

平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書

追加ボーリングコアを用いた

断層破砕物質の分析

ボーリングコア等を用いた各種分析

(1/3)

京都大学

平成 30 年 3 月

本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により実施した業務の成果をとりまとめたものです。

本報告書に関する問い合わせは、原子力規制庁までお願いします。

## 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。また野島断層の比較対象として、花崗岩中に断層破砕帯が発達した有馬—高槻構造線活断層帯と、2016 年熊本地震を引き起こした布田川断層の調査解析を行った。

野島断層および有馬—高槻構造線について、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（以下「平成 27 年度事業」という）及び平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費（ボーリングコアを用いた断層破砕物質の分析）事業（以下「平成 28 年度事業」という）にて実施した各調査項目の結果および採取した断層破砕物質に対し、微細組織構造、年代分析、化学分析等の解析を行った。

ボーリング調査の結果から、野島断層周辺の地質断面図、三次元モデルを作成し、地質構造の解析を行った。その結果から、野島断層は約 70°の傾斜角度を持ち、地表浅部で雁行もしくは分岐することが分かった。

平成 27 年度事業及び平成 28 年度事業にて実施したトレンチ調査およびボーリング調査で採取した断層破砕物質について、様々なスケールにおける組織構造観察と X 線 CT 及び X 線マイクロ CT による三次元構造解析を行った。組織観察の結果、野島断層の断層ガウジは複数の性状の異なる層から構成されることが分かった。X 線 CT 解析では、断層面が明瞭な平面として識別されることや周囲には網目状に開口割れ目やそれを充填する細粒物質が認められ、断層角礫の詳細な形状も観察できた。

平成 27 年度事業及び平成 28 年度事業で得られた断層破砕物質に対して、複数の年代測定手法による断層活動年代の推定を行った。年代測定には、光ルミネッセンス (TL、OSL) 年代測定、ESR 年代測定、K-Ar 年代測定を用いた。各年代測定では以下のような結果が得られた。

(1) ルミネッセンス年代測定では、年間線量の設定には誤差に留意し平均的な値を用いることが重要であること、野島断層ガウジの蓄積線量は浅野断層ガウジの蓄積線量より低い値を示すこと、深度 700m の断層ガウジ試料でシグナルのリセットが起きていること、分

析では1,000年より若い年代を示すこと等が明らかとなった。

(2) ESR年代測定では、NFD-1-S4孔のガウジ試料において、シグナルの減衰が生じていることが分かったが完全にはリセットされていなかった。FMR信号も検出されていないため、熱水による影響を否定できない。

(3) K-Ar年代測定では、トレンチ試料において、白亜紀後期における断層形成時期の同位体特性を記録している可能性が示唆された。また、一部古い年代が測定された試料については、活断層の再活動による熱上昇が局所的もしくは僅かであったことを記録している可能性が示唆された。

断層破砕物質の化学分析の結果より、断層ガウジ及び脈状断層岩では、微量元素組成及びストロンチウム同位体比は母岩と異なる値を示した。これらの化学特性の異常は、各試料が得られた断層破砕帯に沿って、断層摩擦発熱もしくは熱水の作用があったことを示唆する。

室内摩擦剪断実験と年代信号リセット状況の分析では、平成27年度に導入した間隙水圧下における室内摩擦試験システムの構築と、OSL年代リセット条件を検証するための室内摩擦実験、動的な地質応力計となり得るカルサイト変形双晶の分析を行った。各実験及び分析では、以下のような結果が得られた。

(1) 間隙水圧下における室内摩擦試験システムの構築では、間隙水圧下において異なる実験条件で摩擦試験を行った。実験の結果、間隙水圧下においてもすべり速度の上昇に伴って摩擦係数が低下することが分かった。一方、定常摩擦係数と間隙圧との間に現段階では明瞭な関係は認められなかった。

(2) OSL年代信号リセット条件を検証するための室内摩擦実験では、断層ガウジ中の最高到達温度が250°Cを上回るとルミネッセンス信号が部分消失、最低温度が270°Cを上回ると完全消失することが明らかとなった。大陸地殻の通常地震を想定してOSL信号の完全消失する深度条件を求めると、深度約141mという結果が得られた。

(3) 野島断層のカルサイトの変形双晶密度の計算から応力を求めたところ、断層の主せん断面付近で応力は最大値を取り、破壊伝搬時の応力集中を反映していることが示唆された。

上記の断層活動年代についての検証に加えて、断層運動による摩擦発熱が年代リセットを起こしうるかを検証するため、グラフアイト炉を用いて石英粒子を加熱し、ルミネッセンス信号がリセットするかどうかを検証した。その結果、500°Cの温度を100秒間加熱した試料について、信号がリセットしかけていることが分かった。

活断層と周辺の応力状態を解析するために、野島断層と布田川断層で掘削したボーリングコア試料とボーリング孔を用いて応力解析を行った。ボーリングコア試料に関しては、非弾性ひずみ回復を用いた測定方法(Anelastic Strain Recovery法)(以下、「ASR法」という)と、コア変形法(Diametrical Core Deformation Analysis法)(以下、「DCDA法」という)、ボーリング孔に関しては水圧破砕法による解析を行った。ASR法から得られた野島断層周辺の応力状態は、横ずれ断層の変位センスを示した。DCDA法から得られ

た野島断層周辺の最大主応力方向は、断層走向に直交する姿勢を示した。水圧破碎法から得られた浅野断層周辺の最大主応力方向は、浅部では断層走向に直交し、深部ではばらつく姿勢を示した。一方、水圧破碎法から得られた布田川断層周辺の応力状態は、正断層または横ずれ断層の変位センスを示した。

## 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 .....	5
1. 7. 業務実施体制 .....	5
2. ボーリングコア等を用いた各種分析 .....	7
2. 1. 断層破碎帯の組織観察と地質構造の解析 .....	7
2. 2. 断層破碎帯物質の微細組織構造解析 .....	17
2. 3. 断層破碎帯の年代測定・化学分析 .....	27
2. 3. 1. ルミネッセンス年代測定 .....	27
2. 3. 2. ESR 年代測定 .....	38
2. 3. 3. K-Ar 法年代測定 .....	47
2. 3. 4. 断層岩試料の化学分析 .....	55
3. 室内摩擦実験と年代リセット状況の分析 .....	65
3. 1. 間隙水圧下における摩擦実験システムの構築 .....	65
3. 2. OSL 年代のリセット条件を検証するための摩擦実験 .....	69
3. 3. カルサイト応力計による野島断層の古応力 .....	91
4. 鉙物の加熱実験と年代リセット状況の分析 .....	98
5. ボーリングコア及びボーリング孔を用いた応力測定 .....	103
6. 総合評価 .....	132

平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費  
(追加ボーリングコアを用いた断層破碎物質の分析) 事業  
報告書の構成

1. 報告書 (1 / 3) : ボーリングコア等を用いた各種分析
2. 報告書 (2 / 3) : ボーリングコア及びボーリング孔を用いた応力測定①野島断層
3. 報告書 (3 / 3) : ボーリングコア及びボーリング孔を用いた応力測定②布田川断層

## 1. 事業内容

### 1. 1. 件名

平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費（追加ボーリングコアを用いた断層破砕物質の分析）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）。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、断層破砕物質の各種分析から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

本事業の調査・研究で主に対象とする断層は、1995 年兵庫県南部地震を引き起こした野島断層である。野島断層と比較するため、花崗岩の破砕帯が発達した有馬—高槻構造線活断層帯、2016 年熊本地震を引き起こした布田川断層も対象とする。

調査・研究は、平成 28 年度に実施した委託事業（平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費（ボーリングコアを用いた断層破砕物質の分析）事業）（以下「平成 28 年度事業」という。）において採取した追加ボーリングコアを用い、断層破砕物質の構造解析、年代測定、化学分析、室内摩擦試験および応力測定を行う。また、ボーリング孔を利用した原位置応力測定を行う。

### 1. 4. 調査地点

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）ボーリング掘削

野島サイト：小倉（兵庫県淡路市小倉）

熊本サイト：上陣（熊本県益城郡益城町上陣）



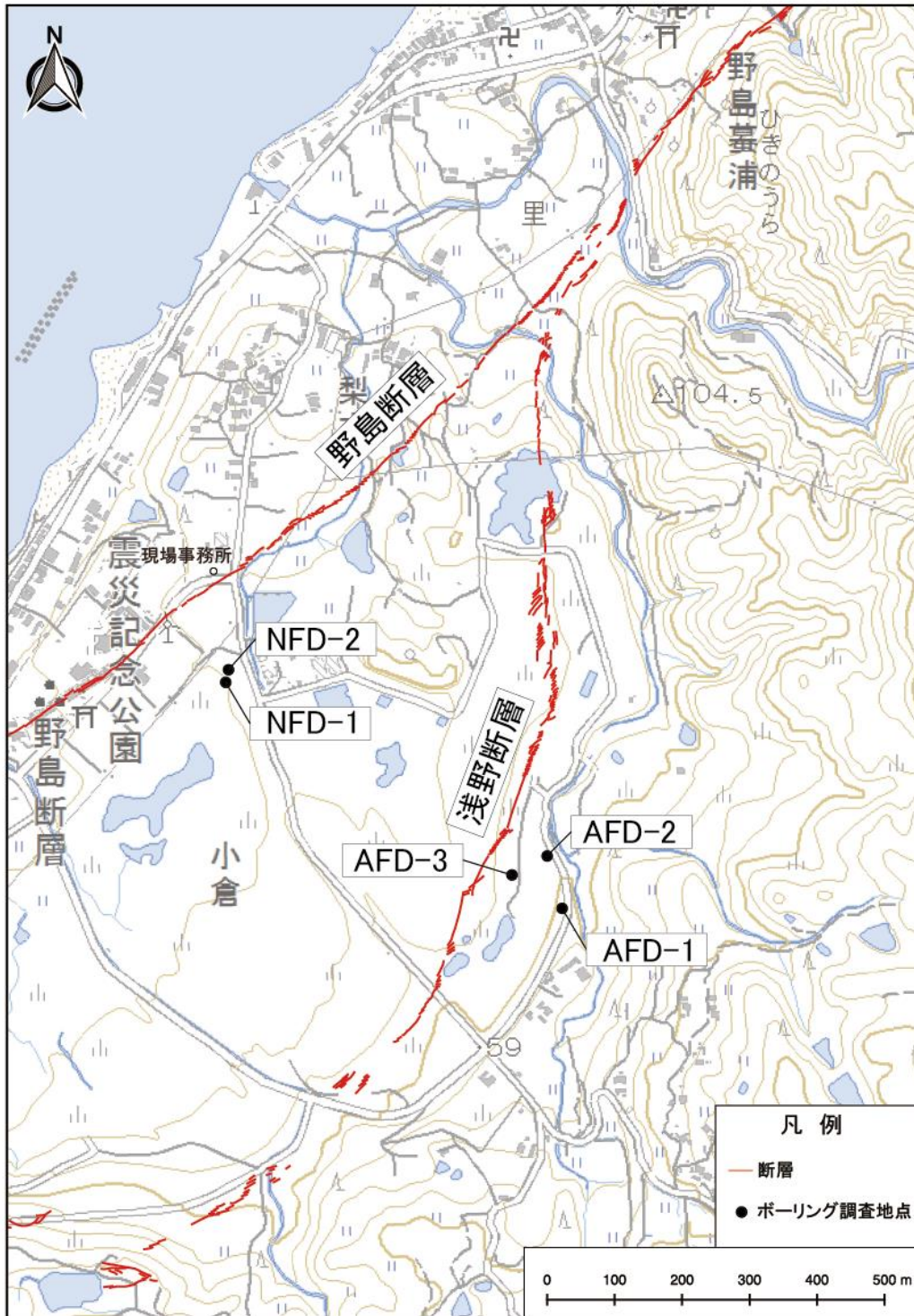


図 1.4.1. ボーリング調査位置図：野島サイト  
 国土地理院電子地形図（仮屋）に粟田・水野（1998）によって示された断層トレース及び  
 本事業の調査地点を加筆

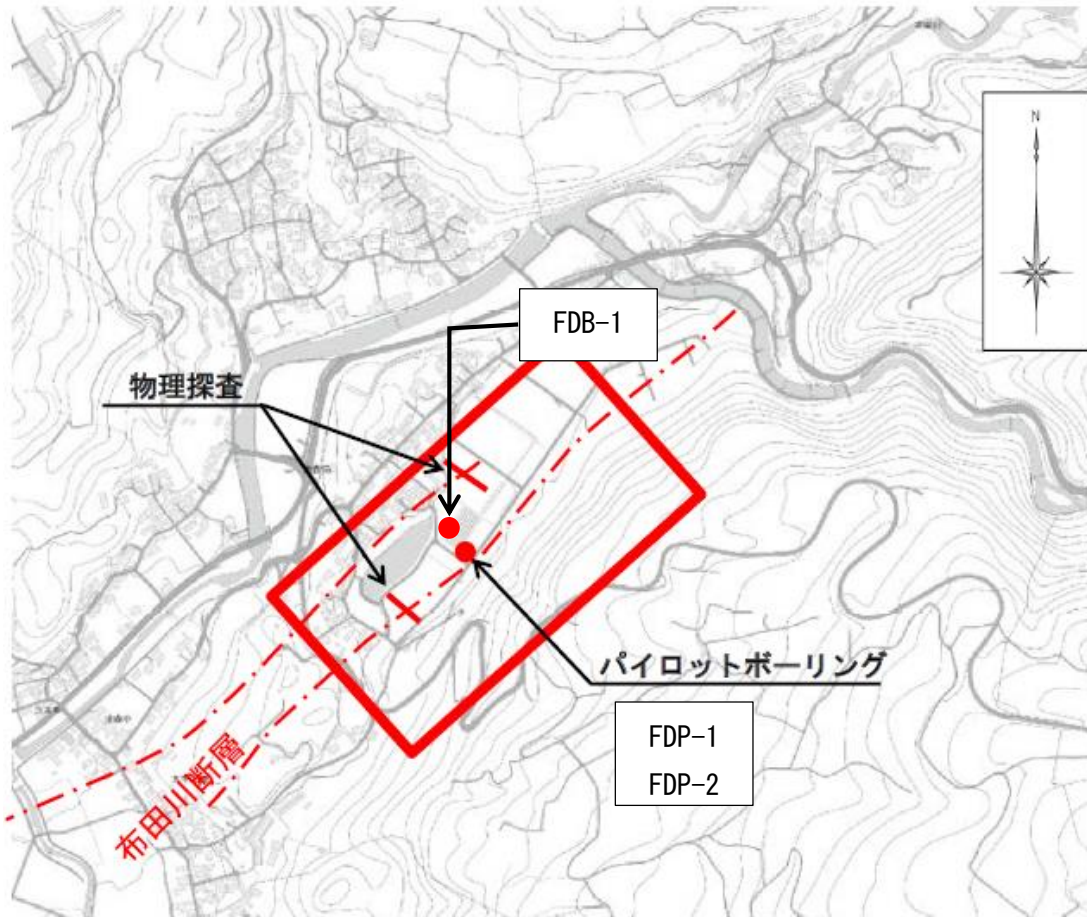


図 1.4.2. ボーリング調査位置図：熊本サイト  
熊本県発行 1 万分の 1 森林基本図に調査地点を加筆

## 1. 5. 調査項目

各業務の調査項目を以下に示す。

### (1) ボーリングコア等を用いた各種分析

平成 28 年度事業のボーリング調査により採取した断層破砕物質試料等を用いて、以下の分析等を行った。

#### ① 年代分析・化学分析

断層破砕物質の主せん断部の年代測定や化学分析を行った。年代測定は、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 法を用いた。化学分析は、全岩組成分析、微量元素組成分析及び同位体分析を行った。年代測定及び化学分析用の試料の採取位置は、②の微細組織構造観察を担当する組織構造解析責任者と協議して選定した。

#### ② 微細組織構造観察

断層破砕物質及びその周辺部の試料を用いて微細組織構造観察を行った。微細組織構造観察は、偏光顕微鏡や走査型電子顕微鏡を用いた。

### (2) 室内摩擦試験と年代リセット状況の分析

平成 27 年度事業で構築した高速せん断摩擦実験システムを用い、断層を模擬した摩擦実験を行った。実験には、断層破砕物質及び人工的に被曝させた試料を用い、多様な物理条件（異なる応力、間隙水圧、すべり速度等）において行った。また、年代のリセット状況を確認するために、実験後の試料を用いて年代測定を行い、実験条件と年代リセット状況との関係について把握した。

### (3) 鉱物の加熱実験と年代リセット状況の分析

加熱実験は、断層活動時の瞬間的な摩擦発熱を短時間加熱炉により再現するものであり、同一加熱条件下での年代測定手法の違いによる年代リセット状況と温度との関係を把握するために行った。実験は断層破砕物質及び人工的に被曝させた鉱物を用いて、複数の年代測定手法による分析を行った。

### (4) ボーリングコア及びボーリング孔を用いた応力測定

ボーリングコア及びボーリング孔を用いて、断層周辺の応力場の解析を行った。コア試料を用いた応力場の解析には、非弾性歪回復 (ASR : Anelastic Strain Recovery) 法、差歪曲線解析 (DCDA : Diametrical Core Deformation Analysis) 法を、ボーリング孔を利用した解析には、水圧破砕法を用いた。水圧破砕法を実施するボーリング孔については報告書 (2 / 3)、報告書 (3 / 3) で詳述する。

## 1. 6. 工期

平成 29 年 5 月 26 日 ～ 平成 30 年 3 月 30 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 29 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（林愛明教授）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。

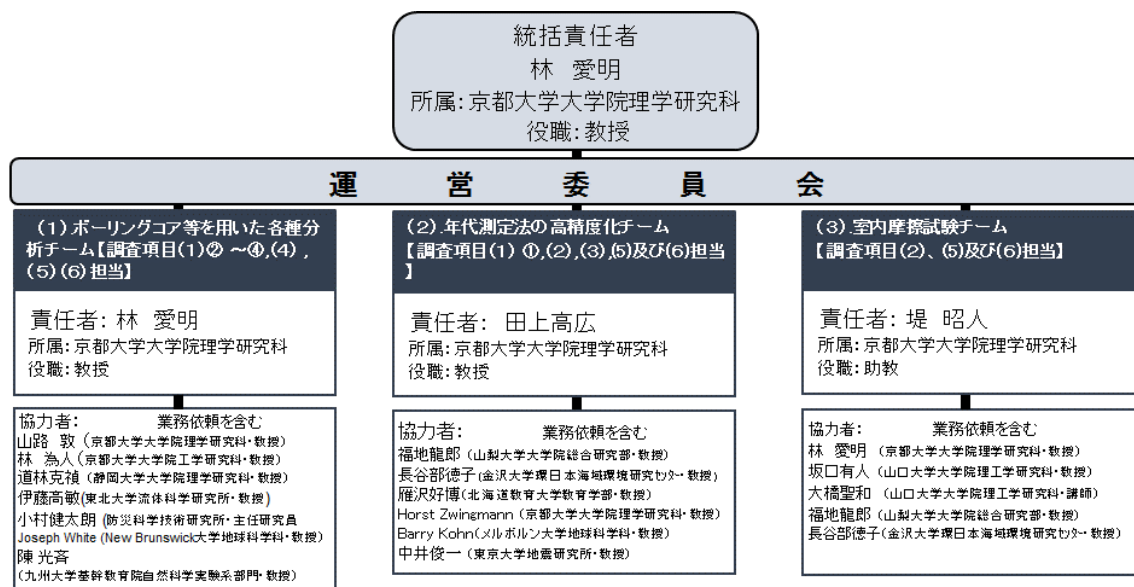


図 1.7.1. 業務実施体制図

各調査の担当者は、本年度の調査概要を取りまとめ、本報告書の該当箇所について執筆した。各章・節の執筆者は下記の通りである。

1. 事業内容：林愛明
2. 1. 断層破碎帯の組織観察と地質構造の解析：林愛明
2. 2. 断層破碎物質の微細構造解析：道林克禎、林愛明
2. 3. 1. ルミネッセンス年代測定：長谷部徳子
2. 3. 2. ESR 年代測定：福地龍郎
2. 3. 3. K-Ar 法年代測定：Horst Zwingmann
2. 3. 4. 断層岩試料の化学分析：林愛明
3. 1. 間隙水圧下における摩擦実験システムの構築：堤昭人

3. 2. OSL年代のリセット条件を検証するための摩擦実験：大橋聖和
3. 3. カルサイト応力計による野島断層の古応力：坂口有人
4. 鉱物の加熱実験と年代リセット状況の分析：田上高広
5. ボーリングコア及びボーリング孔を用いた応力測定：林為人
6. 総合評価：林愛明

#### 引用文献

栗田泰夫,水野清秀,1998. 1万分の1兵庫県南部地震に伴う地震断層ストリップマップー野島・小倉及び灘川地震断層ー説明書. 構造図(12), 地質所調査所.

## 2. ボーリングコア等を用いた各種分析

### 2. 1. 断層破碎帯の組織観察と地質構造の解析

#### (1) はしがき

平成27年度事業及び平成28年度事業にて実施した野島断層の深部ボーリング調査で得られた断層岩試料を用いて、野島断層破碎帯を構成する断層岩の組織観察および地質構造の解析を行った。

#### (2) 目的

本調査では断層物質を用いた断層活動性の評価手法の確立のため、平成27年度事業及び平成28年度事業にて採取したコア試料並びに物理検層データを用い、野島断層活断層破碎帯の詳細な構造を明らかにすることを目的とする。

#### (3) 実施内容

本年度実施した調査内容は下記の通りである。

##### (A) 野島断層周辺の地質構造解析

地質構造の解析のため、地質断面図、3D地質モデルを作成し、野島断層周辺の地質構造を調べた。

##### (B) 断層ガウジ試料の構造解析

各ボーリング孔で採取された断層ガウジ試料の肉眼観察を行い、採取された断層ガウジの性状を観察した。

#### (4) 場所・方法・数量

上記の調査はすべて京都大学内において行われた。各調査の方法、数量は下記の通りである。

##### (A) 野島断層周辺の地質構造解析

野島断層の地質構造は、今までのボーリング調査の結果を基に、断層の走向方向に直交する方向で地質断面図を作成して調べた。さらに断層の3次元構造を視覚的に理解するため、ボーリング調査結果を3次元モデルとして表現した。3次元モデル化には、地盤リスク情報ビューア「GEO-CRE」（応用地質株式会社製）を用いた。

##### (B) 断層ガウジ試料の構造解析

断層ガウジ試料の構造解析は、肉眼スケールからサブミクロンスケールで観察を行った。肉眼観察は、コア試料を断層面の最大傾斜方向に平行で、断層面に垂直な面（X-Z面）において行い、その性状を1:1の詳細スケッチにより記録した。肉眼観察を行った断層ガウジ試料は下記の4試料である。

表 2.1.1. 肉眼観察実施試料一覧

孔名	深度
NFD-1-S1①	502-503m
NFD-1-S1②	506-507m
NFD-1-S4	604.65-605.65m
NFD-1-S5	904-905m
NFD-1-S6	897-897m

(5) 結果

地質構造の解析は、野島断層を対象に行い、今までのボーリング調査の結果から、野島断層の走向方向に直交する方向の地質断面図を作成した。地質断面図を図 2.1.1. に示す。

本孔である NFD-1 孔では、砂礫層で構成される大阪層群は深度 190m 以浅まで認められ、砂岩泥岩互層で構成される神戸層群は深度 190～230m まで認められた。深度 230m 以深では花崗岩が認められた。花崗岩の内、深度 230～260m の間は、物理検層の結果から、風化が進んだ花崗岩であると推定された。NFD-2 孔では、深度 210m 以深で神戸層群が認められ、深度 261m 付近と深度 321m 付近にせん断構造が発達した断層面が認められる。これらの断層面に挟まれた区間では、堆積構造が乱された神戸層群と変質が進んだ花崗岩が複雑な形状を示しながら入り交じり、小断層が多数発達する区間が連続する。花崗岩は深度 327m 付近から認められる。その他のボーリング孔では、すべての区間で花崗岩が認められている。

各ボーリング孔では断層ガウジを伴う断層面を掘削することが出来た。NFD-1 孔では深度 529m 付近に断層ガウジを伴う断層面が認められる。NFD-1 孔から孔曲げにより掘削された各サイドトラック孔においても断層ガウジを伴う断層面が採取され、それらの深度から本調査地における野島断層の見かけ傾斜は約 72° であることが分かった。この断層面を浅部に延長すると、NFD-2 孔の深度 321m 付近の断層面に達するが、1995 年の地震時に地表に現れた地震断層には連続しない。一方、NFD-2 孔において、断層面は深度 261m 付近にも認められた。この断層面と地表の地震断層位置が連続すると仮定すると、野島断層は地表付近で分岐、もしくは雁行すると推定される。

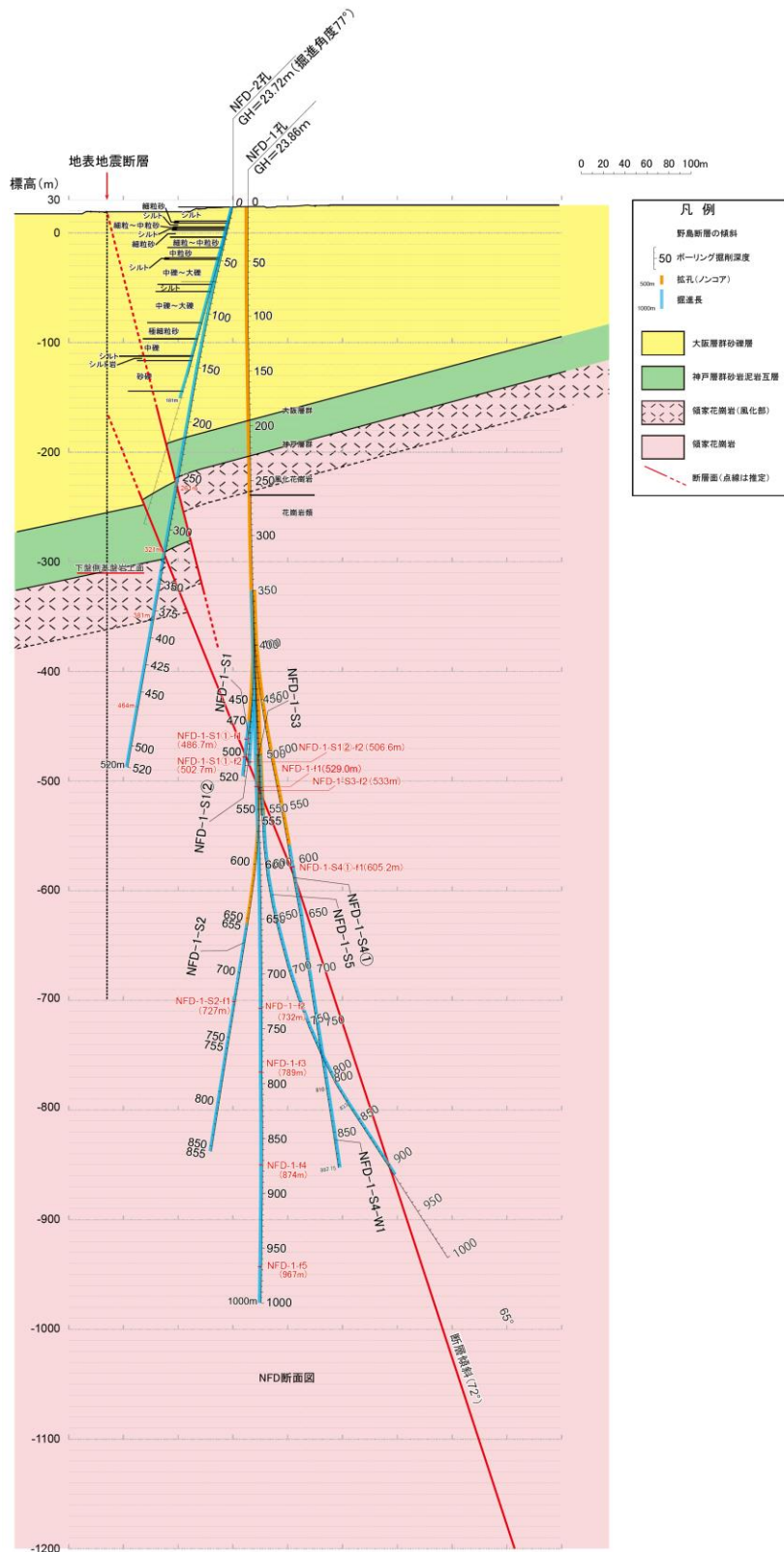


図 2.1.1. 野島断層地質断面図



野島断層および浅野断層のボーリング調査結果から地盤リスク情報ビュー「GEO-CRE」（応用地質株式会社製）を用いて3次元モデルを作成し、その構造を調べた。断層の3次元モデルは、1995年の地震時に地表に現れた地震断層断層の分布（栗田・水野, 1998）とボーリング孔で認められた断層深度を滑らかにつないで表現した。3次元イメージング画像のスナップショットを図2.1.2.に示す。野島断層の断層面は、地表付近では地震断層の複雑な形状を反映しつつ、深部ではほぼ平板状の形状を示す。このことから、地表付近で野島断層は分岐、もしくは雁行する可能性があるものの、地下では一条の断層面と仮定でき、本調査で行われたボーリング掘削では、同一の断層面から断層岩試料を採取できたといえる。

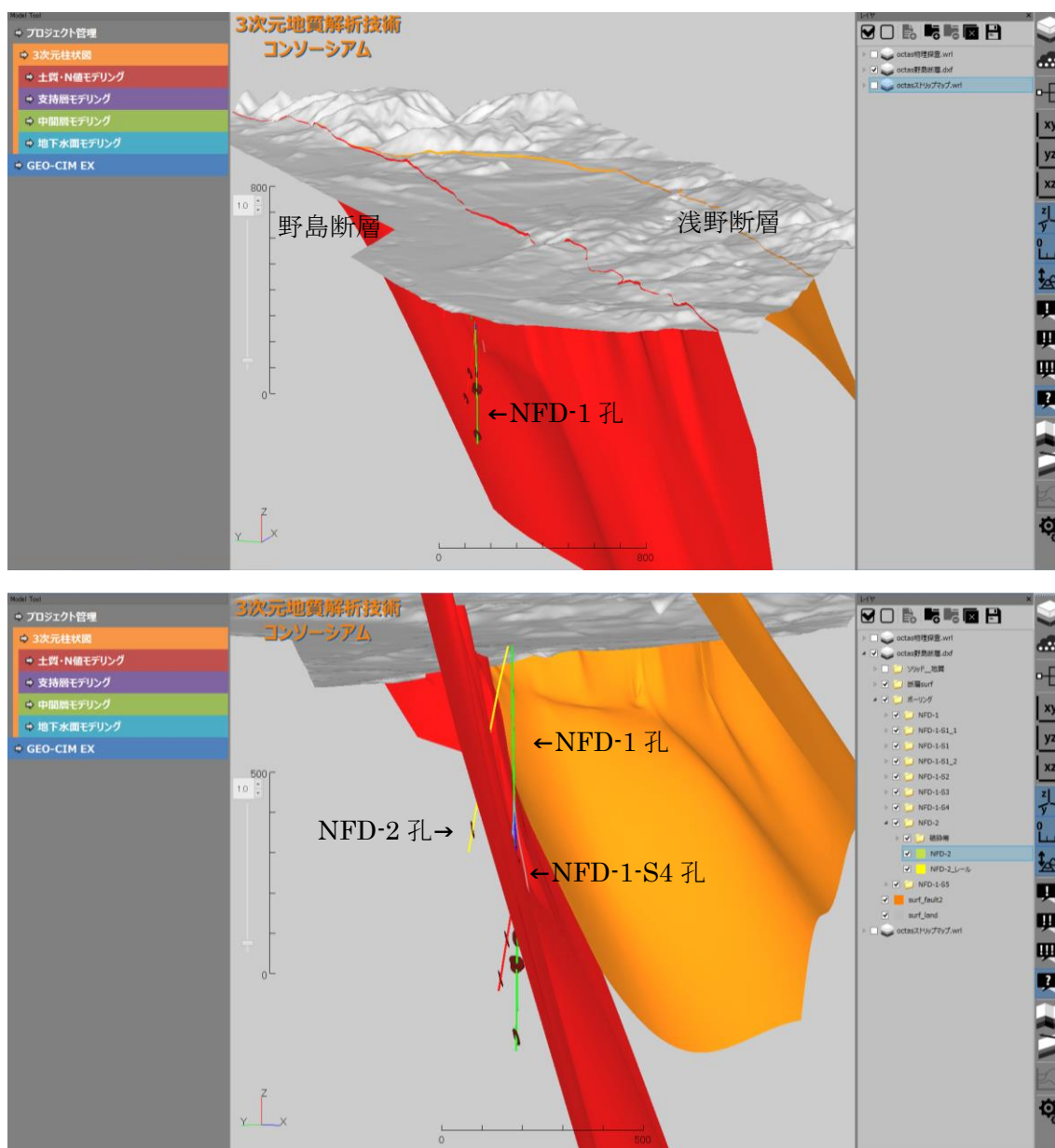


図 2.1.2. 野島断層 3 次元モデルのスナップショット

## (B) 断層ガウジの構造解析

断層ガウジの構造解析は、平成 27 年度事業及び平成 28 年度事業にて掘削した NFD-1-S1 ①孔、NFD-1-S1②孔、NFD-1-S4 孔、NFD-1-S5 孔において採取された試料を対象に行った。構造解析には、X-Z 面で半割されたコア試料を用いた。以下に各解析結果について示す。

### ・ NFD-1-S1①孔 (NFD-1 502 -503m)

図 2.1.3.に NFD-1-S1①孔深度 502-503m の半割コア写真と詳細スケッチを示す。この試料は花崗岩を原岩とし、カタクレーサイト、断層角礫、断層ガウジが認められた。

断層面は深度 502.53m 付近と 502.68m 付近に認められ、構造を明瞭に切る后者の断層面を主断層面 (断層面 1) とし、前者を断層面 2 とした。断層面の上下には面構造が発達する未固結の断層ガウジが認められ、断層面 1 の上下には約 10cm、断層面 2 の上下には約 6cm の厚さで認められた。また、2 条の断層面の間に、幅約 5cm の白色面状カタクレーサイトが認められる。断層面 1 の下盤側と断層面 2 の上盤側では断層ガウジの角礫化が認められ、他の断層ガウジや角礫と混合する性状を示す。

深度 502.29m 以浅では、断層角礫が認められ、断層ガウジとカタクレーサイトの角礫を含む。深度 502.78m 以深では、カタクレーサイトが認められる。

### ・ NFD-1-S1②孔 (NFD-1 506 -507m)

図 2.1.4.に NFD-1-S1②孔深度 506-507m の半割コア写真と詳細スケッチを示す。この試料は花崗岩を原岩とし、カタクレーサイト、断層角礫、断層ガウジが認められた。

断層面は深度 506.48m 付近と 508.55m 付近に認められ、構造を明瞭に切る后者の断層面を主断層面 (断層面 1) とし、前者を断層面 2 とした。断層面近傍から離れた場所にも複数枚の断層ガウジが認められ、各ガウジ層は複雑に湾曲し、一部は混在する。

深度 506.30m 以浅では、断層ガウジ、カタクレーサイト、面状カタクレーサイトの角礫を含む断層角礫からなる。深度 506.58~95m では、面状カタクレーサイトからなり、これ以深ではカタクレーサイトが認められる。

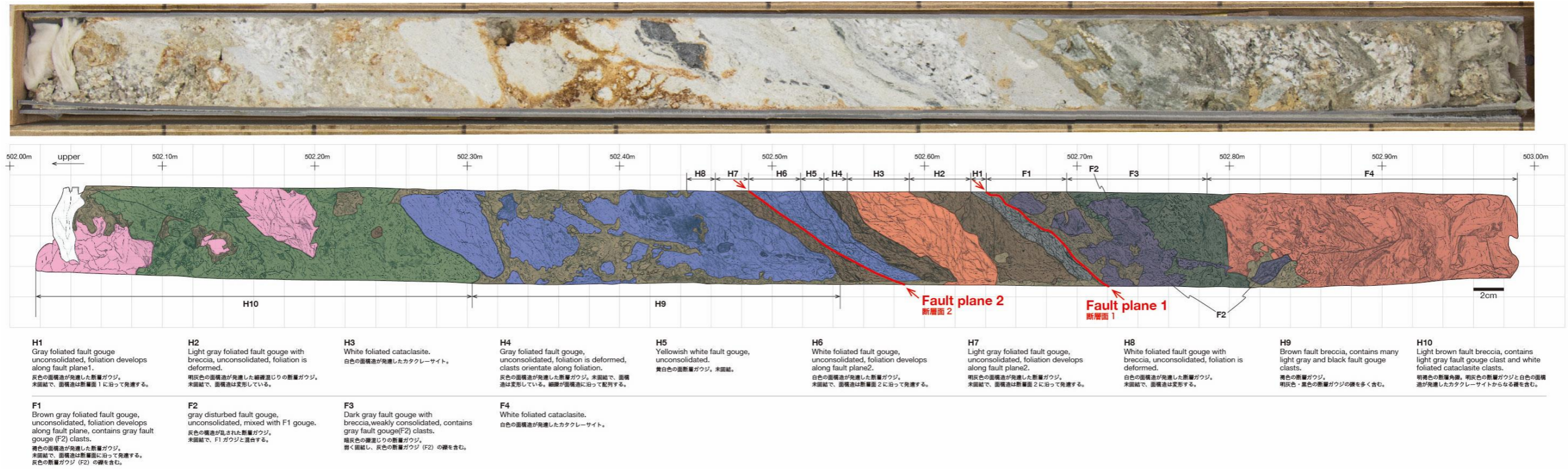


図 2.1.3. NFD-1-S1①孔深度 502-503m の半割コア写真とコアスケッチ

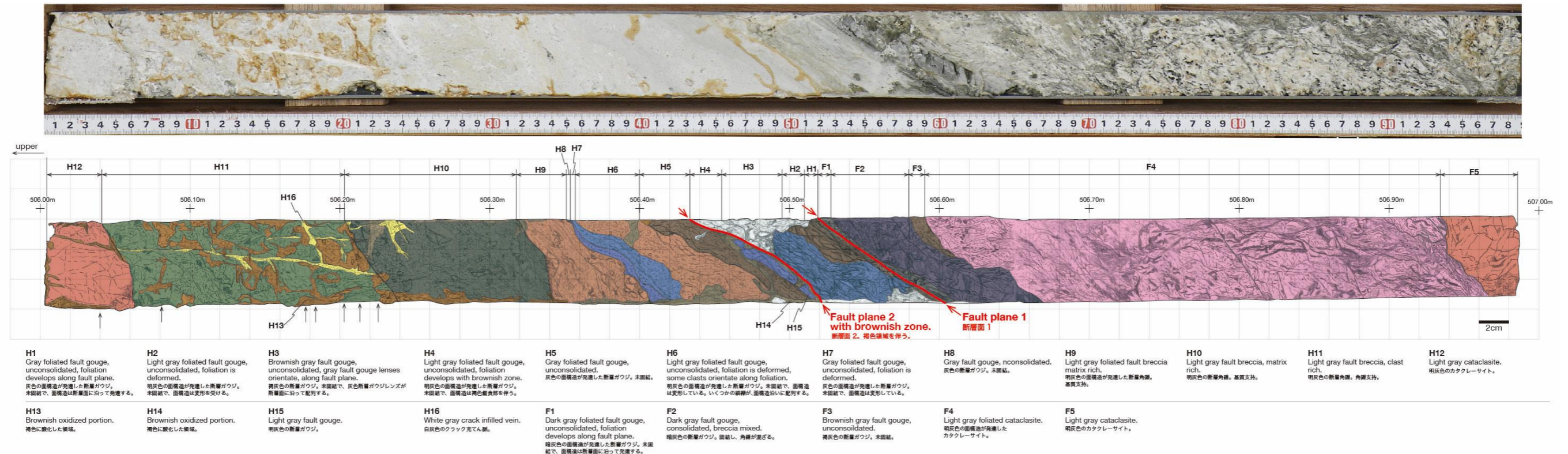


図 2.1.4. NFD-1-S1②孔深度 506-507m の半割コア写真とコアスケッチ

・ NFD-1-S4 孔 (NFD-1-S4 605.65-606.65m)

図 2.1.5.に NFD-1-S4 孔 605.65-606.65m の半割コア写真と詳細スケッチを示す。この試料は花崗岩を原岩とし、断層ガウジおよびカタクレサイト、面状カタクレサイトが認められた。

断層面は深度 605.24m 付近に認められ、断層面の上下に幅約 10cm の面構造が発達する未固結の断層ガウジを伴う。面構造は明瞭で、やや湾曲しながら断層面に平行に発達する。断層面近傍から離れた場所にも複数枚の断層ガウジが分布し、いずれにも面構造が認められる。一部の断層ガウジ中には、別のガウジ層や角礫、面状カタクレサイトのブロックが取り込まれるように分布する。ガウジ層は断層面から離れるにつれて変形の程度が大きくなり、複数のガウジ層が複雑に入り組んだ形状を示す。

深度 604.88m 以浅では、カタクレサイトが認められ、一部断層角礫のブロックを含む。

・ NFD-1-S5 孔 (NFD-1-S5 904 -905m)

図 2.1.6.に NFD-1-S5 孔 904-905m の半割コア写真と詳細スケッチを示す。この試料は花崗岩を原岩とし、断層ガウジおよび断層角礫、カタクレサイトが認められた。

断層面は深度 904.23m 付近に認められ、断層面の上下に幅約 10cm の面構造が発達する未固結の断層ガウジを伴う。面構造は明瞭で、断層面に平行に発達する。また、非対称構造が発達し、白色の断層ガウジレンズが多数確認される。断層面近傍から離れた場所にも複数枚の断層ガウジが分布し、いずれにも面構造が認められる。

深度 904.30~904.83m では、断層角礫が認められる。断層角礫は断層ガウジを基質として含み、カタクレサイト、断層ガウジの角礫を含む。一部の断層角礫は固結している。深度 904.83m 以深では、カタクレサイトが認められる。

・ NFD-1-S6 孔 (NFD-1-S6 897-898m)

図 2.1.7.に NFD-1-S6 孔 897-898m の半割コア写真と詳細スケッチを示す。この試料は花崗岩を原岩とし、断層ガウジおよび断層角礫が認められた。

断層面は深度 897.34m 付近に認められ、暗灰色の面構造の発達した厚さ 2mm の断層ガウジを伴う。その外側にも幅約 7cm に渡って面構造が発達する断層ガウジが認められる。断層ガウジが認められる。断層面に伴って認められる断層ガウジ以外のガウジには、黄灰色の細粒物質脈が周囲とは無関係に網目状に認められる。深度 897.15~897.25m 間には黒色の固結した断層ガウジが認められ、割れ目が発達する。

深度 897.37m 以深では断層角礫が認められる。断層角礫は断層ガウジを基質として含み、カタクレサイト、断層ガウジの角礫を含む。一部の角礫は固結している。

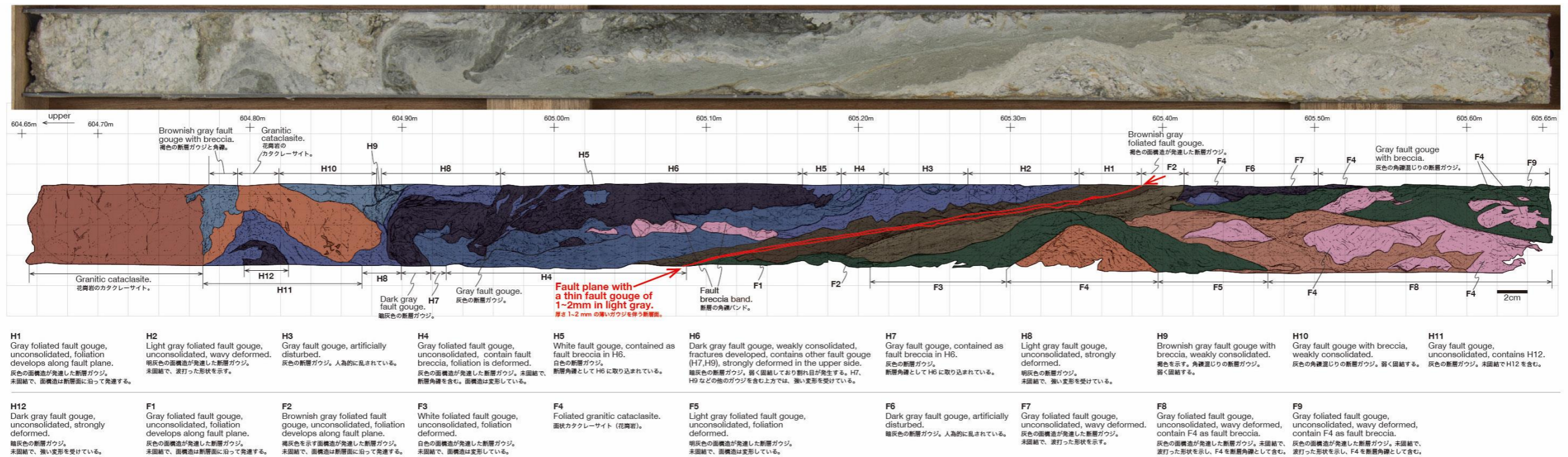


図 2.1.5. NFD-1-S4 孔深度 604.65-605.65m の半割コア写真とコアスケッチ

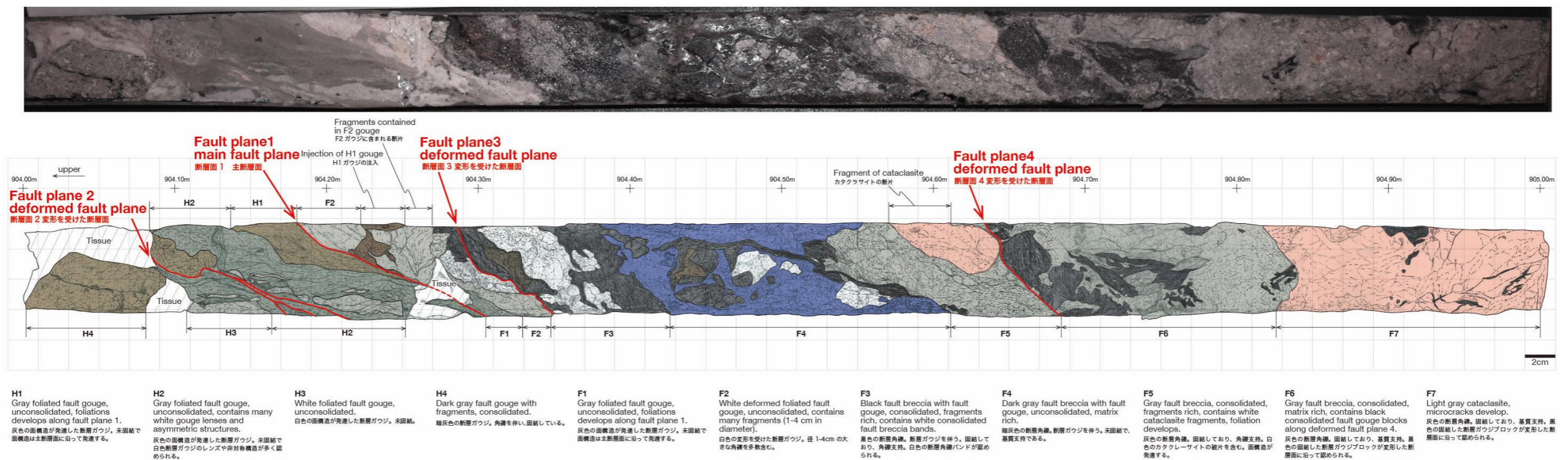


図 2.1.6. NFD-1-S5 孔深度 904-905m の半割コア写真とコアスケッチ

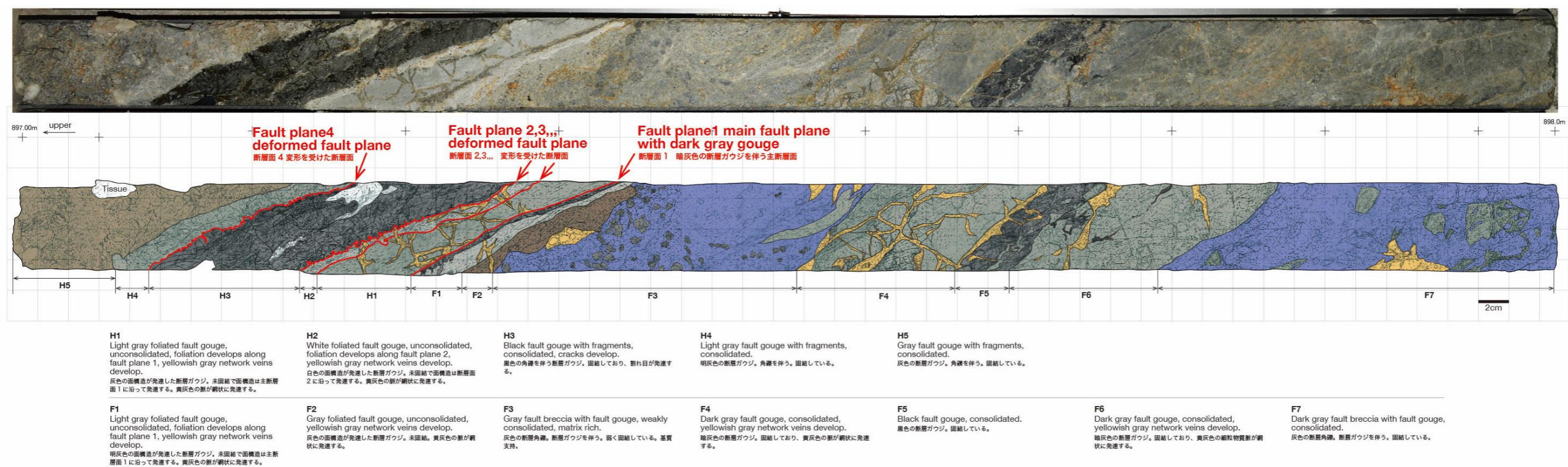


図 2.1.7. NFD-1-S6 孔深度 897-898m の半割コア写真とコアスケッチ

## (6) 考察

各項目の考察を以下に述べる。

地質構造の解析では、野島断層の地質断面図から野島断層は約  $72^\circ$  の傾斜角度を持ち、断層を挟んで大阪層群、神戸層群、花崗岩を逆断層センスで変位させている。野島断層は地表付近ではより浅部に雁行もしくは分岐すると考えられる。各ボーリング調査で得られた断層面は、3次元モデルにおいても滑らかな平面で連続し、今回採取された断層岩試料は野島断層の同一の断層面であることが分かった。

断層ガウジの構造解析において、肉眼観察により野島断層の断層ガウジは性状の異なる10以上の層から構成されることが分かった。断層岩の組織構造は、形成された際の地質環境・断層運動を反映しており、上記の断層ガウジの性状の違いは、野島断層が現在認められている断層面の近傍で複数回活動したことを示唆する。上記の構造が、断層運動のどの段階で形成されたものであるか、こういった現象を反映しているものであるか、今後検証していくことが期待される。

## (7) まとめ

地質構造の解析では、野島断層は約  $72^\circ$  の傾斜角度を持ち、地表浅部で雁行もしくは分岐する。断層ガウジの構造解析から、断層ガウジは複数の性状の異なる層に識別され、地質環境の異なる断層運動を反映していることが分かった。

## (8) 今後の課題

断層ガウジの構造解析について、今回の調査では大要的な特徴が分かったものの、より詳細な解析を行い、各断層の特徴、共通の性質などを詳細に定量的に明らかにすることが望まれる。

## (9) 引用 (参考文献)

栗田泰夫・水野清秀, 1998, 1万分の1 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—説明書. 構造図 (12), 地質調査所, 74pp.  
京都大学, 2017, 平成 27 年度原子力規制庁委託成果報告書 野島断層における深部ボーリング調査.

## 2. 2. 断層破碎帯物質の微細組織構造解析

### (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、X線CT解析、偏光顕微鏡および電子顕微鏡観察、X線マイクロCT解析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。

### (2) 実施内容：場所・数量

X線CT解析では、ボーリングコア試料のX線CTスキャンデータを予察的に解析した。

偏光顕微鏡および電子顕微鏡観察では、肉眼観察で特に重要と考えられた箇所では薄片試料を作成し、偏光顕微鏡および電子顕微鏡によりさらに詳細な組織観察を行った。

X線マイクロCT解析では、ボーリングコア試料のX線マイクロCTスキャンを行い、断層ガウジのサブミクロンスケールでの3次元構造解析を行った。

### (3) 分析方法・数量

脆弱なボーリングコア試料の内部構造を明らかにするため、X線CT解析を行った。解析は、X線CTスキャナー (Aquilion PRIME: キヤノンメディカルシステムズ製) によって得られたボーリングコア試料1本のX線CTデータ (Bfd\_2\_3210\_3220\_2682) について、Matlab を利用したプログラムを独自に作成して行った。プログラムでは、1) 画像の統合、2) 画像の復元、3) 任意の断面図の作成、4) 断面図の連続表示による動画の作成を順に行うアルゴリズムを作成した。

偏光顕微鏡および電子顕微鏡観察、X線マイクロCT解析では、肉眼観察の結果、特に重要な箇所について薄片試料を作成し、微細構造を観察した。薄片試料は、NFD-1-S4 孔の花崗岩において認められている断層ガウジ試料から作成した。作成したすべての薄片試料について、偏光顕微鏡および走査型電子顕微鏡によって微細組織観察を行い、断層の詳細な組織構造を観察するとともにその形成過程を考察した。作成した薄片試料の数量と用途は以下の通りである。



表 2.2.1. 作成された薄片試料一覧

孔名	試料番号	種別
NFD-1-S4	NFD-1-S4 604.80m	大型通常薄片
	NFD-1-S4 604.95m	大型通常薄片
	NFD-1-S4 605.05m	大型通常薄片、鏡面研磨薄片
	NFD-1-S4 605.16m	大型通常薄片、鏡面研磨薄片
	NFD-1-S4 605.22m	大型通常薄片、鏡面研磨薄片
	NFD-1-S4 605.30m	大型通常薄片
	NFD-1-S4 605.40m	大型通常薄片

断層面近傍の 3 次元構造を明らかにするため、X 線マイクロ CT 解析を行った。解析は、長さが最大 20cm の試料について X 線マイクロ CT スキャナー (Skyscan 2211: Bruker 製) を用いてスキャンを行い、付属の解析ソフトによりイメージングを行った。この機器の最高解像度は 500nm である。

#### (4) 結果

##### ① X 線 CT 解析

図 2.2.1. にボーリングコア試料のコア長に沿った断面図を、図 2.2.2. にコア断面図を示した。吸収率である CT 値を 1000 から 2000 の範囲にしたとき、断層面や脆性破壊された領域は低い値、比較的変形が弱い地層領域では高い値をもつ。断層に沿って、脆弱面が分布する様子が確認された。

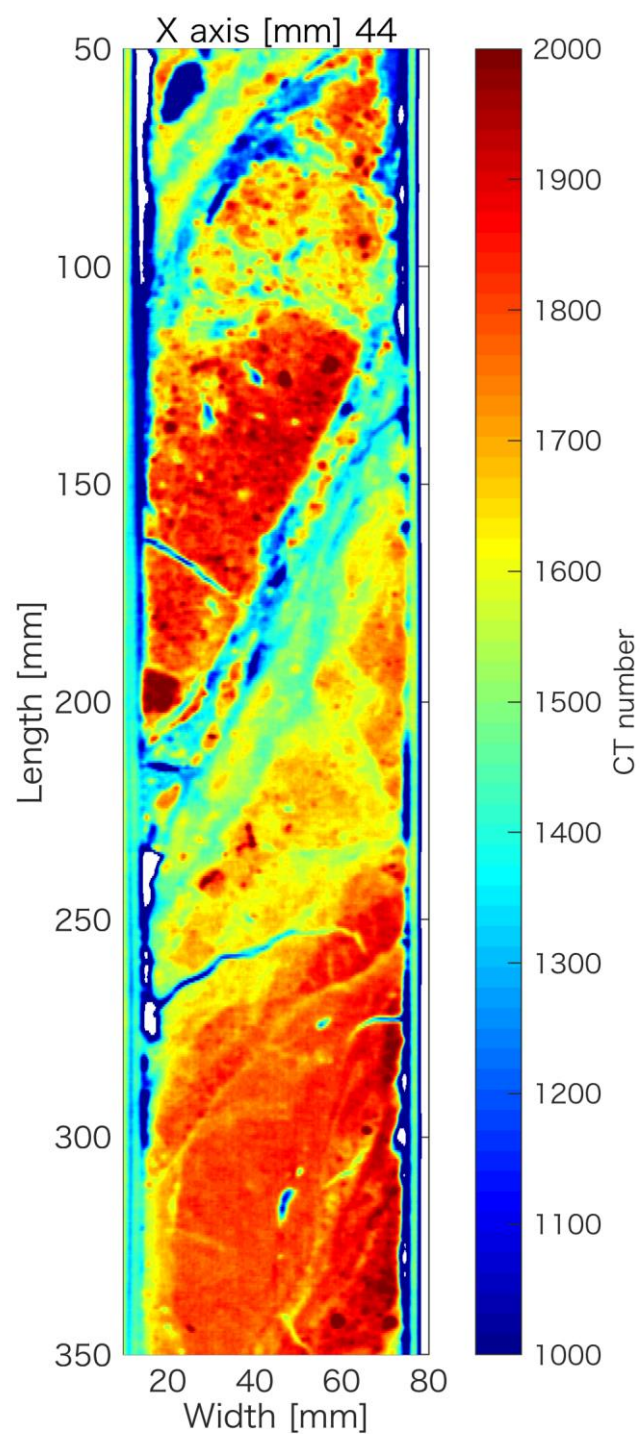


図 2.2.1. 断層帯の垂直断面図。CT number は吸収率の単位であるハウンスフィールドユニット (HU) で、空気を-1000HU、水を 0HU として定義した場合の相対値を表す。

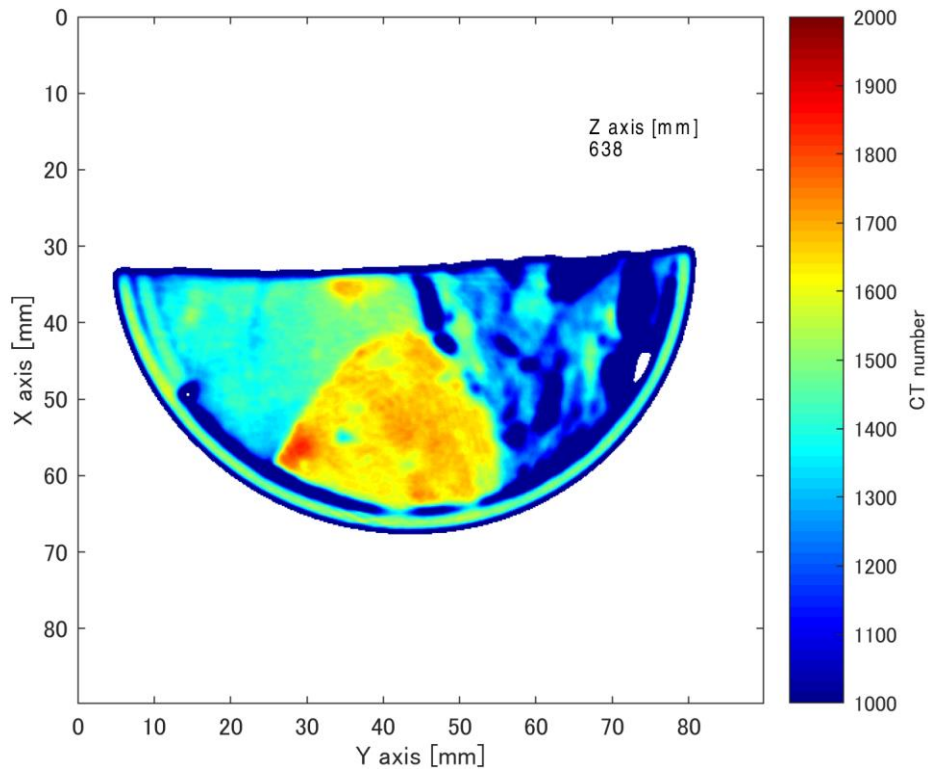


図 2.2.2. 50cm の位置の断面図。半円状の縁はコアケース。

## ② 薄片観察

肉眼観察で観察した断層ガウジ試料について、重要と思われる試料を選定して薄片を作成し、偏光顕微鏡および走査型電子顕微鏡 (SEM) による観察を行った。薄片を作成した試料は、今回採取された断層ガウジ試料中で最も断層ガウジ層が多く、複雑な構造が観察された NFD-1-S4 孔の試料を用いた。薄片は半割されたボーリングコア試料をさらに X-Z 面に平行に切断したものから作成した。薄片作成位置を図 3.2.3. に示す。偏光顕微鏡写真を図 2.2.4. に、SEM 写真を図 2.2.5. に示す。

偏光顕微鏡による観察では、肉眼観察で 1 層と認定した断層ガウジが複数の性状の異なる層で構成されていることが識別できた (図 2.2.4. (a))。各層は厚さ 1mm 以下～2cm 程度の薄層で認められ、断層面に沿って面状に発達する。一部の比較的粒度の大きなガウジ層中には、断層ガウジからなる礫が認められる (図 2.2.4. (b))。断層面は明瞭で直線的であり、性状の異なる断層ガウジを境する (図 2.2.4. (c, d))。断層角礫部では、花崗岩の角礫および粘土鉱物と鉱物粒子からなる細粒物質により構成される。(図 2.2.4. (e))。断層面から離れた箇所に認められる断層ガウジ中には、二次鉱物がネットワーク上に認められる (図 2.2.4. (f))。

電子顕微鏡による観察では、断層ガウジは粒径分布、礫の円磨度、淘汰の程度の異なる層がミクロンスケールで複数認められ、断層面はこれらのガウジを明瞭に切る（図 2.2.5. (a)）。断層面近傍の断層ガウジは、 $1\mu\text{m}$  以下の粒子により構成され（図 2.2.5. (b)）、ガウジ中の粒度の大きな粒子は円磨度が高い傾向が認められる（図 2.2.5. (c,d)）。

### ③ X線マイクロ CT 解析

断層ガウジ試料の X 線マイクロ CT 画像を図 2.2.6. に示す。画像では、数センチ～サブミクロンスケールの 3 次元密度イメージが観察出来た。断層面は面状に明瞭に認められ、断層面の周囲には幅  $1\text{mm}$  以下の低密度部が網目状に複雑に発達する。これらは断層運動に伴って開口した開口割れ目や、それに注入した断層ガウジなどの細粒物質に対応すると考えられる。角礫化した部分では礫の形状や配列、細粒部におけるせん断面が明瞭に観察できた。今回の結果から、X 線マイクロ CT 解析は、断層岩の 3 次元構造を詳細に調べることが出来、断層構造の知見に資することが出来ると期待される。

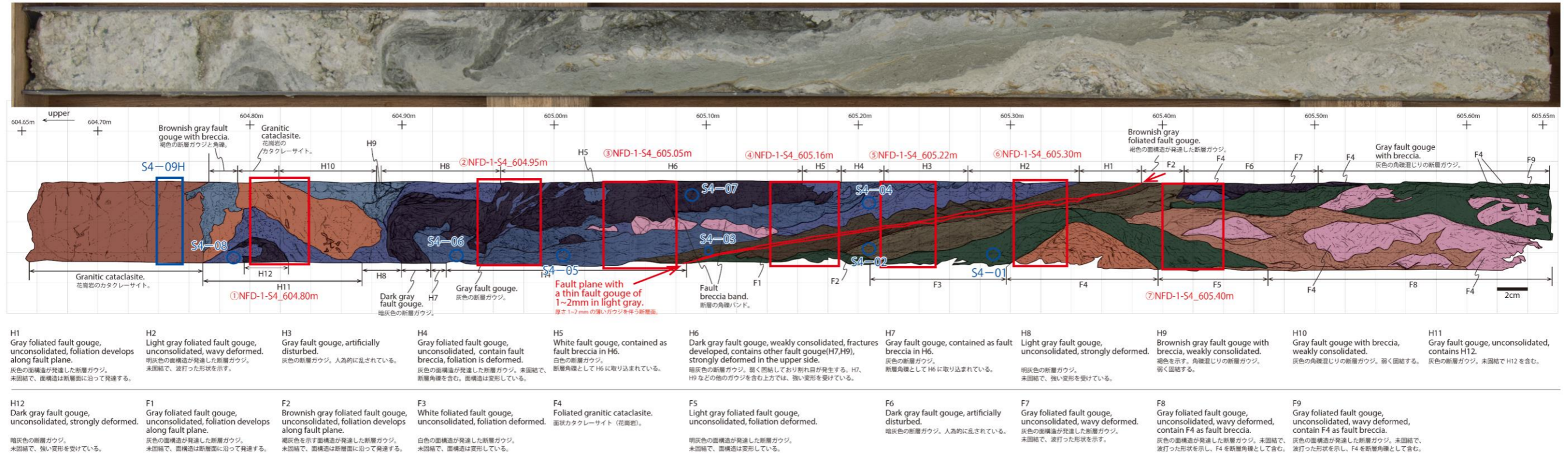


図 2.2.3. NFD-1-S4 孔薄片作成位置

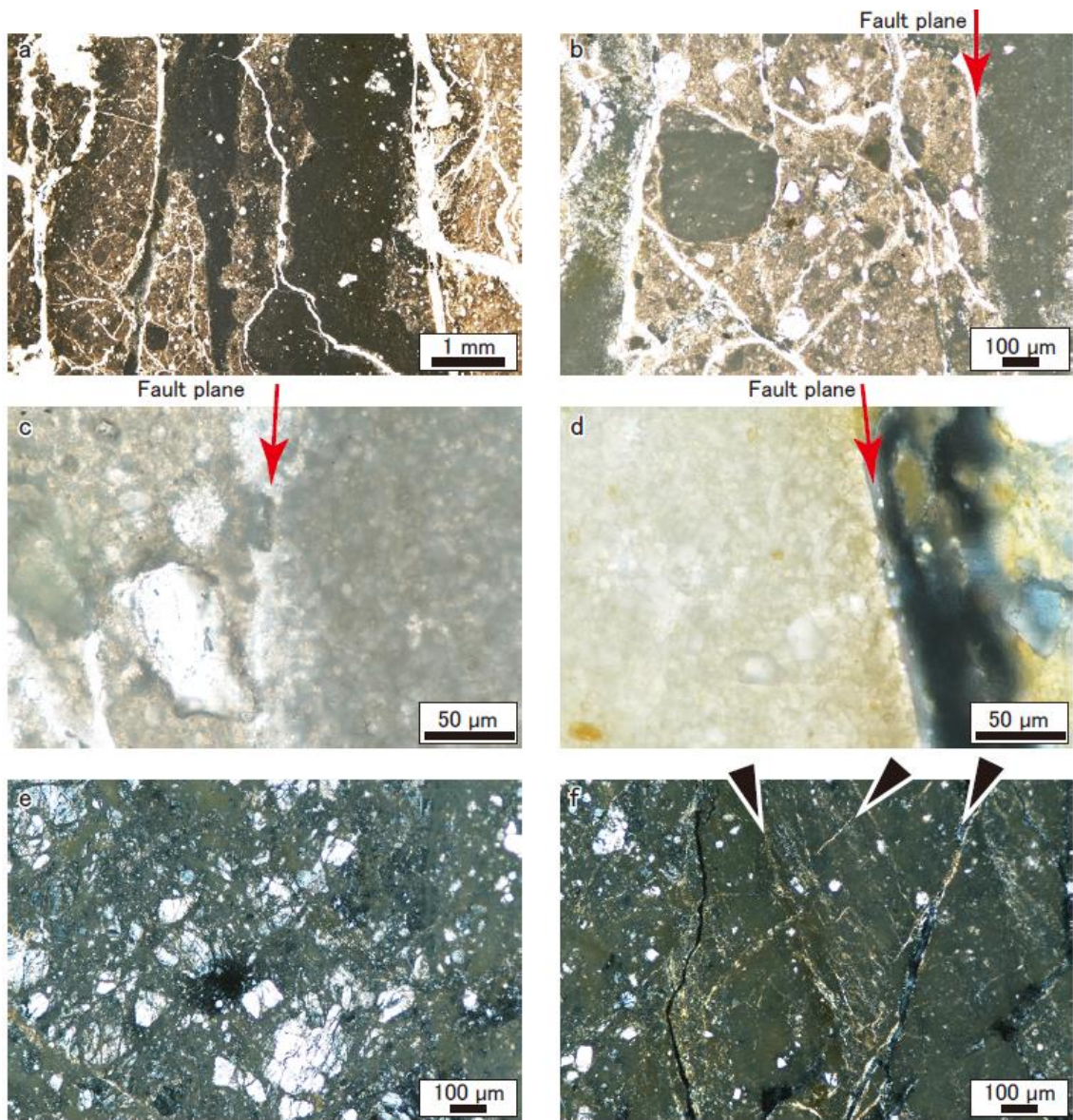


図 2.2.4. NFD-1-S4 孔断層ガウジ試料の薄片写真

(a) 断層ガウジのオープンニッケル写真。複数の性状の異なる断層ガウジが認められる。(b) 異なる断層ガウジ境界(赤矢印)のオープンニッケル写真。粒径分布の違いが明瞭に認められ、一部断層ガウジの礫が認められる。(c, d) 断層面境界のオープンニッケル写真 (c) とクロスニッケル (d) 写真。粒径が不ぞろいな断層ガウジ層と粒度の揃った断層ガウジの境界 (赤矢印) は断層面であり、明瞭で直線的に認められる。(e) 断層角礫のクロスニッケル写真。石英粒子が多数認められ、基質部には粘土鉱物や石英などからなる細粒物質で構成される。(f) 断層ガウジのクロスニッケル写真。断層ガウジ中に二次鉱物がネットワーク状 (黒矢印) に認められる。

