

平成 30 年度原子力規制庁委託成果報告書

断層変位評価に係る知見の整備

株式会社 構造計画研究所

平成 31 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。

目 次

1. 事業の概要と用語の定義	1-1
1.1. 事業の概要	1-1
1.2. 本検討で対象とする断層および用語の定義	1-3

I 編 決定論的断層変位評価に関する検討

2. 断層変位に関するデータの収集・整理	2-1
2.1. 2014年長野県北部地震・神城断層トレンチ調査	2-1
2.2. 逆断層型アナログ実験	2-49
2.3. 本章の参考文献	2-97
3. 決定論的断層変位評価に係る知見の整備	3-1
3.1. 動力学的破壊シミュレーションの実施	3-1
3.2. 表層の数値解析	3-17
3.3. 本章の参考文献	3-47

II 編 確率論的断層変位評価に関する検討

4. 確率論的断層変位ハザード解析に係る知見の整備	4-1
4.1. 断層変位データの整理	4-1
4.2. 逆断層の副断層変位距離減衰式の更新	4-6
4.3. まとめ	4-9
5. 確率論的断層変位ハザード試解析	5-1
5.1. 副断層ハザード試解析	5-1
5.2. 主断層のばらつき (Mapping Accuracy) を取り入れたハザード試解析	5-5
5.3. まとめ	5-11
5.4. 4章・5章の文献	5-11

Ⅲ編 国内外の知見収集、国内外の研究集会等での事業成果発表、検討会の実施

6.	国内外の知見収集	6-1
6.1.	日本地震学会第18回講習会「強震動予測 - その基礎と応用」	6-1
6.2.	第15回日本地震工学シンポジウム	6-3
6.3.	2018 AGU Fall Meeting	6-5
7.	国内外の研究集会等での事業成果発表	7-1
7.1.	日本地震学会2018年秋季大会	7-1
7.2.	Pure and Applied Geophysics(PAGEOPH)	7-1
7.3.	International Conference on GIS and Geoinformation Zoning for Disaster Mitigation	7-2
7.4.	日本地球惑星科学連合2019年大会	7-3
8.	検討会の実施	8-1
8.1.	外部有識者について	8-1
8.2.	検討会の実施	8-2
9.	事業のまとめ	9-1
9.1.	決定論的断層変位評価に関する検討	9-1
9.2.	確率論的断層変位評価に関する検討	9-5

1. 事業の概要と用語の定義

1.1. 事業の概要

原子力規制委員会の「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則」は、耐震重要施設の設置許可条件として、将来活動する可能性のある断層等が活動することにより、変位が生ずる恐れがない地盤に設置することを定めている。また、「同規則の解釈」において、震源断層が敷地に極めて近い場合は、地表に変位を伴う断層全体を考慮して地震動評価することと定められている。また、地盤に変位を与える要因として、「震源として考慮する活断層のほか、地震活動に伴って永久変位が生じる断層に加え、支持地盤まで変位及び変形が及ぶ地すべり面を含む」としており、特に震源が敷地に近い場合に地震活動に伴う地盤の永久変位の有無を適切に評価することが重要である。

本事業は、地表に変位が現れた内陸地殻内地震を対象として、野外調査による断層変位の性状の詳細な検討を含む断層近傍の地表変位や地震動等の観測記録を用いて各種の試解析を実施し、決定論及び確率論的手法による断層変位評価に係る知見の整備を行う。

本事業は、規制庁にて過年度に実施した、

- (1)「平成 25 年度断層変位ハザード評価手法の検討（旧（独）原子力安全基盤機構、現 原子力規制庁）」
- (2)「平成 26 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位及び断層極近傍地震動の評価手法の検討）事業」
- (3)「平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価手法の検討）事業」
- (4)「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価手法の検討）事業」
- (5)「平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価に係る知見の整備）事業」

を受け、さらに決定論的評価手法及び確率論的評価手法による断層変位評価に係る知見の整備を進めることとし、以下の方針にて実施する。

【 I 決定論的断層変位評価に関する検討】

1. 断層変位に関するデータの収集・整理

副断層に関する現地調査を実施し、副断層生成プロセスに関する知見を整理する。現地調査にあたっては、震源域において測地学的情報（InSAR 解析データ、UAV 測量等）を用いた変動地形学的な観点等での主断層/副断層の認定のための広域的な解析結果を分析した上で、国内逆断層（2014 年長野県北部地震）において地表に出現した断層を対象としてトレンチ調査（1 カ所、深さ 3m 程度）を実施し、副断層に係る知見を得る。

また、傾斜角（高角・低角）をパラメータとした逆断層型のアナログ実験（縦横及び深さ：1 辺約 1m 以下）を実施し（1 条件あたり 3 回以上実験を行うこと）、断層変位分布（出現位置及び変位量）の数値データを収集した上で副断層に係る知見を整理する。

2. 決定論的断層変位評価に係る知見の整備

決定論的な断層変位評価において、物理モデルを用いた震源断層から地表までの断層破壊の数値解析による決定論的評価手法がある。本事業は、地表地震断層を伴った内陸地殻内地震の断層変位及び地震動の観測データを用い、このような決定論的な数値解析手法の適用性を検討する。具体的には、国内外の逆断層タイプの地震(2014年長野県北部地震)1件を対象に、以下の i) - ii) の流れで検討を行う。

i) 動力学的破壊シミュレーションの実施

ii) 表層の数値解析(有限要素法及び個別要素法の組み合わせ)

各項目の検討にあたっては、以下の内容を含むものとする。

i) 動力学的破壊シミュレーションに用いる特性化震源モデルは、対象地震の震源モデルに関する既往の研究等の公開情報を調査し、これらを参考に設定する。

ii) 表層の数値解析は、地盤物性や地層構造(弱面あるいは亀裂の有無)、境界条件等をパラメータとして、2次元及び3次元場で5ケース程度(2次元モデルでのパラメータスタディ4ケース、3次元モデル1ケース)実施する。

【Ⅱ 確率論的断層変位評価に関する検討】

1. 確率論的断層変位ハザード解析に係る知見の整備

確率論的断層変位評価においては、既往研究や検討において断層メカニズムタイプ(横ずれ、逆断層、正断層)や、テクトニクス毎(国内断層)等のデータセットの統計解析に基づいた基本構成式(地表地震断層変位出現率や断層変位距離減衰式等)の経験式が提示されている。逆断層に関して既往研究で提案されている基本構成式の各経験式に対して、国内外で発生した内陸地殻内地震で観測された断層変位データ及び「Ⅰ 決定論的断層変位評価に関する検討」の「1.断層変位に関するデータの収集・整理」で得られたデータを用いて比較・検討を行う。必要に応じて新たな経験式を提案する。

2. 確率論的断層変位ハザード試解析

既往研究で提案されている断層変位距離減衰式等並びに「Ⅱ 確率論的断層変位評価に関する検討」の「1. 確率論的断層変位ハザード解析に係る知見の整備」で検討した各種経験式等を用いて、「Ⅰ 決定論的断層変位評価に関する検討」の「1.断層変位に関するデータの収集・整理」において現地調査を実施した地点を対象としたハザード試計算を行い、各式による違いを検討し、課題等を整理する。

【Ⅲ 国内外の知見収集、国内外の研究集会等での事業成果発表、検討会の実施】

1. 国内外の知見収集

上記、決定論的断層変位評価および確率論的断層変位評価に関する検討を実施するにあたり、国内や国外の学会による大会やシンポジウム等に参加し、本事業に関わる国内外の知見を収集する。

2. 国内外の研究集会等での事業成果発表

当該分野における国内外の学会あるいは研究集会等において事業成果について発表を行う。

3. 検討会の実施

変動地形学、地質学、強震動地震学、地盤工学及びハザード評価等に関する5名程度の外部有識者(各分野1名程度)を交えた検討会(2回程度)を組織し、解析方針や解析過程の妥当性確認及び検討結果の取りまとめ等について検討を行う。

本報告書は、上記方針の基に検討した内容についてまとめたものとなる。以下その内容について示す。

1.2. 本検討で対象とする断層および用語の定義

"断層"については、様々な種類や、またその断層について学会あるいは研究者に依る捉え方が幾つかある。表 1-1 および表 1-2 に本事業で対象とする断層と、その断層の定義を示す。

表 1-1 用語の定義

用語	定義
主断層・震源断層 (Principal fault)	後期更新世以降(約 12~13 万年前以降)の活動が否定できない断層。 (後期更新世の地形面または地層が欠如するなど、後期更新世以降の活動性が明確に判断できない場合、中期更新世以降(約 40 万年前以降)まで遡って活動性を考慮)
分岐断層	主断層が活動することにより、その断層面から分岐して形成された断層。
副断層 (Distributed fault)	主断層が活動したことを契機として、二次的に、また受動的に地表に形成された断層。主断層の活動に伴い周辺の応力状態が変化し形成されるもの。
地すべり	重力の効果により地盤が滑り動く現象。滑動の契機は問わない。

表 1-2 本事業で対象とする断層

用語	本事業で検討対象とする断層	
主断層・震源断層 (Principal fault)	決定論的評価手法では震源断層から発生する強震動の伝播による表層の変位評価のため、検討を実施。	○
分岐断層	確率論的評価手法では主断層を対象とする。また、決定論的評価手法では、主断層と分岐断層ともに境界条件としてモデル化するため、検討対象から除外する結果になる。	—
副断層 (Distributed fault)	本事業で主眼をおいている断層。	○
地すべり	粒子法等により計算手法的には検討可能だが、斜面崩壊を想定するような傾斜を持つ地形は本事業の検討対象に含めていない(確率論的評価手法でも検討対象外)。	—

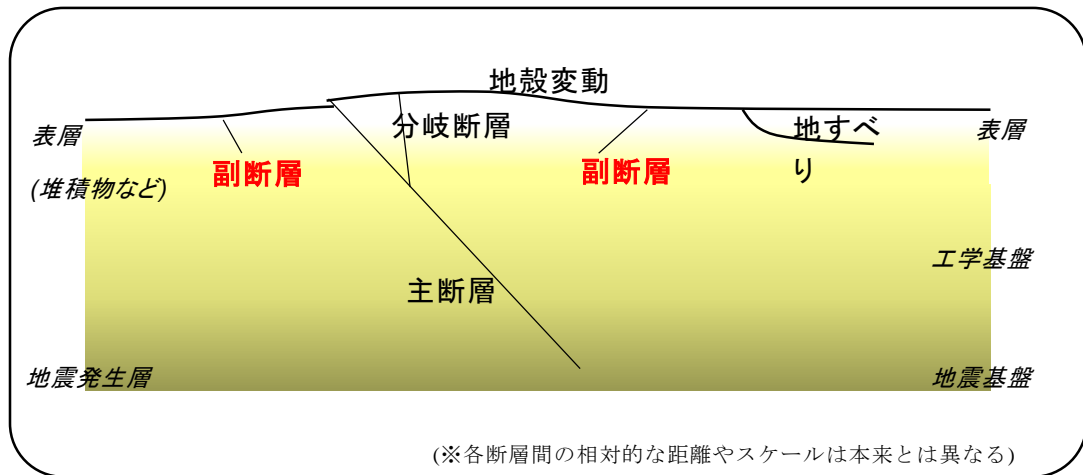


図 1-1 各断層のイメージ図

2. 断層変位に関するデータの収集・整理

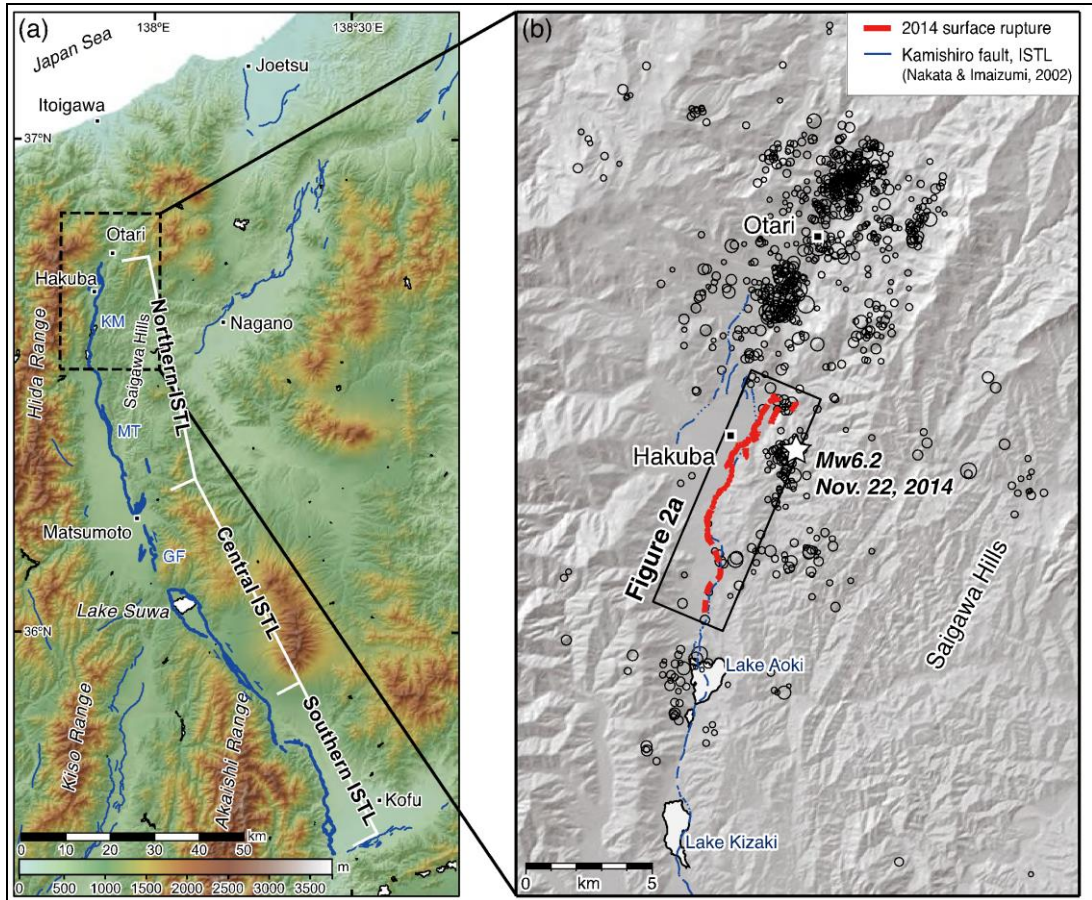
2.1. 2014 年長野県北部地震・神城断層トレンチ調査

2.1.1. 2014 年長野県北部地震に関する文献収集・整理

2.1.1.1. 神城断層及び地表地震断層の位置

糸魚川-静岡構造線断層帯は、長野県北安曇郡小谷村付近から山梨県南巨摩郡早川町に至る約 158km の断層帯である。平成 26 年 11 月 22 日に、この断層帯の北部に位置する長野県白馬村を震源として、長野県北部の地震 (Mj6.7) が発生した。この地震に伴って、糸魚川-静岡構造線断層帯の北部に位置し、既往調査で確認されていた神城断層に沿って地表地震断層が出現した (図 2-1)。余震は小谷村の北方から青木湖にかけて分布しているものの、地表地震断層として確認されたのは、白馬村塩島から東佐野にかけての 9.2km 区間である (図 2-2(a))。地表地震断層の変位量分布は、鉛直変位は北部の塩島付近で大きく、白馬駅周辺で小さな値を示し、飯田付近でやや大きくなる (図 2-2(b))。水平変位は全体的にあまり大きくはないが、神城盆地で地表地震断層が東側に湾曲した付近で大きな値を示している (図 2-2(c))。

勝部ほか(2017)では、地表地震断層の分布について詳細に記載しているが、そのうち白馬駅周辺について図 2-3 に示す。図の北部、大出付近では既往の活断層線が引かれていた逆向き崖に一致して、その逆向き崖を成長させるように地表地震断層が出現した。国道 408 号より南側では地表地震断層のトレースは東北東-西南西方向に走向を変え、白馬駅から体育館の方向へ連続し、大糸線と平行方向に連続するものの深空付近で不明瞭となる。既往の活断層図ではこの国道 408 号から南側のトレースは引かれておらず、活断層トレースは姫川沿いに分布していると考えられていた。



第1図 (a)糸魚川—静岡構造線活断層系とその周辺の活断層、および (b)2014年11月22日の長野県北部の地震によって出現した地震断層の分布。
 活断層トレースは中田・今泉編(2002)、陰影図は国土地理院発行の50 m DEMによる。KM, 神城断層; MT, 松本盆地東縁断層; GF, 牛伏寺断層。本震(星印)および本震後1ヵ月半の余震(黒丸)は気象庁一元化震源を用いた。

図 2-1 糸井川—静岡構造線活断層系と 2014 年長野県北部の地震 (Mw6.2) に伴う
 地表地震断層の分布 (石村ほか, 2015)

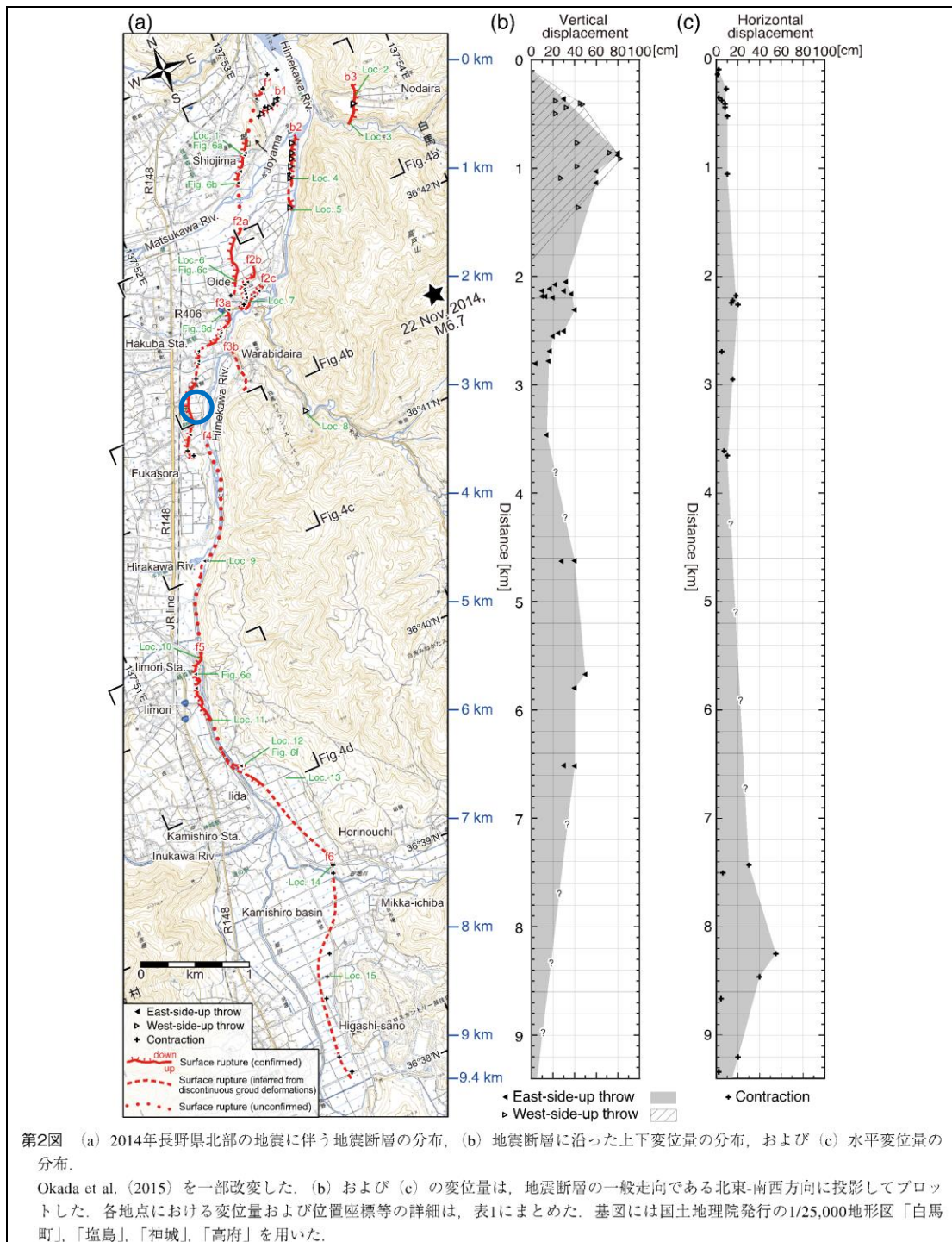


図 2-2 2014 年長野県北部の地震 (Mw6.2) に伴う地表地震断層の分布

(青丸が今回のトレンチ調査地点, 石村ほか 2015 に加筆)

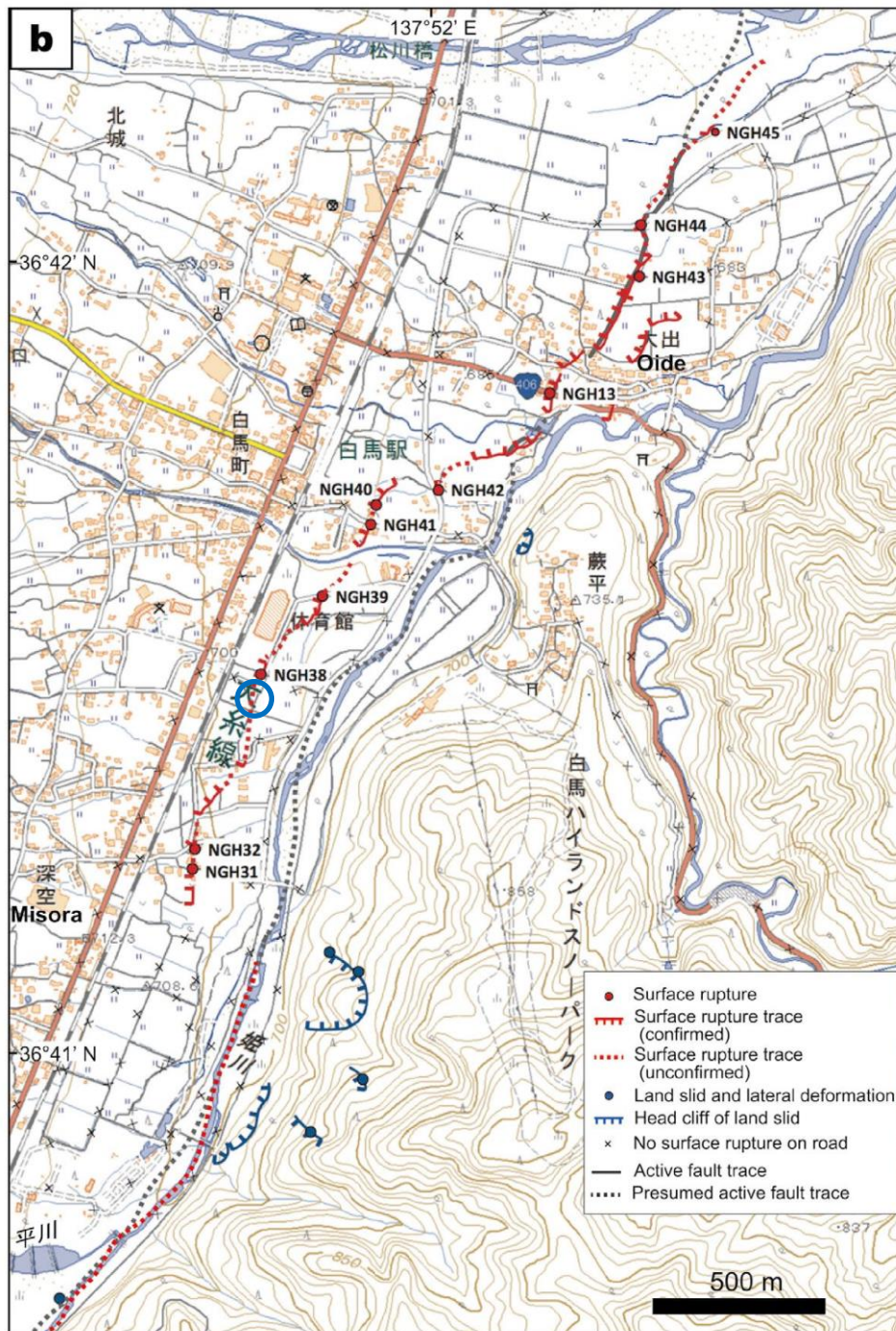


図 2-3 2014 年長野県北部の地震 (Mw6.2) に伴う地表地震断層の分布
(青丸：トレンチ調査地点周辺，勝部ほか 2017 に加筆)

2.1.1.2. 地表地震断層と上下変位

「糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測（追加調査）では、航空レーザ測量による地震前後の差分解析を実施している。差分解析の結果（図 2-4）、全体的に地表地震断層の東側では隆起して黄色から赤色の表示が、西側では沈降して緑色の表示となっている。

断層は F1～F3 の 3 つに区分している。F1 および F3 は地表地震断層に沿って明瞭な隆起と沈降の境界となっており、既往の活断層線に沿っている。F2 は地表地震の出現位置ではあまり大きな変位のギャップとはなっておらず、地表地震断層位置より東側の F1 と F3 を連続させた位置付近に比較的大きな変位のギャップが生じている。この部分は姫川付近に位置し、既往の活断層線が引かれていた位置と一致する。本事業ではこの F2 の地表地震断層位置でトレンチ調査を実施する。F1 及び F3 は地震時に大きく変位を起こした主断層、F2 は主断層から離れた位置に分布する地表地震断層であると考えられる。

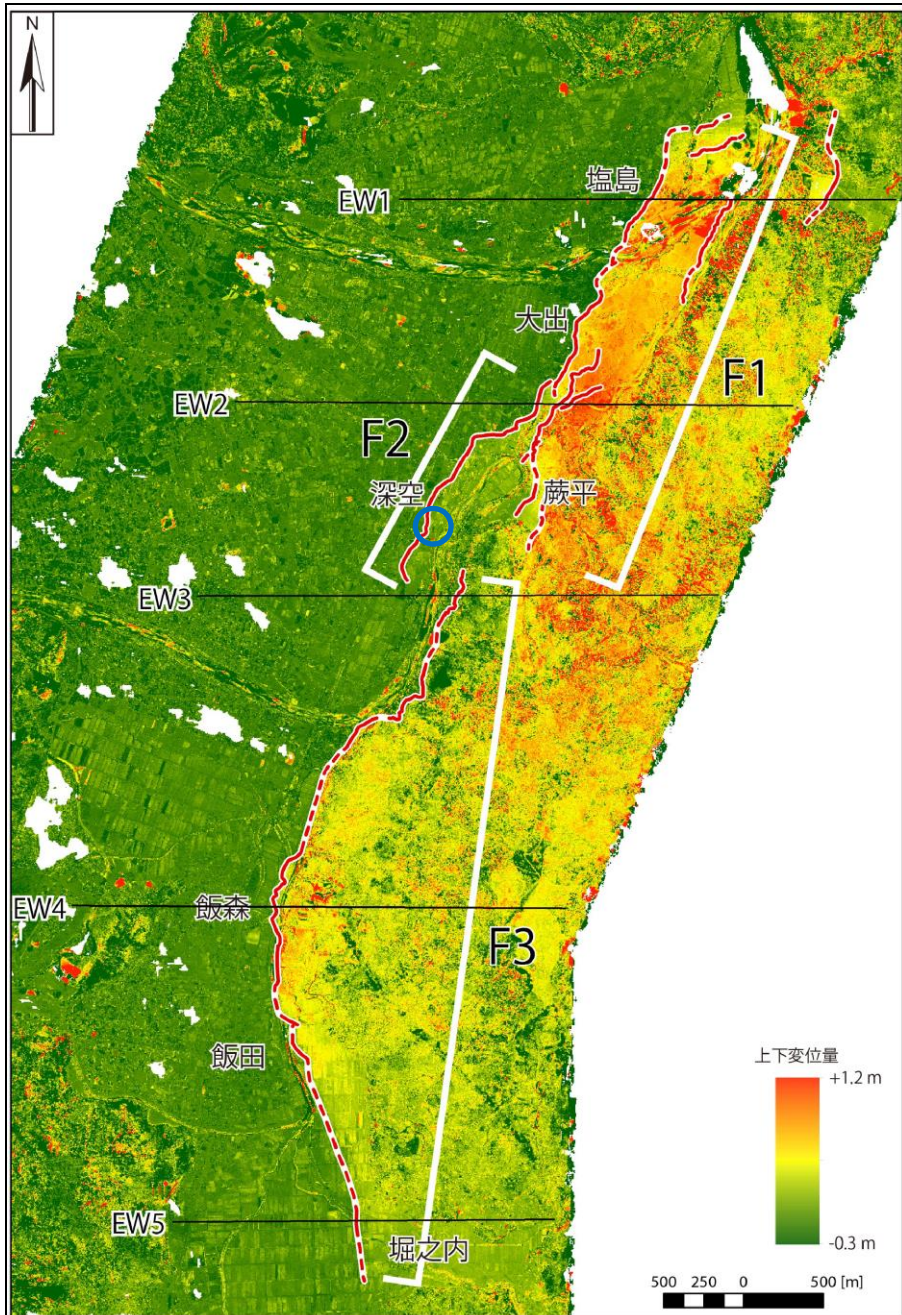


図1 4 本研究で推定した地震断層
 赤線は地表地震断層を表し、実線は現地にて変位を確認した地点、破線は差分解析結果から推定された地点を示す。隆起が正。

図 2-4 糸魚川ー静岡構造線断層帯における重点的な調査観測（追加調査）
 平成27年度 成果報告書, p20（青丸：トレンチ調査地点加筆）

2.1.2. トレンチ調査候補地点の選定

2.1.2.1. LC-InSAR を用いた候補地点の検討

ALOS-2 を使用した干渉解析において、三五ほか(2016)はコヒーレンス値と位相を合わせて表現する LC-InSAR 図を提唱した。この LC-InSAR 図で、位相が不連続になりコヒーレンスが低くなる位置を位相不連続ラインとし、この位相不連続ラインが現れる地点では地表地震断層等の地表変状が確認できることが報告されている(小俣ほか,2017)。

長野県北部の地では、広域の地殻変動および地表変状を検出するため、郡谷ほか(2017)は LC-InSAR による解析を行っている。郡谷ほか(2017)では長野県北部の地震が発生した平成 26 年 11 月 22 日を挟む、平成 26 年 10 月 2 日と 11 月 27 日の ALOS-2 による観測データを使用して解析を行っている(図 2-5)。この図では、全体的に中でも山地部は干渉性が悪くコヒーレンス値が低い赤色で着色される部分が多くなっている。

白馬駅西方について、青から白のサイクルで示される位相に着目し、位相が不連続となる部分で、コヒーレンス値が低くなる位相不連続ラインを抽出し緑線で示した(図 2-6)。この位相不連続ラインは勝部ほか(2017)等に示される地表地震断層の分布と一致する。このことから、位相不連続ラインは地震により地表に変状が生じた地点を示していると考えられる。したがって、トレンチ調査候補地点は抽出した位相不連続ライン上で 1-1 から 1-4 の 4 地点を選定した。

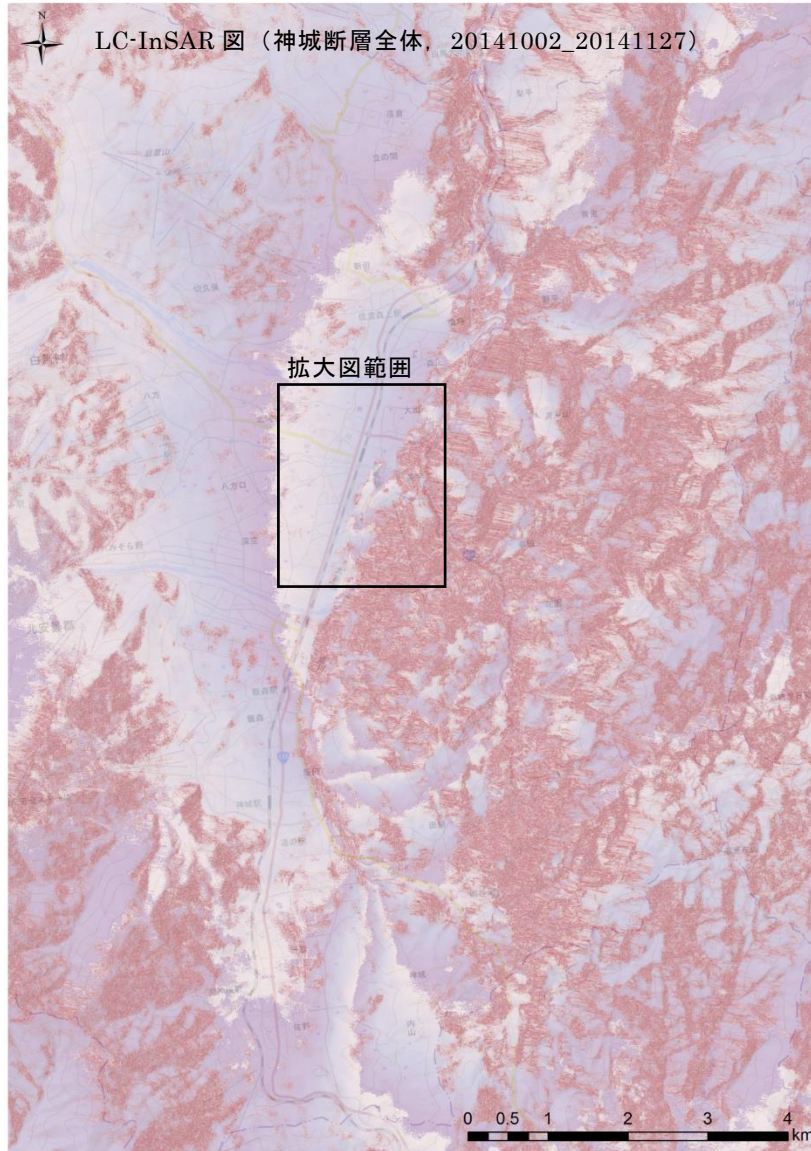


図 2-5 LC-InSAR 図 (第一候補周辺広域図)
(郡谷ほか, 2017 に加筆)

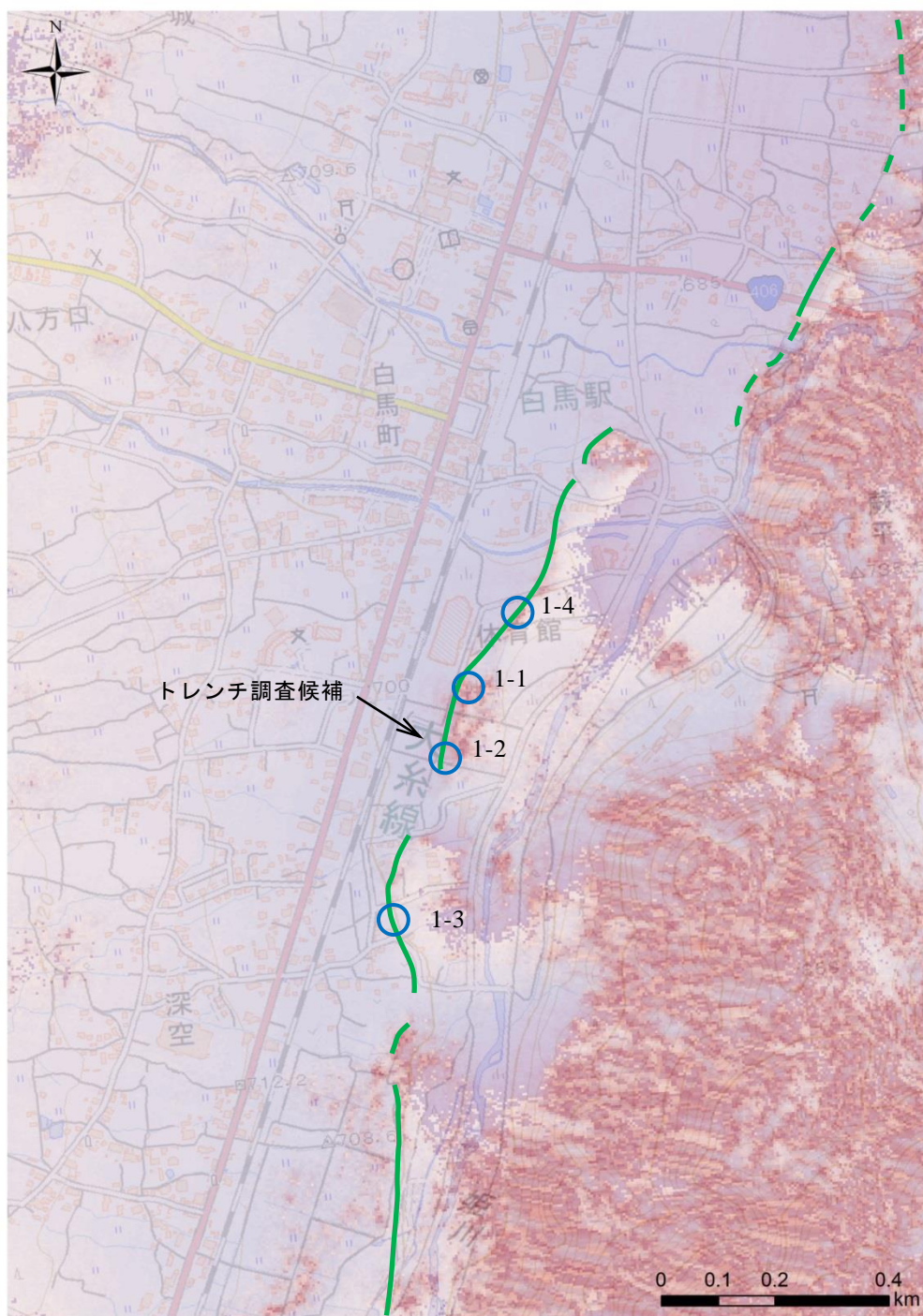


図 2-6 LC-InSAR 図 (第 1 候補周辺拡大図)
 (青丸：調査候補地点、緑線：位相不連続ライン)
 (郡谷ほか, 2017 に加筆)

2.1.2.2. トレンチ調査位置

トレンチ調査地点は LC-InSAR 図を用いて複数箇所を候補地点として設定した（図 2-7）。当初、候補地点を 4 箇所として検討したものの、主断層との関係、堆積物の分布状況、トレンチ掘削の可否により候補 1-2 の地点でトレンチ調査を実施した。



図 2-7 第1候補周辺広域図（背景図は地理院タイルならびに白馬村都市計画図（1/2,500）を用いて作成）

2.1.3. 調査概要

2.1.3.1. 調査目的

本事業の目的は、地表に変位が現れた内陸地殻内断層を対象として、野外調査による断層変位の性状の詳細な検討を含む地表変位や地震動等の観測記録を用いて各種の試解析を実施し、決定論的及び確率論的手法による断層変位評価に係る知見の整備を行うことである。

本事業においては、上記目的のうちトレンチ調査を実施し、地層に残された地震記録の確認を目的とした。

2.1.3.2. 調査位置

調査位置は前項において干渉 SAR 解析 (LC-InSAR 図(郡谷ほか, 2017) : 図 2-6) によって決定した長野県北安曇郡白馬村字北城地先とした (図 2-8)。

調査位置近傍の 3D モデル鳥観図を図 2-9～図 2-10 に示す。

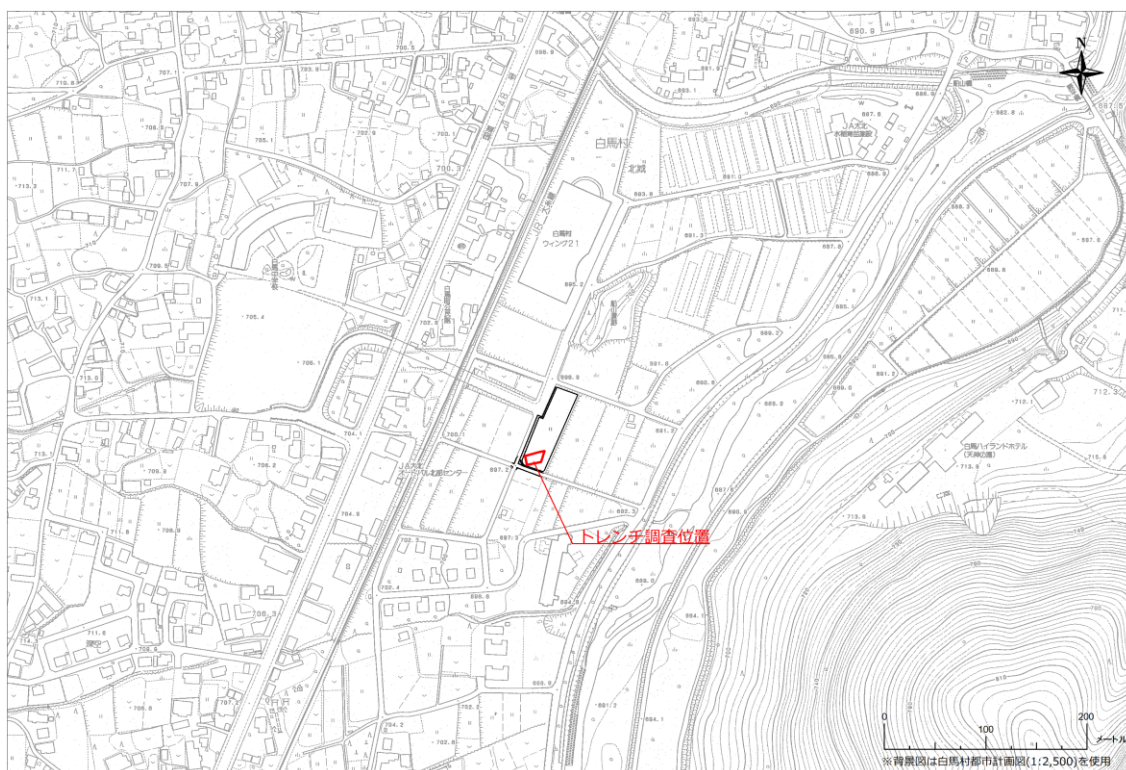


図 2-8 調査位置図 (背景図は白馬村都市計画図(1:2,500)を使用)



図 2-9 3Dモデル (カラー点群データ)

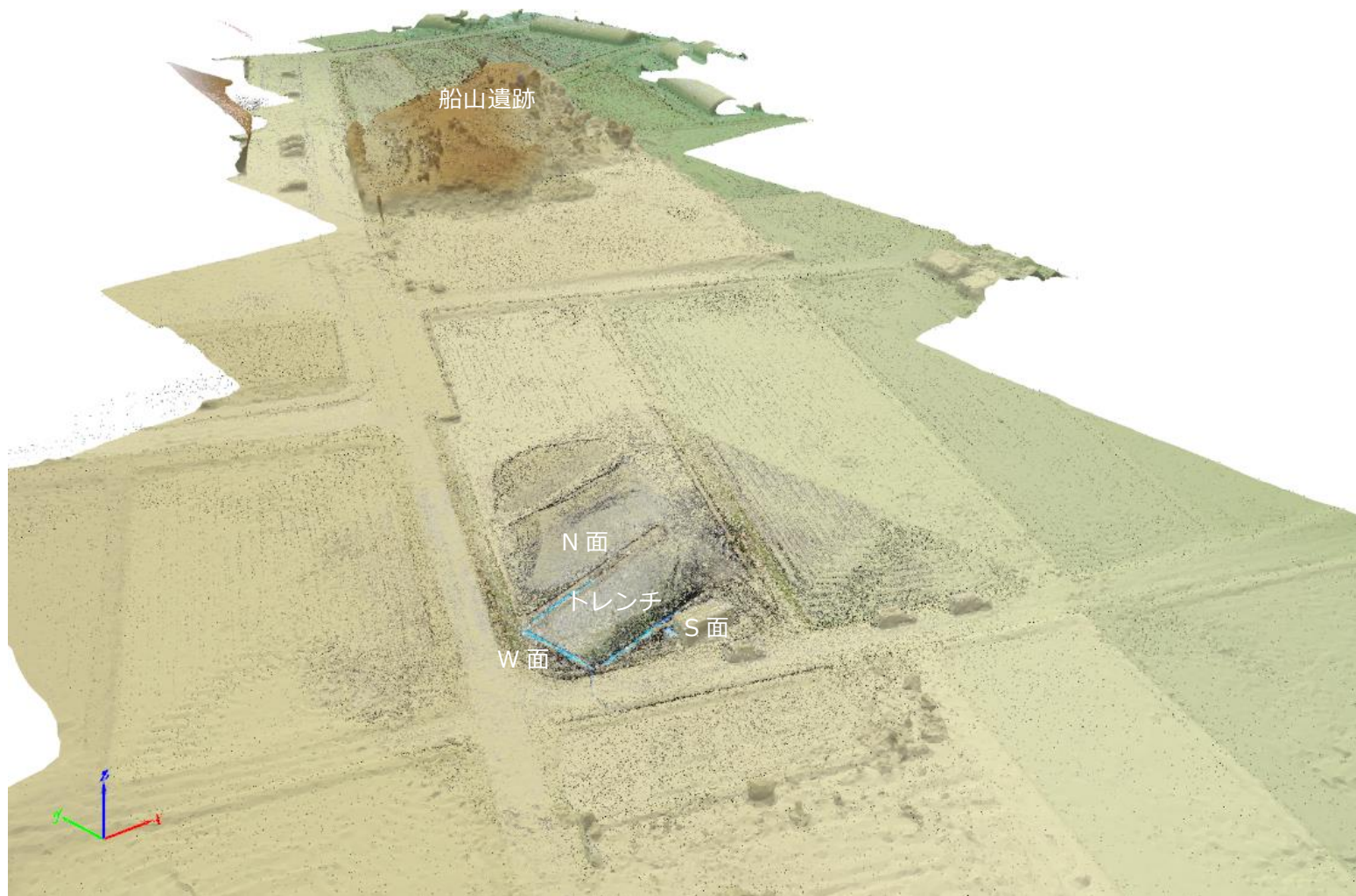


図 2-10 3Dモデル (段彩図)

2.1.3.3. 実施内容

(1) トレンチの数・規模及び形状

トレンチは、開口部の大きさを 15×8m、深さ 3m、法面の傾斜は 50～60° 程度の規模を予定した。掘削中の断層の露出状況や地層の分布状況を鑑み、トレンチ開口部の大きさを 15m×9m、深さ 3.5m 強のトレンチを掘削した。

(2) 作業期間

トレンチ掘削調査（現地作業）は 2018 年 11 月 8 日（木）～2018 年 12 月 5 日（水）の約 1 か月間で実施した。

(3) 調査工法

トレンチ調査は以下に示す調査手順で実施した。

- 1) 調査用地の境界設定
- 2) 調査用地周辺の平面図の作成
- 3) 調査用地および進入路の整備
- 4) トレンチの掘削現場管理（掘削作業は除く）
- 5) トレンチ法面の整形
- 6) 整形した法面に 1.0m メッシュのグリッドの設置
- 7) トレンチ壁面の詳細な観察、スケッチ（断層周辺）及び写真撮影
- 8) トレンチの平面図の作成
- 9) トレンチ埋め戻しと用地の現状復旧に関する現場管理（埋戻し作業は除く）

(4) 使用機材

本調査で使用した機材を表 2-1 に示す。

表 2-1 使用した機材

機材	仕様・規格	数量	単位	備考
バックホウ	0.25m ³	1	台	
発電機		1	台	
簡易トイレ		1	台	
水中ポンプ		4	台	
杭・安全ロープ他		1	式	

2.1.4. 白馬トレンチ

2.1.4.1. 調査地点

本調査地点は2014年長野県北部の地震において地表変状が確認された地点(図 2-11)にあたる。しかしながら、被災後に復旧作業が行われており、2018年の調査時点では地表変状を確認することはできない(図 2-12)。



図 2-11 2015.4.17 現地状況



図 2-12 2018.11.8 掘削作業前 現地状況

2.1.4.2. トレンチ調査結果

(1) 掘削結果

本事業による白馬トレンチでは、掘削途中より表層から数 m 分が埋土で置き換えられていることが判明した。そのため、基礎地盤に達するために想定より深く掘削を行う必要が生じた。また、掘削深度 2m 付近より多量の湧水が発生し、大型発電機による 24 時間排水（最大で 4 インチ泥水ポンプ 1 台、2 インチ泥水ポンプ 3 台）が必要となった。

最終的に、15m 長×9m 幅×3.5m 深のトレンチを掘削した。

トレンチ法面は機械掘削後に手作業による整形を行い、水平方向 1m 毎×鉛直方向 1m 毎のグリットを作成した。

掘削を行ったトレンチ形状および高さの基準とした仮設点（KBM）については、白馬村都市計画図の既知点をもとに作図を行い、標高はレベル測量にて求めた。

トレンチ全景写真を図 2-13～図 2-15 に、作成した調査地点位置図を図 2-16 に示す。

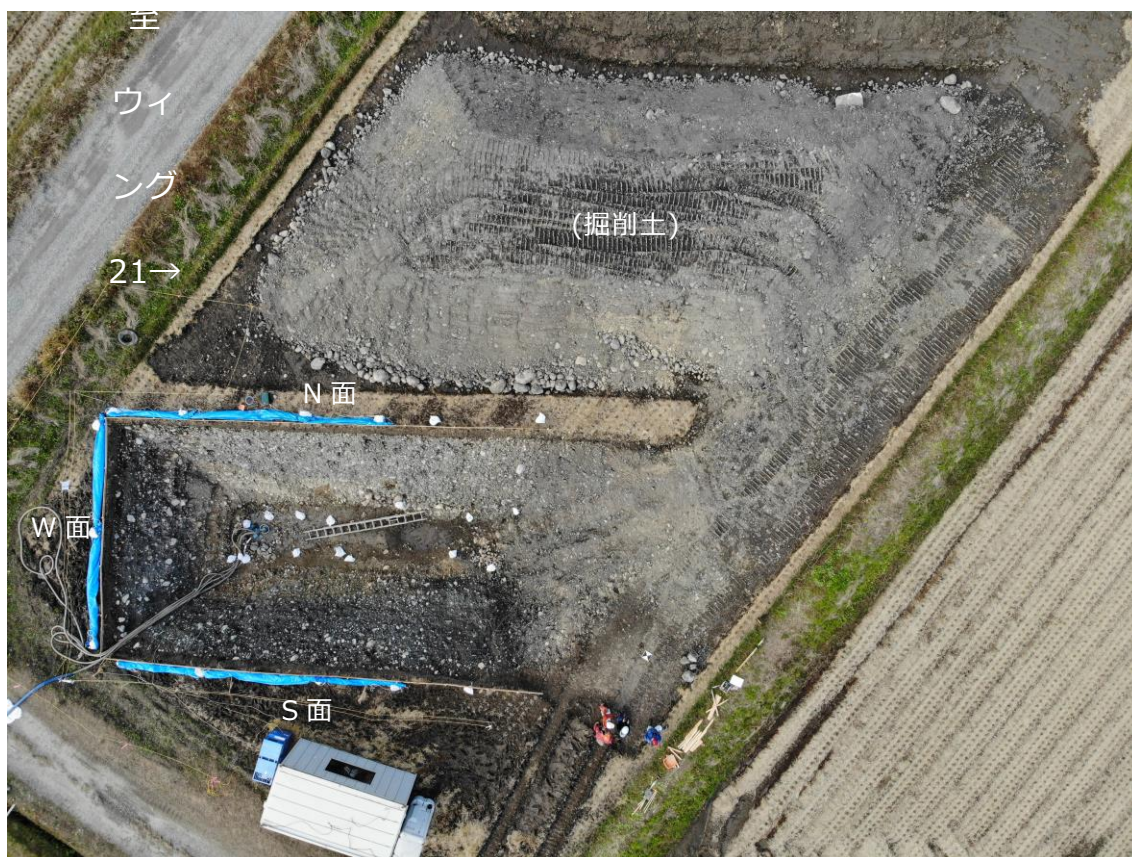


図 2-13 トレンチ全景写真 (1) 鉛直写真



図 2-14 トレンチ全景写真 (2) 北面写真



図 2-15 トレンチ全景写真 (3) 南面写真

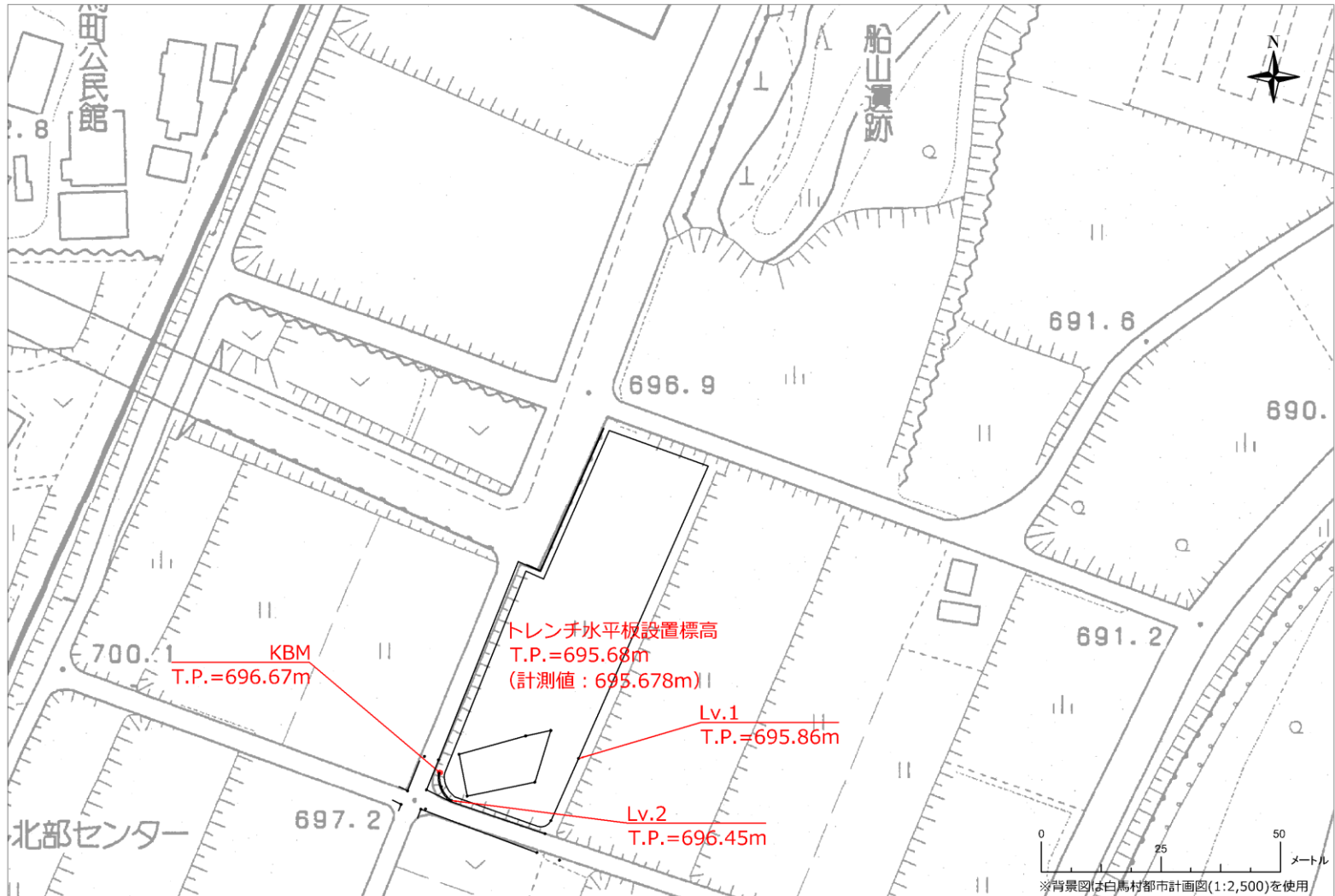


図 2-16 全体平面図

(2) モザイク写真

トレンチ法面の写真撮影は極力歪みが少なくなるように実施した。撮影した写真画像は画像の歪み等を補正したうえで鉛直面に投影したモザイク写真を作成した。

作成したモザイク写真を図 2-17～図 2-19 に示す。



図 2-17 モザイク写真 (N 面)



図 2-18 モザイク写真 (S面)

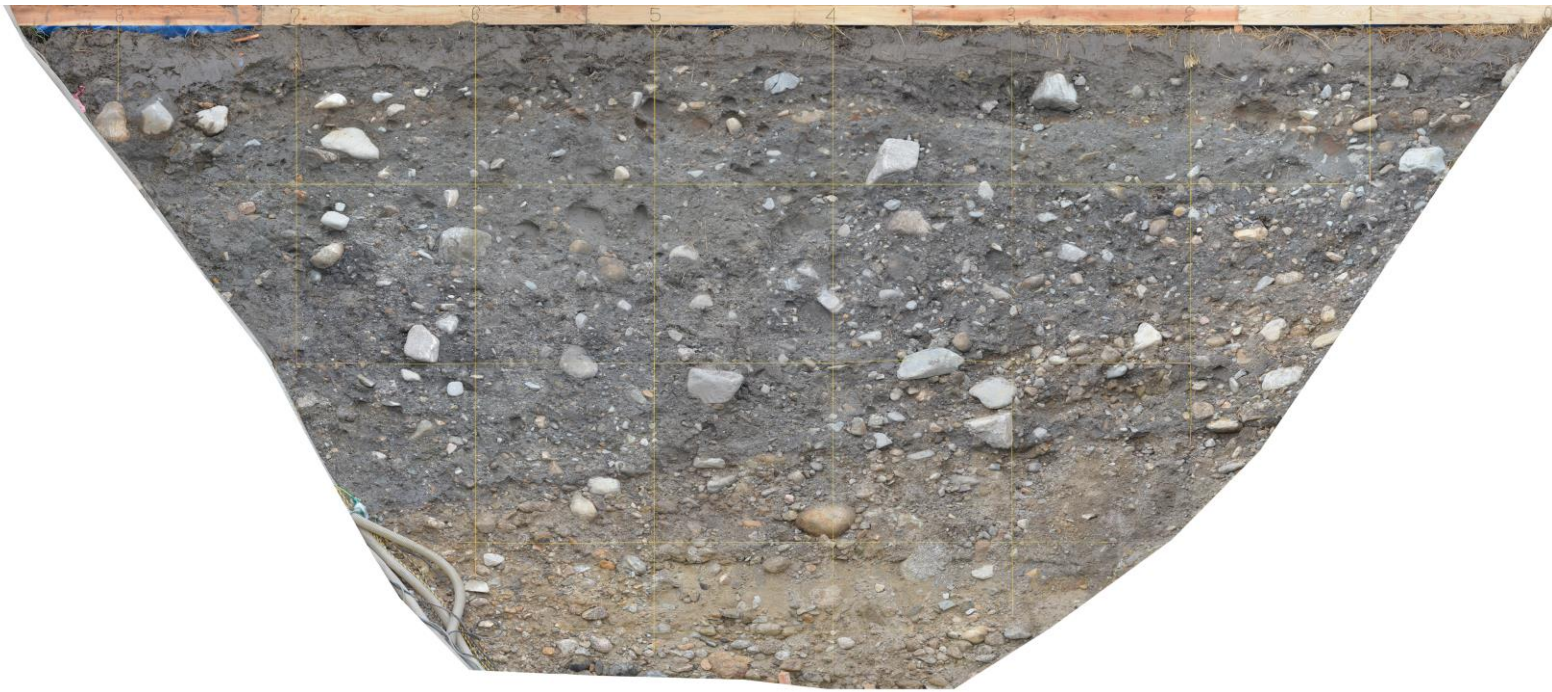


図 2-19 モザイク写真 (W 面)

(3) 法面スケッチ

法面スケッチは水平方向 1m×鉛直方向 1m で作成した水系を基準とし、縮尺 1/20 鉛直面投影にて作成した。作成したスケッチを元に、地質区分ごとに着色を行うとともに、断層線を記載した。また、各地層の記載と併せて、試料採取位置の記録を行った。法面スケッチ結果を図 2-20～図 2-22 に示す。

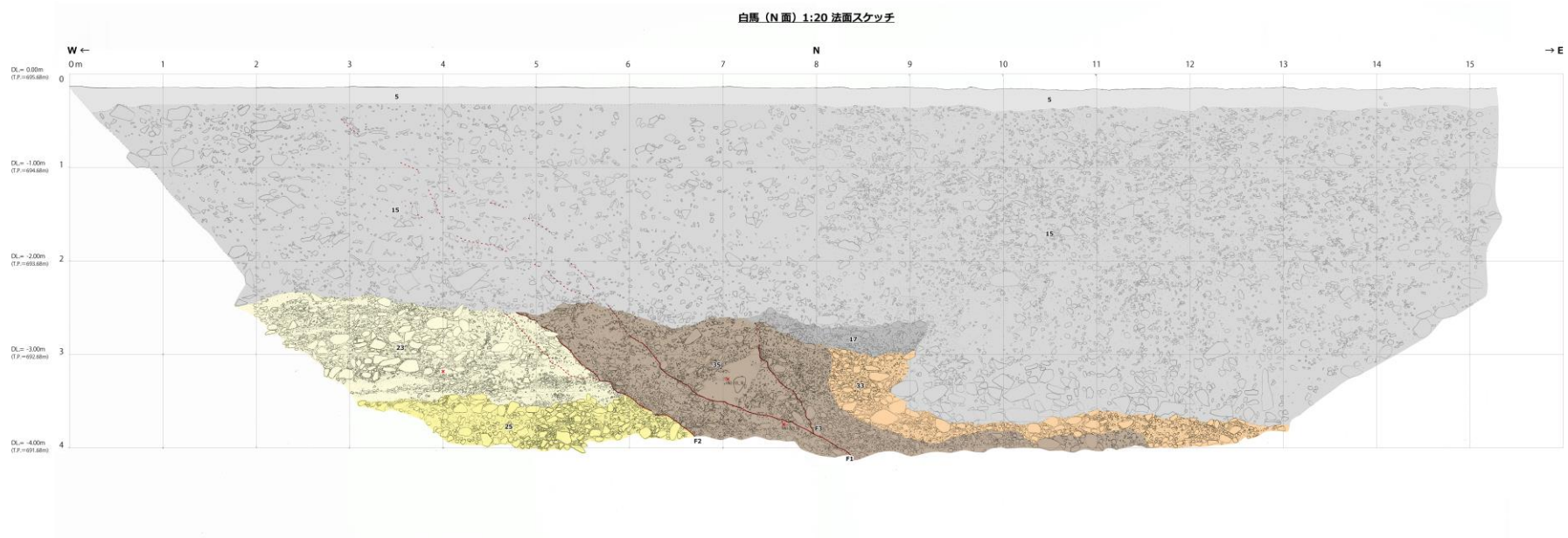
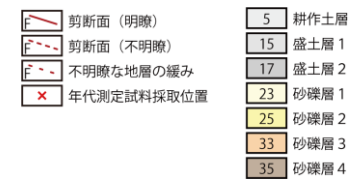


図 2-20 トレンチスケッチ (N面)



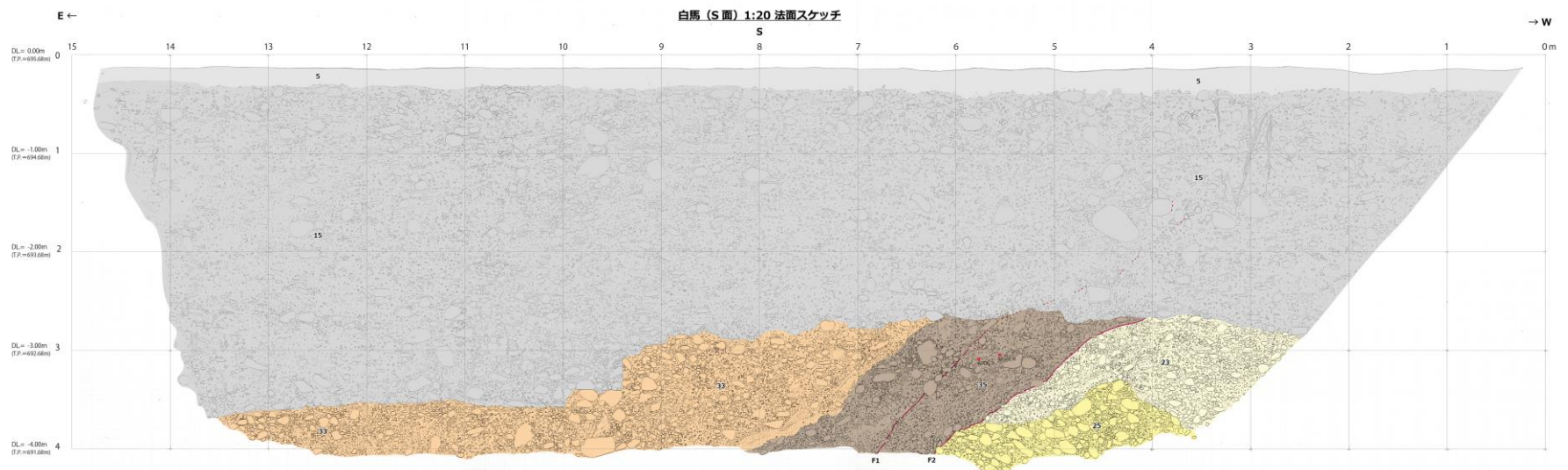
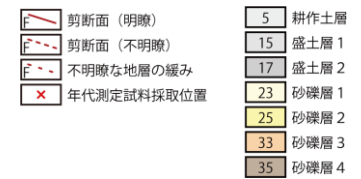


図 2-21 トレンチスケッチ (S面)



白馬 (W面) 1:20 法面スケッチ

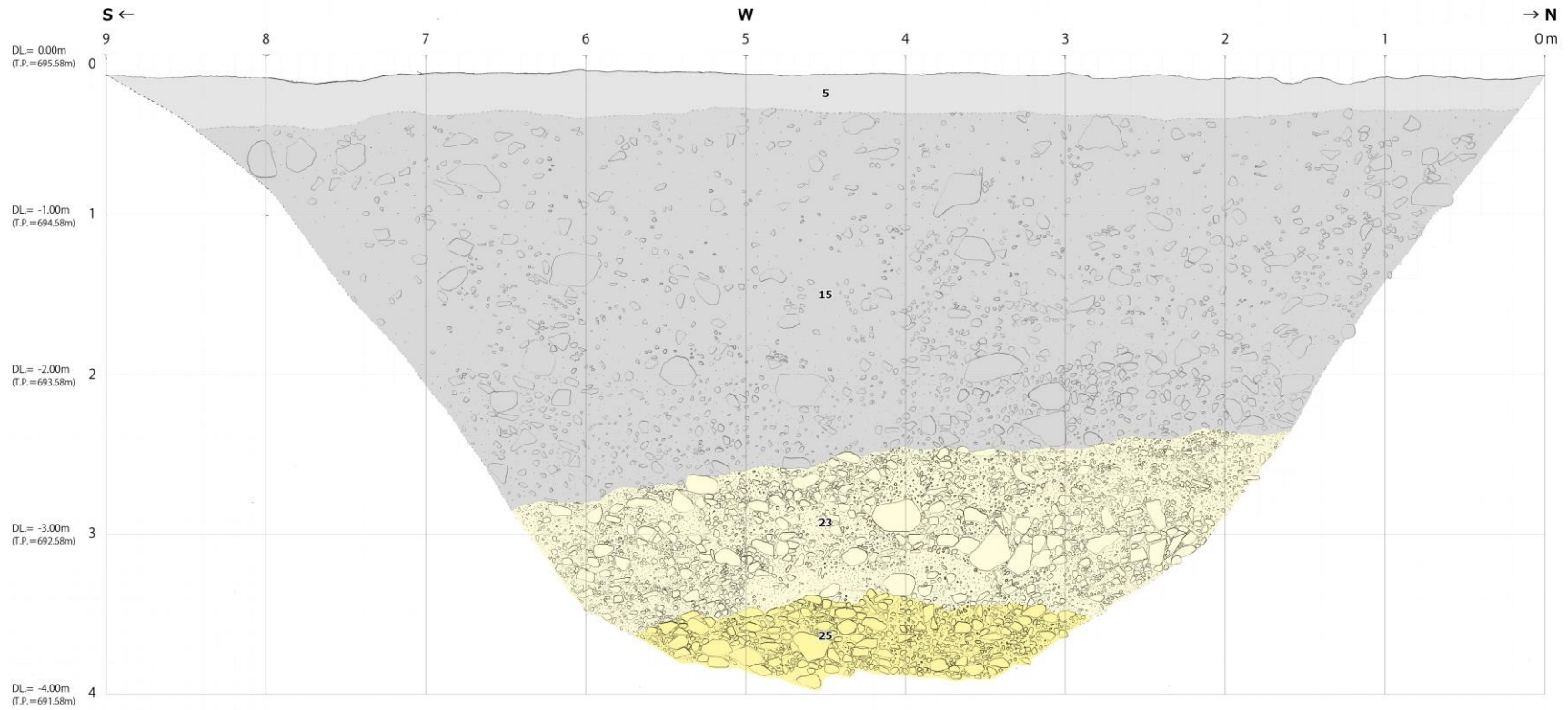


図 2-22 トレンチスケッチ (W面)

- | | | | |
|--|------------|--|----------|
| | 剪断面 (明瞭) | | 5 耕作土層 |
| | 剪断面 (不明瞭) | | 15 盛土層 1 |
| | 不明瞭な地層の緩み | | 17 盛土層 2 |
| | 年代測定試料採取位置 | | 23 砂礫層 1 |
| | | | 25 砂礫層 2 |
| | | | 33 砂礫層 3 |
| | | | 35 砂礫層 4 |

(4) 地質概説

トレンチ内の層序は自然地盤および人工地盤に大きく二区分される。人工地盤は耕作土（5層）、盛土層1（15層）、盛土層2（17層）に、自然地盤は砂礫層1（23層）、砂礫層2（25層）、砂礫層3（33層）、砂礫層4（35層）に細区分される（表 2-2）。砂礫層のうち33層～34層は蛇紋岩礫を頻繁に含み、23～25層は花崗岩礫を主体とする。トレンチ内では3条の断層面が認定され、それらのうち1条は2014年長野県北部の地震で活動したことを確認できた。

表 2-2 層序表

模式柱状図	層相
5 耕作土	粘性土
15 盛土層1	不均質、不淘汰
17 盛土層2	不均質、不淘汰 下位層と混じる
23 砂礫層1	細粒砂層を頻繁に挟む 花崗岩礫主体、中礫
25 砂礫層2	成層構造をなす、礫支持 花崗岩礫主体、中～大礫
33 砂礫層3	下位層を削剥、礫支持 蛇紋岩礫混じる、大礫
35 砂礫層4	全体的に乱される、基質支持 蛇紋岩礫混じる、中礫

(5) 地質各論

トレンチ断面で確認された各層の性状を以下より示す。

①耕作土層（5層）

耕作土層は層厚 0.2m 程度で表層部全域に分布する。

耕作土層は砂質粘性土からなる。

②盛土層 1（15層）

盛土層 1 は N 面～W 面～S 面の全てにおいて、層厚 3.5m～4m で下位層を被覆している。N 面および S 面の両方において、水平方向グリット 9m 付近より東側で盛土下面が 0.5m 程度深くなる。

盛土層 1 の構成物は不均質かつ粒径幅の広いシルト質砂礫からなる。

③盛土層 2（17層）

盛土層 2 は N 面で水平方向グリット 7～9m、鉛直方向グリット-2.5～3m 付近で観察される。

盛土層 2 の構成物は不均質かつ粒径幅の広いシルト質砂礫からなる。

下位の砂礫層と混じる。

④砂礫層 1（23層）

砂礫層 1 は N 面～W 面～S 面に連続して分布する。N 面で水平方向グリット 2～6m、S 面で水平方向グリット 2～6m、W 面で水平方向グリット 1.5～6.5m、鉛直方向グリット-3.0～3.5m 付近で観察される。

堆積物は細粒砂層を頻繁に挟む中礫を主体とした砂礫からなる。ほぼ水平に層序構造が発達し、細～中粒砂層には平行～やや斜交した葉理が確認される。一部では逆級化構造も確認できる。礫種は花崗岩亜角礫が主体で、変成岩礫、流紋岩礫および少量の蛇紋岩礫も含む。

下位の砂礫層 2 を整合的に覆う。砂礫層 1 よりも上位の地層は後述の盛土層で置き換えられておりトレンチ断面中には分布しない。

⑤砂礫層 2（25層）

砂礫層 2 は N 面～W 面～S 面に連続して分布する。N 面で水平方向グリット 2～7m、S 面で水平方向グリット 3～6m、W 面で水平方向グリット 3～6m、鉛直方向グリット-3.5m 以深で観察される。

堆積物は礫支持で中～大礫を主体とする砂礫からなる。ほぼ水平に層状構造が発達し、一部では礫径 ϕ 10～20cm の亜円礫が塊状に密集する。礫種は花崗岩礫を主体とする。

砂礫層 1 とは整合関係を成す。

⑥砂礫層 3（33層）

砂礫層 3 は N 面で水平方向グリット 8m～13m、S 面で水平方向グリット 6～14m、鉛直方向グリット-3～-4m 付近で観察される。

堆積物は礫支持で大礫が主体の砂礫からなる。基質は淘汰の悪い中～粗粒砂からなり、砂礫層 4 と比較して花崗岩礫がやや少ない。礫種は花崗岩礫、固結した堆積岩礫、流紋岩礫、および蛇紋岩礫からなる。

下位の砂礫層 4 を浸食して覆う。砂礫層 2 との関係は不明である。

⑦砂礫層 4 (35 層)

砂礫層 4 は N 面で水平方向グリット 5～12m、S 面で水平方向グリット 4～8m、鉛直方向グリット-2.5m 以深で観察される。

F1～F3 断層によりせん断を受ける。

堆積物は基質支持で中礫主体の砂礫からなり、断層を境界として 3 区分される。F1 断層の下盤側は基質がシルト質極細粒砂からなる砂礫で、 ϕ 1～2cm 程度の亜円礫が層状に配列する。礫径 ϕ 10～15cm 程度の亜円礫も多く含む。F1 断層の上盤側かつ F3 断層下盤側は基質がシルト質極細粒砂からなる砂礫で礫径 ϕ 10～25 cm 程度の円～超円礫を多数含み、黄褐色を呈し暗褐色斑状の含有物を含む塊状シルトを挟む。塊状シルトは掘削中において層状に連続することが確認されている。F3 断層の上盤側は基質が粒径幅の広いシルト混じり細粒砂および中粒砂～細礫からなる砂礫で礫径 ϕ 5～15cm 程度の亜円～超円礫を多数含む。礫種は花崗岩礫が最も多いものの、蛇紋岩礫も頻繁に含む。S 面では上位の砂礫層 3 により削剥を受け F3 断層および上盤側の堆積物は確認されない。

(6) 断層記載

トレンチにおいて計3条の断層を確認した。以下に各断層の性状を示す。トレンチ法面上の位置については1mメッシュのグリッドを用いて示す（たとえば、北面の水平方向に8.0m、深さ方向に2.0の位置であればN(8.0、2.0)で示す）。

① F1断層

F1断層周辺の拡大写真を図2-23に、トレンチ埋め戻し前に実施したN面追加掘削後の写真を図2-24に、盛土中に確認される緩み状況写真を図2-25示す。

F1断層は北面35層中のN(8.3、4.1)からN(5.8、2.5)にかけて連続する。断層上盤側N(7.0、3.3)付近にはF1断層と後述のF3断層と挟まれる形で塊状シルトが認められる。断層活動に伴う礫の再配列や塊状シルトの分布によって断層の連続性が認められるが、最上部の盛土(15層)との境界付近では不明瞭で、35層と盛土(15層)との境界に明瞭な変形および段差は認められない。塊状シルトは西側に約45°で傾斜した構造を示すが、F1断層の活動に伴う上盤側の変形構造と考えられる。盛土(15層)中のF1断層延長方向には明瞭なせん断面は認められないが、ゆるみ部が断続的に確認された。このゆるみ部は、掘削時や水洗い時に他と比べて崩れやすい事からその位置が認識される。ゆるみ部を地表へ延長した位置は、2014年地震後に確認された撓みの位置とおおむね一致する。2014年地震時に生じたものと考えられるが、35層と盛土(15層)との境界に明瞭な変形および段差がない状況を含めて判断すると、せん断面は形成されず撓曲変形により生じたものであると判断される。

南面では35層中のS(6.8、4.0)からS(5.6、2.7)にかけて連続する。断層活動に伴う礫の再配列は北面に比べて不明瞭である。35層と盛土(15層)との境界に明瞭な変形および段差は認められないが、盛土(15層)中にゆるみ部は認められた。

断層の走向傾斜は、N(7.2、3.6)付近でN43°E・26°E、南面で、N25°E・68°Eとなっている。



图 2-23 F1-F3 断層 拡大図



图 2-24 F1 断層 (N 面追加掘削後)



図 2-25 F1 断層（盛土中の緩み）

②F2 断層

F2 断層周辺の拡大写真を図 2-26 に示す。

F2 断層は北面の N(6.7、3.8)から N(4.8、2.5)にかけて連続する。また、南面の S(6.2、4.0)から S(4.1、2.7)にかけて連続する。南北両面とも F2 断層により、おおよそ水平に堆積した 23、25 層に下位の 35 層が乗り上げる構造になっている。また、北面の N(5.6、3.3)付近の F-2 から N(4.6、2.5)にかけて、23 層中に不明瞭なせん断構造が認められた。F2 断層の分岐断層の可能性がある。F2 断層の延長上において盛土（15 層）中に F1 断層上部のようなゆるみ部は認められなかった。

断層の走向傾斜は、南面の S(5.4、3.4)付近で $N44^{\circ} E \cdot 39^{\circ} E$ となっている。



図 2-26 F2 断層 拡大図

③F3 断層

F3 断層の拡大写真は図 2-23 に示した。

F3 断層は北面 35 層中の N(7.9、3.8) から N(7.3、2.7)にかけて連続する。F1 断層と同様に断層活動に伴う礫の再配列や塊状シルトの分布によって断層の連続性が認められるが、盛土（15 層）との境界付近では不明瞭である。N(7.9、3.8)で F1 断層に切られた構造が確認された。F3 断層は南面では分布が確認されない。33 層堆積時の削剥によってトレンチ掘削位置では確認出来なくなった可能性がある。

(7) 年代測定結果

①測定結果概要

放射性年代測定は図 2-27～図 2-28 に示す 5 地点について実施した。

測定の結果、砂礫層 4 において 24,910～17,230BP.の年代値を得た。

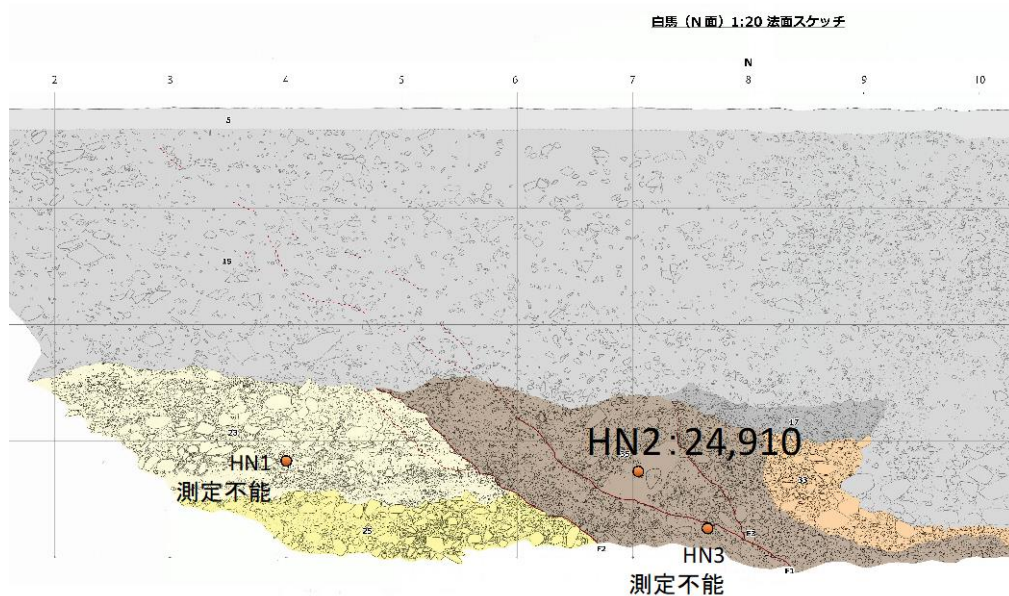


図 2-27 N 面試料採取位置

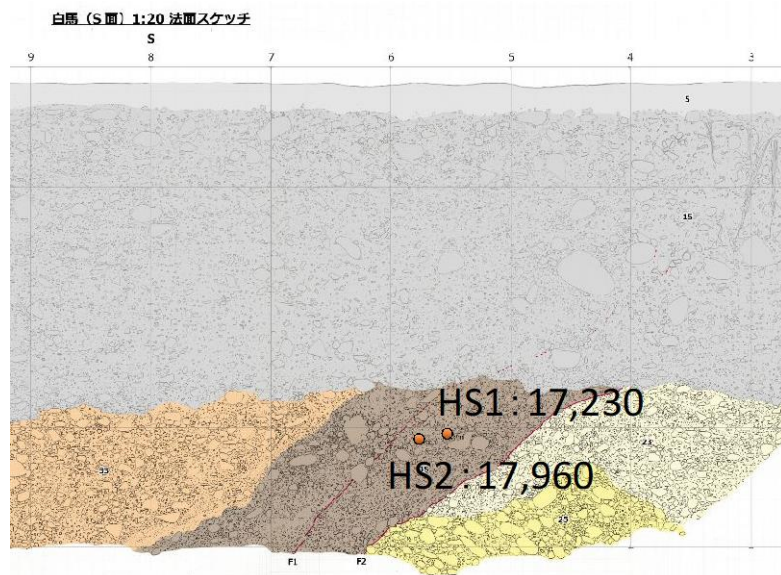


図 2-28 S 面試料採取位置

②試料採取結果

年代測定用試料のサンプリングは N 面で 3 箇所、S 面で 2 か所実施した。
サンプリング状況写真を図 2-29～図 2-33 に示す。



a) サンプリング位置全景



b) サンプリング試料拡大写真

図 2-29 HN1-4.00_18 サンプリング状況写真

※礫間の黒色細粒部を採取



a) サンプル位置全景



b) サンプル試料拡大写真

図 2-30 HN2-7.05_18 サンプル状況写真

※F1 断層直上のシルト部から暗褐色斑状模様が確認される付近をブロックで採取



a) サンプル位置全景



b) サンプル試料拡大写真

図 2-31 HN3-7.70_18 サンプル状況写真

※礫間の黒色部を選択的に採取



a) サンプル位置全景



b) サンプル試料拡大写真

図 2-32 HS1-5.55_18 サンプル状況写真

※砂礫中の細粒部から暗褐色部を選択的に採取



a) サンプル位置全景



b) サンプル試料拡大写真

図 2-33 HS2-5.80_18 サンプル状況写真

※砂礫中の細粒部から黒色の炭質物と思しき位置周辺を選択的に採取

③年代測定方法

放射性炭素年代測定は（株）地球科学研究所に依頼し BETA ANALYTIC INC. 内の実験施設で AMS（加速器質量分析）にて実施した。

測定条件を表 2-3 に、試料処理条件を表 2-4 に示す。

表 2-3 測定条件

Conventional Radiocarbon Age(14C年代) :	
半減期	: リビークの半減期(5568年)
Modern Reference Standard	: SRM-4990C
同位体分別の補正	: δ 13Cを-25‰に規格化することによって同位体分別の補正を行った
基準年(0 BP)	: A.D.1950
放射性炭素濃度	は一定であったと仮定する
参考: Stuiver, M. and Polach, H.A. (1977) Discussion: Reporting of 14C data, Radiocarbon, 19	
δ 13C (permil)	: この安定同位体比は、下式のように標準物質(PDB)の同位体比からの千分偏差(‰)で表現する。
	$\delta 13C (\text{‰}) = \frac{(\frac{13C}{12C})[\text{試料}] - (\frac{13C}{12C})[\text{標準}]}{(\frac{13C}{12C})[\text{標準}]} \times 1000$
	ここで、 $\frac{13C}{12C}[\text{標準}] = 0.0112372$ である。
暦年代	: 過去の宇宙線強度の変動による大気中14C濃度の変動に対する補正により、暦年代を算出する。具体的には年代既知の樹木年輪の14Cの測定、サンゴのU-Th年代と14C年代の比較、湖の縞状堆積物の年代測定により補正曲線を作成し、暦年代を算出する。 使用したデータセット : Intcal13もしくは Marine13 Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, G.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. Hogg, A. 2013, 'IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP' Radiocarbon, vol 55, no. 4, pp. 1869–1887. 確率法についての参考文献 : Bronk Ramsey, C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon, 51(1), 337–360.

