

強震データを用いた運動学的波形インバージョンから評価される、2016年熊本地震の前震及び本震の震源破壊過程

浅野公之^{1*}、岩田知孝

要約

2016年熊本地震は、日本の九州地方中部に位置する日奈久断層の北部沿いに発生した M_{JMA} (気象庁マグニチュード) 6.5 の前震で始まり、前震のちょうど 28 時間後に M_{JMA} 7.3 の本震が発生した。著者らは強震データを用いて運動学的波形インバージョン解析により、前震及び本震の震源破壊過程を解析した。前震は、日奈久断層の北部沿いのほぼ垂直の断層面上で発生した右横ずれ断層であり、震源近くと浅部の 2 つの大きなすべり域を持つことで特徴づけられている。本震では日奈久断層の北側部分に沿って北西に傾斜した断層面の深部から破壊が開始し、布田川断層へ破壊が乗り移った。重要なすべりのほとんどが布田川断層上で発生しており、日奈久断層の深い部分でも比較的大きなすべりがあった。

布田川断層沿いの最も浅い小断層面上のすべり量は約 1~4m であり、これは本地震に伴って出現した表層変位に一致する。日奈久断層に沿った断層セグメントでは右横ずれが支配的であったが、布田川断層沿いの断層セグメントでは正断層成分がかなり寄与したと推定された。震源近傍の 2 つの観測点において記録された断層平行変位の大すべりは、本震中の断層面上のすべりの過程と一致した。前震の破壊領域と本震の破壊領域との間の空間的な関係は、本地域における複雑な断層構造を示している。

キーワード：2016年熊本地震、震源破壊過程、運動学的震源インバージョン、強震データ、布田川-日奈久断層

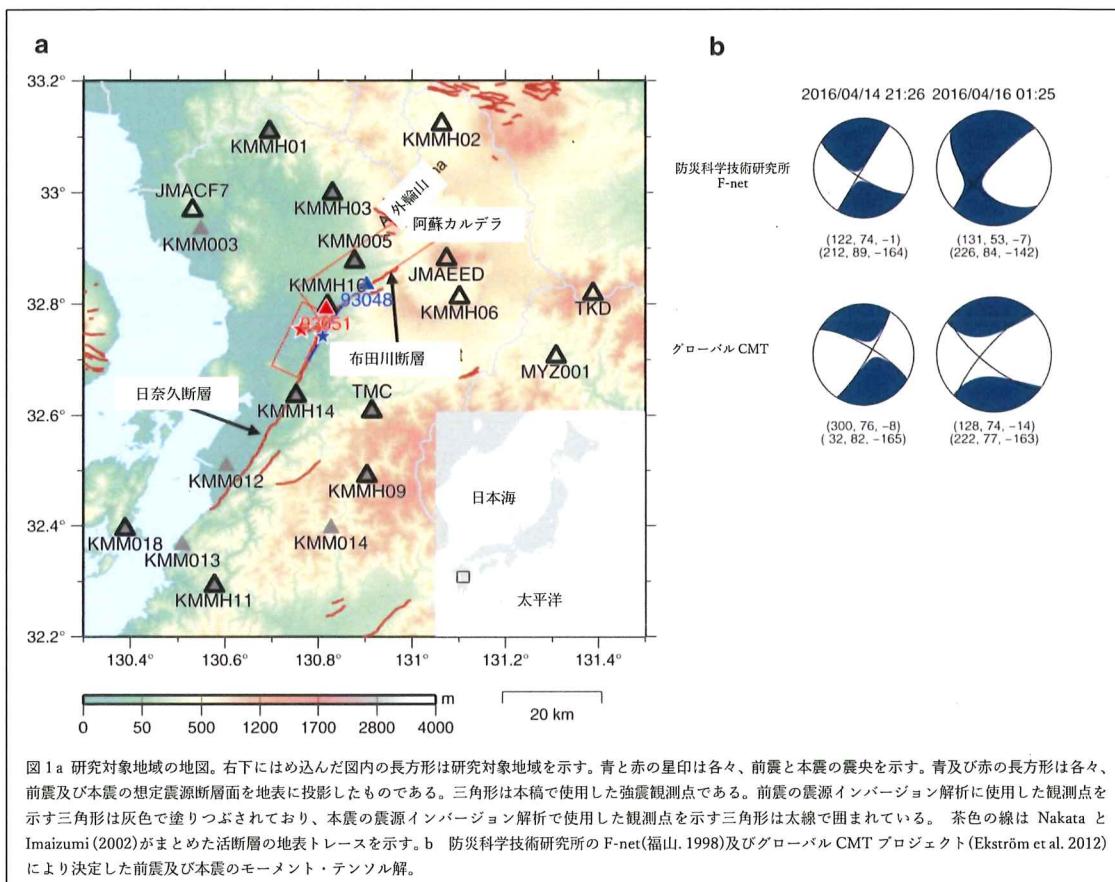
はじめに

2016年熊本地震は、日本標準時 2016 年 4 月 14 日 21:26(世界標準時 2016 年 4 月 14 日 12:26)、西南日本の九州中部にある熊本県において、深さの浅いところで発生した M_{JMA} (気象庁マグニチュード) 6.5 の地震で始まった。 M_{JMA} 6.5 の地震のちょうど 28 時間後である日本標準時 2016 年 4 月 16 日 01:25(世界標準時 2016 年 4 月 15 日 16:25)、さらに大きな M_{JMA} 7.3 の地震が発生した(図 1)。本論文では、4 月 14 日に発生した M_{JMA} 6.5 の事象を「前震」、4 月 16 日に発生した M_{JMA} 7.3 の事象を「本震」と呼ぶ。防災科学技術研究所 (Fukuyama ら

