

2017年9月3日北朝鮮における人工地震の地震波形解析

Seismic Waveforms Associated with September 3, 2017 Explosion in the Democratic People's Republic of Korea

山田真澄・前田拓人⁽¹⁾・Jim MORI

Masumi YAMADA, Takuto MAEDA⁽¹⁾ and Jim MORI

(1) 弘前大学大学院理工学研究科

(1) Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University, Japan

Synopsis

On 3 September 2017 at around 12:30, the Japan Meteorological Agency reported that the seismic waves with an explosive source were detected at around the nuclear test site in the Democratic People's Republic of Korea (DPRK). An explosion signal, cavity collapse signal, and T-wave were observed in the Japanese seismic network. We carried out a long-period seismic waveform inversion to explain the source mechanisms of the explosion and collapse. We also used a finite difference method (FDM) simulation to explain the propagation mechanism of the T-phase.

キーワード: 北朝鮮, 核実験, 地震波, T波

Keywords: Democratic People's Republic of Korea, Nuclear test, Seismic Waves, T-phase

1. はじめに

2017年9月3日12時30分頃(本文の時刻はすべて現地時刻), 北朝鮮付近を震源とする地震波を観測したという報告が気象庁より発表された(気象庁2017a, 気象庁2017b). この地震波形は, 同じ場所で過去に観測された地震と比較するとS波が不明瞭で, 相対的にP波が大きいという特徴があり, 自然地震ではない可能性があるとして報告されている. 場所は核実験場のある咸鏡北道吉州郡の豊溪里(ブンゲリ)付近で, 北朝鮮の核実験による地震波形と考えられる.

北朝鮮周辺では, 2006年から複数回にわたって核実験によって発生したと考えられる地震波形が観測されている(Table 1参照). 我々は2017年9月3日のイベントのF-netの広帯域地震計の記録とHi-netの短周期地震計の記録を解析し, 核実験およびその崩落の地震波形インバージョン, さらに海中を伝わってく

るT波の分析, および差分法によるT波の定性的な再現を行ったので, 本論文で報告する.

Table 1: Origin times of past nuclear tests (KST, UTC+9) and body wave magnitudes (USGS)

No	Origin time (KST, UTC+9)	M
1	2006年10月9日午前10時35分	4.3
2	2009年5月25日午前9時55分	4.7
3	2013年2月12日午前11時58分	5.1
4	2016年1月6日午前10時30分	5.1
5	2016年9月9日午前9時30分	5.3
6	2017年9月3日午前12時30分	6.3

2. 地震波形の特徴

核実験と考えられる地震波形は, 日本全国の地震計で観測されている. Fig. 1(a)はF-netの広帯域地震計

で観測された地震波形に、0.02–0.05 Hzの4次ゼロ位相のバターワースバンドパスフィルタをかけたものである。P波走時のあたりに小さい振幅、またS波走時のあたりに表面波とみられる大きな振幅がみられる。さらに約8分後に、S波走時で少し振幅の小さい信号もみられる。USGSのウェブサイト(2017)によれば、1つ目の信号が核実験(2017年9月3日午前12時30分01秒, mb6.3), 2つ目の信号が崩落(2017年9月3日午前12時38分31秒, ml4.1)によって生じたと考えられている。

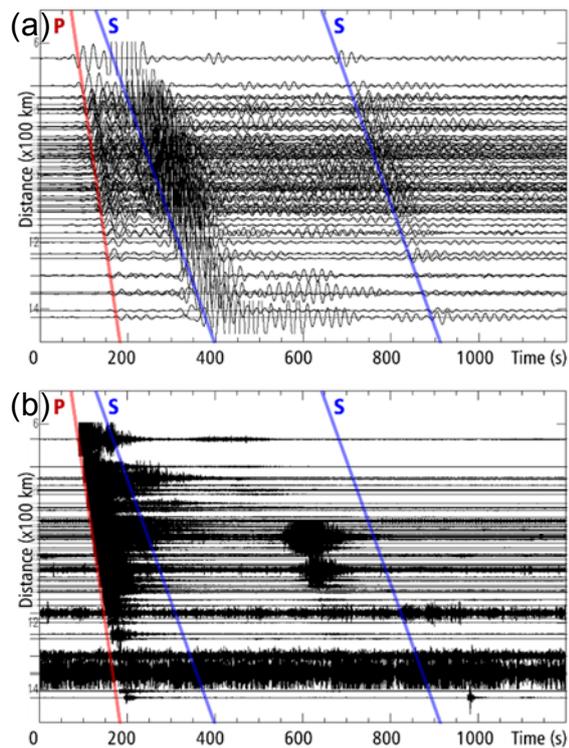


Fig. 1 F-net waveforms (a) 0.02–0.05 Hz and (b) 2–5 Hz

同じ波形に短周期のバンドパスフィルタ(2–5 Hz)をかけたものをFig. 1(b)に示す。短周期帯域でみると、崩落の少し前に振幅が大きく走時の合わない波群がみられる。この波群は立ち上がりははっきりせず、振幅も距離の関数ではなく、到達時間もバラバラである。Fig. 2に2–5 Hzの周期帯の振幅を地図上で示す。左から、核実験の信号の振幅、核実験と崩落の間の信号の振幅、さらに2002年4月17日に北朝鮮で発生したmb4.6の自然地震の振幅を示している。核実験と自然地震の振幅の分布は似ているが、Fig. 2(b)の振幅は北海道南部および東北北部の日本海側で大きくなっており、震源あるいは伝播経路が異なることを示している。この波群は、伝播速度が遅いことから、海中を伝わるT波と考えられる。

