

平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費
(野島断層における深部ボーリング調査) 事業

概 要 報 告 書

(1 / 6)

平成 29 年 3 月

国立大学法人京都大学

要旨

原子力施設周辺の断層の活動性については、原子力施設の地盤や耐震安全性評価の基礎となる基準地震動の策定に大きく影響することから、その評価に当たっては、科学的な根拠に基づき活動年代を特定することが重要である。通常、断層活動性は、断層の上部に堆積した地層の年代に基づき特定あるいは推定する、いわゆる“上載地層法”を用いて評価することが多い。しかし、地域によってはそのような地層が欠如している等の理由により、“上載地層法”の適用が難しい場合もある。本事業では、“上載地層法”が適用できない場合に備えて、断層内物質試料を用いた活動性評価手法に関する適用条件・課題等を整理し、総合的な評価手法の確立を目指すものである。

本事業では、上記の目的を達成するため、断層破砕帯の組織構造と断層岩物性の解析を行い、断層活動性を評価する手法を検証するための調査・研究の一環として、主に 1995 年兵庫県南部地震が発生した野島断層を調査・研究の対象とした。また、野島断層の破砕帯構造・断層活動性と比較するため、花崗岩の破砕帯が発達した、活動性の高い有馬一高槻構造線活断層帯を比較研究対象として比較検討を行った。この二つの活断層帯に対して、物理探査手法を用いた断層構造の調査を行い、断層破砕帯の幅や性状を特定するとともに、活断層破砕帯の表層部のトレンチと浅部～深部（100m～1000m）ボーリング掘削を行い、浅部～深部までの異なる深度の断層帯物質試料を採取して、断層岩組織構造の解析、微量元素分析、室内摩擦剪断実験と複数種類の年代測定を行った。さらに、これらの断層活動性評価手法の既往の情報についても収集・整理し、“上載地層法”の適用が難しい場合の断層活動性評価手法についても検討した。

電気探査と電磁気探査、地震波アレー探査及びボーリング掘削と岩盤掘削調査の結果、野島断層において、5～15cm 幅の断層ガウジの発達した主断層が約 80°の南西傾斜で、破砕帯の幅は 100m 程度に達していることが明らかになった。また、有馬一高槻構造線活断層帯において、5～20cm 幅の断層ガウジとシュードタキライトの発達した主断層が約 75～85°の北東傾斜で、破砕帯の幅は 100～300m 以上に達することが示されている。これらの断層破砕帯は主に、断層ガウジ、断層角礫、カタクレーサイトと面状構造の発達したカタクレーサイトから構成されており、両断層帯とも右横ずれ断層であることが、断層岩の組織構造及び変動地形から示されている。X 線マイクロ CT スキャン画像解析と微細構造解析結果、複数枚の断層ガウジとシュードタキライトが主断層面沿いに存在することが明らかになった。また、花崗岩の微量元素分析の結果、断層面近傍の断層ガウジは高温流体の影響を受けた可能性が高いことが明らかになった。さらに、活断層のトレンチ調査の結果、野島断層においては、1995 年兵庫県南部地震の前の地震活動は 1000 年前であることと大地震の再来周期は約 1000 年であることが明らかになった。これはこれまでに報告された 2000 年の大地震再来周期より 1000 年も短いことになる。また、有馬一高槻構造線活断層帯の宝塚より西側のセグ

メント（宝塚から有馬温泉までの区間）において、その最新活動は 1596 年慶長―伏見地震であることが明らかになった。

また、室内摩擦剪断実験と複数種類の年代測定については、水圧容器内で行える試験機の改良と OSL-TL、ESR、K-Ar 及び FT の年代測定装置の整備・設備導入などを行った。これらの年代測定、試験機の改良と断層摩擦に関連した基礎実験については、以下のような初歩的な結果が得られた。

（１）OSL-TL 測定について、摩擦・破壊・熱ルミネッセンスサイトに与える影響と加熱実験を行った結果、感度変化による石英の到達温度推定が有効であることと、OSL 年代測定は断層活動年代を評価できる可能性があることが明らかになった。また、野島断層トレンチから採集した断層ガウジの線量測定の結果、平均 De は、 $13.6 \pm 6.5\text{Gy}$ と $3.9 \pm 1.9\text{Gy}$ の 2 集団の線量が存在することが示される。同様にガウジ接触花崗岩角礫帯（NB3Gr）についても $10.2 \pm 1.2\text{Gy}$ と $3.2 \pm 0.5\text{Gy}$ の 2 集団の線量が存在することが明らかになった。年間線量から計算される OSL 年代は予測した数万年～数千年よりきわめて（数万年より）若い値を示す。TL 測定の測定結果、OSL で求められた 3.2-3.9Gy の小 De 値より高い値が示される。TL 測定で得られる蓄積線量の限界値の問題があると考えられる。

（２）コアから採集した断層ガウジの ESR 年代測定結果、最新断層活動面上のガウジ試料からは、熱的安定性が最も低い石英 Al 中心（全体）から $0.60 \pm 0.21\text{Ma}$ という最新活動年代が得られた。これらの OSL-TL と ESR の年代測定は基盤岩の断層活動性評価の手法として有効であることが示唆される。

（３）K-Ar 年代測定については、年代測定用の粘土鉱物（illite）が主に $0.1 \sim 0.4\mu\text{m}$ のものが多く含まれていることが明らかになった。これは今後の年代測定に適していると考えられる。

（４）フィッシュントラック法、及び (U-Th) /He 法による年代測定については、小倉岩盤トレンチから採集した試料は 40Ma~100Ma までの古い年代を示している。

（５）小倉トレンチから採取した断層ガウジを用いて、dry 及び wet 条件下で摩擦試験を実施した結果、浅野断層ガウジの ESR 信号がリセットされる時には FMR 信号の著しい増大が起こっている可能性が高いことが判明した。また、浅野断層 300m 掘削コアのガウジ試料からは、wet 条件下の円周部と同様の FMR 信号が検出され、浅野断層は wet 条件下で断層摩擦熱が上昇した可能性が示唆される。また、OSL-TL 信号と断層摩擦発熱との関係については、地表面からの深さ 120 m 程度のボーリング掘削を行えば、OSL 法を用いた地震イベントの直接年代測定が可能であることが示唆される。

（６）有機堆積物による断層摩擦熱の検出方法開発の試みを行った結果、大阪層群の泥層のバックグラウンド被熱温度は、ビトリナイト反射率で約 0.28%であり、これは約 30°C に相当する。母岩の被熱温度は十分に低いので、断層周辺には摩擦加熱の痕跡が残されていることが示唆される。

目次

1. 事業内容	1
1. 1. 件名	1
1. 2. 目的	1
1. 3. 事業概要	1
1. 4. 調査地点	1
1. 5. 調査項目	4
1. 6. 工期	6
1. 7. 業務実施体制.....	7
2. 背景及び目的	8
3. トレンチ掘削と物理探査による調査地点の選定と断層破碎帯構造の調査.....	9
3. 1. 地質概説	9
3. 2. トレンチ掘削による断層破碎帯の構造観察.....	16
3. 2. 1. 野島断層.....	16
3. 2. 2. 有馬-高槻構造線断層帯	28
3. 3. 断層破碎帯の構造と応力場解析.....	41
3. 4. 断層岩の組織構造解析.....	44
3. 4. 1. 断層岩の組織解析.....	44
3. 4. 2. 断層岩の微細構造解析.....	47
3. 4. 3. 断層岩の微量元素分析.....	50
3. 5. 断層破碎帯の電気・電磁探査.....	53
3. 6. 断層破碎帯の微動アレー探査.....	56
4. 浅部～深部ボーリング掘削による異なる深度の断層破碎帯試料の採取・解析	59
4. 1. 浅部～深部ボーリング掘削及び孔内の物理検層.....	59
4. 1. 1. NFD-1 孔（深度 1,000m）	59
4. 1. 2. NFD-2 孔（深度 450m）	66
4. 1. 3. NFD-1-S2 孔（サイドトラックボーリング）	69
4. 1. 4. NFD-1-S3 孔（サイドトラックボーリング）	70
4. 1. 5. AFD-1 孔（深度 700m）	71
4. 1. 6. AFD-2 孔（深度 300m）	77
4. 1. 7. AFD-3 孔（深度 100m）	80
4. 2. 断層破碎帯の組織構造解析と地質構造の解析.....	82
4. 2. 1. 断層破碎帯の組織構造解析と地質構造の解析.....	82
4. 2. 2. 断層破碎帯の微細構造解析.....	85

5. 年代測定法の高精度化.....	87
5. 1. 概要	87
5. 2. 年代測定法別による実施項目	90
5. 2. 1. ルミネッセンス (TL と OSL) 年代測定	90
5. 2. 2. ESR 年代測定	92
5. 2. 3. K-Ar 法による年代測定	95
5. 2. 4. フィッショントラック法及び (U-Th) /He 法による年代測定.....	97
6. 室内摩擦実験	101
6. 1. 概要	101
6. 2. 室内摩擦実験を用いた各実施項目.....	102
6. 2. 1. 断層摩擦実験システムの構築.....	102
6. 2. 2. OSL/TL 年代のリセット条件を検証するための摩擦実験	104
6. 2. 3. 有機堆積物による断層摩擦熱の検出方法開発の試み.....	106
7. 上載地層がない場合の断層の活動性評価法についての情報の整理.....	109
8. 総合評価	112

平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費
(野島断層における深部ボーリング調査) 事業
報告書の構成

1. 報告書 (1 / 6) : 概要報告書
2. 報告書 (2 / 6) : 上載地層がない場合の断層の活動性評価法についての情報整理
3. 報告書 (3 / 6) : 野島断層と有馬-高槻構造線断層帯の破碎帯及び活動履歴調査
4. 報告書 (4 / 6) : 野島断層と有馬-高槻構造線断層帯の物理探査
5. 報告書 (5 / 6) : 野島断層深部ボーリング調査
6. 報告書 (6 / 6) : 断層破碎帯の構造解析・年代測定・室内摩擦実験

1. 事業内容

1. 1. 件名

平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費（野島断層における深部ボーリング調査）事業

1. 2. 目的

原子力施設周辺の断層の活動性については、原子力施設の地盤や耐震安全性評価の基礎となる基準地震動の策定に大きく影響することから、その評価に当たっては、科学的な根拠に基づき活動年代を特定することが重要である。通常、断層活動性は、断層の上部に堆積した地層の年代に基づき特定あるいは推定する（以下、「上載地層法」という。）が多い。しかし、地域によってはそのような地層が欠如している等の理由により、“上載地層法”の適用が難しい場合もある。本事業では、“上載地層法”が適用できない場合に備えて、断層内物質試料を用いた活動性評価手法に関する適用条件・課題等を整理し、総合的な評価手法の確立を目指すものである。

1. 3. 事業概要

本事業では、断層破碎帯の組織構造と断層岩物性の解析を行い、断層活動性を評価する手法を検証するための調査・研究の一環として、主に 1995 年兵庫県南部地震が発生した野島断層を調査・研究の対象とする。また、野島断層の破碎帯構造・断層活動性と比較するため、花崗岩の破碎帯が発達した、活動性の高い有馬—高槻構造線活断層帯を比較研究対象とする。物理探査手法を用いた断層構造の調査を行い、断層破碎帯の幅や性状を特定するとともに、活断層破碎帯の表層部のトレンチと浅部～深部ボーリング掘削を行い、浅部～深部までの異なる深度の断層帯物質試料を採取して、室内摩擦剪断実験と複数種類の年代測定を行う。これらの活動性評価手法の既往の情報についても収集・整理し、“上載地層法”の適用が難しい場合の断層活動性評価手法についても検討する。

1. 4. 調査地点

トレンチ掘削、ボーリング掘削の調査位置をそれぞれ図 1.4.1.、図 1.4.2.に示す。

（1）トレンチ掘削

野島サイト：小倉（兵庫県淡路市小倉）、大川（淡路市野島藁浦）、江崎（淡路市野島江崎）
有馬高槻サイト：船坂（兵庫県西宮市山口町船坂、西宮市山口町中野）、淡河（神戸市北区淡河町野瀬）

（2）ボーリング掘削

野島サイト：小倉（兵庫県淡路市小倉）



図 1.4.1. トレンチ掘削調査位置図 (20 万分の 1)
国土地理院ウェブサイト (<http://www.gsi.go.jp/index.html>) より引用、改変

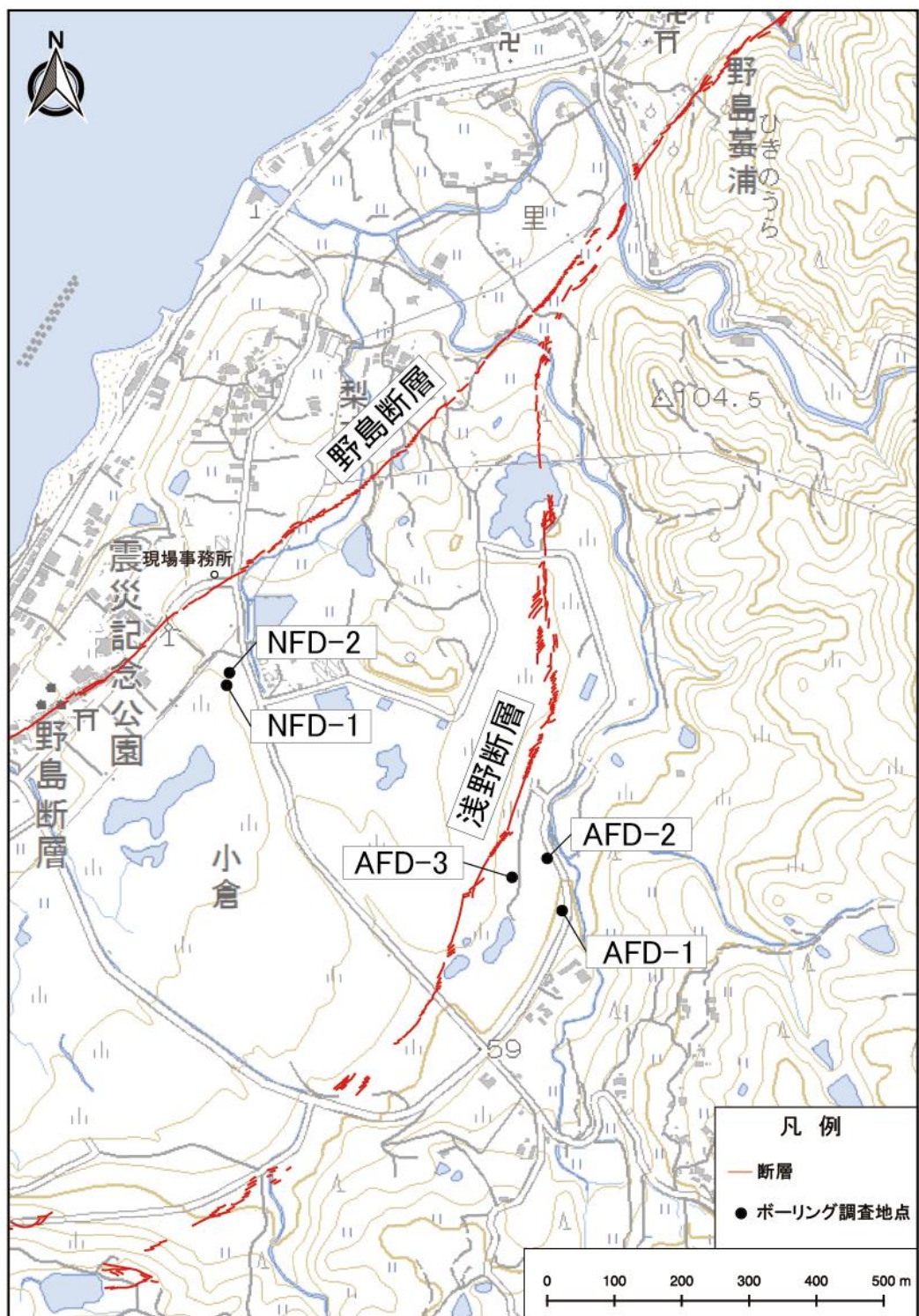


図 1.4.2. ボーリング掘削調査位置図 (1 万分の 1)

1. 5. 調査項目

各業務の調査項目を以下に示す。

(1) 深部ボーリング調査及びトレンチ調査による地層構造の調査

① 深部ボーリングによるコア試料の採取

野島断層、及びその分岐断層である浅野断層において、深部ボーリング（以下、単に「ボーリング」という。）孔を掘削し断層破碎部のボーリングコア試料を採取した。ボーリングは野島断層において4か所、浅野断層において3か所行った（野島断層：NFD-1孔、NFD-2孔、NFD-1-S1孔、NFD-1-S2孔；浅野断層：AFD-1孔、AFD-2孔、AFD-3孔）。ボーリングの深度は、各々NFD-1孔（1,000 m）、NFD-2孔（450 m）、NFD-1-S1孔（サイドトラックボーリング 520m 枝孔）、NFD-1-S2孔（サイドトラックボーリング 750m 枝孔）、AFD-1孔（700 m）、AFD-2孔（300 m）、AFD-3孔（100 m）である（表 1.5.1.）。「[報告書（5／6）](#)」参照

② ボーリングコア試料の詳細観察と地質構造解析

採取したボーリングコア試料について、ボーリングコア観察により層序区分や岩質等をボーリング柱状図に記載し、既往の研究成果により推定された地質構造と対応させて断層周辺の地質構造図を作成した（表 1.5.1.）。「[報告書（5／6）](#)」参照

③ ボーリング孔を利用した物理検層

ボーリング孔の物性を詳細に調査するため、ボーリングを掘削した 1000m までの区間において、孔径検層、温度検層、音波検層、密度検層、電気検層、方位傾斜検層、及びボアホールテレビカメラ又はボアホールテレビュアーによる孔壁観察を実施した（表 1.5.1.）。NFD-1 孔は、密度検層については 350m~1000m、それ以外は全区間行った。AFD-1 孔は、密度検層については 300m~700m、それ以外は全区間行った。「[報告書（5／6）](#)」参照

表 1.5.1. 深部ボーリング調査

地区名	孔名	掘削深度	調査内容
野島断層	NFD-1 孔	1,000 m	・ 物理検層
	NFD-2 孔	450m	（孔径検層，温度検層，密度検層，電気
	NFD-1-S1 孔	520m 枝孔	検層，方位傾斜検層，ボアホールテレビ
	NFD-1-S2 孔	750m 枝孔	又はボアホールテレビュアーによる孔壁
浅野断層	AFD-1 孔	700 m	観察）
	AFD-2 孔	300 m	・ ボーリングコア観察
			・ ボーリング柱状図記載
	AFD-3 孔	100 m	・ 地質構造図作成

④ トレンチ調査

野島断層にて3カ所、有馬—高槻構造線活断層帯にて3カ所行った。各トレンチ地点において、断層破碎帯の詳細観察（1/20 スケッチ）、断層物質の採取、周辺の地形測量（1/200、200m²以上）を行った（表 1.5.2.）。「[報告書（3／6）](#)」
[参照](#)

表 1.5.2. トレンチ調査

地区名	トレンチ掘削土量	壁面スケッチ	測量
小倉	160 m ³	58 m ² （3 面）	625 m ²
大川	230 m ³	82 m ² （4 面）	625 m ²
江崎	293 m ³	131 m ² （6 面）	900 m ²
有馬 1（船坂）	230 m ³	80 m ² （3 面）	1050 m ²
有馬 2（船坂）	60 m ³	29 m ² （4 面）	2250 m ²
有馬 3（淡河）	130 m ³	58 m ² （3 面）	1750 m ²

⑤ 過去の応力場の分析

調査地点の周辺域で破碎帯の断層・割れ目構造と走向や密度を計測して、掘削孔とトレンチなどから取得される断層破碎帯構造のデータと合わせて応力場の解析を行った。「[報告書（6／6）](#)」[参照](#)

⑥ 物理探査

野島断層と有馬—高槻構造線活断層帯において、6 線測線の電気探査と電磁気探査を実施した。電機探査としては高密度電気探査法を、電磁探査としては CSAMT 探査法を実施した。また、野島断層ならびに派生の浅野断層の地表出現箇所近傍において、多重アレー（4 地点）ならびにチェーンアレー配置（2 測線）による微動アレー探査を実施した（表 1.5.3.）。「[報告書（4／6）](#)」[参照](#)

表 1.5.3. 物理探査

地区名	電気探査 (高密度電気探査)	電磁気探査 (CSAMT 探査)	微動アレー探査
野島・浅野断層	3 測線	3 測線	多重アレー（4 地点） チェーンアレー （1 測線 3 ブロック， 1 測線 1 ブロック）
有馬高槻構造線	3 測線	3 測線	

(2) 断層内物質試料の分析

トレンチ調査とボーリング調査によって断層破碎部分の試料（断層内物質試料を含む）を取得し、それらの構造解析や年代測定、化学分析を行った。年代測定には、光ルミネッセンス（OSL）、熱ルミネッセンス（TL）、電子スピン共鳴法（ESR）、K-Ar 法、フィッシュトラック法、及び（U-Th）/He 法を用いた。[「報告書（6／6）」参照](#)

(3) 室内摩擦試験の準備

断層活動時の高速摩擦すべりを人工的に再現するための摩擦実験システムの構築を行った。試験装置は多様な条件（垂直応力、すべり速度、間隙水圧）における摩擦試験が可能なものである。[「報告書（6／6）」参照](#)

(4) 上載記載がない場合の断層の活動性評価法についての情報の整理

断層の上部に体積した地層が欠如して、活動年代の特定が困難な場合の断層の活動性評価に関する情報の収集と整理を行った。整理にあたっては、「活動性評価についての留意点の整理」と「断層内物質や鉱物脈の生成環境についての情報の整理」の2点に留意して行った。[「報告書（2／6）」参照](#)

1. 6. 工期

平成 27 年 9 月 1 日 ～ 平成 29 年 3 月 31 日

1. 7. 業務実施体制

本業務では、事業の円滑な推進のために、「平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費（野島断層における深部ボーリング調査）事業」の運営委員会（以下、運営委員会）を設置した。運営委員会は、各調査項目の責任者から成り、それぞれの調査担当には複数の協力者を配置した。統括責任者（林 愛明）は、各調査担当の調査・研究成果の検討のために、運営委員会を開催し、本業務の管理と成果の取りまとめを行った。本事業における業務実施体制は図 1.7.1.に示すとおりである。なお、各調査項目の業務は必要に応じて民間の専門的な会社に依頼した。

■ 業務実施体制図

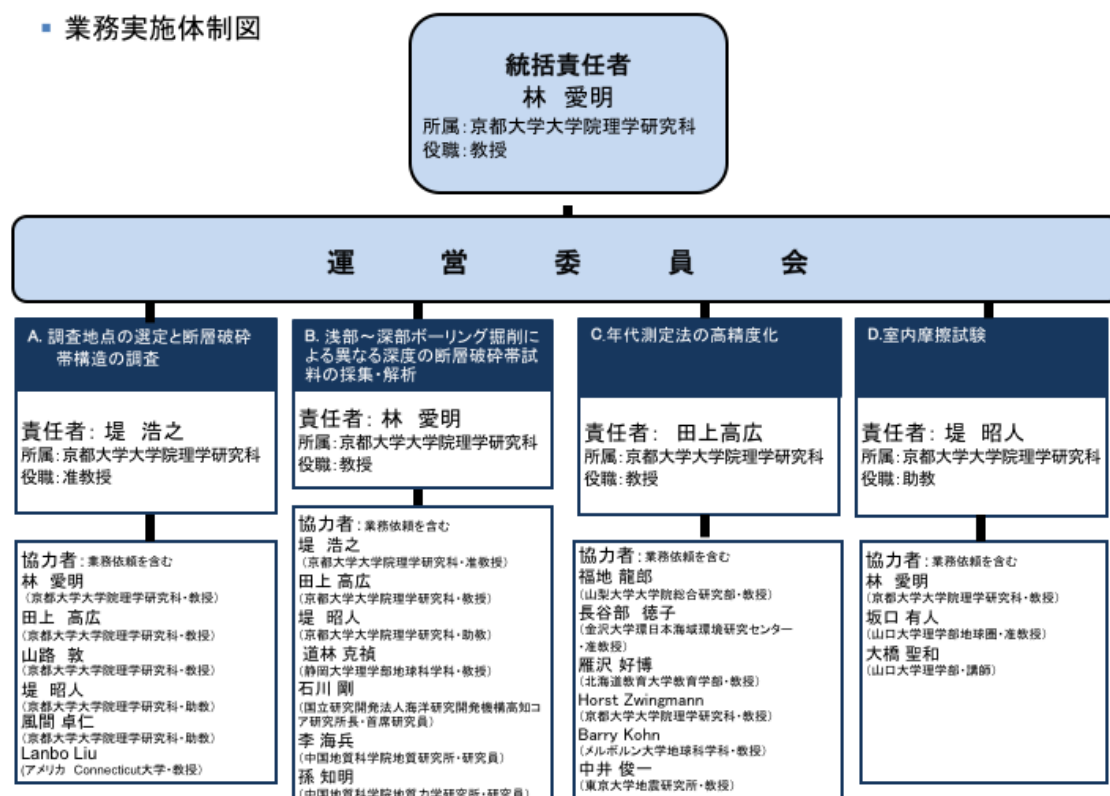


図 1.7.1. 業務実施体制図

2. 背景及び目的

本事業では、断層破碎帯の組織構造と断層岩物性の解析を行い、断層活動性を評価する手法を検証するための調査・研究の一環として、主に 1995 年兵庫県南部地震が発生した野島断層を調査・研究の対象とする。また、野島断層の破碎帯構造・断層活動性と比較するため、花崗岩の破碎帯が発達した、活動性の高い有馬―高槻構造線活断層帯を比較研究対象とする。物理探査手法を用いた断層構造の調査を行い、断層破碎帯の幅や性状を特定するとともに、活断層破碎帯の表層部のトレンチと浅部～深部ボーリング掘削を行い、浅部～深部までの異なる深度の断層帯物質試料を採取して、室内摩擦剪断実験と複数種類の年代測定を行う。これらの活動性評価手法の既往の情報についても収集・整理し、“上載地層法”の適用が難しい場合の断層活動性評価手法についても検討する。

3. トレンチ掘削と物理探査による調査地点の選定と断層破碎帯構造の調査

3. 1. 地質概説

(1) 野島断層

本地域は兵庫県淡路市に位置し、淡路島の北側の地域である。1995 年の兵庫県南部地震で活動した野島断層が通り、現在でも当時に活動した地表地震断層の痕跡は随所に残されている。表 3.1.1.に地質構成を、図 3.1.1.に本調査地域の地質図を示す。本地域では主に白亜紀後期の花崗岩類が分布し、その上を神戸層群、大阪層群が被覆している。

表 3.1.1. 地質構成

年代	名称	概要
約 1 万年前～現代	沖積層	新しい時代の未固結の堆積物。低地に分布。
約 2～10 万年前	段丘堆積物	河川によって運搬された堆積物。台地を作る。
約 10～200 万年前	大阪層群	海に堆積した地層。神戸層群を覆う。
約 1500～4400 万年前	神戸層群	海に堆積した地層。
約 6800～7500 万年前	花崗岩類Ⅲ	本地域の基盤岩。領家花崗岩に属する。 古いものに新しいものが貫入している。
約 7500～8500 万年前	花崗岩類Ⅱ	
約 8000～9000 万年前	花崗岩類Ⅰ	

(a) 花崗岩類

花崗岩類は、貫入時期から 3 つに区分される。これらは領家花崗岩とされているが、淡路島の領家帯は変成岩を欠くために識別が困難で、文献によって分類が異なる。地質調査所発行の「明石地域の地質」では、最も古い花崗岩類Ⅰは古期領家花崗岩、花崗岩類Ⅱと花崗岩類Ⅲは新規領家花崗岩に分類される。

(b) 神戸層群

神戸層群は、明石海峡付近に分布する古第三紀の地層に対して与えられた名称であり、淡路島北部から神戸市、三田市まで分布する地層である。主に泥岩・砂岩・礫岩・凝灰岩などからなり、かつてこの地域に広がっていた巨大な湖の堆積物と考えられている。保存の良好な植物化石を産し、一部では動物化石も見られる。

淡路島北部では、神戸層群の岩屋累層が分布する。神戸市西部、三田盆地の神戸層群は古第三紀の堆積物であるのに対し、淡路島北部に分布する岩屋累層は新第三紀の堆積物である。そのため尾崎ほか(1996)では、岩屋累層は神戸層群から除くべきであるとされているが、本項では地質調査所発行の「明石地域の地質」の記述を踏襲する。

(c) 大阪層群

大阪層群は、新第三紀鮮新世末期～第四紀更新世後期(数 10 万～300 万年前)にかけて堆積した内湾成～淡水成の地層である。関西地方の平野部に広く分布し、琵琶湖周辺の古琵琶湖

琵琶湖層群、東海地方の東海層群など対比される。同年代の地層は日本全国で見られるが、一般的には関西地方に分布するものが大阪層群と呼ばれる。

層相は、第四紀の気候変動および海水準変動を反映し、粘性土、砂、砂礫といった一定のサイクルを繰り返して変化している。主に砂礫層と粘土層の互層状の堆積層を示し、上部は海成粘土層が発達し、下部は非海成粘土層を挟む淡水成相が発達する。海成粘土層は内湾性の貝化石を産し、青色～暗灰色を呈する。大阪層群の地層中には多数の連続性の良い火山灰層が挟まれ、これらを鍵層とすることで層準の対比が可能である。特に、10~30cmの層厚の砂質安山岩質火山灰層である「アズキ火山灰層」は大阪層群の上部と下部の層序区分境界として広く用いられている。

本地域に分布する大阪層群は、北淡地域に分布する富島累層と東浦地域分布する仮屋累層である。これらは全て淡水成の地層からなり、その層準は大阪層群の中でも最下部である。図に本地域の大阪層群の模式柱状図を示す。シルト-粘土層、砂層、礫層の互層からなり、全体としては礫層優勢な河川～湖沼成の堆積物である。

(d) 段丘堆積物

本地域、淡路島北部の段丘は河川成であり、河川沿いや扇状地として形成されている。段丘は平らな段丘面と急な段丘崖からなる階段状の地形で、海水準変動と地殻変動、河川の浸食が絡み合って形成された地形である。海水準が相対的に停滞している時（変動が少ない時期）には平らな面が形成され、海水準が急激に低下する時（海面が下がるまたは陸地が上昇する時期）には平らな面が浸食されて崖ができる。これを繰り返すことで、複数の段丘面ができていく。段丘面は新しいものほど下方にできるため、高位の段丘面ほど古い時代のものである。これらは同じ高さの面同士で地形および形成年代の対比が可能である。

本地域の段丘面は古い方から、高位、中位、低位、最低位の4つに区分される。高位段丘面は標高170m付近の原山に小規模に分布する。中位段丘面は野島大川、斗ノ内～育波などに扇状地性の河岸段丘が分布する。低位段丘面は、富島・育波などで河川に沿って形成されている。野島平林・江崎では扇状地状に発達し、開析されていない段丘面が確認できる。最低位段丘面は富島川、育波川などの河道沿いに小規模に分布する。

（２）有馬-高槻構造線断層帯

本地域は有馬-高槻断層帯の一部である六甲断層が通り、異なる地質が複雑に接している。表 3.1.2.に地質構成を、図 3.1.2.に本調査地域の地質図を示す。南側の六甲山地は主に白亜紀の深成岩体である六甲花崗岩からなり、その上を第四紀の大阪層群、段丘堆積物が被覆している。北側は白亜紀の火砕流堆積物や溶岩などの火山性の岩石からなる有馬層群を基盤とし、その上を新第三紀の神戸層群が被覆している。第四紀の堆積物は船坂川沿いに見られ、段丘堆積物、沖積層が確認される。

表 3.1.2. 地質構成

年代	名称	概要
約 1 万年前～現代	沖積層	新しい時代の未固結の堆積物。低地に分布。
約 2～10 万年前	段丘堆積物	河川によって運搬された堆積物。台地を作る。
約 10～200 万年前	大阪層群	海に堆積した地層。神戸層群を覆う。
約 1500～4400 万年前	神戸層群	海に堆積した地層。
約 7500 万年前	六甲花崗岩	山地を構成する花崗岩。この地域の基盤となる地質。
約 7500 万年前以前	有馬層群	火山噴出物からなる岩石。この地域の基盤となる地質

（a）有馬層群

有馬層群は、六甲山地の北側に分布する火砕岩、凝灰岩、溶岩などの流紋岩類の総称であり、西南日本内帯に分布する酸性火山岩類の一つである。これと対比されるものとして、兵庫県中央部の生野層群、兵庫県南西部の相生層群があげられる。表 3.1.3.に有馬層群の層序を示す。

ジュラ紀の丹波帯の堆積岩類を覆う火山噴出物であり、その積算層厚は 2000m にも達する。有馬層群は緩傾斜の構造を持ち、有馬-高槻構造線の北側の有馬山地や北摂山地を構成している。調査地域周辺でも同様に、断層によって六甲花崗岩と接している。

有馬層群は活動の休止期を挟み、3つのステージに分けることができる。下部の火砕岩の活動期をステージⅠ、中部の結晶質凝灰岩をステージⅡ、上部の溶結凝灰岩をステージⅢとし、それぞれで岩石記載が行われている。本地域では、ステージⅡの玉瀬結晶質凝灰岩が主に分布し、石質岩片を多く含む溶結凝灰岩が見られる。

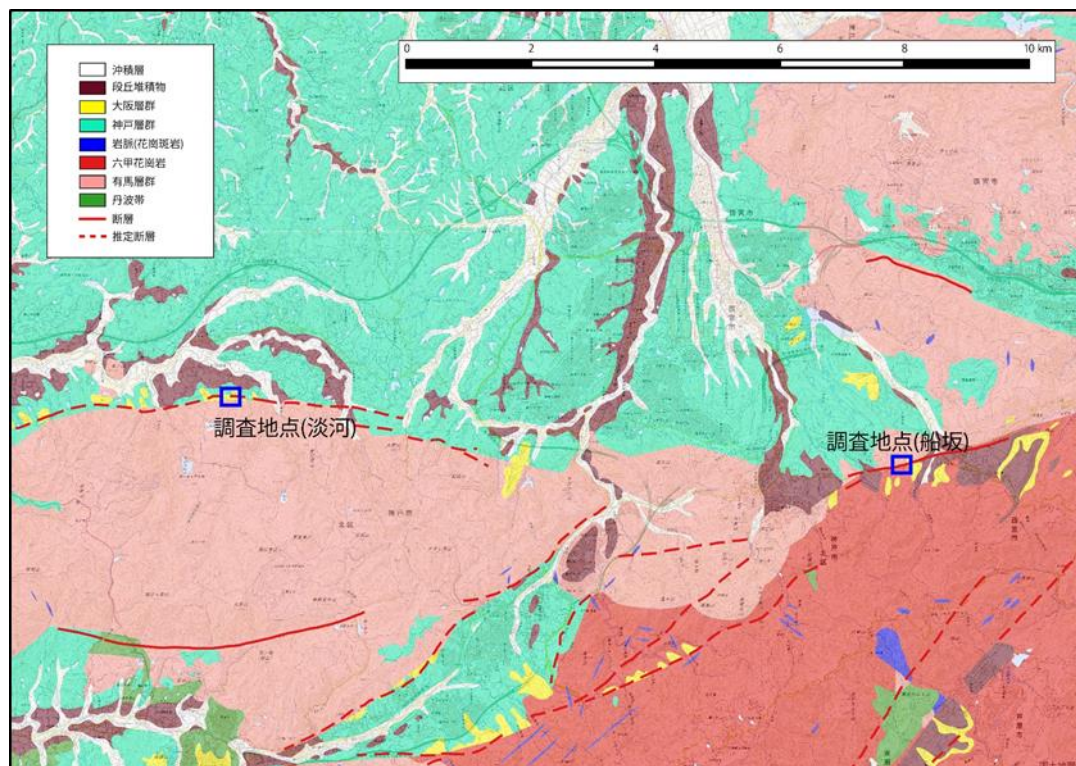


図 3.1.2. 調査地域の地質図

(国土地理院「基盤地図情報」および地質調査総合センター「地質図類データ」から作成)

表 3.1.3. 有馬層群の層序

ステージ	名称	概要
ステージⅢ	佐曽利凝灰角礫岩	石質な凝灰岩層。
	境野溶結凝灰岩	主に溶結凝灰岩からなり、一部に溶岩が見られる。
	玄能池砂質凝灰岩	砂岩・泥岩などの水底堆積層。
ステージⅡ	長尾川溶岩	玉瀬結晶質凝灰岩に挟まれる。流理構造の発達した流紋岩溶岩。
	玉瀬結晶質凝灰岩	数 mm～数 cm の石質岩片を含む流紋岩～デイサイト質溶結凝灰岩。複数の火砕流のユニットが認められる。
	僧川凝灰質泥岩	層理の発達した凝灰質砂岩、泥岩、火山礫凝灰岩。
ステージⅠ	武田尾火砕岩類	溶岩、凝灰岩からなる。

本地域周辺には玉瀬結晶質凝灰岩が分布する。

(b) 六甲花崗岩

六甲山地の大部分を構成する花崗岩体。優白色の黒雲母花崗岩、花崗岩類の分類では狭義の花崗岩に分類される。山陽帯に分布し、チタン鉄鉱系列の花崗岩である。六甲花崗岩は結晶の粒径から細粒（1mm 以下）、中粒（1~3mm）、粗粒（3mm 以上）の3つの岩相に区分される。細粒と中・粗粒の岩相の区分は、岩石の形成過程や風化のしやすさとは密接な関係があり、崩壊地形との関連を含めて重要と考えられている。一方、中粒と粗粒の区分はあまり有意ではないと考えられている。

鉱物組み合わせを表 3.1.4. に示す。石英・アルカリ長石が多く、斜長石はやや少ない。細粒岩相は有色鉱物を黒雲母のみ含み、普通角閃石を含まない。中粒・粗粒岩相は細粒岩相よりも有色鉱物が少ないが、普通角閃石を少量含むものも見られる。副成分鉱物は燐灰石、緑れん石、白雲母、ジルコンを含み、中粒・粗粒岩相では褐れん石も含まれる。年代測定は K-Ar 法で行われ、7200~7500 万年前の値が出され、中生代白亜紀後期に形成されたと考えられる。

有馬層群との関係は、調査地域周辺では断層で接しているが、有馬南方の射場山では有馬層群中への貫入が確認され、有馬層群形成以後の花崗岩であると言える。

本地域では、主に中粒・粗粒岩相が分布し、風化と崩壊が顕著である。

表 3.1.4. 六甲花崗岩の鉱物組み合わせ

鉱物	細粒岩相	中粒・粗粒岩相
石英	35~40%	30~45%
アルカリ長石	30~40%	20~50%
斜長石	20~25%	12~28%
黒雲母	4~8%	1~5%
普通角閃石	なし	0~1%
副成分鉱物	燐灰石・緑れん石・白雲母・ ジルコン	燐灰石・褐れん石・緑れん 石・白雲母・ジルコン

(c) 神戸層群

神戸層群は、明石海峡付近に分布する古第三紀の地層に対して与えられた名称であり、淡路島北部から神戸市、三田市まで分布する地層である。主に泥岩・砂岩・礫岩・凝灰岩などからなり、かつてこの地域に広がっていた巨大な湖の堆積物と考えられている。保存の良好な植物化石を産し、一部では動物化石も見られる。

神戸層群の層序区分は淡路島北部、神戸市西部と三田盆地でそれぞれなされている。泥岩・砂岩・礫岩などの碎屑岩層と多数の白色の凝灰岩層を一つの層序単位として、これらの繰り返しのサイクルが認められる。

本地域では、最下位の層準である有野累層が主に分布する。流紋岩（一部で花崗岩）の角礫～亜角礫を含む淘汰の悪い礫岩が主体で、有馬層群の結晶質凝灰岩と比較するといくらか固結度が低い。上位は礫径が小さくなり、粗粒砂岩優勢に変化する。

(d) 大阪層群

大阪層群は、新第三紀鮮新世末期～第四紀更新世後期（数 10 万～300 万年前）にかけて堆積した内湾成～淡水成の地層である。関西地方の平野部に広く分布し、琵琶湖周辺の古琵琶湖層群、東海地方の東海層群などに対比される。同年代の地層は日本全国で見られるが、一般的には関西地方に分布するものが大阪層群と呼ばれる。

層相は、第四紀の気候変動および海水準変動を反映し、粘性土、砂、砂礫といった一定のサイクルを繰り返して変化している。主に砂礫層と粘土層の互層状の堆積層を示し、上部は海成粘土層が発達し、下部は非海成粘土層を挟む淡水成相が発達する。海成粘土層は内湾性の貝化石を産し、青色～暗灰色を呈する。大阪層群の地層中には多数の連続性の良い火山灰層が挟まれ、これらを鍵層とすることで層準の対比が可能である。特に、10~30cm の層厚の砂質安山岩質火山灰層である「アズキ火山灰層」は大阪層群の上部と下部の層序区分境界として広く用いられている。また、第四紀には大阪湾の沈降と六甲山地の隆起も起きているため、大阪平野には大阪層群が 1000m 以上の厚さで堆積している可能性がある。

六甲山周辺にも分布し、本地域周辺では六甲花崗岩を被覆して小規模に分布する。

(e) 段丘堆積物

本地域で見られる段丘は、主に河岸段丘である。段丘は平らな段丘面と急な段丘崖からなる階段状の地形で、海水準変動と地殻変動、河川の浸食が絡み合って形成された地形である。海水準が相対的に停滞している時（変動が少ない時期）には平らな面が形成され、海水準が急激に低下する時（海面が下がるまたは陸地が上昇する時期）には平らな面が浸食されて崖ができる。これを繰り返すことで、複数の段丘面ができていく。段丘面は新しいものほど下方にできるため、高位の段丘面ほど古い時代のものである。これらは同じ高さの面同士で地形および形成年代の対比が可能である。

本地域周辺では、巨礫を多く含む高位段丘礫層が標高 400m 付近またはそれよりも上位に、中位段丘礫層が標高 350m 付近に分布する。前者は上ヶ平面、後者は船坂面と呼ばれる。山口町船坂では、六甲断層によって段丘礫層が切られる露頭も確認され、南側の花崗岩体が礫層状に衝上する。

3. 2. トレンチ掘削による断層破碎帯の構造観察

3. 2. 1. 野島断層

野島断層とその分岐断層である浅野断層において、(1) 小倉サイト、(2) 大川サイト、(3) 江崎サイトの3カ所にてトレンチ掘削を行った。

(1) 小倉サイト

図 3.2.1.1 に調査地域地質図と本調査地点位置を示す。小倉トレンチは淡路市小倉に位置し、大戸山（標高 224m）の西方 850m、北淡震災記念公園の東南東 720m 付近の切土造成地である。この地点周辺では、1995 年の震災時に地表で断層による右横ずれを伴う地割れが確認されている（中田・岡田、1998）。地形的には、東方の丘陵地から西方に緩く傾斜する標高 20~50m 程度の緩斜面であるが、本地点は先述の通り切土造成地であり、もともとは標高 30~70m 程度の丘陵地であった。調査地域には丘陵地を形成する花崗岩～花崗閃緑岩と、低地を形成する堆積岩類が分布し、調査地はその境界に位置する。

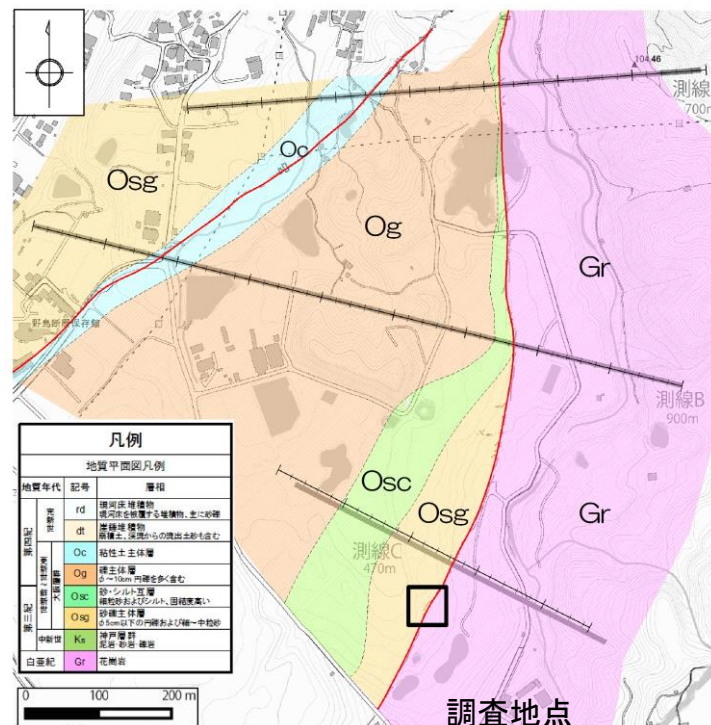


図 3.2.1.1. 調査地域地質図と本調査地点位置図

(ベースマップは国土地理院「基盤地図情報」を使用)

掘削は、概ね西傾斜の緩斜面を北西—南東方向に長軸をとって長さ 15.0m、幅 2.5~5.0m、深さ 1.5~3.0m のトレンチを掘削した後に、断層の分布の連続性を確認するため、トレンチ北東壁の一部を断層沿いに掘削した。土量は概算で 160m³ 程度である。図 3.2.1.2. に小倉トレンチ N 面の壁面スケッチ、図 3.2.1.3. に S 面の壁面スケッチを示す。スケッチは、全て 1/20 スケールで作図した。

