

2011年東北地方太平洋沖地震による地震の誘発現象の力学的検討*

弘前大学大学院理工学研究科 渡部 大地・前田 拓人・高野 智也

1. はじめに

大規模地震が発生すると、その震源域や周辺地域で地震活動が活発化することがよく知られている。2011年東北地方太平洋沖地震（以下、東北沖地震と呼ぶ）においても、日本列島全体に及ぶ広範囲で地震活動が活発化したことが報告されている（Hirose et al., 2011）。それによると、本震の震源域だけではなく、震源域から遠く離れた日本列島内陸部でもマグニチュード6以上の大規模地震やそれに伴う活発な地震活動が観測された。

東北沖地震後の震源域や日本列島内陸部での地震活動の活発化の要因の一つとして、東北沖地震の断層運動に伴う静的な応力変化が挙げられる（例えば、Ishibe et al., 2015）。東北沖地震は、日本列島に大きな地殻変動をもたらし、太平洋沿岸で最大5.3 mの東進、1.2 mの沈降が観測された（Ozawa et al., 2011）。このような大規模な地殻変動が内陸部での地震活動に影響を与えた可能性がある。そこで、クーロン応力変化（ ΔCFF ）という指標を用いて、東北沖地震の静的な応力変化による地震誘発の可能性が調査されてきた（例えば、Toda et al., 2011）。 ΔCFF とは、ある面（以下、レシーバー断層と呼ぶ）に対して、周囲からかかる静的な応力変化がどのように作用したのかを示す指標であり、レシーバー断層にかかるせん断応力 $\Delta\tau$ と法線応力 $\Delta\sigma$ 、見かけの摩擦係数 μ' を用いて、 $\Delta CFF = \Delta\tau + \mu'\Delta\sigma$ で表される（例えば、Toda et al., 2011）。 ΔCFF が正の値となれば、静的な応力変化によってその断層面での破壊が促進され、負の値となれば破壊が抑制されるということを示す。

これまでの ΔCFF の検討では、レシーバー断層として、そこで発生した地震の発震機構解の節面がよく用いられてきた（例えば、Ishibe et al., 2015）。しかし、防災科学研究所の広帯域地震観測網F-netで解析されたCMT解カタログに含まれる地震の発震機構解はもっぱらマグニチュード3以上の中・大規模の地震のみであり、気象庁の初動発震機構解はそもそも解析されているデータ数が少ない。中・大規模地震が発生しない地域や発震機構解が解析されていない地域では、 ΔCFF を用いた地震誘発の検討が困難である。

Uchide (2020) は、ニューラルネットワークを用いることで、これまで解析数が少なかった日本列島内陸部における小規模地震の初動解の解析を行なった。Uchide (2020) によって解析された初動解の数は約11万個であり、その膨大な数の初動解データが公開されている。そこで本研究では、この小規模地震を含む初動解カタログを用いて東北沖地震による ΔCFF を計算し、日本列島内陸部での静的な応力変化による地震の誘発についてより空間的・時間的に高分解能な調査を行い、これまで検討が困難であった地域も含め、より包括的に地震誘発について検討する。

*Mechanical study of triggered earthquakes caused by the 2011 Tohoku-Oki Earthquake by Daichi Watanabe et al.

2. 方法とデータ

本研究では、1997年から2020年までの気象庁一元化震源カタログの震源データを使用した（深さ0~20 km, 気象庁マグニチュード $M_J \geq 1$ ）。また、レシーバー断層として Uchide (2020) で解析された小規模地震の初動解と気象庁が解析した中・大規模地震の初動解を合わせて使用した（図1）。解析に用いた地震の発生期間は1997年から2012年3月11日までであり、初動解の数は10342個である。本研究では、レシーバー断層の地震発生期間を、1997年から2011年3月11日と東北沖地震後の2011年3月11日から2012年3月11日の2つに分類し、前者の定常的な活動期間を基準として、東北沖地震後の期間の ΔCFF の変動を検討した。

ΔCFF の計算においては、Yamazaki et al. (2018) の断層すべりモデルを使用した。地殻変動の計算には Okada (1992) に基づくサブルーチンプログラム DC3D を使用し、剛性率が33 GPa のポアソン媒質を仮定し、見かけの摩擦係数の値を0.4として計算を実施した。初動解には共役な2つの節面があり、実際に破壊が発生した節面がどちらであるかは定かではない。そこで本研究では両方の節面で ΔCFF を計算した。

