

益城町堂園及び南阿蘇村河陽のトレンチ掘削調査に基づく

布田川-日奈久断層帯北東部の活動履歴(予報)

熊原康博^o (広島大学)・鳥井真之(熊本大学)・中田 高(広島大学)・後藤秀昭(広島大学)・岩佐佳哉(広島大学・学部生)・鈴木康弘(名古屋大学)・渡辺満久(東洋大学)・遠田晋次(東北大学)・高橋直也(東北大・大学院生)・奥野 充(福岡大学)

Fault history of the northeastern part of Futagawa-Hinagu fault zone based on trench survey at Dozon, Mashiki Town and at Kawayo, Minami-Aso Village (Preliminary result)

Yasuhiro KUMAHARA (Hiroshima Univ.), Masayuki TORII (Kumamoto Univ.), Takashi NAKATA (Hiroshima Univ.), Hideaki GOTO (Hiroshima Univ.), Yoshiya IWASA (Undergraduate student, Hiroshima Univ.), Yasuhiro SUZUKI (Nagoya Univ.), Mitsuhsa WATANABE (Toyo Univ.), Shinji TODA (Tohoku Univ.), Naoya TAKAHASHI (Tohoku Univ.) and Mitsuru OKUNO (Fukuoka Univ.)

1. はじめに 熊本大学、広島大学などの大学合同チームは、益城町教育委員会および南阿蘇村役場の支援の下、2017年4月に熊本県益城町堂園、8月に南阿蘇村河陽においてトレンチ掘削調査を行い、この区間における活動履歴を検討した。

堂園トレンチは、今回の地震で最大右横ずれ変位量を計測した地点近くで実施した。この地点では、林ほか(2017)がトレンチ調査を行い、熊本地震を含め7000年前以降に4回の断層活動があったとした。本地区は離水した構造的な凹地内に位置し、浸食／堆積作用が緩慢と考えられるが、高い活動性を示す断層変位地形は残存していない。発表者らはこの矛盾を検討するため、林ほか(2017)の調査地点に隣接する休耕田でトレンチ調査を実施した。

河陽トレンチの地点は、阿蘇カルデラ内の高野尾羽根溶岩台地上にあたり、既存の研究では活断層トレースは示されていなかった。熊本地震に伴い、カルデラ内にも明瞭な地震断層が出現した。発表者らは、この地震断層がこの地域で過去にも活動したかどうかを検討するため休耕田でトレンチ調査を実施した。

2. 堂園トレンチの調査結果 調査地点では、北東-南西走向のモールトラック状の地震断層が出現し、比高約30cmの圧縮性の高まりと開口亀裂の幅約3mの変形帯を形成する。トレンチは地震断層を横切り、長さ10m、幅7m、深さ3mで、高まりと開口亀裂を含むように掘削した。さらに深さ2.3mまでは約30cmごとに平面的に掘削し、横ずれ量の把握を試みた。

トレンチ壁面には、上位から地表から耕作土層(I層)、磁器片を含む、明灰色粘土～シルト層(II層)、灰褐色小礫～砂質シルト層(III層)、暗灰褐色腐植質層(IV層)、円礫混じり明褐色ローム層(V層)、巨礫を含む円礫層(VI層)が認められる。IV層とV層の境界は凹凸があることから不整合と見られる。またV層中には鬼界アカホヤテフラの塊が認められた。

トレンチの東壁面は、陥没構造に直交する断面で、正断層性ネガティブ・フラワー構造が観察される。陥没構造の両縁を限る断層は、地表近くでは45度程度の低角になるが、地表下2mでは垂直に近く、右横ずれ変位が卓越した地震断層の変位様式を反映する。陥没構造の北

縁を限る断層は地下 1.5m 付近から地表に向かって分岐し、北縁を限る断層との間に小陥没構造を作る。これらの断層の変位量は、I 層と IV 層の見かけ上の上下変位量は共に約 20cm であるが、IV 層下部が北側の断層と分岐する断層の間に約 40cm 下方に引きずられている。また、V 層は断層を挟んで下位の VI 層と断層を境に接しており、VI 層のその変位量は今回の変位量より大きいと考えられる。

トレンチの西壁面は、逆断層構造とそれに伴う圧縮変形が認められる。地表で高まりの北縁に達する南傾斜の低角逆断層と高まりの南縁の傾斜変換部の地下に位置する北傾斜の高角逆断層が、ポジティブフラワー構造を作る。両断層は地下に向かって高角化し、トレンチ底面では垂直に近い高角の横ずれ断層の特徴を呈する。北側の断層の見かけ状の上下変位量は、地表で南上がり約 40cm である。I 層や IV 層の上下変位量も同程度である。一方、南側の断層に沿っては V 層最上部と IV 層下部に明瞭な変位を与えているが、上位の地層には変位が認められないことから、今回の地震の一つ前の断層活動は IV 層下部である可能性がある。堂園トレンチの結果からは、今回の地震の一つ前の断層変位は IV 層下部堆積後に生じたとみなせて、アカホヤ降下以降熊本地震を含めて少なくとも 2 回の断層変位があったと推定する。

3. 河陽トレンチの調査結果 本トレンチは、北東-南西走向の開口亀裂や局地的な圧縮性の高まりが出現した地点である。ここでの地震断層の変位は、約 150cm 右横ずれ、約 55cm 南落ちである。トレンチの大きさは長さ 6 m、幅 5 m、深さ 3.5m で、開口亀裂や高まりを横切るように掘削した。両壁面とも同じ地層が認められ、上位から地震後に整地された攪乱層 (I 層)、耕作土層 (II 層)、暗褐色ローム層 (III 層)、暗赤褐色ローム層 (IV 層)、有機質砂層 (V 層)、黄褐色ローム層 (VI 層)、有機質クロボク土層 (VII 層) がトレンチ全体で認められる。トレンチ壁面の北側では、VII 層以下のローム層が厚さ約 2m にわたり堆積する。VII 層の最上部には、パッチ状で混入する橙色の鬼界アカホヤテフラが認められた。東壁面の断層構造は、65~75 度の南傾斜の主断層の正断層と上方に向かって分岐する 70° 北傾斜の副次的な断層である。断層に挟まれた楔形の部分には、IV、V、VI 層が落ち込む。V 層の上下変位量は 45cm であるので、これは熊本地震に伴う地震断層の変位と見なせる。一方、VII 層が断層に沿って引きずり込まれており、その上下変位量は 100cm 以上であり、一つ前の断層変位が累積していると考えられる。一方、西壁面では主たる断層は南に傾斜する 75~85° で見かけ上正断層性であるが、分岐する断層は逆断層性で北傾斜の断層である。熊本地震ではこの副次的な断層上で変位が生じている。主たる断層に沿っては、VII 層は変位させているが、VI 層は不明瞭となる。ただし V 層の基底には変位が認められない。一方、副次的な断層は V 層の基底で約 30cm の変位が認められ、熊本地震時の断層変位といえる。以上のことから、鬼界アカホヤテフラ降下以降、熊本地震を含めて少なくとも 2 回の断層変位があったと考えられる。

引用文献 林ほか (2017) 2017 年地球惑星連合大会発表要旨 SSS12-08 ; 渡辺一徳 (2001) 阿蘇火山の生い立ち-地質が語る大地の鼓動-。一の宮町史自然と文化阿蘇選書 7、一の宮町、241p

謝辞 調査にあたっては、坂本文隆様・堤 英介様をはじめとする益城町教育委員会の方々、笠 健様 (教育委員会)、堤 正治様 (復興推進課) をはじめとする南阿蘇村役場の方々には多大な便宜を図って頂いた。年代測定にあたっては地震予知事業費を用いた。

「熊本地震における 8K 空撮の活用と地震断層発見の意義」

山口勝（NHK 放送文化研究所）

Utilization of 8K aerial image analysis for active fault
researches, meanings of new discovered surface ruptures in
Kumamoto earthquake.

YAMAGUCHI, MASARU

8K・SHV は、放送だけでなく災害研究や防災に活用できる可能性がある（山口，2017）．本発表では、特に 8K 空撮の活断層研究への有効性を、明らかにする．

NHK は、2016 年の熊本地震の直後に、被害が集中した活断層沿いの地域を、ヘリコプターに搭載した小型 8K カメラで空撮した。その映像を解析した結果、未発見だった地震断層や亀裂を多数検出し、地震から半年後の NHK スペシャルや 1 年後のサイエンスゼロなどで放送した。8K 空撮を災害研究に活用した初の例で、メディアとしても初めて災害報道に活用した。

8K 空撮の特性と活断層研究への有用性は次のようになる。

1: 「高解像度」: 上空 400m から 5cm の横ずれ、10cm の縦ずれ断層や亀裂を発見できた。国土地理院の航空写真と比べると 40-20 倍の高解像度で、航空写真やリモートセンシングで使う地上画素寸法は、5 mmであった。

2: 「広画角」: 4K ドローンの 4 倍の広さを一度に撮影できることから、断層の連続性や分布を一度に検討することができ、地震断層の認定に有効である。土砂災害や堤防決壊など「亀裂はあらゆる災害の芽」。ほかの災害研究や防災にも応用が期待される。

3: 「斜め撮影」: ヘリコプターによる斜め撮影のため、高さ方向の情報も得ることができ、益城町堂園の森の中で、地震断層を発見することができた。また、建物倒壊などの判定も可能で、地震断層と被害の関係を検討する際に有効である。

4: 「データ活用」高精細映像はデジタルデータであるため、立体モデルや災害地図などを 8K 映像から作ることができる。ビックでデータである映像データを、防災や災害対応、研究などのために共有できる仕組みや協働が求められる。###

引用文献: 山口勝 (2017) 8K スーパーハイビジョンの防災活用の可能性. NHK「放送研究と調査 1 月号」88-93

益城町市街地の地震断層と建物被害

鈴木康弘（名古屋大）・渡辺満久（東洋大）・中田 高（広島大）
・田中 圭（日本地図センター）

Earthquake faults and building damages in the town of Mashiki with the 2016 Kumamoto earthquake

Yasuhiro SUZUKI (Nagoya Univ.)・Mitsuhisa WATANABE (Toyo Univ.), Takashi NAKATA (Hiroshima Univ.), and Kei TANAKA (Japan Map Center)

I 研究目的

2016 年熊本地震において、益城町堂園付近から益城町市街地の方向へのびた地震断層は、沖積低地上の約 3.5km の区間では、水田上の亀裂や畦のずれにより容易に追跡されたが、益城町市街地に入ると多くの場所で構造物の下を通り、発災直後は瓦礫に覆われていたため追跡しづらかった（鈴木ほか,2016）。そのため、益城町役場前を南北にのびる県道 235 号（益城菊陽線）上で熊原（2016）が速報した以外は、地震断層の連続性を把握することは難しかった。また、SAR の干渉縞解析（Fujiwara et al, 2016）においても倒壊家屋がノイズとなっていた。その後、1 年間継続的に現地調査を行った結果、ほぼその全貌が明らかとなった。

一方、益城町市街地内の建物被害については、門馬ほか（2016）をはじめ甚大な被害分布を報じた多くの速報的解析結果がある。また、強震動の原因について、地盤効果による強震動であるとする説（Goto, Hata et al.,2017）があるが、強震動記録そのものの妥当性に関する疑念が生じている（http://www.catfish.dpri.kyoto-u.ac.jp/~sawada/notice_170927.html）。また、国土交通省都市局（2017）は、「益城町の市街地復興に向けた安全対策等検討有識者会議」報告書（平成 29 年 3 月）において、「基礎構造が布基礎やべた基礎等（である）低層建築物については、活断層による地盤のずれが主要因と考えられる建築物の倒壊や宅地の大きな被害は認められなかった」としているが、地震断層の位置、ずれ量、連続性について詳細を確認する必要がある。

以上の状況から、本報告は、地震断層の詳細な記載を行うとともに、航空写真から建物の全壊・半壊認定を独自に実施し、地震断層との関係を分析する。

II 結果

地震断層の特徴と建物被害との関係について以下の点が明らかとなった。

(1) 益城町堂園から市街地へのびる地震断層は、約 5km 以上の範囲で右横ずれ変位を生じさせている。地震断層は益城町市街地内の寺迫付近では 2 列、木山・宮園付近では 3 列に分岐し、相変位量は市街地内においても 50~70cm 程度を維持している。

(2) 益城町市街地内には、Goto, Tsutsumi et al., 2017 が指摘する撓曲が存在し、地震断層は概ねその基部にあたる。2 条に分かれた地震断層上で、それぞれ M 面上 100m, L1 面上 60m の河川の右屈曲も確認される。この値が真の横ずれ量であった場合には、2 条分足し合わせた平均変位速度は横ずれ 1.8mm/年以上と大きなものとなる可能性がある。

(3) 建物被害については、地震断層から 100m 以内の全壊率がとくに高い。その倒壊原因についてはさらに精査する必要があるが、10cm を超えるずれ量が確認された場所では一般家屋に大きな被害が生じている。



図 1: 益城町市街地内の地震断層と建物被害

(実線は地震断層、数値は右横ずれ量(cm)、全壊家屋はグレー、半壊家屋はグレー太枠)

文献：

門馬直一・藤原広行・中村洋光・佐伯琢磨・下村博之・山田哲也・藤澤誠二, 2016, 平成 28 年熊本地震における益城町の震度分布と建物被害の関係, 日本地震工学会・大会-2016 梗概集.

