

7. 2011年東北地方太平洋沖地震の強震動生成域からの長周期地震動

倉橋奨・入倉孝次郎・正木和明

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震（以下、2011年東北地震とよぶ）では、津波、地殻変動、遠地実体波、強震動など、様々な観測データからそれぞれの観測データ、または複数の観測データを再現する震源モデルが検討され、震源破壊過程には周期依存性があることが指摘されている。筆者らは、0.15~10Hzの短周期帯域の近地強震動記録の顕著な波群の解析から強震動生成域（Strong Motion Generation Area, SMGA）を推定し、SMGAが陸側に近い場所に5つ存在することを明らかにしている。近い将来、発生が予測される南海トラフ地震など海溝型巨大地震に対して、長周期構造物の被害予測およびその軽減策を検討するには、長周期地震動（2-10秒）を事前に評価しておく必要がある。本研究では、SMGAから生成される長周期地震動について検討を行ったので報告する。

2. 2011年東北地方太平洋沖地震のSMGA震源モデル

本研究では、Kurahashi and Irikura (2013) によるSMGA震源モデルを採用する。このSMGA震源モデルは、経験的グリーン関数法により、対象周波数0.15~10Hzの最適化モデルとして求められたものである。本震の観測記録は、KiK-net・K-NET強震動観測網などで観測されており、強震動はいくつかの波群により形成されていることが知られている。図1にはKiK-netとK-NETの観測点分布と2011年東北地震の震源域に沿った観測点で記録された観測波形のペーストアップを示す。図より、宮城県付近の観測記録には明瞭に2つの波群（WP1とWP3）が含まれていることがわかる。一方で、茨城県付近の観測記録は、約150秒付近から別の大きな波群（WP5）が見えている。宮城県と茨城県の間位置する福島県の観測記録は、いくつもの波群が重なるようになりかなり複雑な波形をしている。Kurahashi and Irikura (2013) では、少なくとも5つの波群がみられることを示し、また、これらの波群が個別のSMGAから生成されたとして、5つのSMGAの位置、面積、応力降下量を推定している。

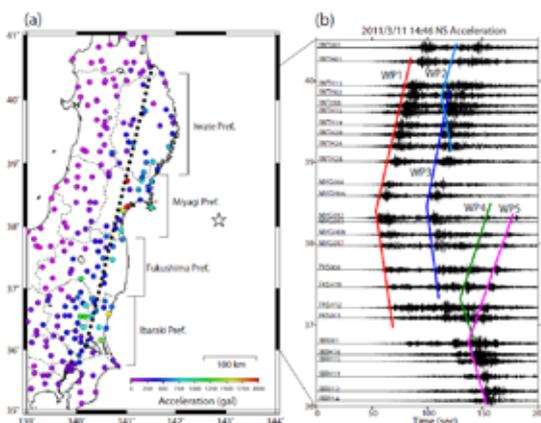


図1 (a) 2011年東北地震の記録が観測されたK-NETおよびKiK-netの観測点分布。(b) 本震の観測地震動波形。(a)に示した点線上に位置する観測点の観測波形を北から順に示す。



図2 Kurahashi and IrikuraによるSMGA震源モデル。矩形は、SMGAの位置と大きさおよび小断層の数を示す。

3. SMGAからの地震動の周期特性

SMGAから生成される地震動は、これまで、内陸の地震に関しては一般にほぼ ω^2 則に従うとして強震動の合成がなされ、観測に良く一致する波形が得られた。海溝型地震に関しては、必ずしも一般的な結論は得られていないが、SMGAからの地震動は ω^2 則に沿っていたことが示唆される。一方で、Miyake and Koketsu (2010) では、1978年宮城県沖地震 (Mw 7.6) では、SMGAから放射された地震動は ω^2 則には従わず、2つのコーナー周波数をもつモデルであったことが報告されている。