表 2-4 試料処理条件

測定方法	AMS : 加速器質量分析
処理・調製・その他	: 試料の前処理、調製などの情報
前処理	acid-alkali-acid : 酸 - アルカリ - 酸洗浄 acid washes : 酸洗浄 acid etch : 酸によるエッチング none : 未処理
調製、その他	Bone Collagen Extraction : 骨、歯などのコラーゲン抽出 Cellulose Extraction : 木材のセルロース抽出
分析機関	BETA ANALYTIC INC. (ISO 17025 accredited) 4985 SW 74 Court, Miami, FL, U.S.A 33155

④年代測定結果

¹⁴C年代測定の結果、HN2-7.05_18 [24,910±100 BP]、HS1-5.55_18 [17,230±50 BP]、HS2-5.08_18 [17,960±50 BP] の測定値を得た。

測定条件および測定結果一覧を表 2-5 に、個別測定結果を図 2-34～図 2-36 に示す。

表 2-5 年代測定結果

geo ID	beta ID	axs	sample	type of material	Measured Radiocarbon Age		Conventional Radiocarbon Age		cal	13C	Technique Deliver	Pretreatment
56909		1	HN1-4.00_18	測定不能								
56910	516454	2	HN2-7.05_18	organic sediment	24900	100	24910	100	95.4% probability(68.4%) [23111 - 26709 cal BC (26260 - 28658 cal BP)]	-24.36	AMS-Standard	acid washes
56911		3	HN3-7.70_18	測定不能								
56912	516456	4	HS1-5.55_18	organic sediment	17230	50	17230	50	95.4% probability(68.4%) [19022 - 18643 cal BC (20971 - 20592 cal BP)]	-24.71	AMS-Standard	acid washes
56913	516457	5	HS2-5.80_18	organic sediment	17960	50	17960	50	95.4% probability(68.4%) [19991 - 19609 cal BC (21940 - 21558 cal BP)]	-24.75	AMS-Standard	acid washes

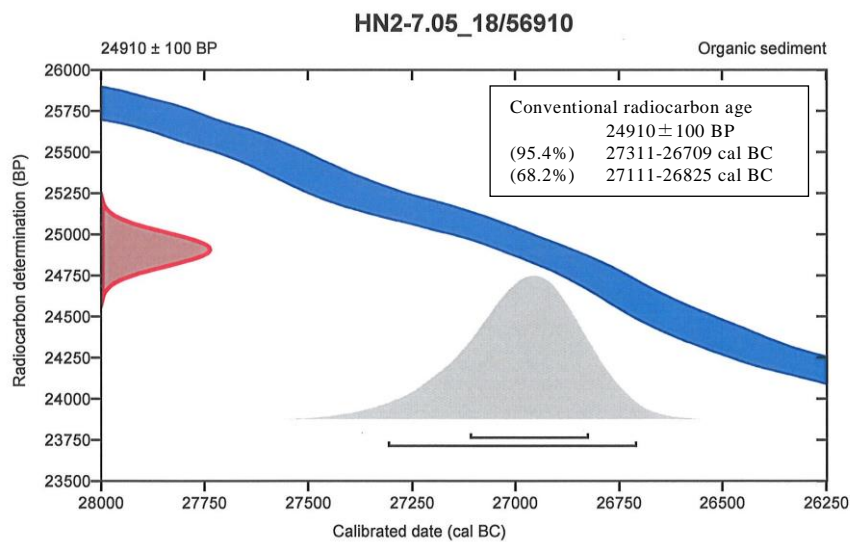


図 2-34 HN2-7.05_18 測定結果

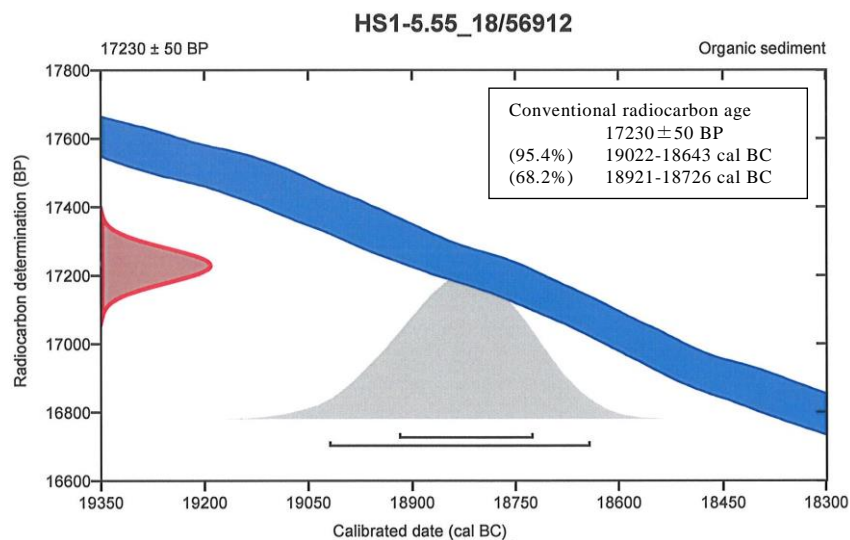


図 2-35 HS1-5.55_18 測定結果

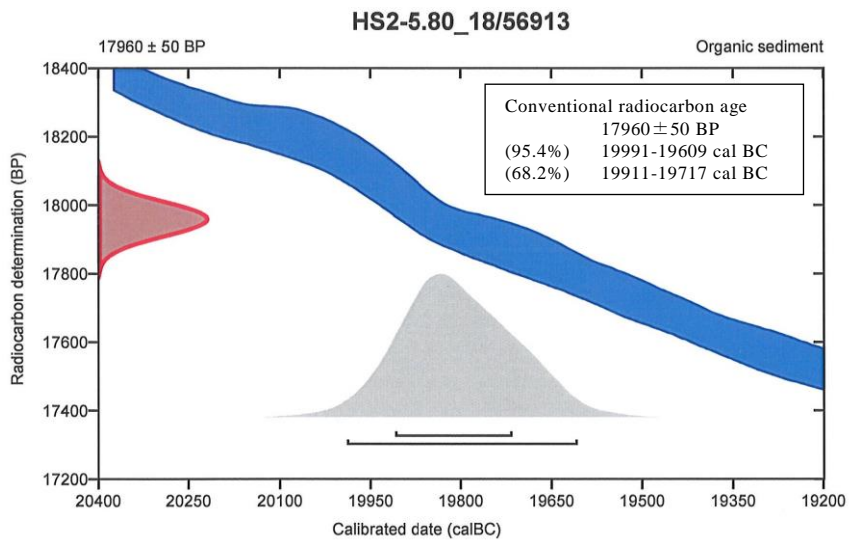


図 2-36 HS2-5.55_18 測定結果

2.1.4.3. 調査結果まとめ

トレンチ調査は長野県北安曇郡白馬村字北城地先において実施した。トレンチ壁面のモザイク写真・スケッチ・試料の採取および年代測定を行った。

調査結果を表 2-6 に取りまとめて示す。

トレンチ内の層序は自然地盤および人工地盤に大きく二区分される。自然地盤は下位から砂礫層 4、砂礫層 3、砂礫層 2 および砂礫層 1 に、人工地盤は盛土層 2、盛土層 1 および耕作土層に細区分できる。砂礫層 4 からは ^{14}C 年代測定で $24,910 \pm 100\text{BP}$ 、 $17,230 \pm 50\text{BP}$ 、 $17,960 \pm 50\text{BP}$ の年代値を得た。

砂礫層 3～4 はやや粒径幅が広く分級の悪い蛇紋岩礫を多く含む砂礫、砂礫層 1～2 は成層構造の発達した分級の良い花崗岩礫を主体とする砂礫からなり、両者は明瞭に区別される。このことから、砂礫層 3～4 を構成する堆積物と砂礫層 1～2 を構成する堆積物では主たる碎屑物の供給源が異なることが想定される。

20 万分の 1 地質図幅「富山（1996）」および「高山（1989）」によると、超苦鉄質岩類（U:ダナイト・ハルツバージャイトおよび蛇紋岩）は松川流域や平川流域など堆積盆地西縁付近に広く分布する（図 2-37）。礫種構成からは、砂礫層 3～4 を構成する堆積物には蛇紋岩礫を多く含むため、堆積盆地西縁付近からの支流の碎屑物が多く供給されていたものと推定される。また、粒径幅が広く分級が悪い堆積物から平常時には水が流れていないことが考えられ、河道から離れた位置での堆積が想定される。一方で、砂礫層 1～2 を構成する堆積物は花崗岩礫を主体とするため、主として姫川からの碎屑物が供給されたものと推定される。成層構造が発達した分級の良い堆積物からは常時流水のある河道内での堆積が想定される。

トレンチ内では F1～F3 の 3 条の断層が確認された。F1 断層は盛土層に緩みを発生させており、その緩み部の延長が 2014 年長野県北部の地震時の地表面の変状発生部にあたることから、2014 年の地震（イベント I）で活動した断層であると推定される。F2 断層は砂礫層 1 を切り盛土層 2 に覆われるため、砂礫層 1 堆積後～盛土層に発生したイベント II で活動した断層であると推定される。F3 断層は F1 断層に切られ砂礫層 3 で削剥されるため、砂礫層 4 堆積中～砂礫層 3 堆積前に発生したイベント III で活動した断層であると推定される。なお、F1 断層については、砂礫層 4 中のシルト層を大きく変位させており、2014 年長野県北部の地震による変位量だけでは説明がつかない。よって、2014 年より前にも F1 断層は活動していたと考えられる。

表 2-6 層序表

模式柱状図	年代値 ※1 (yr.BP)	層相	断層分布概念図 ※2	活動イベント
5 耕作土		粘性土	F1 ↑	← イベント I 2014
15 盛土層 1		不均質、不淘汰		
17 盛土層 2		不均質、不淘汰 下位層と混じる	F3 F2 ↑	23 層堆積後 イベント II
23 砂礫層 1	測定不能	細粒砂層を頻繁に挟む 花崗岩礫主体、中礫		
25 砂礫層 2		成層構造をなす、礫支持 花崗岩礫主体、中～大礫		
33 砂礫層 3		下位層を削剥、礫支持 蛇紋岩礫混じる、大礫		
35 砂礫層 4	17,960±50 17,230±50 測定不能 24,910±100	全体的に乱される、基質支持 蛇紋岩礫混じる、中礫	↑ ↑ ↑	33 層堆積前 イベント III

※1 Conventional Radiocarbon Age (BP) ※2 トレンチ断面での空間分布を示し、破線部はトレンチ内で確認できない範囲

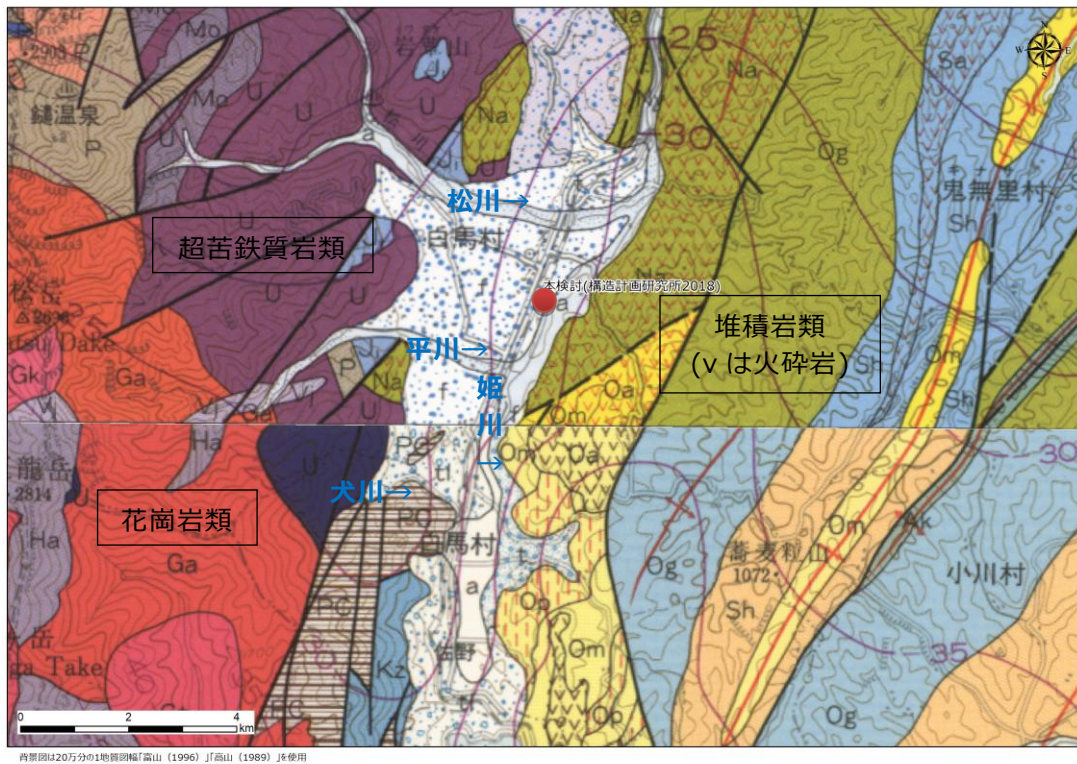


図 2-37 トレンチ調査位置周辺の地質 (赤丸地点がトレンチ調査位置)
(※20万分の1地質図幅「富山(1996)」「高山(1989)」に加筆して作成)

2.1.5. 考察

2.1.5.1. トレンチ調査結果概要

2.1.5.2. 既往成果との比較検討

神城断層における 2014 年長野県北部の地震より前の既知の地震記録は、1858 年信濃大町付近、1714 年姫川流域（正徳小谷地震）、841 年松本付近および 762 年美濃・飛騨・信濃が知られている（宇佐美, 1996）。奥村ほか（1998）では、白馬でのトレンチ調査結果をもとに、4 回の地震の再来間隔を 1108～2430 年の範囲とした。

2014 年長野県北部の地震以降、出現した地表地震断層に対して複数のトレンチ調査が実施されている。各トレンチ調査結果を図 2-38 に取りまとめて示す。

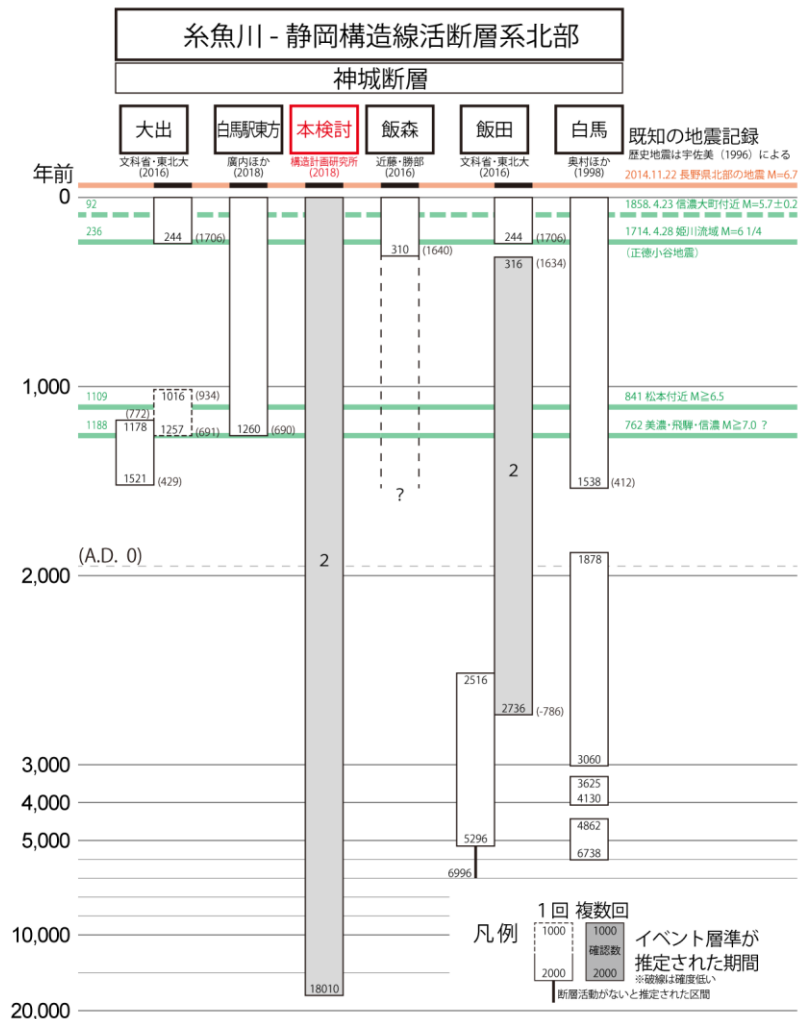


図 2-38 本検討周辺におけるイベントダイアグラム

近藤・勝部（2016）では、トレンチ調査結果ならびに 1714 年正徳小谷地震の震度分布（郡司, 2003）が 2014 年長野県北部の地震における震度分布と類似することを挙げ、2014 年の地震に先行する地震は 300 年前の正徳小谷地震であったと結論付けている。大出および飯田でのトレンチ調査（文科省・東北大, 2016）においても、正徳小谷地震と同時期の地震活動があったことが報告されている。また、大出においては 429 年～772 年、ならびに確度は低いとしながらも 691 年～934 年のイベントも識別されており、これらは 762 年および 841 年の地震記録と矛盾しない。一方で、本事業と同じく主断層から離れた位置に出現した地表地震断層を掘削した白馬駅東方のトレンチ調査（廣内ほか, 2018）では 690 年以降のイベントは地層中に記録されていないとしている。この事実からは、主断層から離れた位置に出現した地表地震断層トレースでは、主断層の地震活動イベント全てにおいて同時に活動していない可能性が想定される。

以上より、主断層におけるトレンチ調査結果において 1,500 年前以降の地層から読み取ることのできる地震再来間隔は、300 年あるいは 1,000 年と考えることができる。一方で、白馬駅東方のトレンチ調査結果（廣内, 2018）では 300 年前の地震が無いことから 1,300 年以上の再来間隔が想定される。また、762 年よりも前のイベントは、白馬トレンチでの 1,878～3,060cal.BP.、3,625～4,130cal.BP.および白馬トレンチの結果に飯田トレンチでの断層活動がない期間を加えると 4,862～5,296cal.BP.となる。

今回、ウィング 2 1 南方で実施したトレンチ調査結果では、2014 年長野県北部の地震を含め 3 回の地震イベントを認定した。本調査位置は主断層から離れた位置の副断層にあたるものと考えられる。同じ断層トレースで調査を行った白馬駅東方のトレンチの結果を考慮すると、主断層で確認される全てのイベントで活動していない可能性がある。以上より、ウィング 2 1 南方で実施したトレンチ調査における 2014 年に先行する地震イベントは以下に示す 3 種類の地震記録の可能性がある。

- ①1714 年小谷地震+762 年もしくは 841 年の地震（再来間隔 300 年および 1,000 年）
- ②762 年および 841 年の地震（再来間隔 1,300 年および 100 年）
- ③762 年もしくは 841 年の地震および 1,878～3,060cal.BP の地震（再来周期 1,300 年および 2600～3900 年）

2014 年長野県北部の地震において地表変状として田圃の撓曲が認められたトレンチ調査地点においても、掘削面において明瞭なせん断面を認識することはできず、盛土部の不明瞭な緩み部を識別できたのみであった。このことは、地表変状などの事前情報なしに同一地点を掘削した場合、2014 年の地震イベントを識別できなかった可能性を示唆している。さらに、廣内（2018）において 1714 年小谷地震の記録が識別できないことも考慮すると、2014 年および 1714 年のように想定される固有地震よりも一回り小さな地震活動では、地震記録はトレンチ壁面で識別できない可能性があると考えられる。したがって、ウィング 2 1 南方で実施した白馬トレンチ壁面に記録されている 2014 年に先行する地震イベントは「③762 年もしくは 841 年の地震および 1878～3060cal.BP の地震（再来周期 1,300 年および 2600 年～3900 年）」である可能性が高い。

本検討におけるトレンチ調査では、直接的に最新活動時期を限定する年代試料は得られなかった。しかしながら、トレンチ壁面の観察において複数回の断層イベントが確認

されることから、イベントの時期は確定できないものの副断層が主断層の活動に伴ってこれまでも活動していたことは明らかとなった。主断層では想定される固有地震断層および一回り小さな地震活動が記録されているものの、主断層から離れた位置に出現する副断層では一回り小さな地震活動は記録されない程度の変位しか生じない可能性がある。

2.2. 逆断層型アナログ実験

強震動予測のスケーリング則や確率論的断層変位ハザード解析（PFDHA）に用いられている地震の数は、逆断層の方が少ない傾向にある（例えば Wells and Coppersmith, 1994 など）。副断層を対象とした場合、横ずれ断層（Petersen et al., 2011）のように十分なデータ数がコンパイルされていないのが現状である（Moss and Ross, 2011）。これらのデータ数を拡充するためには、新たに地震が発生するか、これまでに発生した地震をより高分解能な計測手法を用いて検討する等が考えられる。アナログや数値実験によって適切な手法を用いればデータ拡充の可能性が示唆されている（例えば高尾・他, 2014）。

模擬地盤を用いた断層変位に関するアナログ実験例は国内でも様々な報告がある。堆積層から基盤まで各断層タイプによる検討は上田・谷 (1999a) や上田・谷 (1999b) をはじめとして数多くある。PFDHA に関連した検討としては高尾・他 (2014) で、副断層データの拡充としてアナログ実験や個別要素法による数値シミュレーション結果が用いられている。アナログ実験の場合、実験結果を実スケールに変換して検討する際には、相似比が重要になる。既存のアナログ実験の相似比の例を表 2-7 と表 2-8 に示す。

表 2-7 実験条件と相似比（上田・他, 2005）

		Model scale	Natural scale	Model-to-prototype ratio
Length		30 mm	3 km	10^{-5}
Velocity		0.01 mm/s	0.6 mm/yr	5.3×10^5
Density	silicone	1000 kg m ⁻³	2000 kg m ⁻³	0.5
	sand	1384 kg m ⁻³	2000 kg m ⁻³	0.69
Gravity acceleration		9.81 m s ⁻²	9.81 m s ⁻²	1
Time		2200 s	3.7×10^6 yr	1.9×10^{-11}
Viscosity		5×10^4 Pa s	3.1×10^{20} Pa s	1.6×10^{-16}
Stress	silicone (Shear strength)	50 Pa	10 MPa	5×10^{-6}
	sand (Cohesion)	345 Pa	50 MPa	6.9×10^{-6}

表 2-8 実験条件と相似比（高尾・他, 2014）

	模型地盤(M)	実地盤(P)	相似比(M/P)
層厚	50mm	5km	$L^*=1.0 \times 10^{-5}$
地盤の長さ（走向方向）	1,490mm	149km	
地盤の幅（走向直交方向）	30° : 350mm 45° : 335mm 60° : 320mm	30° : 35.0km 45° : 33.5km 60° : 32.0km	
重力加速度	9.81m/s ²	9.81m/s ²	$g^*=1.0$
湿潤密度	相 : 1,290kg/m ³ 豊 : 1,384kg/m ³	2,000 kg/m ³	相 : $\rho^*=6.5 \times 10^{-1}$ 豊 : $\rho^*=6.9 \times 10^{-1}$
応力	相 : 325Pa 豊 : 345Pa	50MPa	相 : $\sigma^*=6.5 \times 10^{-6}$ 豊 : $\sigma^*=6.9 \times 10^{-6}$

豊：豊浦標準砂、相：相馬珪砂8号

長さの相似比に着目すると、およそ、 10^{-5} オーダーである。いずれも与える最小変位量は 1mm となり、実スケールでは 100m と、実際の断層変位に比べると非常に大きな変位量となる。上田・他（2005）や高尾・他（2014）でも、直接変位を適用できないとして、与えた変位量で正規化して野外観察結果との比較等を行っている。特にアナログ実験結果を PFDHA の副断層データに取り込んだ高尾・他(2014)では、アナログ実験で副断層の変位量が認識できたものについては、与えた総累積変位量で読み取った断層変位量を正規化した値を採用している。PFDHA においては、平均変位量で正規化した値の位置付けとしている。

このような先行研究で検討された相似則や実験結果の解釈を参考に、アナログ実験を実施、結果の整理を行った。

2.2.1. 実験装置

実験装置の概要図を図 2-39 に示す。断層角度の異なる実験を行うために、2種類の装置を作成した。断層変位はラボジャッキにより与えた。断層ブロックおよびその周辺の壁にはアクリルを、土台は木材を組み合わせて作成した。

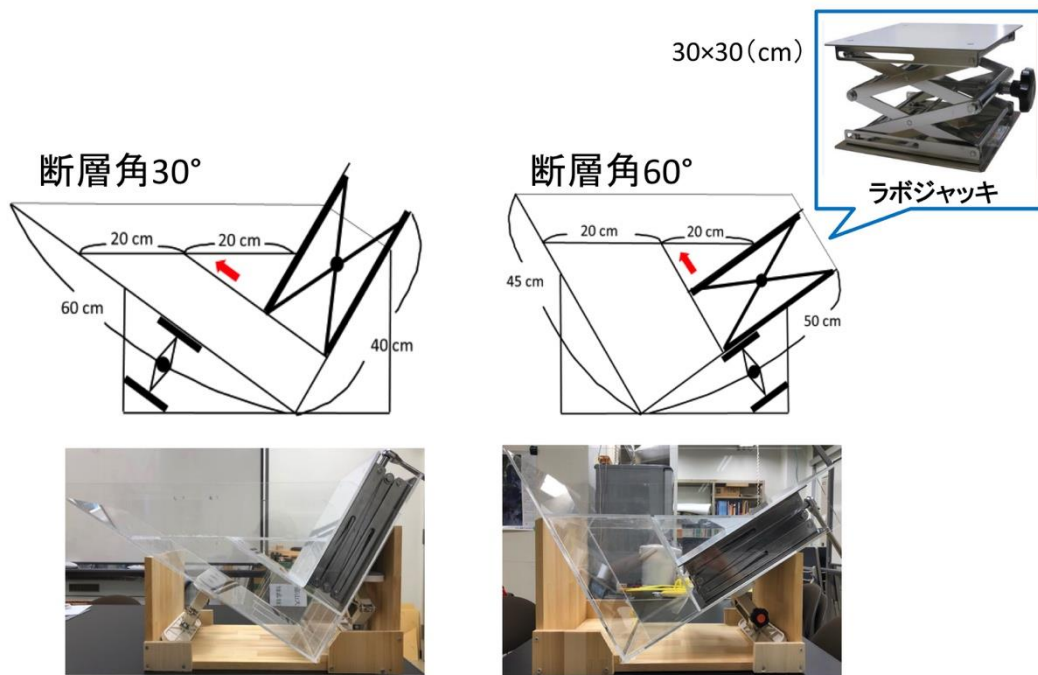


図 2-39 実験装置概要

2.2.2. 相似比の検討

先行研究や今回作成する装置のサイズを鑑みて、長さに関する相似則を $1/15000$ と仮定し、模擬地盤に用いる上用粉（米粉）の物性が相似比を満たすかどうかを検討した。今回の実験では模擬地盤、実地盤共に断層の形成メカニズムを支配するモール・クーロンの破壊規準(2.2.2-1)式を満たす必要があり、また応力については(2.2.2-2)式の相似比を満たす必要がある。

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi \quad (2.2.2-1)$$

$$\sigma^* = \rho^* g^* L^* \quad (2.2.2-2)$$

なお、(2.2.2-1)式の τ は剪断応力、 σ_n は垂直応力、 c はコヒージョン（粘着力）、 ϕ は内部摩擦角であり、(2.2.2-2)式の σ^* 、 ρ^* 、 g^* 、 L^* はそれぞれ応力、密度、重力加速度、長さの相似比である。

上用粉の崩壊する高さ h と崩壊角度の測定には縦 14.9cm、横 14.6cm、高さ 9.9cm のコの字型の亚克力容器を用いた。空いているコの字の辺に亚克力板で蓋をし上用粉を入れ、亚克力板を水平方向に引き離すことで端部を解放状態に崩壊させる（図 2-40）。こうして上用粉の崩壊する高さ h と崩壊角度を 10 回測定し、その平均値を求めたところ高さ h は 5.0cm、崩壊角度は 50.5° となった。上用粉の密度 ρ は縦 5.6cm、横 5.6cm、高さ 6.0cm の亚克力容器に上用粉をすりきれで入れ、重さを 10 回測り平均を出すことで求め、 0.61 g/cm^3 となった。なお、応力の相似比は 2.0×10^{-5} となる。

$$h = (2c \cos \phi) / (\rho g (1 - \sin \phi)) \quad (2.2.2-3)$$

$$\alpha = 45^\circ + \phi / 2 \quad (2.2.2-4)$$

以上の数値から(2.2.2-3)式(Catherine and Trent, 2008)より上用粉のコヒージョン c は 85Pa、内部摩擦角 ϕ は(2.2.2-4)式から、 31° となる。この二つの式を満たす模擬地盤として、今回の実験では長さのスケールを 1/15000 と設定し、模擬地盤の材料には乾燥状態の上用粉の物性の相似比が 10^{-5} から 10^{-6} の範囲に収まっていることを確認した(表 2-9)。

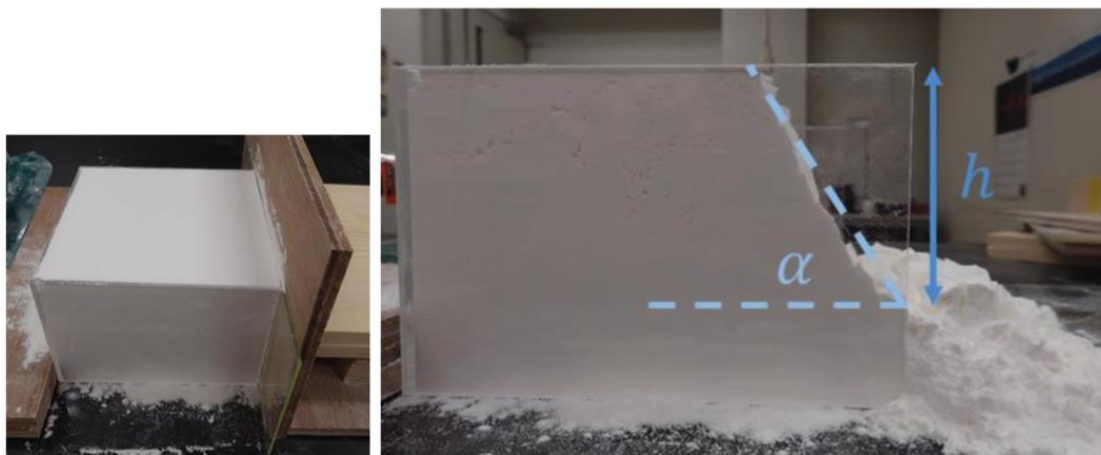


図 2-40 h や α の測定

表 2-9 本実験での相似則(吉鶴, 2017 に基づく)

材質	模擬地盤(上用粉)	実地盤(堆積岩)	相似比
層厚	3cm	450m	6.7×10^{-5}
密度	0.60 g/cm^3	2 g/cm^3	0.3
重力加速度	9.81 m/s^2	9.81 m/s^2	1
コヒージョン	84.6Pa	50MPa	1.7×10^{-6}
内部摩擦角	31°	$10 \sim 45^\circ$	ほぼ同値

2.2.3. 実験手順

実験装置に上用粉を 3cm 堆積させ、ラボジャッキにより与える鉛直変位を 1mm, 2mm, 3mm, 5mm, 7mm, 10mm, 15mm, 20mm とし、ステップ毎に模擬地盤の写真撮影を行い、写

真測量にて数値化するためのデータを取得した。写真測量には PhotoScan を用いた。各断層角度で 3 回試行を行った。様々な方向から撮影した写真では、模擬地盤上の起伏、レンズの中心から対象物までの距離の違いにより、写真上の像に位置ズレが生じる。このひずみを修正することをオルソ補正といい、この補正をかけた写真をオルソ画像と呼ぶ。実験結果の写真は全て PhotoScan による処理で得られたオルソ画像を示す。

2.2.4. 実験結果

各断層角度での結果を、装置上から撮影したオルソ画像を以降に示す。

2.2.4.1. 30° 1 回目

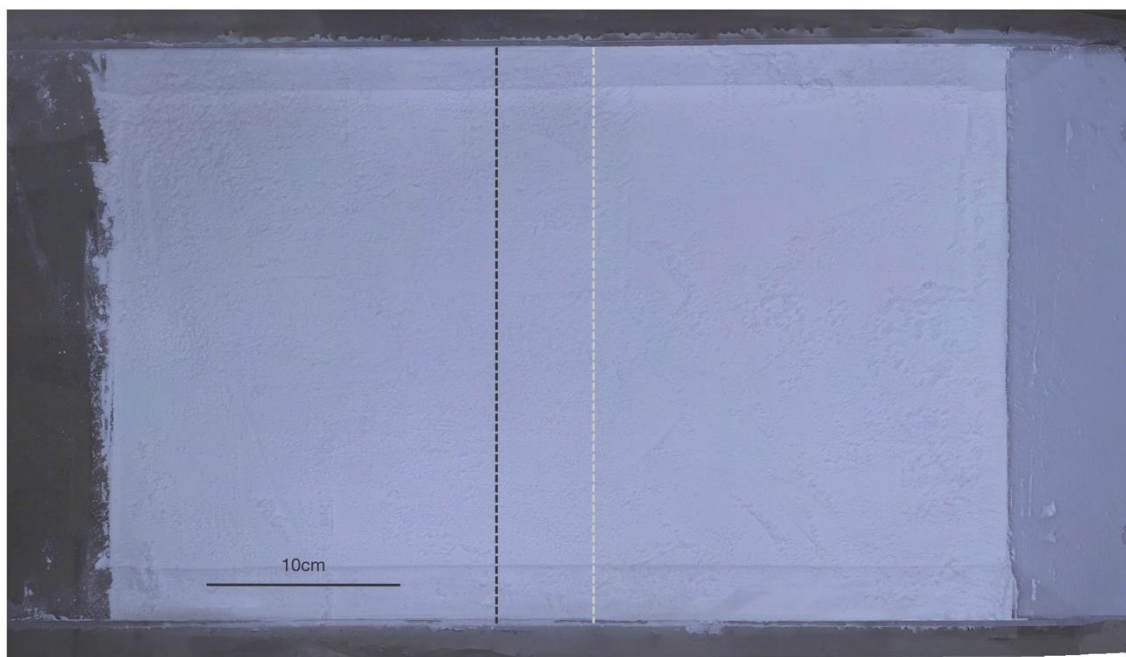


図 2-41 鉛直変位量 0mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

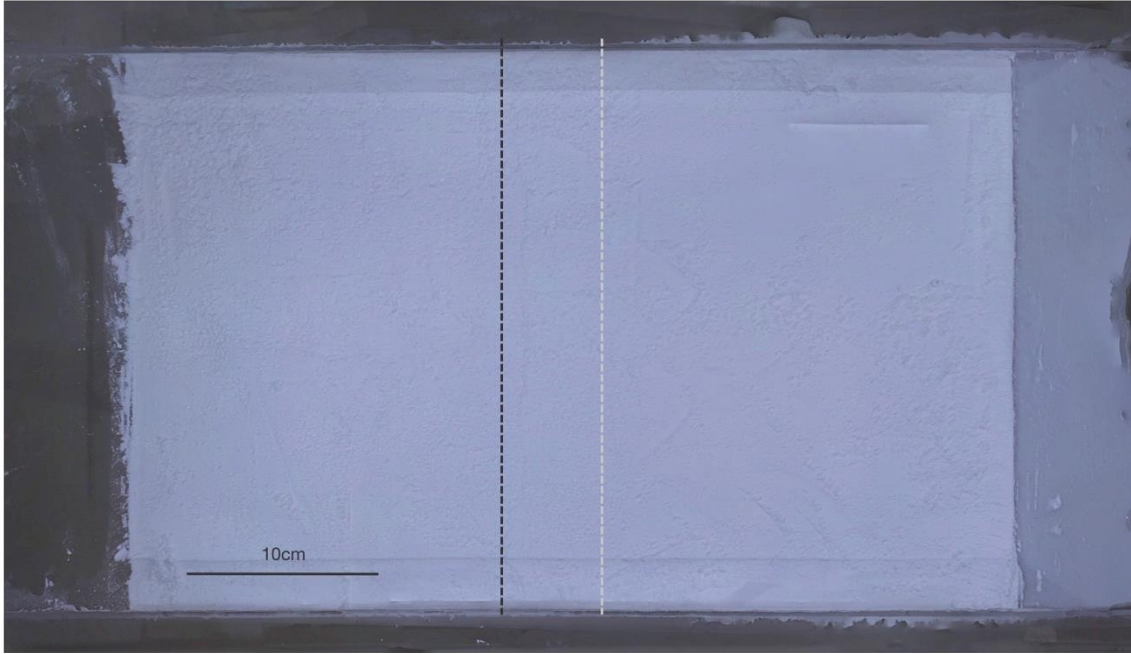


図 2-42 鉛直変位量 1mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

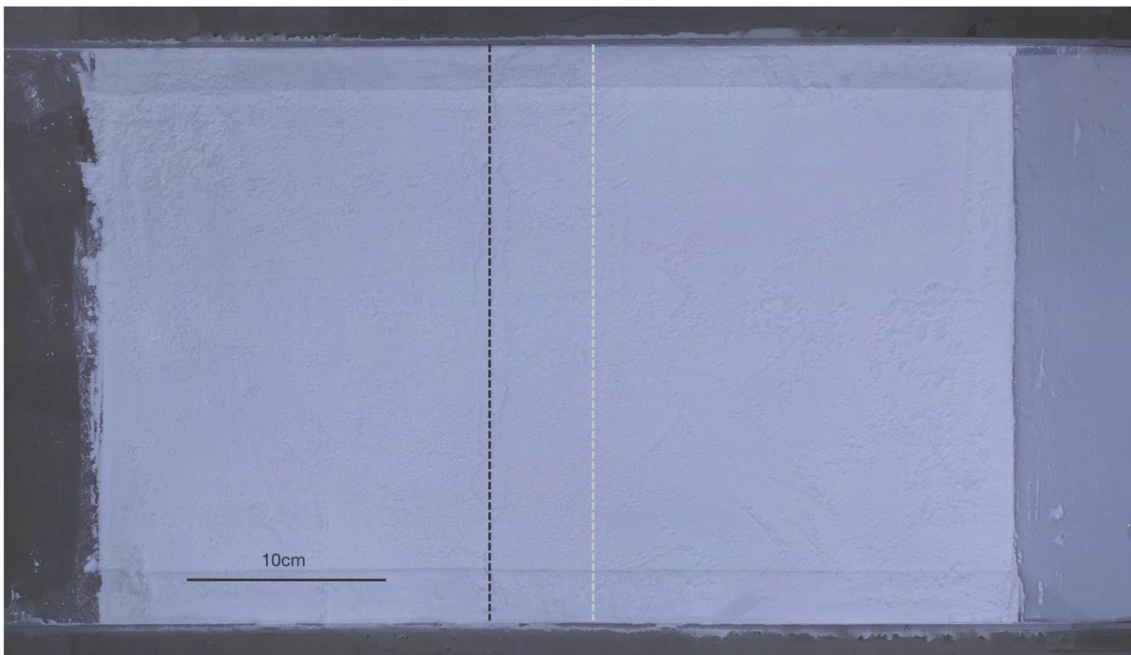


図 2-43 鉛直変位量 2mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

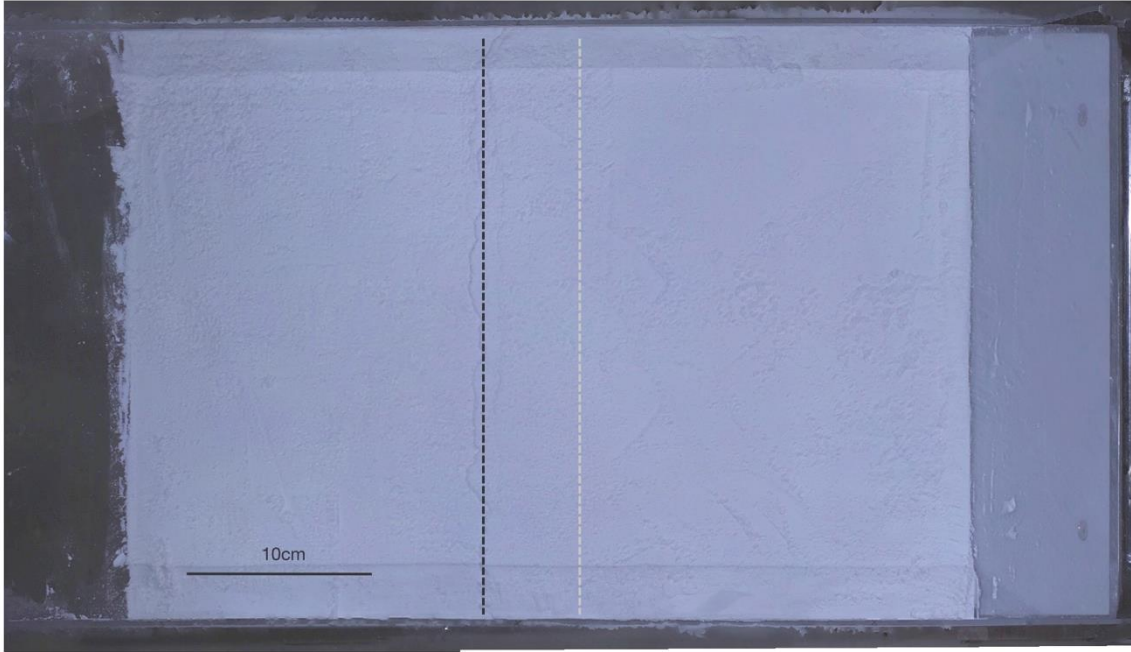


図 2-44 鉛直変位量 3mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

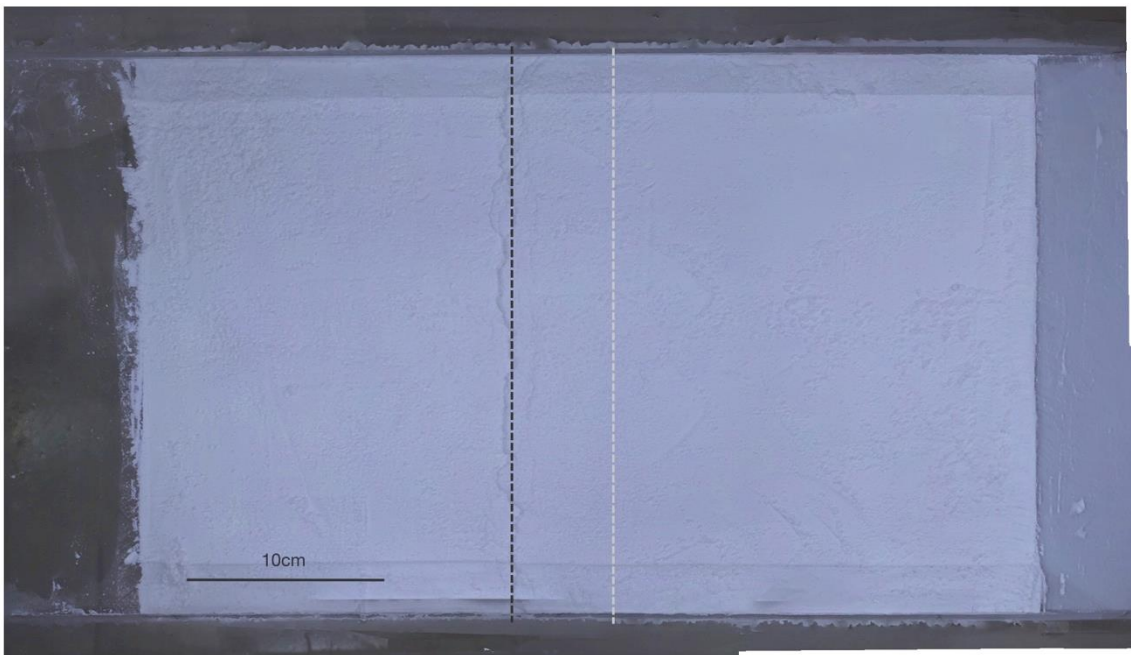


図 2-45 鉛直変位量 5mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

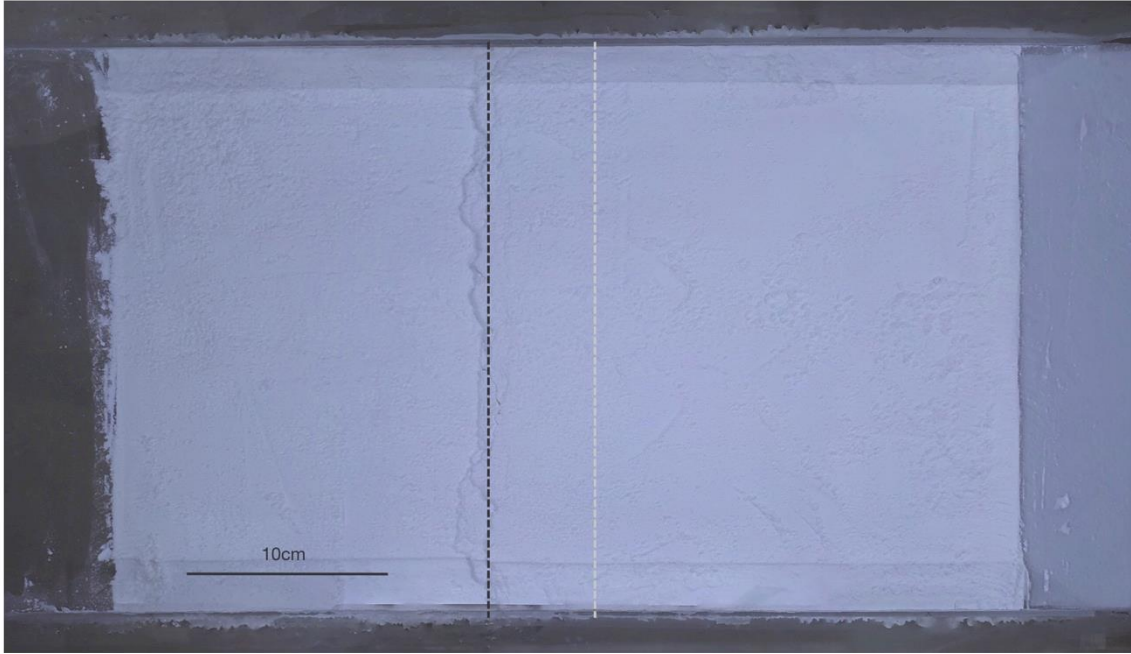


図 2-46 鉛直変位量 7mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

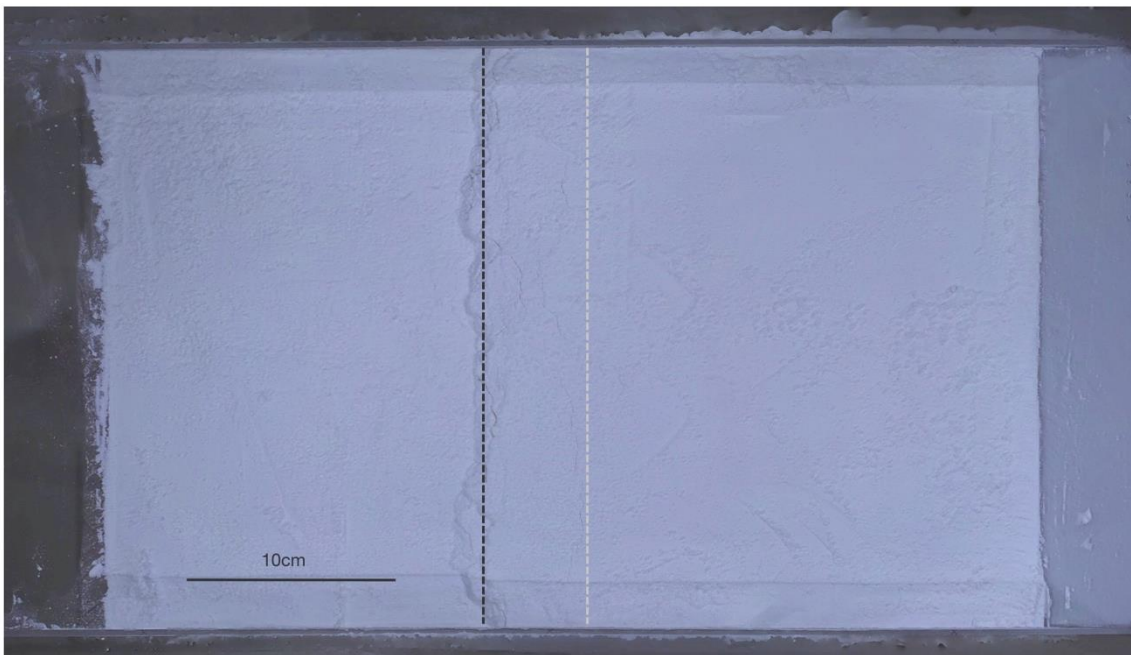


図 2-47 鉛直変位量 10mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

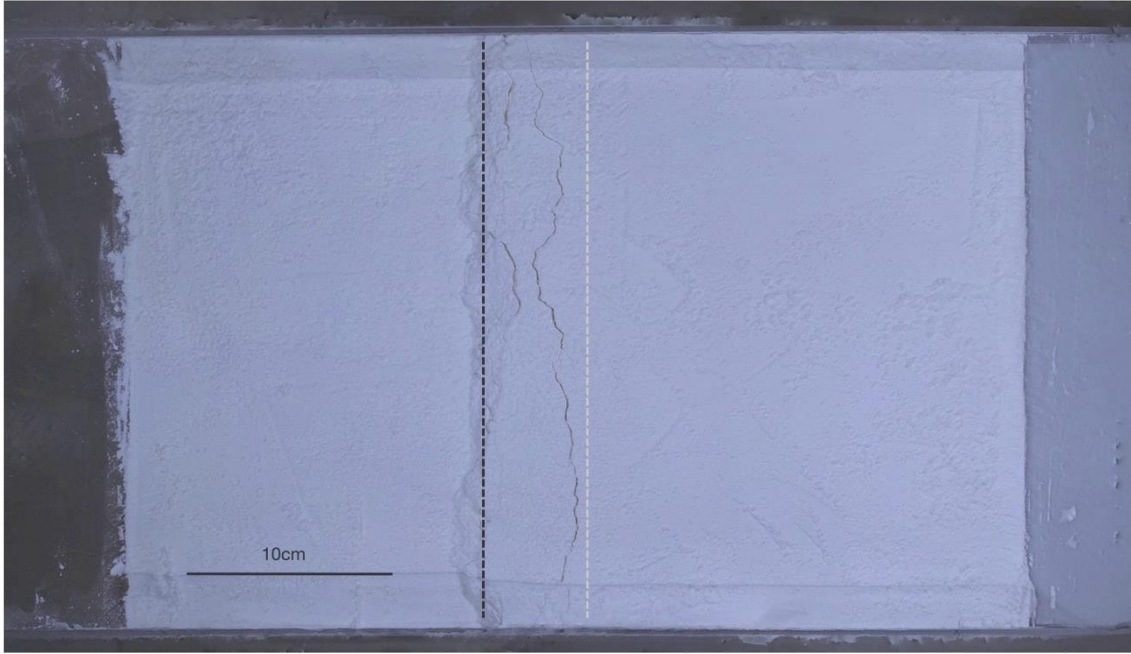


図 2-48 鉛直変位量 15mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

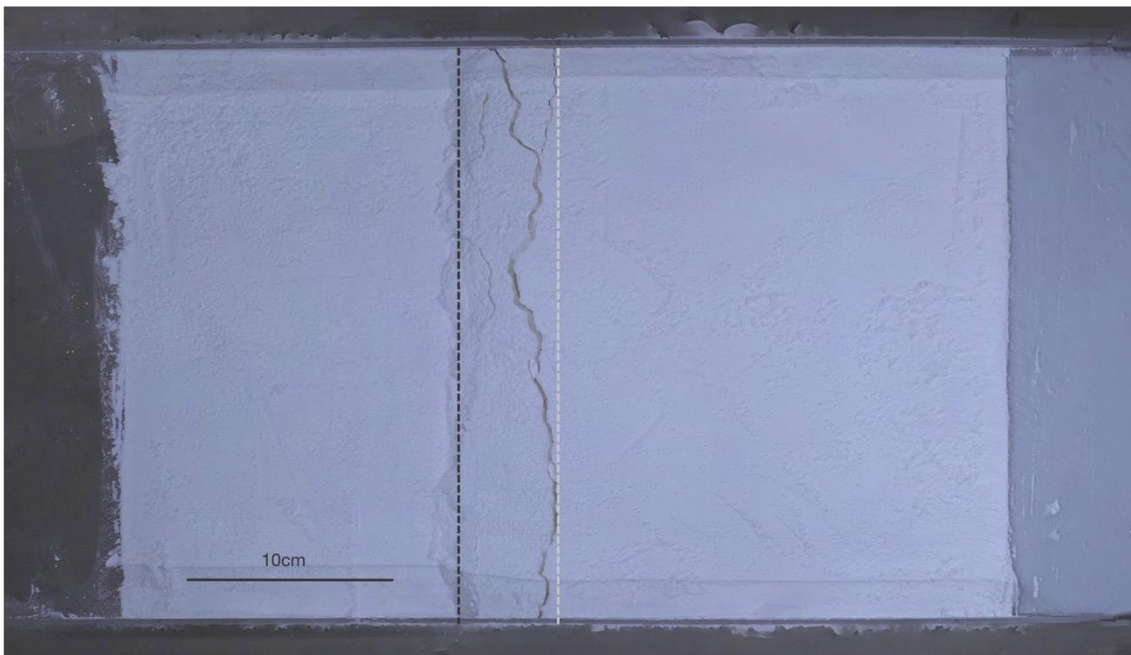


図 2-49 鉛直変位量 20mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

2.2.4.2. 30° 2回目

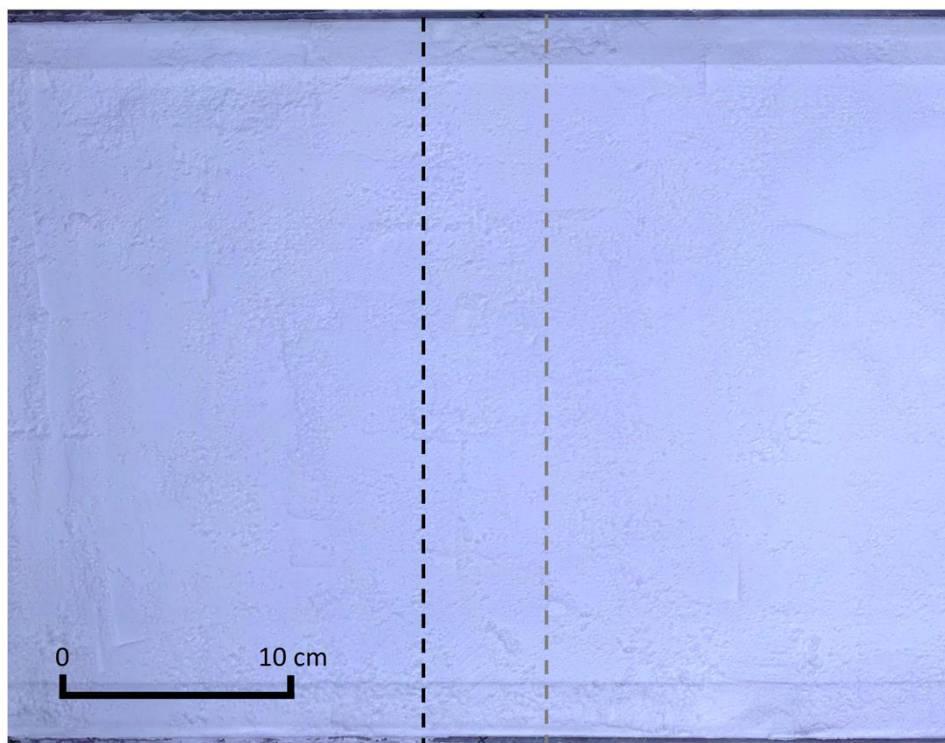


図 2-50 鉛直変位量 0mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

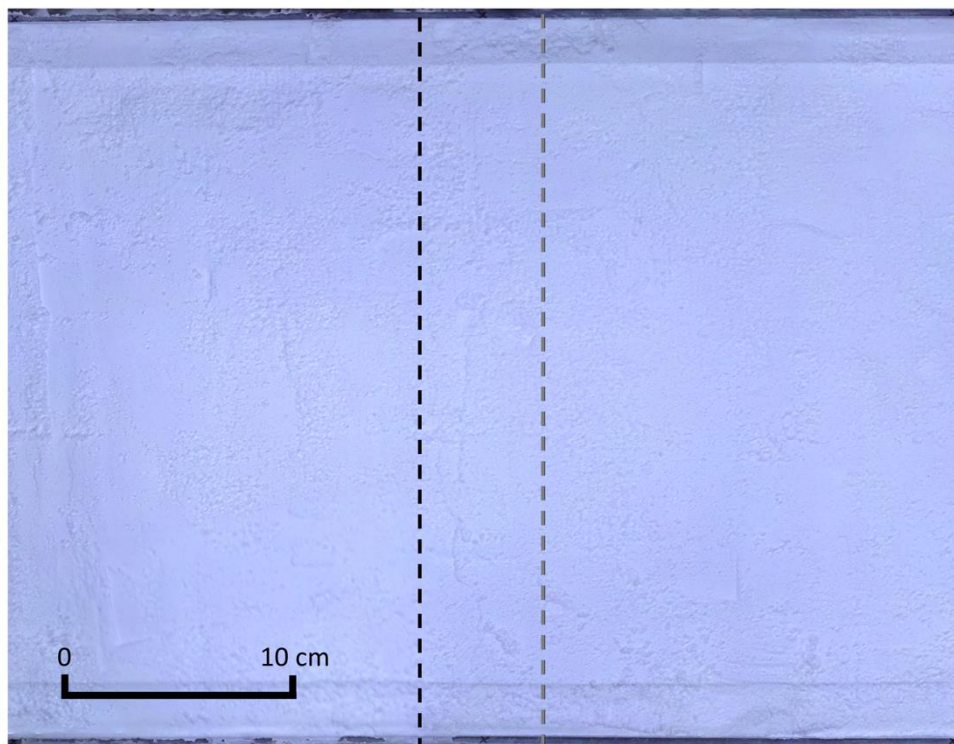


図 2-51 鉛直変位量 1mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

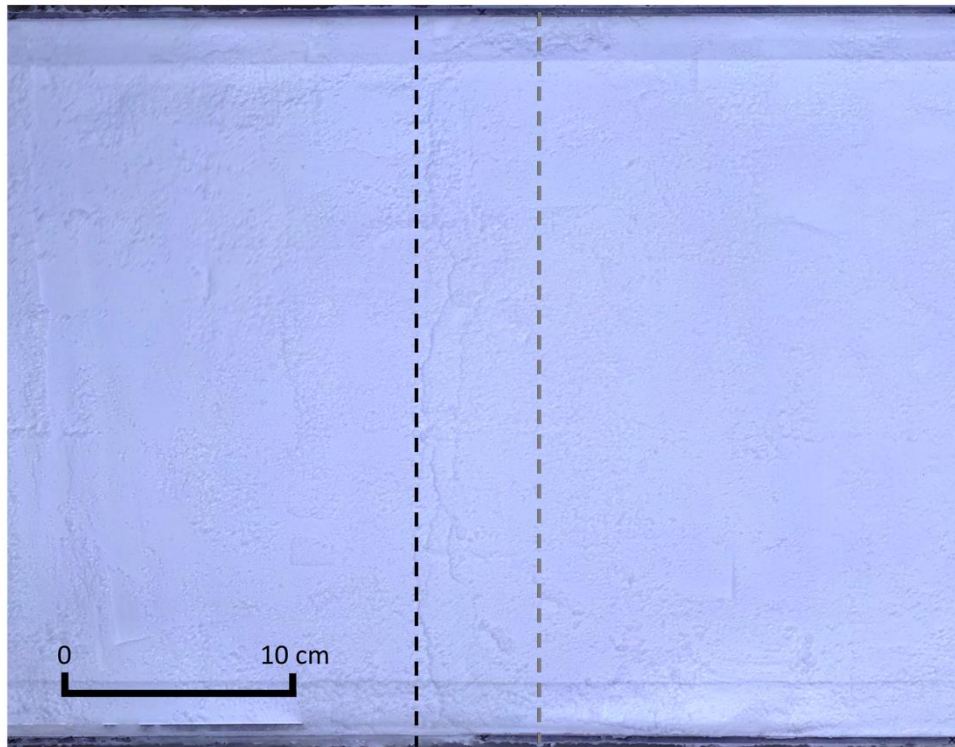


図 2-52 鉛直変位量 2mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

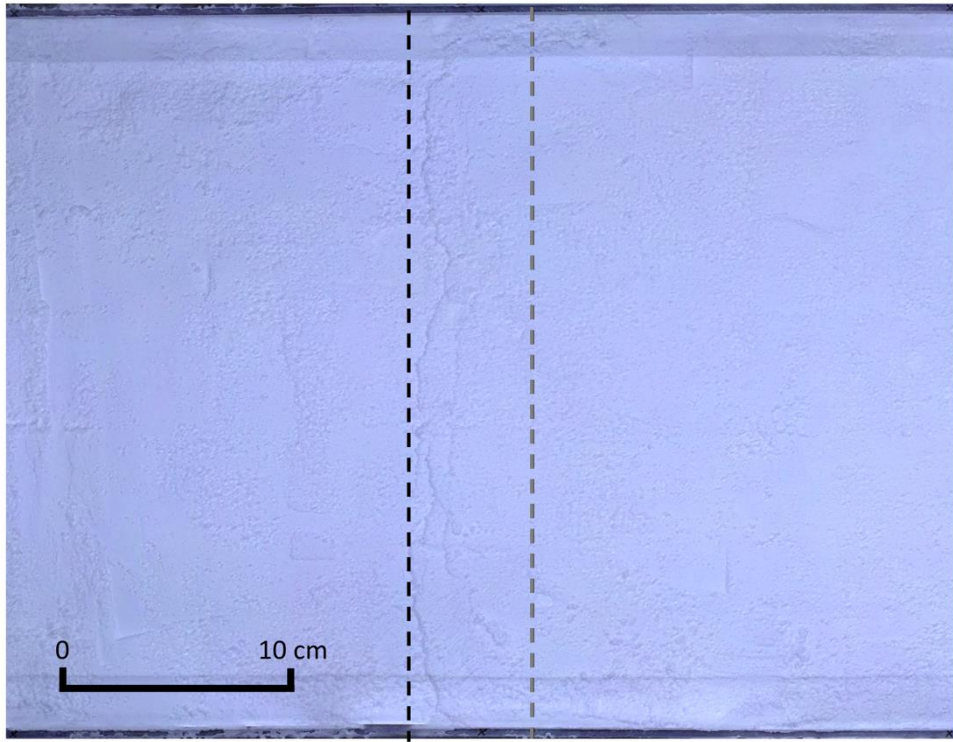


図 2-53 鉛直変位量 3mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

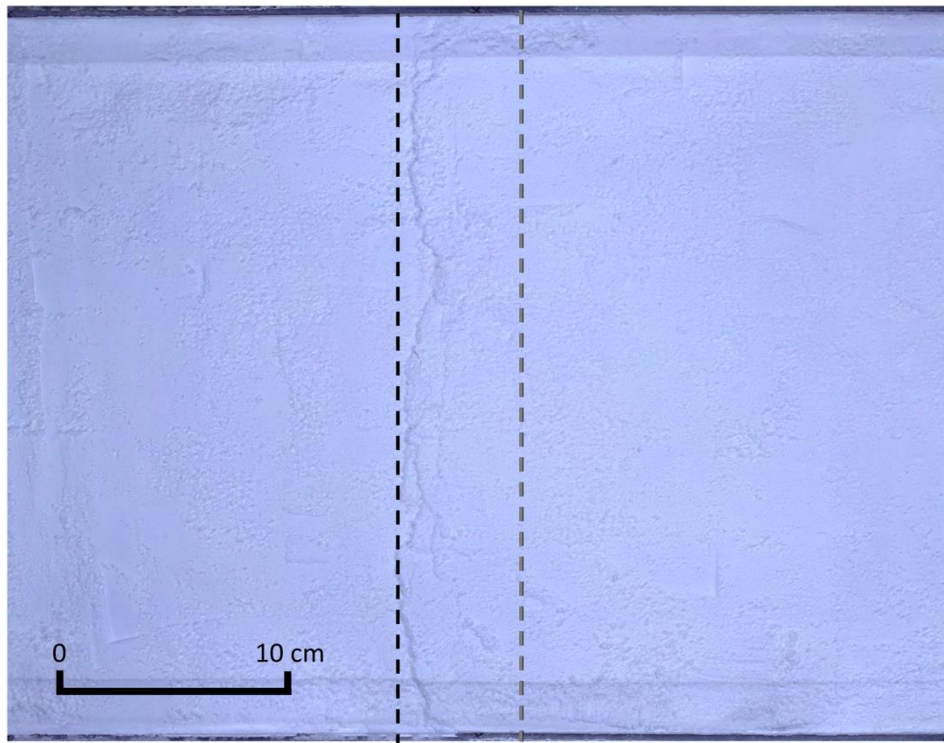


図 2-54 鉛直変位量 5mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

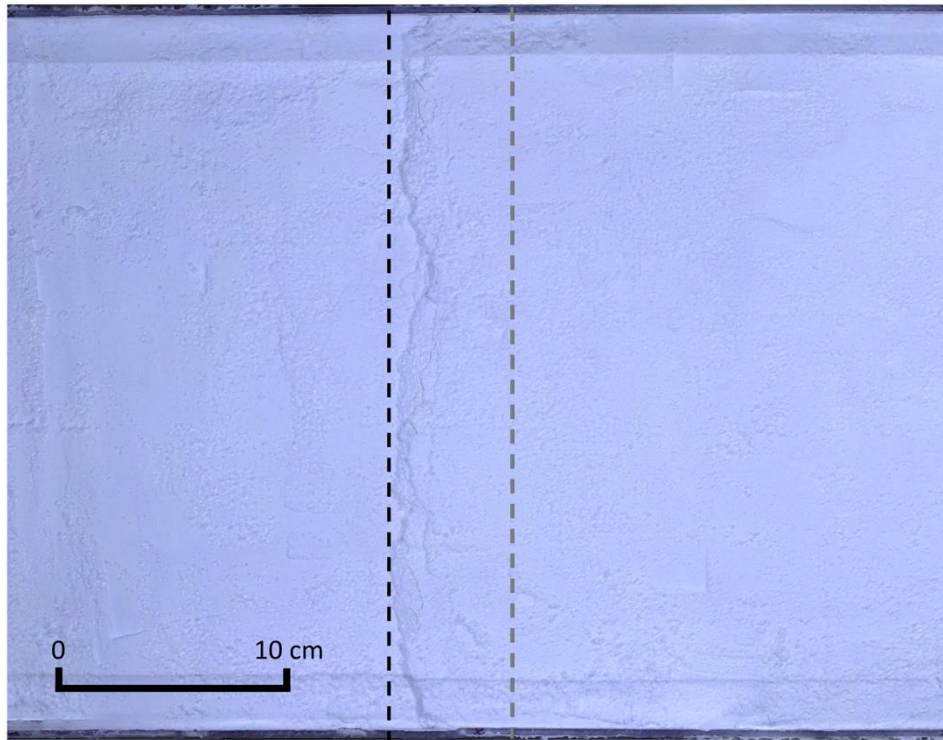


図 2-55 鉛直変位量 7mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

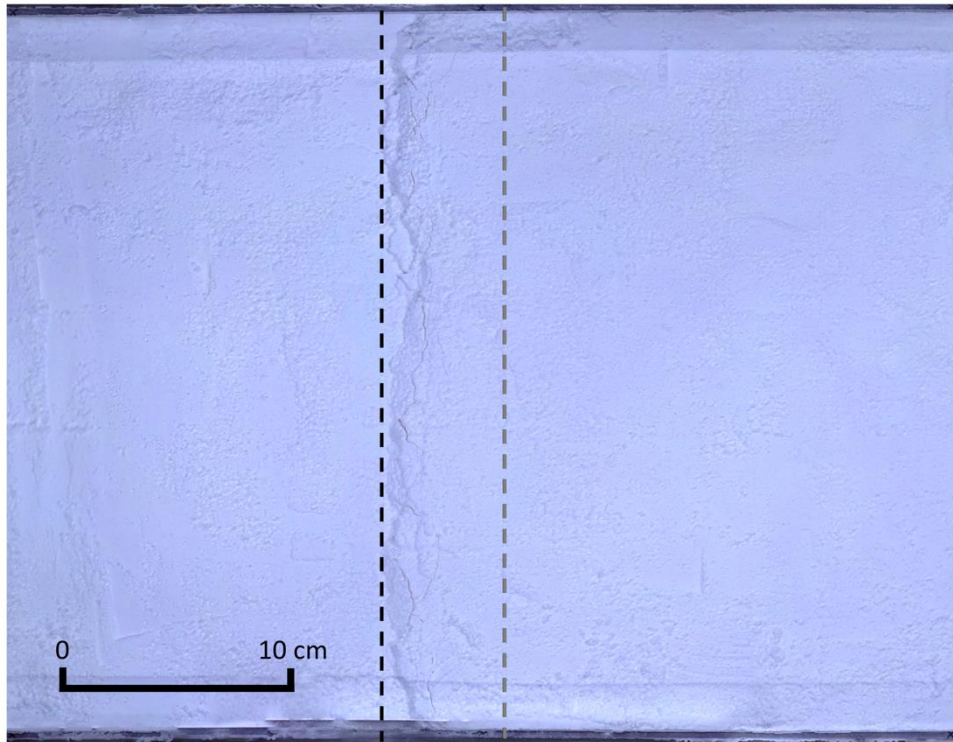


図 2-56 鉛直変位量 10mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

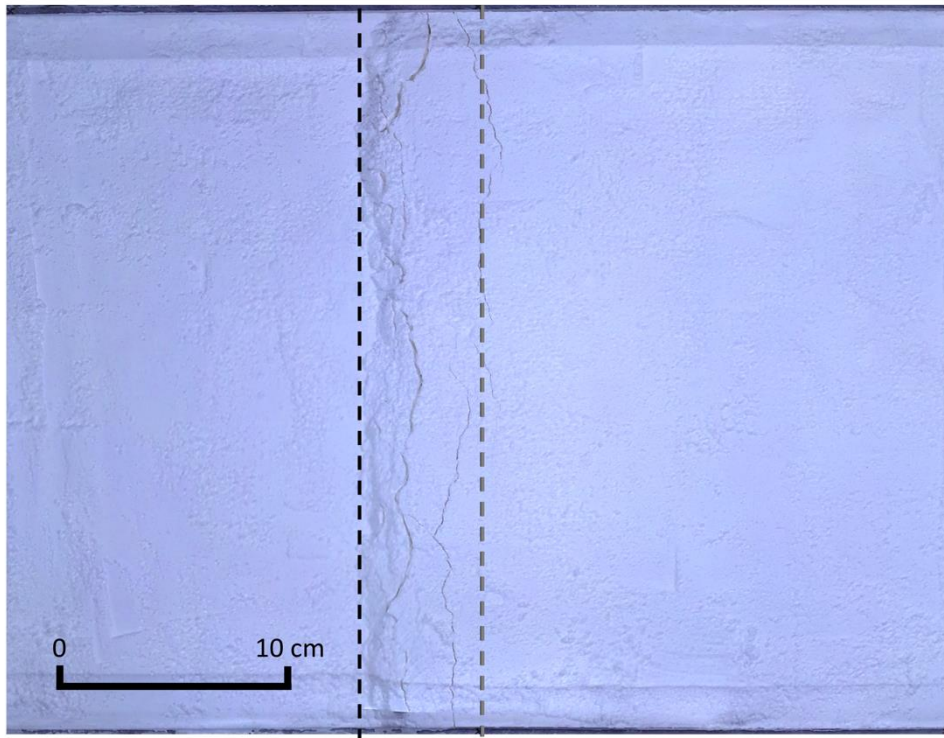


図 2-57 鉛直変位量 15mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

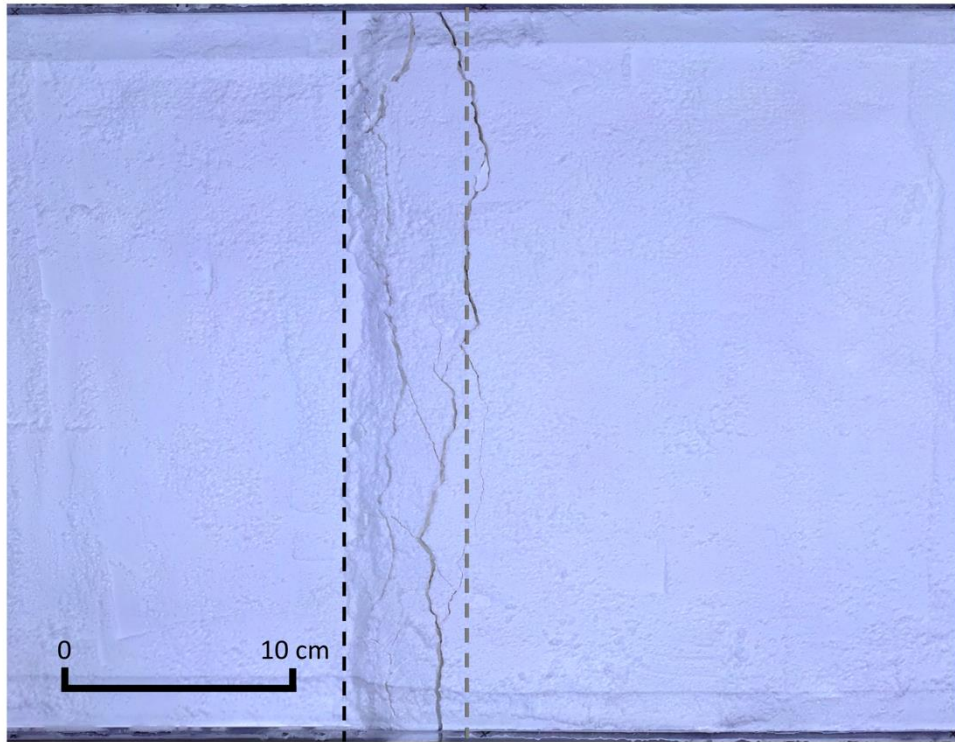


図 2-58 鉛直変位量 20mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、
黒色点線は断層の地表投影位置。