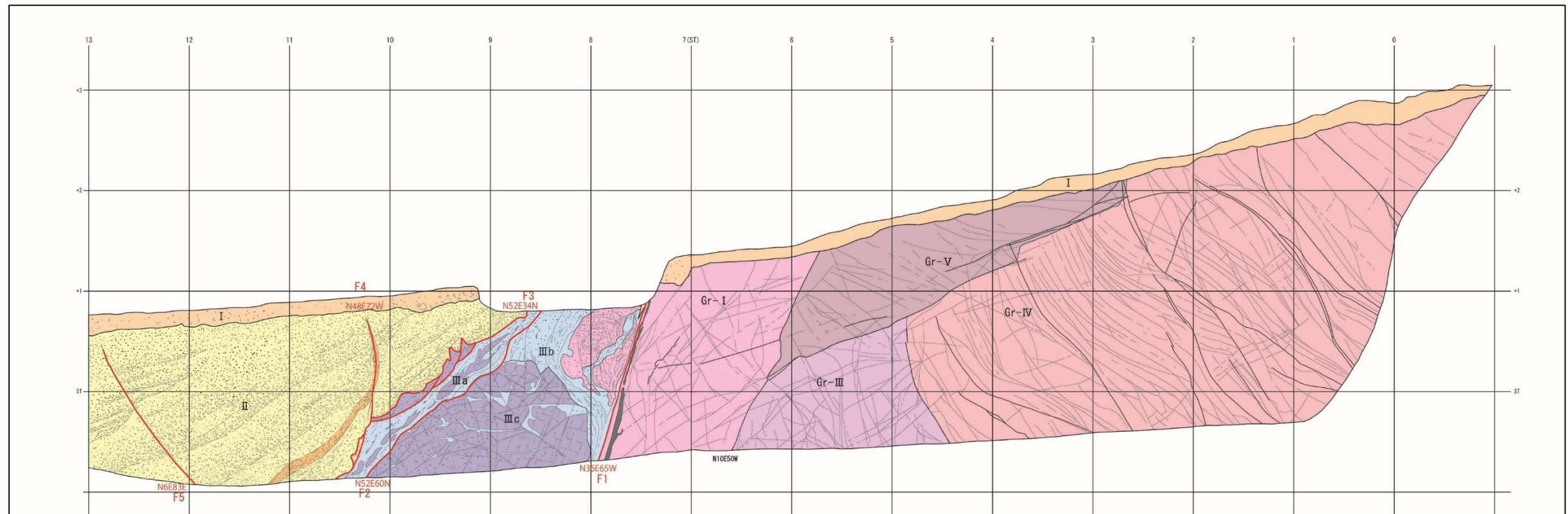


図 3.2.1.2. 小倉トレンチ N 面壁面スケッチ

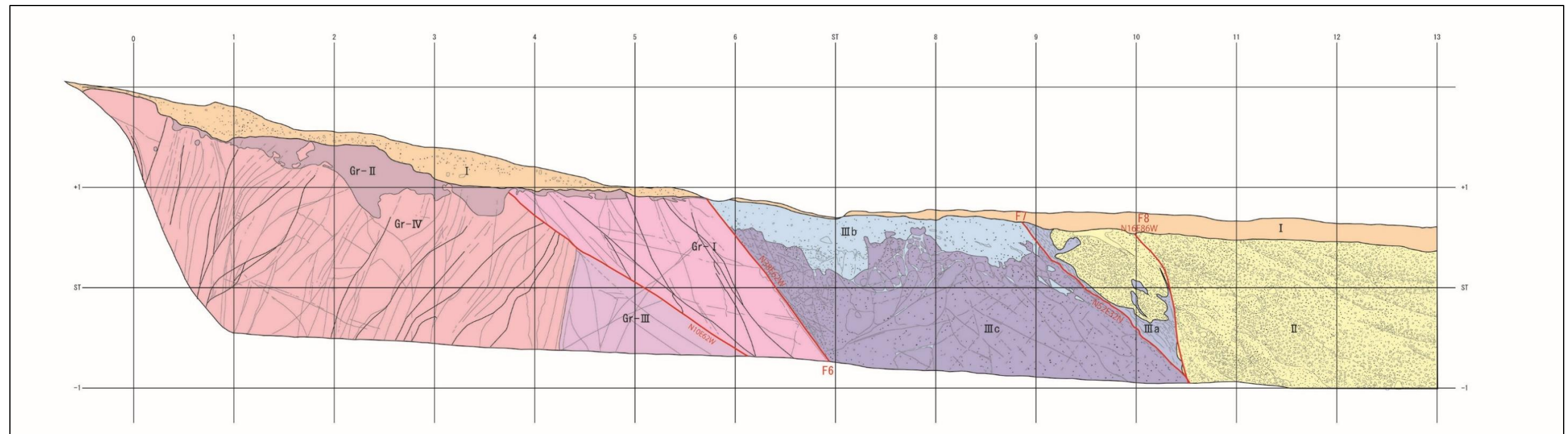


図 3.2.1.3. 小倉トレンチ S 面壁面スケッチ

小倉トレンチの各層序について、以下に記す。

(a) I 層：表土（暗褐灰色礫混じり砂）

調査地の最表層部に 5~20cm 程度の厚さで分布する表土。暗褐灰色を呈する礫混じりシルト質砂からなる。礫は 2~50mm の円礫~角礫からなる。礫種は花崗岩を主体とし、泥岩、砂岩を含む。本地層は下位の砂岩礫岩互層及び花崗岩風化物したものを主体とする。N 面では 7~8 付近に分布する断層に沿って、表土がくさび状に 20cm 程度入り込む。

(b) II 層：褐色砂岩礫岩互層

調査地の断層より西側、トレンチにおいては N 面および S 面の 9~13 付近に分布する、含礫砂岩と砂質礫岩の級化を繰り返す互層である。比較的風化が進み固結度低く、容易に掘削することが可能である。礫は $\Phi 2\sim 100\text{mm}$ の円~亜円礫、礫種は花崗岩、堆積岩（泥岩・砂岩）からなる。砂は中~粗粒砂主体、細粒分乏しく孔隙が多い。S 面 10~12 の下部では、淘汰の良い中粒砂層が分布する。また、一部では炭化木片が含まれる。

層理面は全体としてトレンチ東側（9~11 付近）では 40°程度西傾斜であるが、西側ほど緩くなり、トレンチ西側（12~13 付近）では 10°程度西傾斜に変化する。また、本地層に含まれる礫の伸長方向も、層理面の傾斜方向と概ね一致する。

N、S 両面とも 9~10 付近で砂混じり粘土・シルト層と明瞭な断層で接し、特に S 面においては断層によって分断された本層が粘土中にブロック状に包有される。

また N 面では 10 付近及び 12~13 付近の堆積構造に鉛直方向のずれた構造が認められ、10 付近ではこの構造に沿って幅 5mm 程のシルト~細粒砂が挟在する。

(c) III 層：シルト岩（IIIa~IIIc）

N 面 8~10 付近、S 面 6~10 付近に分布する灰緑色の塊状シルト岩および脈状~不定形の緑灰色粘土。砂岩礫岩互層のような堆積構造は認められないが、それぞれが断層や割れ目などで様々な構造を持つ。構造や様相から、IIIa：断層部（砂岩礫岩互層境界）、IIIb：軟質粘土、IIIc：灰緑色シルト岩の 3 つの部分に区分される。

(d) 花崗岩（Gr- I Gr-V）

本トレンチの東側に分布する花崗岩。一部の表層付近 5~50cm 程度は酸化によって褐色を呈すものの、全体としては無色鉱物が卓越して灰白色を呈する。変質度、割れ目の傾向、硬軟から 4 つに区分される。岩石としては同一岩相で、中~粗粒の優白色花崗岩である。シルト岩とは明瞭な断層で接する。亀裂が発達し、一部には幅数 mm の黒色脈を伴う。

(e) 確認された断層の特徴

小倉トレンチは、1995 年の兵庫県南部地震の際に生じた地表地震断層の内、山側で変状が確認された「浅野断層」上に位置する。トレンチ内での断層は、花崗岩および大阪層群中に認められる。

① 主断層 (F1 および F6)

既存露頭の延長部であり、主断層と考えられる。断層の走向は N36°E 程度で、既存文献にプロットされていたリニアメントの走向と概ね整合的である。

主断層の東側に分布する花崗岩中には壁面全体に渡って副断層及び断層に伴う亀裂が多数認められた。掘削の際は、掘削範囲内全体において、ブロック状でなく、砂状での掘削が可能であったことから、範囲全体において激しく破碎を受けていることが確認された。副断層は東傾斜が卓越し、見かけ上逆断層となっている。

【主断層の特徴】

- ・ 花崗岩と大阪層群の泥岩が 60~65°程度で接している。
- ・ 主断層の東側数 cm の花崗岩中に主断層に沿って黒色のガウジが発達する。
- ・ 断層粘土の厚さは 2~5cm 程度で、不連続的に分布する。
- 主断層の走向は、N36°E~N38°E、N62°W~N65°W の傾斜で、見かけ上は正断層の様相。
- ・ 断層の西側にも花崗岩のブロック（上下方向に 100cm、幅 30cm 程度）が認められ、激しく変質を受けている。
- ・ 断層に接した大阪層群のシルト岩中には網目状の構造が認められ（Ⅲc 層）、網目状の割れ目中を粘土が充填している。

② 大阪層群中

主断層の西側の大阪層群中にも断層が観察された。シルト岩と砂岩礫岩互層を分かつ断層 (F2、F3、F7、F8) は複雑にシルト岩中を寸断し、流動化して割れ目を脈状に充填する粘土などが見られる。シルト岩中には、断層による破碎によって花崗岩や大阪層群をブロック状に包有する部分も見られる。砂岩礫岩互層中にも堆積構造を切る断層が確認される。

【大阪層群中の断層の特徴】

- ・ 大阪層群中には、砂礫層とシルト岩の境界部に 2 条の断層 (N 面は F2 および F3、S 面は F7 および F8) が認められ、いずれも西傾斜の断層となっている。
- ・ 砂礫とシルト岩は 1 面の断層ではなく、正断層的なすべり面が連続して認められる。
- ・ 大阪層群の砂礫を切る高角の断層も認められる (F4、F5)。

(2) 大川サイト

図 3.2.1.4.に調査地域地質図と本調査地点位置を示す。大川トレンチは淡路市野島大川に位置し、東の山から西の海へ流れる大川川の右岸側である。この地点では、1995 年の震災時に地表で断層による破壊が確認されている（中田・岡田、1998）。この地点では地表の破壊のみで、断層面や岩盤は確認されていない。現在は修復され、のり面が破壊された部分には擁壁が設置されている。調査地点の畑は現在休耕中であり雑草が繁茂している。地形的には、大川川に沿った扇状地であるが、調査地点の位置する標高 20~40m 付近に遷緩線があり、低地側と山地側で明確な地形的差異が認識される。既存研究及び 1995 年の震災時の調査では、この遷緩線付近に野島断層が位置すると推測されている。調査地域は扇状地性の河川の堆積物が分布し、野島大川の集落付近では神戸層群、斜面側には花崗岩類が分布する。大川川の現場近傍の河床および集落の東側の林道では花崗岩の露出が確認される。

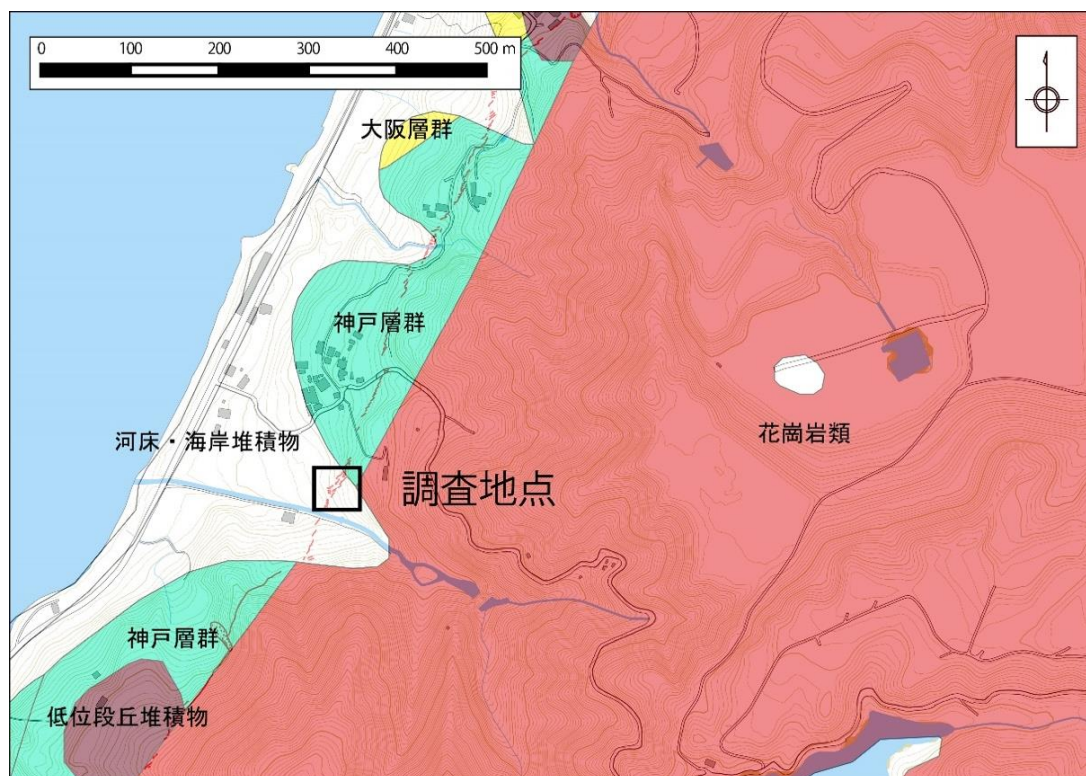


図 3.2.1.4. 調査地域地質図と本調査地点位置図

(国土地理院「基盤地図情報」及び地質調査総合センター「地質図類データ」から作成)

掘削は、平らな面を長さ 8m、幅 5m、深さ 2~2.5m、斜面側を長さ 7m、幅 5m、深さ 4~5m で実施した。土量は概算で 230m³ 程度である。図 3.2.1.5.に大川トレンチの壁面スケッチを示す。スケッチは、全て 1/20 スケールで作図した。

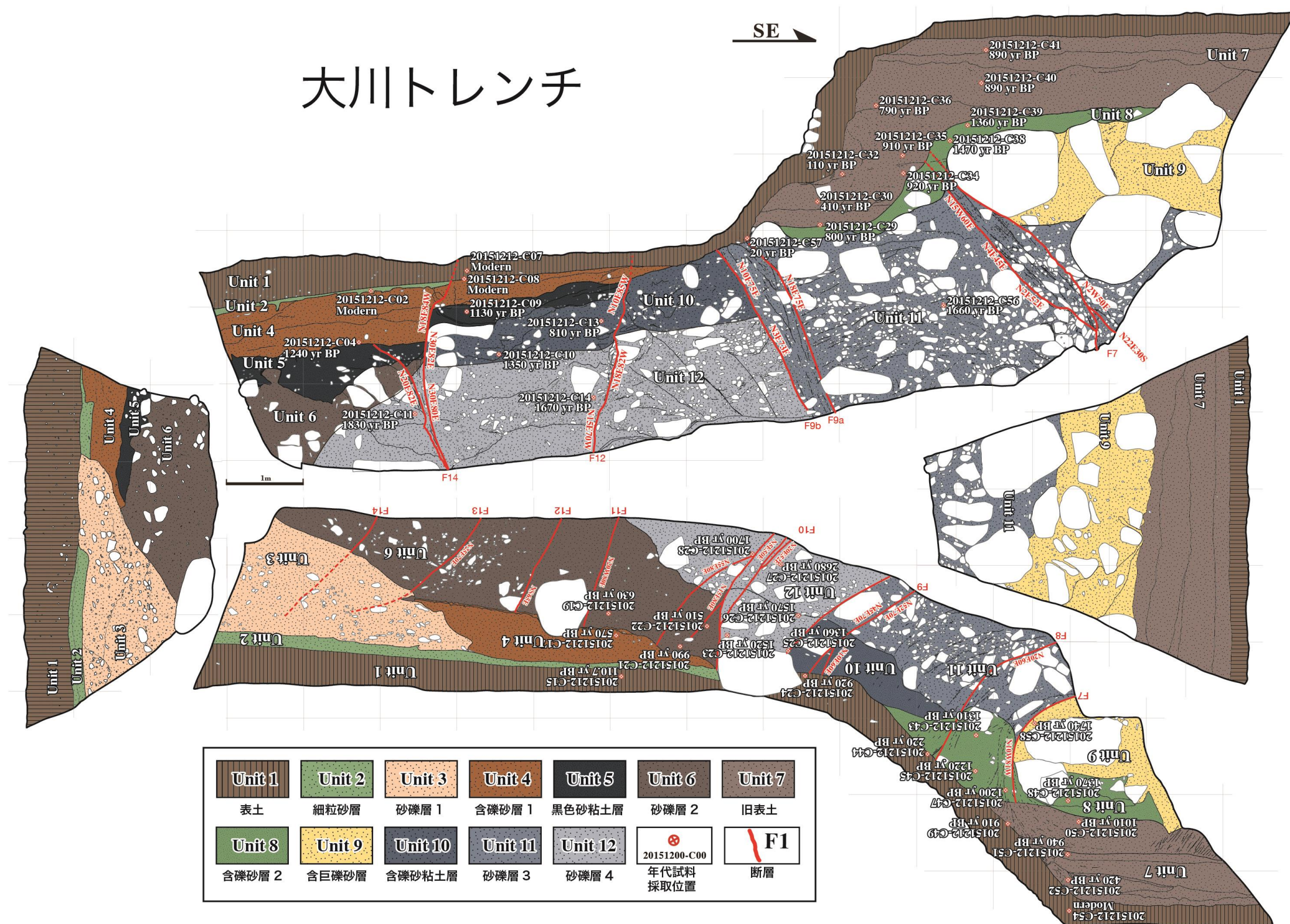


図 3.2.1.5. 大川トレンチ壁面スケッチ

大川トレンチの各層序について、以下に記す。

(a) Unit1：表土（灰色～灰褐色砂質シルト、明褐色砂礫、褐灰色礫混じりシルト質砂）

トレンチの西側の平坦面を掘削した部分に分布する。1995 年以降の表土であり、震災時に沈下した地盤を埋めたものである。これらの中には赤色のレンガ片が点在し、現世の埋め土と認識できる。

(b) Unit2：細粒砂層（淡赤褐色砂質シルト、暗褐色砂質シルト）

トレンチ西側の平坦面を掘削した部分に分布する。旧表土の土壌で、赤褐色を呈する薄層とその直下の暗褐色層からなる。暗褐色層は腐植質だが、その上位の赤褐色層と同様の性状である。

(c) Unit3：砂礫層 1

トレンチ南西部分、S 面の西側および W 面にのみ分布し、溝状に埋める堆積物である。他の層とは明瞭に異なり、砂質優勢で礫が多数含まれる。細粒分乏しく、流水で容易に崩れる。砂は中～粗粒砂主体、礫径は $\Phi 100\sim 300\text{mm}$ が支配的、礫率は 20~30%程度である。

(d) Unit4：含礫砂層 1

トレンチ西側の平坦面を掘削した部分に分布する。塊状の細粒な斜面堆積物。砂を含み、ややボソボソし、 $\Phi 5\sim 10\text{mm}$ 程度の花崗岩風化物起源の礫が散在する。よく締まり、乾燥するとより固結度が高くなる。

(e) Unit5：黒色砂粘土層

Unit4 と Unit6 の境界部に挟在する黒色層。性状は Unit4 と大きく変わらず、一部で礫を含む。N 面及び W 面では腐植質の様相だが、S 面ではマンガンや鉄のような地下水から湧出した成分によって暗色を呈する様相である。

(f) Unit6：砂礫層 2

トレンチ西側にのみ分布する細粒な斜面堆積物。Unit4 と酷似した様相で、花崗岩風化物を含む。礫は少量点在、斜面から転動した巨礫が上部にいくつか見られる。

(g) Unit7：旧表土

トレンチ東側の斜面上段の面に分布する。1995 年以前の表土であり、基本的には Unit1 同様の灰色～灰褐色砂質シルト主体である。酸化した部分は淡赤褐色を呈する。水平の構造を示すが、これは堆積構造ではなく盛土の形成時にできたものである。

(h) Unit8：含礫砂層 2

トレンチ東側の斜面上段の面に分布する。斜面に残る旧表土の土壌で、盛土形成前に斜面

を構成していたものである。やや暗色を呈して腐植質だが、性状は Unit1 同様のやや締まる砂質シルトである。

(i) Unit9：含巨礫砂層

トレンチ東側にのみ分布し、斜面から崩落した巨礫を多数包有する。Φ1000mm 以上のものが散見する。基質は Unit4 や Unit6 と同様、花崗岩風化物を含み良く締まる砂質シルト。礫は花崗岩主体。丸みを帯びているが周囲に風化縁があり、現在残っているものは同心円状に風化した残留核である。これは他の層に含まれる巨礫も同様である。

(j) Unit10：含礫砂粘土層

不淘汰で堆積構造が不明瞭。基質は Unit4 や Unit6 と大きく変わらない砂質シルト。礫種は花崗岩が大半、花崗斑岩や閃緑斑岩も散見する。礫径は Φ300~500mm 主体。亜角～角礫、円礫は見られない。礫率は W 面では 20~30%程度だが東側ほど増加し、N 面及び S 面の東側では 50~70%程度となる。

(k) Unit11：砂礫層 3

トレンチ東側の E 面と N 面および S 面の一部に分布する砂礫層。境界は不明瞭、Unit9 の礫が覆い被さるように入る。基質は Unit4 や Unit6 と大きく変わらない砂質シルト。礫種は花崗岩が大半、花崗斑岩や閃緑斑岩も散見する。礫率が高く 60~70%程度。上部は礫が疎らで Unit4 などと似た様相。礫径は Φ100~600mm 程度、最大 Φ700mm 程度。

(l) Unit12：砂礫層 4

トレンチ中央部、N 面と S 面にのみ分布する堆積物層。不淘汰で堆積構造が不明瞭。基質は Unit4 や Unit6 と大きく変わらない砂質シルト。礫種は花崗岩が大半、花崗斑岩や閃緑斑岩も散見する。礫径は Φ300~500mm 主体。亜角～角礫で、円礫は見られない。

(m) 確認された断層の特徴

大川トレンチは、大川地区を東西に流れる大川川の左岸側に位置し、1995 年の兵庫県南部地震の際に生じた地表地震断層上を掘削している。ここでは、トレンチの壁面に断層や地層の不連続部、堆積構造の乱れが確認された。

比較的明瞭な堆積物の変位は、N 面の N11~12 (F5、F6) および S 面の S10~12 付近 (F13) に認められる。この部分は 1995 年の兵庫県南部地震の際の断層と推測され、特に N 面では砂礫層の上位の堆積物が寸断されている。また、N9 付近にも不明瞭ながら上方へ延びる構造が確認され (F4)、1995 年の活動で複数の断裂が生じた可能性が考えられる。

大川地区の東側は野島断層の活動によって急崖をなし、トレンチはその縁に位置する。トレンチ東側の崖部分は砂礫層が卓越するが、その中に過去の断層活動の痕跡が存在する可能性が推測される。トレンチ東端部分 (N1~5 および S1~5) では、大川川の扇状地堆積物と

考えられる Unit6a と巨礫からなる Unit7 および Unit8 が接している。その境界部 (F1) は不明瞭ながら約 40~50°程度の傾斜をなし、それに沿った礫の配列も認識される。本地点では、年代測定試料の採取を行った。変位した沖積層の土壌試料を用いた ^{14}C 年代測定を行った結果、約 1000 年前に野島断層が活動した可能性が高いことが明らかになった。

(3) 野島断層 (江崎) サイト

図 3.2.1.6.に調査地域地質図と本調査地点位置を示す。江崎トレンチは淡路市野島江崎に位置し、山地を開析する谷の出口付近に位置する耕作放棄地である。この地点周辺では、1995 年兵庫県南部地震時に地震断層が出現した (中田・岡田、1998)。当時の調査結果 (栗田・水野、1998) から、調査地点を選定し、トレンチ掘削を行った。

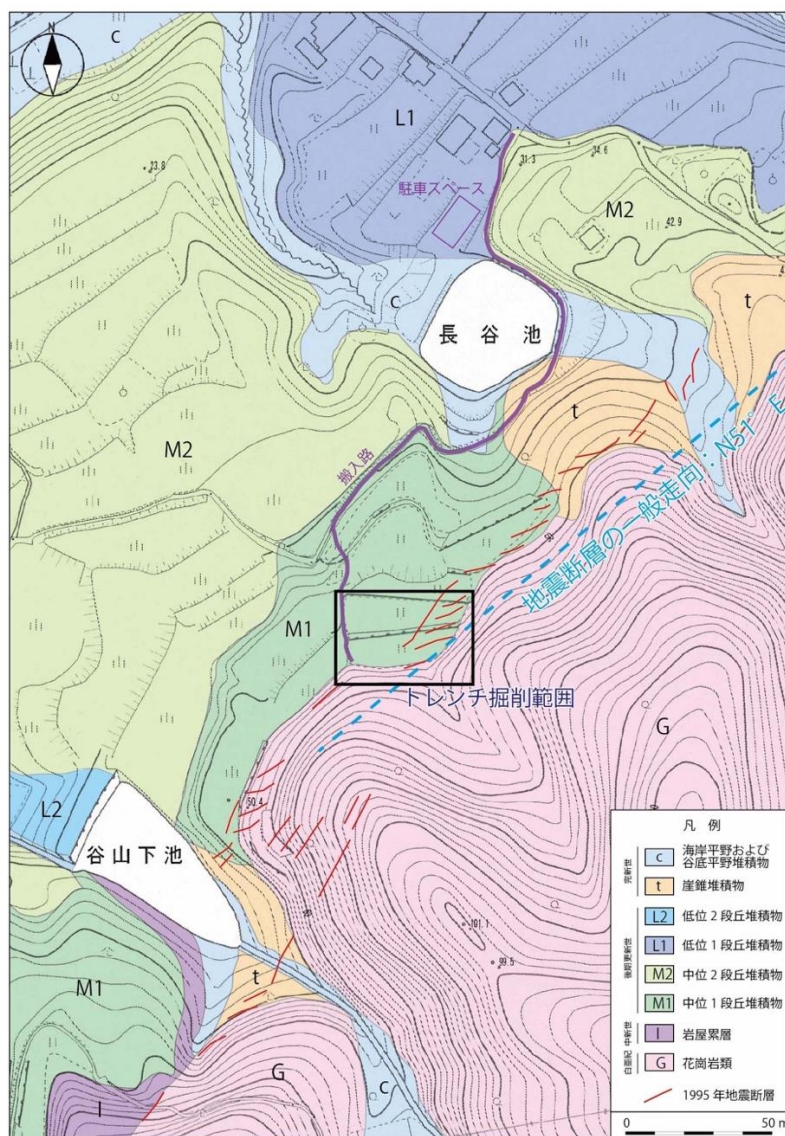


図 3.2.1.6. 調査地域地質図と本調査地点位置図。地震断層の分布は栗田・水野 (1998) による。地質図は栗田・水野 (1998) を基に作成し、地形分類図は現地確認と写真判読を行い改編した。

本地域では、3つのトレンチ掘削（トレンチ A、トレンチ B、トレンチ C）を行った。それぞれの数量を以下に示す。

- ・ トレンチ A：長さ約 7m×幅約 4m×深さ約 2.5m、法面勾配約 60°~80°
- ・ トレンチ B：長さ約 10m×幅約 7m×深さ約 3m、法面勾配約 60°
- ・ トレンチ C：長さ約 6m×幅約 1.5m×深さ約 1.5m、法面勾配約 80°~90°

土量は概算で計 293m³ 程度である。トレンチスケッチは、トレンチ A および B の拡張前を対象として実施した。スケッチは縮尺 1/20 を基本とし、最終的に縮尺 1/50 の展開図を作成した。作成したトレンチ B の展開図を図 3.2.1.7. に示す。トレンチ A~C の壁面観察を行った結果、上位から Unit1~Unit17 の 17 層に地層を区分することができた。また、トレンチ A では南東壁、トレンチ B では北東及び南西壁で地層の変位・変形が認められた。ここでは、変位・変形が顕著に認められたトレンチ B について記す。

トレンチ B の南東壁面では、Unit1~Unit16 の計 16 層が確認できた。各層の特徴を以下に記す。

(a) Unit1~Unit5：盛土、崩積土

Unit1 は礫混じりのごく細粒砂からなる表土。Unit2 は灰黄色の礫混じり砂粘土層からなり、礫は直径 2-4mm、平均径 3mm 程度の亜円～亜角礫で、淘汰は非常に悪い。Unit3 は灰色の礫およびシルト混じり粘土層からなり、やや有機質である。礫は直径 2-4mm、平均径 3mm 程度の亜円～亜角礫で、淘汰は悪い。Unit4 は灰色のシルト混じり砂粘土層からなり、やや有機質である。Unit5 は黄褐色の層状砂粘土層からなり、極粗粒砂とシルトが互層する。

上記の地層はいずれも淘汰が悪く、有機質の黒色砂や褐灰色粗粒砂をブロック状に含むことから、盛土もしくは崩積土と考えられる。

(b) Unit6~Unit8：河川堆積物 1

Unit6 は灰黄色・黄色の砂層からなり、直径 2~3mm の角礫～亜角礫が散在する。Unit7 は灰色礫混じり砂層と暗黒灰色粘土の互層からなり、砂層および粘土層の各層の単層厚さは 50-100mm 程度である。斜交葉理が認められる。粘土層は有機質で炭化物を含む。礫は直径 2~60mm、平均径 3mm 程度の花崗岩等の亜角礫～亜円礫である。Unit8 は灰色のシルト混じり砂層からなる。この層でも斜交葉理が認められる。

上記の地層は、いずれも淘汰は比較的良く、亜円礫や斜交葉理が認められることから、河川性の堆積物であると考えられる。

(c) Unit9~Unit14：河川堆積物 2

Unit9 は黄褐色の粘土層からなり、有機質である。最大径 30mm の亜鉛礫～亜角礫が散在する。Unit10 は灰色の砂粘土層からなり、2~3mm 程度の角礫～亜角礫が散在する。Unit11 は礫混じり灰黄色砂粘土層であり、礫は直径 2-100mm、平均径 3mm 程度の角礫～

亜角礫からなり、花崗岩を主とする。全体として角礫状にブロック化し、周囲を灰褐色の細粒砂が充填する。Unit12 は灰色の砂粘土層で、中～粗粒砂とやや有機質な黒褐色の粘土層との互層からなる。礫は直径 2-130mm、平均径 3mm 程度の角礫～亜角礫からなり、花崗閃緑岩を主とする。Unit13 は灰褐色の砂粘土層で、褐灰色の砂礫と黒褐色粘土の互層からなる。粘土層は有機質である。礫は直径 2~80mm、平均径 3mm 程度の花崗閃緑岩を主とする角礫～亜角礫である。

上記の地層は、いずれも淘汰は比較的良く、河川性の堆積物であると考えられる。

(d) Unit14～Unit16：マサ土の 2 次堆積物

Unit14 は灰褐色の砂層からなり、淘汰はやや悪い。礫は直径 2~150mm、平均径 3mm 程度の花崗岩や花崗閃緑岩を主とする角礫～亜円礫である。Unit15 は褐色～黄褐色の含礫砂層からなり、淘汰はやや悪い。礫は Unit14 と同様である。Unit16 は灰色砂粘土層で、灰色の砂礫と黒褐色粘土の互層からなる。礫は直径 2-3mm、平均径 3mm 程度の角礫～亜角礫である。

上記の地層は花崗岩や花崗閃緑岩起源の堆積物であり、マサ土の 2 次堆積物と考えられる。

(e) 確認された断層の特徴

断層活動に関連すると考えられる地層の変形や割れ目を認めることができた。これらの変形構造や割れ目の分布と有機質堆積物から採取した放射性炭素年代測定試料の分析等から、約 1000 年前に野島断層が活動した可能性が高いことが明らかになった。

江崎トレンチ B

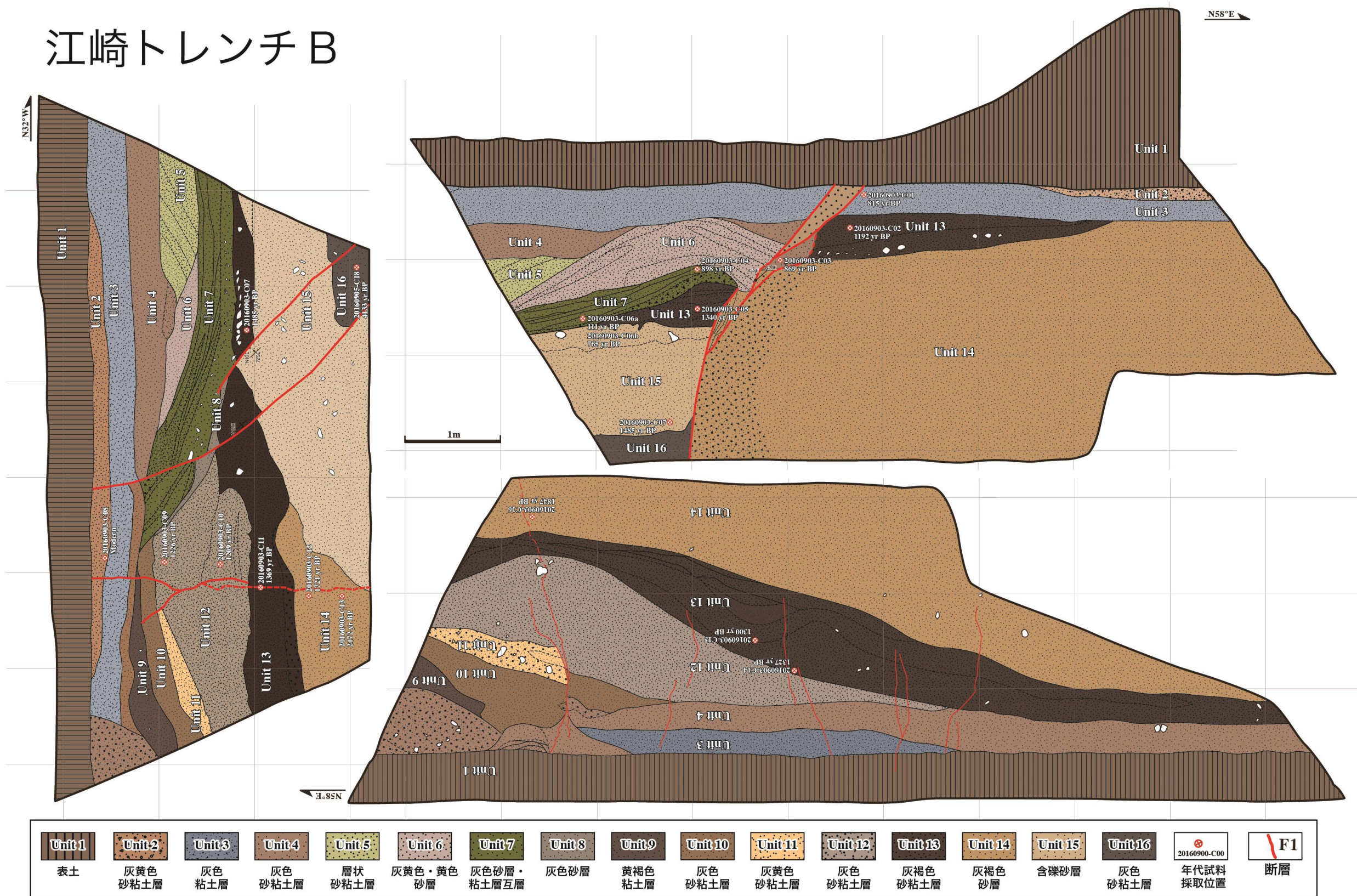


図 3.2.1.7. トレンチ B の展開図

3. 2. 2. 有馬-高槻構造線断層帯

有馬-高槻構造線断層帯では、六甲断層 2 カ所（船坂第 1 サイト、船坂第 2 サイト）と淡河断層 1 カ所（淡河サイト）の計 3 カ所においてトレンチ掘削を行った。

（1）船坂第 1 サイト（第 1 トレンチ）

船坂第 1 トレンチは、兵庫県西宮市船坂市街地周辺の断層露頭において実施した（図 3.2.2.1.）。この露頭は既存調査（たとえば Maruyama and Lin, 2002 など）にも報告されており、段丘堆積物を切る露頭として記載されている。有馬-高槻構造線のリニアメント上は谷地形を示し、国道 51 号線はそれに沿って走っている。本調査地点のリニアメント周辺には断層変位地形が連続して分布している。調査地点東側の県道のカーブ付近は谷中分水嶺となっており、河川の頭部が他の河川に争奪された「載頭河川」の地形が認められる（河川の水量に対して、谷幅が広い）。

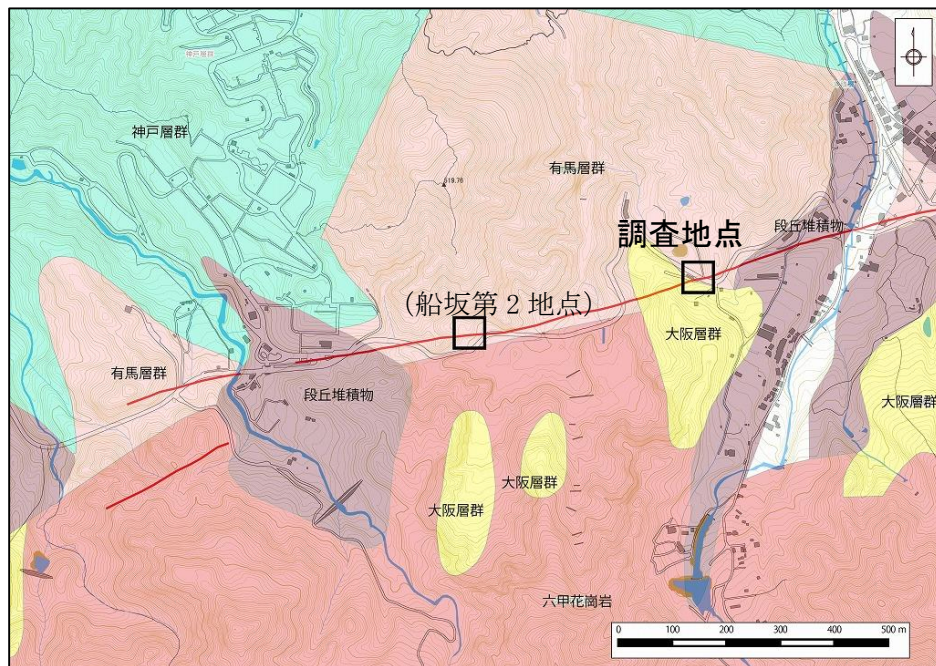


図 3.2.2.1. 調査地域地質図と本調査地点位置図

（国土地理院「基盤地図情報」及び地質調査総合センター「地質図類データ」から作成）

トレンチの掘削は、露頭壁面の表面を削った露頭表面掘削部と底面掘削部に分けて行った。露頭表面掘削部は、長さ 20m 幅 1m 程度を露頭に平行して掘り込みを行った。底盤掘削部は露頭の直下を長さ 20m 幅 5m 深さ 2.5m 程度掘り込み、床面でも断層が観察できる状況にした。掘削土量は概算で 230m³ 程度である。図 3.2.2.2. に壁面スケッチ、図 3.2.2.3. に底面延長部スケッチ、図 3.2.2.4. に断層延長部スケッチをそれぞれ示す。船坂第 1 トレンチ壁面および断層延長部のスケッチは 1/20 スケール、船坂第 1 トレンチ底面延長部は 1/10 スケールで作図した。

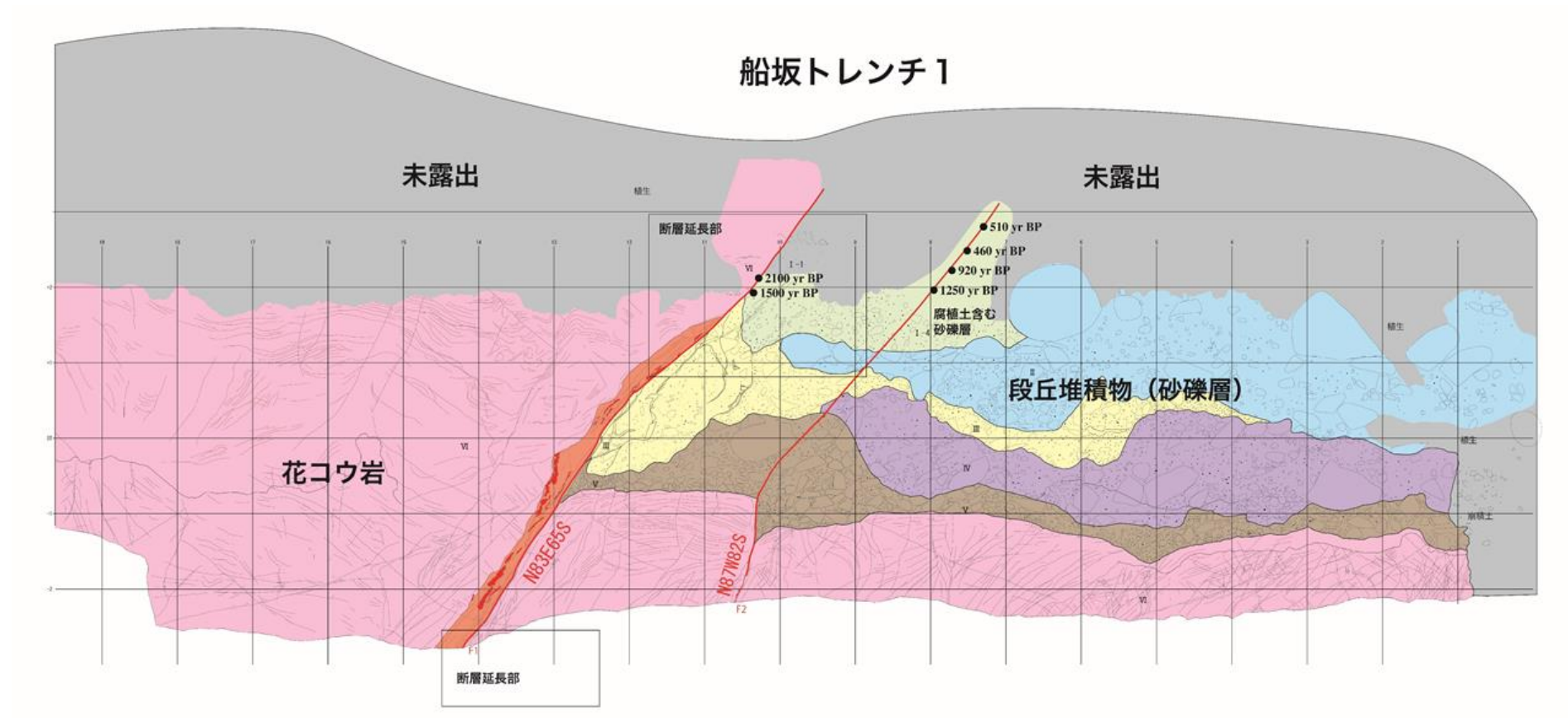


図 3.2.2.2. 船坂第 1 トレンチ壁面スケッチ

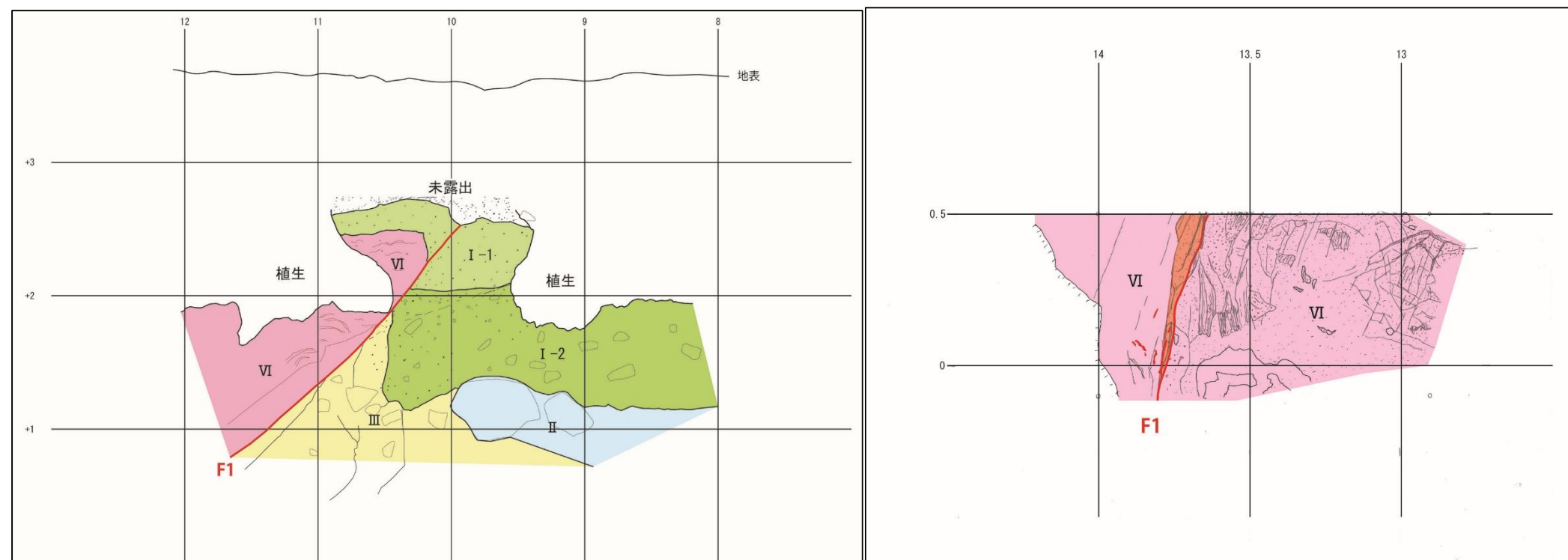


図 3.2.2.3. 船坂第 1 トレンチ底面延長部スケッチ (1/10 スケールで作図)