3.1 SMGAからの地震動および全破壊域からの地震動の周期特性

2011年東北地震の震源近傍域の得られた観測記録をみると、孤立した波群として、3つの波群 (WP1、WP3、WP5) が認められる (図1参照)。これらの波群は、Kurahashi and Irikura (2013) によると、SMGA1、SMGA3、SMGA5 (図2を参照) からの地震動と考えることができる。ここでは、これらの3つの波群の記録から、震源スペクトルを推定した。計算された各波群の観測震源スペクトルを図3に示す。また、図3には、SMGAからの地震モーメントとSMGAの面積から推定されるコーナー周波数から求められる理論変位震源スペクトルを赤線で示す。ここでの観測震源スペクトルは、地表面効果を含む表層効果で増幅されたものとなっている。そのため、観測震源スペクトルは、SMGAの地震モーメントと面積から推定される理論のスペクトルに比べて、2倍程度大きくなっている。KiK-netの観測記録に含まれる地中地盤特性は、赤澤・入倉 (2015) で詳細に検討されている。それによると、硬質地盤における地中地盤特性は、1 Hz以下の低周波数域では、自由地表面の効果 (= 2) にほぼ漸近することが示されている。そこで、地中地盤特性を考慮して、低周波数側を地震モーメントの2倍とし、コーナー周波数より高周波数側が ω^2 で減衰するとしたモードスペクトルが青線で図3に示す。結果として、各SMGAに対応する波群 (WP1、WP2、WP3) の観測震源スペクトルは、KiK-netの観測記録に含まれる地中地盤効果を考慮すると、概ね ω^2 則で近似できることがわかった。

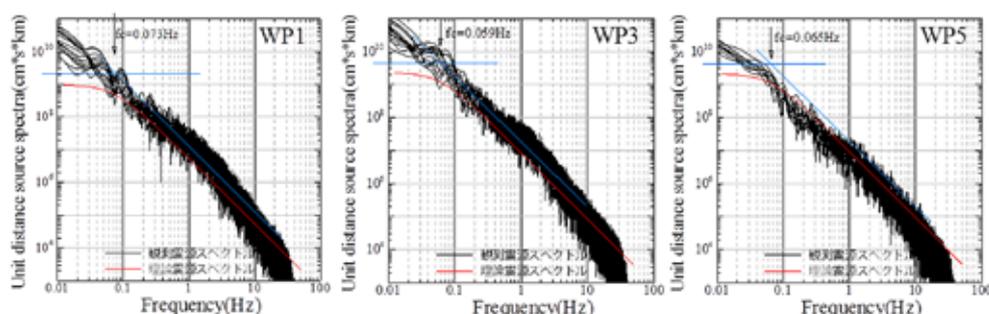


図3 観測波形からみられたWP1、WP3、WP5における観測震源スペクトル (黒) と理論変位震源スペクトル (赤)。青線は、地盤増幅度を考慮した場合の変位震源スペクトルを示す。

3.2 SMGAからの地震動評価のためのすべり速度時間関数と小断層サイズの選定

各SMGAからの観測記録のスペクトルは、 ω^2 則の特性を示していることが確認された。したがって、SMGAからの地震動のシミュレーションは、分割する小断層のサイズとすべり速度関数を適切に決め、重ね合わせで得られる合成波形が高周波数域で ω^2 で減衰するスペクトルをもつための条件を検討した。

すべり速度関数には、smoothed ramp関数と中村・宮武の関数の利用について検討する。なお、smoothed ramp関数のフーリエスペクトルは、低周波数域からライズタイムの逆数の周波数 (0.27Hz) までほぼフラットで、ライズタイムの逆数から高周波数域で急激に減衰する。一方で、中村・宮武の関数は、すべり継続時間の逆数に対応する周波数までフラットで、それより高周波数で $\omega^{-1/2}$ でゆっくり減衰する特徴を持つ。

この両すべり速度関数において、最適な小断層サイズとすべり速度関数を求める。ここでは、SMGA3 (S=42.5 x 42.5km) を対象とした、理論波形の変位フーリエスペクトルにて議論する。図4にsmoothed ramp関数および中村・宮武の関数において、小断層サイズを0.25、0.5、1.0、2.1、4.2、8.5kmとして波形合成した結果について、変位フーリエスペクトルを計算したものを示す。

図4左図にsmoothed ramp関数を用いた場合の地震動の変位スペクトルを示す。図中の灰色線は、地震モーメントをKurahashi and Irikura (2013) によるSMGA3の値、コーナー周波数をSMGA3の面積と媒質S波速度から推定される0.059Hzとした場合の理論変位震源スペクトルを示している。図より、合成波形の変位フーリエスペクトルの振幅は、小断層サイズが8.5kmの場合に、ほぼ ω^{-2} で減少の傾向を示すが、小断層サイズがそれより小さくなると、 ω^{-2} よりもずっと大きく減衰してしまうことがわかり、高周波数側の限界周波数は0.5Hz程度であることがわかる。

