

日本国内の内陸地殻内地震における
地表および潜在断層地震の地震動特性と
震源特性に関する基礎的研究

2019 年 1 月

吉田 昌平

目次

1. <u>序論</u>	1
1.1 研究背景	
1.2 研究目的	
1.3 地表および潜在断層地震に関する既往研究	
1.4 強震動予測手法	
1.5 本論文の構成	
2. <u>地表および潜在断層地震の地震動特性の違い</u>	14
2.1 本章の内容	
2.2 対象地震	
2.3 解析手法	
2.4 スペクトル距離減衰式について	
2.4.1 スペクトル距離減衰式の選定について	
2.4.2 Abrahamson and Silva (1997)のスペクトル距離減衰式	
2.4.3 Chiou and Youngs (2008)のスペクトル距離減衰式	
2.4.4 Morikawa and Fujiwara (2013)のスペクトル距離減衰式	
2.4.5 スペクトル距離減衰式の比較	
2.4.6 サイト増幅特性の補正について	
2.5 地表および潜在断層地震の地震動特性の比較	
2.6 まとめ	
3. <u>不均質すべり量分布から得られる震源特性の違い</u>	46
3.1 本章の内容	
3.2 震源断層の不均質すべり量分布の整理	
3.3 不均質すべり量分布の特性化	
3.4 地表および潜在断層地震の震源特性の違い	
3.4.1 アスペリティの深さ分布	
3.4.2 地表および潜在断層地震の巨視的断層パラメーター	
3.4.3 地表および潜在断層地震の微視的断層パラメーター	
3.4.4 震源深さとアスペリティ分布	
3.5 まとめ	

4. <u>2016年鳥取県中部の地震の特性化震源モデルの構築</u>	71
4.1 本章の内容	
4.2 研究背景と目的	
4.3 2016年鳥取県中部の地震の地震動特性	
4.4 経験的グリーン関数となる要素地震と観測点の選定	
4.5 震源断層のモデル化	
4.6 既往のスケーリング則との比較	
4.7 まとめ	
5. 強震動生成域から得られる震源特性の違い.....	89
5.1 本章の内容	
5.2 研究背景と目的	
5.3 特性化震源モデルの構築	
5.3.1 対象地震と要素地震の選定	
5.3.2 モデリング手法と合成パラメーターの推定	
5.3.3 2011年静岡県東部の地震の最適特性化震源モデル	
5.3.4 2013年栃木県北部の地震の最適特性化震源モデル	
5.3.5 2013年淡路島付近の地震の最適特性化震源モデル	
5.3.6 2014年長野県北部の地震の最適特性化震源モデル	
5.3.7 2016年熊本地震前震の最適特性化震源モデル	
5.4 得られた震源パラメーターと既往のスケーリング則の比較	
5.5 既往の震源モデルを含めたスケーリング則の比較	
5.6 統計的グリーン関数法を用いた強震動シミュレーション	
5.6.1 統計的グリーン関数法	
5.6.2 特性化震源モデル	
5.6.3 解析結果と観測値との比較	
5.7 まとめ	
6. まとめ.....	127

謝辞

付録

第1章 序論

1.1 研究背景

日本の地震災害に対する考え方を変えた契機として、1995年1月17日に発生した兵庫県南部地震が挙げられる。この地震は、高度経済成長期を経て発展した我が国の現代都市に対して大規模な地震被害を与え、防災対策に関する課題が大きく露呈した。当該地震ではJR 鷹取やJMA 神戸の観測記録を含めて多数の強震観測記録が得られ、多くの研究者により震源断層の破壊過程（例えばSekiguchi *et al.*, 2002）や大規模な被害が生じた要因（例えば川瀬・松島, 1998）の分析がなされた。広域で大規模な地震災害を生じた要因の1つに「ディレクティブティパルス波」の存在が挙げられる。これは震源断層の破壊伝播の進行に伴う波の増幅的干渉で、破壊伝播側は波の重複により鋭いソルス波が生成される。1995年兵庫県南部地震は明石海峡直下を破壊開始点として、淡路島側と神戸市側の大都市部に断層破壊が進行したため、パルス波を含めた強い地震動が大都市部に甚大な被害を与えた要因となった。ディレクティブティパルス波は、米国の1992年ランダース地震や1994年ノースリッジ地震で記録されていた (Somerville *et al.*, 1996) が、国内では1995年兵庫県南部地震が初の事例であった。また、基盤の不整形性に起因した「エッジ効果」と呼ばれる盆地端部生成波と直達S波の増幅的干渉 (川瀬・松島, 1998) によって、六甲山に沿う神戸市から西宮市までの長さ20km、幅1kmの領域で特に被害が甚大で「震災の帯」と呼ばれ、現在も周知されている。1995年兵庫県南部地震を含めて巨大地震が頻発する日本国において、安心・安全に暮らせるまちづくりを遂行するためには、巨大地震に対する対策が必要不可欠である。現在は地域防災計画に伴う被害想定や構造物に対する地震時の挙動の解析・評価のために強震動予測がなされ、巨大地震に対する被害軽減の取り組みが行われている。特に構造物の入力地震動はレベル1地震動とレベル2地震動が定義され、中でもレベル2地震動は対象構造物の設計供用期間中に発生する確率が低い地震動、または対象構造物が経験するものとして最大級と評価される地震動と定義され、重要構造物に対しては1995年兵庫県南部地震のような巨大地震に耐えうる性能を有する構造設計がなされている。しかし、最大級とされる地震動を評価するためには、地震動の主要因である震源特性、伝播経路特性、サイト増幅特性の3要素 (図1.1) を精度良く設定する必要がある。これらの要素は入力地震動の振幅の大小だけでなく周期特性にも影響し、あらゆる情報を活かした高精度の強震動予測が望まれる。

震源特性は、震源断層の規模・破壊様式・すべりの時間的・空間的な特徴であり、地盤内に生成させる地震動を決定づける重要なファクターである。伝播経路特性は幾何減衰・散乱減衰・粘性減衰で説明され、震源断層から生成された地震動が観測点直下の地震基盤境界面に達するまでの伝播経路固有の特性を反映しており、辿る経路によってその波の様相が変化する。サイト増幅特性は、地震発生層 ($V_s=3.0\text{km/s}$) 以浅の堆積層に地震動が入射することで地震動が増幅される現象で、大都市は平野部または盆地部の比較的軟弱地盤上に構築されているため地盤増幅特性の影響を多大に受ける。これら構成要素を踏まえた一連の強震動予測手法が地震調査研究推進本部の「震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」)」 (地震調査研究推進本部, 2017) にまとめられている。「レシピ」に従った強震動予測の流れは、①特性化震源モデルの設定、②地下構造モデルの設定、③強震動計算、④予測結果の検証の4つの過程から構成される。特に①特性化震源モデルの設定は、生成させる地震動を左右させる極めて重要な作業となる。Kamae and Irikura(1998)は1995年兵庫県南部地震の広帯域シミュ

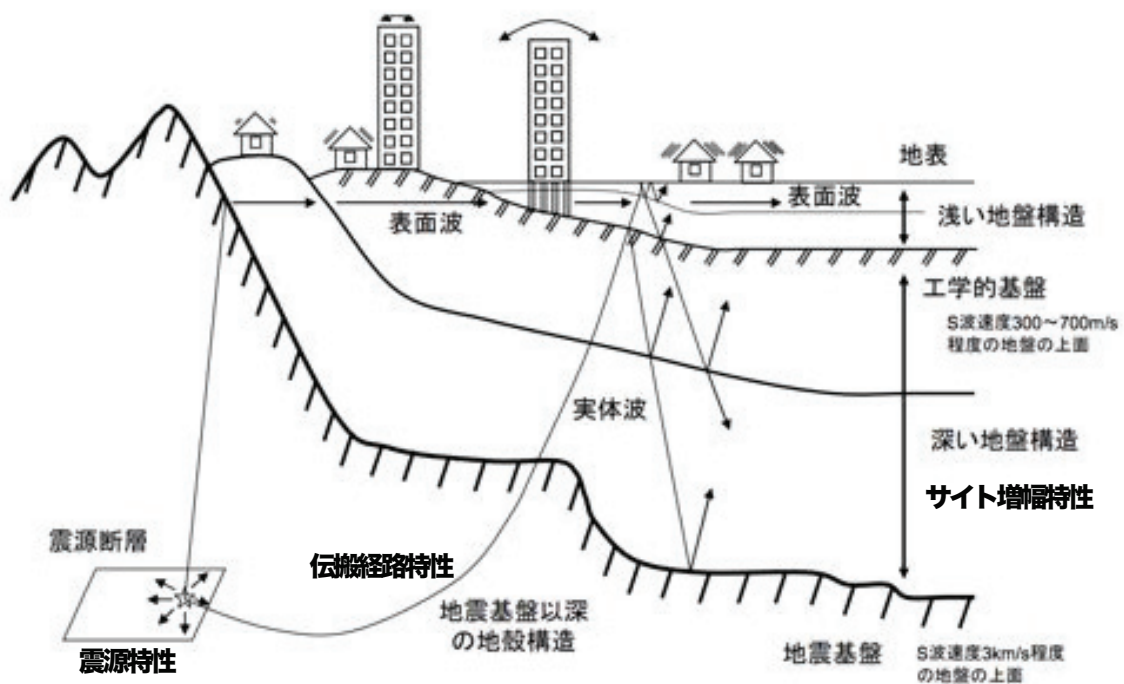


図 1.1 地表面の強震観測記録を構成する 3 要素[震源特性・伝播経路特性・サイト増幅特性]の模式図 (地震調査研究推進本部 (2017) に加筆)

レーションを実施し、震源インバージョン解析によって得られる不均質すべり量分布のすべり量の大きいアスペリティ領域と広帯域シミュレーションに必要な強震動生成 (SMGA : Strong Motion Generation Area, Miyake *et al.*, 2003) が整合することを示した。アスペリティ領域と強震動生成域が一致することを念頭に Somerville *et al.* (1999) は、主に米国の内陸地殻内地震を対象に強震動観測記録に基づく震源インバージョン (例えば Hartzell and Heaton, 1983) による不均質すべり量分布を一定規範に基づいて解析し、断層破壊領域とすべり量の大きいアスペリティ領域を抽出した。その結果、得られた震源パラメーターから地震規模と断層破壊領域及びアスペリティ領域の自己相似則と回帰式を提案している。すなわち、断層破壊領域およびアスペリティ領域は地震規模と比例関係にあることを示した。近年発生した国内の内陸地殻内地震に対する不均質すべり量分布も同様に特性化され、Somerville *et al.* (1999) の回帰式との整合性が確認されている (例えば宮腰ほか, 2013)。入倉・三宅 (2001), Irikura (2007), Irikura and Miyake (2011) は、断層破壊領域やアスペリティ総面積と地震規模の自己相似則に加えて、壇ほか (2001) の地震規模と短周期レベルの自己相似則やアスペリティモデルに基づく応力降下量の設定手法を取り入れ、特性化震源モデルのモデル化手法の一連の作業過程を提案し、「レシピ」に反映されている。矩形のアスペリティと背景領域で表現される特性化震源モデルの実地震への適用性は、2000 年鳥取県西部地震や 2003 年十勝沖地震、2005 年福岡県西方沖地震の K-NET や KiK-net, 気象庁、自治体震度観測点の強震観測記録を用いた強震動予測手法で検証がなされている (地震調査研究推進本部, 2017)。「レシピ」は地震動評価者の主観によるシナリオ地震の予測結果のばらつきを防ぐ標準的な手法論であり、将来的に発生確率の高いシナリオ地震に対する単純かつ高精度の強震動予測を可能とした。

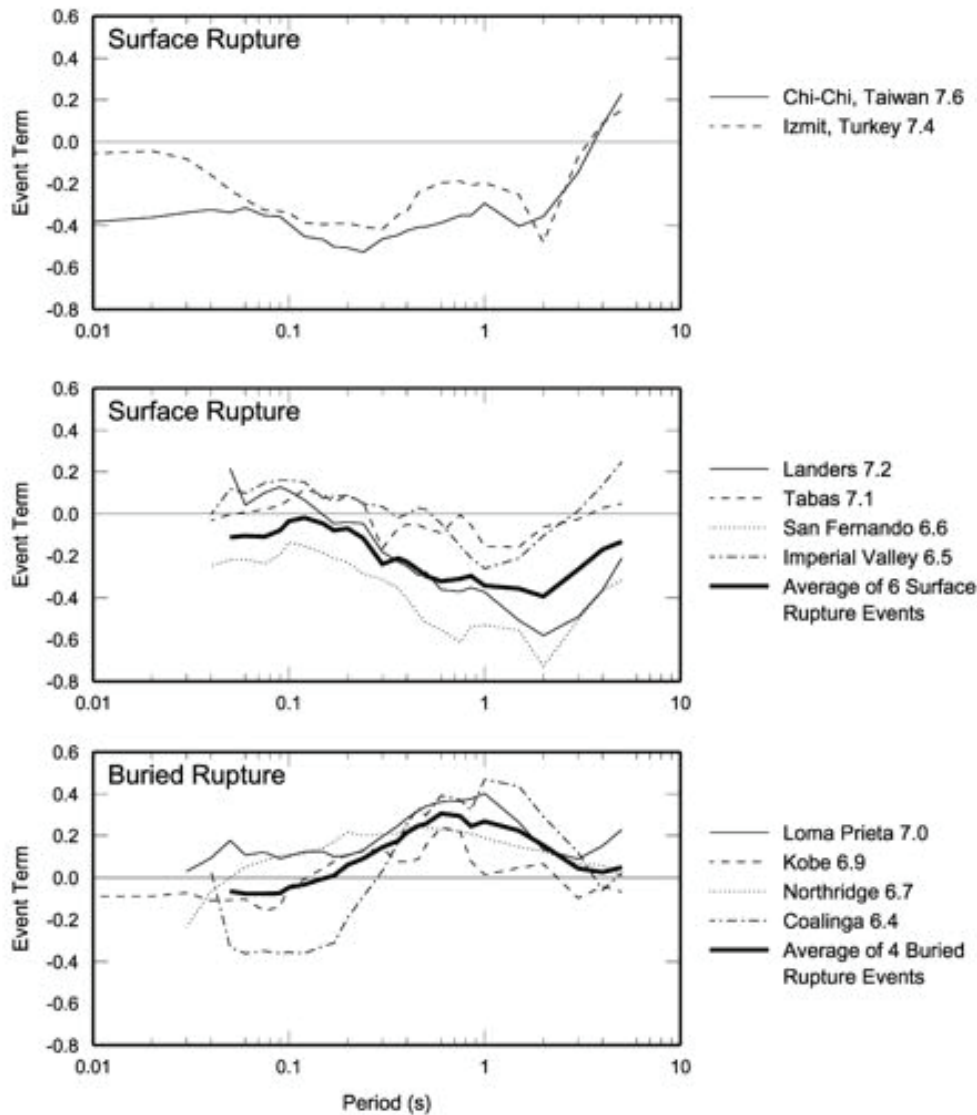


図1.2 スペクトル距離減衰式の標準加速度応答スペクトルに対する観測加速度応答スペクトルの偏差の各地震の平均値 (Somerville, 2003), 縦軸: 自然対数 [$\ln(obs/syn)$], 上図と中図: 地表断層地震, 下図: 潜在断層地震

一方で、特性化震源モデルのような運動学的モデルは、震源断層破壊における震源物理を十分に反映できていないことが課題に挙げられる。それゆえ、シミュレーション波は震源断層の破壊過程の複雑さに起因した観測地震動のばらつきを十分に表現できない。その一例として、地表断層地震（地表地震断層が生じた地震）と潜在断層地震（地表地震断層が生じなかった地震）の地震動特性の違いが挙げられる。Somerville (2003) は、トルコの1999年コジャエリ地震や台湾の1999年集集地震、米国の1994年ノースリッジ地震など10個の内陸地殻内地震の震源断層近傍の強震観測記録を使用し、スペクトル距離減衰式 (Abrahamson and Silva, 1997) から算出される標準的な加速度応答スペクトルに対する観測加速度応答スペクトルの偏差に着目し、地表および潜在断層地震の地震動特性を比較している。その結果、潜在断層地震は地表断層地震より周期0.3-3.0秒程度の短周期帯域の地震動が強いことを示した (図1.2)。Kagawa *et al.* (2004) や Pitarka *et al.* (2009) は地震動特性の違いが震源特性に起因して

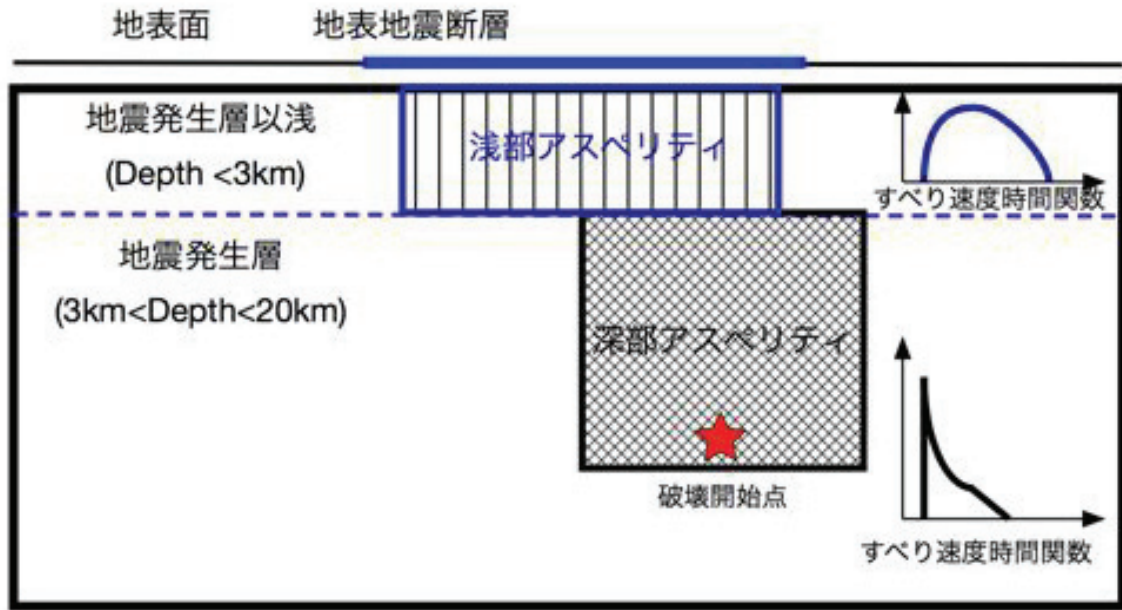


図 1.3 地表断層地震の震源断層破壊の模式図

いると考え、運動学的震源モデルおよび動力学的震源モデルから地表および潜在断層地震の震源特性の違いを検討している。

今後も大規模な地震が発生する可能性が高く、発展する我が国の都市において建造物の耐震設計や被害想定等のためのシナリオ地震の強震動予測は非常に重要な意味を持ち、さらなる強震動予測の精度の向上が必要不可欠である。強震動予測の高精度化には、震源断層の複雑な破壊過程を震源断層のモデル化や強震動予測手法に反映させる必要がある。2016年熊本地震以降、地表地震断層である地表面の断層変位が工学的に重要視されてきた昨今、断層変位を高精度に再現するために地震発生層以浅（深さ 3km 以浅）の震源断層のモデル化が多く研究者によって議論されており、地表地震断層が出現する地震に対する強震動予測の高精度化が望まれている。したがって、Somerville(2003)が実施したような地表および潜在断層地震の地震動特性の違いを国内の内陸地殻内地震に対して評価することは極めて重要であると考えられ、その原因を追求するとともに強震動予測手法レシピのように、工学分野において地表および潜在断層地震を区別した強震動予測を実施できる手法の開発が必要である。

1.2 研究目的

本論文では、国内の内陸地殻内地震に対しては議論されていない、地表および潜在断層地震の地震動特性と震源特性の違いに着目する。図 1.3 に地表断層地震の震源断層破壊の模式図を示す。図中の震源断層モデルは破壊開始点から破壊が開始し、深部アスペリティ領域の破壊に伴い地盤内に地震規模に応じた地震動が生成される。深部アスペリティのすべり速度時間関数の形状は Kostrov 型でライズタイムが短く、明瞭なピークを有する関数となるのは既往の調査・研究から広く知られている。潜在断層地震の破壊はここで終わるが、地表断層地震は地震発生層以浅の領域が深部すべりの影響で受動的にすべり、地表面に達することで断層変位が生じると考えられる。地震発生層以浅は未固結の堆

積層に起因して、すべり速度時間関数はSmooth ramp functionの形状に近く、最大すべり速度が小さく、パルス幅の長いすべり速度時間関数となる。地震発生層以浅の滑らかなすべり速度時間関数は震源インバージョンの結果からも確認されている(例えば、2014年長野県北部の地震:引間ほか,2018;2016年熊本地震:Asano and Iwata,2016)。浅部領域の震源断層のすべりは地震モーメントの増加に寄与するが、滑らかなすべり速度時間関数であるため短周期帯域の地震動生成への寄与は小さいと推測される。したがって、Somerville(2003)で確認されたように、同地震規模の場合でも地表地震断層の有無で地震動特性の違いが発現すると考えられる。

Somerville(2003)の解析において、日本国内の内陸地殻内地震は1995年兵庫県南部地震に限られており、国内の内陸地殻内地震に対する評価は十分になされていない。国内の内陸地殻内地震に対しても同様の事象を確認できるか検証し、その原因を追求する必要があると考える。1995年兵庫県南部地震以降、日本国内では大規模な内陸地殻内地震が頻発しており、2008年岩手・宮城内陸地震、2011年福島県浜通り地震、2014年長野県北部の地震、2016年熊本地震などで明瞭な地表地震断層の出現が確認されている。国内の内陸地殻内地震に限っても地表および潜在断層地震の地震動特性や震源特性の比較を十分に実施できる数の地震が発生している。また(国研)防災科学技術研究所のK-NET、KiK-netを中心とした国内の強震観測網の充実に伴い、震源断層近傍で多くの強震観測記録が取得できるようになった。強震観測記録の蓄積から距離減衰式の高高度化、各観測点固有のサイト増幅特性の評価がなされ、最近の知見を取り入れることで、より詳細な地震動特性の違いを評価できることが期待される。また、強震観測記録の充実やデータ取得の簡便性により、近地強震観測記録を用いた震源インバージョン解析が実施され、国内の内陸地殻内地震に対して高分解能の震源破壊過程が推定されており、震源特性の評価も十分にできる環境が整っている。

本研究の流れとして、まず国内の内陸地殻内地震の地表および潜在断層地震の地震動特性の違いを把握する。これは既往研究と同様の手法から地震動特性の違いが見られるか検証し、さらに最新の知見を導入した解析結果と適宜比較し、最も精度良く評価できる手法を提案する。地表地震断層の有無に限らず、各地震の地震動強さを定量的に比較できれば、震源断層の断層パラメーターの妥当性の検証に用いることができる。次に、得られた地震動特性の違いを説明するために、震源インバージョン解析から得られた不均質すべり量分布を特性化して、抽出される断層破壊領域とアスペリティ領域の震源パラメーターから地表および潜在断層地震の震源特性の比較を実施する。これは先行研究であるKagawa *et al.*(2004)の結果とIrikura and Miyake (2011)で示された自己相似則との整合性を確認するためである。さらに、観測された広帯域の強震観測記録とのフィッティングにより推定される強震動生成域(SMGA)を幾つかの地表および潜在断層地震を対象に構築し、得られたSMGAの特徴を比較する。強震動生成域は短周期帯域まで含んだ強震観測記録に基づいて構築されるため、地震動特性の違いを反映した震源モデルが得られることが期待される。最終的に得られた震源パラメーターに基づいて特性化震源モデルを構築し、強震動シミュレーションによる合成波形と観測波形の比較から、得られた断層パラメーターの妥当性を検証する。

1.3 地表および潜在断層地震に関する既往研究

地表地震断層は、震源断層の断層運動が地表面まで達したものを指す。武村(1998)や片岡・日下部

(2005)によると地表地震断層の出現率は地震規模に伴って高くなり、特に M6.5-M6.8 を境に急激に出現率が上昇する。地震発生層の深さは概ね 3-20km 程度とされており、3km 以浅は地殻構成物質が十分に固結しておらず、20km 以深は岩盤の温度が高く延性的となることから強い地震動を放射する断層破壊が生じないと考えられている。地震規模が大きくなるにつれて断層破壊領域は増加するが、断層破壊領域の増加は断層長さと同程度とすべり量が同じスケールで大きくなる。地震規模の増加に伴い断層幅が地震発生層一杯に広がると、断層破壊の際に地殻浅部も受動的にすべるようになり、地表面にまでその影響を及ぼす可能性が高くなる。M6.5-M6.8 の地震規模で断層破壊領域が地震発生層に飽和するため (Shimazaki, 1986)、地表断層の出現率が上がると考えられる。

内陸地殻内地震における地表地震断層の有無は、地震発生後に大学、(国研)産業総合技術研究所等の多くの機関によって調査が実施される。最近の国内の地震では、1995 年兵庫県南部地震 (例えば松田, 1995)、2004 年新潟県中越地震 (例えば Maruyama *et al.*, 2005)、2008 年岩手・宮城内陸地震 (例えば遠田ほか, 2010)、2011 年福島県浜通り地震 (例えば堤ほか, 2012)、2014 年長野県北部の地震 (例えば廣内ほか, 2015)、2016 年熊本地震 (例えば Shirahama *et al.*, 2016) で地表地震断層の出現が確認されている。地表地震断層の出現が確認された地震では、断層直上の断層変位や老朽化に起因した建物倒壊を除くと、震源断層近傍および周辺の建物被害が軽微である特徴的な被害事例が幾つか報告されている (久田ほか, 2012; 久田ほか, 2014; 香川ほか 2016)。また 国外の地震である 1999 年台湾・集集地震でも、全長 50km 程度の逆断層型の地表地震断層が生じたが、断層近傍の建物被害は軽微であったことが報告されており (久田, 2008)、国内外問わず同様の現象が確認されているが、その要因については十分に解明されていない。

Somerville (2003) は、上述したように主に国外の内陸地殻内地震を対象に、スペクトル距離減衰式から得られる標準加速度応答スペクトルに対する観測加速度応答スペクトルの偏差から地表および潜在断層地震の地震動特性の比較を実施しており、潜在断層地震は地表断層地震より周期 0.3-3.0 秒で強い地震動が生成されていることを示した。Kagawa *et al.* (2004) は、地震動特性の違いが震源特性にあることを明らかにした。具体的には、Somerville (2003) の対象地震と国内の内陸地殻内地震の震源インバージョン結果である不均質すべり量分布を、一定の規範に基づいて特性化することで得られる運動学的モデル (特性化震源モデル) の震源パラメーターから地表および潜在断層地震の違いを考察している。その結果、潜在断層地震は 5km 以深にアスペリティが集中しているのに対して、地表断層地震が 5km 以浅にアスペリティが集中していることを明らかにした。さらに、地表断層地震は潜在断層地震より断層破壊領域が大きく、深部アスペリティの応力降下量は浅部のものと比べて 3 倍程度大きく、すべり速度が 2 倍程度大きいことを示した。同規模の地震でも断層破壊領域や応力降下量、すべり速度に有意な差が見られ、震源特性の違いに応じて生成される地震動が異なることを明らかにした。

また、動力学的震源モデルを用いた検討 (Mai *et al.*, 2005; Pitarka *et al.*, 2009) もなされており、地表および潜在断層地震の震源特性の差異に言及している。Mai *et al.* (2005) は Kagawa *et al.* (2004) で用いられた震源インバージョン解析の結果を参考に動力学シミュレーションを実施し、地表および潜在断層地震の破壊エネルギーの違いを指摘している。その結果、地表断層地震が潜在断層地震より破壊エネルギーが大きく、生成される地震動が弱くなることを示した。Pitarka *et al.* (2009) は 5km 以浅の浅部領域のすべり弱化距離を長く、平均応力降下量を負の値とすることで観測地震動を再現している。これは Mai *et al.* (2005) で示された地表断層地震の破壊エネルギーが大きいことと整合する結果である。以

上のように、地表断層地震は浅部領域の相対的な低剛性に起因して破壊エネルギーが大きく、深部領域より浅部領域の方が応力降下量が小さいことが地震動特性に差異を与えた要因であると考えられている。

1.4 強震動予測手法

本論文では、距離減衰式や経験的グリーン関数法、統計的グリーン関数法を用いた解析を実施するため、強震動予測手法についてあらかじめまとめて以下に記す。

強震動予測手法は主に経験的手法、半経験的手法、理論的手法の3つに大別される。経験的手法は主に距離減衰式が挙げられ、過去に発生した地震の地震規模や震源断層最短距離、断層破壊型式、地盤情報などを説明変数として、統計的な回帰分析を行うことで導出される経験的な回帰式である。

Gutenberg and Richter(1942)の先駆的な研究以降、多くの距離減衰式が提案されており、最大加速度や最大速度(例えば司・翠川,1999)、応答スペクトル(例えば内山・翠川,2006)の簡便かつ実用性の高い指標を常に安定的に求めることができる。一方、地盤の非線形性や不整形などの複雑な地盤条件、ディレクティビティパルスや震源断層近傍の放射特性などの複雑な震源破壊過程や時刻歴波形が算出できないことが欠点に挙げられ、地震被害を評価する指標としては十分ではない。しかし、最近では震源断層の破壊伝播効果を考慮した距離減衰式(王寺ほか,2009;香川,2009)や、2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)のような超巨大地震に適用できる距離減衰式(Morikawa and Fujiwara,2013)が提案されるなど、強震観測網の充実に伴い距離減衰式の高度化も進められている。また、米国では距離減衰式の高度化を図るために、次世代型距離減衰式開発プロジェクト(Next Generation of Ground Motion Attenuation Model [NGA] Project)を立ち上げ、5つの研究開発チームにより距離減衰式(NGA-west1)が提案されている。さらに2014年にデータセットを拡張した新たな距離減衰式(NGA-west2)も提案されている。多くの距離減衰式が提案されている昨今、距離減衰式ごとに説明変数や目的変数、地震データベースの違いなどが挙げられ、得られる値も異なってくる。簡便法を用いた強震動シミュレーションの際には、条件に適した距離減衰式を慎重に選定する必要がある。

半経験的手法は、主に経験的グリーン関数法が挙げられる。大地震の伝播経路特性とサイト増幅特性がほぼ同じとみなせる中・小地震観測波形をグリーン関数として、震源断層の破壊過程に沿って重ね合わせることで大地震の強震波形を評価する手法である。この手法は伝播経路特性とサイト増幅特性を別途評価する必要が無いことが利点である。この波形合成法はHartzell(1978)によって長周期帯域の地震動の再現が先駆的になされ、その後Irikura(1986)によって短周期帯域の地震動の再現まで拡張され、工学的に有用性が高まった。1995年兵庫県南部地震(Kamae and Irikura,1998)や2000年鳥取県西部地震(池田ほか,2002)、最近では2016年熊本地震(Irikura et al.,2016)の強震動シミュレーションから経験的グリーン関数法の有効性が示されている。第4章以降でIrikura(1986)の経験的グリーン関数法を用いるため詳細を述べる。Irikura(1986)、横井・入倉(1991)は大地震の変位波形 $U(t)$ を小地震の変位波形 $u(t)$ 用いた次式(1.1)で表現している。

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \frac{r}{r_{ij}} F(t) * (C \cdot u(t)) \quad (1.1)$$

$$F(t) = \delta(t - t_{ij}) + \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \delta\left(t - t_{ij} - \frac{(k-1)T}{(N-1)n'}\right) \quad (1.1)$$

$$t_{ij} = \frac{r_{ij} - r}{V_s} + \frac{\zeta_{ij}}{V_r}$$

ここに、 N は大地震と小地震の断層面の長さ、幅、すべり量の比、 C は応力降下量比、 $*$ は畳み込み積分、 r は小地震震源から観測点までの距離、 r_{ij} は断層面の長さ、幅を $N \times N$ 分割したときの (i, j) 番目の要素断層から観測点までの距離、 F は大地震の小地震のすべり速度時間関数の補正である。大地震のすべり速度時間関数の補正 F はデルタ関数とボックスカー関数を用いた中段の式により算出される。ここに δ はデルタ関数、 T はライズタイム、 n' はすべり速度時間関数を N 分割し合成させるときに人工的な卓越周期を避けるために再分割させる係数である。実観測記録をグリーン関数とするため、大地震と同じメカニズム・伝播経路特性を有する小地震波形を選定できれば、式(1.1)を用いて高精度に大地震の強震動記録を算定することが可能である。強震動予測に際して経験的グリーン関数法は非常に有用であるが、常に適切な中・小地震波形を選定することができない大きな欠点を持つ。この欠点を補うために、釜江ほか(1991)により統計的グリーン関数法が提案された。これはグリーン関数を人工的に作成した地震波形で代用し合成させるため実記録の地震動を必要としない。人工波形は震源スペクトル (Boore, 1983) と加速度エンベロップ (例えば, Jennings *et al.*, 1968) を拘束条件として適切な小地震波形が算定される。ただし、位相特性に乱数値を用いるため生成される波形に応じて位相の周波数特性が変化し、合成の際に異なる波動間の干渉により、必ずしも適切な波形が得られるとは限らない。これらを改善するために、香川(2004)は一定の条件で長周期成分が揃った波形を生成することで長周期での異なる波動間の不適切な干渉を防ぎ、より広帯域に適用できるように拡張している。また、古和田ほか(1998)は実地震記録から算定した経験的な位相特性とサイト増幅特性を用いて統計的グリーン関数法の高度化を図っており、経験的グリーン関数法と同じように大地震の位相特性と類似した小地震波形を選定することで精度良い強震動予測を可能とした。

また理論的手法として、近年の計算機の発展に伴い有限差分法や有限要素法が主に用いられる。これらの手法は2次元または3次元の不均質な地下構造をモデル化し、弾性波動論に基づいて地震動を計算する手法である。特に差分法は互い違い格子を用いた差分に、震源の導入、地表面及び自由境界の処理、非弾性減衰の導入など地震波動伝播に必要な情報を取り入れ、有限差分法を用いた強震動予測の実用化が図られた (Graves, 1996)。さらに不等間隔格子 (Pitarka, 1999) や不連続格子 (Aoi and Fujiwara, 1999) を取り入れることで大規模な計算の高速化を可能とした。3次元構造モデルを構築するための十分な情報が得られていない場合、または地盤構造モデルが水平成層多層構造を仮定できる場合、計算時間を短縮させたい場合などには、離散化波数法 (例えば Bouchon, 1981) や波数積分法 (例えば Kennett, 1979) が用いられる。しかし、短周期帯域の地震動の情報は伝播経路特性や浅部地盤構造の影響を受けるため、微細な地盤構造の変化をモデル化できない上述の手法は周期 1.0 秒程度以上の長周期帯域に限られるのが欠点である。

工学的には短周期から長周期までの広帯域の情報が必要となる。この周期帯をカバーする手法としてハイブリッド法が提案されている。これは短周期帯域の地震動に半経験的手法、長周期帯域の地震動に理論的手法を適用し適切な周期帯で合成する手法である (Kamae *et al.*, 1998)。接続周期帯は通常

0.5-4.0 秒程度とされており、地震規模や用いる手法、モデル、対象とする領域の大きさなどによって異なっており、振幅スペクトルの大きさや波形形状に大きな矛盾が生じないように注意が必要である。広帯域の地震動を計算するためには同手法が現時点で最も優れている。

以上のように強震動予測には多くの手法が提案されており、必要な用途に応じて適切な手法を選択する必要がある。

1.5 本論文の構成

本論文の構成は以下に示す通りである。

第1章「序論」では、本研究の背景および目的、先行研究について述べる。

第2章「地表および潜在断層地震の地震動特性の違い」では、地表および潜在断層地震の地震動特性を比較するための手法を述べた後に、地震動特性の違いについて議論する。

第3章「不均質すべり量分布から得られる震源特性の違い」では、震源インバージョン解析から得られた不均質すべり量分布を特性化し、抽出した震源パラメーターから地表および潜在断層地震の震源特性の違いを確認する。

第4章「2016年鳥取県中部の地震の特性化震源モデルの構築」では、潜在断層地震である2016年鳥取県中部の地震を対象に強震動生成域から構成される特性化震源モデルを構築し、既往のスケーリング則との対応を確認する。

第5章「強震動生成域から得られる震源特性の違い」では、M6.0程度の5つの国内の内陸地殻内地震を対象に強震動生成域から構成される特性化震源モデルを構築し、地表および潜在断層地震の震源特性の比較を実施する。さらに他の内陸地殻内地震の結果を取り入れ、強震動生成域から得られるスケーリング則や特徴から地表および潜在断層地震の震源特性の違いを把握する。

第6章「まとめ」では、本研究で得られた成果を総括する。

参考文献

- Abrahamson, N. A. and Silva, W. J. (1997): Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquake, *Seism. Res. Lett.*, Vol.68, pp. 94-127.
- Aoi, S. and Fujiwara, H. (1999): 3D Finite-Difference Method Using Discontinuous Grids, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.89, No.4, pp. 918-930.
- Asano, K. and Iwata, T. (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.147, DOI 10.1186/s40623-016-0519-9.
- Boore, D. M. (1983): Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological model of the radiation spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.73, pp. 1865-1894.
- Bouchon, M. (1981): A simple method to calculate Green's functions for elastic layer media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.71, pp.959-971.
- 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透(2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のためのモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第 545 号, pp.51-62.
- Graves, R. W. (1996): Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 86, No. 4, pp. 1091-1106.
- Gutenberg, B. and Richter, C. F. (1942): Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.32, pp. 163-191.
- Hartzell, S. H. (1978): Earthquake aftershocks as Green's function, *Geophys. Res. Letters*, Vol.5, pp.1-4.
- Hartzell, S. H. and Heaton, T. H.(1983): Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.73, pp.1553-1583.
- 引間和人, 中村亮一, 植竹富一(2018): 2014 年長野県北部の地震 (M_J 6.7) の震源過程 ~3 次元速度構造を考慮した再解析~, 日本地球惑星科学連合 2018 年大会, SSS14-P29.
- 廣内大介, 松多信尚, 杉戸信彦, 熊原康弘, 石黒聡士, 金田平太郎, 後藤秀明, 猪原京子, 中田高, 鈴木康弘, 渡辺満久, 澤祥(2015): 糸魚川-静岡構造線北部に出現した 2014 年長野県北部の地震(神城断層地震)の地表地震断層, 活断層研究, Vol. 43, pp.149-162.
- 久田嘉章(2008): 活断層と建物の減災対策, 活断層研究, Vol. 28, pp. 77-87, 2008.
- 久田嘉章, 久保智弘, 松澤佳, 松本俊明, 田邊朗仁, 森川淳(2012): 2011 年福島県浜通り地震の地表地震断層の近傍における建物被害調査, 日本地震工学論文, 第 12 巻, 第 4 号(特集号), pp. 104-126.
- 久田嘉章, 石川理人(2014): 2014 年長野県北部地震での地表地震断層近傍での建物被害 (速報) <<http://kouzo-u.cc.Kogakuin.ac.jp/Open/report/2014-11-Nagano-EQ-hisada.pdf>> (2018/ 10/14 閲覧).

- 池田隆明, 釜江克宏, 三輪滋, 入倉孝次郎(2002): 経験的グリーン関数法を用いた 2000 年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, Vol. 561, pp.37-45.
- Irikura, K. (1986) : Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, in Proc. 7th Japan Earthquake Engineering Symp., pp. 151-156.
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵(2001): シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, Vol. 110, pp. 849-875.
- Irikura, K. (2007) : Predicting strong motions with a "Recipe", Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, Vol.81, pp.341-352.
- Irikura, K. and Miyake, H. (2011) : Recipe for predicting strong motion from crustal earthquake scenarios, *Pure Appl. Geophys*, Vol.168, pp.85-104.
- Irikura, K., Miyakoshi, K., Kamae, K., Yoshida, K., Somei, K., Kurahashi, S. and Miyake, H. (2017) : Applicability of source scaling relations for crustal earthquakes to estimation of the ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake, *Earth, Planets and Space*, Vol.69, No.10, DOI 10.1186/s40623-016-0586-y.
- Jennings, P. C., Housner, W. G. and Tsai, C. N. (1968) : Simulated earthquake motion, E. E. R. I., Pasadena.
- 地震調査研究推進本部(2017) : 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」), <https://www.jishin.go.jp/main/chousa/17_yosokuchizu/recipe.pdf> (2018 年 10 月 15 日閲覧)
- Kagawa, T., Irikura, K. and Somerville, P. G. (2004): Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes, *Earth, Planets and Space*, Vol.56, pp.3-14.
- 香川敬生(2004) : ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張, 日本地震工学会論文集, 第 4 巻, 第 2 号, pp.21-32.
- 香川敬生(2009) : 断層モデルとの比較に基づく震源破壊進行を考慮した経験的距離減衰式特性の補正について, 土木学会論文集 A1, Vol.65, No.1, pp.59-64.
- 香川敬生, 吉田昌平, 上野太士(2016) : 2016 年熊本地震で生じた地表地震断層ごく近傍の強震動について, 第 36 回地震工学研究発表会概要集, A24-904.
- 釜江克弘, 入倉孝次郎, 福知保長(1991) : 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測: 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 430 号, pp.1-9.
- Kamae, K. and Irikura, K. (1998) : Source model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake and simulation of near source ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.88, No.2, pp.400-412.
- Kamae, K., Irikura, K. and Pitarka, A. (1998) : A Technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 88, pp. 357-367.
- 片岡正次郎, 日下部毅明(2005) : 内陸地震の規模・タイプと地表地震断層の特性との関係土木学会論文集, 801, I-73, pp.21-32.
- 川瀬博, 松島信一(1998) : 「エッジ効果」に着目した単純な二次元盆地構造の三次元波動

- 場解析, 地震第 2 輯, 第 50 卷, pp.431-449.
- Kennett, B. L. N. and Kerry N. J. (1979) : Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, Vol.57, pp.557-583.
- 古和田明, 田居優, 岩崎好規, 入倉孝次郎(1998) : 経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 第 514 号. pp. 97-104.
- Mai, P. M., Somerville, P., Pitarka, A., Dauglar, L., Miyake, H., Song, S., Beroza, G. and Irikura, K. (2005) : On the scaling of dynamic source parameters and their relation to near source ground motion prediction, *Seismol. Res. Let.*, Vol.76, pp.261.
- Maruyama, T., Fusejima, Y., Yoshioka, T., Awata, Y. and Matura, T. (2005) : Characteristics of the surface rupture associated with the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake, central Japan and their seismotectonic implications, *Earth, Planets and Space*, Vol.57, pp.521-526.
- 松田磐余(1995) : 1995 年兵庫県南部地震の地震断層と地形から見た被害状況, 総合都市研究, Vol.57, pp. 5-18.
- Miyake, H., Iwata, T. and Irikura, K. (2003) : Source characterization for broadband ground motion simulation : kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 6, pp. 2531- 2545.
- 宮腰研, 入倉孝次郎, 釜江克宏(2013) : 強震動記録を用いた震源インバージョンに基づく国内の内陸地殻内地震の震源パラメータのスケーリング則の再検討, 日本地震工学会論文集, 第 15 巻, 第 7 号 (特集号), pp. 141-156.
- Morikawa, N., H. Fujiwara(2013) : A New Ground Motion Prediction Equation for Japan Application up to M9 Mega-Earthquake, *Journal of Disaster Research*, Vol.8, No.5, pp.878-888.
- 王寺秀介, 澤田純男, 岩田知孝, 神原隆則(2009) : 等価震源距離に基づくディレクティブティ効果を考慮した距離減衰式, 土木学会論文集 A1, 65, pp. 104-110.
- Pitarka, A. (1999) : 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.89, No.1, pp.54-68.
- Pitarka, A., Dalgner, L. A., Day, S. M., Somerville, P. G. and Dan, K. (2009) : Numerical study of Ground-Motion Difference between Buried-rupturing and Surface Rupturing Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.99, No.3, pp.1521-1547.
- Sekiguchi, H., Irikura, K. and Iwata, T. (2002) : Source inversion for estimating continuous slip distribution on the fault – Introduction of Green’s functions convolved with a correction functions to give moving dislocation effects in subfault –, *Geophys. J. Int.*, Vol.150, pp. 377-391.
- 司宏俊, 翠川三郎(1999) : 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第 523 号, pp.63-70.
- Shirahama, Y., Masayuki, Y., Maruyama, T., Azuma, T., Miyashita, Y., Mori, H., Imanishi, K., Takeda, N., Ochi, T., Otsubo, M., Asahina, T. and Miyakawa, K. (2016) : Characteristics of

- the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, *Earth, Planets and Space*, Vol. 68, No.191, DOI 10.1186/s40623-016-0559-1.
- Shimzaki, K. (1986) : Small and large earthquake : the effects of the thickness of seismogenic layer and the free surface, *Geophys. Mon. Seri.*, Vol.37, 8pp.
- Somerville, P. G., Saikia, C., Wald, D. and Graves, R. (1996) : Implications of the Northridge earthquake for strong ground motion from thrust faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.86, S115-S125.
- Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N. and Kowada, A.(1999) : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong motion, *Seism. Res. Let.*, Vol.70, pp. 59-80.
- Somerville, P. (2003) : Magnitude scaling of the near fault rupture directivity pulse, *Phys. Earth. Planet int.*, Vol.137, pp. 201 -213.
- 武村雅之(1998) : 日本列島における地殻内地震のスケーリング則, -地表断層の影響および地震被害との関連-, 地震第2輯, 第51巻, pp.211-218.
- 遠田晋次, 丸山正, 吉見雅行, 金田平太郎, 栗田泰夫, 吉岡敏和, 安藤亮輔(2010) : 2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層 - 震源過程および活断層評価への示唆 -, 地震第2輯, 62, pp. 153-178.
- 堤浩之, 遠田晋次(2012) : 2011年4月11日に発生した福島県浜通り地震の地震断層と活断層履歴, 地質学雑誌, 第18巻, 第9号, pp. 559-570, 2012.
- 内山泰生, 翠川三郎(2006) : 震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第606号, pp.81-88.
- 横井俊明, 入倉孝次郎(1991) : 震源スペクトルの Scaling 則と経験的 Green 関数法, 地震第2輯, 第44巻, pp.109-122.

第2章 地表および潜在断層地震の地震動特性の違い

2.1 本章の内容

前章で示したように、Somerville(2003)は絶対加速度応答スペクトルの距離減衰式（以下、スペクトル距離減衰式）を用いて、内陸地殻内地震の地表地震断層を生じた地震（以下、地表断層地震）と地表地震断層を生じていない地震（以下、潜在断層地震）の地震動特性の違いを報告している。具体的には、潜在断層地震の地震動が地表断層地震のものより周期 0.3-3.0 秒程度で 1.5-2.0 倍程度大きくなることを示した。しかし、解析対象としている地震は主に国外（国内の地震は 1995 年兵庫県南部地震のみ）で、国内の地震に対する評価は現在もなされていない。国内の内陸地殻内地震に対する地表および潜在断層地震の地震動特性の違いの把握は、距離減衰式や半経験的手法を用いた強震動予測の高精度化につながる基礎情報になると考える。また適切に各地震の地震動特性を評価できれば、地表および潜在断層地震に依らず、地震動特性の観点から各地震の特徴を定量的に評価でき、震源特性との関係性（応力降下量や短周期レベルなど）を議論するための重要な情報になると考える。

本研究では Somerville(2003)と同様の手法を用いて、国内の内陸地殻内地震の地表および潜在断層地震の地震動特性の違いの把握を試みる。ただし、Somerville(2003)の解析対象の多くの地震が使用されたスペクトル距離減衰式 (Abrahamson and Silva, 1997) の回帰分析に含まれているため、スペクトル距離減衰式から算出される応答スペクトルを標準値として、各地震の地震動特性の偏差を明瞭にできたと考える。したがって、国内の内陸地殻内地震に対して先行研究と同じスペクトル距離減衰式を適用した場合、地表および潜在断層地震の地震動特性の違いを同様に評価できるかは不明である。最近では、近年発生した多数の地震を含めたデータベースから新たな距離減衰式が多く提案されており、先行研究で使用されたもの (Abrahamson and Silva, 1997) を含めた複数の距離減衰式から国内の内陸地殻内地震の地震動特性の違いを明瞭に評価できるものを選定する必要がある。また、地表面で観測される地震動は震源特性、伝播経路特性、サイト増幅特性のコンボリューションで表現され、中でもサイト増幅特性は各観測点固有の地盤構造を反映した特徴を有することが知られている。近年多くの研究者により (国研) 防災科学技術研究所 K-NET, KiK-net (Aoi *et al.* 2004) や自治体震度観測点 (Nishijima *et al.* 2004) で周波数毎のサイト増幅特性がスペクトルインバージョン (例えば、岩田・入倉, 1986) によって評価されている。スペクトル距離減衰式は AVS30 を用いた浅部地盤補正、 $V_s=1000-1500\text{km/s}$ 程度の上端深さによる深部地盤補正がなされるが、これらの情報を用いた補正だけでは十分ではないと考えられる。ここでは、あらかじめ評価されたサイト増幅特性を観測強震波形から取り除くことで、各観測点固有のサイト増幅特性の影響を極力小さくし、震源特性の違いのみを反映した地震動特性の比較を試みる。以上のように解析手法は Somerville(2003)に倣うが、新たな知見を取り入れることで解析精度の更なる向上を図る。

2.2 対象地震

本研究では 2000 年以降に日本国内で発生した 18 個 (横ずれ断層 : 9 個, 逆断層 : 8 個, 正断層 : 1 個) の内陸地殻内地震 ($M_w 5.5-7.1$) を対象とした。表 2.1, 表 2.2 に対象地震と震源断層パラメーターをまとめる。表 2.1 の Mech. は各地震の断層破壊型式で、横ずれ断層を SS, 逆断層を RV, 正断層 NM で各々

表 2.1 対象とした内陸地殻内地震とその諸元

地震	Mech.*	Mo(Nm)	Mw	Reference	地表地震断層
2000年鳥取県西部地震	SS	8.62E+18	6.6	Iwata <i>et al.</i> (2000)	有**
2003年宮城県北部の地震	RV	1.53E+18	6.1	Hikima and Koketsu(2004)	無
2004年新潟県中越地震	RV	7.53E+18	6.6	Asano and Iwata(2009)	有**
2005年福岡県西方沖地震	SS	7.80E+18	6.6	Asano and Iwata(2006)	無
2007年能登半島地震	RV	1.36E+19	6.7	Asano and Iwata(2011)	無
2007年新潟県中越沖地震	RV	9.30E+18	6.6	Miyakoshi <i>et al.</i> (2008)	無
2008年岩手宮城内陸地震	RV	2.72E+19	6.9	Cultrera <i>et al.</i> (2013)	有
2011年長野県北部の地震	RV	2.13E+18	6.2	気象庁(2011a)	無
2011年静岡県東部の地震	SS	8.38E+18	5.9	気象庁(2011b)	無
2011年福島県浜通り地震	NM	9.58E+18	6.6	引間(2013)	有
2013年栃木県北部の地震	SS	5.54E+17	5.8	染井ほか(2014)	無
2013年淡路島付近の地震	RV	5.47E+17	5.8	染井ほか(2015)	無
2014年長野県北部の断層	RV	2.76E+18	6.2	気象庁(2014)	有
2016年熊本地震前震	SS	1.74E+18	6.1	浅野(2016)	有
2016年熊本地震本震	SS	4.42E+19	7.1	浅野(2016)	有
2016年鳥取県中部の地震	SS	2.24E+18	6.2	久保ほか(2016)	無
2018年島根県西部の地震	SS	3.34E+17	5.6	吉田ほか(2018)	無
2018年大阪北部の地震	SS	2.32E+17	5.5	浅野(2018)	無

* : SS : Strike Slip, RV : Reverse Slip, NM : Normal Slip

** : 地表地震断層は確認されているが、最大変位が他の地震と比較して小さいため扱いは潜在断層地震

示している。地震モーメント M_0 およびモーメントマグニチュード M_w は (国研) 防災科学技術研究所の F-net (福山ほか, 1998) の値を参照した。F-net では対象とした全地震の CMT 解が広域の地震観測記録を用いて算定されている。Reference はスペクトル距離減衰式の震源断層最短距離を算出するための震源断層面の参考文献である。

地表地震断層の有無については、地震発生後に大学や産業技術総合研究所等の多くの機関により現地調査が実施されている。表 2.1 に地表地震断層の有無を示す。本研究の対象地震では、2000年鳥取県西部地震 (吉岡ほか, 2000; 堤ほか, 2000) や 2004年新潟県中越地震 (Maruyama *et al.*, 2005), 2008年岩手・宮城内陸地震 (Takada *et al.*, 2009; 遠田ほか, 2010), 2011年福島県浜通り地震 (堤ほか, 2012), 2014年長野県北部の地震 (廣内ほか, 2015; 中埜ほか, 2015; 石村ほか, 2015, 勝部ほか, 2017), 2016年熊本地震前震 (Sugito *et al.* 2016) 2016年熊本地震 (Shirahama *et al.* 2016) で地表地震断層の出現が確認されている。2000年鳥取県西部地震は 10-20cm 程度の左横ずれ変位が確認されているが、地震規模に対して、最大変位が他の地表断層地震と比べて僅かであることから、本研究では潜在断層地震として扱った。2004年新潟県中越地震は全長 1km にわたり 10-20cm 程度の隆起が確認されているが、2000年鳥取県西部地震と同様に地震規模に対して最大変位が僅かであったことから潜在断層地震として扱っ

表 2.2 使用した震源断層面の諸元と使用した観測点数

地震	Length(km)	Width(km)	Strike	Dip	観測記録数
2000 年鳥取県西部地震	33	21	150	90	12
2003 年宮城県北部の地震*	12, 6	10, 6	186, 220	52, 45	11
2004 年新潟県中越地震	28	18	212	47	12
2005 年福岡県西方沖地震	26	18	122	87	5
2007 年能登半島地震	30	16	58	60	5
2007 年新潟県中越沖地震	28	18	30	40	7
2008 年岩手宮城内陸地震	43	17	209	40	15
2011 年長野県北部の地震	20	12	35	43	17
2011 年静岡県東部の地震	6	10	31	80	19
2011 年福島県浜通り地震*	26, 14	16, 16	158, 125	62, 60	13
2013 年栃木県北部の地震	12	7	165	80	19
2013 年淡路島付近の地震	11	11	179	65	7
2014 年長野県北部の地震	20	15	25	61	12
2016 年熊本地震前震	15	13	211	87	11
2016 年熊本地震本震	40	16	235	88	7
2016 年鳥取県中部の地震	20	16	162	88	14
2018 年島根県西部の地震	7	9	330	85	13
2018 年大阪北部の地震*	4, 5	6, 6	351, 52	50, 77	12

*2 面の断層でモデル化された地震

た. 2016 年熊本地震前震は, Sugito *et al.* (2016)の現地調査から変位量は僅かであるが日奈久断層に沿って地表地震断層の出現が確認されている. 地震規模が小さいにもかかわらず地表地震断層の出現が確認されているため, 本研究では地表断層地震として扱った. 海底面下で生じた 2005 年福岡県西方沖地震, 2007 年能登半島地震, 2007 年新潟県中越沖地震では, 現地調査が困難であったため地表地震断層の有無が把握されていない. したがって, 得られた地震動特性を基にして地震タイプを判別することとした.

2.3 解析手法

以下に各地震の地震動特性を比較する手順を説明する. まず, 震源インバージョン解析で用いられている震源断層面から 40km 以内に設置されている (国研) 防災科学技術研究所の強震観測点 K-NET および KiK-net (地表) の強震観測記録を取得する. 40km を閾値としたのは震源断層を取り囲む十分な観測記録を得るためである. 地盤の非線形挙動の影響を受けた強震観測記録を取り除くため, 最大加速度が 200Gal 以上の場合, AVS30 が 500m/s 以下の観測点は解析対象から取り除いた. 2016 年鳥取県中部の地震のみ, 野口ほか(2018)の本震時と弱震時の H/V スペクトルの DNL 値 (野口・笹谷, 2011) も参考にして観測点を選定している. AVS30 は PS 検層の情報を基に算出しているが, K-NET の PS 検層が 30m に満たない観測点は Kanno *et al.*(2006)の式(2.1)で算出した.

$$AVS30=1.13AVS20+19.5 \quad (2.1)$$

AVS20 は20mの平均S波速度である。PS検層が20mに満たない観測点は、得られている最下層が20mまで続くと仮定してAVS20を算出した。2008年岩手・宮城内陸地震のIWTH25（3成分合成4022Gal）やAKTH04（3成分合成2600Gal）のように閾値は満たすが、距離減衰式から大きく逸脱する、ごく局所的なサイト増幅特性に起因するとされる過大な加速度を有する強震観測記録も解析対象から取り除いた。

得られた強震観測記録はP波到達1秒前から40.96秒の区間を切り出した。したがって、解析区間にはP波およびS波の実体波と平野部では表面波が含まれる可能性がある。また波形の始端及び終端が0になるようにテーパーを施している。地表面の強震観測記録は地震基盤上の堆積層に起因したサイト増幅特性の影響が含まれる。スペクトル距離減衰式はAVS30や $V_s=1000-1500\text{m/s}$ 層の上端深さ等に基づき浅部および深部地盤の補正がなされるが、これらの補正のみでは各観測点固有のサイト増幅特性の影響を十分に補正できず、後述する応答スペクトル比を取ったときに誤差の要因になると考える。そこで、本研究では強震観測記録をあらかじめ評価されたサイト増幅特性（野津・長尾, 2005）で除することで、各観測点の地盤構造を反映した固有のサイト増幅特性を取り除き、地震基盤上の強震記録として解析を実施する。サイト増幅特性を除したことで震源特性の情報のみを反映した結果が期待される。なお、用いた野津・長尾(2005)のサイト増幅特性は解析区間を160秒としており、表面波の影響も含まれているため本研究の解析条件と矛盾していない。使用したサイト増幅特性の対象周期帯が0.1-5.0秒であるため、今後の検討はこの周期帯域をのみ取り扱う。上述のように地震基盤上の堆積層の影響は、あらかじめ評価されたサイト増幅特性に全面的に依存している。本研究では安定したサイト増幅特性を用いるために、野津・長尾(2005)の解析に使用されている地震の数が2個以下の観測点は解析から省いた。また、非線形応答や不整形地盤に起因した斜め入射の影響を小さくするため、上述のように強震観測記録は硬質地盤のものを多く用いた。

得られた地震基盤上の強震観測記録から、RotD50（Boore *et al*, 2006）の水平加速度応答スペクトルを算出した後、式(2.2)に従って各地震の応答スペクトル比を算出した。

$$\text{Average Ratio}(t) = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \ln\left(\frac{\text{Res}_{\text{obs},j}(t)}{\text{Res}_{\text{GMPE},j}(t)}\right) \quad (2.2)$$

ここに、 t は応答スペクトルの周期、 m は各地震の観測点数、 $\text{Res}_{\text{obs},j}$ は観測点 j の観測絶対加速度応答スペクトル、 $\text{Res}_{\text{GMPE},j}$ は観測点 j のスペクトル距離減衰式から算出される標準加速度応答スペクトル、 Average Ratio は m 個の観測点の応答スペクトル比の対数軸上の算術平均である。すなわち、標準加速度応答スペクトルに対する観測値の偏差に着目することで、各地震の地震動特性の違いを比較できる。さらに、震源断層を取り囲むように選定した全観測点を平均化することで放射特性や破壊伝播効果の影響を小さくできる。なお、海底面下に震源断層が存在する2005年福岡県西方沖地震や2007年能登半島地

震, 2007年新潟県中越沖地震は強震観測点が陸側の一部の観測点に限られるため, 放射特性や破壊伝播効果の影響を十分に取り除けていない可能性があることに注意されたい. 各地震で最終的に解析に用いた強震観測記録数を表 2.2 に示す. 各地震とも概ね 5-20 個程度の強震観測記録を用いることができた.

スペクトル距離減衰式には, 日本国内の地震を主として構築された Morikawa and Fujiwara(2013)のモデルを用いた. これにより, 地震規模や断層最短距離, 地震タイプ, 浅部および深部の地盤構造を説明変数として, 標準的な PGA・PGV, 加速度応答スペクトルを得ることができる. 詳しい選定理由については後述するが, 本研究で解析対象とした 2011 年以前の地震が回帰分析に含まれており, 解析対象とした全地震の平均的な特性を有した加速度応答スペクトルが得られたためである. サイト増幅特性を取り除いた地震基盤上の強震記録に対する標準加速度応答スペクトルは算出できないため, 地震基盤の S 波速度を 3000m/s と仮定し, AVS30=1500m/s で算出される標準加速度応答スペクトルからインピーダンス比である 2 を除することで, 疑似的に地震基盤上の標準加速度応答スペクトルとして応答スペクトル比を算出した.

2.4 スペクトル距離減衰式について

これまで国内外で多くの距離減衰式が提案されているが, 回帰分析に用いる地震データベースや構築された説明変数が各々異なるため, 得られる目的変数 (例えば PGA, PGV, SA) の値も距離減衰式によって異なる. 先行研究 (Somerville, 2003) との比較の観点から Abrahamson and Silva(1997)のスペクトル距離減衰式を適用することが望まれる. しかし, Somerville(2003)は Abrahamson and Silva(1997)のスペクトル距離減衰式の回帰分析に含まれた地震を解析対象 (イベントターム) としており, スペクトル距離減衰式が解析対象の地震の平均的な特徴を有していたことで, 地表および潜在断層地震の地震動特性を明瞭にできたと思われる. 国内の内陸地殻内地震に対して適用した場合, 同様に地震動特性の違いを明瞭に確認できるか検証する必要がある. また, 最近では新たな地震データベースに基づいて多くの距離減衰式が提案されている. ここでは国内の内陸地殻内地震の観測加速度応答スペクトルと複数のスペクトル距離減衰式から算出される標準加速度応答スペクトルの比較から適切な距離減衰式を選定する.

2.4.1 スペクトル距離減衰式の選定について

上述のように, 地表および潜在断層地震の地震動特性を比較するために使用するスペクトル距離減衰式の選定は慎重に行う必要がある. Somerville(2003)の地震動特性の比較では, 解析対象の多くの地震がスペクトル距離減衰式 (Abrahamson and Silva, 1997) の回帰分析に用いられたイベントタームであり, 式(2.3)を満たす距離減衰式が選定されていると考えられる.

$$\text{All Average}(t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \ln \left(\frac{\text{Res}_{\text{obs},i,j}(t)}{\text{Res}_{\text{GMPE},i,j}(t)} \right) \approx 0 \quad (2.3)$$

ここに, t は応答スペクトルの周期, n は解析対象とした地震数 (Somerville(2003)では 10 個), m は各地震の観測点数, $\text{Res}_{\text{obs},i,j}$ は地震 i , 観測点 j の観測絶対加速度応答スペクトル, $\text{Res}_{\text{GMPE},i,j}$ は地震 i , 観

測点 j のスペクトル距離減衰式から算出される標準加速度応答スペクトル, *All Average* は n 個の地震の平均応答スペクトル比の平均値である. すなわち, 全周期帯域で *All Average* の値が対数軸上で 0 であることは, スペクトル距離減衰式が全地震の平均的な特徴を有した式であることを示しており, 標準値に対して各地震の地震動特性の違いを明確にすることができる.

