壊伝播のバリアとなった可能性を指摘している。すなわち、地震発生層に対応する深さ 5～15 km の V_p/V_s 比は、破壊連動区間では低い（～1.67）のに対して、セグメント境界付近では高く（～1.78）になっており、そこで地震発生深度も 5 km 以上急変している。こうしたセグメント境界における構造変化は、断層の連動区間を評価する上で重要な指標となる可能性がある。そのため、本研究では、2016 年地震では破壊されなかった日奈久断層帯の日奈久区間と八代海区間の境界における地下構造の特徴を明らかにするために、稠密微小地震観測に伴う地震波トモグラフィ解析を実施した。

2. 観測

2022 年 10 月 30 日～2023 年 8 月 2 日の期間、上記セグメント境界を中心として、八代海を囲うような稠密微小地震観測を実施した。対象地域において、定常観測点の疎な領域を埋めるように 30 か所の臨時観測点を約 10 km 間隔で設置した（図 1）。各観測点には、固有周期 2Hz の速度型地震センサー(KVS-300)と乾電池で駆動する独立型データロガー(EDR-X7000)を設置し、サンプリング間隔 250 Hz で連続収録した。

3. 地震波トモグラフィ解析

観測期間中に気象庁一元化震源カタログにおいて対象地域に震源が求められている 4336 個の地震を対象として、win システム（卜部・東田，1992）で P 波、S 波到着時刻を検出した。P 波と S 波の到着時刻が 10 観測点以上で得られた地震に対して、周辺にある定常観測点の検測値も統合した上で、1 次元速度構造モデルに基づく暫定的な震源決定を hypomh（Matsu'ura & Hirata, 1987）で行った。この結果、震源が 1 km 以内の誤差で求めた 1422 個の地震に関する走時データを用いて、tomoDD（Zhang & Thurber, 2003）によって 3 次元地震波トモグラフィ解析を行った。解析空間は日奈久断層帯の走向方向に長軸を持つ 80 km×36 km で、水平格子間隔は 4km である（図 1）。深さ方向には、上部地殻を 2.5 km 間隔に分割した。

4. 結果

予稿執筆段階の暫定的な結果として、日奈久区間と八代海区間のセグメント境界で以下の特徴が得られている。深さ 2.5 km の水平スライス断面において、日奈久区間では活断層に沿ってその北西側に幅の狭い（～3 km）低速度領域が認められる。これに対して、八代海区間では、断層帯の南東側に幅広い（～10 km）の低速度領域が認められる。セグメント境界では、ちょうど低速度領域がヒンジ状に入れ替わっている。これは断層の傾斜方向に対応するものと考えられる。断層帯直下の深度断面の地震活動は、日奈久区間では活発だが八代海区間では相対的に不活発である。このセグメント境界の位置には、高橋ほか（2023 地震学会）によって深度 35～40 km 付近にテクトニック微動のクラスターが見出されており、下部地殻から連続する構造の不均質性がセグメント境界を構成している可能性がある。秋季学術大会では、得られた地震波速度構造の特徴をより詳細に論ずる。

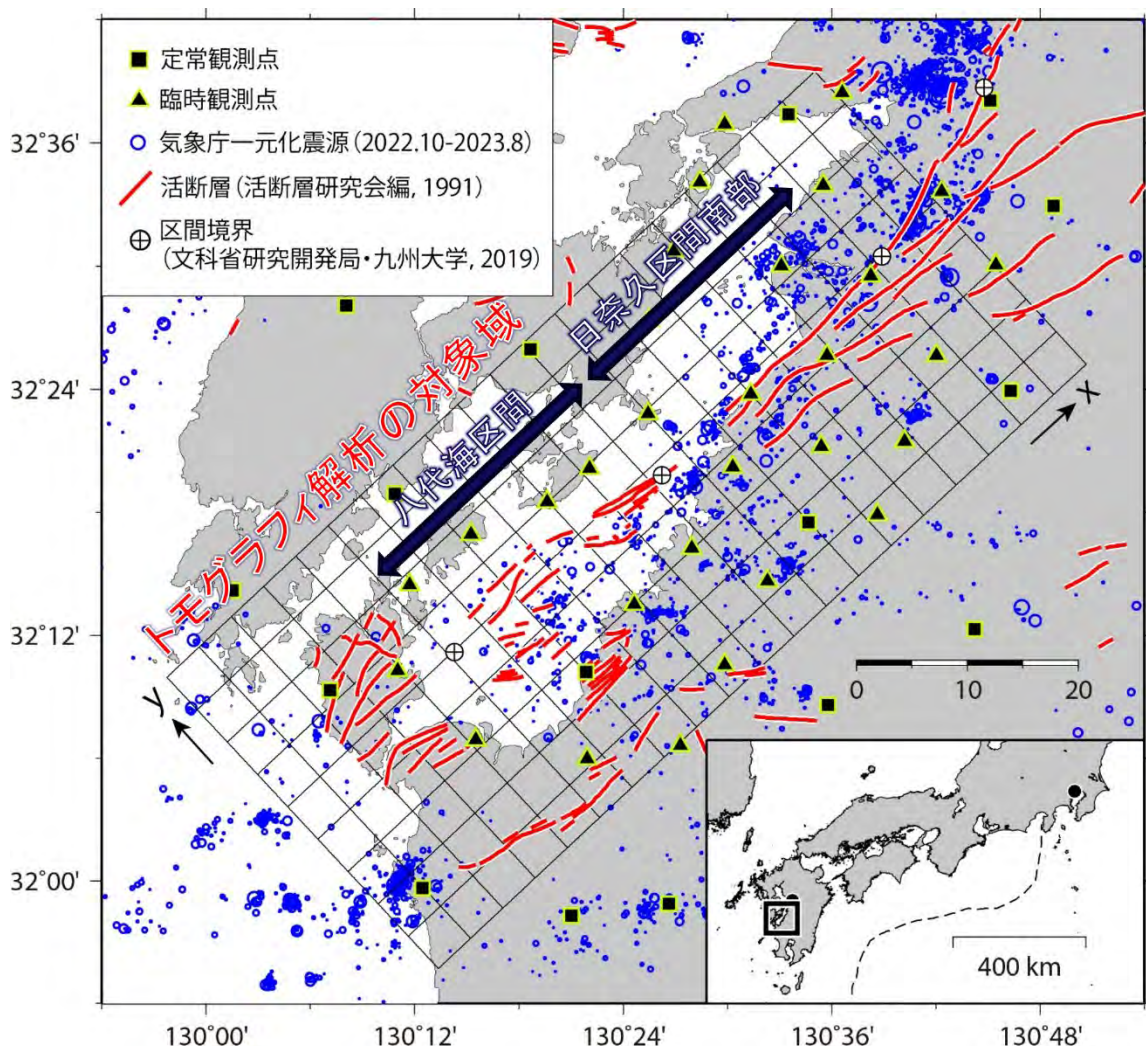


図1 日奈久断層帯中部～南部の地震活動と地震観測網

O-6

断層近傍の強震動予測のための断層モデルの設定方法検討

° 乗松君衣・原勇貴・遠田晋次(東北大学災害科学国際研究所)

Study on the fault model settings for predicting strong ground motions near faults

° Kimie Norimatsu, Yuki Hara, and Shinji Toda (IRIDeS, Tohoku Univ.)

1. はじめに

内陸活断層による強震動予測は一般に広く応用されているが、断層ごく近傍を対象とした強震動予測の研究はまだ十分とは言えない。従来から用いられてきた内陸活断層による強震動の予測手法(「強震動レシピ」, 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2016)においては、地震発生層上端よりも浅い部分ではせん断剛性率が低く地震モーメントへの寄与が小さいことから、地震発生層内での断層破壊のみが主に検討されてきた。しかし 2016 年熊本地震を対象とした先行研究(Irikura et al., 2020, 田中ほか, 2018 など)により、断層ごく近傍の強震動には地震発生層上端以浅の地震動を考慮する必要があることが指摘された。本研究では、2016 年熊本地震および 2024 年能登半島地震について、地表地震断層や活断層分布等をもとに断層モデルの設定を行い、強震動の予測可能性を後ろ向き予測(retrospective forecast)により検討した結果を報告する。それに加えて、仙台市を縦断する長町-利府線断層帯および周辺の活断層を例に予測手法としての適用を試みた。

2. 2016 年熊本地震および 2024 年能登半島地震を対象とした手法の検討

2016 年熊本地震については、地震後の現地調査で得られた地表地震断層分布(Kumahara et al., 2020)および地表地震断層周辺の浅部構造(Toda et al., 2016)をもとに断層モデルを設定し、地震動の再現を行った。布田川断層と出ノ口断層の間のスリップパーティショニングをモデルに加えることで断層浅部の複雑な構造を反映した断層モデルとした。

2024 年能登半島地震においては、日本海を対象とした海域活断層の断層モデルおよび断層トレース(文部科学省研究開発局ほか, 2016 など)を事前情報として参照しモデル化した。その後、地震後の震源分布や地殻変動分布をもとに見直し・再検討を行うことで、本震前および本震後の 2 段階の断層モデルとその強震動再現を行い、観測結果と比較・検討した。能登半島地震の場合、各種設定の中でも特に連動性評価が重要な要素となることがわかった。

どちらの検討においても、事前情報として活断層分布等の地質・地形情報が断層浅部を含む強震動予測のための断層モデル設定に重要であることがわかった。これらの知見から得た強震動予測モデルの設定方法を長町-利府線断層帯とその周辺の活断層に適用した。

3. 長町-利府線断層帯およびその周辺の活断層への適用

長町-利府線断層帯およびその周辺の福島盆地西縁断層帯、双葉断層はそれぞれ、地震調査研究推進本部により活断層長期評価の対象とされている活断層である。これらは互いに近接しているにもかかわらず、連動性を検討した被害想定の評価事例はみられない。本研究では活断層分布と浅部地質構造をもとに断層モデルを設定し、これらの断層が連動した場合の強

震動の規模について検討を行った。断層モデル上端の形状は活断層分布に沿う形で設定した。断層モデルの矩形形状は活断層長期評価の傾斜角や断層幅を参考に「強震動レシピ」の方法に従って設定した。ただし、断層上端深度については地震発生層上端（深さ 2 km と仮定）として設定する場合と地表面（深さ 0 km）とする場合の 2 通りの検討とし、連動の多様性として 15 パターンの組み合わせを設定し強震動の予測計算を行った。断層浅部でのすべりを考慮することで予測強震動はやや大きくなるが、それ以上に変位波形にみられる永久変位への影響が大きい。浅部大すべり域の影響を大きく受ける場所では断層変位（地震波形からの積分）は 2 倍以上大きくなる可能性もある。

4. まとめと課題

本研究においては既往の 2 つの地震を例に得た強震動予測のための断層モデル設定方法を長町-利府線断層帯およびその周辺の断層に適用した。同手法の適用はまだ実験的な段階であり、断層や震源の多様性を網羅するには今後より多くの事例検討が必要である。また、断層モデルや地震規模を推定する際の経験式において想定すべき不確定性についてもさらなる検討が必要である。

（謝辞）本研究は応用地質（株）により設置された寄付研究講座研究費で実施されました。

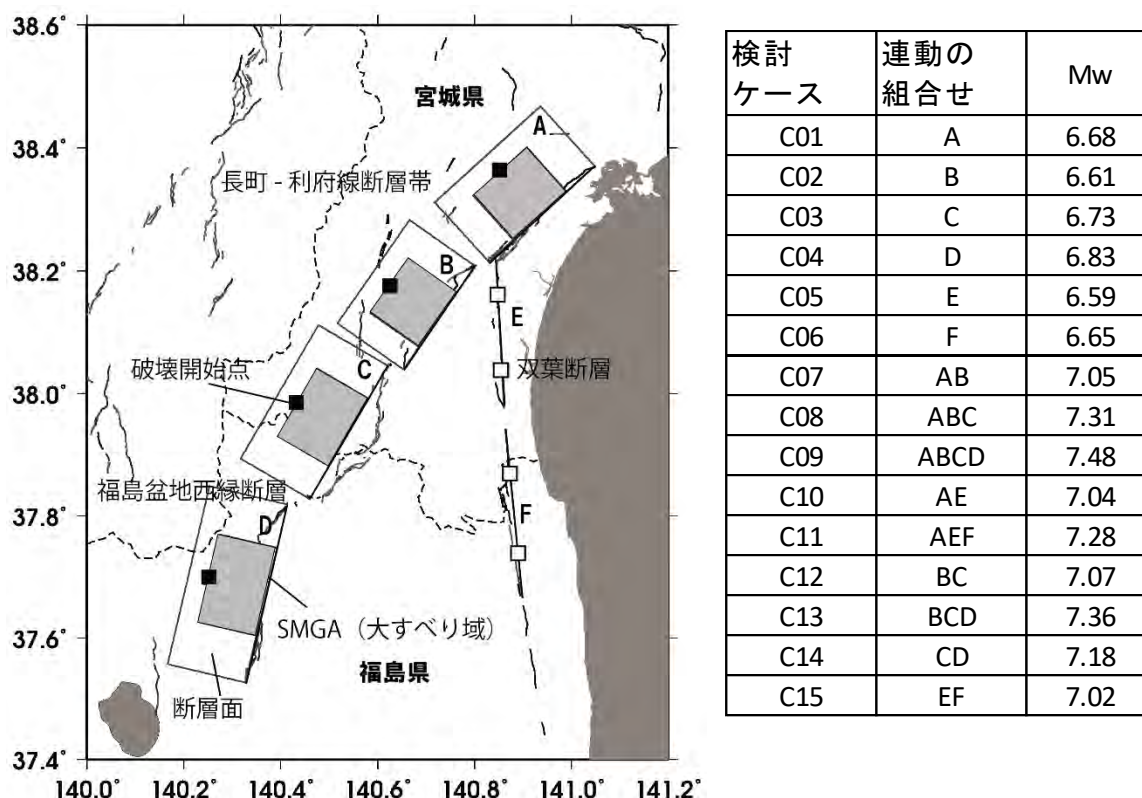


図. 設定した断層モデルの分布およびセグメント連動を考慮した地震規模の想定

O-7

高知県室津港の歴史地震隆起の再検討と時間予測モデル（予察）

○中田 高（広島大学・名）・島崎邦彦（東京大学・名）・柴田 亮（新居浜高専）

Preliminary reexamination of coseismic uplifts by historical earthquakes at Murotsu port, Kochi prefecture and the time-predictable model

○Takashi NAKATA (Prof. Emeritus, Hiroshima Univ.)・Kunihiko SHIMAZAKI (Prof. Emeritus, Univ. Tokyo)・Akira SHIBATA (National Inst. Tech., Niihama College)

はじめに

Shimazaki and Nakata(1980)（以後、SN 1980）は、日本周辺のプレート境界に面する高知県室津港、房総半島南部および薩南諸島の喜界島において、歴史地震資料と完新世段丘の分析から、大地震発生時予測モデル：Time-predictable recurrence model for large earthquakes（以下、時間予測モデル）を提唱した。これに対して、橋本他（2024）は、SN1980 が引用した室津港の歴史資料は、今村（1930）が十分に吟味せずに報告したものであると批判した。しかし、この批判には港絵図や歴史資料の解釈に致命的な間違いや問題点が数多く認められ、極めて不適切なものであることが明らかになった（中田・島崎，2024）。一方、今村（1930）が古文書から引用した宝永地震の 52 年後の港の深さの値は、港内の泥土の浚渫の影響を避けられず、このデータを使用した時間予測モデルは再検討が不可避となった。本論では、宝永地震直後に記録された室津港の隆起量の検討に加え、安政地震・昭和地震に関連する歴史資料をもとに地震予測モデルを再検証した結果を予察的に報告する。

時間予測モデル

同じ場所で繰り返す地震について地震の大きさと時間間隔との関係は、(a) 同じ大きさの地震が一定の間隔で繰り返す、(b) 前の地震が大きいほど次の地震までの時間が長くなる、あるいは、(c) 前の地震からの間隔が長いほど次の地震が大きくなる可能性が考えられる（図 1・左）。上述の地域の事例では、大きい地震が起こると次の地震までの間隔が長くなっていることが分かった。すなわち、一つ前の次の地震の規模をもとに、次の地震の発生時期の情報が得られることから、時間予測モデル（SN1980）と命名された（図 1・右）。

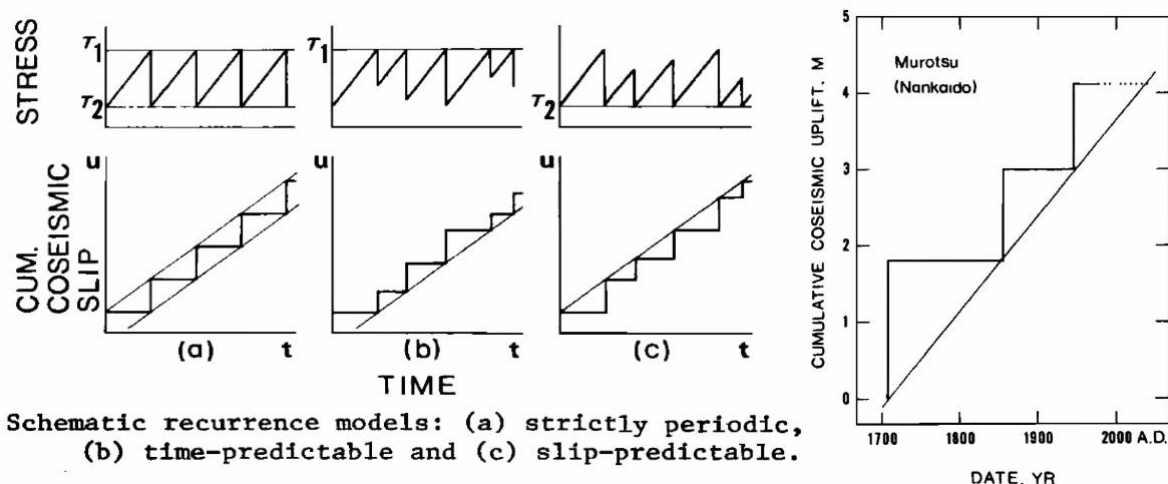


図 1 地震の規則的繰り返しモデルと室津港の地震隆起（SN1980）

右図は室津港の歴史地震の隆起量を宝永地震（6 尺）安政地震（4 尺）昭和地震（115cm）としたもの。

室津港の歴史地震に伴う隆起量の再検討

室津港では江戸時代以降、三度にわたって顕著な地震隆起の記録が残っている。ここでは、それぞれの地震の隆起量を現在から時代を遡って検討する。

・昭和地震による室津港の隆起量

沢村（1953）は 1946 年に発生した昭和南海地震による室津の隆起量を室津の南 2.8km にある津呂の 115cm とし、SN1980 でもこの量を室津港の隆起量として採用した。一方、沢村（1953）では浮津の港付近の隆起量を 110cm としているが、浮津には港が無いために港は室津川を挟んだ室津港と考えることが妥当である。このため、

本稿では室津港の昭和地震の隆起量を改めて 110cm とする。

・安政地震による室津港の隆起量

久保野家資料の『室津港手鏡』には、安政地震の際に「汐四尺程へり」とある。SN1980 では、この 4 尺を室津の隆起量として採用した。室津港近くの浮津にある浮津八王子宮の『八王子宮御当記帳』（都司編 1981）には、「室津港の潮四尺計も足り不申様に相成て、」とある。これは、地震直後の地盤隆起を観察した地元の記録であることから、安政地震の室津港の隆起量を 4 尺とする。

・宝永地震による室津港の隆起量

久保野家資料の『手鏡』の宝永地震後の港の深さをもとに、SN1980 が推定した隆起量 6 尺は、室津港内の泥土浚渫の影響を受けている可能性を排除できない。室津港は土佐藩の直轄港であったため、測量を行う専門の役人が継続的に港の寸単位の詳細な測深を行っていた。延宝年間の港開鑿以降、港の深さに関する記述が古文書や絵図に残されている。このうち、幕府に提出された元禄国絵図に描かれた室津港に関する記述と深さは、土佐藩の『密書』の記述と一致しており、港の深さは十分に信頼できる。『手鏡』に記された宝永地震の前の港口の干潮時の深さは「6 尺 5 寸」である。一方、『万変記』などでは宝永地震による室津の隆起を「七、八尺」としているが、これでは港口は完全に干上がってしまう。『宝永大變記』には、地震後には荷船などの大型船は入港不能となったが、漁船などの小舟は入港できたとの記述がある。また、『室津港沿革史』には、宝永地震後に室津港の入舟水主が皆無になったのに対して、漁船水主の数には大きな減少が認められず、『宝永大變記』の記述が裏付けられる。従って、宝永地震による室津港の隆起量は港口が干潮時でも陸化しない 6 尺 5 寸程度と推測できる。

一方、宝永地震に伴う高知城下の沈降については、地震の 15 日後に土佐藩から幕府に報告された記録に、計測地点「船入筋之侍屋舗」と地震直後の計測量「7 尺余」と記された信頼できる記録があり、重要である。「7 尺余」は 7 尺 1 寸～2 寸であり、1 尺=30.3cm とすると、215～218 cm となる。昭和地震による高知の沈降量は 120 cm に対して室津の隆起量 110 cm であった（沢村：1953）。この関係をもとに、宝永地震の室津の隆起量を推定すると、 $(215 \sim 218 \text{ cm}) \times 110 \text{ cm} / 120 \text{ cm} = 197 \sim 200 \text{ cm}$ （6 尺 5 寸～6 寸）となる。この結果に従って、室津港の宝永地震時の隆起量を予察的に 6 尺 5 寸とする。

地震発生時予測モデルの再検証

本稿で再検討した室津港の宝永地震、安政地震、昭和地震の隆起量は、それぞれ 6 尺 5 寸（1.97 m）、4 尺（1.21 m）、1.10 m となる。これをもとに作成した室津港の地震発生時期と隆起量の関係は図 2 となる。この図では横軸に地震の発生時を月日まで考慮して、宝永地震は 1707.82 年、安政地震は 1854.98 年、昭和地震は 1946.97 年とし、縦軸に隆起量を示した。地震発生時間の間隔は 100 年～150 年程度であり、その誤差が一年であっても 1% 以下である。実際には、発生時刻まで知られており、高い精度で知ることができる。

一方、隆起量の誤差は 6 尺 5 寸の場合、5 寸の半分未満と見積もることができ、5 寸 \times 1/2 未満となる。2 寸 5 分/6 尺 5 寸=0.038 から、最大 3.8% の誤差を考慮する必要がある。これらの誤差を考慮しても、室津港のデータが時間予測モデルに整合的であることは明らかである。

おわりに

次の南海トラフ地震は、遠く無い将来に必ず発生する。歴史資料や先行論文をもとに時間予測モデルの再検証を行った結果、このモデルが成り立つことを改めて確認できた。今回、検証した地震繰り返しの規則性は、SN1980 と比較して時間予測モデルへの適合性が高い。また、四国南岸に顕著な地殻変動を伴う次の南海トラフ地震の発生予測時期が、SN1980 で得た昭和地震後 93.4 年後に対して 82.3 年となり、より差し迫った可能性を示唆している。安政地震、宝永地震の隆起量については、その確度をさらに高めるために、今後とも関連史料の渉猟と解析を続ける予定である。

謝辞：本報告の作成にあたり、県立高知城歴史博物館所蔵の久保野家資料の閲覧に際し、学芸員の水松啓太氏にお世話になった。広島大学名誉教授中山富廣氏には資料の解説にご協力いただいた。記して感謝の意を表する。

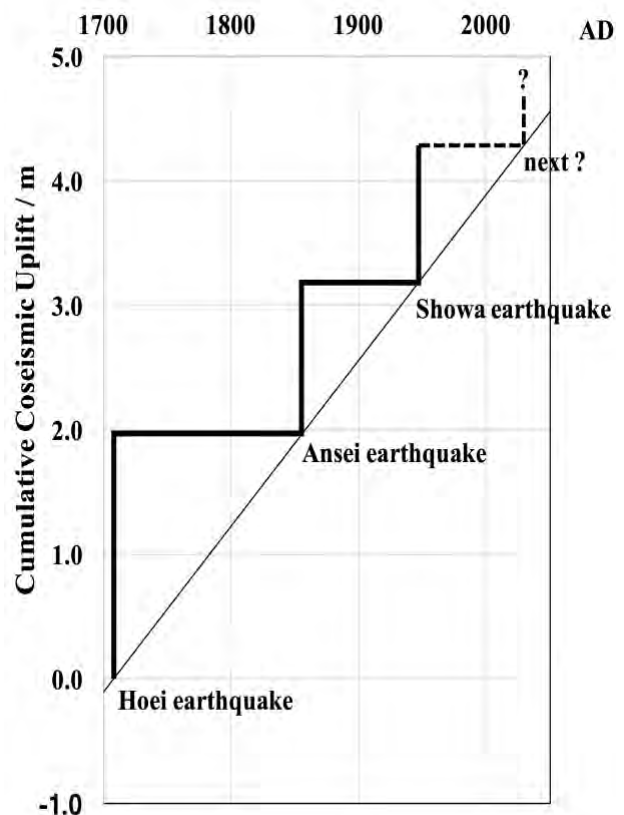


図 2 室津港の歴史地震隆起の累積（予察）

O-8

繰り返し測量と人工構造物の変位計測による フィリピン断層中部～南部のクリープ変位速度

°堤 浩之（同志社大学）・Jeffrey S. Perez（フィリピン火山地震研究所）

Creep rate of the central and southern Philippine fault revealed by repeated geodetic measurements and offset cultural features survey

°Hiroyuki Tsutsumi and Jeffrey S. Perez

はじめに

地震調査研究推進本部の活断層評価をはじめとして、内陸活断層から発生する大地震に関するモデルは、300～450 °C（深度 10～20 km）より低温で脆性破壊する上部地殻と、より高温で塑性流動する下部地殻に分かれるという地殻のレオロジーモデルに基づいている（飯尾, 2009 ; Scholz, 2019）。このモデルでは下部地殻が定常的に延性変形し、上部地殻はそれに引きずられて弾性ひずみを蓄積し、断層面の摩擦強度を上回った時に大地震が発生するとされる。活断層から発生する大地震の繰り返しは大局的にはこのモデルで説明可能であるが、サンアンドレアス断層やフィリピン断層、北アナトリア断層などの長大な横ずれ断層では、一部の区間でクリープ変位が観測されている。クリープ区間では、断層変位のほとんどが非地震性のクリープ変位で解消されることもあれば、クリープ変位に加えて地震断層を伴う中規模地震が発生することもある。

我々はレイテ島のフィリピン断層の一部が、クリープ変位によって人工構造物を変形させていることを 2008 年に見いだした。その後レイテ島で家屋や道路などの変形量と建造時期から、過去 10～35 年間の平均的なクリープ変位速度を明らかにした（Tsutsumi and Perez, 2024）。またマスバテ島・レイテ島・ミンダナオ島に、断層を跨いだ観測基点を約 20 ヶ所に設けて改測を行ってきた。これらの調査から、フィリピン断層が世界でも最大級で速度でクリープ変位している活断層であることやクリープ変位に加えて地震断層を伴う中規模地震が発生する区間があることなどが判明してきたので報告する。

人工構造物の変位計測によるクリープ変位速度

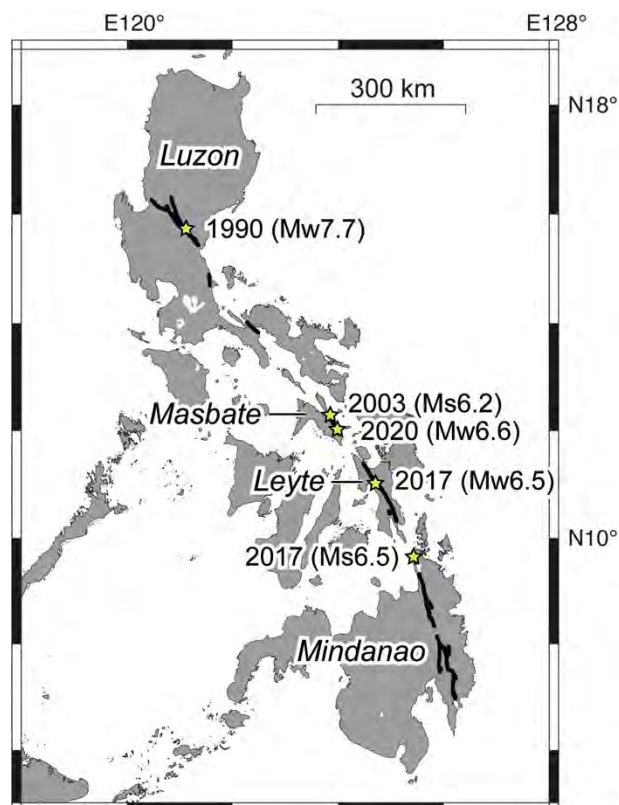
レイテ島の北端のレイテ市と中部のアブヨグ市で、クリープ変位した人工構造物が確認された。これらの構造物の変形をトータルステーションで測量し、変形帯の両側の測量データを重回帰分析することで断層に平行な変形量を誤差も含めて計算した（Tsutsumi and Perez, 2024）。構造物の建造時期は、地主や地方自治体への聞き取りによった。レイテ市で得られた 6 つのクリープ変位速度の平均値と標準誤差は、 20.9 ± 4.3 mm/yr と求められた。同様にアブヨグ市では、2 地点で約 15 mm/yr のクリープ変位速度が得られた。建造物の年代は 10～35 年にわたる。Fukushima et al. (2019) は InSAR 解析により、レイテ島全域のクリープ変位速度を 33 ± 11 mm/yr と見積もった。また Aurelio (1992) は、約 0.45 Ma の年代が得られている火

山体の左横ずれ変位から、レイテ島のフィリピン断層の変位速度を約 19 mm/yr と見積もった。本研究で得られた値は、Aurelio (1992) の値とほぼ一致し、Fukushima et al. (2019) の下限値に近い。

繰り返し観測によるクリープ変位速度

2013 年よりマスバテ島・レイテ島・ミンダナオ島に約 20 点の観測基点を設けて、平均して約 2 年おきに繰り返し観測を実施した。断層に平行に 2 点の観測基点を設け、さらに断層の反対側にもう 1 点の観測基点を設けて、断層に平行な基線とほぼ直交する基線のなす角度を 1 秒の精度で測定し、前回の測定値との差からクリープ変位量を計測した。検出可能な変位量の最小値は 1~2 mm である。レイテ島の中部や南部では 25~30 mm/yr のクリープ変位速度が計測された。その中間に位置し約 6 mm/yr のクリープ変位速度が観測されていた領域で、2017 年 7 月に Mw 6.5 の地震が発生し、左ずれ約 1 m の地震断層が出現した。マスバテ島では 7~10 mm/yr とレイテ島の北部や南部と比べて小さなクリープ変位速度が観測されていたが、ここでも 2020 年 8 月に Mw 6.6 の地震が発生し地震断層が現れた。これらのことから、フィリピン断層の中部や南部では、断層変位のほぼ全てがクリープ変位で解消されている区間と、クリープ変位と中規模地震の発生によって解消されている区間が存在することが判った。

今後は、最近ミンダナオ島で確認された人工構造物の変形の計測を行うと共に、繰り返し観測網の範囲や密度を拡充する予定である。



謝辞 本研究には、日本学術振興会科学研究費補助金基盤研究(C)「クリープ変位観測とトレンチ調査によるフィリピン断層の活動様式の多様性の解明」(研究代表者：堤 浩之)を使用した。

文献

Aurelio, MA, 1992, Ph. D. Dissert., Univ. Paris VI.
Fukushima, Y, et al., 2019, Earth Planets Space.
飯尾能久, 2009, 近未来社.
Scholz, CH, 2019, Cambridge Univ. Press.
Tsutsumi, H, Perez, JS, 2024, Geosci. Lett., submitted.

図1 フィリピン断層の位置と地震断層を伴った最近の被害地震。マスバテ島、レイテ島、ミンダナオ島の北部でクリープ変位が確認されている。

ウランバートル断層の南東部における最近の断層活動

° 後藤秀昭（広島大学）・鈴木康弘(名古屋大学)・
岩佐佳哉（大分大学）・中田高

Recent Activity of the Southeastern Section of the Ulaanbaatar Fault,
Crossed the Capital City of Mongolia

° Hideaki GOTO (Hiroshima University), Yasuhiro SUZUKI (Nagoya University),
Yoshiya IWASA (Oita University), Takashi NAKATA

1. はじめに

ウランバートル断層（UBF）はモンゴルの首都であるウランバートルを横切って延び、最大延長は約 50km に達するとされる（Suzuki et al., 2020）。この断層は ALOS-30 の数値表層モデル（AW3D30：約 30m 間隔）をステレオ実体視判読することで見いだされた断層で、ウランバートルの北西に分布する UBF 北西部は WNW-ESE～EW で、UBF 南東部は NW-SE 方向に延びる。UBF 南東部では、南西低下の左横ずれ変位とされる（Suzuki et al., 2020）。UBF 南東部については、Suzuki et al. (2020) によりトレンチ調査が実施されており、約 2～3 万年前に堆積した礫層が大きく変位、変形し、地表直下の風成層まで変形している可能性が指摘された。その後、完新世の断層活動や活動間隔の解明を目的に、2023 年夏に UBF 南東部を対象に、詳細な地形図を作成するとともに、トレンチ掘削調査が行われた。その結果、約 3 万年前の放射性炭素年代測定値の得られたシルト層堆積以降に少なくとも 3 回のイベントが読み取れ、最新イベントは、断層に落ち込む腐植層の年代から約 3300 年前頃の可能性があると考えられた（後藤ほか, 2024）。しかし、最新イベントとした地層の読解には調査者間で議論が続いた。そこで、2024 年夏にその周辺でトレンチ調査を行い、古地震の解明を試みた。

2. 掘削地点周辺の断層地形と 2023 年トレンチ

掘削地点はウランバートル断層（UBF）の南東部に位置する。ここでは、北東に傾斜する周氷河性緩斜面が変位を受け、逆向き低断層崖をなしている（Suzuki et al., 2020）。掘削地点周辺の断層変位地形の特徴を把握するために、2023 年にドローンによる空撮と PPK-GNSS 測量を行い、SfM-MVS によって生成した Digital Elevation Model (DEM) から、地形図を作成した。この付近は断層地形の起伏が小さく、現地においても変動地形の認識が容易でないが、DEM による地図によれば周氷河性緩斜面上に直線状の明瞭な逆向き低断層崖が読み取れ、断層面が高角度であることが推定される。2023 年のトレンチは、この明瞭な逆向き低断層崖の南東末端付近で行った。

トレンチ壁面には下部から強風化した基盤岩とそれを覆うシルト層、角礫層、砂層、黒土層が露出した。下部のシルト層は低断層崖の落ちの方向と同じ西に向かって大きく撓み下がり、壁面下部ではほぼ直立し、断層面を境に基盤岩と接していた。断層面の走向は N30W で、

傾斜は 75°S から 90°であり、断層地形から推定される断層形状と調和的であった。低下側の地層の一部は、見かけ上、北東傾斜の逆断層をなす副次的な断層で切断されていた。断層イベントは、主に地層の傾斜不整合を根拠に、下部のシルト層堆積以降に少なくとも 3 回あったと考えられた。この下部のシルト層からは約 3 万年前の放射性炭素年代測定値が得られた。また、最新イベントは、断層に落ち込む腐植層の年代をもとにすれば約 3300 年前頃と考えられるが、このイベントについては議論が続いた。

3. 2024 年トレンチの壁面に現れた地層の変位・変形

最新イベントの層準の特定を主な目的に、2023 年トレンチの南東 (A サイト) と北西 (B サイト) で 2024 年夏にトレンチ掘削調査を行った。周氷河性緩斜面上の低断層崖を横切って掘削した 2023 年トレンチの南東延長には低断層崖の地形が見られない場所があり、新期の堆積物に覆われたと考えられた。A サイトでは断層を横切る方向にトレンチを掘削した後、横ずれ変位基準の抽出を目的に断層の走向にほぼ平行なトレンチを掘削した。一方、B サイトは周氷河性緩斜面上に位置し、周辺からの堆積や侵食の作用に乏しい環境と推定された。

A サイトでは、2023 年トレンチと同様に、下部では強風化した基盤岩と堆積物が断層で境されている様子が確認され、さらにそれを覆う堆積物が観察された。断層を覆う堆積物は、砂礫、砂、シルトからなり、上部には白色の砂礫層 (20 層) と黒土層 (10 層) が認められた。基盤岩に見られた断層帯の上位では、白色の砂礫層 (20 層) のすぐ下位の砂礫層 (30 層) で南西側低下の変形が確認された。30 層は断層帯を挟んで厚さの違いは顕著でなかった。一方で、その上位の白色の砂礫層 (20 層) は断層帯を挟んで断層隆起側の北東で薄い特徴があった。さらにその上位の黒色土 (10 層) にも厚さの違いがあり、これら 10 層と 20 層によって現在の北東傾斜の地形が形成されたことが読み取れた。これらの観察結果を踏まえると、30 層が変形して撓曲崖が形成され、20 層によって平坦化された後、さらに変形が生じて 10 層が堆積したと考えられた。

断層に平行するトレンチでは、30 層、20 層、10 層を確認することができ、20 層の上部に幅数 m 程度のチャンネル堆積物が確認された。チャンネル堆積物の南東端および堆積中心を基準にすると、断層の走向に沿って左横ずれが示唆されるが、断層周辺まで地層を追跡する掘削が行えず、詳細は分からなかった。

B サイトでは、下部で強風化を受けた基盤岩と堆積物が高角度の断層で接し、その上位ではそれらを覆う地層に撓曲変形が確認できた。撓曲変形を受けた地層の一部で層厚の違い等から、イベントを読み取ることができた。壁面で読み取れた最新イベントは、黒色土の下位に分布する撓曲を受けたマトリクスに乏しい角礫層が断層帯を挟んで厚さが同じであるのに対し、その上位の黒色土の厚さが異なることが根拠であり、黒色土はイベント後に堆積を始めたと考えた。B サイトは山から低地に向かって列をなしている様に見える角礫の巨礫によって特徴づけられる周氷河性緩斜面上に位置している。トレンチ壁面で観察されたマトリクスに乏しい角礫層と周辺の巨礫層が同時代の堆積物であることが確認され、地形面形成以降に変位があったことと矛盾のないことが解った。

謝辞：2024 年度科研費 (24H00120) の一部を使用した。小野有五氏に地形について教示いただいた。

文献：Suzuki, Y. et al., 2020, Seismological Research Letters, 30, 437-447. 後藤ほか (2024) 日本地理学会春季学術大会要旨集

近年の内陸大地震にみる地表地震断層の解釈に関する課題

°石村大輔（東京都立大学）・遠田晋次（東北大学）

Issues related to interpretation of co-seismic surface ruptures in recent large inland earthquakes

°Daisuke ISHIMURA (Tokyo Metropolitan University), Shinji TODA (Tohoku University)

1. はじめに

地表地震断層（以後、地震断層）は、広義には地震に伴い地表に現れた変状を指し、狭義には震源断層との直接的な関係を有するもの、とされることが多い（e.g., 地学団体研究会編, 1996, 2024 ; 活断層データベース website）。後者の場合、地震断層の累積によって形成される断層変位地形は、その長さによらず、マグニチュード（M）7 前後以上の地震を引き起こす可能性があるとして重要視されてきた（島崎, 2008）。一方で、かならずしも個々の断層変位地形が個別の大地震を起こすわけでもない。例えば、2016 年熊本地震の際には、InSAR 解析によって震源断層である布田川断層以外にも約 200 箇所で大変位がマッピングされた（Fujiwara et al., 2016）。これらの一部は既往の断層変位地形沿いに生じたことがわかっている（鈴木ほか, 2017）。同様の現象はサンアンドレアス断層帯をはじめ国外の多くの事例でも明らかである（e.g., Rymer et al., 2002）。このことから、遠田・石村（2019）は、2016 年熊本地震を例に地震断層の多様性に言及し、短い活断層・変位速度の遅い活断層を地震発生の視点で次の 3 つに分類した。1) 独自の大地震を引き起こす断層、2) 近傍の地震によって受動的に変位する断層、3) その両方の動きが複合することで形成された断層。いずれにしても、短い活断層でも大地震を引き起こすという単純な解釈とならず、断層間相互作用も含めて複雑なふるまいが考えられる。ハザード評価の観点からは、起震断層は少なくなる反面、変位ハザードが増大する。このように、地殻変動の検出技術の向上やこの 20 年程度で生じた国内外の地震断層データが蓄積されたことで、短い活断層の多様性が議論されつつある。

このような近年の内陸大地震の地震断層マッピングを行う中でその認定（震源断層が地表に達したものか（テクトニック）、主として重力作用によるものか（ノンテクトニック）、その両方の作用によるものか）、に関して再度整理し、震源断層との関連性やその起震性について深く議論する必要がある。また、活断層の定義にもかかわる重要な問題とも考える。以下、本発表では、近年の内陸大地震を例にその課題について指摘する。

2. 2014 年長野県北部の地震（M6.7）

2014 年長野県北部の地震では、おおむね既知の神城断層沿いに約 9 km の地震断層が出現した（e.g., Okada et al., 2015）。その中で姫川右岸の北城では、地すべりや斜面変動を伴うものの、ほぼ連続的な東側隆起の地震時変位が現地調査と DEM 差分解析（Ishimura et al., 2019）から認められた。その中の 1 地点では、斜面上方では開口亀裂と西落ちを示す変位が認められ、その斜面下端では短縮変位が確認されたことから、一見地すべりに伴う変形に見える。しかし、その下端の位置は南北に続く東側隆起の地変と一致する。また、斜面上方の西落ちの地形は地震前にも存在しており、2014 年の地震でその崖が成長した。このように、この地点は地震動による斜面変動とも解釈できる地形であるが、南北には地震断層が連なることから、震源断層の地表延長部とも解釈できる。したがって、ここで認められる地形は、テクトニック・ノンテクトニックその両方の作用の結果と考えられる。このような場合、斜面上方の西落ちの地形が断層変位地形となるかが課題である。2014 年の地震がなければ、この地形は山体重力変形地形と判断されるであろう。

3. 2016 年熊本地震 (M7.3)

2016 年熊本地震では、前述のように様々な小変位が広域に出現した (Fujiwara et al., 2016). 阿蘇カルデラ内の内牧では、主断層である布田川断層からの 5-10 km 離れているにもかかわらず、黒川沿いには大きな上下変位を伴う地変が断続的に出現した. この変位に関しては、内牧温泉で確認された深度 50 m のすべり面 (Tsuji et al., 2017) が大きく関わっていると考えられており、InSAR 解析も LiDAR 差分解析 (日本応用地質学会, 2016) もこれを指示する. 一方で、強震動による側方流動だけではなく地下の伏在断層も働いているという解釈もある (中田ほか, 2016). またこのような変形は遺跡中にも記録されており (e.g., 熊本県教育委員会, 2010), その年代は布田川断層の 1 回前の活動時期と重なるため (Ishimura et al., 2022), 1 回前にも同様の地変が生じたと考えられる. したがって、この地変は布田川断層の活動で繰り返し生じている現象であることは確かである. 一方で、伏在する断層の変位がごく表層の側方流動に影響を与えたのかどうかという意味では明確な解釈は得られていない.

