

## 秋田県森吉山で発生している誘発地震の後続波\*

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（M9.0）の発生後、余震活動に加えて、震源域から離れた東北地方内陸や関東地方での地震活動、すなわち誘発地震活動が活発になった〔例えば、Hirose *et al.* (2011), 小菅・他 (2012b), Okada *et al.* (2011)〕。東北地方北部においては秋田県内での活動が活発で、中部の大仙市周辺と北部の森吉山周辺が主な活動域となっている（図1）。これらの地域の地震活動については、小菅・他 (2012a), Terakawa *et al.* (2013), Kosuga (2014), Okada *et al.* (2014)などによって詳細に調べられている。

森吉山周辺での地震活動は、震源のマイグレーションが明瞭で、観測波形のS波の後には顕著な後続波が見られる〔Kosuga (2014)〕。また、この地域では過去に群発的な地震活動が繰り返し発生していることや、森吉山の西方15km程度の領域が深部低周波地震の発生域となっていることも、地震活動に地殻流体が関与していることを示唆する。Hasegawa *et al.* (2005) や長谷川・他 (2012) は、深部プレート境界から上昇したマグマがモホ付近に定置し、マグマから分化した地殻流体の上昇に伴って深部低周波地震が発生し、流体の停留によって地殻中部の地震波反射面が形成され、流体の付加によって軟化した地殻での変形が促進されて脊梁山脈の短縮と隆起がもたらされ、山脈と平野の境界部での歪の蓄積によって大地震が発生するというモデルを提案している。従って、内陸大地震の発生機構を理解する上でも、地殻深部での流体の振る舞いを把握することが重要である。

そこで本論文では、森吉山周辺で発生した地震から観測される後続波に焦点を絞り、波形の特徴把握、後続波を用いた散乱体の位置推定、及び後続波の波形の時間変化について述べる。波形の時間変化の検討は、散乱体が固体であれば変化が期待されないのでに対し、流体の移動があれば変化が期待されることから、地殻深部での流体の存在と移動に関する新たな証拠となる可能性があると考え

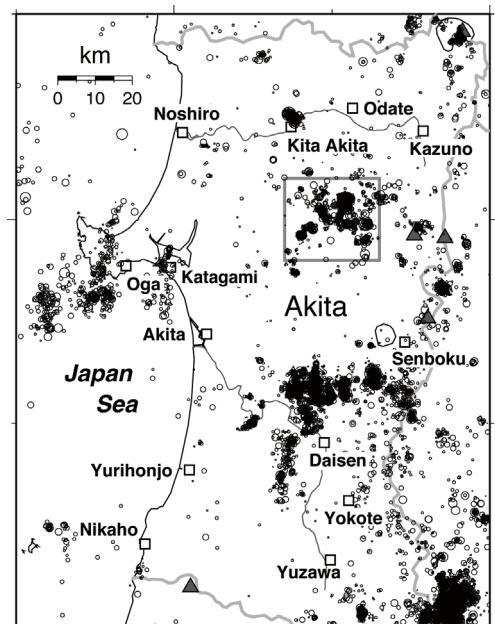


図1 秋田県とその周辺で発生した地震の震央分布。気象庁一元化震源を用い、期間は2011年3月11日～2014年7月31日。四角は図4の範囲を示す。

\*Later phase from the triggered earthquakes near the Moriyoshi-zan volcano in Akita Prefecture by Masahiro Kosuga

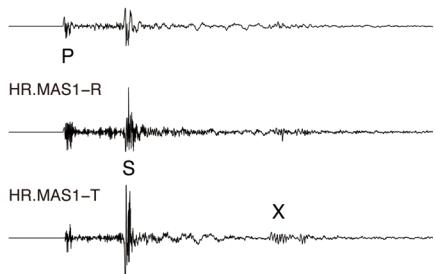
えて行った。

## 2. 後続波の特徴と散乱源の位置推定

森吉山周辺で発生した地震の波形には、S波の後に顕著な後続波が見られる（図2）。この地域での地震は連発する傾向があるが、S波と後続波の時間差は観測点ごとにはほぼ一定であるので、後続波は引き続き発生した地震の波を見ているのではないことは明らかである。後続波の振動極性の解析によれば、振動は水平動に卓越して震央方向とは直交し、線形性が高い。この結果は、後続波がS波であることを示している。また、S波と後続波の時間差は、震源クラスターと観測点の組み合わせによって異なる。そこで、後続波をS-S散乱波と仮定し、S波との時間差を利用して散乱体の位置推定を行った。方法はback-projection法で、散乱体の位置を仮定した時に期待される到達時刻における地震波振幅を散乱体の位置に与えるものである。等時間