中村・宮武の関数を用いた場合の合成波形の変位フーリエスペクトルを図4右図に示す。この関数を用いた合成波形の変位フーリエスペクトルの振幅は、小断層サイズが1.0kmのときにほぼ ω^{-2} か、それよりも若干大きく減少している。小断層サイズがそれより大きいと高周波側のスペクトルの振幅減衰は ω^{-2} よりもやや大きい傾向を示す。したがって、中村・宮武の関数を利用し、小断層サイズを1kmとした場合、 ω^{-2} の減衰にするために、一般的には破壊伝播速度の揺らぎを与える方法が利用されている。図5には、破壊伝播速度の揺らぎの影響を確認する。揺らぎを与えていない小断層サイズ1.0kmで計算した計算波形の変位フーリエスペクトルとの比較から、破壊伝播速度に揺らぎを与えると、高周波側で減衰傾向が小さくなることを確認した。

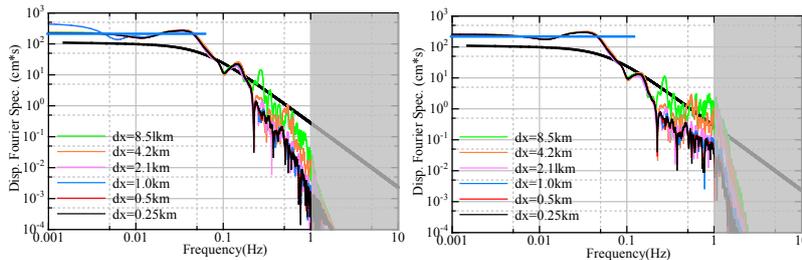


図4 小断層サイズを変えた場合の変位フーリエスペクトル。
(右図) すべり速度関数としてsmoothed ramp関数を利用した場合、(左図) すべり速度関数として中村・宮武を利用した場合の結果を示す。

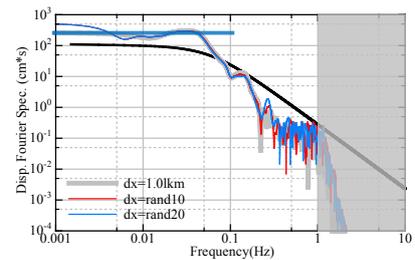


図5 破壊伝播速度にばらつきを与えた場合の変位フーリエスペクトル。すべり速度関数として中村・宮武の関数を利用し、小断層サイズは1.0kmを利用した結果を示す。

4. 長周期地震動シミュレーション

SMGA震源モデルを用いて長周期地震動シミュレーションを実施した。長周期地震動のシミュレーションには、離散化波数法と反射透過係数法を使用した。地震動評価の対象地点は、2011年東北地震の強震動を観測したKiK-net観測点の6点とした。図6、図7には、smoothed ramp関数を利用し、小断層サイズを8.5kmとした場合および中村・宮武関数を利用し、小断層サイズを1.0kmとした場合の観測波形とシミュレーション波形の比較および観測疑似速度応答スペクトルとシミュレーション波形の疑似速度応答スペクトルの比較を示す。疑似速度応答スペクトルについても、宮城県や千葉、東京については、シミュレーションの結果は、観測とよく一致している。しかしながら、FKSH19、IBRH12、IBRH19については、NS成分についての再現性はよいが、EW成分とUD成分については、シミュレーションの結果が観測よりも5倍程度過大評価となっている。水平成分の振幅比に影響を与えるものとしては、断層のすべり角の違いによるS波の放射特性、3次元地下構造による伝播経路特性の影響が考えられる。さらに、加藤・他(2014)で指摘されている水平成層構造による強震動シミュレーションでは、短周期のみならず周期1秒~数秒程度の周期帯域においても理論放射特性の影響が強くてすぎる指摘もあるため、より観測記録の再現性を高めるためには、これらの詳細な検討が今後必要である。

