

1:25,000 活断層図 12 図葉の公開

○山中崇希・前島正吉・安喰 靖・小野里正明・飯田 誠・植田摩耶
(国土地理院応用地理部)

Releasing 12 new sheets of 1:25,000 Active Fault Map

°Takaki YAMANAKA, Masayoshi MAESHIMA, Yasushi AKUI, Masaaki ONOZATO,
Makoto IIDA and Maya UEDA

Geographic Dept., Geospatial Information Authority of Japan (GSI)

1. 1:25,000 活断層図について

1:25,000 活断層図は、全国の主要な活断層帯を中心に活断層の詳細な位置・形状を 2 万 5 千分 1 の縮尺で表示した、国土地理院が作成する主題図である。平成 7 (1995) 年の阪神・淡路大震災を契機に整備が開始され、平成 30 (2018) 年 11 月時点で 197 面の活断層図 (都市圏活断層図) を公開している。活断層図の作成にあたっては、活断層研究の専門家からなる「全国活断層帯情報整備検討委員会」を設置し、空中写真や詳細な標高データを用いた断層変位地形の判読による調査を行っている。加えて、現地調査による地形や地質の確認結果や、トレンチ調査等の最新の研究成果などを反映し、活断層図としてまとめている。

2. 平成 30 年度公開の活断層図について

平成 29 (2017) 年度は、4 つの活断層帯について調査を実施し、平成 30 (2018) 年 7 月 12 日に 12 図葉 (新規 9, 改訂 3) の活断層図を公開した。公開した図名、調査者および概要は以下のとおりである (図 1) (以下、敬称略)。

◇糸魚川-静岡構造線断層帯とその周辺

「白馬岳 改訂版」: 松多信尚・石村大輔

・楮原京子・後藤秀昭・廣内大助

「大町 改訂版」: 廣内大助・澤 祥

・杉戸信彦・鈴木康弘・松多信尚

平成 26 (2014) 年長野県神城断層地震後に実施された調査・研究成果をもとに、両図の範囲全域を改めて調査し、神城断層や上記の地震に伴って出現した地震断層などの最新の成果を表示している。神城断層の北部では上～下位段丘面上に断層や撓曲変形が認められ、その変位量は累積的である (松多・後藤, 2018)。青木湖より南側では、既存断層線の東側において、河谷の系統的な左屈曲や下位段丘面上に低断層崖とみられる地形を確認したことから、新たに活断層とした。これらは神城断層の分岐断層と考えられる (廣内, 2018)。

◇濃尾断層帯とその周辺

「大野」: 金田平太郎・杉戸信彦・田力正好・中田高

「能郷白山」: 金田平太郎・石村大輔・熊原康博・中田高

「冠山」: 金田平太郎・石村大輔・田力正好・中田高

「美濃」: 杉戸信彦・岡田篤正・廣内大助・中田高・中埜貴元

「谷汲」: 中田高・金田平太郎・鈴木康弘・中埜貴元

「岐阜」: 岡田篤正・石村大輔・廣内大助・中田高・中埜貴元

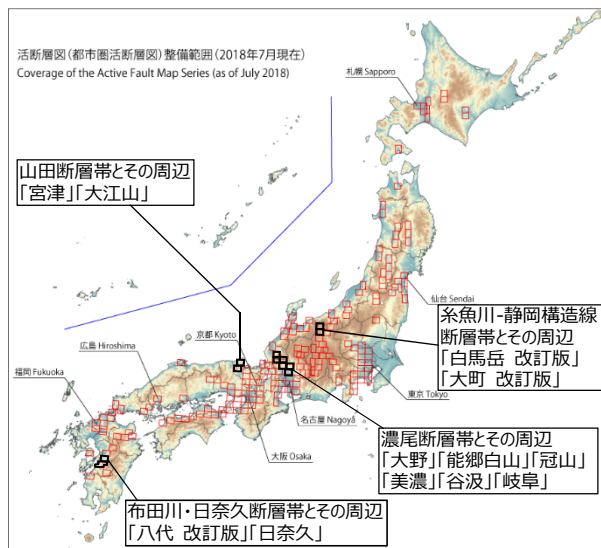


図 1. 1:25,000 活断層図の整備範囲のうち、平成 30 年度に公開した地域

両白山地から濃尾平野北方に至る断層帯とその周辺の活断層全体の詳細な位置や変位地形の様子を 6 面の活断層図でカバーしている。山地内の多数の河谷の左屈曲とともに、断層が段丘面を横切る部分では明瞭な低断層崖が確認できる。明治 24 (1891) 年の濃尾地震で出現した地震断層の位置も表示しており、変位地形から認定される活断層線との関係を見ることができる。

◇山田断層帯とその周辺

「宮津」：宮内崇裕・石山達也・岡田篤正

「大江山」：岡田真介・石山達也・岡田篤正・宮内崇裕

山田断層や郷村断層帯を中心に表示している。山地と低地の境界付近に分布する扇状地上や下位段丘面付近には、元の自然地形が失われて断層の地表位置が不明確な部分が多いものの、連続して低断層崖が発達する。山田断層の西部では断層変位に伴う河谷の系統的な右屈曲の存在が確認できる。また昭和 2 (1927) 年の北丹後地震に伴う地震断層を表示した。

◇布田川・日奈久断層帯とその周辺

「八代 改訂版」：後藤秀昭・楳原京子・熊原康博・小山拓志・千田昇・中田高

「日奈久」：千田昇・楳原京子・熊木洋太・熊原康博・後藤秀昭・小山拓志・中田高

両図は、昨年度に公開した布田川断層帯を中心に表示した「阿蘇」「熊本 改訂版」図葉につづく南側隣接図 2 面であり、日奈久断層の陸域部分とその周辺の活断層を表示している。直線状の山麓線に沿って低断層崖と断層の右横ずれ運動による系統的な河谷の右屈曲が断続的に確認できる。日奈久断層の周辺において今回の調査で新たに 2 つの活断層を確認した(詳細は次項)(後藤・千田, 2018)。なお、平成 28 (2016) 年熊本地震の際に出現した地震断層は、両図の調査範囲内には確認されていない(後藤・千田, 2018)。

3. 日奈久断層帯の周辺で新たに確認された活断層

布田川・日奈久断層帯とその周辺「八代 改訂版」の図葉内で、新たに 2 つの活断層(それぞれ両仲間断層、糸石断層と命名)を確認した。両仲間断層は日奈久断層の西側をほぼ南北にのびる約 3 km のリニアメントで、段丘面上に撓曲崖と背斜状の変形が確認できることから新たな活断層とした。また、断層東側の中位段丘面が東に傾動しており、断層運動に伴う変形と考えられる(図 2)(後藤・千田, 2018)。

一方、日奈久断層の東側をほぼ東西に延びる約 3 km のリニアメント上には、複数の小河谷の右屈曲が並ぶとともに、Aso-4 火砕流の堆積面上に急な凸型斜面(撓曲崖)を連続して確認できることから、これを新たに活断層として認め、糸石断層と命名した(後藤・千田, 2018)。

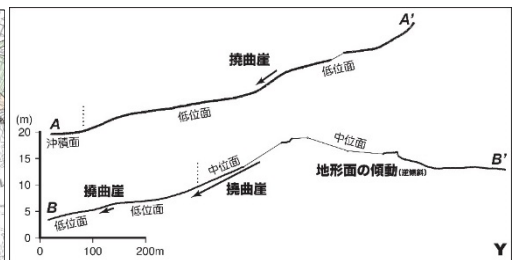


図 2. 両仲間断層の運動により変形したと考えられる地形面
地形断面測線の位置は X の地図を参照。
Y は現地での GNSS による地形測量による(後藤・千田, 2018)。

引用文献

後藤秀昭・千田 昇 (2018) : 1 : 25,000 活断層図 布田川・日奈久断層帯とその周辺「八代 改訂版」

「日奈久」解説書。国土地理院技術資料 D1-No.914, 12p.

廣内大助 (2018) : 1 : 25,000 活断層図 糸魚川ー静岡構造線断層帯とその周辺「大町 改訂版」解説。

松多信尚・後藤秀昭 (2018) : 1 : 25,000 活断層図 糸魚川ー静岡構造線断層帯とその周辺「白馬岳 改訂版」解説。

徳島県における活断層規制条例による防災意識の向上について

。 梯 成 (岡山大学・学), 松多信尚 (岡山大学)

Disaster Prevention under the Architectural Regulation on the Active Fault in Tokushima Prefecture.

。 Issei KAKEHASHI (Undergraduate student, Okayama Univ.),
Nobuhisa MATTA (Okayama univ.)

【はじめに】

地表地震断層が出現した地震において、その近傍に被害が集中するエリアがあることが三河地震や北丹後地震などの歴史地震の人的被害の特徴から指摘され (松多・木股, 2015; 角野・松多, 2017; 高山ほか, 2017 など)、実際に 2016 年熊本地震では益城町をはじめとして地表地震断層に沿って局所的に極めて強い揺れによって被害が集中したことが知られている (鈴木ほか, 2018 など)。これは、比較的浅い部分で大きな断層変位が生じる地震の際に、地表で極めて強い揺れが発生し、地表地震断層近傍の狭い範囲に被害が集中するためと考えられる。

このことは活断層沿いに建物などに規制するなどの対策を検討する必要があることを意味している。しかし、活断層沿いの地域に既に人が住んでおり土地の少ない日本では課題も多く、この問題の対策は全国的な運動には至っていない。しかし、徳島県では全国に先駆けて活断層沿いに特定の建物の建築を規制するという建築規制条例 (徳島県南海トラフ巨大地震等に係る震災に強い社会づくり条例) を施行している。こうした建築規制条例は実際に特定の建物の建築を規制し断層型地震が発生した際に被害を小さくするという効果だけでなく、住民に活断層の存在を周知させ防災意識を高めるという効果をも期待される。本研究は建築規制条例がもたらす効果を評価することで、今後の国内での活断層法の整備を考えていくに資する材料にもなりうる。

【対象地域】

中央構造線の活断層が分布している鳴門市・上板町、分布していないが同様の震度 6 強から 7 の揺れが予測されており比較的新しく移住してきた人が多い藍住町、分布しておらず震度 5 弱程度と揺れはやや小さく古くからの集落が分布する上勝町を対象地域に選んだ。また、鳴門市では古くからある市街地域と比較的新しく住宅化された地域と、上板町では古くからある集落のうち断層近傍の集落と少し離れた集落で聞き取りを行った。

【研究方法】

各地域の住民を対象に中央構造線断層帯 (以下断層) の位置ならびに建築規制条例の認知度や防災意識の高さについて全 21 項目からなるアンケート調査を行った。アンケートは性別や年齢などの基本情報のほかに、断層の位置に関しては地理院地図を印刷し地図上に断層を書いてもらった。建築規制条例に関しては条例の内容について質問しその認知度を測り、それに対する意見も伺った。このほか地域との密着度として生活圏や地域自治への参加や地元神社への初詣、居住期間などを聞くことで測った。アンケートは対面聞き取り方式を中心にを行い、実施場所は市町村規模のイベント会場や町民体育館や商店街など不特定多数の人が集まりやすい場所で、年齢や性別などが偏らないよう気を付けながら、無作為抽出で行った。

【研究結果】

10 月現段階で 150 程度の数の聞き取りを終了した。全体には半数以上の住民が断層の存在を知っていることがわかるが、条例の認知率は 3 割程度であるが、それぞれ地域が認められた。

・ 鳴門市

古い市街地地域のデータが約50集めることができた。多くの住民が活断層及び建築規制条例のことを知っており防災意識も高い。さらには地域との関わりを大切にしている住民が多かった。阪神淡路大震災の話を4人くらいの方がして、活断層はその時に知ったとの証言があった。

・上板町

約30程度収集できた。断層付近の地域であるが高齢者は断層のことは知っている人が多いが条例のことは約半数程度になり、30-40代では断層を知る人で半数程度、条例に関してはほとんど知らない様子だった。条例のことを知る高齢者は広報で知ったとの意見が多かった。ただし、断層の位置は比較的正確に引いていた。

・藍住町

60程度収集できた。震度6強～7が予想されているものの断層の知識はほぼない様子であった。地震と聞くと多くの人々が南海トラフのことを想起しており中央構造線断層帯のことを知る人はかなり限られていた様子だった。条例に関しては、防災の組合や自治体との関わり合いの強い人が知っているようである。

・上勝町

今後調査予定で発表時には終わっている予定である。

【考察】

・鳴門市と上板町はともに断層近傍に位置するにも関わらず、認知度に違いが生じているのは鳴門市が阪神淡路大震災でも被害を受けた地域であるために、断層への関心が強かった可能性が考えられる。

・防災意識にはあまり地域差が認められなく、南海トラフ地震の影響が強いと感じられた。しかし、断層の認知度と建築基準条例の認知度には相関が見られ、何らかの関係があると思われる。ただし、断層への関心から建築基準条例を認知しているのか、建築基準条例があるために断層への関心が高いのかについては判断ができない。

【今後の展望】

断層近傍の県民の断層に対する知識や防災意識の高さなどが、建築規制の有無が原因か、断層の近傍に住むことが原因かの判断がつかないため、今後は同じように中央構造線断層帯が分布し建築規制の敷かれていない愛媛県で同様のアンケート調査を行い徳島県との比較を行う予定である。

【謝辞】

本研究を行うにあたり、藍住町の総務課長や鳴門市の危機管理課局長をはじめとした各市町村の役所の方々や各スポーツ施設や商店街の方々にもアンケートを取る許可を頂いたりイベントに参加させて頂いたりと非常にお世話になった。この場をお借りして感謝の意を示したい。

	断層の有無	断層型地震による揺れ	地域性	10月現在回答数	活断層の認知度	条例の認知度
鳴門市	ごく近傍	震度7	新しい市街地	0		
鳴門市	ごく近傍	震度7	古い市街地	50	○	○
上板町	ごく近傍	震度7	古い田舎	30	○	△
上板町	近隣	震度7	古い田舎	0		
藍住町	近隣	震度6強	新しい市街地	60	×	△
上勝町	遠方	震度5弱	古い田舎	0		

熊本県西原村布田における布田川断層の
2016 年熊本地震時上下変位と変位速度
。 石村大輔（首都大学東京）

Co-seismic vertical offset associated with the 2016 Kumamoto
earthquake sequence and slip rate along the Futagawa fault around
Futa, Nishihara Village, Kumamoto prefecture
Daisuke ISHIMURA

1. はじめに

2016 年熊本地震 ($M_w7.0$) では、布田川断層帯布田川区間と日奈久断層帯の高野-白旗区間の一部が活動した。その後、地表地震断層の分布（熊原ほか, 2016 ; Shirahama et al., 2016）や古地震履歴（岡村ほか, 2017 ; 高橋ほか, 2017 ; 熊原ほか, 2017 ; 上田ほか, 2018 ; 堤ほか, 2018 ; 遠田ほか, 2018）が明らかとなってきた。一方、布田川断層帯布田川区間の中央部（杉堂から布田）では、2016 年熊本地震による断層変位が分散し、かつ丘陵斜面に地表地震断層が出現したと考えられるため、布田川区間中央部における主となる地表地震断層位置は不明確である。加えて、2016 年熊本地震以前には、布田川区間中央部の古地震履歴、変位速度、活動間隔は十分に把握されておらず（地震調査研究推進本部, 2013）、現在でもこの区間の活断層の性状（地表付近における地下構造）や活動度（変位速度や古地震履歴）に関する情報は得られていない。

そこで、本研究では、布田川区間中央部である西原村布田から大切畑までの区間の布田川断層東部における 2016 年地震時上下変位の推定、累積変位量の推定、布田川沿いにおける断層露頭の記載・分析を行い、布田川断層の活動度について議論する。2016 年の地震時上下変位の推定に関しては地震前後の数値標高モデル（DEM）の差分結果から、布田川断層の活動度に関しては DEM に基づく断層変位地形の測定と布田川沿いに出現した露頭における地形面の年代情報からそれぞれ求める。

2. 研究方法

本研究では、国土地理院提供の航空レーザー測量データを使用した。提供されたデータの形式について、地震後のデータは 2 m メッシュにグリッド化されたものである。一方、地震前のデータは 2005 年度に計測されているが、テキスト形式のグラウンドデータのみであった。後者に関しては、ArcGIS を用いて地震後のデータ同様に 2 m メッシュにグリッド化した。その後、GIS 上にてこれら DEM の差分をとった。当然ながら、2016 年熊本地震では、布田川断層沿いに右横ずれ変位が生じているため、横ずれ変位による見かけの上下変位が現れる地点がある。ただし、起伏が少ない部分では横ずれ変位の影響は少ないためそのような地点の上下変位を読み取った。

布田川沿いに出現した露頭については、ドローン（DJI 社製 Phantom3 Professional）を用いて、空撮画像を撮影し、SfM（Structure from Motion）技術を用いて地形モデルを

作成した。地形モデル作成には Agisoft 社製 PhotoScan Professional を使用した。

布田川沿いに出現した露頭からテフラ分析用試料を採取した。試料は、超音波洗浄後、 $62\sim 120\ \mu\text{m}$ の試料を用いてプレパラートを作成し、火山ガラスと重鉱物の有無を観察した。一部試料に関しては、温度変型屈折率測定装置（RIMS2000（京都フィッシュントラック社製））を用いて、火山ガラスの屈折率を測定した。

3. 結果と考察

2016 年地震時の上下変位量については、DEM の差分結果から布田付近で大きな沈降を示し、最大で $2.5\ \text{m}$ ほどの値を示した。一方、布田川断層の南側では上下変位はほぼ 0 であった。したがって、調査範囲の布田川断層を挟んだ 2016 年地震時の上下変位量は最大で約 $2.5\ \text{m}$ と言える。

累積変位量について、布田川両岸に分布する緩斜面を開析する 2 本の谷に $70\text{--}170\ \text{m}$ の右横ずれ変位が認められ、大峰東部にも $200\text{--}280\ \text{m}$ の右横ずれが認められる。この大峰東部の横ずれ谷については、高遊原溶岩の累積変位と考えることが可能である。上下変位量に関しては、布田川断層を挟んだ高遊原溶岩の高度差から約 $100\ \text{m}$ と求められる。

布田川沿いの活断層露頭では、下位から高遊原溶岩、阿蘇 4 火砕流堆積物 (Aso-4) ($85\text{--}90\ \text{ka}$; 町田・新井, 2003), 礫層, 風成層が認められた。風成層中のクロボク土の基底付近に始良 Tn 火山灰 (AT) ($30\ \text{ka}$; Smith et al., 2013) が認められた。断層に関しては、高角の断層が複数認められ、いずれも高遊原溶岩を上下に変位させており、新規の活動とその累積を示していた。中でも地形境界と一致する断層は、2016 年の活動と最近の活動を示唆し、この露頭内では主要な断層と考えられる。また、地形と対応しない位置に認められる副次的な断層にも、新規の活動とその累積性が確認され、調査対象地域周辺の断層崖の幅が広いことや 2016 年地震の際に地表地震断層が本研究対象地域周辺で不明瞭であったことと関係していると考えられる。また、布田川両岸に分布する緩斜面は、本露頭の礫層により構成されていると考えられるため、その離水年代は Aso-4 以降、AT 以前と求められる。

上記の情報から、布田川断層の上下・水平変位速度を算出した結果、上下・水平ともに $1\ \text{mm/yr}$ を超える値を示し、九州内では最も活動的な活断層の一つとなることがわかった。加えて、2016 年地震の単位変位量から求められる活動間隔は、2016 年以降に行われた古地震調査の結果とも整合的であった。今後は、より詳細な変位速度の分布を明らかにすることで断層帯全体における活動を評価できると考えられる。

LC-InSAR 解析により抽出された 2016 年熊本地震の

地表変状確認地点における活断層活動履歴調査

○渋谷典幸・小俣雅志・森 良樹（パスコ）、井上直人・北田奈緒子（地域 地盤 環境 研究所）、登柳正夫・高浜 勉（構造計画研究所）

Active Fault history research at ground surface displacement point of the 2016 Kumamoto earthquake extracted by LC-InSAR analysis

○N.SHIBUYA, M.OMATA, Y.MORI (PASCO Co.), N.INOUE, N.KITADA (GRI), M.TONAGI and T.TAKAHAMA (KKE Inc.)