本研究で用いるスペクトル距離減衰式も式(2.3)の条件を満たすものが望ましい. また, 上述したようにあらかじめ評価されたサイト増幅特性を地表面観測記録から取り除き, 地震基盤上の強震記録を評価するため, 比較的硬質な地盤に適用できるスペクトル距離減衰式が望まれる. 以上の観点から, 本研究では Somerville(2003)で用いられた Abrahamson and Silva(1997)のスペクトル距離減衰式, 米国の次世代型距離減衰式の開発プロジェクト (Next Generation of Ground Motion Attenuation Model (NGA) project) で提案された Chiou and Youngs(2008)のスペクトル距離減衰式, 国内の地震を主として構築された Morikawa and Fujiwara(2013)のスペクトル距離減衰式の解析対象地震に対する適用性を検証する. Somerville(2003)との比較の観点から, 同じ手法とスペクトル距離減衰式で評価を行うことが望まれるが, 先行研究のスペクトル距離減衰式が国内の内陸地殻内地震に対して式(2.3)を満たすかは不明である. 新たに検証に取り入れた 2 式は $V_s=1500\text{m/s}$ 程度の硬質地盤に適用でき, Morikawa and Fujiwara(2013)は解析対象地震の半分がイベントタームとなる距離減衰式である. 以下, 各スペクトル距離減衰式について説明する.

2.4.2 Abrahamson and Silva(1997)のスペクトル距離減衰式

Abrahamson and Silva(1997)は主に米国で発生した M4.4-7.4 の 58 地震 655 記録のデータベースを基に構築されており, 地震規模, 震源断層最短距離, 断層破壊型式, 地盤情報を説明変数として, 周期 0.01-5.0 秒の加速度応答スペクトルを算出することができる. なお, 回帰分析には水平 2 成分を幾何平均した応答スペクトルが用いられている. 次式(2.4)にスペクトル距離減衰式を示す.

$$\ln SA(g)=f_1(M,r_{rup})+Ff_3(M)+HWF_4(M,r_{rup})+Sf_5(PGA_{rock})$$

$$M \leq c_1 : f_1(M, r_{rup})=a_1+a_2(M-c_1)+a_{12}(8.5-M)^n+[a_3+a_{13}(M-c_1)] \ln R$$

$$M > c_1 : f_1(M, r_{rup})=a_1+a_4(M-c_1)+a_{12}(8.5-M)^n+[a_3+a_{13}(M-c_1)] \ln R$$

$$R=\sqrt{r_{rup}^2+c_4^2}$$

$$f_3 = \begin{cases} M \leq 5.8 : a_5 \\ 5.8 < M < c_1 : a_5 + \frac{(a_6 - a_5)}{c_1} \\ M \geq c_1 : a_6 \end{cases} \quad (2.4)$$

$$f_4(M,r_{rup})=f_{HW}(M)f_{HW}(r_{rup})$$

$$f_{HW}(M) = \begin{cases} M \leq 5.5 : 0 \\ 5.5 < M < 6.5 : M - 5.5 \\ M \geq 6.5 : 1 \end{cases}$$

$$f_{HW}(r_{rup}) = \begin{cases} r_{rup} < 4 : 0 \\ 4 < r_{rup} < 8 : a_9 \frac{r_{rup} - 4}{4} \\ 8 < r_{rup} < 18 : a_9 \\ 18 < r_{rup} < 24 : a_9 \left(1 - \frac{r_{rup} - 18}{7} \right) \\ r_{rup} > 25 : 0 \end{cases} \quad (2.4)$$

$$f_5(PGA_{rock}) = a_{10} + a_{11} \ln(PGA_{rock} + c_5)$$

ここに、 $SA(g)$ は単位 g の加速度応答スペクトル、 M はモーメントマグニチュード、 r_{rup} は断層面最短距離、 F は断層タイプの係数（1：逆断層，0.5：斜め，0：横ずれ断層）， HW は上盤に関する係数（1：上盤側，0：その他）， S はサイトに関する係数（1： $V_s > 600\text{m/s}$ 層の上端が20m以上，0： $V_s > 600\text{m/s}$ 層の上端が20m以下）である。 a, b, c は回帰分析の係数、 PGA_{rock} は岩盤サイトの最大加速度である。サイト増幅特性は $V_s \geq 600\text{m/s}$ 層の上端深さに関係付けられ、岩盤と軟弱地盤の2種類のパターンでサイト補正が実施される。

2.4.3 Chiou and Youngs(2008)のスペクトル距離減衰式

Chiou and Youngs(2008)の距離減衰式は NGA project の5つの開発チーム (Abrahamson and Silva, 2007; Boore and Atkinson, 2007; Campbell and Bozognia, 2007; Idriss, 2007) の1つで、内陸地殻内地震172地震による3500記録からなるデータベースから距離減衰式を構築している。国内の地震は1995年兵庫県南部地震における22記録のみである。NGA projectのスペクトル距離減衰式は、データ量の多いM5.5-7.5の範囲で5つのモデル間に大差がないことが確認されている(Abrahamson *et al.*, 2008)。また西村(2010)は、国内で発生した7つの内陸地殻内地震の強震観測記録とNGA5モデルおよび内山・翠川(2006)から得られる標準加速度応答スペクトルを比較した結果、長周期(1.0秒以上)はChiou and Youngs(2008)が最も良く対応することを報告しており、周期1.0秒程度で有意な差が見られたSomerville(2003)に倣いChiou and Youngs(2008)のモデルを検証対象に取り入れた。次式(2.5)(2.6)にChiou and Youngs(2008)のスペクトル距離減衰式を示す。

$$\ln(Y_{ref}) = c_1 + [c_{1a}F_{RV} + c_{1b}F_{NM} + c_7(Z_{TOR} - 4)] + c_2(M - 6) + \frac{c_2 - c_3}{c_n} (1 + e^{c_n(c_M - M)}) + c_4 \ln[R_{rup} + c_5 \{c_6 \max(M - c_{HM}, 0)\}] + (c_{4a} - c_4) \ln(\sqrt{R_{rup}^2 + c_{RB}^2}) + \left\{ c_{\gamma 1} + \frac{c_{\gamma 2}}{\cosh[\max(M - c_{\gamma 3}, 0)]} \right\} R_{rup} \\ c_9 F_{HW} \tanh\left(\frac{R_X \cos^2 \delta}{c_{9a}}\right) \left\{ 1 - \frac{\sqrt{R_{JB}^2 + Z_{TOR}^2}}{R_{rup} + 0.001} \right\} \quad (2.5)$$

$$\ln(Y) = \ln(Y_{ref}) + \phi_1 \min\left[\ln\left(\frac{Vs_{30}}{1130}\right), 0\right] + \phi_2 (e^{\phi_3(\min(vs_{30}, 1130) - 360)} - e^{\phi_3(1130 - 360)}) \cdot \ln\left(\frac{y_{ref} + \phi_4}{\phi_4}\right) + \phi_5 \left(1 - \frac{1}{\cosh(\phi_6 \max(0, Z_{1.0} - \phi_7))}\right) + \frac{\phi_8}{\cosh[0.15 \max(0, Z_{1.0} - 15)]} \quad (2.6)$$

式(2.5)は地震規模、断層破壊型式、震源断層距離に関する基礎式で、 Y_{ref} は水平方向の標準加速度応答スペクトル（係数によっては、PGA・PGVも算出可）、 Z_{TOR} は上端深さ、 M はモーメントマグニチュード、 R_{rup} は震源断層面から対象サイトまでの距離、 δ は傾斜角、 R_X は断層面上端の地表投影から対象サイトまでの距離、 R_{JB} は断層面の地表投影から対象サイトまでの距離、 F_{RV} は逆断層の係数ですべり角が 30° から 150° の範囲で1、それ以外で0となる。 F_{NM} は正断層の係数ですべり角が -60° から -120° の範囲で1、それ以外は0となる。 c の項は回帰係数である。式(2.6)は堆積層に起因したサイト増幅に関する式で、 Y はサイト増幅を含めた標準加速度応答スペクトル、 Vs_{30} は地表面から深さ30mまでの平均S波速度、 $Z_{1.0}$ はS波速度1.0km/s層の上端深さで、対象サイトの深部S波速度構造が得られない場合、次式(2.7)の経験式により

$$\ln(Z_{1.0}) = 28.5 - \frac{3.82}{8} \ln(vs_{30}^8 + 378.7^8) \quad (2.7)$$

算出できる。また ϕ の項は回帰係数である。以上のように、Chiou and Youngs(2008)のモデルはモーメントマグニチュード、断層面最短距離、断層破壊型式、断層面上端深さ、上盤効果、浅部と深部地盤構造を説明変数として、GMRot150 (Boore *et al.* 2006)を用いた水平成分の平均的な加速度応答スペクトルを得ることができる。

2.4.4 Morikawa and Fujiwara(2013)のスペクトル距離減衰式

Morikawa and Fujiwara(2013)はKanno *et al.*(2006)のデータベースに2011年までに国内で発生した地震を加えたデータベースを基に距離減衰式を構築している。Kanno *et al.*(2006)は1968年十勝沖地震から2003年十勝沖地震までの国内の地震と震源近傍のデータを補うために国外で発生した12個の地震を加えたデータベースを構築している。したがって、Morikawa and Fujiwara(2013)の距離減衰式は多くの国内

の地震観測記録を基に構築されており、本研究の解析対象地震の半分が回帰分析に用いられたイベントタームとなる。次式(2.8)(2.9)(2.10)にスペクトル距離減衰式を示す。

$$\log(\text{pre})=a_1(M'_{w1}-M_{w1})^2+b_{1-k}X+c_{1-k}-\log(X+d_1\cdot 10^{e_1M'_{w1}})$$

$$M'_{w1}=\min(M_w, M_{w01})$$
(2.8)

$$\log(\text{pre})=a_2M'_{w2}+b_{2-k}X+c_{2-k}-\log(X+d_2\cdot 10^{e_2M'_{w2}})$$

$$M'_{w2}=\min(M_w, M_{w02})$$
(2.9)

$$G_d=\log\left(\frac{\text{obs}}{\text{pre}}\right)=p_d\cdot\log\left[\left(\frac{\max(D_{lmin}, D_{1400})}{D_o}\right)\right]$$

$$G_s=\log\left(\frac{\text{obs}}{\text{pre}_{Gd}}\right)=p_s\cdot\log\left[\left(\frac{\min(V_{smax}, V_{s30})}{V_o}\right)\right]$$
(2.10)

式(2.8)と式(2.9)は、地震規模、震源断層最短距離、地震タイプを説明変数とした基礎式で、*pre* はPGA、PGV、応答スペクトルの値、*M_w* はモーメントマグニチュード、*X* は震源断層最短距離、*k* は地震タイプ (1 : 内陸地殻内地震, 2 : プレート境界地震, 3 : スラブ内地震) , *a*, *b*, *c*, *d* の項は回帰係数である。式(2.8)と式(2.9)はM8以上のプレート境界地震の振幅飽和を異なる表現でモデル化しており、*M_{w01}*, *M_{w02}*, *M_{w1}* は振幅飽和に関する項である。M7以下の内陸地殻内地震にはどちらを用いても大差はなく、本研究では式(2.8)を用いた。式(2.10)は浅部および深部地盤に関する補正項で、*G_d* は深部地盤の増幅特性、*D₁₄₀₀* はVs=1400m/s層の上端深さ、*G_s* は浅部地震の増幅特性、*V_{s30}* は30mまでの平均S波速度、*p_d*, *p_s* は回帰係数である。*D₁₄₀₀* は藤原ほか(2009)の深部地盤構造1400m/s層の上端と関係付けられるが、取り扱う観測点が多いため、本研究ではKiK-netのPS検層を参考にVs=1400m/s層の上端深さとAVS30の関係をまとめ(図2.1)、得られた回帰式(2.11)を用いて計算の高速化を図った。

$$D_{1400}=215.2\times\exp(-0.002\times\text{AVS30})$$
(2.11)

以上のように、Morikawa and Fujiwara(2013)のモデルは地震規模、震源断層最短距離、地震タイプ、浅部および深部地盤を説明変数として、水平2成分をベクトル合成したPGAやPGV、加速度応答スペクトルを得ることができる。

2.4.5 スペクトル距離減衰式の比較

Mw6.5、断層最短距離10kmの鉛直傾斜の横ずれ断層と逆断層で算出した水平方向の標準加速度応答スペクトルの比較を図2.2、図2.3示す。図2.2はAVS30=600m/sの硬質地盤、図2.3はAVS30=300m/sのやや軟弱地盤での応答スペクトルである。なお、上盤効果は考慮しておらず、Chiou and Youngs(2008)の上端深さは4kmとしている。短周期(≦1.0秒)帯域では逆断層の硬質地盤を除いて、Morikawa and

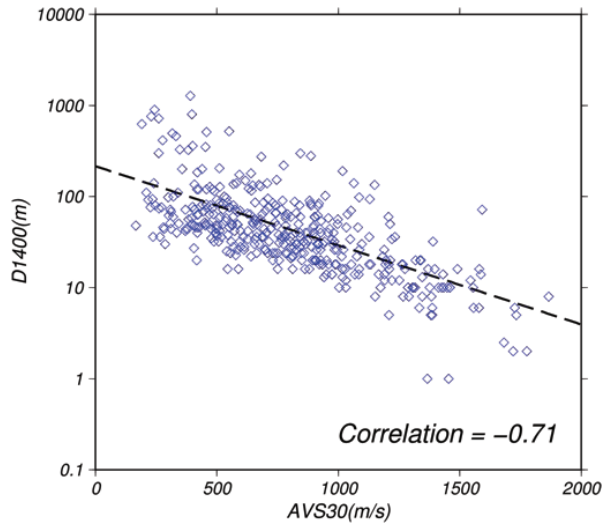


図 2.1 KiK-net の PS 検層から得られた AVS30 と D1400 の関係(青印：各観測点の値, 点線：(11) 式の近似式)

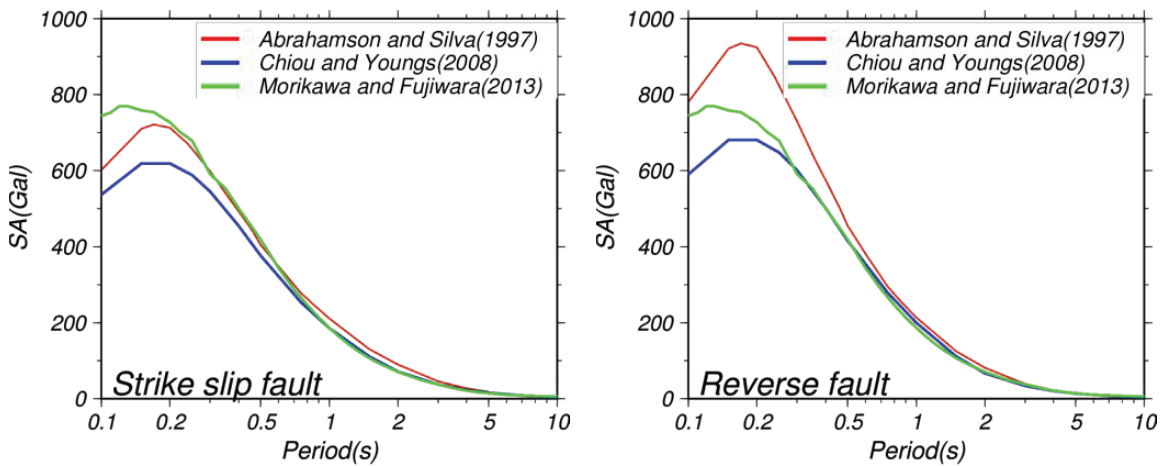


図 2.2 硬質地盤 (AVS30=600m/s) の標準加速度応答スペクトルの比較 ($M_w=6.5$, $X=10\text{km}$), 左図：横ずれ断層型式, 右図：逆断層

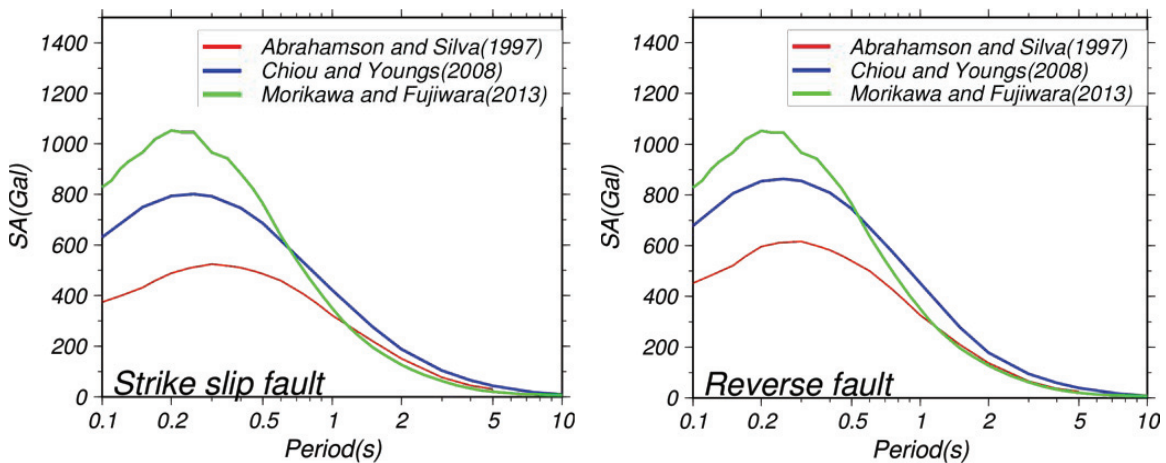


図 2.3 やや軟弱地盤 (AVS30=300m/s) の標準加速度応答スペクトルの比較 ($M_w=6.5$, $X=10\text{km}$), 左図：横ずれ断層型式, 右図：逆断層

Fujiwara(2013)が最も大きい。一方、長周期 (≥ 1.0 秒) 帯域では硬質地盤に大差は見られないが、やや軟弱では Chiou and Young(2008)のモデルが最も大きい。各式のばらつきは硬質地盤で最大 200Gal 程度、やや軟弱地盤ではより顕著で最大 500-600Gal 程度の差が見られる。この一要因として、Abrahamson and Silva(1997)は地盤補正が硬質および軟弱地盤の 2 パターンしかなく、AVS30 を用いた浅部地盤補正と D_{1400} や $Z_{1.0}$ を用いた深部地盤補正を取り入れた他のスペクトル距離減衰式と説明変数が異なったためであると考えられる。そのため、Morikawa and Fujiwara(2013)と Chiou and Youngs(2008)のモデルは軟弱地盤でも大差が見られない。その他の要因として、回帰分析に用いられた加速度応答スペクトルの違い (Abrahamson and Silva(1997) : 水平 2 成分の幾何平均, Chiou and Youngs(2008) : GMRot150 (Boore et al., 2006) による水平 2 成分の幾何平均, Morikawa and Fujiwara(2013) : 水平 2 成分のベクトル合成) や地震のデータベースの違いが挙げられる。

本研究の対象地震のスペクトル距離減衰式の標準加速度応答スペクトルに対する観測加速度応答スペクトルの偏差から式(2.3)との対応を確認する。解析は上述の解析手順に従うが、Somerville(2003)と同様に地表面の強震観測記録を用いた解析を最初に検証する。得られた各距離減衰式の *All Average* を図 2.4、地表面観測記録を用いた地表および潜在断層地震の地震動特性の比較を図 2.5、2.6、2.7 に示す。図 2.5 は Abrahamson and Silva(1997)、図 2.6 は Chiou and Youngs(2008)、図 2.7 は Morikawa and Fujiwara(2013) のスペクトル距離減衰式に対する観測値の偏差を各々示している。なお、図中縦軸は自然対数で表示している。観測記録には RotD50 (Boore et al., 2006) による水平成分の平均応答スペクトルを用いている。Morikawa and Fujiwara(2013)の距離減衰式には、回帰分析で用いられた水平 2 成分のベクトル合成で比較すべきであるが、RotD50 を用いた方が式(2.3)との対応がより良かった。図 2.4 より、Abrahamson and Silva(1997)のスペクトル距離減衰式は、本研究の解析対象地震に対して全周期帯で平均的な特徴を有しているとは言い難い。距離減衰式は周期 0.3 秒以下で過小評価、周期 0.3 秒以上で過大評価となっている。Chiou and Youngs(2008)のスペクトル距離減衰式も Abrahamson and Silva(1997)のモデルほど顕著でないが同様の特徴が見て取れる。一方、Morikawa and Fujiwara(2013)のモデルは解析対象の全地震の平均的な特徴を有していることが確認できる。国内の地震に対する評価は、Morikawa and Fujiwara(2013)のスペクトル距離減衰式が最も精度が高いと思われる。これは回帰分析に使用された地震データベースの違いを反映していると考えられ、解析対象地震がイベントタームとなるスペクトル距離減衰式の方がより精度が高くなる傾向が確認できる。図 2.5、2.6、2.7 に示した地表面観測記録から得られた地表および潜在断層地震の地震動特性の違いは、各図とも図 2.4 で示した *All Average* に対する偏差になるので、各図で見られる地震動特性の傾向は異なる。Abrahamson and Silva(1997)や Chiou and Youngs(2008)のスペクトル距離減衰式を使用した場合、スペクトル距離減衰式の影響により全地震に対して周期 1.0 秒程度で地震動の生成が弱い「地表断層地震」の傾向となる。一方、Morikawa and Fujiwara(2013)のモデルは標準値 (ゼロ線) を中心に各地震の地震動特性の違いを明瞭に確認できている。図 2.7 より、地表断層地震の平均的な地震動特性は周期 3.0 秒以下で -0.5 (実数 : 0.6 倍) 程度の値を示している。一方、潜在断層地震の平均的な地震動特性は、横ずれ断層地震が全周期帯で標準値 (ゼロ線) と同等、または最大 0.2 (実数 : 約 1.2 倍) 程度標準値を上回る傾向、逆断層地震が全周期帯で標準値 (ゼロ線) と同等、または -0.2 (実数 : 約 0.8 倍) 程度標準値を下回る傾向が確認できる。先行研究の結果と同様、国内の内陸地殻内地震に対しても潜在断層地震の地震動特性が地表断層地震より 1.5~2.0 倍程度大きくなる傾向が確認できる。

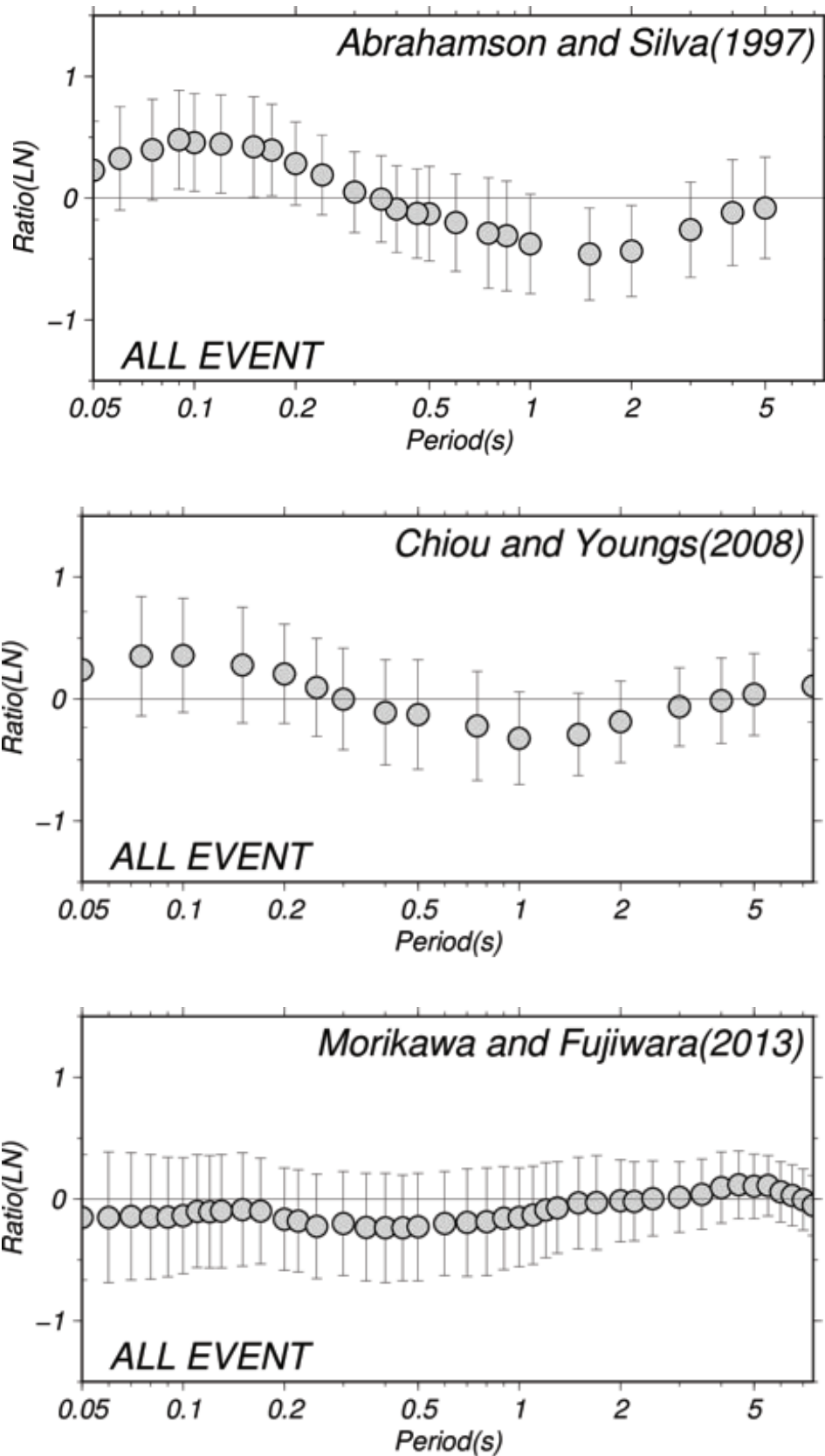


図 2.4 解析対象地震に対する各スペクトル距離減衰式の *All Average* の比較 (地表面観測記録)

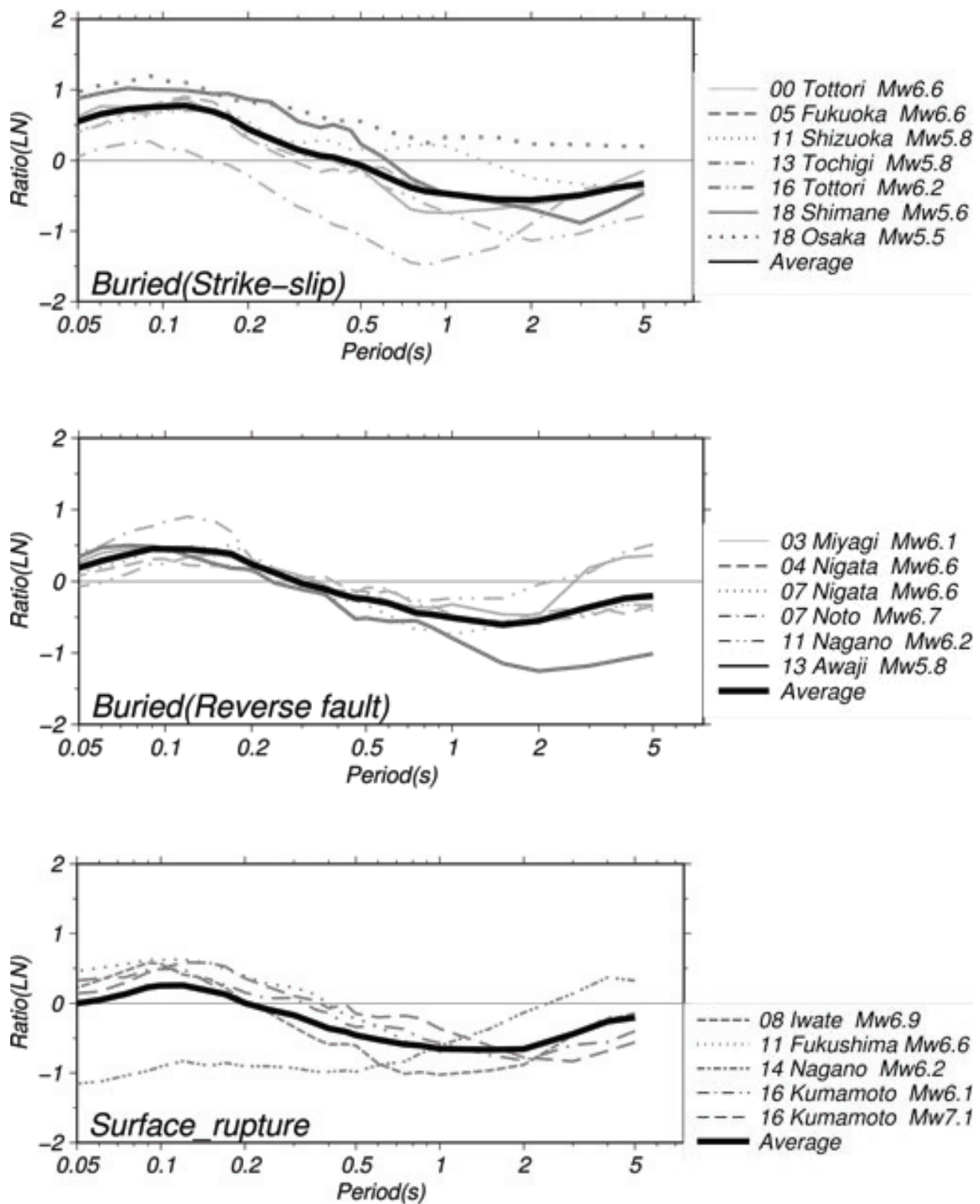


図 2.5 各地震の Abrahamson and Silva(1997)のスペクトル距離減衰式の標準加速度応答スペクトルに対する観測加速度応答スペクトルの偏差の平均値の比較（上図：横ずれ断層の潜在断層地震，中図：逆断層の潜在断層地震，下図：地表断層地震）

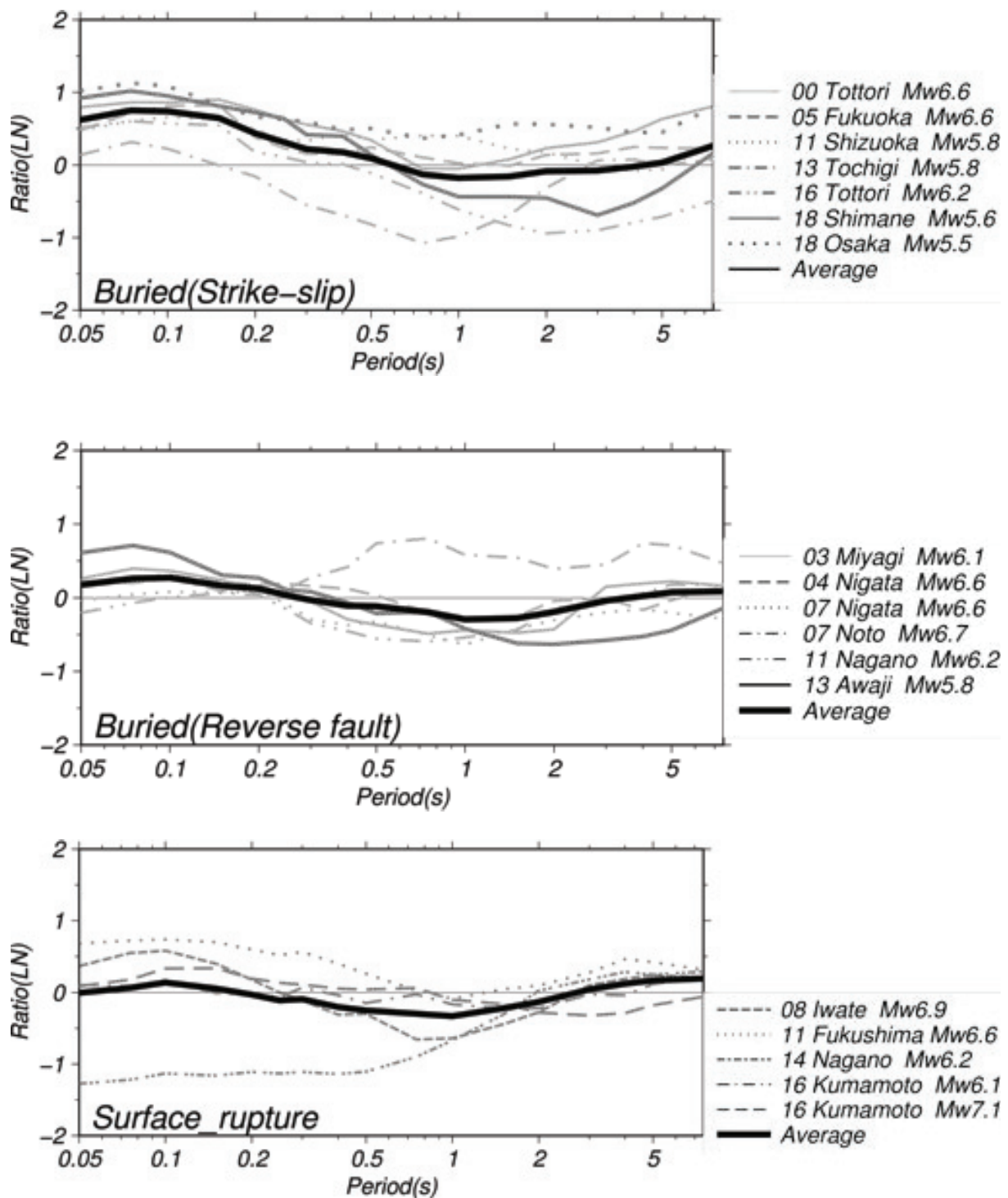


図 2.6 各地震の Chiou and Youngs (2008) のスペクトル距離減衰式の標準加速度応答スペクトルに対する観測加速度応答スペクトルの偏差の平均値の比較 (上図：横ずれ断層の潜在断層地震, 中図：逆断層の潜在断層地震, 下図：地表断層地震)

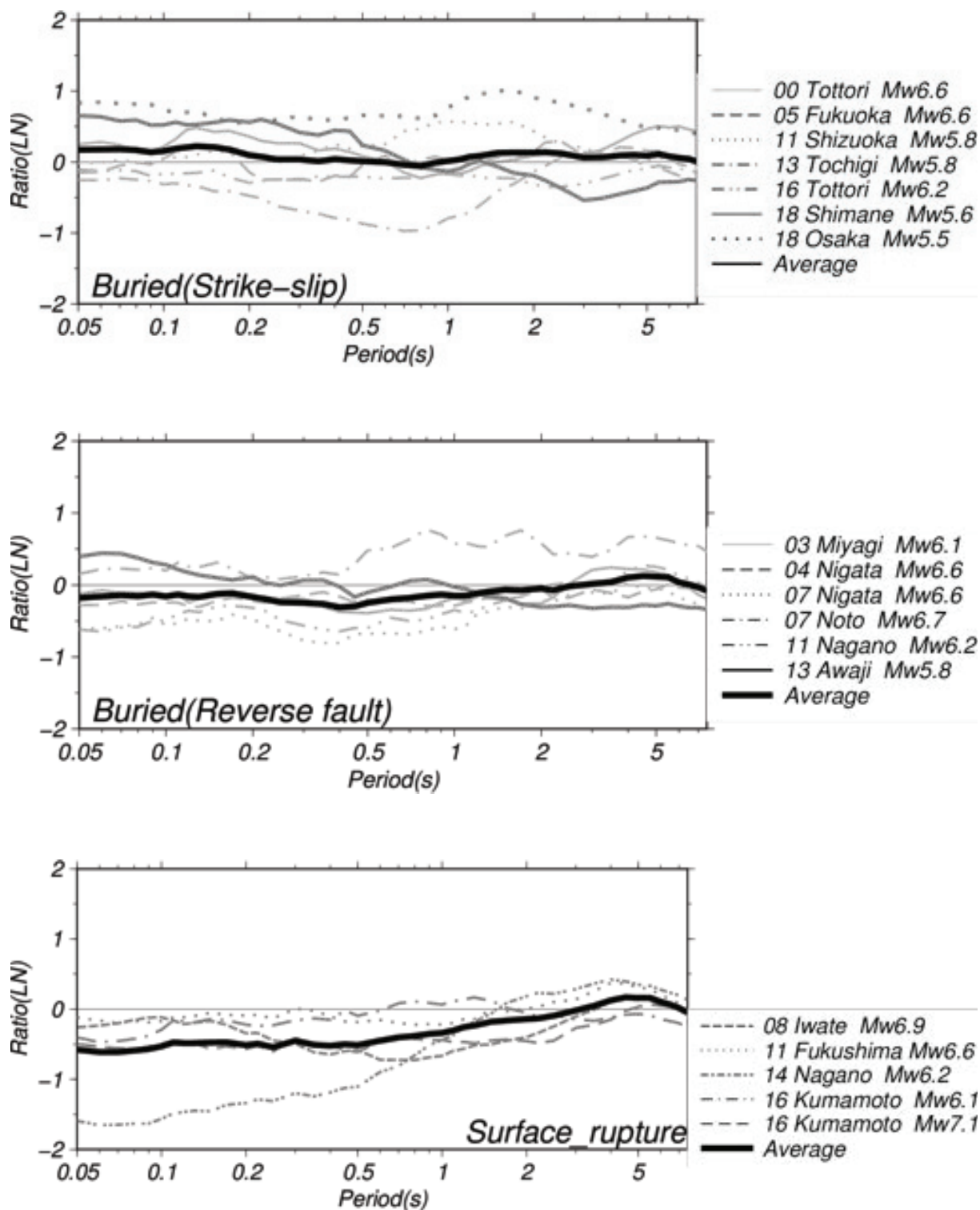


図 2.7 各地震の Morikawa and Fujiwara (2013) のスペクトル距離減衰式の標準加速度応答スペクトルに対する観測加速度応答スペクトルの偏差の平均値の比較 (上図：横ずれ断層の潜在断層地震, 中図：逆断層の潜在断層地震, 下図：地表断層地震)

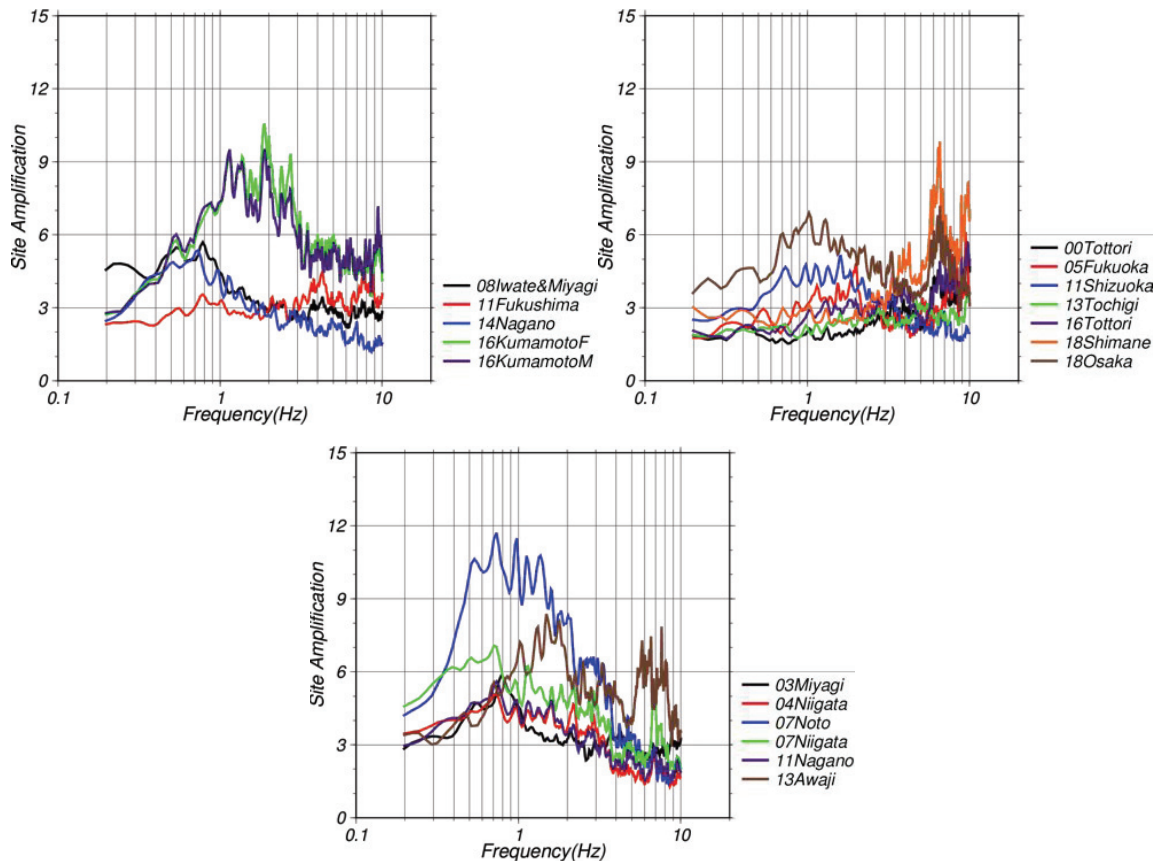


図 2.8 各地震の解析対象観測点で幾何平均したサイト増幅特性の比較（上段左：地表断層地震，上段右：潜在断層の横ずれ断層地震，下段：潜在断層の逆断層地震）

個々の地震に着目すると、地表断層地震である 2011 年福島県浜通り地震や 2016 年熊本地震前震は全周期帯域で標準値（ゼロ線）と同程度の値を示し、潜在断層地震である 2007 年新潟県中越沖地震や 2013 年栃木県北部の地震は全周期帯で標準値（ゼロ線）を下回る傾向が見られ、地表および潜在断層地震の区別が不明瞭な地震も一部存在する。不明瞭となる一要因としてサイト増幅特性の影響が挙げられる。各観測点のサイト増幅特性に起因した誤差が、本来確認したい震源特性に起因した地震動特性の情報を歪曲させている可能性が考えられる。次項にサイト増幅特性の補正について詳しく説明する。

2.4.6 サイト増幅特性の補正について

上述したように、地表面観測記録を用いて地表および潜在断層地震の比較を実施した結果、潜在断層地震の地震動特性が地表断層地震より 1.5-2.0 倍大きくなる傾向が確認できたが、一部地震では区別が不明瞭であった。その一要因として、サイト増幅特性の影響が挙げられる。図 2.8 に各地震の解析に使用した各強震観測点のサイト増幅特性（野津・長尾，2005）を地震毎に幾何平均した結果を示す。図中より、地震発生地域毎にサイト増幅特性は異なっており、特に 2016 年熊本地震や 2007 年能登半島地震の発生地域では 1Hz 付近の増幅が大きい。各観測点固有のサイト増幅特性は、複雑な地盤構造を反映しているため、スペクトル距離減衰式の AVS30 や D_{1400} のみでは十分に補正できず、地表面観測記録を用いた地表および潜在断層地震の地震動特性の違いの判別を困難にしている一要因であると考えら

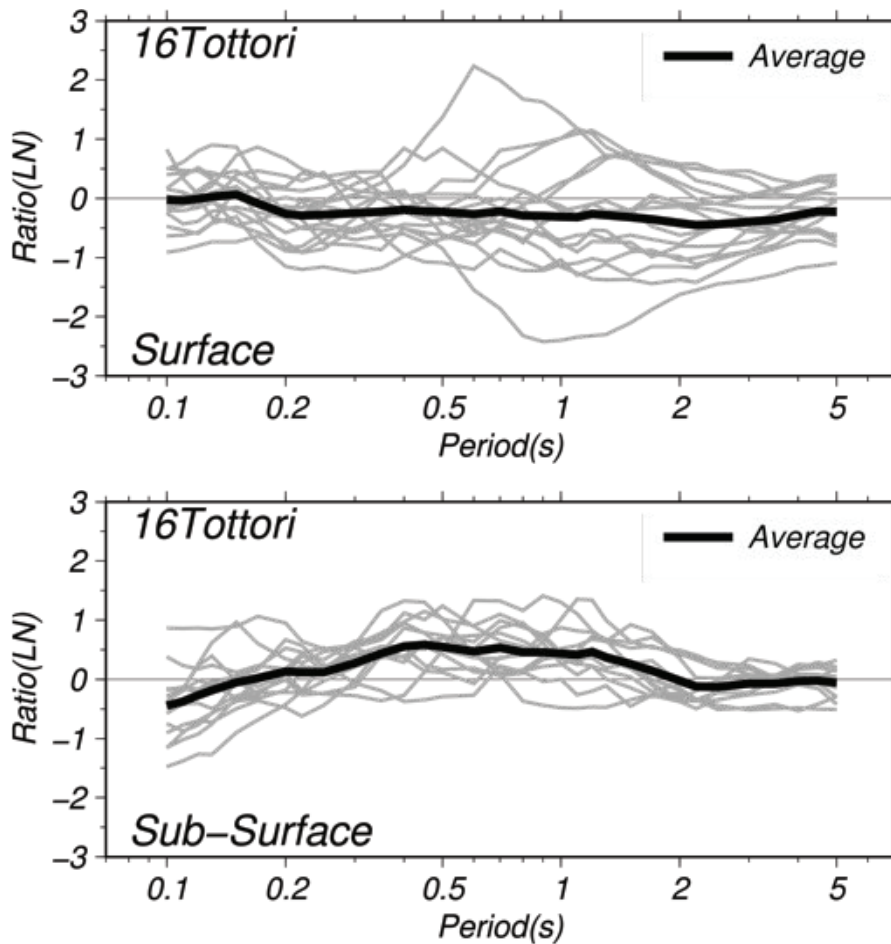


図 2.9 2016 年鳥取県中部の地震の地表面観測記録の地震動特性とあらかじめ評価されたサイト増幅特性を取り除いた地震基盤相当の観測記録の地震動特性との比較

表 2.3 地表面および地震基盤の地震動特性の自然対数軸上の標準偏差の比較

S.D.	0.1s	0.2s	0.3s	0.5s	0.7s	1s	2s	3s	5s
地表面	0.45	0.49	0.47	0.63	0.86	0.97	0.72	0.51	0.44
地震基盤	0.62	0.40	0.31	0.40	0.41	0.43	0.32	0.26	0.25

れる。

図 2.9 に 2016 年鳥取県中部の地震における地表面の強震観測記録とあらかじめ評価されたサイト増幅特性を取り除いた地震基盤相当の強震波形による地震動特性の比較を示す。なお、スペクトル距離減衰式には Morikawa and Fujiwara(2013)を用いており、地震基盤相当の強震波形に対しては AVS30=1500m/s 層の標準加速度応答スペクトルを算出し、地震基盤を $V_s=3000\text{m/s}$ と仮定して、インピーダンス比である 2 で除することで疑似的に地震基盤上の標準加速度応答スペクトルとした。図 2.9 より地表面の観測記録を用いて解析した場合、各観測点間の差異が大きく、表 2.3 に示した自然対数軸上の標準偏差は周期 1.0 秒付近で最大 0.97 となっている。一方、サイト増幅特性で補正した地震基盤上の強震記

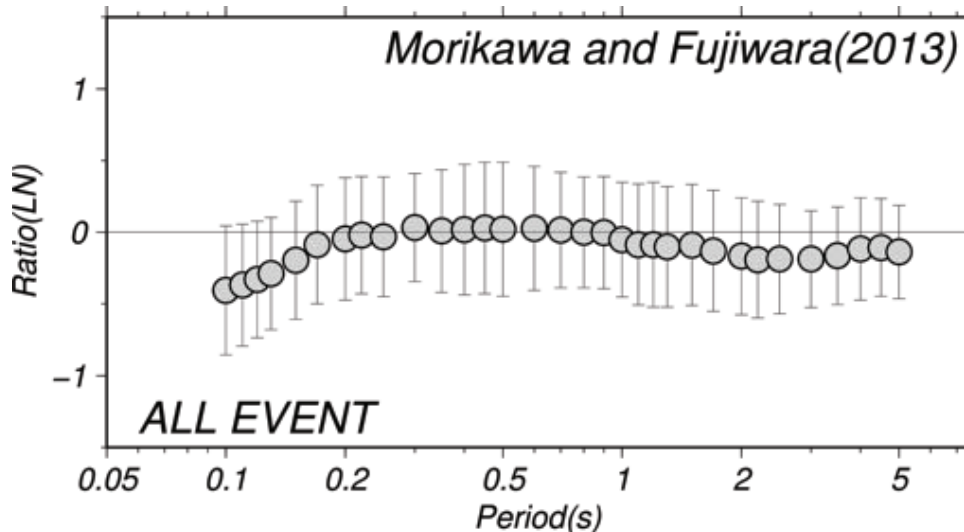


図 2.10 解析対象地震に対する各スペクトル距離減衰式の *All Average* の比較 (地震基盤の強震記録)

録を用いた場合, 図 2.9 より地表面の強震観測記録を用いた場合と比較して, 各観測点間の差異は明らかに小さくなっている. 対数軸上の標準偏差も周期 0.1 秒を除いて 0.5 以下となった. これは地表面観測記録を用いた場合に地震動特性が各強震観測点固有のサイト増幅特性の影響を多大に受けていることを示しており, サイト増幅の影響で本来確認したい各地震の地震動特性を歪曲させている可能性が考えられる.

解析手順でも示した通り, 以下の解析では地表面の強震観測記録からあらかじめ評価されたサイト増幅特性で除した地震基盤上の観測波形を用いることとする. また, 標準加速度応答スペクトルは Morikawa and Fujiwara(2013)のモデルを用いて, AVS30=1500m/s 層で算出された値にインピーダンス比である 2 (地震基盤を $V_s=3000\text{m/s}$ と仮定) で除することで擬似的に地震基盤上の値とした. 図 2.10 に地震基盤上での応答スペクトル比から得られる式(2.3)の *All Average* の値を示す. 周期 0.2 秒以下で最大 -0.4 程度の負の値となっているが, その他の周期帯は概ね 0 を示した. 次節に各地震の地表および潜在断層地震の地震動特性の比較結果を示す.

2.5 地表および潜在断層地震の地震動特性の比較

上述の解析手順に従って算出された地表および潜在断層地震の地震動特性の比較を図 2.11 に示す. 潜在断層地震の横ずれ断層および逆断層, 地表断層地震を区別して示している. 図中の灰色線は各地震の標準加速度応答スペクトルに対する観測加速度応答スペクトルの偏差の平均値で, 黒線は断層破壊タイプ毎の平均値である. 図 2.11 より地表面の強震観測記録を用いた場合と比較して, 地表および潜在断層地震の地震動特性の違いがより明瞭に確認できる. また, 潜在断層地震の中でも横ずれ断層と逆断層で地震動特性の傾向がやや異なっていることが確認できる. 具体的に, 潜在断層地震の横ずれ断層の平均値は, 周期 0.2-2.0 秒程度で標準値 (ゼロ線) を対数軸上で最大 0.5 (実数: 1.6 倍) 程度上回る傾向が見られ, 周期 2.0 秒以下で強い地震動が生成されていることが確認できる. 一方, 逆断層の平均値は周

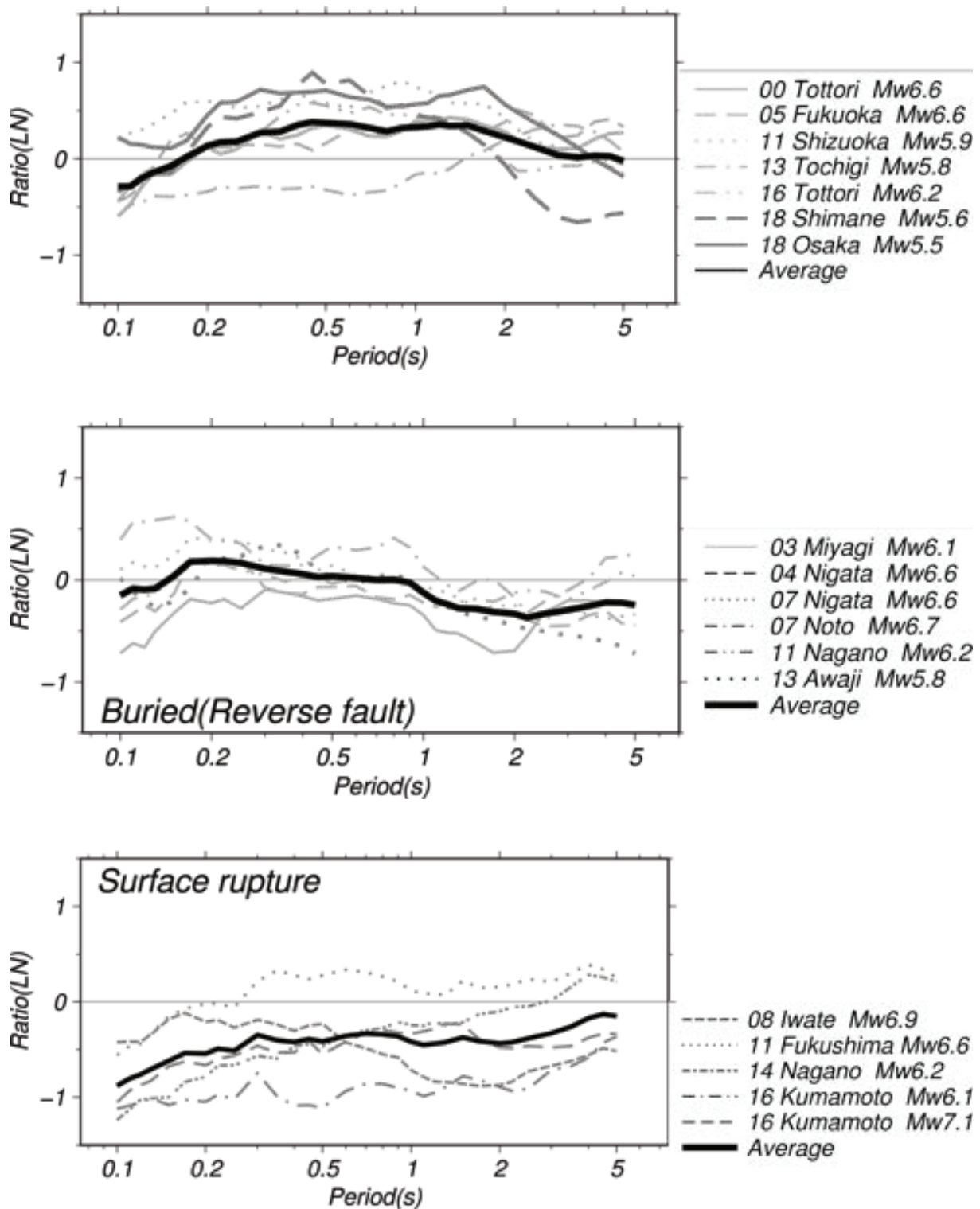


図 2.11 地表および潜在断層地震の地震動特性の違い（縦軸；自然対数），上図：横ずれ断層の潜在断層地震，中図：逆断層の潜在断層地震，下図：地表断層地震，灰色線は各地震の標準加速度応答スペクトルに対する観測加速度応答スペクトルの偏差の平均値，黒線は断層破壊タイプ毎の平均値

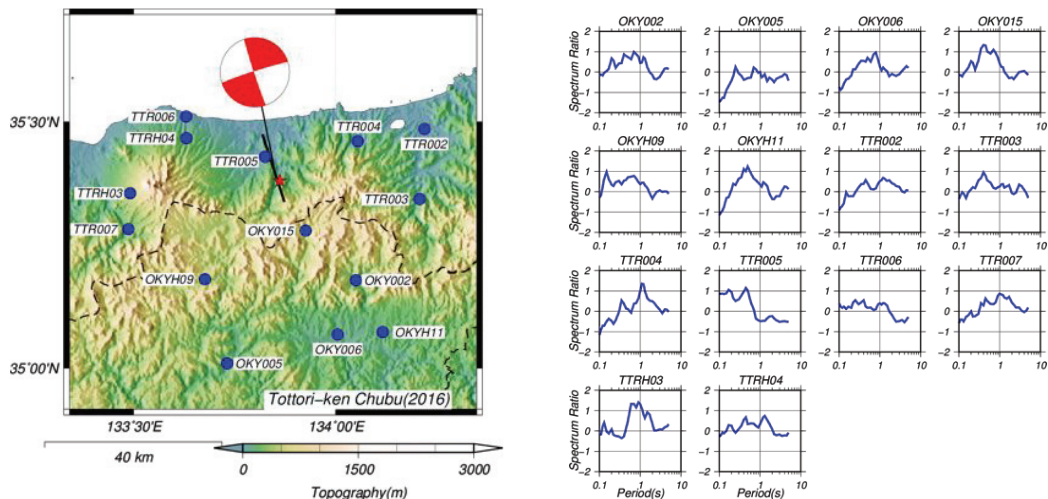


図 2.12.1 2016 年鳥取県中部の地震の各観測点の応答スペクトル比

期 0.1-1.0 秒程度で最大 0.2 (実数 : 1.2 倍) 程度上回る傾向が見られ, 周期 1.0 秒以下の短周期帯域で強い地震動が生成されていることが確認でき, 横ずれ断層と比較すると卓越周期帯域がやや短周期側にシフトしている. 地表断層地震は全周期帯で標準値 (ゼロ線) を 0.5 (実数 : 0.6 倍) 程度下回る傾向が見られ, 潜在断層地震と比較すると短周期帯域の地震動生成が弱いことが確認できる. 逆断層の卓越周期が異なるものの, 地表断層地震の短周期帯域の地震動生成が弱い傾向は, Somerville(2003)と調和的な結果となった. 地表または潜在断層地震に分類できなかった海域の 3 地震は, いずれも潜在断層地震の地震動特性と同様の特徴を有していたため, 潜在断層地震であったと考える. 地表および潜在断層地震の地震動特性に差異が出る一要因として, 地震発生層以浅のすべりの有無が挙げられる. 地表断層地震は浅部領域のすべりの影響で地表面に断層変位が確認されるが, 浅部地殻は地殻構成物質が十分に固結していないため, 滑っても応力降下量が小さく, 短周期帯域の強い地震動を生成しないと考えられる. 震源特性については次章以降で詳しく議論する.

一方で, 潜在断層地震である 2013 年栃木県北部の地震や地表断層地震である 2011 年福島県浜通り地震は, 地震タイプ毎の平均値から大きく逸脱している. 震源特性については次章以降で詳しく記すが, 2013 年栃木県北部の地震は震源が 2.84km と非常に浅く, 地表地震断層こそ生じていないが, 地震発生層以浅の断層破壊が推測され, 短周期帯域の強い地震動を生成しなかった可能性が考えられる. 2011 年福島県浜通り地震については, 複数の震源インバージョン結果 (例えば引間, 2014) から地震発生層以浅の断層破壊が確認でき, 他の地表断層地震と同様の特徴を有しているにもかかわらず, 短周期帯域の強い地震動が生成されている. この要因については十分に把握できておらず, 今後の検討課題である.

