

## 東北地方太平洋沖地震後の秋田県内の誘発地震活動の推移\*

弘前大学理工学研究科 小菅 正裕

### 1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震後、震源から離れた内陸地域での誘発地震活動が活発になった [例えば, Hirose *et al.* (2011)]。東北地方太平洋沖地震の発生から5年以上が経過しても誘発地震活動は依然として継続しているが、活動には時空間変化がある。この変化は誘発地震活動の原因を探る上での重要な情報となる可能性がある。そこでここでは、秋田県北部と南部での誘発地震活動の時空間変化を調べ、秋田県北部については、誘発地震の波形解析から推定される地震波散乱源の分布や異方性解析の結果とも併せて、誘発地震活動の原因について議論する。

### 2. 誘発地震の震源分布と時空間変化

図1は、東北地方太平洋沖地震発生後から2016年までの期間における秋田県内の浅発地震（深さ30km以浅）の震源分布を示したものである。データは気象庁一元化震源要素を用いている。誘発地震活動は、四角で囲んだ2つの領域と、北秋田市付近及び男鹿半島周辺において活発になった。ここでは活動が特に活発であった前者2箇所の領域、すなわち、秋田県北部の森吉山付近と、南部の仙北市から大仙市にかけての領域（以下では大仙市周辺と呼ぶ）を取り上げる。

図2と図3は、大仙市周辺と森吉山周辺の震央分布の拡大図と、震源の緯度の時間変化を示したものである。両地域の誘発地震の震源分布の特徴は、小さな地震活動域（以下ではクラスターと述べる）が集まって大きな活動域を形成していることである。大仙市周辺のクラスターは、大仙市の北西から田沢湖の南にかけて東西に分布するものと、地震数は少ないが、大仙市の西側から南北に伸びるものとが

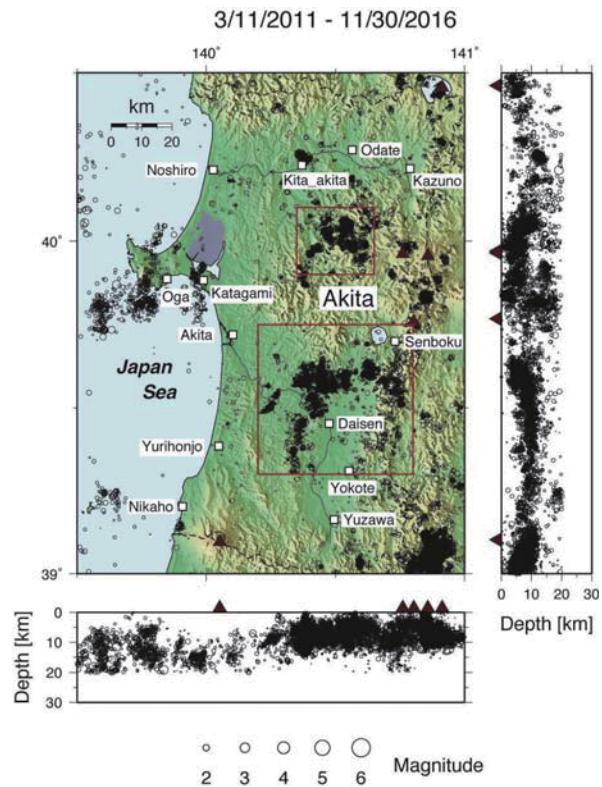


図1 2011年～2016年の期間における秋田県内の浅発地震（深さ30km以浅）の震源分布。三角印は活火山の位置を示す。四角で囲んだ領域の震央分布の時空間変化を図2と図3に示す。

\* Spatiotemporal variation of triggered seismicity in Akita prefecture after the Tohoku-oki earthquake by Masahiro Kosuga