1. はじめに

近年、干渉 SAR 解析によって広域的に微小な地表変位を検出することが可能となってきた。小俣ほか（2017）では、干渉 SAR 解析による干渉縞図、低コヒーレンス部の着色図及び傾斜量図を重ね合わせて作成した 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が検出できている可能性を指摘している。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場所においても、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。この現地において変状を確認できた地点から福原地区及び土林地区を選定し、トレンチ調査を実施した。

2. 福原地区トレンチ調査

福原地区では変状を確認した道路脇の田圃において 8m 長×6m 幅×3m 深のトレンチを掘削した。掘削範囲の地質層序は、下位より黒色凝灰角礫岩層（61 層）、中粒砂層（57-59 層）、シルト～極細粒砂層（51-55 層）、砂礫層（41-45 層）、シルト質砂礫層（35 層）、暗褐色砂質シルト層（31 層）、旧表土（21 層）、耕作土（11-15 層）に区分される。放射性炭素 ^{14}C 年代測定により、45 層で $2,900 \pm 30\text{yr.BP}$ 、21 層で $1,150 \pm 30\text{yr.BP}$ の年代値を得た。

福原地区におけるトレンチ掘削調査の結果、F1～F5 の 5 条の断層を認定し、以下に示す少なくとも 4 回の地震イベントを識別した。

- (1) イベント I：地表面まで達する F1 断層により確認される。2016 年熊本地震の本震による最新活動イベントである。
- (2) イベント II：F2 断層および F3 断層により確認される。45 層堆積後、31 層堆積前の断層活動イベントであるが、F2 断層及び F3 断層の活動イベントを区分できないため、両断層を形成したイベントとした。2,900yr.BP～1,150yr.BP の活動である。
- (3) イベント III：F4 断層により確認される。51～51 層堆積後、45 層堆積前の断層活動イベントである。2,900yr.BP 以前の活動である。
- (4) イベント IV：F5 断層により確認される。61 層堆積後に複数回活動した可能性があるものの、活動年代及び活動回数は不明である。

3. 土林地区トレンチ調査

土林地区では変状を確認した道路、農道及び田圃畔の延長線と直行するように、下段田圃にて 16m 長×8m 幅×2m 深のトレンチを掘削した。掘削範囲の地質層序は、下位より巨礫を含む砂礫層 (51 層)、黒色シルト層 (41 層)、灰色シルト層 (31 層)、明橙色シルト層 (21-27 層)、埋土層 (15 層)、耕作土 (11 層) に区分される。51 層の上面は緩やかに高度が変化し、トレンチ南東側の水平位置 12m 付近でやや高く、5~6m 付近で凹地状に窪み、北西側の 2m 付近で再度高度をやや上げる。上位の 41 層はほぼ同じ層厚で 51 層と同様に分布高度が変化する。31 層はそれらの凹凸を埋めるように分布する。放射性炭素 ^{14}C 年代測定により、41 層で $10,230 \sim 10,500 \pm 30\text{yr.BP}$ 、31 層で $10,120 \sim 10,650 \pm 30\text{yr.BP}$ の年代値を得た。

土林地区ではトレンチ内に明瞭な剪断面を確認できず、2016 年熊本地震による変形も識別できなかった。調査地点は、51 層を段丘構成礫層とする離水した段丘面である。この 51 層上面には高度変化が認められた。この 51 層上面高度の変化の解釈としては、堆積時はほぼ水平でその後変形を受けた可能性と、堆積時から上面に凹凸があった可能性の 2 通りの解釈が考えられる。

4. 考察

トレンチ調査の結果、福原地区においては 2016 年熊本地震に先行する古地震イベントが複数認められ、繰り返し断層活動があることが確認された。先行研究によると、平成 26 年熊本地震より前の布田川断層帯 (布田川区間) における最新活動イベントは寺迫で $2,000 \sim 1,700\text{yr.BP}$ (上田ほか, 2017)、下陣で $4,500 \sim 1,500\text{yr.BP}$ (上田ほか, 2017)、堂園で (a) $1,105 \sim 811\text{yr.BP}$ (b) $1,980 \sim 1,324\text{yr.BP}$ (Lin et al., 2017) が認定されている。本調査においても F2 断層及び F3 断層により確認された活動イベント II において $2,900\text{yr.BP} \sim 1,150\text{yr.BP}$ の年代値を得ており、寺迫、下陣及び堂園(b)の断層活動イベントと調和的である。これは、主断層での地震活動と同時に、断層地形として明瞭に表れていない近傍の断層においても繰り返し断層が活動し、地表変状を生じさせている可能性を示唆する。

一方で、土林地区においては 2016 年熊本地震によって近傍の道路等に変状が確認されたにもかかわらず、今回の地震による明瞭な変位も識別できなかった。これは調査位置が LC-InSAR 図における“位相不連続ライン”の端部であるため、識別可能な変位とならなかった可能性が考えられる。2016 年熊本地震に先行する古地震イベントについて明瞭な情報は得られなかった。

なお、本報告は平成 29 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知見の整備) 事業における成果の一部である。

引用文献

Lin et al. (2017) BSSA Vol. 107, No.6, pp. 2687-2702, 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) 日本地質学会第 125 年学術大会講演要旨 R15-O-11, 上田ほか (2017) 日本地質学会第 124 年学術大会講演要旨 R15-P-1

阿蘇カルデラ西部濁川左岸沿いに出現した地表地震断層とその活動履歴

白濱 吉起[°]・宮下 由香里(AIST)・亀高 正男・杉田 匠平(ダイヤコンサルタント)・
宮入 陽介・横山 祐典(東京大)

Paleoseismic history of surface ruptures appeared along the south side of Nigorikawa river in the western part of the Aso caldera

Yoshiki Shirahama, Yukari Miyashita (AIST), Masao Kametaka, Shohei Sugita (Dia
Consultants, Co. Ltd.), Yosuke Miyairi, Yusuke Yokoyama (Tokyo Univ.)

2016 年熊本地震に伴い、布田川断層帯布田川区間及び日奈久断層帯高野-白旗区間に沿って地表地震断層が出現した。地震断層は従来推定されていた布田川区間の北東端を越え、阿蘇カルデラ内東部にまで及んだ。阿蘇カルデラ西部に出現した地震断層は、立野付近から北東南西走向の右横ずれ変位を主体とするトレースと、東西走向の上下変位主体のトレースに分岐する。これらの内、東西走向の地震断層は、濁川左岸の地溝状の地形に沿って断続的に左ステップしながら約 3 km 続く様子が確認された。この地溝状の地形が熊本地震のような断層活動の累積によって形成された変動地形であるとすれば、地表地震断層が活断層である可能性が示唆される。そこで我々は、九州大学からの委託業務「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」の一環として、阿蘇カルデラ内に新しく現れた地表地震断層が活断層であるか否か、また、活断層である場合はその活動履歴を明らかにすることを目的に、地形解析及びトレンチ調査を実施した。

まず、地震前後に航空レーザ測量によって取得された地形データを比較し、濁川周辺における地震時変位量の分布について分析した。その結果、立野付近から分岐する地表地震断層に挟まれた三角形の領域が約 1 m 落ち込む様子が確認された。つまり、濁川に沿って分布する地表地震断層の形成が地すべり等の重力性の変形ではなく、より深部に及ぶ断層の活動に起因することが示唆された。

トレンチの掘削地点は立野から 2 km 東の高さ 2~4 m の崖に挟まれた東西方向に伸びる幅約 40 m の地溝内に位置する。この地点では、地溝内の平坦地上に、幅 20~30 m でほぼ並走する東西走向の 2 条の地表地震断層が分布し、地震以前からある地溝状の地形と調和的に、中央部が落ち込む変形が認められた(図1)。我々は、2 条の地震断層トレースを横切りつつ、埋設導水管を避ける位置に、長さ 34 m、幅 7 m、深さ 4 m のトレンチをクランク状に掘削した(図1)。トレンチ各壁面には、地表地震断層に連続する複数の正断層と、中央部に向かって撓み下がる地層の変形が明瞭に露出した(図2)。地層は主に阿蘇火山を起源とするローム層から構成され、鬼界-アカホヤ火山灰、始良 Tn 火山灰、草千里ヶ浜軽石といったテフラが挟まれるとともに、弥生土器が出土した。各層は断層に向かって緩やかに撓み下がり、撓み上部では開口亀裂を伴う様子が認められた。また、各層は複数

の断層で切断され、地溝中央部に向かって階段状に落ち込むように変形するとともに、いくつかの層準では断層を境に低下側の層厚が増しており、変位の累積が認められた。こうした変位の累積と変動地形の存在は、この地点において地表地震断層を形成した断層が活断層であることを明確に示している。そこで、壁面の詳細な観察と¹⁴C年代測定結果に基づき、約3万年前以降の活動履歴の復元を試みた。その結果、1800～1300年前の最新イベントを含み、13000年前以降に5回の断層活動イベントがあったことが明らかとなった。

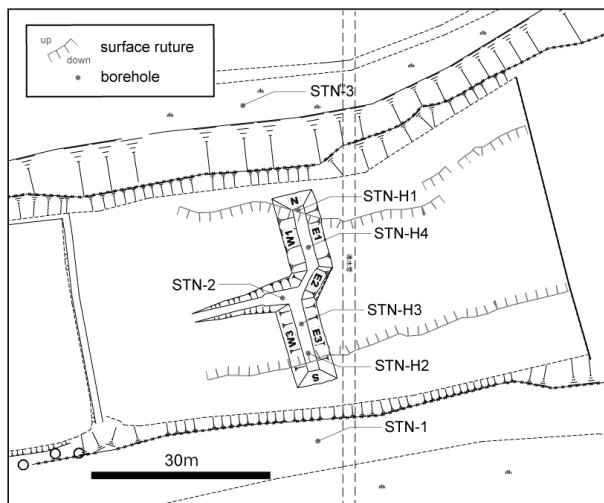


図1. トレンチ掘削地点周辺の測量平面図. トレンチ掘削前に実施したボーリング位置 (STN1～3), 掘削後にハンドコアラーによって掘削したボーリング位置 (STN-H1～H4), トレンチ掘削範囲を示す. 点線は推定される埋設導水管の位置.

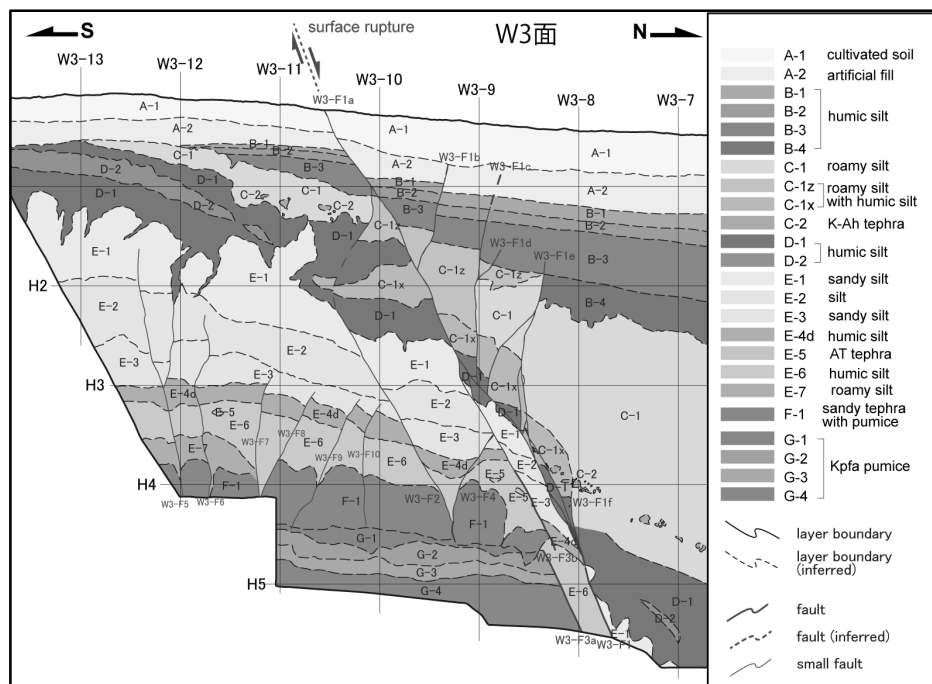


図2. W3面のスケッチ. 地表地震断層につながるW3-F1断層を境にすべての地層が上下に食い違う様子が確認された。アカホヤ火山灰(C-2)の断層に沿った上下方向のずれ量は約3m。

SAR 干渉画像に基づき阿蘇外輪山で確認した新たな地表地震断層

○中埜 貴元・宇根 寛・藤原 智・遠藤 涼・出戸 雅敏 (国土地理院)・
佐藤 浩 (日本大学)

New surface ruptures identified by field survey using SAR interferograms
in the outer rim of Aso caldera

○Takayuki Nakano, Hiroshi Une, Satoshi Fujiwara, Ryo Endo,
Masatoshi Ideto (GSI) and Hiroshi P. Sato (Nihon Univ.)

1. はじめに

阿蘇外輪山においては、ALOS-2 データを用いた SAR 干渉解析により、2016 年熊本地震 (Mj 7.3) に伴う線状の地表変位 (位相不連続) が多数検出され (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) が確認されていた (宇根ほか, 2017)。しかし、これまでにまだ調査が実施されていない地点も多くあるため、SAR 干渉画像による地表変位検出の妥当性をさらに検証するため、新たに現地調査を実施した。

2. 調査の概要

今回の調査は、2018 年 6 月 20~22 日及び 2018 年 8 月 19~20 日にかけて、図 1 に示す 17 地点で実施した。調査では SAR 干渉画像における線状の位相不連続箇所において、地表地震断層と推定される地表変位の有無やその変位量・変位方向等を調査した。ただし、地震発生から 2 年以上が経過していることから、多くの地点で侵食や補修による地表変位の消失が予想された。

3. 結果と考察

現地調査の結果、地表地震断層と推定される明瞭な地表変位を 3 地点 (図 1 の P6、P8、P10) で、変位量は小さいが横ずれを伴う変位を 1 地点 (図 1 の P15) で、道路等の補修痕を 2 地点 (図 1 の P5、P9) で、断層変位により生じた可能性があるが重力性変形でも説明可能な開口亀裂等を 2 地点 (図 1 の P14、P17) で確認した。なお、地表変位等が確認できなかった地点のうち、P1~P4、P11~P13 の地点は、林道の再敷設によって痕跡が消失した可能性があり、最初から地表変位が存在しなかったのかどうかは不明である。

明瞭な地表変位が確認できた P6 の現地写真を図 2 に示す。P6 においては SAR 干渉画像によりほぼ東西走向の位相不連続が確認でき、SAR 三次元変位量解析では 16cm 程度の北落ちの相対上下変位が検出されていたが、現地でも走向 N84°W、上下変位量 15cm (北落ち)、左横ずれ 10cm の地表変位が確認され、SAR の観測結果と非常に調和的な変位であった。P8 では、SAR 干渉画像においてほぼ東西走向で相対上下変位量 22cm 程度 (南落ち) の位相不連続が検出されていたが、現地でも斜面を横切る走向 N80°W、上下変位量 25cm (南落ち) の地表変位を確認した。P10 では、SAR 干渉画像においてほぼ北東-南西走向の位相不連続が検出されており (上下変位量不明)、現地においては走向 N70°E、相対上下変位量約 8cm (北西落ち) のコンクリート舗装路の変位を確認した。変位の様相からは地表地震断層と推定されるが、SAR 干渉画像から推定される上下変位の向

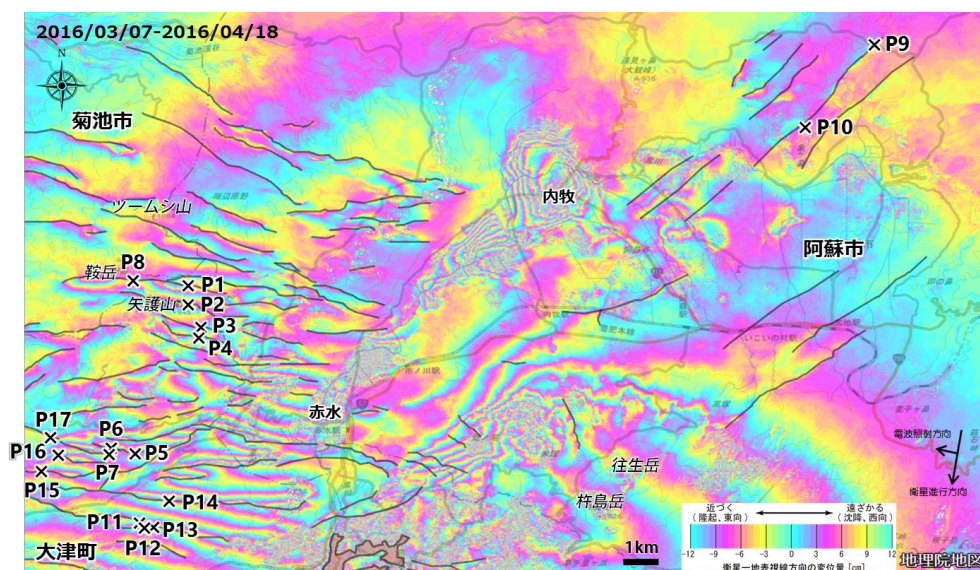


図1 地表変位現地調査地点。図中の黒線は Fujiwara et al. (2016) のリニアメント。

きとは逆向きの可能性はある。なお、このコンクリート舗装路の変位の南西延長線上の牧草地畝部では、走向ほぼ EW、開口幅約 10cm で上下変位成分をもたない開口亀裂も確認された。

4. まとめ

SAR 干渉画像により熊本地震に伴い阿蘇外輪山で検出された線状の地表変位（位相不連続）について、これまでに調査報告の無い地点で現地調査を実施した結果、新たに 4 地点で地表地震断層と推定される変位を、2 地点で地表変位の存在を示唆する道路補修痕を確認した。これまでの調査も含めて、SAR 干渉画像における地表変位と現地での実際の変位は非常に調和的であるが、干渉 SAR で観測される変位量と現地で観察される地表変位量や実際の変位の有無は必ずしも一致しないため、今後はそれらの解釈と整理が必要である。

謝辞：本研究は JSPS 科研費 JP17K01234（研究代表者：佐藤浩）の一部を使用しました。だいち 2 号（ALOS-2）データの所有権は、宇宙航空研究開発機構（JAXA）にあります。

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. 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.



図2 P6 で確認した地表地震断層。走向 N84° W、上下変位量 15cm（北落ち）、左横ずれ 10cm。

2011 年福島県浜通りの地震により井戸沢断層西側トレース沿いに出現した地震断層崖の形状の経年変化

° 小野大輝(東北大学・学部生), 遠田晋次(東北大), 丸山正(産業技術総合研究所活断層・火山研究部門)

Short-term degradation of the earthquake fault scarp of the western trace of the Itozawa fault ruptured during the 2011 Fukushima-ken Hamadori earthquake, Fukushima Prefecture, Japan

Hiroki Ono(Undergraduate student, Tohoku Univ.), Shinji Toda(Tohoku Univ.),
Tadashi Maruyama(Geological Survey of Japan, AIST)

1. はじめに

地震断層崖は、崖の出現後に風化・侵食作用により崖の斜面(フリーフェイス面)の傾斜が緩やかになることが明らかになっている。地震断層崖の形状の経年変化に関して、国外での研究事例はいくつか存在する(例えば Wallace, 1980; Fellow and Scott, 1989 など)。しかし、国内での例は非常に少なく、特に正断層崖に関する例はなく、異なる変位センス・環境下での形状の変化の過程を明らかにすることは、変化の過程の違いをとらえるうえで重要である。また崖形成後の崩落堆積物の堆積過程・様相を明らかにすることで、トレンチ調査などにおけるイベントの解釈などに貢献できる可能性がある。本発表では、2011 年 4 月 11 日の福島県浜通りの地震(Mw6.6)により福島県いわき市田人町斉道地区に出現した井戸沢断層西トレース北部の地震断層崖を対象として、地震直後、地震発生から約 1 年後および現在の地震断層崖の断面形を復元・計測し、地震直後から現在までの崖の形状変化、様式および過程を明らかにした。

2. 研究手法

地震発生直後の地震断層崖の形状は、地震発生直後に現地で撮られた画像(Toda and Tsutsumi, 2013)の調査の際に取得された画像を入手)5枚をもとに、PhotoScanを用いて3次元形状を復元し地震断層崖の断面図を作成した。地震発生から約1年後の地震断層崖の形状は、丸山ほか(2015)で行われた地上レーザー測量データ(測量実施日は2012年2月23, 24日)をもとに地震断層崖の断面図を作成した。地震発生から約7年後(現在)の地震断層崖の形状は、PhotoScanによる画像復元に加えて実際に計測を行った。画像復元に関しては、現地で撮った86枚の画像をもとに地震直後の復元と同様の方法で行った。直接計測に関しては、吾妻ほか(1997)の方法に基づいて、断層近傍に垂直に標尺を立て、地表から鉛直方向5cmごとに巻尺を用いて標尺と断層崖までの距離を測定し断面図を作成した。なお、地震直後および約1年後の断面位置は、今回計測を行った断面位置とPhotoScanの3次元形状、丸山ほか(2015)の測量地点およびトレンチ位置図を比較し、景観的特徴(木の位置など)により決定したため、正確に一致するわけではない。

3. 復元・計測結果および各断面の位置関係

地震前の地表面を特定するために小規模な掘削調査を行った。地下の岩相は下位から、断層面側(東側)には断層面を形成する基盤岩が堆積しており、風化が著しく、層厚は30~40cmであった。その西側にはシルト質の堆積物が堆積し、暗褐色を呈していた。これら2つの層の上位を、褐色~明褐色の細粒な砂質の堆積物が覆っている。シルト質の堆積物の上位では層厚が数十cm程度であるが、風化した基盤岩の上位では層厚が薄く数cm程度であった。この砂質の堆積物の上位をより

明るい色を呈す明黄褐色～明橙褐色の砂質の堆積物が覆っており、その層厚は断層面付近で厚く、断層面から離れるにつれ徐々に薄くなっていた。風化した基盤岩以外の層の中には直径数 cm から数十 cm の円磨度の高い礫が含まれていた。各層の境界はいずれも不鮮明であった。風化した基盤岩の上端から下盤の地表面までの鉛直距離を測ったところ約 160cm であり、これは Toda and Tsutsumi(2013)の同地域での鉛直変位量 1.6m と概ね一致する。このことから、風化した基盤岩の上端が地震直後の地表面位置である可能性が高く、この位置を地表面と仮定し各時期の断面を重ねた(図 1)。

図 1 より、時間とともに断層崖が後退していく様子がわかった。特に、地震直後(および地震から約 1 年後)と現在を比較すると、断層崖の上部(下盤側表層)では相対的に後退量が小さいのに対し、フリーフェイス面では相対的に後退量が大きく、全体としてえぐれるような形状へと変化していることがわかった。このような形状となる要因として、断層崖上部の植生による支持が考えられる。このオーバーハングした形状は、ある一定の時間が経過したのちに吾妻ほか(1996)で示されたように、重力性崩壊により断層崖上部が崩落し、緩傾斜の斜面へと変化すると考えられる。