布田川断層のカルデラ内延長部では、右横ずれ変位とはセンスの異なる正断層群が濁川南岸に出現した. 国土地理院活断層図では地震断層として示されているが、対応する断層変位地形は認められていない (鈴木ほか, 2017). ただし、白濱ほか (2018) では、地震断層に対応する地溝状の地形が地震前に存在していることと地層に変位の累積性が認められることを確認し、地震前後の DEM 差分から地すべり性の変動ではなく北傾斜の正断層を推定している. また、Kumahara et al. (2022) も地震前の空中写真判読から地溝状の地形を認定し、そこに熊本地震時の変状が出現したと記載している. 実際に新阿蘇大橋の工事中に出現した露頭では数 10 m に及ぶ火山噴出物と土壌が多数の並走する断層で切断される様子が確認されている.

4. 2024 年能登半島地震 (M7.6)

2024 年能登半島地震の際には、能登半島東部の若山川沿いで最大 2 m を超える崖地形が数 km に渡り確認された. 現時点でその崖が震源断層と関係のある断層なのか、斜面変動に伴う局所的な変形の一部なのか、について議論が続いている. 発表者らは、若山川両岸斜面の地質構造を使用した幅広い斜面変動の結果、谷部に移動する土塊の端部が 2 m の崖となって出現したと判断した (Fukushima et al., under review). このような斜面の傾斜方向への大規模な変動は若山川のみでなく、能登半島北東部の北岸でも捉えられており、数 km の幅で発生している変形が関係していると考えられる. 今回の若山川沿いの変状の一部は 2023 年 5 月の地震でも変位したことが InSAR 解析から報告されており (杉本ほか, 2024), 近傍の比較的規模の大きな地震のたびに成長していると考えられ、地震動によってトリガーされた斜面変動が関係している可能性が考えられる. また、この崖の変形幅は狭く、断面をとると崖から離れるにつれてその上下変位量は小さくなり、そのような変形の波長 (規模) という点でもテクトニックなものとの違いが指摘できる.

5. さいごに

本発表で紹介した地震断層が形成する地形は、断層変位地形と類似した特徴を持つ (地震時に活動、変位の累積を示す). 一方で、斜面変動のみでも解釈可能である. これらを俯瞰すると通常の表層崩壊や地すべりと比べて深い深度にすべり面を持つことが共通している. そのため大きなスケールでの変位

(InSAR で検出可能なもの) を示し、テクトニック・ノンテクトニックの区別が地表付近の観察のみでは難しいと考えられる. また、深部のテクトニックな動きと浅部での重力作用等とが複合的に生じていることも考えられる. そのため実際にどうすればそれらを見分けられるのか (DEM 差分解析の活用や変形の波長に着目するなど) という課題や現状使用されている地震断層という言葉の使用、についての議論が必要と考える.

【謝辞】岩佐佳哉氏、高橋直也氏、熊原康博氏、金田平太郎氏には本要旨を読んでいただき、コメントいただいた. この場を借りて御礼申し上げる.

O-11

令和 6 年能登半島地震に伴い半島内陸部に生じた局所的な地表変位

° 小林知勝, 姫松裕志, 中埜貴元, 服部晃久, 市村美沙, 中島正寛 (国土地理院)
Local ground displacements identified in the inland area, associated with
the 2024 Noto Peninsula Earthquake

° Tomokazu Kobayashi, Yuji Himematsu, Takayuki Nakano, Akihisa Hattori, Misa
Ichimura, and Masahiro Nakashima (Geospatial Information Authority of Japan)

1. はじめに

大規模な地震が発生すると、強震動を引き起こした断層から離れた領域においても、局所的な断層運動が引き起こされる場合がある (Fujiwara et al., 2016; Kobayashi et al., 2024). 令和 6 年能登半島地震においても、地震に伴い、能登半島内陸部において、浅部での断層運動に起因すると思われる地表変位が合成開口レーダー (SAR) において捉えられた. 本発表では、こうした変動の位置や運動様式について紹介し、能登半島における断層系との関係について議論する.

2. SAR による地殻変動解析

本解析の対象となる cm 規模の変動を捉えるため、本研究ではだいち 2 号 (ALOS-2) 衛星による SAR 干渉画像を用いた. 解析では、令和 6 年能登半島地震 (以下「本震」という.) を含む SAR 干渉画像 (以下「地震時の干渉画像」という.) 及び本震後の観測データによる SAR 干渉画像 (以下「地震後の干渉画像」という.) を作成し、干渉縞の空間分布の連続性が直線的に途切れる箇所を、断層運動に起因する地表変位として判読した. 解析には、本震後 5 つの軌道から撮像された計 11 枚の画像を用いた SAR 干渉画像を使用した. 本震後最速で撮像された画像は、地震発生後約 7 時間後のものである. 従って、この画像を用いた地震時の干渉画像からは地震発生から約 7 時間の間に進行した地殻変動が、地震後の干渉画像からは地震発生から約 7 時間経過した後に進行した地殻変動を判読できることになる.

3. 能登半島の内陸部に見られる局所的な地表変位

地震時の干渉画像においては、大規模な地殻変動が生じた半島の北部で非干渉領域が広がり変位の判読はできなかったが、それ以外の干渉している領域を精査すると、リニアに分布する変位の不連続を複数確認することができた (図 1 a). その多くは、羽咋郡志賀町の北部に存在した. これらは数 km 程度の長さを持ち、その多くは南北から北西—南東の走向を持つ. 酒見断層から東に約 5km の位置にも数 km にわたる断層運動と思われる変位が認められ、この変位境界を挟んで西側が 10 数 cm 隆起している. 一方、富来川南岸断層付近では、当該断層とほぼ平行の北東—南西走向の変位不連続が認められ、この変位不連続を挟んで北側が数 cm 沈降する. さらに、地震後の干渉画像にも明瞭に半島内陸部で進行する局所変動が認められた (図 1 b). 中でも顕著なものは、酒見断層の東部において、南北に約 10km、東西数 km

の幅の領域で見られる変動である。隆起を示すこの変動は、門前町馬渡付近において明瞭な変位不連続が見られ、そこから南東方向に数 km にわたる変位の境界が認められる。このほかにも、輪島市街から南西に数 km の位置にある山地においても、北東－南西方向の変位不連続が認められた。強震動を引き起こしたとされる断層からやや離れた場所で、局所的に地表がズレ動く現象は、平成 28 年（2016 年）熊本地震や 2023 年トルコ・シリア地震でも確認された。今回の能登半島地震においても確認されたこうした局所変動は、能登半島における断層システムの考察に新たな知見を与えるかもしれない。

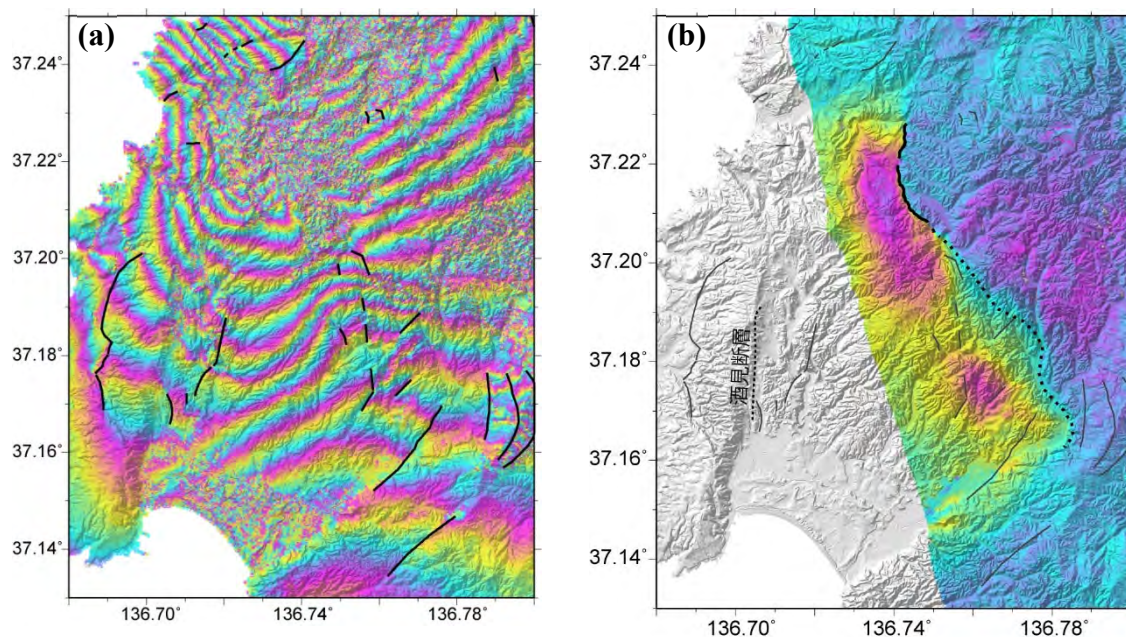


図1 羽咋郡志賀町の北部における地震時及び地震後の SAR 干渉画像. (a)2023 年 6 月 6 日と 2024 年 1 月 2 日の観測による SAR 干渉画像 (path 26). 黒線は干渉画像から判読した変位の不連続が認められる箇所. (b)2024 年 1 月 1 日と 2024 年 4 月 22 日の観測による SAR 干渉画像 (path 121).

謝辞：これらのデータは、地震予知連絡会 SAR 解析ワーキンググループ（地震 WG）を通じて、（国研）宇宙航空研究開発機構（JAXA）から提供を受けました。ここで使用させていただいた 2 号の原初データの所有権は、JAXA にあります。

文献

Fujiwara et al., 2016, Small-displacement linear surface ruptures of the 2016 Kumamoto earthquake sequence detected by ALOS-2 SAR interferometry, *Earth Planets Space*, 68: 160.

Kobayashi et al., 2024: Insights on the 2023 Kahramanmaraş Earthquake, Turkey, from InSAR: fault locations, rupture styles and induced deformation, *Geophysical Journal International*, 236, (2), 1068–1088.

2024 年能登半島地震から改めて考える活断層近傍の 地震活動の重要性

遠田 晋次 (東北大学)

Significance of seismicity on and/or nearby an active fault for occurrence of a large
earthquake revisited by the 2024 Noto-Hanto, Japan, earthquake

Shinji Toda (Tohoku University)

2024 年 1 月 1 日に発生した能登半島地震 (M7.6) では、能登半島北岸沖合の海岸線に並走する南東傾斜の逆断層群 (井上・岡村, 2010) と佐渡西沖まで伸びる北西傾斜の逆断層が約 150km にわたって連動した。これらの逆断層群の存在と津波発生のポテンシャルは国土交通省 (2014) によってまとめられ、石川県など自治体の防災対策などに活かされていた。また、従来の能登半島ブロック変動 (太田・平川, 1979) だけではなく、完新世における地震性海岸隆起の痕跡なども指摘されていた (宍倉ほか, 2020)。一方で、2020 年 12 月頃から珠洲市直下では活発な群発地震活動が発生し、隆起・膨張をとともなう地殻変動が約 3 年間にわたって観測され (例えば, Amezawa *et al.*, 2023), 2023 年 5 月 5 日は M6.5 などの被害地震も発生していた。そのような状況で発生した能登半島地震では、本震震源 (破壊開始点) は 4 つの群発地震クラスターの真ん中に位置し、そこから東西両方 (バイラテラル) に破壊が進展した (例えば, Okuwaki *et al.*, 2024)。つまり、群発地震活動が火付け役となり、珠洲直下から活断層群が動的に連動したことが、今回の能登半島地震の発生過程といえる。

一方、大地震や火山活動による静的応力変化と地震応答に関する研究成果は、活断層 (系) から将来発生する地震の破壊パターンに関する手掛かりとなる。同研究では、0.1–1bar (10–100kPa) 程度の微小なステップ状の応力変化でも多数の震源核形成を促し、地震活動を活発化させることが示されてきた。このことから、評価対象活断層全体の平均的な応力変化よりも、応力伝播による小中の地震活動に注目した方が大地震の予測には適切である (例えば, Stein, 1999)。つまり、大地震は小破壊から雪崩式に大破壊へと成長していく動的なカスケード過程とみると、評価する断層面にかかる応力変化の最大値、もしくは近傍の誘発地震活動が高まった部分に着目することが重要である。その場所が近い将来の破壊開始点になる可能性をひめている (図 1)。

2016 年の熊本地震を含め、最近発生した連鎖的な大地震 (例えば, 1992 年ジョシュアツリー地震–ランダース地震と 1999 年ヘクターマイン地震, 1997 年 3 月と 5 月の鹿児島県北

西部地震，1999 年トルコイズミット地震とデュズジェ地震，2002 年アラスカニナーナ地震とデナリ地震など）では，誘発された後者の地震は，前者によって地震活動が高まった地域を破壊開始点としている．これは，2 日前に M7.3 の地震を伴った東北地方太平洋沖地震など海溝型地震にもいえる．スロースリップ，プレスリップなども関係している可能性もあるが（例えば，Kato *et al.*, 2016），俯瞰すると，最初の地震によって誘発された地震の 1 つが，動的なカスケード過程をたどり固着していた断層区間を壊すことで，最終的に大規模な地震へとつながった場合が多い．このようなプロセスは，2023 年トルコカフラマンマラシュ地震（M7.8）など，近年の長大断層帯における分岐断層からの破壊例にもいえる．

活断層上の破壊開始点の予測は，強震動予測レシピにおける重要な要素の 1 つである（入倉・三宅，2001）．破壊開始点と破壊パターンを考察する試みとして，活断層の分岐形態（中田ほか，1998）を用いた検討が行われてきた．しかし，能登半島地震を含め，最近の多くの事例からいえることは，活断層の分布形態だけではなく，活断層（帯）沿いで地震活動が最も高い地点が破壊開始点（震源）となることを示唆する．さらに，群発地震・誘発地震活動など，地震活動の局所的な高まり，それにともなう分岐断層での断層運動が，断層帯全体の破壊誘発につながる（unzipping）ことから，地震規模や変位分布は，誘発された時点での断層（帯）沿いのすべり欠損の放出を反映するため，変位予測モデル（slip-predictable model）的な断層挙動が想定される．

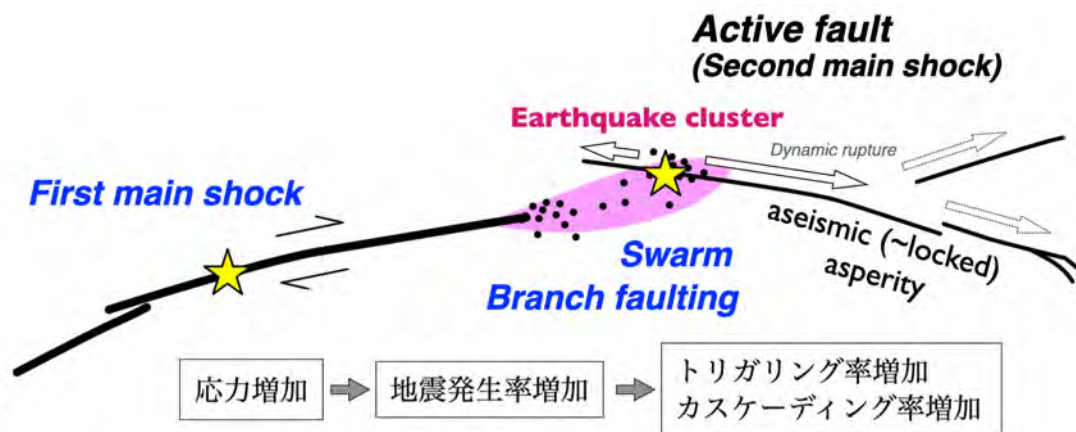


図 1 応力伝播・局所的な地震活動の高まりによる地震の誘発作用と活断層の破壊パターン

文献：Amezawa *et al.* (2023) *Geophys. Res. Letts.*, 50, e2022GL102670；井上・岡村（2010）能登半島北部周辺 20 万分の 1 海域地質図及び説明書；入倉・三宅（2001）地学雑誌，110，849-875；Kato *et al.* (2016) *Geophys. Res. Lett.*, 43, 8945-8953；国土交通省(2014)日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書，43p；Okuwaki *et al.*, *Geophys. Res. Lett.*, 51, e2024GL109224；太田・平川（1979）地理学評論，52，169-189；中田ほか（1998）地学雑誌，107，512-528；入倉ほか（2020）活断層研究，53，33-49；Stein (1999) *Nature*, 402, 605-609.

P-1

研究機関と学会の協働による若手育成（その6）：「第6回 活断層の学校 in つくば “国土地理院、産総研、防災科研で学ぶ活断層研究”」の開催報告
○吾妻 崇（産総研）・中埜貴元（国土地理院）・藤原広行（防災科研）・山口 勝（日本放送協会）・中島秀敏（測技協）・宮下由香里（産総研）

Human resource development through collaboration between research institutions and academic society -Report on the 6th “School of Active Fault Studies” in Tsukuba, 3 days of Geospatial Authority of Japan, Geological Survey of Japan/AIST and National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience-

○Azuma, Takashi (GSJ/AIST), Nakano, Takayuki (GSI), Fujiwara, Hiroyuki (NIED), Yamaguchi, Masaru (NHK), Nakajima, Hidetoshi (APA), and Miyashita, Yukari (GSJ/AIST)

1. はじめに

日本活断層学会では、国土地理院、産業技術総合研究所地質調査総合センター、防災科学技術研究所を共催機関として、「活断層の学校 in つくば “国土地理院、産総研、防災科研で学ぶ活断層研究”」を開催している（山口ほか，2018，2022，2023；吾妻ほか，2019，2021）。今年度（2024年度）は、現地参加のみで2024年9月11-13日に開催した。本発表では、今年度の開催状況を紹介するとともに、アンケートの集計結果を紹介する。

2. 行事のねらい

本行事の主な目的は、活断層調査・研究の現状と魅力を、幅広い分野の学生・院生に知ってもらうとともに、この分野に関連したキャリアパスに関する情報を提供することである。国の地震調査研究推進本部が中心となって実施している活断層調査では、地形判読等によって活断層の位置形状を特定し、地質調査によって活断層の活動履歴が明らかにされ、それらの成果に基づいて強震動評価や地震の発生確率が算出されている。これらの全過程を最新の研究成果とともに3日間で学ぶことができる点がこの行事の大きな魅力である。活断層について学ぶことができる大学は限られており、活断層に興味を持った学生・院生が交流できる機会は限られている。全国の大学生・院生に活断層を学ぶことの意義と楽しさを知る機会を提供するとともに、学生同士の情報交換の場としても意義があるものとなっている。

3. 今年度の開催状況

今年度の受講者は9名であった。遠方の大学から現地参加してくれた学生もあり、開催前日につくばに到着して前泊した参加者が3名いた。また、終了後に後泊を希望した参加者も1名いた。1日目の夜には「交流会」を開催し、研究機関や活断層調査と関係した企業に就職するための情報提供を行なった。また、2日目には「活断層のホームルーム」と称して、参

加者がそれぞれの研究課題や活断層への関心事項などを紹介する時間を設けた。3 日目の講義終了後には、参加者に修了証（受講証明証）を授与した。

4. アンケートの集計結果

過去と同じ内容のアンケートについて、受講者全員に回答してもらった。この行事をどこで知ったかという質問に対しては、情報源が教員や先輩からが大半であるとともに、SNS、特に X（旧 Twitter）が効果的であることが分かった。各機関での講義に関する質問への回答状況からは、参加者の満足度や理解度は高く、活断層研究への興味・関心は全員高まったことが伺えた。自由記述への感想からは、「災害などに備えることも含め、ツールなどの利用をとおして、今後の研究に役立てていきたい。」や「今回参加したことによって、今後の自分の研究や進路の選択肢が増えたように実感できました。」のように、この行事が大学での勉強のモチベーション向上につながったと思われる。一方で、「様々な大学から学生が集まっているので、もっと学生同士が交流できるようなものがあればよりよかったと感じた。」という指摘もあり、今後の運営の参考にしたいと思う。

引用文献

- 吾妻 崇・中埜貴元・藤原広行・中島秀敏・安江健一・道家涼介・香川敬生・山口 勝（2021）研究機関と学会の協働による若手育成（その 3）：「第 3 回 活断層の学校 in つくば “国土地理院、産総研、防災科研で学ぶ活断層研究”」の開催報告．日本活断層学会 2021 年度秋季学術大会講演予稿集，0-7，13-14.
- 吾妻 崇・山口 勝・中島秀敏・中埜貴元・藤原広行・杉戸信彦（2019）研究機関と学会の協働による若手育成（その 2）：「第 2 回活断層の学校 in つくば “国土地理院、産総研、防災科研で学ぶ活断層研究”」の開催報告．日本活断層学会 2019 年度秋季学術大会講演予稿集，P-2，36-37.
- 山口 勝・吾妻 崇・宇根 寛・中埜貴元・藤原広行・杉戸信彦（2018）研究機関と学会の協働による若手育成：第一回「活断層の学校 in つくば 国土地理院、産総研、防災科研で学ぶ“活断層研究”」の報告．日本活断層学会 2018 年度秋季学術大会講演予稿集，0-9，34-35.
- 山口 勝・吾妻 崇・中埜貴元・藤原広行・中島秀敏・宮下由香里・宇根 寛（2022）研究機関と学会の協働による若手育成（その 4）：「第 4 回 活断層の学校 in つくば 国土地理院、産総研、防災科研で学ぶ“活断層研究”」の報告．日本活断層学会 2022 年度秋季学術大会講演予稿集，P-1，27-28.
- 山口 勝・中埜貴元・吾妻 崇・藤原広行・中島秀敏・宮下由香里・宇根 寛（2023）研究機関と学会の協働による若手育成（その 5）：「第 5 回 活断層の学校 in つくば 国土地理院、産総研、防災科研で学ぶ“活断層研究”」の報告．日本活断層学会 2023 年度秋季学術大会講演予稿集，P-1，33-34.

P-2

アイトラッキングを活用した変動地形判読プロセスの記録と解析 —キルギス共和国チュー川盆地南縁の事例—

° 松下紗弥歌・佐藤剛・山口朱莉(東京都市大)・松多信尚(岡山大)・越後智雄(環境地質)

Recording and analysis of tectonic landform interpretation process using
Eye tracking system - The southern rim of the Chu River Basin in the Kyrgyz Republic -

° MATSUSHITA Sayaka, SATO Go, YAMAGUCHI Akari, MATTA Nobuhisa, ECHIGO Tomoo

1. 背景と目的

活断層図を作成してきた熟練地形判読者の高齢化が進むとともに、変動地形の判読ができる若手研究者や大学院生が減少している。高度な地形判読技術をもつ地形学者の技術を継承させるために、発表者らは熟練・中堅地形学者の読図に基づく地形判読プロセスをアイトラッキング(視線計測)で記録する取り組みを行っている。アイトラッキングは生体計測技術のひとつであり、発話情報と併せて、熟練研究者が地形の“なに”をみて“どのように考えて”判読しているのか解析し蓄積できる。熟練判読者の判読プロセスを可視化し、判読時の思考をたどる資料は変動地形学習者の判読技術習得及び向上に資する。さらに、アイトラッキングによって均一の基準で抽出した複数の熟練判読者の視覚情報を比較することで熟練判読者の地形判読特性が分析可能となる。本研究ではキルギスのチュー川盆地 (Chu River Basin) 南縁周辺を調査地に設定し、発表者の松多と越後が変動地形を判読するプロセスをアイトラッキングで記録し、解析することを試みた。

2. 解析事例

キルギス・アラト山脈 (Alatau Mountains) とチュー川盆地の境界には東西に延びる活断層が存在する¹⁾。この活断層が存在する盆地東部のトクモク (Tokmok) 南方を対象に地形表現図²⁾を作成し、松多と越後がアイトラッキングツール (Tobii 社製・Tobii グラス³⁾) を装着して地形判読を行った (図 1-A)。ここではアイトラッキングにより記録された視線データの解析結果の一例をあげる。図 1-B は松多の視線データから作成されたヒートマップである。ヒートマップは視点を長く置いた箇所ほど暖色で表現される図である。これを見ると、破線 a で囲った盆地南縁と、破線 b で囲んだ山地内のエリアを注視していることがわかる。松多による判読過程で地形表現図に記入された情報や発話情報から、破線 a の範囲には盆地と山地の境界に明瞭な断層崖が存在していることが指摘された。一方で破線 b の範囲には注視したものの明瞭な断層崖は認めなかった。越後による地形判読から得られたヒートマップも同様の傾向を示した。越後は破線 b の範囲を境に山地の起伏量が異なる点、また段丘面の発達状況から、破線 b の範囲に境界断層が存在しており、破線 a の範囲の断層は前縁断層と考察している。こうした判読プロセスを大会発表時には両者の視線動画や解析結果を用いて詳しく紹介する。

1) 佐藤剛ほか (2018) 中央アジア・チュー川盆地の地形分類図を基に検討した中世都市遺跡の立地特性、地図, 56 (2) 4-12., 2) だいち (ALOS) の光学衛星画像から作成された DEM (AW3D 2.5m 解像度) を用いて作成した。

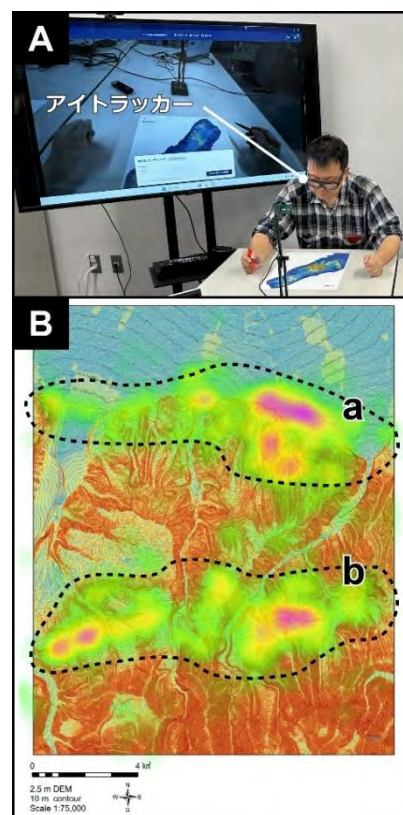


図 1-A) アイトラッキングを用いたデータ収集。判読者は越後。B) 松多の注視状況を示したヒートマップ

P-3

キルギス共和国アク・ベシム遺跡で発見された唐代土塁の 地震性変形構造と起震断層

° 佐藤剛（東京都市大），若井明彦（群馬大），越後智雄（環境地質）

山内和也・望月秀和（帝京大）

Seismic deformation structure of Tang Dynasty earthworks discovered at Ak-Beshim site and induced earthquake faults in the Kyrgyz Republic

° SATO Go, WAKAI Akihiko, ECHIGO Tomoo, YAMAUCHI Kazuya, MOCHIZUKI Hidekazu

1. アク・ベシム遺跡

シルクロード天山北路沿いに位置するアク・ベシム（Ak-Beshim）遺跡は，天山山脈西部のチュー川盆地に位置し，UNESCO（国連教育科学文化機関）の世界遺産「シルクロード：天山回廊の交易路網」に登録される中世都市である．6世紀から12世紀に栄えたアク・ベシムは，7世紀に唐の支配下となり碎葉鎮城とも呼ばれた（山内・バキット編，2016；佐藤ほか，2017など）．帝京大学文化財研究所は2016年からアク・ベシム遺跡の発掘調査を開始し，そのなかで第1シャフリスタン東壁の発掘調査を開始した（図1-A）．その結果，壁面から版築工法を用いて築かれた構造が認められたことから，壁は唐代に造り直されたことが明らかになった（山内・バキット，2017）．また，トレンチの観察から壁の築造後にせん断変形が生じたことが判明した．発表者らはこの壁の変形を Geoarchaeology の視点から復元を試み，その誘因が地震である可能性が高いこと，その起震断層がアク・ベシム遺跡南方に位置する活断層と推定したので報告する．

2. 土塁の変形構造

調査地は第1シャフリスタンを取り囲む壁の南東隅に位置する．調査ではトレンチの露頭面を観察し，層相の記載を行った（図1-B）．露頭はa層～p層に分けられ，b層からk層までは版築により築造された盛土である．それぞれの層境界は突き固めがなされた面と考えられる．1層からp層は，風成および水成の自然堆積物で構成される．露頭面を見て分かるように，中央部にはb層からm層にかけてクラックが生じており，それを境に西側の堆積物は下方に変位している．さらにこのクラックに続くようにn層からo層にかけては，せん断面が形成されている．n層の変位量は垂直方向に11 cm，水平方向に10.5 cm認められた．このせん断面はp層には及んでいないが，p層はせん断面の伸長方向で沈下している．つまり，p層よりも上位の変位は，p層の沈下に伴うものとする．筆者らは，この変位の誘因を地震動に求めた．その理由として，n層で液状化の痕跡とみられる砂の乱れが存在すること，またm層よりも上位の層のせん断時にクラックが生じることは考えにくく，クラックはせん断変位後に地震動に伴うトップリングにより形成されたと考えた．実際，第1シャフリスタンの南西に

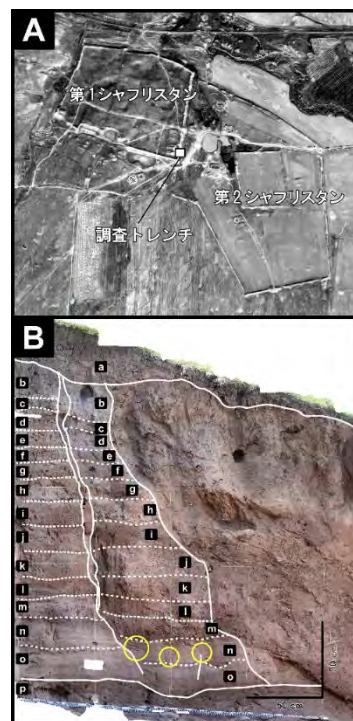


図1 A：アク・ベシム遺跡（1967年撮影航空写真），B：調査トレンチの断面．○に液状化の痕跡

位置する第 2 シャフリスタン（図 1-A）からは、建物の倒壊に伴う大量の瓦が発見されている（山内・バッキット，2017）。この瓦は、唐代のものであることから、アク・ベシムは 7 世紀の地震による被災を経験している可能性が示唆される。なお、弾塑性 FEM 解析を用いることで地盤工学の観点から本露頭でみられる変形を再現し、原因の究明を試みた。その結果、土壁の変状が再現でき、原因について液状化に起因するものであると考えても観察事実と矛盾しないという結論も得られている。

3. チュー川盆地南縁の変動地形

調査地から南に 13 km の位置には、チュー川盆地とキルギス・アラトー山脈を境する位置に明瞭な活断層崖が東西方向に発達する（佐藤ほか，2017）。一方で盆地の北縁には明瞭な変動崖が認められないことから活断層は存在しておらず、土塁を変形させた地震動はチュー川盆地南縁を震源とする地震活動に関連すると考えられる。そこで筆者らは 2024 年 8 月にチュー川盆地南縁の活断層周辺の踏査を実施した。図 2 に示した地点では断層崖の



図 2 チュー側盆地南縁の断層崖（破線）。写真右側が南となる。

比高が 20 m ある。断層崖は河成段丘面を切っているが、この段丘を構成する堆積物は後氷期の温暖化にともなうアウトワッシュ起源と考えられる。仮に段丘面の形成が 1 万年前と仮定すると、この活断層は 1,000 年あたりの平均変位速度は 2 m と活動度が高い可能性がある。発表では、チュー川盆地南縁の変動地形についてより詳細な調査結果を紹介する。

文献：佐藤ほか（2017）中央アジア・チュー川盆地の地形分類図を基に検討した中世都市遺跡の立地特性，地理，56。山内・バッキット（2016）キルギス共和国チュー川流域の文化遺産の保護と研究，東京文化財研究所。山内・バッキット（2017）帝京大学シルクロード学術調査団による 2017 年度アク・ベシム遺跡調査，帝京大学文化財研究所。

P-4

ネパール南東部ダマク市におけるヒマラヤ前縁帯活断層の 剥ぎ取り標本の作成

° 熊原康博（広島大学）・八木浩司（山形大学・名誉）・Deepak Chamlagain
（Tribhuvan Univ., Nepal）

Making of the peeled-off sample of the Himalayan Frontal Thrust in Damak, Southeastern Nepal

° Yasuhiro Kumahara (Hiroshima Univ.), Hiroshi Yagi (Emeritus Prof., Yamagata Univ.), Deepak Chamlagain (Tribhuvan Univ., Nepal)

はじめに ネパールは、インドプレートとユーラシアプレートが衝突するプレート境界付近に位置し、国土の大部分がヒマラヤ山脈に含まれる。ヒマラヤ山脈は、長い年月にわたるこのプレート衝突により形成され、現在のプレート境界にあたるヒマラヤ前縁帯活断層（HFT）の先端は、ネパール南部を東西に横切る。過去には、この断層が活動して巨大地震が発生してきた。発表者は、HFT が山地隆起、プレート境界、巨大地震の関係を一度に学ぶことができる重要な存在と考えた。さらに、2015 年に発生したゴルカ地震では地表地震断層が生じておらず、活断層そのものが、ネパールの人にとってはほとんど知られていない状況にある。従って、HFT に関する企画展を実施すれば、山地隆起-プレート境界-巨大地震の関係と、活断層の存在やその特徴を学べると考えた。そこで、HFT の断層露頭の剥ぎ取り標本を作成し、この標本と、それに関連する解説をつけたコンテンツを作成し、それらを展示する企画展を行うこととした。本報告では、企画展に先立ってネパール南東部ダマク市で行った、HFT の剥ぎ取り標本の作成について発表する。

トレンチの概要 調査地はダマク市の中心部から北に約 10km、チュリア丘陵とタライ平原の地形境界に位置する。Wesnousky ら（2017）は、トレンチ壁面から河床堆積物中の顕著な HFT の断層面と関連する褶曲変形を明らかにした。この研究グループであった発表者らは、同じ地点でトレンチを改めて掘削することにした。トレンチ地点は Ratuwa Khola 川右岸にあり、最低位段丘の前面にある高さ約 5 m の断層崖である。この断層崖は HFT の最新活動で生じたものである。トレンチで観察された層序と断層構造は、Wesnousky ら（2017）が報告したものと一致する。壁面では、北東に約 27° 傾斜した断層面に沿って、スラスト運動によって変形を受けた河川性堆積物が認められた。

剥ぎ取りの方法 Wesnousky ら（2017）のトレンチ壁面のスケッチに基づいて、事前に断層構造のサイズを想定し、剥ぎ取り方法を計画した。剥ぎ取り標本の移動・保管・展示を容易にするため、1 m グリッドごとに剥ぎ取ることにし展示の際につなぎ合わせることにした。長さ 20m、幅 1m、深さ 6m のトレンチをショベルカーで掘削した。トレンチ壁面は、剥ぎ取り用の溶剤（トマック NS-10）の浸透を促進するため、ねじり鎌で平滑にした。表面を洗浄し、グリッドを作成した後、断層構造と層の変形を確認し、剥ぎ取る範囲（幅 9 m×高さ 5 m）を検討した。

壁面の表面に、刷毛やスプレーを使ってトマック NS-10 を塗布した。その後、ガラスファイバーの布を、トマック NS-10 を塗布した地層面にかけた。接着を確実にするため、布と堆積物を釘

やつまようじで固定した。トマックを布に再度塗布し、サンプルを1日以上乾燥させた。乾燥後、布を持ち引っ張ることによって、堆積物とともに布を剥がした。最終的な剥ぎ取りには少なくとも2人を要した。安全のため、作業はトレンチの底から行い、剥ぎ取り完了後に人力で1m埋めて次の高さの剥ぎ取りを行った。

剥ぎ取り標本は合板に貼り付け、ピンで固定した。移動させるため礫層片は緩衝材で包み、同じ袋に同じグリッドで入れ、元の位置に固定した。サンプルは梱包材で全体を覆い、ラップで固定した。カトマンズに戻ってから、表面の剥離を防ぎ、地層を認識しやすくするために標本をラッカーでコーティングした。

標本の意義 剥ぎ取り標本について、3つの側面で意義があると考えている。

地球科学的意義 長期にわたる活断層の動きによって、巨大地震とヒマラヤ山脈の隆起が生じていることを理解してもらい、その一助としてこの剥ぎ取り標本が役立つと考える。さらに、活断層とは何かについても、この剥ぎ取り標本から理解することも容易である。活断層とは、最近の地質時代の地層に変位をもたらす断層のことであり、今回の剥ぎ取り標本では、約1,000年前の河川堆積層が変位を受けていることから活断層の定義に当てはまる断層標本である。

防災教育的意義 この剥ぎ取り標本は、ヒマラヤ前縁帯活断層の最近の活動で生じた断層変位そのものであり、このサンプルを利用して数多くの地震防災的な解説を行うことが可能である。しかし、活断層を知らない人に対して、断層変位と地震の関係を理解してもらうことは、剥ぎ取り標本だけでは難しい。例えば、台湾の集集地震や、パキスタンのカシミール地震などで見られた逆断層の構造を同時に紹介することで、同じアナロジーで大地震と地震断層の関係を理解してもらうことは可能であろう。これまで活断層という言葉を知らなかったネパールの人にとって、他地域の活断層の活動による地震被害を通じて、活断層に関する新たな認識を得て、地震へ備えることができると思う。

アウトリーチ的意義 Wesnousky (2017) らの研究は学術誌に掲載され、過去の巨大地震の規模と時期を明らかにした研究としてみなせる。一方で、この成果は、今後起こりうる大地震の襲来を予想する研究でもあり、それはネパールの人々にとっても情報である。本研究の成果は、科学研究

のアウトリーチの手段として位置づけられる。



図 トレンチサイトにおける剥ぎ取り標本

【文献】 Wesnousky et al (2017) GRL

【付記】本プロジェクトは、科研費(18KK0027)によって行われた。

P-5

Drone mapping of periglacial gentle slope displaced by Ulaanbaatar fault around Bumbat, Mongolia

Serdyanjiv NARANGEREL: Geogr. and Geoec. Ins., MAS., Yoshiya IWASA : Oita Univ.