図 3.2.2.4. 船坂第 1 トレンチ断層延長部スケッチ

本トレンチは段丘の砂礫、基盤岩の花崗岩が認められた。船坂 1 トレンチの各層序について、以下に記す。

(a) I 層：黄褐色シルト混じり砂礫

断層部の直上及び、断層付近の下盤側付近のみ分布する。礫径は $\Phi 30\sim 100\text{mm}$ 程度、亜円～亜角礫を主体とする。礫率 50%程度、シルトはローム質で全体的に非常に締りが悪く崩れやすい。堆積構造は不明瞭。

(b) II 層：黄褐色砂礫

断層付近の下盤側のみ分布する。礫径は $\Phi 100\sim 500\text{mm}$ 程度、亜円～亜角礫を主体とする。礫率 70%程度、礫種は花崗岩のみ確認される。上位および下位層と比べて礫率が高く、礫径が大きな礫を主体する特徴がある。

(c) III 層：赤褐色礫混じり砂

礫径 $\Phi 50\sim 500\text{mm}$ 程度、亜角～亜円礫を主体とする。礫率 30%程度、礫種は花崗岩のみ確認される。砂は粗粒砂を主体とし、シルト分を含む。堆積構造は不明瞭。断層部付近は上下方向の構造が乱れ、黒色のマンガンの濃集部が認められる。断層分付近はシルト分が多くやや粘性がある。

(d) IV 層：暗灰～赤褐色砂礫

礫径 $\Phi 50\sim 1000\text{mm}$ 程度、亜円～亜角礫主体。礫率は 50%程度、礫種は花崗岩のみ確認される。マンガンの濃集が認められ、全体的に黒色を呈している。礫の風化度は低く堅硬。基質は全体的にやや固結している。

(e) V 層：赤褐色砂礫

礫径 $\Phi 100\sim 300\text{mm}$ 程度、亜角～亜円礫主体。礫率 70%程度、礫種は花崗岩のみ確認される。基質が非常に固化しており、ブロック状に割れやすい。礫は強風化し、鎌で削ることができ、叩くとボロボロと崩れる。礫径が比較的均質で、巨礫を含まない。

(f) VI：花崗岩（基盤）

全体的に風化・破碎をした花崗岩。主断層より北側はやや新鮮な花崗岩からなり、人力での整形が難しい。一方、主断層の南側は、ネジリガマで削れる程度の硬さで重機での掘削は容易である。全体的に塊状で元々の構造は不明瞭であるが、上部と下部とでやや形状が異なる。上部は、赤褐色を呈し、水平～波打ったような細かい模様が発達する。この模様は風化による 2 次的な要因による可能性が高い。一方、下部は白～青灰色を呈し、上部のような縞模様の発達は良くない。

(g) 確認された断層の特徴

船坂 1 トレンチでは、段丘堆積物を数 m 変形させる主断層と、基盤の花崗岩と段丘堆積物を切る副断層が認められた。どちらも、南側の山地を構成する六甲花崗岩が砂礫層からなる段丘堆積物の上に乗上げる逆断層である。

①主断層の特徴

断層はトレンチ中央部(10~15)の花崗岩中に認められ、断層面は 65°程度の南傾斜で、南側が北側よりも相対的に上昇する逆断層の形態を示す。断層面は、地表部に向けてやや傾斜が緩くなっており、段丘礫層を直線的に断っている。花崗岩側(南側)には、断層に沿って黒色のガウジが認められ、断層の段丘砂礫層側は、断層により大きく変形をしているのが観察できる。

段丘堆積物では特にⅢ層で変形が明瞭に認められ、断層部で堆積物が引きずられた影響で、堆積物の上下関係が逆になっている様子が観察できる。変形をしている砂礫層は段丘面を形成する礫層であると考えられる点、断層部には非常に新鮮な断層粘土を含む点、既存調査である兵庫県(2002)の調査で認められた断層の延長部である点、さらに変位した旧表土試料の ^{14}C 年代測定などから、1596 年の慶長地震の際にこの断層も活動した可能性が高いと推測される。

② 副断層の特徴

副断層は主断層より 3m 程度北側、グリッド 9~11 間に位置する。断層面の走向は N87°W、傾斜は 82°S となっており、主断層と概ね同様の傾向を示す。副断層は花崗岩中には 1~3cm 程度の断層粘土を含み、花崗岩と段丘礫層の境界部では数 10cm 程度の上下方向の変位(南側の上昇)が認められる。この副断層は、締りが良い下部の段丘礫層(V 層)は明瞭に変位を与えているが、やや締りが悪い上部の礫層(Ⅲ層およびⅣ層)には、明瞭な変位や変形が認識されない。

(2) 船坂第2サイト(第2トレンチ)

図 3.2.2.5.に本調査地点位置図と本調査位置を示す。第2トレンチは西宮市山口町中野に位置し、六甲山(標高 931.3m)を源流として概ね北に流下する十八丁川と船坂川に挟まれた、六甲山の北北東 2.75km の場所にある。周辺は大規模に風化花崗岩が露出しており、トレンチ地点でも高さ 10m、幅 30m 程度の風化花崗岩の露頭を見ることができる。地形的には、南方の六甲山を源流として北に流下する複数の河川と、それに概ね直行して東北東―西南西に伸びる有馬高槻構造線の2方向に卓越する構造が認められ、標高 400~800m 程度のピークが複数点在する複雑な地形を形成している。特に調査地の南方は風化花崗岩が露出する大規模な悪地が広がっており、砂防工事が進められている。調査地域には東西走向の断層を境に、概ね南側に花崗岩が、北側東部に流紋岩、北側西部に神戸層群の堆積岩類が分布する。花崗岩は上述の通り断層によって顕著に破碎、風化し、脆くなっている。

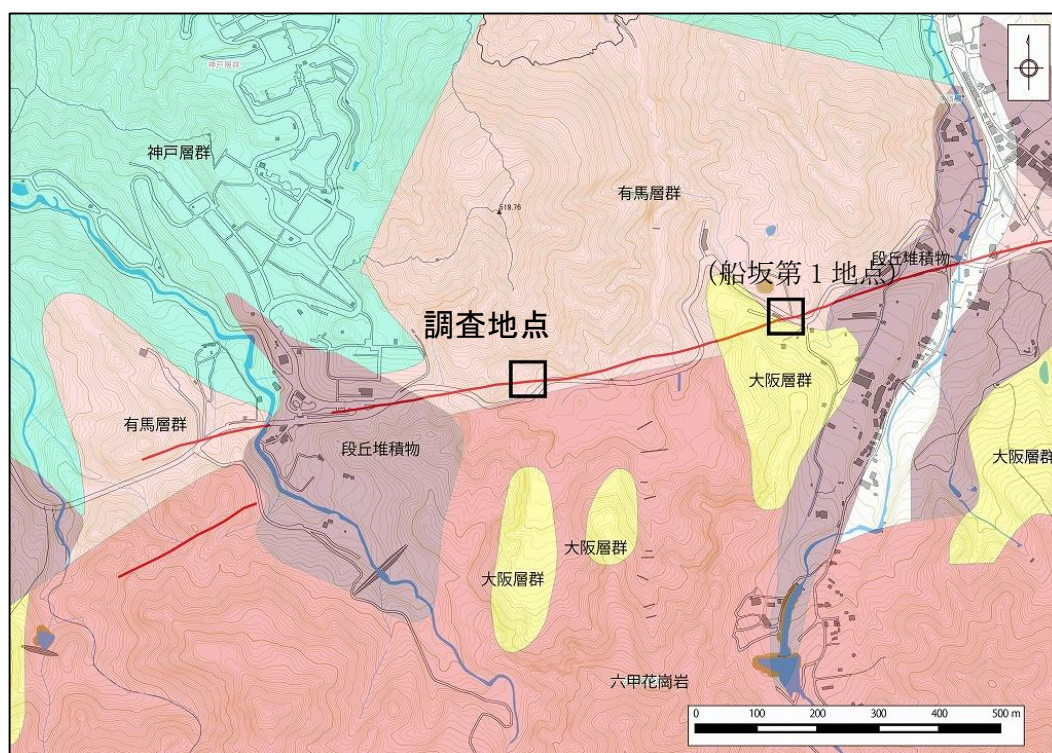


図 3.2.2.5. 調査地域地質図と本調査地点位置図

(国土地理院「基盤地図情報」及び地質調査総合センター「地質図類データ」から作成)

本地点では、事前の調査において、2つの明瞭な断層を確認している。1つは、花崗岩露頭の壁面をほぼ鉛直に貫くもので、断層に沿って 1~10cm 程度の幅で粘土が挟在している。もう1つは露頭上段で見られ、幅 5~10cm 程度の粘土を境に花崗岩と流紋岩の地質境界にもなっている。前者では他地点と同様に重機によってトレンチ掘削を行うこととしたが、後者は重機の搬入が困難であることから、電動ピックやスコップ等を用いて人力で露頭の拡張作業を行った(図 3.2.2.5.)。以下、前者を「船坂第2トレンチ」、後者を「船坂第2上部露

頭」と呼ぶ。

船坂第2トレンチの掘削は、露頭下部の表層風化部を掘り込んだうえで、露頭手前側に、断層の走向方向に長軸をとって長さ6.5m、幅2.5~3.0m、深さ1.5~2.5mのトレンチを掘削した。土量は概算で60m³程度である。船坂2上部露頭の掘削は、断層を中心として幅3.5m、高さ2mの範囲について表層風化部の除去、樹木の伐採を行うとともに、断層の走向方向の連続性を確認するため、底面を長0.5~1.0m、幅3.5m、深さ0.2m程度掘削した。

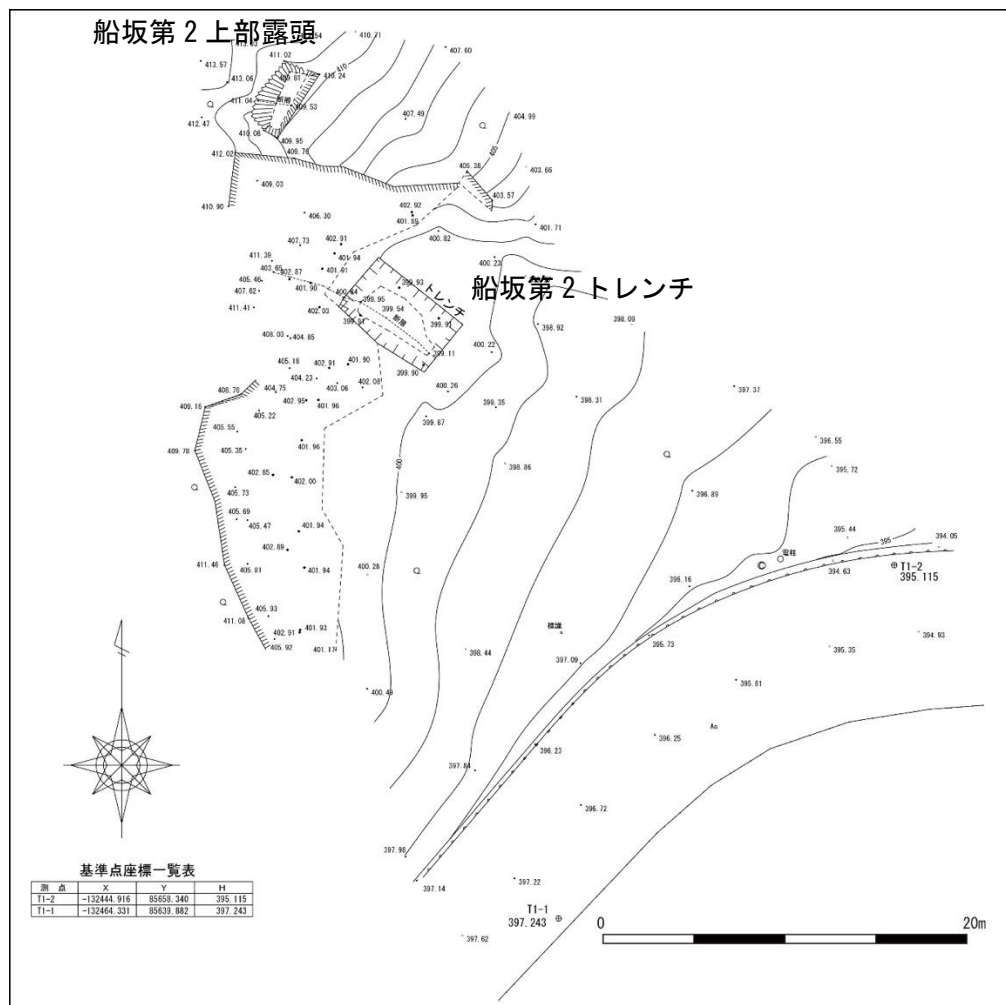


図 3.2.2.6. 調査地点の平面図

図 3.2.2.7.に船坂第2トレンチの壁面スケッチ、図 3.2.2.8.に船坂第2上部露頭壁面スケッチをそれぞれ示す。船坂第2トレンチのスケッチは1/20スケール、船坂第2上部露頭のスケッチは1/10スケールで作図した。

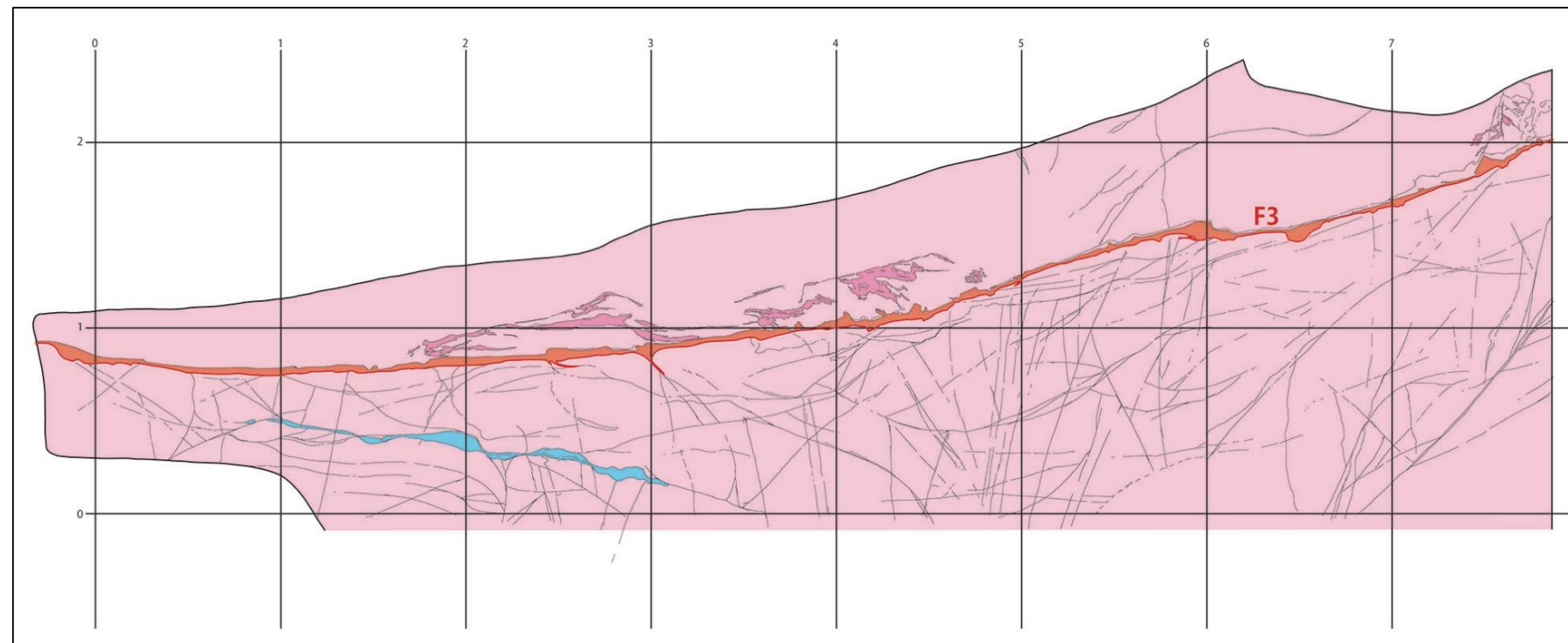


図 3.2.2.7. 船坂第 2 トレンチ底面スケッチ

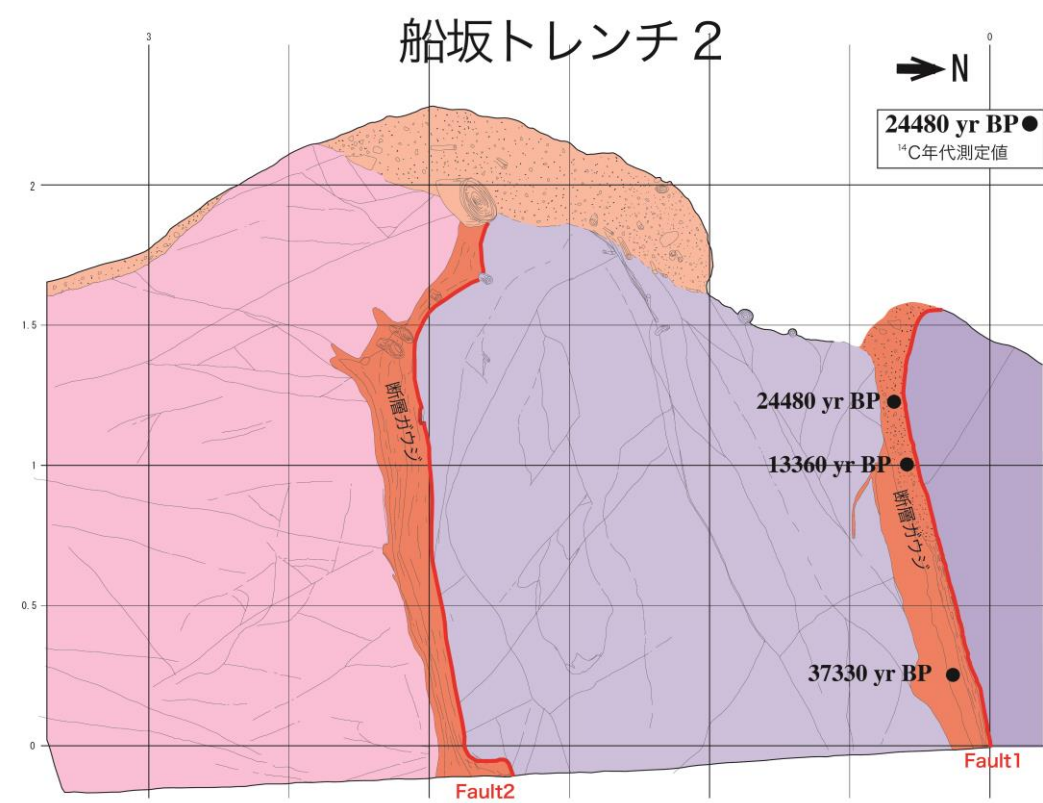


図 3.2.2.8. 船坂第 2 上部露頭壁面及び底面スケッチ (1/10 スケールで作図)

(a) 船坂 2 トレンチ

船坂 2 トレンチの各層序について、以下に記す。

(a-1) 崩積土（褐灰色礫混じりシルト質砂）

下位の花崗岩起源の礫混じりシルト質砂から構成される未固結の崩積土。褐灰色を呈す。塊状で堆積構造は認められない。礫は 2~50mm 程度の亜角礫主体。下位の花崗岩との境界は明瞭である。

(a-2) 花崗岩（褐灰～褐色砂混じり礫-礫質砂互層）

崖錐堆積物の下位に分布する花崗岩。無色鉱物が殆ど目立たず、酸化による褐色部を除いて白色を呈す。褐色部は、表層付近や亀裂沿いの一部と、トレンチ底面に縦断して分布する粘土を伴う断層の北側で全体に見られる。全体として岩盤は、トレンチ掘削直後はねじり鎌でなんとか削れる程度に軟質化していたが、日が経つに連れて夜間の気温低下によって岩盤が凍結融解を繰り返したこともあり、軟質化が進行し、ねじり鎌でも比較的容易に削れるようになった。トレンチ底面においては、北西―南東走向で幅 5~10cm 程度の粘土を伴う断層が顕著に認められる。粘土と周囲の花崗岩との境界は明瞭で、波を打つように不規則な形状を成している。粘土は締まり良く、爪で削れるが指圧では変形しない。

この断層の南側には、断層と平行するように赤灰色部が分布する。これ以外にこの範囲では全体に白色を呈し、亀裂を識別することは困難である。一方、断層の北側は全体に褐色を帯び、比較的容易に亀裂を識別することができる。このうち、粘土を伴う断層に緩く斜交するように、指圧で変形する程度に軟質化した白灰色変質部が連続的に分布する。トレンチ壁面においては、見かけほぼ水平から 20°までの傾斜の低角度亀裂と、60~80°傾斜の比較的高角度な亀裂が卓越する。亀裂のほとんどは夾雑物のない密着した亀裂だが、トレンチ壁面西側では、見かけ 10~20°程度東側に傾斜する 2 本の亀裂が 2~5cm 間隔で平行して分布し、その間はやや軟質化している。

(b) 船坂 2 上部露頭

船坂 2 上部露頭の層序について、以下に記す。

(b-1) 崩積土（暗褐灰色砂礫）

調査地の表層を覆い、下位の流紋岩及び花崗岩起源の砂礫と植物片からなる崩積土。堆積構造は認められず、また淘汰悪い。礫は 2~60mm 程度の亜角礫～角礫からなる。下位の岩盤との境界は、一部で岩盤風化部から漸移し、やや不明瞭な部分もあるが、概ね明瞭である。

(b-2) 流紋岩（淡青灰～青灰色流紋岩）

露頭中央を概ね鉛直に貫く粘土を伴う断層の右側（北側）に分布する。流紋岩中の右端付近には、もう 1 本の粘土を伴う断層が貫いている。流紋岩層の内、上記 2 本の断層に挟まれた範囲は、全体に変質が進行して軟質化している。この範囲の概ね右半分は、見かけ 60~80°程度右側に傾斜する亀裂に富み、特に軟質であり、ねじり鎌でも削れる。一方、左半分は比

較的亀裂が少なく、変質の程度も小さいため、ねじり鎌で削るのはやや困難である。

また、流紋岩層の内、右端付近を貫く断層の右側（北側）部分は、変質をほとんど受けておらず、比較的堅硬な流紋岩が分布する。

（b-3）花崗岩（淡褐灰色花崗岩）

露頭中央部を貫く断層の左側（南側）に分布する。全体に無色鉱物に乏しく、比較的新鮮な部分は白色を呈すが、全体に弱く風化しており、淡褐灰色を呈す。流紋岩のように連続性のある顕著な亀裂は少ない。また亀裂の多くは、見かけ左（南）に 10~30°程度緩く傾斜する。岩片はハンマーによる打撃で比較的容易に割れ、流紋岩と比較すると変質の程度は小さいと思われる。

（c）確認された断層の特徴

船坂 2 トレンチ周辺は既存文献に記載があり、有馬層群と六甲花崗岩が断層を境に接する露頭が確認される。

【船坂第 2 トレンチの断層の特徴】

船坂第 2 トレンチは、岩盤壁面上に確認される露頭の断層延長で掘削を実施しており、トレンチの底面部に明瞭に断層が認められる（F3）。連続性が良く、露頭部からトレンチ底面まで水平方向には少なくとも 10m 程度の連続が認められる。断層粘土は黒色を呈し、幅は 5~10cm 程度で、全体的にねじり鎌で削れる程度の硬さで、やや締りが良い。断層粘土周辺には赤褐色を呈する粘土も見られる。赤褐色の粘土は断層粘土部の南側に分布し、不定形に引き伸ばされた構造をなす。船坂第 2 トレンチ底面に見られる F3 断層の走向は N40~55°W 程度であり、既存で報告されている有馬-高槻構造断層帯の走向とはやや斜交し、北西—南東方向に延びる。

【船坂第 2 上部露頭の断層の特徴】

トレンチ北側に位置する船坂第 2 上部露頭には、露頭中央部と露頭北端の 2 ヲ所に断層が認められる。中央部の断層（F2）は、六甲花崗岩と有馬層群の地質境界部に認められ、幅 10cm、走向は N78°E 程度、傾斜は 70°S 程度を示す。中央部の断層は露頭壁面では明瞭なもの、下部へ向かって層厚が漸減し、露頭底面では連続が不明瞭となる。一方、露頭北端に認められる断層部（F1）は有馬層群の流紋岩（凝灰岩）中に分布しており、幅 10~20cm、走向 N83~87°W 程度である。断層部の北側はハンマーで火花が散る堅硬な岩盤であるが、断層南側はねじり鎌でも削れる程度に軟質であり、断層を境に岩盤の硬さが明確に変化している。

この露頭北側の粘土の特徴は、指圧で容易にへこむ程度軟らかいこと、やや腐植質な様相を呈するなどの特徴があり、船坂 2 地区では最も新しい活動を記録していると考えられ、1596 年の慶長地震の際にこの断層も活動した可能性が推測される。

(3) 淡河サイト (第3トレンチ)

図 3.2.2.9.に本調査地点位置図と本調査位置を示す。淡河トレンチの調査は神戸市北区淡河町野瀬地区で行った。淡河断層は、有馬高槻構造線の延長部に位置し六甲山地の北縁を東西方向に区切る断層である。淡河断層は南側の帝釈山地を構成する白亜紀の火山噴出物である有馬層群と、三田盆地に広く分布する新第三紀中新世の神戸層群との地質境界断層として位置付けられている。本調査地点は谷の出口であり、断層を境に南側の山地と北側の低地で明瞭に地形が変化する。また、調査地点の東側では鞍部地形が見られ、鞍部の南側では有馬層群の凝灰岩、北側では神戸層群の砂岩の露頭が確認される。また、本調査地点は、平成15年度に兵庫県が調査を行った地点の東方約1km程度の地点であり、既存調査のストリップマップでは、変位地形が連続する地点である。



図 3.2.2.9. 調査地域地質図と本調査位置図

(国土地理院「基盤地図情報」及び地質調査総合センター「地質図類データ」から作成)

掘削は、長さ13m、幅5m、深さ2.5m程度で実施した。土量は概算で130m³程度である。図 3.2.2.10.に淡河トレンチ E 面の壁面スケッチ、図 3.2.2.11.に淡河トレンチ W 面の壁面スケッチをそれぞれ示す。淡河トレンチのスケッチは、全て 1/20 のスケールで作成した。

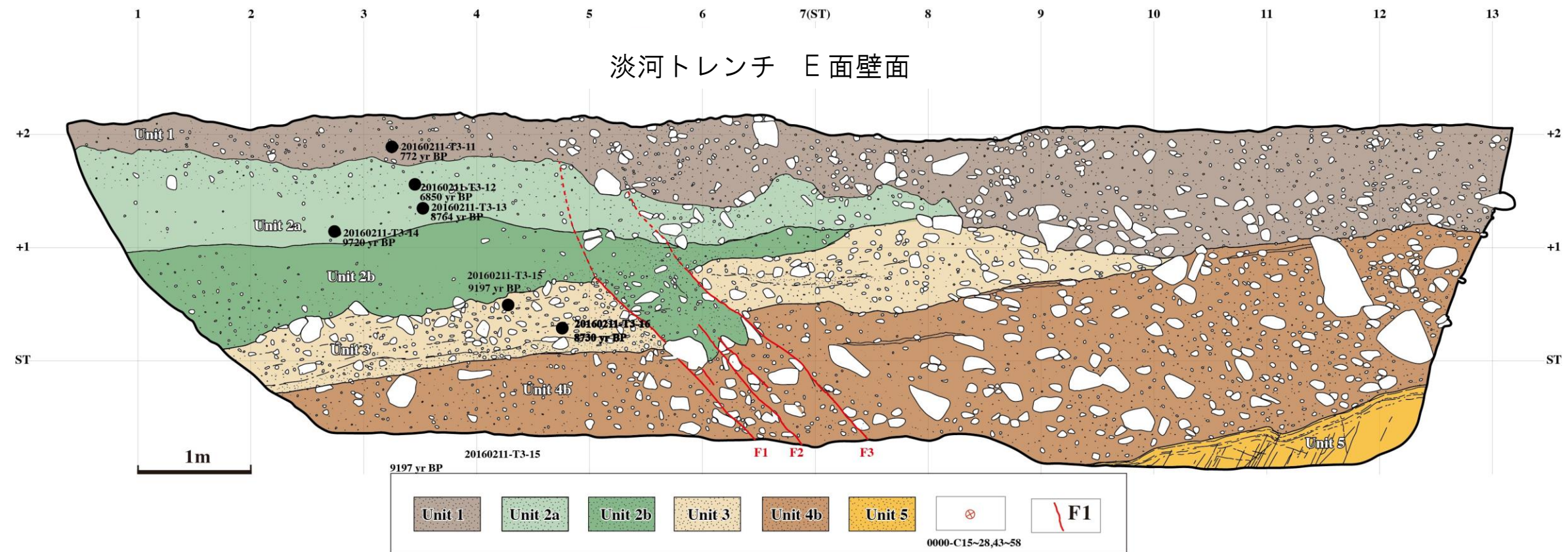


図 3.2.2.10. 淡河トレンチ E 面壁面スケッチ

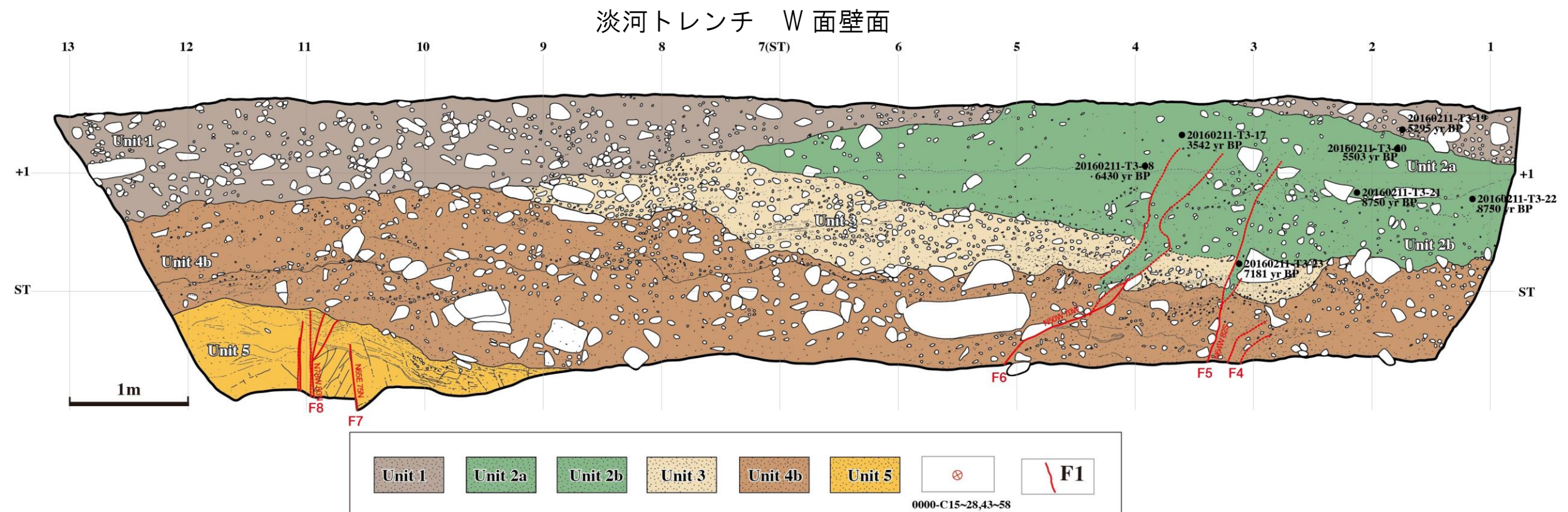


図 3.2.2.11. 淡河トレンチ W 面壁面スケッチ

淡河トレンチの各層序について、以下に記す。

(a) Unit1：埋め土（砂礫）

Φ50~200mm 程度の角礫を主体とする。礫率は 80%程度、基質に暗褐色の粘土を含む。非常に締りが悪く崩れやすい。トレンチの両端部（南端、北端部）に数十 cm の厚さで分布している。W-10~20 の底部と D 層の境界部に旧耕作土（青灰色粘土）を挟む。

(b) Unit2a：青灰～暗褐色粘土～シルト

II 層の上部を構成し、全体的に細粒な粘土～シルトを主体とする。自然堆積物の最上部に分布し、圃場整備の関係でトレンチの北側半部のみ認められる。厚さは 100cm 以下である。堆積構造は不明瞭で塊状に分布する。一部はやや腐植質で静かな環境下での堆積を伺わせる。下部の W2~W3 付近には Φ100~200mm 程度の亜角礫を含む。下位の II b 境界との境は不明瞭ではば+1 のライン付近が境界となっている。

(c) Unit2b：青灰～赤褐色砂混じりシルト

B-2 層は全体的に細粒で所々 Φ20~50mm 程度の礫を挟在する。礫率は 5%程度である。II a 層の下位に位置し、II a 層同様にトレンチの北側半分のみ認められる。層厚 100cm 以下。III 層との境界は 5°程度北側に傾斜しているため、北側ほどやや厚さを増す。下部ほど砂質優勢で礫率が高くなる。堆積構造は不明瞭である。

(d) Unit3：暗褐色～赤褐色砂礫

礫は Φ50~100mm 程度で、亜角礫を主体とする。礫率 80%程度である。礫率が非常に高く、全体的に礫径が均質であることが特徴である。層厚は 50cm 程度で、W 面の 2~9 に分布する。不明瞭であるが、水平からやや北側に傾斜した構造が認められる。上位境界との境界部は比較的明瞭であるが、下位境界は凹凸があり、不連続である。

(e) Unit4：淡青灰～赤褐色シルト混じり砂礫

砂礫層の下部を構成し、Φ50~800mm、礫率は 50%程度で、礫種は流紋岩礫を主体とする。青灰色のシルトを基質に含み Φ300~800mm 程度の巨礫を所々に認められる特徴がある。全体的に上位の IVa 層と比べ基質は締まっており、トレンチの再下部を構成する礫層となっている。堆積構造は不明瞭であるが、所々黒色のマンガンが帯状に濃集しており、マンガン濃集層の傾斜は 10°程度北側に傾いている。

(f) Unit5：青灰～淡緑灰泥岩

泥岩を主体とし、ブロック状～鱗片状に割れやすい。基本的には、15~20°程度北側に傾斜した構造が発達し、所々断層により切られている。F7、F8 断層は明瞭で堆積構造を明瞭に切った高角度の断層が認められる。特に、F8 断層は最も明瞭で、幅 3cm 程度の破碎帯

を持つ。本トレンチでは、トレンチの南端（E 面および W 面 9~13）の底部にのみ認められる。

（g）確認された断層の特徴

淡河トレンチは、谷部の堆積物を対象に掘削を行っており、堆積物を対象とした活断層のトレンチとなっている。淡河トレンチ壁面では、トレンチ南端部の基盤岩中に明瞭な断層が認められる（F7 および F8）。トレンチ内の堆積物は不淘汰でゆるい砂礫のため不明瞭だが、礫の配列や堆積物の乱れなどが一部で見られる（F1~6）。

基盤岩中の断層は、泥岩の北方向にゆるく傾斜した堆積構造を切る方向に延び、走向は東西方向、傾斜は 75~80°北傾斜である。この走向傾斜は、既存に知られている淡河断層の走向（N86E62S）とやや斜交する。W 面の W11 付近に認められる F8 は最も明瞭に認められる断層で、泥岩と凝灰質な泥岩が直立して接している様子が観察できる。

E 面では、E5~7 付近に上方へ向かう礫の配列や堆積物の乱れが、不明瞭ながら認識される。礫の配列は F1、F2、F3 の並行した 3 列が見られ、断層の活動による再配列の可能性が示唆される。また、F1~F3 を上方に延長した範囲では、Unit2 層および Unit3 層内の礫が乱されたような様相を呈し、II 層中まで断層によって変形した可能性が考えられる。

W 面では、W3~5 付近に E 面同様の上方へ向かう礫の配列や堆積物の乱れが、不明瞭ながら認識される。F5 は N64°W 程度、F6 は N50°W 程度の走向を示し、どちらも 70~80°南西傾斜である。E 面同様に、F5 および F6 は礫の配列の上方延長部分で、Unit2 および Unit3 内の礫が乱されたような様相を呈し、断層の活動による変形が推測される。W 面の中では Unit2 が厚く、F5 および F6 の構造の連続性が認識できないが、E 面同様に Unit2 中まで変形を及ぼしている可能性が考えられる。

3. 3. 断層破碎帯の構造と応力場解析

有馬高槻構造の一露頭および野島断層のトレンチ壁でメソスケールの断層を観察し、それらから取得した断層スリップデータから応力を推定した。断層ごとにその結果を記述する。

(1) 有馬高槻構造線

白水峡の露頭には、酸性岩と風化した花崗岩が直立した高角断層で接していた。それらは藤田・笠間 (1982) によると、それぞれ玉瀬結晶質溶結凝灰岩と、それに貫入した六甲花崗岩である。前者のフィッシュ・トラック年代は 73.1Ma (松浦ほか, 1995)、後者の K-Ar 年代は 71~73 Ma 前後である (藤田・笠間, 1982)。

両岩体を画する断層の姿勢は N86°W78°S で、厚さ 20cm 程度の未固結層状ガウジをはさんでいた。溶結凝灰岩とガウジとの境界面には、レイクが西に 22°傾き下がる明瞭な条線が残されていた。また、この面上には、右ずれセンスをしめす非対称構造がみられた。

花崗岩の側には数 cm~数十 cm 間隔で亀裂がみられ、断裂面をはがしてみると、断層条線が見られるものも一部に含まれていた。すなわち、それらはメソスケールの断層である。そこでそれら 17 条の断層面の向きと条線の方角を測定した。面上の非対称構造や、断層間の切断関係から変位センスのわかるものも 2 条含まれていた。上記の境界断層を含めると、変位センスまでわかった断層は 3 条、センスまではわからない断層が 14 条、あわせて 17 条分の断層スリップデータが得られた。

変位センスのわからないデータも含めて処理することができる応力解析法である、Hough 変換法 (Yamaji et al., 2006; Sato, 2006) を、このデータセットに適用した。その結果、応力比が異なる応力が 2 つ検出された。第 1 のものは、応力比が 0.5 程度で σ_1 軸が NNW-SSE、 σ_3 軸が ENE-WSW の横ずれ断層型応力であった。第 2 のものは、応力比が 0.9 程度で σ_1 軸が NNW-SSE、 σ_3 軸が NE-SW 方向の水平一軸伸張に近い応力であった。この花崗岩体でメソスケールの断層破壊を多く起こした応力が、それら 2 つの応力であったとは言える。しかし、白亜紀の岩体から得たものであるため、白亜紀以降のいつ働いていた応力であるか不明である。しかし、古い断裂はセメンとされてはがすことが難しいはずであるから、地質学的には比較的若い (例えば新第三紀以降) の応力がとらえられた可能性が高い。

(2) 野島断層

野島断層トレンチでは、白亜紀の都志川花崗岩と大阪層群富島層浅野互層が、N23°E69°NW の断層面で接していた。都志川花崗岩の K-Ar 年代は 84 Ma である (水野ほか, 1990)。浅野互層にはさまれる広域テフラの年代からみて (水野ほか, 1990)、トレンチに現れた浅野互層の堆積年代は 2.6~2.7 Ma といったところである。トレンチにおける浅野互層は断層面と同じく北西に約 30°傾き、未固結の砂礫と青緑色シルトからなっていた。トレンチに見えた範囲で、シルトの厚さが約 2 m、礫の厚さが 3 m ほどである。

富島層と都志川花崗岩をさかいする北西傾斜の断層面には、レイクが北に 10° 傾き下がる明瞭な条線がみられたが、変位センスが判定できる非対称構造は不明瞭だった。上盤側は富島層であるから、この境界断層の見かけは正断層である。このことを考慮して、上記の条線の方にすべったとすると、正断層成分を含む右横ずれ断層運動が考えられる。兵庫県南部地震のときにトレンチ付近に現れた断層の変位ベクトルのレイク角は、栗田・水野（1995）によると、トレンチ付近で約 30° より小さかった。トレンチにおける境界断層の条線は、レイク角でこれと大きく矛盾するものではない。すなわち、兵庫県南部地震のときの断層すべりが、条線として見えていた可能性がある。

トレンチ壁の花崗岩の側とシルト岩の側で、断層スリップデータが得られた。新鮮な都志川花崗岩は黒雲母を含むが、トレンチのそれは変質して全体に白色になっていた。また、多方向の断裂が数 cm 間隔で発達していた。断裂面の多くは固着していたが、はがしてみても条線を持つものがあつた。結果として 18 枚の面からは断層スリップデータが得られたが、そのうち 13 条は変位センス不明の不完全データであつた。花崗岩中のそれらの断裂は、白亜紀以来の脆性変形を記録しているはずであるが、古いものはセメンとされてはがすことが難しいはずである。はがして条線を観察できるという条件から、地質学的には比較的若い断層からデータが得られたのであろう。

このデータセットに Hough 変換法を適用したところ、中間的応力比を持つ応力が 2 つ検出された。以下、GA と GB とする。GA は σ_1 軸が WNW-EWE から E-W、 σ_3 軸が鉛直からやや南に傾いた逆断層型応力であつた。GB は σ_1 軸が NNE-SSW、 σ_3 軸が鉛直からやや北に傾いた逆断層型応力であつた。

富島層のシルトからは、27 条の断層から断層スリップデータが得られた。そのうち 18 条分が変位センス不明の不完全データであつた。このデータセットからは、応力が 2 つ検出された。以下、TA、TB とする。TA は応力比が 0.9 程度、 σ_3 軸が NNE-SSW の水平一軸被引帳応力に近い応力である。TB は応力比が 0.5 程度で、 σ_3 軸が N-S、 σ_1 軸が NE 方向に 40° ほどブランチした正断層型と横ずれ断層型の中間的応力であつた。

さて、地震の発震機構や活断層から、この地域は WNW-ESE 方向の圧縮応力場にあるとされる（藤田, 1968; Kubo et al., 2002; Townend and Zoback, 2006; Terakawa and Matsu'ura, 2010; Tsutsumi et al., 2012）。これに相当するのは花崗岩側の GA である。富島層の側からは、広域応力を湿るらしき解は得られなかった。

ところで、広義の野島断層はトレンチの北方約 1 km で小倉セグメントと野島セグメントに分枝する（これらのセグメント名は、栗田・水野（1995）による）。両方とも兵庫県南部地震のときに地表を変位させたが、後者はトレンチの南西約 300m で変位がなくなっていた（栗田・水野, 1995）。つまり、野島セグメントはこのあたりで終わる。横ずれ断層の終端付近には、水平圧縮と水平伸長の応力が現れるが、これらは検出された応力 GB、TA と調和的である。また、富島層の側で現在の広域応力が検出されなかったのは、このローカルな伸張応力が広域応力をマスクしたためであると解釈することができる。富島層から検出され

た応力 TB は、 σ_3 軸が同層とほぼ直交することから、同層が傾動する前の応力である可能性がある。

<引用文献>

- 栗田泰夫・水野清秀, 1995, 兵庫県南部地震に伴う地震断層ストリップマップ：野島・小倉及び灘川地震断層. 構造図 12, 地質調査所.
- 藤田和夫, 1968, 六甲変動, その発生前後：西南日本の交差構造と第四紀地殻運動. 第四紀研究, 7, 248–260.
- 藤田和夫・笠間太郎, 1982, 大阪西北部の地質. 地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）, 地質調査所, 112p.
- Kubo, A., Fukuyama, E., Kawai, H., Nonomura, K., 2002, NIED seismic moment tensor catalogue for regional earthquakes around Japan: quality test and application. *Tectonophysics* 356, 23–48.
- 松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭・豊 遙秋, 1995, 広根地域の地質. 地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）, 地質調査所, 110p.
- 水野清秀・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩, 1990, 明石地域の地質. 地域地質研究報告（5 難文の 1 地質図幅）, 地質調査所, 90p.
- Sato, K., 2006, Incorporation of incomplete fault-slip data into stress tensor inversion. *Tectonophysics* 421, 319–330.
- Terakawa, T., Matsu'ura, M., 2010, The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics* 29, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626.
- Townend, J., Zoback, M.D., 2006, Stress, strain, and mountain building in central Japan. *Journal of Geophysical Research* 111, B03411, doi:10.1029/2005JB003759..
- Tsutsumi, H., Sato, K., Yamaji, A. 2012, Stability of the regional stress field in central Japan during the late Quaternary inferred from the stress inversion of the active fault data. *Geophysical Research Letters*, 39, L23303, doi:10.1029/2012GL054094.
- Yamaji, A., Otsubo, M., Sato, K., 2006. Paleostress analysis using the Hough transform for separating stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 28, 980–990.

