

Tue. Sep 17, 2019

Room C | General session : S17. Tsunami

9:15 AM - 10:30 AM JST | 12:15 AM - 1:30 AM UTC | ROOM C Research Bldg No 8 NS Hall

[S17]AM-1

chairperson:Shingo Watada(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Akio Katsumata(Meteorological Research Institute, JMA)

9:15 AM - 9:30 AM JST | 12:15 AM - 12:30 AM UTC

[S17-01] Mechanism of the 2018 Sunda Strait Tsunami

*Shingo Watada¹, Masumi Yamada², Iyan Mulia¹, Karyono Karyono³, Arif Aditya⁴, Dimas Sinipar⁵ (1. Earthquake Research Institute of the University of Tokyo, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Meteorological Climatological and Geophysical Agency, 4. Geospatial Information Agency of Indonesia, 5. National Central University, Taiwan)

9:30 AM - 9:45 AM JST | 12:30 AM - 12:45 AM UTC

[S17-02] Tsunami simulation due to the Anak Krakatau Volcano activities on 22 December 2018 and analyses on the potential future observing systems

*Iyan E. Mulia¹, Shingo Watada¹, Tung-Cheng Ho¹, Kenji Satake¹, Yuchen Wang¹, Arif Aditya² (1. The University of Tokyo, 2. Geospatial Information Agency of Indonesia)

9:45 AM - 10:00 AM JST | 12:45 AM - 1:00 AM UTC

[S17-03] Investigation for the Tsunami and Earthquake Source of the 2018 M7.5 Sulawesi Earthquake

*Tung-Cheng Ho¹, Kenji Satake¹, Shingo Watada¹, Iyan E. Mulia¹, Yosuke Aoki¹, Ray Y. Chuang² (1. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo, 2. Dept. Geography, NTU, Taiwan)

10:00 AM - 10:15 AM JST | 1:00 AM - 1:15 AM UTC

[S17-04] A Method of Real-Time Tsunami Detection

*Yuchen Wang¹, Kenji Satake¹ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

10:15 AM - 10:30 AM JST | 1:15 AM - 1:30 AM UTC

[S17-05] Rapid magnitude estimation method for slow tsunami earthquakes (4)

*Akio Katsumata¹, Masayuki Tanaka¹ (1. Meteorological Research Institute, JMA)

Room C | General session : S17. Tsunami

10:45 AM - 12:15 PM JST | 1:45 AM - 3:15 AM UTC | ROOM C Research Bldg No 8 NS Hall

[S17]AM-2

chairperson:Tatsuya Kubota(NIED), Satoshi Kusumoto(JAMSTEC)

10:45 AM - 11:00 AM JST | 1:45 AM - 2:00 AM UTC

[S17-06] Near-field array observation of the 2015 Mw6.0 Bonin Trench earthquake: from foreshock to post-seismic seafloor deformation

*Yoshio Fukao¹, Hiroko Sugioka², Aki Ito¹, Mikiya Yamashita^{1,5}, Takashi Tonegawa¹, Hajime Shiobara³, Tatsuya Kubota⁴, Tatsuhiko Saito⁴ (1. JAMSTEC, 2. Kobe Univ., 3. ERI/Univ. Tokyo, 4. NIED, 5. GSJ/AIST)

11:00 AM - 11:15 AM JST | 2:00 AM - 2:15 AM UTC

[S17-07] Near-field array observation of the 2015 Mw6.0 Bonin Trench earthquake: Modeling in-situ tsunami generation field

*Tatsuya Kubota¹, Tatsuhiko Saito¹, Yoshio Fukao², Hiroko Sugioka³, Aki Ito², Mikiya Yamashita^{2,4}, Takashi Tonegawa², Hajime Shiobara⁵ (1. NIED, 2. JAMSTEC, 3. Kobe Univ., 4. GSJ, AIST, 5. ERI, Univ. Tokyo)

11:15 AM - 11:30 AM JST | 2:15 AM - 2:30 AM UTC

[S17-08] **New phase correction method for accurate numerical computation of shorter-period tsunamis**

*Osamu Sandanbata^{1,2}, Shingo Watada¹, Tungcheng Ho¹, Kenji Satake¹ (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Department of Science, the University of Tokyo)

11:30 AM - 11:45 AM JST | 2:30 AM - 2:45 AM UTC

[S17-09] Estimation of Roughness Length by Comparison of Observations at Onshore Tide Gauges and Numerical Calculation Results

*Masaaki MINAMI¹ (1. Japan Meteorological Agency Meteorological Research Institute)

11:45 AM - 12:00 PM JST | 2:45 AM - 3:00 AM UTC

[S17-10] Origin Time of the 1854 Tokai Earthquake Estimated from Distant Tsunami Waveforms

*Satoshi Kusumoto¹, Kentaro Imai¹, Ryoko Obayashi¹, Takane Hori¹, Narumi Takahashi^{2,1}, Yuichiro Tanioka³ (1. JAMSTEC, 2. NIED, 3. Hokkaido University)

12:00 PM - 12:15 PM JST | 3:00 AM - 3:15 AM UTC

[S17-11] An evaluation of tsunami occurrence probability based on tsunami deposit in eastern Hokkaido

*Makoto NEMOTO¹, Takashi YOKOTA² (1. OYO Corporation, 2. Aichi Institute of Technology)

Room C | Emergency session : S24. Off Yamagata Earthquake of 18 June 2019

1:30 PM - 3:00 PM JST | 4:30 AM - 6:00 AM UTC | ROOM C Research Bldg No 8 NS Hall

[S24]PM-1

chairperson: Masanao Shinohara (Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Kazuki Miyaoka (Japan Meteorological Agency)

1:30 PM - 1:45 PM JST | 4:30 AM - 4:45 AM UTC

[S24-01] An outline of 2019 Off-Yamagata earthquake*Kazuki Miyaoka¹, Kiyoshi Takeda¹, Yuzo Ishigaki¹, Koji Nakamura¹, Satoshi Harada¹, Fujio Kusano², Nobuo Harada (1. Japan Meteorological Agency, 2. CeMI)

1:45 PM - 2:00 PM JST | 4:45 AM - 5:00 AM UTC

[S24-02] Spatiotemporal distribution of aftershocks of the 2019 M6.7 Yamagata-ki earthquake*Keisuke Yoshida¹, Satoshi Hirahara¹, Takashi Nakayama¹, Naoki Uchida¹, Tomomi Okada¹, Toru Matsuzawa¹ (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University)

2:00 PM - 2:15 PM JST | 5:00 AM - 5:15 AM UTC

[S24-03] Yamagata offshore Earthquake in view of Historical Earthquakes and Crustal Movements*Kazuo Kawauchi¹ (1. NIIGATA UNIVERSITY OF PHARMACY AND APPLIED LIFE SCIENCES)

2:15 PM - 2:30 PM JST | 5:15 AM - 5:30 AM UTC

[S24-04] Onshore temporal aftershock observation for the 2019 Yamagata-Oki earthquake*Tomomi Okada¹, Shin'ichi Sakai², Keisuke Yoshida¹, Naoki Uchida¹, Takashi Nakayama¹, Satoshi Hirahara¹, Toru Matsuzawa¹, Ryota Hino¹, Masanao Shinohara², Richard Sibson³ (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3. University of Otago)

2:30 PM - 2:45 PM JST | 5:30 AM - 5:45 AM UTC

[S24-05] Aftershock observation of the 2019 Off-Yamagata Earthquake using anchored buoy ocean bottom seismometers*Masanao Shinohara¹, Shin'ichi Sakai¹, Takeshi Akuhara¹, Kimihiro Mochizuki¹, Ryota Hino², Yusuke Yamashita³, Hiroshi Sato¹ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research Center for Prediction of Earthquake and Volcanic Eruption, Tohoku University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

2:45 PM - 3:00 PM JST | 5:45 AM - 6:00 AM UTC

[S24-06] Active period of eastern margin of the Japan Sea*Yuzo Ishikawa¹ (1. Geological Survey of Japan)

Room C | Emergency session : S24. Off Yamagata Earthquake of 18 June 2019

3:15 PM - 4:30 PM JST | 6:15 AM - 7:30 AM UTC | ROOM C Research Bldg No 8 NS Hall

[S24]PM-2

chairperson:Naoki Uchida(Graduate School of Science Tohoku University), Hiroshi Sato(Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Atsushi Nozu(Port and Airport Research Institute)

3:15 PM - 3:30 PM JST | 6:15 AM - 6:30 AM UTC

[S24-07] Characterization of the crustal structure in the epicentral area of the 2019 Off-Yamagata prefecture earthquake, northern Honshu, Japan

*Hiroshi Sato¹, Tatsuya Ishiyama¹, Masanao Shinohara¹, Shin'ichi Sakai¹, Akinori Hashima¹, Tetsuo No², Shuichi Kodaira², Takeshi Sato³, Makoto Matsubara⁴ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. JAMSTEC, 3. Sapporo Regional Headquarters, JMA, 4. NIED)

3:30 PM - 3:45 PM JST | 6:30 AM - 6:45 AM UTC

[S24-08] The relationship between 2019 Off the coast of Yamagata prefecture earthquake and 1964 Niigata earthquake

*Taku Ueda¹, Lina Yamaya¹, Aitaro Kato¹ (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

3:45 PM - 4:00 PM JST | 6:45 AM - 7:00 AM UTC

[S24-09] Long-period strong ground motion observed in the Echigo Plain during the Yamagata-ken-oki event of June 18, 2019

*Tomiichi Uetake¹, Kazuhito Hikima¹, Shutaro Sekine² (1. Tepco Research Institute, Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc., 2. Association for the Development of Earthquake Prediction)

4:00 PM - 4:15 PM JST | 7:00 AM - 7:15 AM UTC

[S24-10] Rupture Process of the 2019 Off Yamagata Prefecture Earthquake Based on Waveform Inversion with Empirical Green's Functions

*Atsushi Nozu¹ (1. Port and Airport Research Institute)

4:15 PM - 4:30 PM JST | 7:15 AM - 7:30 AM UTC

[S24-11] Science literacy of Twitter users considered from "tweets" for earthquake clouds before and after the Yamagata Offshore earthquake

*Yoshiaki Orihara¹ (1. Inst. Oceanic Res. & Develop., Tokai Univ.)

Room C | General session : S04. Tectonics

4:30 PM - 5:00 PM JST | 7:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM C Research Bldg No 8 NS Hall

[S04]PM-2

chairperson:Naoki Uchida(Graduate School of Science Tohoku University), Hiroshi Sato(Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Atsushi Nozu(Port and Airport Research Institute)

4:45 PM - 5:00 PM JST | 7:45 AM - 8:00 AM UTC

[S04-02] **3-D thermal modeling associated with subduction of the Philippine Sea plate along the Ryukyu Trench**

*Nobuaki Suenaga¹, Shoichi Yoshioka^{2,1}, Yingfeng Ji^{3,4} (1. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University, 2. Research center for Urban Safety and security, Kobe University, 3. Center of Excellence in Tibetan Plateau Earth Science, Chinese Academy of Sciences, 4. Key laboratory of continental collision and plateau uplift, Institute of Tibetan Plateau, Chinese Academy of Sciences)

Room C | General session : S17. Tsunami

🗨 Tue. Sep 17, 2019 9:15 AM - 10:30 AM JST | Tue. Sep 17, 2019 12:15 AM - 1:30 AM UTC | 🏠 ROOM C
Research Bldg No 8 NS Hall

[S17]AM-1

chairperson: Shingo Watada (Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Akio Katsumata (Meteorological Research Institute, JMA)

9:15 AM - 9:30 AM JST | 12:15 AM - 12:30 AM UTC

[S17-01] Mechanism of the 2018 Sunda Strait Tsunami

*Shingo Watada¹, Masumi Yamada², Iyan Mulia¹, Karyono Karyono³, Arif Aditya⁴, Dimas Sinipar⁵ (1. Earthquake Research Institute of the University of Tokyo, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Meteorological Climatological and Geophysical Agency, 4. Geospatial Information Agency of Indonesia, 5. National Central University, Taiwan)

9:30 AM - 9:45 AM JST | 12:30 AM - 12:45 AM UTC

[S17-02] **Tsunami simulation due to the Anak Krakatau Volcano activities on 22 December 2018 and analyses on the potential future observing systems**