2016 年鳥取県中部の地震で用いた観測点と各観測点で得られた応答スペクトル比を図 2.12.1 に示す. 各観測点は震源断層を取り囲むように抽出できている. 図 2.11 に示されるように, 当該地震は周期 0.2-2.0 秒程度が卓越する潜在断層地震の横ずれ断層の特徴を示している. 各観測点の応答スペクトル比に着目すると, 全ての観測点で周期 1.0 秒程度にピークが見られ, ラディエーションパターンに起因した地震動特性の差異がないように見える. これは震源断層から数 km 離れると地震動が微細な地殻構造の

変化に起因した散乱・反射の影響でラディエーションパターンが不明瞭になったためと考えられる。地震動の等方放射の遷移には震源距離と波長が関係している可能性が示唆される。2016年鳥取県中部の地震以外の地震の観測点と各観測点の応答スペクトル比を図2.12.2-図2.12.18にまとめる。

2.6 まとめ

国内の内陸地殻内地震を対象に地表および潜在断層地震の地震動特性の違いを明らかにすることを目的に、2000年以降に発生した内陸地殻内地震18個を対象として、スペクトル距離減衰式から得られる標準加速度応答スペクトルに対する実地震の観測加速度応答スペクトルの偏差に着目した分析を試みた。その結果、以下の成果が得られた。

- 既往研究(Somerville, 2003)で用いられた Abrahamson and Silva(1997)と NGA project の Chiou and Youngs(2008), 国内の地震を主としたデータベースで構築された Morikawa and Fujiwara(2013)の3つスペクトル距離減衰式と国内の内陸地殻内地震を比較した結果、多くの解析対象地震がイベントタームとなる Morikawa and Fujiwara(2013)が最も対応が良かった。
- 国内の内陸地殻内地震に対して、地表面の強震観測記録を用いて地表および潜在断層地震の地震動特性を比較した結果、地表断層地震より潜在断層地震のほうが周期3.0秒以下の短周期帯域で1.5-2.0倍程度大きくなる傾向が見られたが、区別が不明瞭な地震が幾つか存在した。
- あらかじめ評価されたサイト増幅特性を用いて、堆積層に起因したサイト増幅の影響を取り除いた地震基盤上の強震記録を用いて地表および潜在断層地震の地震動特性を比較した結果、地表面の観測記録を用いた場合と比較して、より明瞭な差が確認できた。具体的には、横ずれ断層の潜在断層地震が周期0.2-2.0秒、逆断層の潜在断層地震が周期0.1-1.0秒程度で標準値を上回る傾向が見られ、同周期帯において強い地震動が生成されていることが確認できた。一方、地表断層地震は全周期帯域で標準値を下回り、潜在断層地震と比較すると短周期帯域の地震動の生成が弱いことを確認できた。

次章では、震源インバージョン解析により得られた不均質すべり量分布からアスペリティと背景領域を抽出し、地震動特性の違いを生じる要因を震源特性(震源パラメーター)に着目して検討する。

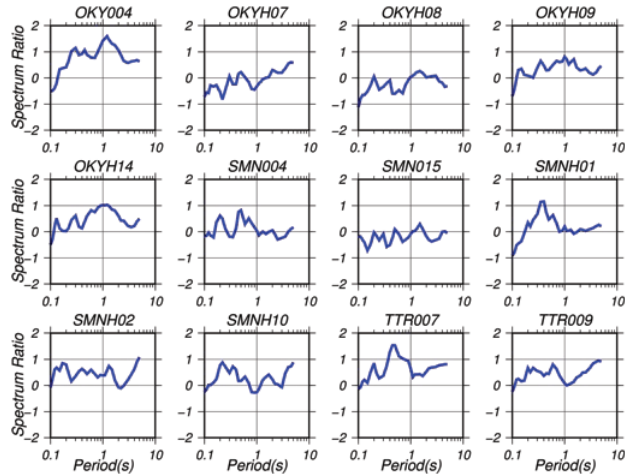
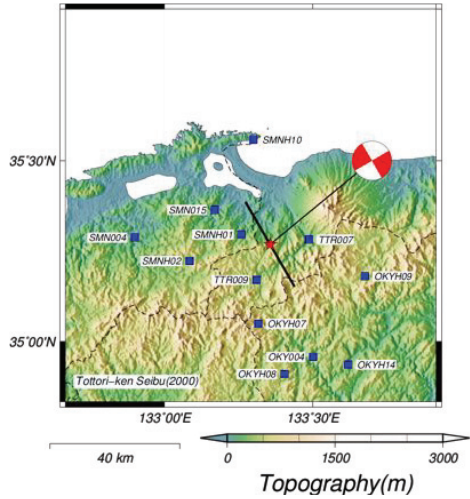


図 2. 12. 2 2000 年鳥取県西部地震の各観測点の応答スペクトル比

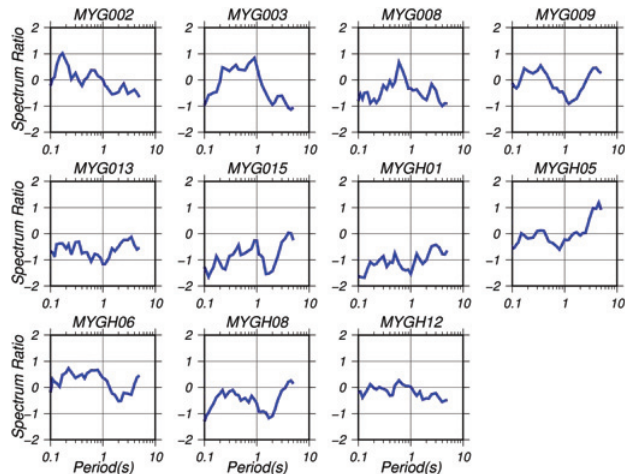
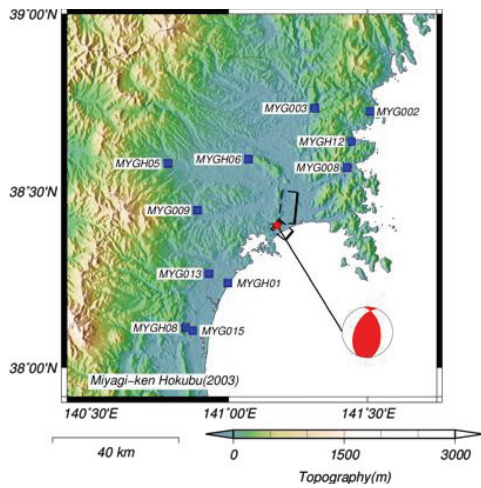


図 2. 12. 3 2003 年宮城県北部の地震の各観測点の応答スペクトル比

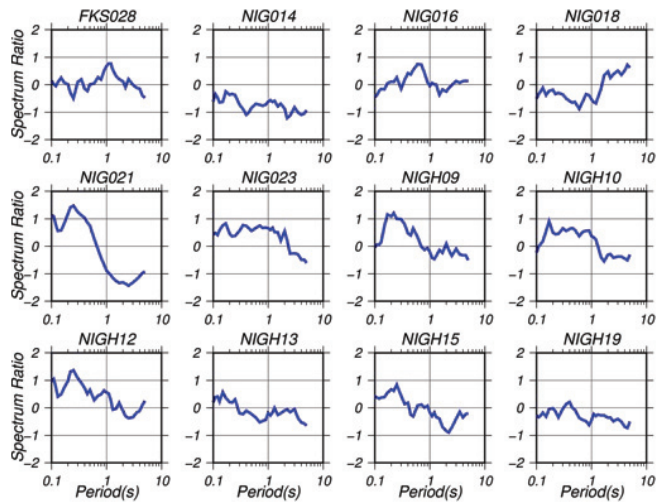
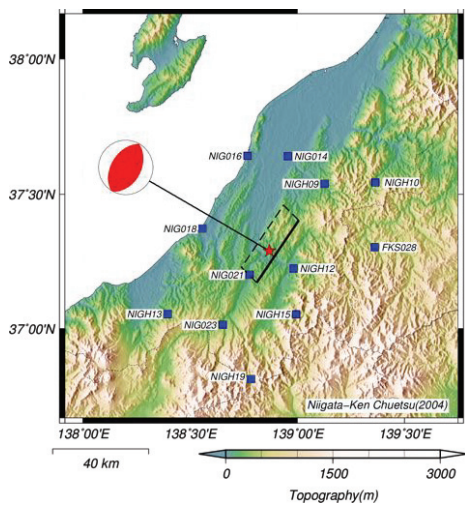


図 2. 12. 4 2004 年新潟県中越地震の各観測点の応答スペクトル比

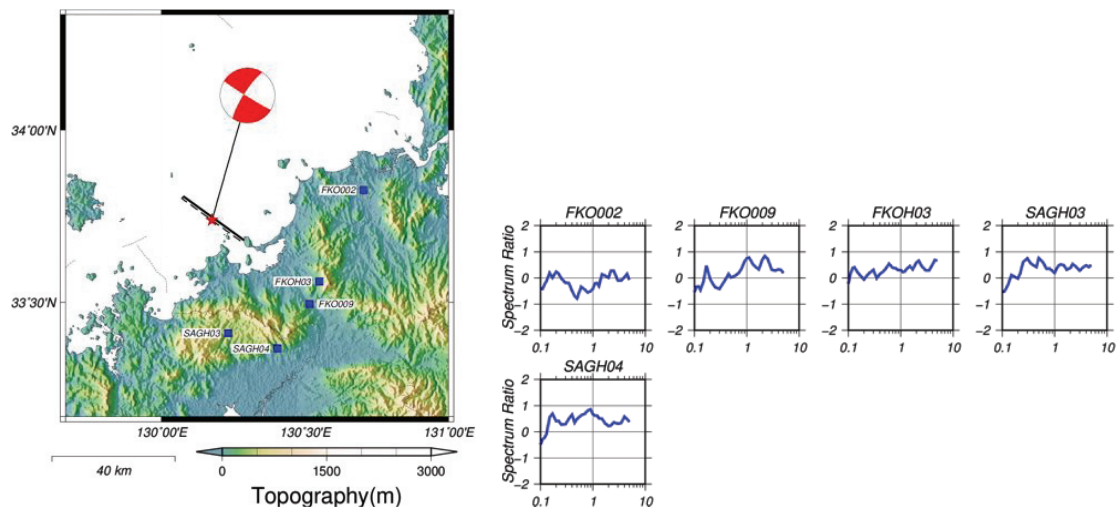


図 2.12.5 2005 年福岡県西方沖地震の各観測点の応答スペクトル比

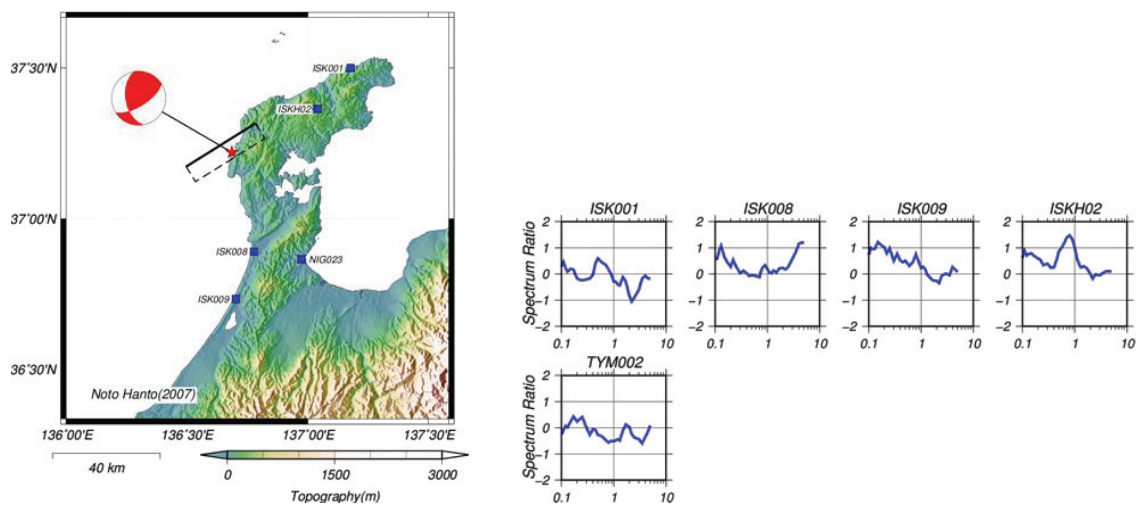


図 2.12.6 2007 年能登半島地震の各観測点の応答スペクトル比

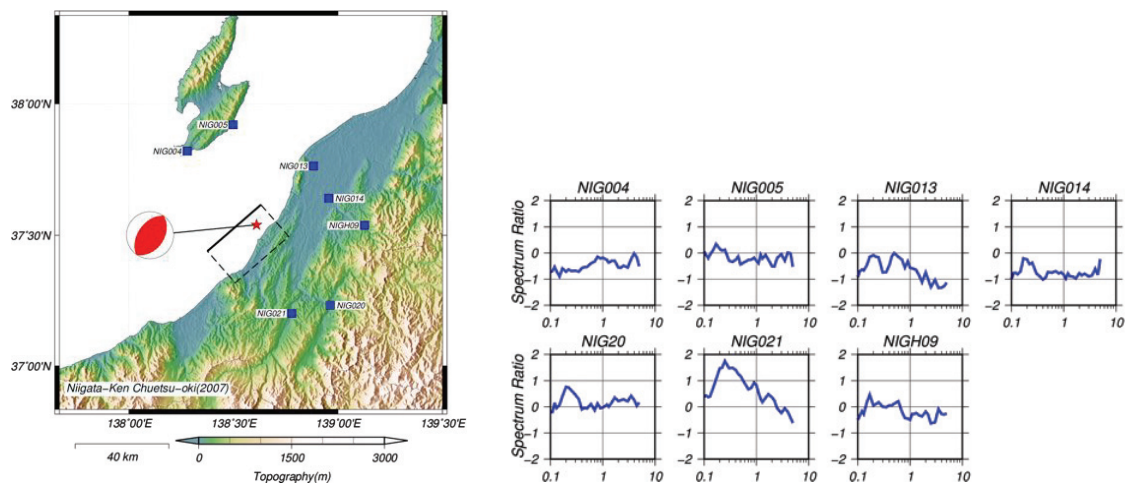


図 2.12.7 2007 年新潟県中越沖地震の各観測点の応答スペクトル比

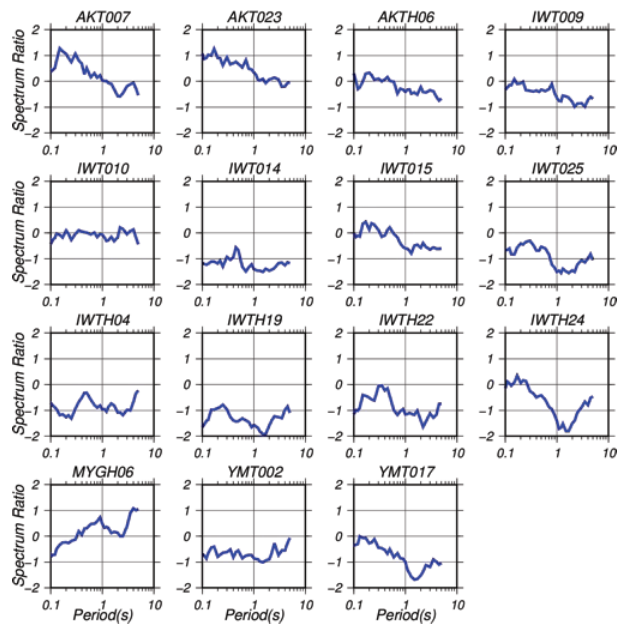
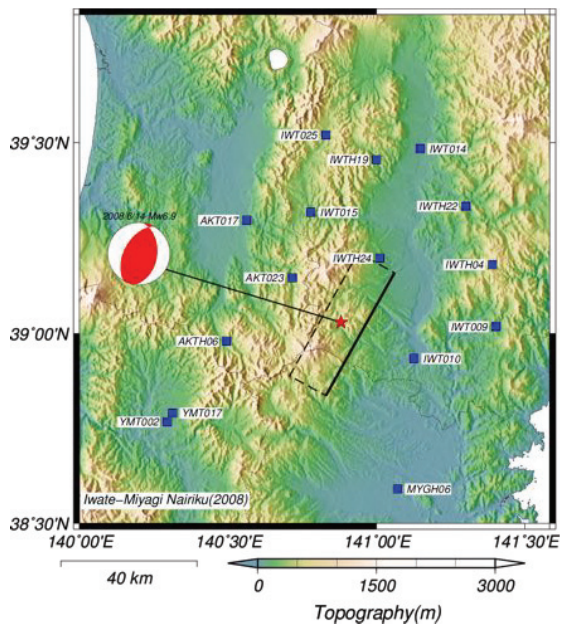


図 2. 12. 8 2008 年岩手・宮城内陸地震の各観測点の応答スペクトル比

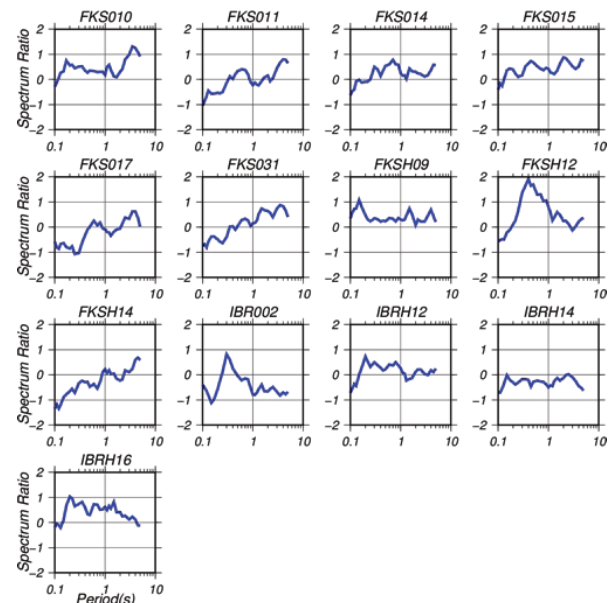
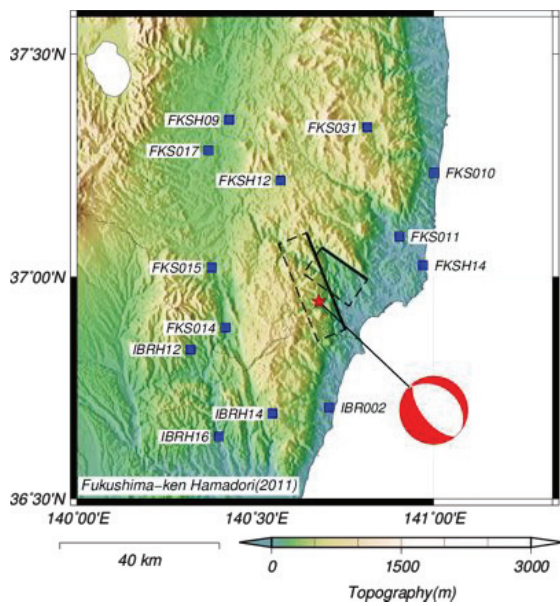


図 2. 12. 9 2011 年福島県浜通り地震の各観測点の応答スペクトル比

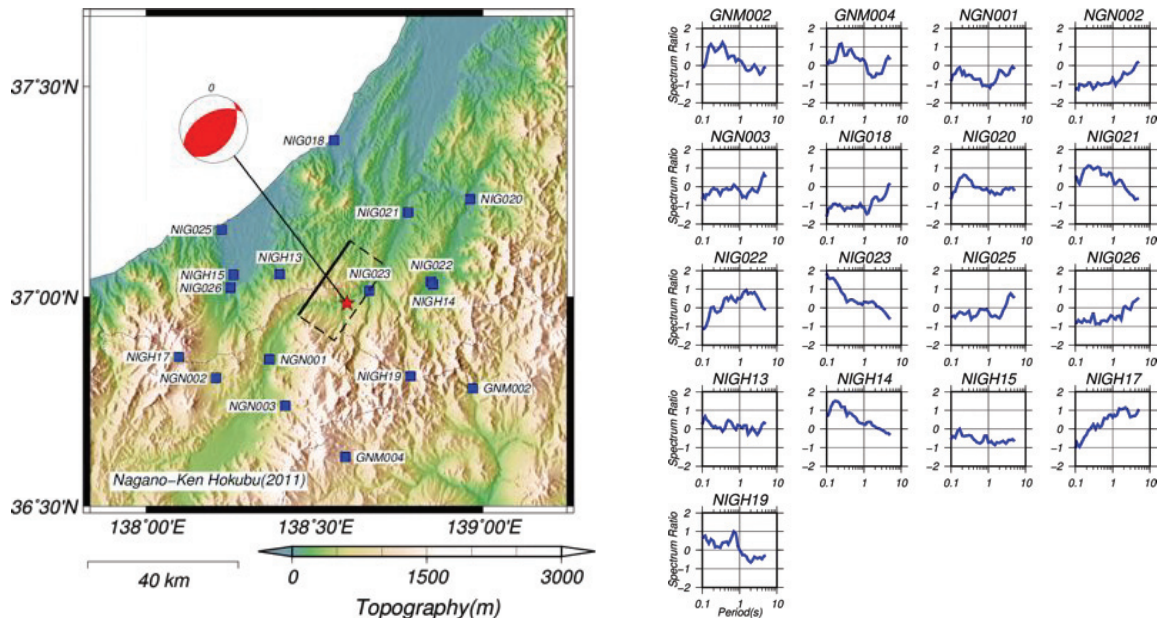


図 2.12.10 2011 年長野県北部の地震の各観測点の応答スペクトル比

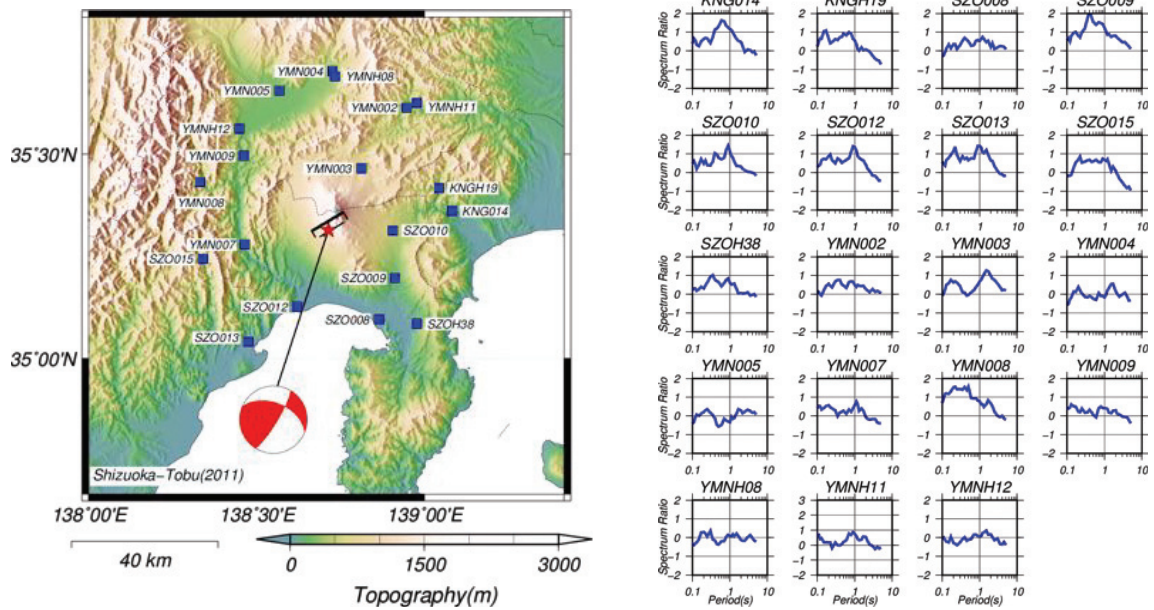


図 2.12.11 2011 年静岡県東部の地震の各観測点の応答スペクトル比

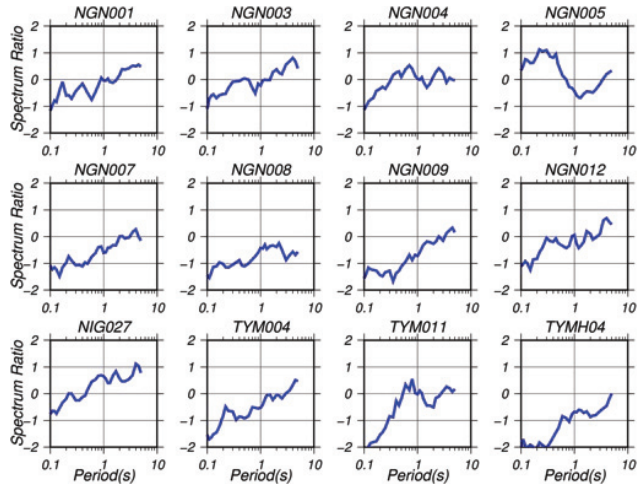
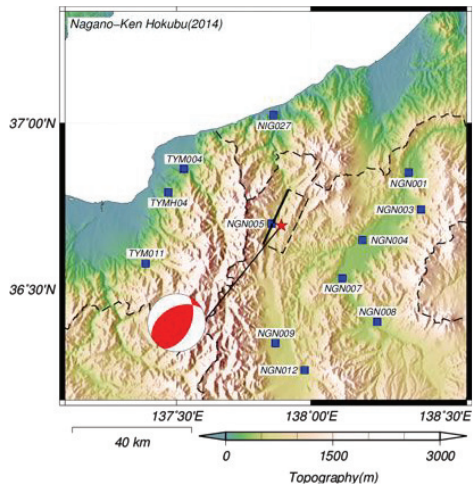


図 2. 12. 14 2014 年長野県北部の地震の各観測点の応答スペクトル比

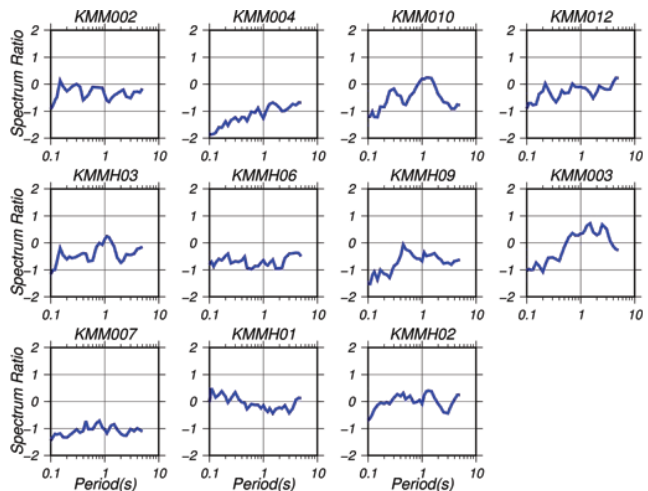
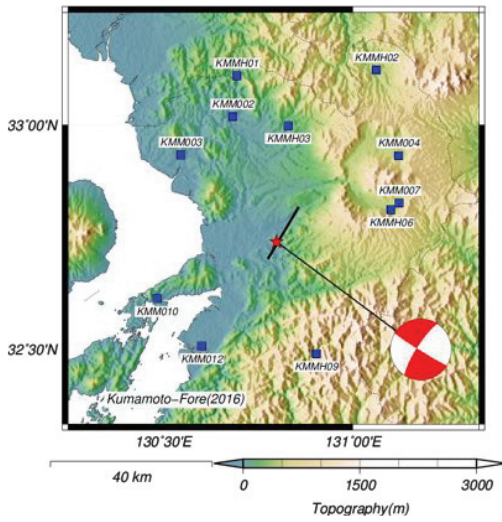


図 2. 12. 15 2016 年熊本地震前震の各観測点の応答スペクトル比

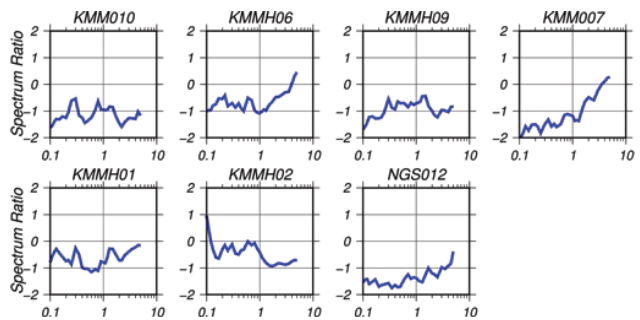
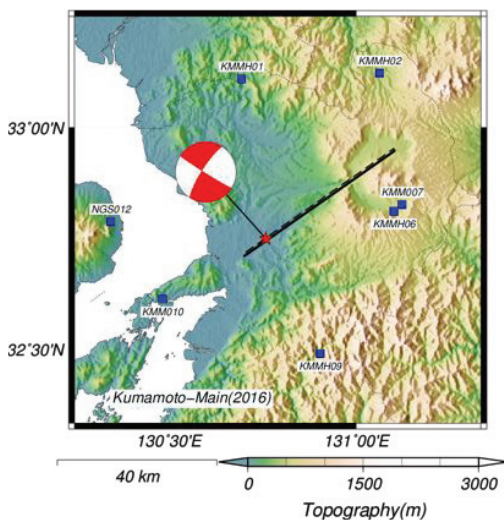


図 2. 12. 16 2016 年熊本地震本震の各観測点の応答スペクトル比

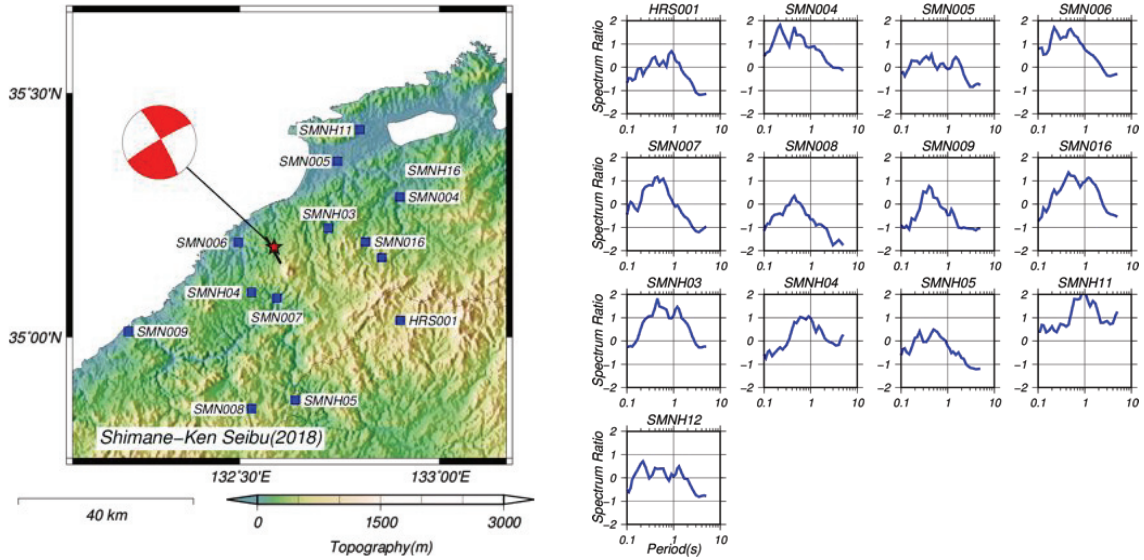


図 2.12.17 2018 年島根県西部の地震の各観測点の応答スペクトル比

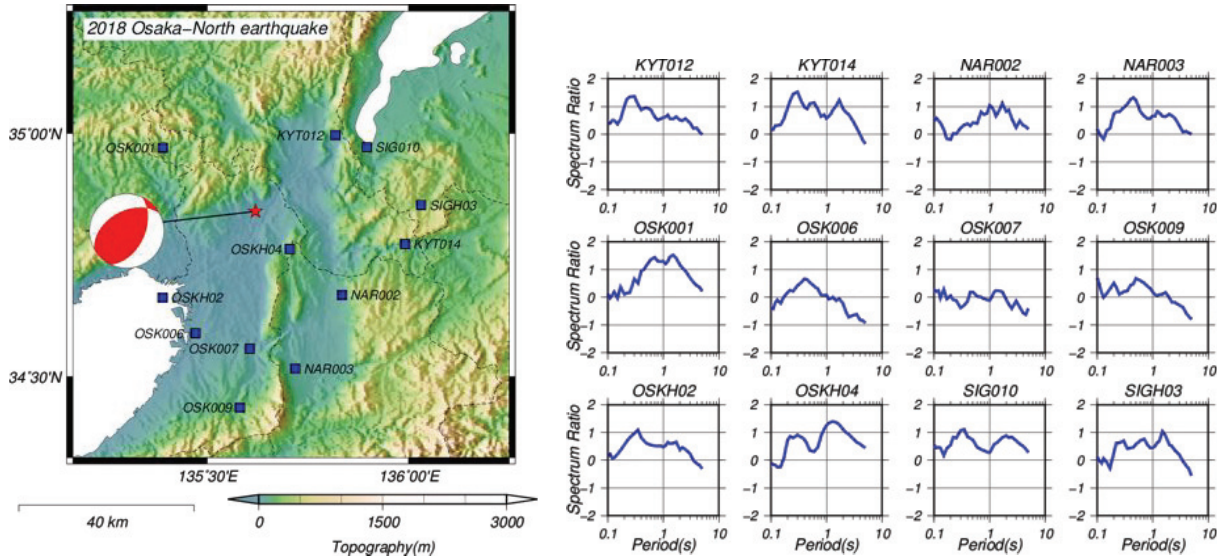


図 2.12.18 2018 年大阪北部の地震の各観測点の応答スペクトル比

参考文献

- Abrahamson, N. A. and Silva, W. J. (1997) : Empirical response spectral attenuation relation for Shallow crustal earthquake, *Seismological Research letters*, Vol.68, No.1, pp. 94-127.
- Abrahamson, N. A., Atkinson, G., Boore, D., Bozorgnia, Y., Campbell, K., Chiou, B., Idriss, I. M., Silva, W. and Youngs, R. (2008) : Comparison of the NGA ground-motion relation, *Earthquake Spectra*, Vol.24, pp.45-66.
- Abrahamson, N. A. and Silva, W. J. (2007) : Abrahamson & Silva NGA ground motion relations for the geometric mean horizontal component of peak and spectral ground motion parameter, PEER Report, Pacific Earthquake Engineering Research Center, College Engineering University of California, Berkeley, 353pp.
- Aoi, S., Kunugi, T. and Fujiwara H. (2004) : Strong motion seismograph network operated by NIED : K-net, KiK-net, *Journal of Japan Association for Earthquake Engineering*, Vol.4, No.3, (Special Issue), pp.65-74.
- Asano, K. and Iwata, T. (2009) : Source rupture process of the 2004 Chuetsu, mid-Niigata prefecture, Japan, earthquake inferred from waveform inversion with dense strong-motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.99, No.1, pp.123-140.
- Asano, K. and Iwata, T. (2006) : Source process and near-source ground motions of the 2005 West off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth, planets and Space*, Vol. 58, pp.93-98.
- Asano, K. and Iwata, T. (2011) : Source rupture process of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake estimated by the joint inversion of strong motion and GPS data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.101, No.5, pp.2467-2480.
- 浅野公之(2016) : 平成 28 年 (2016 年) 熊本地震の震源過程, <http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/k-asano/pdf/2016KumamotoEQ_v20160417.pdf> (2018 年 9 月 24 日閲覧)
- 浅野公之(2018) : 2018 年 6 月 18 日大阪府北部の地震の評価, <https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2018/20180618_osaka_2.pdf> (2019 年 2 月 1 日閲覧)
- Boore D. M. Lamprey, J. -W. and Abrahamson, N. A. (2006) : Orientation-independent measures of ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.96, No.4A, pp.1502-1511.
- Boore D. M. and Atkinson G. M. (2007) : Boore-Atkinson NGA ground motion relations for the geometric mean horizontal component of the peak and spectral ground motion parameters, PEER Report, Pacific Earthquake Engineering Research Center, College Engineering University of California, Berkeley, 110pp.
- Campbell, K. W. and Bozorgnia, Y. (2007) : Campbell-Bozorgnia NGA ground motion relations for the geometric mean horizontal component of peak and spectral ground motion parameter, PEER Report, Pacific Earthquake Engineering Research Center, College Engineering University of California, Berkeley, 120pp.

- Chiou, B. S. -J. and Young, R. R. (2008) : NGA model for average horizontal component of peak ground motion and response spectra, PEER Report, Pacific Earthquake Engineering Research Center, College Engineering University of California, Berkeley, 293pp.
- Cultrera, G., Ameri, G., Sarao, A., Cirella, A. and Emolo, A. (2013) : Ground-motion simulations within ShakeMap methodology, application to the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku (Japan) and 1980 Irpinia (Italy) earthquakes, *Geophysical Journal International*, Vol. 193, No. 1, pp. 220-237.
- 藤原広之, 河合伸一, 青井真, 森川信之, 先名重樹, 工藤暢章, 大井昌弘, はお憲生, 早川譲, 遠山信彦, 松山尚典, 岩本鋼司, 鈴木晴彦, 劉瑛(2009) : 強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討, 防災科学技術研究所資料, 第 337 号.
- 福山英一, 石田瑞穂, Douglas, S. D., 川井啓康(1998) : オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震第 2 輯, 第 51 巻, pp. 149-156.
- Hikima, K. and Koketsu, K. (2004) : Source processes of the foreshock, mainshock and largest aftershock in the 2003 Miyagi-Ken Hokubu, Japan, earthquake sequence, *Earth, planets and Space*, Vol. 56, pp.87-93.
- 引間和人(2013) : 2011 年福島県浜通り地震 (M_J 7.0) の震源過程, 地震第 2 輯, Vol.64, pp. 243-256.
- 廣内大助, 松多信尚, 杉戸信彦, 熊原康博, 石黒聡士, 金田平太郎, 後藤秀昭, 楮原京子, 中田高, 鈴木康弘, 渡辺満久, 澤祥, 宮内崇裕, 2014 年神城断層地震変動地形調査グループ(2015) : 糸魚川-静岡構造線北部に出現した 2014 年長野県北部の地震 (神城断層地震) の地表地震断層, 活断層研究, 43 号, pp.149-162, 2015.
- Idriss, I. M. (2007) : Empirical model for estimating the average horizontal values of pseudo-absolute spectral accelerations generated by crustal earthquakes, Interim Report Issued for USGS Review, 37pp.
- 岩田知孝, 入倉孝次郎(1986) : 観測された地震波から, 震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震第 2 輯, 第 39 巻, pp.579-593.
- Iwata, T., Sekiguchi, H., Matsumoto, T., Miyake, H. and Irikura K.(2000) : Source process of the 2000 western Tottori Prefecture earthquake and near source strong ground motion, paper present at 2000 Fall Meeting Seisml., Soc. Japan, 2000.
- 石村大輔, 岡田真介, 丹羽雄一, 遠田晋次(2015) : 2014 年 11 月 22 日長野県北部の地震 (M_w 6.2)によって出現した神城断層沿いの地表地震断層の分布と性状, 活断層研究, 43 号, pp.95-108.
- Kagawa, T., Irikura, K. and Somerville, P.G. (2004) : Difference in ground motion and fault rupture process between the surface rupture and buried rupture earthquakes, *Earth, Planet and Space*, Vol. 56, pp. 3-14.
- Kanno, T., Narita, A., Morikawa, N., Fujiwara, H. and Fukushima, Y. (2006) : A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recorded data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.96, No.3, pp.879-897.

- 勝部亜矢, 近藤久雄, 谷口薫, 加瀬祐子(2017): 2014年長野県北部の地震(Mw6.2)に伴う地表地震断層の分布と変位量, 地質学雑誌, 第123巻, 第1号, pp.1-21.
- 気象庁(2011a): 3月12日長野県北部の地震 - 近地強震波形による震源過程解析(暫定)
- <<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/event/201103120359near.pdf>>
(2018年9月24日閲覧)
- 気象庁(2011b): 3月15日静岡県東部の地震 - 近地強震波形による震源過程解析(暫定)
- <<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/event/20110315near.pdf>> (2018年9月24日閲覧)
- 気象庁(2014): 2014年11月22日長野県北部の地震 - 近地強震波形による震源過程解析(暫定) - <<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/event/20141122near.pdf>>
> (2018年9月24日閲覧)
- 久保久彦, 鈴木亘, 青井真, 関口春子(2016): 近地強震記録を用いた2016年10月21日鳥取県中部で発生した地震の震源インバージョン解析, <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/Tottori_20161021/inversion/inv_index.html> (2018年9月24日閲覧)
- Maruyama, T., Fusejima, Y., Yoshioka, T., Awata, Y. and Matsu'ura, T. (2005): Characteristics of the surface rupture associated with the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake, central Japan and their seismotectonic implications, *Earth Planets and Space*, Vol.57, pp.521-526.
- Miyakoshi, K., Kurahashi, S., Irikura, K. and Okazaki, K. (2008): Source Modeling of the 2007 Niigata-Ken Chuetsu-oki earthquake, 7th General Assembly of Asian Seismological Society of Japan, X4-059, 2008.
- Morikawa, N. and Fujiwara, H. (2013): A new ground motion prediction equation for Japan applicable up to M9 Mega-Earthquake, *Journal of Disaster Research*, Vol.8, No.5, pp. 878-888.
- 中埜貴元, 飛田幹男, 中島秀敏, 神谷泉: 干渉SARで捉えた2014年11月22日長野県北部を震源とする地震に伴う地表変位, 活断層研究, 43号, pp.69-82.
- Nishijima, Y. (2004): Observation of seismic intensity and strong ground motion by Japan meteorological agency and local government in Japan, *Journal of Japan Association for Earthquake Engineering*, Vol.4, No.3, (Special Issue), pp.75-78.
- 西村利光(2010): NGA プロジェクトの距離減衰式と日本の距離減衰式の比較, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp.873-874.
- 野津厚, 長尾毅(2005): スペクトルインバージョン法の基づく全国の港湾等の強震観測点におけるサイト増幅特性, 港湾空港技術研究所資料, No.1112.
- 野口科子, 笹谷努(2011): 2003年宮城県沖スラブ内地震における表層地盤の非線形応答とその強震動への影響, 地震第2輯, 第63巻, pp.165-187.
- 野口竜也, 西川隼人, 香川敬生, 吉田昌平(2018): 2016年鳥取県中部の地震における非線形地盤応答の基礎的検討, 土木学会論文集 A1(構造・地震工学), 74巻, 4号, I_1010_1016.
- 染井一寛, 宮腰研, 入倉孝次郎(2014): 2013年2月25日栃木県北部の地震の震源モデルと強震動シミュレーション, 日本地球惑星連合大会2014年予稿集, SSS23-P19.

- 染井一寛, 宮腰研, 入倉孝次郎(2015): 強震記録に基づく 2013 年 4 月 13 日淡路島付近の地震 (Mw5.8) の震源モデルの推定, 日本地震学会 2015 年秋季大会講演予稿集, S15-P05.
- Shirahama, Y., Yoshimi, M., Awata, Y., Maruyama, T., Azuma, T., Miyashi, Y., Mori, H., Imanishi, K., Takeda, N., Ochi, T., Otsubo, N., Asahina, D. and Miyakawa, A. (2016): Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, *Earth, planets and space*, Vol.68, No.191, DOI 10.1186/s40623-016-0559-1.
- Somerville, P. G. (2003): Magnitude scaling of the near fault rupture directivity pulse, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.137, pp.201-212.
- Sugito, N., Goto, H., Kumahara, Y., Tsutsumi, H., Nakata, T., Kagohara, K., Matsuda, N. and Yoshida H. (2016): Surface fault ruptures associated with the 14 April foreshock (Mj 6.5) of the 2016 Kumamoto earthquake sequence, southwest Japan, *Earth, Planets and Space*, Vol.68, No.170, DOI 10.1186/s40623-016-0547-5.
- Takada Y., Kobayashi, T., Furuya, M. and Murakami, M. (2009): Coseismic displacement due to the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake detected by ALOS/PALSAR: preliminary result, *Earth, Planets and Space*, Vol.61, pp.e9-e12.
- 遠田晋次, 丸山正, 吉見雅行, 金田平太郎, 栗田泰夫, 吉岡敏和, 安藤亮輔(2010): 2008 年岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層 -震源過程および活断層評価への示唆-, 地震第 2 輯, 第 62 巻, PP.153-178.
- 堤浩之, 隈元崇, 奥村晃史, 中田高(2000): 鳥取県西部地震震源域の活断層, 月刊地球, Vol.31, pp.81-86.
- 堤浩之, 遠田晋次(2012): 2011 年 4 月 11 日に発生した福島県浜通りの地震の震源断層と活動履歴, 地質学雑誌, 第 118 巻, 第 9 号, pp.559-570.
- 内山泰生, 翠川三郎(2006): 震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, Vol.606, pp.81-88.
- 吉田昌平, 香川敬生, 野口竜也(2018): 経験的グリーン関数法に基づく 2018 年島根県西部の地震, 日本地震学会 2018 年度秋季大会, S14-P23.
- 吉岡敏和, 水野清秀, 井村隆介, 伏島祐一郎, 小松原琢(2000): 2000 年 10 月 6 日鳥取県西部地震に伴う地震断層の緊急調査, 地質ニュース, Vol.555, pp.7-11.

第3章 不均質すべり量分布から得られる震源特性の違い

3.1 本章の内容

前章では、地表および潜在断層地震の地震動特性の違いを評価した。その結果、潜在断層地震の地震動が地表断層地震より大きくなる傾向が見られた。地表面で観測される強震動は時間領域で[震源特性] * [伝播経路特性] * [サイト増幅特性] となり、各要素のコンボリューションで表現される。前章の地震動特性の比較では、地表面の強震観測記録からあらかじめ評価されたサイト増幅特性を除することで、堆積層に起因した地盤増幅特性の影響を取り除いた。さらにスペクトル距離減衰式による標準加速度応答スペクトルとの比を取ることで伝播経路特性の影響を小さくできた。したがって、地表および潜在断層地震による地震動特性の違いは、主に震源特性の違いを反映していると考えられる。

ここでは、震源インバージョン解析から得られた不均質すべり量分布を整理し、Somerville *et al.*(1999)の基準に基づいて、断層破壊領域とすべり量の大きい領域であるアスペリティ領域の抽出を試みる。得られた断層破壊領域およびアスペリティ領域の巨視的・微視的断層パラメーターから地表および潜在断層地震の震源特性の違いについて検討する。

3.2 震源断層の不均質すべり量分布の整理

本研究で対象とした国内の内陸地殻内地震の幾つかでは、強震観測記録を用いた震源インバージョン解析（例えば、Hartzell and Heaton, 1983 ; Kikuchi and Kanamori, 1991）から不均質すべり量分布が推定されており、各地震の震源断層面の破壊過程の把握がなされている。震源インバージョン解析は近地および遠地の強震観測記録、GPSやIn SARなどの地殻変動のデータ等を用いて、震源断層面のすべり量の時空間分布を推定することができる。遠地の観測記録を用いた場合、近地強震記録の解析と比較するとすべり量の空間的分解能がやや劣るため、最近の強震観測網の充実とHartzell and Heaton(1983)のMulti-time window法の提案によって、近地の強震観測記録を用いた解析が多く実施されてきている。近地の強震観測記録を用いた場合、震源断層近傍の観測記録を取り入れることができるため、詳細な震源破壊過程が推定できるが、地下構造の影響を多大に受けるため、仮定される地下構造により解析精度が左右される。そのためグリーン関数の数値計算で扱える周波数帯は低周波数（ $\leq 0.5, 1.0\text{Hz}$ ）側に限られる。

本研究で解析対象とした国内の内陸地殻内地震に対しても、近地の強震観測記録を用いた震源インバージョン解析がなされている。表3.1に震源インバージョンにより推定された各地震の主な解析パラメーターを示す。なお、2018年島根県西部の地震、2018年大阪北部の地震の震源インバージョン結果の数値データが入手できなかったため、震源特性の比較検討は実施できていない。表3.1の*Reference*は収集した震源インバージョンによる不均質すべり量分布の参照先、地震モーメント*M₀*は震源インバージョン解析によって得られた値とF-netの値、地震規模はF-netの値、*Target Freq.*は解析に用いられた強震観測記録の対象周波数、*Sub fault*は各小断層の要素面積、*Surface Rupture*は2章で決めた地表地震断層の有無である。対象周波数は低周波数側が0.03-0.1Hz、高周波数側が0.2-1.0Hzで各地震とも大差はない。また小断層要素面積は2000年鳥取県西部地震、2014年長野県北部の地震の9.0km²を除いた全ての地震で1.0-4.0km²で推定されており、高い空間分解能を有している。

表3.1 収集した震源インバージョン結果と主な解析パラメーター

地震名	Reference	地震モーメント(Nm)		Mw (F-net)	Target Freq.(Hz)	Sub fault(km ²)	Surface Rupture*
		Inv.	F-net				
2000年鳥取県西部地震	Iwata <i>et al.</i> (2000)	2.16E+19	8.62E+18	6.6	0.1-1.0	9.0	無
2003年宮城県北部の地震	Hikima and Koketsu(2004)	1.80E+18	1.53E+18	6.1	0.05-0.5	4.0	無
2004年新潟県中越地震	Asano and Iwata(2009)	1.07E+19	7.53E+18	6.6	0.05-1.0	4.0	無
2005年福岡県西方沖地震	Asano and Iwata(2006)	1.15E+19	7.80E+18	6.6	0.05-1.0	4.0	無
2007年能登半島地震	Asano and Iwata(2011a)	1.57E+19	1.36E+19	6.7	0.05-1.0	4.0	無
	Horikawa(2008a)	1.10E+19			0.1-1.0	1.0	
2007年新潟県中越沖地震	Aoi <i>et al.</i> (2008)	1.62E+19	9.30E+18	6.6	0.1-1.0	4.0	無
	Miyakoshi <i>et al.</i> (2008)	1.62E+19			0.1-1.0	4.0	
	Horikawa(2008b)	6.50E+19			0.1-0.5	1.0	
	引間・織績(2008)	1.02E+19			0.03-0.5	4.0	
2008年岩手宮城内陸地震	Asano and Iwata(2011b)	2.76E+19	2.72E+19	6.9	0.1-1.0	4.0	有
2011年長野県北部の地震	松元ほか(2015)	2.78E+17	2.13E+18	6.2	0.1-0.5	1.0	無
2011年静岡県東部の地震	気象庁(2011)	1.12E+18	8.38E+17	5.9	0.05-0.2	4.0	無
2011年福島県浜通り地震	引間(2012)	1.14E+19	9.58E+18	6.6	0.03-0.8	4.0	有
	染井ほか(2014a)	1.37E+19			0.1-1.0	4.0	
	Tanaka <i>et al.</i> (2014)	1.33E+19			0.1-1.0	4.0	
2013年栃木県北部の地震	染井ほか(2014b)	7.10E+17	5.54E+17	5.8	0.1-1.0	1.0	無
2013年淡路島付近の地震	染井ほか(2015)	5.89E+17	5.47E+17	5.8	0.1-1.0	1.0	無
2014年長野県北部の地震	気象庁(2014)	8.09E+18	2.76E+18	6.3	0.05-0.2	9.0	有
2016年熊本地震前震	Asano and Iwata(2016)	2.04E+18	1.74E+18	6.1	0.05-1.0	1.0	有
	Kubo <i>et al.</i> (2016)	1.70E+18			0.1-1.0	4.0	
2016年熊本地震	Asano and Iwata(2016)	4.50E+19	4.42E+19	7.1	0.05-0.5	4.0	有
	Kubo <i>et al.</i> (2016)	5.50E+19			0.05-1.0	4.0	
2016年鳥取県中部の地震	Kubo <i>et al.</i> (2017)	2.10E+18	2.24E+18	6.2	0.1-1.0	4.0	無

*: 2章で決めた地表地震断層の有無

図3.1に深さ方向の最大すべり量(各深度に対する走向方向の最大値)分布を示す。図3.1.1が潜在断層地震、図3.1.2が地表断層地震である。2003年宮城県北部の地震、2011年福島県浜通り地震、2016年熊本地震本震は、2つの震源断層から構成されているため図中に黒線と赤線の2線に分けて示している。また最大すべり量を1に規格化して、地表および潜在断層地震の破壊タイプ毎に平均化したすべり量の深さ分布を図3.2に示す。図3.2より地表断層地震の個数は5個と少ないものの、深さ5km以浅の浅部領域ですべり量が大きい傾向が見られる。図3.1.2より各地震に着目すると、2008年岩手・宮城内陸地震、2014年長野県北部の地震は5km以浅の浅部領域でのみ著しくすべり量が大きく、2011年福島県浜通り地震、2016年熊本地震前震及び本震は浅部と深部の両領域ですべり量が大きい。地表断層地震は震源断層のす

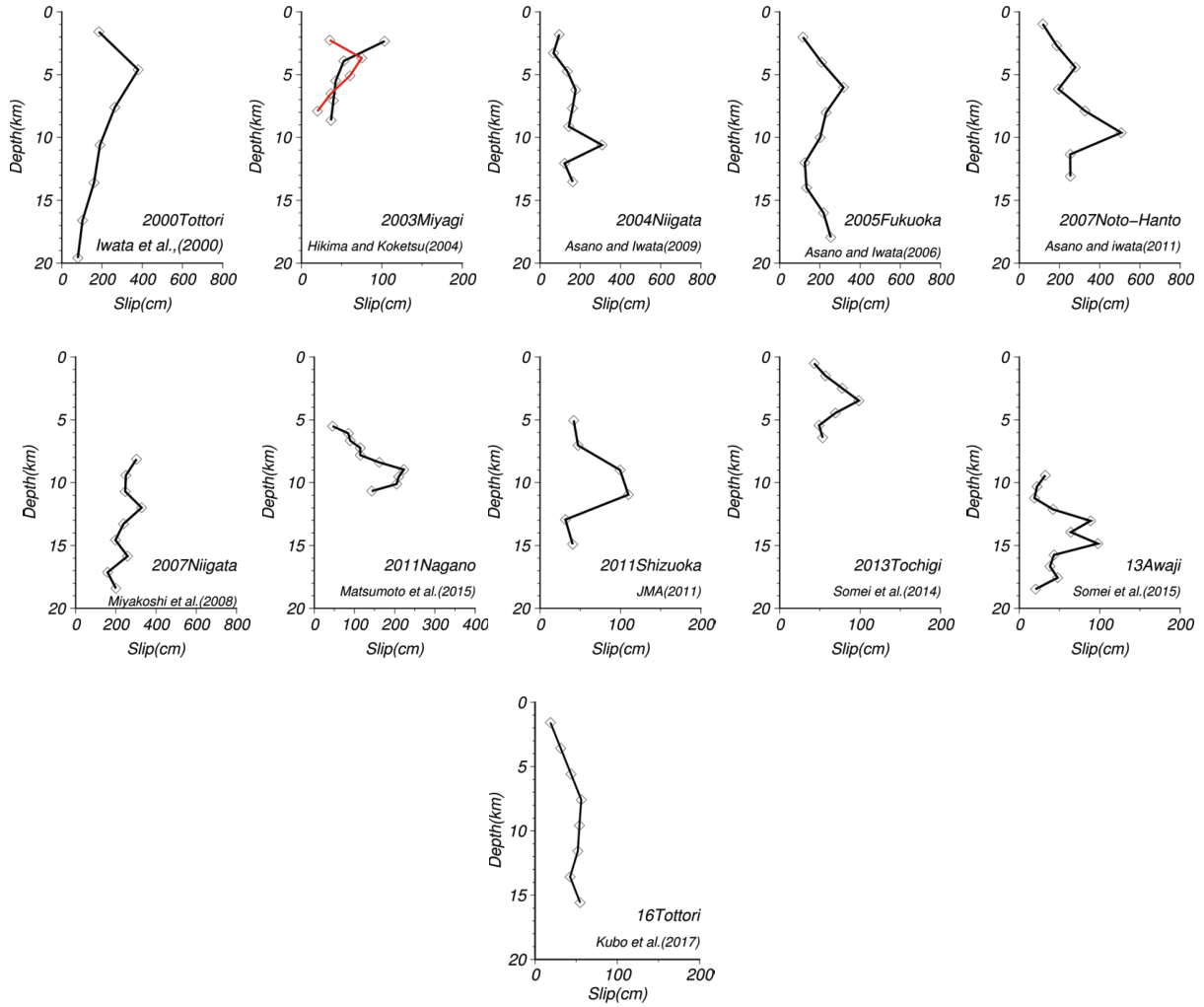


図3.1.1 潜在断層地震の最大すべり量の深さ方向分布（赤線は断層面が二面ある場合）

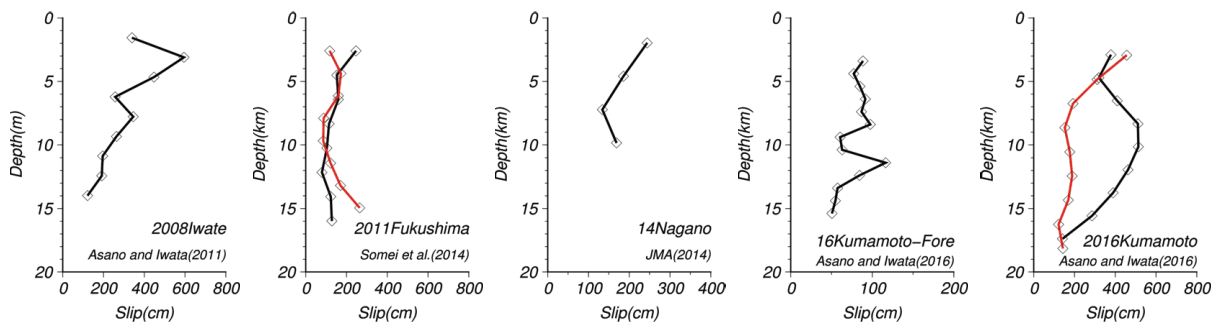


図3.1.2 地表断層地震の最大すべり量の深さ方向分布（赤線は断層面が二面ある場合）

べりの影響が地表面にまで達するため、共通して地表面付近まですべり量が大きい傾向が見られる。一方、潜在断層地震は、図3.2より深さ5-10kmですべり量が大きくなっている。図3.1.1の各地震に着目する

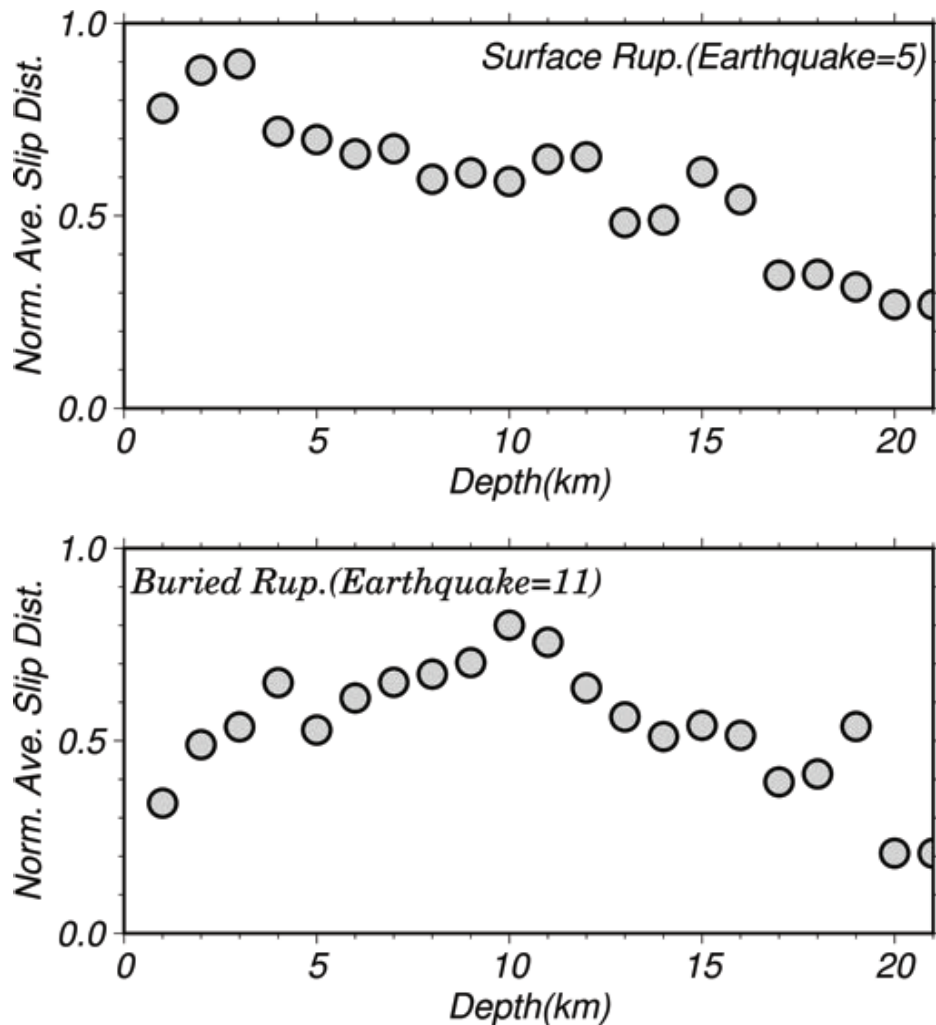


図3.2 深さ方向の平均すべり量分布, 平均すべり量は図3.1の各地震のすべり量の最大値を1で規格化して断層破壊タイプごとに平均化して算出 (上図: 地表断層地震, 下図: 潜在断層地震)

と, 2000年鳥取県西部地震, 2003年宮城県北部の地震, 2013年栃木県北部の地震を除いた全ての地震が深さ5-15kmですべり量が最も大きくなっている。これは, 主破壊の深度が深く地表面まで震源断層の破壊が達しなかったためと思われる。更なる詳細な検討を行うため, 不均質すべり量分布から断層破壊領域およびアスペリティ領域を抽出し, その違いを明確にする。

3.3 不均質すべり量分布の特性化

Somerville *et al.*(1999)は, 震源インバージョン解析により推定された震源断層の不均質すべり量分布から一定基準に基づいて断層破壊領域とアスペリティ領域を抽出することで, 震源断層モデルの特性化を行った。その結果, 地震規模と断層破壊領域等の震源パラメーターに関する幾つかのスケール関係を明らかにしており, シナリオ地震に対する強震動予測のための「強震動予測手法(レシビ)」(地震調査研究推進本部, 2016)に基づいた特性化震源モデル構築の際に必要な情報となっている。

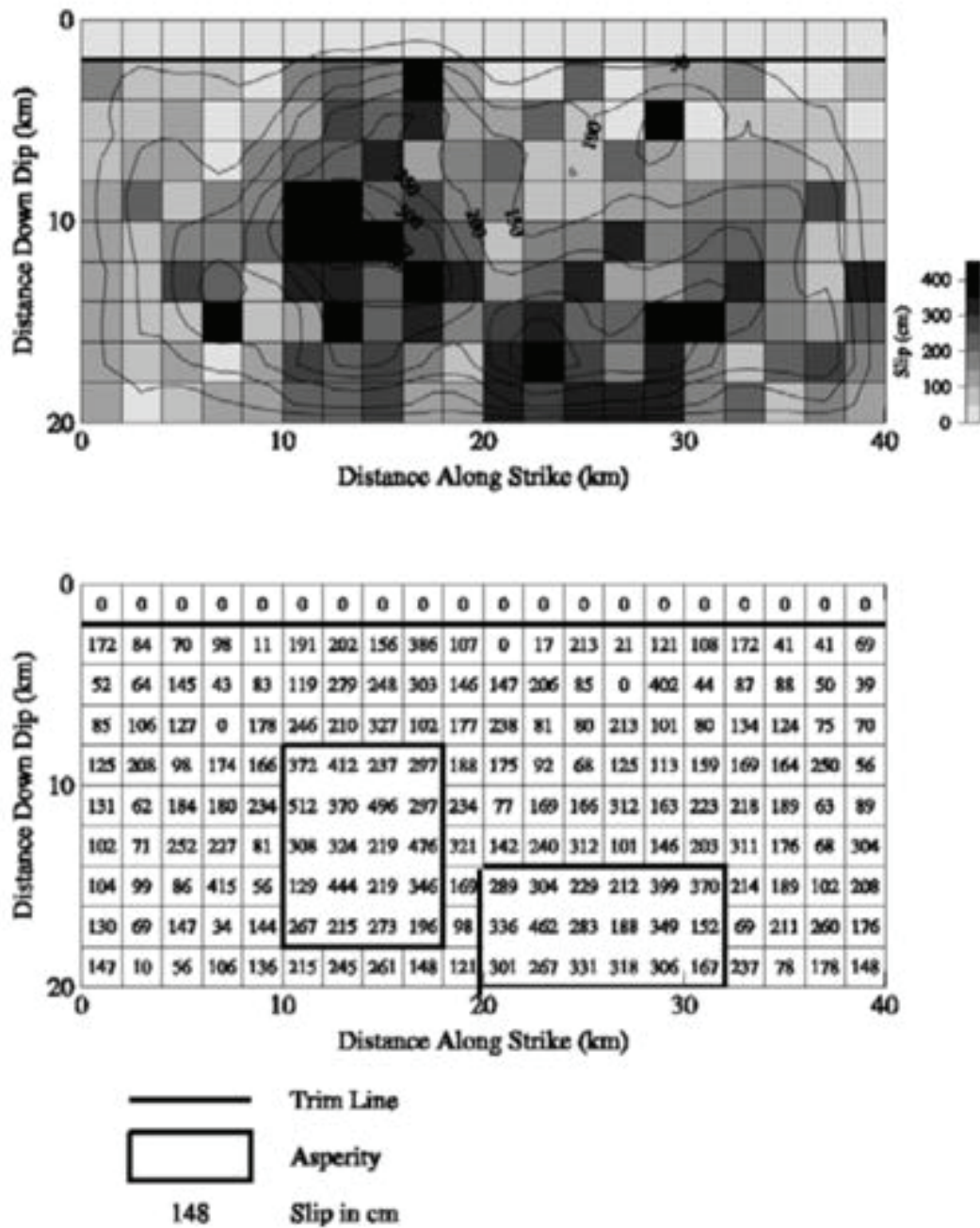


図3.3 断層破壊領域とアスペリティ領域の抽出の模式図（上図：不均質すべり量分布，下図：特性化震源モデル），(Somerville *et al.*1999)

