

令和元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蓄積

株式会社 構造計画研究所

令和2年2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. 副断層に関する文献収集・整理	2-1
2.2. 副断層に関するデータ収集・整理	2-12
2.3. 試料サンプリング	2-42
2.4. 本章の参考文献	2-54
3. 決定論的断層変位評価に係る知見の蓄積	3-1
3.1. 動力学的破壊シミュレーションの実施	3-3
3.2. 表層の数値解析	3-32
3.3. 本章の参考文献	3-55

II 編 確率論的断層変位評価に関する検討

4. 確率論的断層変位評価に関する検討	4-1
4.1. 横ずれ断層の副断層変位出現確率の更新	4-4
4.2. 横ずれ断層の副断層変位距離減衰式の更新	4-11
4.3. 確率論的断層変位ハザード試解析	4-13
4.4. まとめ	4-17
4.5. 文献	4-18

Ⅲ編 国内外の知見収集、検討会の実施

5.	国内外の知見収集	5-1
5.1.	日本地震学会 2019 年度秋季大会	5-1
5.2.	日本活断層学会 2019 年度秋季大会	5-3
5.3.	2019 AGU Fall Meeting	5-6
5.4.	日本地震工学会 平成 28 年(2016 年)熊本地震と ESG 研究シンポジウム	5-8
5.5.	土木学会 令和元年度全国大会	5-10
5.6.	日本原子力学会 2019 年秋の大会	5-11
6.	検討会の実施	6-1
6.1.	外部有識者について	6-1
6.2.	検討会の実施	6-2
7.	事業のまとめ	7-1
7.1.	決定論的断層変位評価に関する検討	7-1
7.2.	確率論的断層変位評価に関する検討	7-5

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蓄積を行う。

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」
- (6) 「平成 30 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解析結果を分析した上で、国内横ずれ断層として 2016 年熊本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を実施し、副断層に係る知見を得る。

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、横ずれ断層タイプとして 2016 年熊本地震を対象に、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(有限要素法及び粒子法、もしくは有限要素法及び個別要素法の組み合わせ)

【Ⅱ 確率論的断層変位評価に関する検討】

既往研究や過年度事業で検討されている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）の経験式を用いて、I 1.にて現地調査を実施した地点を対象とした確率論的断層変位ハザード試算を行い、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、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. 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)。	—

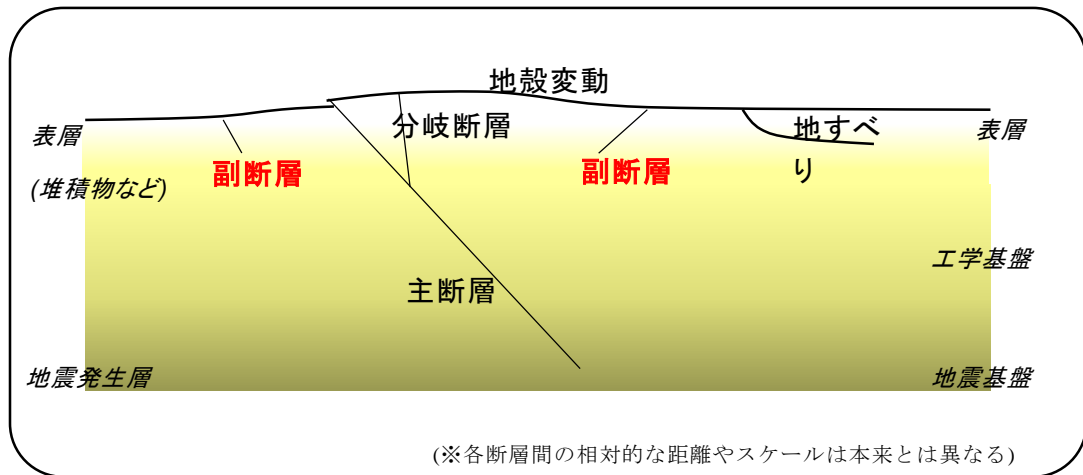


図 1-1 各断層のイメージ図

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. 副断層に関する文献収集・整理

2.1.1. LC-InSAR に関する文献収集

平成 26 年熊本地震発生直後、多くの機関が現地調査を実施し、地震に伴う地表地震断層の位置が明らかとされてきた (Shirahama et al.,2016、熊原ほか,2016、郡谷ほか,2016 など)。Shirahama et al.(2016)では、現地調査による地表地震断層と、中田・今泉 (2002) によって示された活断層線とを比較し (図 2-1)、今回の地震では多くの地点で既往の活断層線に沿うように地表変状が分布していることが示された。一方で、布田川断層から益城町へ向かう地表変状および阿蘇カルデラ内の地表変状等、既往の活断層線では記載されていない位置にも地震に伴う変状出現したことが示されている。

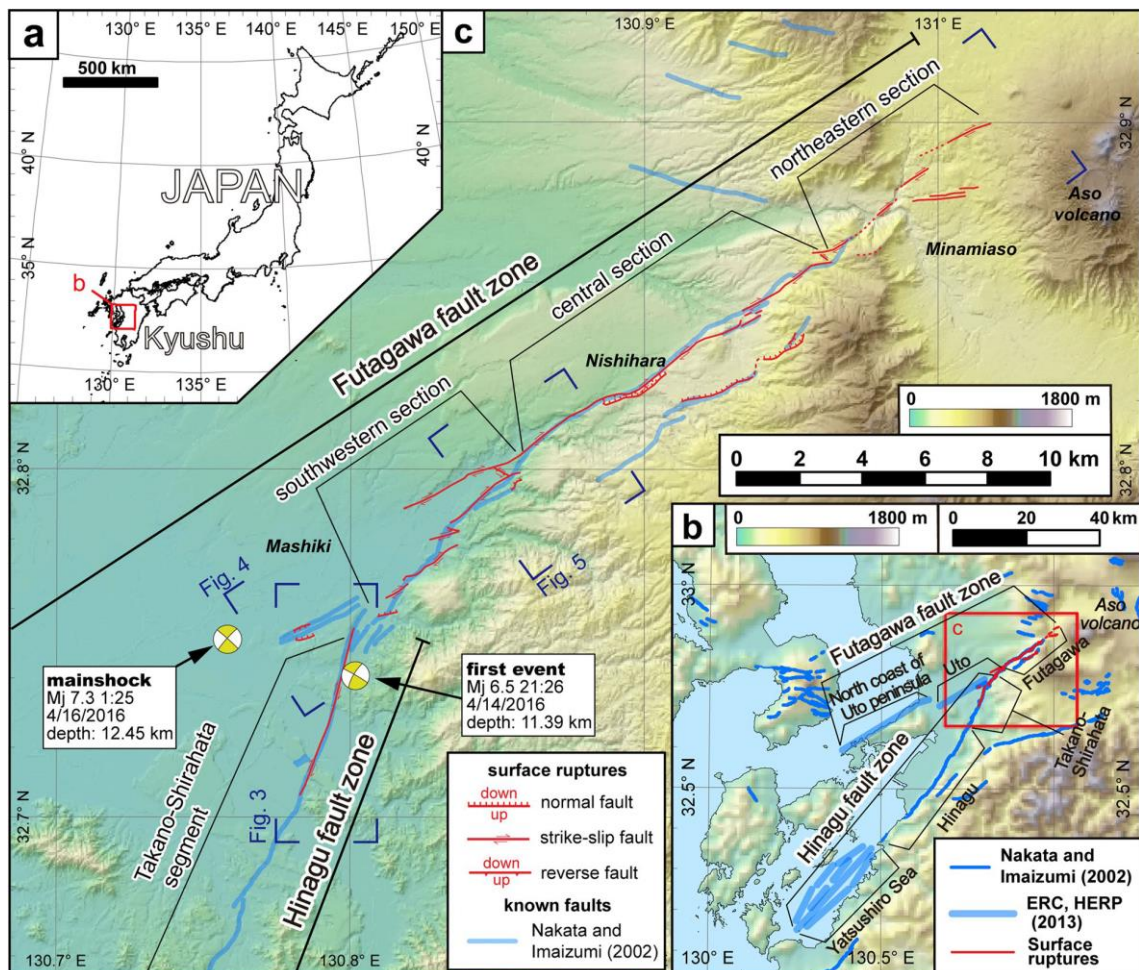


図 2-1 地表地震断層調査結果 (shirahama et.al 2016, Fig.1)

地震直後から ALOS-2 による干渉 SAR 解析が実施され（国土地理院，2016）、布田川・日奈久断層帯に沿って地殻変動を生じていることが明らかにされてきた。Fujiwara et al.(2016)では、干渉縞の不連続から地表変状を抽出している（図 2-2）。この抽出した地表変状は既往の活断層図による布田川・日奈久断層帯のトレースから外れた位置にも分布している。また、Fujiwara et al.(2016)は阿蘇カルデラの北西縁において、ALOS-2 のコヒーレンス図を用いて、コヒーレンスが低い部分に地表変状があることを示した（図 2-3）。

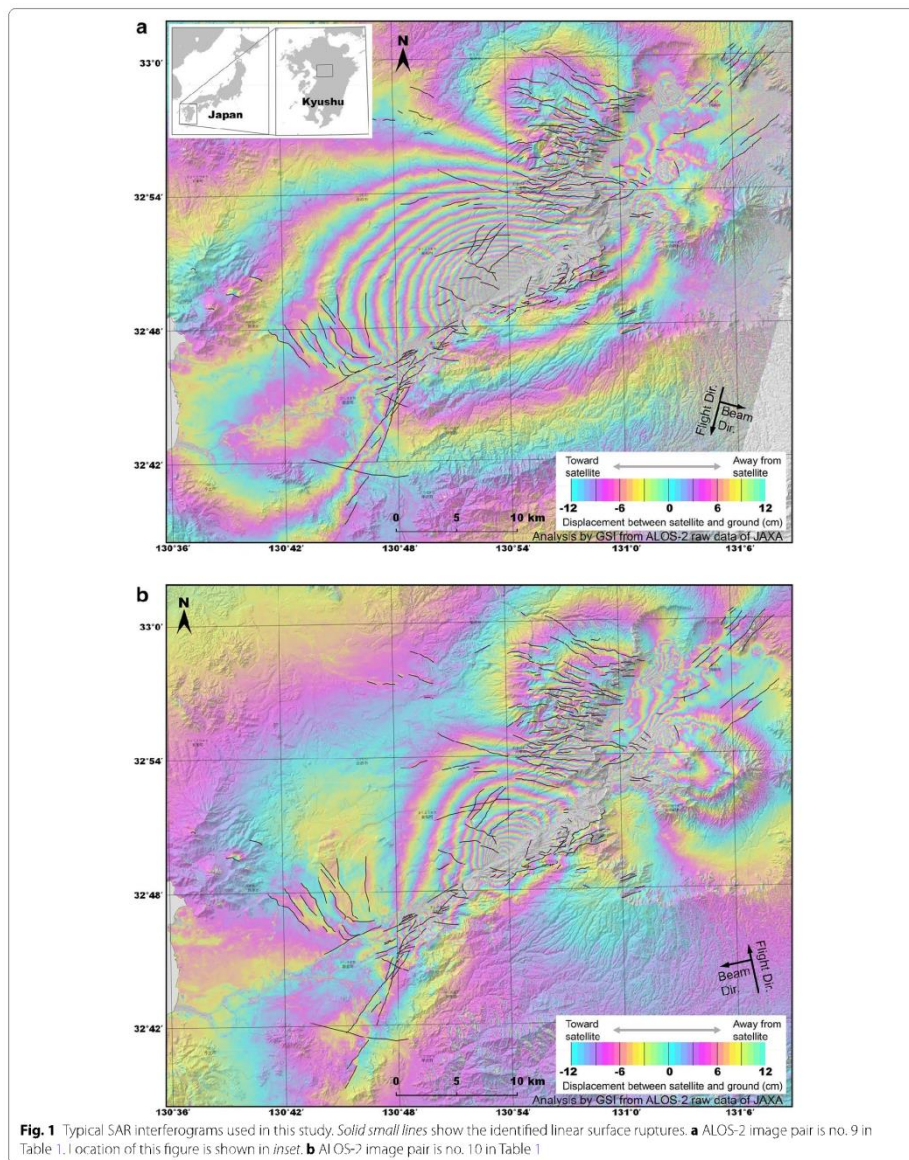


図 2-2 ALOS-2 干渉解析から求めた地表変状（Fujiwara et al.(2016)Fig1)

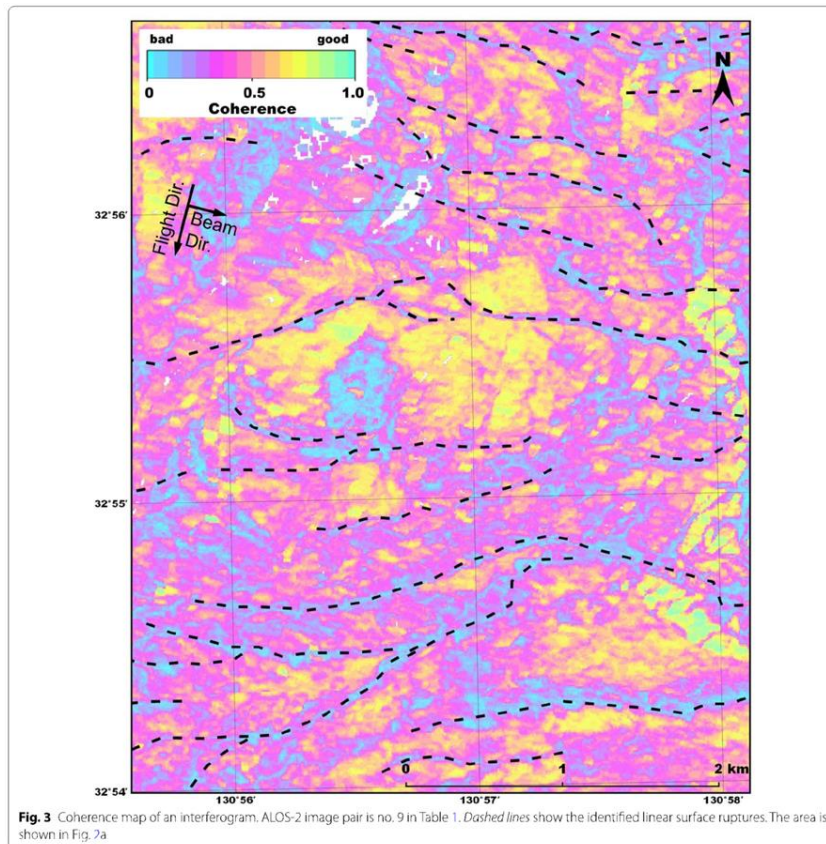


図 2-3 コヒーレンス図による地表変状 (Fujiwara et al.(2016)Fig3)

小俣ほか(2016)は、ALOS-2による干渉 SAR 解析において、干渉 SAR による干渉縞、低コヒーレンス値分布図、および DEM データによる傾斜量図を重ねることにより、地表地震断層を検出する方法を提案した(図 2-4)。この手法によると、現地調査でこれまで地表地震断層として報告されていない地点に、干渉縞の不連続があり低コヒーレンス値が連続するラインが確認できることから、これらは現地調査では確認できない程度の微小な変位の地表地震断層が分布している可能性があることを示した。小俣ほか(2017b)では、これらのラインを現地調査したところ、明瞭な地表地震断層は確認できないものの道路や水路にはわずかな亀裂が認められることを明らかにした。干渉 SAR 解析で干渉縞と低コヒーレンス図を重ねて検討することで、地表地震断層の分布位置を明らかにするとともに、地表地震断層として認識することが困難な微小でブロードな地表面の変形を捉えることが出来ることが明らかとなった。この手法を LC-InSAR (PASCO 特許出願中)と呼ぶ。小俣ほか(2017a)では LC-InSAR 図により読み取れる地表変状の可能性のある“位相不連続ライン”のマッピングを行っている。

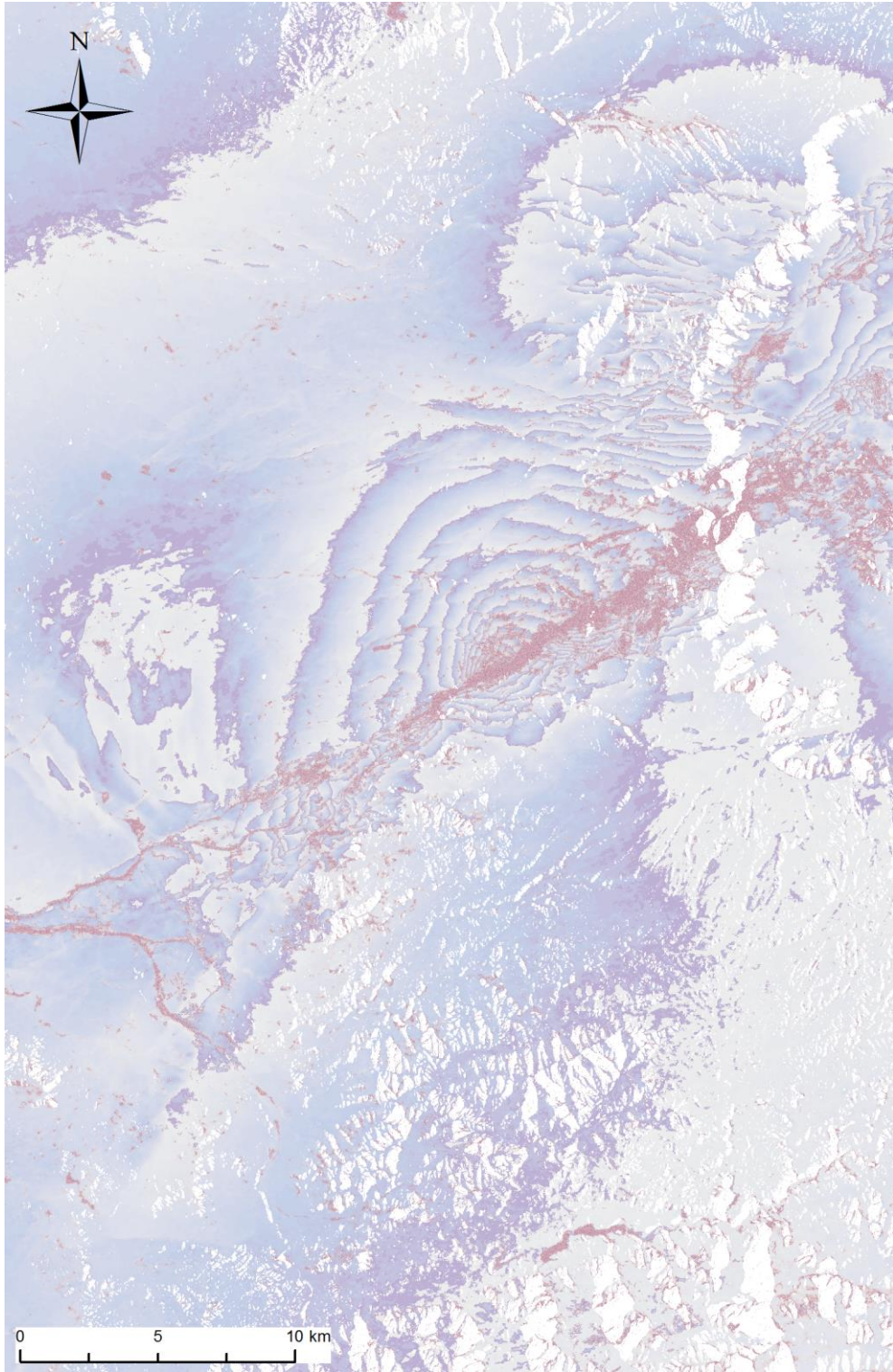


図 2-4 LC-InSAR 広域図 (小俣ほか(2016))

H29 年度断層変位評価手法の検討成果報告書においては、Shirahama et. al (2016)で示されているメイントレース (southwestern section) から 200m 程度南東側にあたる福原地区ならびにメイントレース (central section) 及び井ノ口断層から 1km 程度離れた両断層の中央付近にあたる士林地区において副断層ピット掘削調査が行われている。

福原地区におけるピット法面では 2016 年熊本地震を含め、最低でも 4 回の地震イベントを識別したとされる。一方で、士林地点において確認できたのは 2016 年熊本地震による地表変状のみで、断層活動イベントに関する明らかな結果は得ることができなかったとされる。

福原地区でのピット掘削結果と近傍の主断層での地震イベントとの比較検討結果では、おおよそ 3,000yr.BP~1,000yr.BP の最新断層活動イベントと調和的であることが示され、断層地形として明瞭に表れていない近傍の副断層においても、繰り返し断層が活動し、地表変状を生じている可能性を示すものとされた。

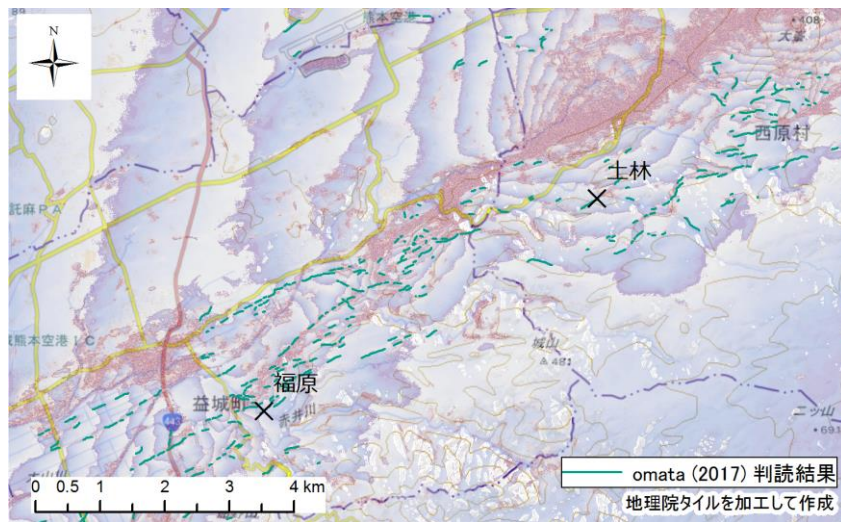


図 2-5 福原地区及び士林地区調査位置図 (LC-InSAR)

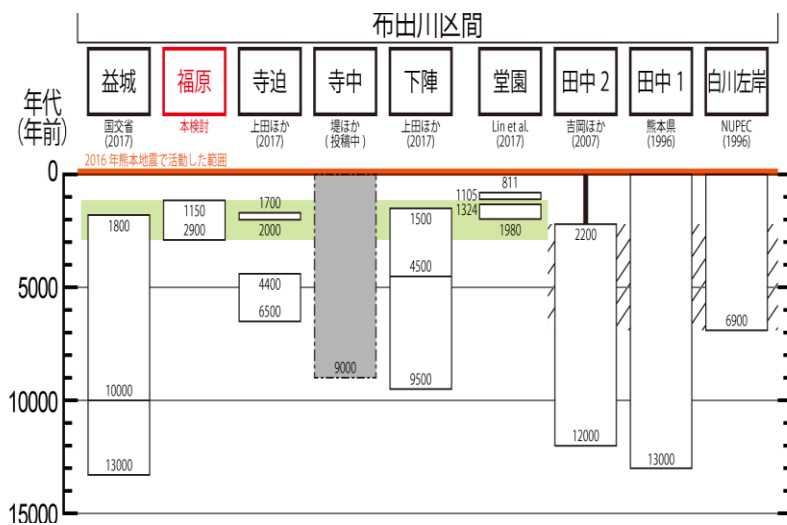


図 2-6 副断層近傍におけるイベントダイアグラム

2.1.2. LC-InSAR を用いた候補地点の検討

2.1.2.1. 候補地点の抽出

トレンチ調査地点は小俣ほか(2017a)による、位相が不連続でありコヒーレンス値が線状に分布する“位相不連続ライン”のマッピング結果をもとに検討を行った。小俣ほか(2017a)によれば、2016年熊本地震で活動した布田川断層及び日奈久断層等、既往の活断層図で示されていない地点で多くの“位相不連続ライン”が確認された。このうち、布田川断層から北方に離れた位置に分布する北東-南西走向の“位相不連続ライン”に着目し、陣内地区をトレンチ候補地点として選定した。今回トレンチ候補地点とした“位相不連続ライン”位置は既往活断層図では活断層線は引かれていないものの、Fujiwara et. al(2016)では、ほぼ同じ位置に北東-南西方向の断層を干涉 SAR 解析によって想定されている地点である。この“位相不連続ライン”上で候補地を検討し、トレンチ掘削の可否等により掘削地点を選定した(図 2-7~図 2-8)。

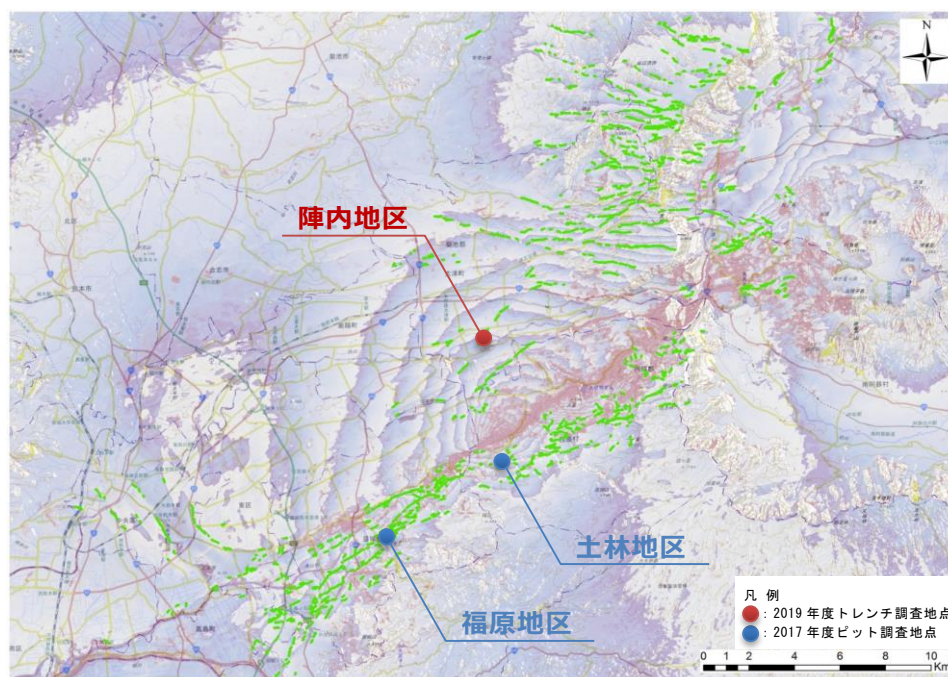


図 2-7 候補地点広域図 (LC-InSAR)

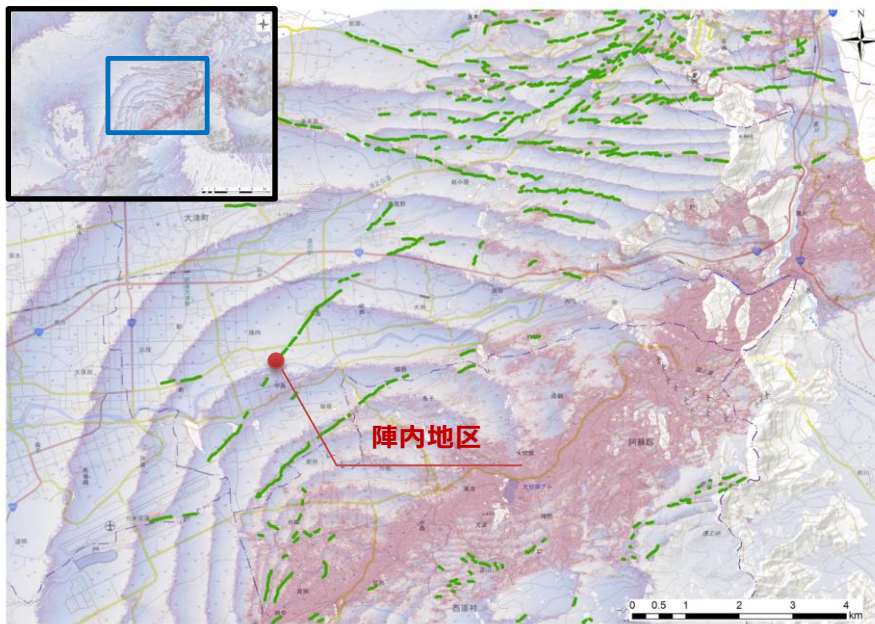


図 2-8 候補地点周辺図 (LC-InSAR)

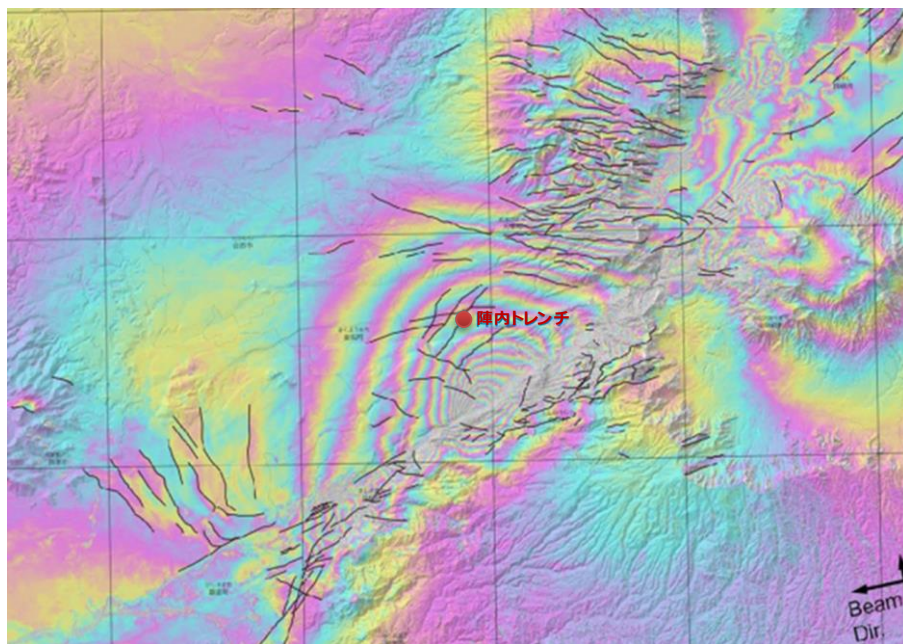


図 2-9 Fujiwara et. al(2016)に陣内トレンチ位置を加筆

2.1.2.2. トレンチ調査調査位置

陣内地区は Shirahama et. al (2016)で示されているメイントレース (southwestern section) からおよそ 4km 程度北西側にあたる。陣内トレンチ周辺の小俣ほか(2017a)による”位相不連続ライン”における地表変状を図 2-11～図 2-15 に示す。トレンチ掘削地点周辺では、約 15～20cm 右横ずれが確認されトレンチ位置近傍では道路のアスファルトに雁行状の亀裂による変状が認められた。

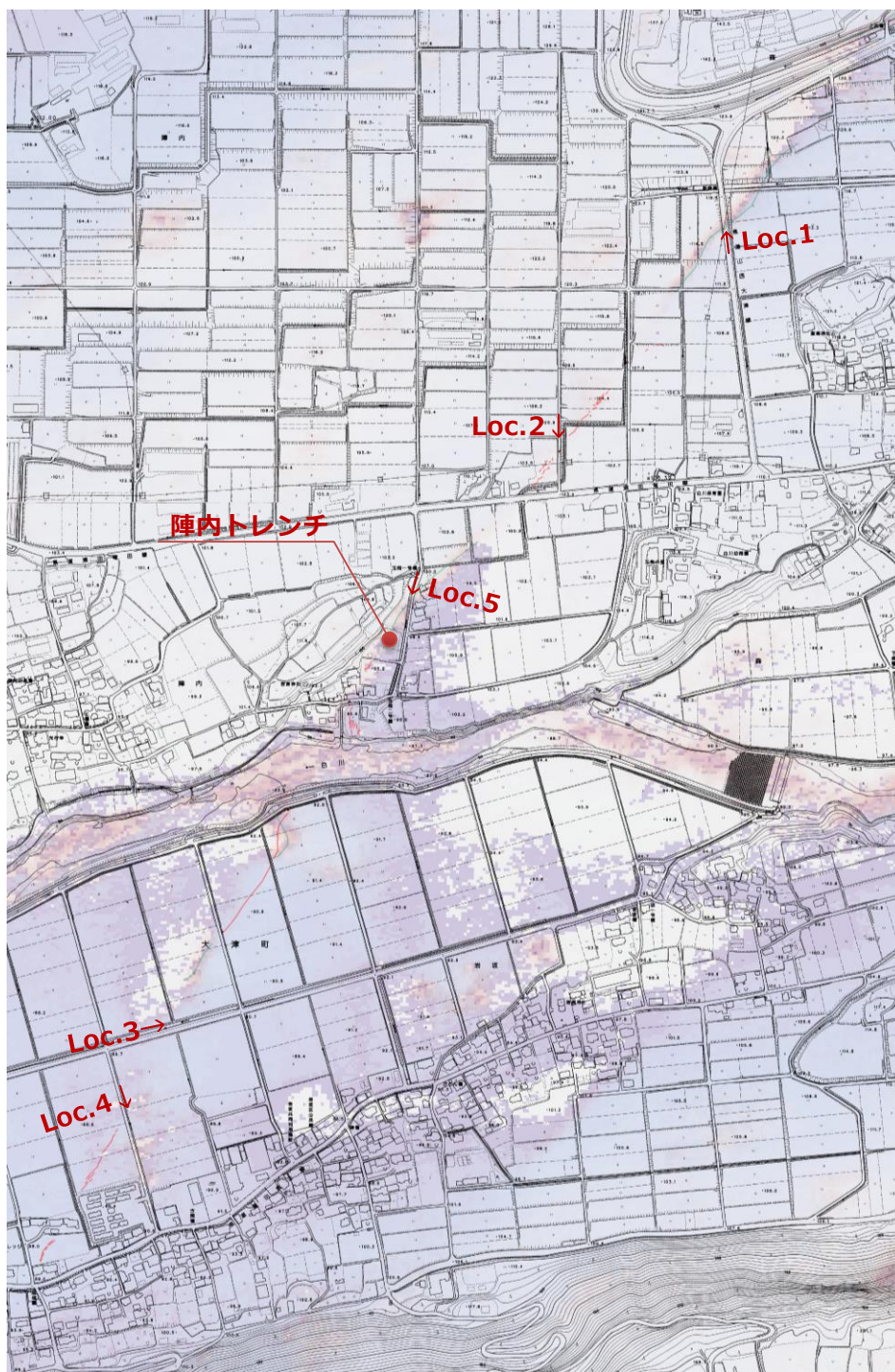


図 2-10 陣内地区周辺図 (LC-InSAR)



図 2-11 陣内トレンチ周辺の状況 Loc.1 (右横ずれ約 15cm)



図 2-12 陣内トレンチ周辺の状況 Loc.2 (右横ずれ約 20cm)



図 2-13 陣内トレンチ周辺の状況 Loc.3 (右横ずれ約 20cm)



図 2-14 陣内トレンチ周辺の状況 Loc.4 (右横ずれ約 20cm)



図 2-15 陣内トレンチ周辺状況 Loc.5 (道路上に雁行亀裂)



図 2-16 陣内地区現地状況 (トレンチ調査地点 (調査前))

2.2. 副断層に関するデータ収集・整理

内陸地殻内地震のうち、地表に断層変位を伴う規模の大きな地震は、再来周期が長く、断層変位データが限定されている。特に、副断層は、一般に連続性が乏しく断層変位量も小さいため、痕跡が地表に残りにくいのが特徴であり、適時に現地調査を行うことが重要である。

2.2.1. 調査概要

2.2.1.1. 調査目的

本調査は、地表に変位が現れた内陸地殻内断層を対象として、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（野外調査を含む）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もののうち、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ものである。

2.2.1.2. 調査位置

調査地点は、前項で決定した熊本県菊池郡大津町陣内地区において実施した（図 2-17）。

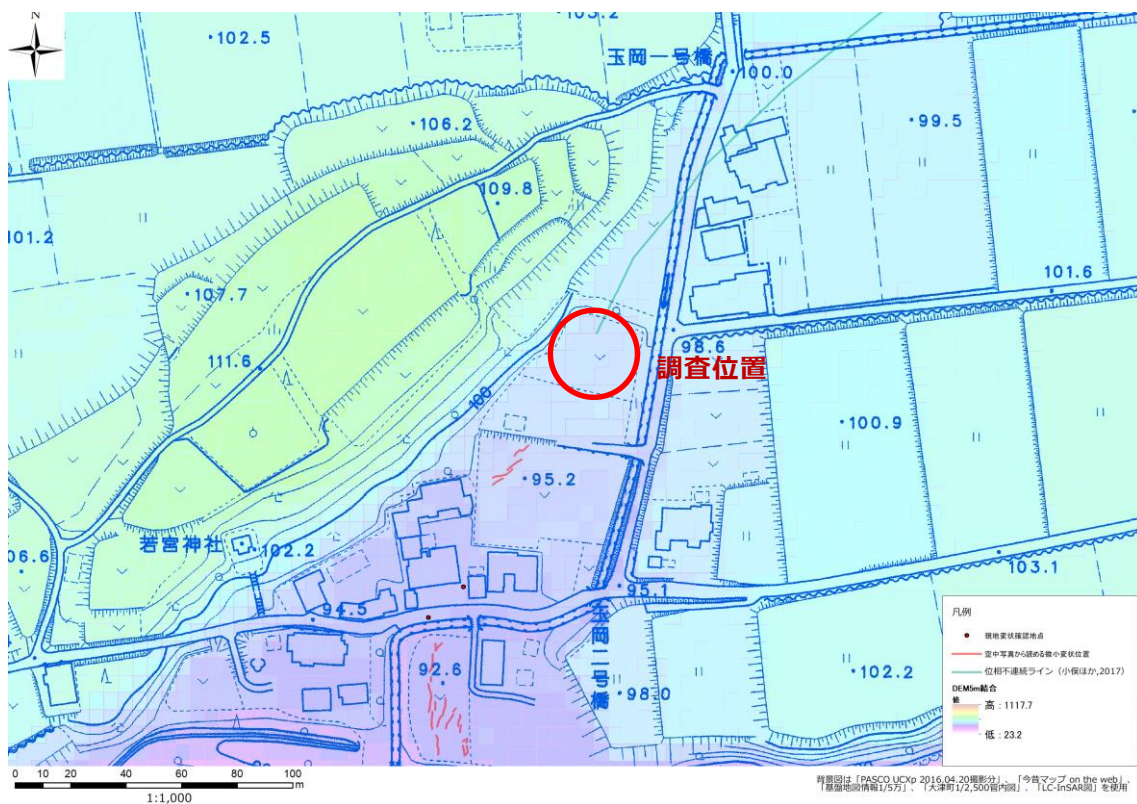


図 2-17 位置図

2.2.1.3. 実施内容

(1) トレンチの数・規模及び形状

トレンチは、調査用地内において1つ掘削した。ピットの規模は、開口部の大きさを8×12m、深さ4m、法面の傾斜は50～60°程度を予定した。実際には、断層の露出状況や地盤状況を鑑み、福原ピットでは開口部の大きさを8m×6m、深さ5.5mとした。

(2) 作業期間

ピット掘削調査（現地作業）は2019年11月25日（月）～2020年1月18日（土）の1か月間半程度で実施した。

(3) 調査工法

ピット調査は以下に示す調査手順で実施した。また、トレンチ掘削状況については付属資料1に取りまとめて示した。

- 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
- 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ピットの平面図の作成
- ⑨各種試験用サンプルの採取
- ⑩ピット埋め戻しと用地の現状復旧

(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 使用機材一式

機材	仕様・規格	数量	単位
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		1	台
エアーコンプレッサー		1	台
杭・安全ロープ他		1	式

(5) 現地検討委員会

トレンチ掘削及び整形が終了した段階で現地検討委員会を実施した（図 2-18）。

現地にて検討委員より指摘のあった事項について再検討を行い、業務成果に反映させた。



図 2-18 現地検討会実施状況

(6) その他

本調査では諸法令を遵守するとともに、法令や条例等による関連機関への手続き、ならびに調査用地の使用や借用のための交渉等については受注者側にて実施した。また、調査に伴い産出した土器片については、大津町の教育委員会に報告を行うとともに、出土品を全て提出した。

2.2.2. 陣内トレンチ調査結果

2.2.2.1. 調査地点

調査地点位置図を図 2-19～図 2-20 に示す。

調査地点の空中写真（H28.4.20 撮影 PASCO 撮影簡易オルソ画像）において、調査地点では地盤変状を確認できないものの、隣接した畑地では複数のクラックが確認される。また、LC-InSAR では南西－北東方向に連続する位相不連続ラインの端部にあたり、変状が発生していたが示唆される。のちに判明した地権者からの伝聞によると、2016年震災当時は棒が1m以上差し込めるほどのクラックが発生していたとされる。

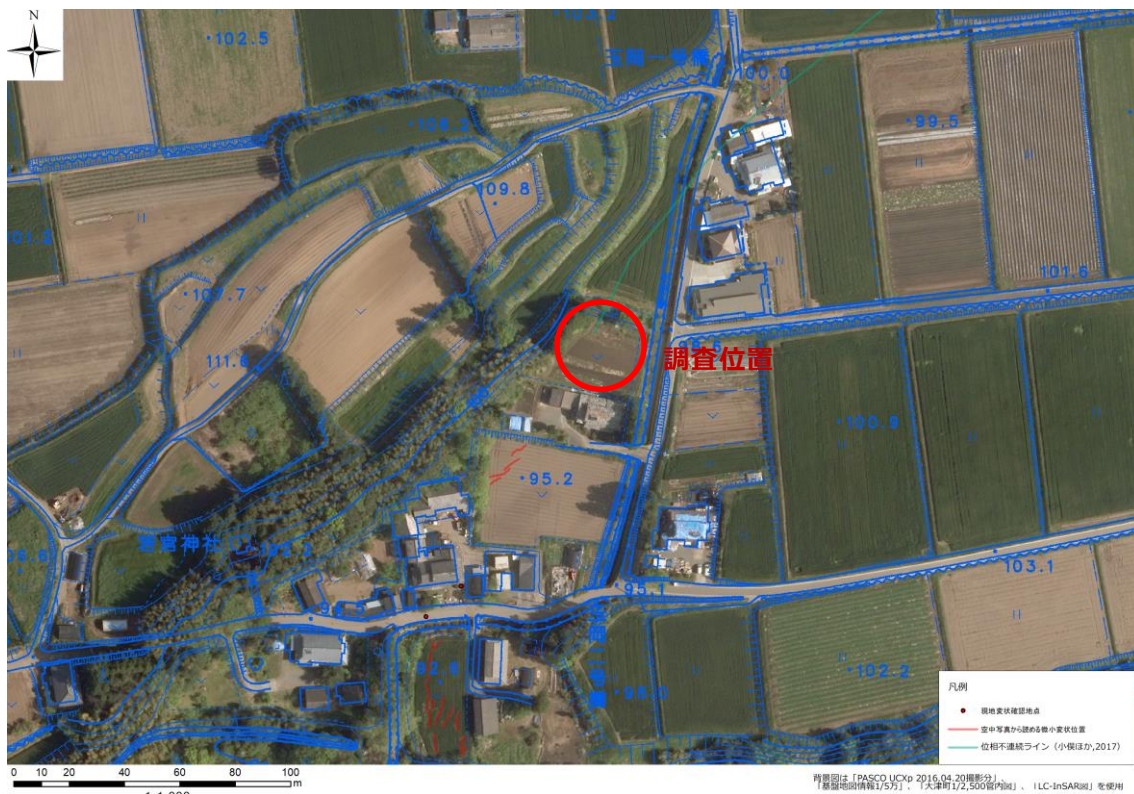


図 2-19 調査地点位置図（pasco 撮影簡易オルソ＋大津町 1/2,500 管内図）

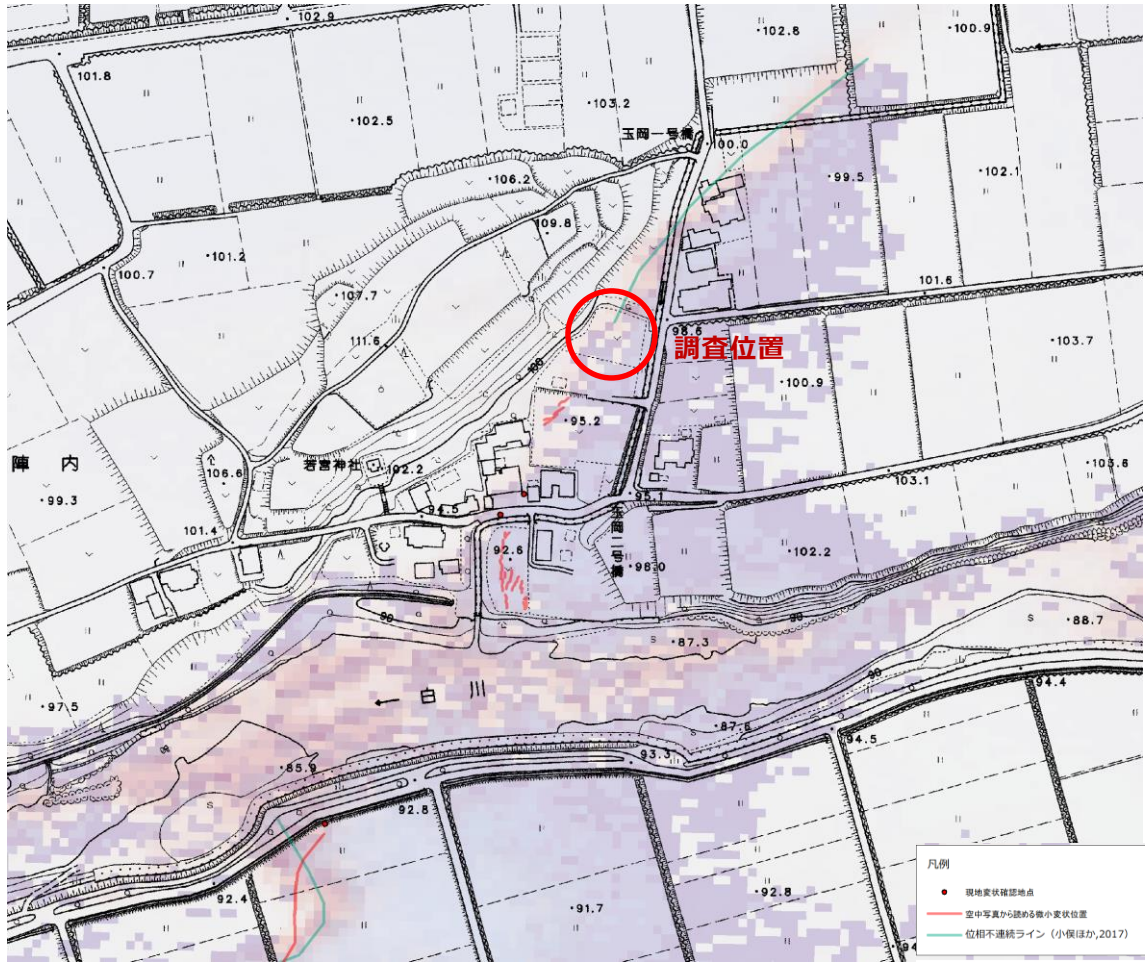


図 2-20 調査地点位置図 (LC-InSAR 図+大津町 1/2,500 管内図)

2.2.2.2. トレンチ調査結果

(1) 掘削結果

トレンチ掘削では当初計画深度（4m 深）まで掘削した時点で 2016 年の変形構造が出現しており、地層の露出状況から 1m 強の追加掘削を行えば基盤層に到達するものと想定されたため、当初計画より深く 12m 長×8m 幅×5.5m 深の掘削を実施した。

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、RTK 測量を実施した（表 2-2）。設置したグリットの標高については、KBM からレベル測量にて求めた。

測量成果平面図を図 2-21 に、ピット全景写真を図 2-22～図 2-23 に示す。

表 2-2 福原測量成果

測定位置	標高(T.P.m)	測定方法	備考
KBM	97.4349m	RTK 測量	車止め上
鉛直方向 0.00m	97.617m	レベル	板上面
鉛直方向-1.00m	96.617m	レベル	
鉛直方向-2.00m	95.617m	レベル	
鉛直方向-3.00m	94.617m	レベル	
鉛直方向-4.00m	93.617m	レベル	
鉛直方向-5.00m	92.617m	レベル	
鉛直方向-5.50m	92.117m	レベル	

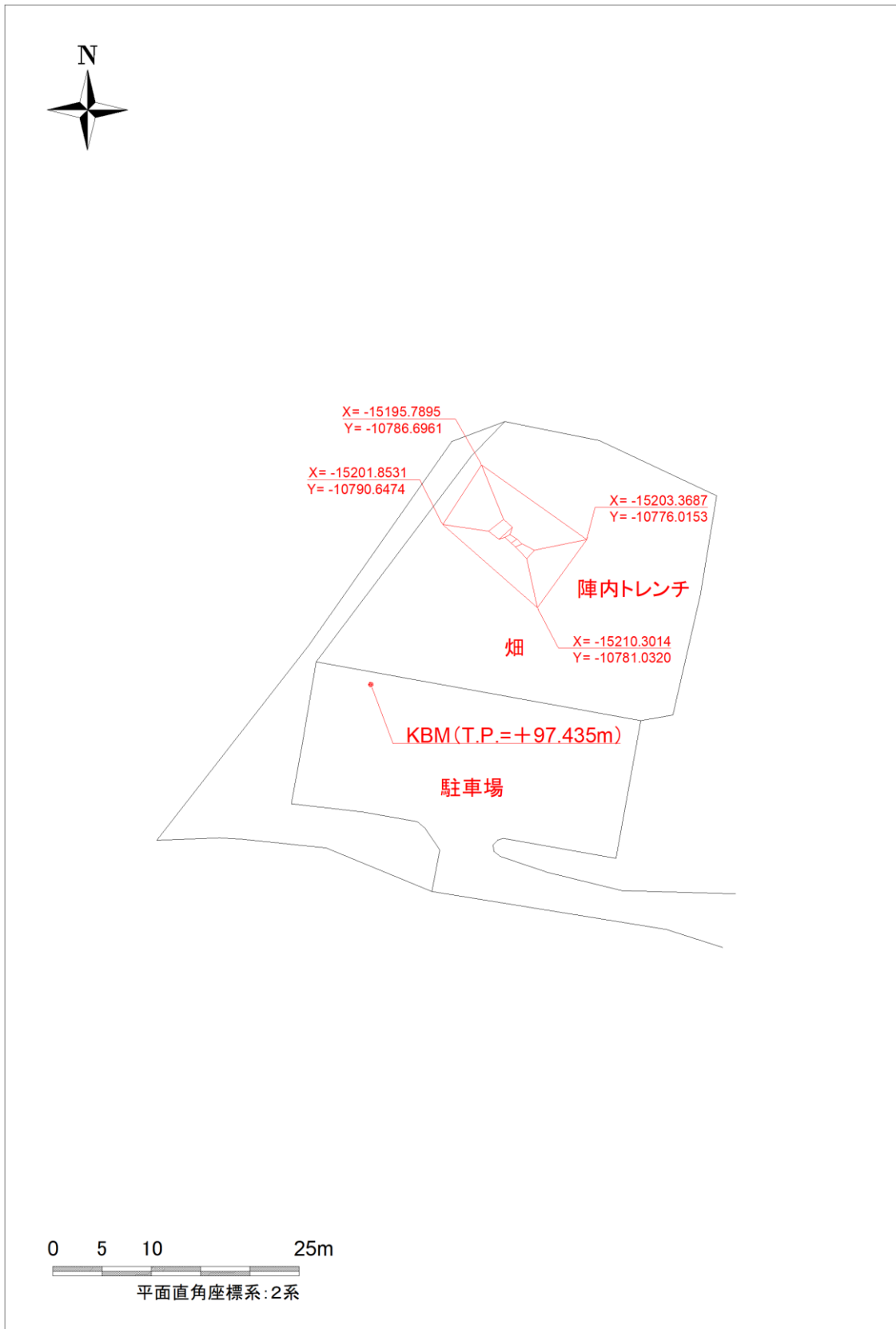


図 2-21 測量成果平面図



図 2-22 トレンチ全景 (2020/01/04 撮影)



図 2-23 トレンチ全景 (北東側より撮影)

(2) モザイク写真

ピット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 2-24～図 2-26 に示す。

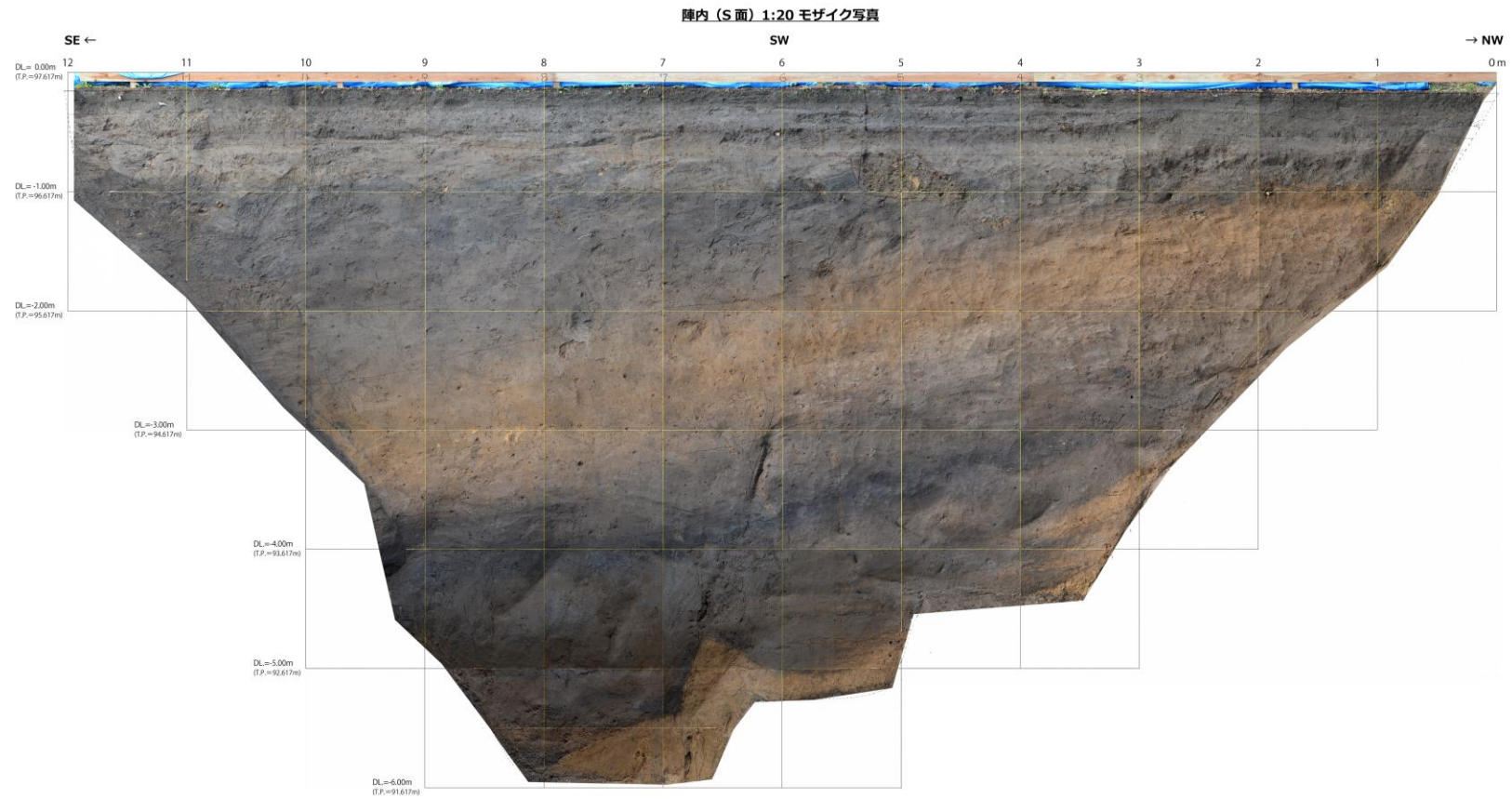


図 2-24 モザイク写真 (S面)

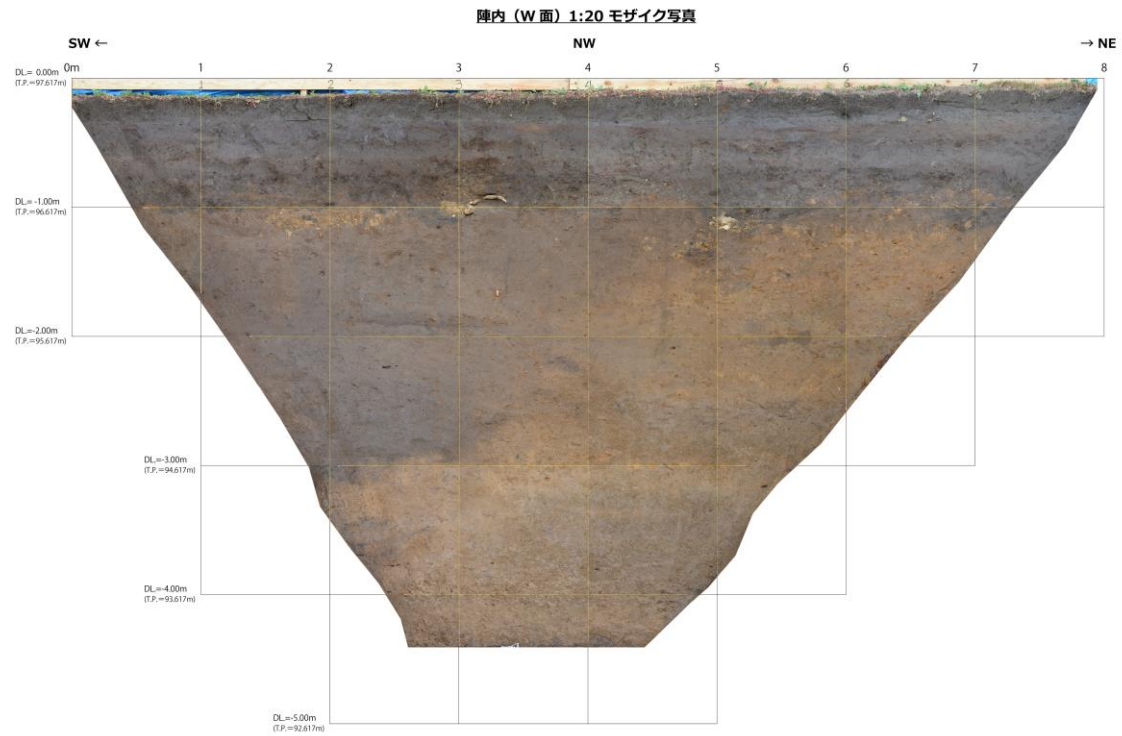


図 2-26 モザイク写真 (W面)

(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、断層位置の加筆を行った。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。法面スケッチを次ページ以降に示すとともに、記載結果を付属資料 2 に添付した。

(4) 地質概説

トレンチ調査地点における地質層序表を表 2-3 に示す。

トレンチ法面において確認された人為的な影響のある地層は、上位より耕作土（1層）、旧耕作土（12,13,14,16層）、埋土（22,24a,24b層）となっている。それらより下位には沖積層および基盤である火山砕屑物が分布し、沖積層は上位より斜面堆積物（31,32,34,42層）、腐植土（44層：クロボク）、一部腐植質な部分を含む斜面～谷埋め堆積物（46a,46b-1,46b-2,51a,51b,54a,54b層）、水成堆積物（56,58,59層）からなる。崩積土層（60層）はW面のみ分布し、上記各層との上下関係は不明である。

表 2-3 地質層序表

地層名		層相	cal.BP	
下盤側	上盤側		下盤側	上盤側
1		耕作土		
12		旧耕作土		
13				
14				
16				
22		埋土		
24a	24a	埋土		
24b	24b			
31		斜面堆積物		
32			3,440±30	
34			K-Ah 7,300	
42			9,790±30	
44		腐植土	10,480±30	
46a		斜面～谷埋め		
46b-1	46b-1	腐植質	12,120±40	12,010±40
		堆積物		
46b-2		腐植質	12,520±40	11,960±30
51a	51b	斜面～谷埋め		
		腐植質		
		堆積物		
54a	54a	腐植質 腐植質	11,200±40	
54b		斜面～谷埋め	12,220±40	
56		水成堆積物		
58				
59				
	60	崩積土		
80		火山砕屑物		

(5) 地質各論

【1層】トレンチ掘削範囲表層に層厚 15～20cm で分布する。灰色を呈す。最下部 5cm 程度はやや赤色がかかる。現耕作土層。

【12層】S面グリッド 0～8m に層厚 15～20cm 程度で分布する。0～2m 範囲内では下半部に斜交葉理の発達した茶褐色粗粒砂を含む。上部は灰色シルトからなる。

これらは河川の氾濫等によって堆積した砂と、床土+耕作層の組み合わせからなる旧耕作土と考えられる。

【13層】W面グリッド 3～8m および N面全体に層厚 15～20cm 程度で広く分布する。W面グリッド 1～6m 範囲内では最下部に茶褐色粗粒砂を伴う。上部は灰色シルトからなる。

これらは河川の氾濫等によって堆積した砂と、床土+耕作層の組み合わせからなる旧耕作土と考えられる。

【14層】W面グリッド 0～6m および S面全体に層厚 15～20cm 程度で広く分布する。下位境界付近に少量の偽礫が点在する。灰色シルト主体。

これらは河川の氾濫等によって形成された偽礫を含む部分と、床土+耕作層の組み合わせからなる旧耕作土と考えられる。

【16層】すべての面に平均層厚 15～20cm で広く分布し、N面グリッド 7～9m 付近では層厚 30cm 程度となる。下位境界付近に偽礫が点在する。灰色シルト主体。

これらは河川の氾濫等によって形成された偽礫を含む部分と、床土+耕作層の組み合わせからなる旧耕作土と考えられる。

【22層】すべての面で下位層の凹凸を埋めるような形状で、不規則な下位境界面をしている。上位境界面は N面グリッド 7～9m 付近を除きほぼ水平となっている。砂分や礫分を不規則に含み、やや不均質な性情を示す。

下位層の凹凸を均している不均質な土砂であることから、人工的な平坦面を作成するために実施された埋土層と考えられる。

【24a層】極めて不均質な礫混じり土砂からなり 24b層とともに不規則な分布形状を示す。礫は黄褐色シルトの偽礫が主体で、基質は暗褐色シルトからなる。

極めて不均質な不規則形状の土砂からなることから、人工的な埋土層と考えられる。

【24b層】24a層とともに不規則な分布形状を示す。S面グリッド 10～11m では船底状の直線的な形態を、N面グリッド 8～9m では細長く伸びた直線状の分布を示す。暗灰色腐植質シルトからなる。

直線的な形状を埋めて分布することから人工的な埋土層と考えられ、その埋土の形態からは水路等の人工物の可能性が示唆される。

【31層】S面ではグリッド6m付近から、N面ではグリッド4m付近から東側に層厚を増すようにやや傾斜して分布する。最上部は人口改変により失われており、層厚は不明である。上位ほど濃色となる暗褐色シルトからなる。

明瞭な堆積構造が確認できない傾斜して堆積した細粒土であることから、斜面堆積物（風成土壌）と考えられる。

【32層】S面ではグリッド3m付近から、N面ではグリッド4m付近から上下位層と同様の傾斜で東側に分布標高を低下させながら分布している。N面ではグリッド4～7mにかけて層厚の増加が確認されるものの、S面ではグリッド3～6m付近にかけて上部を人口改変により失っているため、層厚の変化は確認できない。褐色シルトからなり、φ1cm程度の礫が点在する。S面7.6m付近には暗褐色シルトが局所的に存在している。

