

石狩低地帯南部の上部更新統の構造

小松原琢[○]・康義英(産業技術総合研究所 地質情報研究部門)Geologic Structure of the Upper Pleistocene in the Southern Part of the Ishikari Lowland,
Central HokkaidoTaku KOMATSUBARA[○] and Yoshihide KOU

1. はじめに

石狩低地帯東縁断層帯南部の南西には活褶曲が存在すると指摘されてきた(平川・越後, 2002; 池田ほか, 2002; 平川ほか, 2010). しかし, これらの研究で変位基準とされた支笏火砕流の堆積面が元来平坦面を形成していたか否かという問題が残されていた. 演者らは地盤調査ボーリングデータを用いて MIS5d の等時間面を認定し地下構造を再検討した.

2. 使用データと解析手法

演者らは, 木村ほか(2011)のデータベース, 北海道農業土木協会, 苫小牧港港湾事務所, 株式会社苫東より計 3358 本のボーリング資料を借用し, 層序区分を行った. 層序解析にあたっては産業技術総合研究所・防災科学技術研究所のボーリングデータ処理システムを用いた. 基準面の構造等高線図を作成するにあたっては逆距離加重法による平面補間を行った.

3. 変位基準面の認定

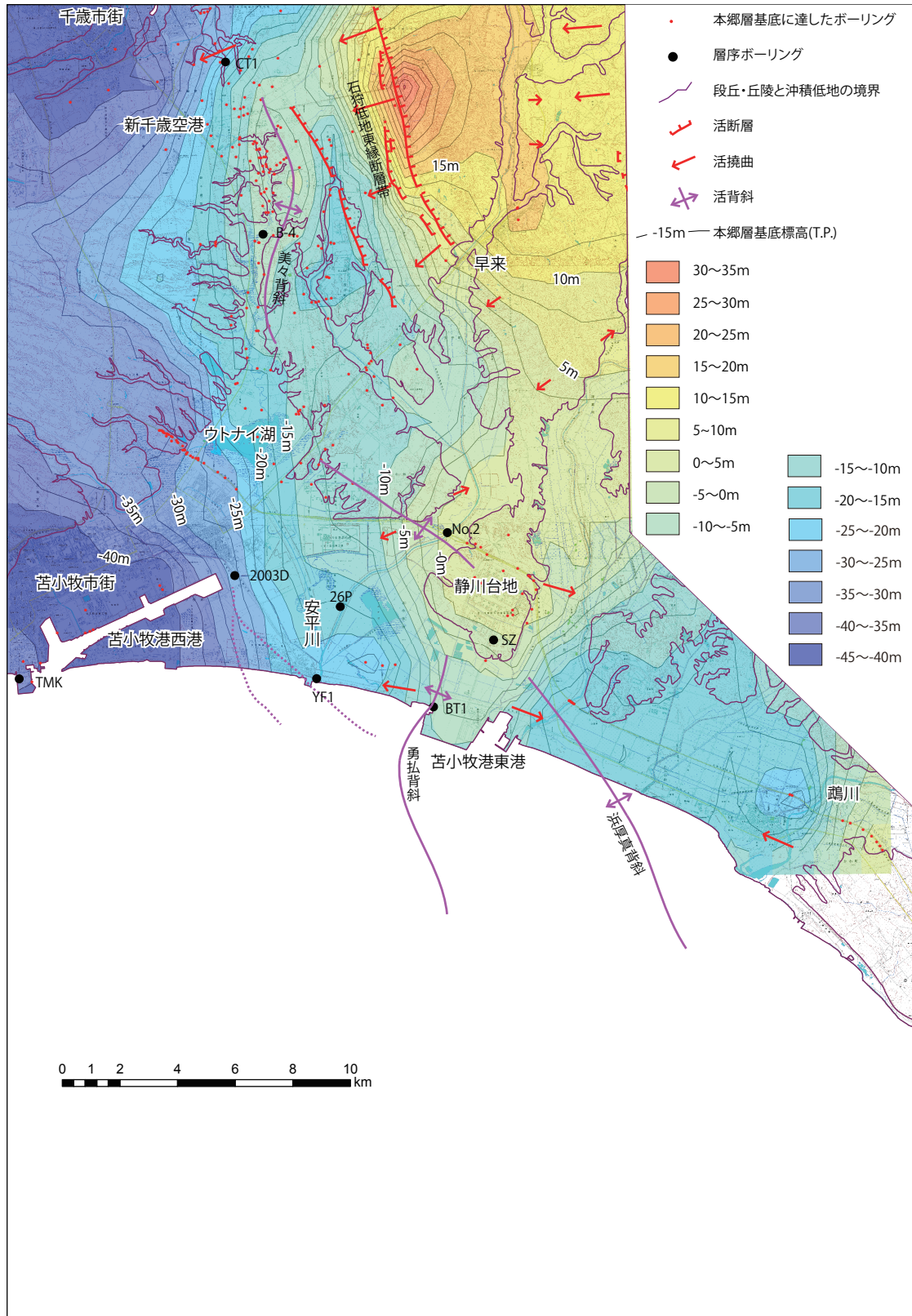
山田ほか(1981), 星野ほか(1982), 馬追団研(1983), 近藤ほか(1984, 1996), 下川ほか(1993), 大森ほか(1997), 能條ほか(2002), 産総研(2007), 嵯峨山ほか(2010), 小松原・小松原(2012)は, 石狩低地帯の地表と地下から Toya の存在を報告しているが, その多くで Toya は下位の浅海成層を整合に覆う泥炭質堆積物(本郷層)下部に挟在する(嵯峨山ほか, 2010). このため, 本郷層基底(≒Toya)を, ①支笏火山噴出物下位の泥炭質堆積物基底, ②海成層(貝殻を含む砂ないし泥)直上, ③側方連続性が良好, ④Toya が確認された層準に連続, という基準に基づいて認定し MIS5d の基準面として追跡した.

4. 結果

315 本の柱状図上で本郷層基底を認定し, その構造等高線図を作成した. 図に示すように石狩低地帯東縁断層帯から苫小牧港東港に至る活背斜(勇払背斜)が存在する. また, 石狩低地帯東縁断層南西側には S 字状に湾曲した美々背斜(新称)が認められるが, その位置や形状は平川・越後(2002)など既往研究に示されたものと異なる. 勇払背斜西翼の平均上下変位速度は 0.2mm/yr 程度と考えられる.

文献

平川・越後(2002)活断層研究, **22**, 63-66. 池田ほか(2002)第四紀逆断層アトラス. 平川ほか(2010)都市圏活断層図. 木村ほか(2011)地調センター速報, **56**, 113-119. 山田ほか(1981)地下資源調査所報告, **52**, 31-55. 星野ほか(1982)第四紀研究, **21**, 23-40. 馬追団研(1983)地球科学, **37**, 8-21. 近藤ほか(1984)第四紀研究, **22**, 313-325. 近藤ほか(1996)地質雑, **102**, 312-329. 下川ほか(1993)地質学会第 100 年講演要旨, 504. 大森ほか(1997)加藤誠教授退官記念論文集, 317-324. 能條ほか(2002)地球科学, **56**, 253-268. 産総研(2007)基盤の調査観測対象断層帯の追加・補完調査成果報告 H18-8. 嵯峨山ほか(2010)地質雑, **116**, 13-26. 小松原・小松原(2012)地調センター速報, **59**, 101-108.