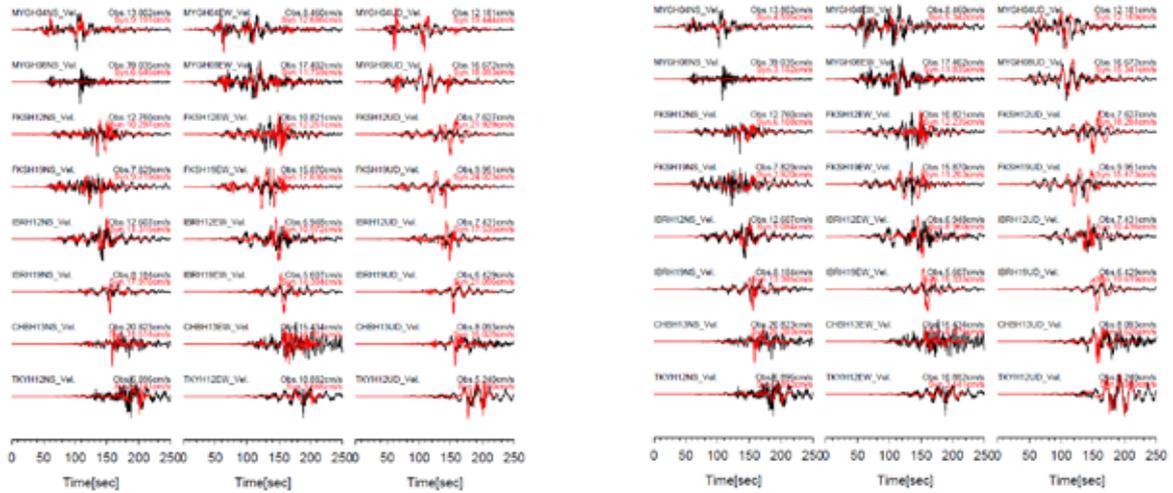


図6 Smoothed ramp関数を利用し、小断層サイズは8.5kmとした場合（左）および、中村・宮武 関数を利用し、小断層サイズは1.0kmとした場合（右）の観測波形（黒）と地震動シミュレーション波形（赤）との比較。

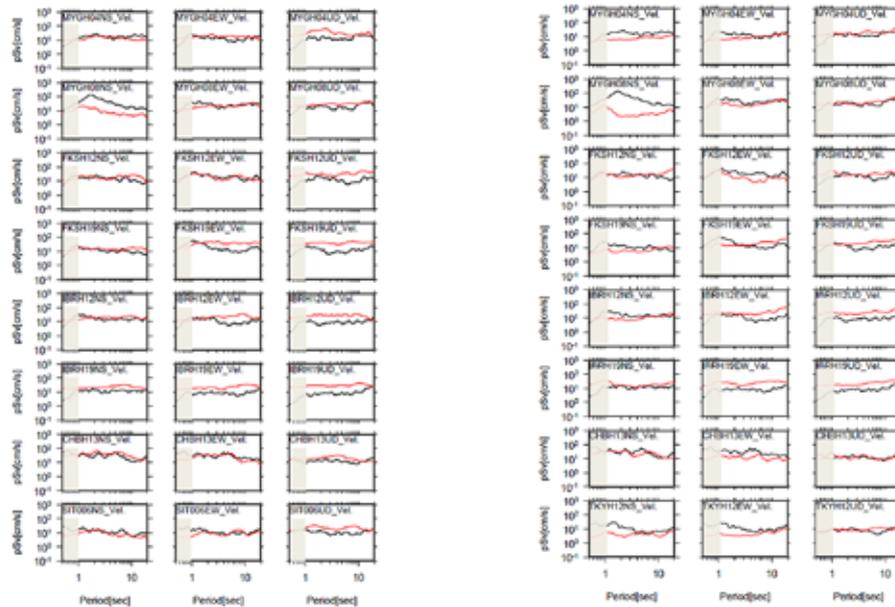


図7 Smoothed ramp関数を利用し、小断層サイズは8.5kmとした場合（左）および、中村・宮武 関数を利用し、小断層サイズは1.0kmとした場合（右）の観測（黒）とシミュレーションの応答スペクトル（赤）との比較。

5. まとめ

本論文では、2011年東北地震の長周期強震動（2 - 10秒）を再現するためのSMGA震源モデルと、これを用いた長周期地震動の波形合成について検討を行った結果を簡単にまとめる。

- 1) SMGAは、SMGAの直径に対応するコーナー周期を持つ ω^{-2} 則に従う特性を持つ。
- 2) 2 - 10秒の地震動を再現させるためには、すべり速度関数と小断層サイズを適切に選択する必要がある。
- 3) 中村・宮武の関数で、ほぼ ω^{-2} となるが、破壊伝播速度に揺らぎを与えるとよりよい。
- 4) 本地震による長周期地震動評価の最適モデルは、SMGAを1x1kmの小断層に分割し、すべり速度関数として中村・宮武の関数を用い、破壊伝播速度に10%の揺らぎを与えるものである。このモデルにより、（2 - 10秒）の周期帯域でほぼ ω^{-2} の特性をもつ合成波形が得られた。