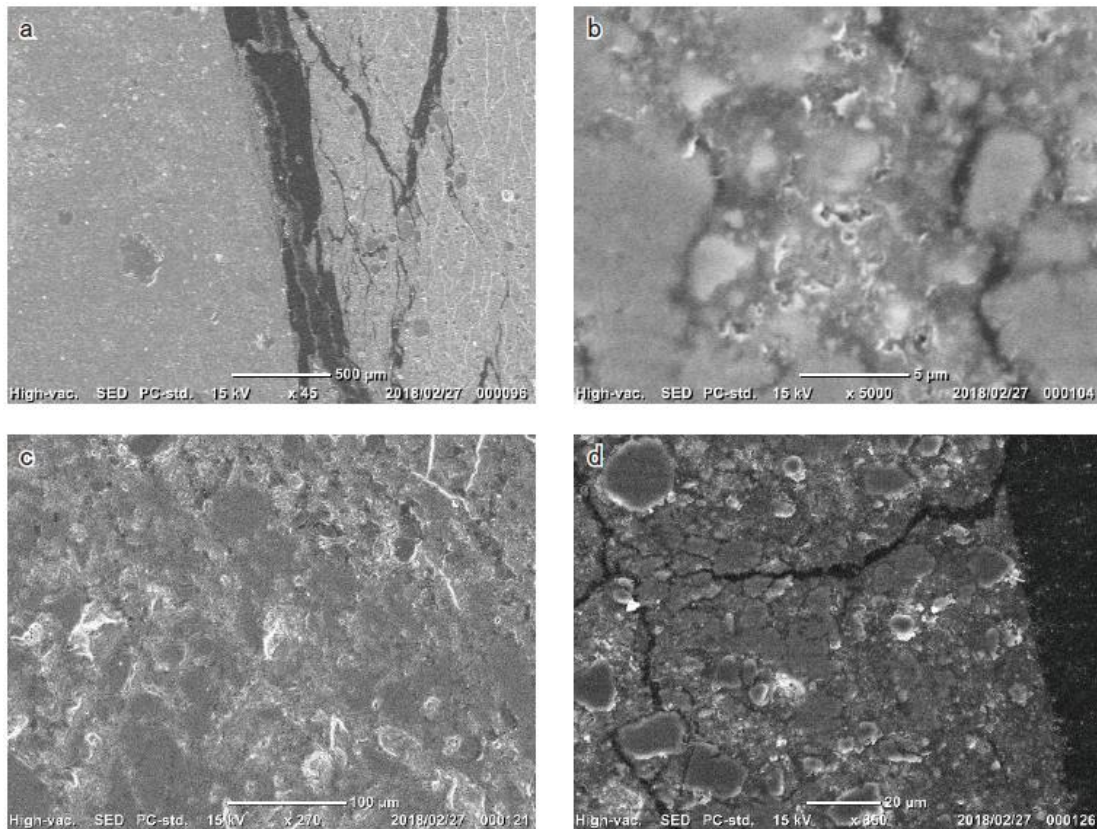


図 2.2.5. NFD-1-S4 孔断層 gauze 試料の SEM 写真

(a) 異なる断層 gauze 境界の SEI 像。粒度、淘汰の異なる gauze が接する。境界が断層面に相当し、黒色部は乾燥による亀裂である。(b) 断層面近傍の断層 gauze の SEI 像。粒径  $1\mu\text{m}$  以下の粒度が小さい粒子で構成される。(c,d) 粒度の大きな断層 gauze の SEI 像。円磨度が高い粒子が多く認められる。

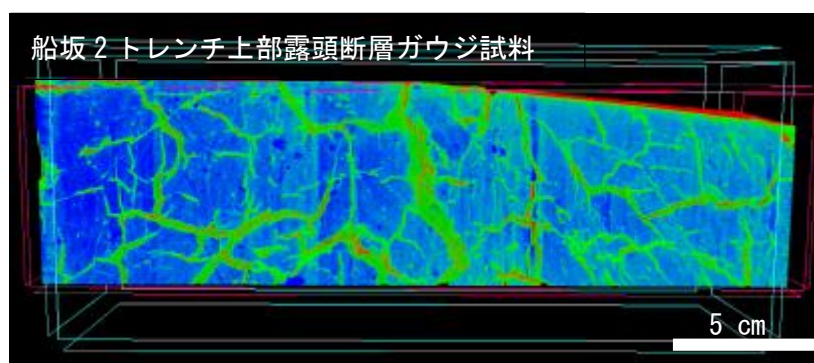
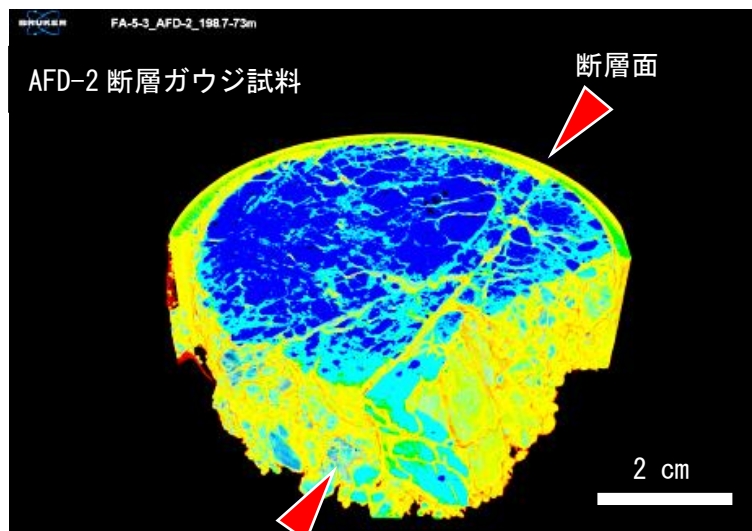
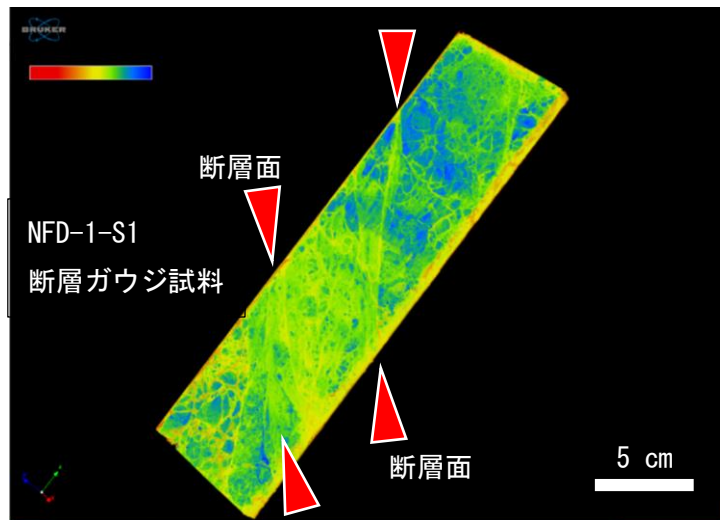


図 2.2.6. 断層ガウジ試料の X 線マイクロ CT 画像



#### (5) 考察とまとめ

本研究では、ボーリングコア試料の X 線 CT 解析による断層面の立体的な形状を解析する手法について予察的に考察した。分解能は解像度に依存するが、地層の断層面の形状解析に X 線 CT 解析が有効であることが判明した。

電子顕微鏡による断層ガウジの観察により、各ガウジ層中にはサブミクロンスケールの層状構造が認められ、主断層面としたせん断面近傍では 1 ミクロン以下の非常に細粒な粒子からなるガウジ層が厚さ 1-2mm で認められた。

X 線マイクロ CT 解析では、断層面が明瞭な平面として識別されることや周囲には網目状に開口割れ目やそれを充填する細粒物質が認められ、断層角礫の詳細な形状も観察できた。

#### (6) 今後の課題

断層面の詳細な形状を明らかにするため、高分解能の CT 画像を取得することが望まれる。また、明らかになった断層微細構造について、粒子形状や粒径分布、断層面構造の配列といった定量的な解析を行うことが期待される。

#### (7) 引用 (参考文献)

<https://ja.wikipedia.org/w/index.php?title=コンピュータ断層撮影&oldid=66856996>.

## 2. 3. 断層破碎帯の年代測定・化学分析

### 2. 3. 1. ルミネッセンス年代測定

#### (1) はしがき

ルミネッセンス年代測定法には、光でルミネッセンスを励起する光励起ルミネッセンス (OSL) 法、および熱で励起する熱ルミネッセンス (TL) 法がある。TL 法は他の熱年代学的手法に比して、短時間の加熱でもシグナルがリセットすること、環境放射線によりシグナルが蓄積するため石英などの普遍的に存在する鉱物に適用可能なこと、および適用可能な年代幅が第四紀の後半であり (<~1 Ma) 特に日本のように地質学的に活動的な地域の活断層の年代決定に貢献できる可能性があることから、断層年代学の有効な手法のひとつであると考えられている (例えば鴈澤ほか, 2013)。また OSL 法は TL 法よりさらに若い年代幅に適用可能であり、歴史地震の評価にも利用できる可能性がある。一方 TL 法は温度上昇により年代シグナルがリセットすることが明らかであり、断層による摩擦熱発生による温度上昇が十分高ければ、イベントを捕獲できるという利点がある。

#### (2) 目的

断層の活動履歴の評価にルミネッセンス法が利用できるかどうかの調査を行うことを目的に、その有効性、試料の条件、必要な実験手順を明らかにする。

#### (3) 実施内容

##### (A) 年間線量測定

ルミネッセンス年代測定法はルミネッセンス測定による蓄積線量の評価および年間線量の見積もりから成り立っている。年間線量は放射性元素濃度に依存している。そこで対象試料の K、U、Th、Sr 含有量の測定を行い年間線量を見積もるとともに、断層による年間線量への影響を評価した。

##### (B) 野島断層コア破碎帯の蓄積線量測定

本事業では、淡路島北部から続く野島断層が、淡路市小倉近辺で分岐した後、淡路島の海岸線に沿って伸長する部分を野島断層と呼んでいる。本断層の掘削で得られたコアで見られた破碎帯から採取した試料のルミネッセンス分析を行った。

##### (C) 摩擦実験に処された試料の残存線量測定

断層活動によりルミネッセンスシグナルがどう変化するか、サイトそのものが変化するか、シグナルが単に減衰するのかを調べるため、変形班と協力し変形実験に利用した試料でルミネッセンスシグナルを測定した。

##### (D) 短時間加熱実験に処された試料の残存線量測定

断層摩擦による試料の温度上昇により年代系が影響を受ける場合、その温度上昇は短時間でのイベントになると考えられる。短時間加熱実験を行いそのルミネッセンスシグナルを測定し、その影響を評価した。

#### (4) 場所・方法・数量

##### (A) 年間線量測定

年間線量の評価には、含水率、U、Th、Rb、K などの放射性元素濃度を測定する必要がある。基盤岩として淡路島内で採取した都志川花崗岩 (TS、図 2.3.1.1.)、およびトレンチの東面から採取した NFT1-E1 (図 2.3.1.2.)、トレンチの南面から採取した S4、S5、S7 (図 2.3.1.3.) の分析を行った。また NFT-1S4 コアの 605.25-605.65m からルミネッセンス用試料採取し、その残りを分析に供した。

K<sub>2</sub>O および SiO<sub>2</sub> 濃度 (U、Th、Rb を LA-ICP-MS 測定で分析するにあたり必要) を測定するために、金沢大学に設置されている波長分散型蛍光 X 線分析装置 (ZSX Primus II、Rigaku) による全岩分析を行った。岩石試料を洗浄の後、ミルで砕き粉末状にしたのち、800℃で 2 時間半加熱し揮発成分を除いた。四ホウ酸リチウムを混合しガラス状にして分析を行った。検量線は標準試料を同様にガラス状にして分析したものを利用した (Kusano et al., 2014)。測定条件は加速電圧 50 kV、電流 50 mA である。ガラスビード作成時の試料と融剤 (和光純薬株式会社、四ホウ酸リチウム : Li<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub>) の希釈率は 1:10 (0.4 g ±0.0001 g : 4 g ±0.0001 g) である。

U、Th、Rb の測定は、試料の粉末ペレットを作成し、レーザーアブレーション導入法により誘導プラズマイオン源質量分析計 (LA-ICP-MS) を用いて行った。金沢大学に設置された分析機器 (Microlas 社 Geolas Q-plus および横川 Agilent 7500s) を使用した。レーザーはスポット径 120 μm、5Hz の設定で照射した。粉末ペレット作成、分析の手法は Ito et al. (2009) に従った。各試料 4 から 6 点分析し平均の濃度を計算した。



図 2.3.1.1. 都志川花崗岩 (TS) の採取位置

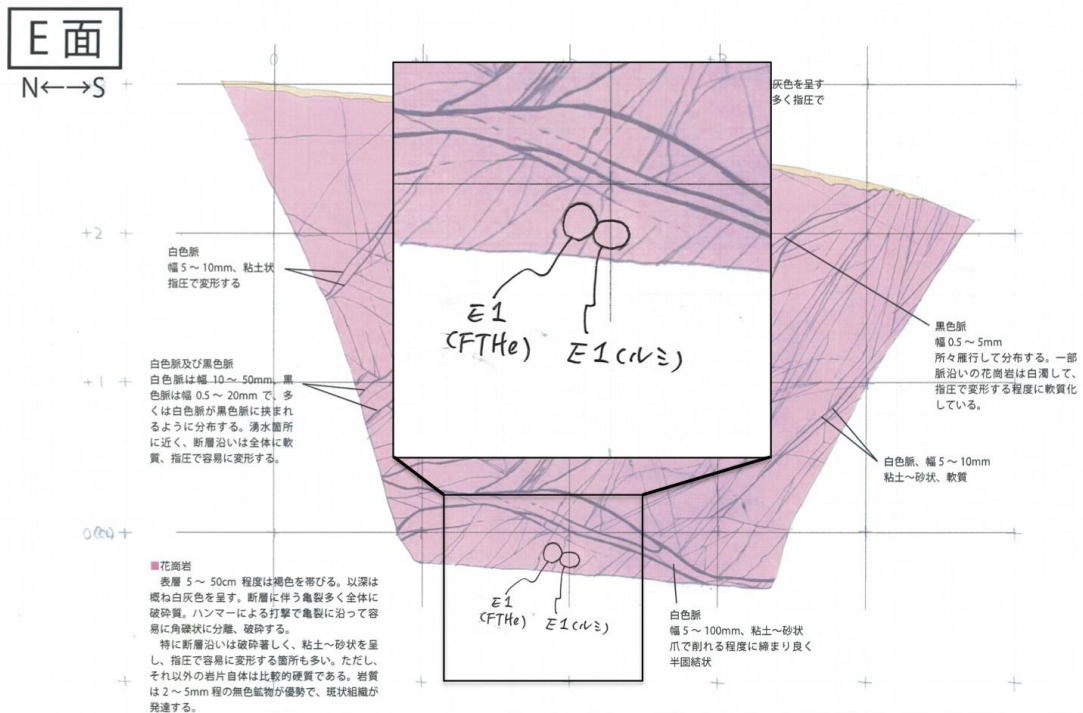


図 2.3.1.2. NFT1-E1 の採取場所

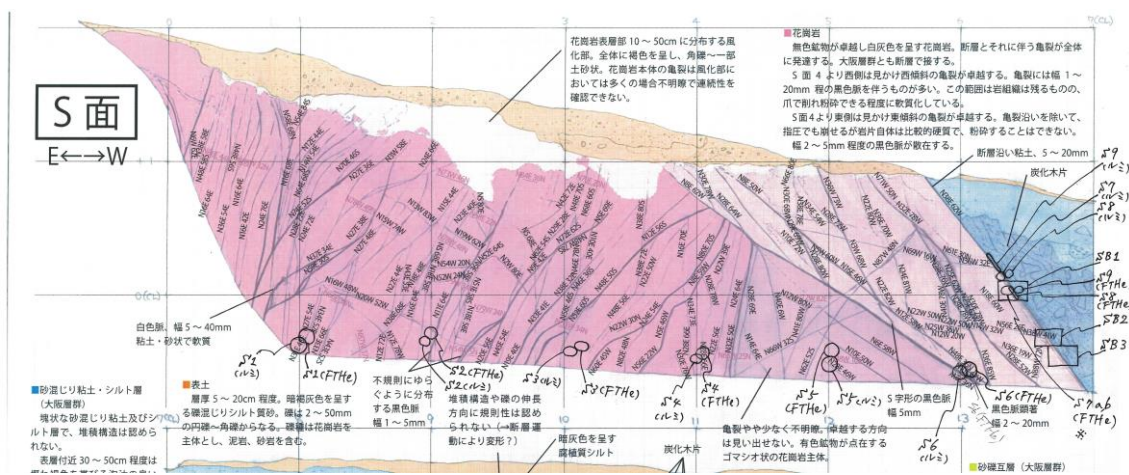


図 2.3.1.3. NFT1-S5 および S7 の採取場所

(B) 野島断層コア破碎帯の蓄積線量測定

NFD-2 コア 321.0-321.6 のガウジから試料を分取した。半分割された試料をさらに 1/4 に分け、そこから図 2.3.1.4.のように 3 試料分取した。ただし掘削時の熱影響を受けていると思われる外周部と半分割時影響を受けていると思われる表層は取り除いた。試料 2 はさらに 2 つにわけ A および B とし、計 4 試料から石英を抽出した。

NFD-1S2 コア 727.5-727.7 (m) からは図 2.3.1.5.のように 3 つの試料を分取し石英を抽

出した。石英の抽出法は平成 27 年度報告書に従い実施した。

各試料 2 皿ずつ Single Aliquot Regenerative (SAR) 法 (Murray and Wintle, 2003) により測定を行った。感度変化補正のためのテスト照射は 5Gy 行い、検量線作成のための再現線量は 10Gy、40Gy、0Gy、70 Gy、10Gy、として実験を行った。以上合計で OSL 測定を 140 回行った。



図 2.3.1.4. NFD-2 コア 321.0-321.6 (m) の採集試料

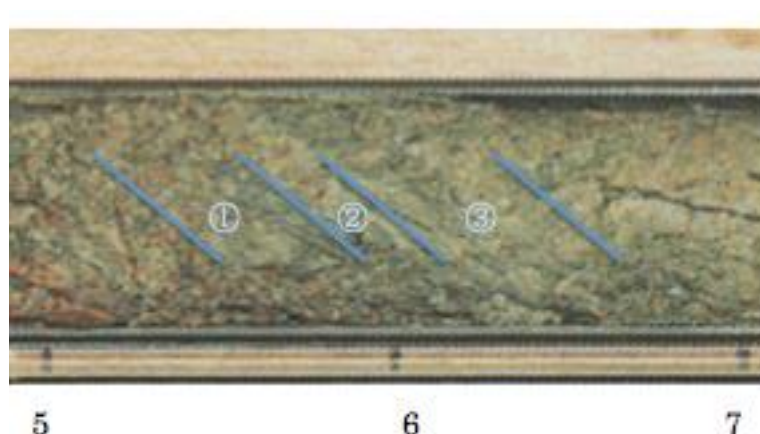


図 2.3.1.5. NFD-1S2 コア 727.5-727.7 (m) の採集試料

#### (C) 摩擦実験に処された試料の残存線量測定

断層により影響を受けた石英のルミネッセンスシグナルの変化を調べるため、変形帯により摩擦実験に処された石英の OSL および TL 分析を行った。石英は NFT1-E1 から分離したものを利用した。試料の天然蓄積線量を 0 にした後、京都大学原子炉実験所にて 400Gy の  $\gamma$  線照射を行ったものを摩擦実験に供した。摩擦実験の詳細については 2.6 を参照されたい。その後石英を粒径により 75-150 ミクロンの粗粒のもの、および 75 ミクロン以下の細粒のものに分けルミネッセンス測定を行った。OSL 測定は SAR 法にて、テスト線量 3 Gy から 10Gy、再現線量 5Gy、10Gy、0Gy として実験を行った。各試料毎に、3~20 回の繰り返し測定を行った。以上合計で OSL 測定を 1250 測定以上行った。

#### (D) 短時間加熱実験に処された試料の残存線量測定

試料としてはほぼ石英のみからなるオタワサンドを利用し、加熱処理によるルミネッセン

ス感度の改善を行ってから、X線で200Gy照射したものを出発物質とした。試料はアルミ箔の筒に入れた後、京都大学で短時間加熱処理を行った。加熱実験の詳細については2.5を参照されたい。試料の量の関係から、各加熱条件につきOSL測定は2皿のみが可能であり各皿の粒子数は2~3であった。天然試料のシグナルを得た後、再現線量10Gy、0Gy、100Gy、200GY、10GYとして実験を行った。テスト線量は5Gyとした。またシグナルのfadingの影響を評価するために、加熱処理を行わない試料の測定も4皿実施した。以上合計でOSL測定を120測定を行った。

(5) 結果

(A) 年間線量測定

表2.3.1.1.に全岩分析結果を示す。また表2.3.1.2.にLA-ICP-MSによる放射性元素濃度測定結果およびそれに基づいた年間線量を示す(Adamiec and Aitken, 1998; Stokes, et al., 1993; Ito et al., 2009)。年間線量に用いたK<sub>2</sub>O濃度は、XRF分析による濃度をIgnission lossを考慮にいれ100%換算した値とした。またルミネッセンス測定試料準備の際にフッ酸処理を施していることから、α線の効果を勘案しない年間線量とした。露頭試料については宇宙線による線量も考慮した(Prescott and Hutton, 1994)が、トレンチおよびコアから採取した試料については十分深いところから採取されたと考え宇宙線による線量は算入しなかった。

表 2.3.1.1. 全岩分析結果

試料ID	NFD1-S4(605.25 - 605.65m)	トレンチ				原岩
		S5	S7	E1	E1	TS
(wt%)						
SiO <sub>2</sub>	72.58	74.56	76.93	77.35	77.16	75.44
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.13	0.11	0.08	0.08	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.34	13.64	13.46	12.84	12.86	13.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.76	1.05	0.13	0.98	0.98	1.14
MnO	0.05	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02
MgO	0.91	0.06	0.10	0.05	0.05	0.09
CaO	2.42	1.09	0.79	0.20	0.20	1.42
Na <sub>2</sub> O	1.91	3.23	3.42	3.60	3.62	3.23
K <sub>2</sub> O	3.58	5.02	4.40	4.26	4.28	4.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
合計	98.81	98.81	99.35	99.39	99.26	99.02
Ignission loss (%)	4.31	1.66	0.90	0.03		0.01

表 2.3.1.2. 微量元素濃度結果と年間線量

	Altitude (m)	K <sub>2</sub> O (%)	Rb (ppm)	SE (ppm)	Th (ppm)	SE (ppm)	U (ppm)	SE (ppm)	water content	AD (Gy/kyr)
TS	5	4.2	391.5	9.2	45.1	20.6	8.9	0.2	0.0	9.7
E1	-	4.3	297.4	22.1	11.9	1.6	2.9	0.6	0.0	5.4
S5	-	5.0	226.9	22.8	88.7	11.3	15.4	3.9	0.0	15.0
S7	-	4.4	189.2	15.8	27.6	3.2	3.3	0.6	0.0	6.7
NFD1S4 (605.25 - 605.65m)	-	3.5	187.0	9.0	8.5	0.7	7.2	0.4	0.0	5.4

(B) 野島断層コア破砕帯の蓄積線量測定

NFD2 (321.0-321.6m) の OSL シャインカーブを図 3.3.1.6.から図 2.3.1.9.に、また NFD-1S2 (727.5-727.7m) の OSL シャインカーブを図 3.3.1.10.から図 2.3.1.12.に示す。

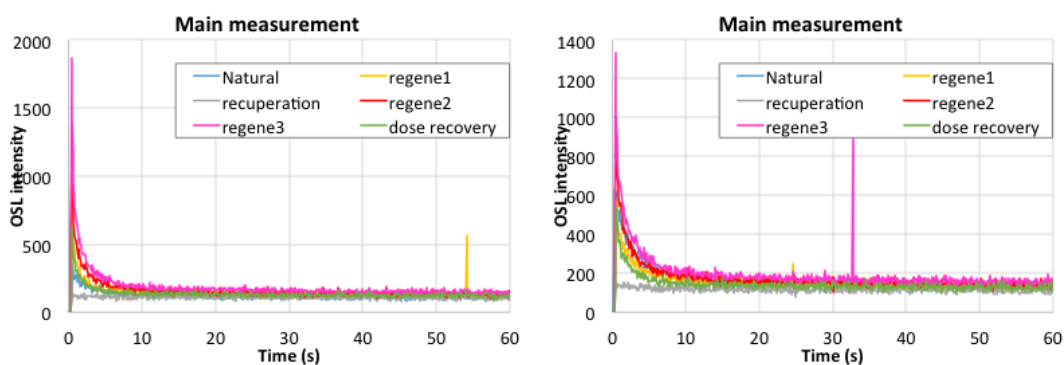


図 2.3.1.6. NFD2-1 の OSL 分析結果

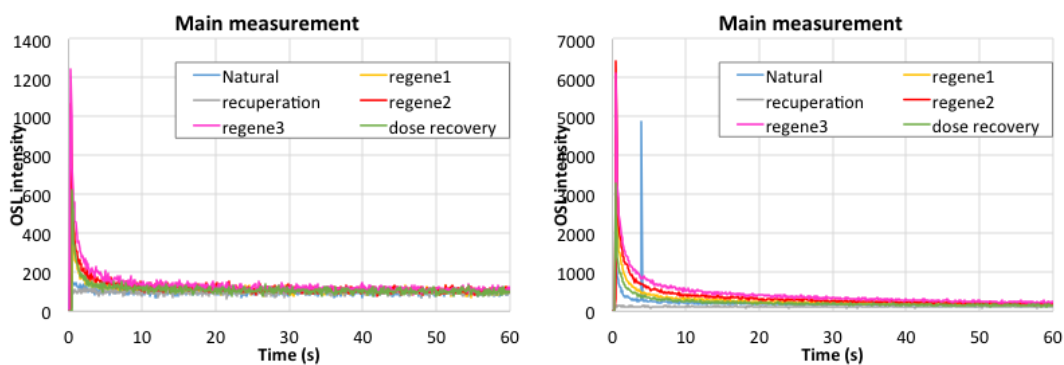


図 2.3.1.7. NFD2-2A の OSL 分析結果

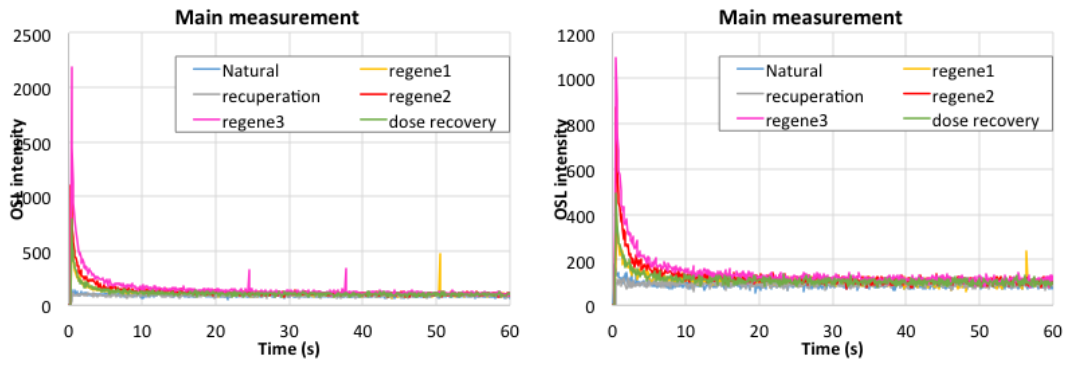


図 2.3.1.8. NFD2-2B の OSL 分析結果

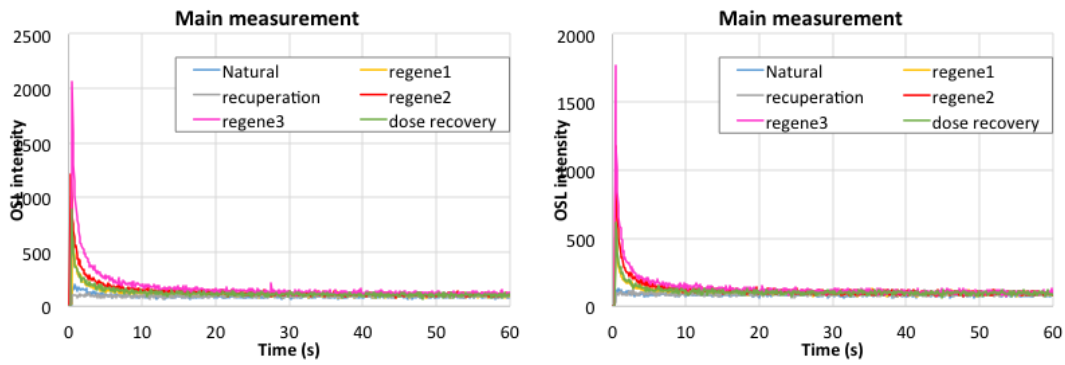


図 2.3.1.9. NFD2-3 の OSL 分析結果

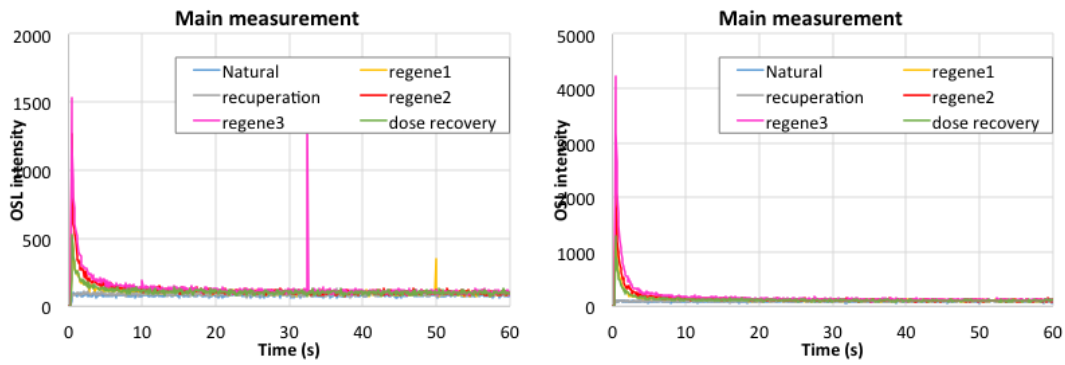


図 2.3.1.10. NFD-1S2-1 の OSL 分析結果



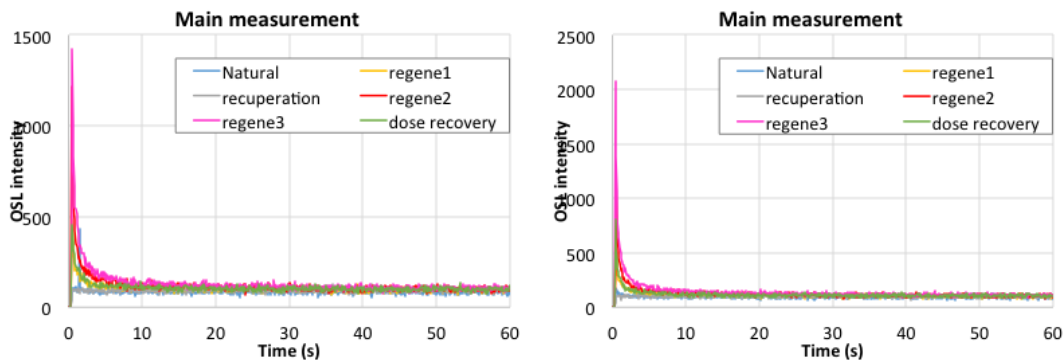


図 2.3.1.11. NFD-1S2-2 の OSL 分析結果

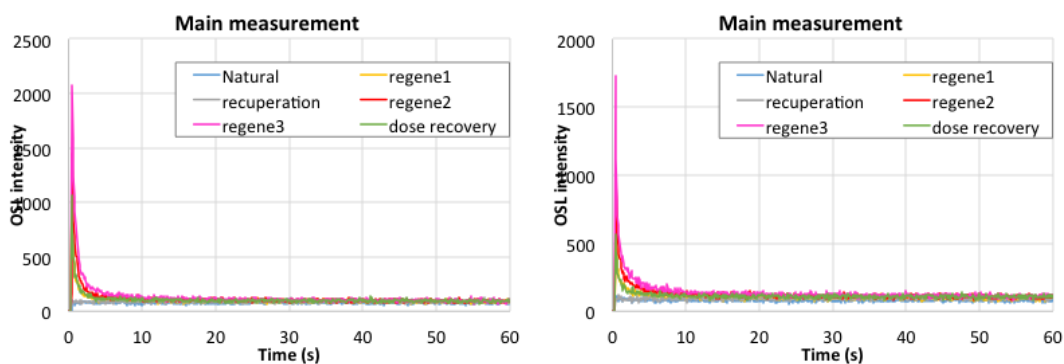


図 2.3.1.12. NFD-1S2-3 の OSL 分析結果

(C) 摩擦実験に処された試料の残存線量測定

測定結果については 4. 2. OSL 年代のリセット条件を検証するための摩擦実験を参照されたい。

(D) 短時間加熱実験に処された試料の残存線量測定

測定結果については 5. 鉱物の加熱実験と年代リセット状況の分析 2 を参照されたい。

(6) 考察

(A) 年間線量測定

試料毎のウラン濃度、トリウム濃度がばらつくため年間線量も試料毎に異なる結果となった。花崗岩は比較的粗粒の鉱物の集合体であるため、これらの放射線元素を濃集する微量鉱物（例えばジルコンやアパタイトなど）がたまたま分析する試料に入ると濃度が高くなり、少ないと濃度が低くなるためだと思われる。特にコア試料を利用した断層岩分析では試料が十分得られないために平均的な微量元素濃度を得るのは難しいが、Ignission loss による質量減少の割合が高く、かつ  $K_2O$  の減少が見られるため、断層岩への変質に伴って局所的に年間線量が変化することも考えられる。本試料の分析結果に基づくと、局所的な年間線量の

変化は 10%弱程度の減少と考えられ、試料への線量の寄与は周辺の健康な岩からももたらされること、および断層岩の年間線量の値は試料 (E1) と同等であることを考えると、平均的な濃度を用いた年間線量で年代を評価し、値に付随する誤差に注意を払っておくことが現実的な対応であると思われる。

#### (B) 野島断層コア破砕帯の蓄積線量測定

野島断層コアの OSL のシグナルは、平成 27 年度事業において実施した浅野断層を掘削したコアの OSL シグナルと比較すると、かなりきれいなシャインカーブを示している。最初の 0.3 秒間のシグナルを利用して検量線をひき蓄積線量を見積もった (表 2.3.1.3.、表 2.3.1.4.)。

NFD-2 コア 321.0-321.6 (m) ではメインの断層はサブサンプル 1 と 2 の間とされていたが、蓄積線量を見ると、3 が最も低かった。OSL シグナルが断層による破壊・摩擦によりどのような影響を受けるか研究中なので、このような蓄積線量を示した原因についてははっきりとは分からない。可能性としては以下の 2 つのことが考えられる。

- 1) メインの断層はサブサンプル 3 の下部であった。
- 2) 断層による破壊・摩擦がルミネッセンスシグナルを増やす影響がある。

NFD-1S2 コア 727.5-727.7 (m) の分析結果はほぼバックグラウンドであり OSL 年代値はリセットされていた。蓄積線量を一応計算したがこの値には意味はほとんどない。3 つの試料の中でも 2 のガウジ試料はバックグラウンドよりやや高いシグナルを示し、最も蓄積線量が高い結果となった。このことは断層による破壊・摩擦がルミネッセンスシグナルを増やす影響があるという仮説を支持しているのかもしれない。3 試料とも低い蓄積線量を示していることは、断層の影響が広く及んだためなのか、深度 (地温) によるシグナルリセットなのかは不明である。より広い範囲で試料を採取して傾向を見る必要がある。

平成 27 年度事業において実施した AFD02 fa-5⑤試料はコア掘削方向深度は約 203m であり、OSL シグナルの減少程度は本事業において分析した NFD 試料よりは少なかった。変位量等が異なる断層であり単純に比較はできないが、OSL で分析するために必要な試料採取深度への示唆となるかもしれない。

表 2.3.1.3. NFD-2 コア 321.0-321.6 (m) の OSL による蓄積線量

		De (Gy)	Average De(Gy)	Age(y)*	Age (y)**
NFD2-1	1	4.09	8.48	997	1570
	2	12.86			
NFD2-2A	1	3.14	4.87	573	902
	2	6.60			
NFD2-2B	1	0.78	1.40	165	259
	2	2.02			
NFD2-3	1	1.29	1.04	123	193
	2	0.79			

\* 平均の年間線量(8.5Gy/ka)を用いて年代値に換算

\*\*NFD1-S4の年間線量(5.4Gy/kyr)を用いて年代値に換算

表 2.3.1.4. NFD-1S2 コア 727.5-727.7 (m) の OSL による蓄積線量

		De (Gy)	Average De (Gy)	Age(a)*	Age (a)**
NFD1-S2_1	1	0.29	0.22	26	41
	2	0.15			
NFD1-S2_2	1	1.01	1.41	166	261
	2	1.81			
NFD1-S2_3	1	0.35	0.49	57	90
	2	0.63			

\* 平均の年間線量(8.5Gy/ka)を用いて年代値に換算

\*\*NFD1-S4の年間線量(5.4Gy/kyr)を用いて年代値に換算

#### (7) まとめ

いろいろな層準で年間線量を求めたところ、花崗岩の場合は微量元素の濃度の不均一が大きく試料毎に異なる年間線量となった。ガウジではカリウムの減少が生じている可能性があるが、年間線量としては原岩のばらつきの範囲内であり、年代値の計算の際は、誤差を留意し平均的な年間線量を用いるのが現実的である。

NFD コア（野島断層掘削コア）の OSL 分析結果は AFD コア（浅野断層掘削コア）に比較して低い蓄積線量を示した。変位量等が異なる断層であり単純に比較はできないが、OSL で分析するために必要な試料採取深度への示唆となるかもしれない。さらに 700m 深の試料でのシグナルリセットが地温でなく断層の影響だとすると、これくらいの深度で分析した断層試料でも有意な OSL シグナルが検出できたら、その断層の活動時期は古いと考えられるかもしれない。

#### (8) 今後の課題

NFD 掘削サイトからは他にも断層破碎帯の深度の異なる S3 コア（約 532m）や S4 コア（約

605m) から試料が分取されているので、分析を続け比較することが重要である。特に NFD-1S2 コア 727.5-727.7 (m) ではガウジおよびその上下試料でほとんどシグナルが残っていないので、断層がない層準の試料も用い、深度方向に系統的にデータを見る必要がある。また測定した試料でも測定時間の関係で OSL しか測れていないので、TL も測定する必要がある。

得られた結果を適切に解釈するにはメイン断層の認定が正確に行われてこそであり、それがないと、ルミネッセンスのデータの解釈が定まらない。また深い試料の場合、断層周辺全ての試料でシグナルが消えている可能性があるが、それを確認するためには表層断層のトレンチデータが有効であるが、本事業では浅野断層のトレンチしかないため、単純に比較することはできない。一方、浅野断層のトレンチの結果を活かそうにも、浅野断層の掘削では明確な断層試料が得られてないことも課題である。

断層による破壊・摩擦がルミネッセンスサイトに与える影響についても、継続して研究を進め見解を固めることがデータの適切な解釈のために望まれる。

#### (9) 引用文献

- Adamiec, G. and Aitken, M.J., 1998, Dose-rate conversion factors: update, *Ancient TL* 16,37-50.
- 鷹澤好博・高橋智佳史・三浦知督・清水 聡, 2013, 光ルミネッセンスと熱ルミネッセンスを利用した活断層破砕帯の年代測定法, *地質学雑誌*, 714-726.
- Ito, K., Hasebe, N., Sumita, R., Arai, S., Yamamoto, M., Kashiwaya, K. and Ganzawa, Y., 2009. LA-ICP-MS analysis of pressed powder pellets to luminescence geochronology. *Chemical Geology*, 262, 131-137.
- Kusano, Y., Umino, S., Kobayashi, J., Mizukami, T., Okuno, M. and Arai, S., 2014. Quantitative analysis of major elements in igneous rocks with X-ray fluorescence spectrometer "ZSX primus II" using a 1:10 dilution glass bead. *The Science Report of Kanazawa University*, 58, 31-44.
- Murray, A.S. and Wintle, A.G., 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurement*, 37, 377-381.
- Prescott, J.R. and Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurement*, Vol. 23, Nos 2/3, pp. 497-500.
- Stokes, S., Ingram, S., Aitken, M.J., Sirocko, F., Anderson, R. and Leuschner, D., 2003. Alternative chronologies for Late Quaternary (Last Interglacial-Holocene) deep sea sediments via optical dating of silt-sized quartz. *Quaternary Science reviews*, 22, 925-941.

## 2. 3. 2. ESR 年代測定

### (1) はじめに

断層岩の生成年代から断層活動性評価を行う手法であるESR（電子スピン共鳴）年代測定法（Fukuchi, 1992; 福地, 2004; 福地, 2010）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）が決定される。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年代値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注意が必要である。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定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、台湾チェルンプ断層深部掘削計画（TCDP）で掘削されたHole Bの1,136m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）。野島断層とチェルンプ断層では断層変位量が異なるので、単純に比較はできないが、ESR信号が完全にリセットされる深度は500~1000m程度であると推定される。

本研究プロジェクトである野島断層深部掘削ボーリング調査における目的は、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である。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。

### (2) 実施内容及び解析試料

平成 27 年度事業においては、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地表付近の断層岩試料（平成 27 年 12 月 26 日～27 日採取）の ESR 解析及び年代測定を実施した。また、平成 28 年度事業においては、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に加えて、断層岩から検出される ESR 信号のリセット状態の判定及び ESR 年代測定を実施した。さらに、平成 29 年度事業前半は、野島断層掘削ボーリング NFD-1 孔及び NFD-2 孔から採取されたコア試料の ESR 解析及び年

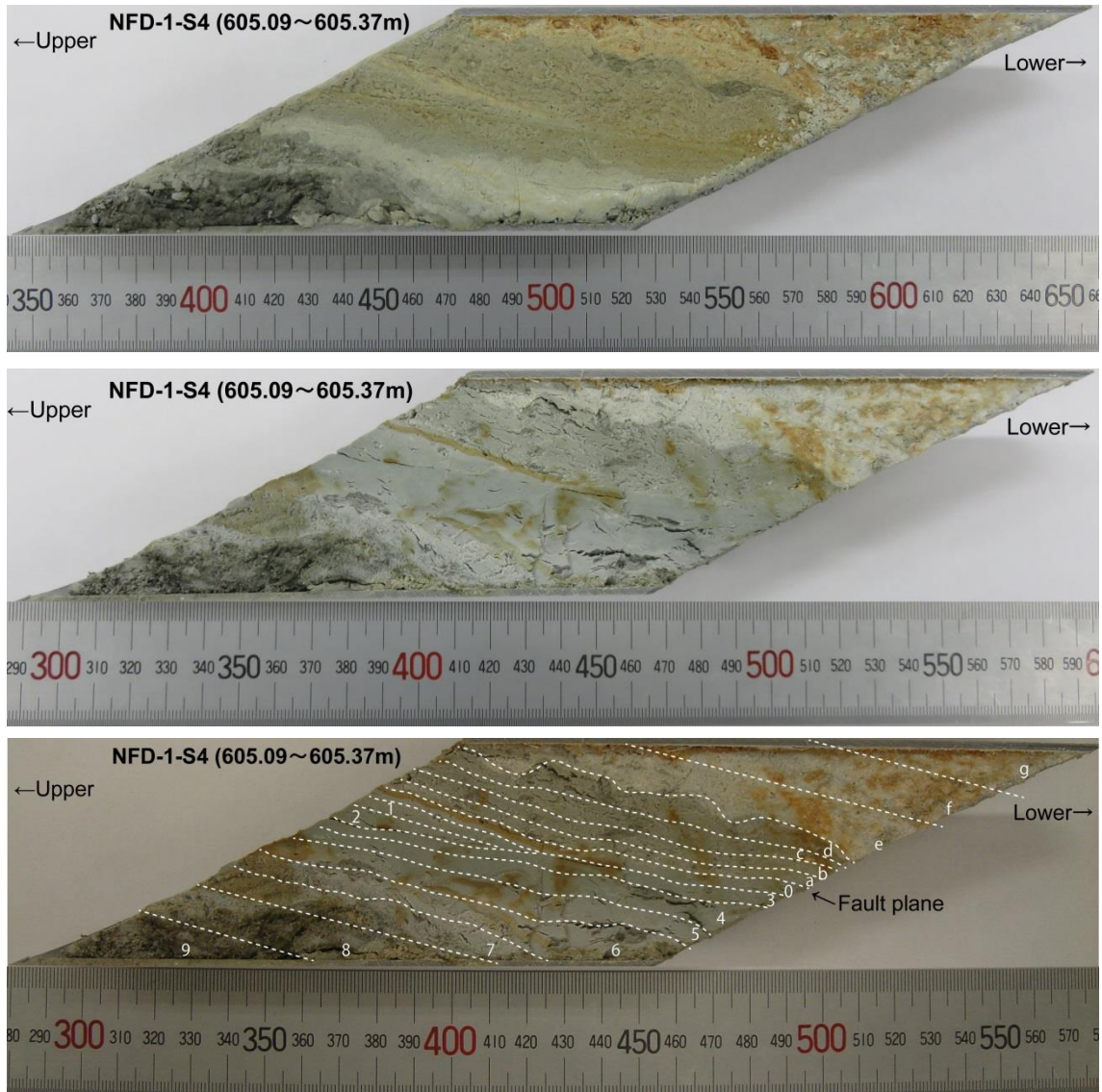


図 2.3.2.1. NFD-1-S4 孔コア試料中に発達する破砕帯で観察される断層岩（試料 0～9 及び a～g）上）ハーフカット後のコア試料の状態。ハーフカットによりカット表面にはガウジ試料が付着している。中）ハーフカット後にカット表面の付着物を除去した状態。下）最新活動面は試料 0 と a の間（図中の **Fault plane**）であると推定される。

代測定を実施した。これらの解析に引き続き、平成 29 年度事業後半は野島断層掘削ボーリング NFD-1 孔のサイドトラック孔である NFD-1-S4 孔から採取されたコア試料の ESR 解析を実施した。

NFD-1-S4 孔破砕帯試料のハーフカット写真を図 2.3.2.1. に示す。ハーフカット後のコア試料（図 2.3.2.1. 上）を見ると、カット表面にはハーフカットにより削れたガウジ試料が付着しており、試料の汚染（contamination）を引き起こしている。ハーフカット後の付着物をカット表面から除去した状態を図 2.3.2.1. 中及び下に示す。当初、試料 2 と 3 の間が 1995

年兵庫県南部地震を引き起こした最新断層活動面であると予備的に推定されたが、カット表面の付着物を除去した結果、主要断層面ではないことが判明した。断層ガウジの呈色や硬さの違いから、試料 0 と a の間 (図 2.3.2.1.下の Fault plane) を最新断層面に設定した。肉眼観察的には、最新断層面近傍では『野島断層解剖計画』500m 掘削コア試料や台湾チェルンブ断層深部掘削計画 (TCDP) 1,136m 掘削コア試料で確認されたような、摩擦熱による断層ガウジの黒色化は認められない。

NFD-1-S4 破砕帯では、未固結～半固結で青灰色～灰色の花崗岩質断層ガウジ (試料 0～9、a～g) が観察された。最新活動面に設定した断層面 (試料 0 と a の間) に沿って、断層ガウジを幅数 mm～10mm で細分した (図 2.3.2.1.下)。細分した試料には特に酸処理等を行わず、篩によって 125～250 $\mu$ m に粒度を揃え、ESR 解析用試料とした。

### (3) 断層摩擦熱解析結果

#### ①NFD-1-S4 破砕帯試料

断層ガウジを呈色と硬さで切り分け、各ガウジ試料のバルク状態での ESR 測定結果を図 2.3.2.2.～図 2.3.2.6.に示す。室温下において掃引磁場 400 $\pm$ 400mT、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルを図 2.3.2.2.に示す。断層面近傍及び周辺からは、加熱により生成・増大する FMR (フェリ磁性共鳴) 信号は認められず、常磁性の Fe<sup>3+</sup>信号と Mn<sup>2+</sup>信号が検出された。

室温下において掃引磁場 337 $\pm$ 5mT、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルを図 2.3.2.3.に示す。強い Mn<sup>2+</sup>信号が検出された他、年代測定に利用可能なモンモリロナイト (Mo) 起源の四重信号 (B、C 信号) や石英酸素空孔起源の E'中心 (surface E center) が検出され、断層摩擦熱により各信号は完全にはリセットされていないことが判明した。モンモリロナイトは源岩である花崗岩には元々含まれていないので、過去の断層活動の際の熱水反応で生成されたと考えられる。

さらに、マイクロ波出力 0.01mW で測定した ESR スペクトルからは、E'中心 (E<sub>1</sub>'center) が検出された (図 2.3.2.4.)。E'中心 (E<sub>1</sub>'center) は加熱により一旦増大することが知られているが、断層面近傍の試料から得られる E'中心 (E<sub>1</sub>'center) は周辺の試料から得られるものと大差がなく、断層摩擦熱の上昇は確認されなかった。

一方、低温 (77K) 下、掃引磁場 320 $\pm$ 25mT、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルを図 2.3.2.5.に示す。スペクトル中には、室温測定と同様に、一部の試料から強い Mn<sup>2+</sup>信号が検出された他は、石英の Si イオンが Al イオンと置換して正孔 (hole) を捕獲している Al 中心が検出された。しかし、石英の Si イオンが Ti イオンと置換して電子を捕獲している Ti 中心の信号は検出されなかった (福地, 2004)。断層面近傍の試料 0 及び試料 1 では、Al 中心の超微細構造 (hfs) の発達が他のものに比べて不明瞭になっており、特に試料 1 では Al 中心全体が幾分減衰している。掃引磁場幅を $\pm$ 5mT に変えて Al 中心を計測して見ると、試料 0 及び試料 1 では他よりも減衰していることが判明した (図 2.3.2.6.)。

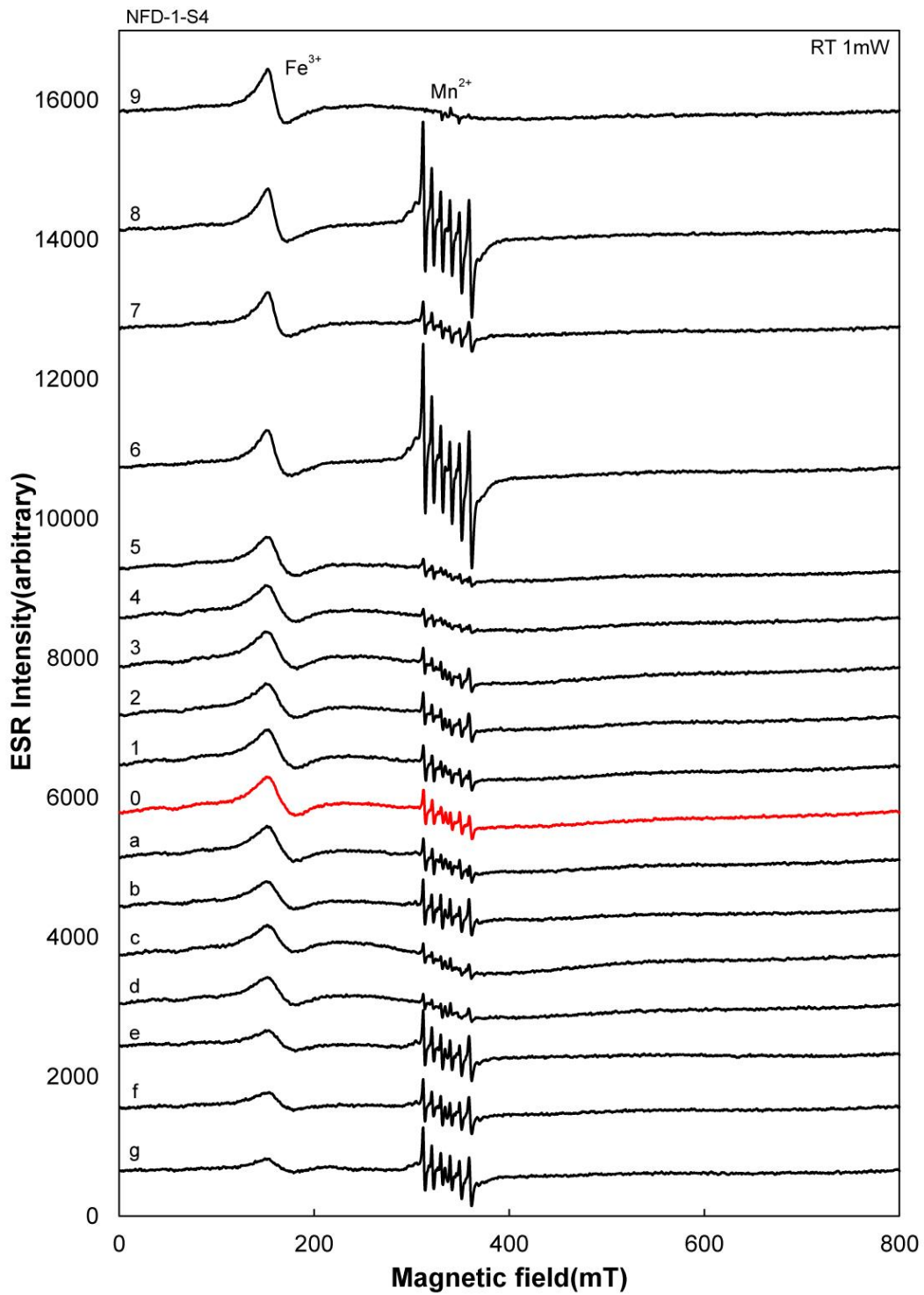


図 2.3.2.2 NFD-1-S4 破碎帯試料から検出される ESR スペクトル 測定条件: 掃引磁場 400±400mT、マイクロ波出力 1mW、室温測定



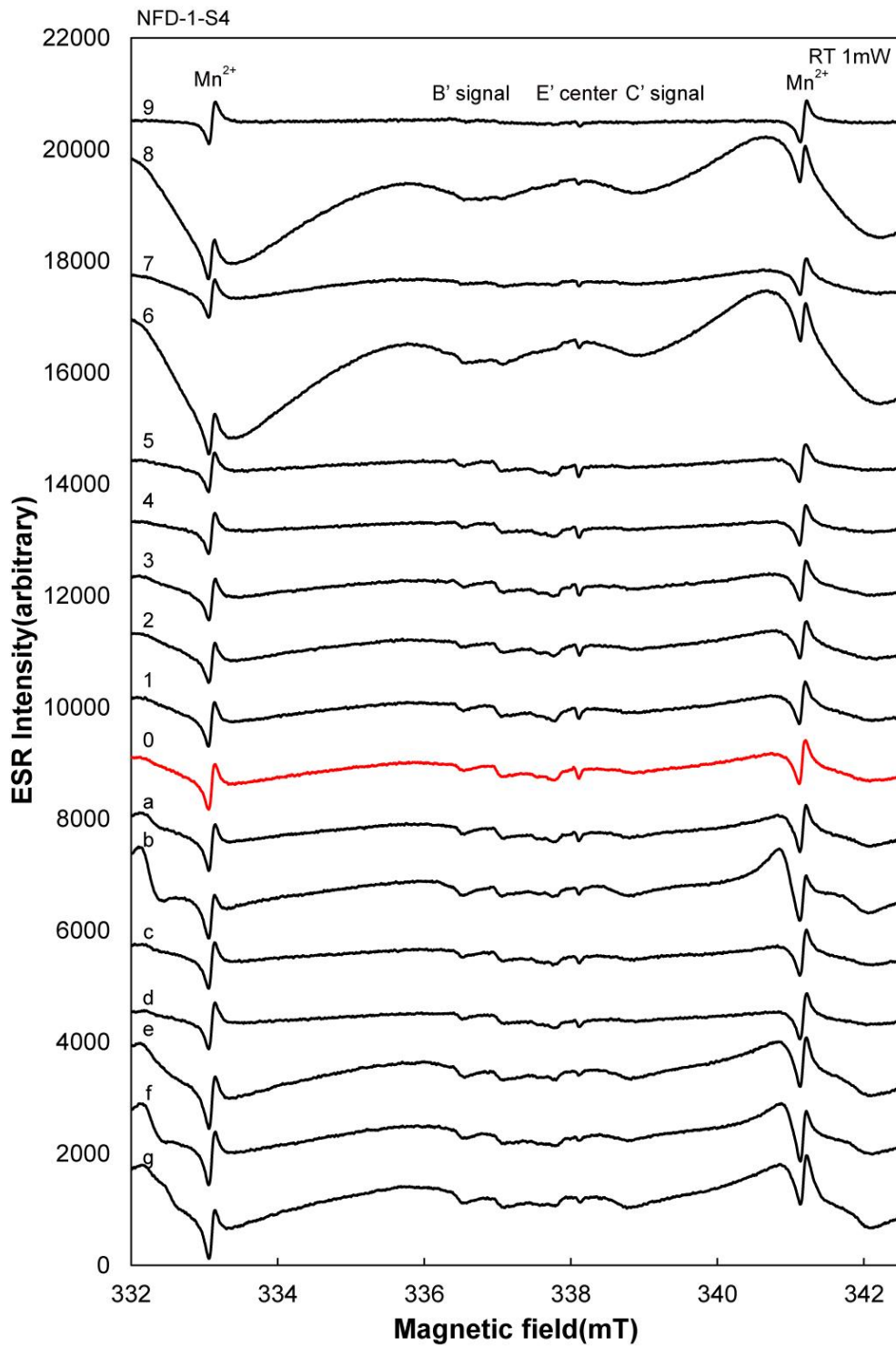


図 2.3.2.3. NFD-1-S4 破砕帯試料から検出される ESR スペクトル 測定条件: 掃引磁場 337±5mT、マイクロ波出力 1mW、室温測定

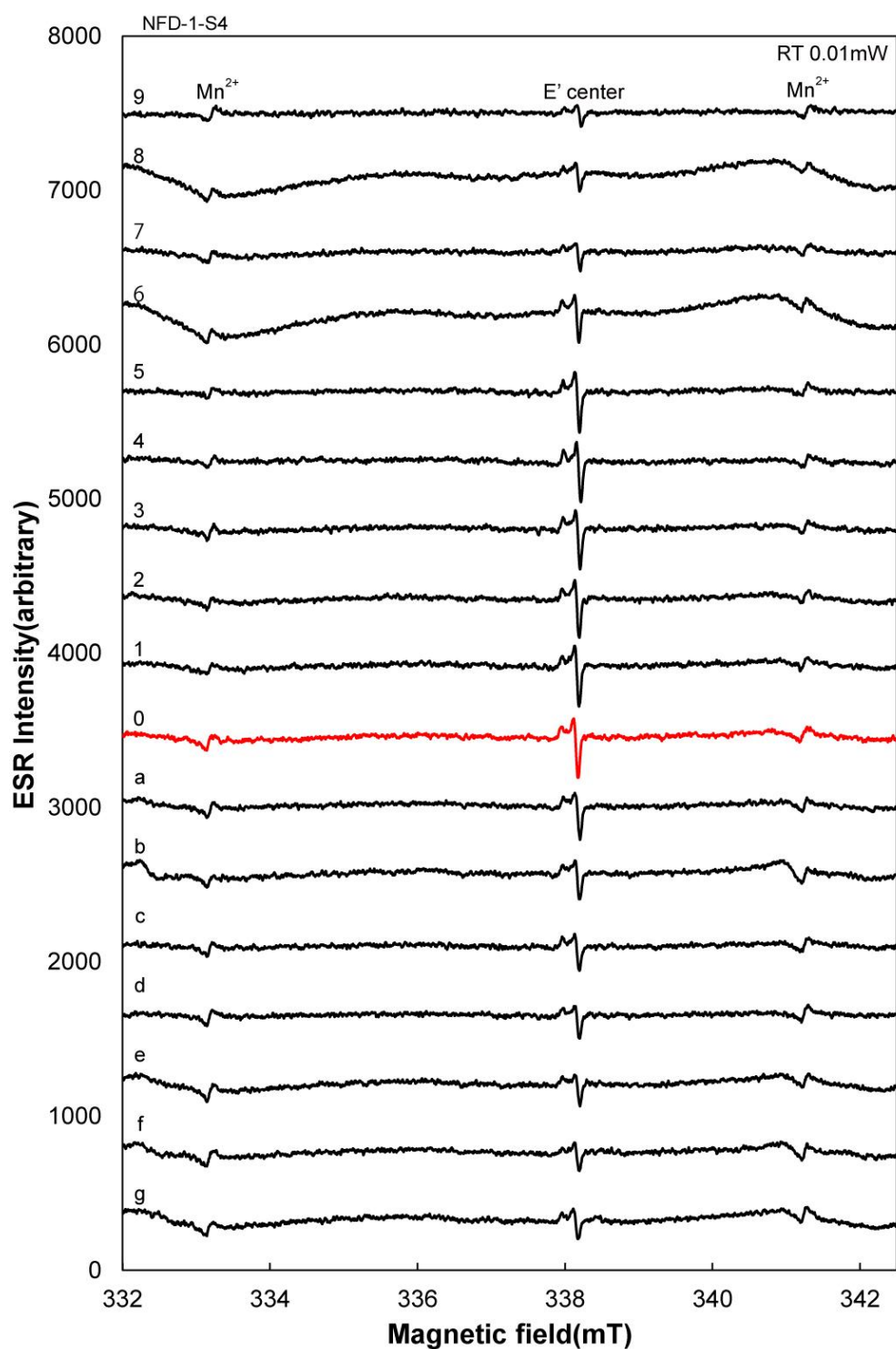


図 2.3.2.4. NFD-1-S4 破砕帯試料から検出される ESR スペクトル 測定条件: 掃引磁場 337±5mT、マイクロ波出力 0.01mW、室温測定

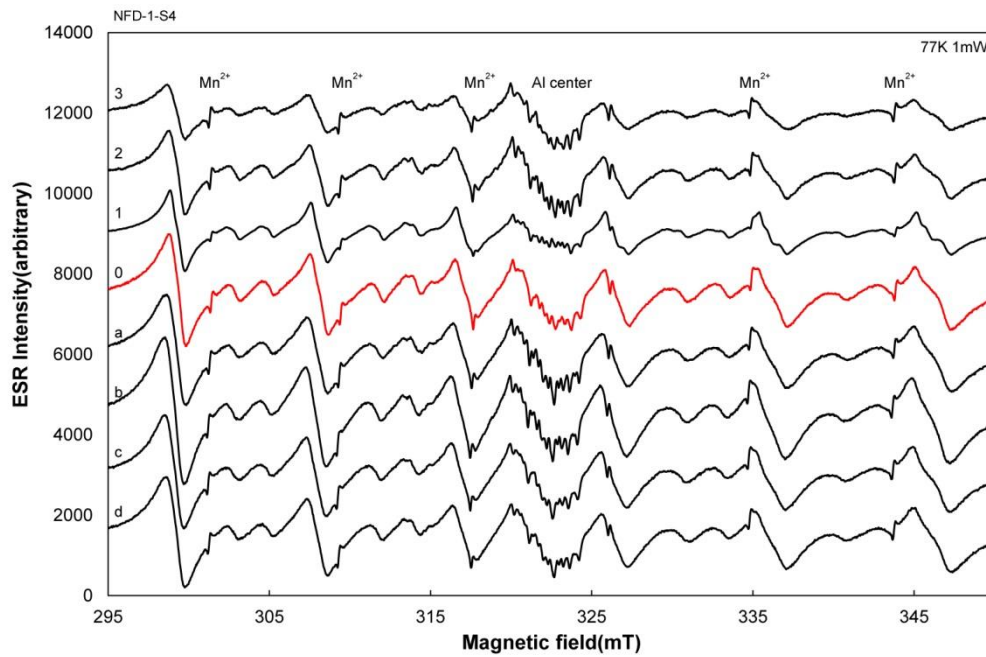


図 2.3.2.5. NFD-1-S4 破碎帯試料から検出される ESR スペクトル 測定条件:掃引磁場  $320 \pm 25 \text{mT}$ 、マイクロ波出力  $1 \text{mW}$ 、低温 ( $77 \text{K}$ ) 測定

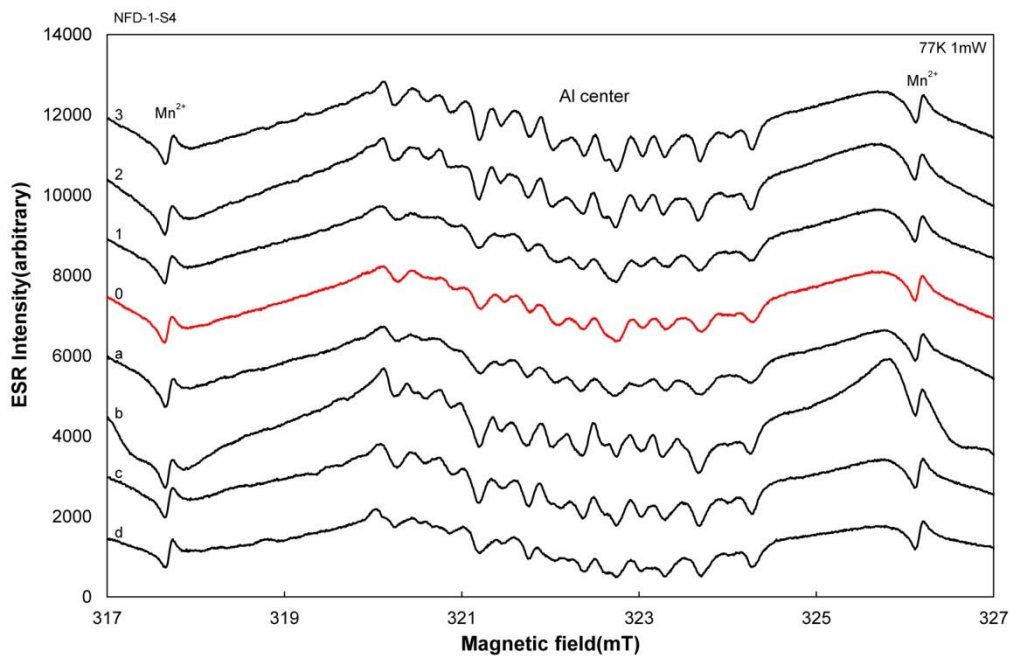


図 2.3.2.6 NFD-1-S4 破碎帯試料から検出される ESR スペクトル(断層面近傍の拡大図) 測定条件:掃引磁場  $322 \pm 5 \text{mT}$ 、マイクロ波出力  $1 \text{mW}$ 、低温 ( $77 \text{K}$ ) 測定

### (3) 考察及びまとめ

NFD-1-S4 破砕帯では、最もリセットされ易い石英 Al 中心及び Al 中心の超微細構造(hfs)の減衰が断層面近傍のガウジ試料で認められたが、完全には消滅するには至っていなかった。FMR 信号も特に検出されていないので、断層摩擦熱はそれ程上昇しておらず、熱水による減衰の可能性もある。今回の ESR 解析からは、NFD-1-S4 破砕帯が 1995 年兵庫県南部地震を引き起こした野島断層の本体であるという証拠は得られず、肉眼観察でも『野島断層解剖計画』500m 掘削コアで観察されたようなガウジの黒色化も認められなかったことから、野島断層の本体は別に存在する可能性も否定できない。今後は、活動時期が判明している地震断層に対して、地下浅部から深部へと系統的にボーリング掘削を行うなど、試料採取の方法を詳細に検討する必要がある。

### (5) 引用文献

- Fukuchi, T., 1992, ESR studies for absolute dating of fault movements. *Journal of the Geological Society, London*, 149, 265-272.
- 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, 63, 45.
- 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, 32, 1, 16-23.
- Fukuchi, T. and Imai, N., 1998, ESR isochron dating of the Nojima Fault Gouge, southwest Japan, using ICP-MS; an approach to fluid flow events in the fault zone. In: Parnell, J.(ed.) *Dating and Duration of Fluid Flow and Fluid-Rock Interaction*. Geological Society, London Special Publications, 144, 261-277.
- Fukuchi, T. and Imai, N., 2001, ESR and ICP analyses of the DPRI 500m drilling core samples penetrating through the Nojima fault, Japan. *The Island Arc*, 10, 465-478.