【文献】

- ・ 吾妻崇, 太田陽子, 小林真弓, 金幸隆(1996) 野島地震断層崖の断面形の変化過程, 地理学評論, 69A-5, pp. 365-379
- ・ Toda, S., Tsutsumi, H. (2013) Simultaneous Reactivation of Two, Subparallel, Inland Normal Faults during the Mw 6.6 11 April 2011 Iwaki Earthquake Triggered by the Mw 9.0 Tohoku-oki, Japan, Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, 103-2B, pp. 1584-1602
- ・ Fellows, D. L., Scott, B. J. (1989) Monitoring degradation of the Edgcombe Fault scarp, Rangitiki Plains, New Zealand, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, vol. 32, pp. 181-184
- ・ 丸山正, 吉見雅行, 斎藤英二, 斎藤勝(2015) 2011 年福島県浜通りの地震で活動した井戸沢断層西側トレース北セグメントおよび東側トレースの古地震調査, 活断層・古地震研究報告, No. 15, pp. 1-24
- ・ Wallace, R. E. (1980) Degradation of the Hebgen Lake fault scarps of 1959, Geology, v. 8, pp. 225-229

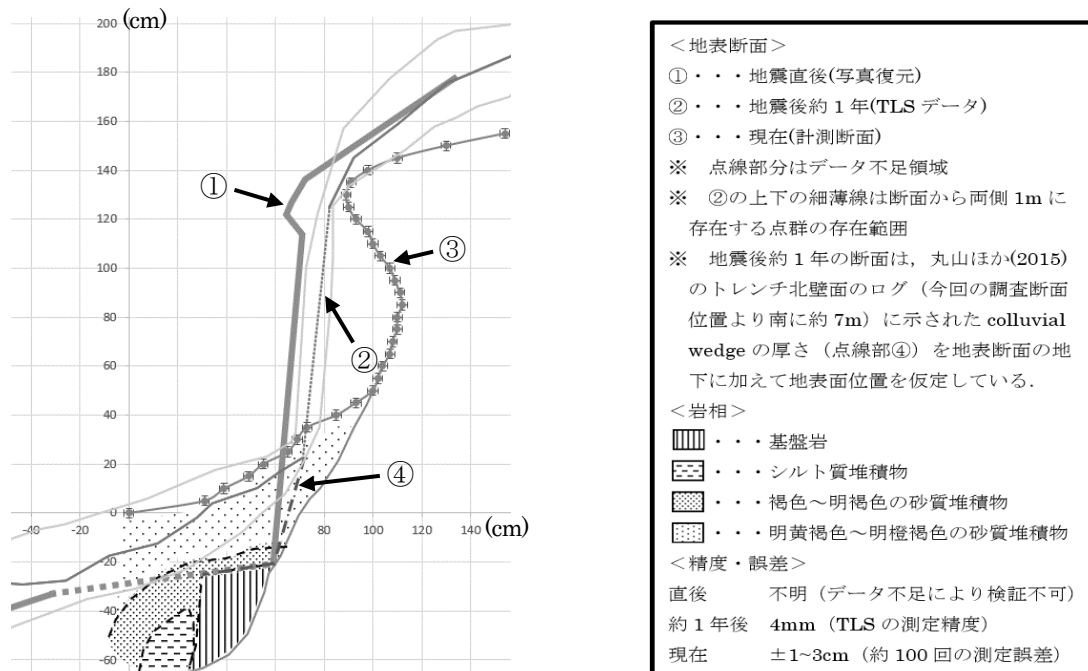


図 1：斉道地区の地震断層崖における地震後各時期の断面と崖直下ピット壁面の地質

糸魚川静岡構造線断層帯神城断層南部の左横ずれ変位地形

・水谷光太郎（信大・院）石山達也（東大地震研）松多信尚（岡大）廣内大助（信大）

Left-lateral Strike-slip fault topography in the Kamishiro fault,

Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line Active Fault

K. MIZUTANI (Graduate student Shinshu U.), T. ISHIYAMA (ERI, U. Tokyo), N. MATTA (Okayama U.), D. HIROUCH (Shinshu U.)

1. はじめに

神城断層は糸魚川－静岡構造線活断層帯最北部を構成する活断層であり，長野県小谷村から大町市，木崎湖の南まで約 27km にわたって分布する(活断層研究会，1991；図 1)。本断層はこれまで東側隆起の逆断層と考えられてきたが，木崎湖の北方より南では，左横ずれ変位を示す変位地形が認められている(柏木修一，1987；廣内ほか，2018)。神城断層南部の平均変位速度は青木湖南岸において上下方向で約 2m/ky 以上の値が得られている(松多ほか，2006)が，一方で，横ずれ変位やこれを考慮した真変位量，平均変位速度は明らかにされていない。発表者らは新たに青木湖の南で左横ずれ変位を示す変位地形を認め，その変位量を計測した。

2. 調査地点と調査方法

本調査地域は青木湖南岸の低位段丘面及び沖積低地であり，3 本の断層(F1-F3)が認められる(図 2)。当調査地域の段丘地形面は 3 面に区分され，その形成年代は L1(10-20ka)，L2(4-7ka)，L3(1-2ka)とされる(松多ほか，2006)。これまでも指摘されていた東側隆起の断層は，L1 面と沖積面の境界部に分布し，その東側に西側隆起の断層，さらに東側にも西側隆起を伴う左横ずれ変位の断層を新たに見出した。これらを横切る地形断面をとり上下変位量を計測した。変位の計測には「地理院地図・ツール-断面図」を利用した。一方で横ずれ変位は大町市都

市計画図 1：2,500 の地形図より計測し，変位量を求めた。

3. 左横ずれの変位地形と変位量

最も西側に位置する東側隆起の F1 は L1，L2 面と沖積面の境界をなしており，明瞭な断層崖を形成する。上下変位は L2 面で 8m 以上，平均変位速度は 2m/ky 以上とされる(松多ほか，2006)。新たな計測では L1 面で上下変位 18m 以上であった(B 測線；図 2,3)。但し低下側は沖積低地であり，実際の変位量はより大きい。

F1 の東側には西側隆起の断層(F2，F3)が分布し，L2 面同士や L2 面と沖積低地との境界に低断層崖を形成する。F2 における上下変位は L2 面で約 4.6m であった。また F3 では山地尾根や，L2 面を開析する河谷の左屈曲など，左横ずれを示す断層変位地形を新たに認めた。

このうち F3 による河谷の左横ずれ変位量は約 85m である。但し断層より上流側(低下側)は L2 面が分布せず，沖積面と山地の境界を基準としているため，L2 面の変位量は最大値である。同時に木崎湖北東山中の左横ずれ変位も L2 面で約 72.5m である(図 4)。

L2 面の形成時期が 4-7ka と若く，平均変位速度はあくまで参考値であるが，L2 面を開析する谷の横ずれ量から L2 面形成以降の平均変位速度を計算すると 12.2-21.3m/ky 以下が得られる。一方で木崎湖北東でも L2 面を基準として変位量を計算すると変位速度は 10.4-18.1m/ky となる。

本地域の神城断層では3本の断層線が認められ、それらは恐らく地下で収斂する。F1-3を合わせた平均変位速度をL1面を基準として算出すると、約5-10m/kyの値が得られる。これは糸静線中北部区間の茅野断層などの活動度に近似し、非常に高い活動度が示唆される。

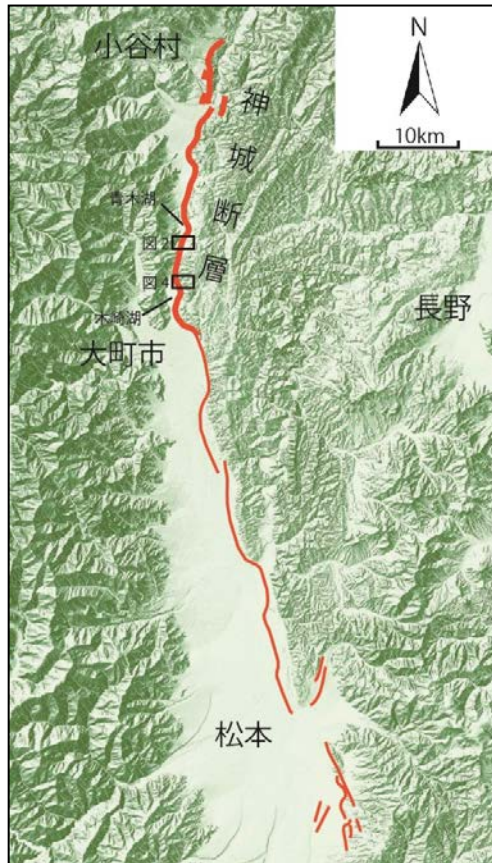


図1：調査地域概観図

(基図は国土地理院発行20万分の1数値地図の陰影図ファイル)

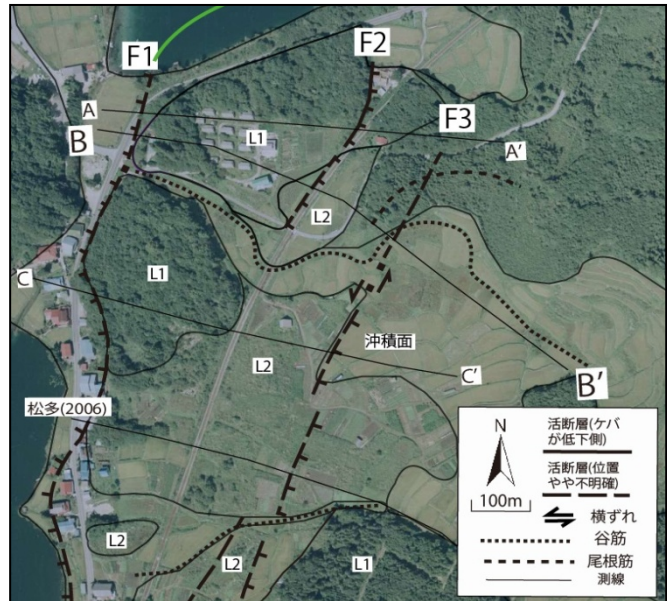


図2：調査地域の変動地形学図と測量位置
(基図は国土地理院撮影1977年C10-13の一部)



図4：木崎湖北東山中の左横ずれ位置図
(廣内ほか，2018に加筆)

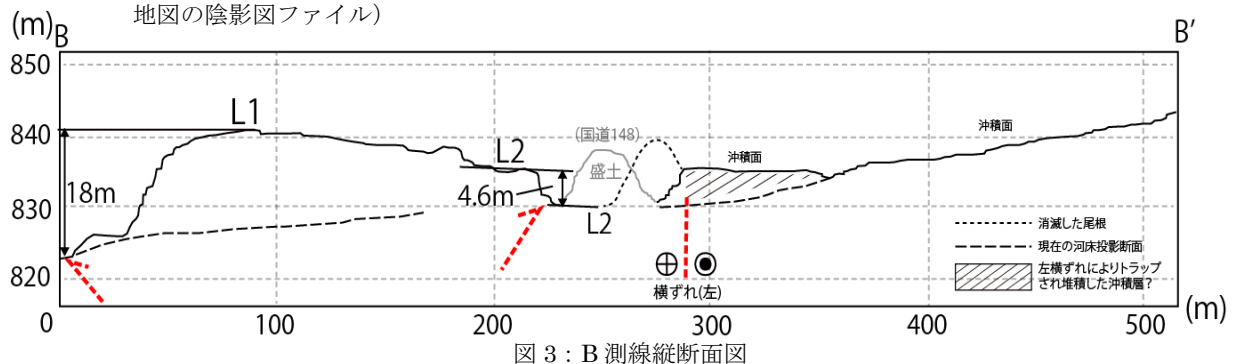


図3：B測線縦断面図

引用文献

- 柏木修一(1987) 北部フォッサマグナに科三湖周辺の活断層 日本地理学会予稿集 32 138-139,
- 活断層研究会(1991) 新編日本の活断層・分布図と資料 東京大学出版会 216-217
- 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(埴池-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,
- 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 糸魚川-静岡構造線断層帯とその周辺「大町(改訂版)」国土地理院

大磯丘陵東部における吉沢層構成礫の特徴と活構造の推定
 村木昌弘（東京大学・院）、舟津太郎（東京大学・院）、
 須貝俊彦（東京大学）

Characteristics of gravels composing Kissawa Formation and
 active tectonics in the eastern part of Oiso Hills, Japan
 Masahiro MURAKI (Graduate student, Univ.Tokyo),
 Taro FUNATSU (Graduate student, Univ.Tokyo),
 Toshihiko SUGAI (Univ.Tokyo)

1. はじめに

大磯丘陵は周囲を活断層によって囲まれた隆起地塊で、第四紀後半における地殻変動のきわめて激しい地域である（活断層研究会編，1991）。中でも大磯丘陵東部には、多数の短い活断層が存在するが（図1；活断層研究会編，1991）、それらを含めた活構造の連続性については十分に解明されていない（Kaneko, 1971；水野, 2016）。筆者らは、礫層の堆積環境と古地形を推定し、現地形と比較することで、この地域の構造運動を解明したいと考えている。そのためにまず金目川現河床礫と相模湾現海浜礫を検討した。また、大磯丘陵東部の段丘面区分を行い、この地域に広く分布する最終間氷期を主堆積時期とする吉沢層（町田・森山, 1968）を中心に、丘陵の頂面付近の更新統の構成礫を採取し現成の礫質堆積物と比較することで、堆積環境の復元および当該地域の地殻変動の推定を試みた。

2. 調査手法

現河床礫は金目川沿い5地点、現海浜礫は金目川河口付近から西へ7地点で、1 m² の方形枠を設け、100個の礫を採取した（図1,A）。更新統礫は、同様の方形枠を設け、5 cm程度の厚さの範囲内から採取し、大きい順に100個の礫の礫径（長・中・短径）、礫種、円磨度（Krumbein, 1941；宇津川・白井, 2016）、風化度、球形度を計測・測定した（図1,B）。また、空中写真判読によって、段丘面を認定した。

3. 結果・考察

金目川現河床礫の平均中径は下流へ7 cmから3 cmに減少し、円磨度は0.3から0.6へ増大、平均球形度は約0.7で概ね一定していた。構成礫種は、上流では火山碎屑岩が多数を占め、下流では砂岩・泥岩・礫岩の割合が増加した。

相模湾沿現海浜礫の平均中径は金目川河口付近で2.5 cm程度、他地点では4 cm程度であった。円磨度は0.7程度、平均球形度は約0.6で、大磯丘陵東部の西側のみ0.7を示した。礫種は砂岩と泥岩が卓越し、金目川河口から西に向かって泥岩の割合が増加した。

更新統礫の平均中径は2 cm程度で、平均円磨度は0.6程度、平均球形度は0.7程度であった。礫種は火山碎屑岩の割合が高く、砂岩・チャートが次いだ。各地点間で、礫径・礫種・円磨度・球形度が良く類似しており、礫は一連の地形面を形成していた可能性が高いことから、吉沢層構成礫に対比した。礫種は金目川河床礫と現海浜礫の中間的な構成で、礫

径・円磨度は現海浜礫に類似することから、金目川流域から土砂供給を受けつつ、海岸付近で礫が堆積したことが示唆される。このことは、礫堆積時は、現在と異なり、低平な地形が広がり、礫の堆積頂面（吉沢面）が地殻変動の指標となりうることをも示唆している。

以上述べた前提のもとで、当該地域西側において、南北方向の地形断面をみると（図 2, 左）、吉沢面が（水平距離 500 m 付近で）急激に高度を上げ、南側に傾動していることが確認できた。この変形・変位パターンは、当該地域東側の南北地形断面（図 2, 右）と類似する。このことは、当該地域東側の北寄りを東西に走る小向断層がさらに西へ延長していて、小向断層の運動によって、当該域西部の地殻変動も生じた可能性を示唆する。発表では細粒画分の粒度分析や地形解析の結果も含め、当該地域の古地形や地形発達について報告する。

文献：Kaneko S. (1971) Journal of The Geological Society of Japan, Vol. 77, No. 6, p. 345-358. 活断層研究会編 (1991) 東京大学出版会, p. 4. 町田洋・森山昭雄 (1968) 地理学評論, 41 巻, 4 号, p. 241-257. 水野清秀 (2016) 地質調査総合センター速報 No. 71, 平成 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, p. 153-160. Krumbein, W. C. (1941) Journal of The Sedimentary Petrology, Vol. 11, No. 2, p. 64-72. 宇津川喬子・白井正明 (2016) 地理学評論, 89 巻, 6 号, p. 329-346.

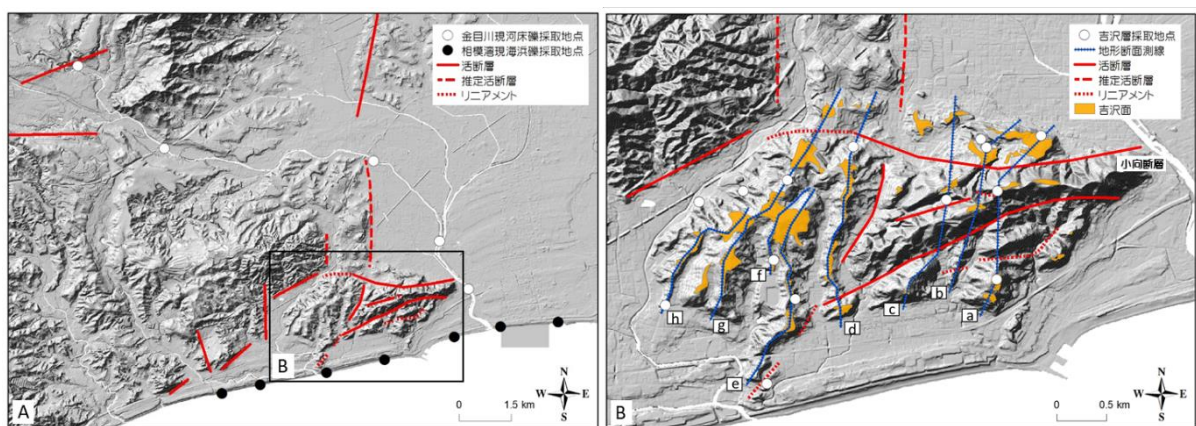


図 1：調査地域の活断層分布図と試料採取地点および吉沢面の分布
(活断層研究会, 1991、国土地理院発行の標準地図・5 m メッシュ数値地図標高データ)

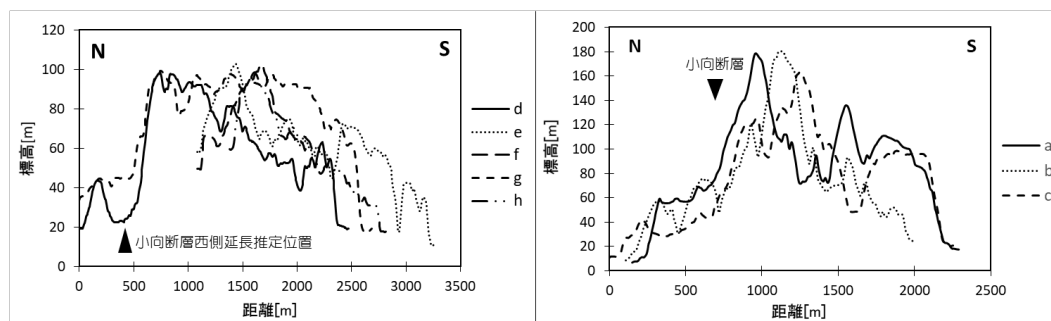


図 2：図 1, B における各測線の地形断面図
(左：当該地域西側 (d~h), 右：当該地域東側 (a~c))

日本海溝と南海トラフの海底変動地形と反射断面の比較 および海底地すべりの空間分布特性の考察

°森木ひかる¹, 島 史佳¹, 隈元 崇¹, 中田 高²
(¹岡山大学, ²広島大学)

Comparison of subsurface tectonic geomorphology and seismic reflector and characteristics of spatial distribution of landslides along the Japan Trench and Nankai Trough

°Hikaru Moriki¹, Fumika Shima¹, Takashi Kumamoto¹ and Takashi Nakata²
(¹Okayama University, ²Hiroshima University)

1 はじめに

日本列島の周辺で発生するプレート境界型地震の被害の軽減のためには、地震の源である海底活断層とそれに随伴する可能性がある海底地すべりなど海底変動地形の分布特性の把握が重要である。例えば、中田ほか(2010)では、海上保安庁が1986年以降ナローマルチビーム測深機によって取得したデータから、90m-DBM (Digital Bathymetry Model) とアナグリフ画像を作成して、陸上における変動地形学的手法を応用して海底活断層の認定を行った。しかし、これらの海底活断層と反射法地震探査によってえられた地層断面図の記録との比較は、海域全体について十分ではなかった。そこで本研究では、中田ほか(2010)の判読結果の中から、南海トラフ・駿河トラフと日本海溝に分布する海底活断層について、まず、JAMSTEC の地殻構造探査データベースで公開されている反射断面図と比較をしてその確実度を検討した。

次に、同アナグリフ画像中に多数認められる海底地すべりの空間分布特性について解析を行った。海底地すべりの分布については、森木ほか(2017)において海底地すべりの素因と誘因を区別しつつ、中田ほか(2010)の海底活断層の分布と海底地すべり分布の定性的な比較を行った。本報告では、海底活断層と海底地すべりの空間分布特性について定量的な議論を行うために、地震活動との関係性を念頭にして空間統計の手法からクロス K 関数法を採用して検討した結果を報告する。

2 海底活断層の確実度の評価

中田ほか(2010)で認められた海底活断層のアナグリフ画像中の線分について、JAMSTEC の地殻構造探査データベースで公開されている反射断面の測線 GIS データベース化して海底活断層のデータと重ね合わせて、その交点付近での地層の変形の有無について新たなデータベースを作成した。具体的な解析作業として、まず、南海トラフ・駿河トラフと日本海溝における海底の活断層線と測線の交点計 382 個を新たな GIS データとして登録した。次に、個々の交点の位置を反射断面図中に重ね合わせて、その付近の地質構造を判読した。その際には、地層の変形状況に応じて、「1: 断層変位の連続性が明確なもの・断層や地層変形が海底まで連なることが明確なもの」、「2: 地形や地層のずれ・撓みは確認されるが、変位の連続性は明

瞭でないもの」,「31: 交点からはやや離れた位置に上記 1 の構造が見られるもの」,「32: 交点からはやや離れた位置に上記 2 構造が見られるもの」,「4: 地下構造に明瞭な変位・変形は認められないもの」,「0: 対応する反射断面の記録がないもの」の 6 区分の属性を付与した. その結果, 南海トラフ・駿河トラフにおける 270 本の海底活断層線と 41 本の測線の交点は 267 個となり, そのうち, 1 は 140 個, 2 は 61 個, 31 は 7 個, 32 は 0 個, 4 は 56 個, 0 は 3 個であった. さらに, 海底活断層の各線分を離間距離など連続性をもとにして起震断層にまとめて, 反射断面との交点の属性データを基にして, 活断層線の確実度を「1: 活断層であることが確実なもの」,「2: 活断層であることが推定されるもの」,「4: 活断層の可能性はあるが, その他の作用による崖やリニアメントの疑いが残るもの」,「0: 今回のデータベースでは判断がつかないもの」の 4 つに場合分けをして検討した(図 1 左). これによると, 海底活断層の確実度としては, 1 は 68 本, 2 は 19 本, 4 は 22 本, 0 は 161 本となった. 日本海溝についても作業を継続して報告を行う.

