HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	2014年7月8日に発生した北海道白老町付近（胆振地方中東部）の地震（MJMA 5.6）について
Author(s)	一柳, 昌義; シェスタコフ, ニコライ; 奥山, 哲 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 81, 17-26
Issue Date	2018-03-19
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.81.17
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/68475
Rights(URL)	https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/
Type	departmental bulletin paper
File Information	GBHU_81_p17-.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
No. 81, March 2018, pp. 17 － 26
doi : 10. 14943 / gbhu. 81. 17

論説

2014 年 7 月 8 日に発生した北海道白老町付近（胆振地方中東部）の地震（MJMA 5.6）について

一柳　昌義・ニコライ　シェスタコフ *・奥山　　哲 **
大園　真子・笠原　　稔・高橋　浩晃
北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター

（2018 年 2 月 7 日受理）

Seismic activity associated with the 2014 Shiraoi earthquake（MJMA 5.6）in middle east Iburi region, Hokkaido

Masayoshi ICHIYANAGI, Nikolay V. SHESTAKOV*, Satoshi OKUYAMA**,
Mako OHZONO, Minoru KASAHARA and Hiroaki TAKAHASHI
Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science,Hokkaido University

（Received February 7, 2015）

A M5.6 shallow earthquake occurred on 8 July 2014 in middle east Iburi region, southwestern Hokkaido. Maximum seismic intensity of 5- was observed at Shiraoi town. Three temporal seismic stations had been installed in the focal region from 9 July 2014 to 30 April 2015. We determined 384 aftershock hypocenters by the double-difference tomographic hypocenter determination with proper seismic velocity structure. Relocated aftershocks were clearly distributed on a southeastern ward dipping plane with 5～10 km depth. This configuration agreed with a nodal plane of mainshock focal mechanism. Aftershocks occurred in surrounding part of a low seismicity patch. Mainshock was located deepest part of aftershock zone. These facts suggested that mainshock rupture propagated from deep to shallow, and a low seismicity patch was mainshock slip area. No clear correlation between this earthquake sequence and nearest active Tarumae volcano activity were identified.

*現所属：ロシア連邦極東大学測地学・国土管理部門
** 現所属：気象庁気象研究所
*Present Address: Department of Geodesy and Land Management, Far Eastern Federal University, Vladivostok, Russia
**Present Address: Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

BY-NC
この論文はクリエイティブ・コモンズ 表示 - 非営利 4.0 国際 ライセンスの下に提供されています（http://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/）.

Ⅰ．は　じ　め　に

2014 年 7 月 8 日 18 時 5 分に胆振地方中東部の白老町森野付近で M_{JMA} 5.6 の浅い地震が発生した（Fig. 1a の星印）．この地震で，白老町大町と白老町緑丘で震度 5 弱，千歳市若草・胆振伊達市大滝区本町・苫小牧市末広・苫小牧市朝日町で震度 4，札幌市・登別市・函館市など北海道南西部の広い範囲で震度 1 以上を観測した．この地震により軽症者 3 名のほか，白老町の学校の体育館でモルタル剥離などの軽微な被害が発生した（札幌管区気象台，2014）．本震発生後，12 月 31 日までに最大震度 3 の地震が 1 回，震度 2 の地震が 4 回，震度 1 の地震が 3 回観測された．

Fig. 2 には，気象庁一元化震源による震央分布と日別地震回数を示している．本震は 7 月 8 日 18 時 5 分に発生し，当日は 199 回，翌 9 日は 75 回の余震を観測した．その後，徐々に余震発生数は減少して 7 月 23 日には 3 回となり，典型的な本震余震型の活動様式であった．

北海道大学地震火山研究観測センターでは，詳細な地震活動を把握することを目的として，地震発生翌日の 7 月 9 日早朝から震源域近くに臨時観測点を設置し始め，同日 16 時までに合計 3 カ所の地震観測点を設置した．本報告では，これら臨時観測点のデータと定常地震観測点のデータを用いて 7 月 23 日までの期間の余震分布を求めたので報告する．