T波とは、P波やS波に続く第3番目(Tertiary)の波という意味で、水中を伝わる波のことを指す(Ewing et al., 1952)。水中を伝わる地震波のことをここでは音波と呼ぶことにする。水中の音波速度は約1.5 km/sであるが、水温や圧力によって変化する。音速は、温度が高いほど速く、圧力が高いほど速くなる。通常、海表面が一番水温が高いので音速も速いが、深くなるにつれ水温が低くなり音速も低下する。しかしながら、深さが1000 mより深くなると、水温は余り変わらずほぼ一定となり、水圧の影響が大きくなって音速は再び速くなる。したがって、深さ1000–3000 mに音速が一番小さくなるSOFAR (Sound Fixing And Ranging) チャンネルと呼ばれる層が存在する。この低速度層に音波が入ると、音波はスネルの法則により高速度層から低速度層に向かって曲がる性質があるので、上下の高速度層には出ていかず、音波は常にこのチャンネルの中にトラップされ、低減衰で遠方まで伝播する(小原・前田, 2009)。T波は深さ3000 mを超える海域を地震波が横断する時にし

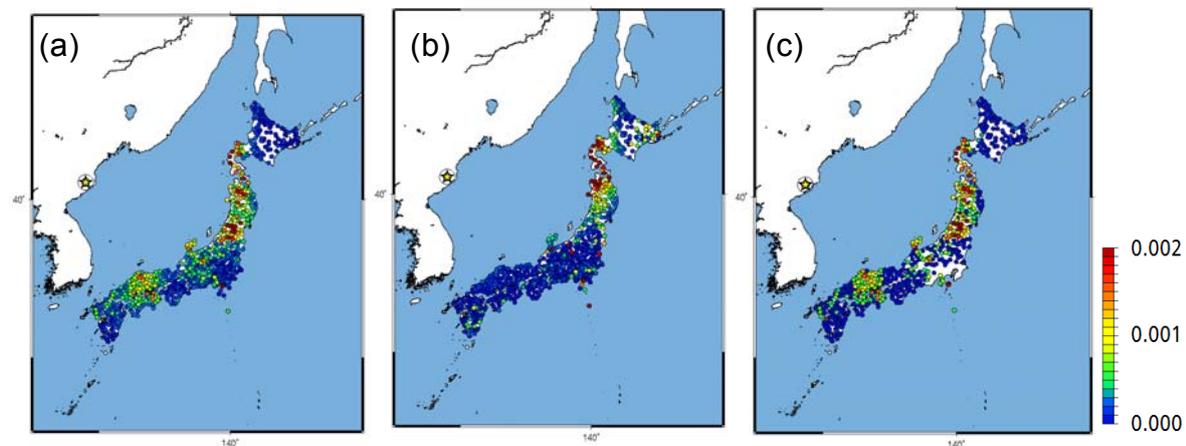


Fig. 2 Amplitudes recorded at Hi-net seismic station. UD component filtered at 2–5 Hz in cm/s. (a) Nuclear explosion in 2017, (b) T-phase, and (c) Earthquake in 2002.

ばしば観測される(例えば, Obara and Maeda, 2009).

Fig. 3に示す通り, 北朝鮮と東北北部の間には日本海盆と呼ばれる深さ3000 mを超える海域が広がっている. T波は, この海域内のSOFARチャンネルを通過して伝播し, 地震計で観測されたと考えられる.

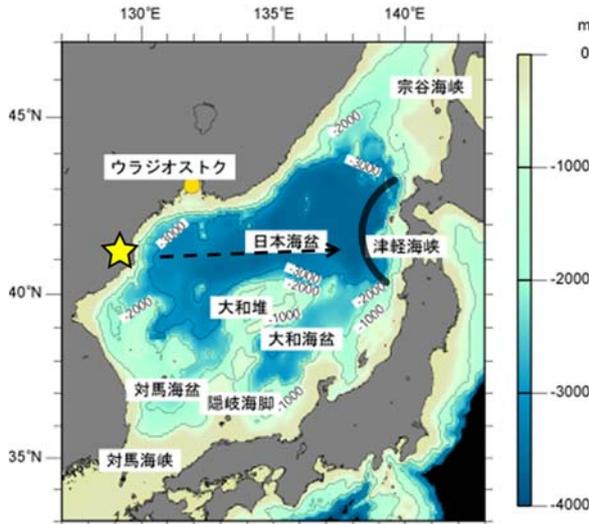


Fig. 3 Bathymetry of the Japan Sea (日本海海洋気象センターの図に加筆)

3. 長周期波形のインバージョン

長周期の地震波形を用いて, 核実験と崩落の波形インバージョンを行った.

(a)



(b)