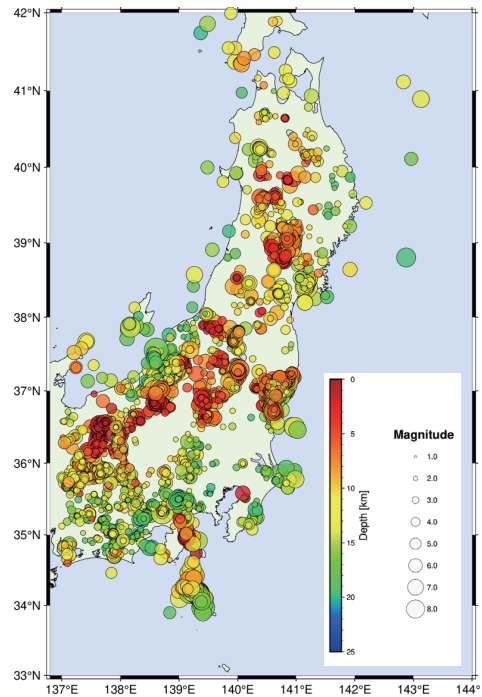


図1. 本研究でレシーバー断層として使用する初動解の震央分布図。期間は1997年から2012年3月11日。深さは20 km以浅。

3. 東北沖地震による ΔCFF と地震活動度

東北沖地震後の期間に発生した地震の初動解を用いた ΔCFF の結果を図2に示す。平均的な ΔCFF の地域性を調査するため、緯度経度幅がそれぞれ 0.4° の矩形領域毎に選択された節面上の ΔCFF の平均値を取った。また、 ΔCFF 推定におけるレシーバー断層の不確実性を考慮するため、各地震のレシーバー断層は初動解の2つの節面のどちらかをランダムに選択し、その操作を10000回繰り返しさらに平均値を取った。この結果から、主に秋田県や岩手県・福島県一北関東地域・新潟一長野県境などの地域で正の ΔCFF が、山形県周辺などの東北地方中部や千葉県周辺などで負の ΔCFF が分布していることがわかった。 ΔCFF の絶対値が大きい節面の値のみで空間分布を作成した場合でも同様の結果が得られた。また、これらの結果はレシーバー断層の節面の選択によらず安定していることも確認された。

理論的に計算された ΔCFF と地震活動との対応関係を以下のように調査した。東北沖地震前後の地震活動度として、図2と同様に緯度経度幅が 0.4° の矩形領域を設定し、それぞれの小領域内での地震数を期間ごとに比較した。本研究では東北沖地震後1年間(2011/3/11~2012/3/11)

の地震数と東北沖地震以前 1 年間（2010/3/11～2011/3/11）の地震数で同一矩形領域毎に比をとり、東北沖地震前後の地震活動度とした（図 3）。その結果、正の ΔCFF が分布している地域は、概ね地震活動が活発化しており、地震活動と ΔCFF が対応していることが見てとれた。しかし、東北地方中部などでは、 ΔCFF が負の値となったにもかかわらず地震活動が活発化しているため、地震活動と ΔCFF が対応していないことがわかった。

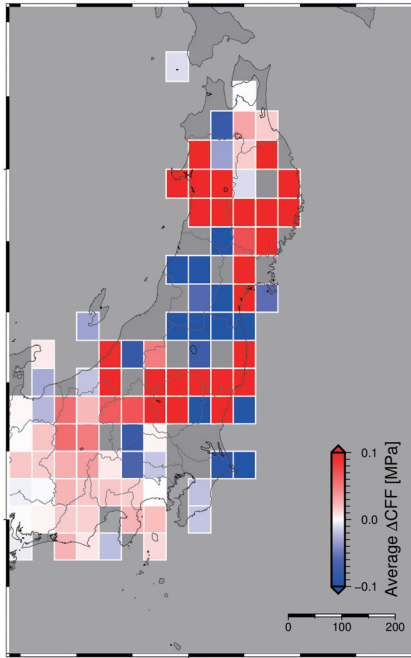


図 2. 東北沖地震後の期間に発生した地震のレーシーバー断層での ΔCFF の空間分布図。緯度経度幅が 0.4° の矩形領域毎に ΔCFF の平均値をとったもの。色は ΔCFF を示し、赤色は $\Delta CFF > 0$ 、青色は $\Delta CFF < 0$ を示す。