*Iyan E. Mulia¹, Shingo Watada¹, Tung-Cheng Ho¹, Kenji Satake¹, Yuchen Wang¹, Arif Aditya² (1. The University of Tokyo, 2. Geospatial Information Agency of Indonesia)

9:45 AM - 10:00 AM JST | 12:45 AM - 1:00 AM UTC

[S17-03] Investigation for the Tsunami and Earthquake Source of the 2018 M7.5 Sulawesi Earthquake

*Tung-Cheng Ho¹, Kenji Satake¹, Shingo Watada¹, Iyan E. Mulia¹, Yosuke Aoki¹, Ray Y. Chuang² (1. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo, 2. Dept. Geography, NTU, Taiwan)

10:00 AM - 10:15 AM JST | 1:00 AM - 1:15 AM UTC

[S17-04] A Method of Real-Time Tsunami Detection

*Yuchen Wang¹, Kenji Satake¹ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

10:15 AM - 10:30 AM JST | 1:15 AM - 1:30 AM UTC

[S17-05] Rapid magnitude estimation method for slow tsunami earthquakes (4)

*Akio Katsumata¹, Masayuki Tanaka¹ (1. Meteorological Research Institute, JMA)

Mechanism of the 2018 Sunda Strait Tsunami

*Shingo Watada¹, Masumi Yamada², Iyan Mulia¹, Karyono Karyono³, Arif Aditya⁴, Dimas Sinipar⁵

1. Earthquake Research Institute of the University of Tokyo, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Meteorological Climatological and Geophysical Agency, 4. Geospatial Information Agency of Indonesia, 5. National Central University, Taiwan

2018年12月22日UT14時30分頃、インドネシアスダ海峡周辺のジャワ島・スマトラ島を津波が襲い

400名余が犠牲となった。この津波の発生とほぼ同時期にAnak Krakatau火山が噴火し、火山の標高が噴火前後で300mから100mへと低下したと報告されているため、津波は陸上または海中の山体崩壊が引き起こしたと考えられている。噴火直後のSAR画像から南西方向に山頂部を含め山体が崩落し海中に消失している。周辺の検潮記録から、津波の発生は13時58分頃と推定される。インドネシア国内では火山噴火や津波発生時に強い地震の発生の報告はないが、日本を含むインドネシア国内外の広帯域地震計には周期50-100秒の長周期の地震波（S波・レイリー波）が明瞭に記録されている。S波は14時11分に日本の南西諸島へ、14時16分に北海道へ到達している。表面波も14時27分に北海道を通過している。どの地震波も13時56分頃にAnak Krakatau火山付近で長周期の地震波発生イベントがあったことを示している。遠地実体波から震源時間関数は100秒以内（1分程度）であり、スダ海峡周辺の4観測点の地震波形3成分は、最大 5×10^{11} Nの力が、最初に20秒間でほぼ北東方向わずかに上向き、さらに50秒で南西方向に方向でわずかに下向き向きに働いたことで説明できる。力の方向と角度は、Krakatau海底カルデラ外縁部に成長していたAnak Krakatau山体の低角（8度）南西方向へ水深250mのカルデラ底へ崩壊とそれに伴う津波の可能性を指摘していたGiachetti et al. (2012, Geol. Soc. London) の山体崩壊モデルとほぼ一致する。山体崩壊の質量はEkstrom and Startk (2013, Science) が経験的に求めた陸上地滑りの最大力と質量の比例式から 3×10^{11} kgと推定され、山体の密度を 2 gr/cm^3 を仮定すると山体崩壊体積はおよそ 0.15 km^3 となり、検潮記録から推定されている海底地滑りを引き起こした体積 0.2 km^3 とおよそ一致している。

津波を引き起こすような地震が現地では検知されなかったため、津波警報は発令されなかった。一方、津波の発生と共に発生したと考えられる長周期地震波は地震発生イベントの40秒後にはJakartaに到達した。もし

今回観測されたような長周期地震動が定期的にインドネシアでモニターされていれば、Anak Krakatau山体崩壊の早期検知とそれに伴う津波発生の可能性は津波被害発生前に把握できたかもしれない。

Tsunami simulation due to the Anak Krakatau Volcano activities on 22 December 2018 and analyses on the potential future observing systems

*Iyan E. Mulia¹, Shingo Watada¹, Tung-Cheng Ho¹, Kenji Satake¹, Yuchen Wang¹, Arif Aditya²

1. The University of Tokyo, 2. Geospatial Information Agency of Indonesia

A deadly tsunami occurred on 22 December 2018 claimed hundreds of lives, as well as injured and displaced thousands of people living across the Sunda Strait regions. The tsunami was associated with the Anak Krakatau volcano, which according to the Indonesian Centre for Volcanology and Geological Hazard Mitigation, had exhibited an increase in seismic activity followed by explosions and volcanic ash emissions prior to the event (<https://magma.vsi.esdm.go.id/>, last accessed 22 May 2019). However, the Anak Krakatau had never been known to generate significant tsunami. During the 2018 event, the edifice formed by the accumulation of pyroclastic material partly collapsed and slid down the water, triggering an impulsive wave.

We use numerical models to reveal the generation (NHWAVE, Ma et al., 2012) and propagation (FUNWAVE-TVD, Shi et al., 2012) of the tsunami caused by the southwest flank collapse of the Volcano. With the estimated volume of 0.24 km³ and the relatively short duration (~3 to 5 min), the landslide of volcanic edifices triggers the tsunami of approximately 40 m in the vicinity. The tsunami, however, attenuates rapidly as it propagates away from the generation area resulting in <2 m wave heights at tide gauges around the Sunda Strait. The observed tsunami waveforms at these tide gauges are well reproduced by our model. The maximum tsunami energy is mainly distributed towards the west coast of Java leading to significant number of casualties compared to other areas.

To mitigate future tsunami disasters in the region, we assess the efficacy of potential tsunami observations using ship height positioning and oceanographic radars. We demonstrate that the relatively small tsunami amplitudes of the event are still considerably larger than the noise level of a typical observation by ship height positioning. Furthermore, applying a tsunami data assimilation (Maeda et al., 2015) to the tsunami velocity field detected by radars can produce accurate forecasts of coastal tsunami heights.

Investigation for the Tsunami and Earthquake Source of the 2018 M7.5 Sulawesi Earthquake

*Tung-Cheng Ho¹, Kenji Satake¹, Shingo Watada¹, Iyan E. Mulia¹, Yosuke Aoki¹, Ray Y. Chuang²

1. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo, 2. Dept. Geography, NTU, Taiwan

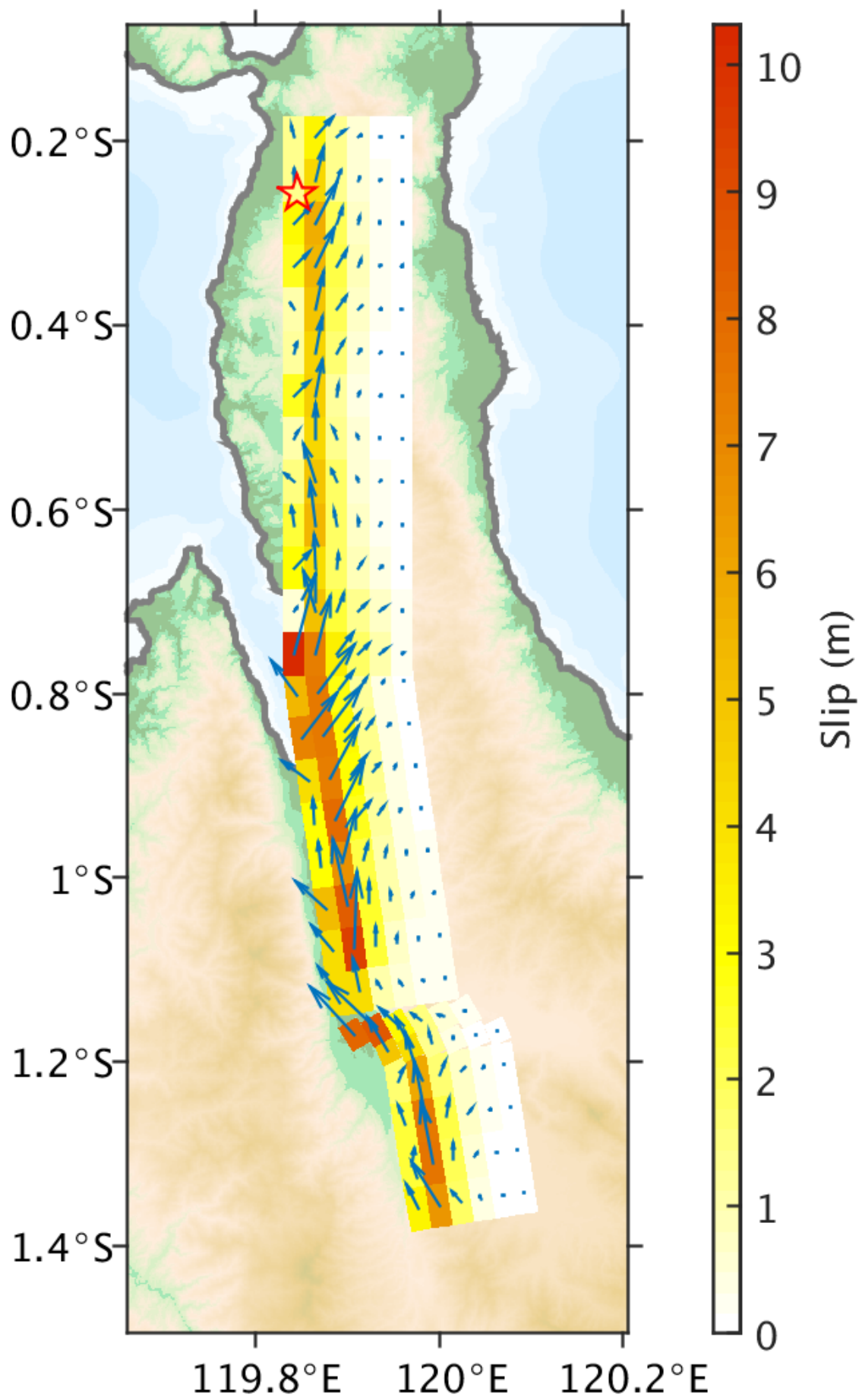
A devastating tsunami struck the bay of Palu, Indonesia after the M7.5 (U.S. Geological Survey; USGS) Sulawesi (Palu) earthquake. This earthquake mechanism was a left-lateral strike slip fault. Large horizontal offsets of up to 5 meters were measured near the bay area by satellite images. According to the researches of Bao et al. (2019, *Nat. Geosci.*) and Socquet et al (2019, *Nat. Geosci.*) a rupture velocity 4.1 km/s was suggested indicating that this earthquake was a supershear event. The tsunami was recorded by two tide gauges: 2-m wave height was observed by a tide gauge at the port of Pantoloan in the Palu bay, and 20 cm wave height observed by a ~200-km-far tide gauge at Mamuju port. In addition to the tide gauges, up to 10 m runups were measured near the coastal area by field surveys (Omira et al., 2019, *Pageoph*; Muhari et al., 2019, *JDR*). Other than the earthquake, landslide events were captured by videos which also induced local tsunamis.

Our analyses showed that the tsunami leading wave at the Pantoloan port may have directly induced by the earthquake rupture deformation, but the initial tsunami waves at Mamuju port should be from the source outside the bay or the earthquake source area. We applied the back-tracing method and the result indicates that the potential tsunami source for Pantoloan located inside the bay but the source for Mamuju should located outside the bay at about 2°S, 119.3°E.

To understand the tsunami induced only from the fault deformation, we utilized the InSAR data and tsunami waveform at Pantoloan to estimate the source of the earthquake. Two InSAR datasets of ascending and descending data from Sentinel-1 operated by the European Space Agency were used in this study.

The InSAR images revealed clear traces of the rupture. We assumed a fault plane consisted of 27 by 6 subfaults along the traces and performed a source inversion. In our inversion, the two InSAR datasets constrained horizontal land deformations in two different azimuths and the tsunami waveform constrained the vertical deformation at the offshore area. The combination of the InSAR and tsunami data provided complete information for the rupture deformations.