### (6) 参考文献

- Adamiec, G., and Aitken, M., 1998, Dose rate conversion factors: update. *Ancient TL*, 16, 37-50.
- Fukuchi, T., 2012, ESR Techniques for the Detection of Seismic Frictional Heat. In: *Earthquake Research and Analysis: Seismology, Seismotectonics and Earthquake Geology*(ed. D' Amico Sebastiano). InTech-Open Access Publisher, 285-308.
- 福地龍郎, 2015, ESR 年代測定法による断層活動性評価. 日本地球惑星科学連合 2015 年大会講演要旨, SGL39-01.
- Fukuchi, T., Imai N. and Shimokawa, K. 1986, ESR dating of fault movement using various defect centres in quartz: the case in the western South Fossa Magna, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 78, 121-128.

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.

### 2. 3. 3. K-Ar 法年代測定

#### (1) はじめに

脆性変形は見かけ上複雑な変形様式で、地殻内に断層を伴って多く認められ、詳細な脆性変形史やサイステクtonics的意義の解明は困難である。ただし、個々の断層面上における変位は破碎岩片や粘土鉱物によって構成される断層ガウジを形成し、同位体年代測定法によって断層の活動履歴に関する定量的な情報をもたらすことがある。そこで、野島断層調査プロジェクトにおける粘土鉱物の K-Ar 年代測定グループは、平成 27 年度事業より野島断層のコア試料に着目してきた。

#### (2) 目的

本研究における第一の目的は、深部ボーリングコア試料から得られたイライトと呼ばれる粘土鉱物を用いて、(1) 野島断層の活動時期を推定することにある。ネオテクトニクスに関連する脆性断層と地表付近での変形は、自生かつ新生の粘土鉱物の形成を伴う。

#### (3) 実施内容

野島断層ボーリングコア試料の (1) 粘土鉱物の分離、(2) XRD 分析、および (3) K-Ar 年代測定を実施した。試料は、(1) AFD2 : FA5 (4 試料)、(2) AFD2 : FA-1 (3 試料)、(3) NFD1-S1 (3 試料) と NFD-1 S3 (9 試料) を用いた。

#### (4) 採集場所・数量

淡路島小倉の断層保存館近傍に位置する、野島断層の掘削地点から平成 27 年度事業において採取された断層コア試料のうち、19 試料の粘土鉱物の K-Ar 年代について報告する。各試料は約 25~40 g であり、それらの詳細は表 2.3.3.1.に記載する。ガウジ試料のうち、岩石学的基準では、2 試料がカタクレーサイトに分類される。

#### (5) 方法

##### ①粘土鉱物の分離

粘土鉱物の K-Ar 年代測定に用いる試料は、岩石組成への人為的な還元作用を避け、カリ長石のようにカリウムを含む鉱物の微細な断片の混入を最小化するために、通常、凍結-解凍の繰り返しによって分離を行う (Liewig et al., 1987)。粒径 2  $\mu\text{m}$  以下のフラクションは、ストークスの式に従って蒸留水中で分離し、合計で 19 のフラクションを得た。

##### ②定量 X 線回折分析 (XRD)

鉱物フラクションは、XRD 分析用の低 Si サンプルホルダー面上に軽く押し付ける。分析には、X 線回折装置 PANalytical X'Pert Pro を用いた。回折計には、Fe フィルターを取り付けた Cu-K $\alpha$  照射、自動発散スリット、反散乱スリット (2°) とシリコン両面ストリップ

X'Celerator 検出器を用いた。回折パターンは毎ステップ 0.4 秒の測定時間で 0.016°ずつ 2θ まで記録し、分析用にデータを切り出した。定量分析は、XRD データに (株) Sietronics 社の商用パッケージ SIROQUANT を使用して実施した。結果は 100%まで規格化したため、未知物質や非晶質物質の推定は行っていない。

表 2.3.3.1. 野島断層コア試料 19 点

#	Samples Nojima project core samples
1	AFD2-FA5-5-1
2	AFD2-FA5-5-2
3	AFD2-FA5-5-3
4	AFD2-FA5-5-4
5	AFD2-FA1-118.55
6	AFD2-FA1-118.60
7	AFD2-FA1-white KJ
8	NFD1-S1-727.53-58
9	NFD1-S1-728.58-60
10	NFD1-S1-727.60-65
11	NFD1-S3-532-1
12	NFD1-S3-532-2
13	NFD1-S3-532-3
14	NFD1-S3-532-4
15	NFD1-S3-532-5
16	NFD1-S3-532-6
17	NFD1-S3-532-7
18	NFD1-S3-5328
19	NFD1-S3-532-10

### ③K-Ar 年代測定

断層ガウジ由来のイライトの同定と年代測定を用いた分析方法は Zwingmann and Mancktelow (2004) や Zwingmann et al. (2010a) に詳しい。年代測定結果の信頼性を担保するため、本事業では2つの国際年代標準試料 (HD-B1、LP6) を用いた。これらの年代標準試料の測定によってアルゴン分析の誤差は 1.00%以下となり、 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  比はブランク測定から  $295.46 \pm 0.26$  と求められた。K-Ar 年代は、Steiger and Jäger (1977) が推奨する余剰  $^{40}\text{K}$  と壊変定数の値を用いて計算した。K-Ar 年代の誤差は  $2\sigma$  の範囲を表示している。

## (6) 結果

### ① XRD 分析結果

XRD 分析の結果は表 2.3.3.2.の通りである。

AFD2-FA5-5 は、主要鉱物相は、スメクタイト (54-44%) と緑泥石 (16-12%) で構成され、次いで束沸石 (19-6%) および濁沸石であった。曹長石/灰長石は全てのサンプルで認められ (~10%)、正長石は少量含まれていた (8-4%)。微量成分として、石英および菱鉄鉱がフラクションに認められた。

AFD2-FA1-118.55、118.60 および white KJ のフラクションでは、主要鉱物相はスメクタイト (37-34%)、緑泥石 (~27%) およびイライト/雲母 (16-9%) であった。これらも束沸石 (~13%) や曹長石/灰長石を含むが、正長石は検出されなかった。微量成分として、石英、菱鉄鉱、濁沸石と角閃石 (white KJ のみ) が認められた。

NFD1-S1-727.53-58、728.60-60 および 727.60-65 のフラクションでは、主要鉱物相はスメクタイト (49-41%)、イライト/雲母 (44-33%) とカオリン (10-3%) で構成される。また、曹長石/灰長石 (8-3%) を含むが、正長石は検出されなかった。微量成分として、石英が認められた。

NFD1-S3-532-1 から 8 および 10 のフラクションでは、主要鉱物相はスメクタイト (78-64%) と、少量のカオリン (~2%) で構成される。これらは曹長石/灰長石 (11-2%) を含み、比較的大量の正長石 (14-8%) が認められる。微量成分は、石英および束沸石、方解石が認められる。



表 2.3.3.2. 定量 X 線回折分析 (XRD) 結果

sample ID	石英	カオリン	緑泥石	スメクタイト	イライト/雲母	菱鉄鉱	方解石	曹長石/灰長石	正長石	角閃石	濁沸石	束沸石
AFD2-FA5-5-1 <2	1		12	48		1		10	4		5	19
AFD2-FA5-5-2 <2	1		13	47		<1		10	4		5	20
AFD2-FA5-5-3 <2	2		16	44		1		12	8		7	10
AFD2-FA5-5-4 <2	1		16	54		1		9	6	2	4	6
AFD2-FA1-118.55 <2	2		25	37	16	<1		7				12
AFD2-FA1-118.60 <2	2		29	36	10	<1		9			2	12
AFD2-FA1-white KJ <2	2		26	34	9	1		11		1	2	14
NFD1-S1-727.53-58 <2	4	10		45	33			8				
NFD1-S1-728.58-60 <2	2	6		41	44			7				
NFD1-S1-727.60-65 <2	1	3		49	44			3				
NFD1-S3-532-1 <2	7	2		69				9	13			
NFD1-S3-532-2 <2	5	2		72		1		10	9			
NFD1-S3-532-3 <2	7	2		73		1		5	12			
NFD1-S3-532-4 <2	8	1		78		<1		2	11			
NFD1-S3-532-5 <2	10	1		74		<1		3	12			
NFD1-S3-532-6 <2	10	1		70		1		5	13			
NFD1-S3-532-7 <2	9	1		64		1	1	10	14			
NFD1-S3 5328 <2	7	2		70		1	1	10	9			
NFD1-S3 532-10 <2	6	3		72		<1	<1	11	8			

## ② K-Ar 年代測定結果

合計で 19 の粒径  $2\ \mu\text{m}$  以下の粘土フラクションを、従来の粘土の K-Ar 法で分析した。年代測定結果は、表 2.3.3.3. に記載する。得られた年代は  $68.9 \pm 1.6\ \text{Ma}$  から  $41.2 \pm 1.2\ \text{Ma}$  の範囲であり、Gradstein et al. (2004) による顕生代のタイムスケールにおいて、白亜紀前期のマーストリヒト期から古第三紀始新世のルテシア期にあたる。放射起源の  $^{40}\text{Ar}$  量は 31.9% から 71.6 % までばらついており、大気 Ar の混入による変化や適性な分析条件で分析を実施したことを示している。K 濃度は 0.96% から 5.51 % までばらついており、XRD 分析から鉱物組成の違いであると確認できる。

表 2.3.3.3. K-Ar 年代測定結果

Sample ID 粒径 [μm]	K [%]	Rad. <sup>40</sup> Ar [%]	Age [Ma]	Error [Ma]	Gradstein et al. (2004) 年代
AFD2-FA5-5-1 <2	0.96	44.50	49.6	1.7	古第三紀始新世イープレ期相当
AFD2-FA5-5-2 <2	1.00	49.09	52.1	2.3	古第三紀始新世イープレ期相当
AFD2-FA5-5-3 <2	1.28	55.75	54.3	1.3	古第三紀始新世イープレ期相当
AFD2-FA5-5-4 <2	1.08	31.89	61.4	2.2	第三紀暁新世シェラン期相当
AFD2-FA1-118.55 <2	1.89	65.43	59.7	1.7	第三紀暁新世シェラン期相当
AFD2-FA1-118.60 <2	1.19	64.55	64.3	1.7	古第三紀暁新世ダン期相当
AFD2-FA1-white KJ <2	1.07	6287	67.6	1.7	白亜紀後期マーストリヒト期相当
NFD1-S1-727.53-58 <2	4.02	64.55	64.3	1.6	古第三紀暁新世ダン期相当
NFD1-S1-728.58-60 <2	4.72	62.92	56.7	1.3	古第三紀暁新世サネット期相当
NFD1-S1-727.60-65 <2	5.51	70.94	68.9	1.6	白亜紀後期マーストリヒト期相当
NFD1-S3-532-1 <2	2.55	71.58	428	1.0	古第三紀始新世ルテシア期相当
NFD1-S3-532-2 <2	1.90	49.09	42.3	1.4	古第三紀始新世ルテシア期相当
NFD1-S3-532-3 <2	2.53	59.27	41.2	1.2	古第三紀始新世ルテシア期相当
NFD1-S3-532-4 <2	2.31	58.34	43.5	1.2	古第三紀始新世ルテシア期相当
NFD1-S3-532-5 <2	2.48	61.79	42.3	1.1	古第三紀始新世ルテシア期相当
NFD1-S3-532-6 <2	2.70	68.18	44.3	1.1	古第三紀始新世ルテシア期相当
NFD1-S3-532-7 <2	2.48	66.90	49.2	1.2	古第三紀始新世イープレ期相当
NFD1-S3-5328 <2	1.72	53.69	53.4	1.3	古第三紀始新世イープレ期相当
NFD1-S3-532-10 <2	1.63	55.34	57.1	1.5	古第三紀暁新世サネット期相当

(7) 考察

コア試料から得られた K-Ar 年代は図 2.3.3.1.に表示し、野島断層の既存の地質年代学的背景 (Zwingmann et al., 2010b) と比較した。トレンチのガウジ試料のイライト年代は、41 Ma から 69 Ma までの値であり、既報イライト年代 (Zwingmann et al., 2010b) と同様の結果となった。

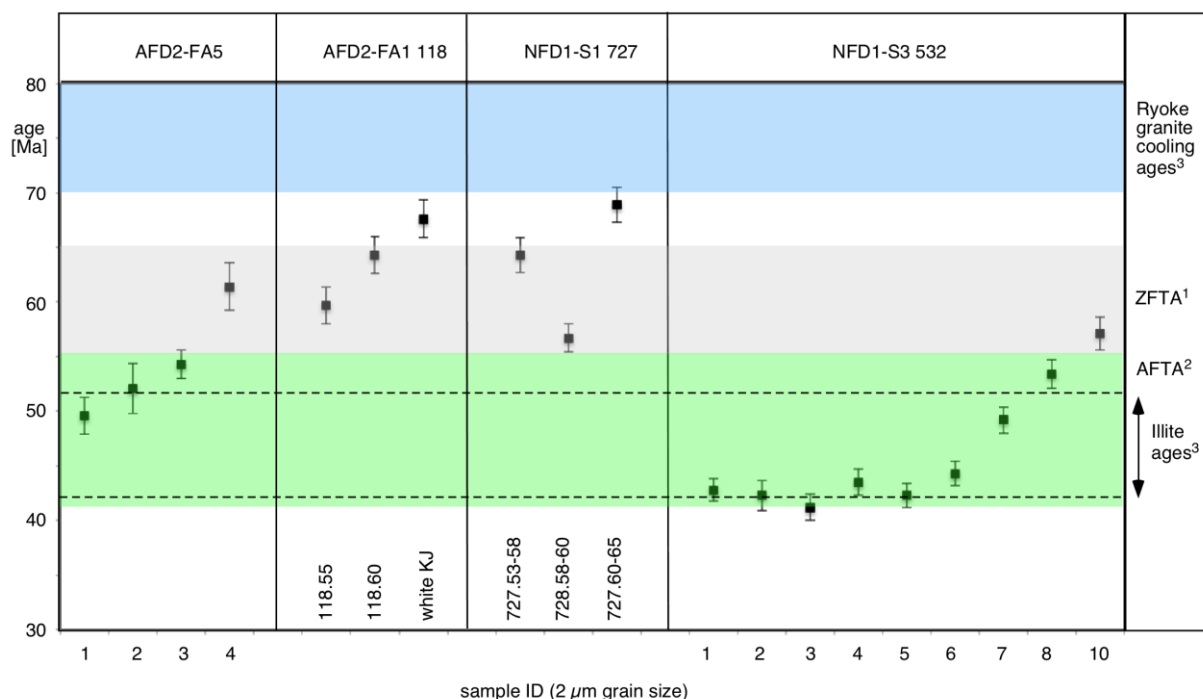


図 2.3.3.1. K-Ar 年代要約・野島断層の既存の地質年代学的背景 (Zwingmann et al., 2010b) との比較

(8) まとめ

コア試料の粘土鉱物の K-Ar 年代は、第四紀の断層運動を記録しておらず、むしろ Zwingmann et al. (2010b) で議論されるモデルと同様に、白亜紀後期における断層形成時の同位体的特徴を記録している可能性がある。最も若い年代は NFD1-S3-532-3 の  $41.2 \pm 1.2$  Ma で、これは古第三紀始新世ルテシア期相当であり、断層の再活動を記録していると見られる。比較的古い年代を記録している地点の同位体的特徴は、ダメージゾーン内の限られた範囲もしくは局所的、または第四紀断層の再活動による僅かな温度上昇による熱影響の可能性を示唆する。比較的大量の正長石が得られた NFD1-S3-532 1~8 および 10 と、同様の年代が得られたコア試料の NFD1-S3-532 1~6 は、粘土の年代分布に影響をほとんど与えていないと考えられる。正長石は、Zwingmann et al. (2010a) のモデルで提案されるような断層形成時に、部分的または完全な熱リセットを受けていた可能性が示唆される。

(9) 今後の課題

- 特殊なサンプルの分離の問題で、コア試料の 15 フラクション (0.1 mm 以下が 2 試料、0.4  $\mu\text{m}$  以下が 6 試料、2-6  $\mu\text{m}$  以下が 7 試料) を追加分析中である。地質年代的な活動と一般的なサンプリング手順の調整。

(10) 引用文献

- Gradstein, F., Ogg, J. and Smith, A., 2004. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, Cambridge, 589 p.
- Liewig, N., Clauer, N., Sommer, F., 1987. Rb–Sr and K–Ar dating of clay diagenesis in Jurassic sandstone oil reservoirs, North Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 1467–1474.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359–362.
- Zwingmann, H., Mancktelow, N.S., 2004. Timing of Alpine fault gouges: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 223, p. 415–425, doi: 10.1016/j.epsl.2004.04.041.
- Zwingmann, H., Mancktelow, N., Antognini, M., Lucchini, R., 2010a. Dating of shallow faults – new constraints from the AlpTransit tunnel site (Switzerland) . – *Geology*, v. 38, no 6, 487-490; doi10.1130/G30785.1.
- Zwingmann, H., Yamada, K., Tagami, T., 2010b. Timing of brittle faulting within the Nojima fault zone, Japan. – *Chemical Geology*, 275, 176-185; doi:10.1016/j.chemgeo.2010.05.006.

(11) 参考文献

- Ito, H., 2004. Apatite fission-track dating of fault related rocks along the Nojima and Kusumoto faults and its tectonic significance. *Geophysical Research Letters* 31, L21610.
- Murakami, M., Tagami, T., 2004. Dating pseudotachylyte of the Nojima fault using the zircon fission-track method. *Geophysical Research Letters* 31, doi:10.1029/2004GL020211.
- Tagami, T., Murakami, M., 2007. Probing fault zone heterogeneity on the Nojima fault: constraints from zircon fission-track analysis of borehole samples. *Tectonophysics* 443, 139–152.

## 2. 3. 4. 断層岩試料の化学分析

### (1) はしがき

平成 27 年度事業及び平成 28 年度事業において実施した野島断層の深部ボーリング調査で得られたトレンチおよびボーリング試料を用いて、野島断層破碎帯を構成する断層岩の化学分析を行った。

### (2) 目的

本調査では、断層物質を用いた断層活動性の評価手法の確立のため、平成 27 年度事業及び平成 28 年度事業において採取したトレンチおよびボーリング試料を用い、断層破碎物質の化学特性を明らかにすることを目的とする。

### (3) 実施内容

トレンチおよびボーリング試料について、断層ガウジやシュードタキライト等の断層岩と母岩の全岩組成分析、微量元素分析、同位体分析を行い、各箇所でのどのような特徴があるか比較した。

### (4) 場所・方法・数量

トレンチおよびボーリング試料の化学分析は、試料の採取を京都大学内、分析を分析会社により行った。試料は、平成 27 年度事業及び平成 28 年度事業にて得られた断層岩試料および母岩試料を対象とし、全岩化学組成分析、微量元素分析、同位体分析を行った。

トレンチおよびボーリング試料について、断層ガウジやシュードタキライト等の断層岩と母岩の全岩組成分析、微量元素分析、同位体分析を行い、各箇所でのどのような特徴があるか比較した。分析した試料のリストと分析項目は以下の通りである。

表 2.3.4.1. 断層岩試料のリストと分析項目

場所	試料名	分析項目		
		微量元素	Sr,Pb 同位体比	全岩組成
野島断層 小倉トレンチ	20151206-02-01	○	○	-
	20151206-02-02	○	○	-
	20151206-02-03	○	○	-
	20151206-02-04	○	○	-
	20151206-02-05	○	○	-
	20151206-02-06	○	○	-
	20151206-02-07	○	○	-
	20151206-02-08	○	○	○
	20151206-02-09	○	○	-
	20151227-PT-0A-01	○	○	-
	20151227-PT-0A-02	○	○	○
	20151227-SPT-01	○	○	-
	NFD-1 440.00-15m	NFD-1_host1	-	-
NFD-1 660.57-67mm	NFD-1_host2	-	-	○
NFD-1-S4	S-01A	○	○	-
	S-02A	○	○	-
	S-03A	○	○	-
	S-04A	○	○	-
	S-05A	○	○	-
	S-06A	○	○	-
	S-07A	○	○	-
	S-08A	○	○	-
	S-09HA	○	○	-

(5) 結果

① 試料採取位置

分析した試料は、平成 27 年度事業及び平成 28 年度事業において、野島サイトの小倉トレンチと、NFD-1 孔および NFD-1-S4 孔より採取したものである。小倉露頭では、トレンチ底面で採取された断層ガウジと母岩のブロックサンプルと、北壁、南壁から採取したシュードタキライト脈と母岩の試料を分析した (図 2.3.4.1、図 2.3.4.2)。NFD-1 孔では、母岩の花崗岩を分析した (図 2.3.4.3)。NFD-1-S4 孔では、複数の断層ガウジ試料とカタクレーサイト試料を分析した (図 2.3.4.4)。

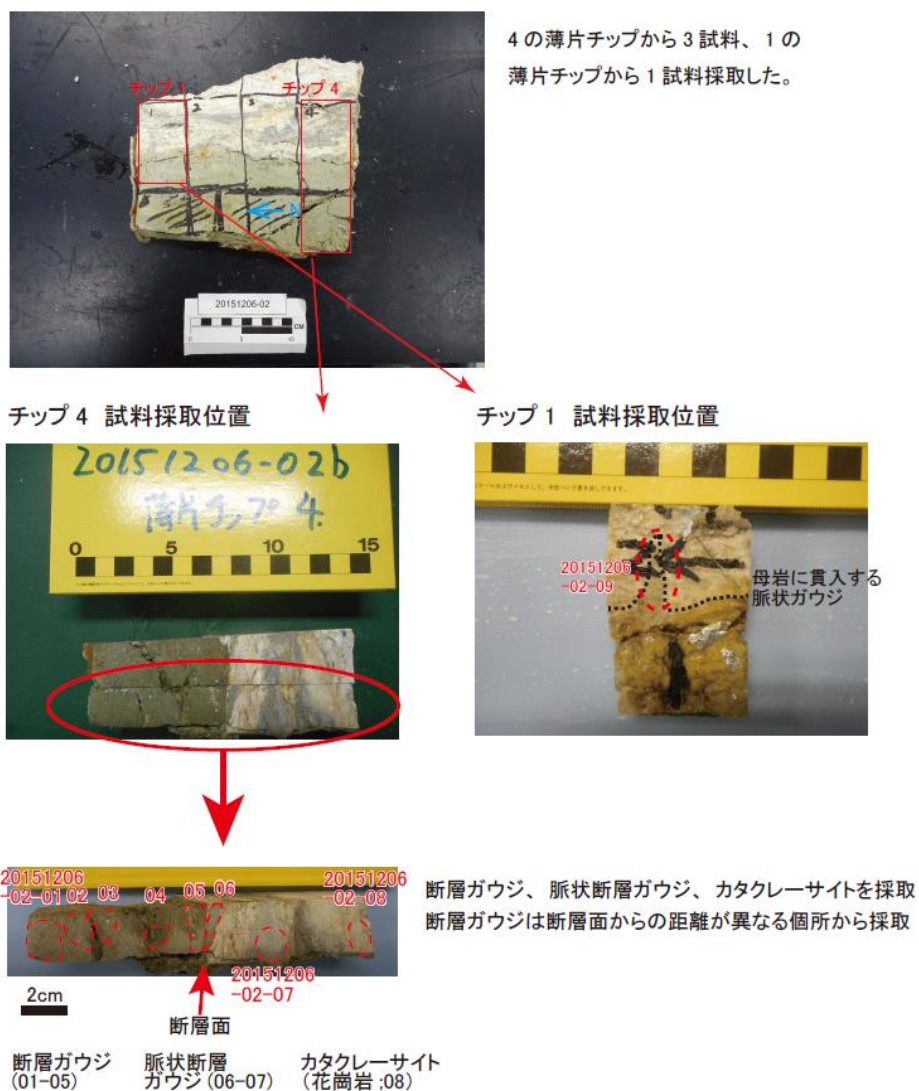


図 2.3.4.1. 小倉トレンチ底盤試料 (20151206-02) 採取位置



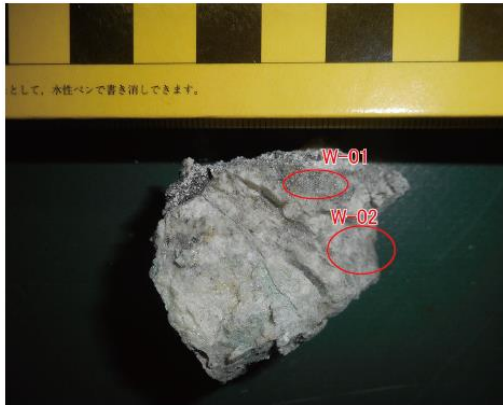


図 2.3.4.2. 小倉トレンチ試料 (20151227-Pt-0A-W、20151227SPT-01) 採取位置

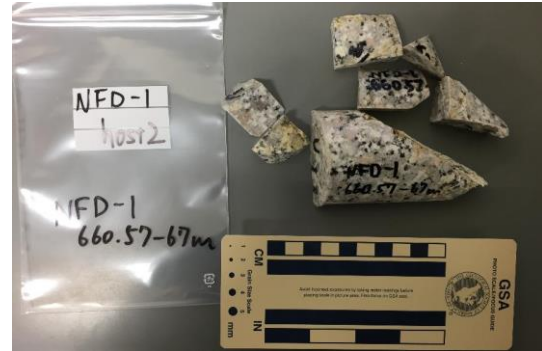
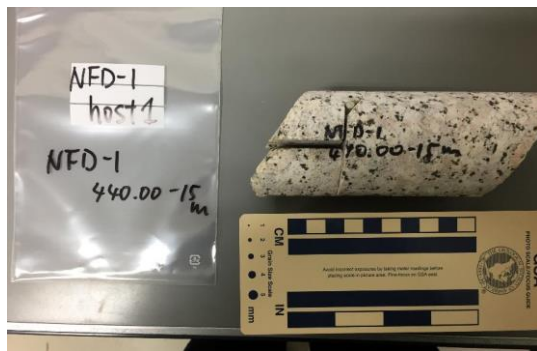


図 2.3.4.3. NFD-1 孔試料採取位置 (NFD-1\_host1,2)

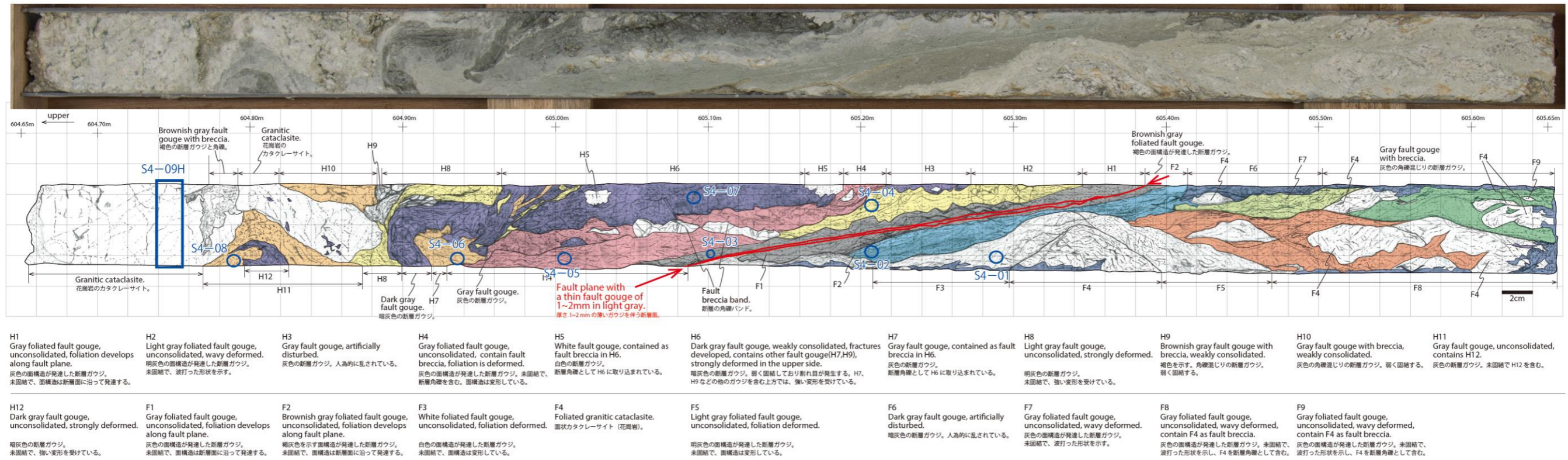


図 2.3.4.4. NFD-1-S4 孔試料採取位置

③ 全岩化学組成分析

採取した試料の母岩試料に対して、蛍光 X 線装置 (XRF) による全岩化学組成分析を行った。H<sub>2</sub>O に関しては、加熱法時の重量減少により定量を行った。結果を表 2.3.4.2. に示す。小倉トレンチの試料と NFD-1 孔試料は、SiO<sub>2</sub> と Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> といった主要な酸化物では、ほぼ同じ組成を示し、それ以外の元素では、wt% はややばらつくものの、明瞭な違いは認められなかった。

表 2.3.4.2. 母岩試料全岩化学組成分析結果

試料 項目	20151206-02-08	W-02	NFD-1_host1	NFD-1_host2
SiO <sub>2</sub> (wt%)	71.14	74.98	73.83	72.00
TiO <sub>2</sub> (wt%)	0.22	0.07	0.16	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (wt%)	12.69	13.87	13.49	14.21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (wt%)	1.69	0.77	1.84	1.37
MnO (wt%)	0.03	0.01	0.04	0.03
MgO (wt%)	0.17	0.05	0.28	0.24
CaO (wt%)	1.14	0.13	2.24	1.76
Na <sub>2</sub> O (wt%)	3.04	5.17	3.42	3.47
K <sub>2</sub> O (wt%)	2.36	3.37	3.34	4.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (wt%)	0.02	0.00	0.02	0.02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> (%)	5.11	1.60	1.22	2.14
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> (%)	0.69	0.27	0.08	0.09

#### ④ 微量元素分析

各試料の断層岩試料と母岩試料に対して、8種類の微量元素（Li、Rb、Sr、Cs、Ba、La、Sm、Pb）分析を行った。分析結果を表 2.3.4.3、図 2.3.4.5. に示す。

NFD-1-S4 孔の試料では、8 個の断層ガウジ試料の全てで母岩とした花崗岩のカタクレーサイト（S4-09HA）と異なる傾向を示す微量元素組成が得られた。特に違いが明瞭に表れた元素は Rb と Ba であり、すべての断層ガウジ試料母岩より低い濃度を示した。各元素の多寡は試料によって異なる。

小倉トレンチ底盤の試料では、母岩である花崗岩（08）の結果と比較すると、すべての断層ガウジ試料で Cs、Pb 以外の元素で母岩と異なる濃度を示し、特に Rb と Sr、Ba でデータにバラつきが認められた。各元素の多寡は試料によって異なる。一方、小倉トレンチ北壁及び南壁で採取されたシュードタキライト脈の試料では Pb において原岩（W-02）との間に 5000（ppm）以上の差が認められた。

NFD-1-S4 孔の試料では、8 個の断層ガウジ試料の全てで母岩とした花崗岩のカタクレーサイト（S4-08）と異なる傾向を示す微量元素組成が得られた。特に違いが明瞭に表れた元素は Rb と Ba であり、すべての断層ガウジ試料母岩より低い濃度を示した。各元素の多寡は試料によって異なる。

#### ⑤ 同位体比分析

各試料の断層岩試料と母岩試料に対して、2種類の同位体比（ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ）分析を行った。分析結果を表 2.3.4.3、図 2.3.4.6. に示す。

小倉トレンチの試料  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比は母岩と断層岩の間に差はなく、18 程度の値を示した。一方、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  同位体比は試料によって傾向が異なり、違いが明瞭な試料では約 8 程度の違いが認められた。

NFD-1-S4 孔ではすべての試料で、2種類の同位体比に差はなく、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比は 2~3、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比は 18-19 程度の値を示した。

表 2.3.4.3. 微量元素・同位体比分析結果

	NFD-1-S4								
	S4-01A	S4-02A	S4-03A	S4-04A	S4-05A	S4-06A	S4-07A	S4-08A	S4-09A
Li(ppm)	26.52	21.04	19.96	18.94	19.24	17.11	31.15	31.98	10.10
Rb(ppm)	120.14	140.00	140.00	140.07	130.00	140.00	90.23	70.11	140.00
Sr(ppm)	110.00	120.00	120.00	120.00	110.00	110.00	129.55	140.00	110.00
Cs(ppm)	2.99	14.20	15.77	12.08	6.93	7.78	4.24	3.06	3.16
Ba(ppm)	640.00	890.00	730.00	600.00	630.00	730.00	450.00	520.00	1100.00
La(ppm)	24.05	32.12	31.00	35.64	32.43	34.20	22.16	23.66	8.77
Sm(ppm)	3.25	4.27	4.16	4.65	4.29	4.49	3.00	3.24	1.43
Pb(ppm)	19.77	21.34	38.96	18.98	17.87	20.96	25.82	24.95	23.47
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	3.98	3.91	3.98	4.03	3.99	4.25	2.75	2.31	4.44
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	19.25	18.99	18.37	19.53	19.08	19.09	19.41	19.38	18.86
	小倉トレンチ								
	01	02	03	04	05	06	07	08	09
Li(ppm)	119.76	110.00	110.00	110.00	77.05	20.25	9.41	5.77	14.53
Rb(ppm)	63.49	67.71	68.10	61.64	67.95	110.00	150.00	78.65	88.82
Sr(ppm)	79.36	85.98	90.91	80.51	95.78	150.00	110.00	100.00	110.00
Cs(ppm)	4.03	4.04	3.94	3.83	3.28	3.78	3.23	1.76	3.48
Ba(ppm)	340.00	470.00	410.00	370.00	550.00	900.00	909.69	450.00	650.00
La(ppm)	32.08	28.03	29.98	25.87	21.69	54.79	92.78	13.55	79.94
Sm(ppm)	4.28	3.94	4.22	3.77	2.96	9.89	16.07	2.48	14.75
Pb(ppm)	18.99	19.85	20.05	18.33	17.81	20.11	20.07	11.78	17.26
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	2.81	2.82	2.76	2.71	2.47	2.68	3.98	2.62	2.81
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	18.75	18.66	18.71	18.74	18.78	18.58	18.60	18.77	18.72
	小倉トレンチ								
	W-01	W-02	SPT-01						
Li(ppm)	2.91	4.14	3.20						
Rb(ppm)	19.47	88.53	40.78						
Sr(ppm)	7.20	77.89	10.15						
Cs(ppm)	1.35	1.00	2.62						
Ba(ppm)	56.60	519.89	110.00						
La(ppm)	11.14		36.19						
Sm(ppm)	2.07		6.20						
Pb(ppm)	6400	40.06	5500						
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	6.59	3.56	9.73						
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	18.81	18.98	18.97						

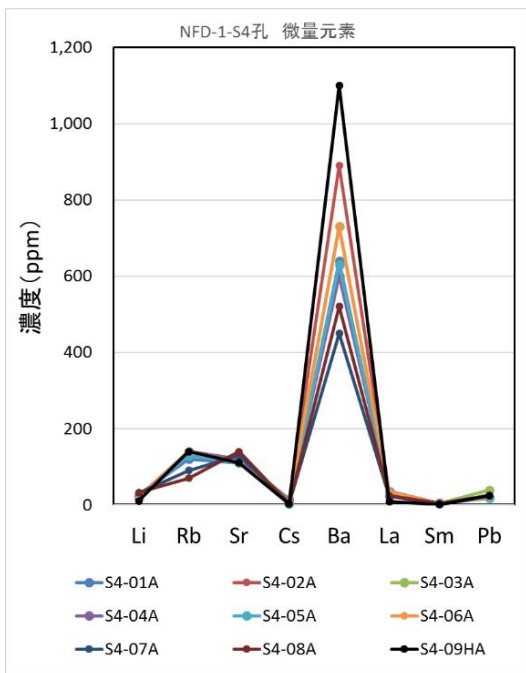
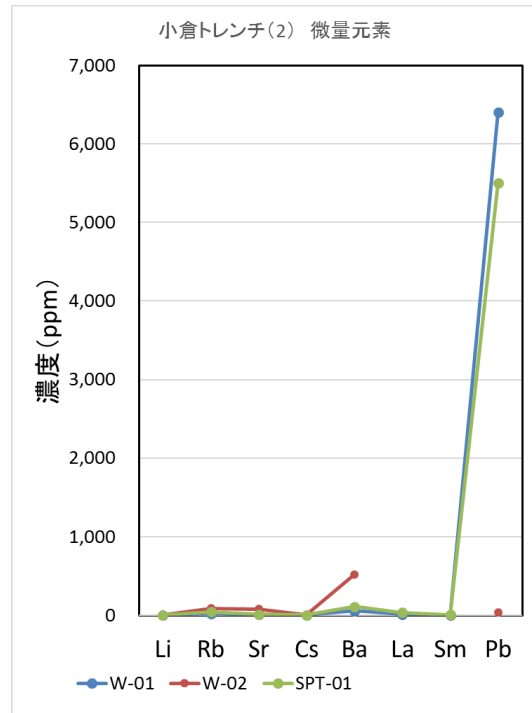
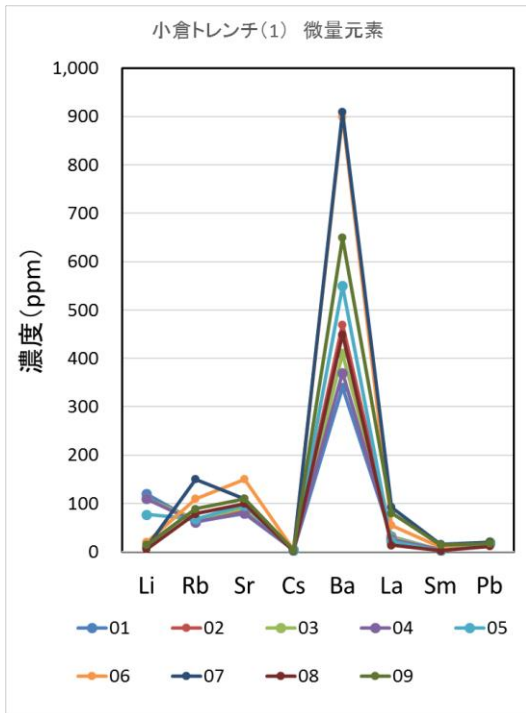


図 2.3.4.5. 微量元素分析結果。横軸は各微量元素、縦軸は濃度を示す。

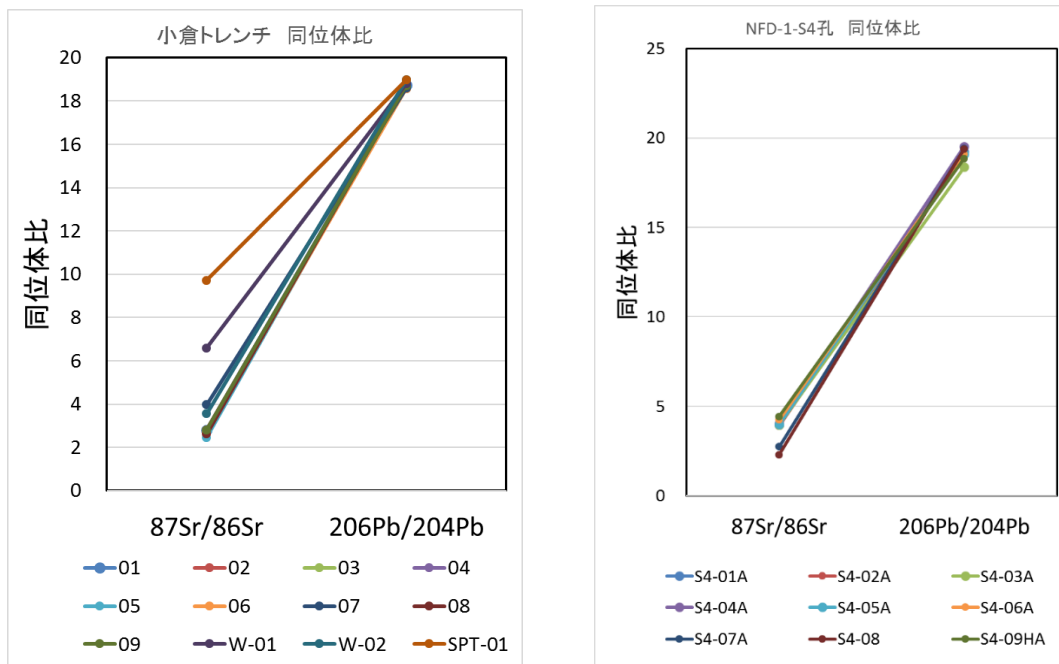


図 2.3.4.6. 同位体比分析結果。横軸は同位体比の種類、縦軸は同位体比を示す。

#### (6) まとめ・今後の課題

断層岩試料の化学分析において、ほとんどの断層岩試料が母岩の化学組成と異なる組成を示した。各分析項目について、現状ではまだ傾向を整理できていないため、今後各結果からどのような地質現象を推察できるか解析を進め、化学特性の多様性が断層運動のどのような条件に関係するのかを明らかにすることが期待される。

#### (7) 参考文献

京都大学, 2017, 平成 27 年度原子力規制庁委託成果報告書 野島断層における深部ボーリング調査.

### 3. 室内摩擦実験と年代リセット状況の分析

#### 3. 1. 間隙水圧下における摩擦実験システムの構築

##### (1) はしがき

光あるいは熱ルミネッセンス (OSL、TL) や電子スピン共鳴法 (ESR) による断層年代測定法の適用条件を検討する上で、天然の断層の摩擦発熱に伴う温度上昇過程を明らかにすることが重要である。摩擦発熱の効率は、剪断応力の大きさに強く依存する。数 mm/s より低速の条件においては、断層の摩擦係数はすべり速度によらずほぼ一定の値を示すことが、多くの摩擦実験により知られていた (Byerlee, 1978)。一方、断層のすべり速度が数 10 mm/s より高速になると、すべり量、あるいはすべり速度の増大とともに断層の剪断応力の値が著しく減少する場合のあること近年の研究により明らかになりつつある (Tsutsumi and Shimamoto, 1997; Mizoguchi et al., 2007; Di Toro et al., 2011 など)。地震時に高速のすべりを伴う断層の温度上昇過程を明らかにする上では、このような、剪断応力がすべり量とすべり速度に強く依存する非線形性の影響を評価する必要がある。このような背景から、現在、断層物質の高速摩擦特性を多様な条件について明らかにすることが、摩擦発熱による断層の温度上昇解析を行う上での重要な課題となっている。

##### (2) 目的

本事業においては、(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を目的とした実験的研究を行った。

##### (3) 実施内容

本年度は、平成 27 年度事業において導入した小型圧力容器 (京都大学, 2017) を、既存の高速摩擦試験機 (Lin et al., 2013) に設置して用いることにより、様々な条件下での摩擦実験を実施した。

##### (4) 実験手法

実験試料には、直径 28mm に加工した一対の円柱状はんれい岩 (ジンバブエ産) を用いた。摩擦面は#80 の研磨剤で研磨処理をしている。試料セット後、圧力容器内に満たした水を加圧することにより、3 種類の間隙水圧一定条件  $P_f = 5, 10, 20$  MPa を準備して実験を行った。ピストン載荷による軸荷重の大きさは、有効垂直応力の値がすべての実験において 1.6MPa となるよう調整した。すべり速度については、以下の 4 種類の一定すべり速度を与えた ( $v = 17$ mm/s、 $95$ mm/s、 $0.19$ m/s、 $0.29$ m/s)。ここで、すべり速度の値には、等価変位速度 (嶋本・堤, 1994) を用いている。等価変位速度は、剪断応力がすべり速度に依存しないものと仮定した場合の、断層面に対してなされる全摩擦仕事と等価な仕事を与える半径 (等価摩擦半径) を用いて計算される。表 3.1.1. に、実験条件と、それぞれの実験における断層の総すべり量をまとめて示す。



表 3.1.1. 実験条件一覧

実験番号	試料	間隙水圧 (MPa)	有効垂直応 力 (MPa)	すべり速度 (mm/s)
#001	ジンバブエ産はんれい岩	5.0	1.6	17
#001	ジンバブエ産はんれい岩	5.0	1.6	192
#003	ジンバブエ産はんれい岩	5.0	1.6	289
#004	ジンバブエ産はんれい岩	10.0	1.6	289
#005	ジンバブエ産はんれい岩	20.0	1.6	17
#006	ジンバブエ産はんれい岩	20.0	1.6	95
#007	ジンバブエ産はんれい岩	20.0	1.6	95
#008	ジンバブエ産はんれい岩	20.0	1.6	192
#009	ジンバブエ産はんれい岩	20.0	1.6	289
#010	ジンバブエ産はんれい岩	20.0	1.6	289

(5) 結果

図 3.1.1. に、それぞれのすべり速度での実験について、断層すべり距離に対する摩擦係数の変化の様子をプロットしたグラフを示した。今回実施したすべての実験において、実験開始前後の、剪断を与えていない状態での摩擦係数の値が 0 よりも大きな値となることがわかった。このことは、摩擦測定に用いているトルクセンサー出力の試料セット後の初期値が、間隙水圧の大きさに関わらず、系統的に 0.2~0.3 程度正方向にシフトしていることを示している。現時点では、この系統的なずれの原因が明らかではないため、ここでは予察的に、摩擦開始前の摩擦力が 0 となるよう摩擦の測定値を一律に負の方向に修正した値を用いて結果を示している。

最も低いすべり速度  $v = 17\text{mm/s}$  の条件での実験は、間隙水圧  $P_f = 5\text{MPa}$  および  $10\text{MPa}$  の条件において行った (図 3.1.1.a, e)。これらの低速摩擦実験において摩擦係数の値は、間隙水圧  $P_f = 5\text{MPa}$  の場合に  $\mu = 0.35\text{--}0.4$  (図 3.1.1.a)、間隙水圧  $P_f = 20\text{MPa}$  の場合に  $\mu = 0.65\text{--}0.80$  (図 3.1.1.e) の範囲の値を示し、すべり距離によらずほぼ定常的な値であった。一方、すべり速度がより高速の条件である  $v = 95\text{mm/s}$ 、 $0.19\text{m/s}$ 、 $0.29\text{m/s}$  の実験においては、はんれい岩の摩擦は剪断開始時において  $\mu = 0.45\text{--}0.7$  の高い値を示した後、ゆるやかに減少し (すべり弱化)、その後ほぼ定常値に達した (図 3.1.1.)。すべり弱化に伴い摩擦係数が定常値に至るまでのすべり距離 (弱化距離) は、 $v = 95\text{mm/s}$  において約  $2\text{m}$  (図 3.1.1.f, g)、 $v = 0.19\text{m/s}$ 、 $0.29\text{m/s}$  においては約  $0.4\text{--}2\text{m}$  であった (図 3.1.1.c, d, i, j)。定常状態での摩擦係数の値は、 $\mu = 0.15\text{--}0.25$  の範囲の値をとる。弱化後の定常摩擦係数の値とすべり速度、あるいは間隙水圧との間には、現段階では明瞭な関連性は見られていない。

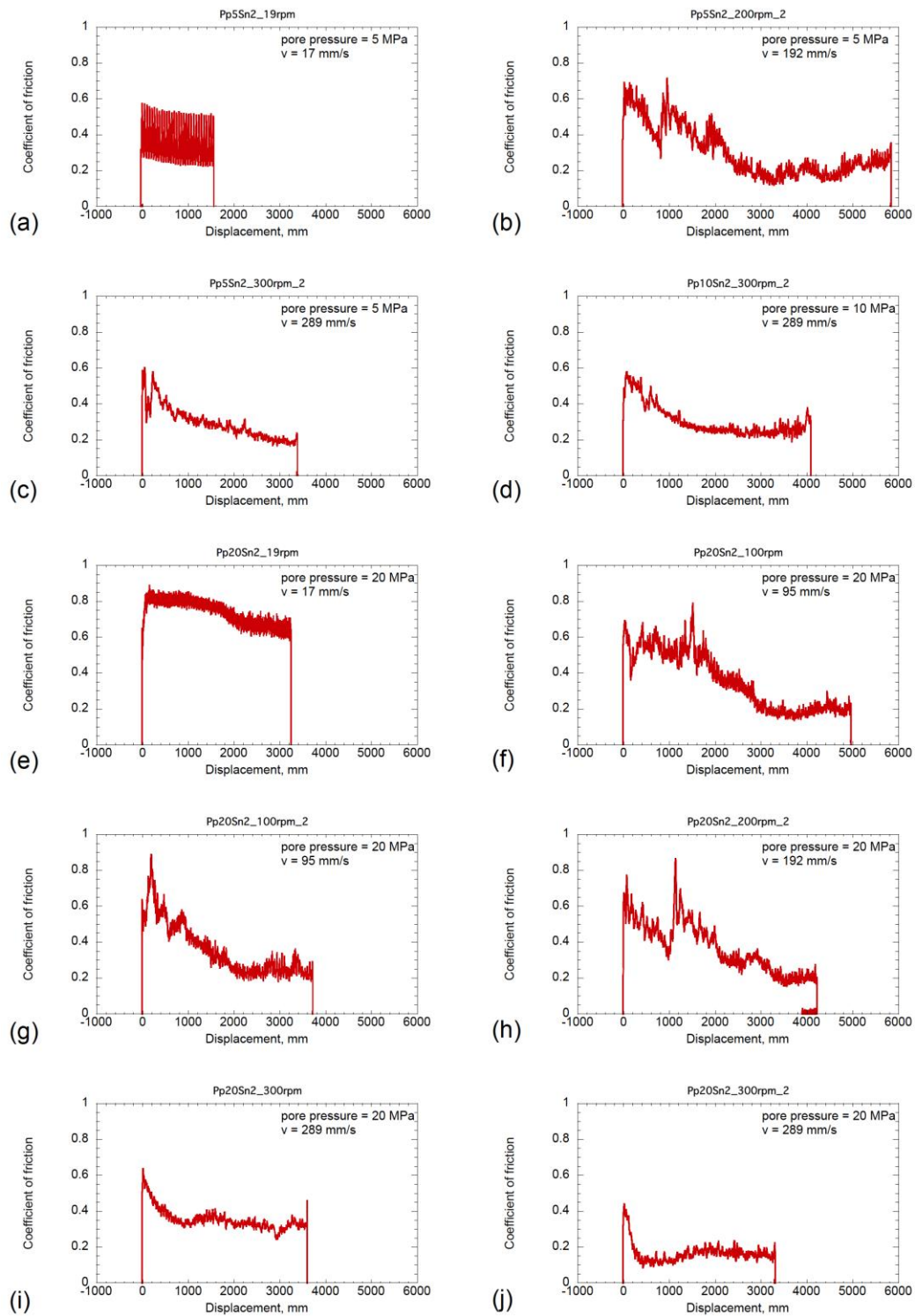


図 3.1.1. はんれい岩を用いた間隙水圧条件における摩擦実験結果。

#### (6) 今後の課題

今回の実験により、間隙水圧条件における岩石の摩擦においても、すべり速度が高速になると（ここでは  $v=95\text{mm/s}$  以上）すべりに伴う摩擦強度の低下（すべり弱化）が生じることが明らかになった。このような、剪断応力がすべり量とすべり速度に強く依存する非線形性が断層の発熱過程に及ぼす影響を明らかにすることは、間隙水圧下にある断層の地震時温度上昇過程を明らかにする上で重要である。今後、剪断応力測定におけるシール摩擦の影響などの詳細を明らかにすること、また、ガウジを用いた実験を行うことのできる試料アセンブリを開発することで天然の断層物質を用いた実験を行うことのできるシステムの開発をさらにすすめることが期待される。今後の課題である。

#### (7) 引用文献

- Byerlee, J., 1978, Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 116, 615-626.
- Di Toro, G., Han, R., Hirose, T., De Paola, N., Nielsen, S., Mizoguchi, K., Ferri, F., Cocco, M. and Shimamoto, T., 2011, Fault lubrication during earthquakes. *Nature*. doi:10.1038/nature09838
- 京都大学, 2017, 平成 27 年度原子力規制庁委託成果報告書 野島断層における深部ボーリング調査.
- Lin, A., Takano, S., Hirono, T. and Kanagawa, K., 2013, Coseismic dehydration of serpentinite: Evidence from high-velocity friction experiments, *Chemical Geology* 344, 50–62.
- Mizoguchi, K., Hirose, T., Shimamoto, T. and Fukuyama, E., 2007, Reconstruction of seismic faulting by high-velocity friction experiments: An example of the 1995 Kobe earthquake. *Geophysical Research Letters*, doi:10.1029/2006GL027931.
- 嶋本利彦・堤 昭人, 1994, 新しい回転式高速剪断摩擦試験機：その基本設計と研究目的, *構造地質*, 39, 65-78.
- Tsutsumi, A and Shimamoto, T., 1997, High - velocity frictional properties of gabbro. *Geophysical Research Letters*, 24, 699–702, doi:10.1029/97GL00503.