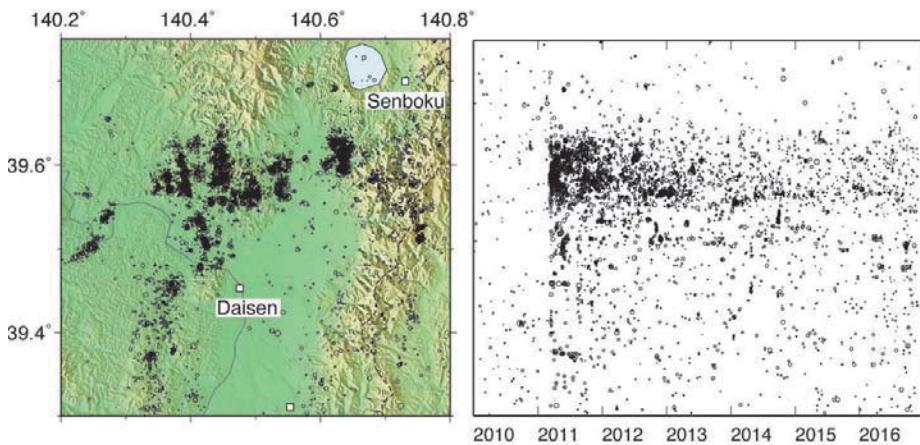


図2 2010年1月～2016年11月の期間における大仙市周辺での浅発地震(深さ30km以浅)の震央分布(左)と、震源の緯度の時間変化。

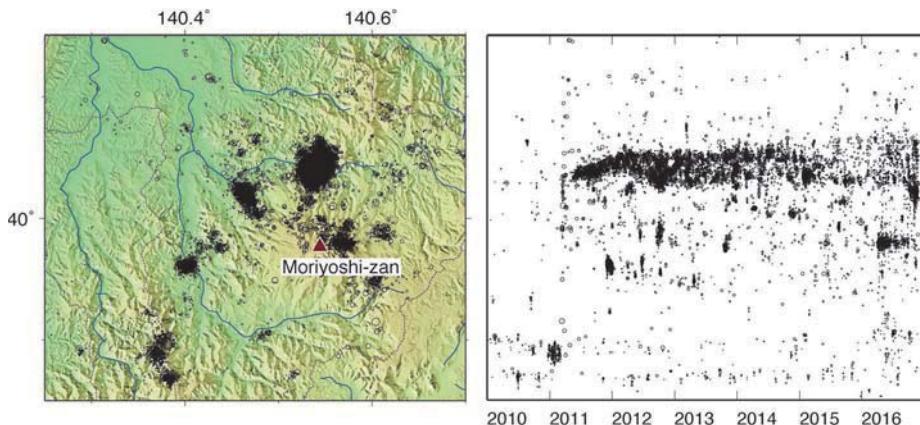


図3 2010年1月～2016年11月の期間における森吉山周辺での浅発地震(深さ30km以浅)の震央分布(左)と、震源の緯度の時間変化。

ある。前者の個々のクラスター内の震源は南北に伸びた分布を示すものが多い。森吉山周辺においては、森吉山の北約5kmの領域に最も大きなクラスターがある。その他には、このクラスターから南西及び南南東方向に分布するクラスター群がある。

時間変化について見ると、大仙市周辺での地震活動は、2011年には森吉山付近よりも広範囲で活発であったが、時間とともに活動が低下してきている。一方、森吉山付近での活動度は全般的にはあまり時間変化していないが、震源のクラスターの消長がある。最も活発であった森吉山の北側のクラスターでの活動は2015年後半からやや低下し、2016年からは森吉山の東に位置する新たなクラスターでの活動が活発になった。このクラスターでの震源の深さは5km