福井県，三方湖・中山低地の地下地質情報に基づく三方断層帯の活動性

° 石村大輔（千葉大学）・加藤茂弘（兵庫県立人と自然の博物館）・

岡田篤正（立命館大学・京都大学名誉教授）

Activity of the Mikata fault zone based on subsurface geology of the Lake Mikata
and Nakayama Lowlands, central Japan

Daisuke ISHIMURA, Shigehiro KATOH, Atsumasa OKADA

1. はじめに

発表者らは，琵琶湖北部から若狭湾沿岸に存在する「袋状埋積谷」と呼ばれる地形を対象として掘削調査や物理探査を行い，袋状埋積谷の形成過程およびそれに関わる活断層の活動性（変位速度，活動履歴）を明らかにすることを目的としている．本発表で対象とする福井県の三方湖・中山低地は，東縁を三方断層に画された低地部に位置し，それぞれ現在は湖・湿地環境をなす．2009年に三方湖東岸（石村ほか，2010；岡田ほか，2010），2011年に中山低地でそれぞれボーリング調査を行った．本発表では，三方湖東岸と中山低地で得られたボーリングコア中のテフラ分析結果，¹⁴C年代測定結果，花粉分析結果に基づいて，堆積環境の変化を推定し，三方断層帯の活動性について論じる．

2. 三方湖東岸の掘削結果：MK09 コア，NEXCO コア（石村ほか，2010）

すでに石村ほか（2010）が報告しているが，三方湖東岸では数千～2 万年で上方粗粒化する堆積ユニットが確認され，それらユニットの形成が三方断層帯の活動に伴う西側（三方湖側）低下による湖水準の急上昇とその後の埋積過程と解釈した．Katoh et al. (2013) は，NEXCO コアの分析を追加し，7300～5300 年前と約 11000 年前にも同様の地殻変動を示唆するイベント層準を認めた．さらに NEXCO コア中のテフラを三方五湖周辺のテフラと対比し，広域テフラとの対比を現在検討中である（加藤ほか，2013）．

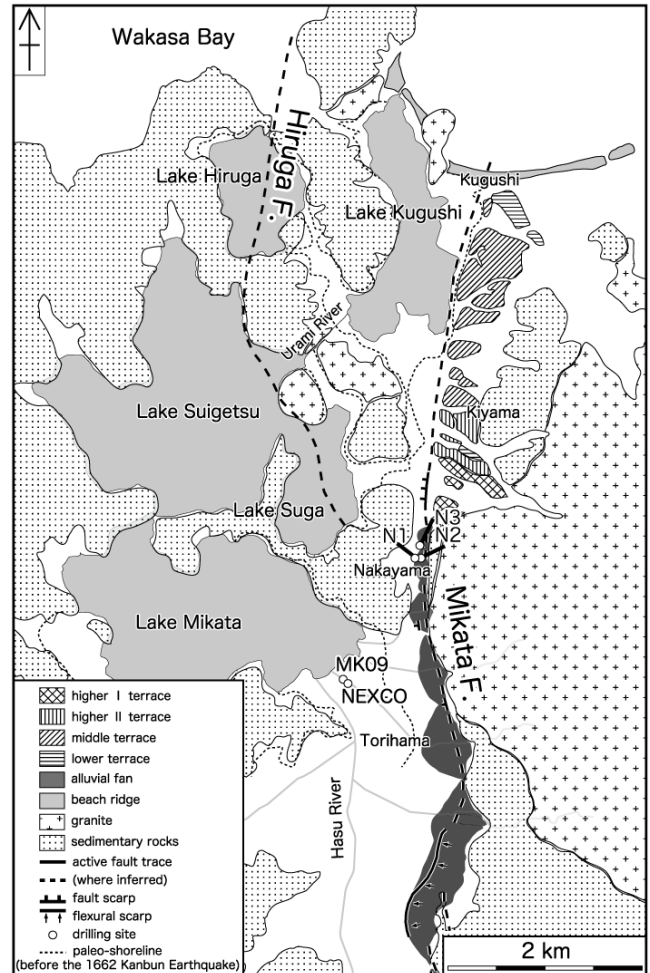
3. 中山低地の掘削結果：N1～N3 コア

中山低地では，岡田ほか（2010）で報告されている既存のボーリングコアに加え，N1～N3 コアを 2011 年に掘削した．掘削地点は，岡田ほか（2010）で推定された伏在断層の隆起側にあたる湿地と扇状地の境界付近である．本研究では，14 試料の ¹⁴C 年代測定を行い，各コアから始良 Tn テフラ (30,009±189 SG06₂₀₁₂ yrBP : Smith et al., 2013) を検出した．本地点では，三方湖東岸と異なり，断層活動に伴う地すべり等による土砂供給が予想される．断層と直交方向に並ぶ N1, N2 コア間で，層相に基づき対比可能な礫層の上下層準の ¹⁴C 年代測定結果から，いくつかの礫層が年代的にも対比できた．また，N1, N2 コアの礫層の堆積時期と三方湖東岸のイベント発生時期を比較した結果，前述の 7300～5300 年前と，石村ほか（2010）で示した 19.3 ka, 31.1 ka のイベントとほぼ同時期に，山地から中山低地への土砂供給があった可能性が考えられる．現段階では，これらの土砂供給が地震イベントに起因して発生したとは確定できていないが，このような試みは断層活動に伴う周辺環境の変化や古地震履歴を明らかにする上では重要である．

4. 三方湖と中山低地間に推定される活構造

周辺の地形から、三方湖形成前には三方湖の位置に谷が存在し、湖西方を谷頭とする河川がそこを東流した後、中山低地から気山を抜けて北流していたと推定される。NEXCO コアと N2 コアの基底付近には、円磨された中～大礫を含む河成礫層が確認され、最終間氷期より前までは、三方湖・中山低地・気山を結んで流れる河川があったことを示唆する。そのような古水系を仮定すると、河成礫層を基準にして、その堆積以降の西側（上流側）低下による三方湖と中山低地間の上下変位量を約 90m と概算できる。

これら 2 つの低地間の上下変位量は、中山低地東側に位置する三方断層の活動のみでは説明できない。一方、水野ほか（1999）で示された水月湖・久々子湖間に位置する日向断層の最終間氷期以降の上下変位量は 60-70 m であり、速度に換算すると三方湖・中山低地間の上下変位速度と同等である。したがって、日向断層が南の三方湖・中山低地間まで延長しているとする整合的である。菅湖より南方での日向断層の延長位置は地形的には不明瞭であるが、その要因は、活動開始してからの累積変位量が小さいことや地表付近で低角度化しウェッジ状の断層形態を持つことであると予想される。



【謝辞】本研究は、科学研究費補助金「袋状埋積谷に着目した近畿三角帯北部域の伏在活断層の高精度評価」（代表者：岡田篤正）の成果であり、¹⁴C年代測定の一部は、「パレオ・ラボ若手研究者を支援する研究助成」による。中山低地のコア観察では、斎藤 真氏、杉山達也氏、安田大剛氏、山田圭太郎氏（京都大学）にお手伝いいただいた。この場を借りて御礼申し上げる。

【引用文献】Kato et al. (2013) Abstracts of IGU 2013 Kyoto Regional Conference. 加藤ほか (2013) 日本第四紀学会講演要旨集, 43, 140-141. 石村ほか (2010) 地学雑誌, 119, 775-793. 町田・新井 (2003) 新編火山灰アトラス, 東京大学出版会, 336p. 水野ほか (1999) 地質調査所速報, no.EQ/99/3, 187-195. 岡田ほか (2010) 地学雑誌, 119, 878-891. Smith et al. (2013) QSR, 67, 121-137.