Fujiwara, S., Yurai, H., Kobayashi, T., Morishita, Y., Nakano, T., Miyahara, B., Nakai, H., Miura, Y., Ueshiba, H., Kakiage Y., and Une, H., 2016, Small-displacement linear surface ruptures of the 2016 Kumamoto earthquake sequence detected by ALOS-2 SAR interferometry, *Earth, Planets and Space*, 68, 160-176.

Goto, H., Tsutsumi, H., Toda, S., and Kumahara, Y., 2017, Geomorphic features of surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake in and around the downtown of Kumamoto City, and implications on triggered slip along active faults. *Earth, Planets and Space*, 69, 26-37.

Goto, H., Hata, Y., Yoshimi, M., and Yoshida, N., 2017, Nonlinear Site Response at KiK-net KMMH16 (Mashiki) and Heavily Damaged Sites during the 2016 Mw 7.1 Kumamoto Earthquake, Japan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. XX, No. XX, pp., doi: 10.1785/0120160312

国土交通省都市局, 2017, 「益城町の市街地復興に向けた安全対策等検討有識者会議」報告書 (平成 29 年 3 月), http://www.mlit.go.jp/report/press/toshi08_hh_000034.html

熊原康博・後藤秀昭・中田 高・石黒聡士・石村大輔・石山達也・岡田真介・楳原京子・柏原真太郎・金田平太郎・杉戸信彦・鈴木康弘・竹竝大士・田中 圭・田中知季・堤 浩之・遠田晋次・廣内大助・松多信尚・箕田友和・森木ひかる・吉田春香・渡辺満久, 2016. 2016 年熊本地震に伴う地表地震断層の分布とその特徴, 地球惑星科学関連学会.

鈴木康弘・渡辺満久・中田高, 2016. 2016 年熊本地震を教訓とする活断層防災の課題と提言. *科学*, 86, 839-847.

阿蘇外輪山北西部の活断層における GPR 探査（速報）

○中埜 貴元・宇根 寛（国土地理院）・佐藤 浩（日本大学）

GPR survey across active faults in the northwest of the outer rim of the Aso caldera (preliminary report)

○Takayuki Nakano, Hiroshi Une (GSI) and Hiroshi P. Sato (Nihon Univ.)

1. はじめに

阿蘇外輪山北西部においては、ALOS-2 データを用いた SAR 干渉解析により、平成 28 年（2016 年）熊本地震（Mj 7.3）に伴う線状の地表変位が多数検出され、その多くは地震に伴う応力場の変化により二次的に生じた南北方向の伸張に伴う半地溝状の正断層群的な変動によるものと考えられている（Fujiwara et al., 2016）。そのうちのいくつかの地点においては、現地調査により SAR の観測結果と調和的な地表変位（地表地震断層）が確認されている（宇根ほか，2017）。

これらの線状の地表変位は、既知の活断層（九州活構造研究会編（1989）、中田・今泉（2002））に沿って現れた一方で、地形的に断層変位地形が認められない位置にも多数現れた。そこで、(1) 既知の活断層に沿って SAR による線状の地表変位が検出され、現地でも地表変位が確認された地点と、(2) 断層変位地形が認められない場所で SAR による線状の地表変位が検出され、現地でも地表変位が確認された地点、の 2 つのケースにおいて、詳細な地形や地下構造における変位の累積性の有無やその特徴の調査を実施している。その一環として、ケース (1) に該当する 2 地点において GPR（Ground Penetrating Radar）探査を実施したため、その結果を報告する。

2. 調査の概要

今回の調査地点は、的牧野 I 断層（鈴木ほか，2017）西部のうち、断層変位地形が明瞭（地表地震断層は不明瞭）な地区（的牧野 I 断層地区）と、古城断層東端部付近で地表地震断層が確認された地点（古城断層地区）の 2 地点である（第 1 図左）。前者は、相対的に南下がりの変位地形を呈し、断層の南側は沖積低地である。SAR の 3 次元地表変位量解析結果が示す上下変位と地表地震断層も南下がりの変位であった。GPR 探査は、ピット調査実施予定箇所の 4 測線、その他の 7 測線で実施した（第 1 図右上）。後者の古城断層は、全体的に北下がりの変位地形を呈する位置不明瞭の推定活断層（鈴木ほか，2017）であり、SAR でも北下がりの上下変位が観測されていたが、その東端部では異なる走向の南下がりの変位地形及び SAR による南下がりの上下変位が古城断層に合流するように分布しており、現地でも南下がりの地表地震断層が確認されていた。GPR 探査は、この南下がりの地表地震断層を横切る 4 測線で実施した。GPR 探査には、Sensors & Software 社製 Noggin Plus（アンテナ中心周波数 250MHz）を用いた。

3. 結果と考察

3. 1 的牧野 I 断層地区

代表的な GPR 探査プロファイルを第 1 図右下に示す。断層の南側（沈降側）の地下 3～4m 付近にみられる明瞭な反射面が、断層に近づくほどより深部へ傾斜しており、Fujiwara et al. (2016) が指摘する半地溝状の正断層の上盤側に位置する堆積層（火山碎屑物または沖積層）が、正断層運動に伴って累積的に沈降していることを示すと推測される。この傾向は、他の複数の測線でも確認され

た.

3. 2 古城断層地区

4 測線すべてにおいて、地表地震断層出現箇所の地下 2~4m 付近で、地表地震断層南側の明瞭な反射面が北側（断層側）に向かって傾斜する構造が捉えられた。この構造は局所的ではあるが、的
石牧野 I 断層地区での傾向と同様であり、同様の現象が発生していると考えられる。

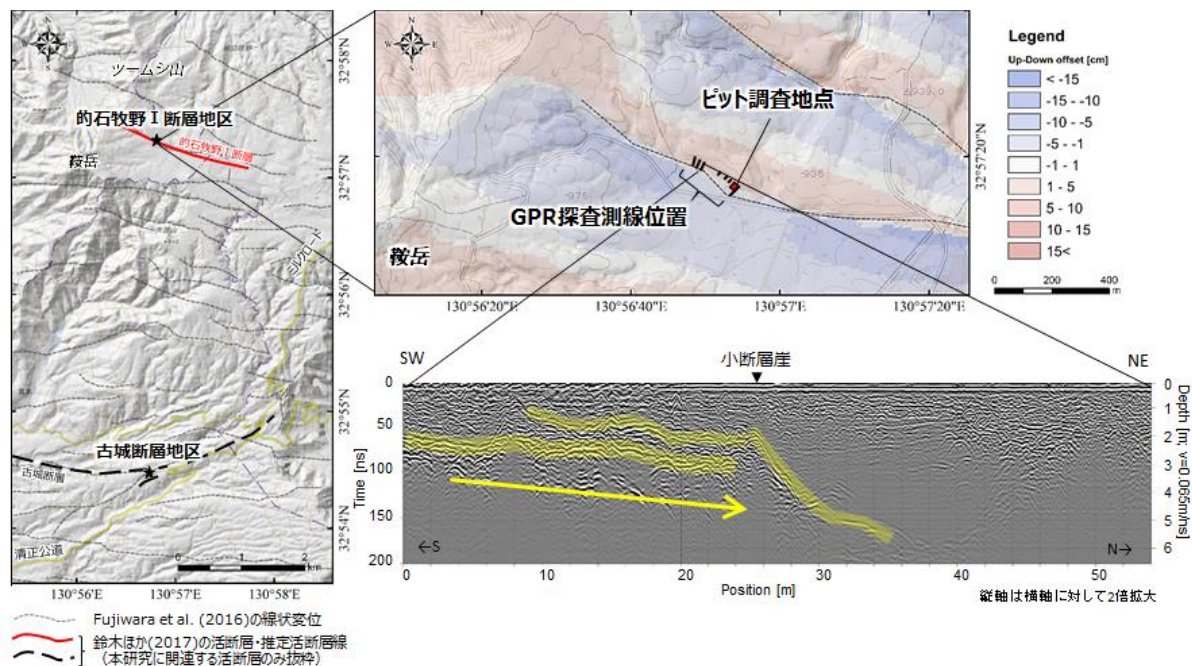
4. まとめ

熊本地震に伴い阿蘇外輪山北西部で生じた地表変位（地表地震断層）を横切る測線で GPR 探査を実施した結果、異なる 2 地区において、地下 2~4m 付近の地層が断層に向かって傾斜する構造が検出でき、半地溝状の正断層運動に伴う累積的な変位（沈降）の可能性が示された。

謝辞：本研究で使用した GPR 探査装置は、名古屋大学の鈴木康弘先生よりお借りした。本研究は JSPS 科研費 JP17K01234（研究代表者：佐藤浩）の助成を受けたものです。ここに記して感謝申し上げます。

引用文献

- Fujiwara et al. (2016): Small displacement linear surface ruptures of the 2016 Kumamoto earthquake sequence detected by ALOS-2 SAR interferometry, Earth, Planets and Space, 68:160.
- 九州活構造研究会編（1989）：九州の活構造。東京大学出版会，553p.
- 中田・今泉（2002）：活断層詳細デジタルマップ。東京大学出版会。
- 鈴木ほか（2017）：1:25,000 活断層図 布田川・日奈久断層帯とその周辺「阿蘇」，国土地理院。
- 宇根ほか（2017）：SAR 干渉画像に現れた阿蘇外輪山北西部の地表変位の現地検証とその解釈。JpGU-AGU Joint Meeting 2017, SSS07-P03.



第1図 GPR 探査地点（左，右上図）と的
石牧野 I 断層地区の代表的な GPR 探査プロファイル（右下図，
地形補正未実施）。右上図の背景図は Fujiwara et al. (2016) の SAR による上下変位量。

SAR 衛星の干渉解析による平成 28 年熊本地震余効変動の計測の試行
三五大輔[○]・小俣雅志・郡谷順英(株式会社パスコ) 遠田晋次(東北大学)
Postseismic deformation of the 2016 Kumamoto earthquake detected by
InSAR analysis
Daisuke Sango, Masashi Omata, Yorihide Kohriya (PASCO CO.), Shinji
Toda (TOHOKU UNIV.)

1. 緒言

マグニチュード 7 以上の大地震の後では余効変動の発生が知られている。例えば、平成 28 年 4 月 16 日未明に発生した平成 28 年熊本地震では、国土地理院の GEONET により地震後の余効変動が確認されている¹⁾。しかし、GEONET の計測点網では余効変動の概況把握は可能だが、詳細な面的把握が困難な問題があった。そこで、広域で cm オーダーの変位を計測可能な ALOS-2 を用いた SAR 衛星の干渉解析により、平成 28 年熊本地震の余効変動について、約 1 か年の変動量について詳細な面的分布の可視化を試行した。

2. 解析手法

本論では、平成 28 年熊本地震以降となる、北行軌道の 322 日間のペア (2016/4/26~2017/3/14) と、南行軌道の 322 日間のペア (2016/4/18~2017/3/6) を干渉解析に用いた。

一般に、干渉解析では衛星と地表面との相対距離の変化を抽出するため、北行軌道、又は南行軌道のどちらか一方の干渉解析では、地表面の隆起沈降と水平移動の識別は困難である。そこで、本論では 2 方向 (北行軌道と南行軌道) の干渉解析の結果を用いて、干渉解析で得られた変動量を東西方向と隆起沈降方向とに分離する 2.5 次元解析²⁾を実施した。

3. 解析結果

2.5 次元解析で得られた東西方向の変動量と隆起沈降方向の変動量を図 1、図 2 に示す。なお、活断層との位置関係を明瞭とするため、活断層詳細デジタルマップ³⁾の断層線を重ねた。

東西方向の変動量 (図 1) では、布田川断層帯 (布田川区間) の南側、及び日奈久断層帯の高野-白旗区間で西向きに最大 10cm/年の変動傾向が確認された。また、西原村布田から大切畑にかけて、布田川断層の北側でも西向きの変動傾向が確認された。日奈久断層に沿って断層の南東側にて西向きの変動を検出したが、豊野町赤石付近で変動量がほぼ 0 からやや東向きとなる。この境界は、ほぼ東西方向に明瞭に見出されており、本震時でも境界が確認できていることから、本地震における活動区間の南限であると考ええる。

隆起沈降方向の変動量 (図 2) では、日奈久断層帯で明瞭な隆起・沈降傾向を確認されない一方で、布田川断層帯の布田川区間及び宇土区間の一部で最大 10cm/年の沈降傾向が確認された。また、下江津湖から熊本城周辺にかけて北西-南東方向に連続する沈降傾向が確認された。

4. 結言

以上の結果から、SAR 衛星の干渉解析により熊本地震以降の余効変動の詳細な面的分布を明

らかにできた。なお、本研究に用いた ALOS-2 データは、ALOS-2 PI プロジェクト (PI No. 3183) の下、JAXA より ALOS-2 データ提供を受けたものである。