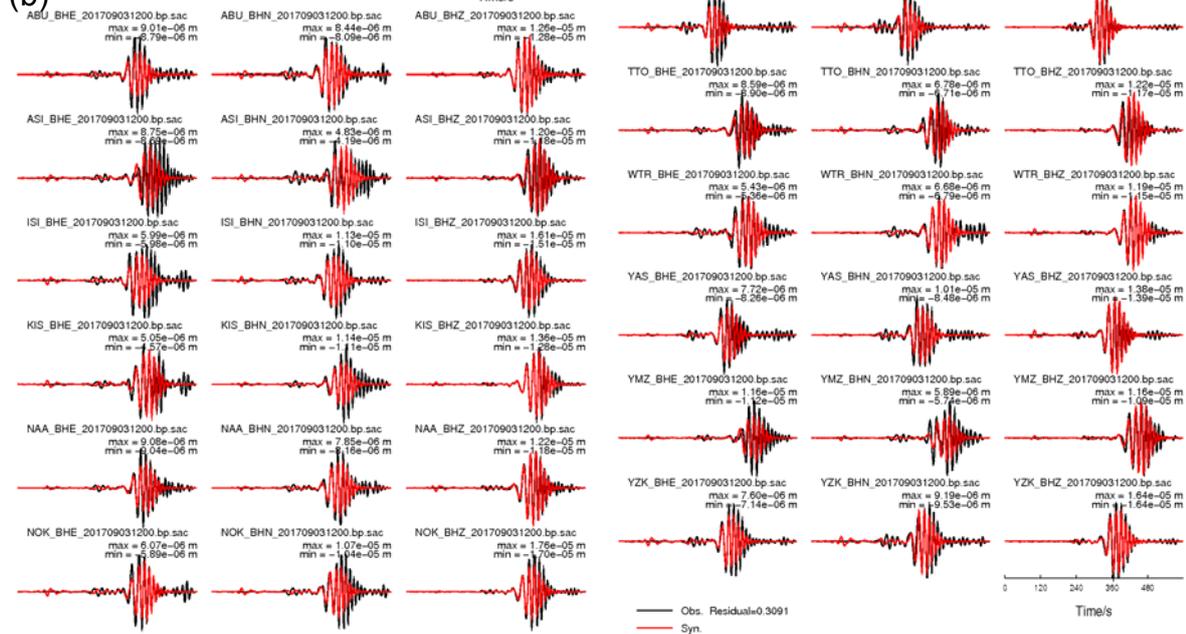


Fig. 5 (a) Estimated isotropic source at 0.02–0.08 Hz and (b) observed (in black) and synthetic (in red) waveforms.

3.1 インバージョン手法

震源にどのような力が働いたかを示す震源時間関数を求めるため, 地震波形インバージョン解析を行った.

F-netの広帯域地震波形は以下の手順により処理した. まずオフセットを取り除き, 機器特性を補正した. その後時刻歴で積分し, 変位波形を得た. さらに次数4次のゼロ位相バターワースバンドパスフィルタをかけて, 長周期ノイズや脈動を取り除いた. 用いた周波数は, 核実験の記録は0.02–0.08 Hz, 崩落の記録は0.02–0.05 Hzである.

震源の場所はプングリの核実験場(129.087°E, 41.278°N, depth=0km)に固定している. まず波数積分法(Bouchon, 1979)を利用して, F-netの各観測点でのGreen関数を計算した. 速度構造はJMA2001(上野ほか, 2002)を使用している. Nakano et al. (2008)の手法を利用して, 周波数領域で地震波形インバージョンを行った. 観測波形と合成波形の差を観測波形で除したものを正規化残差として評価に用いた. なお, 震源メカニズムに関しては, 核実験の信号では爆発震源と考えられるため等方震源(3つの対角成分が等しく偏差成分がゼロ)を仮定し, 崩落の信号は地表面で発生したと予想されるのでシングルフォースを仮定している(Kawakatsu and Yamamoto, 2015).

3.2 核実験の信号の波形インバージョン

Fig. 4に核実験の信号の波形インバージョンに使用したF-netの観測点分布を示す。観測点は、方位角のカバレッジが良くなるように注意しながらランダムに13点選択した。地震波形は、9月3日12時28分00秒より600秒間を使用した。Fig. 5に得られた震源時間関数と、観測波形と合成波形のフィッティングを示す。震源時間関数は0.02–0.08 Hzの狭帯域の成分を示しており、フルバンドでの震源時間関数の復元は行っていないので、振幅が小さめに見積もられていることに注意する必要がある。この帯域でのモーメントは、 2.4×10^{16} Nmで、推定されるモーメントマグニチュード(Mw)は4.9である。

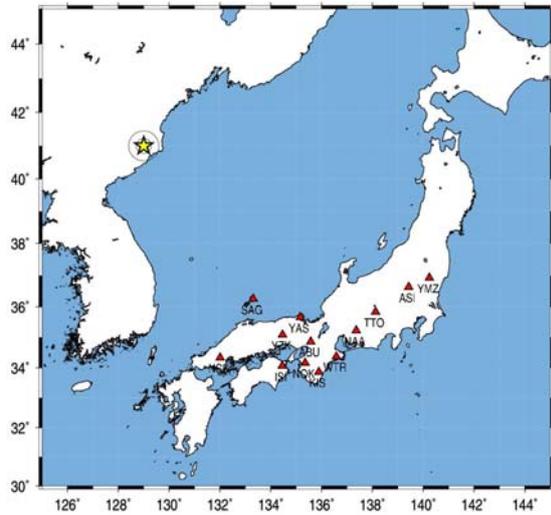


Fig. 4 Stations used for the waveform inversion of the nuclear explosion shown in red triangles. The yellow star shows the source location.

Dreger (2017)の解析によれば、震源メカニズムを固定せずモーメントテンソル6成分を推定した場合、等方成分は4割程度で残りは偏差成分と求められている。またMwは5.2である。Fig. 5で観測波形が合成波形よりも大きめになっているのは、等方成分だけでは十分に震源を表現しきれていない可能性がある。

Fig. 6に同じ手法によって解析したTable 1のNo.3-6のイベントの震源時間関数を示す。2017年のイベントは、2013年、2016年のイベントと比較すると、振幅は10倍程度、Mwは0.7–0.8大きくなっている。震源時間関数はどのイベントでもほぼ同じとなっており、震源メカニズムはすべてのイベントで共通していると想定される。