### 3. 2. OSL 年代のリセット条件を検証するための摩擦実験

#### (1) はじめに

##### ①はしがき

鉱物の光刺激ルミネッセンス (Optically-stimulated luminescence、略して OSL) や熱ルミネッセンス (Thermoluminescence、略して TL) を利用して求められるルミネッセンス年代を、地震断層運動に伴う摩擦熱によって年代値 (ルミネッセンス信号) がリセットされるという考えに基づいて“断層の直接年代測定法”として用いる試みが提案されている。しかしながら、地震断層運動に伴う信号消失を摩擦実験によって再現した例は極めて少なく、地震断層運動とルミネッセンス信号消失との関係性、および信号消失に必要な地質学的・地震学的条件については未だよく判っていない。平成 27 年度事業及び平成 28 年度事業において、石英からなる模擬断層ガウジに対して高速摩擦実験を行い、実験前後のルミネッセンス信号の変化を調べた。その結果、垂直応力 1MPa、すべり速度 0.65m/s、変位量 10m の実験において信号強度の有意な減少が確認された。しかしながら信号強度が認められたのは 1 実験のみであり、すべり速度の増加と信号強度の低下を連続的に追跡することはできていない。また、信号強度の低下に対する垂直応力の影響は検討されていない。本研究では (1) 既存研究よりも密にすべり速度を設定することで、信号強度の低下～消失を連続的に捉えること、(2) 信号強度の低下に対する垂直応力の影響を明らかにすること、の 2 点を目的とし、高速摩擦実験の実施と回収試料の OSL 測定を行った。

##### ②背景と目的

活断層の活動履歴調査を行う際の一般的な方法として、断層と後期更新世以降の被覆層との切断関係から評価する上載地層法がある。しかしこの方法は若い被覆層がない断層については適用できない。こうした上載地層法を用いることができない断層に対して、断層破砕物質を用いた年代測定法 (いわゆる“断層の直接年代測定”) が提案されている。断層活動に伴って生成された鉱物を測定対象としている K-Ar 法や Ar-Ar 法 (例えば、板谷・兵藤, 2010; 田村・佐藤, 2013)、断層運動により年代値がリセットされた鉱物を対象とする ESR 法や FT 法、ルミネッセンス法 (例えば、福地, 2010; 山田ほか, 2006; 鴈澤ほか, 2013) などである。ルミネッセンス年代測定法の適応年代範囲は数 10 年前～数 10 万年前であり (奥村・下岡, 2011)、活断層の直接年代測定に適している。しかしながら、岩石摩擦実験に基づいて信号の完全消失を再現した研究例は極めて少なく (Kim et al., 2014; 京都大学, 2017)、断層運動と年代リセットの関係性は未だ解明されていない。京都大学 (2017) は、OSL 信号変化に与えるすべり速度の影響を調べるため、すべり速度を変化させた実験群 (速度可変実験) を行い、すべり速度 0.13m/s 以下では信号強度は変化しないのに対し、0.65m/s では信号強度が有意に減少することを報告した。しかしながら、その 2 つの速度域間での信号の減少過程を連続的に捉えることはできておらず、信号減少の閾値がどこにあるのか、およびすべり速度 0.65m/s 以上では信号はどうなるのかについては依然未解決の問題として残されている。本年度事業では、0.13m/s と 0.65m/s の間に

新たに2つのすべり速度 (0.25m/s および 0.4m/s) を設定することと、地震時の断層すべり速度の上限値に匹敵する 1.3m/sを設定することで、上記課題の解決を目指す。一方、断層にかかる垂直応力は一般的にその深度 (上載岩圧) に依存し、深部ではより大きな値となる。断層における摩擦発熱量は剪断応力に依存すると考えられるが、摩擦領域では剪断応力は垂直応力に線形比例するため、摩擦発熱量は深度に大きく依存すると考えられる。そのため、OSL 信号変化に与える垂直応力の影響を調べるため、垂直応力可変実験も行うこととした。

## (2) 実施内容

本研究で用いる石英は、浅野断層の小倉トレンチ (京都大学, 2017) から採取した花崗岩より抽出した。抽出した石英に蓄積線量を飽和させたのち、山口大学設置の高速摩擦試験機を用いて摩擦実験を行った。摩擦実験後の石英を回収後、粒径 75–150 $\mu\text{m}$  と 75 $\mu\text{m}$  以下に分別し、それぞれを金沢大学設置の OSL/TL リーダーを用いて OSL 測定を行った。なお、線量を当てた石英が光曝しないよう、摩擦実験の準備から OSL 測定までを赤色灯下でおこなった。

## (3) 場所・方法・数量

本研究で用いた花崗岩試料は京都大学 (2017) で用いたものと同じものである。また、石英の抽出法、粒径などの試料調製や OSL 測定の手順も京都大学 (2017) を踏襲した。そのため以下では京都大学 (2017) とは異なる点についてのみ説明する。

### ① 速度可変実験の実験条件

信号消失の速度依存性は、垂直応力を 1.0MPa、変位量を 10m で固定し、0.25、0.40、0.65、1.30m/s の4つの速度域で実験した (表 3.2.1.)。なお、実験は京都大学 (2017) と同じ乾燥 (大気湿度) 条件下で行ったが、すべり速度 1.30m/s についてはガウジに水を添加させた実験も行った (hvr4237)。水添加実験の手順として、まず回転側の母岩にテフロンスリーブをはめ込み、石英試料をのせ平らにした。その後、試料の上から蒸留水 (0.5ml) をいれ、固定側母岩をはめ込んだ。

表 3.2.1. 速度可変実験の実験リスト

HVR.No.	環境条件	垂直応力 [MPa]	速度 [m/s]	変位量 [m]
4232	乾燥	1	0.65	10
4233	乾燥	1	0.25	10
4234	乾燥	1	0.4	10
4235	乾燥	1	1.3	10
4236	乾燥	1	1.3	10
4237	水飽和	1	1.3	10
4238	乾燥	1	0.65	10

## ② 垂直応力可変実験の実験条件

信号消失の垂直応力依存性を検証するにあたり、信号の完全消失が期待される条件をあらかじめ推定する必要がある。京都大学 (2017) では、すべり速度 0.65m/s、変位量 10m、垂直応力 1.0MPa での実験において OSL 信号有意な減少が認められた。今回の実験では地殻内におけるマグニチュード 7 クラスの地震を想定するため、変位量を 2.1m に設定した。そのため、信号の有意な減少を得るには垂直応力 1MPa 以上は必要であると考え、1.0、3.0、5.0MPa の条件で実験をおこなった (表 3.2.2.)。

表 3.2.2. 垂直応力可変実験の実験リスト

HVR.No.	環境条件	垂直応力 [MPa]	速度 [m/s]	変位量 [m]
4276	乾燥	1	0.65	2.1
4277	乾燥	1	0.65	2.1
4278	乾燥	1	0.65	2.1

## (4) OSL の測定方法

本研究では、京都大学 (2017) で求めた OSL の発光強度曲線および Fast 成分比ではなく、SAR (Single aliquot regeneration protocol; Wintell and Murray, 2006) 法に基づいて、規格化発光量である  $L_x/T_x$  を求めた。測定の手順を表 3.2.3. に示す。まず、Step1 のプレヒートにより、人為照射によって生じた不安定な信号を取り除く。プレヒート条件は 220°C、10 秒である。続いて、Step2 の OSL 測定によって摩擦実験後のルミネッセンス強度 ( $L_x$ ) を求める。Step3 では既知のテスト線量を照射し、カットヒートの後に再びルミネッセンス強度 ( $T_x$ ) を測定する。今回、摩擦実験前の全ての石英に 400Gy の人工照射を行っているが、同じ線量を照射した石英でも粒子ごとの感度の違いにより発光の程度は異なる。この粒子ごとの感度の違いに起因する発光のばらつきを補正するために、上で測定した  $L_x$  を  $T_x$  (10Gy) で割って規格化した (以下  $L_x/T_x$ )。測定皿 1 皿につき粗粒粒子は 20 粒子、細粒粒子は薬さじすり切り 1 杯分のせた。1 試料あたりの測定皿数は、求められた  $L_x/T_x$  のばらつきをみて調節した。

表 3.2.3. 本研究の OSL 測定プロトコル

Step	処理名
1	プレヒート, 220°C, 10s
2	OSL測定, 125°C, 60s
3	X線照射, 10Gy
4	カットヒート, 180°C
5	OSL測定, 125°C, 60s
6	ホットブリーチ, 280°C, 40s
7	X線照射, 5Gy
8	1~7, (Step3→3Gy, 3Gy, 3Gy) (Step7→10Gy, 0Gy)

(5) 結果

①高速摩擦実験の結果

1) テフロン摩擦の測定

摩擦実験の力学データには、ガウジが漏れ出ないように使用しているジャケット（テフロンリング）の影響が上乘せされている。それを取り除くため、以下の手順でジャケットによる摩擦を求めた。まずテフロンリングを設置する際に、両母岩の間に約 1.2mm の隙間を作ったアセンブリを準備する。テフロンの摩擦のデータだけを求めるため、垂直応力はかけずにすべり速度 0.25、0.40、0.65、1.30m/s で実験した。得られたテフロン摩擦は全ての速度において変位量とともに単調に減少するほぼ同じ傾向を示した（図 3.2.1.）ため、それぞれのテフロン摩擦を線形近似した上で平均を求め、テフロン摩擦の代表値とした。以下の図 3.2.2.、図 3.2.4. で示す摩擦係数はテフロン摩擦の影響を差し引いた値である。

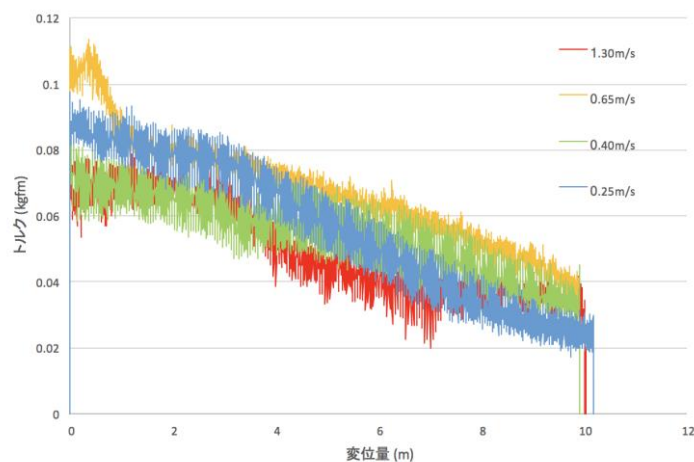


図 3.2.1. テフロンのトルク

## 2) 速度可変実験の結果

図 3.2.2 は本事業で行った摩擦実験の摩擦係数-変位曲線である。0.25m/s と 0.40m/s の実験では、摩擦係数は実験終了まで一定の値を示した。0.65m/s では、実験開始直後のピーク摩擦係数 0.8 から終了時の 0.7 にかけてなだらかに減少する傾向を示す。1.30m/s の実験では、乾燥・水添加のものともにピーク摩擦係数は 0.6~0.8 を示し、終了時は摩擦係数 0.4~0.5 にまで低下した。図 3.2.3 はすべり面に最も近い位置の熱電対 (TC1) で測定した実験中の温度である。実験中の最高到達温度は、0.25m/s で 143°C、0.40m/s で 155°C、0.65m/s で 180~250°C であり、最高速の 1.30m/s の実験では乾燥・水飽和ともに 180~270°C に達した。

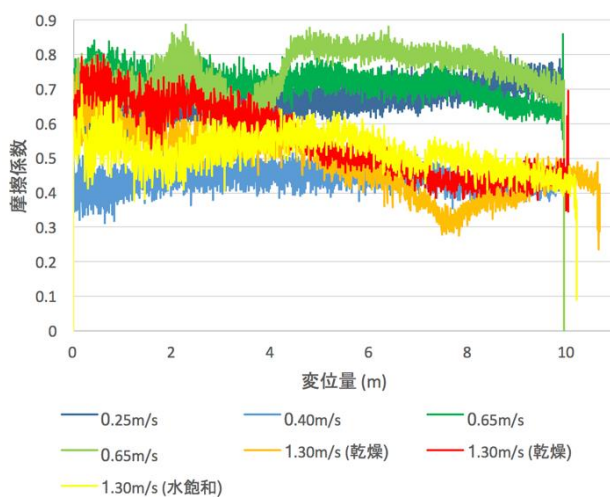


図 3.2.2. 速度可変実験で測定された摩擦係数

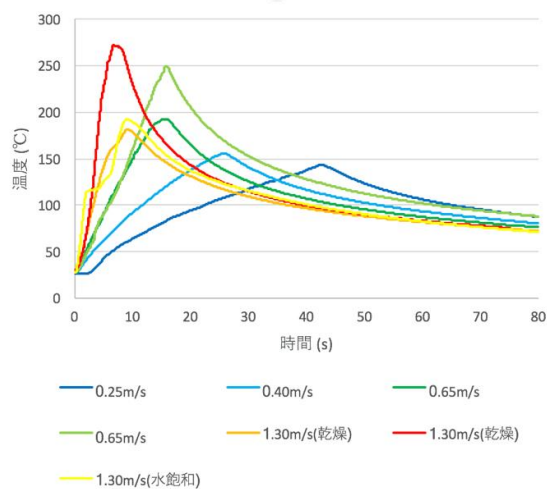


図 3.2.3. 速度可変実験で測定されたすべり面温度 (TC1 の値)



### 3) 垂直応力可変実験の結果

図 3.2.4.は垂直応力可変実験の摩擦係数-変位曲線をまとめたものである。垂直応力 1.0MPa の実験では、実験開始から終了までほぼ一定の摩擦係数 (0.5~0.6) を示す。一方で、3.0MPa および 5.0MPa の実験では、実験開始直後に 0.7 程度まで摩擦係数が上昇し、その後 0.4 まで減少する傾向を示す。また、3.0MPa と 5.0MPa の実験で摩擦係数が低下し始めるタイミングを比較すると、5.0MPa の実験では 3.0MP よりも短い変位量 (約 0.9m) から摩擦係数が減少していることがわかる。すべり面の温度については、5.0MPa の実験では 600°C、3.0MPa では 280°C まで上昇した(図 3.2.5.)。1.0MPa については 70°C までしか上がらなかった。

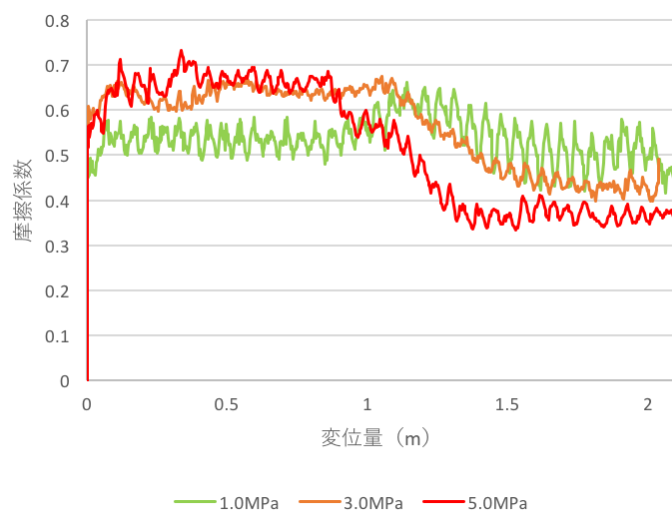


図 3.2.4. 垂直応力可変実験で測定された摩擦係数

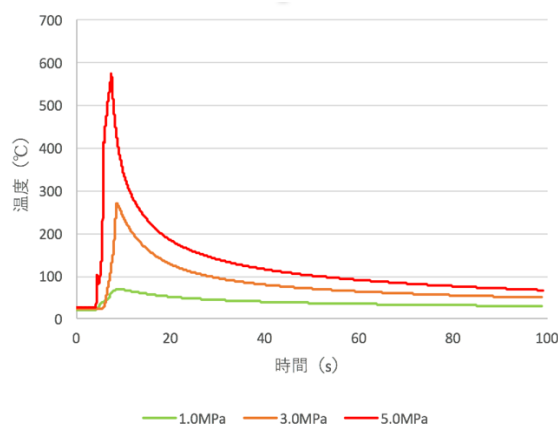


図 3.2.5. 垂直応力可変実験で測定されたすべり面温度 (TC1 の値)

## ②OSL 測定の結果

### 1) 測定皿（アリコット）ごとの OSL 発光の傾向

回収試料の粗粒粒子（75–150 $\mu\text{m}$ ）の OSL 測定は、測定皿（アリコット）ごとに少量（20 粒子）の石英を入れて測定を行う。そのため、1 試料につき複数の測定皿を測定した上で、粒子ごとに発光のばらつきがあるかどうかや、ばらつきの特性などを調べる必要がある。図 3.2.6.および図 3.2.7.は、1 測定皿から求められた  $L_x/T_x$  の試料ごとのヒストグラムである。速度可変実験の内、0.13m/s では  $L_x/T_x$  が 1 以上でほぼ均質に分布している。0.25m/s では  $L_x/T_x$  が 0 から 0.5 と 0.6 以上の不明瞭ながら 2 つ山分布となり、信号が消えているものと比較的消えていないものに分かれる。摩擦実験を行っていない出発試料でも  $L_x/T_x$  が 0.5~1.0 の皿が測定されていることから、 $L_x/T_x$ 0.6 以上の試料は出発物質と有意な差がないと言える。一方、0.40m/s 以上からは 1 つ山分布となり、 $L_x/T_x$  が 0.4 を上回る測定結果は得られなかった。速度条件が速くなるほど信号強度は小さくなっており、0.65m/s と 1.30m/s ではいずれも  $L_x/T_x$  0.1 以下に強い集中が見られる。なお、0.25m/s と 0.40m/s の  $L_x/T_x$  の平均値はエラー（標準偏差）を加味しても 0 にならないため、完全消失（ゼロイング）ではなく、部分消失であると言える。一方、0.65m/s と 1.30m/s の  $L_x/T_x$  はエラーを加味するとほぼ 0 であり、完全消失が起こったと判断できる。

垂直応力可変実験では、垂直応力 1.0MPa の実験から有意な  $L_x/T_x$  の減少が認められた。しかしながら 1.0MPa の実験では依然として  $L_x/T_x$ 0.5 以上の皿も測定されている。そのため 1.0MPa の信号消失は部分的である。3.0MPa 以上の実験では 0.2 以下に分布が集中し、 $L_x/T_x$  は標準偏差内でほぼ 0 になっているため完全消失が起こったと言える。

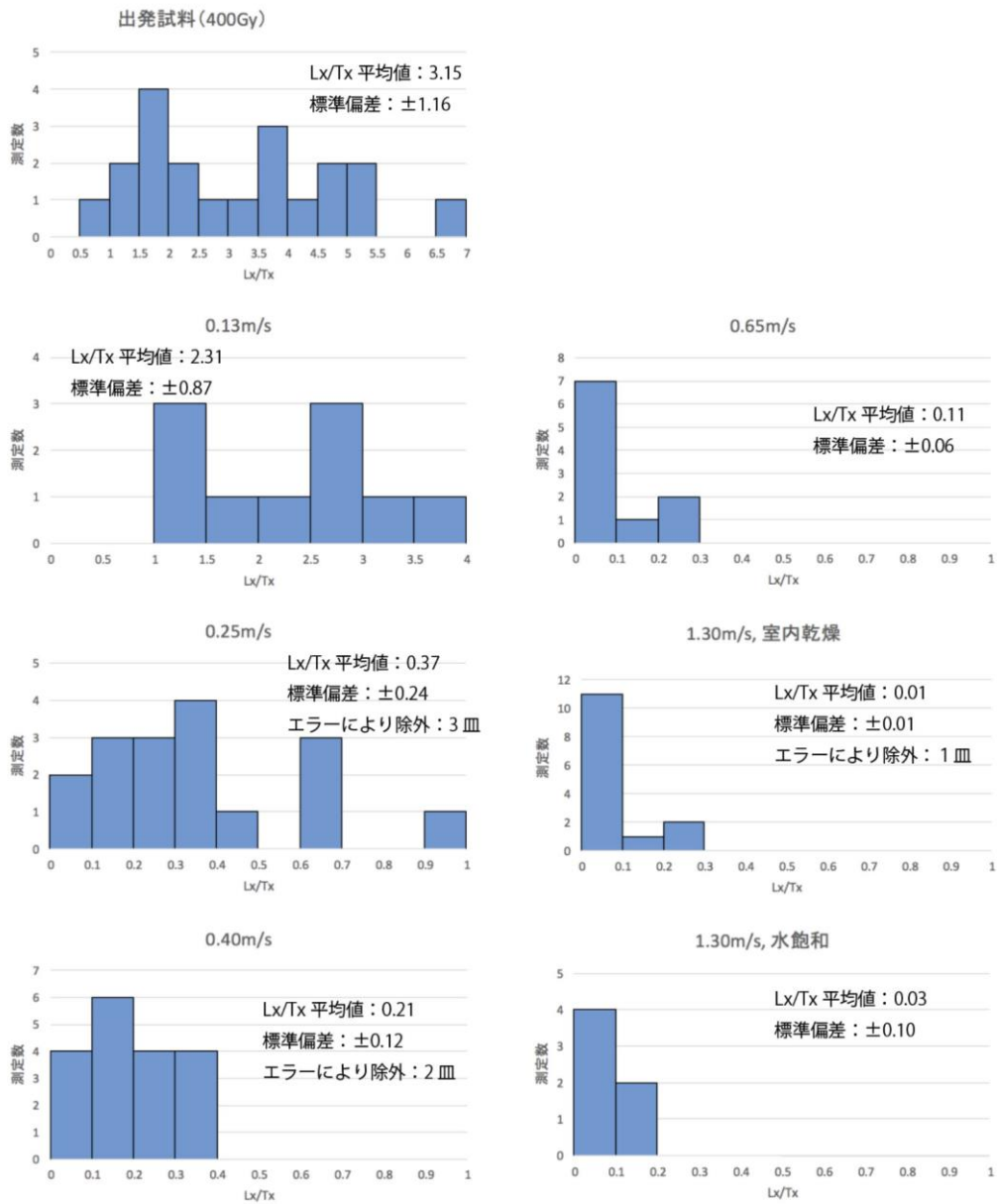


図 3.2.6. 速度可変実験の Lx/Tx ヒストグラム

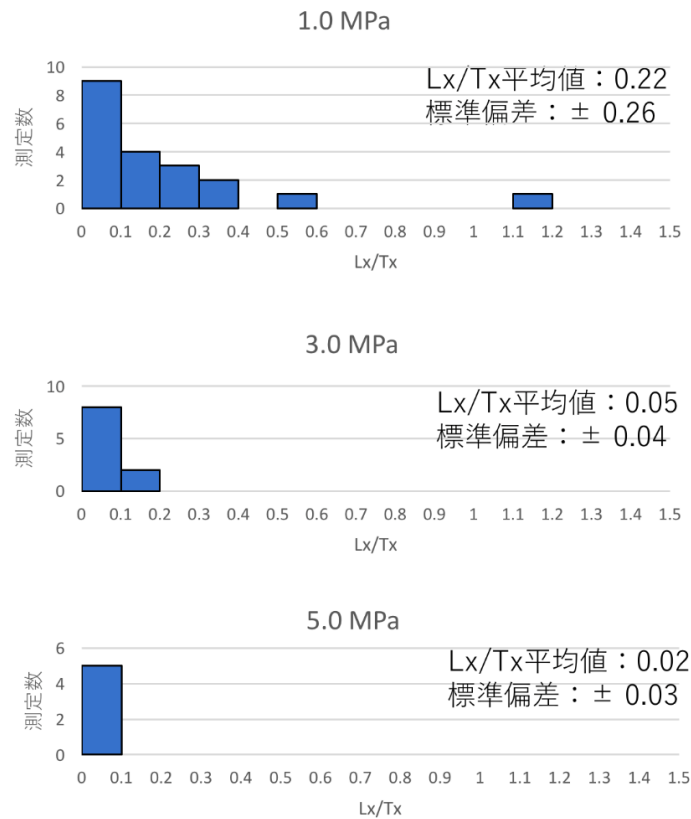


図 3.2.7. 垂直応力可変実験の Lx/Tx ヒストグラム

## 2) Lx/Tx とすべり速度・垂直応力との関係性

速度可変実験と垂直応力可変実験のそれぞれに対し、Lx/Tx とすべり速度および垂直応力との関係をまとめた (図 3.2.8、図 3.2.9.)。ここでの Lx/Tx は各実験の全皿の Lx/Tx を平均したものであり、縦軸と横軸ともに対数軸にしている。図中の“出発物質”は、平成 27 年度事業で測定された 400Gy のガンマ線照射だけを行った石英である。速度可変実験の粗粒粒子について、0.13m/s 以下の速度域では信号強度に大きな増減は認められない。一方で 0.25m/s から徐々に減少が認められ、0.65m/s 以上では完全に消失した。細粒粒子についても 0.25m/s から信号が減少しており、0.65m/s 以上では粗粒粒子と同様に完全消失が起こっている。垂直応力可変実験については、1.0MPa では信号の部分消失が認められ、3.0MPa 以上で完全消失を示した。この傾向は粗粒粒子と細粒粒子で共通している。

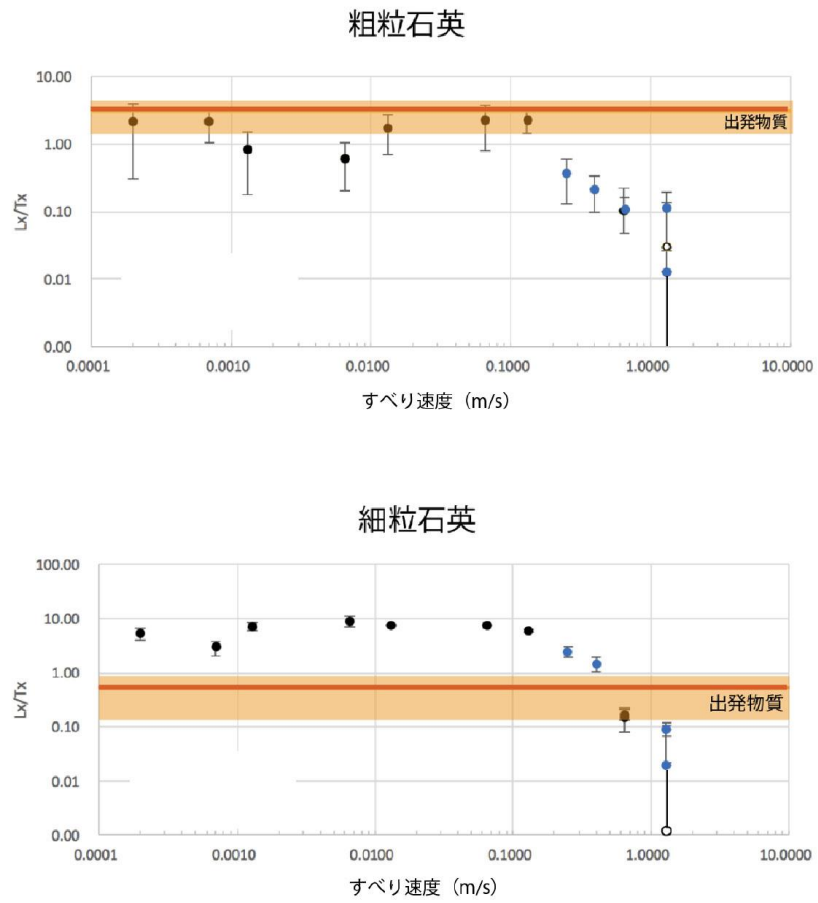


図 3.2.8. 速度可変実験におけるすべり速度と  $Lx/Tx$  との関係

黒丸は平成 27 年度事業による結果、青丸は本研究における大気乾燥条件での結果、白丸は水添加条件での結果、橙色の帯は出発試料のエラーバーを示す。

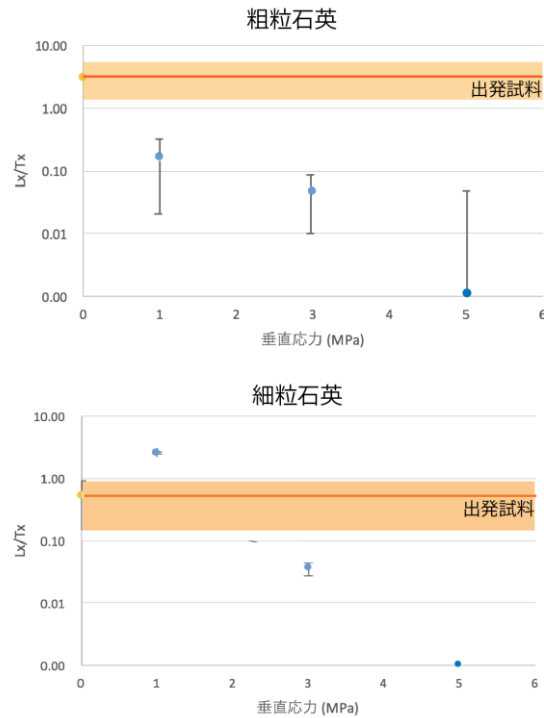


図 3.2.9. 垂直応力可変実験における垂直応力と  $Lx/Tx$  との関係

橙色の帯は出発試料のエラーバーを示す。

### ③ 実験中のガウジ帯内部の温度見積もり

実験中に熱電対によって測定されたすべり面の温度は、ガウジ帯と固定側母岩の境界の温度である（図 3.2.10.）。しかしながら高速摩擦実験では、変形はガウジ帯内部で一様ではなく、回転側母岩とガウジ帯との境界に変形集中帯が形成されることが知られている。そのため、発熱源である変形集中帯と温度測定を行っている熱電対の位置は 1mm 程度離れており、ガウジ帯内部の最高温度を測定できていないことになる。平成 27 年度事業において、回収試料の薄片観察を行い、ガウジ帯全体の厚さが約 1.2mm であるのに対し、石英ガウジ帯と回転側母岩との境界には厚さ約 0.08mm の変形集中帯が発達することを確認している。本事業では、有限要素法を用いた熱伝導計算のできるソフトウェア (COMSOL Multiphysics, COMSOL 社) を用いて、実験中の変形集中帯の温度、つまりガウジ帯内部の最高温度を計算によって求めた。

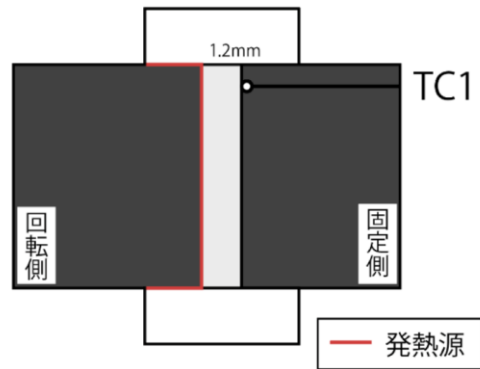


図 3.2.10. 実験中の試料アセンブリイメージ図

計算には、各実験の回転数、剪断応力、テフロントルク、TC1～3 の温度のデータを入力情報として用いた。下の図 3.2.11. は赤線部を回転軸としたアセンブリの断面図である。r1 が固定側の母岩、r4 が回転側の母岩、r5 がテフロンスリーブである。r2 と r3 はいずれも石英ガウジ帯であるが、r2 は変形が弱い部分であり、r3 が変形集中帯（発熱源）である。r3 の厚さは観察に基づき 0.08mm に設定している。また、r2 の厚さは 1.12mm に設定し、石英ガウジ層全体として 1.2mm の厚みを持たせている。熱電対の正確な埋設位置は X 線 CT 装置によって調べた。図 3.2.12.~図 3.2.21. の左側のグラフは熱電対の位置における計算で得られた温度曲線と熱電対の実測値である。実測値と計算値があてはまれば計算結果は正しいことになるが、実験中の岩石の物性値（密度・熱伝導率・比熱容量）は温度上昇によって室温下における初期値とは大きく変わる可能性がある。そのため、実測値と計算値が合わない場合には r1、4（斑れい岩）と r2、3（石英ガウジ）の物性値を調節し、実測値と同じような温度推移になるようにした。なお、物性値は Kitajima et al. (2010) と Yao et al. (2013) を参考にした（表 3.2.4.）。図 3.2.12.~図 3.2.21. 右側の温度分布図は計算によって得られた二次元温度分布であり、実験中の温度が最高値を示した時（実験終了直前）のスナップショットを示している。これを見ると約 1.2mm のガウジ内でも断層直交方向に 100°C 以上の温度不均質があることがわかる。回転中心は速度がゼロであり、外周に近づくにつれ増大することから断層横断方向にも顕著な温度不均質が存在するが、OSL 測定試料を採取している領域（外周から内側に 2~3mm の範囲内）では断層直交方向の温度不均質はほぼ無視できる。以上のことから、有限要素法によって得られた最高到達温度と熱電対による実測温度を、OSL 測定を行った試料が経験した最高温度および最低温度とした。

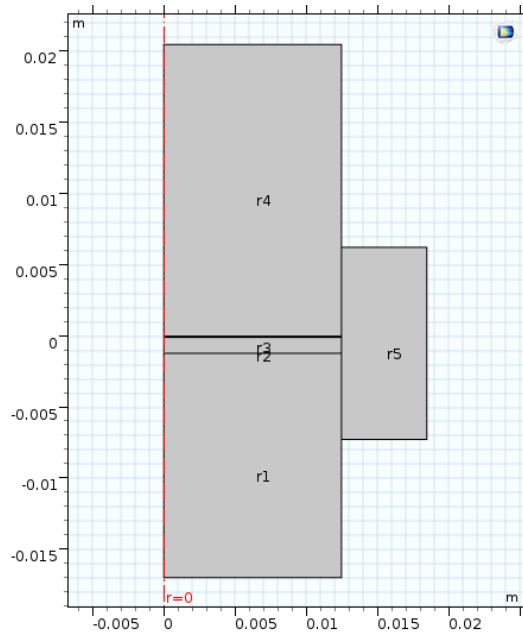


図 3.2.11. アセンブリのジオメトリ

表 3.2.4. 石英ガウジと斑れい岩の物性値

		密度 [kg/m <sup>3</sup> ]	熱伝導率 [W/(m*k)]	比熱容量 [J/(kg*K)]
HVR4232	gouge	2200	1.3	1000
	gabbro	2951	3	1100
HVR4233	gouge	2200	1.25	1000
	gabbro	2951	3.25	1100
HVR4234	gouge	2200	1.38	750
	gabbro	2951	2.4	1100
HVR4235	gouge	2200	1.5	1000
	gabbro	2951	3.25	1000
HVR4236	gouge	2200	1.38	1000
	gabbro	2951	3	1100
HVR4237	gouge	2200	1.35	1000
	gabbro	2951	3.25	1100
HVR4238	gouge	2200	1.5	1000
	gabbro	2951	3.25	1100
HVR4276	gouge	2200	1.3	1000
	gabbro	2951	3	1000
HVR4277	gouge	2200	1.25	780
	gabbro	2951	3	1000
HVR4278	gouge	2200	1.38	750
	gabbro	2951	3	1100



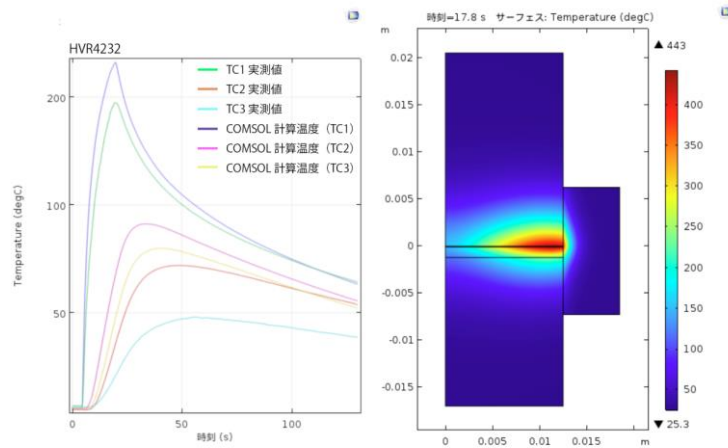


図 3.2.12. 0.65m/s (hvr4232) の計算結果 (左：計算温度曲線、右：温度分布図)

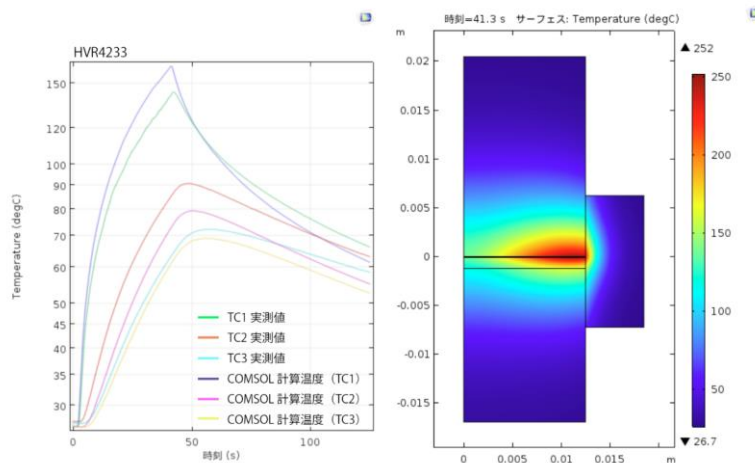


図 3.2.13. 0.25m/s (hvr4233) の計算結果 (左：計算温度曲線、右：温度分布図)

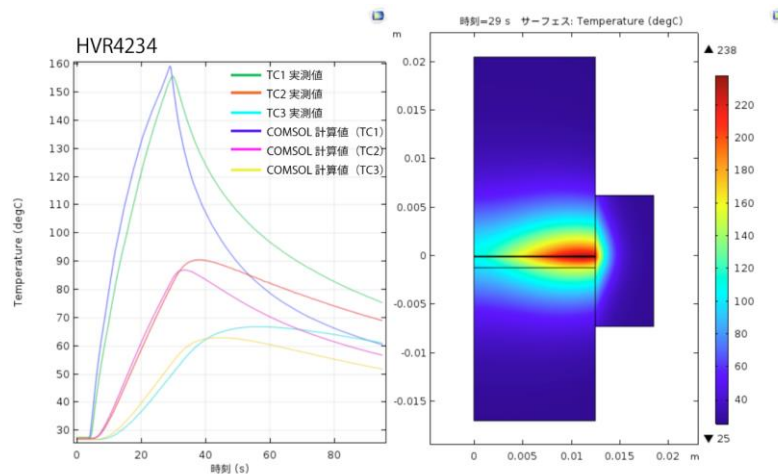


図 3.2.14. 0.40m/s (hvr4234) の計算結果 (左：計算温度曲線、右：温度分布図)

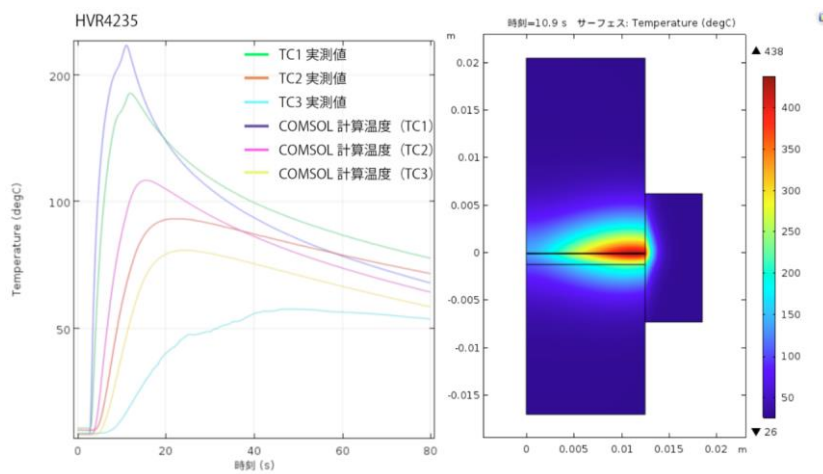


図 3.2.15. 1.30m/s (hvr4235) の計算結果 (左：計算温度曲線、右：温度分布図)

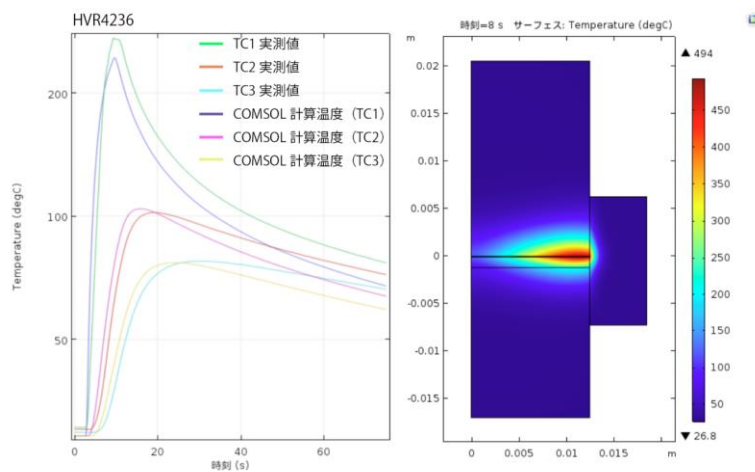


図 3.2.16. 1.30m/s (hvr4236) の計算結果 (左：計算温度曲線、右：温度分布図)

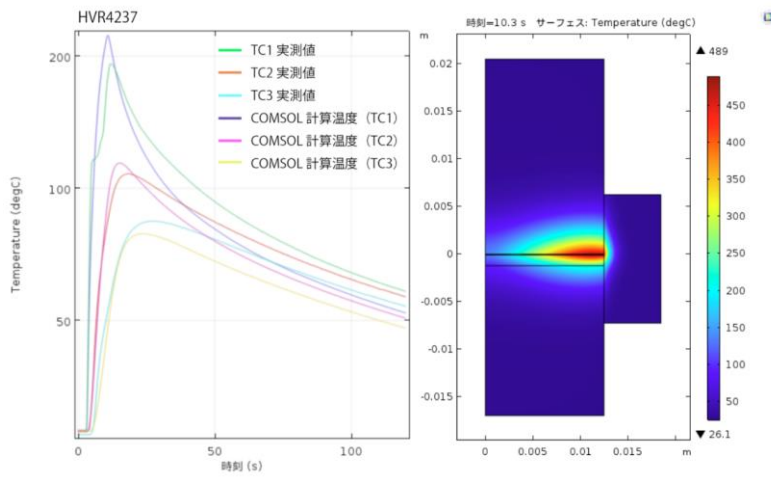


図 3.2.17. 1.30m/s (水飽和、hvr4237) の計算結果 (左：計算温度曲線、右：温度分布図)

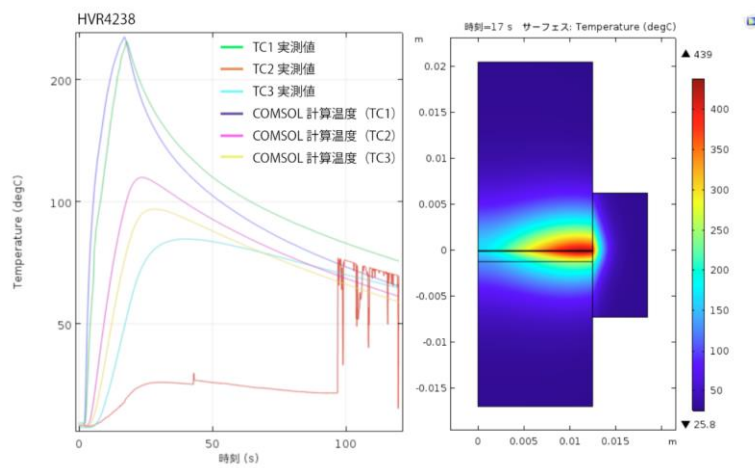


図 3.2.18. 0.65m/s (hvr4238) の計算結果 (左：計算温度曲線、右：温度分布図)

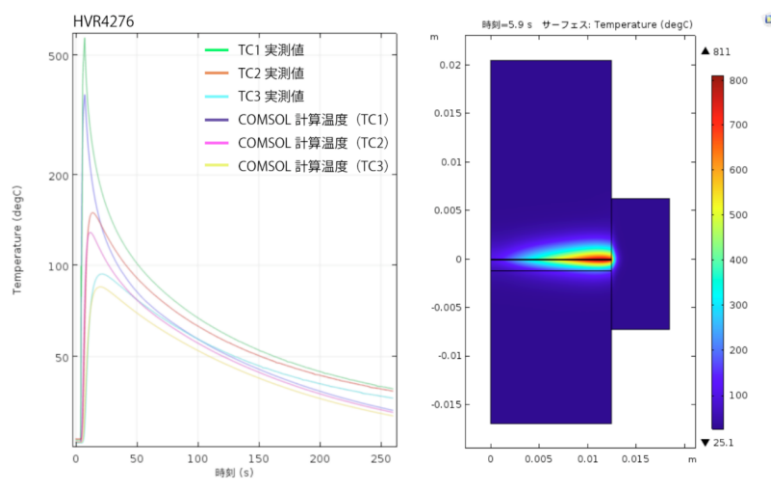


図 3.2.19. 5.0MPa (hvr4276) の計算結果 (左: 計算温度曲線、右: 温度分布図)

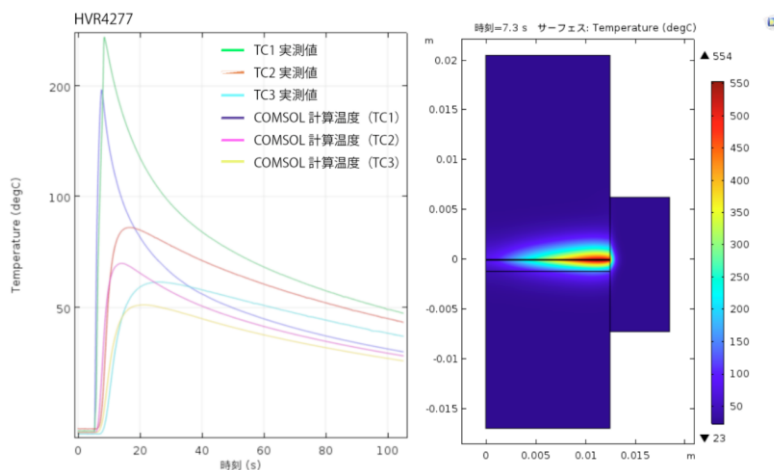


図 3.2.20. 3.0MPa (hvr4277) の計算結果 (左: 計算温度曲線、右: 温度分布図)

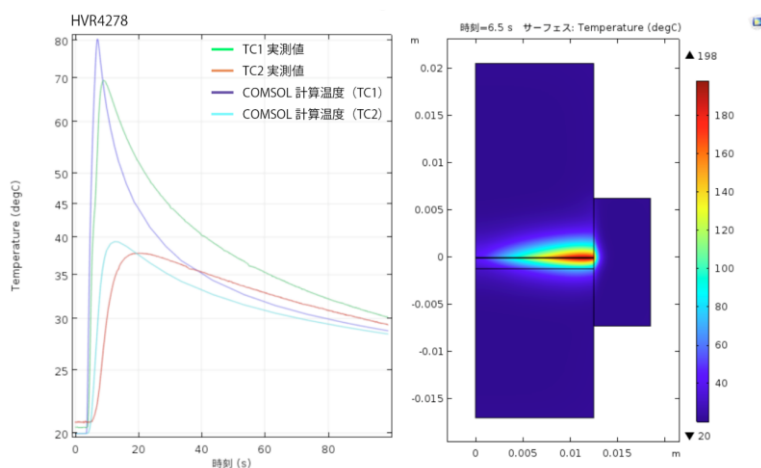


図 3.2.21. 1.0MPa (hvr4278) の計算結果 (左: 計算温度曲線、右: 温度分布図)

## (6) 考察

### ①摩擦仕事量、Power density と OSL 信号の関係

平賀ほか (2004) は、細粒石英を用いた低速摩擦実験を行い、与えた摩擦仕事量と石英の TL 強度が反比例の関係にあることを示した。また、この関係性を外挿することで TL 信号がゼロになる摩擦仕事量を求め、内陸地震を想定した上でその摩擦仕事量と等価となる垂直応力条件 (深さ条件) を求めた。平成 27 年度事業でも同様に、有意な信号強度の低下が認められた  $0.65\text{m/s}$  の実験の摩擦仕事量を求め、求めた摩擦仕事量と等価になるすべり量と垂直応力条件を、天然の地震と対応させた上で議論した。しかしながら、摩擦仕事

量は剪断応力と変位量を乗じたものであり、速度の概念を欠く。したがって、摩擦発熱の生じない低速で変位させても岩石が溶融するような高速で変位させても剪断応力と変位量が同じならば値に変化はなく、熱活性化過程を議論する上では有効でない。図 3.2.22 は、本実験で与えた摩擦仕事量とその回収試料の  $Lx/Tx$  を示した図である。 $Lx/Tx$  が 1.5 以上の 5 つのプロットは平成 27 年度事業で行われた低速度域の実験である。低速度域の実験は比較的大きな摩擦仕事量 ( $5\text{MJ}/\text{m}^2$ ) を示すが、ルミネッセンス強度 ( $Lx/Tx$ ) はほとんど減少していない。摩擦仕事量が最も小さなプロットは、本研究で行った垂直応力可変実験の  $1.0\text{MPa}$  の実験である。変位量が  $2.1\text{m}$  と小さいため、摩擦仕事量が最小値となったが、この実験ではかなり小さな  $Lx/Tx$  の値をとった。このように、摩擦仕事量とルミネッセンス信号強度との間に反比例の関係は認められず、高速摩擦に伴う信号強度低下の指標として、摩擦仕事量を用いることは適切ではない。

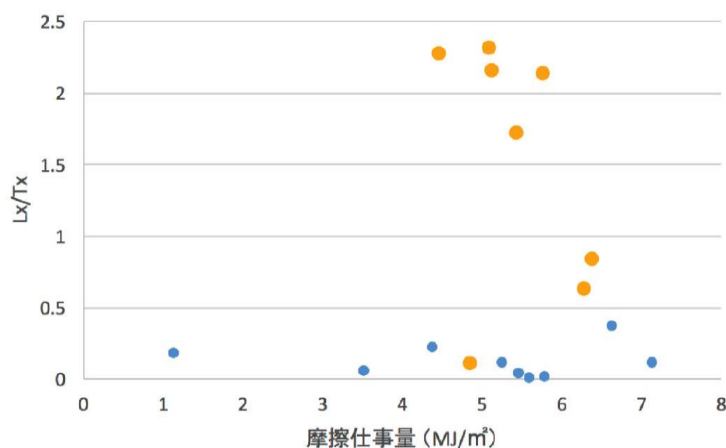


図 3.2.22.  $Lx/Tx$  と摩擦仕事量の関係

青丸は本研究で行った実験、橙丸は平成 27 年度事業における実験結果を示す。

一方で、Di Toro et al. (2011) は高速摩擦に伴う強度低下を熱活性化過程で説明するため、速度 (時間) の項が組み込まれた Power density ( $\text{MW}/\text{m}^2$ ) を導入した。Power density は断層面での仕事率 (摩擦仕事率) であり、発熱の指標になるパラメータである。すべり面の Power density は以下の (3-2-1) 式によって求めることができる。また等価剪断応力  $\tau_e$  は (3-2-2) 式によって求められる (Di Toro et al., 2011)。

$$\text{Power density } \phi = \tau_e \text{ (等価剪断応力)} \times V_e \text{ (等価変位速度)} \quad \dots (3-2-1)$$

$$\tau_e = \tau_{ss} + \sqrt{\pi} \times \frac{1.65043}{2e} \times (\tau_p - \tau_{ss}) \quad \dots (3-2-2)$$

図 3.28.で示したすべり速度と  $Lx/Tx$  の関係図に、垂直応力の異なるデータを混在させて表示することは適切ではない。しかしながら、Power density には剪断応力の項が含まれることから、摩擦則に基づいている場合には異なる垂直応力条件下の結果をあわせてプロットすることができる。図 3.2.23.は、速度可変実験、垂直応力可変実験両方の結果について、Power density と  $Lx/Tx$ 、およびガウジ帯内部の最高温度と最低温度をプロットしたものである。Power density が大きくなると  $Lx/Tx$  が急激に減少し、ガウジ帯内部の温度が上昇する傾向が明確に見て取れる。ルミネッセンス信号の部分消失と完全消失が起こり始める Power density はそれぞれ約  $0.24\text{MW/m}^2$  と約  $1.0\text{MW/m}^2$  であり、この時のガウジ内の到達温度は、部分消失時には最高温度約  $250^\circ\text{C}$  以上、最低温度約  $150^\circ\text{C}$  以上、完全消失時には最高温度約  $400^\circ\text{C}$  以上、最低温度約  $270^\circ\text{C}$  以上である。OSL 信号は  $300^\circ\text{C}$ 、数十秒程度の加熱で消失することが明らかになっており（鴈澤ほか, 2013）、本実験で得られた結果（ガウジ内が部分的に  $250^\circ\text{C}$  以上の条件になった時に部分消失、ガウジ内が全体的に  $270^\circ\text{C}$  以上の条件になった時に完全消失）は摩擦熱による信号消失として概ね説明可能である。ただし本研究で行った実験では、高温が維持されている時間がおよそ 10 秒以下であり、このような短時間でも熱の影響だけで信号が消失するか否かについては今後の検討が必要である。

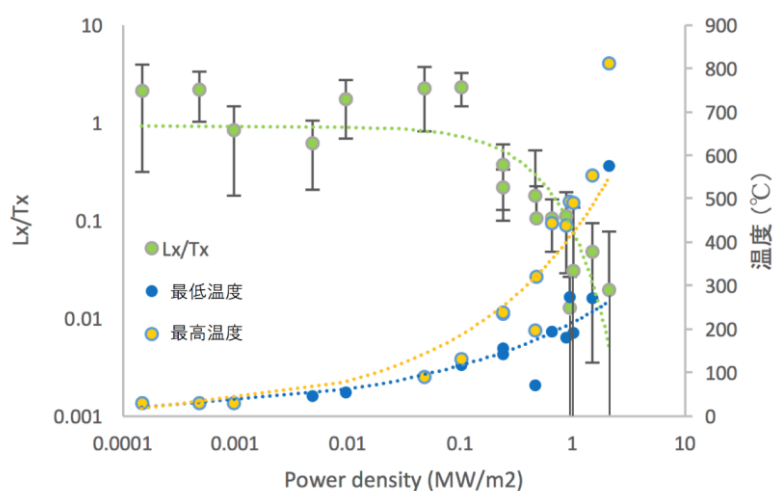


図 3.2.23.  $Lx/Tx$  と Power density の関係

$Lx/Tx$  は指数則、ガウジ内の最高温度と最低温度はべき乗則でフィッティングした

### ③ OSL 信号消失の起こる深度条件について

OSL 信号強度の低下と摩擦仕事量との間には相関関係がなく、一方で Power density との間に明瞭な指数関数的減衰の関係があることが明らかとなった。そこで、Power density を指標として OSL 年代のリセット条件の見積もりを行う。図 3.2.23.から、断層の Power density が  $0.24\text{MW/m}^2$  以上になると部分消失が始まり、 $1.0\text{MW/m}^2$  以上になると完全消失

する結果が得られたため、大陸地殻の通常地震（マグニチュード7クラス）を想定した時に、Power density がこれらの値を取りうる深さ条件を求める。地震時の断層のすべり速度を0.65m/sとし、(3-2-1)式を用いてPower densityが1.0MW/m<sup>2</sup>となる剪断応力を求めると、1.5MPaとなる。剪断応力と垂直応力の関係性は(3-2-3)式で与えられる。

$$\tau = \mu\sigma \quad \dots (3-2-3)$$

ここで、 $\tau$ : 剪断応力,  $\mu$ : 摩擦係数,  $\sigma$ : 垂直応力。摩擦係数を0.4とすると、求められる垂直応力は3.75MPaである。続いて垂直応力から地殻の深度を計算する。垂直応力と深度の関係性は(3-2-4)式で与えられる。

$$h = \frac{\sigma}{\rho g} \quad \dots (3-2-4)$$

ここで、 $\rho$ : 密度,  $g$ : 重力加速度,  $h$ : 深度。密度を花崗岩の平均密度である2700kg/m<sup>3</sup>とすると(3-2-4)式より求められる完全消失に必要な深度は141mとなる。またPower densityが0.24MW/m<sup>2</sup>となる時の深度条件は35mであり、部分消失が起こる深度は35~141mと推定される。

#### (7) まとめ

1. 垂直応力1.0MPa、変位量10mに固定し、0.25~1.3m/sの様々な速度条件下で石英ガウジの摩擦実験を行った。回収試料の粗粒粒子(75~150 $\mu$ m)と細粒粒子(75 $\mu$ m以下)の両方について、すべり速度0.25 m/s以上でOSL信号の減少(部分消失)を確認し、0.65m/s以上では完全消失が認められた。ガウジに水を添加して行った1.30m/sの実験からも完全消失が認められた。
2. すべり速度0.65m/s、変位量2.1mに固定し、1、3、5MPaの垂直応力条件下で行った実験では、1.0MPaにおける部分消失と3MPa以上での完全消失が認められた。
3. 実験中のガウジ帯内部の温度とルミネッセンス信号強度の間には明瞭な逆相関の関係が認められ、ガウジ内の最高到達温度が約250°Cを上回ると部分消失、最低温度が約270°Cを上回ると完全消失することが明らかとなった。一般的にOSL信号は300°C、数十秒程度の加熱で消失することが知られており、信号消失の要因は摩擦熱で概ね説明可能である。
4. OSL信号強度は、Power density(摩擦仕事率)を指標としたときに指数関数的減衰で表現できる。Power densityが0.24MW/m<sup>2</sup>を超えるとOSL信号は部分消失をし始め、

1.0MW/m<sup>2</sup>を超えることで完全消失へと至る。大陸地殻の通常地震（マグニチュード7クラス）を想定して部分消失と完全消失が起こる深度条件を見積もったところ、35m および 141m となった。

(7) 引用文献

- Di Toro, G., Han, R., Hirose, T., De Paola, N., Nielsen, S., Mizoguchi, K., Ferri, F., Cocco, M. and Shimamoto, T., 2011, Fault lubrication during earthquakes. *Nature*, 471, 494-498.
- 福地龍郎, 2010, ESR 法における地震断層の絶対年代測定—その原理と適応限界—. *月刊地球*, 32, 16-23.
- 鴈澤好博・高橋智佳史・三浦知督・清水 聡, 2013, 光ルミネッセンスと熱ルミネッセンスを利用した活断層破砕帯の年代測定法. *地質学雑誌*. 119. 11. 714-726.
- 平賀章三・吉本晃子・嶋本利彦, 2004, 摩擦すべりに伴う細粒石英ガウジの TL 信号強度変化—剪断応力から期待される完全ゼロイング深度—. *奈良教育大学紀要*, 53, 2, 17-29.
- 板谷徹丸・兵藤博信, 2010, 地震のアルゴン年代測定, *月刊地球*, 32, 10-15.
- Kim, J.H., Choi, J. H., Chauhan, N., Lee, S., Hirose, T. and Ree, J. H., 2014, Resetting of quartz OSL(optically stimulated luminescence)signals by frictional heating in experimentally sheared gouges at seismic slip rate. AGU Fall Meeting abstract.
- Kitajima H., Chester, J.S., Chester, F.M. and Shimamoto T., 2010, High-speed friction of disaggregated ultracataclasite in rotary shear: Characterization of frictional heating, mechanical behavior, and microstructure evolution. *Journal of Geophysical Research*, 115, B08408.
- 奥村輔・下岡順直, 2011, ルミネッセンス年代測定を開始するための心得—日本における年代研究の現状—. *地質技術*, 1, 5-17.
- 田村肇・佐藤佳子, 2013, 断層の K-Ar 年代学. *地質技術*, 3, 21-25.
- Wintle, A. G. and Murray, A. S. 2006, A review of Quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements*, 41, 369-391.
- 山田隆二・松田達生・小村健太郎, 2006, 跡津川断層系における FT 年代分布. *フィッショントラック・ニュースレター*, 19, 15-17.
- Yao, L., Shimamoto, T., Ma, S., Han, R. and Mizoguchi, K., 2013, Rapid postseismic strength recovery of Pingxi fault gouge from the Longmenshan fault system: Experiments and implications for the mechanisms of high-velocity weakening of faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 4547-4563.
- 京都大学, 2017, 平成 27 年度原子力規制庁委託成果報告書 野島断層における深部ボーリング調査.





### 3. 3. カルサイト応力計による野島断層の古応力

#### (1) はじめに

断層破壊が伝播する際に亀裂の先端に応力が集中する。それは断層中心部において高い応力が生じ、周辺に向かって減衰するパターンを示す。この過剰な応力の大きさと減衰レートは、断層表面における固着状態や母岩の弾性特性などに依存するため、地震時における断層状態を知る重要な指標となり得る。

これまで断層の古応力を推定するための地質応力計としては、マイクロブーディン（例えば Lloyd and Ferguson, 1981）や動的再結晶した鉱物粒径（例えば Mercier et al., 1977）、変形ラメラ（例えば Blenkinsop and Drury, 1988）など様々なアプローチから試みられてきた。これらは静的な地殻応力を推定するためのものであり、断層の破壊伝播のような動的な応力状態を推定するものはなかった。カルサイト双晶応力計は、断層の動的な応力状態を復元できる唯一の手法であり、本事業ではこれを野島断層コアに用いて、この断層の応力状態について議論する。

#### (2) 地質概要

1995年兵庫県南部地震の際に野島地震断層が出現した淡路島地域は、主に花崗岩とそれを覆う神戸層群および大阪層群から構成される。本事業では、野島断層および、そこから分岐した浅野断層における岩盤トレンチおよびボーリング掘削試料を用いた。

淡路島小倉地区の岩盤トレンチでは、浅野断層が花崗岩と大阪層群を切るかたちで、走向約 N40°E 傾斜 70°N で発達している、断層下盤にあたる花崗岩は著しい破碎作用を被っている。試料には炭酸塩脈が含まれることが塩酸の中和反応で確認できる。

同じく淡路島小倉地区において、野島断層のボーリング掘削が行われ、地表から深度約 1000m までの NFD-1 コアが採取された。野島断層の主剪断面 (PSZ: Principal shear zone) が深度約 529m で確認された。断層の上盤および下盤はどちらも花崗岩であり、PSZ から十分に離れた深度の花崗岩は変形や変質の影響が弱く、カルサイトはほとんど含まない。PSZ から上盤方向には約 150m、下盤方向には約 400m 程度の範囲でカルサイト脈が認められる。本事業では、この範囲に分布するカルサイトを用いる。

#### (3) 手法

カルサイトの e 面に臨界剪断応力が生じると、面に沿って結晶方位の回転が生じ、これを双晶変形と呼ぶ。そこは周囲とは結晶方位が異なるため、屈折率の違いから顕微鏡で容易に観察することができる。また新しい結晶方位は、そのときに生じている剪断応力に対して回転し難くなるため、更なる剪断応力の増加に対しては、別の e 面に双晶変形が生じる。そのため応力の上昇に伴って双晶が増加する。双晶変形は結晶内部の永久歪であるため、双晶の密度は応力に比例する。カルサイト結晶の応力計としての利用は、1950 年代から提案されている (Handin and Griggs, 1951)。ただし岩石のような粒状体内部の応力分布は複雑であるに違いないので、単一のカルサイト粒子の双晶密度をもって、岩体全体の

応力値を代表することが難しいであろうことは容易に想像される。とりわけ様々な鉱物粒子の集合体の内部応力場は複雑であろうから、石灰岩や大理石等のようなカルサイトだけからなる岩石において応用されてきた (Jamison and Spang, 1976; Rowe and Rutter, 1990 など)。しかし個別要素法による数値実験の発達は、様々な物性の粒子から構成される粒状体の内部応力を解析することを可能にし、多鉱岩において個々の粒子にかかる応力の平均値が全体の応力に比例することを明らかにされている (Sakaguchi et al., 2011)。対象とする多鉱岩は、石英や長石等の強固な結晶から構成される場合、試料全体にかかる外力は強固な粒子が支持することで全体としては弾性変形となる。その間においても隙間のカルサイトは双晶変形するため、試料全体が弾性回復しても、変形時の記録がカルサイト結晶に残されることが砂岩の三軸圧縮試験によって検証されている (Sakaguchi et al., 2011)。四万十帯の強固な砂岩におけるカルサイト双晶密度の平均値と、岩石が経験した最大差応力との関係は、次の式で表される。

$$\sigma_d = a D t^{0.5} \quad (3-3-1)$$

ここで  $\sigma_d$  は差応力 (MPa)、 $D$  は平均双晶密度 (本/mm)、 $a$  は定数で 25.1 を指す。カルサイトを含む基質が弾性変形するときの歪エネルギーが双晶変形に費やされるので、この定数  $a$  の項には弾性率が含まれている。この式は、ヤング率約 28GPa 程度の四万十帯の砂岩から得られており、対象とする岩石のヤング率がこれと大きく異なると絶対応力への変換は難しい。対象とする岩盤のヤング率が不明な場合は、応力と双晶密度の増加比率は同等と見なせるので相対比較は可能である。

上記式で得られるのは差応力であり、断層に対する最大主応力の角度を仮定することで剪断応力が求まる。本論では最大主応力と断層の成す角を 30°から 45°の間にあつたと仮定する。また、カルサイト双晶は、極めて短時間の応力変化にも応答するため (Handin and Griggs, 1951)、断層の破壊伝播時における応力集中も記録することができる。

本事業では、カルサイト双晶密度の測定は、偏光顕微鏡下において薄片試料を 200 倍で観察し、接眼マイクロメータによって双晶面と双晶面の見かけの幅を測定し、双晶面の傾斜角から、真の双晶間隔を得て、その逆数から双晶密度 (本/mm) を得た。同一試料から 100 点を測定し、確率密度分布解析でピークを分解し、各ピークについて議論する。

#### (4) 結果

##### ①カルサイトの産状

本コアは主に花崗岩質の岩体から構成され、初生的にはカルサイトはほとんど含まれない。しかし一部の破砕帯には、流体移動に伴って沈殿したカルサイトがみられる。カルサイトの産状としては、(1) 1 $\mu$ m 以下のごく細粒結晶の集合体で全体として不透明で主に結晶境界と亀裂を充填して産するもの (図 3.3.1.a)、(2) 長石の結晶中に点在もしくは劈開に沿って産する数  $\mu$ m から数 10 $\mu$ m のもの (図 3.3.1.b)、(3) 鉱物脈として亀裂を充填するものがある (図 3.3.1.c)。特に鉱物脈として産するものは、結晶粒子が大きく透明度も高く分析に適している。多くのカルサイト結晶には双晶変形がみられるが、なかには結晶

サイズが大きく双晶がないものも観察された (図 3.3.1.d)。

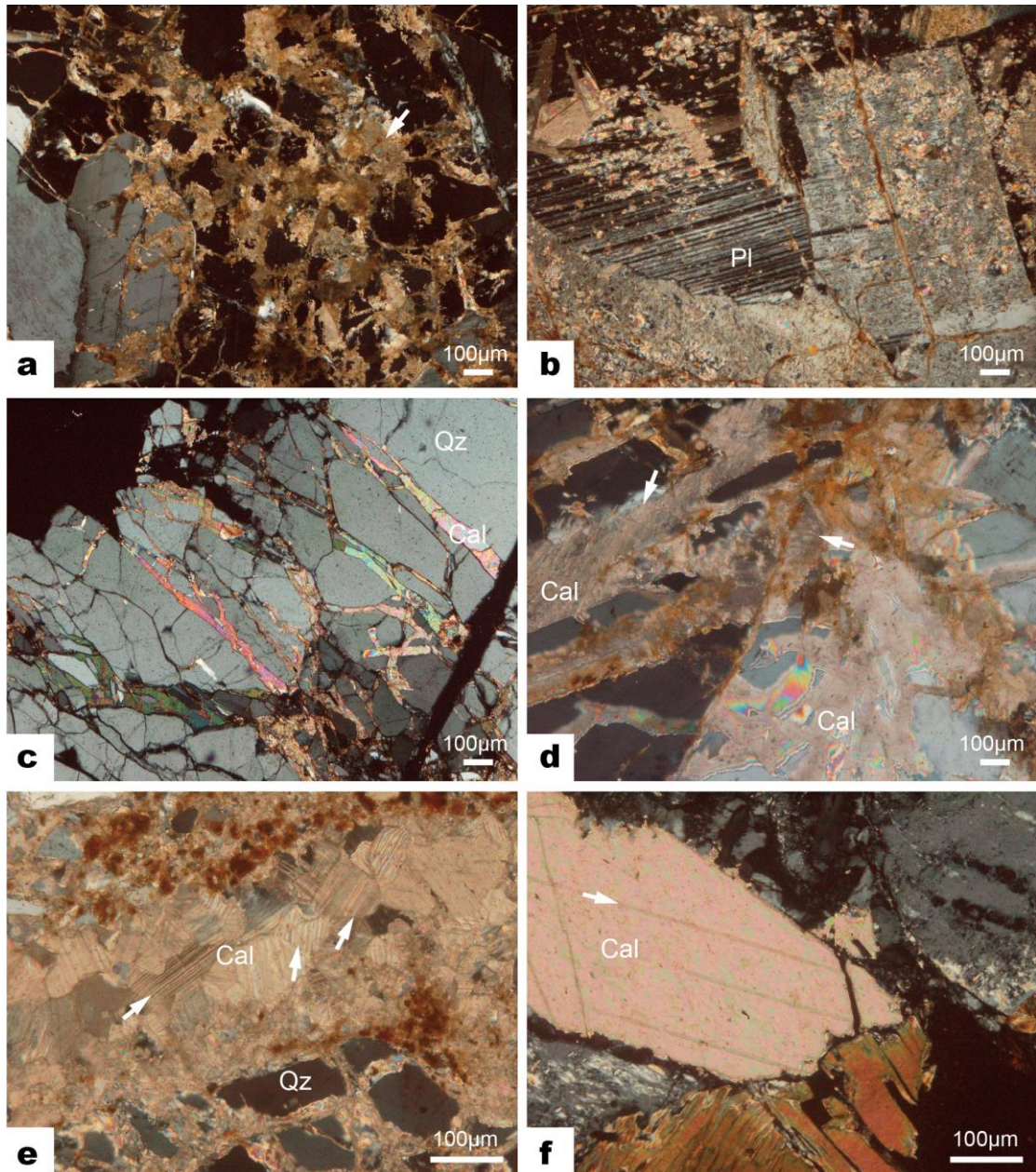


図 3.3.1. カルサイトの産状。(a) 亀裂中に極細粒の結晶があるもの (深度 448m)。(b) 斜長石の劈開面に沿って産するもの (深度 691m)。(c) 亀裂を充填するカルサイト (深度 389m)。(d) 双晶変形 (矢印) を含むものと、双晶変形のないものが共存する (深度 448m)。(e) 双晶 (矢印) の密度が高いカルサイト結晶 (深度 520m)。(f) 双晶 (矢印) の密度が低いカルサイト結晶 (深度 908m)。

## ②双晶密度分析結果

NFD-1 コアにおいて、カルサイトを含まるものを深度 389m から 908m までの区間から 9 試料測定した。その結果、平均双晶密度は 71~181 本/mm であった。いくつかの試料は典型的な正規分布にはのらず、バイモーダルな分布、もしくは高い値に広く分布する傾向がみられる (図 3.3.2)。本研究ではピーク解析によって、各試料の主要ピークを用いて議論する。

### (5) 議論

本コア試料には、様々な種類のカルサイト結晶が産するが、それは結晶境界もしくは亀裂を充填するごく細粒なもの、長石中に散在するもの、亀裂を充填する鉱物脈中のものがある。3 つのタイプのカルサイトは、いずれも亀裂か、その周辺に産しており、断層による破碎部に流体が移動して、炭酸塩鉱物が沈殿したことにより形成されたと考えられる。

地表のトレンチ試料には、ごく細粒の結晶しか含まれていなかった。このようなごく細粒の結晶は、一般に低温の地表付近で形成されたと考えられる。ボーリングコア試料の 389m 以深には、様々な産状のものが含まれており、なかには 1,000 $\mu\text{m}$  以上の大きな結晶も観察された。もしもカルサイトが、現在よりも深い領域で形成され、その後岩盤と共に隆起して、現在の深度に定置したのであれば、粒径の大きな結晶が地表付近にも産したであろう。わずか数 100m の深度差で大きく異なる産状であるということは、これらのカルサイトは、古い時代に地下深部で形成されたものが隆起してきたものではなく、現在の深度で最近形成されたものかもしれない。

鉱物脈中のカルサイト結晶は、一般に壁岩付近に数 10 $\mu\text{m}$  程度の小さな自形結晶が配列し、脈の中央部に数 100 $\mu\text{m}$  以上の大きな他形結晶が産する。このような産状は、壁部から結晶が形成され、その後中空の部分埋める形で結晶が形成される場合によくみられる。もしくは亀裂の拡大に伴って、中空部が拡大し、そこに次々に新しい結晶が形成される場合の産状である。脈状に産するカルサイトの中には、双晶変形のない結晶が、脈の中央に集まっているケースもあった。その周囲には双晶密度の高い結晶も見られることから、そこが局部的に低応力であったというよりも、そのカルサイトは形成されたばかりで、まだ高い応力を経験していないのかもしれない。

本地域のように初生的にカルサイトをほとんど含まない岩体の場合、震源断層周囲のカルサイトは、断層沿いの流体移動に伴って斜長石の変質によって形成されるか、亀裂中に流体から沈殿するケースが多い。そのため活動中の断層であれば、高い応力を未経験の新しいカルサイト結晶が形成されているであろう。この新しい結晶の形成量が、

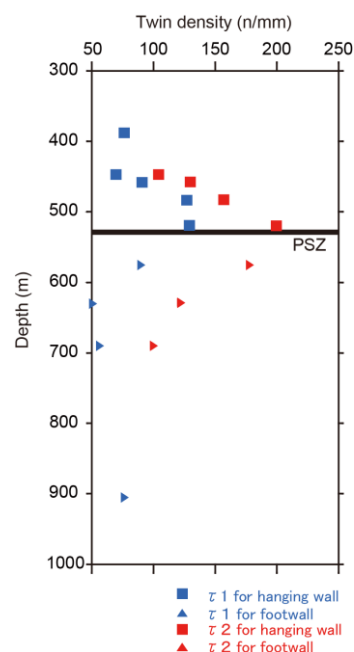


図 3.3.3. 各深度におけるカルサイト双晶密度。

おおむね一定であるならば、古い断層と新しい断層とで双晶密度分布に違いが現れると期待される。カルサイト双晶応力計は過去最大値を記録するため、古い断層にあるほとんどのカルサイト結晶は高い値を有する可能性が高い。そして新しい結晶は相対的に数が少ない。これに対して若い断層は、新しいカルサイト結晶の数が相対的に多いため、高応力と低応力の 2 つのピークが現れると考えられる (図 3.3.3.)。本研究の PSZ 周囲の試料が、バイモーダルな双晶密度分布を持つのは、断層の活動履歴が相対的に若く、高い応力を未経験の結晶が相対的に多いためなのかもしれない。また、この仮定は、本断層の地表トレンチ試料に大きなカルサイト結晶が含まれないことから、ボーリングコア中の大きな結晶が地下深部の古い時代のものではなく、現深度付近で最近形成されたという前述の類推と矛盾しない。バイモーダルな双晶密度分布は、複雑な応力履歴を反映している可能性があるため、確率密度分布解析により各ピーク値を用いて議論する。

双晶密度の各深度のピーク値は、PSZ に近いほど高く、離れると低くなる傾向がある。たとえば PSZ に最も近い深度 520m の試料は最大 200.2 本/mm の双晶密度ピークを有し、PSZ から 100m 以内では PSZ から離れるにつれてピーク値は漸移的に減少する。PSZ から 100m 以上離れた深度では約 50~75 本/mm の様々な値を示す。断層周囲の高い値は、断層破壊伝播に伴う局所的な応力集中によるものであり、その影響が PSZ 周囲 100m 程度に及んでいたと考えられる。応力集中が生じたということは、亀裂の伝播に対して断層が抵抗したことを意味し、地震前に断層がある程度固着していたことを示唆する。

四万十帯の砂岩による変換式による剪断応力は、PSZ 近傍の深度 520m の最大値が約 135~165 ( $\pm 30$ ) MPa に相当し、深度 630m の最小値が 66~81 ( $\pm 30$ ) MPa となる (表 3.3.1.)。PSZ から十分に離れた試料は、断層周囲のバックグラウンド応力を示すと思われるが、この深度の静的な地殻応力としてはかなり高い。その理由としては、断層の影響が広域に及んでいるというもの、もうひとつは断層周囲の岩盤の弾性率が低く、応力が過剰に見積もられている、の 2 つを挙げることができる。ここでは 100m 以上離れた深度の値がばらつくことから、PSZ より遠い深度の試料はバックグラウンド応力に近いと考える。断層の破碎帯の弾性率が、新鮮な状態と比較して、どの程度低下しているのか不明であり、本事業では応力の絶対値ではなく相対的な応力差について議論する。もしも本断層の母岩の弾性率が、(3-3-1) 式の基になった砂岩のヤング率の 1/10 だった場合は、導き出される応力値も 1/10 になることに注意して頂きたい。

表 3.3.1. NFD-1 コアにおけるカルサイト双晶密度測定結果。

	Depth (m)	Dis. From PSZ (m)	Twin density (n/mm)	
			$\tau_1$	$\tau_2$
Hanging wall	389	140	76.4	
	448	81	69.6	104.6
	459	70	90.6	130.2
	484	45	126.8	157.4
	520	9	129.0	200.2
Footwall	576	47	89.0	178.0
	630	101	50.2	122.0
	691	162	56.0	100.0
	908	379	75.6	

各試料は形成時期の異なるカルサイトが含まれ、新しい結晶は過去最大級のイベントを経験していないためにバイモーダルな分布を持つものと解釈される。カルサイトには少なくとも2回のイベントが記録されているとして、各試料のピーク値の高い方から剪断応力  $\tau_1$ 、 $\tau_2$  とする。本試料最小値である深度 630m の 50.2 本/mm をバックグラウンド値として規格化して比較する。 $\tau_1$  と  $\tau_2$  はどちらも PSZ から離れるにつれて減衰し、その減衰率は、それぞれ PSZ からの距離の-0.44 乗と-0.61 乗である (図 3.3.4.)。これらの減衰率は、弾性体における亀裂先端に生じる応力集中の理論値の-0.5 乗 (引用) に近い。これは本断層の母岩が断層の破壊伝播時に弾性的に振舞ったことを示す。 $\tau_1$  と  $\tau_2$  は PSZ 近傍で最大値をとるが、それはバックグラウンド応力に対して、それぞれ 1.6 倍と 2.0 倍程度となる。

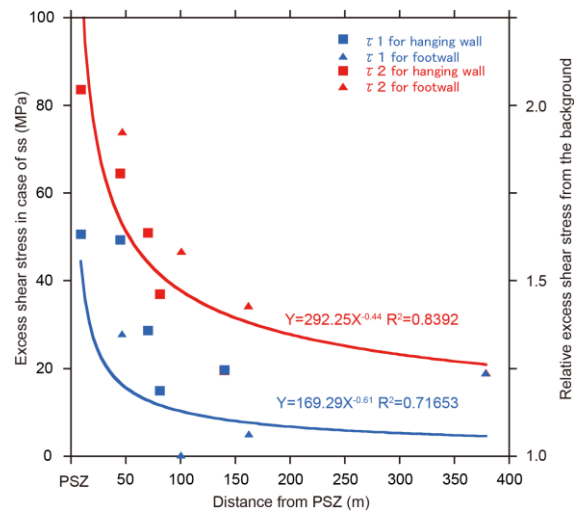


図 3.3.4. PSZ における過剰な剪断応力と距離の関係。

(6) まとめ

本断層に含まれるカルサイト結晶の産状は、カルサイトが現在の深度付近で形成されたことを示唆する。本コアのカルサイトには双晶変形のない結晶が数多く含まれており、ま

た、カルサイト結晶の形成が継続していることから、過去最大級のイベントと最近のイベントの二つのイベントを読み取ることが可能である。応力値は PSZ 近傍で最大値となり、断層破壊伝播時の応力集中をみているものと考えられ、それは最大でバックグラウンド応力の 2.0 倍程度であった。PSZ から周囲への応力減衰率は弾性体の理論値に近く、断層破壊伝播時において母岩は弾性体として振舞ったと考えられる。本コアの掘削サイトは、野島断層が破壊伝播する際に応力集中が必要なほどに固着していた場所であると言えるだろう。

#### (7) 引用文献

- Blenkinsop, T.G. and Drury, M.R., 1988, Stress estimates and fault history from quartz microstructures, *Journal of Structural Geology*, 10, 673-684.
- Handin, J.W. and Griggs, D., 1951, Deformation of Yule Marble: Part II predicted fabric change, *Bulletin of the Geological Society of America*, 62863-886.
- Lloyd, G.E. and Ferguson, C.C. 1981, Boudinage structure: some new interpretations based on elastic-plastic finite element simulations, *Journal of Structural Geology*, 3, 117-128.
- Mercier, J.C., Anderson, D.A. and Carter, N.L., 1977, Stress in the Lithosphere Inferences from Steady State Flow of Rocks, *Pageoph*, 115, 199-226.
- Jamison, R.W. and Spang, H. J., 1976, Use of calcite lamellae to infer differential stress, *Geological Society of America Bulletin*, 87, 868-872.
- Rowe, K.J. and Rutter, E.H., 1990, Palaeostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature, *Journal of Structural Geology*, 12, 1-17.
- Sakaguchi A., Sakaguchi H., Nishiura D., Nakatani M. and Yoshida S., 2011, Elastic stress indication in elastically rebounded rock, *Geophysical Research Letters*, 38, L09316, doi:10.1029/2011GL047055.