(1998)) 及びグローバル CMT プロジェクト (Ekström ら (2012)) が機械的に決定したモーメント・テンソル解を図 1b に示す。いずれの地震でも震源近くの地域において非常に強い地震動が生成され、本震中については西南日本のほとんどの地域で揺れを感じた。益城町役場に設けられた震度観測点(93051、図 1a 中の赤三角)では両地震において日本の気象庁(JMA)震度階級で震度 7 を計測し、西原村役場(93048、図 1a 中の青三角)の観測

¹ 連絡先 : k-asano@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

〒611-0011 日本国京都府宇治市五ヶ庄 京都大学防災研究所



点では本震で震度 7 を計測した。これら 2 頃所の断層に近い観測所は熊本県庁の震度情報ネットワークに属するものであり、その記録は気象庁を通じて発表された。

この地震は九州地方中部にある布田川断層帯及び日奈久断層帯北部に沿って発生した。布田川-日奈久断層系は、九州の主要活断層系の一つであり、右横ずれ断層系である。本断層系は日本で最も長い横ずれ断層である中央構造線が西側に伸びている部分と考えられている。(例: 千田 (1992)、Okada (1980)、Yeats (2012))。第四紀後期における布田川-日奈久断層系の水平方向の平均すべり速度は 0.88mm/年であった(Tsutsumi と Okada (1996))。緊急現地調査の結果本震により引き起こされた地表断層破壊が布田川-日奈久断層系に沿って見つかった(例: 産総研地質調査総合センター(2016)、Okada and Toda (2016))。ALOS-2/PALSAR-2 デ

ータを使った多重開口 SAR 干渉法 MAI 法 (multiple-aperture interferometry) により布田川-日奈久断層系に沿った地殻変動や地表地震断層も特定された(Yarai ら (2016))。これらの観測データ結果は断層破壊が布田川断層や日奈久断層北部に関連していることを示唆している。

本稿は、強震データを使用した運動学的波形インバージョン解析に基づき、2016 年熊本地震の 2 つの震源破壊過程に着目する。得られた時空間的な震源モデルについて、報告された表層の断層破壊や、断層近傍の強震観測点における時刻歴変位波形や、及びこの一連の地震活動と比較した。

方法

2つの地震の運動学的震源破壊過程を、マルチタイムウインドウ線形波形インバージョン法を使って評価した(Hartzell と Heaton (1983)、Olson と Apsel (1982))。本手法は大規模な内陸地殻地震の運動学的な震源破壊過程の推定において一般的に利用されている(例:Asano ら (2005)、Ma ら (2001)、Sekiguchi ら (2000)、Tanaka ら (2014)、Wald と Heaton (1994)、Yoshida ら (1996))。観測式は表現定理に基づいており(Maruyama (1963)、Burridge と Knopoff (1964))、空間及び時間について離散化されていた。空間方向の離散化については、仮想断層面を小断層に分割した。時間方向の離散化においては、各小断層の中心におけるモーメント解放の時刻歴をいくつかのタイムウインドウで代表した。その基本関数はスムーズドランプ関数とした。時間ウインドウの最適数は予備的解析中の試行錯誤により決定した。未知のパラメータは各小断層における各時間ウインドウに対応する基本関数の振幅であった。最初の時間ウインドウの破壊フロントは破壊の開始点から一定の速度で放射状に伝播した。破壊の開始点は日本の気象庁 (JMA) が決定した震源に固定した。表 1 に示すように、レイクアングルの変動はある幅内に限られていた。著者は過度な複雑さを抑制するため、Sekiguchi ら

(2000)に従い、時空間平滑化のための制約をかけた。観測式に対する平滑化の拘束式の相対的な重み付けは、赤池ペイズ情報量規準(ABIC) (Akaike (1980))を最小にするよう決められた。逆問題は非負条件で線形最小自乗法を用いて解いた(Lawson と Hanson (1974))。

筆者らは M_{JMA} 6.5 の前震の断層面について、余震分布及び国立研究開発法人防災科学技術研究所 (NIED) の F-net プロジェクトによるモーメント・テンソル解(Fukuyama ら (1998))に基づき、単一のほぼ垂直な面であると仮定した。断層面の走向及び傾斜角は各々 212° 及び 89° であった。気象庁マグニチュード (M_{JMA}) 7.3 の本震については、筆者らは余震分布及び既知の活断層の地表トレースに基づき、2つの断層セグメントを含む断層モデルを仮定した。図 2 は 4つの区間における前震及び余震の空間分布を示す。本震後の余震分布を見ると本震の断層面は北西方向に傾斜しているようだが、一方、本震前に発生した前震の余震は垂直に分布しているようだった。第一セグメント(セグメント #1)を日奈久断層に沿って設定し、第二セグメント(セグメント #2)を布田川断層に沿って設定した。2つのセグメントの走向の差は 30° であった。著者らは破壊が日奈久断層から布田川断層へタイムラグなしにスムーズに伝播したと仮定した。各断層

表 1 波形インバージョン解析の条件の概要

	前震	本震
発生時刻 ^a	2016/04/14 21:26:34.43	2016/04/16 01:25:05.47
震央 ^a	32.7417° N, 130.8087° E	32.7545° N, 130.7630° E
震源深さ ^a	11.39 km	12.45 km
断層セグメント		#1 #2
走向/傾斜	212° /89°	205° /72° 235° /65°
すべり角ばらつき	-164° ± 45°	-142° ± 45° -142° ± 45°
長さ	14 km	14 km 28 km
幅	13 km	18 km 18 km
小断層の大きさ	1 km × 1 km	2 km × 2 km
小断層の数	182	63 126
時間ウインドウ数	5	9
時間ウインドウの継続時間/時間シフト	1.0 s/0.5 s	1.0 s/0.5 s
対象周波数域	0.05–1 Hz	0.05–0.5 Hz
データの再サンプリング	10 Hz	5 Hz
観測点数	13	15