Yasuhiro SUZUKI : Nagoya Univ., Hideaki GOTO : Hiroshima Univ.

○ Takashi NAKATA : Prof. Emeritus, Hiroshima Univ., Mitsuhsa WATANABE : Toyo Univ.

Introduction

We have carried out drone mapping of periglacial gentle slope displaced by Ulaanbaatar fault (UBF) around Bumbat, Mongolia in order to know characteristics of periglacial landforms and active fault features.

UBF is an active fault that crosses the Mongolian capital (Fig 1: Suzuki et al., 2020). Holocene activity of this active fault was confirmed by a trench excavation survey by Goto et al. (2024). Study area is located north of 47°45'N latitude in the subarctic zone and around 1500m asl, with winter temperatures sometimes reaching minus 30°C or below. During the last ice ages, temperatures must have fallen even much lower, and as the result the periglacial condition prevailed on the gentle slope.

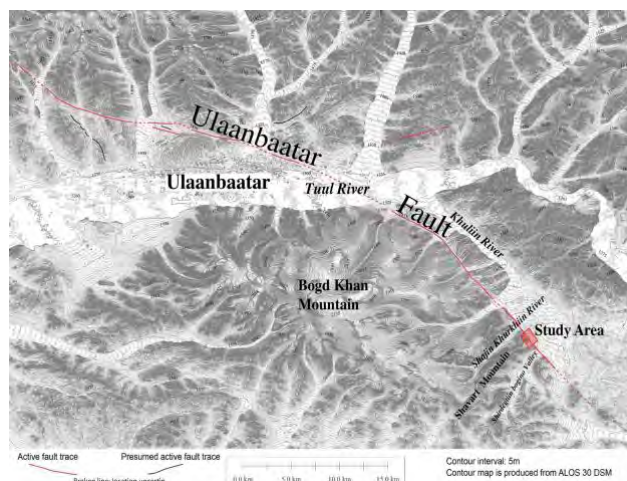


Fig. 1. Location of study area

Drone mapping

We captured 1441 aerial photographs of study area of 0.4 square kilometers using the DJI Mavic 2 Pro UAV on August 04 and 29, 2024. Flight altitude was 50 and 100 m from the surface. In addition, we measured RTK measurements at 7 GCPs, and the data was processed using the "RTK conv, RTK post, and RTK plot" software, providing detailed location and altitude information for GIS analysis.

Data processing

We utilized Agisoft Metashape Professional 1.8.4 software to convert aerial photos into Orthophoto and Digital Elevation Models (OPM and DEM). The resulting RTK measurements were combined with aerial images to generate a topographical map, creating high-accuracy DEM. We employed the functionalities Spatial "Analyst Tools - Surface analysis (Contour, Hillshade)" and 3D analysis to map and create profiles in ArcGIS software. We created a hillshade image with an azimuth of 15 degrees considering the illumination source angle and shadows. Hillshade tool obtains the hypothetical illumination of a surface by determining illumination values for each cell in a raster. It does this by setting a position for a hypothetical light source and calculating the illumination values of each cell in relation to neighboring cells. It can greatly enhance the visualization of a surface for analysis or graphical display, especially when using transparency. To calculate the shade value, first the altitude and azimuth of the illumination source are needed. These values will be processed with calculations for slope and aspect to determine the final hillshade value for each cell in the output raster (Esri, 2019).

In addition, we created a 0.2 m-contour map by DEM. We also made anaglyph images from DEM

using Simple DEM Viewer software. Based on the newly developed DEM, we generated geomorphological cross-section profiles at nine points along the UBF.

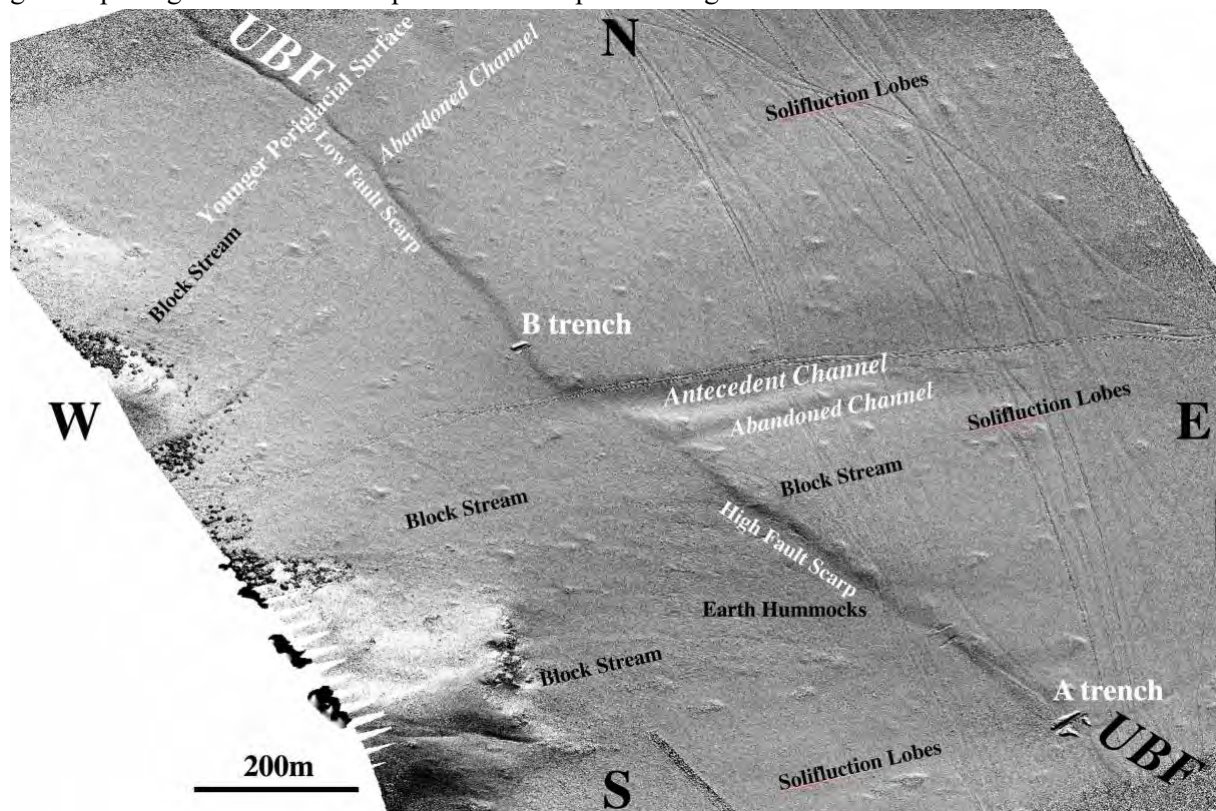


Fig. 2. Hillshade image of study area. Block Streams and Earth Hummocks are not well shown in this figure. High and Low Fault Scarps on different surfaces in age suggests repeated activities of UBF.

Periglacial landforms developed on the gentle slope

The fan-shaped gentle slope extends to an altitude of about 1,500 m and covers an area of about 1.5 square km with a 4-6 degrees dip to the northeast (Fig. 2). The surface is extensively covered with grass and consists of irregular low reliefs mainly composed of small solifluction lobes, earth hummocks and depressions. The source area of periglacial sediments consists of un-weathered hard Silicic sedimentary rock of Lower-Middle Devonian Gorkhi Formation. Talus composed of huge blocks over several meters at maximum in diameter detached and fallen from steep mountain front by freezing and thawing of ice forms block streams. We identify three major block streams composed of over 20,000 angular boulders and gravels of 0.001 - 4.1 square meters on the gentle periglacial slope.

Displacement of Periglacial gentle slope along UBF

UBF is clearly observed in the hillshade image (Fig. 2). Multiple events are topographically revealed as low fault scarps are observed where the UBF crosses younger periglacial surfaces that dissected older periglacial slopes. Block streams are displaced upward on the east side by the UBF. Block stream can be used as a fault reference to estimate the direction of displacement and the time of activity of the UBF fault movement.

Conclusion

We reconfirmed that drone mapping is very effective for detailed observation on low-relief periglacial gentle slope and fault scarp across the slope.

This presentation is one of the research results under the Grant-in-Aid for Scientific Research(A) 24H00120: Earthquake risk assessment and risk reduction awareness education for the Ulaanbaatar Fault.

P-6

2022 年 Mw7.0 台湾池上地震による変位と定常的なクリープ運動

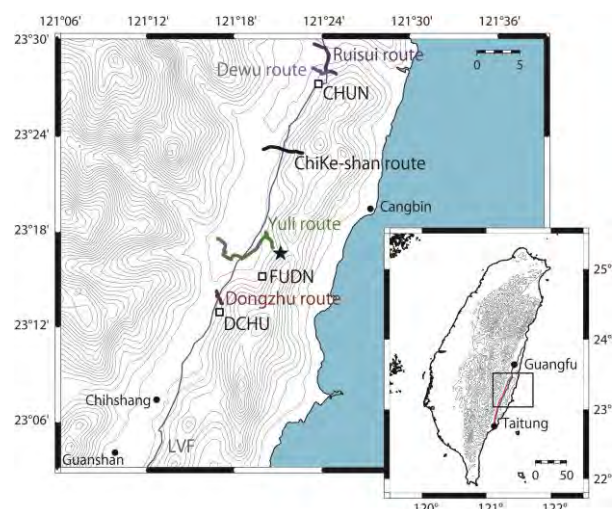
。松多信尚(岡山大)・村瀬雅之(日本大)・林正洪・林瑞仁(中央研究院)・陳文山(台湾大)・西川由香(農水省)

Steady state surface creep and displacement at the 2022 Mw7.0 Taiwan Chihshang earthquake along the central Longitudinal Valley Fault

Nobuhisa MATTA(Okayama Univ.), Masayuki Murase (Nihon Univ.), Cheng-Horng Lin, Jui-Jen Lin (Academia Sinica), Wen-Shan Chen (NTU), Yuka Nishikawa(MAFF)

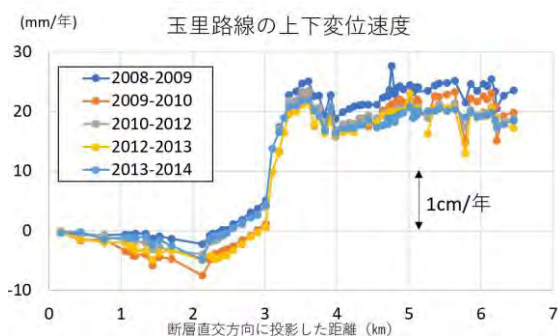
1. はじめに

台湾島はユーラシアプレートとフィリピン海プレートが年間 70mm の速さで収束している造山帯で (Yu et al., 1997)、本断層は収束の一部を賄っている東傾斜の地質的プレート境界の逆断層である。この断層の北部は固着し M7 クラスの地震を 180 年程度の間隔で発生させている (Yen et al., 2008 など)。南部ではクリープメータで定常的なゆっくり滑りが観測され (Lee et al., 2001)、大きな地震 (M7 クラス) は発生しないと考えられている。断層の中部に位置する玉里地域では、1951 年の地震で地震断層が出現する一方、現在も鉄橋が食い違うなどの非地震性滑りも確認される。つまり、玉里付近は遷移領域にあたり、歪集中と地震による解放が行われている。そこで、我々は台東縦谷断層のクリープ運動の時間的变化と空間的变化に着目し水準測量を実施してきた。



2. 定常的なクリープ運動

2008 年より 2017 年にかけて、北から瑞穂、赤科山、玉里、東竹、富里、台東で、実施年度は疎密があるが、基準点間隔 50~数百mの稠密水準測量を行った。特に活断層近傍では基準点の間隔を 50-100m程度としている。結果は、玉里以南の富里や東里では規則正しく一定の非地震性滑り運動が認められる (Murase et al., 2013)。図は、玉里、赤科山の断層の下盤側と



上盤側に設置された水準点間の上下変動時系列である。測定を始めた 2008 年以降 2017 年までの期間、大規模な地震は発生していないが年間数〜数 10 mm の上下変動が検出されている。その上下変動レートは、玉里、赤科山、瑞穂の順に北部に行くほど小さくなり、北部の固着域に近い赤科山では年によって変位量が変化しており、瑞穂では変位のパターンも年によって異なる。これは、北部の固着域に近づくにつれ、安定な滑りから不安定な滑りに遷移していると考えられ、空間的な歪蓄積があると考えられる。

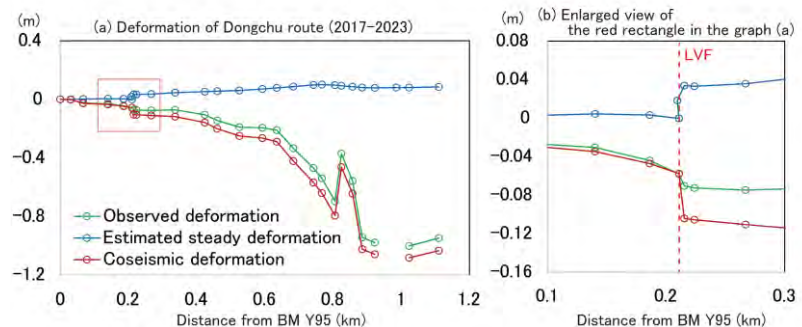
3. 2022 年 9 月台湾池上地震 Mw7.0 時の変位

2022 年 9 月 17 日 21 時 46 分に台湾東部台東県池上付近で日本の気象庁の発表で Mw6.5、震源の深さ約 10 km、最大深度 6 強に相当する地震が発生した。翌 18 日 14 時 44 分にやや北の台東県と花蓮県の境界付近で日本の気象庁によると Mw7.0 (Mj7.3)、震源の深さ約 3 km、最大深度 6 強に相当する地震が発生した。当初、東傾斜の台東縦谷断層の活動と考えられたが、発震機構、余震分布から西傾斜の左横ずれ成分が卓越する逆断層の地震であることが分かった。本地震で地表地震断層が出現したことが報告され、一部は西傾斜の台東縦谷断層に伴う活断層とされていたトレースで変位が認められた (Hsu et al., 2024)。

4. 2022 年 9 月台湾池上地震の変位

従来から離れていて、2023 年 3 月に玉里、東竹、瑞穂で水準測量を実施した。解析には、測定していなかった期間の変位量を見積もり、地震時の変位を推定した。その結果、東竹測線では、東側隆起のクリープ運動が見られた地点で西側隆起の変位があったこと、玉里地域

ではクリープ運動が見られた地点と地震時での変位がみられる地域が異なること、瑞穂地域ではクリープ運動はみられなかった断層沿いで地形を成長させるような変位が見られたことなどが判明した (図 2)。これは、1 枚の活断層が地震によって逆のベクトルですべったことになる。これは、活断層が地殻を変形させているのではなく、地殻変形を受けて活断層が応答したと考える必要があるかと思われる。



引用文献

- Yu et al., 1997, *Tectonophysics* 274 41-59.
- Yen et al., 2008, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2008, 98.4: 1737-1749.
- Lee et al., 2001, *Tectonophysics*, 2001, 333.1-2: 219-240.
- Murase et al., 2013. *Tectonophysics*, 608, 904-913.
- Hsu et al., 2024. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 35(1), 3.

P-7

熊本市池上地区における立田山断層南西部のボーリング調査

° 太田耕輔・大上隆史・丸山正・吉見雅行・根本夏林・田畑薫（産総研）

Drilling survey at the southwestern part of the Tatsutayama Fault, Ikenoue area,
Kumamoto City, southwestern Japan

° Kosuke OTA, Takashi OGAMI, Tadashi MARUYAMA, Masayuki YOSHIMI, Karin NEMOTO,
Kaoru TABATA (GSJ, AIST)

はじめに

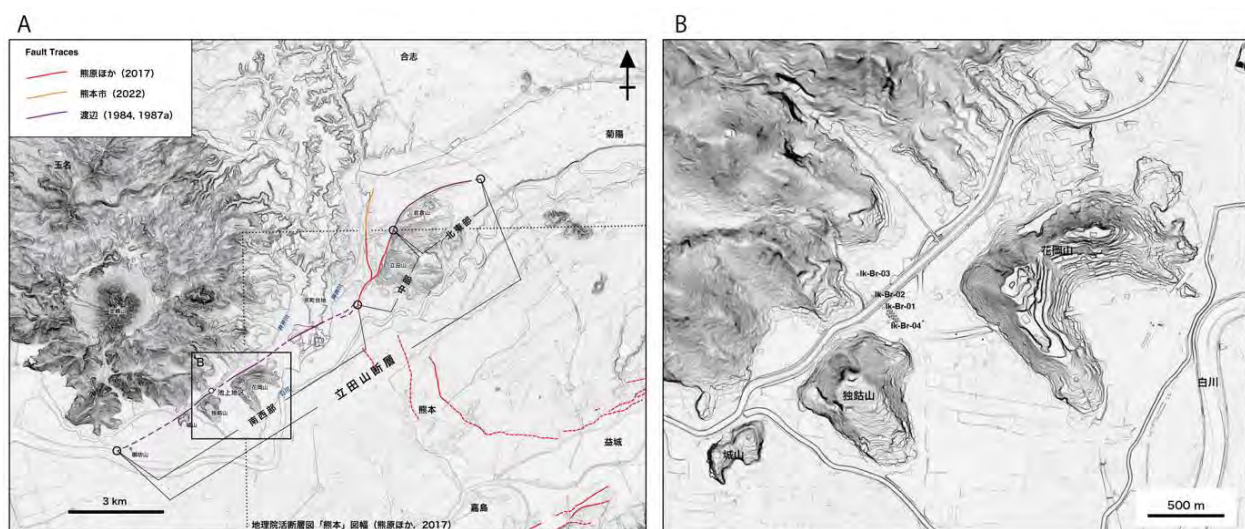
立田山断層は、熊本県熊本市を北東―南西方向に延びる活断層であり、長さは 14 km 以上に達する可能性がある（第 1 図；渡辺，1984；熊本市，2022）。立田山断層の近傍では 1889 年熊本地震（M6.3；宇佐美ほか，2013）が発生しており，家屋被害率分布などから，立田山断層が震源断層であった可能性がある（久保寺ほか，1988）。本断層は熊本市（2022）によって，北東部，中部，南西部に区分されている。このうち，立田山断層中部は，2016 年熊本地震後に改訂された地理院活断層図（熊原ほか，2017）に活断層として示されており，北東部は中部に連続する。一方，立田山断層の南西部については，熊原ほか（2017）には示されておらず，新しい時代における活動が確認できないとされる（熊本市，2022）。立田山断層で発生する将来の大地震を評価する上で，立田山断層南西部における活動の有無を明らかにし，断層の位置・形状および断層長等を検討することが重要である。こうした背景のもと，産総研「防災・減災のための高精度デジタル情報の整備」の一環として，立田山断層南西部が推定されている熊本市池上地区における活断層調査を実施した。

熊本市西区池上地区（以下，「池上地区」）では，熊本県（1996）が立田山断層を対象とした群列ボーリング調査を実施している。これによれば，約 7.3 ka の鬼界アカホヤテフラ（K-Ah；町田・新井，2003）に対比される火山ガラスを含む地層が，立田山断層（南西部）を挟んで約 1.1 m の高度差を生じていると報告されている。しかし，直接的な年代指標は K-Ah のみであり，精度の高い年代測定による具体的な地層の形成年代は検討されていない。また，文部科学省・九州大学（2017）による反射法地下構造探査によれば，立田山断層（南西部）による変形は熊本県（1996）が推定した地表トレースよりも北西側でも生じている可能性がある。立田山断層（南西部）による変形の全体像を検討するためには，変形帯付近の地下構造を明らかにすることが重要である。以上を踏まえて，池上地区に推定される立田山断層（南西部）の変形帯を横断するように P 波反射法探査と 4 地点における群列ボーリング調査を行った（大上ほか，印刷中）。本発表では群列ボーリング調査の結果を中心に報告する。

群列ボーリング調査は，池上地区の沖積低地を北西―南東方向に横断するように，Ik-Br-01-04 の 4 地点で実施した。コア試料について，CT スキャン，半割後に写真撮影・岩層記載およびマルチセンサーコアロガーによる密度・帯磁率測定を行った。また，それぞれの層準について放射性炭素年代測定，粒度分析，泥質堆積物に対して CNS 元素分析，珪藻化石群集解析，花粉化石群集解析を行った。

取得したコア試料は、上部が沖積層（15~25m 程度）、下部が主として凝灰角礫岩および溶結凝灰岩から構成される。沖積層は、日本国内の沖積低地で一般的に知られる岩相変化（例えば、山口ほか，2006；大上ほか，2009）と共通の特徴を示す。すなわち、大きく 5 つの岩相ユニットに区分され、下位からユニット E（砂礫層）、ユニット D（泥質堆積物）、ユニット C（砂質堆積物）、ユニット B（泥質堆積物）、ユニット A（砂質堆積物）に区分される（大上ほか，2024）。ユニット E は Ik-Br-01 および IK-Br-03 地点に認められ、年代値は 15.26 cal kBP を示す。ユニット D~A は全ての地点に分布しており、ユニット D から得られた年代試料は 8.60~7.68 cal kBP を、ユニット B から得られた年代値は 5.82~4.47 cal kBP を示す。熊本県（1996）は池上地区において同様な沖積層の岩相を報告しているが、本研究によって初めて詳細な堆積年代を入れて検討することが可能となった。

本発表では、粒度分析、泥質堆積物に対して CNS 元素分析、珪藻化石群集解析、花粉化石群集解析から推定される池上地区における堆積環境変化を報告し、池上地区に推定される立田山断層南西部の活動性について議論する。



第 1 図. (A) 立田山断層および調査地点の位置図。太田ほか(2024) を改変. (B) 群列ボーリング調査地点の位置図。

引用文献

渡辺一徳（1984）熊本地学会誌，**76**，9-16. 渡辺一徳（1987）熊本地学会誌，**85**，6-13. 岩内明子ほか（1997）熊本大学教養部紀要自然科学編，32，21-44. 熊本市（2022）水前寺・立田山断層調査結果，9p. 熊原康博ほか（2017）1:25,000 活断層図布田川・日奈久断層帯とその周辺「熊本（改訂版）」，国土地理院. 宇佐美龍夫ほか（2013）日本被害地震総覧 599-2012. 東京大学出版会，724 p. 久保寺章ほか（1988）自然災害科学研究所西部地区部会報，5，1-6. 熊本県（1996）平成 7 年度地震調査研究交付金布田川断層・立田山断層に関する調査 成果報告書，294 p. 町田・新井（2003）新編火山灰アトラス，東京大学出版会. 山口ほか（2006）地学雑誌，115，41-50. 大上ほか（2009）地学雑誌，118，665-685. 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学（2017）平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査 平成 28 年度成果報告書，270p. 大上ほか（印刷中）R5 年度 防災・減災のための高精度デジタル地質情報整備 報告書，産総研. 大上ほか（2024）2024 年日本地理学会秋季学術大会. 太田ほか（2004）活断層・古地震研究報告，**23**，1-49.

熊本市周辺（水前寺断層および立田山断層）における反射法地震探査

○吉見雅行・丸山 正（産総研）・山田浩二（阪神コンサルタンツ）

Seismic reflection survey in Kumamoto City, Kyushu, Japan

○YOSHIMI Masayuki, MARUYAMA Tadashi (Geological Survey of Japan/AIST),
YAMADA Koji (Hanshin Consultants)

熊本市にある水前寺断層（帯）（例えば, Goto *et al.*, 2017, 熊原ほか, 2017）と立田山断層（例えば, 渡辺, 1984, 1987）を対象に, 断層位置と断層周辺の地下構造の把握を目的として, 2022 年度に引き続き P 波反射法地震探査を実施した.

水前寺断層帯では, 水前寺国道 57 号測線（吉見ほか, 2023）を北東に延長し, 2016 年熊本地震時の地表地震断層部を含む測線を設定した（図 1）. 地表付近から深度 1,000 m 程度までを対象に, 発震点間隔 10 m, 受振点間隔 10 m での中型バイブレーターを用いた探査とし, データを統合して解析した.

立田山断層については, 金峰山南東麓に分布する孤立丘の北西麓を対象に 2 測線（花岡山測線, 独鈷山測線）を設定した（図 2）. 地表付近から地下 400 m 程度までを対象とし, 発震点・受振点間隔 5 m で中型バイブレータを用いた探査とした.

CMP 重合法による時間断面を作成後, f-k マイグレーション処理を施し, 反射面の位置を補正した後, 深度断面に変換した.（図 3, 4）. 水前寺断層帯については, 2016 年熊本地震の地表地震断層位置（CMP210 付近）およびその南西に細かい不連続が見られ, 複数の南西側低下の正断層群の発達が推定される. 立田山断層については, 花岡山測線では CMP135 付近に北側低下の構造が推定され, 独鈷山測線では不明瞭ではあるが CMP185 付近にやはり北側低下の構造が推定された. なお, 独鈷山測線沿いでは群列ボーリングが実施されている（太田ほか, 本学会）. こちらも参照されたい.

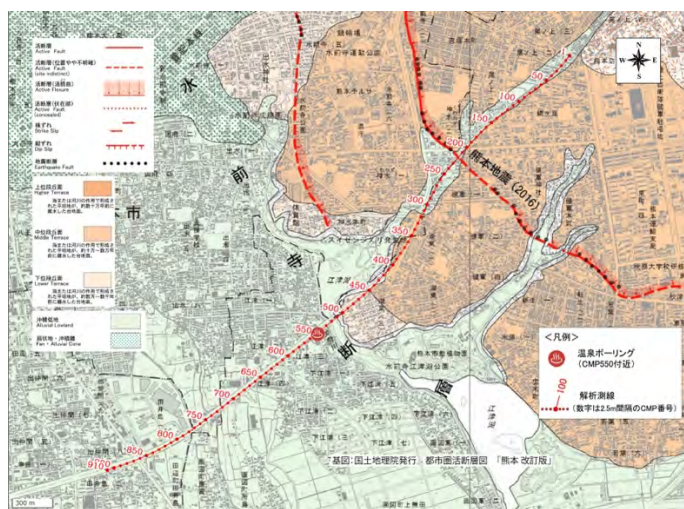


図 1 水前寺国道 57 号統合測線 CMP 位置図（CMP 1～280 付近が延長測線）。

基図は都市圏活断層図「熊本改訂版」（熊原ほか, 2017）。

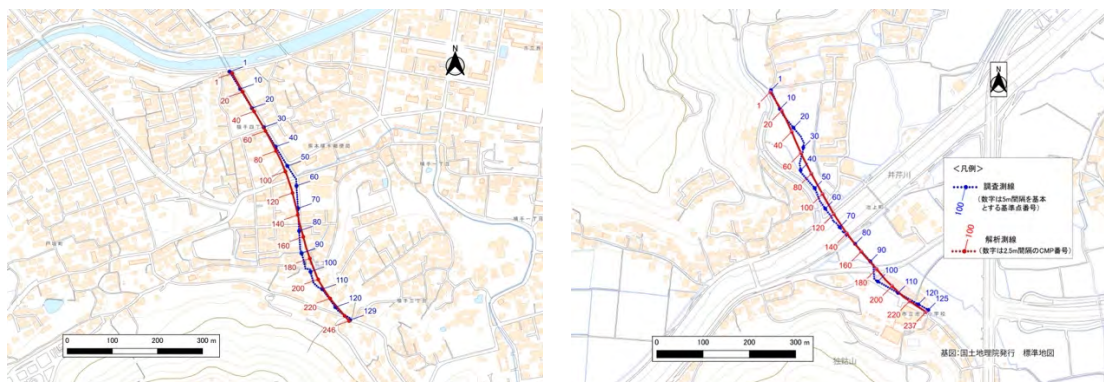


図2 立田山断層を対象とした反射法探査測線位置（左：花岡山測線，右：独鈷山測線）

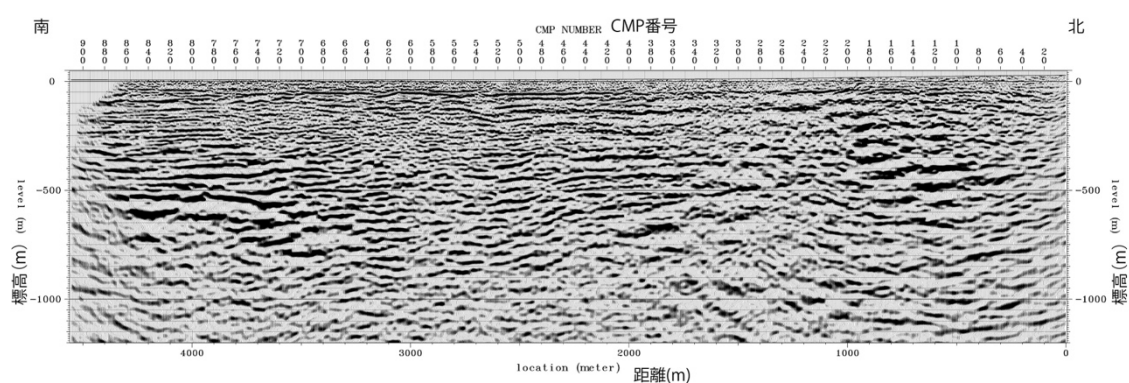


図3 水前寺国道57号統合測線深度断面（V:H=1:1）

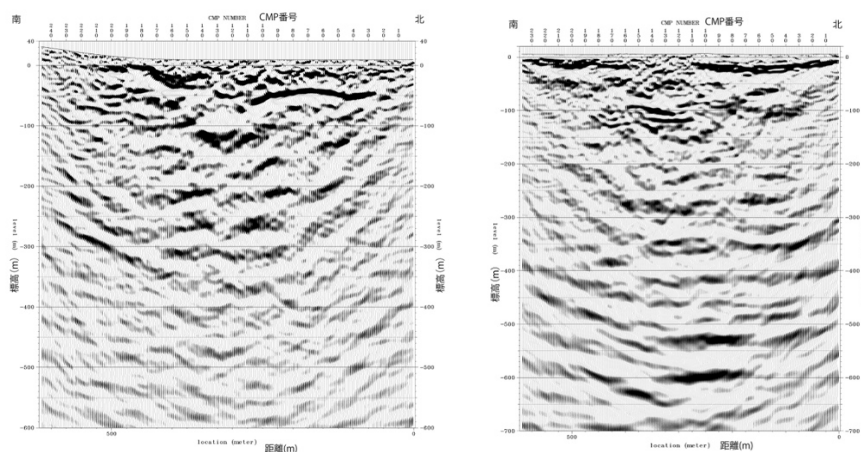


図4 深度断面（V:H=1:1）（左：花岡山測線，右：独鈷山測線）

引用文献：Fujiwara et al.(2020), EPS, 72:119. Goto et al.(2017), EPS, 69:26. 熊原ほか (2017). 渡辺 (1984) 熊本地学会誌, 76, 9–16. 渡辺 (1987) 熊本地学会誌, 85, 6–13. 吉見ほか (2023) 活断層学会, 太田ほか (2024) 本大会

謝辞：本調査の実施に際しては、熊本市、熊本県、国土交通省九州地方整備局熊本河川国道事務所、熊本維持出張所の協力をいただきました。

P-9

2016 年熊本地震の地表地震断層における 地中レーダ探査およびボーリンク調査

○ 谷口 薫・渋谷 典幸・渡邊 和輝・小俣 雅志(株式会社 パスコ)

Ground Penetrating Radar Profiling and Drilling Survey on Coseismic Surface Ruptures associated with the 2016 Kumamoto Earthquake

○ Kaoru Taniguchi, Noriyuki Shibuya, Kazuki Watanabe and Masashi Omata
(PASCO CORPORATION)

1. はじめに

地中レーダ探査 (Ground Penetrating Radar; 以下 GPR と称す) とは, 地中に電磁波を放出し, 電氣的性質の異なる境界面で反射した電磁波のパターンから, 地下の地質構造や埋設物などを探査する探査法である (物理探査学会, 2016 など).

活断層研究の適用としては, 埋没した断層変位地形の検出や極浅部地下構造を把握するために GPR 探査が有効であることが示されている (木村ほか, 2023 など).

2016 年熊本地震では, 布田川断層および日奈久断層北部に沿って明瞭な地表地震断層が出現した (Shirahama *et al.*, 2016 など). 地震前後の干渉 SAR 解析では, これらの地表地震断層以外の範囲においても, 地表変状が報告されている (Fujiwara *et al.*, 2016 など). また, 小俣ほか (2017) は, 干渉 SAR 解析から作成した LC-InSAR 図に基づいて「位相不連続ライン」を抽出し, 現地調査のみからでは認定が困難な微小地形変状の検出を試みた.

本発表では, 2016 年熊本地震時の地表地震断層のうち, LC-InSAR 図から抽出した「位相不連続ライン」上で, 主断層から離れた位置に微小な変状が出現した熊本県菊池郡大津町の緑ヶ丘 (みどりがおか) 地点にて実施した GPR 探査およびボーリンク調査結果について報告する.

2. 探査方法

探査に用いた探査機器は, カナダ Sensors & Software 社製の pulseEKKO PRO システムで, 使用したアンテナは, 中心周波数 50 MHz および 25 MHz である. 探査記録の取得は, 50 MHz 探査ではカートに探査機器を搭載し, 25 MHz 探査では送受信機およびアンテナを手持ちハンドルに装着して実施した. 取得したデータの処理は, Sensors & Software 社製 EKKO_Project V6 を用いた.

3. 調査結果

3. 1 GPR 探査

本調査地点では, 「位相不連続ライン」および地表変状に直交する方向に測線を設定し, OMD-01 測線・OMD-02 測線で探査を実施した. 探査では, 地表から 15 m 程度の浅部地下構

造および 15-25 m 程度の深部地下構造を把握するために、2 種類の周波数帯（50 MHz および 25 MHz）を用いて同一測線上で探査を実施した。

OMD-01 測線・OMD-02 測線では、50 MHz 探査・25 MHz 探査のいずれにおいても、明瞭な反射の境界や複数の反射の連続が確認された。これらの反射は、凹地状の形状をなし、その両縁では複数の反射に不連続や傾斜変換が連続して確認されることから、断層の存在が推定される。また、反射面の傾斜の違いから複数の地震イベントによる累積変位が推定される。

3. 2 ボーリング調査

ボーリング調査（φ 86 mm・オールコア・3 本）は、GPR 探査結果（OMD-01 測線）でみられる凹地状構造の最深部および凹地状構造を挟むように実施し、その結果から断層の活動性について検討した。

確認された層序は、上位より耕作土・褐色～黒褐色風化火山灰質土壌・褐色～黄褐色～明黄褐色風化火山灰質土壌・にぶい橙色～浅黄橙色を呈す多様な礫種を含む強風化凝灰質礫および火山岩類である。凝灰質礫は、異質岩片と軽石を多く含む岩相からなることや角閃石が確認されることから、Aso-4A に対比される可能性が高い。一部で自破碎状を呈する溶岩は、赤色風化した針状の角閃石を含む層相および調査地周辺の地形から、大峯火山噴出物（高遊原溶岩）に対比される可能性が高い。

これらの地層の層相をボーリング間で対比すると、GPR 探査で確認された凹地状構造の反射面の最深部で掘削した MO1-18 では、最も深部に各層の境界が分布する。隣接するボーリングと地層対比を行うと、下位層ほど地層対比線の傾きが急傾斜となる。これは MO1-18 付近で相対的な沈降が累積していることを示している。

以上のことから、本調査地点周辺では、大峯火山噴出物（高遊原溶岩）噴出以降、断層活動による変位が繰返し生じていたものと考えられる。

謝辞 現地探査は地権者・関係者からの了解を得ることにより実施可能となった。記して謝意を表す。本報告は「令和 5 年度原子力施設等防災対策等委託費」事業における成果の一部である。

引用文献

物理探査学会（2016）：「物理探査ハンドブック 増補改訂版」、物理探査学会。

Fujiwara et al. (2016): *Earth Planets Space* **68**: 160.

木村ほか（2021）：国際火山噴火史情報研究集会講演要旨集 2021-1.

小俣ほか（2017）：日本活断層学会 2017 年秋季学術大会講演予稿集。

Shirahama et al. (2016): *Earth Planets Space* **68**: 191.

P-10

熊本地震の主断層トレースから離れた位置で生じた
微小変位箇所近傍におけるトレンチ調査結果－南阿蘇村下野トレンチ－
○渋谷典幸・渡邊和輝・谷口 薫・小俣雅志・杉本 惇・足達健人（株式会社パスコ）
Trench survey results in Shimono site, Minami-aso Village, Kumamoto
Prefecture, near micro displacement point that located far from the
main fault trace of the 2016 Kumamoto earthquake.

○N. SHIBUYA, K. WATANABE, K. TANIGUCHI, M. OMATA,
J. SUGIMOTO and, K. ADACHI (PASCO CORPORATION)

1. はじめに

平成 28 年熊本地震発生直後から多くの大学・研究機関が現地調査を実施し、地震に伴う地表地震断層の位置が明らかにされてきた。小俣ほか(2017)では干渉 SAR 解析により作成した LC-InSAR 図をもとに“位相不連続ライン”を抽出し、現地調査では確認が難しい微小な地表変状を検出できる可能性を指摘した。また、小俣ほか(2018)では、この検出結果をもとに現地調査を実施し、これまでに地表変状が確認されていなかった多くの地点で、地震に伴う変状が生じていることを報告している。トレンチ調査及び地中レーダ探査（以下、GPR 探査）はこの位相不連続ラインが抽出され、かつ、熊本地震の主断層トレースから離れた位置で微小変位を確認された地点の延長線上に位置する熊本県阿蘇郡南阿蘇村下野において実施した。

2. 調査結果

調査は同一水田内でトレンチ調査を計 3 カ所（東側よりトレンチ 1～3 と称す）実施したのち、GPR 探査をトレンチ 1 と平行に 2 測線で行った。トレンチ壁面の地層は褐色火山灰質シルト層（91 層～51 層）、チャンネル埋積堆積物（r2～15 層）および耕作土～床土（1～5 層）からなる。各層の堆積年代は放射性炭素年代測定結果より、暦年補正（ 2σ ）値で褐色火山灰質シルト層から 10,745～10,576cal BP（89 層）、9,275～9,026cal BP（85 層）、8,010～7,867cal BP（81 層）、6,301～6,203cal BP（69 層）、5,046～4,872cal BP（51 層）の年代値が、チャンネル充填堆積物から 6,106～5,917cal BP（r2-2a 層）、5,891～5,610cal BP（r2-1 層）、4,395～3,890cal BP（39 層）、3,345～3,172cal BP（19 層）、2,849～2,755cal BP（15 層）の年代値が得られた。火山灰分析結果より、71 層は K-Ah 火山灰（約 7.3cal ka BP；奥野, 2002）に対比された。GPR 探査では、トレンチ壁面で観察されるチャンネル構造に対応する反射面及びトレンチ壁面で識別される断層構造に対応すると考えられる反射面の不連続が深度 10m 程度まで連続することを確認した。

3. 断層活動イベント

下野トレンチにおける断層活動イベントは、2016 年熊本地震及び熊本地震に先行する少なくとも 2 回の活動として識別された。

イベント I はトレンチ 1～3 で確認される。開口亀裂が耕作土の直下まで連続することか

ら、2016 年熊本地震による断層活動イベントによるものと考えられる。

イベント II はトレンチ 1 及び 3 で確認される。トレンチ 3 では 23 層堆積後、人工改変前の活動である。イベント II 発生年代 (2σ) は OxCal による検討結果より 3,900cal BP 以降と推定される。

イベント III はトレンチ 1 で確認される。見かけの上下変位は 20cm 程度で、93 層から 67 層の下面まで変位させているものの、67 層上面では上下変位を識別できない。そのため、イベント III は 67 層堆積後に発生し 67 層が変位を受けたのち、67 層上面が侵食により平坦となった後に、65 層以降の地層が堆積したものと考えられる。さらに、この断層活動イベントにより相対的な沈降域が発生したものと考えれば、イベント III の発生直後に r2 層の堆積が始まったものと推察される。したがって、OxCal による年代値の絞り込み結果より、イベント III 発生年代 (2σ) は地層の累重関係より 2 つの可能性があり、67 層堆積後 51 層堆積前までの活動と考えると 6,230~4,980cal BP、67 層堆積後 r2 層堆積前までの活動と考えると 6,280~5,950cal BP と推定される。67 層と 65 層の間には侵食に伴う時間間隙があり、かつ、断層活動イベント直後に r2 層の堆積が始まったものと考えれば、6,280~5,950cal BP のイベントである可能性が高い。

4. 考察

下野トレンチの断層活動年代はイベント II が 3,900cal BP 以降、イベント III が 6,280~5,950cal BP のイベントである可能性が高い。2016 年熊本地震発生後に布田川断層（布田川区間～阿蘇区間）の主断層トレース周辺で実施された既往調査結果と比較すると、下野トレンチのイベント III は沢津野トレンチ（6,800~5,800cal BP のイベント；岡村ほか, 2018）や黒川トレンチ（K-Ah~ACP-1 のイベント；遠田ほか, 2019）などで確認されたイベント時期と調和的である。下野トレンチのイベント II については活動時期が絞り込めていないものの、沢津野トレンチ（1,800~1,300cal BP のイベント；岡村ほか, 2018）、黒川トレンチ（2,132~1,900cal BP のイベント；遠田ほか, 2019）及び布田トレンチ（4,310~2,940cal BP、2,150~1,460cal BP；Ishimura et al., 2022）で確認されたイベントと一致している可能性がある。以上より、下野トレンチで確認された断層活動イベントは、布田川断層の主断層トレースにおける断層活動イベントと同時期に活動した可能性があり、主断層トレースから離れた位置に分布する副断層の断層活動イベントはこれまでも主断層と同時に活動していた可能性がある。

引用文献：Ishimura et al. (2022) Geomorphology, 414, 108387, 岡村ほか (2018) H28 熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査 平成 29 年度報告書, 奥野 充 (2002) 第四紀研究, 小俣ほか (2017) 日本活断層学会 2017 年秋季学術大会講演予稿集 P-4, 小俣ほか (2018) 日本地質学会講演要旨 R15-O-11, 遠田ほか (2019) 活断層研究, 51, 13-25

本報告は「令和 5 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価に係る調査）」事業における成果の一部である。本事業を進めるにあたって（一財）GRI 財団の井上直人氏、北田奈緒子氏および（株）構造計画研究所の登柳正夫氏、渡辺高志氏にご議論いただいた。

P-11

熊本県西原村河原団地トレンチにおける副断層の構造解析

° 渡邊和輝・小俣雅志・渋谷典幸・谷口 薫・杉本 惇・足達健人(株式会社パスコ)
Structural analysis of distributed fault in Kawahara-danchi, Nishihara Vil,
Kumamoto Pref.