3 海底地すべりと海底活断層の関係性の評価

海底地すべりの分布特性の検討については, 森木ほか(2017)で判読された海底地すべり分布のデータを使用した. そこでは, 海底地すべりの素因について, 地すべり崩壊後の地形を復元して傾斜ヒストグラムを作成して検討し, また, 海底地すべりの面積を指標として規模別頻度分布を作成した議論を展開した. 一方, 誘因については, 海底活断層との関係性については定性的な分析に留まっていた. そこで, 本研究では, 南海トラフでは 53 個, 日本海溝では 92 個の区画に対象領域を区切り, 2 種類の点分布の間の相関関係の有無を分析する手法であるクロス K 関数法を用いて検討した. その成果を, 地すべりに近接する海底活断層の集中の度合いとして「1: 地すべりに近接して断層が分布する, 2: 地すべりに近接して断層が分布しない, 3: 地すべりも断層も分布しない, 4: 地すべりの数が少ないために判断困難」の 4 つにタイプ分けをして示した. その結果, 南海トラフでは, 1 は 46 区画, 2 は 6 区画, 3 は 1 区画, 4 は 0 区画となった. 一方, 日本海溝では, 1 は 47 区画, 2 は 39 区画, 3 は 1 区画, 4 は 5 区画となり, 海溝軸に近い領域では地すべりに近接して断層が分布する傾向にあると判断した.

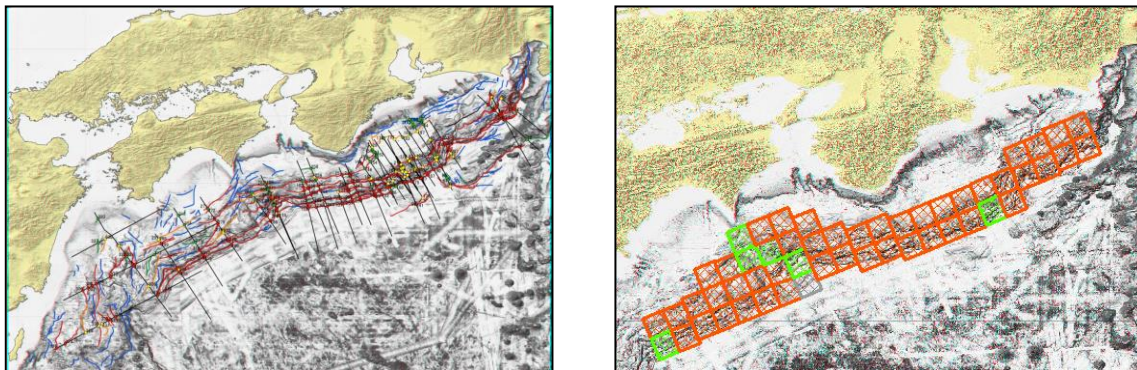


図 1 南海トラフについて, (左) 海底活断層と反射断面測線, (右) 海底地すべりの分布特性

ボゴタ市（コロンビア）における地震シナリオの評価のための 内陸断層の調査

**アギーレ・ルイス、アマヤ・アレハンドラ（コロンビア地質調査所）、
遠田 晋次（東北大）、プリード・ネルソン（防災科研）、ローペス・ミ
リアム、トーレス・エリアーナ、パーバ・カルロス、オルガ・ボオル
ケス（コロンビア地質調査所）**

Study of faults with seismogenic potential around Bogota, Colombia

**AGUIRRE Luis Miguel (Servicio Geológico Colombiano), AMAYA
Alejandra (Servicio Geológico Colombiano), TODA Shinji (Tohoku U.),
PULIDO Nelson (NIED), LOPEZ Myriam Carlota, TORRES Eliana
Milena, PAVA Carlos Alonso, and BOHORQUEZ Olga Patricia, (Servicio
Geológico Colombiano)**

The main objective of this work is to characterize seismogenic sources to be used for possible earthquake scenarios and strong motion simulations in the Bogotá basin (Colombia). For this purpose, we performed a detailed mapping of the Quaternary deposits and field geology in the region, in order to identify, record and quantify all possible evidences of recent deformations on the landscape.

The Bogotá fault, an east dipping thrust fault running across the eastern side of the Bogota basin, has been described since the 40s (Clements, 1940) as a structure that generates a contrasting relief, with a large escarpment that represents a large displacement of the structure that overlaps rocks of Cretaceous age on rocks of Paleogene age. Nevertheless, the degree of activity has had great uncertainty due to the weakness of the evidences.

This structure is located in the central part of the Eastern Cordillera of Colombia, on the eastern side of the Bogota basin, defining the boundary between the basin and the eastern hills of the city of Bogotá, and extending from the Teusacá River (to the north) to the small village of Nazaret (to the south). The study corridor is located on the eastern flank of the Usme syncline, in the Parámetro de Sumapáz area (whose extension to the north is represented by the western flank of the Bogotá anticline), due to this; the study area has been controlled by glacial processes, generating landforms such as glacial valleys and moraine ridges. About the geometry of this structure, it has an approximate NNE-SSW strike with a dip angle that can vary between 15° and 45° according to the previous works and it has been mapped from southern part of Usme Syncline, near of Nazareth, until the northern closure of the Usaquén anticline in the sector of the Teusacá River, with a total length of ~ 91 km (Figure 1).

As preliminary results, the interpretation of aerial photographs in the zone of the Bocagrande lakes (Parámetro de Sumapáz), contributed to the detailed cartography of quaternary deposits, in addition basic data of geometry of this structure has been provided for modeling earthquake scenarios. Finally, from the analysis and interpretation of the processed data, it can deduce that the recent tectonic processes on

Acknowledgments.

This study was conducted within the Colombia SATREPS project “Application of State of the Art Technologies to Strengthen Research and Response to Seismic, Volcanic and Tsunami events, and Enhance Risk Management in the Republic of Colombia”

内陸地殻内地震における ずれのタイプを考慮した新しい規模予測式の提案

大西耕造^{*1}・隈元 崇^{*2}・大熊沙和子^{*2}

^{*1} 四国電力株式会社・^{*2} 岡山大学

A proposal of new scaling relations for crustal earthquakes considering the fault type

Kozo Onishi^{*1}, Takashi Kumamoto^{*2}, Sawako Ohkuma^{*2}

^{*1}Shikoku Electric Power Co., Inc., ^{*2}Okayama Univ.

日本では1995年の兵庫県南部地震(M_{JMA} 7.3)の発生をきっかけに地震調査研究推進本部（以後、「地震本部」という。）が設置され、地震の被害の軽減のために、地震の調査や研究の推進およびその成果の普及が行われている（例えば、地震本部，2018）。その成果として、過去に観測された地震活動や地層から読み取った歴史時代以前の活断層のデータをもとに、全国を概観した確率論的地震動予測地図（以後、「予測地図」という。）が作成されている。この予測地図は、地震の位置・規模・発生確率の評価に基づき日本の各地点の地震ハザードを総合的に評価して、その分布を地図に示したものである。このうち、震源断層を特定した地震の強震動予測手法は、強震動を高精度に予測するための標準的な方法論の確立を目的とした「レシピ」として構築され、強震動評価において広く用いられている。

「レシピ」の中では、強震動評価全体に影響する地震規模の算出方法として次の2通りが示されている。1つ目は、過去の地震記録や調査結果等の諸知見を吟味・判断して震源断層モデルを設定する方法（以後、「(ア)の方法」という。）である。この方法では、断層面積 S から地震モーメント M_0 を経験式に基づいて設定する。地震の規模に応じたスケーリング則の変化を考慮して3-stageモデルが取り入れられている。もう1つの方法は、地表の活断層長さ等から地震規模を設定し震源断層モデルを設定する方法（以後、「(イ)の方法」という。）である。この方法では、断層長さ L から気象庁マグニチュード M_{jma} を松田（1975）の式で求め、武村（1990）の式で M_0 へ変換する。

(ア)の方法を用いるためには断層の面積の算出が必要で、活断層の長さに加えて断層幅を与えるために、地震発生層の厚さと断層の傾斜角が必要となる。しかし、日本でも有数の長大断層で豊富な調査データが揃っている中央構造線活断層帯や糸魚川ー静岡構造線活断層帯でさえ、断層の傾斜角を高角と考える専門家と低角と考える専門家の議論が続いているのが現状である。そのため、地震発生前に強震動評価を行う場合、ばらつきや不確定性について留意する必要がある。一方、(イ)の方法のように断層長さのみから地震規模を推定する場合、地震の発生源である活断層のジオメトリに比して説明変数が単純であるので、目的変数である地震規模のばらつきが大きくなる可能性がある。例えば、断層の傾斜角はずれのタイプによって異なる場合が多いことから、断層面積は断層のずれのタイプによって大きく異なる可能性があるが、(イ)の方法の場合、ずれのタイプが異なっても断層長が同じであ

れば、同一の地震規模が算定される。

そこで、本研究では、断層長さに加え断層のずれのタイプを考慮した重回帰分析による規模予測式を提案する。具体的には、世界で発生した内陸地殻内地震のデータに対して、目的変数をモーメントマグニチュード M_w として、説明変数を震源断層長 L_{sub} とずれのタイプに設定し、ダミー変数を用いた重回帰分析を行った（図 1）。なお、検討にあたっては、Stirling *et al.*(2002)による 389 個の地震に 2002 年以降から 2016 年までに国内外で発生した 94 個の地震のデータ加えた。

$$M_w = 1.37 \log L_{sub} + 0.01 (\text{ダミー変数 1}) + 0.16 (\text{ダミー変数 2}) + 4.55$$

（ダミー変数 1, ダミー変数 2）：横ずれ断層(0, 0), 逆断層(0, 1), 正断層(1, 0)

この規模予測式の係数に着目すると、逆断層は横ずれ断層よりも M_w が 0.16 大きくなり、この差は M_0 が約 1.7 倍大きいことを意味する。これは単位面積当たりのエネルギー放出量が一定であるとみなすと、鉛直な横ずれ断層に対して傾斜角が 35° の逆断層の差に相当する（図 1）。断層のずれのタイプを考慮した場合としない場合の回帰分析結果について、統計モデルの当てはまり具合を評価する赤池情報量規準 AIC を用いて検討した結果においても、ずれのタイプを考慮した規模予測式の方が良いモデルであると判断された。

また、本研究で求めた式と「レシピ」において用いられる規模予測式との比較を行った。（ア）の方法の中で、2nd-stage に該当する入倉・三宅式は、本研究の逆断層と横ずれ断層の規模予測式の間に位置する。入倉・三宅式の元となるデータが横ずれタイプと逆断層タイプの地震を含むことから、これらの式の関係を説明することができる。一方、（イ）の方法に用いる松田式との比較では、横ずれ断層の規模予測式と概ね同程度となる。これは松田式の元となるデータが横ずれ断層である西埼玉地震と濃尾地震の 2 点を結んだ経験式であることと整合的である。

本研究で求めた規模予測式は、断層長さに加え、断層のずれのタイプを考慮したものであるが、従来の規模予測式とも概ね整合的な結果を算定できる。断層のずれのタイプは地震発生前に特定することが比較的容易であることから、本研究による規模予測式は従来の（ア）と（イ）の両手法の相違を理解する一助となると考えられる。

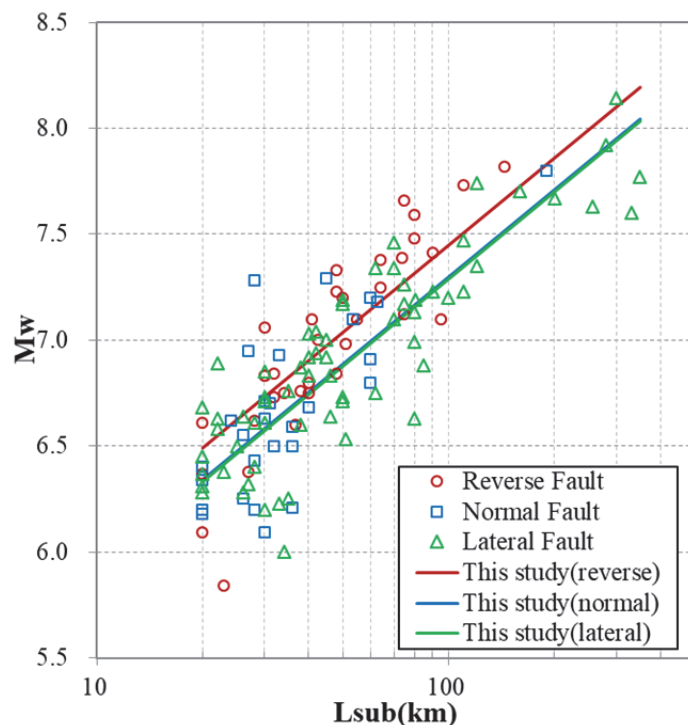


図 1 断層のずれのタイプを考慮した断層長さと地震規模の関係

1943 年鳥取地震の吉岡断層における稠密微動観測

○野口 竜也・香川 敬生・福田 優平・

吉田 昌平・西田 良平(鳥取大学)

Microtremor Observation in the Yoshioaka Fault
of the 1943 Tottori Earthquake

○Tatsuya NOGUCHI, Takao KAGAWA, Yuhei FUKUDA,

Shohei YOSHIDA and Ryohei NISHIDA (Tottori Univ.)

1. はじめに

1943 年鳥取地震により地表地震断層の鹿野・吉岡断層が生じ、断層形態としては断層西方では正断層、東方では逆断層とされる(西田・他, 1993)。断層のトレンチ調査(金田・他, 2002)で断層変位が確認されている鹿野断層において、地中レーダーと稠密微動探査を実施しており(野口・他, 2016)、地表付近の断層変位や地表断層直上では微動の振動特性が変化することがわかった。本研究では、鹿野断層と同時に生じた吉岡断層の直上において稠密微動探査を実施し、地盤震動特性の違いを調べた。

2. 探査および解析方法

鳥取市吉岡温泉町新町地区で 34 点、野坂地区で 75 点、菖蒲地区で 54 点、合計 163 点で単点 3 成分観測を行った。既往の断層調査(金田・他, 1993; 西田・他, 2002)を参考に、3 地区の地表変位箇所とその周辺を 20~50m 間隔で面的に観測点を設置した。観測に用いた微動計は JU410(白山工業)で、サンプリング周波数 100Hz, 日中の時間帯に 1 点につき約 10 分間の測定を行った。また、吉岡温泉町新町地区と野坂地区で最大 13 台の微動計(JU410)を用いて、辺長 1.5~6m の正三角形の頂点を連続で繋ぐチェーンアレイ観測を実施した。解析としては、単点 3 成分観測記録から水平動 2 成分と上下動のスペクトル比(H/V)を求め、その形状の特徴の変化や卓越周期を調べた。また、チェーンアレイ観測の記録からは CCA 法(Cho et. al., 2006)を用いて位相速度分散曲線を求めた。

3. 解析結果

地表変位箇所を境に前後で H/V の形状や水平動の方向による違いがみられ、位相速度の分散特性が H/V の特性の違いに応じて変化していたが、既往の鹿野断層での探査(野口・他, 2016)結果でみられた微動特性の変化とは特徴が異なっていた。吉岡断層においても、断層運動に伴う地表変位箇所や地下の断裂箇所では地盤震動特性が異なることがわかった。このような微動の特性に違いの要因としては、断層運動による基盤の破碎や段差、水平方向の速度構造の違いの影響が考えられる。

参考文献: 金田・他; 活断層研究, Vol.2002, No.21, p.73-91, 2002., 西田・他; 鳥取大学教養部紀要, 27, 別冊, 1993., 野口・他; 日本活断層学会 2016 年度秋季学術大会, P12, 2016., Cho et. al.; J. Geophys. Res., 111, B09315, 2006.

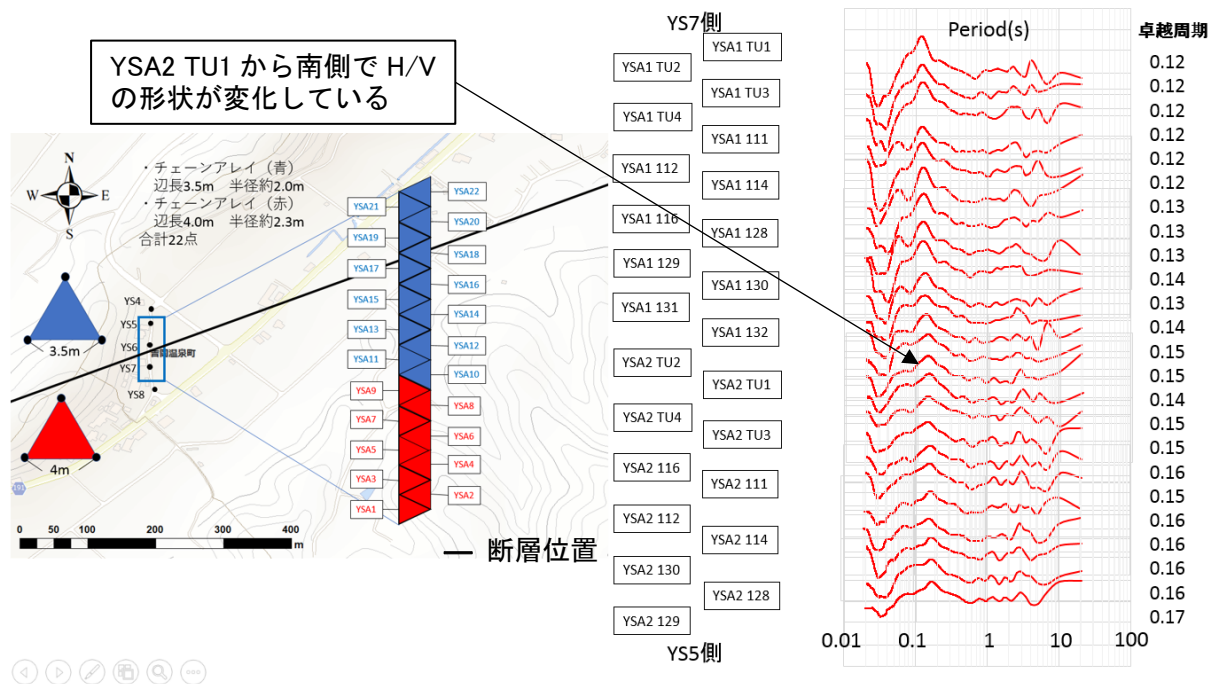


図-1 吉岡温泉町新町地区の微動 H/V の比較

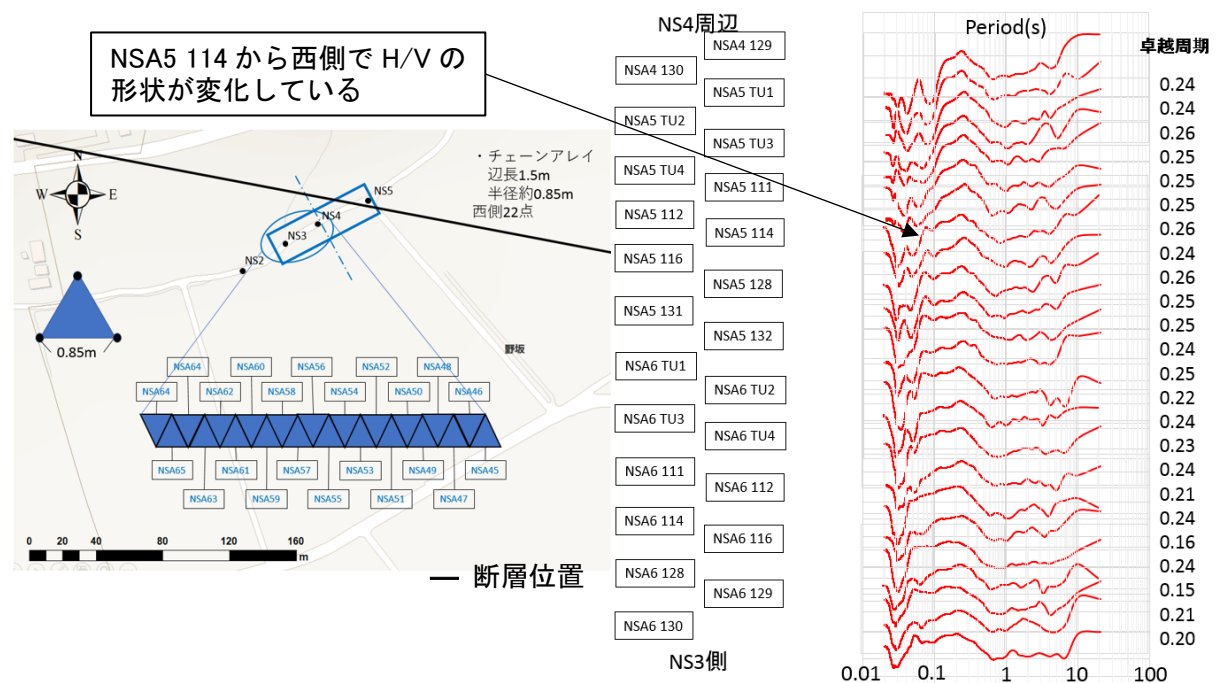


図-2 野坂地区の微動 H/V の比較

FEMによるスリップパーティショニング発生条件の探索

° 竿本英貴¹, 近藤久雄¹ (¹産総研 活断層・火山研究部門)

Detecting occurrence conditions of slip partitionings with FEM

° Hidetaka Saomoto¹ and Hisao Kondo¹ (¹AIST IEVG)

1 はじめに

断層変位のスリップパーティショニングは事例数が少なく(例えば Wesnousky and Jones (1994) と King et al. (2005), Toda et al. (2016)), 未解明な部分が多い. 本研究は, スリップパーティショニングの現象把握を目的としており, スリップパーティショニングが生じやすい条件を有限要素解析に基づいて探索しようとするものである.