西尾市の妙喜寺に保存されている 1945 年の三河地震地割れ
蟹江 康光^o・蟹江 由紀 (三浦半島活断層調査会)

Crack preservation in Myokiji Temple of Nishio City, caused by the
Mikawa Earthquake in 1945

KANIE Yasumitsu and KANIE Yuki

三河地震と深溝断層・横須賀断層

1945 年 1 月 13 日、マグニチュード 6.8 の三河地震で生じた地表地震断層(杉田・岡田, 2004)は、深溝(ふこうず)断層と命名され、その北部に分布する南北延長の約 5km は横須賀断層とも呼ばれてきた。断層は屈曲を繰り返して約 18km の延長距離をもち、全体として S 字形に分布している。その中域の深溝断層は、ほぼ東西に分布する活断層とされた(飯田, 1978)が、戦時下で詳しい調査はできなかった。

蟹江康光は、幼児期に名古屋市熱田区(現在は瑞穂区)で三河地震を体験し、家屋の倒壊などの被害を記憶している。しかし、すぐに軍隊が倒壊家屋の瓦礫など震災の痕跡を隠蔽し、軍事施設が多かった名古屋地区は被害が少なかったかのように見せかけたことを、家族から聞かされている。

蒲郡市一色町の南北系断層と幸田町西深溝の東西系断層は、三河地震による北東～北傾斜の逆断層の活断層とされたが、トレンチ発掘調査により、蒲郡市地域の断層は 3 万～2 万年前(土木学会原子力委員会, 1999)、ないし約 3.3 万～2.2 万年前、あるいは約 2 万年(岡田 2006)の活動履歴が知られている。

横須賀断層

一方、南北系の横須賀断層の変位地形と諸

性質の調査報告は、大変少ない。

名古屋市立大井国民学校からの集団疎開児童たちが、それまで疎開していた軟弱地盤にある蟹江町から、地震の 1 週間前に、妙喜寺(西尾市江原町 16、当時の西幡豆郡三和村)など 3 寺院に再疎開した。妙喜寺では、疎開児童 3 年生 29 名のうちの 12 名と引率教師 1 名が、本堂の倒壊で犠牲となった(青山, 2011)。ジオハザードなど集団避難先の選定に、考えさせられる課題である。

この寺には、「地震で生じた地表地震断層が、ほぼそのままの状態に保存されている」との情報を得て、2013 年 1 月、現地調査した。その形状のスケッチと観察結果を報告する。保存されている露頭としての地表地震断層は、南側で北東へ、北側で西北西へ分岐し、地割れの幅約 2cm は南方に開いている。地割れのほぼ中間に倒壊した庫裡の柱跡も観察できる。上下のずれは柱跡の南側で約 5cm、北側で約 1cm で、落ちた方向は異なる。露頭の範囲だけで表面観察を行ったので、正断層であるかの判断はできない。この露頭は、佐久間住職により、長さ 6.4 m と幅 2.4m の上屋に覆われ、風化から保護されている。

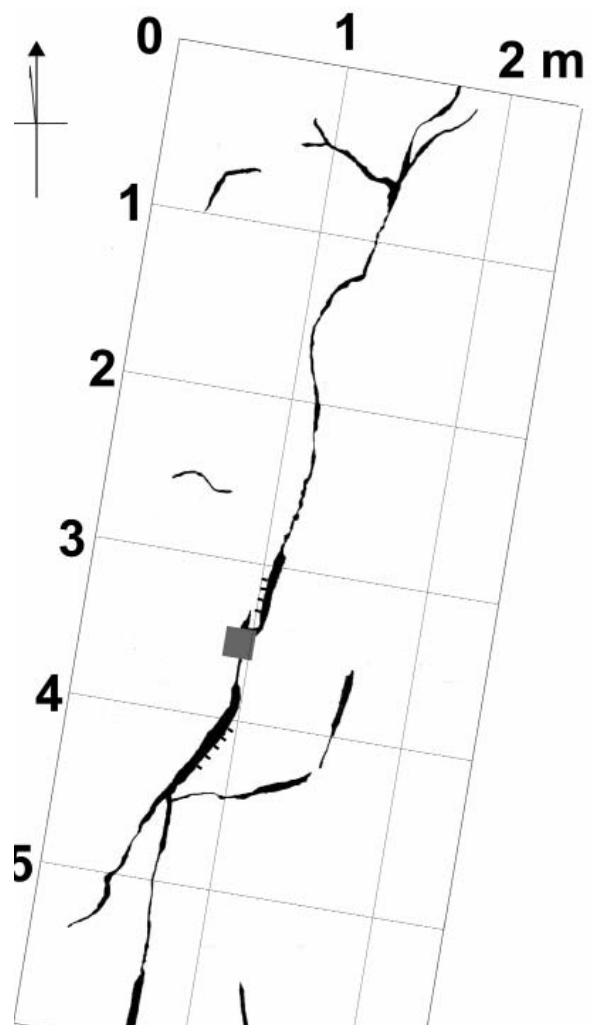
深溝断層が横須賀断層に延長する鉤状の S 字形の分布形状は、2011 年 3 月 11 日に発生した、東北地方太平洋沖地震の一ヶ月後の 4 月 11 日に生じた、いわき市南部に出現した

塩ノ平断層（井戸沢断層）と湯ノ岳断層の正断層群の発生メカニズムに比較できるかもしれない。しかし、ここでは、分布と形状について報告し、そのメカニズムの解析は別の機会に行いたい。

この報告を作製するにあたり、これまで露頭の保存をされてきた妙喜寺の佐久間桂祥住職に感謝する。氏は当時1才余月。母に抱かれて難を逃れ、母と姉は亡くなったとのお話しを伺った。我々は、この報告を作製するにあたり、お世話になったことを、記名して感謝したい。佐久間桂祥妙喜寺住職・中根久治氏・成瀬 敦氏・春日井幸弘氏・中川三平氏（幸田町）、神尾愛子学芸員（西尾市岩瀬文庫）、西御川富行氏（西尾市吉良町）、宮寄美枝子氏（当時、北安城へ疎開の教師）。

文 献

- 青山 香、2011. 村田校長の日記ー再び妙喜寺を訪ねてー . Die Natur, 27, 4-5. バンデラーの会 .
- 飯田汲事、1978. 昭和 20 年 1 月 13 日三河地震の震害と震度分布 . 愛知県防災会議地震部会 . 96p.
- 土木学会原子力土木委員会、1999. 深溝断層・横須賀断層の調査結果 . 原子力発電所の立地多様化技術ー断層活動性評価技術ー（C 級活断層の分類と電子スピン共鳴法による断層年代測定） . 105-123.
- 岡田篤正、2006. 1945 年三河地震断層の変位地形と諸性質 . 活断層研究 , 26, 163-192.
- 杉戸信彦・岡田篤正、2004. 1945 年三河地震の地表地震断層 . 活断層研究 , 24, 103-127.