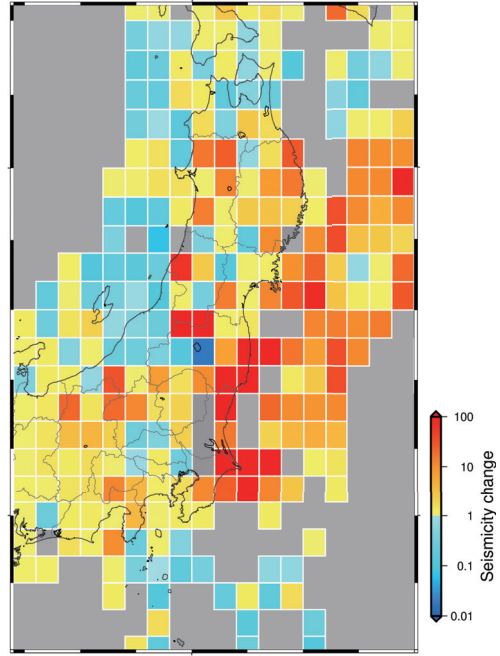


図 3. 東北沖地震前後 1 年間の地震活動度。矩形領域毎に東北沖地震後 1 年間の地震数と以前 1 年間の地震数の比を色で示す。暖色系は地震数が増加したことを示し、寒色系は地震が減少したことを示す。

4. 地震活動に対する東北沖地震による影響の抽出の試み

東北沖地震後の ΔCFF の結果（図 2）だけでは、東北沖地震以前から続く定常的な活動が東北沖地震の静的な応力変化に対してもともと調和的であった可能性を否定できない。そこで、図 2 と同様の方法で定常的な活動のレーシーバー断層に対して東北沖地震による ΔCFF を計算した（図 4）。その結果、東北沖地震後の ΔCFF の空間分布とは異なり、東北地方全域で ΔCFF が負の値となる特徴が見られた。東北沖地震後の期間と定常的な活動期間の ΔCFF の空間分布を比較すると、東北沖地震後に正の値が分布した地域では ΔCFF の値の符号が変化しているが、東北地方中部地域では東北沖地震前後で ΔCFF が負のままで変化が見られなかった。

また、東北沖地震による影響を抽出するために、矩形領域毎に東北沖地震後の ΔCFF と定常的な活動期間の ΔCFF の差を取った（図 5）。図 5 より、東北沖地震後の ΔCFF が正になった地域