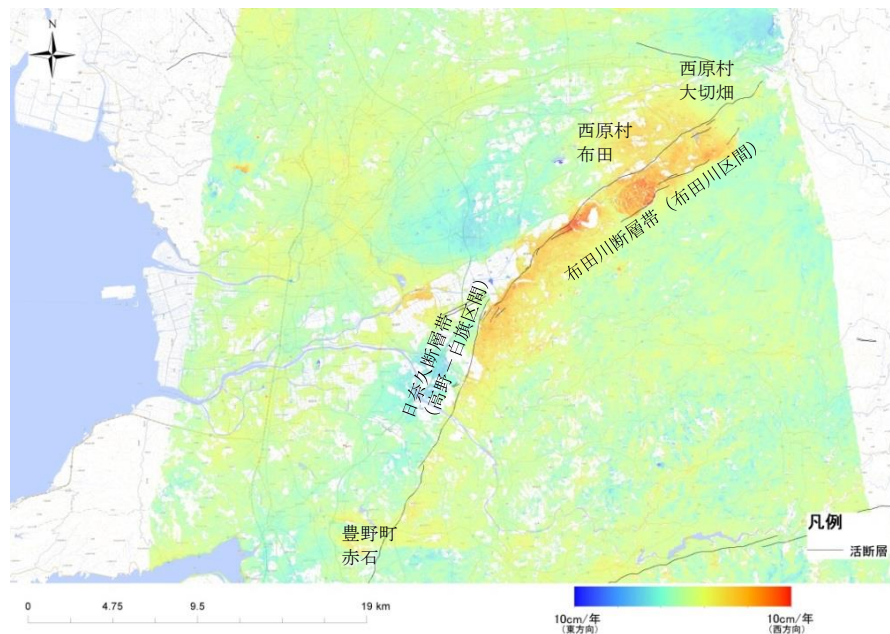


図 1 変動量の推定結果 (東西方向)

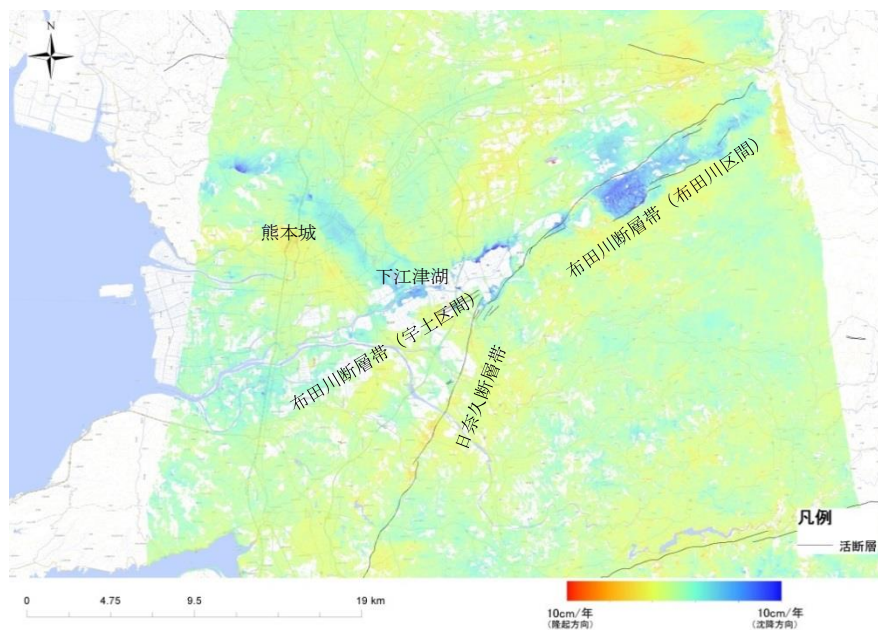


図 2 変動量の推定結果 (隆起沈降方向)

【引用文献】

- 1) 平成 29 年 8 月の地殻変動について、国土地理院、<http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2017-goudou0908.html>
- 2) 干渉 SAR の 2.5 次元解析、国土地理院 HP、<http://www.gsi.go.jp/common/000139926.pdf>
- 3) 中田・今泉編 (2002) 「活断層詳細デジタルマップ」東京大学出版会。

2016 年熊本地震で出現した地表地震断層と活断層の

離隔距離の定量的検討

○今野明咲香・遠田晋次（東北大）

A quantitative analysis of the distance between interpreted active
fault and surface rupture on 2016 Kumamoto earthquake

Asaka KONNO・Shinji TODA (Tohoku Univ.)

1.はじめに

内陸大地震では、地震動のみならず断層変位によっても構造物が被災する。そのため、活断層の位置を予め正確に把握することが重要となる。しかし、地表地震断層（以下地震断層）が明確に現れる地震の頻度は十年弱に一度で、予測との比較可能な機会は少ない。2016 年に発生した熊本地震では日奈久断層と布田川断層沿いに約 30 km にわたり地震断層が出現した。地震前に図示されていた活断層と実際に出現した地震断層の一致具合や離隔距離を求められる数少ない例である。

そこで本研究では、地理情報システム（GIS）を用いて活断層（予測）と地震断層（結果）の水平距離の差を定量的に把握し、活断層沿いの被災範囲の予測に有用となるような統計的な検討を実施する。

2.対象地域と方法

対象とした布田川・日奈久断層帯は熊本県阿蘇カルデラ南西に位置し、北東～南西方向に延びる断層帯である。本研究ではこれらの断層帯のうち、2016 年の熊本地震で地震断層が出現した約 30 km の範囲を対象とした。活断層として使用したのは、千田昇によって判読された活断層および推定活断層（中田・今泉編，2002）のトレースである。実際に地表に現れた断層は、熊原ほか（2016）の地震断層トレースを使用した。これら断層トレースを GIS に取り込み、地震断層を 10 m 毎に点データに変換し、活断層と垂直に交わる線で結んだ距離を離隔距離とした。垂直に交わる所がない場合には、点から活断層トレースまでの最も短い距離とした。

3.結果と考察

地震断層を 10 m 毎の点データに変換した結果、2754 個の標本が得られた。この 2754 個すべてを使用した離隔距離のヒストグラムでは、活断層から 50 m 以内に 1143 個（約 40%）、100 m 以内に 1517 個（約 55%）の地震断層の点データが出現した。活断層から両側 150 m

を規制対象とするカリフォルニア州の活断層法の例を当てはめると、この条例でカバーされる断層の割合は約 70%、両側 40 m を規制する徳島県の条例では約 35%である。

活断層については、位置精度の違いから 3 つに分類され、位置精度が高い「活断層」、「位置が不確かな活断層」、「伏在活断層」に分けられ、位置精度が高いものの明確に活断層と特定できないものを「推定活断層」に分類している。この 4 分類毎に算出した活断層と地震断層との離隔距離は、いずれの分類でも 50 m の階級が最も多く 100 m の階級で急減し、その後は指数関数的に減少する。特に「活断層」「伏在活断層」「推定活断層」では 100 m の個数に対する 50 m の個数は、それぞれ約 3.6 倍、約 5.4 倍、約 4.6 倍となり大きな差が認められた。「位置が不確かな活断層」では、約 1.8 倍であった。割合では、位置が明確とされる「活断層」は 50 m 以内に出現する地震断層が約 38%、100 m 以内に出現するものは 49%であった。これは「位置が不確かな活断層」とおおむね同じ割合であり、「伏在活断層」や「推定活断層」と比較して 10%以上も低い。

活断層から 50 m 以内に出現した地震断層が最も多く、離隔距離が 50 m と 100 m の階級で、地震断層の数に大きな差があることから、50 m 以内に出現した地震断層はおおむね判読された活断層と同一の断層と考えることができる。割合についてみると、位置精度が高いとされる「活断層」では、50 m 以内に出現した地震断層の割合が他の分類に比べて低い傾向があった。これは、認識されていなかった場所に地表地震断層が出現した場合、トレースの数が多い「活断層」トレースからの距離を計算しているため、「活断層」の割合が全体的に押し下げられたと考えられる。そのため、50 m 以上離れて出現した地震断層については、1) 既存の活断層トレースでは認識されていなかったもの、2) これまでの活断層の位置から現在的位置に変化したもの等、既存の活断層トレースからずれた要因を検討・分類し、そのうえで解析を行う必要がある。

4.まとめ

本研究では、地表地震断層と既存の活断層の離隔距離を定量的に求め、いずれの活断層トレースでも 50 m が閾値となることが明らかとなった。しかし、今回の地震で出現した地震断層を地形から推定される活断層の位置と同様の条件で出現したと仮定して解析を行っており、例えば沖積平野の形成によって地震断層の出現位置が変わる可能性など、条件が以前の活動と異なる場合について考慮していない。また、既存の活断層トレースからずれた要因についても上述の 1) や 2) のような要因が考えられ、今後はこれらを考慮したうえで離隔距離を検討したい。

引用文献

熊原康博ほか (2016) : 2016 年熊本地震に伴う地表地震断層の分布とその特徴, 日本地球惑星科学連合 2016 年大会予稿集, MIS34-05.

中田高・今泉俊文 (2002) : 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会.

斜めずれ断層による表層地盤内の断層進展に関する個別要素法解析

谷山 尚（埼玉大学 理工学研究科）

Distinct element method analysis of fault propagation within unconsolidated soil layer due to oblique-slip fault

Hisashi Taniyama (Saitama University)

はじめに

表層付近を未固結で軟弱な地盤が覆っている場合、地下で生じた断層変位は表層の地盤を進展する際に、連続的な変形によって逸散したり、進展する向きを変えたり、分岐したりする。縦ずれ断層変位によって生じる表層地盤内のすべり（断層変位）に関しては、砂や粘土を用いた模型実験や数値解析により、すべりの生じる位置やすべりが地表に達する際の基盤での変位量が示されている。横ずれ断層によるすべりに関しては、すべり面の形状も発達過程も縦ずれに比べて複雑になるが、模型実験等によりすべりの進展過程やメカニズムは明らかになっている。一方、斜めずれ断層による表層地盤内部の断層の進展に関する研究は少なく、解明されていない点も多い。本研究では、野島断層を例に取り、高角の基盤断層上で逆断層変位を伴う横ずれ断層型のずれが生じた場合に、その上にある未固結の表層地盤内で生じるせん断帯について、個別要素法を用いた数値解析により調べた。

解析モデル

約 1280 万個の球形粒子を積み上げて、図 1 に示す地盤モデル（走向(x)方向 37.4 m，断層直交水平(y)方向 15.5 m，高さ(z) 5.2 m）を作成した。粒子間にはばねとダッシュポットを配しており、接触している粒子間にはそれらを介して力が作用する。個々の粒子の動きは、粒子間の接触力に基づき逐次求めていく。モデルの $y < 0$ 側（上盤）の底面（基盤）および側壁に $-x$ 方向と上向きの変位を、 $y > 0$ 側（下盤）の底面および側壁に $+x$ 方向と下向きの変位を与えることで、解析地盤に逆断層成分を含む右横ずれ断層変位を加え、それによって地盤内部で生じる変形について調べた。解析

に用いたパラメータの値を表 1 に示す。

解析結果・考察

基盤の断層変位量が大きくなるにつれて、表層地盤内では、せん断ひずみの大きな

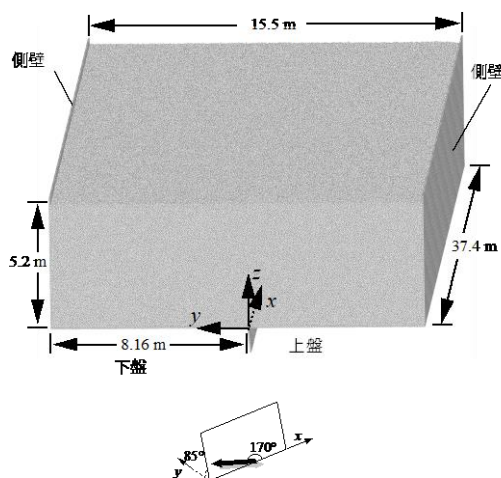


図 1 解析モデル

表 1 解析に用いたパラメーター

粒子数	12,828,736
粒子半径	3.0–5.0 cm
粒子密度	2600 kg/m ³
ばね定数 法線方向	8.0×10^6 N/m
ばね定数 接線方向	2.4×10^6 N/m
減衰定数 法線方向	6.1×10^2 Ns/m
減衰定数 接線方向	3.3×10^2 Ns/m
摩擦係数	0.5
転がり抵抗係数	1.0

領域がより狭い範囲に集中するようになり、基盤断層変位量が 1 m 程度になると、地表においてもせん断ひずみの大きな領域が下盤側に現れた。基盤の断層変位をさらに増加させると、高ひずみ領域がより明瞭になり、雁行状に分布する様子が地表でも見られるようになった。図 2 に高ひずみ領域の 3 次元分布を示す。図は、基盤断層変位量 1.0~1.4 m の際に生じた最大せん断ひずみ増分が 0.14 以上の領域を表している。横ずれ断層変位を受ける地盤内部では、らせん状に捻れた形状を持つリーデルせん断が形成されるが、図 2 では捻れた形状の高ひずみ増分領域が下盤($y > 0$)側に傾く様子が見られる。