Our result suggested that the rupture extended southward from the epicenter and changed its direction or strike at the bay where also showed a large asperity of a 10 m slip (Figure 1). The rupture changed the strike again at near 1.2°S and had an offset slip there. In addition to the dominant strike-slip components, normal fault components were also estimated at the asperity area which agrees with the finite fault solution of USGS and the plate motion recorded by GPS (Socquet et al., 2006, *JGR*). Our model reconstructed the tsunami waveform at Pantoloan and the offset data by InSAR. However, we underestimate the inundations and runups for the coastal area. The local landslides may explain for the high inundations and runups.



A Method of Real-Time Tsunami Detection

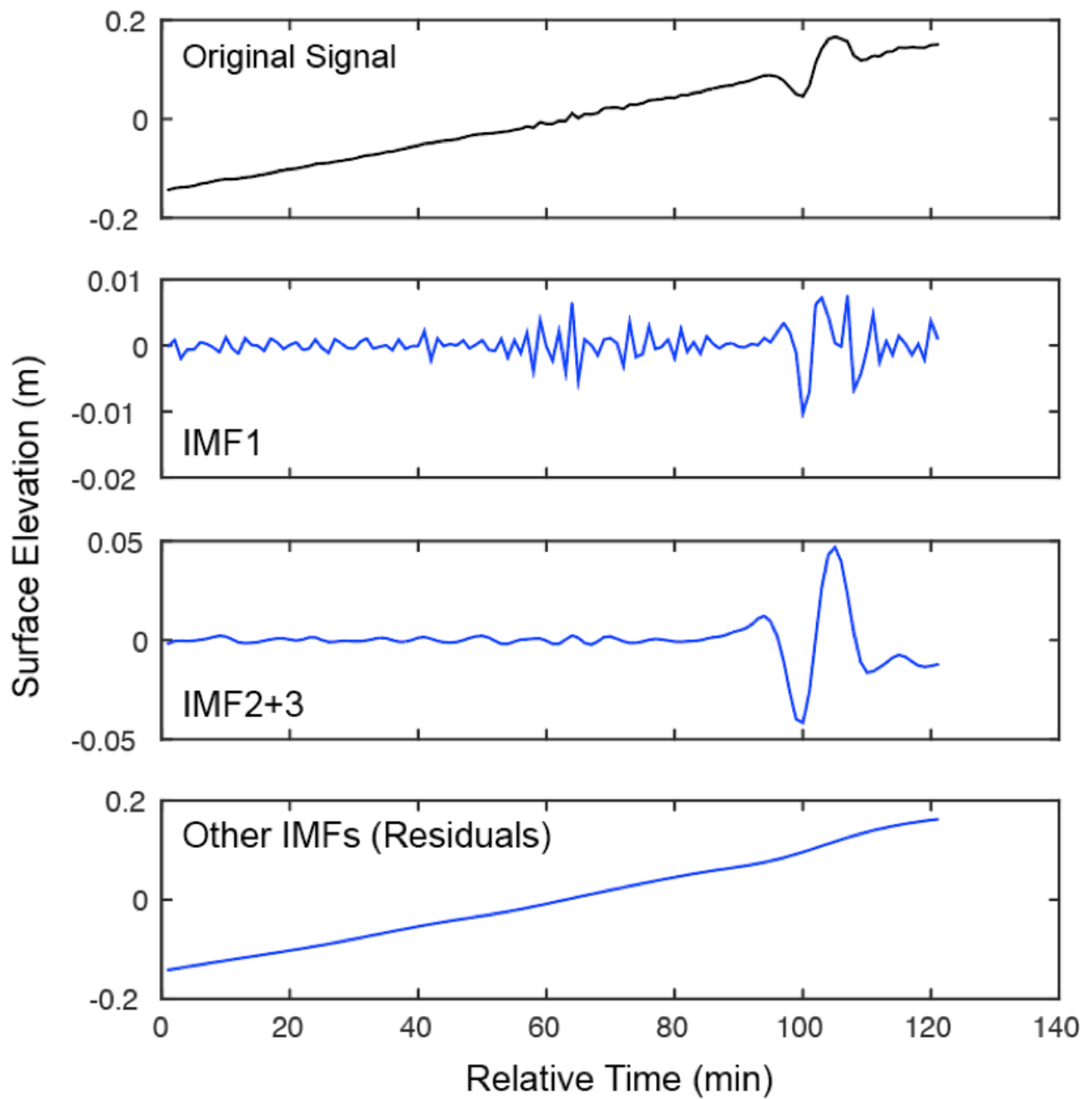
*Yuchen Wang¹, Kenji Satake¹

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

Real-time tsunami detection plays a key role in tsunami early warning system. The best way to confirm the tsunami arrival is to use the ocean bottom pressure gauges (OBPGs) (Sanderson, 2008). A reliable tsunami detection algorithm for OBPGs should be able to identify the tsunami signals and characterize the tsunami amplitude accurately, at a small computational cost. Traditional methods, like the DART algorithm adopted by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), or the Algorithm based on artificial neural network (Beltrami, 2008), have to rely on the prediction of the tides and other lower frequency signals. These algorithms can detect a tsunami by subtracting predicted pressures from the observation, but they cannot properly identify its waveform. And they are unable to capture the feature of the background sea noise.

In our research, we propose a method of real-time tsunami detection based on Ensemble Empirical Mode Decomposition (EEMD). EEMD decomposes the time series into a set of intrinsic mode functions (IMFs) (Huang et al., 1998; Wu, 2005). Unlike Fast Fourier Transform or wavelet analysis, it does not need a priori basis. Instead, it adaptively determines the natural oscillatory modes embedded in the original signal. Therefore, it is applicable to nonlinear, non-stationary data like tsunami signals. In our practice, we use the series of the OBPG record of the past three hours, and then we conduct EEMD and obtain the IMFs. The tsunami signals can be separated from the tide signals, seismic signals, as well as background noise. By comparing the value with the threshold, we could decide whether the tsunami has arrived or not.

We apply our method to the tsunami record of OBPGs of the 2016 Fukushima earthquake (M7.4; Gusman et al., 2017). Five OBPGs owned and operated by the Earthquake Research Institute recorded the tsunami generated by the earthquake. We retroactively conduct EEMD to the data. Our method separates the high-frequency components and extracts tsunami signals automatically, without the need of predicting the tides. The tsunami arrival is easily determined by comparing with a threshold. In addition, the tsunami waveforms are also characterized in the IMFs, without the need of filtering. Because our method uses an ensemble with the help of white noise, it becomes robust to background noise.



Rapid magnitude estimation method for slow tsunami earthquakes (4)

*Akio Katsumata¹, Masayuki Tanaka¹

1. Meteorological Research Institute, JMA

(1)はじめに

継続時間が長く地震波の励起が相対的に小さいが、高い津波を発生させる地震(スロー津波地震)対策として、これまで変位を積分した波形の振幅から規模を推定する手法を開発してきた。これは地震発生後最初期の津波警報に役立てるために検討してきた。最初の津波警報は地震検出後3分以内に発表されるため、規模の推定には通常振幅に基づくマグニチュードが用いられている。地震モーメントは津波警報の更新に役立てられている。変位振幅はおおよそモーメントレートに比例しているために、スロー津波地震に対しては過小評価を与えると考えられる。変位を積分した値に基づけば、モーメントに比例した値が求められると期待される。発想としてはTsuboi et al.(1995)と同じであるが、ここで対象とする地震波は観測点近傍で観測されるものであり、P波もS波も表面波も混ざって観測点に到来するような波動である。

これまでに、F-net速度型強震計などで記録されてきた日本国内のデータを用いて、経験的な回帰式を提案してきた。この経験式を用いてこの積分変位マグニチュードが即時な利用可能であることを確認してきた。しかし、実際のスロー津波地震の震源近傍のデータを用いた確認は十分にはできていなかった。スロー津波地震としては、1992年ニカラグア地震、1994ジャワ沖地震、1996年ペルー沖地震、2006年ジャワ沖地震などが知られている。ところがここで対象とするような震源距離数100km以内の記録はIRISのサイトでみても2,3しかない。そこで、ここでは理論波形を用いた検討と、少し距離のある観測点における観測波形の振幅比の検討を行った。

(2)方法と結果

理論波形を用いた検討としては、まず、2003年十勝沖地震において浦幌(URH)観測点において得られた記録とある程度似た理論波形記録を求めた。理論波形の計算には、点震源・三角形の震源時間関数を仮定した。その震源時間関数のモーメントは維持したまま、震源時間関数の時間幅を伸ばしてゆき、変位及び積分変位の振幅がどのように変化するかを確認した。その結果、理論波形の変位及び積分変位の振幅は震源時間関数の時間幅が大きくなるにつれて、減少していった。震源時間関数が約10倍になると理論変位振幅は1/100以下に、理論積分変位振幅は1/10以下になった(Fig. 1)。変位ばかりでなく積分変位の振幅が減少したのは、時間幅の広い震源時間関数によってグリーン関数の移動平均が計算されてしまったためと見られる。期待したような破壊の継続時間によらず一定となるような結果とはなっていないが、積分変位振幅は少なくとも変位振幅を用いたときに現れるほどの振幅減少となっていない。

1992年ニカラグア地震(Mw 7.6)の地震記録は、震央距離約1500kmのUNM観測点において得られている。1992年の地震と震央位置(140km以内)と発震機構(Kagan角14度以内)が比較的近い地震の振幅を比較した。対象とした地震は2012年Mw 7.3の地震と2004年Mw 6.9の地震である。その結果をFig. 2に示す。変位振幅の比較では1992年(Mw7.6)の地震と2012年(Mw7.3)の地震の関係が逆転していたが、積分変位で比較した場合には振幅はMwの違いに応じた値となっていた。

以上のように積分変位に基づく規模推定手法は、スロー津波地震の規模を即時に適正には求めることは難しい可能性はあるものの、変位振幅に基づいた手法に比べるとその過小評価を低減する効果がある。

謝辞

当調査において、国立研究法人防災科学技術研究所及びIRISによって保管されている地震記録を用いた。理論波形の計算にはTakeo (1985)によるプログラムを用いた。

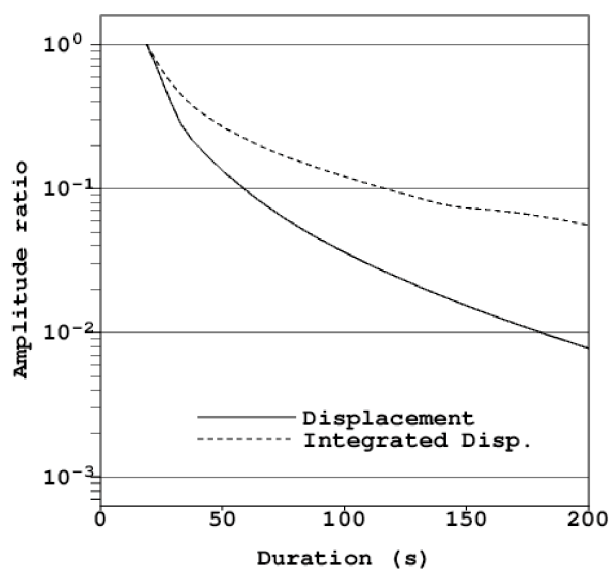


Fig. 1 Relationship between amplitude and source duration obtained for synthetic records.

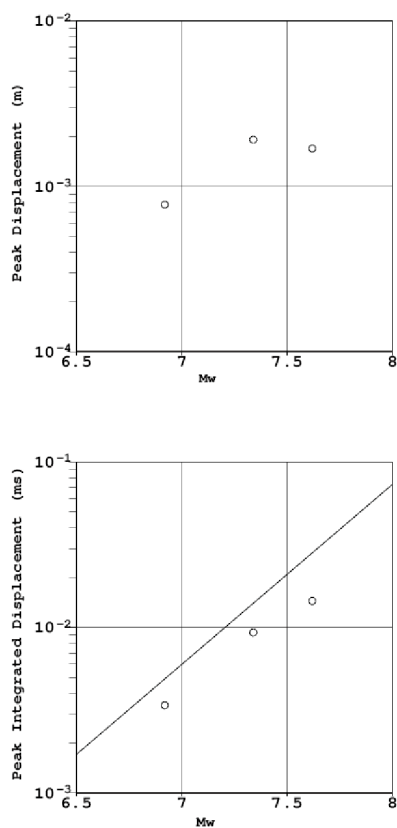


Fig. 2 Observed amplitudes at UNM station for earthquakes off Nicaragua. The solid line indicates the relationship obtained for earthquakes around Japan.