2012 10/12 3:23:29.90 40.030N 140.540E 7.8km M2.1

(a) HR.MAS1-Z



(b) N.ANIH-Z

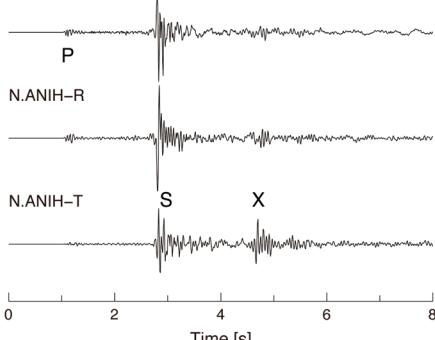


図2 森吉山周辺で発生した地震の波形例。2観測点の3成分波形を示す。Xが後続波を表す。

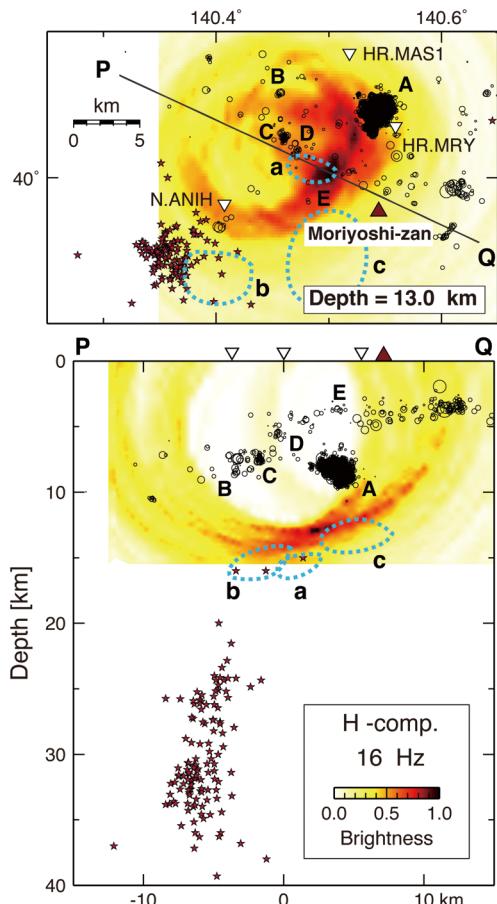


図3 平均残差エンベロープをデータとして、back-projection法で推定した相対的な散乱強度（brightness）の分布。断面図はP-Qに沿うもの。用いた観測点は白抜きの逆三角形で、震源クラスターをA～Eで表す。破線は堀・長谷川（1991）が推定した地震波反射面の位置を示す。

面は震源と観測点を焦点とする機能体となるので、複数の地震及び観測点を用いることが必要である。地震波形としてエンベロープ波形を用い、一様・ランダムな散乱体の分布を仮定した時に期待される理論振幅を観測振幅から差し引いた残差振幅を用いた。また、残差振幅は地震クラスターごとにスタックした平均波形から求め、5 クラスターに対する 3 観測点でのデータを用いて back-projection を行った。方法の詳細は Kosuga (2014) に述べられている。

結果を図 3 に示す。濃淡で示しているのが back-projection により重ね合わせた振幅で、色の濃い部分に散乱体が存在すると考えられる。その位置は、森吉山の北西約 5 km、深さ 13 km 付近である。図中に破線で示しているのは、1982 年の群発地震の際に観測された後続波を S-S 反射波と仮定して推定した反射面の位置である [堀・長谷川 (1991)]。反射面のうちで a と記したもの的位置が、今回推定した散乱体の位置に近い。なお、図 2 に示したような後続波の継続時間は S 波パルスの継続時間よりも長いことから、今回は散乱波と考えての解析を行った。図 3 の散乱体や反射面の深さは、森吉山付近の深部低周波地震の震源深さの上限にはほぼ対応する。このことも、森吉山周辺での地震活動が地殻流体にトリガーされていることを示唆する。