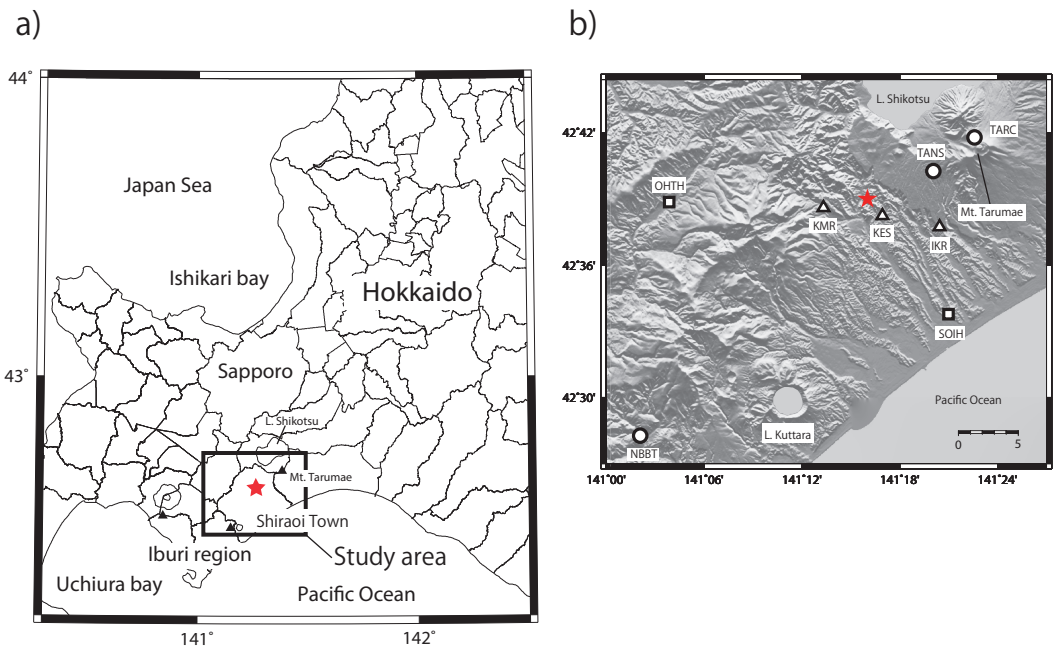

Fig. 1. (a) Map of study area. A red star represents epicenter of the M5.6 main shock at 18:05 on 8 July 2014, determined by Japan Meteorological Agency. Solid lines indicate municipal boundary. (b) Seismic stations used in this study. Open circles and squares indicate permanent stations of Japan Meteorological Agency and National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (Hi-net), respectively. Open triangles indicate temporal seismic stations of Hokkaido University.

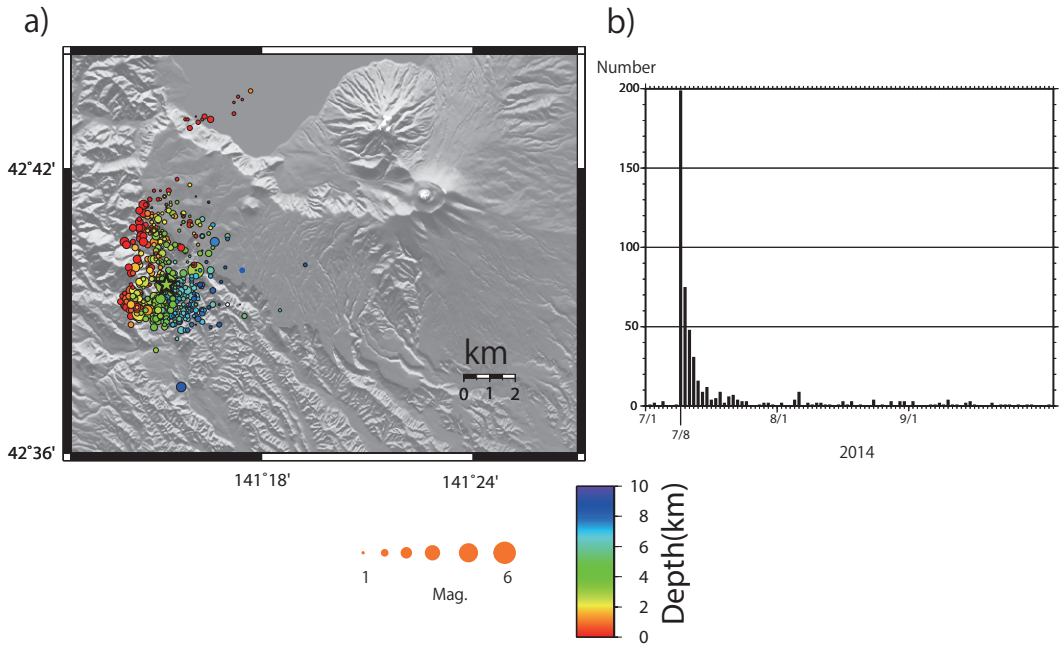

Fig. 2. (a) Epicenter distribution determined by Japan Meteorological Agency from 1 July to 30 September 2014. A green star indicates main shock. (b) Daily earthquake number by Japan Meteorological Agency catalog.