Room C | General session : S17. Tsunami

📅 Tue. Sep 17, 2019 10:45 AM - 12:15 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 1:45 AM - 3:15 AM UTC | 🏢 ROOM C
Research Bldg No 8 NS Hall

[S17]AM-2

chairperson:Tatsuya Kubota(NIED), Satoshi Kusumoto(JAMSTEC)

10:45 AM - 11:00 AM JST | 1:45 AM - 2:00 AM UTC

[S17-06] Near-field array observation of the 2015 Mw6.0 Bonin Trench earthquake: from foreshock to post-seismic seafloor deformation

*Yoshio Fukao¹, Hiroko Sugioka², Aki Ito¹, Mikiya Yamashita^{1,5}, Takashi Tonegawa¹, Hajime Shiobara³, Tatsuya Kubota⁴, Tatsuhiko Saito⁴ (1. JAMSTEC, 2. Kobe Univ., 3. ERI/Univ. Tokyo, 4. NIED, 5. GSJ/AIST)

11:00 AM - 11:15 AM JST | 2:00 AM - 2:15 AM UTC

[S17-07] Near-field array observation of the 2015 Mw6.0 Bonin Trench earthquake: Modeling in-situ tsunami generation field

*Tatsuya Kubota¹, Tatsuhiko Saito¹, Yoshio Fukao², Hiroko Sugioka³, Aki Ito², Mikiya Yamashita^{2,4}, Takashi Tonegawa², Hajime Shiobara⁵ (1. NIED, 2. JAMSTEC, 3. Kobe Univ., 4. GSJ, AIST, 5. ERI, Univ. Tokyo)

11:15 AM - 11:30 AM JST | 2:15 AM - 2:30 AM UTC

[S17-08] **New phase correction method for accurate numerical computation of shorter-period tsunamis**

*Osamu Sandanbata^{1,2}, Shingo Watada¹, Tungcheng Ho¹, Kenji Satake¹ (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Department of Science, the University of Tokyo)

11:30 AM - 11:45 AM JST | 2:30 AM - 2:45 AM UTC

[S17-09] Estimation of Roughness Length by Comparison of Observations at Onshore Tide Gauges and Numerical Calculation Results

*Masaaki MINAMI¹ (1. Japan Meteorological Agency Meteorological Research Institute)

11:45 AM - 12:00 PM JST | 2:45 AM - 3:00 AM UTC

[S17-10] Origin Time of the 1854 Tokai Earthquake Estimated from Distant Tsunami Waveforms

*Satoshi Kusumoto¹, Kentaro Imai¹, Ryoko Obayashi¹, Takane Hori¹, Narumi Takahashi^{2,1}, Yuichiro Tanioka³ (1. JAMSTEC, 2. NIED, 3. Hokkaido University)

12:00 PM - 12:15 PM JST | 3:00 AM - 3:15 AM UTC

[S17-11] An evaluation of tsunami occurrence probability based on tsunami deposit in eastern Hokkaido

*Makoto NEMOTO¹, Takashi YOKOTA² (1. OYO Corporation, 2. Aichi Institute of Technology)

Near-field array observation of the 2015 Mw6.0 Bonin Trench earthquake: from foreshock to post-seismic seafloor deformation

*Yoshio Fukao¹, Hiroko Sugioka², Aki Ito¹, Mikiya Yamashita^{1,5}, Takashi Tonegawa¹, Hajime Shiobara³, Tatsuya Kubota⁴, Tatsuhiko Saito⁴

1. JAMSTEC, 2. Kobe Univ., 3. ERI/Univ. Tokyo, 4. NIED, 5. GSJ/AIST

1. 序

小笠原海溝に沿っては巨大地震が歴史的に知られておらず、プレート沈み込みは大部分が非地震性滑りによるとされるがその実態はよくわかっていない。2015年9月1日の鳥島はるか東方沖地震 (Mw=6.0) は、海溝すぐ内側に発生した低角逆断層地震で、たまたま、震央の至近距離で海底水圧計のアレー観測を実施していた。このアレーが「前震→本震→海底の隆起・沈降→津波の発生・伝播→海底余効変動→余効変動の再来」を記録した。こうした一連の現象がM6規模の地震で観測されたのは稀有なことであるが、小笠原海溝では普通に起こっていることかもしれない。本発表ではこの地震の上記一連の過程の概要を報告する。津波解析の詳細は別途発表 (久保田ほか2019SSJ) する。

2. 観測の概要

アレーは自由落下・自己浮上式の海底絶対圧力計 (APG) (PARO-8B7000-I-005) を備えた10観測点 B01-B10からなり、B05には広帯域海底地震計 (BBOBS) と海底差圧計 (DPG) が併設されている。このアレーを鳥島はるか東方沖、小笠原海溝内側の水深4794-5670mの深海底に展開した (B04は記憶媒体の障害によりデータ未回収、またB05はAPGの事前不具合のため海底未設置)。APGのサンプリング周波数とカットオフ周波数は 4 Hz と 0.7 Hz に設定した。アレーの最小単位は辺長10kmの正三角形、最大は辺長30kmの正三角形である。

3. 地震の概要

2015年9月1日 (UTC) Mw6.0地震の震源はUSGSによれば (31.18N, 141.60E, 8.0km) とされB06のほぼ直下に位置するが精度は低い。本震の1分前にはmb=5.6の前震が発生している (図1・図2)。アレーの北端には同一緯度に沿って東から西にB10, B09, B8, B07が設置されており、別途発表 (久保田ほか2019SSJ) の津波解析の結果によればB10は低角逆断層面のほぼ中央に位置し、B09は断層面西端に、B08, B07はその更に西側に位置する。図1と図2は、周期50秒のLowpass filtering後のB10及びB09, B08, B07における水圧記録である。断層運動に伴い海底が隆起したB10と沈降したB09, B08, B07とでは、水圧変動の極性が互いに逆を示す。

4. 本震に伴う海底上下変動と津波の発生・伝播

ステップ的あるいはランプ的な海底変動を検出するためには水圧記録から潮汐変動の影響を差し引くことが必須である。本研究においては地震をはさむ40000秒の前半15000秒と後半15000秒をベースラインの違いを許して正弦関数fittingすることにより近似潮汐変動を求めた。この時間幅は試行錯誤の結果に基づき設定した。図1及び図2は、(近似潮汐変動+サンプリング時間前半に対応するベースライン) を記録から差し引いた残差変動を示す。図1のB10には、海底隆起→海面隆起に伴う静的水圧減 (<0) と重なって動的水圧増 (>0) と動的水圧減 (<0) の対が記録されている。生じた海面変位が津波の発生源となる。図2のB09, B08, B07には、海底沈降→海面沈降に伴う静的水圧増 (>0) と重なって動的水圧減 (<0) と動的水圧増 (>0) の対が記録されている。生じた海面変位が津波の発生源となるが、その大きさを表すオフセット的な水圧変化はB09, B08, B07の順に小さくなり、周囲から津波として到来する水圧変化がより卓越するようになる。図1・図2のように震源域ごく近傍での津波の発生から伝播への過程がAPGアレーにより詳細に捉えられたのは今回が初めてである。

5. 海底余効変動

図1を見ると本震後にゆっくりと海底が隆起している。B10に限らず、時間軸を長く取ると何れの観測点においても、数千秒程度の時定数でもって隆起が起きていることがわかる。隆起量は地震時と同程度ないしそれ以下であった。沈降した観測点が見られないことから、断層滑りは主に地震時の断層面の下方延長で起きたことが推測される。類似の時定数・振幅の海底変動は地震発生4日後及び4か月後にも発生した。このような非地震性滑りが多発するのは小笠原海溝の1つの特徴かもしれない。

6. 謝辞

鳥島はるか東方沖へのアレーの設置はYK15-08航海（R/Vよこすか, JAMSTEC）で、回収はMR16-E02航海（R/Vみらい, JAMSTEC）にて行った。本研究はJSPS科研費（2524707,17K05646及び19K14818）と日本科学協会の笹川科学研究助成によるサポートを受けた。

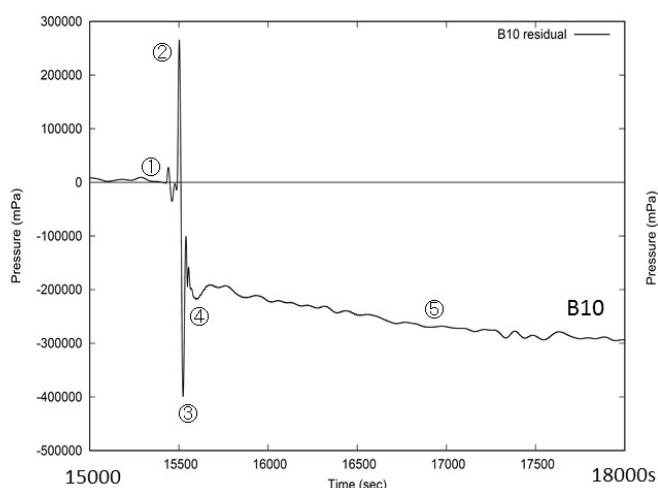


Fig.1. Lowpass-filtered seafloor pressure record at site B10. ①Foreshock, ②③Positive and negative dynamic pressure changes due to accelerations of water mass. Negative static pressure change due to uplifts of seafloor and sea-surface is included. ④Tsunami, ⑤Post-seismic seafloor uplift.

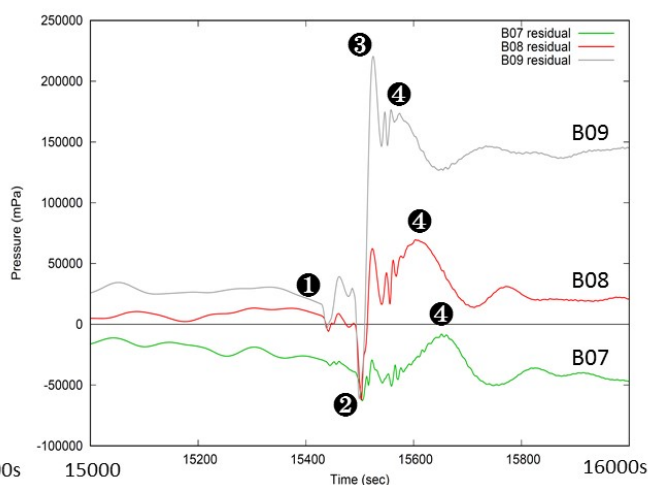


Fig.2. Records at B09, B08 and B07, where the initial polarity is opposite to that at B10, ①Foreshock, ②③ Negative and positive dynamic pressure changes due to accelerations of water mass. Positive static pressure change due to depressions of seafloor and sea-surface is included. ④Propagating tsunamis.

