

東北日本で発生する深部低周波地震の震源の時空間分布の特徴と地震波形の多様性

小菅正裕^{1)*}・野呂康平²⁾・増川和真³⁾

¹⁾ 弘前大学大学院理工学研究科・²⁾ 東京ソイルリサーチ・³⁾ 旭川医科大学

Characteristics of Spatiotemporal Variations of Hypocenters and Diversity of Waveforms of Deep Low-frequency Earthquakes in Northeastern Japan

Masahiro Kosuga^{1)*}, Kohei Noro²⁾ and Kazuma Masukawa³⁾

¹⁾ Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University

²⁾ Tokyo Soil Research Co., Ltd.

³⁾ Asahikawa Medical University

Abstract

The characteristics of spatiotemporal variations of hypocenters of deep low-frequency earthquakes in northeastern Japan are investigated using the earthquake catalog of the Japan Meteorological Agency. The parameters of DLF10 and DLF90 are defined as depths above which 10 % and 90 % of low-frequency earthquakes occur. The findings are as follows. The thickness of the seismogenic layer of low-frequency earthquakes, the difference between DLF90 and DLF10, varies in space at distances of 100–250 km. Areas with an almost constant seismicity rate have a spacing of 100–150 km. These values are several times larger than the spacing of hot fingers that correlate well with areas of low-velocity anomalies and deep low-frequency earthquakes in the Tohoku district. No clear temporal change in the seismicity of low-frequency earthquakes is found after the 2011 Tohoku-oki earthquake, except in the Zaozan area of central Tohoku. Inactivation of seismicity suggests that the source mechanisms of low-frequency earthquakes are insensitive to a small change in stress at source depths.

The diversity of waveforms of low-frequency earthquakes is then examined by grouping events using a waveform cross-correlation. Using a time window immediately after the arrival of the S-wave, it is found that closely located earthquakes tend to form a single group, which suggests a similarity of focal mechanisms among grouped events. However, the value of cross-correlation is much lower than that of ordinary high-frequency events, and many events are not grouped even if the location is near grouped events. This suggests that focal mechanisms and/or source processes of low-frequency earthquakes differ from event to event. When using time windows in later phases, the correlation takes a lower value, and grouped events are not co-located. Thus, later phases have less information on the source mechanism than the S-wave.

Keywords: low-frequency earthquakes, spatiotemporal variation, 2011 Tohoku-oki earthquake, waveform correlation, focal mechanism

1. はじめに

東日本に未曾有の津波被害をもたらした 2011 年東北地方太平洋沖地震（以下、東北沖地震と略記する）は、宮城県沖の日本海溝沿いのプレート境界が 50 m 以上も

ずれ動いた巨大な逆断層型地震であった（例えば、Iinuma *et al.*, 2012）。この地震の発生を境に、プレート境界付近で発生する地震の震源メカニズム解が逆断層型から正断層型に変わり（例えば、Asano *et al.*, 2011）、プ

* e-mail: mkos@hirosaki-u.ac.jp (〒036-8561 青森県弘前市文京町 3)

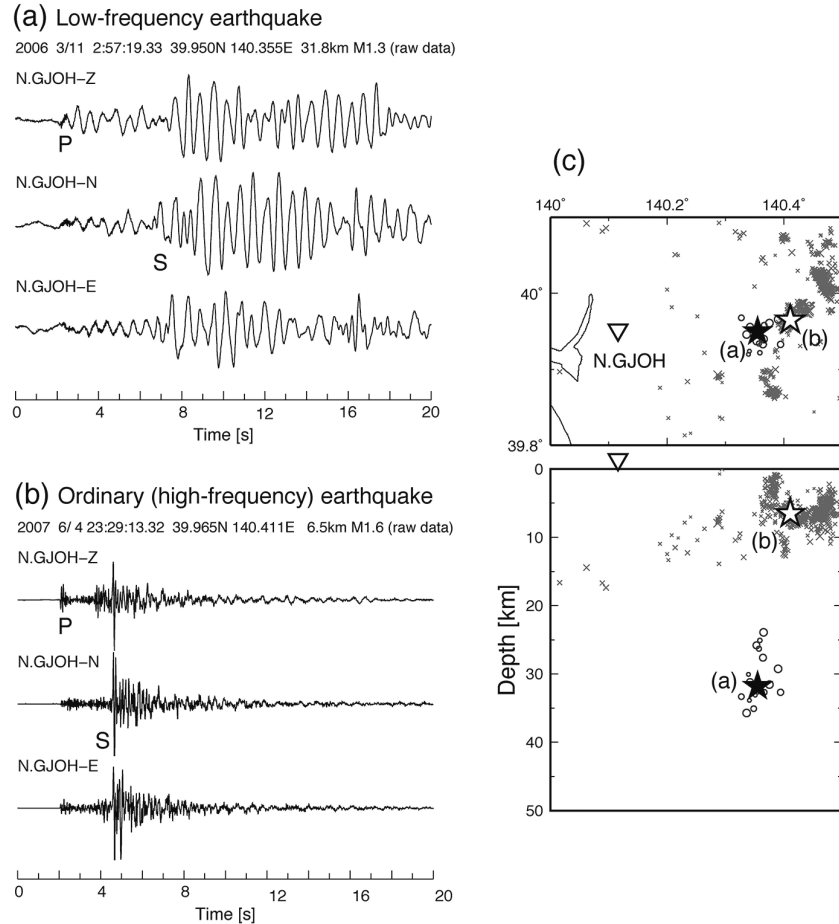


Fig. 1. Comparison of seismograms between low-frequency earthquake and ordinary high-frequency earthquake occurring in Akita prefecture. (a) and (b) show three-component seismograms of low-frequency and high-frequency earthquakes observed at N.GJOH station shown in (c). The amplitudes of seismograms are normalized to the maximum in each trace. (c) shows hypocenter distribution and location of station. Stars indicate hypocenters of earthquakes shown in (a) and (b), and circles and crosses denote background seismicity of low-frequency and high-frequency events, respectively. Sizes of these symbols are proportional to earthquake magnitude.

レート境界においてほぼ完全な応力解放が行われた結果と解釈されている（例えば、Hasegawa *et al.*, 2011）。それにより、東北地方内陸に加わっていた圧縮応力が緩和されて火山へのマグマの上昇が容易になり、火山活動が活発化することが懸念される。中禮（2002）は、1841年～1996年の156年間に東北地方内陸部で発生した規模の大きな火山噴火（VEIが2以上あるいはマグマ貫入による噴火）と規模の大きな地震（ $M6.2$ 以上）は、日本海溝付近での4回の巨大地震発生前後に集中して起こったことを示した。東北沖地震後、東北地方における火山活動の活発化は蔵王山など一部の火山に限られるが、東北沖地震による応力場の擾乱が火山体深部過程の活性化をもたらして噴火現象に結びつくまでには時間を要することも考えられる。本特集号の趣旨は、巨大地震発生による応力場の変動が火山のマグマ供給系へ与える影響を統

合的に検討し、今後の火山活動の予測に資することである。本論文は、現在の東北地域の火山活動状況の把握の一環として、低周波地震に焦点を当ててまとめるものである。

地震波の卓越周波数は地震の規模に関係し、小規模な地震ほど高周波の振動が卓越する、すなわちコーナー周波数が高い。これは、地震波の周波数の下限が断層の規模によって規定されることを反映している。それに対し、規模が小さいにも関わらず低周波が卓越する特殊な地震を低周波地震と呼ぶ。その例として、秋田県北部の阿仁付近で発生した低周波地震の波形を通常の高周波の地震と比較したものを Fig. 1 に示す。(a) の低周波地震の M は 1.3 で (b) の高周波地震の $M1.6$ よりも小さいが、1 Hz 程度の低周波の波が卓越している。また、低周波地震の波形は振動継続時間が長いことも特徴である。

Fig. 1 の低周波地震の振動継続時間は 20 s を超えていて、高周波地震の振動継続時間よりも顕著に長い。このように、低周波地震の卓越周波数と振動継続時間は通常の地震とは明瞭に異なることから、地震の識別は目視でも容易である。

ここで扱う低周波地震は内陸の地殻中深部で発生する地震である。低周波地震の中には火山の火口付近で発生する浅い地震もあるため、それらと区別するためには深部低周波地震と呼ぶ。また、微小地震としての低周波地震ということで、低周波微小地震と呼ぶこともある。本論文では、深部低周波地震及び低周波微小地震の意味で「低周波地震」と述べることにする。

Fig. 1 (c) には (a) (b) で示した地震の震源分布を示す。東北地方内陸地殻内で発生する通常の地震の深さの下限は 15 km 程度である。地震は、断層が急激にずれるという脆性破壊を起こす現象である。地球内部は深部ほど高温になるので、破壊の様子が脆性破壊から塑性流動に変わる深さが地震の深さの下限を規定すると考えられている。それに対して、Fig. 1 (c) の低周波地震の震源の深さは 20 km 以深で、通常の地震が発生する深さの下限を大きく超えている。

このように、低周波地震はその卓越周波数と発生場所の特異性から、通常の地震のような断層破壊によって発生すると考えることはできない。そのため、低周波地震の震源過程や発生メカニズムを明らかにすることは地震学的に重要である。発生メカニズムに関する有力な考えの一つとして流体の寄与がある（例えば、Hasegawa and Nakajima, 2004; 長谷川・他, 2004）。その考えは以下のようにまとめられる。東北日本弧下に沈み込んだプレート（スラブ）内の含水鉱物が脱水分解し、放出された流体がマントルウェッジまで上昇する。この流体はスラブの沈み込みに伴って一旦深部に運ばれるが、マントル内の上昇流によってモホ面近傍まで上昇して滞留し、マグマだまりを形成する。そこでさらに脱水反応によって生成した流体が上昇する過程で、低周波地震を発生させるというものである。低周波地震が流体の移動によって発生しているのであれば、低周波地震はマントル及び地殻中における流体の移動をとらえる手段となる可能性があることから、岩石学的・地球化学的な関心も高い。流体がマグマであれば、火山活動と直接関係することが考えられる。実際、1985 年 8 月に伊豆大島で発生した深部低周波地震は、1986 年 11 月の噴火に 1 年余り先行した現象であった。