2.2.4.3. 30° 3回目

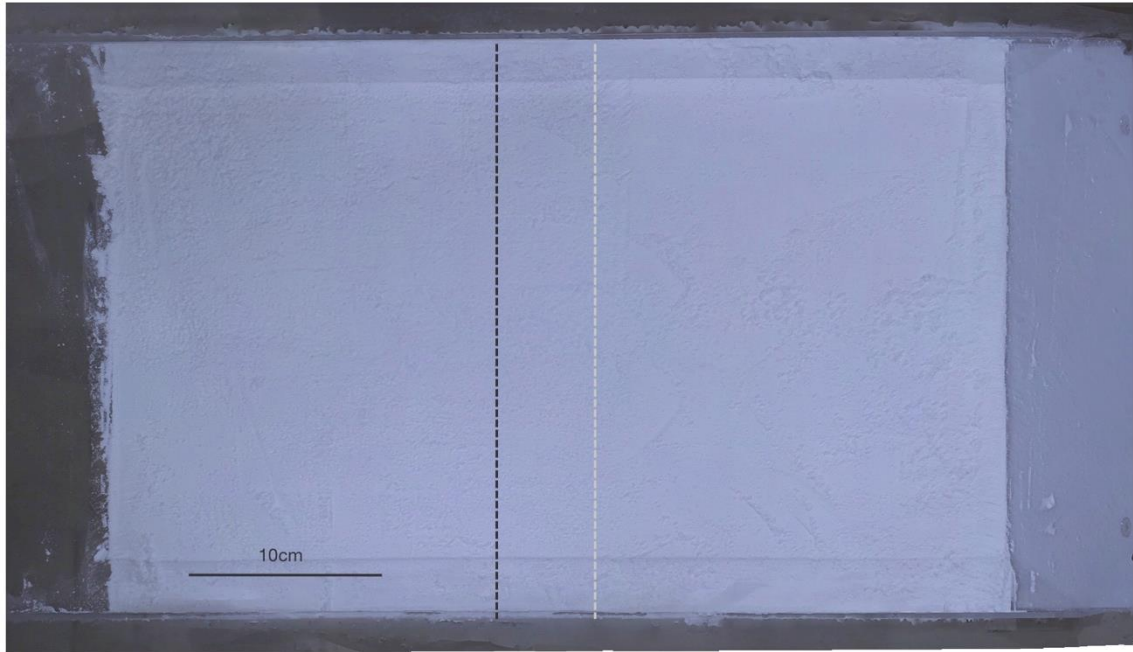


図 2-59 鉛直変位量 0mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

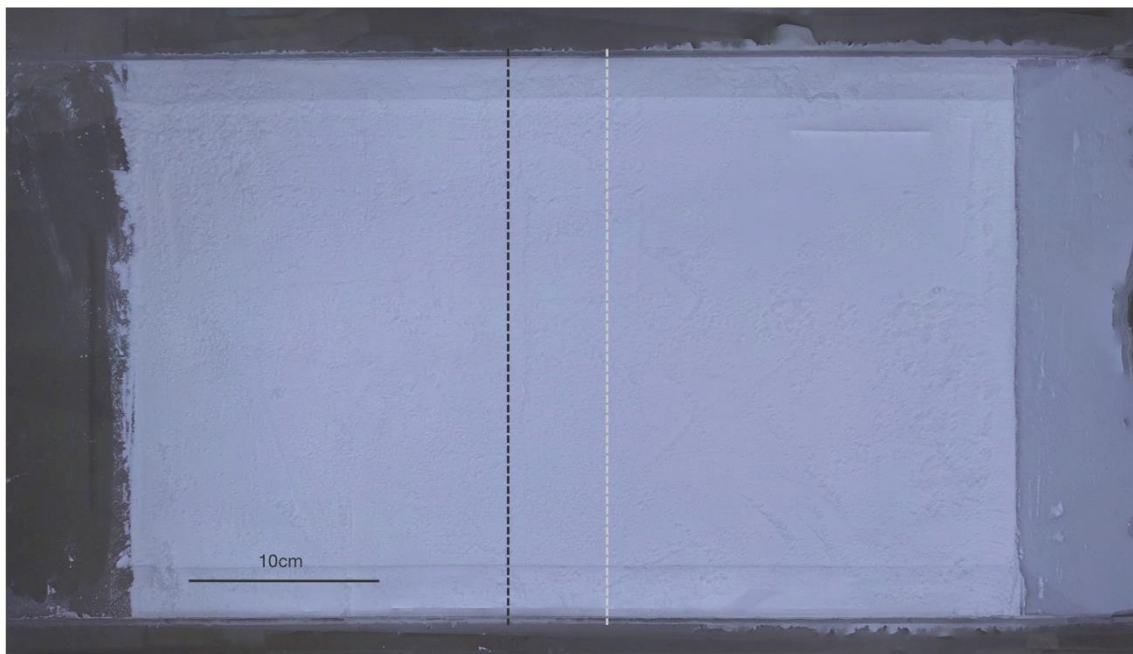


図 2-60 鉛直変位量 1mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

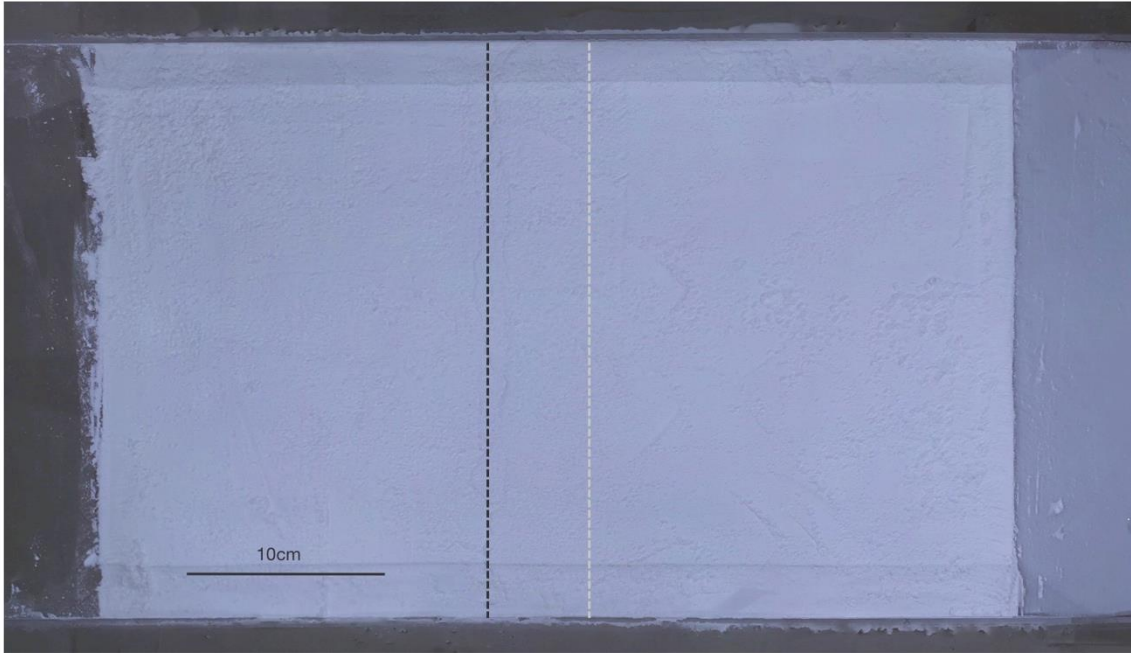


図 2-61 鉛直変位量 2mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。



図 2-62 鉛直変位量 3mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

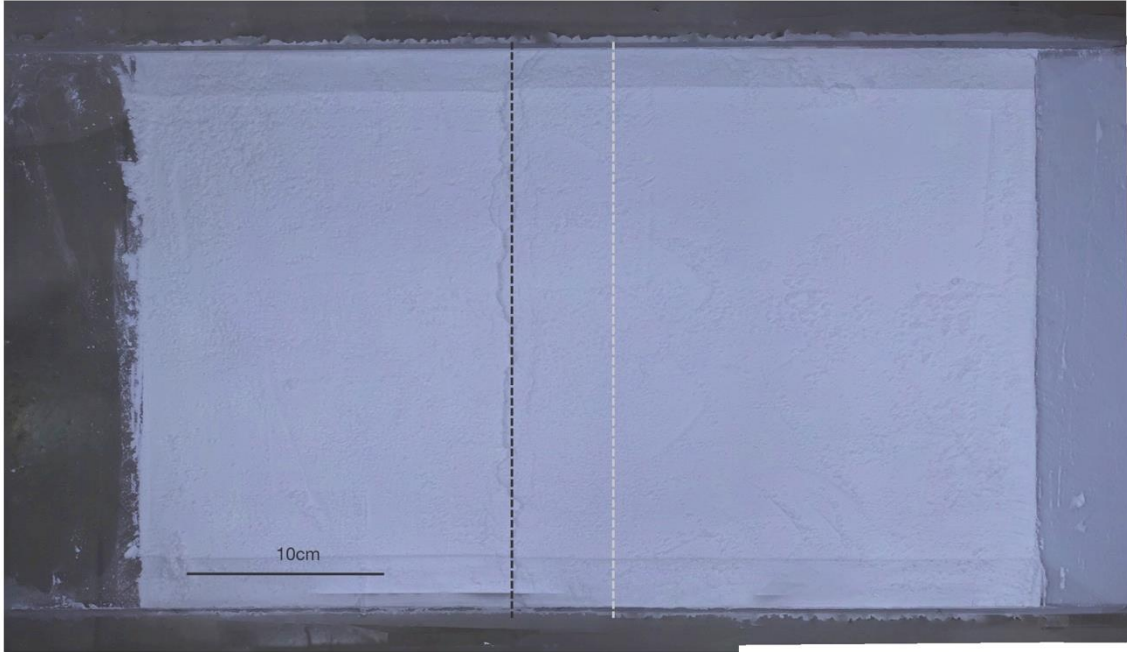


図 2-63 鉛直変位量 5mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

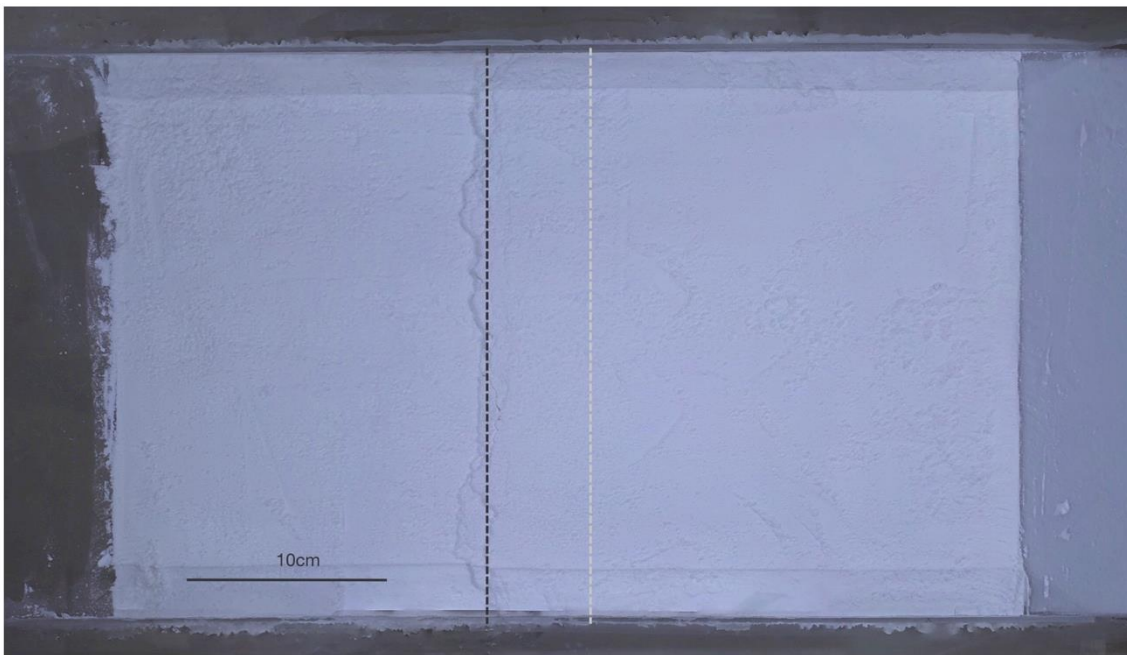


図 2-64 鉛直変位量 7mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

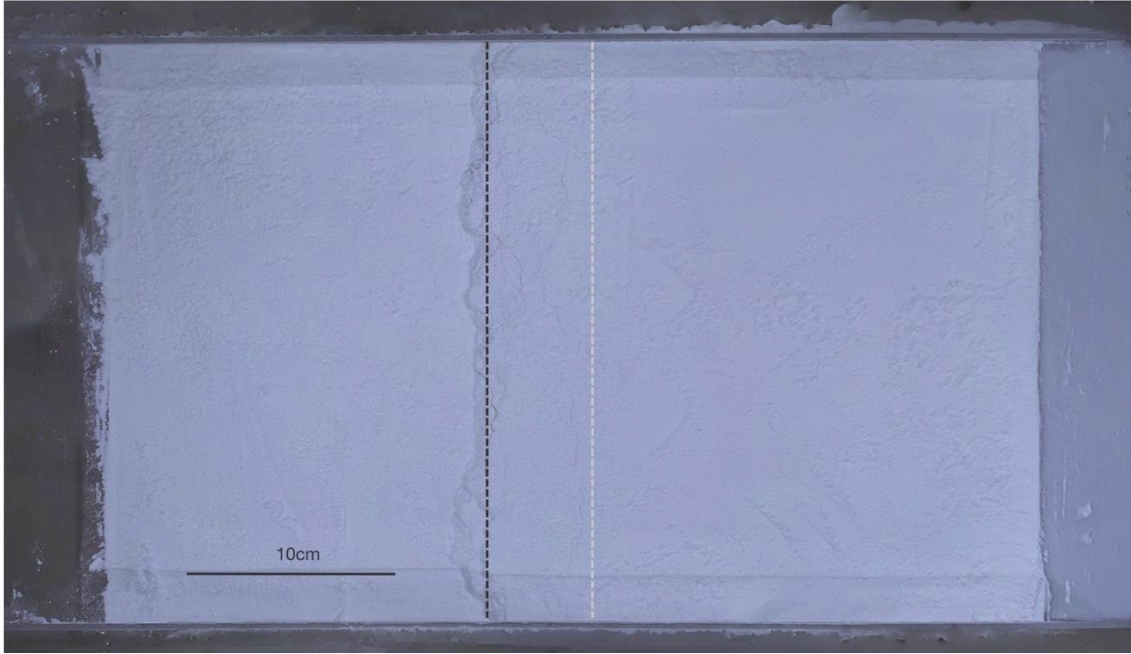


図 2-65 鉛直変位量 10mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

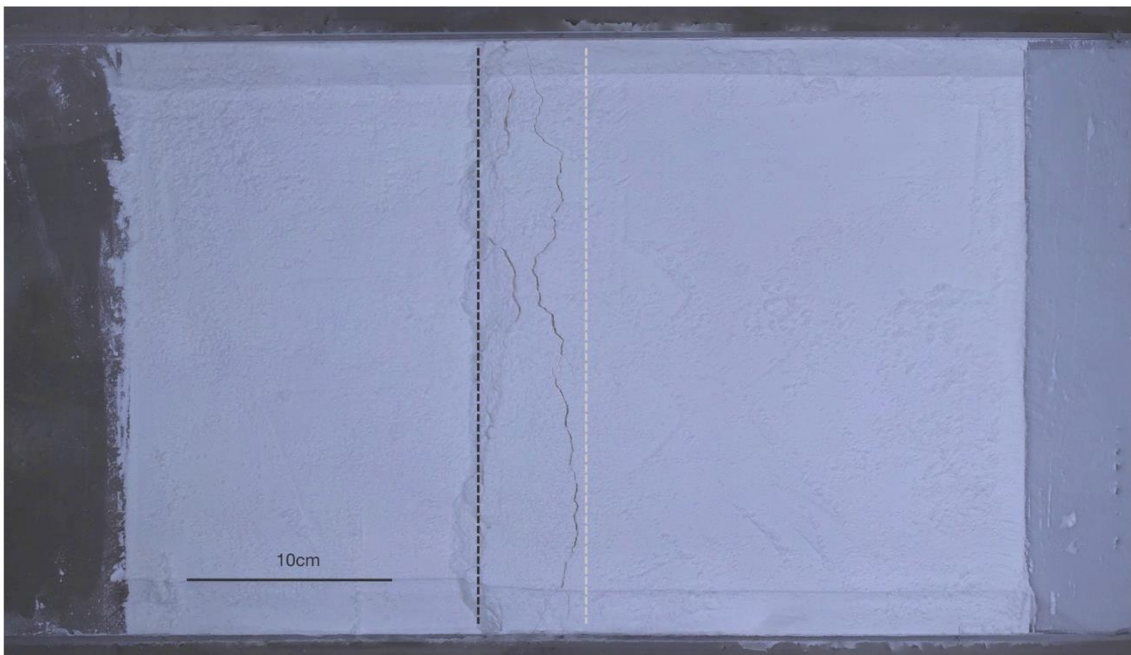


図 2-66 鉛直変位量 15mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

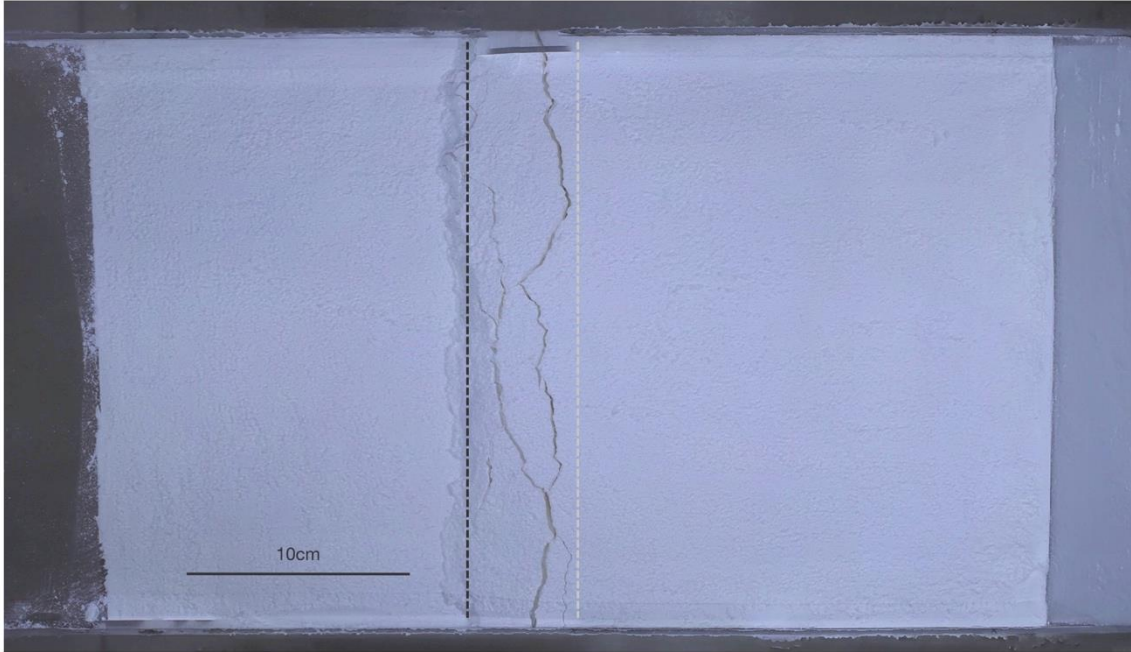


図 2-67 鉛直変位量 20mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

2.2.4.4. 60° 1回目

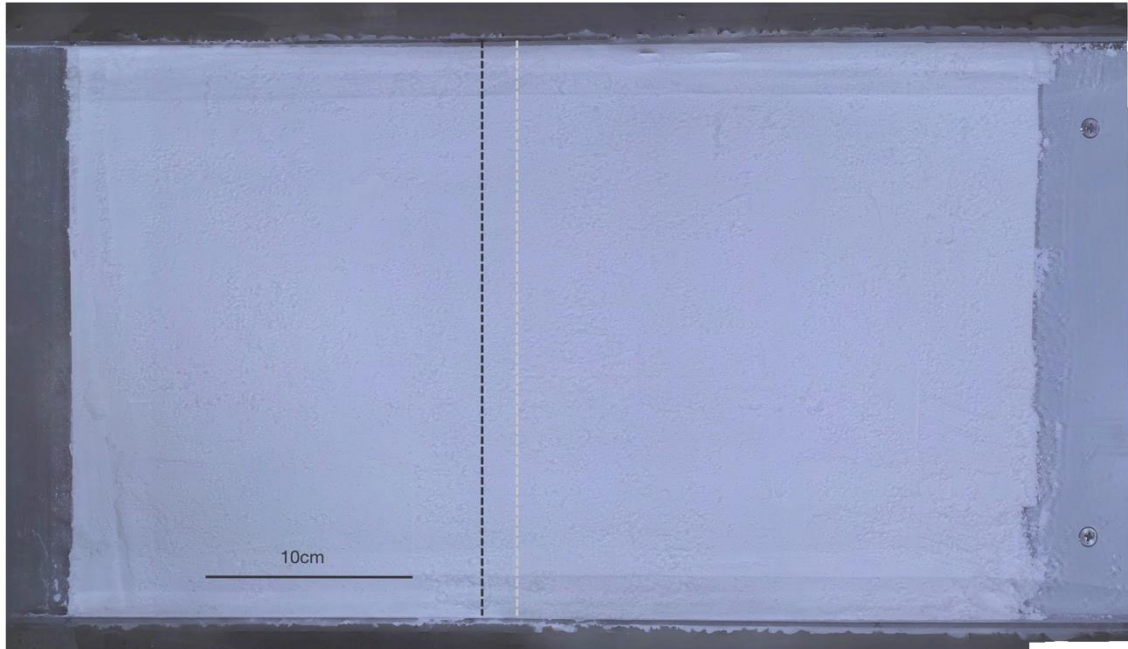


図 2-68 鉛直変位量 0mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

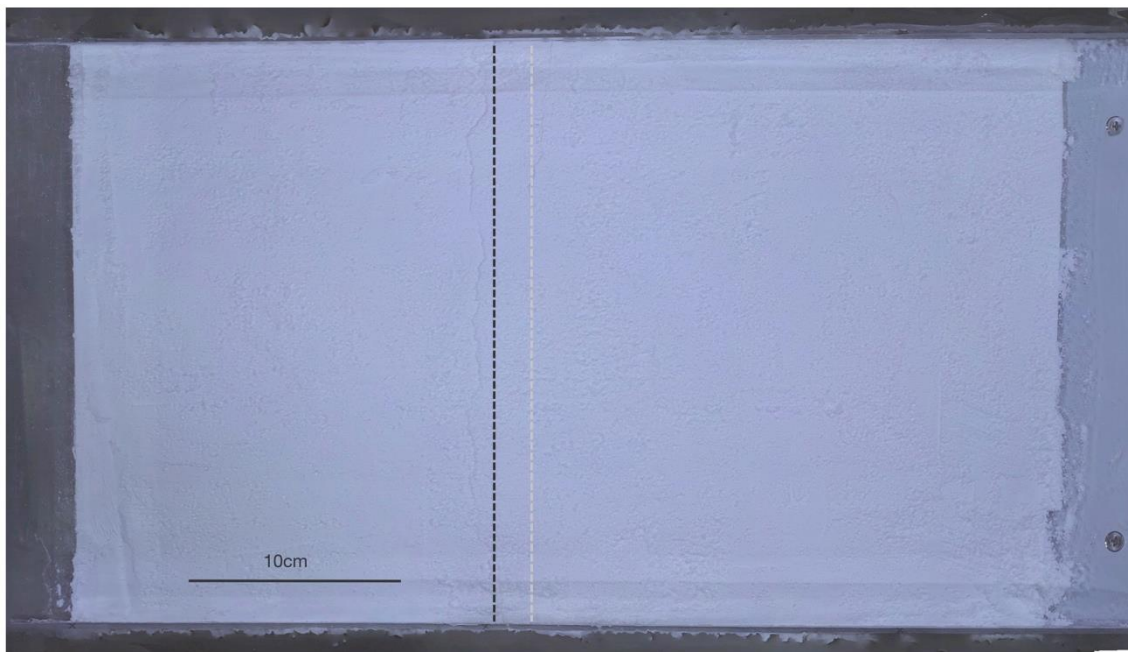


図 2-69 鉛直変位量 1mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

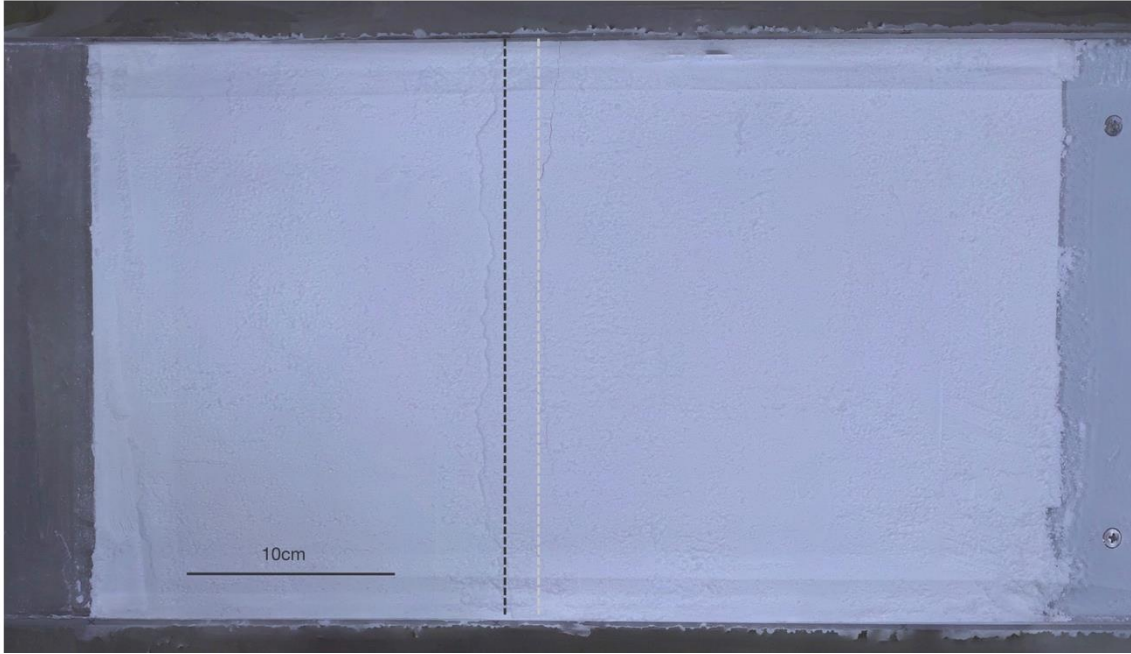


図 2-70 鉛直変位量 2mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

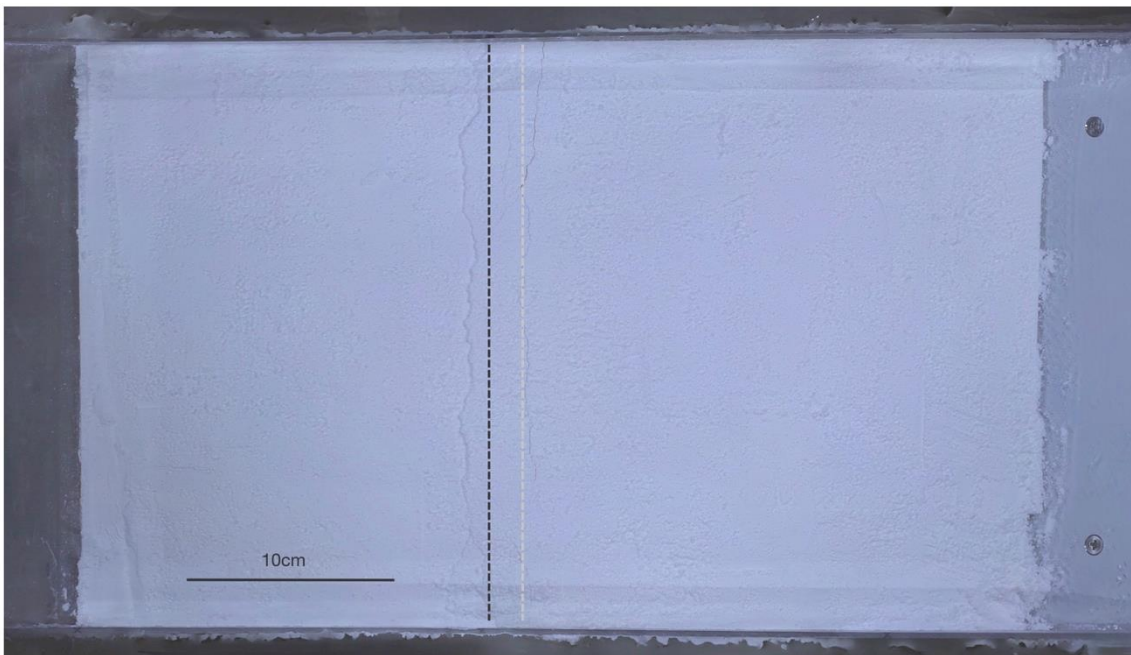


図 2-71 鉛直変位量 3mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

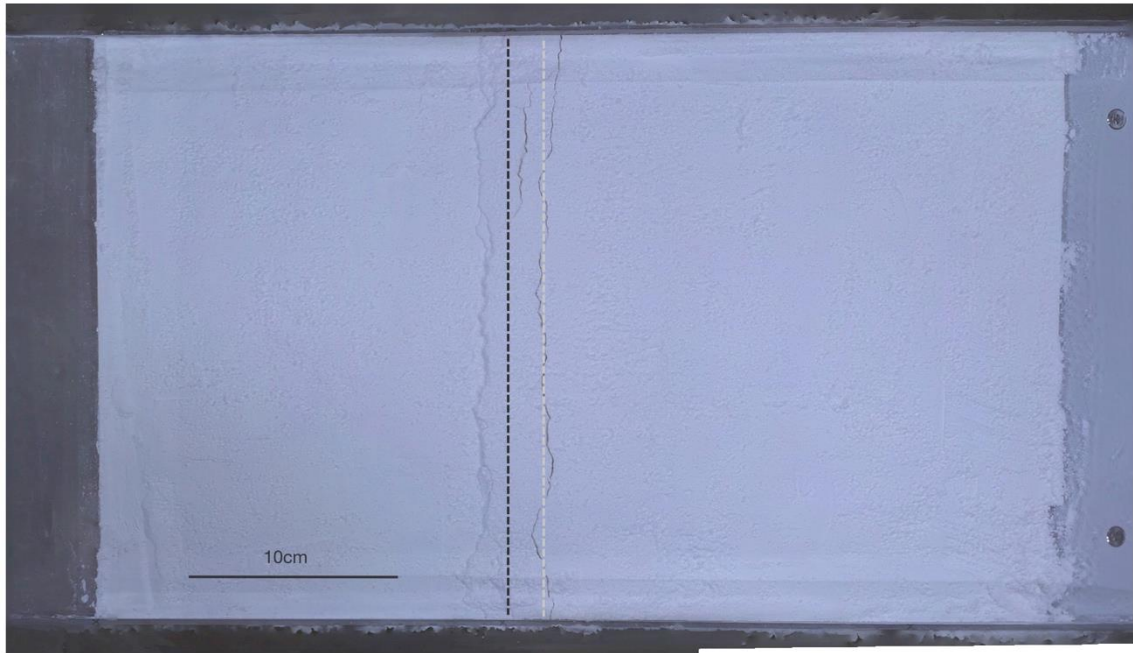


図 2-72 鉛直変位量 5mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

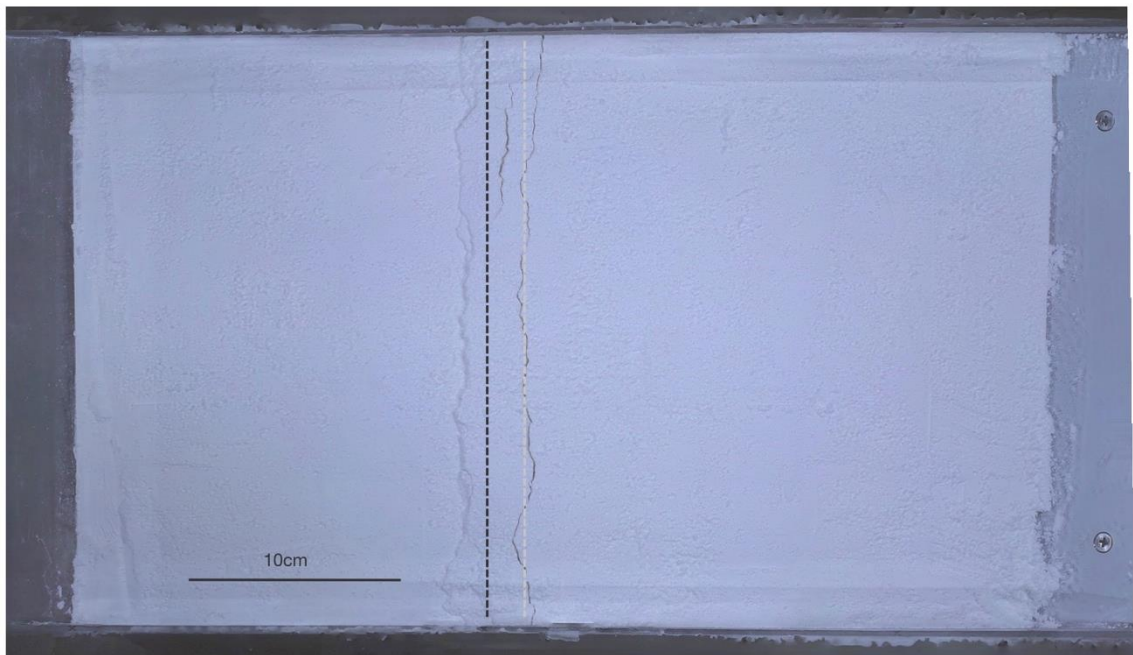


図 2-73 鉛直変位量 7mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

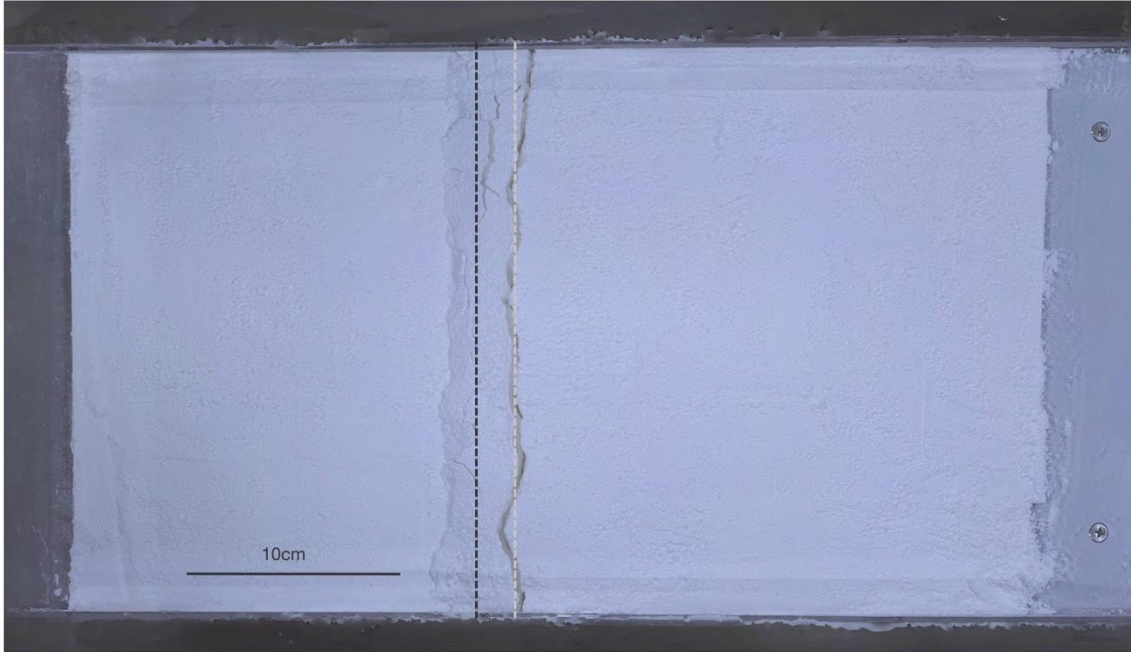


図 2-74 鉛直変位量 10mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、
黒色点線は断層の地表投影位置。

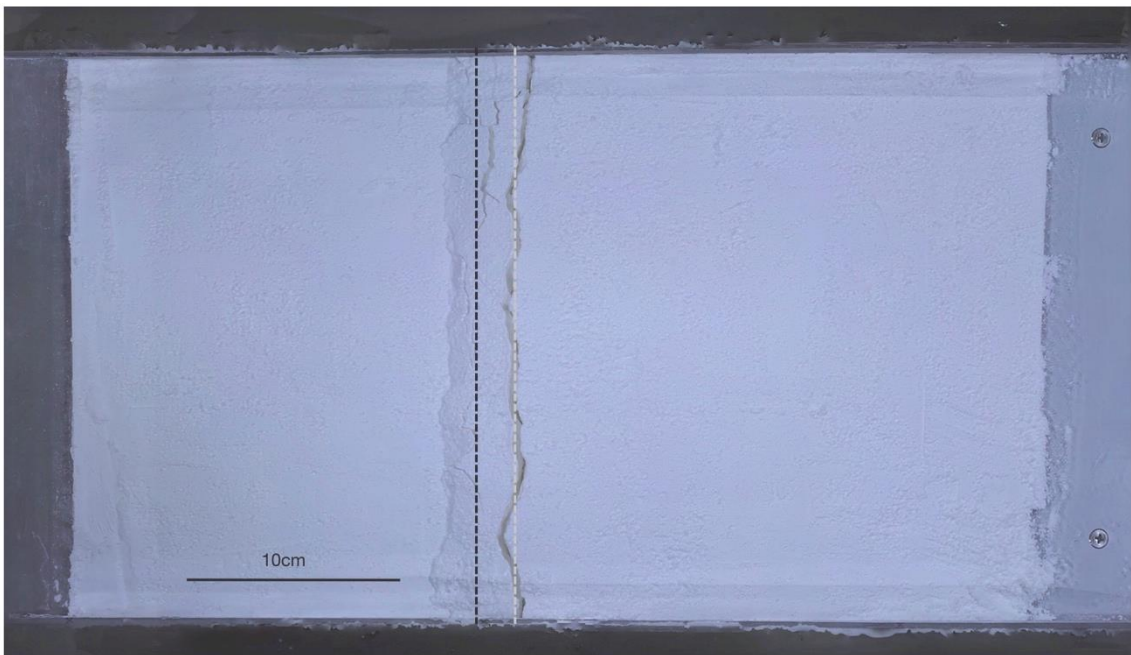


図 2-75 鉛直変位量 15mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、
黒色点線は断層の地表投影位置。

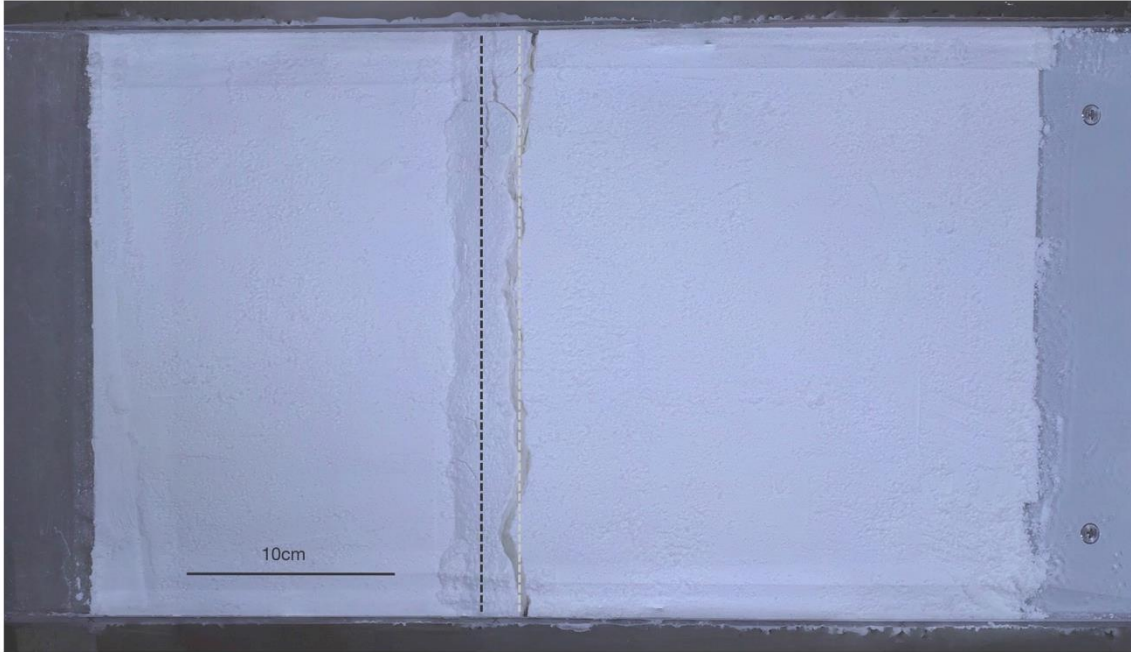


図 2-76 鉛直変位量 20mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、
黒色点線は断層の地表投影位置。

2.2.4.5. 60° 2回目

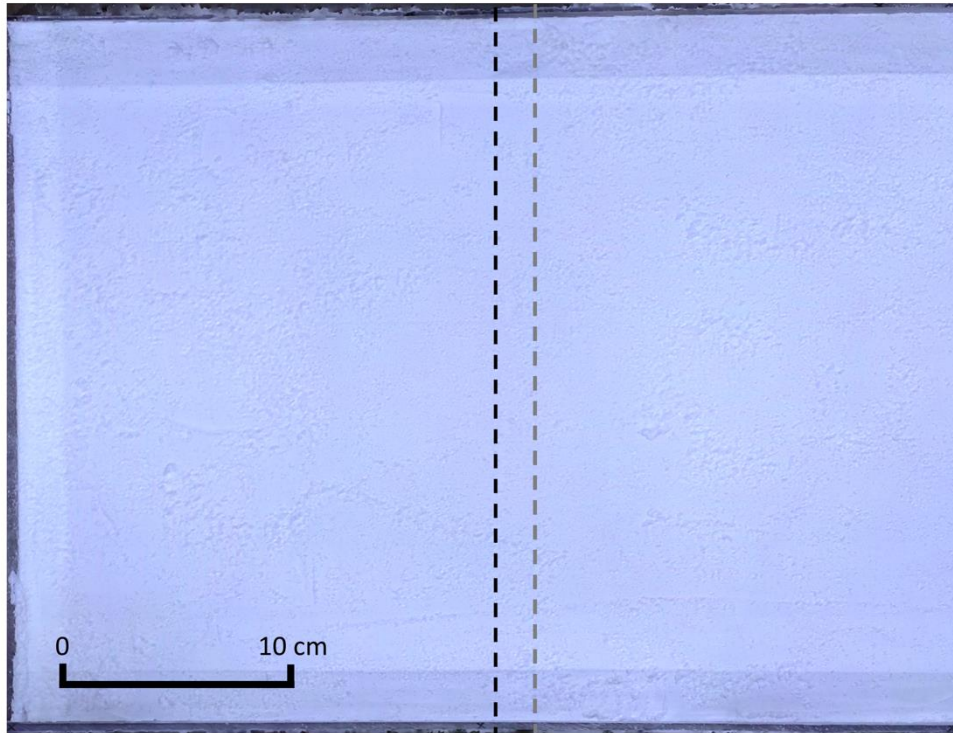


図 2-77 鉛直変位量 0mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

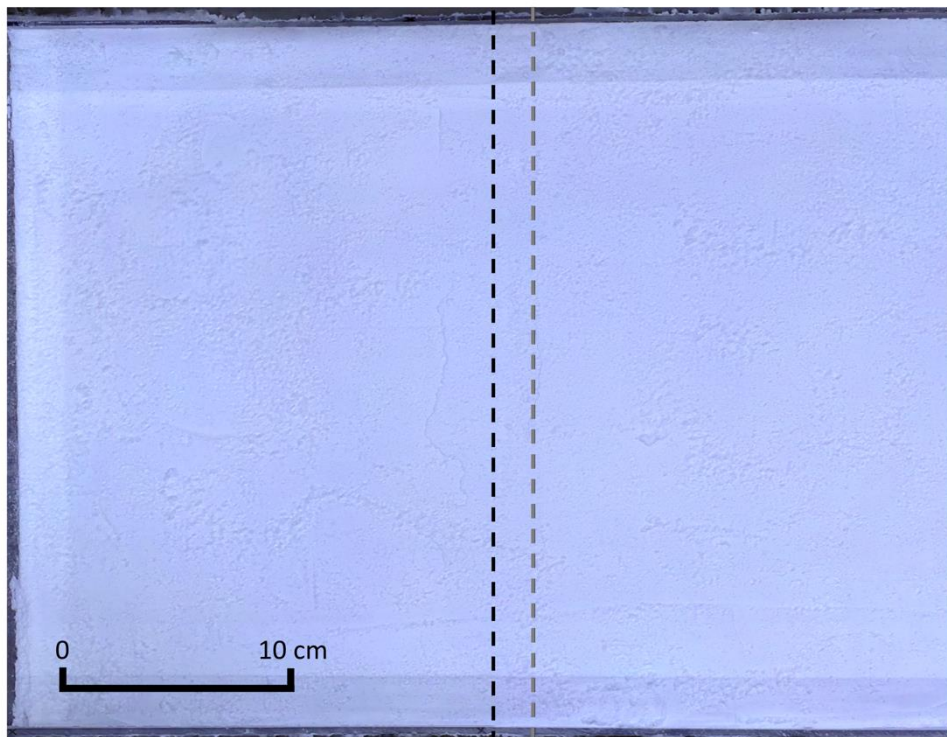


図 2-78 鉛直変位量 1mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

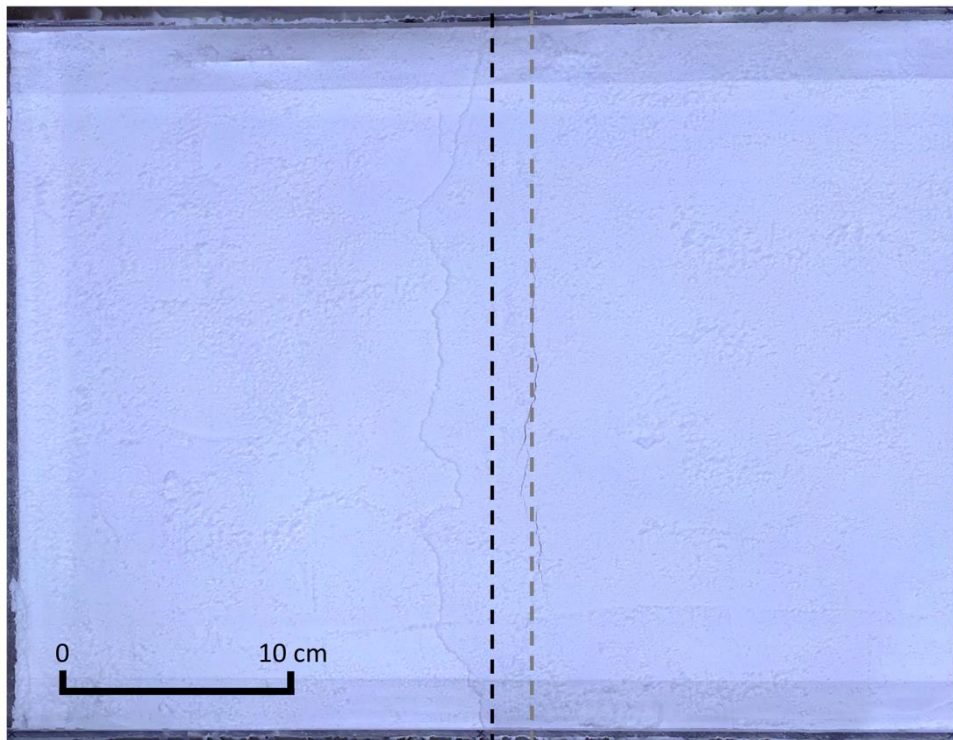


図 2-79 鉛直変位量 2mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

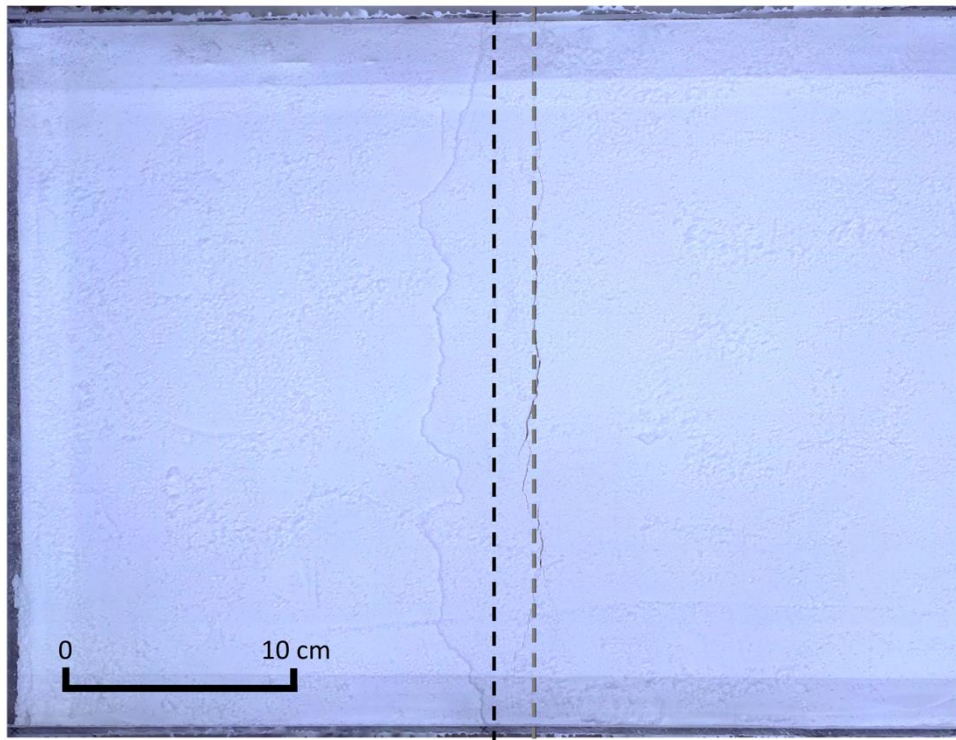


図 2-80 鉛直変位量 3mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

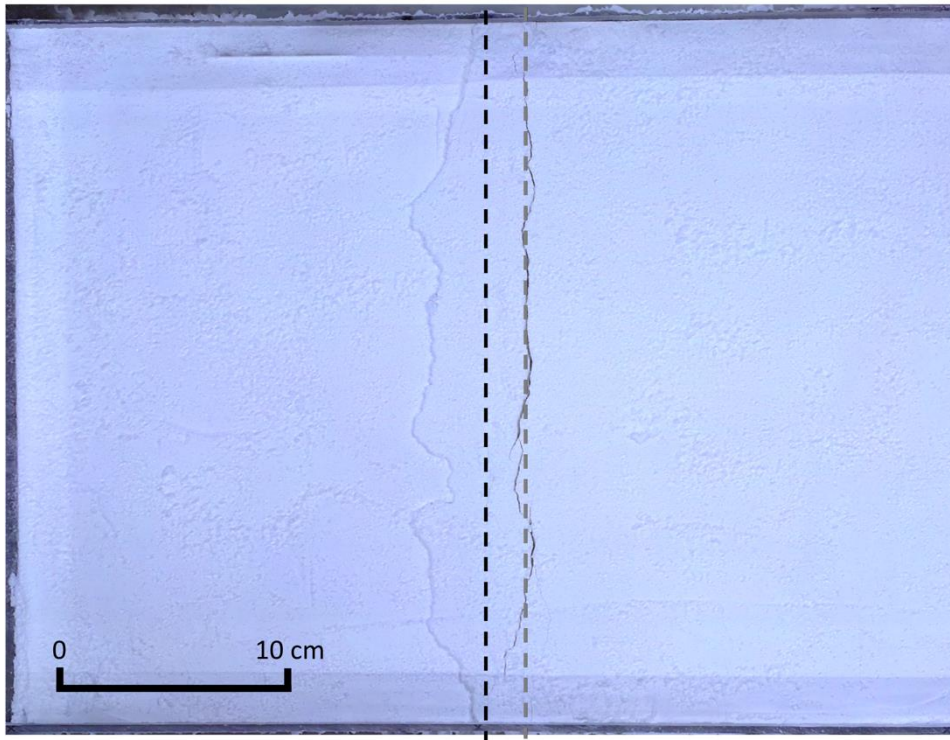


図 2-81 鉛直変位量 5mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

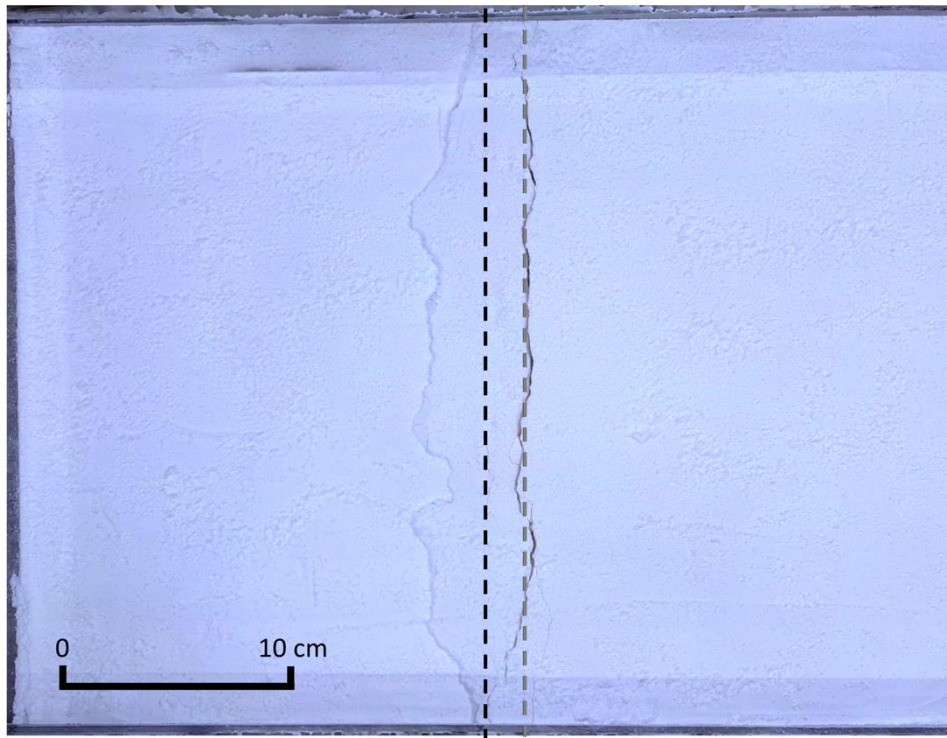


図 2-82 鉛直変位量 7mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

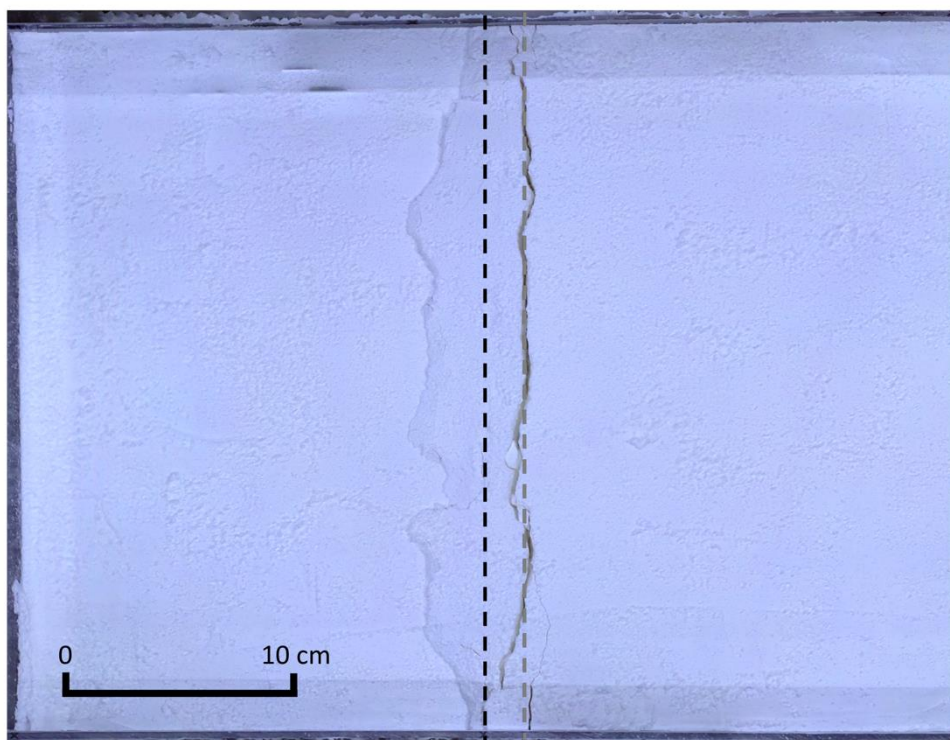


図 2-83 鉛直変位量 10mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、
黒色点線は断層の地表投影位置。

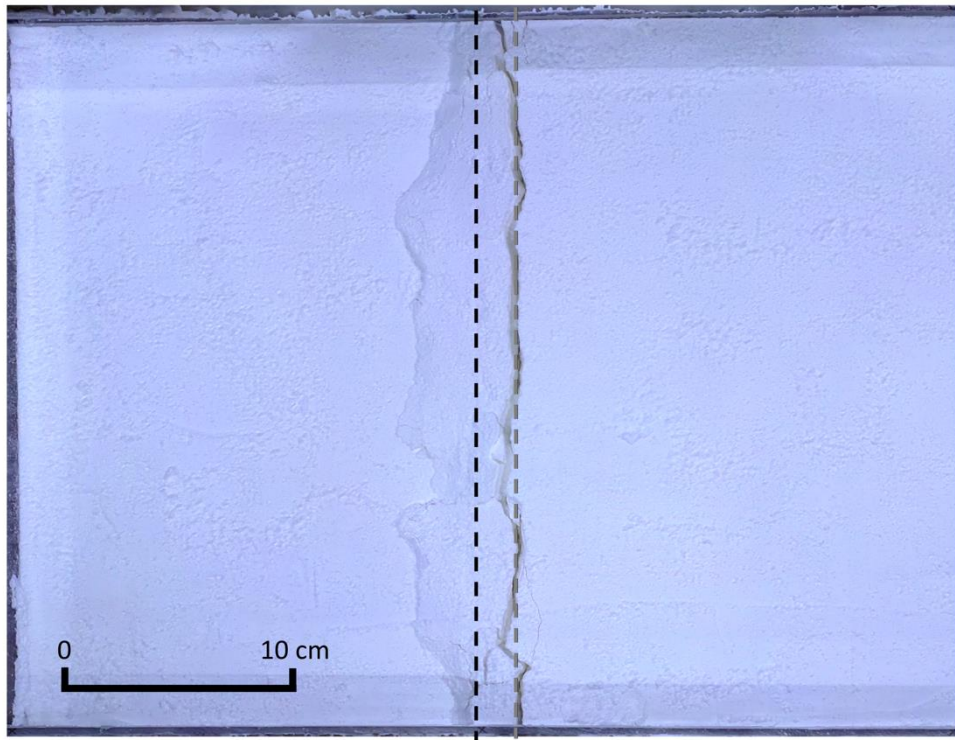


図 2-84 鉛直変位量 15mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、
黒色点線は断層の地表投影位置。

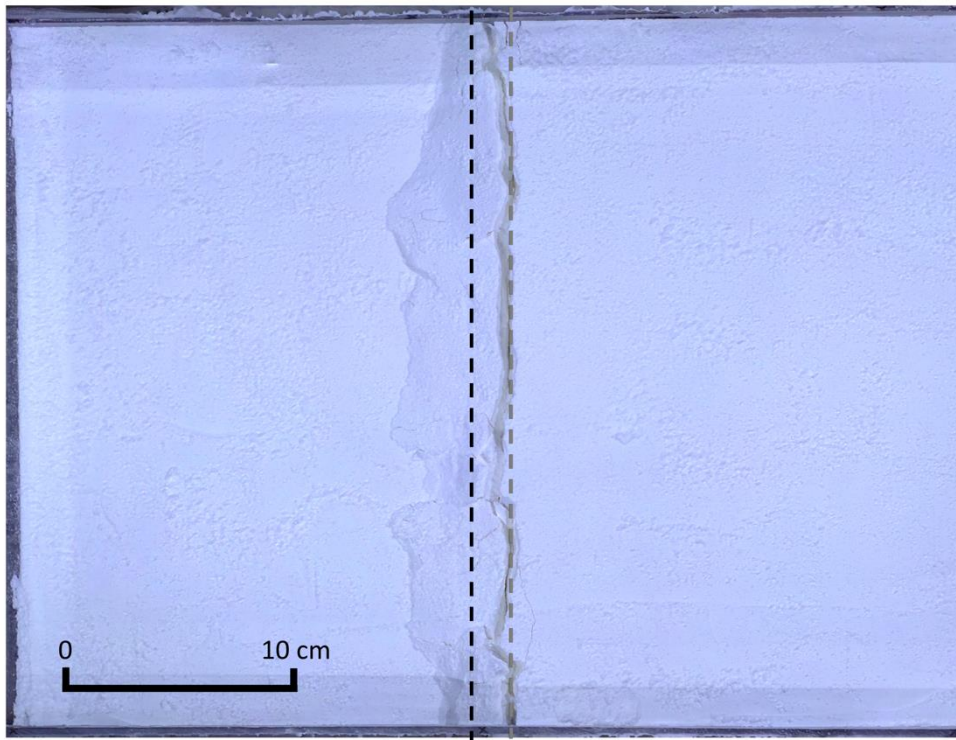


図 2-85 鉛直変位量 20mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、
黒色点線は断層の地表投影位置。

2.2.4.6. 60° 3回目

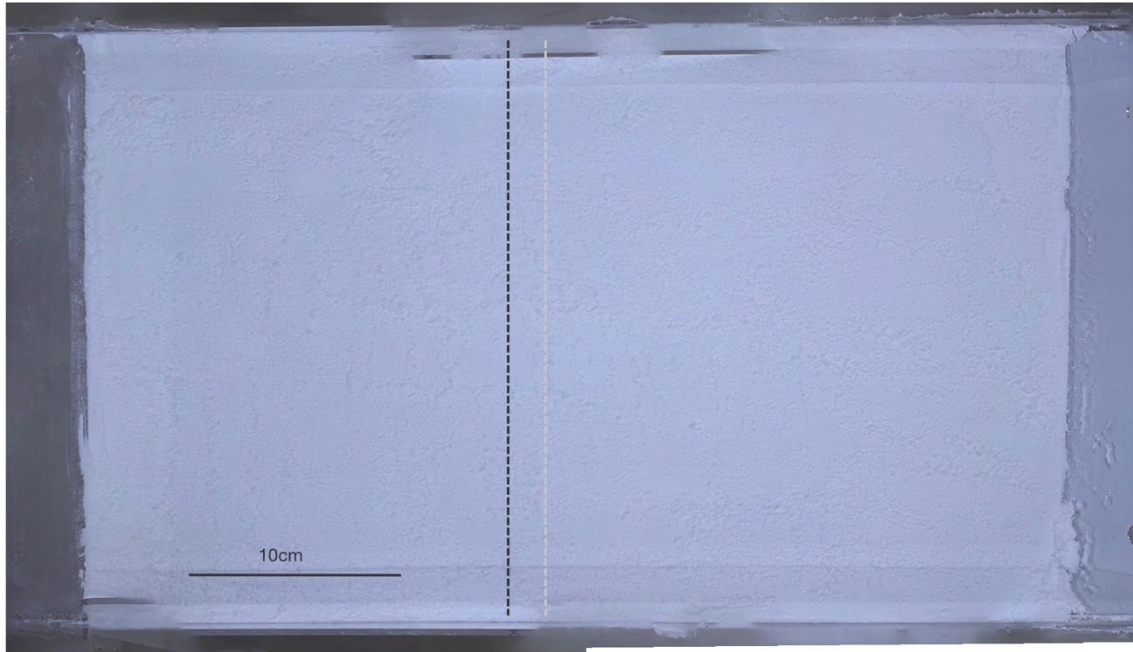


図 2-86 鉛直変位量 0mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。



図 2-87 鉛直変位量 1mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。



図 2-88 鉛直変位量 2mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。



図 2-89 鉛直変位量 3mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

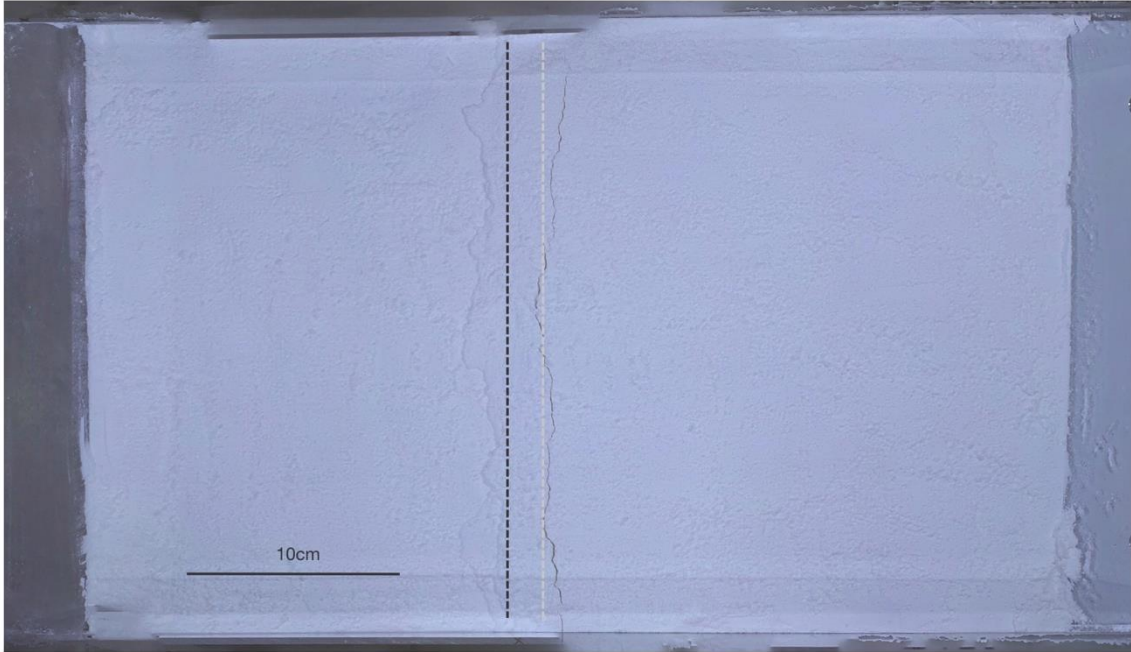


図 2-90 鉛直変位量 5mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。



図 2-91 鉛直変位量 7mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

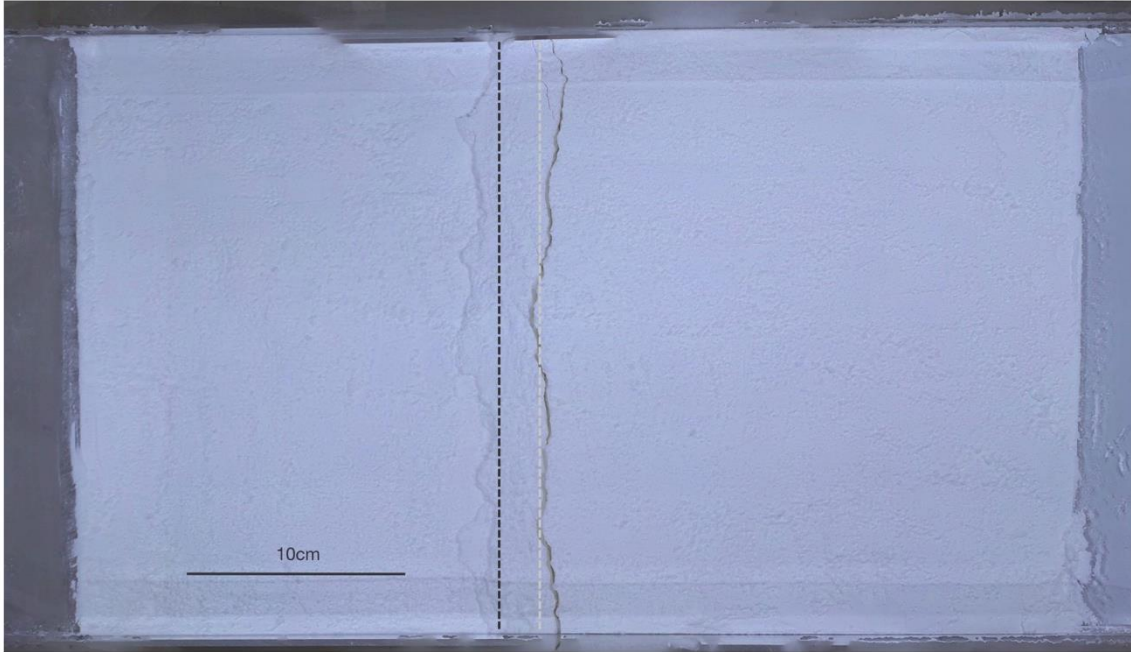


図 2-92 鉛直変位量 10mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、
黒色点線は断層の地表投影位置。



図 2-93 鉛直変位量 15mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、
黒色点線は断層の地表投影位置。

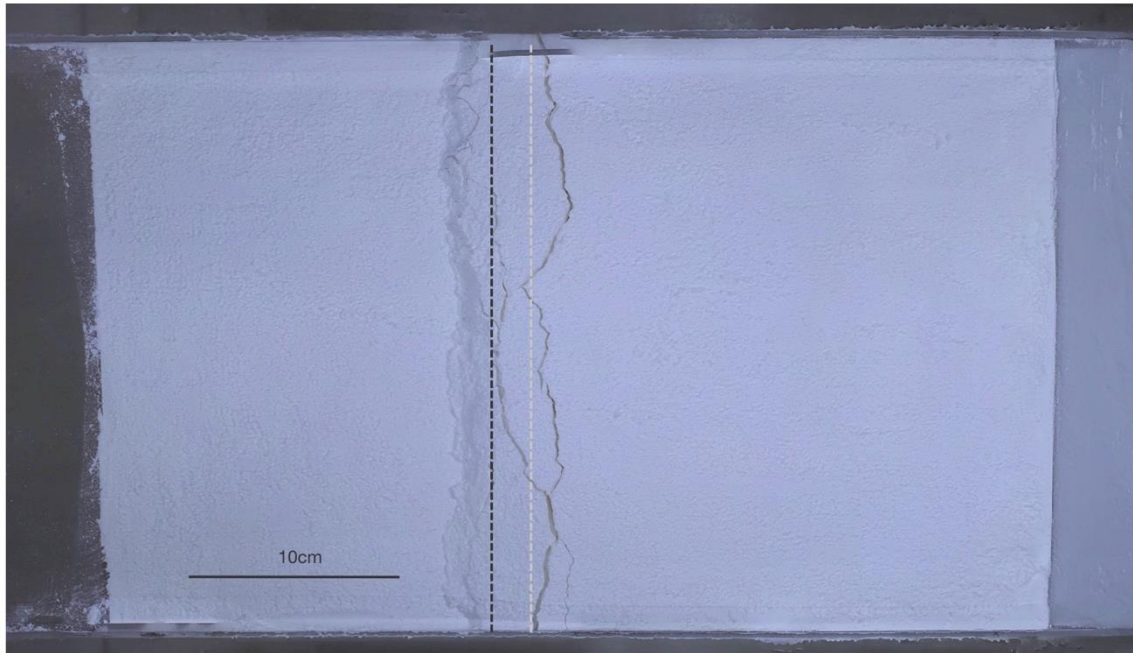


図 2-94 鉛直変位量 20mm のオルソ画像。灰色点線は模擬地盤底盤の断層ブロック境界、黒色点線は断層の地表投影位置。

2.2.5. 実験で出現した断層変位について

断層傾斜角が 30° の場合、 60° の場合、いずれも実験初期の 0mm や 1mm 程度の小さな変位量では下盤側に撓曲状の盛り上がりが見られる。15mm から 20mm にかけて断層変形帯として複数の断層が形成されていることがわかる。およそ 500m 程度の堆積層が存在する場合の逆断層シミュレーションであることを考慮すれば、実際の観測では堆積層が厚くなると地表に断層変位が出現しない報告もある（山崎, 1981）。3章の個別要素法（DEM）の結果を参照しながら形成された断層変位について解釈すると、断層傾斜角 60° の場合は 5mm 程度の小さい鉛直変位の時から底面のほぼ真上に相当する場所（灰色点線）に断層が発達する様子が見られるので、これを主断層と解釈した。断層の地表投影部（黒色点線）では下盤側に変位が出現している。一方、断層傾斜角 30° では、 60° のケースで主断層と解釈した構造は 15mm や 20mm の鉛直変位で出現しており、それまでは地表投影部（黒色点線）付近に変位が見られることから、底面のほぼ真上に相当する場所（灰色点線）に生じた構造は副断層もしくは重力性と解釈した。

2.2.6. 副断層変位の検討

2.2.5 で述べた主断層の解釈のに基づき、ステップ毎のオルソ画像で主断層近傍に副断層が生じているかどうかを確認した。オルソ画像では断層に相当する亀裂が確認されても、数値化したデータで標高の変化が読み取れないものは採用しなかった。オルソ画像で主断層近傍に発生し、かつ、数値化したデータで断層変位が読み取れた結果を図 2-95 から図 2-97 に示す。

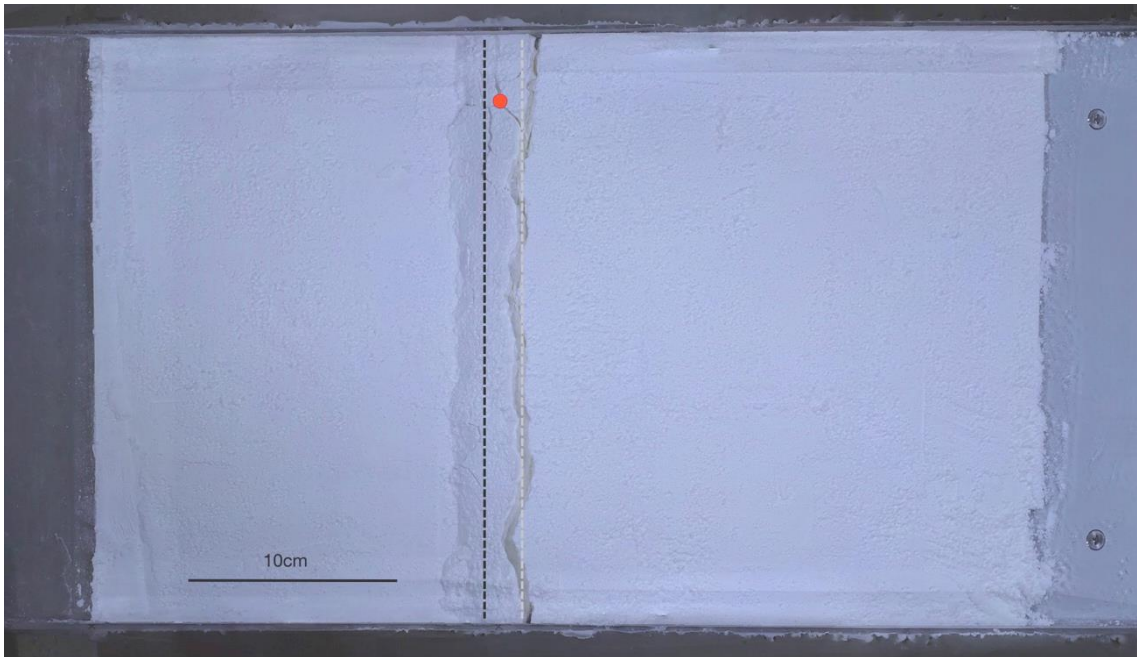


図 2-95 副断層読み取り結果（ 60° 、1回目）。赤丸が副断層変位を読み取った点。

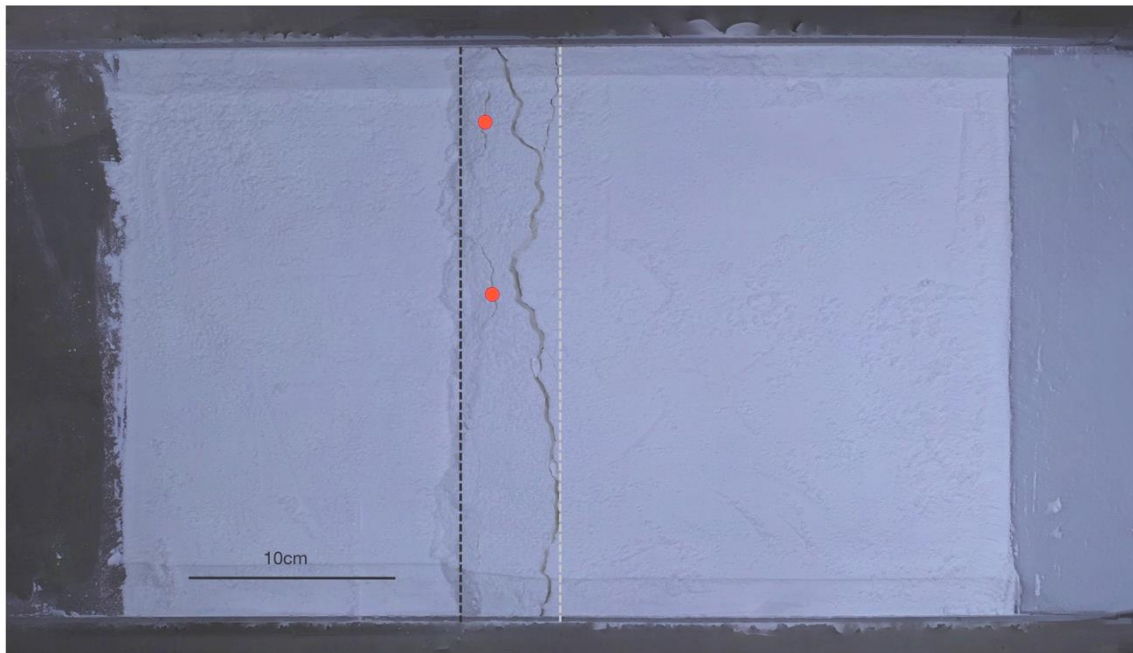


図 2-96 副断層読み取り結果（ 30° 、1回目）。赤丸が副断層変位を読み取った点。

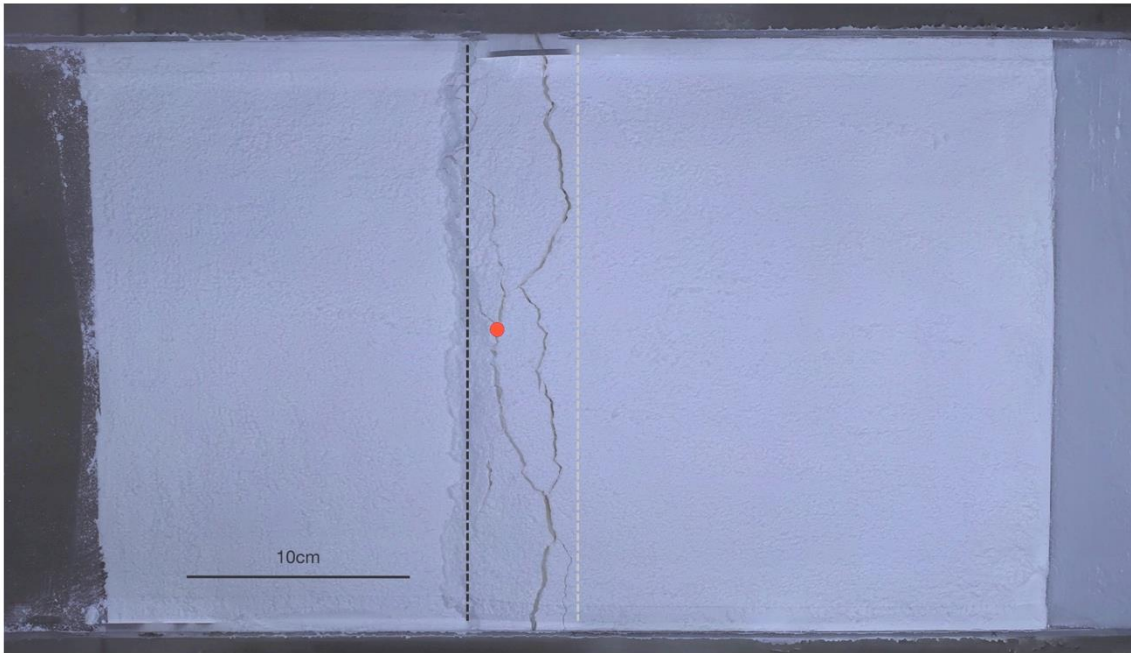


図 2-97 副断層読み取り結果（ 30° 、3回目）。赤丸が副断層変位を読み取った点。

認定した副断層の断層変位を数値化したデータから読み取る。数値化したデータ（図 2-98）上で示される副断層地点（図 2-99）を通る主断層に直交した断面（図 2-100）で変位を読み取った（図 2-101）。この例では、最初に副断層が出現したのは 10mm の変位の時であったが、この時の変位は小さく読み取ることができない。そこで、20mm と 15mm の時の変位をそれぞれ読み取り、20mm 時の変位量として求めた。これをジャッキで与えた 5mm で正規化して最大変位で正規化した副断層変位とした。整理した結果を表 2-10 に示す。