3.3 崩落の信号の波形インバージョン

Fig. 7に崩落の信号の波形インバージョンに使用したF-netの観測点分布を示す。この信号はSN比が悪

く遠方の観測点では明瞭でないため、距離の近い8観測点を使用した。インバージョンに用いた時間は、9月3日12時36分00秒より600秒間を使用した。

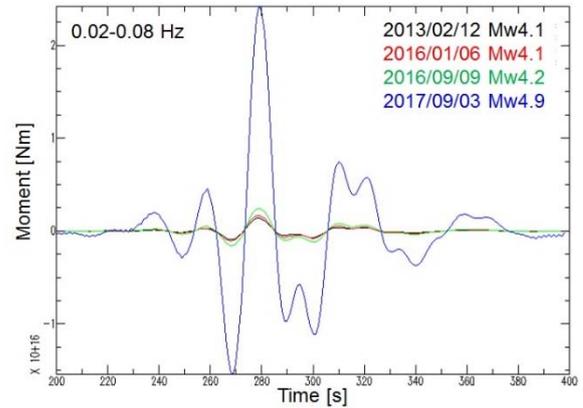


Fig. 6 Estimated isotropic sources of the past nuclear tests

Fig. 8に得られた3成分のシングルフォースの震源時間関数と、観測波形と合成波形のフィッティングを示す。用いた周期帯は0.02–0.05 Hzである。観測波形のSN比が良くないため、正規化残差は0.57とかなり大きい、ノイズの部分は残差が大きく、信号の部分は概ね良く再現できている。震源時間関数は、上下成分だけに 3×10^{10} N程度のパルス状の信号が見られる。したがって、この崩落のイベントは上下方向に発生したと考えられる。Ekstrom and Sterk (2013)は、シングルフォースの振幅と地すべり土塊の質量の関係の経験式を提案しており、それを用いると崩落の規模は 1.5×10^{10} kg程度と予想される。

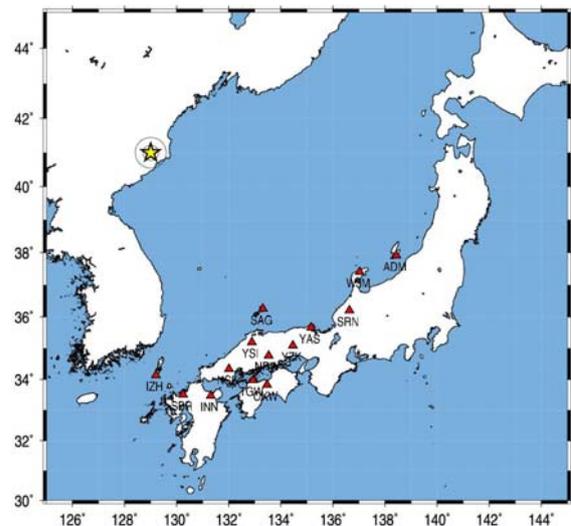


Fig. 7 Stations used for the waveform inversion of the collapse shown in red triangles. The yellow star shows the source location.

4. T波の観測波形

Fig. 9)に東北地方北部で観測されたHi-net観測点の2-5 Hzのバンドパスフィルタ波形を示す。縦軸は観測点の経度を示しており、上部が西側の観測点である。この狭い領域では、震源距離は経度とほぼ比例しており、P波到着時刻が一行に並んでいて振幅も距

離に応じて減衰している。また、T波の波群は震源と観測点を直線で結び、海岸線から陸側をP波伝播速度、海岸線から海側をT波伝播速度(1.5 km/s)と仮定すると、概ね走時が一致する。また、T波の振幅は海岸からの距離が増えるに従って急激に減衰する。このことは、海中音波から固体中の地震波への変換が海岸付近で行われており、この変換点を二次震源として、

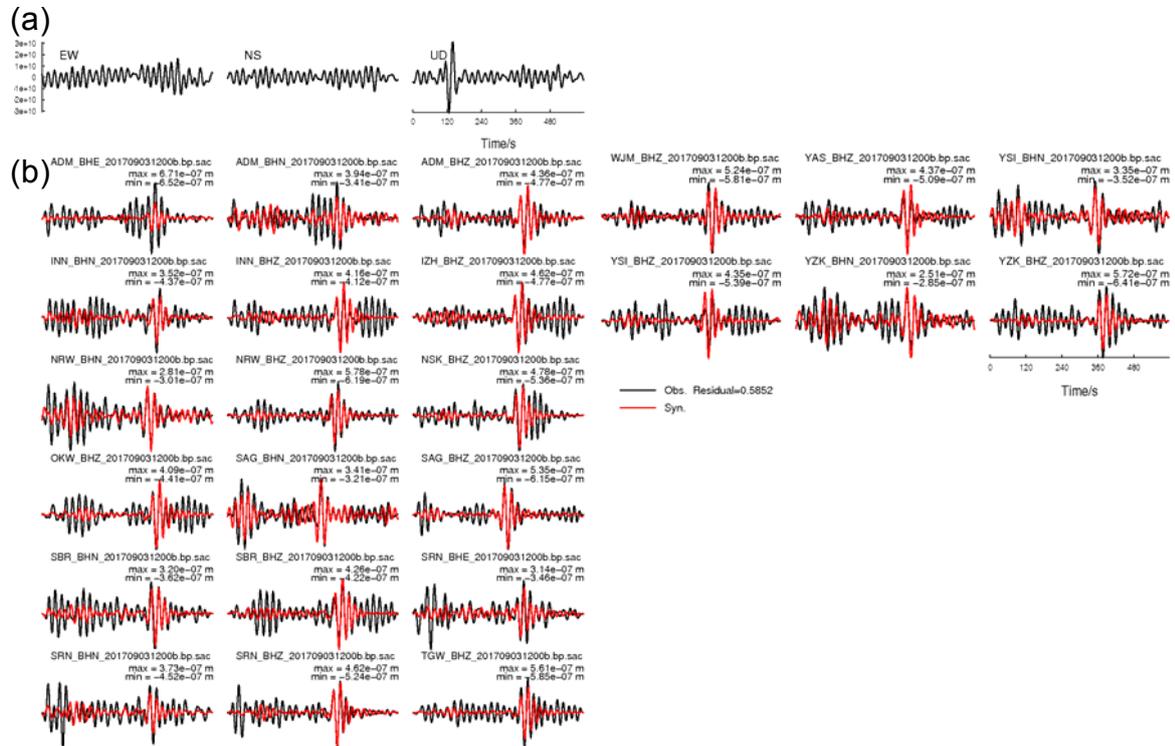


Fig. 8 (a) Estimated single forces at the source and (b) observed (in black) and synthetic (in red) waveforms.