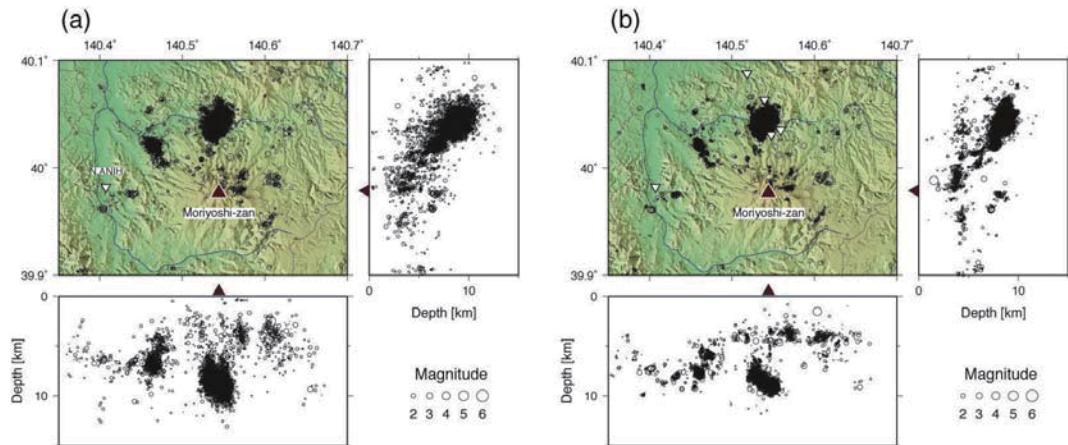


図 4 2011 年 3 月～2016 年 11 月の期間における森吉山周辺での震源分布。(a)は気象庁一元化震源によるもので、(b)は Double-Difference 法で再決定した震源。白い逆三角形は観測点の位置を示す。

未満のものが多く、森吉山の北側のクラスターの震源に比べて系統的に浅い。

### 3. 森吉山周辺で発生した地震の震源再決定

一般に、震源の直上付近に観測点が存在しないと、震源の深さを精度良く決定することはできない。森吉山周辺での定常観測点は防災科学技術研究所 Hi-net の阿仁観測点 (N.ANIH) だけで、最大のクラスターからは南西に 13 km 程度離れている（図 4(a)）。従って、そのクラスターの震源深さの精度は十分ではない。そこで我々は、最大のクラスター近傍において 2012 年 9 月から臨時地震観測を継続している。観測点の位置を図 4(b)に示す。観測点の配置は期間によって異なるが、臨時観測開始後は 1・2 点のデータは継続して震源決定に使用できる。

震源の精度をさらに高めるため、Double-Difference 法 [Waldhauser and Ellsworth (2000)] による震源再決定を行った。対象とした期間は 2011 年 3 月～2016 年 11 月である。データは P 波と S 波の検測値のみを用い、定常観測点については著者による検測値と気象庁による検測値、臨時観測点については著者による検測値を用いた。地震波速度構造は、東北大大学におけるルーチン処理に用いられている構造 [Hasegawa et al. (1978)] を近似したもの用いた。

再決定した震源の分布を図 4(b)に示す。震源分布域に近い観測点のデータと Double-Difference 法を用いたことから、最大クラスターの震源深さが浅くなるとともに、各クラスターの震源がより小さくまとまるようになった。これらのことから、再決定によって震源精度が向上したと判断できる。最大のクラスターについては、図 4(a)の東西断面図では鉛直方向にやや長い分布となっているが、再決定震源では東に向かって傾斜する分布となるといった違いが生じた。また、クラスター内の震源分布は断層面を示唆するような面状分布は示さず、体積を持った分布となっていることが特徴である。