一般に断層傾斜角が低角の場合に、上盤側にバックスラストが形成されることが報告されているが、今回の実験ではオルソ画像においては上盤側に断層変位は認められなかった。

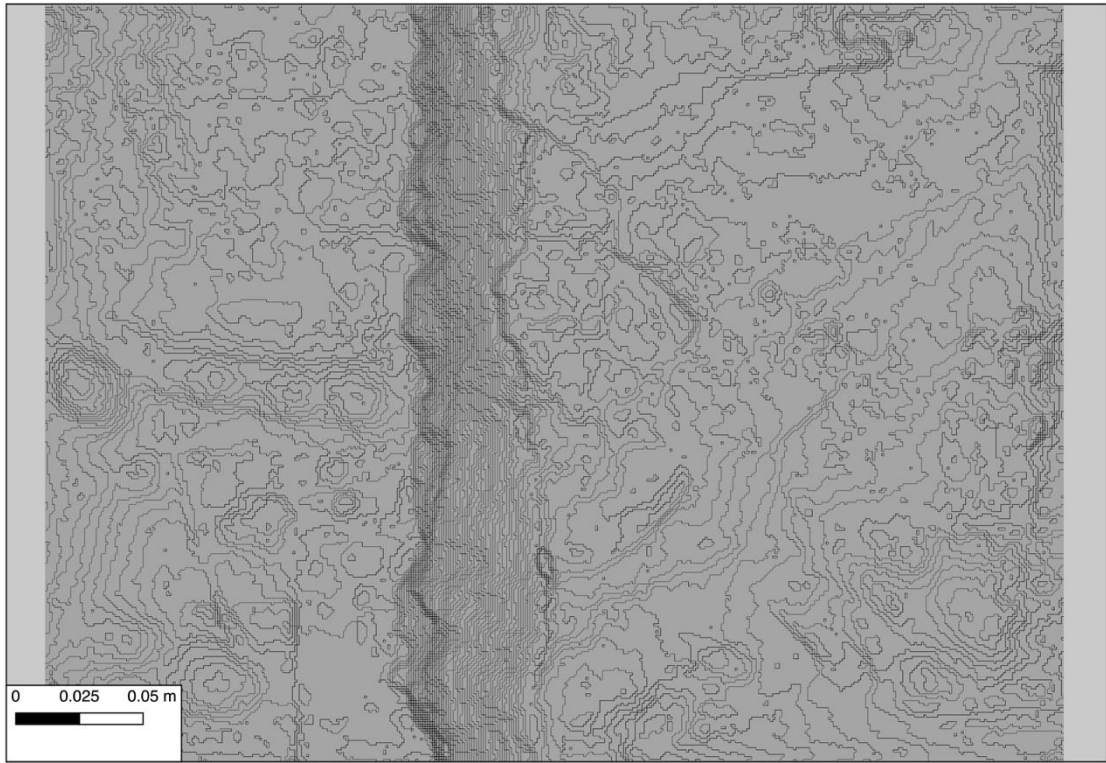


図 2-98 写真測量結果の陰影図表示 (30°、1回目)

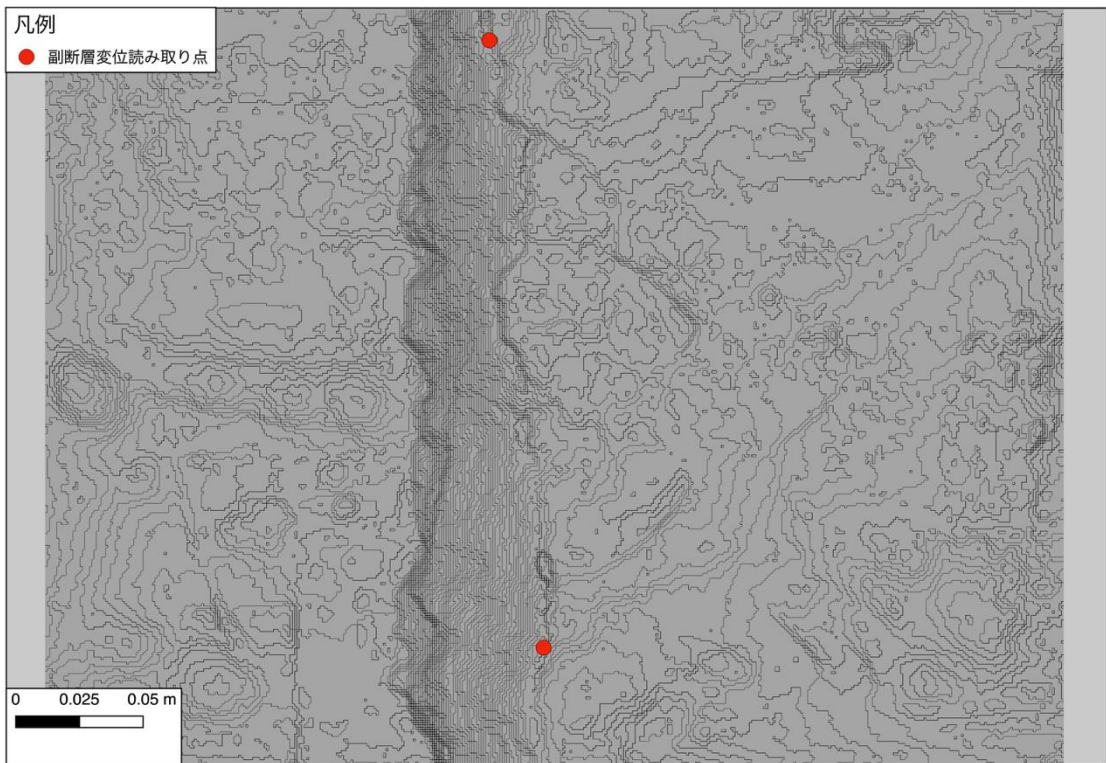


図 2-99 陰影図上での副断層変位 (30°、1回目)

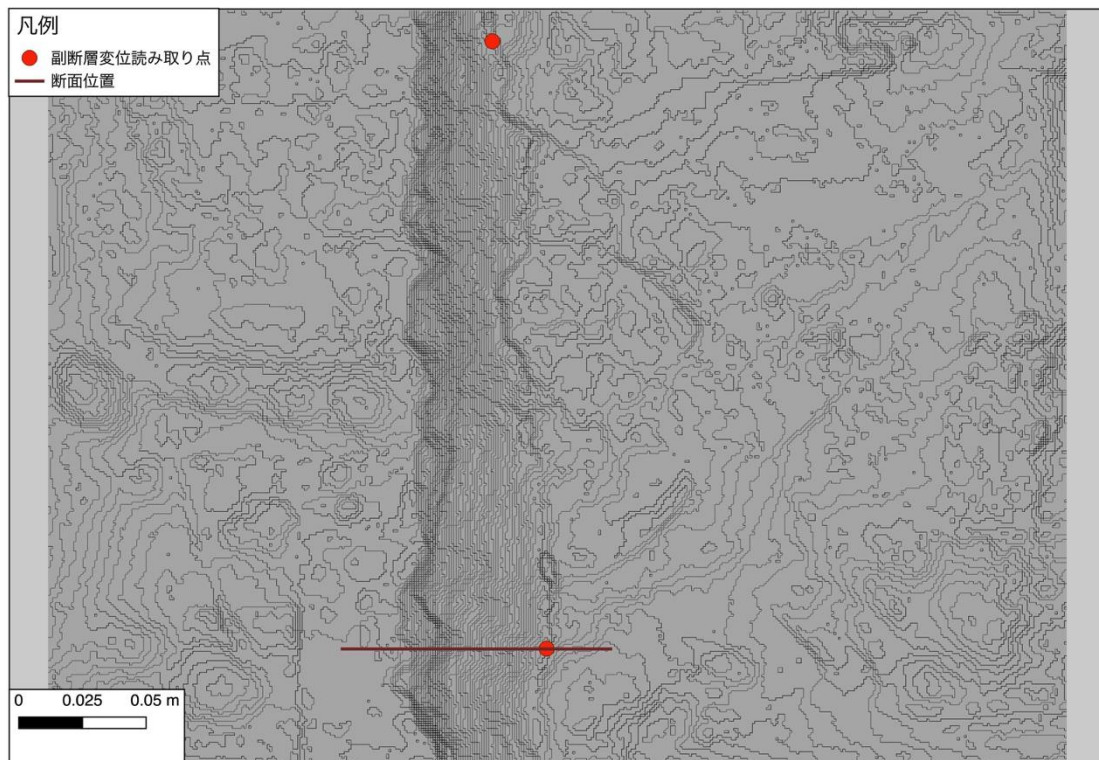


図 2-100 陰影図上での副断層変位（ 30° 、1回目）。茶色実線は図 2-101 の位置を示す。

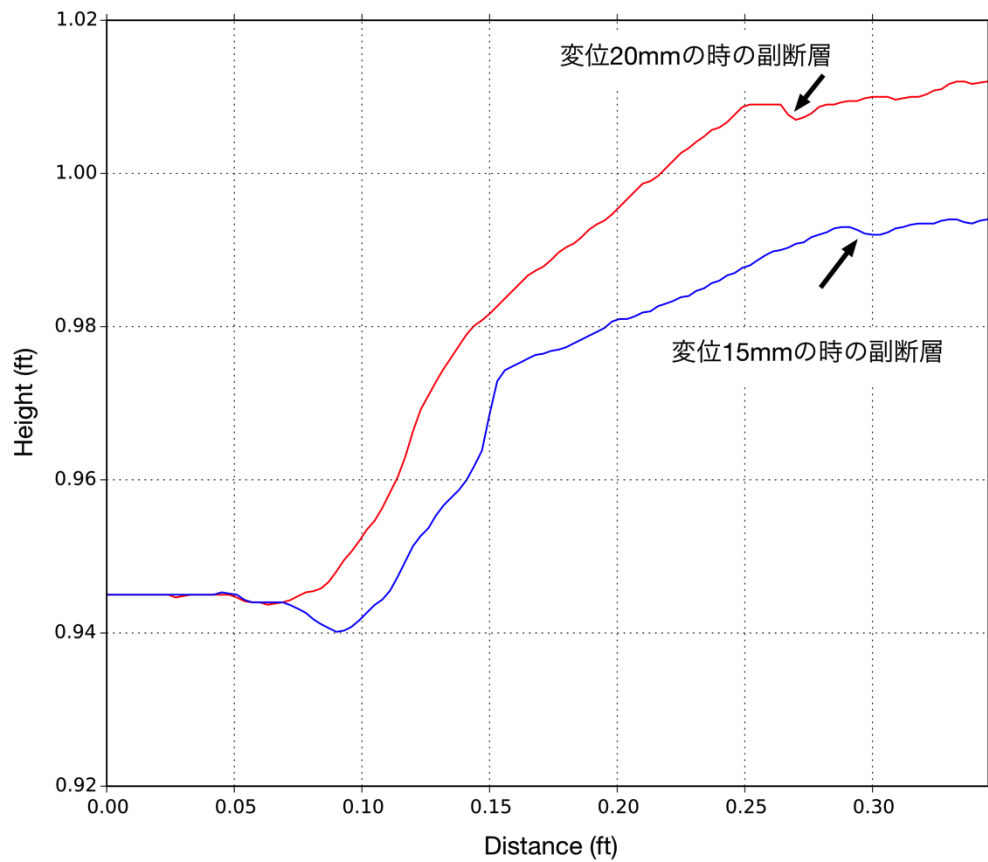


図 2-101 陰影図上での副断層変位読み取り (30°、1 回目)。断面位置は図 2-100 を参照。

表 2-10 アナログ実験での副断層変位評価結果

角度	試行	d/MD	離隔 (cm)
30	1	0.06	4.60
30	1	0.06	2.93
30	3	0.30	2.35
60	1	0.18	-1.62

2.2.7. まとめ

上用粉を模擬地盤としたアナログ実験により、断層角度が 30° および 60° の場合の逆断層変位について検討を行った。長さに関する相似則が $1/15000$ のもとで、鉛直変位を 20mm まで与えた。与える変位量が増加するに伴い、複雑な断層変形帯の発達状況が示された。また、断層角度の違いにより、形成される断層変位分布も異なることが示された。今回の逆断層アナログ実験では、断層変形帯が形成された近傍に副断層の形成が確認された。そこで実験結果から副断層変位の整理を行い、3章や4章での検討に用いた。したがって、確率論的断層変位ハザード評価手法や数値シミュレーションで副断層を検討する上で、アナログ実験の有効性が確認された。今後は横ずれ断層や異なる模擬地盤物性における実験結果の蓄積が必要である。

2.3. 本章の参考文献

本章の参考文献を以下に示す

2.3.1. 2014年長野県北部地震・神城断層トレンチ調査

- 1) 文部科学省研究開発局・国立大学法人東北大学災害科学国際研究所 (2015) 糸魚川ー静岡構造線断層帯における重点的な調査観測 (追加調査) 平成 27 年度成果報告書 (平成 28 年 5 月)
- 2) 廣内 大助・竹下 欣宏・神城断層調査グループ (2018), トレンチ調査に基づく糸魚川ー静岡構造線活断層帯神城断層における古地震調査, 山岳研報告書
- 3) 石村 大輔・岡田 真介・丹羽 雄一・遠田 晋次 (2015), 2014 年 11 月 22 日長野県北部の地震 (Mw 6.2) によって出現した神城断層沿いの地表地震断層の分布と性状, 活断層研究 43 号, pp.95-108
- 4) 勝部 亜矢・近藤 久雄・谷口 薫・加瀬 祐子 (2017) 2014 年長野県北部の地震 (Mw 6.2) に伴う地表地震断層の分布と変位量, 地質学雑誌 第 123 巻 第 1 号, pp.1-21
- 5) 郡谷 順英・小俣 雅志・三五 大輔・渋谷 典幸 (2017) 干渉 SAR の新たな解析を用いて検出した平成 26 年 (2014 年) 11 月 22 日長野県北部の地表地震断層, JpGU-AGU Joint Meeting 2017 講演予稿集 SSS12-P04
- 6) 近藤 久雄・勝部 亜矢 (2016) 2014 年長野県北部の地震が提起した内陸大地震の長期予測に関する諸問題, 科学 第 86 巻 4 号, pp.313-317
- 7) 奥村 晃史・井村 隆介・今泉 俊文・東郷 正美・澤 祥・水野 清秀・荻谷 愛彦・斉藤 英二 (1998) 糸魚川ー静岡構造線活断層系北部の最近の断層活動ー神城断層・松本盆地東縁断層トレンチ発掘調査ー, 地震 第 2 輯 第 50 巻, pp.35-51
- 8) 小俣 雅志・郡谷 順英・三五 大輔 (2016) 干渉 SAR を使用した新たな地表地震断層検出方法, 日本活断層学会 2016 年秋季学術大会講演予稿集
- 9) 小俣 雅志・三五 大輔・郡谷 順英・谷口 薫 (2017) 平成 28 年 (2016 年) 熊本地震において新たな干渉 SAR 解析によって見出された地表変状, JpGU-AGU Joint Meeting 2017 SSS12-11
- 10) 三五 大輔・小俣 雅志・郡谷 順英 (2016) 干渉 SAR 解析と地形表現図を組み合わせた新たな地表断層抽出手法の研究, 日本リモートセンシング学会 (平成 28 年度秋季) 学術講演会論文集

2.3.2. 逆断層型アナログ実験

- 1) Meriaux Catherine, Triantafillou Trent (2008) Scaling the final deposits of dry cohesive granular columns after collapse and quasi-static fall, Physics of Fluids, 20, 3, pp. 033301.
- 2) Moss, R. E. S., and Z. E. Ross (2011), Probabilistic fault displacement hazard analysis for reverse faults, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 101, No. 4, 1542-1553.
- 3) Petersen, M. D., T. E. Dawson, R. Chen, T. Cao, C. J. Wills, D. P. Schwartz, and A. D. Frankel (2011), Fault displacement hazard for strike-slip faults, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 101, No. 2, 805-825.

- 4)高尾 誠・上田圭一・安中 正・栗田哲史・中瀬 仁・京谷孝史・加藤準治(2014), 確率論的断層変位ハザード解析の信頼性向上, 日本地震工学会論文集, 14, 2, 2-16-2-36.
- 5)上田圭一・井上大榮・鳥越祐司(2005), 2004 年新潟県中越地震震源域における上部新生界の変形機構模型実験による基礎的検討, 地震第 2 輯, 58, 3, 309-327.
- 6)上田圭一・谷 和夫(1999a), 基盤の断層変位に伴う第四紀層及び地表の変形状況の検討(その 2)- 正断層, 逆断層模型実験-, 電力中央研究所報告, U98048.
- 7)上田圭一・谷 和夫(1999b), 基盤の断層変位に伴う第四紀層及び地表の変形状況の検討(その 3)- 横ずれ, 斜めずれ断層模型実験-, 電力中央研究所報告, U98049.
- 8)Wells, D. L., and K. J. Coppersmith (1994), New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, No. 4, 974-1002.
- 9)山崎晴雄(1981), 最近の地震予知研究 地震断層の出現形態とその形成条件(演旨), 地質調査所月報, 32, 10, 574-575.
- 10)吉鶴舞奈(2017), 断層運動に伴う被覆層変形のモデル実験:SfM-MVS 技術を用いた変形場の可視化, 修士論文, 富山大学.

3. 決定論的断層変位評価に係る知見の整備

決定論的な断層変位評価において、物理モデルを用いた震源断層から地表までの断層破壊の数値解析を用いる手法がある。本章では、地表地震断層を伴った内陸地殻内地震の断層変位及び地震動の観測データを用い、このような決定論的な数値解析手法の適用性を検討した。具体的には、逆断層タイプの地震(2014年長野県北部地震)を対象に、以下の i) - ii) の流れで検討を行った。

i) 動力的破壊シミュレーションの実施

ii) 表層の数値解析(有限要素法と個別要素法の組み合わせ)

各項目の検討にあたっては、以下の内容を含む。

a) 動力的破壊シミュレーションに用いる特性化震源モデルは、対象地震の震源モデルに関する既往の研究等の公開情報を調査し、これらを参考に設定する。

b) 表層の数値解析は、地盤物性や地層構造(亀裂を模した弱面の有無)をパラメータとして、2次元場で5ケース、3次元場で1ケース実施した。

3.1. 動力的破壊シミュレーションの実施

以降では、本事業で実施した成果の要約を述べる。詳細については付録の英文報告書を参照されたい。

3.1.1. はじめに

本事業では、断層変位(Fault Displacement)を評価するために、2014年長野県北部の地震(Mw 6.2)の震源断層に対する、アスペリティを有する動力的破壊モデルを構築した。この地震は、神城断層(糸魚川-静岡構造線活断層系の北端部の断層セグメント)の活動によるもので、東下がりの傾斜をもつ逆断層の破壊である(図 3-1)。この程度の規模の地震に対する予想に反して、地表地震断層が約 9 km に渡って観測された(図 3-2、石村・他(2015))。主断層の走向は約 25°、傾斜角は 50° ~ 60° である。しかしながら、石村・他(2015)では、断層の浅部の複雑さにより、浅部では傾斜が低角となるということが指摘されている。本事業では、プログラム等の条件により、傾斜角 50° で走向 25° の単純化した一枚の平面断層セグメントを仮定する。

本事業では、アスペリティを有する動力的破壊モデルを構築するための指針として引間・他(2018)による運動学的モデルのすべり分布を用いた(図 3-3)。引間・他(2018)の運動学的モデルは地震発生層に約 4 つのアスペリティを有する、かなり不均質で複雑なすべり分布となっている。この複雑さは、この程度の大きさの地震では予想されていないものである。そこで、引間・他(2018)に基づく Multi asperity model (動力的多重アスペリティ・モデル、複数のアスペリティを有するモデル)だけでなく、Single asperity model (単一のアスペリティを有する動力的モデル)も試行する。動力的破壊モデルのための断層面は長さ 19 km、幅 15 km とする。

3.1.2. 最適モデルの検討

検討の第1段階は、運動学的モデルのすべり分布に基づき、アスペリティと対応する初期応力降下量の分布を定義することである。しかしながら、本事業では引間・他 (2018) のインバージョン結果による運動学的モデルのすべり分布のデジタル・データを入手していないため、応力降下量の計算には運動学的モデルのすべり分布の図から目視で定性的な読み取りを行って、各アスペリティのおおよその平均すべり量を推定した。このすべり量を用いて、Andrews (1980)の方法により初期の静的応力降下量を計算した (表 3-1)。

検討の第2段階は、最終のモーメント・マグニチュード、断層変位、および断層近傍地震動 (速度および変位) が観測と対応するように、試行錯誤により、応力降下量を主として、副次的に強度超過と臨界変位量の推定を試みた (表 3-2、図 3-6、図 3-7)。特に、地表地震断層の断層変位と震源近傍の最終変位量を評価することが本事業の主要な目的であるため、観測との適合度を評価する際には、これらのパラメータの調整に大きな注意を払った。試行錯誤は結果の目視により実施したため、定量的な誤差評価を有する自動アルゴリズムの結果とは多少異なるかもしれない。

動学的破壊モデルは、地表から幅方向に沿って 2.0 km に設定した浅層 (SL) 帯が破壊時にエネルギー吸収メカニズムとして作用すると仮定した。浅層帯は負の応力降下量 (0 から -0.5 MPa) と 0.8m の大きな臨界変位量をもつように設定した。

2014 年長野県北部の地震では、震源断層の南西端から北東側に長さ方向 9 km の範囲のみ地表地震断層が観測されている。そのため、断層の北東側の浅層帯では、地表面の破壊が抑制されるように大きな強度超過を設定した。

3.1.3. 最適モデル

最適なアスペリティ・モデルの主要な結論は、以下のとおりである

1) Multi asperity model (多重アスペリティ・モデル)

引間・他 (2018)の震源インバージョン結果に基づいて、全部で 12 のモデルを試行した (MaspH モデル)。最適モデルは 4 つのアスペリティからなる。観測された地表地震断層の断層変位の分布形状をよりよく捉えるためには、震源 (破壊開始点) の浅部であり、観測された地表地震断層の深部となる浅い位置に 2 つの小さなアスペリティが必要とされるようである。加えて、震源より深い位置に 2 つのより大きなアスペリティが運動学的モデルのすべり分布の特徴をおおよそ再現するために必要とされる。すべての観測 (モーメント・マグニチュード、地表地震断層の変位量、地震動) をより良く説明できる最適モデルは MaspH12 モデルである (図 3-5 (a)の右)。浅部の 2 つの小さなアスペリティの大きさ (長さ×幅) は共に 2.0 km×2.0 km、それらの応力降下量はそれぞれ 4.0 MPa と 5.5 MPa である。深部の 2 つの大きなアスペリティは、大きさは 5.0 km×2.4 km と 3.0 km×2.2 km であり、応力降下量はそれぞれ 5.5 MPa と 7.0 MPa である (図 3-8)。浅部のアスペリティをさらに調整することにより、観測された地表地震断層の断層変位の説明性が改良されることが期待される。

前述のように、浅部の 2 つの小さなアスペリティは、断層の地表トレースに沿って観測された地表地震断層の断層変位の分布形状を決めるために極めて重要である (図 3-12)。もしこれらのアスペリティの 1 つあるいは両方のサイズを大きくする、それら

の距離を近づけるというような変更をどちらか一方、もしくは両方行った場合、解析結果の断層変位の分布形状と大きさは強く影響を受ける。加えて、これらの2つの小さなアスペリティは、断層極近傍観測点での鋭い速度パルスの再現にも寄与する(図 3-16)。結論としては、断層変位の分布形状をより良く説明するためには、これらの2つの小さなアスペリティが十分に離れている必要があり、1つは断層の南西端に、そしてもう1つは地表地震断層が観測されたセグメントの北東端に設定する必要がある。

2) Single asperity models (単一アスペリティ・モデル)

大きさ 8 km×6 km をもつ単一のアスペリティを、断層面上の異なった位置に配置した、種々のモデルで試行した。基本的には、走向に沿ってアスペリティの位置を変えたモデルで特性化された。MaspA モデルは断層の南西端から 2 km から 3 km の間を変動させ(図 3-5 (b))、MaspB モデルは断層の南西端から 5 km から 6 km の間を変動させ(図 3-5 (c))で試行した。

3つ目の単一アスペリティ・モデルは、断層位置(引間・他, 2018を参考としたもの)を南西に 1km 移動させた断層面上にアスペリティを設定した(MaspM モデル)。アスペリティは断層の南西端から 4km と 6 km の間で変動させて試行した(図 3-5 (d))。断層位置を移動させた理由は、石村・他(2015)による地表地震断層の出現範囲をすべてカバーするためである。

全部で 16 個の MaspA モデル、4 個の MaspB モデル、そして 6 個の MaspM モデルを検討した。全体として、単一アスペリティ・モデルは観測された地震動を良く説明できているが(図 3-16、図 3-17)、観測された地表地震断層の断層変位の説明性は良好ではない(図 3-12~図 3-15)。断層変位の説明性が最適な単一アスペリティ・モデルは、アスペリティが地表地震断層の出現範囲の下に設置されている A モデルであるが、断層変位の分布形状は良好ではない。最適な MaspA モデルは、アスペリティの応力降下量が 3.0 MPa である、MaspA16 である(図 3-9)。最適な MaspB モデルと MaspM モデルは、それぞれ MaspB4 と MaspM2 であり、アスペリティの応力降下量はともに 3.8 MPa である。しかし、MaspB モデルおよび MaspM モデルは地表地震断層が観測されている範囲の北東端を超えた範囲まで断層変位を生じさせる可能性を有している。そのため、これらのモデルは、観測範囲を超えた断層変位の発生を抑えるために、浅層帯の注意深い調整を必要とする。

3.1.4. まとめ

MaspH モデルに類似した多重アスペリティ・モデルは地表地震断層の断層変位や地震動という種々の観測量を説明するためには単一アスペリティ・モデルよりも良いモデルで、特に観測された地表地震断層の断層変位を説明するには良いモデルである(図 3-12)。しかし、単一アスペリティ・モデルでも、観測された地表地震断層の断層変位のトレースに沿った浅層帯に、変動する強度超過、負の応力降下量、変動する臨界変位量のいずれか、もしくは全てに不均質性を導入すれば、断層変位の解析結果と観測記録との整合性を改良できる可能性があるが、この問題は今後の課題と考えられる(図 3-13、図 3-14、図 3-15)。

3.1.5. 補足（浅層帯の特性について）

前述のように、本事業のモデルにおいて浅層帯の特性は2つの部分に分けられている。地表断層変位の出現が予測されないセグメントでは、大きな強度超過によって断層変位が生じないように設定される。この特性は多重アスペリティ・モデル（MaspHモデル）に対して、特に改良される。地表断層変位が出現しないセグメントに対しては、地震発生層に存在する背景領域の動力学的パラメータを適切に調整することにより、破壊が浅層帯や地表面に到達する前に滑らかに停止できる。そのようにして、浅層帯は断層長さ方向に沿って均質的に特性化される。地表断層変位は主にその下に位置するアスペリティによって引き起こされるため、その時破壊はアスペリティ領域に沿ってのみ伝播し地表断層変位が予想された地表面に達する（図 3-19）。

一般に、本事業の場合のように地表の地表断層長さが観測から既知である場合、対象地震の浅層の特性化は過去の地震の地震発生層におけるアスペリティ・モデルの特性化に類似している。もしアスペリティの位置が既知であれば（例えば、運動学的震源インバージョン・モデルで与えられるならば）、アスペリティを特性化できる。同様に、もし観測から地表断層長さや断層変位量が既知であれば、本事業で実施されたように、浅層帯はこれらの観測が説明できるように特性化される（図 3-18）。しかし、もし浅いアスペリティの存在が既知であれば、これらのアスペリティの上にある浅層帯は地表地震断層の断層変位が説明できるように特性化される。将来の地震に対しての浅層帯の特性化はさらに難しい課題である。予測問題では目標となる観測が与えられないため、地表断層長さや断層変位の大きさは、断層変位とアスペリティ・モデルの関係や地震モーメントと地表断層長さとの関係、など既往の経験的關係で拘束される。経験的關係からそのような情報が得られれば、均質もしくは不均質な浅層帯を有する、物理学的に尤もらしいモデルが対象地震に対して特性化される。

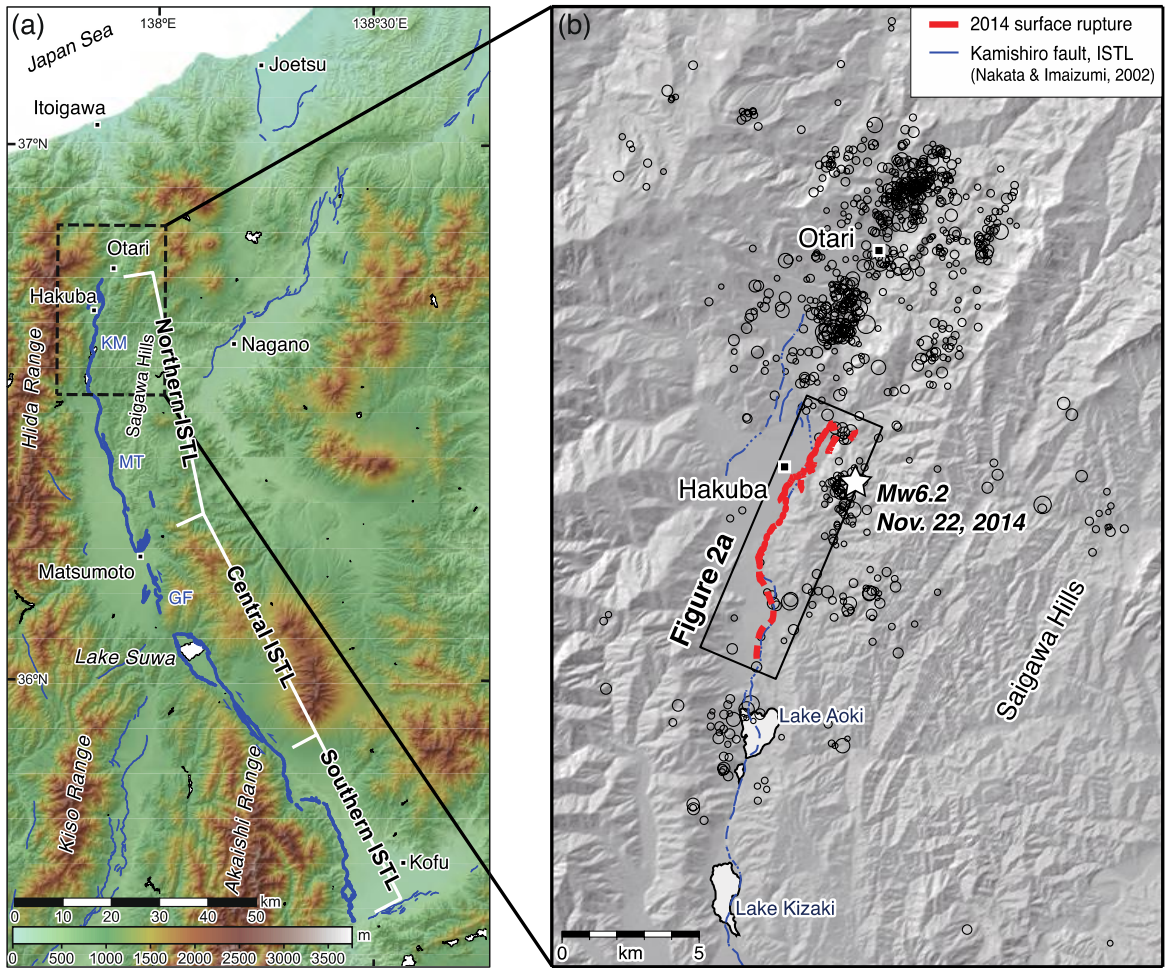


図 3-1 (英文報告書 Figure 1.) (a) 糸魚川-静岡構造線活断層系とその周辺の活断層。
 (b)2014 年長野県北部の地震によって出現した地震断層の分布 (石村・他, 2015 による)。

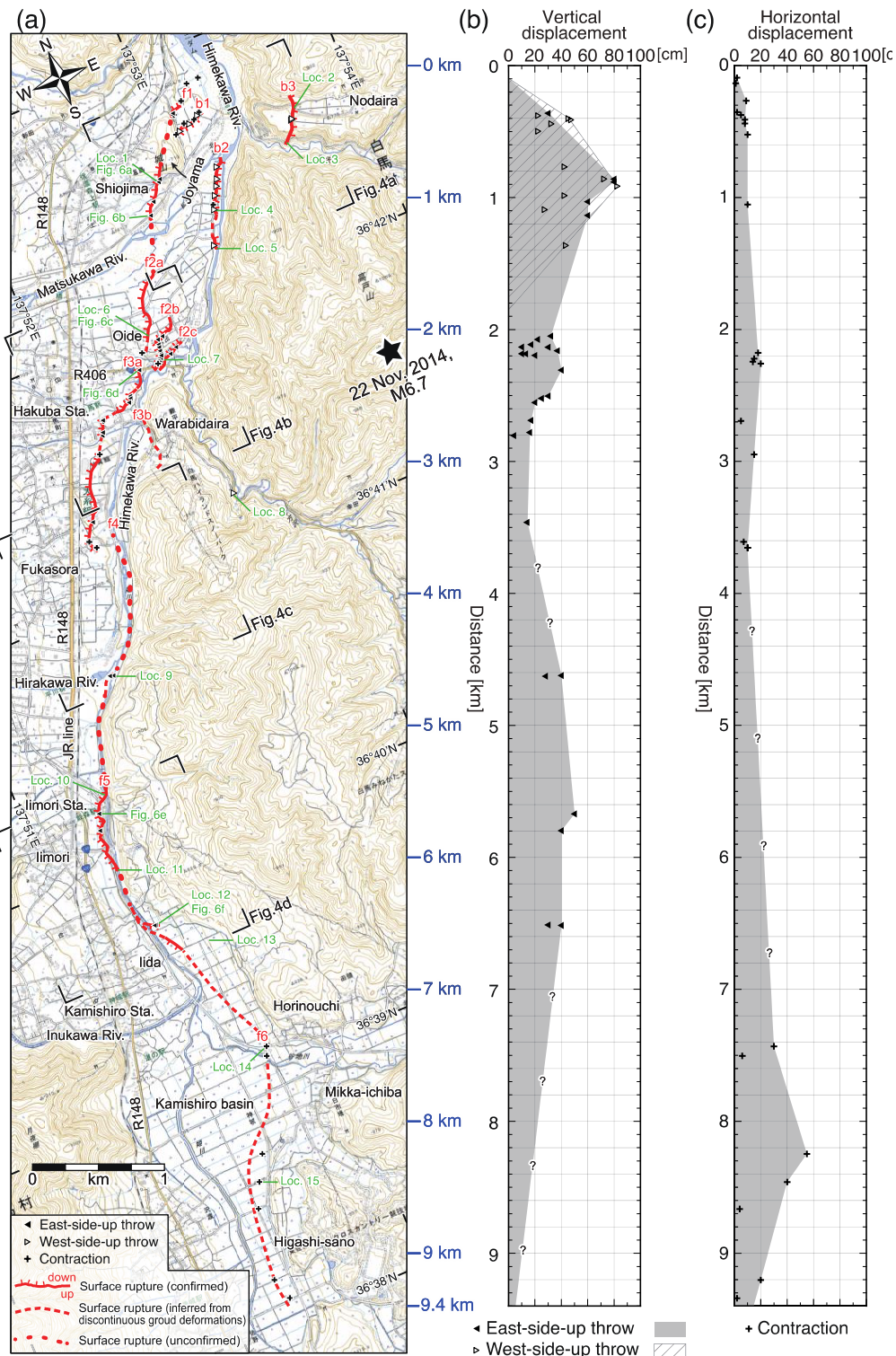


図 3-2 (英文報告書 Figure 2.) (a) 2014 年長野県北部の地震に伴う地表断層の分布。(b) 地表断層に沿った上下変位量の分布。(c) 地表断層に沿った水平変位量の分布 (石村・他, 2015 による)。

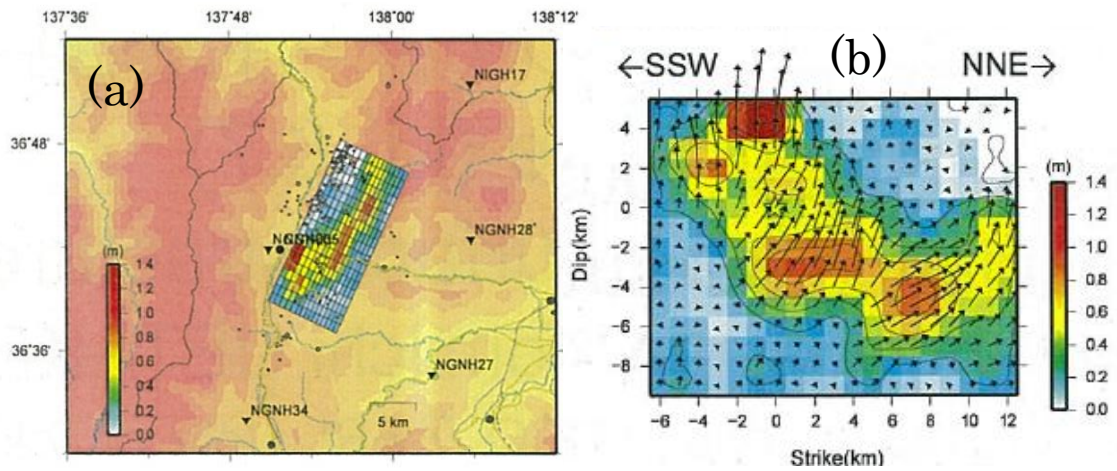


図 3-3 (英文報告書 Figure 3.) (a) 引間・他 (2018) による運動学的モデルのすべり分布の地図上への投影。(b) 断層面上の最終すべり分布 (引間・他, 2018 による)。

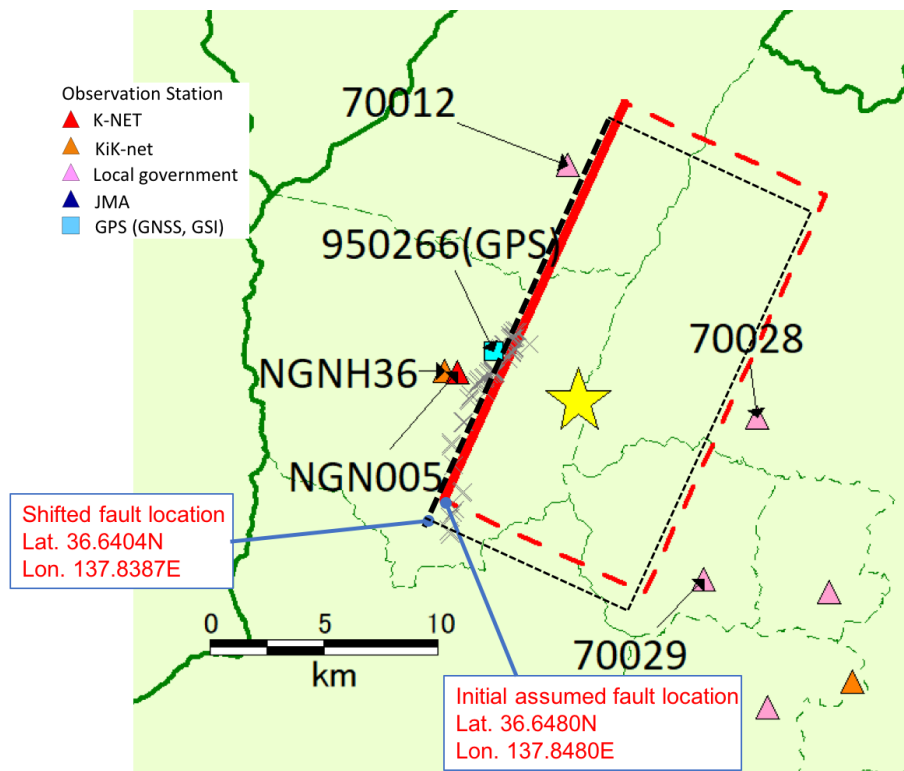


図 3-4 (英文報告書 Figure 4.) 動力学破壊シミュレーションのための単純化された断層モデルの (長方形の囲み) 平面図および地震動や GPS 永久変位の比較のための震源近傍観測点。赤い実線および破線の長方形は引間・他 (2018) に従って初期モデルとして仮定された断層位置で、アスペリティ・モデル MaspH、MaspA、および MaspB のために用いられる。黒い破線は MaspM モデルのために用いられる移動された断層位置である。X のシンボルは石村・他 (2015) による、断層変位が観測された地点を示す。

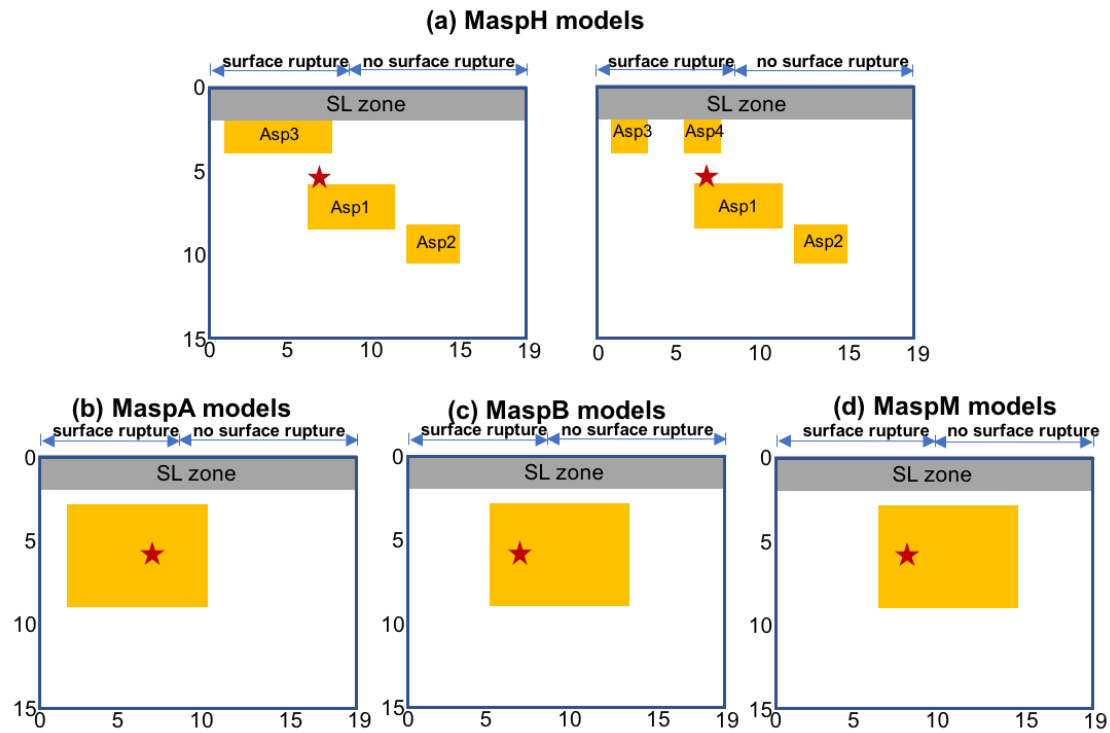


図 3-5 (英文報告書 Figure 5.) アスペリティの大きさと位置。(a) 多重アスペリティ・モデル“MaspH”, (b) 単一アスペリティ・モデル“MaspA”, (c) 単一アスペリティ・モデル“MaspB”, (d) 単一アスペリティ・モデル“MaspM”。MaspA、MaspB は、図 3-4 の赤い実線・破線で示される引間・他 (2018)の断層を初期モデルとして仮定された断層位置を用いる。MaspH は図 3-4 の黒い破線で示される位置を用いる。

Dynamic Input Parameters (MaspH12)

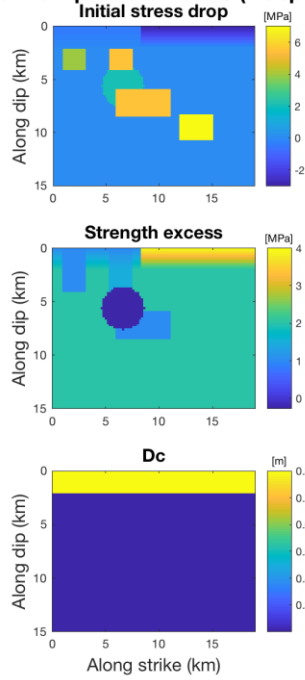


図 3-6 (英文報告書 Figure 6.) 多重アスペリティ・モデル MaspH の最適モデル (MaspH12) のすべり弱体化パラメータ。上段は初期応力降下量分布、中段は強度超過、下段は臨界変位量。

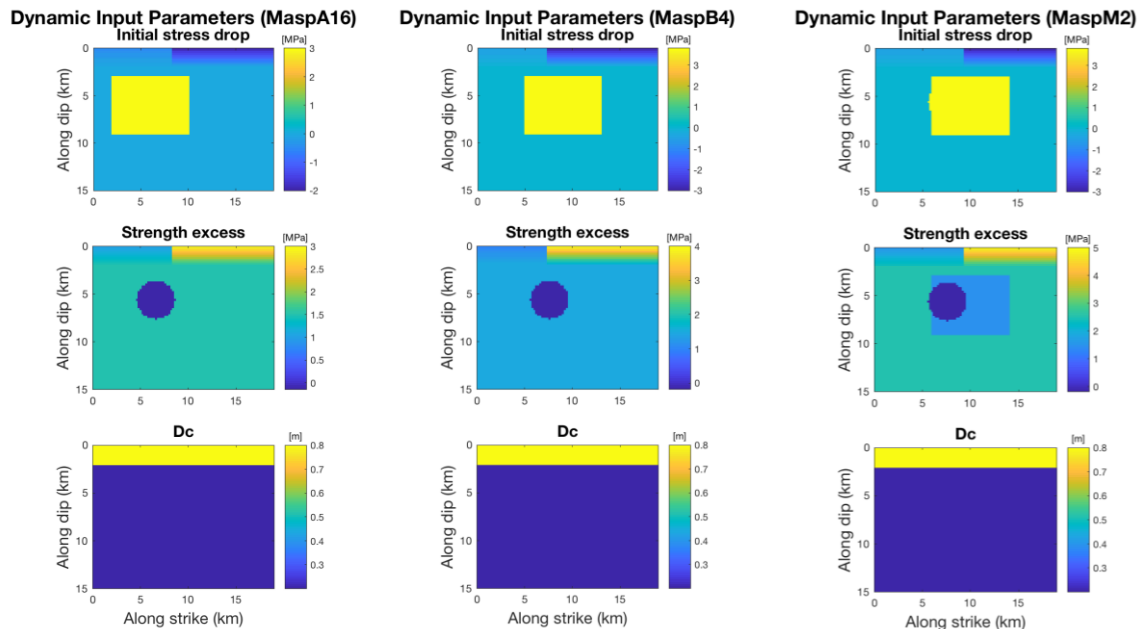


図 3-7 (英文報告書 Figure 7, 8, 9) 単一アスペリティ・モデル (MaspA, MaspB, MaspM) の最適モデルのすべり弱体化パラメータ。上段は初期応力降下量分布、中段は強度超過、下段は臨界変位量。左から MaspA モデル (MaspA16)、MaspB モデル (MaspB4)、MaspM モデル (MaspM2)

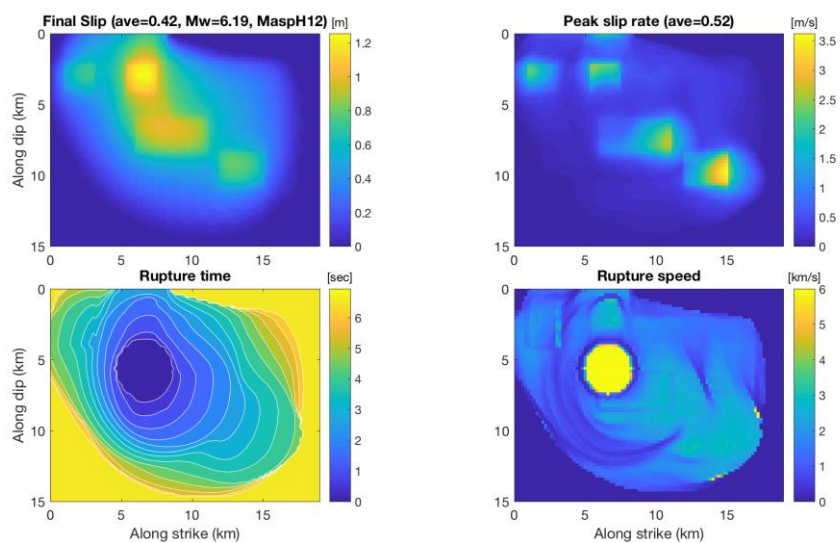


図 3-8 (英文報告書 Figure 10.) 多重アスペリティ・モデル MaspH の最適モデル (MaspH12) の動的破壊シミュレーションの結果。上段左は最終すべり分布、上段右はピークすべり速度、下段左は破壊時間、下段右は破壊伝播速度。

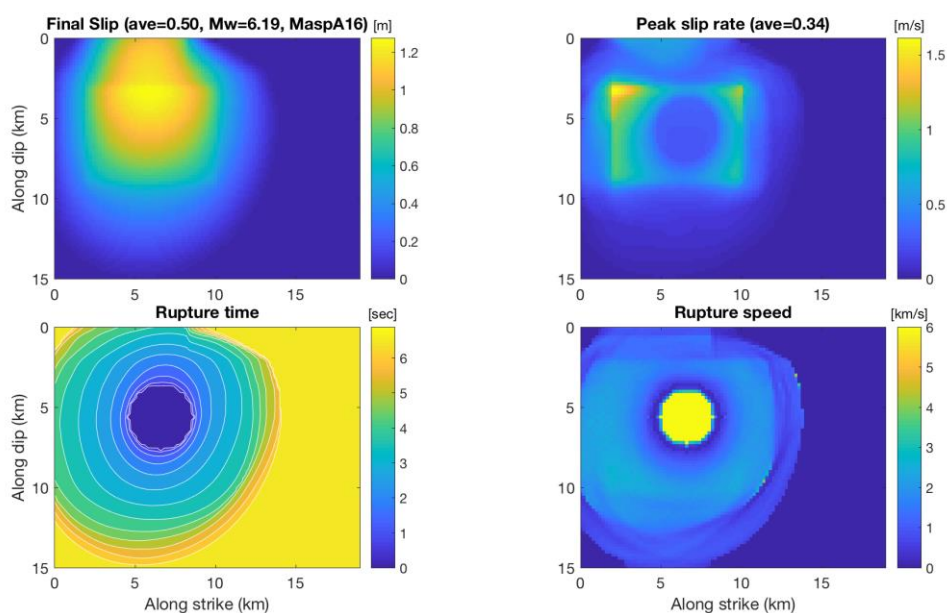


図 3-9 (英文報告書 Figure 11.) 単一アスペリティ・モデル MaspA の最適モデル (MaspA16) の動的破壊シミュレーションの解析結果。上段左は最終すべり分布、上段右はピークすべり速度、下段左は破壊時間、下段右は破壊伝播速度。

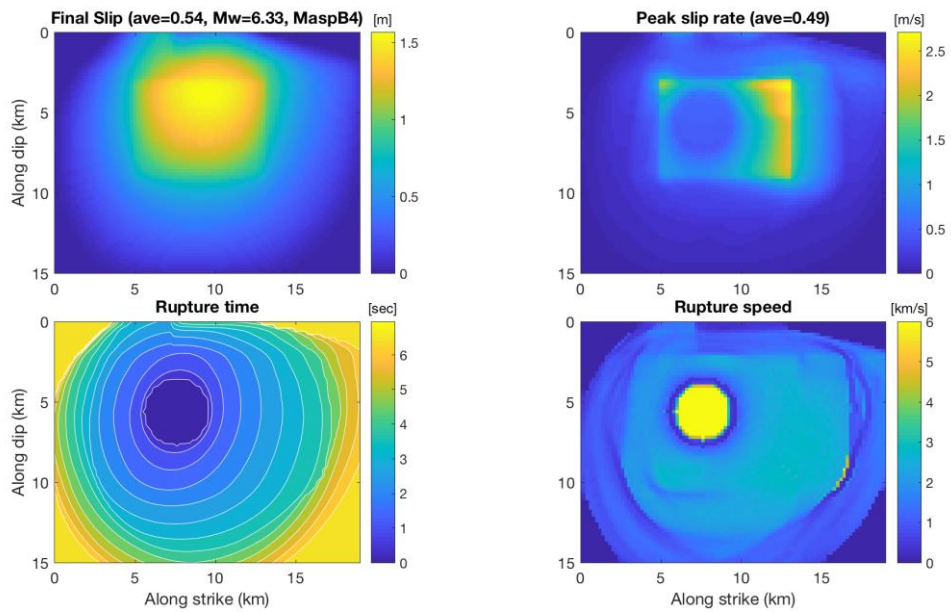


図 3-10 (英文報告書 Figure 12.) 単一アスペリティ・モデル MaspB の最適モデル (MaspB4) の動学的破壊シミュレーションの結果。上段左は最終すべり分布、上段右はピークすべり速度、下段左は破壊時間、下段右は破壊伝播速度。

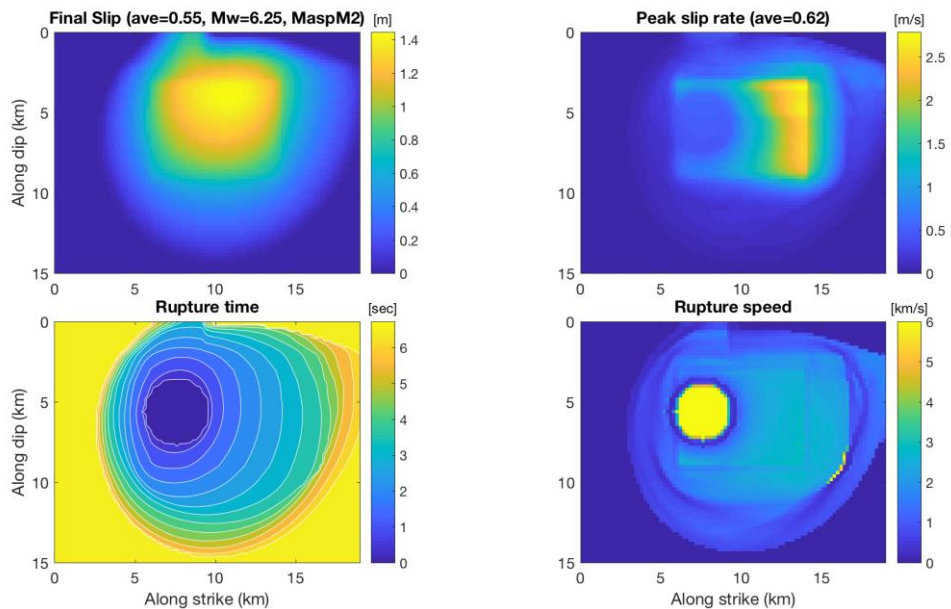


図 3-11 (英文報告書 Figure 13.) 単一アスペリティ・モデル MaspM の最適モデル (MaspM2) の動学的破壊シミュレーションの解析結果。上段左は最終すべり分布、上段右はピークすべり速度、下段左は破壊時間、下段右は破壊伝播速度。

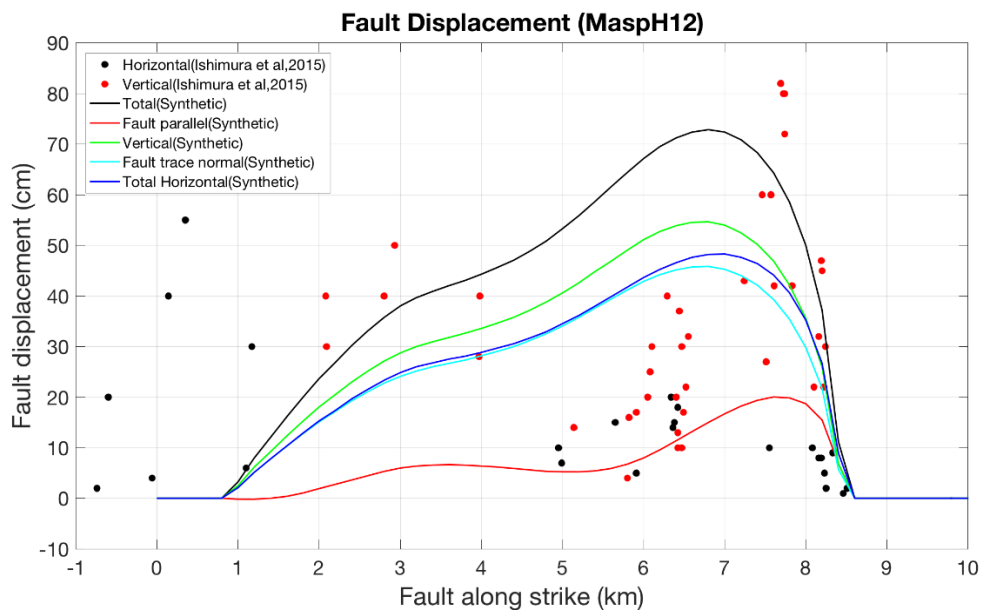


図 3-12 (英文報告書 Figure 14.) モデル MaspH12 から得られた断層変位 (総和、断層平行成分、鉛直、断層トレス直交、水平成分の総和) と石村・他 (2015)による地表地震断層の断層変位との比較。

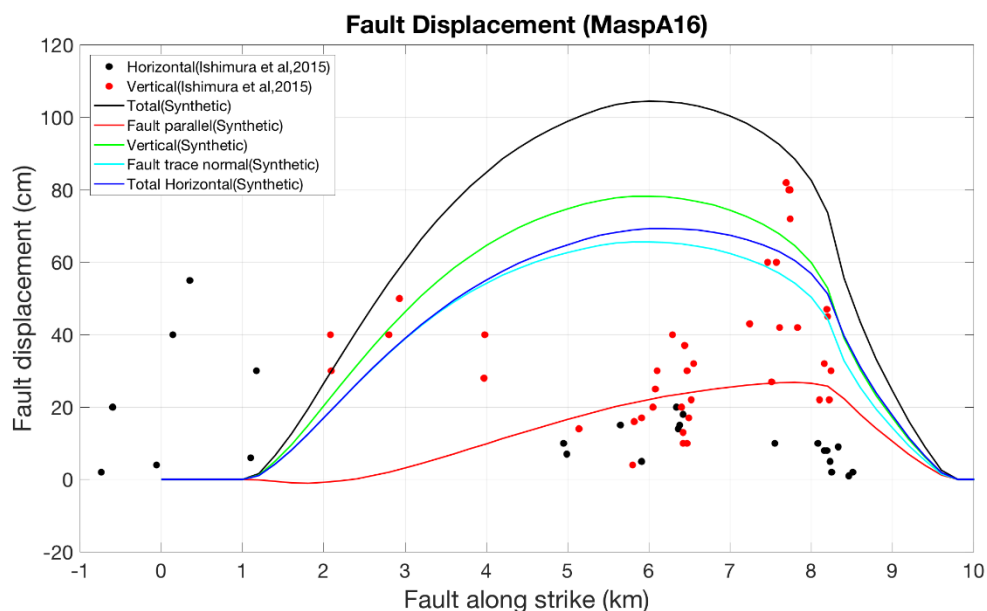


図 3-13 (英文報告書 Figure 15.) モデル MaspA16 から得られた断層変位 (総和、断層平行成分、鉛直、断層トレス直交、水平成分の総和) と石村・他 (2015)による地表地震断層の断層変位との比較。

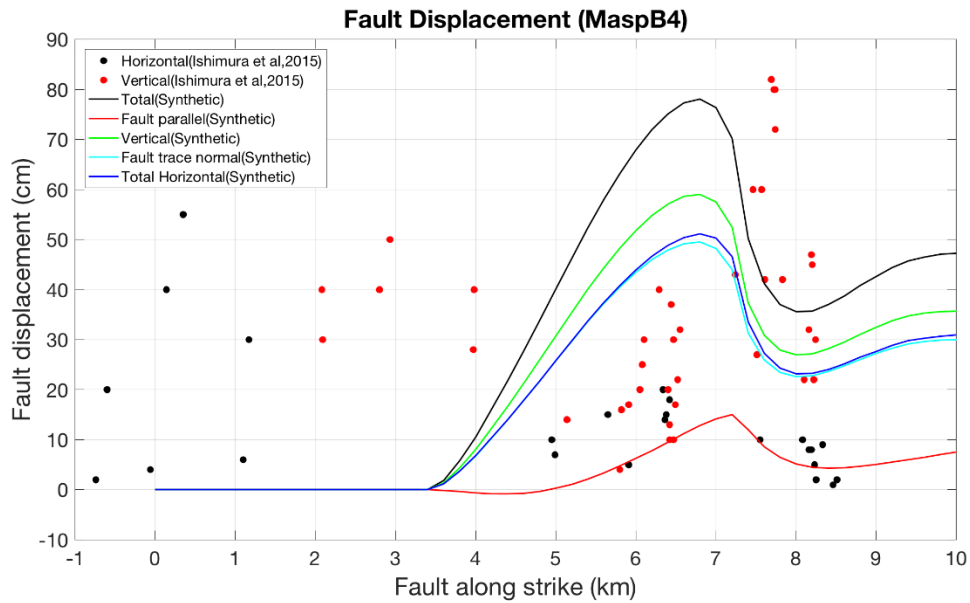


図 3-14 (英文報告書 Figure 16.) モデル MaspB4 から得られた断層変位 (総和、断層平行成分、鉛直、断層トレース直交、水平成分の総和) と石村・他 (2015)による地表地震断層の断層変位との比較。

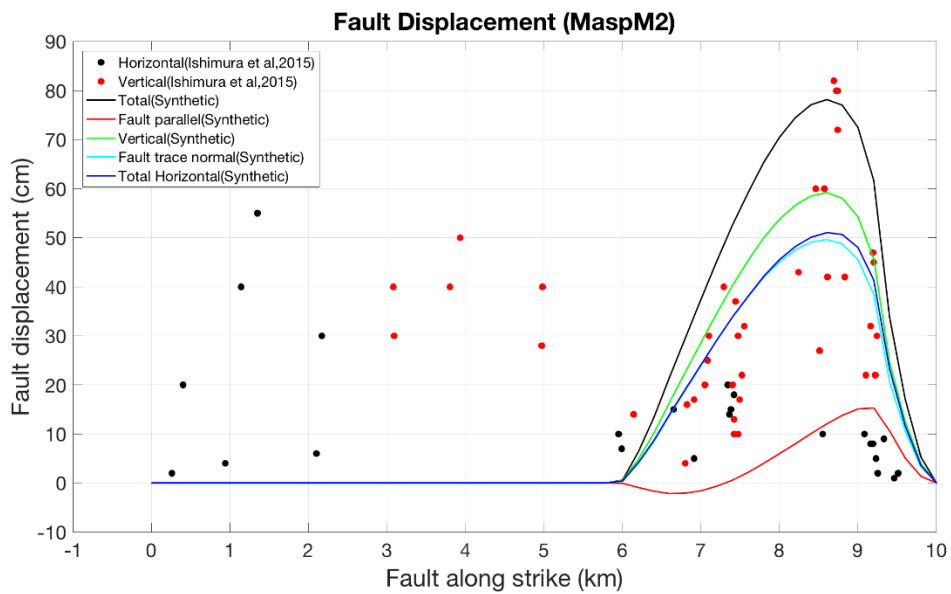


図 3-15 (英文報告書 Figure 17.) モデル MaspM2 から得られた断層変位 (総和、断層平行成分、鉛直、断層トレース直交、水平成分の総和) と石村・他 (2015)による地表地震断層の断層変位との比較。

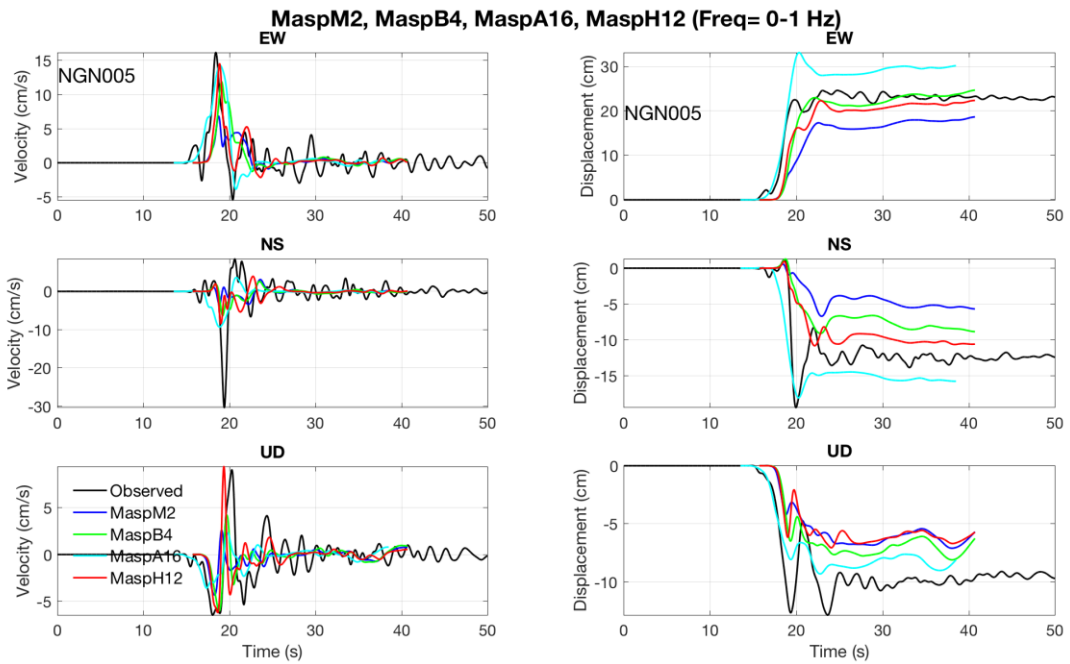


図 3-16 (英文報告書 Figure 18.) 断層下盤の NGN005 観測点の観測記録とモデル MaspH12, MaspA16, MaspB4, MaspM2 の合成波形の比較。左：速度、右：変位。

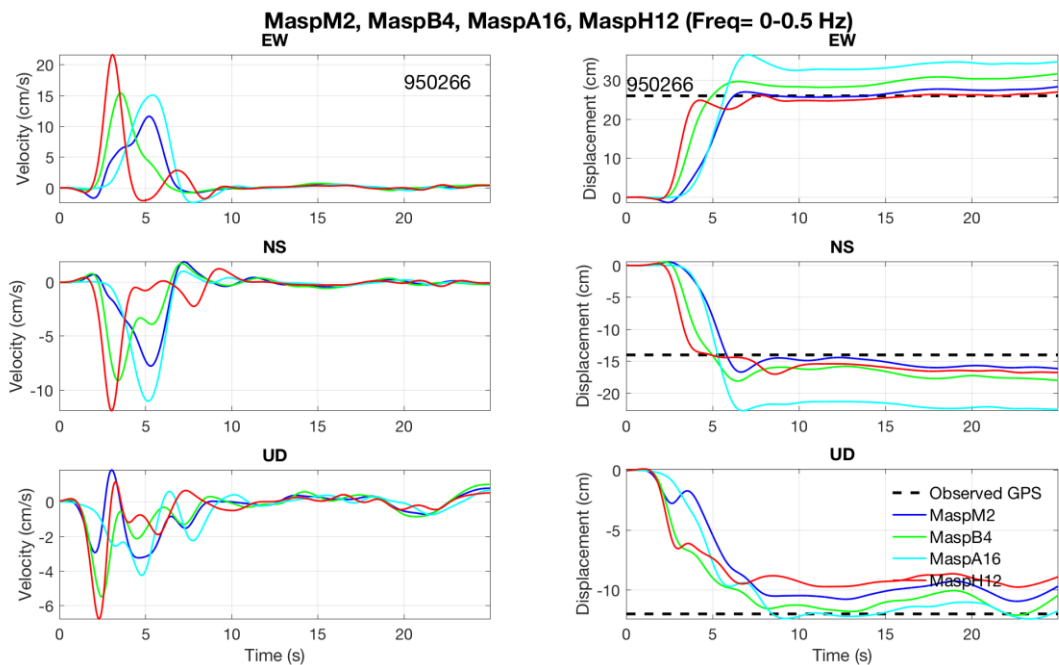


図 3-17 (英文報告書 Figure 20.) 断層下盤の GNSS 観測点 (950266) の観測記録 (永久変位量) とモデル MaspH12, MaspA16, MaspB4, MaspM2 の合成波形との比較・左：速度、右：変位。

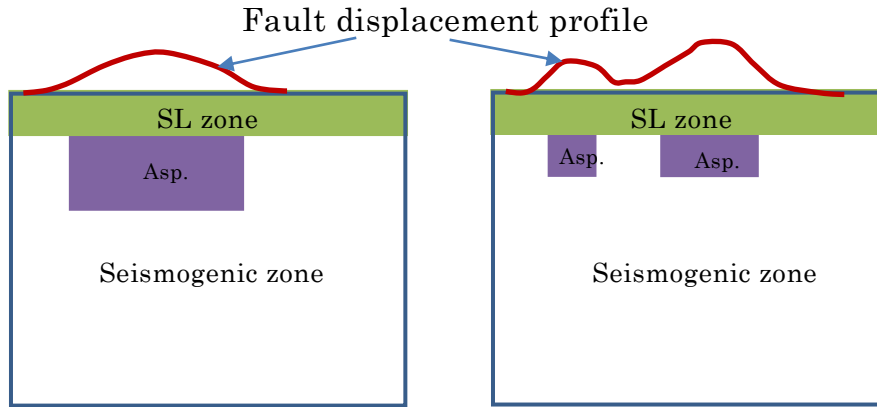


図 3-18 (英文報告書 Figure 23.) 浅層帯の下にあるアスペリティによって影響される断層変位の分布形状の図式表現。

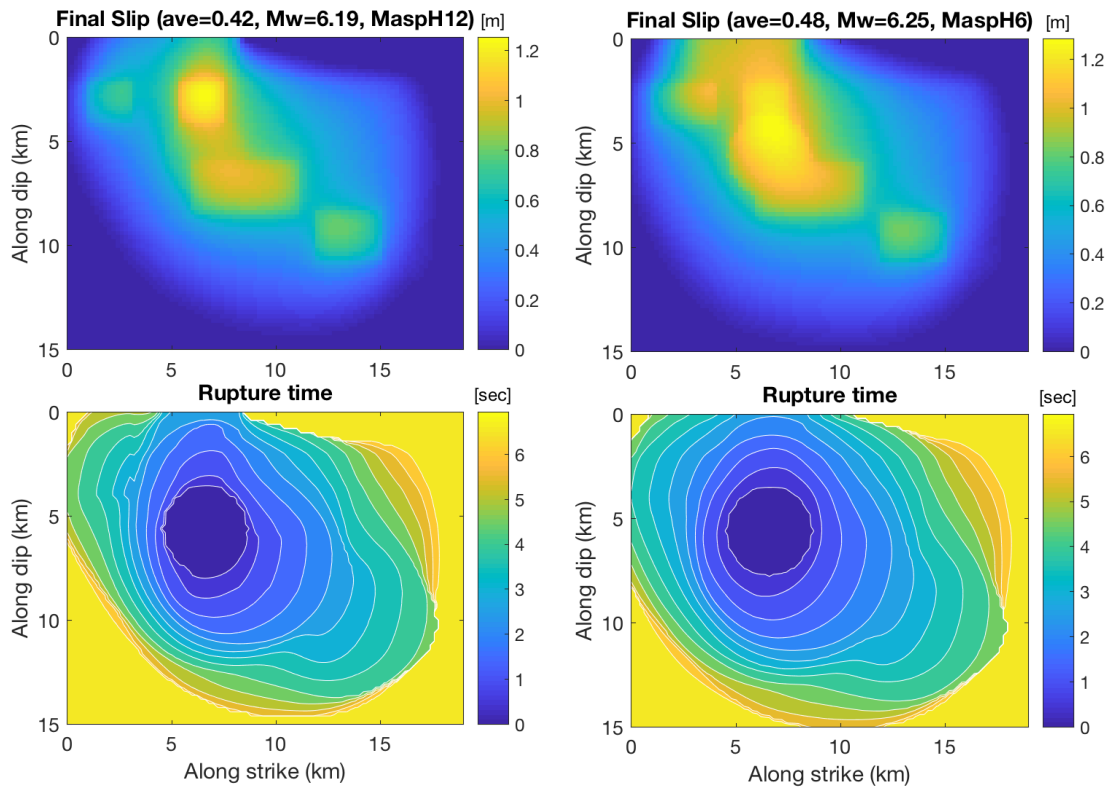


図 3-19 (英文報告書 Figure 24.) 多重アスペリティ・モデルの最適モデル (MaspH12、左) および MaspH6 (右)の動力的破壊シミュレーションの解析結果。上段は最終すべり分布、下段は破壊時間。

表 3-1 (英文報告書 Table 2.) 運動学的モデルのすべり分布に基づく、各モデルの応力降下量の初期評価結果

Model	Number of asperities	Assumed slip (m)	Initial calculated stress drop (MPa)
MaspH	3 (図 3-5 (a))	1.0 (Asp1) 1.0 (Asp2) 0.6 (Asp3) 0.3 (background)	8.0MPa (Asp1) 8.6MPa (Asp2) 4.0MPa (Asp3)
MaspA,B,M	1 (図 3-5 (b), (c), (d))	1.0	4.8MPa

表 3-2 (英文報告書 Table 3.) 各モデルの最適モデルの設定一覧

Preferred Model	Number asperities		Stress drop (MPa)	Asperity dimensions (L x W)	Distance (km)		Mw
					Along strike From SW	Along dip From free-surface	
MaspH12	4 (図 3-6)	Asp1	5.5	5.0km x 2.4km	6.0	6.0	6.19
		Asp2	7.0	3.0km x 2.2km	12.0	8.4	
		Asp3	4.0	2.0km x 2.0km	1.0	2.0	
		Asp4	5.5	2.0km x 2.0km	5.4	2.0	
MaspA16	1 (図 3-7 左)		3.0	8.0km x 6.0km	2.0	3.0	6.19
MaspB4	1 (図 3-7 中央)		3.8	8.0km x 6.0km	5.0	3.0	6.33
MaspM2	1 (図 3-7 右)		3.8	8.0km x 6.0km	6.0	3.0	6.25

3.2. 表層の数値解析

本事業で考える決定論的評価手法としては、以下の3つのステップによる評価を考えている。

step1) 特性化震源モデルにより、周期 10 秒以下の観測記録が再現可能な震源モデルを構築する。

step2) step1 で構築した特性化震源モデルの各パラメータを入力とした、動力学破壊シミュレーションを実施する。動力学破壊シミュレーションにより、震源断層のずれにより地表に現れる永久変位について評価する(step2 では、計算領域は深さ方向・水平方向ともに震源断層を含む広い計算領域を考える)。

step3) 表層の極狭い範囲(例えば数百 m～数 Km 程度)を対象に、表層の柔らかくかつ不均質な性質を考慮し、有限要素法(FEM)、粒子法や個別要素法に代表される数値解析手法により表層に現れる変位を評価する。

ここで、特性化震源モデルの構築(step1)および動力学シミュレーション(step2)では、震源から地表に至る強震動予測と地震基盤以浅(FEM 解析領域より広く・深い範囲)での変位を計算する。動力学シミュレーションを中心とした強震動シミュレーションでは深さ方向には震源から地表まで、水平方向には断層を含む数十キロ範囲での計算となり、また岩盤の非線形性は一般的には考慮しないため強震動により地表に出現する可能性のある副断層等の断層変位の評価は対象としない。

そこで、表層の数値解析では、動力学シミュレーションによる結果として得られる地表および地表付近の変位を与条件とし、地表近傍でのずれの予測を地質構造や地盤物性の非線形性を考慮した FEM、粒子法や個別要素法等により実施する。

図 3-20 に表層の数値解析の流れを示す。ここで、本検討では表層の断層変位解析結果が、より広範囲を対象とした動力学シミュレーション結果へ与える影響は小さいものと仮定し計算結果の受け渡しは動力学シミュレーションから表層の数値解析への片方向とする。