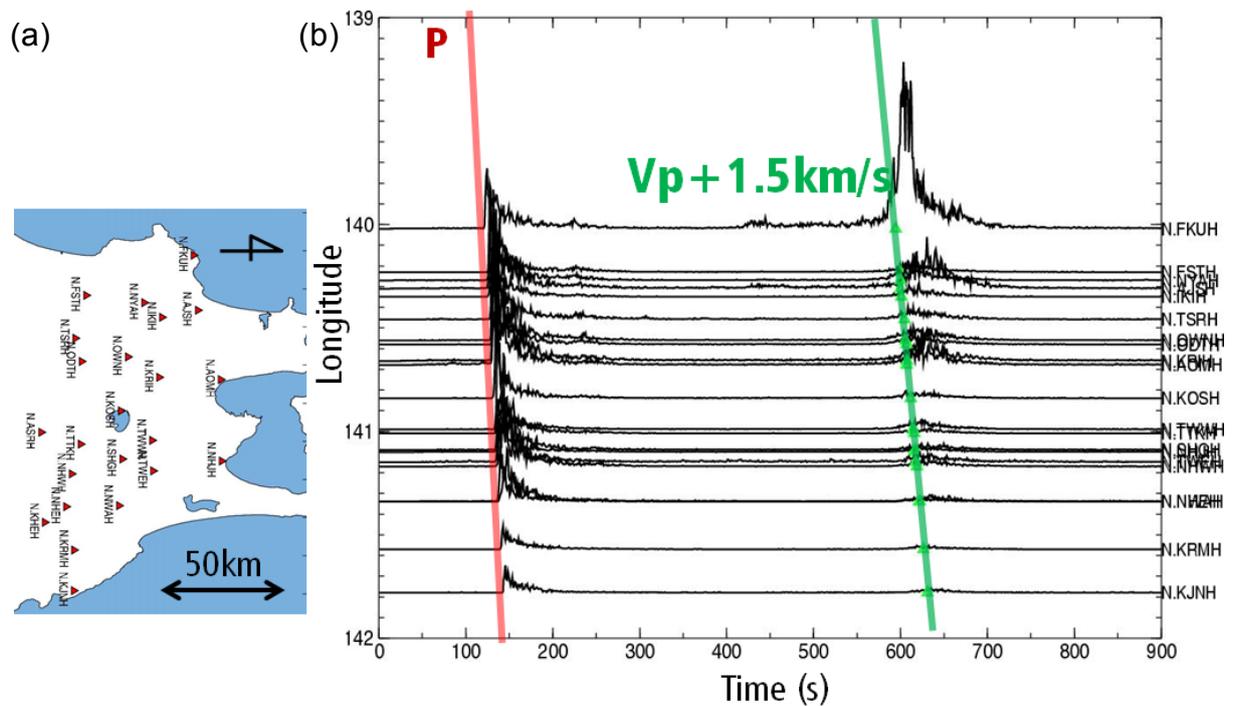


Fig. 9 (a) Station map and (b) envelopes of the Hi-net UD components filtered at 2-5 Hz.

地震波が固体中を伝播していることを示唆している。また、海岸線付近の観測点では、P波よりもT波の振幅の方が大きくなっている。これは、SOFARチャンネル内の減衰が固体地球中よりも小さく、遠方まで大きなエネルギーを伝えていることを示している。

5. 差分法による波動伝播シミュレーション

差分法による並列地震動シミュレーションコードOpenSWPC (Maeda et al., 2017)を利用して、3次元での波動伝播シミュレーションを行った。地下構造は、海底地形形状にETOPO1を用い、海底面以深についてはKubo et al. (1997)の1次元速度構造を用いた。海中の音速は1.5 km/sで固定する。格子間隔は水平 750m、鉛直 250 mとした。このモデルでは、概ね周期2秒以上の地震動を再現可能である。震源はUSGS(2017)の震源位置にMw6.3の等方震源を仮定した。震源時間関数としては、特徴的時間4秒のsingle-cycle Küpper wavelet (Mavroidis and Papageorgiou, 2003)を用いた。北朝鮮から日本にわたる領域は広大であるため、本来のT波の卓越周波数における3次元波動伝播シミュレーションは困難であるが、このモデルでは日本海の平均水深(1667 m; Menard and Smith, 1966)よりも十分に細かい鉛直解像度のもとで海中音波と地震波動を再現することができる。

Fig. 10に海底面における水平(緑色)と鉛直(赤色)の地動速度のスナップショットを示す。時刻100秒では、表面波から分離した波長が短く速度の遅い波が生じているのが分かる。これは、表面波が海域に到達した時に海中音波に変換されたものと考えられる。海中音波は海岸線形状を反映して最初は東と南東方向に伝播するが、南東方向は海底地形が浅くなっているため、地震波に変換されたり海中に散乱したりして伝播しなくなる。時刻350秒では、東向きの海中音波が日本海盆を伝わって行く様子が確認できる。図中丸印の南側は、大和堆にぶつかって消波する。そのため東北南部から中国地方にかけての日本海側ではT波はほとんど観測されない。時刻500秒では、大和堆の北側を通過した波が東北北部へ向かって伝播している。時刻650秒では北海道南西部と津軽半島西縁沖合で海中音波が振幅の大きな地震波に変換され、西から東に向かって地震波が伝播していく様子が確認できた。