本論文では以上を踏まえて、東北日本で発生している低周波地震の時空間変化のまとめと、秋田県阿仁地域を

例にとって低周波地震の波形の多様性について検討する。低周波地震の時空間分布については、Hasegawa and Yamamoto (1994) や高橋・宮村 (2009) によってまとめられている。前者は、高感度地震観測網の防災科学技術研究所 Hi-net が稼働する前のデータによる。後者は Hi-net 稼働後のデータを用いているが、東北沖地震発生前の状況についてのまとめである。そこで本論文では、東北沖地震前後での地震活動変化も含めて検討する。また、これまで行われてきた低周波地震の発生メカニズム解明のための研究は、いくつかの地域で数例の解析に留まっており、一般的なメカニズムが明らかになったわけではない。その理由として、同じ地域でも地震ごとに波形が異なる場合が多いことや、卓越する後続波のどの部分が震源起源で、どの部分が地下構造などによる二次的な波（例えば共鳴による波）なのかの区別が難しいことが挙げられる。そこで本論文では、深部低周波地震の一般的な発生メカニズム解明につなげるために、波形相関を用いて地震のグループ分けを行い、波形の多様性を把握するとともに、震源情報を含む時間範囲について検討を行う。

2. 低周波地震の空間分布

震源の時空間分布の検討は気象庁一元化震源カタログを用いて行う。このカタログの震源ファイルの特定の列に、低周波イベント（地震、微動）を表す数値が示されている。この識別のための数値をフラグと言う。気象庁の震源カタログに低周波イベントのフラグが付けられるようになったのは 1998 年からであるので、以下の解析も 1998 年～2014 年の期間を対象とする。

Fig. 2 は全国の低周波イベントの震央分布図である。震央分布域の形状は、長野県南部から大分県に至る帯状の分布と、主に東北日本での孤立的な分布に大別される。西南日本の帯状分布は深部低周波微動によるものである。これは *P* 波や *S* 波の立ち上がり不明瞭な振動で、Obata (2002) によって発見され、その後カスカディアやメキシコなどのプレート沈み込み帯でも発見されたことから、そのメカニズム解明のための研究が精力的に進められている。その結果、低周波微動はプレート境界での逆断層型のすべりによるものであることが判明し（例えば、Ide *et al.*, 2007b）、地震モーメントと継続時間の関係はスロー地震と通常の地震では明確に異なることが示された（Ide *et al.*, 2007a）。

一方、Fig. 2 において孤立的な分布を示すのが本論文で扱う低周波地震である。低周波地震も全国各地に分布し、特に東日本の活火山周囲で発生しているものが多い。



Fig. 2. Epicenter distribution of low-frequency tremors and earthquakes during the period from 1998 to 2014. Hypocentral parameters are taken from the catalog of the Japan Meteorological Agency. Triangles show locations of active volcanoes.

東北地方の低周波地震は 15~60 km の深さ範囲に分布していることが知られていた (Hasegawa and Yamamoto, 1994) が、震源深さの下限は各地域のモホ面の深さとはほぼ一致することが指摘されている (高橋・宮村, 2009)。東北日本において火山から離れたところで発生する低周波地震は、火山フロントから背弧にかけて分布している (鎌谷・勝間田, 2004)。近畿地方では、発生場所が活断層とほぼ対応する場合があります (Ohmi *et al.*, 2004)、大阪湾においては火山近傍の低周波地震とよく似た地震が発生している (Aso *et al.*, 2011)。Aso *et al.* (2013) は西南日本で発生する低周波地震を火山性と準火山性に分類して地震活動の特徴をまとめた。

本論文において地震活動を調べた地域は、Fig. 3 に四角で示した 42 地域である。これらの地域の活火山名、地域名、及び以下に示す解析結果を Table 1 に示す。まず、各地域での低周波地震の発生数と深さ範囲を調べた。高橋・宮村 (2009) は、震源深さの最小値と最大値、深

さ分布の第一四分点と第三四分点、及び中央値を示す箱髭図を作成した。一方、内陸地震の深さの下限を D90 という指標で表すことがある (例えば、Omuralieva, 2012)。これは、地震数を浅い方から積算して全体の 90% に達した深さを指す。最大値ではなく 90% を用いているのは、震源深さの決定精度の問題があるためである。ここではそれに倣って低周波地震の深さの下限を求め、DLF90 として表す。同様に、上限は地震数が 10% に達した深さとして DLF10、中央値を DLF50 として表す。

42 地域でのこれらの値を Table 1 と Fig. 4 に示す。Fig. 4 において円の面積が 1 年あたりの地震数に比例し、円の色が深さ分布の情報を表している。地震発生数が最も多いのが雌阿寒岳 (領域 4) で、次いで岩手山 (25)、吾妻山 (33)、鳴子 (29) の順となっている。DLF10 は北海道の羊蹄山 (7) 及び岩手山地域において浅い。岩手山における低周波地震と通常の地震の震源分布を Fig. 5 に示す。Fig. 5 の東西断面図を見ると、低周波地震は岩手

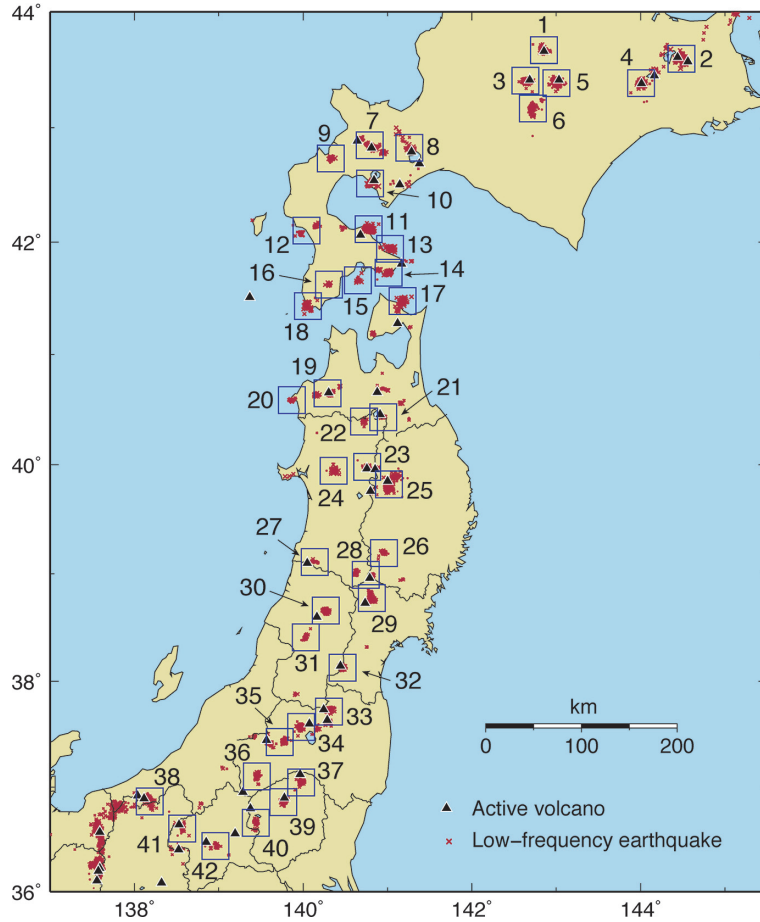


Fig. 3. Epicenter distribution of low-frequency earthquakes in northeastern Japan. Numbered squares indicate epicentral areas in which seismic activity of low-frequency earthquakes are investigated. Triangles show locations of active volcanoes.

山の山体直下の深さ 10 km 付近に 1 箇所、山体から離れた深さ 30 km 前後に 2 箇所のクラスターを形成している。なお、震源分布図において深部の地震の色が低周波地震を表す赤色になっていないものがある。これは、低周波地震のフラグ付けが 1999 年以前には完全には行われていなかったためと考えられる。岩手山での DLF10 の値が小さいのは、深さ 10 km 付近にクラスターが存在することによる。この地域では深さが約 10 km 以浅の通常の地震の活動も活発である。これは 1998 年に火山活動が活発化したことによるが、浅部地震活動はその後も継続している。このように深部の低周波地震と浅部の高周波地震がともに活発であることは、今回調べた 42 領域の多くにおいて見られた。例外的に浅発地震活動が低調なのは、羊蹄山（領域 7）、恵庭岳（8）、恵山（14）、知内（16）、岩崎（20）、鳥海山（27）である。

低周波地震の深さ分布の中央値を表す DLF50 は 20～30 km の値をとる地域が多い（Fig. 4 (b)）。これは下部地殻の深さに相当する。DLF90 は 30～40 km の値をと

り、低周波地震は最上部マントル内でも発生している（Fig. 4 (c)）。岩手山（領域 25）は DLF90 の値も大きく、50 km に近い深さの地震も発生している。Fig. 4 (d) は DLF90 と DLF10 の差として定義した低周波地震発生層の厚さで、DLF10 が浅い羊蹄山（領域 7）や岩手山では発生層が厚い。

Fig. 4 の分布図には明瞭な地域性は認められない。すなわち、DLF10、DLF50、DLF90 の値が緯度に応じて変化したり、ある地域で特異な値を取ったりするような傾向は認められない。しかし、波長 100～250 km 程度、羊蹄山と岩手山の距離の半分程度の間隔で変化しているように見える。例えば、低周波地震発生層の厚さは、大雪山（領域番号 1）、羊蹄山（7）、岩手山（25）、吾妻山（33）、高原山（39）において大きな値を取る。これについては 5 の議論において取り上げる。

3. 低周波地震活動の時間変化

次に、地震活動の時間変化に注目する。Fig. 5 の右側

Table 1. List of areas showing location, depth parameters, and activity parameters of low-frequency earthquakes.