明瞭な堆積構造が確認できない傾斜して堆積した細粒土であることから、斜面堆積物（風成土壌）と考えられる。局所的に分布する暗褐色シルトは人工的に掘削された穴等によって、24b層が落ち込んで形成されたものと考えられる。

【34層】S面ではグリッド1m付近から、N面ではグリッド2m付近から東側に分布標高を低下させながら、層厚が0.3m程度から最大1.2m程度に増加して分布する。褐色シルト～極細粒砂からなり、中央部付近全体がやや黄色がる。S面グリッド8～9m付近およびN面グリッド9～10m付近では、淡黄～明黄色パミス質火山灰層が円筒状にくり抜かれたように途切れながらも層状に分布している。

明瞭な堆積構造が確認できない傾斜して堆積した細粒土であることから、斜面堆積物（風成土壌）と考えられる。火山灰層が円筒状にくり抜かれていることは、降下火山灰層が斜面上に堆積した後に根などによって乱されたものと推定され、離水環境を支持する。また、同火山灰層はパミス主体で特徴的な黄色を呈すことから、鬼界アカホヤ火山灰層（K-Ah）である可能性が高いものと考えられる。

【42層】W面で層厚1.5m程度となっているが、S面N面ともに東方ほど層厚を減じ、最も薄い箇所では層厚0.3m弱程度となる。暗褐色シルトを主体とする。

明瞭な堆積構造が確認できない傾斜して堆積した細粒土であることから、斜面堆積物（風成土壌）と考えられる。

【44層】S面およびN面にて層厚0.3～0.4m程度で広く分布する黒色シルト層からなる。

明瞭な堆積構造が確認できない傾斜して堆積した細粒土であることから、斜面堆積物（風成土壌）と考えられ、特徴的な黒色を呈すことからクロボク（黒色の火山灰土壌）に該当するものと推定される。

【46a層、46b-1層、46b-2層】46a層はS面グリッド6.5m付近およびN面グリッド7.5m付近の断層を挟んで下盤側で層厚が厚く、上盤側でやや薄い。主として灰色シルトからなる。基盤岩が露出する斜面近傍は橙色でやや粗粒な堆積物が分布する。地層の中央部付近に分布する46b-1層および地層の下部に分布する46b-2層はやや腐植質

で暗灰色を呈す。地層の傾斜は断層近傍より東側で相対的に緩くなり、断層下盤側では 46a 層の層厚が大きく増加する。下部で少量の赤色パミス（ $\phi=1-2\text{mm}$ 程度）が少量点在する。

46a 層は腐植質な地層が層状に堆積していること、S 面および N 面の中央付近より東側では地層の傾斜角が緩くなり、下盤側ではほとんど水平に近い状態の堆積となっておりことから、谷底平野を埋積した谷埋め堆積物であると解釈できる。

【51a 層、51b 層】51a 層は S 面および N 面ともに、層厚を斜面なりにやや増加させながら堆積している。全体がやや黄色がかかった砂質シルト主体で、 $\phi 1\sim 2\text{mm}$ の黄色パミスが全体に多数散在する。地層の最上部付近には $\phi 1\text{mm}$ 程度の赤色パミスが点在する。

傾斜して分布する地層の一部は斜面堆積物の可能性があるものの、堆積物がほぼ水平に堆積しているため谷底平野を埋積した谷埋め堆積物と解釈できる

【54a 層、54b 層】54 層は断層近傍のみに分布する。54a 層は黄色パミスを層状に含むシルト混じり細粒砂～灰色シルトからなり、ほぼ水平に堆積している。54b 層は暗灰色腐植質シルトからなり、断層により変位を受けている。

54 層は水平な層状構造から谷埋め堆積物であることが示唆されるものの、一部は基盤の火山砕屑物の形状にあわせて分布しているため、斜面堆積物も含むものと推察される。

【56 層、58 層、59 層】断層の下盤側のみに分布し、水平～斜交葉理が発達する。全体的にやや粒径幅が広く不淘汰である。56 層は黄褐色シルト～極細粒砂、58 層は暗灰色極粗粒砂～細礫、59 層は暗灰色細～中粒砂からなる。これらの各層は基底の火山砕屑物をやや削り込んで覆う。

葉理が発達した堆積構造や下位層を削り込む形状からは水流の影響が考えられ、河川や沼地などの堆積環境が想定される。

【60 層】W 面グリッド 3～5m 近傍にて基盤直上に基盤の角礫を含むシルト層からなる。粘土分少ない。

基盤斜面にへばりつくように分布すること、基盤の角礫を含むことから、崩積土であると解釈した。分布範囲が限定的であるため、各地層との直接の関係は不明である。

【80 層】トレンチ基底をなす火山砕屑物。場所により $\phi 1\sim 2\text{cm}$ 程度の安山岩角礫が点在する。阿蘇 4 火砕流堆積物の二次堆積物と推定される。

(6) 出土物（土器片）

トレンチ壁面及び掘削土から発見された土器については、採取位置を確認の上で大津町教育委員会に提出し、土器の年代についてヒアリングを行った。



図 2-30 土器片出土状況(32層)

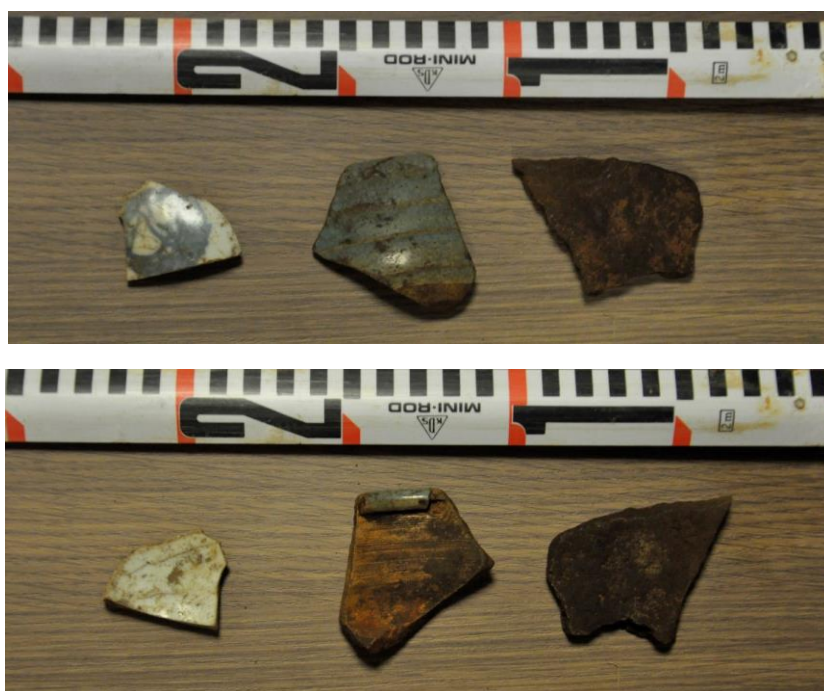


図 2-31 産出した土器片写真（現物は大津町教育委員会に提出）



図 2-32 土器片出土状況（46層）

図 2-31 のうち左 2 つは掘削土砂中から、右端の 1 つは法面から出土した。法面から出土した土器は 32 層に位置し、年代は縄文時代とのことであった。

(7) 断層記載

陣内トレンチで確認される断層はトレンチ底から地表部まで連続して分布するような形態は確認されず、細かく途切れて分布する。この細かく分かれる断層に対して番号を付けて記載するのは困難であるため、断層の性状によって区分して記載する。なお、壁面の位置を表す際にはグリッドで表示する。例えば、N面の横方向のグリッドが地表面上の横板に6mと表示された水系の上で、深度方向には2本目の水系と3本目の水系の間点である場合は、N(6.0, -2.5)のように表示する。

① 開口亀裂

S面では、S(5.3, -0.2)の地表面まで切断する開口亀裂がS(5.4, -1.0)付近まで連続する。地表面まで切れている(図2-33)ことから、2016年の熊本地震による開口亀裂であると判断できる。開口部には挟在物は分布しない。このように開口した亀裂は、S(6.0, -2.5)付近からS(7.0, -5.0)に単独あるいは数条が平行に分布している。開口亀裂の走向傾斜はN89~78E80~90Sである。トレンチ最下部の80層内にもS(6.7, -5.6)付近にはほぼ鉛直の開口亀裂も見られる。N面では、地表付近ではN(5.6, -0.4)付近からN(5.4, -2.2)付近に断続しているものと、N(7.1, -0.5)からN(6.8, -1.0)にかけての2条が確認できる。またN(6.8, -2.6)付近からN(6.8, -4.9)付近にかけては、何条もの開口亀裂が雁行状に配列し、法面全体がガサガサした感じとなっている。これらの開口亀裂の走向はN73~79EおよびN75~71Wで傾斜は80~90Nである。S(7.3, -5.2)付近には径2cm程度の丸い穴が開いている。



図 2-33 耕作土層まで切る開口亀裂

② 密着したせん断面

34層以深の地層中にはトレンチ壁面の見かけの変位量が小さな密着したせん断面が確認される。一部は開口亀裂を上位の地層が充填しているものも確認できる。S面のS(6.2, -2.7)付近からS(6.1, -3.7)付近では、34層中に密着したせん断面、42

層、44層および46a層中にできた開口亀裂を34層が埋めている構造が確認できる。この面の走向傾斜はN13E78Wである。この構造はS(6.2, -3.4)付近で2016年熊本地震によると考えられる開口亀裂によって切られる(図2-34)。よってそれよりも古い断層活動イベントでできた構造であると推定される。密着したせん断面はS(8.0~9.0, -4.0~-5.0)のグリッド中に数多くみられる。またN面ではN(7.0~8.5, -4.0~-5.0)付近に多くみられる。これら密着したせん断面のトレンチ壁面での見かけの上下変位量はほとんどなく、34層と42層との境界から44層と46a層との境界までほぼ同じような構造で連続している。



図 2-34 開口亀裂に切断される密着したせん断面

③上下変位量の大きな変形構造

S面ではS(6.7, -4.7)付近からS(6.8, -5.4)付近で、46b-2層から80層までを40cm程度上下変位させる変形構造がある(図2-35)。この変形に伴って54a層は引きずられ、せん断構造が認められる。46b-2層および51a-1層、51b層は層厚をあまり変えずに上盤と下盤とに分布する。これらの上位の46a層は下盤で層厚を増すことから、46a層堆積中に見かけ東側が下がる上下変位を生じたと推定される。上下変位量の大きさから、34層から44層中に見られるせん断面の断層活動イベントとは別の活動である。N面でも46b層および51a層が層厚をあまり変えずに上盤と下盤とに分布する。N面でもこれらの上位の46a層は下盤で層厚を増すことから、46a層堆積中に見かけ東側が下がる上下変位を生じたと推定される。この変位を生じた51a層と46b-2層を境するせん断面は密着しており、せん断面だけを見ても、断層活動イベントの識別は困難である。



図 2-35 S 面の上下変位量が大きな変形構造

④80 層中のせん断構造

トレンチ最下部の火山碎屑物からなる 80 層中には多くのせん断構造がみられる。この構造は 80 層よりも上位層には連続しないことから、上位層が堆積する以前の構造であると考えられる。また、珪化によると推定される硬化がせん断面に沿うように見られることから、この時期には熱水の活動があったと推定される。



図 2-36 トレンチ底面の拡大画像、左右に横断して変色している部分がせん断構造

⑤流入粘土

N面のN(3.1, -0.9)からN(2.4, -2.7)にかけて、W面のW(5.8, -2.7)からW(1.8, -1.2)にかけて、灰色粘土が幅2mm～5mm程度で一部は途切れながらも連続している(図2-37)。80層から34層を切断し、盛土層である24層に覆われる。走向傾斜はN65～71E85～87Nであり、開口した部分を粘土が埋めていない箇所も見られたことから、開口した節理を埋める流入粘土のように観察される。この成因は不明であるものの、何らかの断層活動イベントによるものであると考えられる。

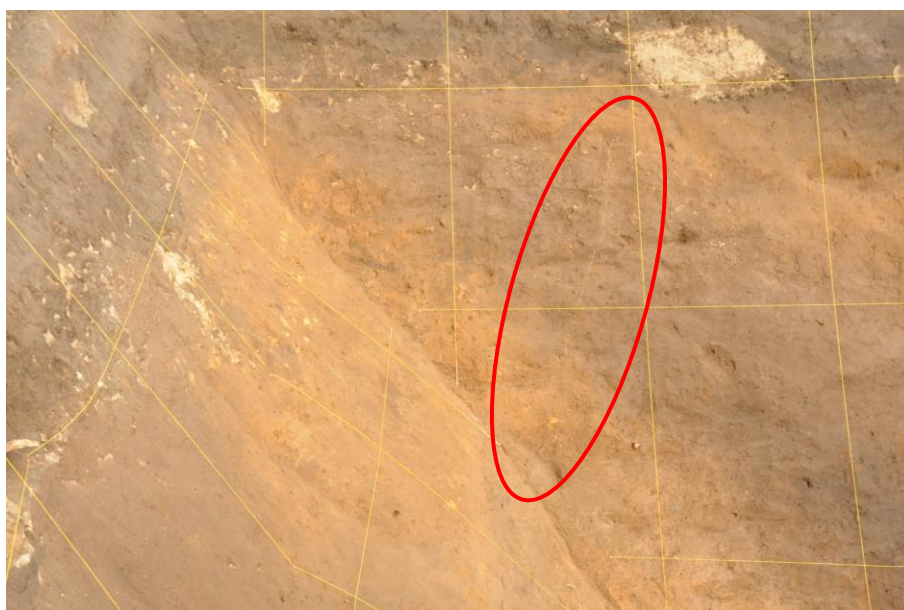


図 2-37 N面に見られる開口クラックに流入粘土

⑥イベントの認定

以上の変形構造から少なくとも4回のイベントを認定した。(1)2016年熊本地震による開口亀裂(イベントⅠ)、(2)34層までを変形させる密着したせん断面構造(イベントⅡ)、(3)46a層までを変形させる見かけの上下変位が40cm程度の変形構造(イベントⅢ)、(4)80層中にのみ見られるせん断変形構造(イベントⅣ)。このほかに流入粘土が埋める開口割れ目があるものの、独立したイベントであるのか、イベントⅡと同時期であるか不明である。

2.2.2.3. 年代測定結果

放射性炭素年代測定は 9 試料で実施した。概要を以下に示すとともに、詳細を添付資料に示す。

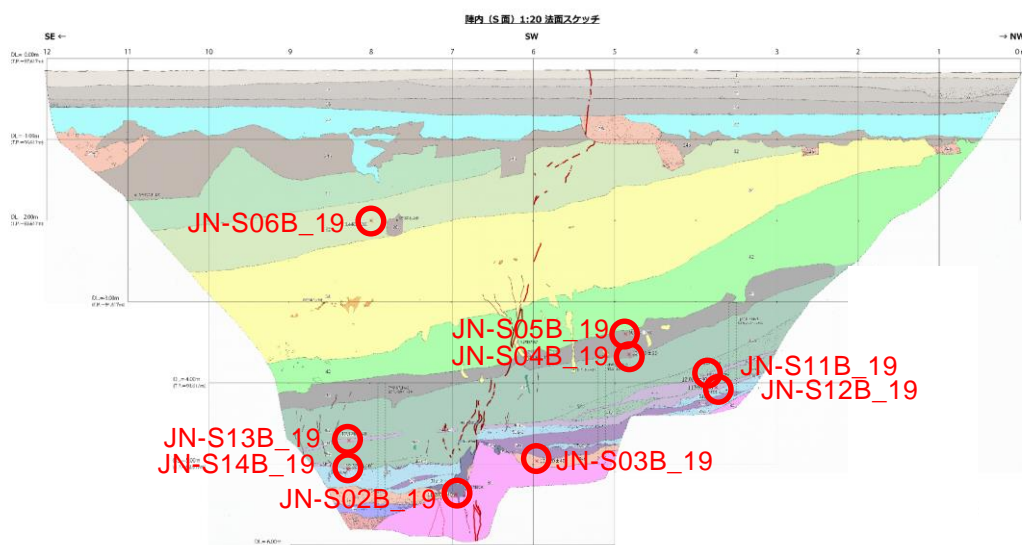


図 2-38 S 面年代測定試料採取位置

表 2-4 年代測定値

geo ID	beta ID	sxs	sample	type of material	Measured Radiocarbon Age	Conventional Radiocarbon Age	cal	13C	Technique Delivery	Pretreatment		
58341	546718	1	JN-S02B_19	organic sediment	11210	40	11200	40	95.4% probability (05.4%) 1192 - 11047 cal BC (03141 - 12996 cal BP)	-25.31	AMS-Standard	acid washes
58342	546719	2	JN-S03B_19	organic sediment	12190	40	12220	40	95.4% probability (05.4%) 12307 - 12035 cal BC (04256 - 13984 cal BP)	-23.09	AMS-Standard	acid washes
58343	546720	3	JN-S04B_19	organic sediment	10440	30	10480	30	95.4% probability (00.6%) 10613 - 10431 cal BC (02562 - 12380 cal BP) (03.9%) 10328 - 10289 cal BC (02277 - 12238 cal BP) (00.9%) 10376 - 10357 cal BC (02325 - 12306 cal BP)	-22.81	AMS-Standard	acid washes
58344	546721	4	JN-S05B_19	organic sediment	9770	30	9790	30	95.4% probability (05.4%) 9296 - 9236 cal BC (01245 - 11185 cal BP)	-23.85	AMS-Standard	acid washes
58644	550202	5	JN-S06B_19	organic sediment	3370	30	3440	30	95.4% probability (01.2%) 1785 - 1664 cal BC (0734 - 3613 cal BP) (05.4%) 1378 - 1838 cal BC (03827 - 3787 cal BP) (03.8%) 1329 - 1792 cal BC (0778 - 3741 cal BP)	-20.56	AMS-Standard	acid washes
58645	550203	1	JN-S11B_19	organic sediment	11980	40	12010	40	95.4% probability (05.4%) 12050 - 11800 cal BC (03999 - 13749 cal BP)	-23.40	AMS-Standard	acid washes
58646	550204	2	JN-S12B_19	organic sediment	11930	30	11960	30	95.4% probability (01.5%) 11914 - 11774 cal BC (03863 - 13723 cal BP) (03.9%) 12022 - 11931 cal BC (03971 - 13880 cal BP)	-23.11	AMS-Standard	acid washes
58647	550205	3	JN-S13B_19	organic sediment	12090	40	12120	40	95.4% probability (05.4%) 12182 - 11871 cal BC (04131 - 13820 cal BP)	-23.28	AMS-Standard	acid washes
58648	550206	4	JN-S14B_19	organic sediment	12480	40	12520	40	95.4% probability (05.4%) 13141 - 12485 cal BC (05090 - 14434 cal BP)	-22.68	AMS-Standard	acid washes

2.2.2.4. まとめ

陣内トレンチにおける掘削範囲の地質層序は、下位より基盤層、沖積層、埋土層、旧耕作土層及び耕作土層に区分される。

トレンチ法面では以下に示す少なくとも4回の断層活動イベントが識別され、2016年熊本地震で発生した副断層による地表変状位置において、過去にも繰り返し断層活動があった事が判明した。

- (1)イベントⅠ：地表面まで達する亀裂が確認される。亀裂の開口部に土砂は充填されていない。開口亀裂が地表面まで達すること、開口亀裂の位置が周辺で確認された2016年熊本地震の地表地震の延長にあたること、開口部が土砂に充填されず最近の断層活動によって形成された事が推定されることから、この開口を伴う断層は2016年熊本地震によって形成されたと判断できる。
- (2)イベントⅡ：トレンチ壁面において、34層下部、42層、44層、46a層内にくさび状に上位の地層が入り込んでいる構造が確認できる。くさび状に入り込む地層はその粒度、色調及び連続性から34層中～上部層であることが推定される。くさび状の部分に開口は伴わず、密着したせん断面が34層下部、44層、46層に確認できる。S面グリッド6と7の間、深度-3～4では、このくさび状の構造及び密着したせん断面をイベントⅠの開口亀裂が切る構造が見られる。よって、これらのせん断面はイベントⅠに先立つイベントで形成されたと判断できる。せん断面が分布する34層と42層の境界から、44層と46a層との境界までは、分布標高がせん断面を挟んで変わらず、地層の厚さも極端にせん断面付近で変化しない。断層イベントⅡの活動時期は42層の堆積以降、32層堆積以前である。42層からは年代値が得られていないため、その下位である44層上部の年代が $9,790 \pm 30$ cal.BP、32層の年代が $3,440 \pm 30$ cal.BPから、イベント時期は $9,820$ cal.BP.以降 $3,410$ cal.BP.以前であると推定される。
- (3)イベントⅢ：トレンチ壁面において、S面では80層に50cm程度の上下変位を与えている断層が分布する。断層の西側では、46a層が断層の東側で層厚を増している。46a層中には46b-1層が断続して挟在するが、46b-1層準の上下で層相により46a層を区分することは出来ない。51層は断層を挟んで分布高度は異なるもののほぼ同じ層厚で分布し、その上位の46b-2層も断層東側では断続するものの分布している54a層は断層活動により引きずり変形を受けている。よって、イベントⅢは51a-1層堆積後、46a層堆積中に東側が下がる断層運動を生じ、その後、断層運動で低下した46a層とほとんど同質の物質が供給されて46a層の層厚が増したと解釈できる。よって、イベントⅡの時期は46b-2層堆積後、46a層堆積中である。しかし、46b-1層および46b-2層の年代は54a層の年代と比較して有意に古い年代が計測されるため再堆積による影響が示唆される。よって、イベント年代は54a層の年代以降、44層の年代以前となる。54a層の年代が $11,200 \pm 40$ cal.BP、44層下部の年代が $10,480 \pm 30$ cal.BPであることから、イベント時期は $11,240$ cal.BP以降、 $10,450$ cal.BP以前であると推定される。

(4)イベントIV：80層内だけで見られるせん断構造からイベントが認定できる。このせん断面は上位層準に変位を与えていない。活動年代及び活動回数は不明である。

表 2-5 総合模式柱状図

地層名		層相	cal.BP		活動イベント
下盤側	上盤側		下盤側	上盤側	
1		耕作土			← イベント I 2016 熊本地震
12		旧耕作土			
13					
14					
16					
22		埋土			
24a	24a 24b				
31		斜面堆積物			34 堆積中] イベント II 42 堆積後
32			3,440±30		
34			K-Ah 7,300		
42					
44		腐植土	9,790±30	10,480±30	
46a		斜面～谷埋め 堆積物			46b-1 堆積前] イベント III
46b-1	腐植質		12,120±40	12,010±40	
46b-2	腐植質		12,520±40	11,960±30	46b-2 堆積後
51a		斜面～谷埋め 堆積物			
51b	腐植質				
54a	腐植質	腐植質	11,200±40		
54b		斜面～谷埋め		12,220±40	
56		水成 堆積物			
58					
59					
	60	崩積土			
80		火山碎屑物] イベント IV

2.2.3. 既往成果との比較検討

陣内トレンチにおける調査結果をもとに、既往成果との比較検討を行った。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）の「布田川断層帯・日奈久断層帯の活動の時空間分布」に近傍の調査成果ならびに本調査成果を加筆した結果を図 2-39 に示す。加筆した結果は以下のとおりである。堂園地点は Lin et al.(2017)による。下陳地点および寺迫地点は上田ほか（2017）による。寺中地点は堤ほか（2018）による。益城地点は国土交通省都市局（2017）による。黒川地点は遠田ほか（2018）による。黒川地点では上田ほか（2018）でも調査を行っており、黒川電中研とした。阿蘇ファームランド東方（阿蘇 FL 東方）も上田ほか（2018）による。上田ほか（2018）、Lin et al.(2017)、遠田ほか（2018）の年代値を組み合わせると、布田川断層帯の 2016 年熊本地震に先行する断層活動イベントはおおよそ 1,900~2,000cal.BP に限定される。副断層において、一昨年実施した福原トレンチでは、おおよそ 3,000cal.BP~1,000cal.BP に最新の断層活動イベントが確認されており、この活動年代範囲は布田川断層主断層の断層活動時期を含むことから、先行する断層活動イベントは布田川断層本体と同時期である可能性が高い。

本年度、主断層から離れた副断層位置で掘削した陣内トレンチでは、2016 年熊本地震に先行する断層活動イベントの年代は 9,820 cal.BP 以降 3,410 cal.BP 以前である。この年代は布田川断層主断層で実施されている 2016 年熊本地震に先行するおおよそ 2,000 年前のイベントとは一致しない。しかし、この年代は布田川断層主断層のひとつ前のおおよそ 4,000~9,000 年前に確認される断層活動イベント時期と一致している。

陣内トレンチで熊本地震に先行するおおよそ 2,000 年前の断層活動イベントが確認できなかった理由は、トレンチ内で断層分布位置の地層が約 3,000 年前であり、新しい断層活動イベントが識別できない、もしくは 2,000 年前のイベントで副断層が活動していない、の 2 つの可能性がある。

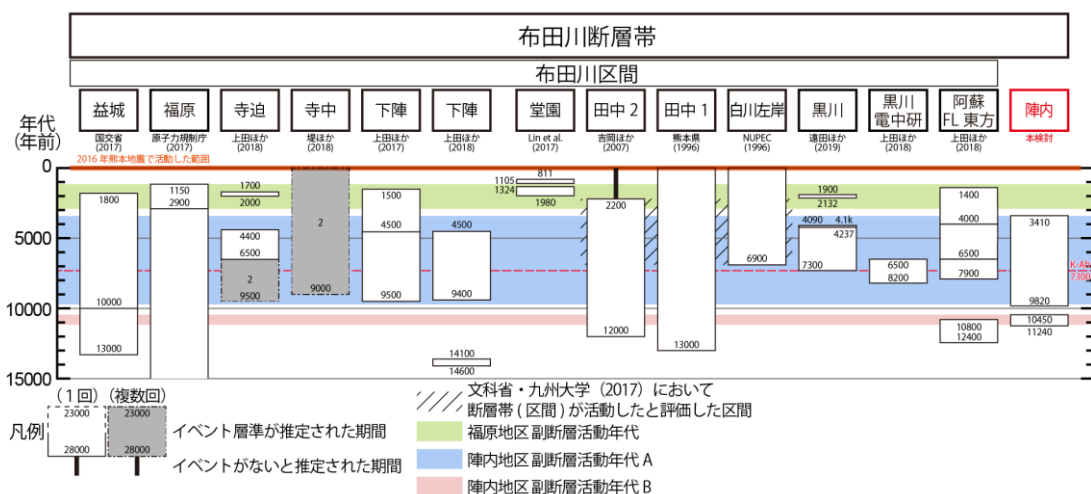


図 2-39 陣内におけるイベントのまとめと他地点との比較

(文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学、H29.5 に追記した)

2.3. 試料サンプリング

陣内トレンチ調査結果では、4km も主断層から離れた位置においても、副断層が繰り返し活動していたことが明らかとなった。このような遠方での副断層の活動が明らかとなるケースは限られているものと考えられ、追加調査等により更なる知見の収集・解析が望まれる。

したがって、各種サンプリングを実施するとともに次年度以降の調査解析への申し送り事項を以下より示す。

- ブロックサンプリングは CT スキャンによる 3 次元構造の把握や大型剥片の作成観察による断層構造の解析等に使用することを想定している。
- 連続サンプリングは火山灰分析等により地層の年代等の分析に使用することを想定している。
- 個別サンプリングは過去の地震により発生したクラック内の包有物や追加年代測定用の試料など、より詳細な断層の運動像を解明するために使用することを想定している。

2.3.1. ブロックサンプリング

(1) サンプリング概要

ブロックサンプリングは採取対象周辺を手作業で掘削・除去し、柱状に整形後、方位記号等を記入して採取を行った（図 2-40）。

ブロックサンプリングは合計 3 試料を定方位で採取した。



図 2-40 サンプリング状況

表 2-6 ブロックサンプリング試料一覧

No.	トレンチ	採取位置	試料の状態	採取日	メモ
1	陣内	N7.2m, GL-5.8m	定方位	2020/1/11	断層
2	陣内	N7.5m, GL-5.4m	定方位	2020/1/11	断層、中央に断層の穴あり
3	陣内	W5.1m, GL-2.5m	定方位	2020/1/11	注入粘土

(2) ブロックサンプリング試料 No.1 (N7.2,-5.8)

N 面において火砕流堆積物中の断層を採取した。



図 2-41 試料 No.1 採取位置



図 2-42 試料 No.1 採取状況

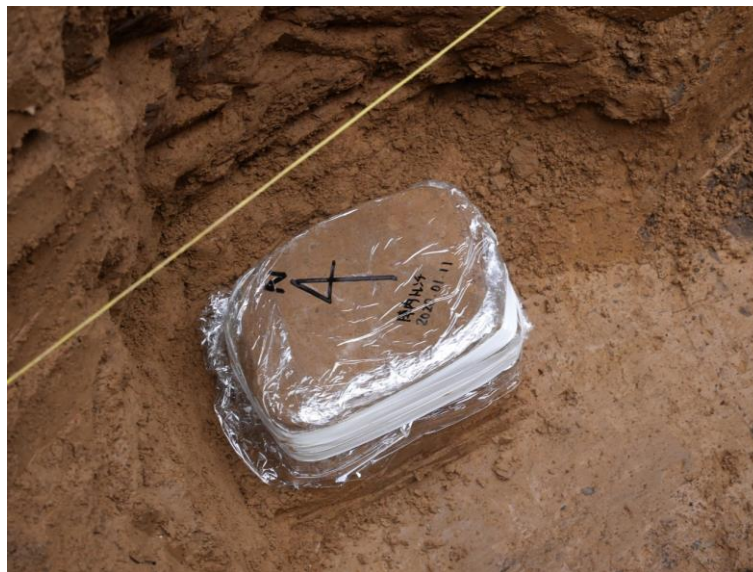


図 2-43 試料 No.1 定方位

(3) ブロックサンプリング試料 No.2 (N7.5,-5.4)

N 面において火砕流堆積物と上位の谷埋め堆積物の境界付近の断層を採取した。サンプル中央付近の穴は 2016 年熊本地震に伴い形成された空隙と考えられる。



図 2-44 試料 No.2 採取位置



図 2-45 試料 No.2 採取状況

(4) ブロックサンプリング試料 No.3 (W5.1,-2.5)

W 面において 2~5mm 程度の間隙を充填する注入粘土を採取した。



図 2-46 試料 No.3 採取位置



図 2-47 試料 No.3 採取状況



図 2-48 試料 No.3 定方位

2.3.2. 連続サンプリング

火山灰分析用の連続サンプリングは4測線で実施した。詳細を以下より示す。

(1) サンプリング概要

表 2-7 No.1 測線 採取試料一覧

測線	位置	下端深度	上端深度	連番
No.1	S3.5	4.30	4.25	01-01
		4.25	4.15	01-02
		4.15	4.10	01-03
		4.10	4.00	01-04
		4.00	3.95	01-05
		3.95	3.90	01-06
		3.90	3.80	01-07
		3.80	3.70	01-08
		3.70	3.60	01-09
		3.60	3.50	01-10
		3.50	3.40	01-11
		3.40	3.30	01-12
		3.30	3.20	01-13
		3.20	3.10	01-14
3.10	3.00	01-14		

表 2-8 No.2 測線 採取試料一覧

測線	位置	下端深度	上端深度	連番
No.2	S5.1	5.00	4.85	02-01
		4.85	4.80	02-02
		4.80	4.75	02-03
		4.75	4.70	02-04
		4.70	4.60	02-05
		4.60	4.55	02-06
		4.55	4.50	02-07
		4.50	4.45	02-08
		4.45	4.40	02-09
		4.40	4.35	02-10
		4.35	4.30	02-11
		4.30	4.25	02-12
		4.25	4.20	02-13
		4.20	4.10	02-14a
		4.10	4.00	02-14b
		4.00	3.90	02-15
		3.90	3.80	02-16
		3.80	3.70	02-17
3.70	3.60	02-18		

表 2-9 No.3 測線 採取試料一覽

測線	位置	下端深度	上端深度	連番
No.3	S7.7	5.60	5.55	03-01
		5.55	5.50	03-02
		5.50	5.40	03-03
		5.40	5.30	03-04
		5.30	5.20	03-05
		5.20	5.05	03-06
		5.05	4.90	03-07
		4.90	4.80	03-08
		4.80	4.70	03-09
		4.70	4.60	03-10
		4.60	4.50	03-11
		4.50	4.40	03-12
		4.40	4.30	03-13
		4.30	4.20	03-14
		4.20	4.10	03-15
		4.10	4.00	03-16

表 2-10 No.4 測線 採取試料一覽

測線	位置	下端深度	上端深度	連番
No.4	N3.1	1.70	1.60	04-01
		1.60	1.50	04-02
		1.50	1.40	04-03
		1.40	1.30	04-04
		1.30	1.20	04-05
		1.20	1.10	04-06
		1.10	1.00	04-07
		1.00	0.95	04-08
		0.95	0.90	04-09

(2) 連続サンプリング No.1 測線 (S3.5,-4.30~-3.00)
No.1 測線サンプリング状況を以下に示す。



図 2-49 サンプリング採取状況 (No.1 測線)

(3) 連続サンプリング No.2 測線

No.2 測線サンプリング状況を以下に示す。

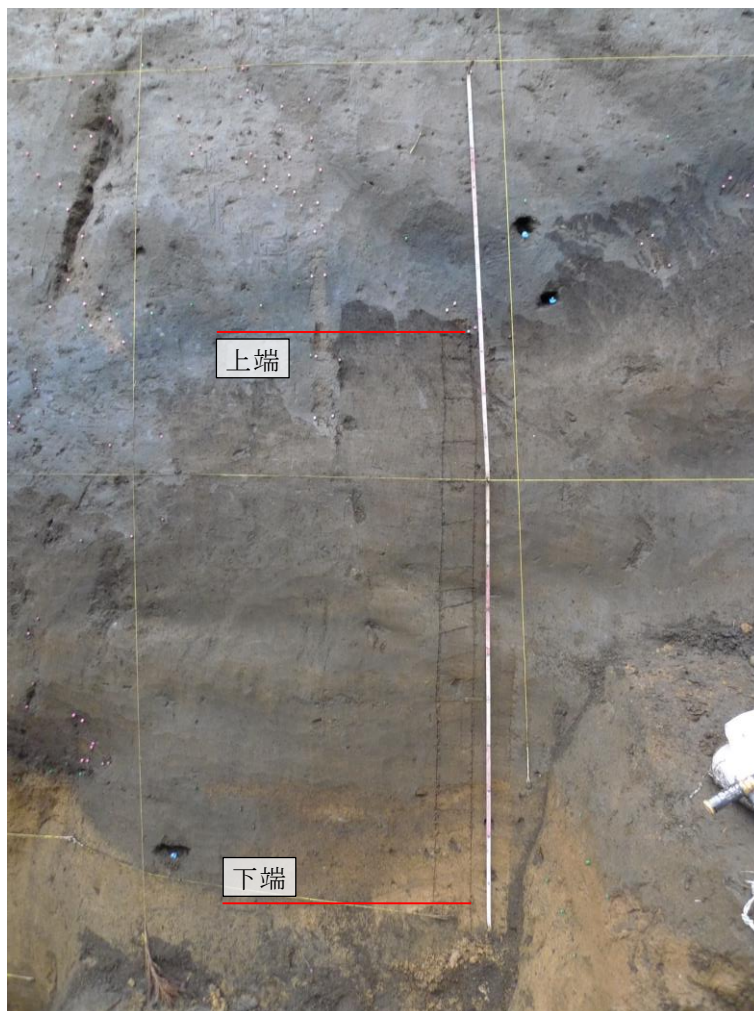


図 2-50 サンプリング採取状況 (No.2 測線)

- (4) 連続サンプリング No.3 測線
No.3 測線サンプリング状況を以下に示す。



図 2-51 サンプリング採取状況 (No.3 測線)

(5) 連続サンプリング No.4 測線

No.4 測線サンプリング状況を以下に示す。

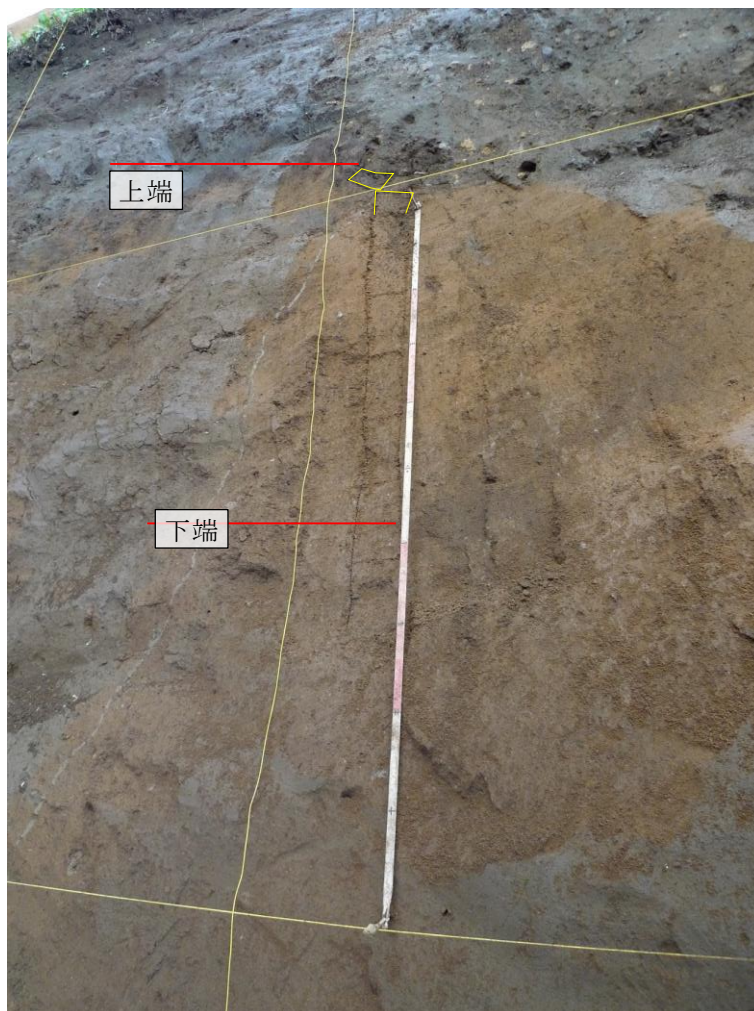


図 2-52 サンプリング採取状況 (No.4 測線)

※最上部の採取形状はイレギュラーなため黄色の四角形 (□) で示した。

2.3.3. 個別サンプリング試料

今後の検討において有用と考えられる試料の採取を行った。
採取したサンプルの一覧を以下に示す。

表 2-11 個別サンプリング 採取試料一覧

試料番号	採取物
S8.6,-3.0	火山灰
N9.2,-3.0	火山灰
S6.1,-3.7	包有物
S5.5,-3.8	包有物
S3.6,-3.8	腐植1の上の層
S3.5,-3.95	腐植1と2の間の層
S3.5,-4.1	腐植2と3の間の層
S7.6,-2.0	黒色ブロック
S10.9,-1.8	埋土黒色土層
N2.9,-1.2	注入粘土
S6.4,-4.7	年代分析用（上盤直上腐植質シルト）
JN-N01B	年代分析用（上盤直上腐植質シルト）
JN-N02B	年代分析用（下盤直上腐植質シルト）
JN-N04B	年代分析用（中央クロボク下部）
JN-N05B	年代分析用（中央クロボク上部）

2.4. 本章の参考文献

本調査における参考文献一覧を以下に示す。

- 1) Fujiwara S, Yurai H., Kobayashi T., Morishita Y., Nakano T., Basara Miyahara B., Nakai H., Miura Y., Ueshiba H., Kakiage Y., Une H. (2016) Small-displacement linear surface ruptures of the 2016 Kumamoto earthquake sequence detected by ALOS-2 SAR interferometry. *Earth, Planets and Space* 68:160
- 2) 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 「布田川断層帯・日奈久断層帯の評価(一部改訂)」, http://jishin.go.jp/main/chousa/13feb_chi_kyushu/k_11.pdf, 2013.
- 3) 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高 (2018) 活断層詳細デジタルマップ[新編], 141p, USB フラッシュメモリ
- 4) 鎌田浩毅・檀原徹・林田明・星住英夫・山下透(1994):中部九州の今市火砕流堆積物と類似火砕流堆積物の対比および噴出起源の推定.地質学雑誌.100 (4) , 279-291.
- 5) 国土交通省 (2017) 熊本地震からの益城町の市街地復興に向けた安全対策のあり方等に関する報告書 最終報告, 126pp (令和元年7月に最終報告の一部を修正)
http://www.mlit.go.jp/report/press/toshi08_hh_000034.html
- 6) 国土地理院 (2016) 平成28年熊本地震に関する情報 だいち2号干渉 SAR による変動の検出について,
<http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H27-kumamoto-earthquake-index.html#3>, 2018/3/12 確認
- 7) 郡谷 順英・小俣 雅志・谷口 薫 (2016) 平成28年(2016年)熊本地震にともなって出現した地表地震断層, 日本地球惑星科学連合2016年大会 MIS34-P49
- 8) 熊原 康博・後藤 秀昭・中田 高・石黒 聡士・石村 大輔・石山 達也・岡田 真介・楳原 京子・柏原 真太郎・金田 平太郎・杉戸 信彦・鈴木 康弘・竹竝 大士・田中 圭・田中 知季・堤 浩之・遠田 晋次・廣内 大助・松多 信尚・箕田 友和・森木 ひかる・吉田 春香・渡辺 満久 (2016) 2016年熊本地震に伴う地表地震断層の分布とその特徴, 日本地球惑星科学連合2016年大会, MIS34-05
- 9) Leake, B.E.(1968):Optical properties and composition in the orthopyroxene series.*Mineral.Mag.*36,745-747.
- 10) Lin A., Chen P., Satsukawa T., Sado K., Takahashi N., Hirata S.(2017) Millennium Recurrence Interval of Morphogenic Earthquakes on the Seismogenic Fault Zone That Triggered the 2016 Mw 7.1 Kumamoto Earthquake, Southwest Japan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 107, No. 6, pp. 2687–2702
- 11) 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学 (2017) 平成28年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査平成28年度成果報告書, 270pp, 地震調査研究推進本部,
https://www.jishin.go.jp/database/project_report/kumamoto_sogochousa-h28/ 2018/3/12 確認

- 12) 中田 高・今泉 俊文 (2002) 活断層詳細デジタルマップ, 東京大各出版会, 60p, DVD2 枚
- 13) 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
- 14) 小俣雅志・郡谷順英・三五大輔・渋谷典幸・谷口薫 (2017a) LC-InSAR 解析によって抽出される平成 28 年熊本地震の微小な地表変状, 日本活断層学会 2017 年秋季学術大会講演予稿集
- 15) 小俣 雅志・三五大輔・郡谷 順英・谷口 薫 (2017b) 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
- 16) 遠田晋次・鳥井真之・奥野 充・今野明咲香・小野大輝・高橋直也 (2019) 熊本地震地表地震断層の阿蘇カルデラ内の完新世活動履歴ー南阿蘇村黒川地区トレンチ調査一, 活断層研究, 51, 13-25, 2019
- 17) Shirahama Y., Yoshimi M., Awata Y., Maruyama T., Azuma T., Miyashita Y., Mori H., Imanishi K., Takeda N., Ochi T., Otsubo M., Asahina D., Miyakawa A. (2016) Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan. *Earth, Planets and Space* 68:191
- 18) 堤 浩之・遠田 晋次・後藤 秀昭・熊原 康博・石村 大輔・五味 雅宏・高橋 直也・谷口 薫・小俣 雅志・郡谷 順英・浅野 公之・岩田 知孝 (2018) 熊本県益城町寺中における 2016 年熊本地震断層のトレンチ調査, 活断層研究 49, P.31-39
- 19) 上田 圭一・宮脇 理一郎・家村 克敏・横山 俊高・宮脇 明子 (2017) 2016 年熊本地震時に出現した 2 系統の地表地震断層群の活動履歴: 益城町寺迫および下陳における都連著調査結果 (序報) 日本地質学会第 124 年学術大会講演要旨, p253.
- 20) 上田 圭一・宮脇 理一郎・家村 克敏・横山 俊高・宮脇 明子 (2018) 2016 年熊本地震時に出現した 2 系統の地表地震断層群の活動履歴: 益城町および南阿蘇村におけるトレンチ調査 (序報) 日本地球科学連合 2018 年大会 S-SS08
- 21) 山下透・檀原徹(1995):火山ガラスの hydration と super hydration-日本の広域テフラについて-.フィッション・トラックニュースレター第 8 号、41-46.
- 22) 山下透・檀原徹・岩野英樹・星博幸・川上裕・角井朝昭・新正裕尚・和田穰隆 (2007) : 紀伊半島北部の室生火砕流堆積物と周辺に分布する凝灰岩の対比およびそれらの給源: 軽鉱物屈折率を用いたモード分析によるアプローチ.地質学雑誌,113,340-352.
- 23) 吉川周作(1976):大阪層群中の火山灰層について, 地質学雑誌.82 (8) ,479-515.

3. 決定論的断層変位評価に係る知見の蓄積

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)および動力学破壊シミュレーション(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。動力学破壊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。

表層の数値解析(step3)では、動力学破壊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 3-1 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破壊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破壊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。

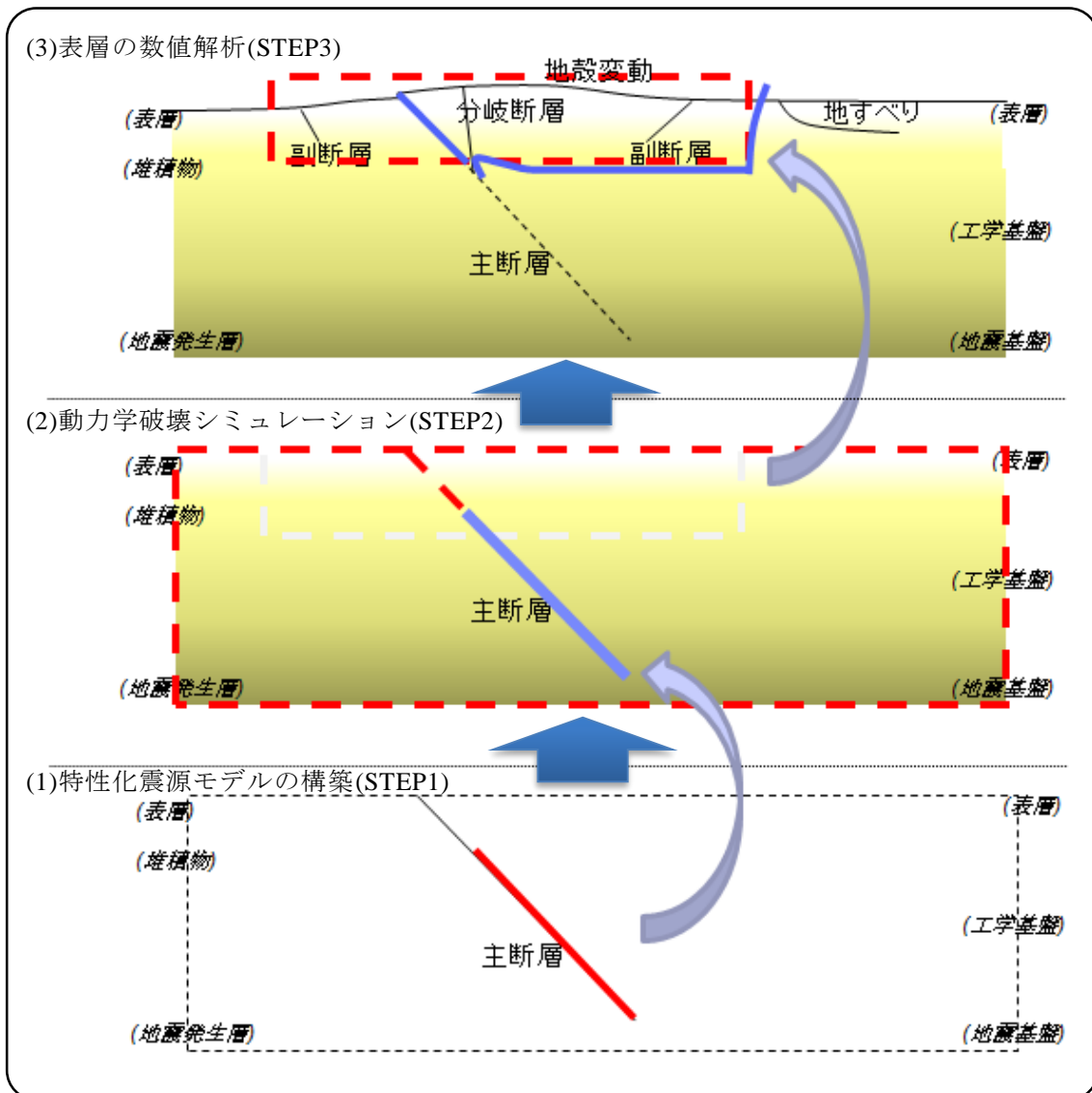


図 3-1 表層の数値解析の流れ

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、国内の横ずれ断層タイプの地震(2016年熊本地震)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、標高の考慮有無や地盤物性をパラメータとして、3次元場で5ケース(FEM4ケース、個別要素法1ケース)実施した。

3.1. 動力学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. Summary

本事業では、2016年熊本地震（Mw 7.0）のための動力学的破壊シミュレーションを実施した。自由表面を破壊したこの地震は、右横ずれすべりが卓越し、日奈久断層の北部と布田川断層の2つのセグメントを破壊した。これらの2つのセグメントは異なる傾斜角と走向を有し、断層形状を複雑にしている。

本プロジェクトでは、我々は、複数のアスペリティ・パッチで特性化された一枚の簡単化された平面断層を仮定する。断層形状とアスペリティは構造計画研究所（KKE）グループによって松元・他(2018)を参考に開発された運動学的アスペリティ震源モデルに基づいている。断層の大きさは長さ 44 km、幅 19 km を仮定する。傾斜角は 65° 、走向方向は 236° 、すべり角は 210° とする。KKE グループによって提案された運動学的断層モデルは、SMGA1, SMGA2, SMGA3 と名付けられた3つのアスペリティから構成され、それぞれは 3.2 m, 3.2 m, 4.2 m の平均すべり量を有する。SMGA とは、地震発生層内の強震動生成域を意味する。我々は、この特性化された運動学的アスペリティ震源モデルに対する一連の動力学的破壊モデルの開発を行った。一般的な手続きは Dalguer et al.(2019)によって提案された方法に従う。この方法は基本的に2つのステップによって構成される。

第1ステップでは、自由表面を破壊しない断層（地中破壊モデル）が仮定され、試行錯誤の手順で、各アスペリティでの平均すべり量が運動学的モデルからのものに一致し、表層破壊から離れた震源近傍地震動は観測に一致するように保って、アスペリティでの応力降下量を推定する。加えて、背景領域の応力降下はゼロと仮定され、臨界すべり距離（critical slip distance, D_c ）と強度超過（strength excess, SE）は破壊の伝播とその速度が合理的であるように校正される。地表破壊はないが浅層帯（SL zone）を部分的に破壊する10個のモデルが第1ステップでは生成された。最終的な応力降下量の推定は、SMGA1, SMGA2, SMGA3 に対して、それぞれ 17.3MPa, 7.0MPa, 10.9MPa となる。

第2ステップでは、第1ステップで推定された応力降下量が自由表面に到達する破壊をモデル化するために用いられる（地表破壊モデル）。このステップでは、自由表面と地震発生層の間の3 kmの浅層帯は応力降下量ゼロとしてパラメータ化されている。浅層帯における SE と D_c は計算された断層変位が観測に一致するように試行錯誤で推定される。本検討では計14個のモデルが作られた。最初の12個のモデルは走向方向に沿って1つの浅層帯を仮定している。浅層帯では、強度超過と臨界すべり距離は水平方向では一様で深さ方向による変化のみを許容した。この仮定は、観測に一致する地表破壊の広がりや断層変位振幅を発生させるためである。この仮定の下で得られた望ましいモデルは MaspSS10 と MaspSS11 と名付けられた。これらの2つのモデルが2つ目の浅層帯を仮定した新しいモデル（MaspSS10S1 と MaspSS11S1）を開発するために用いられた。新しいモデルでは、断層は2つの浅層帯をもつように分け

られ、1つは断層セグメントの南西側、もう1つは北東側に設定される。走向方向に沿う2つの浅層層の仮定は、走向方向に沿った地表破壊の広がりや断層変位振幅に関して観測に一致する結果を生成するためである。この新しく仮定されたモデルの中で望ましいモデルは MaspSS10S1 である。

運動学的アスペリティ・モデルに基づいた動学的アスペリティ・モデルの構築の枠組みで主要な結論は以下のとおりである。

- 1) 一般に、地中破壊モデルと地表破壊モデルはともに観測された震源近傍地震動に等しく一致する地震動を生成できる。このことは、地表破壊モデルは観測された地震動に一致させるために必ずしも必要とされないことを意味している。
- 2) 極震源近傍観測点での永久変位は浅層帯に侵入する破壊で再現され得るが、必ずしも地表破壊を必要としない。浅層帯でのすべり振幅は震源近傍での永久変位に顕著に寄与する。
- 3) 運動学的アスペリティ・モデルに一致する動力学パラメータ化の範囲内で、地表破壊を有する動的破壊モデルは極震源近傍観測点での観測よりもわずかに大きい永久変位を生成する。
- 4) 地表破壊の広がりや断層変位振幅は浅いアスペリティ (SMGAs) でコントロールされるが、浅層帯での動的パラメータ化でも調整することができる。

3.1.2. 序論

2016年熊本地震は Shirahama et al. (2016)で報告されているように、主断層 34km に沿って地表面を破壊した。この地震の強震動は防災科学技術研究所 (NIED) による K-NET, KiK-net, F-net の震源近傍観測点 (Okada et al., 2004; Aoi et al., 2011) や気象庁の震度観測網 (Nishimae, 2005) で記録された。これらには、地表の破壊地点から 1.0 km 未満の距離での極近傍の強震動観測点が含まれている。Shirahama et al. (2016)によって本震の発生日に行われた現地調査では、地震発生時の地表面の破壊地点が地図上にプロットされ、その変位量が測定されたが、その結果より、地表面の破壊が布田川断層帯東部や日奈久断層帯の北端部に現れたこと、この地震はこれら2つの断層系を破壊し、布田川断層で約 2.0 m の断層変位を生じたことが指摘された。図 3-2 に Shirahama et al. (2016)によって報告された地表面破壊の位置と断層変位の測定結果(図 3-2 (a)に水平成分と図 3-2 (b)に垂直成分)を示す。このプロジェクトの主たる目的は KKE チームで開発された運動学的アスペリティ・モデルに基づいて、震源断層の近傍の地震動、永久変位、および断層変位を合成し、これらが観測に一致するように、動学的アスペリティ破壊モデルを発展させることである。

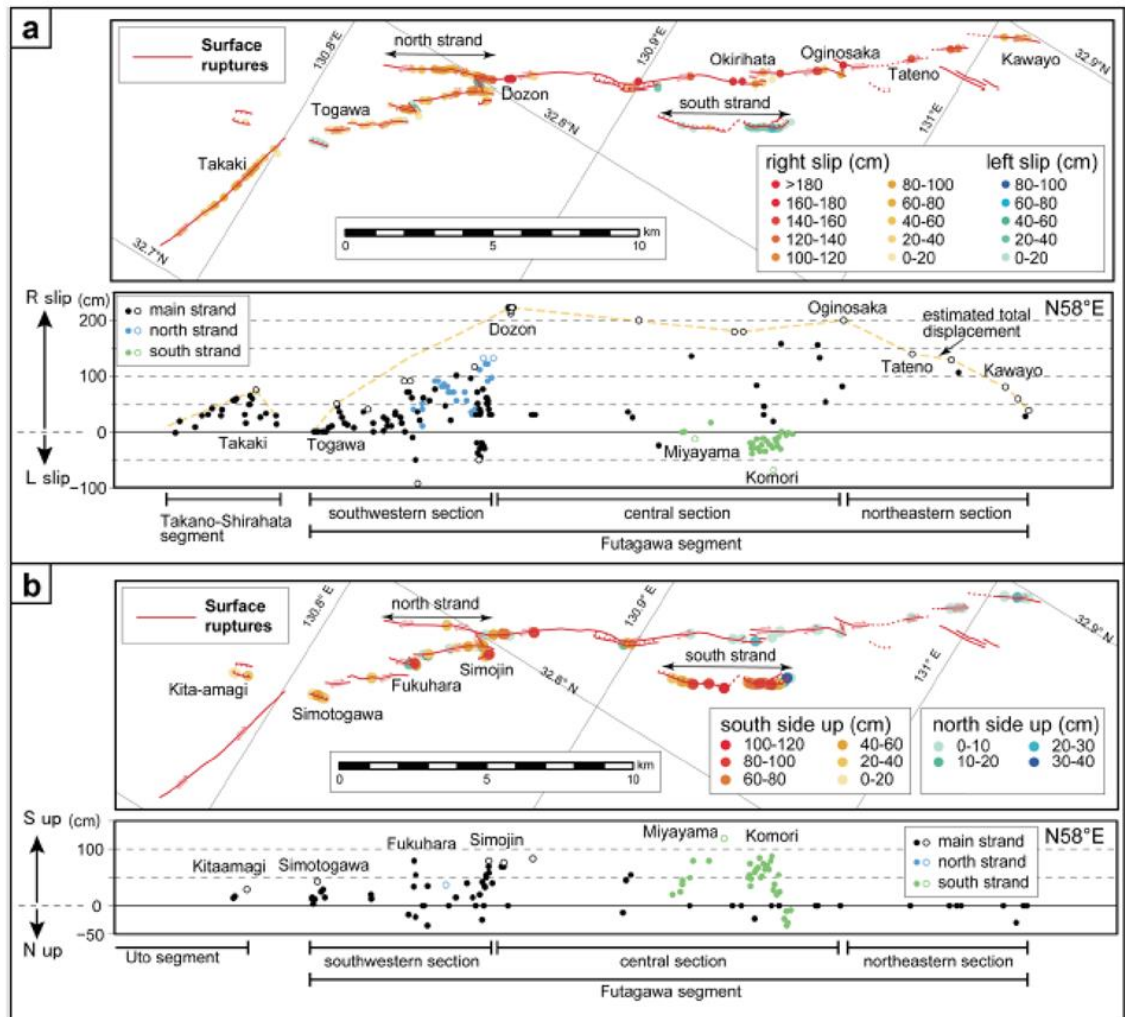


図 3-2 表面破壊の詳細断層トレース地図（赤線）および水平 (a) と垂直(b)成分の測定された断層変位。(a)の下側のオレンジ色点線は推定された総断層変位（Shirahama et al., 2016）である。

3.1.3. 動学的破壊モデルのパラメータ化

我々は、傾斜角 65° 、走向角 236° 、すべり角 210° をもつ平面断層の単純化された動学的破壊モデルを発展させる。Andrews(1976)による形式のすべり弱化則を用い、応力パラメータのパラメータ化は KKE グループによって開発された運動学的アスペリティ・モデル（図 3-3）に基づき設定する。図 3-3 に示されるように、断層の大きさは長さ 44 km、幅 19 km を有すると仮定される。運動学的断層モデルは SMGA1, SMGA2, SMGA3 と名付けられた平均すべりがそれぞれ 3.2 m, 3.2 m, 4.2 m である 3つのアスペリティからなる。ここで、SMGA とは地震発生層内にある強震動生成域である。

加えて、運動学的モデルは、また、長周期地震動生成域（LMGA2 と LMGA3）の 2つのパッチが考慮されている。

1次元速度構造は、断層の極近傍の観測点である 93048（西原村小森）に対応したモデルが用いられる。

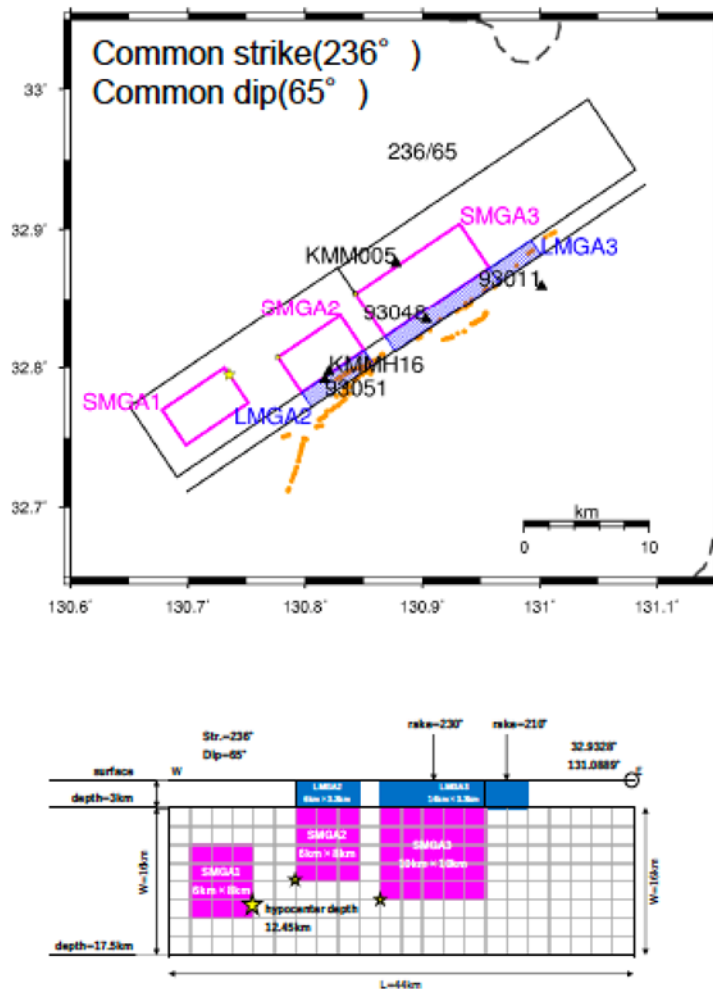


図 3-3 KKE グループにより開発された運動学的アスペリティ・モデル。(上)断層と観測点位置を示す地図。(下)アスペリティ断層モデル。

3.1.4. 第1ステップ：地表が破壊しないモデル

動力学的破壊計算の第1ステップは、地表が破壊しない運動学的アスペリティ・モデルに一致するモデルを見つけることである。初期の応力降下量の分布は運動学的モデルからの静的すべりを与えて計算される。この目的のために、我々は Andrews(1980)と Ripperger and Mai(2004)によって拡張された方法を用いる。この方法は、断層上のすべり量の2次元フーリエ変換を含む静的な剛性関数の考えに従い、初期応力降下量の分布を計算した後、各アスペリティでの平均すべり量が運動学的モデルからのすべり量に近似的に一致するように、試行錯誤的に各アスペリティでの応力降下量を推定するものである。動力学的破壊シミュレーションをスタートする前の初期計算では SMGA1 SMGA2 SMGA3 に対してそれぞれ 13.0 MPa, 11.0 MPa, 12.0 MPa の応力降下量を与えている。臨界すべり距離(Dc)は最初に試行では 0.2 m を用いている。