^a 発震時刻及び震源は気象庁一元化震源カタログより取得した。

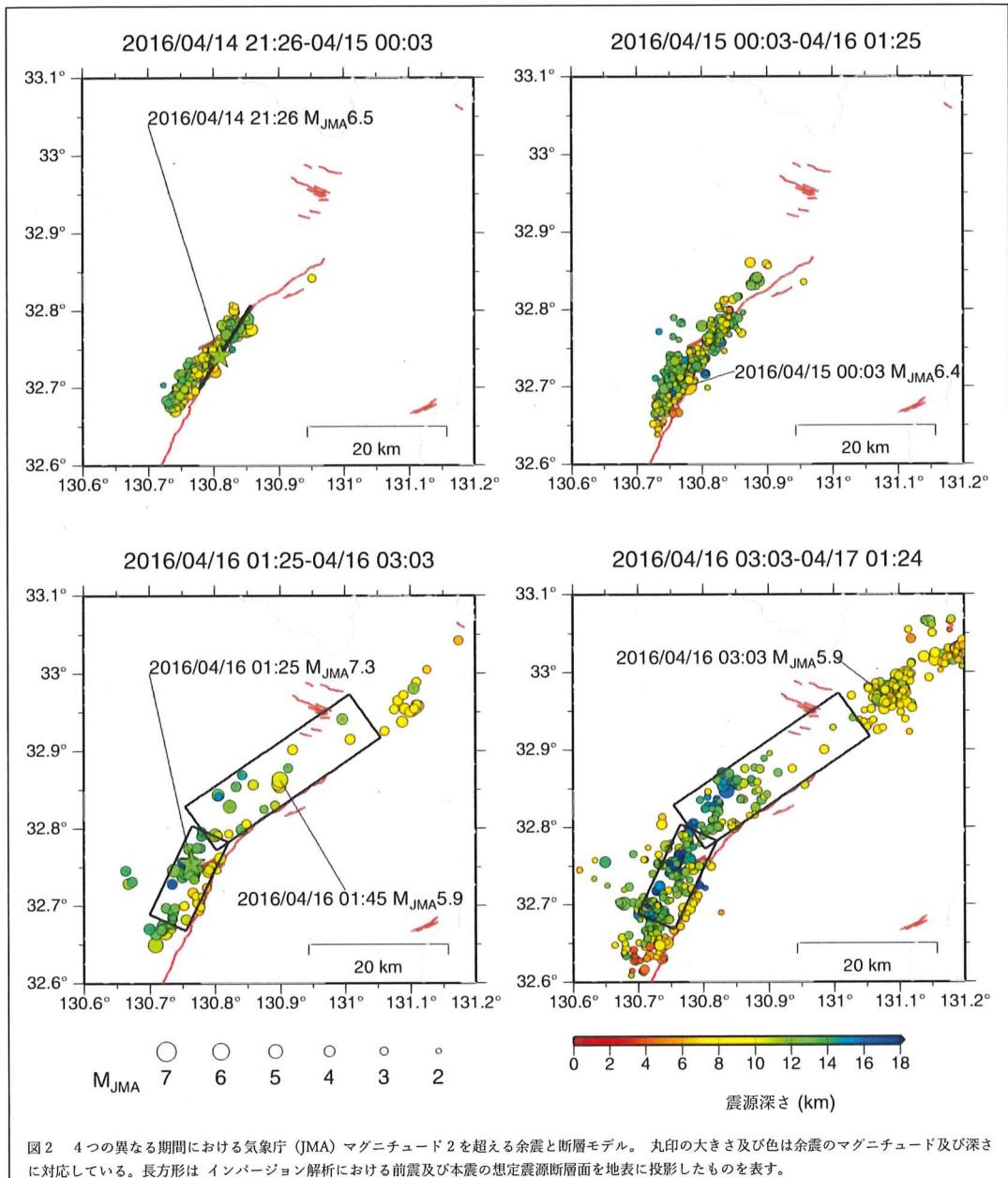


図2 4つの異なる期間における気象庁（JMA）マグニチュード2を超える余震と断層モデル。丸印の大きさ及び色は余震のマグニチュード及び深さに対応している。長方形はインバージョン解析における前震及び本震の想定震源断層面を地表に投影したものを表す。

セグメントについて個々に時空間平滑化を実施した。表1は波形インバージョン解析に関する詳細情報をまとめたものである。

著者らは、防災科学技術研究所が運用する国内地震観測網であるK-NET、KiK-net及びF-netで観測された強い地震動データ(Okadaら(2004)、Aoiら(2011))及び気象庁震度観測網の強震データ(Nishimae 2004)を使用した。KiK-net観測点では

ダウンホール地震計の記録が使用されていた。K-NET及び日本の気象庁（JMA）は地表に地震計を設置しており、F-netの地震計は地震計室に設置されている。F-net観測点以外ではオリジナルの加速度データを数値積分して速度波形を求めた。F-netについては速度計の強震地震計を設置している。解析には3成分速度波形のS波成分を使用した。解析に使用した、強震観測点分布を図1に示

す。

理論的グリーン関数は、離散化波数法(Bouchon (1981))と反射・透過係数行列法 (Kennet と Kerry(1981))により計算した。各観測点について地震計設置深さまでの一次元速度構造モデルを仮定した。地震基盤の上の堆積層が地震波形の振幅及び波形に影響するので、強震観測点間の速度構造モデルの違いを考慮することは信頼できるグリーン関数の作成において非常に重要である(例: Asano と Iwata (2009))。そのため、各観測点について異なる一次元速度構造モデルを作成した(図 3)。これらは 3 次元の日本の全国 1 次地下構造モデル(Koketsu ら(2012))から抽出した。この速度構造モデルにおける最小の S 波速度は 350m/s であった。地震データと理論グリーン関数はどちらも、インバージョン解析の前にバンドパスフィルターをかけた。