No.	Volcano	Place name	Longitude [°]	Latitude [°]	DLF10 [km]	DLF50 [km]	DLF90 [km]	Annual frequency	Activity type Nmax/Nav	Activity change Nafter/Nbefore
1	Taishutsuzan		142.853	43.672	16.1	23.2	35.6	10.4	2.21	1.19
2	Mashu		144.483	43.597	13.9	20.1	26.2	13.3	2.93	0.71
3	Tokachidake		142.634	43.410	21.2	27.7	32.5	28.9	1.91	0.85
4	Meakandake		144.006	43.389	18.6	23.3	27.2	102.5	4.73	0.37
5	Maruyama		143.003	43.389	26.0	29.1	33.3	14.9	2.21	0.24
6		Karikachi	142.723	43.171	17.3	24.3	29.0	13.3	5.05	0.17
7	Yoteizan		140.787	42.850	11.3	19.6	33.6	20.1	3.23	0.82
8	Eniwadake		141.258	42.829	21.6	27.0	34.0	2.8	2.86	1.32
9		Suttsu	140.329	42.733	23.3	30.7	33.3	4.7	5.70	0.09
10	Usuzan		140.794	42.515	21.4	26.9	29.5	11.7	2.64	0.23
11	Hokkaido-Komagatake		140.778	42.112	18.0	23.7	29.2	23.7	3.12	1.30
12		Kumaishi	140.040	42.101	17.8	26.1	30.0	6.5	3.09	0.19
13		Minami-Kayabe	141.032	41.940	17.1	27.1	29.3	6.5	3.40	1.32
14	Esan		141.012	41.727	13.3	22.8	28.0	9.5	2.10	1.06
15		Hakodate	140.651	41.662	22.7	30.1	33.4	1.3	3.00	0.74
16		Shiruiuchi	140.308	41.624	22.1	25.0	27.0	0.9	7.50	0.00
17		Ohata	141.179	41.476	16.0	19.6	28.0	22.4	3.71	0.50
18		Matsumae	140.055	41.432	24.4	29.0	35.2	2.7	3.38	1.76
19	Iwakisan		140.288	40.649	15.5	22.2	32.1	4.6	2.83	2.26
20		Iwasaki	139.866	40.588	16.1	19.2	20.9	1.9	4.82	0.23
21	Towada		140.952	40.432	24.3	27.1	28.8	3.0	3.00	0.21
22		Kosaka	140.719	40.396	16.4	19.6	23.5	6.3	2.23	0.56
23	Akita-Yakeyama		140.761	39.983	16.1	18.7	31.9	5.0	2.00	1.56
24		Ani	140.360	39.947	24.3	31.2	34.6	9.6	1.67	0.56
25	Iwatesan		141.017	39.823	10.1	31.3	35.0	57.3	1.54	0.49
26		Yakeishidake	140.957	39.193	29.2	32.1	33.8	9.7	5.14	1.44
27	Chokaisan		140.139	39.111	21.1	26.6	43.8	1.3	3.16	4.04
28	Kurikomayama		140.743	38.991	15.9	19.3	26.3	10.1	2.86	0.52
29	Naruko		140.813	38.776	19.8	23.5	29.2	37.9	1.95	0.45
30	Hijiori		140.268	38.660	19.4	22.0	30.3	8.5	3.16	1.49
31		Gassan	140.031	38.411	21.0	22.8	25.4	3.0	3.67	0.64
32	Zaozan		140.468	38.127	20.6	23.9	32.5	11.5	3.82	3.26
33	Azumayama		140.305	37.713	17.8	26.7	32.3	41.5	1.93	0.40
34	Bandaisan		139.975	37.568	23.2	32.2	35.9	20.2	4.21	0.28
35	Numazawa		139.722	37.428	22.0	24.4	30.1	12.1	1.66	0.78
36		Hinoemata	139.452	37.105	28.7	31.8	37.2	6.6	2.88	0.74
37	Nasudake		139.974	37.047	27.3	32.0	36.2	6.1	3.30	0.32
38	Niigata-Yakeyama		138.182	36.864	26.2	34.9	40.9	6.1	2.45	0.82
39	Takaharayama		139.765	36.860	16.3	22.1	33.9	20.9	1.68	0.77
40		Nikko	139.440	36.660	24.1	28.9	38.0	10.7	4.75	1.99
41	Kusatsu-Shiranesan		138.566	36.606	16.8	22.0	31.5	2.5	1.97	1.71
42	Harunasan		138.962	36.439	26.4	34.8	38.4	1.5	3.91	1.04

DLF10, DLF50, and DLF90 are defined as depths above which 10 %, 50 %, and 90 % of low-frequency earthquakes occur. Activity type is defined as ratio between maximum and average annual number of low-frequency earthquakes. Activity change is defined as ratio of average annual number after the 2011 Tohoku-oki earthquake to number before the earthquake.

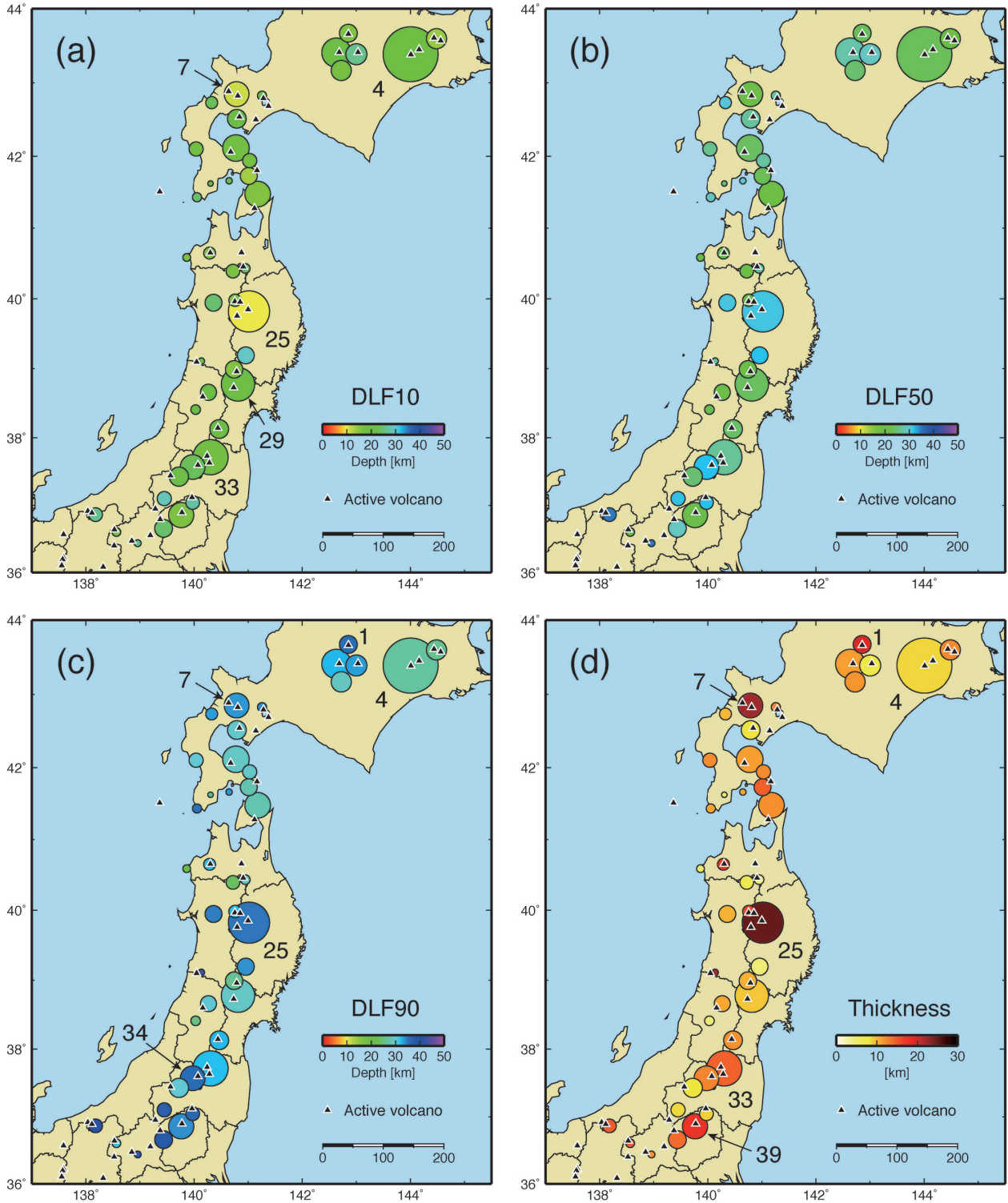


Fig. 4. Distribution of four parameters characterizing depth distribution of low-frequency earthquakes. (a) to (c) show distribution of DLF10, DLF50, and DLF90 defined as depths above which 10%, 50%, and 90% of low-frequency earthquakes occur. (d) indicates thickness of seismogenic layer defined as the difference between DLF90 and DLF10. Sizes and colors of circles show annual number of earthquakes and depth parameters, respectively. Numerals beside circles show areal numbers in Fig. 3 and Table 1.

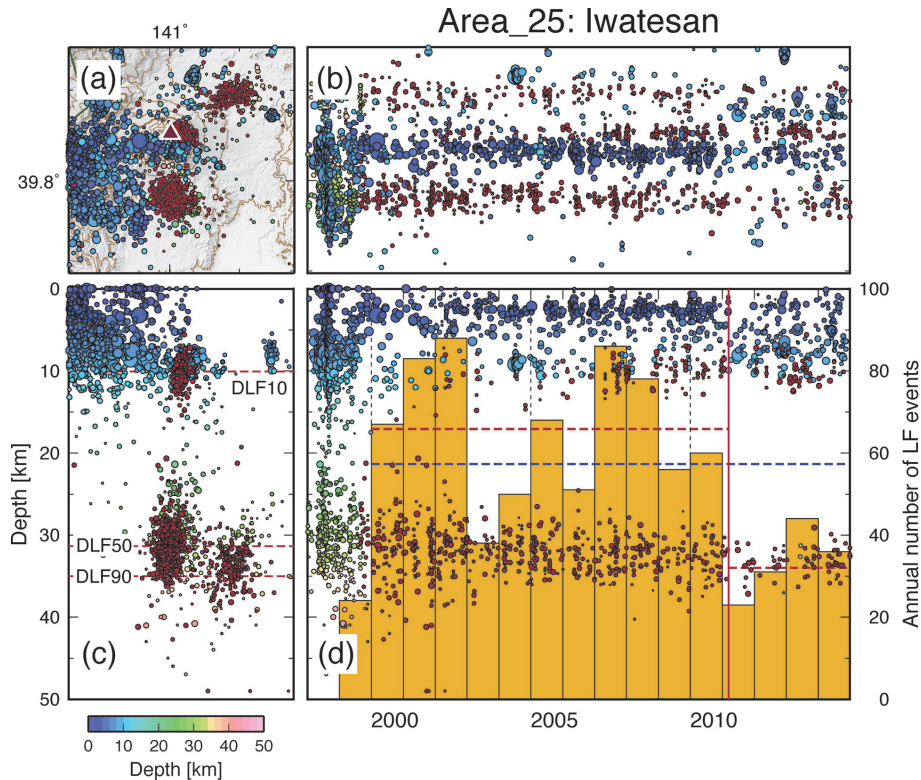


Fig. 5. Spatiotemporal variations of seismicity in the Iwatesan area of northern Tohoku (areal number 25 in Fig. 3 and Table 1). (a) and (c) show hypocentral distribution. Broken lines show depths of DLF10, DLF50, and DLF90, respectively. (b) and (d) display temporal variations of latitude and focal depth, respectively. Colors of circles indicate focal depths of ordinary earthquakes. Red circles represent low-frequency earthquakes. Sizes of circles are proportional to earthquake magnitude. Bar graph in (d) shows annual number of low-frequency earthquakes together with average number (broken blue line) during the period from 2000 to 2014. Vertical red line displays time of occurrence of the 2011 Tohoku-oki earthquake. Broken red lines show annual number of earthquakes averaged during the period before and after the 2011 Tohoku-oki earthquake, respectively.