Fig. 11は、差分法によって計算した上下動速度のエンベロープ波形と、観測された2-5 HzのHi-netの上下動速度のエンベロープ波形を比較している。周波数が異なるため、単純な比較は困難であるが、両者の特徴を定性的に確認することができる。まず、時刻100-200秒のP波に関しては、観測記録が大きく計

算波形が小さい。これはP波が高周波で卓越するため、2秒以上の計算波形では十分に再現できていないと考えられる。

時刻300-500秒では、計算波形に表面波が現れるが、観測波形では振幅が小さくなっている。これは、観測波形ではHi-netの短周期地震計を用いているので、周期の長い波が十分に見えていないと考えられる。例として、Fig. 12にHi-netのN.FKUH観測点の2-5 Hzの観測波形、機械補正して0.02-0.5 Hzの長周期成分のみを取り出したもの、差分法の計算波形を並べて示す。観測波形の長周期成分には、計算波形とほぼ同時刻に表面波を確認することができた。また計算波形のスペクトグラムには表面波の分散性が確認できる。

時刻600-800秒のT波とみられる信号は、到達時刻が100秒程度異なっている。この原因については明確でないが、ひとつの可能性として考えられるのは、海中音波構造の違いである。シミュレーションでは、海中音速は1.5 km/sで固定しており、SOFARチャンネルは形成されず波は海面と海底を反射しながら進んでいる。しかしながら、Fig. 9で示した通り、実際の音波速度は1.5 km/sで説明でき、SOFARチャンネルを伝わってほぼ水平に伝播していると考えられる。したがって、シミュレーションでは波線が斜めになり、見かけ上の伝播経路が長くなっているのではないかと予想される。

6. 議論

地震波形インバージョンと差分法による波動伝播シミュレーションにより、北朝鮮の核実験の震源メカニズムおよび伝播メカニズムを解明することができた。

核実験の地震記録は、等方震源で概ね説明可能である。周波数0.02-0.08 Hzの狭帯域波形から推定されるMwは4.9である。過去の核実験の解析結果と比較すると、2013年はMw4.1、2016年1月はMw4.1、2016年9月はMw4.2と求められ、今回は振幅で10倍程度大きくなっている。ただし、爆発が純粋な等方震源でなく、偏差成分が含まれている可能性があり、Dreger (2017)の解析によれば、等方成分は4割程度と見積もられていて、Mwも5.2と大きめに計算されている。どちらにしても、通常地震のダブルカップル解とは震源メカニズムが異なっている。

核実験の8分後に発生した崩壊の記録は、シングルフォースのメカニズムを仮定して波形インバージョンを行った結果、上下方向に 3×10^{10} Nの力が求められた。ただし、この記録はSN比が良くないので、他のメカニズムでも説明できる可能性がある。