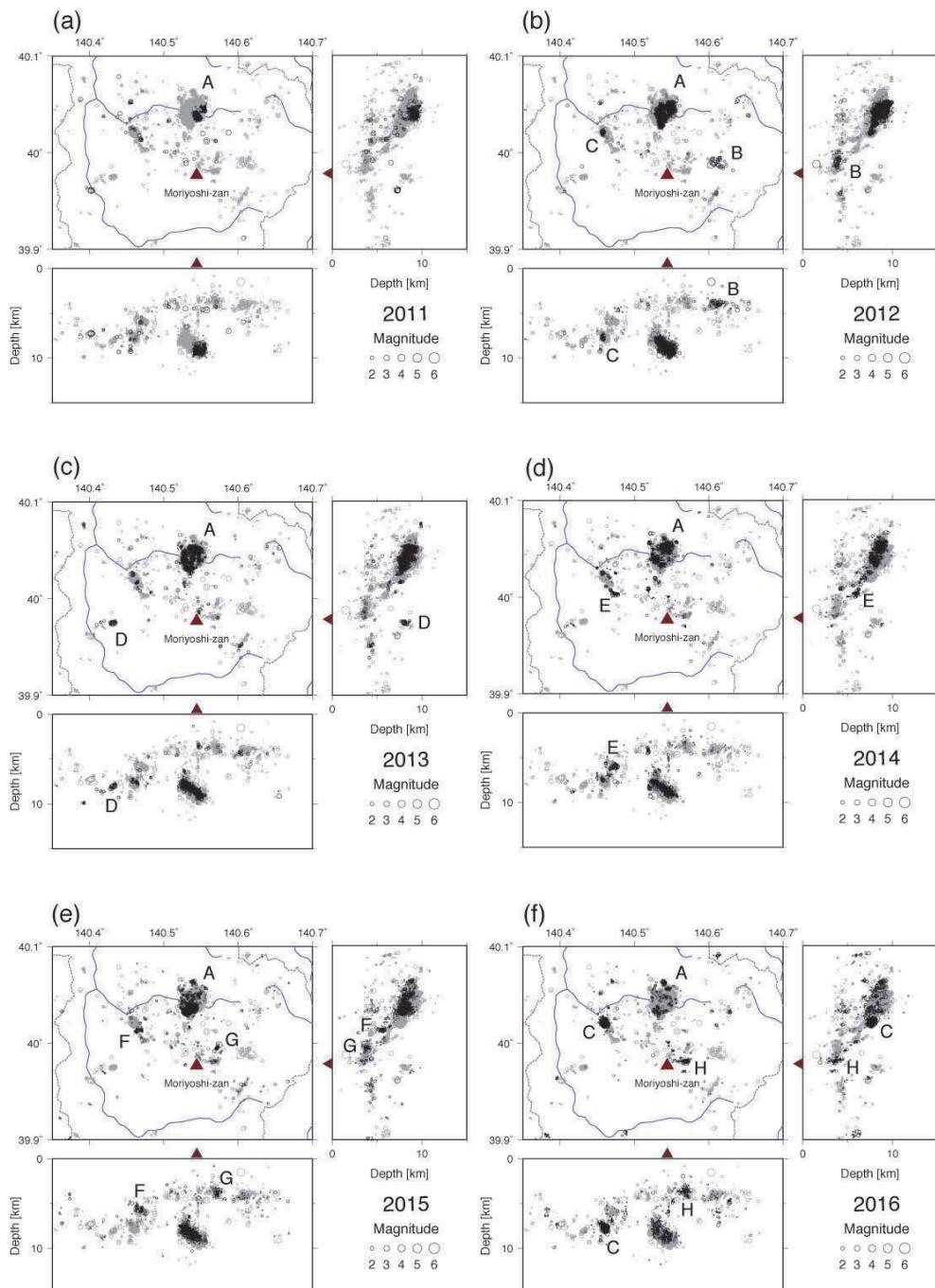


図 5 2011 年～2016 年の期間の森吉山周辺での震源分布。灰色の丸は全期間での震源を、黒丸は 1 年ごとの震源を示す。A～H はクラスターの名称。

#### 4. 森吉山周辺の震源分布の時空間変化

再決定震源を用い、森吉山周辺の震源分布の時空間変化を検討する。図5は、2011年～2016年の期間の震源分布を1年ごとに示したものである。

誘発地震活動は森吉山の北に位置する最大のクラスター（クラスターA）から始まった。2011年の活動はそのクラスターの南東側深部に限られる。2012年での震源はクラスターA内に広がったが、深さ分布では深部から中央部にかけての分布となっている。その他に、森吉山から東方のクラスターB及び西北西のクラスターCにおいて地震が発生した。Bの震源の深さは3km程度と浅い。2013年にはクラスターA内全体での活動が活発になったが、深さ方向には浅部及び深部での活動は見られない。その他に、Hi-net阿仁観測点に近いクラスターDでの活動があった。2014年には、クラスターA内の活動が2つに分かれてその中間での地震発生数が少なくなり、2012年に活動したクラスターCに近いクラスターEにおいて地震活動が見られた。2015年のクラスターA内では北部での活動が小クラスターに分かれたようになり、前年に活動したクラスターEに隣接するクラスターFでの活動があった。また、森吉山から北東のクラスターGでの活動が見られた。ここでの震源深さは、2012年のクラスターBと同程度の3km程度と深いことが特徴である。2016年にはクラスターA内の活動は低下したが、森吉山の東方の深さ3km程度のクラスターHでまとまった地震発生があった他、2012年に活動したクラスターCでの活動が顕著に活発になった。