の上段は緯度の、下段は深さの時間変化で、下段には1年ごとの低周波地震発生数（棒グラフ）も示している。青い破線は2000年以降の年平均発生数である。棒グラフの最大値と年平均発生数の比の対数をFig. 6(a)の円の色で示す。色が水色であれば最大値と平均値の差が小さく活動が定常的であることを、色が紫色であれば特に活発な時期があったことを表す。比の値はTable 1に示されている。Fig. 6(a)を見ると、岩手山（領域25）の活動は定常的で、雌阿寒岳（4）では活動が活発な時期と平常時との差が大きいことを表す。雌阿寒岳での震源の時空間変化をFig. 7に示す。この地域での活動は2008年を除いては定常的であるが、2008年の地震数は平常時の4.7倍で、その中でも特に集中して発生した期間があった。Fig. 6(a)を見ると、活動が定常的な領域が100～150 km 程度の間隔で分布しているようにも見えるが、その傾向は北海道の渡島半島では明瞭ではない。

東北沖地震前後での低周波地震活動の変化を、東北沖地震後と東北沖地震前の年平均地震数の比で評価した

(Fig. 6(b)). 年平均地震発生数が多い雌阿寒岳（領域4）、岩手山（25）、鳴子（29）、吾妻山（33）は全て、東北沖地震後に地震数が減少した。岩手山の例はFig. 5に示されていて、東北沖地震後の年平均地震発生数は東北沖地震前の約半分になったことがわかる。東北沖地震後に数が増加したところは、地震発生数がもともとあまり多くなかったところに限られる。最も変化が大きかったのが蔵王山（領域32）である（Figs. 6, 8）。ここでは東北沖地震後の年平均地震発生数が東北沖地震前の3倍程度になったが、2013年と2014年にはそれぞれ4倍、6倍程度と、顕著な変化があった。蔵王山では2013年1月に、観測開始（2010年9月）以来初めての火山性微動が観測された。火山性地震活動も活発化し、発生が顕著だったのは2014年8月の108回と2015年4月の319回であった。火山性微動も活発な時期と静穏な時期を繰り返しながら発生した（仙台管区気象台火山監視・情報センター、2015）。

東北沖地震後に日本各地で誘発地震が発生した（例え

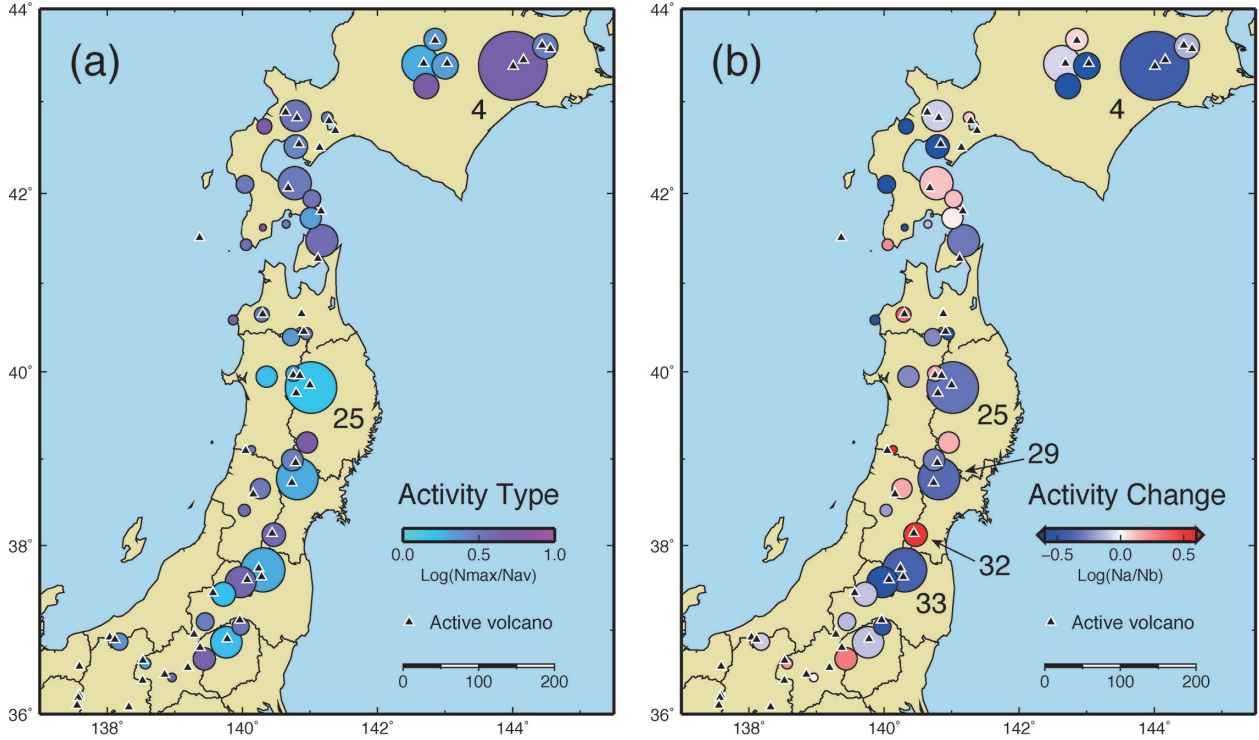


Fig. 6. Distribution of activity type (a) and activity change (b). (a) is defined as ratio between maximum and average annual number of low-frequency earthquakes. (b) is defined as ratio of average annual number after the 2011Tohoku-oki earthquake to number before the earthquake. Sizes and colors of circles show annual number of earthquakes and activity parameters, respectively. Numerals beside circles show areal numbers in Fig. 3 and Table 1.

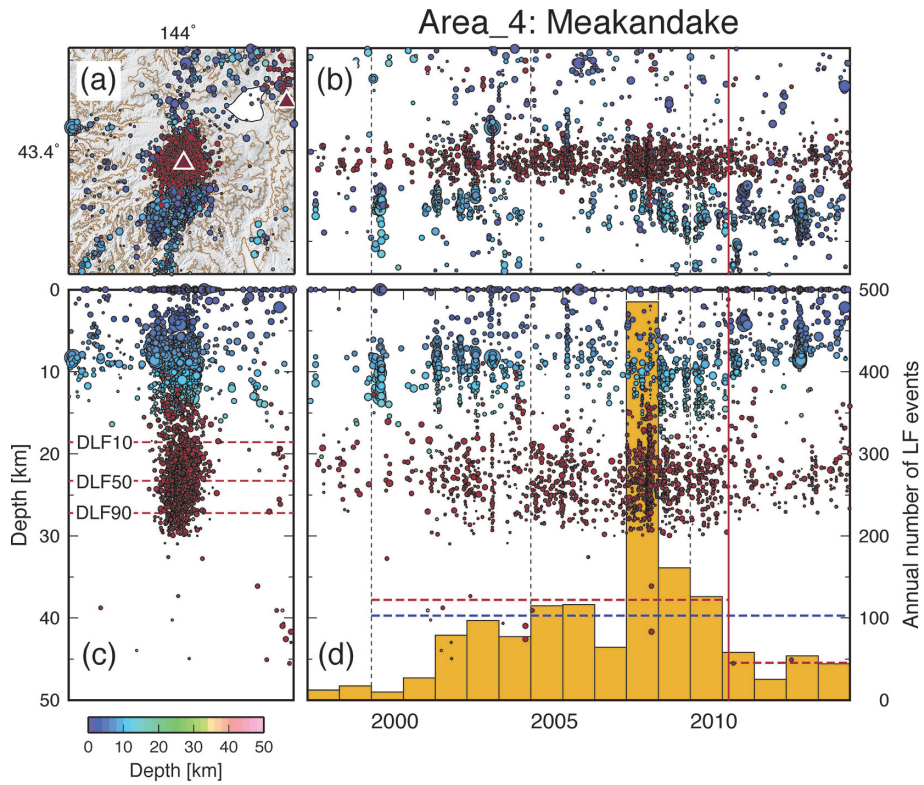


Fig. 7. Same as Fig. 5, but in the Meakandake area of eastern Hokkaido (areal number 4 in Fig. 3 and Table 1).

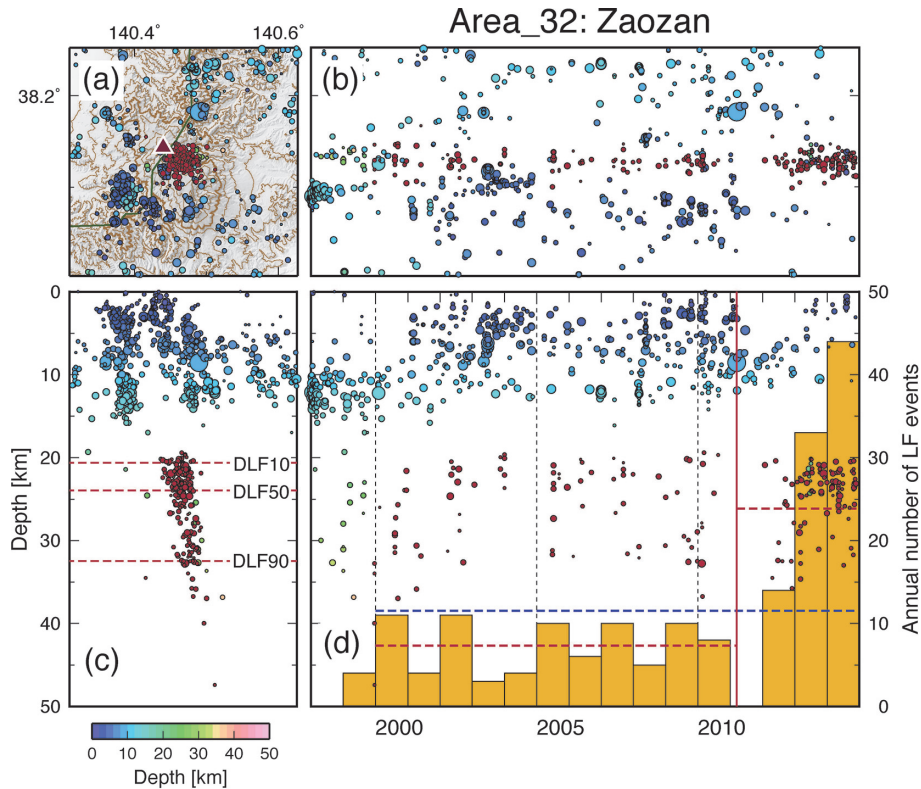


Fig. 8. Same as Fig. 5, but in the Zaozan area of central Tohoku (areal number 32 in Fig. 3 and Table 1).