妙喜寺境内に保存されている地表地震断層の形状

黒色は、地割れの延長部を示す。南北 3 ~ 4m 付近に分布する地割れの東西へのハッチは、落ちた傾斜方向を示す、グリッド東西 1 m と南北 3.6m 付近の■は、当時の庫裡柱跡。スケッチ作製 2013 年 1 月 19 日

プレート境界震源断層：アスペリティモデル vs. 活断層モデル

中田 高[○]（広島大学名誉教授），渡辺満久（東洋大学）

Earthquake source faults on plate boundary: asperity model vs. active fault model

Takashi NAKATA (Prof. Emeritus, Hiroshima Univ.) and Mitsuhsisa WATANABE (Toyo Univ.)

はじめに

中央防災会議（2012）は、南海トラフ沿いの巨大地震について、フィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界面に位置する富士川河口断層帯から駿河トラフ、南海トラフおよび日向海盆に至る長大な想定震源域と想定津波波源域をもとに、それらが連動して発生させる M9 クラスの地震を想定している。「最大規模を想定」して防災対策を立てることに異論はないが、このために震源断層に関する科学的な議論が停滞するとしたら問題は小さくない。

演者らは、南海トラフや日本海溝沿いの深海底に発達する長大な活断層の位置・形状を解明し、地震との関連について検討してきたが、アスペリティモデル（Lay and Kanamori, 1980）を重視する多くの地震研究者には、海底活断層の重要性は理解されていない。陸域では活断層をもとに、地震の長期予測が行われているが、プレート境界型巨大地震は、発生源となる活断層を直接観察できないために、変動地形学的に認定された活断層や変位地形は長期予測に十分に生かされているとは言い難い。

日本海溝陸側斜面の活断層と地震

日本海溝の海溝陸側斜面下部の逆断層三陸中部沖から茨城県沖にかけて、比較的直線的で連続性の良い長大な逆断層が発達する。2011年の巨大地震はこの活断層の活動が原因であると考えられる。西暦869年に発生した貞観地震も同じような地震津波を発生させており、この活断層が約1000年ごとにマグニチュード9クラスの地震を繰り返し発生している可能性が高い。長大な逆断層の上盤側や、深さ3000mまでの緩やかな斜面に発達するバルジ状の高まりには、短い正断層状のリニアメントが群をなして認められる。これらの高まりの多くはその東縁を緩やかな撓曲崖で限られているものが多く、地下に伏在断層が存在することを示唆している。三陸沖のM8クラスの地震を除けば、陸に近い海域で比較的頻繁にM7クラスの地震が発生してきたことは、伏在活断層の分布に符合する。

これに対して、地震研究者の間では、2011年地震はプレート境界の巨大な断層面上にある複数のアスペリティが一度に動いたとするアスペリティ連動型地震説が広く受け入れられている。

アスペリティモデルと活断層モデル

プレート境界型地震アスペリティモデルでは、プレート表面には安定すべり域に囲まれた摩擦抵抗の大きな部分が存在し（第1図）、それが活動した時に大地震が発生するというもので、日本海溝沿いのプレート境界にも適用されている（Lay et al., 1982）。

一方、海底活断層と歴史時代の震源域の解析からは、プレート境界ではトランプが重なるように大きさの異なる逆断層型の複数の活断層が破碎帯を構成し、それぞれの活断層が固有の地震を繰り返して発生させる断層モデル（第2図）が提案できる。

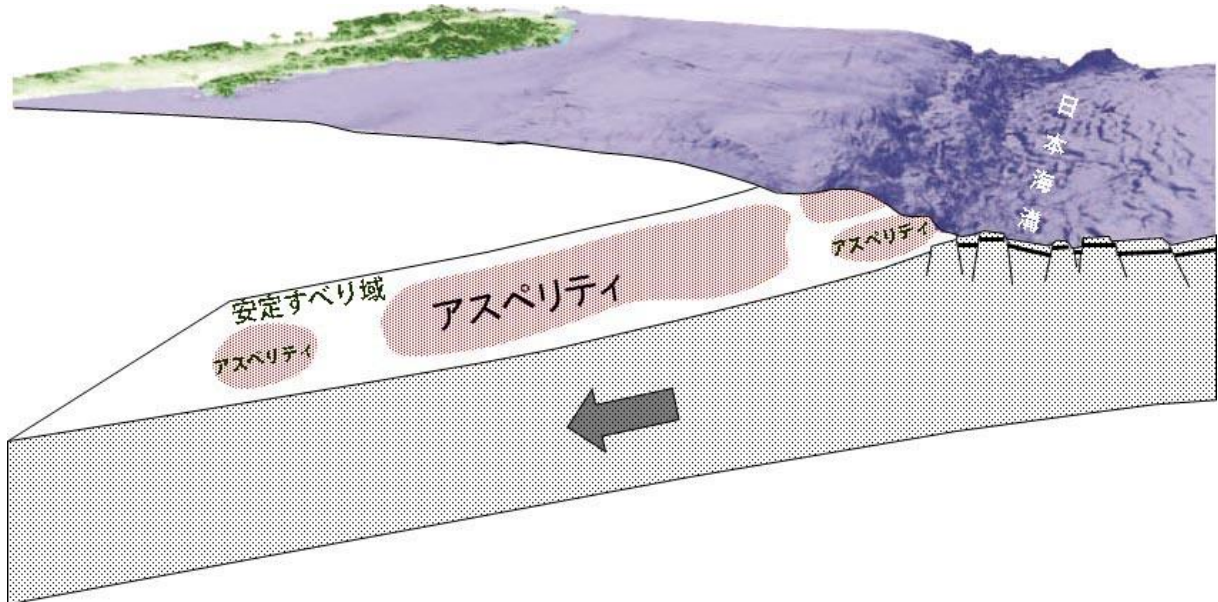
アスペリティモデルも活断層モデルも、大地震がどこでも発生するのではなく、あらかじめ決まった場所で起こるという点では同じである。しかし、大きな違いは、アスペリティモデルではプレート境界面を一枚と考えているのに対して、活断層モデルでは複数の断層面がそれぞれ独立して存在する大規模は破碎帯が存在すると考えることである。

