

岩手県沖プレート沈み込み帯で発生した地震の波形の特徴把握*

弘前大学理工学研究科 小菅 正裕

1. はじめに

最近の研究により、プレート沈み込み帯では多様な地震が発生していることが明らかになってきた。図1は岩手県とその沖合で発生した地震の震源分布を示したものである。この領域では、沈み込む太平洋プレートに沿う地震活動と、陸域の地殻内地震の延長上での地震活動が見られる。このうち、プレート境界において発生している地震は、2011年東北地方太平洋沖地震のようなプレート境界地震と、小繰り返し地震である。小繰り返し地震は、プレート境界において孤立した小アスペリティが繰り返し破壊することによって発生すると考えられており、この地震によるすべり量を推定することで、アスペリティ周囲のプレートの沈み込みレートが推定されている [例えば, Igarashi et al. (2003)]。また、太平洋プレート上面よりも浅部にしみ出した地震活動があることがわかり、supraslab 地震と名付けられた [Uchida et al. (2010)]。さらに、2011年4月7日に宮城県沖で発生したマグニチュード (M) 7.1の地震 [例えば, Nakajima et al. (2011)] のように、太平洋プレート内部を破壊するスラブ内地震も存在する。

それらの地震の識別にあたっては、震源の深さの決定精度が重要な問題となる。図1で黒い四

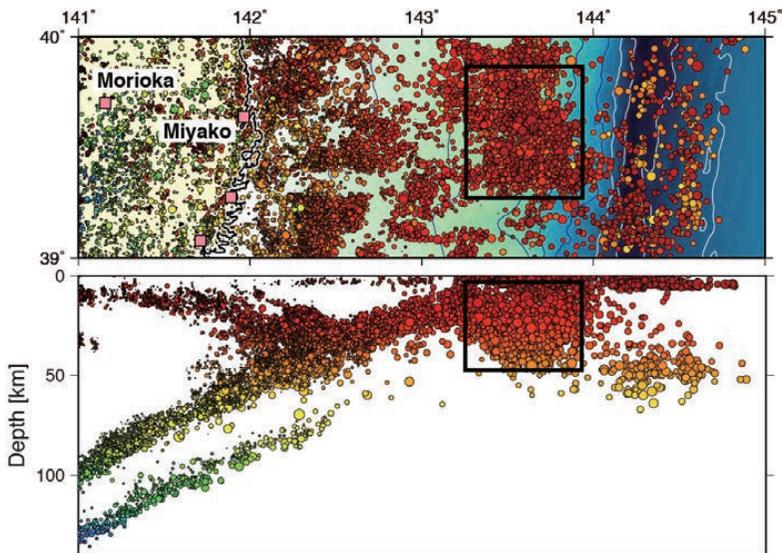


図1 岩手県とその沖合で発生した地震の震源分布。気象庁一元化震源要素を用い、期間は2012年1月1日～2016年12月31日。震源の丸印の色は深さを表す。黒い四角の領域内で発生した地震の分類を図2において行った。

*Waveform characteristics of earthquakes near the plate boundary off the coast of Iwate prefecture by Masahiro Kosuga

角で囲んだ領域では震源深さの決定精度が低い。それは、震源の上方に観測点がないために震源深さと地震発生時刻の間にトレードオフが生じることと、地震波形が複雑で特にS波の読み取りが困難なことによる。これらの問題は、新たに建設された日本海溝海底地震津波観測網S-netのデータを用いることで解決できる面があるが、波形が複雑になる理由を理解し波形を利用するためには、現実的な地下構造に基づいた理論波形との比較研究が不可欠である。

そこで本研究では、最近開発された3次元波動伝播シミュレーションコードOpenSWPC [Maeda et al. (2017)] によって理論波形の計算を行って観測波形と比較することで、理論波形の再現の度合い、理論波形では十分に再現できていない点、地震波形の複雑さの理解と利用に関する研究の方向性について議論する。解析対象の地震は、図1の黒い四角内で発生した1地震とした。