この第1のステップでは、MaspB と命名した計 10 個のモデルが生成された。応力降下量を推定するための試行錯誤計算は運動学的アスペリティ・モデルと良好な対応が得られたモデル B5 で止めた。その時の応力降下量は SMGA1 SMGA2 SMGA3 に対してそれぞれ 17.3 MPa, 7.0 MPa, 10.9 MPa になる。図 3-4 はモデル B5 に対する応力降下量インプット（左列）を示す。この B5 モデルは結果として各アスペリティに対して運動学的アスペリティ・モデルに良く対応しており、平均すべり量はそれぞれ 3.2 m, 3.2 m, 4.1 m になる。破壊は Shallow Layer zone（浅層帯）に侵入するが地表は破壊しないこの B5 モデルは局地的なスーパーシェアを生成し（図 3-5 参照）、震源断層の極近傍での地震動を過大評価し、短周期でより大きなピーク速度を有する地震動を生成する。これらの特性を減少させるために、Dc=0.4 m の新しいモデル、破壊が浅層帯に侵入しないで震源核サイズを縮小したモデル、が開発された。図 3-4 はいくつかの代表的なモデル（B5, B6, B10）に対する応力パラメータ・インプットを示す。そして図 3-5 は地表が破壊しないこれらの代表的なモデル（B5, B6, B10）に対する最終すべり量、破壊時刻、破壊伝播速度を示す。

モデル B5 の後のこれらの新しい調整は結果として表 3-1 に示されるようにアスペリティ上の平均すべり量のわずかな減少をもたらす。表 3-2 は B5 モデル以降のパラメータ設定を整理したものであり、この第1ステップでの地震発生層の最終の動力学的パラメータは表 3-2 に示される。

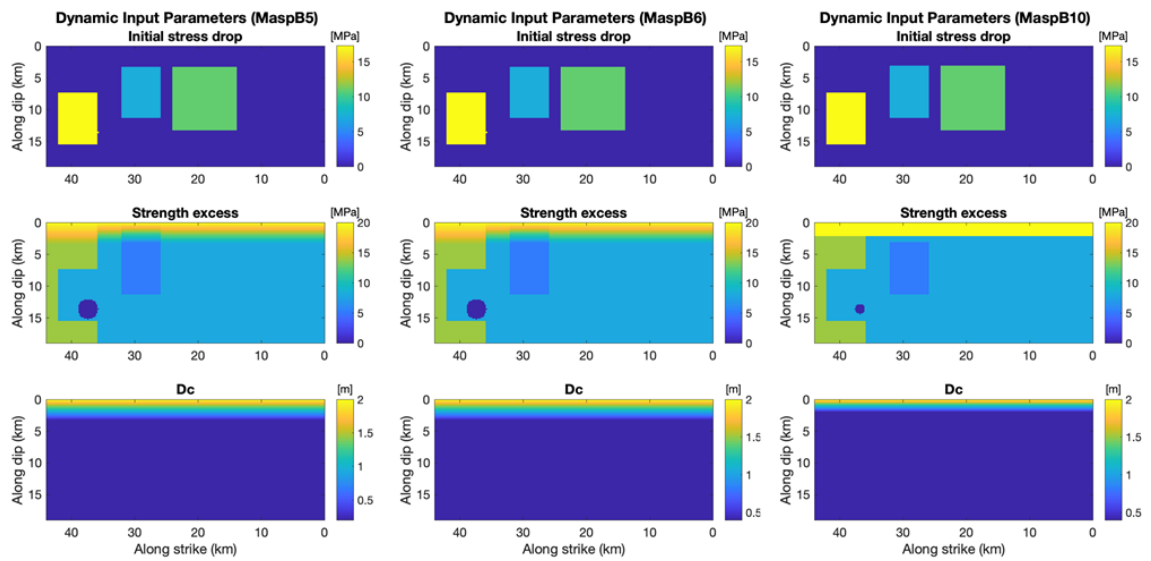


図 3-4 地表を破壊しないアスペリティ・モデルの動的破壊シミュレーションのための代表的な動的応力パラメータ（左から右へ B5, B6, B10）。
上から順に応力降下量、強度超過および臨界すべり距離を示す。

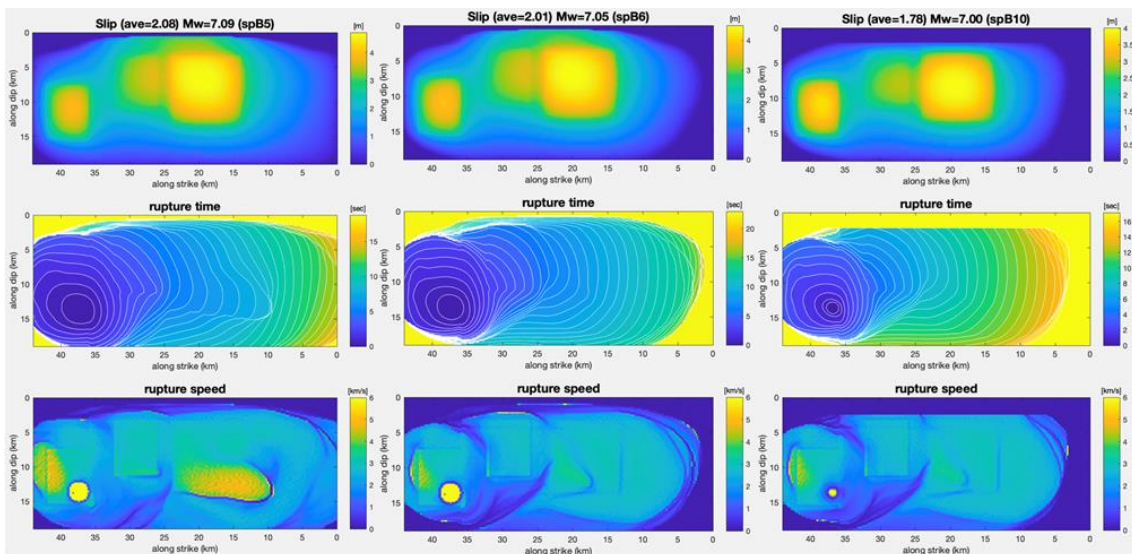


図 3-5 地表を破壊しないアスペリティ・モデルの代表的動的破壊の解。
上から順に最終すべり量、破壊時刻、および破壊伝播速度。
(左) モデル B5 $Dc=0.2$ SL 層に破壊が侵入。
(中) モデル B6 $Dc=0.4$ SL 層に破壊が侵入。
(右) モデル B10 $Dc=0.4$ SL 層に破壊が侵入しない より小さな震源核サイズ。

表 3-1 3つのアスペリティ SMGA1, SMGA2, SMGA3 での応力降下量 17.3 MPa, 7.0 MPa, 10.9 MPa を有する代表的モデルに対するアスペリティ上での平均すべり (m)

Model	SMGA1	SMGA2	SMGA3	Magnitude (Mw)
B5	3.2	3.2	4.1	7.09
B6	3.1	3.0	3.8	7.05
B10	3.0	2.5	3.4	7.00
SS10S1	3.2	3.2	4.0	7.08
SS10	3.2	3.2	4.0	7.08

表 3-2 B5 モデル以降のモデルにおける、地震発生層内の Dc、震源核サイズ、および浅層帯での Dc、SE のパラメータ

Model	Seismogenic Zone		SL zone		Comments
	Nucleation (km)	Dc (m)	Dc (m)	SE (MPa)	
B5	1.6	0.2	Depth dependent Dc=2.0 at free surface to the Dc of the seismogenic zone	14MPa at free surface	Allowed to penetrate SL zone
B6	1.6	0.4		20MPa In a width of 2km	✓ -No penetration to SL. ✓ -Testing nucleation size to minimize it. Optimum value 0.8km
B7	1.6				
B8	1.0				
B9	0.6				
B10	0.8				

表 3-3 震源核半径 0.8 km を有し、地表が破壊しないモデルに対して第 1 ステップで開発された地震発生層における動力学的パラメータの最終値。

	SMGA1	SMGA2	SMGA3	Background of SMGA1	Background	Nucleation
Dc (m)	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
SE (MPa)	8.0	5.0	8.0	14.0	8.0	-0.87
Stress drop (MPa)	17.3	7.0	10.9	0.0	0.0	17.3

3.1.5. 地表が破壊しないモデルの震源近傍地震動

表面が破壊しないモデル（破壊が浅層帯を貫通するモデル B5 および破壊が浅層帯を貫通しないモデル B10）によって生成された震源近傍の地震動と観測記録との比較を図 3-6 から図 3-11 に示す。破壊が浅層帯を貫通するモデル B5 は、地震動と永久変位に関して、震源極近傍の観測点 KMMH16 (KiK-net 益城)、93051 (益城町宮園)、KMM005 (K-NET 大津)、93048 (西原村小森)、93011 (南阿蘇村河陽) (図 3-6 図 3-10) と良く対応している。これらの結果は、震源に近い観測点での地震動に適合させるために、地表が破壊するモデルは必要ではないが、浅層帯を貫通する破壊が必要であることを示唆している。震源から遠く離れた観測点(図 3-11 に示す OITH11 (KiK-net 九重)) では、B5、B10 の両モデルが観測記録と良好に対応している。この観測点で B10の方が比較的対応が良いのは、震源の遠方では、地表の破壊、浅層帯を貫通する破壊に対して敏感ではないことを示唆している。

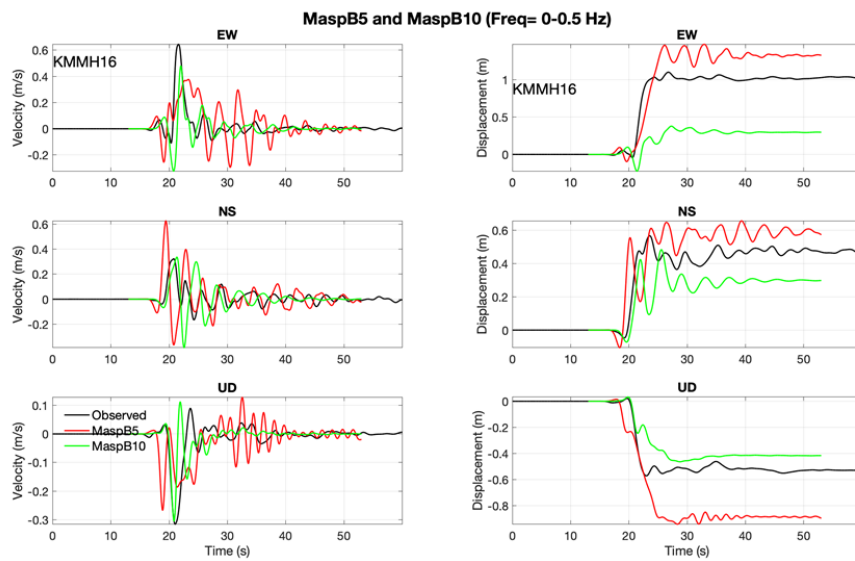


図 3-6 KMMH16 (KiK-net 益城) 観測点で、モデル B5 と B10 からの 3 成分速度および変位地震動と観測記録との比較。

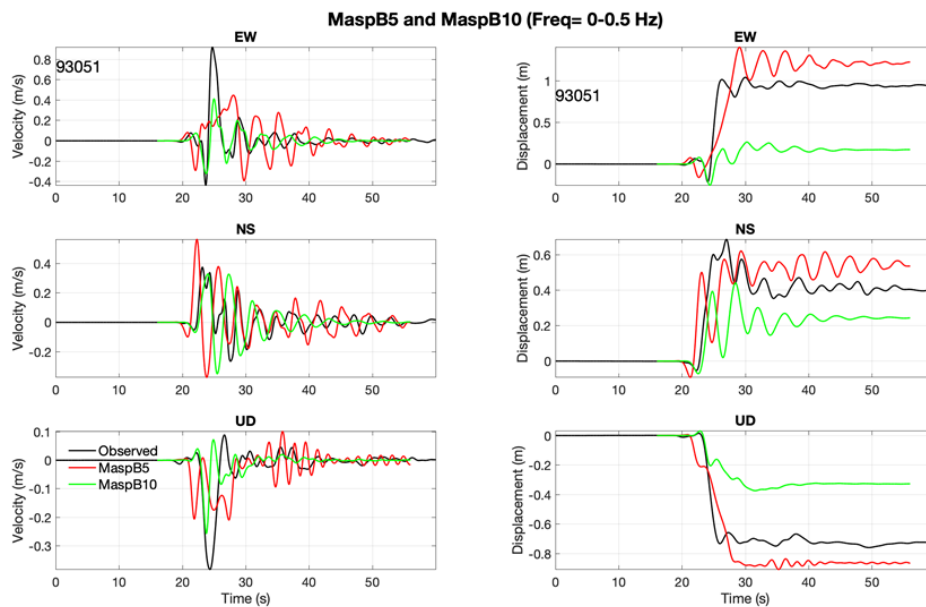


図 3-7 93051 (益城町宮園) 観測点で、モデル B5 と B10 からの 3 成分速度および変位地震動と観測記録との比較。

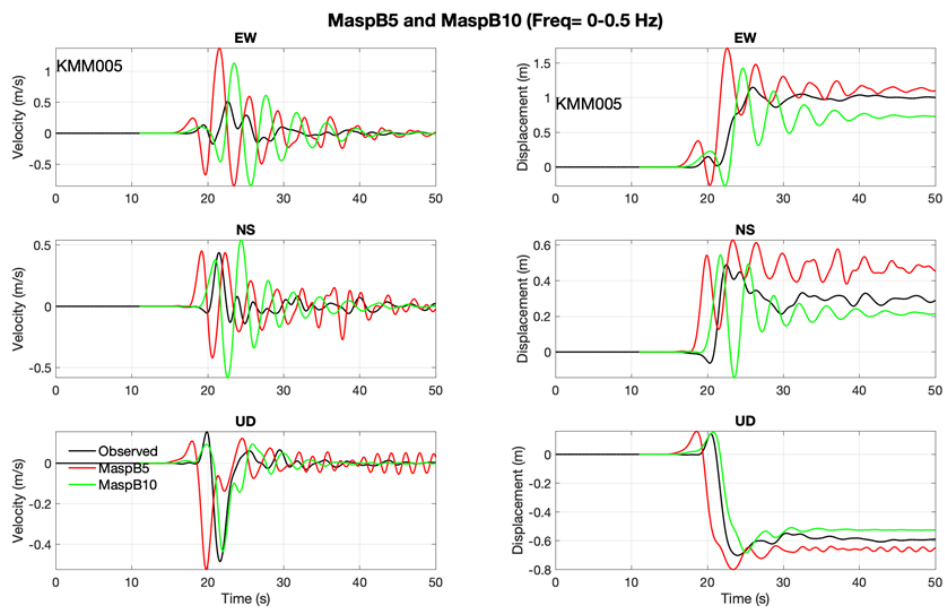


図 3-8 KMM005 (K-NET 大津) 観測点で、モデル B5 と B10 からの 3 成分速度および変位地震動と観測記録との比較。

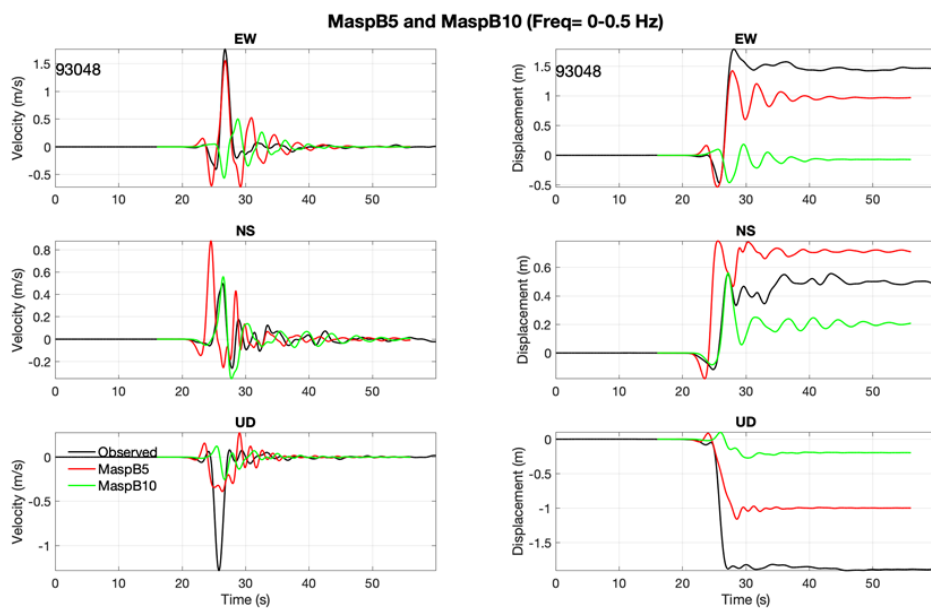


図 3-9 93048 (西原村小森) 観測点で、モデル B5 と B10 からの 3 成分速度および変位地震動と観測記録との比較。

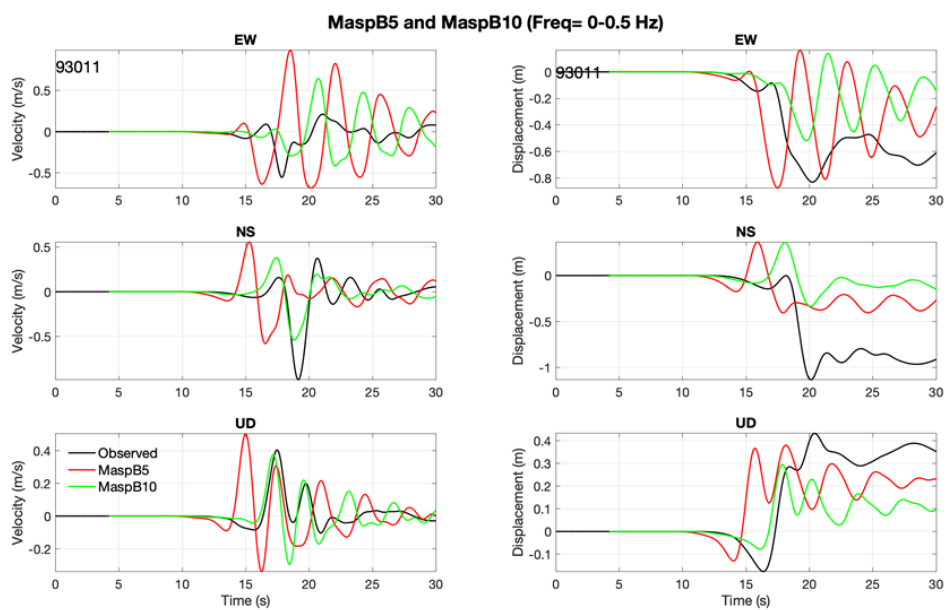


図 3-10 93011（南阿蘇村河陽）観測点で、モデル B5 と B10 からの 3 成分速度および変位地震動と観測記録との比較。

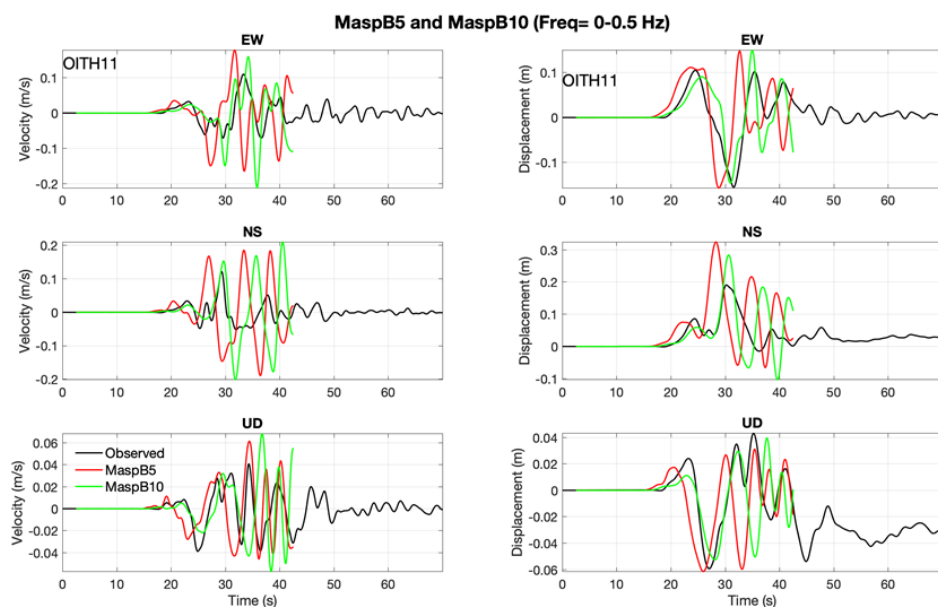


図 3-11 OITH11（KiK-net 九重）観測点で、モデル B5 と B10 からの 3 成分速度および変位地震動と観測記録との比較。

3.1.6. 第2ステップ：地表破壊を有するモデル

この第2ステップでは、第1ステップ（表 3-3）で得られた地震発生層での同じ動力学的パラメータを保持したまま、地表破壊は Shirahama et al.(2016)により報告された観測された断層変位と近似的に一致するように、浅層帯パラメータを調整した。第1ステップで述べたように、地震発生層内でのパラメータ化と浅層帯に侵入する破壊モデルにより、震源近傍地震動の観測記録への適合はすでに合理的に良好な結果が得られている。浅層帯の調整のため、最初に、浅層帯での動力学的パラメータは走向方向に沿って一様で、深さ方向では変化すると仮定する。その後走向方向に沿って2つの浅層帯を定義した。アスペリティの影響を評価するために、運動学的アスペリティ・モデルで定義された LMGA パッチは浅層帯を定義するための拘束としては用いない。アスペリティの効果を評価するのと同じ目的で、平面断層の全体の地震発生層に沿って一様な背景領域を有するように、第1ステップで得られた地震発生層の背景領域での強度超過（表 3-4 参照）を再調整した。調整の結果 10 MPa の値が得られた。

3.1.7. 一様な浅層帯（1つの浅層帯）

走向方向を一様とした浅層帯を想定したモデルのうち、良好なモデルは、MaspSS10 と MaspSS11 である。これら2つのモデルの主な違いは断層変位の評価結果である。図 3-12 は、これら2つのモデルの断層変位と観測結果の比較を示している。Shirahama et al. (2016)と推定値との総変位量の差は MaspSS10 が 0.2m、MaspSS11 が 0.4m である。最大水平断層変位の差は、MaspSS10 で 0.04m、MaspSS11 で 0.6m である。最大垂直断層変位の差は、MaspSS10 で 0.19m、MaspSS11 で 0.08m である。表面破壊の延長（長さ）は、MaspSS10 モデルによりよく再現されている。これらの定量分析から、MaspSS10 は均質な浅層帯を想定した場合の最適なモデルと言える。表 3-4 は、これら2つのモデルの動的パラメータを示している。これら2つのモデルの唯一の違いは、自由表面の SE が MaspSS10 では 1.2MPa、MaspSS11 では 1.5MPa であることである。SE のこれらの小さな違いは最終的な断層変位に大きな差を生み、SE の小さな変化は断層変位の生じる幅とその振幅に非常に敏感であることを示唆している。

図 3-12 に示すように、断層の北東側では、モデルと観測の表面破壊範囲と断層変位の振幅は一致しない。このことから、断層の北東側に2番目の浅層帯を設定する必要性が期待されていると言える。

表 3-4 一様な浅層帯を仮定して最適な2つのモデルの浅層帯での動力学パラメータ。

Model	MaspSS10		MaspSS11	
	Free-surface	Deep SL zone	Free-surface	Deep SL zone
Dc (m)	6.0	5.0	6.0	5.0
Strength excess (MPa)	1.2	4.0	1.5	4.0
Stress drop (MPa)	0.0	0.0	0.0	0.0

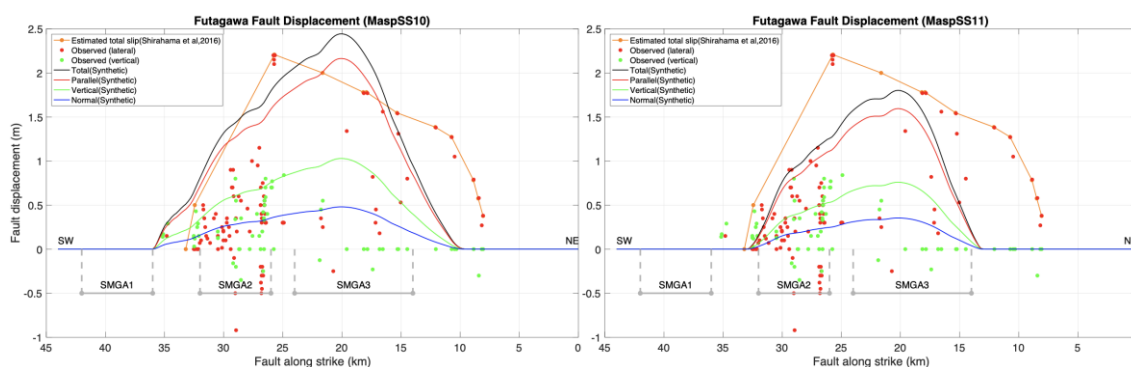


図 3-12 モデル MaspSS10 (左) と MaspSS11 (右) に対して計算された布田川断層沿いの断層変位と観測との比較。SMGA セグメントは3つのアスペリティの射影である。NE と SW はそれぞれ断層の北東および南西方向を示す。

3.1.8. 2つの浅層帯

図 3-12 に示すように、走向方向に均質な浅層帯の仮定により、断層の北東側では、モデルと観測の表面破壊範囲と断層変位の振幅は一致しない。北東側にさらに表面破壊を生成するための目標は、均一な浅層帯で生成された表面破壊にほとんど変更を加えずに、断層北東側に2番目の浅層帯を追加することである。この目的のために、他の動的パラメータを保持しながら、断層北東側で SE をより低い値に変更した。走向方向均質ケースの2つの良好なモデル MaspSS10 および MaspSS11 を元に、自由表面の SE を 1.0MPa、浅層帯の深部で 2.0MPa の値で試行した。

新しいモデルには、それぞれ MaspSS10S1 と MaspSS11S1 という名称を付けている。図 3-13 に示すように、観測された断層変位へのフィッティングは大幅に改善されている。Shirahama et al. (2016)と推定値との総変位量の差は MaspSS10S1 は 0.25m、MaspSS11S1 は 0.39m となった。最大水平断層変位の差は、MaspSS10S1 で 0.02m、MaspSS11S1 で 0.59m となった。最大垂直断層変位の差は、MaspSS10S1 で 0.2m、MaspSS11S1 で 0.07m となった。表面破壊の延長(長さ)は、Shirahama et al. (2016)の全ての延長をカバーする MaspSS10S1 モデルによりよく再現されており、MaspSS10S1 は2つの浅層帯を想定した最適なモデルと言える。

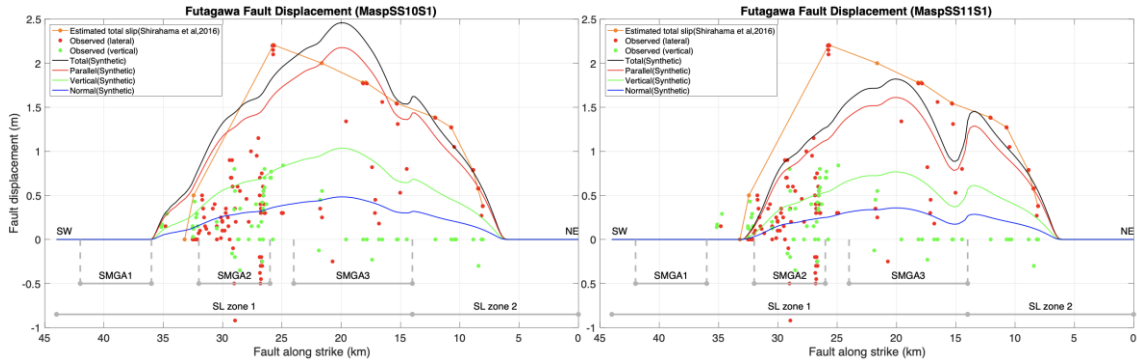


図 3-13 モデル MaspSS10S1 (左) と MaspSS11S1 (右) に対して計算された布田川断層沿いの断層変位と観測との比較。

SMGA セグメントは 3 つのアスペリティの射影である。

NE と SW はそれぞれ断層の北東および南西方向を示す。

2 つの浅層帯のセグメント分けは図の下部で示している。

3.1.9. 最適な破壊モデルの動力学的破壊シミュレーション

上記の表面破壊モデルの調整における 2 番目のステップでは、走向方向に均質な浅層帯 (モデル MaspSS10) と 2 つの浅層帯 (モデル MaspSS10S1) を想定した 2 つの最適なモデルをそれぞれ作成した。図 3-14 に、これら 2 つのモデルのパラメータ、応力降下量、SE および Dc を示す。これら 2 つのモデルの唯一の違いは、浅層帯の SE である。残りのパラメータは同一である。図 3-15 は、2 つのモデルの結果より最終すべり量、破壊時間、および破壊伝播速度を示している。予想どおり、図 3-12 および図 3-13 に示す表面破壊と断層変位を除き、すべての解析結果でこれら 2 つのモデル間に大きな違いはない。

すべり量に関するこれら 2 つのモデルの詳細な比較を図 3-16 に示す。図 3-16 では断層の北東側から 20 km の距離 (浅層帯 1 に位置する) と 10 km (浅層帯 2 に位置する) の深度方向の分布を比較している。これらの位置は、各浅層帯で最大断層変位が得られる位置である (図 3-13 を参照)。図 3-16 では、2 つの距離での走向方向で平均したすべり量と同様に SE の深さ方向分布も示されている。これらの 2 つのモデルの主な違いは浅層帯 2 にあり、すべり量の深さ方向分布に小さな違いが見られる。これは、浅層帯 2 の効果は非常に局所的なものであり、この範囲を超えた範囲での影響は顕著ではないことを示唆している。これは、表 3-1 に示すように、各アスペリティでの平均すべり量は同一であり、ターゲットの運動学的アスペリティ・モデルと非常に良く一致していることから確認できる。

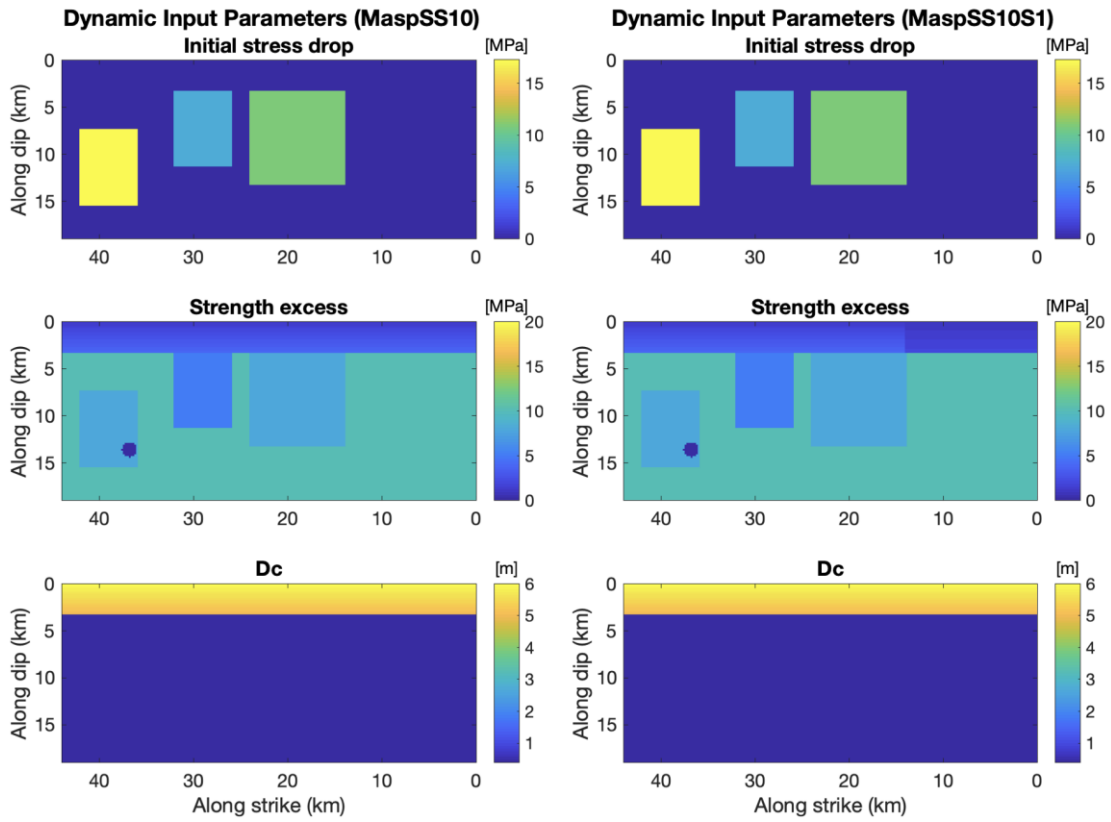


図 3-14 2つの最適アスペリティ・モデルの動力学破壊シミュレーションのための動力学的応力パラメータ。左は走向方向に一樣な浅層帯（モデル MaspSS10）、右は2つの浅層帯モデル（MaspSS10S1）。

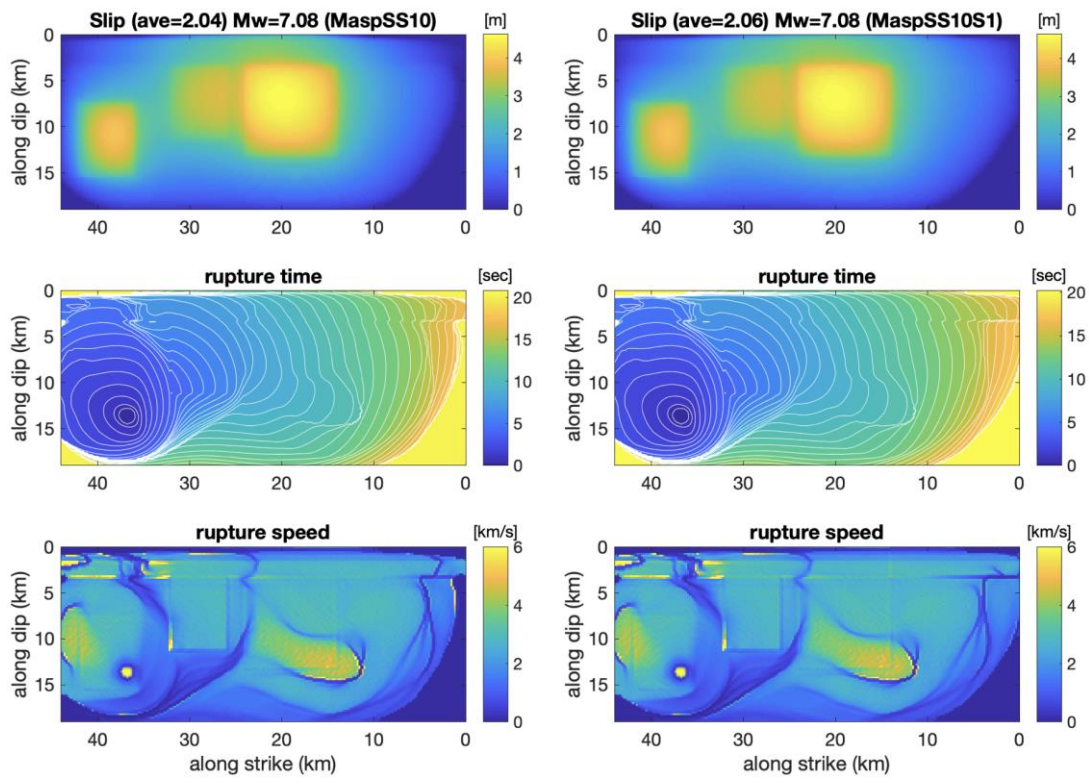


図 3-15 2つの最適アスペリティ・モデルの動力学破壊シミュレーション結果。左は走向方向に均質な浅層帯（モデル MaspSS10）。右は2つの浅層帯（モデル MaspSS10S1）。上から順に、最終すべり量、破壊時刻、破壊伝播速度を示している。

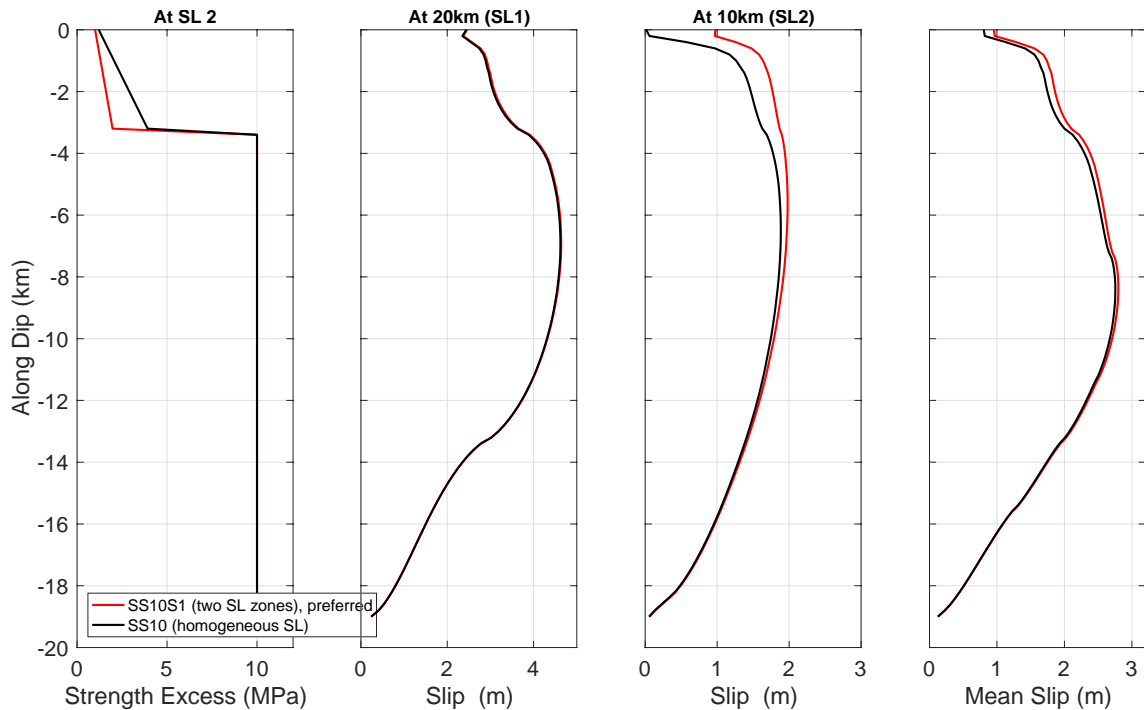


図 3-16 浅層帯 (SL1 および SL2) での深さ方向の SE と最終すべり量の比較、および一様な浅層帯 (MaspSS10) と 2 つの浅層帯 (MaspSS10S1) モデルの走向方向に沿った平均すべり量の深さ方向分布。

3.1.10. 震源近傍の地震動

震源近傍の観測点における地震動と永久変位に関して、第 1 ステップで説明した表層が破壊しないモデル (図 3-6 から図 3-11) を含むすべてのモデルから同様の結果が得られている。走向方向にな浅層帯を有するモデル (モデル MaspSS10) と 2 つの浅層帯を有するモデル (モデル MaspSS10S1) のそれぞれから得られる地震動は、図 3-17 から図 3-22 に示すようにほぼ同一である。全体として震源極近傍の地震動の解析結果と観測記録はよく一致している (図 3-17 から図 3-21)。しかし、ほとんどの観測点で永久変位がわずかに過大評価となっている。93048 (図 3-20) の垂直成分は過小評価となっている。これは、2017 年度の報告書でも説明されているように、この観測点の領域での局所的な異なるすべり角が原因である可能性がある。ほとんどの観測点での永久変位のわずかな過大評価は、アスペリティの応力降下量を低減することで対処できる。図 3-22 の OITH11 の例のように、遠方での地震動はよく説明できている。地表が破壊しない第 1 ステップで説明したように、地表が破壊せず浅層帯に破壊が貫通するモデルは、断層近傍の地震動と永久変位を再現するのに十分なモデルである。これらの結果は、断層近傍の観測点での永久変位への主要な寄与は、主に浅層帯での最終すべり量に由来することを示唆している。観測値と一致する振幅を持つ断層変位の寄与はわずかである。この結論は、深さ方向のすべり量の分布が示されている図 3-16 から示唆される。浅層帯でのすべり量は地表断層変位よりも大きく、

平均すべり量を見ると約 2 倍である。したがって、浅層帯でのすべり量と地表断層変位の比率は約 0.5 となる。

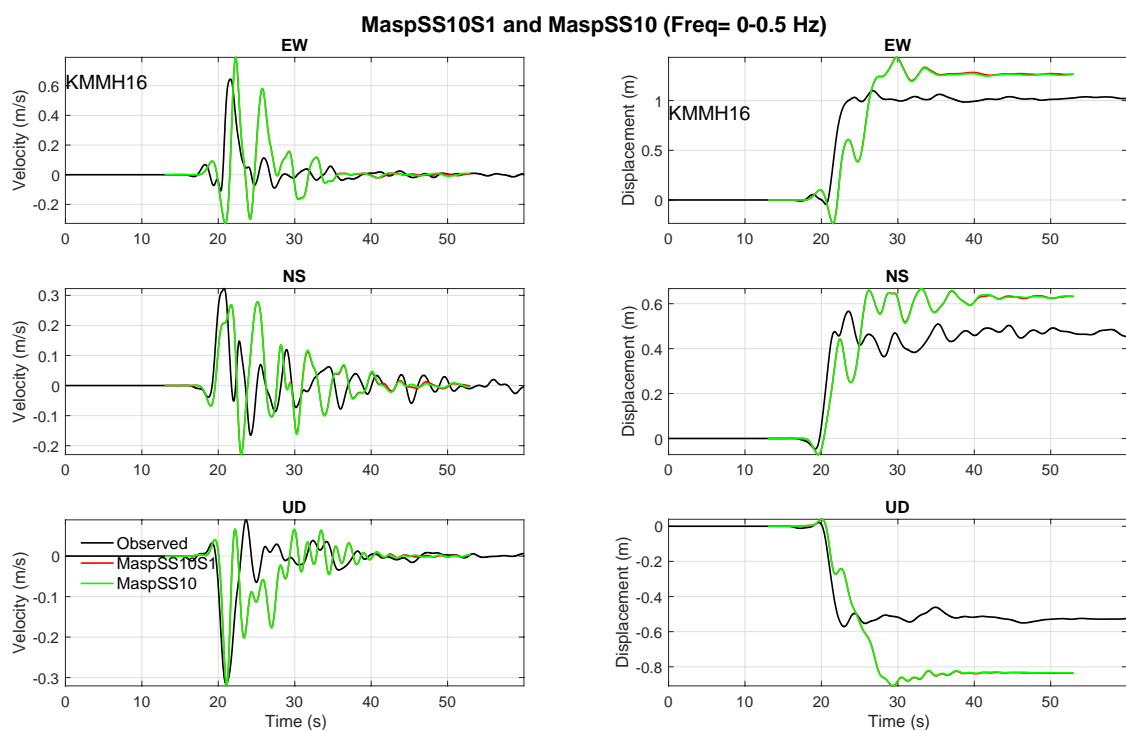


図 3-17 KMMH16 (KiK-net 益城) 観測点における 2つの最適モデル、それぞれ一様な浅層帯 (モデル MaspSS10) と 2つの浅層帯 (モデル MaspSS10S1)、からの 3成分速度および変位地震動と観測記録との比較

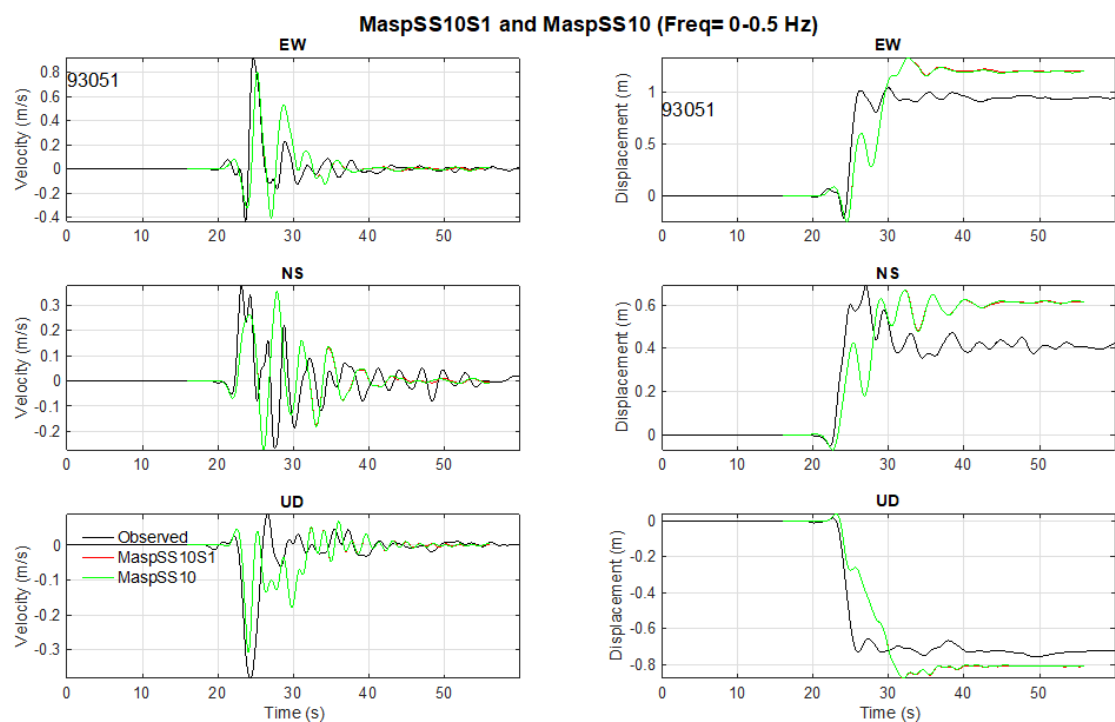


図 3-18 93051 (益城町宮園) 観測点で、2つの最適モデル、それぞれ一様な浅層帯 (モデル MaspSS10) と 2つの浅層帯 (モデル MaspSS10S1) からの 3成分速度および変位地震動と観測記録との比較。

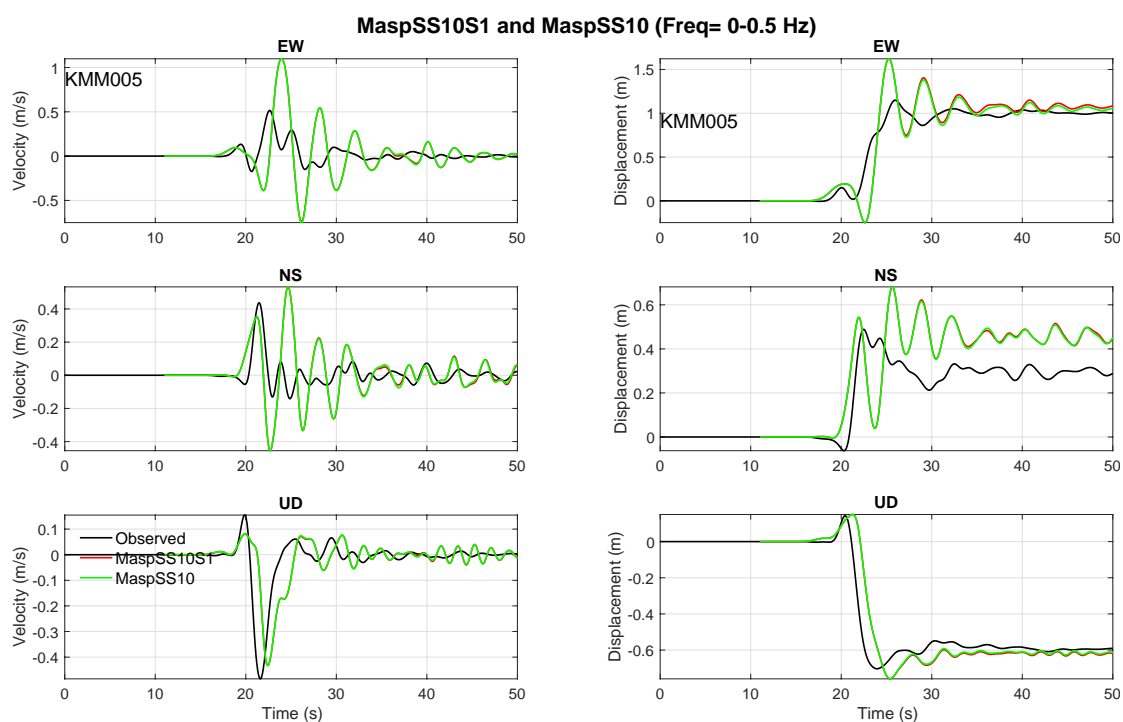


図 3-19 KMM005 (K-NET 大津) 観測点で、2つの最適モデル、それぞれ一様な浅層帯 (モデル MaspSS10) と2つの浅層帯 (モデル MaspSS10S1) からの3成分速度および変位地震動と観測記録との比較。

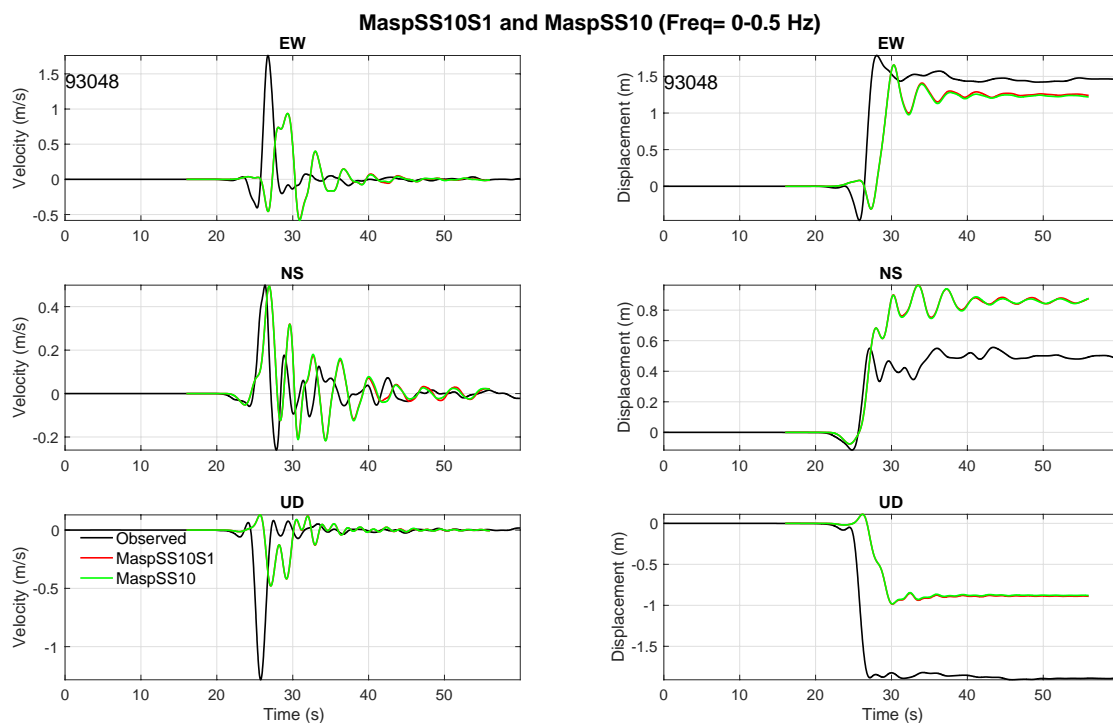


図 3-20 93048 (西原村小森) 観測点で、2つの最適モデル、それぞれ一様な浅層帯 (モデル MaspSS10) と2つの浅層帯 (モデル MaspSS10S1) からの3成分速度および変位地震動と観測記録との比較。

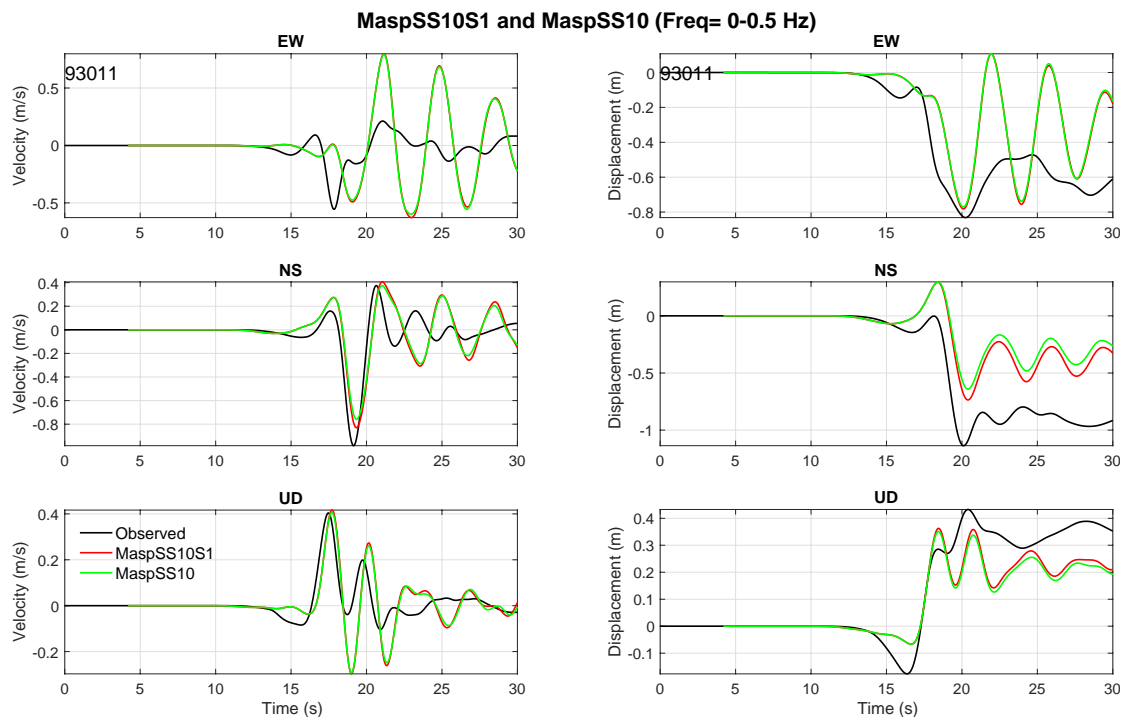


図 3-21 93011 (南阿蘇村河陽) 観測点で、2つの最適モデル、それぞれ一様な浅層帯 (モデル MaspSS10) と2つの浅層帯 (モデル MaspSS10S1) からの3成分速度および変位地震動と観測記録との比較。

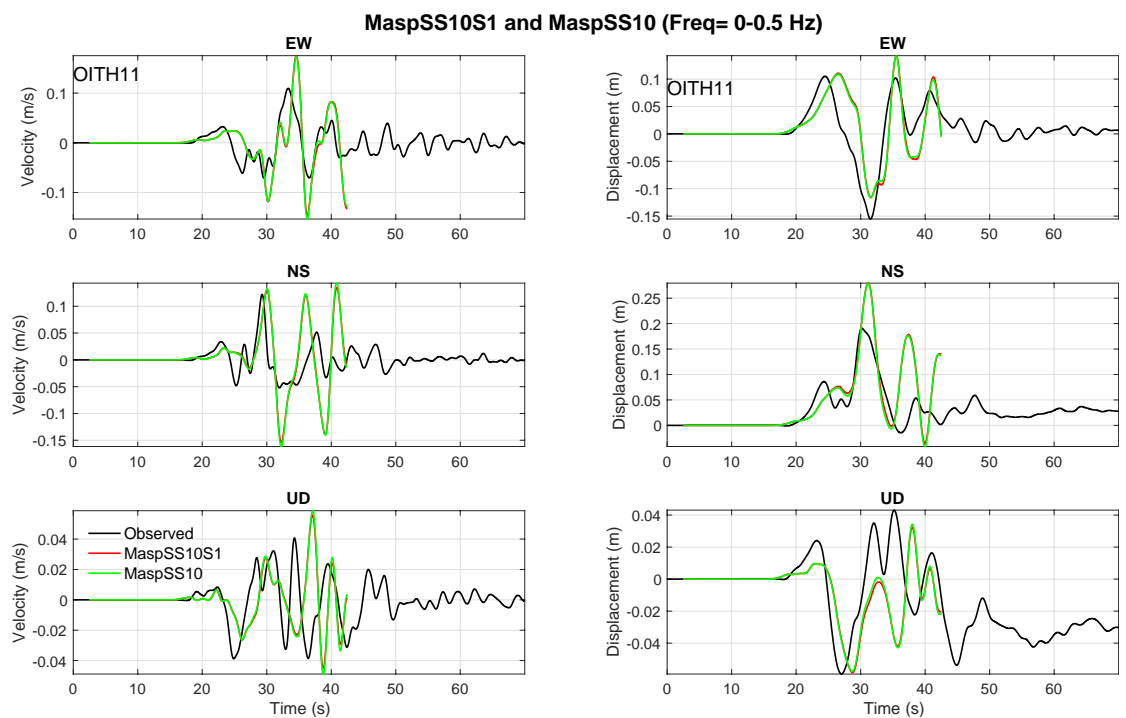


図 3-22 OITH11 (KiK-net 九重) 観測点で、2つの最適モデル、それぞれ一様な浅層帯 (モデル MaspSS10) と2つの浅層帯 (モデル MaspSS10S1) からの3成分速度および変位地震動と観測記録との比較。

3.1.11. 議論と結論

3.1.11.1. 浅層帯と地震発生層

浅層帯が主に震源極近傍での長周期地震動や永久変位に寄与し、SMGAs（地震発生層にあるアスペリティ）が高周波地震動に寄与するという一般的な期待は、このプロジェクトでなされた動学的破壊シミュレーションによって確かめられる。

図 3-23 で示される断層面上の異なる点で最適モデル（モデル MaspSS10S1）のすべり速度関数はこの期待を強めるものである。浅層帯でのすべり時間関数は長周期生成の滑らかな関数特性が明らかに卓越している。一方、地震発生層、特に SMGA およびその周りでのすべり速度関数は高周波生成の鋭利な関数で特徴づけられる。

現在の研究で、我々は浅層帯に対して大きな臨界すべり距離を設定している（ D_c が 5m より大きい）。この大きな D_c は大きなエネルギー吸収メカニズムを意味している。

2つの浅層帯の考慮は震源近傍地震動や永久変位にはほとんど影響を及ぼさない。2つの浅層帯を有するモデルは基本的に断層変位分布をより良く一致させるためである。

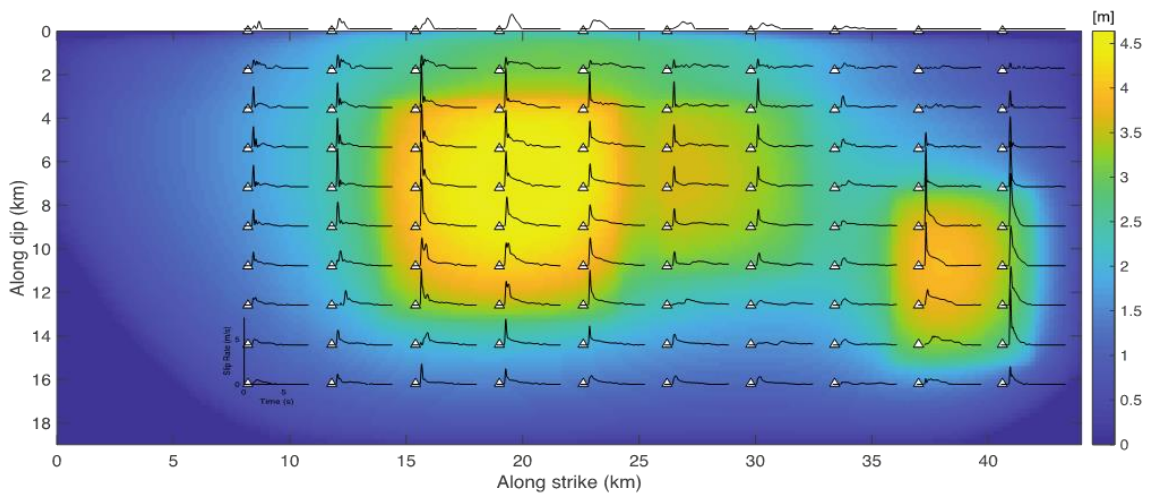


図 3-23 最適モデル MaspSS10S1 からの断層上の点に分布されるすべり速度関数。背景領域は同じモデルからの最終すべり分布に対応する。

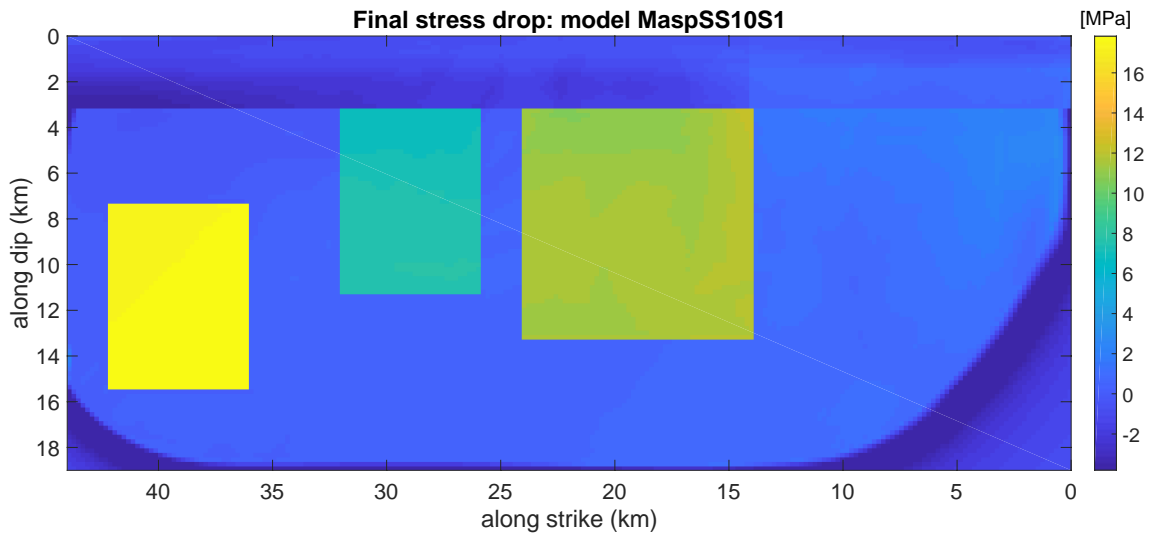


図 3-24 最適モデル MaspSS10S1 に対する最終静的応力降下量分布。浅層帯で負の応力降下量が支配的であることに注意。

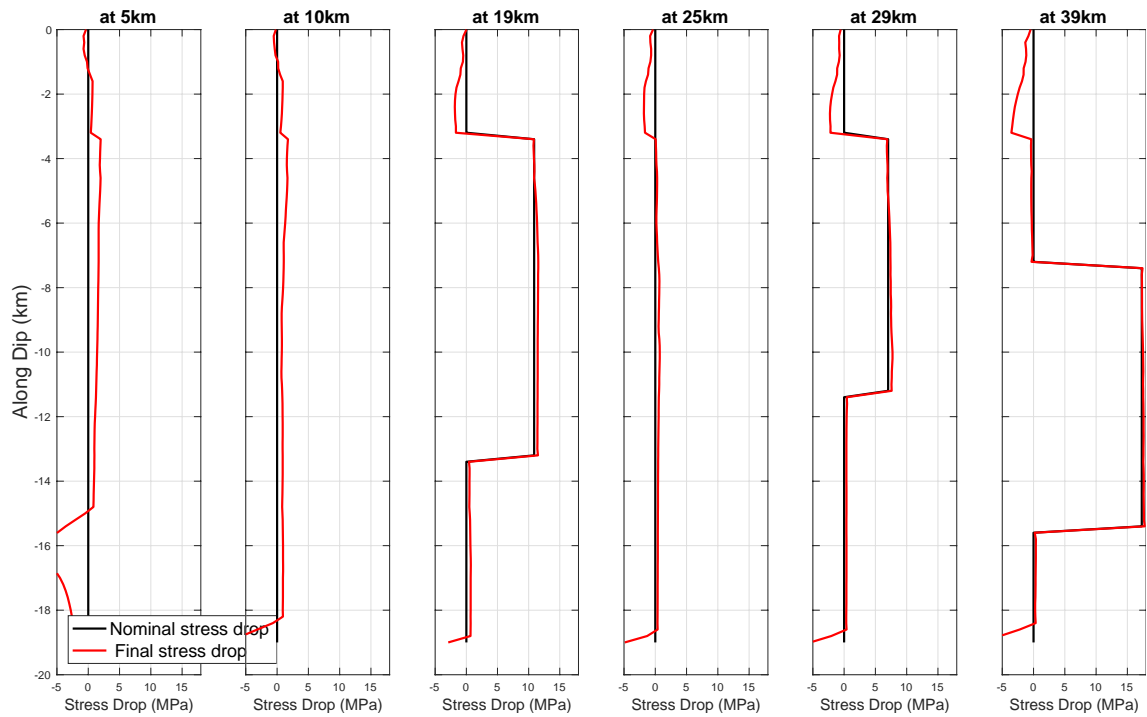


図 3-25 最適モデル MaspSS10S1 に対して断層の北東側から異なる距離での最終静的応力降下量の傾斜面に沿ったプロファイル。浅層帯で負の応力降下量が支配的で-3 MPa から自由表面でほぼゼロに変化することに注意。浅層帯での負の応力降下量のより低い値は浅層帯が位置する 5 km と 10 km の距離でのプロファイルで示される。