#### (8) 参考文献

- Broberg, K.B., 1999, *Cracks and Fracture*, San Diego, CA, Academic Press, pp.752.
- Borden, G.E. and Cooper, C.C., 1962, Boudinage structure: some new interpretations based on elastic-plastic finite element simulations, *Journal of Structural Geology*, 3, 117-128.



#### 4. 鉱物の加熱実験と年代リセット状況の分析

##### (1) 目的

地震発生時に生成されるシュードタキライトは、断層摩擦発熱によって岩石が溶融した後に、急冷によって再結晶したものだと考えられている。放射年代によって断層の活動年代を測定するためには、断層摩擦発熱のような高温短時間の加熱によって年代がリセットされることを検証しなければならない。そこで本試験では、グラフアイト炉を使って石英試料を加熱し、ルミネッセンスの信号強度がリセットされるかどうかを検証した。

##### (2) 使用機器

高温短時間加熱試験には、偏光ゼーマン原子吸光光度計（図 4.1.）内にあるグラフアイト炉を利用した。機器の仕様上、内蔵温度計では温度を計測することができないため、外部にチノー放射温度計 IR-FAISLN（図 4.2.）を取り付けて、温度をモニタリングした。

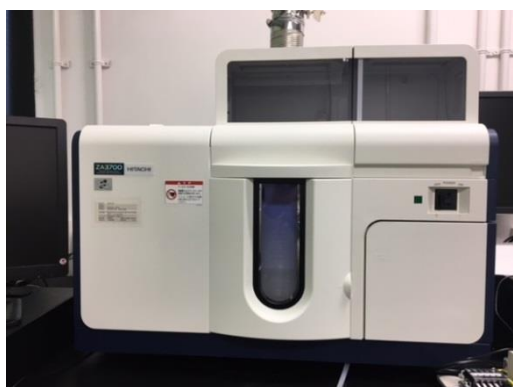


図 4.1. 日立 ZA3700  
偏光ゼーマン原子吸光光度計

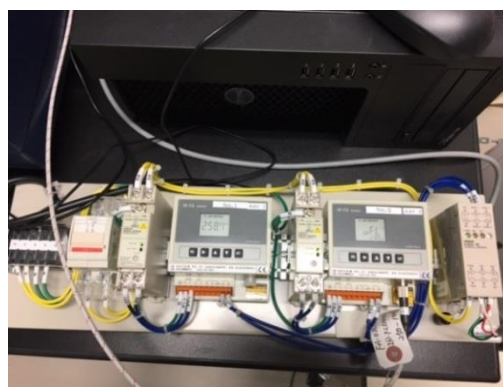


図 4.2. チノー放射温度計  
IR-FAISLN

### (3) 高温短時間加熱試験手順

高温短時間加熱試験を以下の手順で行った。キュベットは Pyro Tube D HR (Cuvette-5) を使用した。年代標準試料として石英 (図 4.3.) を用いた。



図 4.3. 年代標準試料 オタワサンド

#### ① 試料の準備

1.5cm 角にカットしたアルミ箔に年代標準試料を包む。

#### ② 試料の投入 (図 4.4.)

高温加熱試験プログラムを作動し、温度が安定したところで試料をキュベットに投入する。

#### ③ 試料の加熱

キュベット内に投入した試料を一定時間加熱した後、加熱を停止する。

#### ④ 加熱温度と時間の読取

温度ロガーから加熱温度と時間を読み取る。

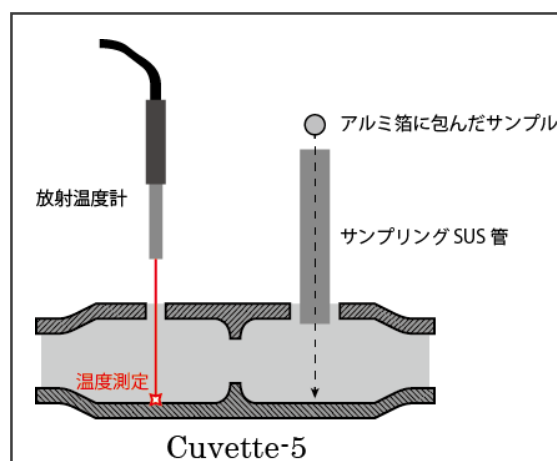


図 4.4. サンプリング方法

以上の手順で、300℃、400℃、および 500℃で 100 秒間の加熱試料を作成した。

#### (4) 高温短時間加熱試験

試料をキュベットに投入し、加熱開始～終了までの温度状況を計測した。一例として、300°C-100秒間の加熱試料作成結果を示す。

表 4.1. 加熱プログラム

ステージ	測定段階	開始温度(°C)	終了温度(°C)	昇温時間(°C)	継続時間(s)	Ar流量
1	乾燥	218	218	100	100	10(ml/min)
2	乾燥	218	218	100	100	10
3	乾燥	218	218	100	100	10
4	乾燥	218	218	100	100	10
9	原子化	900	900	0	2	10
11	冷却	0	0	0	10	10

加熱プログラムを表 4.1.に示す。試料の加熱温度と加熱時間は、温度ロガーから読み取った (表 4.2.)。また、試料加熱中の温度プロットを図 4.5.に示す。試料の加熱開始 (試料投入) 直後は、キュベットの温度が若干下がったものの、加熱中は誤差±1°C以内を維持した。100秒間の加熱実験については、概ね問題ないと思われる。

表 4.2. 加熱試験結果

	最低温度 (°C)	最高温度 (°C)	温度差 (°C)	平均温度 (°C)	加熱時間 (s)
Cuvette-5	298.0	299.2	1.2	298.9	100.0

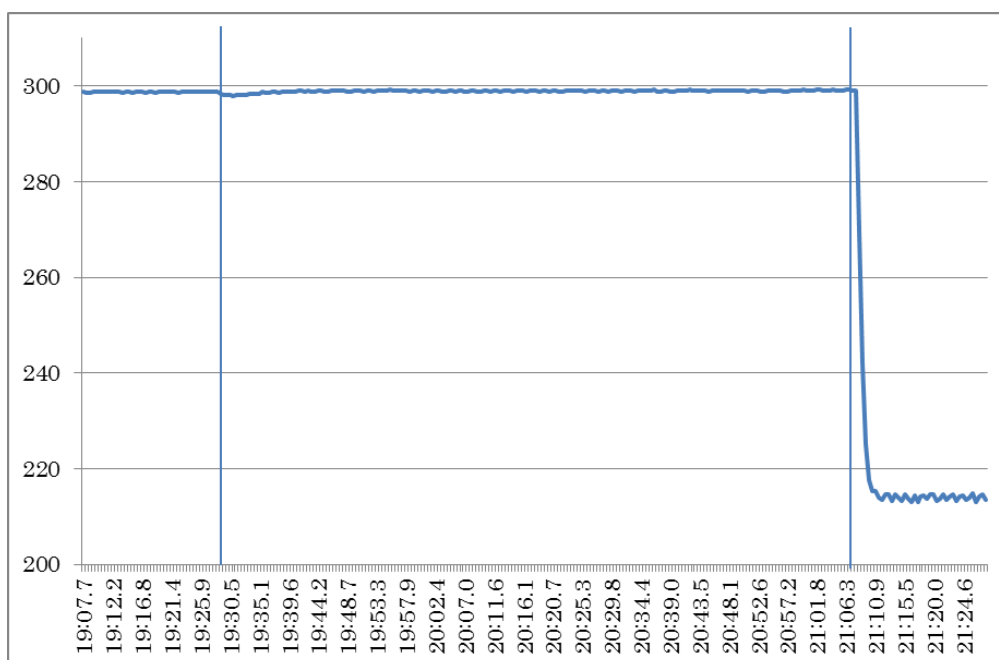


図 4.5. 加熱試験結果

このようにして、光ルミネッセンス (OSL) 測定用に、300°C-100秒間、400°C-100

秒間、および 500°C-100 秒間の加熱試料を作成した。

(5) 光ルミネッセンス (OSL) 測定

300°C-100 秒間、400°C-100 秒間、および 500°C-100 秒間の加熱試料を使って、光ルミネッセンス (OSL) 測定を実施した。測定結果を表 4.3.に示す。300°C-100 秒間加熱試料 (試料 300°Cx100s\_1、2)、400°C-100 秒間加熱試料 (試料 400°Cx100s\_2)、および 500°C-100 秒間加熱試料 (試料 500°Cx100s\_1、2)、については、高温になるにつれ線量 (De) が少なくなる傾向が見られた。400°C-100 秒間加熱試料 (試料 400°C x100s\_1) については線量が少ないが、測定粒子が少ないため再検証が必要である。

光ルミネッセンス測定結果の一例を図 4.6. (非加熱試料) および図 4.7. (500°C-100 秒間加熱試料) に示す。信号強度を見ても、加熱試料の OSL 信号は低く示され、リセットしかけていることが分かった。

表 4.3. 光ルミネッセンス (OSL) 測定結果一覧

試料No	加熱温度(°C)	加熱時間(s)	De (Gy)	使用粒子数
300°Cx100s_1	300	100	0.56	3
300°Cx100s_2	300	100	0.53	2
400°Cx100s_1	400	100	0.05	3
400°Cx100s_2	400	100	0.22	2
500°Cx100s_1	500	100	0.04	3
500°Cx100s_2	500	100	0.06	3
Basic_1 (非加熱試料)	-	-	64.16	3

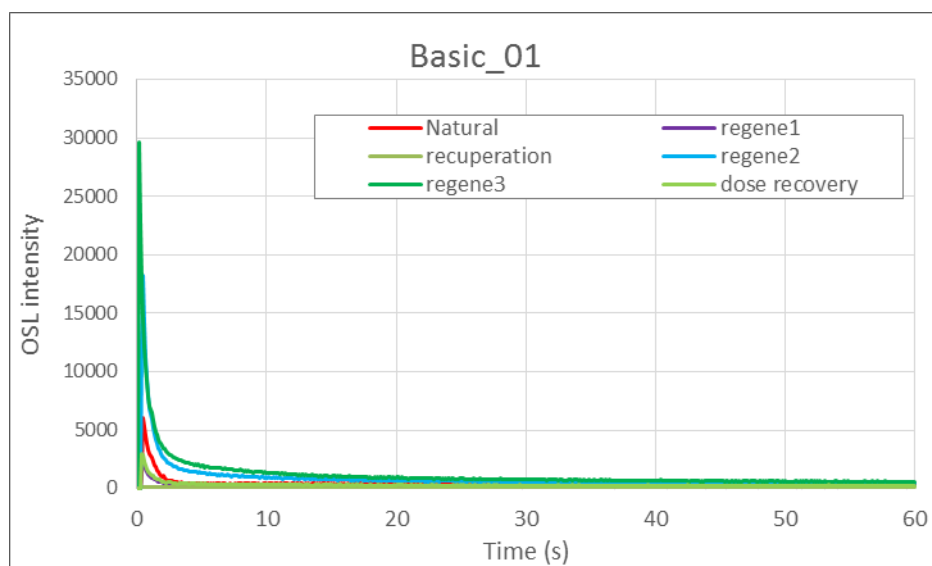


図 4.6. 非加熱試料 光ルミネッセンス (OSL) 測定結果

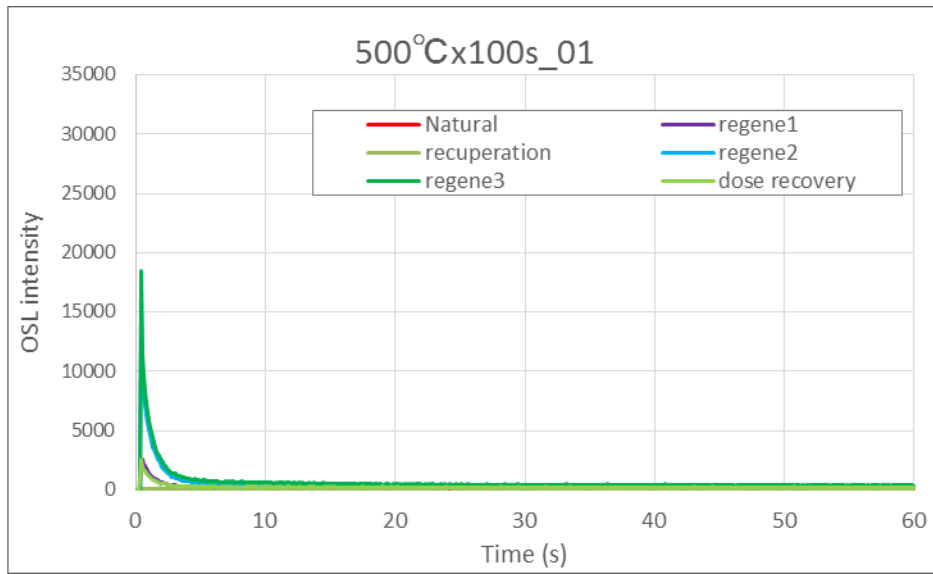


図 4.7. 500°C-100 秒間加熱試料 光ルミネッセンス (OSL) 測定結果

## 5. ボーリングコア及びボーリング孔を用いた応力測定

一般的に、断層面上にせん断応力と垂直応力が作用している。せん断応力は断層をすべらせようとする原動力であり、有効垂直応力（垂直応力と間隙水圧の差）と摩擦係数の積は断層の摩擦抵抗となる。間震期（Interseismic、すなわち非地震時または地震の準備期間）に、このせん断の力と摩擦抵抗の力（応力と面積の積）は力学的な平衡状態にある。また、地震時（Coseismic）には断層面上のせん断応力と断層周囲地層中の応力が断層のすべりとともに急激に降下するが、間震期にはその応力が徐々に蓄積する（図 5.1.を参照）。このように断層面上の応力は、間隙水圧、摩擦係数とともに断層のすべり挙動を大きく左右するパラメータである。したがって、断層とその周囲の応力状態の空間分布と時間変化を知ることは、地震断層の挙動を解明するために重要である（林ほか, 2017a）。

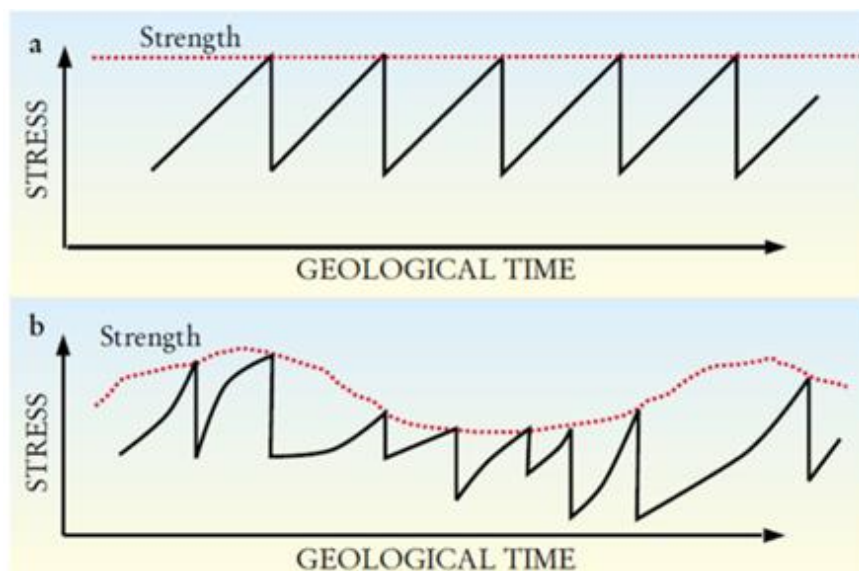


図 5.1. 地震サイクルにおける断層面上のせん断応力の典型的な変化パターンならびに断層の強度との関係（Kanamori and Brodsky, 2004）

### （1）原位置応力測定および掘削コアを用いた応力測定の概述

地下深部の現在応力状態は、基本的に遠隔測定はできないため、その深度まで掘削してアクセスする必要がある。現在応力の測定は、リークオフテスト（Leak-off test）や水圧破砕法のような孔内実験による方法（例えば、Lin et al., 2008; Ito et al., 2013）と、検層データの解析および掘削コア試料の測定による方法がある。上記の孔内実験は、人為的に掘削孔の一部区間または全部を密封して、水圧を加えることにより孔壁に引張り裂を生成させて、最小水平主応力値や主応力の方向を測定するものである。これらの測定は、掘削オペレーションを止める必要があるため、実施のコストが比較的高い。

掘削する場合、掘削孔壁の周りに応力の集中が発生する。この応力集中で大きくなった圧縮応力の大きさが孔壁岩石の強度を越した場合、孔壁はボアホールブレイクアウト

(Borehole Breakout) もしくはブレイクアウトと呼ばれる局所的な圧縮破壊と崩落が発生する。また、孔壁の周りに生じた引張応力が岩石の引張強度を越した場合、引張性のき裂である **Drilling Induced Tensile Fracture (DITF)** が発生する。検層のキャリパーデータ (孔径) や孔壁のイメージを用いて、ブレイクアウトや **DITF** を解析することにより、原位置応力を得ることが可能である (例えば、Zoback, 2007; Chang et al., 2010; Lin et al., 2010; Lin et al., 2011; Lin et al., 2013)。

近年、コア試料を用いた原位置応力の測定方法として、非弾性ひずみ回復 (**Anelastic Strain Recovery**、略称 **ASR**) 法による応力測定が、沈み込み帯等の国際深海科学掘削計画において実施されるようになった (例えば、Byrne et al., 2009; Yamamoto et al., 2013)。岩石コア試料は掘削により原位置応力から解放されると、瞬時に回復する弾性ひずみと、数日～数週間の時間をかけてゆっくり回復する非弾性ひずみが発生する。コアの回収後に、弾性ひずみの回復はすでに終了しており、その回復のプロセスは測定不可能であるが、非弾性ひずみ回復の一部は測定可能である。この非弾性ひずみ回復を測定して、原位置応力を得るのが **ASR** 法による応力測定である。

**ASR** 法は当初、コア試料の軸方向を一つの主応力の方向と仮定して、軸に直交する平面内で測定を行う二次元的な手法として、提案された測定手法である (Voight, 1968; Teufel, 1983)。その後、松木 (1992) と Matsuki and Takeuchi (1993) は、6方向の非弾性ひずみ回復を測定して、三次元の非弾性ひずみのテンソルを決定することにより、完全な応力テンソルを得る三次元手法に理論的に拡張した。それ以来、主要な **ASR** 法の応力測定研究はこの手法によって行われた (たとえば、Lin et al., 2006; Nagano et al., 2015)。特に、地震断層断層関連の掘削プロジェクトに適用された例が多い (たとえば、Lin et al., 2007; Cui et al., 2014; Oohashi et al., 2017)。**ASR** 法は、岩石コア試料の応力解放後の小さな非弾性ひずみ回復を測定して応力を評価するので、精度良くそのひずみを測定することが重要である。一般的に、非弾性ひずみ回復の量は弾性ひずみ回復の量より遥かに小さい。したがって、**ASR** 法は応力レベルの高い大深度の場合や、非弾性ひずみコンプライアンス (単位応力当たりの非弾性ひずみ回復量) が大きい岩種に適用しやすい。コア試料の非弾性ひずみ回復は、掘削に伴う応力解放の瞬間から始まるため、その測定はコア回収後になるべく早く始めなければならない。したがって、**ASR** 法は掘削現場またはその付近の実験室で、採取直後のコア試料にひずみゲージを貼付して、応力解放後の非弾性ひずみ回復 (基本的に自由膨張) を 1-2 週間連続測定する。測定するコア試料は、均質等方線形粘弾性体として取り扱うため、試料をサンプリングする際は、なるべくき裂等を含まない均質なコアを選ぶ。

コア試料は掘削により原位置応力から解放されると、弾性ひずみと非弾性ひずみの両方を含む変形が発生する。コア軸が1つの主応力方向と同じである場合 (例えば、鉛直掘削の場合で、鉛直方向が1つの主応力方向となる場合) において、コア軸に直交する平面内では、一般的に最大主応力と最小主応力の大きさが異なる。したがって、応力解放に伴って発生する変形により、コアの断面は真の円形ではなく、楕円形になることがある。すな

わち、最大主応力の方向でその直径が最大となり、最小主応力の方向では最小となる。この最大“直径”または最小“直径”を測定することができれば、水平面内の主応力方向を決めることができる。また、最大と最小コア直径の差は、等方均質弾性体の場合、最大と最小主応力値の差に比例する。このコアの直径を測定して、応力評価する方法は **Diametrical core deformation analysis (DCDA)** 法と称する。

## (2) 応力測定実施内容の概要

地震の発生と応力蓄積の関係を明らかにするために、1995年兵庫県南部地震の震源断層である野島断層および2016年熊本地震の震源断層である布田川断層ならびにその周辺の現在の応力状態を把握することを目的として、ボーリングコア試料を用いた応力場解析を実施した。

応力測定の方法としては、水圧破砕法 (HF: Hydraulic Fracturing) のようにボーリング孔を利用して原位置で応力を測定する原位置応力測定法と、非弾性ひずみ回復を用いた ASR (Anelastic Strain Recovery) 法やコア径の測定により応力を求める DCDA

(Diametrical Core Deformation Analysis) 法のようにボーリングコアを用いて応力を測定するコア法がある。原位置応力測定の水圧破砕法は、原位置の応力条件下で実施され、直接応力を測定するため、信頼性が高いとされている。しかし、実施コストが高いし、ボーリング孔の仕上げ状態に対する要求が高いため、適用困難ケースがある。それに対して、コア法は応力解放後にコア試料に残されている“痕跡”を検出して、原位置で受けていた応力を測定する手法であるため、原位置の測定手法と比べると信頼性が落ちてしまうが、原位置測定手法の補完が期待される。また、コア法は簡便でかつコストが安いといったメリットがある。したがって、本プロジェクトにおいては、ASR 法および DCDA 法を用いて応力場解析を試みた。

## (3) 野島断層掘削コアの ASR 法による応力解析

### ① ASR 法の概略

コア試料は掘削により原位置応力から解放されると、弾性ひずみが瞬時に発生するほか、非弾性ひずみ (anelastic strain; 擬弾性ひずみとも呼ばれる) は数日～数週間の時間をかけて少しずつ回復する。弾性ひずみの瞬時に回復するプロセスは、コア試料が地上に回収される前にすでに終了しており測定できないが、非弾性ひずみ回復 (ASR) はコア回収後にも続くので、その一部が測定可能である。この非弾性ひずみの回復プロセスを測定して、原位置応力を得るのが ASR 法による応力測定である。

岩石コア試料が等方線形粘弾性体とすれば、解放した応力のテンソルの主応力方向は非弾性ひずみテンソルの主ひずみ方向と一致し、偏差主応力の比は偏差主ひずみの比に等しい。ASR 法はこの原理を利用して、コアの非弾性ひずみ回復を測定して、解放された原位置応力を評価する。ASR 法は当初、コアの軸方向を一つの主応力方向と仮定して、軸に直交な平面内で測定を行う二次元的な手法として、Voight (1968) により提案された。その



後、Teufel (1983) などにより石油工学の分野で適用された。さらに、Matsuki (1991)、松木 (1992)、Matsuki and Takeuchi (1993) は、三次元の非弾性ひずみのテンソルを計測することにより、同手法を完全な応力テンソルを得る三次元手法に理論的に拡張した。松木 (1992) によれば、応力が解放してから  $t$  時間経過した後における、コア試料のある方向 (方向余弦、 $l$ 、 $m$ 、 $n$ ) の非弾性ひずみ回復量  $\varepsilon_a(t)$  は、計測期間中の温度が変化しなければ、次式の通りとなる。

$$\begin{aligned} \varepsilon_a(t) = & (1/3) [ (3l^2-1) \sigma_x + (3m^2-1) \sigma_y + (3n^2-1) \sigma_z + 6lm\tau_{xy} + 6mn\tau_{yz} + 6nl\tau_{zx} ] J_{as} \\ & (t) \\ & + (\sigma_m - p_0) J_{av}(t) \end{aligned} \quad (5-1)$$

ここで、 $\sigma_x$ 、 $\sigma_y$ 、 $\sigma_z$ 、 $\tau_{xy}$ 、 $\tau_{yz}$ 、 $\tau_{zx}$  は解放された応力テンソルの 6 成分で、 $\sigma_m$  と  $p_0$  はそれぞれ、平均垂直応力と間隙水圧である。また、 $J_{av}(t)$  と  $J_{as}(t)$  はそれぞれ体積変形とせん断変形における非弾性ひずみコンプライアンス (単位解放応力当たりの非弾性ひずみ回復量) という岩石の材料定数である。したがって、独立した 6 方向で  $\varepsilon_a(t)$  を測定することができれば、応力テンソルの 6 成分である  $\sigma_x$ 、 $\sigma_y$ 、 $\sigma_z$ 、 $\tau_{xy}$ 、 $\tau_{yz}$ 、 $\tau_{zx}$  を解くことができる。この (6-1) 式は、松木 (1992) による三次元 ASR 応力測定法の基本式である。松木 (1992) の提案以来、主要な ASR 法による応力測定研究はこの手法を採用して行なわれてきた (例えば、Lin et al., 2006; Lin et al., 2007; Byrne et al., 2009; Yamamoto et al., 2013; Cui et al., 2014; Nagano et al., 2015; Sun et al., 2017 など)。その中には、地震の震源断層掘削や沈み込み帯での掘削に適用した例が多い。石油工学分野の基礎試錐やメタンハイドレートの調査掘削プロジェクトなどに適用された例もある (Nagano et al., 2015)。特に、Nagano et al. (2015) は、人為的に既知の応力を負荷したコア試料をその応力から解放して、ASR 法応力測定を行い、その手法の有効性を確認した。

ASR 法は、岩石コア試料の応力解放後の小さな非弾性ひずみ回復を測定の対象とするので、高い精度でそのひずみを測定することが重要である。一般的に、非弾性ひずみ回復の量は弾性ひずみ回復の量よりはるかに小さい。したがって、ASR 法は応力レベルの高い大深度の場合や、非弾性ひずみコンプライアンスが大きい岩種に適用しやすい。コア試料の非弾性ひずみ回復は、掘削に伴う応力解放の瞬間から始まるため、その測定はコア回収後可及的速やかに始めなければならない。したがって、ASR 法による応力計測は、掘削サイトのラボまたは海洋掘削の場合における掘削船上で、採取直後のコア試料を用いて実施しなければならない。計測用のコア試料は、均質等方線形粘弾性体として取り扱うため、試料をサンプリングする際は、なるべくき裂等を含まない均質なものを選ぶことが重要である。

## ②ASR 法応力測定装置と手順

ASR法のひずみ計測は、理論的に松木（1992）の方法に基づき、掘削コア試料の円柱表面にひずみゲージを瞬間接着剤で張りつけて行っており、計9方向（そのうち、6方向が独立した方向である）での計測を1～2週間程度連続的に行った（図5.2.参照）。

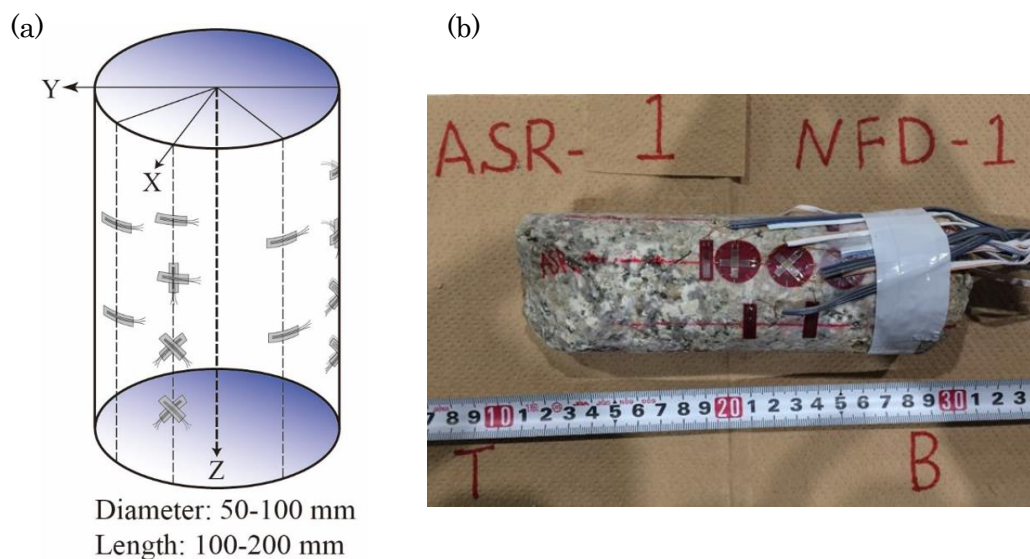


図 5.2. (a) ASR 測定用掘削コア試料に張りつけるひずみゲージのレイアウトと、(b) ボーリング孔 NFD1 の測定に用いられたコア試料（試料番号 NFD1-ASR01）の写真

計測期間中に応力解放により回復する非弾性ひずみ以外のひずみを発生させないために、コア試料に圧力や衝撃等を加えないことはもとより、試料の温度を $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ の精度で一定に制御するとともに、試料の含水状態と含水量が変化しないように密封して行った（図5.3.を参照）。恒温制御はラボのエアコンでは精度が不十分で、加熱と冷却の両機能を持つサーキュレーターで水の温度を一定に制御しながら、常に恒温水槽に循環する方式を採用して行った（図5.4.）。また、長期間の計測につき停電対策および電源の電圧安定のために、インバータ給電方式の無停電電源装置（UPS）を用いた。



図 5.3. ASR 測定用掘削コア試料を密封するために、ビニール袋（2重）とアルミの袋に閉じ込めた状態の写真

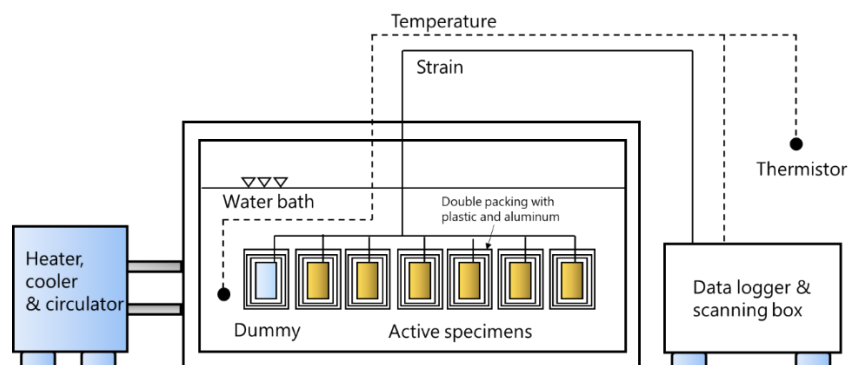


図 5.4. ASR法応力測定システムの模式図（上図、Sugimoto, 2018）と本研究に用いた京都大学所有のASR測定システムの写真（下図）

本 ASR 測定は、測定装置を淡路島の掘削サイトの現場ラボに設置して行った（図 5.4. の写真を参照）。計測実施技術者は掘削サイトでコアの採取を待機して、コア採取後速やかにひずみゲージの張りつけなどの計測準備作業を行い、ひずみの計測を始めた。コアの採取深度にもよるが、大よそ応力解放 3 時間程度経過したところで、ASR の計測を始めることができる。

#### ④ ASR 法応力測定に用いたコア試料

ASR 法による応力計測は、表 5.1 に示す 26 個のコア試料を用いて、淡路島の掘削現場実験室にて、応力解放後の非弾性ひずみの測定を行った。但し、ひずみの記録装置であるデータロガーのメモリカードトラブルのため、NFD1-ASR10~NFD1-ASR16 のデータは記録することができなかった。

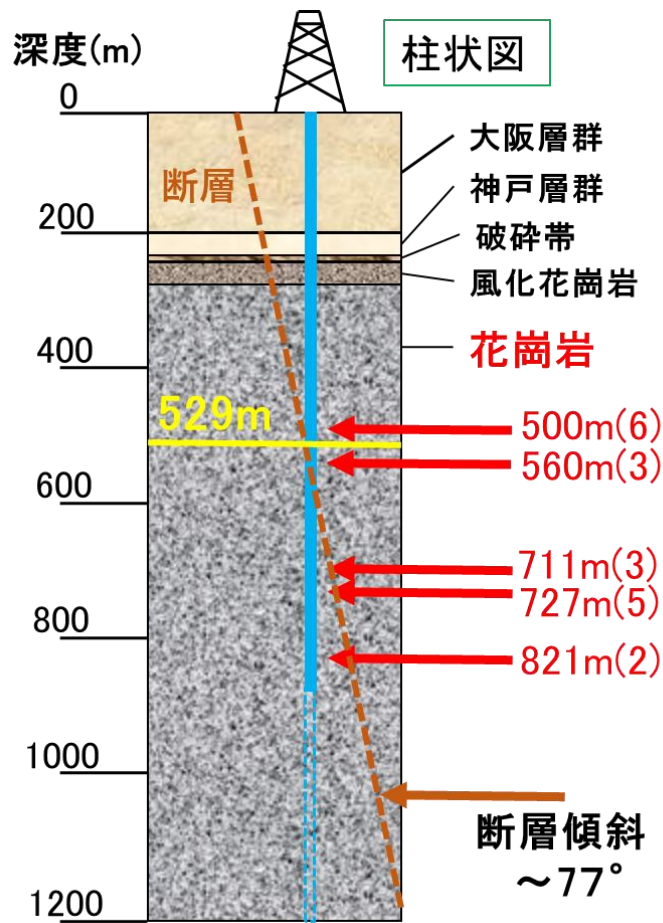


図 5.5. ボーリング孔 NFD-1 (鉛直方向の青線) の概略柱状図と ASR 法コア試料の採取深度模式図、深度の後ろの括弧付き数字は当該深度から採取されたコア試料の数を示す

表 5.1 ASR 法応力測定に用いたボーリングコア試料の一覧表

試料番号	深度(上) (m)	深度(下) (m)	試料の直径 (cm)	試料の長さ (cm)	き裂1の基準 線の方位	き裂2の基準 線の方位	岩質
NFD1-ASR01	497.37	497.54	5.67	17	93.17		花崗岩
NFD1-ASR02	498.87	499.00	5.58	13	134.89	92.83	花崗岩
NFD1-ASR03	500.60	500.78	5.66	18	351.45		花崗岩
NFD1-ASR04	500.78	501.00	5.61	22	351.45		花崗岩
NFD1-ASR05	503.09	503.23	5.58	14	344.07		花崗岩
NFD1-ASR06	503.31	503.50	5.57	19	344.07		花崗岩
NFD1-ASR07	554.79	554.93	5.55	14	93.21	79.25	花崗岩
NFD1-ASR08	565.56	565.70	5.52	14	79.25		花崗岩
NFD1-ASR09	566.32	566.47	5.53	15	352.30		花崗岩
NFD1-ASR10	595.17	595.31	5.60	14			花崗岩
NFD1-ASR11	595.31	595.47	5.60	16			花崗岩
NFD2-ASR12	384.63	384.78	6.33	15			花崗岩
NFD2-ASR13	385.11	385.23	6.33	12			花崗岩
NFD1-ASR14	604.47	604.62	5.60	15			花崗岩
NFD1-ASR15	604.62	604.79	5.60	17			花崗岩
NFD2-ASR16	436.00	436.19	4.93	19			花崗岩
NFD1-ASR17	710.78	710.92	5.54	14	263.94		花崗岩
NFD1-ASR18	710.50	710.74	5.54	24	156.06		花崗岩
NFD1-ASR19	711.34	711.49	5.55	15	131.35		花崗岩
NFD1-ASR20	726.03	726.24	5.54	21	129.69		花崗岩
NFD1-ASR21	726.24	726.43	5.51	19	129.69		花崗岩
NFD1-ASR22	727.48	727.61	5.54	13	5.28		花崗岩
NFD1-ASR23	727.61	727.80	5.54	19	5.28		花崗岩
NFD1-ASR24	730.11	730.28	5.53	17	106.39		花崗岩
NFD1-ASR25	820.76	820.84	5.55	8	195.83		花崗岩
NFD1-ASR26	821.84	822.00	5.55	16	195.83		花崗岩

⑤ 応力測定に用いたコア試料の定方位

今回、ASR 測定に用いたコアの定方位は以下の図 5.6.のように行った。まず、コアが地上に回収されてきた段階で ASR コア試料を含めたコア全体に 1 本の線（Drilling line、以降 D-line と呼ぶ）を引く。次に定方位の目印となる亀裂を決め、亀裂の傾斜と亀裂の頂点と D-line の角度、また ASR コア試料と亀裂の位置関係を控えておく。そしてひずみゲージを貼る際に基準となる ASR line と D-line との位置関係を定めることで、それぞれのひずみゲージの方向が D-line に紐づく形になる。従って、孔壁イメージから目印の亀裂の方位（表 5.1 中でき裂基準線と呼ぶ）を読み取ることで D-line の方位を求めることができ、結果としてそれぞれのひずみゲージの方位が決まる。このようにして ASR 法においては

応力の定方位をおこなう。

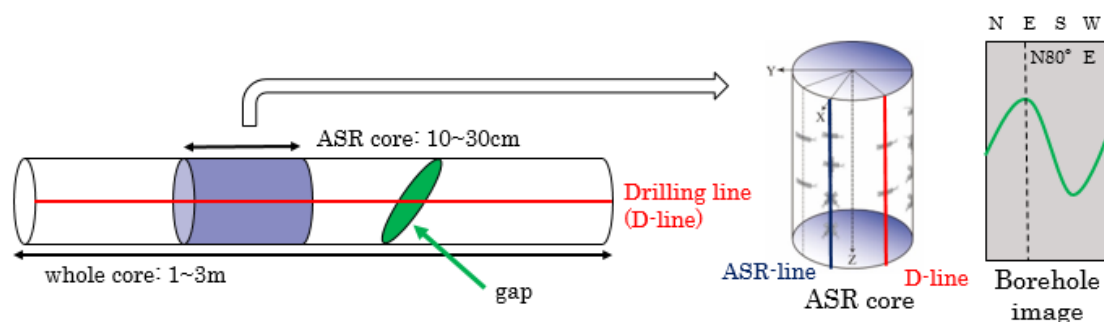


図 5.6. ボーリングコア試料の定方位する方法の模式図

#### ⑥ ASR 法による応力測定の結果

ASR 測定の実データの 1 例として、コア試料 NFD1-ASR18 の結果を示す (図 5.7.)。図 5.2. (a) のレイアウトで示されているようにコア試料の円柱面に貼り付けた計 18 個のひずみゲージ (9 方向×2 ひずみゲージ) の非弾性ひずみ回復の実データ (凡例: CH110~127) は、時間と共に単調に増加する傾向が得られた。これらのひずみ実データから得られた最大、中間、最小 (maximum、intermediate、minimum) 主ひずみと平均ひずみの時間変化曲線を図 5.8. に、偏差主ひずみの時間変化曲線を図 5.9. にそれぞれ示す。この試料のひずみ経時変化カーブがなめらかで、温度変化に伴うふらつきがある (図 5.10. 中の温度曲線の変化に同期するひずみのふらつき) もの、ひずみの曲線がほぼ理想的な形であるといえる。これらのひずみはすべての方向で時間の経過とともに単調に増大した。すなわち、このコア試料は単調に膨張した。約 14 日間の計測期間においては、ひずみの回復がまだ完全に終了しておらず、その期間における最大と最小主ひずみの値は、それぞれ約  $340 \times 10^{-6}$  と約  $50 \times 10^{-6}$  であった。しかし、コア試料表面の状態、コア試料の均質性・異方性、コア試料の応力解放から計測の開始までの経過時間、ひずみゲージの張りつけ状態などの要素により、いびつな ASR ひずみの時間変化曲線になったケースや、ひずみのレベルが計測精度 (約  $10 \times 10^{-6}$ ) と比べて、不十分なケースもあった。

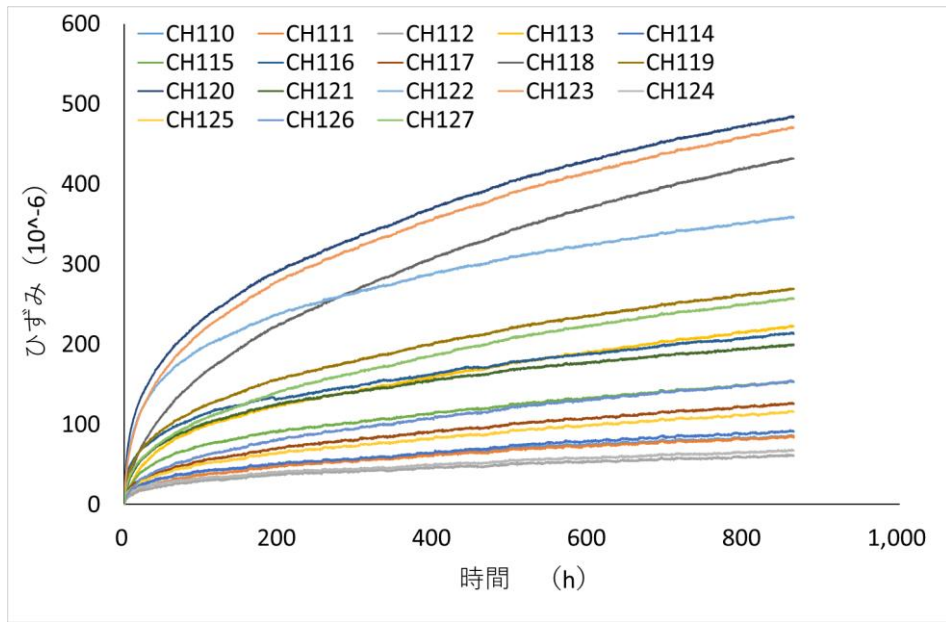


図 5.7. ひずみの伸びの一例 (試料番号:NFD1-ASR18)

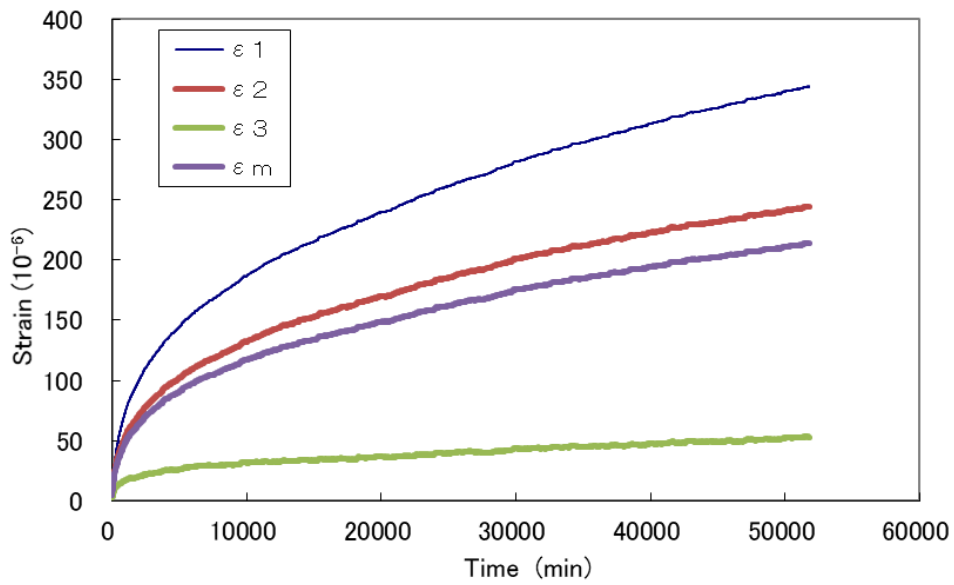


図 5.8. 主ひずみと平均ひずみの伸びの一例 (試料番号:NFD1-ASR18)

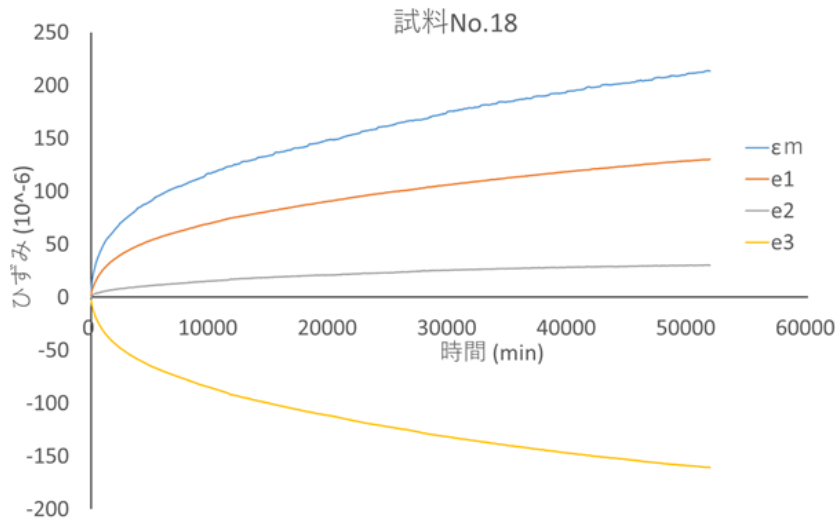


図 5.9. 平均ひずみと偏差主ひずみの一例（試料番号:NFD1-ASR18）

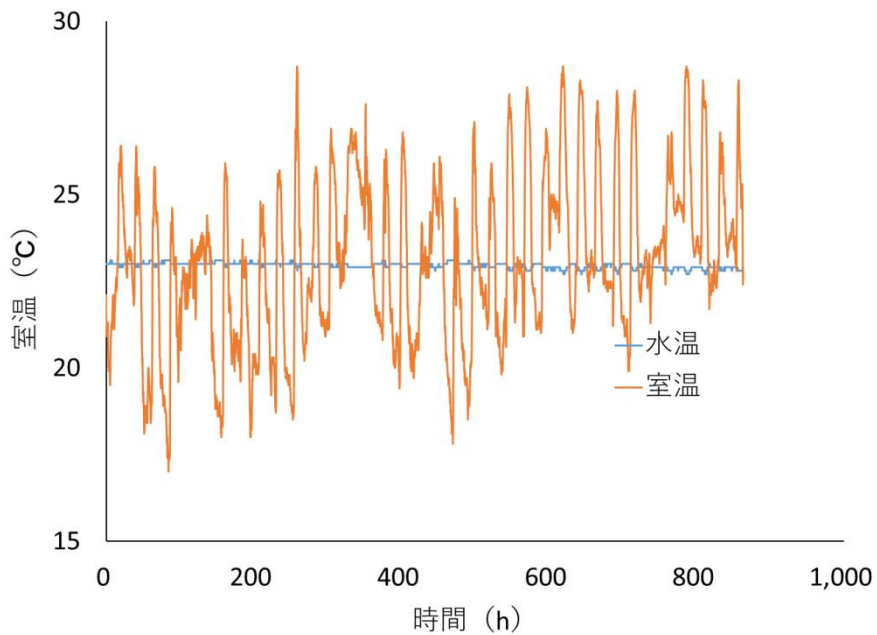


図 5.10. ASR の計測期間中の環境温度（計測システムを設置した空調制御の実験室の室温と ASR 計測用コア試料の設置した水槽）の時間変化の一例（試料番号:NFD1-ASR18）

この非弾性ひずみデータから求められた主ひずみの方向、すなわち主応力の方向については最大主応力（赤●）と最小主応力（青●）はほぼ水平方向、中間主応力（緑●）が鉛直に近いことが分かった（図 5.11）。この応力状態のレジームは、横ずれ断層タイプである。また、水平面内の二次元最大主応力方向（赤の▼と実線）は、三次元の最大主応力方向とほぼ一致し、概ね北北東～南南西である。北西-南東方向であった。



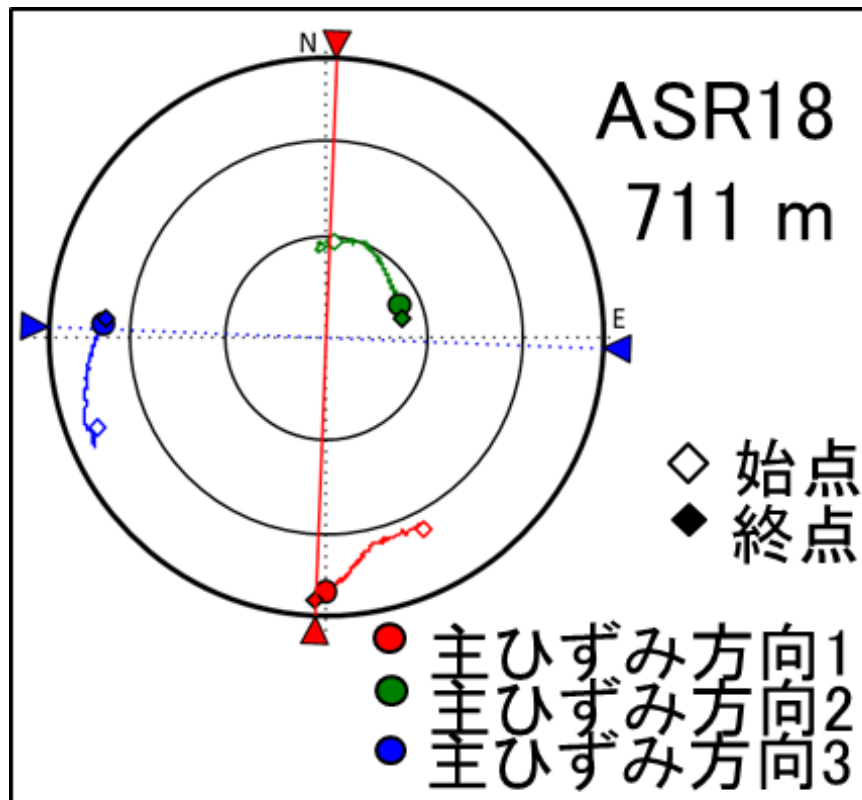


図 5.11. ASR 測定による主ひずみ方向（主応力方向に等しい）結果の一例  
（試料番号:NFD1-ASR18）

表 5.2. ASR 法による応力測定結果の一覧

Sample ID	Core Top Depth (m)	Lithology	ASR Data Quality	Vertical Stress (MPa)	Maximum Principal Stress			Intermediate Principal Stress			Minimum Principal Stress			S <sub>Hmax</sub>		S <sub>Hmin</sub>
					Trend (°)	Plunge (°)	Magnitude (MPa)	Trend (°)	Plunge (°)	Magnitude (MPa)	Trend (°)	Plunge (°)	Magnitude (MPa)	Azimuth (°)	Magnitude (MPa)	Magnitude (MPa)
NFD1-ASR01	497.37	Granite	B	13	196	69	13	46	18	13	313	10	10	42	13	10
NFD1-ASR02	498.87	Granite	A	13	209	72	13	96	8	11	4	17	11	35	11	11
NFD1-ASR03	500.60	Granite	B	13	24	62	14	196	28	12	288	3	11	20	12	11
NFD1-ASR04	500.78	Granite	B	13	110	74	13	311	15	11	220	5	10	127	11	10
NFD1-ASR05	503.09	Granite	C	13	330	82	13	222	3	13	132	8	11	42	13	11
NFD1-ASR06	503.31	Granite	C	13	333	30	15	130	58	13	237	10	11	328	14	11
NFD1-ASR07	554.79	Granite	A	14	146	47	15	315	47	14	50	6	11	321	15	11
NFD1-ASR08	565.56	Granite	A	14	74	66	15	260	24	13	170	3	10	79	13	10
NFD1-ASR09	566.32	Granite	A	14	325	75	15	166	14	13	74	5	12	343	13	12
NFD1-ASR10	594.17	Granite	Faild													
NFD1-ASR11	595.31	Granite	Faild													
NFD2-ASR12	384.63	Granite	Faild													
NFD2-ASR13	385.11	Granite	Faild													
NFD1-ASR14	604.47	Granite	Faild													
NFD1-ASR15	604.62	Granite	Faild													
NFD2-ASR16	436.00	Granite	Faild													
NFD1-ASR17	710.78	Granite	C	18	316	62	20	215	6	17	122	28	15	24	17	15
NFD1-ASR18	710.50	Granite	C	18	180	10	23	66	67	20	274	21	13	2	23	14
NFD1-ASR19	711.34	Granite	C	18	16	31	20	178	57	18	281	8	14	12	19	14
NFD1-ASR20	726.03	Granite	A	19	218	74	20	41	16	15	311	1	13	40	15	13
NFD1-ASR21	726.24	Granite	A	19	137	53	21	39	6	20	304	37	16	30	20	18
NFD1-ASR22	727.48	Granite	A	19	287	19	23	156	63	19	24	19	14	111	23	15
NFD1-ASR23	727.61	Granite	A	19	243	38	20	71	52	19	336	4	15	65	20	15
NFD1-ASR24	730.11	Granite	B	19	292	85	19	35	1	15	126	5	15	36	15	15
NFD1-ASR25	820.76	Granite	A	21	294	57	23	48	15	21	146	28	17	62	21	18
NFD1-ASR26	821.84	Granite	A	21	171	86	22	276	1	17	6	4	16	96	17	16

\*ASR Data Quality は定方位の評価をA, B, Cの三段階で表したものを。

#### (4) 布田川断層掘削コアの ASR 法による応力解析

##### ①ASR 法応力測定装置と手順

ASR法のひずみ計測は、理論的に松木（1992）の方法に基づき、掘削コア試料の円柱表面にひずみゲージを瞬間接着剤で張りつけて行っており、計9方向（そのうち、6方向が独立した方向である）での計測を1～2週間程度連続的に行った（図5.12.を参照）。



図 5.12. (a) ASR 測定用掘削コア試料に張りつけるひずみゲージのレイアウトと、(b) ボーリング孔 FDP-2 の測定に用いられたコア試料（試料番号 FDP2-ASR01）の写真

計測期間中に応力解放により回復する非弾性ひずみ以外のひずみを発生させないために、コア試料に圧力や衝撃等を加えないことはもとより、試料の温度を $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ の精度で一定に制御するとともに、試料の含水状態と含水量が変化しないように密封して行った（図5.13.を参照）。恒温制御はラボのエアコンでは精度が不十分で、加熱と冷却の両機能を持つサーキュレーターで水の温度を一定に制御しながら、常に恒温水槽に循環する方式を採用して行った（図5.14.）。また、長期間の計測につき停電対策および電源の電圧安定のために、インバータ給電方式の無停電電源装置（UPS）を用いた。



図 5.13 ASR 測定用掘削コア試料を密封するために、ビニール袋（2重）とアルミの袋に閉じ込めた状態の写真

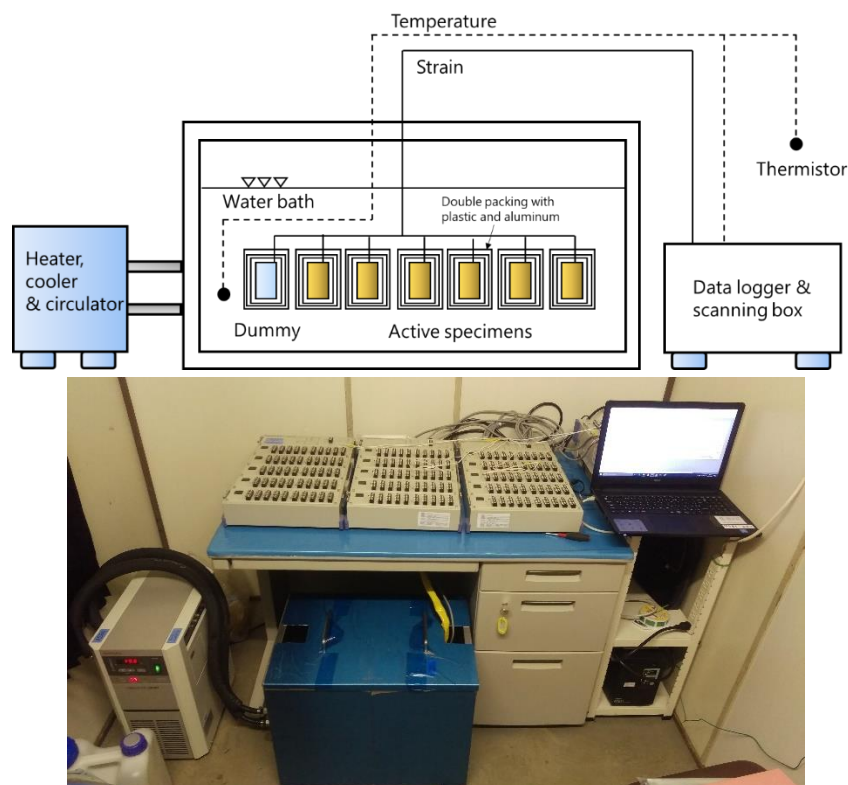


図5.14. ASR法応力測定システムの模式図（上図、Sugimoto, 2018）と本研究に用いた京都大学所有のASR測定システムの写真（下図）

本 ASR 測定は、測定装置を熊本の掘削サイトの現場ラボに設置して行った（図 5.14.の写真を参照）。計測実施技術者は掘削サイトでコアの採取を待機して、コア採取後速やかにひずみゲージの張りつけなどの計測準備作業を行い、ひずみの計測を始めた。コアの採取深度にもよるが、大よそ応力解放 3 時間程度経過したところで、ASR の計測を始めることができる。

#### ②ASR 法応力測定に用いたコア試料

ASR 法による応力計測は、FDP-2 孔（表 5.3.に示す 15 個のコア試料）および FDB 孔（表 5.4.に示す 13 個のコア試料）を用いて、熊本の掘削現場実験室にて、応力解放後の非弾性ひずみの測定を行った。本報告書をまとめる段階では、検層による孔壁のイメージ資料はまだ取得されていないため、コア試料の定方位化はまだ出来ておらず、今後の課題とする。

表 5.3. ASR 法応力測定に用いた FDP-2 ボーリングコア試料の一覧表

試料番号	深度(上) (m)	深度(下) (m)	試料の直径 (cm)	試料の長さ (cm)
FDP2-ASR01	108.86	109.00	6.98	14
FDP2-ASR02	111.67	111.83	6.98	16
FDP2-ASR03	113.70	113.84	6.98	14
FDP2-ASR04	114.40	114.56	6.89	16
FDP2-ASR05	120.55	120.65	6.89	10
FDP2-ASR06	121.89	122.00	6.98	11
FDP2-ASR07	123.95	124.12	6.98	17
FDP2-ASR08	185.50	185.70	4.99	20
FDP2-ASR09	188.60	188.78	4.99	18
FDP2-ASR10	189.25	189.45	4.98	20
FDP2-ASR11	191.52	191.68	4.98	16
FDP2-ASR12	194.00	194.20	4.98	20
FDP2-ASR13	195.05	195.25	4.98	20
FDP2-ASR14	197.00	197.20	4.98	20
FDP2-ASR15	200.51	200.71	4.98	20

表 5.4. ASR 法応力測定に用いた FDB ボーリングコア試料の一覧表

試料番号	深度(上) (m)	深度(下) (m)	試料の直径 (cm)	試料の長さ (cm)
FDB-ASR01	335.87	336.00	6.10	13
FDB-ASR02	336.84	337.00	6.08	16
FDB-ASR03	338.29	338.50	6.10	21
FDB-ASR04	339.29	339.46	6.08	17
FDB-ASR05	346.60	346.75	6.08	15
FDB-ASR06	346.82	346.97	6.08	15
FDB-ASR07	351.16	351.30	6.10	14
FDB-ASR08	485.42	485.53	6.08	11
FDB-ASR09	498.91	499.00	6.08	9
FDB-ASR10	505.53	505.68	6.09	15
FDB-ASR11	518.74	518.93	6.09	19
FDB-ASR12	523.00	523.15	6.00	15
FDB-ASR13	557.00	557.20	6.06	20

#### ④ ASR のひずみ測定結果

ASR 測定の実データの例として、コア試料 FDP2-ASR01、FDP2-ASR08、FDB-ASR07 の結果を示す (図 5.15.、図 5.16.、図 5.17.)。図 5.12. (a) のレイアウトで示されているようにコア試料の円柱面に貼り付けた計 18 個のひずみゲージ (9 方向×2 ひずみゲージ) の非弾性ひずみ回復の実データ (図 5.15.の凡例:CH010~027) は、環境温度変化の影響を受けて上下変動しながら、時間と共に概ね増加する傾向が得られた。しかし、布田川断層調査ボーリングの実施季節では、日夜の気温差が大きく、原位置実験室 (プレハブ) 内の温度変化も大きく、測定結果は影響されやすい。また、非弾性ひずみの発生量が比較的小さく、応力解析に用いることができないものも多かった。

本報告書をまとめる段階では、原位置でのボーリング作業が継続中であり、ASR 法による応力測定も実施中である。そのため、本報告書では応力解析の結果を含めることができず、一部のひずみ測定実データを示すことにとどまった。