Ⅱ．臨時地震観測と震源決定

本震発生翌日の 2014 年 7 月 9 日に 3 カ所の臨時観測点を設置した（Fig. 1b の三角印）．観測システムとして，Sercel 社製 L22D-3D（固有周期 2 Hz）の地震計，データ収録装置は計測技研社製 HKS-9550（データサンプリング 100 Hz），電源は 12V 80Ah のカーバッテリーを使用し，GPS により時刻校正を行った．データは現地収録で数日ごとに観測点に赴き回収を行った．データは収録装置に内蔵されている 16 Gbyte の CF カードに 1 分ごとの WIN フォーマット（卜部，1994）で連続的に記録されている．

IKR と KES 観測点は 10 月 2 日まで観測を実施し，KMR 観測点は 8 月 8 日に場所を移設して翌年の 2015 年 4 月 30 日まで観測を行った．臨時観測の波形データと Fig. 1b に示した定常地震観測点の波形データを結合した 1 分ファイルを作成し，その連続波形記録から WIN プログラム（卜部・束田，1991）を用いて P 波相と S 波相の検測作業を行った．検測基準は，Fig. 1b に示した観測点のうち 6 観測点以上で P 波相が読み取ることが可能な地震である．その結果，2014 年 7 月 9 日 16 時 00 分から 7 月 23 日 23 時 59 分までの期間に 384 個の地震を検測した．

今回の震源域の北側を東西に横断する測線で爆破地震構造探査が 1999-2000 年に行われ（Iwasaki et al., 2004），この地域の詳細な P 波速度構造の断面図が得られている．その結果を利用して，今回発生した地震の震源域に近い場所の平均的な速度データ（Fig. 3a の実線）を計算に用いる

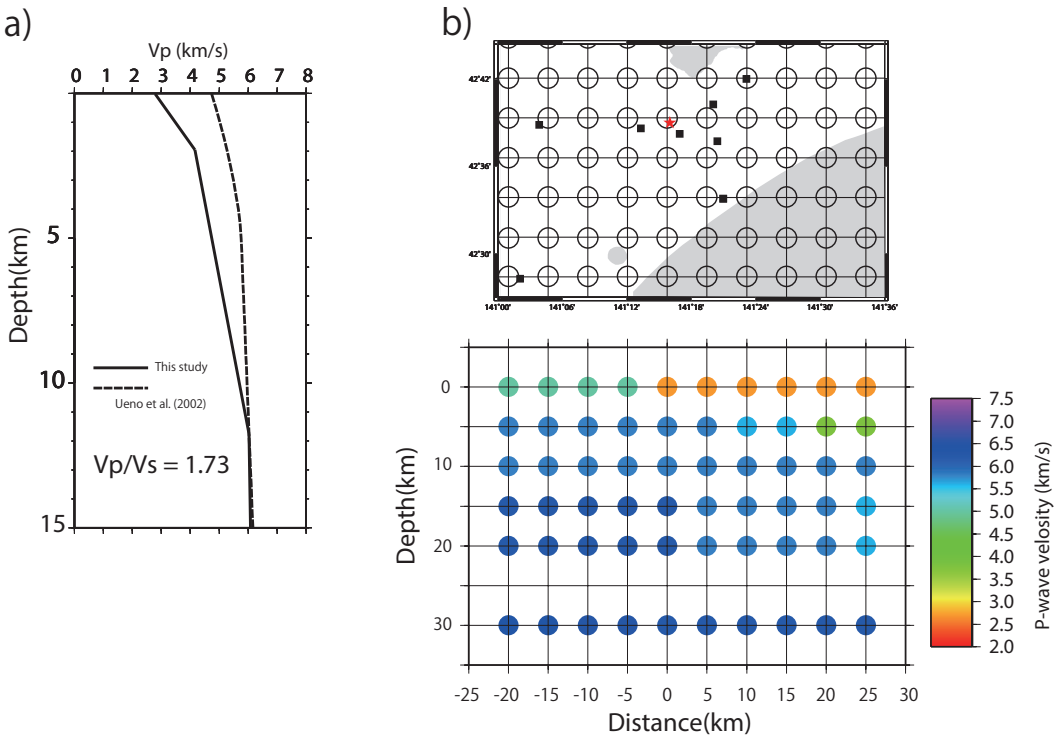

Fig. 3. (a) One dimensional P-wave velocity structure models. Solid line and dashed lines indicate the models used in this study and the JMA2001 velocity structure model (Ueno et al., 2002), respectively. (b) P-wave velocity at each grid point along a west-east cross section for tomoDD hypocenter estimation (Zhang and Thurber, 2003). No velocity changes were assumed in north-south cross section. Solid squares indicate seismic stations.