横ずれ断層変位によって地盤内部では、図 3 のように水平面内のせん断が生じるが、地盤深部においては、さらに、逆断層変位によるせん断（図 4）と下部の粒子による引き摺りの影響を受けて下盤側に傾くせん断帯（高せん断ひずみ増分領域）が形成される。また、地盤浅部においては、水平面内のせん断（図 3）に加えて、図 5 のように逆断層変位によって地盤が撓むことで、基盤断層の直上付近では水平方向の伸張（引張り）の影響を受ける一方で、下盤側では水平方向の圧縮の影響を受けること、それらの中間に、基盤の横ずれ断層変位の影響を主として受ける領域があり、これらによって表層付近の Z 型のせん断帯が形成されることが分かった。なお、高ひずみ領域は、地表では、主に、基盤断層位置より下盤側の幅 5 m の範囲に形成されたが、実際に里地区等で観察された地震断層の形成領域の幅と整合的であった。逆断層成分により横ずれ断層変位のみを加えた場合よりも幅が狭まり、観測値と整合的な値が得られる結果となった。一方、個々のせん断帯の長さや方向については、必ずしも観測結果とは一致せず、粒径や初期応力の影響等についてさらなる検討が必要となる。

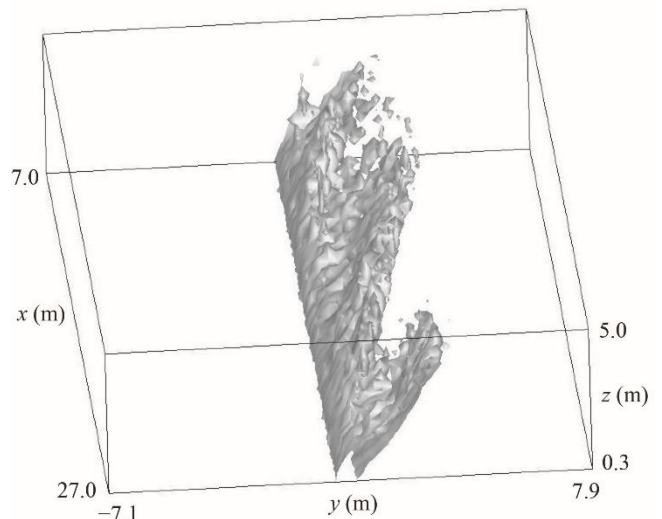


図 2 高ひずみ増分領域

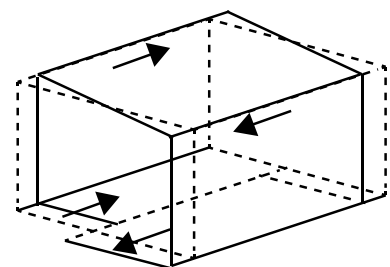


図 3 横ずれによる水平面内のせん断

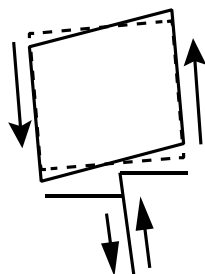


図 4 逆断層による鉛直面内のせん断

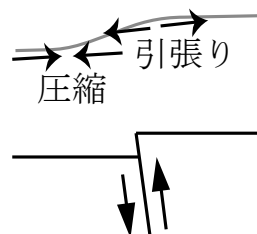


図 5 逆断層による表層地盤の撓み

断層破壊伝播の影響による横ずれ断層ごく近傍における強震動

香川敬生（鳥取大学大学院工学研究科）

Effects of Source Rupture Propagation on Near Fault Strong Ground Motions
Due to Strike Slip Dislocations

Takao KAGAWA (Tottori University)

1. はじめに

2016年熊本地震など地表地震断層を伴う地震では、断層ごく直近で断層変位による被害は見られるものの、強震動の影響が小さいと思われる事例が散見される。横ずれ成分を主とする地震では、断層直交成分が卓越するパルスにより断層直上付近での地震動が大きいと考えられがちである。しかし、断層破壊の進行方向によっては、断層平行成分が大きくなることも指摘されている（Miyatake, 2000）。そこで、前記先行研究倣って地震動の試算を実施し、震源断層直上で揺れが小さくなる条件について検討する。地震動の計算には、断層近傍の永久変位も評価できる互い違い格子（Staggered-Grid）による3次元差分法を用い、震源断層が深い場合と浅い場合、およびその組み合わせ、破壊伝播様式の違いによる影響を検討する。

2. 地震動試算モデル

地震動計算領域として $60\text{km} \times 28\text{km}$ の範囲に 2km メッシュで計算点を配置する。想定断層は長さ 20km の鉛直右横ずれ断層を基本とし、計算領域の中央に配置する。計算点の一部は震源断層の直上に設定されている。震源断層の破壊領域は深部と浅部のふた通りを想定し、深さ 5km から地表までに浅部を、上端深さを 5km とした幅 10km の深部にそれぞれ一様すべりを設定する。地表断層を生じる地震の浅い破壊は応力降下が小さく、すべり速度も遅いとされるため、表層 5km はそれ以深よりも剛性を小さくし、断層すべりを設定する場合は立ち上がり時間を長くした。

以上の条件で、図-1 に示す破壊様式を設定した。ケース 01 は中央下端、03 は西端中央から円弧状に破壊が進行する。ケース 02 は真下から、04 は西側から平行線上の破壊が進行する。いずれのケースも破壊伝播速度は 2.5km/s とし、震源時間関数はベル型とした。

3. 試算結果

各ケースで得られた地動速度の粒子軌跡を図-2 に示す。お互いに比較可能なように、全図の振幅スケールは共通である。地震動には破壊進行の影響が現れ、平行に破壊が進行する方が顕著である。ケース 01 と 02 では断層直上中央部、ケース 04 では破壊開始点直上の地震動はゼロになる。破壊が下から平行伝播するケース 02 では、断層の南北方向で断層平行方向の地震動が強調され、断層延長方向での断層直交成分の振幅が抑制されている。破壊が西から東に平行に伝播するケース 04 では、破壊進行方向の断層東延長方向に断層直交成分の振幅が強調されている。これが横ずれ断層のフォーワード・ディレクティビティ効果として周知のものであるが、破壊伝播の様式によってはこの方向の地震動が必ずしも強調されるとは限らない。いずれの場合も破壊開始点直上付近の地震動振幅は、断層線上であっても小さい。

次に、図-3 のように、ケース 02 に浅部の断層を加えたケース 02DS で計算を実施し、その結果を図-4 に示す。表層部のすべりが無いケースに比べて、断層直近の地震動が大きくなり、断層から離れた地震動が相対的に小さい。また、断層直上の地震動は極端に小さく、中央はゼロである。この他、より現実的な設定での試算も実施している。

4. おわりに

様々な破壊伝播様式による地震動分布を試算し、鉛直下方から破壊が進行する場合に断層極近傍で強震動が小さくなる可能性があることが示唆された。単純な鉛直横ずれ断層破壊による定性的なものであるが、より具体的かつ物理的な断層破壊モデルを用いて、地表地震断層ごく近傍における強震動特性の課題に取り組んで行きたい。

謝辞

本研究の一部は、文部科学省科学研究費基盤研究(C)「1943年鳥取地震鹿野断層端部における断層変位と強震動が被害に及ぼした影響の分析」(H27～29)の助成により実施しました。

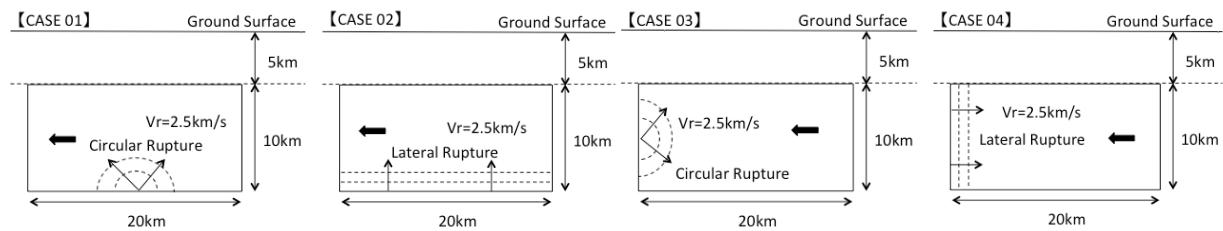


図-1 断層破壊伝播モデルの設定

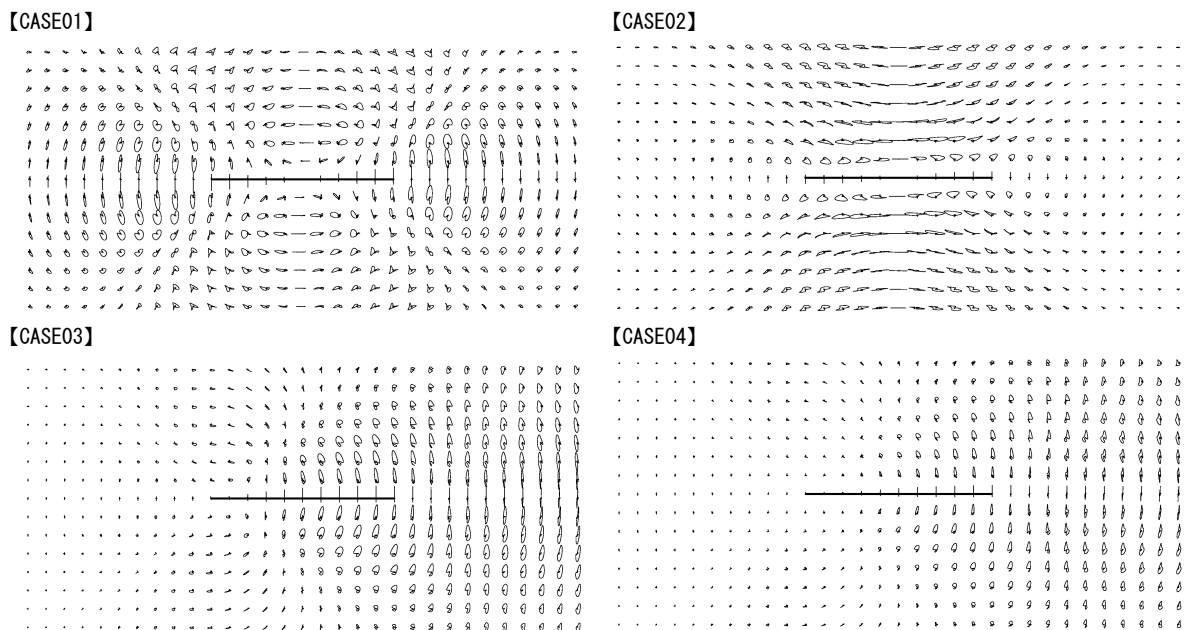


図-2 各ケースによる地動速度粒子軌跡分布

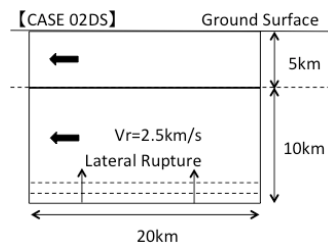


図-3 CASE02 に浅部すべりを追加

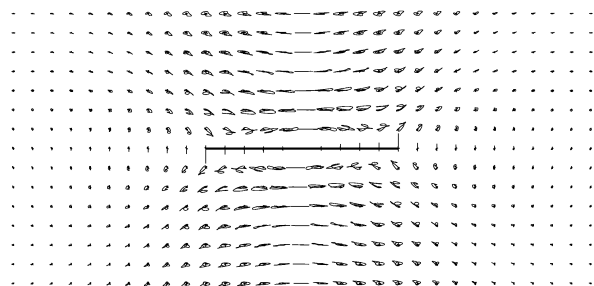


図-4 左図の設定(CASE02DS)による結果

震源断層モデルと活断層

島崎邦彦（東京大学）

Seismic source modeling and an actual active fault

Kunihiko Shimazaki (UTokyo)

震源モデルは、現象の記述と震度・強震動等の予測との二つの目的を持つが、これらが明確に意識されず、誤用されている。昨年12月に修正される前の地震本部の強震動レシピが、その一例である。活断層に基づく断層モデルから、入倉・三宅式（2001）によって地震モーメントを求めると強震動が過小となる。

地下の震源断層は、通常、手で触れることはできない。一方、地表地震断層や活断層は手で触れることができる。地下の震源断層の存在を疑う人はいないが、その実体は確認できない。ここではモデルとして表されている震源断層、すなわち震源断層モデルを取り扱う。

実際の震源断層が複雑なことは、地表に出現した地震断層から想像することができる。その複雑な震源断層をどのように表現するかは、震源断層の推定に用いられる観測量の多寡、解析手法、利用法、目的等によっている。断層モデルには、少なくとも二つの重要な目的がある。一つは実際に起きた地震の震源を表現することであり、他方は将来起る地震の影響を評価することである。

これまで上記の二つの目的が必ずしも明確に意識されておらず、震源モデルが誤用されるようになっている。震源モデルの目的の一つ、すなわち実際に起きた地震の忠実な表現のためにモデルが複雑化しているが、もう一つの目的、すなわち将来起る地震の影響評価には、或る程度簡単なモデルでなければ策定することができない。