2 問題設定と解析条件

80 km × 80 km × 40 km の直方体 (ヤング率: 45 GPa, ポアソン比: 0.3) の内部に, 逆断層を想定した断層面 1 と横ずれ断層を想定した断層面 2 の 2 つの断層面からなる y 字型の断層面を作成した (図 1(a)). また, 解析領域には広域応力場を簡略化した 2 軸圧縮状態を設定する. 最大圧縮応力の作用方向 θ はパラメータであり, x 軸方向から反時計回りに 0° から 90° まで, 15° 刻みで変化させた.

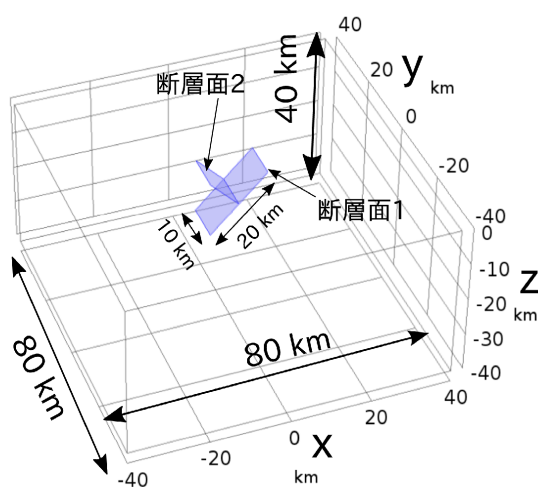
y 字型の断層面を拡大したものが, 図 2 である. 今回, 断層面 1 の地表への到達位置 ($x = 10, z = 0$) および断層面 1 の幅を固定している (20 km). 一方, パラメータとして「最大圧縮応力の方位 θ », 「断層面の交点を規定する長さ Δ », 「断層面 1 の傾斜角 ϕ_1 », 「断層面 2 の傾斜角 ϕ_2 」の 4 つを表-1 のとおり変化させる (組合せ総数は 784 ケース).

全 784 ケースについて, 次式で定義したスリップパーティショニング強度 I_{sp} を求め, ケース毎に比較する. ここで, $I_{sp} = |d_{1z}| |d_{2y}|$. d_{1z} は断層面 1 上の平均ずれ変位ベクトルの z 方向成分を, d_{2y} は断層面 2 上の平均ずれ変位ベクトルの y 方向成分をそれぞれ表す. 本研究では, I_{sp} の値が大きいほどスリップパーティショニングの度合いが強いと考える. スリップパーティショニング強度と各パラメータの関係性についてとりまとめたのが本研究の特徴であり, 観測や実験からは得ることができない知見を多く含む. 詳細は学会当日に報告するが, 今回の検討を通じて得られた結果は, 次のとおりである.

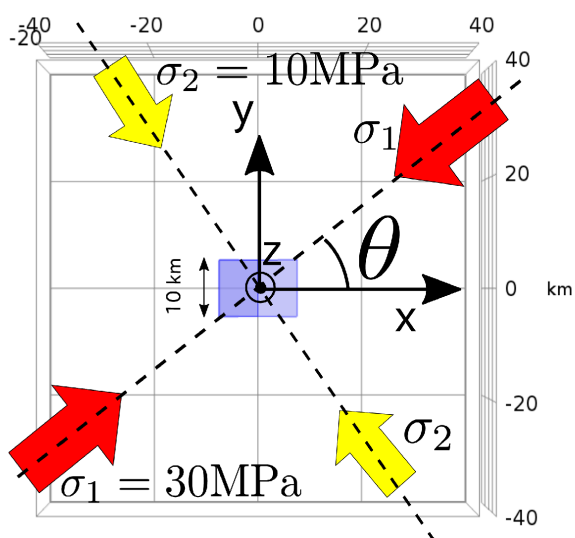
3 得られた結果のまとめ

1. 断層面上の平均ずれ変位を用いてスリップパーティショニング強度を定義した.
2. スリップパーティショニング強度が大きくなるパラメータの組を見出した ($\theta = 30^\circ$, $\phi_1 = 60^\circ$, $\phi_2 = 90^\circ$).
3. スリップパーティショニング強度に対する各パラメータの感度に関する知見を得た (θ と ϕ_1 の感度が高い).
4. 断層面上の縦ずれ変位量と横ずれ変位量の比を調べた結果, スリップパーティショニング強度が大きいケースのほとんどは, その比が 0.8 から 0.9 程度であった.

謝辞: 本研究は, 文部科学省 科学技術基礎調査等委託事業「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究 (課題 A)」の一部として実施しました. ここに記して謝意を表します.



(a) 断層面配置の鳥瞰図



(b) 広域応力場を簡略化した2軸圧縮

図1 スリップパーティショニング発生条件探索のための問題設定

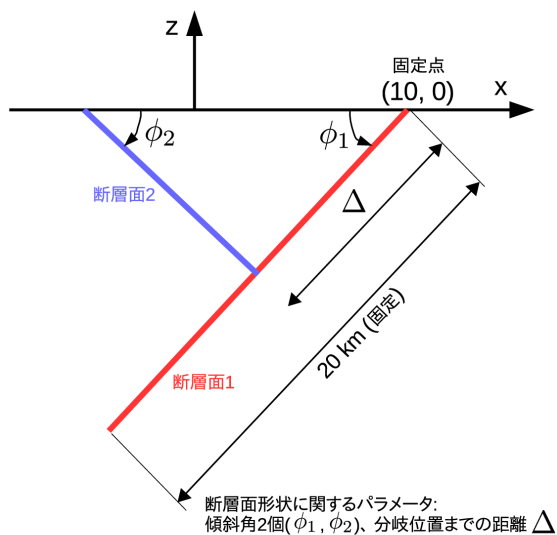


図2 断層面形状に関連する3つのパラメータ

表 1: 4つパラメータ θ , Δ , ϕ_1 , ϕ_2 の取りうる範囲

パラメータ名	数値
$\theta(^{\circ})$	0, 15, 30, 45, 60, 75, 90
Δ (km)	5, 10, 15, 20
$\phi_1(^{\circ})$	30, 45, 60, 75, 90
$\phi_2(^{\circ})$	30, 45, 60, 75, 90, 100

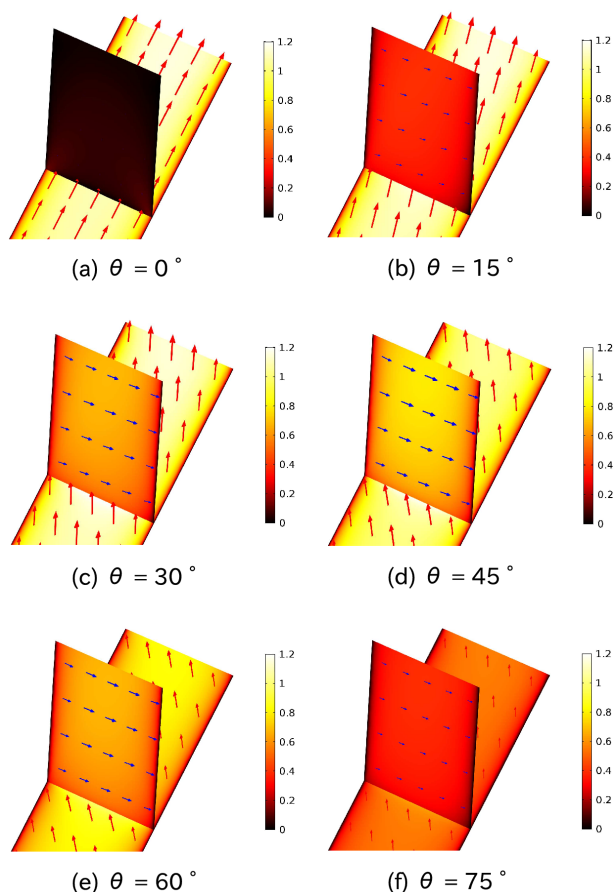


図3 $\phi_1=60^{\circ}$, $\phi_2=90^{\circ}$, $\Delta=10$ kmのケースでの断層面上ズレ変位の θ 依存性 (色は変位の大きさを表す)

横ずれ活断層の成熟度と地下比抵抗構造

°加藤茂弘（人と自然博）・山口 覚（大阪市大）

Relationships between the maturity of strike-slip active faults and their underground resistivity structures

°Shigehiro Katoh and Satoru Yamaguchi

横ずれ活断層が断層運動を繰り返して成熟していき連続性の良い長大な活断層帯へと発達することは、砂箱実験を用いた研究により古くから指摘されてきた（Tschalenko, 1970）。横ずれ活断層に比べて、縦ずれ活断層の発生と成熟過程の研究は進んでいないが、横ずれ活断層と同様に連続性の良い長大な活断層帯へと発達し、上下変位の累積が進んで比高の大きな断層崖が形成されると考えられている。Tsuneishi *et al.* (1975) は、赤石裂線に並走する光明断層の発達過程を4段階に分け、現在の地震活動を各段階に対応させることを試みた。Kakimi and Kinugasa (1976) は、このような地震活動と対応した活断層の発達過程を成熟度 (maturity) と呼ぶことを提唱した。活断層の成熟度は、活断層帯のセグメント区分や運動破壊するセグメントの数とも関係しており（Stirling *et al.*, 1996 ; Manighetti *et al.*, 2007 など）、大地震の規模予測にとっても重要な要素の一つである。

Wesnousky (1988) は、トルコやカリフォルニアの活断層では断層線のステップ数が累積変位量の増大とともに減少することから、断層形態の複雑さが活断層の成熟度の指標となることを示した。累積変位量や断層破碎帯幅が断層活動の活発さや活動期間に応じて増大することから、それらに基づき活断層の成熟度や発達段階を比較することも行われている（松田ほか, 2004 ; 吉村, 2007）。活断層は断層破壊を繰り返すことで成熟していくので、破碎帯幅を成熟度の指標とすることは合理的である。さらに破碎帯に地下水が浸透することで活断層の直下やその近傍に低比抵抗帯が形成されること（Electromagnetic Research Group for the Active Fault, 1982 ; Ritter *et al.*, 2005 など）が知られており、活断層周辺の地下比抵抗構造も成熟度の指標となりうると考えられる。

例えば、花崗岩のような岩体中に活断層が発生、発達するという単純な場合を想定し、活断層を含む一定区画内の地下比抵抗分布の変化を考えてみる（図1, 左上）。活断層の発生前には、岩体はある一定のピークを持つ比抵抗分布（例えば、正規分布）を示すであろう。活断層の発生後、断層破壊が繰り返されるにつれて、活断層周囲の岩体は破碎が進んで空隙が増大し、そこに地下水が浸入して低比抵抗の部分が広がる。このため初期には、区画内の比抵抗分布はバラツキが大きくなるとともに、ピークの頻度が小さくなる（図1, 左中）。活断層の成熟度が高まると、断層近傍の低比抵抗が顕著になり、その領域の広がりも大きくなる。一方、断層から離れた破碎が進まない部分に高比抵抗領域が残され、断層ガウジを主とする断層コア部分では地下水流動が妨げられて高比抵抗部分が新たに造られる。このような変化が進むと、区画内の比抵抗分布は低比抵抗側と高比抵抗側にそれぞれピークを持つバイモーダルな分布になると考えられる（図1, 左下）。したがって、活断層近傍の一定面積の地下断面の比抵抗分布は、活断層の成熟度を判断する指標となる可能性があるだろう。

このような観点から、近畿地方の北部に分布する郷村断層や西部に分布する山崎断層帯の土万断層や琵琶甲断層について、活断層周辺の地下比抵抗分布を比較してみた。各活断層の二次元地下比抵抗構造の解析モデルとして、郷村断層は山口ほか（2016）、土万断層はYamaguchi *et al.* (2010) および山口ほか（2018 ; 印刷中）、琵琶甲断層（西側セグメント）は山口ほか（2018 ; 印刷中）を用いた。そして、各研究の最適モデルで得られた解析セルの比抵抗値 (Ωm) の常用対数を求めて、それを相対頻度分布として示した（図1, 右）。日本列島では活動度（平均変位速度）が大きく、累積変位量が大きな活断層ほど成熟しているとみなすと、これまでの研究（福井, 1981 ; 植村, 1985 ; 岡田・東郷編, 2000 ; 松田ほか, 2004 ;

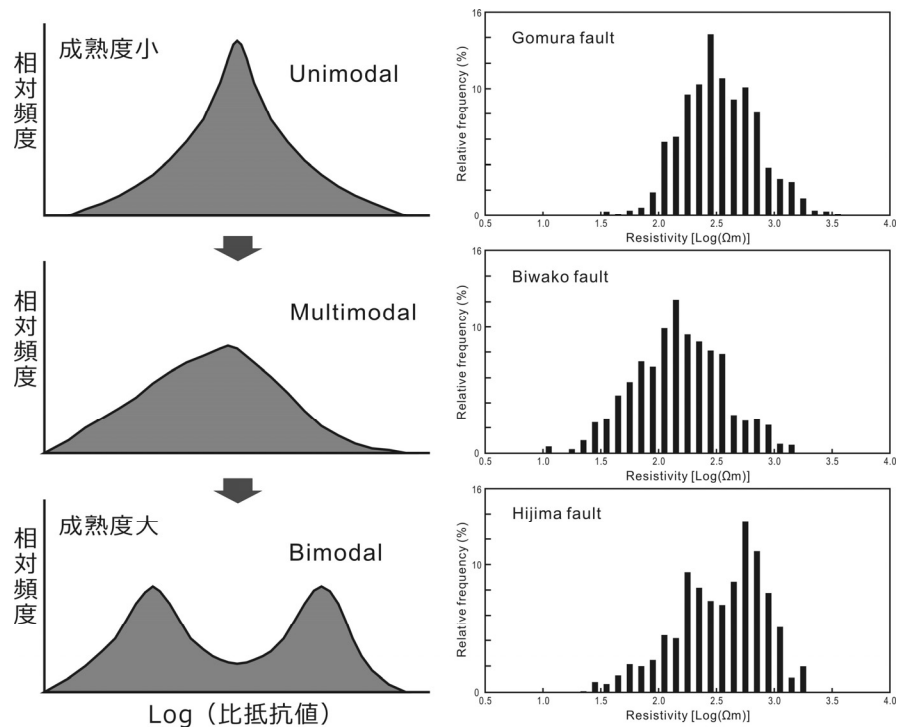


図 1 活断層の成熟に伴う断層周辺の地下比抵抗構造の変化モデル

左は単純な岩体中での変化を示した試案. 右は近畿地方北部の郷村断層(山口ほか, 2016), 近畿地方西部の琵琶甲断層(山口ほか, 2018)と土万断層(Yamaguchi *et al.*, 2010)の地下比抵抗分布を相対頻度分布で示した.

道家ほか, 2012 など) に示された平均変位速度や累積変位量, および活動開始時期や活動期間に基づいて, 郷村断層, 琵琶甲断層, 土万断層の順に活断層の成熟度が高くなっていくと考えられる. 花崗岩体中に発達する郷村断層と, 中・古生代の付加体コンプレックスおよび白亜紀火山岩類の分布域に発達する琵琶甲断層および土万断層では, 背景となる地質の複雑さが異なる. しかしながら, 郷村断層, 琵琶甲断層, 土万断層へと成熟度が高くなるにつれて変化する地下比抵抗の相対頻度分布(図 1, 右)は, 活断層の成熟度の増大と地下比抵抗分布の変化との関係を示すモデル(図 1, 左)が成立していることを示唆している. すなわち, これらの例は, 活断層周辺の地下比抵抗構造から活断層の成熟度を判断できる可能性を示していると考えられる.

今後は, 地質条件ができるだけ類似する地域において, 成熟度が異なる活断層や現在は活動的でない第四紀断層, さらに地質断層を対象として地下比抵抗構造を明らかにし, それらを比較することから, 活断層の成熟度と地下比抵抗構造との関係を深く検討していきたい.

文 献 道家涼介ほか(2012)活断層研究, 37, 1-15. Electromagnetic Research Group for the Active Fault (1982) Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, 34, 103-127. 福井謙三(1981)地理学評論, 54, 196-213. Kakimi, T. and Kinugasa, Y. (1976) Journal of Geodetic Society of Japan, 22, 278-279. Manighetti, I. et al. (2007) Earth and Planetary Science Letters, 253, 429-438. 松田時彦ほか(2004)活断層研究, 24, 1-12. 岡田篤正・東郷正美編(2000)近畿の活断層. 東京大学出版会. Ritter, O. et al. (2005) Geological Society, London, Special Publications, 245, 165-186. Stirling, M. et al. (1996) Geophysical Journal International, 124, 833-868. Tchalenko, J. (1970) Bulletin of Geological Society of America, 81, 1625-1640. Tsunehiko, Y. et al. (1975) Bulletin of the Earthquake Research Institute, 50, 415-442. 植村善博(1985)活断層研究, 1, 81-92. Wesnousky, S.G. (1988) Nature, 335, 340-343. Yamaguchi, S. et al. (2010) Earth Planets Space, 62, 401-411. 山口 覚ほか(2016), 地質学雑誌, 122, 573-586. 山口 覚ほか(2018), 地質学雑誌(印刷中). 吉村辰朗(2007)活断層研究, 27, 37-48.

ALOS 30 画像判読によるヒマラヤの先行谷の再検討

中田 高 (広島大名誉教授)・熊原康博 (広島大)

Re-consideration on antecedent rivers across the Himalayas by interpretation of ALOS 30 anaglyph image

Takashi NAKATA (Emeritus Prof., Hiroshima Univ.)・Yasuhiro KUMAHARA (Hiroshima Univ.)