° K.WATANABE, M.OMATA, N.SHIBUYA, K.TANIGUCHI,
J.SUGIMOTO, K.ADACHI (PASCO CORPORATION)

1. はじめに

2016 年熊本地震で大きな被害を与えた布田川断層沿いには明瞭な変位を伴う地表地震断層が出現し、多くのトレンチ調査が実施されている（堤ほか,2018, 上田ほか,2017 など）。これまで我々は、メイントレースから離れた箇所での変位（副断層）を対象としたトレンチについても実施してきた。今回、布田川断層から離れていながら大きな家屋被害があった熊本県阿蘇郡西原村河原団地において空中写真を用いた画像相関解析による変位トレース（杉本ほか,2021）が検出され、現地で左横ずれ変位が認められた箇所を副断層とし、メイントレースから離れた箇所での副断層の性状把握をおこなうためにトレンチ調査を実施した。また、フィールド調査で用いられる場合が多い構造解析をトレンチサイト内で実施し、断層メイントレースから離れたトレンチ地点における変位形成場の検討をおこなった。

2. トレンチ内での断層性状

トレンチ内に認められる断層群について、それぞれの性状より F1, F2 に分類した。F1 は 0.5~10cm 程度の開口部をもち、一部は見かけ 10~20cm 程度の上下変位を伴う。F2 は密着した剪断面をもち、最大約 120cm の見かけ北落ちの大きな上下変位を伴う。また、F2 の一部では複合面構造や堆積物の剪断変形から右横ずれ変位が認められる。数条の F1 同士もしくは F2 同士による 10~30cm 程度の変位を伴うフラワーストラクチャーがみられる。

3. 構造解析

トレンチ内で見出された F1 および F2 の断層データについて、シュミットネットによる下半球等面積投影及びローズダイアグラムによる走向方向の統計を実施し、トレンドの解析を実施した。F1 は概ね ENE-WSW 走向（ $N75^{\circ} E \pm 5^{\circ}$ ）のものが多く、画像相関解析による変位トレース（約 $N70^{\circ} W$ 方向）とは斜交する。F2 は概ね ENE-WSW 走向（ $N70^{\circ} E \pm 10^{\circ}$ ）で変位トレースの方向と斜交するものが多く、E-W 走向（ $N85^{\circ} E \pm 5^{\circ}$ ）の傾向も認められる。また、ローズダイアグラムからは、F1 と F2 とで走向の最頻値に 10° の差が認められ、シュミットネットからは、F1 は F2 に比べて剪断面の傾斜角が大きい傾向が読み取れる。

4. 副断層の変位形成場について

トレンチ内で見出された断層は副断層トレースと同様の走向のものは少なく、 $30^{\circ} \sim 50^{\circ}$

程度で斜交する方向が卓越する。トレンチ内の断層方向は大局的に見ると副断層の剪断作用によって形成される複合面構造のうち R 面の方向と類似しており、これらを R 面とすれば、メイントレースから離れた箇所における副断層で左横ずれ変位が生じていたと考えられる。また、F1 の構造解析から南北に近い引張応力方向が推定され、現在の九州中部の一般的な応力場(Matsumoto et, al. 2015)において形成されたと考えられる。F2 の一部の断層では右横ずれ変位が確認されていることから、副断層位置では過去には熊本地震時の左横ずれ変位とは逆センスの断層活層があったと考えられる。変位の逆転が生じた原因については、メイントレースである布田川断層の活動との関係や応力場の変化が考えられるが、今後十分な検討が必要である。

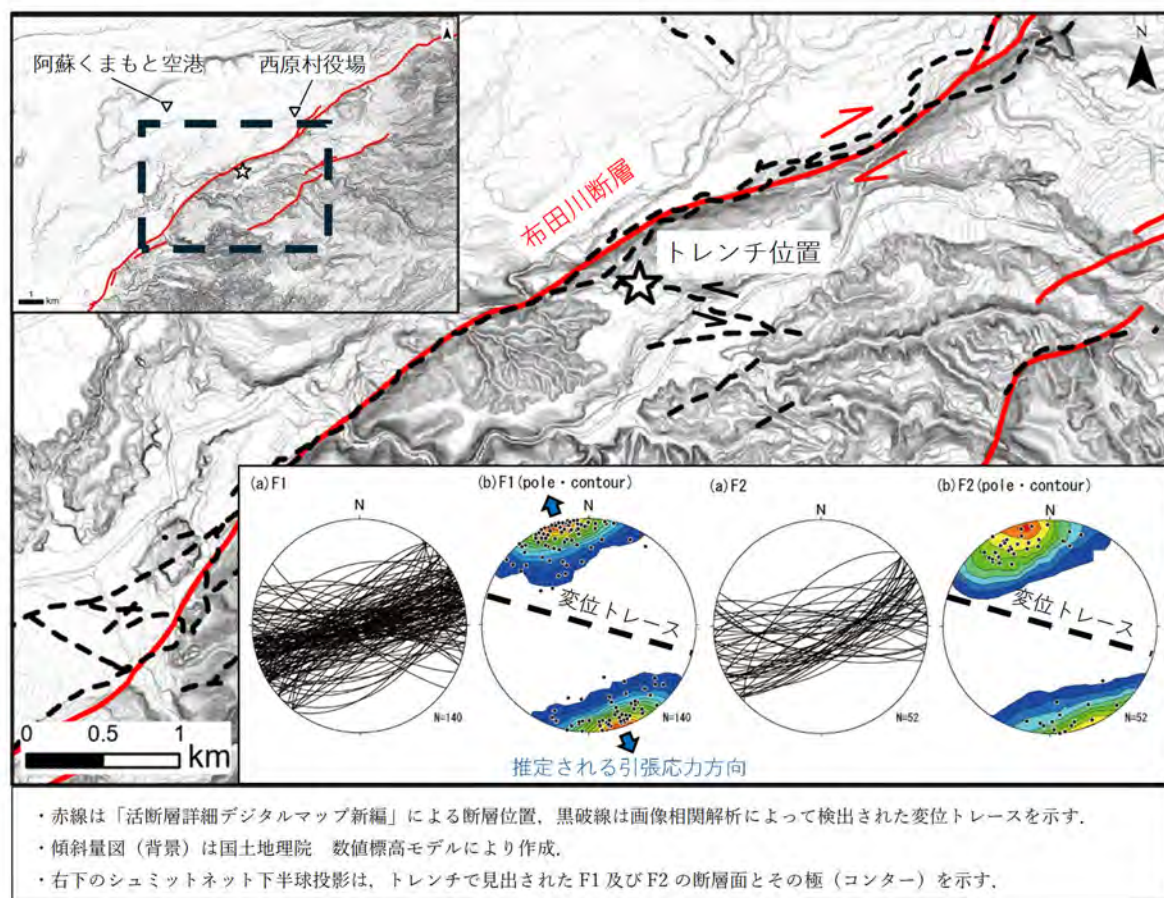


図1 トレンチ位置とステレオネットによる構造解析結果

[引用] Matsumoto et, al.(2015) Earth, Planets and Space, 67:172. 杉本ほか（2021）日本活断層学会 2021 年度秋季学術大会講演予稿集, 17-18. 堤ほか（2018）活断層研究 49, 31-39. 上田ほか（2017）日本地質学会第 124 年学術大会講演要旨, p253.

本報告は「令和 5 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価に係る調査）」事業における成果の一部である。本事業を進めるにあたって（一財）GRI 財団の井上直人氏、北田奈緒子氏および（株）構造計画研究所の登柳正夫氏、渡辺高志氏にご議論いただいた。

P-12

熊本地震の地表地震断層主要部から離れた位置における断層活動イベント

○小俣雅志・渋谷典幸・渡邊和輝・谷口 薫・杉本 惇・足達健人（株式会社パスコ）

Fault activity events at locations away from the main trace of the surface
rapture with the 2016 Kumamoto Earthquake

○M. OMATA, N. SHIBUYA, K. WATANABE, K. TANIGUCHI, J. SUGIMOTO, K. ADACHI
(PASCO CORPORATION)

1. はじめに

2016 年熊本地震では、地震前後の干渉 SAR 解析により既往の活断層線に沿った地表地震断層以外の場所で多くの位相の不連続が確認され、地表変位が生じていることが示唆された (Fujiwara et al., 2016, 小俣ほか, 2016 等). 私たちは LC-InSAR 図を用いて“位相不連続ライン”を抽出し、その地点に微小な地表変位が生じていることを現地で確認した (小俣ほか, 2017). また、これらの微小な地表変位の性状を明らかにするためにトレンチ調査を実施し、2016 年熊本地震に先行する断層活動イベントを確認してきた (渋谷ほか 2018, 小俣ほか 2022, 渡邊ほか 2023 等).

2. トレンチ調査結果

地表地震断層主要部から離れた位置の微小変位箇所、これまで合計 10 箇所のトレンチ調査を実施した. これらのトレンチ調査のうち断層活動イベントが確認できた 8 箇所のトレンチ調査結果 (下野, 河原団地, 上陳東, 福原, 陣内, 下町, 小園, 出ノ口) と布田川断層主要部で実施された既往調査結果をあわせてイベントダイアグラムを作成し、断層活動の発生時期について検討を行った (図-1). 今回のイベントダイアグラムの作成にあたり、以前に報告した ^{14}C 放射性炭素年代測定結果について、OxCal 4.4 及び IntCal 2020 を用いて暦年較正年代の再検討を行い、ベイズ推定を用いて年代幅の絞り込みを実施した.

3. まとめ

本発表では 2016 年熊本地震の地表地震断層主要部から離れた位置の微小変位箇所における調査で、断層が確認されたものを副断層とする. 副断層で確認された断層活動イベントは、主断層である布田川断層と同時期に活動したと解釈可能な断層活動イベントが多数含まれる. これは過去にも両者が同時に活動したことを示している. しかしながら、主断層と副断層の断層活動イベントが必ずしも一致しない場合も認められる. 現段階ではその理由は明らかではないが、主断層のイベントにより地震規模や変位分布の違いにより副断層に必ずしも全ての地震イベントが記録されない可能性がある. あるいは副断層で確認されたイベントが、布田川断層以外の離れた場所で発生した地震によって生じた変位の可能性がある. 今後、それぞれの断層活動イベントの認定について詳細に検討する必要がある.

引用文献: Fujiwara et al.(2016)EPS. 小俣ほか(2016) 日本活断層学会 2016 年度秋季学術大会講演要旨. 小俣ほか(2017)JpGU-AGU Joint Meeting 2017. 渋谷ほか(2018)日本地質学会第 125 年学術大会講演要旨. 小俣ほか (2022) 日本活断層学会 2022 年度秋季学術大会講演要旨. 渡邊ほか (2023) 日本地質学会第 130 年学術大会講演要旨.

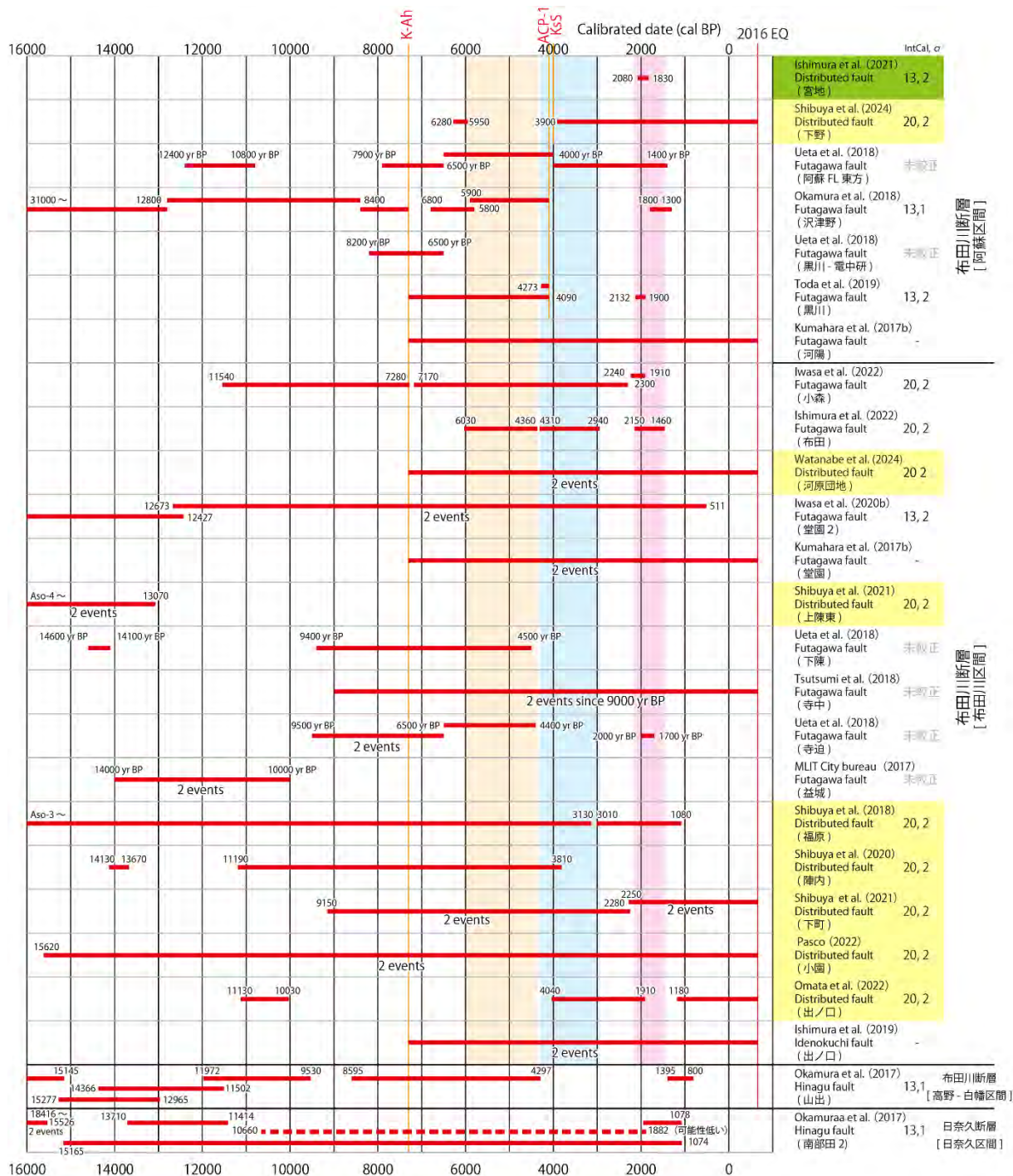


図-1 イベントダイアグラム（右端黄色着色は筆者らが実施した副断層の調査結果、右端黄緑着色は他機関による副断層の調査結果、イベント背景の橙色・水色・桃色の各着色は布田川断層（布田川区間）における布田でのイベント発生年代）

本報告は「平成 29 年度から令和 5 年度原子力施設等防災対策等委託費」事業における成果の一部である。本事業を進めるにあたって（一財）GRI 財団の井上直人氏、北田奈緒子氏および（株）構造計画研究所の登棚正夫氏、渡辺高志氏にご議論いただいている。

P-13

四国地方中東部の山地部における高精度 DEM に基づく活断層分布

○吉田優駿（東京都立大学）・石村大輔（東京都立大学）・渡辺 樹（東京都立大学）

Active fault distribution using high-precision DEM in mountainous areas of middle-eastern Shikoku

○Yuma Yoshida (Tokyo Metropolitan University), Daisuke Ishimura (Tokyo Metropolitan University), Tatsuki Watanabe (Tokyo Metropolitan University)

1. はじめに

近年、航空レーザ測量技術の発達によって高精度 DEM が利用可能になり、活断層の位置・形状の調査にも利用されるようになった（例えば、谷口ほか, 2012; 近藤ほか, 2015）。本研究の対象地である四国地方でも 2023 年に高知県の 0.5m メッシュ DEM がオープンデータとして公開され、植生等に覆われて確認できなかった地形が判読可能になった。本研究で扱う四国地方中東部に分布する綱附森断層は、現在までに地形図や空中写真判読を用いた研究が行われているが、断層の位置が文献によってやや異なり（例えば、活断層研究会, 1991; 中田・今泉, 2002; 地震本部, 2017）、露頭の記録もないため、活断層の性状や活動度に関する情報に乏しい。本研究は、綱附森断層の位置・活動性評価の高度化を目的として研究を進めており、本発表では高精度 DEM に基づく地形判読結果と現地調査について報告する。

2. 手法

地形判読について、Kaneda and Chiba (2019) に従い MPI 赤色立体地図を作成し、実体視による地形判読を行った。図の作成には、高知県・徳島県の 1m メッシュ DEM を使用した。明瞭な断層崖や尾根谷の屈曲が見られ、後述の重力変形地形と比べて連続性が認められるものを「活断層」、侵食や人工改変などによって位置が明確に特定できない区間を「活断層（位置やや不明瞭）」、尾根向きの崖地形で短く、連続性に欠くものを「重力変形地形」として認定した。また予察調査として、8 月に 3 日間の調査を行った。

3. 結果

徳島県三好市三嶺南部に、従来の綱附森断層を含む約 2.2 km の区間で明瞭な右横ずれ断層を認定した。断層全体として北上がり変位を伴い、断層崖の形状から断層面の傾斜は垂直～やや南傾斜と推定される。先行研究で模式地とされている綱附森北部では、右横ずれを伴う断層崖を新たに認定したほか、三嶺南部でも同様に右横ずれを伴う断層崖を新たに認定した。さらに東側延長部にも、不明瞭ではあるが尾根谷の右横ずれが連続して分布している。図で示す三嶺周辺では、北向き斜面に最大比高約 3 m の断層崖を現地で確認できた。DEM を用いると、1 の谷では約 5 m、2 の谷では約 6 m、3 の谷では約 8 m の右横ずれが確認できる（図 B）。8 月上旬に行った三嶺周辺の現地調査の結果、断層周辺の土壌から得た試料分析では、鬼界アカホヤ（K-Ah）テフラ

（7.3 ka : Albert et al., 2018）と始良 Tn（AT）テフラ（30 ka : Albert et al., 2018）の火山ガラスが確認されたため、今後断層露頭を探し、その活動年代をテフラを用いて絞り込む予定である。

まとめと今後の課題

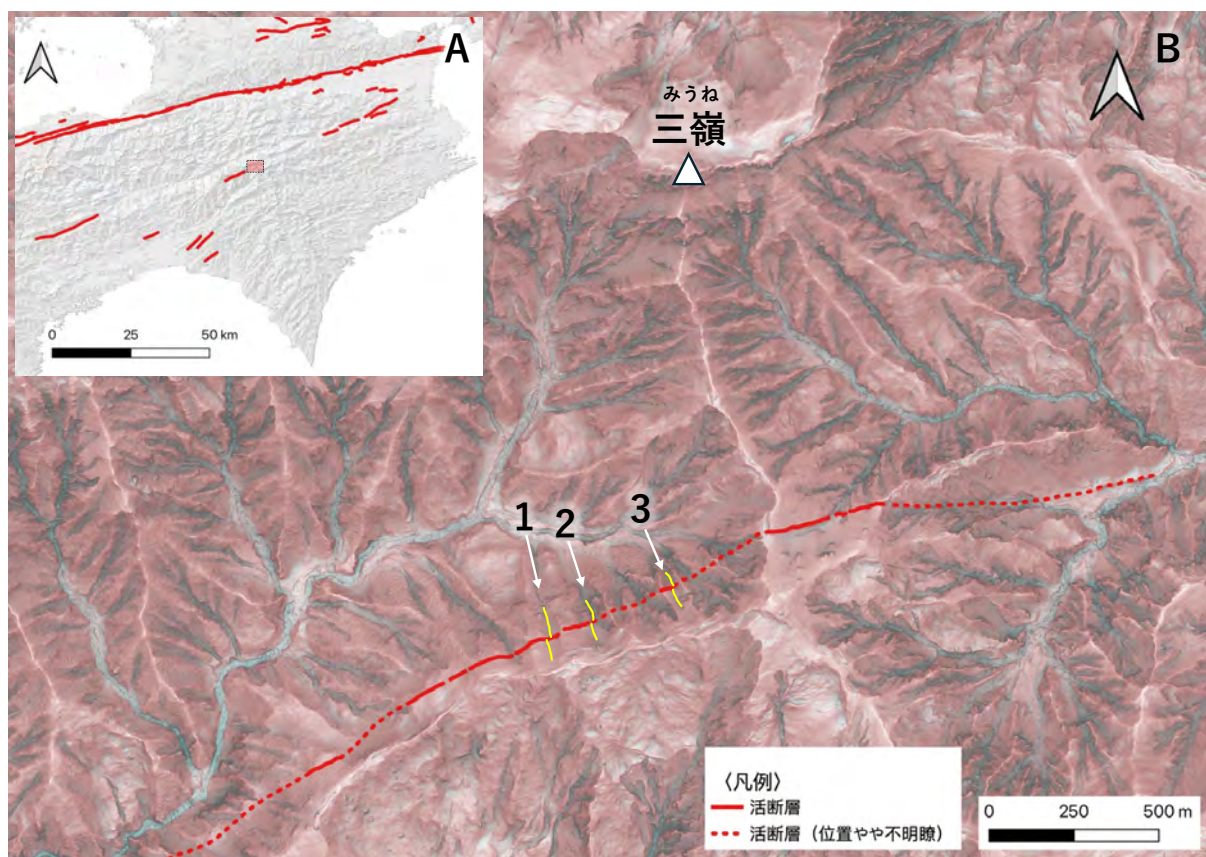
1m メッシュ DEM を用いた地形判読により、四国地方中東部の山地部において明瞭な右横ずれ断層を認定した。今後の課題として、今回の判読範囲の西部の上八川断層や東部の鮎喰川断層（地震本部, 2017）について、分布や性状に類似性が見られるため、綱付森断層との関係を議論する必要がある。現時点では三嶺周辺で断層露頭を確認できていないが、今後の現地調査で断層露頭の確認や変位量測定を行う予定である。加えて、年代測定に利用できる試料の採取など、活動性評価に向けて引き続き調査を進める予定である。

4. 謝辞

本研究を行うにあたり、東京都立大学地形・地質学研究室の中村義也氏をはじめとする同研究室の方々にご指導やご助言をいただいた。また徳島県農林水産部スマート林業課に DEM をご提供いただいた。現地調査では、片山さやか氏にご協力いただいた。関係各位に御礼申し上げます。

参考文献

Albert et al., 2018, Earth-Science Reviews, 185, 1004–1028; Kaneda and Chiba, 2019, BSSA, 109, 99–109; 活断層研究会, 1991, 東京大学出版会; 近藤・杉戸・吉岡・堤・木村, 2015, 活断層研究, 42, 1–34; 中田・今泉, 2002, 東京大学出版会; 谷口・杉戸・廣内・澤・渡辺・鈴木, 2012, 活断層研究, 37, 17–28; 地震調査研究推進本部, 2017, 四国地域の活断層の地域評価（第一版）; 地震調査研究推進本部, 2017, 綱付森断層の長期評価。



A. 四国中東部の活断層分布。中央の赤枠は B の位置を示す。断層線は中田・今泉（2002）より引用。

B. 対象地の判読結果。赤色図は Kaneda and Chiba（2019）に従い作成。黄線は谷の右横ずれを示す。

P-14

室戸半島御厨人窟付近の生物遺骸の分布高度とその特徴

森 渉(広島大学・院)

The height distribution and characteristics of biological remains of Mikurodo, Muroto Peninsula, Japan

Wataru MORI (Graduate student of Hiroshima University)

1. はじめに

沿岸陸域では離水波食地形、生物遺骸を指標として完新世の地殻変動が推定されてきた。近年、測量技術の発展に伴い、地上レーザ計測や UAV-SfM を用いた高精細地形データの取得が可能となり、地形と生物遺骸を同時に計測することが可能となった(穴倉ほか, 2014)。生物遺骸の分布や高度と波食地形とを同一のモデル上で観察、計測することができ、海水準の復元や離水波食地形の形成について高精度に解明できる可能性がある。

室戸岬周辺では、前杵(1988, 2001)がヤッコカンザシ遺骸群集を標高に基づき3段に分類し、それに対応する離水波食地形が分布するとした。しかし、前杵(1988, 2001)で計測された群集は特徴的な一部のものに限られ、地形との関係については断面図で描かれているに過ぎない。本研究では、室戸岬周辺で離水波食地形の明瞭な御厨人窟周辺を対象に、ヤッコカンザシの遺骸と現生のそれについて観察するとともに、その上端と下端の標高を計測して分布高度とその特徴を明らかにし、古海水準の変化について検討した。

2. 研究方法

本研究では、地上レーザ計測とともに、UAV空撮とSfM-MVSによる写真測量を行い、高精細地形モデルを作成した。地上レーザ計測には、Leica社製BLK360とRIEGL社製VZ-1000を用いて点群データを取得し、UAV空撮にはDJI社製Mavic2Proを使用し、SfM-MVS処理にはAgisoft社製Metashape ver.1.7を用いた。また、位置情報の取得にはu-blox社製ZED-F9Pを使用し、水準点を用いて補正した。福井コンピューター製TREND POINT ver.11を用いて点群の処理を行い、Blue Marble Geographics社製Global Mapper ver.22.1で10cm間隔の数値表層モデルを生成した。これを用いて、現地で確認したヤッコカンザシの遺骸群集の高度を計測した。

3. 生物遺骸の分布高度とその特徴

本研究の対象地域は、室戸岬の北東約1kmの半島の東岸に位置する御厨人窟付近である。ここでは複雑な離水波食地形とそれに付着する多数のヤッコカンザシの遺骸群集が観察できる。本研究では、2024年8月18~25日に現地で観察し、上記の方法で作成した高精細地形モデルから生物遺骸の上端と下端の標高を計測した。また、現生のヤッコカンザシを観察し、その特徴を観察した。

現生のヤッコカンザシの群集は棲営が密に集積し淡紅色をなす。現生の群集は現海水準の中潮位付近を上端として水平に分布しており、低潮位以下まで連続して分布する。また、波

浪の影響を受ける海側にも群集を形成しており、化石群集とは異なる分布の特徴が見られる。

一方、棲菅が認められるが、風化し表面には細かな凹凸が多く存在する群集をヤッコカンザシの遺骸と認定した。遺骸は薄茶色から灰白色であり、現生とは色でも明瞭に区別できる。岩礁の陸側やノッチ・ポットホールなどの窪み、転石の下部などで見いだされ、波浪を受ける海側には少ない。

標高値を計測した生物遺骸群集は合計 51 箇所ある。そのうち、それぞれの群集の最大比高は 2.3m で、半数以上が 60cm 以上であり、幅がある。このような特徴は現生とその下位に分布するヤッコカンザシと類似している。一方、生物遺骸群集の上端で標高順に並べると、一部に不連続と見なせるところがあり、4 段に分類できる可能性がある。これらは間欠的な隆起を示している可能性があると考えられる。

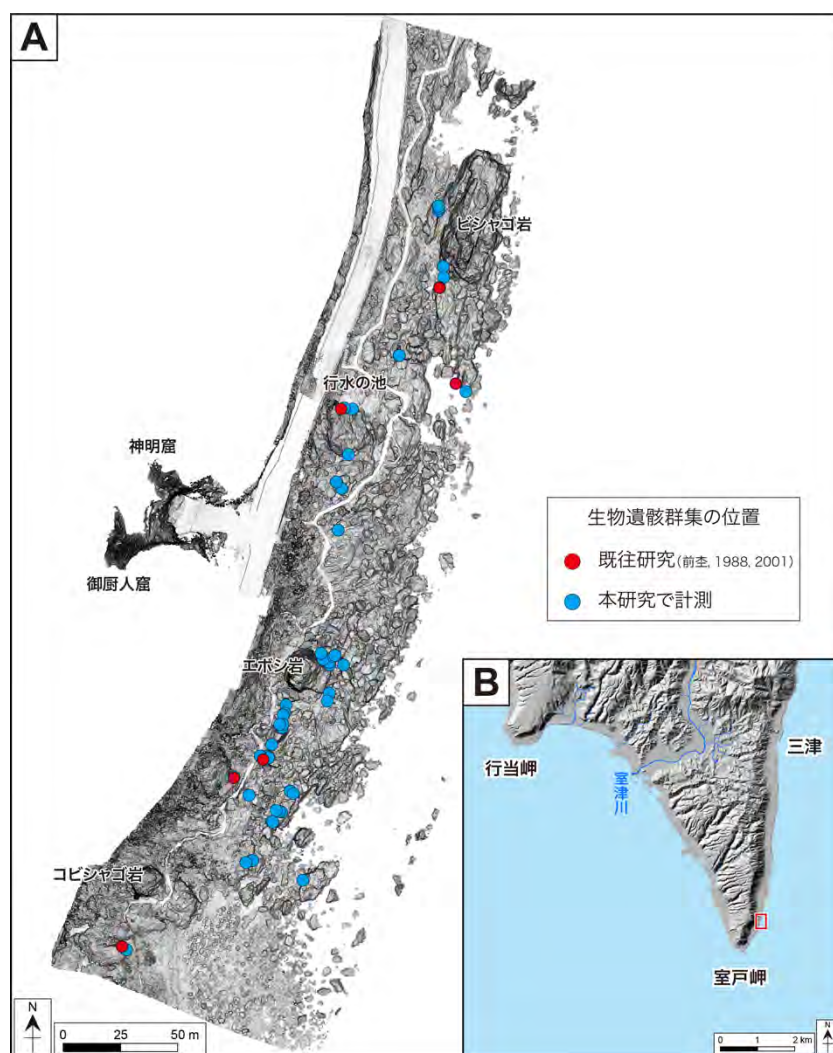


図 御厨人窟周辺の生物遺骸分布図

注) B の基図は基盤地図情報を使用した。

謝辞：地上 LiDAR の使用にあたっては名古屋大学の鈴木康弘先生にお世話になった。科研費（18H00766）および 2023 年度室戸ジオパークの学術研究助成金を使用した。広島大学の後藤秀昭先生に指導いただき、文学部学生の牧田智大氏に現地調査でお世話になった。

文献：穴倉正展・行谷佑一・小野尚哉・神田広信（2014）活断層古地震研究報告；前主英明（1988）地理学評論；前主英明（2001）地学雑誌；森 渉（2024）2024 年度地理科学学会 春季学術大会一般研究発表 発表要旨

P-15

断層露頭の保全と活用：

糸魚川—静岡構造線，新潟県糸魚川市フォッサマグナパークの例

° 香取拓馬・竹之内 耕（フォッサマグナミュージアム）

Conservation and utilization of brittle fault exposure:

Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Fossa Magna Park, Itoigawa

° Takuma Katori, Ko Takenouchi (Fossa Magna Museum)

新潟県糸魚川市根小屋の根知川右岸には，糸魚川—静岡構造線の断層露頭が露出する．本露頭の西側には西南日本内帯に属する変斑れい岩（古生界）が，東側にはフォッサマグナに属する安山岩・砂岩（新第三系中新統）がそれぞれ露出する（竹之内・宮島，1996）．両者は色相の相違により容易に識別でき，境界部には幅約 10 m 以上の断層破碎帯（断層角礫やガウジ）が形成されている（高橋ほか，2018）．本露頭は，1990 年に山腹斜面を人工的に削剥して出現させた露頭で，同年に見学公園（フォッサマグナパーク）として整備された（茅原ほか，1990）．1996 年には糸魚川市の天然記念物に，2009 年には糸魚川ユネスコ世界ジオパークのジオサイトに，2022 年には国の天然記念物に指定されている．2014 年には，断層露頭の露出面積の拡大および教育的・観光的利用価値の向上などを目的に，フォッサマグナパーク保存活用計画策定委員会が設置され，2018 年にリニューアルされている（図 1；竹之内ほか，2018；大河内ほか，2018）．

フォッサマグナの西縁断層である糸魚川—静岡構造線の断層露頭は，日本海の拡大（日本列島の形成）を学ぶ最適な見学地の 1 つである．また，公園内に設置されている解説板では，周辺で発生している地震活動を，期間（過去 24 時間～20 年間）ごとにリアルタイムで見ることができる Web サイト「地震だねっと！（防災科研）」の二次元コードを掲載しており，断層と地震の関係を現地で体験するツールとして利用されている（松原ほか，2018；竹之内，2020）．その他，糸魚川—静岡構造線をまたいだ東西の井戸を例に，地質と水質の関係を示した解説板を設置したり，断層谷と古街道・松本街道（塩の道）との関係を説明したりし，断層活動と私たちの暮らしとの繋がりについても紹介している．リニューアルに際しては，舗装されたアクセス路沿いに断層露頭の剥ぎ取り展示を設置し，階段の上り下りをすることなく，車椅子の方も見学できるよう工夫した．現在，同公園は年間 1 万人以上の見学者が訪れる断層露頭見学地として，教育的・観光的利用がなされている．

同公園は，日本列島の形成史，断層・地震・暮らしの関係を楽しみながら学べる場所として，科学普及に大きく貢献している．一方，露出面積の拡大後，断層露頭の維持管理は，毎年，侵食・崩落との戦いであり，保全面では課題を抱えている．特に，台風や集中豪雨に見舞われた際には，露頭が大きく崩落することが度々あった．本露頭は，山腹斜面に位置するため，露頭表面からの水の染み出しを完全に止めることはできない．そのため，露頭表面を樹脂等で固化してしまうと，露頭表面と樹脂との間にカビやコケが繁殖してしまう恐れがある．また，屋根などを設置することで露頭の侵食・崩落をある程度低減することはできるか

もしれないが、本露頭周辺は多雪地域のため、その維持管理に係る負担は大きい。そのため、リニューアル工事時には、地下水位を下げるための水抜きパイプを設置したり、表層水が露頭表面を流れないよう側溝を設置したりし、露頭への負担軽減を図ってきた。また、積雪期には露頭全体を養生し、積雪・融雪に伴う崩落を低減する措置を施している。

断層露頭の見学地は全国にいくつかあるが（例えば、中央構造線・根尾谷断層・野島断層など）、それぞれ露出している場所の地理的条件は様々であり（平地・山腹斜面・河川・気候の違いなど）、その保全方法も様々である。断層露頭の見学地を整備することは、その地域の成り立ちのみならず、防災・減災を伝えていく上でも重要である。そのため、様々な地理的条件における、断層露頭の保全と活用の例について、その経験を蓄積し共有していくことは、活断層研究のプレゼンスを向上する上で極めて重要であると考ええる。本発表では、糸魚川市フォッサマグナパークを例に、脆性断層露頭の保全と活用について議論する。



図1 糸魚川市根知の糸魚川—静岡構造線断層露頭（フォッサマグナパーク）
（左：リニューアル前、右：リニューアル後）

文献：茅原ほか（1990）新潟県地学研究教育会誌，25，69-74；松原ほか（2018）日本地震学会講演予稿集 2018 年度秋季大会，S20-06；大河内ほか（2018）日本地質学会第 125 年学術大会講演要旨，81；高橋ほか（2018）日本地質学会第 125 年学術大会講演要旨，82；竹之内・宮島（1996）地質雑，102,XXXIII-XXXIV；竹之内ほか（2018）日本地質学会第 125 年学術大会講演要旨，81；竹之内（2020）なみふる，120，6-7。

P-16

長野県北部，野尻湖西方における向新田断層の活動履歴と垂直変位量

° 竹下欣宏（信州大）・花岡邦明・近藤洋一・関めぐみ（野尻湖ナウマンゾウ博物館）・中川知津子（飯山高校）・廣内大助（信州大）・野尻湖地質グループ

Recent surface faulting events and vertical displacement of the Mukoshinden fault at the western side of Lake Nojiri-ko, central Japan

° Takeshita, Y., (Shinshu Univ.), Hanaoka, K., Kondo, Y., Seki, M. (Nojiriko Naumann Elephant Muse.), Nakagawa C. (Iiyama High School), Hirouchi, D. (Shinshu Univ.) and Geological Research Group for Nojiri-ko Excavation

はじめに

長野県北部にある野尻湖西方において，2019 年に新たな断層露頭が発見され，変動地形に基づき，この断層は北東-南西方向に 6km 程度連続する可能性が高いことが指摘された（廣内・竹下，2020）．竹下ほか（2021）は，この断層を向新田断層と仮称した．本断層の隆起側にあたる背斜状の高まりを，池尻川が先行谷化して流れている．このような変動地形が認められるため，この断層は起震断層として繰り返し活動した可能性が高く，将来一定規模の地震を引き起こす恐れがある．著者らは 2019 年の露頭発見から今日まで，向新田断層の活動履歴や変位速度などの基礎的情報の集積を目的として調査を継続してきた．これまで断層露頭（RG19）における地質調査に加え，3 地点のトレンチ調査（NDT20，IJT20，MT22）と 4 地点のボーリング掘削調査（IJ19，IJ20，AK21，DS22）を実施した（図 1）．本報告ではこれまでの研究で明らかになってきた向新田断層の最近約 3 万年間の活動履歴と約 7 万年以降の垂直変位量について報告する．

なお野尻湖周辺では，向新田断層のほか，湖の西岸付近に東側隆起の六月断層が認識されており（中田・今泉，2002），上部更新統の池尻川岩屑なだれ堆積物から上部野尻湖層を北西落ちで変位させていると指摘されている（長森ほか，2003）．六月断層は野尻湖の閉塞に関わる断層で，向新田断層は，六月断層と対をなす形で池尻川低地の西縁を境している（図 1）．

最近約 3 万年間の活動履歴

断層露頭（RG19）において地層として認識できるテフラ層の対比を試みた結果，それらは下位より野尻湖地質グループ（1984）の [レンガ]，[白ツブ]，[ツブオンレンジ]，[スミレ]，[灰ザラ]，[ノミ下ピンク]，[ノミ]，[白ノミ]，[黄ゴマ]，[三点セット]，[ブレッチャーゾーン]，[粉アズキ]，[ドライカレー]，[ヒゲスコ]，[青ヒゲ]，[赤スコ] に対比できた．さらに砂粒組成と火山ガラスの主成分化学組成分析に基づき，クリプトテフラの検出を試みた結果，AT の降灰層準を認定することができた（竹下ほか，2023b）．また，この露頭で最上位の黒ボク土の基底部および中部から 9467 – 9265 cal BP と 7688 – 7584 cal BP の ^{14}C 年代値がそれぞれ得られた．

断層露頭を詳しく調査した結果，AT の降灰層準が断層により断ち切られて繰り返すこと，[ブレッチャーゾーン] から [青ヒゲ] までの地層が断層によって断片化し，2 つのブロックになっていること，最上位の黒ボク土には変位が認められないことが明らかになった．これらの事実に基づき，向新田断層は約 3 万年前～約 1 万年前の間に 3 回活動したと推定された（竹下ほか，2023）．

最近約 7 万年間の垂直変位量

断層の隆起側と沈降側においてトレンチ調査とボーリング掘削調査を実施した (図 1). トレンチ調査で確認した地層断面およびボーリングコア中から, 形成当時ほぼ同じ標高にあったと考えられる地層を抽出し, 向新田断層の垂直変位量を検討した. その結果, 向新田断層は, AK21 と DS22 の角閃石安山岩礫を特徴的に含む亜円礫層の上面を基準とすると約 8m, MT22 と IJ20 のスコリア層である [青ヒゲ] 下面を基準とすると約 12m (竹下ほか, 2023a), NDT20 と IJ20 の池尻川岩屑なだれ堆積物の上面を基準とすると約 27m (竹下ほか, 2024) の垂直変位が認められた. このうち, [青ヒゲ] は約 4.4 万年前に, 池尻川岩屑なだれ堆積物は約 6.8 万年前に形成されたと見積もられている (長橋・石山, 2009 ; Kondo et al., 2018). 以上の変位量と年代値から単純に計算すれば約 6.8 万~4.4 万年前の約 2.4 万年間に約 15m, 約 4.4 万年前~現在までに約 12m の垂直変位があったことになり, 向新田断層の活動は一様ではなく, 大きく動く時期とそうでない時期を繰り返している可能性がある.