地表の変形データを用いた熊本地震の三つの（暫定）震源モデル（国土地理院，2016）を例としてあげる。暫定1モデルが最も単純で、地震直後に発表された。その後、表のように暫定2、暫定3が発表され、モデルはより複雑化した。なお、暫定3の不均質モデルは、具体的なずれの量が不明なので、Somerville他（1999）によるトリミングは行われていないが、トリミングを行えば、断層面積の和はこれより小さい値となる。

表1 国土地理院(2016)による熊本地震の震源断層モデルと地震モーメント M_0

モデル	観測値	断層面	ずれ	断層長 (の和)	断層面積 (の和)	M_0 10^{18}Nm	入倉・三宅 式より	山中・島崎 式より
暫定1	主にGNSS	1枚	一定	27km	333km^2	40	6	28
暫定2	GNSS, SAR	3枚	各々一定	35km	416km^2	51	10	47
暫定3	GNSS, SAR	4枚	不均質	60km	1200^*km^2	48	80	137

モデル暫定1の断層長は、2009年の長期予測の断層長に等しい。モデル暫定2では断層間にわずかな隙と重なりがあるが、断層長の和は、ほぼ全体の長さに対応する。一方、モデル暫定3では、断層A1とB1はほとんど重なり合い、A1とA2、B1とB2とが一部重なりあっている。地震発生前にこのような複雑な断層モデルを策定することはできない。

表には、断層長（の和）を用いて山中・島崎式（1990）から求められる地震モーメントの値（単位 10^{18}Nm ）を示した。モデル暫定1および2からは、実際の地震モーメントに近い値を求めることができる。一方、断層面積（の和）を用いて入倉・三宅式から求められる地震モーメントは、表に示すようにモデル暫定1と2で過小評価となっている。

島崎（2015, 2016）は、活断層等に基づき地震発生前に推定された、或は地震発生前に推定可能な断層長から、様々な経験式で地震モーメントを推定した。また、地震発生前に推定可能な断層面積から入倉・三宅式で求められる地震モーメントを実際の観測で得られた地震モーメントの値と比較し、垂直または垂直に近い断層の場合、過小評価となることを示した。

地震モーメントの過小評価が、強震動の過小評価を引き起こすことは、昨 2016 年、規制庁が大飯原子力発電所の地震動について「試算」した結果や森川他（2016）より明らかである。地震本部のレシピ、すなわち「震源断層を特定した地震の強震動予測手法」のうちレシピ（ア）では入倉・三宅式から地震モーメントが推定されている。これまでレシピ（ア）の説明には「詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合」が含まれていたが、昨 2016 年 12 月の「修正」で削除された。一方、松田式（1975）からマグニチュードを推定し、武村（1990）式によって地震モーメントに変換する方法がレシピ（イ）で用いられている。これまでのレシピ（イ）の説明から「簡便化した方法」が削除されており、「修正」にあたった委員からは、レシピ（ア）と（イ）の両方を使うようにとの議論であったと伝えられている。このようなレシピの「修正」にもかかわらず、原子力規制委員会はレシピ（ア）のみを用いた大飯原子力発電所の基準地震動を実質上認めている。

「活断層」の認定における地形発達史研究の重要性 — 北海道、泊原発敷地内の「活断層」を例として —

○小野有五(北星学園大学)・斉藤海三郎(「行動する市民科学者の会・北海道」)

Importance of studies on geomorphological development for the evaluation of “active faults” — Case study of the “active fault” in the site of Tomari Nuclear Power Plant, Hokkaido

○Yugo ONO (Hokusei Gakuen Univ. ; HACASE) and Kaizaburo SAITO (Hokkaido Active Citizen's Association of Science: HACASE)

1 はじめに

2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震による福島第一原発の過酷事故を受けて発足した原子力規制委員会は、2013年「新規規制基準」を策定した。「耐震設計上考慮する活断層」は、「将来活動する可能性のある断層等」と呼び変えられ、「後期更新世(約12~13万年前以降)の地形面や地層が欠如していて、それ以降の活動性が判断できないときには、中期更新世(約40万年前以降)にまでさかのぼって地形・地質構造および応力場等を総合的に検討したうえで活動性を評価すること、また“将来活動する可能性のある断層等”には、震源として考慮する活断層のほか、地震活動に伴って永久変位が生じる断層に加え、支持地盤まで変位および変形が及ぶ地すべり面を含む」とされた。

この変更は、福島事故の反省にたち、原発の安全性に対し「将来活動する可能性のある断層等」(以下、「活断層」と呼ぶ)の認定基準を厳しくしたものである。しかし、この指針が意味をもつかどうかは、ひとえに地形面や地層の認定が的確になされるか否かにかかっている。「活断層」研究においては、それらを可能にする地形発達史の研究が基本となることは論を俟たない。しかし、原発の安全性審査に関わる「活断層」の認定においては、周辺の地形発達史が未調査なまま断層露頭だけの議論が行われ、その結果、誤った結論が導かれている場合が少なくない。本発表では、北海道電力泊発電所(以下、泊原発と略称)敷地内の「活断層」を例として、「活断層」研究における地形発達史的な研究の重要性について強調したい。

2 泊原発敷地内の「活断層」露頭

泊原発は北海道西部、積丹半島の基部に位置する。敷地内では、高位段丘II面の掘削調査がなされ、北電は、掘削断面に現れたF-1断層が、「岩内(いわない)層」下部を明確に変位させているとした。しかしF-1から連続する断層構造はその上位にも認められるので、「岩内層」上部の堆積後にもF-1断層が活動していることは間違いない(渡辺、2016)。北電は「岩内層」を前・中期更新世の地層と断定し、F-1断層は「活断層」ではないと主張してきた。演者らは、北電の「岩内層」がそのような古い地層ではなく、泊原発敷地内の「岩内層」上部は、MIS 9の海進に対比される高位段丘II面の段丘堆積物そのものであり、その年代は約33万年前であろうと推定した(小野・斉藤、2016)。岩内平野全域にわたる調査の結果、この推定の正しさを検証でき、また後期更新世の地殻変動についての知見を得られたので報告する。

3 MIS 5e の海成段丘面

岩内市街の背後には標高30m内外の岩内(リヤムナイ)台地が広がり、その表層は厚い砂丘砂からなり、11.5万年前に降下した洞爺火山灰を挟む。砂丘砂層の下位には海成砂層が露出し、北電は海成砂層に含まれる凝灰岩片をFT法によって測定、 $1.2 \text{ Ma} \pm 0.2 \text{ Ma}$ の年代を

得て、海成砂層を前・中期更新世と断定し、これを「岩内層」と呼んだ。また、岩内台地面は起伏があるので、「岩内層」が剝された侵食面であるとした。しかし、外来礫の年代を砂層の年代とすることは誤りであり（小野・斉藤、2016）、台地面の起伏は、かつての砂丘が、その後、最終氷期を通じて周氷河作用を受けてできた地形にすぎない。砂丘砂の直下は生痕化石に富む浅海の砂層である。MIS 5e の海進堆積物は、MIS 6 の海退による谷を埋める基底礫層（海水準下約 20 m）から、カキ礁を伴う溺れ谷の泥質堆積物に始まり、上部に向かって砂質化することが岩内台地での北電のボーリング資料からも読みとれる。全層厚は約 30m であり、露頭では、古地震の影響を疑わせるコンボルト堆積構造が一部に見られる。

4 MIS 7 の海成段丘面

この地形面は、岩内平野では、MIS 5e の段丘面よりやや高く、標高 40～50 m の地形をつくって断片的に分布する。構成層は、海成砂層と、それを覆う古土壌、および厚い砂丘砂層である。砂丘砂層は、海岸から内陸側に向かって傾く明瞭な堆積構造をもち、岩内台地と同様、起伏をもつ地形は、かつての砂丘地形の名残りである。離水層準は、その後の侵食によって不明であるが、少なくとも標高 29 m 以上で、MIS 7～6 に形成された古土壌は、その後の寒冷化による周氷河作用を受けている。MIS 7 の海進の堆積物は、MIS 8 の海退でつくられた谷を埋めて堆積した。地層中にはリーゼガンク様の水抜け堆積構造が顕著に発達する。

5 MIS 9 の海成段丘面

この地形面は、原発敷地内では、高位段丘 II 面に相当する。標高は 50～60 m であり、北電の掘削断面では、基盤の神恵内層（中新世）を不整合に覆う基底礫層とそれを覆う海成砂層からなる。北電の提示写真から読み取ることしかできないが、沖側に傾く砂層の発達が顕著であり、その上部は離水期の後浜堆積物や砂丘砂層と考えられ、全体としては、湾のなかに発達した砂嘴の堆積構造を示すと解釈される。この解釈は、岩内平野の東部で発見された大きな露頭で裏付けられる。そこでは、最上部がニセコ火山群起源と考えられる火砕流堆積物で不整合に覆われるものの、ほぼ標高 43 m 付近まで、厚いデルタの砂層が堆積している。すなわちこの露頭は、MIS 9 に形成された内湾の湾頭部にあたり、流入する河川によって、デルタが発達する静穏な海況は、湾内に砂嘴が発達することで初めて可能になったと考えられるから、原発敷地内の砂嘴をつくる砂層と、岩内平野東部の露頭のデルタ層は、MIS 9 の海進からその後の海退期にかけて、それらが同時期に湾内と湾頭に形成された異なる砂層でなければならない。岩内平野東部の地層中には MIS 7 と同様に水抜け堆積構造が発達する。

6 結論

地形発達史にもとづけば、原発敷地内の F-1 断層は、基底礫層（MIS 10）を変位させ、その影響は MIS 9 の砂層に及んでいる。すなわち F-1 断層は、40 万年 前より新しい地層を明確に変位させており、新規基準に基づけば「将来活動する可能性のある断層等」となる。MIS 5e、7、9 と海進にともなう段丘面が陸側では隆起し、平均隆起速度は 0.15～0.2mm/年である。積丹半島西岸における離水ベンチの発達や、日本海沿岸での MIS 5e の段丘面の変位の様式から、これは更新世を通じた地震性隆起によるものである。海底地形や音波探査資料では海側が沈下する撓曲構造が顕著であるが、これは深部に伏在する西上りの逆断層（渡辺、2016 ほか）によると考えられ、段丘の発達や音波探査資料から、その運動は後期更新世以降、現在も続いていると考えられる。MIS 5e の海成層中の変形構造は、古地震の影響を疑わせるもので、水抜け構造をつくった離水時の地下水流動にも、その可能性があるかもしれない。

なお、調査費の一部に高木仁三郎市民科学基金の助成金を使わせていただいた。

広い撓曲崖を形成する六ヶ所断層

渡辺満久（東洋大）

Broad flexural scarp associated with active Rokkasho Fault in southern Shimokita Peninsula, northern Japan

WATANABE (Toyo Univ.)

I はじめに

青森県の下北半島南東部、六ヶ所原子燃料サイクル施設周辺においては、複数の海成段丘面を大きく変形させる逆断層（六ヶ所断層）があり、海成段丘面は東（海側）へ傾いて六ヶ所撓曲が形成されている（第1図；渡辺ほか、；渡辺、2016）。海成段丘面構成層の変形もいくつかの露頭で確認され、撓曲崖の中央部では、MIS 5eの海成層は東（海側）へ5度以上傾斜していることがわかっている。MIS 5cの海成層も撓曲崖の東半部において東へ1～2度程度傾斜している。しかし、撓曲崖の東部においては、MIS 5cの海成層に覆われるため、MIS 5eの海成層の構造は不明確のまま残されていた。

今回、撓曲崖東部にある既存露頭が拡幅され、海成層の変形状態を詳細に観察することができたので以下に報告する。現地調査には、平成25～28年度科学研究費補助金（基盤研究(C)研究代表者：渡辺満久）・平成29年度科学研究費補助金（基盤研究(C)研究代表者：渡辺満久）の一部を使用した。

II 海成面と海成層の傾斜

まず、渡辺(2016)で明らかにされている、海成段丘面や段丘構成層の特徴を述べる。MIS 5eの海成段丘面は、六ヶ所撓曲の西では東（海側）へ緩く（0.3～0.6度程度）傾斜しているにすぎないが、撓曲崖では2度以上の傾斜となる。六ヶ所撓曲の東部には、MIS 5cの海成段丘面が分布しており、1～2度程度東へ傾斜している。海成段丘面構成層の傾斜に関しては、Loc.1やLoc.2（第1図）で確認されている。Loc.1では、MIS 5eの海成層は約5～6度、MIS 5cの海成層は約2～3度、ともに東へ傾斜している（後者は前者にアバットしている）。Loc.2では、MIS 5cの海成層が東へ1.3度傾斜している。