3.1.11.2. 地表破壊と断層変位

前節で議論されたように、長周期生成域と短周期生成域への期待はこの研究で確かめられる。しかしながら、断層変位を引き起こす地表破壊の長周期地震動への寄与は、本研究で非常に局地的な効果を持つように見える。地中破壊の第1ステップの節でなされたシミュレーションは、浅層帯に破壊が侵入するモデルは震源極近傍での地震動と永久変位を等しく予測することができる。これは、地表が破壊しないモデルにおける浅層帯で生成されたすべり量は観測された長周期地震動と永久変位を再現できることを示唆している。この結論は、地表破壊を有するモデルが生成された第2ステップでなされたシミュレーションにより確認された。ほとんどすべての地表破壊を有するモデルは、震源極近傍の観測点で同じような地震動と永久変位を生成する。これらのモデル間の違いは、強度超過と臨界すべり距離の浅層帯のパラメータ化と断層変位の最終結果である。図 3-26 はすべての地表破壊モデルの最終断層変位と観測量を比較して示している。すべてのモデルは似たような地震動と永久変位を生成するが、地表破壊の広がりや永久変位振幅に関してモデル間の違いは大きい。図 3-27 はすべての地表破壊モデルといくつかの地中破壊モデルに対して動力学パラメータの深さ方向の分布と走向方向に沿った平均すべり量を示している。地表破壊モデル間の主要な違いは浅層帯で次第に増加している。地表破壊の局地的な効果は2つの浅層帯モデルの導入で確かめられる。2番目の浅層帯は極震源近傍地震動や永久変位には実質的には影響しない(図 3-17 から図 3-21 参照)。この2番目の浅層帯は断層の北東側での断層変位の観測記録に局地的に適合させるために必要とされる。

なぜ地表破壊は非常に局地的でその寄与は震源近傍地震動や永久変位にほとんど効かない要因を明らかにするためにはさらなる研究が必要とされる。しかし、本研究に基づくと、1つの理由は浅層帯での断層変位と最終すべり量の間比にある。図 3-16 と図 3-27 で示されるようにシミュレーションでは、この比は平均して 0.5 であるように見える。この比は、地表破壊の震源近傍地震動や永久変位への寄与を定量評価するための尺度となる。この比がゼロならば、寄与がないことになり、この比が増えることは寄与が増えることになる。地表破壊の寄与の程度を定義するための第一段階の大まかな基準は、この比が 1 より大きいかあるいは 1 に等しい時であろう。

3.1.11.3. アスペリティ位置、地表破壊 と LMGA

浅いアスペリティは被害地震の主要な駆動要素であり、そしてまた地表破壊を大きくする元になる。これは主要な蓄積されたエネルギーがアスペリティの中にあるからである。本研究で見られるように、地表破壊は主に浅いアスペリティの上に広がっている。断層変位の広がりや振幅は地震の大きさとエネルギー(応力降下量)、そしてもちろんアスペリティ位置する深さに依存する。例えば、本研究では、断層変位の振幅は図 3-12、図 3-13、図 3-26 で示されるように、SMGA3 の上でより大きい。SMGA3 は我々のアスペリティ・モデルではより大きなアスペリティである。

総合的にみれば、地表破壊の広がりや振幅は3つの性質に依存する。1)浅層帯がいかに弱いか、2)浅層帯に侵入し、自由表面を破壊する SMGA がいかに強いのか、3)SMGA の位置の深さ。

運動学的モデルの実践的な適用では、長周期地震動生成域（LMGA）を定義する必要がある。本研究に基づけば、浅層帯に置かれる2つのタイプの LMGA が定義される。1つは地表破壊を有し、もう1つは地表を破壊しない。実践的な問題のために、SMGA の位置の深さが2つのタイプの LMGA を設定するための基準を定義する重要なパラメータである。地表破壊効果は断層変位と浅層帯でのすべり量の期待比で定義され得る。約 1.0 より大きな比の場合には、LMGA は地表破壊を有するとして定義される。

将来のプロジェクトのための一つの提案は、SMGA を応力降下量（あるいは最終すべり量）、大きさ、設置位置の深さ、の点から、弱い、中間、強い、と定義することである。単純な動学的アスペリティ・モデルの実現は SMGA のパワーを定義し、結果として地表破壊有り無し LMGA を定義することに発展させられる。

運動学的モデル作成者からの一つの期待は、アスペリティでの破壊の指向性（directivity）が SMGA 領域を超えて地表破壊の拡張を促進し得ることにあつた。この期待される結果は、現在の研究では見られなかった。その主要な理由は浅層帯における大きな D_c のため大きなエネルギー吸収が起こることによる。しかし、指向性効果はさらなる研究が必要とされ、将来のプロジェクトでなされ得る興味ある話題である。ここで推量されることとしては、指向性効果は断層変位と浅層帯のすべりの比が 1 よりも大きいような弱い浅層帯で有効になることである。それは、浅層帯がより強いエネルギー吸収機構として作動しなくなることを意味している。

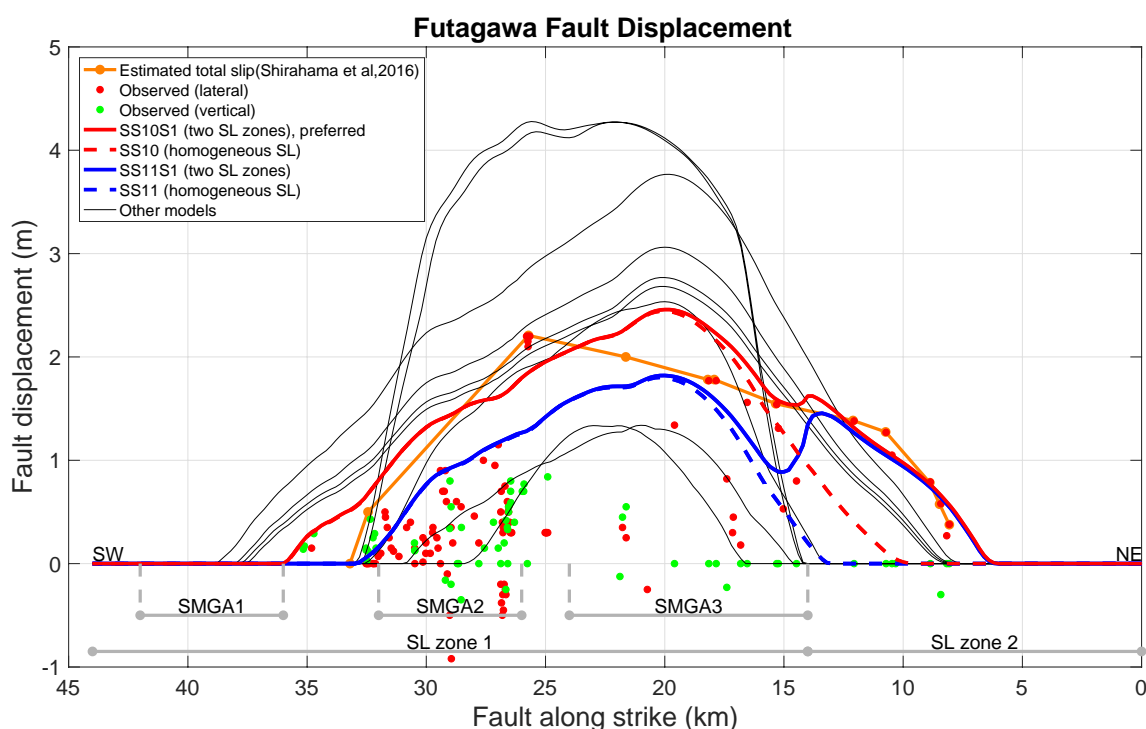


図 3-26 すべての地表破壊モデルに対して布田川断層に沿った断層変位と観測との比較。SMGA セグメントは3つの SMGA の射影。NE と SW はそれぞれ断層の北東および南西方向を示す。図の下部には2つの浅層帯をセグメント化して示している。

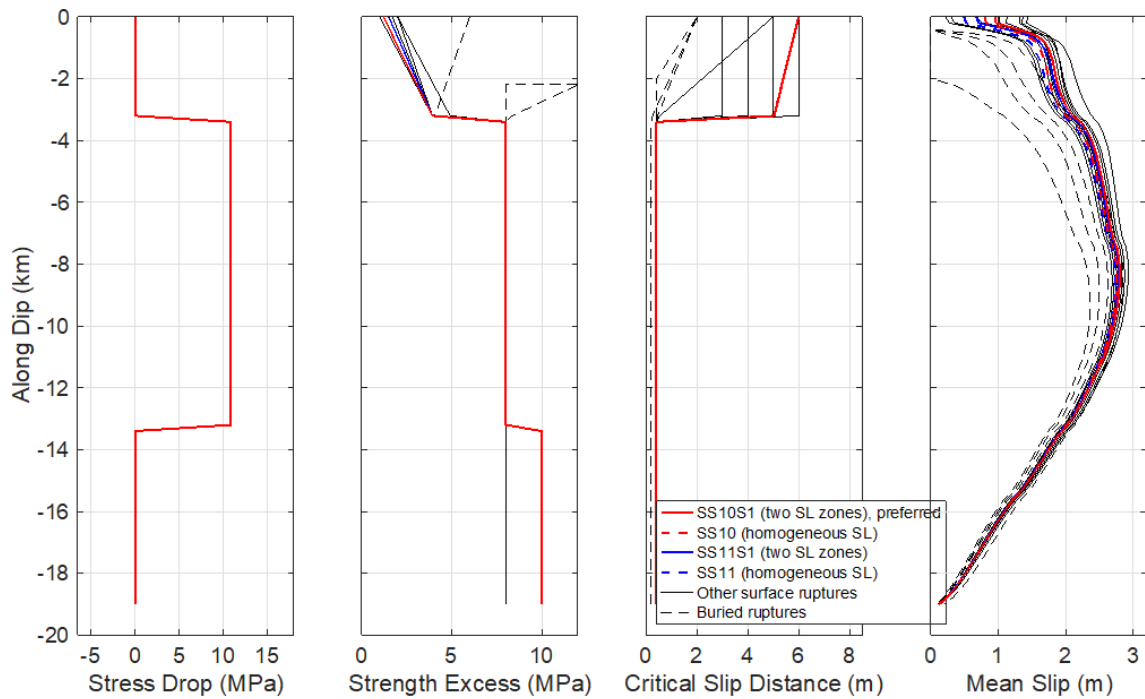


図 3-27 すべての地表破壊モデルといくつかの地中破壊モデル（黒破線）に対してアスペリティ SMGA3（図 3-3 参照）の中央を横切る傾斜に沿う動力学パラメータのプロファイル（応力低下量、強度超過、および臨界すべり距離）。右側の図はすべてのモデルに対して走向沿いの平均最終変位の深さ変化を示す。

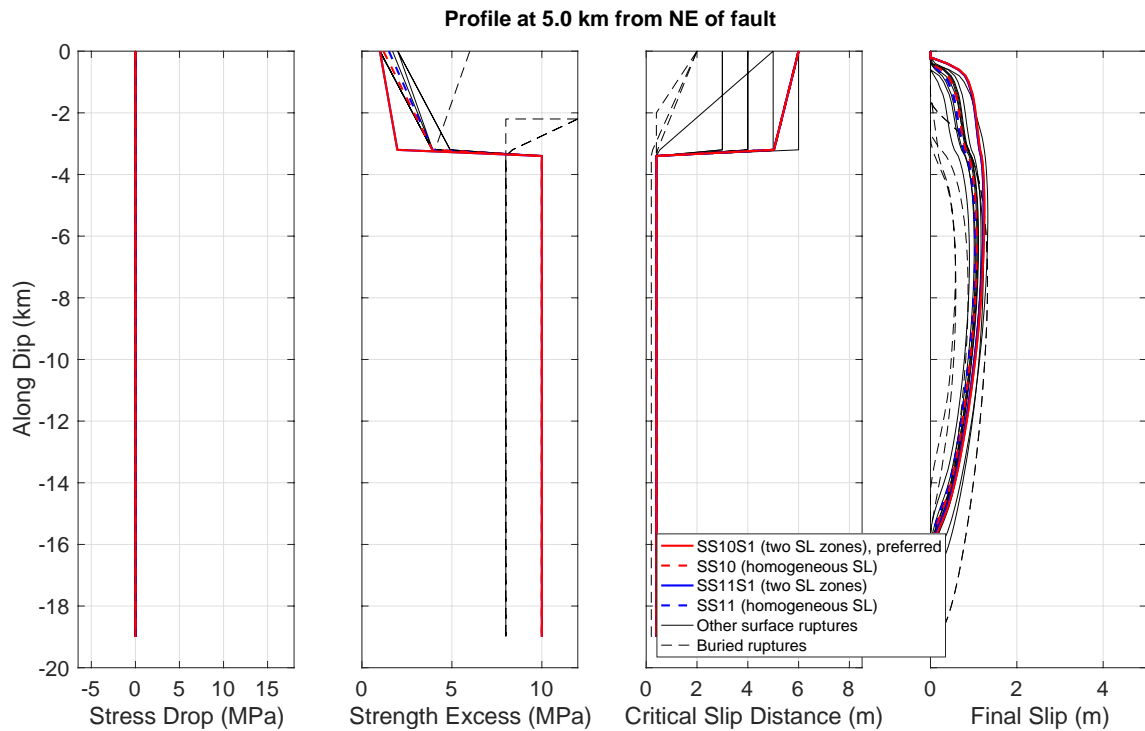


図 3-28 断層の北東側から 5 km の距離での動力学パラメータ（応力低下量、強度超過、臨界すべり距離）および最終すべり（黒破線）の傾斜面に沿ったプロファイル。すべての地表破壊モデルおよび地中断層に対する動力学パラメータが示される。

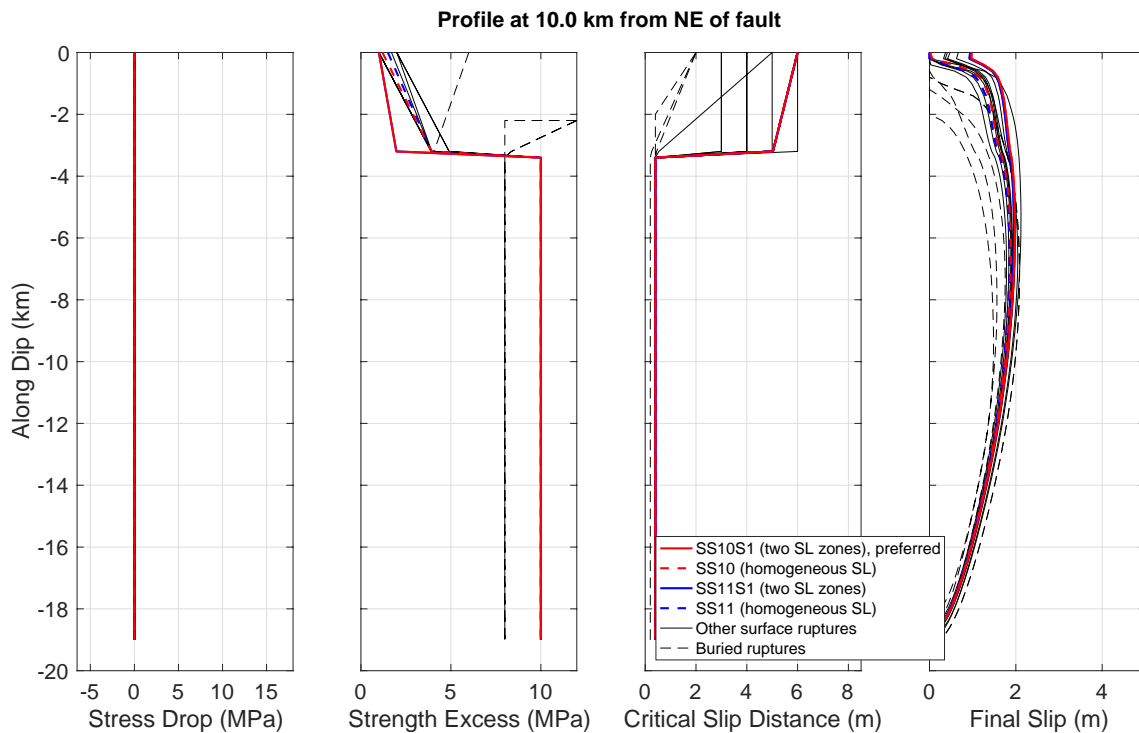


図 3-29 断層の北東側から 10 km の距離での動学的パラメータ（応力低下量、強度超過、臨界すべり距離）および最終すべり（黒破線）の傾斜面に沿ったプロファイル。すべての地表破壊モデルおよび地中断層に対する動学的パラメータが示される。

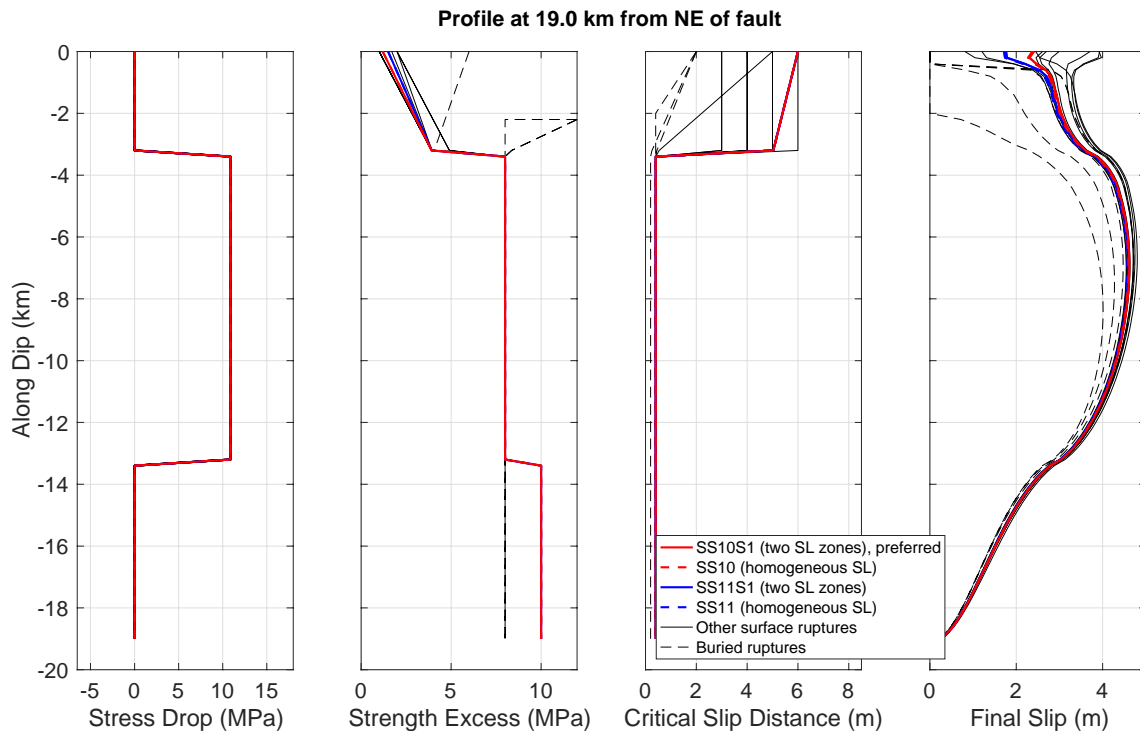


図 3-30 断層の北東側から 19 km の距離での動学的パラメータ（応力低下量、強度超過、臨界すべり距離）および最終すべり（黒破線）の傾斜面に沿ったプロファイル。すべての地表破壊モデルおよび地中断層に対する動学的パラメータが示される。

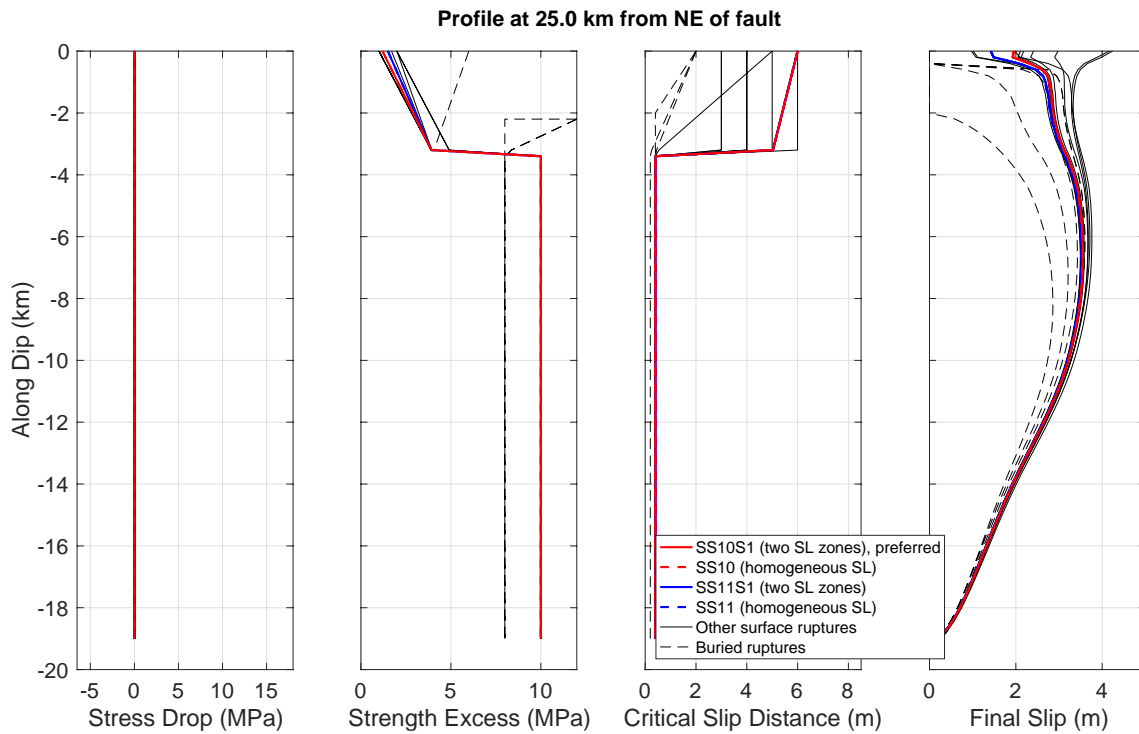


図 3-31 断層の北東側から 25 km の距離での動学的パラメータ（応力降下量、強度超過、臨界すべり距離）および最終すべり（黒破線）の傾斜面に沿ったプロファイル。すべての地表破壊モデルおよび地中断層に対する動学的パラメータが示される。

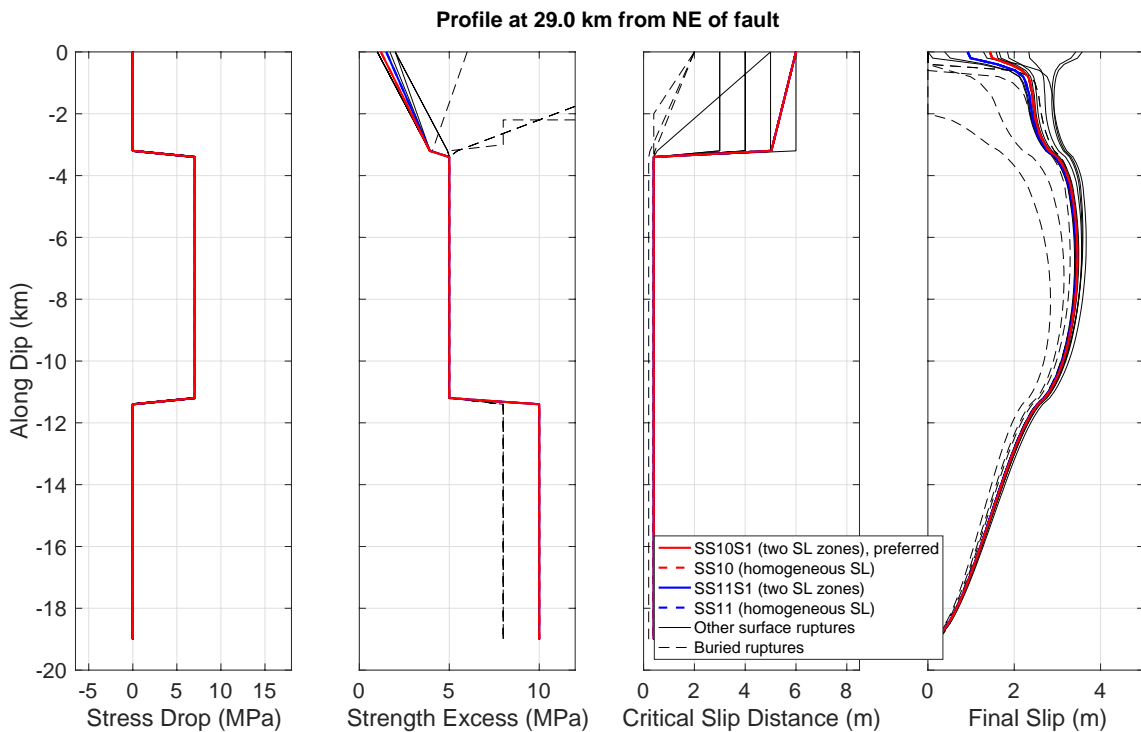


図 3-32 断層の北東側から 29 km の距離での動学的パラメータ（応力降下量、強度超過、臨界すべり距離）および最終すべり（黒破線）の傾斜面に沿ったプロファイル。すべての地表破壊モデルおよび地中断層に対する動学的パラメータが示される。

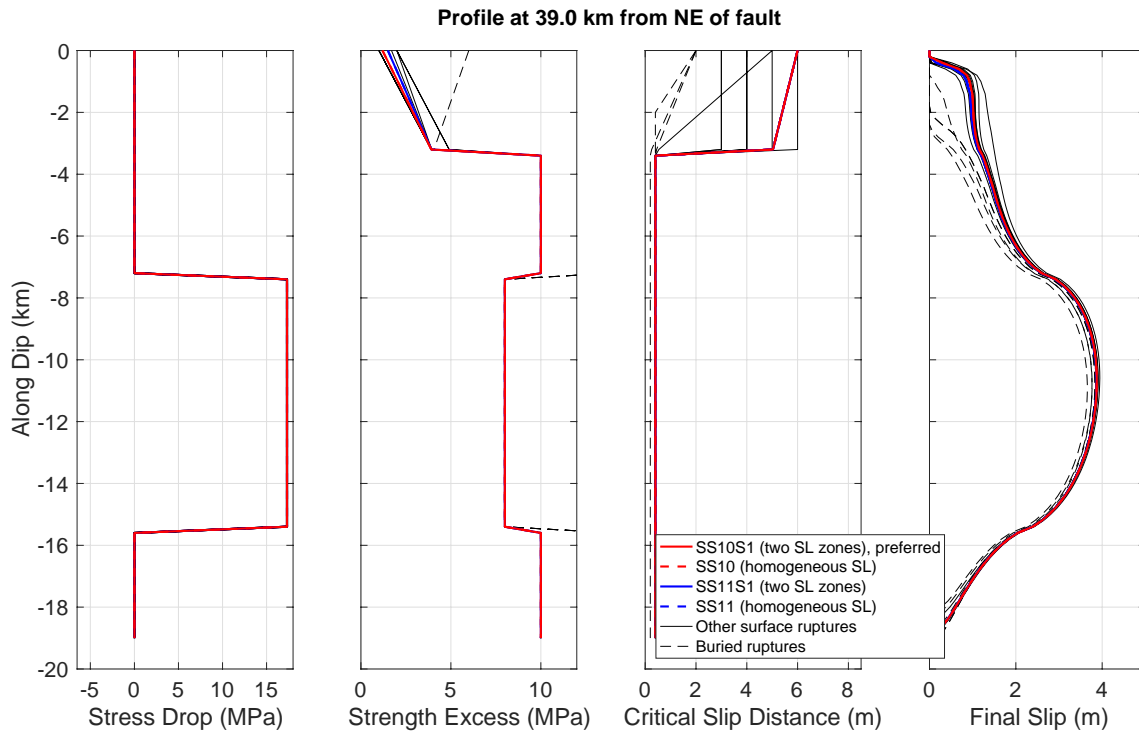


図 3-33 断層の北東側から 39 km の距離での動学的パラメータ（応力降下量、強度超過、臨界すべり距離）および最終すべり（黒破線）の傾斜面に沿ったプロファイル。すべての地表破壊モデルおよび地中断層に対する動学的パラメータが示される。

3.1.11.4. 最適モデルの定義

はじめに、ユニークな解も完全なモデルも存在しないことを述べておくことは重要である。我々は観測データに適合したり、適合しない、異なるモデル候補を見出し得る。地震の震源解は、震源に導入された拘束条件の欠如や与えられた震源に対してなされる単純化、その上地質条件の解像度やほかのデータの不足により、不良設定問題(ill-posed problems)である。

しかし、我々の現在のプロジェクトの枠組みのなかで、ターゲットが観測点における震源近傍地震動や永久変位に一致させることのみであるなら、図 3-27 にプロットされる 18 のモデル（地表破壊と地中破壊を含む）のいずれかは、これらのモデルの多くは観測された震源近傍地震動や永久変位によく似た解を生成できるので、よいモデルとみなすことができる。しかし、我々は、追加すべき拘束条件、断層変位を有している。この追加的な拘束条件は、最適モデルの探索を絞り込むことができる。しかし、最適モデルを探索することは、一般に主に震源極近傍地震動や断層変位に影響する浅層帯のパラメータ化にのみ依存するであろう。例えば、現在の研究で、2つの浅層帯が断層変位を一致させるのに必要とされ、最適モデルは図 3-26 で示される太い赤実線と青実線の周りに存在するであろう。

3.2. 表層の数値解析

本節「表層の数値解析」では以下を実施する。本事業で考慮する step1～3 の一連の流れを念頭に、2016 年熊本地震について今回トレンチ調査地点を対象とした 3 次元解析を実施する。解析は断層面からトレンチ調査地点を含む領域を FEM により計算し、トレンチ調査地点周辺の FEM に比べ狭い領域を個別要素法により計算する。

以下に上記内容について示す。

3.2.1. 横ずれ断層タイプの検討(2016 年熊本地震)

ここでは、2016 年熊本地震を念頭に、本事業で実施したトレンチ調査地点を対象とした 3 次元解析を実施する。解析は断層面からトレンチ調査地点を含む領域を FEM により計算し、トレンチ調査地点周辺の FEM に比べ狭い領域を個別要素法(DEM)により計算する。

本事業では、前述の通り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。今回、上記手順に沿って以下の流れにより表層の数値解析を実施する。

- (1)既往の研究等の公開情報から、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動力学破壊シミュレーションを実施し、表層の数値解析で利用する変位を出力する。
- (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. 解析モデル(FEM 解析)

3.2.2.1. 解析領域と動力学破壊シミュレーションによる変位計算

図 3-34 に解析モデル化領域を示す。解析はトレンチ調査地点を対象に布田川断層断層の北側を解析領域とする。深さ方向は動力学破壊シミュレーションの震源断層以浅の LMGA 設定も考慮し 2(km)とした。



図 3-34 解析モデル化領域

3.2.2.2. 解析モデル

図 3-35 に 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、断層直行方向には断層面からトレンチ調査箇所とほぼ同じ距離を反対側にとること、走行方向には断層面からトレンチ調査箇所と同じ距離をとることを念頭に断層直交方向に 7km、走向方向に 4km、鉛直方向に約 2km の領域とした。

- 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動力学破壊シミュレーション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。

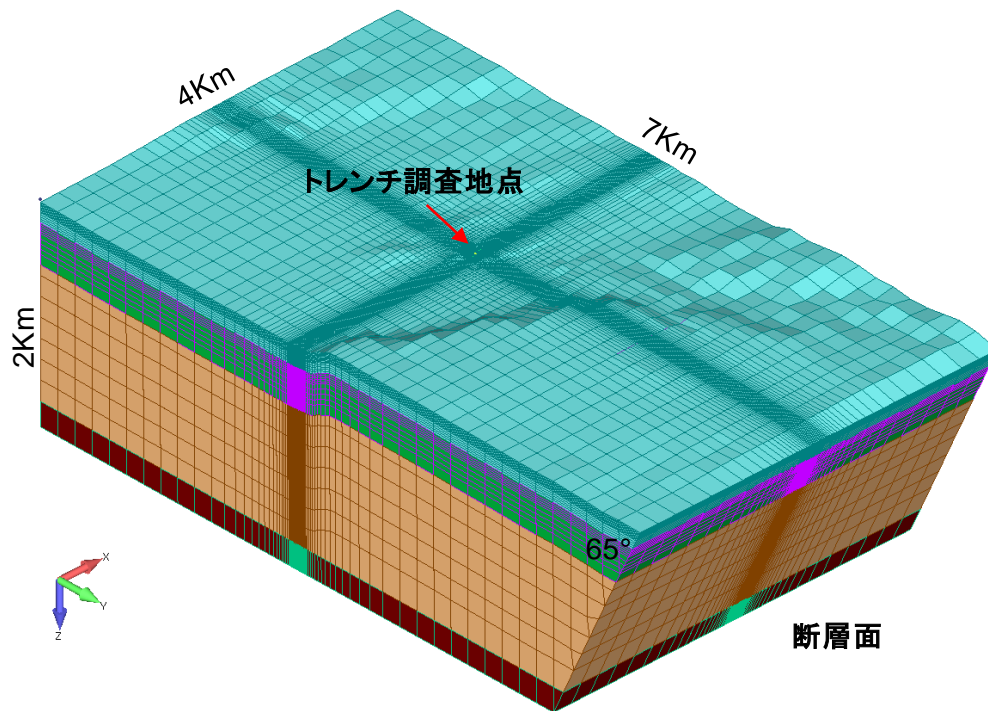


図 3-35 解析モデル

表 3-5 地盤物性値一覧

層 No (上から)	密度 (Kg/m ³)	ポアソン比	せん断剛性 G0 (×10 ¹⁰ N/m ²)
1 (136~)	1,900	0.449	0.057
2 (~ -94)	2,100	0.405	0.210
3 (~ -531)	2,400	0.308	0.960
4 (~ -2001)	2,500	0.294	1.823
5 (~ -2205)	2,650	0.244	2.714

※層 No 内括弧内の数値は代表的な標高値

○トレンチ調査地点とトレンチ調査地点と断層間に検出された不連続面のモデル化

LC-InSAR を利用したトレンチ調査地点決定時の事前調査において、今回のトレンチ調査地点を通る不連続ラインを確認している。またトレンチ調査地点と断層間にも同様に LC-InSAR による解析で不連続ラインを確認している。

表層の数値解析では、トレンチ調査時に実際に以前に動いた形跡のあるズレを確認していることから、不連続ラインについてジョイント要素でモデル化を行う。

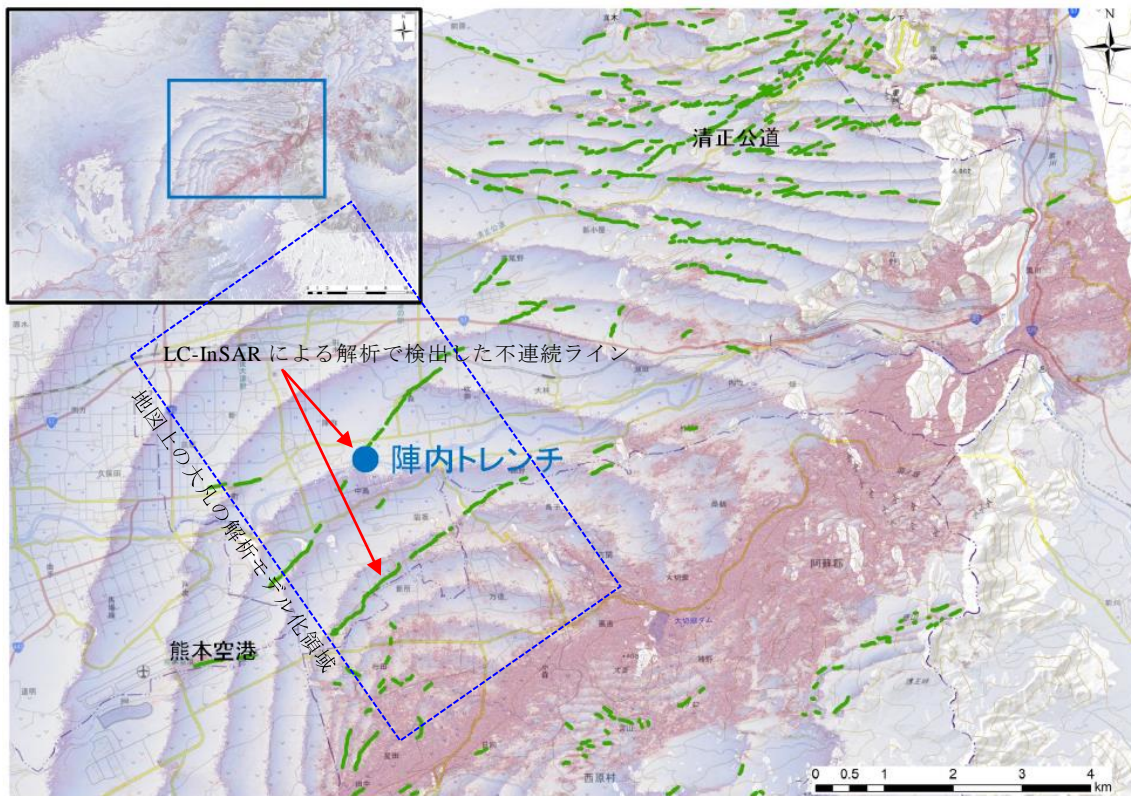


図 3-36 トレンチ調査地点および調査地点南側不連続ライン(LC-InSAR 調査より)

ジョイント要素のモデル化にあたっては、LC-InSARにより確認された不連続ラインから、東西断面から63°の角度を持つ不連続面をジョイント要素としてモデル化する。不連続面の水平方向の長さは20m、深さは10mにてモデル化(事前に上記以外の長さでも不連続面をモデル化し事前計算を実施し、概ねトレンチ調査結果に合うような長さを設定)する。

なお、トレンチ調査地点と断層の中間に位置する不連続ラインは、断層の走行方向と平行に設定した。

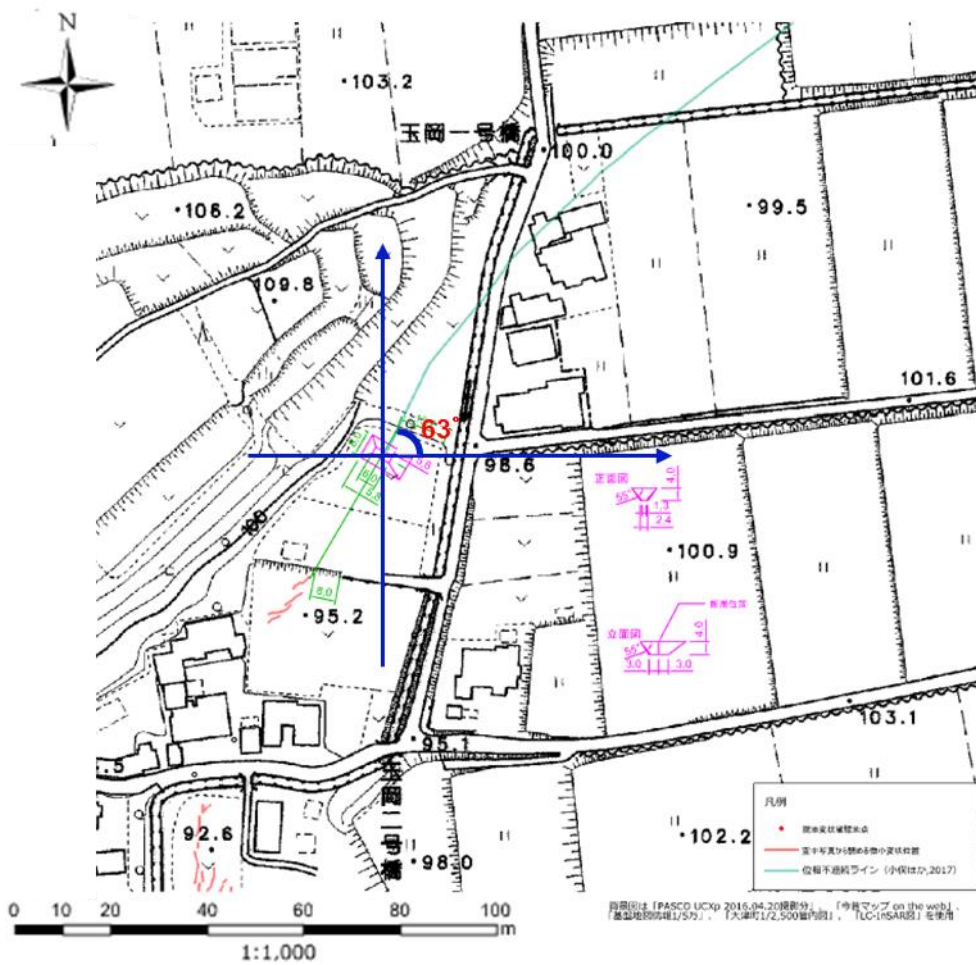


図 3-37 不連続ラインの水平方向角度

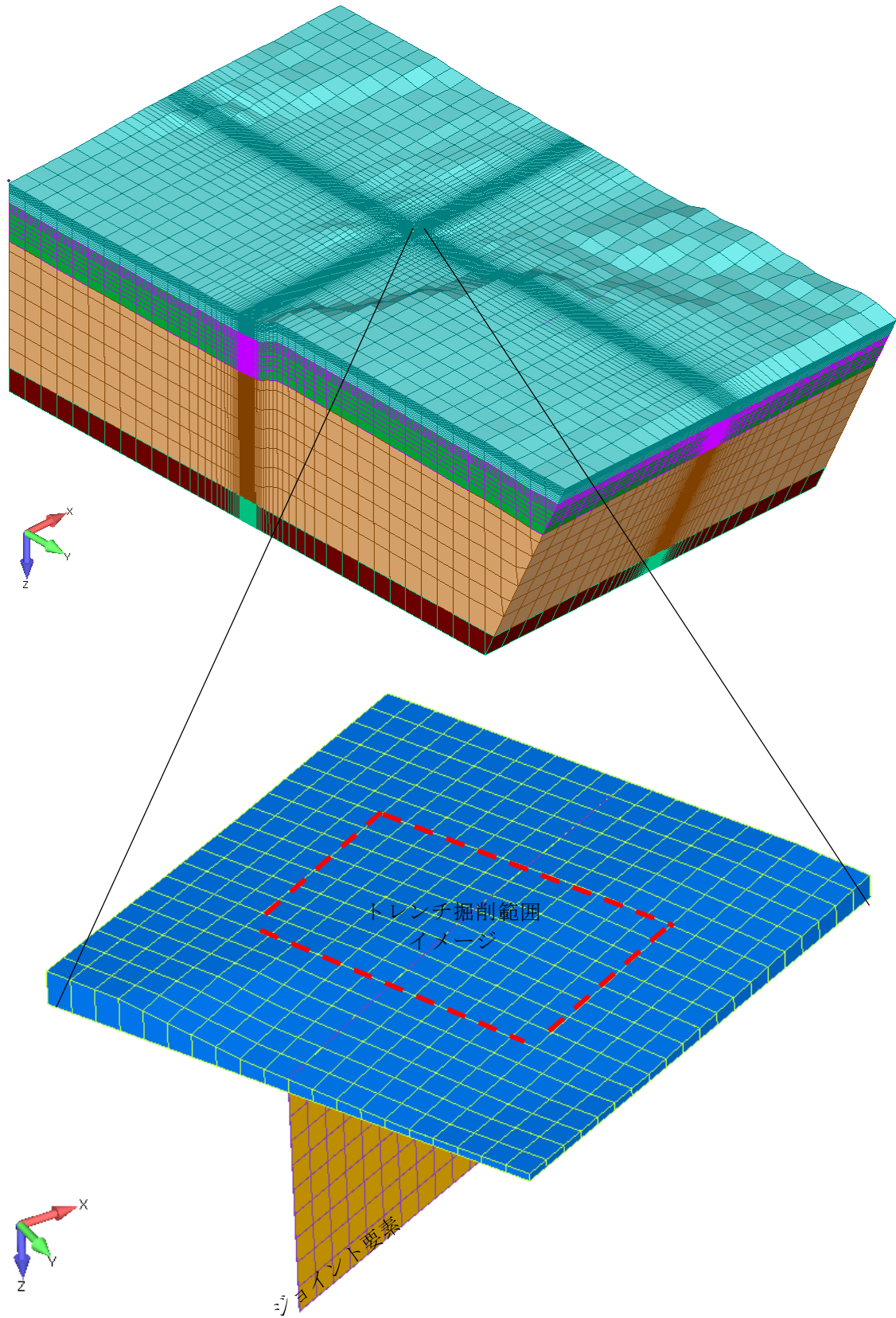


図 3-38 不連続ラインのモデル化

3.2.2.3. 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 3-39 に境界変位を示す。

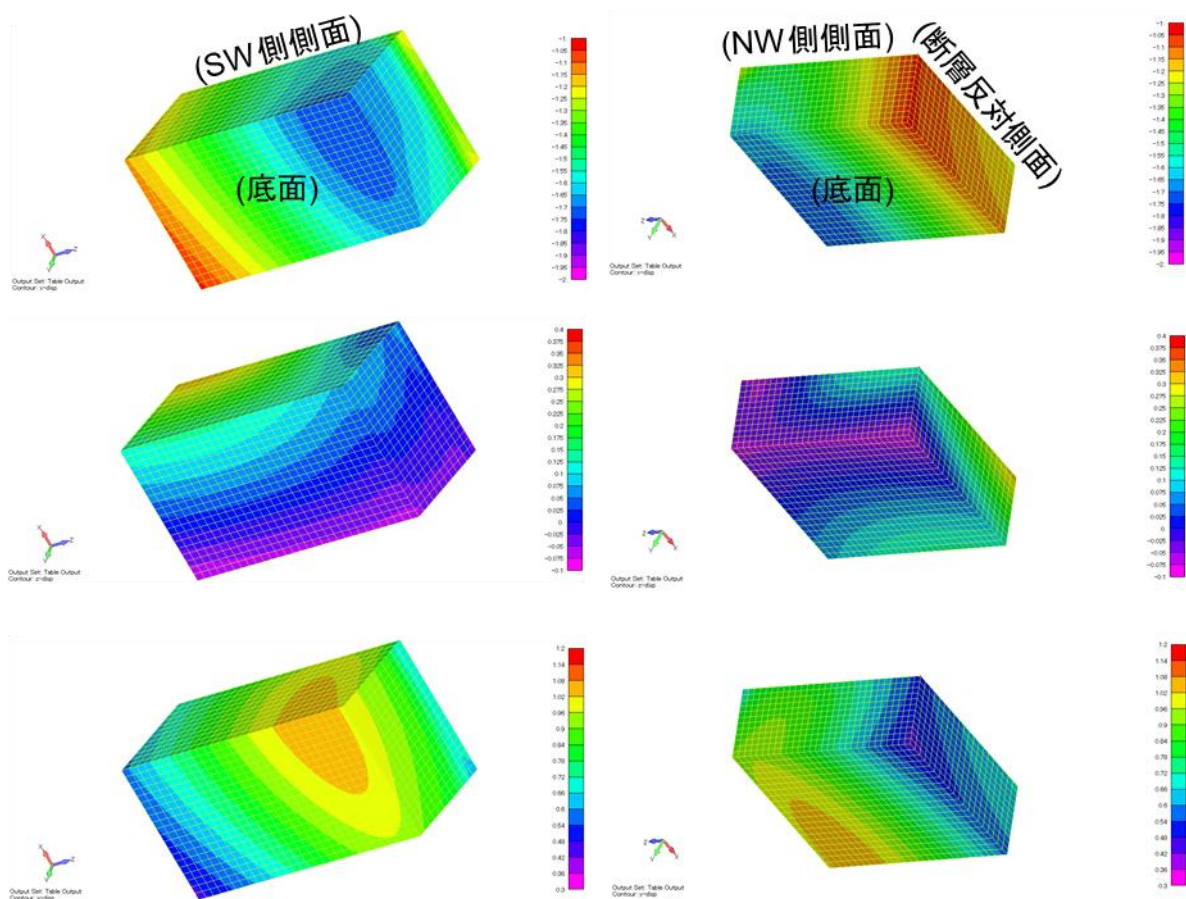


図 3-39 境界変位

3.2.2.4. 解析ケース

解析は、①トレンチ箇所のズレ(および断層間の LC-InSAR で確認できたズレ)、②標高、③物性のばらつき(トレンチ周辺の地質構造の考慮)、④物性のばらつき(地盤非線形性)、を考慮する/しないにより 4 ケース実施した。表 3-6 に解析ケース一覧を示す。

表 3-6 解析ケース一覧

ケース	case01(※4)	case02	case03	case04
①ズレ履歴考慮 (※1)(ジョイント非線形)	○	○	○	○
②標高考慮	—	○	○	○
③物性ばらつき 1(※1)	—	—	○	○
④物性ばらつき 2(※3)	—	—	—	○

- ※1：トレンチ調査地点およびその南側の不連続ラインを考慮。事前にジョイント線形+地盤非線形にて解析を実施し、トレンチ調査地点付近での破壊発生がないことを確認。現時点の情報(地盤の物性や構造、非均一性を示す情報等々)から解析上地盤非線形性のみの考慮で今回のトレンチ調査付近でのズレの発生が説明できなことから、ジョイント非線形を考慮した解析を進める。
- ※2：物性ばらつき 1 では、地質図から、トレンチ箇所およびその周辺の地盤物性(せん断剛性)のばらつきを模式的に考慮(下図参照)。
- ※3：物性ばらつき 2 では、層 1,2 の物性(せん断剛性)について正規分布による乱数を発生させて設定。
- ※4case01 は、トレンチ調査地点不連続ラインの水平角度を断層面と平行に設定したケース。

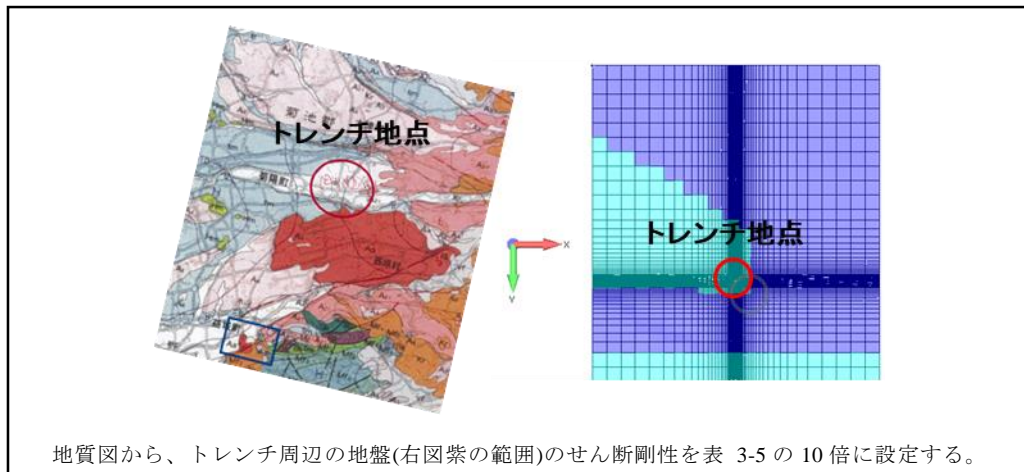
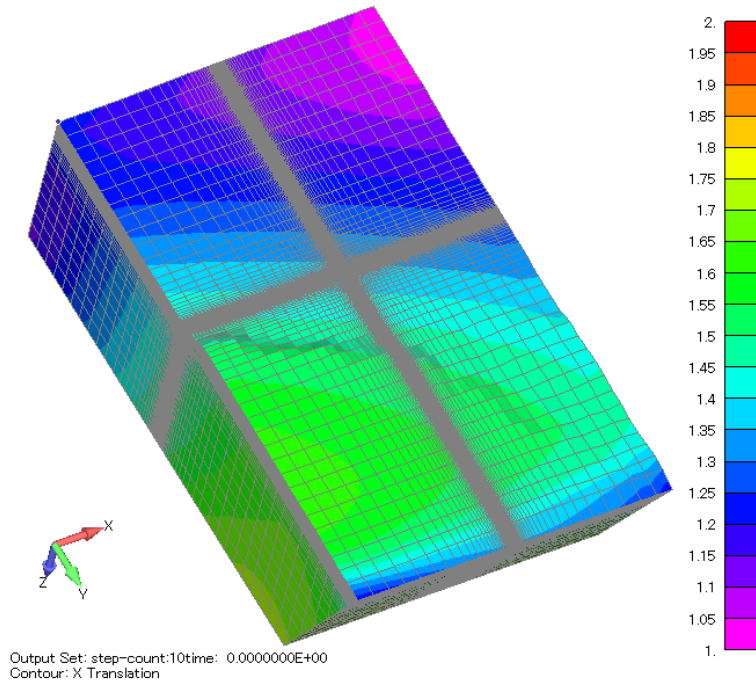


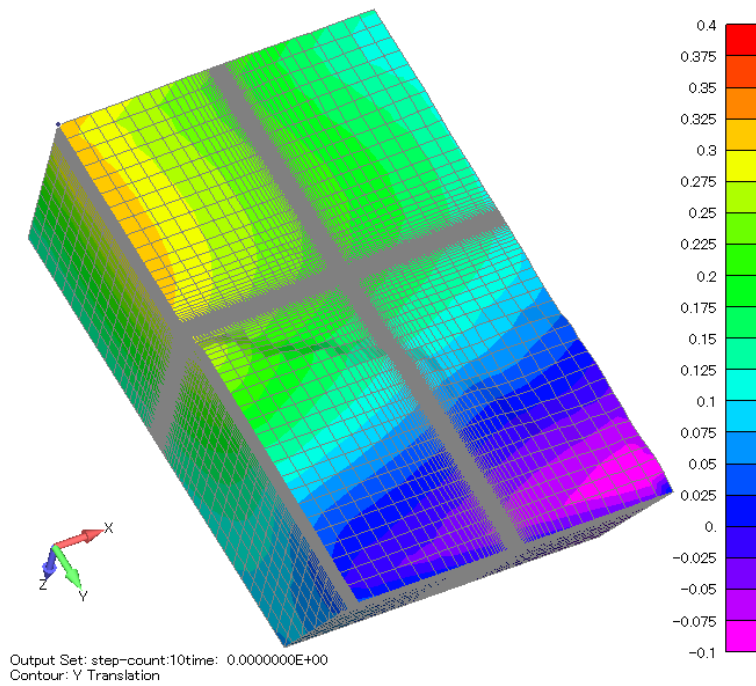
図 3-40 物性のばらつき 1

3.2.2.5. 解析結果

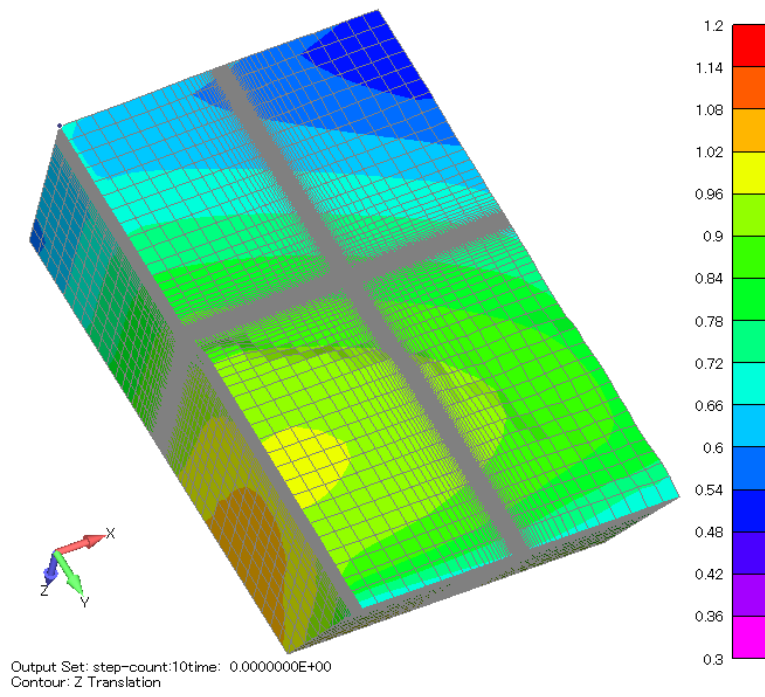
図 3-41 に変位分布図を示す。また、表 3-7 に KMM005 地点の変位を示す。



(a) 走向方向変位(+は東側移動)



(b) 走向法線方向(+は南側移動)

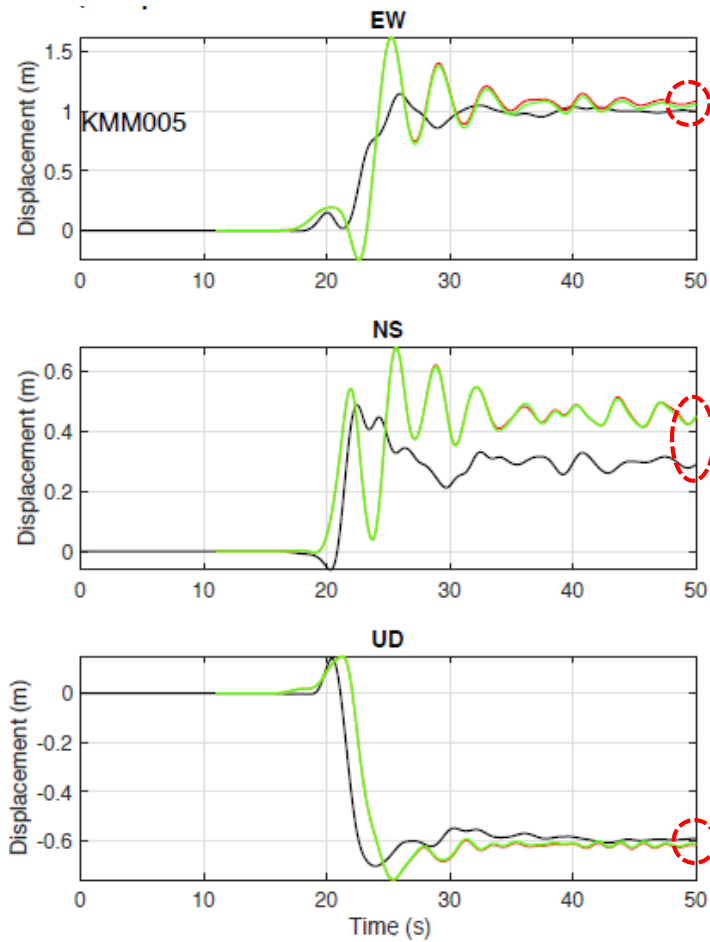


(c)鉛直方向変位(+は沈下方向)

図 3-41 変位分布図

表 3-7 解析結果一覧

ケース	EW	NS	UD
case01	1.071	0.478	-0.612
case02	1.070	0.474	-0.613
case03	1.085	0.462	-0.632
case04	1.070	0.474	-0.613



緑、赤：動力学計算結果、黒：観測結果

図 3-42 動力学破壊シミュレーション(SS10s1)結果(KMM005)

KMM005 地点における、各方向の変位が動力学シミュレーション結果と同様な値を示し、境界変位が FEM 計算側に正しく引き継がれていることを確認できた上で、にトレンチ調査地点における破壊状態や変位および不連続ラインを挟む接点の相対変位(平均値)を示す。

図 3-43 にトレンチ調査地点のジョイント要素のせん断破壊状況を示す。

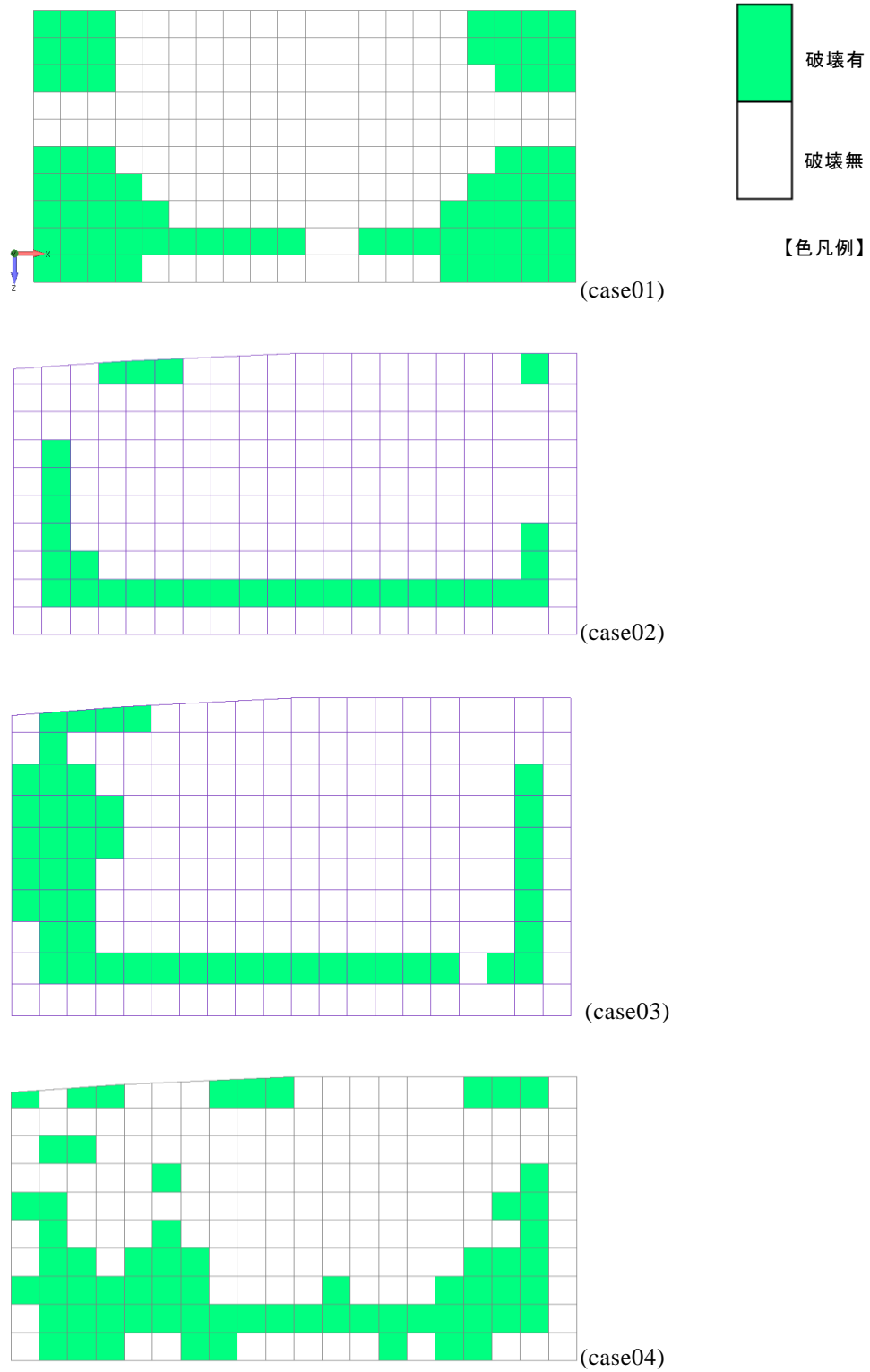


図 3-43 トレンチ調査地点ジョイント要素の破壊状況

○case01 は、case2,34 とトレンチ調査地点のジョイント要素の水平方向の角度が異なる。case01 と case02 を比較すると、破壊要素の分布の様子が異なるが、ケース間の標高の有無の違いによる影響より、ジョイント要素の水平方向の角度の影響によるものと考ええる。