だけではなく、負の値が分布していた東北地方中部でも ΔCFF が大きくなる変化があった。

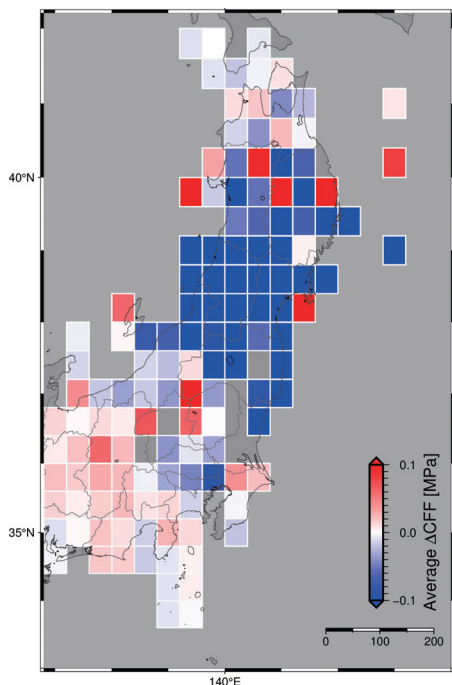


図 4. 定常的な地震活動のレーシーバー断層での ΔCFF の空間分布図。詳細は図2と同様。期間は1997年10月1日から2011年3月11日。

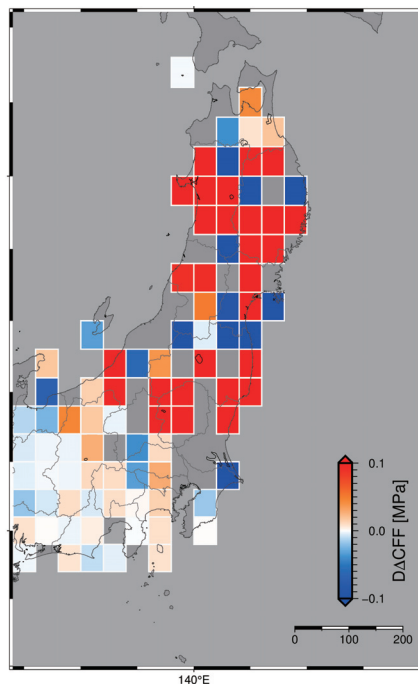


図 5. 東北沖地震前後での ΔCFF 値の変化。色は ΔCFF の変化を示す。赤色であるほど、 ΔCFF がより正の方へ変化したことを示し、青色であるほど、 ΔCFF が負の方へ変化したことを示す。

5. 議論

小規模地震を含む初動解をレーシーバー断層として、東北沖地震の静的な応力変化による ΔCFF を算出した結果、広い範囲において実際に観測された地震活動との対応が認められた。しかし、東北地方中部のように本研究で算出した ΔCFF の結果と地震活動との対応が見られないこともわかった。 ΔCFF は、レーシーバー断層の形状（走向・傾斜角・すべり角）に大きく依存するので、 ΔCFF はある位置での応力場と静的な応力変化がどれだけ整合しているかの指標である。そこで、Yoshida et al. (2012) による東北沖地震前後の期間での応力場の変化との比較を行なった。Yoshida et al., (2012) は、F-net の CMT 解と彼らが独自で推定した初動解を使用し、応力場の推定を行なった。その結果、秋田県や福島県南部、北関東地域では東北沖地震前後で応力場が変化し、変化後の応力場が東北沖地震による静的な応力変化に調和的であることが示された。また、東北地方中部では東北沖地震前後で応力場の変化がなく、この変化がなかった応力場は静的な応力変化に調和的な応力場とは異なるものであったことも示された。その結果は、本研究で得られた ΔCFF の結果と整合的であった。Yoshida et al. (2012) で応力場の変化が変化した地域では、正の ΔCFF が分布し地震活動が活発化した。反対に応力場が変化しなかった地域では、

本研究では負の ΔCFF が分布し東北沖地震前後の期間で ΔCFF の符号の変化がなかった。

以上のことから、秋田県や岩手県、福島県南部や北関東地域、新潟—長野県境地域では、東北沖地震の静的な応力変化によって地震が誘発されたと考えられる。また、山形県や宮城県、福島—山形県境では東北沖地震の静的な応力変化では地震活動の活発化の要因が説明できないことがわかった。しかし、山形県周辺では東北沖地震前後で ΔCFF の符号は負から変化しなかったものの、東北沖地震後に ΔCFF の値が大きくなり、0に近づくという結果が得られていた(図5)。この地域の発震機構解の変化(図6)を調べると、わずかに横ずれ断層型の地震が増えており、横ずれ断層型のレシーバー断層は ΔCFF が正のものが多く、これらの地震が東北沖地震後に ΔCFF の値を大きくする変化をもたらしていたと考えられる。この結果は、小規模の地震の初動解を用いたために得られたものである。

また、Yoshida and Hasegawa (2018) では、福島—山形県境地域において詳細な震源再決定を行い、震源位置が時間と共に深部から浅部に面上に移動していることから、この地域では深部からの流体の寄与により地震活動が活発化したことを示唆した。このことから、地震の誘発現象について議論するためには、静的な応力変化だけではなく流体の移動などの他の要因についても検討する必要がある。