2. 地震波形の分類

理論波形との比較を行う前に、空間的に近い領域で発生した地震の波形がどの程度似ているのかを検討する。そのため、図1の四角の領域で発生した地震のうち、M4.5～5.4で、気象庁によるCentroid Moment Tensor (CMT) 解が逆断層型に近い38地震について、波形の相関を用いた分類を行った。波形データはP波到達5秒前から到達後55秒までの60秒間を用いた。バンド・パス・フィルターの帯域は0.1～1 Hzである。分類の結果を図2の左上に示す。震源の丸印の色が分類された地震グループの番号を示す。これを見ると、震源位置が比較的近いものが同じグループと

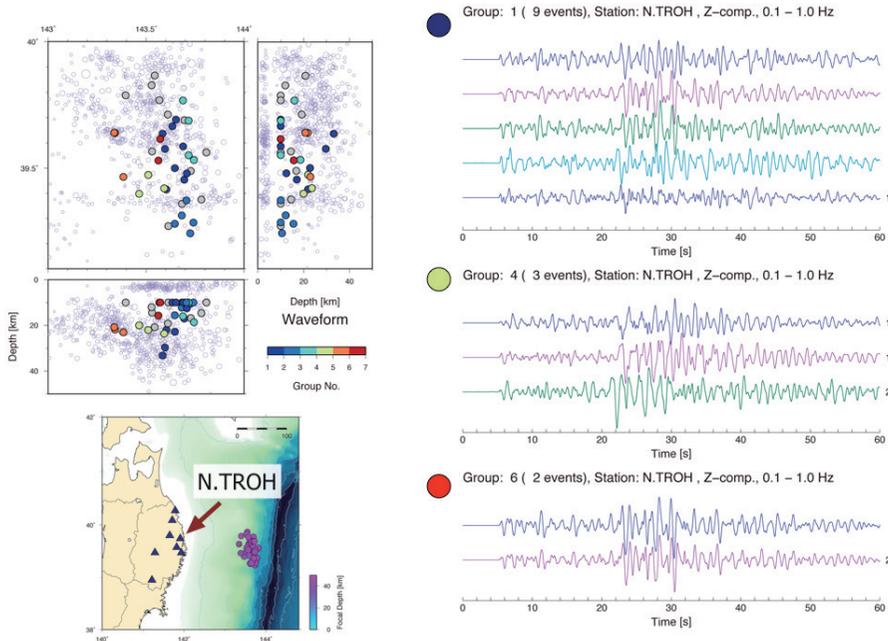


図2 波形データを用いた地震の分類。震源と観測点の位置を左下に示す。左上の震源の丸印の色が、分類された地震グループの番号を示す。灰色はどのグループにも分類されなかった地震。右側は地震波形の比較で、3つのグループについて、岩手県沿岸の田老観測点の上下動成分の波形を示す。波形の左の丸の色は震源分布図の丸の色に対応し、右の数字は地震番号を表す。

して分類されており、同一グループに分類された震源から観測点までの経路の影響、すなわちグリーン関数が似ていることを示唆する。図の右側は、3つのグループの波形を比較したものである。これを見ると、波形はグループ間では系統的に異なるが、グループ内においても完全に同じではないことがわかる。震源位置によって波形のどの部分がどのように異なるかの検討は、観測波形を基にするよりは異論波形に基づく方が容易である。そこで、図の27番の地震について、波動伝播シミュレーションにより理論波形の計算を行った。

3. 波動伝播シミュレーション

3次元波動伝播シミュレーションに用いた OpenSWPC では、シミュレーションの条件を指定するコントロールファイルと速度構造モデルをユーザが用意して計算を実行すると、理論波形データと波動伝播のスナップショットの図が出力される [Maeda et al. (2017)]。速度構造モデルは、長周期地震動予測地図の計算に用いられた全国1次地下構造モデル (JIVSM, Koketsu et al. (2012)) に基づいている。このモデルでは各地点における計23層の上面深度と各層の物性値が与えられている。波形を計算した地震の気象庁CMT解のセントロイド深さは15.7 kmであるが、この地震がプレート境界に位置しているものとして、セントロイドの緯度・経度におけるプレート境界の深