結果及び考察

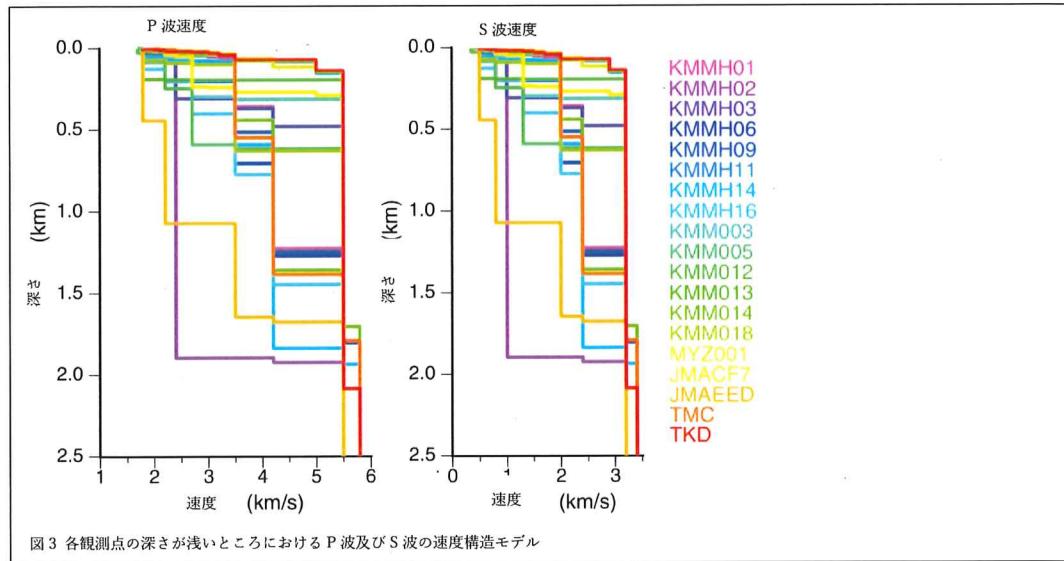
前震の震源破壊プロセス

図 4a は前震の最終すべり分布を示す。得られた震源モデルの地震モーメントは 2.04×10^{18} N·m (M_w 6.1) であった。最大すべり量及び平均すべり量は各々 1.16m 及び 0.36m であった。破壊フロン

トの第一时间ウインドウの伝搬速度の最適な推定値は 2.2 km/s であった。品質は 37.7% であった。ほとんどの小断層においてモーメントの解放は小断層で約 2 秒持続し(図 4b)、破壊の全持続時間は約 8 秒であった(図 4c)。破壊域では右横ずれが優勢であった。震源または破壊開始点の近くで大規模なすべりが見つかった。破壊は主に上方向及び北東方向へ伝播し(図 4c)、地震発生の約 4 秒後、日奈久断層の北東端に近い震度 7 を計測した益城町直下、深さ 5km において、別の大規模なすべり域が破壊した。この前震中、南西方向への破壊伝播はわずかだった。一方、前震の約 2.5 時間後の日本標準時 2016 年 4 月 15 日 00:03、前震の破壊域の南西端に近いところの深さ 6.71km において別の M_{JMA} 6.4 の地震が発生した(図 2 の上右側図を参照)。合成波形は観測波形をよく再現した(図 4d)。

本震の震源破壊プロセス

図 5a の本震の最終すべり分布結果に示すように、布田川断層(セグメント #2)に沿って大きなすべりが発生した。得られた震源モデルの地震モーメントは 4.50×10^{19} N·m (M_w 7.0) であり、前震のそれの 22 倍の大きさだった。最大すべり量及び平均すべり量は各々 5.13m 及び 1.87m であった。破壊