本節「表層の数値解析」では、上記を背景に本年度は以下を実施する。

1) 個別要素法によるアナログ実験の再現解析

逆断層およびその近傍の局所的な変位・変形の再現性を確認するため、実験結果に対し個別要素法による比較解析を実施する。

2) 逆断層タイプの検討

弱面を考慮した 2 次元感度解析を実施する。

また、本事業で考慮する step1～3 の一連の流れを念頭に断層面を境界にした 3 次元解析を実施する。

以下に上記内容について示す。

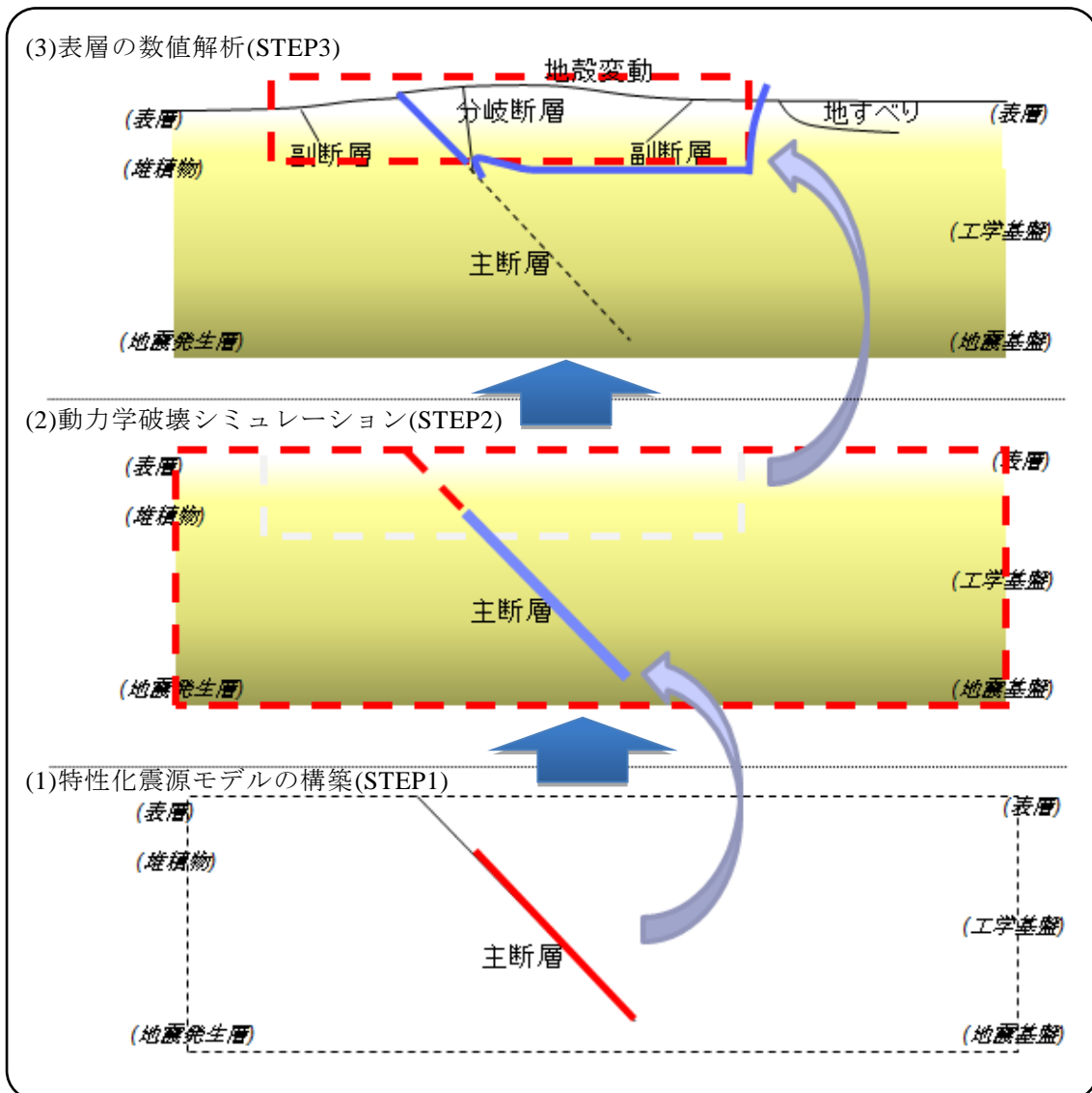


図 3-20 表層の数値解析の流れ

3.2.1. 逆断層型アナログ実験の数値解析

本項では、逆断層変位によって生じる影響を数値解析で検討する上での適用性を確認するため、また数値解析と実験双方の妥当性確認の一環として、前章2節で報告した逆断層型アナログ実験を対象とした解析を実施し、実験結果と比較を行うことで妥当性確認と考察を行った。

表層の地盤変状は変位が大きくなるため、大変形問題に適した数値解析法の採用が重要であり、対象が粉体であることから数値解析には粒状体モデルベースの個別要素法を採用した。個別要素法は粒子法と異なり、粒子間の幾何的な接触と作用伝達を直接計算する手法であり、連続体近似や構成則モデルの介在するところなく、粉体集合の粒度や間隙、強度の影響が直接表現され、集合体の変形、破壊、崩壊、流動やダイレイタンスー挙動が解析結果として評価できる点に特徴がある。解析は、計算分解能と負荷の関係から、分解能の高い2次元解析と分解能は低いより現実の条件に近い3次元解析を分けて実施した。

3.2.1.1. 上用粉の強度特性の検討

先述のとおり、個別要素法は空間的な離散化を考慮せず、直接的に接触作用を扱う計算手法であることから、解析モデルの粉体集合としての剛性や強度等の材料特性は物性値からは単純に求まらず、一般に要素シミュレーションなどを行って実際の現象とモデル特性を同定する必要がある。なお、粉体などの離散集合体は金属などの連続体と違い変形特性が弾性挙動とあまり関係せず、滑りの発生による骨格変形で生じていることから接触計算で使用する剛性についてはあまり重要ではなく、また対象とする実験が静的な現象を対象としていることから接触剛性は解析結果に与える影響が小さい範囲で適切に設定を行えばよい。一方で、強度については現象を支配する重要な条件であり、アナログ実験で使用した上用粉と同じものを対象とした強度を推定する実験と同じ実験の解析を行うことで検討した。

上用粉の強度を推定する実験として、吉鶴（2016）の10cm×15cm×15cm（高さ、幅、奥行き）のコの字型容器に充填された上用粉の崩壊実験を対象とした。この実験では粉体層の崩壊を抑制している側板を外すことで崩壊を生じさせている。この実験は図3-21に示すような概念のもので、側板を外す前は静止土圧が生じている状態にあり、その後は側板の除去によって付近は主働土圧を経て最終的に土圧0の状態となり、滑りを生じて崩壊するものである。なお、図3-22に示されるように実験では粉体層の底部は滑らずに残っており、崩壊高さ h と角度 α を10回測定しており、その平均値は $h=5\text{cm}$ 、 $\alpha=50.5$ 度であった。

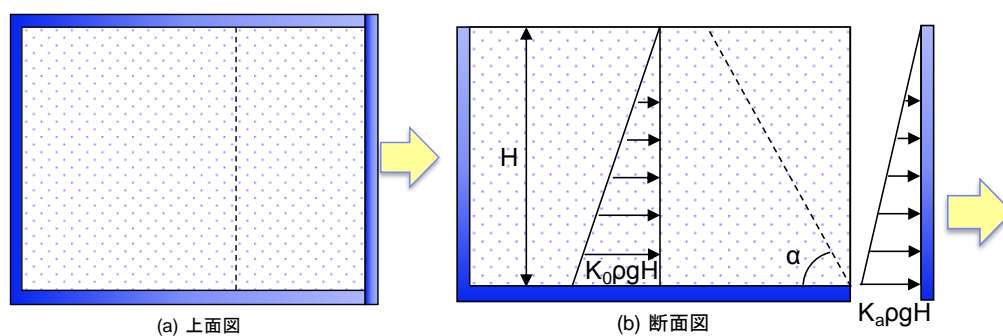


図 3-21 上用粉の自重崩壊実験のイメージ図

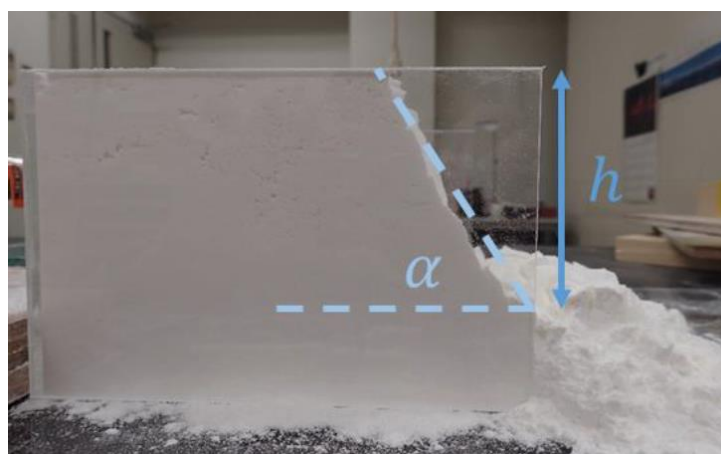


図 3-22 上用粉の自重崩壊実験（吉鶴 2016）

自重崩壊実験において崩壊が起きる範囲は除去する側板から奥行き方向に 1/3 程度の範囲に限られる。そこで解析では、計算負荷を抑制するために上用粉の型枠寸法のうち、幅と奥行きは 15cm から 10cm に縮小して検討を行った。強度パラメータを同定するための解析とその後に実施した逆断層型アナログ実験の両方で、共通の粒度や間隙比のモデルを使用する必要があるが、粉体容量が多いとパラメータスタディが難しいためである。なお、解析モデルと実際の上用粉の粒度は異なるため、間隙比や真密度は実験と違う条件となるが、粉体層の土圧条件が同じになるように嵩密度を実験と合わせた。実験では嵩密度の平均値として 0.610 g/cm^3 の条件が得られている。解析モデルは一定幅の粒径分布を持つランダムパッキングモデルとして作成し、2次元モデルと3次元モデルの粒子径と間隙比の関係は表 3-3 に示す条件となった。作成した崩壊実験の2次元解析モデルは図 3-23 に、3次元モデルを図 3-24 に示す。なお、粉体層の変形状態が分かり易くなるよう、それぞれの解析モデルは格子状に色付けして作成した。

表 3-3 上用粉崩壊実験の解析モデルの条件

	2次元モデル	3次元モデル
嵩密度 [g/cm^3]	0.610	0.610
最大粒径 [mm]	0.7	3.5
最小粒径 [mm]	0.5	2.5
間隙比	0.175	0.587

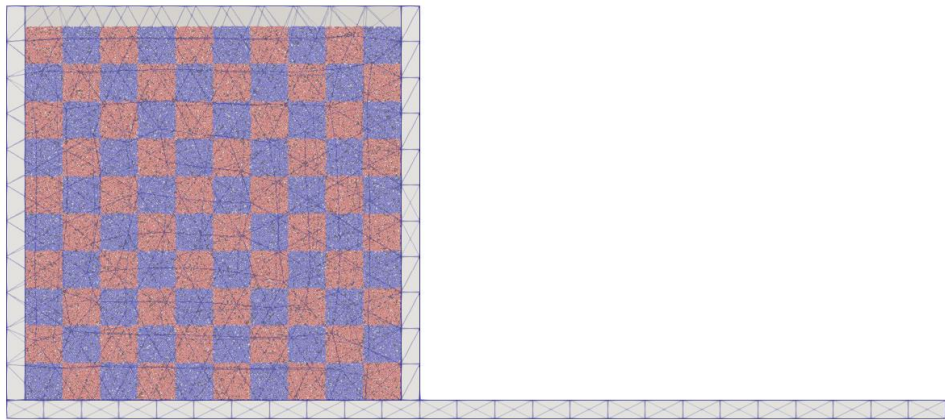


図 3-23 上用粉の崩壊実験の 2 次元解析モデル

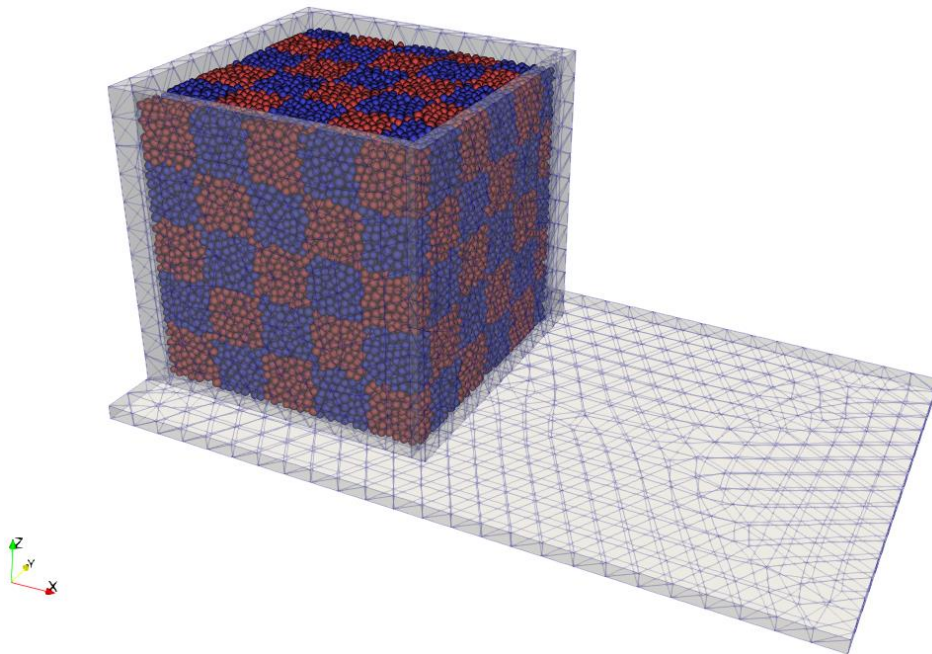


図 3-24 上用粉の崩壊実験の 3 次元解析モデル

3.2.1.2. 上用粉の崩壊実験と解析結果を比較しての考察

解析は強度パラメータを同定するためのものであり、強度に関する解析パラメータを振ってパラメータスタディを行った。しかしながら、最終的に実験結果と整合する解析条件には至らなかった。この理由については、実験結果に見られる粉体層の底部が滑りを生じずに残る現象が再現されないためであり、解析では底部から滑りを生じるために崩壊形態や崩壊高さ、崩壊角度に違いが生じている。なお、解析において底部から滑りが生じる現象は、粉体層で均質な強度を仮定してモール・クーロンの破壊基準と応力状態の関係を考えると図 3-25 に示されるように明白であり、最小主応力が 0 となる側面部では深部ほど軸差応力が大きく、破壊基準と接する深さ以深は全

て破壊する。従って、上用粉の崩壊実験で対象とした模型寸法の条件では、粘着力に拘束圧依存性が生じており、材料強度が均質でなかったものと考えられる。

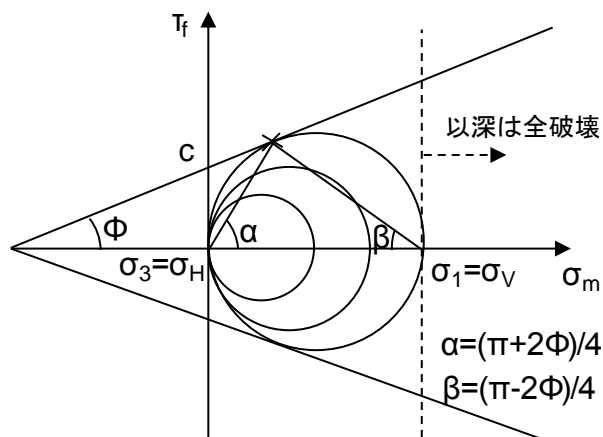


図 3-25 側板に接していた粉体層の応力状態とモール・クーロンの破壊基準

そのため、解析においても接触圧に応じて粘着力が比例するモデルを導入し、解析パラメータについて検討を行ったが、最終的に実験結果の再現は得られなかった。そこで、本検討では上用粉の強度条件については、重要事項であるが将来的な課題とし、崩壊実験とアナログ実験の2次元および3次元の各解析で、決め打ちで決定した共通のパラメータを設定して解析を行った。それぞれの解析に共通で設定した解析パラメータを表 3-4 に示す。

表 3-4 上用粉の崩壊実験と逆断層型アナログ実験で用いた解析パラメータ

	2次元モデル	3次元モデル
嵩密度 [g/cm ³]	0.610	0.610
法線ばね定数 [N/m]	5.00 × 10 ⁴	5.00 × 10 ⁶ ※1
接線ばね定数 [N/m]	1.25 × 10 ⁴	1.25 × 10 ⁶ ※1
摩擦係数	2.0	2.0
粘着力 [N/m ²]	200	200
転がり摩擦係数※2	0.2	0.2

※1 3次元解析におけるばね定数は要素径で正規化した値である

※2 長さの次元を持つ転がり摩擦係数を要素半径で正規化した値

2次元と3次元モデルの両方で、上用粉の崩壊実験結果の再現には至っていないが、表 3-4 の条件で行った際の解析結果を以下に示す。2次元解析結果より崩壊進行の様子を図 3-26 から図 3-29 に、3次元解析結果については図 3-30 から図 3-33 に崩壊進行の様子を示す。

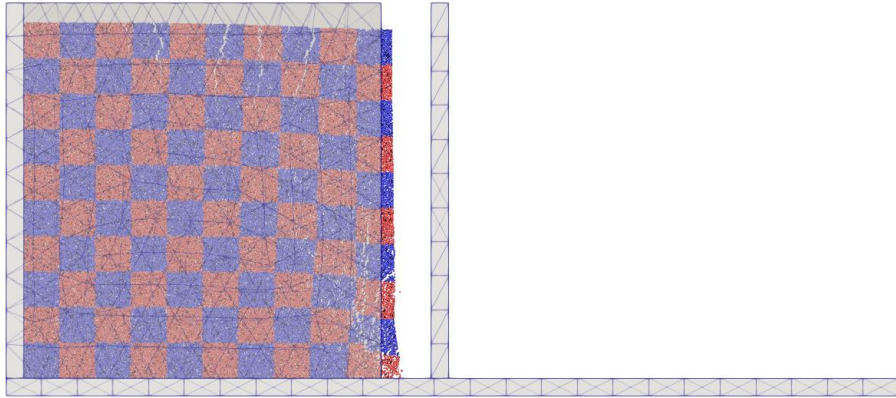


図 3-26 2次元解析結果より側板取り外し後 0.05 秒経過時の崩壊の様子

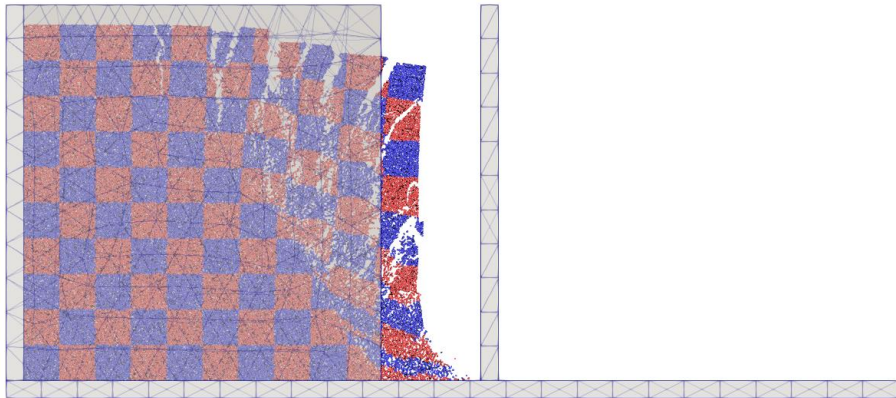


図 3-27 2次元解析結果より側板取り外し後 0.10 秒経過時の崩壊の様子

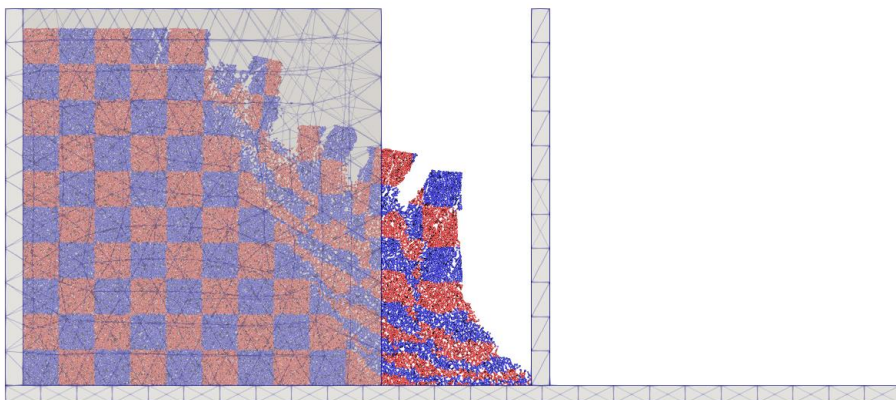


図 3-28 2次元解析結果より側板取り外し後 0.15 秒経過時の崩壊の様子

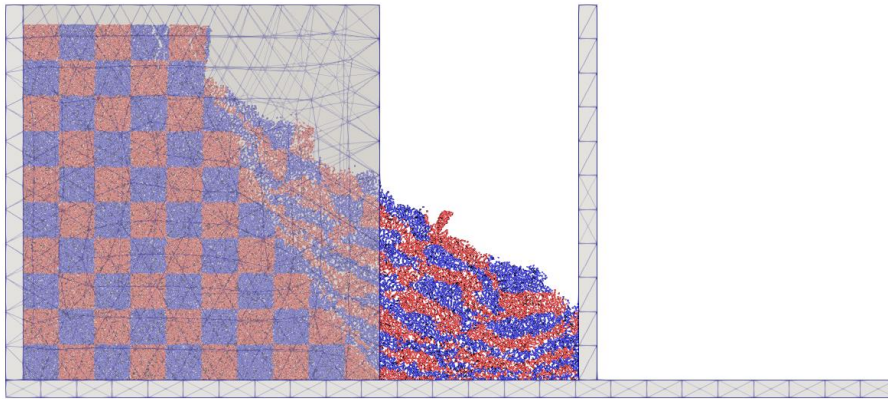


図 3-29 2次元解析結果より側板取り外し後 0.20 秒経過時の崩壊の様子

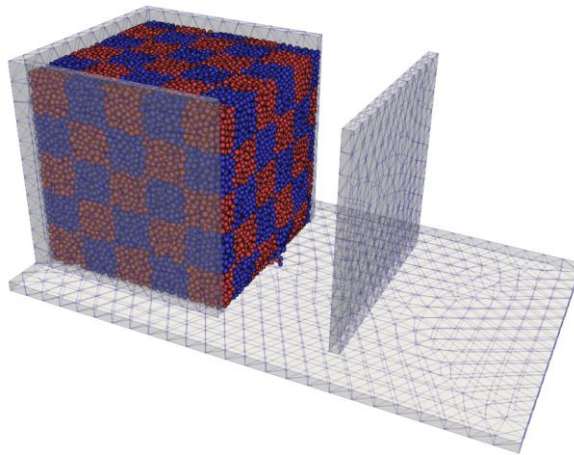


図 3-30 3次元解析結果より側板取り外し後 0.20 秒経過時の崩壊の様子

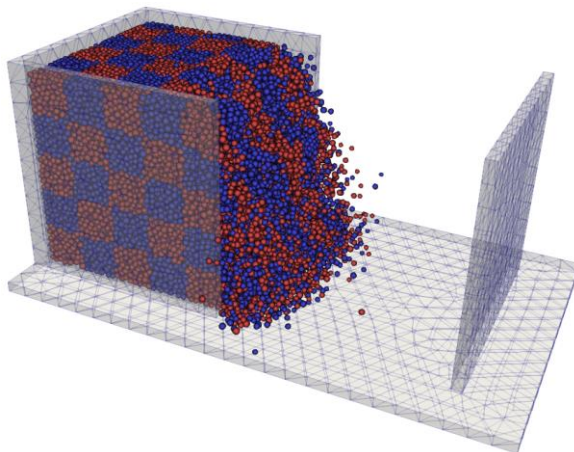


図 3-31 3次元解析結果より側板取り外し後 0.40 秒経過時の崩壊の様子

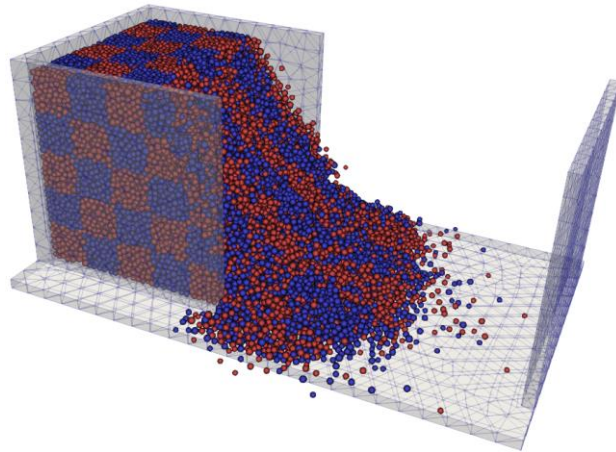


図 3-22 3次元解析結果より側板取り外し後 0.60 秒経過時の崩壊の様子

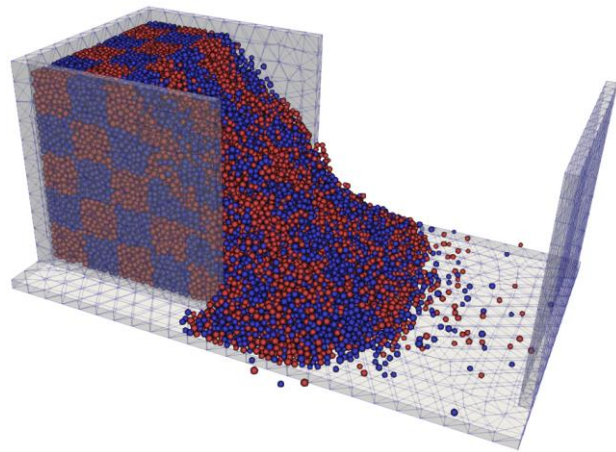


図 3-33 3次元解析結果より側板取り外し後 0.80 秒経過時の崩壊の様子

分解能の高い 2 次元解析の結果において、先端と表面に亀裂が発生して滑りと崩壊が進行することが分かる。設定した強度パラメータや破壊の過程から粘着力を非常に大きく設定していることが分かるが、上用粉自体の粘着力は比較的大きく、締め固めた条件下では自立可能な強度を持つことからそのように設定した。砂などの粘着力がほぼない粉体については、個別要素法では引張に抵抗せず接触時の反発のみ考慮したばねを挿入することが一般的であるが、上用粉の解析では高い粘着力を評価するため、モール・クーロン基準で破壊するまでは引張に抵抗するばねを用いた解析を行い、図 3-25 に示される負圧の領域についても引張破壊の基準を設けることなく破壊を評価した。実際には負圧の領域では降伏面が窄み、粉体強度としては小さくなると考えられるが、この検討においては上用粉の高い粘着力の強度特性を評価してそのように設定している。

3.2.1.3. 逆断層型アナログ実験の再現解析モデル

先述した強度を推定する実験の再現解析と同じ粒度、同じ間隙比の粉体集合モデルを作成し、逆断層型アナログ実験を再現する 2 次元と 3 次元の解析モデルを作成し

た。また、アナログ実験では断層角度の浅い 30 度のケースと深い 60 度のケースが実施されており、再現解析においてもこの両方のケースに対応する解析モデルを作成した。粉体層厚は 30mm であり、粉体層の幅は上盤側と下盤側の両方で 200mm である。モデル粒径が小さく、詳細な粒子挙動を把握することを目的として作成した 2 次元鉛直断面の再現解析モデルを図 3-34 と図 3-35 に示す。

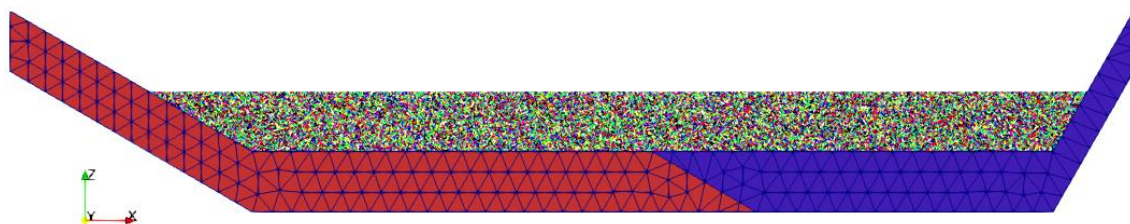


図 3-34 逆断層型アナログ実験の 2 次元再現解析モデル（断層角度 30 度ケース）

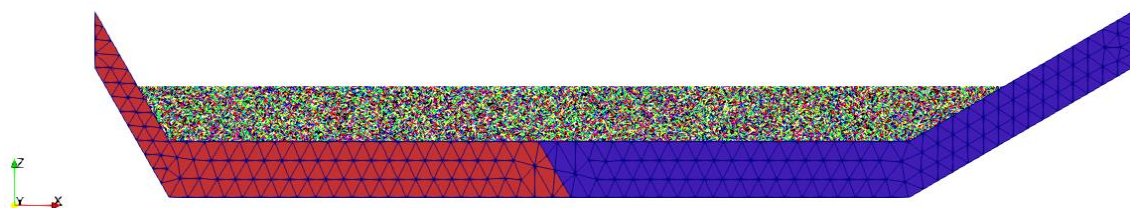


図 3-35 逆断層型アナログ実験の 2 次元再現解析モデル（断層角度 60 度ケース）

また、分解能は低くなるが、3 次元的な効果やより現実に近い間隙比条件を考慮可能な解析モデルとして作成した 3 次元再現解析モデルを図 3-37 と図 3-38 に示す。なお、3 次元モデルの奥行きは実験模型と同様に 300mm である。

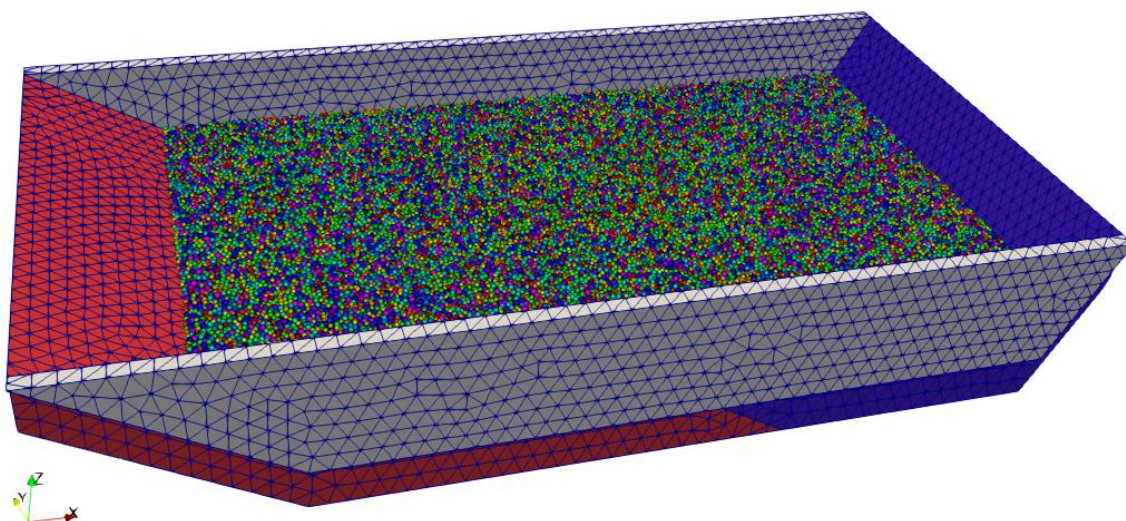


図 3-36 逆断層型アナログ実験の 3 次元再現解析モデル（断層角度 30 度ケース）

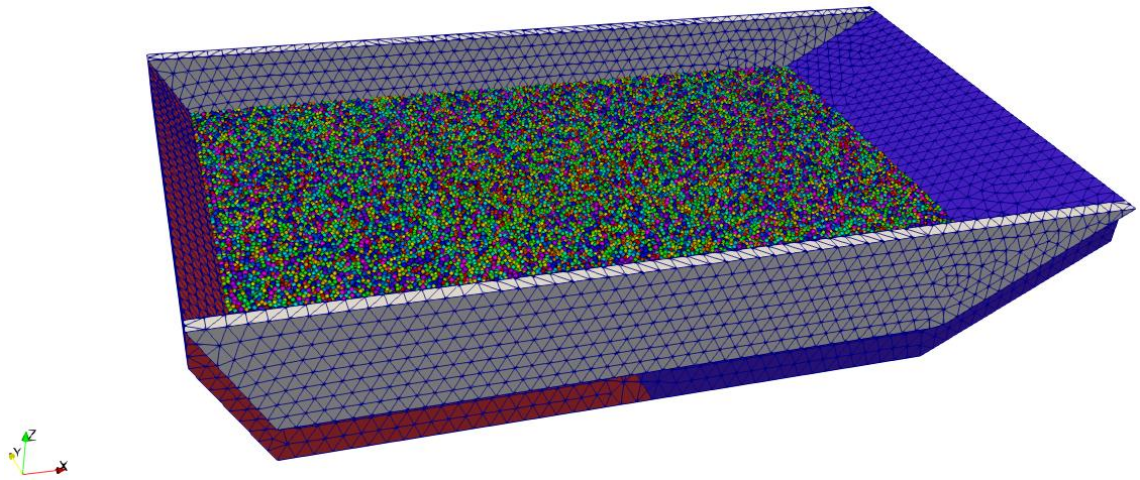


図 3-37 逆断層型アナログ実験の3次元再現解析モデル（断層角度 60 度ケース）

アナログ実験では手回し式のジャッキを用いて断層変位を生じさせており、各ケースで断層鉛直変位を 1、2、3、5、7、10、15、20mm と段階的に設定し、各段階で表層変状の計測データを得るための写真撮影を行っている。再現解析においてもこれに対応して、各変位段階までは一定勾配で変位を入力し、各段階で変位入力に要した時間だけ崩壊過程が安定するのを待つような段階変位入力を行った。現象は静的であり、断層変位の入力は出来るだけ小さな荷重勾配で行うべきであるが、小規模体系であり減衰も大きく設定していることから図 3-38 に示す時刻歴で変位を設定した。

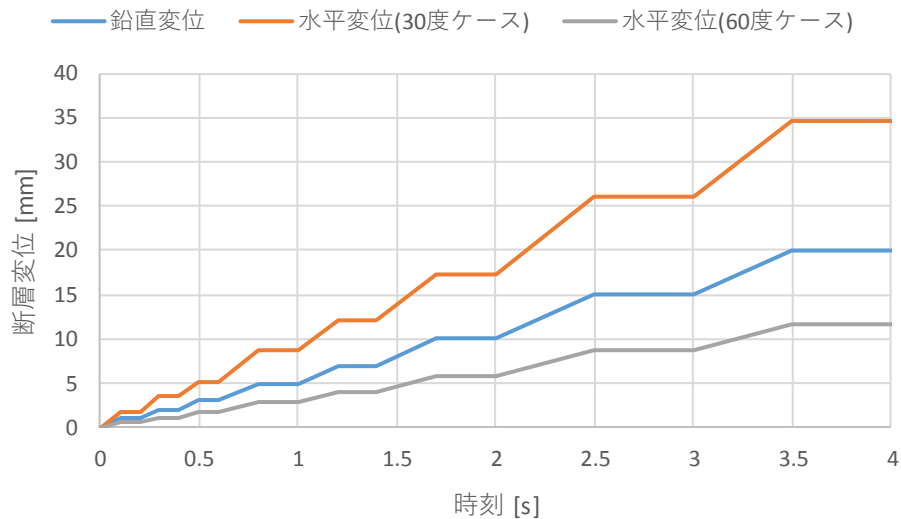


図 3-38 逆断層型アナログ実験の再現解析で設定した断層変位履歴

実験では写真データの処理から各ケースの表層変状が点群データとして得られており、これを一定分解能の格子データに置き換えて解析結果との比較に用いた。なお、格子データに変換する際の格子幅は約 0.914mm である。

3.2.1.4. 逆断層型アナログ実験の 2 次元再現解析と実験の結果比較

断層角度の浅い 30 度ケースについて、2 次元解析結果と 2 回目の実験データより得られた中央鉛直断面の変位を以下に比較した。変位ベクトルの絶対値の大きさを図 3-39 のカラーレンジでコンター図とし、変位分布の履歴を図 3-39 から図 3-46 に示した。実験で得られた各鉛直変位段階に対応する表層形状を黒線で示し、重ねて描画を行っている。

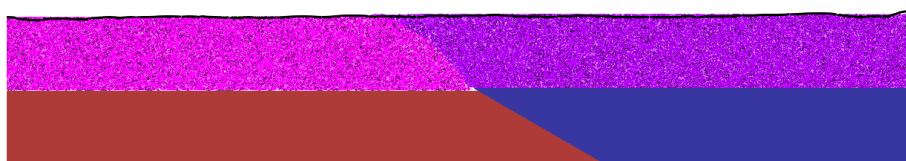
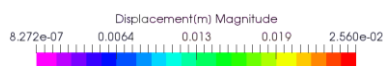


図 3-39 2 次元 30 度ケースの中央断面の変位分布（断層鉛直変位 1mm）

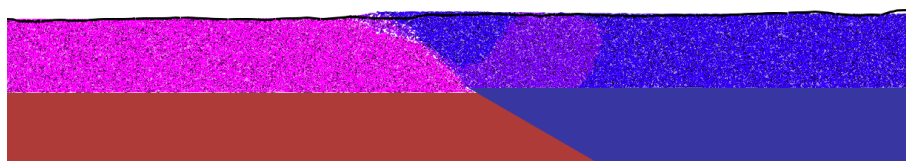


図 3-40 2 次元 30 度ケースの中央断面の変位分布（断層鉛直変位 2mm）

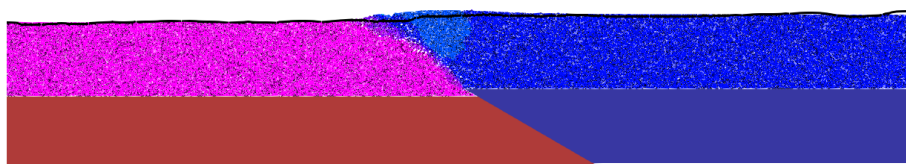


図 3-41 2 次元 30 度ケースの中央断面の変位分布（断層鉛直変位 3mm）

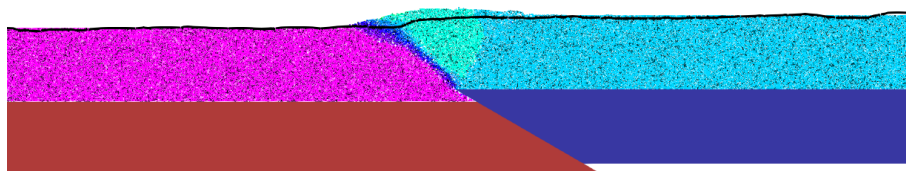


図 3-42 2 次元 30 度ケースの中央断面の変位分布（断層鉛直変位 5mm）

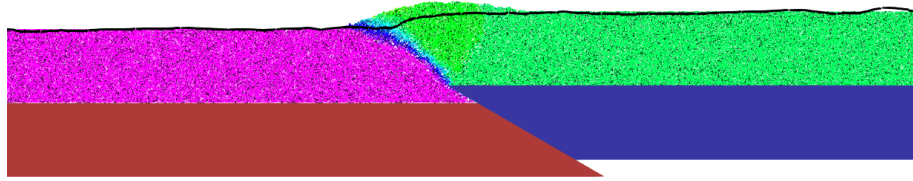


図 3-43 2次元 30度ケースの中央断面の変位分布（断層鉛直変位 7mm）

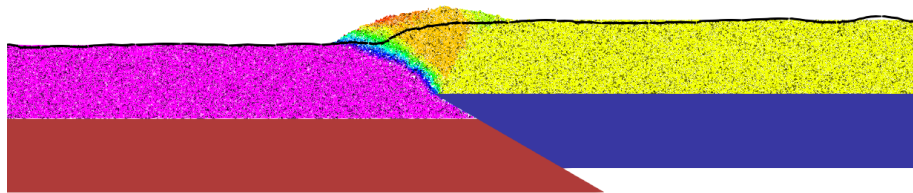


図 3-44 2次元 30度ケースの中央断面の変位分布（断層鉛直変位 10mm）

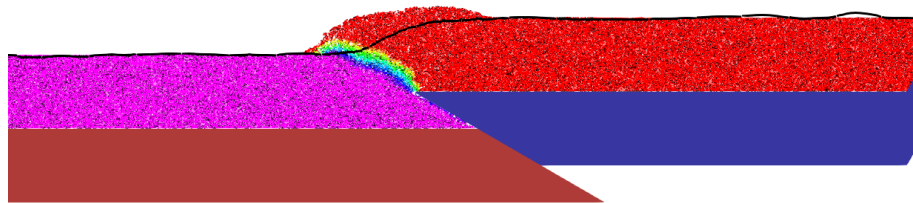


図 3-45 2次元 30度ケースの中央断面の変位分布（断層鉛直変位 15mm）

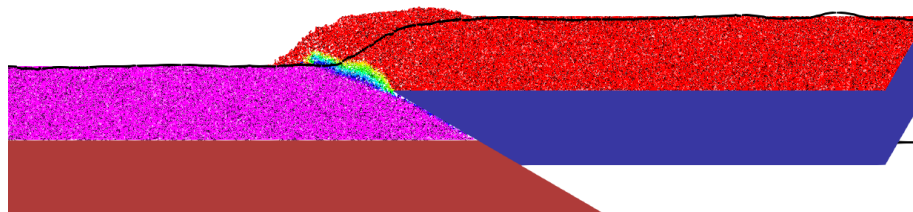


図 3-46 2次元 30度ケースの中央断面の変位分布（断層鉛直変位 20mm）

解析結果と実験結果を比較すると、断層変位による表層変状が生じている部分の表面形状が合っておらず、解析結果は大きく孕み出して膨張していることが分かる。これはせん断変形の進行により生じた正のダイレイタンスー挙動と考えられるが、実験結果ではその影響が小さく生じたダイレイタンスーの正負も良く分からない。表層変位の違いは2次元鉛直断面の解析を行ってることによる問題だと考えられる。2次元モデルは各要素が単位奥行き円筒であり、球の集合体として表現される3次元モデルと比較して間隙比が小さくなるため、より密充填の条件となることから正のダイレイタンスーが生じやすく、また奥行き方向の自由度がないことからその影響が強いことが明らかである。

断層角度の深い 60 度ケースについても同様に整理し、2 回目の実験データより得られた中央鉛直断面の表層形状データと重ねて以下に比較した。変位分布の履歴を図 3-47 から図 3-54 に示した。なお、コンターの変位レンジは 30 度ケースと同じである。

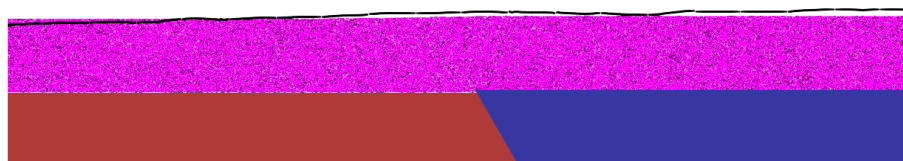
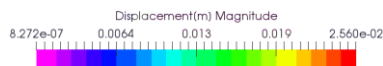


図 3-47 2次元 60度ケースの中央断面の変位分布（断層鉛直変位 1mm）

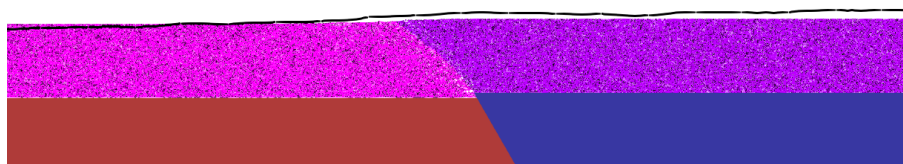


図 3-48 2次元 60度ケースの中央断面の変位分布（断層鉛直変位 2mm）

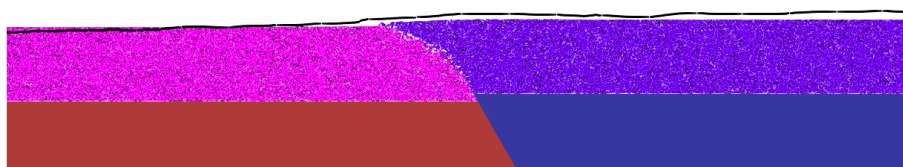


図 3-49 2次元 60度ケースの中央断面の変位分布（断層鉛直変位 3mm）

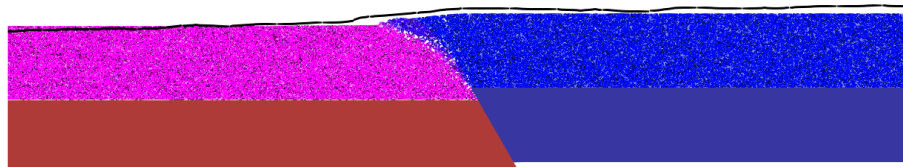


図 3-50 2次元 60度ケースの中央断面の変位分布（断層鉛直変位 5mm）

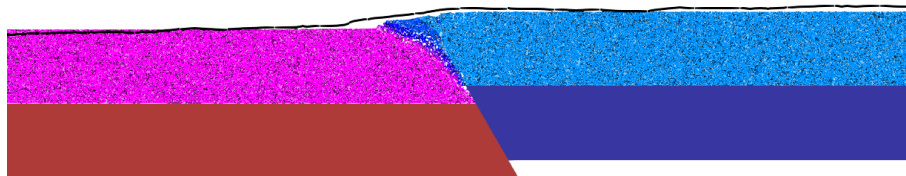


図 3-51 2次元 60度ケースの中央断面の変位分布（断層鉛直変位 7mm）

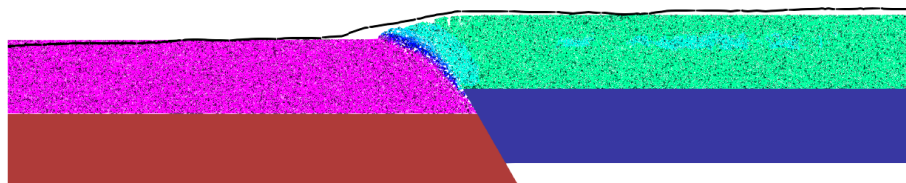


図 3-52 2次元 60度ケースの中央断面の変位分布（断層鉛直変位 10mm）

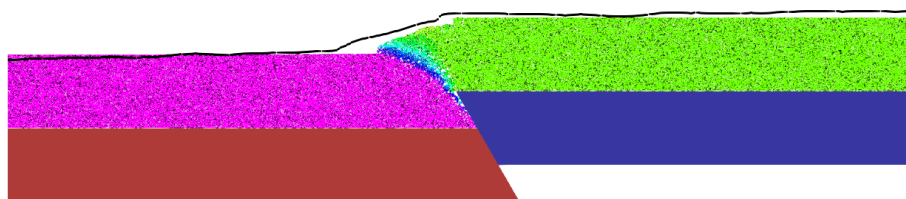


図 3-53 2次元 60度ケースの中央断面の変位分布（断層鉛直変位 15mm）

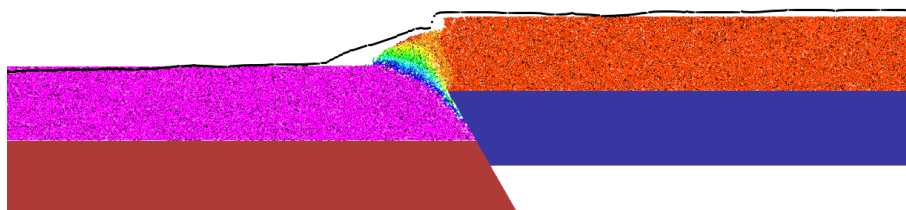


図 3-54 2次元 60度ケースの中央断面の変位分布（断層鉛直変位 20mm）

断層角度の深い 60 度ケースでは、30 度ケースで見られた正のダイレイタンスー挙動は見られず、同様の 2 次元鉛直断面モデルによる解析結果ではあるが表層変位は実験結果よりやや小さく生じている。ダイレイタンスー挙動が殆ど見られない原因は、断層角度が深いため粉体層に水平変位が殆ど生じず、せん断変形が抑制されたためであると考えられる。変位量がやや小さいものの、各段階における表層形状などは実験結果と整合的であり、2 次元解析条件に起因すると考えられる膨張変位が生じなければ現象を上手く捉えられることが分かる。2 次元解析モデルは分解能が高いため、滑り発生箇所で生じる骨格変形による隙間が視覚的に分かり易く、断層変位は表層に至るまでに屈曲しながら進行したことが確認できる。

3.2.1.5. 逆断層型アナログ実験の3次元再現解析と実験の結果比較

2次元解析のケースと同様に、各ケースの解析結果と2回目の実験データの表層変位を重ねて結果を比較した。断層角度の浅い30度ケースについて、変位ベクトルの絶対値の大きさを色付けし、変位分布の履歴を図3-55から図3-62に下盤側からの透視図として示した。実験結果については重ねての描画が難しいが、水色の点群として表層の形状を示した。水色の点の見えない位置については解析結果の粒子より下に位置するために隠れている。

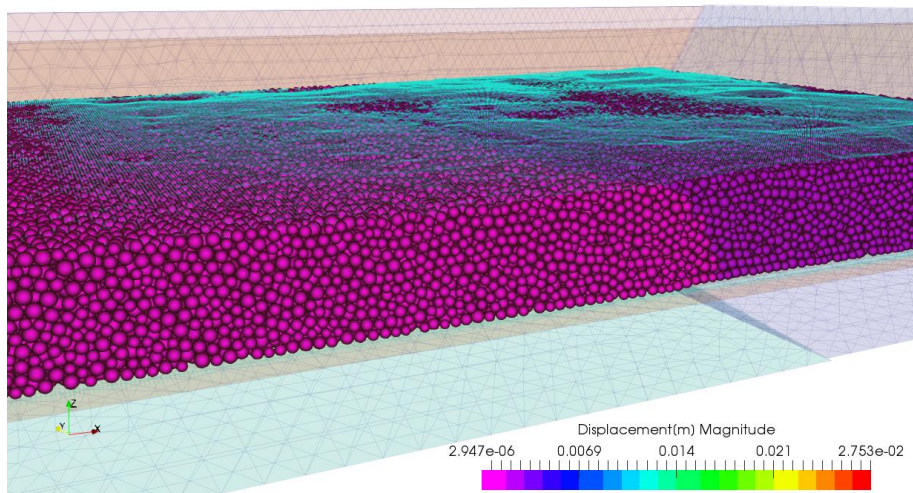


図 3-55 3次元30度ケースの変位分布（断層鉛直変位1mm）

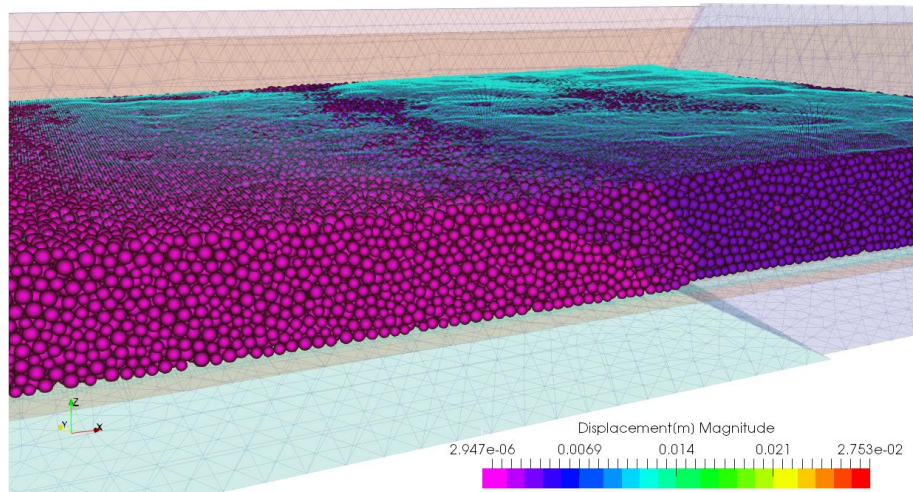


図 3-56 3次元30度ケースの変位分布（断層鉛直変位2mm）

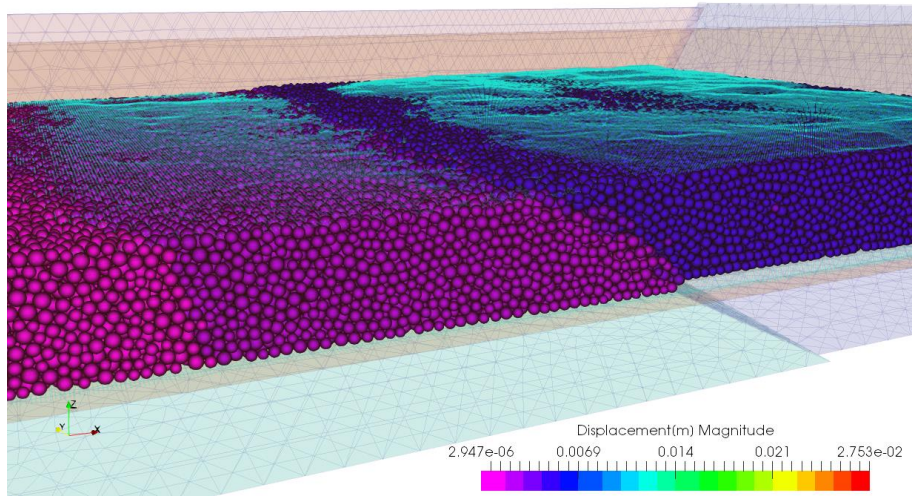


図 3-57 3次元 30度ケースの変位分布 (断層鉛直変位 3mm)

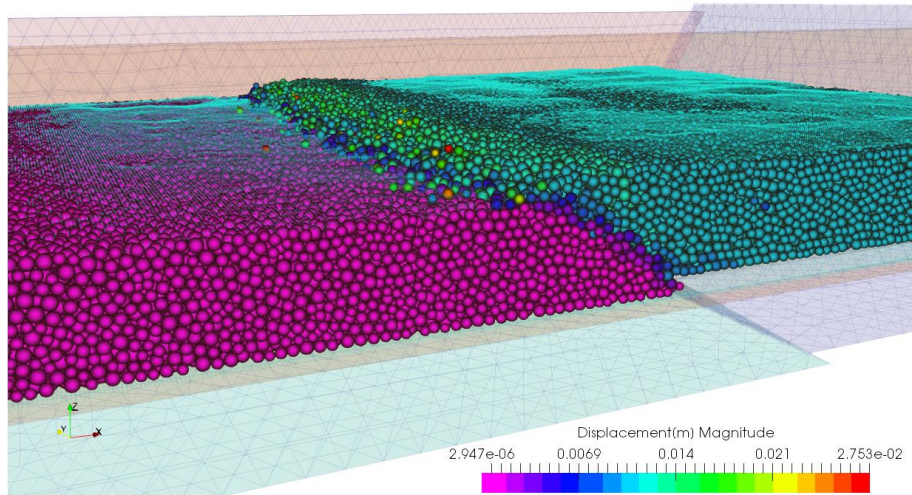


図 3-58 3次元 30度ケースの変位分布 (断層鉛直変位 5mm)

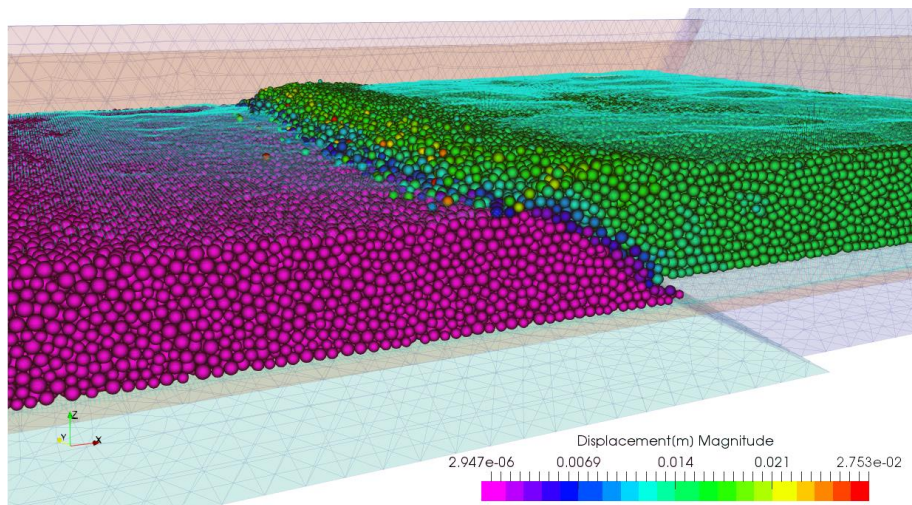


図 3-59 3次元 30度ケースの変位分布 (断層鉛直変位 7mm)

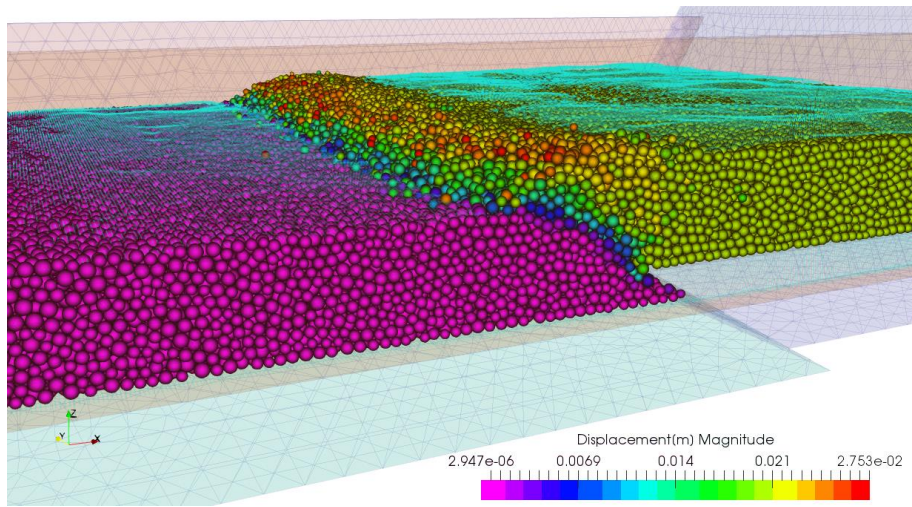


図 3-60 3次元 30度ケースの変位分布（断層鉛直変位 10mm）

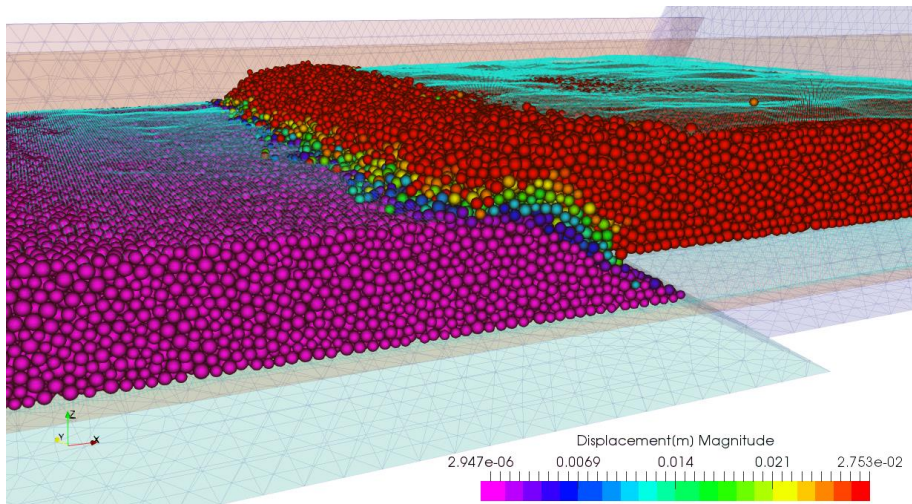


図 3-61 3次元 30度ケースの変位分布（断層鉛直変位 15mm）

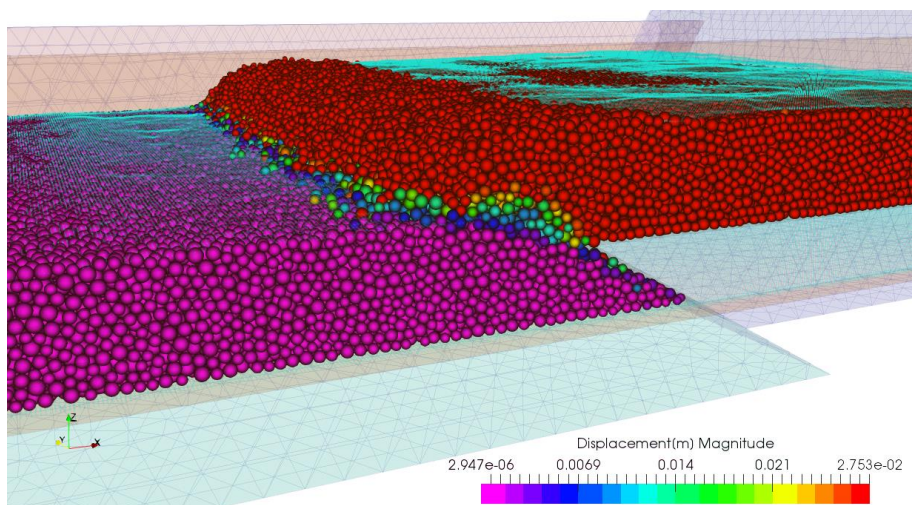


図 3-62 3次元 30度ケースの変位分布（断層鉛直変位 20mm）

2次元解析の結果と同様に、正のダイレイタンスー挙動が見られ、変位の大きい崩壊部表面が盛り上がり、実験結果より大きな変位が生じてることが分かる。しかしながら、3次元モデルでは間隙比が2次元モデルより大きく、より実際の条件と近いいため崩壊部が孕み出す傾向は抑制されている。また、下盤側の変位分布から断層破壊は角度を保ったまま真っすぐと進行していることが分かる。

次に断層鉛直変位 20mm を入力した後に安定した最終時刻における変位分布を上面から見下ろして描画し図 3-63 に示す。なお、変位コンターのレンジは図 3-55 などと同じである。2次元体系の実験模型を対象としているため、概ねどの鉛直断面においても一樣な変位を生じていると考えられるが、側壁の近くでは摩擦の影響から水平変位が小さくなっていることが確認できる。これは実験においても同様である。

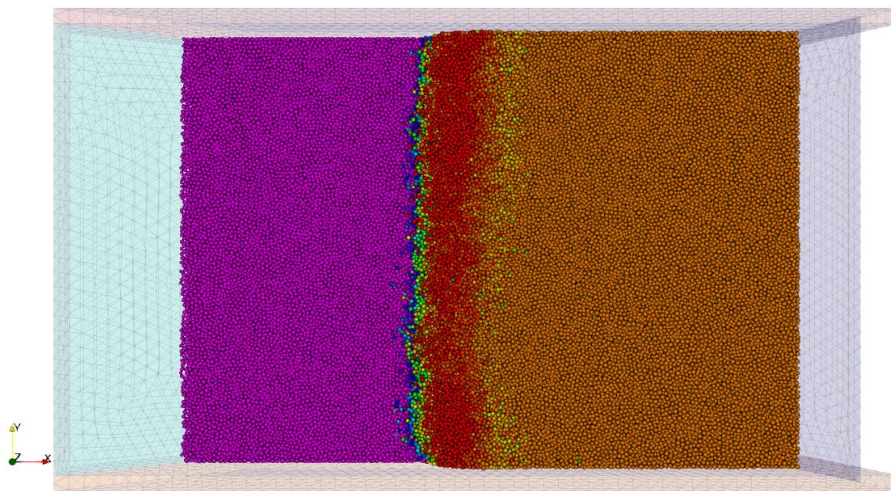


図 3-63 3次元 30度ケースの上面から見た変位分布（断層鉛直変位 20mm）

断層角度 30度ケースと同様に、断層角度 60度ケースの解析結果と2回目の実験データの表層変位を重ねて結果を比較した。変位分布の履歴を実験結果の表層形状を示す点群と重ね、図 3-64 から図 3-71 に下盤側から見た透視図として示した。

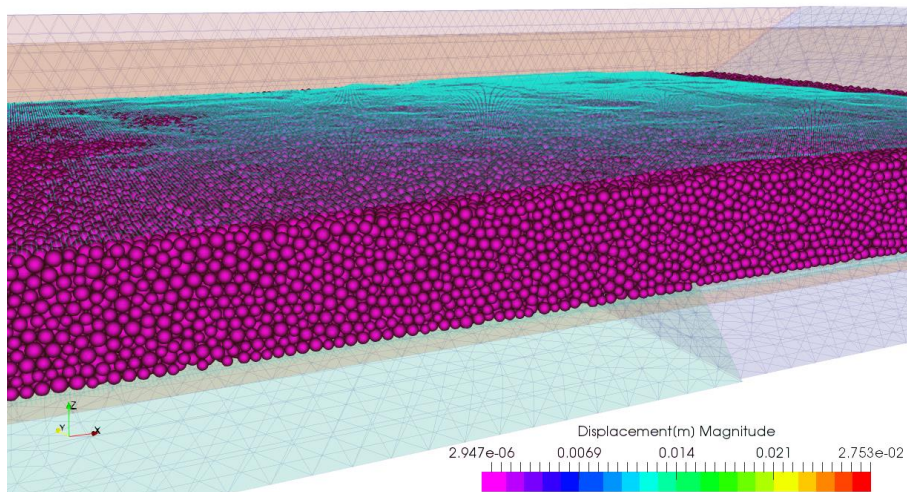


図 3-64 3次元 60度ケースの変位分布（断層鉛直変位 1mm）

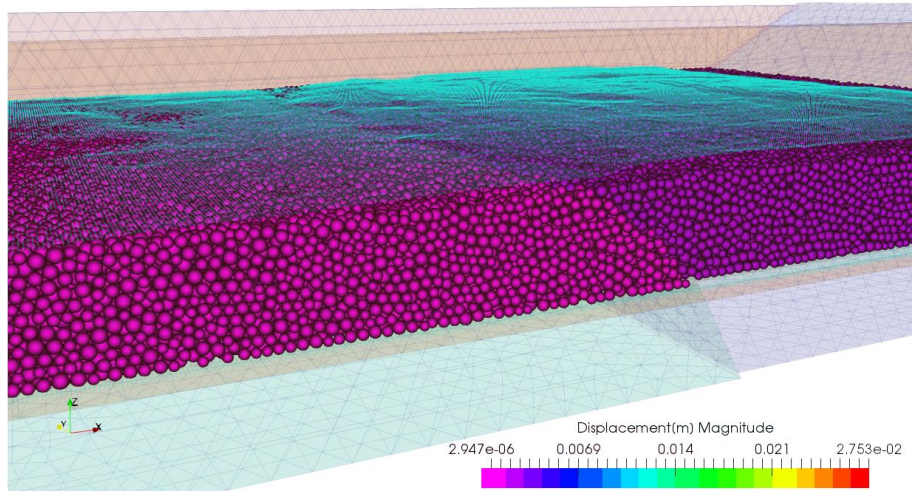


図 3-65 3次元 60度ケースの変位分布 (断層鉛直変位 2mm)

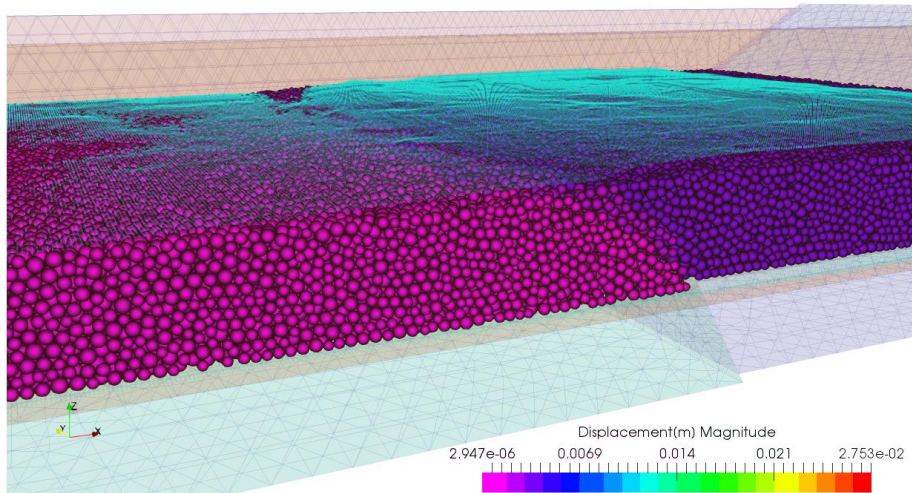


図 3-66 3次元 60度ケースの変位分布 (断層鉛直変位 3mm)

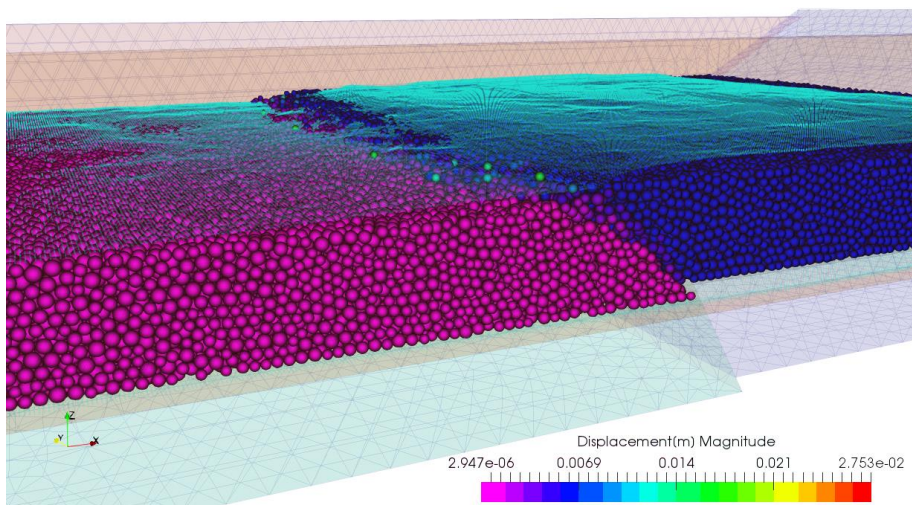


図 3-67 3次元 60度ケースの変位分布 (断層鉛直変位 5mm)

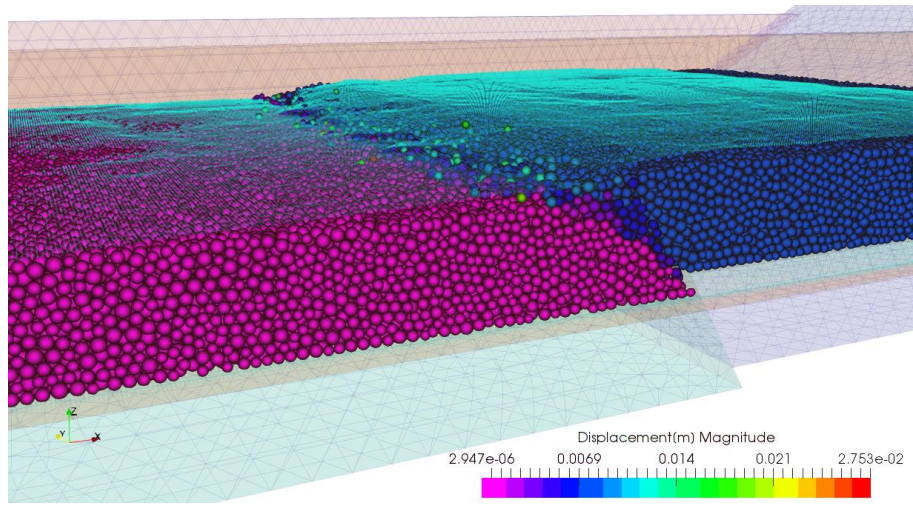


図 3-68 3次元 60度ケースの変位分布（断層鉛直変位 7mm）

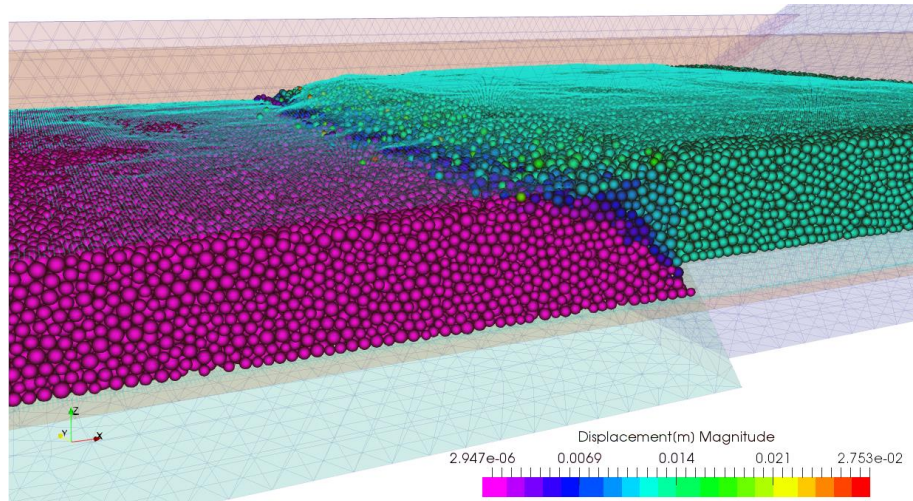


図 3-69 3次元 60度ケースの変位分布（断層鉛直変位 10mm）

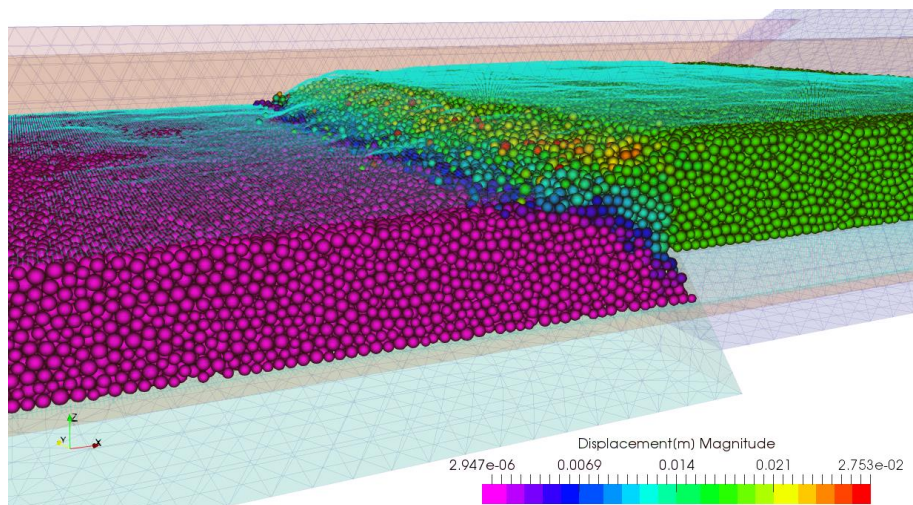


図 3-70 3次元 60度ケースの変位分布（断層鉛直変位 15mm）

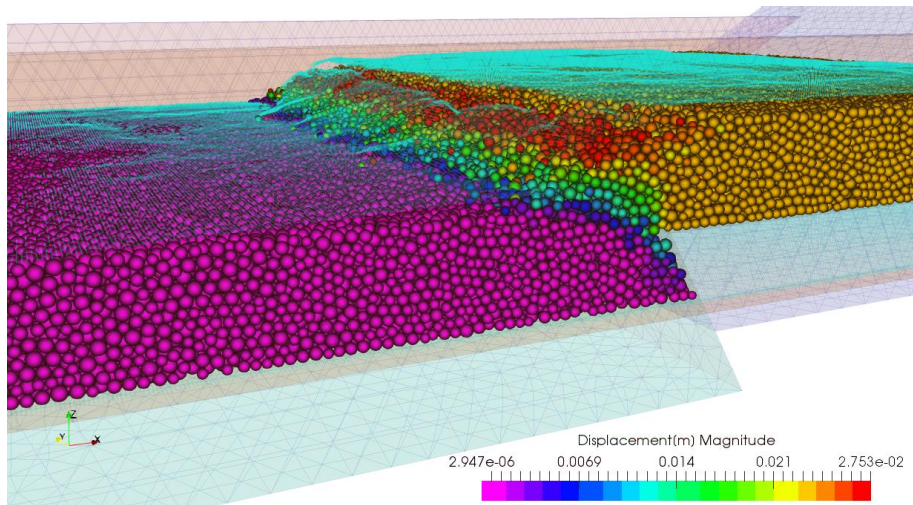


図 3-71 3次元 60度ケースの変位分布（断層鉛直変位 20mm）

2次元解析の結果と同様に、水平変位の小さい断層角度 60度のケースにおいては、崩壊部が孕み出す傾向は見られず、実験結果の表層形状よりやや下に表層が位置していることが分かる。また、断層変位として底部に 60度で入力された変位は表層に至るまでに屈曲し、浅い角度で表層に至ることが確認できる。

30度ケースと同様に、断層鉛直変位 20mm を入力した後に安定した最終時刻における変位分布を上面から見たものを図 3-72 に示す。変位コンターのレンジは 3次元解析のケースで共通である。60度ケースでは水平変位が小さいため、30度ケースに比べて側壁の影響が小さく、概ね一樣な変位を生じていると考えられる。実験においても表層変状が進行する過程で側壁の影響が見られたが、水平変位の大きい 30度ケースの方がその影響が顕著であった。

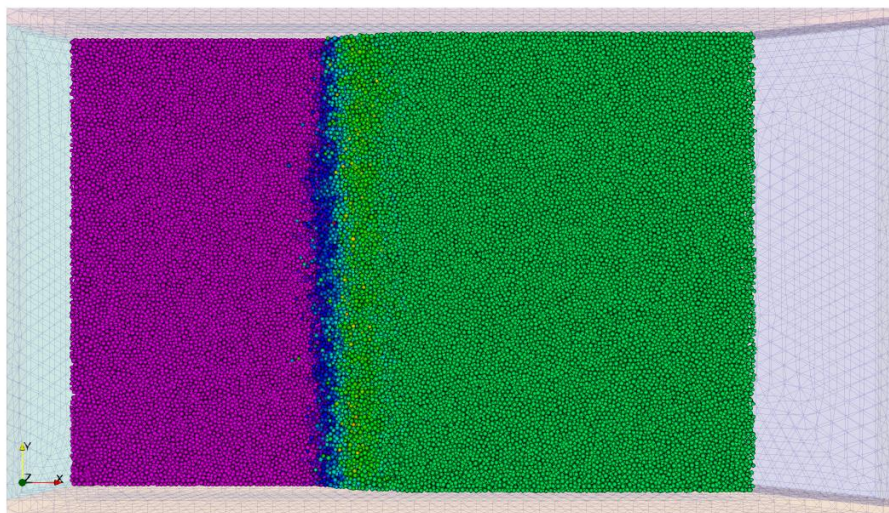


図 3-72 3次元 60度ケースの上面から見た変位分布（断層鉛直変位 20mm）

3.2.1.6. まとめと考察

上用粉を用いた逆断層型アナログ実験の再現解析を行った。強度特性の再現は重要であり、上用粉の強度推定のために行われた粉体層の崩壊実験を対象とし、再現解析を行うことで個別要素法解析における強度パラメータを同定することを考えたが、対象とした実験の粉体層の厚さが比較的大きかったためか、粘着力などに拘束圧依存性が生じてる可能性があった。そのため、要素シミュレーションとして強度パラメータを同定することが難しく、最終的に実験結果の再現には至らなかった。上用粉のような粉体の強度推定は難しいと考えられ、数値解析を適用する上では解決が必要な課題事項である。