森吉山は活火山ではなく第四紀火山であるが、クラスターHが森吉山近傍浅部に位置するため、火山活動に関する地震かどうかに关心が持たれる。クラスターHで発生した地震の波形を図6に示す。森吉山を通過する経路にあたるHi-net阿仁での観測波形（上段）はPコーダ波、Sコーダ波とともに複雑であるが、森吉山を通過しない経路での波形（下段）は、極めて単純である。このことは、震源から放射された波は下段のように通常のテクトニックな地震と同様で

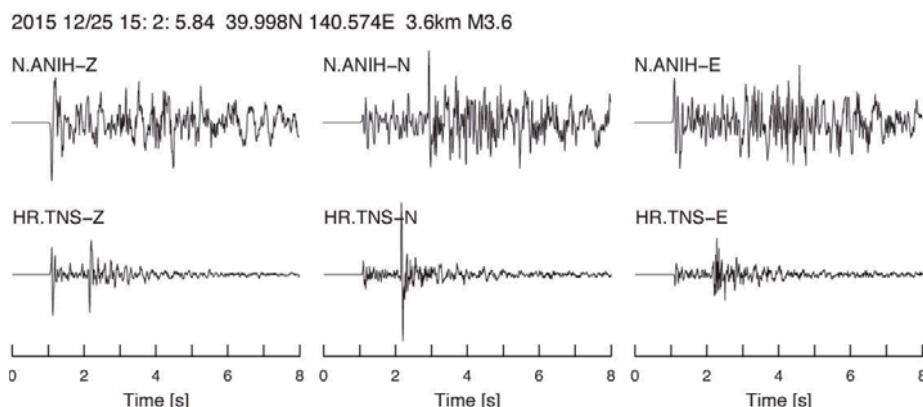


図6 2015年12月25日に森吉山東方の浅部（図5(f)のHクラスターの位置）で発生した地震の波形。上段は定常観測点のHi-net阿仁（図5(c)のクラスターD付近）、下段は丹瀬沢臨時観測点（図5のクラスターA付近）での3成分波形。振幅は3成分の最大値で規格化されている。

あることを示すが、阿仁での波形は森吉山の浅部に存在する不均質構造の影響を受けたことを示している。

#### 4. 議論とまとめ

図5に示されたように、森吉山周辺の誘発地震活動は長期間に渡って継続し、クラスターの消長が見られる。これらの現象を、2011年東北地方太平洋沖地震発生時の応力変化に起因すると考えることは困難である。また、誘発地震活動そのものが周辺の応力場を乱していると考えるには、誘発地震の規模は小さすぎる。Kosuga (2014)は、森吉山周辺で発生した地震のS波の後に見られる顕著な後続波をS-S散乱波と解釈し、散乱源は森吉山の北西の深さ13km付近に存在すると推定した。また、この散乱源は、深部低周波地震を伴って上昇した地殻流体の分布域である可能性を指摘した。小菅(2016)は森吉山周辺の誘発地震を用いてS波偏向異方性の解析を行い、速いS波の振動方向が震源メカニズム解の節面方位に調和的であることから、異方性は誘発地震の断層面に起因すると考えた。この場合も、断層面に流体が存在すると考えると、より効果的に異方性が生じることになる。

これらのことから、誘発地震は流体の存在による地殻強度の低下によって発生し、地震活動の時空間変化は流体分布の時間変化を反映するというのが、一つの可能性として考えられる。しかし、地震活動が地殻流体の存在を直接示すわけではないので、地震波形の時間変化等の情報から、流体の存在と移動の証拠を得るための研究は引き続き行う必要がある。

#### 文献

- Hasegawa, A., N. Umino, and A. Takagi, 1978, Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc, *Tectonophysics*, **47**, 43–58.
- Hirose, F., K. Miyaoka, N. Hayashimoto, T. Yamazaki, and M. Nakamura, 2011, Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0)—Seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity—, *Earth Planets Space*, **63**, 513–518.
- Kosuga, M., 2014, Seismic activity near the Moriyoshi-zan volcano in Akita Prefecture, northeastern Japan: implications for geofluid migration and a midcrustal geofluid reservoir, *Earth Planets Space*, **66**, 77–88.
- 小菅正裕, 2016, 東北地方太平洋沖地震の誘発地震による秋田県北部のS波偏向異方性, 日本地震学会2016年秋季大会予稿集.
- Waldhauser, F. and W.L. Ellsworth, 2000, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 1353–1368.

#### 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た。関係機関に厚く御礼申し上げます。