アスペリティが周辺の安定的すべり領域に囲まれた強度の大きな部分と考えられているのに対して、

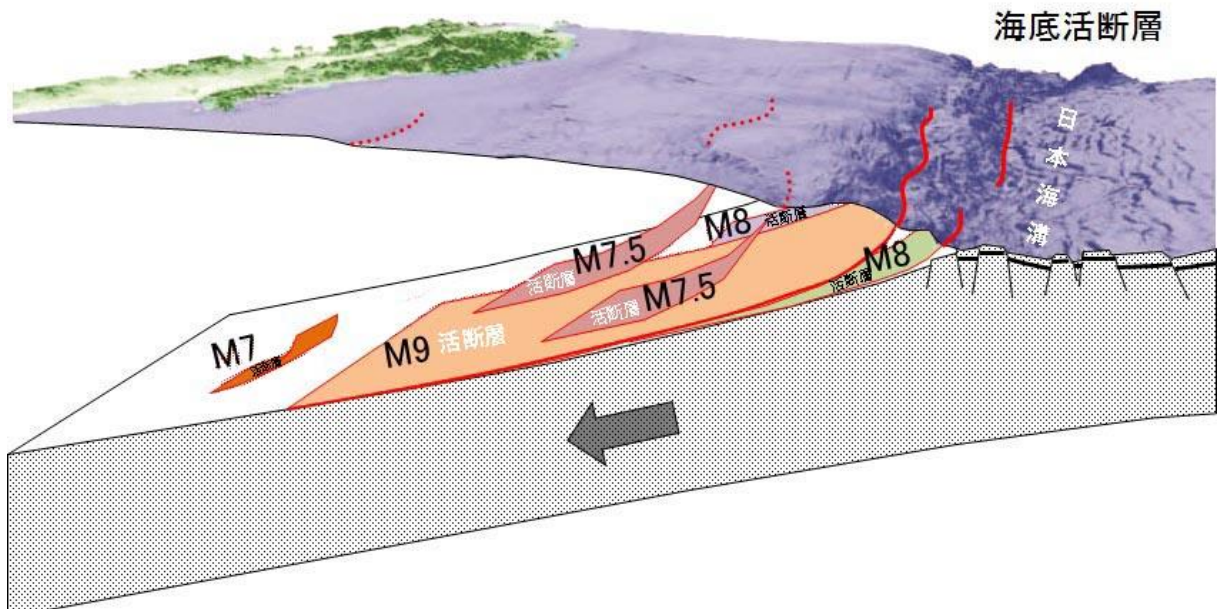
大きな地震を発生させる活断層は、陸域の活断層と同様に、小規模な地震を発生させる多くの小断層に重層的に囲まれた領域の中の大きなすべり面であると考えるところに大きな違いがある。

おわりに

活断層モデルが海底地形データに依拠して発案されているために、地下のプレート境界面では状況が異なると思う研究者は少なくないかもしれない。しかし、変動地形学的に認定された海底活断層や変動地形は累積的な断層変位の具体的な証拠であり、モデル設定において無視できない情報である。



第1図 日本海溝沿いのプレート境界のアスペリティモデル



第2図 日本海溝沿いのプレート境界の活断層モデル

図には表示されていないが、大きな活断層の間には様々な規模の小規模な断層面が重なり合って、大規模は妻帯として存在するものと推定される。

台湾台東縦谷断層のクリープ運動

松多信尚(名大)°・村瀬雅之(日大)・陳文山(台湾大)・林正洪(台湾・中研院)

Creeping deformation across the longitudinal valley fault

Nobuhisa Matsuta, Masayuki Murase, Wen-shan Chen, Cheng-Hong Lin

はじめに:地震は岩盤を破壊することで蓄積された歪が解放され発生する現象であるため、歪の蓄積から解放されるまでの過程を空間的に明らかにすることは、地震発生のメカニズムを知る上で重要となる。Lay and Kanamori (1980) などで提案されたアスペリティモデルに従うならば、歪は地下深部のアスペリティと呼ばれる固着域で蓄積され、応力が降伏点に達すると破壊が開始し大きくすべる。また、アスペリティの周りでは、急激な破壊を伴わず(地震を起こさず)にゆっくりと滑ることで、歪が蓄積されない領域があるとされる。しかし、研究の多くは沈み込み帯を対象としており、海域という制約のため詳細な観測を行うことが難しく、空間的な実像を把握するには適していない。

活断層には浅部までクリープ運動をしている例があることが報告されている。台東縦谷断層もこれらのクリープ断層の一つである。台東縦谷断層は地質学的なプレート境界で、クリープ運動領域と大地震発生領域がある陸上の逆断層である。したがって、歪の蓄積過程の空間的挙動を把握するうえで適した断層と言える。この断層の南部ではクリープがクリープメータによって観測されている(Lee et al., 2003)。一方、断層の北部ではクリープ運動が認められず、固着型の断層と考えられている。その境界部にあたる中部では、1951年の地震で地震断層が出現した。その一方で、我々の観測では活断層のトレースを挟んだクリープ運動が観測されており、両方の性質を有している。そのため、空間的・時間的な詳細な観測をすることで、アスペリティとその周縁部の時空間的挙動を把握する可能性がある調査地点と考えられる。そこで我々は、クリープ運動の時空間変化を観察することを目的に、瑞穂から富里までの間、約 35km 間に 6 測線を設け水準測量を実施した。

地域概要:台湾はフィリピン海プレート上のルソン孤とユーラシアプレートの衝突帯に位置し、その収束速度は約 8.2cm/年(Yu et al., 1997)である。その地質学的境界は台湾東部の台東縦谷にあり、谷をはさんで東側にルソン孤を起源とする火山岩や堆積岩からなる海岸山脈が、西側に変成岩からなる中央山脈が分布する(Ho, 1986 など)。台東縦谷の東縁には台東縦谷断層が分布し、海岸山脈側を隆起させる逆断層として知られている。この断層に接する海岸山脈側の地質は玉里より南側では未固結の泥岩を主体とする利吉メランジェ層が分布する(陳・王, 1996)。この断層の瑞穂における平均鉛直変位速度は河成段丘の変位から 22.7 ± 2.5 m/ka とされる(Shyu et al., 2006)。1951年に台東縦谷断層沿いとその海域延長に M7 程度の地震が4つ発生した。そのうち2つは陸上に震源を持ち、そのうち2つめの地震は玉里付近を震源とする ML7.3 (Hsu, 1962 など)の地震で左横ずれ成分を有する東側隆起の逆断層である。この時の地震断層の変位は、玉里付近で縦に1-1.5m であり(Shyu et al., 2007)、活動間隔は古地震調査によって約 150 年と見積もられている(Yen et al., 2008)。

水準測量概要:我々は海岸山脈を横断する1測線(玉里測線 28km)と、断層近傍を横断する5測線

(北から瑞穂測線、赤科山測線、東里測線、東竹測線、富里測線)で水準測量を実施した。我々は測点の間隔を稠密に配置し、断層近傍で100m 前後、断層から離れると300m 程度とし、毎年 8 月中旬に測量を実施した。水準点は既存コンクリート構造物上にステンレスピンを設置した簡易的なものであるが、設置場所には可能な限り吟味を行うことで安定性は確保できることが既存研究によって検証されている(Kimata et al., 2004)。測定には国土地理院認定 1 級指定の Leica 社製電子レベル DNA03 と、インバールバーコード標尺 GPCL3 を使用した。測定は往復 2 回行い、往復誤差の許容範囲として国土地理院の 1 等水準測量の基準値を用いた。

	瑞穂測線	赤科山測線	玉里測線	東里測線	東竹測線	富里測線
測線長	6 km	5 km	28 km	2 km(枝線)	1.9 km	6 km
測点数	55	46	123	21	27	52
実施年	11-13	10-13	8-13	10,11	11-13	10,11