ば, Hirose *et al.*, 2011). 東北地方では, 秋田県の森吉山付近や大仙市周辺, 仙台付近, 山形県と福島県の県境付近, 茨城県北部から福島県南部にかけての浜通り地方などでの活動が顕著である。小菅・他 (2012) は, 東北地方北部内陸で発生した地震の震源メカニズム解が東北沖地震の発生前後で系統的に変化したことを示した。また, 誘発地震活動は震源の拡大 (マイグレーション) が顕著で, Kosuga (2014) や Okada *et al.* (2014) は, それらが流体の拡散によると考えた。東北沖地震による応力変化は, 東北地方内陸の深さ 10 km では 1 MPa 以下である (Yoshida *et al.*, 2012; Terakawa *et al.*, 2012)。この値は深さ 10 km での封圧 (300 MPa 程度) に比べて十分に小さいが, それでも内陸の地震活動が変化した。地震活動が 1 MPa の応力変化に反応するということは, 断層のせん断破壊強度がその程度であることを示唆しており, 地殻内に高压の流体が存在することによって解釈されている (Yoshida *et al.*, 2012; Terakawa *et al.*, 2012)。

一方, Fig. 6 (b) で見たように, 東北沖地震後の低周波地震活動の活発化は蔵王山を除いては顕著ではなかった。低周波地震発生域の断層強度の見積りは難しいが, 内陸地震と比較して著しく大きいとは考えにくく, 地震の規模から考えるとむしろ小さい可能性が高い。それに

も関らず, 蔵王山を除いては応力変化に敏感に反応しなかったという観測事実は, 低周波地震の発生メカニズムは, 応力変化に反応する断層のせん断破壊ではなく, マグマの冷却や流体の移動などの現象が深く関与していることを示唆している。誘発地震活動と低周波地震活動がともに流体の寄与によると考えると, 誘発地震は地殻中部に貯留した高压の流体が東北沖地震をきっかけに拡散したことによるものであるが, 深部からの流体供給は東北沖地震によって大きな変化を受けなかった, すなわち定常的に起こっていることを示すのかもしれない。

4. 波形の相互相関を用いた低周波地震のグループ分け

地殻内にはさまざまな波長の不均質性があり, 高周波の地震波は短波長不均質構造による散乱を受けて複雑な波形となる。低周波の地震波は短波長不均質の影響は受けにくいにもかかわらず, 低周波地震の波形が地震ごとに異なることが, 恵山 (Fig. 3 の領域 14), 大畑 (17), 岩木山 (19), 及び阿仁 (24) の低周波地震について示されている (佐鯉・他, 2001; 増川, 2013; 野呂, 2016)。岩手山 (25) の低周波地震についてモーメントテンソルとシングルフォースを組み合わせる求めた震源メカニズムが多様であること (Nakamichi *et al.*, 2003) も, 低周波地震の

波形が地震ごとに異なることを反映している。

地震波形は、震源からの放射特性（震源メカニズムの効果）、経路の効果、及び地盤特性の影響を受ける。ある観測点から見た場合、震源位置に近い地震群に対しては経路の効果は同等になるので、それらの波形がほぼ同一であれば震源メカニズムが同じということになる。そこで、低周波地震の波形をその相互相関によってグループ分けし、震源が近い地震は同一グループに分類されるのかどうかを調べた。ここでは、秋田県阿仁地域（Fig. 3の領域24）の低周波地震を対象に解析を行った例を示す。比較のために、同地域の高周波地震に対する解析も行った。解析には震源周辺のHi-net観測点4点の波形を用いた。震源と観測点の位置をFig. 9に示す。解析ではまず、地震波形にバンドパスフィルターをかけた後、S波到着時刻を基準に波形を切り出した。次に、波形の地震間の相互相関係数を、まず成分ごとに求め、次いで3成分平均、最後に観測点平均を求めて、地震の分類に用いる相関係数とした。フィルターの中心周波数1, 2, 4 Hzでの相関係数の頻度分布をFig. 10に示す。(a)が高周波地震、(b)が低周波地震について、ともにS波到着直後のウィンドウでの結果である。(a)と(b)の分布の形は似ており、相関係数の値が0.3程度にピークを持つ正規分布に近い。しかし、高周波地震の分布は相関係数0.6以上で長く尾を引く形となっていることが特徴である。

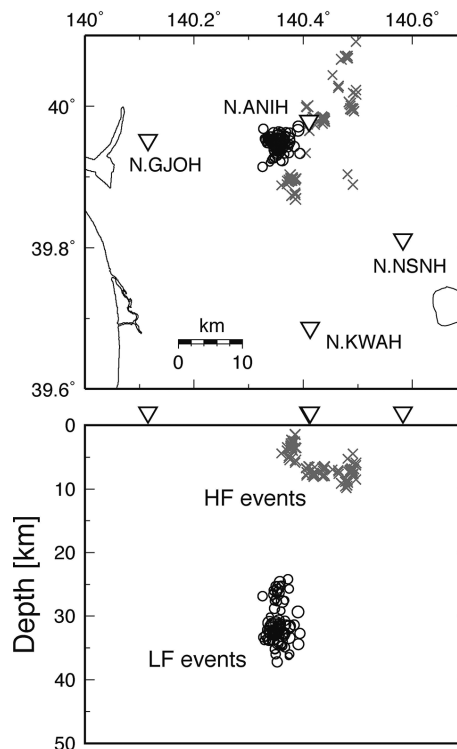


Fig. 9. Hypocenter distribution of earthquakes for which waveform correlation is examined. Circles and crosses show hypocenters of low-frequency and high-frequency earthquakes, respectively. Sizes of these symbols are proportional to earthquake magnitude. Triangles denote locations of stations used for calculating waveform correlation.

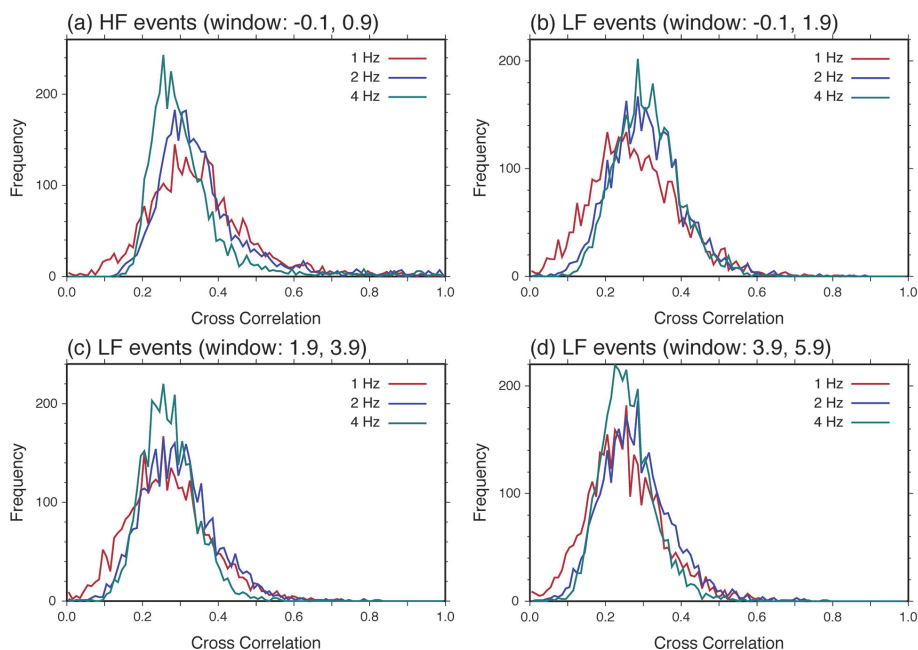


Fig. 10. Histograms of cross-correlation of seismograms for high-frequency earthquakes (a) and for low-frequency earthquakes (b)–(d). (b) to (d) show results in three time windows displayed at the top of each figure. Colors indicate center frequencies of band-pass filter.

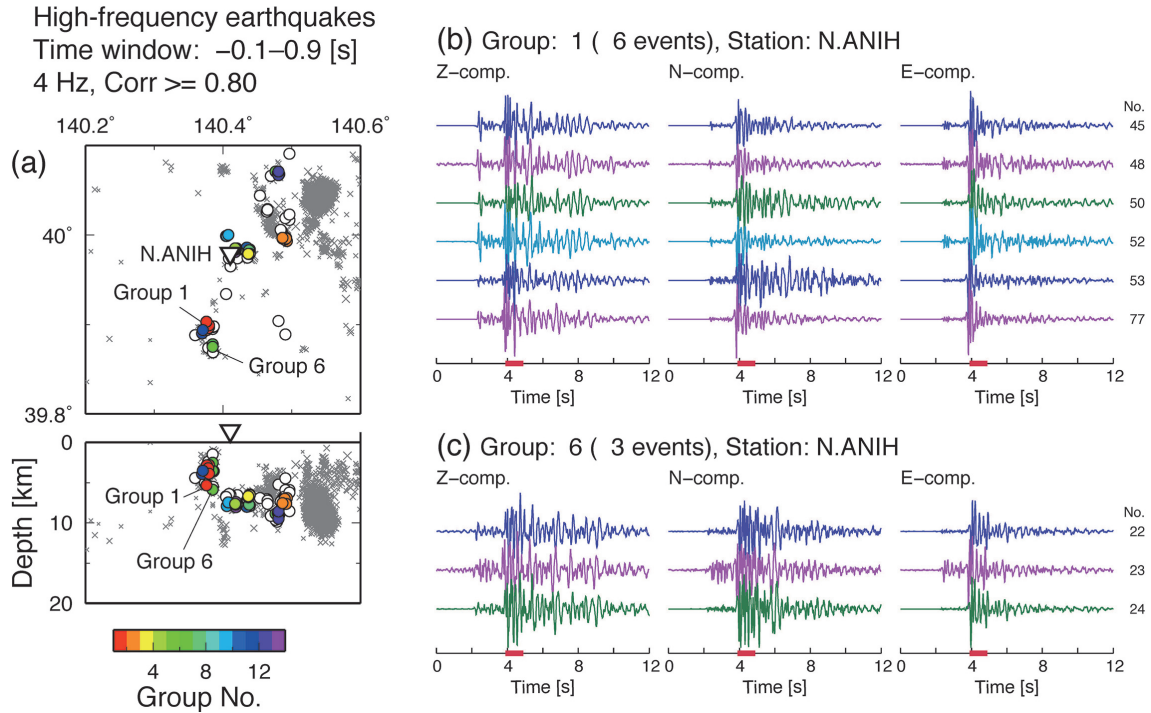


Fig. 11. Hypocenter distribution and seismograms grouped by waveform correlation for high-frequency earthquakes. Colors of circles in (a) show number of earthquake group. White circles indicate events that are not grouped with other earthquakes. Crosses and triangles display locations of background seismicity and stations, respectively. Sizes of crosses are proportional to earthquake magnitude. (b) and (c) show three-component seismograms observed at N.ANIH station for earthquakes in groups 1 and 6. Amplitudes of seismograms are normalized to the maximum in each trace. Numerals at right of seismograms indicate event number. Time windows used for cross-correlation analysis are marked with horizontal red bars on time axes.