3. 4. 断層岩の組織構造解析

3. 4. 1. 断層岩の組織解析

(1) 背景と目的

本研究は、活断層と断層破砕帯構造の調査のため、断層岩の組織構造解析から断層破砕帯の形成過程を明らかにすることを目的とする。野島断層及び有馬一高槻構造線活断層帯において行われた断層破砕帯トレンチ調査において、断層岩の試料採取とその組織観察を行った。ここでこれらの結果の概要を報告する。

(2) 実施内容

本研究では、(A) 装置の購入および整備、(B) 野外調査および岩石試料採取、(C) 断層岩の構造解析を実施した。各項目における詳細を以下に示す。

(A) 装置の購入および整備：

断層岩の構造解析のため、偏光顕微鏡、実体顕微鏡、FT-IR、赤外顕微鏡、走査型電子顕微鏡を新規購入し、京都大学に設置した。

(B) 野外調査および岩石試料採取：

本研究では、野島断層及び有馬一高槻構造線活断層帯において行われた計 6 つの断層破砕帯トレンチ調査において、延べ 23 日間の野外調査および断層岩の試料採取を行った。

(C) 断層岩の構造解析：

(B) において採取された断層岩試料について、ブロックサンプルの研磨と薄片作成を実施し、実体顕微鏡・偏光顕微鏡による観察と、X 線マイクロ CT スキャンを用いた非破壊分析を行った。

(3) 結果

① 野島断層トレンチ掘削

小倉トレンチにおいて採取された断層ガウジと角礫を含む断層岩ブロックの XZ 研磨面において、右横ずれによる剪断構造が観察された。それぞれの断層岩ブロックについて、断層の最新活動面が認定された (図 3.4.1.1 中の赤矢印)。

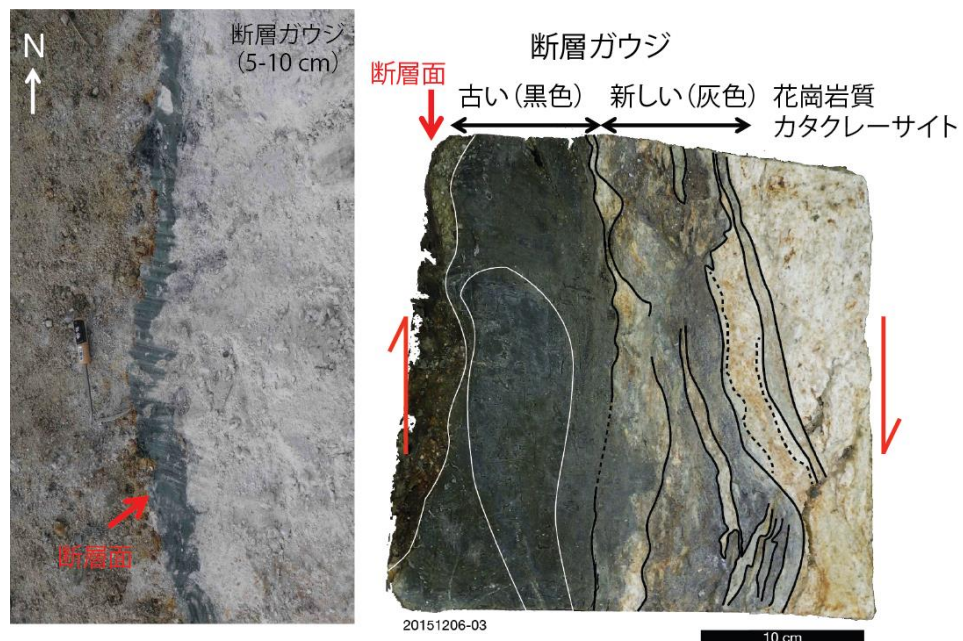


図 3.4.1.1 野島断層破碎帯において観察された断層ガウジの露頭写真（左）と定方位断層岩サンプル研磨面（XZ 面）（右）。両側の赤矢印は剪断センスを示す。試料採取場所：小倉トレンチ床面。 試料番号：20151206-03。

② 有馬・高槻構造線活断層帯トレンチ掘削

船坂第 2 トレンチにおいて採取された断層ガウジと角礫を含む断層岩ブロックの XZ 研磨面において、右横ずれによる剪断構造が観察され、断層の最新活動面が認定された。更に、船坂第 2 トレンチ上部露頭では、黒灰色と茶色を呈する様々な種類の断層ガウジ帯が観察されている。茶色を呈する断層ガウジ帯には旧表土と思われる腐植土が断層ガウジの中に注入し、右横ずれの剪断変形を受けている組織構造が確認された。この土壌試料を用いた ^{14}C 年代測定により、最近 1~2 万年の間に繰り返し活動した可能性が高いことが示された。

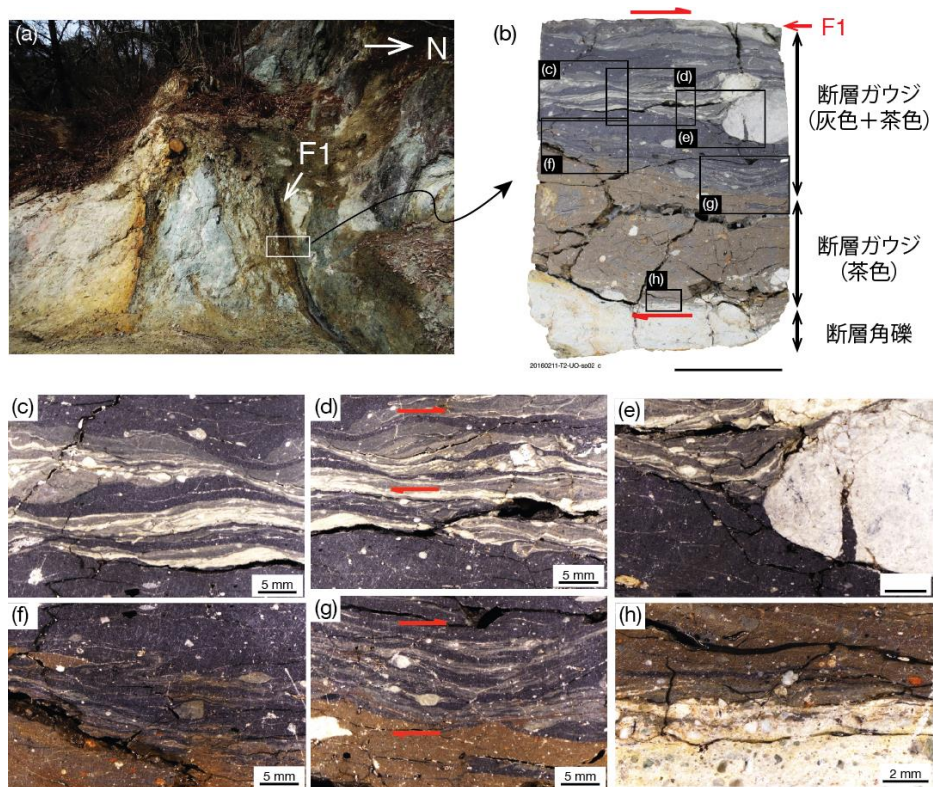


図 3.4.1.2. 有馬～高槻構造線活断層帯における断層破碎帯において観察された断層ガウジ。(a) 船坂第 2 トレンチ上部露頭の露頭写真、(b) 定方位断層岩サンプル研磨面 (XZ 面)、(c-h) 実体顕微鏡写真。試料採取場所：船坂第 2 トレンチ上部露頭。試料番号：20160211-T2-UO-sp02。

(4) まとめと今後の課題

断層破碎帯の表層部トレンチ掘削により、野島断層、および有馬-高槻構造線活断層帯において、構造解析から断層の最新活動面が認定された。本結果は年代測定結果と調和的であり、深部ボーリング掘削により得られた断層岩や地球物理学的データと合わせて断層破碎帯構造の解釈に用いられた。

3. 4. 2. 断層岩の微細構造解析

(1) 背景及び目的

活動層の断層内に発達する極微細組織構造は、断層面のすべり特性に応じた特徴をもつ可能性がある。また、断層活動時、直後、それから静穏期にかけて組織構造が変化するかどうか検証することは、活動時期の不明な活断層の実態解明に向けて一つの指針を与える可能性もある。そこで、本研究では、活断層の特に破碎の著しい断層ガウジについて、電子顕微鏡下で組織構造を解析することによって断層破碎帯の形成過程を明らかにすることを目的とした。

断層岩はミクロンスケール、あるいはサブミクロンスケールの超細粒物質で構成されており、その組織構造解析のために静岡大学では走査型電子顕微鏡 (Scanning Electron Microscope: SEM) に加えて、透過型電子顕微鏡 (Transmitted Electron Microscope: TEM) と微小領域分析装置 (Electron Probe Micro-Analyser: EPMA) を使用して解析する。

SEM では、電子線後方散乱回折分析 (Electron Back Scattered Diffraction: EBSD) によって断層構成物質の結晶方位を、電子線分散型 X 線分光器 (Energy Dispersive X-ray Spectroscopy: EDX または EDS) によって主要元素を調べることを目的とした。さらに透過菊池線回折分析 (Transparency Kikuch Diffraction: TKD) によってサブミクロンスケールの超微細構造を分析する方法を試行しようとした。

TEM では、ナノスケールの超微細組織構造を調べることによって、断層運動のナノスケールにおける圧砕作用の鉱物変形メカニズムを明らかにできる可能性がある。EPMA では、ミクロンスケールの断層構成物質の化学組成を定量的に調べることによって、断層運動に伴う元素移動を明らかにできる可能性がある。

(2) 実施内容

研究期間内に、上記の分析機器のうち特に EPMA 装置の修理と調整をして分析できる体制を構築した。また、新たに TEM 試料作成用のイオンミリング装置を設置して、その立ち上げと試料作成の検討を開始した。

平成 28 年 2 月 7 日 (日) に有馬第 1 トレンチと第 2 トレンチから断層岩試料を採取した (図 3.4.2.1.)。採取した試料の乾燥によるダメージを防ぐため、ラップで覆って冷蔵保存した。

本研究では、脆弱な断層岩試料から分析用の薄片試料を準備することが課題であった。静岡大学の実験室で断層岩を固定できる実験環境を整備する必要がある一方、断層岩固定について豊富な経験のある防災科学技術研究所の滝沢茂先生と共同研究として断層岩を固定した試料を提供してもらうことを検討した。

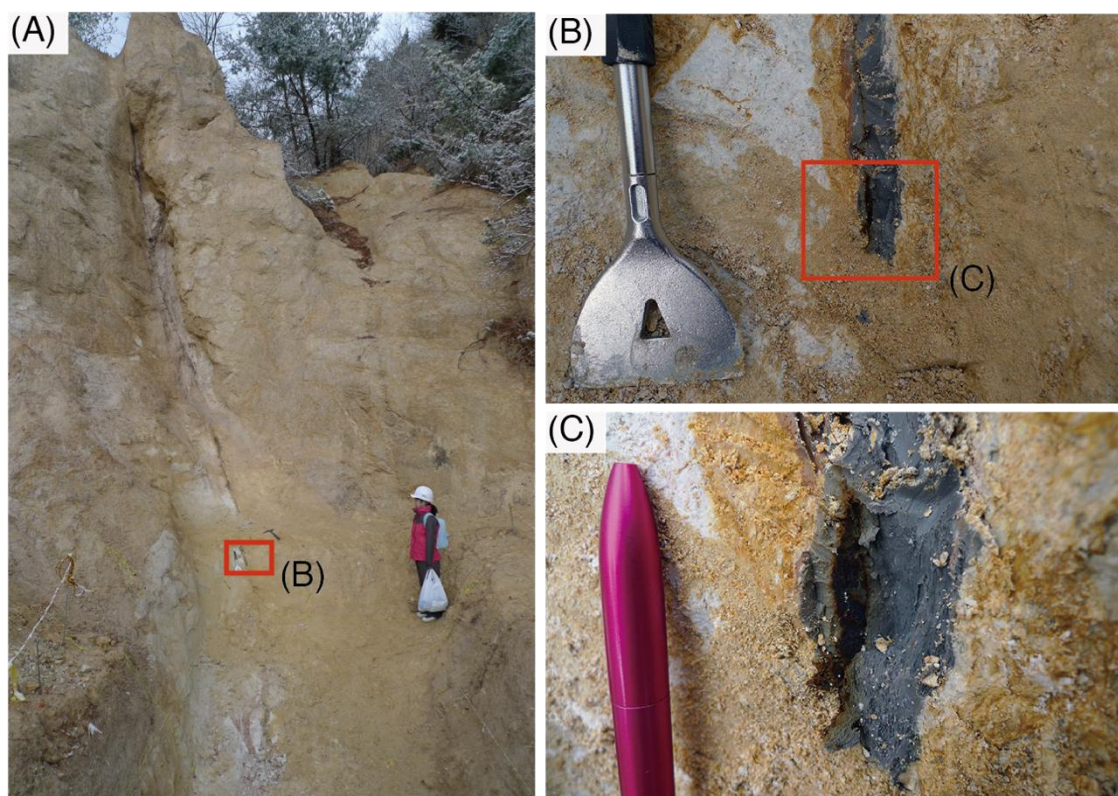


図 3.4.2.1.有馬第 2 トレンチの露頭。(A) 有馬第 2 トレンチと有馬-高槻断層。

(B) 断層の拡大。(C) 断層の拡大。極細粒で鱗片状の断層粘土。

断層ガウジの組織は変成岩やマイロナイト等の組織研究に比較すると甚だ後塵的な側面が否めない。その理由の一つとして、断層ガウジは粘土鉱物や粘土粒子が未固結且つ水を含んでいる為に、薄片や電子顕微鏡観察試料 (SEM, TEM) 作成が難しいからである。そこで含水未固結物質の薄片化や電子顕微鏡用試料化について、その要点を下記に示す。

A) 薄片 (TEM 試料) 用・SEM 観察試料作成のための脱水処理

1. 試料中に含まれている水の脱水処理 (試料作成の成功の鍵となるポイント)

- a. 水をエタノールに置換 (試料の大きさ、粘土鉱物種と量により置換時間異なる)
1 週間に 1 回、エタノール交換、3 回から 4 回程度 (1 ヶ月以上)

B) 薄片 (TEM 試料) 用試料の固化処理

1. 試料中のエタノールをプロピレンオキシドに置換 (密閉度の良いガラス容器を使用)。

- a. 2~3 日に 1 回交換し、3 回ほど交換 (浸透性が高く、揮発性、引火性高い)。

2. プロピレンオキシドをクエトール 651 (親水性エポキシ樹脂) に置換 (密閉容器内で)

- a. プロピ.: クエトール = 3 : 1 → 1 : 3 → 0 : 3 (クエトール 100%)

置換時間 : 2~3 日

3. クエトール 651 に置換したら恒温槽中で 60~70° で 24 時間加熱し固化する。

4. 固化した試料はオイルを使い切断・研磨する (粘土鉱物等が膨張するため水は使用しない)。

C) 凍結乾燥 (SEM 試料) 用処理

- a. A) -1 でエタノールに置換した試料を第三ブチルアルコールに置換
3 日～1 週間に 1 回, 第三ブチルアルコールに交換、3 回～4 回置換置換する。
- b. 第三ブチルアルコールに置換した試料を液体窒素、あるいは冷蔵庫の製氷室で急冷
固化させる。
- c. 凍結乾燥装置で第三ブチルアルコールを昇華させる (完成)。

上記の手法で作成した凍結乾燥試料の予察的な観察結果を図 3.4.2.2. に示した。

参考資料：

滝沢茂・川田多加美・大野良樹, 1995, 含水未固結堆積物および凍結乾燥法, 地質学雑誌, 101, 941-944.

滝沢茂, 凍結乾燥処理された不安定含水鉱物の SEM 観察, 鉱物学雑誌, 1997, 26, 211-214.

Takizawa, Kamai and Matsukura, 2005, Fluid pathways in the shearing zones of kaolin subjected to direct shear tests, Eng. Geology, 78, 135-142.

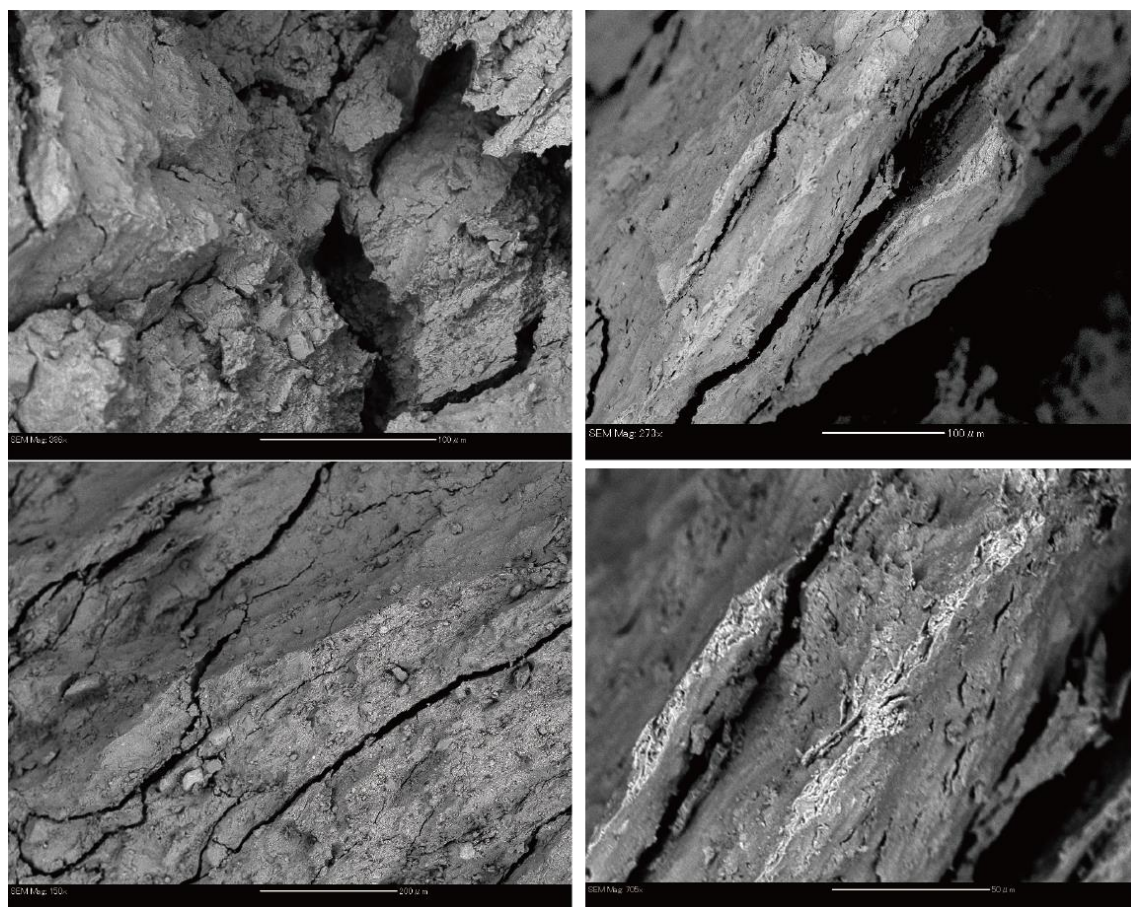


図 3.4.2.2. 有馬第 2 トレンチの断層粘土の凍結乾燥試料に対する電子顕微鏡による観察 (反射電子像)。基質部の葉状片理や細粒で多角形状の細粒粒子が確認された。

3. 4. 3. 断層岩の微量元素分析

野島断層の小倉と有馬船坂岩盤破砕帯トレンチから、原岩花こう岩と断層ガウジを含む11サンプルを採集して、主要8つの微量元素（Cs、Rb、Ba、La、Pb、Sr、Sm、Li）を行った（表3.4.3.1.）。

活断層・地震断層帯において、地震時の摩擦熱により発生した高温流体が断層の強度を動的に弱化させることが可能である（Ishikawa et al., 2008）。このような高温流体が断層帯の熱膨張による加圧作用（thermal pressurization）を引き起こして、断層摩擦係数を低下させ、断層が動きやすくなることが報告されている（例え、Sibson, 1973; Lin et al., 2013; Rice, 2006）。

本事業では、1995年兵庫県南部地震時に、断層地震面沿いに摩擦熱により発生した高温流体が存在するかどうかを検証するため、小倉と有馬船坂岩盤破砕帯トレンチで観察された主断層帯近傍の断層ガウジ層を剥がして、それぞれの微量元素の定量分析を行った。また、比較するため、母岩花こう岩のサンプルの分析も行った。微量元素の結果と比較分布を図3.4.3.1.と表3.4.3.1.に示す。断層ガウジとシュードタキライトは、母岩花崗岩と地質標準物質より微量元素Cs、Rb、Pb、Liが高い値を示している。一方、BaとSrは母岩より低い値を呈している。これらの微量元素の異常値は、断層破砕帯に高温流体の痕跡があることを示唆している。今後、断層深部の断層ガウジを分析して、浅部と深部断層破砕帯内部の高温流体の存在と地震断層剪断作用との関係を議論する予定である。

表 3.4.3.1. 微量元素の分析

試料：断層岩(乾燥粉碎物) 計11点

試料持込日：平成29年2月14日

測定分析項目：Li, Rb, Sr, Cs, Ba, Pb, Sm, Thの定量

測定分析方法：試料0.25gを白金るつぽに量りとり、硝酸、ふっ化水素酸及び過塩素酸を加えてホットプレートで加熱分解した。ほぼ乾固するまで濃縮後、希硝酸に溶解し、ろ過して50mLとした。残渣はろ紙ごと電気炉(800℃)で灰化し、メタほう酸リチウムと混合して電気炉(1050℃)で融解した。放冷後、希硝酸に溶解して50mLとした。酸分解液と残渣処理液をそれぞれ希釈してICP質量分析装置に導入し、各元素を定量した。報告は、それぞれの溶液濃度より算出した含有量の合算とした。

測定分析装置：ICP質量分析装置 7700x(アジレント・テクノロジー)

測定分析結果：

No.	試料情報			測定分析結果 (mg/kg)							
	Sample#	Rock types	Location	Li	Rb	Sr	Cs	Ba	Pb	Sm	Th
1	20151227-PT-01-01	Pseudotachylyte	Nojima_Ogura N	4.6	51	50	1.5	260	2000	1.6	4.1
2	20151227-PT-01-02	Host rock	Nojima_Ogura N	7.0	43	17	3.0	140	16	0.80	1.5
3	20151210-03a-01	Fault gouge	Nojima_Ogura N	50	67	210	3.7	700	12	4.0	3.8
4	20151210-03a-02	Fault gouge	Nojima_Ogura N	78	55	110	4.3	360	16	4.2	7.3
5	20151210-03a-03	Host rock	Nojima_Ogura N	47	87	220	2.6	620	5.1	3.9	2.9
6	20160211-T2-UO-SP02-d-01	Fault gouge	Arima T2 UO	32	250	91	150	470	26	3.2	7.4
7	20160211-T2-UO-SP02-d-02	Fault gouge	Arima T2 UO	31	370	81	320	340	120	4.2	9.6
8	20160211-T2-UO-SP02-d-03	Fault gouge	Arima T2 UO	33	210	81	95	360	71	4.4	12
9	20160211-T2-UO-SP02-d-04	Fault gouge	Arima T2 UO	19	190	94	56	470	18	1.8	8.9
10	20160119 Arima T2-SP2a-PT	Fault gouge	Arima T1	48	150	88	26	320	52	6.5	11
11	20160119 Arima T2-SP2a-GR	Fault gouge	Arima T1	32	160	69	10	320	45	2.7	12

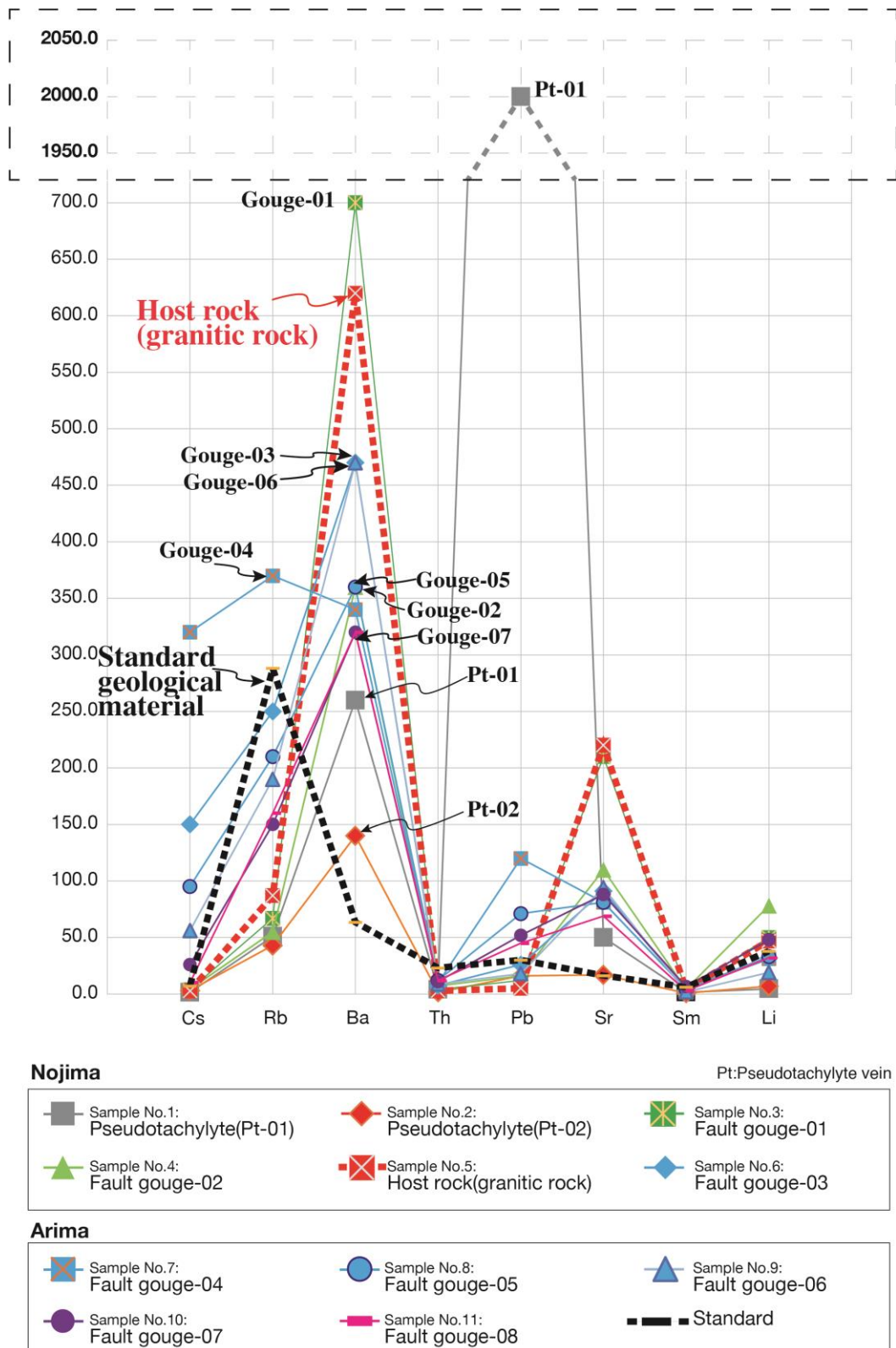


図 3.4.3.1. 微量元素分析結果図。Rbを除いて、シュードタキライトと断層ガウジは母岩花崗岩と地質標準物質より全般的に高い値を示している。

参考文献

1. Ishikawa, T., Tanimizu, M., Nagaishi, K., Matsuoka, J., Tadai, O., Sakaguchi, M., Hirono, T., Mishima, T., Tanikawa, W., Lin, W., Kikuta, H., SOH, W., and Song, S-R. (2008) . Coseismic fluid–rock interactions at high temperatures in the Chelungpu fault. *Nature Geoscience*, 1, 679-683.
2. Sibson, R. H. (1973) . Interaction between temperature and pore-fluid pressure during earthquake faulting—a mechanism for partial or total stress relief. *Nature Phys. Sci.* 243, 66–68.
3. Andrews, D. J. (2002) . A fault constitutive relation accounting for thermal pressurization of pore fluid. *J. Geophys. Res.* 107, 2363.
4. Rice, J. R. (2006) . Heating and weakening of faults during earthquake slip. *J. Geophys. Res.* 111, B05311.

3. 5. 断層破碎帯の電気・電磁探査

野島断層と有馬一高槻構造断層帯において、6 測線の電気探査と電磁探査を実施した。電気探査としては高密度電気探査法を、電磁探査としては CSAMT（シーエスエーエムティ一,Controlled Source Audio Magneto Telluric）法を実施した。野島断層と有馬一高槻構造断層帯における測線配置図および遠電極配置図をそれぞれ図 3.5.1.、図 3.5.2.に示す。

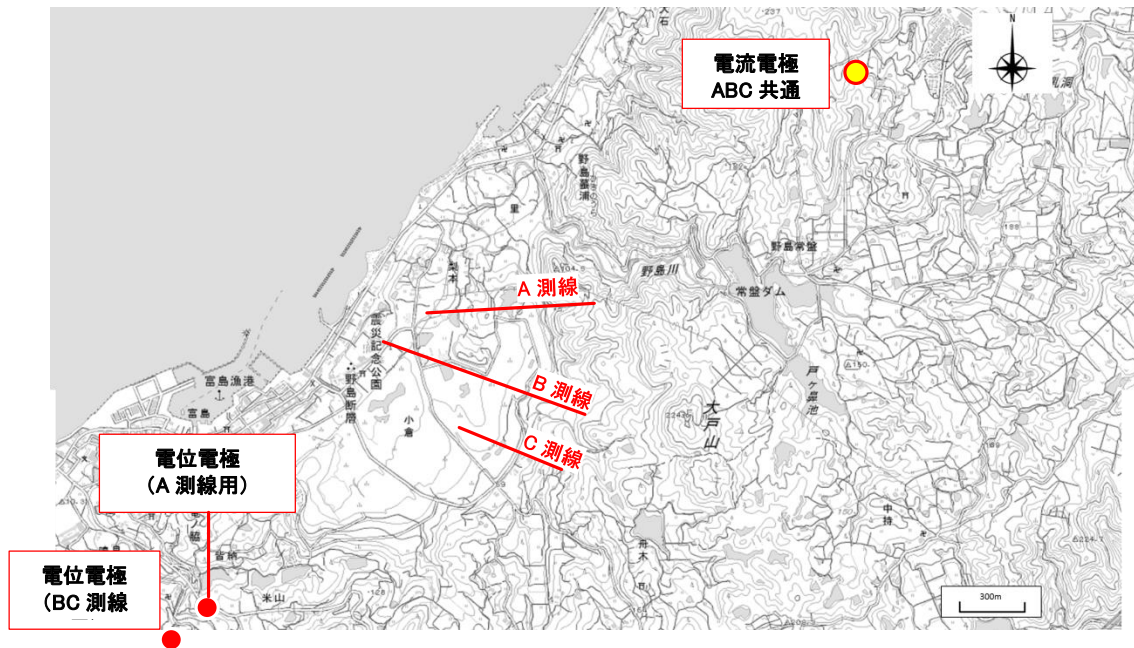


図 3.5.1. 野島・浅野断層における測線配置図と二次元電気探査遠電極配置図

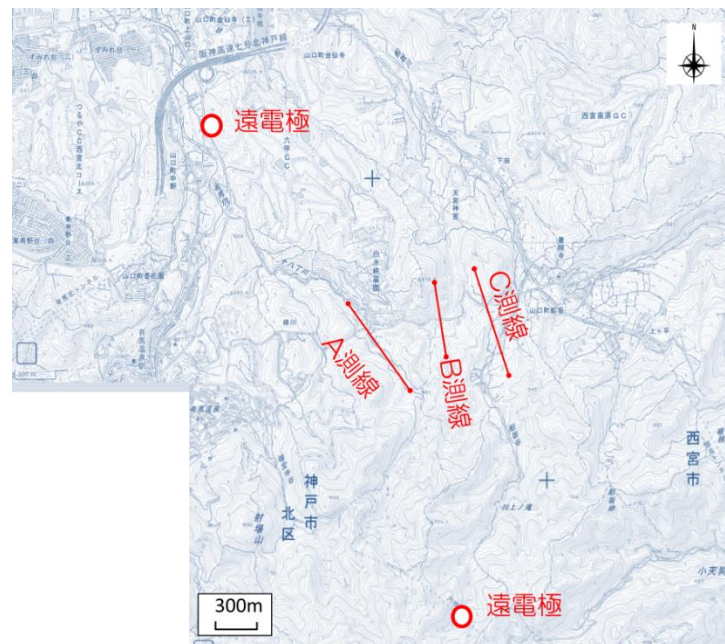


図 3.5.2. 有馬-高槻構造線における測線配置図と二次元電気探査遠電極配置図

電気探査について、従来の電気探査法である垂直法探査は簡便な手法であるが、堆積層などの水平多層構造を前提とした探査手法であり、本調査の調査対象である断層等、地下で二次元的に変化するような構造の検出には向いていない。よって、本調査では、二次元電気探査法を用いた調査を行った。一方、CSAMT 探査は人工的に発生させた電磁波に対する地層の応答を磁気センサと電気センサで観測し、地下の構造を調べる電磁探査法である。CSAMT 探査では地下の比抵抗分布が求められる。地盤の比抵抗は、地質状況（割れ目、断層、熱水変質帯、地層など）、地下水状況を推定するための資料となる。

解析方法は有限要素法を用いた 2 次元逆解析（佐々木、1981；1986）を使用した。ここで、高密度電気探査は表層から深度 100m 付近までを、CSAMT 探査は、深度 1000m 付近までの比抵抗構造を求めるために役立つ。さらに、両者の測定結果と整合する比抵抗モデルを求めることにより、浅い部分から深度 1000m 付近までの、より精度の高い比抵抗分布を求めた。本報告書では両者の測定結果と整合する最適な比抵抗モデルを求める解析方法を「ジョイント解析」と呼ぶ。本概要版では、野島・有馬地区の B 測線における測定結果より得られたジョイント解析結果と地質解釈を示す（図 3.5.3.、図 3.5.4.）。

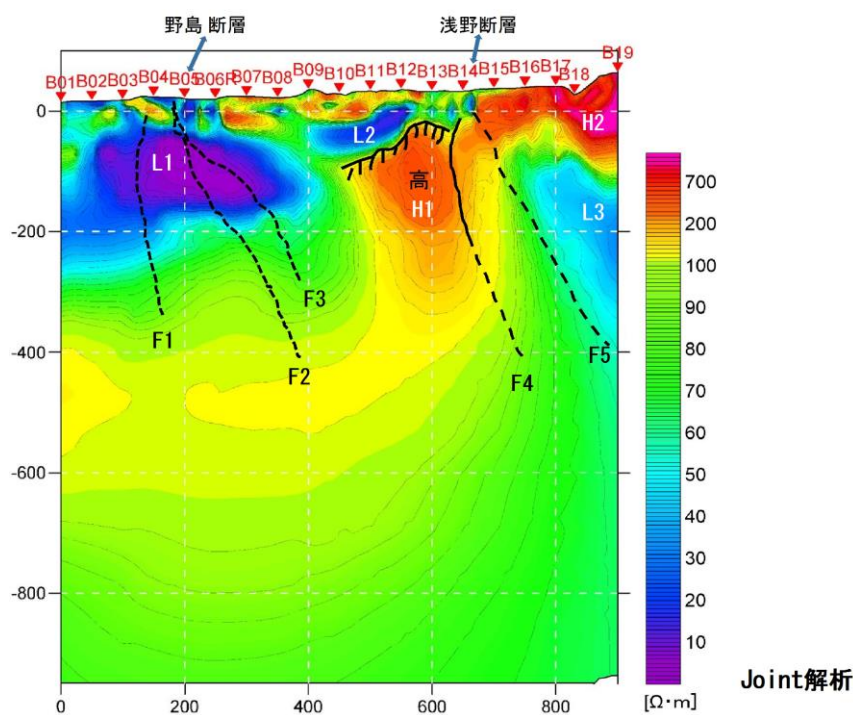


図 3.5.3. 野島 B 断層のジョイント解析結果と地質解釈

野島地区では、電気探査の結果、F3、F4、F5 の 3 条の断層が認められた。電気探査と磁気探査の比抵抗分布はほぼ同様であり、断面の東側（600~900）には高比抵抗部があり、西側（0~600）には低比抵抗部が出現している。F1、F2 に関しては断面西側（0~450）の低比抵抗部が深部まで見える電磁探査およびジョイント解析の結果のみ認められる。

F3、F4、F5 断層の位置は電気探査、電磁探査ともに一致しており、F3 は「野島断層」、F4 「浅野断層」、F5 は浅野断層東側に分布し、浅野断層と花崗岩の健岩部を境とする断層と対比可能であると考えられる。F3 断層（野島断層）、F4（浅野断層）、F5 断層はともに東傾斜の高角な逆断層であると考えられるが、F4 断層のみは地表部 100m 程度（ジョイント解析の結果）は正断層的な傾斜（僅かに西傾斜）を成している。この結果は、C 測線上で行った小倉トレンチの結果と整合的である。なお、野島断層部に分布する極端な低比抵抗部は海水による影響であると考えられる。

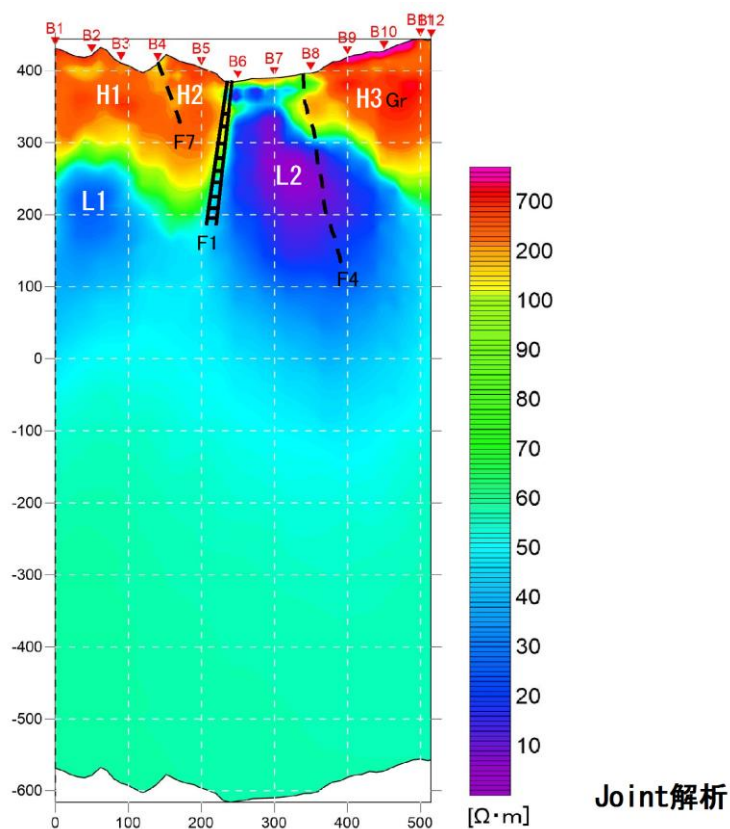


図 3.5.4. 有馬 B 断層のジョイント解析結果と地質解釈

一方、有馬地区では、電気探査の結果、F7、F8、F1、F4 の 4 条の断層が認められた。電磁気探査断面も電気探査同様、250~400 付近において低比抵抗部が認められ、低比抵抗部の両側に主断層が認められる。電気探査と電磁気探査では断層の角度がやや異なり、ジョイント解析の結果は、より深部を反映する電磁気探査の結果と同様の結果となっている。結晶質凝灰岩中には、電気探査では F8、F7 の 2 断層が認められるが、電磁気探査、ジョイント解析の結果では両者は区別ができないため、F7 のみ表示している。F1、F4 断層は A 測線の断面でも明瞭に認められ、特に、F1 断層はトレンチ調査地点「船坂第 2 トレンチ」延長部であること、F1 断層沿いには多くの断層露頭が認められることから、有馬高槻構造線の主断層に相当すると考えられる。

3. 6. 断層破碎帯の微動アレー探査

(1) 探査目的

野島断層ならびに派生の浅野断層の地表変状出現箇所近傍において、ボーリング調査等によって確認した地層変位状況や断層の深部連続性を、地盤の S 波構造を用いて推定することを目的として、多重アレーならびにチェーンアレー配置による微動アレー探査を実施したものである。

(2) 探査方法

微動アレー探査の実施数量は表 3.6.1.の通りとした。アレー配置図は図 3.6.1.に示す。

表 3.6.1. 探査内容と数量

探査種目	探査方法	地点数	備考
微動アレー探査	多重アレー配置	4 地点	二重三角形（辺長 30-40m）
	チェーンアレー配置	1 測線 3 ブロック	多連三角形（辺長 5m）
		1 測線 1 ブロック	多連三角形（辺長 20m）

微動アレー探査の計測ならびに解析は、以下の手順で実施した。

①ハドルテスト

探査に先立ち、観測地点の微動の特徴と、各微動計の特性の一致を確認した。

②微動アレー観測

様々な方向から伝播してくる微動を対象に、地表に展開した微動計で観測を行った。

③S波速度構造の推定

◆観測した微動から、空間自己相関係数を算出した。

◆インバージョン解析により、下記の手順で S 波速度構造モデルを決定した。

- ・空間自己相関係数の観測値と理論値をフィッティング
- ・ミスフィット値を基に採用する理論空間自己相関係数を決定
- ・理論空間自己相関係数から分散曲線を算出し、S 波速度構造モデルを算出

(3) 探査結果

【野島断層】

本業務において実施した 4 箇所の多重アレー配置（図 3.6.1.左）による微動アレー探査の結果、野島断層付近では、以下の地質構造が想定された（図 3.6.2.）。

①測点 NF-3、NF-4 の観測結果より、野島断層よりも山（東）側では、標高 200～220m 付近に、海側に緩い傾斜をもって基盤花崗岩の上面が出現する。本結果は、ボーリング NFD-1 で確認した基盤花崗岩への到達深度と整合的である。

②野島断層の直上部で実施した測点 NF-1 の観測結果より、野島断層を挟んだ基盤花崗岩の上面深度は、断層西側で標高約 220m、断層東側で標高約 310m であり、鉛直方向の見かけ変位量は約 70m と推定される。本結果は、ボーリング NFD-2 で確認した基盤花崗岩と神戸層群堆積岩の出現状況と整合的である。

- ③測点 NF-1 の観測結果より、野島断層よりも海（西）側では、標高 310m 付近において、ほぼ水平に基盤花崗岩の上面が出現する。
- ④総じて野島断層は、東に約 80°傾斜した逆断層であり、基盤岩中における見かけの鉛直変位量は約 70m である。

【浅野断層】

本業務において実施した、辺長 5m と 20m のチェーンアレー配置（図 3.6.1 右）による微動アレー探査の結果、浅野断層付近では、以下の地質構造が想定された（図 3.6.3）。

- ①辺長 5m アレーの観測結果より、地表に発現した浅野断層の変位箇所を挟んで、その山（東）側・海（西）側の双方に、基盤岩の段差が想定されることから 2 条の断層が存在することが示唆される。段差の大きさ（見かけ変位量）は海側断層で大きいことから、海側が主断層、山側が副断層と判断される。
- ②辺長 20m アレーの観測結果より、主断層・副断層共に、75~80°西傾斜で深部に連続し、低速度帯を形成している様子がうかがわれる。また、標高 -60~80m 付近において断層の傾斜方向が変化し、野島断層同様の高角度東傾斜になるものと思われる。本結果は、既往調査による電磁波探査結果とも整合的である。
- ③総じて浅野断層は、地表付近では西に 70~80°傾斜した 2 条の断層帯からなり、西側の神戸層群と東側の花崗岩体の境界をなしており、見掛け上、正断層変位を呈している。ただし、地表下 100m 付近よりも深部では傾斜方向が、野島断層と同様の高角度東傾斜の逆断層となる。断層の鉛直方向の見かけ変位量は、2 条の断層を合わせて 30~40m と想定される。