Near-field array observation of the 2015 Mw6.0 Bonin Trench earthquake: Modeling in-situ tsunami generation field

*Tatsuya Kubota¹, Tatsuhiko Saito¹, Yoshio Fukao², Hiroko Sugioka³, Aki Ito², Mikiya Yamashita^{2,4}, Takashi Tonegawa², Hajime Shiobara⁵

1. NIED, 2. JAMSTEC, 3. Kobe Univ., 4. GSJ, AIST, 5. ERI, Univ. Tokyo

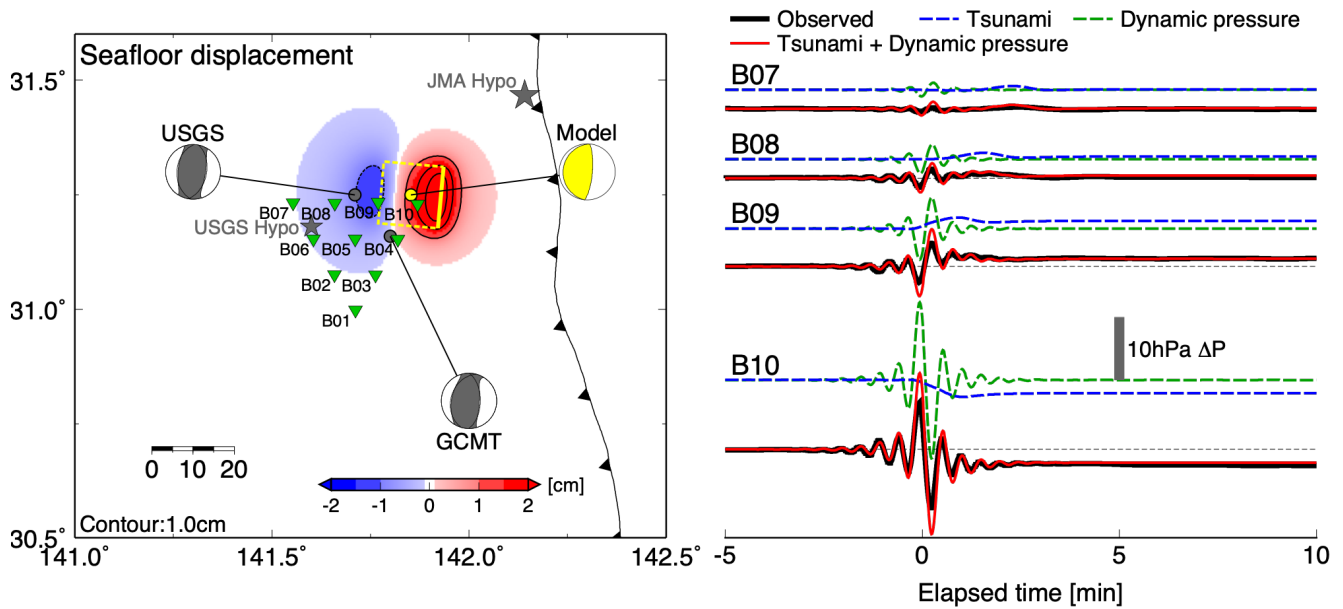
海底圧力計 (PG) は、沖合で発生した地震による津波 (海面の変動, 周期 $T \sim 10^2 - 10^3$ s) の観測に広く用いられてきた (e.g., González et al. 2005). それと同時に, PGは, 海洋音響波の卓越周期 (~ 10 s) を超える周期の周波数帯域 ($T \sim 10^1 - 10^2$ s) では, $p = \rho_0 h_0 a_z$ (ρ_0 : 海水密度, h_0 : 水深, a_z : 海底の鉛直加速度) と表される, 海底上下動加速度に比例する動的な圧力変動 (e.g., Kubota et al. 2017; Matsumoto et al. 2018; Saito 2019) も観測することが知られている (e.g., Filloux 1982). 2015年9月1日(UTC), 小笠原海溝においてMw6.0の低角逆断層型地震が発生し, 震源域直上に展開された絶対海底圧力計 (APG) アレイが地震波, 津波, 地殻変動による圧力変動を同時に観測した (深尾ほか2019SSJ). これほどの観測点密度で「津波発生現場の水圧変化」を記録した事例は希少である. 本研究では, 地震波, 津波, および地殻変動が混在する津波発生場を理解するため, 観測された圧力変動の再現を試みる.

震源域直上, 直近のアレイで観測されているAPG記録に対して, 潮汐変動成分を取り除いたのち, 短周期の海洋音響波や地震波成分を除去するために, カットオフ周期30sのローパスフィルタを適用する. 震源域直上に大振幅のパルス的な圧力変化や観測点間をゆっくりと伝播する圧力変動成分, 水圧オフセットの変化が観測されている.

APGの記録を再現するため, まず, 1枚の矩形断層を仮定し, 線形長波方程式 (e.g., Satake 2002) に基づいて津波を計算した. 矩形断層の水平位置, 深さ, モーメント, 幾何 (strike, dip, rake) や断層サイズなどのパラメータはGlobal CMT解を参考にしてつつ観測波形を再現するように試行錯誤的に決定した. また, 計算された海面高変動の時系列から海底地殻変動に伴う水圧オフセット変化分を差し引くことにより, 地殻変動の影響を考慮した. この津波シグナルのモデリングで, 震源直上観測点でみられる圧力のオフセットやアレイで観測された伝播速度 ~ 0.2 km/sで現れる長周期 ($T > \sim 3$ min) の波動現象を再現できる (図中, 青線). しかしながら, 直上観測点の震源時に現れる比較的短周期な大振幅パルス ($T < \sim 100$ s) を再現することはできない.

次に, 津波計算に用いた矩形断層を, 同じ地震モーメント, strike, dip, rakeをもつCMT解で近似し, 破壊継続時間を10秒と設定して, 震源からの弾性波の伝播を計算し (e.g., Saikia 1994), 海底の圧力変動を計算した (図中, 緑線). これによって震源直上に現れる大振幅パルスを再現することができる. 津波計算による海底圧力変化は重力に起因し, 弾性波計算による圧力変化は重力とは関係なく発生する圧力変化であるため, 両者を足し合わせることで過不足無く永久変位・津波・地震波成分を含む海底圧力変動を合成することができる (Saito & Tsushima 2016).

合成した海底の圧力変動によって, 観測された海底の圧力変動を良く再現できた (図中, 赤線). また, 観測記録を再現した断層は, 気象庁震源より50kmほど南西, およびUSGS, GCMTのCMT解の10kmほど北東の, 観測点B10のごく近傍に位置していた.



(左図) フォワード計算に用いたメカニズムと矩形断層 (黄色) および海底上下変動分布. 観測点配置, USGSとGCMTのCMT解, およびUSGSと気象庁の震源も示した

(右図) 観測点B07, B08, B09, B10における, 観測波形 (黒)と合成波形の比較. 津波, 動的圧力, および両者を足し合わせた波形をそれぞれ青, 緑, 赤線で示した. 観測, 計算ともにカットオフ周期30sのローパスフィルタをかけている.

New phase correction method for accurate numerical computation of shorter-period tsunamis

*Osamu Sandanbata^{1,2}, Shingo Watada¹, Tungcheng Ho¹, Kenji Satake¹

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Department of Science, the University of Tokyo

巨大地震で発生する津波の多くは数十kmから数百kmの空間スケールをもつ海底面変動によって引き起こされ、観測される津波波形の周期帯は1000秒を超える。一方で、より小規模な地震や海底地すべりなどに伴い、500秒以下のより短周期成分に富んだ津波が観測されることがある。こうした短周期成分に富んだ津波の海洋伝播計算に対しては、Peregrine (1967, J. Fluid Mech.) で導出された標準的な線形ブシネスク方程式を数値的に解く、線形ブシネスク型分散波 (linear Boussinesq-type waves: LBW) モデルがしばしば用いられる (Saito et al., 2010, JGR; Fukao et al., 2018, Sci. Adv. など)。しかしながら、この津波モデルが用いている分散項の近似による位相速度の誤差や、近年の研究 (Watada et al., 2014, JGR; Ho et al., 2017, JGR など) で明らかにされた海水の圧縮性・地球の弾性・海水密度成層・重力変動による津波の位相速度低下の効果について、海域を伝播する津波の短周期帯域における影響を詳しく調べた研究はほとんどない。

そこでまず、LBWモデルと非圧縮・非粘性の線形重力波 (linear gravity wave: LGW) モデルの分散関係を反復法によって計算し (Sandanbata et al., 2018, PAGEOPH), 両者を比較することでLBWモデルの分散項近似による位相速度の誤差の影響を考察した。LBWモデルの分散関係は、LGWモデルの分散関係の展開式を kD (k は波数, D は水深) の二次の項までを近似したものに相当する。両分散関係の比較によって、長周期成分では近似による位相速度の誤差は小さい一方で、短周期になるにつれて急激に誤差が増大し、LBWモデルの位相速度が低下する。そのためLBWモデルを用いた数値計算においては、短周期成分が極端に遅く伝播するという問題が示唆される。

次に、津波の分散性に加えて、海水の圧縮性・地球の弾性・海水密度成層・重力変化による速度低下の効果を含む津波モデル (the PREM Earth model with stratified oceanic layers: sPREMモデル) の分散関係を計算し (Ho et al., 2017), LGWモデルとの比較によって上記四つの要因による速度低下の影響を調べた。Fig.1a で示すように短周期帯域においては位相速度低下の絶対値は長周期帯域に比べて小さい。しかしながら、津波が一樣水深の海域を100 km伝播することで蓄積する走時遅れを各周期で規格化すると、一周期に対する相対的な走時遅れは短周期帯域 (100-500秒) でより大きな値をとる (Fig.1b)。このことは、短周期の津波の方が長周期の津波に比べて、速度低下効果による波形変化がより波源に近い観測点で顕著に現れることを示唆する。例えば、津波が4 km水深の海域を進む際に、周期の10%の走時遅れが蓄積するのに必要な伝播距離を周期1,000秒と周期300秒についてそれぞれ計算すると、周期1,000秒では約3,333 km ($=10\%/0.3\%/100\text{km}$) であるのに対し、周期300秒では約833 km ($=10\%/1.2\%/100\text{km}$) と計算される。

本研究では、上記で示した (A) 分散項の近似による位相速度誤差と、(B) 圧縮性海水・弾性体地球・海水密度成層・重力変化による速度低下効果の双方を考慮した「短周期津波の位相補正手法」を提案する。まず有限差分法による津波計算コード・JAGURS (Baba et al., 2015) を用いて、LBWモデルに基づく津波波動場を計算する。その際、海底水圧計での津波観測記録との比較のため、近貞ほか (2018, SSJ) の手法にならってタイムステップごとに津波波動場に $1/\cosh(kD)$ の二次元空間フィルターをかけることで、短周期津波に伴う水深による圧力変動の減衰効果を考慮する。さらに Ho et al. (2017) の位相補正項を修正した式を用いて、伝播中に蓄積するLBWモデルとsPREMモデルの位相差を分散関係から評価し、LBWの計算波形に対して位相補正を施し、sPREMモデルの分散関係に基づく津波計算波形を得る。

本手法を、2015年鳥島近海の火山性津波地震で発生した津波の波源モデル (Fukao et al., 2018) を用いた津波計算波形に適用し、DONET・DART・臨時観測点から成る37の海底水圧計での津波波形を計算した。その結

果, sPREMモデルの分散関係を持つ位相補正波形は, LBWモデルに基づくJAGURS計算波形と比較して以下の特徴が得られた; (1) 後続波の短波長に富んだエネルギー波束の走時が短くなるとともに, 波形が大きく変化する, (2) 伝播距離が500 km以上の観測点においては, 伝播距離が長くなるほど顕著な走時遅れが見られる. 以上で示した位相補正による計算波形の変化はそれぞれ, (A) 分散項の近似と (B) 位相速度低下の効果, 短周期津波の波形計算において無視できない影響を与えていることを示している. 本手法を用いることで, これらの効果を数値計算に組み込み, 短周期成分に富んだ津波波形をより高精度に計算することができる. さらに本手法で計算したグリーン関数を用いた津波波形インバージョンによって, 短周期津波を発生させる小規模な地震や海底地すべりに対してより高精度な波源解析が可能になる.