今回、Loc.3（第1図）において、MIS 5eとMIS 5cの海成層の構造を観察することができた。Loc.3は、MIS 5cの海成段丘面の分布域にある。MIS 5cの海成層の層厚は、露頭の西端部では約5m、東端部では8m以上であり、東ほど厚い。本層上部は灰色～褐色の砂層から、下部はクロスラミナの発達する砂層から成る。また、本層は層厚2m程度の褐色風成ローム層に覆われている。露頭の東端部では、さらに新規の砂丘砂が褐色風成ローム層を覆っている。MIS 5cの海成層は東へ約2度傾斜しており、初生的な傾斜であるとは考えにくい。

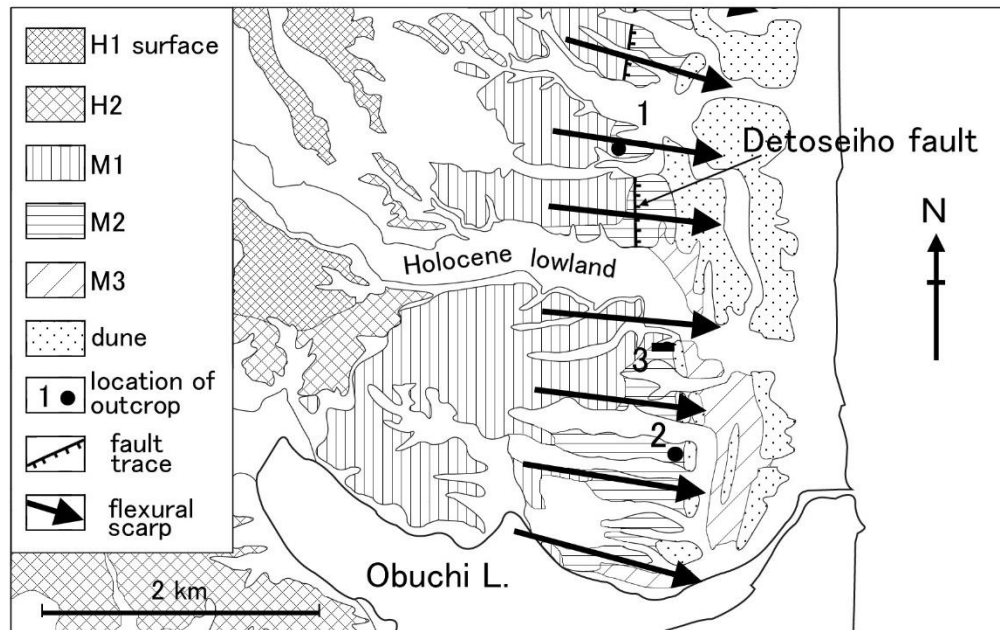
Loc.3の露頭西端部には、MIS 5cの海成層に覆われる古い海成層が露出している。この古い海成層は粒度の揃った粗粒砂層から成り、周辺の地形発達からみて、MIS 5eの海成層に対比できる。このMIS 5eの海成層の層厚は1～2m程度であり、その基盤はやや風化した礫岩（新第三系）である。MIS 5cの海成層と同様に、MIS 5eの海成層も東へ傾いているが、その傾斜は約8度に達し、MIS 5eの海成層はMIS 5cの海成層に傾斜不整合に覆われている。

III まとめ

Loc.3の露頭で確認できる構造は、渡辺(2016)で図示された地形・地質断面図と非常に調和している。すなわち、Loc.3の西方で2度程度東へ傾くMIS 5eの海成段丘面を構成する海成層が、東方で傾斜

を増しこの露頭に現れているのである。MIS 5e の海成層は約 8 度、MIS 5c の海成層は約 2 度も東へ傾斜していることが判明したことから、六ヶ所断層の変位が累積し、その活動によって非常に広い範囲が撓曲している(第1図)ことを、改めて確認することができた。この地域には、逆断層である出戸西方断層が存在するが、Loc.2 と Loc.3 はこの活断層トレースより東側に位置している(第1図)。したがって、出戸西方断層が幅広い撓曲崖の中央部に位置することは明らかであり、出戸西方断層は六ヶ所断層に付随する活断層であることは確実である。

【文献】 渡辺ほか, 2008, 活断層研究, 29. 渡辺, 2016, 活断層研究, 44.



第1図 六ヶ所村の地形学図



第2図 Loc.3 における海成層(MIS 5c)の傾斜 (写真奥が東、手前が西)

O-12

三浦半島の北武断層帯ガウジを削った大波

Big wave was crushed Kitatake fault zone at the Nobi beach, eastern part of the Miura Peninsula, south Kanto Japan.

浅見茂雄*, 柴田健一郎**

*三浦半島活断層調査会 **横須賀市自然人文博物館

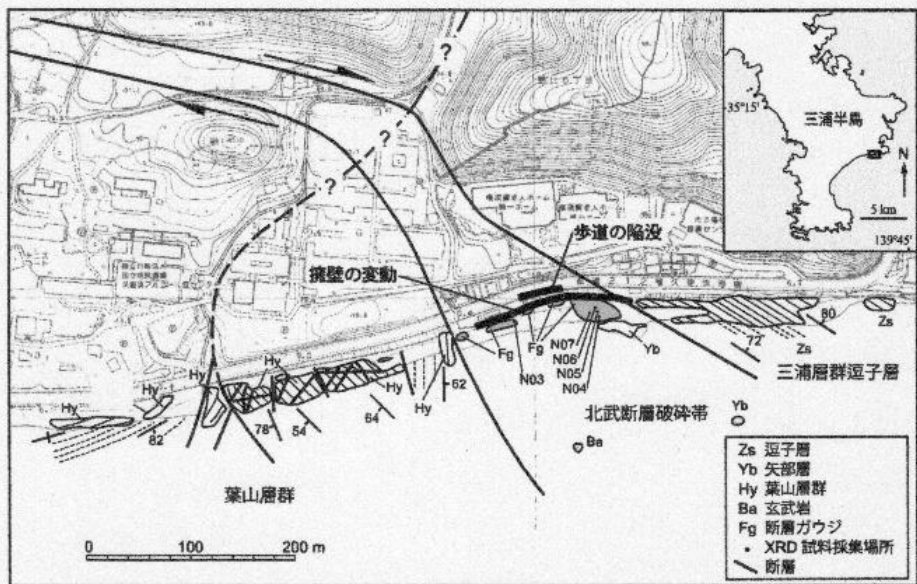
キーワード：北武断層，破碎帯，斜面変動，横須賀

Key words: Kitatake fault, crush zone, slope movement, Yokosuka

1. はじめに

平成 29 年 2 月 23 日 13 時頃，横須賀市野比 5 丁目の北武断層帯の断層ガウジが分布する斜面が打ち寄せる大波により崩壊した。現場は浅見ほか (2015) が断層ガウジの存在を報告した露頭である。当日は、関東地方で地震の記録はなかったが、波浪警報が三浦半島に発令されていた。この地域一帯の砂浜は春先に沿岸流で浸食され、夏以降に回復するものの、通年では浸食を受けて砂浜が消えている。崩壊は北武断層帯のガウジが分布するところで発生した。

破碎帯の東側 2 / 3 (およそ 100m) で基盤のガウジが露出し、西側 1 / 3 (およそ 60m) でも擁壁の破壊があったが、現状では砂が厚く堆積 (1 m 以上) し、海岸を覆っている。



第 1 図. 野比海岸の斜面変動と XRD 試料採集場所を示したルートマップ. 柴田・蟹江 (2016) と高橋ほか (2016) を改変. N03 は柴田・蟹江 (2016) の試料採集場所. 地形図は 1/2500 横須賀市都市計画基本図「千駄ヶ崎」を使用.



崩壊した斜面

2. 産状

東部には垂直に立った逗子層が露出しており、破碎帯に近づくとシルト層で片理が発達すると共に砂岩層が黒くなり湧水が滲みだしてくる。また、層理面に高角で斜交する断層が現れ部分的に破碎される。小礫となった逗子層に斜交して北武断層帯のガウジが海底に延びてゆく。境界面はほぼ垂直であり、断層に沿ってきめの細かい粘土からなる青灰色の層が見られ、断層ガウジは南へ続く。

断層ガウジの中には蛇紋岩、立石層のブロックや玄武岩も含まれている。N03 を境として暗褐色のガウジが崩壊前に確認されていたが、葉山層群との境界は確認で来なかった。

海岸の断層ガウジからにぶい赤褐色 2.5YR4/3 (N04)、オリーブ灰色 5GY5/1 (N05)、灰色 N4/0 (N06)、緑灰色 5G6/1 (N07) の断層ガウジを採集、バルク粉末試料を作成し、X線回折 (XRD) (千葉大学理学部地球科学科、リガク RAD-X システム：単色化した $\text{CuX}\alpha$ 線、40kV20mA) 分析を行った。N04 と N05 は主に石英からなり、斜長石とスメクタイト、方沸石を含む。N06 と N07 はそれぞれ石英と蛇紋石が同定された。N04 と N05 はスクメタイトや方解石を含むことから、断層破碎帯に共在する暗緑色凝灰岩 (立石層 11Ma) 由来のものと考えられる (柴田・蟹江 2016)。石英からなる N06 は石英脈が発達する立石層もしくは葉山層群か逗子層由来の可能性がある。N07 は蛇紋石からなり、破碎帯にブロック状に含まれる蛇紋岩由来と考える。浅見ほか (1992) が記載した石灰岩はガウジの中に確認出来なかった。

蛇紋岩地帯は一般的に地滑り地帯とも言われており、蛇紋岩体に隣り合って形成される緑泥石層が滑り面になると考えられている (横田ほか 1998)。上部の歩道には亀裂と補修の跡が確認されており、波による侵食と衝撃で擁壁が倒壊し、その弾みで道路中央から海よりのガウジが滑り斜面が崩壊したと見られる。

3 今後に向けて

北武断層帯のガウジは地下に大量の蛇紋岩塊の存在を示唆しており、断層帯には多くの住家や福祉施設があることから断層の活動時期と合わせて地下構造を解明する必要がある。また、各地の土砂災害も断層ガウジが原因の可能性があり、断層帯付近の土砂災害を再調査する必要があるだろう。

引用文献

- 浅見茂雄・蟹江康光・有馬 眞 1992. 三浦半島東部、野比海岸で発見されたかんらん岩ブロック. 横須賀市博研報 (自然), (40): 21-23.
- 浅見茂雄・三浦半島活断層調査会 2015. 横須賀市野比海岸で発見された北武断層の新露頭. 日本活断層学会 2015 年度秋季学術大会講演予稿集, 36-37.
- 太田陽子・山下由紀子 1992 三浦半島の活断層詳細図の試作. 活断層研究, (10): 9-20.
- 柴田健一郎・蟹江康光 2016. 横須賀市野比海岸の北武断層破碎帯に露出する暗緑色凝灰岩の X 線回折分析. 横須賀市博研報 (自然), (63): 9-15.
- 高橋直樹・柴田健一郎・平田大二・新井田秀一 2016. 葉山一嶺岡帯トラバース. 地質学雑誌, 122(8): 375-395.
- 横田公忠・矢田部龍一・八木則男 1998. 蛇紋岩地すべりに対する鉱物学的一考察. 地すべり, 35(3): 15-23.

九州北部、乙石断層（仮称）の特徴と OSL 測定の試み

○細矢卓志（中央開発）・山本茂雄（中央開発）・矢田純（カミナガ）・

矢野健二（ジオテック）・雁沢好博（北海道教育大学）

The feature of the Otoishi fault(tentative) and try of OSL

measurement in northern part of Kyushu

Takashi Hosoya・Shigeo Yamamoto・Jun Yada・Kenji Yano・Yoshihiro

Ganzawa.