測量結果: 測量の結果、瑞穂測線と赤科山測線では年変化が見られ、瑞穂では 2011-2012 年で最大 9.5 mm の変位があるのに対し 2012-2013 年の変形は 13.4 mm と大きく、変位のパターンも同じではない。同様に赤科山では 2010-2011 年で約 8 mm (最大値と最小値では 10 mm)の変位があるのに対し 2011-2012 年の変形は約 33 mm (最大値と最小値では 40 mm)と大きく異なり、断層近傍の変位のパターンも同じではない (Murase et al.,2013) 。それに対して、玉里から富里では観測期間の変形様式は概ね同じといえ、玉里で 30 mm/yr、東竹で 18 mm/yr、富里で 25 mm/yr、と求められ、その変位のパターンは類似していた。(村瀬ほか, 2012)

考察: 玉里以南の台東縦谷断層は、年変化が顕著でないことから、断層面上ではほぼ一定のクリープ運動が見られ、変形のパターンは滑り面(おそらく断層面)の形状に起因すると考えられる。一方、玉里以北の台東縦谷断層では、年変化が顕著であり、変形のパターンも異なることから、断層面上で変位が安定しない間欠的なクリープ運動があると考えられる。両区間の境界部にあたる赤科山付近はちょうど台東縦谷断層と分岐する奇美断層の分岐点に位置し、利吉メランジェの分布域の境界にもあたる。そのため、このどちらかが原因として推察できる。前者であれば、奇美断層が台東縦谷断層の南部とともにクリープしている可能性が高いと思われるが、奇美断層を横断する瑞穂測線でその影響が見られない。後者であれば、南部は未固結な泥岩の影響で歪を蓄積することができずに地上までクリープが起きているのに対し、北部は少なくとも浅部は半固結した堆積岩であるため、歪を多少蓄積することができクリープが起きていない。ただし、クリープ運動をする南部との境界部分では応力の集中が起こり、浅部において間欠的なクリープ運動をしている。また、より断層深部(数 km 程度)のクリープ運動が反映される、断層から離れた部分での鉛直変位量は北部に行くほど小さくなることから、中部では地下深部のクリープ量が徐々に減少し、歪が蓄積されており、1951 年のような地震が引き起こされると推定される。このように、現段階では我々は後者の可能性が高いと考えている。今後、瑞穂測線の分岐測線や延長を行うことでより詳細な検討を考えている。

参考文献: Lay and Kanamori,1980,Physici of the Earth and Planetary Interiors 21, 283-304; Lee J.C., et al., 2003, JGR 108(B11), 2528; Yu et al., 1997, Tectonophysics 274, 41-59; Ho,1986, Tectonophysics 125, 1-16; 陳・王, 1996, 中央地質調査所; Shyu et al., 2006, J. Asian Earth Sci.31,317-331; Hsu,1962,Mem. Geol. Soc. China 1, 95-102; Shyu et al.,2007,JGR 111 B08402, doi 10.1029/2005JB003251; Yen et al., 2008, BSSA 90, 1737-1749; Kimata et al., 2004,Earth Planets Space 56, e45-e48, Murase et al.,2013, Tectonophysics 印刷中, 村瀬ほか, 2012, 日大紀要 47, 241-254

ガウジの変わった性質とすべり破壊予測の可能性

中川康一(大阪市立大学大学院理学研究科)

Eccentric properties of gouge and possibility to forecast slip failure of rock

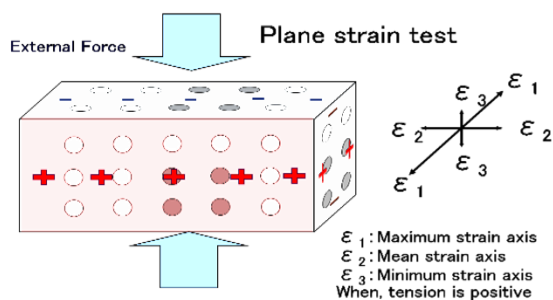
Koichi Nakagawa (Grad. School, Sci., Osaka City Univ.)

一般的に断層露頭で観察されるガウジは、構成している石英粒子のひずみ解析などの結果から、高いせん断応力のもと、すなわち地下深所で形成されたと考えられる。震源域では繰り返されるせん断破壊と熱水環境および高応力下によって、岩盤が応力腐食によって細粒化、粘土化が進行していくであろう。ガウジは非常に細粒な物質を含むため比表面積が極端に大きく、水との物理化学的相互作用が際立ち、物性に大きな影響

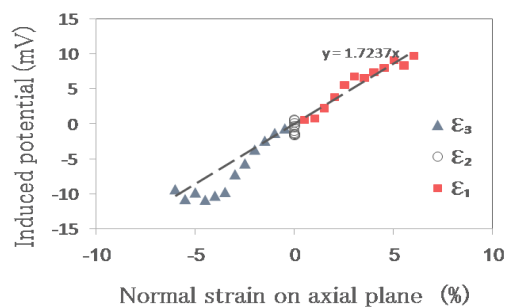
を与えると考えられる。最近、ガウジがせん断変形を受けると電氣的に分極することがわかった。また、地すべり地における自然電位の観測でも、すべりに伴う電位変化を捉えており、地震や深層すべりの発生予測への応用が期待される。水で飽和したガウジのブロックを非排水状態で偏圧下に置くと、圧縮した部分には負の、膨張部には正の電荷が発現されることがわかった。非排水下での変形の場合、供試体の体積は不変である。基本的には関与しているものがせん断変形であるため、これによって励起される電位を SIP (Shear-Induced Potential) と呼んでい



図1 粘土を含むブロックの片側を圧縮したとき現れる典型的な電位分布



(a)電極配置図, 丸印は電極位置



(b)主軸面の平均ひずみと SIP

図2 柳ヶ瀬断層のガウジ試料(塩水調整後圧密)の平面ひずみ試験結果の一例。応力と電極の配置(a)、軸面平均ひずみと平均せん断誘発電位(SIP)の関係(b)、ひずみとSIPがほぼ比例している。

る(図 1)。また適当に圧密したガウジの長方体試料を用いて、無拘束圧下の平面ひずみ圧縮試験を行った結果、図2に示されるような関係が得られた。図(b)にみられるように、ひずみの絶対値と発生した電位との間には比例関係が成り立っている。引張側のひずみは、理想的な平面ひずみ状態が成立しているとして、軸ひずみ(圧縮)から求めたものであり、その場合の中間主ひずみ面のひずみは期間中0である。

ガウジは地すべりのすべり面付近にも存在する。したがって、ガウジの特性は地すべり地にも適用できよう。地すべりの室内モデル実験を行った結果、不動土塊を基準として、移動土塊の先端と後端では反対の極性を示すことがわかった。移動土塊の先端では正の電荷が、また、後端では負の電荷が生成される。中越の伏野地すべりでの観測でも同じパターンが得られている。図3はその地すべり地におけるSIPとすべり変位の経時変化を示している。日周変化を伴いながらも、SIPがすべりイベントとよく対応しているのがわかる。