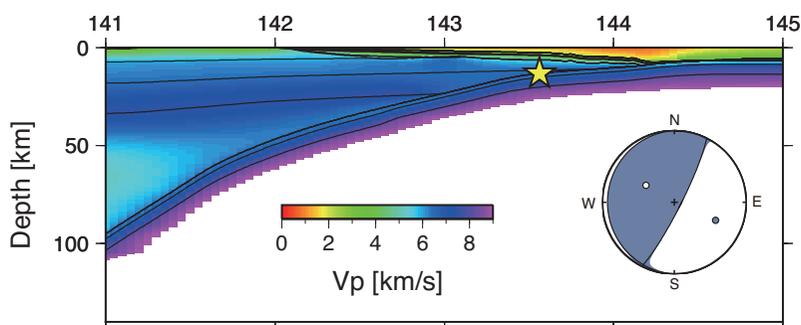


図3 シミュレーションに用いたP波速度構造、震源位置（☆印）、及びCMT解。速度構造モデルの実線は各層の境界を表す。

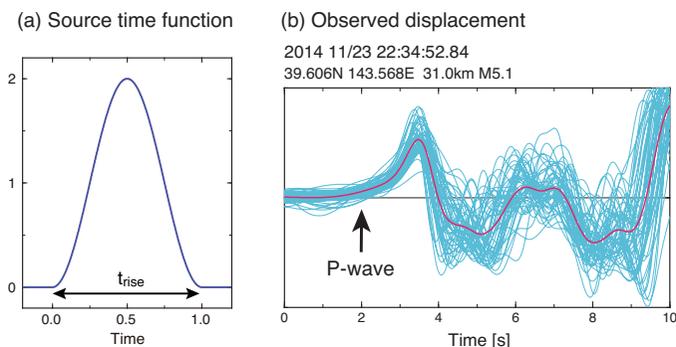


図4 シミュレーションに用いる震源時間関数 (a) と、観測されたP波初動部分の変位波形。波形はP波到達時刻を揃えて重ね描きしたものが水色で、平均波形が赤で示されている。

さ (13.0 km) を与えた (図 3)。震源メカニズム解は CMT 解のダブルカップル成分を与えた (図 3)。

シミュレーションにおいては震源時間関数を指定する必要がある。ここでは図 4(a) のベル型の震源時間関数を用いた。その継続時間 (t_{rise}) の逆数の 2 倍がシミュレーション波形のコーナー周波数に対応するので、その設定は重要である。ここでは、実際の観測波形を後述の方法で広帯域地震計相当の波形に変換した後に変位波形を求め、S/N 比がよい観測点についてスタックして平均波形を求めた (図 4(b) の赤線)。その結果を基に、継続時間を 2 s とした。これにより理論波形のコーナー周波数は 1 Hz となるので、観測波形には 0.1 ~ 1 Hz のバンド・パス・フィルターをかけた。

4. シミュレーション波形

シミュレーション波形のペーストアップを図 5 に示す。P 波初動位置がほぼ同じになるように、横軸を 8 km/s で reduce して示している。これを見ると、(a) 上下動、(b) radial 成分ともに、P 波初動の 5 秒程度後に顕著な位相が出現し、上下動成分の S 波初動の前後や、両成分の S コーダ波部分において、連続して追跡できる位相が現れている。

シミュレーション波形と観測波形の比較にあたっては、地震計の特性を考慮する必要がある。ここでは Maeda et al. (2011) の方法を用い、Hi-net の短周期地震計での観測波形を F-net の広帯域地震計 STS-2 相当の波形に変換した。この方法は、短周期地震計の特性のデコンボリューションと STS-2 地震計の特性のコンボリューションを再帰型フィルターで実現するものである。変換前後の波形を比較すると、変換後の波形の方が理論波形とより調和的である (図 6)。そこで以下では、変換後の波形と理論波形の比較を行う。