ここでは，Somerville *et al.*(1999)の基準のに基づき，震源インバージョンより得られた不均質すべり量分布から断層破壊領域とアスペリティ領域の抽出し，得られた震源パラメーターとスケーリング関係から地表および潜在断層地震の震源特性の比較を実施する．図3.3に不均質すべり量分布及び断層破壊領域とアスペリティ領域の抽出の模式図を示す．図3.3よりSomerville *et al.*(1999)の基準は，すべり量に基づいた断層破壊領域のトリミングとアスペリティの抽出より構成される．断層破壊領域は断層面端部の平均すべり量が断

層面全体の平均すべり量の0.3倍を下回る場合にトリミングされ、全端部で0.3倍を上回るまで繰り返される。以上の操作によって、断層破壊領域が決定される。次にアスペリティは、断層面全体の平均すべり量より1.5倍以上の要素を取り囲んだ領域で定義される。このとき、アスペリティは特性化を容易にするため矩形とされる。抽出は、まず平均すべり量の1.5倍以上の要素断層を取り囲み、もし平均すべり量の1.5倍より小さい行または列があればさらに領域を細分化する。アスペリティ端部の各行及び列の平均すべり量が断層面全体の平均すべり量より1.25倍以上になるまでトリミングする。アスペリティの最小条件として、断層面全体の平均すべり量の2倍以上のすべり量の小断層要素が最低2つ、または断層面全体の平均すべり量の1.5倍以上のすべり量の小断層要素が最低4つ、もしくは断層面全体の平均すべり量の2倍以上のすべり量の小断層要素が1つと1.5倍以上のすべり量の小断層要素が最低2つ、のいずれかの条件を満たす必要がある。

以上の手順により抽出された震源パラメーターを表3.2にまとめる。表中の $Length$ は断層長さ(km)、 $Width$ は断層幅(km)、 $Rupture\ Areal$ は断層破壊領域(km²)、 $Av.\ Slip$ は断層面全体の平均すべり量(m)、 $Max.\ Slip$ は断層面全体の最大すべり量(m)、 $Num.\ Asp.$ は抽出されたアスペリティの数、 $Total\ Asp.\ Areal$ はアスペリティ領域総面積(km²)、 $Av.\ Asp.\ Slip.$ はアスペリティ領域の平均すべり量(m)、 $Area\ Ratio$ はアスペリティ総面積比(アスペリティ総面積/断層破壊領域)、 $Slip\ Contrast$ はすべり量比(アスペリティ領域の平均すべり量/断層面全体の平均すべり量)、 $Av.\ Stress\ drop$ は断層面全体の平均的な応力降下量でEshelby(1957)の円形クラックを仮定した式(3.1)により算出した。

$$\frac{\Delta\sigma}{S} = \frac{7\pi^{3/2} Mo}{16 S^{3/2}} \quad (3.1)$$

ここに Mo は地震モーメント、 S は断層破壊領域である。ただし、後述する地震規模と断層破壊領域のスケールリング則が $S \propto Mo^{1/2}$ に従う地震(2007年能登半島地震、2008年岩手宮城内陸地震、2016年熊本地震本震)はFujii and Matsu'ura(2000)を参考に3.1MPaとした。1つの地震に対して複数のインバージョンがなされている場合、全ての地震の震源パラメーターの平均値を用いる。以降、得られた震源パラメーターから地表および潜在断層地震の震源特性の比較を行う。なお、各地震の不均質すべり量分布から抽出した断層破壊領域およびアスペリティ領域の断層面図を付録にまとめる。

3.4 地表および潜在断層地震の震源特性の違い

3.4.1 アスペリティの深さ分布

前節では、震源断層の不均質すべり量分布から断層破壊領域及びアスペリティ領域を抽出した。ここでは、抽出したアスペリティ領域の深度分布に着目する。抽出したアスペリティの深さ方向の確率密度関数を図3.4に示す。図は断層タイプごとに区別しており、上図が地表断層地震、下図が潜在断層地震となっている。図3.4より地表断層地震は深さ5km以浅に最もアスペリティが集中しており、逆に潜在断層地震は深さ10km程度の深部領域にアスペリティが最も集中している。図3.2に示した深さ方向のすべり量分布と整合的である。図3.5に各地震を地表地震断層の有無と浅部アスペリティの有無を区別した4象

表3.2 抽出した断層破壊領域とアスペリティ領域に関する震源パラメーター

地震名	Reference	Mw (F-net)	Length (km)	Width (km)	Rupture Area(km ²)	Av. Slip (m)	Max Slip(m)	Num. Asp.	Total Asp. Area(km ²)	Av. Asp. Slip(m)	Area Ratio	Slip contrast	Av. Stress Drop(MPa)
2000年鳥取県西部	Iwata <i>et al.</i> (2000)	6.6	27	21	567	0.98	3.80	2	108	2.09	19.0	2.14	1.56
2003年宮城県北部	Hikima and Kokeitsu(2004)	6.1	18	10	180	0.31	1.03	2	20	0.78	11.1	2.51	1.54
2004年新潟県中越	Asano and Iwata(2009)	6.6	28	18	504	0.67	3.08	2	108	1.29	21.4	1.94	1.62
2005年福岡西方沖	Asano and Iwata(2006)	6.6	26	18	468	0.78	3.17	2	84	1.75	17.9	2.23	1.88
2007年能登半島	Asano and Iwata(2011a)	6.7	30	16	480	1.10	5.07	2	104	2.15	21.7	1.96	3.1*
	Horikawa(2008a)		22	20	440	0.77	2.75	1	99	1.70	22.5	2.21	3.1*
2007年新潟県中越 沖	Aoi <i>et al.</i> (2008)	6.6	30	24	720	0.91	2.68	5	88	2.02	12.2	2.21	1.17
	Miyakoshi <i>et al.</i> (2008)		28	18	504	1.22	3.28	3	88	1.99	17.5	1.63	2.00
	Horikawa(2008b)		25	17	425	0.54	2.12	4	108	1.23	25.4	2.29	2.59
	引間・藤田(2008)		30	18	540	0.56	2.66	4	152	1.25	28.1	2.24	1.81
2008年岩手宮城内陸	Asano and Iwata(2011b)	6.9	38	18	684	1.21	5.94	2	144	2.49	21.1	2.07	3.10*
2011年長野県北部	松元(未)(2015)	6.2	17	10	170	0.59	2.23	2	28	1.26	16.5	2.15	2.34
2011年静岡県東部	気象庁(2011)	5.9	8	12	96	0.32	1.10	1	16	0.80	16.7	2.48	2.17
	引間(2012)	6.6	40	16	640	0.52	2.51	3	144	1.25	22.5	2.39	1.44
	染井(未)(2014a)		40	16	640	0.70	2.65	3	124	1.33	19.4	1.89	1.44
2011年福島県浜通り	Tanaka <i>et al.</i> (2014)	6.6	40	14	560	0.82	3.39	5	100	1.75	17.9	2.14	1.76
2013年栃木県北部	染井(未)(2014b)	5.8	12	7	84	0.28	0.98	1	20	0.55	23.8	1.96	1.75
2013年淡路島付近	染井(未)(2015)	5.8	11	11	121	0.20	0.98	4	22	0.45	18.2	2.30	1.00
2014年長野県北部	気象庁(2014)	6.3	18	12	216	1.05	2.44	1	54	1.56	25.0	1.49	2.12
	Asano and Iwata(2016)	6.1	14	13	182	0.36	1.16	4	33	0.68	18.1	1.90	1.73
Kubo <i>et al.</i> (2016)	22		14	308	0.20	0.74	2	48	0.47	15.6	2.28	2.08	
2016年熊本前震	Asano and Iwata(2016)	7.1	42	18	756	1.87	5.13	2	192	3.28	25.4	1.76	3.1*
	Kubo <i>et al.</i> (2016)		56	24	1344	1.30	4.42	3	384	2.35	28.6	1.81	3.1*
2016年鳥取県中部	Kubo <i>et al.</i> (2017)	6.2	16	16	256	0.26	0.56	1	48	0.47	18.8	1.78	1.33

* : Fujii and Matsu'ura(2000)を参照

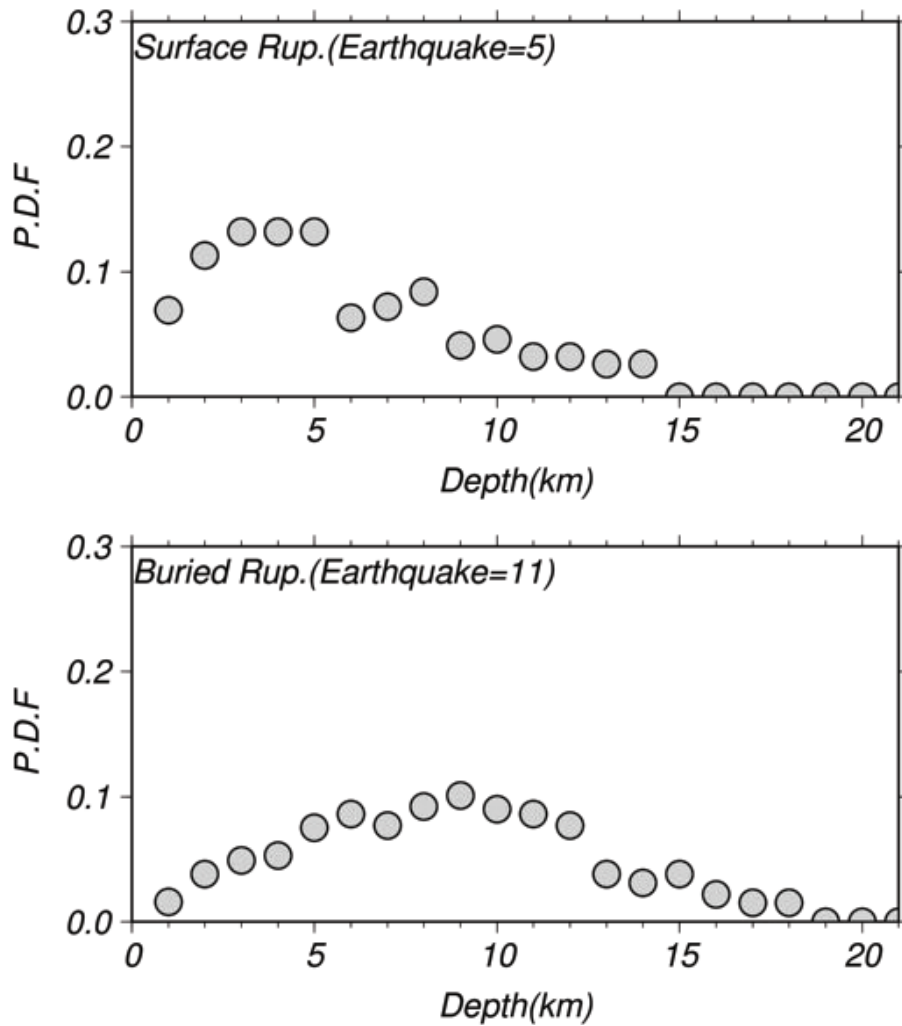


図3.4 アスペリティの深さ方向の確率密度関数(上図：地表断層地震, 下図：潜在断層地震)

限のカテゴリ分類を示す。浅部と深部の境界はアスペリティ確率密度関数とKagawa *et al.*(2004)の最大すべり速度分布を参考に5kmと設定した。図中より地表断層地震は、全地震が浅部領域にアスペリティを有していることが確認できる。すなわち、地表地震断層の有無は浅部アスペリティの有無に係付けられる。一方、潜在断層地震は2000年鳥取県西部地震、2003年宮城県北部の地震、2013年栃木県北部の地震を除いた全地震が、5km以深の深部領域にのみアスペリティを有している。深部領域のアスペリティは、深度が大きいことで断層変位が地表面まで達しないと考えられる。浅部領域のアスペリティは、地表面直下ですべり量が大きくなるため、受動的に地表面まで断層変位が達すると考える。以上の結果より、地表地震断層の有無はアスペリティ深度と相関がある。

2000年鳥取県西部地震、2003年宮城県北部の地震、2013年栃木県北部の地震は、潜在断層地震にもかかわらず浅部領域にアスペリティを有している特異な地震である。地表地震断層が生じなかった一要因として、2003年宮城県北部の地震および2013年栃木県北部の地震は、地震規模が小さかったことが挙げられる(2003年宮城県北部の地震：Mw 6.1, 2013年栃木県北部の地震：Mw 5.8)。武村ほか(1998)や片

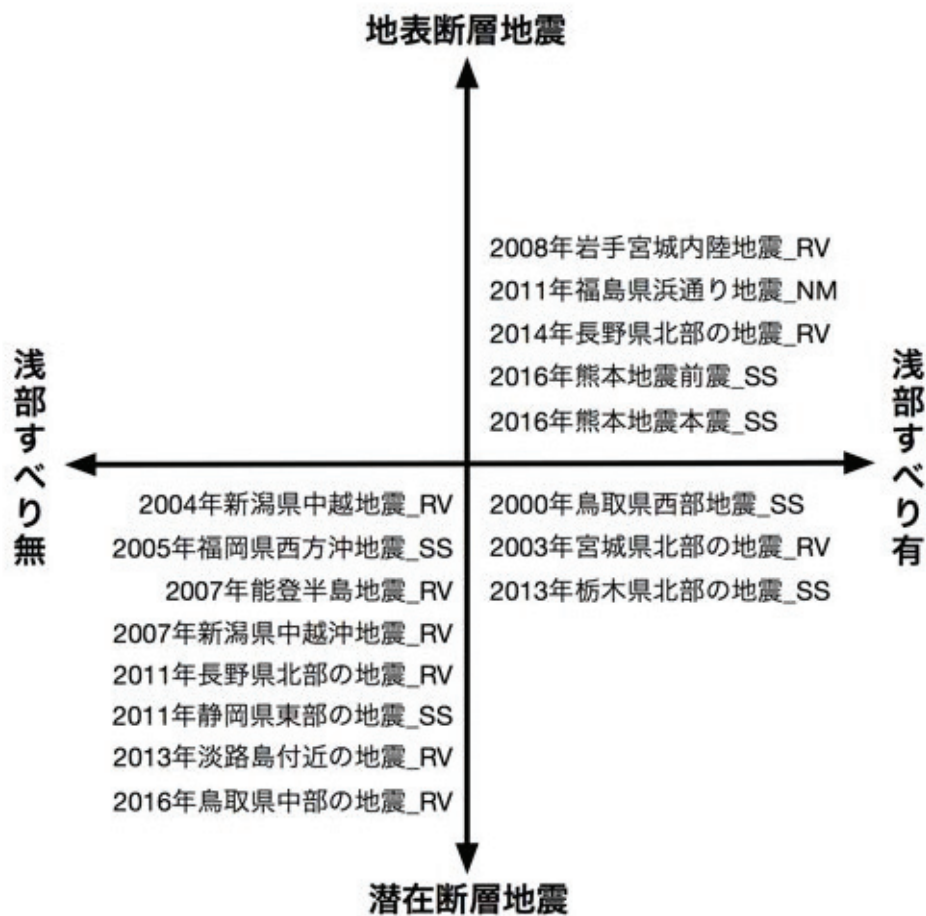


図3.5 地表断層の有無及び浅部すべりの有無による4象限のカテゴリ分類

岡・日下部(2005)は地震規模と地表地震断層の有無の関係をまとめており、Mw6.0程度の地表地震断層の出現率は0%に近い。また、これらの地震の浅部アスペリティの最大すべり量は1m程度で、明瞭な地表地震断層が生じた2008年岩手宮城内陸地震(5.9m)や2014年長野県北部の地震(2.4m)と比較すると相対的に変位量が小さい。したがって、震源断層のすべりが地表面まで達せず地表地震断層が生じなかった可能性が考えられる。2000年鳥取県西部地震は地震規模が大きく(Mw 6.6)、浅部領域にアスペリティが存在していたにもかかわらず、地表面に僅かな変位が確認されたのみであった。この僅かな地表変位が地表地震断層かどうかは、多くの研究者によって議論がなされている(例えば遠田ほか, 2002)。明瞭な地表地震断層が生じなかった要因として、垣見ほか(2002)は震源断層が地表付近まで成長していない未成熟であった可能性を指摘した。また片岡・日下部(2005)は、横ずれ断層破壊に起因した基盤の水平方向の変位に対して表層地盤は剪断変形するため、断層破壊メカニズム的に地表面まで断層変位が達しにくいことを指摘している。上述のように様々な要因が検討されているが、明確な原因については十分に解明されていない。前章の図2.11より、2000年鳥取県西部地震、2003年宮城県北部の地震、2013年栃木県北部の地震の3地震の地震動特性に着目すると、2000年鳥取県西部地震および2003年宮城県北

部の地震は、短周期帯域の地震動生成が強い潜在断層地震の特徴を示し、2013年栃木県北部の地震は短周期帯域の地震動生成が弱い地表断層地震の特性を示した。いずれも浅部領域にアスペリティを有しているが地震動特性は異なっている。この原因については地殻構造や震源断層の成熟度、地域性等が考えられるが、その詳細について不明であり今後の検討課題である。

以上の結果を踏まえて、2013年栃木県北部の地震は地震動特性と浅部領域のアスペリティから地表断層地震に含めて解析を行い、2000年鳥取県西部地震と2003年宮城県北部の地震はそのまま潜在断層地震として扱うこととした。

3.4.2 地表および潜在断層地震の巨視的断層パラメーター

Somerville *et al.* (1999)の基準に基づき抽出した断層破壊領域およびアスペリティ領域から、国内の内陸地殻内地震の地表および潜在断層地震の巨視的・微視的断層パラメーターに着目する。Somerville *et al.* (1999)は米国内陸地殻内地震15個を主とした震源断層の特性化から地震規模と断層破壊領域にスケールリング関係があることを明らかにし、以下のスケールリング関係 (1st-stage scaling) を提案している。

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times Mo^{2/3} \quad (3.2)$$

ここに S は断層破壊領域(km^2)、 Mo は地震モーメント($dyne \cdot cm$)である。入倉・三宅(2001)はWells and Coppersmith(1994)の地震規模と断層面積の関係を取り入れ、 $Mw6.5$ ($Mo=7.50 \times 10^{18}Nm$ 程度)を超えると断層幅の飽和(すなわち、地震発生層に対する飽和)に伴い、 $S \propto Mo^{1/2}$ にスケールリング関係が変化することを示し、以下のスケールリング関係 (2nd-stage-scaling) を提案している。

$$S = 4.24 \times 10^{-15} \times Mo^{1/2} \quad 7.50 \times 10^{18}(Nm) < Mo < 1.8 \times 10^{20}(Nm) \quad (3.3)$$

さらに、Murotani *et al.* (2015)は国外の長大断層の地震をコンパイルし、 $Mw7.4$ ($Mo=1.8 \times 10^{20}Nm$)程度でのすべり量の飽和に伴い、 $S \propto Mo^1$ にスケールリング関係に変化することが示し、以下のようなスケールリング関係 (3rd-stage-scaling) を提案している。

$$S = 1.0 \times 10^{-17} \times Mo \quad Mo > 1.8 \times 10^{20}(Nm) \quad (3.4)$$

地震規模に依存した3つの回帰直線から「3-stage-scaling model」と呼ばれており(例えば、Irikura and Miyake, 2011)、断層破壊領域と地震規模のスケールリング関係が示されている。本研究の解析対象は、最大規模の地震が2016年熊本地震($Mw 7.1$)のため2nd-stage scaling modelまでに対応すると考えられる。

本研究で得られた地震規模と断層破壊領域のスケールリング関係を図3.6にまとめる。全地震に対するスケールリング関係を図3.6.1、地表断層地震に対するスケールリング関係を図3.6.2、潜在断層地震に対するスケールリング関係を図3.6.3に各々示す。 $S \propto Mo^{2/3}$ と $S \propto Mo^{1/2}$ の境界とされる $Mo=7.50 \times 10^{18}(Nm)$ の付近の

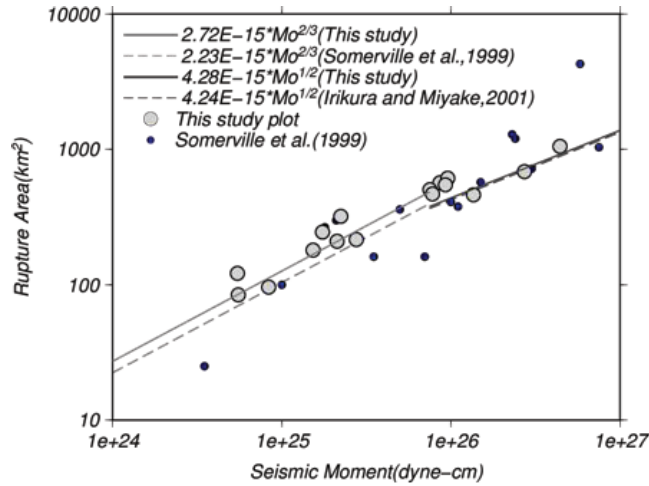


図3. 6. 1 全地震の地震モーメントと断層破壊領域のスケーリング関係(実線：本研究の回帰式，点線：既往研究の回帰式，黒丸：対象地震の推定結果，青丸：Somerville et al. (1999)の結果)

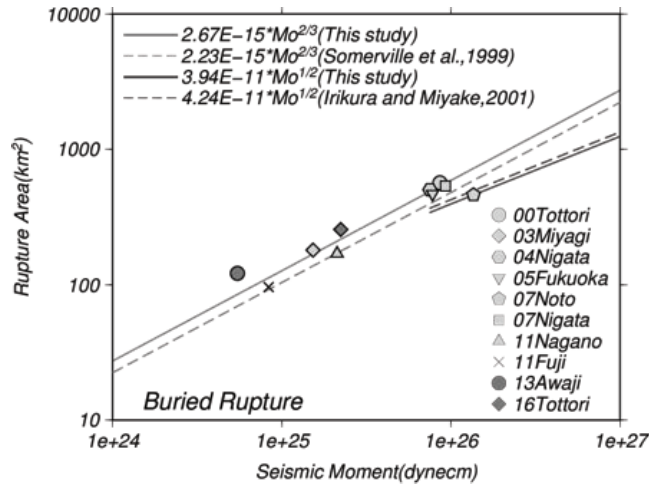


図3. 6. 2 潜在断層地震の地震モーメントと断層破壊領域のスケーリング関係(実線：本研究の回帰式，点線：既往研究の回帰式，黒丸：対象地震の推定結果)

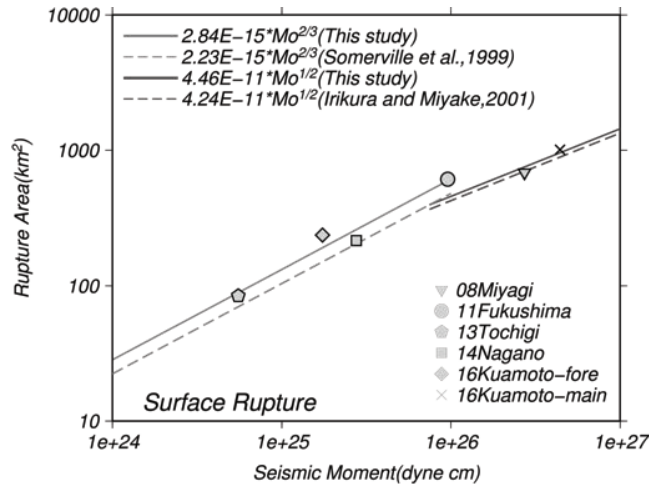


図3. 6. 3 地表断層地震の地震モーメントと断層破壊領域のスケーリング関係(実線：本研究の回帰式，点線：既往研究の回帰式，黒丸：対象地震の推定結果)

地震は幾つか存在し (2000年鳥取県西部地震, 2004年新潟県中越地震, 2005年福岡県西方沖地震, 2007年新潟県中越沖地震, 2011年福島県浜通り地震), いずれも $S \propto Mo^{2/3}$ の自己相似則に従っているように見えるため回帰直線の推定には $S \propto Mo^{2/3}$ の関係に含めた. 図3.6.1より本研究の対象地震は, Somerville *et al.*(1999)と入倉・三宅(2001)の回帰直線に概ね対応する結果が得られた. 地表および潜在断層地震の結果を比較するため, 解析対象の全地震の回帰直線を算出すると,

$$S = 2.72 \times 10^{-15} \times Mo^{2/3} \quad S \propto Mo^{2/3} \quad (3.5)$$

$$S = 4.28 \times 10^{-11} \times Mo^{1/2} \quad S \propto Mo^{1/2} \quad (3.6)$$

が得られた. $S \propto Mo^{1/2}$ の自己相似に関する回帰式は地震の数が少ないものの, 入倉・三宅(2001)と概ね対応する回帰式が得られた. $S \propto Mo^{2/3}$ の自己相似に関する回帰式は, Somerville *et al.*(1999)の係数 (2.23) より0.5程度大きい2.72が得られた. この係数の違いは地震モーメント $Mo=5.0 \times 10^{25}$ Nmを考慮して断層破壊領域を算出すると, Somerville *et al.*(1999)の回帰式が303km², 本研究の回帰式が369km²程度の違いが生じる. この違いが生じた一要因として, 近年の地震に対する震源インバージョン解析の高精度化が挙げられる. 近年の地震は地震観測網の充実や地下構造モデルのチューニングによるグリーン関数の高精度化に伴い, 不均質すべり量分布の分解能が飛躍的に向上している. Somerville *et al.*(1999)で用いられた震源インバージョンは各要素断層の大きさが粗く(0.2-20km²), 図3.6.1で示した回帰直線に対する各地震の差異も大きいため, 最近の地震とインバージョン結果と比較すると精度が劣っていた可能性が挙げられる.

地表および潜在断層地震の断層破壊領域と地震モーメントのスケーリング則 (図3.6.2, 図3.6.3) の違いに着目すると, 以下の回帰式(3.7) - (3.10)が

$$S_{\text{surface}} = 2.84 \times 10^{-15} \times Mo^{2/3} \quad S \propto Mo^{2/3} \quad (3.7)$$

$$S_{\text{surface}} = 4.46 \times 10^{-11} \times Mo^{1/2} \quad S \propto Mo^{1/2} \quad (3.8)$$

$$S_{\text{buried}} = 2.67 \times 10^{-15} \times Mo^{2/3} \quad S \propto Mo^{2/3} \quad (3.9)$$

$$S_{\text{buried}} = 3.94 \times 10^{-11} \times Mo^{1/2} \quad S \propto Mo^{1/2} \quad (3.10)$$

得られた. S_{surface} は地表断層地震の断層破壊領域, S_{buried} は潜在断層地震の断層破壊領域を示す. $S \propto Mo^{1/2}$ の自己相似に関する回帰式に着目すると, 係数の差 (地表: 4.46, 潜在: 3.94) はやや大きい, 地震のサンプルが少ないため, この差に有意性があるかは十分に議論できない. $S \propto Mo^{2/3}$ の自己相似に関する回帰式は, 潜在断層地震の係数が地表断層のものより小さくなる (地表: 2.84, 潜在: 2.67) 傾向がKagawa *et al.*(2004)と整合的であるが, 先行研究ほど大差 (地表: 2.99, 潜在: 2.03) はない.

断層面全体の平均応力降下量は円形クラックを仮定した式(3.1)により算出される. また, 円形クラックを仮定できないアスペクト比の大きい長大断層に対しては, Fujii and Matsu'ura(2000)によって3.1MPa

表3.3 断層全体の平均応力降下量の地表及び潜在断層地震の比較

地震タイプ	平均応力降下量 $\overline{\Delta\sigma}$	標準偏差
全地震	1.68	± 0.38
地表断層地震	1.64	± 0.35
潜在断層地震	1.70	± 0.39

が仮定される(地震調査研究推進本部, 2016)。本研究では, $S \propto Mo^{2/3}$ の自己相似を示す地震に対して, 円形クラックを仮定した式(3.1)により地表および潜在断層地震の断層面全体の平均応力降下量を比較する。円形クラックを仮定した式(3.1)は地震モーメントと断層破壊領域で計算され, 地表および潜在断層地震の断層破壊領域と地震モーメントのスケーリング則に大差がないことから, 得られる断層面全体の平均応力降下量も同様に差が小さい(表3.3)。

以上のように, 巨視的断層パラメーターである断層破壊領域と地震モーメントのスケーリング関係や断層面全体の平均応力降下量から地表および潜在断層地震の震源特性を比較したが, 先行研究(Kagawa *et al.*, 2004)で確認された明瞭な差異は国内の内陸地殻内地震では確認できなかった。

3.4.3 地表および潜在断層地震の微視的断層パラメーター

Somerville *et al.*(1999)の一定基準に基づき, 断層面全体の平均すべり量の1.5倍以上大きなすべりを有する領域(アスペリティ)を抽出した。すべり量の不均質性, 特にすべり量の大きいアスペリティ領域の存在は強震動の生成に深く関わっており, モデル化に際しては重要な震源パラメーターとなる。Somerville *et al.* (1999)は国外の15個の内陸地殻内地震からアスペリティを抽出し, アスペリティ面積と地震モーメントの自己相似則を示しており, 以下の回帰式(3.11)を提案している。

$$S_a = 5.00 \times 10^{-16} \times Mo^{2/3} \quad (3.11)$$

ここに S_a はアスペリティ総面積, Mo は地震モーメントである。式(3.2)の断層破壊領域と地震規模の自己相似則と式(3.11)より, アスペリティ総面積/断層破壊領域は地震規模に依らず常に一定であることを示しており, Somerville *et al.*(1999)はコンパイルした内陸地殻内地震より, アスペリティ面積比22%を得ている。また, 宮腰ほか(2015)は国内の内陸地殻内地震をコンパイルした結果, 16%を得ている。本研究の対象地震でも地震規模とアスペリティ総面積に図3.7.1に示されるようなスケーリング関係が確認でき, 以下の回帰式(3.12)を得た。

$$S_a = 4.94 \times 10^{-16} \times Mo^{2/3} \quad (3.12)$$

得られた全地震に対する自己相似則は, Somerville *et al.*(1999)の回帰式と概ね対応する結果が得られた。

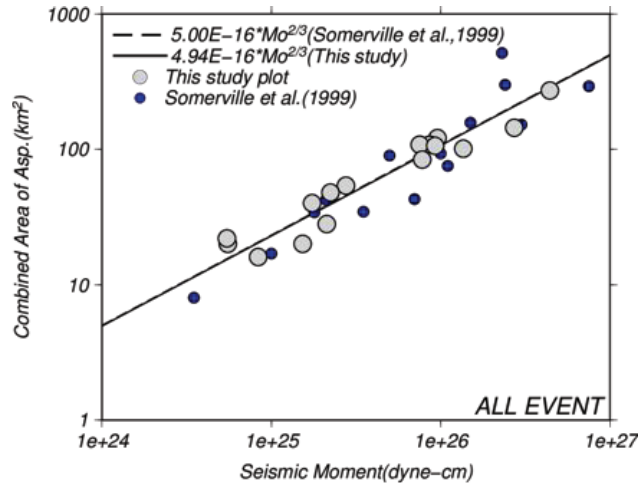


図3. 7. 1 対象全地震の地震モーメントとアスペリティ総面積のスケーリング関係(実線：本研究の経験式，点線：Somerville *et al.* (1999)の回帰式，黒丸：対象地震の推定結果，青丸：Somerville *et al.* (1999)の結果)

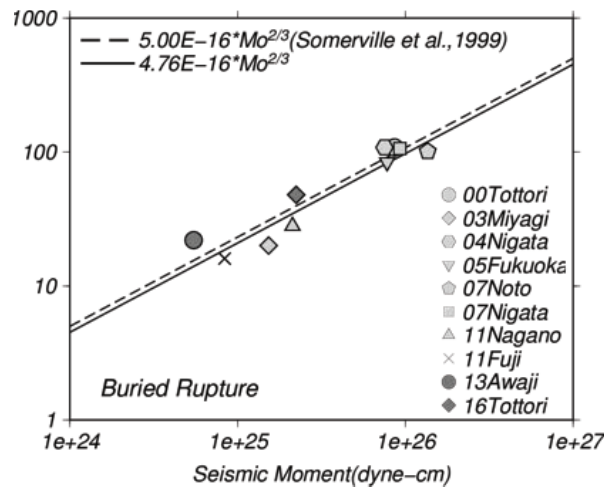


図3. 7. 2 潜在断層地震の地震モーメントとアスペリティ総面積のスケーリング関係(実線：本研究の経験式，点線：Somerville *et al.* (1999)の回帰式，黒丸：対象地震の推定結果)

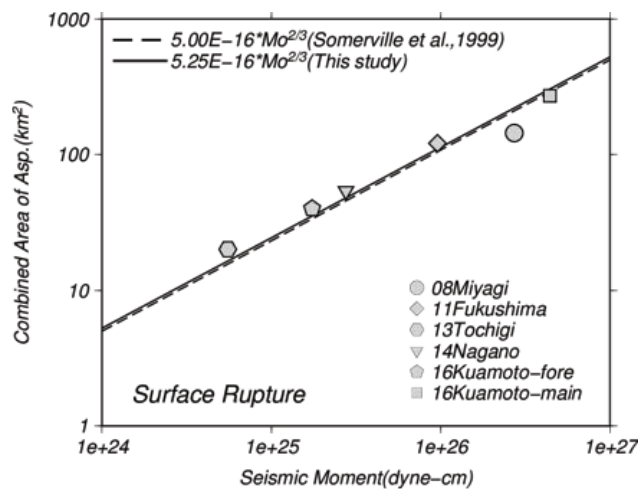


図3. 7. 3 地表断層地震の地震モーメントとアスペリティ総面積のスケーリング関係(実線：本研究の経験式，点線：Somerville *et al.* (1999)の回帰式，黒丸：対象地震の推定結果)

表3.4 地表及び潜在断層地震の微視的断層パラメーター

地震タイプ	面積比(S_a/S)	標準偏差	すべり量比(D_a/D)	標準偏差
全地震	19.9%	±3.8	2.08	±0.25
地表断層地震	22.2%	±3.4	1.92	±0.22
潜在断層地震	18.1%	±2.9	2.17	±0.21

またアスペリティ面積比は表3.4に示すように20%程度となり、先行研究と矛盾のない結果となった。

次に地表および潜在断層地震の地震モーメントとアスペリティ総面積の自己相似則 (図3.7.2, 図3.7.3)のの違いに着目すると、以下の回帰式(3.13)(3.14)が得られた。

$$S_{a, Surface} = 5.25 \times 10^{-16} \times Mo^{2/3} \quad (3.13)$$

$$S_{a, Buried} = 4.76 \times 10^{-16} \times Mo^{2/3} \quad (3.14)$$

ここに $S_{a, surface}$ は地表断層地震のアスペリティ総面積、 $S_{a, buried}$ は潜在断層地震のアスペリティ総面積である。得られた自己相似則より、地表断層地震のアスペリティ総面積は潜在断層地震よりやや大きくなる傾向が見られた。表3.4に示すアスペリティ面積比(S_a/S)は地表断層地震が22.2%、潜在断層地震が18.1%で、地表地震断層の方が震源断層面に対するアスペリティ総面積の占める割合が大きいことが確認できる。潜在断層地震は深部領域の主破壊のみで破壊が終わるが、地表断層地震は深部の主破壊に伴って浅部地殻にもすべりが生じるため、浅部地殻のすべりが何らかの影響を与える可能性が考えられるが、主要因については詳細に把握できていない。また、すべり量比 (アスペリティの平均すべり量/断層面全体の平均すべり量) も地表および潜在断層地震で有意な差が確認できる。Somerville *et al.* (1999)は集約した地震からすべり量比を2としており、本研究の潜在断層地震は2を上回り(2.17)、地表断層地震は2を下回る(1.92)。地表断層地震は断層面に対するアスペリティの割合が大きいため、すべり量比のコントラストが小さくなった可能性がある。今後は更なる地震データの追加から結果を精査し、動力学破壊シミュレーション等を用いた物理的な解釈が必要である。

アスペリティ領域は加速度震源スペクトルのフラットレブル (短周期レブル) と関係付けられ、短周期地震動の生成に寄与する。アスペリティモデルを考えた場合、断層面全体の平均応力降下量 $\Delta\bar{\sigma}$ とアスペリティの応力降下量 $\Delta\bar{\sigma}_a$ の関係は、Madariaga(1979)による式(3.15)が提案されている。

$$\Delta\bar{\sigma}_a Sa = \Delta\bar{\sigma} S \quad (3.15)$$

Sa はアスペリティ総面積、 S は断層破壊領域である。この式は背景領域の応力降下量をゼロと仮定して導出される。円形クラックを仮定した式(3.1)に式(3.15)を代入すると式(3.16)が導出され、アスペリティの応力降下量を算出することができる (Boatwright, 1988)。

$$\Delta\bar{\sigma}_a = \frac{7}{16} \frac{M_0}{Rr^2} \quad (3.16)$$

R は断層破壊領域面積と等価な円を考えたときの半径, r はアスペリティ総面積と等価な円を考えたときの半径である. 式(3.16)はマルチアスペリティにも適用可能で, アスペリティの分割数に依らないことが入倉ほか(2002)により示されている. アスペリティが複数個存在する場合, アスペリティの等価半径 r は式(3.17)によって得られる.

$$r = \sqrt{\sum_{i=1}^N r_i^2} \quad (3.17)$$

N はアスペリティの個数, r_i は i 番目のアスペリティの等価半径である. 式(3.16), (3.17)より複数のアスペリティが存在しても各々の応力降下量は同じ値となる. 加速度震源スペクトルの短周期レベル A は壇ほか(2001)に基づいた式(3.18)により算出される.

$$A = 4\pi r \Delta\bar{\sigma} \beta^2 \quad (3.18)$$

ここに β は地震発生層のS波速度である. 短周期レベルはアスペリティの応力降下量と総面積により関係付けられる. 壇ほか(2001)は12の内陸地殻内地震と8個の海溝型地震の震源インバージョン結果から式(3.18)に基づき短周期レベルを算出した結果, 地震規模と短周期レベルのスケーリング関係を明らかにし, 次式の回帰式(3.19)を提案している.

$$A = 2.46 \times 10^{10} \times M_0^{1/3} \quad (3.19)$$

式(3.19)より地震規模を与えて短周期レベルを得ることができれば, 式(3.16)と式(3.18)よりアスペリティ総面積と応力降下量を算出することができ, 特性化震源モデルを構築する際は短周期レベルに基づいてアスペリティのパラメーターが決定される.

本研究の解析対象である国内の内陸地殻内地震に対して, 式(3.16), (3.18)に基づいてアスペリティの応力降下量と短周期レベルを算出する. 前章の地表および潜在断層地震の地震動特性の比較より, 周期2.0秒以下の短周期帯域で両地震タイプの差が大きいため, アスペリティの応力降下量や短周期レベルの影響を大きく受けていると思われる. 式(3.16)及び式(3.18)より算出した各地震のアスペリティの応力降下量と短周期レベルの値を表3.5にまとめる. なお, 短周期レベルの算出の際, 幾つかのモデルで速度構造の情報を収集ができなかったため, その場合は $\beta=3.5\text{km/s}$ を仮定している. 表3.5より, アスペリティの応力降下量は概ね5-15MPaの間の10MPa前後で求まった. 表中に地表および潜在断層地震のアスペリティ応力降下量の平均値を示す. 地震規模とアスペリティ面積のスケーリング則より, 地表断層地震の方が同地震規模で算出されるアスペリティ面積が大きいため, 地表断層地震のアスペリティの応力降下

表3.5 各地震のアスペリティの応力降下量と短周期レベル

断層タイプ	地震名	Reference	アスペリティ 応力降下量(MPa)		平均± S.D.	短周期レベル (Nm/s ²)	
潜在断層	2000年鳥取県西部	Iwata <i>et al.</i> (2000)	8.2		10.3±3.1	7.37×10 ¹⁸	
	2003年宮城県北部	Hikima and Koketsu(2004)	13.9			5.40×10 ¹⁸	
	2004年新潟県中越	Asano and Iwata(2009)	7.6			6.67×10 ¹⁸	
	2005年福岡県西方沖	Asano and Iwata(2006)	10.5			8.01×10 ¹⁸	
	2007年能登半島	Asano and Iwata(2011a)	14.3	14.0		1.20×10 ¹⁹	
		Horikawa(2008a)	13.8			1.20×10 ¹⁹	
	2007年新潟県中越沖	Aoi <i>et al.</i> (2008)	9.6	9.2		7.30×10 ¹⁸	
		Miyakoshi <i>et al.</i> (2008)	11.5			9.34×10 ¹⁸	
		Horikawa(2008b)	10.2			8.67×10 ¹⁸	
		引間・纈(2008)	6.4			6.87×10 ¹⁸	
	2011年長野県北部	松元ほか(2015)	14.2			6.53×10 ¹⁸	
	2011年静岡県東部	気象庁(2011)	13.0			4.02×10 ¹⁸	
	2013年淡路島付近	染井ほか(2014b)	5.5			2.24×10 ¹⁸	
2016年鳥取県中部	Kubo <i>et al.</i> (2017)	7.1		3.92×10 ¹⁸			
地表断層	2008年岩手宮城内陸	Asano and Iwata(2011b)	14.7		9.5±3.1	1.49×10 ¹⁹	
	2011年福島県浜通り	引間(2012)	6.4	7.8		6.68×10 ¹⁸	
		染井ほか(2014a)	7.4			7.20×10 ¹⁸	
		Tanaka <i>et al.</i> (2014)	9.9			7.60×10 ¹⁸	
	2013年栃木県北部	染井ほか(2015)	7.4			2.86×10 ¹⁸	
	2014年長野県北部	気象庁(2014)	8.5			4.84×10 ¹⁸	
	2016年熊本前震	Asano and Iwata(2016)	9.5	6.9		4.48×10 ¹⁸	
		Kubo <i>et al.</i> (2016)	5.0			2.76×10 ¹⁸	
	2016年熊本本震	Asano and Iwata(2016)	12.2	11.5		1.39×10 ¹⁹	
Kubo <i>et al.</i> (2016)		10.9	1.54×10 ¹⁹				

量が小さくなることが予想されたが、潜在断層地震は10.3MPa、地表断層地震は9.5MPaと僅差であった。地震規模と短周期レベルの関係を図3.8に示す。図3.8.1は全地震、図3.8.2、図3.8.3は地表および潜在断層地震に対しての自己相似則である。図3.8.1より、対象地震に対しても地震規模と短周期レベルに自己相似関係が見られ、以下の回帰式(3.20)が得られた。

$$A=1.76 \times 10^{10} \times M_0^{1/3} \quad (3.20)$$

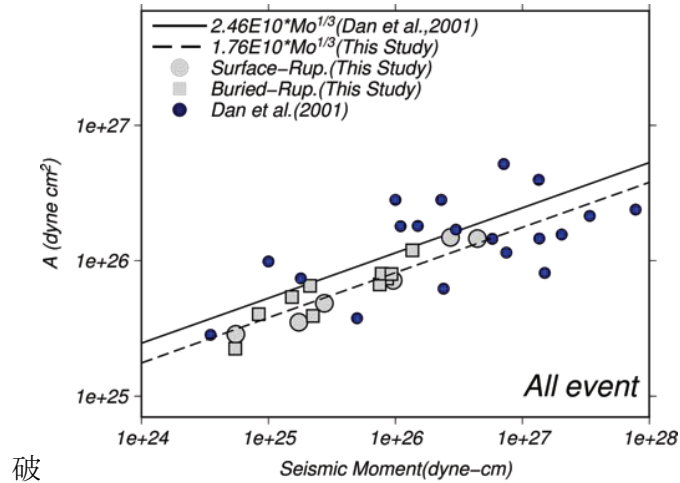


図3. 8. 1 対象全地震の地震モーメントと短周期レベルのスケーリング関係(実線：本研究の経験式, 点線：壇ほか(2001)の回帰式, 黒丸：対象地震の推定結果, 青丸：壇ほか(2001)の結果)

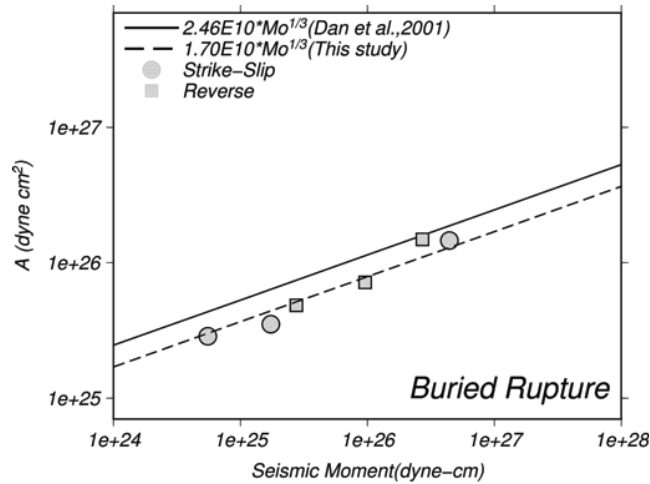


図3. 8. 2 地表断層地震の地震モーメントと短周期レベルのスケーリング関係(実線：本研究の経験式, 点線：壇ほか(2001)の回帰式, 黒丸：対象地震の推定結果の結果)

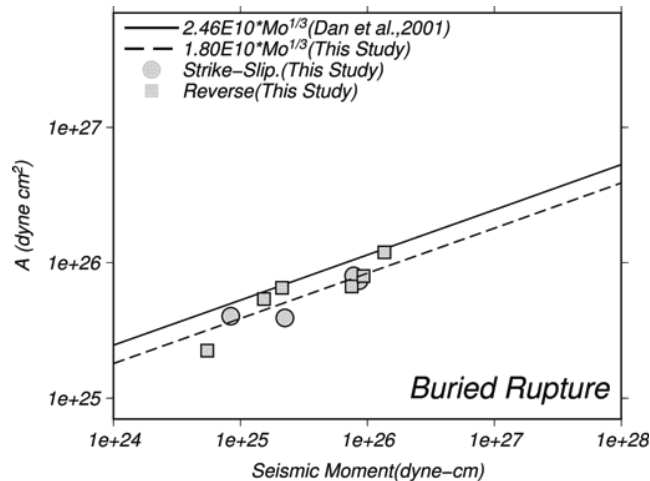


図3. 8. 3 潜在断層地震の地震モーメントと短周期レベルのスケーリング関係(実線：本研究の経験式, 点線：壇ほか(2001)の回帰式, 黒丸：対象地震の推定結果の結果)

対象全地震に対して得られた結果は、壇ほか(2001)の係数(2.46)よりやや小さい係数(1.76)が得られた。なお、佐藤(2010)は横ずれ断層と逆断層で短周期レベルが異なることを報告しているが、ここでは断層破壊型式による違いは確認できなかった。図3.8.2, 3.8.3のスケーリング則より得られた地表および潜在断層地震の回帰式も以下に示す。

$$A_{\text{Surface}}=1.70 \times 10^{10} \times Mo^{1/3} \quad (3.21)$$

$$A_{\text{Buried}}=1.80 \times 10^{10} \times Mo^{1/3} \quad (3.22)$$

ここに A_{surface} は地表断層地震の短周期レベル、 A_{Buried} は潜在断層地震の短周期レベルである。アスペリティの応力降下量が僅差であったため、短周期レベルも地表および潜在断層地震で大差は確認できなかった。この要因として、震源インバージョン解析によって得られた不均質すべり量分布は長周期帯域(≦1Hz, 0.5Hz)の強震記録を用いて推定された情報であり、短周期帯域の地震動生成に寄与する各要素断層のすべり速度時間関数の情報が反映されていないことが挙げられる。すべり速度時間関数の最大値やすべり速度関数の形状により生成される地震動が異なり、Kagawa *et al.*(2004)は震源インバージョン解析より得られた不均質すべり量分布のすべり速度時間関数を整理した結果、深さ5kmを境界に浅部の最大すべり速度が深部の値の半分程度になることを示した。田中ほか(2016)は地表断層地震の震源インバージョンを収集した結果、地震発生層を境界にすべり速度時間関数の形状が異なることを示し、深部領域をKostrov型のすべり速度時間関数(中村・宮武, 2000)、浅部領域をより滑らか形状となる規格化Yoffe関数(Tinti *et al.*, 2005)ですべり速度時間関数をモデル化し、強震動シミュレーションから観測波形と整合することを示した。吉田・宮腰(2013)は2011年東北地方太平洋沖地震で、すべり速度の大きい領域(High Rate Area)を抽出した震源モデルを構築し、シミュレーションした結果、短周期帯域の強震観測記録と整合することを確認している。以上のように、幾つかの既往研究から短周期帯域の地震動生成にはすべり速度時間関数が寄与することが報告されている。Kagawa *et al.*(2004)は、本研究の対象地震より規模の大きい地震を多く解析対象としていたため、震源インバージョンによる不均質すべり量分布の情報からも震源特性の違いを把握できたと考えられ、対象地震の地震規模の違いも本研究の地表および潜在断層地震の震源特性の違いを不明瞭にした一要因として挙げられる。

本研究では、強震動予測手法レシピ(地震調査研究推進本部, 2016)に基づいてアスペリティの応力降下量を同一値と推定したが、既往研究で示されたすべり速度時間関数の違いから浅部と深部でアスペリティ応力降下量が異なる可能性が示唆されており、本研究で得られた短周期レベルも異なる可能性がある。また、すべり速度時間関数の形状が異なることから、経験的グリーン関数法(Irikura, 1986)や統計的グリーン関数法(釜江ほか, 1991)による半経験的手法を用いる場合、ライズタイムに影響を与える可能性もあり、以降の章で詳細に検証を実施する。

以上、震源インバージョン解析による不均質すべり量分布から抽出した断層破壊領域とアスペリティ領域の震源パラメーターを比較した結果、アスペリティ総面積と地震規模の自己相似則や断層破壊領域

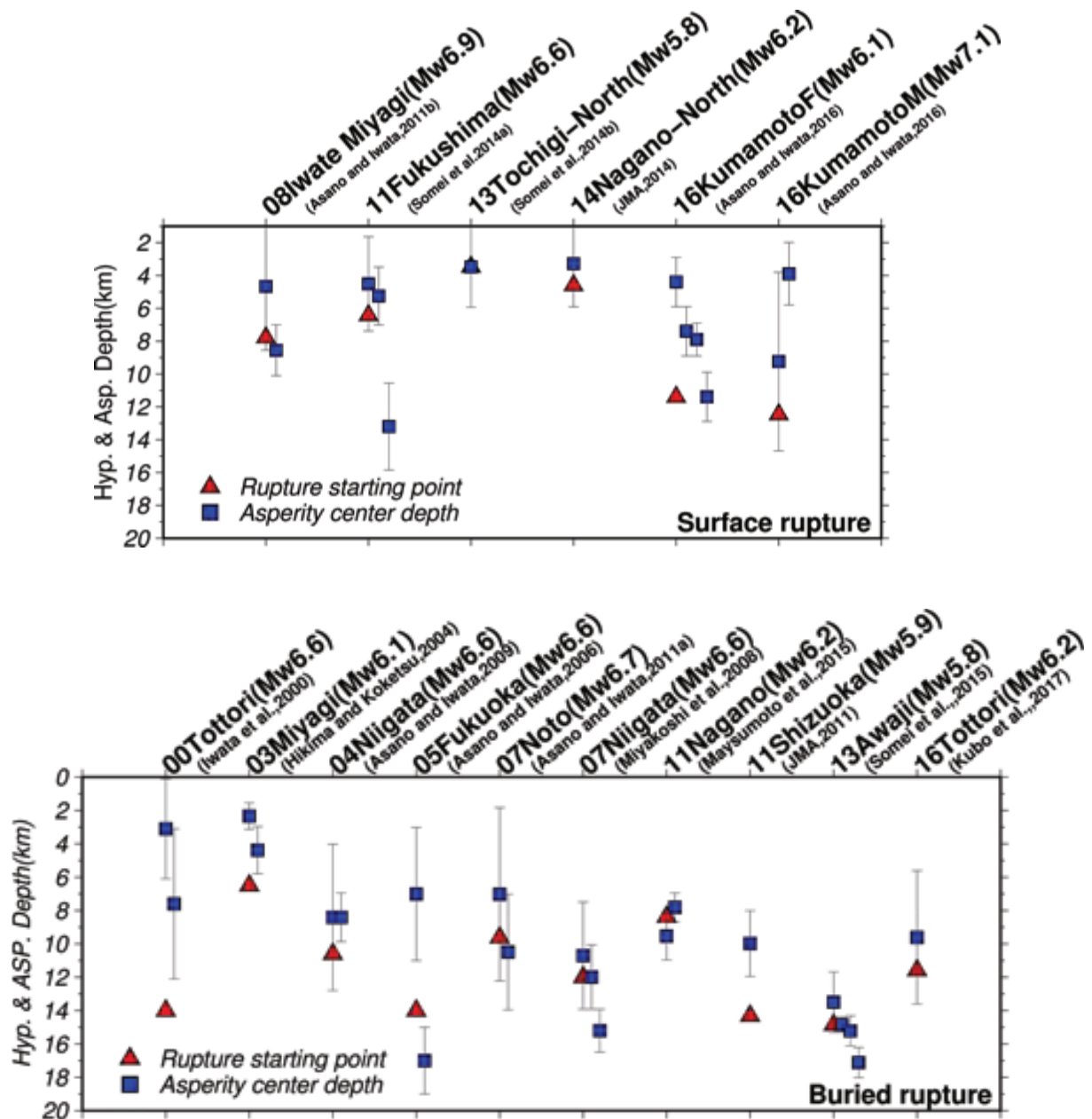


図3.9 破壊開始点とアスペリティの深さ分布(赤三角：破壊開始点, 青四角：アスペリティの中心深さ, エラーバー：アスペリティの上端と下端), 上図：地表断層地震, 下図：潜在断層地震

とアスペリティ領域のすべり量比に有意な差が見られたが, 周期1.0秒程度の短周期帯域の地震動の差を説明できる震源特性の違いは確認できなかった. 特に加速度震源スペクトルのフラットレベルである短周期レベルやアスペリティの応力降下量は, 短周期地震動の生成に寄与するため, 地表および潜在断層地震で違いが生じることが期待されたが得られた結果に有意な差は見られなかった.

3.4.4 震源深さとアスペリティ分布

地表および潜在断層地震の震源および抽出したアスペリティの深さ分布から, 地表および潜在断層地

震の震源特性を比較する。破壊開始点(震源)は過去の地震よりアスペリティ領域内または周辺に見られることが知られており (Mai *et al.*, 2005), 破壊開始点とアスペリティは密接な関係があると考えられる。強震動予測手法レシピ(地震調査研究推進本部, 2016)では菊池・山中(2001)やSomerville *et al.*(1999)の知見から, 破壊開始点はアスペリティ外部, かつ深部から浅部に破壊が進行するように設定される。

地表および潜在断層地震の破壊開始点とアスペリティの深さ分布を図3.9に示す。なお, 上図が地表断層地震, 下図が潜在断層地震である。多くの地震が破壊開始点と同程度の深さ, または浅い位置にアスペリティを有しており, 深部から浅部に向かって破壊伝播していることが確認できる。地表および潜在断層地震の破壊開始点に着目すると, 地表断層地震は2016年熊本地震前震・本震を除いた全ての地震の破壊開始点が8km以浅に存在し, その浅部にアスペリティが存在する。地表断層地震は破壊開始点と主破壊領域(アスペリティ)が浅いため, 地表地震断層を生じやすい地震であったと考えられる。2016年熊本地震前震・本震は破壊開始点が12km程度, アスペリティ領域も深さ3-12kmの広域に分布しており, 他の地表断層地震とは特徴が異なる。2016年熊本地震は深部領域の主破壊(アスペリティ)に対して浅部領域が受動的にすべりやすい断層(すなわち, 地震の繰り返しによる成熟した断層)であった可能性が考えられる。一方, 潜在断層地震は2003年宮城県北部の地震を除いた全ての地震の破壊開始点が8km以深に位置し, それに伴ってアスペリティ領域も5-10kmの深部に存在する地震が多い。破壊開始点および主破壊領域が深いため, 地表面まで断層変位が達しなかったと思われる。以上のように, 地表地震断層の有無は破壊開始点の位置に影響されている可能性も示唆される。

3.5 まとめ

震源インバージョン解析により得られた不均質すべり量分布から, Somerville *et al.*(1999)の一定基準に基づき断層破壊領域とアスペリティ領域を抽出し, 得られたパラメーターから地表および潜在断層地震の震源特性を比較した結果, 以下のことがわかった。

- 地表および潜在断層地震のアスペリティの深さ分布を比較した結果, 地表断層地震は深さ5km程度, 潜在断層地震は深さ5-10km程度にアスペリティが集中する傾向が確認でき, アスペリティの深さに明瞭な差が見られた。潜在断層地震の中にも深さ5km以浅にアスペリティを有する地震(2000年鳥取県西部地震, 2003年宮城県北部の地震, 2013年栃木県北部地震)が存在し, 前章の地震動特性を確認した結果, 2000年鳥取県西部地震, 2003年宮城県北部の地震は潜在断層地震, 2013年栃木県北部の地震は地表断層地震の傾向であった。地表地震断層の有無や地震動特性が異なる原因については, 今後の検討課題である。
- 地震規模と断層破壊領域のスケーリング則と断層面全体の平均応力降下量の巨視的断層パラメーターを地表及び潜在断層地震で比較した結果, 本研究の対象地震では, Kagawa *et al.*(2004)のような明瞭な差は確認できなかった。
- 地震規模とアスペリティ総面積, 断層破壊領域とアスペリティ領域の平均すべり量比の微視的断層パラメーターを地表および潜在断層地震で比較した結果, 地表断層地震は断層破壊領域に対するアスペリティの割合が大きい傾向(地表断層地震: 22%, 潜在断層地震: 18%)が見られた。また, すべり量比は潜在断層地震(2.17)が地表断層地震(1.92)よりコントラストが大きくなる傾向が見られた。

- 短周期帯域の地震動に寄与するアスペリティの応力降下量と短周期レベルを地表および潜在断層地震で比較した結果、明瞭な差は確認できず、震源インバージョン解析から得られた不均質すべり量分布の特性化によって得られる震源特性からは、地表および潜在断層地震の地震動特性の違いは十分に説明できなかった。その要因として、短周期帯域の地震動特性に寄与するすべり速度時間関数の情報が反映されていないことが挙げられる。
- 地表および潜在断層地震の破壊開始点とアスペリティ位置を比較した結果、地表断層地震は2016年熊本地震前震・本震を除いた全地震が8km以浅に位置し、その上部にアスペリティが存在するため、地表断層地震が生じやすい地震であった可能性が示唆される。一方、潜在断層地震は2003年宮城県北部を除いた全ての地震が8km以深に震源を有し、それに伴いアスペリティも深さ5-10kmに多く見られた。地表地震断層の有無は破壊開始点の位置に影響を受けた可能性が考えられる。

以降の章では経験的グリーン関数法 (Irikura,1986) に基づく短周期帯域の地震動を用いた震源断層モデルの構築から、地表および潜在断層地震の震源特性の比較を行う。

参考文献

- Asano, K. and Iwata, T. (2006) : Source process and near-source ground motions of the 2005 West off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth, planets and Space*, Vol. 58, pp.93-98.
- Asano, K. and Iwata, T. (2009) : Source rupture process of the 2004 Chuetsu, mid-Niigata prefecture, Japan, earthquake inferred from waveform inversion with dense strong-motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.99, No.1, pp.123-140.
- Asano K. and Iwata, T. (2011a) : Source rupture process of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake estimated by the joint inversion of strong motion and GPS data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.101, No.5, pp.2467-2480.
- Asano, K. and Iwata, T. (2011b) : Characterization of stress drops on Asperities Estimated from the heterogeneous kinematic slip model for strong motion prediction for inland crustal earthquake in Japan, *Pure and Applied Geophysics*, Vol.168, pp.105-116.
- Asano, K. and Iwata, T. (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.147, DOI 10.1186/s40623-016-0519-9.
- Aoi, S., Sekiguchi, H., Morikawa, N. and Kunugi, T. (2008) : Source processes of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake derived from near-fault strong motion data, *Earth Planets and Space*, Vol.60, pp.1-5.
- Boatwright, J. (1988) : The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, pp.1149-1160.

- 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透(2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第 545 号, pp. 51-62.
- Eshelby, J. D. (1957) : The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of Royal Society*, A241, pp. 376-396.
- Fujii, Y. and Matsu'ura, M. (2000) : Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, *Pure and Applied Geophysics*, Vol.157, pp.2283-2302.
- Hartzell, S. H. and Heaton, T. H. (1983) : Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake, *Bull, Seism, Soc, Am*, Vol.73, pp.1553-1583.
- Hikima, K. and Koketsu, K. (2004) : Source processes of the foreshock, mainshock and largest aftershock in the 2003 Miyagi-Ken Hokubu, Japan, earthquake sequence, *Earth, planets and Space*, Vol. 56, pp.87-93.
- 引間和人, 瀨瀬一起(2008) : 波形記録と測地データを用いた 2007 年新潟県中越沖地震の震源過程解析, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, S146-015.
- 引間和人(2013) : 2011 年福島県浜通り地震 (M_J 7.0) の震源過程, 地震第 2 輯, Vol.64, pp. 243-256.
- Horikawa, H.(2008a) : Characterization of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake, *Earth, planets and Space*, Vol.60, pp1017-1022.
- Horikawa, H. (2008b) : The 2007 Chuetsu-oki, Japan, earthquake : rupture over a complicated fault system, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, S142-P002.
- Irikura, K. (1986) : Prediction of strong acceleration motion using empirical green's function, 7th Jpn. Earthq. Eng. Symp., pp. 151-156.
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵(2001) : シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110(6), pp.849-875.
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵, 岩田知孝, 釜江克広, 川辺秀憲(2002) : 強震動予測のための修正レシピとその検証, 第 11 回日本地震工学シンポジウム論文集, pp. 567-572.
- Irikura, K. and Miyake, H. (2011) : Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenario, *Pure and Applied Geophysics*, Vol.168, pp.85-104.
- Iwata, T., Sekiguchi, H., Matsumoto, T., Miyake, H. and Irikura K.(2000) : Source process of the 2000 western Tottori Prefecture earthquake and near source strong ground motion, paper present at 2000 Fall Meeting Seisml., Soc. Japan, 2000.
- 地震調査研究推進本部(2016) : 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」) , <https://www.jishin.go.jp/main/chousa/16_yosokuchizu/recipe.pdf> (2018 年 10 月 3 日閲覧)
- Kagawa, T., Irikura, K. and Somerville, P.G. (2004) : Difference in ground motion and fault rupture process between the surface rupture and buried rupture earthquakes, *Earth, Planet and Space*, Vol. 56, pp. 3-14.