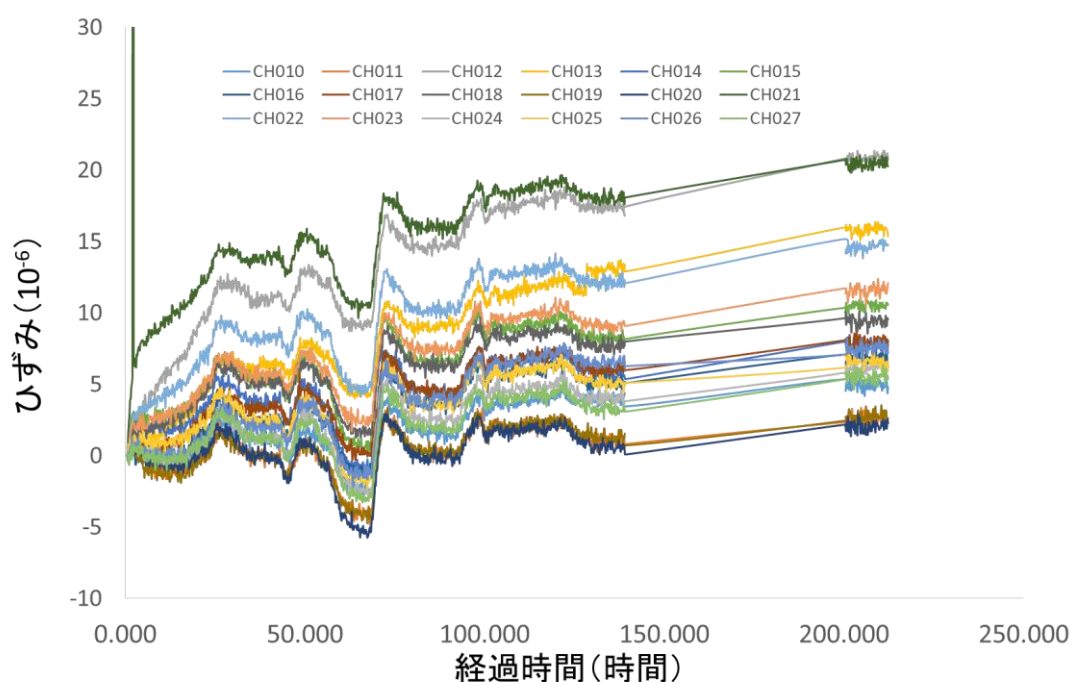


図 5.15. 非弾性ひずみの伸びの例 (試料番号:FDP2-ASR01)、約 150~200 時間の間におけるデータの欠損は原位置実験室の瞬間的な停電によるデータロガーのトラブルによるもの

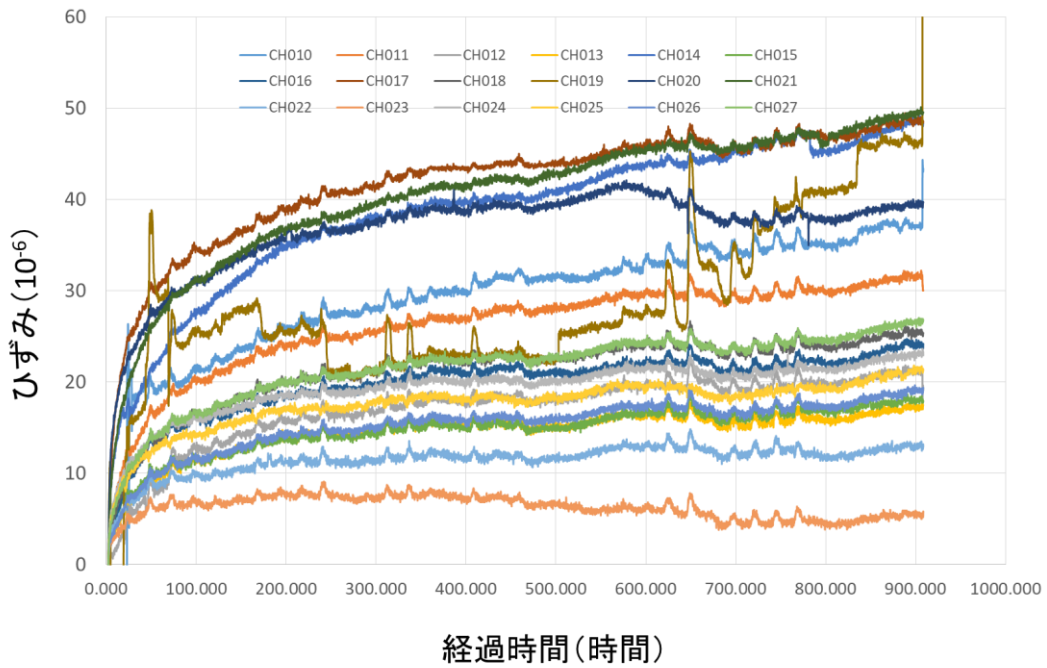


図 5.16. ひずみの伸びの例 (試料番号:FDP2-ASR08)

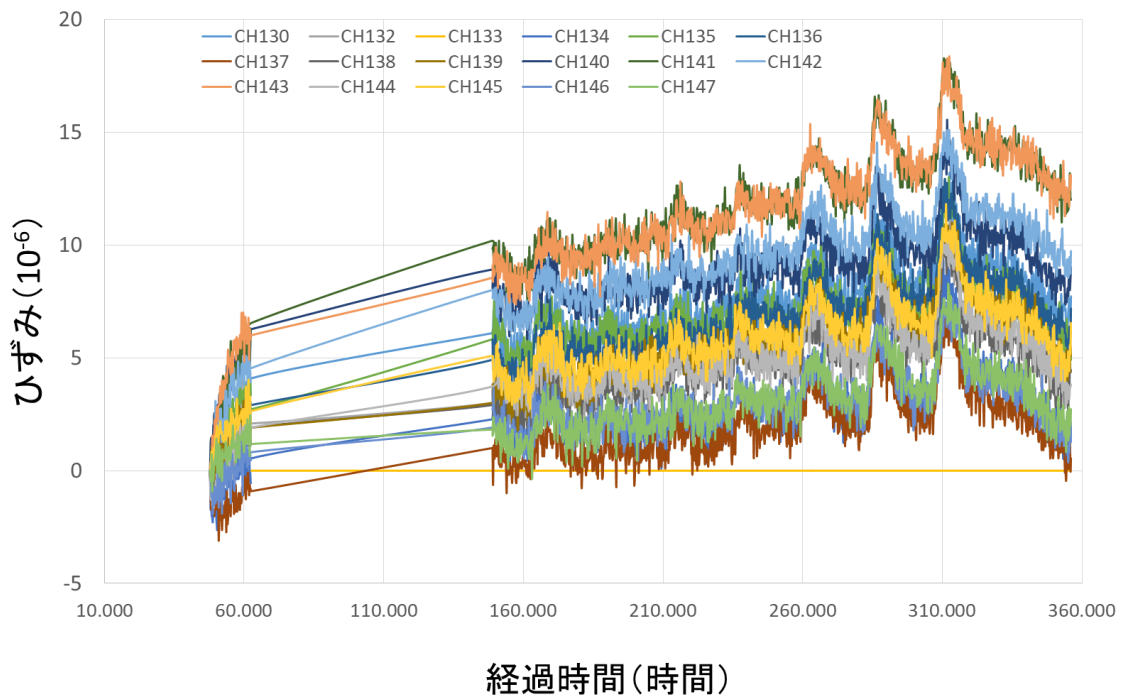


図 5.17. ひずみの伸びの例 (試料番号:FDB-ASR07)、約 60~150 時間の間におけるデータの欠損は原位置実験室の瞬間的な停電によるデータロガーのトラブルによるもの

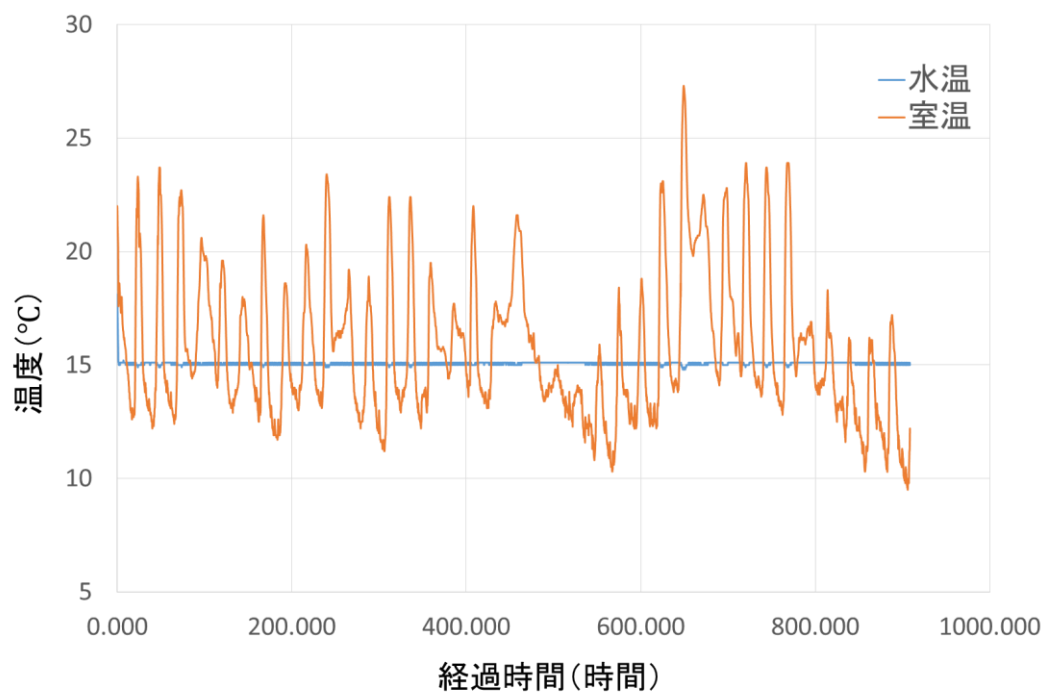


図 5.18. ASR の計測期間中の環境温度（計測システムを設置した空調制御の実験室の室温と ASR 計測用コア試料の設置した水槽）の時間変化の一例（試料番号:FDP2-ASR08）



(5) 野島断層掘削コアの DCDA 法による応力解析

①DCDA 法の概要

ボーリングコア試料は掘削により原位置応力から解放されると、弾性ひずみと非弾性ひずみの両方を含む変形が発生する。コア軸が1つの主応力方向と一致する場合（例えば、鉛直ボーリングの場合で、かつ鉛直方向が1つの主応力方向となる場合）において、コア軸に直交する平面内では、一般的に最大主応力と最小主応力の大きさが異なる。したがって、異方性のある応力解放に伴って発生する変形により、コアの断面は、最大主応力の方向でその直径が最大となり、最小主応力の方向では最小となる（図 5.19.）。また、最大と最小コア直径の差は、等方均質弾性体の場合、最大と最小主応力値の差に比例する。

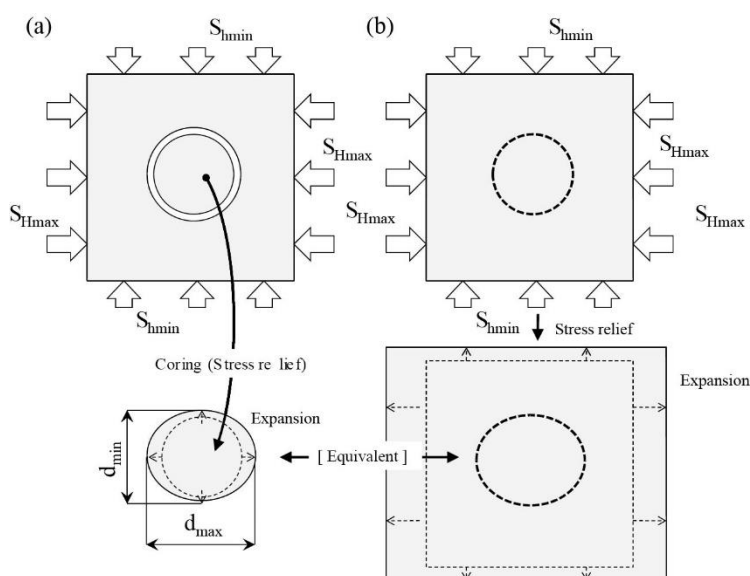


図 5.19. (a) 最大水平主応力  $S_{Hmax}$  と最小水平主応力  $S_{Hmin}$  が異なる異方応力状態における掘削コア試料の変形パターンの模式図；(b) 図 (a) に示されている掘削による応力解放に伴うコアの変形に相当する、岩盤の応力解放に伴う“仮想コア”の変形模式図 (Ito et al., 2013)

船戸・陳 (2005) は最初に、この原理を活用したコア軸に直交する平面内の二次元応力方向と主応力値の差を評価する手法、すなわち DCDA 法を提案した。その後、Ito et al. (2013) は実際の南海トラフ掘削調査プロジェクトに適用することに成功したほか、Funato and Ito (2017) は各種岩石試料を用いて実験室での検証実験も行い、この手法を発展させた。通常、応力解放の非弾性ひずみ回復量は弾性ひずみの回復よりはるかに小さいため、DCDA 法は便宜的に非弾性変形を無視して、弾性変形のみを扱う弾性論に基づいている。すなわち、DCDA 法は扱う岩石コア試料を、等方均質な線形弾性体と仮定して、主応力差を次の式を用いて算出する。

$$S_{\max} - S_{\min} = \frac{E}{1+\nu} \cdot \frac{d_{\max} - d_{\min}}{d_{\min}} = 2G \cdot \frac{d_{\max} - d_{\min}}{d_{\min}} \quad (5-2)$$

ここで、 $S_{H\max}$  と  $S_{H\min}$  は、鉛直掘削、かつ鉛直方向が 1 つの主応力方向となっている場合の、それぞれ最大と最小水平主応力値であり、 $E$ 、 $\nu$ 、 $G$  はそれぞれ、コア試料のヤング率、ポアソン比、剛性率である。また、 $d_{\max}$ 、 $d_{\min}$  はコアの最大直径と最小直径であり、 $d_0$  はコアの初期直径、すなわちコア試料を地層から切り出す前の“仮想”直径である。実際は、この応力解放前の仮想直径は求めることができないものの、 $d_{\min}$  で代用しても顕著な差は生じないものである。

この DCDA 法ではコア軸に直交する二次元平面内の主応力方向を得ることができるので、同一コア試料を用いた ASR 法と DCDA 法を併用すれば、得られる主応力の方向についてはクロスチェックでき、測定結果の信頼性を向上させることができる。また、DCDA 法により得られる平面内の最大と最小主応力の差を活用することにより、ASR 法の非弾性ひずみ回復コンプライアンスを測定することなく、応力の絶対値を得ることが可能と期待される。

このように、DCDA 法の計測は実施が非常に簡便であるため、多くのコア試料の測定が可能という大きなメリットがある。また、コア直径の測定は非破壊的であり、採取されるコア試料の量が不十分な場合、ほかの計測項目と試料の共用が可能である利点を有している。一方、掘削コア試料は、ビットによる掘削とともに、コアバレルに納められる際に、円柱表面に傷がつくことがある。このようなコア表面仕上げの質は、DCDA 測定の結果に影響を及ぼす恐れがある。

## ②DCDA 法応力測定の測定装置および測定手順

前述の DCDA 法の原理からわかるように、当該手法はコア試料の直径を正確に測定することが重要である。本委託研究では、図 5.20. の左図に示されている京都大学所有の DCDA 法測定装置を用いた。その構成は、図 5.20. (右) の模式図のとおりで、Ito et al. (2013) の装置と同様である。このシステムでは KEYENCE の二次元高速寸法測定器 TM-065 を用いており、InGaN グリーン LED の平行光束を発する投光器 (transmitter) と受光器 (receptor) の間に測定するコア試料を置き、その陰影で直径を高精度 (繰り返し精度  $\pm 0.2 \mu\text{m}$ ) で測定する仕組みである。このコア試料を回転台のローラー (Roller) に乗せて、一定の速度で回転しながら測定すれば、各方位での直径を測定することが可能となる。本研究では、約 1 回転/3 分の速度で、原則的に 3 回転分を 1 測定として行っているため、1 測定の所要時間は 10 分弱である。また、この測定システムの詳細仕様を表 5.5. に示す。

## Optical micrometer

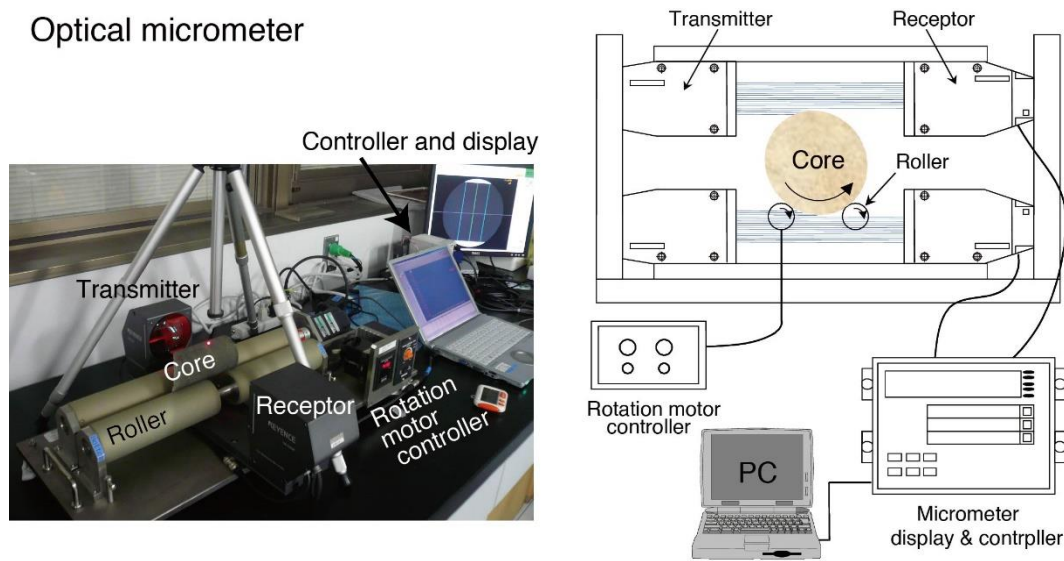


図 5.20. DCDA 測定システムの一例;左図は京都大学所有の装置, 右図は当該測定システムの模式図 (Ito et al., 2013 より改訂)

表 5.5. コア直径測定装置の仕様

測定可能なコアの直径	最大 200mm 最小 30mm
測定可能なコア長	最大 1000mm 最小 100mm
最小表示単位	0.1 $\mu$ m
繰返し精度	$\pm 0.5\mu$ m
回転速度	変更可能 (本研究では 3 分/回転)
コア長の測定範囲	28mm 区間

この測定システムではコアの 28mm 区間を LED で照射し、そこから得た 28mm 区間の直径の平均が一度の測定結果として得られるので、測定間隔を 30mm とし、コアの長さに応じて可能な回数測定した。1 コアあたりおよそ 4~7 区間測定した。また測定は必ず基準線の位置から計測し始め、三回転させた。ただし、三回転させて測定結果が変わらないことが確認できたので用いた結果は一回転分である。

#### ④ DCDA 法応力測定に用いたコア試料

DCDA 法による応力計測は、図 5.21.と表 5.6.に示す 7 個のコア試料を用いて、京都大学工学研究科 (桂キャンパス) の実験室にて、コア試料の円周における“直径”の分布を測定した。これのコアの採取深度はすべて 450m 以浅であり、本年度の測定ではこの手法の有効性が認められたので、他深度のコアによる追加実験が望ましい。

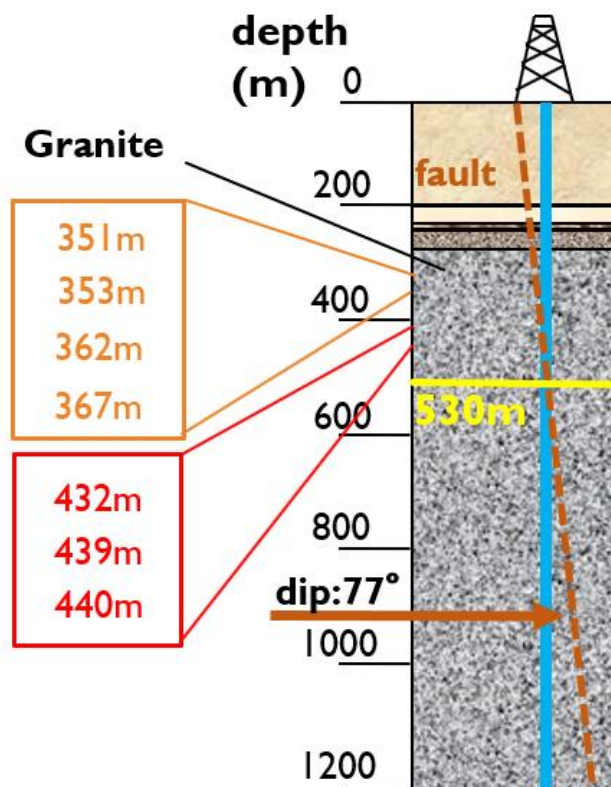


図 5.21. ボーリング孔 NFD-1 (鉛直方向の青線) の概略柱状図と DCDA 法コア試料の深度模式図

表 5.6. DCDA 法応力測定に用いたボーリングコア試料の一覧表

試料番号	深度(上) (m)	深度(下) (m)	試料の直径 (cm)	試料の長さ (cm)	基準線の 方位	岩質
NFD1-DCDA01	350.7	351	55.595	30	275.8	花崗岩
NFD1-DCDA02	353	353.35	55.612	35	287.89	花崗岩
NFD1-DCDA03	362	362.33	55.647	33	106.89	花崗岩
NFD1-DCDA04	366.64	366.95	55.572	31	46.53	花崗岩
NFD1-DCDA05	432.45	432.73	55.668	28	353.41	花崗岩
NFD1-DCDA06	439	439.42	55.699	42	99.99	花崗岩
NFD1-DCDA07	440.21	440.54	55.747	33	111.78	花崗岩

④応力測定に用いたコア試料の定方位

今回、DCDA 法の応力測定に用いたコア試料の定方位は、(3) ④に述べた ASR コアの定方位方法とまったく同様に行った。

⑤ DCDA 法応力測定の結果

測定の実データの1例として、コア試料 NFD1-DCDA3-5 の結果を示す (図 5.22.)。この測定実データのカーブを、三角関数でカーブフィッティングすれば、図 5.23.に示すような結果が得られ、“直径”が最大値となる方位は、最大水平応力の方位となり、それと 90°異なる最小“直径”の方位は、最小水平応力の方位となる。この例では、最大水平応力の方位はコアの基準線から、88.8° (図 5.23.中の  $\alpha$ ) となる。また、このフィッティングカーブの最大直径と最小直径の差(図 5.23.中の  $d_1-d_2$ )ならびにコア試料の剛性率から、(5-1)式により、最大と最小水平主応力の差 ( $S_{Hmax}-S_{Hmin}$ ) を求めることが可能であり、この試料 NFD1-DCDA3 の ( $S_{Hmax}-S_{Hmin}$ ) は 15 MPa となった。

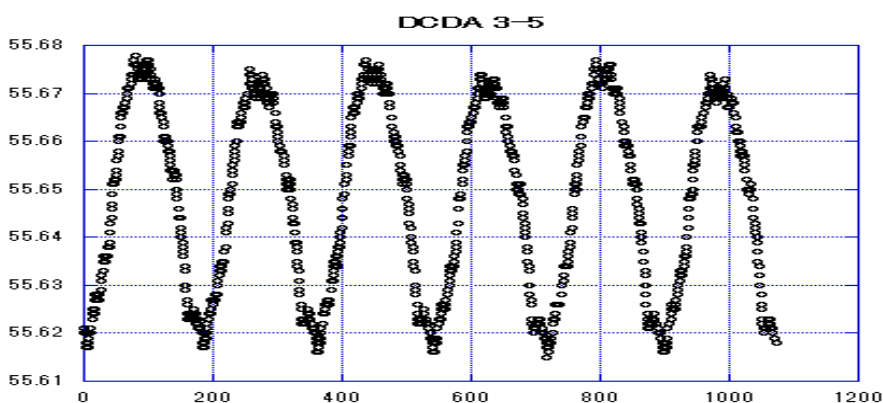


図 5.22. DCDA 法のコア直径測定実データの一例  
(試料番号:NFD1-DCDA3 の測定区間 5)

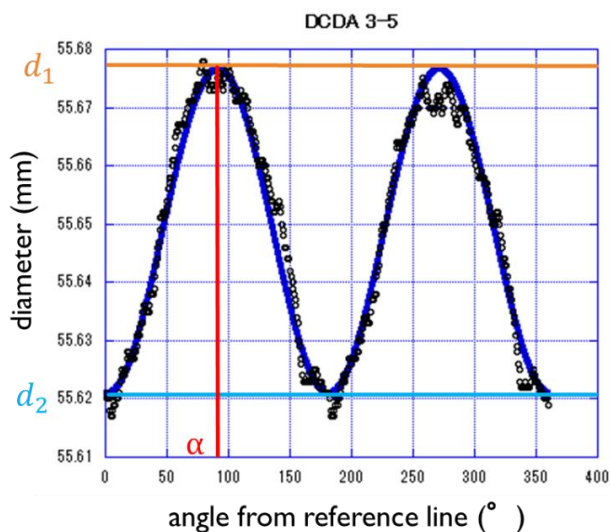


図 5.23. DCDA 法のコア直径測定実データのカーブフィッティングの一例  
(試料番号:NFD1-DCDA3 の測定区間 5)

このように、DCDA 法による NFD1 孔の全コアの測定結果は、表 6.7.に示す通りとなった。コア試料の剛性率は、 $G = 7.7\text{GPa}$ （ヤング率  $E=20\text{GPa}$ ，ポアソン比 $\nu=0.3$ と仮定して、 $G=E/2(1+\nu)$ ）との仮定に基づいているので、水平主応力差 ( $S_{H\max}-S_{H\min}$ ) の結果は、この仮定に依存するため、この剛性率  $G$  は仮定ではなく、コア試料を使って実測することが望ましい。

表 5.7. DCDA 法による応力測定結果の一覧

Sample ID	Core Top Depth (m)	Lithology	DCDA Data Quality	Vertical Stress (MPa)	$S_{H\max}$	Differential stress
					Azimuth (°)	Magnitude (MPa)
NFD1-DCDA01	350.70	Granite	B	9	118	14
NFD1-DCDA02	353.00	Granite	B	9	144	16
NFD1-DCDA03	362.00	Granite	A	10	187	15
NFD1-DCDA04	366.64	Granite	C	10	160	12
NFD1-DCDA05	432.45	Granite	A	11	134	79
NFD1-DCDA06	439.00	Granite	B	12	112	12
NFD1-DCDA07	440.21	Granite	C	12	174	6

\*DCDA Data Quality はフィッティングの当てはまり具合からA, B, Cの三段階で評価したものである。

#### (6) まとめと今後の課題

今年度は、野島断層の調査では ASR 法と DCDA 法によるコアの応力解析を行い、プレリミナリーな結果が出たものの、更なる精査が必要である。また、布田川断層の調査では ASR 法によるコアの応力解析を行っているが、未完成の状態である。今後、追加実験、データの精査、水圧破碎法やボアホールブレイクアウトの解析結果との比較検討が重要で不可欠である。今後の課題として、以下に列記する。

- 野島断層ボーリングの応力解析について
  - ✓ 検層等の密度データの積算により鉛直応力を算出して、ASR 法による応力値の算出精度の向上を図る
  - ✓ DCDA 法による応力測定は、最大コア径と最小コア径の差から差応力を算出為に、岩石のヤング率とポアソン比が必要であるため、コア試料を使って実測を行うことが望ましい。
  - ✓ ボアホールブレイクアウトの解析結果、水圧破碎の結果との総合検討
- 布田川断層ボーリングの応力解析について
  - ✓ ASR 法や DCDA 法による主応力方向を現地の方角に戻すための、コア試料の定方位化

- ✓ 野島断層調査と同様に、検層等の密度データを用いて、鉛直応力を求める
- ✓ コア試料の DCDA 法による応力測定の実施、ならびにコア試料のヤング率とポアソン比の実測
- ✓ ボアホールブレイクアウトの解析結果、水圧破碎の結果との総合検討

(7)参考文献

- Byrne, T., Lin, W., Tsutsumi, A., Yamamoto, Y., Lewis, J., Kanagawa, K., Kitamura, Y., Yamaguchi, A. and Kimura, G., 2009, Anelastic strain recovery reveals extension across SW Japan subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 36, L23310.
- Chang, C., McNeill, L.C., Moore, J.C., Lin, W., Conin, M. and Yamada, Y., 2010, In situ stress state in the Nankai accretionary wedge estimated from borehole wall failures. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, Q0AD04.
- Cui, W., Lin, W., Wang, L., Gao, L., Huang, Y., Wang, W., Sun, D., Li, Z., Zhou, J., Qian, H., Peng, H., Xia, K. and Li, K., 2014, Determination of three-dimensional in situ stresses by anelastic strain recovery in Wenchuan Earthquake Fault Scientific Drilling Project Hole-1 (WFSD-1). *Tectonophysics*, 619-620, 123-132.
- 船戸明雄・陳 渠, 2005, ボーリングコアの変形を利用した地圧評価. 第34回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集. 261-266.
- Funato, A. and Ito, T. 2017, A new method of diametrical core deformation analysis for in-situ stress measurements. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 91, 112-118.
- Ito, T., Funato, A., Lin, W., Doan, M.-L., Boutt, D. F., Kano, Y., Ito, H., Saffer, D., McNeill, L.C., Byrne, T. and Moe, K.T., 2013, Determination of stress state in deep subsea formation by combination of hydraulic fracturing in situ test and core analysis: A case study in the IODP Expedition 319. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 1203-1215.
- Kanamori, H. and Brodsky, E. 2004, The physics of earthquakes. *Reports on Progress in Physics*, 67, 1429-1496.
- Lin, W., Kwasniewski, M., Imamura, T. and Matsuki, K., 2006, Determination of three-dimensional in-situ stresses from anelastic strain recovery measurement of cores at great depth. *Tectonophysics*, 426, 221-238.
- Lin, W., Yeh, E.C., Ito, H., Hirono, T., Soh, W., Wang, C.Y., Ma, K.F., Hung, J.H. and Song, S.R., 2007, Preliminary results of stress measurement using drill cores of TCDP Hole-A: an application of anelastic strain recovery method to three-dimensional in-situ stress determination. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 18, 379-393.
- Lin, W., Yamamoto, K., Ito, H., Masago, H. and Kawamura, Y., 2008, Estimation of

- Minimum Principal Horizontal Stress from an Extended Leak-off Test onboard the Chikyu drilling vessel and Suggestions for Future Test Procedures. *Scientific Drilling*, 6, 43-47.
- Lin, W. et al., 2010, Present-day principal horizontal stress orientations in the Kumano forearc basin of the southwest Japan subduction zone determined from IODP NanTroSEIZE drilling Site C0009. *Geophysical Research Letters*, 37, L13303.
- Lin, W., Saito, S., Sanada, Y., Yamamoto, Y., Hashimoto, Y. and Kanamatsu, T., 2011, Principal horizontal stress orientations prior to the 2011 M<sub>w</sub> 9.0 Tohoku - Oki, Japan, earthquake in its source area. *Geophysical Research Letters*, 38, L00G10.
- Lin, W., Conin, M., Moore, J.C., Chester, F.M., Nakamura, Y., Mori, J.J., Anderson, L., Brodsky, E.E., Eguchi, H. and Expedition 343 Scientists, 2013, Stress state in the largest displacement area of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Science*, 339, 687-690.
- 林 為人・廣瀬丈洋・谷川 亘・濱田洋平, 2017a, 科学掘削による地震断層の応力状態・物性・すべりパラメータの評価. *地学雑誌*, 126, 223-246, doi:0.5026/jgeography.126.223
- Matsuki, K., 1991, Three-dimensional in-situ stress measurement with anelastic strain recovery of a rock core. *Proceedings 7<sup>th</sup> International Congress on Rock Mechanics*, 557-560.
- 松木浩二, 1992, 岩石の非弾性ひずみ回復を用いた三次元地圧計測法の理論的検討. *資源・素材学会誌*, 108, 41-45.
- Matsuki, K., and Takeuchi, K., 1993, Three-dimensional in-situ stress determination by anelastic strain recovery of a rock core. *International journal of rock mechanics and mining sciences and geomechanics abstracts*, 30 (7) , 1019-1022.
- Nagano, Y., Lin, W. and Yamamoto, K., 2015, In-situ stress analysis using the anelastic strain recovery (ASR) method at the first offshore gas production test site in the eastern Nankai Trough, Japan. *Marine and Petroleum Geology*, 66, 418-424.
- Oohashi, K., Lin, W., Wu, H., Yamaguchi, A., and Yamamoto, Y., 2017, Stress State in the Kumano Basin and in Slope Sediment Determined From Anelastic Strain Recovery: Results From IODP Expedition 338 to the Nankai Trough. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18, 3608-3616.
- Sugimoto, T., 2018, In-situ Stress State Analysis at the Nankai Trough Subduction Zone, SW Japan, by Anelastic Strain Recovery Method, Kyoto University Master's Thesis, 56p.
- Sun, D., Sone, H., Lin, W., Cui, J., He, B., Lv, H. and Cao, Z., 2017, Stress state measured at ~7 km depth in the Tarim Basin, NW China. *Scientific Reports*, 7, 4503.
- Teufel, L.W., 1983, Determination of in-situ stress from anelastic strain recovery measurements of oriented core. SPE paper 11649, SPE/DOE Symposium on Low



Permeability, Denver, CO, 421-430.

Voight, B., 1968, Determination of the virgin state of stress in the vicinity of a borehole from measurements of a partial anelastic strain tensor in drill cores. *Felsmech. Ingenieurgeol.*, 6, 201-215.

Yamamoto, Y, Lin, W., Oda, H., Byrne, T. and Yamamoto, Y., 2013, Stress states at the subduction input site, Nankai Subduction Zone, using anelastic strain recovery (ASR) data in the basement basalt and overlying sediments. *Tectonophysics*, 600, 91-98.

Zoback, M.D., 2007, *Reservoir Geomechanics*. Cambridge University Press, 449.

(8) 参考文献

Amadei, B. and Stephansson, O., 1997, *Rock stress and its measurement*. Chapman & Hall, 480.

Brudy, M., Zoback, M.D, Fuchs, F., Rummel, F. and Baumgartner, J., 1997, Estimation of the complete stress tensor to 8 km depth in the KTB scientific drill holes: Implications for crustal strength. *Journal of Geophysical Research*, 102, B8, 18453-18475.

Engelder, T. 1984, The Time-dependent Strain Relaxation of Algerie Granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*. 21 (2) , 63-73.

Heidbach, O., Rajabi, M., Reiter, K., Ziegler, M. and WSM Team, 2016, World Stress Map Database Release 2016. GFZ Data Services, doi:10.5880/WSM.2016.001.

Hudson, J.A. and Cornet, F.H., 2003, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. Special Issue: Rock Stress Estimation, 40, 955-1276.

伊藤高敏, 2004, 水圧破碎地殻応力評価法の問題点とき裂開口圧の物理的意味. *月刊地球*, 26, No.284-89.

Ito, T., Omura, K. and Ito, H., 2007, BABHY – A new strategy of hydrofracturing for deep stress measurements. *Scientific Drilling*, Special Issue, No.1, 113-116.

林 為人・杉本達洋・長野優羽・津坂仁和, 2017b, コアを用いた地下の応力状態の評価手法 —最適な水圧破碎のデザインを目指して—. *石油技術協会誌*, Vol. 82, pp.428-437.

松木浩二・志水俊仁・奥村清彦, 1995, DSCA による岩石内微小き裂の評価. *資源と素材*, 111, 607-615.

Saffer, D.M., Flemings, P.B., Boutt, D., Doan, M.-L., Ito, T., McNeill, L., Byrne, T., Conin, M., Lin, W., Kano, Y., Araki, E., Eguchi, N. and Toczko S., 2013, In situ stress and pore pressure in the Kumano Forearc Basin, offshore SW Honshu from downhole measurements during riser drilling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14, 1454-1470.

- Sakaguchi, K., Iino, W. and Matsuki, K., 2002, Damage in a rock core caused by induced tensile stress and its relation to differential strain curve analysis. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 39, 367-380.
- Sano, S., Ito, H., Hirata, A. and Mizuta, Y., 2005, Review of methods of measuring stress and its variations. *Bulletin of the Earthquake Research Institute University of Tokyo*, 80, 87–103.
- Schmitt, D.R., Currie, C.A. and Zhang, L., 2012, Crustal stress determination from boreholes and rock cores: Fundamental principles. *Tectonophysics*, 580, 1-26.
- Wolter, K.E. and Berckhemer, H., 1989, Time Dependent Strain Recovery of Cores from the KTB Deep Drill Hole. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 22, 273-287.

## 6. 総合評価

本事業では、野島断層のボーリング調査において得られたデータから野島断層周辺の地質構造を三次元モデルで表現、地質図スケールで地質構造の詳細を明らかにすることができた。断層ガウジの構造解析では、肉眼で観察できるスケールからサブミクロンスケールにわたる広いレンジでその断層破碎物質の性状を三次元的に調べることにより、層状ガウジ中の多様な組織構造が明らかとなった。

断層破碎帯物質の年代測定方法については、断層摩擦せん断作用により、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いる。間隙水圧下での室内摩擦試験が実用段階に入り、より天然の状態に近い条件での試験を行えるようになった。このことから、さらに年代信号リセットと断層の力学条件について新たな知見が得られることが期待される。

鉍物の加熱実験においても、断層摩擦のような瞬間的な温度上昇で鉍物の OSL 信号がリセットすることが確かめられた。一方、天然試料の年代測定ではルミネッセンス年代測定、ESR 年代測定、K-Ar 年代測定の各調査において、年代測定に必要な分析条件、試料の制約、地質条件等、様々な課題が明らかになった。OSL 年代測定では、その解釈に課題が残るものの、1,000 年より若い年代値を示す結果が報告されている。上述の各結果では、様々な課題はあるものの、ルミネッセンス年代が断層の最新活動年代推定に応用できる可能性を示唆している。

断層破碎物質の化学分析を行った結果、微量元素組成は、Ba と Rb の違いが大きく、その値は母岩と異なっている。また、同様にストロンチウム同位体比 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) も母岩と異なる値の結果を示し、その傾向は試料によって異なる。こうした化学特性に見られる異常は、この断層ガウジに、断層面に沿った摩擦発熱及び熱水が関与した可能性を示唆している。

断層破碎帯周辺の応力場の解析では野島断層と布田川断層において、ASR 法と DCDA 法による解析結果が得られており、主応力の方向と大きさが解明されつつある。今後は調査データの蓄積とボアホールブレイクアウトや水圧破碎試験の結果を組み合わせ、活断層周辺の応力状態の解析を行い、地震前後の断層周辺の変化を解析することが期待される。本事業で行ったこれらの調査・解析・試験・年代測定は、データは蓄積されているものの、十分に検討できていない項目も多い。今後これまでの本プロジェクトで得られたデータに基づいて、さらに調査、解析を行い、断層活動性評価手法の確立を多角的に進めていくことが望ましい。

# 平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書

追加ボーリングコアを用いた

断層破碎物質の分析

ボーリングコア及びボーリング孔を用いた応力測定

①野島断層 (2/3)

京都大学

平成 30 年 3 月

51 ページ

本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により実施した業務の成果をとりまとめたものです。

本報告書に関する問い合わせは、原子力規制庁までお願いします。

# 目次

1. 調査概要	1
1. 1. 業務名	1
1. 2. 目的	1
1. 3. 調査場所	1
1. 4. 調査内容及び数量	1
1. 5. 参考文献	2
2. 調査地域の概要	3
2. 1. 調査地域の地形と活断層	3
2. 1. 1. 地形概要	3
2. 1. 2. 活断層の分布	3
2. 2. 調査地域の地質	4
2. 3. 1995年兵庫県南部地震の地表地震断層	6
2. 4. 参考文献	7
3. 調査手法	11
3. 1. 調査の流れ	11
3. 2. 水圧破碎試験と浅部および深部のコア試料採取	11
3. 2. 1. 水圧破碎試験	11
3. 2. 2. 浅部および深部のコア試料採取	17
3. 2. 3. コア変形法による地殻応力測定	17
3. 3. 参考文献	20
4. 地殻応力測定結果	22
4. 1. 水圧破碎試験箇所の選定	22
4. 1. 1. AFD-4-W1孔	23
4. 1. 2. AFD-1-W1孔	25
4. 2. 水圧破碎試験結果	27
4. 2. 1. AFD-4-W1孔	27
4. 2. 2. AFD-1-W1孔	34
4. 3. 浅部および深部のコア試料採取結果	43
4. 3. 1. AFD-4-W1孔	43
4. 3. 2. AFD-1-W1孔	43
4. 4. コア変形法による地殻応力測定結果	44
4. 4. 1. AFD-4-W1孔	44
4. 4. 2. AFD-1-W1孔	46

4. 5. 考察.....	48
4. 6. 参考文献.....	50

## 1. 調査概要

### 1. 1. 業務名

平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費（追加ボーリングコアを用いた断層破碎物質の分析）事業

### 1. 2. 目的

1995 年兵庫県南部地震の際に活動した野島断層において掘削された既存の深部ボーリング孔、およびその既存ボーリング孔に近接して新たに掘削した浅部ボーリング孔を用い、水圧破碎法による深部の地殻応力測定を行う。また、コア試料を使ったコア変形法による地殻応力測定を行い、水圧破碎法によって求められた地殻応力との比較検討を行う。

### 1. 3. 調査場所

兵庫県淡路市小倉字新小倉地内の調査地全体図を図 1.3.1 に示す。

### 1. 4. 調査内容及び数量

調査内容と数量を以下に示す。（深度はコア深度を指す。）

- ① ボーリング孔を用いた水圧破碎法による深部と浅部の地殻応力測定  
浅部：6 回（中心深度 51.75m、54.80m、55.50m、60.20m、66.60m、69.63m）  
深部：5 回（中心深度 725.40m、726.64m、769.44m、770.14m、773.38m）
- ② ボアホールカメラによる孔壁観察  
AFD-4-W1 孔：97m 区間（深度 3m～100m）  
AFD-1-W1 孔：52m 区間（深度 722m～774m）
- ③ ボーリングコア試料の採取  
AFD-4-W1 孔：コア径 76mm、80.00m（深度 20.00m～100.00m）  
AFD-1-W1 孔：コア径 NQ、64.00m（深度 710.00m～774.00m）
- ④ ボーリングコア試料を使ったコア変形法による地殻応力測定  
AFD-4-W1 孔：10 供試体（深度 50m～70m 付近）  
AFD-1-W1 孔：5 供試体（深度 725m～774m 付近）
- ⑤ 打ち合わせ協議  
調査着手時：1 回  
調査途中：1 回  
調査完了時：1 回  
合計 3 回



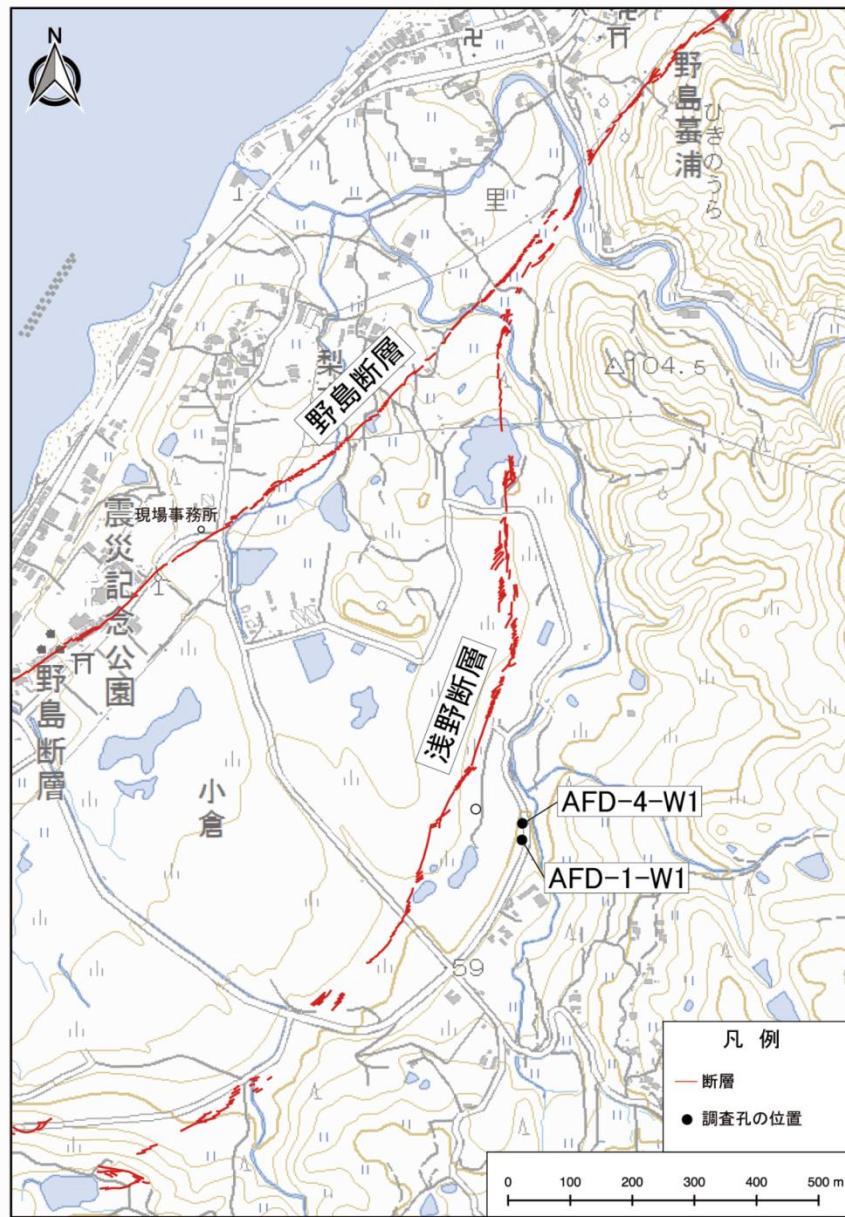


図 1.3.1 調査地全体図

国土地理院電子地形図（仮屋）に栗田・水野（1988）によって示された断層トレース及び本業務の調査地点を加筆。

#### 1. 5. 参考文献

栗田泰夫，水野清秀，1998，1万分の1兵庫県南部地震に伴う地震断層ストリップマップー野島・小倉及び灘川地震断層一説明書．構造図（12），地質調査所．

## 2. 調査地域の概要

調査地域の地形、活断層分布、地質及び 1995 年兵庫県南部地震の地表地震断層の概要について以下に記す。調査地域の地形、地質、活断層及び地震断層の分布図を図 2.1.1 に、調査地域の地質層序を図 2.2.1 に示す。

### 2. 1. 調査地域の地形と活断層

#### 2. 1. 1. 地形概要

調査地域の位置する淡路島の北部は、北東—南西方向へ細長く伸びる標高 200～500m 程度の山地と、この両側の山麓に幅狭くみられる丘陵・台地・低地からなる。山地は地塁状の高まりをなし、山頂部に緩やかな定高性のある小起伏の地形が広がり、山地の東西両側は、比高 200～300m 程度の急斜面（断層崖）で限られている。

断層崖から海岸に至る区域には、東側では標高 200m 以下の丘陵と標高 60～70m 以下の台地・段丘面が分布し、西側では標高 100m 以下の丘陵と標高 40m 以下の段丘面が分布する。段丘面は中位面、低位面、最低位面からなり、中位面、低位面はそれぞれ 2 段、最低位面は 3 段に細分され、いずれも扇状地性で多くが淘汰不良の粗粒な河成堆積物より構成される（水野ほか，1990；栗田・水野，1998）。主として西側の断層崖沿いでは、地すべり・崩壊地が認められ、崩積土が段丘面を覆って山地と段丘の境界付近に沖積錐を形成している。段丘面を開析して流下する河川の谷底や海岸沿いには、氾濫原、後背湿地等の沖積低地が分布するものの、東側の浦川、西側の富島川沿いにやや広く分布するほかは、いずれも規模は小さい。

地形面の年代は、中位面から約 42,000～43,000y.B.P.、低位面から約 30,000～43,000y.B.P.、最低位面から約 600～3,500y.B.P.の  $^{14}\text{C}$  年代が得られている。また、低位面の構成層には、始良 Tn 火山灰 (AT) が挟まれている（水野ほか，1990；栗田・水野，1998）。

梨本付近から南西で山地西側の急崖は、海岸線に並行する北東—南西方向と、内陸に向かう北北西—南南東方向の 2 列に分岐する。調査地点はこの分岐した急崖に挟まれる地区に位置する。海岸線に並行する急崖の比高は 20m 程度以下であり、その西方には、低位面、最低位面及び沖積低地などが分布し、渡辺ほか（1996b）によって、一部が断層崖とされている。また、内陸に向かう急崖の比高は 50m 程度であり、東側の山地と西側の丘陵地（人工改変のために平坦化されている）の明瞭な地形境界をなしている。

本調査では、梨本付近から東側に分岐し、内陸に向かう断層崖の標高 50m 付近を浅野断層調査地点と称する。

#### 2. 1. 2. 活断層の分布

活断層は、前述した山地東西両側の急斜面の基部に発達しており、西側に野島断層・浅野断層、東側に楠本断層・東浦断層が分布する（水野ほか，1990；渡辺ほか，1996a, 1996b；図 2.1.1）。

野島断層は、山地西側の江崎付近から富島の南西まで北東—南西方向に長さ約 10km にわたって延びる。河谷や尾根の系統的な右屈曲が認められ、屈曲量は 20～190m である（吾妻，1997）。平林付近では、段丘面や段丘崖を横切る低断層崖がみられ、低位面に約 9.5m の上下変位と約 20m の右横ずれがあることが認められている（水野ほか，1990）。このことから、地震調査研究推進本部（2005）は、AT の降下年代から低位面の年代を約 2.8 万年前とすると、淡路島西岸の野島断層の上下変位速度は約 0.3m/千年、右横ずれ変位速度は約 0.7m/千年と推定されるとしている。

浅野断層は、山地西側の富島南西から原山南西の図 2.2.1 の範囲外まで北東—南西方向に長さ約 6km にわたって延び、花崗岩と堆積岩の境をなす山麓の傾斜変換線に位置している（水野ほか，1990）。河谷の系統的な屈曲は認められないが、断層に沿って断層崖の形態が保たれていること、断層崖から多量の礫が供給されて広い段丘面が形成されていることから、第四紀後期にも活動を続けているとされている（水野ほか，1990）。

楠本断層は、淡路島北部の山地の東側の楠本付近～馬場付近まで北東—南西方向に延び、長さは約 6km である。鞍部や直線谷の連続及び比高 150m 前後の断層崖が認められ、逆断層露頭が確認されている（水野ほか，1990；渡辺ほか，1996a，1996b）。河谷や尾根の右屈曲も認められ、屈曲量は 20～350m である（吾妻，1997）。

東浦断層は、山地東側の馬場付近～奥南西の図 2.2.1 の範囲外まで北東—南西方向に楠本断層と雁行するように延び、長さは約 5km である。鞍部の連続や河谷の右屈曲が認められ、屈曲量は 20～250m である（吾妻，1997）。馬場でのトレンチ調査結果から、1596 年慶長伏見地震（ $M=7.6$ ）時に活動したとの指摘がある（粟田・角井，1996）が、地震調査研究推進本部（2005）は、東浦断層を含む六甲山地—淡路島東岸区間が 1596 年に活動したと限定できるだけの証拠に乏しいとしている。

地形概要で述べたように、調査地点は、梨本付近から海岸線に並行する北東—南西方向と内陸に向かう北北西—南南東方向の 2 列に分岐する急崖のうち、後者の急崖付近に位置する。

## 2. 2. 調査地域の地質

調査地域の地質は、下位より白亜紀の古期領家花崗岩類と新期領家花崗岩類及びこれらを貫くが貫入時期が明らかでない岩脈類、後期始新世の神戸層群、後期鮮新世～中期更新世の大阪層群、後期更新世後期以降の段丘堆積物、完新世の沖積層及び現河床・海岸堆積物から構成される（水野ほか，1990；粟田・水野，1998；図 2.1.1、図 2.2.1）。

調査地域周辺の古期領家花崗岩類は、都志川花崗岩、閃緑岩類、志筑トータル岩、塩基性岩類からなり、主として調査地域の山地中部や南東部に分布する。新期領家花崗岩類は、野島花崗閃緑岩、篝場山花崗岩、岩屋花崗岩、細粒花崗閃緑岩からなり、調査地域の山地に広く分布する。

都志川花崗岩は野島花崗閃緑岩中の捕獲岩であり、極めて粗粒の黒雲母花崗岩で、黒雲

母の面状配列による弱いフォリエーションを作っており、カリ長石が一部斑状を呈し、石英とともに弱い面状配列をなすことがある。閃緑岩類は、細粒、緻密で塊状の暗灰色～黒色の岩石であり、志筑トータル岩中に塩基性捕獲岩として存在するとされているが、調査地域内には分布しない。志筑トータル岩は、梨本の北方で都志川花崗岩とともに小岩体をなし、中粒の暗灰色、角閃石に富むトータル岩を主体とし、一部に有色鉱物に乏しい花崗閃緑岩質岩石を含む。塩基性岩類は、黒色中粒の黒雲母角閃石石英斑れい岩のほか、暗灰色～黒色の細粒緻密なひん岩質岩石および塊状暗灰色の細粒角閃石黒雲母トータル岩等から構成される（藤田・前田，1984；水野ほか，1990）。

野島花崗閃緑岩は、乳白色の斜長石、カリ長石及びガラス光沢をもった淡灰色石英からなる珪長質鉱物中に、自形短柱状の黒色角閃石及び葉片状黒雲母が混じった、ごま塩状・暗灰色を呈する中粒・塊状で角閃石含有の黒雲母花崗閃緑岩である（水野ほか，1990）。野島花崗閃緑岩中の角閃石から、 $87.7 \pm 4.4\text{Ma}$  の K-Ar 年代が得られている（高橋，1992）。篝場山花崗岩は、東西 1.5km、南北 2km 程度の小岩体で、細～中粒、灰色、塊状均質な黒雲母花崗岩である。岩屋花崗岩は、中粒～粗粒、弱い斑状を示し、乳白色斜長石、ガラス光沢を持ち紫色を帯びた淡灰色石英及び淡紅色のカリ長石からなる珪長質鉱物中に黒雲母の混じる黒雲母花崗岩である。細粒花崗閃緑岩は、岩屋花崗岩と野島花崗閃緑岩を貫いて分布し、細粒緻密で有色鉱物に富み、暗灰色を呈する花崗閃緑岩である（藤田・前田，1984；水野ほか，1990）。

神戸層群は、神戸市西部やその北方の三田盆地及び淡路島北部に分布し、調査地域周辺には神戸層群岩屋累層が分布する。岩屋累層は、花崗岩類を不整合に覆って山地上や東西両岸側の断層沿いに分布し、亜炭層を挟む下部層、河川—海浜成の淘汰の良い砂岩・礫岩層からなる中部層、石灰質化石床に富む海成砂岩・泥岩層からなる上部層に区分される（水野ほか，1990）。水野ほか（1990）は、Tai（1959）、柴田・糸魚川（1980）などの小型有孔虫や貝化石群集の調査結果から、神戸層群岩屋累層の年代を新第三紀中新世とした。一方、尾崎ほか（1996）は、神戸市西部およびその周辺地域に分布する神戸層群の年代を、凝灰岩のフィッシュトラック（FT）年代（約 31～37Ma）から、古第三紀の後期始新世～前期漸新世とした。また、山本ほか（2000）は、岩屋（累）層から中期始新世後期～後期始新世を示す石灰質ナノ化石と渦鞭毛藻化石を見出している。そこで本調査では、尾崎ほか（1996）、山本ほか（2000）の調査結果にもとづき、岩屋累層の年代を、後期始新世とした（図 2.2.1）。

大阪層群は、淡水成、デルタ成の礫層・砂層から構成され、神戸層群を不整合に覆って山地および沿岸に分布し、調査地域周辺では、下位の富島累層と上位の仮屋累層に区分される（水野ほか，1990）。富島累層は、淡水成のシルト—粘土層、砂層及び礫層の互層からなり、全体として礫層が優勢であり、下部の舟木礫層・浅野互層と上部の小倉礫層に細分される。仮屋累層は、富島累層に整合に重なる。主として湖沼ないし河川成のシルト～粘土層と砂層との互層からなり、上部では砂層や砂礫層が発達する。仮屋累層は、下部の

久留麻砂泥互層と、上部の松帆礫層・斗ノ内礫層に細分される（水野ほか，1990）。

大阪層群の年代は、調査地域では、浅野1、浅野2火山灰層等の火山灰層の対比のほか、フィッシュトラック年代、植物化石等から、後期鮮新世から中期更新世にあたると思われる（市原編，1993；図2.2.1）。

調査地点周辺では、北西—南東方向に古期領家花崗岩類が分布する。また、新期領家花崗岩類の野島花崗閃緑岩が古期領家花崗岩類を取り囲むように分布し、北東—南西方向の山地を形成する。新期領家花崗岩類には、安山岩等の岩脈が貫入する。調査地点の南西部では、古期及び新期領家花崗岩類と神戸層群が地質断層で接しており、水野ほか（1990）はこの地質断層を浅野断層と称している。また、調査地点東部は浅野断層の延長に位置し、古期及び新期領家花崗岩類と大阪層群が接している（水野ほか，1990）。

浅野断層調査地点は、古期領家花崗岩類が分布する区域にある。既ボーリング調査では、花崗岩、閃緑岩、花崗閃緑岩、砂岩泥岩互層、砂礫等が産出し、これらはそれぞれ古期領家花崗岩類の都志川花崗岩と閃緑岩類、新期領家花崗岩類の野島花崗閃緑岩、神戸層群岩屋累層の下部層及び中部層、大阪層群富島累層上部の小倉礫層及び下部の浅野互層等に相当すると考えられる。しかしながら、ボーリングコアやカッティングス試料のみの限られた観察結果であることから、以下では、古期及び新期領家花崗岩類は花崗岩、閃緑岩、花崗閃緑岩と岩相で表記し、神戸層群と大阪層群については、細分せずに神戸層群、大阪層群と称する。

### 2. 3. 1995年兵庫県南部地震の地表地震断層

1995年（平成7年）の兵庫県南部地震の際に、六甲—淡路島断層帯の淡路島西岸区間と六甲山地南縁—淡路島東岸区間のうちの、西宮市から明石海峡にかけての総延長約30km区間で地表地震断層を生じた（地震調査研究推進本部，2005）。淡路島北部では、山地の東側で灘川地震断層、西側で野島地震断層、小倉地震断層が出現した（栗田・水野，1998など；図2.1.1）。

灘川地震断層は、花崗岩類中の既存の断層破碎帯に沿って形成された、右ずれを伴う南東側（海側）隆起の高角逆断層であり、長さ約1.6km、走向・傾斜はN25~45°E、60~75°SE、変位量は縦ずれ0.1~0.2m、右ずれ0.03~0.07mである（栗田・水野，1998）。灘川地震断層が出現した要因として、大規模な土地造成による荷重の除去によって地殻が隆起し、地震に伴って断層変位が誘発された可能性が指摘されている（栗田ほか，1995；岡田・鬼木，1995；岡田，1996）。

野島地震断層は、活断層研究会（1991）等によって活断層とされていた野島断層に沿って出現した、おおむね東側隆起の高角度逆断層成分を伴う右ずれ断層であり、長さ約8.8km、走向・傾斜はN35~45°E、75~85°SEを示し、南西端の約1.3km区間では、末端に向かって北東—南西から南—北、さらに北東—南西へと走向を変化させていた（栗田・水野，1998）。変位量は、縦ずれ0.5~1m、右ずれ1~2mであり、地表地震断層のほぼ中央より

やや北東側に位置する平林付近を最大値として両端方向に減少する（栗田・水野，1998；中田・岡田，1999）。地震断層線は、主として左雁行配列をなす開口亀裂帯、低断層崖、撓曲崖、小地溝、プレッシャーリッジ等の微地形によって構成されている（中田・岡田，1999）。

小倉地震断層は、梨本から富島の南西に至る主として東側隆起の鉛直変位を伴う右ずれ断層であり、長さ約 3.0km、走向は N40° E、75~85° E である（栗田・水野，1998）。変位量は、縦ずれ 0~1m、右ずれ 0.1~2m であり、地表地震断層のほぼ中央よりやや北東側の富島西方付近を最大値として両端方向に減少する（栗田・水野，1998）。

栗田・水野（1998）は、梨本付近から北東—南西方向に富島へと海岸線に並行に続く地震断層を小倉地震断層と呼び、梨本付近から山地西側の山麓を通して北北西—南南東方向へと走向を変えて内陸に向かう地震断層を野島地震断層と呼んでいる。調査地点は、栗田・水野（1998）の定義に従えば、小倉地震断層と野島地震断層に挟まれる地区に位置し、野島断層調査地点は小倉地震断層の東方に、浅野断層調査地点は野島地震断層の北東に位置するものの、本調査では、前述した活断層の定義に従って、栗田・水野（1998）の小倉地震断層分布域を野島断層と称し、梨本から内陸に向かう野島地震断層分布域については、地質断層の定義に従い、浅野断層と称する。

## 2. 4. 参考文献

- 栗田泰夫，水野清秀，1998，1 万分の 1 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—説明書。構造図（12），地質調査所，74pp.
- 栗田泰夫，角井朝昭，1996，淡路島北部，楠本・東浦・野田尾断層のトレンチ掘削等による活動履歴調査。地質調査所研究資料集，228，138pp.
- 栗田泰夫，水野清秀，杉山雄一，下川浩一，井村隆介，木村克己，1995，1995 年兵庫県南部地震に伴って出現した地震断層。地質ニュース，486，16-20.
- 吾妻 崇，1997，淡路島北部における活断層の活動度の再評価。第四紀研究，36，29-42.
- 市原 実編，1993，「大阪層群」。創元社，340pp.
- 岡田篤正，1996，兵庫県南部地震の地震断層と六甲—淡路島活断層系。日本地形学連合編「兵庫県南部地震と地形災害」。古今書院，28-63.
- 岡田篤正，鬼木史子，1995，兵庫県南部地震の地表地震断層。藤田和夫，岡田篤正編著「1995 年（平成 7 年）兵庫県南部地震の地震断層と六甲—淡路島活断層系」，断層研究資料センター，1-49.
- 尾崎正紀，松浦浩久，佐藤喜男，1996，神戸層群の地質年代。地質学雑誌，102，73-83.
- 活断層研究会，1991，新編 日本の活断層—分布図と資料。東京大学出版会，437pp.
- 京都大学，2017，平成 27 年度原子力規制庁委託成果報告書 野島断層における深部ボーリング調査。

- 地震調査研究推進本部, 2005, 六甲—淡路断層帯の長期評価について. 地震調査研究推進本部, 59pp.
- 柴田 博, 糸魚川淳二, 1980, 瀬戸内区の中新世古地理. 瑞浪市化石博研報, 7, 1-49.
- 高橋 博, 1992, 淡路島の花崗岩類の K-Ar 年代—特にマイロナイト化作用の時期について—. 岩鉱, 87, 291-299.
- 中田 高, 岡田篤正, 1999, 「野島断層【写真と解説】兵庫県南部地震の地震断層」. 東京大学出版会, 208pp.
- 藤田和夫, 前田保夫, 1984, 須磨地域の地質. 地域研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 101pp.
- 水野清秀, 服部 仁, 寒川 旭, 高橋 浩, 1990, 明石地域の地質. 地域研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 90pp.
- 山本裕雄, 栗田祐司, 松原尚志, 2000, 兵庫県淡路島北部の第三系岩屋層から産出した始新世石灰質ナンノ・渦鞭毛化石とその意義. 地質学雑誌, 106, 379-382.
- 渡辺満久, 鈴木康弘, 岡田篤正, 1996a, 1:25,000 都市圏活断層図「須磨」. 国土地理院技術資料 D.1-No.333, 建設省国土地理院.
- 渡辺満久, 鈴木康弘, 中田 高, 1996b, 1:25,000 都市圏活断層図「明石」. 国土地理院技術資料 D.1-No.333, 建設省国土地理院.
- Tai, Y., 1959, Miocene microbiostratigraphy of west Honshu Japan, Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C, 2, 265-395.