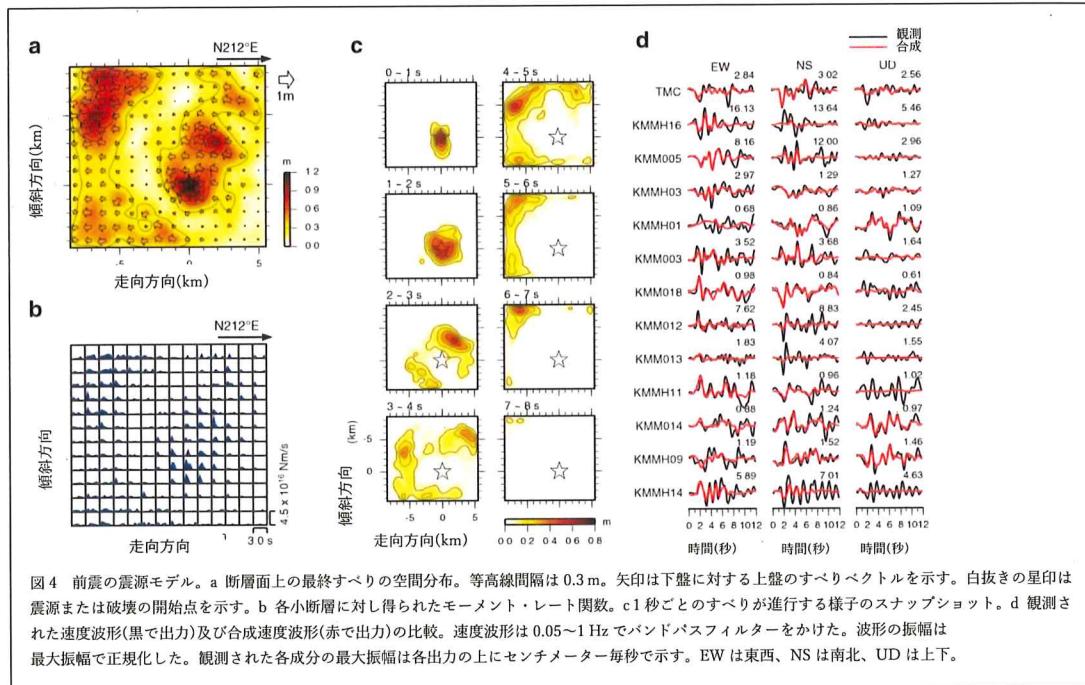


図4 前震の震源モデル。a 断層面上の最終すべりの空間分布。等高線間隔は0.3m。矢印は下盤に対する上盤のすべりベクトルを示す。白抜きの星印は震源または破壊の開始点を示す。b 各小断層に対し得られたモーメント・レート関数。c 1秒ごとのすべりが進行する様子のスナップショット。d 観測された速度波形(黒で出力)及び合成速度波形(赤で出力)の比較。速度波形は0.05~1Hzでバンドパスフィルターをかけた。波形の振幅は最大振幅で正规化した。観測された各成分の最大振幅は各出力の上にセンチメーター毎秒で示す。EWは東西、NSは南北、UDは上下。

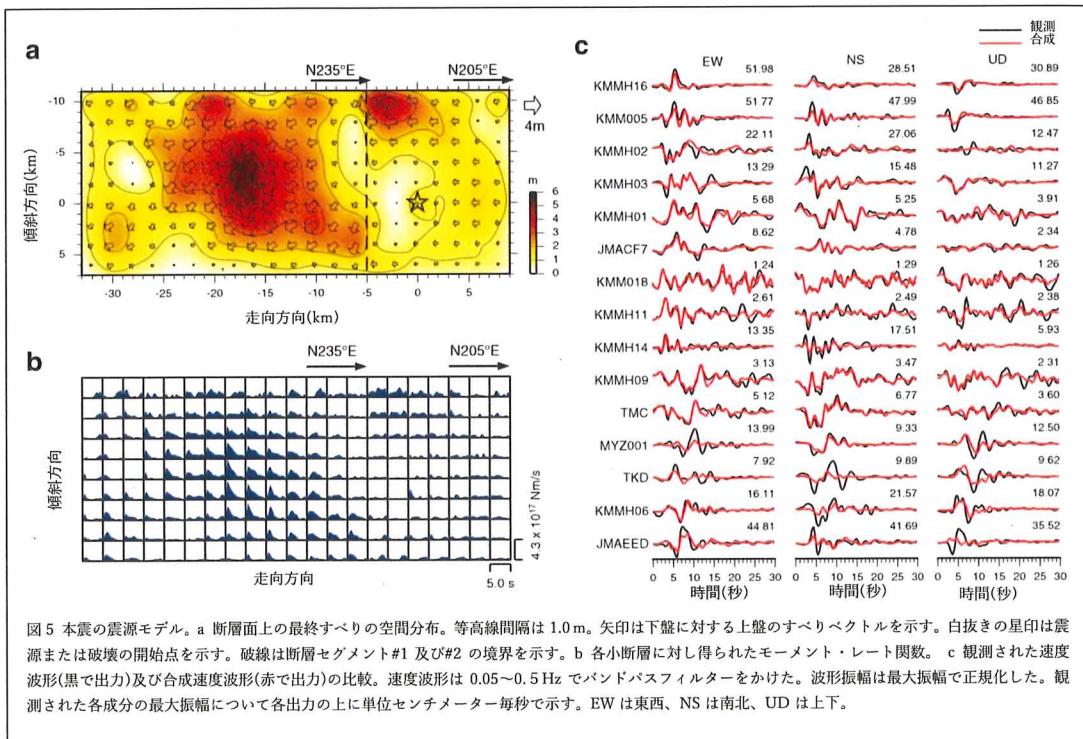
フロントの第一タイムウインドウの伝搬速度の最適な推定値は2.4km/sであった。

この震源モデルでは合成波形は観測された波形の特徴をよく再現した(図5c)。品質は45.3%であった。

断層セグメント#1内の大規模なすべりは日奈久断層の北東端の浅い部分に集中していた。この場所では緊急現地調査において地表断層が報告されていた(例:地質調査総合センター(2016)、OkadaとToda(2016))。セグメント#2の破壊は断層の深い部分で始まり、上方向及び北東方向へと広がり、20秒以内に破壊が止まった(図6)。モーメントの解放は浅い小断層の方がより深い小断層よりも長く継続した(図5b)。布田川断層沿いの最も浅い小断層のすべり量は約1~4mであり、このことは本地震に関係した地表断層の出現と一致している(例:産総研地質調査総合センター(2016)、OkadaとToda(2016))。セグメント#1のすべり方向は純粋な右横ずれ断層に近いが、セグメント#2のすべり方向は正断層成分が大きく、大規模なすべり域で特にそれが顕著である。本震の破壊域の北東端は阿蘇カル

デラ内に位置している。しかし、この地震の発生以前には、布田川断層系は阿蘇山の外輪山西にあると考えられており、カルデラまで広がっているとは考えられていなかった。大規模すべり域のほとんどは以前から知られていた阿蘇山の外輪山外の布田川断層沿いにあるが、阿蘇カルデラの西部分の中に無視できないほどのすべりが推測され、そこではこの本震により生成した地表断層も見つかった(例:地質調査総合センター(2016))。そのため、布田川断層系は阿蘇カルデラへと伸びておりカルデラ内の厚い火山堆積物で隠れていた可能性がある。

「はじめに」で述べたように、地表における加速度の時間歴波形が断層に近い2つの観測点で観測されていた。これら2つの観測点の場所(93048西原村役場及び93051益城町役場)を図6のスナップショット及び図1の地図中に示す。これら2つの観測点は布田川断層の地表トレースから2km以内に位置していた。従って、2つの観測点の断層平行成分は断層近傍の動きと似ていると考えられる。著者らは適切な基線補正を行い時間領域で二回積分