○case03 では、(case02 に比べ)南面側で破壊領域が増えている。トレンチ調査近傍と、その周辺地盤との剛性差による効果により南面側で破壊領域が増えることになった。

○case04 は case02 に比べせん断破壊の分布がよりまばらな分布となっており、物性のばらつき効果により、せん断破壊の発生がより不均一なものになっている。今回のトレンチ調査における地表に近い位置や 3m 以下で見られた開口や亀裂の分布等と近い傾向を示している。

表 3-8 にトレンチ調査地点の変位を示す。

表 3-8 トレンチ調査地点変位一覧(m)

ケース	EW	NS	UD	total 変位
case01	1.235	0.621	0.811	1.603
	1.235	0.621	0.811	1.603
case02	1.232	0.621	0.811	1.600
	1.232	0.621	0.811	1.600
case03	1.228	0.576	0.806	1.577
	1.228	0.576	0.806	1.577
case04	1.232	0.621	0.811	1.600
	1.232	0.621	0.811	1.600

変位は表層の節点の平均値となる。上段が断層側節点、下段がその対面の節点。

mm までの範囲では上段も下段も同じ変位値を示すが、mm 以下の数値を確認すると断層側節点の方が東側方向への変位値が大きく、右横ずれの傾向とならない。

今回の解析では、境界条件が断層から遠ざかるにつれ変位が小さくなっており、その境界条件の傾向がトレンチ調査地点および他 FEM 領域の結果に反映されている。

一方で、実際の地盤では、右横ずれの変位が観測されており、解析上観測と同様に右横ずれとなる結果になるためには、今回考慮した調査地点の不連続ライン、地盤のばらつきの他の条件の付与が必要となり、副断層の発生原因や要因の分析をさらに進め、データを蓄積していく必要があると考える。

3.2.3. 個別要素法による狭領域解析

本項では、本事業で実施した熊本の陣内トレンチ調査地点を含む表層地盤変位の解析的検討の内、個別要素法（DEM）による狭領域の解析について述べる。前項で報告した熊本地震の横ずれ主断層を含む有限要素解析の結果より、トレンチ調査地点近傍の表層変位を解析モデル境界に設定し、H28 熊本地震時に調査地点近傍に生じたと考えられる表層地盤変状について検討を行った。

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、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挙動が解析結果として評価できる点に特徴がある。

3.2.3.1. トレンチ調査地点近傍の解析モデル

粒状体モデルを用いたトレンチ調査地点近傍の狭領域解析範囲としては、図 3-44 に示される FEM 解析領域の表層を拡大した図 3-45 に示される範囲を対象とした。図に示されるように、表層の解析対象領域の中央部には Y 軸を法線とし、X 軸方向にジョイント要素でモデル化された不連続面が縦断している。図 3-46 に示されるように、解析対象領域は水平方向に幅 20m 平方、地表にはなだらかな高低差があり、平均して 10m の深さの領域となっている。

図 3-46 に示す粒状体モデルは、球形要素をメッシュ形状に適合するように充填することで作成しており、粒径を 0.16~0.24m の範囲で各粒径の体積分率が一樣になるように生成を行っている。作成した約 70 万粒子の解析モデルの間隙率は 0.36 であり、土粒子密度を 2.5Mg/m^3 とすると嵩密度は 1.6Mg/m^3 となり、火山灰質粘性土として一般的な範囲に収まる。

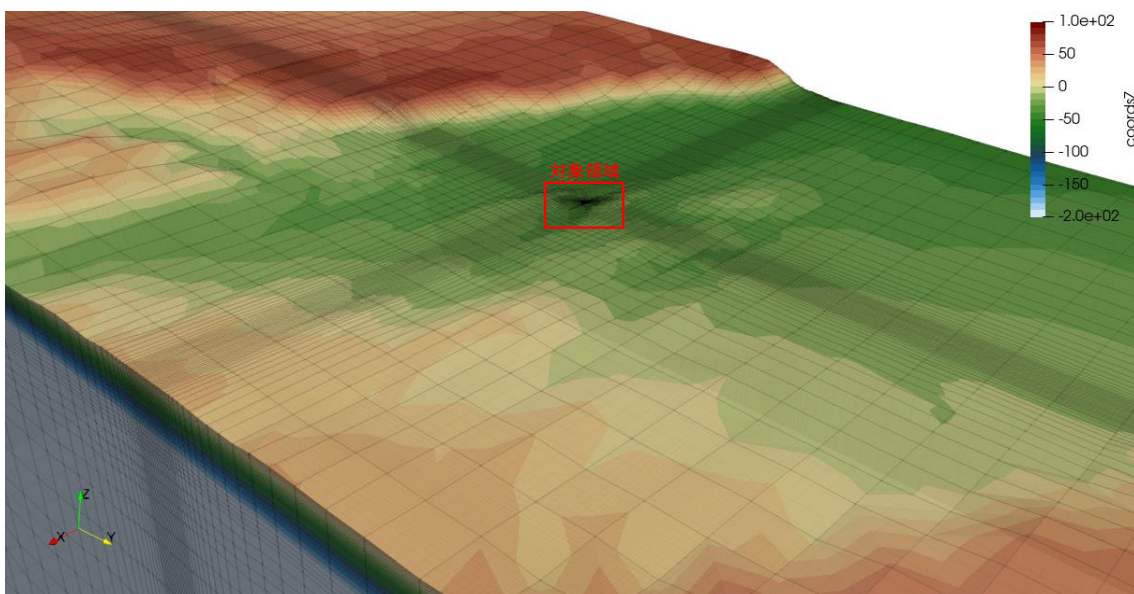


図 3-44 広域 FEM モデルにおける解析対象領域の位置



図 3-45 解析対象領域の拡大図

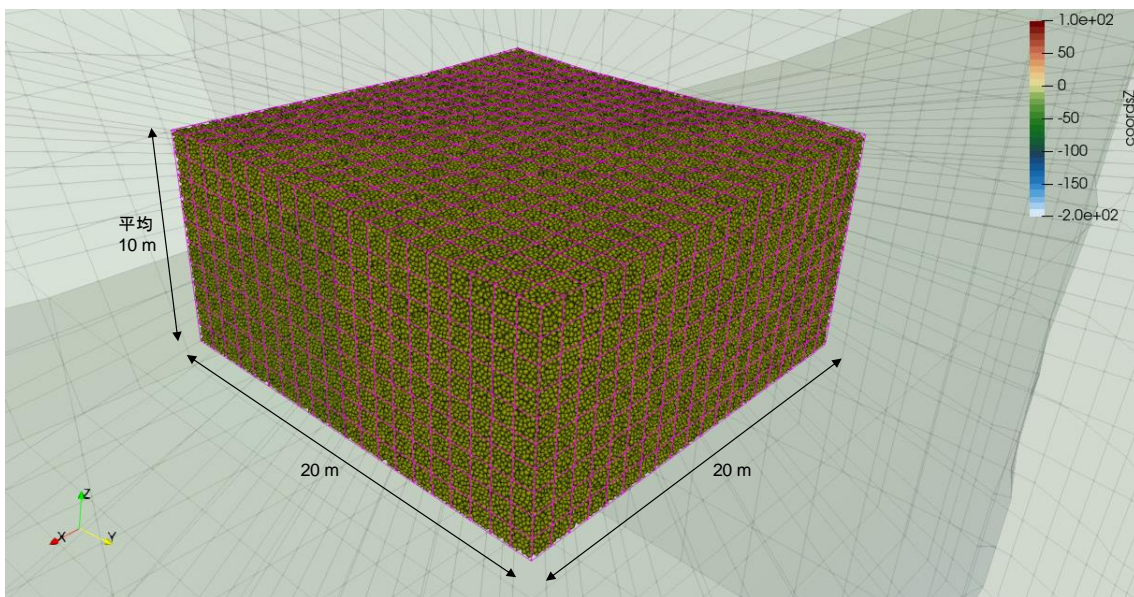


図 3-46 解析対象領域の拡大図

表 3-9 粒状体モデルの条件

粒子数	701,655
土粒子密度 [Mg/m^3]	2.50
嵩密度 [Mg/m^3]	1.60
最大粒径 [m]	0.24
最小粒径 [m]	0.16
間隙率	0.36

3.2.3.1. 解析物性値の検討

先述のとおり、個別要素法 (DEM) は空間的な離散化を考慮せず、直接的に接触作用を扱う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、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強度特性を同定する必要がある。なお、離散集合体は連続体材料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ため、接触計算で使用する剛性についてそれほど重要ではない。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剛な設定を行えばよい。表 3-10 に本研究で用いた DEM 解析の設定値を示す。

表 3-10 DEM 解析パラメータの設定値

DEM パラメータ	設定値
法線方向ばね定数	50000kN/m
接線方向ばね定数	5000kN/m
減衰定数	0.05

一方で、強度特性については現象を支配する重要な条件であり、解析対象とする地盤材料で想定される強度を要素シミュレーションで確認すべきである。しかしながら、トレンチ調査地点の土試料を対象とした要素試験等は実施していないため、文献などから標準的な試験値を参照せざるを得ない。また、トレンチ調査では様々な種別の表土が確認されているが、すべての土試料を対象とした要素シミュレーションを実施することは現実的ではない。そこで、本研究ではトレンチ調査地点で表層に確認された特徴的な粘性土として、アカホヤ火山灰質粘性土を対象とし、文献値から想定する地盤強度を設定した。

表 3-11 に既往文献(久々宮ら 2019、武田ら 2018)から取得したアカホヤ火山灰質粘性土の三軸試験結果を示す。この粘性土層は約 7300 年前の鬼界カルデラ噴火により、九州をはじめ西日本に広く分布している。なお、強度定数に関する要素試験の実施例は少なく、表中に示される事例以外はあまり見つからなかった。表 3-11 に示される要素試験結果をまとめると、内部摩擦角が 40° 程度、粘着力は $50\sim 80\text{kN/m}^2$ 程度あり、火山灰質粘性土としてはかなり強く、N 値から分かる通り深度の大きい締め固められた供試体であると考えられる。何れも、トレンチ調査地点と同じ条件ではないため、試験値はあくまで参考値として要素シミュレーションを実施した。

表 3-11 アカホヤ火山灰質粘性土の三軸試験結果

	要素試験 1	要素試験 2	要素試験 3
採取場所	四国	大分	大分
三軸試験条件	CUbar	CD	CD
試料条件	不攪乱	不攪乱	攪乱
N 値	32	26~40	26~40
湿潤密度 [Mg/m^3]	1.48	1.56	1.56
粘着力 [kN/m^2]	83.5	54.1	70.5
内部摩擦角 [deg.]	35.1	43.8	36.8

3.2.3.2. 物性値同定のための要素シミュレーション

三軸圧縮試験は、供試体をメンブレンで封入し、水圧をかけて一定拘束圧条件下で圧密し、その後、拘束圧を維持した状態で軸圧を増加させてせん断変形を生じさせるものである。想定する地盤条件により、圧密過程とせん断過程の配水条件の違いを考慮するが、個別要素法による要素シミュレーションでは間隙水の取り扱いはなく、全応力条件を仮定して解析を行う。この際、拘束圧の制御をどのように行うかによってモデル化の違いがある。最も一般的な境界条件は剛壁を用いるものであり、この場合はメンブレンの変形は一切考慮しない。試料の膨張を考慮して局所化領域やせん断帯を模擬する上では、柔なメンブレンの表面の圧力を制御する境界条件が好ましいが、解析上の扱いは複雑である。

本研究では、図 3-47 に示されるような粒状体モデルを三角形面要素で包み込む解析モデルを使用した。上下の境界面は剛板であり、せん断過程においては強制変位で軸圧を載荷する。円筒の側面はメンブレンを模擬した柔な膜状板モデルであり、供試体モデルの変形に応じて変形する。圧密過程では外側から軸中心へ向かう拘束圧を徐々に漸増させ、一定の拘束圧に達した段階でこれを維持してせん断過程に入る。

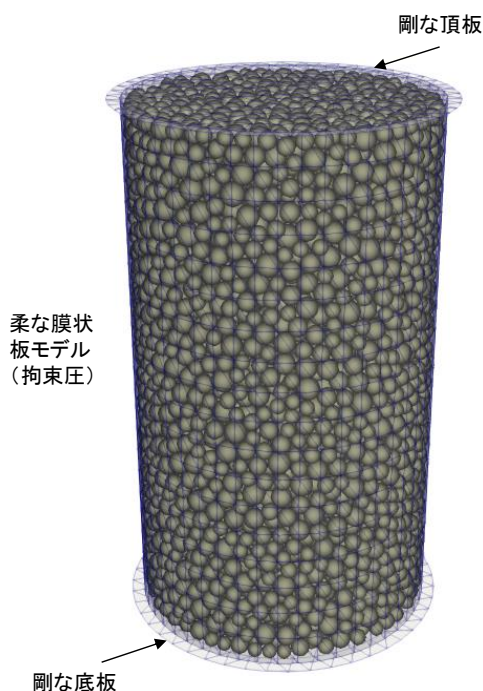


図 3-47 三軸圧縮試験の要素シミュレーションの解析モデル

図 3-48 に拘束圧 100kPa の条件下で実施した三軸要素シミュレーションの解析結果より、供試体とメンブレンの変形図を示す。圧密後、変位制御で徐々に軸ひずみを増加させることでせん断破壊を生じる過程がシミュレーションされている。外周部の変形はメンブレンの剛性に因るところが大きいが、外周部の変形を考慮することでより実際の試験条件に近い要素シミュレーションが実施可能である。

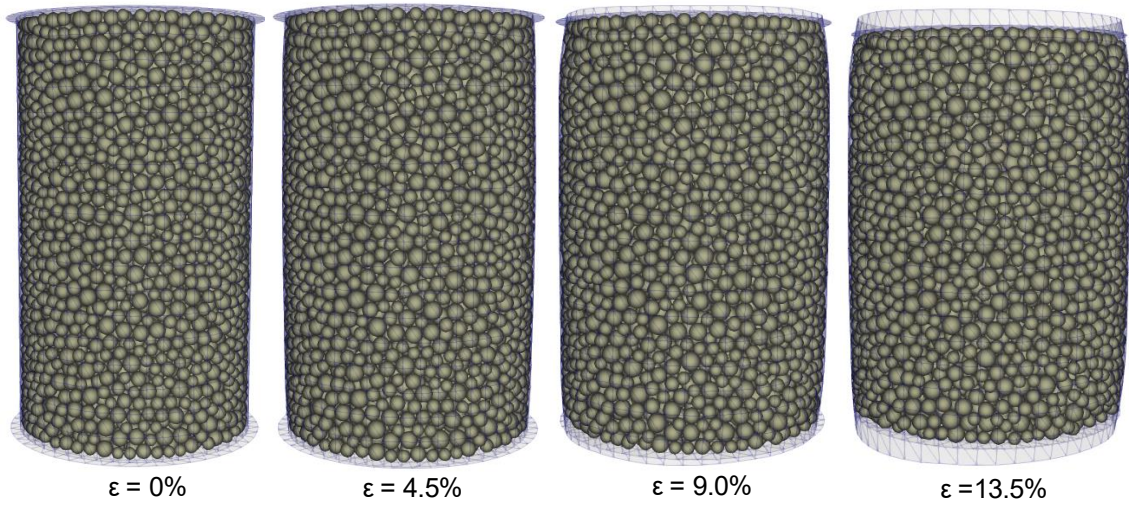


図 3-48 三軸圧縮試験の要素シミュレーションの解析モデル

図 3-49 に拘束圧を 50、100、150kPa と変えて実施した解析結果より、軸差応力と軸歪の関係をもとめて示す。また、この結果から応力円を描き、共通外接線から強度定数を推定した例を図 3-50 に示す。この解析結果に基づく強度定数は内部摩擦角 39° 、粘着力 18.3kN/m^2 であり、表 3-11 に示される試験値からは内部摩擦角は同程度であるが、粘着力がかなり小さいといえる。しかしながら、トレンチ調査地点で得られた試料の試験結果ではなく、無理に合わせ込む必要性もないことから、本検討ではこの要素シミュレーション結果から得られたパラメータを用いた。

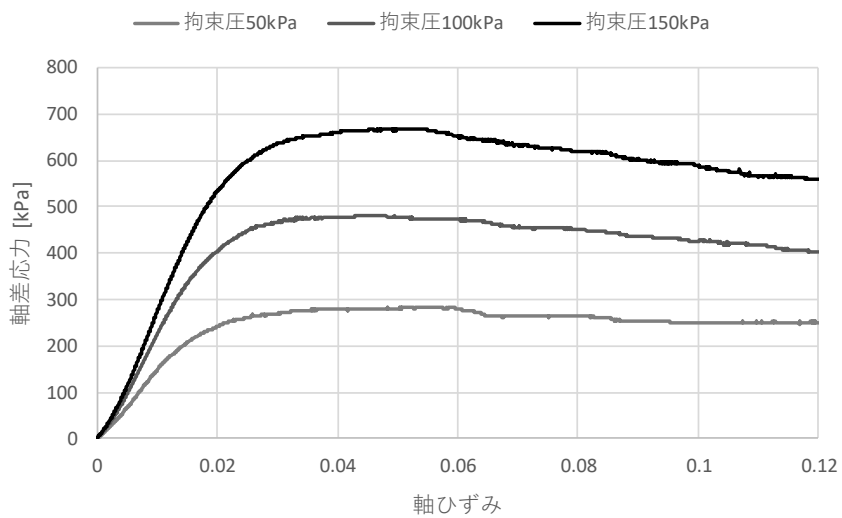


図 3-49 三軸圧縮試験の要素シミュレーション結果より軸差応力-軸ひずみ関係

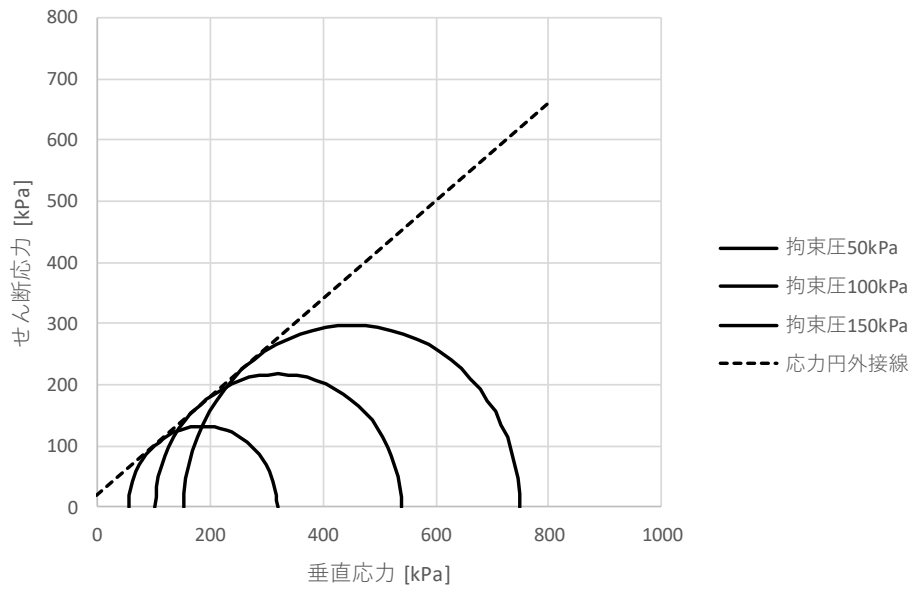


図 3-50 三軸圧縮試験の要素シミュレーション結果より強度定数の推定

3.2.3.3. 表層変状の数値解析

前項で実施した有限要素解析結果から粒状体モデルの境界変位を入力し、表層変状を再現する 3 次元個別要素法解析を実施した。図 3-51 に境界部に入力した絶対変位（変形の卓越する不連続面に沿った X 成分）を粒子コンター図で示す。

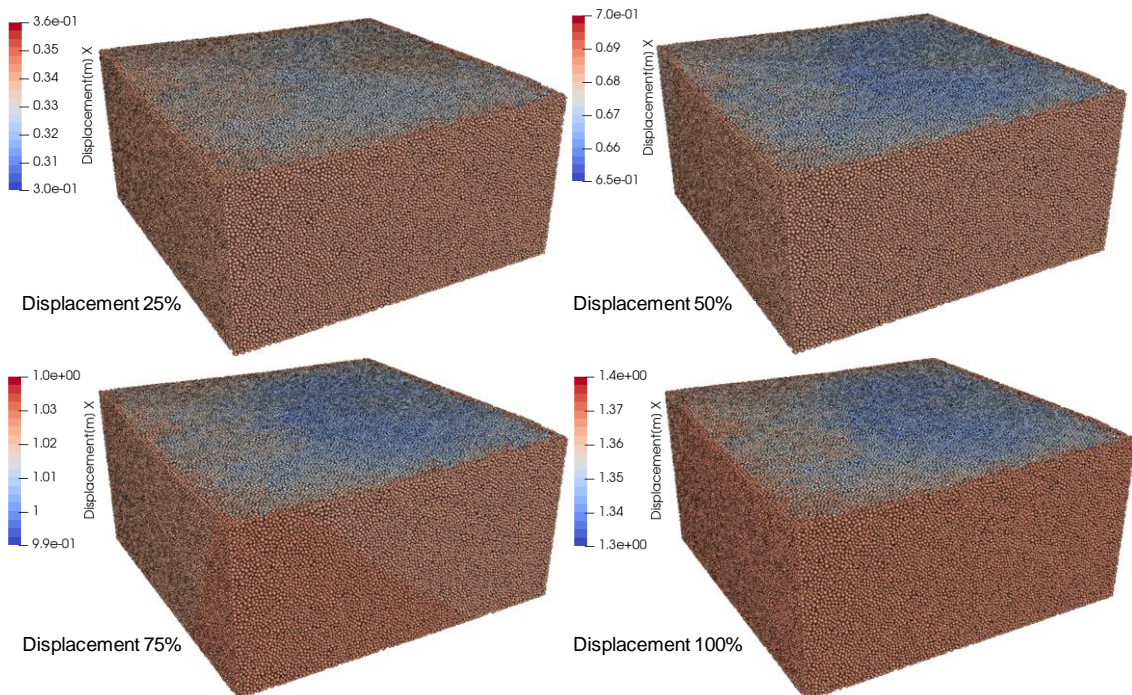


図 3-51 有限要素法解析結果より設定した狭領域モデルの境界変位

図 3-51 から確認できる通り、FEM モデル全体の絶対変位としては大きな変位を生じているが、狭領域モデル内に生じる相対変位としては極小さな変位しか得られていない。そのため、最も変状が大きく生じる表層部においても、相対変位は比較的小さな変形量に留まっていることを確認した。

解析モデル内部の相対的な変形量を確認するため、粒子変位を格子に投影してひずみ場を計算した。格子寸法は最大粒径とし、格子点回りの粒子変位を平均して差分計算し、最大せん断ひずみの分布を深度毎に評価して図 3-52 に示す。粒子移動が拘束される深部はせん断ひずみが小さくなっているが、入力した境界変位が卓越する X 方向に沿うようにせん断ひずみが帯状に大きくなっていることが分かる。表層は上載圧があまりないため最大せん断ひずみも大きく、特に土被りの浅い領域で変形が大きく生じている。なお、境界部は変位の平均計算上、内部領域より大きなせん断ひずみが計算されているが、評価対象としては適切ではない。

なお、解析モデルと方位角の関係については、2通りの解釈が考えられる。1つ目は、本解析モデルがトレンチ調査地点不連続ラインの水平角度を断面と平行に設定しており、前項の FEM 解析の case01 に基づくものであり、図 3-52 の赤枠内に記された方位角を想定するものである。これはトレンチ掘削面と方位角の関係を図 3-53 において上の模式図のように考慮するものである。しかしながら、トレンチ調査地点の不連続ラインは図 3-53 に確認できるように、地形のためか主断層の向きから調査地点近傍で屈曲しており、この向きを変位が卓越する X 方向と考えると図 3-52 の青枠内に記された方位角と考えられ、トレンチ掘削面と方位角の関係は図 3-53 の下の模式図に示される関係が適切と考えられる。そこで、表層の土粒子を図 3-53 の 2 通りのトレンチ形状で掘削して表層のひずみ分布を確認した。

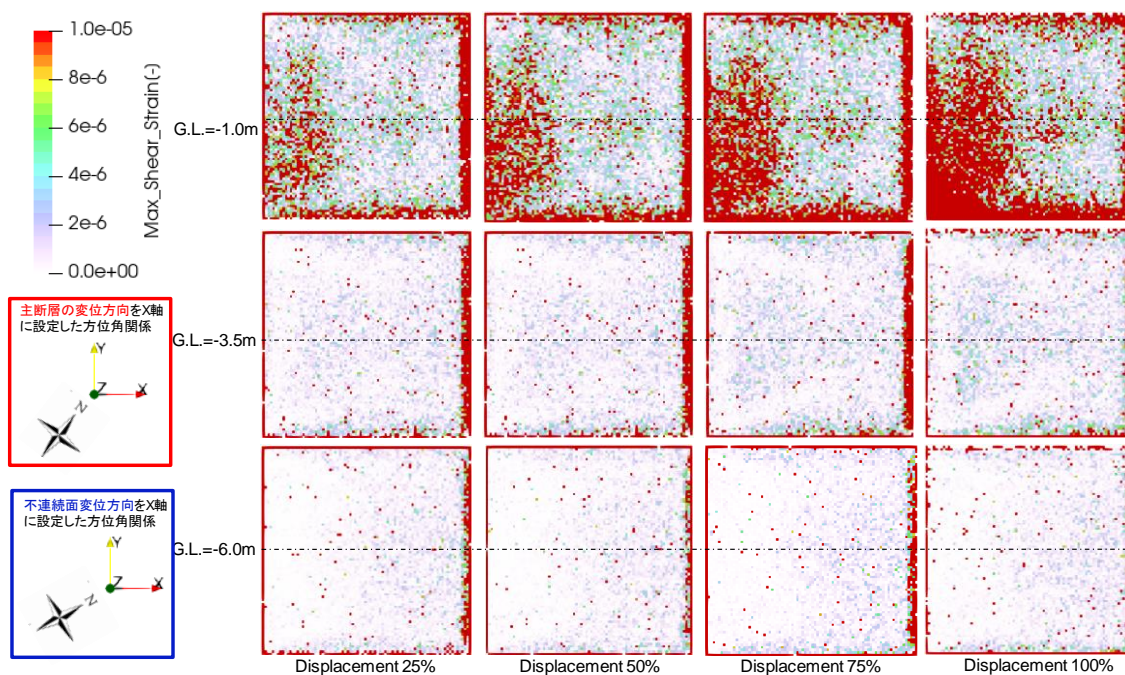


図 3-52 粒子変位を格子に投影して計算した震度毎の最大せん断ひずみ分布

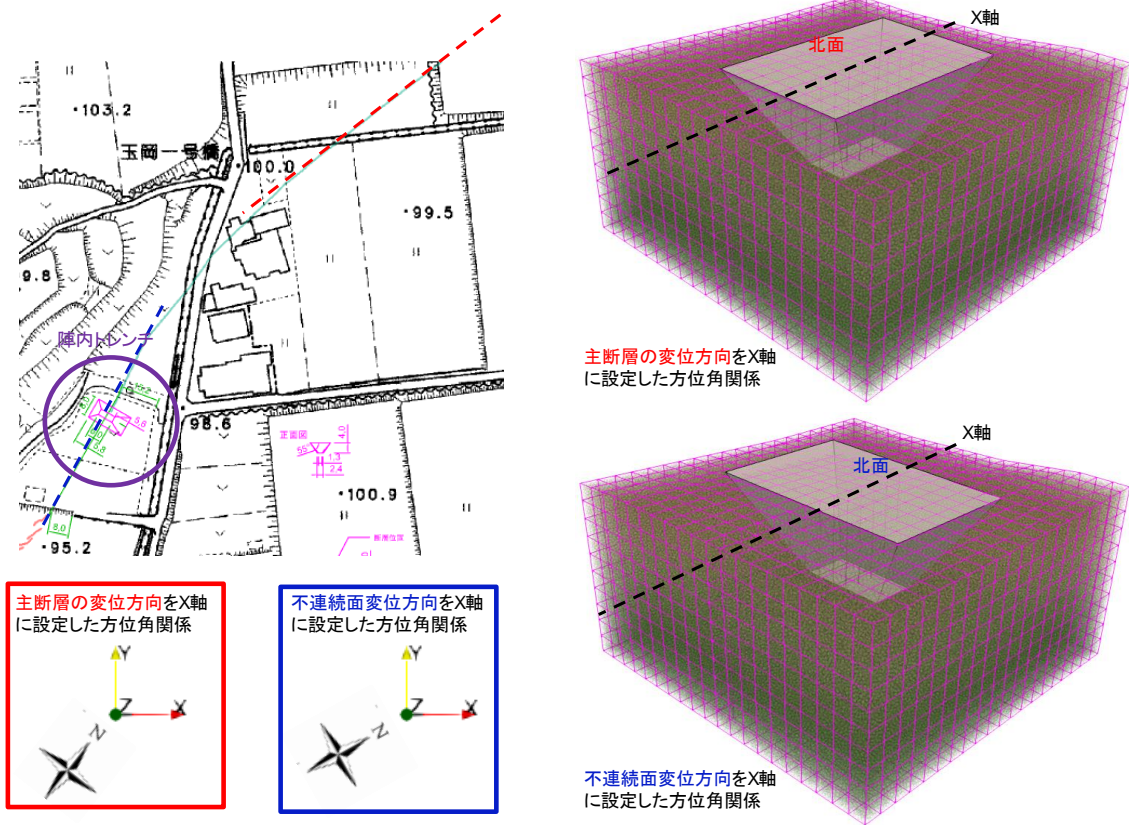


図 3-53 トレンチ掘削面と方位角の関係

図 3-54 に地表面およびトレンチ掘削面の最大せん断ひずみの分布を示した。せん断ひずみは個別要素間のばね変位から計算したものであり、接触面強度を評価するために常時応力計算時に生じるひずみを含んでいる。本解析では境界変位が小さいため、地盤内に生じる絶対的な変位が小さく、掘削面上における不連続なひずみ分布を見出すことは難しい結果となっている。しかしながら、十分に大きな境界変位の入力と高い計算分解能を確保することで地盤内の不連続変形によって生じる亀裂などを評価できる可能性がある。

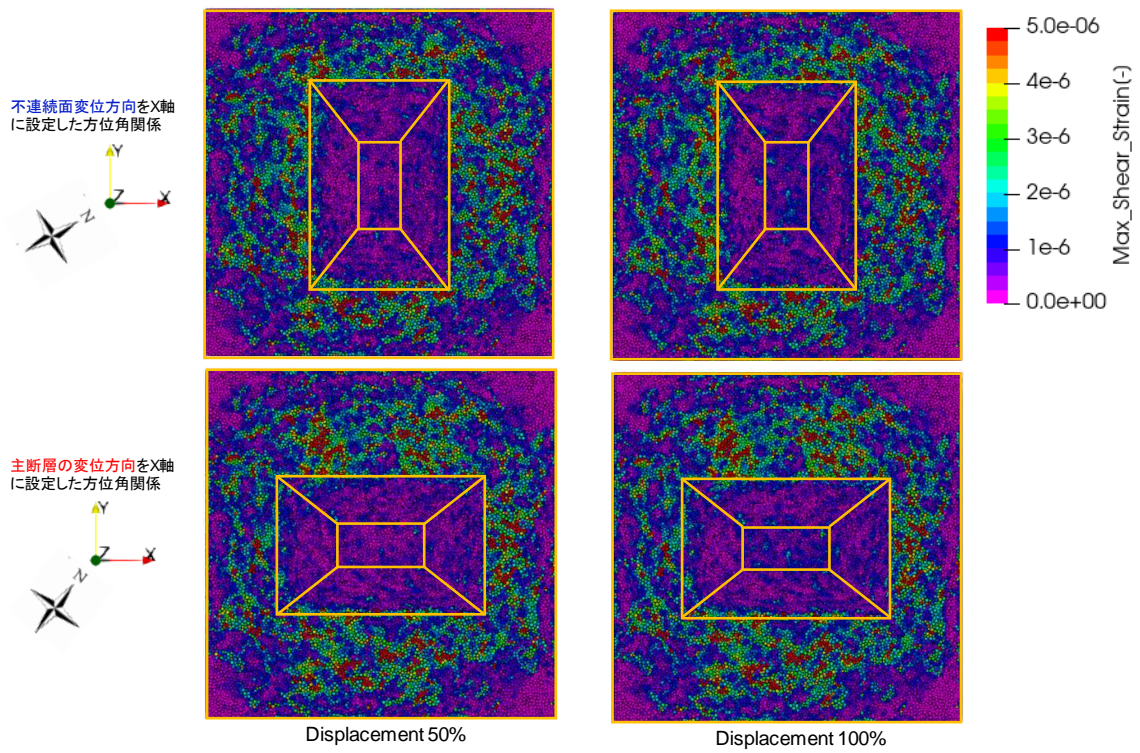


図 3-54 表層およびトレンチ掘削面表面の最大せん断ひずみの分布

3.2.4. まとめ

本事業で考慮する3つのステップによる評価手順を念頭に、2016年熊本地震について今回トレンチ調査地点を対象とした3次元地盤モデルの設定を行い、3.1章の解析結果である解析領域境界の変位分布を入力データとした表層の数値解析を実施した。解析は断層面からトレンチ調査地点を含む領域をFEMにより計算し、トレンチ調査地点周辺のFEMに比べ狭い領域をDEMにより計算した。

FEM解析実施にあたり、トレンチ調査地点で確認された不連続ラインをジョイント要素でモデル化し、地盤物性のなかでせん断剛性をパラメータとしたケーススタディを実施した。結果として今回のパラメータスタディの中ではせん断剛性をランダムに変化させたケースについてトレンチ調査時の亀裂の様子に合う傾向を示した。一方で、トレンチ調査地点での不連続ラインでは右横ずれの動きとなっているのに対し、解析結果では左横ずれの傾向を示したことから、今回のトレンチ調査付近の右横ずれを再現するためには、実施した地盤剛性のばらつきの他に与条件が必要となり、副断層の発生原因や要因の分析をさらに進めデータを蓄積していく必要があると考える。

参考として、澤田(2019)により類似の検討が行われている。澤田(2019)では、主断層において地震が発生した際の周辺に分布する断層の変位を推定するための数値解析手法を開発し、主断層および副断層をモデル化し実地震への適用を試みている。その中のまとめ(抜粋)として、主断層のずれ変位分布を再現することが可能であること、副断層の最大変位を予測することが難しいこと、副断層で大きい変位が発生する要因については別途検討が必要なことを記載しており、定性的には本事業での結果である本震時の観測結果を再現するような結果(step1,step2)は得られているものの、表層の数値解析の中で今回のトレンチ調査地点を再現する結果が得にくい結果と似ているともいえる。

広域を対象としたFEM解析で得られたトレンチ調査地点近傍の変位を入力として、狭領域を対象とした個別要素法解析を行った。大変形や不連続変形の取り扱いに優れた解析手法であり、地盤内に生じる亀裂などを追跡できる可能性がある。しかしながら、本解析ではモデル境界に入力された変位が小さいため、または分解能の不足から有意な不連続面の発生を捉えることは出来ていない。なお、解析モデルでは任意の境界条件や物性条件、掘削面の考慮などが可能であり、トレンチ調査だけでは得られない知見を得る上で有益であり、地盤内に亀裂が発生する際の条件の検討などに応用が可能であると考えられる。

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 (1976). Rupture velocity of plane-strain shear cracks, *J. Geophys. Res.*, 81, 5679-5687.
- 2) Andrews, D. J. (1980), A stochastic fault model: 1. Static case, *J. Geophys. Res.*,85, 3867–3877.
- 3) Aoi, S., Kunugi, T., Nakamura, H., and Fujiwara, H. (2011) Deployment of new strong motion seismographs of K-NET and KiK-net. In: Akkar, S., Gülkan, P., and van Eck, T. (eds) *Earthquake data in engineering seismology. Geotechnical, geological, and earthquake engineering*, vol 14. Springer, Dordrecht, pp 167–186
- 4) Dalguer, L.A., H. Wu, Y. Matsumoto, K. Irikura, T. Takahama and M. Tonagi (2019), Development of dynamic asperity models to predict surface fault displacement caused by earthquakes. *Pure Appl. Geophys (PAGEOPH)*. DOI: 10.1007/s00024-019-02255-8.
- 5) Dalguer, L.A. (2018), Surface Rupture Simulations and Physics-based Ground Motion Simulations. Report of NRA project, March 09, 2018.
- 6) Nishimae, Y. (2004), Observation of seismic intensity and strong ground motion by Japan Meteorological Agency and local governments in Japan. *J Jpn Assoc Earthq Eng* 4(3):75–78
- 7) Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H., and Yamamoto, A. (2004), Recent progress of seismic observation networks in Japan Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net. *Earth Planets Space* 56: xv–xxviii. doi:10.1186/ BF03353076
- 8) 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.
- 9) Shirahama, Y., M. Yoshimi, Y. Awata, T. Maruyama, T. Azuma, Y. Miyashita, H. Mori, K. Imanishi, N. Takeda, T. Ochi, M. Otsubo, D. Asahina and A. Miyakawa (2016), Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, *Earth, Planets and Space* 68:191 DOI 10.1186/s40623-016-0559-1.

3.3.2. 表層の数値解析

- 1) 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
- 2) 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
- 3) 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
- 4) 久々宮健太・森田真由,大分平野に分布する鬼界アカホヤ火山灰(K-AH)の工学的性質の検証,全地連「技術フォーラム 2019」岡山
- 5) 武田琢真・西村和貴, I -8.四国沿岸部に体積する火山灰質土の種々の特性について,四国地質調査業協会「四国技術フォーラム 2017」 in 香川
- 6) Catherine O'Sullivan 著・鈴木輝一訳,粒子個別要素法,森北出版株式会社
- 7) 澤田昌孝,断層の破壊進展解析による地表断層変位予測手法—実地震への適用—,電力中央研究所報告,O18008,2019 年 4 月

Ⅱ編 確率論的断層変位評価に関する検討

4. 確率論的断層変位評価に関する検討

確率論的断層変位ハザード解析 (PFDHA) は、Youngs et al. (2003) によりその概念が示された。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。Petersen et al. (2011) によれば主断層の場合、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(4-1)式で表される。

$$v(D \geq D_0) = \alpha P(sr \neq 0|m) \int_r P(D \geq D_0 | \frac{x}{l}, m) f_R(r) dr \quad (4-1)$$

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 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。

$$v(d \geq d_0) = \alpha P(sr \neq 0|m) \int_r P(d \neq 0|r, m) P(d \geq d_0|r, m, d \neq 0) f_R(r) dr \quad (4-2)$$

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。重要施設や今回の陣内トレンチサイトの評価は主断層から離れて発生する変位の確率論的手法を適用することになるので、(4-2)式を中心に述べる。逆断層の副断層については PFDHA の既存モデルがない状態であったが、このような状況を鑑みて逆断層の副断層分布に関する確率密度関数 (Boncio et al., 2018) や PFDHA 解析例 (Nurminen, 2018) が近年報告されている。

2 章で報告しているトレンチ調査地点は副断層と思われる地表変状が認められた箇所を実施した。2016 年熊本地震の断層面は傾斜しているが、横ずれ断層と考えられることから、適用する PFDHA 構成式も横ずれ断層の副断層を対象とした評価式となる。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)、国内地震を対象とした高尾・他(2013, 2014) 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 29 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 30 年度原子力施設等防災対策等委託費 (断層変位評価に係る知見の整備) 事業」) に大別できる。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, 2014) を中心として副断層のハザード試解析を実施した。さらに高尾・他 (2013) による構成式のうち、副断層変位出現率および距離減衰式を 2016 年熊本地震の追加データで更新したモデルでのハザード試解析も実施した。

ここでは、Petersen et al. (2011) を基本とした PFDHA をグローバル横ずれ地震モデル、高尾・他(2013, 2014) を基本とした PFDHA を国内地震モデルとして、ハザード試解析に必要な構成式を(4-2)式に沿って説明する。

$P(sr \neq 0|m)$ については、次の式で与えられる。

$$P = \frac{e^z}{1+e^z} \quad (4-3)$$

z については、

$$z = -12.51 + 2.053 Mw \quad (4-4)$$

$$z = -32.03 + 4.90 Mw \quad (4-5)$$

(4-4)式が Petersen et al. (2011) によるグローバル横ずれ地震、(4-5)式が高尾・他(2013) による国内地震を対象とした(4-3)式における z となる。

$P(d \neq 0|r, m)$ に関しては、Petersen et al. (2011)では以下の式で与えられる。

$$\ln(P) = a(z) \ln(r) + b(z) \quad (4-6)$$

ここで r は主断層からの距離 (m)、 $a(z)$ 、 $b(z)$ は格子サイズの応じた係数 (表 4-1) である。

表 4-1 (4-6)式の係数一覧 (Petersen et al., 2011)

セルサイズ (m ²)	$a(z)$	$b(z)$	標準偏差
25×25	-1.1470	2.1046	1.2508
50×50	-0.9000	0.9866	1.1470
100×100	-1.0114	2.5572	1.0917
150×150	-1.0934	3.5526	1.0188
200×200	-1.1538	4.2342	1.0177

国内地震モデルを対象とした高尾・他(2013) では副断層変位出現確率は Youngs et al. (2003) にならった以下の式で与えられる。

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

$$z = -3.839 + (-3.866 + 0.350Mw)\ln(r + 0.200) \quad (4-7)$$

ここで r は主断層からの距離 (m) である。

高尾・他(2014) では Petersen et al. (2011) のように格子サイズ依存性を考慮した結果、 Mw の影響は上述した格子寸法の影響に比べて小さいことから、 Mw の項を除いて以下のように検討している。

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

$$z = C_1 + C_2 \ln(r + C_3) \quad (4-8)$$

ここで r は主断層からの距離 (km)、 C_1 、 C_2 、 C_3 は格子サイズの応じた係数 (表 4-2) である。

表 4-2 (4-8)式の係数一覧 (高尾・他, 2014)

セルサイズ (m ²)	C_1	C_2	C_3
50×50	-6.988	-1.410	0.2
100×100	-6.135	-1.427	0.2
250×250	-4.903	-1.459	0.2
500×500	-3.859	-1.299	0.2

$P(d \geq d_0 | r, m, d \neq 0)$ については、副断層変位距離減衰式より求められるが、副断層変位距離減衰式が主断層の最大変位 (MD) もしくは平均変位 (AD) で正規化されているため、以下のような断層変位を与える経験式とのコンボリューションが必要となる。

$$h(d) = \int_0^\infty f\left(\frac{d}{x}\right) g(x) \frac{1}{x} dx \quad (4-9)$$

x は最大変位 (MD) もしくは平均変位 (AD)、 $f(d/x)$ 、 $g(x)$ はそれぞれ、副断層変位距離減衰式の確率密度関数の導関数、最大変位もしくは平均変位を与える式の確率密度関数で、 $g(x)$ については具体的には以下の式を用いる。

$$g(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma x} \exp\left\{-\frac{(\ln x - \mu)^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (4-10)$$

結局、 $P(d \geq d_0 | r, m, d \neq 0)$ は(4-9)式の累積密度関数 $H(d)$ を用いて次のように求められる。

$$P(d \geq d_0 | r, m, d \neq 0) = 1 - H(d) \quad (4-11)$$

副断層変位距離減衰式について、Petersen et al. (2011) では

$$\ln\left(\frac{d}{AD}\right) = -0.1826 \ln(r) - 1.5471 \quad (\sigma = 1.1388) \quad (4-12)$$

ここで r は主断層からの距離 (m) である。(4-12)式は主断層の平均変位 (AD) で副断層変位を正規化したデータに対する回帰式で、 r における正規化された副断層変位の中央値が得られる。(4-9)式を計算する際の確率分布としては対数正規分布 ((4-10)式) を適用し、 $\mu = d/AD$ とし、上記の σ を用いる。

高尾・他(2013)では主断層の最大変位 (MD) で副断層変位を無次元化したデータに 90%非超過レベルを求めた結果、以下の式が得られている。

$$\frac{d}{MD} = 0.55e^{-0.17r} \quad (4-13)$$

ここで r は主断層からの距離(km)である。確率分布としてはガンマ分布を適用し、Youngs et al. (2003)と同様に $a = 2.5$ を仮定した上で(4-13)式による回帰式が90%非超過レベルとなるように距離 r に応じて b の値を決定している。

Petersen et al. (2011)の平均変位(AD)、高尾・他(2013)の最大変位(MD)は次の式で与えられる。

$$\log(AD) = -6.32 + 0.90Mw \quad (\sigma = 0.28) \quad (4-14)$$

$$\log(MD) = -5.16 + 0.82Mw \quad (\sigma = 0.42) \quad (4-15)$$

(4-9)式の計算においては、(4-10)式における μ を(4-14)式もしくは(4-15)式で与え、 σ にはそれぞれの式の標準偏差を与えて計算を行う。

4.1. 横ずれ断層の副断層変位出現確率の更新

副断層変位出現確率を求めるためには、詳細な地表地震断層分布情報が必要である。過年度までに整理した横ずれ断層データセットのうち、副断層変位出現確率の検討に用いた地震を表4-3に示す。1930年北伊豆地震や2000年鳥取県西部地震など、副断層変位出現確率に用いていないのは、いずれも副断層変位の点情報はあるが、詳細な副断層トレースが読み取れない、主断層との正確な離隔距離が求められない等の理由で除外した。また、過去に発生した地震の場合、変位量が小さく連続性も乏しいことから、地震後の調査で必ずしも全ての副断層変位が調べられているとは限らない。しかしながら、近年では測地学的な調査手法(例えば、InSARや航空レーザーなど)の積極的な活用により、副断層のような微細な変位が面的に把握可能となった。そのため、情報が適用不可能な古い地震に比べて、近年に発生した地震については、情報量が格段に増加することが期待される。過年度の検討で採用されているLC-InSARもそういった技術の一つである。そこで、2016年熊本地震に関しては、文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学(2017)による資料以外に、LC-InSARを用いて検討された小俣・他(2017)の情報も用いた。

表 4-3 副断層変位出現率の検討に用いたデータ

地震	参照したデータ
1891年濃尾地震	
1925年但馬地震	
1927年北丹後地震	岡田・松田(1997)
1930年北伊豆地震	
1943年鳥取地震	金田・岡田(2002)
1959年屈斜路地震	
1974年伊豆半島沖地震	松田・山科(1974)
1978年伊豆大島近海地震	垣見・東野(1978)
1995年兵庫県南部地震	栗田・水野(1998)
2000年鳥取県西部地震	
2016年熊本地震	文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学(2017)・小俣・他(2017)

GIS (Geographic Information System) で副断層データ処理を行うため、地図イメージデータに対してジオリファレンス処理を行い、主断層・副断層に区分し、トレースを行う。Youngs et al. (2003) や Petersen et al. (2011) で述べられているように、主断層は比較的連続性が良く、変位量も大きく、震源断層とも調和的であるのに対して、副断層は短く、変位量も小さく、特に震源断層や変動地形情報と調和的でないトレースである。整理した地表地震断層分布や変位量を参考に主断層・副断層に区分した結果を以下に示す(図 4.1-1 から図 4.1-6)。

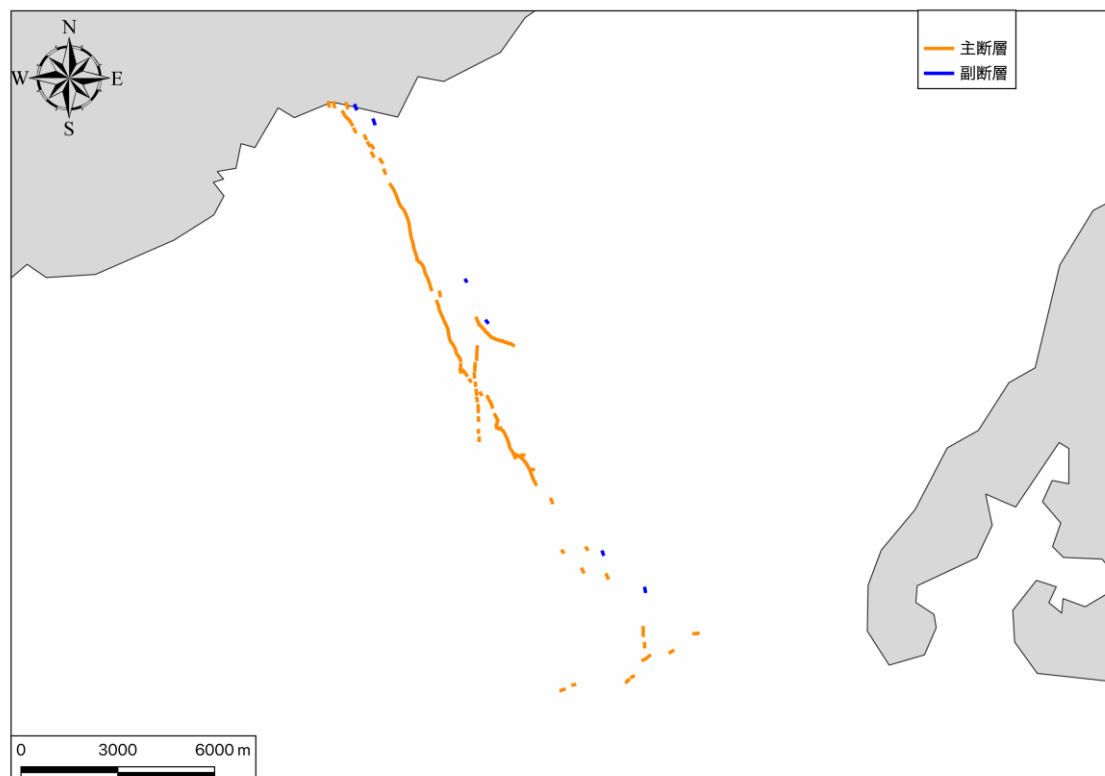


図 4.1-1 1927 年北丹後地震 (岡田・松田, 1997)

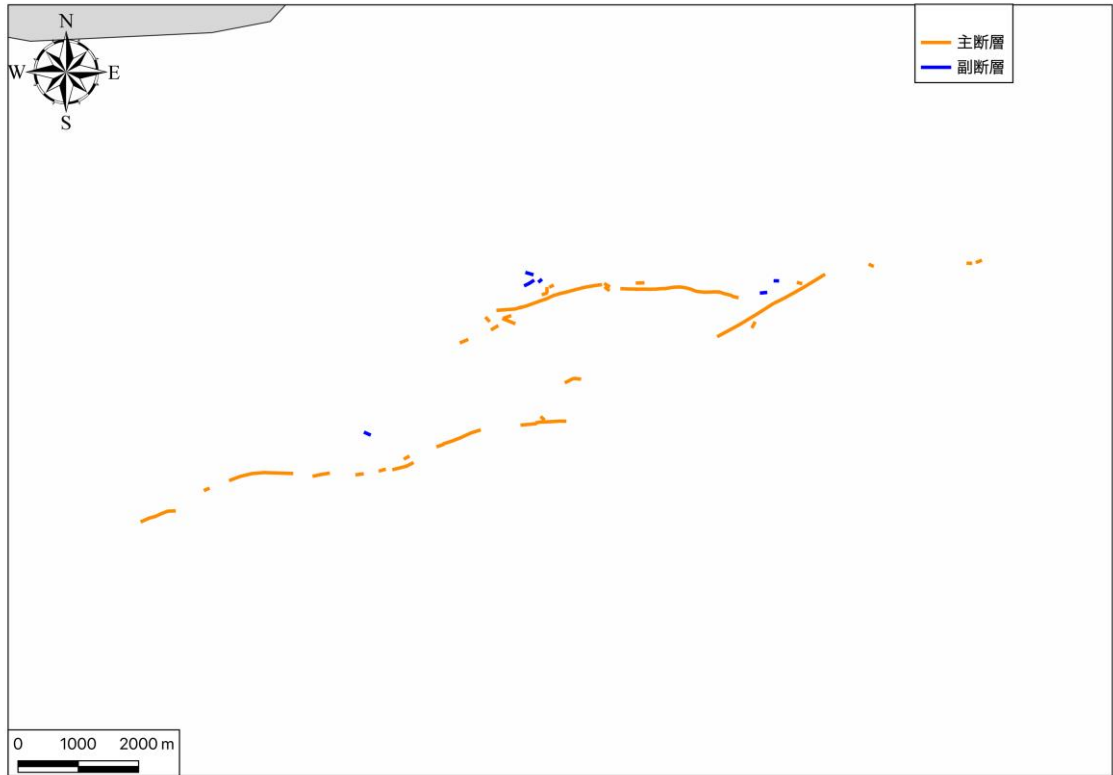


图 4.1-2 1943 年鳥取地震（金田・岡田，2002）



图 4.1-3 1974 年伊豆半島沖地震（松田・山科，1974）

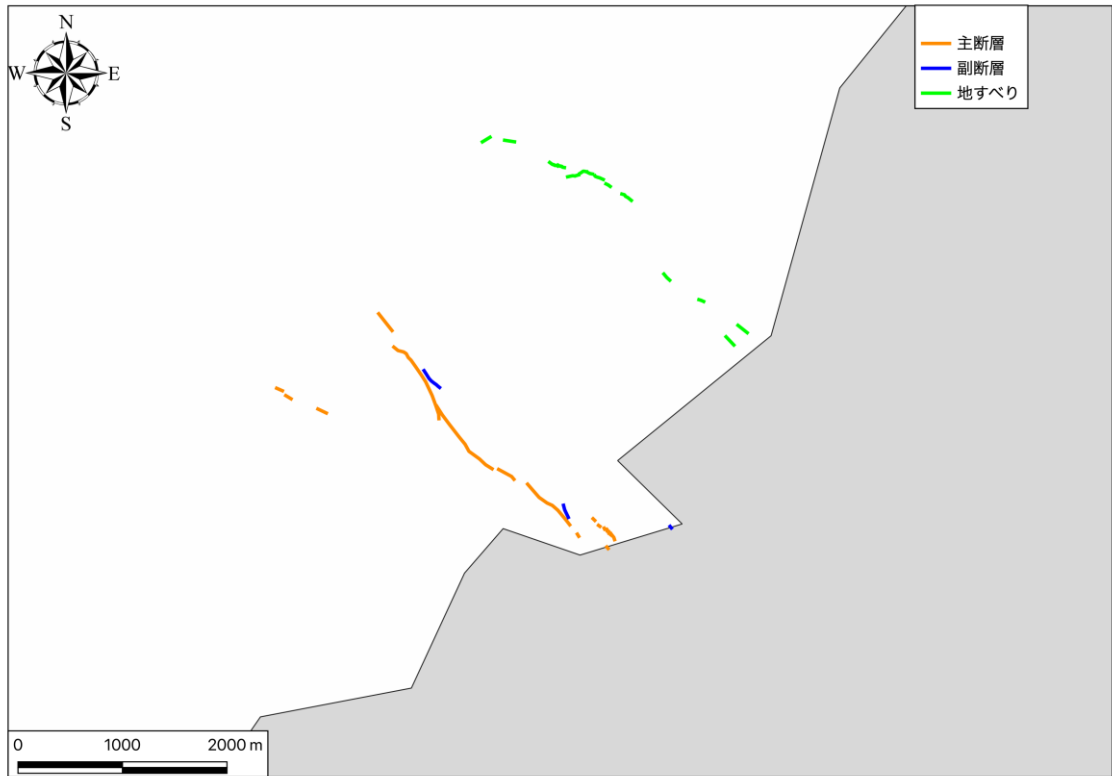


図 4.1-4 1978 年伊豆大島近海地震 (垣見・東野, 1978)



図 4.1-5 1995 年兵庫県南部地震 (栗田・水野, 1998)

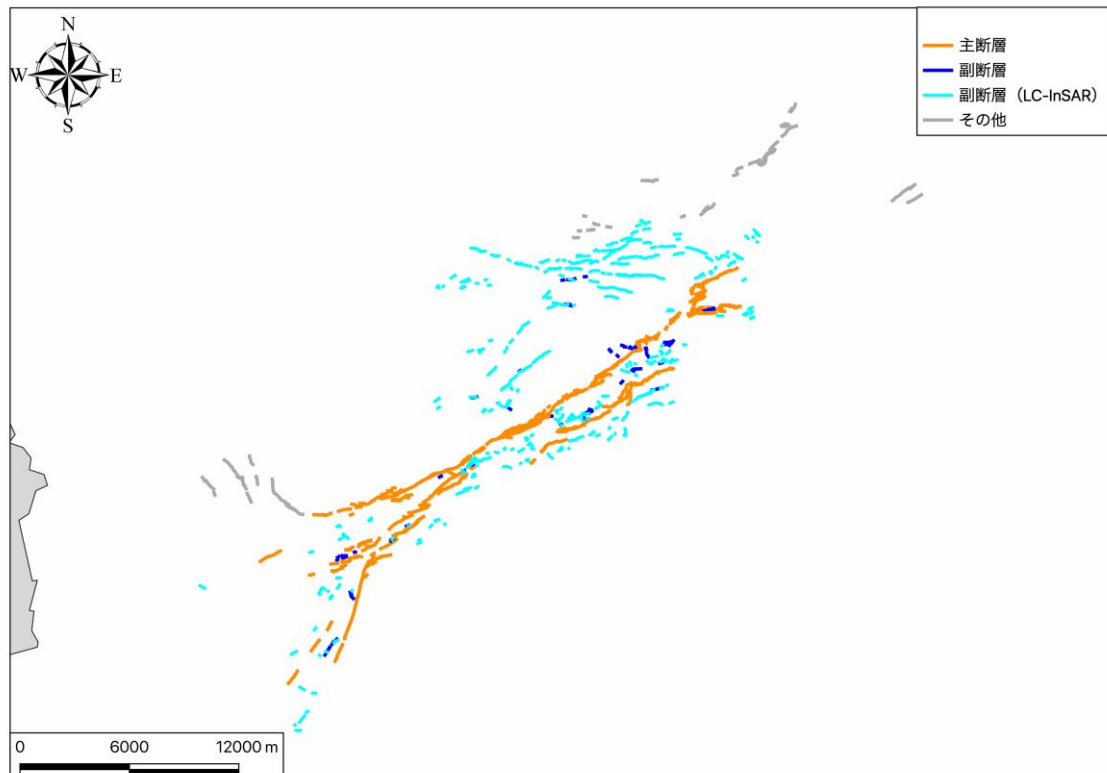


図 4.1-6 2016 年熊本地震（文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学，2017；小俣・他，2017）

副断層変位出現確率を求めるにあたり、Petersen et al. (2011) や高尾・他(2013) では、検討対象域をある大きさのセルに区分し、副断層が含まれるセルと、そうでないセルにわけて主断層からの距離を求める。Petersen et al. (2011) では主断層からの距離ごとに副断層が含まれるセルの割合（副断層が含まれているセル数を全セル数で割る）を求め、得られた割合の分布に対して指数関数で回帰を行っている。高尾・他 (2014) では格子サイズ依存性を考慮し、整理したセルのデータセット（25m、50m、250m、500m セル）に対して、主断層からの距離を変数としたロジスティック分析により出現確率を求めている。

ここでは、震源域近傍を 500m セルに区分し副断層が含まれるセルを求め、Petersen et al. (2011) および高尾・他(2014) で用いられているそれぞれの方法で回帰を行った。2016 年熊本地震では LC-InSAR（小俣・他，2017）によって得られた副断層分布を加えたデータセットと、フィールド観測のみによるデータセットに分けてそれぞれ回帰を行った。高尾・他 (2014) によるロジスティック分析で得られた出現確率を以下に示す。

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

$$z = -3.825 - 0.975 \ln(r + 0.100) \quad (4-16)$$

$$z = -2.629 - 0.554 \ln(r + 0.100) \quad (4-17)$$

(4-16)式、(4-17)式はそれぞれフィールドデータのみと LC-InSAR データを加えた結果である。ここで、 r は主断層からの距離 (km) である。なお、(4-16)式 や(4-17)式において、(4-8)

式の C_3 に関して、 C_3 を増加した場合に AIC (赤池情報量規準) は減少する一方、 C_1 及び C_2 の標準誤差は増加するため、AIC と標準誤差のバランスが良い $C_3=0.1$ を採用した。高尾・他 (2014) では $C_3 = 0.2$ を採用している。

次に Petersen et al. (2011) による方法で得られた出現確率を以下に示す。

$$\ln(P) = -2.271 - 0.399 \ln(r) \quad (4-18)$$

$$\ln(P) = -1.689 - 0.220 \ln(r) \quad (4-19)$$

(4-18)式、(4-19)式はそれぞれフィールドデータのみと LC-InSAR データを加えた結果である。ここで、 r は主断層からの距離 (m) である。得られた出現確率を図 4.1-7 に示す。

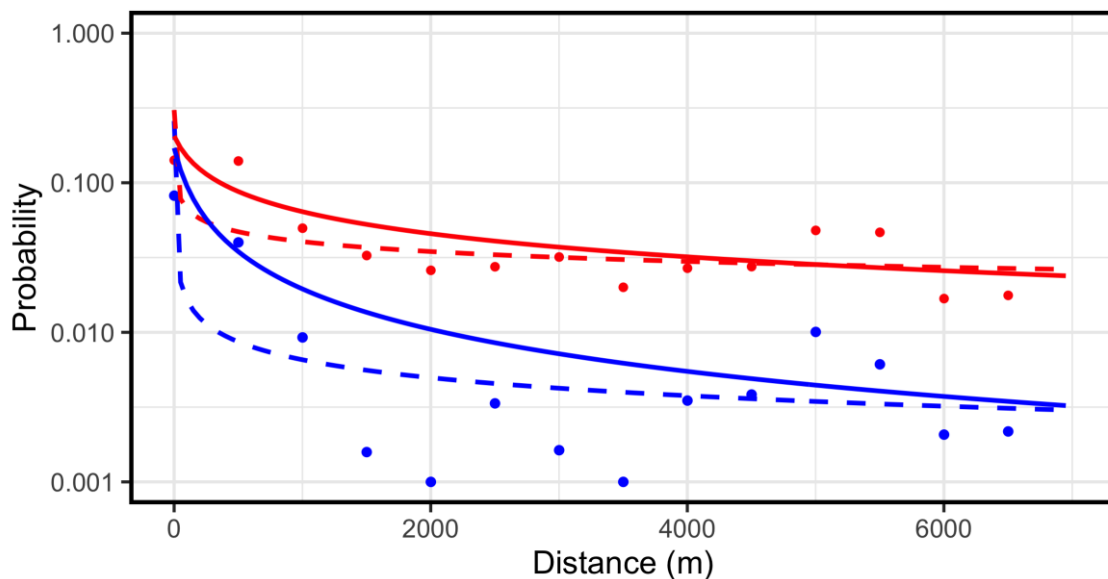


図 4.1-7 副断層変位出現確率。青丸はフィールドデータによる副断層変位出現割合、赤丸は 2016 年熊本地震の LC-InSAR を加えた副断層変位出現割合を示す。青実線・青破線はフィールドデータに対する高尾・他 (2014) 方式・Petersen et al. (2011) 方式による回帰結果 ((4-16)式および(4-18)式)。赤実線・赤破線は LC-InSAR ならびにフィールドデータに対する高尾・他 (2014) 方式・Petersen et al. (2011) 方式による回帰結果 ((4-17)式および(4-19)式) である。