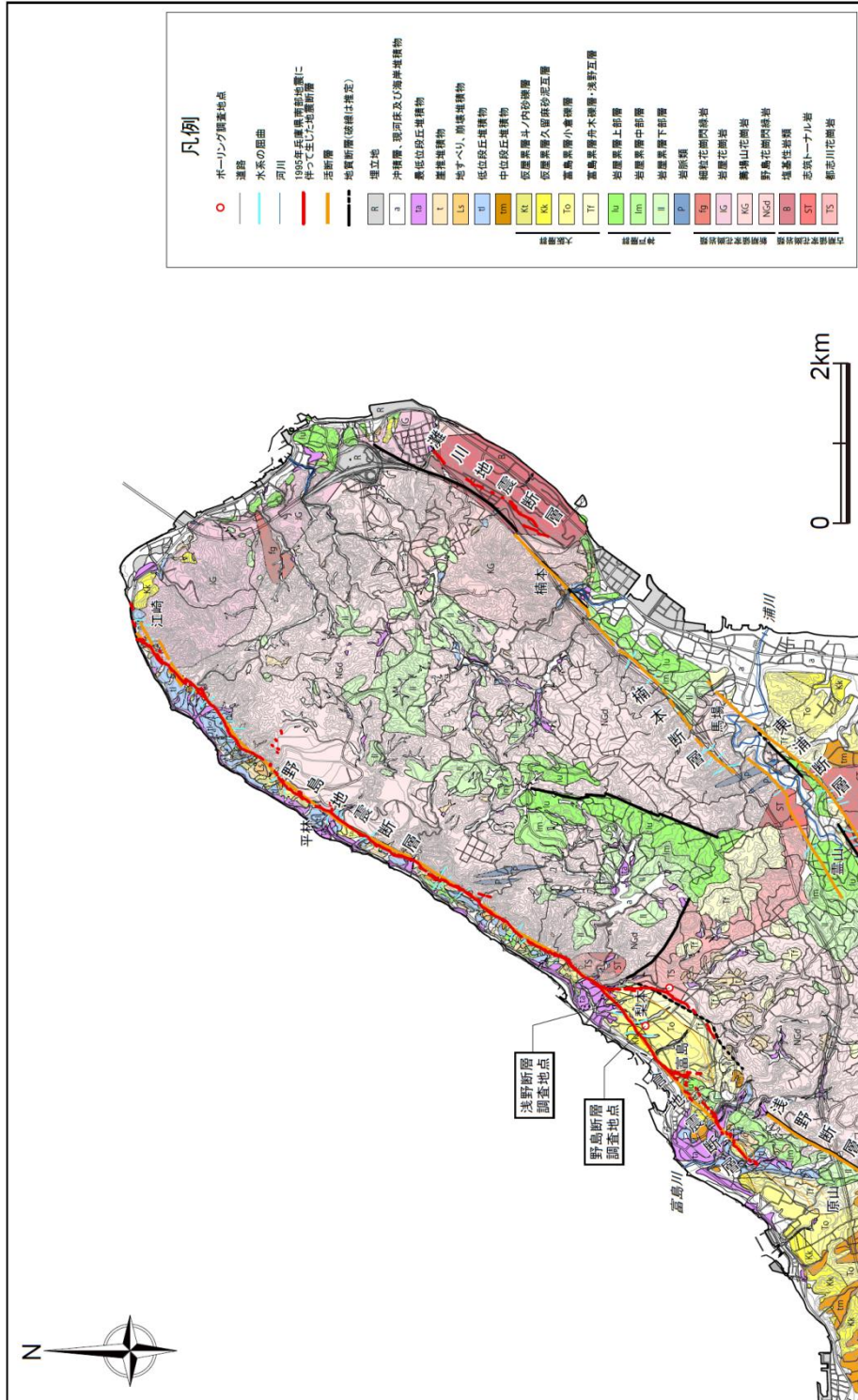


図 2.1.1 調査地域の地形・地質と活断層・地震断層の分布 (京都大学, 2017)

\*地質図および地質断層の分布は、藤田・前田 (1984)、水野ほか (1990)、栗田・水野 (1998) を編集。活断層の分布は、水野ほか (1990)、渡辺ほか (1996a, 1996b)、1995 年地表面地震断層の分布は栗田・水野 (1998) による。



地質系統		地層・堆積物名		岩相	年代値、火山灰層		
第 四 系	完 新 統	沖積層、現河床及び海岸堆積物		粘土・シルト・砂礫層			
		最低位段丘堆積物		砂～シルト層 礫層	610±50～1,950±60y.B.P.* <sup>1</sup> 2,150±60～3,500±60y.B.P.* <sup>1</sup>		
	更 新 統	上 部	低位段丘堆積物		礫層	始良-Tn火山灰* <sup>2</sup> 30,990±1,080y.B.P.* <sup>3</sup>	
			中位段丘堆積物		礫層	41,550±700y.B.P.* <sup>1</sup> 42,910±980y.B.P.* <sup>1</sup>	
	鮮 新 統	上 部	大 阪 層 群	仮 屋 累 層	斗ノ内砂礫層	砂礫層	久留麻火山灰(2.5±0.3Ma)* <sup>2</sup>
					久留麻砂泥互層		
第 三 系	上 部	大 阪 層 群	富 島 累 層	小倉礫層	シルト～粘土層及び 砂層を挟む礫層	浅野2火山灰* <sup>2</sup> 浅野1火山灰* <sup>2</sup> 釜口火山灰(3.6±0.4Ma)* <sup>2</sup>	
				舟木礫層 ・浅野互層	礫層及び シルト～粘土層と砂層の互層		
始 新 統	上 部	神 戸 層 群	岩 屋 累 層	上部層	海成砂岩・泥岩 貝殻石灰岩(カキ化石床)	33.5±1.5Ma(FT)* <sup>4</sup> 35～38Ma(微化石年代)* <sup>5</sup>	
				中部層	砂岩・礫岩		
				下部層	泥岩・角礫混じり砂岩 亜炭層挟む		
白 亜 系	上 部	岩脈類		ひん岩・花崗班岩累・安山岩			
		新 期 領 家 花 崗 岩 類	細粒花崗閃緑岩	細粒黒雲母花崗閃緑岩	86.7±4.3Ma(K-Ar)* <sup>2</sup>		
			岩屋花崗岩	中～粗粒黒雲母花崗岩	80.9±4.0Ma(K-Ar)* <sup>2</sup>		
			篝場山花崗岩	中～細粒黒雲母花崗岩			
			野島花崗閃緑岩	中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩	87.7±4.4Ma(K-Ar)* <sup>6</sup>		
		古 期 領 家 花 崗 岩 類	塩基性岩類	細粒黒雲母角閃石石英斑れい岩			
			志筑トータル岩	中粒角閃石黒雲母トータル岩	88.0±4.4Ma(K-Ar)* <sup>6</sup>		
			閃緑岩類	細粒角閃石石英閃緑岩			
都志川花崗岩	斑状粗粒黒雲母花崗岩		84.0±4.2Ma(K-Ar)* <sup>2</sup>				

\*1粟田・水野(1998)、\*2水野ほか(1990)、\*3粟田・角井(1996)、  
\*4尾崎ほか(1996)、\*5山本ほか(2000)、\*6高橋(1992)

図 2.2.1 調査地域の地質層序表 (京都大学, 2017)

### 3. 調査手法

#### 3. 1. 調査の流れ

調査の流れとしては、下記のとおりである。

- ① ボーリング掘削
- ② ボアホールカメラによる孔内撮影
- ③ 水圧破碎試験実施箇所を選定
- ④ 水圧破碎法による地殻応力測定
- ⑤ 室内試験実施箇所を選定
- ⑥ コア変形法による地殻応力測定

#### 3. 2. 水圧破碎試験と浅部および深部のコア試料採取

##### 3. 2. 1. 水圧破碎試験

###### (1) 水圧破碎法による初期地圧測定法の概要

初期地圧測定に利用した測定法は高剛性システムによる水圧破碎法で、ボアホールのある閉じた区間に水圧を加え、孔壁に発生した引張り裂の位置から最大主応力の方向を、き裂の再開口時や閉口時の応力条件から最大、最小主応力を求める方法である。この方法では、削孔されたボアホールが利用できれば測定が可能のため、原位置での地圧測定法としては比較的簡便であることが大きな特徴である。また、測定されたデータから地圧を評価するとき岩盤の弾性係数等の物性値を必要としないことも、この方法の特徴として挙げられる。一方、この方法では、ボアホール軸の方向が一つの主応力軸方向であると仮定しているため、ボアホール軸に直交する二次元平面での応力状態を評価することになる。

###### (2) 水圧破碎法の測定原理

水圧破碎法は、水圧により造成した岩盤の新たなき裂が開口あるいは閉口するとき、観測される水圧と流量の関係から岩盤に作用する応力を算定する方法である。以下に、水圧破碎法による応力測定の原理と観測方程式について説明する。

等方均質弾性体の仮定できる岩盤にボアホールを削孔したとき、孔軸に直交する二次元面内での応力状態は図 3.1.1-1 のようになる。二次元面内での岩盤の初期地圧を  $SH$  (最大主応力)、 $Sh$  (最小主応力) とすると、 $SH$  軸と交差する孔壁 A 点の応力 ( $\sigma_{01}$ ) および  $Sh$  軸と交差する孔壁 B 点の応力 ( $\sigma_{02}$ ) はそれぞれ 1 式、2 式で表される。

$$\sigma_{01} = 3Sh - SH \quad (1)$$

$$\sigma_{02} = 3SH - Sh \quad (2)$$

このとき、圧縮応力を正とすると、 $\sigma_{01} < \sigma_{02}$  となり円孔内に水圧  $P_w$  を作用させてその水圧を増加させていくと A 点で引張り応力が最大となり、ある時点で引張りき裂が生じる。このときの水圧  $P_b$  (破碎圧、Breakdown pressure) は、岩盤の引張り強度を  $T$ 、岩盤の間隙水圧を  $P_p$  としたとき 3 式で表される。

$$P_b = 3Sh - SH + T - P_p \quad (3)$$

次に、水圧を低下させてき裂が閉じた後、再度水圧を増加させ図 3.1.1-2 に示すようにこのき裂が再開口する瞬間の水圧  $P_r$  (再開口圧、Re-opening pressure) は 4 式で表される。

$$P_r = (3Sh - SH) / 2 \quad (4)$$

この再開口時においては、岩盤の引張り強度  $T=0$ 、岩盤の間隙水圧  $P_p$  は一旦開いたき裂内部の水圧  $P_r$  と同一と考える。また、き裂が十分伸びた後、水の圧入を急停止したとき、き裂の先端が閉じ始める瞬間に最小主応力  $Sh$  と水圧が平衡状態になるものと仮定すると、このときの水圧  $P_s$  (閉口圧、Shut-in pressure) は 5 式で表される。

$$P_s = Sh \quad (5)$$

水圧破碎法では、このようにして観測された  $P_r$  (4 式) と  $P_s$  (5 式) から岩盤の初期地圧 (最大主応力  $SH$ 、最小主応力  $Sh$ ) を求めることができる。以上の考え方に基づき、4 式と 5 式を変形して、4' 式と 5' 式から最大主応力  $SH$ 、最小主応力  $Sh$  を求める。

$$SH = 3Sh - 2P_r \quad (4')$$

$$Sh = P_s \quad (5')$$

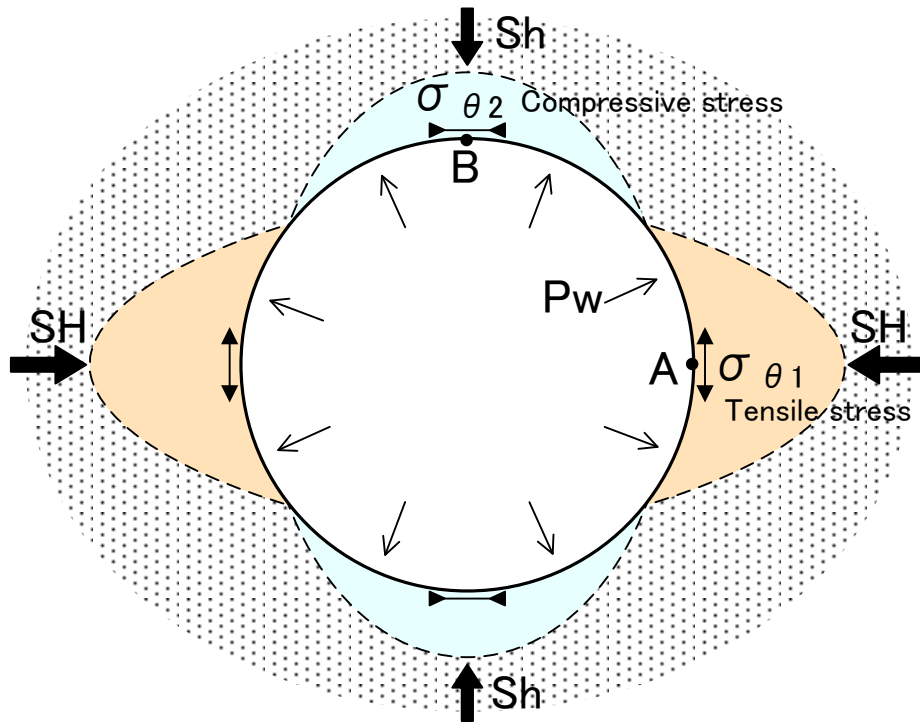


図 3.1.1-1 ボーリング孔近傍での二次元応力状態 (Yokoyama et al., 2017)

( $SH$  は初期地圧の二次元最大主応力、 $Sh$  は初期地圧の二次元最小主応力

$$\sigma_{\theta 1} = 3Sh - SH, \quad \sigma_{\theta 2} = 3SH - Sh)$$

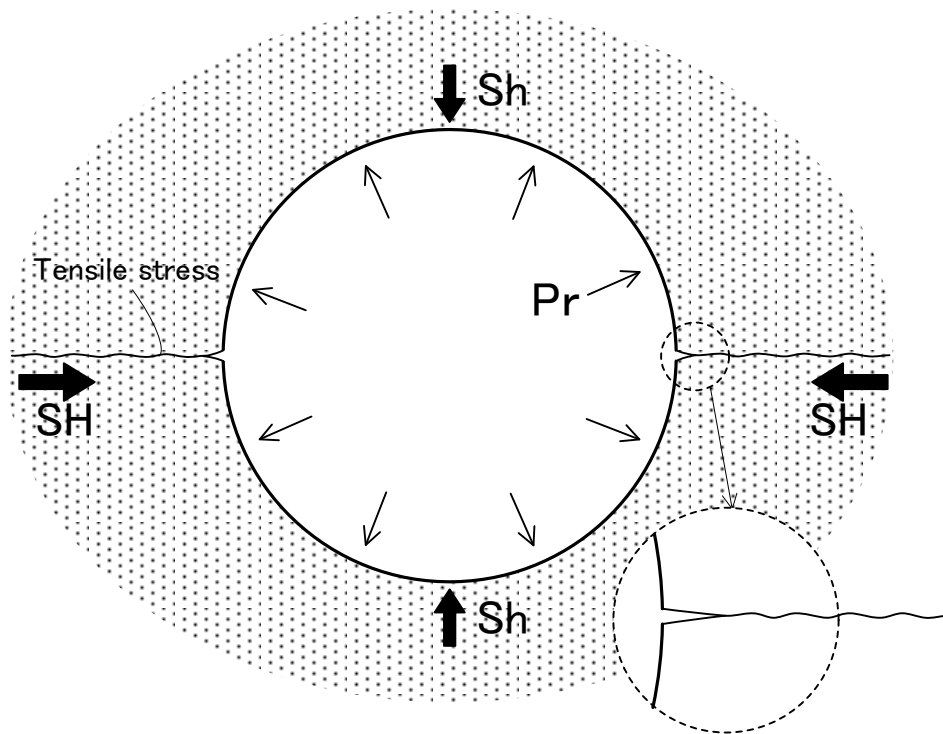


図 3.1.1-2 ボーリング孔の周辺に生じたき裂が再開口をはじめたときの模式図  
(Yokoyama et al., 2017)

### (3) 水圧破碎法の測定手順

水圧破碎試験実施に先だち、図 3.1.1-3 に示す高剛性システムによる水圧破碎試験装置の設置と準備点検を行った。この試験装置では、水圧破碎を行うための送水ポンプにシリンジポンプを用いており、きわめて微小な送水量が圧力 0~50MPa の範囲で制御可能である。このため従来から用いられてきたプランジャー型ポンプで見られるような脈動がなく、シリンジポンプのステッピングモータの回転数から正確な流量の計測が可能であるため、流量計を必要としない。表 3.1.1-1 に水圧破碎試験装置と型取り装置の主な仕様を示す。

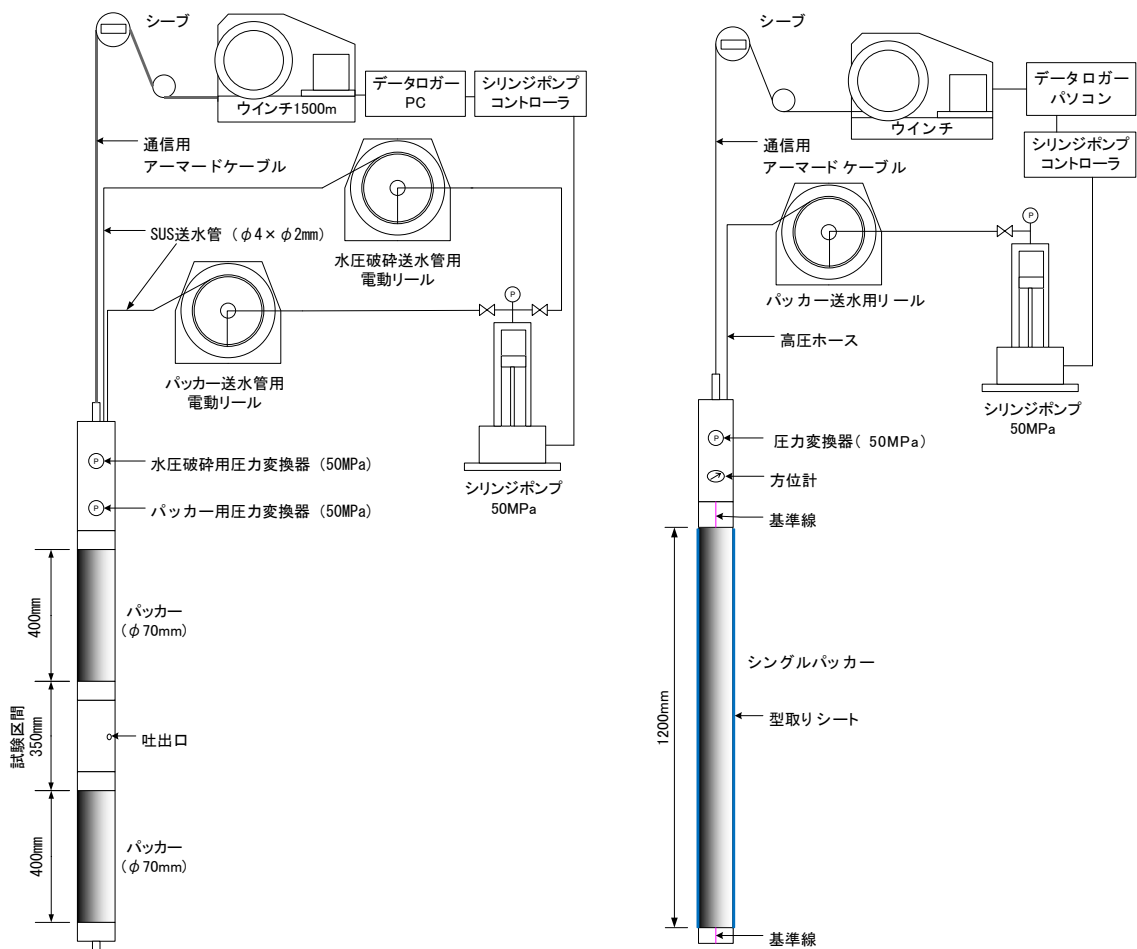


図 3.1.1-3 水圧破碎試験装置（左：高剛性システムによる水圧破碎試験装置、右：インプレッションパッカーによる孔壁の型取り装置）

表 3.1.1-1 水圧破碎試験装置と型取り装置の主な仕様

水圧破碎試験装置		型撮り装置	
全長	2400mm	全長	2350mm
パッカー	400mm × 2 (外径70mm)	パッカー	1200mm (外径70mm)
注水区間	350mm	適用口径	76mm
最大送水圧	50MPa	計測深度	最大1100m
最大送水量	270ml		
送水制御範囲	0.01 ~ 300ml/min		
適用口径	76mm		
計測深度	最大1100m		

水圧破碎試験のフローを図3.1.1-4に示す。さらに、実際に水圧破碎を実施する区間はボアホールカメラによりき裂の有無を確認する。具体的な試験手順を以下に説明する。

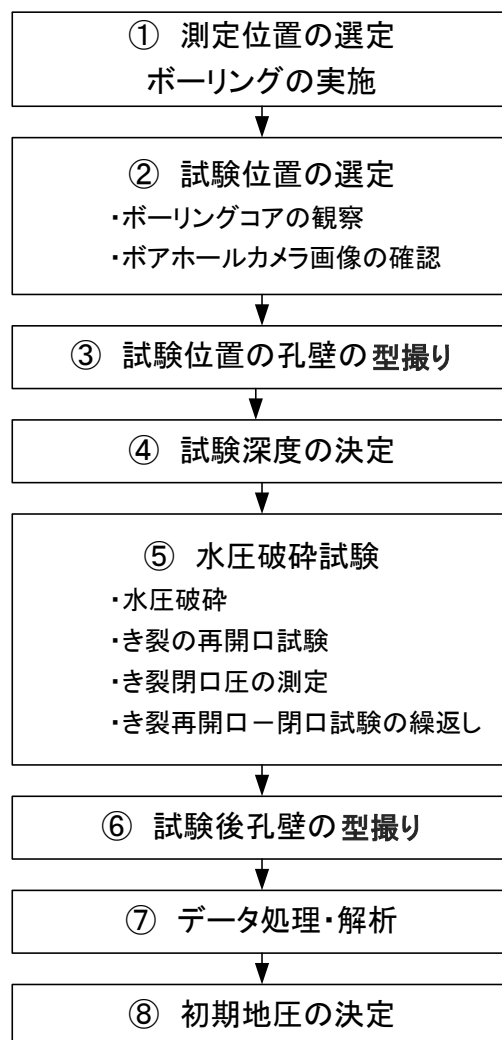


図3.1.1-4 水圧破碎試験のフロー

- ① 初期地圧測定のために適した場所と深さ等の測定位置を選定し、ボーリングを実施する。既存のボーリング孔を利用する場合には、ボーリング記録を検討し測定位置を選定する。
- ② 測定対象となるボーリング深度のコア観察およびボアホールカメラ画像の観察を行い、試験区間となる水圧破碎対象区間に既存き裂の存在しないことを確認する。ストラドルパッカーの設置深度にもき裂のない区間が望ましい。
- ③ 試験前の孔壁の型取りを行う。
- ④ レプリカを観察し、試験区間にき裂あるいは孔壁の乱れが認められない事を確認し、試験位置を決定する。

- ⑤ 水圧破碎試験を開始する。
- ・試験位置に水圧破碎用ゾンデを挿入する。
  - ・ポンプの送水により、送水管、送水ポンプ等の送水系に残留する空気を排除する。
  - ・水圧破碎用ゾンデのパッカー圧力を想定される破碎圧程度まで加圧する。
  - ・試験区間への送水を開始し、圧力の上昇から急激な低下が認められた時点で水圧破碎が生じたものと考え送水を終了し、送水バルブを閉じる。
  - ・試験区間の圧力低下の変化率が小さくなった段階で送水バルブを解放する。
  - ・送水バルブを送水側に回し、再度送水を開始する。送水圧の上昇が止まるかピークをもって低下を始めた段階で送水を終了し、送水バルブを閉じる。
  - ・試験区間の圧力低下の変化率が小さくなった段階で送水バルブを解放する。
  - ・上記、2項目の作業を3回以上繰り返す。
- ⑥ 水圧破碎用ゾンデを回収後、型取りパッカーを孔内に挿入し、試験後の孔壁型取りを行う。試験前後のレプリカを比較観察し、試験区間に生じた人工き裂の位置と方位をマーキングする。
- ⑦ 水圧破碎試験の経時変化データから、破碎圧 $P_b$ 、き裂再開口圧 $P_r$ 、き裂閉口圧 $P_s$ を判読し、最大主応力 $SH$ 、最小主応力 $Sh$ を算定する。
- ⑧ 各測定深度における最大主応力 $SH$ 、最小主応力 $Sh$ および最大主応力方位を決定する。

高剛性システムによる水圧破碎試験で得られた送水圧力/送水量-経過時間の例を図3.1.1-5に示す。この測定システムで得られた一連のデータには、パッカー圧、送水圧、送水量が約85分間において0.1秒間隔で記録されている。最初の水圧破碎時における送水量は50ml/minで、破碎区間における水圧が一気に上昇し水圧破碎が生じている。次のき裂再開口試験では、送水量を20~2.5ml/minに下げ、き裂の再開口圧と閉口圧の情報を含むデータが繰り返し5回得られている。

このデータの大きな特徴は、送水開始と同時に破碎区間における水圧が直ちに上昇している点、また5回目のき裂再開口試験での送水量が2.5ml/minときわめて微小な量にもかかわらず、安定した送水速度と水圧変化のカーブが得られている点にある。

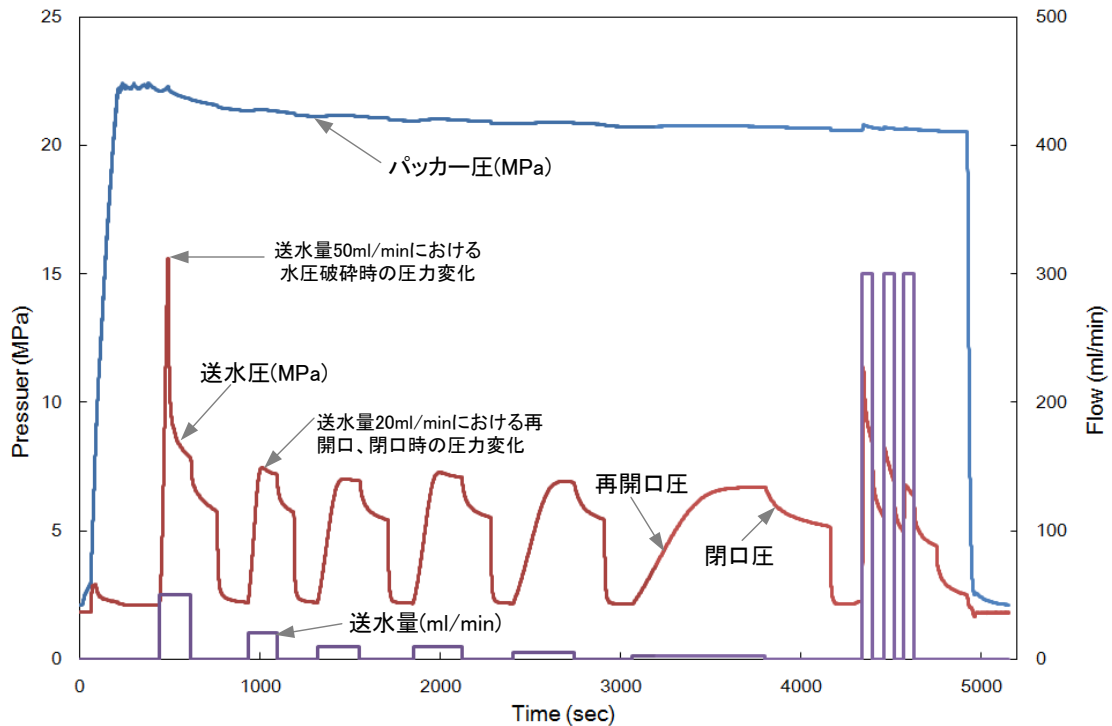


図 3.1.1-5 水圧破碎試験における送水圧力および総水量と経過時間の関係  
(Yokoyama and Ogawa, (2016) を一部加筆・日本語訳)

### 3. 2. 2. 浅部および深部のコア試料採取

水圧破碎試験を実施した深度を中心にき裂の少ない 10cm 以上の試料を、各試験深度から採取する。採取対象とするコアに、ボアホール画像を参考に真北方向の線を記入し、梱包材および半割れの塩ビ管でよく養生した状態で試験室に運搬する。

### 3. 2. 3. コア変形法による地殻応力測定

#### (1) コア変形法の概要

コア変形法 (Diametrical Core Deformation Analysis ; DCDA) は、ボーリングコアを用いた応力測定法として応用地質学が新たに開発した方法で、ロータリーコアボーリングによって回収された円柱状コアの直径を精密に測定することにより、コア軸直行断面内の主応力の方向と主応力差を評価する方法である<sup>1)</sup>。この方法は、応力解放に伴うコアの変形から地圧を求めるといった原理においては、コア自体をセンサとした応力解放法の一つといえる。また、コアを整形する必要もなく非破壊の測定ができること、コア径に制約はなく比較的短いコアでも測定できることなどから適用範囲は広く、他のコア法との併用も容易であるなどの特徴を有している。

基本的な原理は以下のとおりである。

ボーリングコアは、回転ビットで切削されることによって原位置の地圧から解放され



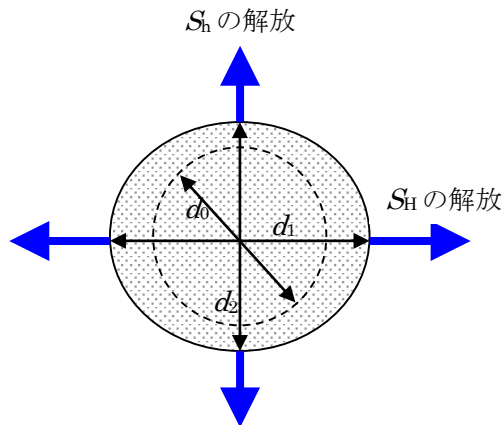


図 3.2.3-1 応力解放に伴うコアの変形 (船戸・陳, 2005)

る。その際、ビットは高速回転しているので、切削される瞬間のコアは直径  $d_0$  の真円である。切削されたコアは応力解放に伴って弾性的に変形し、その変形量は解放応力に比例する。したがって、コアが等方均質であれば、平面応力条件において孔軸に直行する平面内主応力  $S_H$ ,  $S_h$  (圧縮を正,  $S_H > S_h$ ) の解放に伴う主ひずみは次式で表される。

$$\varepsilon_1 = (S_H - \nu \cdot S_h) / E = (d_1 - d_0) / d_0 \quad (6)$$

$$\varepsilon_2 = (S_h - \nu \cdot S_H) / E = (d_2 - d_0) / d_0 \quad (7)$$

$\varepsilon_1, \varepsilon_2$ : 主ひずみ (膨張を正)

$E, \nu$ : 等方材料の弾性係数, ポアソン比

$d_1, d_2$ : 主応力方向のコア径

両辺の差をとると,

$$S_H - S_h = (d_1 - d_2) / d_0 \cdot E / (1 + \nu) \quad (8)$$

ここで初期直径の  $d_0$  は未知数であるが、応力解放に伴うコアの変形量は非常にわずかなので、近似的に  $d_0 = d_2$  とする。このようにして主応力差  $S_H - S_h$  を求めることができる。

## (2) 測定装置

コア変形の測定装置は、図 3.3.2 に示すようにコアの直径を測定する測定器と、コアを回転させる回転台からなっている。測定装置の主な仕様を次表に示す。

表.3.2.3-1 コア変形法測定装置の主な仕様

名 称		主な仕様	備考
測定部	レーザー寸法測定器	分解能：0.01 $\mu$ m 繰返し精度： $\pm 0.5 \mu$ m	2 台の測定器を組み合わせることに より大口径にも対応
	コントローラー	LS-7000×2 台 RS-232C 出力	
	フレーム	適用コア径：30～200mm	
	ノート PC	データ収録用	
回転台	モーター	DC モーター（ギヤヘッド付） 定格回転速度：2,000r/min	
	モーター制御部	回転速度，回転時間，回転方向などの設定	
	ローラー	$\phi 60.5$ mm，ウレタンラバー巻き 適用コア長：100～1000mm	

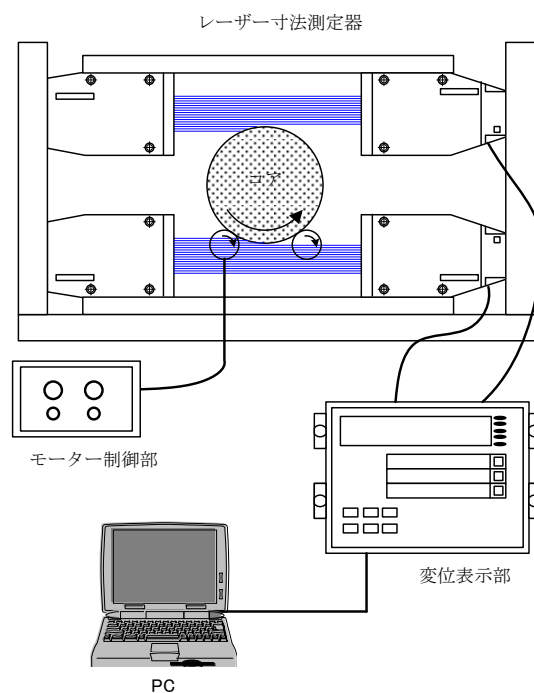


図 3.2.3-2 コア変形法の測定装置概要図（船戸・陳，2005）

### (3) 測定・解析方法

コア直径の測定は以下の手順で行った。

- ① 基線（方位基準線）上に 5cm 間隔で測定深度の目盛を記入する。測定深度は水圧  
破砕試験区間の 30cm，7 断面を原則とする。（図 3.3.3(a)参照）

- ② コアを回転台に置き、3分で360°回転するようにモーターの回転速度を調整する（サンプリングを1秒で行うため2°/sの回転速度に設定する）。
- ③ 測定位置をレーザー投射面に合わせ、モーターを駆動してコアを回転させる（回転方向はコアの上端から見て反時計回りとする）。
- ④ 1秒間隔（回転角2°ごと）でレーザー寸法測定器のコントローラーからの出力をPCに取り込む。
- ⑤ 基線が一回転して元の位置に戻ったら測定を終了する。
- ⑥ 次の測定位置にコアをずらし、③～⑤の手順を繰り返す

コア直径の測定例を図 3.3.3(b)に示す。横軸は基線からの方位角（時計回り）、縦軸は直径である。各断面の測定データを青の折れ線で表示し、同じ方位の直径の平均を白丸でプロットしている。応力解析には、方位角  $\theta$  とコア直径  $d$  の関係を最小二乗法で次式に回帰して平均直径  $d_{ave}$ 、直径の差  $\Delta d$  および最大直径  $d_1$  の方向  $\alpha$  を求めた。

$$d = d_{ave} + \Delta d \cdot \cos(2\theta - 2\alpha) \quad (9)$$

ここで、最大直径  $d_1$ 、最小直径  $d_2$  は次式で得ることができる。

$$d_1, d_2 = d_{ave} \pm \Delta d \quad (10)$$

したがって前掲の(8)式で主応力差を求めることができる。

$$S_H - S_h = (d_1 - d_2) / d_2 \cdot E / (1 + \nu) \quad (11)$$

$E$ ,  $\nu$  は一軸圧縮試験によって求めた。

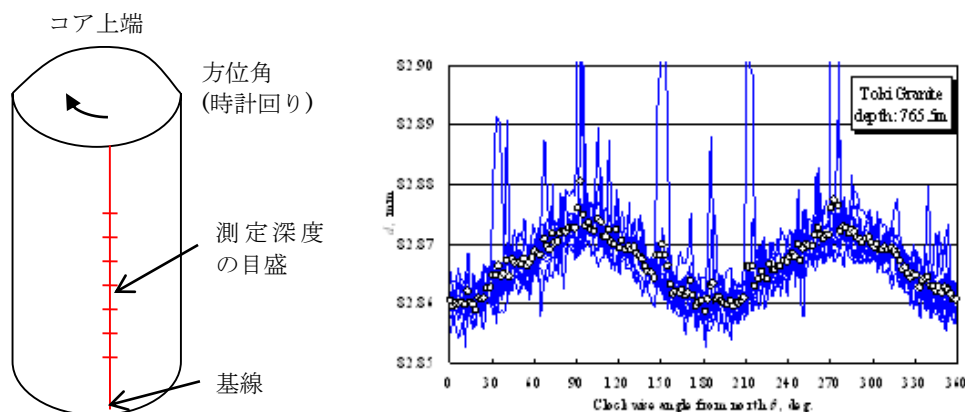


図 3.2.3-3 (a)測定試料の様子 (左図)、(b) コア直径の測定例 (右図) (船戸・陳, 2005)

### 3. 3. 参考文献

船戸明雄, 陳渠, 2005, ボーリングコアの変形を利用した地圧評価. 第 34 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集.

Yokoyama, T., Sakaguchi, K. and Ito, T., 2017, Re-opening and shut-in behaviors under a large ratio of principal stresses in a hydraulic fracturing test, *Procedia Engineering of ISRM European Rock Mechanics Symposium*, 191, 862-868.

Yokoyama, T. and Ogawa, K., 2016, New hydraulic fracturing system for in-situ stress measurement by using high stiffness mechanism, *Proceedings of 7th International Symposium on In-Situ Rock Stress*.

#### 4. 地殻応力測定結果

##### 4. 1. 水圧破碎試験箇所の選定

水圧破碎試験は浅野断層調査地点で実施した。同調査地点においては、平成 27 年度業務において 700m 鉛直孔 (AFD-1 孔) が掘削されており、地質は花崗岩や閃緑岩からなる。今回水圧破碎試験箇所を選定するため、既存掘削孔の AFD-1 孔のコア試料を再度詳細に観察した。その結果、図 4.1-1 に示す 5 箇所の破碎帯が確認され、概ね深度 100m 付近および 700m 付近に水圧破碎試験に適した良好な岩盤の存在することがわかったため、この 2 つの深度を水圧破碎試験区間とした。本業務では、水圧破碎試験用に深度 100m の AFD-4-W1 孔を新たに掘削し、深度 700m の試験用には AFD-1 孔を追加掘削した。

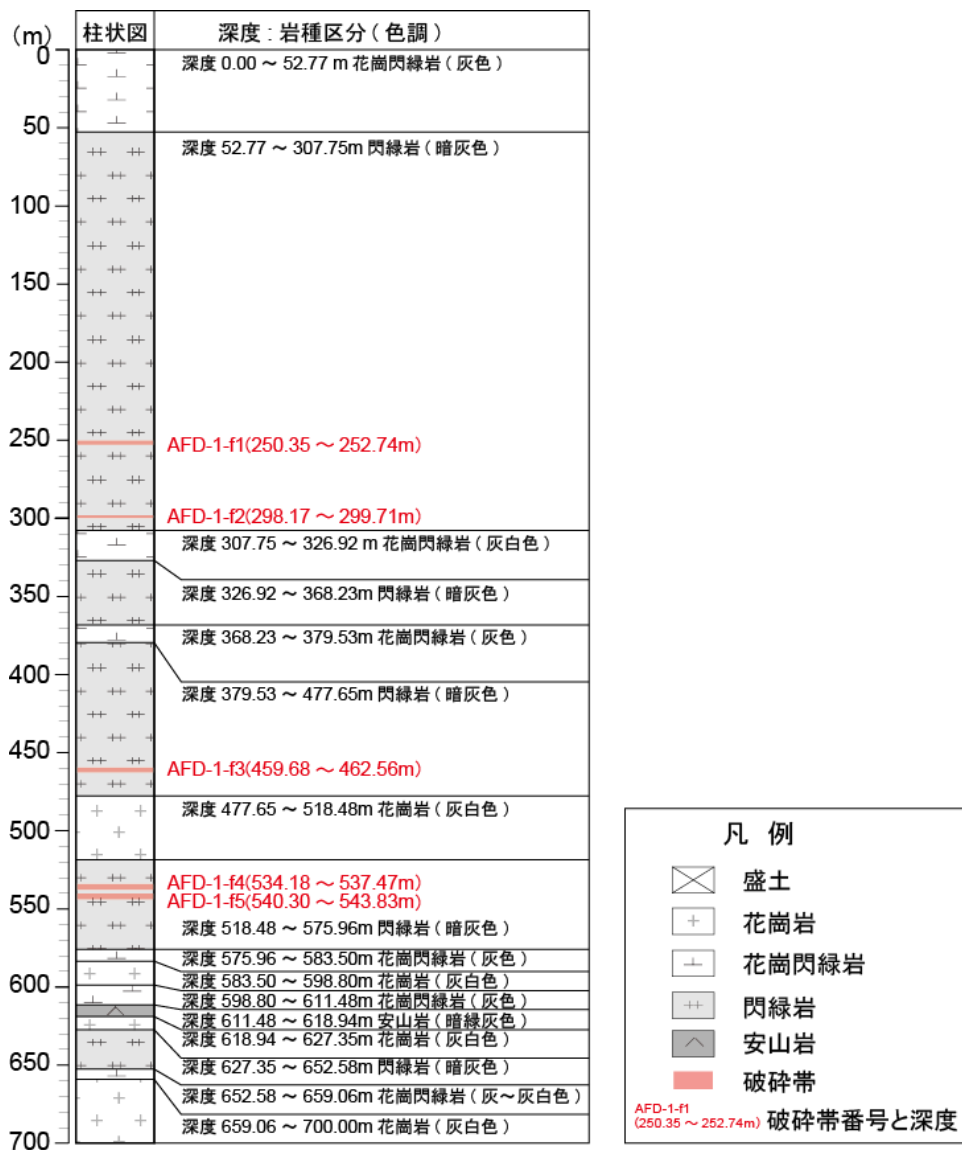


図 4.1-1 AFD-1 孔柱状図 (京都大学, 2017)

#### 4. 1. 1. AFD-4-W1 孔

AFD-4-W1 孔は AFD-1 孔の北方約 30m に位置し、深度 100m まで掘削された鉛直孔である。ボーリング深度のコア観察およびボアホールカメラ画像の観察を行い、既存き裂の少ない区間を確認した。

AFD-4-W1 孔では、水圧破碎試験の候補を 6 深度選定した。水圧破碎試験の候補となる区間を表 4.1.1-1 に、コア写真を図 4.1.1-1~4.1.1-6 に示す。なお、コアから見積もった深度と実際の深度には誤差があるため、試験位置の孔壁の型撮りを行った後レプリカを観察し、試験区間にき裂あるいは孔壁の乱れが認められない事を確認し、最終的な試験位置を決定した。

表 4.1.1-1 AFD-4-W1 孔 水圧破碎試験候補区間リスト

AFD-4-W1 孔			
No.	試験候補区間	中心深度	長さ
①	51.50 – 52.00 m	51.75 m	50 cm
②	54.50 – 55.00 m	54.80 m	50 cm
③	55.25 – 55.75 m	55.50 m	50 cm
④	60.00 – 60.50 m	60.20 m	50 cm
⑤	66.40 – 66.80 m	66.60 m	40 cm
⑥	69.40 – 69.80 m	69.63 m	40 cm



図 4.1.1-1 AFD-4-W1 孔 水圧破碎試験区間候補① (51.50 - 52.00 m)



図 4.1.1-2 AFD-4-W1 孔 水圧破碎試験区間候補② (54.50 - 55.00 m)



図 4.1.1-3 AFD-4-W1 孔 水圧破碎試験区間候補③ (55.25 - 55.75 m)



図 4.1.1-4 AFD-4-W1 孔 水圧破碎試験区間候補④ (60.00 - 60.50 m)



図 4.1.1-5 AFD-4-W1 孔 水圧破碎試験区間候補⑤ (66.40 - 66.80 m)



図 4.1.1-6 AFD-4-W1 孔 水圧破碎試験区間候補⑥ (69.40 - 69.80 m)

#### 4. 1. 2. AFD-1-W1 孔

AFD-1-W1 孔は 700m まで掘削した AFD-1 孔を掘増しし、深度 774m まで掘削された鉛直孔である。ボーリング深度のコア観察およびボアホールカメラ画像の観察を行い、既存き裂の少ない区間を確認した。

AFD-1-W1 孔では、水圧破碎試験の候補を 5 深度選定した。水圧破碎試験の候補となる区間を表 4.1.2-1 に、コア写真を図 4.1.2-1~4.1.2-5 に示す。なお、コアから見積もった深度と実際の深度は誤差があるため、試験位置の孔壁の型撮りを行った後、レプリカを観察し、試験区間にき裂あるいは孔壁の乱れが認められない事を確認し、最終的な試験位置を決定した。

表 4.1.2-1 AFD-1-W1 孔 水圧破碎試験候補区間リスト

AFD-1-W1 孔			
No.	試験候補区間	中心深度	長さ
①	724.90 – 725.85 m	725.40 m	95 cm
②	726.42 – 726.83 m	726.64 m	41 cm
③	768.73 – 769.88 m	769.44 m	115 cm
④	769.90 – 770.43 m	770.14 m	53 cm
⑤	773.26 – 773.66 m	773.38 m	40 cm





図 4.1.2-1 AFD-1-W1 孔 水圧破碎試験区間候補① (724.90 – 725.85 m)



図 4.1.2-2 AFD-1-W1 孔 水圧破碎試験区間候補② (726.42 – 726.83 m)



図 4.1.2-3 AFD-1-W1 孔 水圧破碎試験区間候補③ (768.73 – 769.88 m)



図 4.1.2-4 AFD-1-W1 孔 水圧破碎試験区間候補④ (769.90 – 770.43 m)



図 4.1.2-5 AFD-1-W1 孔 水圧破碎試験区間候補⑤ (773.26 – 773.66 m)

## 4. 2. 水圧破碎試験結果

### 4. 2. 1. AFD-4-W1 孔

AFD-4-W1 孔の水圧破碎試験結果を表 4.2.1-1 に示す。AFD-4-W1 孔では表 4.2.1-1 に示した 6 つの深度において水圧破碎試験を実施した。この測定孔では、水圧破碎後の型撮り試験で得られたき裂のレプリカに、いずれも人工的な縦き裂が確認されなかった。そのため、当地点での水平面内の最大地殻応力の方位を確認するため、型撮り用パッカーによる人工き裂の生成を試みた。試験を実施した 6 深度の内、地殻応力の方位が確認された箇所は以下の 2 箇所である。すなわち、試験区間②（深度-54.65m）で N108E および試験区間③（深度-55.50m）で N108E、E116E の人工的な縦き裂が確認された。

水圧破碎試験時の送水圧と送水レートの経時変化を図 4.2.1-1～図 4.2.1-4 に示す。試験区間⑤、⑥で得られた水圧破碎試験時の全経時変化をみると、水圧破碎時と再開口時での送水圧のピークが近いことから、最初の水圧破碎では既存の弱面が水圧により開口した可能性の高いことが推察される。図 4.2.1-2、図 4.2.1-4 に示した最初の水圧破碎過程での送水圧のピーク形状をみると、一般的に観察される孔壁に生じる人工的な縦き裂生成時における送水圧の急激な低下がほとんどないことから上記の既存の弱面の開口が生じたように思われる。この AFD-4-W1 孔では岩盤全体に弱面が多く、水圧破碎区間に選定した割れ目のない区間においても開口していない弱面が存在しており、水圧破碎による人工的な縦き裂の生成ができなかったものと考えられる。

水圧破碎試験後の型撮り試験で得られた人工き裂のレプリカを図 4.2.1-5 に示す。試験区間①での人工的な縦き裂は多くみられるが、パッカーの圧力が高すぎたため数条の縦き裂が生成し、最大主応力方位の推定は困難となった。一方、試験区間②、③では、ほぼ 180° の対面に 2 条の人工的な縦き裂が生じており、この縦き裂の方位が最大主応力を示しているものと考えられる。水圧破碎後のパッカー破碎による人工き裂のレプリカ（55.50m）を図 4.2.1-6 に示す。この型撮り用パッカーによるこれら人工縦き裂から求めた最大主応力の方位を図 4.2.1-7 に示す。得られた縦き裂は N64W-N72W の方位を示した。

表 4.2.1-1 AFD-4-W1 孔 水圧破碎試験結果一覧

実施月日	試験 区間	測定結果	主応力方位
2月21日	①	深度 51.75m、試験前型撮り、10MPa、15 分間、未回収	—
2月22日	①	深度 51.75m、試験前型撮り、回収、新規縦き裂確認	—
2月23日	②	深度 54.65m、試験前型撮り、3MPa、5 分間	—
	④	深度 60.30m、試験前型撮り、3MPa、5 分間	—
2月24日	②	深度 54.68m、水圧破碎試験、破碎圧力増加せず	—
		深度 54.80m、水圧破碎試験、破碎圧力増加せず	—
	③	深度 55.50m、試験前型撮り、2MPa、5 分間	—
	⑤	深度 66.45m、試験前型撮り、3MPa、5 分間	—
2月28日	⑤	深度 66.60m、水圧破碎試験、再開口試験 5 回測定	—
	③	深度 55.50m、水圧破碎試験、破碎圧力増加せず	—
		深度 55.60m、水圧破碎試験、破碎圧力増加せず	—
		深度 55.40m、水圧破碎試験、破碎圧力増加せず	—
	④	深度 60.20m、水圧破碎試験、破碎圧力増加せず	—
		深度 60.30m、水圧破碎試験、破碎圧力増加せず	—
		深度 60.40m、水圧破碎試験、破碎圧力増加せず	—
3月1日	⑤	深度 66.60m、試験後型撮り、3.4MPa、10 分間	—
	⑥	深度 69.70m、試験前型撮り、3MPa、10 分間	—
	⑤	深度 66.60m、試験後型撮り、6MPa、10 分間	—
3月2日	⑤	深度 66.45m、水圧破碎試験、新規破碎未確認	—
	⑥	深度 69.63m、水圧破碎試験、再開口試験 5 回測定、Pb 5MPa	—
		深度 69.70m、試験後型撮り、6MPa、10 分間	—
3月3日	③	深度 69.70m、試験後型撮り、10MPa、10 分間、縦き裂延伸	—
		深度 55.50m、試験後型撮り、10MPa、10 分間、新規縦き裂確認	N116E (N101E-N131E) N72W (N64W-N79W)
	⑤	深度 66.60m、試験後型撮り、10MPa、5 分間、縦き裂延伸	—
	②	深度 54.65m、試験後型撮り、9MPa、10 分間、新規縦き裂確認	N72W (N64W-N79W)

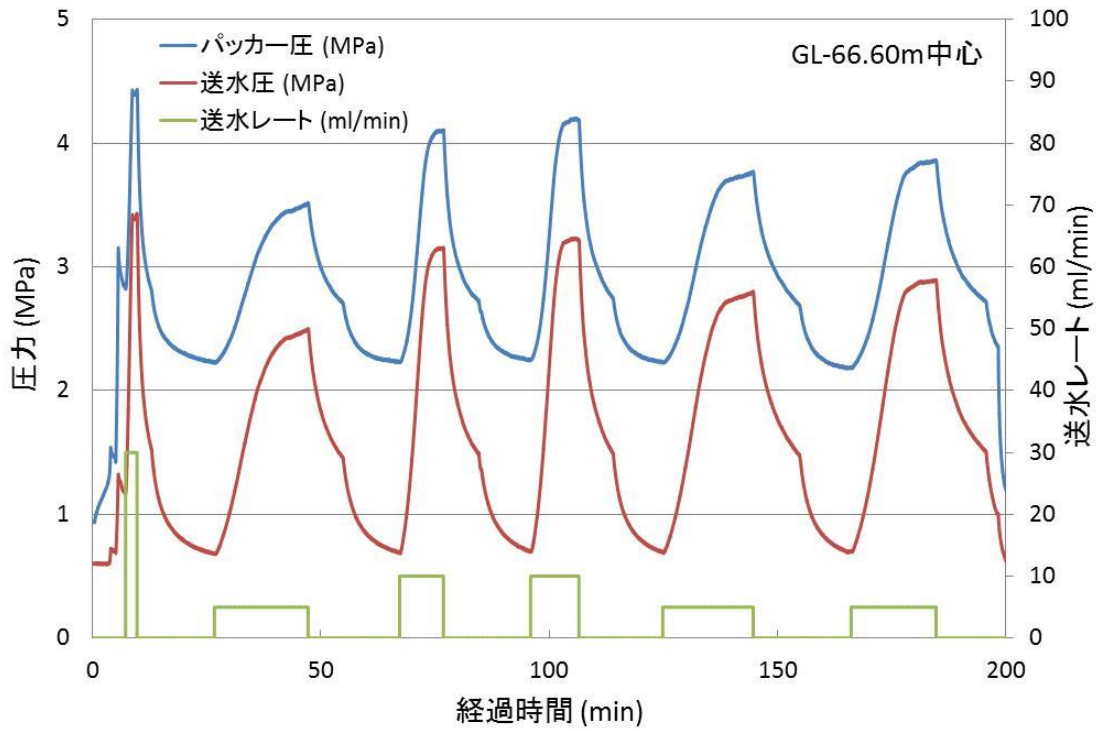


図 4.2.1-1 水圧破碎試験時のパッカー圧、送水圧、送水レートの経時変化  
(試験区間⑤ GL-66.60m 中心)

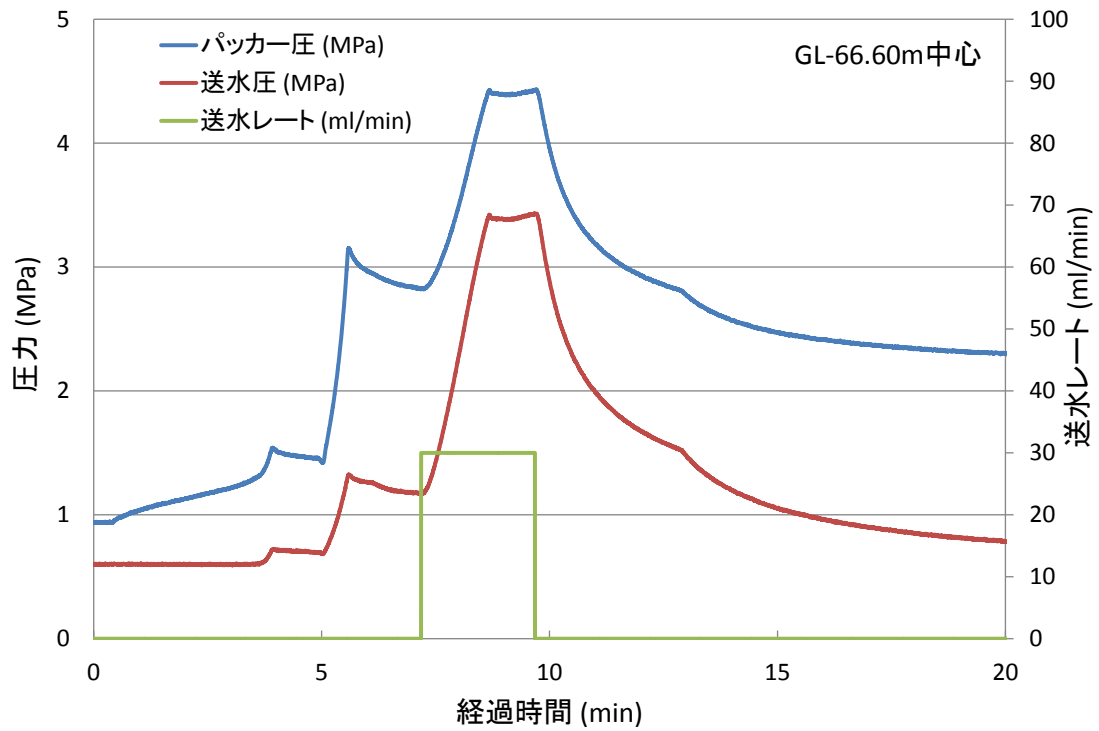


図 4.2.1-2 図 4.2.1-1 における最初の水圧破碎過程の拡大図

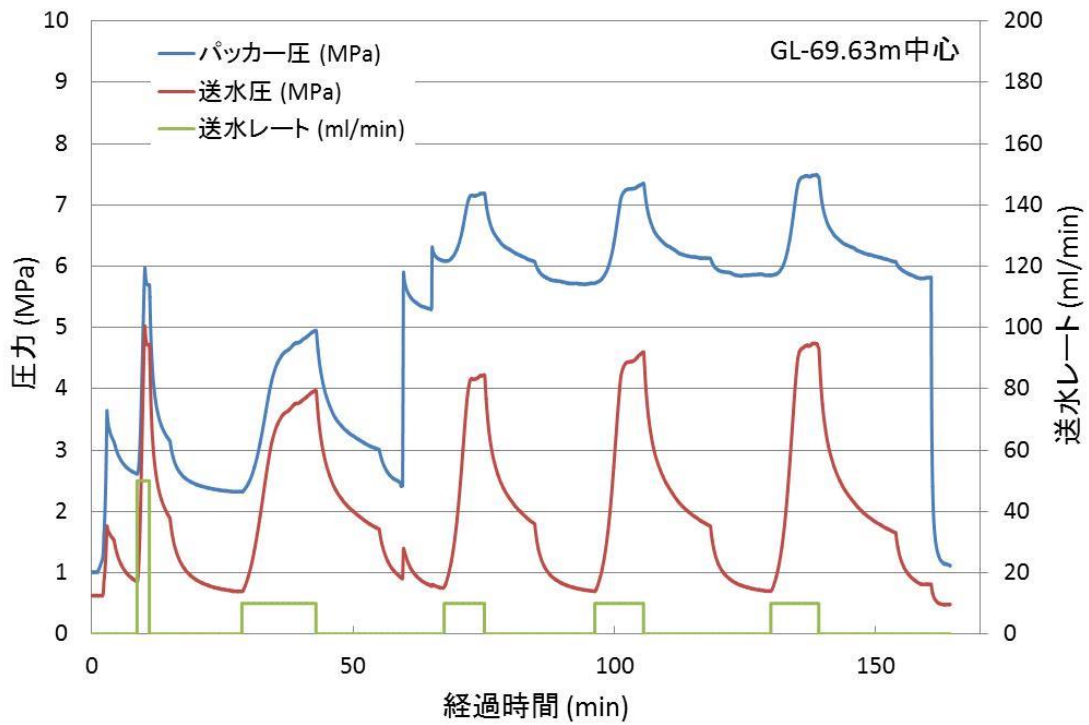


図 4.2.1-3 水圧破碎試験時のパッカー圧、送水圧、送水レートの経時変化  
(試験区間⑥ GL-69.63m 中心)

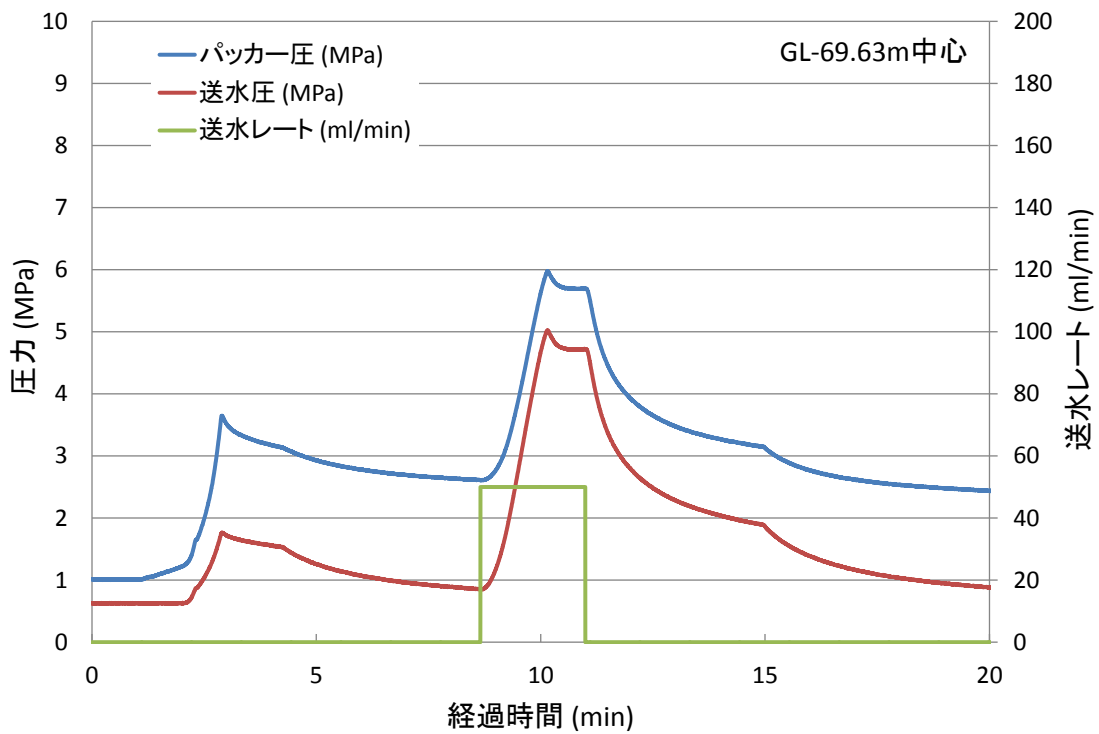


図 4.2.1-4 図 4.2.1-3 における最初の水圧破碎過程の拡大図

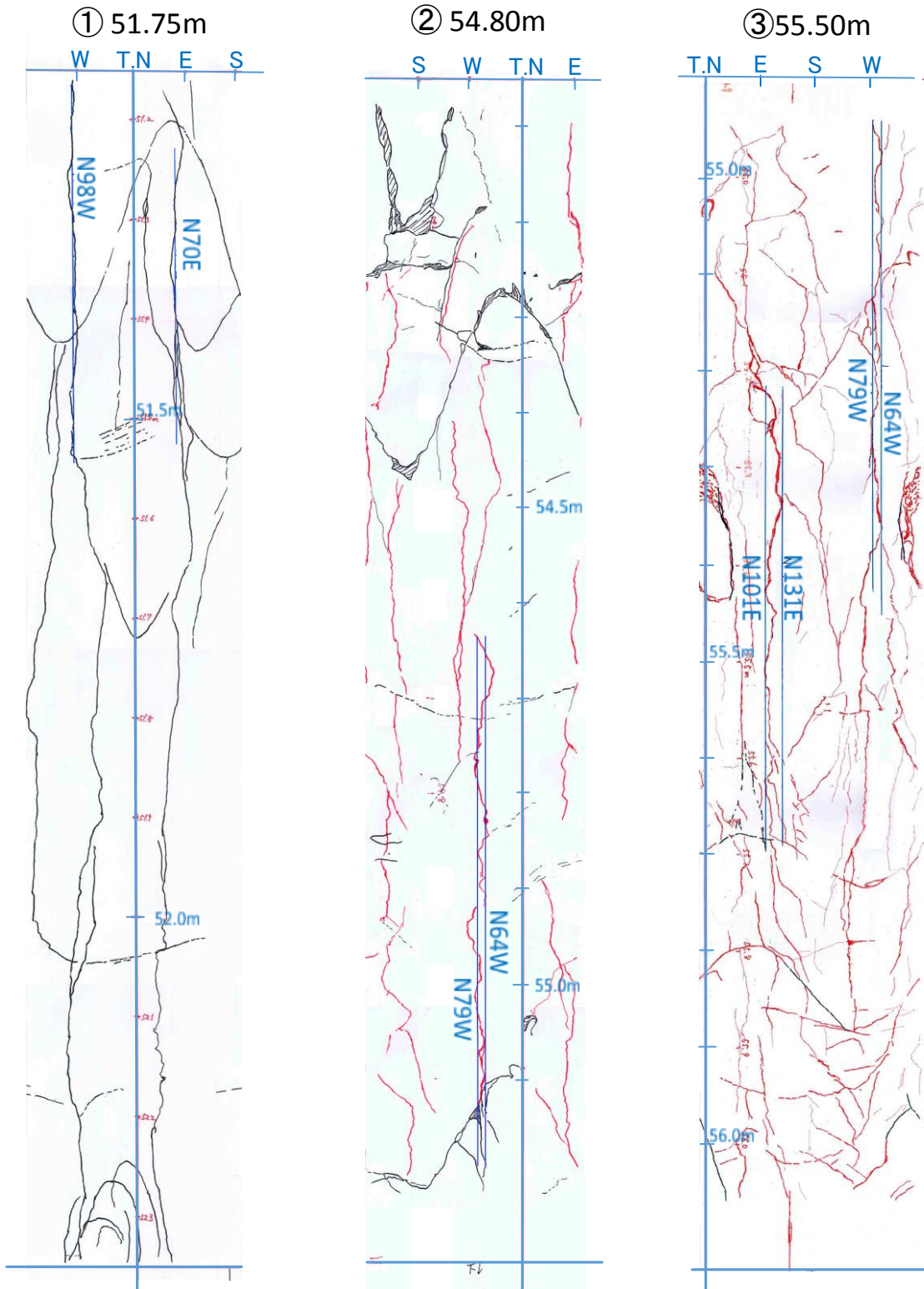
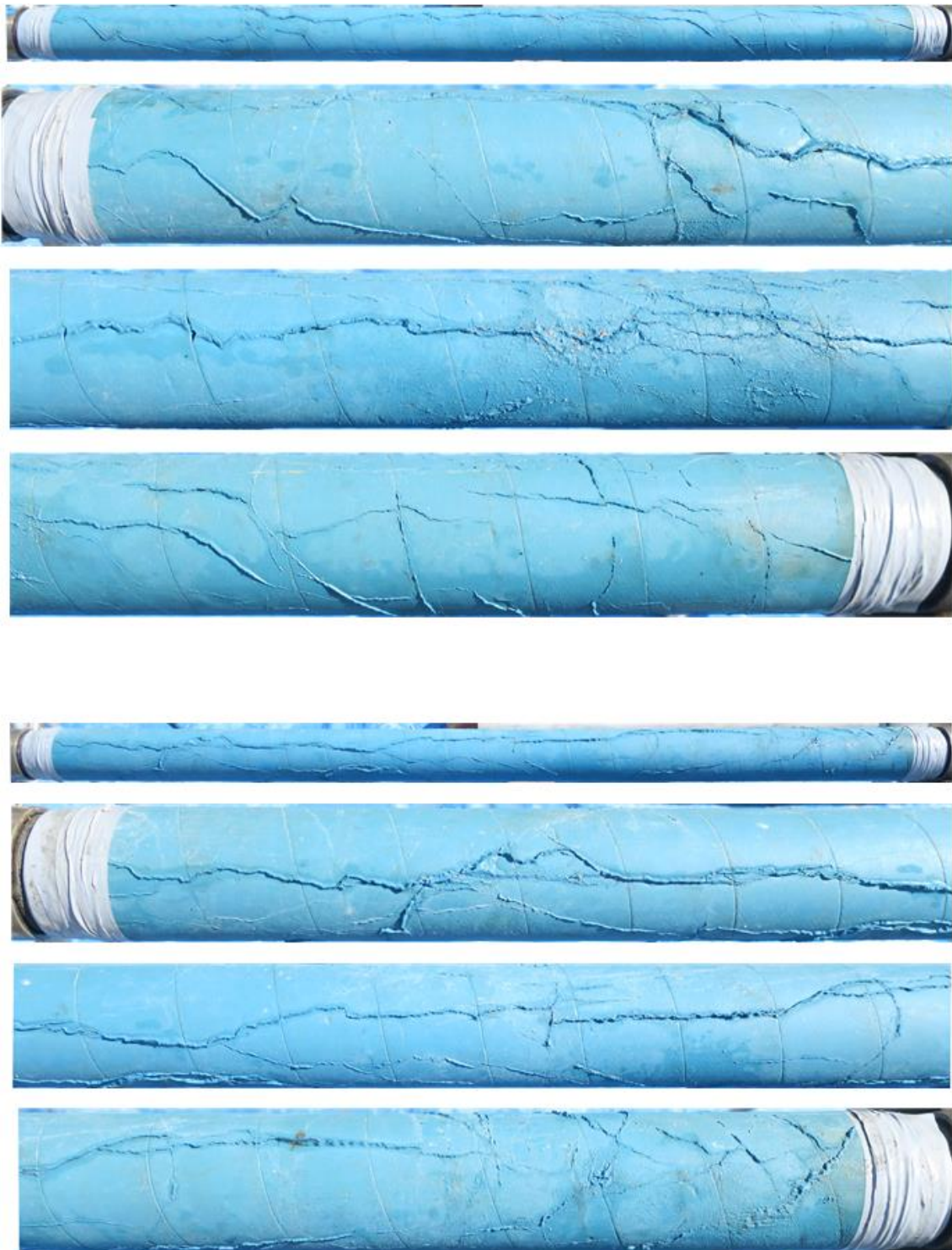


図 4.2.1-5 水圧破碎試験後の型撮り試験で得られた人工き裂のレプリカ  
 (レプリカのスケッチ線のうち、黒線は破碎前の自然き裂を、赤線は破碎  
 試験後の人工き裂を表す。また、青線は基準線と主応力方位を示す。)



4.2.1-6 水圧破碎後のパッカー破碎による人工き裂のレプリカ (55.50m)