を行うことにより、観測した加速度記録から変位波形を計算したが、これらデータのフィルタリングは行わなかった。図 6 はこれら変位波形から得た水平面上の軌跡の比較を各時間間隔に対する破壊スナップショットと共に示している。断層に平行な変位の発生時間や全すべり量は強震データを用いた運動学的な波形インバージョンで推定した時空間すべり履歴と一致したことから、著者らは得られた震源モデルは地震時の時空間すべりの履歴を表していることを確認した。

図 7 はこれら 2 つの断層に近い観測点についてのフォワードモデルによる波形比較を示す。この図では速度及び変位波形の双方を示している。これらの断層近傍の観測点は第四紀段丘堆積物及び火山堆積物で覆われた地表に位置しており(例: Hoshizumi ら(2004))、これら観測点の振幅を回復するには浅部速度構造の正確なモデリングが必要である。観測点 93051 については、NS 及び UD 成分の永久変位はこのモデルでよく説明できるが EW 成分は完全には再現できていない。観測点

93,048 の EW 及び UD 成分の永久変位もまた過小評価となった。このような断層近くでの地震動の永久変位や近地項は一般に場所や地震を起こした断層のわずかな形状の影響を受けやすく、距離と共に急速に減衰する(例: Hisada と Bielak (2003))ので、断層近傍における地震動モデルを改善するには、浅部で地表断層のより詳細なモデリングが必要である。断層近傍の地震動モデルには断層の離散化も重要である。にもかかわらず、合成した速度及び変位波形は、観測波形の位相もよく説明していた。

前震、本震及び余震の間の空間的関係

前震及び本震の最終すべり分布を余震の空間分布と比較した。図 8a は本震の最終すべり分布と、本震の 24 時間以内に発生した余震($M_{JMA} > 2$)を示している。日奈久断層に沿った断層セグメント#1 上では、深さが浅いところの大すべり域で発生した余震の数が少なかった。断層セグメント#2 はこの期間、余震の数が比較的少なく、特に阿蘇カル

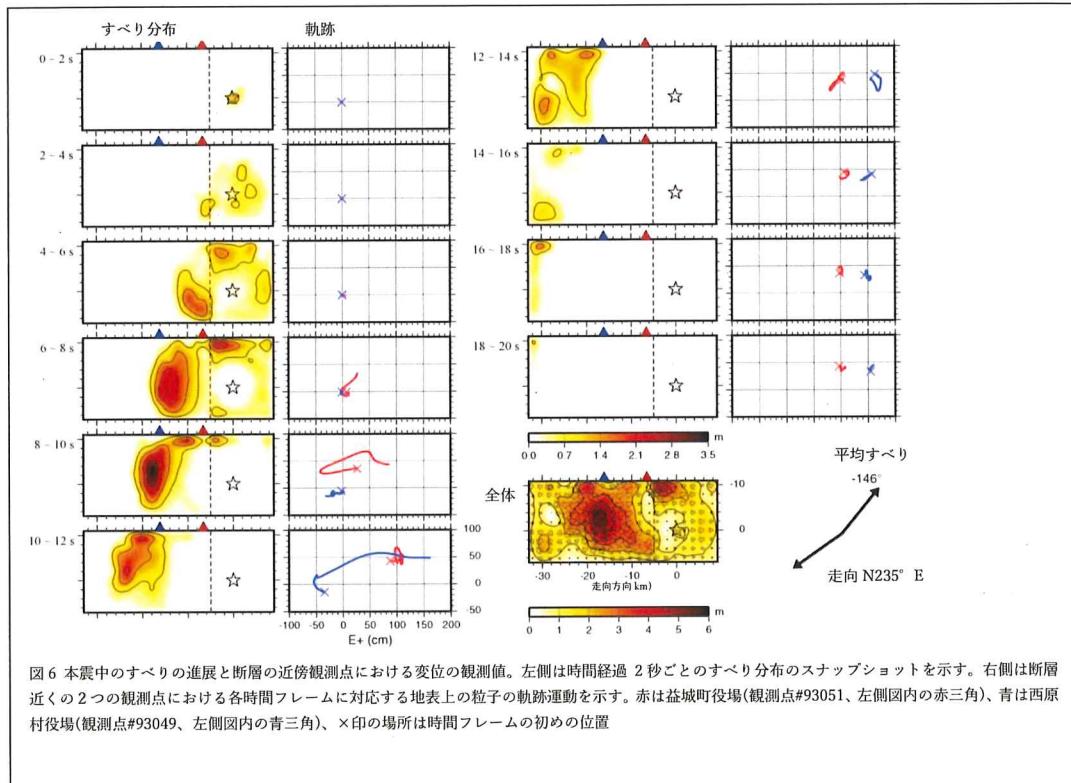


図 6 本震中のすべりの進展と断層の近傍観測点における変位の観測値。左側は時間経過 2 秒ごとのすべり分布のスナップショットを示す。右側は断層近くの 2 つの観測点における各時間フレームに対応する地表上の粒子の軌跡運動を示す。赤は益城町役場(観測点#93051、左側図内の赤三角)、青は西原村役場(観測点#93049、左側図内の青三角)、×印の場所は時間フレームの初めの位置