P 波速度構造として採用し，震源計算プログラム hypomh（Hirata and Matsuura, 1987）を用いて初期震源決定を行った．Fig. 3a には，比較のために Fig. 2a の気象庁一元化震源の決定に使用している JMA2001 の P 波速度構造モデル（上野・他，2002）を破線で示した．深さ 12 km よりも浅い部分において，本研究で使用した速度構造モデル（実線）の方が，JMA2001 モデル（破線）より遅くなっていることが分かる．

この P 波速度構造モデルを使って 1 回目の震源計算を行い，その結果求められた各観測点の観測走時と計算走時の差（O-C）をその観測点の観測点補正値（Table 1）として与え，再度，震源計算を行って初期震源を求めた．この計算では，Vp/Vs 比を 1.73 と仮定した．マグニチュードの決定は，各観測点の上下動成分の最大振幅と震源距離を用い渡辺（1971）の式から求めた．

次に，初期震源と各地震の P 波と S 波相から Double-Difference tomography 法（以下 tomoDD）（Zhang and

Table 1. Station corrections used in initial hypocenter calculation procedure.

Station	P wave（sec）	S wave（sec）
IKR	−0.072	0.008
KES	0.041	0.549
KMR	−0.022	0.166
TANS	−0.094	0.363
TARC	0.112	0.788
SOIH	−0.203	−0.180
OHTH	0.022	0.852
NBBT	0.683	2.220

Thurber, 2003）を用いて震源再計算を行った．tomoDDは，ペアーとなる地震の各観測点での走時差とペアー地震のP波とS波相の波形の相関係数を用いて3次元速度構造と震源を同時決定するプログラムであるが，3次元速度構造を与え，構造を変化させずに震源計算だけを行うことも可能である．今回は速度構造を与え，ペアー地震の走時差のみを用いて計算を行った．与えたP波速度構造をFig. 3bに示す．経度方向に5 km ごと，深さ方向には0 km，5 km，10 km，15 km，30 kmにメッシュを切り，Iwasaki et al.（2004）による値を各格子点に与えた．但し，Iwasaki et al.（2004）は経度方向の2次元速度構造であり，緯度方向の速度変化は分からないので，今回は緯度方向の5 kmごとのグリットには速度変化を与えず，すべて同じ値を採用した．S波速度に対しては，すべてのグリットでVp/Vs比を1.73として震源計算を行った．震源計算で求められた発震時と震源位置を次の計算に逐次代入する反復計算を行い，誤差が収束した12回目の結果を最終震源とした．

Ⅲ．臨時地震観測による震源分布

Fig. 4aには，2017年7月9日16時00分から7月23日23時59分までの臨時観測による震源分布を示す．本震は臨時地震観測点設置前に発生しているため，次の方法で震源位置を推定した（Fig. 4b）．気象庁一元化震源で決定された余震のうち，再決定された震源の中から，本震に近い場所で発生した2つの余震を選ぶ，この2つの余震の一元化震源での震源座標と，再決定による震源座標の緯度・経度・深さ方向それぞれの距離の差の平均をとる．これを一元化震源の本震位置に加えて平行移動させて，その位置を本震位置とした．

余震は主に本震の南側に集中して多く発生している．また，発生深度は5～10 kmであり，本震は余震域の最深部に位置していて，本震破壊が深部から浅部に進んだ可能性を示唆する．Fig. 4aには，防災科学科学技術研究所のF-netによる本震のCMT解と，本研究で決定したP波初動を用いて決定したメカニズム解を示している．なお，本研究でのメカニズム解推定では，再決定された震源座標を用いている．両者とも北西－南東方向に圧力軸を持つ，やや横ずれ成分がある逆断層解となっている．Fig. 4aのA-B断面は，震源をこのメカニズム解の走向と直交する方向に投影したものであるが，南東下がりの節面と余震分布の傾斜方向がほぼ調和的である．また，Fig. 4aのC-D断面を見ると，余震は面状に発生していて，特に集中して発生している南東側の地震の深さは6-9 kmである．一方，本震が発生した北東側では，本震の深さ8-10 km付近よりも4-6 kmの浅いところで地震が多く発生している．また，深さ6-8 km付近にはほとんど地震が発生していない領域が見られ，余震はそれを取り囲むように発生しているように見える．永井・他（2001）は，1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震のアスペリティと余震分布の比較から，大すべり域の周辺で余震が発生していることを示した．今回の地震の余震活動が低い領域は，本震時の大すべり域に対応している可能性も考えられる．