Petersen et al. (2011) 方式による回帰結果の方が、主断層近傍で急激に出現確率が減少し、主断層より離れたところではあまり減衰しなくなり、高尾・他 (2014) 方式による回帰結果よりも副断層変位がやや大きくなっている。LC-InSAR による副断層情報を加えたほうがおよそ 10 倍大きな副断層変位出現確率を示す結果となった。AIC (赤池情報量規準) や回帰結果の標準誤差などを参考に、ハザード試解析では(4-16)式もしくは(4-17)式を用いる。

4.2. 横ずれ断層の副断層変位距離減衰式の更新

過年度までに整理してきた国内横ずれ断層の副断層変位データに、熊本地震のトレンチ調査域周辺で収集・整理された副断層のデータ（図 4.2-1 中の●）を加えてデータセットの更新を行った。

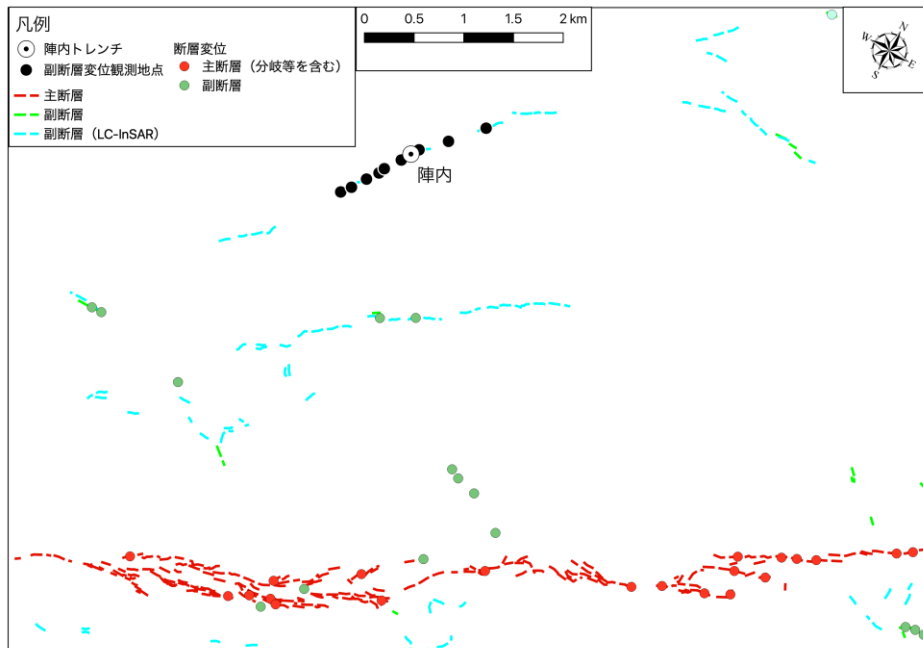


図 4.2-1 陣内トレンチ周辺のデータ副断層変位分布。●は陣内トレンチ周辺で観察された副断層。

副断層変位出距離減衰式の確率分布としては高尾・他(2013) ではガンマ分布、Petersen et al. (2011) では対数正規分布が用いられている。近年、副断層の距離減衰式には Chen and Petersen (2019) により二項指数関数 (two-term exponential) が実データとの適合具合が高いとの指摘もあることから、従来の分布関数に二項指数関数も加えて副断層変位距離減衰式の検討を行った。「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」で整理した副断層データに対して得られた距離減衰式を以下に示す。

$$F(y) = \frac{1}{\Gamma(a)} \int_0^y e^{-t} t^{a-1} dt$$

$$a = 2.5, b = \frac{0.339 \exp(-0.000500r)}{4.617}, y = d/MD \quad (4-20)$$

陣内トレンチ近傍のデータを追加して得られた減衰式を以下に示す。

$$F(y) = \frac{1}{\Gamma(a)} \int_0^y e^{-t} t^{a-1} dt$$

$$a = 2.5, b = \frac{0.340 \exp(-0.000503r)}{4.617}, y = d/MD \quad (4-21)$$

$$\frac{d}{MD} = -0.355e^{-0.603r} + 0.000917e^{0.934r} \quad (4-22)$$

$$\ln\left(\frac{d}{MD}\right) = -0.4618 \ln(r) - 2.1046 \quad (4-23)$$

ここで、 d は副断層変位 (m)、 MD は主断層の最大変位 (m)、 r は主断層からの距離 (m) 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) を回帰対象としている。ここでは適用する回帰式による違いをみるために、Petersen et al. (2011) による評価式も 50 パーセンタイルではなく 90 パーセンタイルのデータに対して回帰を行っている。回帰に使用したデータセットおよび得られた回帰結果を図 4.2-2 に示す。

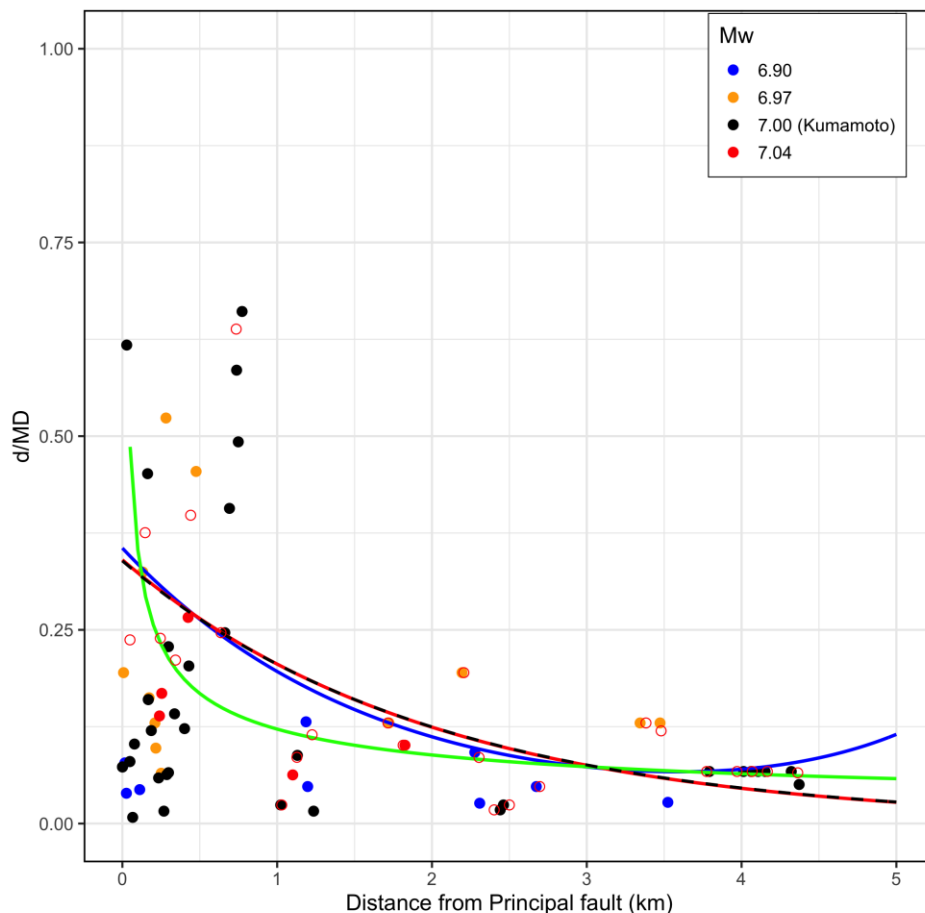


図 4.2-2 「平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費 (断層変位評価に係る知見の整備) 事業」で整理したデータおよび副断層変位距離減衰式を示す。赤の白抜きのはデータの 90 パーセンタイルを示す。黒破線、赤実線、青実線、緑実線はそれぞれ(4-20)式、(4-21)式、(4-22)式、(4-23)式を示す。

副断層変位出現確率と同様、Petersen et al. (2011) 方式による回帰結果の方が、主断層近傍で急激に出現確率が減少し、主断層より離れたところではあまり減衰しなくなり、高尾・他(2014) 方式による回帰結果よりも副断層変位がやや大きくなっている。適用する回帰式の違いにより副断層変位距離減衰式の傾向は異なるが、追加された陣内トレンチ周辺の副断層変位データはデータ数が少なく、距離減衰式を大きく更新するものでない。AIC（赤池情報量規準）や回帰結果の標準誤差などを参考に、ハザード試解析では(4-21)式を用いる。

4.3. 確率論的断層変位ハザード試解析

今年度の陣内トレンチサイトに対する確率論評価を行う。これまでに述べてきた構成式の他に、評価対象とする地震のマグニチュードや再来間隔の情報が必要である。2016 年熊本地震の強震動のインバージョン結果ではマグニチュード 7 が推定されている（例えば Asano and Iwata, 2016）。布田川断層に関する地震調査研究推進本部の長期評価（地震調査研究推進本部, 2013）では、平均活動間隔は 8100 年から 26000 年とされる。地震後のトレンチ調査からは平均活動間隔 1000 年（Lin et al., 2017）と長期評価に比べかなり短い活動間隔となっている。PFDHA の計算において、マグニチュード 7.0、平均活動間隔は最近の調査結果を反映した 1000 年を採用する。

副断層変位出現確率の検討において、LC-InSAR のデータの有無で出現確率が大きく異なる。そこでそれらの違いをみるために、表 4-4 に示すパラメータで年超過確率を評価した。図 4.3-1 に得られた年超過確率を示す。LC-InSAR を含めた結果の方が全体的に大きな年超過確率を示している。

表 4-4 PFDHA 試解析のためのパラメータ

モデル	本検討（フィールドデータのみ）	本検討（LC-InSAR データを考慮）
マグニチュード	7.0	7.0
地震の再来間隔	1000 年	1000 年
主断層からの離隔距離	4100m	4100m
主断層出現確率	(4-5)式	(4-5)式
副断層変位出現確率	(4-18)式 (500m セルサイズ)	(4-19)式 (500m セルサイズ)
最大もしくは平均変位	(4-15)式	(4-15)式
副断層変位距離減衰式	(4-21)式	(4-21)式

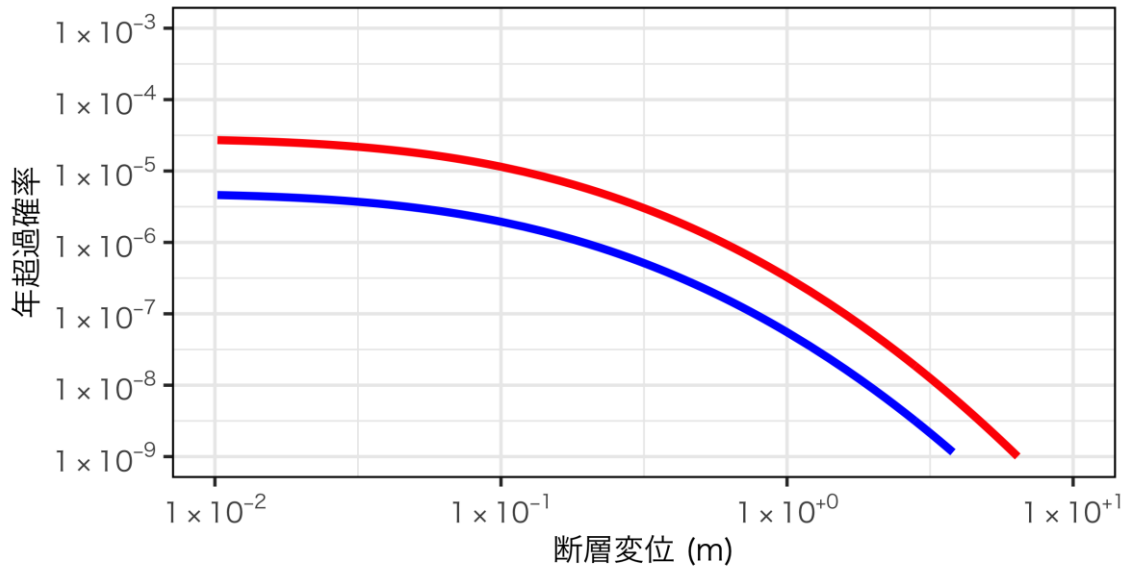


図 4.3-1 再来間隔 1000 年、Mw7.0 の時の陣内トレンチのハザード試算結果（パラメータは表 4-4 参照）。赤実線が LC-InSAR データを考慮した副断層変位出現確率を用いた結果、青実線がフィールドデータのみを考慮した副断層変位出現確率を用いた結果。

次に、PFDHA 各モデルの違いをみるために、表 4-5 のように各モデルの構成式を用いた PFDHA を行った。ただし、グローバル横ずれ地震モデル（Petersen et al., 2011）は、副断層は 2km までの範囲としているため、陣内トレンチは本来適用外である。そのため、参考値としての取り扱いとなる。の組み合わせで得られた陣内トレンチ調査地点の年超過確率を図 4.2-2 に示す。高尾・他(2013) による結果が大きな断層変位まで高い年超過確率を示している。断層変位に対する減衰傾向は本検討と Petersen et al. (2011) によるグローバルモデルが比較的近い傾向を示す。しかしながら、断層変位が小さい領域では本検討の結果の方が高い年超過確率を示す。これは高尾・他(2013) による国内モデルよりも高い。これは、LC-InSAR による副断層変位出現率が大きくなったことによる。過年度検討でも明らかのように、断層変位に対する減衰傾向は、本検討による構成式では国内モデルよりもグローバルモデルに近い。

表 4-5 PFDHA 試解析のためのパラメータ

モデル	グローバル横ずれ地震	国内地震	本検討
マグニチュード	7.0	7.0	7.0
地震の再来間隔	1000 年	1000 年	1000 年
主断層からの離隔距離	4100m	4100m	4100m
主断層出現確率	(4-4)式	(4-5)式	(4-5)式
副断層変位出現確率	(4-8)式 (200m セルサイズ)	(4-8)式 (500m セルサイズ)	(4-19)式 (500m セルサイズ)
最大もしくは平均変位	(4-14)式	(4-15)式	(4-15)式
副断層変位距離減衰式	(4-12)式	(4-13)式	(4-21)式

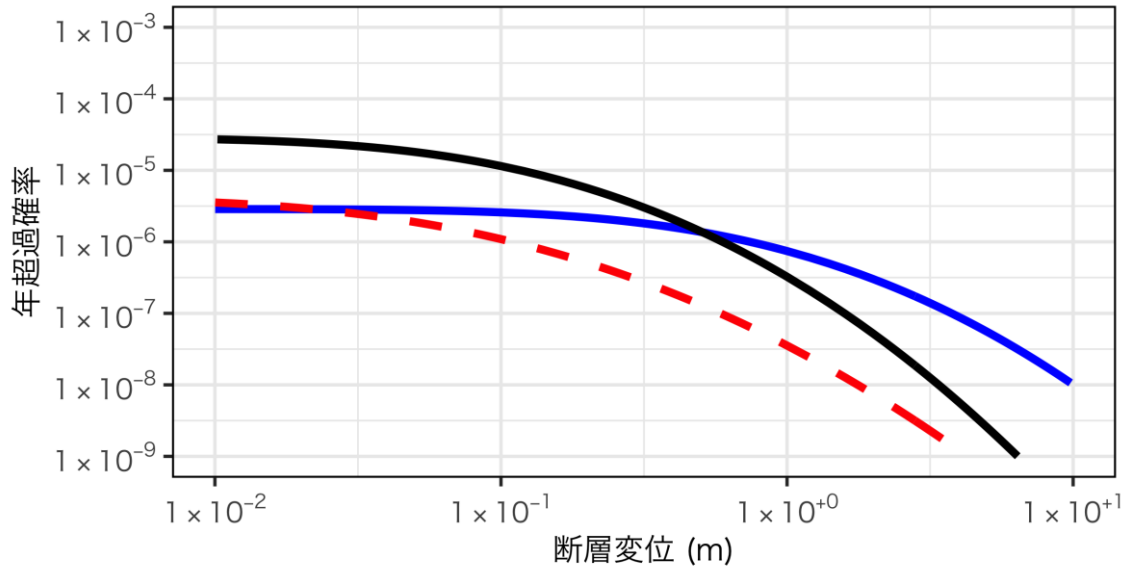


図 4.3-2 再来間隔 1000 年、Mw7.0 の時の陣内トレンチのハザード試算結果。赤点線が Petersen et al. (2011) (グローバルモデル横ずれ地震モデル)、青実線が高尾・他 (2013, 2014) (国内地震モデル)、黒実線が本検討による結果。ただし、グローバル横ずれ断層モデルはモデルの範囲外であるため参考値の扱いである。

参考までに、長期評価の平均活動間隔 8100 年を採用した場合 (表 4-6) の年超過確率も求めた (図 4.3-3)。平均活動間隔が 1000 年の結果 (図 4.3-2) に比べて、全体的に低い年超過確率となっている。

表 4-6 PFDHA 試解析のためのパラメータ

モデル	グローバル横ずれ地震	国内地震	本検討
マグニチュード	7.0	7.0	7.0
地震の再来間隔	8100 年	8100 年	8100 年
主断層からの離隔距離	4100m	4100m	4100m
主断層出現確率	(4-4)式	(4-5)式	(4-5)式
副断層変位出現確率	(4-8)式 (200m セルサイズ)	(4-8)式 (500m セルサイズ)	(4-19)式 (500m セルサイズ)
最大もしくは平均変位	(4-14)式	(4-15)式	(4-15)式
副断層変位距離減衰式	(4-12)式	(4-13)式	(4-21)式

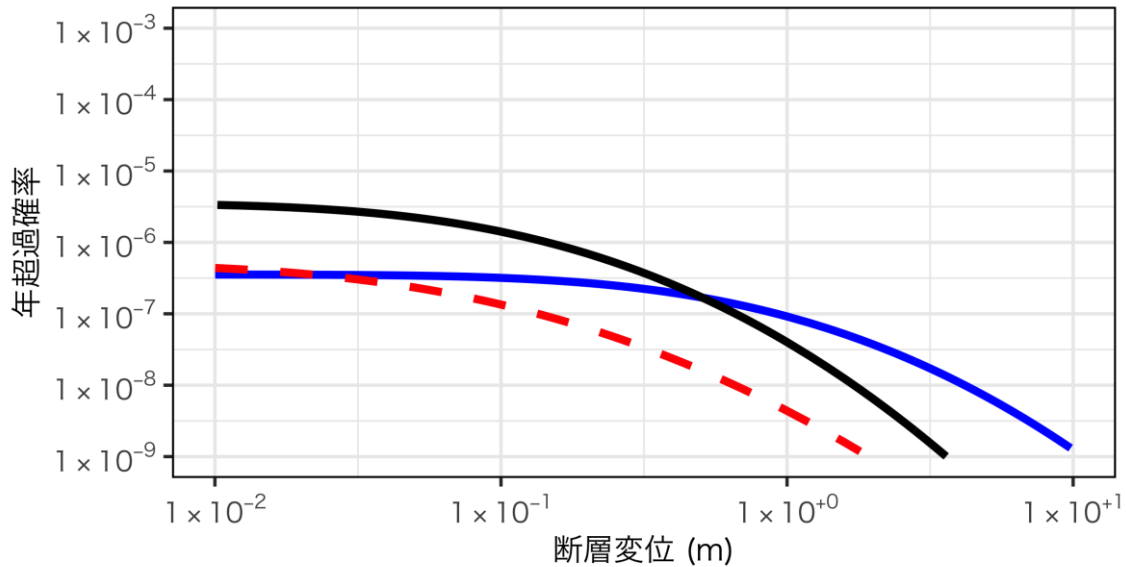


図 4.3-3 再来間隔 8100 年、Mw7.0 の時の陣内トレンチのハザード試算結果。赤点線が Petersen et al. (2011) (グローバル横ずれ地震モデル)、青実線が高尾・他 (2013, 2014) (国内地震モデル)、黒実線が本検討による結果。ただし、グローバル横ずれ断層モデルはモデルの範囲外であるため参考値の扱いである。

断層変位に対する年超過確率の減衰傾向は、主に副断層変位距離減衰式により規定される。高尾・他 (2013, 2014)の国内地震モデルのハザードカーブが減衰しにくいのは比較的遠方まで副断層変位が大きいことに起因する。一方、副断層変位距離減衰式以外の主断層発生確率や地震の再来間隔、副断層変位出現確率はハザードカーブ全体に影響する。本検討で得られた LC-InSAR のデータを用いた副断層変位出現確率とフィールドデータのみ副断層変位出現確率の試算結果では前者のほうがおよそ 10 倍程度大きなハザードカーブとなった。このため、断層変位が小さいところでは本検討による年超過確率が大きい結果となった。一方、断層変位が大きくなると高尾・他 (2013, 2014)の国内地震モデルによる年超過確率が大きくなる。

今回用いた LC-InSAR による副断層情報は 2016 年の熊本地震のみのデータであるが、副断層変位出現確率に与える影響は大きい。しかしながら、LC-InSAR で変状が予想される箇所の多くは道路などの人工構造物で何かしらの変状が確認されるが、必ずしも副断層変位が計測されるわけではなく、変位が小さすぎて計測不能な場合も少なくない。このため、InSAR など測地学的データを PFDHA に組み込む際には今回の検討のように副断層変位出現確率のみではなく、副断層変位距離減衰式にもデータが追加された構成式を用いて評価する必要があると思われる。LC-InSAR に代表されるように、地震後に得られる測地学データは面的に高密度で日本特有の表層の状態 (森林の発達等) に左右されにくい。1 回の地震で得られるデータ数も非常に多く、適切な処理を行うことで PFDHA データセットの拡充に大きな役割を果たすと思われる。

地震の再来間隔においてもハザードカーブ全体に影響を与えるため、適切に評価された再来間隔を用いて PFDHA を行う必要がある。

4.4. まとめ

2016 年熊本地震の LC-InSAR や独自の副断層調査結果を組み合わせ、横ずれ断層における副断層変位出現率・距離減衰式の更新を行った。副断層変位出現確率では LC-InSAR による副断層情報を加えた方がおよそ 10 倍大きな副断層変位出現確率を示す結果となった。追加された陣内トレンチ周辺の副断層変位データはデータ数が少なく、距離減衰式を大きく更新するものでなかった。

更新された構成式を用いて、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。本検討で得られた LC-InSAR のデータを用いた副断層変位出現確率とフィールドデータのみでの副断層変位出現確率の試算結果では前者の方がおよそ 10 倍程度大きなハザードカーブとなった。このため、断層変位が小さいところでは本検討による年超過確率が大きい結果となった。一方、断層変位が大きくなると、ハザードカーブの減衰の程度の違いにより高尾・他 (2013, 2014)による国内地震モデルによる年超過確率が大きくなる。

今回用いた LC-InSAR による副断層情報は 2016 年の熊本地震のみのデータであるが、副断層変位出現確率を大きくする結果となった。しかしながら、LC-InSAR で変位が予想される箇所のは多くは道路のクラック等が何かしらの変位が確認されるが、変位が小さすぎて計測不能な場合も少なくない。このため、InSAR など測地学的データを PFDHA に組み込む際には今回の検討のように副断層変位出現確率のみではなく、副断層変位距離減衰式にもデータが追加された構成式を用いて評価する必要があると思われる。LC-InSAR に代表されるように、地震後に得られる測地学データは面的に高密度で日本特有の表層の状態(森林の発達等)に左右されにくい。1 回の地震で得られるデータ数も非常に多く、適切な処理を行うことで PFDHA データセットの拡充に大きな役割を果たすと思われる。

地震の再来間隔においてもハザードカーブ全体に影響を与えるため、適切な評価値を用いる必要がある。

H29 年度 から令和元年度までの検討を通じて、逆断層・横ずれ断層の PFDHA 構成式のためのデータセットの拡充や構成式の更新を行った。Chen and Petersen (2019) に代表されるように、よりデータ分布を説明できる関数の提案もみられるが、十分なデータセットが構築されてはじめて信頼性の高い PFDHA が実施できると考えられる。アナログ実験や測地学データを組み合わせることで、確率論的断層変位ハザード解析の構成式を高精度化の可能性が示唆されたので、今後は、実際の地震のデータの蓄積のみならず、このようなデータセットの拡充により PFDHA のためのデータを蓄積していく必要があると考えられる。

4.5. 文献

- 1) Asano, K., and T. Iwata (2016), Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data, *Earth, Planets and Space*, Vol. 68, No. 1, 147.
- 2) 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, No. 1, 241–256.
- 3) Chen, R., and M. D. Petersen (2019), Improved Implementation of Rupture Location Uncertainty in Fault Displacement Hazard Assessment Short Note, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 07.
- 4) Lin, A., P. Chen, T. Satsukawa, K. Sado, N. Takahashi, and S. Hirata (2017), Millennium Recurrence Interval of Morphogenic Earthquakes on the Seismogenic Fault Zone That Triggered the 2016 Mw 7.1 Kumamoto Earthquake, Southwest Japan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 107, No. 6, 2687–2702.
- 5) 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.
- 6) Nurminen, F.-C. (2018), Probabilistic model of fault displacement hazard for reverse faults, Master's thesis, University of Oulu.
- 7) 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.
- 8) 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. dePollo, 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.
- 9) 小俣雅志・郡谷順英・三五大輔・渋谷典幸・谷口 薫(2017), LC-InSAR 解析によって抽出される平成 28 年熊本地震の微小な地表変状, 日本活断層学会 2017 年度秋季学術大会講演予稿集, P-4.
- 10) 松田時彦・山科健一郎(1974), 1974 年伊豆半島沖地震の地震断層, 地震研究所研究速報, 14, 135-158.
- 11) 垣見俊弘・東野徳夫(1978), 1978 年伊豆大島近海地震調査報告, 地質調査所特別報告, 7, 1-35.
- 12) 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.
- 13) 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.
- 14) 栗田泰夫・水野清秀(1998), 1 万分の 1 兵庫県南部地震に伴う地震断層ストリップマップ-野島・小倉及び灘川地震断層-説明書, 地質調査所構造図, 1, 74.
- 15) 地震調査研究推進本部(2013), 布田川・日奈久断層帯の評価(一部改訂), 地震調査研究推進本部 HP, (http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/93_futagawa_hinagu_2.pdf).
- 16) 岡田篤正・松田時彦(1997), 1927 年北丹後地震の地震断層, 活断層研究, 16, 95-135.

- 17) 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学(2017), 平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査, http://www.jishin.go.jp/database/project_report/kumamoto_sogochousa-h28/.
- 18) 金田平太郎・岡田篤正(2002), 1943 年鳥取地震の地表地震断層-既存資料の整理とその変動地形学的解釈-, 活断層研究, 21, 73-91.

Ⅲ編

国内外の知見収集・検討会の実施

5. 国内外の知見収集

5.1. 日本地震学会 2019 年度秋季大会

2019 年 9 月 16 日から 9 月 18 日に、京都大学吉田キャンパスにおいて日本地震学会 2019 年度秋季大会が開催された。関連する発表論文を表 5-1 に示し、図 5-1 に主要な論文としての要約を示す。

表 5-1 関連発表リスト

タイトル	著者	番号	概要
2014 年長野県北部の地震 (Mj6.7) の長周期 (2 秒以上) 地震動評価のための特性化震源モデル	松元康広、宮腰研、入倉孝次郎	S15-P09	○
2016 年熊本地震本震時における震源近傍記録再現のための巨視的・微視的断層パラメータの設定に関する検討	貴堂峻至、永野正行	S15P-13	
地震発生層以浅のための摩擦構成則：特性化震源モデルへの適用	加瀬祐子、入江紀嘉、壇一男、鳥田晴彦	S15P-14	
地殻地震の地表断層近傍における長周期地震動の評価方法	入倉孝次郎、倉橋奨、松元康広	S21-03	

著者	松元康広、宮腰研、入倉孝次郎
タイトル	2014 年長野県北部の地震 (Mj6.7) の長周期 (2 秒以上) 地震動評価のための特性化震源モデル
出典	日本地震学会秋季大会
<p>【要約】</p> <p>地表地震断層が現れた熊本地震では、その極近傍で観測された加速度記録から評価した変位波形には永久変位が確認できた。このような永久変位は、断層浅部に LMGA (Long-period Motion Generation Area) のような大きなすべり域を設定することで評価可能とされてきている。地表地震断層が現れた地震について、その近傍の永久変位を含む長周期地震動を評価できる震源モデルを検討し、その知見を蓄積していくことは、将来の地震による強震動予測を考える上では重要であると考えられる。本発表では、このような知見の蓄積を目的に、2014 年長野県北部の地震の永久変位を含む周期 2s 以上の長周期地震動が評価可能な特性化震源モデルの構築を試みている。</p> <p>構築した特性化震源モデルは SMGA と LMGA からなり、それぞれの大きさは SMGA が 8km×6km、LMGA が 4km×4.6km、すべり量は SMGA、LMGA とともに 1m、ライズタイムは SMGA が 1.2s、LMGA が 3s で、LMGA の方が長い。このような特性化震源モデルを用いて、周期 2s 以上の速度波形と変位波形を評価し、観測波形と比較している。震源近傍の 2 点 (NGN005 や NGNH36) の速度波形の再現性は良好であり、変位波形についても永久変位や立ち上がり部分を概ね再現できていることを示している。</p>	

図 5-1 長講師の講義の要約

5.2. 日本活断層学会 2019 年度秋季大会

2019 年 10 月 5 日から 6 日にかけて東京大学で開催された。関連する発表論文を表 5-2 に示し、図 5-2、図 5-3 に主要な論文としての要約を示す。

表 5-2 関連発表リスト

タイトル	著者	番号	概要
2016 年熊本地震による東海大学阿蘇キャンパス 1 号館周辺の地盤変状	青柳恭平・東 貞成・本間信一・向山 栄・杉山太宏	O-9	○
反射法地震探査からみた布田川断層帯北東延長域の地下構造	内田淳一・佐津川貴子・戸澤茉莉花	P-10	○

著者	青柳恭平・東 貞成・本間信一・向山 栄・杉山太宏
タイトル	2016年熊本地震による東海大学阿蘇キャンパス1号館周辺の地盤変状
出典	日本活断層学会 2019年度秋季大会 講演予稿集、O-9

【要約】

東海大学阿蘇キャンパスは2016年熊本地震の地表地震断層直上に位置しており、この地震により大きな被害を受けた。LiDAR-DEM 差分解析による地殻変動および損傷の大きかった1号館周辺の断層・亀裂分布調査結果について報告している。

LiDAR-DEM 差分解析では、数値地形画像マッチング解析(3D-GIV;特許第4545219号、国際航業(株))により10m毎の基準点の変動量を求めている(図1)。大局的には阿蘇C敷地北縁より北側で北～北東方向(青紫色)に1m程度、南側で西向き(赤色)に数10cmの変動が卓越し、両者の境界には右横ずれかつ南北引張の相対変位が予想される。ただし、南側の西向き変動域は1号館付近を頂点として西側に張り出す楔状に分布しており、その南西側の境界は1号館から陸上グラウンドを経て、南側の地表地震断層の東端付近(B'やC')に達する。全体としてみれば、青紫と赤の境界はA'-A-B'-Bに沿って逆Z字型に並んでおり、益城町の下陳や福原などでも見られた左雁行する地表地震断層のステップ部に特有の変動を生じたと解釈される。

断層・亀裂分布調査では、東海大学がUAVで撮影した写真から断層・亀裂群の位置を地図上にトレースし、相対変位(水平、上下)を標尺類とハンドレベルで簡易的に計測している。

- ・A～C ウイング東側：ほぼ東西に約50mにわたって連続する地表地震断層。
- ・A ウイング東側：南北に開きながら右横ずれのセンスでシアーされている。
- ・A～B ウイングの南西側：断層運動と地すべりとの複合作用による可能性がある。
- ・B～C ウイングの北側：北側の斜面が谷側へ移動する地すべり。

LiDAR-DEM 差分解析と断層・亀裂の分布性状・変位量観察から、1号館周辺には非対称で複雑な地盤変動が見出された。そのため、今後、建物の損傷との整合性等を勘案した更なる検討が必要であると結論付けている。

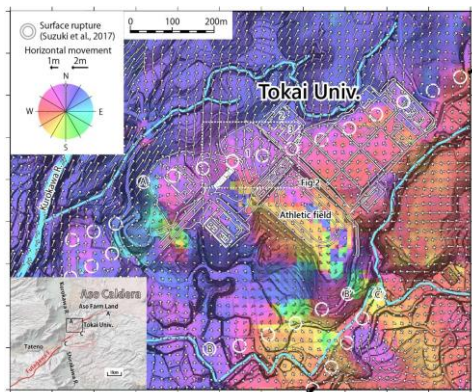


図1 DEM 差分解析による水平変動と地表地震断層



図2 東海大学阿蘇校舎1号館周辺および1号館1階床面の亀裂詳細図

図 5-2 青柳ほかの要約

著者	内田淳一・佐津川貴子・戸澤茉莉花
タイトル	反射法地震探査からみた布田川断層帯北東延長域の地下構造
出典	日本活断層学会 2019 年度秋季大会 講演予稿集、P-10

【要約】

断層端部の地質構造の特徴を捉えることを目的として、布田川断層帯の北東延長域である阿蘇カルデラ内部において 6 測線 (総延長 20km) の反射法地震探査を実施している。

Aso17-1 測線 (図 1 上) : 南から距離程 2km 付近に強反射面の撓みが認められ、1.4km 及び 2.5km 付近に反射面の不連続が認められる。

Aso18-2 測線 (図 1 下左) : 南から距離程 800m 付近の深度 300m 付近に強反射面の撓みが認められ、この反射面は 1.7km 付近で低角逆断層に切られている。

これらの強反射面の不連続部は東北東-西南西方向に連続して出現する。

Aso17-1, Aso18-2 等で認められる強反射面の不連続は、布田川断層帯の走向方向調和的に分布する。このことから、強反射面の不連続部は布田川断層帯の北東延長部にあたる可能性が高いと結論付けている。今後、調査地域を拡張し、反射法地震探査のデータ拡充をおこなうとしている。

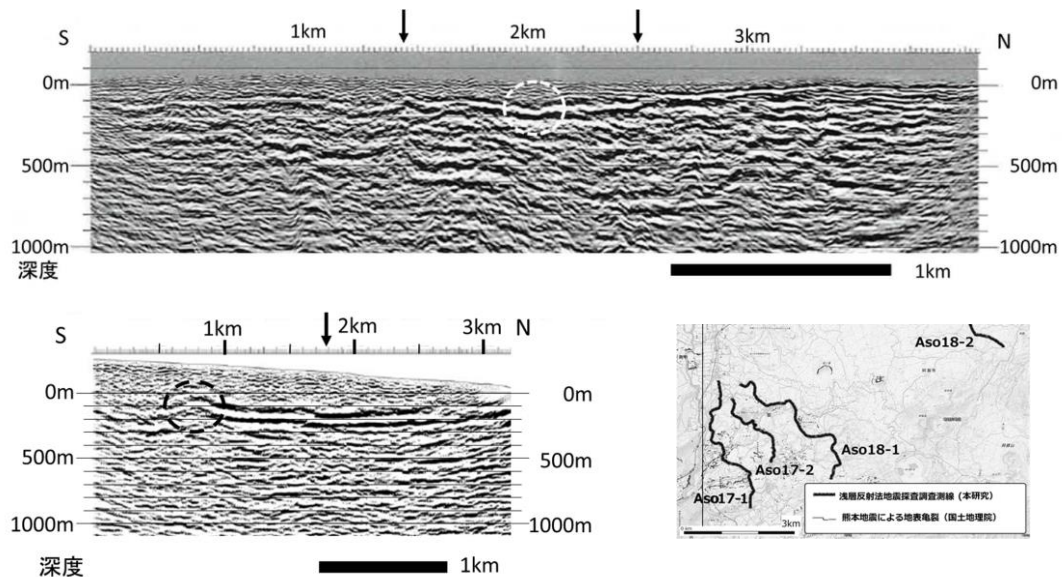


図 1 重合前時間マイグレーション深度断面 (上:Aso17-1、下左:Aso18-2)

図 5-3 内田ほかの要約

5.3. 2019 AGU Fall Meeting

2019年12月9日から13日にかけて米国カリフォルニアで開催された。断層変位関連では2019年Ridgecrest地震に関連した様々な発表が多く行われていた。PFDHAに関連した発表もいくつかみられた。関連する発表論文を表5-3に示す。図5-4にDistributed surface rupturing: there is a crack in everything -- that's how the light gets inの論文の要約を示す。

表 5-3 関連発表リスト

タイトル	著者	番号	概要
Distinguishing slip from the M6.4 and M7.1 Ridgecrest earthquakes using campaign GPS, seismic and InSAR data	Gareth Funning and Ana MG Ferreira and Michael Floyd and Michael Frietsch and Rachel L Terry	S31G-0488	
Distributed surface rupturing: there is a crack in everything -- that's how the light gets in	Maria Francesca Ferrario and Franz Livio and Alessandro Michetti	T41H-0355	○
Geodetic Imaging of the Coseismic and Early Postseismic Deformation from the 2019 Mw 7.1 and Mw 6.4 Ridgecrest Earthquakes in California with SAR	Eric Jameson Fielding and Mark Simons and Oliver Stephenson and Minyan Zhong Sang-Ho Yun and Cunren Liang and Simran Sangha and Zachary E. Ross and Mong-Han Huang and College Park Benjamin A. Brooks	S31G-0484	
A decade of earthquakes mapped with differential lidar: resolving fault kinematics, off-fault deformation, and rupture anelasticity	Edwin Nissen and Anna Diederichs and Lia Joyce Lajoie and Chelsea Scott	T51B-07	
Near-field Inelastic Strain Measurements of the 2019 Ridgecrest Earthquake Sequence using High-res Geodetic Imaging Data: Implications for Development of a Geodetic-based Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis	Christopher William Douglas Milliner and Rui Chen and Andrea Donnellan and Alexander E Morelan III and Christopher M Madugo and James Francis Dolan and Xiaohua Xu and Yousef Bozorgnia and Robert Wayne Zinke and Alexandra C Sarmiento and Timothy Dawson	S43C-04	
How the deformation is accommodated and distributed within active fault zones? Insights from satellite geodesy and realistic fault modeling	Mathilde Marchandon and James Hollingsworth and Mathilde Radiguet and Kenneth W Hudnut	T13D-0290	
Surface rupture associated with the 2019 Ridgecrest earthquake sequence: Comparison of field-based and remotely sensed observations	Ryan D Gold and William D Barnhart and Christopher B DuRoss and Timothy E Dawson and Katherine J Kendrick and Katherine M Scharer and Alexander E Morelan III and Christopher William Douglas Milliner	S34C-03	

著者	Maria Francesca Ferrario and Franz Livio and Alessandro Michetti
タイトル	Distributed surface rupturing: there is a crack in everything -- that's how the light gets in
出典	AGU Fall Meeting, Abstract, T41H-0355
<p>【要約】</p> <p>確率論的断層変位評価 (PFDHA) において、近年の地震のデータが十分に PFDHA モデルに取り込まれていないため、13 の正断層および 19 の横ずれ断層のデータセットを構築した。特に正断層において副断層変位出現率が従来のモデル (Youngs et al. 2003) では過小に評価されていることが明らかになった。</p>	

図 5-4 Distributed surface rupturing: there is a crack in everything -- that's how the light gets in の要約

5.4. 日本地震工学会 平成 28 年(2016 年)熊本地震と ESG 研究

シンポジウム

2019 年 10 月 21 日に、東京工業大学 田町キャンパスにおいて日本地震工学会主催の平成 28 年(2016 年)熊本地震と ESG 研究シンポジウムが開催された。「本シンポジウムは、2016 年熊本地震に関する各種調査観測から得られた成果を共有し、今後の ESG(Effect of Surface Geology on seismic motion)研究の発停に寄与することを目的に(地震工学会 HP より)」開催された。関連する発表論文を表 5-4 に示し、図 5-1 に主要な論文としての要約を示す。

表 5-4 関連発表リスト (修正中)

タイトル	発表者	概要
2016 年熊本地震の被害と震源近傍地震動の関係	川瀬 博 (京都大学)	○
益城町の強震観測点における微動アレイ探査による S 波速度構造モデルの推定	地元 孝輔 (東京工業大学)	
熊本市の地震動特性	津野 靖士 (鉄道総合技術研究所)	
熊本平野における広帯域強震動評価のための浅部・深部統合地盤モデルの構築	先名 重樹 (防災科学技術研究所)	
平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査・サブテーマ 3「断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究」	岩田 知孝 (京都大学)	

発表者	川瀬 博
タイトル	2016年熊本地震の被害と震源近傍地震動の関係
出典	「平成28年(2016年)熊本地震とESG研究」シンポジウム
<p>【要約】</p> <p>平成28年熊本地震による、断層近傍（特に益城町）の家屋被害の原因を探るため、地震観測記録の分析や、被害再現解析を行った。</p> <p>➤ 平成28年熊本地震の特徴</p> <p>平成28年熊本地震（以降、本地震と呼ぶ）は、特徴的な地震（例えば、スケーリング則から逸脱しているような地震）では無いことは、これまでの調査によって示唆されている。例えば、原子力規制庁（2019）では、震源断層面積が強震動予測レシピに用いられるスケーリング則とよく一致していることが報告されている。さらに、司・翠川（1999）による距離減衰式を用いた検討では、断層最短距離が200km程度までは観測と距離減衰式が良く合い、PGA、PGVから見れば本地震は普通な地震であることがわかった。ただし、200km以遠では、距離減衰式の推定値より観測記録の方が大きい。これは、盆地構造によるものと考えられる。</p> <p>本地震では、建物の被害が多く見られたが、多くの建物がE-W方向に倒壊している。このことは観測記録からも読み取れ、例えば益城町の観測点では、特にEW成分の波形に周期1.2秒のやや短周期パルスが見られた。この事は観測点直下で観測点に向かって破壊が進行した可能性を示唆する。</p> <p>また、本地震は、PGAと等価振動数（$=PGA/2\pi PGV$）の関係が「危険な周波数帯」に含まれる。さらに、応答スペクトルは特に周期3秒程度以下の短周期帯において告示極稀を大きく上回る。これらの観測事実は地震動の破壊力が十分大きかったことを意味する。</p> <p>➤ 建物被害を再現するための被害再現解析（以下）。</p> <ul style="list-style-type: none"> ・ KMMH16（KiK-NET 益城）で観測されたEHVR（地震動H/Vスペクトル比）を説明可能な地盤構造の同定 <ul style="list-style-type: none"> 遺伝的アルゴリズムと焼きなまし法を組み合わせたハイブリッドヒューリスティック法（山中、2007）を用いた。 ・ コーダ部を用いた地震基盤入力波の推定 <ul style="list-style-type: none"> 初期コーダ部から非線形の影響を含んだ水平TF（地震基盤以浅の伝達関数）を推定した。その後、推定したTFを用いて地表記録から地震基盤の入射スペクトルを逆算、このスペクトルに地中の観測記録の位相を用いて時刻歴波形を作成した。 ・ 微動H/Vスペクトル比を用いた250mまでの速度構造の推定と線形・等価線形解析 <ul style="list-style-type: none"> 益城町被害中心部にて稠密微動調査を行い速度構造の推定に用いた。地盤応答解析にはDYNEQを用いた。 ・ 木造被害予測モデルへの適用 <p>● 解析の結果</p> <p>町内の北東側で小さく、南西側で大きいPGV分布が得られた。また、木造家屋の被害推定結果は、年代区分（1950～1970年代の木造被害 vs. 1971年以降の木造家屋）で大きく絶対値が異なる被害率が得られた。これらのPGVの推定結果と家屋年代区分毎の被害率推定結果より、観測された被害分布には地盤と年代分布の影響が同程度に効いていることがわかった。なお、被害を説明するのに断層変位表出を考慮する必要性は見出だせなかった。</p> <p>➤ 今後の課題（地震動に関係があるものを抜粋）</p> <ul style="list-style-type: none"> ・ 秋津川沿いの領域では液状化発生の痕跡が見られ、それが家屋被害を低減させた可能性がある。→再現には有効応力解析が必要。 ・ 表層地盤構造の三次元的影響の確認（影響は小さいと推察されていた）。 	

図 5-5 川瀬氏の講演の要約

5.5. 土木学会 令和元年度全国大会

2019年9月3日から9月5日に、香川大学において土木学会令和元年度全国大会が開催された。関連する発表論文を表 5-5 に示し、図 5-6 に主要な論文としての要約を示す。

表 5-5 関連発表リスト

タイトル	著者	番号	概要
高性能計算を用いた断層変位評価―(1)	篠原魁、澤田昌孝、羽場一基、堀宗朗	CS14-01	○
高性能計算を用いた断層変位評価―(2)	澤田昌孝、羽場一基、堀宗朗	CS14-02	
高性能計算を用いた断層変位評価―(3)	羽場一基、澤田昌孝、篠原魁、堀宗朗	CS14-03	

著者	篠原魁、澤田昌孝、羽場一基、堀宗朗
タイトル	高性能計算を用いた断層変位評価―(1)
出典	土木学会・全国大会 CS14-01
【要約】	<p>過年度に筆者らが開発した断層変位評価のための数値解析プログラムを利用し、2014年長野県北部の地震を対象とした数値解析を実施し、その適用性を確認した。その際の解析では、考慮していない副断層が存在していたため、本稿で観測された副断層を新たに追加し、その影響を評価した。</p> <p>結果、新たに追加した副断層について地表ずれ変位が生じる観測結果を再現する結果を得た。</p>

図 5-6 高性能計算を用いた断層変位評価―(1)の要約

5.6. 日本原子力学会 2019 年秋の大会

2019年9月11日から9月12日に、富山大学五福キャンパスにおいて日本原子力学会2019年秋の大会が開催された。地震、断層変位 PRA のセッションが設けられ、セッション内では9編の発表があった。その中で断層変位の評価に関連する発表論文を表5-6に示し、図5-7に主要な論文として蛭沢らの論文の要約を示す。

表 5-6 関連発表リスト

タイトル	著者	番号	概要
断層変位フラジリティ評価における構造物基礎への断層変位作用点に係る不確かさの取り扱い(4編)	蛭沢勝三、原口瀧将、美原義徳、湯山安由美、酒井俊朗、田中太	2001～2004	○
断層フラジリティ評価手順の妥当性確認(2編)	堤英明、二階雄司、美原義徳、原口瀧将、酒井俊朗、蛭沢勝三、	2005～2006	
断層変位下における格納容器機能喪失の事故シナリオの分析・検討	織田伸吾、藤岡文平、田中太、原口瀧将、美原義徳、吉田伸一、堤英明、酒井俊朗、蛭沢勝三、	2007	

著者	蛭沢勝三、原口瀧将、美原義徳、湯山安由美、酒井俊朗、田中太
タイトル	断層変位フラジリティ評価における構造物基礎への断層変位作用点に係る不確かさの取り扱い
出典	日本原子力学会・2019年秋の大会
【要約】 断層変位フラジリティ評価における構造物基礎への断層変位作業位置に係る不確かさの取り扱いについて提案した。 断層変位ハザードの断層変位フラジリティ評価における橋渡し格子寸法を100m×100mとする。最も厳しい部位でのフラジリティをランダム作用位置とした場合の条件付確率として補正する。	

図 5-7 関連の SESSION の要約

6. 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。

6.1. 外部有識者について

表 6-1 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 6-1 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	—
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	—

6.2. 検討会の実施

6.2.1. 事業開始時

表 6-2 に事業開始にあたり実施した検討会の一覧を示す。

表 6-2 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	19/12/20 13:30～17:00	トレンチ調査現場 (大津町)	集合ヒアリング	京都大・竹村先生 富山大・楠本先生 入倉先生、GRI・井上 PSC・小俣、渋谷 KKE・高浜、松元、中村、 登棚

【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

6.2.1.1. 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

○トレンチ調査について

- ・ 清正公道の北東－南西方向の位相不連続ラインについてこれまで報告されているものであるかきちんと整理しておいた方が良い。
- ・ 黒ボクと火砕流堆積物の間の地層を詳細に確認し、上盤側と下盤側のシーケンスを対比させておいた方が良い。

○動力学破壊シミュレーションについて

- ・ Shirahama et al.(2016)の結果に合わせるためにどうすればよいかを考えた方が良い。

○表層の数値解析について

- ・ 対象地点が日奈久断層の延長にあるように見えるので、日奈久断層の影響もあるのかもしれない。例えば、遠田先生の Δ CFFを確認すると良いかもしれない。

6.2.2. 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 6-3 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	20/2/4 13:20～17:30	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 入倉先生、 GRI：北田、井上、吉田 PSC：小俣、渋谷 KKE：高浜、松元、渡辺、 登柳
2	20/2/7 13:00～16:30	KKE	個別ヒアリング	岡山大・隈元先生 GRI：宮腰、井上 PSC：渋谷 KKE：松元、登柳

6.2.2.1. 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

- ・主断層が動いていないのに副断層が動いたということがあるのか
→今回のトレンチと主断層の活動イベント時期は重なっていることから、副断層だけで動いた実績はなくて良いのではないか。
- ・熊本地震についてのイベントダイアグラムが他文献と合わせ記載されているが、同じ様に数多くとられている他地震はあるか。
→熊本地震は、発生前と発生後に多く調査されており、イベントダイアグラムで記載できる数は他地震に比べ多い方と考える。ただし、主断層をターゲットにした調査が多く、副断層は昨年度事業で調査した益城・福原など、数は限られる。副断層をターゲットとして清正公道にて中田先生、渡辺先生も別地点で調査しているが公表はこれからの予定。ほかに数多くのトレンチでイベントが検討されているのは糸魚川-静岡構造線や中央構造線では例がある。
- ・現地を見て回った際に、今回のトレンチ調査箇所の北東側で、右横ずれを観測できたその先まで行くと、目視で確認できないようになっていた。地震発生から間もない頃ではずれが確認できていたか。
→LC-InSAR では、今回のトレンチ調査箇所の北東側では大津町運動公園の方に位相の不連続ラインが確認できるが、現地で見ると運動公園では変状は確認できなかった。この北東側は LC-InSAR も断続する不連続ラインでもある。
- ・トレンチ地点の変位はどの程度あったのか。

→当初調査を予定していた地点では 20cm 程度の変位が目視できたが、今回の調査地点では基準になるものがあまりなく、明確な変位量が確認できなかった。今回の調査地点の周辺の道路や目視できる変位から、20cm 程度のずれがあったのではないかと想定している。

・イベントダイアグラムで確認できているトレンチ調査箇所について、1 回の変位量はどの程度か。

→上下変位が解っている所はあると思うが、正確な値はとりまとめをしていない。

→主断層を対象にしたトレンチ調査でも、横ずれになると正確なずれ量を測ることが難しい上で、副断層についてはずれ量を測ることがもっと難しくなるとうことか、あるいは他に手法があるのか。

→横ずれについて、掘削しながら平面的に見ていくなどを他先生方がされているが、正確な量まで確認することは難しかったと聞いている。

・今回のトレンチ調査箇所が主断層から 4Km 程度離れているが、これは一般的に発生しうる距離と考えるものか。

→4Km 程度離れた箇所で確認できることはあまりない。今回の地震の特徴的な所と考えている。

・地震発生前の調査等により主断層と副断層をどのような考え方で区別することができるのか

→主断層と同じイベントで動いているのか、副断層と考えられる箇所の周辺を含めた表面の分布と合わせ、地下の分布も含めた 3 次元的な構造を考えて判断することが大事と思われるが、そもそも副断層の定義自体が定まっていない所で難しい。今回の調査地点について言えば、主断層と同じイベントで動き、また主断層からある程度離れている箇所というところもあり、主断層とは区別して見られるのでは、という言い方はできるかと思っている。

→3 次元的な構造を考えた場合に副断層についてはどのような構造が見えてくるのか。

→どのような構造が見えてくるのか現状は難しい。例えば、反射法地震探査や微小地震を細かく見るなどして、さらに検討を進めるなど考えられる。

・今回のトレンチ調査にて掘り進めた際に開口亀裂が観測できたが、横ずれの場合によく確認できるなどあるか。

→開口亀裂について横ずれの場合の方ができやすいと考えているが、今回のトレンチ調査の様な比較的大きな開口については、これまでの調査では見たことがない。

○動力学破壊シミュレーションについて

・ model B5 と model B10 の違いは何か。

→SL Zone の Dc や Strength Excess を少し変えている。

→応力降下量は変えていない。上記によって、SL zone まで破壊が到達する／しない設定を変えているが、地表まで破壊が達しなくても、断層の極近傍以外の地震動評価結果は大きく変わらないことを示している。

・1st step で地表に破壊を生じさせていない要因は何か。

→主たる要因は Strength Excess を大きめに設定して、破壊を止めている。

・2nd step の Dc が大きいことについて

→最終すべり量が Dc よりも小さい。

→最終すべり量が Dc よりも小さいことは、最終的には応力が上がっている（負の応力降下量になり、エネルギーを吸収している効果をもたらしている）と考えられる。主断層が動いていないのに副断層が動いたということがあるのか

→副断層だけで動いた実績はないと考える。

○表層の数値解析について

・イメージとして FEM と個別要素法（DEM）で計算をした際に、どちらの計算で副断層が出てくるものと考えているか。

→例えば、今回の場合で言えば FEM 側で右横ずれの結果が出てこない、それを境界条件として与えられる個別要素法側でも右横ずれの結果とはなりにくい。引いて言えば、今回のトレンチ調査地点周辺の動力学シミュレーションの結果についても全体的に主断層から離れるにつれて、ずれが減衰する・左横ずれの結果になっており、FEM 側で変位を境界条件として受けている場合には、局所的な地盤物性の強弱をつけての検討など進めたが、右横ずれの結果は出にくい。

・FEM 側のジョイント要素の破壊判定については、DEM には反映されるのか。

→DEM には境界変位を与えるため、破壊判定の条件は反映されない。

・今回の計算では変位境界を与えるのみでは、トレンチ調査地点の右横ずれの結果が出にくいのでは。

→本事業の流れに沿って、動力学シミュレーションの結果から FEM 計算領域の境界変位を受け取るが、境界として力を考えるか、あるいはトレンチ周辺で右横ずれになる他の与条件があるか、を考えないといけない。右横ずれになる他の与条件については、文献等を調査したが今の所は確認できなかった。

○確率論的断層変位評価に関する検討について

・副断層の出現率は「+InSAR データ」と「フィールドデータのみ」のどちらを使っているか。

→今回は「+InSAR データ」を使っている。

・地震の規模によっても変わるか。

→変わると考えている。全体の確率が上がったり、下がったりする。

- ・副断層変位距離減衰式の MD は観測量か。
- 観測量となる。

(2) 事業終了時検討会 2

○トレンチ調査について

- ・80番の層の縦のずれについて、断層活動により動いたと解釈しているか。
- そう解釈している。

- ・今回観測された開口部について、上下のずれはあったとみているのか。
- 地層が開口部の両側で段差が見えないので、上下の動きがない、あってもわずかなずれと見ている。

- ・今回、トレンチ調査を実施した箇所については副断層という観点からの調査と思うが、今回の調査地点について既往資料に活断層として記載されていないことから副断層という定義なのか、熊本地震に限っての主断層、副断層の定義となるのか。

→既知の主断層から離れていることや地表に出現した断層変位の小ささから副断層らしいと言えるが、明確に副断層というには地下で主断層と繋がっていないなどを調査する必要があると考える。

→今回の変位や地層中に認められた変位について、今回、震発生後の SAR による調査で確認できたが、変動地形で見つけられないものが活断層として繰り返し動いているということ、他の箇所でも事前に把握できるかどうか重要な観点と思われる。

→今回のずれが、本震とほぼ同時にずれたものなのか、あるいは本震の影響を受けその後からゆっくりとずれたものなのか、このずれがどの程度地震動の揺れの生成に影響しているのか、あるいは浅い所だけゆっくりとずれているのか、興味のある所となる。今回、調査地点では過去のずれの履歴がある点や、地震時に変位があっても地表に変形が残らないものがあることが認識されつつある中で、今回の調査は非常に有意義なものであったと思う。

○動力学破壊シミュレーションについて

- ・今回、観測結果に合わせるため計算上鉛直方向のすべりを見ると、2Km 以浅のすべりを小さくなるような設定にし、解析上は説明できるような結果になっているが、現実的な地盤物性のなかで今回の設定を説明できるような観測などあるか。

→兵庫県地震では深い深度まで調査した結果などあるが、今後、調査が進む中で今回の計算での設定が説明できるような結果があると良いと思う。

○表層の数値解析について

- ・結果を見ると、ジョイント要素の回りに破壊領域集中する傾向があるが、何か考えられるか。

→今回、ジョイント要素の面外方向にはジョイント要素を押しながら滑るような動きとなっているため、まずは周辺から破壊する傾向になる。一方で、物性をランダムに与えると、その傾向が薄れ、領域の中でも破壊が生じる傾向になる。

- ・今回、FEM の計算対象について難しい地点であったと思う。主断層の近くで、イベントが発生したポイントまで層を重ねるなどのモデル化するなど、評価しやすい地点を対象にまずは実施した方が良かったのでは。

○確率論的断層変位評価に関する検討について

- ・データを取る際に、出現した断層について”受け手”がある、ランダムな点の変位出現ではなく線上の変位の出現になっているのであれば何がしかの構造的な性質がある、熊本地震でも等しく同じ距離で副次的な変位が出ている訳ではない、と考えると、単純な距離だけで考えるものではなく、他の要素も考慮をした方が良いのでは。

→PFDHA の副断層発生のお考えでも定性的には潜在的に構造があるところに発生するとしているが、現状の主な PFDHA では構造的な性質については区分項目としては考慮せずに、変位と距離をパラメータとしてモデル化することになる。逆断層の副断層発生確率の検討を行った既存論文では副断層を複数に細分しており、その中には既存構造で発生した副断層を区分している例がある。

- ・履歴がある変位、おつきあいにより出た変位、主断層の近傍でひげのように出現した変位、等々様々な変位があり、主断層と副断層の区別・制約でデータを分類することの難しさがあると思われる。

→現状、様々な変位に分けて分類すると、データ数が少なくなるなどのデメリットもあり、主断層、副断層だけの区別だけでよいとも考えていないが、分類を増やすのも難しい所となる。今後、LC-InSAR 等の利用などにより分類やデータ数が増えると、精度が上がってくると考える。

7. 事業のまとめ

7.1. 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

トレンチ調査地点の決定に際し、事前に LC-InSAR による解析を実施した。その結果、トレンチ調査地点は小俣ほか(2017a)による線状に連続する低コヒーレンス部の“位相不連続ライン”のマッピング結果をもとに、複数個所の候補地検討を行った。当初、3 か所程度を候補地として検討したものの、トレンチ掘削の可否等により 陣内地区を抽出した。

陣内トレンチにおける掘削範囲の地質層序は、下位より基盤層、沖積層、埋土層、旧耕作土層及び耕作土層に区分される。

トレンチ法面では以下に示す少なくとも 4 回の断層活動イベントが識別され、2016 年熊本地震で発生した副断層による地表変状位置において、過去にも繰り返し断層活動があった事が判明した。

- ①イベント I：地表面まで達する亀裂が確認される。亀裂の開口部に土砂は充填されていない。開口亀裂が地表面まで達すること、開口亀裂の位置が周辺で確認された 2016 年熊本地震の地表地震の延長にあたること、開口部が土砂に充填されず最近の断層活動によって形成された事が推定されることから、この開口を伴う断層は 2016 年熊本地震によって形成されたと判断できる。
- ②イベント II：トレンチ壁面において、34 層下部、42 層、44 層、46a 層内にくさび状に上位の地層が入り込んでいる構造が確認できる。くさび状に入り込む地層はその粒度、色調及び連続性から 34 層中～上部層であることが推定される。くさび状の部分に開口は伴わず、密着したせん断面が 34 層下部、44 層、46 層に確認できる。S 面グリッド 6 と 7 の間、深度-3～4 では、このくさび状の構造及び密着したせん断面をイベント I の開口亀裂が切る構造が見られる。よって、これらのせん断面はイベント I に先立つイベントで形成されたと判断できる。せん断面が分布する 34 層と 42 層の境界から、44 層と 46a 層との境界までは、分布標高がせん断面を挟んで変わらず、地層の厚さも極端にせん断面付近で変化しない。断層イベント II の活動時期は 42 層の堆積以降、32 層堆積以前である。42 層からは年代値が得られていないため、その下位である 44 層上部の年代が $9,790 \pm 30$ cal.BP、32 層の年代が $3,440 \pm 30$ cal.BP から、イベント時期は 9,820 cal.BP.以降 3,410 cal.BP.以前であると推定される。
- ③イベント III：トレンチ壁面において、S 面では 80 層に 50cm 程度の上下変位を与えている断層が分布する。断層の西側では、46a 層が断層の東側で層厚を増している。46a 層中には 46b-1 層が断続して挟在するが、46b-1 層準の上下で層相により 46a 層を区分することは出来ない。51 層は断層を挟んで分布高度は異

なるもののほぼ同じ層厚で分布し、その上位の 46b-2 層も断層東側では断続するものの分布している 54a 層は断層活動により引きずり変形を受けている。よって、イベントⅢは 51a-1 層堆積後、46a 層堆積中に東側が下がる断層運動を生じ、その後、断層運動で低下した 46a 層とほとんど同質の物質が供給されて 46a 層の層厚が増したと解釈できる。よって、イベントⅡの時期は 46b-2 層堆積後、46a 層堆積中である。しかし、46b-1 層及び 46b-2 層の年代は 54a 層の年代と比較して有意に古い年代が計測されるため再堆積による影響が示唆される。よって、イベント年代は 54a 層の年代以降、44 層の年代以前となる。54a 層の年代が $11,200 \pm 40$ cal.BP、44 層下部の年代が $10,480 \pm 30$ cal.BP であることから、イベント時期は 11,240 cal.BP 以降、10,450 cal.BP 以前であると推定される。

- ④イベントⅣ：80 層内だけで見られるせん断構造からイベントが認定できる。このせん断面は上位層準に変位を与えていない。活動年代及び活動回数は不明である。

表 7-1 総合模式柱状図

地層名		層 相	cal.BP		活動イベント
下盤側	上盤側		下盤側	上盤側	
1		耕作土			← イベント I 2016 熊本地震
12		旧耕作土			
13					
14					
16					
22		埋 土			
24a	24a 24b				
24b					
31		斜面堆積物			34 堆積中] イベント II 42 堆積後
32			3,440±30		
34			K-Ah 7300		
42			9,790±30		
44		腐植土	10,480±30		
46a		斜面～谷埋め			46b-1 堆積前] イベント III 46b-2 堆積後
46b-1	46b-1	腐植質	12,120±40	12,010±40	
		堆積物			
46b-2		腐植質	12,520±40	11,960±30	
51a		斜面～谷埋め			46b-1 堆積前] イベント III 46b-2 堆積後
51b		腐植質			
		堆積物			
54a	54a	腐植質 腐植質	11,200±40		
54b		斜面～谷埋め	12,220±40		
56		水成 堆積物			
58					
59					
	60	崩積土			
80		火山碎屑物] イベント IV

(2) 決定論的断層変位評価に係る知見の整備

本事業で考える決定論的評価手法としては、1)周期 10 秒以下の観測記録が再現可能な特性化震源モデルの構築、2) 動力学破壊シミュレーション、3)有限要素法 (FEM) 及び個別要素法 (DEM) による表層の数値解析、3 つのステップによる評価を考えている。こうした数値解析手法の適用性を検討するため、横ずれ断層タイプの地震のうち 2016 年熊本地震を対象に、観測地震動の再現性の良い特性化震源モデルに基づき、①動力学的破壊シミュレーション及び②表層の数値解析を実施した。

①動力学的破壊シミュレーションの実施

運動学的アスペリティ・モデルに基づいた動力学のアスペリティ・モデルの構築の枠組みで主要な結論は以下のとおりである。

- 1) 一般に、地中破壊モデルと地表破壊モデルはともに観測された震源近傍地震動に等しく一致する地震動を生成できる。このことは、地表破壊モデルは観測された地震動に一致させるために必ずしも必要とされないことを意味している。
- 2) 極震源近傍観測点での永久変位は浅層帯に侵入する破壊で再現され得るが、必ずしも地表破壊必要としない。浅層帯でのすべり振幅は震源近傍での永久変位に顕著に寄与する。
- 3) 運動学的アスペリティ・モデルに一致する動力学パラメータ化の範囲内で、地表破壊を有する動的破壊モデルは極震源近傍観測点での観測よりもわずかに大きい永久変位を生成する。
- 4) 地表破壊の広がりや断層変位振幅は浅いアスペリティ (SMGAs) でコントロールされるが、浅層帯での動的パラメータ化でも調整することができる。

②表層の数値解析

本事業で考慮する 3 つのステップによる評価手順を念頭に、2016 年熊本地震について今回トレンチ調査地点を対象とした 3 次元地盤モデルの設定を行い、①での解析結果である解析領域境界の変位分布を入力データとした表層の数値解析を実施した。解析は断層面からトレンチ調査地点を含む領域を FEM により計算し、トレンチ調査地点周辺の FEM に比べ狭い領域を DEM により計算した。

実施にあたり、トレンチ調査地点で確認された不連続ラインをジョイント要素でモデル化し、地盤物性のなかでせん断剛性をパラメータとしたケーススタディを実施した。結果として今回のパラメータスタディの中ではせん断剛性をランダムに変化させたケースについてトレンチ調査時の亀裂の様子に合う傾向を示した。一方で、トレンチ調査地点での不連続ラインでは右横ずれの動きとなっているのに対し、解析結果では左横ずれの傾向を示したことから、今回のトレンチ調査付近の右横ずれを再現するためには、実施した地盤剛性のばらつきの他に与条件が必要となり、副断層の発生原因や要因の分析をさらに進め、データを蓄積していく必要があると考える。

7.2. 確率論的断層変位評価に関する検討

2016年熊本地震のLC-InSARや独自の副断層調査結果を組み合わせ、横ずれ断層における副断層変位出現率・距離減衰式の更新を行った。副断層変位出現確率ではLC-InSARによる副断層情報を加えたほうがおよそ10倍大きな副断層変位出現確率を示す結果となった。追加された陣内トレンチ周辺の副断層変位データはデータ数が少なく、距離減衰式を大きく更新するものでなかった。

更新された構成式を用いて、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。本検討で得られたLC-InSARのデータを用いた副断層変位出現確率とフィールドデータのみ副断層変位出現確率の試算結果では前者のほうがおよそ10倍程度大きなハザードカーブとなった。このため、断層変位が小さいところでは本検討による年超過確率が大きい結果となった。一方、断層変位が大きくなると、ハザードカーブの減衰の程度の違いにより高尾・他(2013, 2014)による国内地震モデルによる年超過確率が大きくなる。

今回用いたLC-InSARによる副断層情報は2016年の熊本地震のみのデータであるが、副断層変位出現確率を大きくする結果となった。しかしながら、LC-InSARで変位が予想される箇所の多くは道路のクラック等が何かしらの変位が確認されるが、変位が小さすぎて計測不能な場合も少なくない。このため、InSARなど測地学的データをPFDHAに組み込む際には今回の検討のように副断層変位出現確率のみではなく、副断層変位距離減衰式にもデータが追加された構成式を用いて評価する必要があると思われる。LC-InSARに代表されるように、地震後に得られる測地学データは面的に高密度で日本特有の表層の状態(森林の発達等)に左右されにくい。1回の地震で得られるデータ数も非常に多く、適切な処理を行うことでPFDHAデータセットの拡充に大きな役割を果たすと思われる。

地震の再来間隔においてもハザードカーブ全体に影響を与えるため、適切な評価値を用いる必要がある。

H29年度から令和元年度までの検討を通じて、逆断層・横ずれ断層のPFDHA構成式のためのデータセットの拡充や構成式の更新を行った。Chen and Petersen(2019)に代表されるように、よりデータ分布を説明できる関数の提案もみられるが、十分なデータセットが構築されてはじめて信頼性の高いPFDHAが実施できると考えられる。アナログ実験や測地学データを組み合わせることで、確率論的断層変位ハザード解析の構成式を高精度化の可能性が示唆されたので、今後は、実際の地震のデータの蓄積のみならず、このようなデータセットの拡充によりPFDHAのためのデータを蓄積していく必要があると考えられる。

Appendix 1

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

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

Summary

This is a report of the development of dynamic rupture simulations for the 2016 Mw 7.0 Kumamoto (Japan) earthquake. This earthquake that broke the free-surface was dominated by a right lateral strike slip and ruptured two segments, the northern part of the Hinagu fault and the Futagawa fault. These two segments have different dip and strike angles, making the fault system geometrically complex.