図 7 は岩手県沿岸付近の観測点での波形の比較である。3 成分の振幅分布、主要な振動の周期と

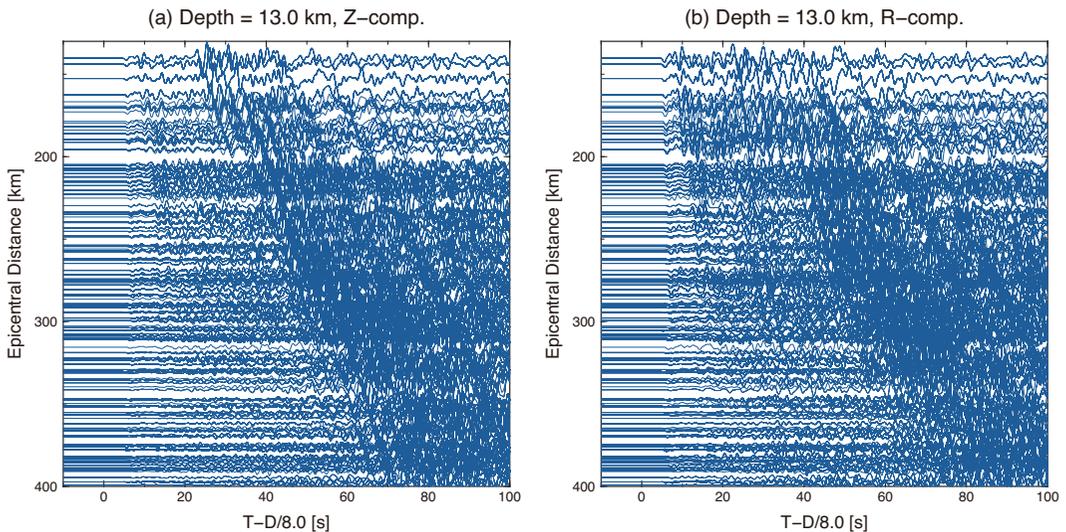


図 5 シミュレーション波形のペーストアップ。(a) が上下動、(b) が radial 成分。縦軸に震央距離、横軸に時間を取り、Hi-net 観測点について計算された波形を並べたもの。横軸は 8 km/s で reduce して示す。

振幅、地震計特性の補正で見えるようになった長周期の波の様子などの観測波形の特徴は、シミュレーション波形でも概ね再現できていると言える。しかし、上下動成分のS波付近では最大振幅の波の位相がずれていること、N.YMDHの上下動成分やN.KMIHのradial成分などで振幅の大きな振動が継続する計算波形となっている点などは、観測波形と合っているとは言えない。後者のような計算波形は内陸の観測点においても見られる。

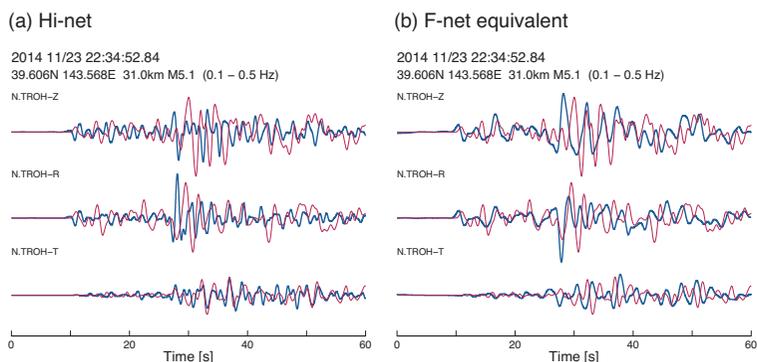


図6 観測波形（青）とシミュレーション波形（赤）の比較。(a)は観測波形そのもの、(b)はF-netのSTS-2地震計相当の波形に変換した結果との比較。観測波形には0.1～1 Hzのバンド・パス・フィルターをかけている。観測波形、理論波形とも、振幅は各観測点の最大値で規格化してある。