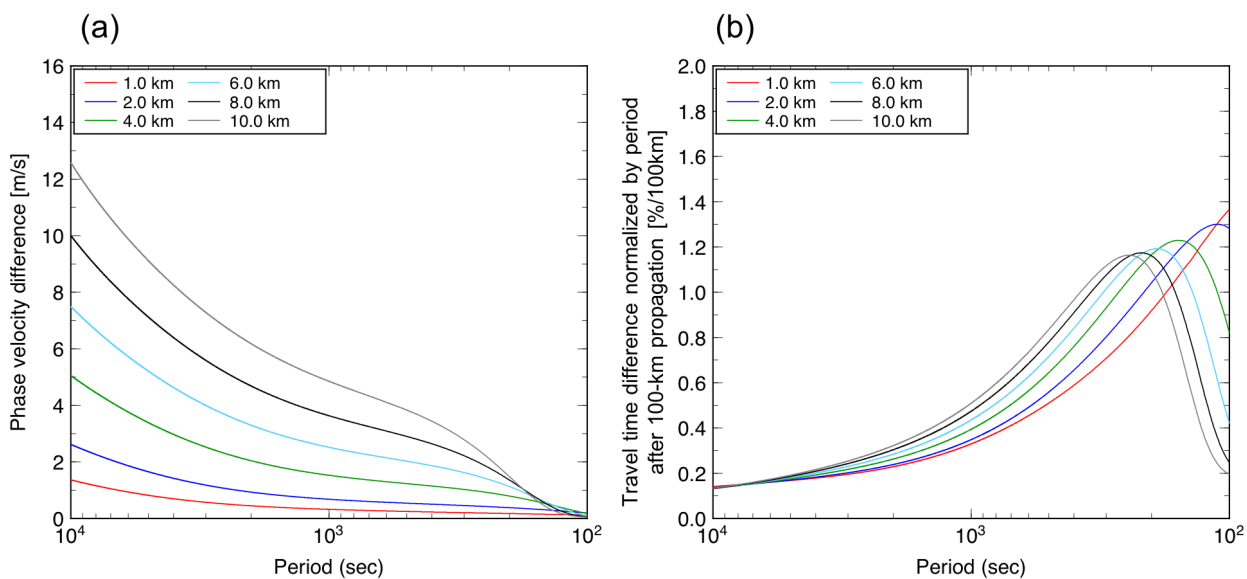


Fig.1 Velocity reduction effect due to the elastic Earth with density-stratified compressible oceanic layer. (a) Phase velocity difference between linear gravity wave (LGW) and the PREM with stratified oceanic layers (sPREM) models at uniform water depth. (b) Travel time delay normalized by wave period after 100-km propagation over uniform depth.

Estimation of Roughness Length by Comparison of Observations at Onshore Tide Gauges and Numerical Calculation Results

*Masaaki MINAMI¹

1. Japan Meteorological Agency Meteorological Research Institute

気象研究所では、津波の減衰過程を正しく推定するための研究を行っている。これは津波警報の解除時期の判断や、津波の見通し情報の発表のためには、津波の減衰過程を正確に把握する必要があるからである。しかしながら、それらに足る精度を有する津波数値計算はこれまで行われていない。

これまでに、既存の津波数値計算方法(非線形長波方程式)でスーパーコンピュータを用いた大規模で高精度の津波計算を行った(南・他,2018,日本地震学会秋季大会等)が、それらの計算においても、津波の減衰過程の精度は充分ではなかった。そこで津波減衰過程の精度向上のため、非線形長波方程式の差分式の改良

(南,2019,JP-GU)を行ったが、差分式の改良による減衰の精度向上は大きくなかった。それらの改良は減衰への影響は小さかったが、その改良過程において、様々に粗度係数を変えて津波数値計算を行った結果と、観測値との比較から、最も観測値を説明する粗度係数を推定することが可能であることが分かった。

そこで本稿では、様々な津波イベントにおいて、粗度係数を変えて津波数値計算を行い、それらの計算結果と観測値との比較を行い、それらの結果から日本での沿岸の検潮所における粗度係数の推定を行った。ま

ず、2001年ペルー沿岸の地震(Mw8.4)、2010年チリ中部沿岸の地震(Mw8.8)、2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)、2015年チリ中部沿岸の地震(Mw8.3)、等のイベントについて粗度係数を変えて、津波数値計算を行った。粗度係数以外の計算条件は全く同一とし、その計算条件として、太平洋全域を含む(東経100度~西経90度)領域全てを30秒メッシュ(GEBCO2014)とし、北海道、本州、四国、九州を囲む領域では、10秒メッシュでネスティングを行い、減衰過程を見るために、長時間(72時間分)の計算を行った。計算コードにはJAGRUS(Baba et al., 2015)を用い、非線形長波計算(地殻の弾性と海水の密度効果を考慮)とした。比較のための観測値は、各イベントに対応する、気象庁の沿岸検潮所での観測値(気象庁地球環境・海洋部による品質管理済みの15秒値)を使用した。

これらの計算結果と観測値について、単純に波高を比較するのではなく、時間ごとのエネルギーとして比較するために、それぞれ振幅の2乗で積分し、時間当たりの各地点での津波エネルギーの累積として求めた。それらを1時間毎に全観測点で積分した結果(2010チリの事例)が、fig.1である。fig.1から粗度係数ごとの計算結果は明らかに規則的に変化していることがわかる。そこで、その関係式を(対数変換し直線近似とした)最小二乗法によって求めた(fig.2)。求められた式は、ある粗度係数 x での計算結果の津波エネルギー $E(x)$ は、摩擦がない場合(摩擦によってエネルギーが散逸しないとした場合)のエネルギー E_0 に、粗度係数を減衰定数とした exponential decay で表現出来ることを示している。つまり、粗度係数を何度か変えて津波数値計算を実施し、exponential decayの式が求めれば、各津波イベントでの観測値でのエネルギー E が分かっている時、その E を式に当てはめることによって、実際の観測値から粗度係数を推定することが出来る。

以上の方法を、各事例に適用した結果、求められる粗度係数が0.05程度になることが分かった、これらは観測地点ごとに異なるが、イベント毎に大きく異なることはなかった。以上の結果から、実際の沿岸域での粗度係数は、通常の津波計算で用いられている粗度係数0.025より大きいことが強く示唆される。

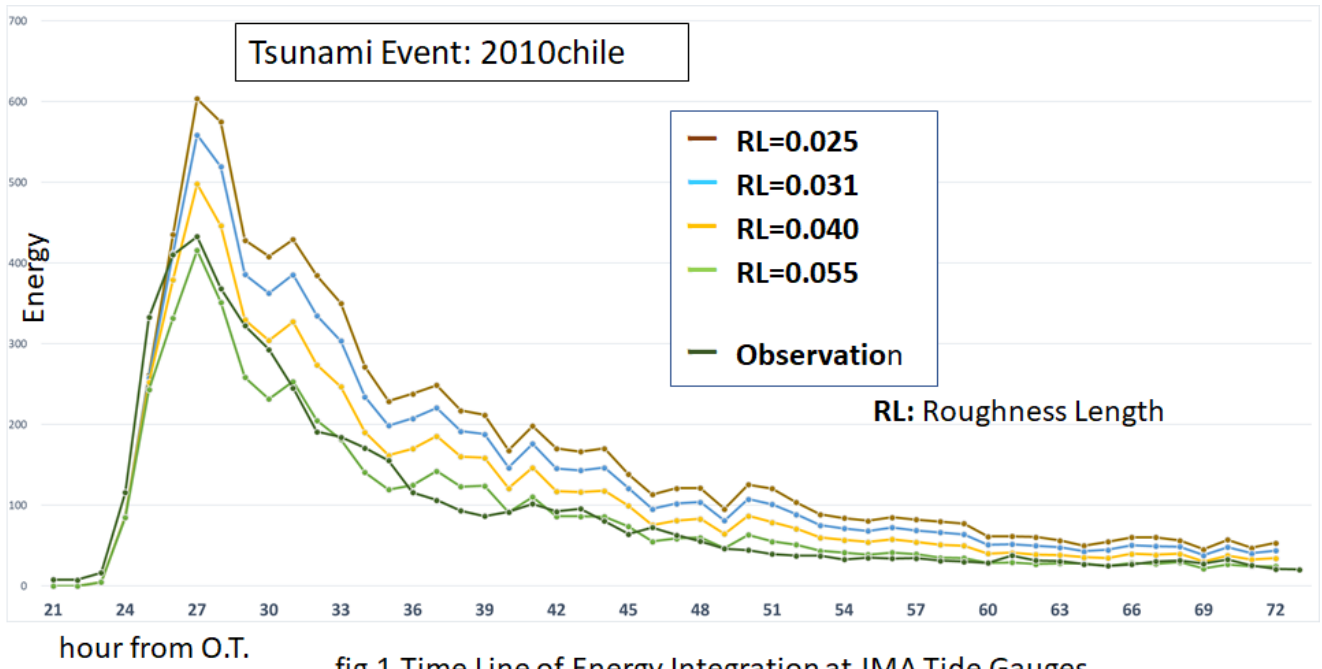


fig.1 Time Line of Energy Integration at JMA Tide Gauges

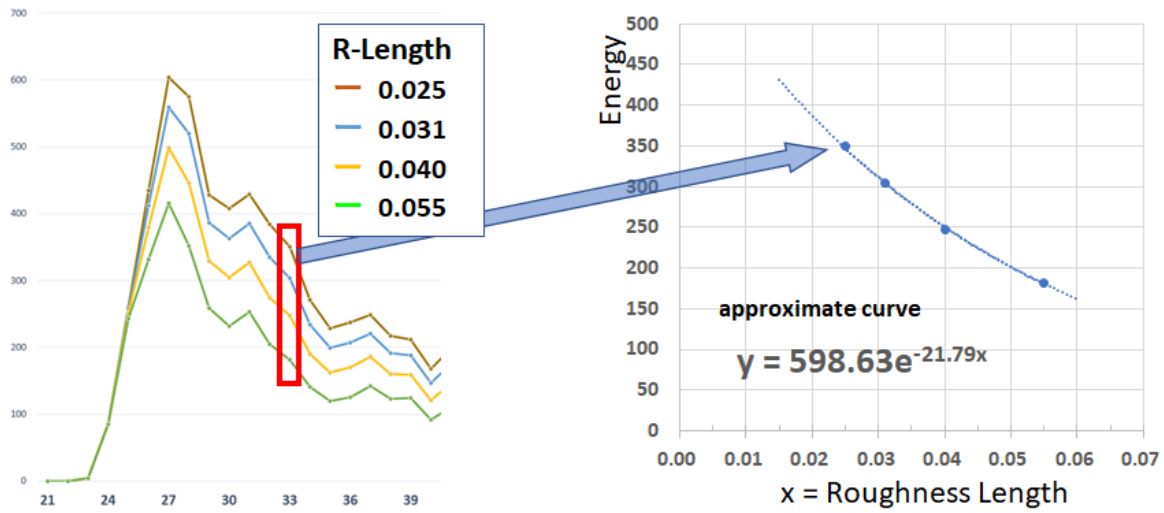


fig.2 Relationship between Energy and Roughness Length

Origin Time of the 1854 Tokai Earthquake Estimated from Distant Tsunami Waveforms

*Satoshi Kusumoto¹, Kentaro Imai¹, Ryoko Obayashi¹, Takane Hori¹, Narumi Takahashi^{2,1}, Yuichiro Tanioka³

1. JAMSTEC, 2. NIED, 3. Hokkaido University

南海トラフ沿いの沈み込み帯では、巨大地震と津波がおおよそ100から200年の間隔で繰り返し発生している。このうち1854年安政東海地震は12月23日午前9時15分頃に発生し、その後およそ30時間後に安政南海地震が発生したことが史料調査から明らかとなっているが、その正確な津波励起時刻については未だ意見が分かっている（例えば、日本地震史料, 1951; 中央防災会議, 2005）。これらの地震によって生じた津波はアメリカ西岸の検潮所で観測されていることが分かっており（例えば、Uno et al., 2018, ACES），本研究では、大森(1913)に記載されたオレゴン州アストリア、カルフォルニア州サンフランシスコ及びサンディエゴの潮位記録をデジタル化し、津波伝播の数値シミュレーションと比較することで安政東海地震の津波励起時刻の推定を試みた。

まず、紙面媒体の潮位記録に対してGolden Software製Digger 4を用いて等間隔で数値化を行った。次にデジタル化した潮汐記録と理論潮汐を比較することで時刻補正を行い、その後0.0005 Hzのハイパスフィルターにより潮汐成分を取り除いた。津波伝播の数値シミュレーションにはJAGURS (Baba et al., 2015) を使用し、非線形長波理論と津波荷重による地球の弾性変形や海水密度効果を考慮した非線形分散波理論に基づいてそれぞれの検潮所で津波波形を計算した。観測津波波形と計算津波波形を比較するにあたって、記録が紙媒体であることや開発初期の潮位計で振幅に対する感度が悪いこと、数値計算には人工構造物を含んだ現在の地形データを使用していることを踏まえて、津波の第一～三波の相互相関係数に基づいて津波初動の到達時刻を推定した。