In this project we assume a simplified planar fault characterized with asperity patches. The fault geometry and the asperities are based on the kinematic asperity source model developed by the KKE group. The fault dimensions are assumed to have a length of 44km and a width of 19km. Dip angle is 65° , a strike angle of 236° and rake angle of 210° . The kinematic fault model proposed by the KKE group is composed of three asperities named as SMGA1, SMGA2 and SMGA3 with average slip 3.2m, 3.2m, and 4.2m, respectively. Where SMGA is the strong motion generation area at the seismogenic zone. We have developed a suite of dynamic rupture models for this characterized kinematic asperity source model. The general procedure follows the method proposed by Dalguer et al. (2019). This method basically consists in two steps.

In the first step, a fault that does not break the free-surface is assumed and a trial and errors procedure is followed to estimate stress drop in the asperities, so that the average slip at each asperity be consistent with the ones from kinematic model and near source ground motion far from the surface rupture be consistent with observation. In addition, the back ground stress drop is assumed zero and strength excess as well as critical slip distance are calibrated so that rupture propagation and speed be reasonable. A total of 10 models without surface rupture and partially breaking the shallow layer zone have been generated in this first step. The final stress drop estimations are 17.3MPa, 7.0MPa and 10.9MPa, respectively for SMGA1, SMGA2 and SMGA3.

In the second step, the stress drop estimated in the first step is used to model a rupture that break the free-surface. In this step, the shallow layer (SL) zone of 3km depth that breaks the free-surface is parameterized with zero stress drop. Strength excess and critical slip distance in the SL zone are estimated by trial and errors so that the simulated fault displacement be consistent with observations. A total of 14 models has been developed. The first 12 models have an assumption of one SL zone characteristic along strike, so only variation with depth has been permitted in the calibration of the strength excess and critical slip distance. This assumption generates surface rupture extension and fault displacement amplitudes inconsistent with the observations. The preferred models with this assumption are named MaspSS10 and MaspSS11. These two models are used to develop new models (MaspSS10S1 and MaspSS11S1) assuming a second SL zone, then the fault is subdivided in two SL zones, one at the SW and another at the NE of the fault segment. The assumption of two SL zones along strike generates consistent results with observations in term of surface rupture extension and fault displacement amplitude along the strike. The preferred model is MaspSS10S1.

Within the framework of the dynamic asperity model based on the kinematic asperity models, the main conclusions are as follow:

- 1) In general, buried and surface rupture models can equally fit the observed near-source ground motion. It implies that a surface rupture model is not necessary to fit the observed ground motion
- 2) The permanent displacement at the very near-source stations can be simulated with rupture that penetrates the SL zone, but not necessarily with surface rupturing. It implies that the slip amplitude in the SL zone has a significant contribution to the permanent displacement near the source.
- 3) Within the dynamic parameterization consistent with the kinematic asperity model, a dynamic rupture model with surface rupture generates permanent displacement at the recorded very near-source stations slightly larger than observations.
- 4) The surface rupture extension and fault displacement amplitudes are controlled by the shallow asperities (SMGAs), but it can be tuned with the dynamic parameterization at the SL zone.

1. Introduction

The 2016 Mw 7.0 Kumamoto, Japan, earthquake ruptured the earth surface along 34 km of the main fault, as reported by Shirahama et al. (2016). Strong ground motion of this event has been recorded by near-source stations from K-NET, KiK-net, and F-net operated by NIED (Okada et al., 2004; Aoi et al., 2011), and by stations from the JMA seismic intensity observation network (Nishimae, 2004). This includes very near source ground motion stations at distance less than 1.0km from the surface rupture. Field investigation carried out by Shirahama et al. (2016) on the day of the mainshock to map coseismic ruptures and measure their displacements indicates that surface ruptures appeared along the eastern part of the Futagawa fault zone and the northernmost part of the Hinagu fault zone, suggesting that this earthquake ruptured these two fault systems with fault displacement up to around 2.0m at Futagawa fault. Figure 1 shows the location of the surface rupture as well as the measurements of the fault displacements for horizontal (Figure 1a) and vertical (Figure 1b) components reported by Shirahama et al. (2016). The main objective of this project is to develop dynamic asperity rupture models based in the kinematic asperity model developed by the KKE group, so that the synthetic near-source ground motion, permanent displacement and fault displacement be consistent with observations.

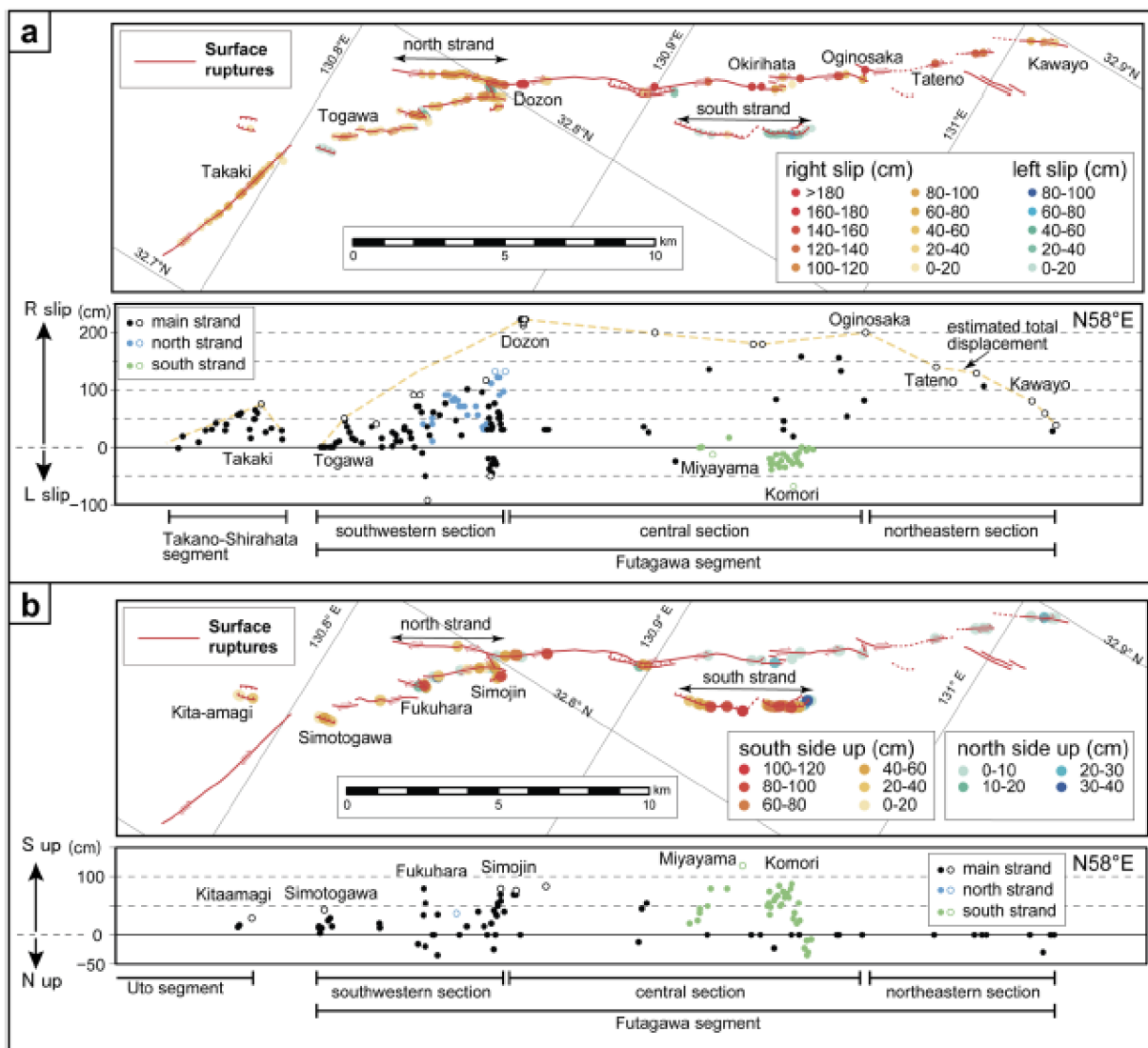


Figure 1. Detail fault trace map of surface rupture (red line) and measured fault displacement for horizontal (a) and vertical (b) component. Dashed yellow line at the bottom of (a) is the estimated total fault displacement (After Shirahama et al., 2016).

Dynamic rupture model parameterization

We develop a simplified dynamic rupture model in a planar fault with dip angle of 65° , a strike angle of 236° and rake angle of 210° . Slip weakening friction in the form given by Andrews (1976) is used as constitutive model for dynamic rupture simulation. The parameterization of the stress parameters is based on a kinematic asperity model developed by the KKE group (Figure 2). As shown in Figure 2, the fault dimensions are assumed to have a length of 44km and a width of 19km. The kinematic fault model is composed of three asperities named as SMGA1, SMGA2 and SMGA3 with average slip 3.2m, 3.2m, and 4.2m, respectively. Where SMGA is the strong motion generation area at the seismogenic zone (Figure 2). In addition, the kinematic model also considers two patches of long period ground motion generation area (LMGA2 and LMGA3). The 1D velocity model corresponding to the very near/fault station 93048 (Nishihara) is used.

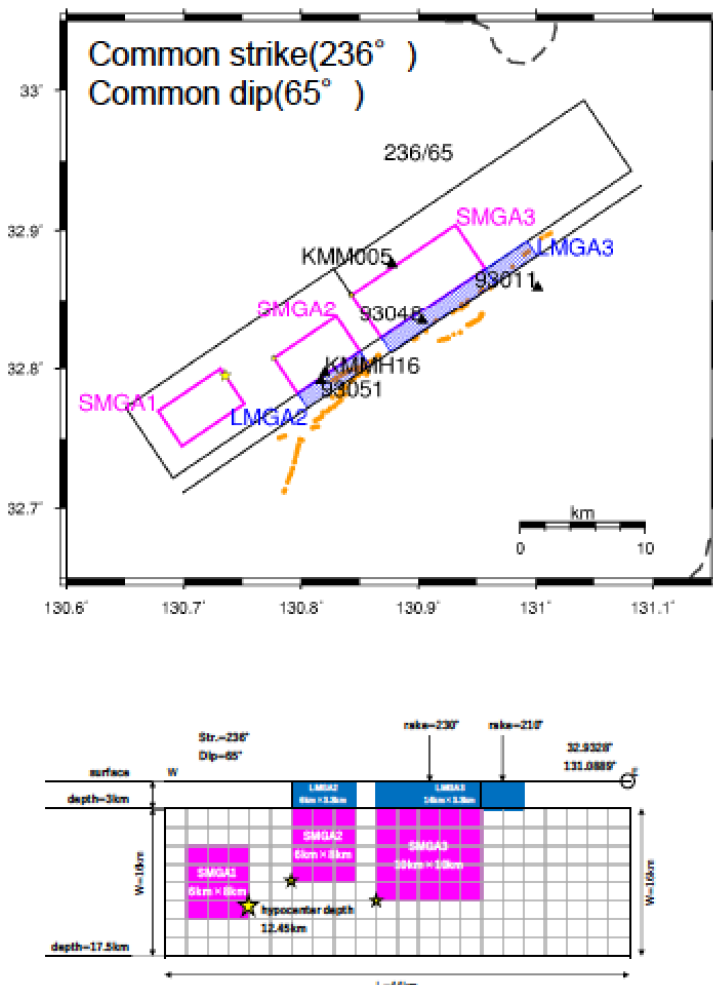


Figure 2. Kinematic asperity model developed by KKE group. (top) Map that shows the fault and stations location. (bottom) Asperity fault model

First step: Models without surface rupture

The first step of the dynamic rupture calculation is to find a model consistent with the kinematic asperity model without surface rupture. The initial stress drop distribution is computed given the distribution of static slip from the kinematic model. For this purpose, we use 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, so that the average slip at each asperity be approximately consistent with the ones from kinematic model. This initial calculation before starting the dynamic rupture simulations gives results of stress drops 13.0 MPa, 11.0 MPa and 12.0MPa, respectively for SMGA1, SMGA2 and SMGA3. A critical slip distance (D_c) of 0.2m is used as a first trial. In this first step a total of 10 models, denoted as MaspBs have been generated. The trial and error calculation for the stress drop stops in model B5 because at this point good fitting with the slip from the kinematic asperity model is obtained. Final stress drops of 17.3MPa, 7.0MPa and 10.9MPa, respectively for SMGA1, SMGA2 and SMGA3 have been obtained.

The shallow layer (SL) zone in this step is not calibrated, instead this zone is parameterized in order to inhibit surface rupture. So, the SL parameterization in all the B models have artificially large strength excess (SE). The D_c is depth dependent varying from 2m in the free-surface to a D_c of the seismogenic zone. At this point, D_c in the SL zone for the B models is just arbitrary, as a first trial for the second step. Up to model B6, a penetration to the SL zone has been allowed by setting SE depth dependent with values of 14MPa at the free-surface changing linearly to the values of the seismogenic zone. Figure 3 shows the stress parameters input (left column) for model B5. This B5 model results in average slips of 3.2m, 3.2m and 4.1m respectively for each asperity (Table 1) consistent with the kinematic asperity model. This B5 model that penetrates the SL zone without surface rupturing generates some local supershear rupture speed (see Figure 4), overestimates very near-source ground motion and generates larger peak velocity ground motion at short period. In order to reduce these features, new models (starting from B6) with critical slip distance of 0.4m, models forcing to not penetrate into the shallow zone and models with reduction of the nucleation size have been developed. In Models B7 to B10 the nucleation size is tested while inhibiting rupture in the SL zone. The SL zone in a width of 2km is inhibited to rupture by setting very large SE of 20MPa. Since the seismogenic zone is already well calibrated, the nucleation size is tested to minimize it. As smaller the nucleation size as better to avoid the effect of strong initial rupture that is somehow artificial. Table 2 summarizes the parameterization starting from model B5. Figure 3 shows the stress parameters input for some representative models (B5, B6 and B10). And figure 4 shows the final slip, rupture time and rupture speed of these representative models (B5, B6 and B10) that do not break the free-surface.

The new adjustments after model B5 results in slight reduction of the average slip on the asperities as shown in Table 1. The final parameterization at the seismogenic zone obtained in this first step is shown in Table 3.

Table 1. Average slip (m) on asperities for representative models with stress drop on the asperities 17.3Mpa, 7.0MPa and 10.9Mpa, respectively for SMGA1, SMGA2 and SMGA3.

Model	SMGA1	SMGA2	SMGA3	Magnitude (Mw)
B5	3.2	3.2	4.1	7.09
B6	3.1	3.0	3.8	7.05
B10	3.0	2.5	3.4	7.00
SS10S1	3.2	3.2	4.0	7.08
SS10	3.2	3.2	4.0	7.08

Table 2. Parameterization of Dc and nucleation size at the seismogenic zone and Dc, Strength Excess in the SL zone after model B5

Model	Seismogenic		SL zone		Comments
	Nucleation (km)	Dc (m)	Dc (m)	SE (MPa)	
B5	1.6	0.2	Depth dependent Dc=2.0 at free surface to the Dc of the seismogenic zone	14MPa at free surface	Allowed to penetrate SL zone
B6	1.6	0.4		20MPa In a width of 2km	-No penetration to SL. -Testing nucleation size to minimize it. Optimum value 0.8km
B7	1.6				
B8	1.0				
B9	0.6				
B10	0.8				

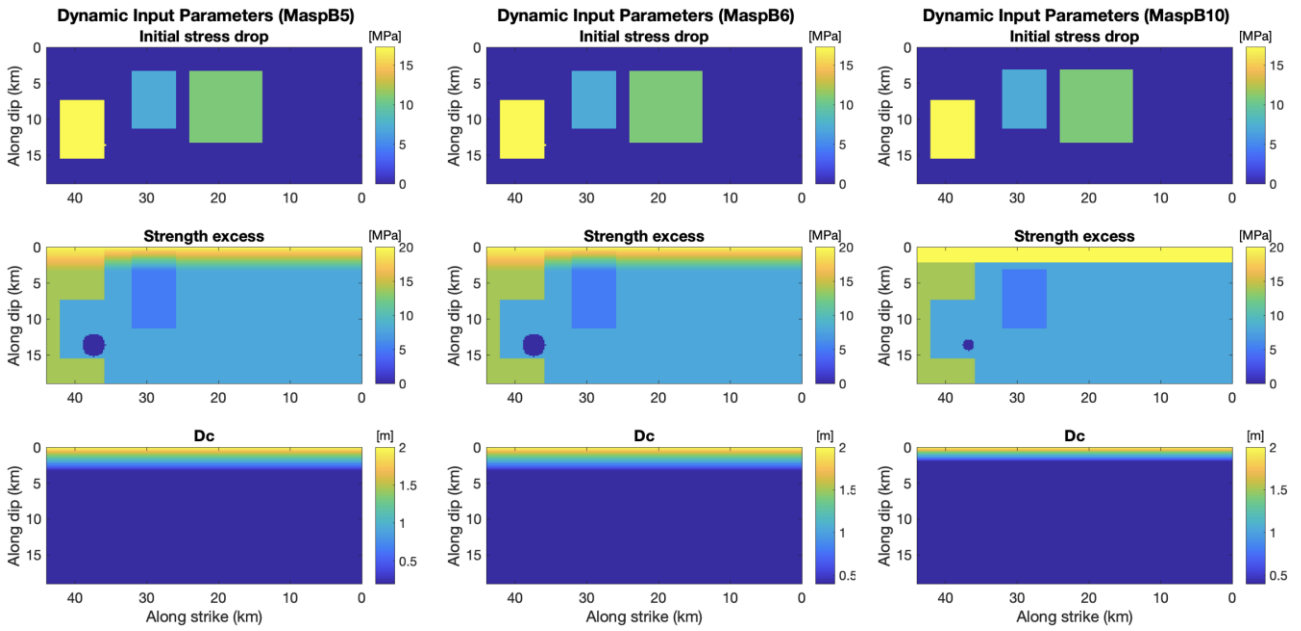


Figure 3. Representative dynamic stress parameters for dynamic rupture simulation of asperity models (from left to right B5, B6 and B10) that do not break the free surface. From top to bottom stress drop, strength excess and critical slip distance.

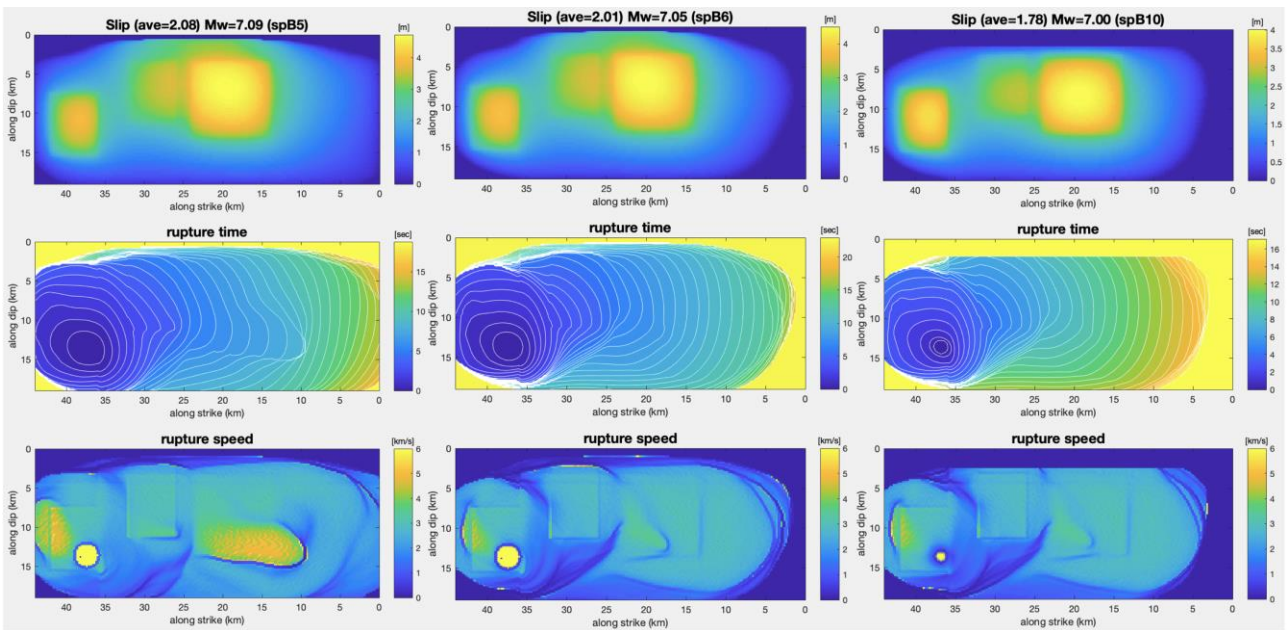


Figure 4. Representative dynamic rupture solutions of asperity models that do not break the free surface represented from top to bottom by the final slip, rupture time and rupture speed. (left) Model B5 with critical slip distance $D_c=0.2\text{m}$ penetrating the shallow layer zone. (middle) Model B6 with critical slip distance $D_c=0.4\text{m}$ penetrating the shallow layer zone. (right) Model B10 with critical slip distance $D_c=0.4\text{m}$ without penetrating the shallow layer zone and smaller nucleation size.

Table 3. Final values of dynamic parameters at the seismogenic zone developed in the first step for models without surface rupture with nucleation radius of 0.8km

	SMGA1	SMGA2	SMGA3	Background of SMGA1	Background	Nucleation
Dc (m)	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Strength excess (MPa)	8.0	5.0	8.0	14.0	8.0	-0.87
Stress drop (MPa)	17.3	7.0	10.9	0.0	0.0	17.3

Near-source ground motion of models without surface rupture

The near source ground motion generated by models without surface rupture (model B5 that penetrates the SL zone and B10 that do not penetrate the SL zone) are compared with observations in Figures 5-10. The model B5 that penetrates the SL zone is consistent with the very near-source stations KMMH16, 93051, KMM005, 93048, 93011 (Figures 5-9) in term of ground motion and permanent displacement. These results suggest that in order to fit ground motion data at the near-source station, surface rupturing models are not necessary, but need rupture penetrating the SL zone. In a station far from the source (OITH11 shown in Figure 10) the two models show good fitting with the observed data, being better for the B10 model, suggesting that the far ground motions are not sensitive to the surface rupture neither to the rupture penetrating the SL zone. These results suggest that the SL zone need to be further calibrated, so that the surface rupture be consistent with the observed fault displacement as well as with the very near-source stations. Task has been done in the second step.

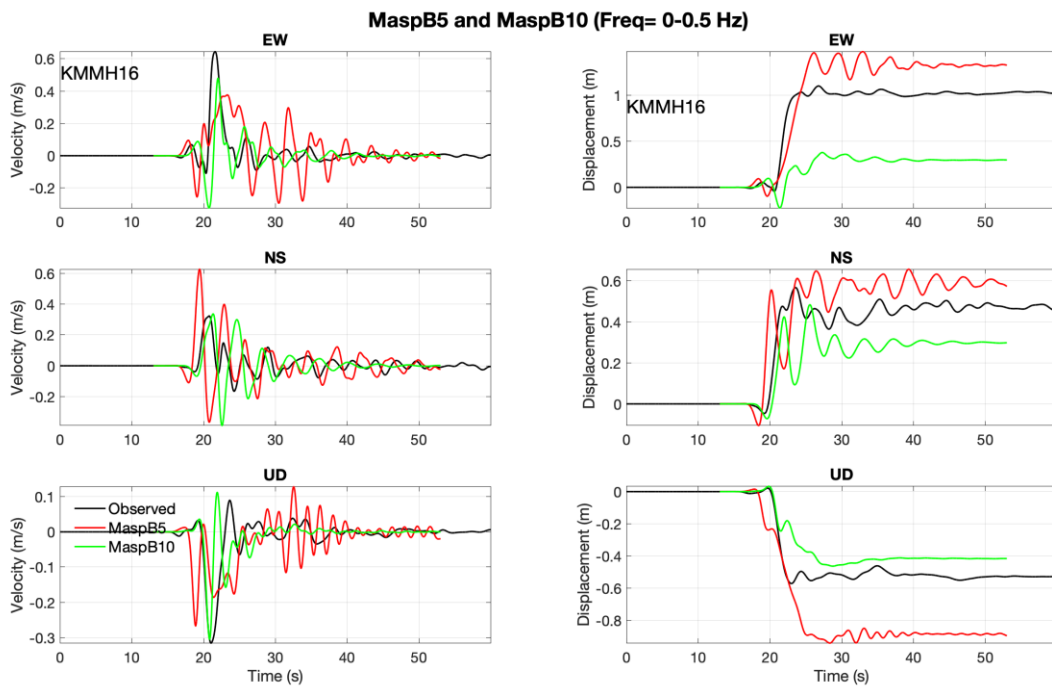


Figure 5. Three components of velocity and displacement ground motion from models B5 and B10 compared with observed records at Station KMMH16.

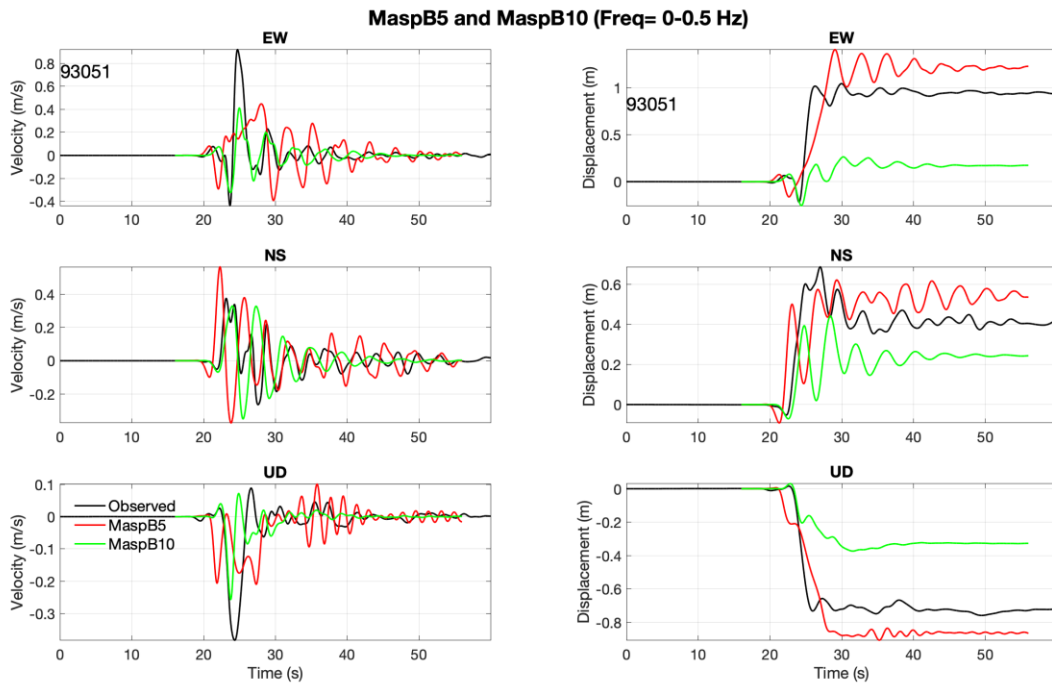


Figure 6. Three components of velocity and displacement ground motion from models B5, and B10 compared with observed records at Station 93051.

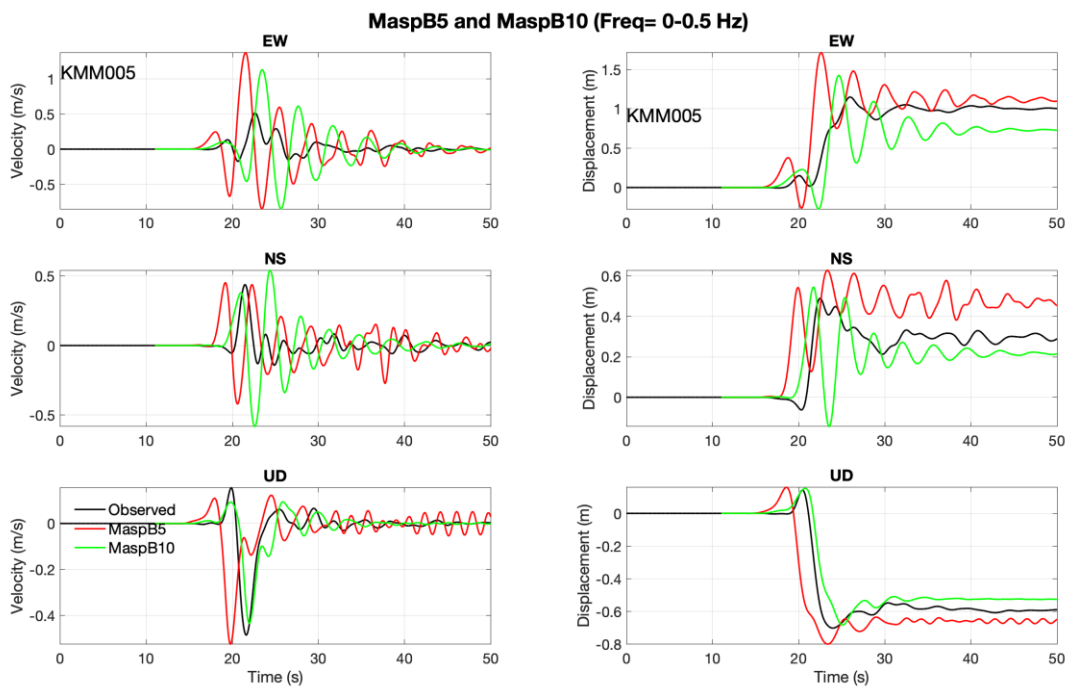


Figure 7. Three components of velocity and displacement ground motion from models B5, and B10 compared with observed records at Station KMM005.

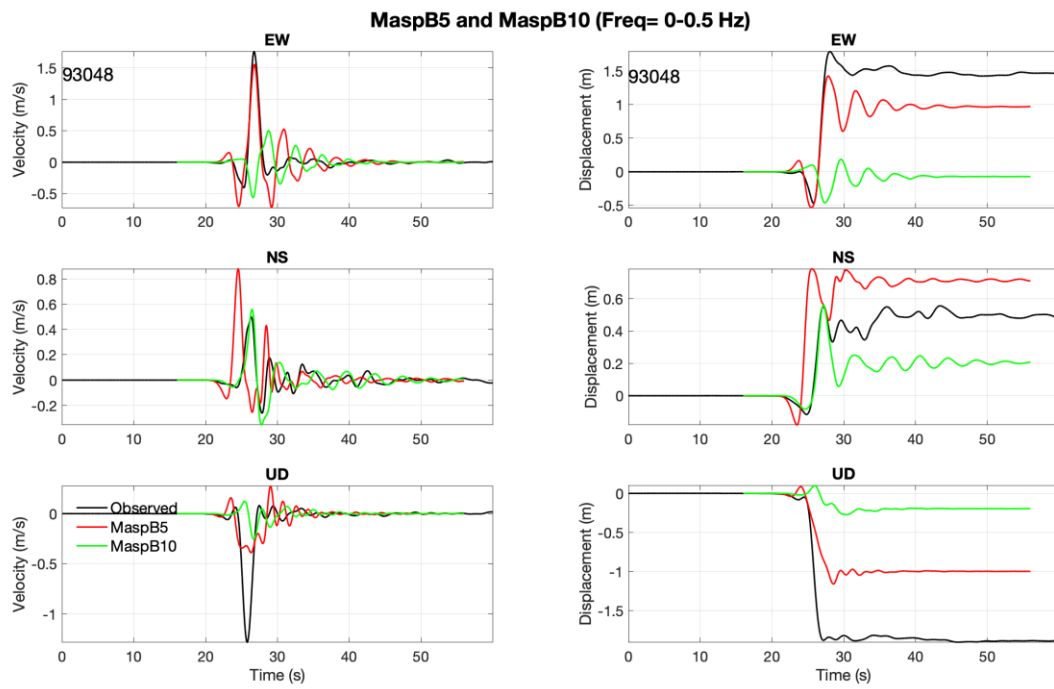


Figure 8. Three components of velocity and displacement ground motion from models B5, and B10 compared with observed records at Station 93048.

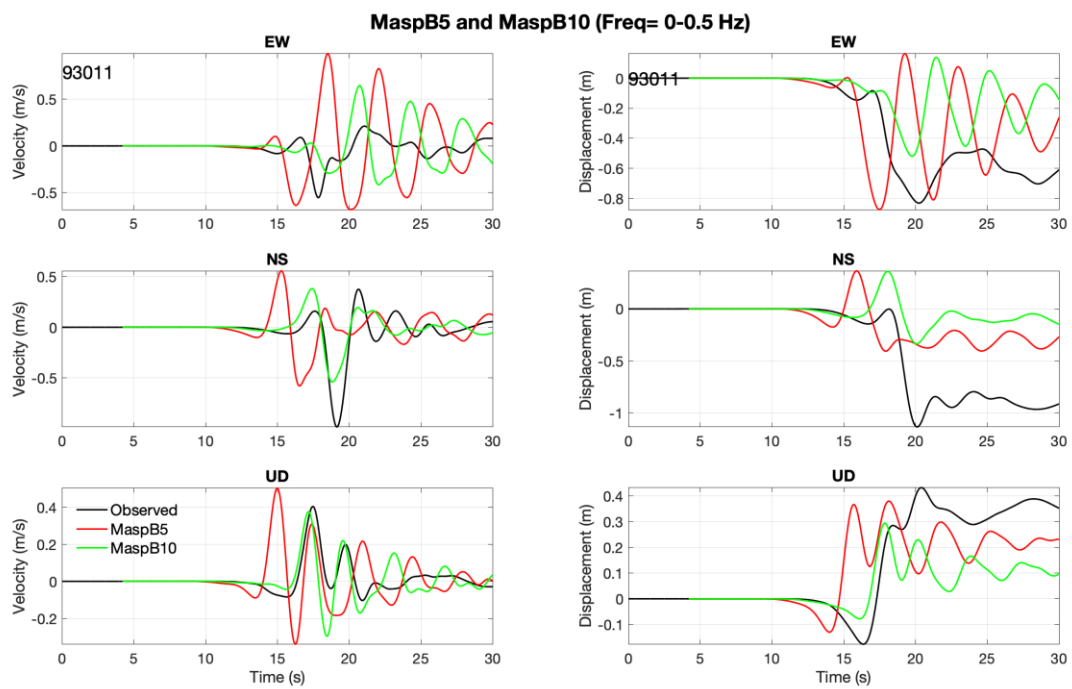


Figure 9. Three components of velocity and displacement ground motion from models B5, and B10 compared with observed records at Station 93011.

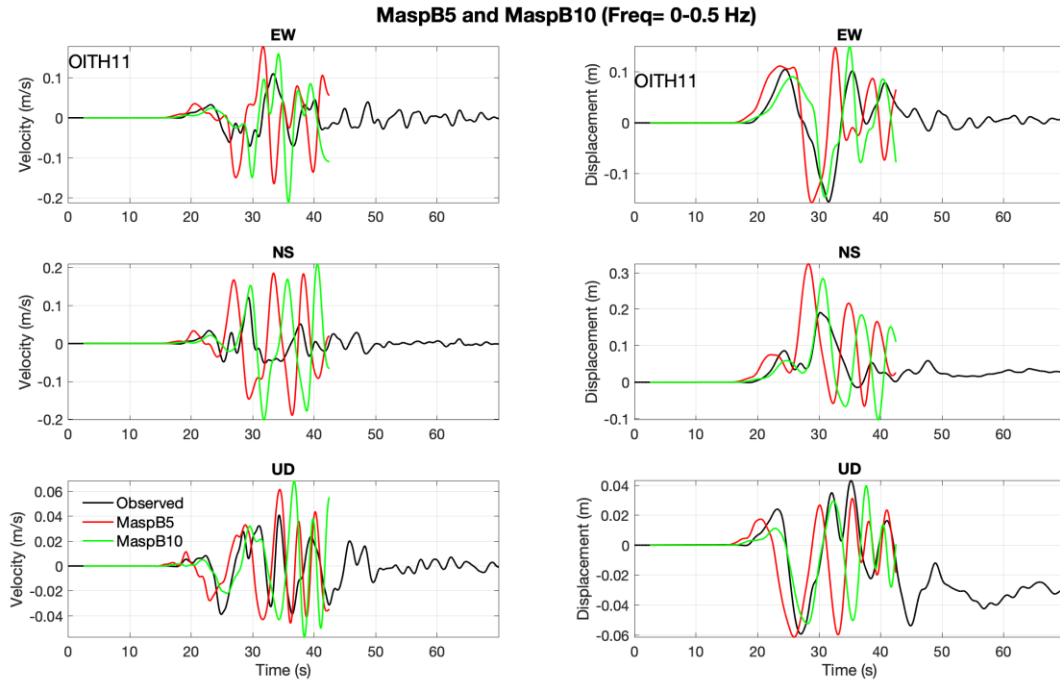


Figure 10. Three components of velocity and displacement ground motion from models B5, and B10 compared with observed records at Station OITH11.

Second step: Models with surface rupture

In this second step, the SL zone parameterization is calibrated, while keeping the same dynamic parameterization at the seismogenic zone obtained in the step 1 (Table 3), so that surface rupture be approximately consistent with observed fault displacement reported by Shirahama et al. (2016) shown in Figure 1. The goal of this second step is to find an appropriate model that closely reproduce the observed fault displacement. As stated in the first step, the fitting to observed near source ground motion is already reasonable good with the parameterization of the seismogenic zone and with rupture penetrating the SL zone.

For the calibration of the SL zone, it is first assumed that the dynamic parameters in this zone are homogeneous along strike and vary only with depth. Then a two SL zones along strike has been defined. In order to evaluate the influence of the asperities, the long motion generation area (LMGA) patches defined by the kinematic asperity model (Figure 2) are not used as constraints to define the SL zone. With the same purpose to evaluate effect of the asperities, the strength excess in the background of the seismogenic zone obtained in the first step (see Table 3) has been re-adjusted to have an homogeneous background along the whole seismogenic zone of the planar fault. After some calibration, the value of 10MPa has been obtained.

Homogeneous SL zone (one SL zone)

A total of 12 models have been developed assuming a homogeneous SL zone along strike. We started varying the critical slip distance and strength excess with linear depth dependent and non-depth dependent while keeping a stress drop equal to zero. We found that larger D_c (from 5m to 6m) are needed to produce reasonable fault displacement and slip amplitude in the SL zone. The preferred models with homogeneous SL zone assumption are MaspSS10 and MaspSS11. These two models equally predict the same near-source ground motion and permanent displacement, but main differences are in the fault displacement. Figure 11 shows the comparison of fault displacement for these two models with observations. The quantitative analysis of these two models is as follow: the misfit of maximum total fault displacement compared to the estimated value of Shirahama et al.

(2016) is 0.2m of MaspSS10 and 0.4m for MaspSS11; misfit of maximum horizontal fault displacement is ± 0.04 m for MaspSS10 and 0.6m for MaspSS11; misfit of maximum vertical fault displacement is 0.19m for MaspSS10 and 0.08m for MaspSS11; extension (length) of surface rupture is better reproduced by MaspSS10 model. From this quantitative analysis, MaspSS10 is the best model assuming homogeneous SL zone. Table 4 shows the dynamic parameters for these two models. Notice that the only difference between these two models is the SE in the free surface, 1.2MPa for MaspSS10 and 1.5MPa for MaspSS11. These small differences in SE produce large differences in the final fault displacement, suggesting that small changes in the SE are very sensitive to the extension and amplitude of fault displacement.

As shown in Figure 11, at the NE site of the fault the models generate surface rupture extension and fault displacement amplitudes inconsistent with the observations. This issue is expected to be addressed assuming a second SL zone in the NE site of the fault.

Table 4: Dynamic parameters in the SL zone of best two models assuming homogeneous SL zone.

Model	MaspSS10		MaspSS11	
	Free-surface	Deep SL zone	Free-surface	Deep SL zone
Dc (m)	6.0	5.0	6.0	5.0
Strength excess (MPa)	1.2	4.0	1.5	4.0
Stress drop (MPa)	0.0	0.0	0.0	0.0

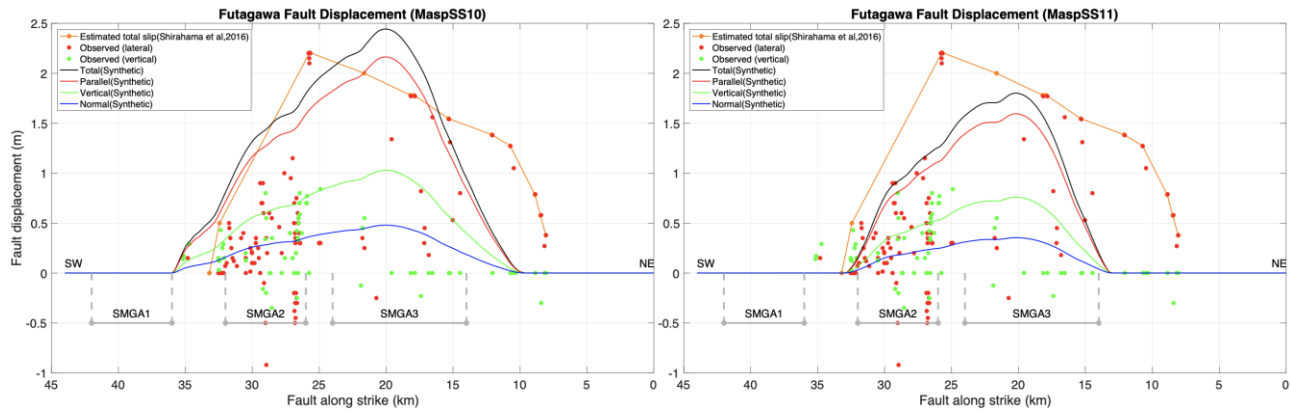


Figure 11. Fault displacement along the Futagawa fault compared with observations for models MaspSS10 (left) and MaspSS11 (right). The SMGA segments are projections of the three asperities. NE and SW show, respectively, the north-east and south-west of the fault.

Two SL zones

As shown in Figure 11, the assumption of homogeneous SL zone generates surface rupture extension and fault displacement amplitudes inconsistent with the observations at the NE segment of the fault. In order to produce further surface rupture at the NE, the goal is to add a second SL zone at the NE segment with little alterations to the surface rupture generated with the homogeneous SL. For this purpose, we change the SE to lower values at the NE, keeping the other dynamic parameters the same. We tested with values of 1.0MPa at the free-surface and 2.0MPa at the deep of the SL zone in the two best models MaspSS10 and MaspS11 of the homogeneous case.

The new models are now named, respectively MaspSS10S1 and MaspS11S1. The fitting to the observed fault displacement is significantly improved as shown in Figure 12. This figure shows the comparison of fault displacement from the two new models with observations. The quantitative analysis of these two models is as follow: the misfit of maximum total fault displacement compared to the estimated value of Shirahama et al. (2016) is 0.25m of MaspSS10S1 and 0.39m for MaspSS11S1; misfit of maximum horizontal fault displacement is ± 0.02 m for MaspSS10S1 and

0.59m for MaspSS11S1; misfit of maximum vertical fault displacement is 0.2m for MaspSS10S1 and 0.07m for MaspSS11S1; extension (length) of surface rupture is better reproduced by MaspSS10 model covering all extension from Shirahama et al. (2016) estimates and observed vertical component. The amplitude along the estimated values from Shirahama's is better reproduced by SS10S1 model along almost all the observed surface rupture length. From this quantitative analysis, MaspSS10S1 is the best model assuming two SL zones.

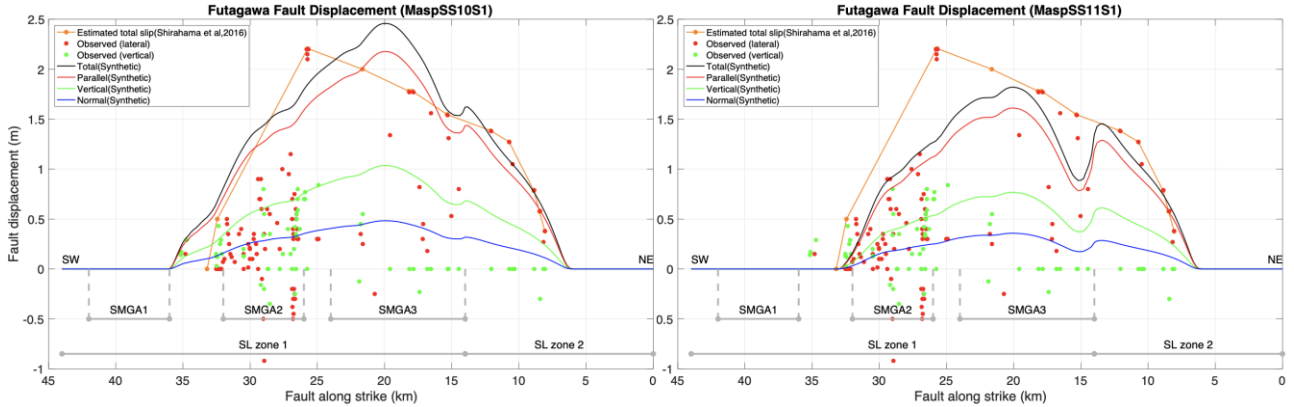


Figure 12. Fault displacement along the Futagawa fault compared with observations for models MaspSS10S1 (left) and MaspSS11S1 (right). The SMGA segments are projections of the three asperities. NE and SW show, respectively, the NE and SW of the fault. The two SL zones are also segmented at the bottom of the figure.

Dynamic rupture solution of best rupture models

The second step of the dynamic calibration of surface rupturing models discussed above has produced two best models, respectively, assuming homogeneous SL zone (model MaspSS10) and another assuming two SL zones (model MaspSS10S1). Figure 13 shows the dynamic input parameters, stress drop, SE and Dc for these two models. The only difference between these two models is the SE at the SL zone. The rest of the parameters are identical. Figure 14 shows the dynamic rupture solution of these two models represented by the final slip, rupture time and rupture speed. As expected, no significant differences between these two models in all the solutions, except in the surface rupture and fault displacement shown in Figures 11 and 12. A detailed comparison of these two models in term of slip is shown in Figure 15 where slip profiles with depth at distance 20km from the NE site of the fault (located at the SL zone 1) and 10km (located at the SL zone 2) are compared. These slip profiles are at the distance where the maximum fault displacements at each SL zone is simulated (see Figure 12). In this figure the SE profile at the two distances is also shown, as well as the depth-profile along-strike average slip. The major differences between these two models is at the SL zone 2 and minor differences is seen in the average slip profile, suggesting that the effect of the second SL zone is very localized without significances beyond this localized zone. This also can be confirmed when comparing average slips at the asperities as shown in Table 1. Average slip at each asperity are identical and very consistent with the targeted kinematic asperity model.

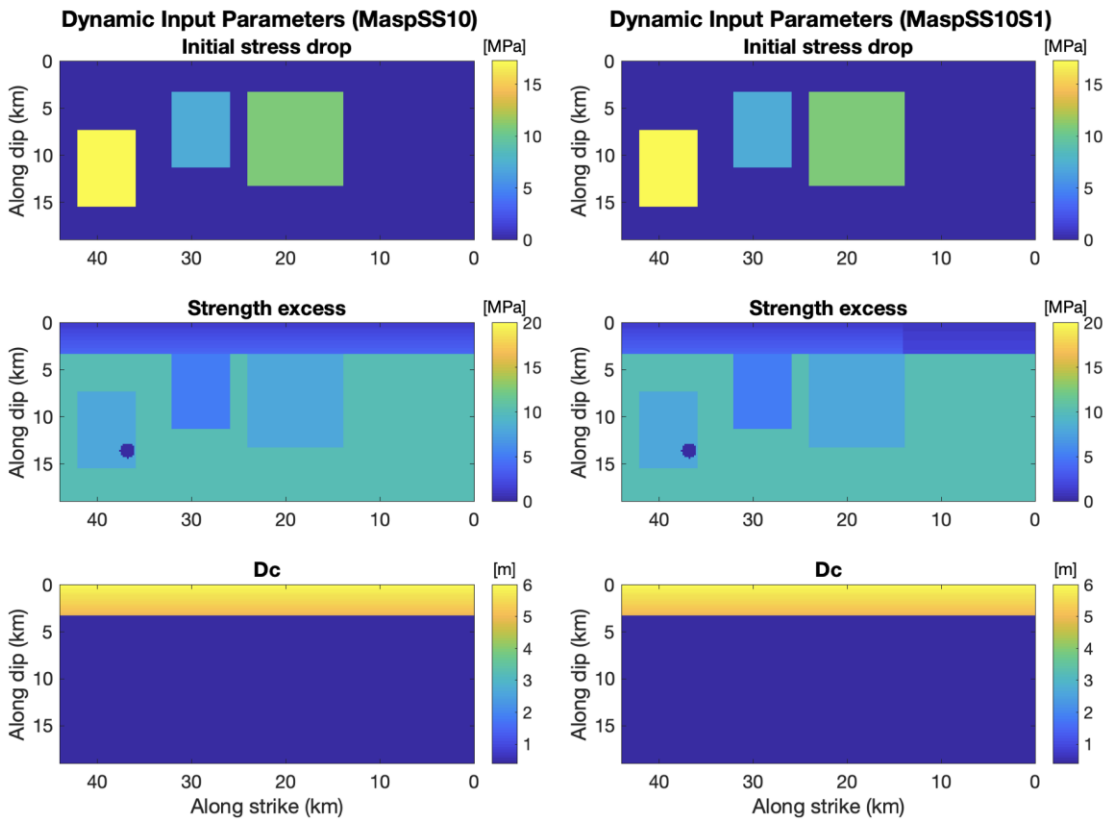


Figure 13. Dynamic stress parameters for dynamic rupture simulation of two best asperity models respectively for (left) homogeneous SL zone (model MaspSS10) and (right) for two SL zones (model MaspSS10S1). From top to bottom stress drop, SE and Dc.

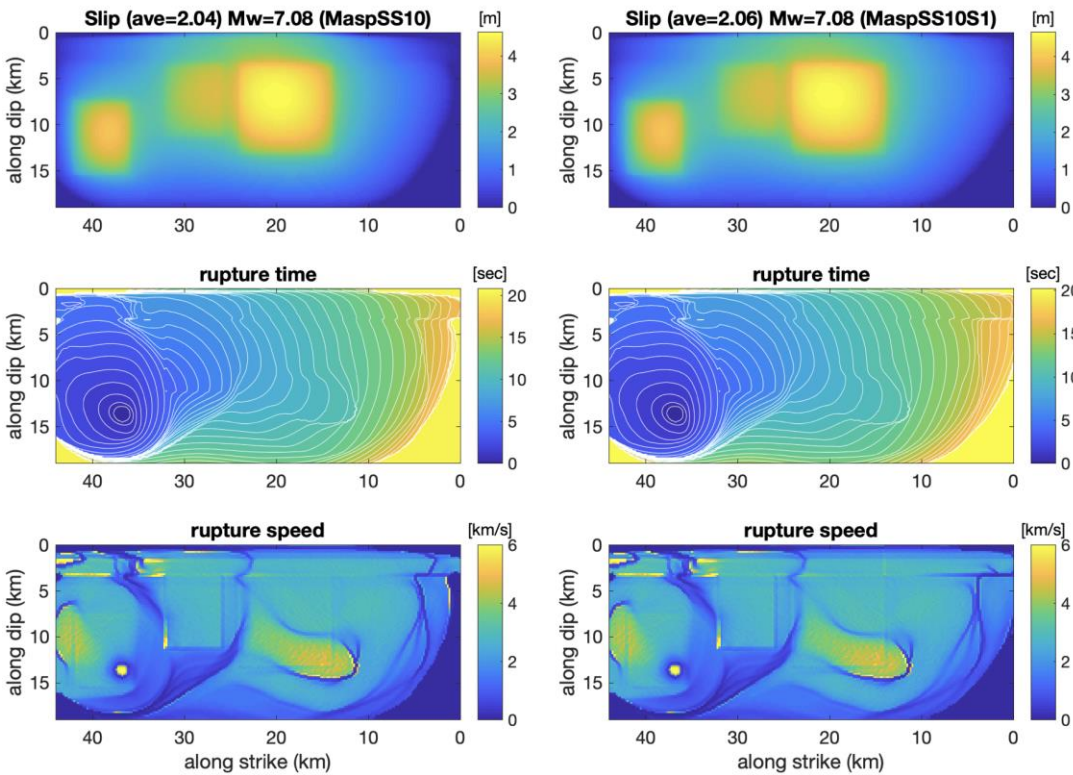


Figure 14. Dynamic rupture solutions of two best asperity models respectively for (left) homogeneous SL zone (model MaspSS10) and (right) for two SL zones (model MaspSS10S1). From top to bottom by the final slip, rupture time and rupture speed.

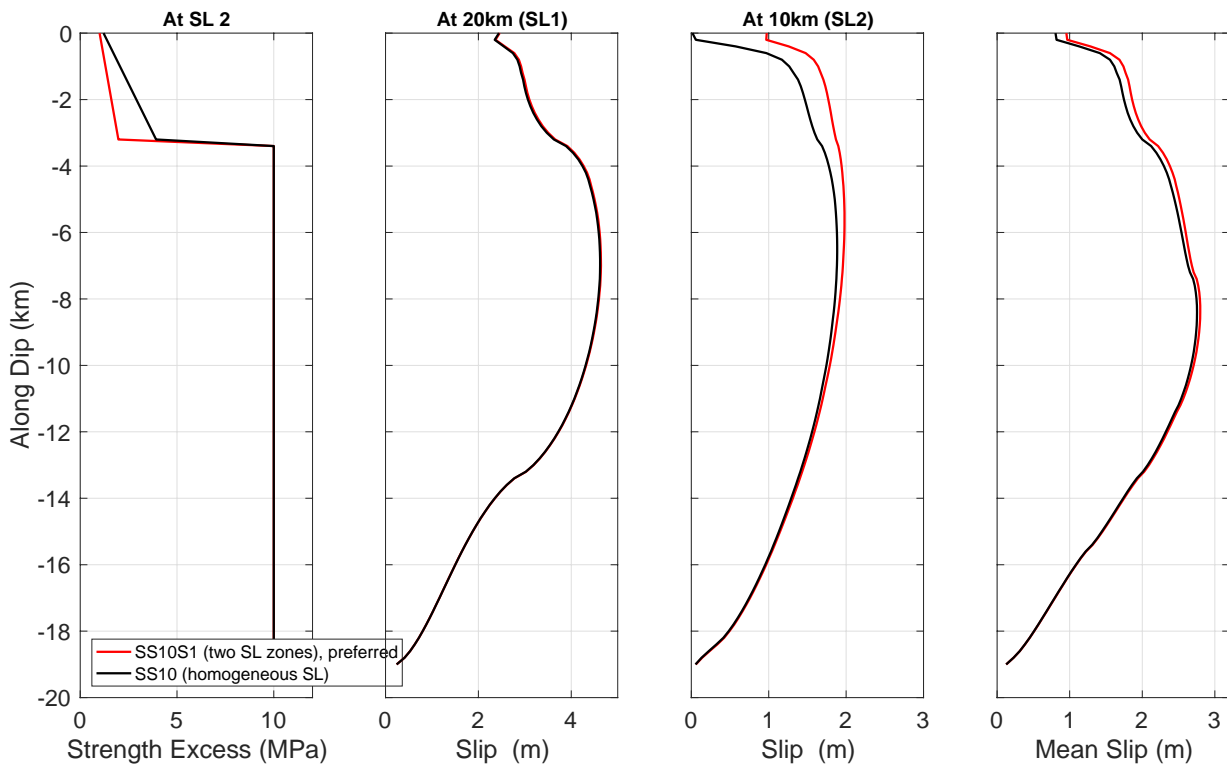


Figure 15. Comparison of SE and final slip along depth at the SL zones (SL1 and SL2) as well as depth-profile of along-strike average slip of the two best models respectively for homogeneous SL zone (model MaspSS10) and two SL zones (model MaspSS10S1).

Near-source ground motion

In terms of near-source ground motion and permanent displacement at the observed stations, all the models, including the buried ruptures (figures 5-10) discussed in the first step section, predict similar ground motion and permanent displacement. The ground motion generated by the two best models, respectively for homogeneous SL zone (model MaspSS10) and two SL zones (model MaspSS10S1), are almost identical as seen in Figures 16-21 similar between them. Overall, the very near source ground motions (Figures 16-20) are consistent with the observations. But we can see some slight overestimation of the permanent displacement in most of the stations. The vertical component at station 93048 (Figure 19) is underestimated. The reason of this underestimation may be due to different rake angle localized in the region of this station as discussed in the project report of 2017 (Dalguer, 2018). The slight overestimation of permanent displacement in most of the stations can be addressed by reducing the stress drop in the asperities. Ground motion at large distances, example at station OITH11 in Figure 21, the fitting is also good. As discussed in the first step section of buried rupture, models penetrating the SL zone without surface-rupture are good enough to reproduce the near-source ground motion and permanent displacement. These results suggest that the major contribution to the permanent displacement at the near-source station comes mainly from the final slip at the SL zone. The fault displacement contribution with amplitudes consistent with observations is minor. This conclusion can also be implied from Figure 15 where slip profile with depth is shown. Slip at the SL zone is larger than the fault displacement, around double if we see the average slip. So, the ratio between fault displacement and slip at the SL zone is around 0.5.