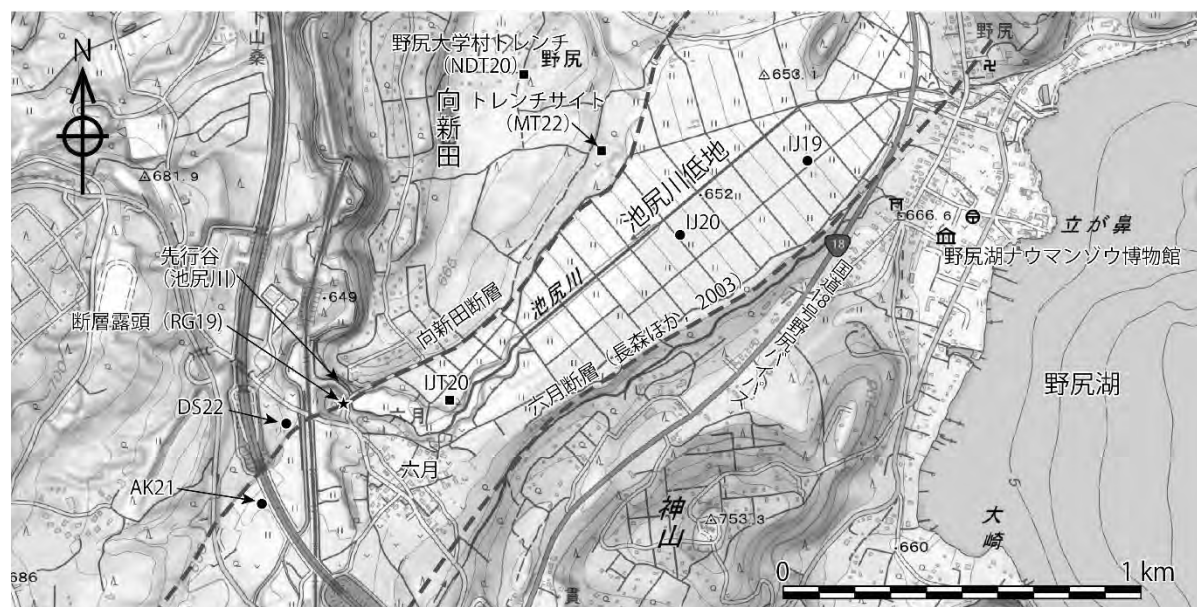


図 1 断層露頭 (RG19) 周辺の地形と調査位置図

引用文献: 廣内・竹下 (2020) 日本活断層学会 2020 年度秋季学術大会講演予稿集, 24-25. Kondo et al., (2018) *Quaternary International*, 471, 385-395. 宮崎・竹下 (2024) 野尻湖ナウマンゾウ博物館研究報告, 32, 1-10. 長橋・石山 (2009) 野尻湖ナウマンゾウ博物館研究報告, 17, 1-57. 長森ほか (2003) 戸隠地域の地質, 109p. 中田・今泉編 (2002) デジタル活断層アトラス, 東京大学出版会 CD-ROM. 野尻湖地質グループ (1984) 地団研専報, 27, 23-44. 竹下ほか (2021) 日本活断層学会 2021 年度秋季学術大会講演予稿集, 53-54. 竹下ほか (2023a) 日本活断層学会 2023 年度秋季学術大会講演予稿集, 45-46. 竹下ほか (2023b) 日本地質学会学術大会講演要旨第 130 年学術大会 (2023 京都) (https://doi.org/10.14863/geosocabst.2023.0_485).

P-17

糸魚川-静岡構造線断層帯神城断層南部のトレンチ掘削調査

° 水谷光太郎 (GRI 財団), 松多信尚 (岡山大), 石山達也 (東大地震研), 杉戸信彦 (法政大), 安江健一 (富山大), 竹下欣宏 (信州大), 藤田奈津子 (日本原子力開発機構), 澤 祥 (鶴岡工業高専), 道家涼介 (弘前大), 廣内大助 (信州大)

Excavation study in the southern part of Kamishiro fault,
ISTL active fault zone, central Japan

°Kotaro Mizutani(GRI), Nobuhisa Matta(Univ. Okayama), Tatsuya Ishiyama(ERI,Univ.Tokyo), Nobuhiko Sugito(Univ. Hosei), Kenichi Yasue(Univ. Toyama), Yoshihiro Takeshita(Univ. Shinshu), Natsuko Fujita(JAEA), Hiroshi Sawa(NIT, Tsuruoka College), Ryosuke Doke(Univ. Hirosaki), Daisuke Hirouchi(Univ. Shinshu)

1. はじめに

神城断層では 2014 年 11 月 22 日に断層の一部となる北半部約 20km を震源とする長野県神城断層地震 (M6.7) が発生した。地表には最大変位量約 1m に及ぶ地表地震断層が出現し、トレンチ調査を始めとした活動履歴調査が実施され、その活動特性が徐々に明らかにされている。一方で、約 11km の神城断層南半部は活動しておらず、活動特性の詳細については不明な部分も多い。また青木湖以南では左横ずれ変位を示す変動地形も指摘されており (柏木, 1987; 柏木ほか, 1988, 水谷ほか, 2019), 都市圏活断層図「大町 改訂版」(廣内ほか, 2018) でも左横ずれの変位が記載され、北半部と比較した活動履歴や活動特性の解明が待たれている。本研究では 2018 年に実施した青木湖南岸の左屈曲地形がみられる地点におけるトレンチ掘削調査結果と年代測定結果から神城断層南部の活動特性の考察を行った。

2. トレンチ壁面観察

トレンチ壁面には幅約 15m にわたって地層が西上がりの変形を受けている様子が観察された。層相は西側下位より礫混じりシルトからなる湖成層, 土石流などの砂礫層, 明灰色の粘土・シルト層 (Ⅷ層), 腐植質泥層であった。腐植質泥層はさらに色調や礫, 有機物の多少により上位からⅠ～Ⅶ層に区分した。

湖成層及び砂礫層は東に大きく傾斜しており, 上位の粘土・シルト層 (Ⅷ層) は西上がりの低角断層により引きずられるような変形を受け, 大きく東へ撓み下がり, 低下側の腐植質泥層を接している。低下側の数枚の腐植質泥層 (Ⅳ～Ⅶ層) は下位のものほど変形量が大きくブルドーリングによって一部厚く堆積し, 上位の耕作土を含む腐植層 (Ⅰ～Ⅲ層) が傾斜不整合でこれを覆い, ほぼ水平に堆積している。

3. 年代測定結果

湖成層上部より約 2 万年前 ($21330 \pm 90 \text{yrBP}$), 明灰色の粘土・シルト層 (Ⅷ層) は約 1 万 3 千年前 ($12749 \pm 99 \text{yrBP}$) ～約 9 千年前 ($8674 \pm 96 \text{yrBP}$), 腐植質泥層 (Ⅶ～Ⅲ層) は約 7 千年

前 (7040 ± 30 yrBP) ～約 1 千年前 (1020 ± 30 yrBP) の年代値が得られている。

3. 考察

低下側の腐植層はⅠ～Ⅶ層に区分されるが、下位のものほど東へ傾きブルドーピングによって一部厚くなるような変形を受け、上位の腐植層が傾斜不整合でこれを覆う。これらのセットが少なくとも 2 層準認められた。S 面腐植層Ⅶ層最下部の試料からは 7040 ± 30 yrBP の年代値が得られ、約 7000 年前以降少なくとも 2 回以上のイベントが認められる。またほぼ水平に堆積しているとみられる S 面腐植層Ⅲ層の試料からは 1020 ± 30 yrBP の年代値が、変形を受けているⅣ層の上部からは 3270 ± 30 yrBP ～ 1270 ± 30 yrBP の年代値が得られており、最新の活動イベントは約 3 千年前～1 千年前間と推定される。

水谷ほか (2019) では、神城断層における空中写真判読を行い、変動地形を抽出し、左屈曲した尾根や河谷を見出した。尾根の屈曲量は約 43m である。トレンチ壁面より、尾根は湖成層によって構成されており、N 面から約 2 万年前 (21330 ± 90 yrBP) の年代試料が得られたことから、左横ずれの平均変位速度約 2.0m/ky (min) が推定される。

上下変位については断層が非常に低角であるため、総変位量は不明であるが、参考として S 面Ⅷ層で約 1.5m の比高が認められ、その平均変位速度は 0.16m/ky (min) と見積もられる。

総変位量が不明であるものの、見かけの上下平均変位速度は横ズレ速度に比べ小さく、今回認められた断層の主成分は左横ズレ成分と考えられる。トレンチ壁面の変位は地表付近で横ズレ圧縮応力に伴うフラワー構造が発達したもので、断層形状が見かけ上低角に現れているものと推定される。

引用文献

廣内大助・澤 祥・杉戸信彦・鈴木康弘・松多信尚 (2018) : 1:25,000 活断層図「大町(改訂版)」, 国土地理院。

柏木修一 (1987) : 北部フォッサマグナ 仁科三湖周辺の活断層 日本地理学会発表予稿集, 32, p138-139.

柏木修一・太田陽子 (1988) : 北部フォッサマグナ, 中綱湖, 青木湖周辺の活断層と湖面変化 昭和 60・61・62 年度科学研究費補助金 (総合研究 A) 研究成果報告書「地形学的手法による地殻変動の研究 (研究課題番号 60302094) 研究代表者 貝塚爽平」, p77-87.

松多信尚・澤 祥・安藤俊人・廣内大助・田力正好・谷口 薫・佐藤善輝・石黒聡士・内田主税・佐野滋樹・野澤竜二郎・坂上寛之・隈元 崇・渡辺満久・鈴木康弘 (2006) : 写真測量技術を導入した糸魚川-静岡構造線断層帯北部 (拇池-木崎湖) の詳細変位地形・鉛直平均変位速度解析 活断層研究, 26, p105-120.

水谷光太郎・廣内大助・松多信尚・石山達也・杉戸信彦・安江健一・竹下欣宏・藤田奈津子・澤 祥・道家涼介・丸山陽央・池田一貴・変動地形調査グループ (2019) : 糸魚川-静岡構造線断層帯神城断層南部における活動履歴調査 日本地球惑星科学連合 2019 年大会要旨 SSS15-P08

P-18

長野県白馬村森上地区における神城断層の活動履歴調査

° 牧野美月(富山大)・安江健一(富山大)・廣内大助(信州大)・松多信尚(岡山大)・
藤田奈津子(日本原子力研究開発機構)・道家涼介(弘前大)・佐藤善輝(産総研)・
水谷光太郎(GRI 財団)

Investigation of paleoseismic history of the Kamishiro Fault in the Moriue area, Hakuba Village, Nagano Prefecture

° Mizuki MAKINO (Univ. Toyama), Ken-ichi YASUE (Univ. Toyama), Daisuke HIROUCHI
(Shinshu Univ.), Nobuhisa MATTA (Okayama Univ.), Natsuko FUJITA (JAEA), Ryosuke
DOKE (Hirotsaki Univ.), Yoshiki SATO (AIST), and Kotaro MIZUTANI (GRI)

1. はじめに

神城断層は、糸魚川－静岡構造線断層帯の北部区間に属しており、長野県小谷村南部から大町市の木崎湖南部にかけて南北に走る東傾斜の逆断層型の活断層である。神城断層では 2014 年 11 月 22 日に Mj 6.7 の地震が発生しており、白馬村塩島地区から堀之内地区にかけて全長約 9 km の地表地震断層が断続的に現れた(廣内ほか, 2015 など)。白馬村森上地区は、塩島地区の西方にあたり、段丘面に断層の累積変位が見られる場所であるが、2014 年の地震では地表地震断層が確認されなかった。このような断層の過去の活動を知ることは、2014 年の地震と神城断層の固有地震とがどのような関係にあるのかを知るためにも重要である。森上地区においては、これまでにトレンチ掘削調査、ピット調査、ボーリング調査が実施されている(廣内ほか, 2017)。本研究では、このピット調査において出現した副次的な断層に着目して周辺の地形の特徴を把握し、ピットの壁面観察と放射性炭素年代測定の結果から活動時期を考察する。

2. 地形概要

楠川左岸の伝行山から信濃森上駅までは低位段丘 2 面と低位段丘 3 面が分布し、それらの段丘面に 2 条の東側隆起の断層変位が認められる。特に西側の断層は、低位段丘 2 面と低位段丘 3 面をそれぞれ 8 m と 5 m 変位させている(松多ほか, 2006)。また、特に上昇側の段丘面ではさらに段丘を細分化することができるほか、それぞれの段丘面を開析する谷地形が認められる。低位段丘 2 面上の上昇側では、一部で断層に沿って長さ 100 m 程度の小規模なバルジ状の地形が形成されている。

3. ピット調査

ピット調査は、森上地区の西側の断層トレースの上昇側にあたる段丘面上の 4 地点で行われた(廣内ほか, 2017)。4 つのピットで段丘構成層にあたる砂礫層と上位に黒色土や耕作土が見られた。この中で低位段丘 2 面を開析する谷底のピット 1 (幅 2 m, 深さ 1.5 m) においては、南壁面で 1 条、北壁面で 2 条の西傾斜の副次的な断層が観察され、地層には西側隆起の変位が認められた。ピット 1 の層相は、下位から主に黄褐色の砂礫層、礫混じり黒色土、礫が少ない黒色土、

礫混じり黒色土壌，耕作土である．黄褐色の砂礫層から礫が少ない黒色土下部までが断層による変位を受けており，礫混じり黒色土壌と耕作土はそれを覆って水平に分布している．

4. 放射性炭素年代測定

ピット1の南壁面低下側の地層から連続で採取した試料の放射性炭素年代測定を行った．試料は，礫混じり黒色土層から順に約5 cmの間隔で連続採取し，試料調製によりアルカリ可溶成分（フミン酸）と不溶解成分（ヒューミン）を抽出してそれぞれを年代測定に使用した．年代測定は，日本原子力研究開発機構東濃地科学センターの JAEA - AMS - TONO - 5MV にて実施した．測定結果は，OxCal 4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021) に IntCal20 (Reimer et al., 2020) を用いて暦年校正を行った．

測定結果は，礫混じり黒色土が 7160～6020 calBP 頃，礫が少ない黒色土が 7260～3570 calBP 頃，礫混じり黒色土壌が 2490～1290 calBP 頃である．また，連続で見ると上部へ徐々に年代値が若くなる部分（7260～5320 calBP 頃），ほぼ同じ年代値が連続する部分（5890～5320 calBP 頃，5300～4600 calBP 頃），年代値が逆転する部分（7260～6020 calBP 頃）が見られた．3570～2490 calBP 頃の年代値を示す地層は分布しない．

5. 過去の活動について

地層の変位・変形と放射性炭素年代を合わせて，活動時期について考える．礫が少ない黒色土の下部は西側隆起の変形が見られるのに対して，礫混じり黒色土壌と耕作土は水平に堆積している．よって，礫が少ない黒色土下部の堆積後から礫混じり黒色土壌の堆積前の間である，5890～5330 calBP 後から 2490～1990 calBP 前までの間に断層活動があったと考えられる．

6. おわりに

活断層の上下変位で隆起した段丘面上で実施したピット調査において，副次的な断層の変位が認められた．地層の変位・変形と放射性炭素年代測定の結果から，活動時期について検討することができた．しかし，本ピットは幅が狭くて深さが浅いことから，複数の活動に伴う変位・変形を詳しく把握することができていない．また断層活動の年代値にも幅がある．本研究で確認した断層をまたぐようにトレンチ調査等を行い，活動について詳細に把握し，副次的な断層から主断層の活動について検討する必要がある．

引用文献

廣内ほか（2015）糸魚川－静岡構造線北部に出現した 2014 年長野県北部の地震（神城断層地震）の地表地震断層，活断層研究，**43**，149-162．／廣内ほか（2017）糸魚川－静岡構造線活断層帯神城断層北部における断層活動，日本地理学会発表要旨．／松多ほか（2006）写真測量技術を導入した糸魚川－静岡構造線断層帯北部（拇池－木崎湖）の詳細変位地形・鉛直平均変位速度解析，活断層研究，**26**，105-120．／Reimer, P. et al. (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP), *Radiocarbon*, **62**．／地震調査研究推進本部（2015）糸魚川－静岡構造線断層帯の長期評価（第二版）／[URL] Bronk Ramsey, C. (2021) OxCal 4.4. Electronic document. <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>.

P-19

阿寺断層帯河床断層露頭の UAV 撮影事例

° 細矢卓志・後藤慧（中央開発（株））・安江健一・宇治拓海（富山大学）

Example of UAV imaging of the outcrop of the riverbed fault in the Adera fault zone

° Takashi Hosoya, Satoshi Goto (Chuo Kaihatsu Corporation), Ken-ichi Yasue,
and Takumi Uji (Univ. Toyama)

1. はじめに

阿寺断層帯は岐阜県中津川～下呂に連続する活断層で、全長 66km、左横ずれが卓越する断層（地震調査推進本部）である。変動地形が明瞭なことで知られており、最近では、UAV レーザを使用した詳細な地形解析も行われている¹⁾²⁾。

一方、阿寺断層北部は、飛騨川と並走しており、現地調査により、河床には大規模な断層露頭が複数連続して認められる³⁾。今回、この河床の断層露頭を正確に記載するため、UAV を用いた撮影を試みた。本論では、UAV 撮影方法と撮影結果を示す。

なお、本研究は、JSPS 科研費 JP23K04326 の助成を受けたものである。

2. 撮影場所と撮影方法

撮影の対象場所は、岐阜県下呂市萩原町の飛騨川河床で、撮影範囲は 100m×1000m 程度である。使用した UAV は、連続写真撮影が可能な DJI 社製小型ドローンの Mavic 2 Pro である。撮影は、自動航行アプリ「DJI GS Pro」を使用し、データをくまなく取得できるように飛行ルートを設定して実行した。また撮影飛行は、安全かつ必要なデータを取得するため、以下のことに注意して行った。

- ① 河川の増水している時期を避けての撮影
- ② 目視内飛行の遵守（適切な離発着地点の選定、補助員配置）
- ③ 効率良く、また安全飛行ができる飛行航路の設定
- ④ 撮影高度、オーバーラップ率（写真の重なり）、ピントの設定
- ⑤ 飛行可能時間（バッテリー残量）を考慮した飛行エリアの分割・飛行ルート作成

3. 取得データの解析方法と撮影結果

取得したデータは、Agisoft 社製の Metashape Professional を使用して写真合成を行い、撮影領域全体が繋がったオルソ画像（正射投影画像）を作成した。また、画像を解析して対象物の 3 次元構造を復元する SfM（Structure from Motion）により点群データを取得し、作成した DEM データを用いて地形の解析を行った。

図-1 に作成した合成写真を示す。また、図-2 に断層露頭の拡大画像と同位置の地形図を示す。断層露頭は、SfM で復元された DEM においても線構造として明瞭に確認できる。この写真解析により、河床において断層露頭が見えている詳細な位置、連続性が明らかになった。

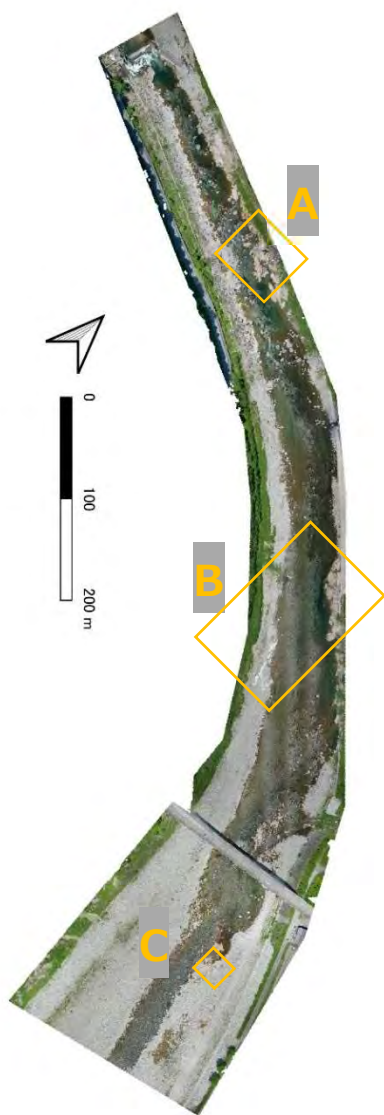


図-1 撮影範囲の合成画像
(図-2 の範囲を矩形で示す)

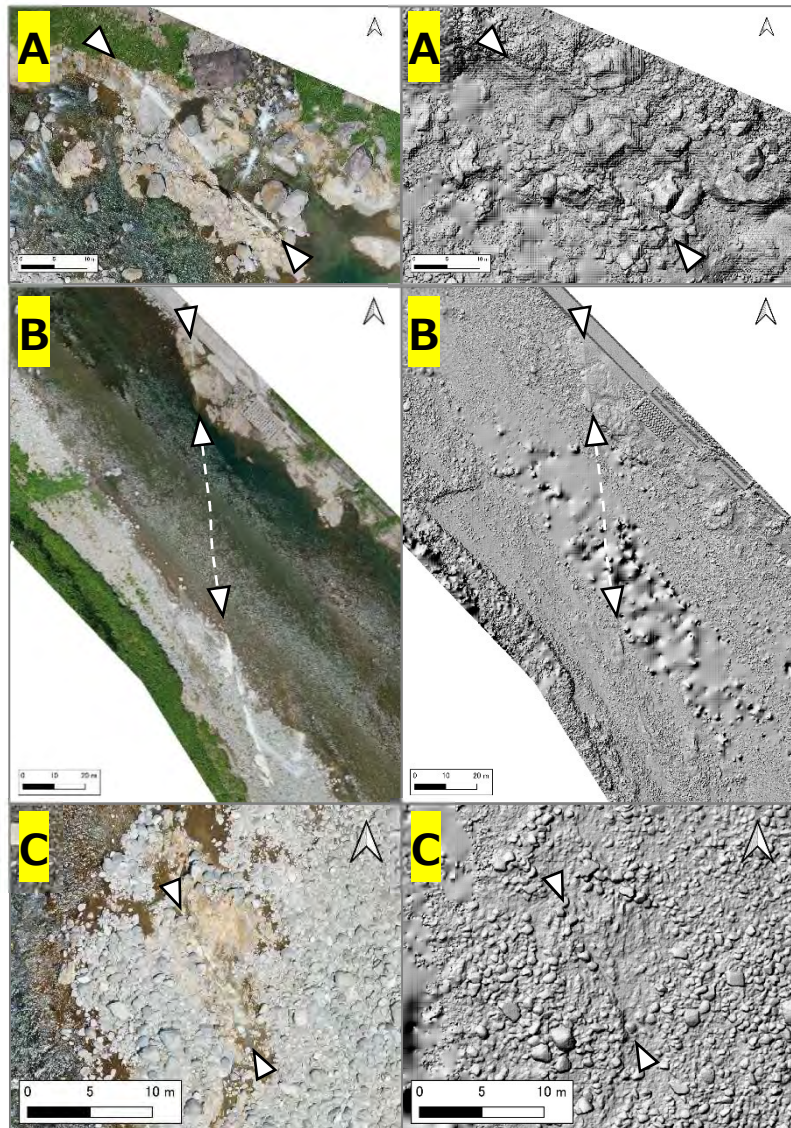


図-2 断層露頭の拡大写真および SfM で作成した地形図
(白矢印は断層の位置，B 図の破線は推定伏在位置を示す)

4. まとめ

広範囲の河床において UAV による飛行撮影・写真解析を行い，断層露頭の詳細な分布位置とその連続性の把握が可能となった．今後は UAV による調査と現地調査を効果的に複合し，断層露頭の性状をより詳細に把握する予定である．

【引用文献】

- 1) 安江健一・土井駿仁・細矢卓志・中瀬千遥・後藤 慧 (2023) UAV レーザ測量による阿寺断層中部の微地形調査 (その 1)．日本活断層学会 2023 年度秋季学術大会講演予稿集，p.49-50.
- 2) 細矢卓志・中瀬千遥・後藤 慧・安江健一・土井駿仁 (2023) UAV レーザ測量による阿寺断層中部の微地形調査 (その 2)．日本活断層学会 2023 年度秋季学術大会講演予稿集，p.51.
- 3) 宇治拓海・安江健一 (2023) 阿寺断層帯中北部周辺に分布する割れ目の特徴—破碎帯の形成過程と変位センスの変化—．JPGU2023, HDS09-P04.

P-20

阿寺断層帯中部，中津川市加子母上桑原地区における掘削調査（速報）

° 廣瀬健大朗・安江健一・天児幹治・(富山大)・白銀美里(岡山大)・山崎伶士(富山大)・
太田 麗(岡山大)・宇治拓海(富山大)

Excavation Survey of the middle part of the Atera fault zone in Kashimo, Nakatsugawa City, Gifu Prefecture

° Hirose, K., Yasue, K., Amako, K. (Univ. Toyama), Shirokane, M. (Okayama Univ.),
Yamazaki, R. (Univ. Toyama), Ohta, U. (Okayama Univ.), and Uji, T. (Univ. Toyama)

1. はじめに

断層運動によって地表変位がどのように現れていくのかについて理解を深めることは、断層の発達過程の解明や地震防災計画の策定において意義がある。我々は、複数の断層から構成される阿寺断層帯を対象に、断層の地表変位の分布と活動時期に関する研究を実施している。本報告は、岐阜県中津川市加子母上桑原地区の山地内に分布する逆向き低断層崖において行っている掘削調査の速報である。

2. 調査地域

阿寺断層帯は、岐阜県東部を北西～南東方向に約 66 km に渡って分布する活断層帯である。変位センスは主に左横ずれであり、同時に主に北東側隆起の上下成分を伴っている（佃ほか，1993）。研究地域周辺では、200 m 程離れて 2 条の活断層が北西-南東走向で並走しており（中田ほか，2006），それらをつなぐように北西-南東走向の逆向き低断層崖が分布する（土井ほか，2023）。この逆向き低断層崖を横切る作業道において、2024 年 9 月 24 日に作業道の法面整形と掘削を行い、露頭観察を実施している（図）。

3. 調査状況

観察は、幅約 1.5 m、長さ約 4.5 m、高さ 1.5 m の壁面と幅約 2 m、長さ約 2.5 m の底面で行った。南側（下盤）には、基盤岩である破碎した濃飛流紋岩が分布し、北側（上盤）には黒色～茶褐色および黄褐色の未固結の堆積物が分布する。

主断層は、基盤岩と堆積物の境界をなしており、壁面下部の断層面で測定した走向・傾斜は $N62^{\circ}W \cdot 40^{\circ}E$ である。壁面の下部付近の主断層面には、幅約 5 cm の半固結～未固結の淡黄色粘土が分布している。

黒色～茶褐色の堆積物は、層相の違いから詳細に区分することができる。壁面の最下部には、角礫まじりの黒色の腐植土層が分布し、わずかに湧水がみられる。礫径 1～10 cm で淘汰が悪い礫支持の構造である。その上位には、茶褐色の腐植土層を含む礫層が分布する。礫径 1～4 cm の角礫を多く含む礫支持の構造である。さらにその上位には、角礫まじりの黒色腐植土層が分布し、礫径 1～10 cm で淘汰が悪い基質支持の構造である。

断層面付近には、礫径 8cm 未満の角礫を多く含む黄褐色の砂礫層が分布する。角礫は断層面

付近で断層面に沿うよう配列しており、黒色土層が砂礫層中に落ち込むような分布が見られる。また、上部の主断層面付近には、淡い灰褐色の砂礫層が局所的に分布する。

これらの露頭観察から、本掘削地点では、基盤岩と砂礫層の境界をなす主断層と主断層から角礫層および堆積物中に分岐する断層が存在すると思われる。



図 作業道の法面整形と掘削によって現れた断層露頭。

グリッドは縦が垂直で 50 cm, 横が 50 cm である。写真の左が北側である。

4. 今後について

堆積物中の構造を精査し、断層変位の分布をより詳細に明らかにするとともに、放射性炭素年代測定とテフラ分析を行い、活動時期の推定を行う予定である。また、本調査地点の近くで行われているトレンチ調査の結果（例えば、廣内・安江, 2006）と比較し、逆向き低断層崖がいつどのように活動してきたかについて明らかにしていく予定である。

本研究は、JSPS 科研費 JP23K04326 の助成を受けたものである。

引用文献

- 土井駿仁・安江健一・島田耕史（2023）森林内における活断層に係る微地形の把握：阿寺断層帯の例。日本活断層学会 2023 年秋季学術大会講演予稿集，53–54。
- 廣内大助・安江健一（2006）阿寺断層帯中部，中津川市加子母地区における古地震活動調査（速報）。愛知工業大学地域防災研究センター年次報告書，3，106–108。
- 中田 高・岡田篤正・池田安隆・廣内大助・越後智雄（2006）1:25,000 都市圏活断層図 阿寺断層とその周辺「下呂」，国土地理院技術資料D・1－No.458。
- 佃 栄吉・栗田泰夫・山崎晴雄・杉山雄一・下川浩一・水野清秀（1993）2.5 万分の 1 阿寺断層系ストリップマップ説明書。地質調査所，41p。

P-21

微動探査とボーリングデータを用いた活構造の検討—高田平野断層帯の例—

° 青塚稜平（新潟県，旧所属：東北大学）・遠田晋次（東北大学）

Evaluation of active structures using microtremor surveys and borehole data: A case study of the Takada-heiya fault zone, Niigata prefecture, central Japan

° Ryohei AOZUKA (Niigata Pref., formerly of Tohoku Univ.), Shinji TODA (Tohoku Univ.)

1. はじめに

本州日本海側に位置する平野・盆地の縁辺部では，その多くで活断層の存在が確認されている．しかしそのほとんどは逆断層であり，しばしば厚い沖積層の下に伏在している．そのため断層の情報を収集するには困難な場合が多い．

近年上記のような問題を克服するために，活断層の通過位置推定に微動探査やボーリングデータ解析が用いられることがある．本研究では，新潟県南西部に位置する高田平野断層帯にそれらの手法を適用し，活構造の検討を行った．

高田平野断層帯は高田平野東縁断層帯と高田平野西縁断層帯の2つに大きく分けられており，一部地域では明瞭な低断層崖や段丘面の撓曲がみられる．しかし伏在部についての研究は進んでいないため，そのような部分についての新たなデータを提示する必要があると考える．

2. 研究手法

調査地域の地形・地質を把握するために，現地調査や地形判読を行った．またボーリングデータをほくりく地盤システム，新潟県高田平野水理地質図（野間・後藤，1982），全国地下水（深井戸）資料台帳新潟県（国土庁土地局国土調査課，1998）などから入手し，それらをテキストデータ化した後高橋・遠田（2022）で利用されたプログラムを用いて地質断面図を作成した．さらに推定活断層を横断するように測線を設定し，微動探査を実施した．

なお微動探査の結果から算出される H/V スペクトル比（Nakamura, 1989）とは，揺れの水平動と上下動のフーリエスペクトル比のことである．これにより得られるピーク周波数は，軟弱な地層（沖積層）と堅固な地層（沖積層基底礫層，基盤岩など）の境界深度と関連しており（中村，2008），これが急変するような場所では，活断層による変位が期待される．

具体的な測定方法としては，まず応用地質製三成分 McSEIS-AT に地震計（固有周期 2 Hz のジオフォン）をつなぎ，30 m 間隔で設置した．計測時間は 1 地点につき 10 分間とした．得られたデータは「AtomDownloader」というアプリケーションでダウンロードした後，「SeisImager」にて H/V スペクトルを算出した．そして中村・遠田（2023）で作成されたプログラムを用いて測線ごとの H/V スペクトル分布図を作成し，ピーク周波数と併せて地下構造を推定した．

3. 結果・考察

高田平野東縁断層帯では，上越市三和区と清里区にて詳細な調査を行った．

ボーリングデータ解析の結果，上越市三和区の藤塚山の東側では，中部更新統に見かけ上の向斜が確認された．このことは藤塚山の東側にも活断層が存在することを示唆しており，この断層はおそらく産業技術総合研究所（2006）の反射法地震探査で示された副断層に連続しているものと考えられる．また藤塚山の北側を通るように測線を設定して微動探査を行った結果，H/V スペクトル比の傾向が地下地質とよく対応した．これは微動探査を用いた活断層調査の有効性を示す．

上記を踏まえて上越市清里区にて微動探査を行ったところ，孤立台地の南側では断層が雁行配列している可能性が高いことが明らかになった．

高田平野西縁断層帯では，活断層の存在が推定される付近にみられる沖積層基底礫層の落

差から平均変位速度を概算したところ、直江津から高田にかけての地域では平均変位速度が 1.0 ± 0.3 m/kyr 程度であることが分かった。上越市藤新田付近のように周囲より平均変位速度が小さい箇所もあるが、これは活動セグメントの区切れがあることを示唆していると考えられる。

なお三和区と清里区にみられる孤立台地は、どちらも2本の逆断層に挟まれた部分が高まりとなっていることから、これらの台地はポップアップ構造に伴う隆起で形成されたものと考えられる。しかし同様な孤立台地は高田平野東縁断層帯北部や高田平野西縁断層帯には認められない。その理由を、反射法地震断面（防災科学研究所，2012）をもとに考察すると、高田平野東縁断層帯北部は主断層が地下深くに伏在しているため、高田平野西縁断層帯は断層の傾斜がバックラスト形成には急すぎるため、であると推定される。

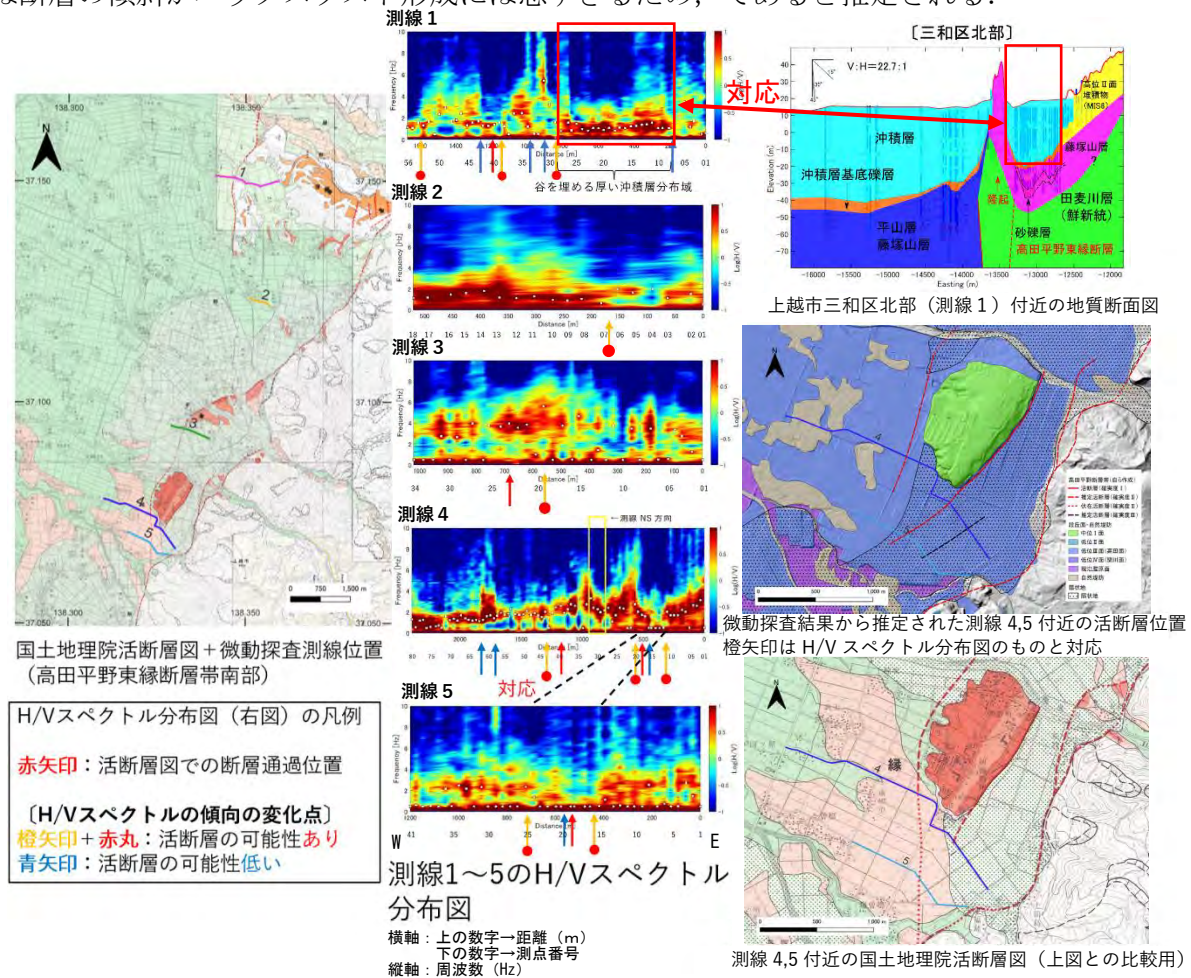


図1 高田平野東縁断層帯で行った微動探査の結果

謝辞 応用地質株式会社の鈴木晴彦氏、松山尚典氏には、微動探査結果の解釈について有益なアドバイスをいただきました。心より御礼申し上げます。

文献 防災科学技術研究所(2012): ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 平成23年度成果報告書, 430p.
国土庁土地局国土調査課(1998): 全国地下水(深井戸)資料台帳 新潟県. Nakamura(1989): *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute(RTRI)*, 30, 25-33. 中村・遠田(2023) 日本活断層学会2023年度秋季学術大会講演予稿集, 35-36. 中村(2008): 物理探査学会地震防災シンポジウム, 6p. 野間・後藤(1982): 新潟県高田平野水理地質図, 地質調査所. 産業技術総合研究所(2006): 高田平野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活断層帯の追加・補完調査」成果報告書.No.H17-2, 31p. 高橋・遠田(2022): 活断層研究, 56, 1-12.