次に、相関係数を基に地震のグループ分けを行った。グループ分けは、全地震に対して最も相関の高いペアを求め、それらとの相関が設定したしきい値以上の地震を探していくことで行った。次に、そのグループに属さない地震について同じ手続きを行って、2 番目のグループを決定した。これを繰り返してグループ分けを行った。

高周波地震についてグループ分けを行った結果を Fig. 11 に示す。周波数帯域は 4 Hz で時間ウィンドウは 1 s、相関係数のしきい値を 0.8 とした。Fig. 11 (a) の丸印が解析を行った地震の震源を表し、色がグループ番号に対応する。白丸はどのグループにも属さない地震で、他の地震とは波形が異なることを示すことから、メカニズム解の違いを反映しているものと考えられる。この図を見ると、震源位置が近い地震が同じグループとなっていることがわかる。(b) と (c) は、震源が比較的近いグループ 1 と 6 に分類された地震群について、震源近傍の N.ANIH 観測点での波形を示す。それぞれのグループ内での波形は似ているが、グループ 1 の波形の振幅は S 波到着直後が最大でそれからすぐに減衰するのに対し、グループ 6 の波形では S 波到着後の振幅の大きい波動の

継続時間が長いという違いがある。また、グループ 1 の P 波初動振幅はグループ 6 でのそれよりも相対的に大きい。これらの結果は、グループ 1 とグループ 6 の地震の震源メカニズムが系統的に異なることを示している。

次に、低周波地震についての結果を示す。Fig. 12 は S 波到着直後のウィンドウについて 2 Hz の帯域での結果である。周波数に対応させて、時間ウィンドウは 2 s とした。低周波地震の場合の頻度分布は相関係数が高い側にあまり尾を引かない (Fig. 10 (b)) ので、相関係数のしきい値を 0.6 とした。高周波地震の場合と同様に、同一グループに分類されるのは震源が近い地震である。グループ 1, 2, 3 に分類された地震について、N.ANIH 観測点での波形を Fig. 12 の右側に示す。相関係数のしきい値が 0.6 と高くなくことから、同一グループ内の地震の波形は高周波地震の場合 (Fig. 11) はどは似ていない。しかし、グループ間の波形の違いがあることは確かである。

低周波地震は後続波の継続時間が長いことも特徴である (Fig. 1) ので、後続波部分の波形の相関係数を求めて、グループ分けも行った。Fig. 10 の (c) と (d) は、S 波

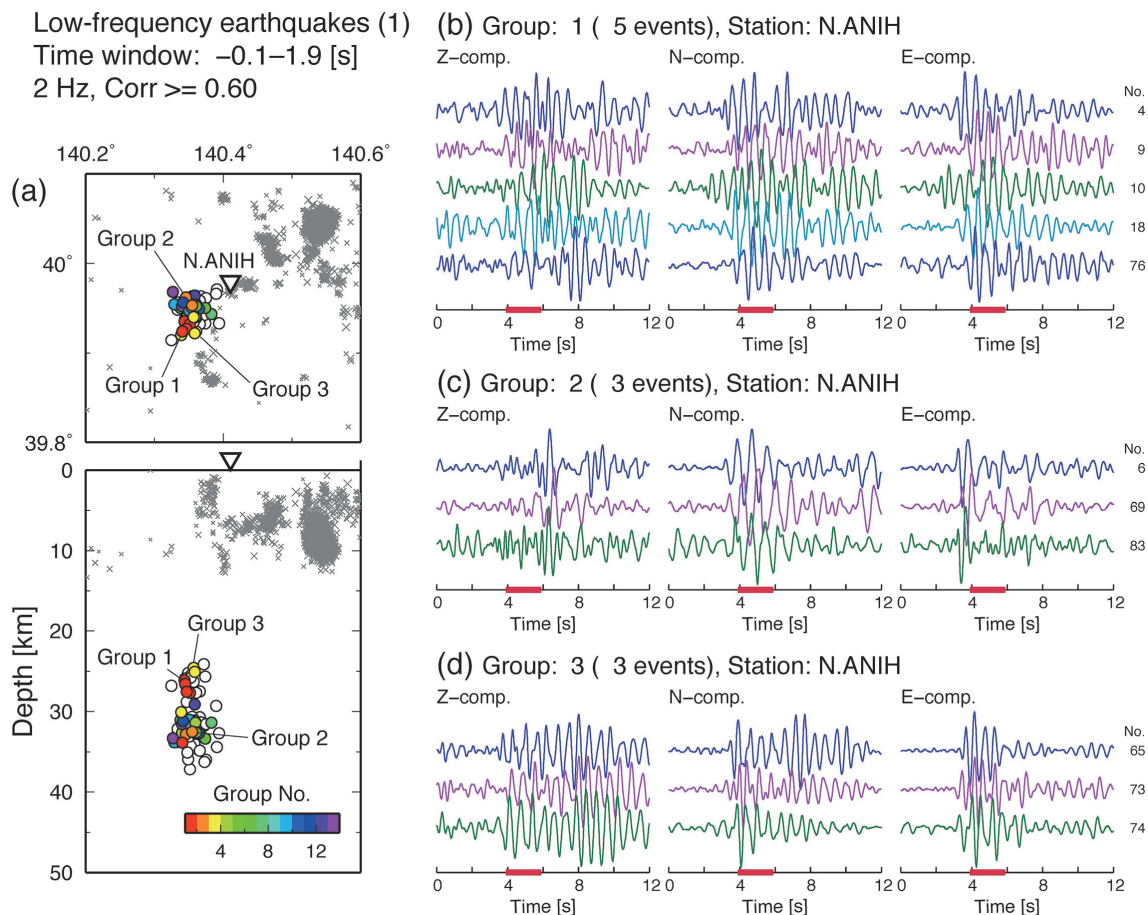


Fig. 12. Similar to Fig. 11, but for low-frequency earthquakes. Time windows for cross-correlation analysis are from arrival of S-wave with a duration of 2s, and are marked with horizontal red bars on time axes.

到着後 2s~4s, 及び 4s~6s の時間ウィンドウでの相関係数の頻度分布である。1 Hz 及び 2 Hz では、時間が経過するにつれて相関係数が 0.5 以上の値をとる割合が減少している。Fig. 13 と Fig. 14 は、2つの時間ウィンドウについて 2Hz 帯域で地震を分類した結果である。S 波到着直後のウィンドウの場合と同様に、震源位置が近い地震は同じグループに分類される傾向があるが、離れた位置の地震が同一グループに分類される場合がある。これは、後続波部分は S 波部分ほど震源情報を含んでいないことを示す。また、深い地震でのグループ化の割合が低くなる傾向がある。Fig. 13 と Fig. 14 のグループ 1 で共通する地震は 4 番と 18 番のみで、時間ウィンドウが異なると波形が似ている地震の組み合わせが変わってしまうことを示している。このことは、後続波の波形が経路特性のみで決まってしまうのではないことを表している。

以上を総合して低周波地震の波形の特徴を述べると、S 波部分は震源特性を反映しているが、震源位置が近くても異なる震源メカニズムを持つ地震が発生する場合が

多い。また、S 波からの時間が経過するほど震源特性の情報は減少する。本論文では秋田県阿仁地域の低周波地震についての結果を示したが、岩木山地域 (Fig. 3 の領域 19) での予備的な解析でも同様な結果が得られている。低周波地震の波形が多様なことは先行研究 (佐藤・他, 2001; 増川, 2013; 野呂, 2016) でも指摘されているが、本論文においてはどのように多様なのかをより具体的に示すことができたと言える。

5. 議 論

東北地方においては、活火山と第四紀火山が火山フロントから背弧にかけて連なり、それが南北方向にはほぼ等間隔 (30~80 km) で分布することから、ホットフィンガーと名付けられた (Tamura *et al.*, 2002)。東北地方におけるトモグラフィーによる S 波速度偏差の分布を見ると、火山フロント下のモホ面付近から西に傾いた低速度異常域が存在し、メルトの上昇流を表すと解釈された (例えば, Nakajima *et al.*, 2001)。ホットフィンガーを形成する火山の分布、低周波地震の分布、及び S 波速度偏

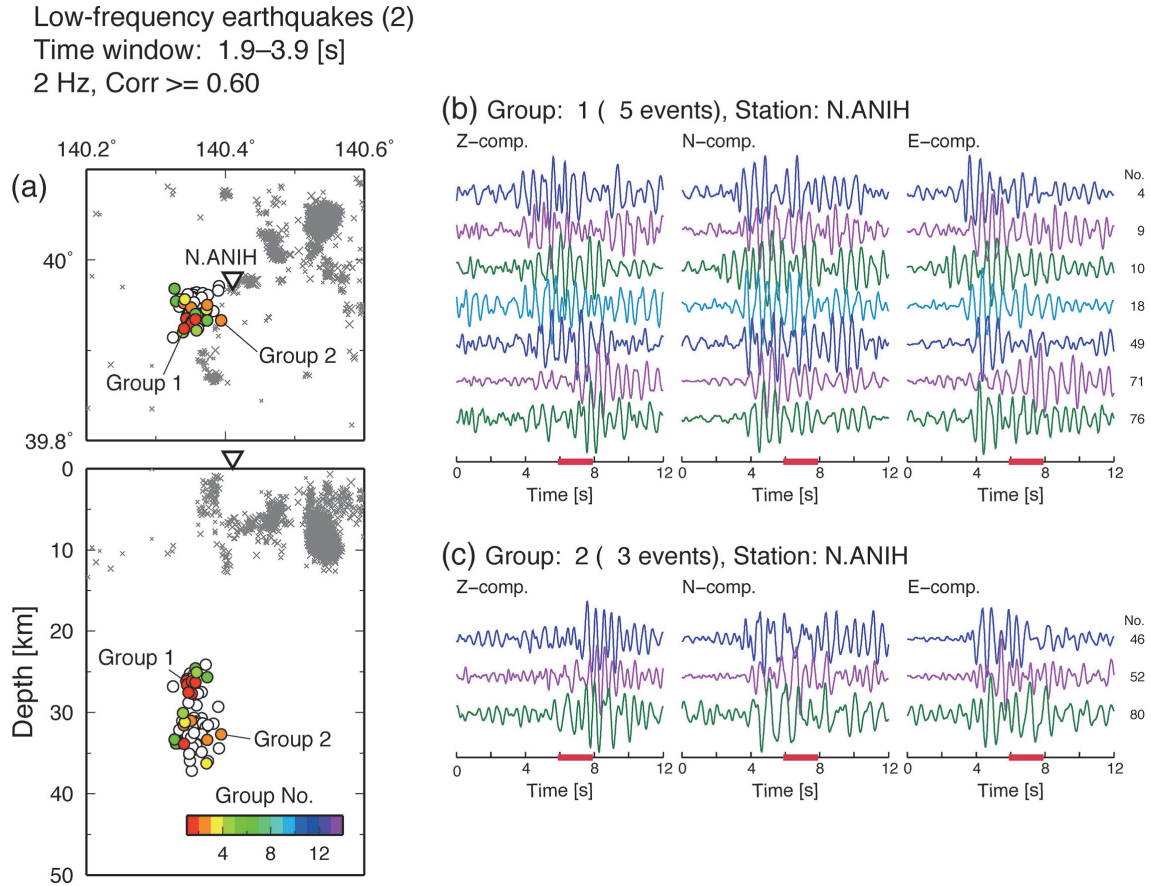


Fig. 13. Same as Fig. 12, but for time window of later phase (2s window from 1.9s after arrival of S-wave).