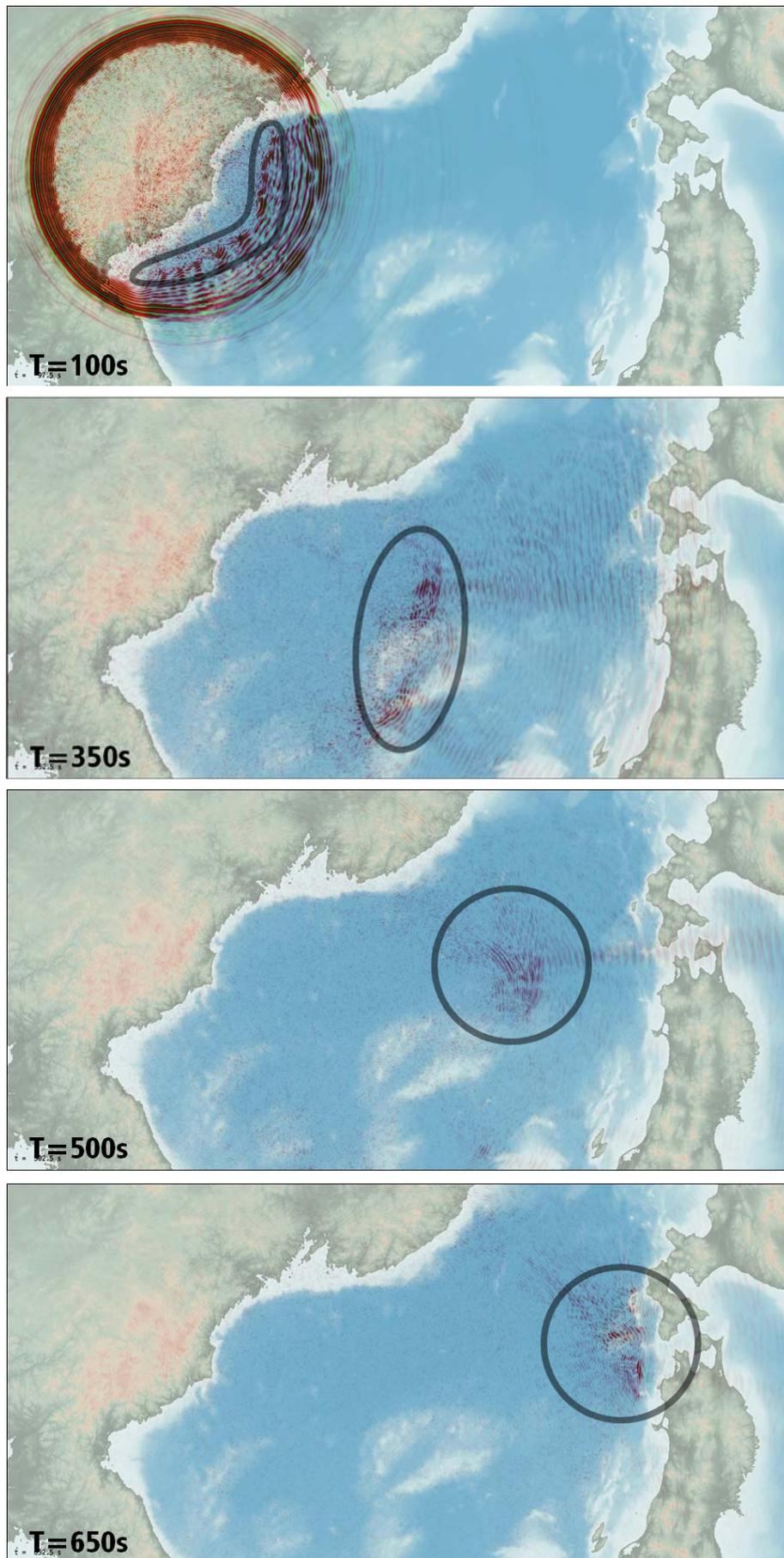


Fig. 10 Ground motion simulation at $T=100s$, $350s$, $500s$, and $650s$ from the origin time. Green and red colors show the horizontal and vertical waves at the ocean bottom. Gray circles indicate the T-phase.

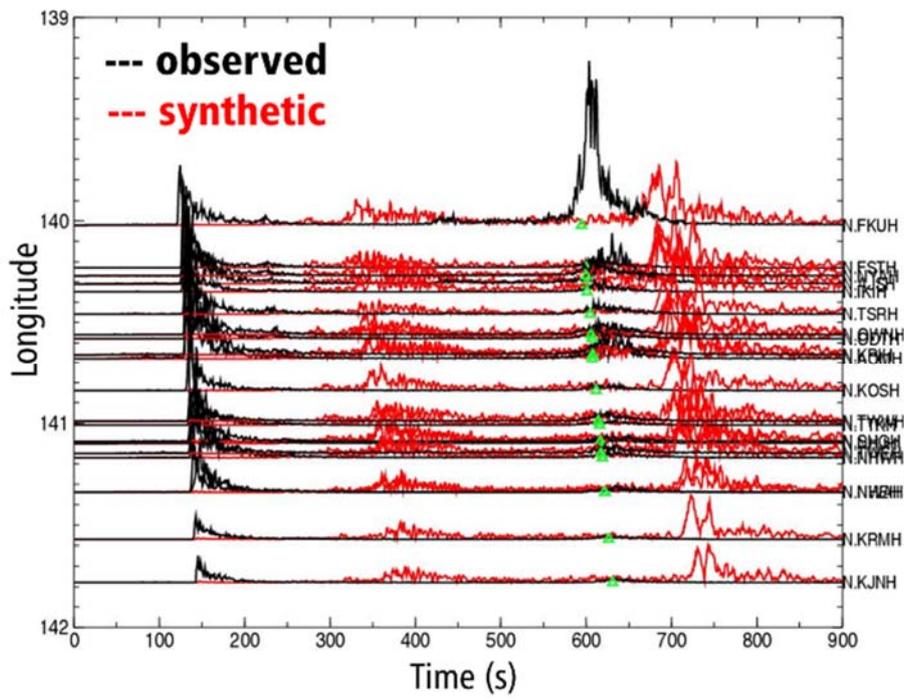


Fig. 11 Envelopes of the Hi-net UD components filtered at 2–5 Hz (in black) and synthetic envelopes from the FDM simulation (in red). Green triangles show the theoretical arrival time of the T-phase.