P-22

敦賀断層の断層岩中に含まれる粒子の三次元配列

° 瀬能正太郎, 澤田 渚, 立石 良 (富山大), 島田耕史 (日本原子力研究開発機構), 岩森暁如, 小川昌也 (関西電力株)

Three-Dimensional Particle Analysis in Fault Rocks of the Tsuruga Fault

° Shotaro Seno, Nagisa Sawada, Ryo Tateishi, Koji Shimada, Akiyuki Iwamori, Masaya Ogawa

1. はじめに 断層の運動方向は、岩体が相対的にずれ動いた方向であり、大局的には断層変位地形によって推定できる。露頭スケールでは、断層の走向・傾斜と条線の角度から、薄片スケールでは、断層岩に含まれる石英などの粒子の配列から推定されてきた(活断層研究会, 1991)。粒子の長軸は、断層運動によって複合面構造の P 面に配列することが知られている (Shelley, 1995)。近年、X 線 CT 画像を用いた断層岩中の粒子の三次元配列解析が行われ、薄片と同様に P 面に再配列した粒子の姿勢が復元された (Sim et al., 2020a; Sim et al., 2020b)。この方法は、薄片観察による方法に比べ、短時間で多くの粒子の姿勢を復元することを可能にしたが、現在まで国内での適用例はない。本研究では、活断層露頭で採取した断層岩試料の X 線 CT 画像から粒子の三次元配列を復元し、断層の運動像との関係を議論する。

2. 調査対象 調査対象は福井県敦賀市から美浜町にかけて分布する敦賀断層である。この断層は、北北東-南南西走向の長さ約 25 km、右横ずれ主体かつ南東側隆起の活断層である。調査地域とした福井県三方郡美浜町新庄地区折戸谷地域では、敦賀断層をまたいで複数の支谷が発達し、そのうちいくつかは右横ずれ屈曲を示す。本研究では、これらの支谷に分布する複数の活断層露頭で断層岩試料を採取した。

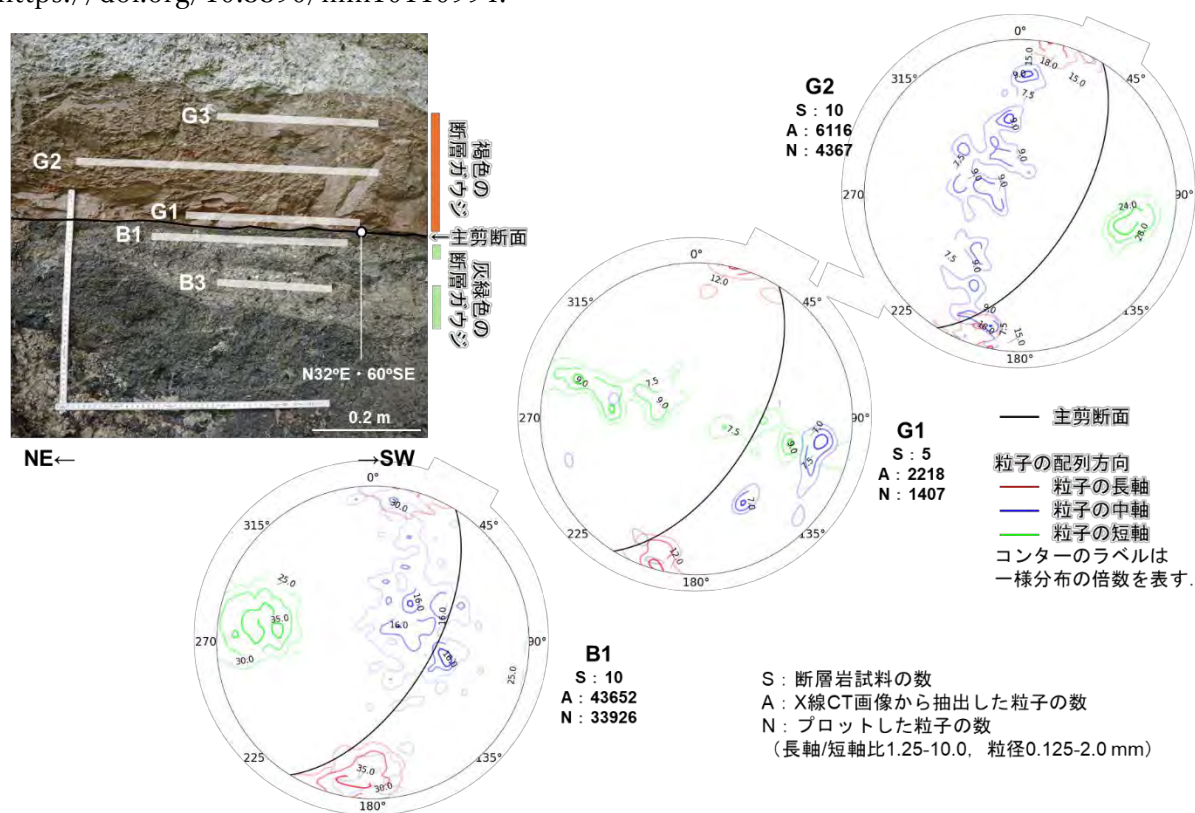
3. 手法 試料は断層の主剪断面周辺に分布する粘土状、砂状、礫状部から、主剪断面に平行な方向に設けた複数の測線に沿って、7 cm³ プラスチックキューブを用いて定方位で採取した。X 線 CT 画像の撮影は、富山大学のマイクロフォーカス X 線 CT 装置 (島津製作所 inspeXio SMX-225CT FPD HR Plus; 試料解像度約 36 μm) を用いた。次に、ImageJ Fiji を用いて 2 値化→セグメンテーション→楕円体フィッティングを行い、X 線 CT 画像から抽出した粒子を楕円体に近似した。この際、抽出する粒子のサイズは 10 voxel 以上とした。最後に、試料の方位を復元し、近似楕円体の三軸 (長軸・中軸・短軸) の方向をステレオネットにプロットした。

4. 結果 これまでに、5 つの断層露頭から試料を採取し、X 線 CT 画像の撮影を行った。このうち、断層露頭 Orito-3 は、下盤側の混在岩起源のカタクレサイトと上盤側の花崗岩起源のカタクレサイトの間に灰緑色の断層ガウジ (幅約 10 cm)、褐色の断層ガウジ (幅約 20 cm) が認められる (第 1 図)。2 つの断層ガウジの境界は粘性に富み、北東側でやや不明瞭になるものの、途切れることなく連続することから、主剪断面と認定した。主剪断面の走向・傾斜は N32°E・60°SE、条線のレーク角は 2°NE, 7°NE, 20°NE, 30°NE を示す。主剪断面の

上盤側に3列（主剪断面に近い方から G1, G2, G3）、下盤側に2列（主剪断面に近い方から B1, B3）の測線を設けて46個の断層岩試料を採取し、長軸/短軸比 1.25-10.0、粒径 0.125-2.0 mm の粒子の配列を復元した。その結果、長軸の配列は、すべての列で主剪断面から反時計周りに約 20° 斜交し、ごく低角に傾斜する方向を示した（第1図）。中軸の配列は、ばらつきが大きい、一部の試料（G2, G3）では長軸と合わせて、およそ N10°E・50°NW の大円状に並ぶ。短軸の配列は、東または西へ低角～中角に傾斜する方向を指す。

5. 解釈 主剪断面の右横ずれ断層運動を仮定すると、上盤側・下盤側の両方で、長軸の配列は複合面構造の P 面上の、ごく低角な方向に集中するものとみなせる。これは、Orito-3 の主剪断面で得られた条線の方向のうち、低角北東落ち（レーク 2°NE, 7°NE）から推定される運動像（横ずれ成分卓越）とよく一致する。すなわち、三次元粒子配列が条線と同等の情報を保持している可能性がある。G2, G3 で、中軸の配列が大円状を示し、主剪断面と逆の方向に傾斜する理由はまだわかっていない。現在、他の露頭から採取した試料の解析を進めており、発表ではそれらについても結果を報告する。

* 本研究は、富山大・関西電力・日本原子力研究開発機構の共同研究の成果の一部を使用した。
引用文献：活断層研究会編, 1991, 「新編日本の活断層—分布図と資料—」. 東京大学出版会, 437p ; Shelley, D., 1995, J. Struct. Geol, 17, 509–517 ; Sim, H. et al., 2020a, Minerals, 10(6), 528, <https://doi.org/10.3390/min10060528> ; Sim, H. et al., 2020b, Minerals, 10(11), 994, <https://doi.org/10.3390/min10110994>.



第1図 左上) 試料採取位置。右下) 粒子配列のステレオネット（下半球等積投影図）。

P-23

帯磁率異方性を用いた活断層の運動像推定の可能性

°澤田渚・立石良・川崎一雄・瀬能正太郎(富山大)・島田耕史(日本原子力研究開発機構)・岩森暁如・小川昌也(関西電力株)

The Study on Estimating the Movement of Active Faults Using the Anisotropy of Magnetic Susceptibility

°Nagisa SAWADA・Ryo TATEISHI・Kazuo KAWASAKI・Shotaro SENO (U of Toyama)・Koji SHIMADA (JAEA)・Akiyuki IWAMORI・Masaya OGAWA (KEPCO)

帯磁率異方性 (AMS: Anisotropy of Magnetic Susceptibility) は、岩石や堆積物に含まれる磁性鉱物の構造や配向を反映し、構造地質学や古地磁気学の分野で応用されてきた。中でも、変形、圧縮、せん断等の力学的作用を明らかにするための手段として、断層帯でのせん断変形や応力場の変遷の推定に用いられてきた。近年では、活断層を対象とした研究においてもその有用性が検証されており、断層ガウジから得られた AMS を用いた断層帯の活動履歴や応力場の変遷の復元の可能性が示された (Cho et al., 2014 等)。国内では、岐阜県瑞浪市～愛知県瀬戸市に位置する猿投山北断層で AMS を用いた岩石磁気学および構造地質学的研究がなされている (鳥居ほか, 1998)。この研究では、断層近傍のガウジで得られた AMS の最大軸は、断層の走向方向と一致し、最小軸は、推定されている断層運動の横ずれ方向に引き摺られたと考えられるガードル状の分布となった。一方で、断層から数十 cm 離れた堆積物では、一般的な堆積構造を反映した AMS の配向となり、断層運動に起因する AMS の配向は断層面の極近傍に限られる可能性があることが報告された。

本研究は AMS を用いた活断層の運動像推定の可能性の検証を最終目的とし、まずは、AMS の主せん断面に対する傾向と主せん断面からの距離に応じた傾向の変化を明らかにする。次に、岩石磁気学的手法を用いて、試料内の磁性鉱物を同定する。また、AMS の結果に寄与する鉱物やその条件 (粒度や詳細な形状等) による評価も行う。粒度や詳細な形状等については、X 線 CT で撮影し、断層岩中の粒子の近似楕円体を求め、定量的な評価を目指す。粒子の近似楕円体の決定手順や結果は、瀬能ほか (2024, 本学会) に準ずる。AMS の測定は、AGICO 社製 Kappabridge KLY-3S を用いて行った。各種磁気分析は、QuantumDesign 社製 MPMS-XL 及び Kappabridge KLY-3S CS-3 を用いた。なお、いずれの測定も富山大学で実施した。

対象事例は、福井県敦賀市から滋賀県高島市に位置する敦賀断層である。敦賀断層は、北北東―南南西方向に分布する右横ずれ主体かつ南東隆起の活断層である (今泉ほか編, 2018)。本研究は、福井県三方郡美浜町新庄地区の折戸谷沿いで報告された複数の断層露頭 (Iwamori et al., 2021, 立石ほか, 2022) で断層ガウジおよびカタクレーサイトより試料採取を行った。採取方法は 7 cm³ プラスチックキューブを用いた定方位サンプリングを採用した。本予稿では、断層露頭 Orito-4 の結果を示すが、学会当日は、複数露頭の結果を示す予定である。

帯磁率異方性測定の結果、異方性度 (Pj) および形状パラメータ (T) を用いた Pj-T ダイアグラム (Jelinek, 1981) では、比較的異方性度の小さい扁平型の形状が卓越した (図 1)。中で

も主せん断面から離れるにつれて、異方性度はより小さく、一部扁長型に変化する傾向がみられた (図 1)．AMS の最大軸は、主せん断面からの距離にかかわらず、主せん断面の走向方向にほぼ平行にプロットされる傾向が見られ、特に、主せん断面に極近傍でのみ顕著な集中が見られる露頭もあった．また、最小軸は主せん断面に近いところでよい集中が得られた (図 1)．帯磁率は強磁性鉱物 (例えば磁鉄鉱) が含まれる場合、その鉱物にほぼ支配される (Dunlop and Özdemir, 1997) ため、岩石磁気学的手法を用いて試料に含まれる磁性鉱物の同定を行った．その結果、一部酸化した磁鉄鉱や反磁性鉱物の存在が確認され、これより AMS に寄与する主な鉱物は磁鉄鉱であることが示唆された．また、AMS 楕円体の最大軸と強磁性鉱物粒子の近似楕円体の長軸は一致することが報告されている (Tarling and Hrouda, 1993)．そこで本研究は、AMS における三軸 (最大軸、中間軸、最小軸) と撮影した粒子の近似楕円体における三軸 (長軸・中軸・短軸) の関係性を検討した．その結果、AMS の最小軸と粒子の短軸はほぼ一致する．一方で、AMS の最大軸と粒子の長軸は一致せず、主せん断面の大円上で対角にあたる方向を指す (AMS は北東方向、粒子は南西方向)．これは、AMS に寄与する磁性鉱物と粒子解析で抽出された粒子が異なるためと考えられる．AMS に寄与する磁性鉱物は 0.1 mm 以下であると考えるが、粒子解析で抽出できる粒子は解像度と解析方法に依存し、本手法は三軸の平均値が約 0.09 mm 以上 2.0 mm 以下と限定している．これより AMS の傾向は、0.1 mm 以下の強磁性鉱物に依存しているのに対し、粒子解析の傾向は、より粗粒な粒子に依存しているのと考えられる．断層運動に対する粒子の挙動が粒度によって異なる可能性や、断層運動後に二次的に生成された鉱物を反映している可能性が考えられるため、今後さらなる検証を行っていく．本研究は、富山大・関西電力・日本原子力研究開発機構の共同研究の成果の一部を使用した．

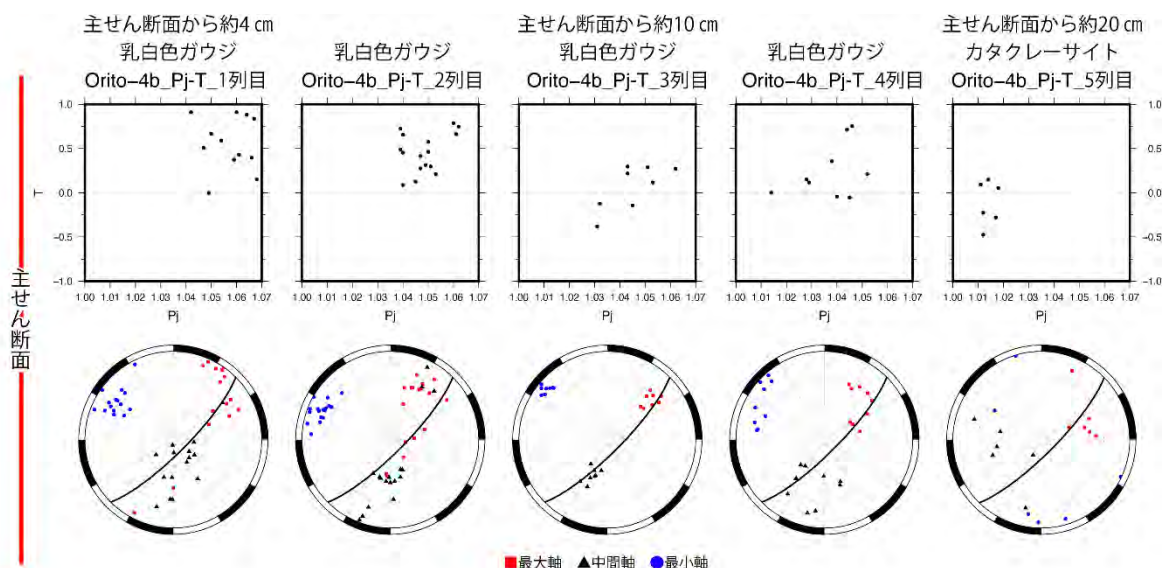


図 1 Orito-4 における Pj-T ダイアグラム (上段) と帯磁率異方性の結果 (下段)

帯磁率異方性の結果は、下半球投影。大円は断層露頭 Orito-4 の主せん断面。

下盤側 (花崗岩) で、主せん断面と平行に 5 列 55 試料の採取を行った。

後期更新世の海成段丘から求まる地殻変動 —ステージ 5e 段丘から求める地殻変動との整合性—

° 白銀美里（岡山大学・院）・松多信尚（岡山大学）

Crustal Deformation from Late Pleistocene Marine Terraces —Consistency with crustal deformation determined from MIS 5e—

° Miri Shirokane (Okayama Univ.), Nobuhisa Matta (Okayama Univ.)

I. はじめに

活断層による変動地形は、これまでの地形・地質調査や歴史書の記録によって、ある程度一定の周期をもって同規模の地震が起きると考えられている。さらに、海成段丘はそれぞれの地域における固有の運動を累積していると考えられてきた（たとえば、太田, 1968 など）。中でも、ステージ 5e 段丘（以下、mT5e）は、明瞭である上に広域に分布するため、完新世における地殻変動を推測する上でも重要な指標として用いられてきた（たとえば、中田ほか, 1980 など）。そのため、mT5e の更新世から累積された地殻変動が完新世の地殻変動をどの程度反映しているかについて確かめることは必須であるが、それについて詳しく研究した事例は少ない。そこで、本研究では、全国の古い段丘が残っている地域を対象に、mT5e とそれ以前に形成された更新世段丘を比較して、mT5e とそれ以前の更新世における隆起量の整合性を検討する。ただし、mT11 以前は分布域が少ないため、mT5 から mT9 まで分布している地域を主に対象とし、その中で地殻変動が変化していないと思われる地域を選抜した。また、mT29 まで残っているとされる能登半島において（太田・平川, 1979）、mT11 以前の更新世段丘についても検討する。

II. 研究方法

(1) データ

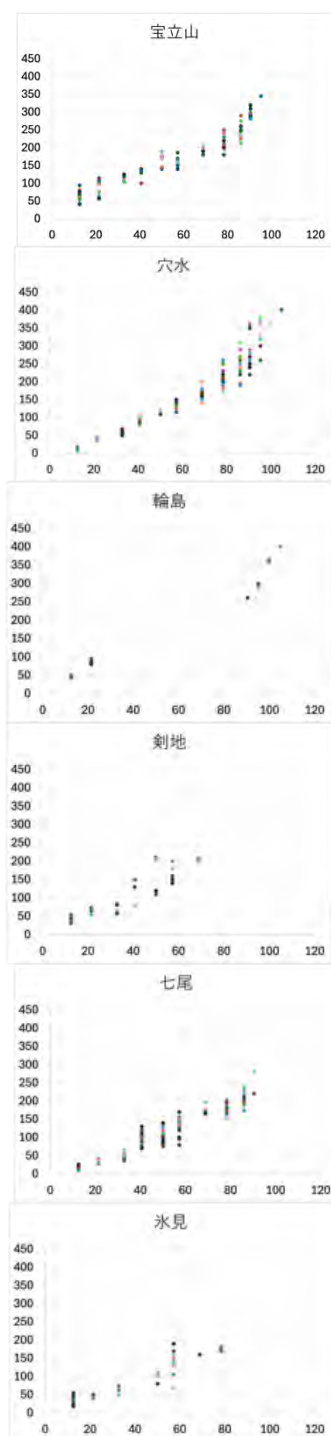
- a) 使用データ：『日本の海成段丘アトラス』の中の位置情報が分かるデータを用いた。
- b) 一地域の設定方法：「地理院地図（電子国土 Web）」を用い、基準を mT5e とし、その変位量がおおよそ同様となる地域を半径 1.5km でとることで変位速度が同一とみなせる地域を定めた。その結果、一つの地域は海岸線で 3km 以内となった。海岸線に直行方向には限度を定めていないが、古い段丘の分布に従って当時の古地形を類推し尾根を越えない限りで同一地域とした。
- c) 各時代における代表値の選出方法：一地域に同時代の段丘が 2 つある場合は最小値を、3 つ以上ある場合は、最頻値を優先的に用いた。最頻値がない場合は最小値を除いた中でより小さい値を用いた。

(2) データ解析

- d) 変位速度の検討：ステージ間の平均変位速度を求め、mT5e の変位速度と比較した。その時、平均変位速度に 1.8 倍以上の違いがある地点は隆起速度が変化したとして除外し、変位速度に変化がないと思われる地点のデータを用いた。

Ⅲ. 結果および考察

mT5e から mT9 の結果：mT5e から mT9 における各時代を x 軸に、各時代の隆起量を y 軸にとったグラフ（以下、隆起量グラフ）の結果を図 1 に示す。段丘の隆起速度がおおよそ一定であれば、隆起量グラフの y 切片はおおよそ 0m に近づくはずであるが、これによると大幅にずれている地点が多い。また現在の高度（y 切片）が 0m 以上



以上であればその地域における更新世段丘全体の隆起量が大きすぎることを意味し、0m 以下であればその隆起量が小さすぎることを意味する。したがって、

y 切片が 0m 以下となっている地域は今後隆起をする可能性が高く、0m 以上の場合は沈降するかしばらく変動がない期間が続くと考えられる。地殻変動が一定である地域を選抜したにもかかわらず、地震のタイミングでは説明がつかない±5m 以上の誤差がある地域が多くあることがわかった。また更新世段丘が全体的に隆起しすぎている地域は、奥尻島・珠洲・串本などの島や半島であり、十勝や雄武などの湾や内陸・半島の付け根で下がりすぎている印象を受ける。例えば珠洲では、mT5e の隆起速度は 5.5m/万年で、そこから推測した完新世における地殻変動量と実際の隆起量を差し引いた量は 0.5m であり、おおよそ推測通りとなるが、更新世段丘全体の平均隆起速度（隆起量グラフの近似曲線の傾き）は 2.2m/万年で、y 切片は+5m 以上で上がりすぎている。このように mT5e とそれ以前に形成された更新世段丘の隆起速度が異なる地域が多くあることがわかった。

能登半島の結果：能登半島における各年代と隆起量（標高）の散布図の結果を図 2 に示す。これによると、七尾・穴水・宝立山では、40 万年前以降、40～80 万年前、80 万年前以前という 3 つのまとまりごとに分布の偏り方が異なることがわかった。この傾きは、隆起速度を表しており、過去 100 万年間の間に、地殻変動が少なくとも 2 度変化したと推定される。また氷見・剣地では 80 万年前以前のデータは乏しいが、同様に 40 万年前辺りを境に変化しているように見える。さらに、珠洲岬や能登飯田では 40 万年以降のみのデータしかなく、輪島では 40～80 万年前のデータが乏しいが、輪島においては 40 万年前以降と 80 万年前以前は不連続であることから、同様の地殻変動で

図 2 能登半島における年代と隆起量（標高）の散布図

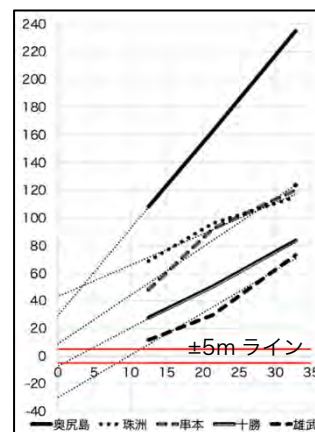


図 1 隆起量グラフ（一部抜粋）

ある可能性が高い。

河川急勾配度から考察する能登半島の第四紀後期の隆起傾動運動

○柿内亮佑(東北大学・学)・遠田晋次(東北大学)

Continuous uplift and tilting of the Noto Peninsula during the Late Quaternary, as estimated from the river steepness index

○Ryosuke Kakiuchi, Shinji Toda(Tohoku Univ.)

1. はじめに

第四紀後期の間、能登半島は全体として北側隆起の傾動が卓越しており、その歴史は周囲にある複数段の海成段丘に記録されている。(太田・平川, 1979) 2024 年 1 月 1 日に発生した能登半島地震に伴って、石川県輪島市門前町付近では約 4m の隆起が、珠洲市北部の海岸沿いでは約 2m の隆起がみられ(国土地理院, 2024)、能登半島の北側が隆起するという傾向はこれまでの傾動と似通っている。しかし、今回の地震では、河原田川の河口付近の隆起量が少ないなど、一様な南下りの傾動をしているわけではない。2007 年に発生した能登半島地震においても、輪島市門前町付近が隆起したのみである(浜田ほか, 2007)。太田・平川(1979)に述べられている通り、能登半島の北側隆起は一斉に起こっているものではなく、ブロック状に分かれた地塊がそれぞれ傾動している可能性がある。

本研究は能登半島を流れる河川に注目し、能登半島の傾動の歴史や地域的な傾向について明らかにすることを目的として行ったものである。

2. 研究手法

- ①ソフトウェアを用いて河川指標に関する数値計算を行った。能登半島における河川の k_{sn} (normalized steepness index) を計算し(図 1)、能登半島の陸地に等間隔に設定した点から半径 2km 以内の平均 k_{sn} を算出した。この平均 k_{sn} と能登半島地震における地震時隆起量とを比較した。
- ②2 つの先行性河川(町野川・河原田川)沿い 2km の、各地点における最高標高を求めることにより、河川標高に対する最高標高の比高と地震時隆起量を比較した。

3. 結果

今回の地震で 4m 程度の隆起がみられた輪島市門前町付近では、 k_{sn} の値は 20–80 程度であり、 k_{sn} の値が大きくなるほど地震時隆起量が大きくなる傾向がある。2m 程度の隆起がみられた珠洲市北西部の海岸沿いでは、 k_{sn} の値は最大 100 程度となっており、 k_{sn} の値と地震時隆起量の間に相関はみられない。2 つの先行性河川に挟まれた地域では k_{sn} の値が最大 120 程度となっているが、地震時隆起量は 1m 前後である。

また、先行性河川沿い 2km の最高標高の比高と地震時隆起量との比較では、町野川に関してはある程度調和的だが、河原田川に関しては河口付近で比高が相対的に低くなっている。

4. 考察

今回の地震時隆起量と k_{sn} との比較では、地域ごとに異なる傾向がみられた。地震時隆起量が小さく k_{sn} の値は大きい地域でも、これ以前の活動により隆起が累積していることが考えられ、能登半島の傾動を考える上では小地域ごとに、また時期ごとに異なる隆起を想定する必要があると予想される。

5. 今後の展望

最高標高の比高と地震時隆起量との比較は、過去にどのような隆起分布がみられたのかを考察する材料にする予定である。また、河川沿いの最高標高を半径 2km 以内に設定していたが、河川の下刻がない状態を想定するならば谷の幅に応じて条件も変えることも考える必要がある。

今後、小河川の解析も進め、現地調査を通して考察を深めていく予定である。

文献

太田陽子・平川一臣, 1979, 能登半島の海成段丘とその変形, 地理学評論, **52-4** 169-189

浜田昌明・野口猛雄・穴田文浩・野原幸嗣・渡辺和樹・山口弘幸・佐藤比呂志, 2007,

2007 年能登半島地震に伴う地殻変動と能登半島の海成段丘, 地震研究所集報, **82**, 345-359

国土地理院, 2024, 「だいち 2 号」観測データの解析による令和 6 年能登半島地震に伴う地殻変動 (2024 年 1 月 19 日更新)

https://www.gsi.go.jp/uchusokuchi/20240101noto_insar.html

穴倉正展・越後智雄・行谷佑一・立石良・後藤玲奈・前杵英明, 2024, 令和 6 年能登半島地震に伴う隆起で生じた海岸の離水と海成段丘, 第四紀研究, **63** (2), 169-174

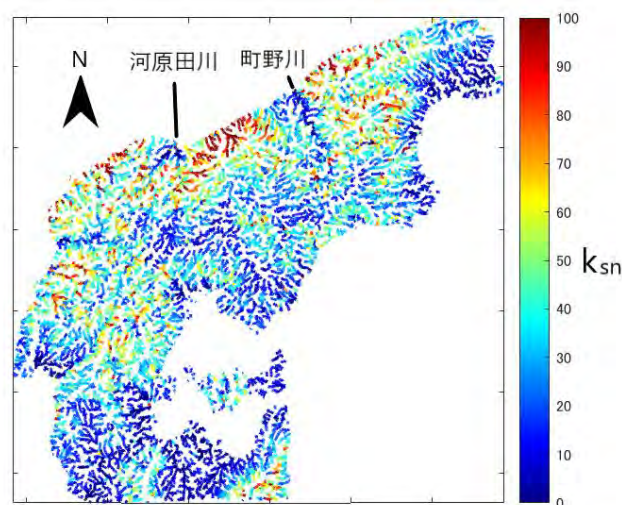


図 1 能登半島全域の k_{sn} 分布

P-26

ピエゾドライブコーン試験からみる令和6年能登半島地震による 内灘町での液状化被害地域の表層地質

○原 勇貴（東北大学）・塚脇 真二（金沢大学）・豊嶋 祐太・秋葉 拓己・
謝 沛宸（応用地質）・遠田 晋次（東北大学）

Shallow Subsurface Geology of the Liquefaction Area in Uchinada Town, Induced by the 2024 Noto Peninsula Earthquake, as Revealed by the Piezo Drive Cone Test

○Yuki Hara (Tohoku University), Shinji Tsukawaki (Kanazawa University),
Yuta Toyoshima, Takumi Akiba, Pei-Chen Hsieh (OYO Corporation),
Shinji Toda (Tohoku University)

【はじめに】2024年1月1日に発生した令和6年能登半島地震では広範囲で地盤の液状化が発生した。その範囲は石川県・富山県・福井県・新潟県の4県34市町村2000ヶ所以上におよぶ（先名, 2024）。これらの被害地域のうち、震央から南西約100 kmに位置する石川県内灘町では液状化に伴う大規模な側方流動が生じ、噴砂や地表亀裂などの地表変状も多数認められた。これらの被害は内灘砂丘の内陸側低地部の住宅地に集中する。同地域では、1799年金沢地震や1891年濃尾地震においても液状化の発生が報告されている（寒川, 1986; 若松, 2011）。本発表では、内灘町西荒屋における液状化・側方流動と表層の地質構造との関係を明らかにするために実施したピエゾドライブコーン（PDC）試験結果を報告する。

【手法と調査地域】PDC試験は、打撃による貫入抵抗値（Nd 値）と地盤中の過剰間隙水圧を測定することで、細粒分含有率 F_c および地盤の液状化強度を評価するサウンディング調査法である（澤田ほか, 2012）。本研究では、もっとも顕著な地表変状が現地で確認された西荒屋児童公園と西荒屋小学校グラウンドをそれぞれ通過する2測線を設定し、北西の砂丘側から南東の河北潟側に至る砂丘内陸側低地部を横断するように各測線7地点ずつPDC試験を実施した（図1）。

【調査結果】児童公園測線（図2A）では、地点1～3において少なくともT.P.（東京湾平均海面）-5.0 m程度まで細粒分含有率 F_c が10%以下の緩い砂（Nd 値 < 10）が連続する。一方、地点4～7では砂層の下位（T.P. -3.0 m以深）に上端深度が西に向かって深くなるシルト・粘土層（ $F_c > 50\%$ ）が認められる。地下水位は、地点3より南東側では地形に沿ってT.P. -1.0 m ~ +2.0 m と変化する。地点3より北西側ではT.P. +2.0 ~ +2.5 m と変化が小さい。次に、小学校測

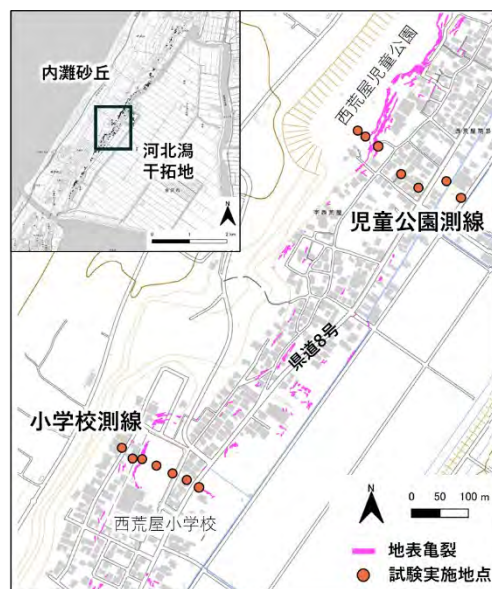


図1 調査位置図

線（図2B）では、地点1～6において少なくとも T.P. -5.0～-6.0 m まで細粒分含有率 F_c が 10% 以下の砂層が連続する。この砂層の N_d 値はおおむね 10 以下であるが、一部地点では T.P. -1.0 m 以深で 20 程度となる。地点7では、T.P. -2.0 m 程度まで一部シルト・粘土層をはさむ砂層で、それ以深は T.P. -8.0 m までシルト・粘土層が連続する。地下水位は、地点1～6で T.P. +2.0 m 程度、地点7で T.P. +1.0 m である。地表亀裂はいずれの測線でも地点2と地点3の間に集中し、そこから県道8号との間で液状化被害が多い。これらの地域では地下水位が深度 2.0 m よりも浅く、液状化の影響が地表におよび易いと考えられる。また、児童公園測線の地点3および小学校測線の地点3～6周辺で特に被害が甚大である。これらの地点は、1910 年頃の旧地形図では砂丘斜面末端に位置しており、緩い砂層が深度 10 m 以深まで連続している。このことから、他の地点に比べて液状化層が厚く、側方流動に伴う地盤の変動量が大きかった可能性が考えられる。

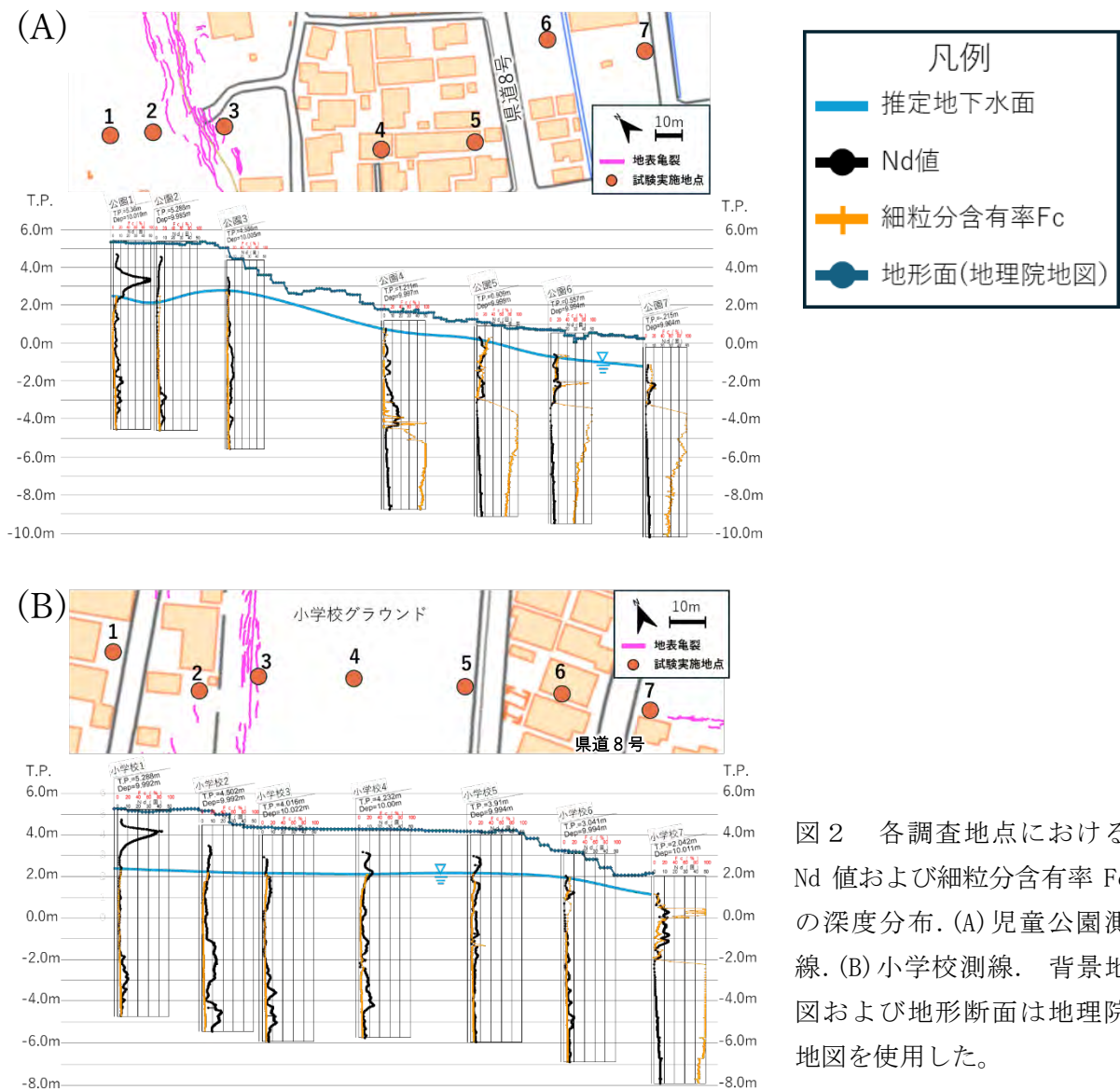


図2 各調査地点における N_d 値および細粒分含有率 F_c の深度分布. (A) 児童公園測線. (B) 小学校測線. 背景地図および地形断面は地理院地図を使用した。

令和 6 年能登半島地震に伴う津波浸水と到達時間および痕跡高の分布

°岩佐佳哉（大分大）・中田 高・熊原康博・（広島大）・杉田 暁（中部大）・濱 侃（千葉大）・青木賢人（金沢大）

Distribution of Tsunami inundation, arrival time and height associated with the 2024 Noto Peninsula earthquake

°Yoshiya Iwasa (Oita Univ.), Takashi Nakata, Yasuhiro Kumahara (Hiroshima Univ.), Satoru Sugita (Chubu Univ.), Akira Hama (Chiba Univ.) and Tatsuto Aoki (Kanazawa Univ.)

1. はじめに 日本海南縁および東縁には海底活断層が多数分布する（国土交通省，2014；Goto et al., 2022）. これらの海底活断層は陸域に近く，活動により発生する津波は短時間で沿岸部に到達する（国土交通省，2014）. 一方で，その事例は限られており，1993 年北海道南西沖地震以来顕著な津波が生じていなかった. 津波発生時の分布やその高さを明らかにすることは今後の津波防災への貢献となる.

令和 6 年能登半島地震では 1 月 1 日 16 時 10 分にマグニチュード 7.6 の地震が発生した. この地震は海底活断層の活動によるものであり，地震に伴って津波および能登半島北岸を中心とした顕著な隆起が生じた（気象庁，2024）.

地震発生直後，津波の遡上高や浸水高といった痕跡高の現地調査が各機関および学会等により実施された（Yuhi et al., 2024；Heidarzadeh et al., 2024；山縣ほか，2024；気象庁，2024）. しかし，調査地点が限られ，かつその調査地点が周辺の特徴を代表するものか否かが不明である. このような課題に対して，過去の大規模災害では，空中写真を広範囲において判読して広域で生じた現象の分布や特徴の全体像を明らかにしたうえで現地調査が行われてきた（松多ほか，2012）. 発表者らは高解像度空中写真を判読することで津波浸水の分布を明らかにし，津波浸水範囲のポリゴンデータに基づいて津波遡上高の分布を検討した（岩佐ほか，2024a）.

本発表では，能登半島北部における津波の到達時間，浸水および遡上高・痕跡高の分布と特徴について報告する.

2. 方法 津波の到達時間を明らかにするため，新聞やテレビ報道およびインターネットメディアによる情報を収集した. また岩佐ほか（2024a）による津波浸水範囲および津波遡上高の分布を再検討した. 再検討した津波遡上高の分布に基づいて，周辺の特徴を代表すると考えられる地点を現地調査の候補地として選定した. 現地において津波の分布を明らかにするため 2 月に現地調査を行なった. また津波の痕跡高を明らかにするため 7 月に現地調査を実施した. 7 月の調査では漂着物や浸水痕といった津波の痕跡と住民への聞き取りに基づいて津波の遡上限界および痕跡を特定した. なお，住民への聞き取りでは津波到達時の様子を聞き取ったが，多くの住民は避難をしており津波到達直後の様子を把握していなかった. 痕跡高を計測するため，単独でセンチメートルオーダーの測位が可能かつ 1 万円で購入できる安価な CLAS 対応 GNSS 受信機を用いた CLAS-GNSS 測量（Namie and Kubo, 2021；岩佐ほか 2024b）を行なった. CLAS-GNSS 測量では複数のモジュール（ジオセンス社製 M5F9P, M5D9C, M5Stack 社製 Basic）を組み合わせた受信機を用いて 57 地点で測量を行なった. 軽食した痕跡高は地震後のものであり，その地点の地震時の上下変位を含む値である.