Fig. 5には，臨時地震観測を使用した本研究の震源位置と，気象庁一元化震源のM1.5以上の地震の震源位置を比較した図を示した．本研究の震源は，気象庁一元化震源と比較して相対的に

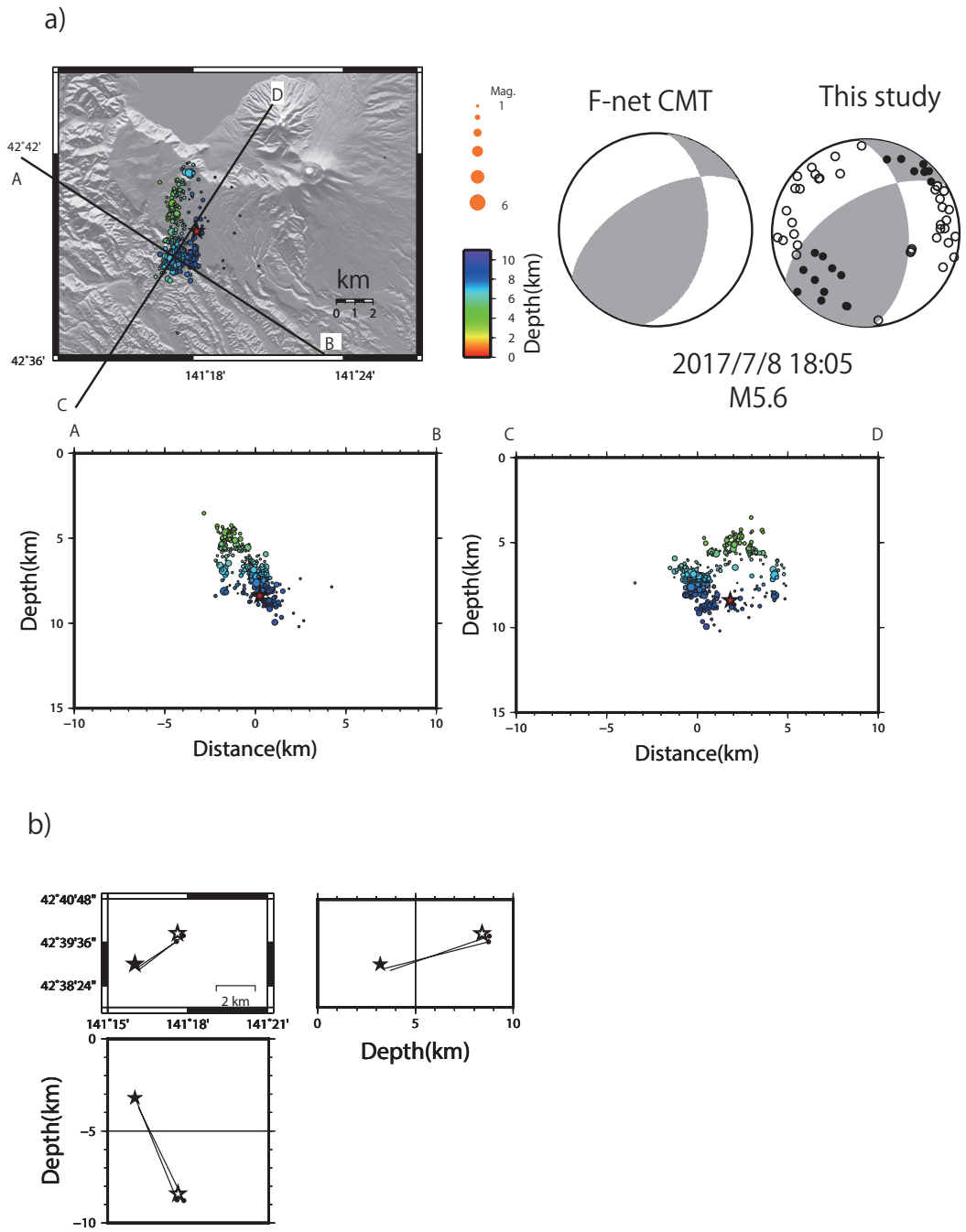

Fig. 4. Relocated hypocenter distribution from 16:00 July 9 to 23:59 July 23 of 2014. (a) Epicenter distribution with relocated main shock (red star). Color grade indicates hypocenter depth. Focal mechanism of the main shock determined by this study and the F-net of National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience are also shown. (b) Hypocenters of the main shock by Japan Meteorological Agency (solid star) and relocated (open star). Two aftershocks used for the relocation are also shown. Solid circles are relocated aftershock hypocenters adjusted to mainshock. Tip of the lines connected to the solid circles indicate initial hypocenter determined by Japan Meteorological Agency. Relocation procedure is written in the text.