問題の所在

先行谷(antecedent river)をネット検索すると、ヒマラヤ山脈を横切る大河川がその典型例としてあげられる。急速に隆起しているとされる 8000m を超える山脈を横切ってチベット高原から流下する河川が、先行性河川であることに疑念を抱かない人が多い。しかし、本当にそれは正しいのだろうか? 「それは間違いである」とする議論が受け入らないほどの定説化している。報告者らは、ALOS 30 DSM から作成したアナグリフ画像をもとにヒマラヤ山脈周辺の地形を広域的に検討し、先行谷仮説を否定する地形学的な証拠を得たので、予察的に報告する。

議論の背景

ヒマラヤ山脈を横切ってチベット高原からヒンドスタン平原に流下するアルン(Arun)川が、ヒマラヤの隆起に打ち勝って流路を保った先行谷であるという考えを初めて提示したのは Wager(1937)であった。その後、Holmes(1965)や Seale(2013)などの啓蒙的な地形の教科書が、先行河川の事例としてインダス川やブラマプトラ川などのヒマラヤ主要河川を取り上げ、この考えは広く浸透したと思われ、日本でもヒマラヤの第四紀における高ヒマラヤの急速な隆起を信じる人は少なくない。しかしながら、ヒマラヤの活断層は、主としてヒマラヤ前縁帯に位置する主境界断層(MBT)と前縁断層(HFT)に属するものであり、高ヒマラヤと低ヒマラヤを分ける主中央断層(MCT)に沿って新期の断層活動は認められず、低ヒマラヤ中には右横ずれ断層の活動が顕著である(Nakata, 1989)。

池田 (1985・1997)や酒井(2002)などは、過去 100 万年間におけるヒマラヤの急速な隆起に否定的な見解を示している。このうち、池田は「高ヒマラヤと低ヒマラヤとを画する顕著な地形境界は、南から延びてきたガンジスの支流群の谷頭侵食によって形成された侵食前線であって、テクトニックな地形ではない。」(池田, 1985)とし、「高ヒマラヤは周囲から抜きこんでた山脈と言うよりもむしろ、チベット高原の南の縁を画する急崖である。」(池田, 1997)と述べている。その一方で、「チベットヒマラヤ帯まで延びている谷のうち、あるもの(Tsangpo, Arun, Karnali, Sutlej, Indus など)は従来から指摘されているように、先行性の谷であろう。」としている。報告者らも、Tsangpo, Sutlej, Indus については、先行性流路である可能性があるが、チベット高原から高ヒマラヤを横切ってガンジス・ブラマプトラ平野に流下するそのほかの河川は、下記の証拠から先行谷ではないと考える。

先行谷ではないことを示す地形的証拠

・エベレストなどの高峰はチベット高原に聳えるモナドノック (残丘)

エベレストなどの高峰が、ヒマラヤの急速な隆起の象徴であると信じている人は少なくない。しかし、アナグリフ画像を観察すると、エベレストなどの高峰はチベット高原に聳えるモナドノック (残丘) であり、チベット高原が隆起をする前に準平原であった時期に形成された古い地形であることは明白である。これは、高ヒマラヤと低ヒマラヤを画す主中央断層(MCT)の活動は中新世まで (Le Fort, 1975 など) であり、それ以降の活動が認められないことから、チベット高原の地形は中新世以前に形成された地形である可能性が強い、また、「チベット高原の南の縁を画する急崖」には、山地隆起を示す活断層などの変動地形学的な証拠が全く認められず、池田 (1997) が指摘するとおり、南流する河川の谷頭侵食の最前線である。

・高ヒマラヤ横断区間の急な河床勾配と河川争奪と氷河争奪

先行谷は、下流側が上流側に対して相対的に隆起するために形成されるので、一般に隆起した

区間では河床勾配は相対的に緩やかになる傾向がある。先行性流路の可能性がある Tsangpo, Sutlej, Indus については、ヒマラヤを横切る区間の河床勾配は相対的に緩やかであるが、Ganges や Brahmaputra の支流は高ヒマラヤ横切る区間で、上流側や下流側よりも急な河床勾配を持っている。エベレストの東を流れるアルン(Arun)川もこの例にあたり、先行谷と言える特徴を持たない。また、チベット高原の南縁の高ヒマラヤでは、北（チベット高原）に流れる緩やかな河床勾配を持つ川が南に流れる川に上流を争奪されている例が少なくない。また、ブータンでは、北に流下する氷河の上流部が南に流下する氷河によって争奪されている例も認められる。したがって、ヒマラヤ南斜面での活発な谷頭浸食が高ヒマラヤを横切る谷の形成の原因であると言える。

・チベット高原からヒマラヤ前縁まで連続する浸食平坦面

高ヒマラヤを横切る河川が先行谷ではないことの最も決定的な証拠は、チベット高原から連なる浸食平坦面がヒマラヤ南縁に近い場所まで連続して残存することである。この平坦面は、高ヒマラヤを横切る部分でもエベレストなどの高峰を連ねた隆起帯の存在を示唆する変形は全く認められない。もっとも分かりやすい例は、ティスタ (Tista) 川の東のブータン西部で、北東-南西方向に連続する小起伏面で、高ヒマラヤを横切る場所でも地殻変動の影響を示唆する変形は全く存在しない。ブータン東部に見られるほぼ南北方向に延びる小起伏面も、高ヒマラヤを横切る場所で隆起を示すような変形は全く見当たらない。このように、高ヒマラヤが周囲に比較して隆起をしたという地形学的な証拠は認められず、Tsangpo, Sutlej, Indus などのチベット高原に広い上流域を持つ長大河川を除き、ヒマラヤを流下する河川には先行谷に該当するものはない。

結語

高ヒマラヤは隆起を続け、そこを流れ下る河川は先行性の流路を形成するという説は誤りである。21 世紀に入っても、主中央断層(MCT)が活動し高ヒマラヤが急速に隆起を続けていると主張する論文 (Hodges et al., 2004 など) が少なからず国際誌に掲載され、それなりの引用数があるという事実は憂慮すべきことである。

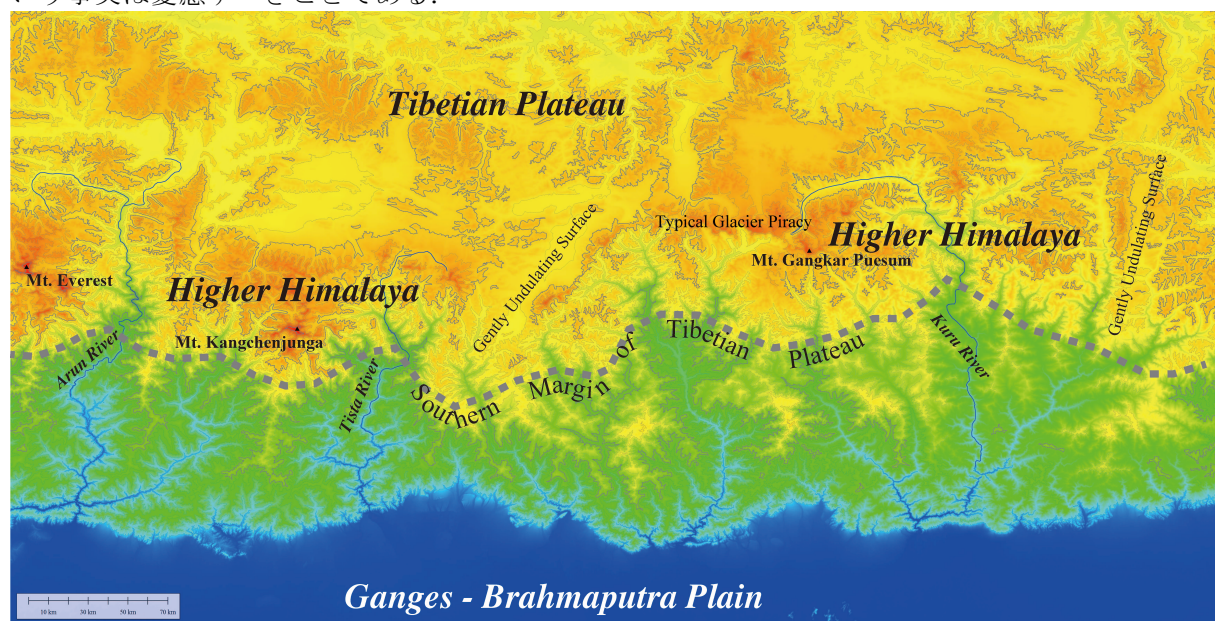


図1 ネパール・ヒマラヤ東部からブータン・ヒマラヤに見られる「先行谷」

Everest の東の Arun, Kangchenjunga の東の Tista, Gangkar Poesum の東の Kuru

高ヒマラヤの南に張り出すチベット高原の中の小起伏面に変形がないことから、高ヒマラヤを隆起させるような地殻変動は存在せず、表記の川が「先行谷」でないことは明らかである。

謝辞：本研究は科学研究費（基盤研究 B, JP18H00766)の助成を受けた。

ステレオ等値線図による 3 次元 SAR 解析データの可視化

栗田泰夫（産総研 活断層・火山研究部門）

Visualization of three-dimensional SAR analysis data
by stereo equivalence diagram

Yasuo Awata (Geological Survey of Japan, AIST)

測地技術の進歩は、地震に伴う地殻変動を数 cm から数 m までの広いダイナミックレンジで面的に捉えることを可能にしている。とりわけ、衛星搭載の合成開口レーダ（SAR）による観測は、干渉解析（InSAR）による 2 次元および 2.5 次元、ピクセルオフセット解析および Multi Aperture Interferometry（MAI）による 3 次元変位の高精細な検出を可能にし、従来の地表踏査による地震断層等の調査手法に大きな変革をもたらしつつある。ここでは、小林（2017）による 2016 年熊本地震に伴う地殻変動の SAR ピクセルオフセット解析データを用いて、広域の変動を精細かつ効率的に目視抽出するための可視化手法を提案する。

可視化手法として、栗田（2017）による高解像度数値標高モデル（DEM）のステレオ等高線地形解析図による手法を、3 次元 SAR 解析データに適用した。使用したデータは、東西・南北の水平 2 成分と上下成分の合計 3 成分のデータからなり、各データは、水平座標毎に一つの地殻変動量をもつ「2.5 次元」のデータである。それらの変動量を DEM の可視化における標高値と置き換えて、解析精度の限界まで表現する稠密な等値線図をもつステレオ等値線図を作成した（図 1 および 2）。

図 1 および 2 は、それぞれ地表変動の上下成分と東西成分を表す図であり、判読を容易にするためにアナグリフによるステレオ画像に加工した。2cm 間隔の等値線の分布形状から、いずれの成分についても使用した解析データが変動量 2cm 以下の相対的な解像度のをもつことが推察される。図 1 においては、布田付近から SW 方向に延びる不連続線を挟んで最大 250cm 程度のやや広域の上下変位が、また、熊本市街地では複数の NW-SE 走向の不連続線を挟んで数 cm 以下の局所的な上下変位が認められる。図 2 においても同様に、布田付近から SW 方向に延びる不連続線を挟んで最大 250cm 程度のやや広域の短縮性の水平変位が、また、熊本市街地では複数の NW-SE 走向の不連続線を挟んで数 cm 以下の局所的な伸張性の水平変位が認められる。アナグリフによるステレオ視によれば、これらの広域変動と大小の断層による複雑な変位の分布を容易に把握でき、さらに等値線の読図によって定量的な変位量を知ることができる。なお、SAR を登載した衛星の軌道は南北方向であることから、南北成分の解像度は 10-20cm 程度と低かった。

3 次元 SAR 解析データのみならず、面的に分布する複雑でダイナミックレンジの広いデータを表示し解釈する上で、ステレオ等値線図による可視化手法が有効であると考えられる。

引用文献：

栗田泰夫（2017）活断層・古地震研究報告，no. 17，p. 117-136.

小林知勝（2017）2016 年熊本地震被害調査報告書，地震被害調査シリーズ，no. 1，p. 28-34.

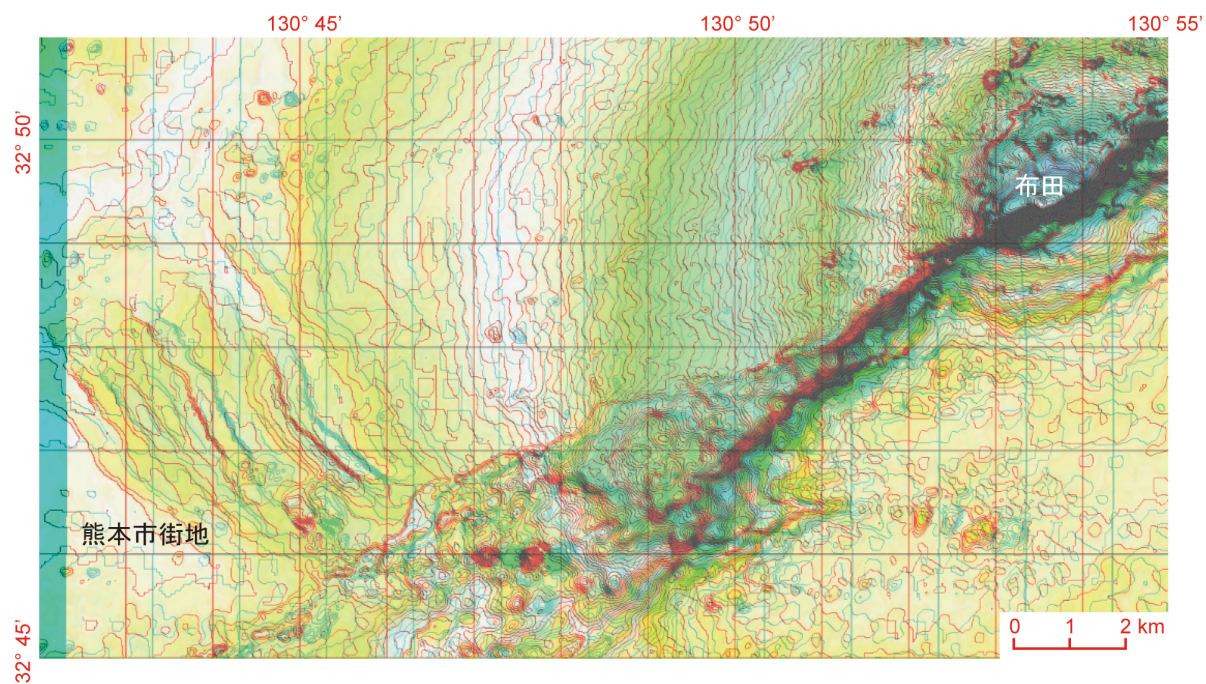


図1 熊本地震に伴う地殻変動の上下成分を表すステレオ等値線図．等値線間隔は2cm.

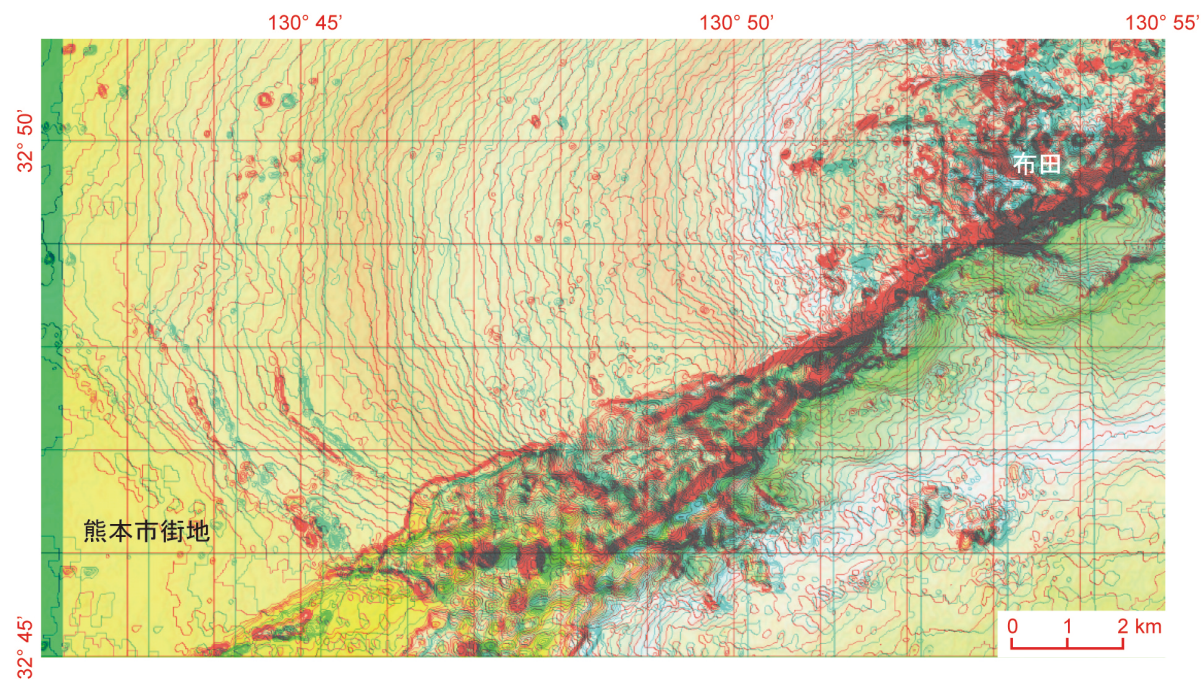


図2 熊本地震に伴う地殻変動の東西成分を表すステレオ等値線図．等値線間隔は2cm.

謝辞：ここで使用した SAR ピクセルオフセット解析データは，小林知勝氏から提供を受けました．また，解析に使用された原初データの所有権は JAXA にあります．

2018 年大阪府北部の地震に伴って有馬－高槻断層帯で 観測された地表変位

○宇根 寛・藤原 智・中埜貴元・林 京之介・森下 遊・矢来博司（国土地理院）

Surface deformation along Arima-Takatsuki Fault Zone associated with Osaka-fu-hokubu earthquake in 2018

○Hiroshi UNE, Satoshi FUJIWARA, Takayuki NAKANO, Kyonosuke HAYASHI, Yu MORISHITA and Hiroshi YARAI (Geospatial Information Authority of Japan)

ALOS-2 の干渉 SAR を用いて、2018 年 6 月 18 日に発生した大阪府北部の地震（M6.1）に伴う地表変位を観測した。その結果、震源断層の動きを直接表すと考えられるような変位は見出せなかったが、有馬－高槻断層帯の一部に沿って細い帯状の地表変位が認められた。

変位は有馬－高槻断層帯東部の真上断層に沿って現れており、変位量は大きくても数 cm 程度と推定される。100～200m の幅で帯状の変位領域が 1, 2 列並んでいるようで、変位方向は横ずれが卓越する（図 1）。

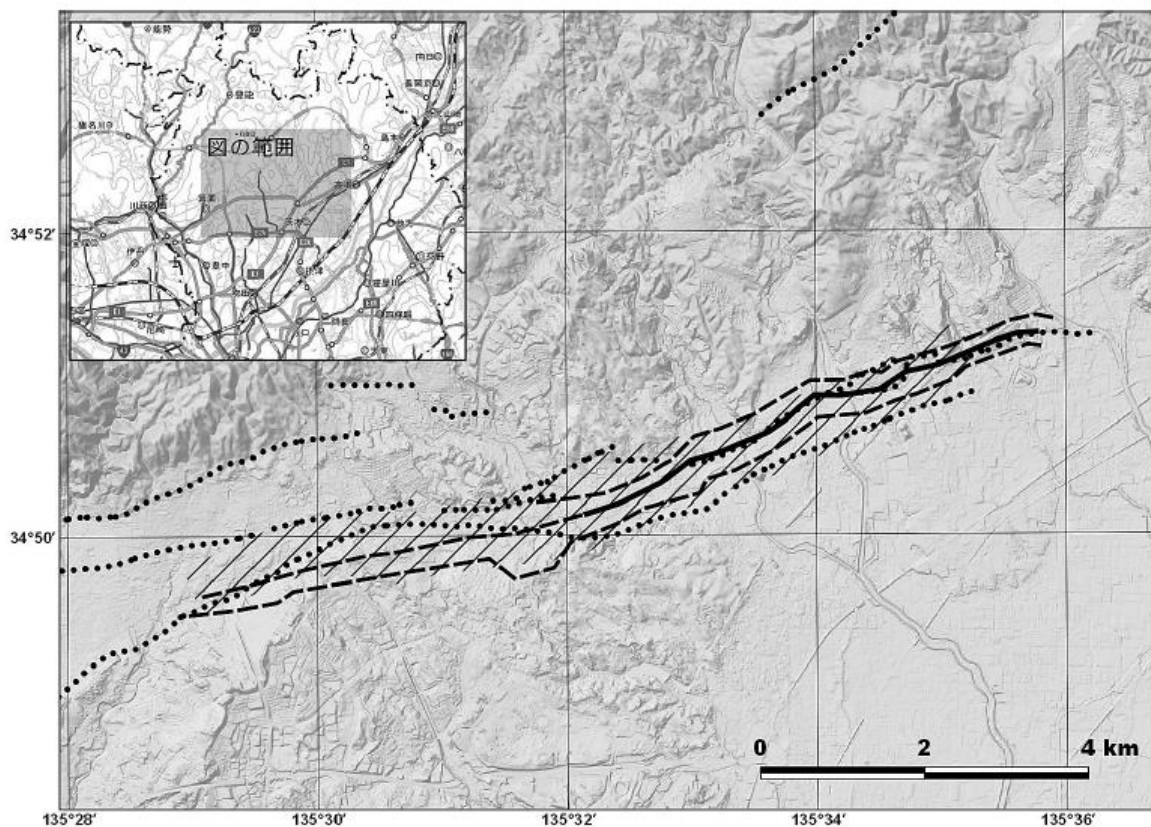


図 1 ALOS-2 の SAR 干渉画像から抽出した地表変位

太線：明瞭なもの 破線：不明瞭なもの 点線：既知の活断層（中田・今泉 2002） 斜線領域：沈降が継続している地域

過去の SAR 干渉画像を調べたところ、短期間の画像では特段の変位は見られないものの、2014 年～2017 年の 3 年の画像では、今回変位が認められた領域全体を含む幅 500m 程度の地域でごくわずかながらも一様な沈降が確認された。

大阪府北部の地震発生以降の震源分布では有馬一高槻断層帯に沿った地震は発生しておらず（図 2）、今回の地表変位は地震動による刺激により受動的に発生したものと考えられることができる。

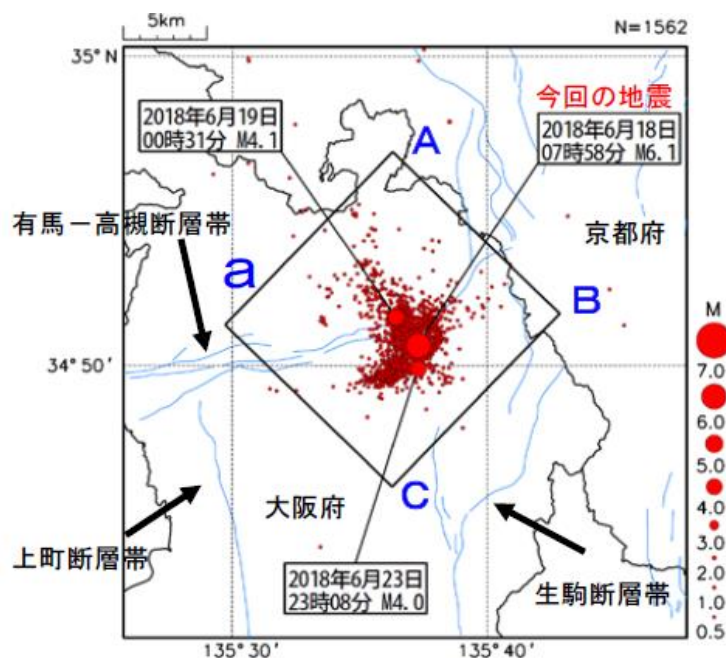


図 2 震央分布図（気象庁作成。地震調査委員会 2018）

2018 年 6 月 18 日～6 月 30 日，深さ 0～20km，M0.5 以上を示す。

有馬一高槻断層帯はこれまで活発に地震を起こしてきた活断層であり，真上断層はトレンチ調査により西暦 1596 年の慶長伏見地震の際に活動したことが推定されている（寒川・杉山・宮地，1996）。今回の変位は地層に大きな食い違いを生じさせるような規模ではないが，このような活動的な活断層においても地震を伴わない受動的な変位が起こりうるとすれば，トレンチ調査などにおける活動間隔や変位量などの活動履歴の認定について再考が必要なのではないだろうか。

本報告で使用した ALOS-2 データの所有権は JAXA にあります。これらのデータは，国土地理院と JAXA の間の協定及び地震予知連絡会 SAR 解析ワーキンググループの活動に基づいて JAXA から提供されたものです。

Sentinel-1 C-SAR を使用した SAR 差分干渉解析による 2018 年北海道胆振東部地震の地表変位

○影島充万・大沼巧（株式会社地球科学総合研究所）

Surface displacement of the 2018 Hokkaido Eastern Iwate Earthquake
by DInSAR analysis using Sentinel-1 C-SAR.