デジタル化した潮位波形には安政東海地震の津波波形が明瞭に記録されていた。計算波形と観測波形を比較したところ、振幅はどの潮位計でも観測より大きくなった。この原因は数値計算に用いた現在の地形と安政東海津波が来襲した当時の地形が大きく異なることに起因するものと考えられる。本発表では、これらの検潮記録と数値シミュレーションの結果を基に安政東海地震の津波励起時刻について議論する。

謝辞：本研究はJSPS科研費（16H03146），H25-R1年度文部科学省「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」（研究代表者：海洋研究開発機構 金田義行）の一環として行われました。

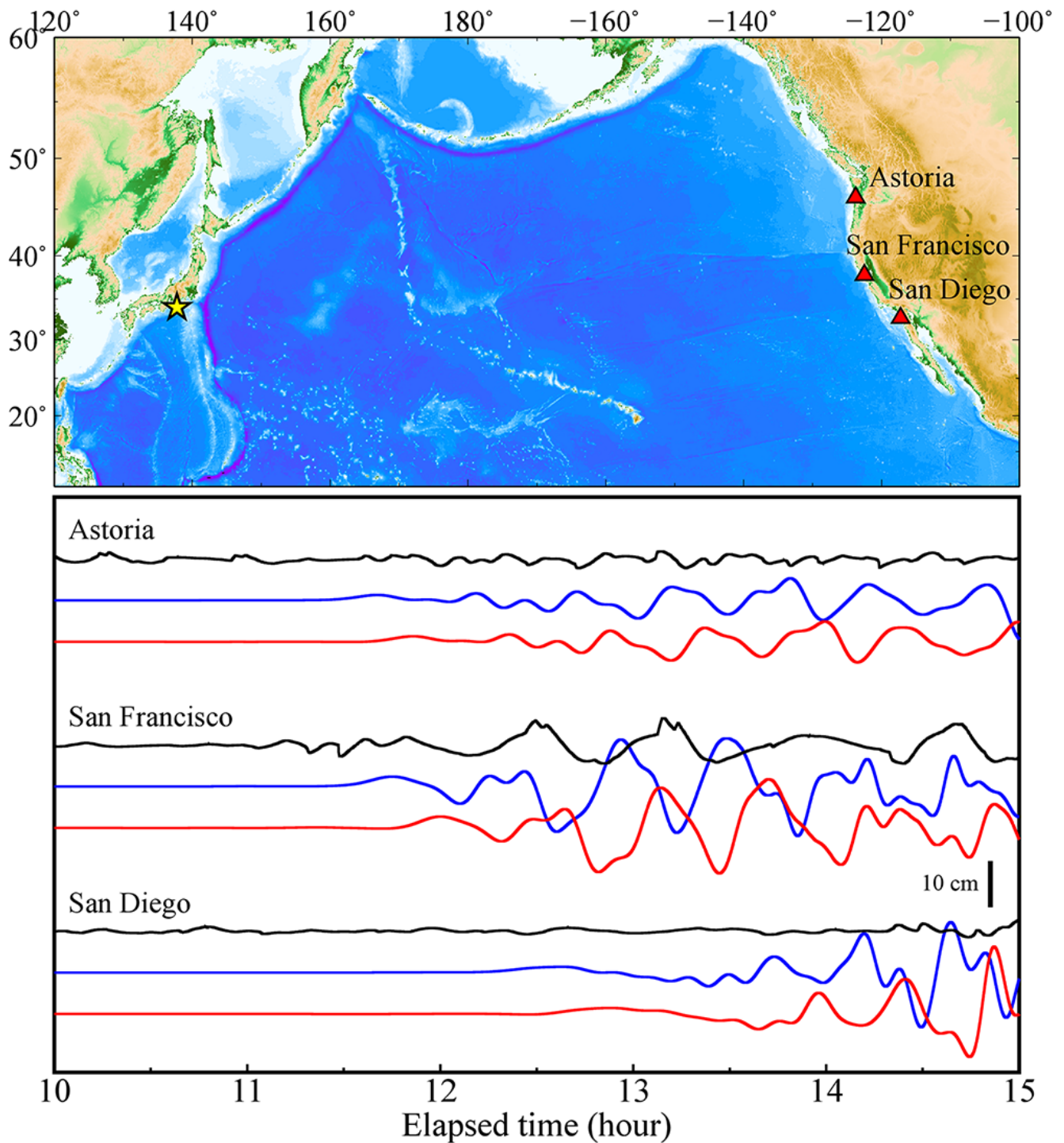


図1. 安政東海地震の観測津波波形(黒線)と計算津波波形(青線:非線形長波, 赤線:非線形分散波)の比較. 数値計算の津波励起時刻は午前9時とした.

An evaluation of tsunami occurrence probability based on tsunami deposit in eastern Hokkaido

*Makoto NEMOTO¹, Takashi YOKOTA²

1. OYO Corporation, 2. Aichi Institute of Technology

津波の想定では、従来から想定断層モデルに基づくシナリオ型のハザード評価が行われてきたが、最近では多数の発生確率を考慮した断層モデルに基づいて確率論的な津波ハザード評価が行われるようになってきている。その一方で、長期間を対象とした確率論的な津波評価結果を観測データと比較することは難しく、その妥当性の評価が課題となっている。本研究では、長期間の津波堆積物データに基づいて、観測データの面から津波発生確率の評価を試みた。

西村・中村（2011）による根室市別当賀の津波堆積物調査では、テフラTa-c以降の2700年間の津波堆積物として、10枚のイベント砂層が見つかった。そのイベント砂層の標高を整理した。津波堆積物標高と津波遡上高の関係は、2011年東北地方太平洋沖地震の観測データに対する検討が仁科ほか（2013）によって行われている。それに対して、本研究では仁科ほか（2013）の観測データに対して津波シミュレーションを併用することで両者の関係をより精度良く調べ、細礫の津波堆積物標高に対して2mを加算した高さを津波遡上高と推定出来ることを示した。その関係を用いて別当賀の津波堆積物に基づく推定津波遡上高の累積頻度分布を整理した上で、阿部（1982）の式を使って遡上高をマグニチュードに変換し、マグニチュードの累積頻度分布を整理した。その際、阿部（1982）の式は海岸における浸水高の予測式であるが、別当賀における津波浸水予測を行い、浸水高と遡上高がほぼ等しいことを確認した。

また、近世以降のデータとして、東北大学「津波痕跡DB」から、根室市別当賀付近に津波をもたらした千島海溝の地震について、別当賀から半径30km以内の最寄り地点の津波痕跡高データを抽出した。抽出した津波痕跡高データの最高値は1973年根室半島沖地震の6.0 mであり、次に高いのは1843年天保根室沖地震の3.0 mである。データが得られている期間が1843年～2018年の175年間であるため、津波堆積物データの2,700年間と合わせるため、累積頻度を15倍（ $2700 \div 175 \approx 15$ ）した。

更に、近代のデータとして、気象庁の一元化震源データ（1923～2017）から、地震本部による千島海溝の評価領域のうち別当賀から半径350km以内のイベントを抽出して、マグニチュードに関する累積頻度分布を調べた。b値は1.05である。一元化震源のデータ期間は、1923年以降の約95年間であるため、津波堆積物データの2,700年間と合わせるため、累積頻度を28倍（ $2700 \div 95 \approx 28$ ）した。

以上のように、約2700年前からの津波堆積物データが得られている北海道東部の根室市別当賀に対して、津波堆積物データ、津波痕跡高データおよび地震活動データに基づいてマグニチュードの累積頻度分布を作成した。その結果、各データの累積頻度分布は概ね一つの線で表すことができ、Mw8.0のイベントの再現期間は50年、Mw9.0のイベントの再現期間は約1,000年から2,000年と評価できる（図1）。また、Utsu（1974）の改良G-R式を適用すると、最大規模のマグニチュードは9.05と推定された。

本研究で得られた実観測データに基づく津波遡上高の確率評価は津波堆積物データが得られている限られた地点でしか行えないものの、国や自治体から公表されるハザード評価結果がその地域の津波履歴の中でどの程度の規模であるのかを相対的に評価することが出来るとともに、今後の確率論的津波ハザード評価の妥当性を検証し、より信頼性の高いハザード評価を行うために必要なデータとなる。同様の検討を別の地域でも実施していくことが期待される。

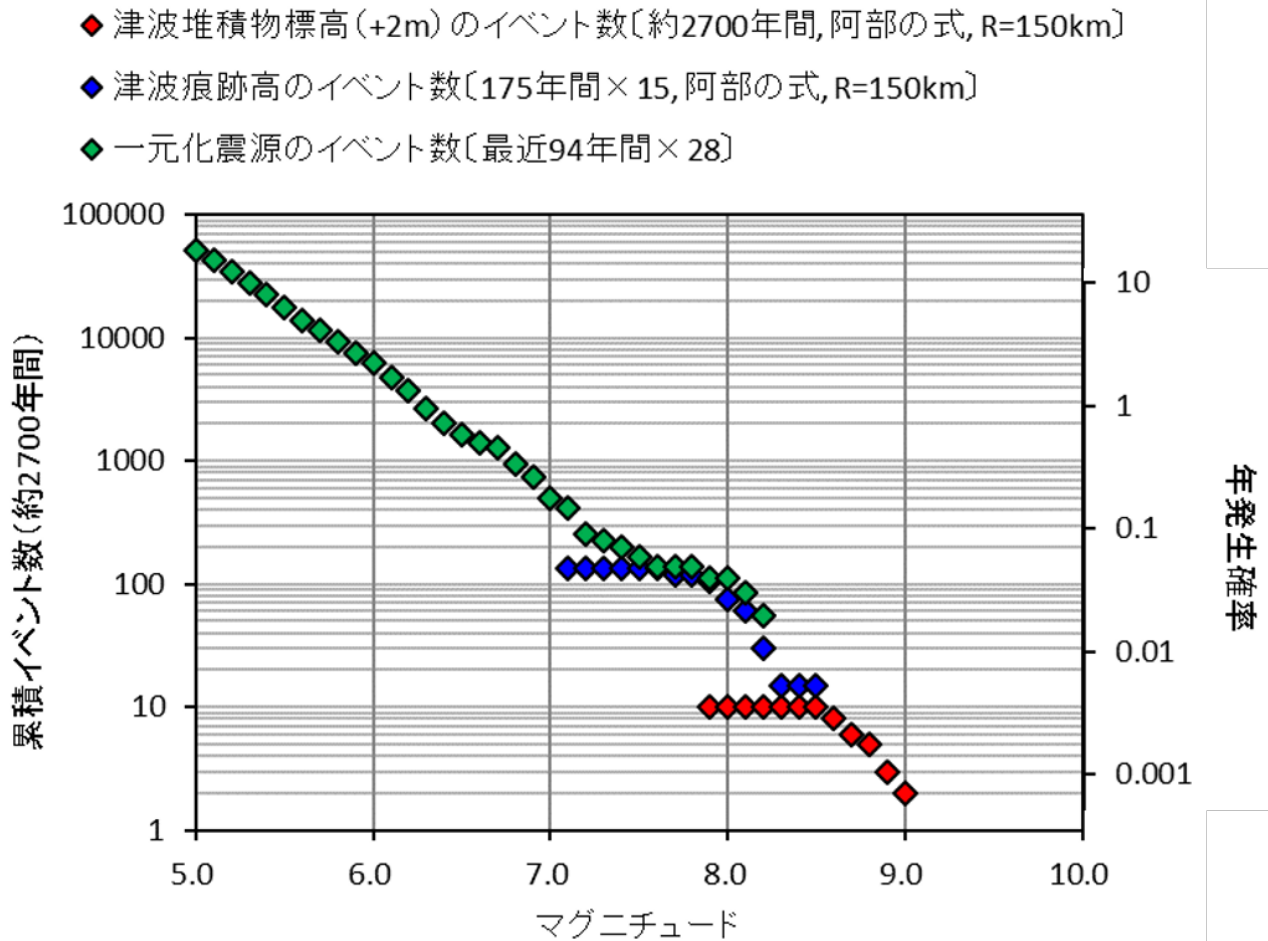


図1 津波堆積物・津波痕跡高・地震活動に基づく別当賀における地震マグニチュードの累積頻度分布.