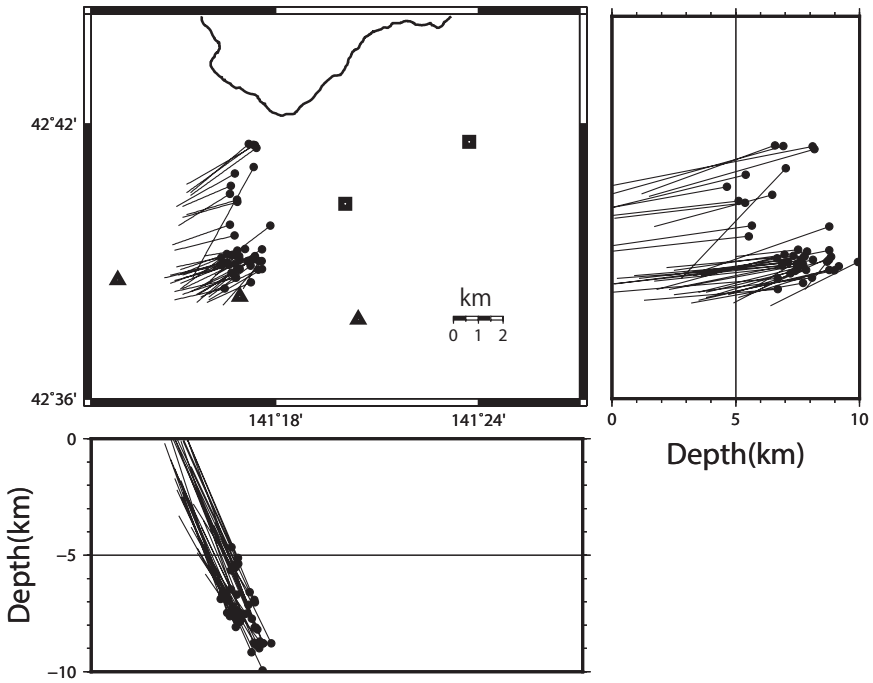

Fig. 5. Comparison of hypocenter locations (M>1.5) between this study and Japan Meteorological Agency. Solid circles are relocated hypocenters. Tip of the lines connected to the solid circles indicate initial hypocenter determined by Japan Meteorological Agency.

東北東方向に移動し，尚且つ深くなっている．また，一元化震源で深さ 0 km の地震は，本研究では 5 ～ 9 km 程度の深さに決まっている．この結果の違いは，本研究で使用した臨時観測点が震源近くに位置していること，また，一元化震源では Fig. 3a の破線で示した全国統一の速度構造を利用しており，この地域の実際の速度構造と差があることなどによるものと考えられる．

Ⅳ．地震活動と樽前山の火山活動との時間的関係

Fig. 6a と Fig. 6b は，2013 年 1 月 1 日から 2014 年 12 月 31 日までの気象庁一元化震源による震央分布と南北方向に投影した時空間分布を示している．また，Fig. 6c は同じ期間の樽前山の火山性地震の日別地震回数を示している．Fig. 6b の時空間分布を見ると，本震発生 1 年前の 2013 年 7 月 11 日頃から支笏湖湖畔付近（領域 A）で群発的な地震が増加し，2013 年 9 月頃に活動が低下したものの，2014 年以降も活動は継続して発生していたことが分かる．また，領域 A で地震活動が始まった約 1 ヵ月後の 2013 年 8 月 5 日頃には，今回の本震発生領域（領域 B）でも地震が発生しはじめ，本震発生まで散発的に地震活動が継続していた．

今回発生した地震の東側には，気象庁の常時監視火山である樽前山がある．気象庁の 2013 年 7 月の火山活動解説資料（2013）によれば，樽前山では 2013 年 6 月下旬から 7 月上旬にかけて，