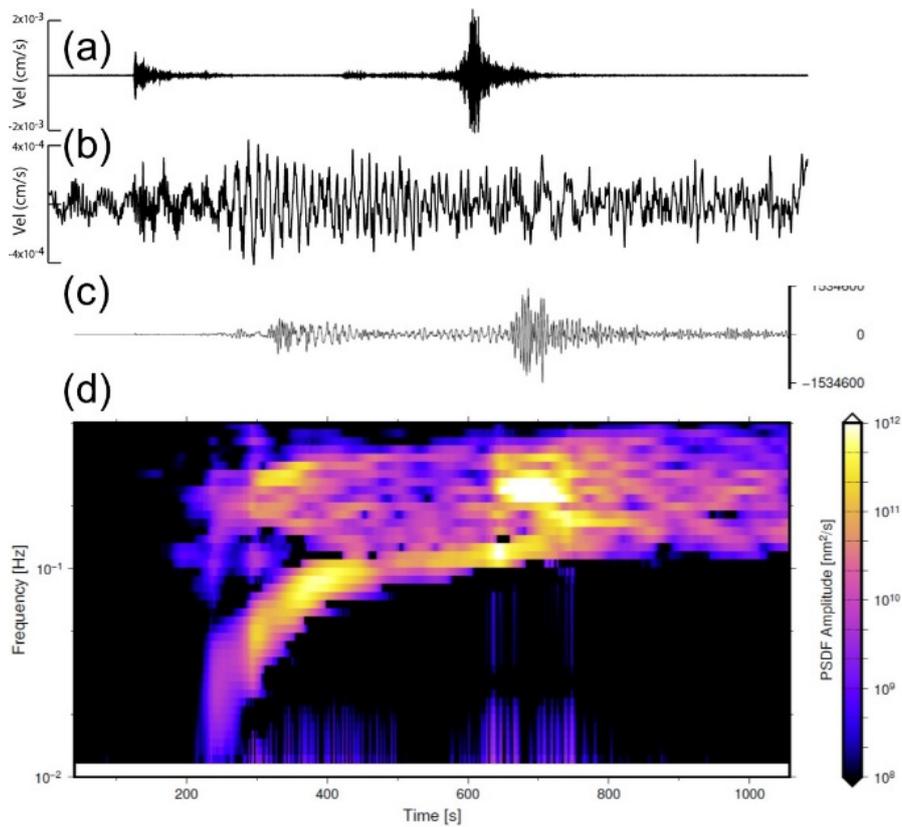


Fig. 12 Waveforms at N.FKUH station (a) observation at 2–5 Hz (b) observation at 0.02–0.5 Hz (c) simulation (d) spectrogram of the simulation

核実験発生後、6分程後に立ち上がりのはっきりしない短周期信号が北海道南部から東北地方北部の日本海側で観測された。この波形は、海中を伝わってきたT波と考えられる。差分法による波動伝播シミュレーションの結果、このT波は震源から生成された表面波が北朝鮮の海域に到達した時に海中音波に変換されてきたことが確認できた。また、北朝鮮の南東方向は海底地形が浅くなっているため伝播しなくなり、東側は大和堆にぶつかって消波するため、日本海盆と接する北海道南部から東北地方北部の日本海側に伝播していくことが確認できた。

シミュレーションの計算周波数の限界により、単純な比較は難しいが、計算波形と観測波形を計算すると、T波の到着時刻に100秒程度差があることが分かった。このシミュレーションでは、海中の構造が一様のため、波が海面と海底を反射しながら進んでいる。そのため見かけ上の経路が長くなり、T波の到着時刻の遅れにつながっていると予想される。

7. 結論

本研究では、2017年9月3日12時30分頃北朝鮮付近で発生した人工地震のメカニズム及び地震波伝播メカニズムを調べるため、地震波形インバージョンと差分法による波動伝播シミュレーションを実施した。得られた結論を以下に示す。

- ・この地震は通常の地震のダブルカップル解とは異なり、等方成分で概ね説明できることから、爆発震源であると考えられる。
- ・Mwは4.9と求められ、過去の核実験の解析結果と比較すると、Mwで0.7-0.8程度、振幅で10倍程度大きい。
- ・核実験の8分後に発生した崩壊信号は、上下方向に 3×10^{10} Nのシングルフォースが震源と求められた。
- ・北海道南部から東北地方北部の日本海側で、海中を伝わってきたT波が地震波形の短周期成分に観測された。
- ・差分法シミュレーションにより、T波の生成起源と伝播経路を明らかにした。

謝 辞

本研究では、防災科学技術研究所のHi-netおよびF-netの地震波形記録を使用しました。

参考文献

上野寛・島山信一・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

み関数の改良—, 験震時報, 65, pp.123~134.

小原一成・前田拓人(2009): T波, 日本地震学会広報誌 なみふる,

<http://www.zisin.jp/publications/pdf/nf-vol75.pdf>

気象庁(2017a): 北朝鮮付近を震源とする地震波の観測について,

<http://www.jma.go.jp/jma/press/1709/03a/201709031310.pdf>

気象庁(2017b): 北朝鮮付近を震源とする地震波の観測について(第2報),

<http://www.jma.go.jp/jma/press/1709/03b/kaisetsu201709031415.pdf>

Bouchon, M. (1979): Discrete wave number representation of elastic wave fields in three-space dimensions. *J. Geophys. Res.*, 84(B7), pp.3609–3614.

Dreger (2017): Special Event: 2017 North Korean nuclear test, IRIS website,

<https://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/specialevents/2017/09/03/2017-north-korean-nuclear-test/>

Ekström, G. and Stark, C. P. (2013): Simple scaling of catastrophic landslide dynamics. *Science*, 339(6126), pp.1416–1419.

Ewing, W. M., F. Press, and J. L. Worzel (1952): Further study of the T phase, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 42, pp.37-51.

Kawakatsu H. and Yamamoto M (2015): *Volcano Seismology*. In: Gerald Schubert (editor-in-chief) *Treatise on Geophysics*, 2nd edition, Vol 4. Oxford: Elsevier, pp.389-419.

Maeda, T., S. Takemura, and T. Furumura (2017): OpenSWPC: An open-source integrated parallel simulation code for modeling seismic wave propagation in 3D heterogeneous viscoelastic media, *Earth Planets Space*, 69, 102, doi:10.1186/s40623-017-0687-2.

Menard, H. W., and S. M. Smith, Hypsometry of ocean basin provinces, *J. Geophys. Res.*, 71, 4305-4325, doi:10.1029/JZ071i018p04305.

Mavroeidis, G. P., and A. S. Papageorgiou, A mathematical representation of near-fault ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, pp.1099-1131, doi:10.1785/0120020100.

Nakano, M., Kumagai, H., and Inoue, H. (2008): Waveform inversion in the frequency domain for the simultaneous determination of earthquake source mechanism and moment function. *Geophys. J. Int.*, 173(3), pp.1000–1011.

Obara, K. and T. Maeda (2009): Reverse propagation of T waves from the Emperor seamount chain, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L08304, doi:10.1029/2009GL037454.

USGS (2017) : M 6.3 Nuclear Explosion - 21km ENE of
Sungjibaegam, North Korea,
<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us2000aert/executive>

(論文受理日 : 2019年6月17日)