- 垣見俊弘(2002):「活断層地震」と「バックグラウンド地震」のはざまの地震-鳥取県西部地震を例として-, 損害保険料率算定会編, 災害の研究, 33, pp.113-125.
- 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長(1991): 地震のスケーリング則に基づく大地震時の強震動予測, 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 430 号, pp.1-9.
- 片岡正次郎, 日下部毅明(2005): 内陸地震の規模・タイプと地表地震断層の特性との関係, 土木学会論文集, No.801/I-73, pp.21-32, 2005.
- Kikuchi, M. and Kanamori, H. (1991) : Inversion of complex body waves -III, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.81, pp.2335-2350.
- 菊池正幸, 山中佳子(2001): 『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』, サイスマ, 5(7), pp.6-7.
- 気象庁(2011): 3月15日静岡県東部の地震 - 近地強震波形による震源過程解析 (暫定) - <<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/event/20110315near.pdf>> (2018年9月24日閲覧)
- 気象庁(2014): 2014年11月22日長野県北部の地震 - 近地強震波形による震源過程解析 (暫定) - <<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/event/20131122near.pdf>> (2018年9月24日閲覧)
- Kubo, H., Suzuki, W., Aoi, S. and Sekiguchi, H. (2016) : Source rupture processes of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquakes estimated from strong-motion waveforms, *Earth, Planet and Space*, Vol. 68, No.161, DOI 10.1186/s40623-016-0536-8.
- Kubo, H., Suzuki, W., Aoi, S. and Sekiguchi, H. (2017) : Source rupture process of the 2016 central Tottori, Japan, earthquake(M_{JAM} 6.6) inferred from strong motion waveforms, *Earth, Planets and Space*, Vol.69, No.127, DOI 10.1186/s40623-017-0714-3.
- Madariaga, R. (1979) : On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and heterogeneity, *Journal of Geophysical Research*, Vol.84, pp.2234-2250.
- Mai, M., Spudich, P. and Boatwright, J. (2005) : Hypocenter locations in finite-source rupture models, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.95, No.3, pp.965-980.
- 松元康弘, 高浜勉, 宮腰研(2015): 強震記録に基づく2011年3月12日長野県・新潟県県境付近の地震(M_w 6.2)の震源モデルの推定, S15-P06.
- Miyakoshi, K., Kurahashi, S., Irikura, K. and Okazaki, A.(2008) : Source modeling of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake, 7th General Assembly of Asian Seismological Commission and Seismological Society of Japan, X4-059.
- 宮腰研, 入倉孝次郎, 釜江克広(2015): 強震動記録を用いた震源インバージョンに基づく国内の内陸地殻内地震の震源パラメーターのスケーリング則の再検討, 日本地震工学会論文集, 第15巻, 第7号(特集号), pp.141-156.

- Murotani, S., Matsushima, S., Azuma, T., Irikura, K. and Kitagawa, S. (2015) : Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault system, *Pure and Applied Geophysics*, Vol.72, pp.1371-1381.
- 中村洋光, 宮武隆(2000) : 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震第2輯, 第53巻, pp.1-9.
- 佐藤智美(2010) : 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, 日本建築学会構造論文集, 第75巻, 第651号, pp.923-932.
- 染井一寛, 宮腰研, 入倉孝次郎(2014a) : 経験的グリーン関数法を用いた2011年4月11日福島県浜通りの地震の震源モデルの構築と強震動シミュレーション, 日本地震学会2011年秋季大会講演予稿集, P2-29.
- 染井一寛, 宮腰研, 入倉孝次郎(2014b) : 2013年2月25日栃木県北部の地震の震源モデルと強震動シミュレーション, 日本地球惑星連合大会2014年予稿集, SSS23-P19.
- 染井一寛, 宮腰研, 倉橋奨(2015) : 強震記録に基づく2013年4月13日淡路島付近の地震(Mw 5.8)の震源モデルの推定, 日本地震学会2015年秋季大会講演予稿集, S15-P05.
- Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N. and Kowada, N.(1999) : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Let.*, Vol. 70, No. 1, pp. 59-80.
- 武村雅之(1998) : 日本列島における地殻内地震のスケーリング則, -地表断層の影響および地震被害の関連-, 地震第2輯, 第51巻, pp. 211-228.
- Tanaka, M., Asano, K., Iwata, T. and Kubo, H. (2014) : Source rupture process of the 2011 Fukushima-ken Hamadori earthquake : how did the two subparallel faults rupture?, *Earth, Planets and Space*, Vol.66, No.101, DOI 10.1186/1880-5981-66-101.
- 田中信也, 引間和人, 久田嘉章(2017) : 震源インバージョン結果に基づく地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数の評価, 日本地震工学会論文集, 第17巻, 第5号, 20pp.
- Tinti, E., Fukuyama, E., Piatanesi, A. and Cocco, M. (2005) : A kinematic source-time function compatible with earthquake dynamics, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.95, No.4, pp.1211-1223.
- 遠田晋次(2002) : 2000年鳥取県西部地震の”地変”についての考察 -境界要素法による表層誘発すべりの可能性の検討-, 活断層研究, Vol.21, pp.93-98.
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994) : New empirical relationships, among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, pp.972-1002.
- 吉田邦一, 宮腰研(2013) : ピークモーメントレート分布に基づく2011年東北地方太平洋沖地震特性化震源モデル, 日本地球惑星連合2013年大会, SSS35-P03.

第4章 2016年鳥取県中部の地震の特性化震源モデルの構築

4.1 本章の内容

前章では震源インバージョンにより得られた不均質すべり量分布から一定基準 (Somerville *et al.*, 1999) に基づきアスペリティ領域 (すべり量の大きい領域) と断層破壊領域を抽出し, 断層破壊領域やアスペリティ総面積, アスペリティ位置, 応力降下量などの震源断層パラメーターの比較から, 地表および潜在断層地震の震源パラメーターの違いを検討した. 震源インバージョンによる不均質すべり量分布は, グリーン関数計算のための地下構造モデルの限界から長周期成分 (例えば 1.0-2.0 秒以上) の強震波形のフィッティングにより推定される. したがって, 周期 1.0 秒以下の短周期成分の違いを議論するためには, 震源インバージョンによるアスペリティ領域から抽出した震源特性の比較だけでは地表および潜在断層地震の地震動特性の違いを十分に説明できているとは言い難い. 本章では短周期帯域の生成過程の違いを把握するために, 強震動生成域 (以下, SMGA : Strong Motion Generation Area) (Miyake *et al.*, 2003) から構成される最適な特性化震源モデルを構築することを目的とする. なお, 本研究ではすべり量の大きい領域をアスペリティ, すべり速度の大きい領域を SMGA と各々定義していることに注意されたい. SMGA は経験的グリーン関数法 (例えば Irikura, 1986 ; 入倉ほか, 1997) や統計的グリーン関数法 (例えば釜江ほか, 1991) 等の半経験的手法を用いて 0.2-10Hz 程度の高周波数帯域の観測波形を概ね説明できるように推定され, アスペリティ領域と同様に簡略化のために矩形領域で推定されることが一般的である. 本章では地表地震断層を生じていない潜在断層地震である 2016 年鳥取県中部の地震 ($M_J 6.6$) を対象として, 経験的グリーン関数法に基づいて SMGA から構成される最適な特性化震源モデルの構築を試みる. また, 得られた特性化震源モデルの最適震源パラメーターと前章でも示した過去の地震から得られたスケーリング則 (例えば入倉・三宅, 2001) との比較検討を実施し, その対応を確認する.

4.2 研究背景と目的

2016 年 10 月 21 日 14 時 7 分に鳥取県中部 (三朝町) を震源として ($M_J 6.6$) の地震が発生し, 鳥取県中部の倉吉市, 北栄町, 湯梨浜町の 3 観測点で震度 6 弱を記録した. 特に (国研) 防災科学技術研究所により設置されている K-NET (Aoi *et al.*, 2004) の TTR005 (倉吉) では, EW 方向で 1381Gal の著しく大きな振幅の加速度波形が観測された (図 4.1). 防災科学技術研究所の F-net (福山ほか, 1998) のモーメントテンソル解によると, 当該地震は北北西-南南東方向に走向を持つ鉛直傾斜の左横ずれ断層型の断層破壊であったことが示された. また, だいち 2 号の干渉 SAR による 3 次元地殻変動解析の結果, 同程度の走向および傾斜を持つ長さ 18km, 幅 13km の断層面が活動したことが示された (国土地理院, 2016). この地震による倒壊家屋は 18 棟と少ないものの, 半壊および一部損壊は 15000 棟を超えており (鳥取県, 2017), 広範囲で強い揺れを生じたことが示唆される.

鳥取県を含む山陰地方は, 日本海沿岸と平行する方向にひずみ速度が大きい (ひずみ集中帯) ことが広く知られている (西村, 2017). このひずみ集中帯に伴って日本海に沿って帯状に地震活動域が分布しており, 1925 年北但馬地震 ($M_J 6.8$), 1927 年北丹後地震 ($M_J 7.3$), 1943 年鳥取地震 ($M_J 7.2$), 1983

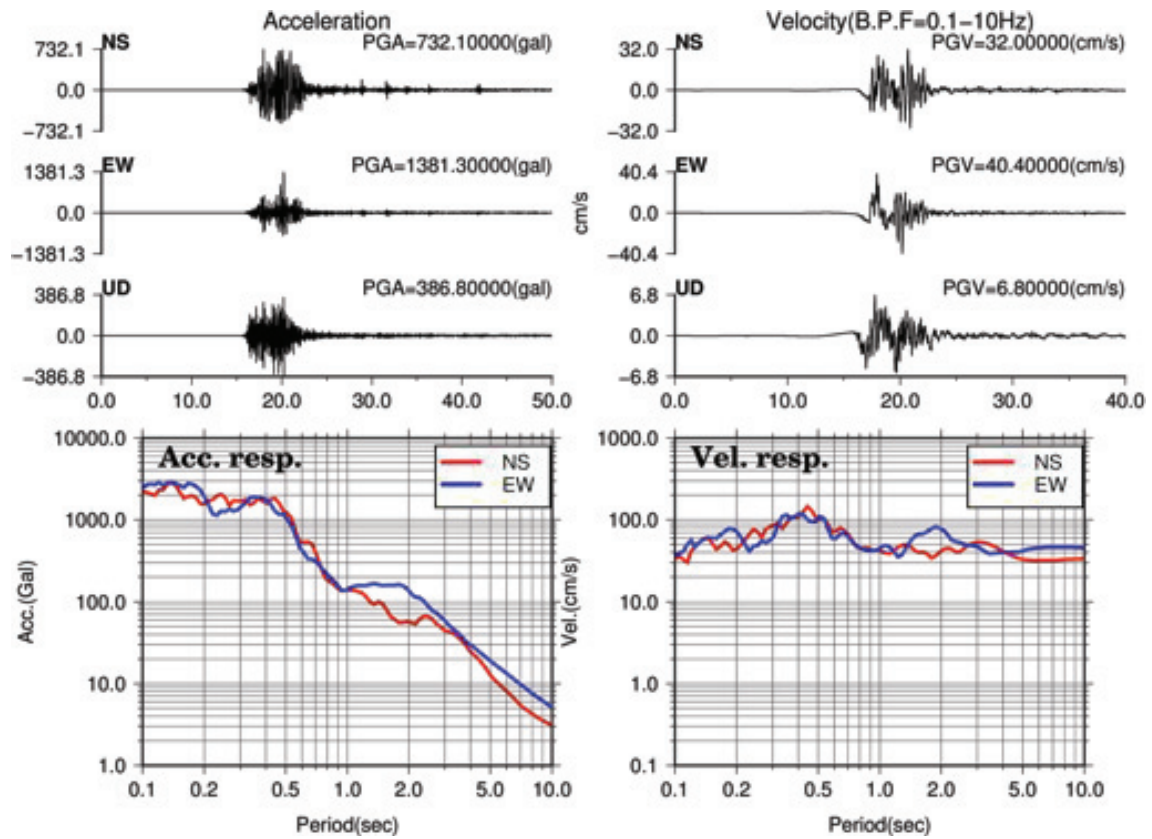


図 4.1 TTR005（倉吉）における加速度波形(左上)と速度波形(右上), 減衰 5%の絶対加速度応答スペクトル(左下)と相対速度応答スペクトル(右下)



図 4.2 山陰地方の主な被害地震の震央分布 (西田, 2007 に加筆)

年鳥取県中部の地震 ($M_j 6.2$), 2000年鳥取県西部地震 ($M_j 7.3$) など過去100年以内にM7クラスの大規模地震が頻発している(図4.2). 1943年鳥取地震を除いた全ての大規模地震は帯状の地震活動分布と直交する方向に震源断層の走向を持ち, 共通して断層破壊型式が横ずれ断層破壊である(西田ほか, 2001). また, 山陰地方は地震活動が活発にもかかわらず, 明瞭な活断層が少ないことも特徴に挙げられる. 岡田ほか(2002)は, この主要因として震源断層の活動時期が比較的新しく, 地表に断層破壊が到達していない地震が多いこと挙げ, 国内でも特異な地域であることが示されている. 今回対象とした2016年鳥取県中部の地震もひずみ集中帯に伴う地震活動分布と直交する方向に走向を持つ横ずれ断層破壊型で, かつ地表地震断層の出現が確認されていない潜在断層型地震で, 山陰地方の過去の地震と同様の特徴を有する地震であった.

本研究では, (国研) 防災科学技術研究所の強震観測網 (K-NET, KiK-net) (Aoi *et al.*, 2004), 自治体震度観測点 (Nishijima *et al.*, 2004), 鳥取大学臨時余震観測点 (香川ほか, 2017) の強震観測記録を用いて, 経験的グリーン関数法 (Irikura, 1986 ; 入倉ほか, 1997) のフォワードモデリングにより特性化震源モデルの構築を試みる. 地震調査研究推進本部(2016a)は, 地震活動が活発で活断層の少ない中国地方北部 (山陰地方) の長期評価を Gutenberg-Richter 則 (G-R 則) に基づいて実施し, M6.8以上の地震の今後30年以内の発生確率を40%と国内でも高く評価しており, 今後も当該地域では大規模地震の発生が危惧される. そのため, 被害地域の強震動評価や地震動生成メカニズムの把握は今後の地震防災に対して極めて重要な情報になると考える. また, 過去の地震から断層破壊領域やアスペリティ総面積等の巨視的断層パラメーターが, 地震規模と経験的なスケーリング関係を示すことが知られており (例えば Somerville *et al.*, 1999; 入倉・三宅, 2001), 現在も新しい地震の情報を継続的に取り入れることで精度の向上が図られている(宮腰ほか, 2015). 当該地震で得られた震源断層モデルの最適パラメーターと既往のスケーリング則との比較検討を実施し, その対応を確認することも重要な課題である.

4.3 2016年鳥取県中部の地震の地震動特性

地震動特性値である最大加速度 (Peak Ground Acceleration : PGA) や最大速度 (Peak Ground Velocity : PGV), 応答スペクトルを距離減衰式から算出される標準的な値と比較することで当該地震の地震動の特徴を確認する. PGA や PGV, 応答スペクトルは (国研) 防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net および鳥取県内の自治体震度観測点の強震記録から求めた. PGA と PGV は各観測記録の水平成分の最大方向とし, 応答スペクトルは水平成分の平均値である RotD50 成分 (Boore *et al.*, 2006) とした. PGA と PGV の距離減衰式には司・翠川(1999)のモデルを用いた. これは震源断層最短距離 (または等価震源距離, ここでは震源断層最短距離を使用), 地震規模, 震源深さ, 地震タイプを説明変数として, 平均的な PGA, PGV が求められる回帰式である. 応答スペクトルは Morikawa and Fujiwara(2013)のモデルを用いて前章と同様の手順でスペクトル距離減衰式の標準値と比較した. 震源断層最短距離は Kubo *et al.*(2017)の不均質すべり量分布の断層面からの距離とした. PGA 及び PGV と距離減衰式を比較した結果を図4.3に示す. PGA の距離減衰式は堆積地盤とし, PGV の観測値は AVS30 (翠川ほか, 1992) から得られる ARV (Midorikawa *et al.*, 1994) を用いて $V_s=600\text{m/s}$ 相当の地盤に補正して距離減衰式と比較している. 図4.4より, PGA, PGV とともに多少のばらつきは見られるが, 多くの観測点で距離減衰式の標準値と対応することから, 当該地震は平均的な地震動特性値であったと思われる. しかし, スペクトル距離減衰

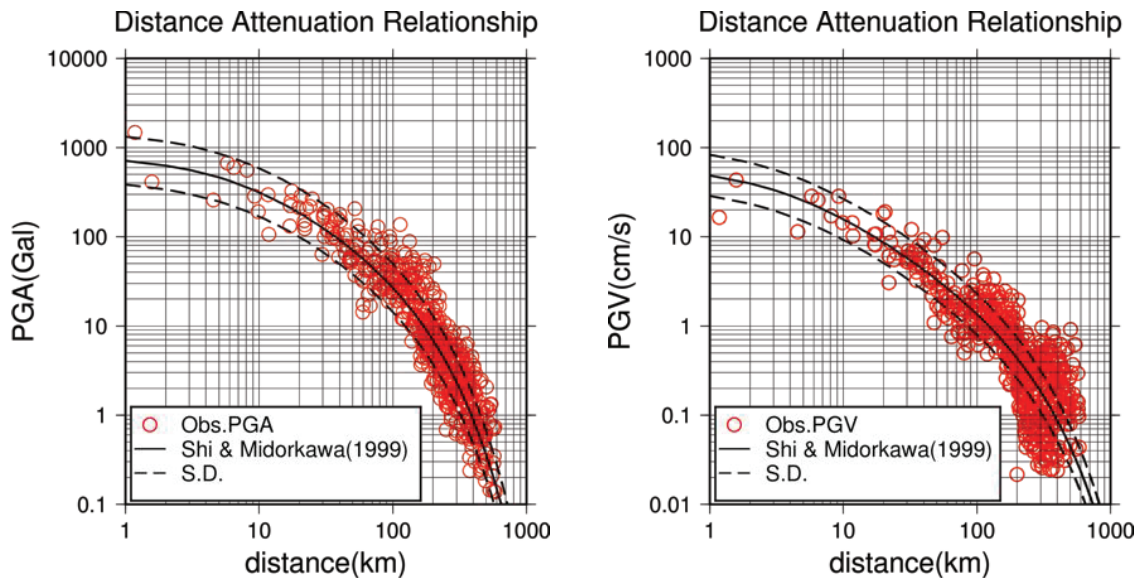


図4.3 最大加速度および最大速度と司・翠川(1999)の距離減衰式との比較

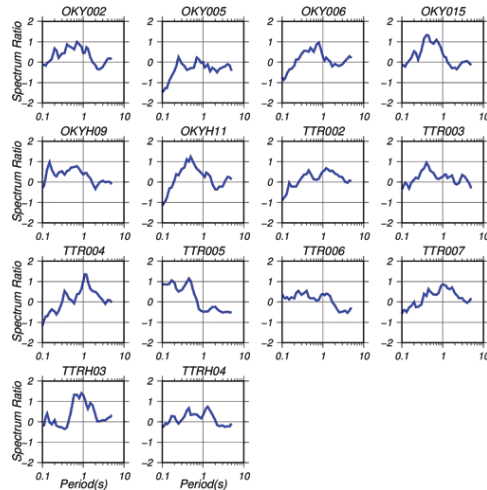
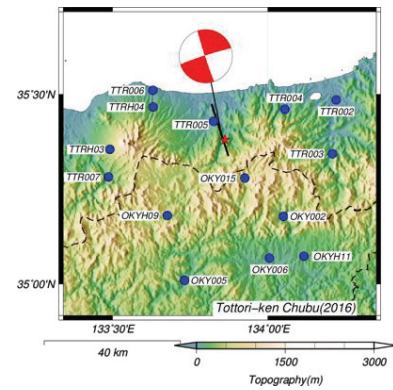
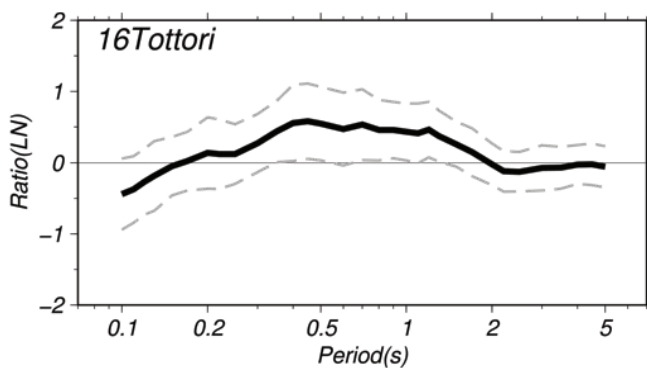


図4.4 Morikawa and Fujiwara(2013)のスペクトル距離減衰式に対する観測応答スペクトルの偏差
(上左図：14観測点の平均，下図：各観測点の結果，上右図：各観測点)

式の標準応答スペクトルに対する観測加速度応答スペクトルの偏差から周期特性の違い（図 4.4 上左）に着目してみると、前章でも示した通り、観測応答スペクトルは周期 0.2-2.0 秒程度で標準値（図中ゼロ線）を上回っており、同周期帯で強い地震動が生成されたことが確認できる。この特徴は震源断層を取り囲む多くの観測点（図 4.4 下）で見られる。以降、経験的グリーン関数法を用いて観測地震動を説明できる特性化震源モデルを構築し、得られた震源パラメーターから地震動特性との関係性について議論する。

4.4 経験的グリーン関数となる要素地震と観測点の選定

経験的グリーン関数として用いる要素波は、波形合成結果の精度に大きく寄与するため慎重に選定する必要がある。具体的には、上述した通り大地震と小地震の伝播経路特性とサイト増幅特性が共有できることを前提とし、震源特性の違いを震源断層の破壊過程に従って合成するため、本震震源に近い位置で発生し、かつメカニズムの類似（すなわち、ラディエーションパターンが類似）した地震の選択が望まれる。

2016 年鳥取県中部の地震は、震源断層近傍を含めた広域で本震時の観測記録が得られている。図 4.5 に TTR005(倉吉)と三朝町大瀬（自治体観測点）、湯梨浜町高辻（鳥大観測点）で観測された加速度波形と速度波形（B.P.F. =0.1-10Hz）を示す。震源断層近傍に位置する TTR005 と三朝町大瀬、湯梨浜町高辻の観測波形は主に 2 つの波群から構成されており、速度波形の前半部分は継続時間 1 秒程度の明瞭なパルス波形が見て取れ、波形の後半部分は TTR005 がやや高周波数のランダム波、三朝町大瀬と湯梨浜町高辻が 1 秒程度の明瞭なパルス波となっていることから複数のイベントの存在が示唆される。

強震観測記録から震源インバージョン解析により推定される不均質すべり量分布は、震源断層のモデル化に際して震源断層面（例えば震源断層の位置や走向、傾斜など）や SMGA の位置を把握する上で重要な情報となる。2016 年鳥取県中部の地震に対しても震源インバージョンによって不均質すべり量が推定されている（引間, 2017 ; Kubo *et al.*, 2017 ; 小林ほか, 2016）。図 4.6 に不均質すべり量分布を示す。全ての不均質すべり量分布で、破壊開始点付近と破壊開始点北側に共通してすべり量の大きい領域が見て取れる。これらの結果をもとに、本研究では当該地震が 2 つの SMGA により構成されていると仮定した。

経験的グリーン関数は不均質すべり量分布を参考に 2 つの SMGA に対して別々の要素波を与えた。破壊開始点付近にある SMGA の要素波は、2016 年 10 月 21 日 12 時 12 分に発生した地震 (M_j 4.1) を選定した。この地震は本震の約 2 時間前に発生した前震で、比較的地震規模が大きく、震源位置および震源メカニズムが本震と類似した地震である。破壊開始点の北側にある SMGA の要素波は、2016 年 10 月 21 日 19 時 20 分に発生した余震を選定した。この地震も同様に震源メカニズムが本震と類似しており、破壊開始点北側のすべり量の大きい領域付近で発生した地震である。表 4.1 に本震・前震・余震の気象庁一元化震源および F-net の CMT 解で得られている諸元を示す。当該地震は上述したように様々な機関で多くの観測記録が得られている。解析対象とした観測点は、K-NET2 点、KiK-net（地中）3 点、自治体震度観測点 3 点、鳥取大学臨時観測点（高辻）1 点の計 9 点とした。それぞれの観測点の位置関係を図 4.7 に示す。解析に用いた観測点は震源断層に比較的近い位置に設置されているものに限った。

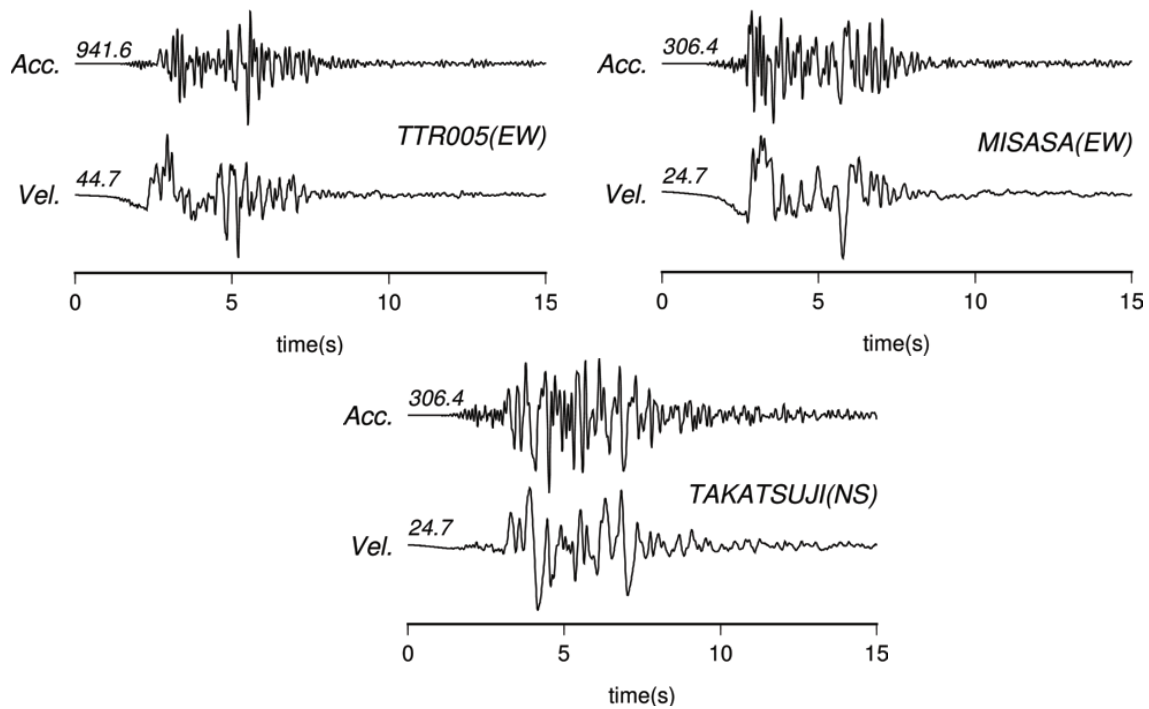


図4.5 TTR005(左上)と三朝町大瀬(右上)と湯梨浜町高辻(下)で観測された加速度と速度波形 (B.P.F.=0.1-10Hz)

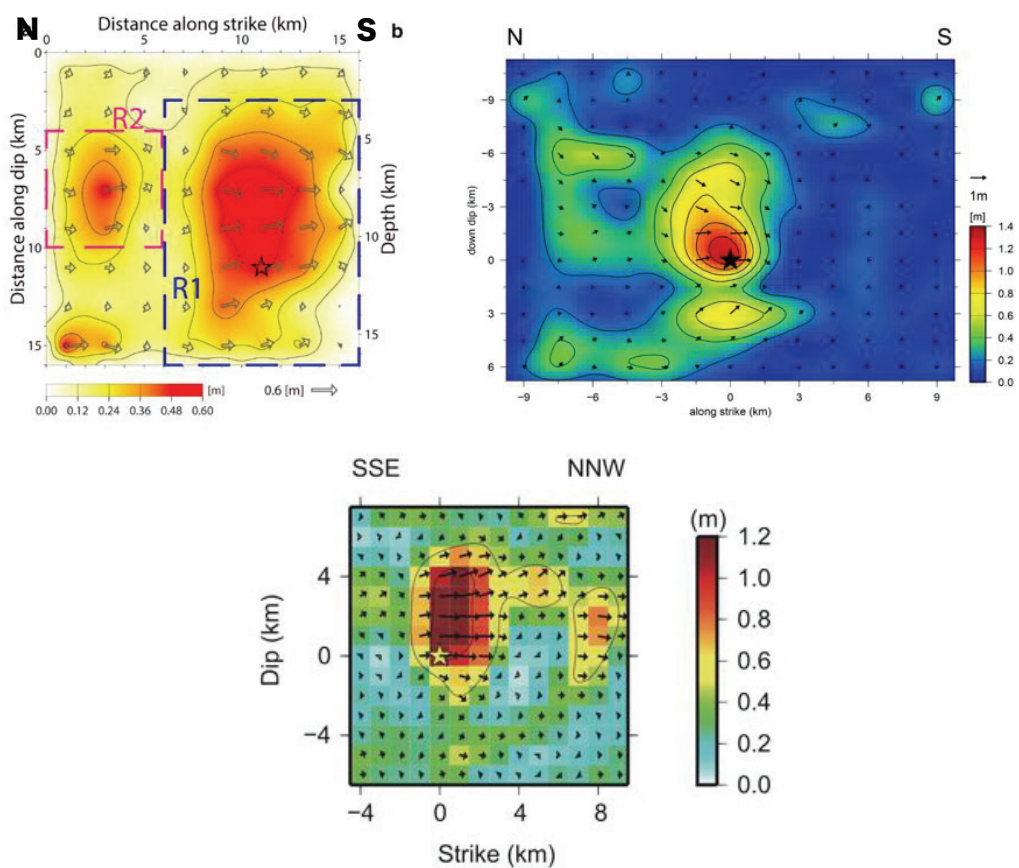


図4.6 震源インバージョンによる不均質すべり量分布(左上: Kubo *et al.*, 2017; 右上: 小林ほか, 2016; 下段: 引間, 2017)

表4.1 各地震の諸元

	本震	前震	余震
発生日時*	2017/10/21 14:07	2016/10/21 12:12	2016/10/21 19:20
震央位置*	38.3805	35.3807	35.4513
	133.8562	133.8548	133.8245
震源深さ(km)*	11.61	10.26	8.30
Mo(Nm)**	2.24E+18	1.81E+15	2.77E+14
Mw**	6.2	4.1	3.6
走向/傾斜/すべり角 (deg.)**	342/80/9	155/87/-18	339/83/19

*: 気象庁 **: F-net

これは、後述する震源スペクトル比 (図 4.8) から、前震は 1.0-3.0Hz の工学的に重要な高周波数帯域の地震動の放射がやや弱く、震源断層距離の増加に伴ってその傾向が顕著に見られたので、その影響を極力小さくするためである。解析に用いた観測点は常時微動探査の結果 (野口ほか, 2016) から硬質地盤と判断でき、弱震時と本震時の H/V スペクトルの比較結果 (野口ほか, 2017) から本震時の非線形の影響は極めて小さかったと推測される。

応力降下量比や重ね合わせ数などのフォワードモデリングに必要な諸量は、観測震源スペクトルと理論震源スペクトルの震源スペクトル比 (ω^2 則比) のフィッティング (三宅ほか, 1999) により決定した。観測震源スペクトルの算定に必要な非弾性減衰 Q 値には中国地方を対象とした天池ほか (2005) [Q=57 $f^{0.95}$] の結果を用いた。なお、観測震源スペクトルは水平 2 成分 (NS, EW) の合成値を用いた。観測震源スペクトルと理論震源スペクトルのフィッティング結果を図 4.8, 得られた諸量を表 4.2 に示す。なお、低周波数帯域では前震および余震の精度が落ちるため、地震モーメント比は F-net の値を用いて固定値としている。要素地震の断層面積および応力降下量は、媒質 S 波速度 V_s を 3.5km/s として Brune (1970, 1971) の理論式により算出した。本震と前震の震源スペクトル比 (図 4.8 左) に着目すると、周波数 1.0-3.0Hz の高周波数帯域で観測値が理論震源スペクトル比からやや逸脱している。これは、上述したように前震の高周波数帯域の地震動の放射が弱いことに起因しており、経験的グリーン関数法によって前震を ω^2 則に従って波形合成すると、合成波の高周波数帯域をやや過小評価する可能性がある。

4.5 震源断層のモデル化

震源断層面は、Kubo *et al.* (2017) [走向 162 度, 傾斜 88 度] を基に設定し、経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングにより特性化震源モデルを構築した。再現する周波数帯は、図 4.8 に示した震源スペクトル比から低周波数側の S/N を考慮して 0.2-10Hz とした。観測される地震動は SMGA の寄与が支配的で背景領域の影響は極めて小さいことが、既往研究 (例えば池田ほか, 2002) により報告されており、本研究でも震源断層のモデル化に際して同様に SMGA の影響が支配的であると仮定して、

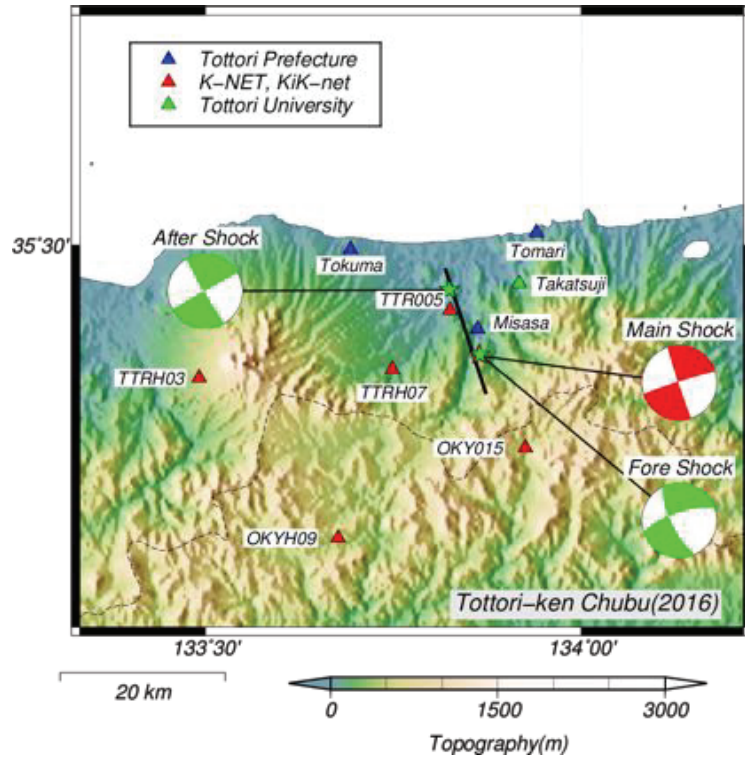


図4.7 解析に用いた観測点、本震及び要素地震の震央位置と震源メカニズム、不均質すべり量分布の断層上端の地表面投影(Kubo *et al.*, 2017)

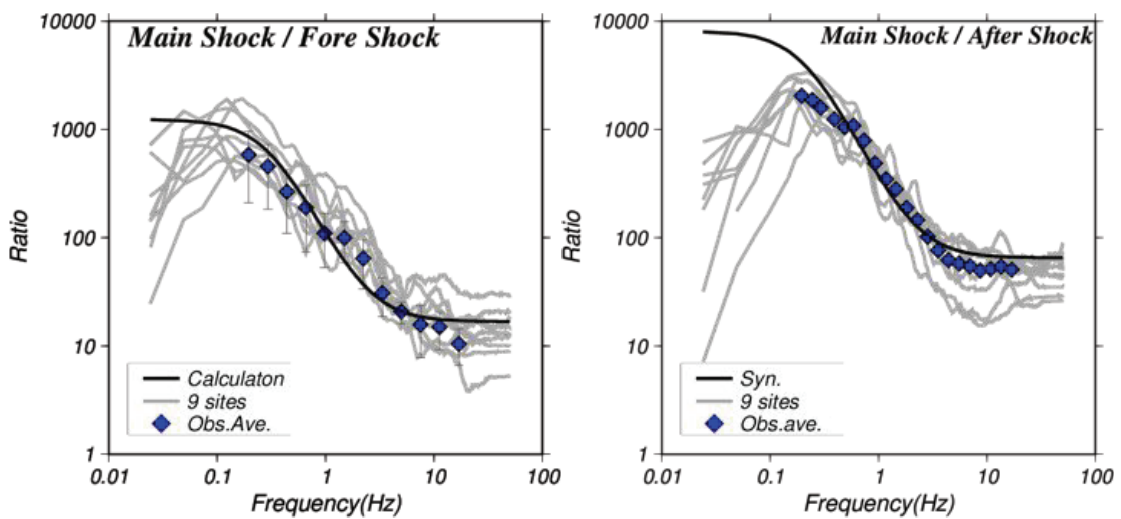


図4.8 観測震源スペクトル比と理論震源スペクトル比のフィッティング(左：本震/前震, 右：本震/余震)

表4.2 震源スペクトル比のフィッティングにより算定した諸量

	前震	余震
地震モーメント比	1237	8086
コーナー周波数(大地震)[Hz]	0.29	0.20
コーナー周波数(小地震)[Hz]	2.49	2.23
応力降下量比	2.4	6.1
重ね合わせ数	8	11
小地震の断層面積 [km ²]*	0.81(0.9×0.9)	1.0(1.0×1.0)
小地震の応力降下量 [MPa]*	5.5	0.76

SMGAのみをモデル化した。また、破壊は破壊開始点より同心円状に進行し、破壊開始点北側のSMGAに破壊が到達した際に再度同心円状に破壊が始まるマルチハイポセンターを仮定した。

震源断層モデルの震源パラメーター [SMGAの位置, サイズ, 破壊伝播速度, 立ち上がり時間など] の最適値は一意的に決定することができないため、本研究ではグリッドサーチを用いたパラメーター探索により、観測波形と合成波形の波形形状および周期特性が一致するような最適震源パラメーターを算出した。グリッドサーチによる観測波形と合成波形の一致度の照査は、式(4.1)に示される水平2成分の合成波形と観測波形の残差値R (例えば三宅ほか, 1999) で評価している。

$$R = \sum_{station} \sum_{component} \left[\frac{\sum_t (a_{env,obs} - a_{env,syn})^2}{\{(\sum_t a_{env,obs}^2)(\sum_t a_{env,syn}^2)\}^{1/2}} + \frac{\sum_t (u_{obs} - u_{syn})^2}{\{(\sum_t u_{obs}^2)(\sum_t u_{syn}^2)\}^{1/2}} \right] \quad (4.1)$$

ここに、 u , a_{env} は変位波形と加速度エンベロープ (バンド幅0.4秒で移動平均した値) で、 obs と syn は観測値と計算値を各々示している。 t は時間の総サンプル数、 $component$ は成分の数 (ここでは水平2成分)、 $station$ は観測点数 (ここでは9点) を示している。具体的には、加速度エンベロープが高周波数領域の一致度を変位波形が低周波数側の一致度を評価していることになり、残差値が小さければ広帯域で再現精度が高いことを示す。また、3成分 [NS, EW, RotD50 (Boore *et al.*, 2006)] の加速度応答スペクトル比 (観測値/合成値) を算出し、観測値と合成値の周期特性に大きな矛盾がないことを別途確認している。グリッドサーチの手順として、まず破壊開始点周辺にあるSMGA (以下、SMGA1) において、図4.9の探索範囲 (不均質すべり量分布を基に設定) で、表4.3に示す値を変数として式(4.1)から残差値を算出した。グリッドサイズは要素地震の断層面積の一定値とし、長さおよび幅方向の分割数を変化させて探索を実施した。SMGA1の応力降下量には、震源スペクトル比のフィッティング結果(C=2.4)を中心にCに対して±0.5のばらつきを許容した。残差値Rが小さく最大振幅値や波形形状、周期特性に大きな相違がない一致度の高いものをSMGA1の震源パラメーターの最適値とした。SMGA1の諸パラメーターを決定し

表4.3 SMGAのグリッドサーチの探索範囲

	分割数 (長さ方向)	分割数 (幅方向)	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	応力降下量比
SMGA1	5-8	5-8	2.1-3.0	0.2-1.0	1.9-2.9
SMGA2	2-5	2-5	-	0.2-1.0	10.0-19.0
Interval	1	1	0.1	0.1	0.1(SMGA1) 1.0(SMGA2)

表4.4 グリッドサーチにより算定した震源パラメーター

	SMGA1	SMGA2
長さ[km]	5.4	3.0
幅[km]	7.2	4.0
面積[km ²]	38.9	12.0
合計面積[km ²]	50.9	
地震モーメント[Nm]*	1.46E+18	1.33E+17
応力降下量[MPa]	14.3	7.6
ライズタイム[s]	0.2	0.5
破壊伝播速度[km/s]	2.5	
SMGA座標(長さ[km],幅[km])**	(9.9,4.5)	(4.0,4.0)

た後、SMGA1を固定して、同様に図4.9に示す探索範囲で、表4.3に示す値を変数にして再度グリッドサーチを実施し、破壊開始点北側（以下、SMGA2）の震源パラメーターの最適値を決定した。このとき、SMGA1で算出した破壊伝播速度で破壊がSMGA2まで進行するものとした。また、SMGA2の応力降下量比は、SMGA1の応力降下量（14.3MPa）の半分程度（7.6MPa, C=10）から同等の値（14.4MPa, C=19）となるように探索範囲を設定した。以上の手順により算出したSMGAの位置を図4.9、推定した震源断層パラメーターの最適値を表4.4に各々示す。図4.9に示すように、SMGA1は不均質すべり量分布のすべり量が多い領域と概ね対応した位置に求まった。表4.4からSMGA1の領域面積は38.9km²で、SMGA2の12.0km²の3倍程度の大きさを有し、さらにSMGA1の地震モーメントはSMGA2の10倍程度の値であることから、SMGA1が支配的な地震であったことが窺える。破壊伝播速度は2.5km/s、応力降下量はSMGA1が14.3MPa、SMGA2が7.6MPaでSMGA1の応力降下量が2倍程度の値となった。Somerville *et al.* (1999)のスケーリング則とEshelby (1957)の円形クラック仮定より、アスペリティの平均応力降下量は10.5MPaと算出でき、SMGA1の14.3MPaは平均値より4割程度大きい値となった。ライズタイムはSMGA1が0.2秒、SMGA2が0.5秒とSMGA1と比較してやや長い値となった。強震動予測手法レシピ（地震調査研究推進本部、2016）のSMGA幅と破壊伝播速度で決まるライズタイムは、 $\alpha=0.3$ としてSMGA1が0.86秒、SMGA2が0.48秒となりSMGA2は同程度であるが、SMGA1は0.25倍程度とかなり短い値が得られた。支配的であ

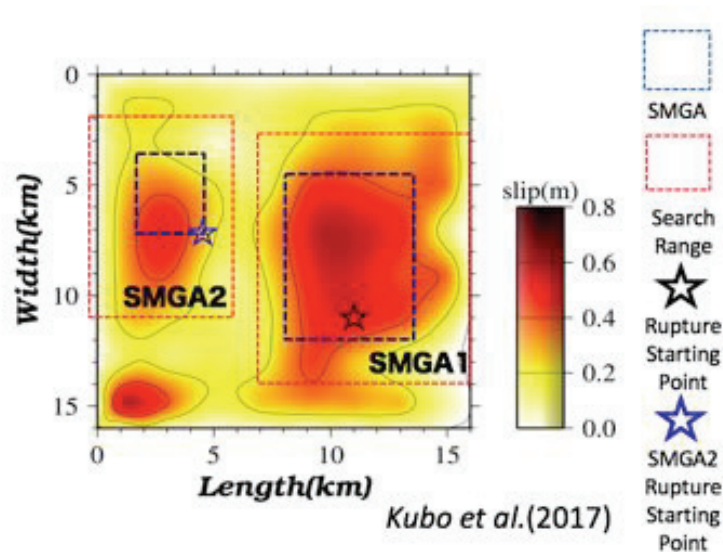


図4.9 推定した鳥取県中部の地震の最適特性化震源モデル

るSMGA1の応力降下量が大きく、ライズタイムが短かったことが周期0.2-2.0秒程度で強い地震動を生成した要因であると考えられる。幾つかの既往研究（芝, 2017; 染井ほか, 2017; 永井ほか, 2018）でもK-NET・KiK-net観測点の地震記録を用いて同様に特性化震源モデルが構築されているが、自治体震度観測点など震源断層近傍の観測点を多く取り入れた本研究の震源パラメーター（SMGAの位置、数、サイズ、応力降下量等）は既往研究とも概ね整合する結果となった。

特性化震源モデルより算出された加速度および速度の合成波形と観測波形の比較を図4.10、減衰定数5%の疑似速度応答スペクトルの比較を図4.12に示す。なお、観測波形と合成波形の最大振幅値および周期特性の比較から、合成波形の高周波数成分が過大評価となる傾向が見られたため、釜江ほか(1990)を参考に要素地震に高周波数限界(f_{max})の補正を実施している。図4.10の合成波形はSMGA1のみとSMGA1+2を区別して示している。いくつかの観測点では最大振幅値に多少のばらつきが見られる（図4.11）が、いずれの観測点でもディレクティブリティに起因したパルス波を含めて波形形状を良く再現できている。また、TTR005や三朝町大瀬(Misasa)、高辻(Takatsuji)などの震源断層近傍の観測点では、SMGA1のみでは再現できない後続波群を、SMGA2を加えることで観測波形を良く再現できていることがわかる。

このように、震源断層ごく近傍の観測記録を再現するためにはSMGA2が必要不可欠である。図4.12の疑似速度応答スペクトルによる周期特性の比較では、全ての観測点で合成波形と観測波形が概ね整合する結果が得られている。幾つかの観測点では一部過小評価となっているが、これは上述したようにSMGA1の要素地震で特定周期帯の地震動放射が弱いことに起因していると推測され、特にSMGA1の影響が大きいOKY015やOKYH09、震源断層から距離が離れたTTRH03、泊(Tomari)でその影響が顕著に見られる。図4.13に示すNS、EW、RotD50 (Boore, 2006) の3成分の加速度応答スペクトル比（観測値/合

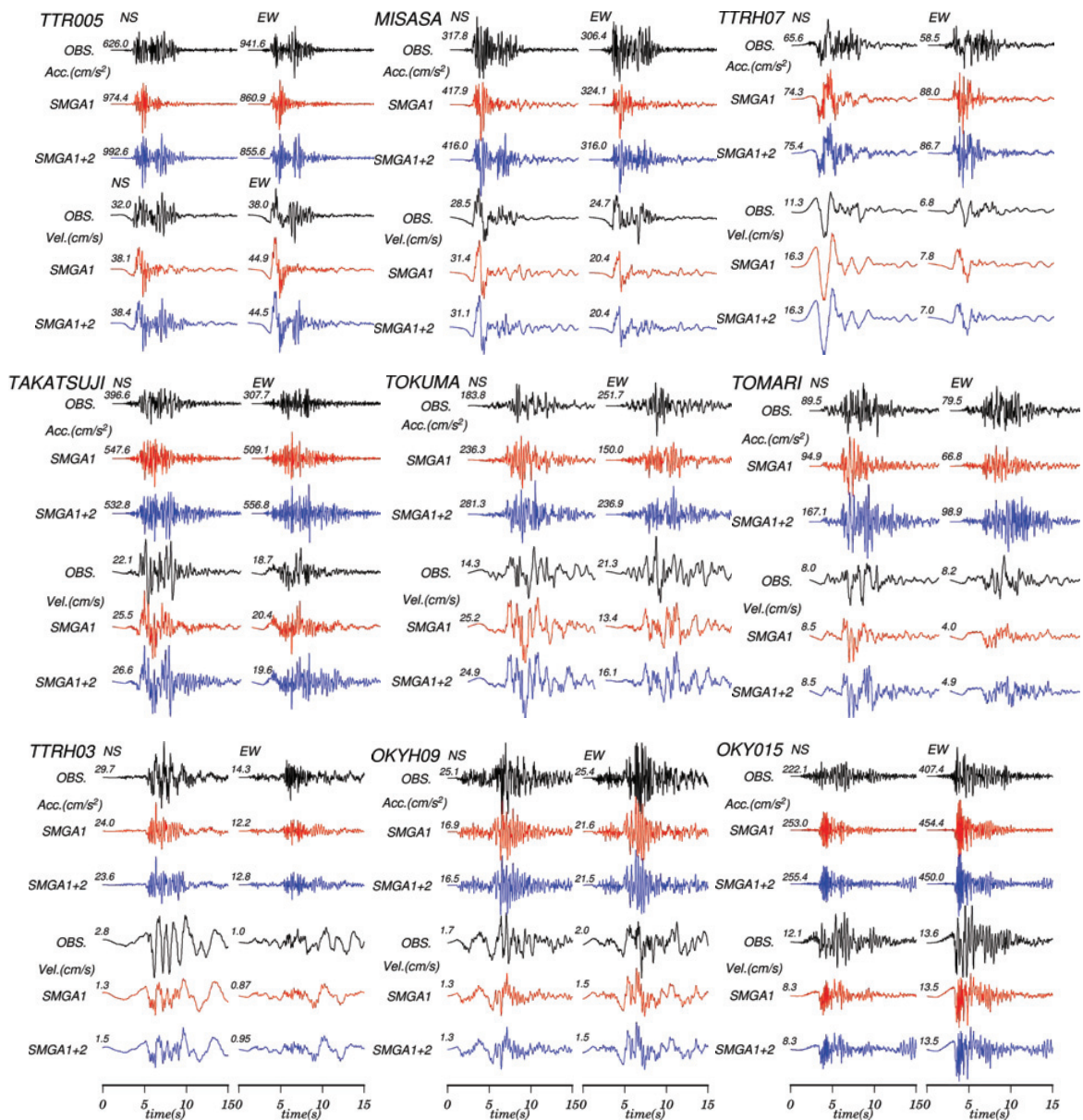


図4.10 加速度と速度波形の観測値と計算値の比較(黒：観測値，赤：SMGA1，青：SMGA1+2, B.P.F.=0.2-10Hz)

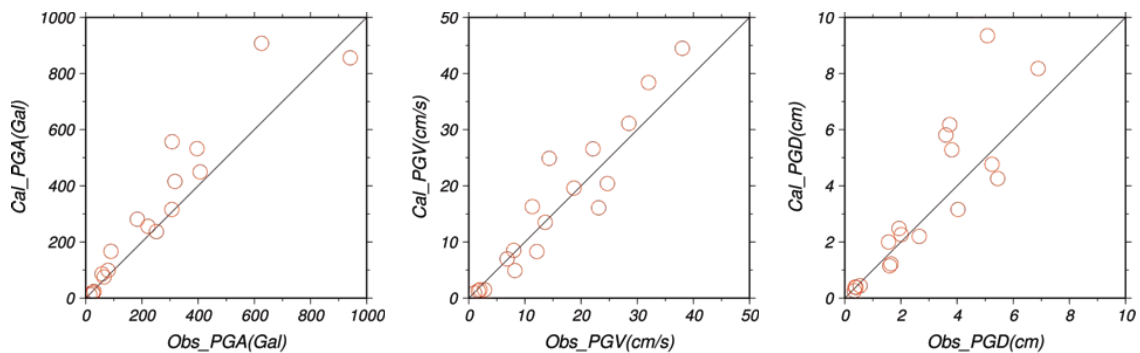


図4.11 PGA, PGV, PGDの観測及び計算値の比較(左図：PGA, 中図：PGV, 右図：PGD)

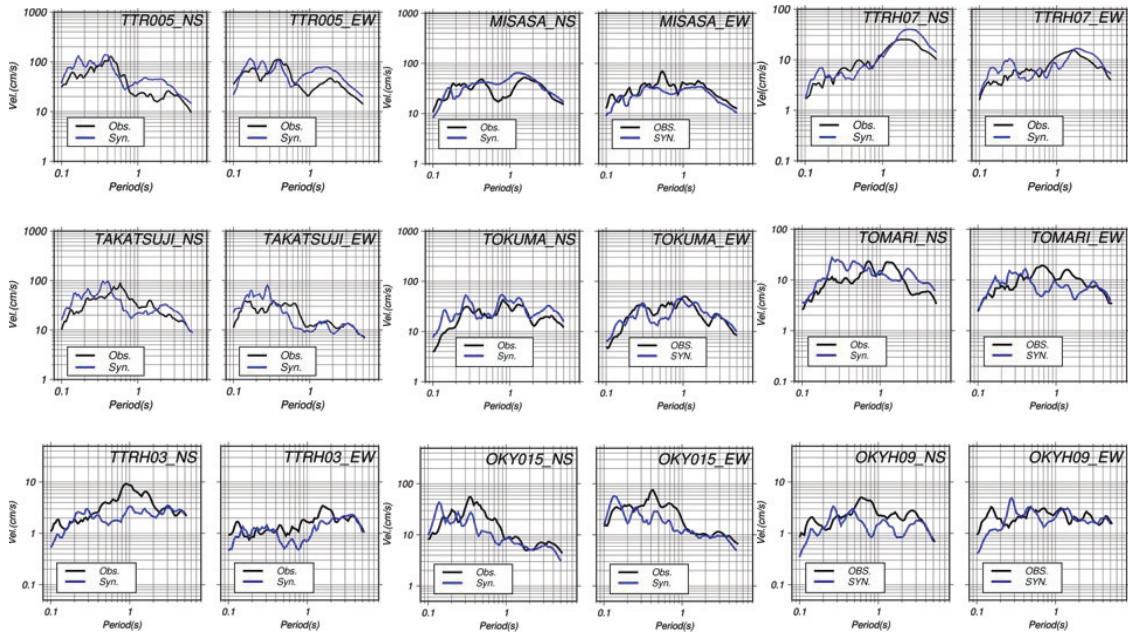


図4.12 減衰5%の水平成分の疑似速度応答スペクトルの観測値と計算値の比較

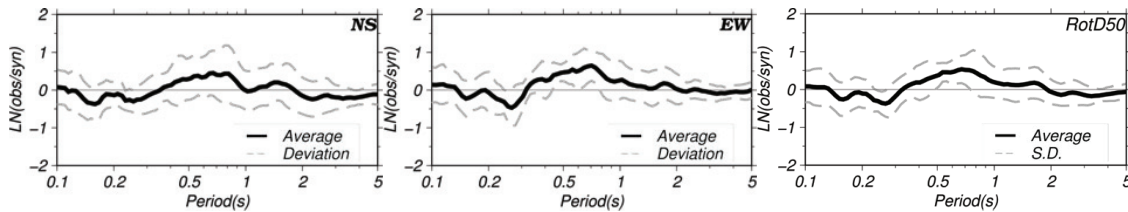


図4.13 加速度応答スペクトル比[自然対数(観測値/計算値), 黒線: 平均, 点線: 標準偏差]

成値の自然対数)でも、全体的に合成波形がやや過小評価となる傾向が見て取れる。SMGA1の要素波の影響で周期0.3-1.0秒の帯域で平均1.5倍程度(自然対数で0.45)の過小評価となっているが、その他の周期帯に対しての差異は僅かであるため、適切な震源断層モデルを構築できたと考える。

この地震は破壊開始点から走向方向にバイラテラルに破壊が進行しており、走向に沿った北北西方向にあるTTR005や三朝町大瀬で、SMGA1のディレクティブティに起因して図4.5に示すような明瞭なパルス形状の波形が生成されたと考える。また、TTR005や三朝町大瀬、高辻の後続波群はSMGA2に起因しており、SMGA2の領域面積が小さく、また応力降下量もSMGA1と比較して小さいため、SMGA2近傍に位置する観測点でのみ明瞭な強震観測記録が得られたと考える。また、震源断層と直交方向に位置するTTRH07、高辻では、NS方向に明瞭なパルス状の波形が見て取れる。これはSMGA1が破壊開始点から浅部に向かって破壊進行する際のディレクティブティに起因していると考えられる。家屋を倒壊に至らしめる地震動レベル(川瀬, 1998)はないものの、SMGA1の影響で広範囲に明瞭なパルス波を含む強震動が生成されたことが、半壊・一部損壊等の建物家屋被害が広範囲で生じた一要因と考える。TTR005で観測された1000galを超える強震動は、SMGA2がほぼ直下浅部にあることに起因しており、TTR005を含めたSMGA2のごく近傍では高周波数成分が卓越するような強い地震動が生成されたと推測される。

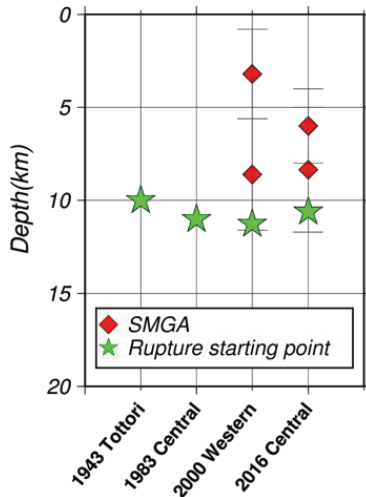


図4.14 鳥取県の地震の破壊開始点(緑)とSMGAの中心深さ(赤), エラーバーはSMGAの上端と下端

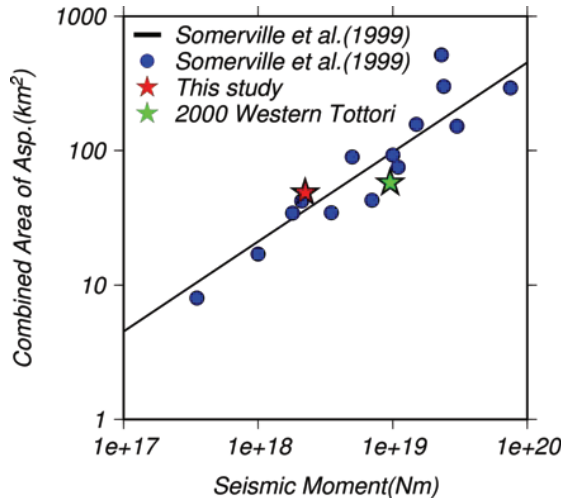


図4.15 地震モーメントとアスペリティの総面積の既往のスケーリング則との比較

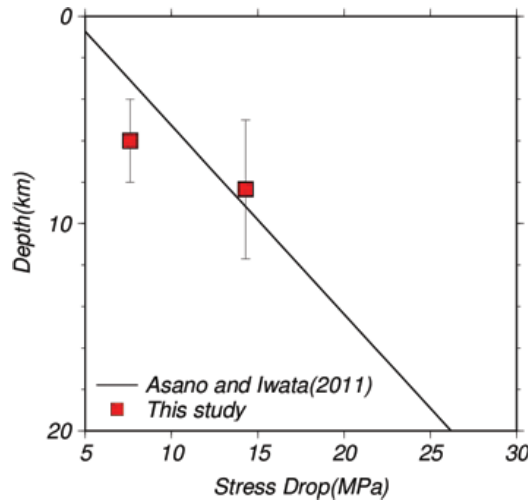


図4.16 応力降下量の深さ依存性の回帰式との比較

4.6 既往のスケーリング則との比較

図4.14に鳥取県内で発生した1943年鳥取地震, 1983年鳥取県中部の地震, 2000年鳥取県西部地震の破壊開始点とSMGAの中心深さ分布(2000年鳥取県西部地震と2016年鳥取県中部地震のみ)を示す。図中のエラーバーはSMGAの上端と下端を示している。震源情報に関して1943年鳥取地震はKanamori *et al.* (1972), 1983年鳥取県中部の地震は西田ほか(1991), 2000年鳥取県西部地震と2016年鳥取県中部の地震は気象庁の一元化震源を参照としている。SMGAに関して2000年鳥取県西部の地震は池田ほか(2002)を参照している。いずれの地震も横ずれ断層型破壊である。破壊開始点(図4.14)は, 1943年鳥取地震, 1983年鳥取県中部の地震における観測記録が少ないことに対する精度上の問題が挙げられるが, 概ね10km程度に共通で求まっている。SMGAに関しては両地震とも2つのSMGAを有しており

破壊開始点よりやや浅い位置と 5km 前後に中心を持つ SMGA が推定されている。図 4.15 に Somerville *et al.*(1999)の地震モーメントとアスペリティ総面積のスケーリング則と本研究で得られた結果及び 2000 年鳥取県西部の地震の結果(池田ほか, 2002)を示す。F-net による本震の地震モーメント ($M_0=2.24\times 10^{18}$) から、スケーリング則による平均的なアスペリティ総面積を算定すると $S_a=39.7\text{km}^2$ となり、本研究の算定値 $S_a=50.9\text{km}^2$ は平均値より 11km^2 程度大きい値となった。しかし、得られた結果は誤差の範囲内と考えられ、当該地震の既往のスケーリング則で表現可能だと考える。また、不均質すべり量分布による断層破壊領域は $S=256\text{km}^2$ となり、本研究の SMGA 総面積との比は 20%となる。Somerville *et al.*(1999)の平均的なアスペリティ総面積比は 22%、国内の地震に対して検討した宮腰ほか(2015)は 16%を示しており、両結果と概ね整合する結果が得られた。一方、2000 年鳥取県西部地震は SMGA 総面積比は 12% ($S_a=57.6\text{km}^2$) が得られており、2016 年鳥取県中部の地震のほうが SMGA が占める割合が大きく、2000 年鳥取県西部の地震とは異なる特徴となった。

応力降下量については、既往のいくつかの研究 (Kagawa *et al.*, 2004; Asano and Iwata, 2011) で深さ依存性が指摘されている。Asano and Iwata(2011)は、震源インバージョンの結果から断層面上の応力降下量を算出し、アスペリティ領域の応力降下量の深さ依存性を指摘している。この検討は、過去の地震の震源モデルからアスペリティの応力降下量の深さ依存性を線形の回帰式で表現しており、本研究で得られた結果と併せて図 4.16 に示す。図中のプロットは SMGA の中心深さで、エラーバーは SMGA の上端と下端を示している。本研究で得られた SMGA の応力降下量は、SMGA2 に関しては回帰直線をやや下回る値となり、SMGA1 に関しては回帰直線をやや上回る値となった。多少の差異は見られるが回帰式と概ね対応する結果と考えられる。

以上のように、2016 年鳥取県中部の地震は既往のスケーリング則と概ね整合する結果となり平均的な地震であることが示された。

4.7 まとめ

経験的グリーン関数法を用いて 2016 年鳥取県中部の地震の特性化震源モデルを構築した結果、以下の成果が得られた。

- 破壊開始点周辺に 38.6km^2 ($5.4\text{km}\times 7.2\text{km}$)、破壊開始点北側に 12.0km^2 ($3.0\text{km}\times 4.0\text{km}$) の 2 つの SMGA を配置することで、周辺の観測波形を概ね再現することができた。また、それらの位置は震源インバージョン解析で得られた不均質すべり量分布のすべり量の大きい領域と概ね対応する結果となった。
- 応力降下量は SMGA1 が 14.3MPa 、SMGA2 が 7.6MPa となり、SMGA1 は Somerville *et al.*(1999)のスケーリング則と Eshelby(1957)の円形クラック仮定より得られる平均応力降下量 10.5MPa より 4 割程度大きい値を示した。ライズタイムは SMGA1 が 0.2 秒、SMGA2 が 0.5 秒となった。強震動予測手法レシピ (地震調査研究推進本部, 2016) の SMGA 幅と破壊伝播速度から得られるライズタイムは、 $\alpha=0.3$ としたとき SMGA1 は 0.84 秒、SMGA2 は 0.48 秒となり、SMGA2 は同程度となったが、SMGA1 は 0.25 倍程度短く推定された。支配的ある SMGA1 の応力降下量が大きく、ライズタイムが短かったことが、周期 0.2-2.0 秒程度で強い地震動を生成した要因であると考えられる。

- 地震モーメントおよび得られた SMGA の総面積は、過去の地震から得られたスケーリング則と概ね対応する結果となった。また、SMGA の応力降下量の深さ依存性の回帰式と比較した結果、同様に概ね対応する結果が得られた。

参考文献

- 天池文男, 植竹富一, 八代和彦 (2005) : 内陸地殻内地震に対する伝播経路Qs値特性の研究, 日本建築学会大会学術梗概集, pp.291-292.
- Aoi, S., Kunugi, T. and Fujiwara H. (2004) : Strong motion seismograph network operated by NIED : K-net, KiK-net, *Journal of Japan Association for Earthquake Engineering*, Vol.4, No.3, (Special Issue), pp.65-74.
- Asano, K. and Iwata, T. (2011) : Characterization of stress drop on asperities estimated from the heterogeneous kinematic slip model for strong motion prediction for inland crustal earthquake in Japan, *Pure and Applied Geophys.* No. 168, pp. 105-116.
- Boore, D. M., Lamprey, -W. J. and Abrahamson, N. A. (2006) : Orientation-independent measures of ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 96, No. 4A, pp. 1502-1511.
- Brune J. N. (1970) : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake, *J. Geophys. Res.*, No. 75, pp. 4997-5009.
- Brune, J. N. (1971) : Correction, *J. Geophys. Res.*, No. 76, pp. 5002.
- Eshelby, J. D. (1957) : The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society*, A241, pp. 376-396, 1957
- 福山英一, 石田瑞穂, Douglas, S. D., 川井啓康(1998) : オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震第2輯, 第51巻, pp. 149-156.
- 引間和人(2017) : 2016年鳥取県中部の地震 (M_J6.6) の震源過程と震源近傍の強震動との関係, 地震第2輯, 70巻, pp.161-170.
- 池田隆明, 釜江克宏, 三輪滋, 入倉孝次郎(2002) : 経験的グリーン関数法を用いた2000年鳥取県西部の震源モデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第561号, pp. 37-45.
- Irikura, K. (1986) : Prediction of strong acceleration motion using empirical green's function, 7th Jpn. Earthq. Eng. Symp., pp. 151-156.
- 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子(1997) : 経験的グリーン関数を用いた強震動予測手法の改良, 日本地震学会講演予稿集, 1997年秋季大会, B25.
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵(2001) : シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110(6), pp.849-875.
- Kagawa, T., Irikura, K. and Somerville, P.G. (2004) : Difference in ground motion and fault rupture process between the surface rupture and buried rupture earthquakes, *Earth Planet and Space*, Vol. 56, pp. 3-14.