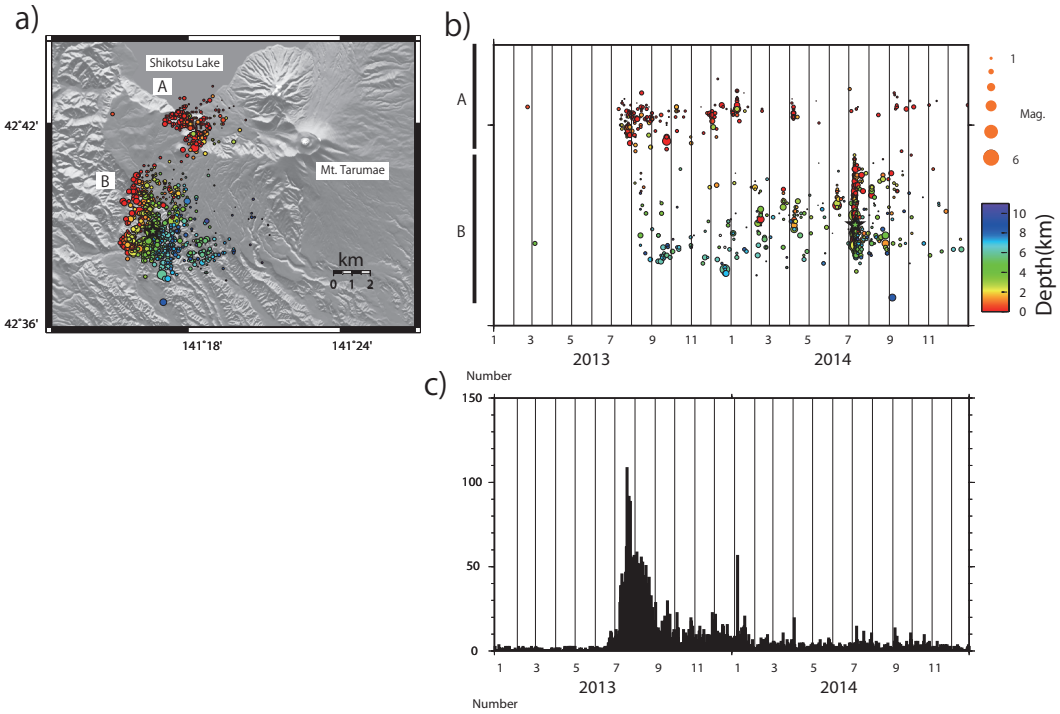

Fig. 6. (a) Epicenter distribution from 1 January 2013 to 31 December 2014 by Japan Meteorological Agency catalog. A green star is main shock. (b) Space-time distribution of epicenters along a north-south profile. (c) Daily volcanic earthquake number in Tarumae volcano by Japan Meteorological Agency's volcanic earthquake catalog.

気象庁が設置した南西山麓観測点の傾斜計で山体の西側を力源とする膨張性の地殻変動が観測された．この地殻変動が終了した直後に山体西側で火山性地震が増加したと報告している．この火山性地震が Fig. 6b の領域 A の地震に対応する．領域 A の時空間分布を見る限り，本震発生直前や直後で，火山性地震の発生数に変化はみられない．また，樽前山に設置されている傾斜計や GNSS による観測でも，本震によって樽前山の地殻変動に明瞭な変化はないと報告されている（気象庁火山活動解説資料，2014）．一方，領域 B では，2014 年に入って領域 A よりは地震活動が高まっていたものの，本震発生前で顕著な地震の増減は見られなかった．

今回のように，火山性地震の増加や地殻変動などが観測された火山の近くで構造性地震が発生した例として，1998 年の岩手山の火山活動があげられる．岩手山では 1998 年 1 月下旬から火山性地震が発生し始め（田中・他，1999），2 月上旬には山体の膨張を示す地殻変動が体積ひずみ計と傾斜計（佐藤・浜口，1999）や，山体を挟む GNSS で観測された（植木・他，1999）．これらの火山性地殻変動が継続する中で，1998 年 9 月 3 日に岩手山の南西約 10 km を震源とする M6.1 の地震が発生した．今回の地震発生 1 年前に樽前山で起こった火山性膨張現象の直後から，樽前山と今回の本震発生域で同時に地震活動が活発化していたことは興味深い．