差の分布がよく対応することから, Hasegawa and Nakajima (2004) は, 枝分かれした上昇流が火山の分布に対応するとの考えを示した. Nakajima *et al.* (2013) は東北日本における P 波減衰構造のトモグラフィ解析を行い, 上昇流に沿う断面での Q_P 値の南北の空間変化は S 波速度偏差ほど大きくないことを示した. Q_P 値は温度に依存するが, 観測された値を温度だけで説明することは難しいので, 部分熔融が寄与していると考えた. 部分熔融は S 波速度偏差に対してより大きく影響するので, 上昇流内部において部分熔融の割合の空間変化があり, 火山の分布域の下ではより高い割合で部分熔融していると解釈した.

本論文において, 低周波地震発生層の厚さが 100~250 km 程度の間隔で変化しているように見えることを指摘した. DLF90 が大きな値をとる領域 7 と 25, 及び 25 と 34 の間隔は, 渡島半島から関東にかけての東北日本弧の弧長の半分程度である (Fig. 4(c)). また, 活動が定常的な領域の間隔が 100~150 km 程度であるようにも見える (Fig. 6(a)). これらの間隔は, ホットフィンガーの間隔 (30~80 km) よりも広い. このことは, ホットフィン

ガーでの部分熔融の割合はどのフィンガーでも同じではなく, 数本のフィンガーごとに高いという空間変化があることを示すのかもしれない.

西南日本のプレート沈み込み帯で発生している低周波微動や低周波地震は, プレート境界のすべりによるの考え方が一般的になりつつある (例えば, Ide *et al.*, 2007b) が, 東北日本弧で発生する低周波地震の発生メカニズムはまだよくわかっていない. 以下に, これまでの研究で推定されたメカニズムの例を簡単に紹介する. 1985 年に伊豆大島で, 卓越周波数 1 Hz の波が 1 分間継続するという単色地震が発生した. 観測された P 波と S 波の振幅分布と振動方向は, 周期的に移動するマグマが火道壁を引っ張るシングルフォースによって説明された (Ukawa and Ohtake, 1987). 岡田・長谷川 (2000) は宮城県鬼首付近で発生した低周波地震の初動付近の波形を用いてモーメントテンソル解析を行い, 非ダブルカップル成分の大きな地震は群発的な活動をする傾向を指摘した. 1998~1999 年に岩手山において火山活動が活発化した時に観測された低周波地震について, Nakamichi *et al.* (2003) はモーメントテンソルとシングルフォース

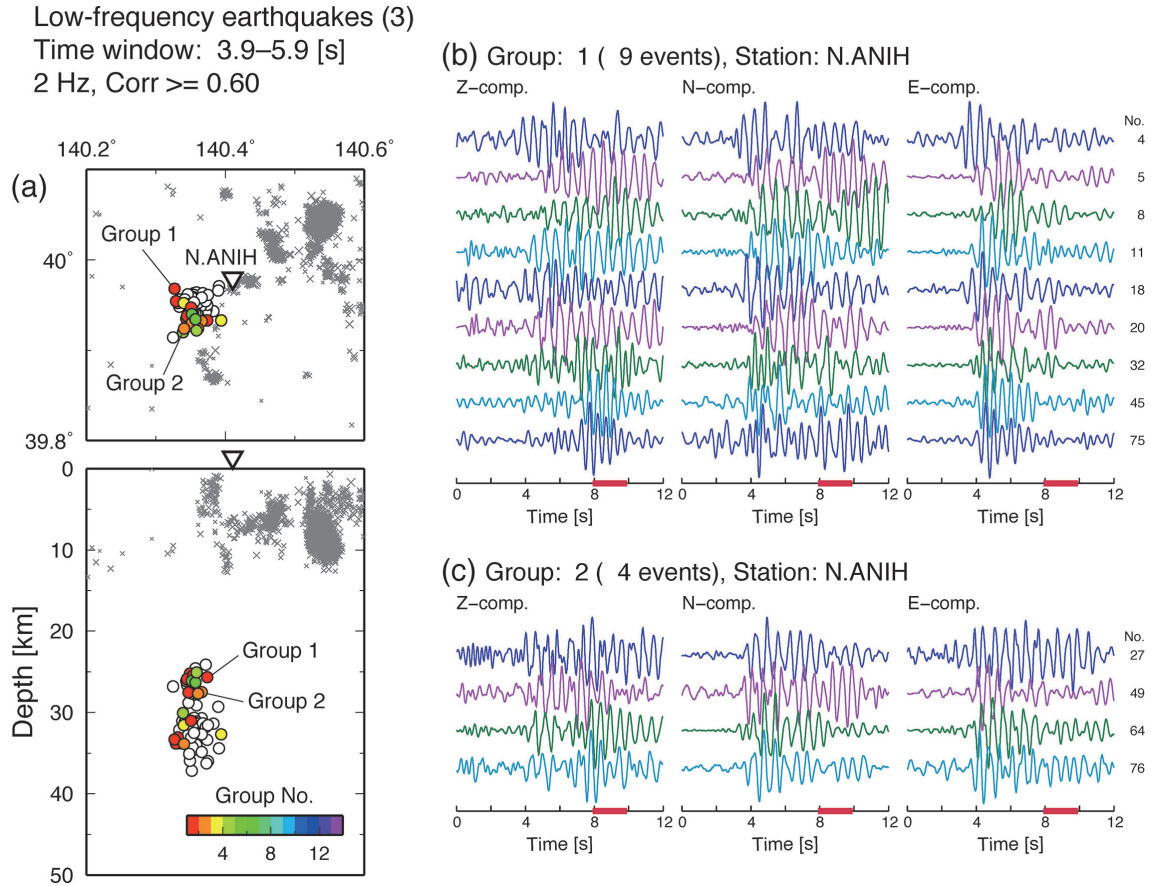


Fig. 14. Same as Fig. 12, but for time window of later phase (2s window from 3.9s after arrival of S-wave).

を組み合わせた解析を行い、体積変化成分をもつ地震も存在することを示した。また、差し渡し10km程度の狭い領域内でも特徴的なP軸とT軸方位が存在しないことから、低周波地震の震源域には複雑なマグマ系が存在すると解釈した。Aso and Ide (2014) は島根県東部の低周波地震に対して波形インバージョン解析を行い、通常の地震とは異なる、振動する震源時間関数を得た。また、多くの地震のモーメントテンソル解は compensated linear vector dipole (CLVD) 成分が卓越し、その主対称軸は震源の線状分布と平行であることを示した。Aso and Tsai (2014) は低周波地震の発生メカニズムとしてマグマ冷却モデルを提案した。これは、上昇するマグマがモホ面付近で滞留することによって大きな熱応力が生まれ、それによって生じたせん断破壊がCLVD型のモーメントテンソル解をもつ地震を発生させるというものである。

以上の研究は低周波地震の一部に対して行われたものであり、低周波地震の一般的な震源メカニズムが明らかになったわけではない。その理由の一つは、低周波地震の波形が地震ごとに異なることによる。本論文では、今

後の低周波地震の震源メカニズム解析に資することを目的に、低周波地震の波形の分類を行った。低周波地震の波形のS波部分について見ると、震源が近い地震は同じグループに分類されることが多く、同じ震源メカニズムを有することを反映している。しかし、震源位置が近くても同一グループとはならない地震も多いこともわかった。また、同一グループ内での相関係数の値も、高周波地震ほど高くない。低周波の波は経路での短波長不均質の影響を受にくいにもかかわらず相関係数が高くないことは、震源位置が近くても震源メカニズムが微妙に異なることを示唆する。これは、Nakamichi *et al.* (2003) の結果と同じである。また、Aso and Ide (2014) が求めたように震源時間関数が振動的で、各振動での震源メカニズムが異なるのかもしれない。いずれにしても、Nakamichi *et al.* (2003) が示唆したように、低周波地震の震源域では、初期脆性破壊の向きまたは流体経路が複雑であることが示唆される。低周波地震の後続波部分の波形は、初動よりも単純に見える場合がある (Fig. 1)。火山の浅部では一定周波数の波が長時間継続するN型地震が発生する場合があります、そのメカニズムとしては共

鳴が考えられている（例えば, Aoyama and Takeo, 2001; Kumagai *et al.*, 2002）. 低周波地震の後続波の波形は, S 波からの時間経過とともに震源メカニズムの情報失う傾向があるが, 全くなくなるわけではない (Figs. 13, 14). また, 相関係数の値も S 波からの経過時間にはあまり依存しない (Fig. 10). 従って, 低周波地震の後続波が単純な共鳴によって形成されているとは考えにくい.

以上のことを踏まえて今後の低周波地震の震源メカニズム解析について考えると, 解析は S 波初動部分に対して行うのが妥当と考えられる. 得られる震源メカニズム解は多様であることが考えられるが, 波形相関によって同一グループに分類された地震について震源メカニズム解の共通点を探す, というのが一つのやり方であろう. 一方で, 低周波地震の特徴である後続波がどのようにして生まれるかの研究も必要である. 震源付近での構造が複雑なことから, 複数の共鳴現象が生じているのかもしれない. 後続波の解明には, それがどのような波動から成っているのかを, 振動極性やアレイデータを用いて把握する必要がある.

6. おわりに

本論文では, 東北日本の 42 地域で発生している低周波地震について, 震源の時空間分布の特徴把握と, 東北沖地震前後での活動の変化を調べた. また, 秋田県阿仁地域の低周波地震を波形の相関係数によって分類し, 同じグループ内の波形の類似性とグループ間の波形の相違について検討した. その結果は以下のようにまとめられる.