○Mitsukazu Kageshima, Takumi Onuma (JGI, Inc.)

1. 概要

2018 年 9 月 6 日 03:08 に発生した北海道胆振東部地震の前後に観測された Sentinel-1 C-SAR データを用いて SAR 差分干渉解析を実施した。解析結果より本地震の震央の東側において最大で 10cm 程度の衛星に近づく方向の移動（隆起 or/and 東方向への移動）が認められた。

2. 使用データと解析方法

欧州宇宙機構 Sentinel-1A の C-SAR データのうち 2018/8/12, 2018/8/24, 2018/9/5 および 2018/9/17 観測の降交軌道 4 シーンを使用した。日付は世界標準時であり 2018/9/5 の観測は日本時間では本地震の発生からおよそ 2 時間後に実施されている。地震発生前後の観測シーンを用いた 4 ペアについて差分干渉処理を実施し、差分インターフェログラムの生成から位相アンラッピング処理まで施した。さらに各ペアの位相アンラッピング結果に対して、水蒸気遅延成分の推定およびスタッキング処理を施すことにより、水蒸気遅延の影響を低減させ、LOS 方向（衛星の視線方向）の変位量に変換した。

3. 解析結果

差分インターフェログラム解析結果の例として、図 1 に 2018/8/24-2018/9/5 観測のペアによる差分インターフェログラムを示す。図内の白色+印は本地震の震央を示している。震央の東側に、震央に向かって位相が連続して減少する変位パターンが認められる（赤色破線矩形内）。これは地震前と比べて、地表に衛星に近づく方向の変位（隆起 or/and 東方向への移動）が生じていることを示している。他の 3 ペアの差分インターフェログラムにおいても、震央の東側に同様の変位パターンが認められる。震央付近は非干渉域となっているが、これは地震の前後で地表の状況が大きく変化したことを示唆している。またシーン全体にわたり水蒸気遅延の影響が含まれている。図 2 に水蒸気遅延の影響を低減させた LOS 方向の変位量分布を示す。平均コヒーレンス値が低下している領域にはマスク処理を施している。電子基準点「東川」（図内の赤色×印）を変位の参照点としており、LOS 変位量はこれを基準とする相対変位量である。震央の東側に最大で 10cm 程度の衛星に近づく方向の地表変位が認められる。この変位の傾向は、地震調査研究推進本部による、本地震の発信機構が東北東-西南西方向に圧力軸を持つ逆断層型であるという評価と調和的である。変位の範囲は北東-南西方向に幅 40km、震央から南東方向に幅 40km あり、電子基準点「門別 2」（図内の黒色×印）付近にまで達している。「門別 2」で本地震による変位が観測されていることと調和的である。

参考文献 地震調査研究推進本部(2018), 平成 30 年北海道胆振東部地震の評価

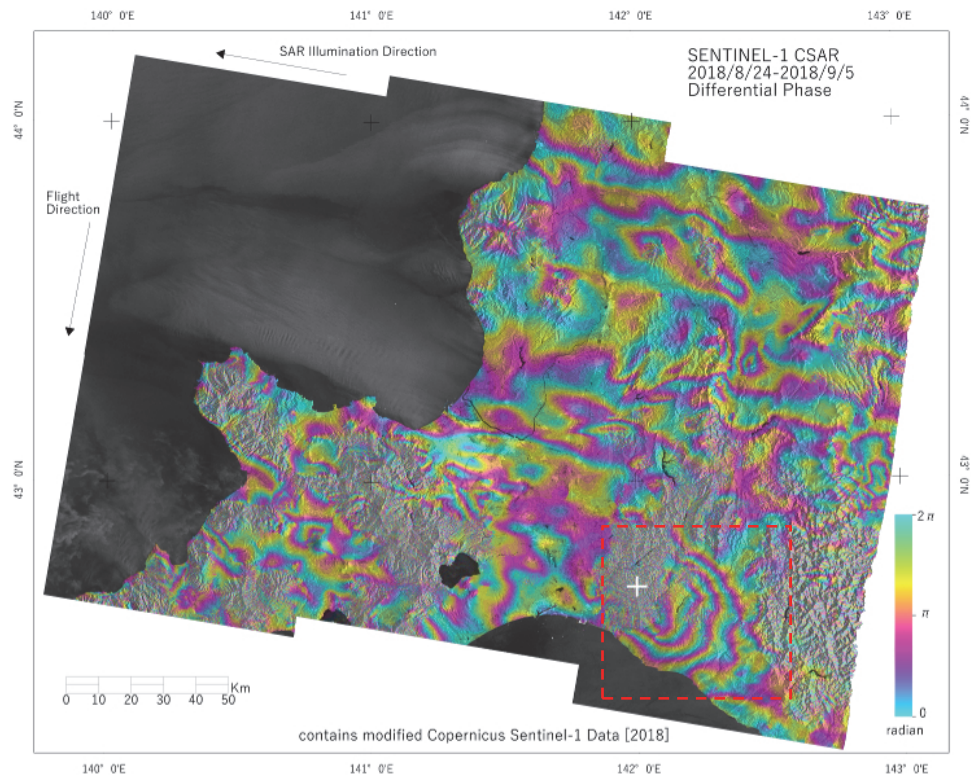


図 1 2018/8/24－2018/9/5 観測のペアによる
差分インターフェログラム画像

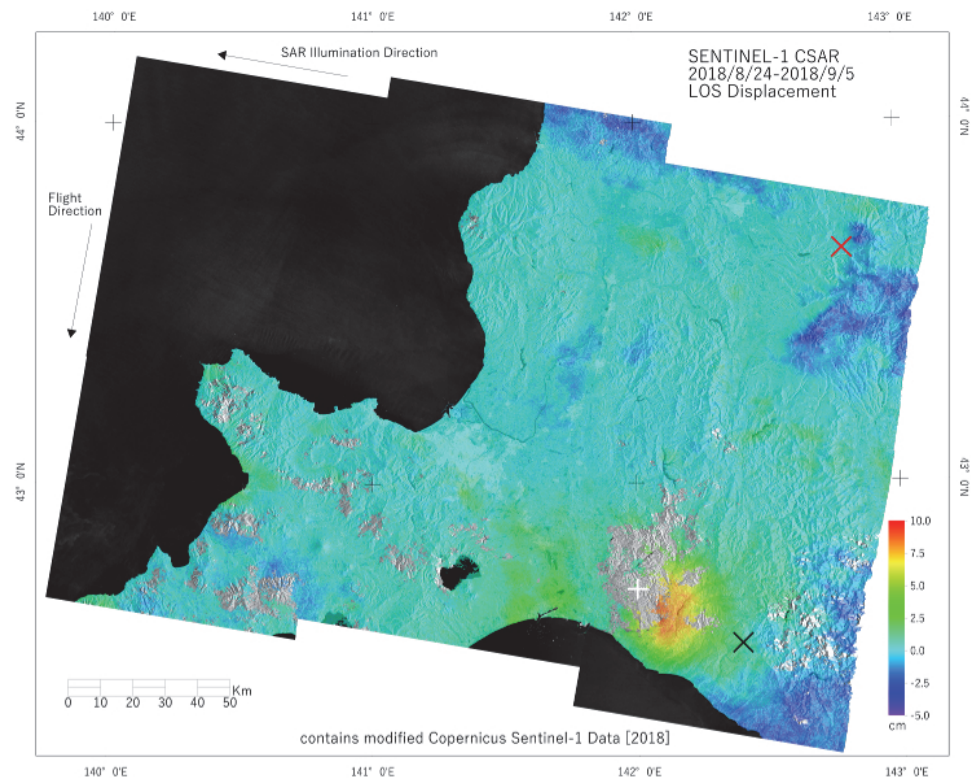


図 2 LOS 方向の変位量分布

2018 年北海道胆振東部地震で多発した崩壊・地すべり

岡 孝雄 (株)北海道技術コンサルタント・NP0 北海道総合地質学研究センター)

Land collapse and slide occurred frequently in 2018 Eastern Iburu Earthquake in Hokkaido
Takao Oka (Hokkaido Gijutsu Consultant Co., Ltd and NP0 Hokkaido Research Center of Geology)

1. はじめに

9 月 6 日未明に発生した北海道胆振東部地震 (震源 37km ; Mj6.7、Mw6.6) については、地表には断層変位は認められていないが、厚真町管内を主体に崩壊・地すべり現象が多発した。延べ 6 日にわたり現地調査を行った (10 月 18 日時点)。その結果、崩壊の主体は Ta-d を主体とする厚さ 3m 前後の斜面堆積物 (小起伏山地～丘陵; 図 1) であり、それが強振動により移動・堆積したものであることが明らかになった。台風などによる降雨があり、斜面堆積物中での液状化の有無も考えられたが、Ta-d を主体とする堆積物の層構造が保たれた状態での瞬時の移動～堆積からは液状化の作用については否定的である。調査研究を共におこなっている石狩沖積低地研究会の中ではそのような現象を“ホバークラフト現象”と呼んではどうかというアイデアも提出されている (10 月 27 日第 139 回最終間氷期勉強会例会「胆振東部地震に関する緊急報告会」関根達夫氏講演)。

調査・取りまとめにあたり、石狩沖積低地研究会、(株)北海道技術コンサルタントおよび厚真町教育委員会の関係各位にご理解とご協力を頂いた。記して感謝の意を表します。

2. 崩壊・地すべり調査

調査対象地域は主に厚真町管内の厚真川流域の朝日、幌里、桜丘、東和、吉野、富里、幌内 (日高幌内川中～下流、シュルク沢川下流、幌内ダム堤付近)、厚真市街 (新町)、宇隆およびウクル川中～上流域で、その他、安平町の早来瑞穂 (瑞穂貯水池周辺、高丘越え林道など) である。約 3,000 箇所と言われる崩壊地の 5～10% 程度を直接、近接、遠隔の差はあるが、チェックしてきている。

3. 崩壊・地すべり現象の分類

これらの現象は以下のように分類できる。

i) 平滑型斜面での崩壊

★幅 10～20m 前後の小規模な場合には斜面

下では崩落状態で、流動は弱い。

★幅が大きくなると、完全な平滑というより、スプーン状の浅沢も存在し、浅沢単位で崩壊物が集積し、斜面下 (低地) で舌状の地すべり体が形成され、押し出し部分の平面形状は凸凹となる (図 2 の A)。

★多段の段丘での崩壊・地すべり (図 3)

ii) 沢単位での崩壊

★分岐の進まない小沢 (勾配大) の場合には、沢地でのスプーン状の崩壊・地すべりの発生と沢口前方での舌状の広がり基本形が認められる。

★枝沢が生じ、分岐の進む沢 (勾配大) の場合には、増加した崩壊・地すべり体の容積が沢口にフォーカス状に集中し、凹地 (沼に変化) を生ずることもある。地すべり状の層状のブロックというより、土石流的に混在状態が進む (図 2 の B・C)。

★分岐が進み、かつ大きく長くなった沢の場合には、沢内に大部分の崩壊・地すべり体が留まり、沢口前方 (低地) への舌状体の形成が生じないか、限定的になる。分岐した枝沢の一つ一つが上記の 2 つの事例にあてはまるとみることもできる。

iii) 10° 前後の緩傾斜面での崩壊・地すべり (朝日・幌里付近の丘陵地)

道路路盤・宅地・農地などが Ta-d 主体の表層 (斜面) 堆積物に載っている場合、大きくスライドし、小褶曲を成すが、それらが切り取られた場合には全く変状が見られないなどのちがいが明瞭である。

4. 吉野および富里配水池付近の崩壊・地すべり

人家破壊により多数の死者を出したことから、マスコミ上で注目されている。吉野の場合は約 1km にわたり一見瀑布状の崩壊が続くが、平滑型斜面ではなく多数の浅沢を単位とした崩壊・地すべりの集積体である。富里の場合は背後の斜面部では浅沢群で、単独

の沢あるいはいくつかの沢が集合して崩壊・地すべりが進み、それらは段丘（T2）面上へ押し出され、舌状部1～5を形成した（図4）。

5. 日高幌内川中流の赤間/沢との分岐点付近の大規模地すべり

地すべり指定箇所で大規模な地すべりが発生したもので、西側尾根部の移動と北東部滑落崖付近の崩落・分離・移動が生じた。地震後の空中写真によれば、前者については、尾根部が滑落崖部と分離して、南へ500m程度移動し、日高幌別川の谷を塞ぐ結果となった（図5）。移動したブロック（幅200m弱×800m）は新第三系軽舞層泥岩より成り、南～南東へ10°程度の層理を有し、層理面がすべり面になった可能性がある。同じく、後者については、もとの地すべり地形の北東部の滑落崖～尾根付近が南西方向へ移動・分離している。震源に近接しており、より強い振動がもたらされた結果と考えられる。

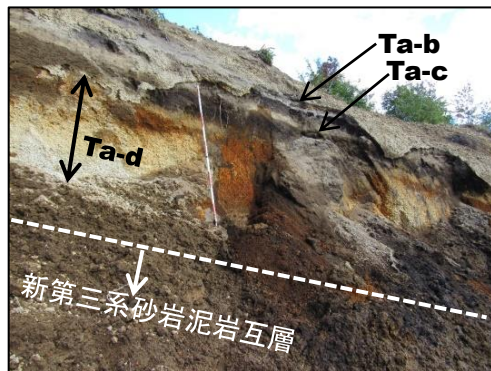


図1 崩壊した斜面堆積物（露頭は図2★印）

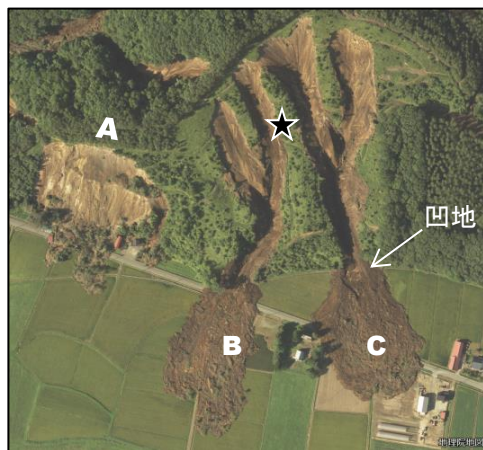


図2 幌内のメナの沢の沢口東側の平滑型斜面と分岐沢での崩壊・地すべり（国土地理院 2018. 9.6 撮影空中写真「厚真川地区」使用）

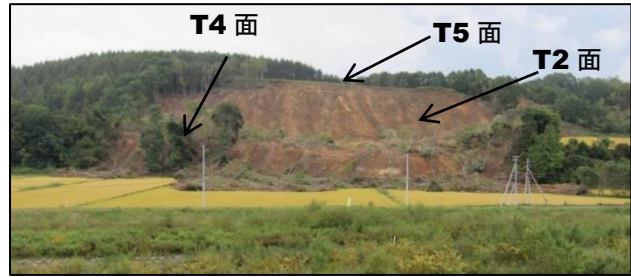


図3 富里東方厚真川南岸崩壊地



図4 富里配水池付近崩壊・地すべり地



図5 日高幌内川中流赤間/沢分岐点付近大規模地すべり（元の地すべり地の滑落崖付近の泥岩地塊の分離）

6. おわりに

長い沢の奥部などでは林道の復元が極めて困難な所もある。さらに、現地は積雪の冬が近づいている。そのため、現地へ出向いて行う全容把握は容易ではない。活断層の可能性のあるリニアメントの調査を含めて、やや長期の視点で今回の崩壊・地すべりの多発現象を見ていこうと考えている。さらに調査が進めば、今までの分類も見直す必要も生ずるであろう。

新潟平野北東縁最北部：坂町～中条付近の活断層

澤 祥（鶴岡工業高等専門学校）

Active Faults in the Northeastern Margin of Niigata Plain, Central Japan,
around Murakami City and Tainai City

Hiroshi SAWA (National Institute of Technology, Tsuruoka College)

1 はじめに

逆断層活断層の変位地形は撓曲崖として現れる場合が多く、最新の変位は比高が小さく波長の長い活褶曲（波状変形）として撓曲崖のさらに前面に出現することがある。従来の空中写真判読ではこの様な活褶曲の認定は困難であったが、高精度アナグリフ画像の解析によって最近では可能となってきた（澤，2018）。最新の活褶曲変形に注目して逆断層活断層のトレースを再検討することにより、活断層の総延長が伸びたり、活断層の不連続部が繋がる等の断層トレースの高精度化の可能性がある。

本研究では、地震調査研究推進本部（2006）の「坂町付近の断層」と「加治川断層」北端延長部にあたる、荒川右岸の村上市坂町から胎内川左岸の胎内市中条付近の新潟平野東縁部を扱う。従来の研究では、小松原（1991）が羽越本線平木田駅周辺に胎内川扇状地面を変位させる疑いがあるとして活褶曲「平木田背斜」を指摘している。また中田・今泉編（2002）と今泉ほか編（2018）には、平木田駅東側に山地側を向いた西上がりの推定活断層の記載がある。しかし、これらの記載からは詳細は不明で、より詳しい調査が必要である。

2 研究方法

国土地理院基盤地図情報数値標高モデル 5m メッシュ（DEM）から作成した高精度アナグリフ画像を変動地形学的に判読して、逆断層活断層に伴う最新の活褶曲（波状変形）を認定した。そして活断層トレースの連続と分布形状を再検討した。DEM の使用によって実体視の上下方向の強調が容易となり、沖積平野・扇状地上の緩やかで幅広い波状変形（特に背斜）の抽出がより容易になった。また、広範囲の大縮尺実体視画像を連続的に利用できることで波状変形全体を一つの画像で大縮尺のまま観察可能であり、このことは従来の空中写真判読に比べて波状変形の抽出を容易にする。

なお、背斜変形による隆起によって発生したと考えられる沖積平野・扇状地上の旧河道の蛇行・下刻を詳細に抽出するため、米軍撮影大縮尺（縮尺約 1:16,000）空中写真と国土地理院が 1960 年代に撮影した縮尺 1:20,000 空中写真の判読も併せて行った。

3 結果

村上市坂町～胎内市平木田（荒川右岸～胎内川右岸）

坂町市街地から羽越本線平木田駅にかけて、荒川扇状地とそれを浸蝕あるいは埋積する沖積面が、東西の幅約 2 km, 延長約 8 km にわたり北北東～南南西走向で最大で約 5 m 背斜状に膨らむ。この膨らみの東西の沖積平野・扇状地に比べると、この背斜状膨らみは隆起のためにより下刻され段化している。また平木田付近では、烏川支流の上流部が一般傾斜に従って西流できず、背斜状膨らみを避けるように迂回して北流する。

胎内市中条市街地（胎内川左岸）

羽越本線中条駅北方の中条市街地が位置する胎内川扇状地とそれを浸蝕あるいは埋積する沖積面は、東西の幅約 1 km, 延長約 2 km にわたり北北東～南南西走向で最大で約 5 m 程度背斜状に膨らむ。楕円山地から西流する舟戸川は、この背斜状膨らみのために西流できず山麓を延長約 4 km にわたり南西方向に流下し、膨らみが無くなった船戸付近から流向を変え西流する。

なお、平木田と中条の背斜状膨らみの東西断面形は、渡辺・宇根（1985）が中条南方の貝屋付近で指摘した加治川断層上盤側の地形面の変形に似ている。渡辺・宇根（1985）の地形面の変形は、断層に近い東端では勾配は緩く（平坦）、下流方向（西側）で一時急になりさらに下流側で再び低くなるというものである。この変形は、平木田と中条の背斜状膨らみの横断面形と似ている。このことは、平木田と中条の背斜状膨らみの東縁地下に、西傾斜の逆断層が伏在することを示唆するものかもしれない。

文献

今泉俊文・宮内崇裕・堤浩之・中田高編（2018）：活断層詳細デジタルマップ [新編]。東京大学出版会。

小松原琢（1991）：新潟平野北東縁の活構造—変位速度からみた地殻変動の地域的特徴—。東北地理, 43, 73～97。

中田高・今泉俊文編（2002）：活断層詳細デジタルマップ。東京大学出版会。

澤祥（2018）：高精度アナグリフ画像解析による逆断層活断層に伴う波状変形の抽出と活断層トレースの再検討。日本惑星科学連合 2018 年大会, SSS08-P33。

渡辺満久・宇根寛（1985）：新潟平野東縁の活断層と山地の隆起。地理評, 58-A, 536～547。

地震調査研究推進本部（2006）：楕円山脈断層帯の評価（一部改訂）。
https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/25_kushigata-sanmyaku_2.pdf

長野県白馬村北城における神城断層地震後の地形と植生の変化 井口豊(生物科学研究所)

Topographical and vegetational changes after the Kamishiro fault earthquake
at Hokujo, Hakuba Village, Nagano Prefecture
Yutaka Iguchi (Laboratory of Biology)

はじめに

2014年の神城断層地震後に、筆者は白馬村大出において、活断層沿いの倒木状況を調査し、発表してきた(井口, 2017, 2018)。今回は、今年10月11日に、白馬村北城、城山の北西斜面に位置する八幡神社(図1)において同様の調査を行なった結果を報告する。ここは、下田ほか(2016)が、同神社の石段に左横ずれ変位を認めた場所である。

地形変形と倒木状況

下田ほか(2016)は、八幡神社の石段が変形した様子を写真で示している(下田ほか, 2016, 図10参照)。それを見る限り、今回の調査でも、変形し、一部破壊された石段がそのまま残っていた(図2)。特に、上から8段目付近の両側の縁石は、左横ずれを伴う断層運動によって飛び出すように破壊されていた(図2の矢印)。石段南側(下から見て右手)方向の斜面には、この断層の延長方向を示すものと思われる斜面の傾斜変換部が認められた(図3)。それに沿うように、倒れ掛かった木が認められた(図3および4)。これは、井口(2017)が大出で認めた杉の倒木状況に良く似ていた。