- 香川敬生, 野口竜也, 吉田昌平, 山本真二(2017): 2016年鳥取県中部の地震における鳥取大学の強震観測記録-鳥取県湯梨浜町高辻の記録-, 京都大学防災研究年報, 第60号B, pp. 350-353.
- 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長(1990): 地域的な震源スケーリング則を用いた大地震(M7級)のための設計用地震動予測, 日本建築学会構造系論文報告書, 第416号, pp. 57-70.
- 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長(1991): 地震のスケーリング則に基づく大地震時の強震動予測, 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第430号, pp.1-9.
- Kanamori H. (1972): Determination of effective tectonic stress associated with earthquake faulting. The Tottori earthquake of 1943, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 5, pp.426-434.
- 小林広明, 瀨瀨一起, 三宅弘恵(2016): 強震波形インバージョンによる2016年鳥取県中部の地震の震源過程(暫定版) <<http://taro.eri.u-tokyo.ac.jp/saigai/2016tottori/index.html>> (2018年9月19日閲覧)
- 国土地理院(2016): 平成28年鳥取県中部の地震に関する情報, だいち2号干渉SARによる変動の検出, <<http://www.gsi.go.jp/cais/topic161027-index.html>> [2017/11/10 閲覧]
- Kubo, K., Suzuki, W., Aoi, S. and Sekiguchi, H. (2017): Source rupture process of the 2016 central Tottori, Japan, earthquake ($M_{JMA}6.6$) inferred from strong motion waveforms, *Earth planet and Space*, 69:127, DOI 10.1186/s40623-017-0714-3.
- 川瀬博(1998): 強震動特性と地下構造 -兵庫県南部地震における震災の帯の生成メカニズム-, 日本建築学会第26回地盤震動シンポジウム, pp.9-20.
- Midorikawa, S., Matsuoka, M. and Sakugawa, K. (1994): Site effects on strong motion records observed during the 1987 Chiba-Ken-Toho-Oki, Japan Earthquake, Proc. 9th Japan Earthquake Engineering Symposium, Vol. 3, pp. 85-90.
- 翠川三郎, 松岡昌志, 作井孝一(1992): 1987年千葉県東方沖地震の最大加速度・最大速度にみられる地盤震動特性, 日本建築学会構造系論文報告集, 第442号, pp.71-78.
- 三宅弘恵, 岩田知孝, 入倉孝次郎(1999): 経験的グリーン関数法を用いた1997年3月26日($M_{JMA}6.5$)及び5月13日($M_{JMA}6.3$)鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, 地震第2輯, 第51巻, pp. 431-442.
- Miyake, H., Iwata, T. and Irikura K. (2003): Source characterization for broadband ground-simulation: kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.93, No.6, pp. 2531-2545.
- 宮腰研, 入倉孝次郎, 釜江克宏(2015): 強震動記録を用いた震源インバージョンに基づく国内の内陸地殻内地震の震源パラメーターのスケーリング則の再検討, 日本地震工学会論文集, 第15巻, 第7号(特集号), pp. 141-156.
- Morikawa, N. and Fujiwara, H. (2013): A new ground motion prediction equation for Japan applicable up to M9 Mega-Earthquake, *Journal of disaster Research*, Vol.8, No.5, pp. 878-888.

- 永井夏織, 浅野公之, 加藤護, 岩田知孝(2018): 経験的グリーン関数法を用いた 2016 年鳥取県中部の地震の震源推定, JpGU 2018, SSS14-P30.
- 西田良平, 岡田昭明, 渋谷拓郎(1991): 鳥取地方の地震と活断層, 113pp.
- 西田良平(2007): 山陰地域の地震活動, 鳥取大学工学部研究報告, 第 38 巻, pp.25-39.
- Nishijima, Y. (2004): Observation of seismic intensity and strong ground motion by Japan meteorological agency and local government in Japan, *Journal of Japan Association for Earthquake Engineering*, Vol.4, No.3, (Special Issue), pp.75-78.
- 西村卓也(2017): GNSSデータから見出される日本列島のひずみ集中帯と活断層及び内陸地震, 活断層研究, 46号, pp. 33-39.
- 野口竜也, 西川隼人, 吉田昌平, 香川敬生(2016): 鳥取県内の地震観測点における地盤構造の把握とサイト特性の評価, 土木学会論文集A1 (構造・地震工学), Vol. 72, No. 4 (地震工学論文集第35巻), pp. I_646-I_658.
- 野口竜也, 西川隼人, 香川敬生, 吉田昌平(2017): 2016年鳥取県中部の地震における非線形地盤応答, 第37回地震工学研究発表会, C21-1114.
- 岡田篤正(2002): 山陰地方の活断層の諸特徴, 活断層研究, 22 (松田時彦先生古稀記念号), pp.17-32.
- 芝良昭(2017): 経験的グリーン関数を用いた2016年鳥取県中部地震の震源インバージョン解析, JpGU-AGU Joint Meeting 2017, SCG70-P05.
- 染井一寛, 池田隆明, 西村利光, 宮腰研(2017): 経験的グリーン関数法に基づく2016年鳥取県中部の地震モデルと強震動シミュレーション, JpGU-AGU Joint Meeting 2017, SCG70-P05.
- Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N. and Kowada, N.(1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Let.*, Vol. 70, No. 1, pp. 59-80.
- 司宏俊, 翠川三郎(1990): 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第 523 号, pp. 63-70.
- 鳥取県(2017): 鳥取県中部地震 (第 98 報) (2017 年 10 月 20 日 12:00) <<http://www.pref.tottori.lg.jp/secure/1096401/98.pdf>> [2017/11/10 閲覧]
- 地震調査研究推進本部(2016a): 中国地域の活断層の地域評価, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16jul_chi_chugoku/chu_honbun.pdf> [2017/6/20 閲覧]
- 地震調査研究推進本部(2016b): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」), <https://www.jishin.go.jp/main/chousa/16_yosokuchizu/recipe.pdf> [2018 年 9 月 21 日閲覧]

第5章 強震動生成域から得られる震源特性の違い

5.1 本章の内容

本章では M6.0 程度の小規模の地震に対して強震動生成域(SMGA)から構成される特性化震源モデルを構築し、得られた震源パラメーターから地表および潜在断層地震の震源特性の違いを評価する。4章でも記したように、SMGAは広帯域の強震動観測記録に対して、経験的グリーン関数法(Irikura,1986; 入倉ほか, 1997)を用いた波形フィッティングにより推定されるため、短周期帯域を含めた強震観測記録の地震動特性を反映した震源パラメーターが得られる。また、過去に発生した国内の内陸地殻内地震に対しても SMGA から構成される特性化震源モデルが多数提案されており、過去の地震を含めて震源パラメーターを集約することで、国内の内陸地殻内地震における地表および潜在断層地震の震源特性の違いについて検討を行う。最終的に得られた震源パラメーターを基に震源断層をモデル化し、地表および潜在断層地震を区別した強震動シミュレーションを実施し、観測記録との比較から得られた震源パラメーターの妥当性を検証する。

5.2 研究背景と目的

第3章では震源インバージョン解析から得られた不均質すべり量分布からSomerville *et al.*(1999)の一定基準に基づいて断層破壊領域とアスペリティ領域を抽出し、地表および潜在断層地震の震源特性の比較を行った。その結果、第2章で確認された地震動特性の差を十分に説明できるような震源特性(震源パラメーター)の違いは確認出来なかった。その一要因として、すべり速度時間関数の情報を反映できていないことが挙げられる。すべり速度時間関数の最大値や形状は短周期帯域の地震動の生成に影響を与えることが広く知られている。短周期帯域の地震動の生成に寄与するすべり速度時間関数の最大値が大きい領域を抽出した特性化震源モデルで、観測された広帯域の強震動を再現できた事例もある(例えば吉田・宮腰, 2013)。国内の内陸地殻内地震に対しては震源インバージョン解析の結果の集約から、浅部および深部領域のすべり速度時間関数の違いが確認(Kagawa *et al.*, 2004; 田中ほか, 2017)されており、浅部と深部のアスペリティも応力降下量等の震源パラメーターが異なる可能性がある。

Miyake *et al.*(2003)は、釜江・入倉(1997)の1995年兵庫県南部地震の経験的グリーン関数法を用いた震源断層のモデルリング手法に倣い、いくつかの国内の内陸地殻内地震に対して強震動生成域(Strong Motion Generation Area = SMGA)を推定した。その結果、SMGA総面積はアスペリティの地震規模との自己相似則の回帰式に乗ることが示され、またSMGAの位置はアスペリティ位置と概ね一致することが示された。経験的グリーン関数法により推定されたSMGAは、周波数0.2-10Hz程度の広帯域の強震観測記録とのフィッティングにより推定されるため、短周期帯域を含めた強震観測記録の地震動特性(すなわち、すべり速度時間関数)を反映した震源パラメーターが得られると考える。

本研究では、(国研)防災科学技術研究所のK-NET, KiK-net(Aoi *et al.*, 2004)で観測された広帯域の強震記録を用いて、経験的グリーン関数法(Irikura,1986; 入倉ほか, 1997)によるモデリング手法に基づきSMGAから構成される特性化震源モデルの構築を試みる。また、過去に国内で発生した内陸地殻内地震に対してもSMGAで構成される特性化震源モデルが多数提案されており、これらの震源パラメーターも

表 5.1 対象地震のリスト

地震名	Reference	Mw	Mo** (Nm)	Mech.*	Strike** (deg.)	Dip** (deg.)	Rake** (deg.)	地表 断層	浅部 Asperity
2011年静岡県東部	気象庁(2011)	5.9	8.38E+17	SS	293	70	157	無	無
2013年栃木県北部	染井ほか(2014)	5.8	5.54E+17	SS	165	80	-15	無	有
2013年淡路島付近	染井ほか(2015)	5.8	5.47E+17	RV	179	65	102	無	無
2014年長野県北部	気象庁(2014)	6.3	2.76E+18	RV	25	50	65	有	有
2016年熊本前震	Kubo <i>et al.</i> (2017)	6.1	1.74E+18	SS	212	89	-164	有	有

* : SS : 横ずれ断層地震, RV : 逆断層 ** : F-netのCMT解を参照

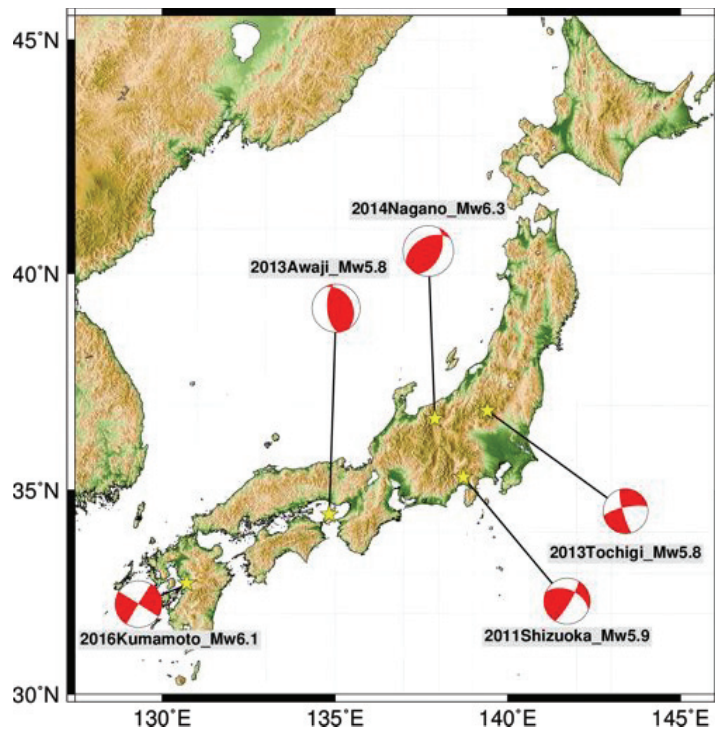


図 5.1 対象地震の震央と断層破壊メカニズム

も含めて集約することで、地表および潜在断層地震の震源特性の違いについて検討する。最終的に得られた震源パラメーターに基づき地表および潜在断層地震の震源断層をモデル化し、強震動シミュレーションによる合成波形と観測波形の比較から得られた震源モデルの妥当性を検証する。

5.3 特性化震源モデルの構築

5.3.1 対象地震と要素地震の選定

本研究では、国内のMw 6.0程度のやや小規模の5個の内陸地殻内地震を対象とした。対象地震のリストを表5.1、各地震の震央およびメカニズムを図5.1に示す。表中のReferenceはSMGA推定の際に参考とした震源断層面の引用先、地表断層は第2章で示した地表地震断層の有無、浅部Asp.は3章で示した浅部

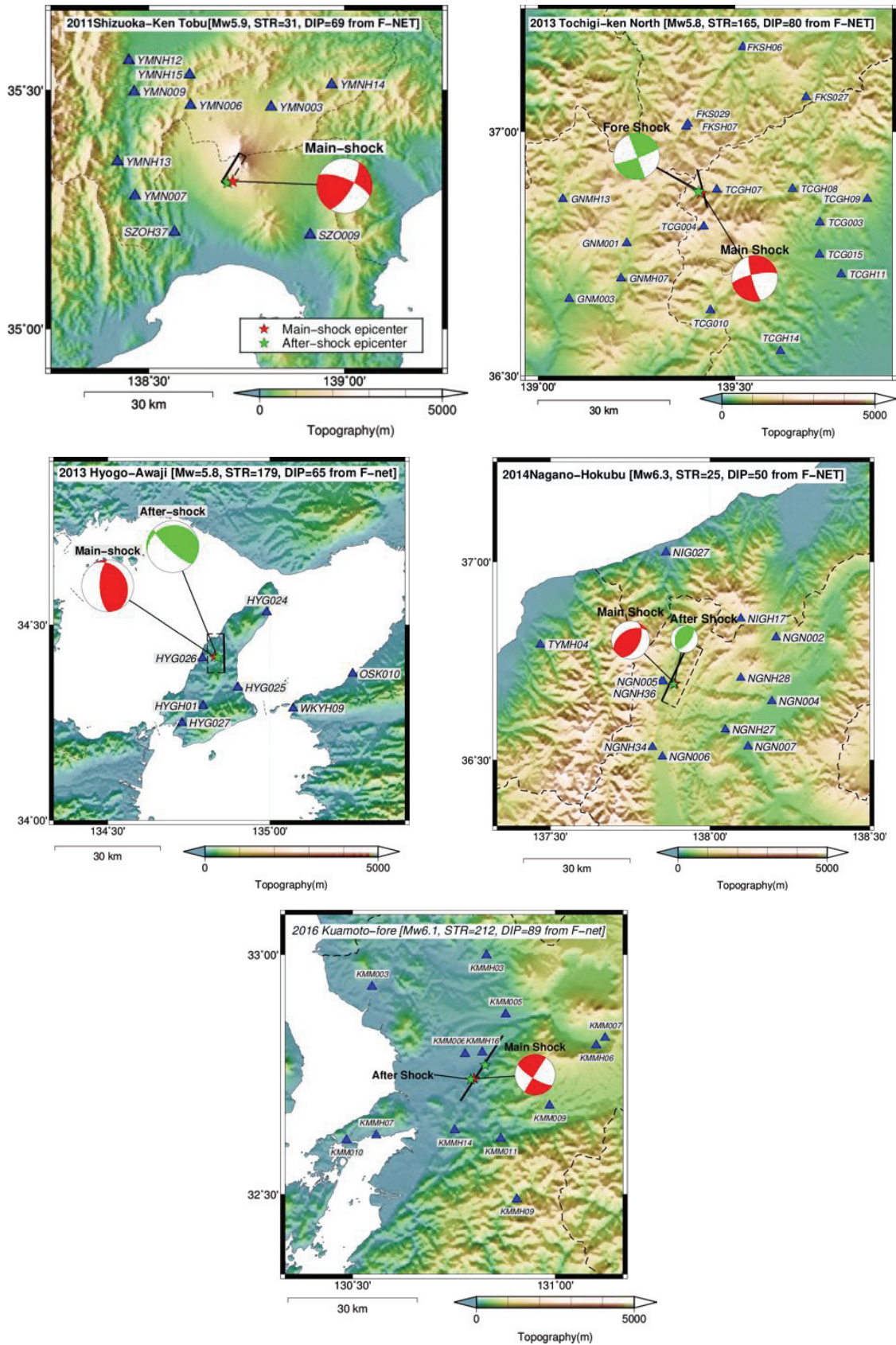


図 5.2 各地震の対象観測点と本震及び要素地震の震央と破壊メカニズム

表 5.2 要素地震の諸元

地震名	発生日時	緯度	経度	深さ (km)	M _{MA}	Mo (Nm)	Strike** (deg.)	Dip** (deg.)	Rake** (deg.)
2011年静岡県東部	2011/3/11 22:40:36.7	35.3067	138.7017	14.0	4.2	2.15E+15*	-	-	-
2013年栃木県北部	2013/2/26 15:26:49.1	36.8770	139.4075	2.79	3.6	1.40E+15**	340	89	-7
2013年淡路島付近	2013/4/13 15:17:10.4	34.4172	134.8388	13.77	3.5	1.44E+14**	107	78	132
2014年長野県北部	2014/12/22 01:17:4.45	36.6915	137.8867	5.3	4.4	3.52E+15**	42	60	104-
2016年熊本前震	2016/4/14 21:37:40.9	32.7400	130.7917	9.0	3.9	1.22E+15*	-	-	-
	2016/4/15 21:55:01.8	32.7700	130.8267	8.0	3.9	1.63E+15*	-	-	-

* : 震源変位スペクトルのフラットレベルより算出

** : F-netのCMT解を参照

領域のアスペリティの有無である。5個の地震を対象とした理由として、(1)小規模地震であるためSMGAの数が少なく、モデル化が比較的容易であると予測される、(2)小規模地震ながら地表地震断層の出現が確認された地震がある、(3)対象地震で過去に強震動生成域が推定された事例が無いまたは少ない、の3つの理由が挙げられる。各地震の解析対象の観測点は、震央距離40km以内に設置されている(国研)防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net観測点とした。これは第2章で示した各地震の観測記録の収集の際の閾値と合わせている。各地震で対象とした観測点位置を図5.2にまとめる。各地震とも震源断層を取り囲む7~17個の観測点の強震観測記録を用いて解析を実施することができた。

経験的グリーン関数法は、本震と要素地震の伝播経路特性とサイト増幅特性が同じと仮定して、本震の震源破壊過程に基づいて波形合成がなされる。したがって、要素地震はシミュレーション精度に影響を与えるため慎重に選定する必要がある。対象地震の解析に用いた要素地震の諸元を表5.2にまとめる。やや小規模の地震を解析対象としているため、規模の大きい余震が少なく、気象庁やF-netによりCMT解が得られていない余震が多い。そのため、2013年栃木県北部と2013年淡路島付近、2014年長野県北部の地震を除いた2地震の要素地震は破壊メカニズムが得られていないが、図5.2に示すように本震の震源近傍で発生した地震を経験的グリーン関数として選定したため、破壊メカニズムは類似していると考えられる。CMT解が得られていない地震の地震モーメント M_0 は、複数のKiK-net地中観測点から得られる震源変位スペクトルのフラットレベルから次式により算出した。

$$M_0 = \frac{4\pi\rho V_s^2}{R_{\theta\phi}} \Omega_0 \quad (5.1)$$

ここに ρ は地震発生層の密度、 V_s は地震発生層のS波速度、 $R_{\theta\phi}$ は放射特性係数、 Ω_0 は震源変位スペクトルのフラットレベルである。なお、2016年熊本地震前震は二重震源であるため、不均質すべり量分布を参考に2つの要素地震を選定した。

表 5.3 SSRF によって得られた合成パラメーター

地震名	<i>Mom/Moa</i>	<i>Fcm</i> (Hz)	<i>Fca</i> (Hz)	N	C	$\Delta\sigma_a$	Vs (km/s)	Frequency Range(Hz)
2011年静岡県東部	262	0.62	2.81	5	2.10	11.7	3.26	0.4-10
2013年栃木県北部	396	0.25	1.04	4	6.19	0.45	3.10	0.3-10
2013年淡路島付近	960	0.79	4.5	6	4.44	2.84	3.40	0.5-10
2014年長野県北部	286	0.41	1.46	4	4.47	3.45	3.00	0.3-10
2016年熊本前震	651	0.44	2.13	5	5.21	3.17	3.30	0.3-10
	489	0.57	2.40	-	-	5.33		

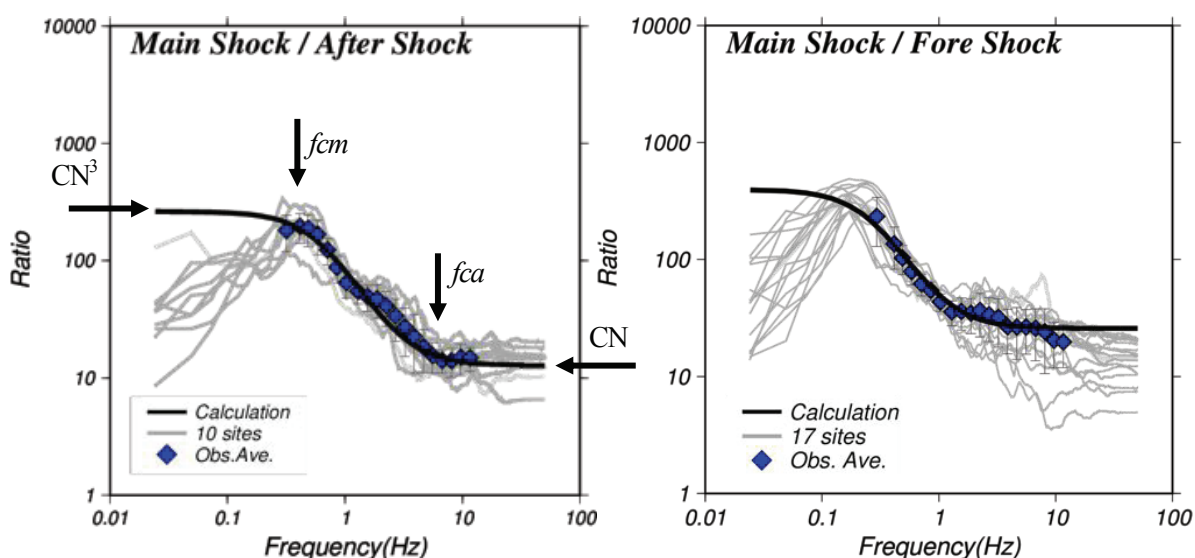


図 5.3 観測震源スペクトル比と理論震源スペクトルのフィッティングの一例（左図：2011年静岡県東部の地震、右図：2013年栃木県北部の地震）

5.3.2 モデリング手法と合成パラメーターの推定

経験的グリーン関数法の合成に必要なパラメーターは、第4章でも示した観測震源スペクトルと理論震源スペクトルの震源スペクトル比(ω^2 則比)のフィッティング(Source Spectral Ration Function : SSRF)により決定される(三宅ほか, 1999)。観測震源スペクトルの算定に必要な非弾性減衰Q値は、2016年熊本地震前震は仲野ほか(2016)[$Q(f)=69.8f^{0.92}$]の結果、その他の地震は佐藤(2007)[$Q(f)=40f^{1.0}$]の結果を使用した。なお、観測震源スペクトルは水平2成分(NS, EW)の合成値を用いた。SSRFによって得られた各地震の合成パラメーターを表5.3、フィッティングの一例を図5.3にまとめる。*Mom/Moa*は大地震と小地震の地震モーメント比、*Fcm*は大地震のコーナー周波数、*Fca*は小地震のコーナー周波数、*N*は重ね合わせに必要な量、*C*は応力降下量比、 $\Delta\sigma_a$ はBrune(1970,1971)の理論式により算出される小地震の応力降下量、*Vs*は地震発生層のS波速度で、各地震の本震および要素地震の観測記録から目視でS波到達時刻を読み取

り見かけのS波速度を算出した。対象周波数は小地震の低周波数側のノイズを考慮して表5.3に示す周波数帯域を対象とした。

震源断面は表5.2の文献を基に設定し、焼きなまし法(Metropolice *et al.*, 1953; Kirkpatrick *et al.*, 1983)を用いたインバージョン解析により特性化震源モデルの構築を試みた。観測される短周期帯域の地震動はSMGAの寄与が支配的で背景領域の影響は小さいことが、既往研究(例えば池田ほか, 2002)により示されており、本研究ではSMGAのみをモデル化した。破壊は破壊開始点から同心円状に進行し、多重震源の場合、他のSMGAの破壊開始点に到達した際に再度同心円状に破壊が進行するマルチハイポセンターモデルを仮定した。

SMGAの震源パラメーターの探索で用いた焼きなまし法(Metropolice *et al.*, 1953; Kirkpatrick *et al.*, 1983)は、最適化問題を解くための探索アルゴリズムの一つで、金属工学における固体を溶鉱炉で溶融させて徐々に冷却し結晶構造を形成する焼きなましのプロセスを模擬した探索手法である。すなわち、高温時に原子が激しく動くことを模擬してランダムに解が選択され、温度低下に伴って原子の動きが小さくなることを模擬して、現在解の近傍が解として選択されるようなアルゴリズムである。高温度時にコストの大きい解が選択されることによって、局所的な最小解を回避しつつ最適解またその近傍の解を選択することが焼きなまし法の特徴である。

焼きなまし法の冷却スケジュールには、Ingver(1989)によって提案されたVery Fast Simulated Annealing(VFSA)を採用した。同手法は温度低下を指数関数的に減少させることで計算の高速化を図った。次式(5.2)にVFSAの冷却スケジュールを示す。

$$T(k)=T_0 \exp(-ck^a) \quad (5.2)$$

ここに T_0 は初期温度、 c と a は定数である。本研究では初期温度を100度、 c を1.0、 a を0.8-1.0、温度低下の繰り返し回数を50回、同一温度内の繰り返しを50回に設定した。次の繰り返し(k 番目)の解の生成は次式(5.3), (5.4)によって行われる。

$$\begin{aligned} M_k &= M_{k-1} - y(M_{\max} - M_{\min}) \\ M_k &\in [M_{\max}, M_{\min}] \quad y_k \in [-1, 1] \end{aligned} \quad (5.3)$$

$$\begin{aligned} y &= \text{sgn}(u-0.5) T(k) \left[\left(1 + \frac{1}{T_k}\right)^{|2u-1|} - 1 \right] \\ u &\in [0, 1] \end{aligned} \quad (5.4)$$

ここに M_k は k 番目の解、 M_{k-1} は $k-1$ 番目の解、 M_{\max} 、 M_{\min} は探索範囲の最大値と最小値、 u は均一な分布から生成されるランダム値である。 Sgn は符号関数で $x>0$ の場合は1、 $x<0$ の場合は-1、 $x=0$ の場合は0となる。現在解の残差値が以前の解より大きくなった場合、残差値の大きい現在解が選択される確率はボルツマン分布による式(5.5)を用いた。

$$P = \exp\left(\frac{-\Delta E}{T(k)}\right) \quad (5.5)$$

$$\Delta E = E(M_k) - E(M_{k-1})$$

Pは遷移確率、 ΔE は現在解 M_k と以前の解 M_{k-1} のMisfitの差である。すなわち温度 T_k が高ければ、遷移確率が上がるため、残差値の大きい解が選択される確率が高くなり、温度が低ければ遷移確率が低くなり現在解の近傍にある残差値の小さい解が選択される。焼きなまし法は用いる係数が単純で、探索アルゴリズムもシンプルなため容易に計算が可能である。山中ほか(2001)は位相速度分散曲線の観測値と理論値のフィッティング、Shiba and Irikura(2005)は経験的グリーン関数法による震源インバージョン解析にVFSAを用いて、GAを含めた他の最適化アルゴリズムと比較した結果、高精度で結果を出力できることを確認している。

観測波形と合成波形の残差値 (Misfit) は、次式(5.6)に示す加速度エンベロープおよび変位波形のフィッティングにより評価した (三宅ほか, 1999)。

$$\text{Misfit} = \sum_{\text{station}} \sum_{\text{component}} \left[\frac{\sum_t (a_{\text{env,obs}} - a_{\text{env,syn}})^2}{\{(\sum_t a_{\text{env,obs}}^2)(\sum_t a_{\text{env,syn}}^2)\}} \right] + \left[\frac{\sum_t (u_{\text{obs}} - u_{\text{syn}})^2}{\{(\sum_t u_{\text{obs}}^2)(\sum_t u_{\text{syn}}^2)\}} \right] \quad (5.6)$$

ここに u , a_{env} は変位波形と加速度エンベロープで、 obs と syn は観測値と計算値を各々示している。 T は時間の総サンプリング数、 $component$ は成分の数 (ここでは水平2成分)、 $station$ は観測点数を示している。具体的には、加速度エンベロープが高周波数領域を変位波形が低周波数側の一致度を評価していることになり、残差値が小さければ広帯域で再現精度が高いことを示す。

二重震源の取り扱い(三宅ほか(1999))に従って、第1震の地震モーメントを M_{o1} 、第2震の地震モーメントを M_{o2} 、変位スペクトルのフラットレベルを U_1 , U_2 、加速度スペクトルの平坦レベルを A_1 , A_2 とする。第1震と第2震の地震モーメントが $M_{o1} = M_{o2} = M_o/2$ の場合を考えると変位スペクトルは、

$$U_1 = U_2 = U_o/2 \quad (5.7)$$

が成り立つ。一方、複数の震源から生成される加速度の地震動の高周波数領域はランダムな足し合わせに等しいとすると

$$A_1 = A_2 = (1/2)^{1/2} A_o \quad (5.8)$$

が成り立つ。全体の重ね合わせ数 N と応力降下量比 C は、大地震の加速度振幅のフラットレベル A_o と小地震の加速度振幅のフラットレベル a_o 、大地震の変位振幅のフラットレベル U_o 、小地震の変位振幅のフラットレベル u_o を用いた次式によって、

$$N = \left(\frac{U_0}{u_0}\right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{a_0}{A_0}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (5.9)$$

$$C = \left(\frac{u_0}{U_0}\right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{A_0}{a_0}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (5.10)$$

算出される。式(5.9)と式(5.10)に式(5.7)と式(5.8)を代入すると、

$$N = \left(\frac{1}{2}\right)^{\frac{1}{4}} \left(\frac{U_0}{u_0}\right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{a_0}{A_0}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (5.11)$$

$$C = \left(\frac{1}{2}\right)^{\frac{1}{4}} \left(\frac{u_0}{U_0}\right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{A_0}{a_0}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (5.12)$$

と表現され、地震モーメントが等分の場合、NとCは波形全体の0.84倍となる。地震モーメントが異なっても片方の補正值0.84-1.0の間となるため、これらの補正值が評価関数の残差値に与える影響は小さいと考える。したがって、本研究では二重震源の場合は、波形全体の合成パラメーターに基づいて1つ目のSMGAを焼きなまし法により推定した。ただし、2つ目のSMGAはグリッドサーチを使用した。これは、2つ目のSMGAが1つ目のSMGAの地震動を補完する位置に求まったり、残差値に明瞭な差が生まれなかったりしたため、目視で観測波形との対応を確認してパラメーターを決定した。また、周期特性に矛盾がないことを確認するため、NS, EW, RotD50 (Boore *et al.*, 2006) の応答スペクトル比 (観測値/合成値) を算出し、周期特性に大きな矛盾がないことを別途確認している。

震源断層の探索パラメーターは、SMGAの位置や長さ、幅、ライズタイム、応力降下量比が挙げられ、応力降下量比は震源スペクトル比の算出値から±0.25倍のばらつきを許容した。破壊開始点からSMGAが離れている場合、SMGAの破壊開始点も探索パラメーターに含めた。破壊伝播速度はS波速度の0.72倍 (Gellar, 1976) になるように設定した。

各地震のSMGAの探索パラメーターと結果を表5.4にまとめる。各震源パラメーターの最適解は10回の繰り返し計算から残差値が最も小さい解を選定した。LengthとWidthはSMGAの長さや幅、Rise time, Cはライズタイムと応力降下量比である。Rupt. Star. Point.はSMGAの破壊開始点で長さ及び幅方向のグリッドに対して探索を実施している。ただし、2013年栃木県北部の地震はアスペリティ領域が破壊開始点を包括していたため、SMGA破壊開始点の探索は実施していない。Estimated param.は10回の計算で得られた値の範囲、Best param.は10回の計算で最も残差値が小さい最適値である。以下、各地震で構築された最適な特性化震源モデルについて詳しく記す。

5.3.3 2011年静岡県東部の地震の最適特性化震源モデル

2011年静岡県東部の地震のSMGAと地震波形および疑似速度応答スペクトルの観測値と計算値の比

表 5.4 各地震の SMGA のパラメーターの探索範囲と探索結果

地震名	Result	Length (km)	Width (km)	Rise Time(s)	C	Rupt. Star. Point(Len.)	Rupt. Star. Point(Wid.)
2011年静岡 県東部	Search Range	2-6	2-6	0.01-1.50	1.6-2.6	1-5	5
	Estimated param.	2.9-5.6	2.5-3.3	0.30-0.59	2.5-2.6	3	5
	Best param.	5.6	3.3	0.37	2.5	3	5
2013年栃木 県北部*	Search Range	2-7	2-7	0.01-1.50	4.6-7.7	-	-
	Estimated param.	4.7-5.9	2.0-5.9	0.43-0.82	5.0-6.1	-	-
	Best param.	4.7	5.9	0.68	6.0	-	-
2013年淡路 島付近	Search Range	2-6	2-6	0.01-1.50	3.3-5.5	1-6	1.6
	Estimated param.	2.0-3.6	2.0-4.0	0.08-0.23	4.1-5.5	2-4	4-6
	Best param.	2.6	4.0	0.15	5.4	3	5
2014年長野 県北部	Search Range	2-7	2-7	0.01-1.50	3.4-5.6	1-4	1-4
	Estimated param.	2.0-2.7	2.1-5.6	0.17-0.39	3.7-5.3	1-2	2-3
	Best param.	2.7	4.7	0.39	5.2	1	3
2016年熊本 前震	Search Range	2-7	2-7	0.01-1.50	3.9-6.5	1-5	1-5
	Estimated param.	2.4-3.0	2.3-4.1	0.22-0.54	5.8-6.5	1-2	5
	Best param.	2.9	3.9	0.22	5.8	2	5

較を図5.4.1に示す。図中に示すように、SMGAは気象庁(2011)の不均質すべり量分布のすべり量の大きい領域よりやや浅い位置に求まった。SMGAの合成波形は最大振幅、位相ともに観測値と概ね対応する値が得られ、各観測点の周期特性にも大きな差異は見られなかった。SMGAの震源パラメーターを表5.5.1にまとめる。SMGAの地震モーメントは全体の地震モーメントの7割程度の値となり、SMGAの応力降下量は29.3MPaでSomerville *et al.*(1999)とMadariaga(1979)より算出される平均応力降下量10.5MPaより3倍程度大きい値が推定された。SMGAは破壊開始点より浅い位置に求まっており、深部から浅部に進行する破壊伝播効果の影響で地震動が大きくなった可能性が考えられる。

表 5.5.1 2011年 静岡県東部の地震の SMGA パラメーター

Parameter	$M_0(Nm)$	$S_{SMGA}(Km^2)$	$\Delta \sigma_a(MPa)$	Rise Time(s)	$Vr(km/s)$
SMGA	6.72×10^{17}	18.5	29.3	0.37	2.35

5.3.4 2013年栃木県北部の地震の最適特性化震源モデル

2013年栃木県北部の地震のSMGAと地震波形および疑似速度応答スペクトルの観測値と計算値の比較を図5.4.2に示す。図中に示すように、SMGAは染井ほか(2014)の不均質すべり量分布のすべり量の大きい領域を包括する位置に求まり、破壊開始点から北北西方向(図中:左側)に破壊伝播するような震源モデルとなった。SMGAの合成波形は最大振幅・位相ともに観測値を精度良く再現できており、疑似

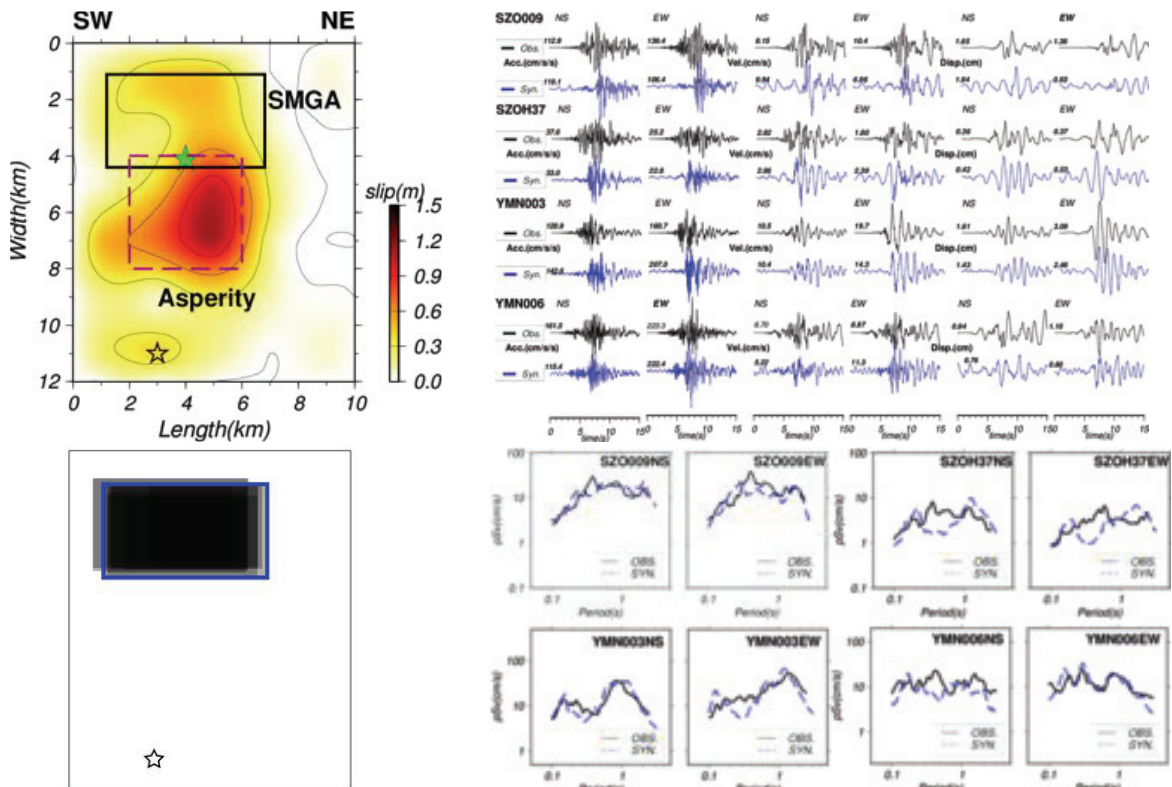


図 5.4.1 左上段：2011 年静岡県東部の地震の最適特性化震源モデル（気象庁(2011)に加筆），左下段：SA による 10 回の計算で得られた SMGA の重ね書き(青枠：採用した SMGA)，右上段：観測及び計算値の比較の一例，右下段：疑似速度応答 ($h=5\%$)の観測及び計算値の比較の一例

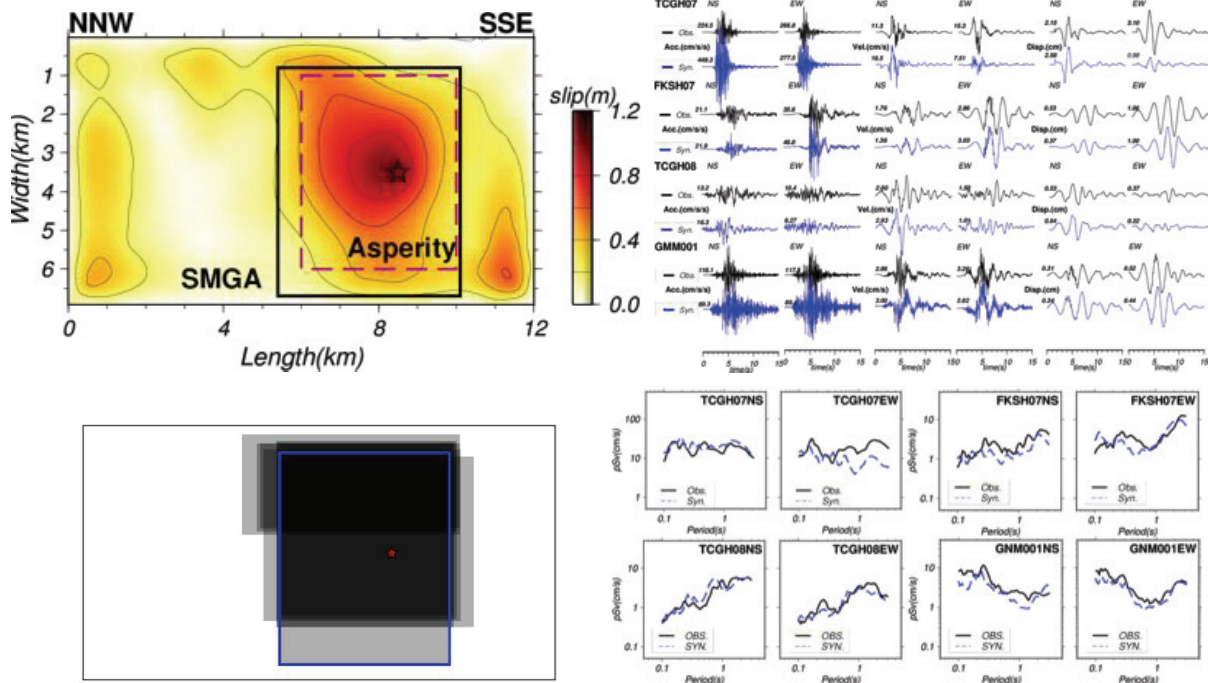


図 5.4.2 左上段：2013 年栃木県北部の地震の最適特性化震源モデル（染井ほか(2014)に加筆），左下段：SA による 10 回の計算で得られた SMGA の重ね書き(青枠：採用した SMGA)，右上段：観測及び計算値の比較の一例，右下段：疑似速度応答 ($h=5\%$)の観測及び計算値の比較の一例

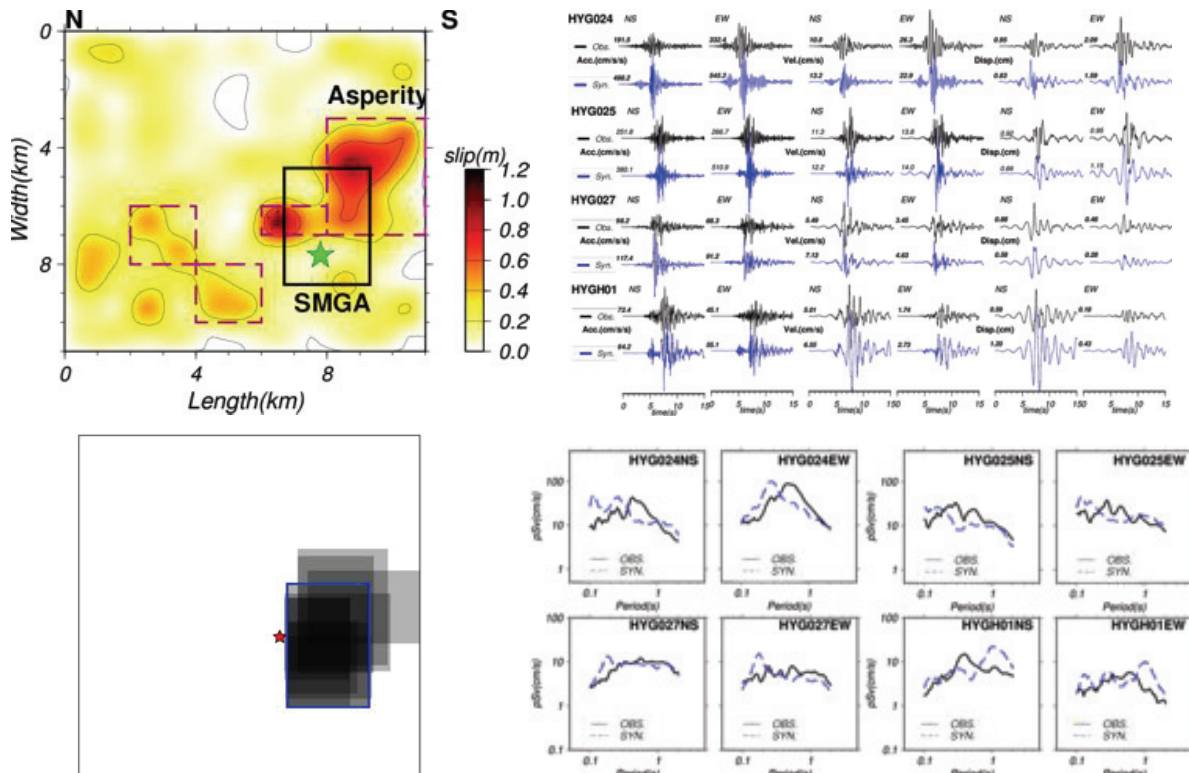


図 5.4.3 左上段：2013 年淡路島付近の地震の最適特性化震源モデル（染井ほか(2015)に加筆），左下段：SA による 10 回の計算で得られた SMGA の重ね書き(青枠：採用した SMGA)，右上段：観測及び計算値の比較の一例，右下段：疑似速度応答 ($\eta=5\%$)の観測及び計算値の比較の一例

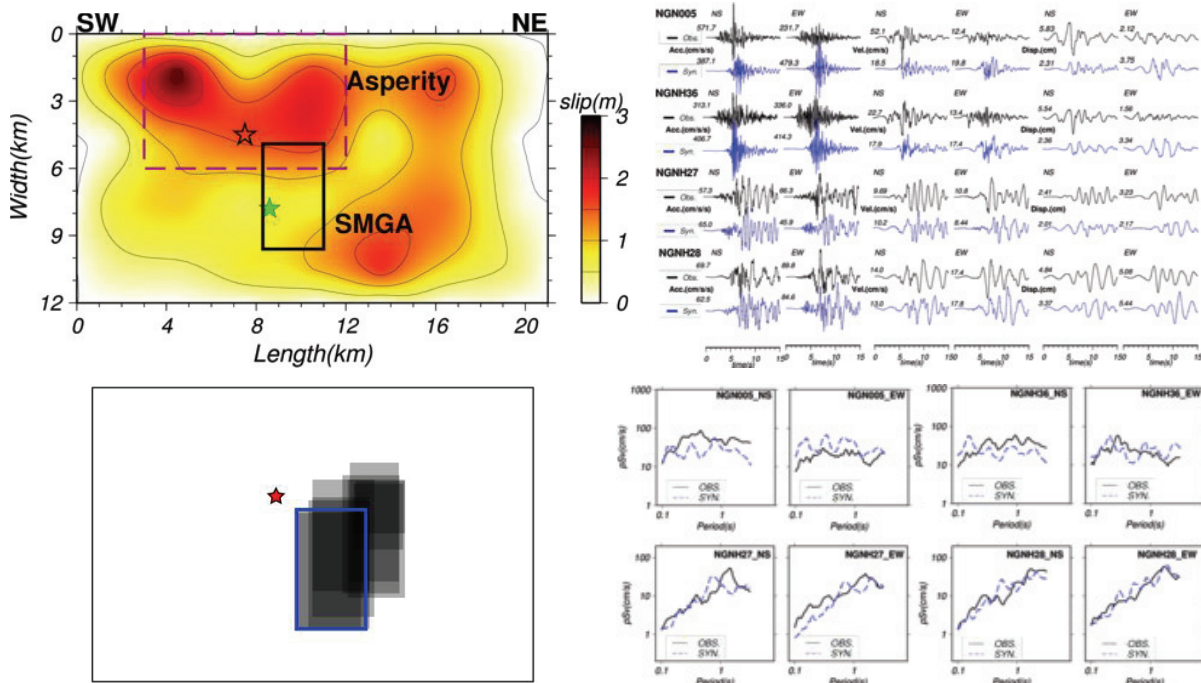


図 5.4.4 左上段：2014 年長野県北部の地震の最適特性化震源モデル（気象庁(2014)に加筆），左下段：SA による 10 回の計算で得られた SMGA の重ね書き(青枠：採用した SMGA)，右上段：観測及び計算値の比較の一例，右下段：疑似速度応答 ($\eta=5\%$)の観測及び計算値の比較の一例

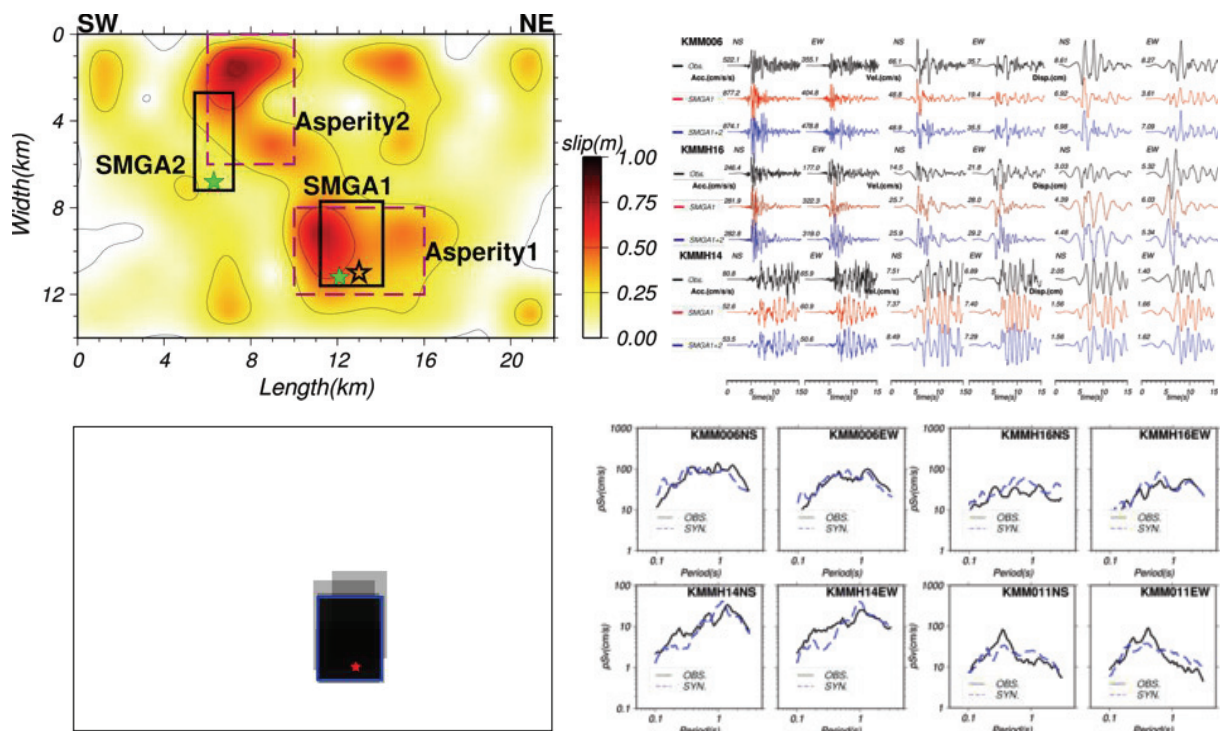


図 5.4.5 左上段：2016 年熊本地震前震の最適特性化震源モデル（Kubo *et al.*(2016)に加筆），左下段：SA による 10 回の計算で得られた SMGA の重ね書き(青枠：採用した SMGA)，右上段：観測及び計算値の比較の一例，右下段：疑似速度応答 ($h=5\%$)の観測及び計算値の比較の一例

速度応答スペクトルの周期特性の比較は震源近傍のTCGH07（栗山西）の過大評価を除けば、観測波形と概ね対応する結果が得られている。TCGH07は震源断層の近傍に位置する観測点で、本震時の放射特性やサイト特性および伝播経路特性を要素地震が十分に反映できていない可能性が挙げられ、震源断層近傍に位置する同観測点の精度向上は今後の重要な検討課題である。SMGAの震源パラメータを表 5.5.2にまとめる。SMGAの地震モーメントは、F-netのCMT解で得られた全体の地震モーメントを全て負担するようにモデル化されている。これは、SSRFで得られた地震モーメント比と要素地震の地震モーメントから算出されるSMGAの地震モーメントが全体の地震モーメントを超えていたため、モデル化の妥当性については今後検討していく必要がある。得られたSMGAの応力降下量2.7MPaは、平均値である10.5MPaの1/4程度で断層面全体の平均応力降下量に近い値となった。また、ライズタイムは0.68秒で上述した2011年静岡県東部の地震の2倍程度長い値が得られた。

表 5.5.2 2013 年栃木県北部の地震の SMGA パラメーター

Parameter	$M_0(Nm)$	$S_{SMGA}(Km^2)$	$\Delta \sigma_a(MPa)$	Rise Time(s)	$V_r(km/s)$
SMGA	5.54×10^{17}	27.7	2.7	0.68	2.23

5.3.4 2013年淡路島付近の地震の最適特性化震源モデル

2013年淡路島付近の地震のSMGAと地震波形および疑似速度応答スペクトルの観測値と計算値の比較を図5.4.3に示す。図中に示すように、SMGAは染井ほか(2015)の不均質すべり量分布の破壊開始点南側(図中：右側)に位置するすべり量の大きい領域付近に求まり、破壊開始点の南側のSMGA深部から浅部に破壊伝播するような震源モデルとなった。SMGAの合成波形は最大振幅、位相ともに観測値と概ね対応する結果が得られており、疑似速度応答スペクトルによる周期特性も概ね再現できている。SMGAの震源パラメーターを表5.5.3にまとめる。SMGAの地震モーメントは全体の地震モーメントの3割程度となり、SMGAの応力降下量は15.4MPaで平均値よりやや大きい値が求まった。また、ライズタイムも0.15秒で他の地震より比較的短い値が得られた。

表 5.5.3 2013年淡路島付近の地震のSMGAパラメーター

Parameter	$M_0(Nm)$	$S_{SMGA}(Km^2)$	$\Delta\sigma_a(MPa)$	Rise Time(s)	$Vr(km/s)$
SMGA	1.68×10^{17}	10.4	15.4	0.15	2.45

5.3.5 2014年長野県北部の地震の最適特性化震源モデル

2014年長野県北部の地震のSMGAと地震波形および疑似速度応答スペクトルの観測値と計算値の比較を図5.4.4に示す。SMGAは気象庁(2014)の不均質すべり量分布のすべり量の大きい領域と整合性が低い。気象庁(2011)は0.05~0.2Hzの低周波数側の強震観測記録を用いたインバージョン解析の結果で、1Hz程度までの高周波数成分を含めた強震観測記録を用いた震源インバージョン解析の結果(浅野ほか, 2015; 引間ほか, 2018; 野津, 2014)は、破壊開始点北側にもすべり量またはすべり速度の大きい領域が推定されており(図5.5), これらの既往研究と比較するとSMGAは妥当な位置に求まっている。SMGAの合成波形は、震源断層近傍に位置するNGN005, NGNH36の再現精度がやや低いが、その他の観測点は最大振幅や位相特性、周期特性を概ね再現している。震源近傍の観測点は要素地震の選定や震源パラメーターの精査から震源断層近傍の観測記録の再現精度の向上を図りたい。

表5.5.4にSMGAの震源パラメーターをまとめる。SMGAの地震モーメントは全体の地震モーメントの半分程度の値となった。SMGAの応力降下量は17.9MPaとなり平均値よりやや大きい値が得られた。

表 5.5.4 2014年長野県北部の地震のSMGAパラメーター

Parameter	$M_0(Nm)$	$S_{SMGA}(Km^2)$	$\Delta\sigma_a(MPa)$	Rise Time(s)	$Vr(km/s)$
SMGA	1.17×10^{18}	12.7	17.9	0.39	2.16

5.3.6 2016年熊本地震前震の最適特性化震源モデル

2016年熊本地震前震のSMGAと地震波形および疑似速度応答スペクトルの観測値と計算値の比較を図5.4.5に示す。SMGA1およびSMGA2はKubo *et al.*(2016)の不均質すべり量分布のすべり量の大きい領域と概ね対応する位置に推定されている。上述した通りSMGA1は波形全体から得られた合成パラメーターを基に最適値が推定されているのに対して、SMGA2はグリッドサーチにより震源パラメーターを算出している。グリッドサーチの詳細な手順として、震源スペクトル比から得られた要素地震のコー

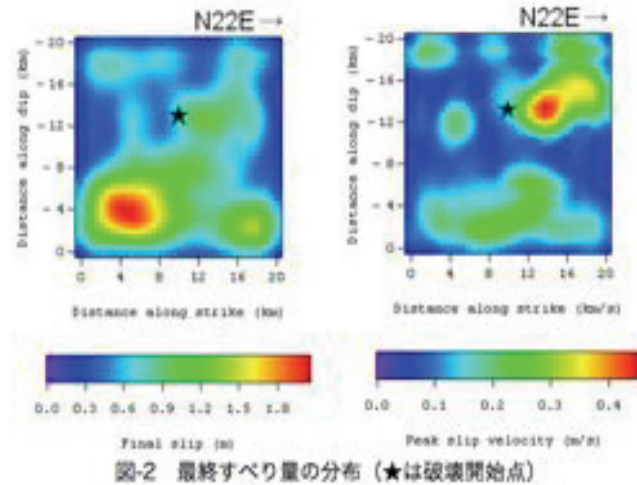


図 5.5 野津(2014)による 2014 年長野県北部の地震の震源インバージョン結果(左図：不均質すべり量分布, 右図：すべり速度分布)

ナ一周波数から断層面積と応力降下量を算出し、重ね合わせ数、ライズタイム、応力降下量比、破壊開始点位置を探索した。最適解の選定は、式(5.6)による残差値と目視による波形フィッティングに基づいて行った。最適な特性化震源モデルから得られる合成波形は、全観測点で最大振幅や位相特性、周期特性を良く再現できている。多くの観測点はSMGA1のみで再現可能であり、SMGA2はKMM006の速度および変位波形のNS成分に見られる2つの明瞭なパルス波を再現するために構築しており、SMGA2を取り入れることでKMM006の観測波形の再現精度が向上する。

表5.5.5にSMGAの震源パラメーターをまとめる。SMGAの地震モーメントは全体の地震モーメントの半分程度の値となった。また、SMGA1の地震モーメントはSMGA2の10倍程度の地震モーメントを有していることから、SMGA1が支配的な地震であったことが窺える。応力降下量はSMGA1が18.4MPa、SMGA2が10.7MPaで平均値よりやや大きく、ライズタイムも0.22sと0.10sと短い値が得られた。