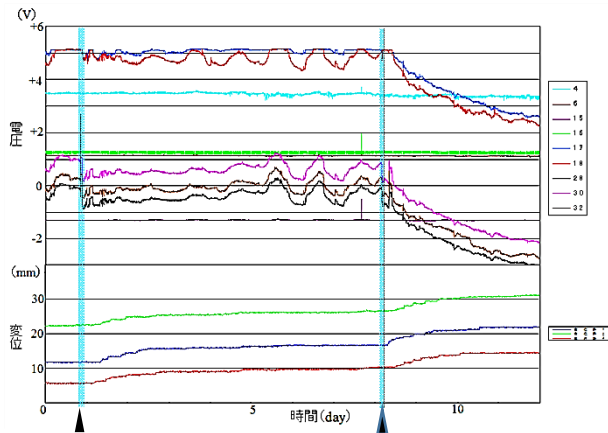
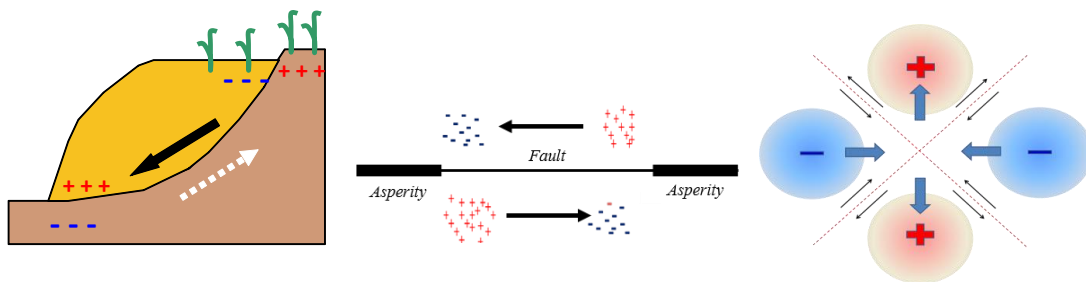


図3 伏野地区で得られた変位と電位の時間変化。上部は電位、下部は地すべり変位、▲は降雨時を示す。

西川地区(怒田・八畝地すべり、高知)では、地すべりブロックの境界で電位分布が不連続となり、すべり速度が大きい方のブロックが、小さいほうに比べて、相対的により高い電位が観測された。いずれも同じパターンとして説明できる。

震源過程において、主破壊の前に、ひずみが最も集中しやすいガウジ帯で変形が進行するのであれば、これを自然電位の観測によって、モニターできる可能性がある。ガウジは比抵抗が非常に小さいため、震源付近からの信号導線の役割を果たす。アスペリティの位置を予測する手法は現在まだ確立されていない。しかし、自然電位の稠密観測によって、これを特定するアプローチも存在するだろう。図4(b)に活断層の両側で期待される電荷の分布を示す。



(a) 地すべりブロック内のSIP極性分布

(b) 活断層周辺で期待されるSIPの極性分布

(c) 震源近傍で期待される電荷極性

図4 すべり破壊に伴って期待されるSIPの極性パターン

目で捉えきれない断層・破碎帯・すべり面の識別方法

—岩石の磁性を考慮した放射能探査法—

吉村辰朗（復建調査設計株式会社）

Distinguish method of fault, fracture zone, and slide surface that cannot
be judged by eyes

—Application of gamma-ray survey with evaluating rock magnetism —

Tatsuro YOSHIMURA (Fukken Co. Ltd.)

1. はじめに

東日本大震災を契機に、原子力関連施設の安全性が求められ、活断層の位置や活動性の把握が重要になっている。活断層のトレンチ調査では、断層によって破断した層と断層活動後に堆積した層を区別しなければならない。断層が未固結層中に存在する場合には、目視では断層位置が判別困難となる場合がある。本報告は、目で捉え難いトレンチでの活断層と地すべり面を γ 線探査によって検出した事例を紹介する。

2. 岩石の磁性を考慮した放射能探査法

断層破碎帯において帯磁率異常が生じている。帯磁率を γ 線遮蔽効果の指標として γ 線減弱実験を行なった結果、帯磁率が高いほど γ 線吸収量が多くなる現象が認められる。帯磁率は、磁性鉱物の大きさ、磁性鉱物量の増減、磁性鉱物の風化・変質によって変化する。断層破碎帯における γ 線は、断層物質の磁性特性によって変化し、非破碎部の γ 線強度より高 γ 線や低 γ 線が検出される¹⁾。測定法は、全計数法である。測定は、センサー一部を地盤に密着させ10秒おきに5回読み取り、その平均値を測定値とした。測定機器は、シンチレーションサーベイメータ(TC-151, アロカ社製)である。放射線の測定単位は、Sv/hである。ボーリングコアの γ 線測定ではHPI製5000型シンチレーションサーベイメータを用い、30秒積算線量(pSv)を測定値とした。測定誤差は3%以下である。

3. トレンチにおける活断層の検出

花折断層は、京都市東部から滋賀県西部にかけて北北東—南南西方向に延びる右横ずれ活断層である²⁾。2000年8月に、京都市左京区修学院月輪寺町においてトレンチ調査が実施された。トレンチ壁面には砂層・シルト層および砂礫層が露出し、それらを変位させる高角度の断層が認められた(図.1)³⁾。地層の γ 線強度の平均値は $15.09 \times 10^{-2} \mu\text{Sv/h}$ 、標準偏差は $0.38 \times 10^{-2} \mu\text{Sv/h}$ である。図.2は図.1の枠内の範囲において γ 線を計測した結果を整理し、平均値から標準偏差の2倍～3倍離れた測定値を異常値とし黒色で示した。 γ 線強度異常値は高角度に直線状に延び、スケッチで記載されている2条以外にも南東側に2条の断層(f-3, f-4)が検出された(写真.1)。

4. ボーリングコア γ 線測定によるすべり面検出

切土法面付近には、佐世保層群中里層が分布する。中里層は、暗青灰色頁岩・細粒砂岩・砂岩の互層から構成される。地すべりが発生直後に地すべり土塊(すべり面)を把握する目的でボーリング3本(No.1～3)を実施した(図.3)。このボーリングコアを用いて、しばしば目視では判断が困難とされるすべり面を定量的に把握することを目的としてボーリングコア γ 線測定を行った。ボーリングNo.3のコア γ 線測定結果を図.4に示す。すべり面が想定される頁岩での測点間隔は10cmとし、その他は20cmとした。ボーリングNo.3では、GL-5.6m地点では高い γ 線強度を呈し、この異常値出現点がすべり面と考えられる(写真.2)。ボーリングNo.1では、 γ 線強度異常値は検出されなかった。

文献

- 1) 吉村辰朗・大野正夫(2012): 断層破碎帯における帯磁率異常に伴う γ 線量の変化, 物理探査, **63**, 151-160.
- 2) 活断層研究会編(1991): 「新編 日本の活断層—分布と資料」. 東京出版会, 437p.
- 3) 吉岡敏和・宍倉正展・細矢卓志・徳田博明・山口弘志(2002): 花折断層南部の過去2回の活動期—京都市修学院地区におけるトレンチ調査結果—, 活断層研究, **21**, 59-65.