- (1) 低周波地震の深さ分布の特徴を, 地震を浅い方から積算して 10% と 90% となる深さ (DLF10 と DLF90) を用いて表し, その地域性を調べた. 明瞭な地域性は見られないが, 低周波地震発生層の厚さ (DLF90 と DLF10 の差) が平面的に 100~250 km 程度の間隔で変化しているように見える. また, 活動が定常的な領域が 100~150 km の間隔で分布しているようにも見える. これらの空間波長は東北地方のホットフィンガーの間隔 (30~80 km) よりも広い. このことは, ホットフィンガーにおける部分溶融の割合は, 数本のフィンガーごとに高いという空間変化があることを示すのかもしれない.
- (2) 東北沖地震前後での低周波地震の発生状況を見ると, 年平均地震発生数が多い地域では東北沖地震後に地震数が減少した. 東北沖地震後に数が増加したところは, 地震発生数がもともとあまり多くなかったところに限られ, 変化が最も大きかったのは蔵王

山である. 東北沖地震による東北地方内陸浅部での応力変化は 1 MPa 以下と小さかったにもかかわらず, 浅発地震活動は大きく変化した. その一方で, 強度があまり大きくないと考えられる低周波地震の活動は活性化しなかった. このことは, 低周波地震の発生メカニズムは, 応力変化に反応する断層のせん断破壊ではなく, マグマの冷却や流体の移動などの現象が深く関与していることを示唆している.

- (3) 低周波地震の S 波及び後続波部分について, 地震間の波形の相関係数の頻度分布はピークが 0.3 程度の正規分布に近い. 相関係数を用いて地震波形の分類を行うと, 同一グループに分類されるのは震源に近い地震であった. 同一グループ内の地震波形は高周波地震の場合ほどは似ていないが, グループ間で波形が系統的に異なることは確かである. 後続波部分の波形を使って分類した場合, 震源位置が異なる地震が同一グループに分類される場合があり, 震源情報をあまり反映しなくなる.
- (4) (3) の結果は, 低周波地震の S 波部分の波形は震源メカニズムを反映していることを示す. しかし, 同一グループに分類された地震波形は高周波地震ほど相似ではなく, 震源位置が近くても震源メカニズムが微妙に異なることを示す. このことから, 低周波地震の震源域では, 初期脆性破壊の向きまたは流体経路が複雑であることが示唆される.

謝 辞

本研究には気象庁一元化震源カタログのデータを使用した. 一元化震源は, 国立大学法人, 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. 地震波形の分類には, 独立行政法人防災科学技術研究所 Hi-net 地震観測網で収録された地震波形データを使用した. 本研究は東京大学地震研究所特定共同研究 (B) 2014-B-16「巨大地震が励起する火山活動の活性化過程の研究」の援助を受けて実施した. これらの関係機関に厚くお礼申し上げます.

参考文献

- Aoyama, H. and M. Takeo, 2001, Wave properties and focal mechanisms of N-type earthquakes at Asama volcano, *J. Volc. Geotherm. Res.*, **105**, 163-182.
- Asano, Y., T. Saito, Y. Ito, K. Shiomi, H. Hirose, T. Matsumoto, S. Aoi, S. Hori, and S. Sekiguchi, 2011, Spatial distribution and focal mechanisms of aftershocks of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 669-673.
- Aso, N. and S. Ide, 2014, Focal mechanisms of deep low-

- frequency earthquakes in Eastern Shimane in Western Japan, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **119**, 364–377, doi:10.1002/2013JB010681.
- Aso, N. and V.C. Tsai, 2014, Cooling magma model for deep volcanic longperiod earthquakes, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **119**, 8442–8456, doi:10.1002/2014JB011180.
- Aso, N., K. Ohta, and S. Ide, 2011, Volcanic-like low-frequency earthquakes beneath Osaka Bay in the absence of a volcano, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L08303, doi:10.1029/2011GL046935.
- Aso, N., K. Ohta, and S. Ide, 2013, Tectonic, volcanic, and semi-volcanic deep low-frequency earthquakes in western Japan, *Tectonophysics*, **600**, 27–40.
- 中禮正明, 2002, 東北日本における火山噴火および内陸地震 ($M \geq 6.2$) と三陸沖の巨大地震 ($M8$ クラス) との時間的関連性について, 地学雑誌, **111**, 175–184.
- Hasegawa, A. and J. Nakajima, 2004, Geophysical constraints on slab subduction and arc magmatism, in “*State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics*”, *Geophysical Monograph*, **150**, ed. by R.S. J. Sparks and C.J. Hawkesworth, pp. 81–94, AGU, Washington, D.C.
- Hasegawa, A. and A. Yamamoto, 1994, Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan, *Tectonophysics*, **233**, 233–252.
- 長谷川 昭・中島淳一・海野徳仁・三浦 哲・諏訪謡子, 2004, 東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式, 地震Ⅱ, **56**, 413–424.
- Hasegawa, A., K. Yoshida, and T. Okada, 2011, Nearly complete stress drop in the 2011 M_w 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 703–707.
- Hirose, F., K. Miyaoka, N. Hayashimoto, T. Yamazaki, and M. Nakamura, 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 Space*, **63**, 513–518.
- Ide, S., G.C. Beroza, D.R. Shelly, and T. Uchide, 2007a, A scaling law for slow earthquakes, *Nature*, **447**, 76–79, doi:10.1038/nature05780.
- Ide, S., D.R. Shelly, and G.C. Beroza, 2007b, Mechanism of deep low frequency earthquakes: Further evidence that deep non-volcanic tremor is generated by shear slip on the plate interface, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L03308, doi:10.1029/2006GL028890.
- Iinuma, T., R. Hino, M. Kido, D. Inazu, Y. Osada, Y. Ito, M. Ohzono, H. Tsushima, S. Suzuki, H. Fujimoto, and S. Miura, 2012, Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake ($M9.0$) refined by means of seafloor geodetic data, *J. Geophys. Res.*, **117**, B07409, doi:10.1029/2012JB009186.
- 鎌谷紀子・勝間田明男, 2004, 火山から離れた地域で発生している深部低周波微動・地震—その分布と発生原因—, 地震Ⅱ, **57**, 11–28.
- 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, doi:10.1186/1880-5981-66-77.
- 小菅正裕・渡邊和俊・橋本一勲・葛西宏生, 2012, 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Ⅱ, **65**, 69–83.
- Kumagai, H., B.A. Chouet, and M. Nakano, 2002, Waveform inversion of oscillatory signatures in long-period events beneath volcanoes, *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JB001704.
- 増川和真, 2013, 秋田県森吉山で発生する深部低周波地震の波形の特徴, 弘前大学理工学研究科地球環境学コース修士論文, 61 頁.
- Nakajima, J., S. Hada, E. Hayami, N. Uchida, A. Hasegawa, S. Yoshioka, T. Matsuzawa, and N. Umino, 2013, Seismic attenuation beneath northeastern Japan: Constraints on mantle dynamics and arc magmatism, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**, 5838–5855, doi:10.1002/2013JB010388.
- Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa, and D. Zhao, 2001, Three-dimensional structure of V_p , V_s , and V_p/V_s beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, *J. Geophys. Res.*, **106**, 21843–21857.
- Nakamichi, H., H. Hamaguchi, S. Tanaka, S. Ueki, T. Nishimura, and A. Hasegawa, 2003, Source mechanisms of deep and intermediate-depth low-frequency earthquakes beneath Iwate volcano, northeastern Japan, *Geophys. J. Int.*, **154**, 811–828.
- 野呂康平, 2016, 東北日本で発生した深部低周波地震の時空間分布と波形の多様性, 弘前大学理工学研究科地球環境学コース修士論文, 74 頁.
- Obara, K., 2002, Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, **296**, 1679–1681.
- Ohmi, S., I. Hirose, and J.J. Mori, 2004, Deep low-frequency earthquakes near the downward extension of the seismogenic fault of the 2000 Western Tottori earthquake, *Earth Planets Space*, **56**, 1185–1189.
- 岡田知己・長谷川 昭, 2000, 東北地方地殻深部に発生する低周波微小地震の活動とモーメントテンソル解, 火山, **45**, 47–63.
- Okada, T., T. Matsuzawa, N. Umino, K. Yoshida, A. Hasegawa, H. Takahashi, T. Yamada, M. Kosuga, T. Takeda, A. Kato, T. Igarashi, K. Obara, S. Sakai, A. Saiga, T. Iidaka, T. Iwasaki, N. Hirata, N. Tsumura, Y. Yamanaka, T. Terakawa, H. Nakamichi, T. Okuda, S. Horikawa, H. Katao, T. Miura, A. Kubo, T. Matsushima, K. Goto, and H. Miyamachi, 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*, **15**, 293–309.
- Omuralieva, A.M., A. Hasegawa, T. Matsuzawa, J. Nakajima, and T. Okada, 2012, Lateral variation of the cutoff depth of shallow earthquakes beneath the Japan Islands and its implications for seismogenesis, *Tectonophysics*, **518–521**, 93–105.
- 佐鯉央教・小菅正裕・渡邊和俊, 2001, 恐山・恵山周辺で発生した深部低周波地震の波形の特徴と発生機構, 地震Ⅱ, **54**, 397–414.
- 仙台管区気象台火山監視・情報センター, 2015, 蔵王山の火山活動解説資料 (平成 27 年 4 月), http://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/monthly_v-act_doc/sendai/2015y/212_15y.pdf.
- 高橋浩晃・宮村淳一, 2009, 日本列島における深部低周波地震の発生状況, 北海道大学地球物理学研究報告, **72**, 177–190.
- Tamura, Y., Y. Tatsumi, D. Zhao, Y. Kido, and H. Shukuno, 2002, Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **197**,

- 105–116.
- Terakawa, T., C. Hashimoto, and M. Matsu'ura, 2012, Changes in seismic activity following the 2011 Tohoku-oki earthquake: Effects of pore fluid pressure, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **365**, 17–24.
- Ukawa, M. and M. Ohtake, 1987, A monochromatic earthquake suggesting deep-seated magmatic activity beneath the Izu-Ooshima Volcano, Japan, *J. Geophys. Res.*, **92**, 12649–12663.
- Yoshida, K., A. Hasegawa, T. Okada, T. Inuma, Y. Ito, and Y. Asano, 2012, Stress before and after the 2011 great Tohoku-oki earthquake and induced earthquakes in inland areas of eastern Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L03302, doi: 10.1029/2011GL049729.

(Received April 2, 2016)

(Accepted October 18, 2017)