表 5.5.5 2016 年熊本地震前震の SMGA パラメーター

Parameter	$M_0(Nm)$	$S_{SMGA}(Km^2)$	$\Delta \sigma_a(MPa)$	Rise Time(s)	$V_r(km/s)$
SMGA1	8.84×10^{17}	11.3	18.4	0.22	2.38
SMGA2	9.78×10^{16}	8.1	10.7	0.10	

5.4 得られた震源パラメーターと既往のスケーリング則の比較

本研究で推定した5地震と第4章で構築した2016年鳥取県中部の地震の計6地震の最適な特性化震源モデルと既往スケーリング則を比較し、地表および潜在断層地震のSMGAの震源特性の比較を実施する。図5.6に本研究で推定した各地震のSMGA総面積とSomerville *et al.*(1999)の地震規模とアスペリティの自己相似則の比較を示す。地表および潜在断層地震のサンプルは3地震ずつと少ないが、地震規

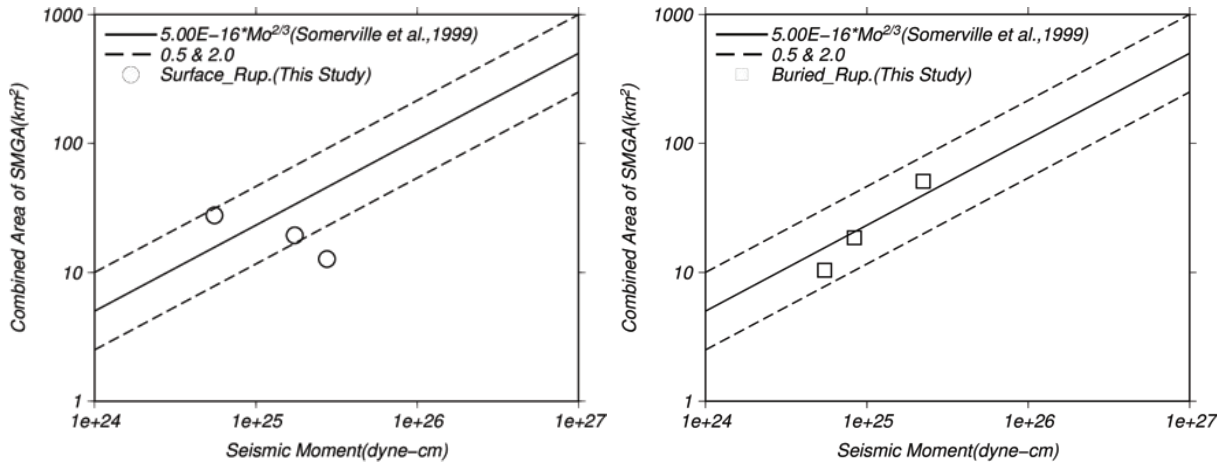


図 5.6 SMGA の総面積と Somerville *et al.* (1999) の地震規模とアスペリティの比較

模 M_0 と SMGA 総面積に対して以下の回帰式(5.13)(5.14)が得られた。

$$S_{SMGA, surface} = 3.29 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} \quad (5.13)$$

$$S_{SMGA, buried} = 4.58 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} \quad (5.14)$$

ここに、 $S_{SMGA, surface}$ は地表断層地震の SMGA 総面積、 $S_{SMGA, buried}$ は潜在断層地震の SMGA 総面積である。潜在断層地震の SMGA 面積は、第 2 章で示した地震規模とアスペリティの回帰式($4.76 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3}$)と概ね対応する結果が得られた。一方、地表断層地震は地震規模とアスペリティの回帰式($5.25 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3}$)と比較して著しく小さい値の切片が得られた。この要因として、2014 年長野県北部の地震、2016 年熊本地震前震の SMGA 総面積が小さく求まっていることが挙げられる(図 5.4.4, 図 5.4.5)。各地震のアスペリティと SMGA の震源パラメーターの比較を表 5.6 にまとめる。2014 年長野県北部の地震は浅部のアスペリティ領域に SMGA が推定されていない。すなわち、浅部領域のすべりが短周期帯域の地震動を生成していないことを示唆している。2016 年熊本地震前震でも同様に、浅部領域の SMGA 総面積と地震モーメントはアスペリティ領域と比較して小さく推定されている。2013 年栃木県北部の地震に関しては、主すべりが地震発生層以浅に位置しており、すべり領域を包括するように SMGA が推定されているが、得られた SMGA の応力降下量が小さく、長いライズタイムが得られたため、短周期帯域の地震動の生成が小さいという観点では他の地表断層地震と同じであると考えられる。

各地震の SMGA の応力降下量とライズタイム係数 a の深さ方向の分布を図 5.7 にまとめる。ライズタイムは Day(1982)による次式(5.15)により算出される。

$$\tau = a \frac{W}{V_r} \quad (5.15)$$

表 5.6 アスペリティと SMGA の震源パラメーターの比較

地震	SMGA Num.	$S_a(km^2)$	S_a/S	$S_{SMGA}(km^2)$	S_{SMGA}/S	$Moa(Nm)$	$M_{oSMGA}(Nm)$
2011年静岡東部	1	16	0.17	18.5	0.19	3.77×10^{17}	6.72×10^{17}
2013年淡路島付近	1	22	0.18	10.4	0.09	3.38×10^{17}	1.68×10^{17}
2016年鳥取県中部	1	48	0.19	50.9	0.20	7.04×10^{17}	1.59×10^{18}
2013年栃木県北部	1	20	0.24	27.7	0.33	3.78×10^{17}	5.54×10^{17}
2014長野県北部	1	54	0.25	12.7	0.06	2.48×10^{18}	1.17×10^{18}
2016年熊本前震	1	24	0.08	11.3	0.04	3.78×10^{17}	8.84×10^{17}
	2	24	0.08	8.1	0.03	3.24×10^{17}	9.78×10^{16}

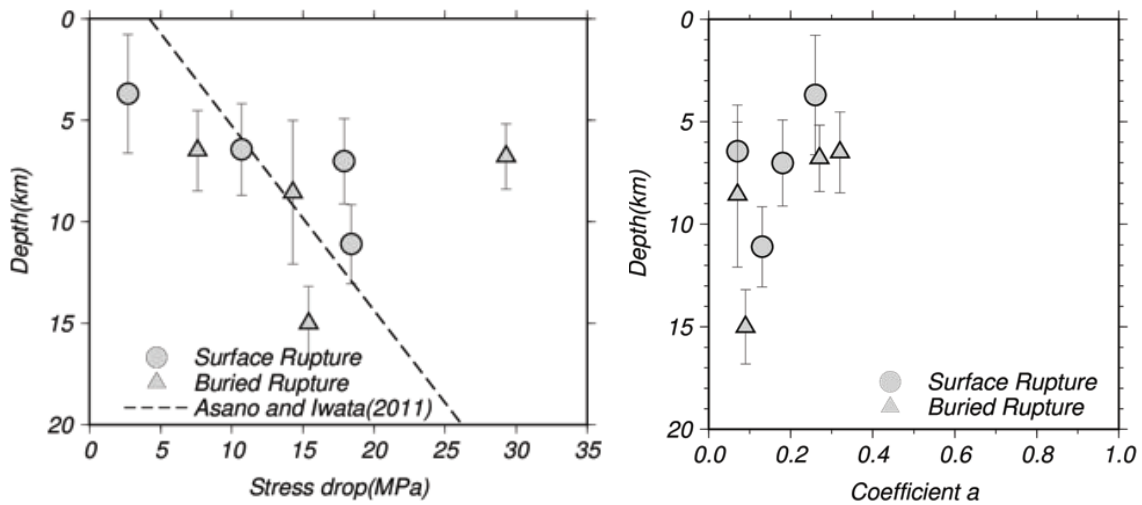


図 5.7 SMGA の応力降下量およびライズタイム係数 (黒棒線 : Asano and Iwata(2011)の応力降下量の近似式)

ここに、 τ はライズタイム、 W は断層幅、 V_r は破壊伝播速度である。Day(1982)は係数 a を 0.5 としている。一方、片岡ほか(2003)は国内の内陸地殻内地震のライズタイム係数 α を算出した結果、 $\alpha=0.2-0.4$ とやや小さい値を示している。本研究の 6 地震の最適特性化震源モデルより得られたライズタイム係数 α は 0.05-0.3 の範囲で求まっており、片岡ほか(2003)と矛盾しない結果が得られた。また、サンプルが少ないものの、浅部に向かって係数 α が大きくなる傾向が確認できる。経験的グリーン関数法 (Irikura *et al.*, 1986) は Kostrov 型のすべり速度時間関数でモデル化されており、深部領域は得られた係数 a からライズタイムが短く算出され、最大すべり速度が大きく、パルス幅の短いすべり速度時間関数を表していると推測される。一方、浅部領域は得られた係数 a よりライズタイムが長く算出され、地震発生層以浅の未固結の領域に起因して、最大すべり速度が小さく、パルス幅の長いすべり速度時間関数を表していると推測され、深部領域と比較して短周期帯域の地震動の生成が抑制されるようなモデル化がなされたと考える。SMGA の応力降下量の深さ分布は、Asano and Iwata(2011)のアスペリティの応力降下量の経

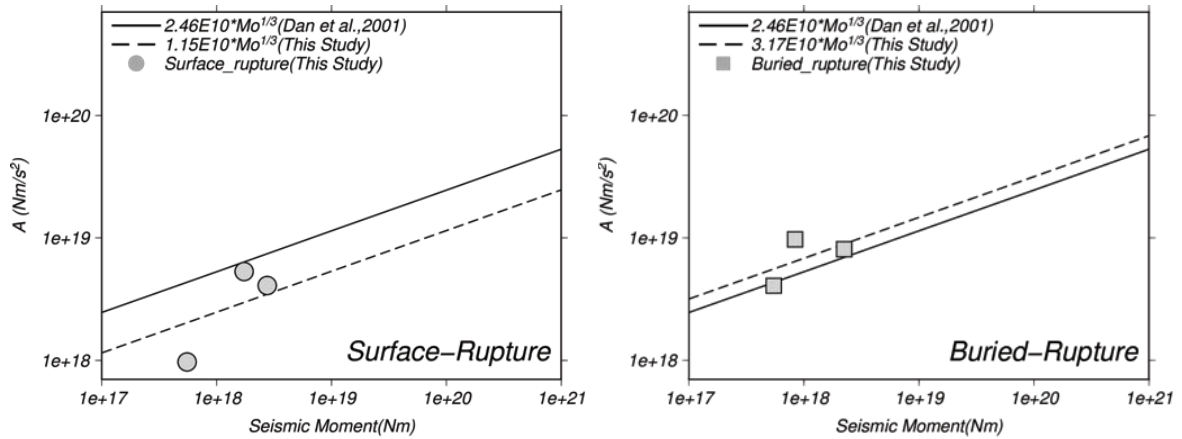


図 5.8 SMGA から得られた短周期レベルの比較 (左図：地表断層地震, 右図：潜在断層地震)

験式に沿っており、深部ほど応力降下量が大きくなる傾向が確認できる。

短周期帯域の地震動強さに寄与するパラメーターとして短周期レベルがある。これは加速度震源スペクトルのフラットレベルであり、壇ほか(2001)の次式(5.16)により算出できる。

$$A=4\pi \left[\sum_{i=1}^n (r_i \sigma_i V_s^2)^2 \right]^{1/2} \quad (5.16)$$

ここに A は短周期レベル, n は SMGA の個数, r_i は各 SMGA を円形とした際の等価半径, σ_i は各 SMGA の応力降下量, V_s は基盤の S 波速度である。得られた各地震の短周期レベルを図 5.8 にまとめる。図中より、地表断層地震は壇ほか(2001)の回帰式(図中：実線)を下回る傾向が見られ、一方で潜在断層地震は回帰式と同等または上回る傾向が見られ、地表および潜在断層地震の短周期レベルに明瞭な違いが見られた。6 地震から得られた地表および潜在断層地震の地震モーメントと短周期レベルの相似関係から以下の回帰式(5.17)(5.18)を得た。

$$A_{\text{surface}}=1.15 \times 10^{10} \times Mo^{1/3} \quad (5.17)$$

$$A_{\text{buried}}=3.17 \times 10^{10} \times Mo^{1/3} \quad (5.18)$$

以上の回帰式より、潜在断層地震の方が地表断層地震より同地震規模の場合に得られる短周期レベルは大きくなる。これは地表断層地震の SMGA の応力降下量が小さい、または SMGA 総面積が小さいことに起因しており、地表および潜在断層地震の地震動特性と矛盾しない結果が得られた。

5.5 既往の震源モデルを含めたスケーリング則の比較

過去に日本国内で発生した内陸地殻内地震に対して、SMGA から構成される最適な特性化震源モデルが多く提案されている。それらの結果に本研究で得られた結果を加えて整理し、地表および潜在断層

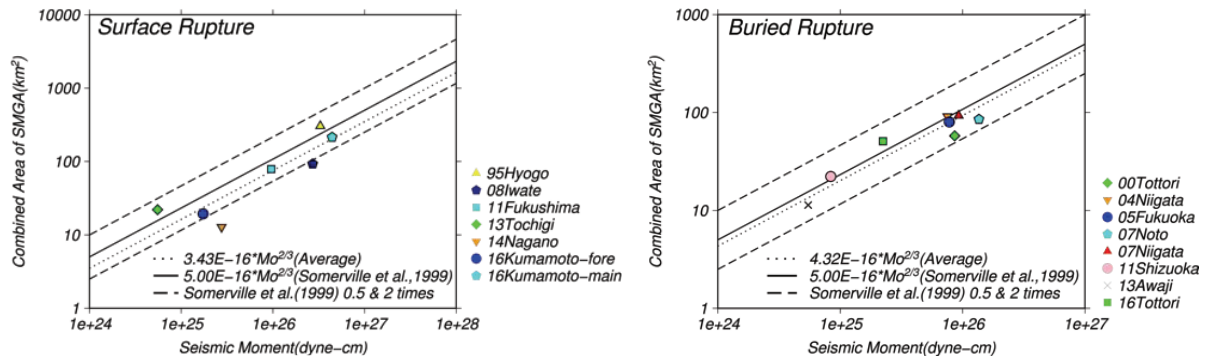


図5.9 SMGA総面積と地震規模のスケーリング関係(左：地表断層，右：潜在断層)

地震の震源特性の違いを確認する。過去の地震を含めることで、日本国内の内陸地殻内地震の全体的な傾向を把握でき、また各地震に対して複数のモデルが得られているため、研究者ごとの解析段階で生じた人為的な差の影響を小さくできる。表 5.7 に 1995 年兵庫県南部地震以降の国内の内陸地殻内地震の SMGA の震源パラメーターを示す。Reference は参考文献， M_0 は F-net の地震モーメントで、1995 年兵庫県南部地震のみ Seikiguchi *et al.*(2002)の震源インバージョンの結果を参照している。Total SMGA は SMGA 総面積，Num. SMGA は SMGA の個数，Area of SMGA と Stress drop は各 SMGA の面積と応力降下量，短周期レベルは壇ほか(2001)の式(5.16)により算出した。なお，S 波速度は参考文献中に記載がない場合は $V_s=3.5\text{km/s}$ とした。

地震規模と SMGA 総面積の自己相似則を地表および潜在断層地震で区別して図 5.9 に示す。図中のプロットから地震規模と SMGA 総面積に対して傾き $M_0^{2/3}$ の回帰分析をした結果，次式(5.19)(5.20)の回帰式を得た。

$$S_{SMGA, surface} = 3.43 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} \quad (5.19)$$

$$S_{SMGA, buried} = 4.32 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} \quad (5.20)$$

ここに， $S_{SMGA, Surface}$ は地表断層地震， $S_{SMGA, Buried}$ は潜在断層地震の SMGA 総面積である。前節で得られた回帰式と比較すると，潜在断層地震は得られた切片 [式(5.14)は 4.58×10^{-16} ，式(5.20)は 4.32×10^{-16}] に大差は見られない。一方，地表断層地震で得られた切片は，式(5.13)で得られた結果と同様に潜在断層地震と比較して有意に小さく，他の内陸地殻内地震の結果を加えても地表および潜在断層地震の切片の差に大きな変化はない。したがって，地表断層地震の方が地震規模に対して SMGA 総面積が小さく推定される結果となった。

応力降下量および SMGA 総面積と密接な関係がある短周期レベルと地震モーメントの関係を地表および潜在断層地震で区別して図 5.10，図 5.11 にまとめる。横ずれ断層 (図 5.10) と逆断層及び正断層 (図 5.11) の断層破壊タイプ別に区別したのは，佐藤(2010)により断層破壊型式による違いが報告されているためである。図 5.10 と図 5.11 より，横ずれ断層と逆断層及び正断層のプロットに対して，傾き $M_0^{1/3}$ の回帰分析をした結果，次式(5.21)(5.22)の回帰式が得られた。

表5.7 既往研究により算出されたSMGAパラメーター（地震名が青字：本研究で地表断層地震と取り扱った地震）

地震名	Reference	Fault Type*	Mo (Nm)	Total SMGA(km ²)	Num. SMGA	Area of SMGA								Stress drop(MPa)					短周期レベ ル(Nm/s)	Vs (km/s ²)
						SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA4	SMGA5	SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA4	SMGA5					
1995年兵庫県南部	釜江・入倉(1997)	SS	3.30E+19**	304	3	176	64	64	—	—	8.6	16.3	8.6	—	—	1.62E+19	3.5			
2000年鳥取県西部	池田(功)(2002)	SS	8.62E+18	57.6	2	28.8	—	—	—	—	28	14	—	—	—	1.46E+19	3.5			
2004年新潟県中越	Kamae <i>et al.</i> (2005)	RV	7.53E+18	91	2	75	16	—	—	—	7	20	—	—	—	8.72E+18	3.5			
2005年福岡県西方	池田(功)(2011)	SS	7.80E+18	100	1	100	—	—	—	—	13.3	—	—	—	—	1.16E+19	3.5			
	64			1	64	—	—	—	—	—	—	17.0	—	—	—	—	1.18E+19	3.5		
	80			—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.17E+18	—		
2007年能登半島	Kumashiro <i>et al.</i> (2008)	RV	1.36E+19	52.7	2	39.7	13.0	—	—	—	25.8	10.3	—	—	—	1.45E+18	3.5***			
	Yoshimi and Yoshida(2009)			146.0	2	98.0	48.0	—	—	—	—	9.44	15.6	—	—	—	1.24E+19	3.5		
	池田(功)(2011)			97.9	3	51.8	23.0	23.0	—	—	—	20.0	20.0	10.0	—	—	1.56E+19	3.5		
	Maeda <i>et al.</i> (2008)			69.2	3	27.0	15.2	27.0	—	—	—	46.9	46.9	37.5	—	—	3.14E+19	3.5		
	Average			85.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.72E+19	—	
2017年新潟県中越沖	山本・竹中(2009)	RV	9.30E+18	92.3	3	20.3	36	36	—	—	19.5	14.8	19.5	—	—	1.40E+19	3.4			
	釜江・川辺(2008)			94.1	3	31.4	31.4	31.4	—	—	—	18.4	27.6	27.6	—	—	2.10E+19	3.5***		
	Average			93.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.72E+19	—		
2008年岩手宮城内陸	釜江(2008)	RV	2.72E+19	92.5	2	46.2	46.2	—	—	13.8	13.8	—	—	—	1.15E+19	3.5				
2011年福島県浜通り	染井(功)(2011)**	NMI	9.58E+18	79	2	39.5	39.5	—	—	—	14.6	14.6	—	—	—	1.13E+19	3.5***			
	染井(功)(2012)**	SS	8.38E+17	26.6	1	26.6	—	—	—	—	16.9	—	—	—	—	7.57E+18	3.5***			
	本研究			18.5	1	18.5	—	—	—	—	29.3	—	—	—	—	9.73E+18	3.3			
2013年栃木県北部	Average	SS	5.54E+17	22.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8.59E+18	—			
	染井(功)(2014)			17.6	1	17.6	—	—	—	—	—	16.4	—	—	—	—	5.98E+18	3.5***		
	本研究			27.7	1	27.7	—	—	—	—	—	2.7	—	—	—	—	9.68E+17	3.1		
2013年淡路島付近	Average	RV	5.47E+17	22.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.41E+18	—			
	染井(功)(2015)			12.3	1	12.3	—	—	—	—	—	11.2	—	—	—	—	3.41E+18	3.5***		
	本研究			10.4	1	10.4	—	—	—	—	—	15.4	—	—	—	—	4.07E+18	3.4		
Average	11.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.72E+18	—				

表5.7 既往研究により算出されたSMGA/パラメーター（地震名が青字：本研究で地表断層地震と取り扱った地震）

地震名	Reference	Fault Type*	Mo (Nm)	Total SMGA(km ²)	Num. SMGA	Area of SMGA						Stress drop(MPa)						短周期レベル(Nm/s)	Vs (km/s ²)
						SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA4	SMGA5	SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA4	SMGA5				
2014年長野県-北部	本研究	RV	2.76E+18	12.7	1	12.7	-	-	-	-	179	-	-	-	-	-	4.07E+18	3.0	
2016年熊本前震	本研究	SS	1.74E+18	19.4	2	11.3	8.1	-	-	-	18.4	10.7	-	-	-	-	5.32E+18	3.3	
2016年熊本地震	Inkura <i>et al.</i> (2017)			203.6	3	51.8	51.8	100	-	-	13.6	13.6	13.4	-	-	-	1.58E+19	3.4	
	Average			224.9	1	224.9				13.9							1.81E+19	3.4	
2016年鳥取県中部	本研究	SS	2.24E+18	214	-	-	-	-	-	-	143	7.6	-	-	-	-	1.69E+19	-	
				50.9	2	38.9	12.0	-	-	-	14.3	7.6	-	-	-	-	8.08E+18	3.5	

* : 断層タイプ, SS : 横ずれ断層, RV : 逆断層, NM : 正断層

** : 宮腰ほか(2015)の結果を参照

*** : Vs=3.5km/s を仮定

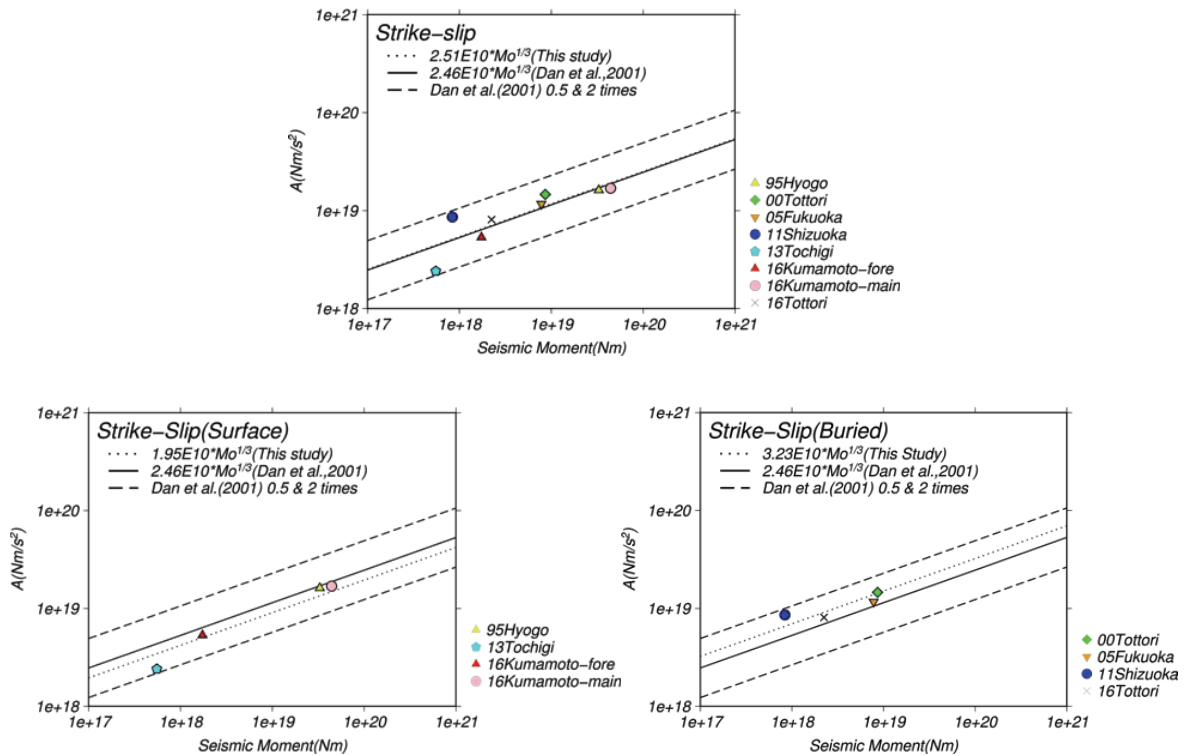


図5.10 横ずれ断層の短周期レベルと地震規模のスケーリング則(上：全地震, 左下：地表断層, 右下：潜在断層)

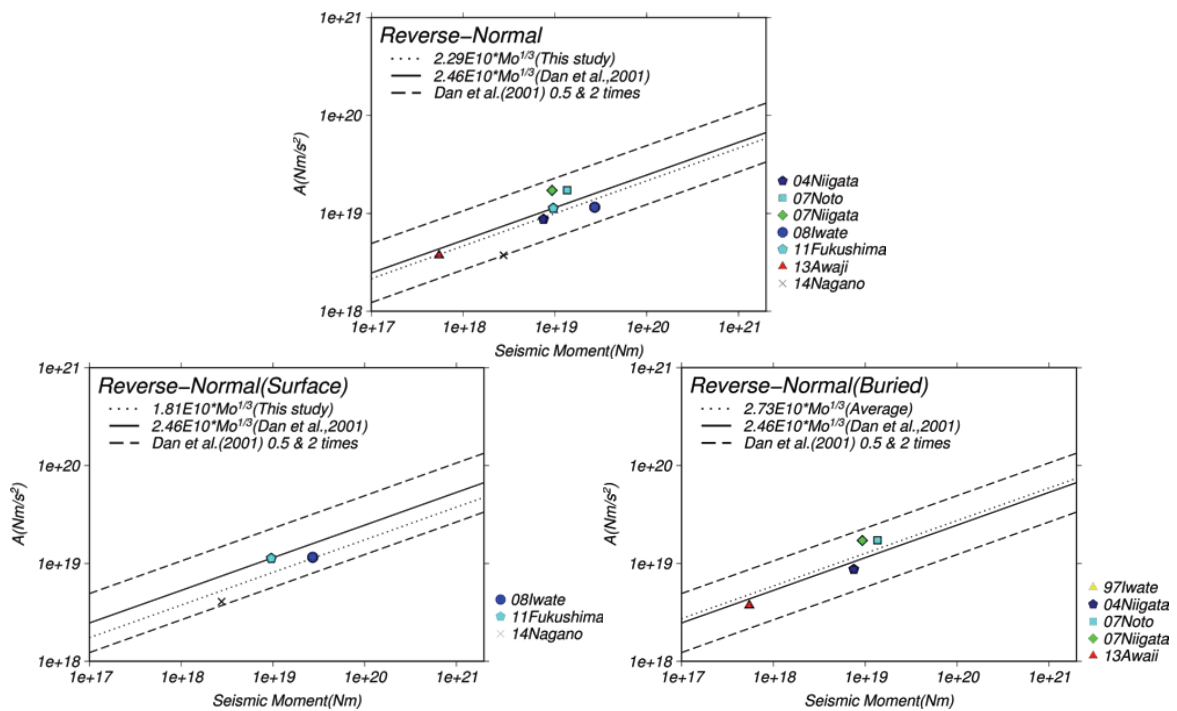


図5.11 逆断層の短周期レベルと地震規模のスケーリング則(上：全地震, 左下：地表断層, 右下：潜在断層)

$$A_{SS}=2.51 \times 10^{-10} \times M_0^{1/3} \quad (5.21)$$

$$A_{RV}=2.29 \times 10^{-10} \times M_0^{1/3} \quad (5.22)$$

ここに A_{SS} は横ずれ断層に対する短周期レベル, A_{RV} は逆断層および正断層に対する短周期レベルである. 本研究の対象地震では, 同地震規模の場合, 横ずれ断層の方が逆断層地震より短周期レベルがやや大きくなる回帰式が得られた. 第2章で示した地震動特性の比較で見られた逆断層より横ずれ断層のほうが短周期帯域の地震動が大きかったことと整合的である. さらに断層破壊型式ごとに地表および潜在断層地震を区別した回帰分析も実施し(図 5.9, 図 5.10), 横ずれ断層と逆断層及び正断層で次式(5.23)-(5.26)の回帰式が得られた.

$$A_{SS, surface}=1.95 \times 10^{10} \times M_0^{1/3} \quad (5.23)$$

$$A_{SS, buried}=3.23 \times 10^{10} \times M_0^{1/3} \quad (5.24)$$

$$A_{RV, surface}=1.81 \times 10^{10} \times M_0^{1/3} \quad (5.25)$$

$$A_{RV, buried}=2.73 \times 10^{10} \times M_0^{1/3} \quad (5.26)$$

ここに $A_{SS, surface}$ は横ずれ断層の地表断層地震, $A_{SS, Buried}$ は横ずれ断層の潜在断層地震, $A_{RV, surface}$ は逆断層及び正断層の地表断層地震, $A_{RV, Buried}$ は逆断層及び正断層の潜在断層地震の短周期レベルである. 地震モーメントとSMGA総面積の回帰式(5.19)(5.20)より, 地表地震断層の方が潜在断層地震よりSMGA総面積が小さい傾向にあるため, 算出される短周期レベルも地表断層地震の方が小さくなる. 第2章で示した地表地震断層の地震動特性が潜在断層地震のものより小さくなる傾向と整合する結果が得られた.

過去の地震を含めたSMGAの応力降下量分布とライズタイム係数 α の深さ方向の分布を図5.12に示す. ただし, 参考文献からSMGAの深さ方向の読み取りが可能なものに限っている. SMGAの幅方向のプロット位置は記載がないものが多く, ここでは各文献中の図から深さ分布を筆者自身が読み取っているため, 実際の深さとは多少の誤差が生じている可能性があることに注意されたい. 図5.12より, 応力降下量は深さ方向や地表および潜在断層地震に依らず5-30MPa程度に分布しており, 他の結果を加えると図5.7で見られた深さ依存性も不明瞭になった. 宮腰ほか(2016)もSMGAの震源パラメーターを整理し, 同様の結果を報告している. ライズタイム係数 α は図5.7で示した結果と同じように浅部ほど値が大きくなる傾向が見られる. 係数 α が0.4以上の3つの逸脱するプロットは2007年能登半島地震のMaeda *et al.* (2008)の結果で, 3つのSMGAが37.5MPa, 46.9MPaと比較的大きい値で設定されていることから, 短周期帯域の地震動の生成を抑制するために比較的長いライズタイムが設定されている可能性がある. 以上のプロット以外で, 深さ5kmを境界に浅部及び深部の平均的な係数 α を算出すると, 浅部領域が0.30, 深部領

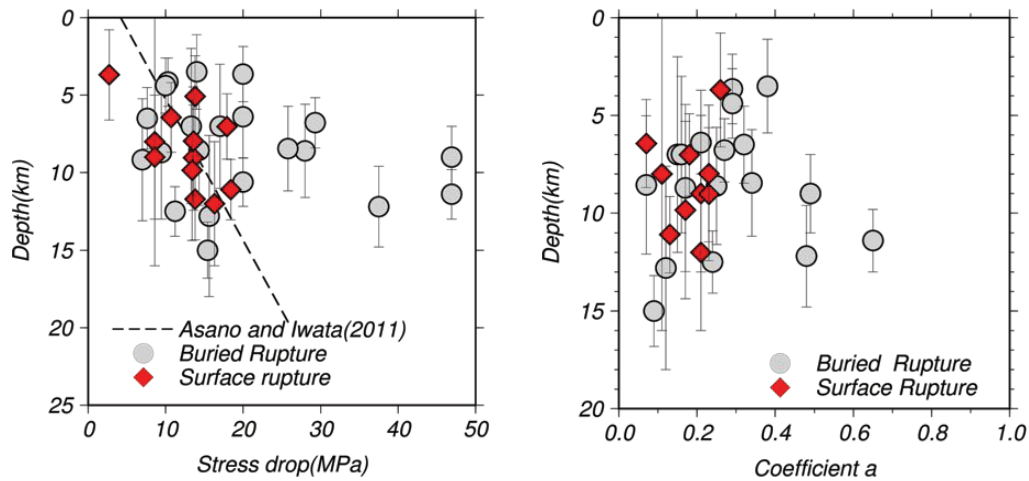


図 5.12 SMGA の応力降下量およびライズタイム係数 α

域の係数 α の幾何平均は 0.18 で、図 5.7 で示した結果と同様に浅部領域の SMGA のライズタイム係数 α の方が 2 倍程度大きい値が得られた。したがって、浅部領域は深部と比較してライズタイムが長くなるように設定される傾向がある。またライズタイム係数 α の深さ依存性は地表および潜在断層の断層破壊タイプに依らない。上述したように、浅部の地震発生層境界付近の未固結地殻に起因したすべり速度時間関数の違いを反映した結果だと考える。以上のように、既往研究の特性化震源モデルを含めて、地表および潜在断層地震の震源特性を比較した。その結果、同地震規模の場合に地表断層地震の SMGA の総面積は潜在断層地震と比較して小さくなる傾向が確認できた。また、応力降下量と SMGA の等価半径の積で短周期帯域の地震動強さに寄与する短周期レベルは、地表断層地震の SMGA 総面積が小さいことも伴って、地表断層地震の方が潜在断層地震と比較して小さくなる傾向が見られた。ライズタイム係数 α は、深さ 5 km を境界として浅部領域が深部と比較して 2 倍程度大きくなり、ライズタイムが長く算出される傾向が見られた。これらの震源特性の違いが地表および潜在断層地震の地震動特性の違いを再現できるか、次節の強震動シミュレーションから検証する。

5.6 統計的グリーン関数法を用いた強震動シミュレーション

前項まで、SMGA から構成される特性化震源モデルの震源パラメーターに基づいて地表断層地震と潜在断層地震の震源特性の違いを整理した結果、短周期レベルや SMGA 総面積等の震源特性に有意な差を確認できた。ここでは、地表及び潜在断層地震の地震動特性の違いを説明するために、それぞれの地震タイプで推定された震源断層パラメーターに基づいて特性化震源モデルを設定し、統計的グリーン関数法(釜江ほか, 1991)を用いた強震動シミュレーションを実施する。算出されるシミュレーション波形および観測波形の地震動特性の比較から、構築した地表および潜在断層地震の特性化震源モデル(震源断層パラメーター)の妥当性を評価する。

5.6.1 統計的グリーン関数法

統計的グリーン関数法は Boore(1983)の震源スペクトルに従って人工的に中小地震波形を生成した後、

これを小断層の要素波として経験的グリーン関数法(入倉ほか,1997)と同様の手法で震源断層モデルに沿って大地震波形を合成する。Boore(1983)の中小地震波形は、 ω^2 則を満たす震源波形の加速度フーリエスペクトルおよび経時特性の両方を満足するように生成される。加速度フーリエスペクトル $S_A(f)$ は

$$S_A(f) = \frac{R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot P_{ritm} \cdot Mo(2\pi f)^2}{4\pi\rho\beta \cdot 1+(f/fc)^2} \quad (5.27)$$

で計算される。ここに Mo は地震モーメント、 ρ と β は地震発生層の密度と S 波速度、 FS は地表面の影響を表す係数で解放面では 2.0、 P_{ritm} はエネルギー分配係数で水平各成分であれば 0.71、コーナー周波数 fc は応力降下量 $\Delta\sigma$ と地震モーメント Mo の関係から算出される Brune (1970)の式より求めた。

$$fc = 4.9 \times 10^6 \times \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{Mo} \right)^{1/3} \quad (5.28)$$

ラディエーション係数 $R_{\theta\phi}$ は、大西・堀家(2004)の伝播距離と波長の関係に基づいた波数が大きくなる遠方や短周期で等方に近づくラディエーション係数を与えた。これは、第2章の各観測点の応答スペクトル比による地震動特性の比較で示したように、震源断層から一定距離離れるとラディエーション特性に起因した地震動の違いが明瞭に確認できなかったためである。次に加速度フーリエスペクトル $S_A(f)$ に伝播経路特性を考慮すると

$$R_A(f) = S_A(f) \times \frac{1}{r} \exp \frac{-\pi f r}{Q(f)\beta} \quad (5.29)$$

となる。ここに r は震源から対象サイトまでの距離で、 $1/r$ は幾何減衰を表している。 $Q(f)$ は散乱減衰や内部減衰による非弾性減衰を表現する周波数毎に定義された減衰係数であり、震源メカニズムや震源距離、地域性等に着目して多くのモデルが提案されている。本検討では内陸地殻内地震を対象に Q 値を評価している天池ほか(2005)の次式のモデルを用いた。

$$Q(f) = 57f^{0.95} \quad (5.30)$$

経時特性 (加速度エンベロープ) は佐藤ほか(1994)の次式のモデルを用いた。

$$\begin{aligned} ENV(t) &= \left(\frac{t-t_a}{t_b-t_a} \right)^2 & (t_a \leq t \leq t_b) \\ ENV(t) &= 1.0 & (t_b \leq t \leq t_c) \\ ENV(t) &= \exp \left[-(\ln 10) \left(\frac{t-t_c}{t_d-t_c} \right) \right] & (t_c \leq t \leq t_d) \\ \log(t_b-t_a) &= 0.229M_J - 1.112 \end{aligned} \quad (5.31)$$

$$\begin{aligned}\log(t_c-t_b) &= 0.443M_J - 1.936 \\ \log(t_d-t_c) &= 0.778\log(X) - 0.340\end{aligned}\tag{5.31}$$

ここに M_J は地震規模、 X は震源距離、 t_b-t_d は立ち上がり、 t_c-t_b は主要動、 t_d-t_c は減衰の継続時間で、立ち上がりと主要動は地震規模 M_J 、減衰は震源距離 X に依存するモデルとなっている。なお、式(5.31)の計算の際は $M_J=M_w$ として計算を実施した。上述の手順に沿って生成された小地震を構築した特性化震源モデルに基づいて入倉ほか(1997)に従って大地震波形を合成した。

5.6.2 特性化震源モデル

地表および潜在断層地震で異なる地震動特性を説明するために、地震規模と断層破壊タイプを考慮した合計8パターンの強震動シミュレーションを実施する。具体的には、M7クラス(Mw6.5)の地表および潜在断層地震の横ずれ断層と逆断層、M6クラス(Mw6.0)の同様のパターンである。これらを計算するための特性化震源モデルは、第3章の不均質すべり量分布から得られた結果、前項のSMGAから得られた結果、強震動予測手法レシピ(地震調査研究推進本部, 2016)に基づいて設定した。M6クラスの地表および潜在断層地震の情報を表5.8と図5.13-5.14、M7クラスの地表および潜在断層地震の情報を表5.9と図5.15-5.16に各々示す。なお、特性化震源のモデル化はアスペリティ領域の寄与のみとしており、背景領域のモデル化は行っていない。横ずれ断層と逆断層の特性化震源モデルの断層面は共通とし、断層面の傾斜角のみを変化させた(横ずれ断層地震は90度、逆断層地震は60度)。また、地震発生層の媒質はS波速度 V_s が3.5km/s、密度 ρ が2.8g/cm³とした。

パラメーターの具体的な設定方法を以下に示す。まず地震モーメント M_0 は地震規模(Mw6.0, Mw6.5)を基にKanamori(1977)の次式

$$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1\tag{5.32}$$

により算出した。断層破壊領域は第3章で示した地表および潜在断層で区別した地震モーメントと断層破壊領域の回帰式(3.7)(3.9)を基に算出した。回帰式の影響で地表断層地震の断層破壊領域が潜在断層地震より僅かに大きな値が得られている。震源断層の長さとは幅は得られた断層破壊領域の値と地震発生層と整合するように設定した。破壊伝播速度 V_r はGellar(1976)によるS波速度 V_s との経験式から

$$V_r = 0.72V_s\tag{5.33}$$

算出した。短周期帯域の地震動強さに寄与する短周期レベルは、M6クラスの震源断層モデルがM6程度の6地震の地震モーメントと短周期レベルのプロットに基づく回帰式(5.17)(5.18)より、M7クラスが既往研究のデータを含めた回帰式(5.23)-(5.26)より各々算出した。いずれの回帰式も地表断層地震の方が潜在断層地震より回帰式の切片が小さいため、短周期レベルは地表断層地震の方が小さく設定されている。なお、回帰式(5.17)(5.18)は断層破壊型式による区別をつけていないため、M6クラスの震源断層モデルは横ずれ断層と逆断層で短周期レベルが共通である。一方、M7クラスの回帰式(5.23)-(5.26)は横ずれ

表5.8 M6クラス(Mw 6.0)の地表および潜在断層地震の震源断層パラメーター

巨視的断層パラメーター(Mw6.0)			
パラメーター	地表断層	潜在断層	参考
Mw	6		-
Mo(Nm)	1.25E+18		log10=1.5Mw+9.1
S(Cal.)[km ²]	153.0(≒ 156)	143.8(≒ 144)	式(3.7)(3.9)
長さ(km)	13	12	-
幅(km)	12		-
断層面積(km ²)	156	144	-
S波速度(m/s)	3500		-
密度(kg/m ³)	2800		-
破壊伝播速度(m/s)	2520		Vr=0.72Vs
平均すべり量(m)	0.234	0.253	D=Mo/(μS)
平均応力降下量(MPa)	1.56	1.76	σ=(7/16)*Mo/R ³
短周期レベル(Nm/s ²)	2.67×10 ¹⁸	7.36×10 ¹⁸	式(5.17)(5.18)
微視的断層パラメーター			
Asperity			
パラメーター	地表断層	潜在断層	参考
Asp. 面積(km ²)	17.7(≒ 18=6×3)	24.7(≒ 24=6×4)	式(5.13)(5.14)
すべり量比ε	1.92	2.17	表3.4
すべり量(m)	0.45	0.55	Da=εD
S波速度(m/s)	3500		-
密度(kg/m ³)	2800		-
地震モーメント(Nm)	2.77×10 ¹⁸	4.65×10 ¹⁸	Moa = μ Sa Da
応力降下量(MPa)	7.3	17.1	Δσα=A/(4πrβ ²)
ライズタイム(s)	0.31	0.22	τ = α W/Vr(図5.7)
破壊開始点	6, 4	6, 7	-
震源深さ(km)	5	10	図3.9

断層と逆断層を区別した結果が得られているため、断層破壊型式で異なる短周期レベルを与えている。

アスペリティ個数は各モデルとも1個とした。アスペリティ面積は地震モーメントとSMGA総面積のプロットから得られた回帰式(5.13)(5.14)(5.19)(5.20)から算出した。短周期レベルと同様に、地表断層地震のほうが潜在断層地震より回帰式の切片が小さくなっているため、アスペリティ面積は地表断層地震のほうが小さくなっている。なお、アスペリティ面積比は地表断層地震が11%程度、潜在断層地震が16%程度となっている。アスペリティの応力降下量は、アスペリティの等価半径と短周期レベルから式(5.16)により算出した。強震動予測手法レシピ(地震調査研究推進本部, 2016)において、アスペリティ総面積はBoatwright(1988)のアスペリティモデルと短周期レベルに関する式(5.16)から導出される次式(5.34)により求められる。

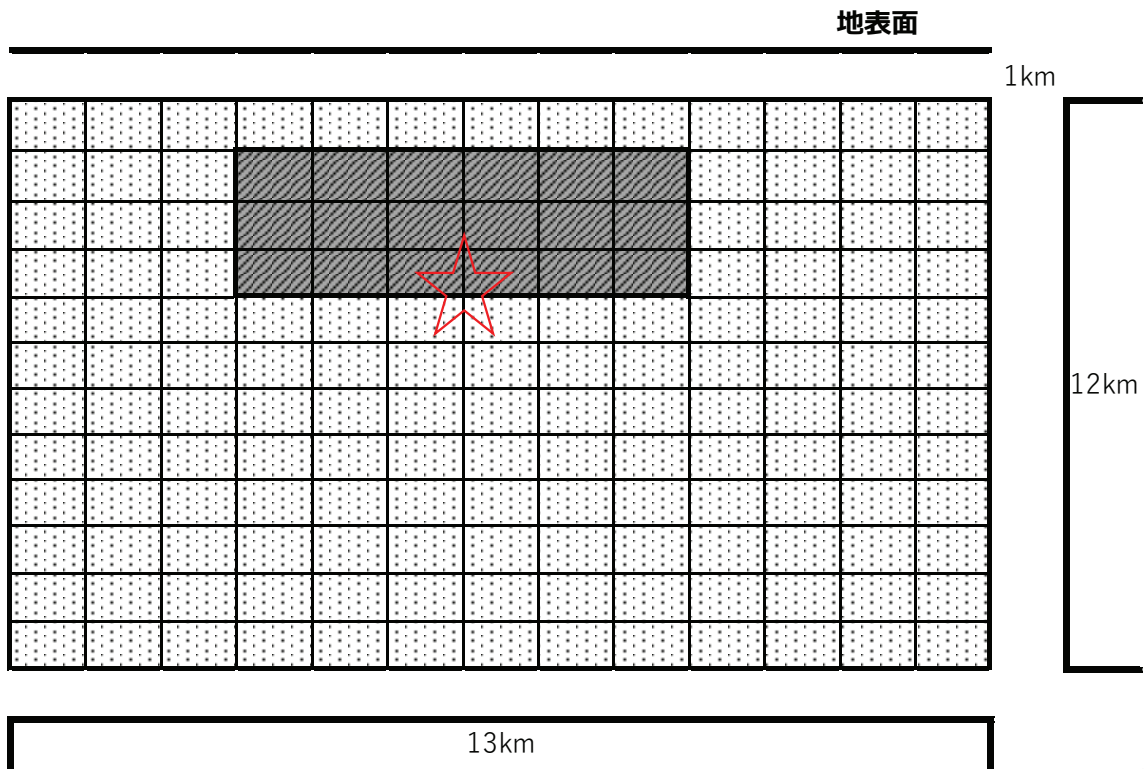


図5.13 地表断層地震を想定したMw6.0の特性化震源モデル(赤星印：破壊開始点)

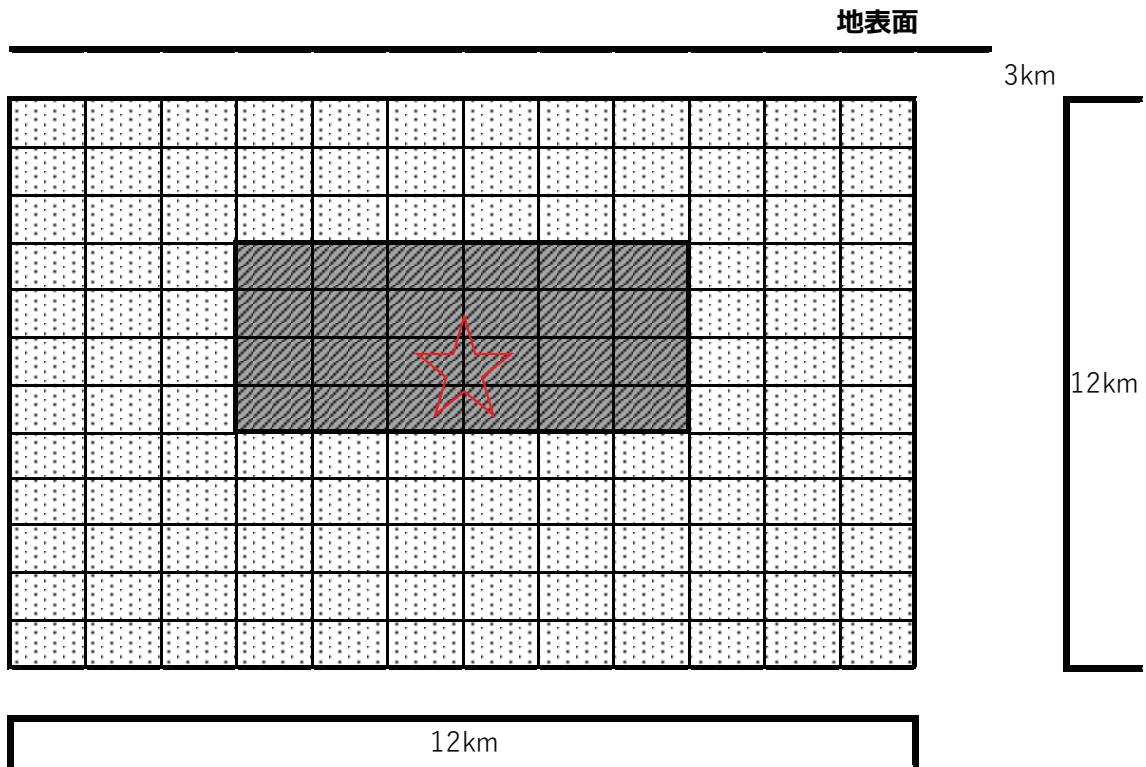


図5.14 潜在断層地震を想定したMw6.0の特性化震源モデル(赤星印：破壊開始点)

表5.9 M7クラス(Mw 6.5)の地表および潜在断層地震の震源断層パラメーター

巨視的断層パラメーター(Mw6.5)			
パラメーター	地表断層	潜在断層	参考
Mw	6.5		-
Mo(Nm)	7.50E+18		log10=1.5Mw+9.1
S(Cal.)[km ²]	505.1(≒ 500)	485.5(≒ 476)	式(3.7)(3.9)
長さ(km)	25	28	-
幅(km)	20	17	-
断層面積(km ²)	500	476	-
S波速度(m/s)	3500		-
密度(kg/m ³)	2800		-
破壊伝播速度(m/s)	2520		Vr=0.72Vs
平均すべり量(m)	0.44	0.46	D=Mo/(μS)
平均応力降下量(MPa)	1.63	1.76	σ=(7/16)*Mo/R ³
短周期レベル(Nm/s ²)横ずれ	8.22×10 ¹⁸	1.36×10 ¹⁹	式(5.23)(5.24)
短周期レベル(Nm/s ²)逆断層	7.63×10 ¹⁸	1.15×10 ¹⁹	式(5.25)(5.26)
微視的断層パラメーター			
Asperity			
パラメーター	地表断層	潜在断層	参考
Asp. 面積(km ²)	61.0(≒ 60=10×6)	76.8(≒ 72=12×6)	式(5.19)(5.20)
すべり量比ε	1.92	2.17	表3.4
すべり量(m)	0.84	1.00	Da=εD
S波速度(m/s)	3500		-
密度(kg/m ³)	2800		-
地震モーメント(Nm)	1.73E+18	2.46E+18	Mo _a = μ Sa Da
応力降下量(MPa)：横ずれ	12.2	18.5	Δσ _a =A/(4πrβ ²)
応力降下量(MPa)：逆断層	11.3	15.6	
ライズタイム(s)	0.43		τ=αW/Vr(図5.12)
破壊開始点	13,9	14,10	-
震源深さ(km)	9	10	図3.9

$$r = \frac{7\pi M_o \cdot V_s^2}{4 R \cdot A} \quad (5.34)$$

ここに、 r はアスペリティの等価半径、 R は断層破壊領域の等価半径である。式(5.34)に着目すると、短周期レベル A は分母にあるため、短周期レベルが大きくなるとアスペリティの等価半径、すなわちアスペリティ領域は小さくなる。一方、短周期レベルが小さくなるとアスペリティ領域は大きくなる。以上の算出結果は、前節までに見られた傾向（地表断層地震はSMGA面積と短周期レベルが潜在断層地震より小さい傾向）に対する矛盾になるので、本研究ではSMGA総面積は地震モーメントとの自己相似則に基

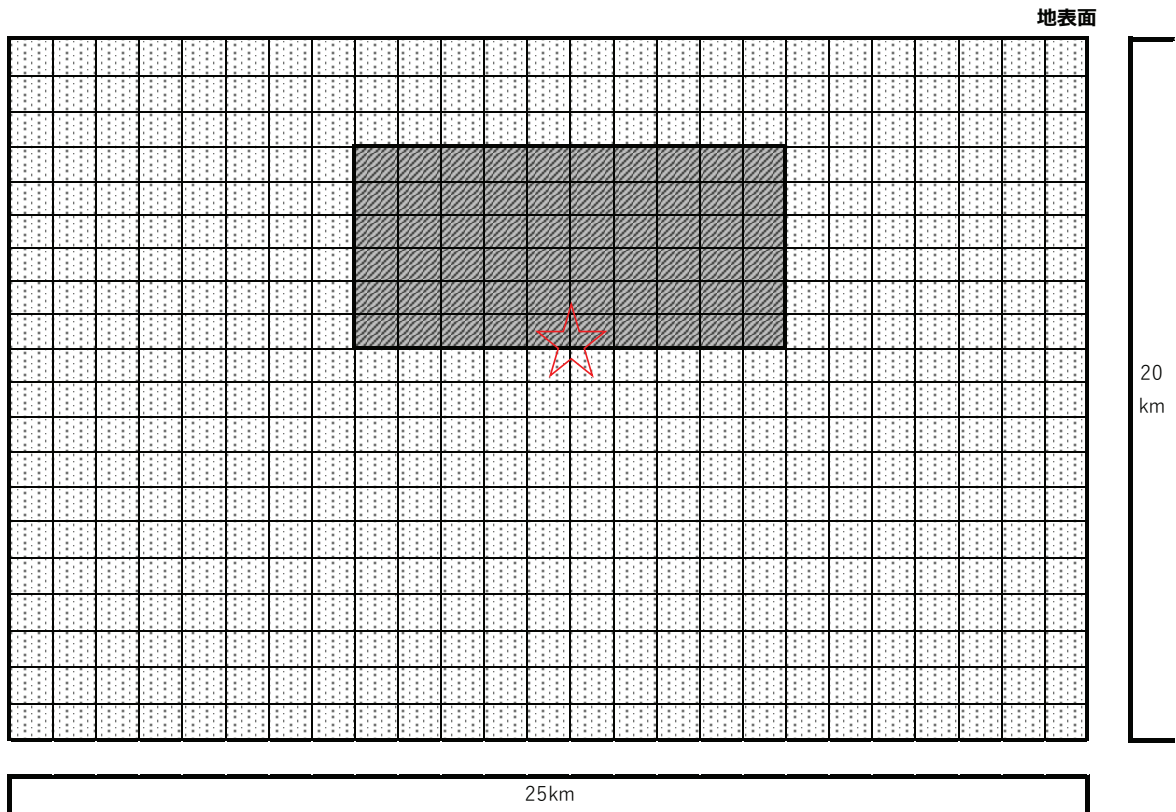


図5.15 地表断層地震を想定したMw6.5の特性化震源モデル(赤星印：破壊開始点)

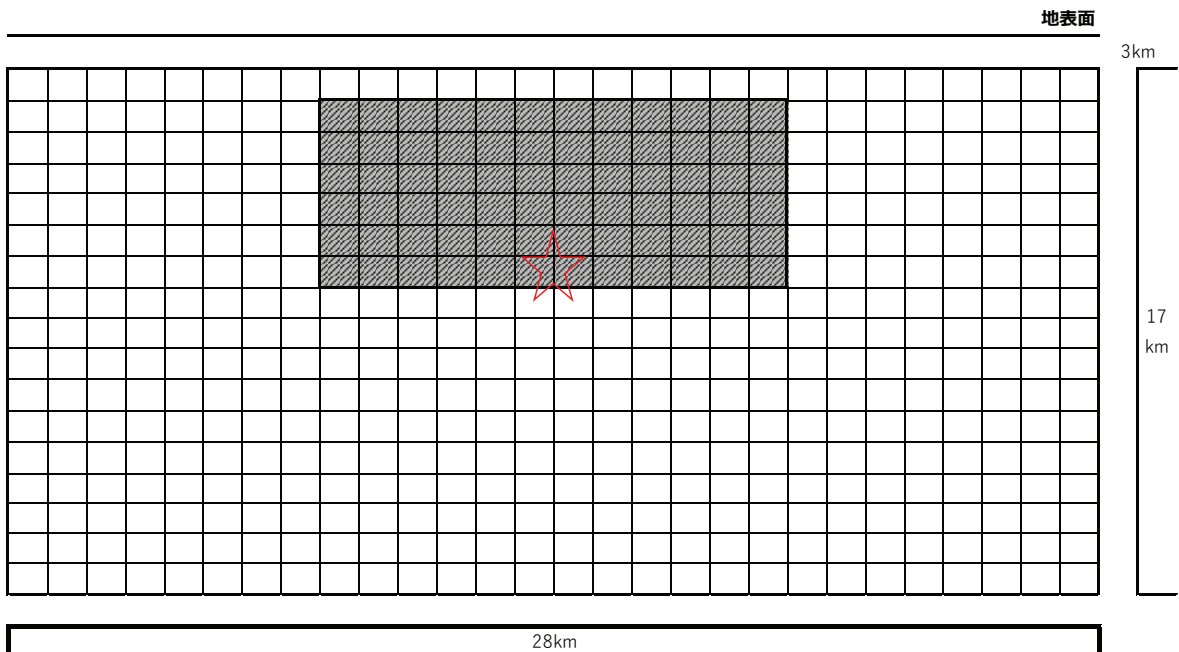


図5.16 潜在断層地震を想定したMw6.5の特性化震源モデル(赤星印：破壊開始点)

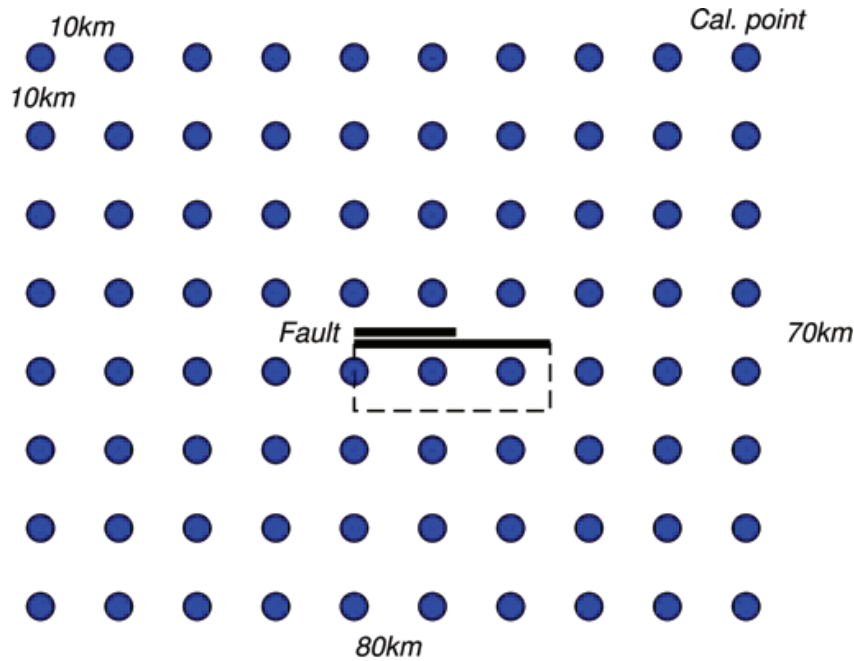


図5.17 計算点と震源断層の位置（黒線：断層の地表面投影，点線：逆断層の断層面傾斜方向）

づいて設定した。ライズタイムは図5.7と図5.12を基に設定した。アスペリティ位置と破壊開始点は第3章の図3.9のアスペリティ及び破壊開始点分布を参考に決定した。M6およびM7クラスの潜在断層地震は、深さ10km前後に破壊開始点およびアスペリティを置いた。一方、M6クラスの地表断層地震は2013年栃木県北部の地震のように破壊開始点が浅く主破壊が地震発生層以浅まで達するようなモデル化を行った。M7クラスの地表断層地震は地震発生層以浅が受動的にすべる領域で短周期帯域の地震動生成がないと考え、地震発生層以深（深さ3km以上）にアスペリティを配置した。

強震動シミュレーションを実施する観測点配置を図5.17に示す。計算領域は震源断層を取り囲む70km×80kmとし10km間隔で計算点を配置した。震源断層は10kmのグリッド間の中央に置いてあるため、震源断層に最も近い観測点でも断層最短距離は5km程度である。震源断層面周辺の観測点は概ね40km以内に位置しており、第2章の観測点の選点の閾値と整合させている。地盤構造はS波速度 $V_s=3.5\text{km/s}$ 、密度 $\rho=2.8\text{t/m}^3$ の単純なモデルとしている。応答スペクトル比の算出手順は、シミュレーションの時刻歴波形から算出される水平2成分の応答スペクトルの幾何平均（RotD50, Boore *et al.*, 2006）とMorikawa and Fujiwara(2013)の標準加速度応答スペクトルの比を取り全計算点の平均値を算出する。地表および潜在断層地震の地震タイプ毎のシミュレーション結果の比較および観測値との比較から構築した震源断層モデルの妥当性を検証する。

5.6.3 解析結果と観測値との比較

地表および潜在断層地震の震源断層パラメーターの違いを反映した特性化震源モデルを用いて強震動シミュレーションを実施した結果を以下にまとめる。

図5.18, 図5.19にM6.0(Mw6.0), 図5.20, 図5.21にM7.0(Mw6.5)の最大加速度分布（PGA）および応答ス

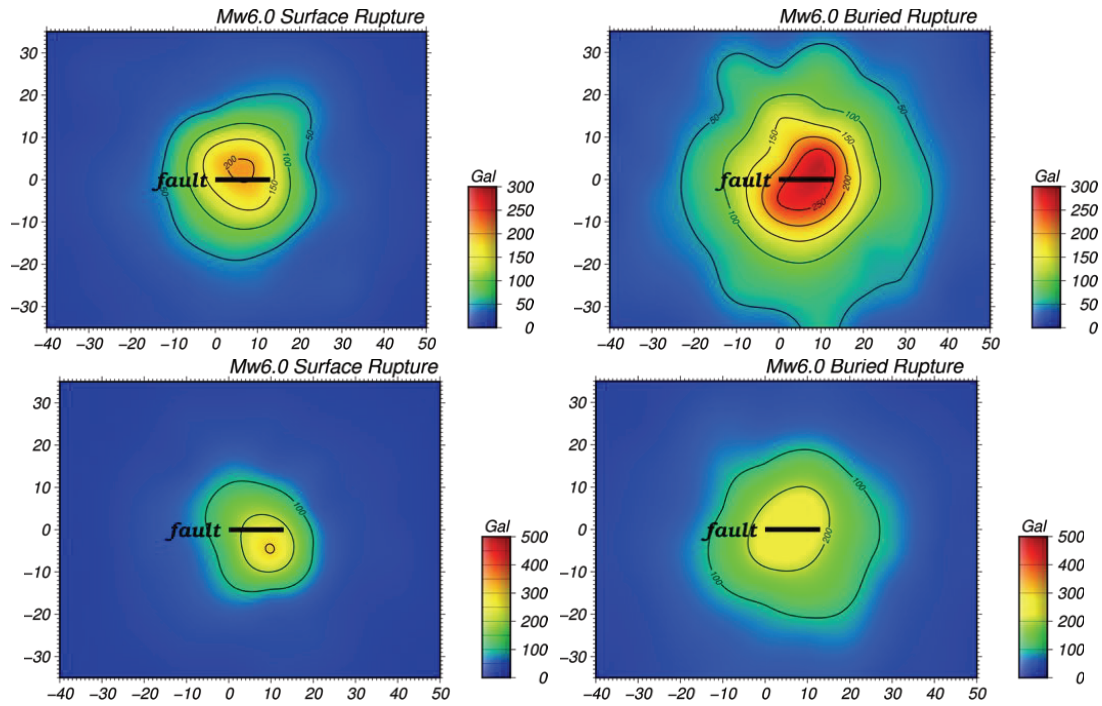


図5.18 Mw6.0の強震動シミュレーションによる最大加速度分布(左上段：横ずれの地表断層，右上段：横ずれの潜在断層，左下段：逆断層の地表断層，右下段：逆断層の潜在断層)