1. はじめに

2017 年 7 月に北部九州で発生した豪雨では、福岡県朝倉市を中心としたエリアで大きな災害が生じた。今回、この災害で、特に多量の土砂が流出した乙石川流域（朝倉市杷木地区）において現地調査を行ったところ、明瞭な断層露頭を確認した（図-1, 図-2）。

本論では、新たに発見した乙石川沿いの断層露頭の記載をするとともに、ガウジ中の石英を用いた光励起ルミネッセンス測定法（以下 OSL 法）の測定の試みについて触れる。



図-1 調査位置図

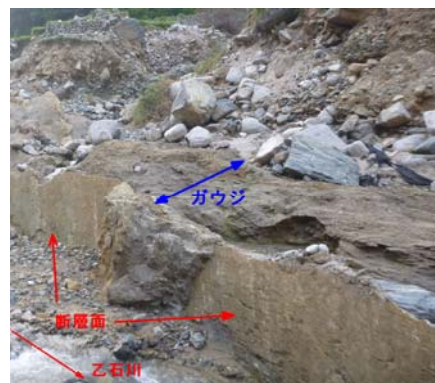


図-2 断層露頭全景図

2. 露頭の位置と断層の特徴

断層露頭は、松末小学校から上流 2 km 程度の乙石川の河床中央部で認められた（図-1）。この露頭は、今回の豪雨により河床が洗われ出現した新たな露頭であり、断層面が河床から突き出した堤防のような形態を示しており、まるで人工構造物のように見えた。露頭が出現した範囲は、およそ 100m であり、現在の河川（NW-SE）とほぼ平行の走向

を示す。なお、断層面の走向傾斜は N40W・70S 程度であり、この走向は、北部九州に分布する西山断層帯の走向と調和的である。ガウジ幅は少なくとも 10m 以上認められ、断層面には左ずれを示す (図-3, 図-4)。



図-3 スリッケンサイド

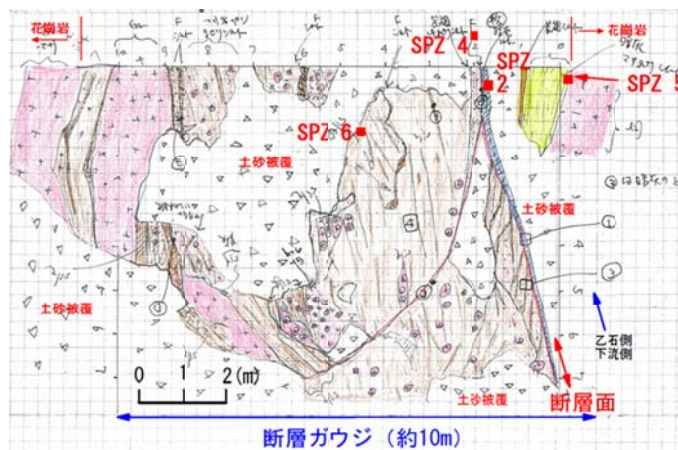


図-4 ガウジのスケッチとサンプル位置

3. OSL 測定試料のサンプリング

ガウジは一連ではなく、いくつものガウジ同志を切る構造が認められたため、ガウジを区分したスケッチを作成し、サンプリングの際は同じ区分の中でサンプリングをするように心がけた。その上で、断層面に近い部分を少し離れた場所を選別しブロック状に 4 試料程度 (SPZ2, SPZ4, SPZ5, SPZ6) のサンプリングを行った (図-5, 図-6)。なお、OSL 測定については、測定中でありデータについては検討中の段階である。



図-5 採取試料位置



図-6 サンプリング状況

4. まとめ

乙石川の河床に出現した断層露頭の規模と走向により、乙石川沿いには、乙石断層 (仮称) が分布している可能性が高い。この断層の走向は西山断層帯と同様の特徴 (走向と左ずれ断層) を示す。今後、活動性についても検討したい。

東京低地の三次元地質モデルに基づく伏在活断層の推定

○木村克己(防災科研)・西山昭一(応用地質(株))・花島祐樹(Smart Solution(株))・

大井昌弘(防災科研)

Concealed active faults inferred on 3D geological model in the Tokyo lowland area

Katsumi Kimura, Shoichi Nishiyama, Yuki Hanashima and Masahiro Ooi

人口が密集し高度な土地利用が進む都市平野域では、現地調査が十分にできない反面、国や自治体の地盤調査で得られた大量のボーリングデータ（建築・土木事業で実施される標準貫入試験調査由来、以下同様）が蓄積されている。豊蔵ほか（2007）は、ボーリングデータによる東京層の対比に基づき、数条の伏在第四紀断層が東京都区内に存在すると推定した。木村ほか（2013, 2014）は、ボーリングデータの解析により三次元地質モデルを高精度に構築する手法を開発し、東京低地北部から中川低地においてその事例を示した。本研究では、同研究手法により、東京低地とその隣接台地域において第四系の三次元地盤モデルを構築し、伏在活断層の存在を推定したのでその結果を報告する。

ボーリングデータの解析の手順（木村ほか、2013, 2014）は次のとおりである。①ボーリングデータのデータベース構築と品質確認の実施。②標準層序を基準にボーリングデータ解析による地質境界の設定。③これら位置データの空間補間計算処理(BS-Horizon;野々垣ほか、2008)による地層境界面モデルの構築。④地層境界面モデルとボーリングデータから三次元グリッドモデルの構築。⑤地盤の可視化。

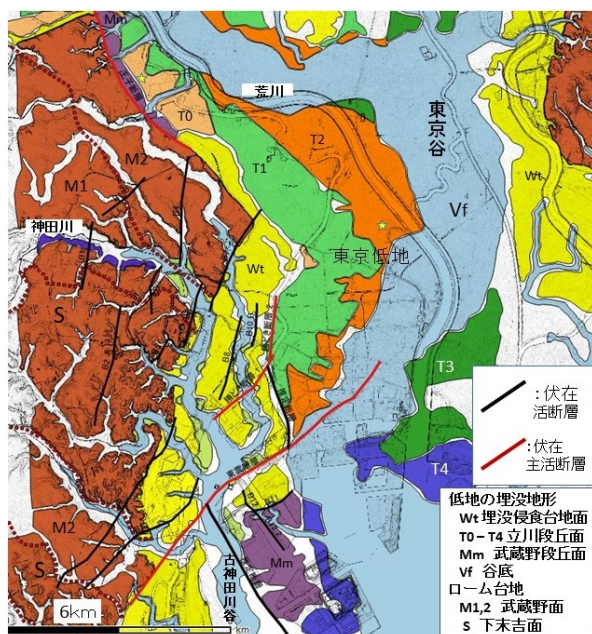
東京低地および隣接台地域のモデル構築に利用したボーリングデータは約 7000 本であり、主に自治体・国から提供を受けた。東京低地の層序は、東京都土木研編(1996)、東京都地下地質(2000)、三谷(2000)に基づき、上位から下位へ、沖積層(MIS2-1)、立川期段丘堆積物(MIS3-2)、武蔵野礫層(MIS5d-4)、東京層(MIS7-5e)、江戸川層ないしそれより下位の上総層群で構成され、武蔵野台地では、同層序のうち武蔵野礫層より上位が、ローム層とローム質粘性土と設定している。東京層と武蔵野礫層の基底面の地層境界面モデルは地質構造解析の核であり、沖積層基底面が示す埋没地形面(Matsuda, 1970; Kaizuka et al., 1977)からは、埋没武蔵野面・立川面・最終氷期最盛期の谷底面、縄文海進最高海面期の波食台の異なる時期の地形面情報が得られる。図1（木村ほか、投稿中）は沖積層基底面モデルと沖積層の基盤地質からモデル化した東京低地の埋没地形面区分を示す。

三次元地質モデルにおいて、東京層、武蔵野礫層の面モデルは、本郷台の北東縁に向かって北東傾斜、台地南東縁に向かって東南東から南東傾斜を示す（図2）。両地層面の地質構造は、平坦ないし緩傾斜部が数条の落差5-10mの断層ないし撓曲で変位することで特徴づけられる。垂直変位量は一般に武蔵野礫層よりも東京層が大きく累積性を示す。図2に示すとおり、東京層と武蔵野礫層の垂直変位部のうち数km以上連続するものを断層として推定した。本郷台の北東縁沿いに、北西-南東走向、北落ちの王子断層（仮称）、武蔵野台地南東縁から東京低地の埋没波食台にかけて、北北東-南南西方向、北東-南西方向の12条の断層群と勝どき断層・東雲両断層（仮称）が推定された（図1, 2）。武蔵野台地南東縁から隅田川以西の低地（図1の埋没侵食台地面地域Wt）に分布する北北東-南南西方向の断層群は、豊蔵ほか(2007)で推定された伏在第四紀断層群に対比できるものである。

これらの断層のうち最長は東雲断層であり、東京港埋立地の東雲運河沿いに北東-南西方向に12kmほど追跡でき、南北に延びる埋没侵食台地面とそれを下刻する古神田川谷は同断層沿いに見かけ2kmの右ずれを示す（図1）。同断層北東部の東京谷では、沖積層の基底礫層と下部の砂・泥互層に6-8mの累積垂直変位が認められる。東京低地南西部に広がる沖積層基底面が示す埋没侵食台地面（図1のWt）は、東京層と武蔵野礫層の両基底面に調和的に南東に緩傾斜し東雲断層付近で勾配が急増する。その地点以南で武蔵野礫層が埋没侵食台地面に広く残存するようになる。図1ではその地域を埋没武蔵野段丘面と印している。こうした埋没地形面の形状と武蔵野礫層の分布特性は地質構造を反映している。図1と図2に示す断層群は、台地縁を縁取り、沖積層基底面が示す埋没侵食台地面・段丘面の境界との密接な関係を示すことから、それらの生成を規制したものと考えられる。

以上、ボーリングデータの解析から求めた東京層、武蔵野礫層、沖積層の基底面モデルから、武蔵野

台地東部から東京低地にかけて、これらに累積的に変位を与える活断層の存在を推定した。今後、断層構造の詳細な位置や活動性を明らかにするために、速やかにボーリング調査を含む地下構造探査を実施する必要がある。



謝辞 ボーリングデータは東京都土木技術・人材育成支援センター、東京島港湾局技術管理課、千葉県防災危機管理部、産業技術総合研究所地質情報研究部門に便宜を図っていただきました。お礼申し上げます。

図1 東京低地の埋没地形面区分と推定活断層の分布 埋没地形面高度は、Wt:-10~+5m, T0:-22~-17m, T1:-32~-22m, T2:-40~-32m, T3:-49~-41m, T4:-60~-47m, 東京谷底 Vf:-50~-70m, Mm:-10-27m. 埋没地形面区分は木村ほか(投稿中)に基づく。背景図は地理院の5mDEMから表現した傾斜量図を示す。

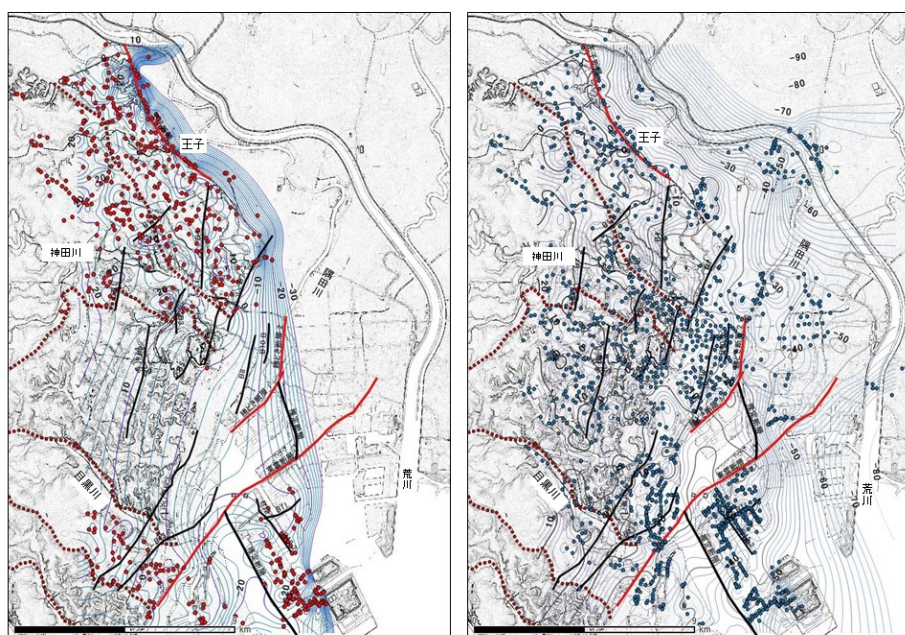


図2 武蔵野台地東部から東京低地西部(荒川以西)地域における東京層基底(東京礫層上面高度)面モデル(右図)と武蔵野礫層基底面モデル(左図)。両図において、各面モデル(等高線:2m間隔)、各地層境界のボーリング地点(点)、伏在活断層群の分布(凡例は図1参照)が表現されている。背景図は地理院の5mDEMから表現した傾斜量図。

引用文献: Kaizuka S. et al. (1977) Quatern. Res., 8, 32-50.; 木村ほか(2013) 地質学雑誌, 119, 537-553; 木村ほか(2014) 特殊地質図 no. 40 (CD), 地質調査総合センター, 56-113; Matsuda (1974) Geogr. Rep. Tokyo Metr. Univ., no. 9, 1-36; . 三谷(2000) 地団研専報, no. 47, 107-119; 野々垣ほか(2008) 情報地質, 19, 61-77; 東京港地下地質研究会(2000) 地団研専報, no. 47, 10-22; 東京都土木技術研究所編(1996) 東京都(区部)大深度地下地盤図. 技報堂出版; 豊蔵ほか(2007) 地学雑誌, 116, 410-430.