逆断層型アナログ実験の再現解析として、計算分解能の高い 2 次元鉛直断面モデルと、分解能は低いより現実の条件に近い 3 次元解析モデルを作成し、実験ケースに対応する断層角度 30 度と 60 度の各ケースについて解析を行った。解析結果より、断層角度が浅い 30 度のケースでは直線的に変位は表層に至り、60 度のケースでは屈曲して浅い角度で表層に至ることが 2 次元と 3 次元の両方のモデルで確認された。また、各ケースを実験結果より粉体層の表面形状と比較し、30 度ケースでは崩壊部分で解析結果は変位が大きく、60 度ケースではやや小さく評価されることが分かった。これはダイレイタンス挙動が実験に比べて顕著であるためであり、特に 2 次元モデルでは間隙比が小さいため、正のダイレイタンスが過剰に生じて崩壊先端部が大きく盛り上がるような結果が得られている。この問題は水平変位の小さい 60 度ケースでは見られなかった。

3 次元解析では計算分解能が低いため、表層破壊などの詳細な現象を把握することが難しいが、計算分解能の高い 2 次元モデルを用いた解析のうち、特に断層角度 60 度のケースでは、実験で見られた表層変状と整合的な結果が得られており、計算分解能を十分に高く設定することで、表層で生じる破壊を詳細に捉えることが可能であることを確認した。しかし、断層角度の浅いケースについては水平変位が大きいため粒度や間隙の影響が大きく、3 次元解析の実施が必要であることが確認されており、計算規模の問題が課題として挙げられる。

3.2.2. 逆断層タイプの検討(2014年長野県北部地震)

ここでは、2014年長野県北部地震を念頭に、本事業で実施したトレンチ調査の結果を参考に、亀裂(亀裂を模した弱面)に着目した感度解析を行う。なお、感度解析では地形は考慮せず(フラットな地形構造)実施し、その後地形を考慮した3次元解析を実施する。

本事業では、表層に出現する断層の検討手順として、

- (1)特性化震源モデルの構築による、震源断層の挙動再現
- (2)動力学破壊シミュレーションによる地表の永久変位計算
- (3)地層や標高、地盤の非線形を考慮した表層の数値解析

を想定している。ここでは平成28年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位評価手法の検討)事業報告書(以下“平成28年度・断層変位評価手法の検討事業報告書”という)を参考に、上記(1)、(2)について以下の方針で検討を実施した。

- (1)既往の文献から、断層面上のすべり分布を仮定する。
- (2)上記(1)の断層面上のすべり分布を基に Okada(1992)による変位計算を実施する。
- (3)上記(2)の変位を境界条件とし、表層の数値解析の実施。

3.2.2.1. 解析モデル

(1) 解析領域と Okada(1992)による変位計算

図 3-73 に解析領域を示す。解析は神城断層の東側を対象とする。深さ方向は動力学破壊シミュレーションの震源断層深さに重なるよう 2(km)とした。

表層の数値解析の境界条件としての利用を目的に、2014年長野県北部地震を考慮し Okada(1992)による変位計算を実施した。表 3-5 に変位計算時に設定した断層の条件を示す。

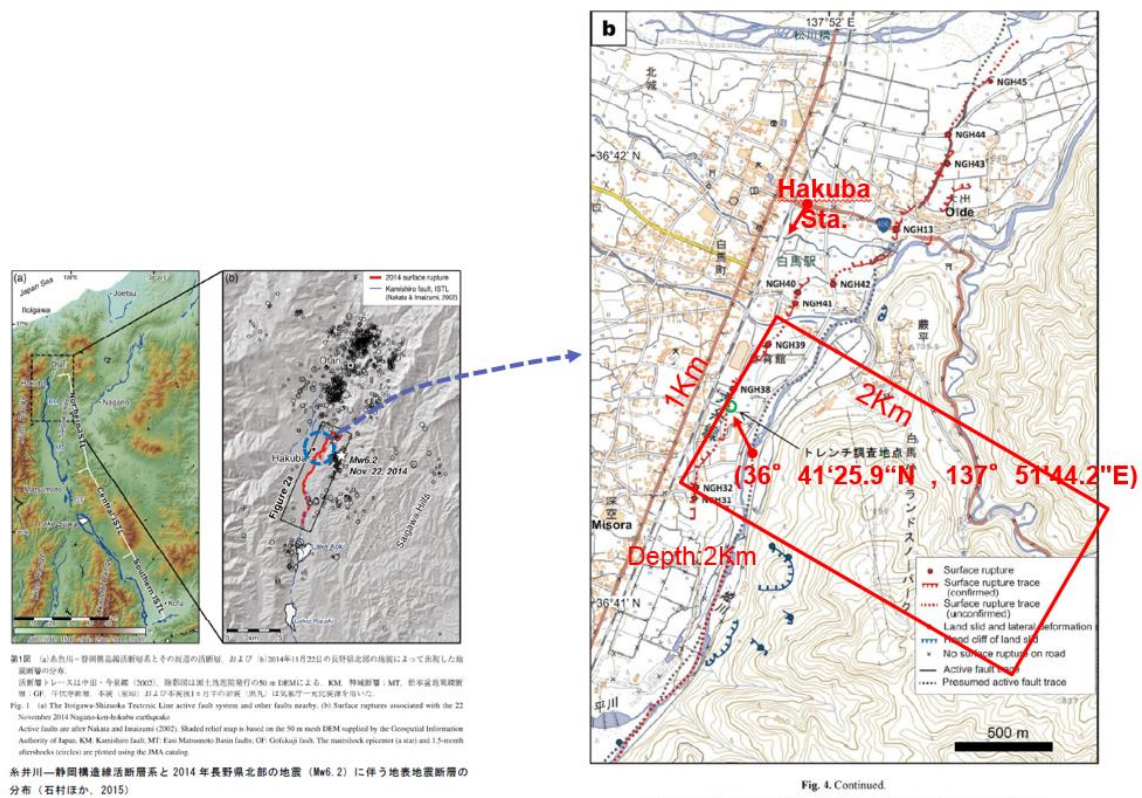


図 3-73 解析領域

表 3-5 変位計算時の断層の条件

項目	単位	値
断層長さ	(km)	20
断層幅	(km)	10
走向	°	25
傾斜角	°	50
すべり量	(cm)	50
すべり角	°	90

(2) 解析モデル

図 3-74 にモデル化範囲と 3 次元解析モデルを示す。モデル化対象の計算領域は、以下方針にて設定した。

- ① 解析領域は、断層直交方向に 2km、走向方向に 1km、鉛直方向に 2km の領域とした。鉛直方向は、動力学破壊シミュレーションで設定した断層面上端深さが約 1km であることから、この上端を含む領域まで確保している。
- ② 断層面については、単一平面でモデル化した変位境界面として考慮する。
- ③ 底面および側面には岡田式より算出した変位量を境界条件として設定した。
- ④ 計算要素に設定する物性値は、地震ハザードステーション(J-SHIS)から取得、成層構造の地盤としてモデル化した。

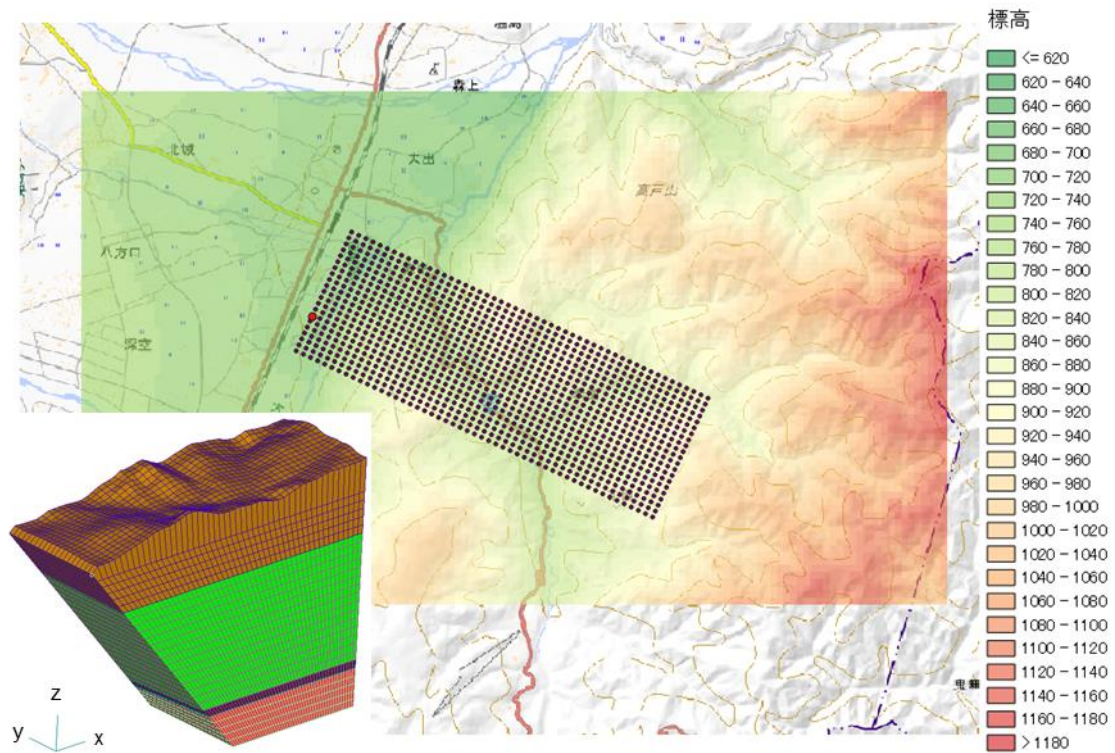


図 3-74 モデル化範囲と 3 次元解析モデル

表 3-6 地盤物性値一覧

深度 (m)	密度 (Kg/m ³)	ポアソン比	せん断剛性 G0 (×10 ¹⁰ N/m ²)
~446	2,100	0.405	0.210
~1691	2,400	0.310	1.058
~1779	2,400	0.310	1.058
~2000	2,500	0.294	1.823

(3) 境界条件

本解析では断層面、側面、底面に変位境界を設定する。図 3-75 に 2 次元解析時の境界変位を示す。今回、岡田式による変位計算において、断層走向方向の変位は、断層直交方向や鉛直方向に比べ非常に小さい値となった。3 次元解析では、断層走向方向の変位は設定せず、図 3-75 に示す変位を断層面、断層面と対面する側面、底面に設定した。

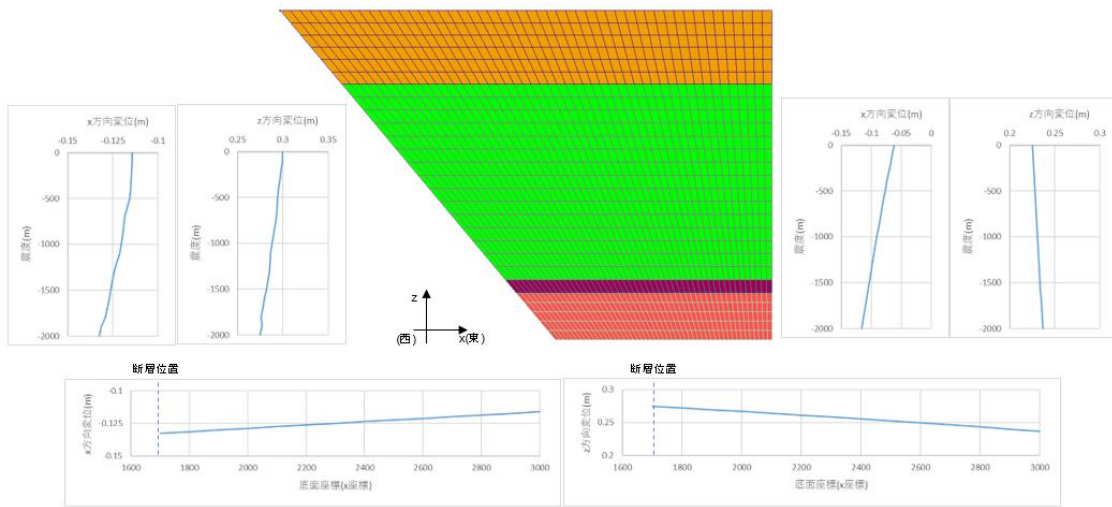


図 3-75 境界変位(2次元解析時)

(4) 感度解析の実施

解析は、2次元断面を用いたパラメータスタディと、3次元モデルでの解析を実施した。2次元断面では、断層面を模擬したせん断面を仮定し、せん断面の角度をパラメータとして試解析を実施した。

図 3-76 に、試解析の実施イメージを示す。

- 1) 初期剛性 E_0 を設定、変形を開始する。
- 2) せん断面(断層面を想定)のせん断応力(τ_θ)が、せん断強度($C + \sigma_n * \tan \theta$)を超えた場合、破壊と判定する。
- 3) 破壊後は、直交異方性剛性を設定し、その後の変形を計算する。

$$\begin{pmatrix} \sigma'_{11} \\ \sigma'_{22} \\ \sigma'_{33} \\ \sigma'_{12} \\ \sigma'_{23} \\ \sigma'_{31} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{E_1(1-\nu_{23}\nu_{32})}{\Delta} & \frac{E_1(\nu_{31}\nu_{23}+\nu_{21})}{\Delta} & \frac{E_1(\nu_{21}\nu_{32}+\nu_{31})}{\Delta} & 0 & 0 & 0 \\ \frac{E_1(\nu_{31}\nu_{23}+\nu_{21})}{\Delta} & \frac{E_2(1-\nu_{13}\nu_{31})}{\Delta} & \frac{E_2(\nu_{12}\nu_{31}+\nu_{32})}{\Delta} & 0 & 0 & 0 \\ \frac{E_1(\nu_{21}\nu_{32}+\nu_{31})}{\Delta} & \frac{E_2(\nu_{12}\nu_{31}+\nu_{32})}{\Delta} & \frac{E_3(1-\nu_{12}\nu_{21})}{\Delta} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & G_{12} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & G_{23} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & G_{31} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \varepsilon'_{11} \\ \varepsilon'_{22} \\ \varepsilon'_{33} \\ 2\varepsilon'_{12} \\ 2\varepsilon'_{23} \\ 2\varepsilon'_{31} \end{pmatrix}$$

図 3-76 試解析実施イメージ

表 3-7 に解析ケース一覧を、表 3-8 にせん断面の強度特性を示す。参考として、本事業で実施したトレンチ調査で確認した断層の角度についておおよそ 150° 前後であったことから、 150° を基本にパラメータを設定した。

表 3-7 解析ケース一覧

ケース	せん断面角度	備考	備考 2
Case00	00	(線形ケース)	—
Case01	45	2次元試解析 (地表考慮なし)	せん断強度を超過した後は、剛性を1/10000に低下。
Case02	120		
Case03	135		
Case04	150		
Case05	150	3次元解析 (地表考慮)	

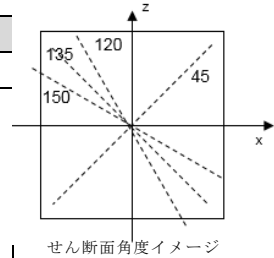


表 3-8 物性値・せん断面の強度特性

粘着力 ($\times 10^4 \text{ N/m}^2$)	摩擦角 (deg)
3.50	7

3.2.2.2. まとめ

今回表層の数値解析で利用する境界条件の作成にあたっては、動力学破壊シミュレーションでの断層面の設定(図 3-77 左図赤枠)におおよそ合うような範囲で断層面を設定し岡田式にて算出している。一方で、図 3-77 右図に示すように、トレンチ調査地点付近を含む変位分布については、当然シミュレーションで設定する断層面に比べ複雑な形状を示す。ここでは、断層面境界の影響を鑑みながらトレンチ調査地点付近(表層の数値解析の上盤先端)から、東側に約 250m 地点の変位を評価に用いる。

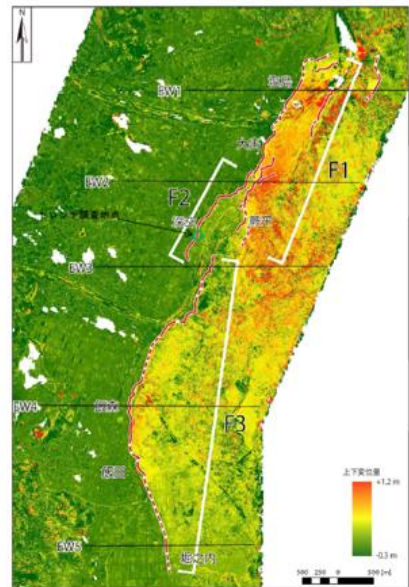
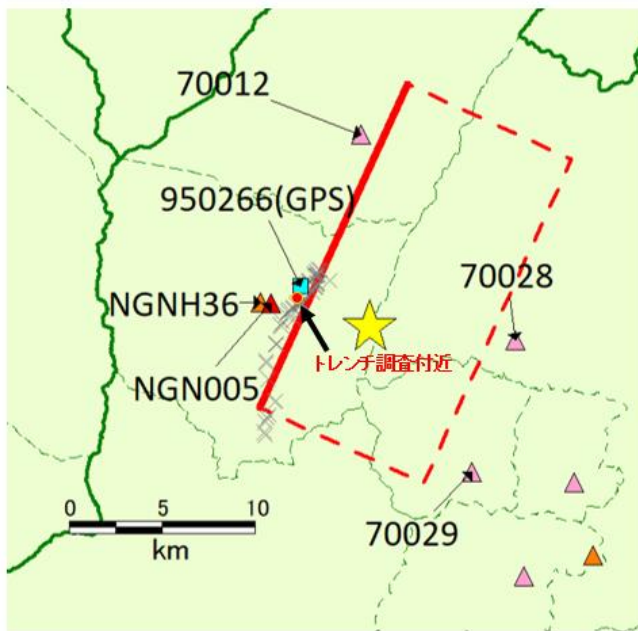


図 3-4 本研究で推定した地震断層帯は地殻地殻断層を表し、実線は現地にて変位を確認した地点、破線は数値解析結果から推定された地点を示す。降層が正。
糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測(追加調査)
平成27年度 成果報告書, p20

図 3-77 動力学破壊シミュレーションの設定断層面と 2014 年長野県北部地震観測結果

表 3-9 に、上盤側先端から東側 240m 位置節点(図 3-78)の変位(水平/鉛直)を示す。

トレンチ調査箇所の付近では、水平方向に 15cm 程度、鉛直方向に 20cm 程度の変位が観測されている。今回の解析では、おおむね、水平方向に約 10cm、鉛直方向に約 30cm の変位となる。今回、境界条件については動力学破壊シミュレーション結果から変位を抽出したのではなく、均一な物性を持ち、かつ断層面の変位も一様な設定をした岡田式による結果を用いていることによるものである。

表 3-9 解析結果一覧

ケース名	Case00	Case01	Case02	Case03	Case04	Case05
2次元/3次元	2次元試解析(地表考慮なし)					3次元
せん断面角度	線形	45°	120°	135°	150°	150°
変位(水平)(cm)	-10.86	-11.23	-11.22	-9.657	-9.641	-10.26
変位(鉛直)(cm)	29.46	29.63	29.62	30.24	30.2	29.41
Case00 との比	1.0	1.03	1.03	0.89	0.89	0.94
(上:水平,下:鉛直)	1.0	1.01	1.01	1.03	1.03	1.00

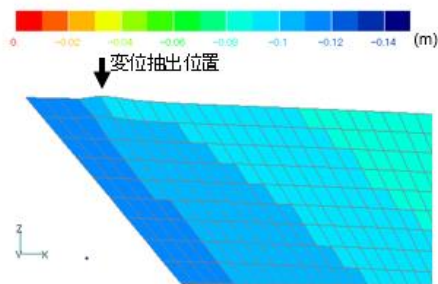


図 3-78 解析結果一覧変位抽出位置

トレンチ調査の結果、表層に変位が現れた地点の地下において、過去の地震発生時に変位したと見られる亀裂(断層)が見られ表層の数値解析を行うにあたり、そのモデル化の有無や方法について、解析結果の精度に対して重要な要因となる。

今回、比較的大きな領域の解析を実施するにあたり、副断層の発生に関連する微細な亀裂についてのモデル化を、直交異方性剛性の考え方で行った。解析結果に見られるように、線形での解析に比べ、例えば Case03,04 では、1cm 程度の差(副断層の変位として可能性のある変位)が現れること確認ができた。

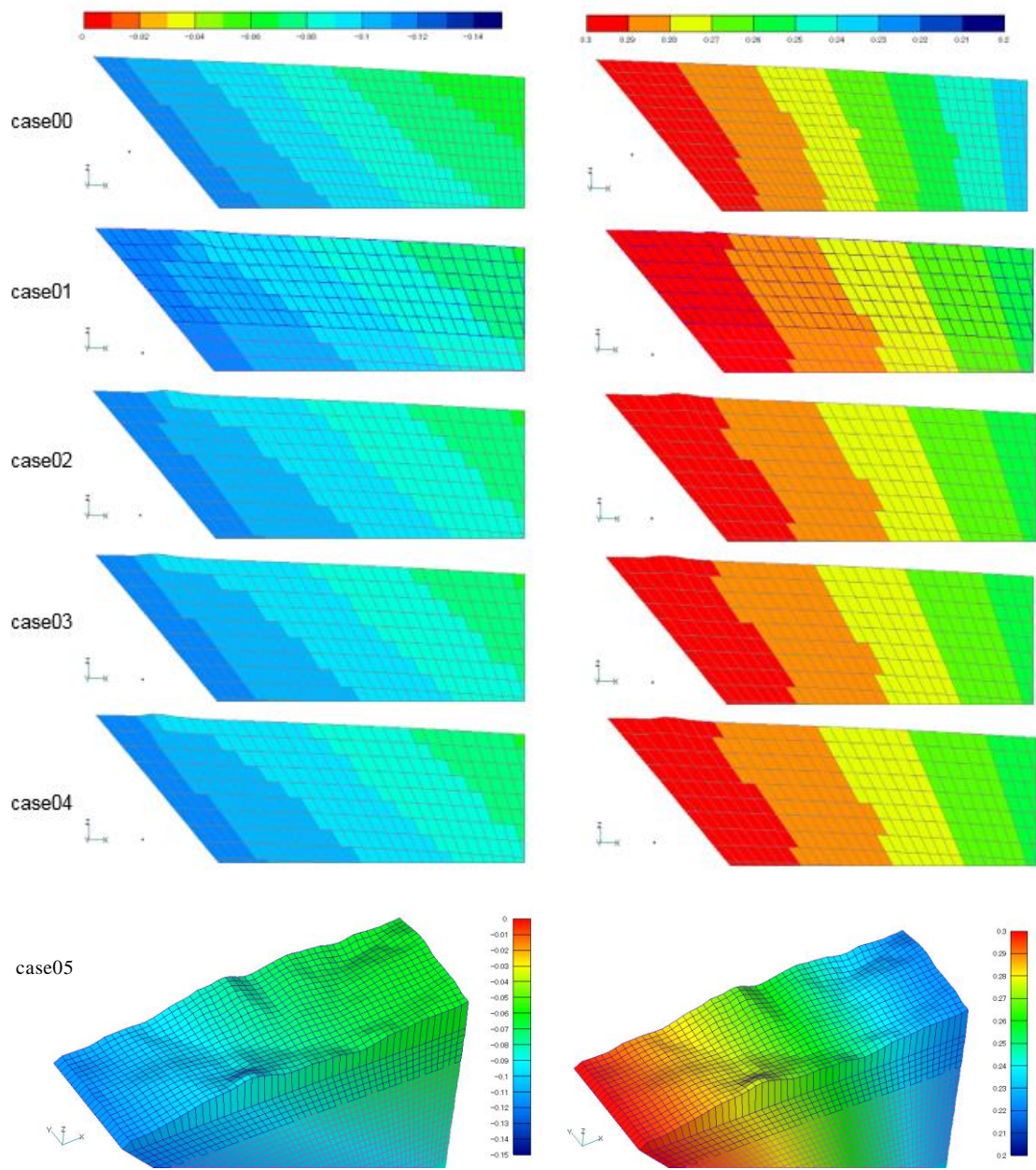


図 3-79 変位分布図(右：水平、左：鉛直(case00~04 変形倍率 2000 倍))

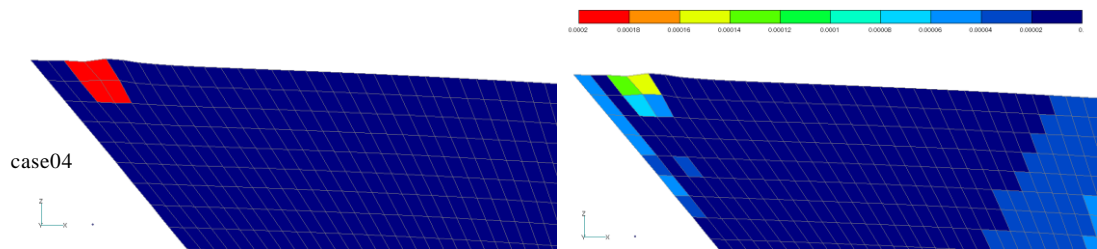


図 3-80 破壊領域分布図と主ひずみ分布図
(右：破壊領域分布図、左：主ひずみ分布図(case04 変形倍率 2000 倍))

3.3. 本章の参考文献

本章の参考文献一覧を以下に示す

3.3.1. 動力学破壊シミュレーションの実施

- 1) Andrews, D. J. (1980), A stochastic fault model: 1. Static case, *J. Geophys. Res.*, 85, 3867–3877.
- 2) 引間和人・中村亮一・植竹富一(2018), 2014 年長野県北部の地震 (M_J 6.7) の震源過程～3次元速度構造を考慮した再解析～, 日本地球惑星科学連合, SSS14-P29.
- 3) 石村大輔・岡田真介・丹羽雄一・遠田晋次 (2015), 2014 年 11 月 22 日長野県北部の地震 (M_w 6.2) によって出現した神城断層沿いの地表地震断層の分布と性状, 活断層研究, 43 号, 95～108.

3.3.2. 表層の数値解析

- 1) 吉鶴舞奈: 断層運動に伴う被覆層変形のモデル実験:SfM-MVS 技術を用いた変形場の可視化, 平成 28 年度 富山大学卒業論文, 2016.3.
- 2) 原子力規制庁, 平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位評価手法の検討)事業報告書, 平成 28 年 3 月
- 3) Yoshimitsu OKADA, INTERNAL DEFORMATION DUE TO SHEAR AND TENSILE FAULTS IN A HALF-SPACE, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.82, No.2, pp.1018-1040, April 1992
- 4) 石村大輔, 他: 糸井川-静岡構造線活断層系と 2014 年長野県北部の地震(M_w 6.2)に伴う地表地震断層の分布, 2015
- 5) 勝部亜矢, 近藤久雄, 谷口薫, 加瀬祐子: 2014 年長野県北部の地震(M_w 6.2)に伴う地表地震断層の分布と変異量, *地質学雑誌* 第 123 巻第 1 号 1-21 ページ, 2017 年 1 月
- 6) 社団法人地盤工学会, 設計用地盤定数の決め方-岩盤編-, 平成 21 年 4 月改訂第 3 刷
- 7) 社団法人地盤工学会, 設計用地盤定数の決め方-土質編-, 平成 25 年 8 月改訂第 4 刷
- 8) O.C.ツイエンキーヴィッツ/R.L.テイラー, マトリックス有限要素法 I、II [改訂新版], 科学技術出版社

4. 確率論的断層変位ハザード解析に係る知見の整備

確率論的断層変位ハザード解析 (PFDHA) において、正断層 (Youngs et al., 2003) や横ずれ断層 (Petersen et al., 2011)、さらには日本国内での断層変位 (高尾・他, 2013) では副断層のモデルが示されているのに対して、逆断層では主断層に関するモデルしか整理されていない (Moss and Ross, 2011)。過年度までの事業でも逆断層の副断層変位に関してはデータ数が少ない。2章ではアナログ実験による逆断層副断層変位データの拡充を試みた。ここでは収集・整理を行ったその他のデータについて述べる。

4.1. 断層変位データの整理

Boncio et al. (2018)は、逆断層の上盤側・下盤側で副断層の出現範囲を統計的にとりまとめるために、全世界の逆断層地震に伴う地表断層分布・変位量をコンパイルし、データを公開している。副断層発生範囲の統計解析が主目的であるため、主断層の変位が全て取りまとめられているわけではない。しかし、副断層に関しては主断層トレースからの離隔距離 (図 4.1-1) や、変位が記載された場合はその数値データもコンパイルされている。ここでは変位情報が記録されたデータを過年度事業で整理されたデータに追加し、さらに、2章で整理したアナログ実験結果も用いて、逆断層構形式の更新を行った。表 4.1-1 に追加した地震と、図 4.1-2 から図 4.1-5 に Boncio et al. (2018)でコンパイルされた表 4.1-1 のデータを示す。

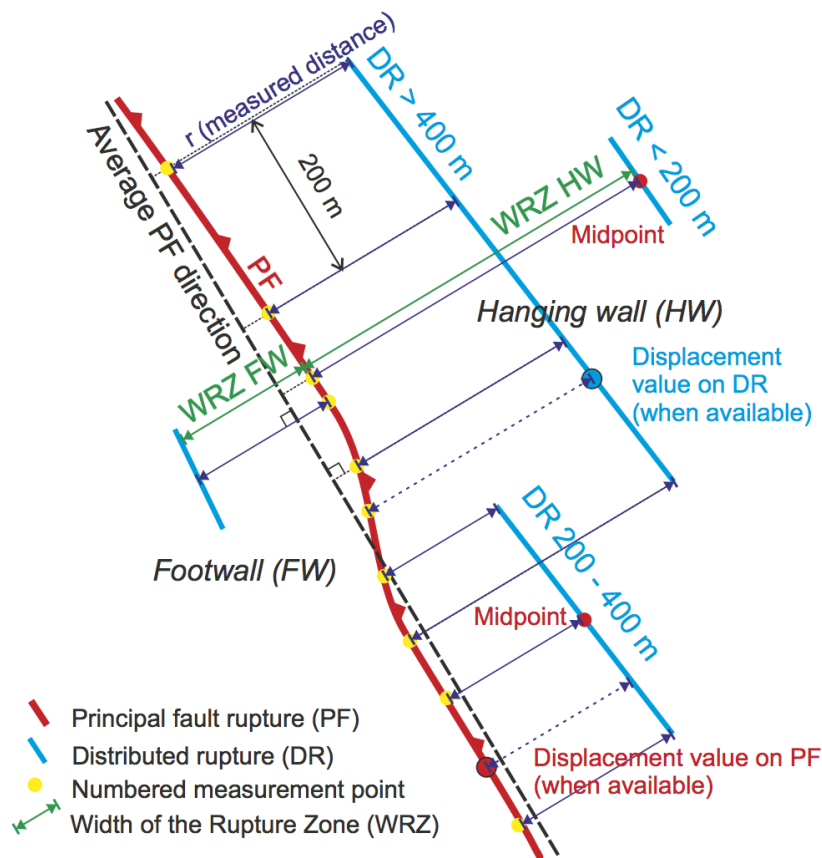
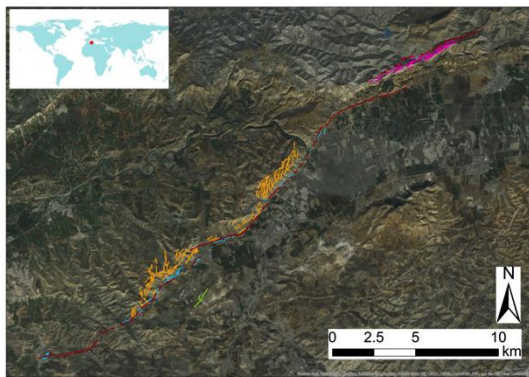


図 4.1-1 Boncio et al. (2018)による副断層の整理概要図

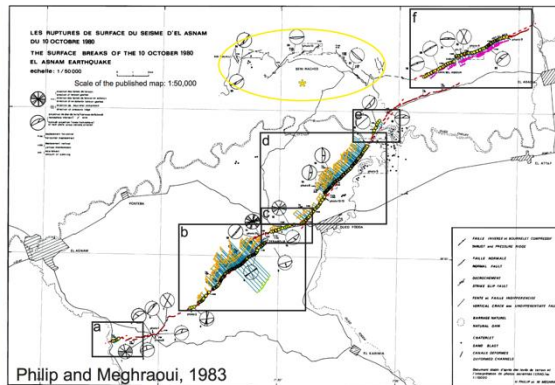
表 4.1-1 Boncio et al. (2018)により追加した地震

地震	Mw
1980 El Asnam Earthquake	7.1
1983 Coalinga Earthquake	5.4
1999 ChiChi Earthquake	7.6
2008 Wenchuan Earthquake	7.9



Earthquake **El Asnam, Algeria**

Date 1980.10.10
 Magnitude M_s 7.3, M_w 7.1
 Kinematics R
 Surface rupture length (km) 31
 Maximum displacement (m) 6.5
 Depth (km) 10 (USGS)
 References See Table 1 and Table S1



Symbols

- Principal fault rupture (PF)
- · · · · Inferred trace of the principal geologic fault
- - - Average PF direction
- Distributed rupture (DR)
- Bending-moment fault rupture (B-M) (distributed faulting)
- Flexural-slip fault rupture (F-S) (distributed faulting)
- Sympathetic fault rupture (Sy) (distributed faulting)
- Measurement point
- Measured distance (r)

*'Beni Rached' rupture zone: normal fault ruptures interpreted to be related to either or both (Yielding et al., 1981; Philip and Meghraoui, 1983):
 1) very large gravitational sliding;
 2) surface response of an unconstrained deep tectonic fault (also responsible for the 1954 M 6.7 earthquake).
 Not measured due to the large uncertainties concerning its primary origin.

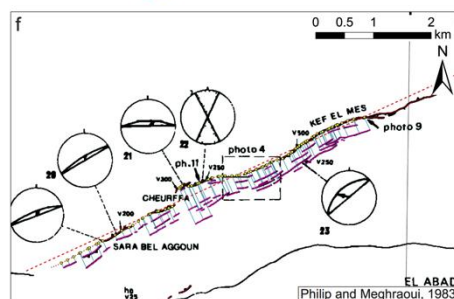
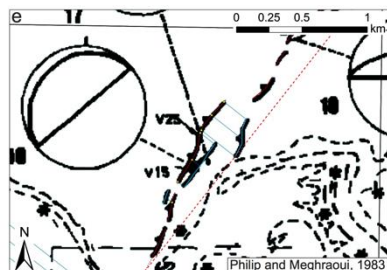
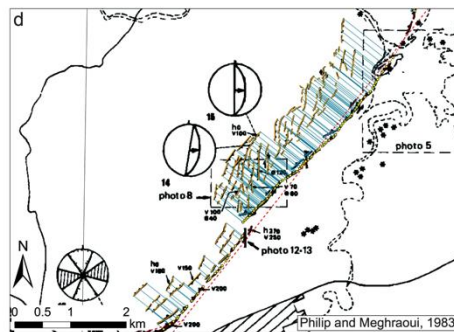
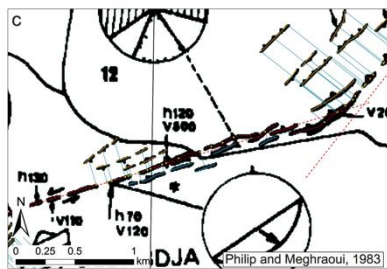
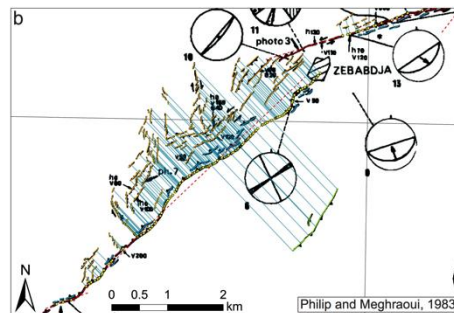
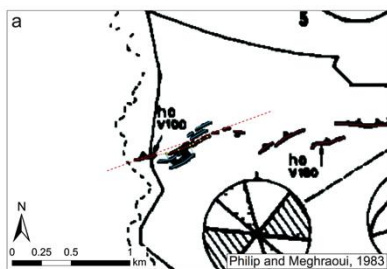


Figure S2

図 4.1-2 Boncio et al. (2018)による El Asnam 地震の取りまとめ

Earthquake

Coalinga (Nunez), CA, USA

Date	11.6.1983
Magnitude	M_s 5.4, M_w 5.4
Kinematics	R
Surface rupture length (km)	3.3
Maximum displacement (m)	0.64
Depth (km)	2.0
References	See Table 1 and Table S1

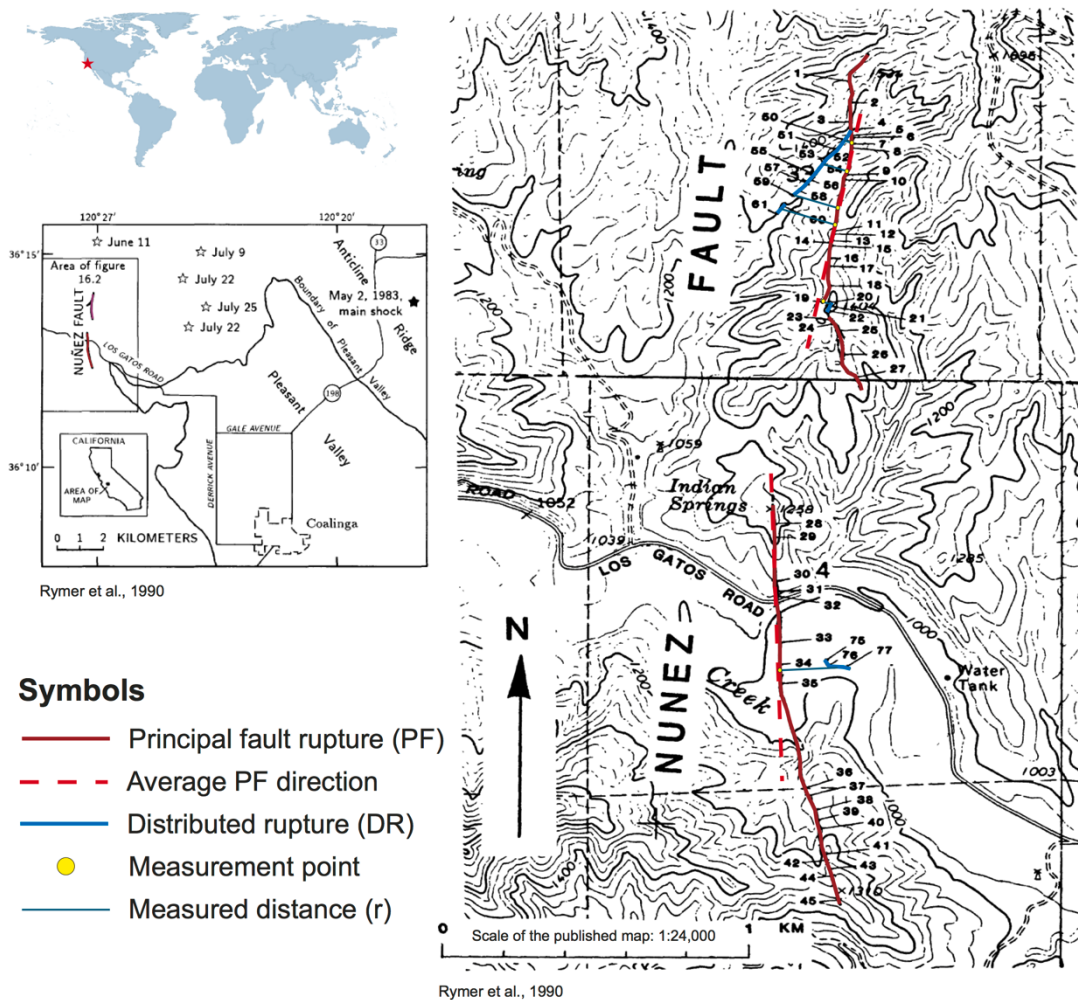


Figure S3

図 4.1-3 Boncio et al. (2018)による Coalinga 地震の取りまとめ

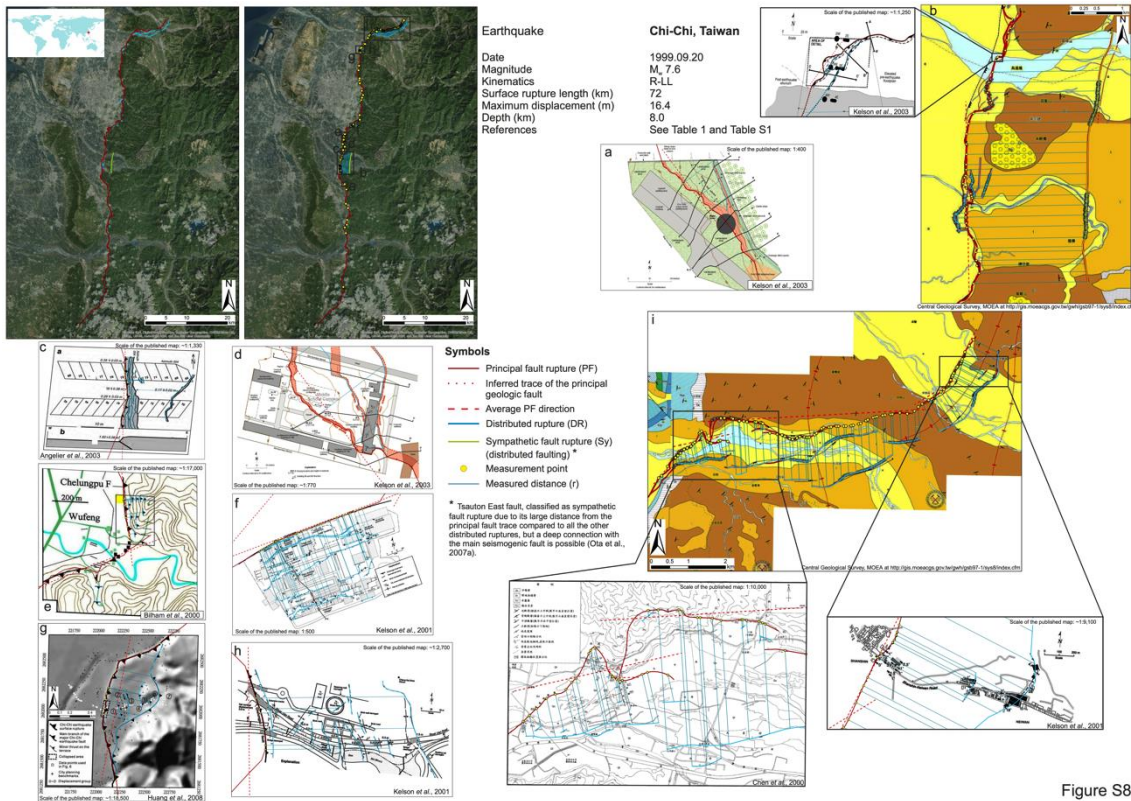


Figure S8

図 4.1-4 Boncio et al. (2018)による ChiChi 地震の取りまとめ

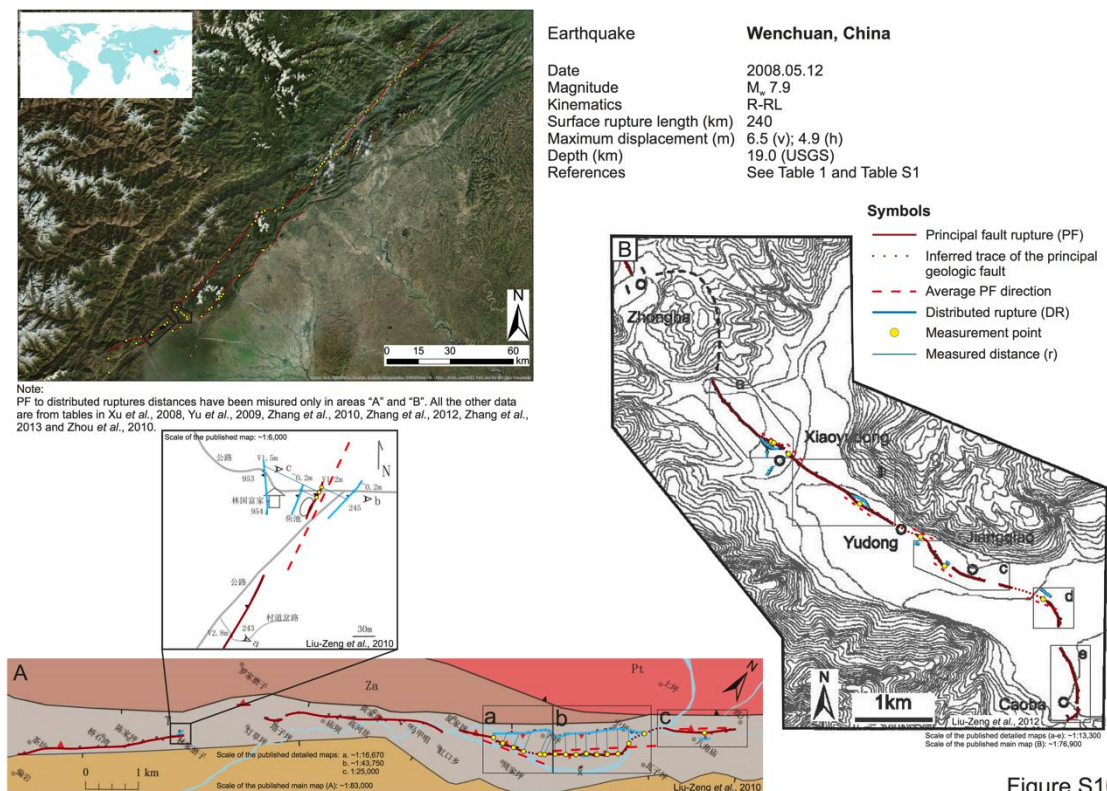


Figure S10

図 4.1-5 Boncio et al. (2018)による Wenchuan 地震の取りまとめ

4.2. 逆断層の副断層変位距離減衰式の更新

「平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価手法の検討）事業」で求められた逆断層の副断層変位距離減衰式を(4.2-1)式および(4.2-2)式に示す。

$$\frac{d_{HW}}{MD} = 0.61123e^{-2.709r} \quad (4.2-1)$$

$$\frac{d_{FW}}{MD} = 0.2299e^{-1.228r} \quad (4.2-2)$$

ここで、 d_{HW} 、 d_{FW} は上盤側、下盤側の副断層変位（m）、 MD は主断層の最大変位（m）、 r は主断層からの距離（km）である。Youngs et al. (2003)や高尾・他 (2013)と同様、高パーセンタイル（ここでは 90 パーセンタイル）での距離減衰式を求め、統計分布は $a=2.5$ を仮定したガンマ分布を用いる（図 4.2-1）。

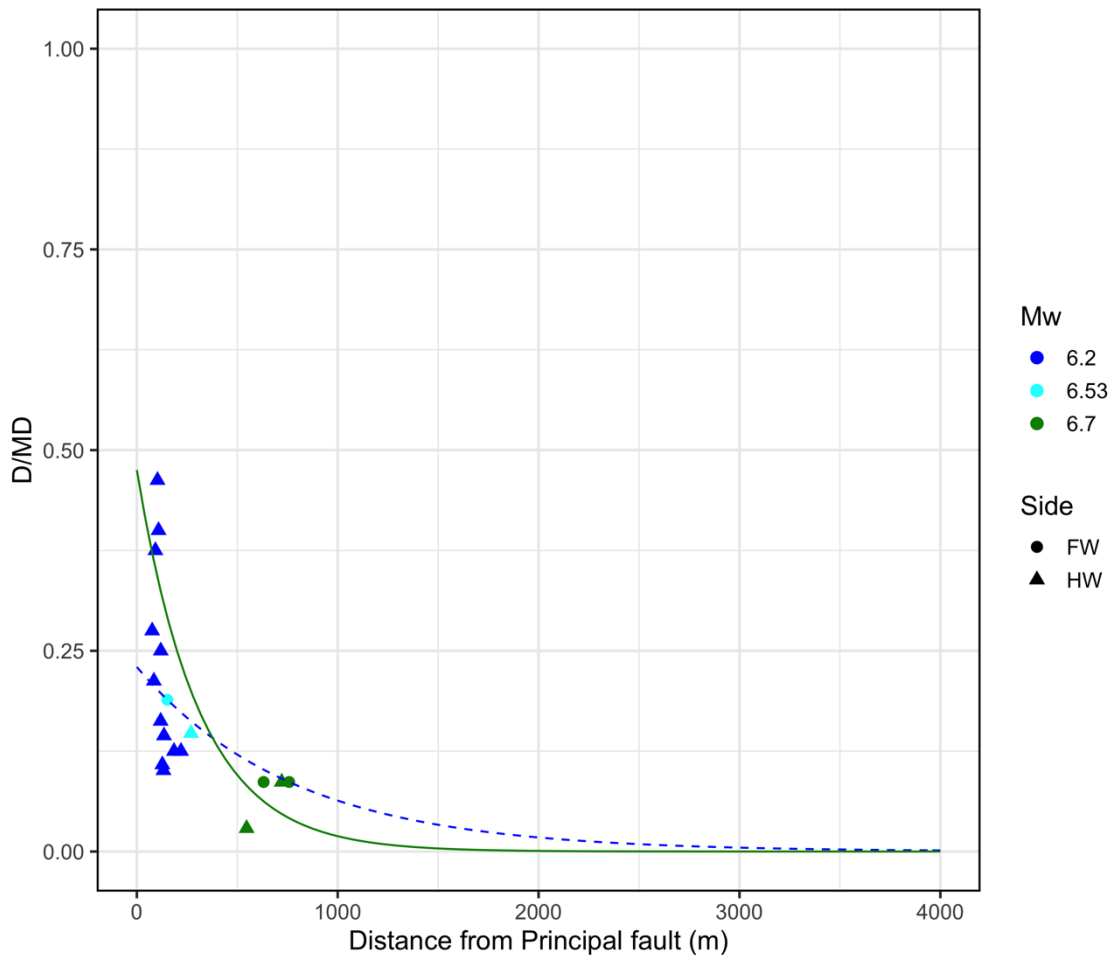


図 4.2-1 「平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価手法の検討）事業」で求められた逆断層の副断層変位距離減衰式。実線が上盤側、点線が下盤側の副断層変位距離減衰式を示す。

Boncio et al. (2018) による逆断層副断層変位データを「平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価手法の検討）事業」で整理したデータに追加し、新たにデータの 90 パーセントイルで距離減衰式を求めた結果を示す（図 4.2-2）。

$$\frac{d_{HW}}{MD} = 0.3187e^{-0.00030r} \quad (4.2-3)$$

$$\frac{d_{FW}}{MD} = 0.5074e^{-0.0020r} \quad (4.2-4)$$

r は主断層からの距離（m）である。上盤側のデータが拡充したことで、「平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価手法の検討）事業」での距離減衰式に比べて、上盤側は減衰傾向が緩やかになった。下盤側は断層近傍での減衰傾向が強くなった。上盤側の減衰式の赤池情報量規準（AIC）は-29 から-30 と改善がみられた。一方、下盤側の距離減衰式の AIC は-19 から-4 と、データが増えたにもかかわらず、AIC の指標では改善はみられなかった。

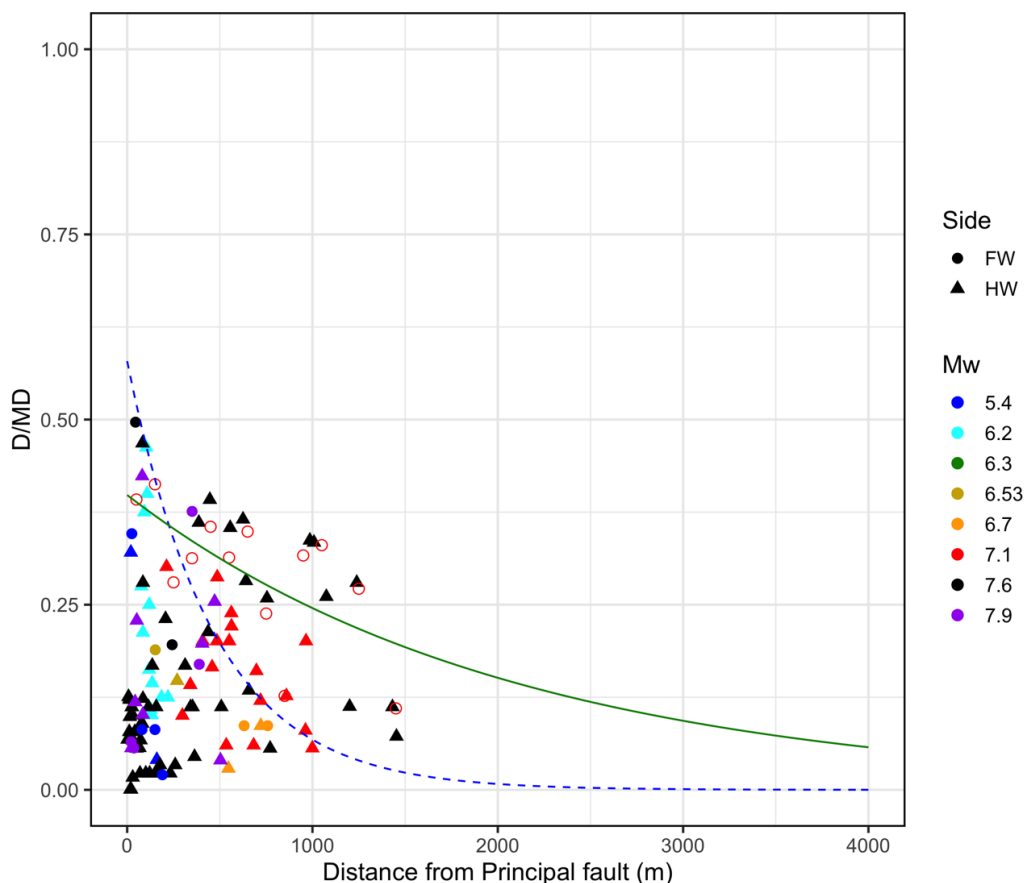


図 4.2-2 「平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価手法の検討）事業」で整理したデータに Boncio et al. (2018)による逆断層副断層変位データを加えて求めた距離減衰式。実線が上盤側、点線が下盤側の副断層変位距離減衰式を示す。赤の白抜きの○は上盤側のデータの 90 パーセントイルを示す。

さらに、2章で検討を行ったアナログ実験結果を加えて求めた距離減衰式を図 4.2-3 示す。

$$\frac{d_{HW}}{MD} = 0.3281e^{-0.00033r} \quad (4.2-5)$$

$$\frac{d_{FW}}{MD} = 0.4596e^{-0.0020r} \quad (4.2-6)$$

アナログ実験で得られた結果を正規化してプロットしても、実データのばらつき内に収まっている。追加データが少ないため、減衰式には大きな変化は見られないが、断層近傍での値がやや小さくなる傾向を示す。アナログ実験結果を加えた結果の方では、上盤側では-30.0から-30.2、下盤側でも-4.2から-4.6とAICは若干低くなる。従って、アナログ実験結果を適切に取り込むことで、断層変位距離減衰式等の確率論的断層変位ハザード解析の構成式の高精度化が期待される。

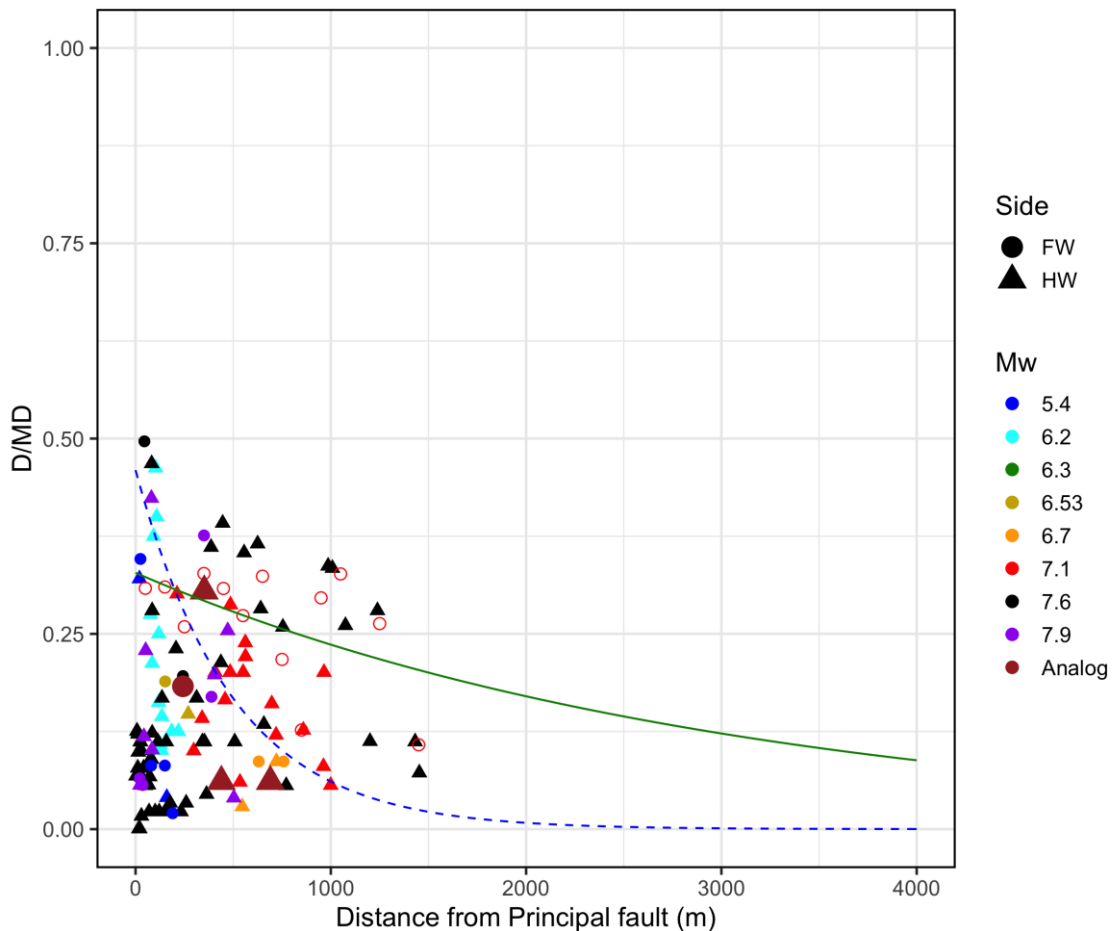


図 4.2-3 2章でのアナログ実験結果を加えて求めた逆断層副断層変位距離減衰式。実線が上盤側、点線が下盤側の副断層変位距離減衰式を示す。赤の白抜き○は上盤側のデータの90パーセンタイルを示す。

4.3. まとめ

既存の逆断層変位データや、2章で実施したアナログ実験結果の収集・整理を行い、逆断層の副断層距離減衰式の更新を行った。更新された上盤側の減衰式はデータ範囲が拡大したことにより、より緩やかな減衰傾向を示すようになった。また、データが追加されたことで得られた距離減衰式の赤池情報量規準 (AIC) により計算した指標値が改善されたことから、副断層変位距離減衰式も改良されたといえる。引き続きアナログ実験や数値シミュレーション結果を蓄積し、確率論的断層変位ハザード解析の構成式を高精度化する事が重要である。

5. 確率論的断層変位ハザード試解析

確率論的断層変位ハザード解析 (PFDHA) は評価対象が主断層 (principal fault) か副断層 (distributed fault) かで適用する評価式が異なる。主断層の場合、主断層変位 D がある変位量 D_0 を超える確率 $v(D \geq D_0)$ は(5-1)式で表される。

$$v(D \geq D_0) = \alpha P(sr \neq 0|m) \int_r P\left(D \geq D_0 \middle| \frac{x}{l}, m\right) f_R(r) dr \quad (5-1)$$

ここで、 α : マグニチュード m の地震の再来間隔の逆数、 $f_R(r)$: 断層位置のばらつき、 $P(sr \neq 0|m)$: マグニチュード m の地震で地表地震断層が出現する確率、 $P(D \geq D_0 | \frac{x}{l}, m)$: 主断層上の x/l における断層変位 D がある値 D_0 を越える条件付き確率である。主断層上での位置 x は地表地震断層長 l で正規化した値が用いられる。

主断層から r ほど離れた地点における副断層の場合、副断層変位 d がある変位量 d_0 を超える確率 $v(d \geq d_0)$ は次式で表される。

$$v(d \geq d_0) = \alpha P(sr \neq 0|m) \int_r P(d \neq 0|r, m) P(d \geq d_0|r, m, d \neq 0) f_R(r) dr \quad (5-2)$$

ここで $P(d \neq 0|r, m)$: マグニチュード m の地震による副断層変位 d が 0 以外である条件付き確率、 $P(d \geq d_0|r, m, d \neq 0)$: 副断層変位 d がある値 d_0 を越える条件付き確率である。ここでは主断層からはなれて発生する変位の確率論的手法を用いた評価を中心に行う。(5-2) 式で評価される副断層については、用いる距離減衰式の違いによる試算結果の検討を行う。また、トレンチサイトが主断層近傍であるので、Petersen et al. (2011) による主断層変位のばらつき (Mapping Accuracy) を考慮した解析も行った。

5.1. 副断層ハザード試解析

今回のトレンチ調査地点は副断層に起因すると思われる地表変状が認められた箇所を実施した。主断層はトレンチ調査地点よりも東側に想定され、東側が隆起したことから、トレンチ調査地点は下盤側に位置することになる。このため、PFDHA も副断層の下盤側の距離減衰式を対象とした評価式を適用することとなる。副断層関連の PFDHA 構成式が整理されているのは正断層系の Youngs et al. (2003)、横ずれ断層系の Petersen et al. (2011)、国内系の高尾・他(2013)と、過年度事業(「平成 25 年度断層変位ハザード評価手法の検討(旧(独)原子力安全基盤機構、現 原子力規制庁)」、「平成 26 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位及び断層極近傍地震動の評価手法の検討)事業」、「平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位評価手法の検討)事業」、「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位評価手法の検討)事業」)に大別できる。構成式による違いを検討するために、Petersen et al. (2011) および高尾・他(2013) を中心として副断層のハザード試算を実施した。Petesen et al. (2011) は横ずれ断層を対象としているが、Mapping Accuracy を考慮しているため比較として用いた。高尾・他 (2013) による構成式のうち、副断層変位距離減衰式を本事業で得られたものに置き換えたモデルでの評価も行った。

ここでは、Petersen et al.(2011) を基本とした PFDHA をグローバルケース、高尾・他(2013) を基本とした PFDHA を国内ケースとして計算に用いた構成式を(5-2)式に沿って説明する。

α はグローバルケース・国内ケースともに J-SHIS の最大ケースと同様、1000 年を用いた。 M_w は J-SHIS モデルの 7.7 および実際の地震規模の 6.2 の場合の計算を行った。

$P(sr \neq 0|m)$ については、国内ケースでは高尾・他(2013)による(5.1-1)式を用いた。

$$\frac{e^{-32.03+4.90M_w}}{1+e^{-32.03+4.90M_w}} \quad (5.1-1)$$

グローバルケースでは Wells and Coppersmith (1993 and 1994)による(5.1-2)式を用いた。

$$\frac{e^{-12.51+2.053M_w}}{1+e^{-12.51+2.053M_w}} \quad (5.1-2)$$

$P(d \neq 0|r, m)$ は、国内ケースでは高尾・他(2013) による(5.1-3)式を用いた。

$$\frac{e^z}{1+e^z}$$

$$z = -3.839 + (-3.866 + 0.350M_w)\ln(r + 0.200) \quad (5.1-3)$$

グローバルケースでは、Petersen et al. (2011) による(5.1-4)式を用いた。

$$e^{-1.1538\ln(r)+4.2342}$$

$P(d \geq d_0|r, m, d \neq 0)$ は国内ケースでは、高尾・他(2013)による副断層変位距離減衰式(5.1-5)式を、グローバルケースでは Petersen et al. (2011)による(5.1-6)式を用いる。これらの変位量は正規化されているため、 MD の場合は高尾・他(2013)による(5.1-7)式、 AD の場合は Wells and Coppersmith (1999)による(5.1-8)式を組み合わせ用いた。国内ケースでは本事業で新たに更新した(4.2-5)式、(4.2-6)式も検討に加えた。

$$\frac{d}{MD} = 0.55e^{-0.17r} \quad (5.1-5)$$

$$\ln\left(\frac{d}{AD}\right) = -0.1826\ln(r) - 1.5471 \quad (5.1-6)$$

$$\log(MD) = -5.16 + 0.82M_w \quad (5.1-7)$$

$$\log(AD) = -6.32 + 0.90M_w \quad (5.1-8)$$

(5.1-5)式や(4.2-5)式・(4.2-6)式の場合はガンマ分布を、(5.1-6)式の場合は対数正規分布を用いた。本事業での副断層変位距離減衰式(4.2-5)および(4.2-6)式を用いた場合のトレンチ調査地点の年超過確率を図 5.1-1 に示す。いずれも上盤側の方が高い年超過確率を示している。また、マグニチュードが小さい方が十数 cm の断層変位から年超過確率が大きく減少する傾向を示す。

グローバルケースと国内ケースとを比較した図 5.1-2 をみると、緑実線・黒実線で示される国内ケースの方は cm オーダーの断層変位から十数 cm オーダーの断層変位まで比較的高い年超過確率を示し、m オーダーになると 1 オーダーから 2 オーダー程度年超過確率が減少する。赤実線のグローバルケースでは cm オーダーの断層変位では、国内ケースよりも高い年超過確率を示し、m オーダーの断層変位量に対して 2 オーダー程度年超過確率が減少し、国内ケースよりも減衰傾向が強い。 $M_w6.2$ の点線の結果では、グローバルケース・国内ケースともに $M_w7.7$ の実線に比べて、大きく減少する傾向を示す。

副断層変位を対象とした PFDHA では、グローバルケースでは断層変位量が大きくなると年超過確率も大きく減少する。一方、国内ケースではグローバルケースに比べれば年超過確率が減少しにくい結果が得られた。

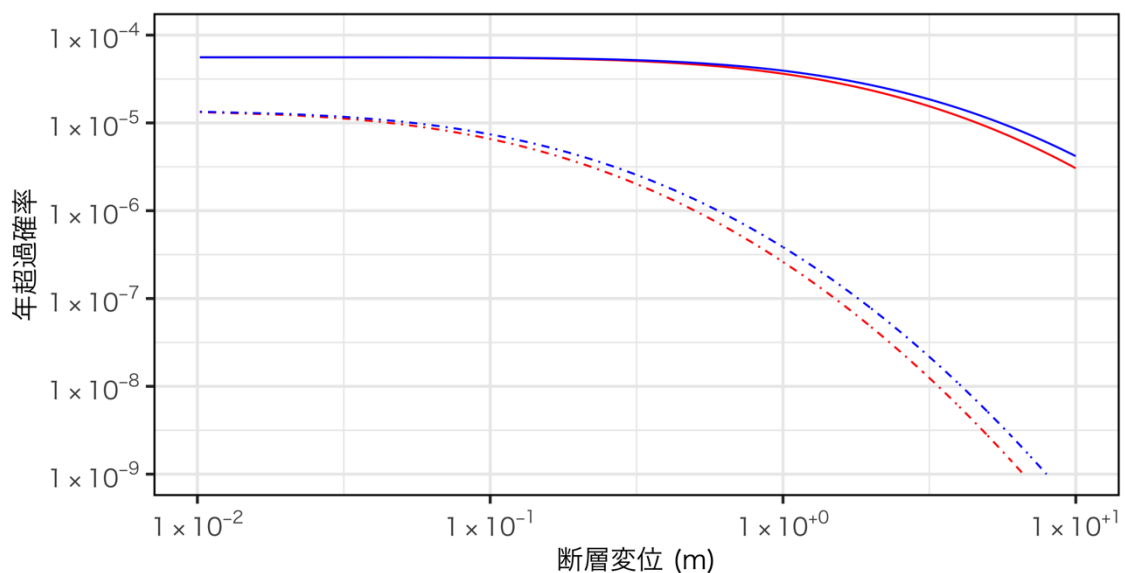


図 5.1-1 国内ケースの副断層変位を距離減衰式に本事業で求められた(4.2-5)式・(4.2-6)式を用いた結果。青線が上盤側の距離減衰式、赤線が下盤側の距離減衰式によるハザード結果を示す。実線が Mw7.7, 点線が Mw6.2 の結果。

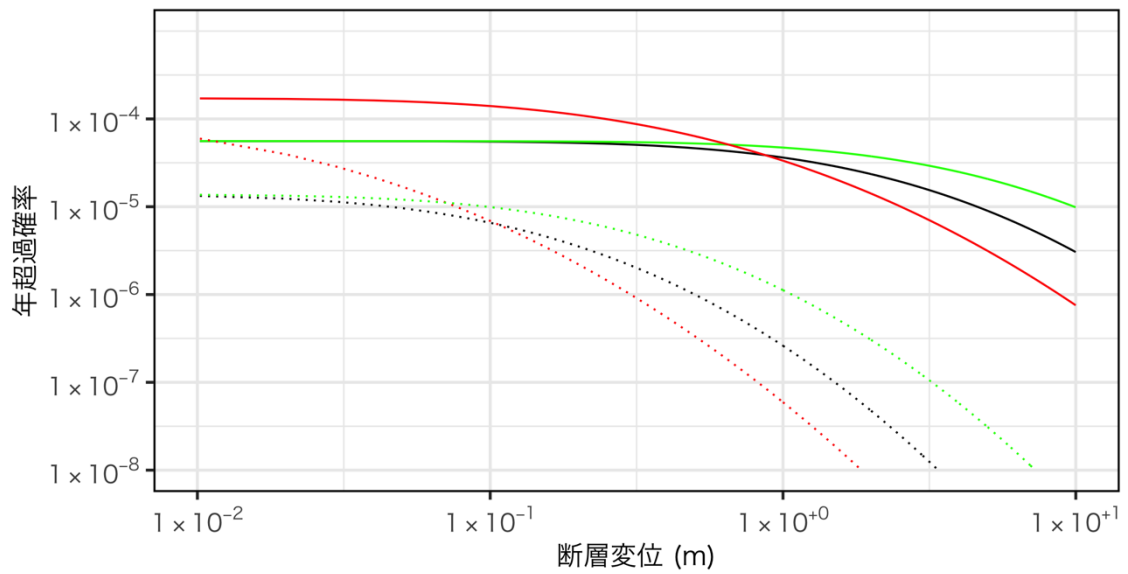


図 5.1-2 グローバルケース・国内ケースの結果。赤線が Petersen et al. (2011)によるグローバルケース、緑線が高尾・他 (2013) による国内ケース、黒線が国内ケースの副断層変位距離減衰式に本事業で求められた下盤側の(4.2-6)式を用いた結果を示す。実線が Mw7.7, 点線が Mw6.2 の結果。

5.2. 主断層のばらつき（Mapping Accuracy）を取り入れたハザ

ード試解析

Petersen et al. (2011) で示されている主断層-活断層トレースとの離隔、もしくはばらつき ($f_R(r)$) の評価を行った (図 5.2-1)。表 5.2-1 に Petersen et al. (2011)、「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位評価手法の検討)」による評価結果を示す。

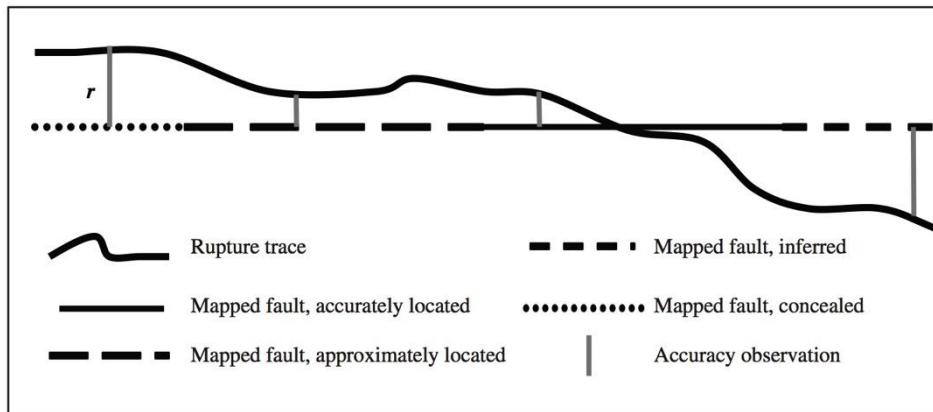


図 5.2-1 Petersen et al. (2011)による主断層-活断層トレースとの離隔の評価概念図

表 5.2-1 主断層-活断層トレースとの離隔評価一覧。左：Petersen et al. (2011)、右：「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位評価手法の検討) 事業」による。

Mapping Accuracy	μ (m)	σ' (m)	σ (m)	Earthquake	μ (m)	σ' (m)	σ (m)
All	30.64	43.14	52.92	1995 Kobe	0.73	22	22
Accurate	18.47	19.54	26.89	2014 Nagano	-163	97	190
Approximate	25.15	35.89	43.82	2016 Kumamoto	-1	98	98
Concealed	39.35	52.39	65.52				
Inferred	45.12	56.99	72.69				

$$\sigma = \sqrt{\mu^2 + \sigma'^2} \quad (5.2-1)$$

ここで μ は活断層と地表地震断層との離隔の平均値、 σ' は活断層と地表地震断層との離隔の標準偏差。 σ は(5.2-1)式による。Petersen et al. (2011) では、実際には $\mu = 0$ として評価するために(5.2-1)式から得られる σ を用いている。実際のトレンチ調査付近の活断層は判読された位置精度が不確かとされている。従って、Petersen et al. (2011) の場合は Mapping Accuracy を Approximate の場合の標準偏差を用いた。本検討の場合は「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位評価手法の検討)事業」での評価結果を用いた。断層変位距離減衰式は、副断層は(4.2-5)・(4.2-6)式、主断層は(5.2-2)式を用い、(5.1-1)式による主断層出現率、(5.1-3)式による副断層出現率を用いた。

$$F(y) = \frac{\Gamma(a+b)}{\Gamma(a)\Gamma(b)} \int_0^y z^{a-1}(1-z)^{1-b} dz$$

$$a = \exp\left(0.70 - \frac{0.87x}{L}\right)$$

$$b = \exp\left(-1.40 \pm \frac{3.84x}{L}\right)$$

$$y = D/MD \quad (5.2-2)$$

Petersen et al. (2011) の場合の主断層変位の計算には、以下の式を用いた。

$\frac{x}{l} < 0.0036Mw + 0.2804$ の場合は以下の式を適用する。

$$\ln(D) = 1.7969Mw + 8.5206\frac{x}{l} - 10.2855 \quad (5.2-3)$$

$\frac{x}{l} \geq 0.0036Mw + 0.2804$ の場合は以下の式を適用する。

$$\ln(D) = 1.7658Mw - 7.8962$$

D は主断層変位 (cm) を示す。この他、(5.2-5)式による副断層変位、(5.1-2)式による主断層出現率、(5.1-4)式による副断層出現率を用いた。主断層-活断層トレースとの離隔の分布は Petersen et al. (2011)と同様に正規分布を仮定し、ベル型の重み付けを行い、主断層変位が出現する離隔は 2σ までと仮定した。

$$\ln(d) = 1.4016Mw - 0.1671\ln(r) - 6.7991 \quad (5.2-5)$$

図 5.2-2 に Mapping Accuracy を考慮した Petersen et al. (2011)による評価結果を示す。図 5.2-3・図 5.2-4 に Mapping Accuracy を考慮した「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費 (断層変位評価手法の検討) 事業」による断層変位距離減衰式を用いた評価結果を示す。50 年で 0.05%の確率で生じる断層変位量をみると、主断層近傍はグローバルケースで 1m 程度、国内ケースでは 1 から 2m 程度となった。図 5.2-2 のグローバルケースの試算では断層変位量を(5.2-4)や(5.2-5)のように Mw から直接求めており、平均変位で正規化したモデルを用いるよりも小さく評価されるとしている (Petersen et al., 2011)。

図 5.2-3 や図 5.2-4 と図 5.2-2 とを比較すると、Mapping Accuracy の σ が大きい「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費 (断層変位評価手法の検討) 事業」でのばらつきを用いた結果(図 5.2-3 図 5.2-3 図 5.2-4)の方が、より幅広い分布を示す。また、その中心は図 5.2-2 とは異なり、トレンチ地点と活断層との間、すなわち下盤側に移動しているのが分かる。

これらの図で主断層から離れると断層変位が減少している様子が示されているが、発生する変位が 0 になる訳ではない。主断層から数 km 離れた副断層変位のハザード試算結果を図 5.2-5 を示す。2km 離れると、数 cm の断層変位が発生する年超過確率は非常に小さくなることがわかる。