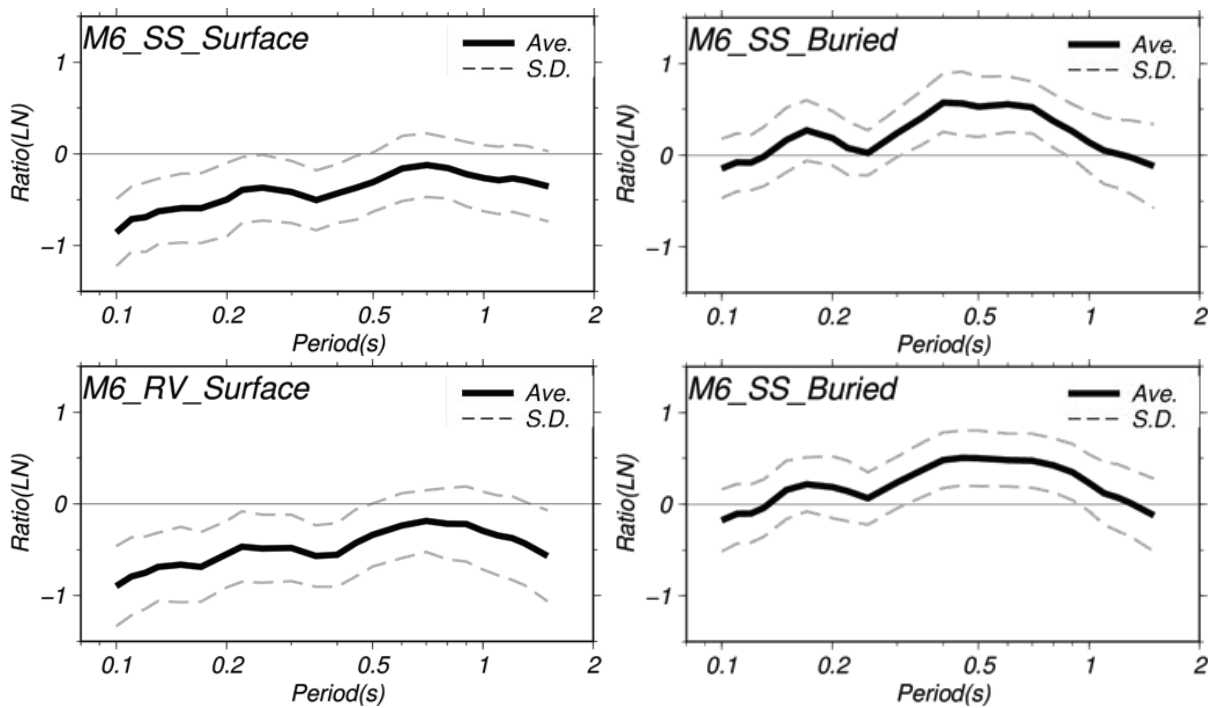


図5.19 Mw6.0の強震動シミュレーションによる応答スペクトル比(左上段：横ずれの地表断層，右上段：横ずれの潜在断層，左下段：逆断層の地表断層，右下段：逆断層の潜在断層)

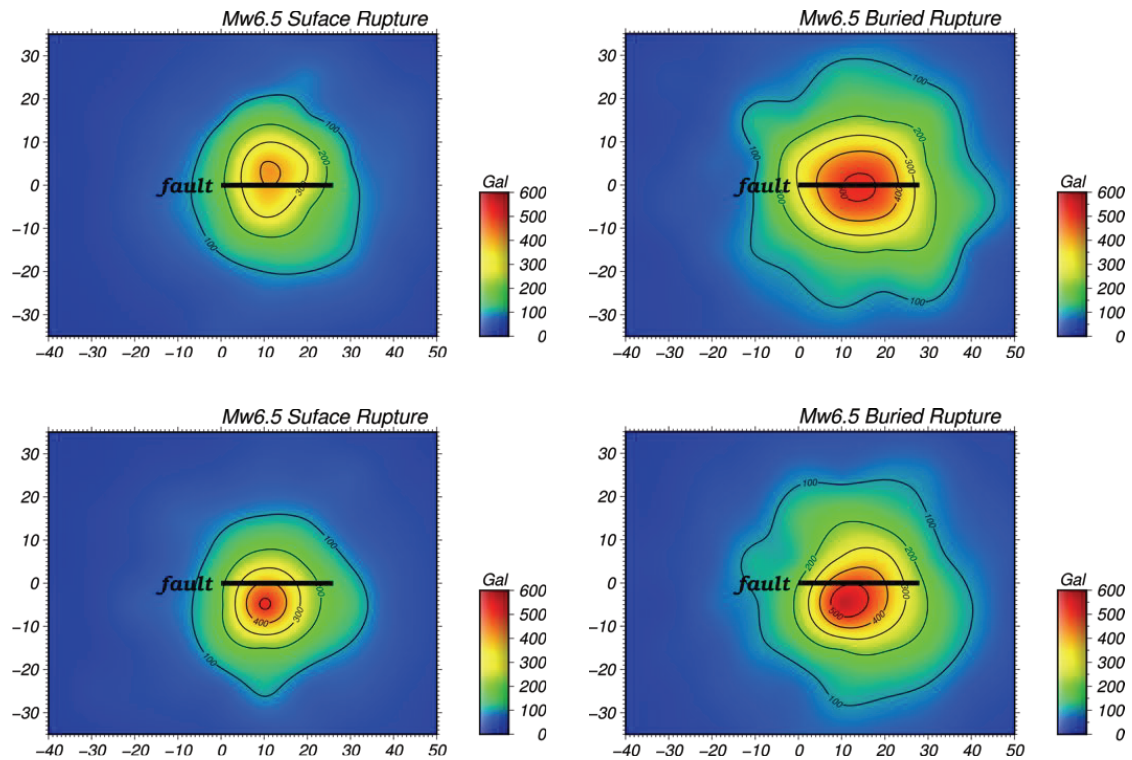


図5. 20 Mw6. 5の強震動シミュレーションによる最大加速度分布(左上段：横ずれの地表断層，右上段：横ずれの潜在断層，左下段：逆断層の地表断層，右下段：逆断層の潜在断層)

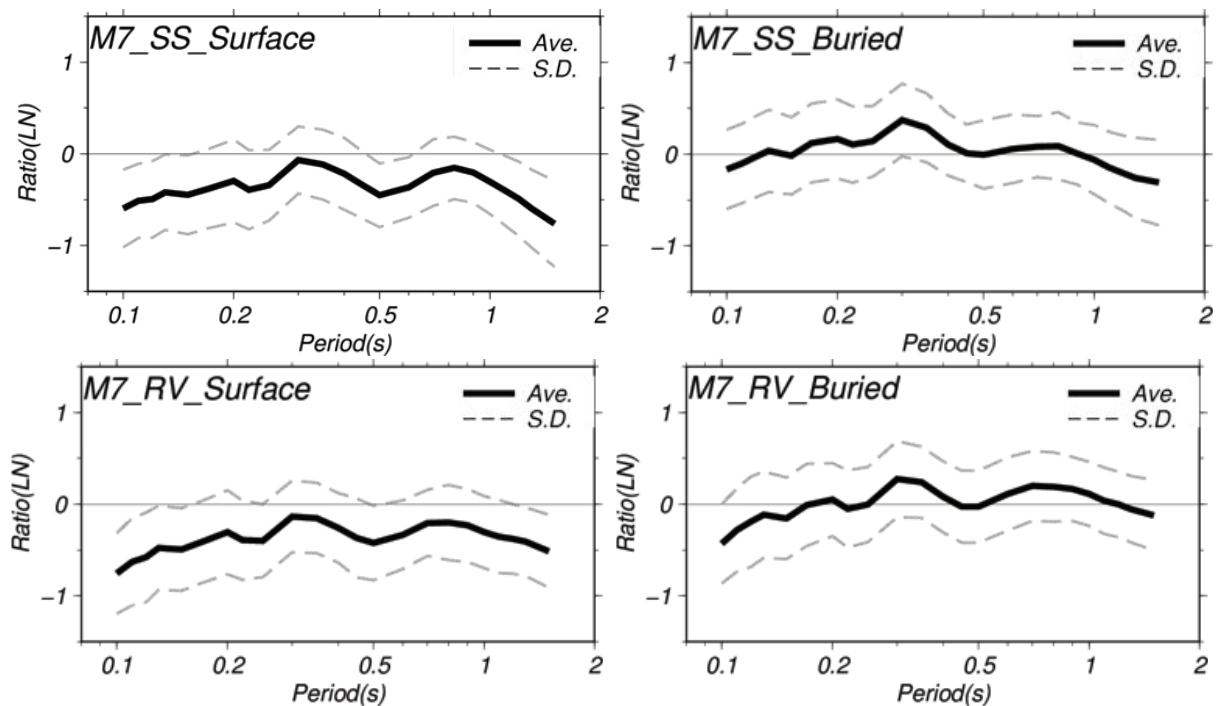


図5. 21 Mw6. 5の強震動シミュレーションによる応答スペクトル比(左上段：横ずれの地表断層，右上段：横ずれの潜在断層，左下段：逆断層の地表断層，右下段：逆断層の潜在断層)

ペクトル比を示す。まず、地表および潜在断層地震で最大加速度分布を比較すると、PGAの最大値および分布が異なることが確認できる。M6.0の横ずれ断層型の地震を例に挙げると、地表断層地震のPGAの最大値は震源断層近傍で200Gal程度であるのに対して潜在断層地震は300Gal程度の値を示しており、地表断層地震は潜在断層地震よりPGAが小さい値を示している。また、地表断層地震は震源断層から10-20km程度で50Galを下回るのに対して、潜在断層地震は30km程度まで50Galの領域が広がっており、潜在断層地震のほうが広範囲に強い地震動を生成していることがわかる。この特徴は地震規模、断層破壊型式に依らず共通した特徴である。これは潜在断層地震の方がSMGA面積および応力降下量が大きく設定されていることに起因していると考えられる。

最大加速度分布において地表断層地震より潜在断層地震のほうが地震動の生成が強いように、応答スペクトル比でも全周期帯で地表断層地震より潜在断層地震の方が大きくなる傾向が確認できる。潜在断層地震は地震規模、断層破壊型式に依らず、全周期帯でゼロ線（標準値）と同等、または上回っているのに対して、地表断層地震は全周期帯でゼロ線（標準値）を下回る結果となっている。地表および潜在断層地震の地震動特性の差は、対数軸上で0.3-0.6程度（1.3-1.8倍）の差となっている。これらの結果は、第2章で示した地表および潜在断層地震の観測で得た地震動の違いやSomerville(2003)の先行研究と概ね整合する結果である。しかし、観測記録で得られた地表および潜在断層地震の差（最大2.0倍程度）や横ずれ断層と逆断層の卓越周期帯の違いなどの細かい事象について十分に再現できておらず、今後の検討課題である。

以上のように、地表および潜在断層地震の震源特性の違いを強震動生成域の震源パラメーターから検討してきた。その結果、短周期帯域の地震動強さに寄与する短周期レベルやSMGA総面積等に違いが確認できた。また、得られたパラメーターを基に地表および潜在断層地震を考慮した強震動シミュレーションを実施した結果、観測された地震動特性の違いを概ね再現できた。地表断層地震の短周期レベルが潜在断層地震より小さくなる傾向が確認でき、地表断層地震の地震発生層が浅のすべりの影響で地震規模に対して生成される短周期帯域の地震動が小さくなった可能性がある。今後はさらなるデータの蓄積から工学的に有用な回帰式の精度の向上を図りたい。また、本研究は運動学的震源モデルを用いた解析であるため、動力学シミュレーション等から物理的な解釈を今後進めていく必要がある。

5.7 まとめ

近年、国内で発生したM6.0程度の内陸地殻内の5地震に対して、焼きなまし法によるインバージョン解析によりSMGAから構成される最適特性化震源モデルを推定した。また、得られた震源パラメーターに過去発生した国内の内陸地殻内地震に対して構築された特性化震源モデルの震源パラメーターを加えて、SMGAによる震源パラメーターから地表および潜在断層地震の震源特性の違いを比較した結果、以下のことがわかった。

- VFSA（Very Fast Simulated Annealing）を用いて、SMGAから構成される特性化震源モデルを構築した結果、観測波形と観測応答スペクトルを精度良く再現できる合成波形が得られるSMGAを推定できた。ただし、震源断層近傍を含めて再現精度の低い観測点を有する地震があるため、今後さらなる精度向上を図る必要がある。

- 深さ5km以浅にアスペリティの存在が確認されている2014年長野県北部の地震や2016年熊本地震前震に対してSMGAを構築した結果、浅部のアスペリティ領域に対応するSMGAが得られない、または得られたSMGAの寄与が小さく、短周期帯域の地震動に与える影響は僅かであった。
- 構築した特性化震源モデルの震源パラメーターに、他の国内の内陸地殻内地震に対して構築された特性化震源モデルのパラメーターを加えて整理した。地震規模とSMGA総面積のスケーリング則について、傾きを $Mo^{2.3}$ として求めた回帰式は潜在断層より地表断層地震のほうが回帰式の切片が小さくなり、同地震規模の場合に地表断層地震のほうが潜在断層地震よりSMGA面積が小さくなる傾向が見られた。また、応力降下量とSMGA面積の等価半径の積で表現される短周期レベルもSMGA面積に関して地表断層地震のほうが小さくなった。これらの傾向は第2章で示した地震動特性の差異とは整合的な結果となった。
- SMGAの応力降下量とライズタイム係数 α の深さ方向の分布を確認した結果、応力降下量の深さ依存性は確認できなかったが、ライズタイム係数 α は深さ5kmを境界に浅部領域が深部領域の2倍程度の大きさとなり、浅部領域のほうが長く算出される傾向が見られた。
- 得られた震源特性の違い（SMGA面積、短周期レベル等）を反映した特性化震源モデルを構築し、統計的グリーン関数法による強震動シミュレーションを実施した結果、潜在断層地震の地震動特性が地表断層地震より1.3-1.8倍程度大きくなる結果が得られ、観測記録と概ね整合する結果が得られた。しかし、観測記録で見られた地表および潜在断層地震の差（最大2.0倍程度）や潜在断層地震の横ずれ断層と逆断層の卓越周期の違いなどの細かい事象は十分に再現できておらず、今後の検討課題である。

今後はさらなるデータの蓄積から工学的に有用な回帰式の精度の向上を図りたい。また、本研究は運動学的震源モデルを用いた解析であるため、動力学シミュレーション等から物理的な解釈を進めていく必要がある。

参考文献

- 天池文男，植竹富一，八代和彦（2005）：内陸地殻内地震に対する伝播経路 Q_s 値特性の研究，日本建築学会大会学術梗概集，pp.291-292.
- Aoi, S., Kunugi, T. and Fujiwara H. (2004) : Strong motion seismograph network operated by NIED : K-net, KiK-net, *Journal of Japan Association for Earthquake Engineering*, Vol.4, No.3, (Special Issue), pp.65-74.
- Asano, K. and Iwata, T. (2011) : Characterization of stress drop on asperities estimated from the heterogeneous kinematic slip model for strong motion prediction for inland crustal earthquake in Japan, *Pure and Applied Geophys.* No. 168, pp. 105-116.
- 浅野公之，岩田知孝，久保久彦(2015)：強震波形から推定した2014年長野県北部地震の震源過程，日本地球惑星科学連合2015年大会，SSS25-05.
- Boore, D. M., Lamprey, -W. J. and Abrahamson, N. A. (2006) : Orientation-independent measures of ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 96, No. 4A, pp. 1502-1511.

- Brune J. N. (1970) : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake, *J. Geophys. Res.*, No. 75, pp. 4997-5009.
- Brune, J. N. (1971) : Correction, *J. Geophys. Res.*, No. 76, pp. 5002.
- 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透(2001) : 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第545号, pp.51-56.
- Day, S. M. (1982) : Three dimensional finite difference simulation of fault dynamics : rectangular faults with fixed rupture velocity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.72, pp.705-727.
- Gellar, R. J. (1976) : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.66, pp1501-1523.
- 池田隆明, 釜江克宏, 三輪滋, 入倉孝次郎(2002) : 経験的グリーン関数法を用いた 2000 年鳥取県西部の震源モデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第 561 号, pp. 37-45.
- 池田隆明, 釜江克弘, 入倉孝次郎(2011) : 経験的グリーン関数法を用いた震源のモデル化と地盤の非線形性を考慮した地震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 第 76 巻, 第 665 号, pp. 1253-1261.
- 引間和人, 中村亮一, 植竹富一(2018) : 2014 年長野県北部の地震 (M_J6.7) の震源過程 ~3 次元速度構造を考慮した再解析~, 日本地球惑星科学連合 2018 年大会, SSS14-P29.
- Ingver, L. (1989) : very fast simulated re-annealing, *Mathl. Comput. Modeling*, Vol.12, pp.967-973.
- Irikura, K. (1986) : rediction of strong acceleration motion using empirical green's function, 7th Jpn. Earthq. Eng. Symp., pp. 151-156.
- 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子(1997) : 経験的グリーン関数を用いた強震動予測手法の改良, 日本地震学会講演予稿集, 1997 年秋季大会, B25.
- Irikura, K., Miyakoshi, K., Kamae, K., Yoshida, K., Somei, K., Kurahashi, S. and Miyake, H. (2017) : Applicability of source scaling relations for crustal earthquakes to estimation of the ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake, *Earth, Planets and Space*, Vol.69, No.10, DOI 10.1186/s40623-016-0586-y.
- Kagawa, T., Irikura, K. and Somerville, P.G. (2004) : Difference in ground motion and fault rupture process between the surface rupture and buried rupture earthquakes, *Earth Planet and Space*, Vol. 56, pp. 3-14.
- 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長(1991) : 地震のスケーリング則に基づく大地震時の強震動予測, 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 430 号, pp.1-9.
- 釜江克弘, 入倉孝次郎(1997) : 1995 年兵庫県南部地震の断層モデルと震源断層近傍における強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第 500 号, pp.29-36.

- Kamae, K., Ikeda, T. and Miwa, S. (2005) : Source model composed of asperities for the 2004 Mid Niigata Prefecture, Japan, earthquake ($M_{JMA}=6.8$) by forward modeling using the empirical Green's function method, *Earth, Planets and Space*, Vol.57, pp.533-538.
- 釜江克弘(2008) : 2008 年岩手・宮城内陸地震(M_J 6.8)の震源のモデル化(暫定版), <https://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/iwate_miyagi_1.html> (2016 年 10 月 13 日閲覧).
- Kanamori, H. (1977) : The energy release in great earthquake, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 82, pp.2981-2987.
- 気象庁(2011) : 3 月 15 日静岡県東部の地震 - 近地強震波形による震源過程解析 (暫定) - <<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/event/20110315near.pdf>> (2018 年 9 月 24 日閲覧)
- 気象庁(2014) : 2014 年 11 月 22 日長野県北部の地震 - 近地強震波形による震源過程解析 (暫定) - <<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/event/20131122near.pdf>> (2018 年 9 月 24 日閲覧)
- 片岡正次郎, 日下部毅明, 村越潤, 田村敬一(2003) : 想定地震に基づくレベル 2 地震動の設定手法に関する研究, 国土技術政策総合研究所研究報告, 15.
- Kirkpatrick, S., Gelatt, C. D. and Vecchi, M. P. (1983) : Optimization by simulated Annealing, *Science*, Vol. 220, No.4598, pp.671-680.
- Kubo, H., Suzuki, W., Aoi, S. and Sekiguchi, H. (2016) : Source rupture processes of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquakes estimated from strong-motion waveforms, *Earth, Planet and Space*, Vol. 68, No.161, DOI 10.1186/s40623-016-0536-8.
- Kubo, H., Suzuki, W., Aoi, S. and Sekiguchi, H. (2017) : Source rupture process of the 2016 central Tottori, Japan, earthquake(M_{JAM} 6.6) inferred from strong motion waveforms, *Earth, Planets and Space*, Vol.69, No.127, DOI 10.1186/s40623-017-0714-3.
- Kurahashi, S., Kazuaki, M. and Irikura, K. (2008) : Source model of the 2007 Noto-Hanto earthquake (M_w 6.7) for estimating broad-band strong ground motion, *Earth, Planets and Space*, Vol.60, pp.89-94.
- Madariaga, R. (1979) : On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and heterogeneity, *Journal of Geophysical Research*, Vol.84, pp.2234-2250.
- Maeda, T., Ichiyanagi, M., Takahashi, T., Honda, R., Yamaguchi, T., Kasahara, M. and Sasatani, T. (2008) : Source parameters of the 2007 Noto Hanto earthquake sequence derived from strong motion records at temporary and permanent stations, *Earths Planets and Space*, Vol.60, pp.1011-1016.
- 三宅弘恵, 岩田知孝, 入倉孝次郎(1999) : 経験的グリーン関数法を用いた 1997 年 3 月 26 日 (M_{JMA} 6.5) 及び 5 月 13 日 (M_{JMA} 6.3) 鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, 地震第 2 輯, 第 51 巻, pp. 431-442.

- Miyake, H., Iwata, T. and Irikura K. (2003) : Source characterization for broadband ground-simulation: kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.93, No.6, pp. 2531-2545.
- Miyake, H., Tanaka, Y., Sakaue, M., Koketsu, K. and Ishigaki, Y. (2005) : Empirical Green's function simulation of broadband ground motions on Genkai Inland during the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth, Planets and Space*, Vol.58, pp.1637-1642.
- 宮腰研, 入倉孝次郎, 釜江克宏(2015) : 強震記録を用いた震源インバージョンに基づく国内の内陸地殻内地震の震源パラメーターのスケーリング則, 日本地震工学会論文集, 第15巻, 第7号(特集号), pp.141-156.
- 宮腰研, 入倉孝次郎, 釜江克宏(2016) : 強震動生成領域におけるストレスパラメーターの深さ依存性に関する検討, 日本地震学会 2016 年度秋季大会, S15-08.
- Metropolis, N., Rosenbluth, W. A., Rosenbluth, N. M. and Teller, H. A. (1953) : Equation of state calculations by fast computing machine, *The Journal of Chemical Physics*, Vol.21, No.6, pp. 1087-1092.
- 仲野健一, 境茂樹(2016): 伝播経路の違いによって生じる Qs の空間的変動に関する研究, 日本地球惑星科学連合 2016 年大会, SCG61-P04.
- 野津厚(2014) : 2014 年 11 月 22 日長野県北部の地震 (M 6.7) の震源モデル (暫定版) , <http://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/research_jpn/research_jpn_2015/jr_45.html> (2018 年 10 月 12 日閲覧)
- 大西良広, 堀家正則(2004) : 震源近傍での強震動予測のための拡張統計的グリーン関数法とそのハイブリッド法への適用に関するコメント, 日本建築学会構造系論文集, 第 586 号, pp.37-44.
- 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明(1994) : ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学基盤波の推定及び統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 第 461 号, pp.19-28.
- 佐藤智美(2007) : 統計的グリーン関数の最大加速度・最大速度の距離減衰特性, 日本地震工学会論文集, 第 7 巻, 第 6 号, pp.1-16.
- 佐藤智美(2010) : 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, 日本建築学会構造系論文集, 75 巻, 651 号, pp.923-932.
- Shiba, Y. and Irikura K. (2005) : Rupture process by waveform inversion using simulated annealing and simulation of broadband ground motions, *Earth, Planets and Space*, Vol. 57, pp.571-590.
- 染井一寛, 宮腰研, 入倉孝次郎(2011) : 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震(M_{JMA}7.0)の震源モデルの構築と強震動シミュレーション, 日本地震学会 2011 年度秋季大会, P2-29.
- 染井一寛, 宮腰研, 釜江克宏(2012) : 2011 年 3 月 15 日静岡県東部の地震による強震動と経験的グリーン関数法に基づく震源モデルの推定, 日本地球惑星連合大会 2012 年大会, SSS26-P27.

- 染井一寛, 宮腰研, 入倉孝次郎(2014) : 2013 年 2 月 25 日栃木県北部の地震の震源モデルと強震動シミュレーション, 日本地球惑星連合大会 2014 年予稿集, SSS23-P19.
- 染井一寛, 宮腰研, 倉橋奨(2015) : 強震記録に基づく 2013 年 4 月 13 日淡路島付近の地震 (Mw 5.8)の震源モデルの推定, 日本地震学会 2015 年秋季大会講演予稿集, S15-P05.
- Sekiguchi, H., Irikura, K. and Iwata, T. (2002) : Source inversion for estimating the continuous slip distribution on a fault -introduce of Green's functions convolved with a correction function to give moving dislocation effects in subfaults, *Geophysical Journal international*, Vol.150, No.2, pp.377-391.
- Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N. and Kowada, N.(1999) : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Let.*, Vol. 70, No. 1, pp. 59-80.
- 田中信也, 引間和人, 久田嘉章(2017) : 震源インバージョン結果に基づく地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数の評価, 日本地震工学会論文集, 第 17 卷, 第 5 号, 20pp.
- 山本容雄, 竹中博士(2009) : 経験的グリーン関数法を用いた 2007 年新潟県中越沖地震の震源のモデル化, 地震第 2 輯, 第 62 卷, pp.47-59.
- 山中浩明(2001) : 焼きなまし法による位相速度の逆解析, 遺伝的アスゴリズムとの性能比較, 物理探査, 54 卷, 4 号, pp.197-206.
- 吉田邦一, 宮腰研(2013) : ピークモーメントレート分布に基づく 2011 年東北地方太平洋沖地震特性化震源モデル, 日本地球惑星連合 2013 年大会, SSS35-P03.
- Yoshimi, M. and Yoshida, K. (2008) : Site amplification and strong ground motion of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake, estimated from aftershock observation, *Earth, Planets and Space*, Vol.60, pp.161-167.

第6章 まとめ

本論文では、国内で発生した内陸地殻内地震の地表地震断層が出現した地震（地表断層地震）と出現していない地震（潜在断層地震）の地震動特性と震源特性の情報を整理した。現行の強震動予測手法レシピは、地震発生層（3-20km）に主眼を置いて震源断層のモデル化がなされており、地震発生層以浅のアスペリティの影響は考慮されていない。しかし、2016年熊本地震発生以降、大規模な断層変位を生じる地表地震断層の出現は工学的に重要視され、地表面の断層変位を再現するために地震発生層以浅のアスペリティのモデル化が現在多くの研究者により議論されている。地震発生層以浅は未固結地殻の影響で短周期帯域の地震動を生成しないと考えられているが、震源断層はすべりを生じているため地震モーメント（地震規模）は増加すると考えられる。したがって、地表地震断層が出現する地震は、地震規模に対して生成される短周期帯域の地震動が小さくなると推測される。

本研究では、日本国内で発生した内陸地殻内地震に対して、地表地震断層の有無による地震動特性および震源特性の違いを把握することを目的とした。地震動特性に関しては、距離減衰式により算出される標準加速度応答スペクトルに対する観測加速度応答スペクトルを算出することで地表地震断層の有無による地震動特性の違いを評価した。1995年兵庫県南部地震以降の活発な地震活動と(国研)防災科学技術研究所のK-NET、KiK-netを中心とした国内の強震観測網の充実に伴った多くの地震による強震観測記録と距離減衰式、サイト増幅特性などを最近の知見を取り入れることで評価の高精度化を図った。震源特性に関しては、近地強震観測記録を用いた震源インバージョンから得られた不均質すべり量分布より抽出した断層破壊領域およびアスペリティ領域と広帯域の強震観測記録のフィッティングにより推定された強震動生成域（SMGA）の双方の震源パラメーターから地表および潜在断層地震の震源特性の違いを評価した。さらに、得られた震源パラメーターを反映した特性化震源モデルを構築し、従来区別されていない地表地震断層の有無を考慮した強震動シミュレーションを実施し、観測値との比較から得られた震源特性の妥当性を検証した。

以上のように、地表時地震断層に着目した本論文の各章ごとの主要な結論をまとめる。

【第2章】

第2章では、国内の内陸地殻内地震の地表地震断層の有無を精査し、スペクトル距離減衰式から算出される標準的な応答スペクトルに対する強震観測記録の観測応答スペクトルの偏差に着目することで、地表および潜在断層地震の地震動特性の把握を試みた。各観測点であらかじめ評価されたサイト増幅特性や新たな地震データベースにより構築されたスペクトル距離減衰式など、最近の知見を取り入れることで精度の向上を図った。解析によって得られた成果は以下の通りである。

- 国外の地震を主として構築された米国のスペクトル距離減衰式2モデルと国内の地震を主として構築されたスペクトル距離減衰式1モデルの計3モデルのスペクトル距離減衰式から算出される標準加速度応答スペクトルと観測加速度応答スペクトルを比較した。その結果、本研究の対象地震に対しては国内の地震を主として構築されたスペクトル距離減衰式との対応が最も良かった。

これは解析対象地震がイベントターム（距離減衰式の回帰分析に使用された地震）となったためであると考えられる。

- 先行研究と同様、地表面の強震観測記録を用いて地表および潜在断層地震の地震動特性をスペクトル距離減衰式から算出される標準加速度応答スペクトルを用いて比較した結果、地表断層地震の地震動より潜在断層地震の地震動の方が周期 3.0 秒以下で 1.5-2.0 倍程度大きくなる傾向が見られた。しかし、サイト増幅特性に起因して区別が不明瞭な地震が幾つか存在した。
- あらかじめ評価されたサイト増幅特性を用いて、複雑な地盤構造を反映したサイト増幅の影響を地表面観測記録から取り除いた地震基盤上の強震記録から地表および潜在断層地震の地震動特性を比較した結果、潜在断層地震は横ずれ断層が周期 0.2-2.0 秒程度、逆断層が周期 0.1-1.0 秒程度でスペクトル距離減衰式の標準値の 1.2-1.6 倍程度、地表断層地震は全周期帯で標準値の 0.6 程度であった。潜在断層地震は地表断層地震より短周期帯域の地震動の生成が強いことが確認でき、先行研究とも概ね整合する結果が得られた。

【第3章】

第3章では、震源インバージョン解析により得られた不均質すべり量分布から、断層破壊領域とアスペリティ領域を抽出し、得られた震源パラメーターから地表および潜在断層地震の震源特性を比較した。解析によって得られた成果は以下の通りである。

- 地表および潜在断層地震のアスペリティ深さ分布を比較した結果、地表断層地震は深さ 5km 程度、潜在断層地震は深さ 5-10km 程度にアスペリティが集中する傾向が見られた。地表地震断層の有無でアスペリティの集中する領域が異なることを確認できた。
- 潜在断層地震の中にも 5km 以浅にアスペリティを有する地震が 3 つ存在した。第2章の地震動特性の比較では、2000 年鳥取県西部地震と 2003 年宮城県北部の地震が潜在断層的、2013 年栃木県北部の地震が地表断層的な特徴を示していた。浅部領域にアスペリティ領域が存在するにもかかわらず、地表地震断層が生じなかった要因、地震動特性が異なった要因については今後の重要な検討課題である。
- 地震規模とアスペリティ総面積、平均すべり量比の微視的断層パラメーターを地表および潜在断層地震で区別して比較した結果、地表断層地震は断層破壊領域に対するアスペリティの割合が潜在断層地震より大きくなる傾向（地表断層地震：22%，潜在断層地震：18%）が見られた。またすべり量比は、潜在断層地震 ($Da/D=2.17$) が地表断層地震 ($Da/D=1.92$) よりコントラストが大きくなる傾向が見られた。断層破壊領域と地震規模の自己相似則や断層面の平均応力降下量の巨視的断層パラメーターに大差は確認できなかった。
- 短周期帯域の地震動生成に寄与するアスペリティの応力降下量と加速度震源スペクトルのフラットレベルである短周期レベルを地表地震断層の有無で比較した結果、明瞭な差異は確認できなかった。不均質すべり量分布を特性化して得られた震源パラメーターからは地表地震断層の有無による地震動特性の違いを十分に説明できなかった。その原因として、不均質すべり量分布は周期 1-2 秒以上の長周期の強震記録を用いて算出された結果であること、短周期帯域の地震動特性に寄与するすべり速度時間関数の情報が反映されていないことが挙げられる。

- 地表および潜在断層地震の破壊開始点を比較した結果、地表断層地震は2016年熊本地震前震・本震を除いた全ての地震が8km以浅に破壊開始点を有し、その周辺または上部にアスペリティが存在していた。地表地震断層を生じる地震は破壊開始点が比較的浅いものが多かった。2016年熊本地震本震・前震は12km程度の深部に破壊開始点を有しているため、震源断層は地表面まで断層変位を生じさせるような成熟した震源断層であった可能性が示唆される。一方、潜在断層地震は2003年宮城県北部の地震を除いた全ての地震が8km以深に破壊開始点を有し、それに伴ってアスペリティも5-10km程度の領域に集中している。破壊開始点の位置も地表地震断層の有無に影響を与えた可能性が考えられる。

【第4章】

第4章では、2016年鳥取県中部の地震を対象に、広帯域の強震観測記録とのフィッティングによって推定される強震動生成域（Strong Motion Generation Area : SMGA）から構成される特性化震源モデルの構築を試みた。震源断層モデルの構築は経験的グリーン関数法を用いて実施され、解析によって以下の成果が得られた。

- 震源断層を取り囲むK-NET,およびKiK-net, 自治体震度観測点, 鳥取大学常設観測点の計9点の強震観測点を対象として解析を実施した。合成されるグリーン関数には2016年10月21日12時12分の前震観測記録と2016年10月21日19時20分の余震観測記録を使用した。
- グリッドサーチによりSMGAを推定した結果、破壊開始点周辺に38.6km² (5.4km×7.2km), 破壊開始点北側に12.0km² (3.0km×4.0km) の2つのSMGAを置くことで、各観測点の強震観測記録を精度良く再現できた。また、それらのSMGAは不均質すべり量分布のすべり量の大きい領域（アスペリティ）と概ね対応する位置に推定された。
- 推定された応力降下量はSMGA1が14.3MPa, SMGA2が7.6MPaとなり、支配的であったSMGA1の応力降下量は平均的な応力降下量（10.5MPa）よりやや大きい値が得られた。またライズタイムはSMGA1が0.2秒, SMGA2が0.5秒となった。ライズタイムは強震動予測手法レシピではSMGAの幅と破壊伝播速度から算出され、ライズタイム係数 $\alpha=0.3$ としたときSMGA1は0.84秒, SMGA2は0.48秒が算出され、SMGA2は同程度であるが、支配的であるSMGA1は0.25倍程度短く推定されている。以上のように支配的であるSMGA1の応力降下量が大きく、ライズタイムが短いことが周期0.2-2.0秒程度の地震動生成を強めた要因だと考えられる。
- 地震モーメントとSMGA総面積の関係は、過去の地震から得られた回帰式と概ね対応することを確認できた。SMGA応力降下量も深さ依存性を示した既往の経験式とも概ね対応する結果が得られた。

【第5章】

第5章では、国内で発生したM6程度の5つ内陸地殻内地震を対象にSMGAから構成される特性化震源モデルの構築を試みた。短周期帯域を含めた広帯域の強震観測記録とのフィッティングによりSMGAが構築されるため、地表地震断層の有無による地震動特性の違いを反映したSMGAの震源パラメーターが得られることが期待される。また、本研究で推定したSMGA震源パラメーターに他の国内

の内陸地殻内地震で構築された特性化震源モデルの SMGA 震源パラメーターの情報を加え、地表および潜在断層地震の震源特性の違いを評価した。さらに得られた震源パラメーターを反映させた特性化震源モデルを構築し、従来区別されていない地表地震断層の有無を考慮した強震動シミュレーションを実施した。観測波形の再現性から得られた震源パラメーターの妥当性を検証した。解析の結果、以下の成果が得られた。

- VFSA (Very Fast Simulated Annealing) を用いて、SMGAから構成される特性化震源モデルを構築した結果、観測波形と観測応答スペクトルを精度良く再現できるSMGAを推定できた。ただし、震源断層近傍の含めて再現精度が低い観測点を有する地震があるため、今後精度の向上を図りたい。
- 2014年長野県北部の地震や2016年熊本地震前震は深さ5km以浅にアスペリティを有していたが、SMGAを構築した結果、浅部のアスペリティ領域に対応するSMGAは得られない、または得られても短周期帯域の地震動に与える寄与は僅かであった。浅部領域のアスペリティは短周期帯域の地震動生成への寄与が小さい可能性がある。
- 構築した特性化震源モデルの震源パラメーターに、他の国内の内陸地殻内地震に対して構築された特性化震源モデルの震源パラメーターを加えて整理し、地表および潜在断層地震の震源特性の比較を実施した。地震規模とSMGA総面積の自己相似則について、傾きを $Mo^{2.3}$ とした回帰式は地表断層地震が潜在断層地震より切片が小さいため、同地震規模の場合に算出されるSMGA総面積は地表断層地震が潜在断層地震より小さくなる傾向が見られた。また、応力降下量とSMGAの等価半径の積で表現される短周期レベルも、地表断層地震のSMGA面積に関して地表断層地震が潜在断層地震より回帰式の切片が小さくなるため、同地震規模の場合に算出される短周期レベルは地表断層地震の方が潜在断層地震より小さくなる傾向が見られた。これらの傾向は第2章で示した地表および潜在断層地震の地震動特性の違いと整合的である。
- SMGAの応力降下量とライズタイム係数の深さ方向のプロットを確認した結果、深さに依らず5-30MPa程度の値となり、深さ依存性は確認できなかった。ライズタイム係数 α は深さ5kmを境界として浅部領域の幾何平均0.3、深部領域の幾何平均0.18となり浅部領域が2倍程度の係数となることが確認でき、浅部領域のほうがライズタイムが長く算出される傾向が確認できた。
- 地表および潜在断層地震の震源断層パラメーターの違いを反映した特性化震源モデルを構築し、統計的グリーン関数法による強震動シミュレーションを実施した結果、潜在断層地震の地震動が地表断層地震のものより1.3-1.8倍程度強くなる傾向が確認でき、観測された地表および潜在断層地震の地震動特性を強震動シミュレーションにより概ね再現できた。しかし、観測記録で見られた地表及び潜在断層地震の差(最大2.0倍程度)や潜在断層地震の横ずれ断層と逆断層の卓越周期帯の違いなどの事象は十分に再現できておらず、精度向上が今後の検討課題である。

以上、本研究は、国内の内陸地殻内地震を対象として地表地震断層の有無が地震動特性に与える影響を把握した。また得られた地震動特性の違いを説明するために、震源特性(震源パラメーター)の違いを地表および潜在断層地震に区別して整理を行った。その結果、短周期帯域の地震動強さに寄与する短周期レベルやSMGA総面積が地表地震断層の有無で異なることがわかり、短周期レベルの違いを考慮した強震動シミュレーションの結果、強震観測記録で見られた地表および潜在断層地震の地震動特性の

違いを概ね再現できた。本研究は地表地震断層の有無による短周期帯域の地震動特性と震源特性の特徴をまとめており、地表地震断層の有無を考慮したシナリオ地震の強震動予測等に得られた成果が貢献できることを期待する。

謝辞

本論文の作成にあたり、鳥取大学大学院工学研究科の香川敬生教授には、懇切丁寧な御指導、多数の御助力をいただきました。心より感謝を申し上げます。同研究科の塩崎一郎准教授、小野祐輔教授には、本審査の副査として本研究の内容をより充実させる大変貴重な意見を頂きました。同研究科の野口竜也助教には、本論文をまとめるにあたり多くの御助力をいただきました。ここに記して深く感謝申し上げます。

(財)地域地盤環境研究所の宮腰研博士には、多くの研究者の成果である不均質すべり量分布を取りまとめてご提供いただくとともに、本研究に対して大変有意義なコメントを多数いただきました。(国研)防災科学技術研究所の久保久彦博士には 2016 年鳥取県中部の地震の不均質すべり量分布を提供して頂きました。(国研)港湾空港技術研究所の野津厚博士には K-NET および KiK-net のサイト増幅特性のデータを提供して頂きました。(株)大崎総合研究所の皆様方には、研究成果を発表・議論する機会を頂き、多くの御助言を頂きました。鳥取大学工学部土木工学科地圏環境工学研究室の学生には、本研究の作成にあたり多くの力添えを頂きました。心より感謝申し上げます。本研究では、(国研)防災科学技術研究所の F-net および気象庁で公開されている震源情報を使用しました。(国研)防災科学技術研究所が公開・提供している K-NET および KiK-net の強震観測記録を使用しました。2016 年鳥取県中部の地震および前震・余震の自治体震度観測点の強震観測記録は鳥取県庁が取りまとめたものを提供して頂きました。一部図の作成には、GMT[Wessel and Smith, 1991]を使用しました。ここに記して深く感謝申し上げます。

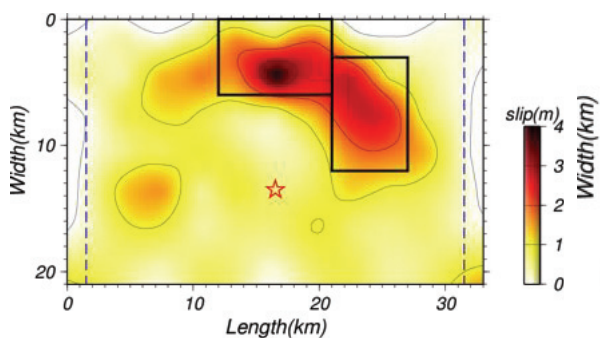
最後に、博士課程での学業を支えてくださった家族、友人の皆様方に深く感謝申し上げます。

参考文献

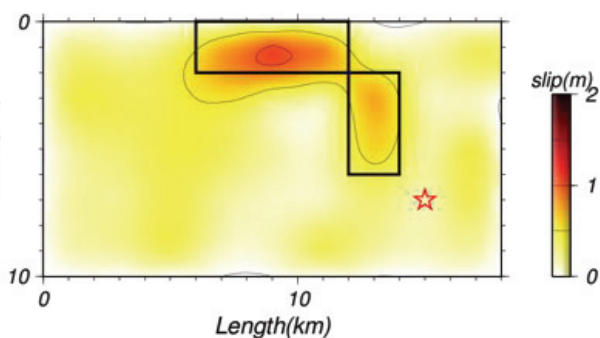
Wessel, P. and Smith, W. (1991) : Free software helps map and display data, *Amer. Geophys. U.*, Vol. 72, p. 441.

付録

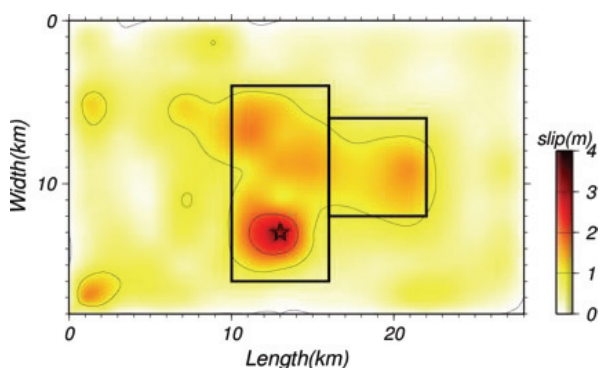
第3章「不均質すべり量分布から得られる震源特性の違い」の解析に際して、震源インバージョン解析から得られた不均質すべり量分布より背景領域とアスペリティ領域を抽出し、震源特性の比較を実施した。以下に各地震の不均質すべり量分布から抽出したアスペリティ領域と背景領域をまとめる。なお、青線がトリミングした断層破壊領域、黒線が抽出したアスペリティ領域を示している。



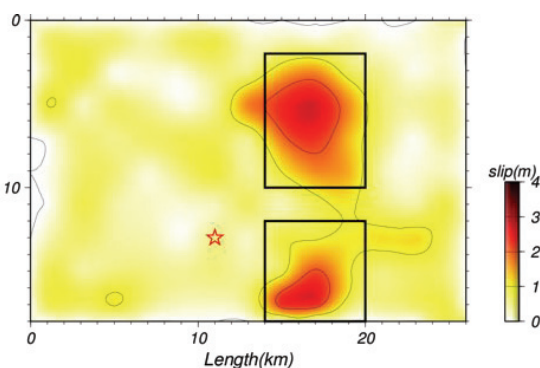
2000年鳥取県西部地震
(Iwata et al. [2000]に加筆)



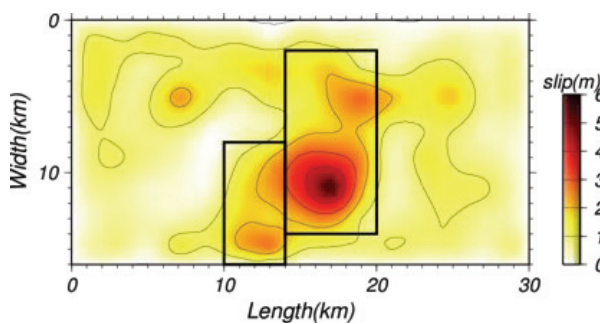
2003年宮城県北部の地震
(Hikima and Koketsu[2004]に加筆)



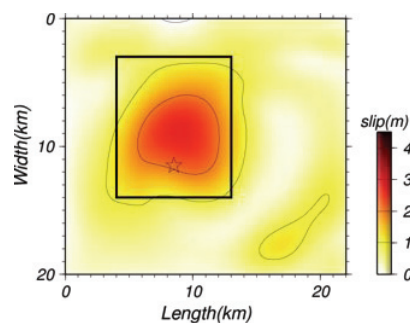
2004年新潟県中越地震
(Asano and Iwata[2009]に加筆)



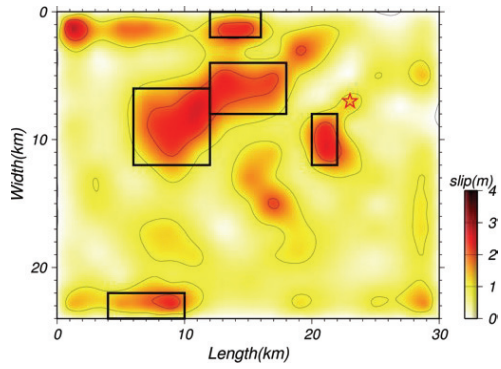
2005年福岡県西方沖地震
(Asano and Iwata[2006]に加筆)



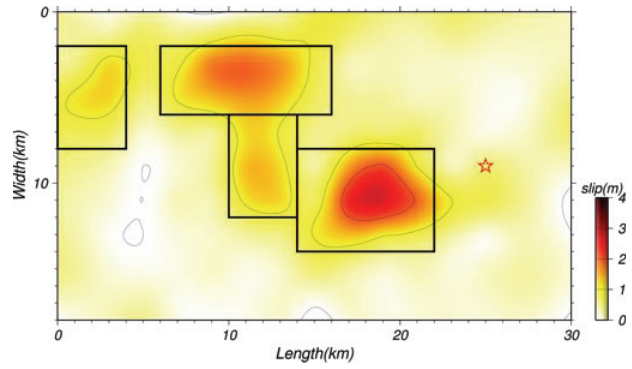
2007年能登半島地震
(Asano and Iwata[2011]に加筆)



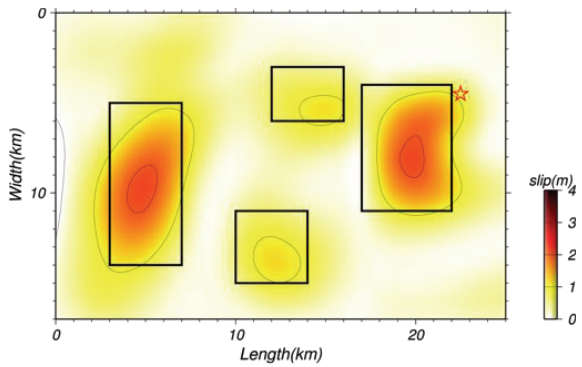
2007年能登半島地震
(Horikawa[2008]に加筆)



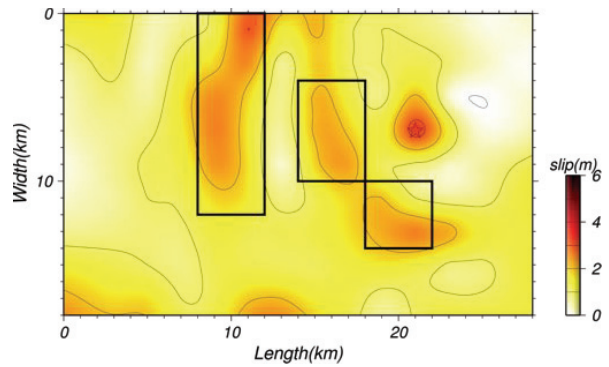
2007年新潟県中越沖地震
(Aoi et al. [2008]に加筆)



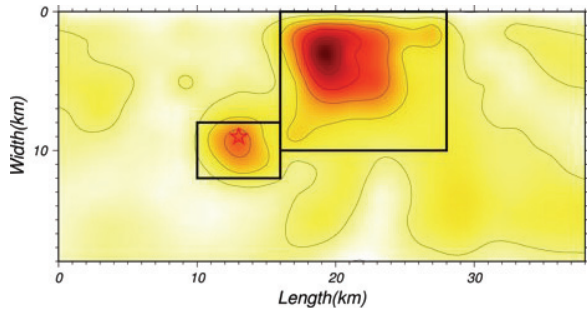
2007年新潟県中越沖地震
(引間・纈瀬[2008]に加筆)



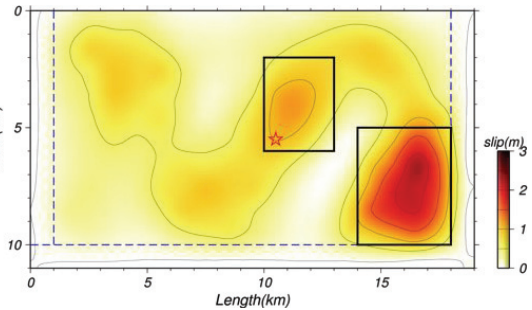
2007年新潟県中越沖地震
(Horikawa [2008]に加筆)



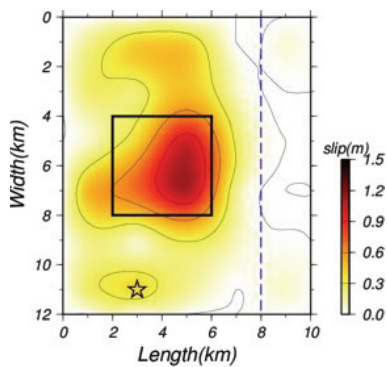
2007年新潟県中越沖地震
(Miyakoshi et al. [2008]に加筆)



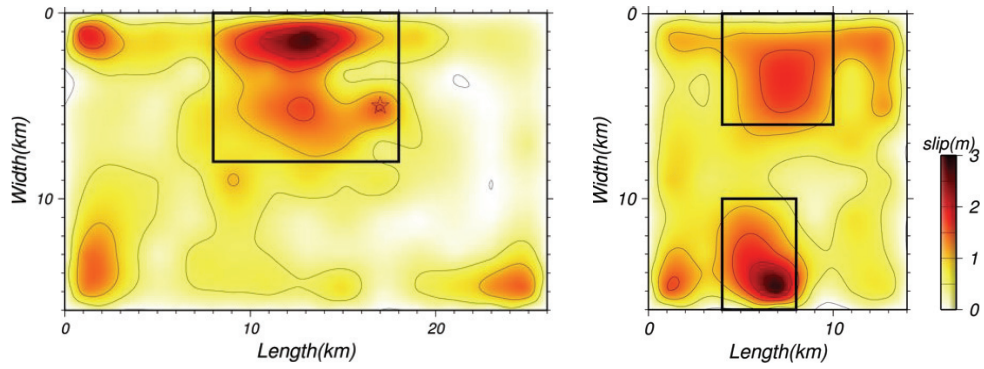
2008年岩手宮城内陸地震
(Asano and Iwata [2011]に加筆)



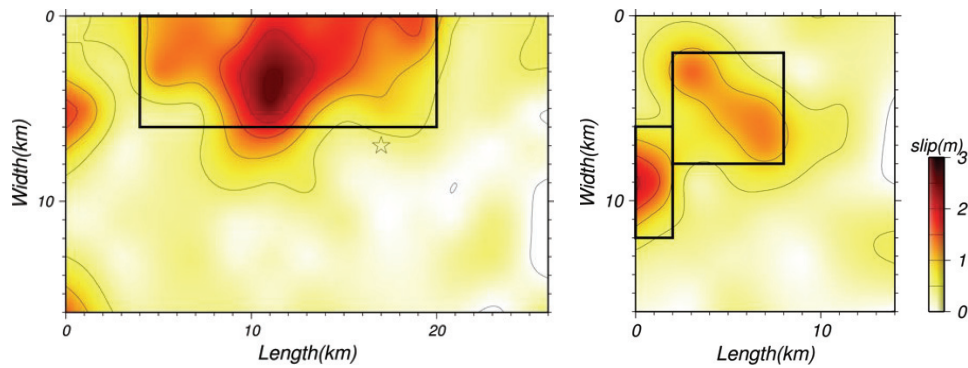
2011年長野県北部の地震
(松元ほか [2015]に加筆)



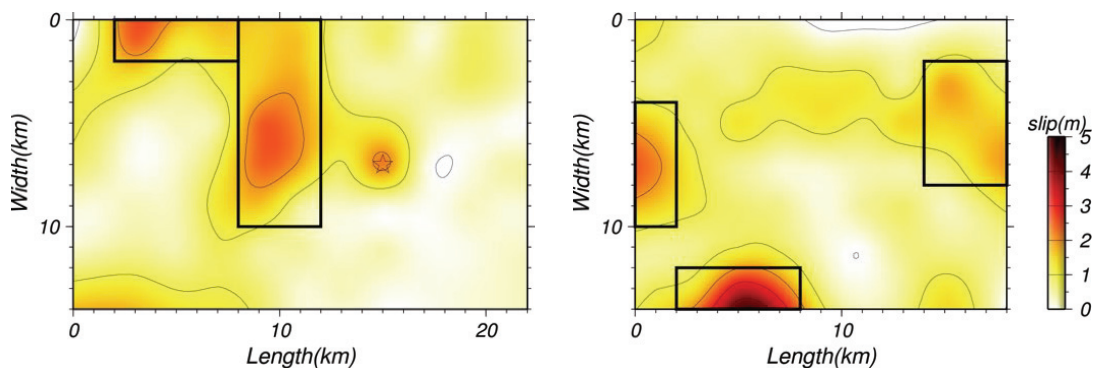
2011年静岡県東部の地震
(気象庁 [2011]に加筆)



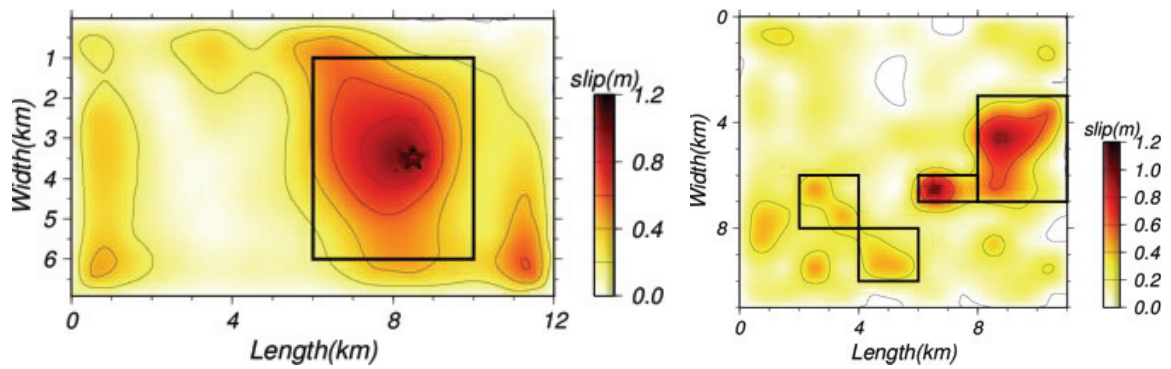
2011年福島県浜通り地震(染井ほか[2014]に加筆)



2011年福島県浜通り地震(引間ほか[2012]に加筆)

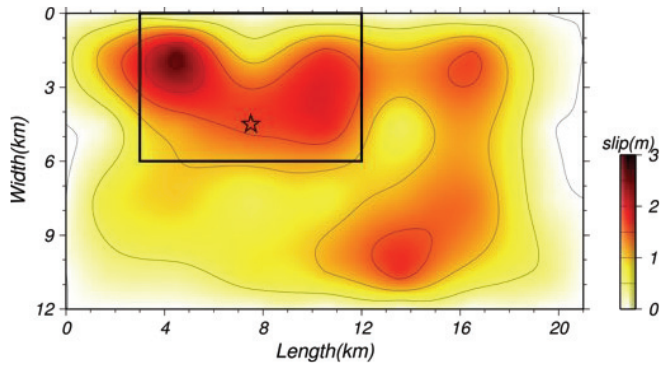


2011年福島県浜通り地震(Tanaka et al. [2014]に加筆)

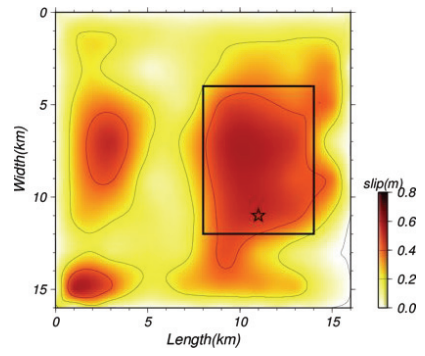


2013年栃木県北部の地震
(染井ほか[2014]に加筆)

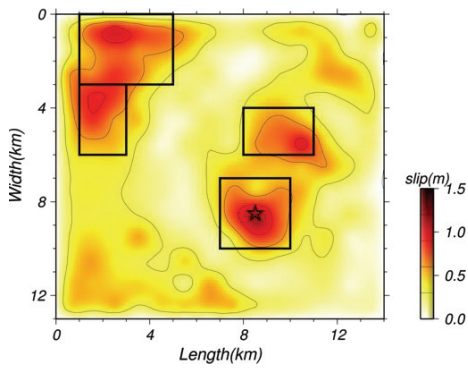
2013年淡路島付近の地震
(染井ほか[2015]に加筆)



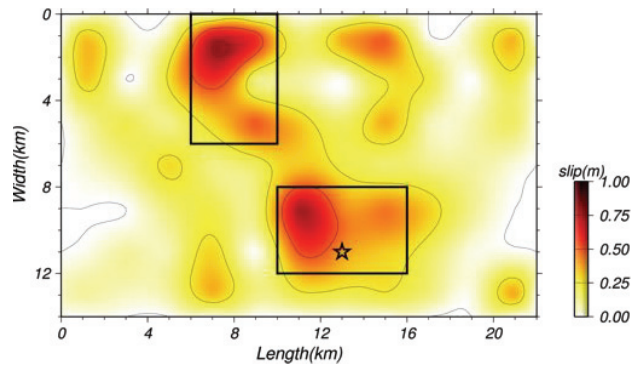
2014年長野県北部の地震
(気象庁[2014]に加筆)



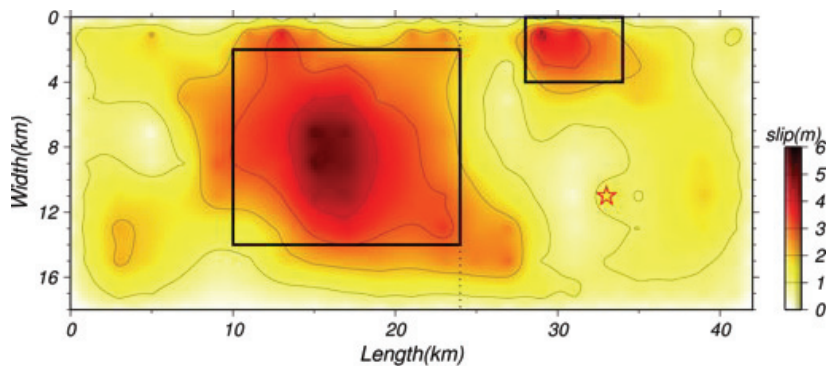
2016年鳥取県中部の地震
(Kubo et al. [2017]に加筆)



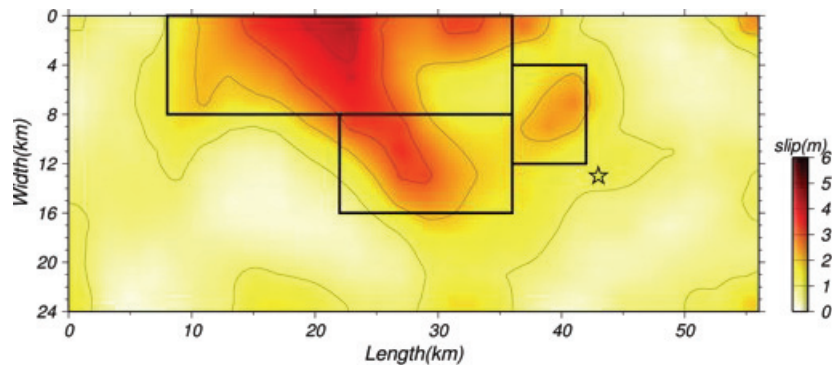
2016年熊本地震前震
(Asano and Iwata[2016]に加筆)



2016年熊本地震前震
(Kubo et al. [2016]に加筆)



2016年熊本地震(Asano and Iwata[2016]に加筆)



2016年熊本地震(Kubo et al. [2016]に加筆)