### 3. 後続波の波形の時間変化

後続波の波形の時間変化を検討するためには、震源位置が同じ地震を抽出する必要がある。ここでは、森吉山北方の最も活発な地震クラスターの中から、東西・南北方向に約 1 km、深さ方向には約 2 km の範囲内（図 4 の白枠）で 2011 年 6 月～2014 年 5 月の期間に発生した地震を抽出した。次に、地震波形の相関を基に、震源が近いと考えられる地震を選び出した。地震波形が同一になる条件は、震源位置と震源メカニズム解が同じであることである。地震波形は震源に最も近い定常観測点である Hi-net 阿仁 (N.ANIH) の 3 成分波形を用い、相関を計算する時間ウィンドウは S 波到着前 0.1 秒から到着後 0.5 秒の範囲、周波数帯域は 4, 8, 16 Hz とした。次に、波形の相関係数を基に地震のグループ分けを行った。相関係数が最大となるペアの地震を親地震とし、それぞれと相関の高い地震を子地震として選び出す。次に子地震との相関の高い孫地震を探してグループを形成する。この作業を、相関係数の値が設定したしきい値未満になるまで繰り返す。これで第 1 グループが決まったので、次に、グループピングされていない地震に対して同じことを繰り返し、第 2 グループ以下を検出した。

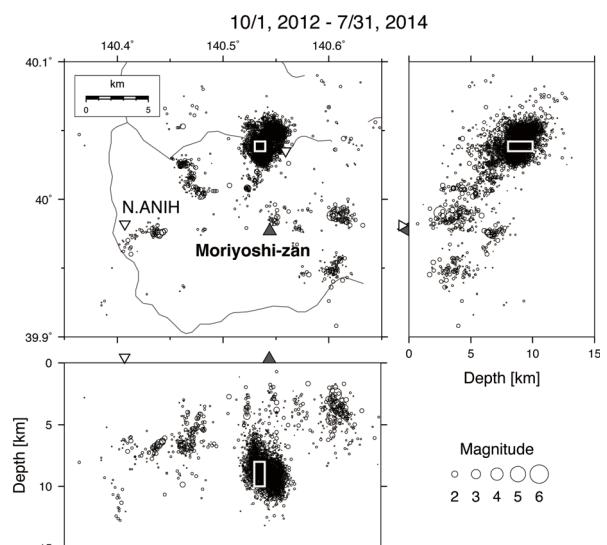


図 4 森吉山周辺で発生した地震の震源分布。震源要素は気象庁による。白い枠内の地震について、N.ANIH で観測された波形の時間変化を調べた。

後続波の波形の時間変化は、地震数が最大のグループについて調べた。図 5 は 16 Hz 帯についての結果を示したものである。横軸が 0.5 秒の位置に S 波の到達を揃え、上段は個々の波形の重ね描き（水色）とスタック波形（赤），下段は振幅を色で表して地震の発生順に並べたものである。S 波到着後約 1 秒までの時間帯での波形は、発生時期が変わってあまり変化していないことがわかる。しかし、後続波が現れている時間帯（横軸が 2.2～3.5 秒程度の範囲）では、スタック波形の振幅が顕著に小さく、個々の波形の位相が揃っていないことを示している。この不揃いの原因は位相の時間変化にあることが判明した。大まかに見ると、2012 年 10 月以降