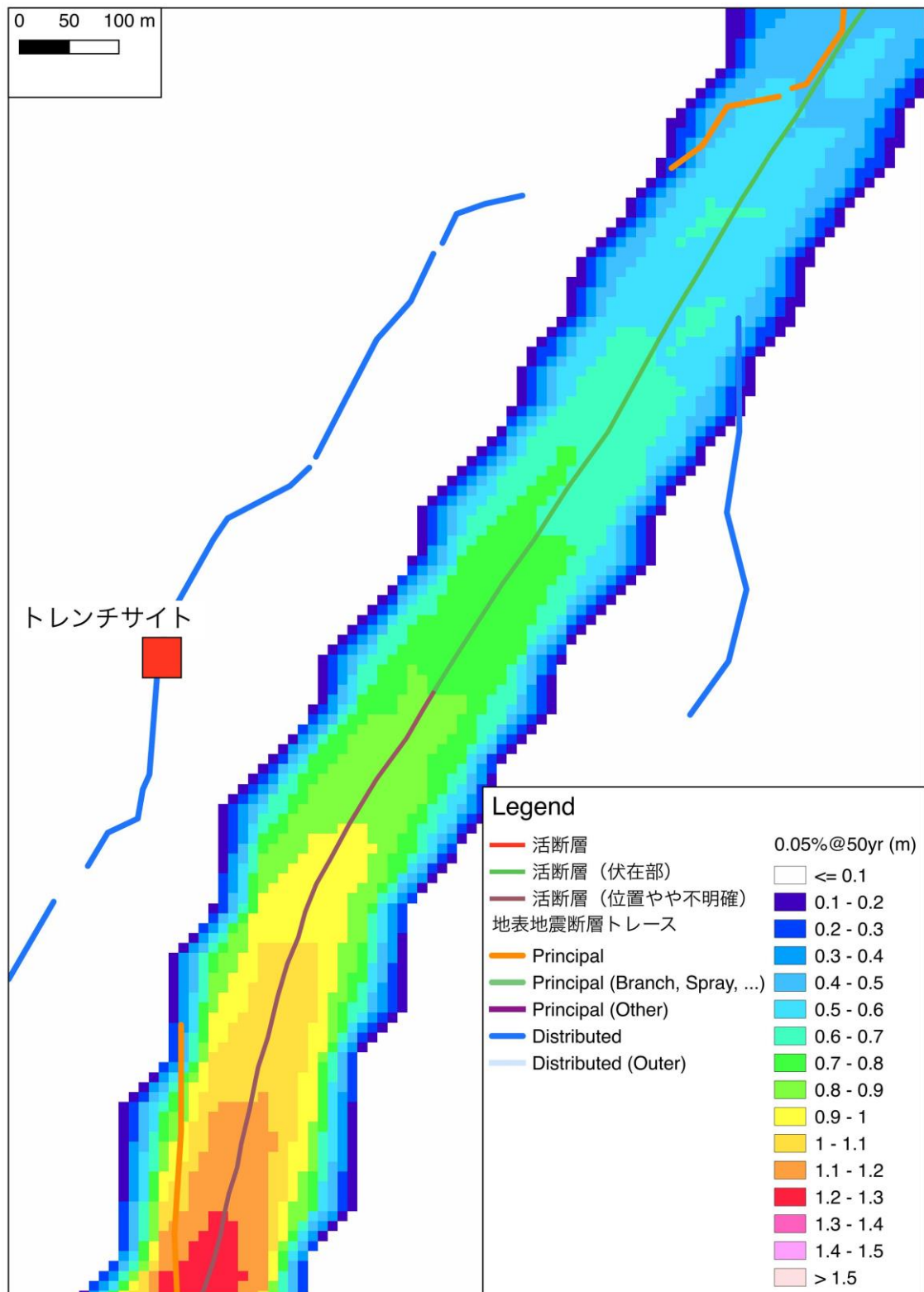


図 5.2-2 Petesen et al. (2011)の Mapping Accuracy を考慮したハザード試解析結果

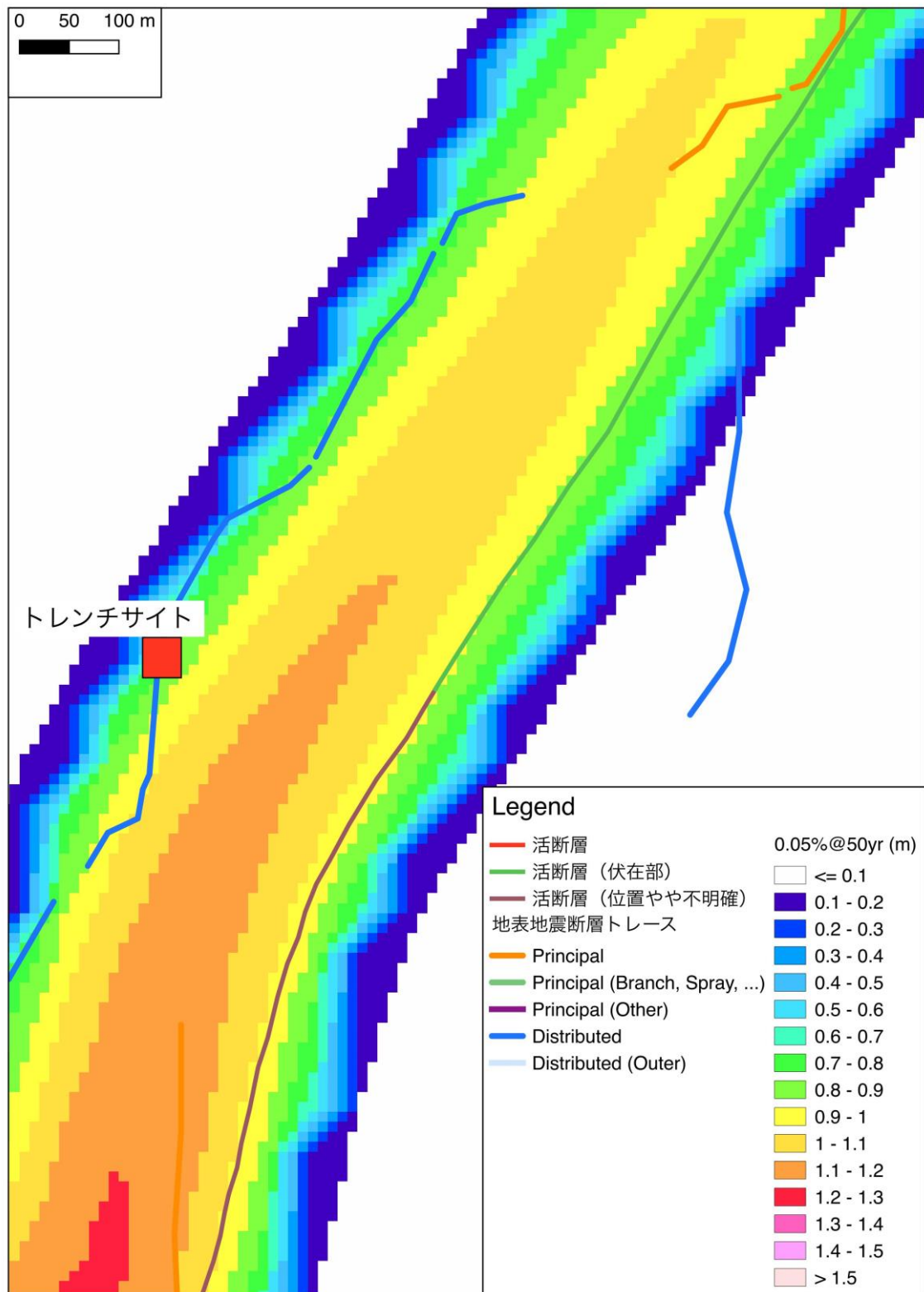


図 5.2-3 高尾・他 (2013) に「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費 (断層変位評価手法の検討) 事業」での Mapping Accuracy を組み合わせたハザード試解析の結果

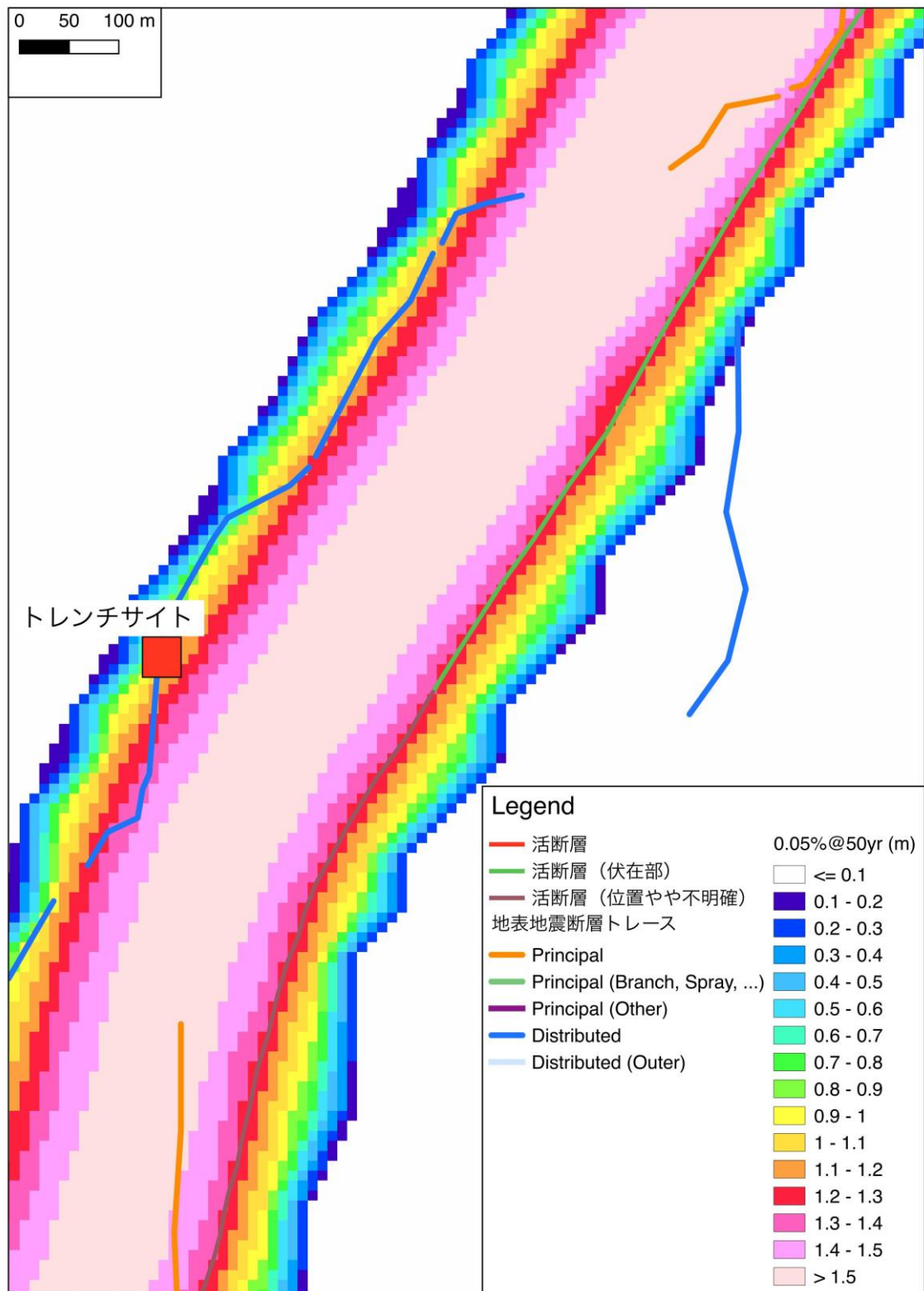


図 5.2-4 高尾・他 (2013) に「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費 (断層変位評価手法の検討) 事業」での Mapping Accuracy や主断層変位、本検討での副断層距離減衰式を用いたハザード試算結果

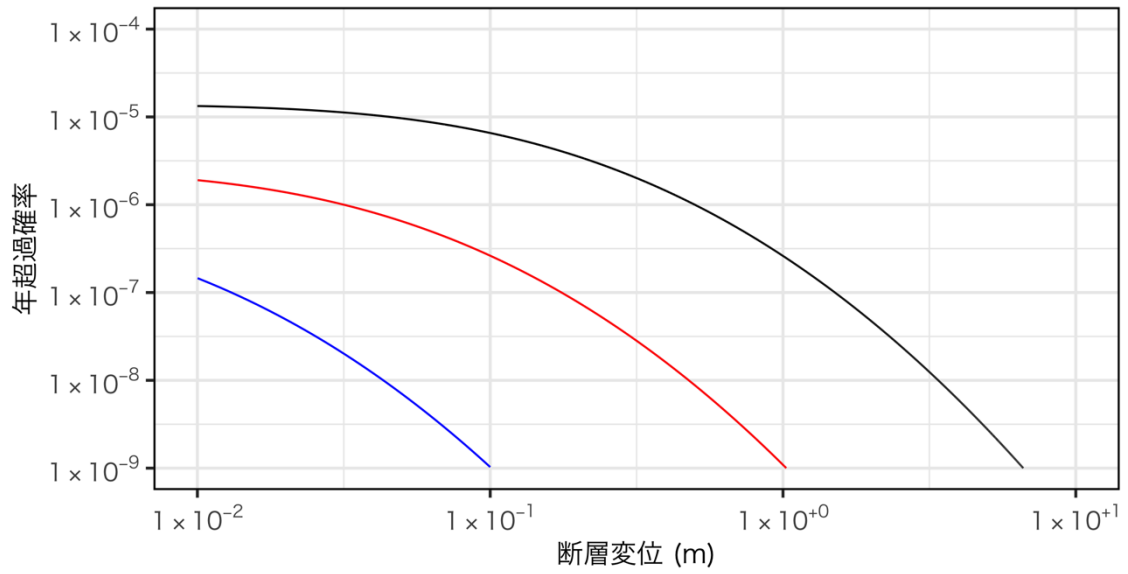


図 5.2-5 再来間隔 1000 年、Mw6.2 の時のハザード試算結果。赤実線が主断層からの距離が 1km、青実線が 2km の時の結果。黒実線はトレンチ地点のハザード試算結果。いずれも下盤側の距離減衰式(4.2-6)式による。

5.3. まとめ

4章で更新した逆断層における副断層変位距離減衰式や既存の確率論的断層変位ハザード解析構成式を用いて、トレンチ調査を実施した地点の確率論的断層変位ハザードの試解析を実施した。トレンチ地点を副断層地点と見なした場合、先行研究において地震後の現地調査によりトレンチ地点北部で観察された十数 cm 程度の断層変位が発生する年超過確率は 10^{-5} オーダーであった。次に、Petersen et al. (2011)で提案されている主断層のばらつき (Mapping Accuracy) を、2014年長野県北部地震での地表地震断層情報から得られたばらつきのパラメータを適用して確率論的断層変位ハザード試解析を行った。その結果、トレンチ地点は主断層変位が分布する領域に含まれ、 10^{-5} オーダーの年超過確率において m オーダーの変位量が推定された。さらに、主断層のばらつき (Mapping Accuracy) を考慮した解析結果は、トレンチ地点周辺の地表地震断層が発生した領域を網羅した結果となった。この事は主断層のばらつき (Mapping Accuracy) を考慮した確率論的断層変位ハザード解析の有効性を示す同時に、主断層近傍ではばらつきの考慮の有無によって得られる結果が大きく異なることを示している。しかしながら、逆断層における今回用いた Mapping Accuracy 評価のために用いたデータは少なく、試解析の結果や得られる断層変位もパラメータに大きく依存する。したがって、引き続きアナログ実験や数値シミュレーション結果を取り込み、確率論的断層変位ハザード解析の構成式を高精度化するとともに、確率論的断層変位ハザード解析結果を蓄積していく必要がある。

5.4. 4章・5章の文献

- Boncio, P., F. Liberi, M. Caldarella, and F.-C. Nurminen (2018), Width of surface rupture zone for thrust earthquakes: implications for earthquake fault zoning, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 18, 5-7 No. 1, 241-256.
- Chen, R., and M. D. Petersen (2011), Probabilistic Fault Displacement Hazards for the Southern San Andreas Fault Using Scenarios and Empirical Slips, *Earthquake Spectra*, Vol. 27, No. 2, 293-313.
- Moss, R. E. S., and Z. E. Ross (2011), Probabilistic fault displacement hazard analysis for reverse faults, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 101, No. 4, 1542-1553.
- Petersen, M. D., T. E. Dawson, R. Chen, T. Cao, C. J. Wills, D. P. Schwartz, and A. D. Frankel (2011), Fault displacement hazard for strike-slip faults, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 101, No. 2, 805-825.
- WELLS Donald L., COPPERSMITH Kevin J. (1993), Likelihood of surface rupture as a function of magnitude, *Seismological Research Letters*, 64, pp. 54.
- WELLS Donald L., COPPERSMITH Kevin J. (1994), New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 4, pp. 974-1002.
- Youngs, R. R., W. J. Arabasz, R. E. Anderson, A. R. Ramelli, J. P. Ake, D. B. Slemmons, J. P. McCalpin, D. I. Doser, C. J. Fridrich, F. H. Swan, A. M. Rogers, J. C. Yount, L. W. Anderson, K. D. Smith, R. L. Bruhn, P. L. K. Knuepfer, R. B. Smith, C. M. dePolo, D. W. O'Leary, K. J. CopperSmith, S. K. Pezzopane, D. P. Schwartz, J. W. Whitney, S. S. Olig, and G. R. Toro (2003), A Methodology for Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis (PFDHA), *Earthquake Spectra*, Vol. 19, No. 1, 191-219.

高尾 誠・土山滋郎・安中 正・栗田哲史(2013), 確率論的断層変位ハザード解析手法の日本における適用, 日本地震工学会論文集, 13, 1, 17-32.

Ⅲ編

国内外の知見収集

国内外の研究集会等での事業成果発表

検討会の実施

6. 国内外の知見収集

6.1. 日本地震学会第18回講習会「強震動予測 - その基礎と応用」

2018年11月26日に、東京工業大学田町キャンパスのキャンパスイノベーションセンター、国際会議室において日本地震学会の第18回講習会が開催された。本講習会は微動探査について、その理論から実践までを4名の講師の方々からご講義頂いた。講義タイトルを表6-1に示し、図6-1に主要な講義として長講師の講義の要約を示す。

表 6-1 関連発表リスト

タイトル	講師	概要
地盤における微動観測の実際	盛川仁	
微動水平上下スペクトル比の基礎と応用	松島信一	
微動アレイ探査（理論・基本マニュアル編）	長郁夫	○
微動アレイ探査（実践編：準備～地下構造の推定）	宮腰研	

講師	長郁夫
タイトル	微動アレイ探査（理論・基本マニュアル編）
出典	日本地震学会第 18 回講習会 「強震動予測 - その基礎と応用」
<p>【要約】</p> <p>微動アレイ探査に基づく表面波位相速度推定の原理と観測設計、解析方法についてご講義いただいた。</p> <p>➤ 微動アレイ探査の目的と原理</p> <p>微動アレイ探査では深さ方向に詳細な地盤構造の予測はできないが、地震動予測等に使用する 1 次元 S 波構造（深さ数 m～数千 m）を概査する目的で使用される。</p> <p>そもそも微動アレイ探査は、周期 0.1～10Hz 程度の何かしらの振動源による微動を対象に行う。1Hz を境に短周期側は人間の活動により発生する振動が主であり、長周期側は主に気圧変化・波浪などの自然現象により発生する振動現象である。これらの振動により励起された表面波が層構造を伝播する場合は、周期が長いほど波長が長くなりより深い地盤構造の影響を受けるようになる。一般の地盤構造では深い地層ほど地震波伝播速度が速いため、周期が長いほど表面波の伝播速度は速くなる。この特徴を利用して、微動アレイ観測では地表に複数の地震計を設置して常時微動を測定し、あらゆる方向から来る振動の位相速度を周波数ごとに分析し、地盤の速度構造を推定する手法である。</p> <p>➤ 微動アレイ探査の設計</p> <p>微動アレイ探査が適用できる観測条件として、地質的に横方向の変化が小さいことや、地表の高低差が小さいこと、アレイ範囲内に強い振動源がないこと、連続 1 時間以上の観測ができることなどが挙げられる。</p> <p>微動アレイ観測をする際には、対象とする周期帯によって観測する時間帯や観測のアレイ半径を調整する必要がある。対象とする周期帯は探査したい深度によって、表層（約 100m 以浅）を対象とする場合は短周期（1 秒以下）、深部（数百 m 以深）の場合は長周期（1 秒以上）というように選択を行う。観測する時間帯は、対象とする周期帯により変わってくる。短周期帯を対象とする場合は、周期 1 秒以上の振動源である人工活動が活発な日中に観測を行う必要があり、長周期帯を対象とする場合は自然現象を対象とするので人工活動は逆にノイズとなるため夜間に観測を行う必要がある。</p> <p>アレイ半径は解析したい波の波長に関係する。どの波長を解析するかは探査地域の地下構造に依存する。事前に対象とする地点付近の地盤構造モデルから予想位相速度を求め、最適な周波数範囲を観測できるようなアレイ半径の設計を行う。</p> <p>➤ 微動アレイ探査の解析方法</p> <p>微動アレイ探査により得られたデータの解析手法として、FK 法や SPAC 法が使用される。FK 法は時間・空間領域で観測される微動波形をフーリエ変換し周波数・波数領域に変換し、最も可能性の高い到来方向とその方向から来る波の位相速度を周期毎に求める方法である。SPAC 法は円形アレイの中心とその円周上に置かれた観測点で微動を観測し、円形アレイの中心とその円周上の観測点の記録の空間自己相関関数の方位平均をとり位相速度を求める方法である。FK 法や SPAC 法で得られた分散曲線に合うような地盤モデルを作成するために、S 波速度や層厚を未知としてインバージョンを行う。その際、機械的に行うのではなく、既存情報や周辺地質を鑑みながら検討を行うことが重要である。</p>	

図 6-1 長講師の講義の要約

6.2. 第 15 回日本地震工学シンポジウム

2018 年 12 月 6 日から 8 日にかけて仙台国際センターで開催された。長周期地震動から震源近傍パルスの予測とその対策に向けた成果や提案についての発表があった。関連する発表論文を表 6-2 に示し、図 6-2 に主要な論文として岩城・他の論文の要約を示す。

表 6-2 関連発表リスト

タイトル	著者	番号	概要
動力的断層破壊シミュレーションによる 2016 年熊本地震の断層極近傍における強震動と永久変位の再現	Saruul Dorjpalam、壇一男、入江紀嘉、小穴温子、藤原広行、森川信之	OS2-02-02	
強震動評価のための地表に達する断層モデル：2016 年熊本地震における検討	岩城麻子、前田宜浩、森川信之、藤原広行、早川俊彦	OS2-02-03	○
2016 年熊本地震を対象とした震源断層近傍における強震動評価手法に関する検討	小穴温子、壇一男、宮腰淳一、藤原広行、森川信之	OS2-02-05	
2016 年熊本地震本震の地表地震断層のすべり量を考慮した強震記録の再現解析	酒井周、生玉真也、澤入雅弘、小穴温子、壇一男、鳥田晴彦	OS2-02-06	
強震記録に基づく国内の地殻内地震の長周期パルスと永久変位に関する研究	佐藤智美	PS1-01-15	
地表地震断層近傍における長周期速度パルス地震動の生成	倉橋奨、入倉孝次郎	PS1-01-16	
2016 年熊本地震(Mj7.3)の永久変位を含む長周期(2 秒以上)地震動評価のための特性化震源モデルの設定	松元康広、宮腰研、高浜勉	PS1-01-17	

著者	岩城麻子、前田宜浩、森川信之、藤原広行、早川俊彦
タイトル	強震動評価のための地表に達する断層モデル：2016年熊本地震における検討
出典	第15回日本地震工学シンポジウム、OS2-02-03

【要約】

断層上端が地表に達する断層モデルを用いて熊本地震の最大地震 (M7.3) を対象に詳細法による広帯域地震動計算を行い、断層近傍強震動評価の高度化のための断層モデル化手法を検討している。また、断層パラメータの設定方法が断層近傍地震動に及ぼす影響を調べるとともに、断層近傍および計算領域全体で観測記録の整合性を検証し、モデルの適用性を調べている。

断層近傍地震動に関して、断層モデル (図1) に以下に示す複数 Case を設定し、地表断層位置からおよそ 500-700m 程度の位置にある西原村小森 (熊本県自治体震度計ネットワーク、93048) の周期 1 秒以上の速度波形、変位波形の比較を行っている。

Case0: 浅部なし、Case1: 大すべりなし、Case2: 大すべり 2m、Case3: 大すべり 4m
Case3r: 大すべり 4m (但し、大すべり域のみ滑り角を -160° から -125° に変更)

上記の比較により、浅部断層の断層パラメータの感度解析および観測記録の再現性を検討し、以下について言及している。

- Case1 は浅部領域を置かない Case0 と比べて断層平行成分の速度及び変位振幅の再現性が改善した。但し、Case0、Case1 とともに速度、変位ともにまだ過小評価であった (図2)。
- すべり量 4m の大すべり域を置いた Case3 で再現性が最も改善した (図3)。
- 浅部大すべり域の震源時間関数について、関数形状の違いによる影響は比較的小さく、ライズタイムは速度波形に大きく影響するが最終変位量には影響しなかった。
- Case3 でライズタイムを2秒とした時に観測記録の再現性が最も良かった。
- 浅部領域震源の影響が及ぶのは地表断層からの距離がおよそ 2-3km 以内の範囲であり、それよりも遠くなると急激に影響が小さくなる。

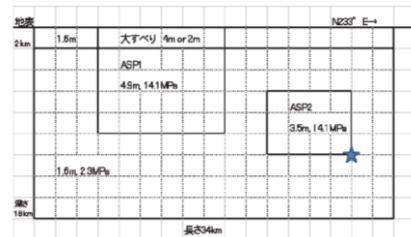


図1 断層モデルの模式図

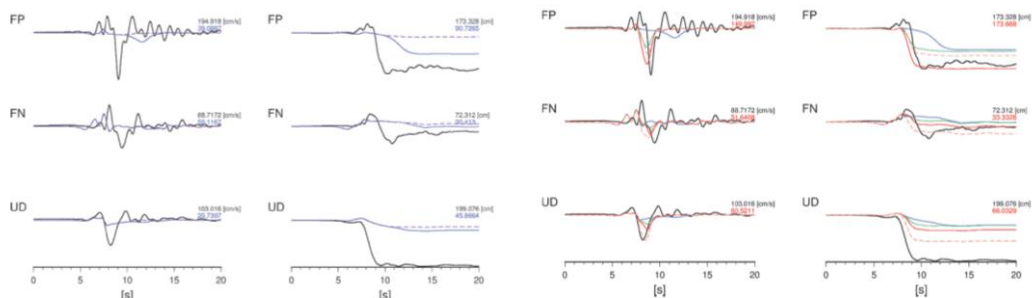


図2 西原村小森における周期1秒以上の速度波形 (左) と変位波形 (右)。黒: 観測記録、青: CASE1、破線: CASE0

図3 西原村小森における周期1秒以上の速度波形 (左) と変位波形 (右)。黒: 観測記録、青: CASE1、緑: CASE2、赤: CASE3、破線: CASE3r

図2 Case1 (青) と Case0 (破線) の比較。図3 Case1 (青)、Case2 (緑)、Case3 (赤)、Case3r (破線) の比較。黒は観測。

6.3. 2018 AGU Fall Meeting

2018年12月10日から14日にかけて米国ワシントンD.C.で開催された。Field and Modeling Constraints of Earthquake Rupture Along Complex-Geometry Fault Systems and Implications for Seismic Hazard Assessment や Three-Dimensional Fault Architecture and Geometrical Segmentation from Fault Observations to Seismic Hazard Assessment II Posters のセッションがあった。関連する発表論文を表 6-3 に示す。図 6-3 に Three-Dimensional Fault Architecture and Geometrical Segmentation from Fault Observations to Seismic Hazard Assessment II Posters の論文の要約を示す。

表 6-3 関連発表リスト

タイトル	著者	番号	概要
Empirical observations and mechanical implications of fault displacement vectors within a complex fault system in the Taranaki Basin, New Zealand	Michael Vadman and Sean P. Bemis	T13D-0256	
Off-fault deformation and shallow slip deficit in the 2016 Norcia, Italy earthquake captured by differential terrestrial laser scanning and structure-from-motion	Michele L. Cooke and Jennifer L. Beyer	G23B-0595	
Evaluation of surface-rupturing fault width by statistical analysis from the 2016 Kumamoto, Japan, earthquake: Implications in regulating fault avoidance zone	Billy Falth, Bjorn Lund and Harald Hokmark	T23A-0320	
Surface displacement and the source depth of Aso volcano due to the 2016 Kumamoto earthquake using interferometric SAR analysis	Marta Bejar, Jose Antonio Alvarez Gomez, Alejandra Staller, Marco P Luna, Raul Perez LopezOriol Monserrat, Kervin Chunga, Gerardo Herrera, Luis Jordá, Aracely Lima and Jose J. Martínez-Díaz	G21B-0554	
Sensitivity of near-field and far-field datasets to earthquake rupture segmentation	Rishabh Dutta, Jonathan Harrington, Teng Wang, Guangcai Feng, Hannes Vasyura-Bathke and Sigurjon Jonsson	S41A-05	
Shallow Fault Slip and Near-fault Deformation on the Creeping Section of the San Andreas Fault	Katherine M Scharer, Adrien Moulin and Eric Cowgill	T42D-06	
Coseismic Throw Variation Across Along-Strike Bends on Active Normal Faults: Implications for Displacement/Length Scaling of Earthquake Ruptures.	Jennifer L Beyer, Michele L Cooke and Kevin Toeneboehn	S41D-0583	
Three-Dimensional Fault Architecture and Geometrical Segmentation from Fault Observations to Seismic Hazard Assessment II Posters	(SESSION) Conveners: Valerie J Sahakian, Isabelle Manighetti	T13I	○

Conveners	Valerie J Sahakian, Isabelle Manighetti
タイトル	Three-Dimensional Fault Architecture and Geometrical Segmentation from Fault Observations to Seismic Hazard Assessment II Posters
出典	AGU Fall Meeting, Abstract, T31
<p>【要約】</p> <p>断層は、主および二次の分岐やステップ、さまざまな材料特性、局所のおよび局所的な応力の不均一性、流体効果を含む複雑な 3D システムとなる。これらの特性が地震の破壊と伝播の振る舞いをどのように制御するかは進行中の研究の問題であり、地震ハザード評価にとって重要な意味を持つ。このセッションでは、複雑な断層構造、幾何学的形状、局所的な断層特性、そして震源の特徴付けと地震ハザードの関係に興味がある。我々は、複雑な断層系の最近のマッピング研究、そのような複雑な断層帯における歴史的地震の挙動を分析する実証的研究、そしてステップオーバー、断層分岐その他の幾何学的断層複雑性を横断するような伝播の数値モデルと実験室モデルを考える。最後に、これらの結果が地震ハザードにどのように影響するのかを示す研究、および地震ハザードモデルにおける多重断層破壊を推定または表現する方法を奨励する。</p>	

図 6-3 Three-Dimensional Fault Architecture 関連の SESSION の要約

7. 国内外の研究集会等での事業成果発表

本事業について、以下各節に示す集会等で成果発表を行った。以下、各節内で、

- (1)発表時期
- (2)発表の方法
- (3)発表の概要

について示す。

7.1. 日本地震学会 2018 年秋季大会

決定論的評価に関する検討の以下の内容について、日本地震学会 2018 年秋季大会に投稿した。

- (1) 発表時期

平成 30 年 10 月 9 日

- (2) 発表の方法

ポスター発表

- (3) 発表の概要

題名：2010 年 Darfield 地震の永久変位を含む長周期（2 秒以上）地震動評価のための特性化震源モデル

概要：2010 年 Darfield 地震の断層近傍の永久変位を含む長周期（2 秒以上）地震動評価を目的に、断層浅部に LMGa を設定した特性化震源モデル構築の検討内容について発表した。

7.2. Pure and Applied Geophysics(PAGEOPH)

以下に示す内容について、Pure and Applied Geophysics(PAGEOPH)に投稿した。

7.2.1. 論文投稿 1

- (1) 発表時期

平成 31 年以降(査読対応後につき未定)

- (2) 発表の方法

PAGEOPH への論文投稿

(3) 発表の概要

題名 : Extension of Characterized Source Model for Long-Period Ground Motions in Near-Fault Area

概要 : 断層から極めて近い観測点で観測された長周期地震動を再現するためには、SMGA だけでなく LMGA (Long-period motion generation area) が必要であることを示し、LMGA を付加した特性化震源モデルの拡張の提案を行った。

7.2.2. 論文投稿 2

(1) 発表時期

平成 31 年以降(査読対応後につき未定)

(2) 発表の方法

PAGEOPH への論文投稿

(3) 発表の概要

題名 : DEVELOPMENT OF DYNAMIC ASPERITY MODELS TO PREDICT SURFACE FAULT DISPLACEMENT CAUSED BY EARTHQUAKES

概要 : surface rupture による断層変位の予測を目的に、地震動予測で用いられているアスペリティモデルの拡張の提案を行った。提案手法のテストケースとして 2010 年 Darfield 地震を対象に行った。

7.3. International Conference on GIS and Geoinformation Zoning for Disaster Mitigation

以下に示す内容について、International Conference on GIS and Geoinformation Zoning for Disaster Mitigation (GIZ2018)に投稿した。

(1) 発表時期

平成 31 年 11 月 15 日

(2) 発表の方法

口頭発表

(3) 発表の概要

題名 : Fault structures of block samples from off-fault site of the 2016 Kumamoto earthquake based on X-CT analysis

概要：副断層生成プロセスに関する知見の整理の一環として、2016年熊本地震を対象に LC-InSAR 分析を用いて地表に出現した変位の位置を分析し、その分析結果から特定した地点のピット調査を実施した。また、ピット調査地点からブロックサンプルを収集し X-CT スキャンを行い、ブロックサンプルの3次元的な内部構造の分析を行った。本稿では、上記の LC-InSAR による分析手法やその分析結果、ピット調査および X-CT スキャンによる調査・分析結果について発表した。

7.4. 日本地球惑星科学連合 2019 年大会

以下に示す内容について、日本地球惑星科学連合 2019 年大会に投稿した。

(1) 発表時期

平成 31 年 5 月 26 日～30 日のいずれか 1 日

(2) 発表の方法

口頭発表あるいはポスター発表による。

(3) 発表の概要

題名：地表地震断層近傍の長周期地震動評価のための特性化震源モデルの拡張

概要：決定論的評価検討の一環として、断層極近傍の顕著な長周期地震動も含めて、広帯域の強震動が再現可能な特性化震源モデルの拡張の提案について発表する。

8. 検討会の実施

本事業を進めるにあたり、外部有識者を交えた検討会を実施した。検討会は、

(1)事業開始時

(2)事業終了時(事業成果報告)

を予定し、事業開始および終了時に実施した。以下に今回本事業で依頼した外部有識者一覧、検討会の実施時期、実施方法、参加者について示す。

8.1. 外部有識者について

表 8-1 に本事業において、検討会実施に際し参加をお願いした有識者一覧を示す。

表 8-1 外部有識者一覧

お名前	ご所属	備考
香川敬生	鳥取大学工学研究科教授	—
釜江克宏	京都大学複合原子力科学研究所・特任教授	—
竹村恵二	京都大学名誉教授	参加依頼したものの事情により不参加
松島亘志	筑波大学構造エネルギー工学域教授	—
楠本成寿	富山大学理工学研究部教授	—
隈元崇	岡山大学理学部地球科学教授	—

8.2. 検討会の実施

8.2.1. 事業開始時

表 8-2 に事業開始にあたり実施した検討会の一覧を示す。

表 8-2 事業開始時検討会開催一覧

No	実施日時	場所	実施形式	参加者(敬称一部略)
1	18/11/29 10:00～15:00	トレンチ調査現場(白馬村)	集合ヒアリング	京都大・釜江先生 富山大・楠本先生 入倉先生、GRI・井上 PSC・小俣、森、渋谷 KKE・松元、登柳
2	18/12/10 13:00～17:00	KKE	個別ヒアリング	岡山大・隈元先生 入倉先生、 GRI・宮腰、吉田 PSC・小俣、森、渋谷 KKE・高浜、松元、登柳
3	19/1/11 15:00～16:30	筑波大学	個別ヒアリング	筑波大・松島先生 GRI・井上 KKE・渡辺、登柳

【凡例(以下同様)】

個別ヒアリング：各有識者の先生へ個別に訪問しヒアリングを実施する形式

集合：有識者の先生にお集まり頂き、ヒアリングを実施する形式

NRA：原子力規制庁

GRI：(一財)地域地盤環境研究所

PSC：(株)パスコ

KKE：(株)構造計画研究所

8.2.1.1. ヒアリングの要点

本事業の検討内容について説明を行った。以下、意見等の要点を示す。

(1) 事業開始時検討会 1

○表層の数値解析について

- ・表層の数値解析について、どのようにモデル化するのか、ここまでは出来る、など示していく必要があるのでは。
- ・LC-InSAR を使い副断層の発生位置の特定等に利用している。さらに表層の数値解析においてどのように利用できるか、など明示できるようにしていく必要があるのではないか。

○トレンチ調査について

トレンチ調査現場にて、パスコ様より調査状況を説明、それに対する技術的な質疑応答が現場でなされた。

(2) 事業開始時検討会 2

○動力学破壊シミュレーションについて

- ・地表付近は応力降下が生じていなく断層面は受動的に動いている可能性がある。
- ・副断層を対象にした検討において、動力学的破壊シミュレーション結果の活用方法を考える必要があると考える。
- ・既往文献で示されている地表地震断層の変位量のうち、Vertical 成分の定義を適切に理解していく必要があると考える。

○アナログ実験について

- ・アナログ実験で以下のような検討をすると良いと思われる。
 - *断層線に直交する方向に彫って谷を作ると良いのでは。
 - *スラストフロントマイグレーションが再現できか興味のある所である。
 - *底面の 2/3 だけを持ち上げると、その脇はどうなるのかを考えてみる。

(3) 事業開始時検討会 3

○アナログ実験について

- ・コヒージョンおよび内部摩擦角を決めるための測定について、単純な測定だが簡単ではない。以前に実施の際は稼働板を横にずらすのではなく、試料をしたから上げて、押し出すような工夫をしたこともある。
- ・相似則をまとめられているが、コヒージョンが大きい感触もある。再度確認をしておいた方が良いと考える。

8.2.2. 事業終了時(事業成果報告)

事業終了時に、本事業成果について説明し意見を頂く。概要は以下の通り。

表 8-3 事業終了時検討会開催一覧

No	実施日時	場所	実施形式	参加者(敬称一部略)
1	19/2/19 13:20～17:20	KKE	集合ヒアリング	京都大・釜江先生 富山大・楠本先生 規制庁・呉、菅谷、内田 入倉先生、 GRI：宮腰、井上、吉田 PSC：小俣、森 KKE：大波、高浜、松元、 渡辺、登椰
2	19/3/4 15:30～16:00	筑波大学	個別ヒアリング	筑波大・松島先生 GRI：井上 PSC：小俣 KKE：高浜、渡辺、登椰
3	19/3/5 14:30～16:30	KKE	個別ヒアリング	鳥取大・香川先生 GRI：井上 PSC：渋谷 KKE：高浜、松元、登椰
4	19/3/8 15:00～18:40	KKE	個別ヒアリング	岡山大・隈元先生 GRI：井上 PSC：小俣 KKE：高浜、松元、渡辺、 登椰

8.2.2.1. ヒアリングの要点

(1) 事業終了時検討会 1

○トレンチ調査について

- ・2014年の地震発生後に高低差を直している様子であるが、掘削下の盛土のゆるみは造成後も残っているものなのか。
→極々地表のみ平坦に造成しているようで、その下は当時のままのような造成としていたのではないか。
- ・複数回のズレによる挙動については、主と考えられる断層と今回の動きが、お互いにバラバラで動作しているのか、それとも関連して動いているのか。
→江戸時代に動いたことは言えると思うが、江戸時代に動いていても、動かなかつても、今回の地震で動いていたか、については不明。
- ・仮に今回の調査地点の断層が副断層とした場合に、東側の主断層と見られる箇所での動きは見られないのか。
→今回調査の地点から東側で全体的に上がっている地盤になる。測地学的なデータを見ると東側の姫川で大きく動いているが地表には断層は見られない。おそらくは、地中で大きく動いている様子ではないか。
- ・副断層と仮定した場合、副断層でも同じ箇所で動くか見て良いのか。
→今回の調査の中では、同じ箇所でも繰り返し動いている様子が見て取れる。主断層であるか、副断層であるか判定するには、今回の断層が主断層か、副断層か判定するには別の調査方法をとる必要がある。

- ・幾つか調査されているが、主断層から比較的離れた箇所を掘削しているのは、今回の検討と、廣内氏らによる調査との説明があったが、廣内氏らが調査していた目的は主断層よりは少し離れた位置で出現した断層を考えてなのか。
→そのような考えも聞いている。また、今回の地震時に地表に現れた断層より西側に引かれていた都市圏活断層図も参考にされたとも聞いている。

○アナログ実験について

- ・アナログ実験は静的なものと考えているか。
→静的なものをターゲットにしている。
- ・アナログ実験における下盤側の変形は、断層傾斜角が低角の場合よりも高角の場合の方で生じているように見えるが、そういうものか。
→本来なら下盤側の変形は低角の場合に生じるようなイメージを持っている。
- ・均質媒質であれば主断層が現れる場所は理論的な計算で分かるか。
→仮定にもよるが、計算で分かると思う。
- ・基盤における断層上端の直上（資料中のグレー線）から変位の前縁までの距離は傾斜角が 30° の時の方が長い。
- ・画像処理をして主断層と副断層を判別していくという考えか。
→写真とオルソ画像を組み合わせて調べていく必要がある。

○確率論的断層変位評価に係る知見の整備について

- ・トレンチ調査地点のハザード計算結果の「予測」と「実際」の違いは、マグニチュードが異なるだけか。
→マグニチュードが異なるだけとなる。
→「予測」がマグニチュード 7.7、「実際」がマグニチュード 6.7 と記載した方が良いと思われる。
- ・サイトからの距離による違いの中で、下盤側の結果はどうか。
→今後示すようにしたいと考えている。
- ・アナログ実験結果は副断層距離減衰式の回帰に用いているか。
→今回はアナログ実験の結果は含めていない。
- ・今回の追加データは何になるか。
→主に海外のデータについて、8 地震程度追加している。
- ・副断層距離減衰式の回帰にアナログ実験結果は使えるか。
→データの解釈に間違いがなければ使えそうである。
- ・副断層距離減衰式はマグニチュードの関数になっているのか。
→なっていない。
→主断層の最大変位(MD)で正規化しているのので、マグニチュードの影響はキャンセルされていると考えている。
- ・副断層距離減衰式にマグニチュードに依存しないものを用いるのか。
→他の既往研究の多くにおいてマグニチュード依存性は見られない。例外的なものとして、Petersen のグループはマグニチュード依存としている。
- ・観測に基づく MD を用いるのか？それとも予測に基づく MD を用いるのか。

- 今のデータは観測に基づく MD を用いている。
- 予測問題では MD を適切に評価できる必要がある。
- ・距離減衰式に γ 分布を用いているが適用できるか。
- Youngs に倣って γ 分布を適用している。

○表層の数値解析について

- ・アナログ実験の再現の 2 次元解析で断層変位を与えている底部から表層までに薄く白い筋が見える。これは破壊で隙間が空いているということか。特に断層角度 60 度のケースでは断層破壊の進展のように見える。一方で、3 次元解析結果では良く分からない。
 - 2 次元モデルは隙間が小さいので粒子ずれが生じると隙間が生じ、破壊の進展が分かり易い。3 次元解析も分解能を上げれば再現性は向上すると考えているが、強度特性を再現するためのシミュレーションが大変になるため課題事項に挙げられる。
- ・3 次元の個別要素解析で、ばねの破壊状態が分かる図など示せないのか。アナログ実験でも上盤側のバックスラストは目視では分からなかったが、解析結果で分かる情報があれば確認したい。
 - 粘着力が強いので付着を考慮したばねを使用しており、破壊履歴はプログラム内部で保持されている。しかし、今回の解析では出力しておらず、今後対応して行きたい。
- ・長野県北部地震の FEM 解析で設定した変位の元にしたメインの断層は、31 枚目のスライドの F1~F3 のどれか。トレンチ調査や確率論の報告では F1 や F3 が対象であった。
 - トレンチ調査個所に最も近い F2 を対象として境界変位を計算した。この辺りは設定する断層形状のモデル化などと同じで、観測を再現する上で難しいところである。
- ・表層変状が集中した箇所の変位の盛り上がり幅はどの程度なのか。また、異方性が設定されたのはどの範囲なのか。
 - メッシュ幅自体が 50m 程度あり、盛り上がりの幅はかなり広がっている。異方性はトレンチ調査などから分かる表層に生じた古傷のモデル化を意図しており、表層から数メッシュに設定、角度を振ってケース間で影響を見ている。
- ・そもそも変位だけで表層破壊を評価できるのか。応力ひずみの情報がないが計算ではどのように取り扱われているのか。
 - FEM 解析では応力ひずみを計算して要素破壊を考慮した検討を行っており、その結果として歪む変形をする箇所があり、表層変位に差が生じている。今後、破壊の進展などが分かり易い表現に努める。

(2) 事業終了時検討会 2

- ・トレンチ調査時の N 面のスケッチにおいて、33 番の地層に対し盛土が食い込むような形状をしているが、原因はあるか。
→一つは盛土を埋める際に混ぜられながら埋められている可能性がある。また、法面が 60° の角度を持っているため、投影するとオーバーハングに見える可能性がある。
- ・F2 断層は、今回の地震で動いたものではないと考えているか。
→F2 の延長上にある盛土では、ゆるみなど動いた形跡が見られないことから今回の地震より前に動いたものと考えている。
- ・今回のトレンチ調査地点の近くの白馬駅東方で別グループによりトレンチ調査がされているが、白馬駅東方のトレンチ調査での土質結果との比較などはできないか。
→白馬駅東方のトレンチ調査結果について、まだ詳細なデータが公開されていないため、現時点では比較は難しい。
- ・アナログ実験の結果について、横軸に断層からの距離、縦軸に高さのグラフでまとめているが、説明性や見せ方の観点から良い方法と思われる。周辺が撓曲している場合、近傍での比較では変位が小さくなる傾向にある。断層としてのデータが少なくなり、実験データの活用度が下がることもある。トータルな動きとしてデータを整理していくなども良い考えと思っている。
- ・実験材料に上用粉を用いた所、興味ある実験であったと考える。
- ・上用粉の粘着力、内部摩擦角を推定するための実験で、底部が残っているのは容器の下方が密になっているのではないかと考える。
- ・実際の粉に比べ、計算粒子径が大きくなるのは致し方ない面である。体積膨張で物性を合わせていくのも一つの方法となる。
- ・数値解析で設定した間隙比が密であるため、30 度のケースで実験に比べ断層先端の盛り上がりが大きくなっていると考える。
- ・動力学シミュレーションの検討モデルで、**Shallow layer zone**(浅層帯)のパラメータを南西側と北東側で変えているが、実際にこれを説明できるような観測があるのか。
→今回は観測の断層変位の分布を説明することを目的に設定したが、それ以外にこの設定を後押しできるようなデータはない。今後予測として考えていく場合にどのようにモデル化をしていくか、課題の一つと考えている。
→常時微動の結果など使えらると良いと思う。

(3) 事業終了時検討会 3

- ・動力学シミュレーションの検討モデルにおいて、アスペリティの配置や表層の物性について検討されているが、現象を説明するには良いと思うが、予測問題の観点が入った場合は説明が難しいと考える。予測問題を考えたら表層の物性はあまり変更できない。着目点を決めて、一つのアスペリティで、例えば南西側の変位について再現できることが言えることでも良いと思う。

- ・表層の数値解析の結果を既往の地震の観測と比較する際、動力学シミュレーションの結果をそのまま表層の数値解析で利用した場合、表層の数値解析で入力している境界変位自体に問題があるのか、表層の数値解析側のモデル化や手法に問題があるのか、切り分けが難しいと考える。動力学シミュレーションの結果を観測で補正し、表層の数値解析の入力とするなども検討の一つと思われる。
- ・アナログ実験で相似則を考える際に、時間は考慮しなくても良いのか。
→今回の実験は、擾乱が起きない速度で動かしており、static な実験の位置づけの中で実施しており時間は考慮していない。

(4) 事業終了時検討会 4

- ・本事業では副断層を主たる予測対象として捉えて検討をしているが、今回のトレンチ調査の箇所は副断層と考えても良いのか。
→トレンチ東側の姫川沿いの断層を主たる断層と捉え、今回のトレンチ調査位置での変位を副次的な動きと捉える見方も可能と考えている。
- ・今回のトレンチ調査に近い白馬東方でのトレンチ調査における主張と、今回の解釈や結果は合っているか。
→白馬駅東方のトレンチ調査結果について、まだ詳細なデータが公開されておらず、詳細が不明のため比較ができていない。
→将来、白馬東方の論文が公開され引用できるようになれば良いと思う。
- ・アナログ実験において、一回の動きにより出現した変位を見ていることから、見方によっては副在している断層を見ているとも言える。一度基盤を動かし、亀裂が現れた後にもう一度粉を上から撒いた後に動かすと、本事業に沿った副断層を見ているということもできるのでは。
- ・動力学破壊シミュレーションの中で、4つの検討モデルを設定しているが、引間ほか(2018)に合わせたモデル設定か、それとも予測を考えてのモデル設定か。
→震源断層以浅については事象を再現するため合わせている所があるが、モデル A,B,M は予測を考慮し、モデル H は震源インバージョン結果を背景に設定しているものとなる。
- ・結果の評価をする際に、観測の結果と比較も大事な観点と思うが、計算の検証という観点から、引間ほか(2018)におけるインバージョン結果を入力とした解析結果と比較も考えられるのでは。
- ・今後予測の観点で考えた場合、結果について何を妥当として考えられるか。一つの試みとして、変動地形学の中で、糸魚川-静岡構造線の平均変位速度分布を出している。この結果と合わせて見るのも検討の一つとして良いのでは。

9. 事業のまとめ

9.1. 決定論的断層変位評価に関する検討

(1) 断層変位に関するデータの収集・整理

神城断層における 2014 年長野県北部の地震より前の既知の地震記録は、1858 年信濃大町付近、1714 年姫川流域（正徳小谷地震）、841 年松本付近および 762 年美濃・飛騨・信濃が知られている（宇佐美，1996）。奥村ほか（1998）では、白馬でのトレンチ調査結果をもとに、4 回の地震の再来間隔を 1108～2430 年の範囲とした。

2014 年長野県北部の地震以降、出現した地表地震断層に対して複数のトレンチ調査が実施されている。各トレンチ調査結果を図 9-1 に取りまとめて示す。

近藤・勝部（2016）では、トレンチ調査結果ならびに 1714 年正徳小谷地震の震度分布（郡司，2003）が 2014 年長野県北部の地震における震度分布と類似することを挙げ、2014 年の地震に先行する地震は 300 年前の正徳小谷地震であったと結論付けている。大出および飯田でのトレンチ調査（文科省・東北大，2016）においても、同時期の地震活動が報告されている。また、大出においては 429 年～772 年、ならびに確度は低いとしながらも 691 年～934 年のイベントも識別されており、これらは 762 年および 841 年の地震記録と矛盾しない。一方で、本事業と同じく主断層から離れた位置に出現した地表地震断層を掘削した白馬駅東方のトレンチ調査（廣内ほか，2018）では 690 年以降のイベントは地層中に記録されていないとしており、再来間隔が異なる可能性も考えられる。

以上より、主断層におけるトレンチ調査結果において 1,500 年前以降の地層から読み取ることのできる地震再来間隔は、300 年あるいは 1,000 年と考えることができる。一方で、白馬駅東方のトレンチ調査結果（廣内，2018）では 300 年前の地震が無いことから 1,300 年以上の再来間隔が想定される。また、762 年よりも前のイベントは、白馬トレンチでの 1,878～3,060cal.BP.、3,625～4,130cal.BP. および飯田トレンチでの断層活動がない区間を考慮すると 4,862～5,296cal.BP. である。

今回、ウイング 2 1 南方で実施したトレンチ調査結果では、2014 年長野県北部の地震を含め 3 回の地震イベントを識別した。本調査位置は主断層から離れた位置の副断層にあたるものと考えられ、同じ断層トレースで調査を行った白馬駅東方のトレンチの結果を考慮すると、主断層でのイベント記録よりも高頻度に地震記録が残されていない可能性も想定される。したがって、ウイング 2 1 南方で実施したトレンチ調査における 2014 年以前の地震イベントは以下に示す 3 種類の地震記録を指し示す可能性がある。

- ① 1714 年小谷地震 + 762 年ないし 841 年の地震（再来間隔 300 年 + 1,000 年）
- ② 762 年および 841 年の地震（再来間隔 1,300 年）の 2 回
- ③ 762 年ないし 841 年の地震 + それ以前の地震（例えば、1,878～3,060cal.BP など）

本検討におけるトレンチ調査では、直接的に最新活動時期を特定する年代試料は得られなかったものの、トレンチ壁面の観察において複数回の断層イベントが確認され

ることから、イベントの時期は限定できないものの副断層が主断層に伴い繰り返し活動していたと考えられる。

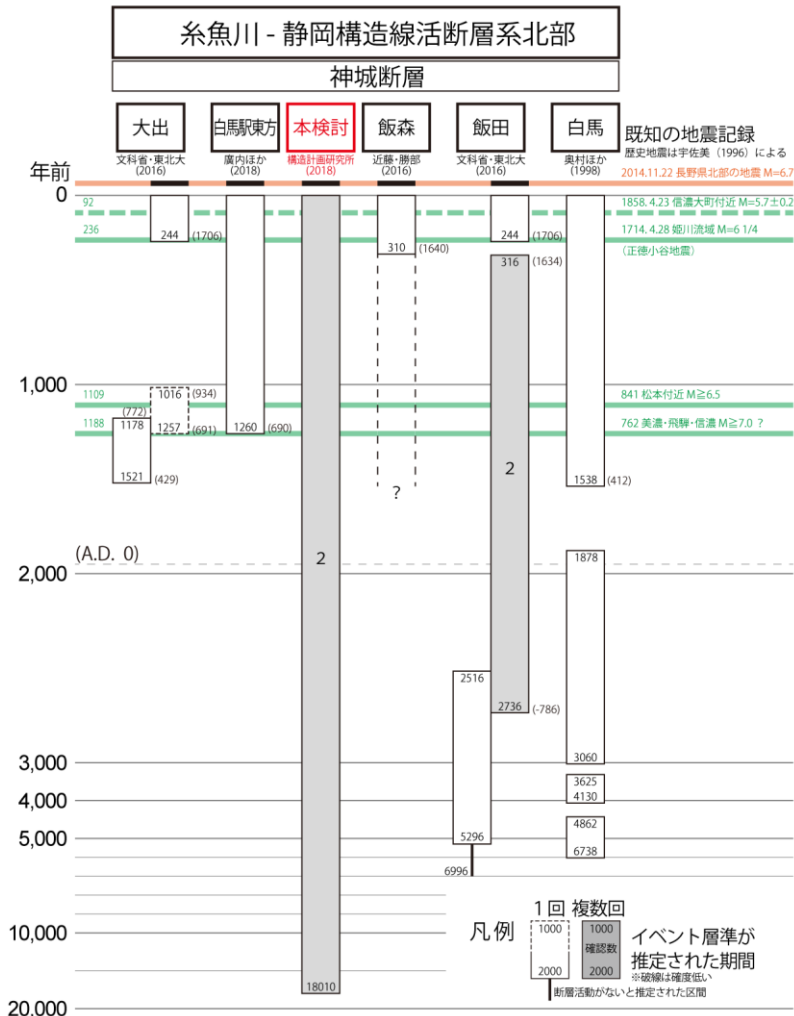


図 9-1 本検討周辺におけるイベントダイアグラム

上用粉を模擬地盤としたアナログ実験により、断層角度が 30° および 60° の場合の逆断層変位について検討を行った。長さに関する相似則が $1/150000$ のもとで、鉛直変位を 20mm まで与えた。与える変位量が増加するに伴い、複雑な断層変形帯の発達の状況が示された。また、断層角度の違いにより、形成される断層変位分布も異なることが示された。今回の逆断層アナログ実験では、断層変形帯が形成された近傍に副断層の形成が確認された。そこで実験結果から副断層変位の整理を行い、3章や4章での検討に用いた。実験の実施と、その結果を踏まえ、確率論的断層変位ハザード評価手法や数値シミュレーションで副断層を検討する上で、アナログ実験の有効性を確認した。今後は横ずれ断層や異なる模擬地盤物性における実験結果の蓄積等が必要である。

(2) 決定論的断層変位評価に係る知見の整備

決定論的な数値解析手法の適用性を検討するため、逆断層タイプの地震のうち2014年長野県北部地震を対象に、動力的破壊シミュレーションの実施、表層の数値解析を実施した。

① 動力的破壊シミュレーションの実施

本検討では2014年長野県北部の地震(Mw6.2)を対象に動力的破壊シミュレーションを実施した。震源断層モデルは、長さ19km、幅15km、走向25°、傾斜角50°の1面モデルとし、引間ほか(2018)による運動学的な断層面のすべり分布を参考に特性化震源モデルを構築した。モデルは、参考とした断層面のすべり分布に基づく複数のアスペリティを有するモデル(Multi asperity model)に加えて、アスペリティ1つのモデル(Single asperity model)についても試行した。

震源断層モデルは、地表地震断層や断層近傍の地震観測点やGNSSによる観測記録を主なターゲットとして、これらが調和的になることを主眼に試行錯誤的に調整を行った。

断層モデルでは、表層から幅方向に沿って2kmをShallow layer zone(浅層帯)と定義し、破壊エネルギーの吸収機構としての役割を持たせている。これは負の応力降下量(0~-0.5MPa)と大きな臨界変位量(0.8m)によってモデル化した。2014年長野県北部の地震では、震源断層の南西端から北東側に長さ方向9kmの範囲のみ地表地震断層が観測されているため、断層の北東側の浅層帯では、地表面の破壊が抑制されるようにパラメータを設定した。

最適なモデルに関する主な結論は、以下の通りである。

1) Multi asperity model (MaspH モデル)

試行錯誤的に12のモデルを検討した結果、最適なモデルは4つのアスペリティを有するモデルとなった。観測された地表地震断層の断層変位の分布形状や断層変位量をよりよく表現するため、震源の上部の浅部で、地表地震断層が生じた範囲の直下に2つの小さなアスペリティを配置した。これらのサイズはいずれも2.0km×2.0kmで、応力降下量はそれぞれ4.0MPaと5.5MPaである。加えて運動学的モデルのすべり量をおおよそ説明するために必要となる2つのアスペリティを震源の直下に配置した。その大きさは5.0km×2.4kmと3.0km×2.2kmであり、応力降下量は5.5MPaと7.0MPaである。解析結果と地表地震断層の断層変位量の観測値との整合性は、浅部の2つのアスペリティを更に調整することにより改良される可能性がある。

この浅部の2つの小さなアスペリティは地表の断層変位の分布形状および大きさ、断層近傍の地震観測点における速度パルスの生成に大きく寄与している。地表地震断層の調査結果の分布形状をよりよく説明するためにはこれらの2つのアスペリティの配置は十分に離す必要があり、片方は南西端に、もう一方は地表地震断層が観測された北東端に寄せる必要がある。

2) Single asperity models

8.0km×6.0kmのサイズの1つのアスペリティを断層面上の異なる位置に配置したMaspA、MaspB、MaspMの3モデルを試行した。MaspAモデルの最適モデルの応力降

下量は 3.0MPa であり、MaspB、MaspM モデル最適モデルの応力降下量は 3.8MPa である。地震動については、いずれのモデルでもある程度観測記録を説明できているが、地表地震断層の断層変位量の観測記録との整合性を考えると、最適モデルは MaspA モデルといえる。これは MaspA モデルでは地表地震断層が観測された範囲の直下にアスペリティを配置しているためであるが、その分布形状は観測とは整合的ではない。

結論としては、観測を、とりわけ地表地震断層の断層変位量をよりよく説明するには、Single asperity model よりも MaspH モデルで表現されるような Multi asperity modelの方が良い。地表断層変位が観測された地点に沿って浅層帯のパラメータに不均質さを与えることで、Single asperity model による地表断層変位の解析結果と観測値との整合性は改良できる可能性があるが、これは今後の課題と考えられる。

本検討では、地表地震断層の断層変位量の観測記録をターゲットに、浅層帯を 2 つに分割したモデル化を行った。予測問題での浅層帯のモデル化は、パラメータ設定の参考となるような観測記録が得られないため、さらに難しい問題となる。予測問題では、地表地震断層の断層変位が生じる範囲（長さ）と断層変位量について、既存の地震モーメントと地表断層長さの関係のような経験的關係によって拘束される。経験的關係からそのような情報が与えられると、物理的にもっともらしい浅層帯のモデル化が可能となると考えられる。

②表層の数値解析

表層の数値解析では、以下の検討を実施した。

1) 個別要素法によるアナログ実験の再現解析

逆断層およびその近傍の局所的な変位・変形の再現性を確認するため、実験結果に対し個別要素法による比較解析を実施した。

2) 逆断層タイプの検討

弱面を考慮した 2 次元感度解析を実施した。また、本事業で考慮する決定論的評価手法の一連の流れを念頭に断層面を境界にした 3 次元解析を実施した。

1) 逆断層およびその近傍の局所的な変位・変形の再現性を確認するため、個別要素法を用いて上用粉を用いた逆断層型アナログ実験の再現解析を行った。強度特性の再現は重要であり、上用粉の強度推定のために行われた粉体層の崩壊実験を対象とし、再現解析を行うことで個別要素法解析における強度パラメータを同定することを考えたが、対象とした実験の粉体層の厚さが比較的大きかったためか、粘着力などに拘束圧依存性が生じてる可能性があった。そのため、要素シミュレーションとして強度パラメータを同定することが難しく、最終的に実験結果の再現には至らなかった。上用粉のような粉体の強度推定は難しいと考えられ、数値解析を適用する上では解決が必要な課題事項である。

逆断層型アナログ実験の再現解析として、計算分解能の高い 2 次元鉛直断面モデルと、分解能は低いより現実の条件に近い 3 次元解析モデルを作成し、実験ケースに対応する断層角度 30 度と 60 度の各ケースについて解析を行った。解析結果より、断層角度が浅い 30 度のケースでは直線的に変位は表層に至り、60 度のケースでは屈曲して浅い角度で表層に至ることが 2 次元と 3 次元の両方のモデルで確認された。ま

た、各ケースを実験結果より粉体層の表面形状と比較し、30度ケースでは崩壊部分で解析結果は変位が大きく、60度ケースではやや小さく評価されることが分かった。これはダイレイタンシー挙動が実験に比べて顕著であるためであり、特に2次元モデルでは間隙比が小さいため、正のダイレイタンシーが過剰に生じて崩壊先端部が大きく盛り上がるような結果が得られている。この問題は水平変位の小さい60度ケースでは見られなかった。

3次元解析では計算分解能が低いため、表層破壊などの詳細な現象を把握することが難しいが、計算分解能の高い2次元モデルを用いた解析のうち、特に断層角度60度のケースでは、実験で見られた表層変状と整合的な結果が得られており、計算分解能を十分に高く設定することで、表層で生じる破壊を詳細に捉えることが可能であることを確認した。しかし、断層角度の浅いケースについては水平変位が大きいため粒度や間隙の影響が大きく、3次元解析の実施が必要であることが確認されており、計算規模の問題が課題として挙げられる。

2) トレンチ調査箇所の付近では、水平方向に15cm程度、鉛直方向に20cm程度の変位が観測されている。3.2.2.2に示す解析結果から、今回の解析では、おおむね、水平方向に約10cm、鉛直方向に約30cmの変位となる。今回、境界条件については動力学破壊シミュレーション結果から変位を抽出したのではなく、均一な物性を持ち、かつ断層面の変位も一様な設定をした岡田式による結果を用いていることによるものである。

トレンチ調査の結果、表層に変位が現れた地点の地下において、過去の地震発生時に変位したと見られる亀裂(断層)が見られ表層の数値解析を行うにあたり、そのモデル化の有無や方法について、解析結果の精度に対して重要な要因となる。

今回、比較的大きな領域の解析を実施するにあたり、副断層の発生に関連する微細な亀裂についてのモデル化を、直交異方性剛性の考え方で行った。解析結果に見られるように、線形での解析に比べ、例えばCase03,04では、1cm程度の差(副断層の変位として可能性のある変位)が現れること確認ができた。

9.2. 確率論的断層変位評価に関する検討

確率論的評価手法の適用性を検討するため、以下(1)、(2)に示す検討を実施した。

(1) 確率論的断層変位ハザード解析に係る知見の整備

既存の逆断層変位データや、2章で実施したアナログ実験結果の収集・整理を行い、逆断層の副断層距離減衰式の更新を行った。更新された上盤側の減衰式はデータ範囲が拡大したことにより、より緩やかな減衰傾向を示すようになった。また、データが追加されたことで得られた距離減衰式の赤池情報量規準(AIC)により計算した指標値が改善されたことから、副断層変位距離減衰式も改良されたといえる。引き続きアナログ実験や数値シミュレーション結果を蓄積し、確率論的断層変位ハザード解析の構成式を高精度化する事が重要である。

(2) 確率論的断層変位ハザード試解析

4章で更新した逆断層における副断層変位距離減衰式や既存の確率論的断層変位ハザード解析構成式を用いて、トレンチ調査を実施した地点の確率論的断層変位ハザードの試解析を実施した。トレンチ地点を副断層地点と見なした場合、トレンチ地点周辺で観察された十数 cm 程度の断層変位が発生する年超過確率は 10^{-5} オーダーであった。次に、Petersen et al. (2011)で提案されている主断層のばらつき (Mapping Accuracy) を 2014 年長野県北部地震での地表地震断層情報から得られたばらつきのパラメータを適用して確率論的断層変位ハザード試解析を行った。その結果、トレンチ地点は主断層変位が分布する領域に含まれ、 10^{-5} オーダーの年超過確率において m オーダーの変位量が推定された。さらに、主断層のばらつき (Mapping Accuracy) を考慮した解析結果は、トレンチ地点周辺の地表地震断層が発生した領域を網羅した結果となった。この事は主断層のばらつき (Mapping Accuracy) を考慮した確率論的断層変位ハザード解析の有効性を示す同時に、主断層近傍ではばらつきの考慮の有無によって得られる結果が大きく異なることを示している。しかしながら、逆断層における今回用いた Mapping Accuracy 評価のために用いたデータは少なく、試解析の結果や得られる断層変位もパラメータに大きく依存する。したがって、引き続きアナログ実験や数値シミュレーション結果を取り込み、確率論的断層変位ハザード解析の構成式を高精度化するとともに、確率論的断層変位ハザード解析結果を蓄積していく必要がある。

Appendix 1

Appendix-1 Surface Rupture Simulations and Physics-based Ground Motion Simulations

Report of NRA project “Surface Rupture Simulations and Physics-based Ground Motion Simulations”

Summary

In this project, we have performed asperity dynamic rupture models for the 2014 Mw 6.2 Naganoken-Hokubu (Japan) earthquake to evaluate fault displacement (defined as the surface rupture offset or slip at the free-surface). This earthquake ruptured a reverse dipping fault of the Kamishiro fault segment. Unexpectedly for the size of this earthquake, surface rupture of around 9km has been observed (Ishimura et al., 2015). The strike and dip angle of the main fault are, respectively, around 25° and 50°-60°. But observations of Ishimura et al. (2015) suggest that the dip at shallow depth changes to low angles, making the fault rupture at shallow depth geometrically complex. For computational convenience, in this study we assume a simplified planar fault segment with dip 50° and strike 25°. The kinematic slip model from Hikima et al. (2018) is used as guideline to develop the asperity dynamic rupture model. Hikima et al. (2018)’s kinematic model presents a rather heterogeneous complex slip distribution with about four asperities at the seismogenic zone. This complexity is unexpected for the size of this earthquake. Therefore, in addition to the dynamic multi asperity model based on Hikima et al. (2018), we also test dynamic models with single asperity. The fault dimensions for the dynamic rupture model have a length of 19km and a width of 15km.

The first step is to define asperities and the corresponding initial stress drop distribution based on the slip distribution of the kinematic slip model. But since up to date we do not have the digital data from the kinematic slip model of Hikima et al. (2018), the calculation of stress drop has been done on the qualitative visual inspection of the kinematic slip image, in which we roughly get slip average for each asperity. Then, the method of Andrews (1980) is used to calculate the initial static stress drop.

The second step is to follow the trial and error procedure to refine mainly stress drop, and secondary the strength excess and critical slip distance, so that the final moment magnitude, fault displacement and near source ground motion (velocity and displacement) be consistent with observations. In particular, since fault displacement and final displacement near the source are the main target of this project, major attention has been devoted to these parameters when evaluating consistency with observations. The trial and error procedure is done manually following the visual inspection of the results, so it does not follow an automatic algorithm with quantitative estimations of misfits.

The dynamic rupture models assume that the first 2.0km along dip of the shallow layer (SL) zone operate during rupture with enhanced energy absorption mechanism, as such it is parameterized with negative stress drop (0 to -0.5MPa) and large critical slip distance of 0.8m.

Since surface rupture is observed only along 9km length at the south-west of the fault, the SL zone of the north-east length of the fault is parameterized with large strength excess, so that surface rupture is inhibited.

The main conclusions of the best asperity models are as follow:

1) Multi asperity models (based on Hikima et al., 2018). A total of 12 models, denoted as MaspH, have been developed. Best models consist of 4 asperities. In order to better capture the profile of the observed fault displacement, two small shallow asperities above the hypocentre and below the observed surface rupture seem to be necessary. In addition, two larger deep asperities, below the hypocentre, are required to approximately capture the features of the kinematic slip model. The best model that better predict all the observations (Moment magnitude, fault displacement and ground motion) is the model denoted as MaspH12. The dimension of the small shallow asperities (length x width) are 2km x 2km, with stress drop 4MPa and 5.5MPa. The two larger deep asperities are 5km x 2.4km and 3km x 2.2km, respectively with stress drop 5.5Mpa and 7.0MPa. The consistency with observed fault displacement can be improved with further calibration of the shallow asperities.

As mentioned, the two small shallow asperities are crucial to capture the shape of the observed fault displacement profile along the surface rupture. If one or both of these asperities increase in size

and/or change their location, the shape and amplitude of the fault displacement profile is strongly affected. In addition, these two small asperities also contribute to reproduce the sharp velocity pulse ground motion in the very near fault stations. Our conclusion is that in order to better fit the shape of the fault displacement profile, these two small asperities need to be well separated, one in the very SW of the fault and the other in the very NE of the observed surface rupture segment.

2) *Single asperity models*: A single asperity model with dimensions 8km x 6km has been tested at different locations on the fault. Basically, two locations along strike characterize the asperity models: models denoted as MaspA are located between 2km to 3km from the SW of the fault (below the surface rupture segment), and models denoted as MaspB are located between 5km to 6km. A third class of asperity models on a fault shifted around 1km to the SW, denoted as MaspM, with distances between 4km to 6km, has been also tested. The fault is shifted in order to the fault trace covers all the observed surface rupture reported by Ishimura et al. (2015). A total of 16 A models, 4 B models and 6 M models have been developed. Overall, single asperity models predict reasonably good the observed ground motion, but they are not good to predict the observed fault displacement. The best single asperity models to predict fault displacement are the A models, because the asperity is located below the surface rupture trace, but profile is not consistent with observations. Best A model is denoted as MaspA16 with stress drop on the asperity of 3.0MPa. Best B and M model are respectively denoted as MaspB4 MaspM2, both with stress drop of 3.8MPa. But the B and M models have the potential to produce surface rupture beyond the observed surface rupture at the NE side of the fault. Therefore, these models need careful calibration of the shallow zone to inhibit surface rupture beyond the observed ones.

In conclusion, a multi asperity model similar to MaspH models are better than single asperity models to predict all the observations, in particular to predict the observed fault displacement. Nevertheless, introducing heterogeneities at the SL zone along the trace of the observed surface rupture, such as variable strength excess, negative stress drop and/or critical slip distance, could improve the prediction of fault displacement for the single asperity models. We leave it for future research.

On the SL zone characterization. As mentioned above, the SL zone characterization has been divided in two parts. At the segment where not surface rupture is expected, large strength excess has been imposed to inhibit surface rupture. This characterization can be improved, in particular for the multi asperity MaspH models. By better calibrating the dynamic parameters of the background area at the seismogenic zone, rupture can smoothly stop before reaching the SL zone and free-surface corresponding to the segment of no observed surface rupture. In that way, the SL zone can be homogeneously characterized along the fault length. And since surface rupture is mainly driven by the asperities located below it, then rupture would propagate only along the asperities region and reaching the expected free-surface.

In general, SL characterization of a known target event, in which surface rupture length is known from observation (as is the case of this study), is analogous to the asperity model characterization at the seismogenic zone of a known past earthquake. If we know where are the asperities (for example given by kinematic source inversion models), then we can characterize asperities. In the same way, if we know from observations the surface rupture length and fault displacement, then the SL zone can be characterized following these observations. As has been done in this study. But also, if we know the existence of shallow asperities, the SL zone above these asperities can be characterized for surface rupture. More challenging is the SL zone characterization for future earthquakes, in which no any observations are given to be guided. In this case, the surface rupture length and fault displacement amplitude can be constrained with existing empirical relationships, such as seismic moment vs surface rupture length, as well as empirical relationships of fault displacement and asperity models. Given such information from empirical models, suite of physically plausible

models with different parameterizations (heterogeneous and/or homogeneous) of the SL zones can be characterized for a given target event.

1. Introduction

The 2014 Mw 6.2 Naganoken-Hokubu (Japan) earthquake ruptured the earth surface along 9.2 km of the Kamishiro fault, as reported by Ishimura et al. (2015). Strong ground motion of this event has been recorded by near-source stations from K-NET, KiK-net, Local government and by the JMA seismic intensity observation network. In addition, one GPS station very near to the fault recorded permanent displacement. Field investigation carried out by Ishimura et al. (2015) immediately after the earthquake mapped the location of the surface rupture using handy GPS equipment and also measured vertical and horizontal fault displacement mostly along the pre-existing scarp of the Kamishiro fault, the northernmost section of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault system (Figure 1a). The Ishimura et al. (2015)'s observations suggest that the dip of the reverse fault changes to low-angle at the shallow depth. Figure 1b (taken from Ishimura et al., 2015) illustrates the path of the surface rupture associated with the 2014 Naganoken- Hokubu earthquake. The measured profile of fault displacement is shown in Figure 2. The maximum measured fault displacement of about 80 cm of vertical fault displacement is located at the very north-east of the surface rupture, as well as about 55 cm of horizontal fault displacement at the very south-west of the fault, suggesting a complex surface rupture pattern.

Kinematic source inversion for this earthquake has been developed by Hikima et al. (2018) using 3D Green's Functions and sub-faults of 1km x 1km for a fault length 19km and width 15km with dip angle of 50° at shallow and 60° at deep. Figure 3a shows the fault location on the map and the ground motion stations used for the inversion. Figure 3b shows final slip distribution of Hikima et al. (2018). As shown in this figure, slip distribution is highly heterogeneous, suggesting at least 3 to 4 asperities at the seismogenic zone and one asperity at the very shallow zone. For this size of earthquake, this heterogeneity is unexpected.

The kinematic slip model from Hikima et al. (2018) shown in figure 3b is used as a reference to develop the dynamic rupture model of this earthquake. Since the digital data of this kinematic model was not available for this study, this kinematic model is used as a qualitative reference, and not as a quantitative target for the dynamic rupture model.

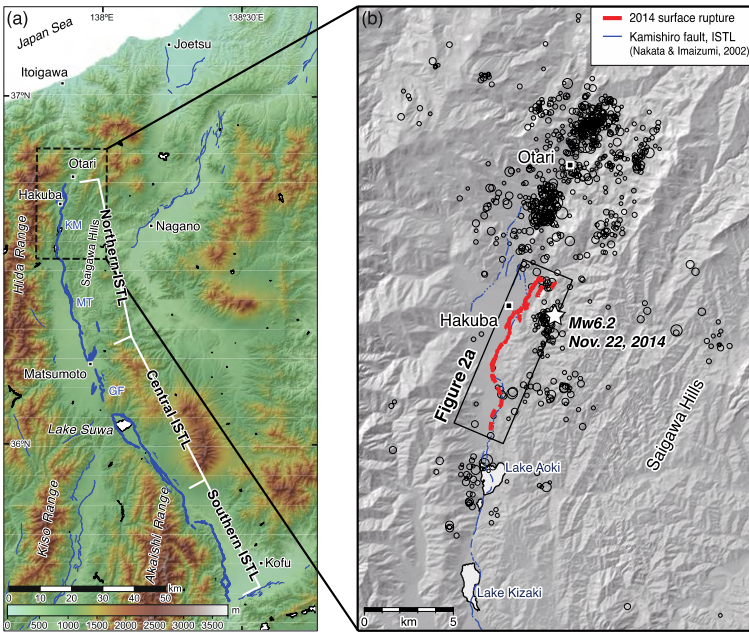


Figure 1. (a) The northernmost section of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line (ISTL) active fault system. (b) Location of the surface rupture associated with the 2014 Naganoken- Hokubu earthquake. (After Ishimura et al., 2015)

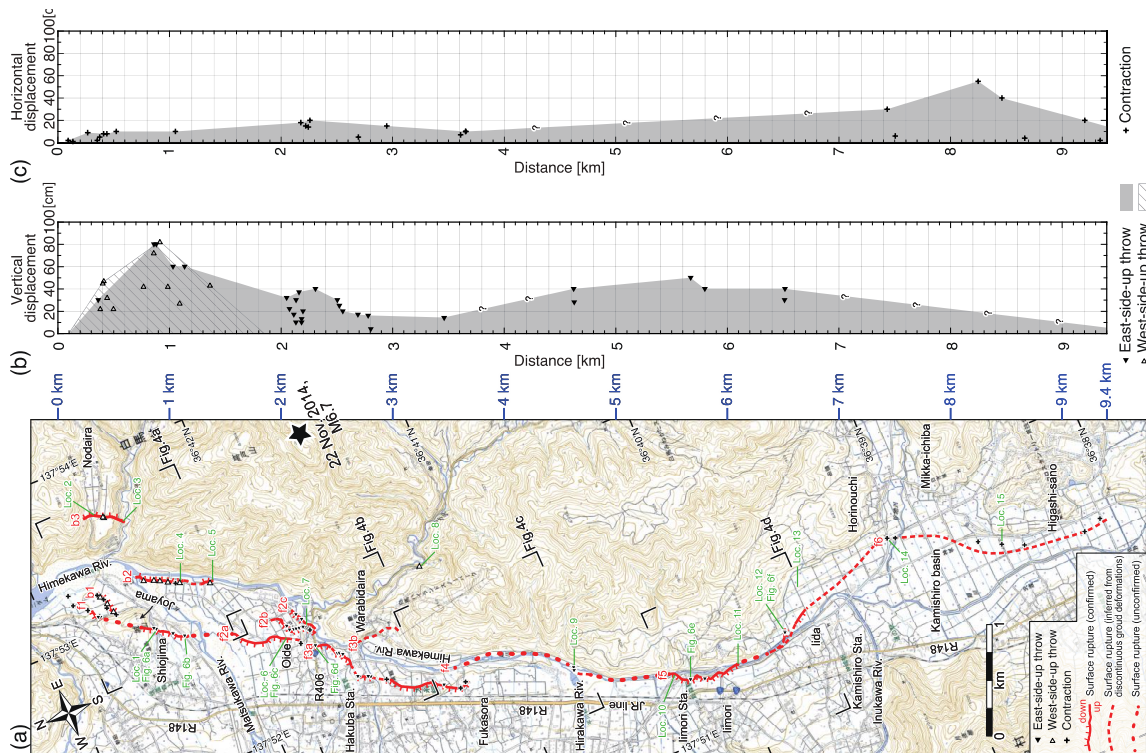


Figure 2. (a) Distribution of surface rupture, as illustrated in the rectangle box of Figure 1b; (b) Measured vertical fault displacement (triangle symbols); (c) Horizontal fault displacement (plus symbols). symbols ? are expected pattern. The measured fault displacements (b) and (c) are plotted by projecting to the NE-SW direction line. (After Ishimura et al., 2015)

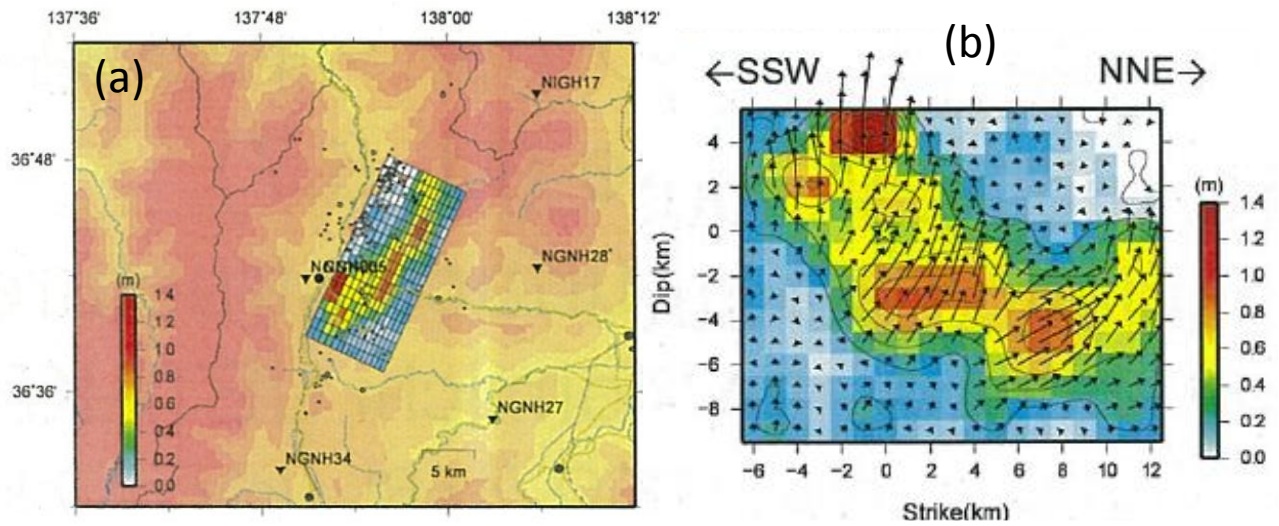


Figure 3. (a) Projection on map of the kinematic slip model from Hikima et al. (2018); (b) Final slip distribution on the fault (after Hikima et al., 2018)

For computational convenience, in this study we assume a simplified planar fault segment with dip 50° and strike 25° . The fault dimensions for the dynamic rupture model are the same as the Hikima et al. (2018)'s kinematic model, i.e., a length of 19km and a width of 15km. Figure 4 shows the fault model location and stations for ground motion and permanent displacement comparison.