図 3.6.1. 微動アレー探査配置図（野島断層：多重アレー、浅野断層：チェーンアレー）

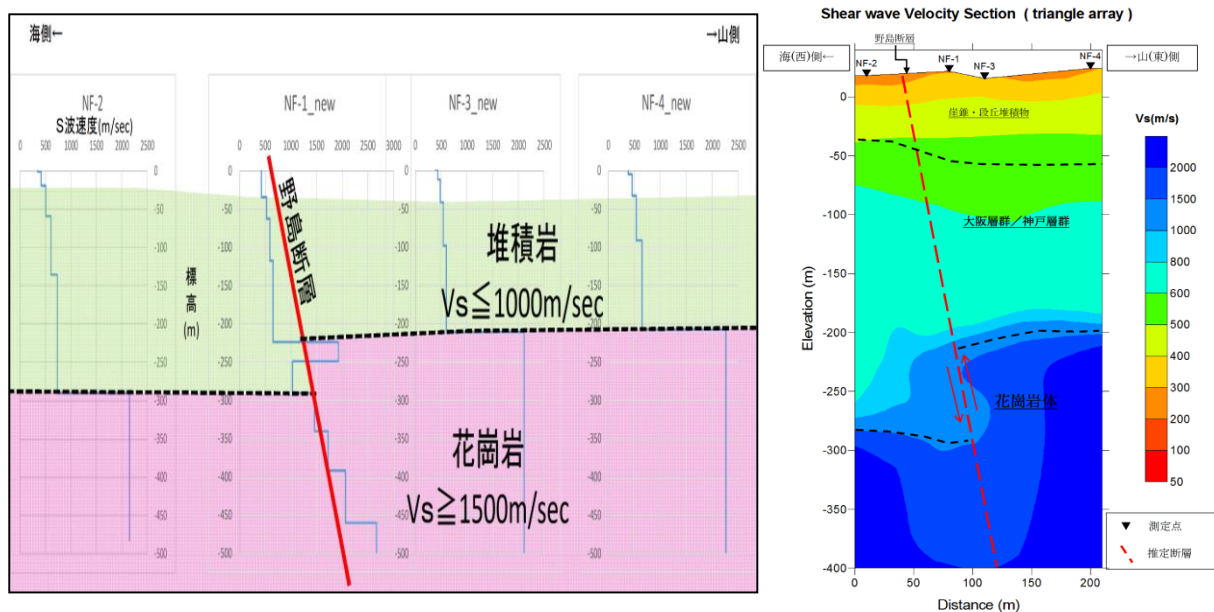


図 3.6.2. 野島断層沿いの探査結果に基づく想定基盤地質構造及び S 波速度分布図

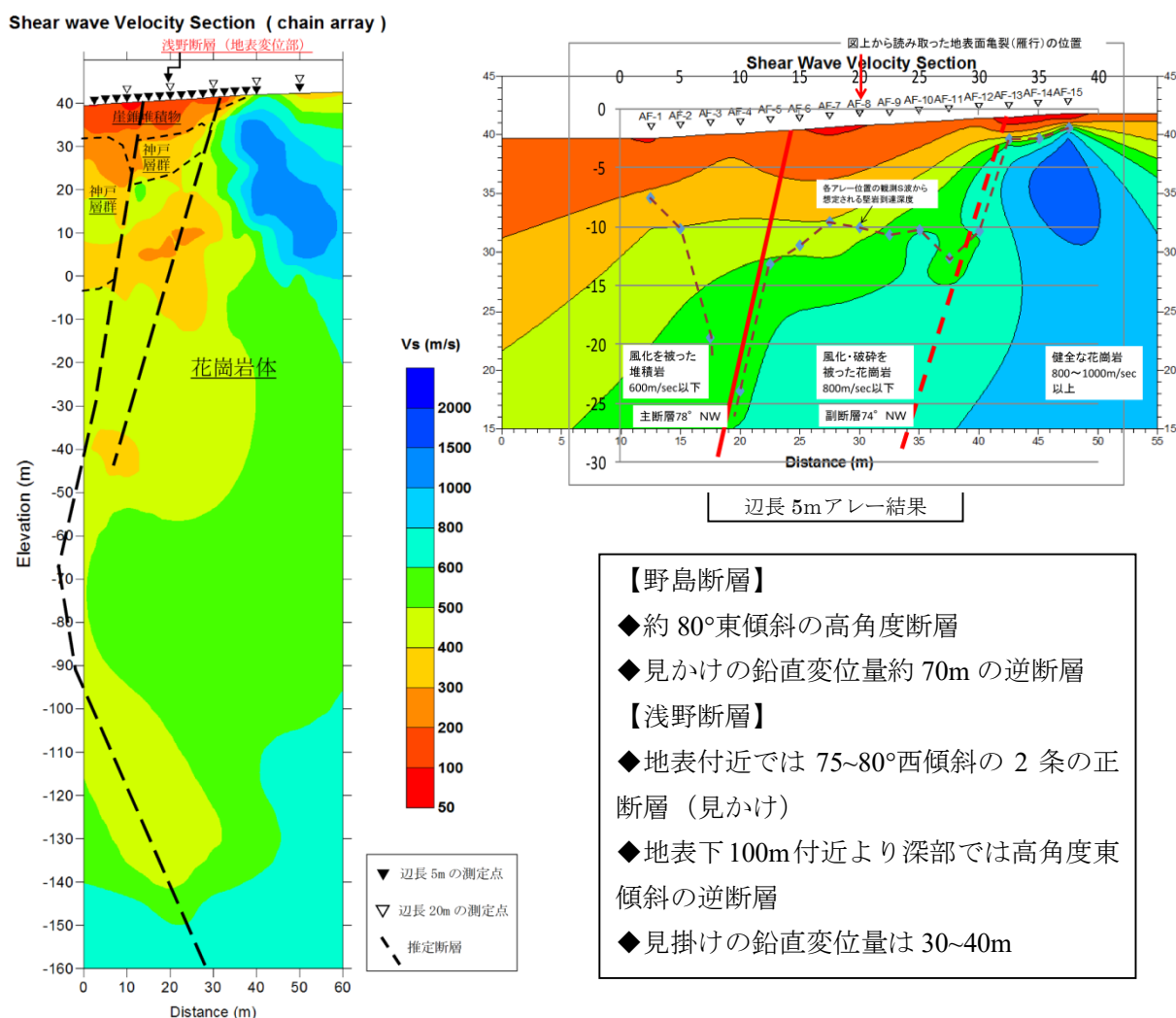


図 3.6.3. 浅野断層沿いの探査結果に基づく S 波速度分布図と想定基盤地質構造

4. 浅部～深部ボーリング掘削による異なる深度の断層破碎帯試料の採取・解析

4.1. 浅部～深部ボーリング掘削及び孔内の物理検層

4.1.1. NFD-1 孔（深度 1,000m）

(1) 調査地点

野島断層は、断層解剖計画で掘削された大学連合 500m ボーリングコア（安藤ほか,1998 など）の調査結果から、 83° の南東傾斜であるとされている（村田ほか,1998）。そこで、NFD-1 孔では、地表地震断層から東側に約 130m 離れた地点から鉛直掘削を行い、掘削深度 800m 前後で到達すると見られる断層破碎帯物質試料の採取を試みた（図 4.1.1.1）。

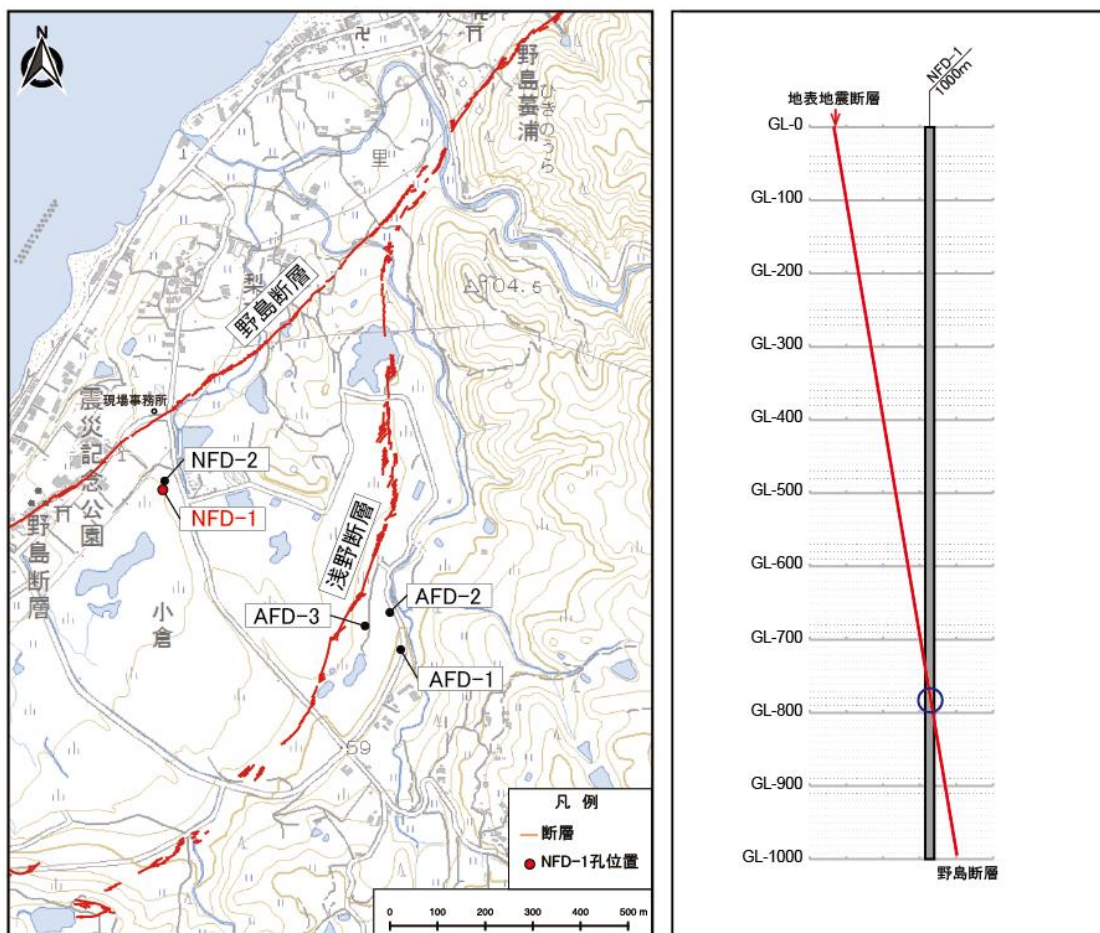


図 4.1.1.1 野島断層 1000 m 孔（NFD-1 孔）調査地点と断面図

(2) 調査結果

NFD-1 孔の調査では、深度 350～1000m の区間でコア観察を実施した。観察の結果、5 か所の断層破碎帯（NFD-1-f1～NFD-1-f5）が認められた（図 4.1.1.2）。

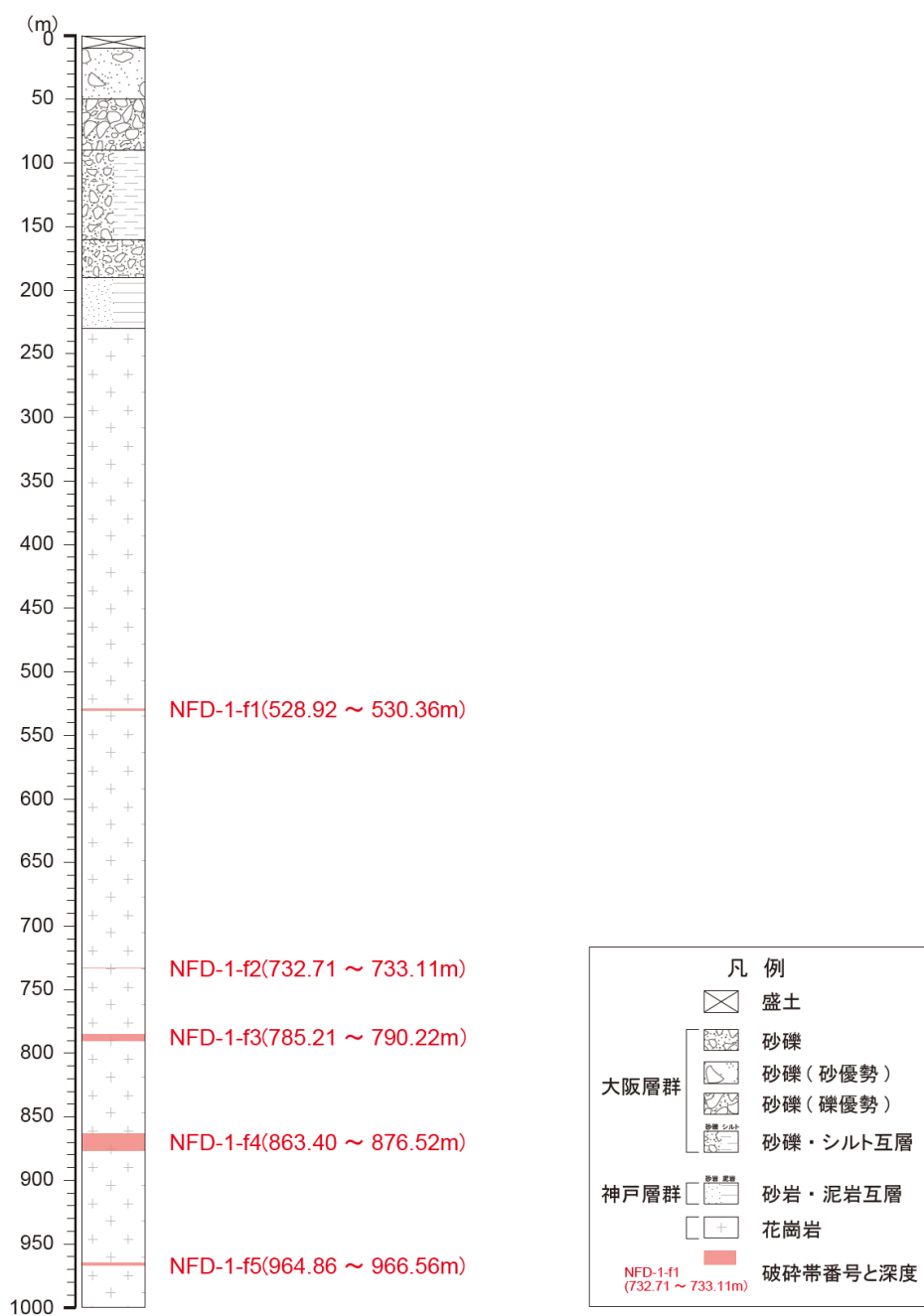


図 4.1.1.2 野島断層 1000 m 孔 (NFD-1 孔) 柱状図

本調査ではさらに、せん断面の観察も行った。断層破碎帯 NFD-1-f1 では、断層ガウジや断層角礫を含んだせん断面が 2 か所確認された。代表的なものを図 4.1.1.3 に示す。断層破碎帯 NFD-1-f1 で確認されたせん断面 NFD-1-s1 は、平滑で、断層ガウジと弱破碎部の境界をなしている。せん断面の上位は、白色断層ガウジ、細粒カタクレサイト、暗灰色の断層ガウジが存在する。白色断層ガウジは半固結粘土状で、下端深度 529.10m に位置する角度約 70° のやや湾曲したせん断面に切られる。断層ガウジ中には下端の

せん断面にやや斜交した葉片状構造が認められる。断層ガウジの下位には、黒色・白色の細粒カタクレーサイトが認められる。細粒カタクレーサイトは固結度が高く、上端の幅 10～30mm と下端の幅 5～10mm は黒色を呈し、その間の約 30mm は白色を呈する。

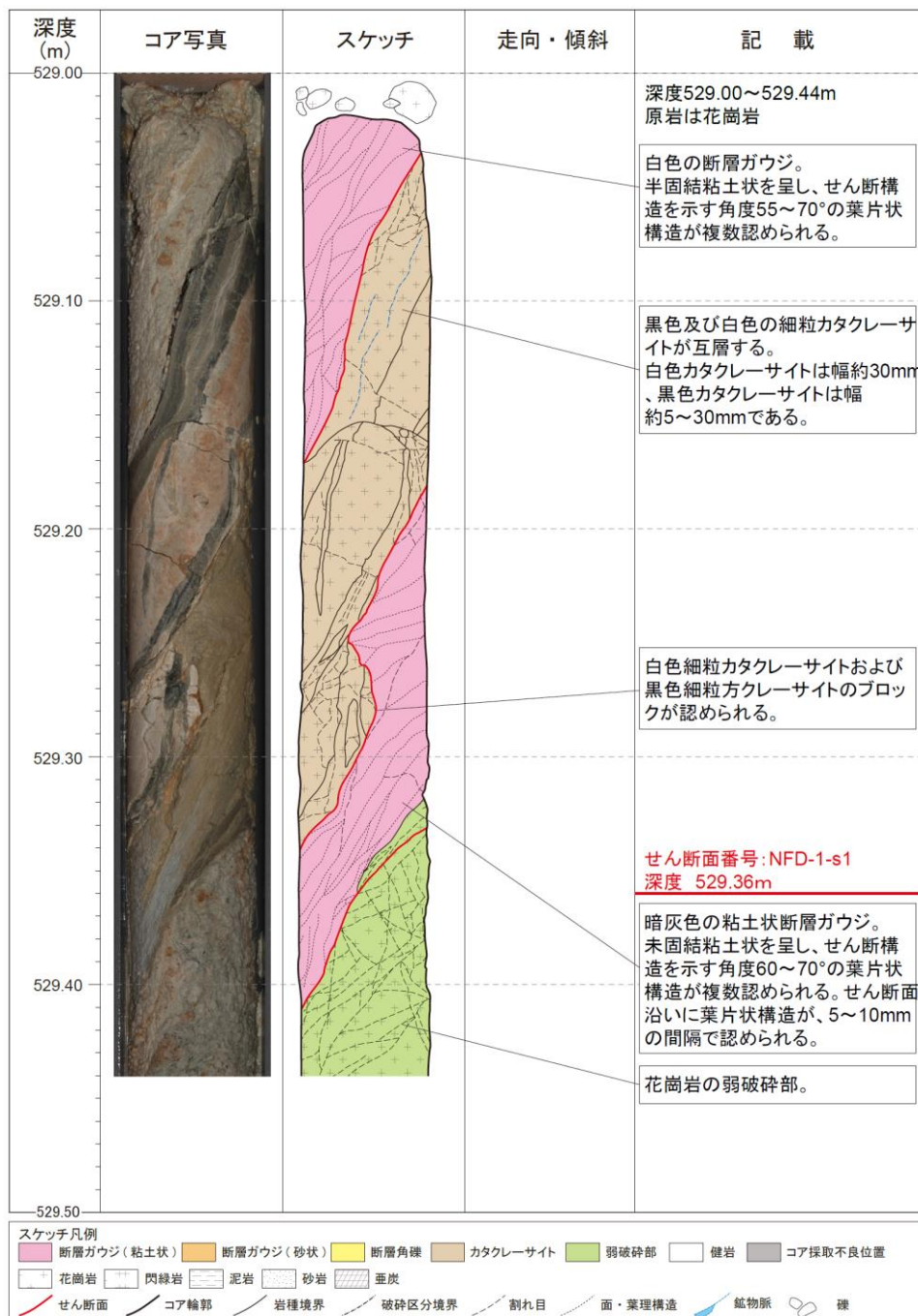


図 4.1.1.3 断層破碎帯 NFD-1-f1 セン断面 NFD-1-s1 結果
NFD-1 孔の調査では、深度 0～1000m の区間で物理検層を実施した。図 4.1.1.4 に

物理検層結果を示す。本孔では、孔径検層、温度検層、音波検層、密度検層、電気検層、方位傾斜測定及び孔壁観察を行った。孔壁観察は、ボアホールカメラ及びボアホールテレビュアで行った。以下に各検層について結果を示す。以下に各検層について結果を示す。

1) 孔径検層

孔径は、深度 50m 以浅では、320～340mm の大きな値を取り、一部 500mm 以上の値を示し、値が安定しない。この深度は、砂優勢の砂礫層が分布する区間に対応する。深度 50～110m では、孔径は減少し、260mm 程度の値を安定して示す。この深度は礫優勢の砂礫層が認められる区間に対応する。深度 110～160m では、孔径は 260～280mm とやや大きくなり、局所的に 400mm と大きな値を示し、値が安定しない。この区間は砂礫・シルト互層が認められる区間に対応する。深度 160～200m にかけて、孔壁は 240～300mm に深度とともに増加する。この区間は砂礫層が認められる区間に相当する。神戸層群が推定される深度 200～230m にかけては、孔壁は 300～320mm の値を示す。花崗岩の上端深度と推定される深度 230m から、孔径は深度とともに減少し、深度 260m 以深では孔径は 240mm で安定する。この変化は花崗岩の上端の風化部から健岩部にかけての変化と推定される。深度 350m 以深では、孔径の段落としにより、約 200mm の値を示す。深度 350～460m 間、深度 630m 以深では、孔径は安定して 200mm を示し、局所的に 300mm を超える箇所が認められる。この箇所は、コアに割れ目及びせん断面が発達し、角礫状～砂状を呈する箇所に対応する。深度 460～560m では孔径は、300～500mm の大きな値を示し、値は安定しない。この区間は、割れ目沿いの変質が顕著な区間であり、削孔の際に削られ易い地質であったと推定される。

2) 温度検層

孔内の温度は、深度とともに増加し、局所的に高温または低温となる箇所は認められない。孔口（深度 0m）で約 17℃、孔底（深度 1000m）で約 37℃であり、地温勾配は 2℃/100m 程度である。

3) 音波検層

弾性波速度は、深度 0～50m にかけて 1.5～2m/s と深度とともに上昇し、深度 50～110m では 2m/s で安定する。深度 0～50m は砂優勢の砂礫層、深度 50～110m は礫優勢の砂礫層が分布する区間に対応する。深度 110～200m にかけて、速度は 1.7～2.2m/s の値を示す。この区間はシルト・砂礫互層及び砂礫が認められる区間に相当する。深度 200～260m にかけて、速度は深度とともに上昇し、2.2～3m/s の値を示す。この区間は、神戸層群の砂岩泥岩及び花崗岩が分布する区間に相当し、速度の変化は固結度を反映している可能性がある。深度 260～350m では、速度は 4.5m/s 程度の大きな値を示す。この値は、花崗岩の一般的な弾性波速度の値と整合的である。深度 350～460m では、値はばらつくが 4.5～3.5m/s へと深度とともに減少する。深度 460～630m にかけては、値がさらに減少し、1.6～

2m/s を示す。この区間は、割れ目沿いの変質が顕著な区間に対応する。特に深度 500～550m は、2m/s 以下と小さい値を示すが、この区間には破砕帯 NFD-1-f1 が認められている。深度 630m 以深では、速度は 4～4.5m/s の高い値を示す。破砕帯 NFD-1-f3、f4、f5 が分布する深度では、速度が 3m/s 以下の局所的に低い値を示す。深度 880m 以深は、岩盤が堅硬となり、速度は 4.5m/s 以上の値を示す。

4) 密度検層

密度検層は、深度 340～1000m の区間で行われた。岩盤の密度は、概ね 2.6g/cc であり、花崗岩の一般的な密度と調和的である。深度 630m 以浅は、局所的に 2g/cc 以下の低い値を示す箇所が認められ、これらは割れ目が発達した箇所に対応する。深度 460～630m は連続的に 2.2～2.4g/cc の低い値を示し、局所的に 1.5g/cc 以下の低い値を示す。この区間は、割れ目沿いの変質が顕著な区間に対応する。深度 630m 以深は岩盤の密度は安定して約 2.6g/cc を示す。深度 780m 付近と深度 860m 付近は局所的に低い値を示し、破砕帯 NFD-1-f3 と f4 の位置にそれぞれ対応する。

5) 電気検層

比抵抗値は、深度によって値が大きく異なる。大阪層群が分布する深度 190m 以浅では、16 インチの電極間隔で $10\Omega\cdot m$ 程度と $150\sim 200\Omega\cdot m$ の値が 5～20m 間隔で繰り返し認められ、礫の多い地層と細粒な地層が繰り返すことによると推定される。神戸層群が分布する深度 190～230m 間では、 $10\sim 30\Omega\cdot m$ の低い値を安定して示す。この値は一般的な砂岩泥岩の比抵抗値と整合的である。深度 230m 以深では、値が大きく上昇し、特に深度 270～350m 間では 8 インチの電極間隔では $100\sim 300\Omega\cdot m$ 、16 インチの電極間隔では、 $700\sim 1400\Omega\cdot m$ と電極間隔の違いによる値のバラつきが大きい。深度 350～460m、深度 610～1000m では値が $100\sim 400\Omega\cdot m$ の値を基本とし、局所的に $500\sim 800\Omega\cdot m$ の高い値を示す。深度 790m、830m、860m、960m 周辺では、局所的に $100\Omega\cdot m$ 程度の小さな値を示し、割れ目の発達する区間及び破砕帯が認められる区間に対応する。深度 460～610m では、 $100\Omega\cdot m$ 以下の値を連続的に示す。この区間は割れ目の多い変質した岩盤が分布する。

自然ガンマ線は、深度 0～110m にかけて、深度とともに増加し、40～80API の値を示す。この区間は、砂礫層が認められる区間に対応する。深度 110～200m にかけて、50～60API の値を示す。この区間は、砂礫・シルト互層及び砂礫層が分布する区間に対応する。深度 200～230m では、約 40API の低い値を安定して示す。この区間は神戸層群の砂岩泥岩が分布する区間に対応する。深度 230～260m では値が大きく上昇し、80～90m/s を示す。この変化は、本区間に花崗岩の上端が位置することと整合的である。深度 260～350m では、自然ガンマ線は約 90API の値を安定して示す。深度 350～460m では、自然ガンマ線は 110～120API のやや大きい値を取る。深度 460～540m では、値は深度とともに減少し、110～90API の値を示す。この区間は、割れ目の多い変質した岩盤が分布する。深度 540～630m

では、自然ガンマ線はやや増加し、110API の値を安定して示す。深度 630 以深は 110～120API の値を安定して示し、深度とともに緩やかに減少する。

自然電位は、深度 0～50m にかけて 130～140mV の高い値を示す。この区間は砂優勢の砂礫層が分布する区間に対応する。深度 50～200m にかけて、自然電位は深度とともに上昇し 40～90mV の値を示す。この区間は砂礫層が分布する区間に対応する。深度 200～460m では、自然電位は安定して 80～90 mV の値を示す。この区間は、神戸層群、花崗岩が分布する区間に相当する。深度 460～780m にかけて、自然電位は深度とともに減少し、80～60mV の値を示す。深度 780m 以深では、自然電位は 40～100mV の値を示し、安定しない。また、破砕帯 NFD-1-f3、f4、f5 の位置する深度の下位では局所的に低い値を示す。

6) 方位傾斜測定

本孔の方位は、深度 400m 付近までは 90～200° の値を示し、不安定な孔跡を示す。深度 550m 付近より方位が約 210° で安定し、1000m にかけて緩やかに回転し、深度 1000m では 270° の値を示す。傾斜は、深度 550m までは 0～3° に緩やかに傾斜し、深度 550m～800m では 2.5～3°、深度 800 以深では 3～3.5° の傾斜を示す。以上の結果から、本孔は当初の計画とほぼ一致した孔跡で掘進されたことが確認された。

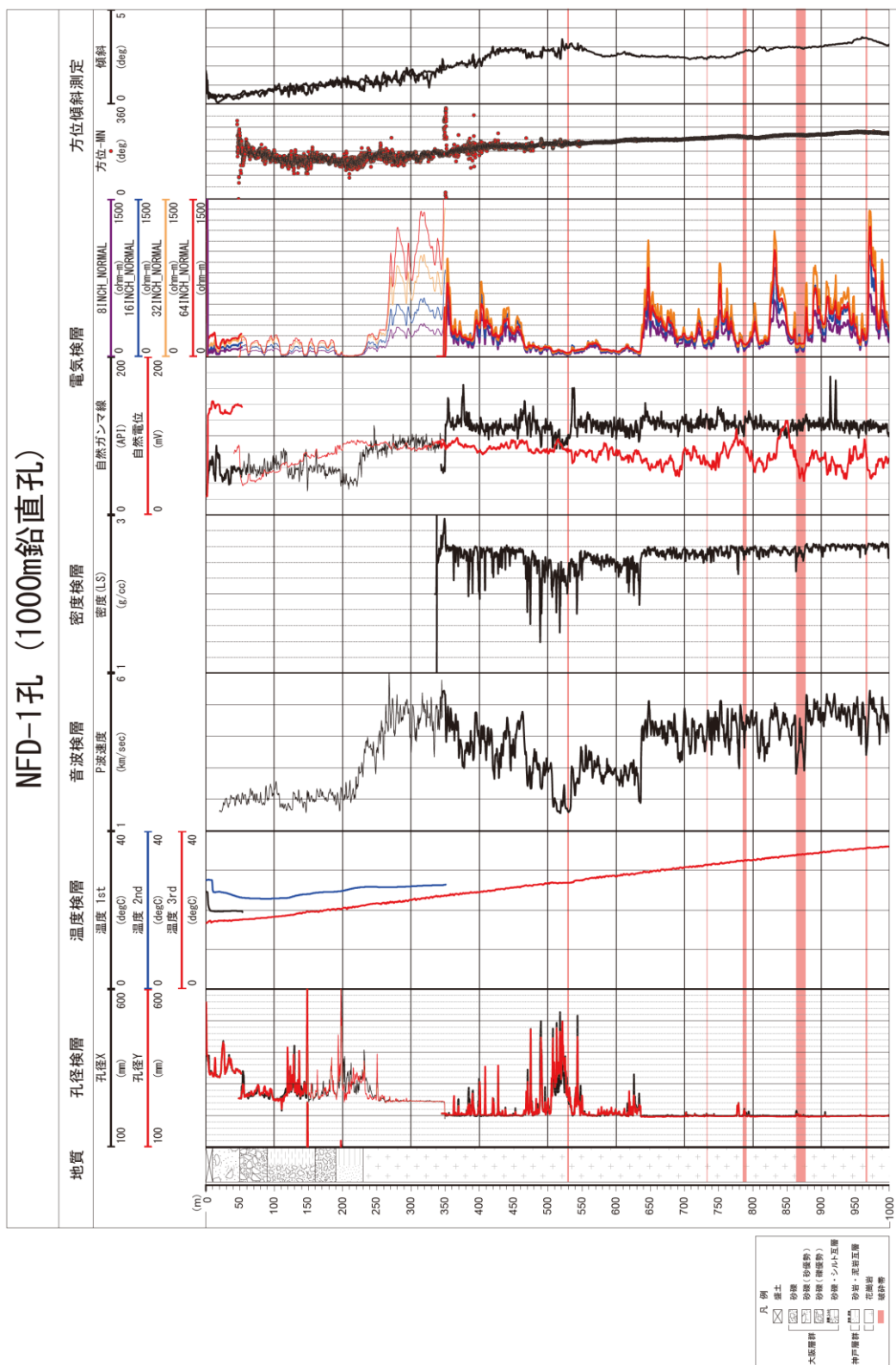


図 4.1.1.4 NFD-1 孔 物理検層結果

4.1.2. NFD-2 孔（深度 450m）

（1）調査地点

野島断層は、断層解剖計画で掘削された大学連合 500m ボーリングコア（安藤ほか,1998 など）の調査結果から、 83° の南東傾斜であるとされている（村田ほか,1998）。そこで、NFD-2 孔では、地表地震断層から南東に約 130m 離れた地点から斜め 65° の西傾斜で掘削を行い、掘削深度 300m（前後のに到達すると見られる断層破碎帯物質試料の採取を試みた（図 4.1.2.1）。

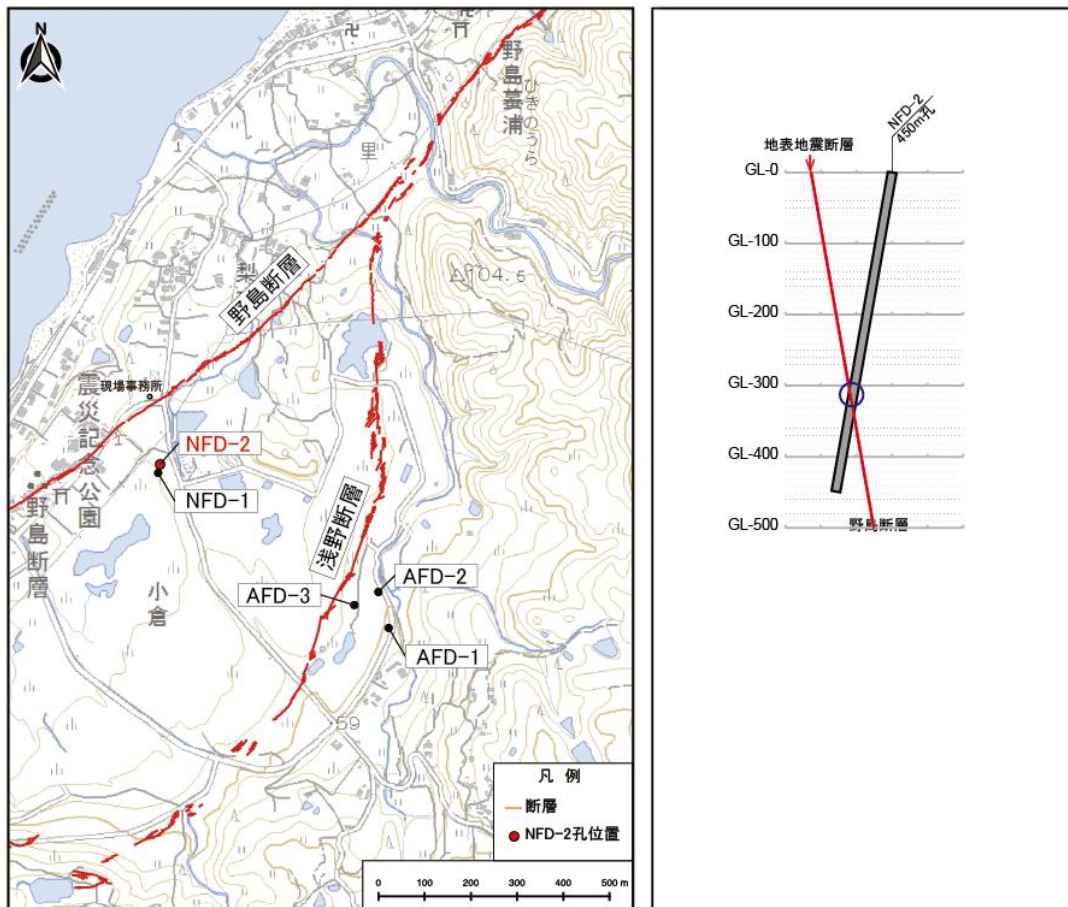


図 4.1.2.1 野島断層 450 m 孔（NFD-2 孔）調査地点と断面図

（2）調査結果

NFD-2 孔の調査では、深度 200～450m の区間でコア観察を実施した。観察の結果、4 か所の断層破碎帯（NFD-2-f1～NFD-2-f4）が認められた（図 4.1.2.2）。これら 4 か所の断層破碎帯のうち、断層の到達が予測された 300m 付近では NFD-2-f2（深度 318.93～327.86m）が観察された。NFD-2-f2 は、破碎帯の幅が厚く、断層ガウジも発達し、野島断層の傾斜に近い高角度のせん断面が多く確認されたため、野島断層本体と予想される。

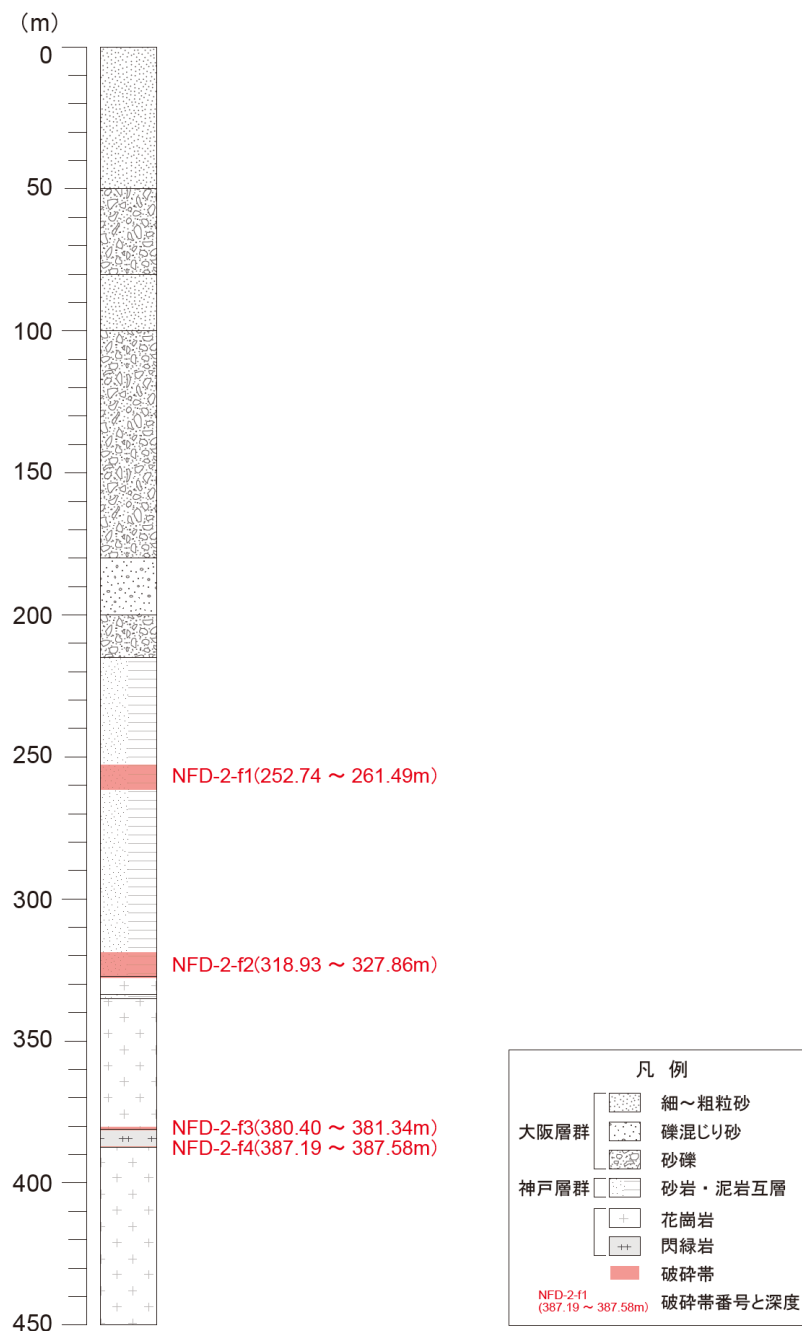


図 4.1.2.2 野島断層 450 m 孔 (NFD-2 孔) 柱状図

本調査ではさらに、せん断面の観察も行った。断層破碎帯 NFD-2-f2 では、断層ガウジや断層角礫を含んだせん断面が 2 か所確認された。代表的なものを図 4.1.2.3 に示す。断層破碎帯 NFD-2-f2 で確認されたせん断面 NFD-2-s2①は、幅約 2～15mm の未固結灰色粘土状断層ガウジの上端に位置し、泥岩及び砂岩のブロックを取り込む亜炭と接し、亜炭中の砂岩、亜炭のブロックを切る。せん断面周辺は変形構造が明瞭である。せん断面の上位で接する亜炭中では泥岩及び砂岩、亜炭のブロックが変形、伸長し、一部

がせん断面により切られる。一方、せん断面と下位で接する断層ガウジ中には、せん断面に低角に斜交する葉片状構造が認められ、構造中には亜炭の細礫が取り込まれている。この断層ガウジの下位には暗緑色泥岩が認められ、泥岩中の砂岩及び亜炭のブロックがせん断方向に変形、伸長する。

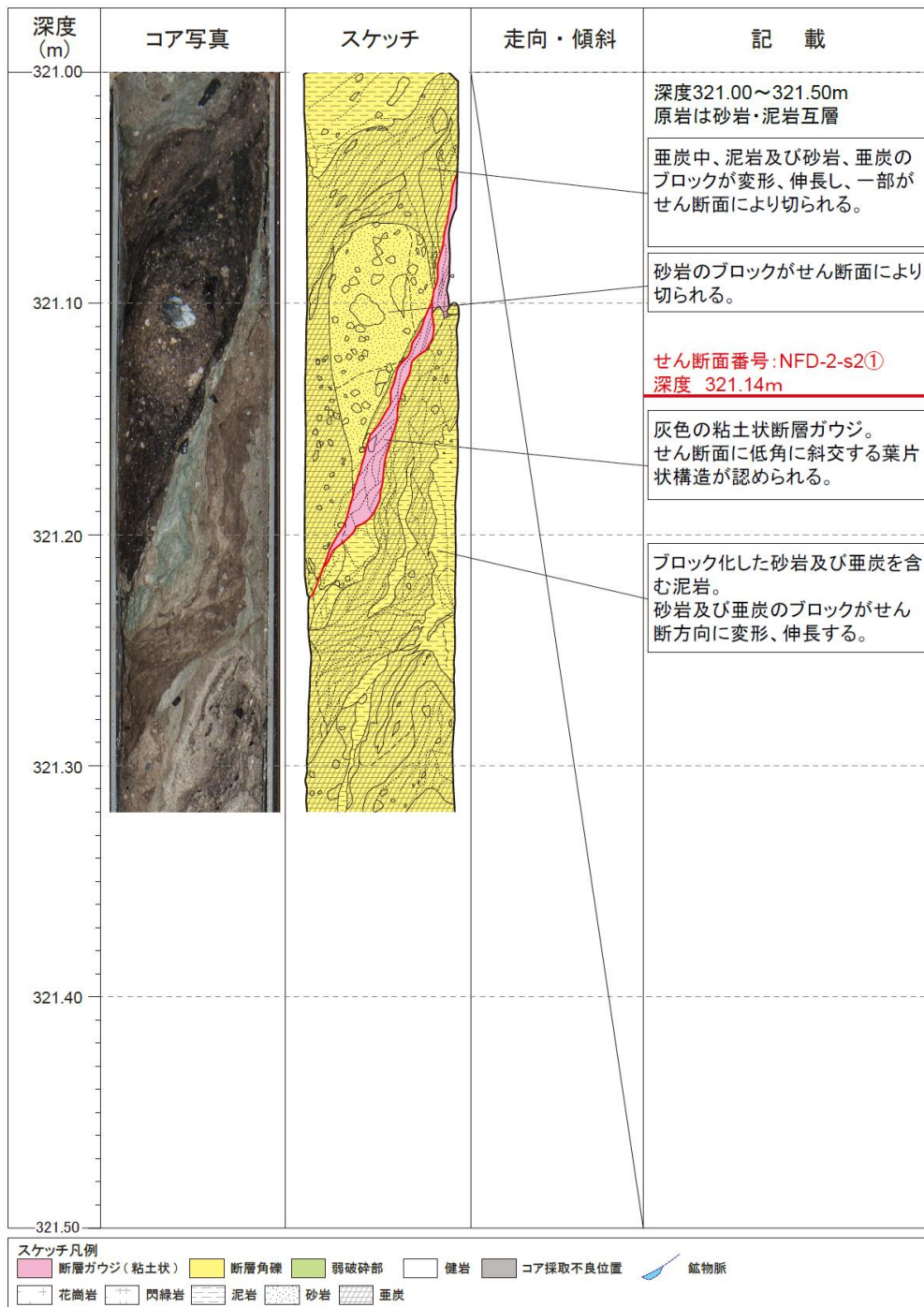
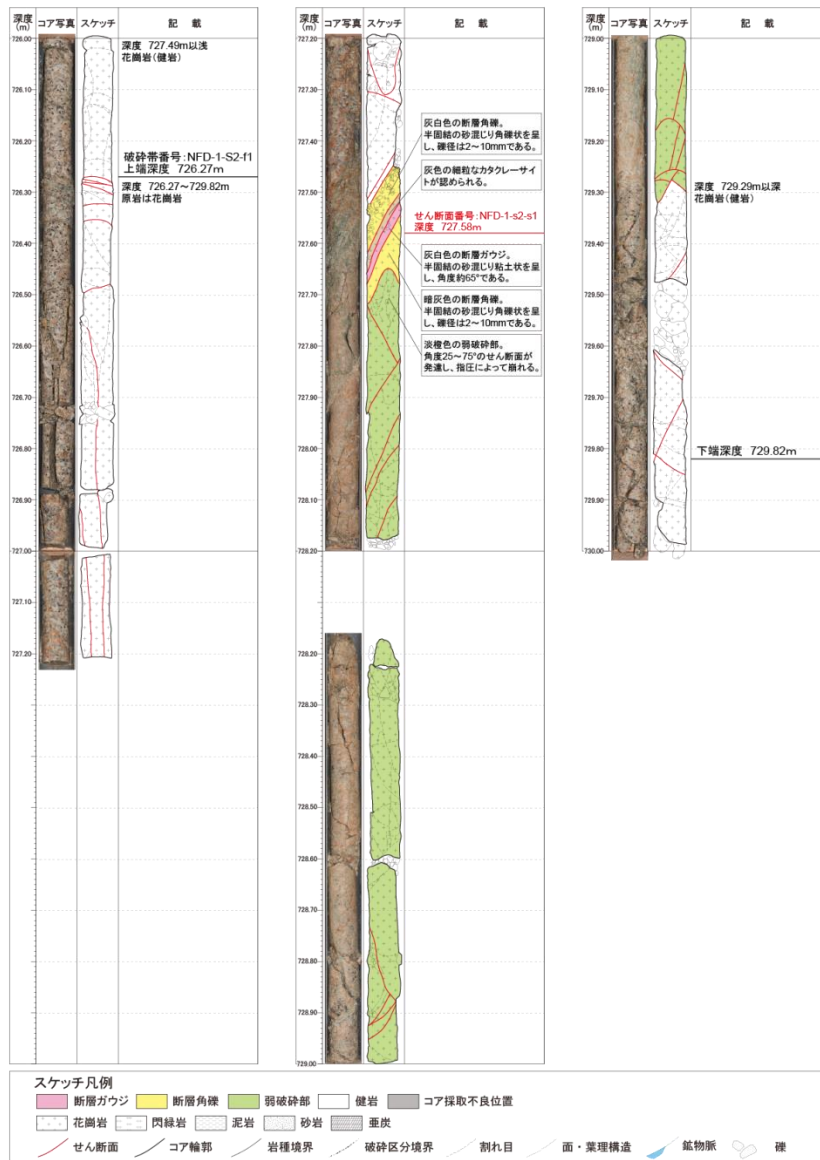