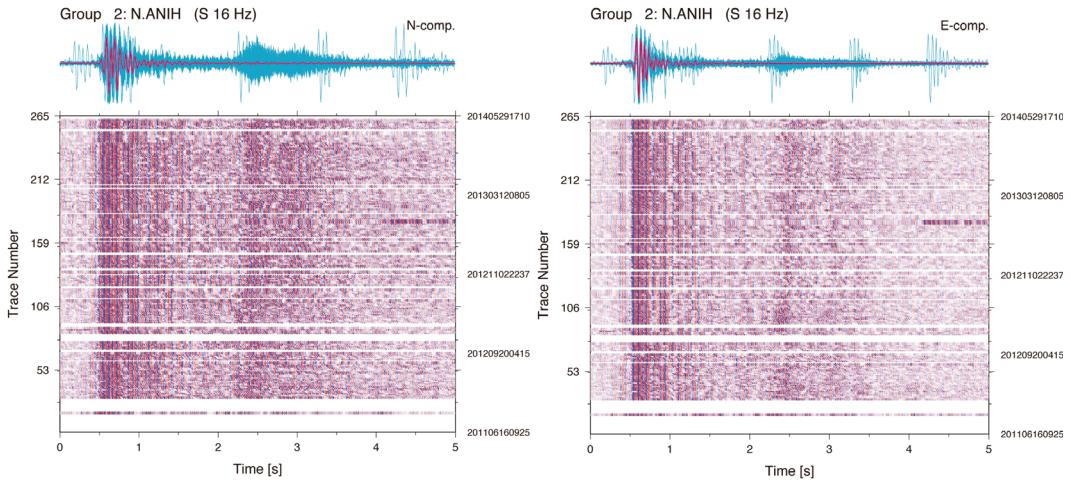


図 5 16 Hz 帯の地震波形の時間変化。S 波を 0.5 秒の位置としている。上段は、水色が個々の波形で、赤がスタックした波形を表す。下段は色と濃淡で極性と振幅を表し、地震の発生順に並べたもの。右の数値は日付と時刻を表す。

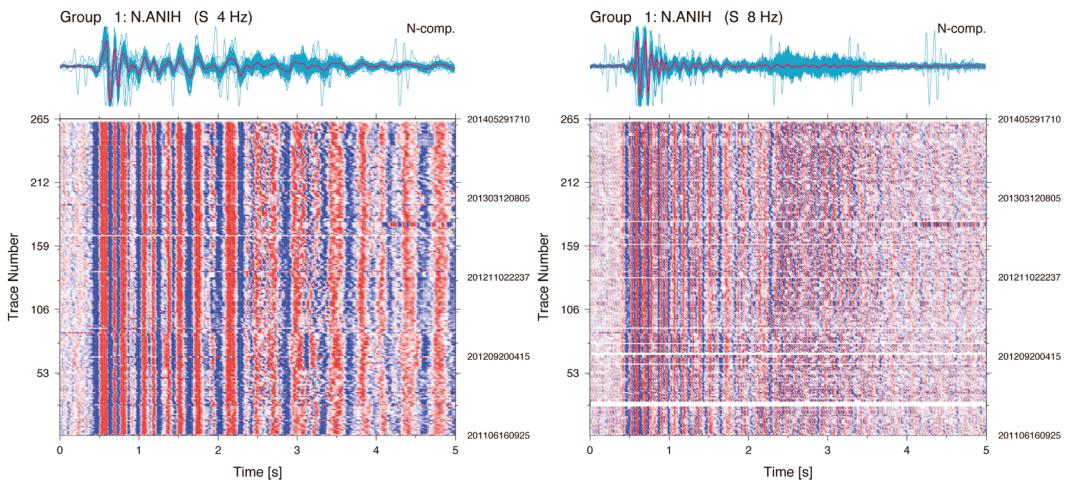


図 6 4 Hz 帯（左）及び 8 Hz 帯（右）での地震波形の時間変化。

の期間では、後続波の到達が約 0.1 秒遅れている。また、その後 2014 年 5 月までの間にも位相の細かな変動があるが、それはランダムではなく、特定の位相の時間変化を連続的に追うことができるよう起こっている。このことは、観測された波形の変化が S/N 比が低いことによる見かけ上のものではないことを示唆する。後続波の特徴として、1.2 秒程度の継続時間をもつことが挙げられる。この時間は S 波主要動の継続時間よりも長いので、後続波を散乱波と解釈した理由となっている。この継続時間についても時間変化があり、2012 年 10 月以降はやや長くなっている。なお、図 5において南北動と東西動を比べると、後続波は南北動において目立っている。これは後続波の振動が卓越する方向があることを示している。

図 6 は 4 Hz 及び 8 Hz について、南北動の波形の時間変化を見たものである。8 Hz については 16 Hz の場合と同様な変動が認められるが、4 Hz の場合には後続波部分の位相の時間変化はほとんど見られない。

#### 4. 議論とまとめ

後続波の波形の時間変化は、位相の出現時刻と継続時間の変動として現れており、波形そのものが大きく乱されているわけではない。そのような変動をもたらす要因としては、震源または散乱体の位置変化と、経路での地震波速度の変化が考えられる（図 7）。本研究では、波形相関を用いて震源が同一と考えられる地震を選んで波形を比較したが、1 観測点の波形しか用いていないので位置の分解能が低く、震源位置の時間変化が位相の時間変化として現れている可能性は否定できない（図 7(a)）。散乱体位置の時間変化（図 7(b)）も位相の時間変化をもたらす。一方、森吉山北方の地震クラスターでは活発な地震活動が長期に渡って継続しているので、震源付近での破碎の進行に伴って地震波速度の低下が起った可能性もある（図 7(c)）。さらに、散乱体から上方へ流体の移動が起れば、それによる地震波速度の低下も考えられる。このようにいろいろな可能性が考えられるが、それらのうちのどの可能性が高いかを今回の解析結果から絞り込むことは困難である。