3. 津波の浸水と到達時間の分布 津波浸水は能登半島の沿岸および能登島と舳倉島で認められた（図 1）. 能登半島東岸では珠洲市から能登町白丸にかけての地域に津波浸水が集中して認められた. これ

らの地域には低地が分布しており、津波が内陸数百mまで到達し、家屋に被害をもたらした。また能登町宇出津から穴水町甲、能登島の東岸、七尾市鶴浦から佐々波までの地域では部分的に津波浸水が認められた。能登半島西岸では志賀町から輪島市黒島にかけて連続的に津波浸水が認められた。ただし、西岸では多くの集落が海成段丘面上に立地しており、津波による住家への被害は大きくない。能登半島北岸では部分的に津波浸水が認められた。この多くは沿岸の砂浜や海食崖の基部に分布がとどまっている。

津波の到達時間は主に能登半島東岸で得られている。能登半島北東端に近い珠洲市寺家では地震発生から24分後の16時34分ごろに津波が陸上に到達した。珠洲市飯田町から能登町白丸にかけての地域では16時36分ごろから遅くとも40分ごろまでには陸上に津波が到達していた。能登町宇出津では16時41分ごろに津波が陸上に到達していた。能登半島西岸の志賀町安部屋漁港では17時40分ごろに津波が到達していた。能登半島北方の舳倉島では16時40分ごろに津波が到達していた。

4. 津波痕跡高の分布 津波痕跡高は能登半島北西岸で大きく、東岸で小さい(図2)。能登半島北西岸では多くの地点で標高4m以上の痕跡高であった。志賀町富来や輪島市黒島で標高8m以上の地点に漂着物が認められた。特に、輪島市黒島では標高11.3mの地点で漁具

や製造時期の新しいペットボトルが認められ、津波により遡上したと判断した。能登半島東岸では珠洲市高屋や寺家、白丸で標高5mを超える痕跡高が得られたが、それ以外の地点において痕跡高は4mに満たない。能登島では八ヶ崎で1.9m、向田町で1.7mの痕跡高が得られた。

文献: 国土交通省(2014) 日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書; Goto et al. (2022) *Geomorphology*; 気象庁(2024) 災害時地震・津波報告令和6年能登半島地震; Yuhi et al. (2024) *CEJ*; Heidarzadeh et al. (2024) *Ocean Eng*; 山縣ほか(2024) 第四紀研究; 松多ほか(2012) *E-journal GEO*; 岩佐ほか(2024a) 2024年日本地理学会春季学術大会; Namie and Kubo(2021) *IEEJ JIA*; 岩佐ほか(2024b) JpGU2024年大会

謝辞: 本研究は JSPS 23K18735, 24K07718 および中部大学問題複合体を対象とするデジタルアース共同利用・共同研究 IDEAS202406 を使用した。

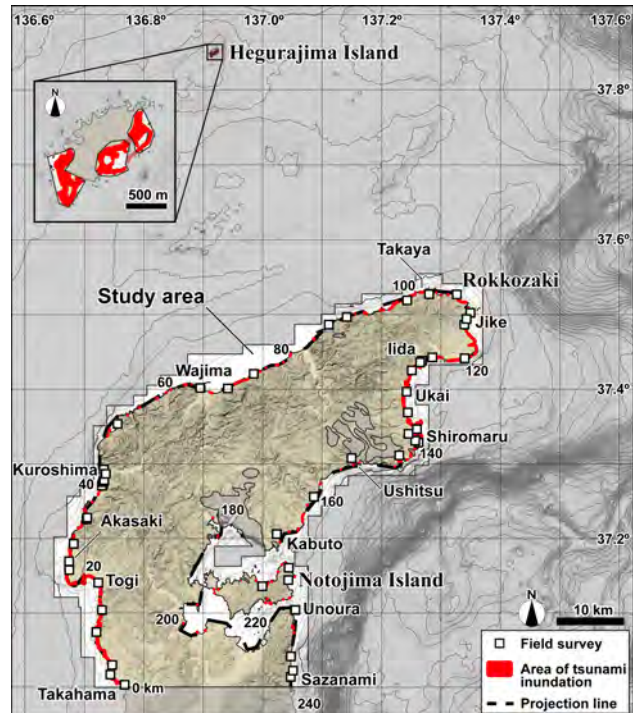


図1 能登半島北部の津波浸水の分布と調査地点

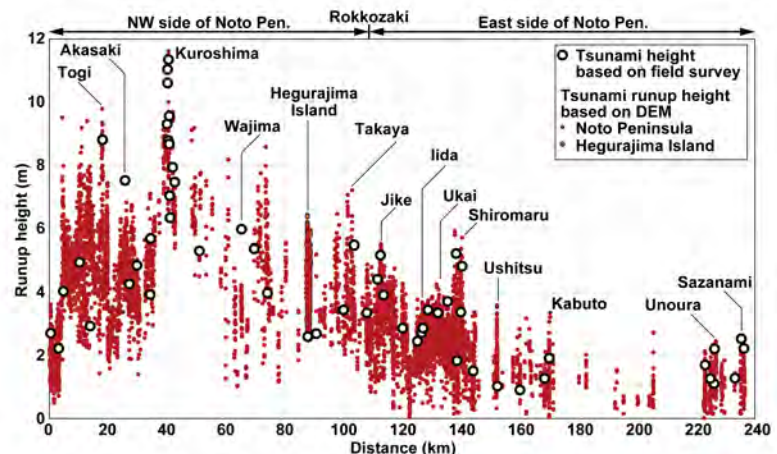


図2 能登半島北部の津波痕跡高の分布

P-28

令和 6 年能登半島地震に伴う石川県七尾市中島町の地表変位

° 宇根 寛（お茶大）・佐藤 浩（日大）・八木浩司（深田地質研）・

佐藤昌人・山田隆二（防災科研）

Surface deformation triggered and slipped by the 2024 Noto Hanto Earthquake in Nakajima-machi, Nanao City, Ishikawa Prefecture

° UNE Hiroshi, SATO P. Hiroshi, YAGI Hiroshi, SATO Masato, YAMADA Ryuji

筆者らは、令和 6 年能登半島地震発生後、国土地理院が公開しているだいち 2 号の観測データを用いた SAR 干渉画像のうち、2023 年 12 月 6 日～2024 年 1 月 3 日の北行軌道右側観測及び 2023 年 6 月 6 日～2024 年 1 月 2 日の南行軌道左側観測の SAR 干渉画像から位相不連続を抽出し、これを参照して地表を踏査した結果、複数の地点で、位相不連続の位置や走向がほぼ一致する地表変位を見出した（宇根ほか、2024）。このうち、七尾市中島町山戸田では、SAR 干渉画像の位相不連続と位置、走向がほぼ一致する延長約 2 km の地表変状を認めた（図 1）。この変位は、鉛直変位は北落ちで右横ずれを伴い、変位量は数 cm 程度であった。また、この変位は、2024 年 5 月 22 日に撮影された斜め空中写真から確認され（図 2）、林野庁が地震後に計測した航空レーザ測量データから生成した陰影起伏図からも判読された（図 3）。ほぼ平坦な農地や道路に連続的に現れていること、周辺に地すべり地形などが認められないことから、この変位は地下の何らかの構造が地震に誘発されて受動的に動いたいわゆる「お付き合い地表変動」と考えられる。能登半島南東岸の短い活断層について、遠田・石村（2024）は、隆起部と不動部の境界の曲げ部分に生じる副次的断層としての **bending-moment fault**（Yeats, 1986）ではないかとの考えを示している。本報告で示した断層もこのような断層のひとつと考えることができる。



図 1 七尾市中島町山戸田で見出した地表変状

SAR 干渉画像から判読した位相不連続と位置、走向がほぼ一致する地表変状を認めた（赤線）

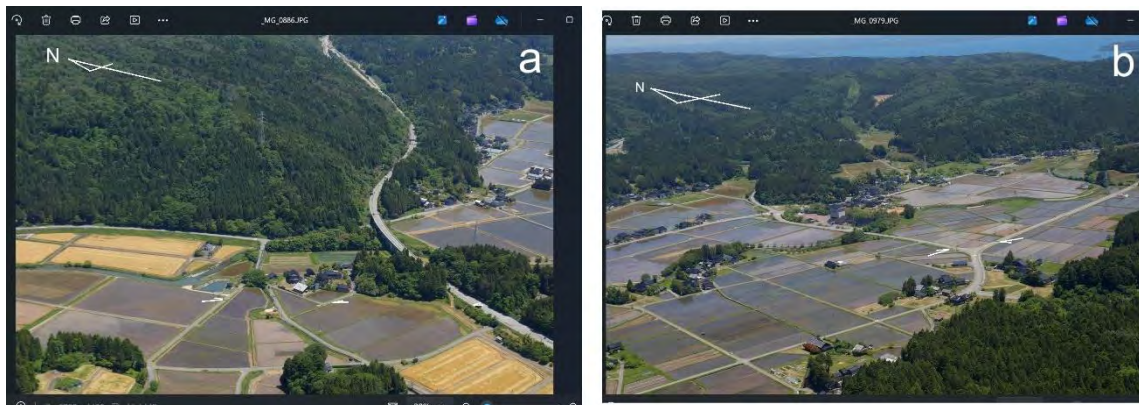


図2 地震後の斜め空中写真（防災科研チャーター機より八木浩司撮影）

a: 図1の写真a, bを含む地点, b: 図1の写真dを含む地点



図3 地震後の陰影起伏図（図1の写真a, bを含む地点）

林野庁が地震後に計測の航空レーザ測量データより生成した。a: 原図, b: 変位（赤線）を加筆

文 献

- 宇根 寛・小村慶太郎・佐藤 浩・八木浩司・遠藤 涼 (2024): SAR 干渉画像の位相不連続の分布と現地の地表変状の関わり (速報). 日本地理学会春季学術大会緊急シンポジウム.
- 遠田晋次・石村大輔 (2024): 令和 6 年能登半島沖地震と半島南東岸の短い活断層 —短い活断層は起震断層になりえるか—. 日本地球惑星科学連合 2024 年大会予稿, SSS11-05.
- Yeats, R.S. (1986): Faults related to folding with examples from New Zealand. Royal Society of New Zealand Bulletin, **24**, 272-291.

謝 辞

石川県から日本地すべり学会研究グループに提供された林野庁「令和 6 年能登半島地震に係る航空レーザ計測データ」から生成された。本研究には科研費 23K00972 と（公財）東京地学協会令和 6 年能登半島地震関連緊急研究・調査助成金の一部を利用した。

2024 年能登半島地震に伴う海岸の隆起量分布 —白化ピリヒバ上限高度の高密度な GNSS 測位—

°牧田智大・原西絢太（広島大学・学）・森渉（広島大学・院）・
山中蛭（千葉県立中央博物館）・後藤秀昭（広島大学）

Distribution of uplifted amount along the coastline associated with
the 2024 Noto Earthquake

○Tomohiro MAKITA, Kenta HARANISHI, Wataru MORI (Hiroshima University),
Tomoru YAMANAKA (Natural History Museum and Institute, Chiba),
Hideaki GOTO (Hiroshima University)

1. はじめに

2024 年能登半島地震によって能登半島北部沿岸の広い範囲が隆起し、海岸線が沖へ前進した（令和 6 年能登半島地震変動地形調査グループ（日本地理学会），2024）。隆起した海岸線は延長約 90km に達し、海岸線の沖側への前進量は最大で 240m に達する場所もある。衛星解析の結果、最大 4m の隆起があったとされた（国土地理院，2024）。現地では生物遺骸を用いた隆起量の計測が有効とされた（東京大学地震研究所，2024）。生物遺骸は時間経過によって消失するものが多く、隆起海岸全体の詳細な様子を記録するためには、迅速かつ網羅的な隆起量の現地調査が必要であると考えられる。

2. 海岸隆起量の測定方法

そこで本研究では、2024 年 3 月～4 月初旬に GNSS 測位を用いた隆起量の計測を実施した。次いで、9 月中旬にも一部を追加で計測し、隆起海岸全体の把握を試みた。本研究では、地震後に枯死して白色となったピリヒバと呼ばれる海藻（馬場・加藤，2023）の上限と下限の比高を隆起量とみなした。ピリヒバについての現地での観察に基づけば、白化したピリヒバの下限は地震後の低潮位付近にあった。能登半島付近の地震前の低潮位は、東京湾平均海面を 0m とする日本の標高 0m 付近にある。白化したピリヒバの上限と下限の比高と白化したピリヒバの上限高度に大きな差が無いことを対象地域全体で確認しながら、白化した遺骸の上限高度を高密度に計測した。

本研究では、地形や波浪の影響が少なく、ピリヒバの上限が水平となることが明確な場所を選定して、その高度を計測したが、地形などの環境によってピリヒバの生息高度には多少のばらつきが生じる。そこで、本研究では海岸線に沿って概ね 200m 程度の間隔を目安に高密度に計測することで、地変の傾向の把握を試みた。

現地調査に基づけば、ピリヒバと呼ばれる海藻は形態的には 3 種類程度に分けられる。そのうち、調査地域で普遍的に分布し、最も高位にまで生息していることが確認されたものを同定して、その上限高度を計測した。測定には GNSS 受信機の Trimble 社製 R2 を用いて、後処理で解析した。解析ソフトには Trimble Business Center を用い、電子基準点の情報を入力して標高値とした。

3. 測定結果

2024 年 3 月 10 日～4 月 4 日に 477 地点で計測し、当時アクセスの難しかった地点については 9 月 10 日～13 日に 33 地点で計測し、合計 510 地点で計測したこととなった。これらを海岸線に投影すると、北西岸の猿山岬付近と、北岸の鞍崎付近を中心とする二つの隆起中心が認められ、そこから周囲に向かって減少する傾向が見られた。このような傾向は、InSAR の解析結果と調和的である。

北西岸は 2024 年地震に伴う隆起量が最も大きい海岸であり、最大値は吉浦～猿山岬～深見の区間で 5.4m であった。猿山岬の南方に位置する鹿磯では 4.3m、八黒島では 3.7m、イボ岩では 1.9m、大泊では 1.3m、高岩岬では 0.5m であった。猿山岬の東方では、吉浦で 5.1m、小崎で 4.5m、皆月で 4.0m、刑部岬で 3.0m、アタケ岬で 2.5m、ゾウゾウ鼻で 0.7m であった。ゾウゾウ鼻の東方の鴨ヶ浦では周辺より大きく、2.1m であった。

一方、北岸では、鞍崎および仁江の 2.9m が最大値であった。仁江より西方では、曾々木～名舟で 1.9～2.2m 程度の隆起がほぼ一様にみられ、名舟より西ではゆるやかに減じた。鞍崎の東方では、大谷で 2.2m、赤神で 2.0m と、鞍崎より西では 1m 弱へと低下するが、その東の大崎～折戸の間では 1.5m～1.9m 程度とほぼ一様である。海岸線の一般走向が西北西となるシャク崎以東では、連続的な隆起量の低下が見られ、折戸で 1.4m、禄剛崎で 1.3m、金剛崎で 1.0m、栗津で 0.5m であった。

このような大局的な隆起量分布の様子は海底活断層分布の近接性に大きく関連している可能性がある。



図 能登半島沿岸の白化ピリヒバ上限高度の測位地点と測位実施時期

注) 基図は基盤地図情報を使用した。

謝辞：公益社団法人東京地学協会の令和 6 年能登半島地震関連緊急研究・調査助成金の一部を使用した。

文献：令和 6 年能登半島地震変動地形調査グループ（日本地理学会）（2024）：令和 6 年能登半島地震による海岸地形変化の検討結果（第三報），国土地理院：「だいち 2 号」観測データの解析による令和 6 年能登半島地震に伴う地殻変動（2024 年 1 月 19 日更新），馬場将輔・加藤亜記（2023）：日本産無節サンゴモの分類と分布，海生研研報，28，1-252，東京大学地震研究所【研究速報】令和 6 年能登半島地震（2024/02/01 更新） <https://www.eri.u-tokyo.ac.jp/news/20465/>

P-30

令和6年能登半島地震に伴い若山川沿いに出現した断層の掘削調査(速報)

° 安江健一(富山大)・平松良浩(金沢大)・杉戸信彦(法政大)・向吉秀樹(島根大)・

立石 良(富山大)・道家涼介(弘前大)・白濱吉起(東京大)・小川智史・廣瀬健大朗・山崎伶士・

原田隼輔・牧野美月(富山大)・小林雅広・若林耕一朗(信州大)・島田昌弥・沢田優菜(島根大)・

天児幹治・宇治拓海・近藤梨紗・澤田 渚・瀬能正太郎(富山大)・白銀美里(岡山大)

Trenching survey of fault appearing along the Wakayama River associated with the 2024 Noto Peninsula Earthquake

° Yasue, K. (Univ. Toyama), Hiramatsu, Y. (Kanazawa Univ.), Sugito, N. (Hosei Univ.), Mukoyoshi, H. (Shimane Univ.), Tateishi, R. (Univ. Toyama), Doke, R. (Hirosaki Univ), Shirahama, Y. (The Univ. Tokyo), Ogawa, S., Hirose, K., Yamazaki, R., Harada, S., Makino, M. (Univ. Toyama), Kobayashi, M., Wakabayashi, K. (Shinshu Univ.), Shimada M., Sawada, Y. (Shimane Univ.), Amako, K., Uji, T., Kondo, R., Sawada, N., Seno, S. (Univ. Toyama), and Shirokane, M. (Okayama Univ.)

1. はじめに

2024年1月1日16時10分に発生した令和6年能登半島地震(マグニチュード7.6)に伴い、能登半島内陸部の珠洲市若山町の若山川沿いに地表変状が生じた(吉田, 2024; 白濱ほか, 2024aなど)。地表変状は、若山川沿いで約6.8kmにわたって認められ、最大上下変位量は約2.4mであり、短縮変形によって生じたと考えられる(白濱ほか, 2024b)。この地表変状は断層崖を伴い、その一部が既存の崖に沿って出現したことから、過去に繰り返し活動していた可能性がある(白濱ほか, 2024b; 吉見ほか, 2024)。この断層崖の位置は、令和6年能登半島地震を引き起こした能登半島北岸沖合の海底活断層の位置と10km程度離れており、余震の震源分布から海底活断層との関連は見られない。我々は、この地表変状の成因と過去にも同じような地表変状があったかどうかを明らかにするために、断層崖を横切るトレンチ掘削調査を2024年8月19日から実施したので報告する。

2. 掘削地点

掘削地点は、珠洲市若山町宗末の若山川左岸、県道40号の北側の畑であり、かつては若山川の段丘面上に支流が蛇行して流れていた場所である。現在、支流などは流れておらず、雨が降った際などに水が流れる小規模な谷が存在する。令和6年能登半島地震の際に、この畑に山側が低下して川側の南側が隆起する断層崖が生じた。その崖の南側隆起は95cm、左横ずれは35cmである(吉見ほか, 2024)。過去の空中写真では、この断層崖と同じ場所に南側が高い崖が認められる。また、断層崖を観察したところ上昇側では、地表付近までシルト岩が分布しており、耕作土はほとんど無い状態であった。一方、ハンドオーガおよび検土杖を用いて断層崖の低下側の堆積状況を確認したところ、崖から離れるに従い深くまで掘削することができた。崖から4mの地点では、深さ1.85mまでは未固結の砂層、シルト層、泥層、礫混じり砂層などが分布することを確認した。以上のことから、この場所では、山側が低下する断層が分布しており、過去に繰り返

返し活動した証拠が残っている可能性が高いと考えて、この地点でトレンチ掘削調査を実施した。

3. 調査結果

トレンチ溝は、幅約 4.5 m、長さ約 9 m、深さ 2～3 m である。南側には、割れ目が発達する泥岩・シルト岩が分布し、北側の巨礫層と接している。巨礫層は、主に円礫であり、泥岩、砂岩、火山岩などの礫を含んでいる。巨礫層は、砂層・細礫層・泥層の互層に覆われる。それらを炭や植物片を含む礫まじりの灰色の泥層が覆う。地表の崖へ続く断層は、走向・傾斜が N84° E・28° S であり、調査地点周辺の露頭で見られるシルト岩の層理面の走向・傾斜と類似した値である。断層面付近は、シルト岩が細かく破碎されているとともに、断層面に沿って礫が再配列している。この断層の今回の地震の変位量分を戻しても、シルト岩と礫層が接する関係である。また、より下部のシルト岩と礫層の境界付近では、上述した断層と同様に南へ傾斜する断層が少なくとも 4 条分布しており、それらは数十 cm の変位で礫層にのし上がっている。それらの断層は巨礫層中で不明瞭であるものの、巨礫層中の砂層や細礫層の変形からいくつかの断層は礫層中へも続くようだが、地表面に変位・変形は見られない。

これらの特徴から、基盤岩であるシルト岩の層理面または層理面と調和的な構造を使って変位したものの一部が地表まで達したと考えられる。また、その変位は今回の地震だけでなく、過去にも同じ場所で変位していた可能性が高いと考えられる。

4. 今後について

礫層中の構造を詳細に調べて断層変位がどの層まで及んでいるかを明らかにする必要がある。その際には、礫の配列を調べることも重要である。また、過去の活動時期については、現在、放射性炭素年代測定を実施しており、その結果を踏まえて明らかにしていく必要がある。さらには、別の地点でも同様の観察を行うことも必要である。

本研究は、JSPS 科研費 JP23K17482, JP23K04326, JP24K07162 および令和 6 年能登半島地震金沢大学合同調査チーム (KUD) の助成を受けたものである。

引用文献

- 白濱吉起・石山達也・立石 良・安江健一, 2024a, 令和 6 年能登半島地震 (M7.6) に伴い若山川沿いに生じた地表地震断層【速報】, <https://www.eri.u-tokyo.ac.jp/eq/20465/>, 2024 年 9 月 26 日参照。
- 白濱吉起・堤 浩之・金田平太郎・安江健一・松多信尚・杉戸信彦・石山達也・立石 良・廣内大助・廣瀬健大朗・太田 麗・藤波哲平, 2024b, 令和 6 年能登半島地震に伴い珠洲市若山川沿いとその西延長部に現れた地表変位の調査結果, JpGU2024, U15-P93.
- 吉田一希, 2024, 石川県珠洲市若山町に出現した上下変位を伴う線状の地表変位 (速報), <https://www.gsi.go.jp/common/000254854.pdf>, 2024 年 9 月 26 日参照。
- 吉見雅行・丸山 正・今西和俊, 2024, 令和 6 年能登半島地震に伴う珠洲市若山町および志賀町北部の地表変位と臨時地震観測による富来川南岸断層周辺の震源分布, JpGU2024, U15-P92.

P-31

若山川沿いの地表変状付近における洪水後の地形と地質の観察

° 小川智史・原田隼輔・安江健一（富山大）・平松良浩・青木賢人（金沢大）・
小倉拓郎（兵庫教育大）・森野善広（パシフィックコンサルタンツ株式会社）

Observation of topography and geology after flooding near the surface deformation around the Wakayama River in Suzu City

° Ogawa, S., Harada, S., Yasue, K. (Univ. Toyama),
Hiramatsu, Y., Aoki, T. (Kanazawa Univ), Ogura, T. (Hyogo Univ of Teacher Education), and
Morino, Y. (Pacific Consultants Co., Ltd.)

1. はじめに

2024 年 1 月 1 日に発生した令和 6 年能登半島地震に伴い、珠洲市若山川沿いでは地表変状が生じた（吉田，2024；白濱ほか，2024a など）。地表変状は，若山川沿いで約 6.8 km にわたって認められ，最大上下変位量は約 2.4 m である（白濱ほか，2024b）。さらに，同年 9 月 21 日には奥能登 4 市町で線状降水帯が発生した。珠洲市では，9 月 20 日 18 時から 23 日 16 時までの 70 時間で 398.5 ミリの雨量を観測し，降り始めからの総降水量が 9 月の月降水量の平均値の 2 倍以上の記録的な大雨となった（気象庁，2024）。この大雨により若山川が氾濫し，甚大な被害をもたらした。この氾濫により，地表変状の一部に土砂が流れ込むとともに，河川の側刻によって地表変状付近の地質が露出した。これら地表変状付近の堆積と侵食による地形の変化と地質の分布を観察したので報告する。

2. 調査結果

調査地域は，珠洲市若山町中地区である。洪水に伴う河川の側刻によって地表変状付近の地質が露出した 3 地点について報告する（図 1）。

地点 1：須郷多橋の下流 20 m 付近において，護岸ブロックが流され，幅 37 m，高さ 4 m ほどの露頭を観察することができた（図 2）。層序は，下位からシルト岩，礫層，砂層と礫層の互層，耕作土である。シルト岩と礫層の境界は，南側へ向かってわずかに傾斜している。この付近は，約 2 m の



図 1 調査地点の位置図。

南側隆起の断層崖が出現した地点であり，その崖の真下の地質は流木等に覆われて観察できなかった。その下流側 約 20 m 付近ではシルト岩と礫層の境界が断層を境に約 30 cm 南側が隆起しており，その変位は上位の砂層と礫層の互層に達し，さらに地表にも同程度の変位を与えている。断層の走向・傾斜は N68° E・65° S である。なお，地表では約 2 m の南側隆起の断層の上昇側まで土砂や流木が分布しており，断層崖は完全に水に浸かってしまったようである。

地点 2：地点 1 から南西へ 300 m 付近の南側隆起 190 cm（吉見ほか, 2024）の地点である。この地点では、断層付近で高さ 3 m ほどの露頭を観察することができた。断層面の走向・傾斜は、N65° E・80° Nである。断層面付近のシルト岩は、幅 10 cm 程度が強く破碎しており、簡単に崩すことができる。

地点 3：地点 2 から西へ 600 m の地点であり、約 25 m 程度の狭い範囲に北側隆起と南側隆起の断層が並走している地点の近くである。河川の右岸側がえぐれ、高さ 1.8 m ほどの露頭を観察することができた。地表変状付近の礫層において、70 cm ほどの東側隆起が確認できたが、断層面は確認できなかった。また、地表は砂や泥で覆われており、北側隆起と南側隆起の断層に挟まれた凹地状の部分には、礫が堆積している。



図 2 若山川沿いで露出した地表変状（断層）付近の地質。

右図：上昇側の一部で礫層と砂層に 30 cm 程度の変位が見られる。

低下側では、地表に泥が堆積しており、壁面を流木等が覆う。測量スタッフは 5 m である。

3. おわりに

上述した 3 地点以外にも地表変状付近で地質が観察できる地点が複数存在する。これまで地表変状の地形的な特徴は多く調査されているものの、その地下の構造については不明な点が多いことから、これらの地点を地形の特徴と合わせて記録することが重要である。また、地表変状が洪水の流路に影響したと思われる地点も複数見られた。田畑に残された砂泥や礫、流木などの分布から、洪水時に断層崖付近でどのような流れとなったかを明らかにすることも今後の防災を考える上で重要である。

引用文献

気象庁（2024）大雨に関する石川県気象情報 第 20 号

https://www.jma.go.jp/bosai/information/#area_type=offices&info_id=20240923074043_0_VPFJ50_170000&format=text&area_code=170000, 2024/09/27 参照。

白濱吉起ほか, 2024a, 令和 6 年能登半島地震（M7.6）に伴い若山川沿いに生じた地表地震断層【速報】, <https://www.eri.u-tokyo.ac.jp/eq/20465/>, 2024 年 9 月 26 日参照。

白濱吉起ほか, 2024b, 令和 6 年能登半島地震に伴い珠洲市若山川沿いとその西延長部に現れた地表変状の調査結果, JpGU2024, U15-P93.

吉田一希, 2024, 石川県珠洲市若山町に出現した上下変位を伴う線状の地表変状（速報）,

<https://www.gsi.go.jp/common/000254854.pdf>, 2024 年 9 月 26 日参照。

吉見雅行ほか, 2024, 令和 6 年能登半島地震に伴う珠洲市若山町および志賀町北部の地表変状と臨時地震観測による富来川南岸断層周辺の震源分布, JpGU2024, U15-P92.

北海道知床半島北西縁周辺の活構造

○田力正好（地震予知総合研究振興会）・越後智雄（株式会社環境地質）

Tectonic geomorphology around the northwestern margin of the Shiretoko Peninsula, Hokkaido Prefecture, Northeastern Japan

○Masayoshi TAJIKARA (ADEP), Tomoo Echigo (Kankyo Chishitsu Co., Ltd)

1. はじめに

北海道北東端部に位置する知床半島は、北東－南西走向の細長い山地からなり、その北西縁は直線的な形態をなしている。知床半島を構成する山地には、知床岳、羅臼岳など多数の火山が発達しているが、その基盤岩は新第三系の堆積岩・火山岩類からなっており（佐藤ほか, 1970; 1971; 佐藤・三梨, 1970; 対馬, 1974）、（海底）活断層の活動により隆起した可能性が考えられる。知床半島の南西端付近には、南東側上がりの活断層が発達することが知られている（峰浜断層; 活断層研究会編, 1991; 今泉ほか編, 2018 など; 図 1）が、知床半島の山地の規模に比して短小規模であり、北方・南方に延長する可能性が考えられる。そこで、本研究では峰浜断層およびその南方延長部において詳細な地形判読と現地調査・地形測量を行い、新たな断層変位地形の抽出および変位量の測定・変位速度の推定を試みた。峰浜断層北方延長部においては、海岸沿いに発達する海成段丘をマッピングし、その高度分布から隆起速度を推定した。

2. 調査地域の地形面

調査地域の中部、斜里町峰浜付近には南東の山地から北西へ流出する各河川が形成した扇状地起源の段丘面が良く発達する。これらの段丘面と知床半島の海岸沿いに発達する海成段丘面について、既報（遠藤ほか, 1988; 荒田ほか, 1979; 合地ほか, 1986; 広田ほか, 1981; 中村, 1980; 佐藤, 1968）を参考に、高度分布、連続性、面の形態（開析度、従順度など）等に基づいて、MIS1、MIS2、MIS2-6、MIS5e・6、MIS7、MIS9-11 の 6 段の段丘面に分類した。推定した段丘面の年代は以下の通り; MIS1 面: 8～10 ka、MIS2 面: 20 ka、MIS2-6 面: 30～40 ka、MIS5e-6: 125 または 150ka、MIS7 面: 210～230 ka、MIS9-11 面: 330～410 ka。調査地域南部には上記の段丘面の他に、斜里岳の火山麓扇状地および屈斜路火山起源の火砕流堆積面が広く分布する。火砕流堆積面は屈斜路 1 火砕流堆積面と屈斜路 4 火砕流堆積面の 2 面に分類され、それぞれの火砕流の年代（町田・新井, 2003）から、前者は 35～40 ka、後者は 115～120 ka と推定される。斜里岳火山麓扇状地も大きく 2 面に分類されるが、河成段丘面群との高度・位置関係から、MIS2 段丘面、MIS2-6 段丘面と同程度の形成年代と推定された。

3. 断層変位地形と変位速度、海成段丘の隆起速度

・斜里町峰浜付近

斜里町峰浜付近には既報（活断層研究会編, 1991; 今泉ほか編, 2018 など）でも記載されている峰浜断層が分布する。この付近の山麓線は直線的な形態を示し、山麓沿いに幅 1～2 km 程度の狭長なナマコ状の高まりが形成されている。高まりの背後には、流出口の無い閉塞凹地が形成されている。このような地形は通常の侵食作用では形成され得ず、断層変位あるいは地すべりなどの重力的な変形の可能性が考えられるが、背後の山地に地すべり滑落崖などが全く認められないことから、この高まりは断層変位による変動地形と判断した。ナマコ状の高まりは、山麓沿いの東上がりの主断層と背後の西上がりの副断層の変位によって形成されたと考えられる。また、このナマコ状の高まりに隣接する MIS1 面や MIS5e・6 面にも東上がりの撓曲変位が認められ、その変位量から上下変位速度は 0.3～0.6 mm/yr と算出された。

・斜里町越川付近

既報で示された峰浜断層の南方延長部、斜里町越川付近の MIS1 面、MIS2 面、MIS2-6 面にも非常に緩

やかではあるが東上がりの撓曲変位が認められる。これは空中写真判読では認識が難しく、地形断面測量によって新たに明らかにされたものである。高位の段丘面ほど変位量は大きく、変位の累積性も認められ、確実な断層変位地形と認定できる。これらの撓曲は峰浜断層に連続するように分布し、峰浜断層の一部をなすものと考えられる。それぞれの段丘面の変位量と年代から、上下変位速度は $0.2 \sim 0.3 \text{ mm/yr}$ と算出された。さらに南方の屈斜路 4 火砕流堆積面にも東上がりの撓曲崖状の地形や高まりが認められるが、火砕流堆積面は初生的に緩やかな起伏を持つため、確実に変位しているとは言い難い。変位速度は南西に向かって減少しており、峰浜断層は今回認定された区間よりも大幅に南西に延びることはないと考えられる。

・知床半島北西岸の海成段丘

知床半島の北西岸沿いには、前述のように新旧の海成段丘群が発達する。具体的な年代資料がないため確実度は低いですが、これらの段丘面の高度と年代から隆起速度を算出した。隆起速度は $0.2 \sim 0.7 \text{ mm/yr}$ であり、北方へ向かって減少しているように見える。この隆起速度は峰浜断層帯の上下変位速度と同程度であり、峰浜断層帯の北東延長が知床半島北岸沿いの海底に延長し、その活動によって海成段丘が隆起したことを示唆する。海成段丘が知床半島全域にわたって隆起していることから、この海底断層は少なくとも知床岬付近まで連続する可能性が高い。海成段丘の隆起速度が知床岬付近で減少していることから、海底断層は知床岬よりも大幅に北東へ延長することはないと考えられる。

4. 峰浜断層のテクトニックな意義

峰浜断層は既報では 11 km 程度の小規模な活断層とされていたが、今回の調査により南北に延長され、長さ 70 km 程度と長大な活断層であり、M7.9 程度の地震を発生させる可能性が示された。ただし、海成段丘の年代推定の信頼性が低く隆起速度の確実度が高いとはいえないため、海底活断層の存否や変位量、断層長についても確実とはいえず、今後の調査研究（海成段丘の編年的研究、海底地形の検討、地質構造の検討、など）が必要である。

北海道南東部は南西進する千島弧の前弧スリパー先端部に位置し、峰浜断層は前弧スリパーの北縁の右横ずれ域に位置する。ここでは地下深部の右横ずれに対応して浅部では右雁行する高まり（知床半島、国後島など）が形成されていると考えられており、峰浜断層はその一部を担う構造と解釈できる。知床半島よりも西方の地域では地下深部の右横ずれ変位に対応した活構造の分布は不明確であるが、十勝平野断層帯の北方延長部にも北東－南西走向の活構造が存在する可能性が考えられ、今後の調査研究が待たれる。

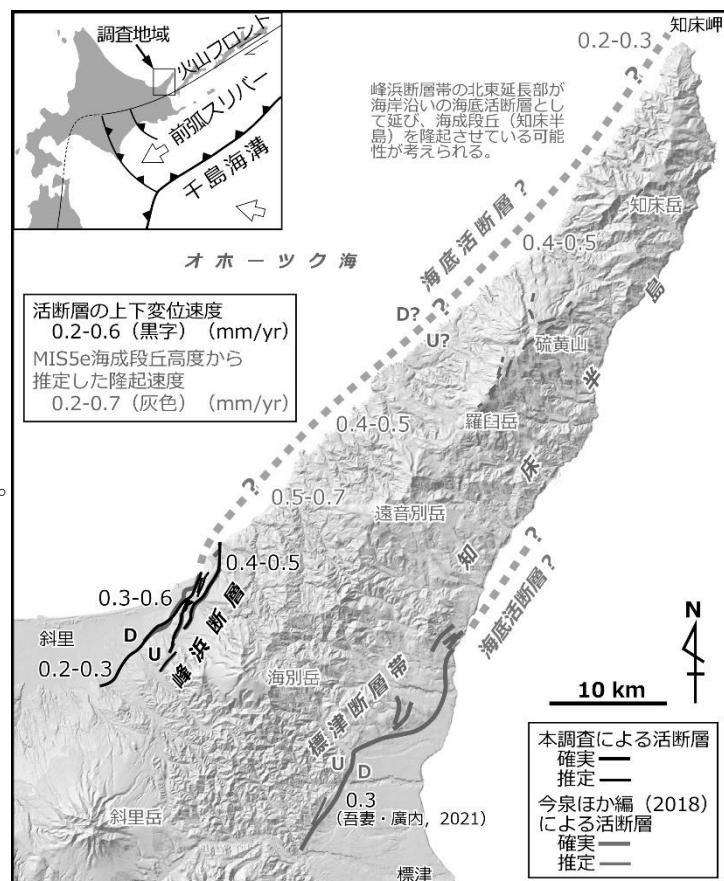


図1 調査地域の地形と活断層の分布
知床半島を構成する山地の北西・南東縁沿いには活断層（峰浜断層、標津断層帯）が分布する（今泉ほか編，2018 など）。知床半島北西岸には海成段丘が断続的に発達することから、峰浜断層は海岸近くの海底に延長する可能性がある。

シンポジウム

「令和 6 年能登半島地震から 考える大地の動き」

講演予稿集

2024 年 11 月 3 日(日) 13:30～17:00

会場: 信州大学長野(教育)キャンパス

主催: 一般社団法人日本活断層学会
後援: フォッサマグナミュージアム

11月3日（日）午後

シンポジウム 「令和6年能登半島地震から考える大地の動き」

【趣旨】

2024年1月1日に発生した令和6年能登半島地震では、能登半島北部から中部を中心に地震動や斜面崩壊により大きな被害がもたらされました。石川、富山、新潟などでは、この地震に伴い液状化が多数の地点で生じたほか、最大遡上高約6mの津波が確認されています。この地震では、半島北側の海域に分布する活断層がずれ動いた可能性が高く、沿岸部では著しい隆起で海岸が干上がりました。また、内陸部では若山川沿いなどで顕著な地表変状が出現しました。これらの現象をはじめとして能登半島地震を受けて多くの研究者が緊急調査・研究を精力的に進めています。本シンポジウムでは、これらの調査・研究の最新の成果について知り、能登半島地震を通して大地の動きに関して多面的に考えたいと思います。

13:30 趣旨説明

安江 健一（富山大学）

13:40 S-1 人工衛星から視る令和6年能登半島地震の地殻変動と断層運動

小林 知勝（国土地理院）

14:05 S-2 令和6年能登半島地震震源域周辺の地殻構造と断層構造

石山 達也（東京大学）

14:30 S-3 令和6年能登半島地震における岩体の崩壊ならびに海底の隆起にもなう地形変化

塚脇 真二（金沢大学）

（休憩 15 分）

15:10 S-4 能登半島地震における海岸の隆起と低位段丘の分布との関係

穴倉 正展（産業技術総合研究所）

15:35 S-5 令和6年能登半島地震に伴う海岸隆起と海底変状

立石 良（富山大学）

16:00 S-6 能登半島北部谷底平野に現れた背斜状の地表変状

白濱 吉起（東京大学）

16:25 S-7 令和6年能登半島地震における富山沿岸部での津波と住民避難の調査報告

呉 修一（富山県立大学）

（終了 17:00）

人工衛星から見る令和6年能登半島地震の地殻変動と断層運動

小林知勝（国土地理院）

Artificial satellite-detected crustal deformation and fault motions of the 2024 Noto Peninsula Earthquake

Tomokazu Kobayashi (Geospatial Information Authority of Japan)

1. はじめに

地下で断層がずれ動くと、永久変位として地殻変動が生じる。この地面の動きは、地下の断層がどこでどのようにずれ動いたのかを直接的・間接的に伝え、我々が直に視ることのできない地下の動きを知る重要な手掛かりとなる。地殻変動の測定は、GPSを代表とするGNSS等により可能であるが、近年は、合成開口レーダー（SAR）も観測ツールとして活躍している。特に、内陸地震においては、その高い空間解像度を武器に、従来知られていない地震像を次々と明らかにしてきた。令和6年能登半島地震においても、SARは地震像の解明に大きな威力を発揮した。日本は、だいち2号（ALOS-2）衛星を運用しており、本地震においても、地震発生から7時間後には緊急観測が行われ、地震に伴う地表の変化を迅速かつ詳細に提供した。本講演では、だいち2号衛星が捉えた地殻変動や地形変化を中心に紹介し、地殻変動からみた地震像に迫る。

2. 合成開口レーダー（SAR）が捉えた地殻変動と沿岸部の地形変化

図1は、だいち2号衛星によるSARデータ解析から得られた地殻変動である。地殻変動の計測には、電波の位相情報を用いるSAR干渉法の適用が一般的であるが、本地震においては半島北部において干渉が得られず地表変位の計測ができなかった。そのため、電波の反射強度を示す画像（強度画像）を用いた画像マッチング手法（ピクセルオフセット法）を用いて変動を計測した。その結果、能登半島全体が隆起し、特に北沿岸部においてメートル規模で隆起していることが分かった。中でも輪島市西部及び珠洲市北部において顕著な隆起が見られ、それぞれ最大約4m及び約2mの隆起が観測された。また、東西成分の結果では、能登半島全体が西向きの変動を示し、特に北部においては3mを超える変位が観測された。GNSS観測（図中矢印）では捉えきれなかった変動分布の詳細がSARにより明らかとなった。

これに加えて、だいち2号衛星は能登半島地震に伴う海岸線の地形変化も捉えた。地震前後のSAR強度画像を比較すると、半島の西部から北部にかけた沿岸部で、電波の反射強度が大きく増加する領域が海岸線に沿って出現した。沿岸部の浅瀬が陸化したことを示すと考えられるこの変化は、西は羽咋郡志賀町の海士岬付近から東は能登半島の先端部まで、能登半島の西岸から北岸沿いの約90kmにわたる広い範囲で確認された。4mの隆起が計測された輪島市の七浦地区周辺の海岸沿いでは、陸化に伴い海岸線が沖合に最大約200m移動したことが捉えられた。

3. 測地データから推定される断層運動

SAR 及び GNSS データの解析で得られた地殻変動に基づき断層の位置、形状及び運動様式を推定した。計算の結果、傾斜角 40° から 50° で南東に傾斜する 3 枚の断層運動が関与したことが分かった。断層の上端位置や走向は、猿山沖セグメント、輪島沖セグメント、珠洲沖セグメントに概ね一致する。すべりはいずれも逆断層運動であるが、輪島沖及び珠洲沖セグメント付近の断層では右横ずれ成分も含まれる。4 m の隆起が観測された領域の直下において約 9 m のすべりが、本震震央から北東に約 10 km 離れた領域で約 10 m のすべりが推定された。推定されたモーメントマグニチュード (M_w) は 7.48 であった。

4. 半島の内陸部に見られる局所的な断層運動

強震動を発生させたと考えられる上記断層のほか、SAR は局所的な断層運動が地震時及び地震後に内陸部で発生した可能性も捉えた。羽咋郡志賀町の北部では、長さ数 km 程度の断層運動を示唆すると考えられる変位不連続が SAR 干渉画像に複数認識でき、その多くはほぼ南北の走向を持つ。一方、富来川南岸断層付近では、当該断層とほぼ平行の北東－南西走向で、北側が沈降する断層運動が見られる。強震動を引き起こしたとされる断層からやや離れた場所で、局所的にごく浅部がズレ動く現象は、平成 28 年（2016 年）熊本地震や 2023 年トルコ・シリア地震でも確認された。今回の能登半島地震においても確認されたこうした変動は、能登半島における断層システムの考察に新たな知見を与える可能性がある。

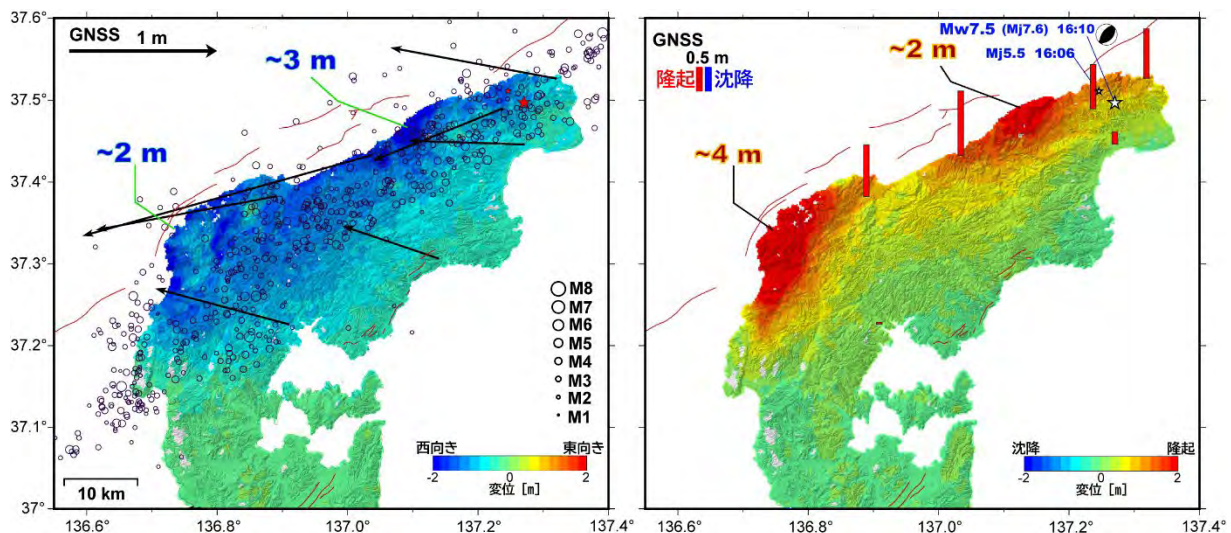


図1 合成開口レーダー（SAR）衛星の画像データ解析により得られた地殻変動

謝辞：これらのデータは、地震予知連絡会 SAR 解析ワーキンググループ（地震 WG）を通じて、（国研）宇宙航空研究開発機構（JAXA）から提供を受けました。ここで使用させていただいた 2 号の原初データの所有権は、JAXA にあります。

令和 6 年能登半島地震震源域周辺の地殻構造と断層構造

°石山達也（東京大学地震研究所）・野 徹雄（海洋研究開発機構）・佐藤比呂志（東京大学地震研究所・静岡大学防災総合センター）

Crustal structures and active faults in the 2024 Noto Peninsula earthquake source and surrounding area

°Tatsuya Ishiyama (ERI, the Univ. Tokyo), Tetsuo No (JAMSTEC), Hiroshi Sato (ERI, the Univ. Tokyo; Center for Integrated Research and Education of Natural Hazards, Shizuoka Univ.)