図 4.1.2.3 断層破碎帯 NFD-2-f2 セン断面 NFD-2-s2①観察結果

4.1.3. NFD-1-S2 孔（サイドトラックボーリング）

NFD-1-S2 孔は、野島断層を対象としたサイドトラック孔（枝孔）である。NFD-1 孔を深度 350～500m 間を拡孔した後、深度 500m から方位・傾斜のコントロールしながら深度 655m までの区間を掘削した。深度 655m からは、深度 755m まで掘進し、コアを採取した。コア観察の結果、深度 727m 付近で断層破碎帯を確認した（図 4.1.3.1）。本破碎帯は、淡橙色の弱破碎部を中心として、断層ガウジとカタクレーサイトを伴う。深度 727.58m 付近では、みかけ角度約 65° のせん断面を含んでいる。このせん断面は湾曲した形状を示し、一部で砂混じり粘土状を呈している。せん断面の周辺には、変質が進んだ半固結の断層角礫が認められる。断層角礫の礫径は 2～10mm である。破碎帯は変質により、全体的に軟質となる。



4.1.4. NFD-1-S3 孔（サイドトラックボーリング）

NFD-1-S3 孔は、野島断層を対象としたサイドトラック孔（枝孔）である。NFD-1-S3 孔は、NFD-1 孔及び NFD-1-S2 孔を掘進完了後、これらのボーリング孔と重なることのないようにコントロールしながら、深度 500m から深度 555m までの区間を掘進し、コアを採取した。コア観察の結果、深度 532m 付近で断層破碎帯を確認した（図 4.1.4.1）。本破碎帯は、灰白色～赤褐色の弱破碎部を主体とし、所々で角度約 30° ～ 75° のせん断面を伴う。せん断面や割れ目沿いでは試料が変質し、コア全体が赤褐色を呈している。深度 532.39m では、暗灰色の断層ガウジを伴ったせん断面がみられ、周囲にカタクレーサイトや断層角礫も認められる。断層ガウジは半固結の粘土状を呈し、幅は約 30～40mm である。

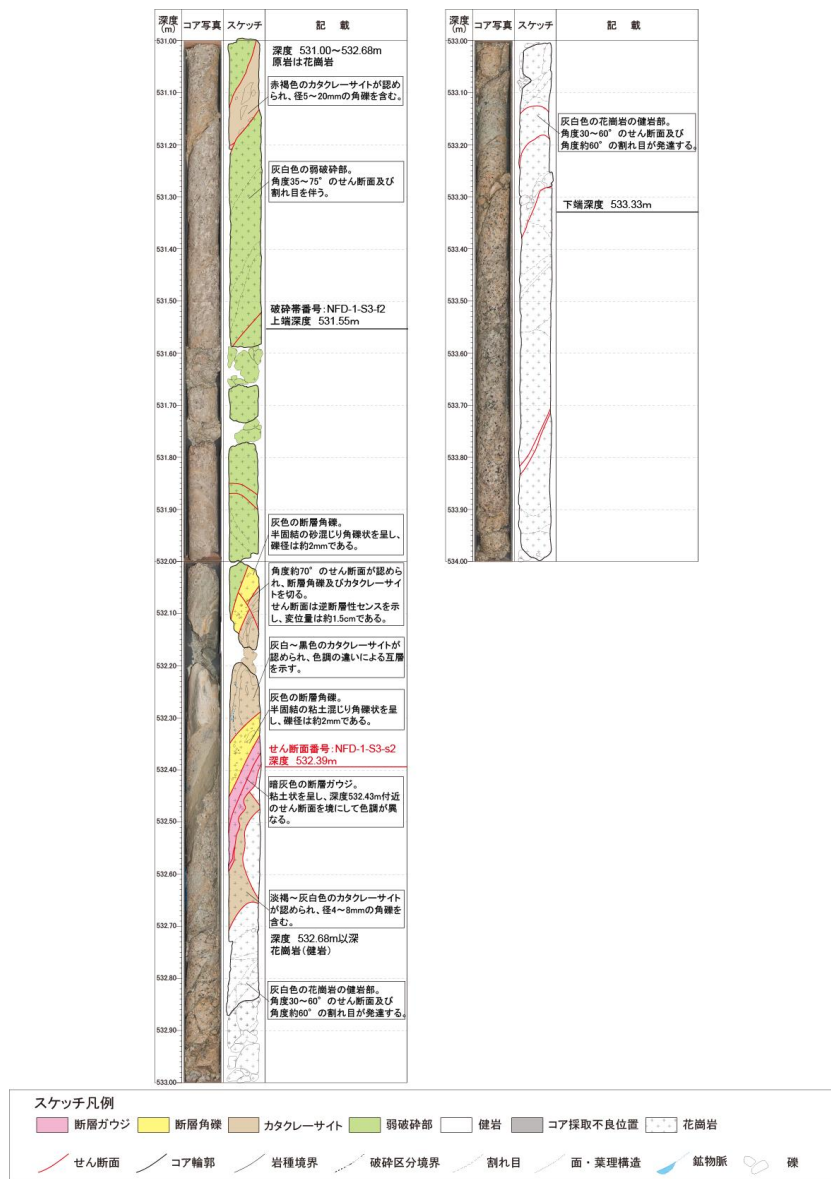


図 4.1.4.1 NFD-1-S3 孔 断層破碎帯観察結果

4.1.5. AFD-1 孔（深度 700m）

（1）調査地点

浅野断層周辺で実施された電気・電磁探査結果によれば、東方向に 70° 程度傾斜する低比抵抗帯が見られた。これは空隙率が高く水を含んだ断層破碎帯と考えられ、浅野断層と思われる。そのため、AFD-1 孔では、地表地震断層から南東に約 120m 離れた地点から鉛直掘削を行い、掘削深度 450～500m で到達すると見られる断層破碎帯物質試料の採取を試みた（図 4.1.5.1）。

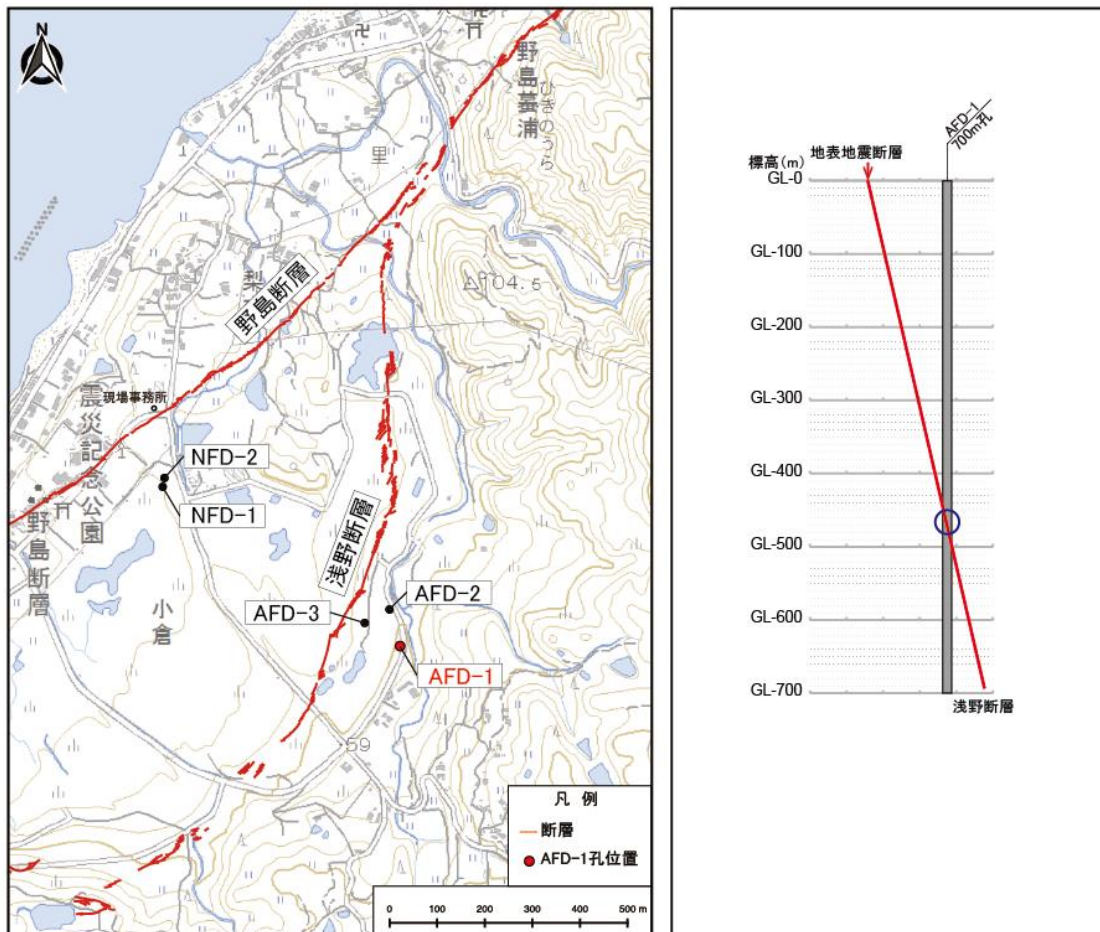


図 4.1.5.1 浅野断層 700 m 孔（AFD-1 孔）調査地点と断面図

（2）調査結果

AFD-1 孔の調査では、掘削深度 100～700m の区間でコア観察及び物理検層を実施した。観察の結果、5か所の断層破碎帯 (AFD-1-f1～AFD-1-f5) が認められた（図 4.1.5.2）。AFD-1 孔では、浅部で閃緑岩が卓越しているが、AFD-1-f3 (掘削深度 459.68～462.58m) の破碎帯を境にして、深部では花崗岩及び花崗閃緑岩が多く見られた。そのため、この AFD-1-f3 が浅野断層の主部である可能性が高い。



図 4.1.5.2 浅野断層 700 m 孔 (AFD-1 孔) 柱状図

本調査ではさらに、せん断面の観察も行った。断層破碎帯 AFD-1-f3 では、断層ガウジを伴うせん断面 AFD-1-s3 が確認された (図 4.1.5.3)。このせん断面の形状は湾曲するものの明瞭であり、断層角礫と断層ガウジとの境界に位置する。せん断面の上位には半固結の断層角礫が認められ、礫種は閃緑岩と石英脈からなり、礫径 5~12mm、基質は粘土状であった。せん断面の下位には未固結角礫混じり粘土状を呈する断層ガウジが認められる。断層ガウジの角度は 65~80°、幅 16~36mm と厚く、色調は灰色であ

った。断層ガウジ中には、せん断面沿い（幅約 10mm）に、葉片状構造がせん断面に対して低角度で斜交して 2~5mm 間隔で発達する。

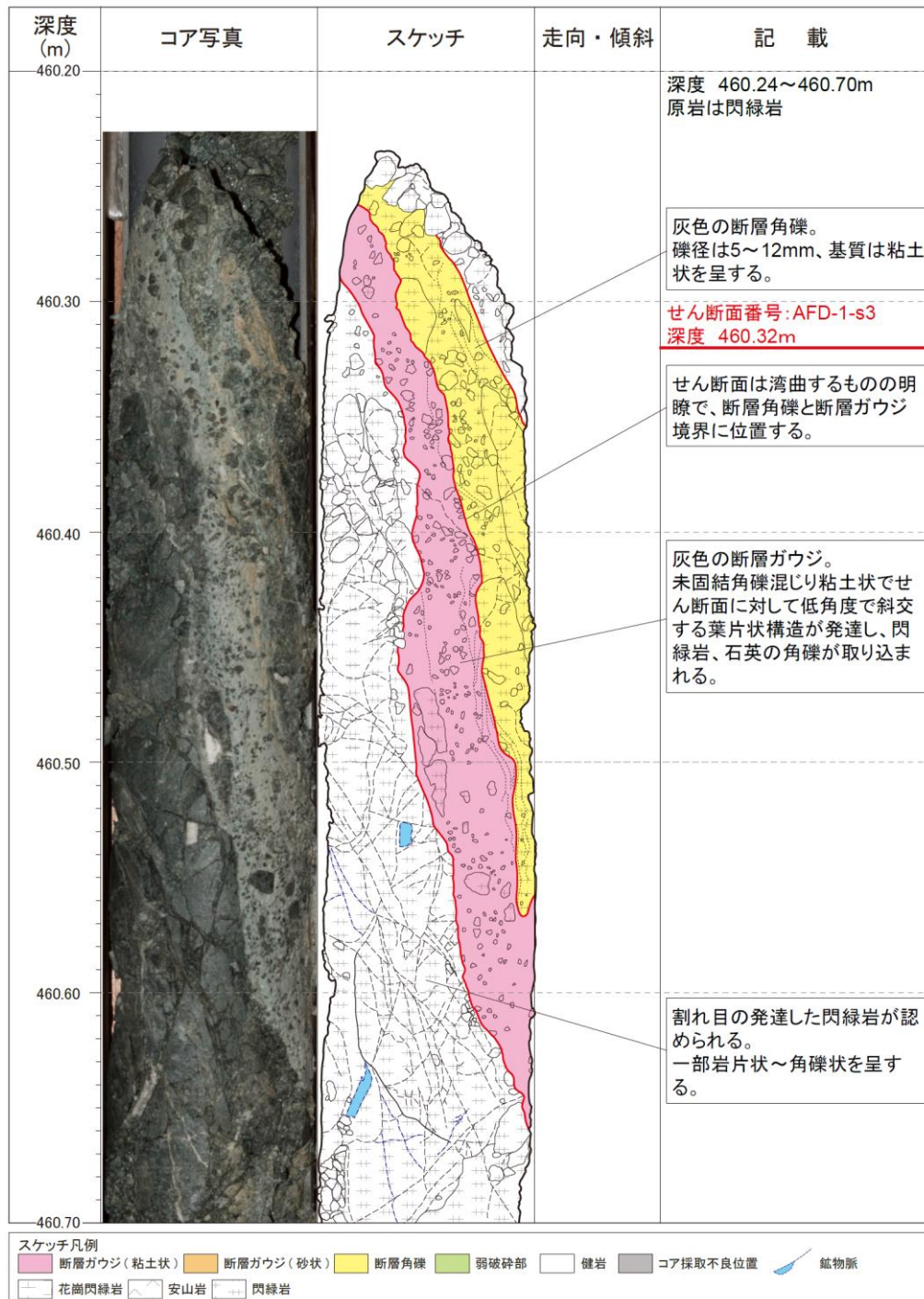


図 4.1.5.3 断層破砕帯 AFD-1-f3 セン断面 AFD-1-s3 観察結果

AFD-1 孔の調査では、深度 100~700m の区間で物理検層を実施した。図 4.1.5.4 に物理検層結果を示す。本孔では、孔径検層、温度検層、音波検層、密度検層、電気検層、方位傾斜測定及び孔壁観察を行った。以下に各検層について結果を示す。

1) 孔径検層

孔径は、100~700m の全深度に渡って 122~124mm の安定した値を示す。ただし深度 440~460m では、孔径が 130~140mm と周囲より大きな値を示す。この深度は、破碎帯 AFD-1-f3 を含む断層ガウジや、角礫状コアが認められる区間に対応する。

2) 温度検層

孔内の温度は、深度とともに増加し、局所的に高温または低温となる箇所は認められなかった。孔口（深度 0m）で約 17℃、孔底（深度 700m）で約 31℃であり、地温勾配は約 2℃/100m である。

3) 音波検層

弾性波速度は、100~700m の全深度について 3~5km/s の値を示す。この値は、閃緑岩、花崗岩の一般的な値と調和的である。値のバラつきは、亀裂や割れ目による影響が考えられる。大局的には 250m より浅部と 550m より深部で 3~5km/s の比較的高い速度を示す。250~550m の区間では、2~4km/s 程度と比較的低い速度を示す。特に深度 250m 付近で 2km/sec、300m 付近で 1.5km/s、460m 付近で 2km/sec、530~540m 付近で 2.2km/sec と顕著な破碎帯分布箇所では、おおむね低速度が検出されている。

4) 密度検層

密度検層は、深度 300~700m の区間で行った。岩盤の密度は、岩種の分布と良く対応し、閃緑岩の区間では概ね 2.6~2.8g/cm³ で値が細かく変化し、花崗岩と花崗閃緑岩の区間では、概ね 2.6g/cm³ の安定した値を示す。この値は、一般的な閃緑岩と花崗岩、花崗閃緑岩の値と整合的である。深度 320~340m、370~380m、400~410m、440~460m 及び 570~590m では、局所的に低い値を示す。これらの箇所はコアに割れ目が発達し、断層破碎帯や角礫状コアが認められる区間に対応している。

5) 電気検層

比抵抗値は、100~700m の全深度について数百~5,000Ω・m の値を示す。この値は、一般的な閃緑岩、花崗岩の値と整合的である。間隔が大きいチャンネルほど比抵抗の違いが強調されて認められる。深度 240~280m、300m、440~460m 及び 530~540m では、500Ω・m 以下の低い値を示す。各深度はそれぞれ破碎帯 AFD-1-f1、f2、f3、f4、f5 の周辺に相当する。

自然電位は、深度 100~300m までは 40mV、深度 300~550m では 80~90mV の値を安定して示し、深度 550m 以深では 70mV 程度から 60mV 程度へと深度とともに減少する。深度 300m で値が変わっているのは、日変動による影響と 2 回目

の測定前に挿入したケーシングの影響の両方によるものと考えられる。

自然ガンマ線は、岩種の分布と良く対応し、閃緑岩の分布する区間では 20~30API の値を示し、花崗閃緑岩の区間では 60~130API の高い値を示す。閃緑岩の区間中、局所的に高い値を示す箇所は花崗閃緑岩の貫入箇所に対応する。深度 240~250m では周囲より大きな値を示し、破碎帯 AFD-1-f1 の深度に対応する。

6) 方位傾斜測定

本孔の方位傾斜は、深度 160m 付近までは 60~70° (N60° ~70°) の方位に 0.5~1° の傾斜を示し、深度 160~200m では緩やかに方位を東方向 (N90°) に変え、深度 200m 以深は安定して東方向の方位を示す。傾斜は深度とともに緩やかに増加し、深度 450~580m では 1.2° で安定する。深度 580~630m では傾斜は 1.2° から 1.5° へと増加するが、630m 以深では安定して 1.5° 程度の傾斜を示す。以上の結果から、本孔は当初の計画とほぼ一致した孔跡で掘進されたことが確認された。

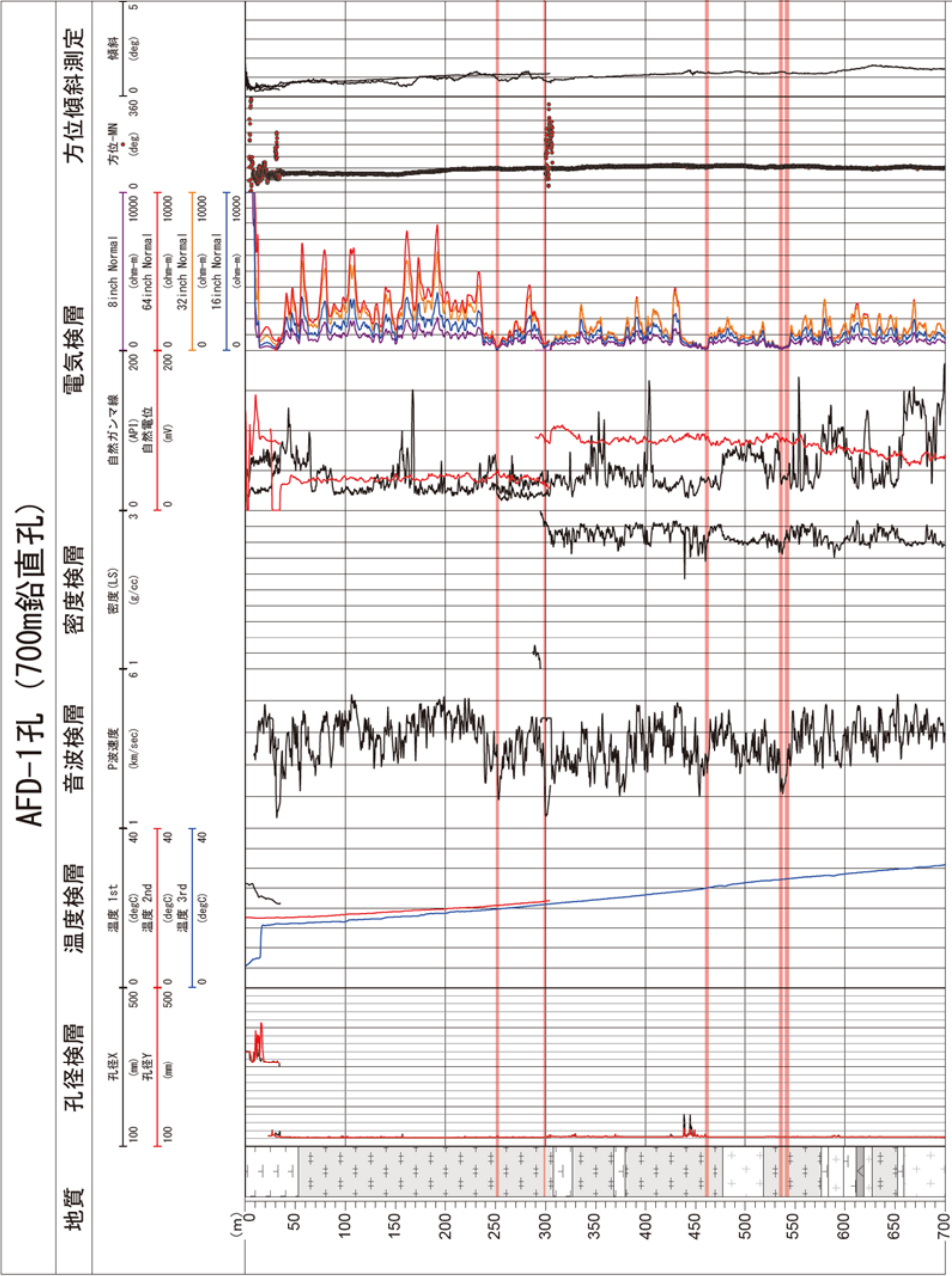


図 4.1.5.4 AFD-1 孔 物理検層結果

4.1.6. AFD-2 孔（深度 300m）

（1）調査地点

浅野断層周辺で実施された電気・電磁探査結果によれば、東方向に 70° 程度傾斜する低比抵抗帯が見られた。これは空隙率が高く水を含んだ断層破碎帯と考えられ、浅野断層と思われる。そのため、AFD-2 孔では斜め 65° の西傾斜で掘削を行い、掘削深度 100～200m の断層破碎帯物質試料の採取を試みた（図 4.1.6.1）。

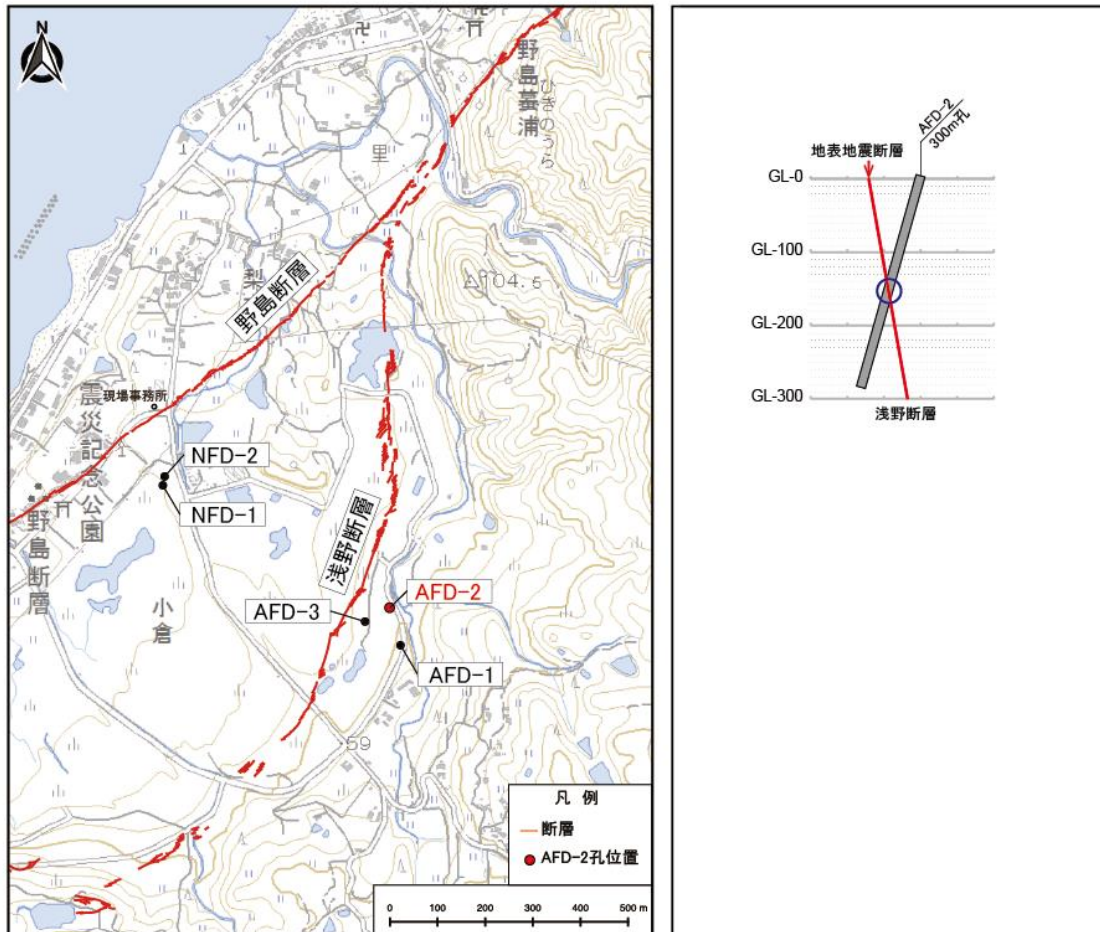


図 4.1.6.1 浅野断層 300 m 孔（AFD-2 孔）調査地点と断面図

（2）調査結果

AFD-2 孔の調査では、掘削深度 0～300m の区間でコア観察を実施し、掘削深度 100～300m の区間でボアホールカメラ観察を行った。観察の結果、7 か所の断層破碎帯 (fa-1～fa-7) が認められた（図 4.1.6.2）。これら 7 か所の断層破碎帯のうち、fa-3（掘削深度 162.07～165.45m）と fa-5（掘削深度 193.53～208.70m）については、破碎帯の幅が厚く、断層運動に伴ってできたせん断面が多く確認されたため、ボアホールカメラ観察による割れ目解析を行った。その結果、fa-3 については、低角度南傾斜（ $4\sim 21^{\circ}$ ）

S) のせん断面を多く含み、現在の浅野断層の姿勢と大きく異なることが分かった。一方、fa-5については、北西走向 (N14 W~N25° W) の高角度傾斜 (64 E~85 SW) のものが多く、現在の浅野断層と姿勢が良く似ていることが分かった。これらのことから、浅野断層の活動は少なくとも2つのステージに分類され、現在の浅野断層の姿勢と近い fa-5 の破碎帯が浅野断層の本体であると考えられ、低角傾斜の fa-3 はより古いステージで活動した断層破碎帯であると思われる。

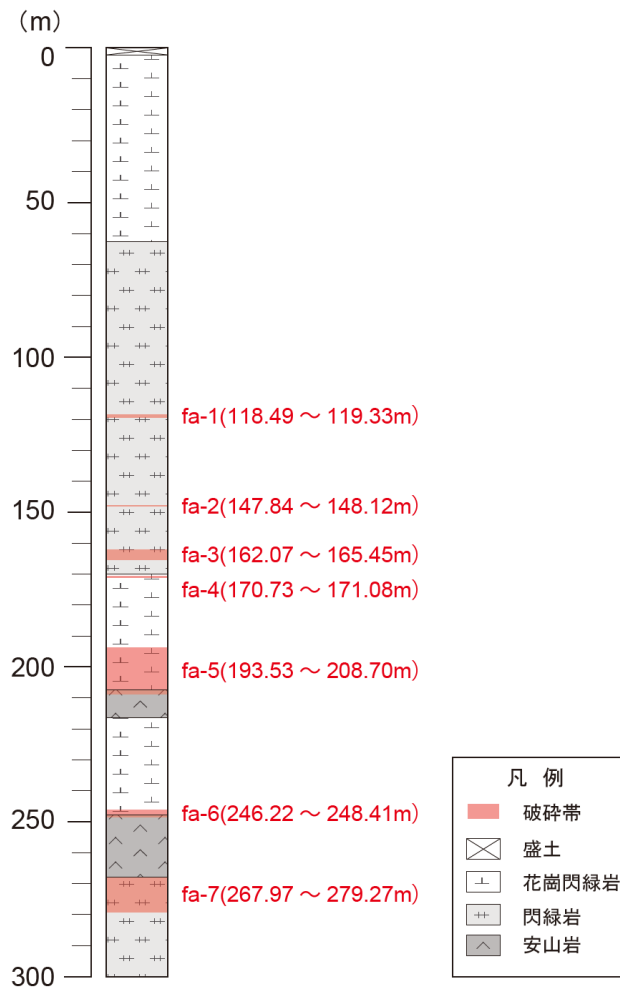


図 4.1.6.2 浅野断層 300 m 孔 (AFD-2 孔) 柱状図

本調査ではさらに、せん断面の観察も行った。断層破碎帯 fa-5 では、断層ガウジや断層角礫を含んだせん断面が 5 か所確認された。代表的なものを図 4.1.6.3 に示す。断層破碎帯 fa-5 で確認されたせん断面 sa-5③は、花崗閃緑岩の弱破碎部と安山岩を原岩とする断層角礫との境界に位置する。せん断面の形状はやや湾曲し、面上には条線が認められた。せん断面は幅 2~10mm で、未固結~半固結の粘土状を呈する断層ガウジを伴い、色調は暗黄灰色であった。断層ガウジ中には葉片状構造が発達し、せん断面に対して平行なものと低角度で斜交するものが認められた。せん断面の傾斜はや

や緩いものの、推定される現在の浅野断層の姿勢に近い。

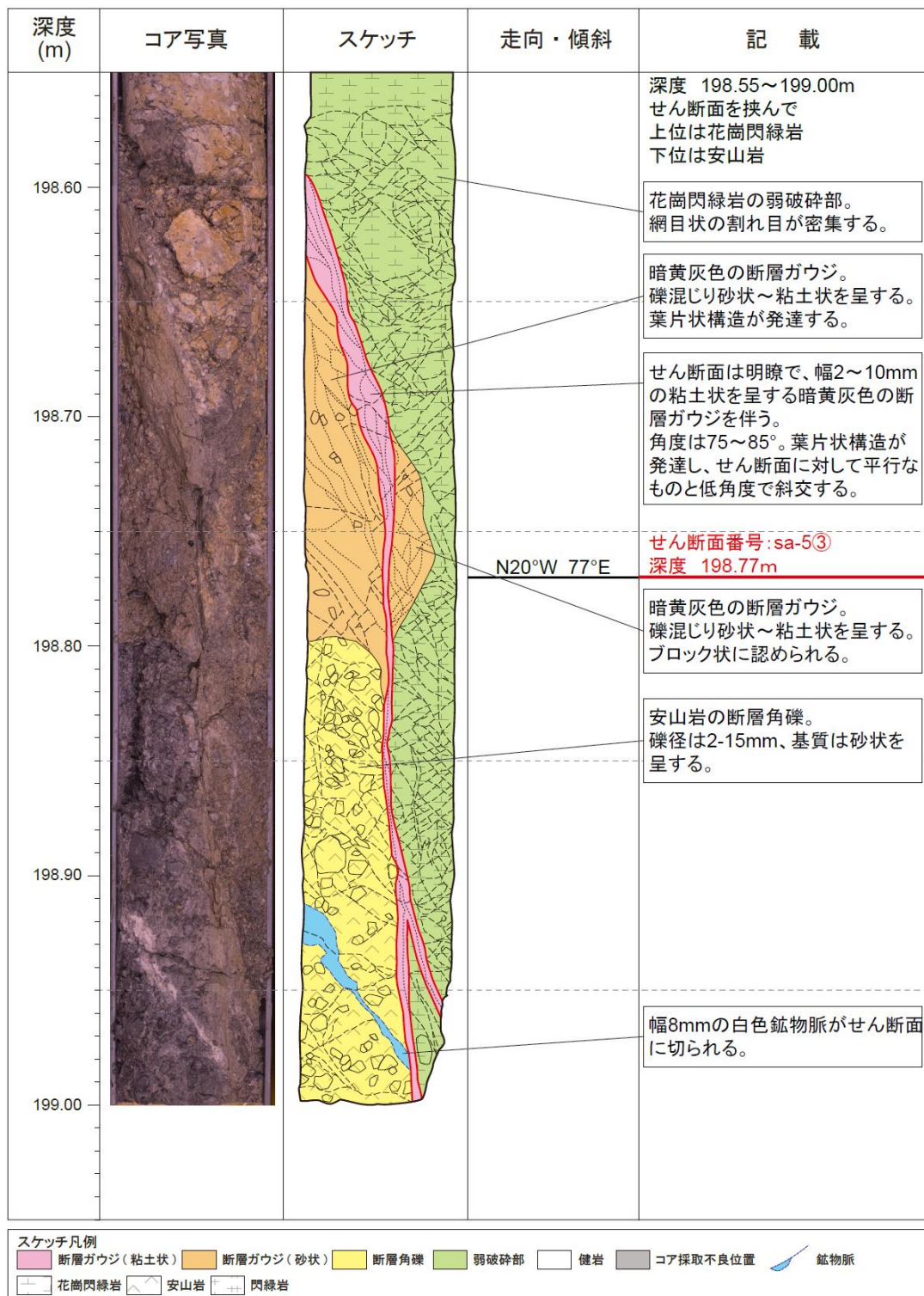


図 4.1.6.3 断層破碎帯 fa-5 セン断面 sa-5③観察結果

4.1.7. AFD-3 孔（深度 100m）

（1）調査地点

AFD-3 孔は、浅野断層の地表ラクチャーの走向に対して、ほぼ直交する $N65^{\circ} W$ (T.N.) 方向、鉛直から角度 45° 北西方向に掘進し、深度 60m 付近で浅野断層を確認することを目的として掘削した（図 4.1.7.1）。

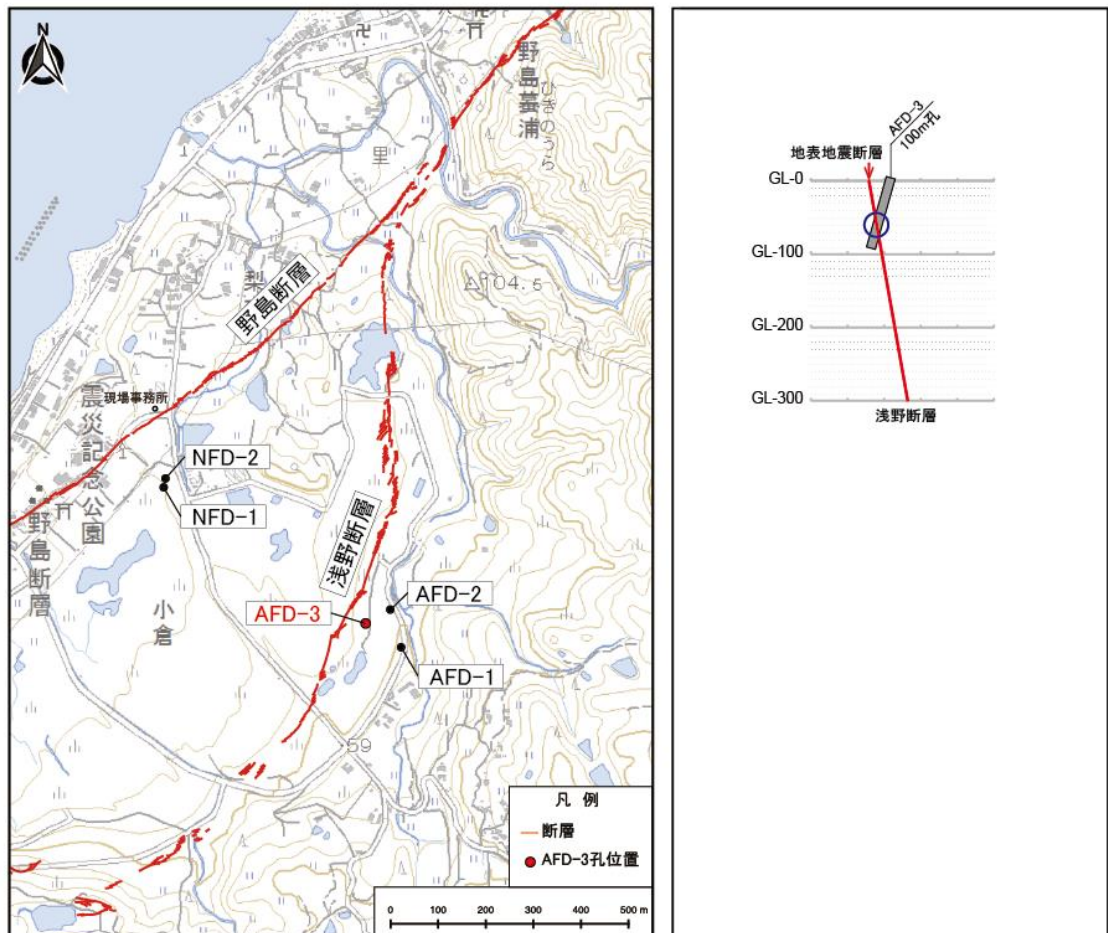


図 4.1.7.1 浅野断層 100 m 孔（AFD-3 孔）調査地点と断面図

（2）調査結果

AFD-3 孔は、花崗岩中心に構成され、花崗岩中には、深度 15.11～23.00m 間、および深度 32.46～47.73m 間において安山岩の貫入が見られた。コア観察及びボアホールカメラ観察からは、深度 63.89～79.13m において花崗閃緑岩を原岩とする断層破碎帯が認められた。本破碎帯からは、 $N36^{\circ} \sim 56^{\circ} E$ 、 $72 \sim 85^{\circ}$ 西傾斜と、 $N4^{\circ} W \sim N57^{\circ} E$ 、 $69 \sim 81^{\circ}$ 東傾斜のせん断面が確認された。この中で、深度 69.50m で観察されたせん断面は、20～30cm の幅を持つ断層ガウジと断層角礫を伴っていた（図 4.1.7.2）。これは、断層運動に関連したものと思われる。断層ガウジは灰白色で半固結の砂混じり粘

土状を呈し、せん断面と平行な葉片状構造を持つ。ガウジ内では、複数のせん断面が確認された。これらのせん断面は、ボアホールカメラ観察から、走向は $N45^{\circ} \sim 56^{\circ} E$ 、傾斜は $71 \sim 75^{\circ}$ 西傾斜と、ほぼ一様であった。断層角礫は安山岩を原岩とし、礫径は $2 \sim 10 \text{ mm}$ で半固結の砂混じり角礫状を呈している。

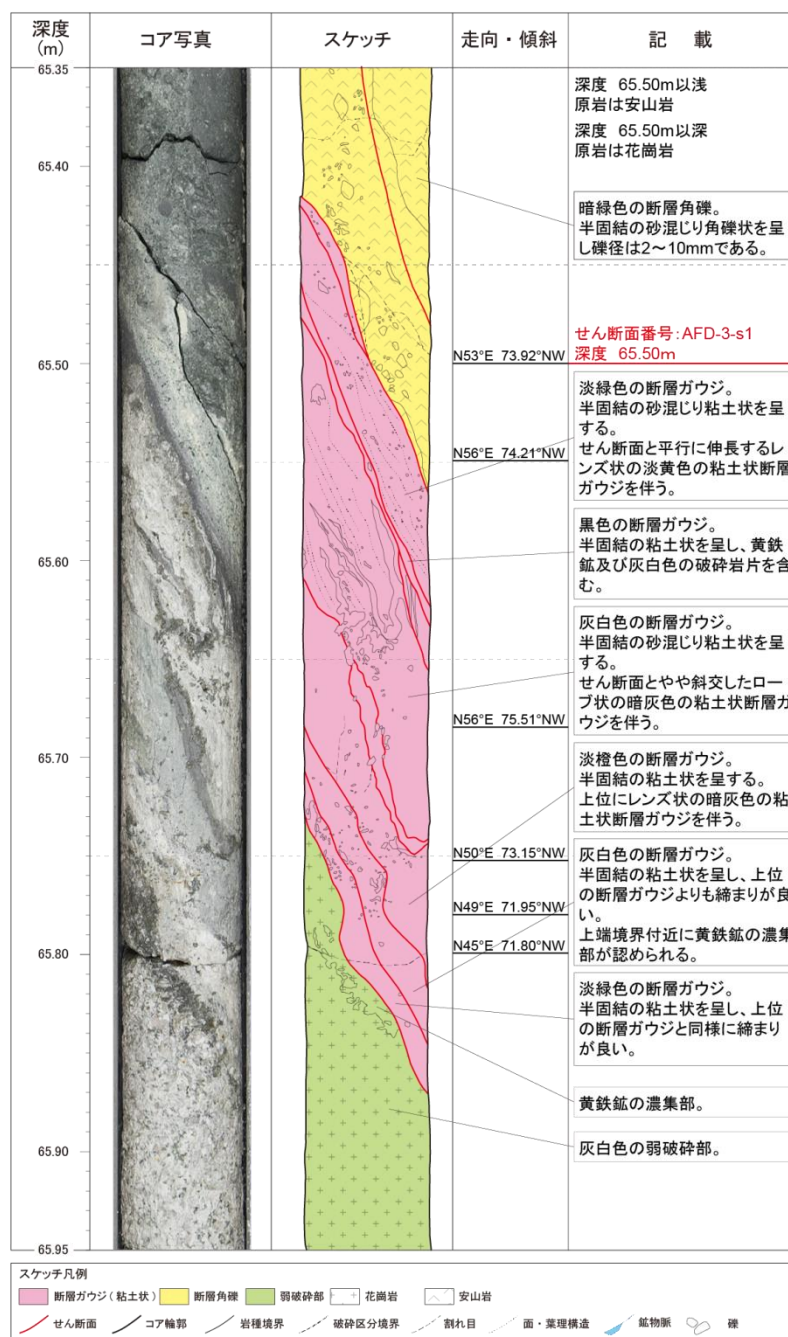


図 4.1.7.2 浅野断層 100 m 孔 (AFD-3 孔) 断層破碎帯 AFD-3-f1
せん断面 AFD-3-s1 観察結果

4. 2. 断層破砕帯の組織構造解析と地質構造の解析

4. 2. 1. 断層破砕帯の組織構造解析と地質構造の解析

(1) 背景と目的

本研究は、活断層と断層破砕帯構造の調査のため、断層岩の組織構造解析から断層破砕帯の形成過程を明らかにすることを目的とする。野島断層にて行われた深部ボーリング調査において、断層岩の試料採取とその組織観察を行った。ここでこれらの結果の概要を報告する。

(2) 実施内容

本研究では、(A) 装置の購入および整備、(B) 野外調査および岩石試料採取、(C) 断層岩の構造解析を実施した。各項目における詳細を以下に示す。

(A) 装置の購入および整備：

断層岩の構造解析のため、偏光顕微鏡、実体顕微鏡、FT-IR、赤外顕微鏡、走査型電子顕微鏡を新規購入し、京都大学に設置した。

(B) 野外調査および岩石試料採取：

本研究では、野島断層及び分岐断層である浅野断層において行われた計7つの深部ボーリング掘削調査において、延べ5日間の野外調査および断層岩の試料採取を行った。平成27年度ではAFD-2孔（深度300m）において採取された断層岩の採取・構造解析を行った。採取した岩石の一覧を図4.2.1.1.に示す。