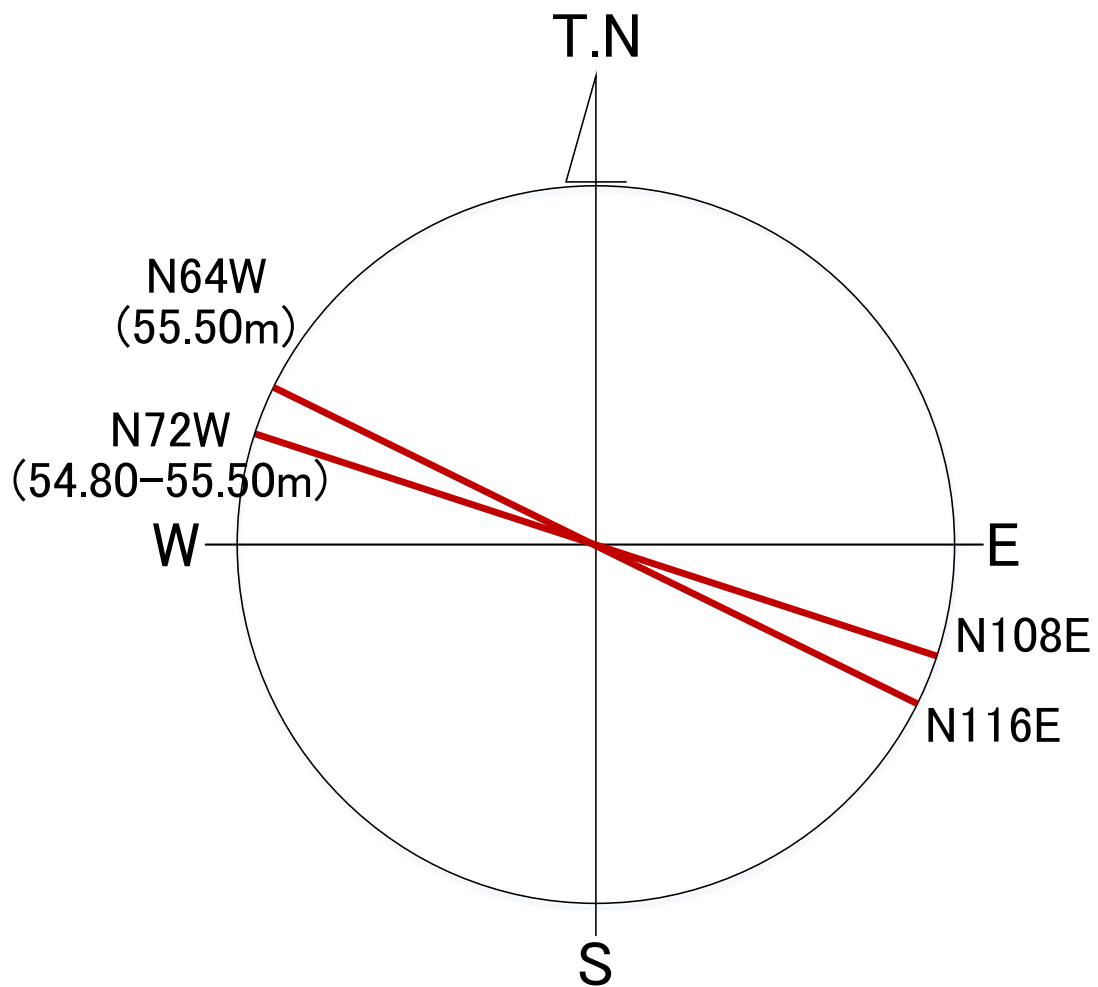


図 4.2.1-7 型撮り用パッカーで人工的に生成した縦き裂から求めた最大主応力の方位  
(AFD-4-W1 孔、100m 孔)



#### 4. 2. 2. AFD-1-W1 孔

AFD-1-W1 孔の水圧破碎試験結果を表 4.2.2-1 に示す。AFD-1-W1 孔では表 4.2.2-1 に示した 5 つの深度において水圧破碎試験を実施した。試験を実施した 5 深度の内、水圧破碎試験で破碎圧が確認でき、なおかつ再開口試験により人工き裂の再開口圧と閉口圧を読み取ることでできた試験箇所は、試験区間①（深度-725.40m）、試験区間②（深度-726.64m）、試験区間③（深度-769.44m）の 3 箇所であった。

水圧破碎試験時の送水圧と送水レートの経時変化を図 4.2.2-1～図 4.2.2-6 に示す。試験区間①、②で得られた水圧破碎試験時の全経時変化をみると、AFD-4-W1 孔での水圧破碎試験と同様に水圧破碎時と再開口時での送水圧のピークが近いことから、最初の水圧破碎では既存の弱面が水圧により開口した可能性の高いことが推察された。図 4.2.2-2、図 4.2.2-4 に示した最初の水圧破碎過程での送水圧のピーク形状をみると、一般的に観察される孔壁に生じる人工的な縦き裂生成時における送水圧の急激な低下がほとんどないことから上記の既存の弱面の開口が生じたように思われた。しかし、水圧破碎試験後の型撮りではいずれも縦き裂が確認されたため、水圧破碎試験で得られた縦き裂の再開口圧と閉口圧を読み取り応力解析を行った。試験区間①では水圧破碎時における典型的な送水圧の急激な低下が確認され、水圧破碎試験後の型撮りではいずれも縦き裂が確認されたため、水圧破碎試験で得られた縦き裂の再開口圧と閉口圧を読み取り応力解析を行った。

水圧破碎試験後の人工き裂の型撮り試験で得られたき裂のレプリカを図 4.2.2-7 に示す。試験区間①では、水圧破碎区間の下部に 15cm 程度の縦き裂が 1 条認められた。水圧破碎区間から上部に 3 条の縦き裂が認められたが、これらは不連続でありかつ水圧破碎区間からはずれているので棄却した。試験区間②では、水圧破碎区間の上部に 20cm 程度の縦き裂がほぼ 180° の対面方向に 2 条認められた。試験区間③では、水圧破碎区間の下部に 20cm 程度の縦き裂が 1 条認められた。

型撮り用パッカーによるこれら人工縦き裂から求めた最大主応力の方位を図 4.2.2-8 に示す。得られた縦き裂の方位は、それぞれ N109E、N40E～N53E、N159E であった。試験区間④（深度-770.14m）では送水圧の立ち上がりが確認されなかったが、水圧破碎試験後の型撮り試験で縦き裂が確認できたため参考までに割れ目の方位を読み取った。

各水圧破碎試験における再開口試験での送水圧の経時変化の例を図 4.2.2-9 に示す。再開口圧  $P_r$  と閉口圧  $P_s$  の読み取り位置は、ともに圧力の経時変化が直線からはずれるポイントとしているが、同図に示したように明瞭ではない。そのため、ここでは再開口圧は立ち上がり曲線の微係数の極値とし、閉口圧は Hayashi and Haimson (1991) の方法を用いた。図 4.2.2-10、図 4.2.2-11 にそれぞれの読み取り例を示す。

AFD-1-W1 孔での水圧破碎試験で得られた 3 つの深度における地殻応力の解析結果を表 4.2.2-1 に示す。

表 4.2.2-1 AFD-1-W1 孔 水圧破碎試験結果一覧

実施月日	試験 区間	測定結果	主応力方位
3月14日	④	深度 770.00m、試験前型撮り	—
3月15日	②	深度 726.60m、試験前型撮り	—
3月16日	⑤	深度 773.38m、試験前型撮り	—
3月19日	③	深度 769.44m、水圧破碎試験、 $S_H=12.5\text{MPa}$ 、 $S_h=9.4\text{MPa}$	—
	④	深度 770.14m、水圧破碎試験、 最大加圧 9.45MPa	—
	⑤	深度 773.38m、水圧破碎試験、 最大加圧 11.23MPa	—
3月20日	①	深度 725.40m、水圧破碎試験、 $S_H=19.8\text{MPa}$ 、 $S_h=12.3\text{MPa}$	—
	②	深度 726.64m、水圧破碎試験、 $S_H=26.0\text{MPa}$ 、 $S_h=15.9\text{MPa}$	—
3月21日	③	深度 769.44m、試験後型撮り、11MPa、20分間	N21W
	①	深度 725.40m、試験後型撮り、14MPa、30分間	N109E
	②	深度 726.64m、試験後型撮り、18MPa、20分間	N40E N233E
3月22日	④	深度 770.14m、試験後型撮り、15MPa、20分間	(N54E) ※1)
	⑤	深度 773.38m、試験後型撮り、11MPa、20分間、新 規縦き裂なし	—

※1)水圧破碎試験時に明瞭な破碎圧が確認されていないため、型撮りで得られた割れ目は参考とした。

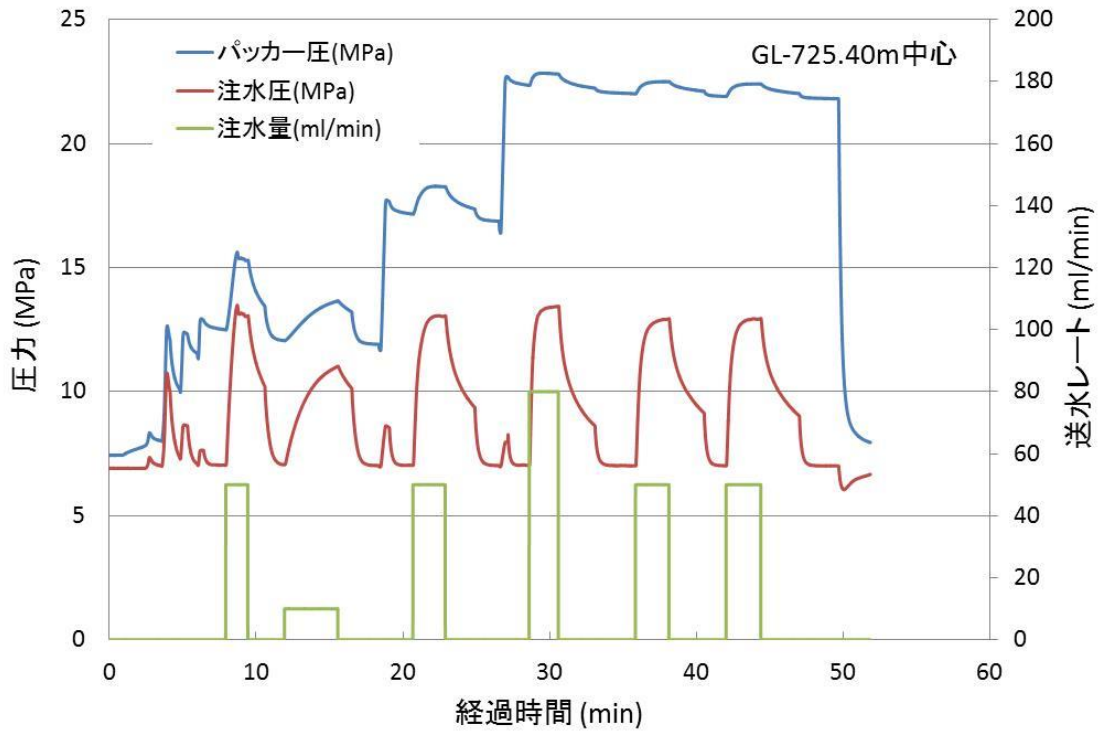


図 4.2.2-1 水圧破碎試験時のパッカー圧、送水圧、送水レートの経時変化  
(試験区間① GL-725.40m 中心)

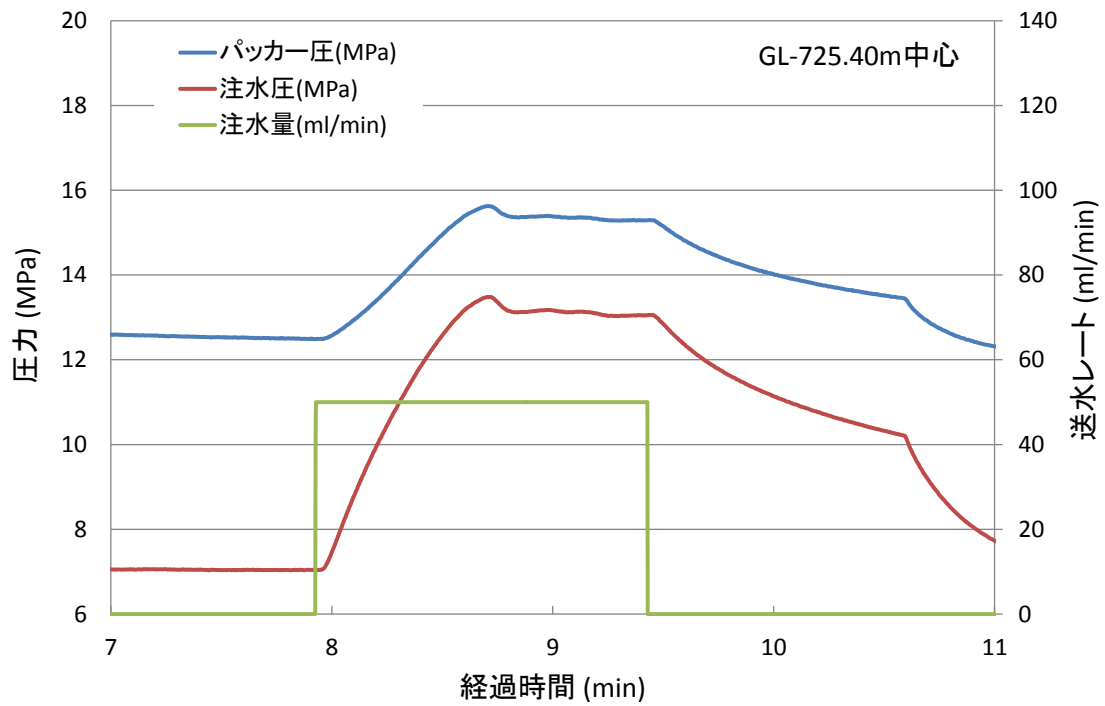


図 4.2.2-2 図 4.2.2-1 における最初の水圧破碎過程の拡大図

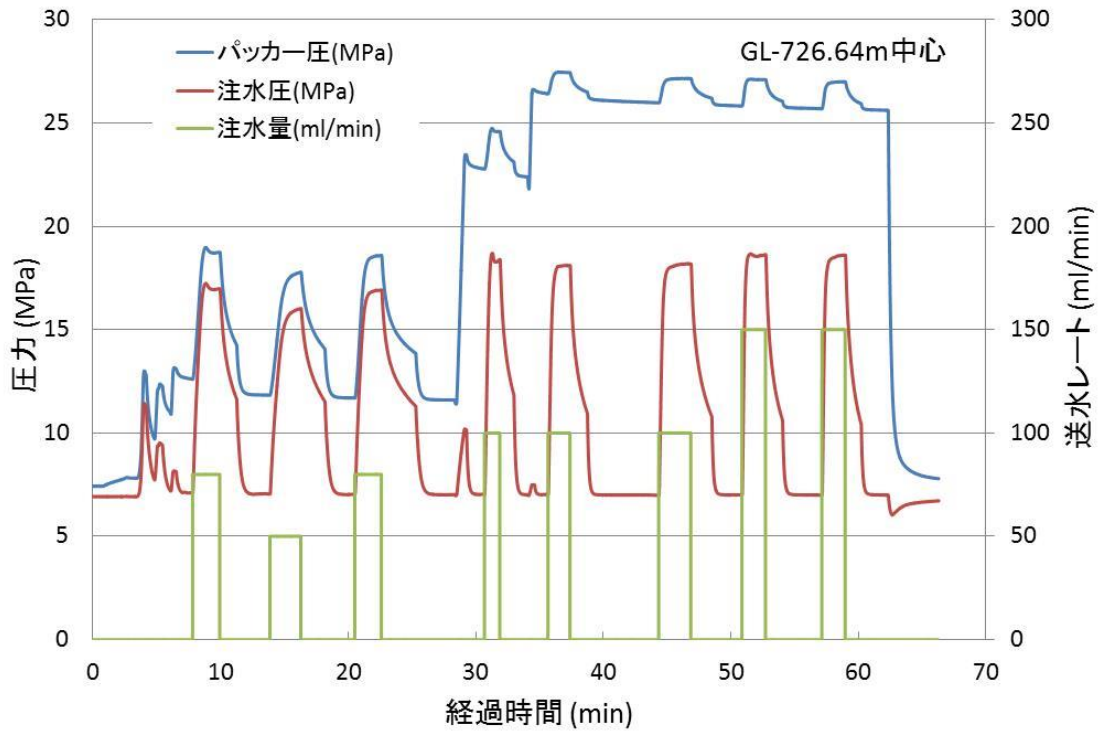


図 4.2.2-3 水圧破碎試験時のパッカー圧、送水圧、送水レートの経時変化  
(試験区間② GL-726.64m 中心)

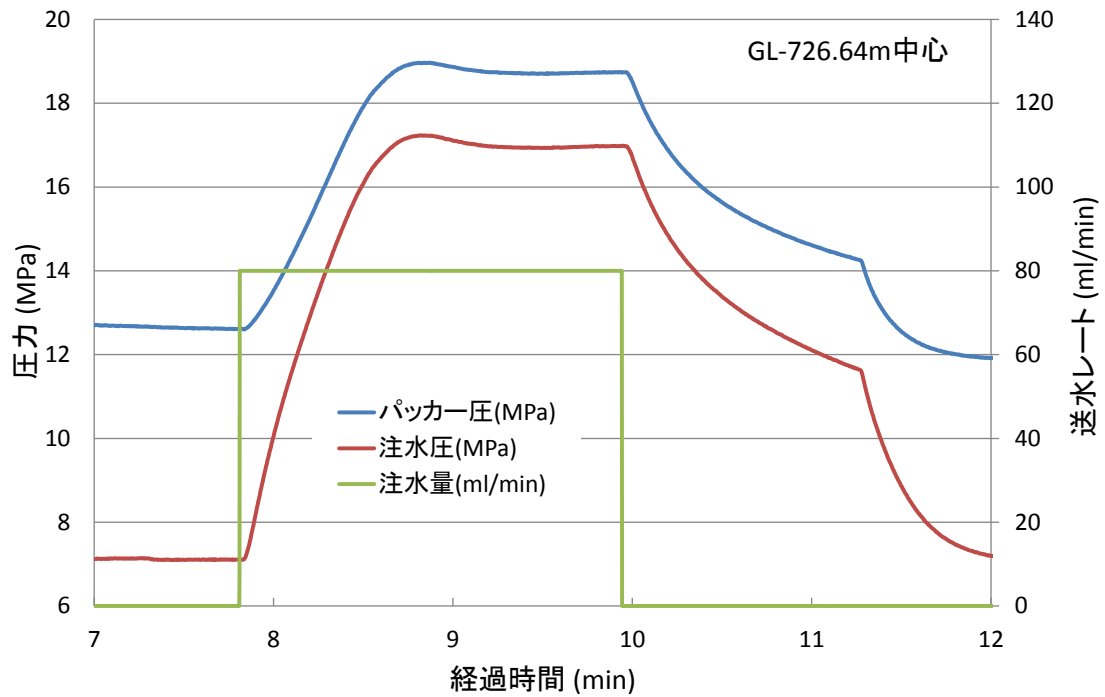


図 4.2.2-4 図 4.2.2-3 における最初の水圧破碎過程の拡大図

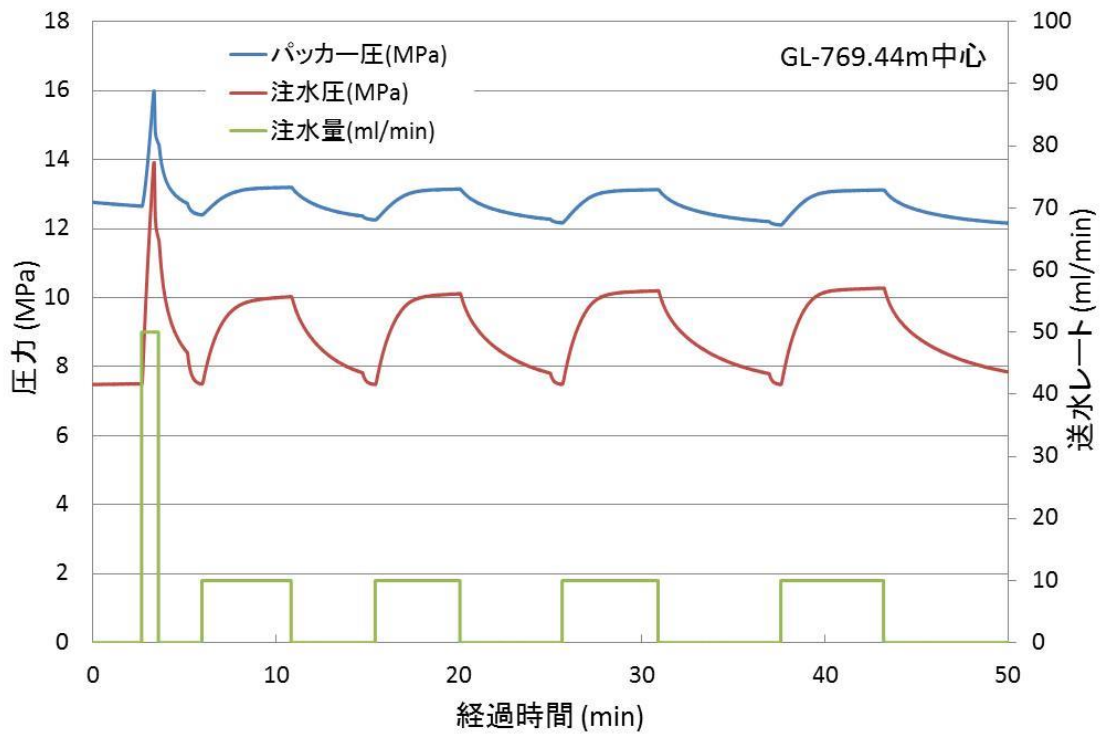


図 4.2.2-5 水圧破碎試験時のパッカー圧、送水圧、送水レートの経時変化  
(試験区間③ GL-769.44m 中心)

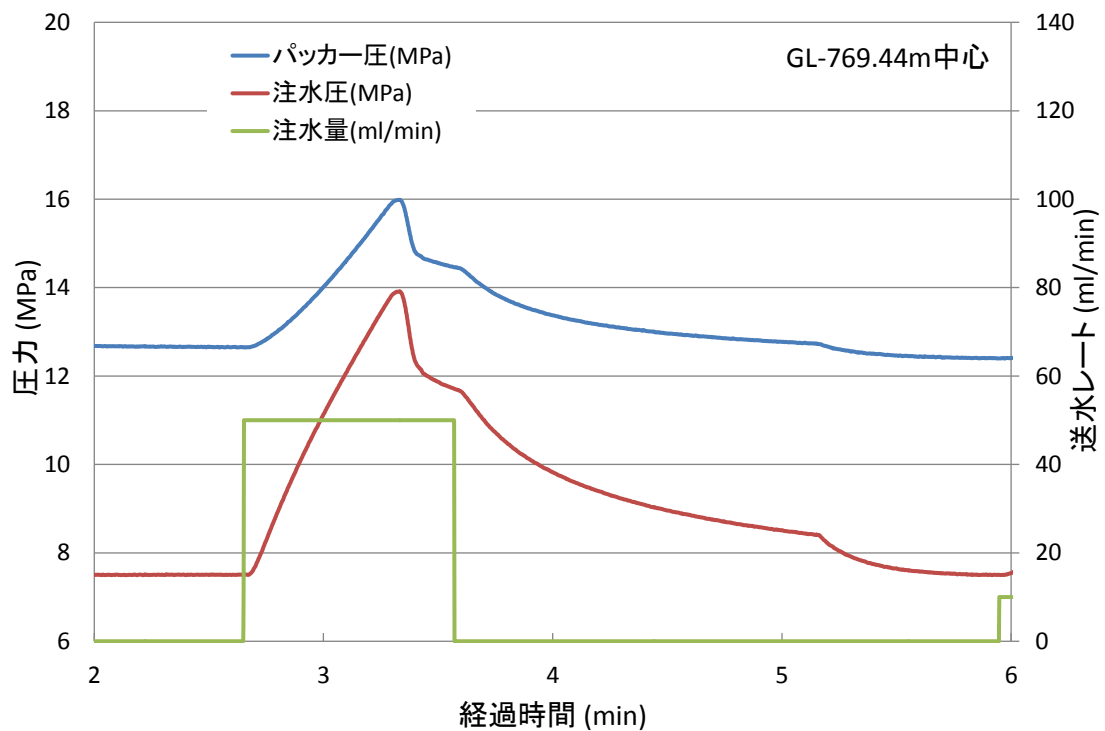


図 4.2.2-6 図 4.2.2-5 における最初の水圧破碎過程の拡大図

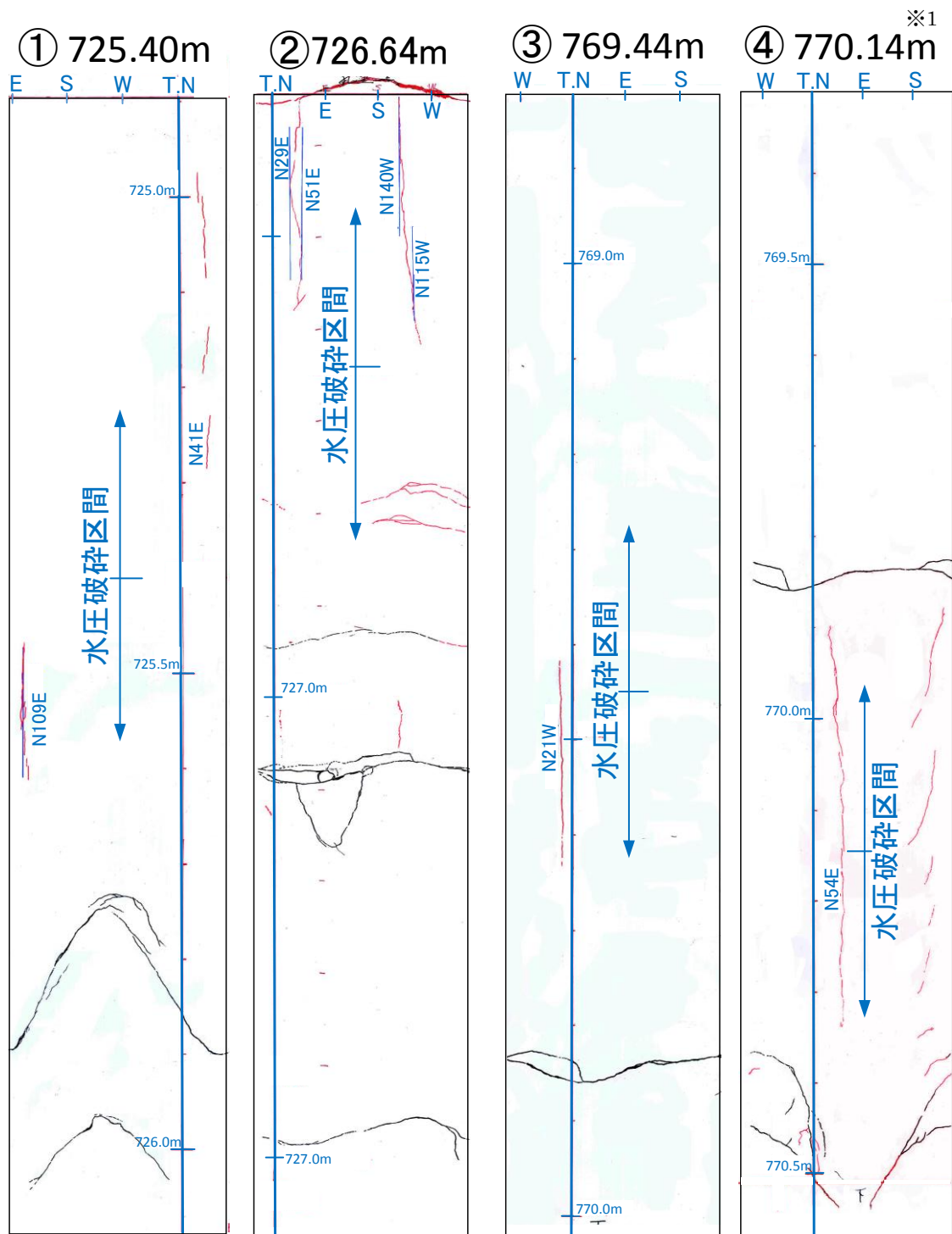


図 4.2.2-7 水圧破砕試験後の型撮り試験で得られたき裂のレプリカ

(レプリカのスケッチ線のうち、黒線は破砕前の自然き裂を、赤線は破砕試験後の人工き裂を表す。また、青線は基準線を示す。)

※1) ④770.14m は、水圧破砕試験時に明瞭な破砕圧が確認されていないため、型撮りで得られた割れ目は参考とした。

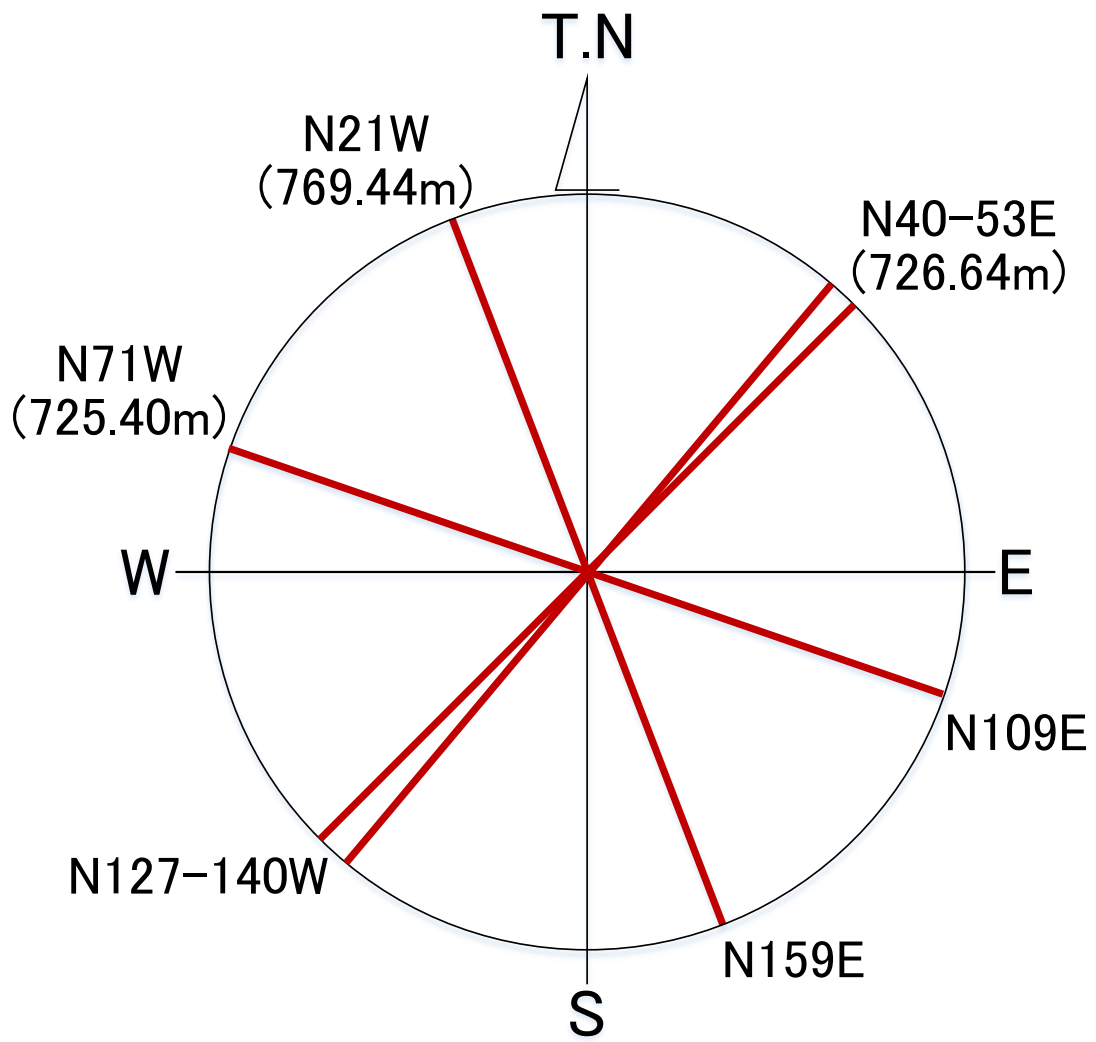


図 4.2.2-8 型撮り用パッカーで人工的に生成した縦き裂から求めた最大主応力の方位  
(AFD-1-W1 孔、800m 孔)

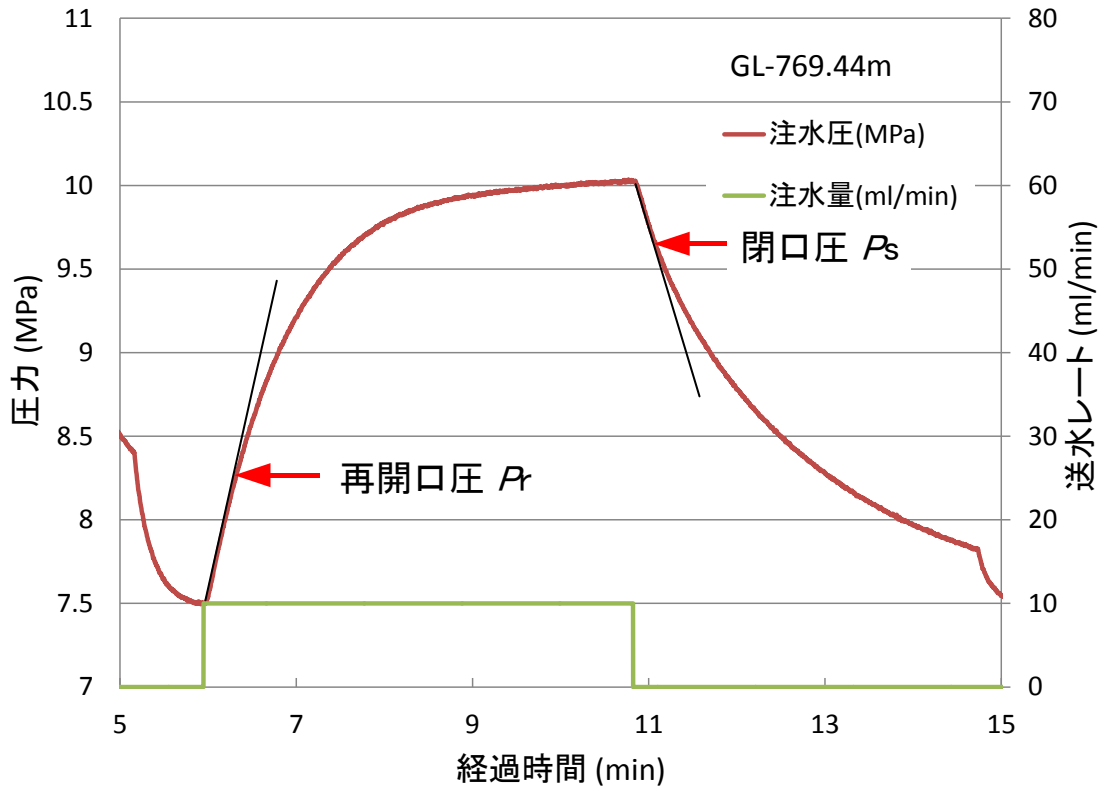


図 4.2.2-9 再開口試験における再開口圧  $P_r$  と閉口圧  $P_s$

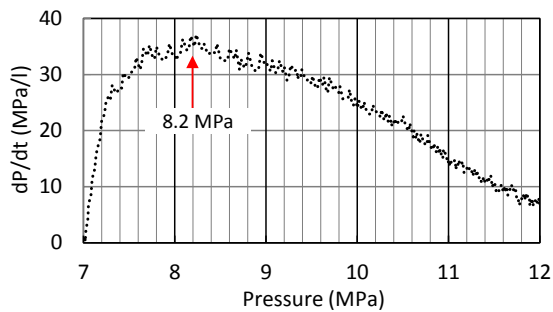


図 4.2.2-10 再開口圧  $P_r$  の読み取り例

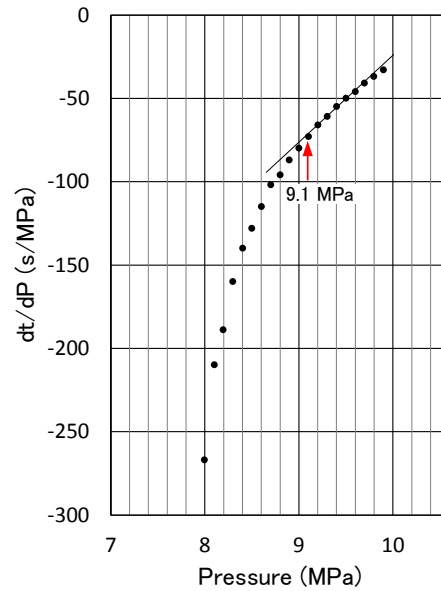


図 4.2.2-11 閉口圧  $P_s$  の読み取り例



表 4.2.2-2 水圧破碎試験で得られた地殻応力とその方位

Depth (m)	$P_b$ (MPa)	$P_s$ (MPa)	$P_r$ (MPa)	$P_p$ (MPa)	$S_h$ (MPa)	$S_H$ (MPa)	$\sigma_z$ (MPa)	Azimuth	$Q$ (ml/min)
725.40	13.5	-	7.5	6.9	-	-	18.7	N109E	10
		12.0	8.2		12.0	19.6			50
		11.8	8.4		11.8	18.6			80
		11.8	8.2		11.8	19.0			50
		12.0	8.2		12.0	19.6			50
		Average				11.9			19.2
726.64	17.2	14.7	8.1	6.9	14.7	27.9	18.7	N40E~ N53E	50
		14.6	8.2		14.6	27.4			80
		15.3	9.1		15.3	27.7			100
		15.0	9.0		15.0	27.0			100
		14.8	9.5		14.8	25.4			100
		14.8	10.2		14.8	24.0			150
		14.8	10.2		14.8	24.0			150
		Average				14.9			26.2
769.44	13.9	9.1	7.7	7.5	9.1	11.9	19.8	N159E	10
		9.0	7.7		9.0	11.6			10
		9.1	7.7		9.1	11.9			10
		9.1	7.7		9.1	11.9			10
		Average				9.1			11.8

- Depth : 測定深度  
 $P_b$  : 破碎圧  
 $P_s$  : き裂閉口圧  
 $P_r$  : き裂再開口圧  
 $P_p$  : 間隙水圧  
 $S_h$  : 最小主応力  
 $S_H$  : 最大主応力  
 $\sigma_z$  : 鉛直応力(被り深さと岩石密度から推定)  
Azimuth : 最大主応力の方位  
 $Q$  : 送水レート

#### 4. 3. 浅部および深部のコア試料採取結果

##### 4. 3. 1. AFD-4-W1 孔

水圧破碎試験を実施した深度を中心として、き裂の少ない試料を表 4.3.1-1 のとおり室内試験用に採取した。

表 4.3.1-1 AFD-4-W1 孔 コア試料採取リスト

AFD-4-W1 孔				
水圧破碎試験の実施区間		コア試料の採取内容		
No.	深度 (GL-)	試料 No.	深度 (GL-)	試料長
①	51.50 – 52.00 m	AFD-4-W1-S1-1	51.50 – 52.00 m	50 cm
②	54.50 – 55.00 m	AFD-4-W1-S2-1	54.47 – 54.70 m	23 cm
		AFD-4-W1-S2-2	54.70 – 54.88 m	18 cm
		AFD-4-W1-S2-3	54.88 – 55.00 m	12 cm
③	55.25 – 55.75 m	AFD-4-W1-S3-1	55.23 – 55.47 m	24 cm
④	60.00 – 60.50 m	AFD-4-W1-S4-1	60.12 – 60.55 m	43 cm
⑤	66.40 – 66.80 m	AFD-4-W1-S5-1	66.16 – 66.51 m	35 cm
		AFD-4-W1-S5-2	66.51 – 66.74 m	23 cm
		AFD-4-W1-S5-3	66.74 – 66.95 m	21 cm
⑥	69.40 – 69.80 m	AFD-4-W1-S6-1	69.54 – 69.73 m	19 cm

##### 4. 3. 2. AFD-1-W1 孔

水圧破碎試験を実施した深度を中心として、き裂の少ない試料を表 4.3.2-1 のとおり室内試験用に採取した。

表 4.3.2-1 AFD-1-W1 孔 コア試料採取リスト

AFD-1-W1 孔			
水圧破碎試験の実施区間		コア試料の採取内容	
No.	深度 (GL-)	試料 No.	採取深度 (GL-)
①	724.90 – 725.85 m	AFD-1-W1-S1	725.00 – 725.90 m
②	726.42 – 726.83 m	AFD-1-W1-S2	726.40 – 726.85 m
③	768.73 – 769.88 m	AFD-1-W1-S3	769.13 – 769.88 m
④	769.90 – 770.43 m	AFD-1-W1-S4	770.00 – 770.50 m
⑤	773.26 – 773.66 m	AFD-1-W1-S5	773.24 – 773.69 m

#### 4. 4. コア変形法による地殻応力測定結果

##### 4. 4. 1. AFD-4-W1 孔

表 4.4.1-1 に AFD-4-W1 孔で得られた岩石試料を用いたコア変形法による地殻応力測定結果を示す。測定結果の一覧表を表 4.4.1-1 に、採用された測定結果を図 4.4.1-1 に、これらの方位を図 4.4.1-2 に示す。

表 4.4.1-1 コア変形法による応力測定結果\_AFD-4-W1 孔

No.	ボーリング 孔番号	試料 No.	深度 m	測定深度 m	測定 間隔 cm	測定 断面 数	最小 直径 $d_2$ mm	最小直径と 最大直径 の差 $\Delta d$ mm	最大 主応力 方向 $a$ °	評価 <sup>※1</sup>
1	AFD-4-W1	AFD-4-W1-S1-1	51.50 ~ 52.00	51.68 ~ 51.94	2	8	54.770	0.0032	181	×
2		AFD-4-W1-S2-1	54.47 ~ 54.70	54.56 ~ 54.65	1	10	54.654	0.0129	151	○
3		AFD-4-W1-S2-2	54.70 ~ 54.88	54.75 ~ 54.85	1	10	54.684	0.0464	147	○
4		AFD-4-W1-S2-3	54.88 ~ 55.00	54.940 ~ 54.955	0.5	4	54.705	0.0319	123	○
5		AFD-4-W1-S3-1	55.23 ~ 55.47	55.30 ~ 55.41	1	11	54.715	0.0080	33	×
6		AFD-4-W1-S4-1	60.12 ~ 60.55	60.22 ~ 60.44	2	11	54.739	0.0113	136	○
7		AFD-4-W1-S5-1	66.16 ~ 66.51	66.29 ~ 66.41	1	13	54.704	0.0032	63	×
8		AFD-4-W1-S5-2	66.51 ~ 66.74	66.59 ~ 66.69	1	11	54.750	0.0035	76	×
9		AFD-4-W1-S5-3	66.74 ~ 66.95	66.81 ~ 66.89	1	9	54.715	0.0050	38	×
10		AFD-4-W1-S6-1	69.54 ~ 69.73	69.59 ~ 69.66	1	8	54.780	0.0019	111	×

※1 ○：弾性変形と考えられるコアの変形が認められる。

×：コアの変形量が小さく、変形モードが弾性変形から外れる。

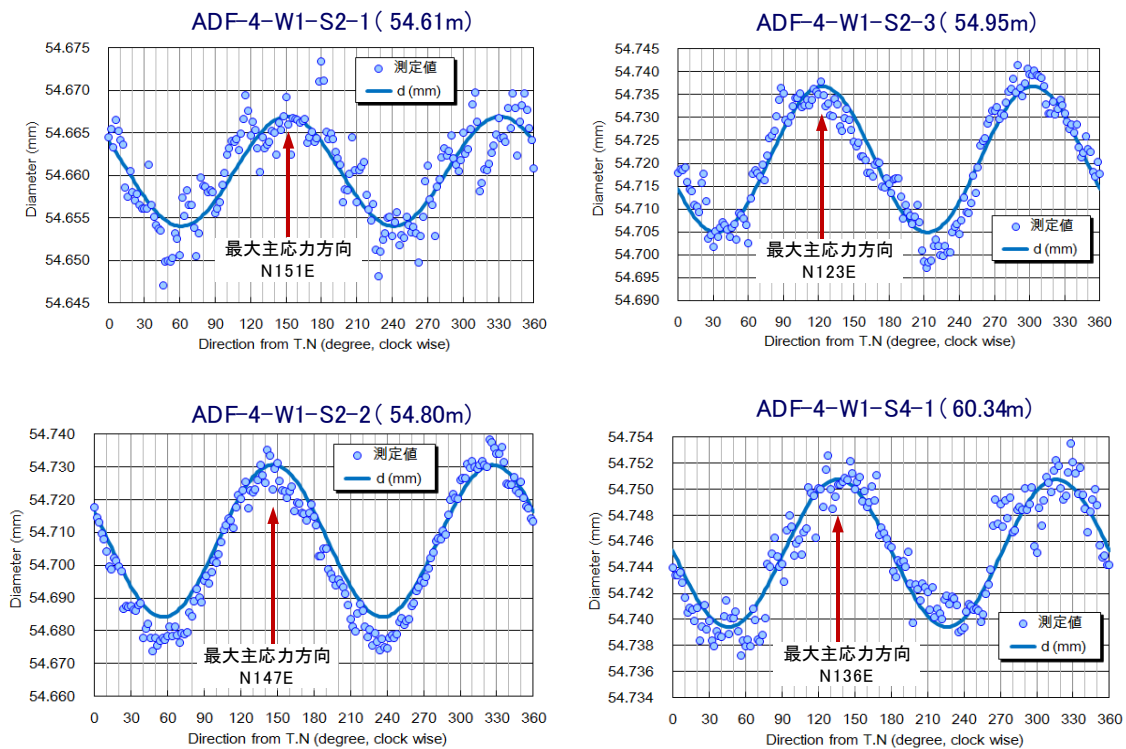


図 4.4.1-1 採用されたコア変形法測定結果 (AFD-4-W1 孔、100m 孔)

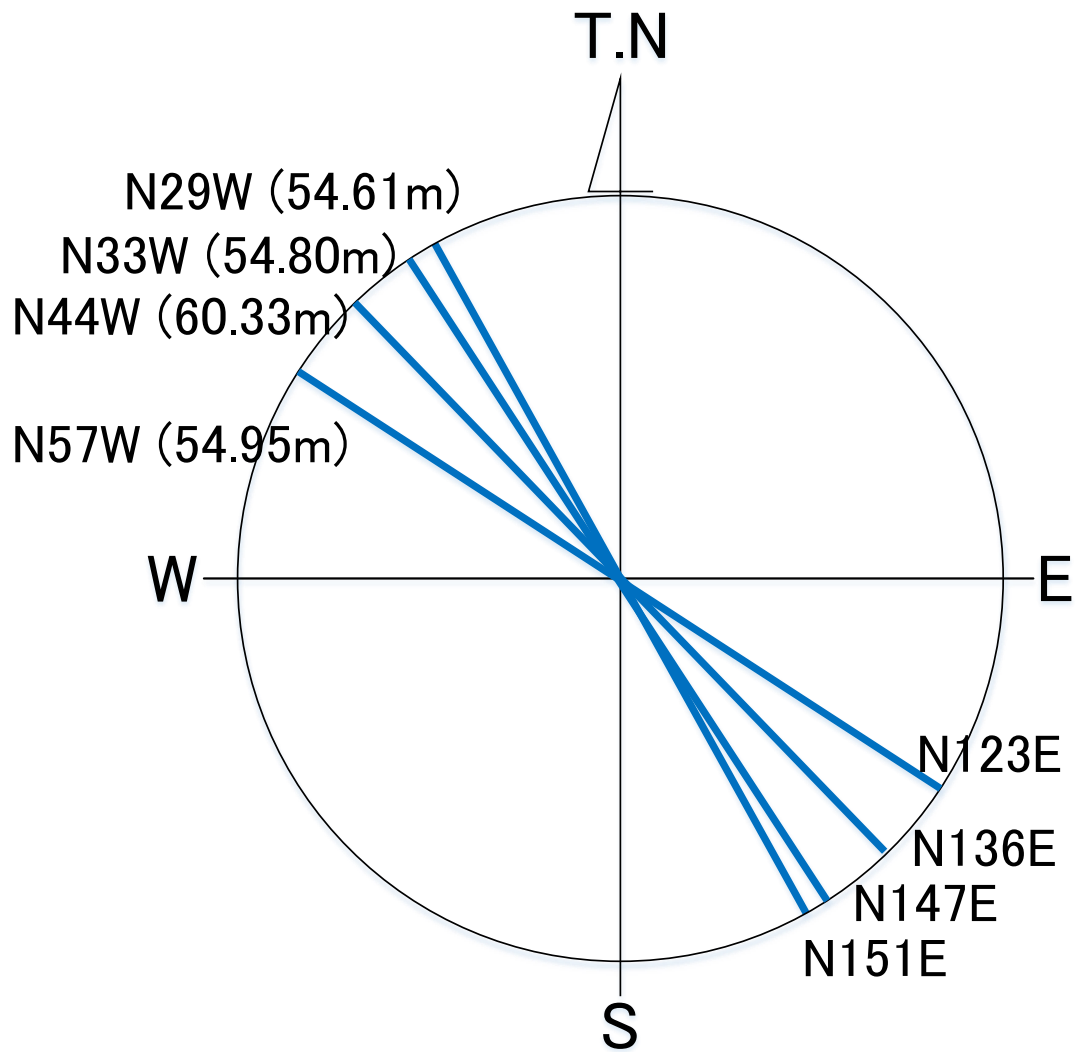


図 4.4.1-2 コア変形法で得られた地殻応力の最大主応力の方位  
(AFD-4-W1 孔、100m 孔)

#### 4. 4. 2. AFD-1-W1孔

表 4.4.2-1 に AFD-1-W1 孔で得られた岩石試料を用いたコア変形法による地殻応力測定結果を示す。測定結果の一覧表を表 4.4.2-1 に、採用された測定結果を図 4.4.2-1 に、これらの方位を図 4.4.2-2 に示す。

表 4.4.2-1 コア変形法による応力測定結果\_AFD-1-W1 孔

No.	ボーリング 孔番号	試料 No.	深度 m	測定深度 m	測定 間隔 cm	測定 断面 数	最小 直径 $d_2$ mm	最小直径と 最大直径 の差 $\Delta d$ mm	最大 主応力 方向 $\alpha$ °	評価 <sup>※1</sup>
1	AFD-1-W1	AFD-1-W1-S1	725.10 ~ 725.40	725.19 ~ 725.32	1	14	47.041	0.0310	159	○
2		AFD-1-W1-S2	726.40 ~ 726.85	726.50 ~ 726.69	1	6	47.144	0.0237	35	×
3		AFD-1-W1-S3	769.24 ~ 769.54	769.34 ~ 769.47	1	14	47.429	0.0113	80	○
4		AFD-1-W1-S4	770.05 ~ 770.35	770.15 ~ 770.27	1	13	47.361	0.0163	99	○
5		AFD-1-W1-S5	773.24 ~ 773.69	773.33 ~ 773.43	1	11	47.391	0.0081	62	○

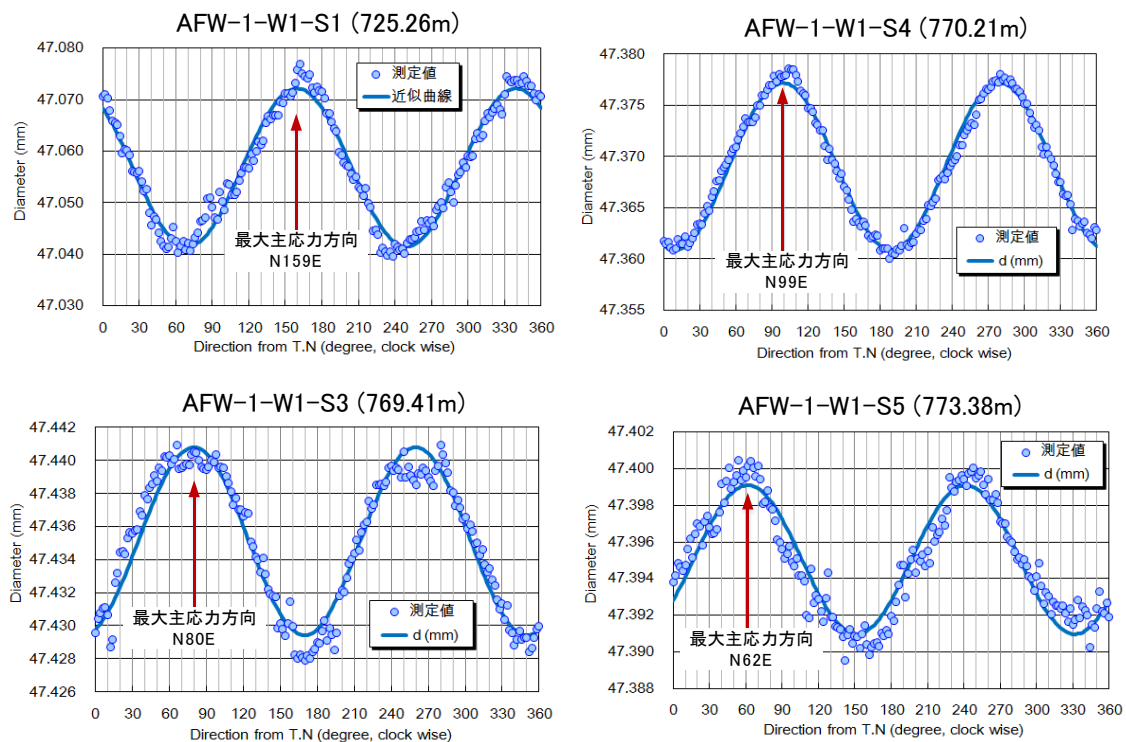


図 4.4.2-1 採用されたコア変形法測定結果 (AFD-1-W1 孔、800m 孔)

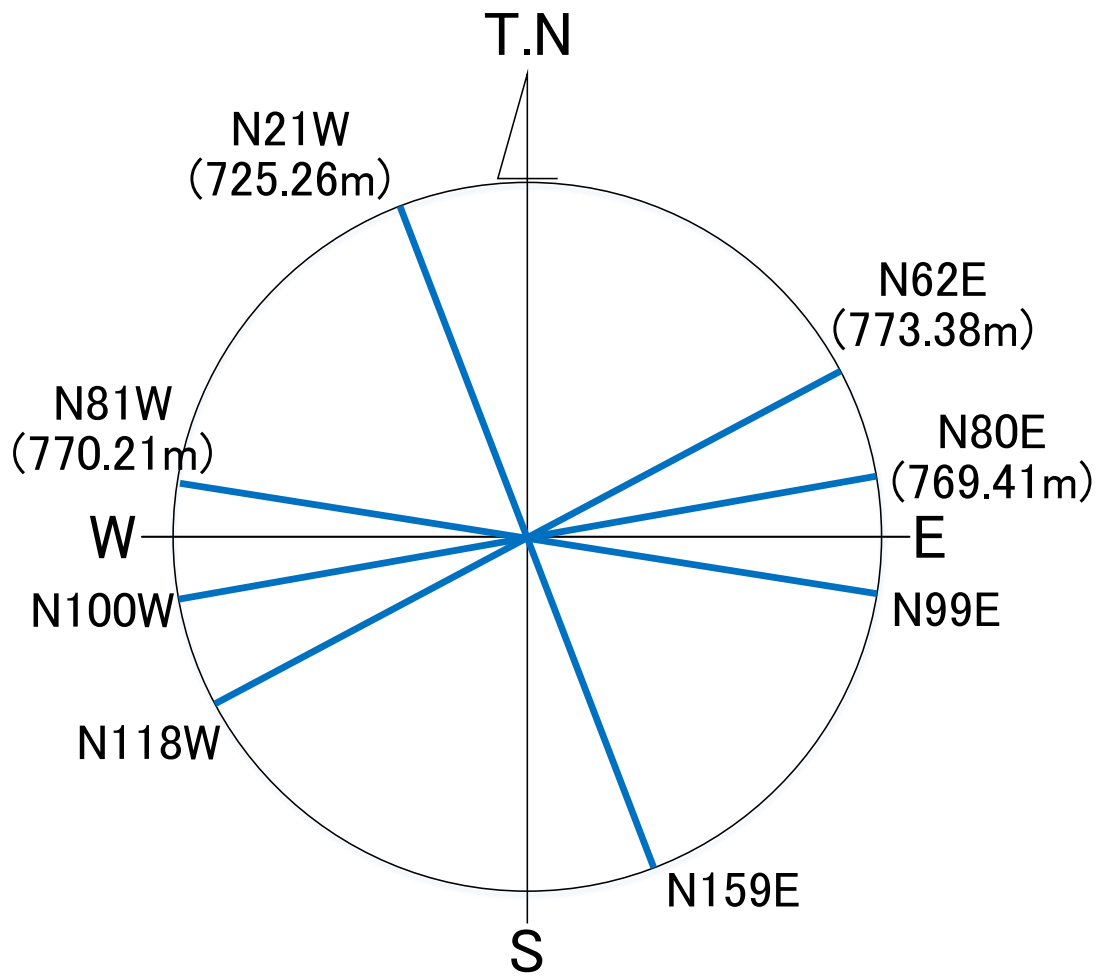


図 4.4.2-2 コア変形法で得られた地殻応力の最大主応力の方位  
(AFD-4-W1 孔、800m 孔)

#### 4. 5. 考察

今回実施した野島断層周辺の地殻応力測定結果を表 4.5.2 と図 4.5.1 に示す。また、主応力の方位分布について浅部（100m 孔）と深部（800m 孔）に分けてそれぞれ図 4.5.2 と図 4.5.3 に示す。水圧破砕法による測定結果は、浅部では主応力方位のみが 2 深度で計測され、深部では主応力の大きさと方位が 3 深度で計測された。また、コア変形法による測定結果は、浅部、深部ともに 4 深度で主応力の方位が計測された。

浅部では図 4.5.2 に示したように、主応力の方位は水圧破砕法で NWW-SEE 系、コア変形法で NW-SE 系が卓越している。これらの方位は、図 1.3.1 に示した浅野断層の走向にほぼ直行する方向である。一方、深部では浅部では図 4.5.3 に示したように、主応力の方位は水圧破砕法、コア変形法ともに全方位に分散している。応力の大きさが評価できた水圧破砕法では、725m～726m 付近で得られた最大主応力は被り圧の 1.0～1.4 倍程度となっているが、769m 付近での最大主応力は被り圧の 0.6 倍程度とかなり小さい値が得られた。

1995 年の兵庫県南部地震前の地殻応力状態は明らかではないが、田中（1994）によると、神戸市北方約 25km にある平木鉾山での 1978 年から 1993 年まで 5 回の地殻応力測定結果では、平均応力に対するせん断応力の比  $((S_H - S_h)/(S_H + S_h))$  が直線的に増加しており、1993 年ではこの値が 0.5 を超えている。一方、今回水圧破砕法で得られた主応力から求められるせん断応力比を求めると表 4.5.1 のようになる。これらのせん断応力比は 0.13～0.27 の値となっており、兵庫県南部地震前の値に比べるとほぼ半分以下である。

表 4.5.1 深部の水圧破砕法による主応力とせん断応力比

Depth (m)	S <sub>H</sub> (MPa)	S <sub>h</sub> (MPa)	σ <sub>z</sub> (MPa)	せん断 応力比※
725.40	19.2	11.9	18.7	0.23
726.64	26.2	14.9	18.7	0.27
769.44	11.8	9.1	19.8	0.13

※： $(S_H - S_h)/(S_H + S_h)$

今回測定された野島断層周辺での深部の応力状態は、主応力の方位と応力値においてばらつきが大きい。この原因としては、兵庫県南部地震の繰り返し周期を仮に 1,000 年程度と仮定すると現在はまだ地震直後に近い応力状態である可能性が高く、地震により断層周辺の地殻応力の大きさが大きく低下していることが考えられる。このような、地震後の応力降下により、断層周辺の局所的な応力状態は割れ目などの岩盤の不均質性に起因する応力状態のばらつきが生じているものと推察される。

表 4.5.2 野島断層周辺の地殻応力測定結果一覧（全測定結果）

測定種別	Depth (m)	SH (MPa)	Sh (MPa)	$\sigma_z$ (MPa)	K-value	Azimuth
水圧	55.15					108
	55.50					116
破砕法	725.40	19.2	11.9	18.7	1.03	109
	726.64	26.2	14.9	18.7	1.40	47
	769.44	11.8	9.1	19.8	0.60	159
コア変形法	54.61					151
	54.80					147
	54.95					123
	60.33					136
	725.26					159
	769.41					80
	770.21					99
	773.38					62

$\sigma_z$ : 岩盤の密度を2.62g/cm<sup>3</sup>として推定

K-value:  $\sigma_{Hmax} / \sigma_z$

Azimuth: T.N(真北)から時計回りの角度(degree)

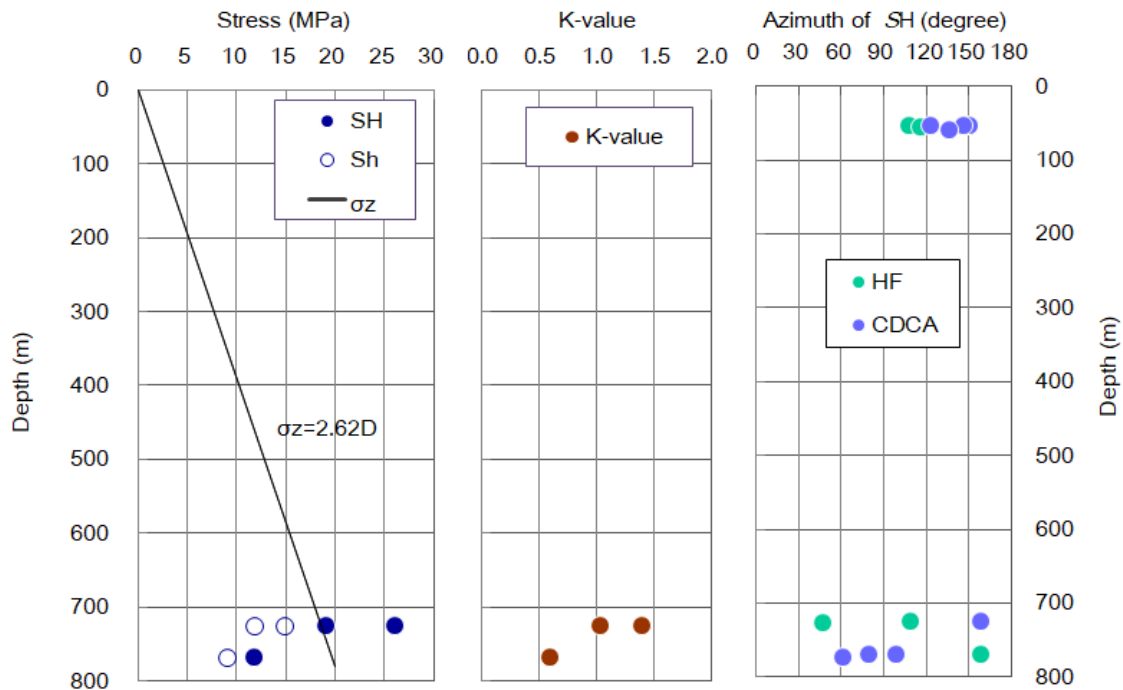


図 4.5.1 野島断層周辺の地殻応力測定結果  
(主応力、側圧比、最大主応力方位の深度分布)



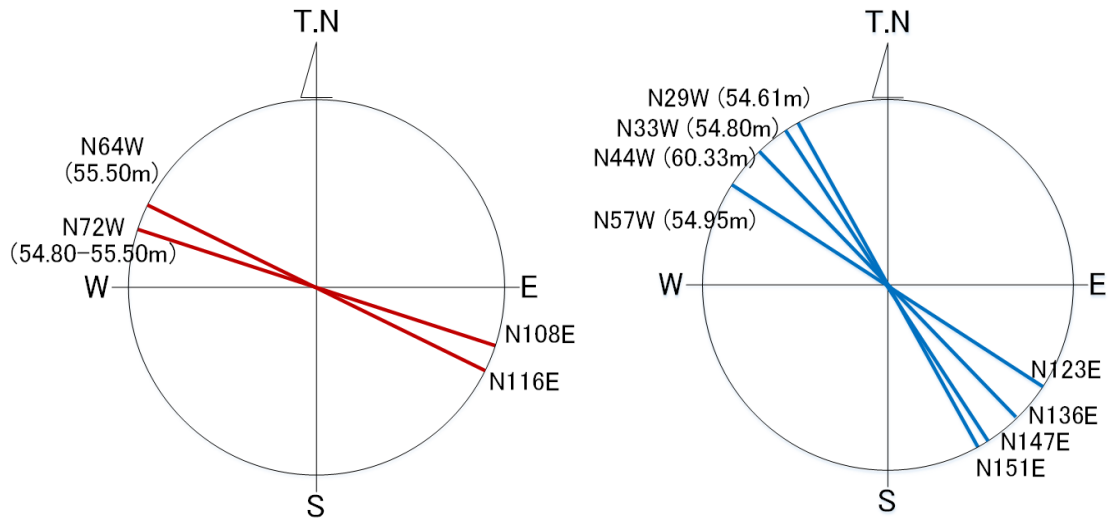


図 4.5.2 浅部（100mm 孔）での地殻応力測定結果  
 (左：水圧破砕法と右：コア変形法)

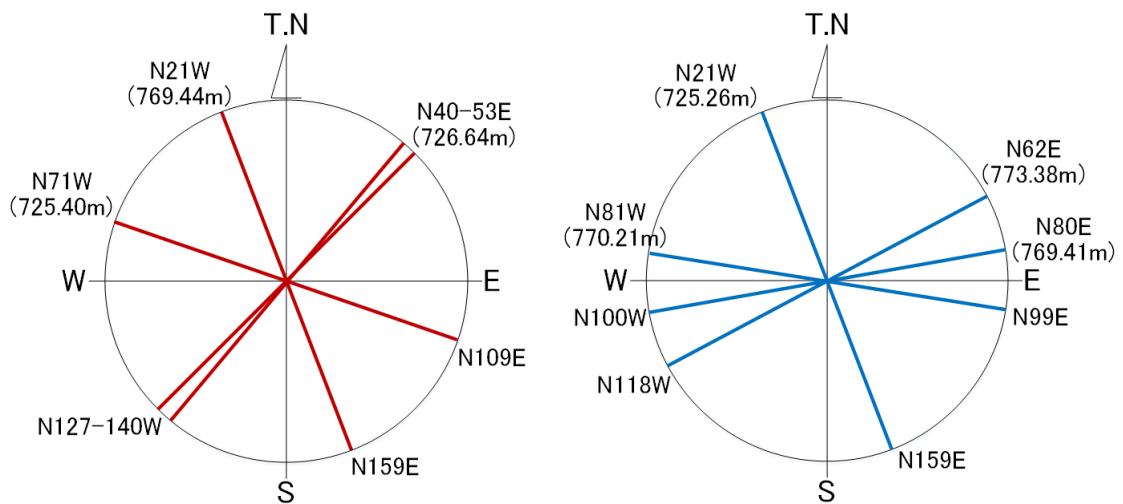


図 4.5.3 深部（800mm 孔）での地殻応力測定結果  
 (左：水圧破砕法と右：コア変形法)

#### 4. 6. 参考文献

- 京都大学, 2017, 平成 27 年度原子力規制庁委託成果報告書 野島断層における深部ボーリング調査.
- 田中 豊, 1994, 地殻応力, 地殻応力変化と地殻変動—周期性地殻変動と地震活動の交代性—, 京都大学防災研究所年報, 37, 273-280.
- Hayashi, K. and Haimson, B.C., 1991, Characteristics of shut-in curves in hydraulic

fracturing stress measurements and determination of in situ minimum compressive stress, *Journal of Geophysical Research*, 96, 18311- 18321.