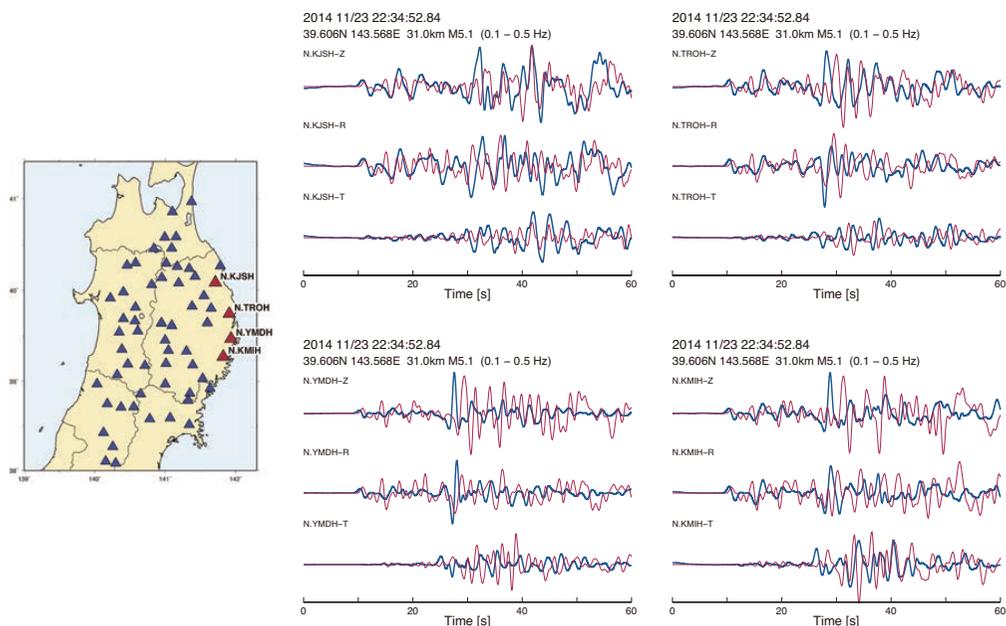


図7 地図中の赤い三角印の観測点について、観測波形（青）とシミュレーション波形（赤）の比較。観測波形は0.1～1 Hzのバンド・パス・フィルターをかけたもの。観測波形、理論波形とも、振幅は各観測点の最大値で規格化してある。

4. 議論とまとめ

上記のような不一致の原因解明と、波形に含まれる地下構造情報の抽出は今後の課題である。振幅の大きな振動が継続する原因の解明には、そのような振動が出現する観測点の範囲を把握する必要がある。また、震源位置を変えた波形を並べて見ることで、どの部分の構造が寄与しているかを見積もることも可能と考えられる。シミュレーションでは地下構造を変化させることが可能なので、例えば、ある層とそれに隣接する層の物性を同じにすることで、特性の層からの寄与の有無を見積もることができる。今回はシミュレーション研究の手始めとして、観測波形との単純な比較に留まっているが、今後は系統的な調査研究を続ける予定である。

文献

- Igarashi, T., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, 2003, Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 108 (B5), doi:10.1029/2002JB001920.
- Koketsu, K., H. Miyake, and H. Suzuki, 2012, Japan integrated velocity structure model version 1, 15th World Conference on Earthquake Engineering.
- Maeda, T., K. Obara, T. Furumura, and T. Saito, 2011, Interference of long-period seismic wavefield observed by the dense Hi-net array in Japan, *J. Geophys. Res.*, 116, B10303, doi:10.1029/2011JB008464.
- Maeda, T., S. Takemura, and T. Furumura, 2017, OpenSWPC: an open-source integrated parallel simulation code for modeling seismic wave propagation in 3D heterogeneous viscoelastic media, *Earth Planets Space*, 69:102, doi: 10.1186/s40623-017-0687-2.
- Nakajima, J., A. Hasegawa, and S. Kita, 2011, Seismic evidence for reactivation of a buried hydrated fault in the Pacific slab by the 2011 M9.0 Tohoku earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G06, doi:10.1029/2011GL048432.
- Uchida, N., S. H. Kirby, T. Okada, R. Hino, and A. Hasegawa, 2010, Supraslab earthquake clusters above the subduction plate boundary offshore Sanriku, northeastern Japan: Seismogenesis in a graveyard of detached seamounts?, *J. Geophys. Res.*, 115, B09308, doi:10.1029/2009JB006797.

謝辞

本研究では、気象庁一元化震源要素と観測値、及び Hi-net 観測点の波形データを使用しました。観測を実施している関係機関に厚く御礼申し上げます。本研究は、東京大学地震研究所共同研究プログラムの援助を受けました。地震研究所の前田拓人氏には、特定共同研究(B)「地震波形解剖学の計算科学的新展開」の数値計算講習会において、OpenSWPCの使用法を教示していただきました。本研究のために、東京大学地震研究所地震火山情報センターの計算機システムを利用しました。記して感謝いたします。