令和 6 年能登半島地震 (M7.6) は、2024 年 1 月 1 日 16 時 10 分に石川県能登地方の深さ約 15 km の上部地殻内で発生した、北西－南東方向に圧力軸を持つ逆断層型の地震である（地震本部, 2024a; 2024b）。地震に際しては、能登半島北岸の広域で顕著な海岸隆起（例えば立石ほか, 2024）・地殻変動（国土地理院, 2024）が観測された。本発表では、日本海東部の地殻構造と中新世以降の構造発達に基づき、能登半島地震に際し活動した海底活断層を含む能登半島・富山トラフの能登半島周辺域に分布する断層および地殻構造を検討する。近年の地殻構造探査の結果（No et al., 2014; 野ほか, 2014; Ishiyama et al., 2017 など）によれば、中新世の日本海拡大の際に活動した日本海東部のリフト構造（failed rift）は、日本海盆の海洋地殻を伴う日本海盆型（No et al., 2014）と、やや厚い海洋地殻を伴う大和海盆型（Sato et al., 2014）、海洋地殻を伴わず、高速度下部地殻が発達する富山トラフ型（Ishiyama et al., 2017）に大別される。このうち、日本海盆の海洋地殻と島弧側大陸地殻の遷移的な境界部は 1983 年日本海中部地震（M7.7）の震源域に一致しており（No et al., 2014）、震源域の上方延長には非常に水平短縮量が大きい衝上断層が顕著に発達する（Ishiyama et al., 2024）。このことは、日本海盆型のリフト構造では海洋地殻と島弧側大陸地殻の遷移的境界部が震源断層を形成し、M7 後半クラスの大地震の繰り返しにより顕著な非弾性変形が蓄積してきたことを示唆する。一方、富山トラフは海洋地殻の形成には至らずに途中で活動を停止した中新世リフトであり、リフト軸（富山トラフ）下に形成された玄武岩質マグマの貫入による高速度下部地殻とトラフ両側の大陸地殻は境界断層で接すると推定される（Ishiyama et al., 2017）。これらの境界断層や、リフト軸外側の大陸地殻内部に形成された正断層の一部は、ポスト・リフト期以降の圧縮応力場のもとで逆断層として再活動をしてきたと考えられる。一方、能登半島北東沖を横断する反射断面から、能登半島地震で活動したと考えられる能登半島北岸沖の海底活断層は、元来リフト軸外側の大陸地殻内部に形成された半地溝構造を構成する正断層（antithetic fault）が再活動したもの（Ishiyama et al., 2017）か、半地溝構造を切って新たに形成された逆断層と推定される。このような断層構造と令和 6 年能登半島地震の震源の対応については、構造探査の結果から推定される断層構造と海底地震計観測に基づく余震分布（地震本部, 2024c など）を詳細に検討する必要がある。このような中新世のリフト期に起源を持つ富山トラフ西縁の大規模な境界断層や能登半島北岸沖の海底活断層の活動が、能登半島の海成段丘面群に認められ

る傾動や逆向き低断層崖・撓曲崖地形を伴う隆起（太田ほか, 1976; 太田・平川, 1979; 小池・町田編, 2001）や、完新世海岸段丘（宍倉ほか, 2020; 安江ほか, 2024）の形成や地震活動に重要な役割を果たしていると考えられる（Ishiyama et al., 2017; Ishiyama et al., 2024）。

引用文献

Ishiyama, T., et al., 2017, *Tectonophysics*, 710, 21-36.

Ishiyama, T., No, T., and Sato, H., 2024, *JpGU 2024 Meeting*, U16-04.

地震調査研究推進本部・地震調査委員会, 2024a,
https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2024/20240101_noto_3.pdf（2024年2月9日閲覧）

地震調査研究推進本部・地震調査委員会, 2024b,
https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2024/2024_04.pdf（2024年5月13日閲覧）

地震調査研究推進本部・地震調査委員会, 2024c,
https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2024/2024_08.pdf（2024年9月10日閲覧）

国土地理院, 2024, https://www.gsi.go.jp/uchusokuchi/20240101noto_insar.html（2024年1月19日閲覧）

小池一之, 町田 洋（編）, 2001, 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 115p, 3 CD-ROM.

No, T., et al., 2014, *Earth and Planetary Science Letters*, 400, 14-25.

野 徹雄ほか, 2014, *JAMSTEC Rep. Res. Dev.*, 19, 29-47.

太田陽子, 平川一臣, 1979, *地理学評論*, 52, 169-18.

太田陽子, 松田時彦, 平川一臣, 1976, *第四紀研究*, 15, 109-128

Sato, T., et al., 2014, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 1563-1579.

宍倉正展, 越後智雄, 行谷佑一, 2020, *活断層研究*, 53, 33-49.

立石 良ほか, 2024, 日本地球惑星科学連合 2024 年大会, U15-P83.

安江健一ほか, 2024, 日本地球惑星科学連合 2024 年大会, U15-P97.

令和 6 年能登半島地震における岩体の崩壊ならびに 海底の隆起にともなう地形変化

塚脇真二（金沢大学環日本海域環境研究センター）

Topographical Changes during the 2024 Noto Peninsula Earthquake due to Rock Collapses and Seafloor Upheavals

Shinji Tsukawaki

(Institute of Nature and Environmental Technology, Kanazawa University)

荒々しく変化に富んだ海岸景観で知られる能登半島には、軍艦島とも呼ばれる「見附島」や「能登金剛」、「やせの断崖」、「鯛尾岩」といった特徴的な地質や地形からなる著名な観光地がいたるところにある。また、急峻な山地斜面が山稜から海岸にまで連続する能登半島北岸はわが国でも典型的な地すべり地帯であるが、その地すべり地を開墾してつくられた「千枚田」などの農耕地からの農作物や、北岸に散在する数多くの漁港で水揚げされる日本海の海の幸は、観光産業とともに能登地方の地域社会を経済的に支えてきた。しかし、2024 年 1 月 1 日午後 4 時 10 分に発生した令和 6 年能登半島地震によってこれが一変した。

輪島市や珠洲市、志賀町で最大震度 7 を記録するほどの地震動によって、大規模な地すべりや岩体の崩壊が能登半島北部の各地で発生し、それによって地形が大きく変化するとともに、観光資源でもあり「地質遺産」とも呼ぶべき奇岩の多数が崩壊した。さらには、半島北岸一帯での約 90 km にもおよぶ隆起によって、海岸地形が一変したばかりでなく、北岸に位置する漁港のほとんどが使用不能となった。この地震による農耕地の被害にも著しいものがある。

この発表では、令和 6 年能登半島地震によって発生した岩体の崩壊や海底の隆起による地形の変化について、地震前の地形・地質を記録した画像との比較からその変化を紹介する。



図1 令和 6 年能登半島地震による隆起によって生じた能登半島北東部禄剛崎における地震前（上：2020 年 5 月 22 日）と地震後（下：2024 年 4 月 2 日）の地形の変化。

能登半島地震における海岸の隆起と低位段丘の分布との関係
宍倉正展（産総研地質調査総合センター）

Relationship between the coseismic uplift during the Noto Peninsula earthquakes and the distribution of Holocene marine terraces
Masanobu Shishikura (Geological Survey of Japan, AIST)

2024 年の能登半島地震（M7.6）では、能登半島北部周辺を取り囲む海底活断層の活動により大きな隆起が生じた（図 1b）。それに伴って海岸が離水し、様々な形で痕跡が残された。岩礁や港湾の堤防壁では、固着していたカキやフジツボなどの生物が遺骸となっている様子や、平均海面付近で形成された波食棚が離水して海成段丘が形成された様子が観察された（図 1c）。これらの高さは、国土地理院の測地観測で明らかになった隆起量と概ね一致する。

能登半島では、2024 年の能登半島地震以前にも、過去の隆起の痕跡として、より古い離水地形が観察されている。このことは過去に同様の地震が発生し、隆起がくり返されてきたことを示唆している。例えば 2007 年 3 月 25 日に能登半島北西部で発生した M6.9 の地震では、最大約 50 cm の隆起が生じたが、同地域および周辺では、過去 1,000 年以内に少なくとも 3 回の離水現象を示す生物遺骸が標高 1.5 m 以下で観察され、同程度の隆起がくり返し起きていることが確認されている（Shishikura et al., 2009）。また 2023 年 5 月 5 日に能登半島北東部で発生した M6.5 の地震では、最大 24 cm の隆起が見られた（宍倉ほか, 2024）。さらに能登半島北東部では、1729 年に被害地震の記録があり（推定 M6.6–7.0）、このとき隆起した痕跡（最大 80 cm 程度）と推定される離水生物遺骸も見つかっている（Hamada et al., 2016）。

このように、能登半島北部沿岸の各地で M7 以下、隆起量 1 m 未満の地震が発生しているが、これらは 2024 年の能登半島地震に比べると隆起量は小さく、隆起した範囲も限定されている。能登半島北部の海底活断層は 4 つのセグメントに区分されている（井上・岡村, 2010）が、最近数百年以内に発生した上記の地震は、それぞれのセグメントごとに発生しているのに対し、2024 年の能登半島地震はすべてのセグメントが連動して大きな規模になった。

一方、能登半島北部沿岸には、過去 6,000 年以内に形成されたと推定される完新世の海成段丘も確認され、3 面に区分される（高位から L1～L3 と呼ぶ）（図 1a；宍倉ほか, 2020）。段丘の分布は断続的であるが、2024 年の能登半島地震で隆起した範囲とほぼ一致し、過去にもこの地域全体が隆起したことを示している。L1 面の高度分布にはいくつかピークがあり、段丘の高度が高い場所と、2024 年の能登半島地震で大きく隆起した場所はほぼ一致する。このことから、2024 年の能登半島地震と同じような、M7.5 を超える大規模な隆起を伴う地震が過去 6,000 年以内に少なくとも 3 回発生していた可能性が高く、2024 年の能登半島地震で新たに L4 面とも言える地形面が形成されたとと言える。それぞれの段丘面の年代は現在のところまだ明確ではないが、そのような地震は平均すると 1,000 年から数千年の間隔で発生していることがわかる。

以上のように、能登半島で発生する地震には階層性があり、単一セグメントで発生する M7 以下の地震は 1 m 未満の隆起にとどまるが、千年から数千年の頻度でセグメントが連動して発生する M7.5 以上の地震では大きく隆起し、海成段丘を形成すると考えられる。しかし海成段丘の分布は断続的であるため、地形的連続性から対比された同一の段丘面であっても、隆起の時期は場所によって異なる可能性がある。このことを詳しく論じるためには、各セグメントにおける段丘の形成年代を明らかにする必要がある。

付記：本発表は穴倉ほか（2020）および穴倉ほか（2024）に基づくものである。

引用文献

- Hamada et al., 2016, Tectonophysics, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.12.019>
 井上・岡村, 2010, https://www.gsj.jp/data/coastal-geology/GSJ_DGM_S1_2010_01_b_sim.pdf
 Shishikura et al., 2009, GRL, <http://dx.doi.org/10.1029/2008GL036252>
 穴倉ほか, 2020, 活断層研究, https://doi.org/10.11462/afr.2020.53_33
 穴倉ほか, 2024, 第四紀研究, <https://doi.org/10.4116/jaqua.63.2408>
 国土地理院, 2024, https://www.gsi.go.jp/uchusokuchi/20240101noto_insar.html

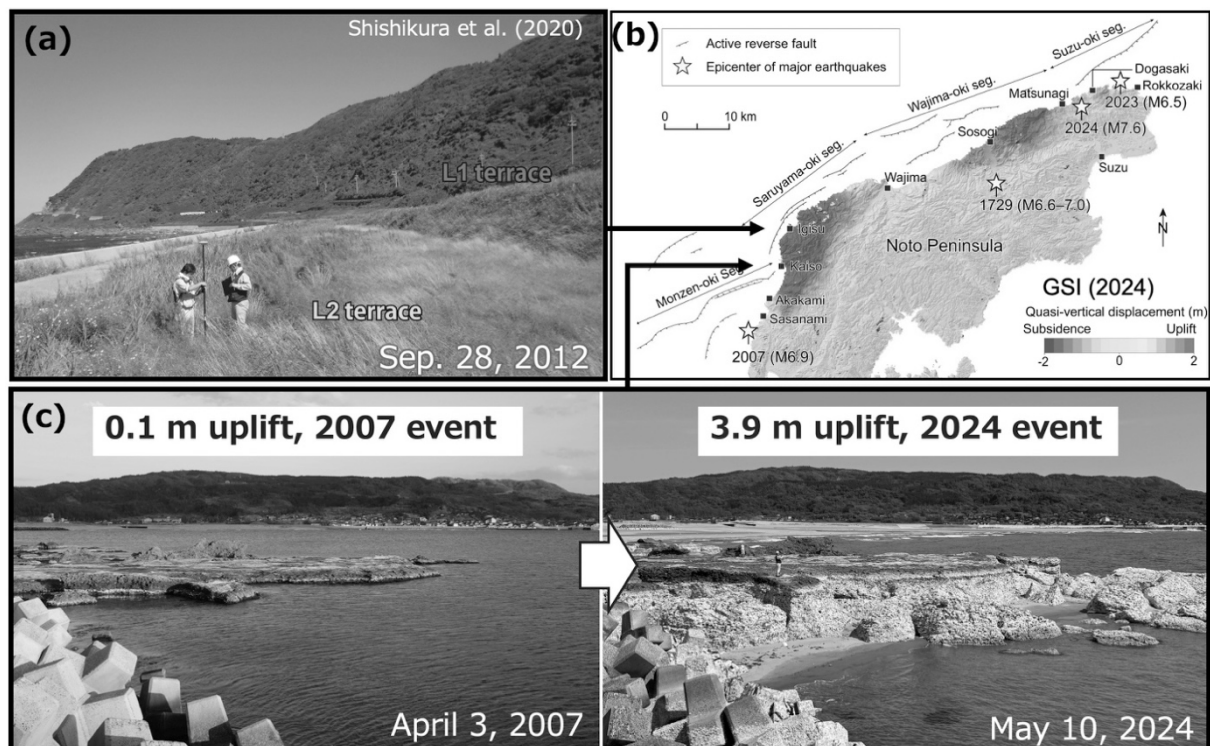


図1 (a) 輪島市門前町五十洲の低位段丘。(b) 2024年能登半島地震による地殻上下変動（国土地理院，2024）および海底活断層とおもな地震の震源位置。(c) 2024年能登半島地震による地形変化。

令和 6 年能登半島地震に伴う海岸隆起と海底変状

立石 良（富山大学）

Coastal uplift and submarine changes associated with the 2024 Noto Peninsula earthquake

Ryo Tateishi (Univ. Toyama)

2024 年 1 月 1 日に能登半島で発生した令和 6 年（2024 年）能登半島地震（Mj7.6）は、能登半島北岸部を中心に大きな海岸隆起をもたらした。筆者らは、この地震に伴う地殻変動や地形変化を明らかにすることを目的として、能登半島北岸部全域で生物遺骸の分布高度を基準とした隆起量調査を行った。また、地震に伴う断層変位を確認するため、大きな隆起量を記録した輪島市門前町の猿山岬の周辺（水深 100 m 以下）で海底地形調査を行った。

隆起域では全体に、潮間帯以深に生息する紅藻ピリヒバ *Corallina pilulifera* の群集が海面上に露出しており、その分布上限は、ヤッコカンザシ *Spirobranchus akitsushima* 群集の分布下限とほぼ一致する。また、各所でノッチの上方にヤッコカンザシが、下方にピリヒバが密集する様子が確認される。これらのことから、ピリヒバの分布上限が、ほぼ隆起前の平均海面を指すと考えられる。当初は、このピリヒバの分布上限と海面の高さを計測し、計測時の潮位記録で補正することで隆起量を求められると考えたが、能登半島北岸に設置された潮位計はいずれも欠測しており、この方法は適用できないことが分かった。そこで、海面付近のピリヒバの生死境界を平均海面の基準とすることを考えた。すなわち、海面上に露出したピリヒバは、地震後数日で死滅し白化した。一方で、海面下のピリヒバは生きており、死滅したピリヒバと明瞭なコントラストをなすことから、海面付近のピリヒバの生死境界は、現在の平均海面を指すと考えられる。これらのことから、白化したピリヒバの上限と下限の差を隆起量として計測した。なお、計測には RTK-GNSS（VRS 方式）、およびレーザー距離計を用いた。94 地点での隆起量調査の結果、隆起量の分布は猿山岬周辺（隆起量約 5.46 ± 0.11 m）と珠洲市長橋周辺（隆起量約 2.89 ± 0.31 m）の 2 つのピークを持ち、その両側に向かって小さくなっていくことが分かった（図 1）。こうした分布傾向は国土地理院（2024）の SAR 干渉解析や、福島ほか（2024）のピクセルオフセット解析による隆起量分布と概ね整合する。さらに、井上・岡村（2010）の海域活断層セグメント、および宍倉ほか（2020）による低位段丘面群の旧汀線高度分布とも部分的に整合する。このことは、低位段丘面群が、海域活断層の M7 以上の地震の繰り返しにより形成されたことを示唆しており、今後、低位段丘面群の離水年代の特定を進めることで、海域活断層の活動時期の推定につながる可能性がある。

海底地形調査は、最大隆起が計測された猿山岬の沿岸から、沖合 2 km の範囲で実施した。この海域の沖合約 1 km では、北北東-南南西走向の猿山沖セグメントが認定されている（井上・岡村，2010）。計測は、ゴムボートにシングルビーム音響測深機（周波数 83 kHz）を搭載して行った。猿山沖セグメントを横断する 6 測線での音響測深の結果、南北に連続する撓曲状の変形が確認された。この撓曲状変形の位置は、中央の 2 測線では井上・岡村（2010）の

断層トレースとはほぼ一致するが、南側 2 測線ではやや陸側にずれ、北側 2 測線は大きく陸側にオフセットする。また上下変位量は、最北の測線のみ約 10 m で、それ以外の測線では約 20 m である。北側 2 測線は隆起量調査で最大隆起を記録した地点の沖合に当たる。これらの撓曲状変形は海域活断層の活動の累積により形成されたと考えられ、今回の地震により南東側が 3~4 m 程度隆起した可能性が指摘されている（岡村ほか、2024）。水中ドローンによる直接観察を行った結果、撓曲状変形以外の場所では細礫~中礫が卓越する底質に海藻が散在するのに対し、撓曲状変形の斜面上では細粒堆積物が卓越し、細礫~中礫および海藻が混在する様子が確認された。これは、地震時の隆起に伴う斜面上の崩壊堆積物を見ている可能性がある。今後、他の場所でも調査を行い、海底地形の変位・変形を捉えていく予定である。

謝辞 海岸隆起調査は、石山達也氏、金田平太郎氏、後藤玲奈氏、廣内大助氏、藤浪哲平氏、松多信尚氏、安江健一氏と行いました。また、海底地形調査は、海野 奏氏、桐山美沙氏、佐野晋一氏、瀬能正太郎氏、広瀬健太郎氏、森 愛氏と行いました。また、本研究の一部には JSPS 科研費 JP23K17482 を使用しました。ここに記して感謝申し上げます。

引用文献 福島ほか（2024）SAR 画像解析による地盤変動の特徴，令和 6 年能登半島地震に関する速報会，東北大学災害科学国際研究所／井上・岡村（2010）能登半島北部周辺 20 万分の 1 海域地質図及び説明書，海陸シームレス地質情報集，能登半島北部，数値地質図 S-1／国土地理院（2024）「だいち 2 号」観測データの解析による令和 6 年能登半島地震に伴う地殻変動（2024 年 1 月 19 日更新），https://www.gsi.go.jp/uchusokuchi/20240101noto_insar.html（2024 年 4 月 6 日閲覧）／岡村ほか（2024）<https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/noto2024/noto2024-10.html>（2024 年 6 月 11 日閲覧）／宍倉ほか（2020）活断層研究，53，33-49。

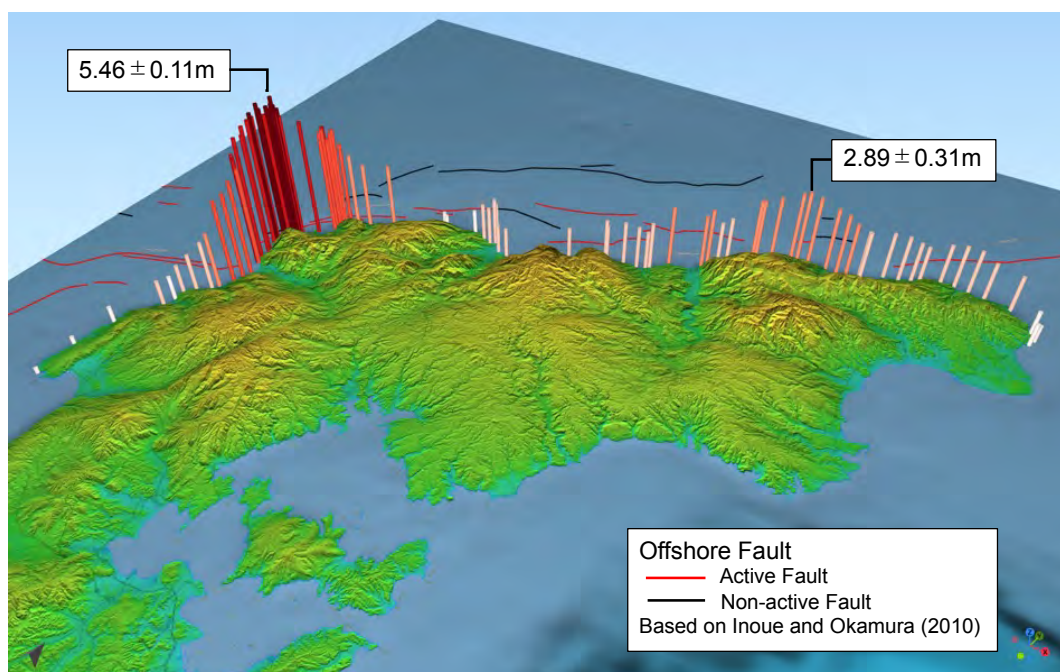


図 1 能登半島北岸の隆起量分布（3D）。基図として、国土地理院 地理院タイル「色別標高図」「淡色地図」を用いた。地形データは国土地理院の 10 m メッシュ DEM を用いた。

能登半島北部谷底平野に現れた背斜状の地表変状

白濱吉起（東京大）

Fold deformation appeared in valley bottom plain associated with 2024 Noto Peninsula Earthquake

SHIRAHAMA, Yoshiki (University of Tokyo)

1. はじめに

令和6年1月1日に発生した能登半島地震（マグニチュード7.6）に伴い、能登半島全域において広域的な隆起が生じ、能登半島北部沿岸域において海岸線が後退するなど、大規模な地殻変動が生じた。能登半島内陸部においては、液状化や山地内の地滑り・斜面崩壊といった地表変状が多数生じたのに加え、珠洲市若山町を流れる若山川沿いの谷底平野に高さ1～2mの急崖を伴う背斜状の地表変状が認められた（吉田, 2024、白濱ほか, 2024）。本地震に伴って現れた特徴的な変状であることから、東京大学を中心とした大学グループでは、これらの地表変状の観察と分布の把握を目的として、地震直後の1月から継続的に現地調査を行ってきた。調査により明らかとなった地表変状の分布やそれらの特徴について報告する。

2. 若山川沿いの地表変状

若山川沿いでは、背斜状の地表変状が約6.8 kmにわたって断続的に分布することを確認した（図1A）。地表変状は若山川沿いに発達する河成段丘面および現河床を横断しており、田畑や道路の破断、波状変形が生じていた。蛇行する河川を横切るように谷底部が背斜状に隆起しており、その結果として、護岸擁壁の破断や、河川の湛水、急流化がみられた。若山川沿いで地表変状が連続的に表れた地点は、若山町延武、中、宗末、上山である。延武地区周辺では北上がりの崖地形が複数条見られ、一部は既存の崖に沿って分布する。北上がりの崖と同じ走向の南上がりの撓曲崖が北側に並走しており、波長300～400 m程度の背斜変形が認められた。中地区では、水田に高さ2 mを越える崖が連続して認められた（図1B）。崖の直交方向に水田内において地形計測を行った結果、南上がりの約2.4 mの急崖から南に向かって約100 mの範囲内で緩やかに標高を減じる様子が確認された。谷底が比較的広い場所では地溝状の地形が形成されるなど、複雑な変形を示す地点も認められた。一部の地表変状は延武地点や中地点などにおいて既存の崖に沿って出現しており、累積性が認められることから過去繰り返し活動していたことが推定された。若山川沿いから西方にあたる町野町寺山、西山町、里町においても同様の地表変状が認められた。これらは長さ0.2～0.3 kmと上山地区と同程度の規模であるが、最大約1.0 mの崖が生じていた。

3. 鳳至川沿いの地表変状

能登半島北西部輪島市鳳至川沿いにおいても背斜状の地表変状が認められた。鳳至川沿いの谷底平野に位置する輪島市山本町から下黒川町にかけて、複数条の概ね北東－南西走向の

トレースが配列する様子が認められた。山本町及び房田町付近のトレースは南西に張り出した弧を描いており、主に南東側が急傾斜する非対称背斜を示す。崖高は 0.3~0.7 m と若山川沿いと比較すると小さいものの、幅 100 m 程度の背斜状変形を伴っており、トレースと河川が交差する個所では護岸の破損が生じ、傾動により水田内の湛水や水路の排水不良が生じていた。また、トレースの一部は山本町及び房田町の集落内に延びており、トレース上では道路や人家への被害が著しい。鳳至川沿いにおいても背斜状の地表変状は一部既存の崖地形に沿って生じており、過去に繰り返し活動したことが推定される。下黒川町付近では多数の短波長の変状が並走する様子が認められた。

4. 地表変状の特徴

いずれの地表変状沿いにおいても多数の圧縮変形が認められるとともに、急崖の基部では低下側にのし上がる様子が確認されたことから、短縮変形によって生じていることは明らかである。また、若山川沿い〜里町、輪島市西部山本町に現れた地表変状のほとんどは谷底平野の中に背斜状の隆起帯が収まっており、バレーバルジング様の変形とみられる。変形帯の幅が 100~400 m 程度であることから、地震発生層にまで達するような断層の活動によるものではないと考えられ、地下数十~数百 m 程度の構造が関与していると考えられる。

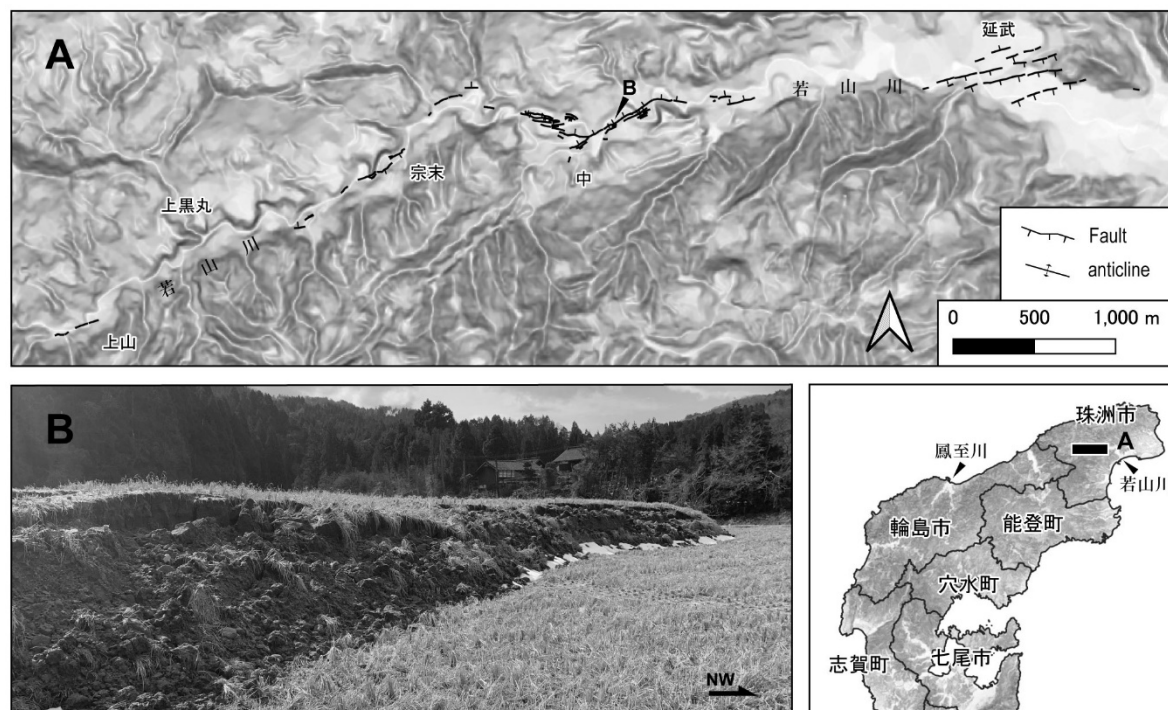


図1 能登半島北部若山川沿いに出現した背斜状の地表変状
(A) 若山川沿いの分布。背景に地理院地図（電子国土 Web）陰影起伏図を使用。（B）中地区の地表変状。

引用文献

吉田, 2024, <https://www.gsi.go.jp/common/000254854.pdf> ; 白濱ほか, 2024, <https://www.eri.u-tokyo.ac.jp/news/20465/>

令和6年能登半島地震における富山沿岸部での津波と住民避難の 調査報告

呉 修一（富山県立大学）

Post-event Survey for Tsunami and Resident's Evacuation Behavior of the 2024 Noto Peninsula Earthquake in Coastal Areas of Toyama

Shuichi Kure (Toyama Prefectural University)

1. はじめに

本研究は、2024年能登半島地震に伴い発生した津波に関して、富山県沿岸部で実施した浸水・遡上状況に関する現地調査結果および避難状況に関するアンケート調査結果を報告することで、能登半島地震の津波における富山県での課題を明らかにすることを目的とする。なお本調査の浸水・遡上状況調査は、富山県立大学のみではなく、東北大学、秋田大学、防衛大学校、清水建設株式会社、パシフィックコンサルタンツ株式会社、株式会社仙台測器社、ジオサーフ株式会社の合同調査団で実施したものである。

2. 調査概要と結果

(1) 津波高さ・遡上高の調査

富山県沿岸部に到達した津波の詳細を明らかにするため、現地ヒアリングおよび痕跡調査に基づき津波高さ・遡上高を調査した。氷見の阿尾漁港から朝日町まで、全体的に1~2mの津波遡上が計測された。一部、CCTVカメラ映像が津波挙動を把握するうえで有益であった。また、津波現地調査の課題として、津波による潮位上昇に冬季風浪が重複しているため、遡上痕跡などから津波の影響のみを抽出する必要がある。富山湾沿岸では全体として津波高・遡上高は低く、海底地すべりによる早い引き波を考慮したとしても、地震発生後即時に砂浜や沿岸部から退去する避難行動で十分対処できたと考える。これら調査結果を報告するが、詳細に関しては、藤下ら(2024)や Yuhi et al. (2024)を確認されたい。

海底地すべりの影響はCCTVカメラなどから観測された引き波の状況から、発生地点を大まかに推測することが可能であった。また、東北大学(Masuda et al., 2024)を中心に実施された数値計算でも今次津波の再現計算および海底地すべりの影響が検証されており、富山湾の複数地点で海底地すべりが生じたものと推察されている。海底地すべりの計算などは、Masuda et al. (2024)を確認されたい。

(2) 避難状況の調査

富山県内の避難状況を明らかにするため、富山湾沿岸部に居住されている住民を対象に、発災時の避難状況に関する紙調査アンケートを実施した。本調査では、住民の避難状況や避難時間・避難方法、更にはハザードマップや避難所の理解度に関する紙アンケート調査を実施した。富山の今次の避難で課題となっているのは、車での避難による渋滞の発生、避難時

間が短すぎるなどであり，これら車の使用状況や避難時間・場所，避難をやめた理由などを尋ねている．質問項目に関しては，おって研究室 HP（富山県立大学 工学部 環境・社会基盤工学科 防災水工学研究室）に掲載予定であるため，そちらを参照されたい．2024 年 6 月下旬から 8 月上旬にかけて，津波災害に対する意識調査に関するアンケート調査票を，富山県西部の氷見市から高岡市，射水市，富山市，滑川市，魚住市，黒部市，入善町，朝日町まで，沿岸部から 300 m 程度以内の居住地区を対象に計 4,000 通をポスティングした．沿岸部の 9 市町が対象であるため，400 通毎に配布をし，沿岸部の長い氷見市などではそれ以上の配布を実施している．アンケート結果より，沿岸部住民の 8 割以上の方々が地震発生直後に避難していた．また，避難の際に車を利用した人々は 7～9 割にのぼることが明らかとなった．このように高い避難率を示すことができたが車を利用した人々が極めて多いことが課題として挙げられる．その他にも指定避難所以外の避難先や避難継続時間など，今次津波における富山沿岸部での避難状況に関して多くの知見を得ることができ，これら調査結果とこれらより明らかとなった課題を報告する予定である．

3. 終わりに

次の地震・津波でも絶対に死者を出さない対応を行っていくことが必要であり，そのためには何が重要かを本シンポジウムで報告・議論できるようにしたいと考えている．富山湾では，地震断層の見直しと津波の再計算を通じた可能最大津波の算定が，今後徐々に進められていく予定である．また，避難状況の調査結果を整理したうえで，今後の避難対応として車避難計画をどう策定していくかなど，多くの検討と計画立案，社会への実装が今後行われる予定である．更には地区防災への落とし込みに向けた活動なども多く実施される予定である．

謝辞

本研究では，富山県の住民の皆様には多くのアンケート調査や痕跡確認などでご協力を頂いた．国土交通省北陸地方整備局黒部河川事務所，富山河川国道事務所，伏木富山港湾事務所および富山県土木部には CCTV カメラ映像など様々なデータをご提供頂いた．また，高岡ケーブルネットワーク株式会社には，雨晴海岸での CCTV カメラ映像をご提供頂いた．富山の津波調査では合同調査メンバーにご協力を頂いた．末尾ながらここに記して謝意を表する．

引用文献

- 1) 藤下龍澄ら（2024）令和 6 年能登半島地震による富山沿岸部の津波調査報告．富山県立大学紀要，34，印刷中．
- 2) Masuda, H., et al. (2024) Modeling the 2024 Noto Peninsula earthquake tsunami: implications for tsunami sources in the eastern margin of the Japan Sea. *Geoscience Letters*, 11.
- 3) Yuhi, M., et al. (2024) Post-event Survey of the 2024 Noto Peninsula Earthquake Tsunami in Japan, *Coastal Engineering Journal*, in Print.