AFD-2 採取試料一覧

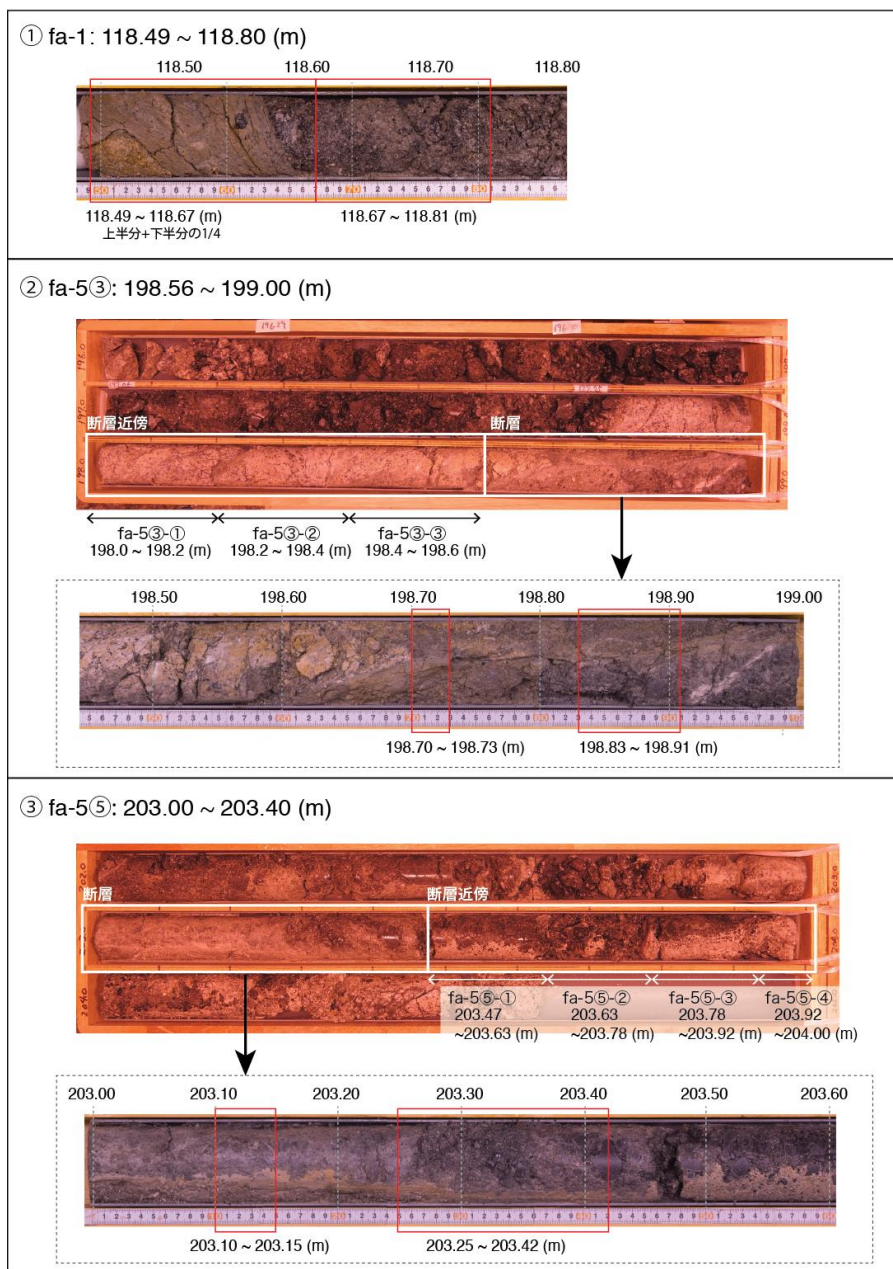


図 4.2.1.1. 野島断層深部ボーリング掘削 AFD-2 孔により得られた断層岩

(C) 断層岩の構造解析：

(B) において採取された断層岩試料について、X 線マイクロ CT スキャンを用いた非破壊分析を行った。

(3) 結果

野島断層深部ボーリング AFD-2 孔により得られた断層破碎帯のうち、fa-1（深度

118.49~118.80 m) 試料について、X線マイクロ CT スキャンを用いて非破壊構造解析を行い、最新活動面の認定を行った (図 4.2.1.2.)。

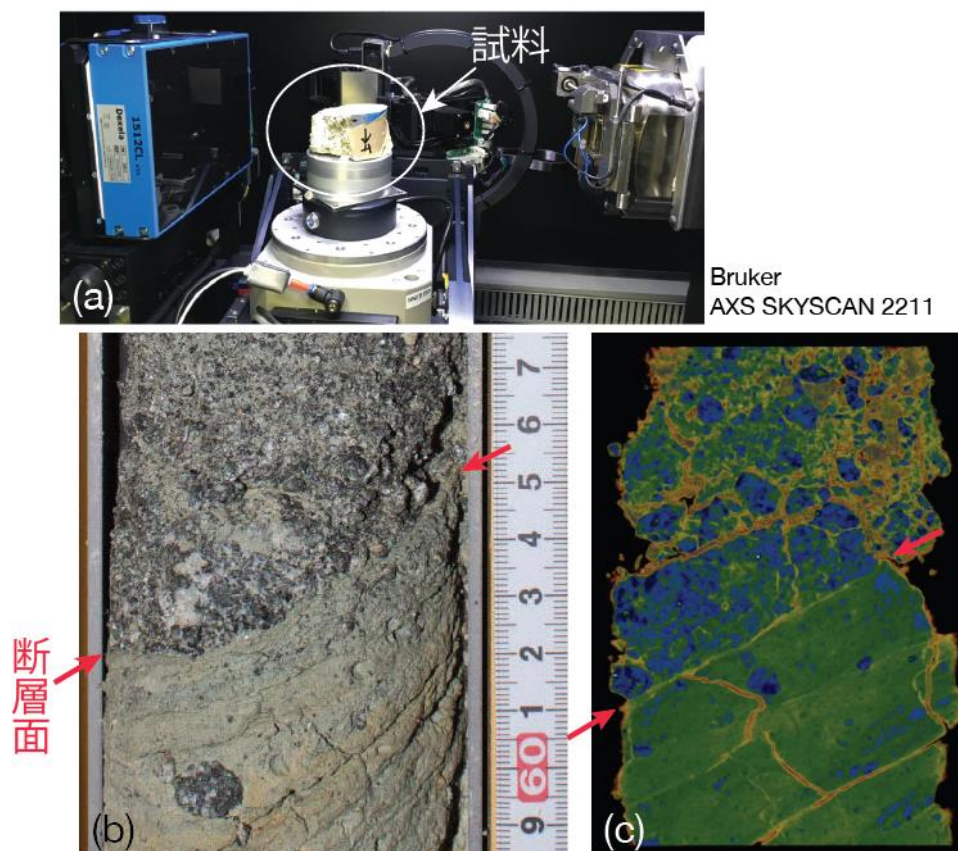


図 4.2.1.2. (a) X線マイクロ CT スキャン装置の内部。

(b) スキャンに用いたボーリングコア試料。

(c) (b) の X線マイクロ CT スキャン画像。試料番号： AFD-2_fa-1。

(4) まとめと今後の課題

断層破碎帯の深部ボーリング掘削により、野島断層、および浅野断層において、構造解析から断層の最新活動面が認定された。今後、断層活動性の評価法確立のために、年代測定結果と合わせ考察を行っていく予定である。

4. 2. 2. 断層破碎帯の微細構造解析

(1) 背景及び目的

活動層の断層内に発達する極微細組織構造は、断層面のすべり特性に応じた特徴をもつ可能性がある。また、断層活動時、直後、それから静穏期にかけて組織構造が変化するかどうか検証することは、活動時期の不明な活断層の実態解明に向けて一つの指針を与える可能性もある。そこで、本研究では、活断層の特に破碎の著しい断層ガウジについて、電子顕微鏡下で組織構造を解析することによって断層破碎帯の形成過程を明らかにすることを目的とした。

断層岩はミクロンスケール、あるいはサブミクロンスケールの超細粒物質で構成されており、その組織構造解析のために静岡大学では走査型電子顕微鏡 (Scanning Electron Microscope: SEM) に加えて、透過型電子顕微鏡 (Transmitted Electron Microscope: TEM) と微小領域分析装置 (Electron Probe Micro-Analyser: EPMA) を使用して解析する。

SEM では、電子線後方散乱回折分析 (Electron Back Scattered Diffraction: EBSD) によって断層構成物質の結晶方位を、電子線分散型 X 線分光器 (Energy Dispersive X-ray Spectroscopy: EDX または EDS) によって主要元素を調べることを目的とした。さらに透過菊池線回折分析 (Transparency Kikuch Diffraction: TKD) によってサブミクロンスケールの超微細構造を分析する方法を試行しようとした。

TEM では、ナノスケールの超微細組織構造を調べることによって、断層運動のナノスケールにおける圧砕作用の鉱物変形メカニズムを明らかにできる可能性がある。EPMA では、ミクロンスケールの断層構成物質の化学組成を定量的に調べることによって、断層運動に伴う元素移動を明らかにできる可能性がある。

(2) 実施内容

平成 28 年 10 月 2 日 (日) に野島断層の掘削サイト現場にて掘削コアを確認した (図 4.2.2.1)。掘削コアはトレンチ試料に比べて保存状態が良い。しかし、これらの掘削コアの分析については、脆弱な断層岩試料から分析用の薄片試料を準備することが課題として残された。断層ガウジの組織は変成岩やマイロナイト等の組織研究と比較すると甚だ後塵的な側面が否めない。その理由の一つとして、断層ガウジは粘土鉱物や粘土粒子が未固結且つ水を含んでいる為に、薄片や電子顕微鏡観察試料 (SEM, TEM) 作成が難しいからである。本研究では、静岡大学の実験室で断層岩を固定できる実験環境を整備する一方、断層岩固定について豊富な経験のある防災科学技術研究所の滝沢茂先生と共同研究として断層岩を固定した試料を提供してもらうことを検討した。



図 4.2.2.1. 掘削コアと断層破碎帯の部分。暗室のため詳細は観察されないが数 mm の幅をもつ。

5. 年代測定法の高精度化

5. 1. 概要

本プロジェクトでは、断層岩（または断層帯）そのものを直接年代測定するアプローチに焦点を当て、これまで試みられてきた方法と成果を総括すると共に、今後の方法論的展望を描くことを目指している。

断層岩の分析に基づく放射年代測定の基本は、断層運動の結果として母岩に残された物質科学的痕跡から、運動の時期に関する何らかの情報を解読することにある。これまで用いられて来た代表的な方法は、アプローチの違いから以下の 3 つに大別される（田上ほか，2010；Tagami, 2012）。

- ・断層運動による母岩の破碎と細粒化・粘土化：断層ガウジ中の自生粘土鉱物（イライト）を用いた K-Ar ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) 年代測定
- ・断層摩擦発熱等による母岩の加熱イベント：シュードタキライトに含まれるジルコンを用いたフィッシュントラック（FT）分析と（U-Th）/He 年代測定、断層ガウジに含まれる石英を用いた ESR・OSL・TL 法による年代測定
- ・断層運動に伴う地下水起源鉱物脈の形成：方解石等の鉱物脈の U/Th 法（アイオニウム法）及び U-Pb 法による年代測定

これらの年代測定に共通する要点は、(a) 断層運動による年代値のゼロリセット、(b) リセット後現在までの閉鎖系の維持、(c) 目的とする年代レンジと手法とのマッチングである。特に (a) と (b) に関連して鍵となる物理条件が、断層運動に関連した熱過程である。なぜなら、一般に、年代測定における閉鎖／開放系を支配する最も重要な要因は、放射壊変により鉱物中に形成される娘核種の拡散（散逸）速度であり、これは温度依存性が極めて高いからである。断層運動に関連した熱過程を要素分解すると、以下の 3 つに帰着できると考えられる。

（1）断層摩擦発熱による断層面近傍の岩石の急速な加熱

断層摩擦発熱は、地殻構成岩石の熱伝導率が低いことから、基本的には断層近傍に限られた現象である。例えば、通常のシュードタキライトの形成場であれば、母岩側の加熱帯の幅は、数ミリから数センチ程度であると推定される。また、発熱の期間も、通常地震発生時の断層運動継続時間から数秒程度であると推定されるので、比較的高温で短時間な熱過程である。ただし、断層面近傍に水が存在する場合には、Thermal pressurization 等に伴って、熱の発生・輸送様式に変化が生じることが想定される。

（2）断層帯における熱水の移流に伴う熱輸送と母岩の加熱

断層帯は地殻深部からの熱水の移流経路となっている可能性がある。もしも高温の流体が断層帯に沿って流れる場合、断層面周辺に熱異常帯を形成するであろう。その時空分布の評価は難しいが、鉱物脈の存在する領域などから判断すると、断層面から数 10m 程度の範囲に及ぶかもしれない。

（3）断層運動が垂直成分を伴う場合の広域的な加熱及び冷却

上記（1）（2）が断層帯に沿った局所的な熱現象であるのに対して、これは断層を挟む 2

つの岩盤の間での相対運動（の垂直成分）に由来する広域的な熱過程である。上部地殻は一般に 30°C/km 程度の地温勾配を持つため、地表面の浸食を伴う広域的な上昇があれば地殻深部の岩石は冷却される一方、広域的な沈降が埋没を伴うと岩石は温度上昇を被る。

本プロジェクトでは、これらの論点に基づき、野島断層に関連した共通の試料を持いて手法間比較を進めている。表 5.1.1.、表 5.1.2.に各手法の特性をまとめて示す。

表 5.1.1. 地球科学に広く用いられる年代測定法

方法	核種(親-娘)	壊変様式	半減期(年)	試料	年代範囲(年)
K-Ar法 (Ar/Ar法)	$^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$	電子捕獲	1.25×10^9	雲母、角閃石、カリ長石、火山岩	$> 10^4$
U,Th-Pb法	$^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$	壊変系列(α , β^-)	4.47×10^9	ジルコン、モナズ石	$> 10^6$
	$^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$	壊変系列(α , β^-)	7.04×10^8		
	$^{232}\text{Th} - ^{208}\text{Pb}$	壊変系列(α , β^-)	1.40×10^{10}		
U,Th-He法	$^{238}\text{U} - ^4\text{He}$ (x 8)	壊変系列(α , β^-)	4.47×10^9	アパタイト、ジルコン	$> 10^5$
	$^{235}\text{U} - ^4\text{He}$ (x 7)	壊変系列(α , β^-)	7.04×10^8		
	$^{232}\text{Th} - ^4\text{He}$ (x 6)	壊変系列(α , β^-)	1.40×10^{10}		
フィッショントラック法	^{238}U - 核分裂飛跡	自発核分裂	(4.47×10^9)	アパタイト、ジルコン	$> 10^6$
ESR法	^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K	α , β^- , γ 壊変	————	石英、長石	$< 10^6$
TL・OSL法	^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K	α , β^- , γ 壊変	————	石英、長石	$< 10^6$
U-Th法	$^{234}\text{U} - ^{230}\text{Th}$	α 壊変	2.48×10^5	炭酸塩(方解石等)	$< 5 \times 10^5$
^{14}C 法	^{14}C	β^- 壊変	5730	木片、貝殻、骨	$< 3 \times 10^4$

表 5.2.2. 地質学的時間スケールでの放射年代測定法の閉鎖温度
(Reiners et al., 2005 など)

<i>Method</i>	<i>Mineral</i>	<i>Closure temperature (°C)</i>
U-Pb	zircon	> 900
	monazite	~ 700
	apatite	~ 600?
40Ar/39Ar	hornblende	400–600
(K-Ar)	muscovite	300–350 (>400?)
	illite	~ 260? (formation ~ 150)
	K-feldspar	150–350
Fission-track	zircon	330–350
	apatite	90 – 120
(U-Th)/He	zircon	160–200
	apatite	50 – 80
OSL, TL, ESR	quartz	~ 40?
	K-feldspar	~ 40?

引用文献

- 田上高広・渡邊裕美子・板谷徹丸, 2010. 地震断層の年代学-最近の新展開と今後の展望-.
月刊地球, 32, 3-9.
- Tagami, T., 2012. Thermochronological investigation of fault zones. (Review article)
Tectonophys., 538-540, 67-85, doi:10.1016/j.tecto.2012.01.032.

5. 2. 年代測定法別による実施項目

5. 2. 1. ルミネッセンス (TL と OSL) 年代測定

断層の活動履歴の評価に TL 及び OSL 法の活用の可能性について TL 及び OSL 年代測定法の基本事項を検討し、利活用の見通しを得ることを目的とした。このため以下を実施した。

(1) ルミネッセンス年代測定を担当する金沢大学および北海道教育大学函館校の測定のための環境改善を行った。北海道教育大学函館校では鉱物分離室は窓側を完全遮光とし、出入り口も 2 重暗幕とし、光の遮断を完全に行えるようにした。また、OSL 測定室も同様の構造とし、光を遮断できる構造とした。OSL 新装置の開発を進めた。装置開発は過去に公表された北教大学函館校 OSL 装置をベースに、LED/IRSL 励起部、受光部に最新機器を組み込んだ。また、測定プログラムも測定設計ができる最新プログラムを開発した。金沢大学にはこの開発結果を組み込んだ新規ルミネッセンス測定装置を設置した。

(2) 暗室内での亀裂判定を行うための施設および判定方法、判定手順についての提案を行った。また、ボーリングコアの採取の際に留意すべき点について、ボーリングコア採取から OSL・TL 年代測定までの流れと現場暗室内の作業に関する事項に提案を行った。特に暗室内の光源がルミネッセンスシグナルに与える影響について評価した。

(3) 野島断層トレンチおよびボーリングコア、また近隣の基盤花崗岩から採取した試料を用いて、ルミネッセンス年代測定法が適用可能な試料であるか調査するために粒径、鉱物組み合わせ、石英分離法の吟味をおこなった。また得られた石英試料のルミネッセンスシグナルの特徴の調査も行った。OSL 分析では、光照射を受けた石英試料の OSL シグナルがどの程度まで減衰するかについて、試験的な実験を行ったところ、シグナルはまったく検出されなくなることが確認された。TL 分析では、TL シグナルの発光曲線を構成するルミネッセンスサイトの特長をおこない、BTL と UVTL で共通して約 200℃、約 270℃で発光するサイトが存在した。より高温で発光するサイトは BTL と UVTL でやや異なっていた。UVTL では概ね約 320℃、約 360℃、約 400℃の発光サイトが認められた。しかし断層近傍の試料から採取された石英では他の試料とは異なって熱ルミネッセンスサイトの認定ができなかった。

(4) OSL 測定を兵庫県淡路市小倉 AFD-2 ボーリング (深度 8m、103m、118.55m、118.59m) とトレンチサンプル (N 面) の 2 種類で進めた。このうち、AFD-2 ボーリングでは非破壊部と断層ガウジの比較を行うことを目的とした。SAR 法によって得られた蓄積線量 (De) は単純平均で、ガウジで $16.9 \pm 6.1 \text{ Gy}$ 、 $25.1 \pm 5.1 \text{ Gy}$ で、非破壊部で $20.5 \pm 4.7 \text{ Gy}$ 、 $27.8 \pm 6.4 \text{ Gy}$ であった。基盤花崗岩とガウジとの De に大きな差異は認められなかった。また、感度変化 (T6) は、前者で 0.76-0.96、後者で 1.01-1.11 であり、有意な差が認められた。

SAR 法における感度変化 (T6) は加熱温度に影響される性質を持つ。これを利用して野島断層トレンチのガウジの熱影響を評価するために、基盤花崗岩石英を用いて加熱実験を行った。加熱温度は断層の到達温度を仮想して 120℃から 360℃ (40 秒) に設定した。その結果、未加熱 (20℃) の場合、蓄積線量 (De) は 48Gy 程度であるが、加熱温度の上昇とともに De は減少し、320℃以上ではほぼリセットされた。また、その際の感度変化 (T6) は、

未加熱（20℃）～180℃まで平均 0.85 程度で変化しないが、180℃以上ではほぼ直線的に上昇し、360℃で 1.6 に到達した。この加熱実験結果は T6 から石英の到達温度推定ができることを示す。この結果をトレンチのガウジ試料に適用したところ、T6 平均値は 1.18 ± 0.28 を示したので、断層到達温度は約 250℃と推定された。この温度はガウジ石英が不完全 OSL リセットであることを示す。

この結果に基づいて、トレンチの断層ガウジ及び基盤花崗岩角礫の OSL 測定を行った。野島断層トレンチの OSL 蓄積線量（De）測定から、次の点が明らかになった。断層ガウジ（NB3A～G）の平均 De は、 $13.6 \pm 6.5 \text{ Gy}$ と $3.9 \pm 1.9 \text{ Gy}$ の 2 集団に区分された。同様にガウジ接触花崗岩角礫帯（NB3Gr）についても $10.2 \pm 1.2 \text{ Gy}$ と $3.2 \pm 0.5 \text{ Gy}$ に区分された。両試料で共通した傾向が明瞭で、3.2-3.9Gy の小 De 値を示す集団は部分的な熱的影響を受け、天然 OSL シグナルの減少を生じている可能性がある。一方、基盤花崗岩（N1、5、7）の De 値は 26.7-44.2Gy の範囲にあり、ガウジより高い値を示す。しかし、年間線量から計算される OSL 年代は期待される年代より全体にきわめて若い値を示す。

（5）TL 測定を、野島断層トレンチから採取した断層からの距離が異なる複数の試料で行った。基盤の花崗岩から採取した石英も比較対象として分析した。それぞれの試料のテスト線量による発光曲線の変化がなかったため感度変化は無視できる程度であった。天然蓄積線量による発光曲線は再現照射による人工放射線由来の発光曲線と大きく異なっていた。それぞれの発光曲線をルミネッセンスサイトに対応するようピーク分離を施し、200℃、270℃、320℃、360℃、400℃の各成分による蓄積線量を求めたところ、どの試料でも 200℃にピークを持つシグナルによる蓄積線量が最小となった。またどのシグナルも断層ガウジから分離した試料が最も小さい蓄積線量を示した。しかしこれらの値の最小のものでも OSL で求められた 3.2-3.9Gy の小 De 値より高い値であった。TL 測定で得られる蓄積線量の限界値の問題があると考えられる。

（6）室内摩擦実験班が摩擦実験を行った試料の OSL 測定を行った。結果の詳細については 6.2.2. に記載する。

以上のことから、今後さらに基礎実験をすすめ、次の点を検討する必要がある。著しい飽和状態にある OSL トラップにおける電子の保存状態の検討、加熱を施した場合の OSL トラップに電子を保存する能力を獲得過程の検討、摩擦・破壊が熱ルミネッセンスサイトに与える影響の吟味などである。今回進めた加熱実験においても、感度変化による石英の到達温度推定が有効であることが示された。この結果に基づけば、感度変化から完全リセットしたサンプルだけを用いて、OSL 年代測定を行えば断層活動年代を評価できる可能性がある。事例研究を増やすことが必要である。

5. 2. 2. ESR 年代測定

(1) はしがき

2000 年鳥取県西部地震 (M7.3)、2004 年新潟県中越地震 (M6.8)、2008 年岩手・宮城内陸地震 (M7.2) など、近年、地震発生前には活断層として認定されていなかった断層や活動履歴が不明な地質断層の活動による巨大地震が頻発している。2011 年 3 月 11 日に未曾有の地震・津波被害をもたらした東北地方太平洋沖地震 (M9.0) の 1 カ月後 (4 月 11 日) に発生した福島県浜通りの地震 (M7.0) もその一つであり、地震に伴い出現した塩ノ平断層 (福島県いわき市) は、活断層である井戸沢断層から数 km 離れてほぼ平行に分布しているが、地震発生前には活断層として認定されていなかった (活断層研究会編, 1991; 中田・今泉編, 2002)。このように、変動地形が不明瞭であることや年代測定可能な上載地層が欠如していることが原因で未認定になっている活断層は日本列島上に無数に存在すると考えられ、未認定活断層の活動性を如何に評価するかが大きな課題となっている。特に高レベル放射性廃棄物の地層処分では地下深部における長期安定性を考慮しなければならない、活動間隔の長い活断層や地表まで到達していない活断層についても活動性を評価する必要がある。

これまで実施されてきた断層活動性評価では、変動地形による断層活動度の推定に加えて、上載地層や断層母岩に含まれる有機物試料の¹⁴C年代値から活動時期や活動間隔を見積もる、いわゆる「上載地層法」が主に適用されてきた。しかし、上載地層や断層母岩中に年代測定可能な有機物試料が含まれていない場合や有機物試料の年代が¹⁴C年代測定法の上限である約6万年を超える場合には、上載地層法は適用不能で活動性評価を行うことはできない。仮に適用可能な有機物試料が採取されたとしても、現生の植物や微生物、地表水による汚染 (contamination) によって、実際の年代よりもずっと若い年代値が得られる場合もしばしば起こり得る。また、原子力発電所のように上載地層が既に剥ぎ取られている建物の直下に存在する断層の活動性評価を行うには、断層作用により生成される断層岩を用いる以外に手段がない。断層岩の年代から断層活動性評価を行う手法の一つとして、ESR (電子スピン共鳴) 年代測定法がある (Fukuchi, 1992; 福地, 2004; 福地, 2010)。

(2) 目的

ESR法では、断層岩中に含まれるESR信号が断層摩擦熱によりリセットされることを前提として断層活動年代 (特に最新活動年代) を求める。また、断層作用により新たに生成される鉱物 (粘土鉱物) のESR年代から断層活動年代を求めることも可能であるが、最新断層活動時に新たな鉱物が生成されるとは限らないので、新たに生成された鉱物から最新活動年代を求める場合には断層摩擦熱によるリセットが実現したかどうかを判定しなければならない。ESR法の主な問題点としては、ESR信号が完全にリセットされない場合には実際の活動年代よりも古い年代値が出てしまう点と閉鎖系が成り立たないので年間線量率 (一年間の被曝線量) を見積もる際の不確実性が高い点が挙げられる。後者については、想定される全ての誤差を見積もる以外に手立てはないが、年代値が若いほど誤差自体も小さくなるので、後期更新世以降の若いESR年代値が得られる場合には活動性評価に十分利用できる。前

者については、ボーリング掘削により地下深部から試料を採取することで解決できると考えられるが、コストが掛かり過ぎるのが難点であり、ESR信号の完全リセットが実現する深度を今後明らかにする必要がある。1995年兵庫県南部地震を契機に開始した「野島断層解剖計画」で掘削採取された500m掘削コア試料では、深度約390mに位置する断層面沿いで熱的に不安定な石英Al中心や安定なモンモリロナイト（Mo）四重信号が大きく減衰していることが確認された（Fukuchi & Imai, 2001）。また、台湾チェルンブ断層深部掘削計画（TCDP）で掘削されたHole Bの1136m掘削コア試料では、Mo四重信号が完全にリセットされていることが確認されている（福地，2010）。

本研究プロジェクトである野島断層深部ボーリング調査における目的の一つは、地下深部から採取された断層岩試料中のESR信号が完全にリセットされている深度を明らかにすると共に、ESR法の有効性を検証することにある。ESR信号が完全にリセットする深度が比較的浅ければ、ボーリング掘削に掛かるコストを低く抑えることができるので、日本全国に無数に分布する未認定活断層の活動性評価に適用し易くなる。

（３）実施内容

平成 27 年度は、深部掘削コア試料を用いた検証実験を行う前に、1995 年兵庫県南部地震（M7.3）を引き起こした野島断層の分岐断層である浅野断層の小倉トレンチから採取された新鮮な断層岩試料（平成 27 年 12 月 26 日～27 日採取）を使用し、地表付近で採取された断層岩試料を用いた場合に ESR 法による断層活動性評価がどの程度まで可能であるかを検討した。平成 28 年度は、浅野断層 300m 掘削ボーリング（AFD-2 孔）コア試料を使用して、地下深部から採取された断層岩の熱履歴のチェック及び断層岩から検出される ESR 信号のリセット状態の判定を行った。ESR 解析に使用した断層岩試料は、AFD-2 孔コア試料中に発達する破砕帯 fa-1 及び fa-5③、fa-5⑤から採取した（平成 28 年 10 月 1 日～3 日採取）。

（４）考察及びまとめ

今回、浅野断層小倉トレンチで採取された断層ガウジ試料を未調整のまま用いて ESR 年代測定を実施した結果、断層摩擦熱による ESR 信号のリセットは確認できなかったが、最新断層活動としては $1.0 \pm 0.2 \text{ Ma}$ 以降という ESR 年代値が得られた。年代値としては幾分古い値ではあるが、浅野断層が更新世以降に活動した活断層であることが示され、ESR 法が活断層の認定に有効であることが示された。古い年代値が得られた原因としては、淡路島が現在沈降地帯（沈降速度 $1.5 \sim 3.0 \text{ mm/y}$ ）であることが影響していると考えられる。従って、淡路島周辺地域において地表露頭から採取された断層岩試料を用いて断層活動性評価を行う場合、100 万年という年代値が一つの指標となり得る。

浅野断層 300m 掘削ボーリング（AFD-2 孔）コア試料中の破砕帯から採取したガウジ試料を未調整のまま用いて ESR 解析を実施した結果、いずれのコア試料でも断層摩擦熱による ESR 信号のリセットは確認できなかったが、断層摩擦熱により生成されたと見られる弱い FMR 信号が検出された。最新断層活動により形成されたと推定されるガウジ試料を用いた

ESR 年代測定の結果では、全体的に第四紀を超える古い年代値が得られ、過去に断層摩擦熱によるリセットを経験していない ESR 信号の飽和が原因であると考えられる。AFD-2 孔 fa-5③破砕帯の最新断層活動面上のガウジ試料からは、熱的安定性が最も低い石英 Al 中心（全体）から $0.60 \pm 0.21 \text{ Ma}$ という最新活動年代が得られ、fa-5③破砕帯が活断層であることが示唆されたが、熱水による影響も完全には排除できないので、石英 Al 中心を単独で使用する場合には注意が必要である。

一方、浅野断層小倉トレンチから採取した断層ガウジを用いて、dry 及び wet 条件下で摩擦試験を実施した結果、浅野断層ガウジの ESR 信号がリセットされる時には FMR 信号の著しい増大が起こっている可能性が高いことが判明した。また、浅野断層 300m 掘削コア fa-5③及び⑤破砕帯のガウジ試料からは、wet 条件下の円周部と同様の FMR 信号が検出され、浅野断層は wet 条件下で断層摩擦熱が上昇した可能性が示唆される。

（５）今後の課題

今後は、浅野断層小倉トレンチで採取された最新断層活動で形成されたガウジ試料以外の断層ガウジの ESR 年代測定を実施し、過去の断層活動で生成した断層ガウジから得られる ESR 年代値についても ESR 法の原理が成立しているかどうかの検討を行う必要がある。また、試料調整を行った断層ガウジ試料から得られる ESR 年代値との比較検討を行い、ボーリングコアという非常に限られた量の試料しか利用できない場合、ガウジ試料を未調整のまま用いた時にどれ位の精度で断層活動年代を求めることが可能なかを明らかにすることも重要である。さらに、本研究プロジェクトの主題でもある、野島断層深部掘削ボーリングコア試料を用いて ESR 信号が完全にリセットする深度を特定すると共に、ESR 信号のリセット状態を判定する指標として、摩擦実験では適用可能性が示された FMR 信号が、実際に有効であるかどうかを検証する必要がある。

引用文献

- T. Fukuchi （1992） ESR studies for absolute dating of fault movements. *Journal of the Geological Society, London*, Vol.149, p.265-272.
- T. Fukuchi & N. Imai （2001） ESR and ICP analyses of the DPRI 500m drilling core samples penetrating through the Nojima fault, Japan. *The Island Arc*, Vol.10, p.465-478.
- 福地龍郎（2004）ESR 法による断層活動年代測定—その原理と実践．深田研ライブラリー No.63, 45p.
- 福地龍郎（2010）ESR 法による地震断層の絶対年代測定—その原理と適用限界—．地震断層の年代学—最近の新展開と今後の展望，月刊地球, Vol.32, No.1, p.16-23.
- 活断層研究会編（1991）新編日本の活断層．東京大学出版会，437pp.
- 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，60p.

5. 2. 3. K-Ar 法による年代測定

(1) 目的

本年代測定の第一の目的は粘土鉱物、特に自生イライトを用いて、(1) 野島断層 (2) 有馬 - 高槻構造線内での活断層の初期活動の時期を測定することである。

(2) 背景と研究手法

ネオテクトニクスの過程に関連した脆性断層と地表付近での変形は、自生でかつ新生の粘土鉱物形成に関わっている。それら粘土鉱物の年代は、断層領域における流体源と地殻の給排水システムの地球化学的なフィンガープリンティング法と共同して測定される。活断層及びその流体を地球化学的に、さらには同位体年代測定を用いて分析することで、断層滑りや地震核形成過程の時期を測定することができる。脆性変形は見かけ上混雑な様相で地球地殻内に断層を伴って多く認められる。脆性変形史やサイスモテクトニクスにおける関連性を細かく解明することは困難である。それぞれの断層面における変位が、同位体を用いた年代測定法や追跡法によって断層活動史における定量的な情報を得る機会を与えてくれる、破碎岩片や粘土鉱物から構成される断層ガウジを形成する。主な狙いは、新たに結晶化された自生イライトの頑強な同位体記憶を調べることである。なぜなら、その結晶構造にこそカリウムが含まれており、結果、アルゴンによる年代測定が可能となるからである。

(3) 設備の設置

このプロジェクトを契機に京都大学ではナノサイズ粒子レベルの粘土分離を可能とする装置が設置された。自生イライトを含む脆性断層帯の信頼性の高い年代測定法のためには、特別な試料準備方法と解析手法が必要である。これらの基礎的な試料準備段階は、同位体年代測定法に先立つ適切な粘土鉱物片を得るため、そして汚染相の混入を避けるために重要である。連続フロー遠心分離機による新しい分離手法によって、脆性断層過程に対する粘土鉱物を用いた信頼できる同位体年代測定法や年代測定のために、汚染されていない粘土鉱物のナノ粒子 ($<0.02\mu\text{m}$) を分離することができる。プロジェクトはクライオスタット試料の粉末化と連続フロー遠心分離機を含む新しい技術を適用した粘土鉱物のナノ粒子を分離する装置と解析する装置を設置する段階にある。同位体年代測定法の前に、適切で信頼できる自生粘土鉱物を選択するためには、(1) 断層試料の粉末化、(2) ナノ粒子サイズの粘土鉱物の分離、(3) 粘土鉱物ナノ粒子の同定そして(4) 粘土鉱物の大きさの測定といった解析手法が必要であるため、これは非常に時間の要する作業である。

(4) 実施内容

野島断層トレンチでは 26 試料が、そして有馬断層トレンチでは 17 試料をそれぞれ採集できた。全ての試料は小片を二次電子顕微鏡 (SEM : secondary electron microscopy) で記載岩石的に観察した。試料はさらに、京都大学に新たに設けられた装置を用いて、細かく砕かれ、粘土鉱物は粉末化された。SEM 観察により、断層ガウジ帯中のイライト晶子は強

い選択配向と規則的な自形の境界を示すことがわかった。イライトラスあるいはイライト板の六角形とプリズムの形状は、断層内部でイライトが新たに結晶化したことを示唆している。碎屑性イライトに認められるより不規則な外形あるいは散光する外形とは対照的に、自形粒子の外形は自生イライトや続成作用で形成したイライトに典型的なものである。断層活動と同時あるいはその後に起こる、高度変成岩あるいは花崗岩質な原岩の後退的な加水作用の間、イライトの形状は新たな結晶の成長によって断層ガウジの発達とともに保存されていた。試料の XRD 解析から、分離した小片中の主要鉱物相はイライト（主に 1M）、石英、カオリナイトとスメクタイト／モンモリロナイトであることがわかった。イライトは 0.1 μm 未満と 0.4 μm グループ内で卓越していた。結果から、ほとんどの小片中に断層の初期活動の時期を測定するために適切な、自生の 1M イライトが多様な量含まれていることがわかった。

（５） 今後の計画

今後の計画を以下に示す。

- 野島トレンチ試料における 0.1 μm 未満、0.4 μm 未満、2 μm 未満、2-6 μm 、6-10 μm の範囲での粒子の追加分離。
- 透過電子顕微鏡（TEM: transmission electron microscopy）や SEM、XRD を用いた粘土鉱物の追加解析。
- 野島断層試料のうち、断層ガウジの小片 30 試料と母岩 5 試料の K-Ar 年代測定。試料は後のボーリングにて採集予定である。

5. 2. 4. フィッシュントラック法及び (U-Th) /He 法による年代測定

地殻浅部試料を用いて断層の活動度評価を行う観点から、アパタイトとジルコンを用いて FT 分析と (U-Th) /He 年代測定を進めた。特に、若い試料でも一般に高精度の年代測定が可能な (U-Th) /He 法にまず焦点を当て、分析のための試料の準備等を行った。

これまでに、野島断層の小倉トレンチにおいて採取した試料から、まず 10 試料を選び出し鉱物分離を終えることができた。その結果、すべての試料からアパタイトとジルコンが抽出されたが、含有量には試料間で有意な差が見られた。ジルコンは、断層からの距離に関わらず含有量が比較的多かったが、アパタイトの含有量は試料間でより大きく変化し、特に断層面近傍では比較的小さいことがわかった。

(U-Th) /He 年代測定の結果を、表 5.2.4.1、表 5.2.4.2 に示す。ジルコンについては、NFT1-S7b と NFT1-S8 は分析に適した結晶が存在しなかったが、他の 8 試料からは良質なデータがえられた。表 5.2.4.1 に示す通り、100Ma を超える古い見かけ年代を示す 2 粒子を除くと、55-96Ma の単結晶年代が得られた。これらは当該地域の既存の熱年代値（たとえば、ジルコン FT 年代など）と明瞭な矛盾は示さない。また、断層近傍で期待される年代値の若返りも見られず、断層面から 1cm の距離で採取された NFT1-N8 においても単結晶年代は 62-71Ma であった。

一方、アパタイトの年代値は 6 試料より得られたが、全体として試料ごとの再現性が悪く、同じ試料のジルコンの年代よりも古い場合もあり、信頼できるデータは得られなかった。これらは、他地域の先行研究において報告されている、ウランやトリウムに富む包有物の影響などに起因すると考えられる。

表 5.2.4.3、表 5.2.4.4 に FT 年代測定の結果を示す。ジルコン、アパタイト共に全 10 試料から年代測定結果が得られた。ジルコンは 67-85Ma、アパタイトは 44-74Ma の年代を示した。共に、断層近傍で期待される年代値の若返りは見られなかった。断層面から 1cm の距離で採取された NFT1-N8 と NFT1-S8 においても、単結晶年代の平均値はそれぞれ、74Ma (アパタイト) 73Ma (ジルコン)、および 54Ma (アパタイト) 78Ma (ジルコン) であった。

今後、以下の研究を行う必要がある：

- ・ 野島断層のボーリングコアからの試料採取と鉱物分離
- ・ アパタイトとジルコンが分離できれば、FT 分析と (U,Th) /He 年代測定
- ・ 短時間加熱装置を用いた、アパタイト、ジルコンなどの加熱実験と年代分析

これらの結果に基づいた、断層の熱過程と年代測定に関する FT 法と (U,Th) /He 法の汎用性／適用範囲等の検証

表 5.2.4.1. 野島断層小倉トレンチで採取されたジルコン粒子の (U-Th) /He 年代測定結果

Sample	Lab. No.	He#	⁴ He (ncc)	Mass (mg)	^a F _T	U ppm	Th ppm	Th/U ratio	^b [eU] ppm	Corrected age (Ma)	Error (±1σ)	Grain length (μm)	Grain half width (μm)	^c Crystal morphology
NFT1-N1	14320	45956	34.039	0.0056	0.77	638.9	311.4	0.49	712.1	69.9	4.3	209.9	45.8	2T
NFT1-N1	14321	45959	22.016	0.0031	0.72	725.4	370.9	0.51	812.6	72.2	4.5	162.5	39.7	2T
NFT1-N1	14322	45962	53.361	0.0090	0.81	636.5	318.4	0.50	711.4	68.3	4.2	240.6	54.8	2T
NFT1-N1	14323	45965	10.378	0.0036	0.70	235.1	152.2	0.65	270.9	87.0	5.4	200.6	36.1	2T
NFT1-N7	14316	45944	17.088	0.0062	0.78	317.0	132.3	0.42	348.1	65.1	4.0	228.7	45.1	2T
NFT1-N7	14317	45947	42.072	0.0054	0.75	373.2	160.3	0.43	410.9	154.6	9.6	238.3	40.1	2T
NFT1-N7	14318	45950	41.253	0.0104	0.81	437.2	151.1	0.35	472.7	68.9	4.3	268.7	54.1	2T
NFT1-N7	14319	45953	28.551	0.0088	0.78	323.2	144.2	0.45	357.1	73.9	4.6	318.3	43.1	2T
NFT1-N8	14308	45920	9.671	0.0058	0.76	174.1	100.5	0.58	197.7	68.8	4.3	232.4	42.9	2T
NFT1-N8	14309	45923	6.207	0.0045	0.76	161.6	82.5	0.51	181.0	62.1	3.9	180.3	46.4	2T
NFT1-N8	14310	45926	37.432	0.0099	0.80	390.1	204.1	0.52	438.0	70.5	4.4	300.0	48.1	2T
NFT1-N8	14311	45929	6.640	0.0044	0.76	151.9	87.5	0.58	172.5	70.9	4.4	183.3	45.0	2T
NFT1-ER2	14312	45932	10.362	0.0055	0.78	245.7	68.1	0.28	261.7	58.9	3.7	197.2	48.2	2T
NFT1-ER2	14313	45935	29.331	0.0124	0.81	258.2	150.6	0.58	293.6	65.9	4.1	314.1	53.0	2T
NFT1-ER2	14314	45938	41.664	0.0148	0.80	380.1	164.2	0.43	418.7	55.2	3.4	435.8	46.4	2T
NFT1-ER2	14315	45941	9.350	0.0110	0.79	98.9	50.3	0.51	110.7	62.9	3.9	355.8	45.1	2T
NFT1-ER-2	14554	46790	19.556	0.0094	0.79	250.0	103.0	0.41	274.2	61.8	3.8	307.7	45.9	2T
NFT1-S4	14340	46047	41.387	0.0133	0.82	336.7	143.3	0.43	370.3	68.7	4.3	296.1	58.1	2T
NFT1-S4	14341	46050	26.801	0.0140	0.82	170.0	82.4	0.48	189.4	82.6	5.1	305.1	58.5	2T
NFT1-S4	14342	46053	63.606	0.0198	0.84	332.4	154.9	0.47	368.8	71.3	4.4	388.7	59.3	2T
NFT1-S4	14343	46056	29.606	0.0041	0.75	534.4	272.7	0.51	598.5	97.2	6.0	185.0	42.6	2T
NFT1-S6	14328	45980	19.786	0.0074	0.77	275.0	137.1	0.50	307.2	70.8	4.4	291.7	41.6	2T
NFT1-S6	14329	45983	18.352	0.0076	0.75	186.4	105.9	0.57	211.3	92.9	5.8	345.0	37.6	2T
NFT1-S6	14330	45986	32.090	0.0075	0.76	265.3	100.7	0.38	289.0	119.7	7.4	309.9	40.2	2T
NFT1-S6	14331	45989	25.773	0.0062	0.80	443.3	150.8	0.34	478.7	70.6	4.4	181.4	59.4	2T
NFT1-S7a	14336	46035	21.696	0.0053	0.77	400.1	189.3	0.47	444.5	75.0	4.6	209.7	44.4	2T
NFT1-S7a	14338	46041	13.880	0.0047	0.75	360.4	162.6	0.45	398.6	60.9	3.8	210.5	40.8	2T
NFT1-S7a	14339	46044	95.844	0.0056	0.77	1252.6	858.4	0.69	1454.4	96.0	6.0	195.8	49.2	2T
NFT1-S7a	14459	46402	15.961	0.0035	0.74	510.2	297.9	0.58	580.2	64.3	4.0	179.1	39.3	2T
NFT1-S9	14325	45971	21.753	0.0148	0.82	140.6	86.7	0.62	161.0	74.7	4.6	330.3	56.6	2T
NFT1-S9	14326	45974	6.745	0.0128	0.83	62.6	33.7	0.54	70.5	60.9	3.8	248.6	67.9	2T
NFT1-S9	14327	45977	9.123	0.0133	0.83	78.8	46.5	0.59	89.7	62.5	3.9	270.6	63.3	2T
NFT1-S9	14553	46787	3.711	0.0104	0.81	29.1	21.4	0.73	34.1	85.6	5.3	259.0	56.1	2T
<i>Fish Canyon Tuff standard</i>														
Fish Canyon Tuff	14410	46098	9.250	0.0074	0.78	324.4	173.0	0.53	365.0	28.2	1.7	248.3	46.9	2T
Fish Canyon Tuff	14411	46123	9.774	0.0079	0.79	344.9	167.7	0.49	384.3	26.3	1.6	250.5	48.7	2T
Fish Canyon Tuff	14412	46126	5.908	0.0045	0.74	333.7	197.8	0.59	380.2	28.6	1.8	188.2	43.9	2T

^aF_T is the a-ejection correction after Farley et al. (1996) .

^bEffective uranium concentration (U ppm+0.235 Th ppm) .

^cGrain morphology - 0T = no terminations, 1T = one termination, 2T = 2 terminations.