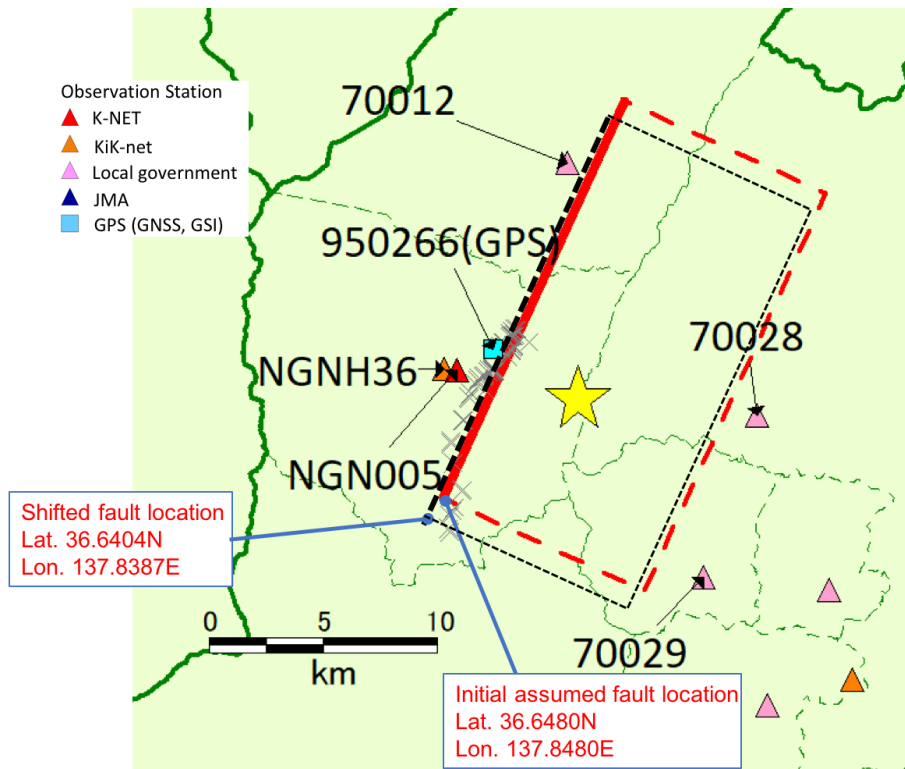


Figure 4. Top view of the simplified fault model (rectangle box) for dynamic rupture simulation, and near-source station for comparison of ground motion as GPS permanent displacement. Red solid and dashed rectangle is the initial assumed fault location following Hikima et al. (2018) and used for asperity models MaspH, MaspA and MaspB. Black dashed line is the shifted fault location used for MaspM models. Cross symbols indicate observed surface rupture reported by Ishimura et al., 2015.

2. Geometrical characterization of asperities

Asperities are defined as patches of large stress drop at the seismogenic zone. The asperity area and location for a past earthquake are usually defined based on kinematic slip models obtained from source inversion (e.g. Dalguer et al., 2008). In this project, the kinematic slip model of Hikima et al. (2018) is used as a reference. Figure 3b shows the image of the slip distribution from Hikima et al. (2018). This kinematic model is highly heterogeneous suggesting the existence of 3 to 4 asperities at the seismogenic zone. We call these model as multi-asperity model denoted with the prefix “MaspH”. The number of asperities for the size of this earthquake is unusual. Therefore, we also developed single asperity models with different locations on the fault. Models denoted with prefix “MaspA” are asperities located in the very SE side of the fault, and models denoted with “MaspB” and “MaspM” are asperities located at the NE side of the observed surface rupture. Models MaspH, MaspA and MaspB use the initial assumed fault location based on Hikima et al. (2018) and shown in Figure 4. Models “MaspM” use the shifted fault location also shown in Figure 4. The shifted fault location intends to cover the full observed surface rupture. Figure 5 shows the geometrical locations of asperities for the four groups of asperity models.

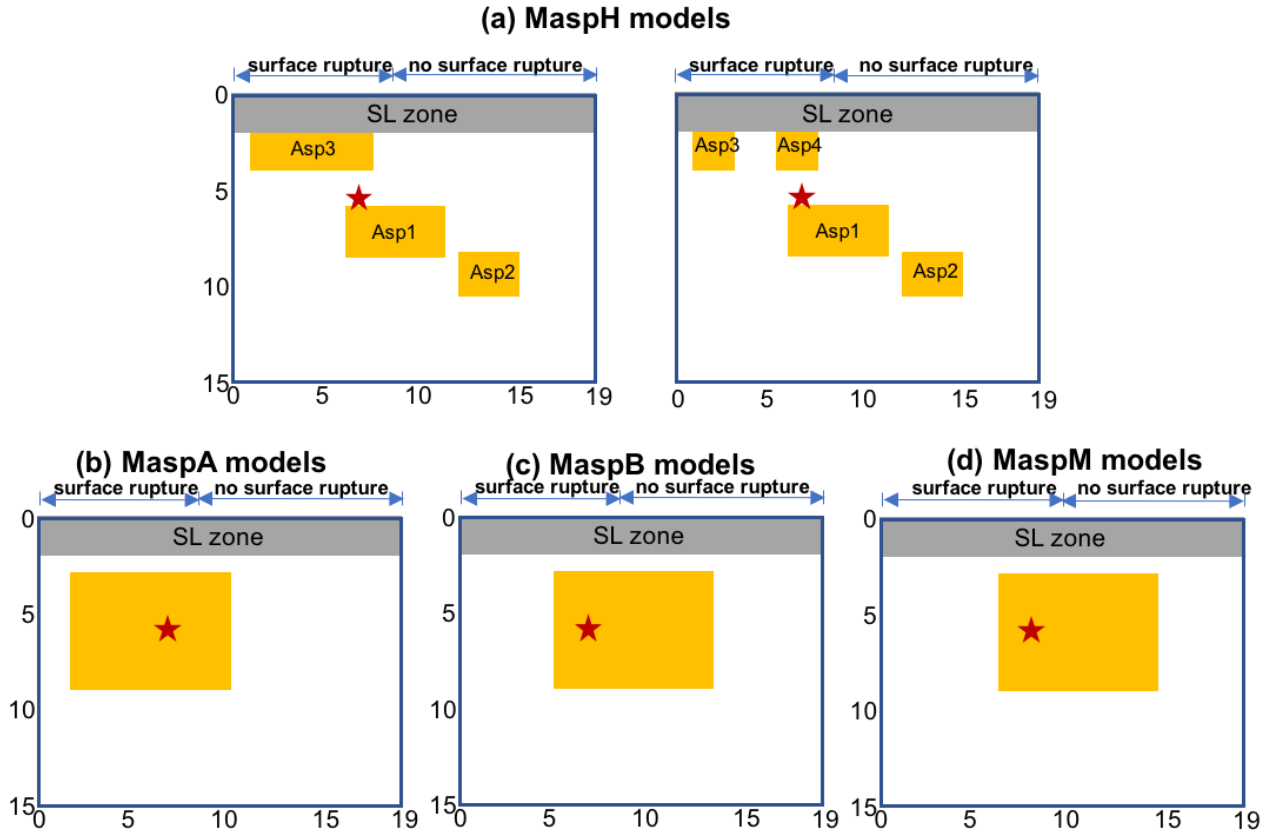


Figure 5. Size and locations for asperities. (a) Multi-asperities models “MaspH”. (b) single asperity models “MaspA”. (c) Single asperity models “MaspB”. (d) Single asperity models “MaspM”. Models MaspH, MaspA and MaspB use the initial assumed fault location based on Hikima et al. (2018) and shown in Figure 4. Models “MaspM” use the shifted fault location also shown in Figure 4.

3. Dynamic rupture model

Set of dynamic rupture simulations using grid element size of 200m in a simplified planar fault (Figure 4) with strike 25° , dip angle 50° and fault dimensions 19km length and 15km width are developed for the asperity models shown in Figure 5. The initial rake angle imposed to the initial

stress is assumed to be 80° . Slip weakening friction in the form given by Andrews (1976) is used as constitutive model for dynamic rupture simulation. The 1D velocity model corresponding to the very near fault station NGN005 is used (Table 1). For numerical computation, the velocity model for the first 221.7 is calculated by taking the average of the values within this depth, as indicated in Table 1.

Table 1. 1D velocity model at the station NGN005 very near to the fault as shown in Figure 4

Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Density (kg/m ³)
0.0	615	255	2200
5.1	615	295	2300
12.1	965	500	2200
18.3	1980	850	2300
72.3	4000	2100	2400
221.7	4000	2100	2400
1496.7	5000	2700	2500
2725.4	5500	3100	2600
3988.9	5700	3300	2700
7738.0	6000	3400	2750
18000.0	6700	3830	2800
33000.0	7800	4460	3200

3.1 Initial stress drop estimation

The first step of the dynamic rupture calculation is to estimate an initial stress drop constrained with the reference kinematic slip model. This initial stress drop is computed using the approach from Andrews (1980) and expanded by Ripperger and Mai (2004). This method follows the concept of a static stiffness function that involves a 2D-Fourier Transform of the slip on the fault. After calculating the initial stress drop distribution, a trial and error procedure is followed to estimate the stress drop at each asperity, such that fault displacement, ground motion and seismic moment are consistent with observation. Table 2 shows the initial stress drop calculated for each of the asperity models shown in Figure 5.

Table 2. Initial calculation of stress drop for asperity models based on assumed kinematic slip

Model	Number of asperities	Assumed slip (m)	Initial calculated stress drop (MPa)
MaspH	3 (See figure 5a)	1.0 (Asp1) 1.0 (Asp2) 0.6 (Asp3) 0.3 (background)	8.0MPa (Asp1) 8.6MPa (Asp2) 4.0MPa (Asp3)
MaspA,B,M	1 (See Figures 5b,c,d)	1.0	4.8MPa

-Multi asperities MaspH models. The kinematic slip model from Hikima et al. (2018) is used as reference. Since we do not have the digital data of this kinematic model, the assumed slips shown in Table 2 are obtained from visual inspection of the kinematic image shown in Figure 4 to calculate the initial stress drop. This initial stress drop is calculated for the three asperities shown in Figure 5a.

Then after trial and errors of dynamic rupture calculations, the number of asperities was increased to four, as shown in Figure 5a, to better fit the profile of the observed fault displacement.

-Single asperity MaspA, B, M models. For the calculation of the initial stress drop of the single asperity models, the assumed slip shown in Table 2, as well as the size of the asperity have been obtained from the KKE team.

3.2 Dynamic parameters for dynamic rupture simulation

As mentioned earlier, slip weakening friction in the form given by Andrews (1976) is used in this study. The dynamic parameters for this friction model are the stress drop, the strength excess (SE) and critical slip distance (Dc). The initial stress drop calculated in the previous section (Table 2) is adjusted by trial and errors, so that the seismic moment, fault displacement and ground motion at the stations shown in Figure 4 be consistent with observations. SE and Dc are also estimated by trial and errors. These parameters basically define the energy absorption at the crack tip during rupture, as such control rupture extension and speed. The dynamic parameterization for the shallow layer (SL) and seismogenic zone are characterized as follow:

Shallow layer (SL) zone: The rupture at the SL zone is assumed that operates in a distinctive manner from the rest of the fault. This is due to the formation of incompetent fault gouge, cracking (e.g. Marone, 1998; Marone and Scholz, 1988), presence of thick surface deposits of sediments, fissured rocks and other forms of brittle rock damage that have evolved over many earthquake cycles. The main feature of this SL zone is that it operates with enhanced energy absorption mechanism during rupture propagation. In order to mimic this mechanism during frictional behavior, a mechanism of fault strength hardening imposing negative stress drop is adopted (e.g., Dalguer et al, 2008, Pitarka, et al, 2009). For the earthquake studied in this project, SL zone for all the asperity models is defined at the first 2.0 km along dip from the free-surface. At this zone, negative stress drop (0 to -0.5MPa) and large critical slip distance of 0.8m is assumed for all the asperity models. In order to break the free-surface at the region of observed fault displacement (along 9km length at the south-west of the fault), SE decreases linearly from the corresponding value at the top of the seismogenic zone to 1.0MPa at the free-surface. The SL zone of the north-east length of the fault is parameterized with large strength excess, so that surface rupture is inhibited.

Seismogenic zone: This zone is where the asperities with large positive stress drop are located, and they are responsible to produce the dynamic earthquake. For all the asperity models, the background stress drop on this zone is assumed to be zero and Dc equal to 0.2m. The stress drop and strength excess at the asperities are adjusted by trial and errors, so that the moment magnitude, fault displacement and ground motion are consistent with observations.

Multi asperity MaspH models: A total of 12 models have been developed using first three asperities, and then four asperities as shown in Figure 5a. The two shallow asperities above the hypocentre and below the expected surface rupture length were captured by the kinematic source slip model from Hikima et al. (2018). These two asperities seem that play an important role to brake the surface rupture and to form the observed profile of fault displacement shown in Figure 2. Nucleation at the hypocentre with radius 2km assumes a minimum stress drop of 2MPa to provide enough energy for rupture propagation.

Single asperity models: A total of 16 MaspA models, 4 MaspB models and 6 MaspM models have been developed. The nucleation at the hypocentre is inside the asperity. As indicated before, a single asperity model with dimensions 8km x 6km has been used for all the single asperity models. The asperity of MaspA models is located between 2km to 3km from the SW side of the fault, and for models MaspB the asperity is located between 5km to 6km. As also indicated before, the

MaspM models are used on the shifted fault shown in Figure4. The reason to shift the fault is to the main fault cover the complete observed surface rupture segment. The asperity for the MaspM models is located between 4km to 6km from the SW side of the fault.

Location of the single asperity along dip from the free-surface is in most of the models 3 km. Distance of 4km has been also tested, but in order to break the free-surface, a shallower single asperity is required, therefore distance of 3km from the free surface is better than deeper locations.

3.3 Preferred dynamic rupture models

The preferred asperity models for each group that better fit the observations (moment magnitude, fault displacement, near-source ground motion and GPS permanent displacement) are described in Table 3. The frictional parameters for the preferred models are shown respectively in Figures 6, 7, 8 and 9 for MaspH12, MaspA16, MaspB4 and maspM2.

Table 3. General characteristics of preferred asperity models

Preferred Model	Number asperities		Stress drop (MPa)	Asperity dimensions (L x W)	Distance (km)		Mw
					Along strike From SW	Along dip From free-surface	
MaspH12	4 (Figure 6)	Asp1	5.5	5.0km x 2.4km	6.0	6.0	6.19
		Asp2	7.0	3.0km x 2.2km	12.0	8.4	
		Asp3	4.0	2.0km x 2.0km	1.0	2.0	
		Asp4	5.5	2.0km x 2.0km	5.4	2.0	
MaspA16	1 (Figures 7)		3.0	8.0km x 6.0km	2.0	3.0	6.19
MaspB4	1 (Figures 8)		3.8	8.0km x 6.0km	5.0	3.0	6.33
MaspM2	1 (Figures 9)		3.8	8.0km x 6.0km	6.0	3.0	6.25

Dynamic Input Parameters (MaspH12)

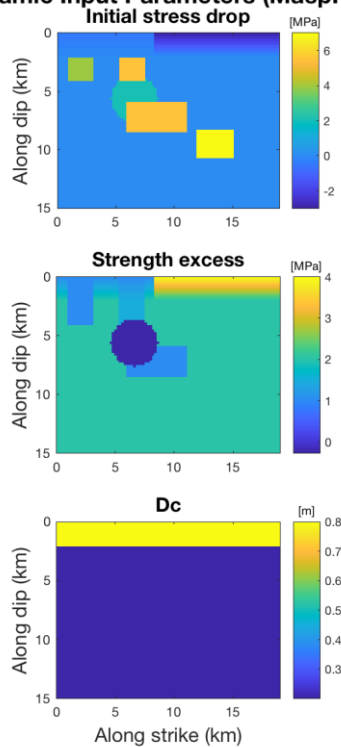


Figure 6. Frictional parameters of preferred multi-asperities MaspH models (MaspH12). Top shows nominal stress drop distribution; middle is strength excess and bottom critical slip distance distribution.

Dynamic Input Parameters (MaspA16)

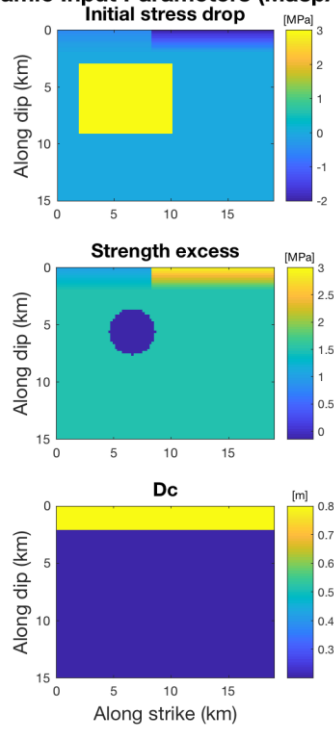


Figure 7. Frictional parameters of preferred singles MaspA models (MaspA16). Top shows nominal stress drop distribution; middle is strength excess and bottom critical slip distance distribution.

Dynamic Input Parameters (MaspB4)

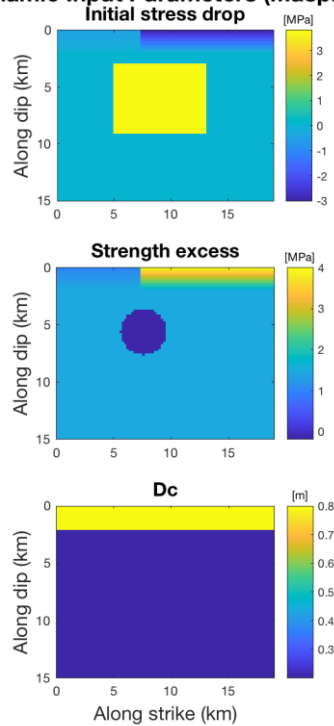


Figure 8. Frictional parameters of preferred singles MaspB models (MaspB4). Top shows nominal stress drop distribution; middle is strength excess and bottom critical slip distance distribution.

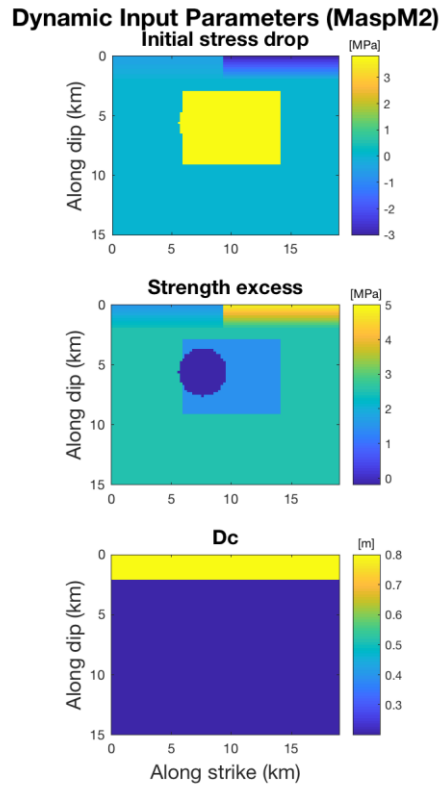


Figure 9. Frictional parameters of preferred singles MaspM models (MaspM2). Top shows nominal stress drop distribution; middle is strength excess and bottom critical slip distance distribution.

Figure 10, 11, 12 and 13, respectively for the preferred models MaspH12, MaspA16, MaspB4, MaspM2, show the dynamic rupture solutions, represented by the final slip, peak slip velocity, rupture time and rupture speed. It is important to mention that the peak slip velocity presented in this figure is the direct result from computation, that is, it was not filtered. So, this values are essentially to show patterns of peak slip velocity. To use these values, it is required to apply additional low pass filtering below the maximum frequency range, resolvable by the dynamic model. These frequencies are estimated 1Hz at the shallow zone and 2 Hz at the seismogenic zone.

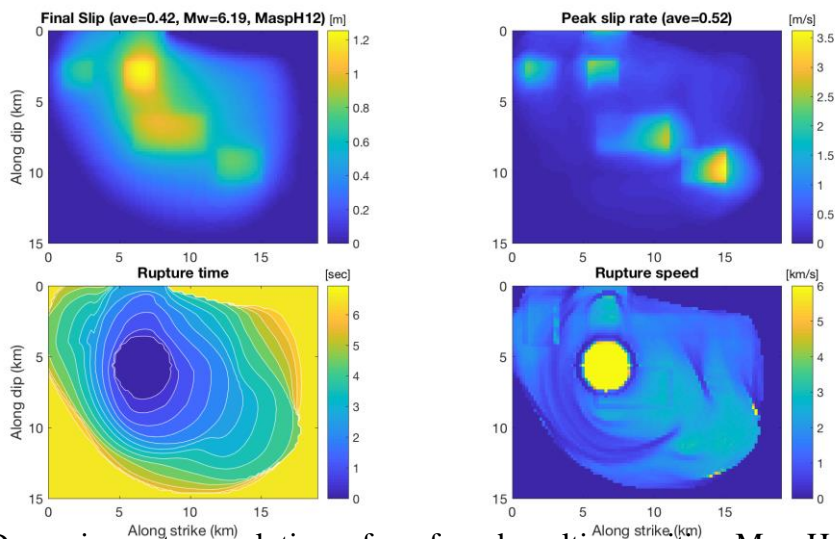


Figure 10. Dynamic rupture solution of preferred multi-asperities MaspH models (MaspH12), represented by final slip distribution (top left), peak slip velocity (top right), rupture time (bottom left) and rupture speed (bottom right).

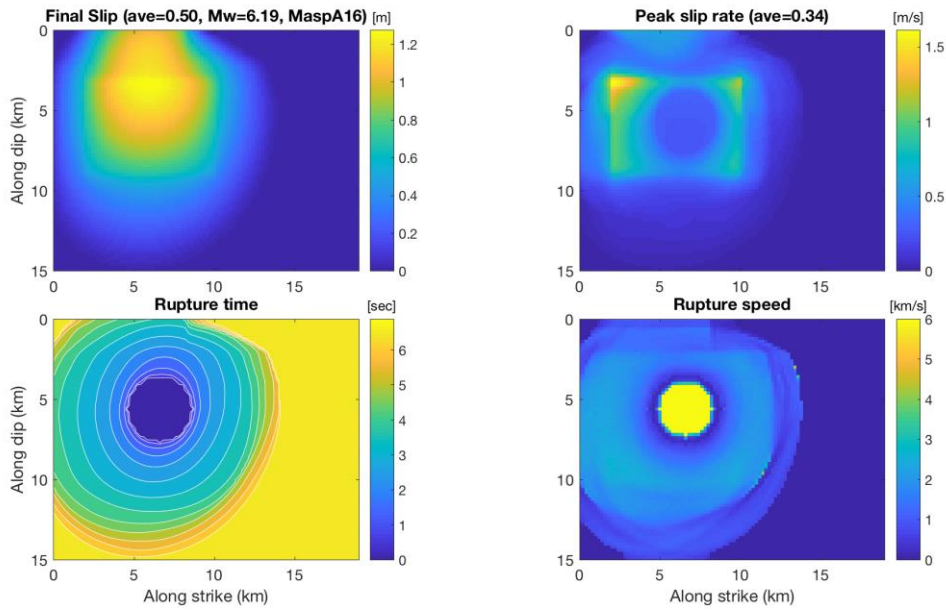


Figure 11. Dynamic rupture solution of the preferred singles MaspA models (MaspA16), represented by final slip distribution (top left), peak slip velocity (top right), rupture time (bottom left) and rupture speed (bottom right).

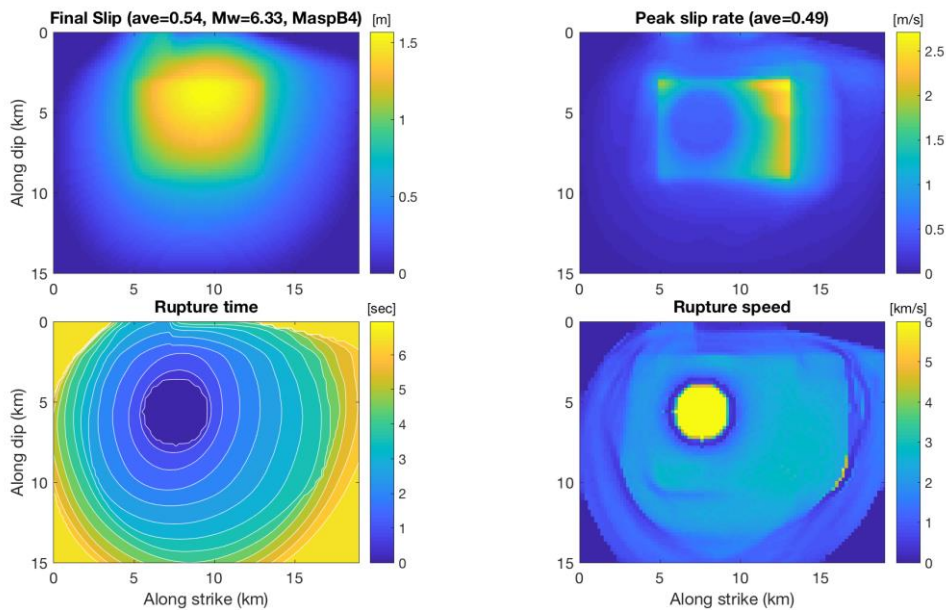


Figure 12. Dynamic rupture solution of the preferred singles MaspB models (MaspB4), represented by final slip distribution (top left), peak slip velocity (top right), rupture time (bottom left) and rupture speed (bottom right).

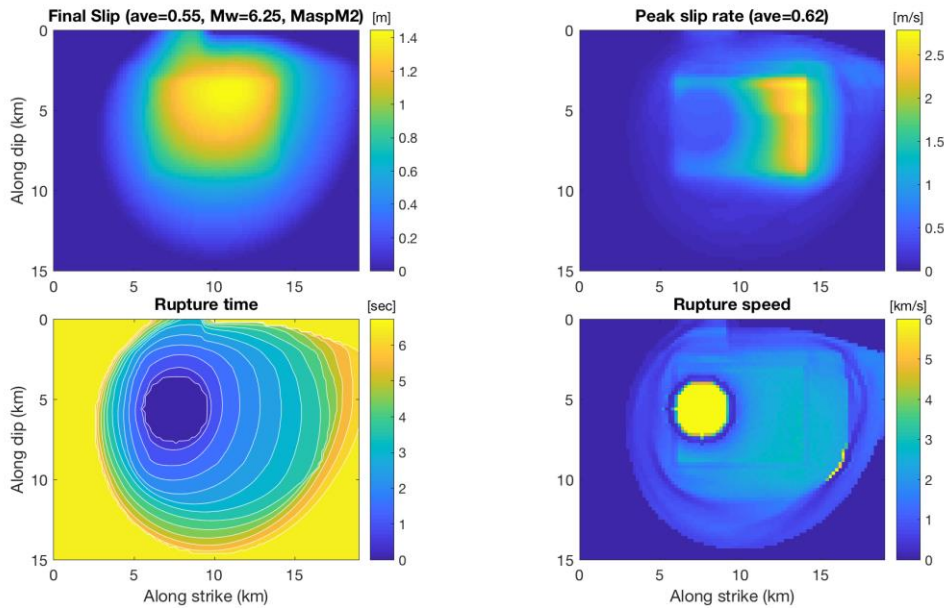


Figure 13. Dynamic rupture solution of the preferred singles MaspM models (MaspM2), represented by final slip distribution (top left), peak slip velocity (top right), rupture time (bottom left) and rupture speed (bottom right).

4. Comparison with observed data

First the fault displacement generated by the preferred models are compared with observed data, and then with ground motion velocity and displacement. For the ground motion comparison, the very near fault stations as defined in Figure 4 are used.

4.1 Fault displacement

Fault displacement is defined as the fault slip at surface rupture, that is, the offset at the free-surface. The observed fault displacements used in this study are the ones reported by Ishimura et al. (2015). These authors reported vertical and horizontal fault displacement shown in Figure 2.

Figures 14, 15, 16 and 17, respectively for models MaspH12, MaspA16, MaspB4 and MaspM2, show comparison of fault displacement with observations. The three components (fault parallel, fault trace normal and vertical components) as well as total horizontal and total fault displacement are plotted in the figures.

Overall, the multi-asperity model MaspH12 predict better than the other models, in particular the profile of the fault displacement. This is because the two small asperities located below the SL zone. The observed horizontal fault displacement at the very SE side of the fault is not reproduced. Further calibration of the small asperities below the SL zone can improve the fitting. The second best asperity model to predict fault displacement is the MaspA16. Though the shape of the observed data is not reproduced, surface rupture along the observed one is predicted, in particular the maximum amplitude is reasonably estimated. The reason of this second best asperity model is because the single asperity is located below the segment where surface rupture has been observed. Model MaspB4 and MaspM2 are not good models to predict the fault displacement. This is because the single asperities are located more to the NE and below in between the patches of observed and no-observed surface rupture, as shown in Figure 5cd. Because of the location of this asperity, these models also tend to break the segment of no observed surface rupture.

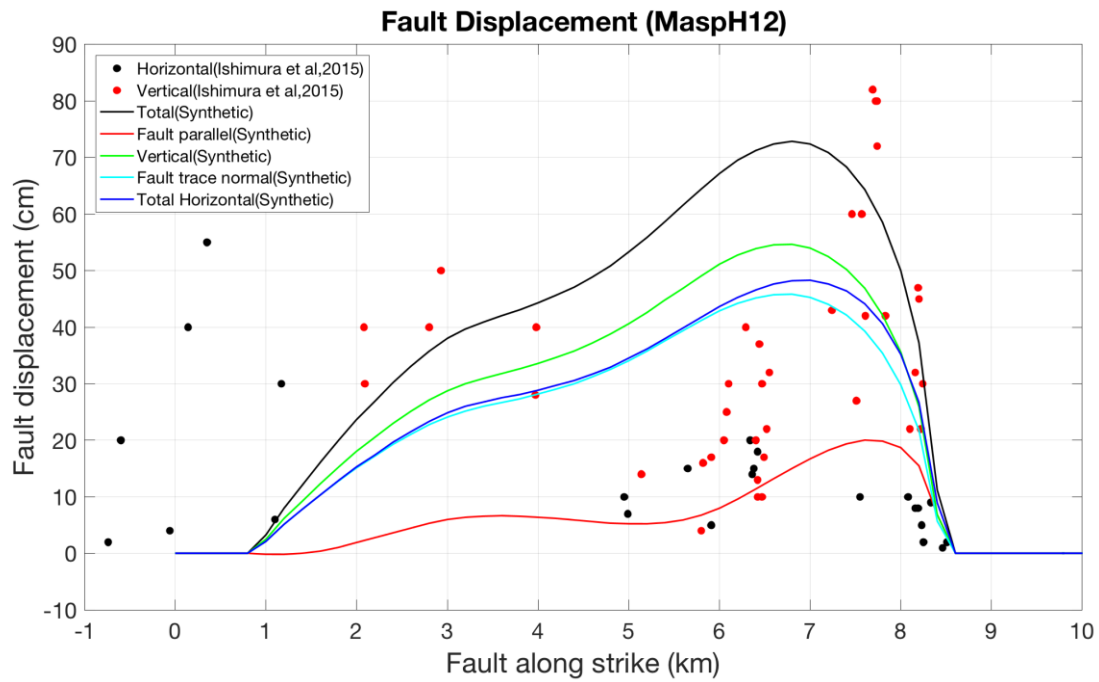


Figure 14. Fault displacements (total, fault parallel, vertical, fault trace normal and total horizontal components) obtained from Model MaspH12 are compared with observed fault displacement reported by Ishimura et al. (2015).

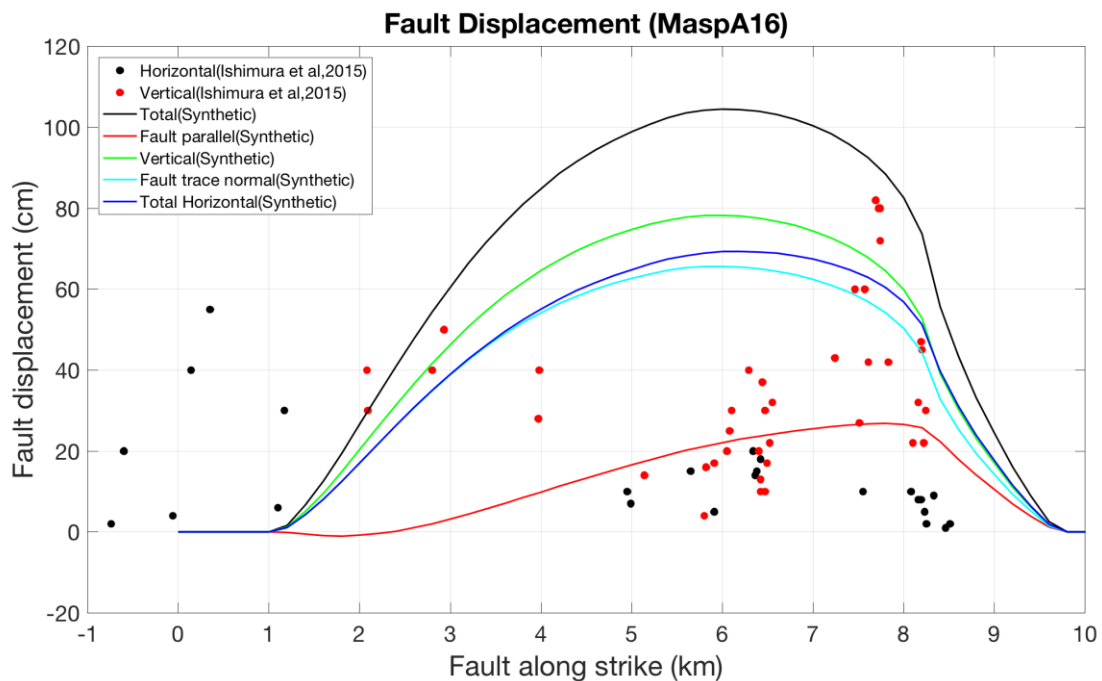


Figure 15. Fault displacements (total, fault parallel, vertical, fault trace normal and total horizontal components) obtained from Model MaspA16 are compared with observed fault displacement reported by Ishimura et al. (2015).

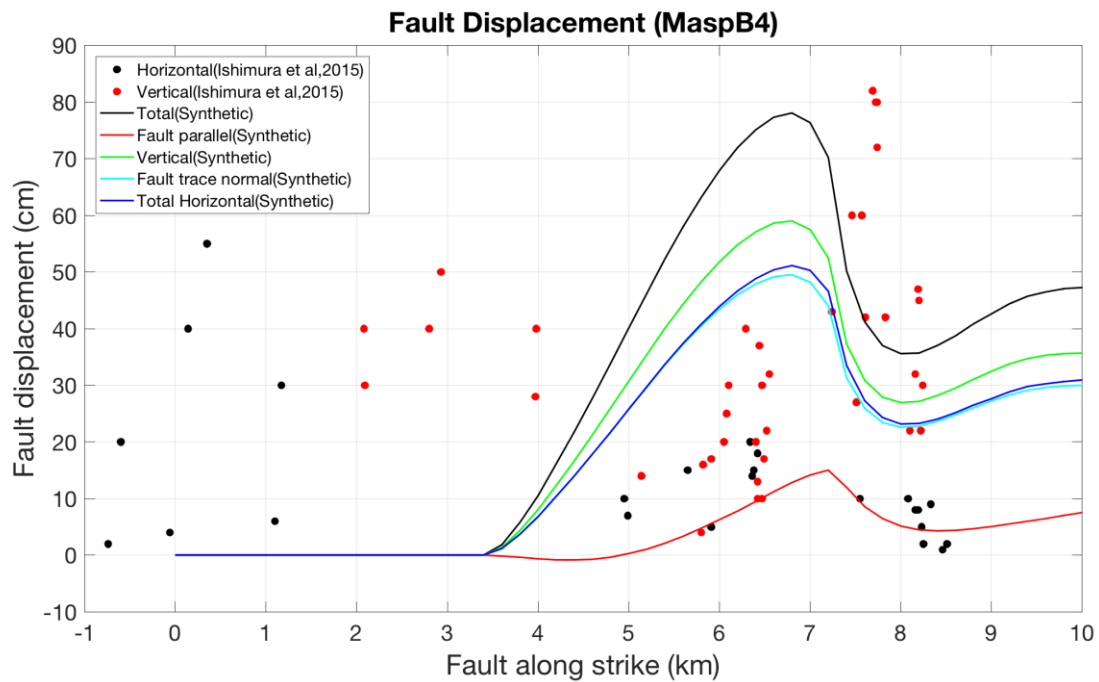


Figure 16. Fault displacements (total, fault parallel, vertical, fault trace normal and total horizontal components) obtained from Model MaspB4 are compared with observed fault displacement reported by Ishimura et al. (2015).

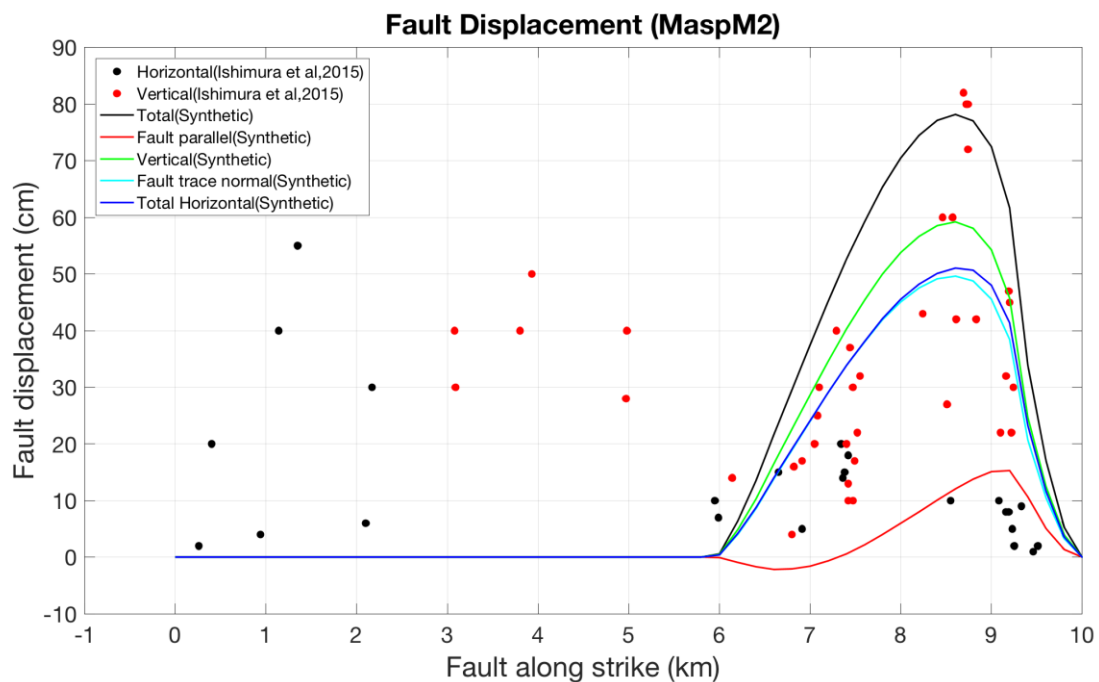


Figure 17. Fault displacements (total, fault parallel, vertical, fault trace normal and total horizontal components) obtained from Model MaspM2 are compared with observed fault displacement reported by Ishimura et al. (2015).

4.2 Velocity and displacement ground motion

Simulated velocity and displacement ground motion of the preferred models are compared with the observed ones recorded at the 6 stations shown in Figure 4. Notice that the station 950366 is a GPS station that recorded permanent displacement. The synthetic ground motion of the four preferred models are plotted in the same figures and compared with the observations. Figure 18, 19, 20, 21, 22 and 23 show comparison respectively at stations NGN005, NGNH36, 950266 (GPS), 70012, 70028 and 70029.

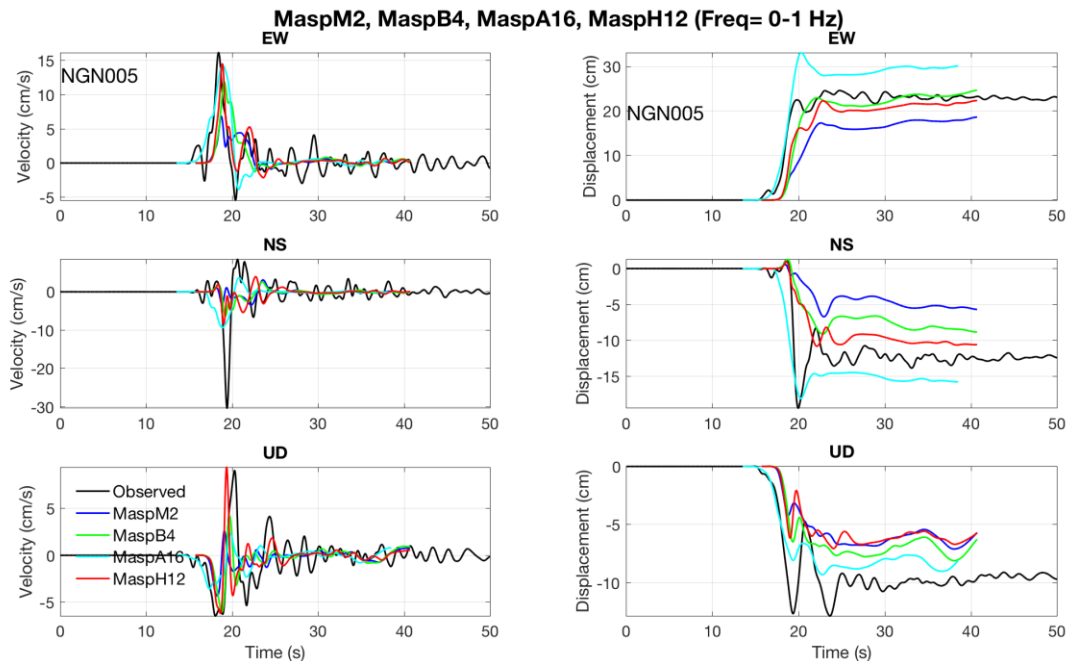


Figure 18. Three components of velocity and displacement ground motion from models MaspH12, MaspA16, MaspB4 and MaspM2 compared with observed records at Station NGN005 located at the footwall.

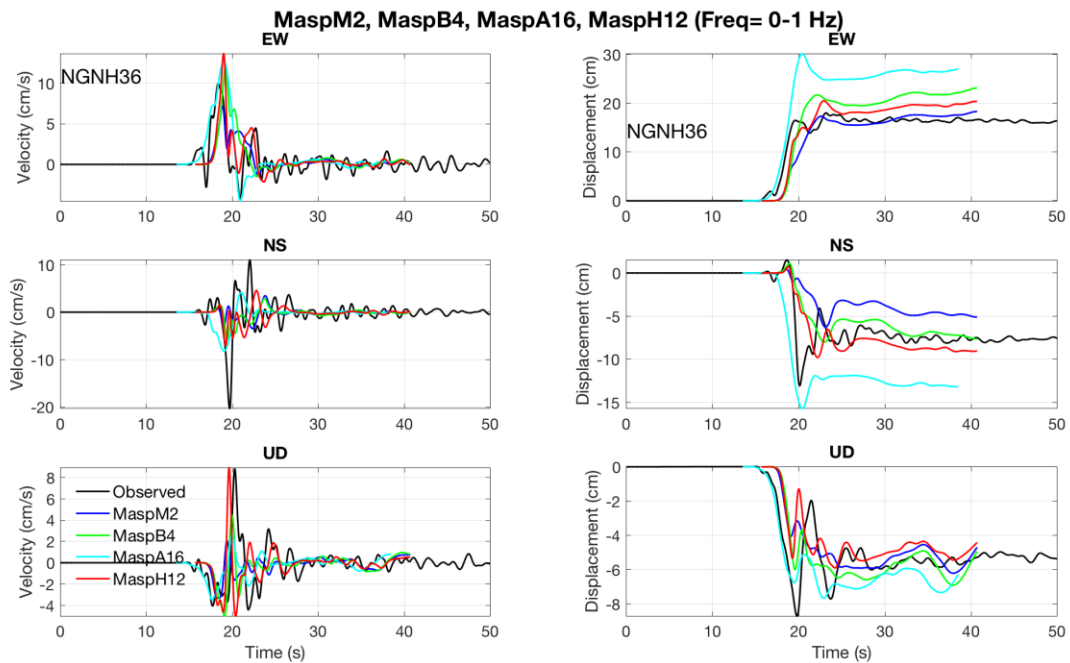


Figure 19. Three components of velocity and displacement ground motion from models MaspH12, MaspA16, MaspB4 and MaspM2 compared with observed records at Station NGNH36 located at the footwall.

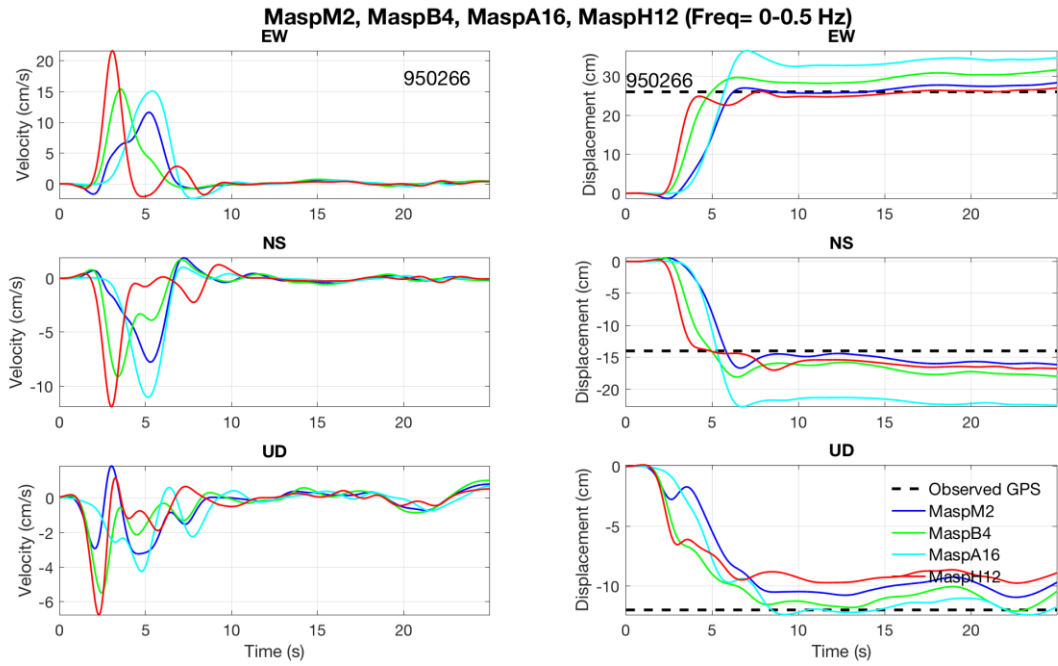


Figure 20. Three components of velocity and displacement ground motion from models MaspH12, MaspA16, MaspB4 and MaspM2 compared with permanent displacement records at GPS Station 950266 located at the footwall.

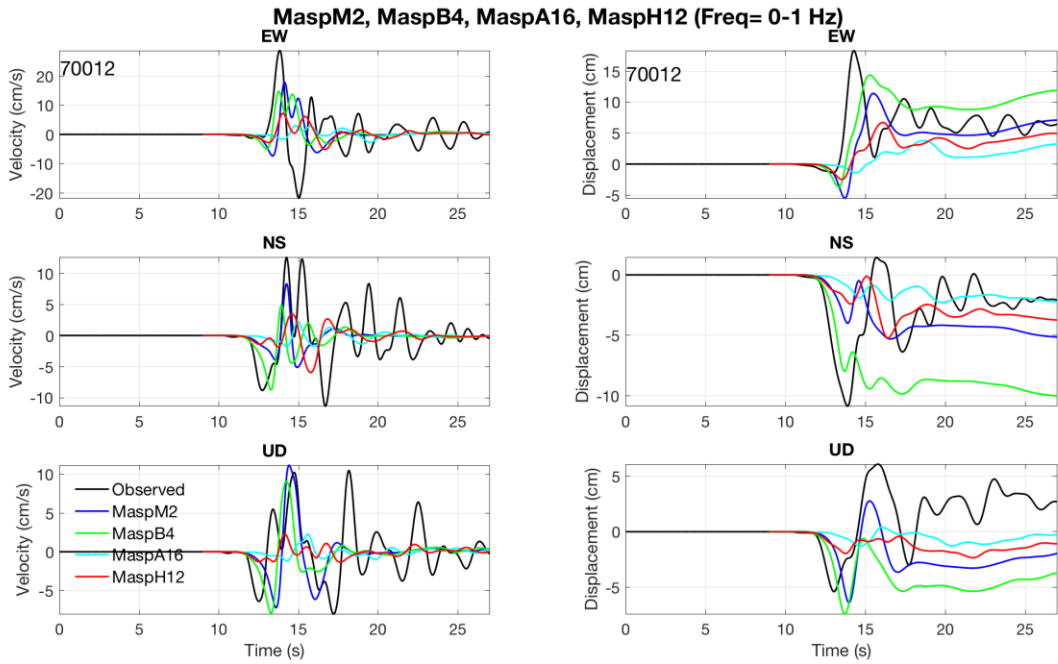


Figure 21. Three components of velocity and displacement ground motion from models MaspH12, MaspA16, MaspB4 and MaspM2 compared with observed records at Station 70012 located at the footwall.

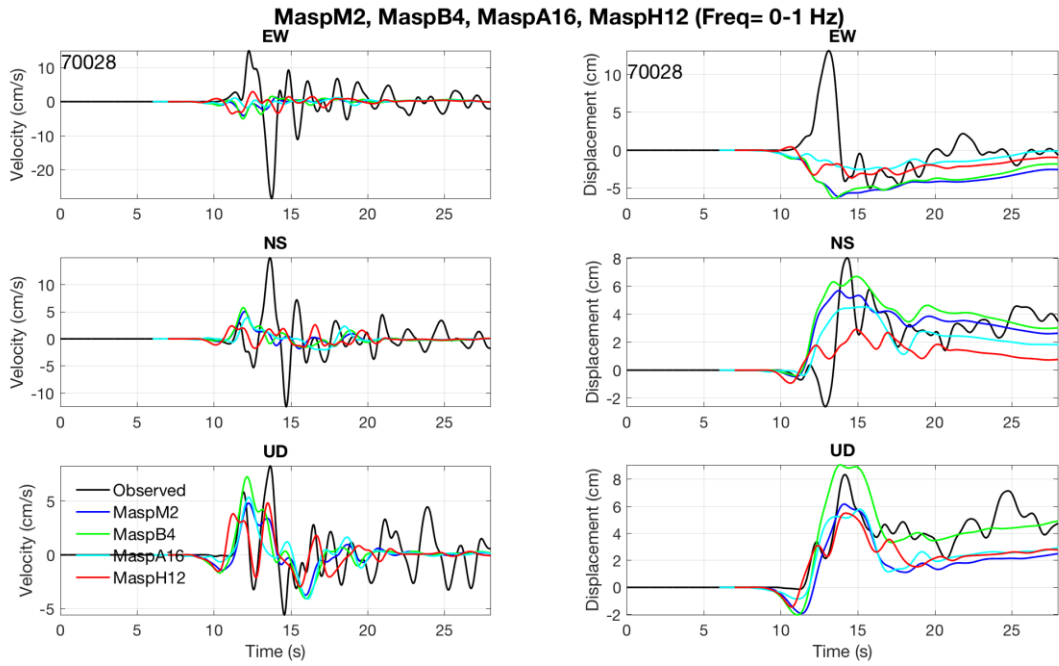


Figure 22. Three components of velocity and displacement ground motion from models MaspH12, MaspA16, MaspB4 and MaspM2 compared with observed records at Station 70028 located at the Hangingwall.

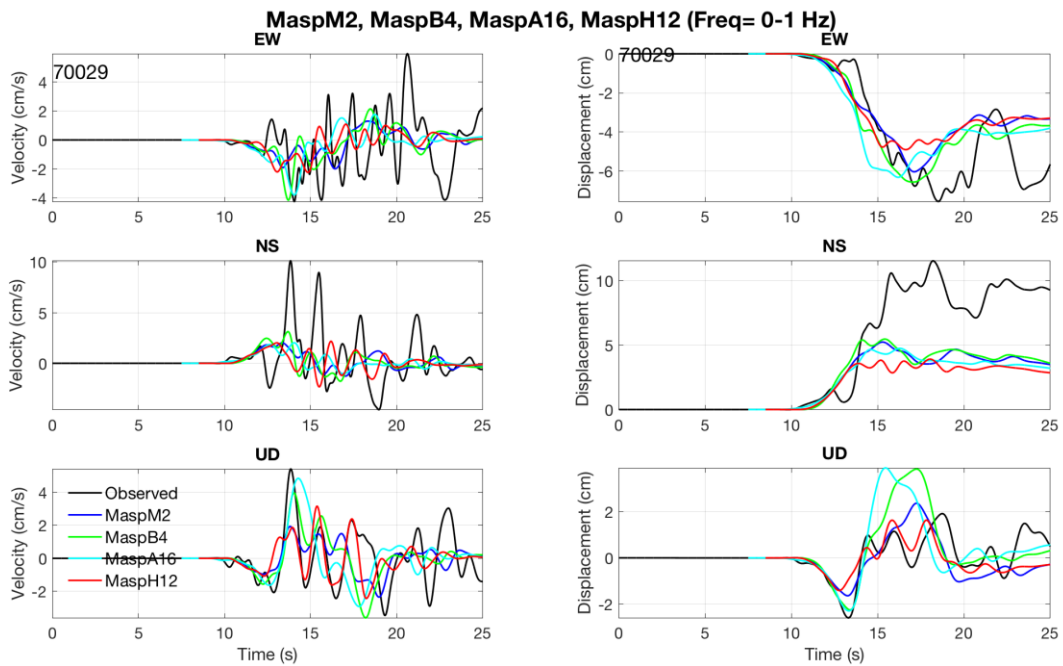


Figure 22. Three components of velocity and displacement ground motion from models MaspH12, MaspA16, MaspB4 and MaspM2 compared with observed records at Station 70029 located at the Hangingwall.

Overall the four preferred models predict reasonably good the velocity and displacement ground motion at the footwall. At the hangingwall only the vertical component (UD) is better reproduced. The comparison between the preferred models shows that the multi-asperity MaspH12 has better performance than the other models. The sharp velocity pulses at the footwall as well as the displacement, including the GPS permanent displacement, are better reproduced by the MaspH12 model. But also the waveform of the vertical component (UD) at the hangingwall. These results suggest that the source heterogeneity represented by multi-asperities is the beset representation of the source for this earthquake

5. Discussion

5.1 SL zone characterization

The SL zone properties when breaking the free-surface strongly affect the fault displacement distribution and the very near-source ground motion as shown in the previous NRA projects (e.g. Dalguer et al., 2018). Therefore, the dynamic parameterization to characterize this zone for dynamic rupture calculation is of relevant importance to predict fault displacement and very-near source ground motion. But the main question is what make the rupture propagation to penetrate the SL zone and ultimately to break the free-surface? It is clear that the rupture propagation in this SL zone cannot run alone, since this zone is characterized mainly by energy absorption mechanism. The main driving elements to break the SL zone are the asperities because they provide the energy necessary to produce earthquake and to break the free-surface. Therefore, it is expected that the SL zone just above the asperities is the zone with major suitability (or probability) to break the free-surface. This has been also observed in our previous NRA projects (e.g. Dalguer et al., 2018) and it is observed in this project as well. The kinematic source slip model from Hikima et al. (2018) shown in Figure 3 clearly represent this feature and it is corroborated by our MaspH models. The shallow asperities of the MaspM models (asp3 and asp4) shown in Figure 5a are crucial asperities to the rupture propagation penetrate the SL zone and to break the free-surface consistent with observations. The profile shape of the fault displacement may be a good indicator of the existence of asperities just below the SL zone. Figure 23 schematically illustrate such feature.

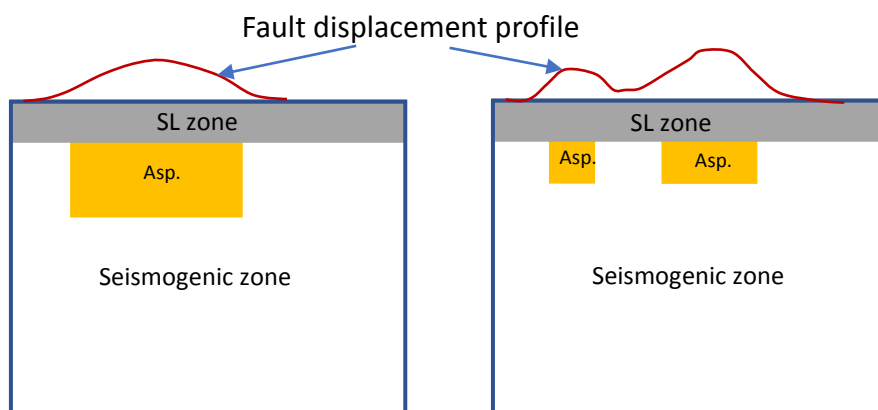


Figure 23. Schematic representation of shape from fault displacement profile influenced by the asperities below the SL zone: single asperity model (left) and two asperities model (right).

Figure 23 also suggests that for the SL characterization, the knowledge of the location of the asperities provides an initial input to define the zone of surface rupture for dynamic rupture

simulation that can be constrained with observations, as has been done for the 2014 Naganoken-Hokubu earthquake in the present project.

The procedure followed for this earthquake to define the SL zone has been defined by the observations. The SL zone has been divided in two parts, the segment of observed surface rupture and the segment of no-surface rupture. In the segment of no-surface rupture, large strength excess and large negative stress drop have been imposed to inhibit surface rupture. This imposition seems necessary for the single asperity models located below the SL zone of no-surface rupture (models MaspB and MasM). However, this parameterization can be improved for the single asperity MaspA models and multi-asperity MaspH models, in which asperities are located below the SL zone where surface rupture has been observed. The way to improve is by better calibrating the dynamic parameters of the background area at the seismogenic zone, so that rupture can smoothly stop before reaching the SL zone and free-surface corresponding to the segment of no-observed surface rupture. In that way, the SL zone can be homogeneously characterized along the fault length and surface rupture would occur only on the SL zone above the shallow asperities. This further calibration (investigation) could be done in future work.

In general, SL characterization of a known target event, in which surface rupture length is known from observation (as is the case of this study), is analogous to the asperity model characterization at the seismogenic zone of a known past earthquake. If we know where are the asperities (for example given by kinematic source inversion models), then we can characterize asperities. In the same way, if we know from observations the surface rupture length and fault displacement, then the SL zone can be characterized following these observations, as has been done in this study. But also, if we would know only the asperities location, as schematically shown in Figure 23, the SL zone with surface rupture can be characterized given the location of the shallow asperities.

More challenging is the SL zone characterization for future earthquakes, in which no any observations are given to be guided. In this case, the surface rupture length and fault displacement amplitude can be constrained with existing empirical relationships, such as seismic moment vs surface rupture length, empirical relationships of fault displacement and empirical models of asperities location. Given such information from empirical models, suite of physically plausible models with different parameterizations (heterogeneous and/or homogeneous) of the SL zones can be characterized for a given target event.

5.2 Trial and error procedure for asperities parameterization

The trial and error procedure of the dynamic parameters and asperity locations is manually done by visual inspection of the results. This procedure is certainly not ideal because highly depend on the judgment of the expertise of the modeller. Ideal procedure would be following an automatic algorithm or methodology with quantitative calculations of the misfits, but at present we do not have such algorithm.

In the present project, the observed fault displacement is the main metric for constraining in the trial and error procedure, but it has been also guided by the moment magnitude and near-source ground motion (velocity and displacement), in particular the final displacement. One example of the trial and error procedure is shown in the figures 24 to 28, where results of the model MaspH6 are compared to observations and evaluated to make decisions on what to change for the next models. This model is also compared to the preferred model MaspH12. In this comparison, the effect of the two shallow small asperities (asp3 and asp4, see Figure 5a) is highlighted. MaspH6 is an intermediate model from the trial and error procedure, in which the main different compared to MaspH12 (preferred model) is the size of the asp3 that has a length of 3km, larger than the one of MaspH12, that is 2km. There are some other differences such as the overloading of rupture nucleation and stress drop distribution that has been changed in the process of trial and error. Figure

24 compares the final slip and rupture time between these two models, Figure 25 compare the fault displacements, Figure 26 and 27 compare the near source ground motion at the very-near source stations (NGN005 and NGNH36, see Figure 4) and Figure 28 compare the GPS final displacement at station 950266. By visual inspection at the model MaspH6, the first observation is that moment magnitude 6.25 is larger than the target 6.2. So, it needs to be reduced for the next models. The second visual inspection is that the shape of the fault displacement profile and amplitude is very different than the observation in between 4km to 7km from the origin of the fault. Then amplitude at this region need to be reduced. To achieve it seems necessary to asp3 size be reduced and be pulled apart from asp4. The visual inspection to the very near-source stations (Figures 26 to 28) indicates that amplitude of the final displacement need to be reduced. Since these near-source stations are highly affected by the fault displacement, then fault displacement need to be reduced. In summary, decisions for the next models are to reduce size of asp3 and be pulled apart of asp4, reduce overloading of nucleation, some tunes in the stress drop, strength excess, and so on. By several trials the MaspH12 is reached, and at the end one needs to decide which model better represent the whole observations. When comparing MaspH6 and MaspH12, the major differences are in the fault displacement (Figure 25). Ground motion at the stations overall are similar, but final displacement is improved in MaspH12 and also the pulse of velocity ground motion is better represented by the MaspH12 as well as the moment magnitude.

This trial and error procedure is tedious that certainly need improvement following a more systematic and quantitative assessment of the misfits.

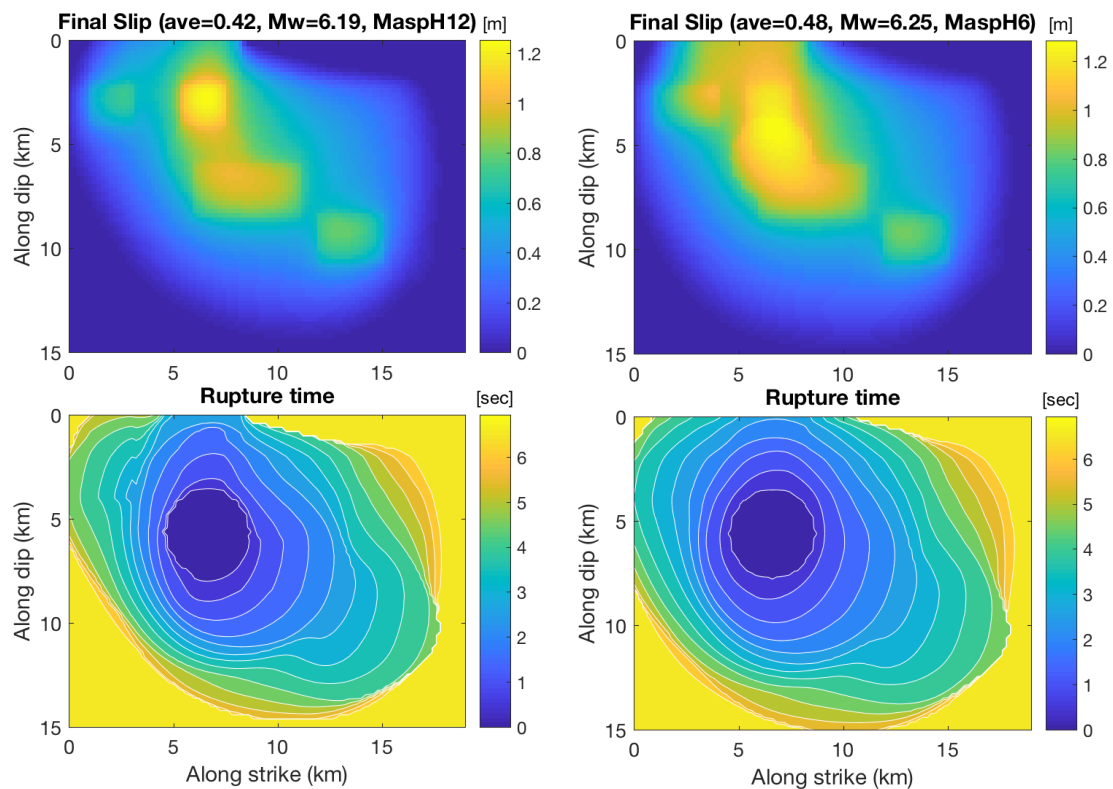


Figure 24. Dynamic rupture solution of the preferred MaspH12 model (left) and MaspH6 model (right) represented by final slip distribution (top) and rupture time (bottom).

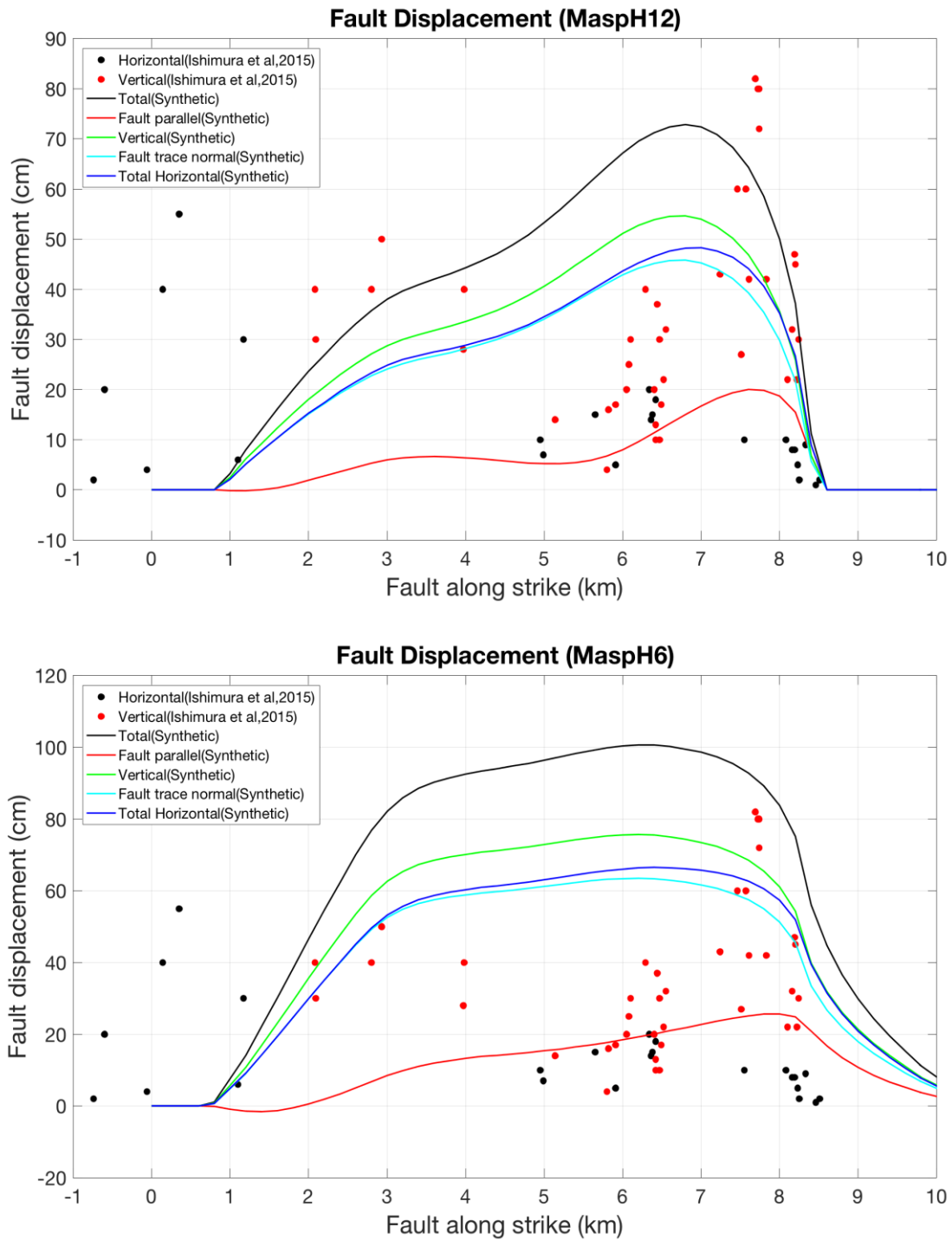


Figure 25. Fault displacements (total, fault parallel, vertical, fault trace normal and total horizontal components) obtained from Model MaspH12 (top) and MaspH6 (bottom) compared with observed fault displacement reported by Ishimura et al. (2015).

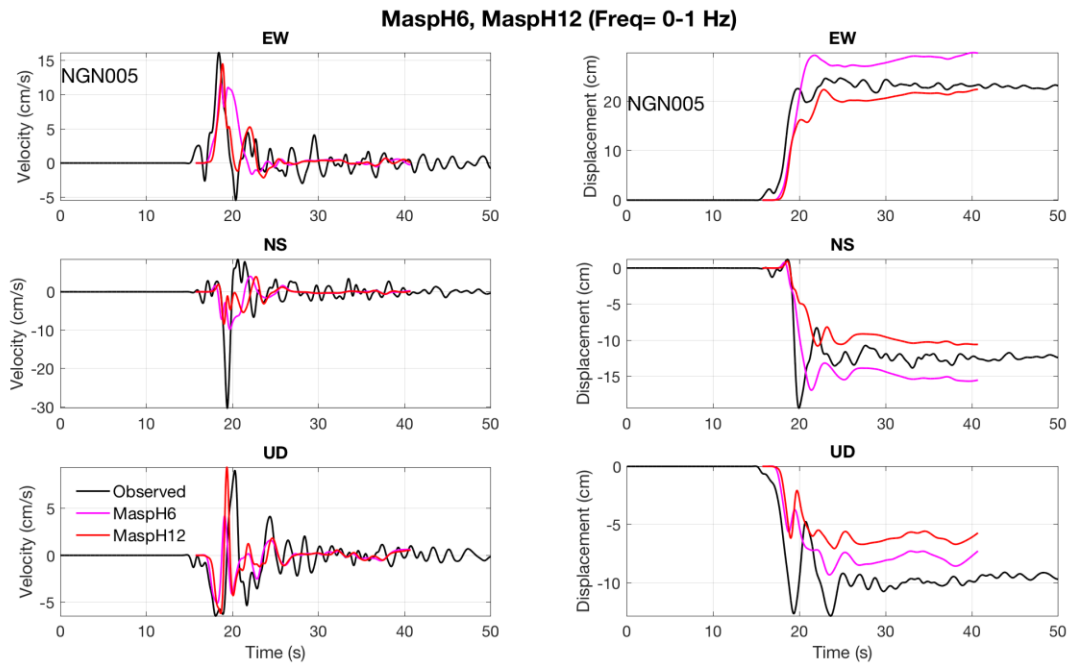


Figure 26. Three components of velocity and displacement ground motion from models MaspH12, and MaspH6 compared with observed records at Station NGN005 located at the footwall.

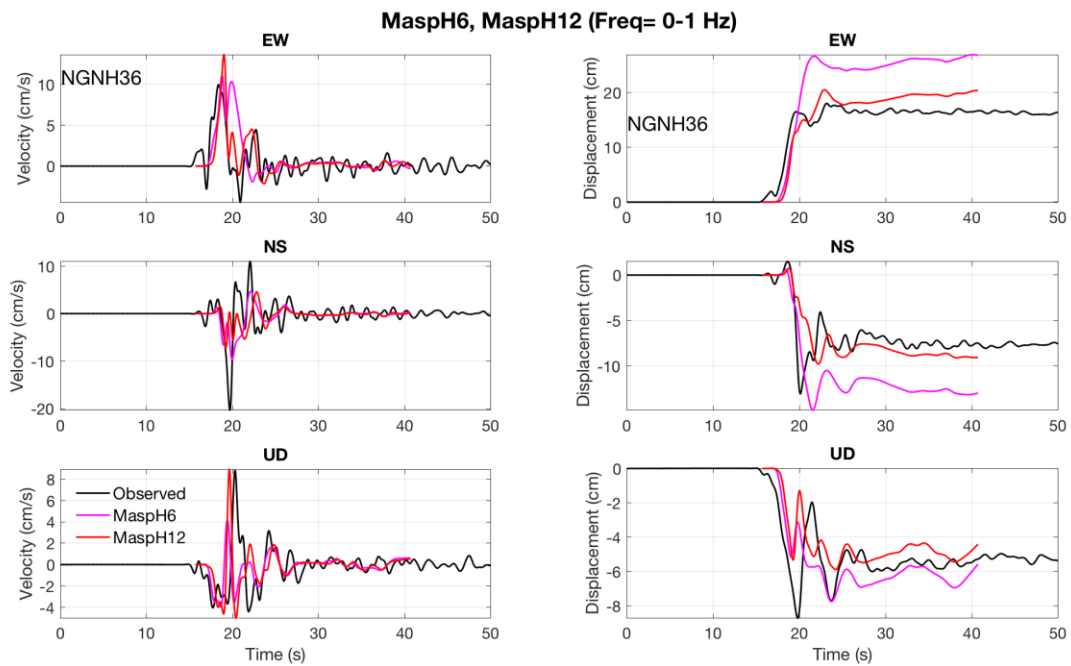


Figure 27. Three components of velocity and displacement ground motion from models MaspH12, and MaspH6 compared with observed records at Station NGNH36 located at the footwall.

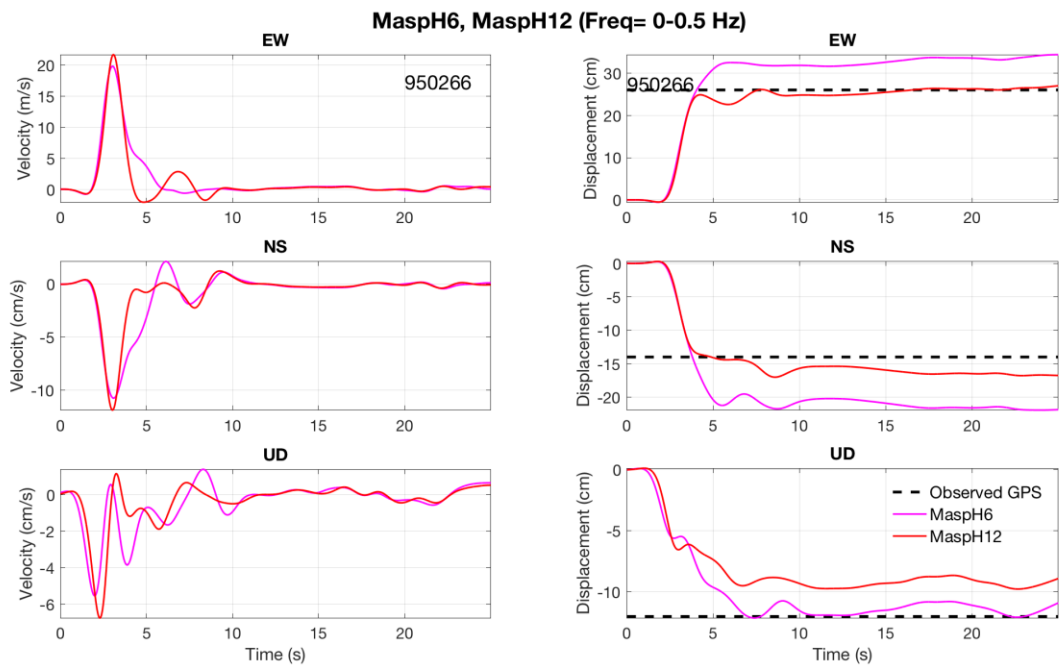


Figure 28. Three components of velocity and displacement ground motion from models MaspH12, and MaspH6 compared with permanent displacement records at GPS Station 950266 located at the footwall.

6. Conclusions

This report describes the general description of the performance of four type of asperity models, one multi-asperity model and three singles asperity models.

The main conclusion of the preferred asperity models is that the multi-asperity models are better representation of the source to predict fault displacement and near-source ground motion. Best model consists of 4 asperities. Two small asperities just below the SL zone at the fault segment where surface rupture has been observed and two larger asperities at deepest area below the hypocentre. The two small shallow asperities seem necessary in order to capture the profile of the observed fault displacement, but also the sharp pulse velocity ground motion at the very near source. The two larger deep asperities, below the hypocentre, are required to approximately capture the features of the kinematic slip model used as reference as well as to reach the required moment magnitude. The best model that better predict all the observations (Moment magnitude, fault displacement and ground motion) is the model denoted as MaspH12. The dimension of the small shallow asperities (length x width) are 2km x 2km, with stress drop 4MPa and 5.5MPa, the two larger deep asperities are 5km x 2.4km and 3km x 2.2km, respectively with stress drop 5.5Mpa and 7.0MPa. The consistency with observed fault displacement can be improved with further calibration of the shallow asperities.

The single asperities are in general not good to predict the observed fault displacement, but a single asperity located below the segment where surface rupture has been observed has better performance than other single asperities. Nevertheless, introducing heterogeneities at the SL zone along the trace of the observed surface rupture, such as variable strength excess, negative stress drop and/or critical slip distance, could improve the prediction of fault displacement for the single asperity models. We leave it for future research.

References:

- Andrews, D. J. (1976), Rupture velocity of plane-strain shear cracks, *J. Geophys. Res.*, 81, 5679-5687.
- Andrews, D. J. (1980), A stochastic fault model: 1. Static case, *J. Geophys. Res.*, 85, 3867–3877.
- Dalguer, L. A., H. Miyake, S. M. Day and K. Irikura (2008), Surface Rupturing and Buried Dynamic Rupture Models Calibrated with Statistical Observations of Past Earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, 1147-1161, doi: 10.1785/0120070134.
- Dalguer, L. A., H. Wu, Y. Matsumoto, K. Irikura, T. Takahama and M. Tonagi (2018), Asperity models to predict surface fault displacement caused by earthquakes: The 2010 Mw 7.0 Darfield (New Zealand) earthquake. *Proceedings of the BestPSHANI 2018 workshop “Best Practices in Physics-based Fault Rupture Models for Seismic Hazard Assessment of Nuclear Installations: issues and challenges towards full Seismic Risk Analysis”*, Cadarache-Château, France, 14-16 May 2018.
- Hikima, K. et al. (2018), Source process of the 2014 Nagano-ken Hokubu earthquake (M_J 6.7) – Reanalysis considering 3D subsurface structure -, JpGU, SSS14 – P29. (Abstract and Poster in Japanese)
- Ishimura, D. et al. (2015), The surface rupture of the 22 November 2014 Nagano-ken-hokubu earthquake (Mw 6.2), along the Kamishiro fault, Japan, *Active Fault Research*, No. 43, PP.95-18. (in Japanese with English abstract and captions)
- Marone, C. (1998), Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting, *Ann. Revs. Earth Plan. Sci.* 26, 643–696.
- Marone, C., and C. H. Scholz (1988), The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regimes, *Geophys. Res. Lett.* 15, 621–624.
- Pitarka, A., L. A. Dalguer, S. M. Day, P. Somerville, and K. Dan (2009), Numerical study of ground motion differences between buried and surface-rupturing earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 99, No. 3, pp. 1521–1537, June 2009, doi: 10.1785/0120080193.
- Ripperger, J., and P. M. Mai (2004). Fast computation of static stress changes on 2D faults from final slip distributions, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, No. 18, L18610 10.1029/2004GL020594.