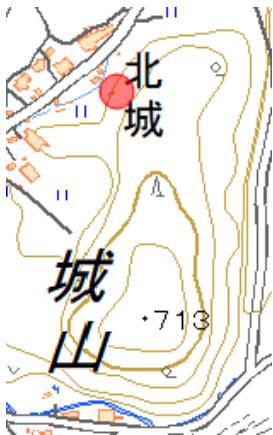


図1. 白馬村北城の調査地点、基図は国土院の電子国土Webを使用。



図2. 地震断層による八幡神社石段の変形。矢印部分の縁石が崩れている。



図3. 石段南側(下から見て右手)方向の斜面傾斜の変換部。



図4. 断層運動によるとと思われる杉の傾き。石段の南方向。

倒木方向の測定

井口(2018)と同様に、地表に倒れずに傾いているだけの木(傾斜木)も、倒木として、その倒れた方向を測定した。ただし、他の木が倒れた影響で2次的に倒れたと思われる木は、倒木とは見なさなかった。また、直立せずに、幹が屈曲している木は、倒木方向が不明確なために除外して測定した。

結果と考察

倒れた方向が測定された木は 4 本だった。倒木地点を結ぶ方向を断層の走行と見なすと、それは $N8^{\circ} E$ となり、一方で、平均の倒木方向は $N70^{\circ} W$ だった（図 5）。したがって、断層の走行に対して直交する方向から右寄りに木は倒れたことになる。

井口（2018）は、大出の姫川段丘面上において、左横ずれ運動の影響を受けたと思われる倒木方向が直交から左寄りになることを見出している。一方、山口（2018）は、熊本地震後の倒木状況を調べ、右横ずれ断層運動の影響で、右回転して木が倒れた様子を報告している。今回の調査地の断層は左横ずれであったが、倒木方向は直交から右寄りになった。これは、木が斜面上にあり、上から見て、断層の上盤側が右に動いた影響を示しているかもしれない。地震断層が森林に与える影響、あるいは逆に、森林被害から推測される地震断層の特徴について、今後もさらに調査が必要と思われる。

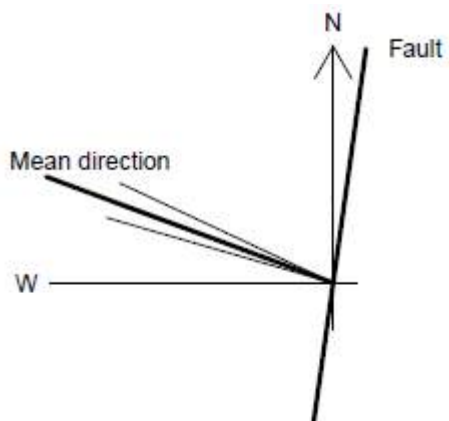


図 5. 倒木方向（ $n=4$ ）の分布。断層の走行に対して、直交やや右よりに倒れている。

引用文献

- 井口豊（2017）2014 年長野県神城断層地震後の地形と植生の変化．日本活断層学会 2017 年度秋季学術大会講演予稿集：102-103.
- 井口豊（2018）2014 年長野県北部地震における神城断層沿いの森林被害の特徴．日本地理学会発表要旨集 93：231（2018 年度日本地理学会春季学術大会）．
- 下田力・大塚勉・佐藤翔・加藤祐輝（2016）長野県白馬村における神城断層の地形を利用した歴史遺構．信州大学環境科学年報 38：79-88.
- 山口勝（2018）8K 空撮の活断層研究への活用，特に熊本地震における地震断層の発見について．活断層研究 48：1-11.

三浦半島城ヶ島及び荒崎に分布する離水生物遺骸群集から得られた 放射性炭素年代の特徴 °内田淳一・佐津川貴子（原子力規制庁長官官房技術基盤グループ）

Characteristics of ^{14}C age from uplifted sessile assemblages at Jogashima and
Arasaki in Miura Peninsula

Jun'ichi UCHIDA, Takako SATSUKAWA

1. はじめに

先史時代も含めた地震の発生履歴に関するデータは、将来の地震活動の評価にとって極めて重要な情報となる。陸域における地震についてはトレンチ調査による地震履歴評価が可能な場合もあるが、沿岸域及び海域における地震については同様な評価は困難である。沿岸域における地震履歴の情報を得る手段の一つとして、地震により隆起した離水生物群集遺骸を用いる方法がある。離水生物群集遺骸を用いて年代測定を実施する際、試料の前処理の一つとして酸処理があるが、年代測定の結果の及ぼす不確実さの程度については知見が少ない。そこで、本研究では年代測定試料の前処理として実施する酸処理濃度の違いが、放射性炭素年代測定の結果に与える影響を検討した。調査地域は、離水生物群集遺骸が産出し、かつ完新世段丘に関する既往研究例が多く、歴史地震（元禄関東地震：1703年、大正関東地震：1923年）が発生していること等から、三浦半島城ヶ島及び荒崎を選定した。

2. 城ヶ島及び荒崎における完新世段丘（地形面）の特徴

城ヶ島及び荒崎における完新世段丘は海岸侵食地形面として認識でき、高位よりA1面、A2面、A3面、G面及びT面に区分した（表1）。宍倉・越後（2001）⁽¹⁾を参照し、城ヶ島については元禄関東地震による隆起ベンチと考えられる標高約1.5～3.0mの地形面をG面とし、大正関東地震の隆起ベンチと考えられる標高約0.5～1.5mの地形面をT面とした。同様に荒崎については標高約1.0～2.0mの地形面をG面とし、標高約0～1.0mの地形面をT面とした。地形面の形態は、スコリア質砂岩が凸部、泥岩が凹部をなし、スコリア質砂岩の層厚が厚いものほど凸部が高い傾向がある。泥岩は地形面の外縁付近では緩く海側へ傾斜し、波浪による侵食を受けている。地形面の外縁から離れたところでは、泥岩が厚いところに波浪と風化作用によって形成されたと考えられる平坦面が認められる。平坦面の発達状況は、両地域間で若干の差が認められる（表1）。

表1 城ヶ島及び荒崎における地形面区分の一覧

地形面	標高(m)	分布幅	平坦面の発達	地形面に連続する 海食洞の有無
城ヶ島地区	A1	向斜構造部:中位、急傾斜構造部:-	平坦面外縁へ緩く傾斜	なし
	A2	向斜構造部:中位、急傾斜構造部:-	平坦面外縁へ緩く傾斜	なし
	A3	向斜構造部:広い、急傾斜構造部:-	厚い泥岩分布域に平坦面が発達	なし
	G	向斜構造部:広い、急傾斜構造部:広い	厚い泥岩分布域に平坦面が発達	なし
荒崎地区	T	向斜構造部:狭い、急傾斜構造部:広い	厚い泥岩分布域に平坦面が発達	あり
	A1	急傾斜構造部:中位	平坦面が未発達	なし
	A2	急傾斜構造部:狭い	平坦面が未発達	なし
	A3	急傾斜構造部:狭い	平坦面外縁へ緩く傾斜	なし
	G	急傾斜構造部:広い	砂岩優勢部に発達し、平坦面少ない	なし
	T	急傾斜構造部:広い	厚い泥岩分布域に平坦面が発達	あり

3. 放射性炭素年代測定試料の採取

城ヶ島で7地点、荒崎で5地点、合計12地点で離水生物群集（ヤッコカンザシ類を主体）を採取した。放射性炭素年代測定に供する試料は、試料の未変質部を用いる目的から、酸処理を施すことが通例となっているが、その際の酸処理条件（特に、酸処理濃度）については測

定機器、施設毎に経験的に定められていることが多い。そこで、これらを15～95%程度の範囲で酸処理濃度の違いによって細分し（試料名末尾を溶解度の小さい方から順にa、b、c……とする）、城ヶ島で13試料、荒崎で17試料、合計30試料を年代測定用試料とした。試料の保存状態は概ね良好であり、ノッチや海食洞、波食溝に沿って分布している。試料の採取標高は城ヶ島で0.9～1.5m（T面相当）及び2.4～2.8m（G面相当）、荒崎で0.6～1.3m（T面相当）である。また、離水生物群集の分布高度には最大約60cm程度の幅が認められる。

4. 放射性炭素年代の測定結果

本研究での測定結果は、城ヶ島のT面相当で約360～540 yr B.P.、G面相当で約560～650 yr B.P.を示し、荒崎のT面相当で約350～550 yr B.P.の年代値を示した。実際の暦年代は、400年程度の海洋リザーバ効果⁽²⁾及び80年程度のローカルリザーバ効果⁽³⁾の除去により若くなることを考慮すると、現在に近い年代値を示していると考えられ、得られた結果は概ね妥当と評価できる。

城ヶ島の試料C01、荒崎の試料C03を段階的に溶解させ測定を行ったところ、酸処理濃度50～60%程度が最も適切な値を示した。これは、地形面の離水後に試料表面で生じた再結晶等の影響が除去された結果、本来の値を示したものと推定される。一方、これらの試料と溶解処理を実施していない試料の年代値を比較すると、試料によってばらつきが大きい結果となった。

5. まとめ

本研究では、城ヶ島のT面相当で約360～540 yr B.P.、G面相当で約560～650 yr B.P.、荒崎のT面相当で約350～550 yr B.P.の年代値を得ることができた。海洋リザーバ効果等を考慮すると、この結果は妥当な年代値と評価できる。また、年代測定試料を段階的に溶解させ、放射性炭素年代測定を行ったところ、酸処理濃度50～60%程度が最も古い値を示した。これは、試料表面で生じた再結晶等の影響が除去された結果、本来の値を示したものと推定される。

引用文献：(1) 宍倉正展・越後智雄、1703年元禄関東地震に伴う三浦半島南部の地殻上下変動-離水波食棚・生物遺骸の高度分布からみた検討-、歴史地震、no.17、2001、(2) Alves E. Q., Kita M., Philippa A. and Christopher B. R., The Worldwide Marine Radiocarbon Reservoir Effect: Definitions, Mechanisms, and Prospects, Reviews of Geophysics, 56, 2018、(3) 宍倉正展・越後智雄・金田平太郎、歴史地震で隆起した貝化石を用いた三浦半島南部における海洋リザーバ効果の評価、日本第四紀学会講演要旨集、2006

謝辞：地域住民の方々をはじめ、神奈川県横須賀土木事務所、横須賀市港湾部及び同環境政策部には本調査に関する多大なご協力をいただいた。ここに記してお礼申し上げる。

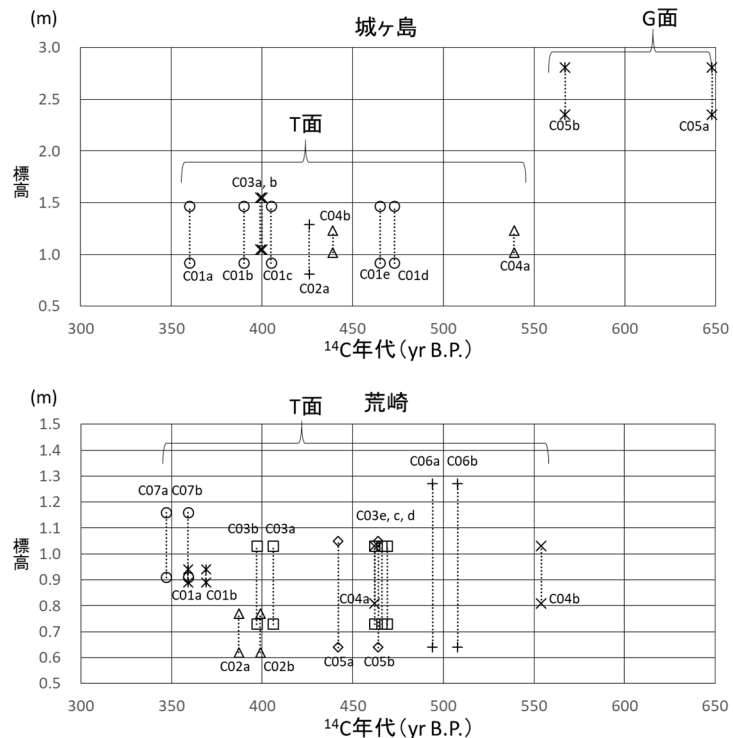


図1 三浦半島城ヶ島及び荒崎に分布する離水生物遺骸群集から得られた放射性炭素年代

同一のプロット図柄は同一の測定試料であることを示し、酸処理濃度の違いによって細分している（試料名末尾を溶解度の小さい方から順にa、b、c……とする）。破線は離水生物群集の分布高度の幅を示す。

PSHAで考慮する断層活動シナリオの重み付けに与える事前情報の影響 内田淳一・儘田豊・田島礼子（原子力規制庁長官官房技術基盤グループ）

An effect of information given in advance on weighting process for
faulting scenarios in PSHA

Jun'ichi UCHIDA, Yutaka MAMADA and Reiko TAJIMA

1. はじめに

原子力発電所等での機器の機能喪失等の事象の発生頻度とその影響を定量評価する手法として、確率論的リスク評価がある。事象の原因は様々あるが、地震に関しては将来発生する地震動の強さとその頻度を把握するため、確率論的地震ハザード解析（以下「PSHA」という。）が用いられる。PSHAは、対象地点に対して、地震動として影響を及ぼし得る様々な震源を考慮し、着目期間内に、ある地震動強さを超える確率（超過確率）を算出する。超過確率の算出では地震の発生確率と地震動強さの確率分布を定量評価する。その際、考慮すべき多様な不確かさのうち、認識論的不確かさ（適用する震源モデル、各パラメータ等）についてはロジックツリー（以下「LT」という。）中の分岐として設定され、技術的な難易度に応じて専門家によって各分岐の重み付けが行われる。上記の手続きのうち、各分岐に対する専門家による重み付けは、超過確率の評価に影響を与える重要なプロセスの一つである。

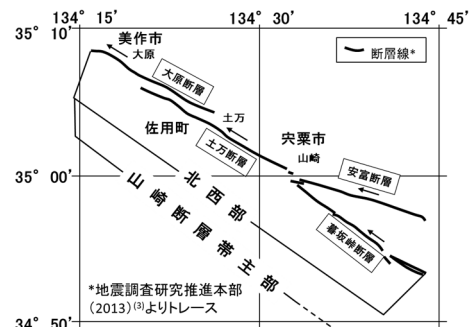
上記のプロセスにおいて、専門家間により重みがばらついた場合には、議論を深めた上で、重みを統一して与える方法が多くの場合とられている。議論を深める一つの方法としては、様々な調査・解析法により得られた科学的知見を提示する方法がある。そこで本検討では専門家に提示する事前の科学的情報が、重み付けの結果に与える影響について検討する。具体的には、山崎断層帯の活動シナリオをLTの分岐として設定し、山崎断層帯に関する事前の科学的情報を専門家に提供した後に、専門家へのアンケートを実施し、それぞれの分岐に対する重みを調査する。アンケートは複数回行うこととし、回を重ねる毎に異なった情報を提供し、各分岐に与えた重みの変化を評価する。これにより得られた重みのばらつきについて分析し、課題点及び得られた超過確率を解釈する際の留意点を整理する。

2. 調査方法

山崎断層帯の活動シナリオとして儘田・他（2015）⁽¹⁾、内田・他（2017）⁽²⁾に従い、山崎断層帯主部北西部の断層のうち大原断層、土万断層、安富断層の組み合わせに

表1 各回のアンケート前に提供した情報の概要

提供時期	情報の概要	情報の性質	シナリオへの優劣度			
			1	2	3	4
第1回目 アンケート前	崎断層帯の長期評価 ⁽³⁾ の情報を提示。	3断層全体が破壊する地震像を想定。	-	-	-	●
第2回目 アンケート前	地形調査（断層に沿った変位量分布など）、 地質調査（ジョグ部におけるボーリング調査、反射法探査など）、 地震学的調査（稠密地震観測データに基づく各種解析）、 地球物理学調査（反射法地震探査、重力探査等）	大原断層と土万断層が地下では一体化している可能性を示唆。 断層の巨視的、微視的パラメータのおおよその位置等について推定。 土万断層と安富断層の間で上下成分を伴う地層の不連続を認識。 土万・安富断層に続く帯状の低重力異常域を認識。土万・安富断層が地下で連続する一つのセグメントとして認定可能。	-	●	-	-
	新たな提案手法に基づく、断層に沿った変位量分布の再評価、 動力学的シミュレーションに基づく断層の運動破壊の評価結果	3断層が運動する、または大原・土万断層と安富断層の変位量が類似のポテンシャルを有していることを示唆。 主応力軸の方向が、限られた範囲のケースのみ3断層全体を破壊させることが可能。	-	●	-	●
第3回目 アンケート前			-	●	-	●
			-	●	-	×



震源モデル	
破壊シナリオ	平均活動間隔
シナリオ1 大原・土万・安富 個別破壊	大原 2400年 土万 3400年 安富 3100年
シナリオ2 大原・土万 同時破壊 安富 個別破壊	大原・土万 4700年 安富 3100年
シナリオ3 大原 個別破壊 土万・安富 同時破壊	大原 2400年 土万・安富 6500年
シナリオ4 大原・土万・安富 全ての同時破壊	7700年

表2 専門家の専門分野

専門家	専門分野
震源検討 チーム	S1 地質学
	S2 地質学
	S3 活断層学
	S4 地震学
地震動検討 チーム	G1 地震学
	G2 地震学
	G3 地震工学
	G4 地震工学
	G5 原子力工学

図1 検討対象とした山崎断層帯の4つの活動シナリオに対応するLT(左)及び断層の配置図(右)

に基づき4つの活動シナリオを想定した(図1参照)。専門家へのアンケートは有識者9名に対し、計3回実施した。各回のアンケート前に提供する情報の概要及び有識者9名の専門分野の構成を表1及び表2にそれぞれ示す。各回のアンケートにおいて、事前に提供した情報を参考に、図1のLTに示したシナリオ1~4の、4つの活動シナリオの重みの和が1となるよう、重み付けを各専門家に依頼した。

3. 調査結果

計3回の専門家へのアンケート結果を図2に示す。全体的に断層の活動シナリオの評価は専門家間で意見のばらつきが大きく、評価の難しい課題であることが認識される。アンケートの回数を重ねるにつれ、提供した情報量は多くなっているが、全体的には専門家間の意見が集約する傾向にはない。ただし、シナリオ3については提供した情報量を増やすにつれて、意見が集約する傾向がみられる。

4. 調査結果の考察

表1にはアンケート毎に与えた情報の根拠となる様々な調査法を示したが、大原断層と土万断層が連動する可能性を示す調査結果が多く、土万断層と安富断層が連動する可能性を示す調査結果が少なかった。これによりシナリオ3についての実現性は低いものと判断されたと考えることができる。また、シナリオ2についてもアンケートを重ねるにつれて、全体的に重みは増加するという、調査結果から推定されたシナリオが支持される傾向にある。しかし、実現性が極めて低く重みが0付近と判断されたシナリオ3と異なり、重みの大きさまで集約することは困難で、この場合、LTにおける重み付けの方法が重要になる。実際、PSHAの実施には、各分岐で生じる専門家の重みのばらつきは、一つの代表値として与えるのが一般的である。本研究では代表値の与え方として、算術平均で与えた場合の例を図3に示した。これを図2の結果と比較すると、シナリオ3以外の重みのばらつきは非常に大きいことがわかる。このような、専門家による重みのばらつきが存在していることを明示することが重要である。

5. まとめ

専門家によるLTの分岐の重み付けにおいては、事前に提供する情報が専門家により評価された重みの評価結果に少なからず影響することが確認された。また、提供する情報量とそれらから推定される結果により、認識論的不確実さが小さくできる場合もあることが示された。さらに、最終的な結果であるPSHAには現れない専門家による重みのばらつきが存在する事例を示した。よって、最終的な結果であるPSHAの評価においては、LT内の分岐に与えられた重みのばらつき、それらのばらつきがPSHAの評価に与える影響及びばらつきから代表的な重みを与えた場合の具体的プロセスについて確認することが重要である。

引用文献:

(1) 儘田・内田・藤田、確率論的地震ハザード解析におけるロジックツリーの分岐項目の設定に関する検討—内陸の活断層を対象として—、日本活断層学会、2015；(2) 内田・儘田・田島、活断層の連動破壊シナリオの設定が確率論的地震ハザード解析に与える影響の検討、日本活断層学会、2017；(3) 地震調査研究推進本部、山崎断層帯の長期評価（一部改訂）について、2013

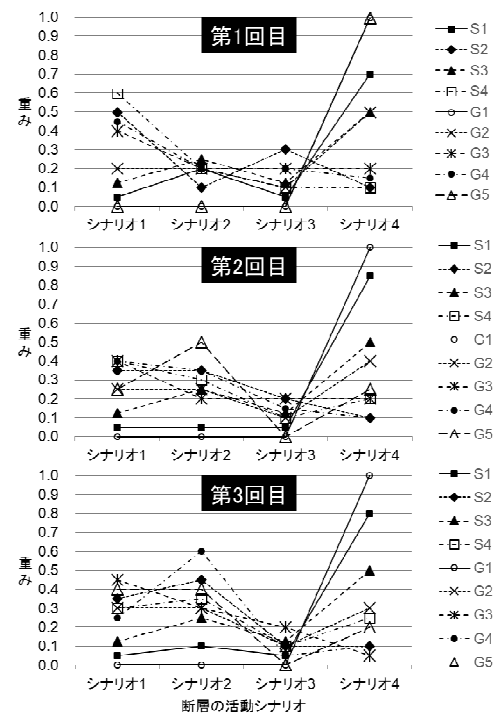


図2 表2に示した専門家毎のアンケート結果
S1~G5の記号は表2に示した専門家に対応。

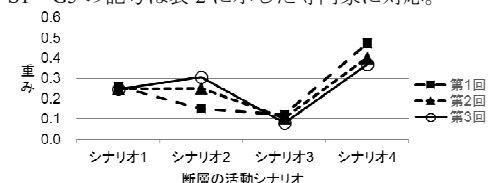


図3 専門家により評価された重みの算術平均の推移