MaspSS10S1 and MaspSS10 (Freq= 0-0.5 Hz)

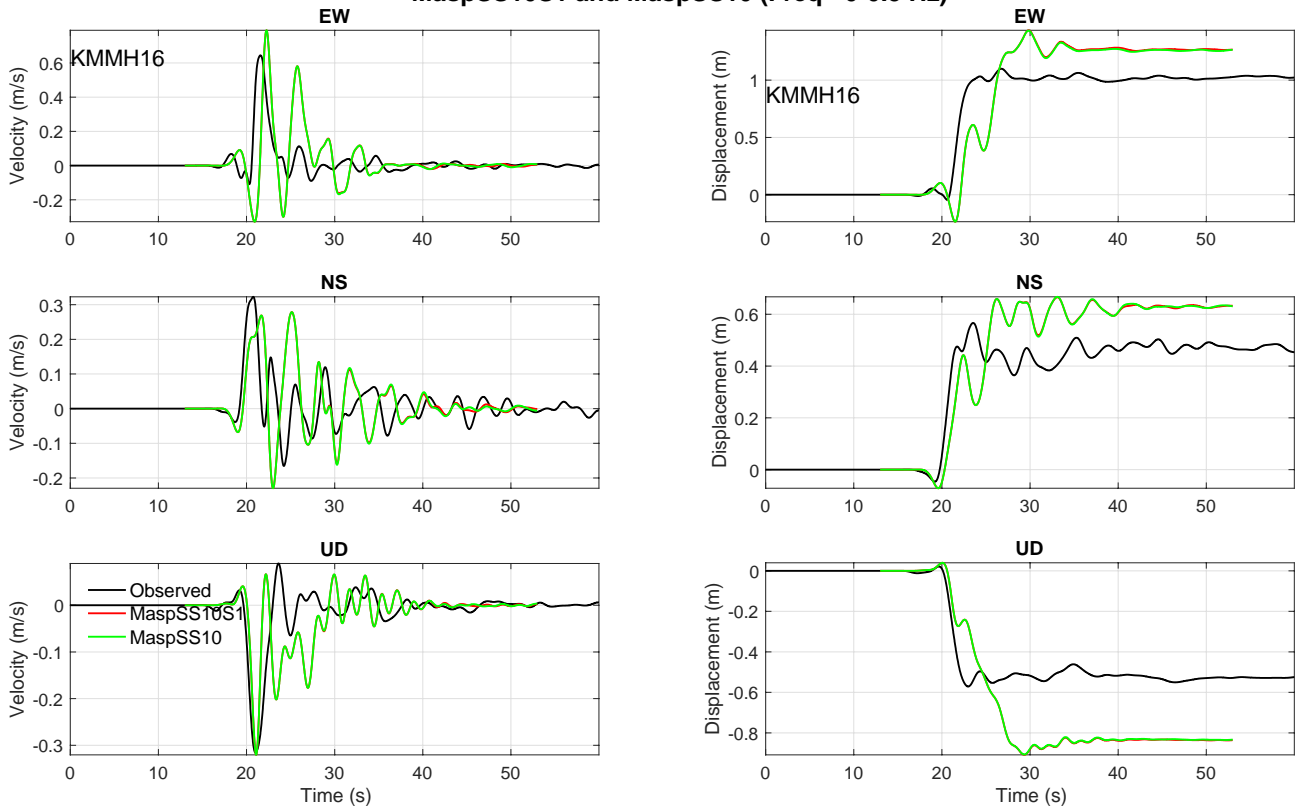


Figure 16. Three components of velocity and displacement ground motion from the two best models, respectively for homogeneous SL zone (model MaspSS10) and two SL zones (model MaspSS10S1), compared with observed records at Station KMMH16.

MaspSS10S1 and MaspSS10 (Freq= 0-0.5 Hz)

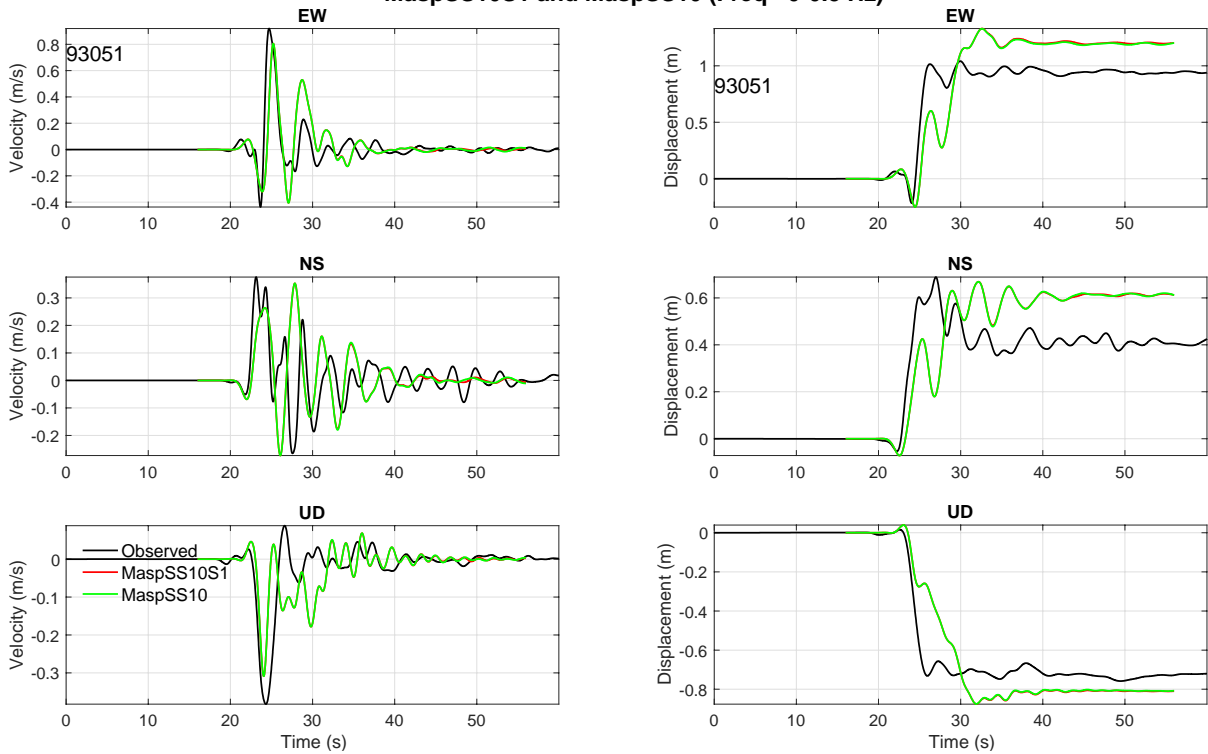


Figure 17. T Three components of velocity and displacement ground motion from the two best models, respectively for homogeneous SL zone (model MaspSS10) and two SL zones (modelMaspSS10S1), compared with observed records at Station 93051.

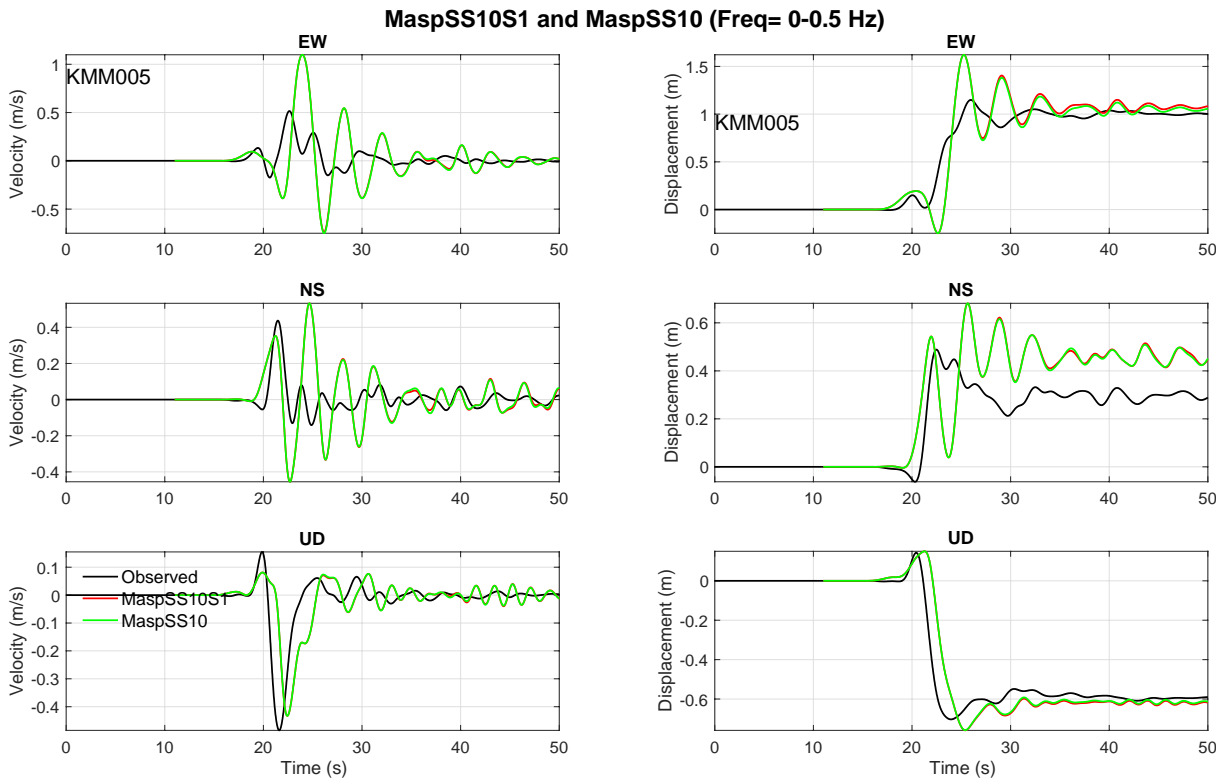


Figure 18. Three components of velocity and displacement ground motion from the two best models, respectively for homogeneous SL zone (model MaspSS10) and two SL zones (model MaspSS10S1), compared with observed records at Station KMM005.

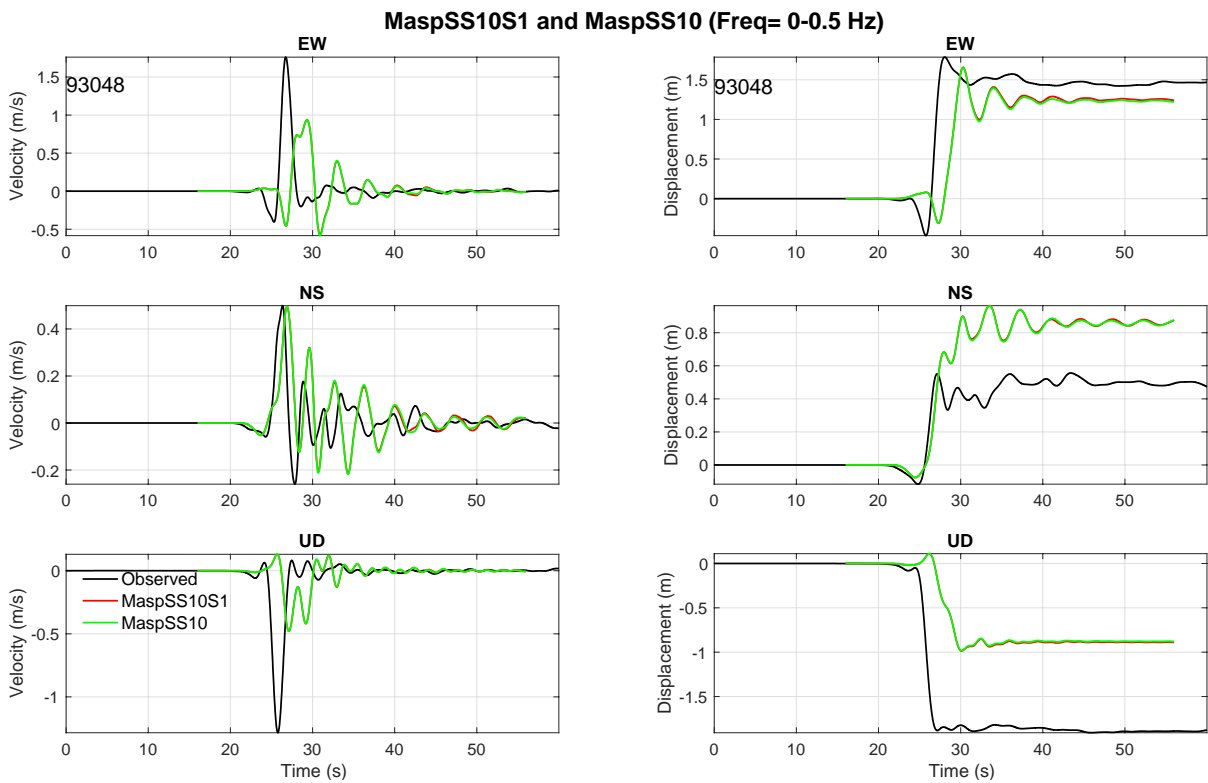


Figure 19. Three components of velocity and displacement ground motion from the two best models, respectively for homogeneous SL zone (model MaspSS10) and two SL zones (model MaspSS10S1), compared with observed records at Station 93048.

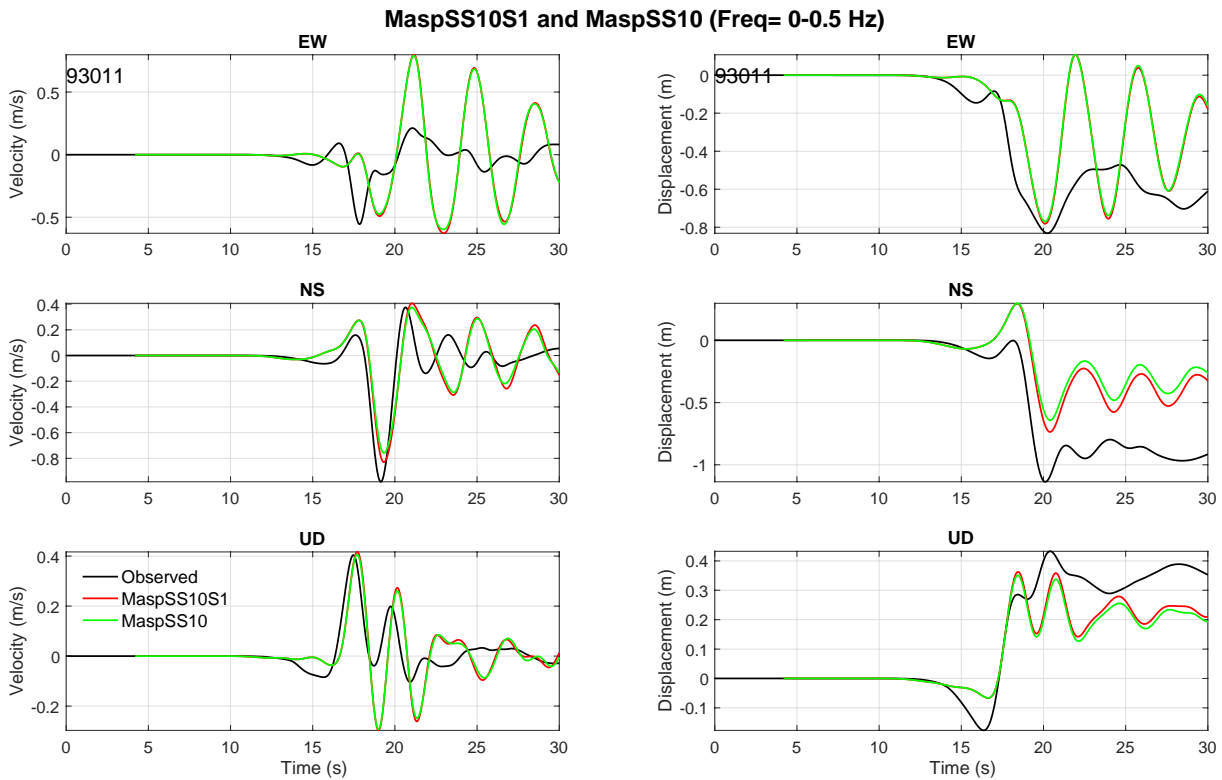


Figure 20. Three components of velocity and displacement ground motion from the two best models, respectively for homogeneous SL zone (model MaspSS10) and two SL zones (model MaspSS10S1), compared with observed records at Station 93011.

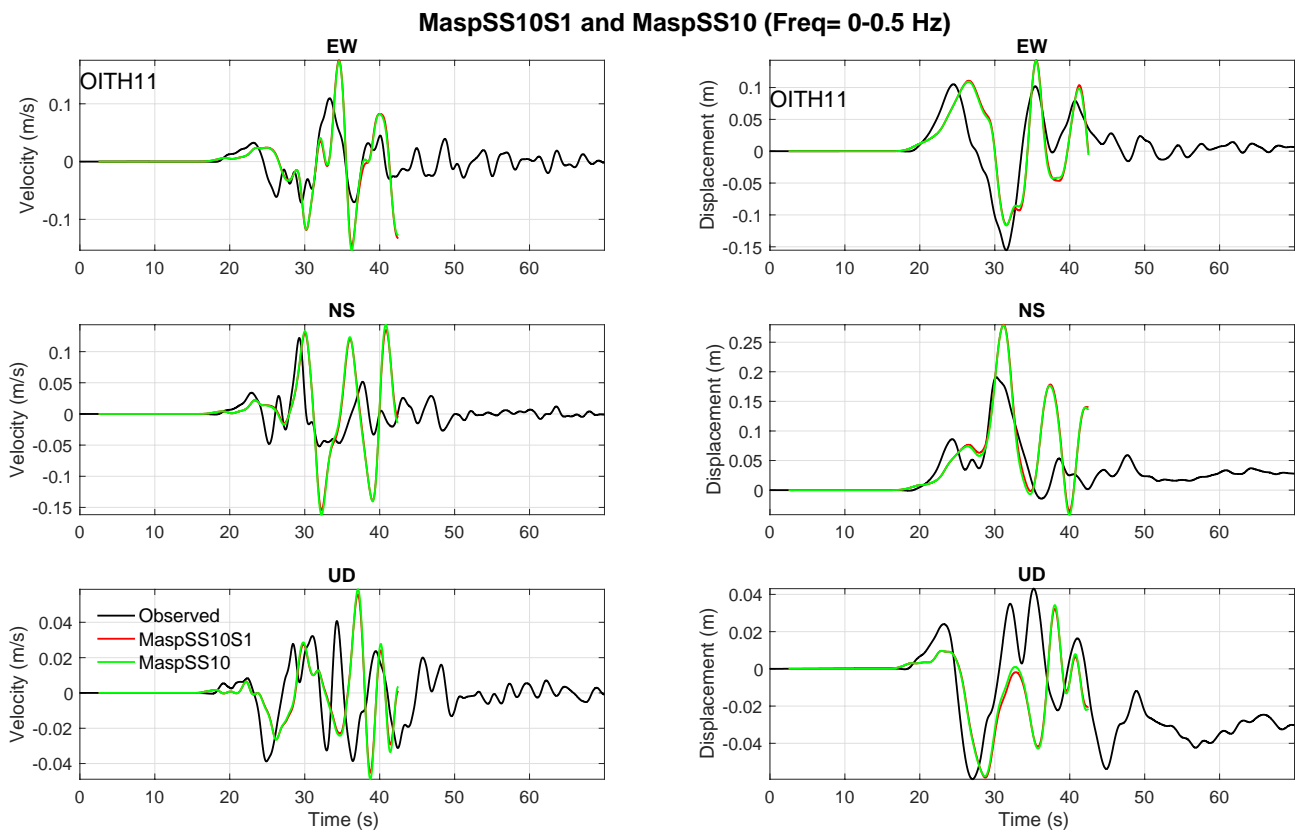


Figure 21. Three components of velocity and displacement ground motion from the two best models, respectively for homogeneous SL zone (model MaspSS10) and two SL zones (model MaspSS10S1), compared with observed records at Station OITH11.

Discussion and conclusions

SL zone and seismogenic zone

The general expectation that the SL zone contributes mainly to the long period ground motion and permanent displacement at the very near-source and the SMGAs (asperities at the seismogenic zone) contributes to the high frequency ground motion is confirmed by the dynamic rupture simulations done in this project. The slip velocity function of the best model (MaspSS10S1) at different points on the fault shown in Figure 22 corroborate this expectation. The slip velocity function at the SL zone is clearly dominated by smooth functions characteristics of long period generation. While the slip velocity functions at the seismogenic zone, in particular at the SMGAs and surroundings, is characterized by sharp function characteristics of high frequency generation.

In the current study, we found large D_c (larger than 5m) for the SL zone in the preferred model (MaspSS10S1). This large D_c implies large energy absorption mechanism that results in negative stress drop. As seen in Figure 15, the final slip in the SL zone is lower than the D_c . It implies that the shear stress after reaching the yielding condition does not completely drop to the dynamic friction. Considering the nominal zero stress drop imposed in the SL zone as input, negative stress drop during dynamic rupture propagation is generated in all the SL zone. The final shear stress (after the dynamic effect finish) accommodates to reach the static equilibrium resulting in a final static stress drop. Figure 23 shows the final static stress drop of the preferred model (MaspSS10S1). As shown in this figure, in the SL zone negative static stress drop is dominated due to the large D_c . Figure 24 shows profiles of the static stress drop with depth at different distances compared with the nominal (initial) stress drop. The negative static stress drop varies from around -3MPa to nearly zero at the free-surface. The effect of the large D_c on the negative stress drop is also clearly shown when comparing the profiles at the SL zone 1 and 2. The SL zone 2 that is characterized with lower values of D_c , the negative stress drop is lower, see profiles at 5km and 10 km distances in Figure 24.

The consideration of two SL zones has little effect on the near-source ground motion and permanent displacement. The model with two SL zone is essentially just to better fit fault displacement.

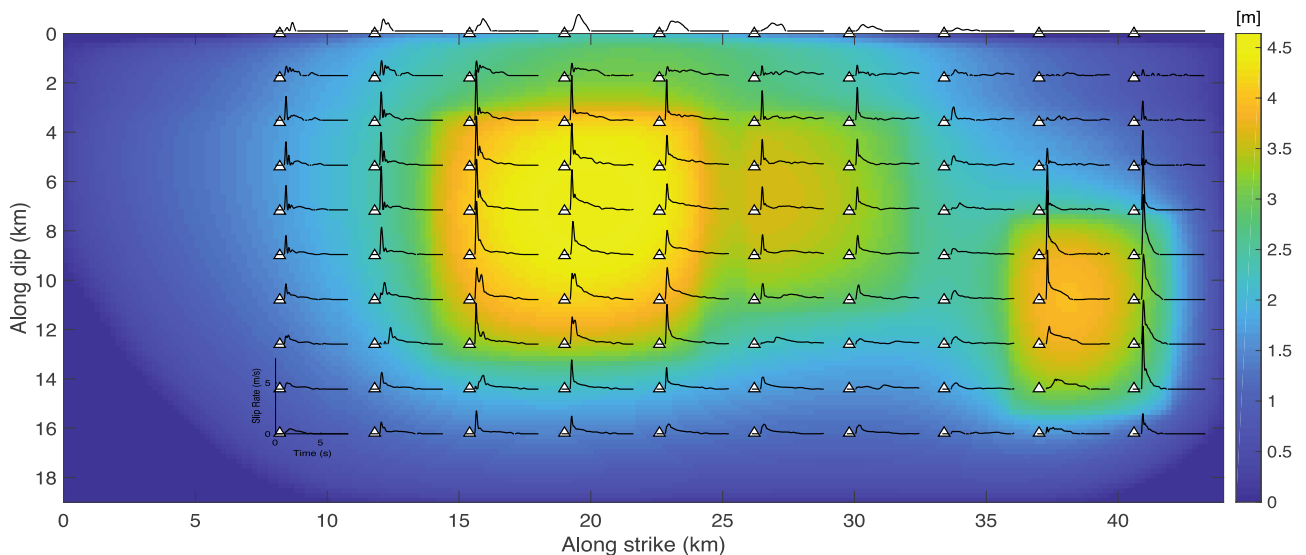


Figure 22. Slip velocity functions distributed at some points on the fault from the best model MaspSS10S1. Background correspond to the final slip distribution from the same model.

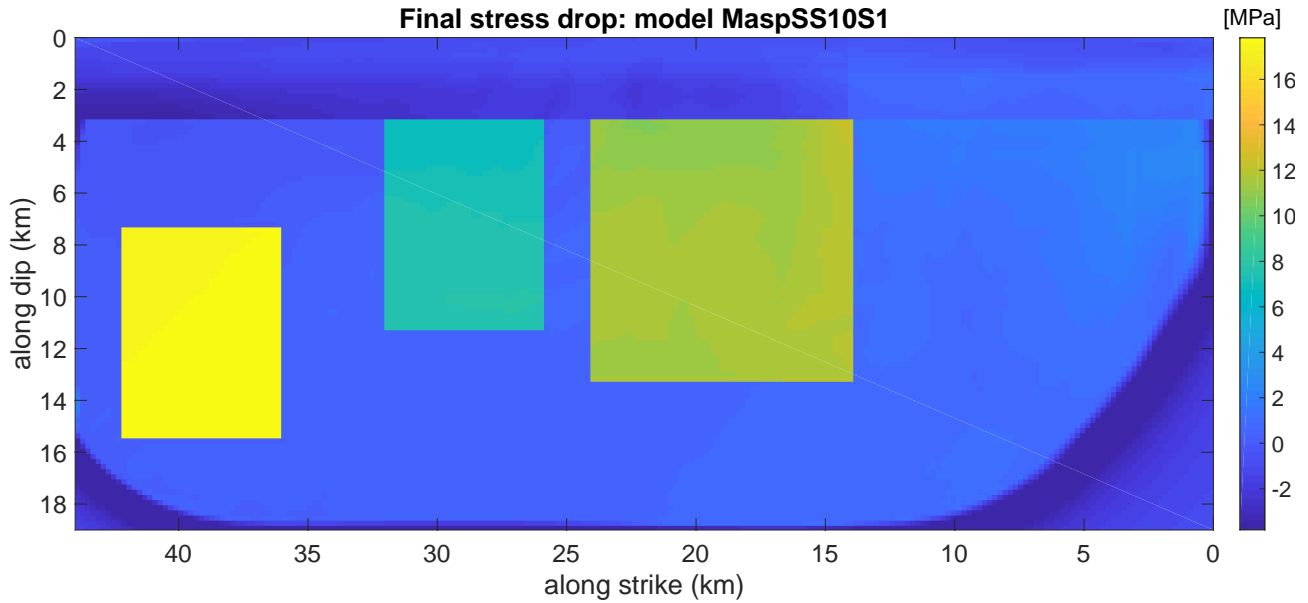


Figure 23. Final static stress drop distribution for the preferred model MaspSS10S1. Notice the dominated negative stress drop in the SL zone.

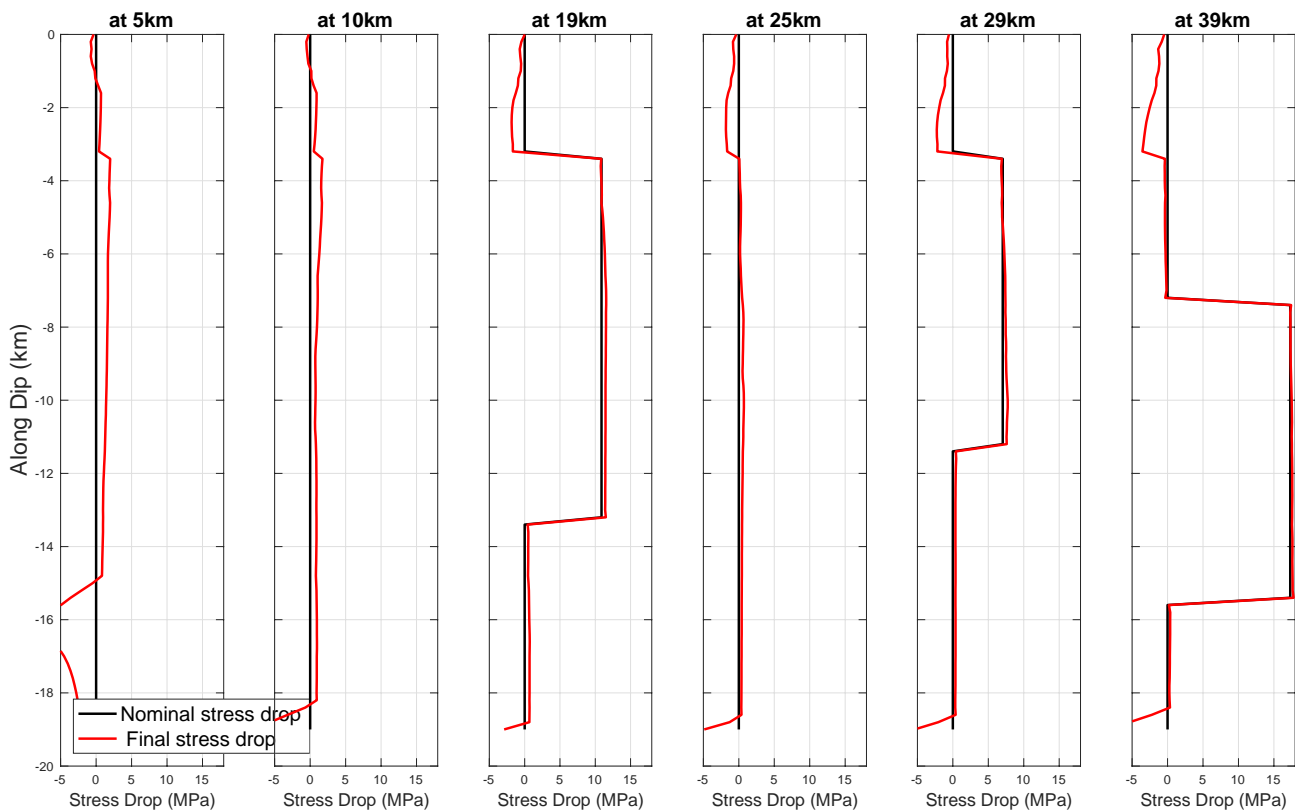


Figure 24. Final static stress drop profiles along dip for the preferred model MaspSS10S1 at different distances from the NE side of the fault. Notice the dominated negative stress drop in the SL zone varying from around -3MPa to nearly zero at the free-surface. Lower values of negative stress drop in the SL zone are shown in profiles at distances 5km and 10km where the SL zone 2 is located.

Surface rupture and fault displacement

The expectation of long period and short period generation area, as discussed in the previous section, is confirmed by this study. However, the contribution to the long period ground motion of surface rupture generating fault displacement seems to have very local effect in this study. The simulations done in the first step section of buried rupture shows that models penetrating the SL zone can equally predict the very near-source ground motion and permanent displacement. This suggest that the slip generated in the SL zone without surface rupturing can reproduce the observed long period ground motion and permanent displacement. This conclusion is corroborated by the simulations done in the second step where models with surface rupturing are generated. Almost all the surface rupturing models generate similar near-source ground motion and permanent displacement at the very near-source stations. The only differences between these models is the SL zone parameterization of SE, Dc and the final results of fault displacement. Figure 25 shows the final fault displacement of all the surface rupturing models compared to the observed ones. Even though all the models generate similar ground motion and permanent displacement, the differences between them on surface rupture extension and permanent displacement amplitudes are large. Figure 26 shows depth profiles of dynamic parameters and along strike average slip of all the surface rupturing models and some buried rupture. Notice the major differences in the slip between the surface rupturing models is increasing gradually at the SL zone. A more detail differences of the final slip profiles is shown in Figures 27-32 where the slip is not averaged, rather the profiles are plotted at difference distances (5km, 10km, 19km, 25km, 29km and 39km) from the NE side of the fault for all the models. This local effect of the surface rupturing is also corroborated by the introduction of two SL zones models. The second SL zone practically did not affect at all the very near-source ground motion and permanent displacement (see Figures 16-20). This second SL zone is needed to just locally fit the fault displacement at the NE site of the fault.

Further investigation is needed to understand why the surface rupturing effect is very local and the contribution is little to the near-source ground motion and permanent displacement. But on the basis of this study, one reason could be the large energy absorption mechanism that results in lower ratios between the fault displacement and final slip at the SL zone. In the simulations, as shown in Figure 15 and 26-32, this ratio seems to be in average 0.5. This ratio could be a metric to quantify the contribution of surface rupturing to the near source ground motion and permanent displacement. For a ratio of zero of course would be no contribution, then the increasing of this ratio will increase the contribution. The very first and rough criterium to define considerable contribution of surface rupturing would be when this ratio is larger or equal to 1.

Asperity location, surface rupturing and LMGA

The shallow asperities are the main driving element of damaging earthquakes and also the one that promotes surface rupturing. This is because the major accumulated energy is in the asperities.

As seen in this study, surface rupturing is extended mainly above the shallow asperity. The extension and amplitude of the fault displacement would depend on the size and energy (stress drop) of the asperity, and of course on how deep is located the asperity. For example, in the current study, the amplitude of the fault displacement is larger above the SMGA3 asperity, as shown in Figures 11, 12 and 25. SMGA3 is the larger asperity in our asperity model.

Overall, extension of the surface rupture will depend on three aspects, 1) how weak is the SL zone, 2) how strong is the SMGA to penetrate the SL zone and to break the free-surface, and 3) the depth location of the SMGA.

For practical application of kinematic models, one need to define the LMGA. Based on this study, two types of LMGA located in the SL zone can be defined, one with surface-rupturing and another without surface-rupturing. For practical issues, the depth location of the SMGA can be a key parameter to define criteria to set the two typed of LMGA. The surface rupturing effect can be defined with the expected ratio of fault displacement and slip in the SL zone. For ratios larger than around 1 the LMGA can be defined with surface rupturing.

A suggestion for future project would be to define SMGA as weak, intermediate and strong in terms of stress drop (or final slip), size of SMGA and depth location. The realization of simple dynamic asperity models can be developed to define the power of SMGA and consequently to define LMGA with and without surface-rupturing.

One expectation from the kinematic modelers was that rupture directivity in the asperity can promote extension of surface rupturing beyond the SMGA domain. This expectation has not been seen in the current study. The main reason of it could be due to the large energy absorption mechanism found in the SL zone (large D_c). But the directivity effect is an interesting topic that needs further investigation and can be done in a future project. My first guess would be that directivity effect can be effective in weak SL zone in which the ratio between fault displacement and slip at the SL zone be larger than around 1. It means, the SL zone would not operate with stronger energy absorption mechanism.

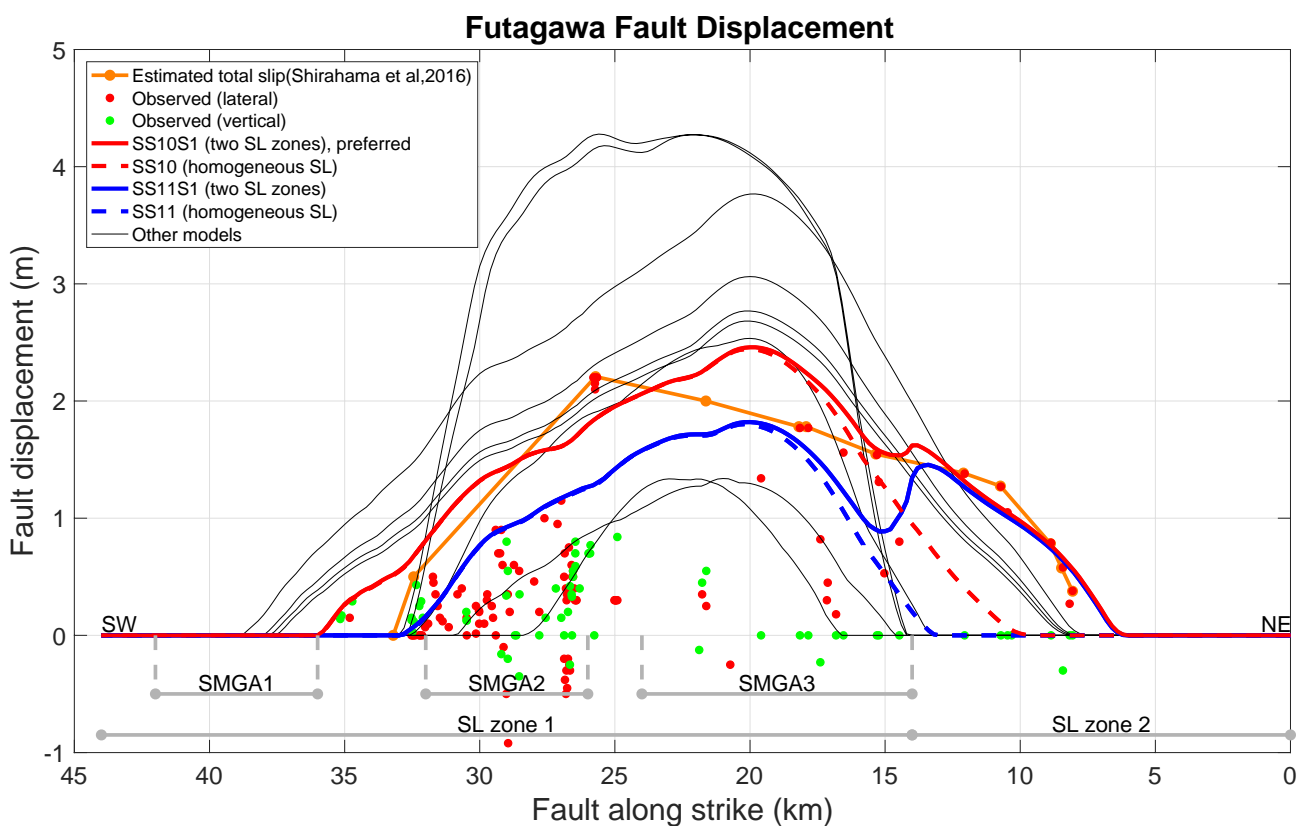


Figure 25. Fault displacement along the Futagawa fault compared with observations for all the surface-rupturing models. The SMGA segments are projections of the three asperities. NE and SW show, respectively, the north-east and south-west of the fault. The two SL zones are also segmented at the bottom of the figure.

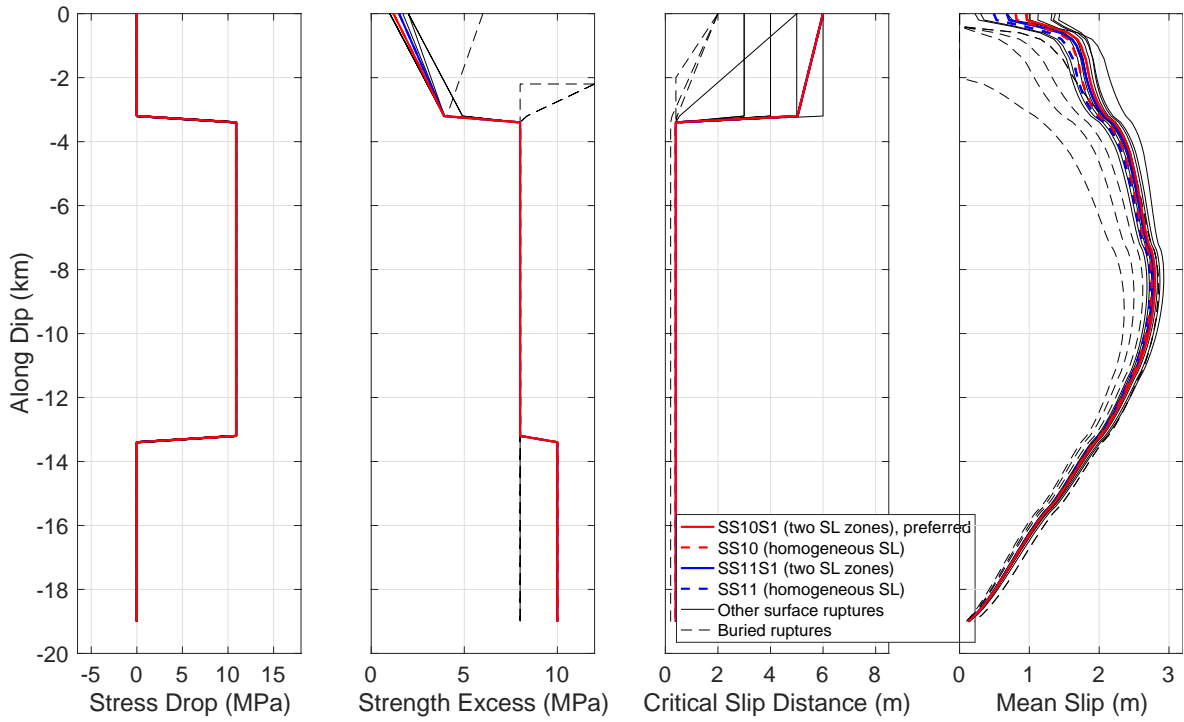


Figure 26. Dynamic parameterization profile (stress drop, strength excess and critical slip distance) along dip crossing the center of the asperity SMGA3 (19 km from the NE of the fault, see Figure 2) for all the surface rupturing models and some buried rupture (dashed black line). Right side of this figures shows the along strike average final slip with depth of all the models.

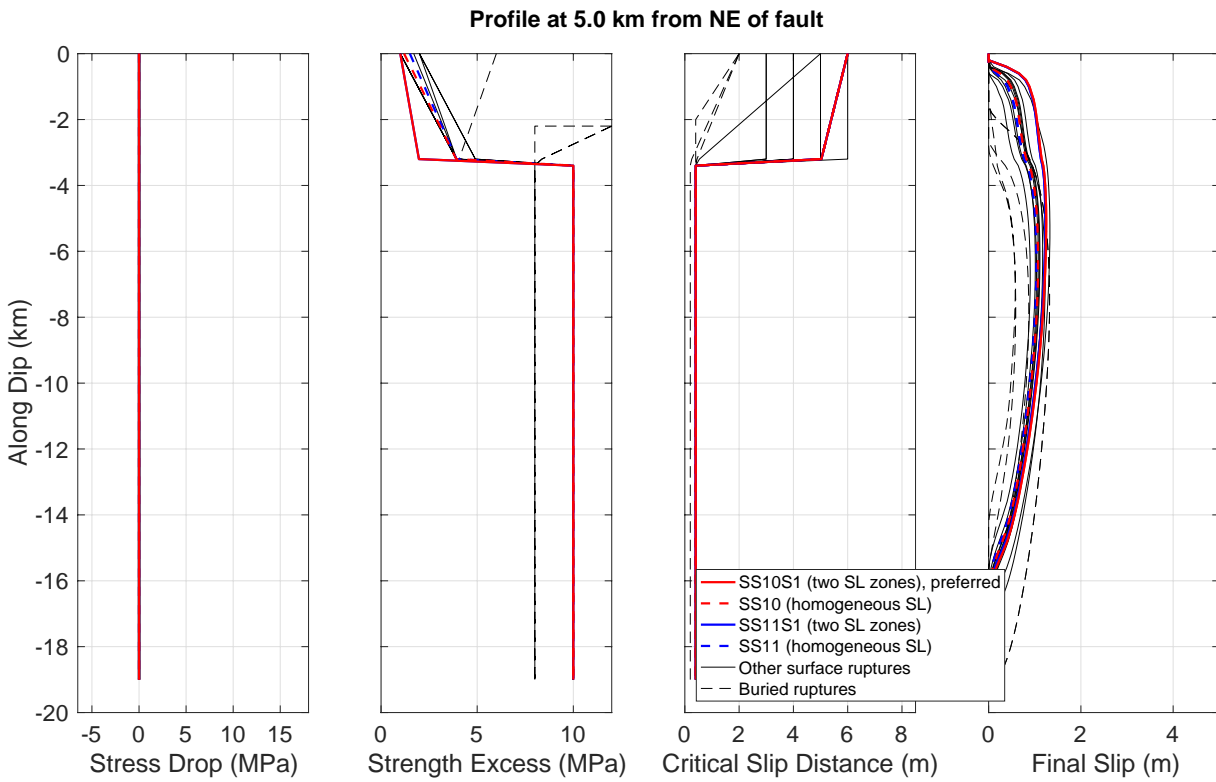


Figure 27. Dynamic parameterization profile (stress drop, strength excess and critical slip distance) and final slip along dip at distance 5km from the NE of the fault for all the surface rupturing models and some buried rupture (dashed black line).

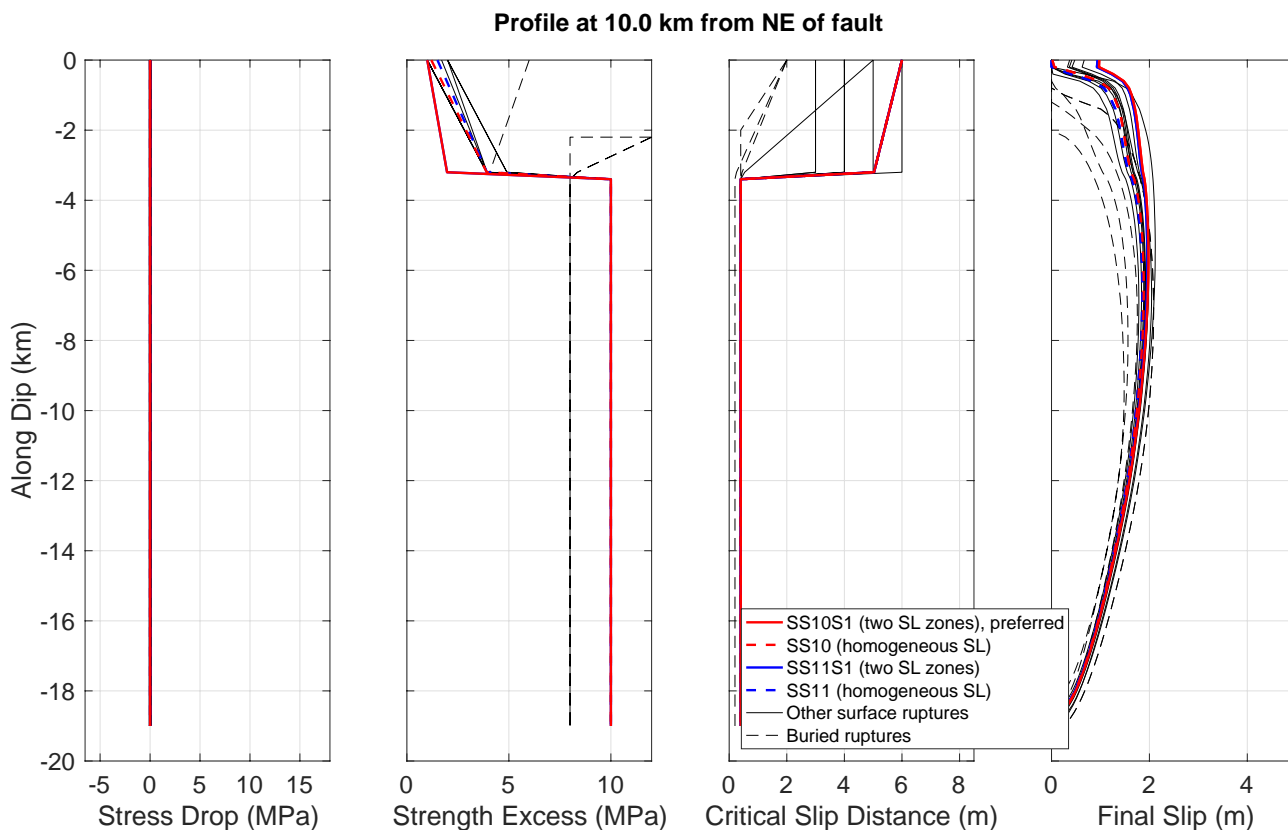


Figure 28. Dynamic parameterization profile (stress drop, strength excess and critical slip distance) and final slip along dip at distance 10km from the NE of the fault for all the surface rupturing models and some buried rupture (dashed black line).

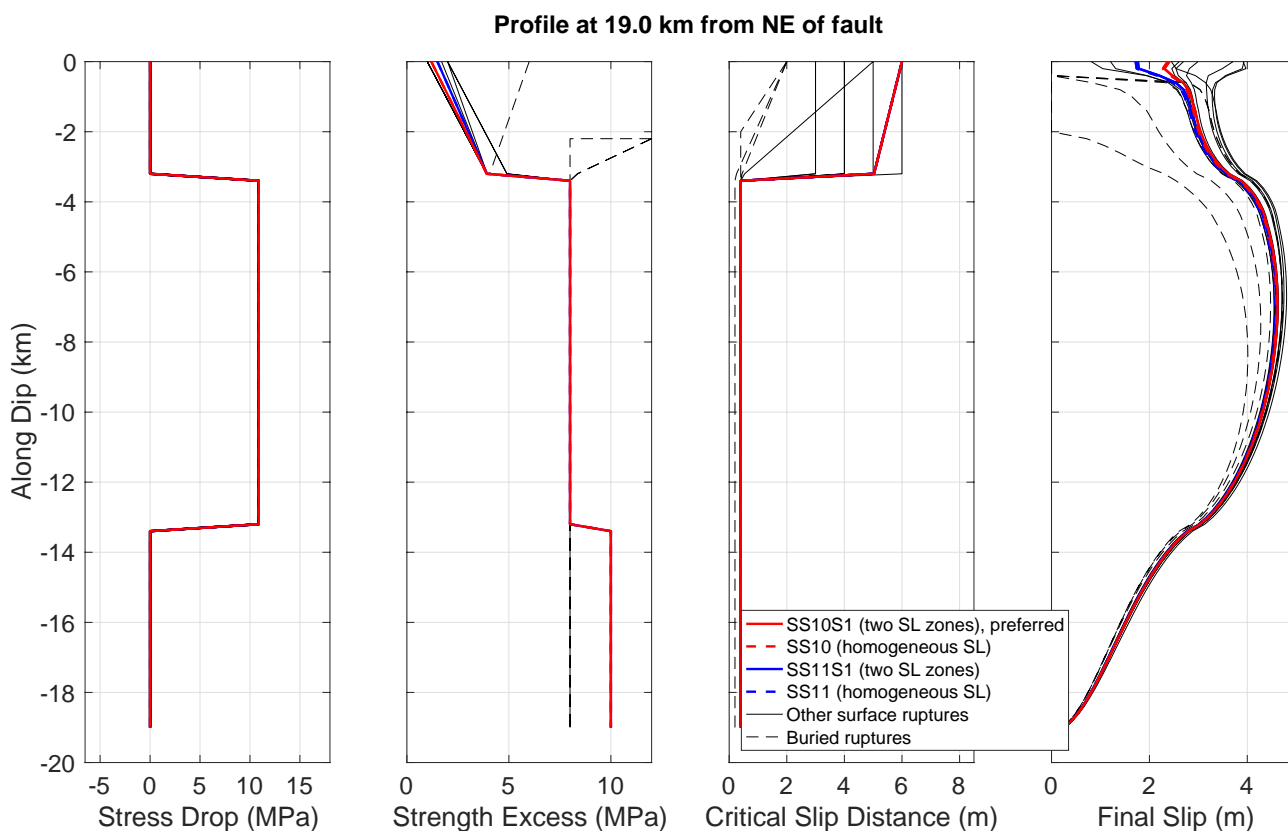


Figure 29. Dynamic parameterization profile (stress drop, strength excess and critical slip distance) and final slip along dip at distance 19km from the NE of the fault for all the surface rupturing models and some buried rupture (dashed black line).

Profile at 25.0 km from NE of fault

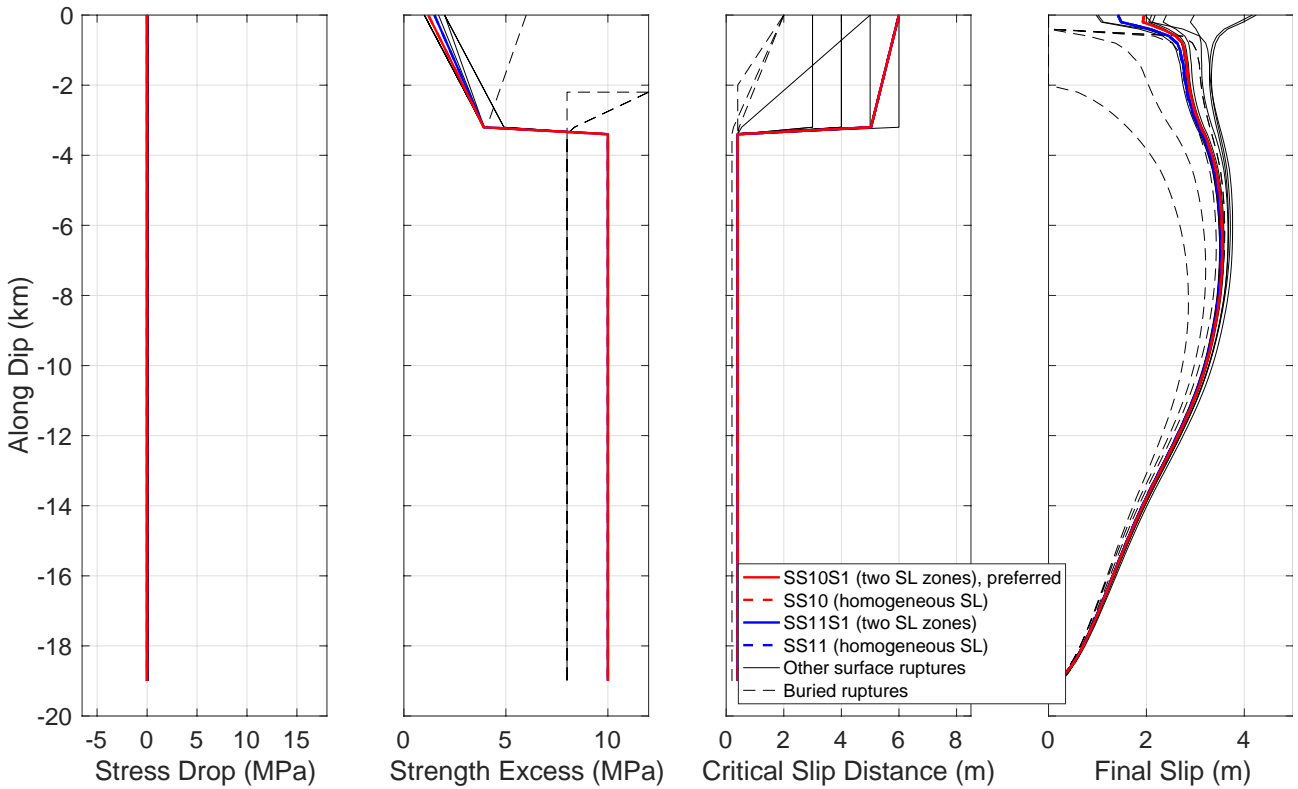


Figure 30. Dynamic parameterization profile (stress drop, strength excess and critical slip distance) and final slip along dip at distance 25km from the NE of the fault for all the surface rupturing models and some buried rupture (dashed black line).

Profile at 29.0 km from NE of fault

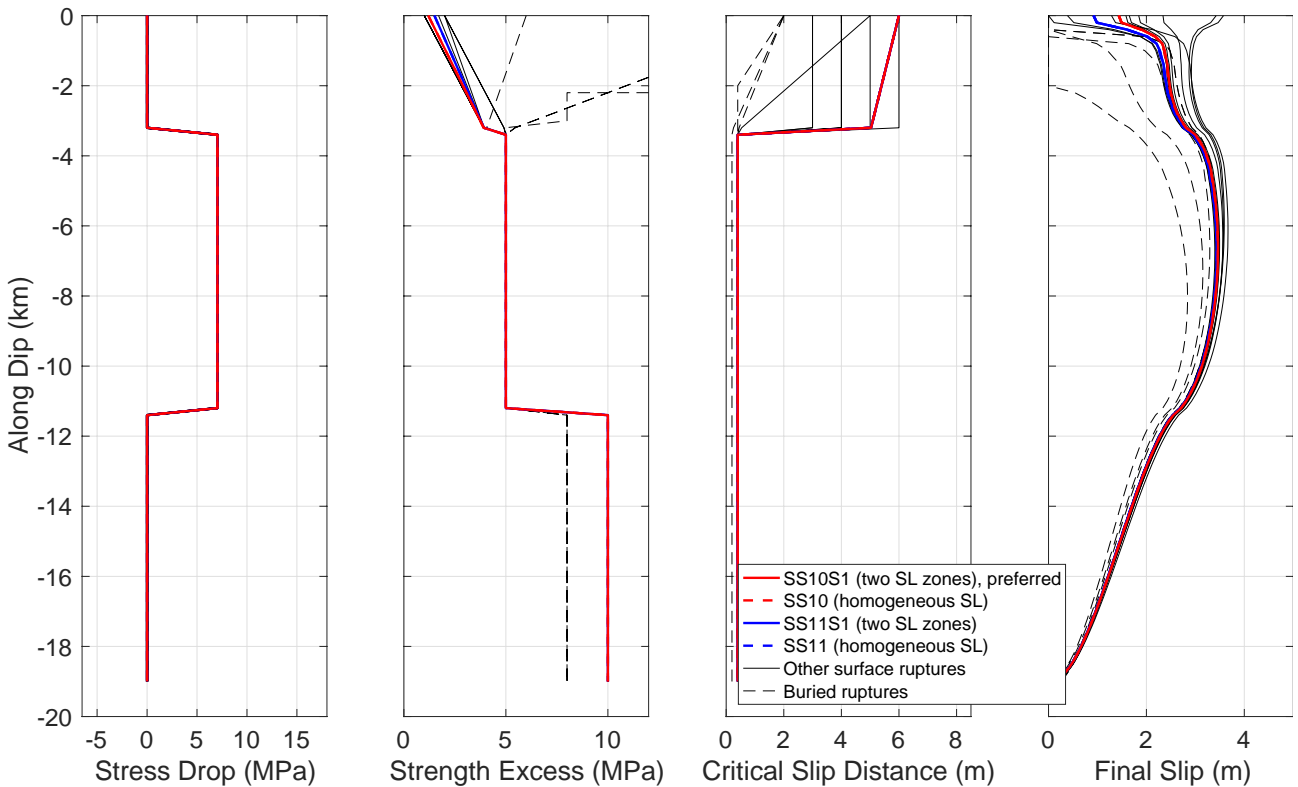


Figure 31. Dynamic parameterization profile (stress drop, strength excess and critical slip distance) and final slip along dip at distance 29km from the NE of the fault for all the surface rupturing models and some buried rupture (dashed black line).

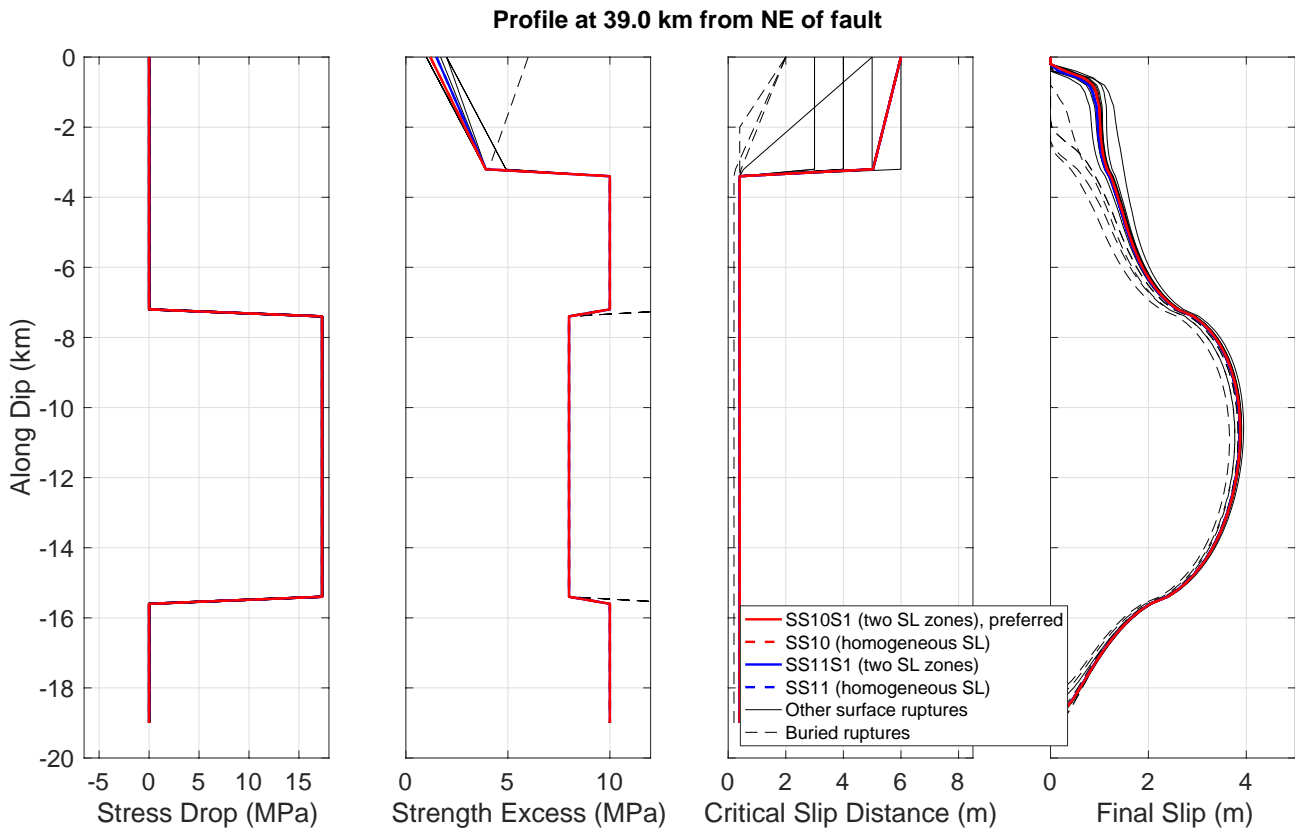


Figure 32. Dynamic parameterization profile (stress drop, strength excess and critical slip distance) and final slip along dip at distance 39km from the NE of the fault for all the surface rupturing models and some buried rupture (dashed black line).

Definition of best model

First at all, it is important to mention that there is not a unique solution neither a perfect model. We can find different candidate models that equally fit some observed data and some not. Source solutions of earthquakes are ill-posed problems mainly due to lack of observable constraints introduced into the source and the simplifications done for a given source, beside the lack of resolution of geological structures and other data.

But within the framework of our current project, if the target would be only to fit near-source ground motion and permanent displacement at the observed stations, then any of the 18 models (with surface rupturing and buried rupture) plotted in Figure 26 can be considered as good models because most of these models generate similar near source ground motion and permanent displacement. But we have an additional constrain, the fault displacement. This additional constraint narrows the searching of the best model. But the searching of the best models would depend only on the parameterization of the SL zone that will affect in general mainly the very near-source ground motion and the fault displacement. For example, in our current study, two SL zones is required to fit fault displacement and the best models would be around the thick red and blue solid lines shown in Figure 25.

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.
- Aoi, S., Kunugi, T., Nakamura, H., and Fujiwara, H. (2011) Deployment of new strong motion seismographs of K-NET and KiK-net. In: Akkar, S., Gülkan, P., and van Eck, T. (eds) *Earthquake data in engineering seismology. Geotechnical, geological, and earthquake engineering*, vol 14. Springer, Dordrecht, pp 167–186
- Dalguer, L.A., H. Wu, Y. Matsumoto, K. Irikura, T. Takahama and M. Tonagi (2019), Development of dynamic asperity models to predict surface fault displacement caused by earthquakes. *Pure Appl. Geophys (PAGEOPH)*. DOI: 10.1007/s00024-019-02255-8.
- Dalguer, L.A. (2018), Surface Rupture Simulations and Physics-based Ground Motion Simulations. Report of NRA project, March 09, 2018.
- Nishimae, Y. (2004), Observation of seismic intensity and strong ground motion by Japan Meteorological Agency and local governments in Japan. *J Jpn Assoc Earthq Eng* 4(3):75–78
- Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H., and Yamamoto, A. (2004), Recent progress of seismic observation networks in Japan Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net. *Earth Planets Space* 56: xv–xxviii. doi:10.1186/ BF03353076
- 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.
- Shirahama, Y., M. Yoshimi, Y. Awata, T. Maruyama, T. Azuma, Y. Miyashita, H. Mori, K. Imanishi, N. Takeda, T. Ochi, M. Otsubo, D. Asahina and A. Miyakawa (2016), Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, *Earth, Planets and Space* 68:191 DOI 10.1186/s40623-016-0559-1.