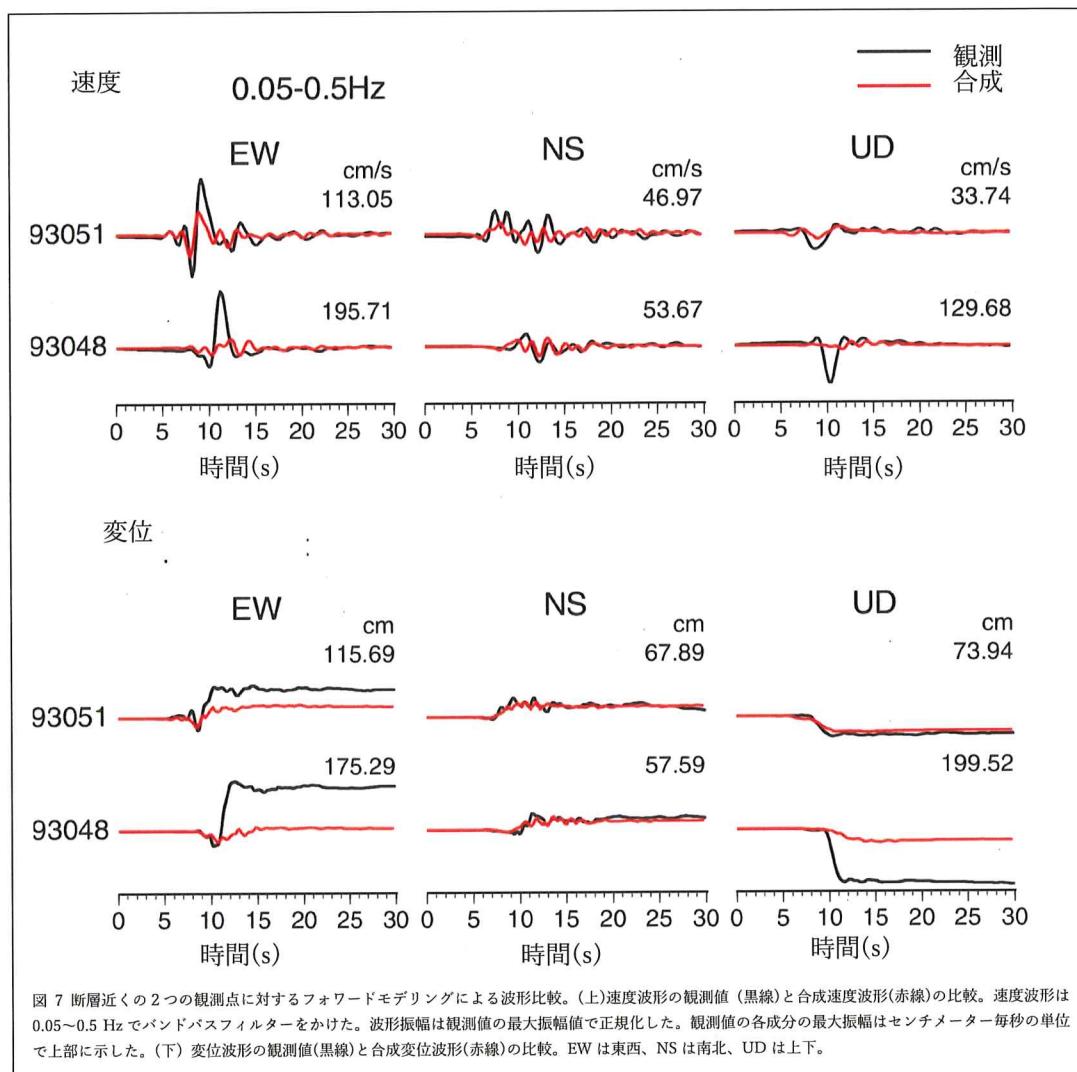
デラ内に位置する断層面の北西側半分でそうなっている。阿蘇山の北側に地震活動のある領域があり(図 8a)、その領域は本震の破壊域の外側である。この地震活動は本震による応力場の変化が遠隔的なトリガーとなって発生したと著者らは考えている。

前震の大規模なすべり及び前震直後の小地震もまた、空間中において相補的に分布していたように見える(図 8b)。前震の断層面は一部本震の断層面と重なっているが、深部の大きなすべりが発生した場所は本震のそれと同じではなかった。

本震の断層セグメント #1 は前震の破壊域と空間的に重なっているが、前震の断層面とは傾斜角が異なっていた。つまり、本震前後の震源の空間分布における違いから推定されるように(図 2)、本震の破壊は日奈久断層に沿った前震の断層面とほぼ並行の他の断層面上で発生し、続いて布田川断層へと移った。このことは、布田川-日奈久断層系に沿っ

た断層構造が複雑であることを暗示している。この仮説を確認するためには、震源域において断層面の複雑な構造をイメージングするための余震の震源再決定や反射法地震探査に関する研究をさらに行う必要がある。

2002 年 11 月 3 日に発生した $M_w 7.9$ のデナリ地震はアラスカのデナリ断層系に沿った内陸の地殻地震であるが、これに先立ち、2002 年 10 月 23 日に、 $Mw 6.7$ のネナナ山地震が発生した。ネナナ山地震の余震はデナリ断層系に沿った垂直断層面を形成した。デナリ地震の破壊はスヒトナ氷河断層上で発生した。この断層はデナリ断層系のマッキンリーストランド(線状構造)の南にある分岐断層であり、ネナナ山地震が発生したところである。破壊はその後、デナリ断層系の主ストランド(線状構造)に沿って東方向へ伝播した(例: Ratchkovski ら



(2004))。2016 年の熊本地震の前震と本震の時空間的な関係は、2002 年デナリ地震のそれと似ているよう見える。

結論

2016 年熊本地震における前震及び本震の震源破壊過程について、強震データを用いた運動学的波形インバージョンにより推定した。前震は日奈久断層の北部に沿ってほぼ垂直の断層面上で発生した右横ずれ走向のすべり事象であった。2 つの大きなすべり域が震源近くと浅部で見つかった。本震の破壊は、日奈久断層に沿った北西に傾斜した断層面の深い部分から開始した。その後続いて布田川