秋田県での誘発地震活動についての研究で、Terakawa *et al.* (2013) は震源メカニズムの時間変化から、Kosuga (2014) は震源のマイグレーションと散乱体の位置（図 3）から、Okada *et al.* (2014) はやはりマイグレーションと地震波速度構造から、いずれも地殻流体が地震活動に関与していると考えている。本研究で示した後続波の波形の時間変化が図 7 のいずれによるものであるかを明らかにするには、より広い範囲の地震について多点の記録を解析する必要がある。

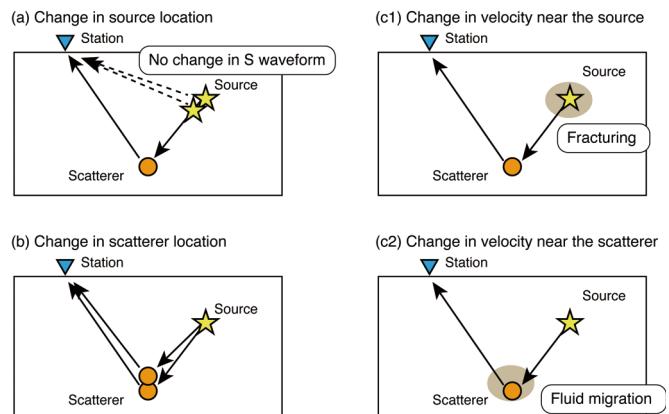


図 7 後続波の波形の時間変化の要因。

それは次の課題となるが、本研究においては、後続波の波形の時間変化の解析が地殻流体の存在の有無や移動に関する新たな知見をもたらす可能性を示すことができた。

## 文献

- Hasegawa, A., J. Nakajima, N. Umino, and S. Miura, 2005, Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity, *Tectonophysics*, **403**, 59–75.
- 長谷川 昭・中島淳一・内田直希・他, 2012, 沈み込み帯の地震の発生機構—地殻流体に規定されて発生する沈み込み帯の地震—, *地学雑誌*, **121**, 128–160.
- Hirose, F., K. Miyaoka, N. Hayashimoto, *et al.*, 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.
- 堀 修一郎・長谷川 昭, 1991, 微小地震反射波から推定される秋田県森吉山直下の地殻深部溶融体, *地震*, **2**, 44, 39–48.
- 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**, 77–92.
- 小菅正裕・増川和真・千葉正堯・渡邊和俊, 2012a, 秋田県森吉山周辺の誘発地震活動の時空間変動, *東北地域災害科学研究*, **49**, 11–16.
- 小菅正裕・渡邊和俊・橋本一勲・葛西宏生, 2012b, 2011年東北地方太平洋沖地震後の東北地方北部での誘発地震活動, *地震*, **2**, 65, 69–83.
- Okada, T., K. Yoshida, S. Ueki, *et al.*, 2011, Shallow inland earthquakes in NE Japan possibly triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 749–754.
- Okada, T., T. Matsuzawa, N. Umino, *et al.*, 2014, Hypocenter migration and crustal seismic velocity distribution observed for the inland earthquake swarms induced by the 2011 Tohoku-Oki earthquake in NE Japan: implications for crustal fluid distribution and crustal permeability, *Geofluids*, doi: 10.1111/gfl.12112.
- Terakawa, T., C. Hashimoto, and M. Matsu'ura, 2013, Changes in seismic activity following the 2011 Tohoku-oki earthquake: Effects of pore fluid pressure, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **365**, 17–24.

## 謝辞

解析には、防災科研 Hi-net で収録された地震波形データと気象庁一元化震源カタログを利用した。一元化震源は、国立大学、防災科学技術研究所等の地震観測データを気象庁が収集し、一元的に処理して得られた結果である。これらの関係機関に厚くお礼申し上げる。本研究の経費の一部は科研費（課題番号 21109002）の助成によるものである。