地中レーダ探査とボーリング調査からみた 伊豆半島の早霧湖断層群の極浅部地下構造

°木村 治夫： 電力中央研究所 地球工学研究所 地圏科学領域
 中西 利典： 京都大学 大学院理学研究科 附属地球熱学研究施設
 大木 理江花： 電力中央研究所 地球工学研究所 地圏科学領域

Nearsurface structure revealed by ground penetrating radar profiling and arrayed drilling surveys across the Sagiriko fault zone in the central Izu Peninsula, Japan

Haruo Kimura, Central Research Institute of Electric Power Industry

Toshimichi Nakanishi, Institute for Geothermal Sciences, Kyoto University

Rieka Ohki, Central Research Institute of Electric Power Industry

1930 年北伊豆地震時に、北－南から北北東－南南西走向の左横ずれ断層である北伊豆断層帯（丹那断層帯とも呼ばれる）では最大約 2～3 m の左横ずれ地表変位が生じた（例えば、松田, 1972）。その際、同断層帯のさらに南方延長部に位置する西北西－東南東走向の姫之湯断層でも最大で約 1 m の右横ずれと 0.25 m の北側隆起の地表変位が生じた（伊原・石井, 1932）。それに対し、姫之湯断層に並走する早霧湖断層群については活動を示す報告が無く、その詳細な位置等も不明瞭であった（例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005）。そこで、本研究では地中レーダ探査とボーリング調査によって活断層の詳細位置とごくせん部地下構造を明らかにする目的で、早霧湖断層群の b 断層（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005）の戸倉野地点（静岡県伊豆市）で調査を実施した。

地中レーダ探査は、西北西－東南東走向の早霧湖断層群 b 断層の推定地表トレースにはほぼ直交する約 160 m の区間で実施した。探査機材には（一財）電力中央研究所が所有するカナダ Sensors & Software 社の pulseEKKO PRO システムを用いた。アンテナは中心周波数 50 MHz 用のものと同 100 MHz 用のものを用いた。地下断面の取得については手押しカートを用いてプロファイル測定法（例えば、物理探査学会 編, 1998）によって行った。プロファイル測定においては、カート搭載の距離計と連動させてレーダ送受信を行った。また、各探査測線ごとに複数の地点で地中電磁波速度解析用のデータをワイドアングル測定法（例えば、物理探査学会 編, 1998）によって取得した。地中レーダ探査データの処理は米国 Parallel Geoscience Corporation 製の反射法地震探査データ処理ソフトウェア SPW version2.2 を用

いて行い、地表面形状に合わせた深度変換断面図を作成した。

ボーリング調査は、早霧湖断層群 b 断層の推定地表トレースの北側と南側でそれぞれ深度 5 m までの掘削を行った。両地点ともに、ロータリー式スリーブ内蔵二重管サンプラーによってコア試料を採取した。採取したコア試料に対して、X 線 CT スキャンおよび初磁化率測定を行った。コア試料から部分的に、さらに詳細な堆積物の密度と初磁化率を測定するために夏原技研製のプラスチックキューブによって試料を採取した。また、火山灰分析、放射性炭素年代測定用の試料も採取し、現在分析中である。

これらの調査の結果、地表下深度 6 m 程度までの地下断面が得られ、早霧湖断層群 b 断層に相当すると考えられる断層構造が検出された。このような極浅部地下構造探査によって地下の断層の詳細位置を検出できたことは重要な成果であると言える。今後は、機械ボーリングによる掘削で得られたコア試料の火山灰分析や放射性炭素年代測定も加えて、探査地点の地層の形成年代を把握し、早霧湖断層群 b 断層の断層活動の時期や単位上下変位量などを明らかにすることを目指す。

謝辞 地中レーダ探査・ボーリング調査には道路管理者・地権者をはじめとする地元の皆様に御協力いただいた。とくにボーリング調査については、細矢卓志氏と加賀匠氏をはじめとする中央開発株式会社の皆様に御協力いただいた。本研究には伊豆半島ジオパーク推進協議会の平成 27 年度 伊豆半島ジオパーク学術研究支援事業補助金「1930 年北伊豆地震時に動いた活断層と動かなかった活断層－姫之湯断層とそれに並走する活断層の極浅部地下構造の比較－」（代表者：中西利典）を使用した。記して謝意を表す。

引用文献

物理探査学会 編 (1998) 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 1336pp.

伊原敬之助・石井清彦 (1932) 北伊豆震災地調査報文, 地質調査報告, 112, 111pp.

地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) 北伊豆断層帯の評価. 地震調査研究推進本部, 28pp.

松田時彦 (1972) 1930 年北伊豆地震の地震断層. 星野通平・青木 斌 編「伊豆半島」, 東海大学出版会, 73-93.

丹後半島の郷村断層帯，郷西方断層の性状と形成過程

○加藤茂弘（人と自然博）・山口 覚（大阪市大）・菊池直樹（玉名市教委）

Characteristics and generation processes of the Go-seihou Fault of the Gomura Fault Zone in the Tango Peninsula, southwest Japan

°Shigehiro Katoh, Satoru Yamaguchi and Naoki Kikuchi

I. はじめに

郷村断層帯は，近畿地方北部の丹後半島基部とその沖合を北北西－南南東に走る，左横ずれ変位が卓越する活動度 B～C 級の活断層帯である（地震調査委員会，2004）．本断層帯は，陸域では長さ約 14km の郷村断層と，その 2～3km 東方を並走する長さ約 6.5km の仲禅寺断層から構成される（岡田，2013）．さらに岡田・東郷編（2000）は，郷村断層の中部付近において，その 600～800m 西方を並走する確実度 II で長さ 2.8km，西側隆起の郷西方断層を記載している．したがって，陸域の郷村断層帯は，ほぼ同走向で長さの異なる 3 つの活断層から構成されるとみなされる．1927 年北丹後地震（マグニチュード M7.3）では郷村断層が再活動し，断層線のほぼ全線に沿って地震断層が出現したが，仲禅寺断層や郷西方断層では断層変位が生じていない（岡田・松田，1997）．

本研究では，陸域の郷村断層帯で最も西方に位置する郷西方断層の変位様式や平均変位速度と，郷村断層および郷西方断層が横断する福田川沿いの河成段丘面や河成段丘面の変形について明らかにする．そして，これらの地形的な特徴と，郷村断層帯に直交する方向の深度約 1.5km までの地下比抵抗構造（山口ほか，2016）を比較し，郷西方断層の形成過程を考察する．

II. 方 法

国土地理院撮影のカラー航空写真（CKK756-C11-6～13）および米軍撮影の白黒航空写真（USA-R33-3-10～11）を用いて地形判読を行って京丹後市郷周辺の段丘面分類図を作成し，そこに植村（1985），岡田（2013）および岡田・東郷編（2000）を参照して活断層の分布を示した．次に，巻尺と水準測量器を用いて低断層崖の縦断面測量を行い，郷西方断層による上下変位量を明らかにした．また，段丘面上で既存の小崖を利用して深さ 2.4m のピット（小溝）を人力で掘削し，段丘構成層を覆うテフラ層や火山灰土層を確認するとともにテフラ分析用に 19 試料を採取した．採取試料は室内で超音波洗浄，乾燥後に篩分けし，得られた粒径 1/8～1/16mm の粒子をテフラ分析に用いた．

テフラ分析は加藤ほか（2001）に従い，粒子組成・重鉱物組成・火山ガラスの形態組成と，火山ガラスや重鉱物（斜方輝石・普通角閃石・カミングトン閃石）の屈折率を明らかにした．屈折率は，温度変化型屈折率測定装置（RIMS86）を用いて，30 片以上のガラスや結晶を対象に行った．明らかにした岩石記載的特徴に基づき，既知の広域テフラとの対比を検討した．そして，対比されたテフラの噴出年代と現地測量で判明した上下変位量から，郷西方断層の上下平均変位速度を求めた．

III. 結 果

郷周辺の河成段丘面は，高位 I・II，中位，低位 I・II の 5 段丘面に分類される．河成段丘面は，郷村断層と郷西方断層に挟まれた区間に発達がよく，郷村断層より東側の福田川流域では，沖積錐が段丘化した低位面群が山麓部に狭小に分布するのみで，段丘面の発達は悪い．郷南方の高位 I 面では福田川やその支流の流向と斜交する小崖が認められ，岡田・東郷編（2000）で記載された西側隆起の低断層崖とみられる．低断層崖に直交する 3 測線における縦断面測量から，ここでの上下変位量は 4.5～4.6m と推定された．低断層崖の北北西延長にある福田川の低位 II 面は撓曲しているように見え，その付近から上流で現河床と低位 II 面との比高も増大する．低断層崖の南南東延長には直線的な支谷が長さ 0.5km ほどで，北北西延長の丘陵部には高度の急変部と直線的な支谷が長さ 1.5km ほどで，それぞれ連続する．福田川右岸には高位 I 面～低位 II 面が分布するが，上位の段丘面ほど郷村断層に向って縦断勾配を減じているように見える．一方，これらの推定断層

位置に沿っては、明瞭な横ずれ変位を示す地形を確認できなかった。

低断層崖のすぐ西側の高位Ⅰ面上で掘削したピットでは、段丘構成層を覆い、4層の火山灰層を挟在する厚さ1.3～1.4mの火山灰土層が観察された。テフラ分析の結果から、上位から3番目の火山灰層が大山弥山テフラを混交するATテフラ降灰層準に同定された。段丘構成層直上に堆積する厚さ5～10cmの暗灰色火山灰層(試料10)は、赤褐色を呈する火山灰土層に覆われ、鉱物が主体で火山ガラスを全く含まない。重鉱物は普通角閃石(緑色種≫褐色主)を主とし、少量の不透明鉱物と斜方輝石、微量の黒雲母とカミングトン閃石から構成される(表1)。斜方輝石、普通角閃石およびカミングトン閃石の屈折率は表1に示す通りであった。

Ⅳ. 考 察

低断層崖や低位Ⅱ面の撓曲変形、丘陵地に連続する高度の急変部や直線的な谷壁などの地形的特徴から、郷西方断層は長さ約2.5kmの逆断層である可能性が高い。段丘構成層直上に堆積する結晶質火山灰層は、ATテフラ下位の赤褐色火山灰土層の最下部に挟まれ、普通角閃石を主として斜方輝石と黒雲母、カミングトン閃石をとまなうことから、最終間氷期以前に大山火山から噴出したテフラであると推察される。近畿地方北部では、福知山盆地の高位段丘構成層最上部に約21万年前に大山火山から噴出したhpm1テフラが挟在することが知られている(小滝ほか, 2002; Kotaki et al., 2011 など)。岩石記載的特徴の一致から(表1)、結晶質火山灰層はhpm1テフラに対比でき、高位Ⅱ面は20～21万年前に形成されたと考えられる。したがって、郷西方断層の上下平均変位速度は0.021～0.023m/kaと算出され、郷西方断層は活動度C級の活断層であると推定される。この上下平均変位速度は、郷村断層のそれ(0.07m/ka: 地震調査委員会, 2004)の1/4～1/3にすぎない。

郷周辺では、郷村断層の西側で河成段丘面の発達がよく、高位面ほど段丘面の縦断勾配が減じている。このことは、郷村断層の西側地塊が西へ傾動隆起し、断層近傍が圧縮場となっている可能性を示唆する。郷村断層の西側地塊の傾動隆起は、日本海沿岸に分布する海成段丘面の旧汀線高度の変化からも明らかにされている(植村, 1981)。郷西方断層は、活動度が郷村断層よりも一桁は小さく、北丹後地震で郷村断層に沿って最大の断層変位が現れた区間(岡田, 2013)に、ほぼ一致してのびている。山口ほか(2016)によれば、郷村断層の直下には深度1km以上に達する低比抵抗帯が検出され、地下深部までのびる断層破碎帯の存在を示すのに対して、郷西方断層では直下の低比抵抗帯が深度200～300mにしか認められない。これらの点からみて、郷西方断層は、断層運動により形成された郷村断層の西側近傍の圧縮場において、地殻浅部で副次的に形成された小規模な逆断層であると考えられる。郷西方断層では北丹後地震で明瞭な断層変位が現われなかったが、こうした副次的な活断層における断層変位の出現様式には興味を持たれる。

表1 郷南方の高位Ⅱ面を覆う結晶質火山灰層と対比可能なhpm1テフラの岩石記載的特徴

テフラ	重鉱物組成 ¹⁾ ()は1%未満	屈折率(モード)		
		斜方輝石(γ)	普通角閃石(n_2)	カミングトン閃石(n_2)
試料9	Ho>>Opq, Opx>Bt (Cum, Zr)	1.702–1.707 (1.704–1.705)	1.671–1.679 (1.674–1.675) 1.681, 1.685	1.657–1.661 (1.659–1.660)
hpm1 (最下部) ²⁾	Ho>>Opq>Opx, Cum, Bt (Zr)	1.701–1.705 (1.704)	1.671–1.678 (1.673–1.675) 1.681–1.687	1.657–1.662 (1.659–1.661)

1) Ho: 普通角閃石, Opq: 不透明(鉄)鉱物, Opx: 斜方輝石, Bt: 黒雲母, Cum: カミングトン閃石, Zr: ジルコン。

2) hpm1(最下部)は加藤ほか(2004)の大河内試料(O4)に基づく。

文 献 地震調査委員会(2004)山田断層帯の長期評価。加藤茂弘ほか(2001)人と自然, 12, 1-12。加藤茂弘ほか(2004)第四紀研究, 43, 435-445。活断層研究会(1991)新編日本の活断層—分布図と資料—。小滝篤夫ほか(2002)地球科学, 56, 35-48。Kotaki, A. et al. (2011) Quaternary International, 246, 105-117。岡田篤正(2013)京丹後市史資料編。岡田篤正・松田時彦(1997)活断層研究, 16, 95-135。岡田篤正・東郷正美編(2000)近畿の活断層。植村善博(1981)地表空間の組織, 430-437。植村善博(1985)活断層研究, 1, 81-92。山口 寛ほか(2016)地質学雑誌, 122, 573-586。