断層に移り、北東方向及び上方向へ伝播して表層変位を伴う大きなすべりを生成した。本震のピクスリップは 5.1m であり、これにはすべりの直行方向成分を含む。また、破壊の継続時間は約 20 秒であった。布田川断層沿いの最も浅い小断層部でのすべり量は約 1~4m であり、このことは本震に関係する地表断層の出現と大まかに一致している。断層近くの 2 観測点における断層に平行な成分の大きな変位は、本震発生中の断層すべりの過程の時空間的な分布と一致していた。前震及び本震の破壊域の間の空間的な関係は、当地域の複雑な断層構造を暗示している。日奈久断層の中央部及び南部はこの一連の地震では破壊されなかった。

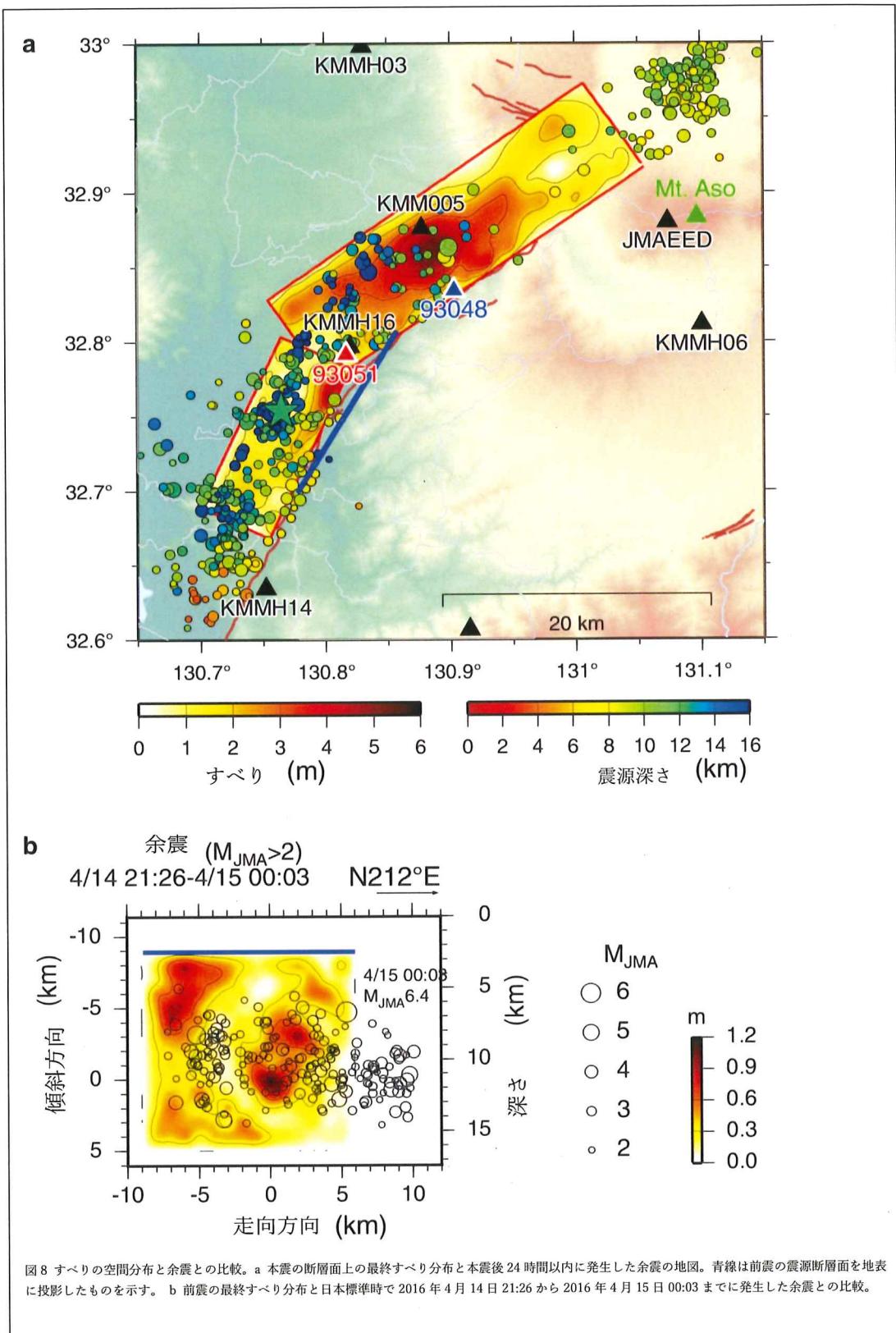


図8 すべりの空間分布と余震との比較。a 本震の断層面上の最終すべり分布と本震後24時間以内に発生した余震の地図。青線は前震の震源断層面を地表に投影したものを示す。b 前震の最終すべり分布と日本標準時で2016年4月14日21:26から2016年4月15日00:03までに発生した余震との比較。

著者らの寄与

KA はデータを分析し原稿を作成した。TI は研究デザインに参加し変位波形を合成した。両著者とも最終原稿を読み承認した。

謝辞

K-NET、KiK-net 及び F-net からの強震データは国立研究開発法人防災科学技術研究所から提供された。震度観測網からの強震データは気象庁(JMA)及び熊本県庁によって公表されたものである。気象庁一元化震源カタログは文部科学省(MEXT)の協力で気象庁 (JMA) が作成している。筆者らは 2 名の匿名査読者及び客員編集者の堀川 晴央氏から原稿を改善するのに有益なコメントや示唆を頂いたことに感謝する。描画には Generic Mapping Tool (Wessel と Smith (1998))を使用した。本研究は文部科学省から特別研究促進費(16H06298、主任研究員：清水洋教授)を、また文部科学省の災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画より助成を受けた。

利益相反

著者らは利益相反がないことを声明する。

受付 2016 年 5 月 17 日、受理 2016 年 7 月 29 日

オンラインでの公表 2016 年 8 月 31 日