表 5.2.4.2. 野島断層小倉トレンチで採取されたアパタイト粒子の
(U-Th) /He 年代測定結果

Sample No.	Analysis No.	He#	⁴ He gas ncc	Mass (mg)	^a Mean FT	U ppm	Th ppm	Sm ppm	Th/U	^b [eU] ppm	Uncorrected Age (Ma)	Corrected Age (Ma)	Error ±1σ (Ma)	Grain length (μm)	Grain half- width (μm)	^c Grain morphology
NFT1-N1	14360	46327	0.290	0.0032	0.71	4.9	29.4	418.7	6.01	11.8	60.2	84.2	5.2	175.2	52.5	1T
NFT1-N1	14361	46330	0.295	0.0044	0.74	5.6	22.8	391.2	4.09	11.0	48.5	65.6	4.1	206.5	55.7	1T
NFT1-N1	14362	46333	0.808	0.0047	0.73	7.1	11.8	211.0	1.66	9.9	137.6	187.6	11.6	189.4	49.6	0T
NFT1-N1	14363	46336	0.306	0.0069	0.77	2.2	10.3	205.1	4.69	4.6	74.0	96.5	6.0	165.2	64.6	0T
NFT1-N7	14364	46339	0.398	0.0088	0.79	3.1	11.4	196.7	3.68	5.8	61.8	78.6	4.9	168.5	71.9	0T
NFT1-N7	14365	46342	0.116	0.0029	0.72	6.4	25.7	391.9	3.98	12.4	25.4	35.1	2.2	140.5	58.5	1T
NFT1-N7	14366	46345	1.366	0.0090	0.81	5.1	15.5	354.6	3.05	8.7	133.8	164.2	10.2	200.3	87.5	1T
NFT1-N7	14367	46348	2.611	0.0063	0.79	28.7	21.5	378.5	0.75	33.8	99.1	126.0	7.8	221.3	65.1	1T
NFT1-ER2	14368	46351	0.464	0.0121	0.82	3.2	8.1	191.3	2.55	5.1	59.3	71.9	4.5	253.1	86.1	1T
NFT1-ER2	14369	46354	0.346	0.0102	0.82	3.2	11.1	197.8	3.45	5.8	46.0	56.4	3.5	225.4	85.2	1T
NFT1-ER2	14370	46357	0.518	0.0039	0.76	13.0	19.5	226.6	1.50	17.6	61.0	80.3	5.0	153.8	65.1	1T
NFT1-ER2	14371	46360	0.255	0.0046	0.73	4.0	11.0	159.8	2.71	6.6	65.9	90.0	5.6	171.6	51.8	0T
NFT1-S4	14344	46268	0.290	0.0069	0.77	4.0	11.8	179.1	2.99	6.8	49.6	64.4	4.0	160.8	65.2	0T
NFT1-S4	14345	46271	0.248	0.0041	0.71	4.9	17.3	273.6	3.54	9.0	53.6	75.9	4.7	165.4	54.4	2T
NFT1-S4	14346	46274	1.177	0.0027	0.68	5.0	17.8	226.7	3.53	9.2	373.6	549.0	34.0	125.0	46.0	0T
NFT1-S4	14347	46277	0.292	0.0070	0.75	3.0	10.1	201.7	3.39	5.4	60.3	80.1	5.0	217.0	62.4	2T
NFT1-S6	14354	46309	0.121	0.0037	0.75	3.4	10.0	191.0	2.95	5.8	44.8	60.2	3.7	159.0	61.6	1T
NFT1-S6	14355	46312	0.373	0.0099	0.81	3.9	10.7	254.3	2.73	6.4	45.7	56.6	3.5	255.9	76.0	1T
NFT1-S6	14356	46315	0.509	0.0039	0.76	16.5	30.6	348.2	1.86	23.7	44.7	58.9	3.7	150.5	66.1	1T
NFT1-S6	14357	46318	0.111	0.0061	0.76	3.0	10.4	178.6	3.51	5.4	26.8	35.3	2.2	143.9	64.7	0T
NFT1-S8	14349	46283	0.423	0.0044	0.77	4.3	12.8	237.9	2.95	7.3	103.0	134.4	8.3	153.4	70.3	1T
NFT1-S8	14350	46286	0.190	0.0028	0.72	2.8	11.3	213.0	4.09	5.5	99.2	136.9	8.5	132.3	59.9	1T
NFT1-S8	14351	46289	0.936	0.0067	0.75	4.5	16.6	253.4	3.66	8.4	130.4	173.7	10.8	195.8	64.0	2T
NFT1-S8	14352	46303	0.220	0.0020	0.68	3.7	17.2	178.9	4.68	7.7	115.4	169.7	10.5	130.3	49.3	1T
<i>Durango standard</i>																
Durango	14453	46292	8.071	-	1.00	-	-	-	25.95	-	29.7	29.7	1.8	-	-	
Durango	14466	46390	6.379	-	1.00	-	-	-	22.86	-	31.7	31.7	2.0	-	-	
Durango	14467	46519	2.452	-	1.00	-	-	-	20.81	-	31.0	31.0	1.9	-	-	

^aF_T is the a-ejection correction after Farley et al. (1996) .

^bEffective uranium concentration (U ppm+0.235 Th ppm) .

^cGrain morphology - 0T = no terminations, 1T = one termination, 2T = 2 terminations

表 5.2.4.3. ジルコンを用いたフィッシュントラック年代測定結果

試料名	(1) 測定 鉱物	(2) 測定 方法	結晶 数 (個)	自発核分裂飛跡 ρ_s (cm^{-2})	N_s	U総計数 ρ_u (cm^{-2})	N_u	(3), (4) Uスタンダード計数 ρ_{ustd} ($\times 10^4 \text{ cm}^{-2}$)	N_{ustd}	Zeta値 ($\times 10^3 \text{ cm}^2 \cdot \text{yr}^{-1}$)	(5) 相関 係数 r	(6) χ^2 検 定 $\text{Pr}(\chi^2)$	ウラン 濃度 (ppm)	(7), (8), (9) 年代値 (Ma) Age $\pm 1\sigma$
1.NFT1-S4 Zr	Zr	Int.S	30	8.78×10^{-6}	4441	1.02×10^{-8}	51365926	3.610	255014	43.2 ± 3.1	0.860	0	270	67.1 $\pm$ 4.9
2.NFT1-S6 Zr	Zr	Int.S	30	7.42×10^{-6}	4384	8.19×10^{-7}	48391183	4.257	300750	43.2 ± 3.1	0.942	0	180	82.8 $\pm$ 6.1
3.NFT1-S7a	Zr	Int.S	30	9.88×10^{-6}	3924	1.25×10^{-8}	49556117	4.257	300750	43.2 ± 3.1	0.175	0	280	72.4 $\pm$ 5.3
4.NFT1-S7b Zr	Zr	Int.S	30	9.68×10^{-6}	3824	8.74×10^{-7}	34538681	3.555	251161	43.2 ± 3.1	0.729	0	230	84.5 $\pm$ 6.2
5.NFT1-S8Zr	Zr	Int.S	30	7.13×10^{-6}	2565	8.68×10^{-7}	31246132	4.444	313988	43.1 ± 3.2	0.822	0	180	78.2 $\pm$ 6.0
6.NFT1-S9 Zr	Zr	Int.S	30	6.62×10^{-6}	4179	7.39×10^{-7}	47911212	4.210	297405	43.1 ± 3.2	0.814	0	170	78.7 $\pm$ 5.9
7.NFT1-N1 Zr	Zr	Int.S	30	8.24×10^{-6}	3462	9.56×10^{-7}	41817541	4.030	284739	43.1 ± 3.2	0.786	0	230	71.5 $\pm$ 5.4
8.NFT1-N7 Zr	Zr	Int.S	30	8.22×10^{-6}	4190	9.56×10^{-7}	48750215	4.062	286969	43.1 ± 3.2	0.931	0	230	74.8 $\pm$ 5.6
9.NFT1-N8 Zr	Zr	Int.S	30	9.28×10^{-6}	4271	1.11×10^{-8}	50872258	4.062	286969	43.1 ± 3.2	0.849	0	260	73.1 $\pm$ 5.5
10.NFT1-ER2 Zr	Zr	Int.S	30	7.50×10^{-6}	5292	8.61×10^{-7}	60776999	4.432	313091	43.1 ± 3.2	0.957	0	180	82.6 $\pm$ 6.2

- (1) 測定鉱物 Zr: ジルコン, Ap: アパタイト, Sp: スフェーン (6) $\text{Pr}(\chi^2)$: χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率 (Galbraith, 1981)
(2) 測定方法: LA-ICP-MS-FT (内部面: IntS, 外部面: ExtS) (7) 年代値: $T = (1/\lambda_D) \cdot \ln[1 + \lambda_D \cdot \zeta \cdot (\rho_s / \rho_u) \cdot \rho_{std}]$ (Int.Sは $\rho_s \times 1/2$)
(3) ^{238}U 濃度, U-Pb年代測定用標準試料: 91500(Zr), Durango(Ap) (8) 誤差: $\sigma_T = T \times [1/\Sigma N_u + 1/\Sigma N_s + 1/\Sigma N_{std} + (\sigma_z/\zeta)^2]^{1/2}$
(4) レーザービーム径: $15\mu\text{m} \times 4$ 点 (Galvano) (9) ^{238}U の全壊変定数: $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$
(5) r : ρ_s と ρ_u の相関係数

表 5.2.4.4. アパタイトを用いたフィッシュントラック年代測定結果

試料名	(1) 測定 鉱物	(2) 測定 方法	結晶 数 (個)	自発核分裂飛跡 ρ_s (cm^{-2})	N_s	U総計数 ρ_u (cm^{-2})	N_u	(3), (4) Uスタンダード計数 ρ_{ustd} ($\times 10^4 \text{ cm}^{-2}$)	N_{ustd}	Zeta値 ($\times 10^3 \text{ cm}^2 \cdot \text{yr}^{-1}$)	(5) 相関 係数 r	(6) χ^2 検 定 $\text{Pr}(\chi^2)$	ウラン 濃度 (ppm)	(7), (8), (9) 年代値 (Ma) Age $\pm 1\sigma$
11.NFT1-S4 Ap	Ap	Int.S	30	1.38×10^{-5}	135	2.83×10^{-8}	276290	64620	45652	281.5 ± 25.8	-0.027	0	6	44.3 $\pm$ 5.6
12.NFT1-S6 Ap	Ap	Int.S	30	1.50×10^{-5}	140	1.94×10^{-8}	181137	64620	45652	281.5 ± 25.8	0.841	90	5	69.9 $\pm$ 8.9
13.HFT1-S7a Ap	Ap	Int.S	28	2.40×10^{-5}	138	3.85×10^{-8}	221499	64620	45652	281.5 ± 25.8	0.798	3	9	56.4 $\pm$ 7.2
14.NFT1-S7b Ap	Ap	Int.S	28	1.20×10^{-5}	55	2.49×10^{-8}	113743	64620	45652	281.5 ± 25.8	0.942	79	6	43.8 $\pm$ 7.3
15.NFT1-S8 Ap	Ap	Int.S	25	1.34×10^{-5}	43	2.25×10^{-8}	72102	64260	45652	281.5 ± 25.8	0.346	47	5	54.0 $\pm$ 9.8
16.NFT1-S9 Ap	Ap	Int.S	12	2.46×10^{-5}	79	3.80×10^{-8}	121870	64260	45652	281.5 ± 25.8	0.970	15	7	63.9 $\pm$ 9.2
17.NFT1-N1 Ap	Ap	Int.S	24	1.33×10^{-5}	103	2.28×10^{-8}	176949	64620	45652	281.5 ± 25.8	0.800	9	5	52.7 $\pm$ 7.2
18.NFT1-N7 Ap	Ap	Int.S	30	2.04×10^{-5}	203	3.03×10^{-8}	301029	64620	45652	281.5 ± 25.8	0.946	0	7	61.0 $\pm$ 7.1
19.NFT1-N8 Ap	Ap	Int.S	7	1.48×10^{-5}	23	1.81×10^{-8}	28043	64620	45652	281.5 ± 25.8	0.882	24	4	74.2 $\pm$ 17.5
20.NFT1-ER2 Ap	Ap	Int.S	30	1.77×10^{-5}	198	2.56×10^{-8}	285198	64620	45652	281.5 ± 25.8	0.647	21	6	62.8 $\pm$ 7.4

- (1) 測定鉱物 Zr: ジルコン, Ap: アパタイト, Sp: スフェーン (6) $\text{Pr}(\chi^2)$: χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率 (Galbraith, 1981)
(2) 測定方法: LA-ICP-MS-FT (内部面: IntS, 外部面: ExtS) (7) 年代値: $T = (1/\lambda_D) \cdot \ln[1 + \lambda_D \cdot \zeta \cdot (\rho_s / \rho_u) \cdot \rho_{std}]$ (Int.Sは $\rho_s \times 1/2$)
(3) ^{238}U 濃度, U-Pb年代測定用標準試料: 91500(Zr), Durango(Ap) (8) 誤差: $\sigma_T = T \times [1/\Sigma N_u + 1/\Sigma N_s + 1/\Sigma N_{std} + (\sigma_z/\zeta)^2]^{1/2}$
(4) レーザービーム径: $15\mu\text{m} \times 4$ 点 (Galvano) (9) ^{238}U の全壊変定数: $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$
(5) r : ρ_s と ρ_u の相関係数

6. 室内摩擦実験

6. 1. 概要

電子スピン共鳴法 (electron spin resonance, ESR) や、熱あるいは光ルミネッセンス (thermoluminescence [TL], optically stimulated luminescence [OSL]) による年代測定法の活断層研究への適用可能性を検討する上で、ESR 信号やルミネッセンス信号の断層すべり時におけるリセットの条件を評価することが重要な課題となっている。これまでに、ESR を用いた年代測定法に関しては多くの理論的、実験的研究が行われており、その強度変化の特徴、機構が明らかになっている (例えば三木・池谷, 1981; Fukuchi, 1992; 幡谷・田中, 1993; Lee and Schwarcz, 1993; Usami et al., 2004 など)。一方、TL や OSL などルミネッセンスによる断層年代測定法については、断層運動による外部刺激によってリセットされる可能性が指摘されているが (鴈澤ほか, 2013), 室内変形実験に基づいた研究はいまだ予察的な段階にある (Toyoda et al., 2000; 平賀ほか, 2004; Kim et al., 2014)。そのため、外的刺激に起因する信号強度変化の機構の詳細に、未解明の部分がある。

温度や応力などの外的刺激による信号強度変化の機構、特性が明らかである信号を用いる場合、適当な断層運動シミュレーションを行えば、断層すべりに伴う信号強度変化を予測できる可能性がある (Fukuchi, 1992; Fukuchi and Imai, 2001; Matsumoto et al., 2001)。しかしながら、多様な組成、性状の天然断層の断層すべりをモデル化することは、なかなか容易ではない。たとえば、断層破壊が伝播する動的すべり過程における断層の応力は、断層構造や構成物質の多様性を反映して多様である (Di Tro et al., 2011)。そのため、個々の断層帯を構成する物質を反映して、摩擦発熱に伴う温度上昇過程もまた多様である可能性がある。

以上のように、これらの断層年代測定法の適用可能性を検討する上では、(Ⅰ) 対象とする信号強度のリセット (ゼロイング) を引き起こすために必要な温度、加熱時間、応力などの外的刺激の条件 (信号強度減少の物理素過程) を明らかにし、また (Ⅱ) 地震性断層すべり時において天然の断層に発生する応力、すべり量、すべり速度、摩擦仕事率などに関する定量的知見 (天然断層における外的刺激の制約条件) を得ることが重要である。このような背景を踏まえ、本研究課題においては、①多様な条件 (垂直応力、すべり速度、間隙水圧) における摩擦実験を行うことのできる実験システムを構築し、②断層の母岩物質や年代測定対象鉱物を含有する模擬岩石試料について室内摩擦実験を行い、年代測定実験のための試料を作成することを目的とした研究を実施した。また、③天然の断層物質を用いた方解石双晶古応力計の適用性の評価、有機堆積物による断層摩擦熱の検出などを目的とした実験、分析をおこない、摩擦すべりによる剪断変形や発熱の過程が断層の物質変化に及ぼす影響を評価するための定量的知見を得ることを試みた。

6. 2. 室内摩擦実験を用いた各実施項目

6. 2. 1. 断層摩擦実験システムの構築

本研究においては、①多様な条件（垂直応力、すべり速度、間隙水圧）における摩擦実験を行うことのできる実験システムを構築すること、また、②断層物質の高速すべり摩擦特性を明らかにすること目的とした研究を実施した。

（1）実施内容

（1）－1 摩擦実験システムの構築

間隙水圧下での回転式摩擦実験をおこなうことを目的とした小型圧力容器を設計・制作した。設計した圧力容器の基本仕様と規格を以下に示す。

圧力容器等の仕様

容器材質：SUS316

容器サイズ：内径 37 mm、外径 90 mm、長さ 260 mm

耐圧：60 MPa

最大回転速度：1500 rpm （25 mm 直径の円柱状試料の場合、約 1.3 m/s^{※1}に相当）

間隙水圧上限：

回転速度 1500 rpm のとき、間隙水圧 最大約 6 MPa

回転速度 500 rpm のとき、間隙水圧 最大約 20MPa

※1 すべり速度は、等価摩擦半径を用いて計算した等価すべり速度（嶋本・堤、1994）を用いた。

（1）－2 天然の断層物質を用いた室内摩擦実験

2015 年 12 月に実施された野島断層分岐断層（浅野断層）におけるトレンチ調査の際に採取した断層中軸部ガウジ試料について高速摩擦実験をおこない、その摩擦特性と温度上昇過程の解析を試みた。

① 実験手法

実験に用いた試料は、断層中軸部において花崗岩と大阪層群が接する部分に発達する幅～10 mm の灰白色ガウジである。粘土質基質中に、最大数 mm 程度の大きさの花崗岩起源と思われるクラストを含む。剪断実験には、京都大学地質学鉱物学教室の中一高速回転式摩擦試験機（モーター容量 5 kW）を用いた。今回の実験では、自然乾燥処理の後、乳鉢を用いて粒子状に分離したガウジを 0.5g 準備し、直径 24.98 mm に整形した一対の斑レイ岩（ジンバブエ産）円柱の間に挟んで、一方の円柱を回転させることでガウジ試料に剪断を与えた。摩擦面の周囲は PTFE リングでシールしている。今回、ドライ（室内湿度）の状態と、蒸留水（約 0.5 ml）を加え含水状態にしたガウジ試料について実験を行った。垂直応力は 2 MPa、すべり速度は 1.3 m/s とした。

②実験結果

ドライの状態で剪断を加えた試料の剪断強度は、剪断開始時に 1.2 MPa の値を示した後、約 4 m の弱化距離を経て緩やかに減少し、ほぼ定常状態に達した。定常状態での剪断応力は 0.4 MPa であった。この結果は、Mizoguchi et al, (2007) で報告された野島断層平林トレンチの断層物質を用いた実験結果と良く一致する。含水条件の実験においては、剪断開始時に 0.6 MPa の低い剪断応力を示し、その後、約 1 m の弱化距離を経て 0.24 MPa の値でほぼ定常状態に達した。すべり弱化過程における単位面積当たりの仕事率 (power density, $\tau_e v$) は、ドライ、含水条件下での高速剪断実験についてそれぞれ、 1.1×10^6 [Wm⁻²]、 5.6×10^5 [Wm⁻²] であった (ここで v , すべり速度; τ_e , すべり弱化し終えた時点での断層の温度上昇と等価な摩擦仕事を与える剪断応力。 τ_e の定義は Di Toro et al., (2011) による)。

得られた剪断応力履歴に基づいて、有限要素法を用いた熱伝導解析を行い、ガウジの温度推定を試みた (二次元熱伝導解析プログラム、黒田 (2005) を利用)。本実験においては、円柱状の試料を用いた回転式の摩擦実験をおこなっている。そのため、回転中心から外周部に向かい、変位量、すべり速度が増加する。このことを反映して、計算で求めたガウジ内部の温度分布は不均一なものとなり、外周付近の位置で最大温度を示す結果となった。総すべり量として、1995 年兵庫県南部地震時の平林における最大変位量 2.15 m (林ほか、1995) を用いると、ガウジ内部の最も高温に達した部分の温度は、ドライ条件で 380℃程度、含水条件で 250℃程度と求まった。

今回の温度解析においては、いくつかの重要な仮定をおいている。さらに、実験試料の熱物性に不正確である点が残されている。そのため、温度計算結果の妥当性について、今後の詳細な検討を必要とする。熱電対を用いることで温度上昇の様子を実測するなど、詳しい検証が必要である。

③今後の課題

今後、断層中軸部の高速摩擦特性を多様な条件下について明らかにし、断層すべり時の短時間摩擦加熱に起因する断層物質の温度上昇によって、たとえば ESR 信号特性がどのような影響を受けるのかについて、詳細に調べることが重要な課題である。その際、破碎や破碎による細粒化が、各種信号消尽の素過程に及ぼす影響について評価することも重要である。

6. 2. 2. OSL/TL 年代のリセット条件を検証するための摩擦実験

OSL (optically stimulated luminescence) 法や TL (thermoluminescence) 法は、これまで主に堆積物の年代測定法として用いられてきたが、近年では断層破碎物質を用いた地震イベントの直接年代測定法として応用できる可能性が指摘されている。これは、断層中の石英や長石粒子を用いる方法であり、これらが自然放射線から受けた蓄積損傷量 (蓄積線量) が、地震に伴って生じる摩擦発熱や粉碎、摩擦などによってリセット (タイムゼロイング) されるという仮説に基づいている。しかしながら、地震現象とタイムゼロイングの関係性に関する実験学的検証はほとんど行われておらず、「何が」、「どれだけ」、「どのようにして」ルミネッセンス特性に影響を与えるのか、という基礎的な理解がなされていない。これらが解明できれば、被覆層のない断層についても活動時期の特定が可能となり、活断層の検出と評価に大きく貢献できる。そこで本研究では、石英からなる模擬断層ガウジを摩擦試験機を用いて人工的に剪断させ、年代リセットの検証とそれに必要な物理条件を明らかにすることを目的とした。

出発物質として用いる石英は、平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費 (野島断層における深部ボーリング調査) で掘削された野島断層小倉トレンチに露出する花崗岩から分離・抽出した。本トレンチは 1995 年兵庫県南部地震の際に活動した野島断層の分岐断層 (浅野断層) を対象として掘削され、断層を境に東側には白亜紀の都志川花崗岩が露出する。実験に用いる石英は、トレンチ東面の最も変形の弱い花崗岩を粉碎、磁性分離、酸処理することで準備し、粒径は $150\text{ }\mu\text{m}$ 以下に揃えた。また、一度蓄積線量をリセットさせたのち、ガンマ線約 400 Gy を照射させ、蓄積線量を飽和させた、摩擦実験は、山口大学に設置の回転剪断式高速摩擦試験機を用い、垂直応力・変位量一定 ($\sigma_n = 1\text{ MPa}$, $d = 10\text{ m}$) ですべり速度を $200\text{ }\mu\text{m/s}$ の低速条件から 0.65 m/s の高速条件までの 6 つの速度域で実験を行った実験群 (速度可変実験) と、垂直応力・すべり速度一定 ($\sigma_n = 1\text{ MPa}$, $V = 200\text{ }\mu\text{m/s}$) で変位量を 0.1 m から 30 m までの 7 段階設定した実験群 (変位量可変実験) の 2 種類を行った。実験では、石英粒子 1 g を直径 25.00 mm 、高さ 20 mm に研削した円柱形および円筒形はんれい岩試料に挟み、ガウジが漏れ出ないように周囲をテフロン製ジャケットで覆ったのち、回転剪断させた。また、その時の垂直応力、剪断応力、すべり量、軸変位、すべり面の温度を測定した。予備実験も含め、行った摩擦実験の総数は 19 である。

ルミネッセンス測定用の試料は、試料外周から回転中心に向かって 3 mm の範囲から採取を行い、試料直径方向への変位量と速度の変化の影響を極

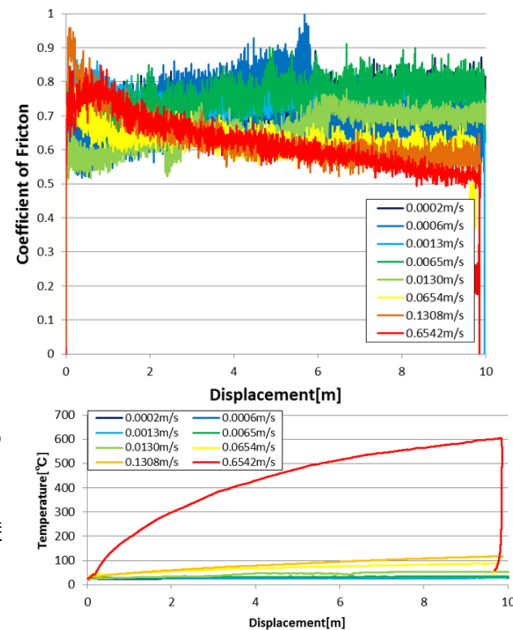


図 6.2.2.1. 速度可変実験の力学・温度データ

力排除した。また、回収した試料は粒径 $75\ \mu\text{m}$ 以下と $75 - 150\ \mu\text{m}$ に区分した。これは、細粒化を被った粒子と被っていない粒子を別々に評価するためである。これらの試料は金沢大学自然科学研究科のルミネッセンス測定装置を用い、OSL および TL 測定を行った。総測定（アリコット）数は 146 である。

摩擦実験の結果、すべり速度 $0.065\ \text{m/s}$ 以上の実験では動的強度低下が認められ、特に $0.65\ \text{m/s}$ の実験では $600\ ^\circ\text{C}$ 以上の摩擦発熱が測定された（図 6.2.2.1.）。OSL 測定からは、以下の 3 つの信号変化が認められた。①粒径 $75 - 150\ \mu\text{m}$ の粗粒画分に着目すると、すべり速度 $0.65\ \text{m/s}$ の実験では、ほぼ全ての信号が失われる（図 6.2.2.2.左）。②粒径 $75\ \mu\text{m}$ 以下の細粒画分に着目すると、すべり速度 $200\ \mu\text{m/s} \sim 0.13\ \text{m/s}$ までは高速なほど各信号の fast 成分比が多くなる（図 6.2.2.2.右）。また、③速度一定・変位量可変の実験では、変位量 $0.1\ \text{m}$ までは fast 成分比が増大し、 $30\ \text{m}$ にかけて高い fast 成分比を維持する。これら OSL 信号の増減を考察すると以下ようになる。まず、①で認められたゼロイングは、温度測定の結果から、 $600\ ^\circ\text{C}$ を超える摩擦発熱が主要因であると考えられる。②および③で認められた fast 成分比の増大は、粒径 $75\ \mu\text{m}$ 以下の細粒画分でのみ認められる現象であり、石英粒子の細粒化と関連していると考えられる。この原因としては、破碎によって生じた新たな界面から放出された電離電子が電子捕獲中心に不安定な形でトラップされ、その分 OSL 信号の fast 成分が上乘せされているものと解釈できる。

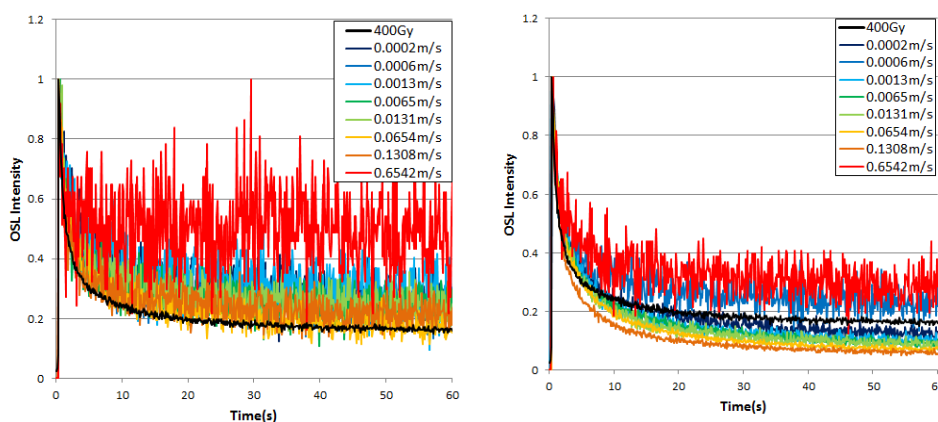


図 6.2.2.2. 速度可変実験の規格化した OSL 発光曲線。

左；粒径 $75 - 150\ \mu\text{m}$ 、右；粒径 $<75\ \mu\text{m}$ 。

ゼロイングを起こした実験で試料に加わった単位面積あたりの摩擦仕事量 W/S は $5.9\ \text{MJ/m}^2$ であった。この値を用い、マグニチュード 7.2 の地震でのタイムゼロイング深度を計算すると、 $181\ \text{m}$ となる。よって、ボーリング掘削によって深さ約 $180\ \text{m}$ 以上の場所から断層試料を回収できれば、OSL 法を用いた地震イベントの直接年代測定が可能であると考えられる。ただし、今回の計算で用いた摩擦係数 0.6 は、垂直応力 $1\ \text{MPa}$ の摩擦実験より得たデータの平均値を用いたものである。天然の断層は、粘土や水の存在により動的および静的な剪断強度（摩擦係数）が変化し、実際には今回の値を下回る場合がある。そのため、今回の推定深度は最小見積りであり、今後はより天然に近い条件下で見積りを行う必要がある。

6. 2. 3. 有機堆積物による断層摩擦熱の検出方法開発の試み

(1) はじめに

断層の地震性すべりの結果として主剪断面において高い摩擦発熱が発生する。地下深部であれば造岩鉱物の一部が融解してガラス化したシュードタキライトになり、これが地震性すべりの証拠である。浅部では堆積岩中の震源断層を対象として、ビトリナイト反射率 (Sakaguchi et al., 2011) やラマン分光 (Fukuchi et al., 2015) の分析方法の有効性が報告されているが、地下数 m から数 10m といった地表付近の断層摩擦発熱の検出は実現されていない。地表付近の堆積物には熱変質に弱い有機物が含まれており、これらが温度指標になる可能性がある。例えば花粉の加熱実験においては、110℃程度の温度から赤外吸光スペクトルに変化が現れることが報告されており (相澤ほか, 2009), 断層の摩擦熱検出にも適用できることが期待できる。本研究では地表付近におけるごく浅い断層の摩擦発熱の検出を試みる。

(2) セッティング

1995 年兵庫県南部地震に際し出現した野島地震断層のうち、淡路島小倉地区において岩盤トレンチが実施された。断層構造の詳細は、本書の他の報告書に譲る。ここでは断層は花崗岩と大阪層群を切るかたちで、走向約 N40E 傾斜 70N で発達している。断層上盤にあたる大阪層群は第四紀の浅海相であり、砂礫層とシルト層が観察される。断層付近はシルト層であり、ここから 6 個の試料が採取された。

(3) 手法

ビトリナイト反射率は冷却式アバランシェ型フォトダイオードを検出器としてクリティカル照明による微小試料反射率測定装置を用いた (坂口・向吉, 2011)。試料は表面琢磨薄片試料を用い、顕微鏡下で走査しつつ炭質物の反射率測定を行った。ラマン分光法は NRS-2100 を用いレーザー光源としては Ar および HeNe の 2 種を使用した。FTIR (Fourier Transform Infrared Spectroscopy) は IRT-5000 に FT/IR-6300 分析機を組み合わせたシステムを使用した。

(4) 結果

大阪層群の砂礫層中にはラミナ状の炭質物層が含まれており、褐炭から一部瀝青炭化している。これのビトリナイト反射率を測定したところ約 0.28%であった。Sweeny and Buhnum (1990) の炭質物熟成モデルに基づき、堆積年代の期間被熱し続けたと仮定して古地温を推定すると約 40℃となり、この堆積相は海底付近の低い温度環境にあったことが示された (図 6.2.3.1.)。この大阪層群と花崗岩体との境界である地震断層付近の古地温を推定するために、断層付近のシルト層を薄片にして検鏡したところ、炭質物に乏しく、ビトリナイト反射率測定法による古地温マッピングは難しいという事がわかった。

ラマン分光分析には、表面琢磨薄片試料を用い、シルト層の細粒基質部に含まれる有機物のラマン散乱測定を試みた。青色の Ar イオンレーザー光源および赤色の HeNe レーザーにおいてもバックグラウンドの蛍光が強く、スペクトルのバックグラウンドノイズが高すぎて有効なラマンシフトスペクトルは得られなかった。これは堆積物中に多量の有機物が存在することを示唆する。

フーリエ変換赤外分光分析

(FTIR) は蛍光する物質の分析を比較的得意とする。顕微 FTIR によって赤外落射光を 50 μm 平方に絞って、表面琢磨薄片試料からの反射光の検出を試みたが有意な反射シグナルを得ることはできなかった。測定エリアにおける有機物の含有量が少ないことが原因として考えられたので、シルト層を数 mg だけ採取し、そこから有機物のみを溶出・濃集して、それを顕微 FTIR で分析する方法を試みた。有機物を湧出する溶媒としては n-ヘキサン、ア

セトン、クロロホルムを用い、プレート上に滴下し、蒸散濃縮後の残渣を測定した。この手法は大変に精度が高く、明瞭なスペクトルが得られるようになった (図 6.2.3.2) その一方で微量な汚染の影響が顕在化する。S/N 比を向上させるためには、有機物の抽出量を増やす必要がある。堆積物中の難分解性化合物となっている有機物を溶かし出すために NaOH および HCl による化学処理を試みた。しかし酸もしくはアルカリ処理後の中和処理の結果として NaCl 結晶が多数発生し、これが FTIR の反射分析を阻害した。

(5) まとめ

- ① 大阪層群の泥層のバックグラウンド被熱温度は、ビトリナイト反射率で約 0.28% であり、これは約 30 $^{\circ}\text{C}$ に相当する。母岩の被熱温度は十分に低いので、断層周辺には摩擦加熱の痕跡が残されていることが期待される。
- ② 薄片におけるビトリナイト反射率測定の結果、主剪断帯付近 2 cm までの範囲で約 4.0~5.8% 前後のきわめて高い値が得られた。これは後背地の高熟成度炭が再堆積によ

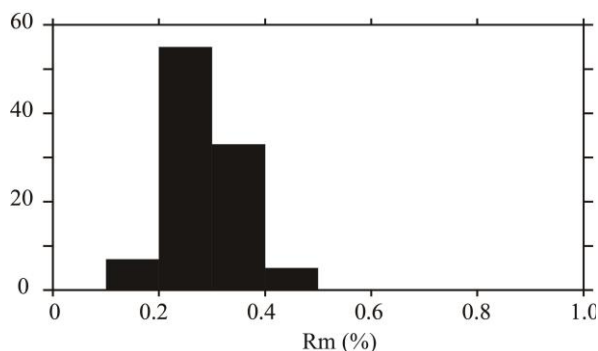


図 6.2.3.1. 大阪層群で断層から離れた部分のビトリナイト反射率

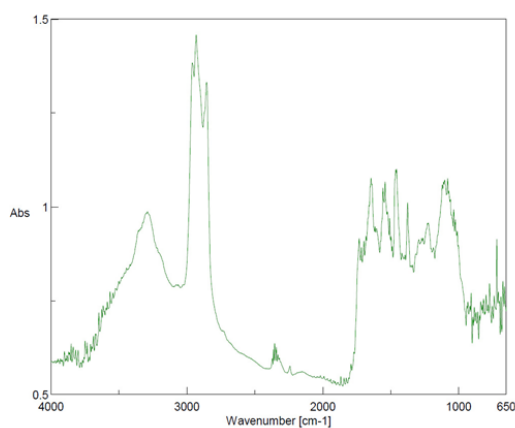


図 6.2.3.2. ピンポイント濃縮法による極微量分析の結果

り混入した可能性もあるが、低反射率のものが存在しないことから、母岩の低反射率の炭質物が摩擦加熱により高反射率を獲得したものかもしれない。しかしデータ数が少ないため、主剪断帯からの位置的關係など詳細が不明である。

- ③ ラマン分光分析により薄片上の堆積物の有機物の直接検出を試みたが、蛍光を強く発するために有効なラマンスペクトルを読み取ることはできなかった。これは大阪層群の泥層が新しい時代の堆積物であり、有機物を豊富に含んでいるからと推測される。
- ④ 顕微 FT-IR による、薄片上の堆積物中の有機物の直接検出は難しい。有機溶剤抽出により堆積物中の有機物の抽出し、これをピンポイント濃縮して測定したところ良い吸光スペクトルが得られることがわかった。その一方で、超微量分析は汚染の影響を受けやすく有機物抽出量の増加が求められ、酸及びアルカリ処理を試みたが、化学処理による塩が測定を妨げる。
- ⑤ 堆積物は蛍光を発することから、有機物を含有していることが類推される。ピンポイント濃縮法は微量分析に優れており本目的に有望であるが、汚染に妨げられずに測定するためには有機物の抽出量を増やすことが課題である。

引用文献

- 相澤武宏・菅原 雅・荒田有輝・大村亜希子・氏家良博, 有機熟成シミュレーションとしての現生花粉の加熱実験における, 大気と窒素の加熱雰囲気の影響, *Research of Organic Geochemical*, 25, 1-13, 2009.
- Furuichia, H., Ujiie, K., Kouketsu, Y., Saito, T., Tsutsumi, A., Wallis, S., Vitrinite reflectance and Raman spectra of carbonaceous material as indicators of frictional heating on faults: Constraints from friction experiments, *Earth and Planetary Science Letters*, 424, 191-200, 2015.
- Sakaguchi A., Chester, F., Curewitz, C., Fabbri, O., Goldsby, D., Kimura, G., Li, C.F., Masaki, Y., Sreaton, E.J., Tsutsumi, A., Ujiie, K., Yamaguchi, A., Seismic slip propagation to the up-dip end of plate boundary subduction interface faults: Vitrinite reflectance geothermometry on Integrated Ocean Drilling Program NanTroSEIZE cores, *Geology*, 39, 395-399, doi:10.1130/G31642, 2011.
- 坂口有人・向吉秀樹, 微小なビトリナイト粒子のための反射率測定装置の製作 地質学雑誌, 118, 240-244, doi: 10.5575/geosoc.2012.0002, 2012.
- Sweeney, J.J. and Burnham, A.K., Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 1559-1570, 1990.

7. 上載地層がない場合の断層の活動性評価法についての情報の整理

“上載地層法”の適用が難しい場合の断層の活動性評価法に関する情報を整理し、活動性評価の留意点をまとめた。整理する情報は、(1) 原子力規制委員会で実施した公開済みの資料、(2) 断層内物質や鉱物脈の生成環境についての情報、の2点である。以下にその概要を示す。

(1) 原子力規制委員会で実施した公開済み資料の収集と整理

本業務において整理した情報は、これまでに原子力規制委員会で実施した公開済みの「原子力発電所敷地内破砕帯の調査に関する有識者会合」、「原子力発電所敷地内及び敷地周辺の活断層評価に関する新規制基準への適合性審査」並びに、これらに関連する断層物質を用いた断層の活動性評価手法に関するものであり、最低 200 件を収集した。①有識者会合および②審査会合資料については、原子力規制委員会の以下のサイトにおいて公開されている。収集した資料・情報を整理し、レビューを行い、活動性評価の留意点をまとめ、原子力発電所で実施されている活動性評価についてとりまとめた。

① <http://www.nsr.go.jp/disclosure/committee/yuushikisya/hasaitai.html>

「原子力発電所敷地内破砕帯の調査に関する有識者会合」については、「東北電力東通原子力発電所」、「志賀原子力発電所」、「敦賀発電所」、「美浜発電所」、「大飯発電所」および「高速増殖原型炉もんじゅ」の6サイトについて会合資料が公開されており、すべての資料を調査検討の対象とした。

② https://www.nsr.go.jp/disclosure/committee/yuushikisya/tekigousei/power_plants/index.html

「原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合」については、「泊発電所」、「大飯発電所」、「高浜発電所」、「伊方発電所」、「川内原子力発電所」、「玄海原子力発電所」、「柏崎刈羽原子力発電所」、「島根原子力発電所」、「女川原子力発電所」、「浜岡原子力発電所」、「東海第二発電所」、「東北電力東通原子力発電所」、「志賀原子力発電所」、「大間原子力発電所」、「美浜発電所」および「敦賀発電所」の16サイトについて会合資料が公開されている。この中で、破砕帯調査および活断層評価に関する資料を255資料抽出した。

(A) 断層・破砕帯の認定方法と現状について

(A-1) 断層の連続性による認定

【敦賀発電所】

敦賀発電所では、敷地内破砕帯(D-1 破砕帯)が耐震設計上考慮する活断層であるかどうか判断するにあたり、敷地周辺の断層(K 断層およびG 断層)との連続性を調査している。D-1 破砕帯とK 断層の連続性については、破砕帯の幾何学的位置関係、走向・傾斜、最新活動面の変位センスに加えて、破砕帯の幅、断層ガウジの構成粒子の形状、構成鉱物及び色調等により、連続性がない事を示している。

(A-2) 最新活動面の認定

【美浜発電所】

美浜発電所では、破碎部の観察・分析を巨視的観察から微視的観察にかけて順に実施し、露頭観察、ボーリングコア観察、CT解析、薄片観察から最新活動面を認定している。認定基準となる判断指標を表 7.1.に示す。

表 7.1. 美浜発電所における最新面認定にあたっての判断指標
(原子力発電所敷地内破碎帯の調査に関する有識者会合 美浜発電所
現調 4-2 美浜発電所敷地内破碎帯の追加調査 まとめ P10)

	最新面認定にあたっての判断指標 (数字は最新面判断の優先順位)
露頭観察 ボーリングコア観察	①他の構造に切られていない ②破碎部のうち直線性・連続性が相対的に富む ③断層ガウジを伴うことが多い ④条線が見られる場合が多い
CT画像観察	①三次元的に他の構造に切られていない ②三次元的に直線性・連続性が相対的に富む ③CT値(密度)の違いに着目した直線性・連続性の確認 ④他の構造に切られていない複合面構造(R1面、P面など)を確認
薄片観察	①直線性・連続性が相対的に富む面 ②詳細に分帯し、最も細粒化が進んだ破碎部を伴う面

(B) 断層・破碎帯の観察方法と現状

東北電力東通原子力発電所では、f-2 断層において 2 タイプの変質鉬物脈を認定している。高角度に分布する変質鉬物脈と低角度に分布する変質鉬物脈では、変質鉬物種及び化学組成が異なっていることから、異なった成分の熱水により形成されたとしている。

(C) 断層・破碎帯の年代分析・活動性評価について

(C-1) 断層・破碎帯内の変質鉬物・粘土鉬物の年代分析によって活動性を評価する手法

【東北電力東通原子力発電所・志賀原子力発電所・美浜原子力発電所】

東北電力東通原子力発電所では、敷地内で認められた変質鉬物脈中に含まれる粘土鉬物の年代測定を実施した。粘土鉬物は主にスメクタイトやセラドナイトより構成され、K-Ar 年代分析が行われている。

志賀原子力発電所では、福浦断層周辺で確認される変質鉬物（明礬石）の K-Ar 年代測定を実施した。その結果、敷地周辺の穴水累層の安山岩の K-Ar 年代値（15-16Ma）と大きく異なる 230Ma の年代値が得られた。これは、明礬石の生成以降に水の接触等の影響を受け K が二次的に溶脱、置換された可能性があること、また溶脱部を大気 Ar が置換した可

能性もあることから、K-Ar 年代値が古く算定されたものと考えられるといしている。

美浜発電所では、図 7.2.に示す「関西電力による敷地内破碎帯の評価フロー」に従って活動性の評価が行われている。ここでは、観察の対象を「最新の熱水変質作用以降の活動の痕跡」の有無に着目し、図 7.2.の※1 の判定基準としては、例えば、粘土鉱物脈が最新面を横断しているかどうか、※2 の判定基準としては、例えば、最新面上に自形鉱物が晶出し、破碎されていないかどうかを目安にしている。

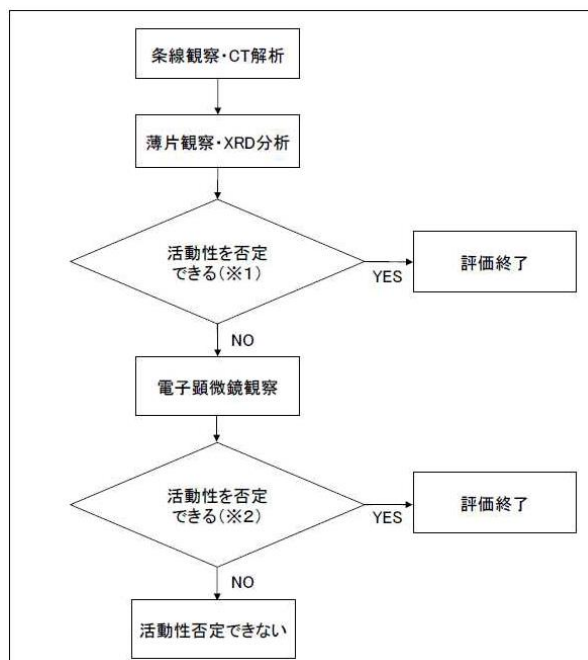


図 7.2. 関西電力による敷地内破碎帯の評価フロー

(原子力発電所敷地内破碎帯の調査に関する有識者会合 ピア・レビュー会合
関西電力株式会社美浜発電所の敷地内破碎帯の評価について<案>P41)

(C-2) 定方位薄片観察による礫等の長軸の角度分布から堆積以降の変動を評価する手法 【志賀原子力発電所】

志賀原子力発電所ではトレンチ調査において、定方位で作成した薄片試料を用いて観察している。これは、顕微鏡レベルで礫等の長軸の角度分布を求め、堆積構造との対応を評価し、堆積以降の構造の乱れがないことを確認するために行われる。

(2) 断層内物質や鉱物脈の生成環境についての情報整理

上記の(1)の内容に関連して、断層内物質(条線や複合面構造を含む)や鉱物脈の生成条件(流体、温度、圧力条件等)に関する知見を整理して、表形式にてまとめた。整理する対象は、地質学会、地球化学会ほか地球惑星科学関連の論文誌から断層内物質や鉱物脈を取り扱った文献を中心に、過去5年間に公表されたものを20文献収集した。その際、手法による差異等に着目し、適用範囲及び利用の際の留意点を整理した。

8. 総合評価

以上まとめたように、本事業では、野島断層破碎帯と有馬-高槻構造線活断層帯のトレンチ掘削調査において組織構造の解析や断層最新活動時期の同定ができたことに加えて、破碎帯の応力場や変位センス、破碎帯の幅、断層ガウジの組織構造を推定することができた。また、断層破碎帯物質の年代測定方法については、断層摩擦剪断作用により、断層ガウジの年代信号がリセットされることが摩擦実験により示されており、断層破碎帯物質を用いた絶対年代の測定により断層の活動性を評価できる可能性が高いことが示唆される。しかし、本事業で行ったこれらの調査・解析・試験・年代測定はまだ途中であるため、今後、さらに実例を増やして、十分な量のコアと断層ガウジを用いて、上記の解析・試験・測定を行う必要がある。