Ⅵ. ま と め

2017年7月8日18時5分に胆振地方中東部の白老町森野付近でM_{JMA}5.6の地震が発生し，最大震度5弱を観測した．発生翌日に，震源近傍に3点の臨時地震観測点を設置し，この臨時点と定常点のデータに3次元速度構造を適用して震源決定を行った．その結果，余震はメカニズム解のうち西北西から東南東に傾斜する節面上に分布することが分かった．また，余震は地震活動の低い領域を取り囲むように発生していた．今回の地震の震源域では，隣接する樽前山の西側で本震発生1年前に観測された膨張性の地殻変動の直後から地震活動がやや活発な状態となっている中で発生した．本震発生時やそれ以降に樽前山の火山性地震や地殻変動に変化は見られなかった．

電子付録　Fig. 4の震源データを電子付録として掲載した．

謝辞　臨時地震観測を行うにあたり，白老町役場，北海道胆振総合振興局室蘭建設管理部登別出張所，北海道開発局室蘭開発建設部，北海道立総合研究機構地質研究所岡崎紀俊主幹にご協力を頂きました．胆振東部森林管理署に観測点の設置に関し許可を頂きました．観測機材の準備で，北海道大学地震火山研究観測センターのスタッフに協力を頂きました．また，気象庁の樽前山の火山性地震の地震カタログについて，札幌管区気象台の道下剛史氏に便宜を図って頂きました．また，防災科学技術研究所F-netで解析されたCMT解を利用しました．そして，気象庁と文部科学省が協力し，気象庁，国立研究開発法人防災科学技術研究所，地震予知総合研究振興会，北海道大学，弘前大学，東北大学，東京大学，名古屋大学，京都大学，高知大学，九州大学，鹿児島大学，国立研究開発法人産業技術総合研究所，国土地理院，青森県，東京都，静岡県，神奈川県温泉地学研究所，横浜市，国立研究開発法人海洋研究開発機構の地震観測点の波形データを利用して作成された気象庁一元化震源を使用しました．更に，気象庁と国立研究開発法人防災科学技術研究所高感度観測網Hi-netの地震波形データを利用しました．京都大学防災研究所附属地震予知研究センター宮崎観測所の山下裕亮助教と北海道大学地震火山研究観測センターの椎名高裕博士には，tomoDDプログラムの使用方法を御教授頂いた．図の作成にはGMT（Wessel and Smith, 1995）を使用しました．これらのことについて記して感謝いたします．

文　献

Hirata, N., and M. Matsu'ura, 1987. Maximum-likelihod estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Int.*, 47, 50-61.

Iwasaki, T., K. Adachi, T. Moriya, H. Miyamachi, T. Matsushima, K. Miyashita, T. Takeda, T. Taira, T. Yamada and K. Ohtake, 2004. Upper and middle crustal deformation of an arc-arc collision across Hokkaido, Japan, inferred from seismic refraction/wide-angle reflection experiments, *Tectonophysics*, 388, 59-73.

永井理子・菊地正幸・山中佳子，2001．三陸沖における再来大地震の震源過程に比較研究－1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較－，地震2，54，267-280.

札幌管区気象台火山監視情報センター，2013,，2014．樽前山の火山活動解説資料，http：//www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/monthly_v-act_doc/monthly_vact.php，（2017年12月6日参照）.

札幌管区気象台，2014.（平成 26）年 7 月 8 日 18 時 05 分頃の石狩地方南部の地震について，2014. 地震解説資料（とりまとめ版），http://www.jma-net.go.jp/sapporo/jishin/earthquake_report/kaisetsu/201407251700.pdf，（2018 年 1 月 29 日参照）.

佐藤峰司・浜口博之，1999. 1998 年 2 ～ 8 月の岩手山の火山性地殻変動の解析，月刊地球，21，312-317.

田中聡・中道治久・浜口博之・植木貞人，1999. 1998 年の岩手山における地震活動，月刊地球，21，273-279.

植木貞人・三浦哲・佐藤俊也・立花憲司・浜口博之，1999. 高密度 GPS 観測により解明された岩手火山の地殻変動，月刊地球，21，296-301.

上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生，2002. 気象庁の震源決定方法の改善－浅部速度構造と重みの関数の改良－，検震時報，65，123-134.

卜部卓・束田進也，1991. ワークステーションによる微小地震観測網波形検測支援システム，日本地震学会講演予稿集，1，70.

卜部卓，1994. 多チャンネル地震波形データのための共通フォーマットの提案，日本地震学会講演予稿集，2，384.

渡辺晃，1971. 近地地震のマグニチュード，地震 2，24，189-200.

Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1995. New version of the generic mapping tools released, *EOS Trans*., AGU, 76, 329.

Zhang, H. and C. H. Thurber, 2003. Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward fault, California, *Bull, Seism. Soc. Am*., 93, 1875-1889, doi:10.1785/0120020190.