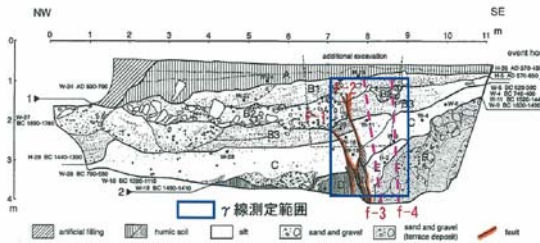


図.1 トレンチ北東側壁面のスケッチ (花折断層) 3)

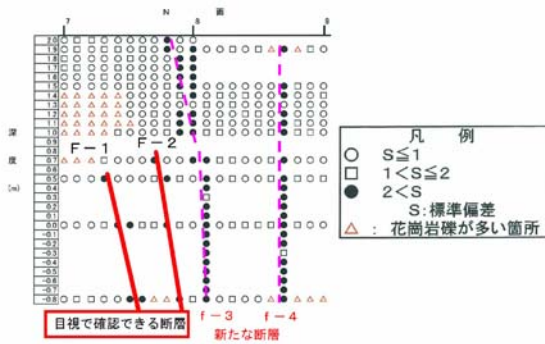


図.2 北東側トレンチ壁面の γ 線強度区分図

●: γ 線強度異常値

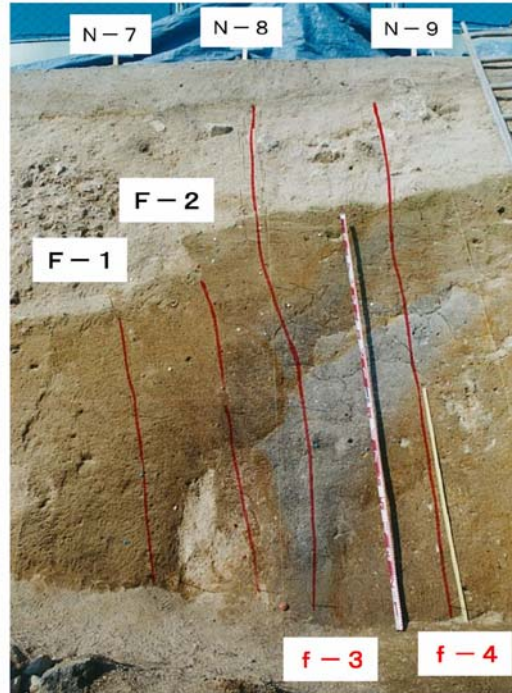


写真.1 トレンチでの γ 線強度異常値分布 (赤線部)

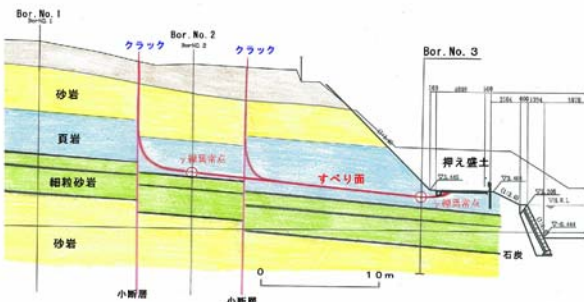


図.3 地すべり形態図



写真.2 コア γ 線測定で検出したすべり面

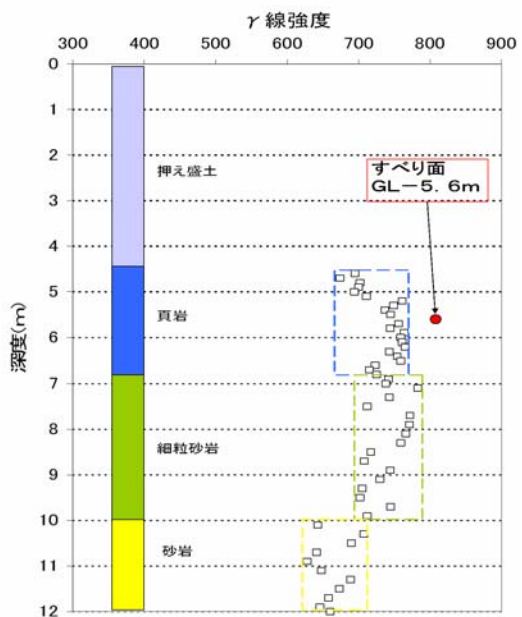


図.4 コア γ 線測定結果 (Bor. No.3)

断層深部掘削研究の進展とその活断層研究への応用
廣野哲朗（大阪大学 理学研究科 宇宙地球科学専攻）

Recent progress of fault-drilling projects and its application on active fault
researches

Tetsuro Hirono (Dept. Earth & Space Science, Osaka Univ.)

地震現象を理解するための取り組みの 1 つとして、地震を引き起こした岩石もしくは地震によって変形した岩石、すなわち断層岩の破壊強度や応力-歪み特性、摩擦係数などの物理特性の定量的な評価と、岩石の破壊と摩擦の物理という視点での研究展開が求められる。しかし、地震での破壊域（震源域）は内陸型の場合、地下数 km から 20 km 程度、海溝型の場合、海溝底付近から 40-50 km 程度と地下深部に位置するため、直接、地表にて震源断層を調べることはできない。そこで、掘削によって地下深部に位置する断層に直接到達し、回収した断層コア試料を測定あるいは解析、さらには掘削孔井を用いた地殻応力や間隙水圧などを測定する研究プロジェクトが行われている。

断層深部掘削研究の主な例として、1995 年兵庫県南部地震の震源断層の 1 つである野島断層の掘削、1999 年台湾集集地震を引き起こしたチェルンプ断層の掘削 (TCDP: Taiwan Chelungpu Fault Drilling Project)、米国カリフォルニア州のサンアンドレアス断層の掘削 (SAFOD: San Andreas Fault Observatory at Depth) が挙げられる。これらのうち、TCDP と SAFOD は国際陸上科学掘削計画 (ICDP: International Continental Scientific Drilling Program) の枠組みで実施されている。現在でも、ニュージーランド、アルパイン断層の掘削やトルコ、アナトリア断層の掘削などが進められつつある。また、国内では、大都市大阪の直下を縦断する上町断層の深部掘削の立案が検討されている。

これらの断層掘削研究を通じた地震現象の理解への大きな進展として、主スリップゾーン (PSZ: primary slip zone) の実体の解明が挙げられる。野島断層や台湾チェルンプ断層の掘削コア試料ではそれぞれ PSZ が同定され、岩石組織や変形構造、元素組成、鉱物組成、粒度組成などが多種多様な分析法によって、徹底的に研究された。その結果、断層滑りに伴う粒度組成の変化や特徴的な構造（例えばシュードタキライトや流動組織）、摩擦発熱の痕跡（帯磁率の増加や Sr, Li, Rb, Cs 等の fluid-mobile 元素の濃度異常など）が明らかになってきた。このような情報より、PSZ での最高到達温度、剪断応力、破壊エネルギーなどの地震時の断層滑り動的なパラメータと断層弱化機構 (thermal pressurization や melt lubrication) の推定が可能になった。

さらに、チェルンプ断層では、断層内の鉱物の一部が非晶質化していることが明らかになった。これは、地震時の破砕作用によるもので、1999 年の集集地震から約 4 年後の掘削時には回復（再結晶）していないことを意味する。よって、この非晶質化は、比較的最近に活動した活断層の認定基準になるかもしれない。しかし、その定量的な評価（時間軸）には、再結晶の反応速度論の確立が必要であり、今後の重大な研究課題と言える。