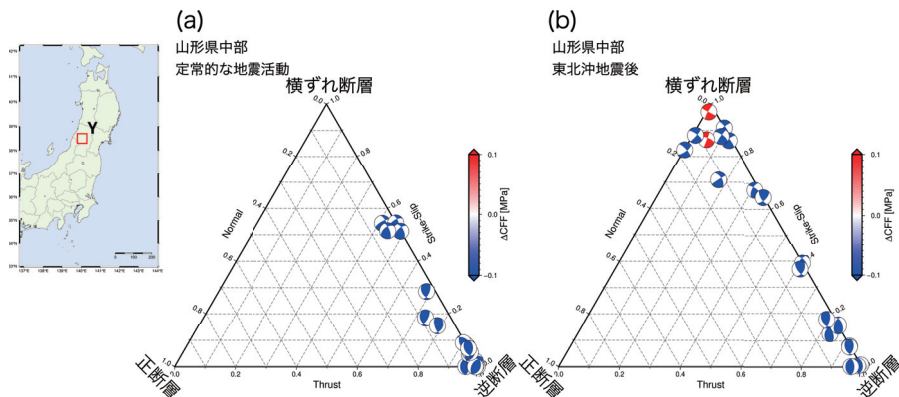


図6. 山形県中部で発生した地震の発震機構解の変化。(a)定常的な地震活動の三角ダイアグラム。(b)東北沖地震後の活動の三角ダイアグラム。上の頂点ほど横ずれ断層型、右下の頂点ほど逆断層型、左下の頂点ほど正断層型であることを示す。

6. おわりに

本研究では、Uchide (2020) と気象庁の小規模地震を含む初動解カタログを使用して、東北沖地震の静的な応力変化による ΔCFF を計算した。その結果、秋田県や岩手県、福島県南部、北関東地域、新潟—長野県境では、東北沖地震の静的な応力変化によって地震が誘発されたと考えられる。また、東北地方中部地域においては負の ΔCFF が分布していたものの、定常的な活動期間の ΔCFF に対して東北沖地震後の ΔCFF の値が増大していることがわかった。Yoshida and Hasegawa (2018) では、山形—福島県境地域では地下からの流体が地震活動の引き金となったことを示唆している。このことから、地震の誘発現象について議論するためには、静的な応力変化だけではなく地下流体の影響や地震動による動的な誘発作用など複合的な検討をする必要

がある。

また、小規模地震の初動解を用いて時空間的に高分解能な ΔCFF を算出したことによって、静的な応力変化では地震誘発を説明できない地域でも、 ΔCFF 値が大きくなるような変化が得られた。これは、東北沖地震前後で発震機構解が僅かに変化したことによるものと考えられる。よって、 ΔCFF を用いた地震の誘発を議論する上では、小規模地震も含めた初動解をレシーバー断層として使用することの有用性が示されたと考えられる。

謝辞

Uchide (2020) で解析された初動解データカタログ、気象庁一元化震源カタログの震源データと初動解データカタログを使用しました。また、防災科学技術研究所が公開している Okada (1992) に基づくサブルーチンプログラム DC3D を使用しました。記して感謝いたします。

参考文献

- Hirose, F., Miyaoka, K., Hayashimoto, N., Yamazaki, T., & Nakamura, M. (2011). Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M w 9.0) —Seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity—. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 513–518.
- Ishibe, T., Satake, K., Sakai, S., Shimazaki, K., Tsuruoka, H., Yokota, Y., Nakagawa, S., & Hirata, N. (2015). Correlation between Coulomb stress imparted by the 2011 Tohoku-Oki earthquake and seismicity rate change in Kanto, Japan. *Geophysical Journal International*, 201(1), 112–134.
- Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space, *Bull. seism. Soc. Am.*, 82, 1018–1040.
- Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., & Imakiire, T. (2011). Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake. *Nature*, 475(7356), 373–376.
- Toda, S., Stein, R. S., & Lin, J. (2011). Widespread seismicity excitation throughout central Japan following the 2011 M= 9.0 Tohoku earthquake and its interpretation by Coulomb stress transfer. *Geophysical Research Letters*, 38(7), L00G03.
- Uchide, T. (2020). Focal mechanisms of small earthquakes beneath the Japanese islands based on first-motion polarities picked using deep learning. *Geophysical Journal International*, 223(3), 1658–1671.
- Yamazaki, Y., Cheung, K. F., & Lay, T. (2018). A self-consistent fault slip model for the 2011 Tohoku earthquake and tsunami. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(2), 1435–1458.
- Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Iinuma, T., Ito, Y., & Asano, Y. (2012). Stress before and after the 2011 great Tohoku-oki earthquake and induced earthquakes in inland areas of eastern Japan. *Geophysical Research Letters*, 39(3), L03302.
- Yoshida, K., and Hasegawa, A. (2018). Hypocenter migration and seismicity pattern change in the Yamagata-Fukushima border, NE Japan, caused by fluid movement and pore pressure variation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95, 5000–5017.