Room C | Emergency session : S24. Off Yamagata Earthquake of 18 June 2019

📅 Tue. Sep 17, 2019 1:30 PM - 3:00 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 4:30 AM - 6:00 AM UTC | 🏢 ROOM C
Research Bldg No 8 NS Hall

[S24]PM-1

chairperson: Masanao Shinohara (Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Kazuki Miyaoka (Japan Meteorological Agency)

1:30 PM - 1:45 PM JST | 4:30 AM - 4:45 AM UTC

[S24-01] An outline of 2019 Off-Yamagata earthquake

*Kazuki Miyaoka¹, Kiyoshi Takeda¹, Yuzo Ishigaki¹, Koji Nakamura¹, Satoshi Harada¹, Fujio Kusano², Nobuo Harada (1. Japan Meteorological Agency, 2. CeMI)

1:45 PM - 2:00 PM JST | 4:45 AM - 5:00 AM UTC

[S24-02] Spatiotemporal distribution of aftershocks of the 2019 M6.7 Yamagata-ki earthquake

*Keisuke Yoshida¹, Satoshi Hirahara¹, Takashi Nakayama¹, Naoki Uchida¹, Tomomi Okada¹, Toru Matsuzawa¹ (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University)

2:00 PM - 2:15 PM JST | 5:00 AM - 5:15 AM UTC

[S24-03] Yamagata offshore Earthquake in view of Historical Earthquakes and Crustal Movements

*Kazuo Kawauchi¹ (1. NIIGATA UNIVERSITY OF PHARMACY AND APPLIED LIFE SCIENCES)

2:15 PM - 2:30 PM JST | 5:15 AM - 5:30 AM UTC

[S24-04] Onshore temporal aftershock observation for the 2019 Yamagata-Oki earthquake

*Tomomi Okada¹, Shin'ichi Sakai², Keisuke Yoshida¹, Naoki Uchida¹, Takashi Nakayama¹, Satoshi Hirahara¹, Toru Matsuzawa¹, Ryota Hino¹, Masanao Shinohara², Richard Sibson³ (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3. University of Otago)

2:30 PM - 2:45 PM JST | 5:30 AM - 5:45 AM UTC

[S24-05] Aftershock observation of the 2019 Off-Yamagata Earthquake using anchored buoy ocean bottom seismometers

*Masanao Shinohara¹, Shin'ichi Sakai¹, Takeshi Akuhara¹, Kimihiro Mochizuki¹, Ryota Hino², Yusuke Yamashita³, Hiroshi Sato¹ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research Center for Prediction of Earthquake and Volcanic Eruption, Tohoku University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

2:45 PM - 3:00 PM JST | 5:45 AM - 6:00 AM UTC

[S24-06] Active period of eastern margin of the Japan Sea

*Yuzo Ishikawa¹ (1. Geological Survey of Japan)

An outline of 2019 Off-Yamagata earthquake

*Kazuki Miyaoka¹, Kiyoshi Takeda¹, Yuzo Ishigaki¹, Koji Nakamura¹, Satoshi Harada¹, Fujio Kusano², Nobuo Harada

1. Japan Meteorological Agency, 2. CeMI

2019年6月18日22時22分に、山形県沖の深さ14kmでMj6.7の地震が発生した。震央は山形県・新潟県境の沖合約10kmで、新潟県村上市で震度6強、山形県鶴岡市で震度6弱を観測した。またこの地震により鶴岡市鼠ヶ関で11cmなど、秋田県、山形県、新潟県、石川県で津波を観測した。発震機構は西北西-東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型であった。

その後の地震活動域は概ね北東-南西方向の長さ20km程度の領域で、活動は本震-余震型で推移している。最大Mj4.3を含め、Mj4.0以上の余震が7月15日までに5回発生している。ただし、陸域および沿岸域で発生した同程度の地震の余震活動としては比較的低調である。

日本海の東縁では平成5年(1993年)北海道南西沖地震、昭和58年(1983年)日本海中部地震、1964年の新潟地震(以下、新潟地震)、平成16年(2004年)新潟県中越地震(以下、中越沖地震)など、規模の大きな地震が発生している。これらの地震はそれぞれ、東西もしくは北西-南東方向の圧縮による逆断層型であるが、その断層面の傾斜方向は一様でないばかりか、余震分布などから複数の断層面が推定されるなど、複雑な構造で発生した地震であることが指摘されている。上記を踏まえ、ここでは Double Difference法(以下、DD法)を用いた詳細な余震分布による断層面推定および新潟地震との位置関係等についての考察をおこなった。

Fig.1には波形相関を併用したDD法による震央分布図とその全体および領域毎の断面図を示した。本震は南東側の最も深い場所に位置しており、また本震の周辺では余震が少ない様子が見られる。余震は全体的には低角で南東側に傾斜する面に分布しており、発震機構の2枚の節面のうち、南東傾斜の低角な節面と調和的である。領域毎の分布を見た場合、本震を含む大半の部分では南東傾斜であるものの、南西端の領域ではこれとは異なる北西側に傾斜する余震の分布が見られており、中越沖地震などと同様に、複数の断層面の存在が示唆される。

Fig.2には今回の地震活動と新潟地震の余震分布(草野・浜田, 1991)との位置関係を示した。今回の活動域は新潟地震の活動域に隣接しており、新潟地震の余震がほとんど発生していない場所で今回の活動が発生したことがわかる。新潟地震の断層面については西傾斜、東傾斜などいくつかのモデルが提案されているが、その中で草野・浜田(1991)は余震分布から、高角の西傾斜(N70°W)の面で発生したことを指摘している。Fig.1に見るように新潟地震の余震活動の活発な部分に接している今回の地震活動の南西部分が北西傾斜の面に分布していることは、草野・浜田(1991)の指摘を支持しているものと考えられる。

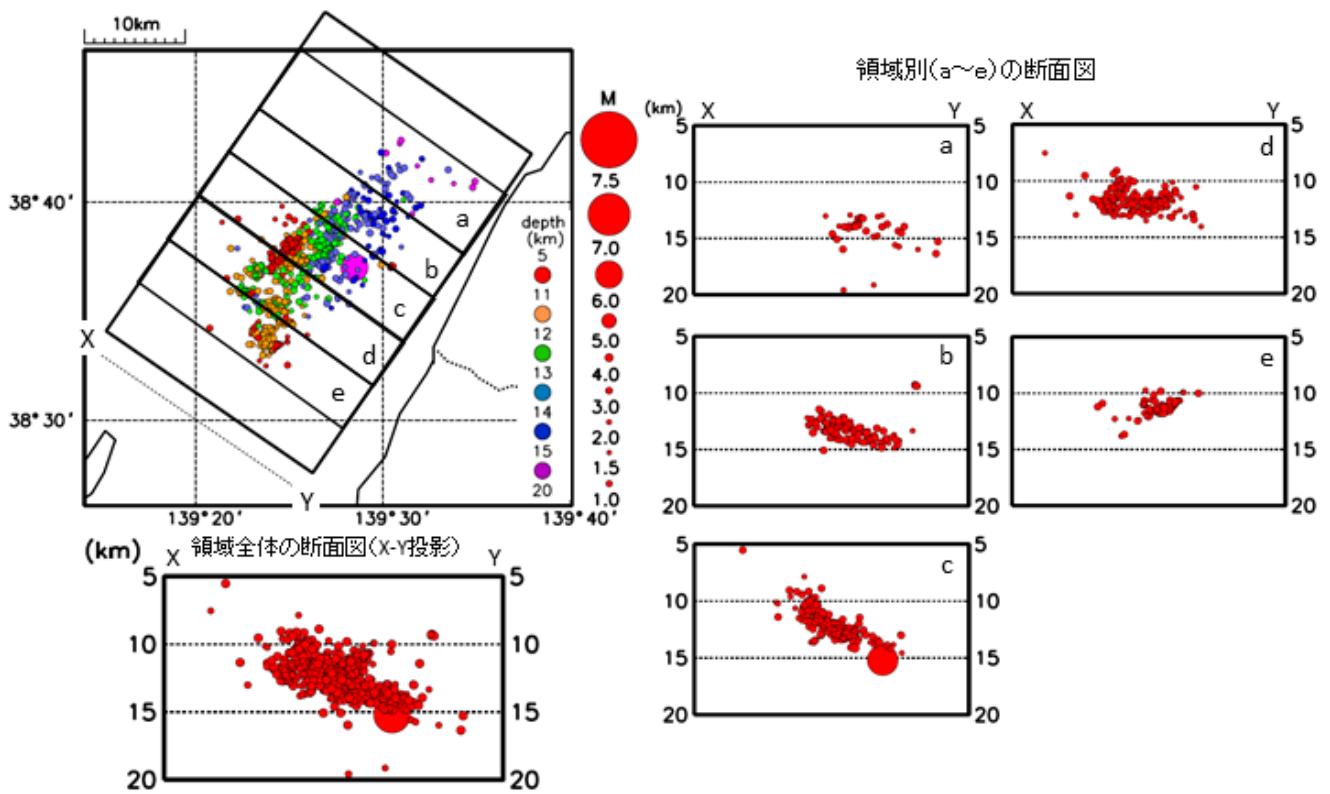


Fig.1 DD法による今回の地震活動の震央分布図および断面図

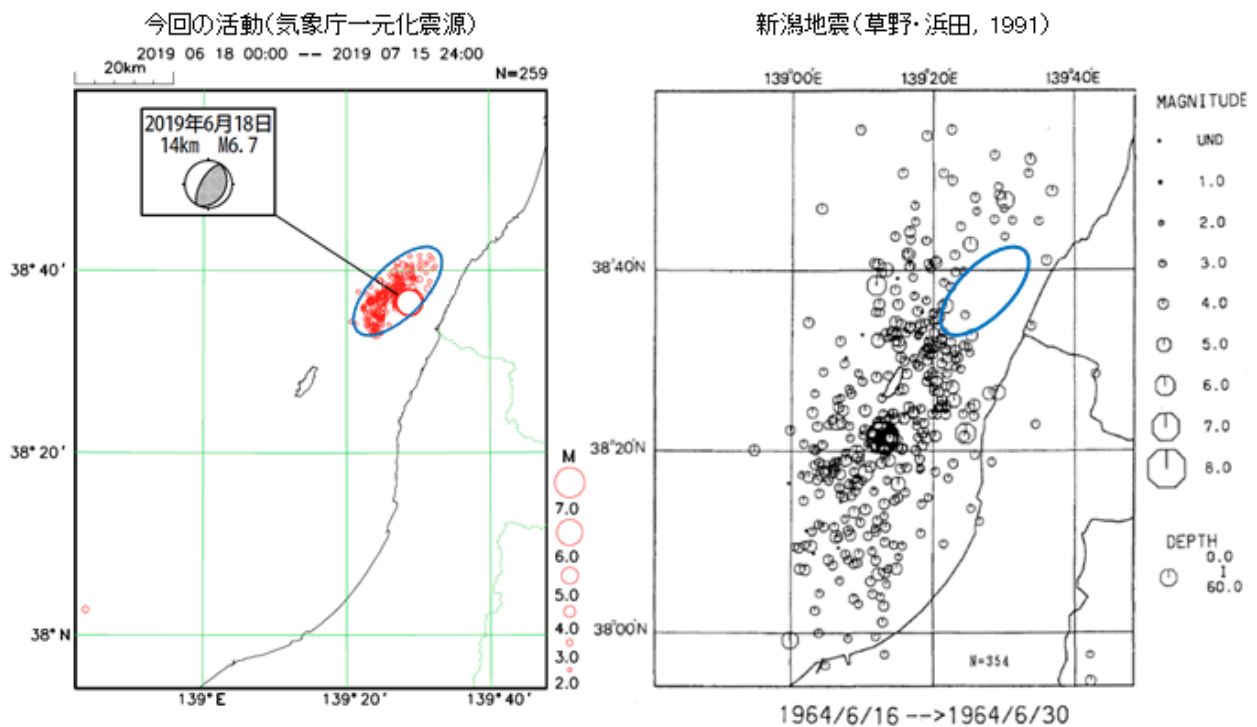


Fig.2 今回の地震活動と新潟地震の余震分布比較

Spatiotemporal distribution of aftershocks of the 2019 M6.7 Yamagata-ki earthquake

*Keisuke Yoshida¹, Satoshi Hirahara¹, Takashi Nakayama¹, Naoki Uchida¹, Tomomi Okada¹, Toru Matsuzawa¹

1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University

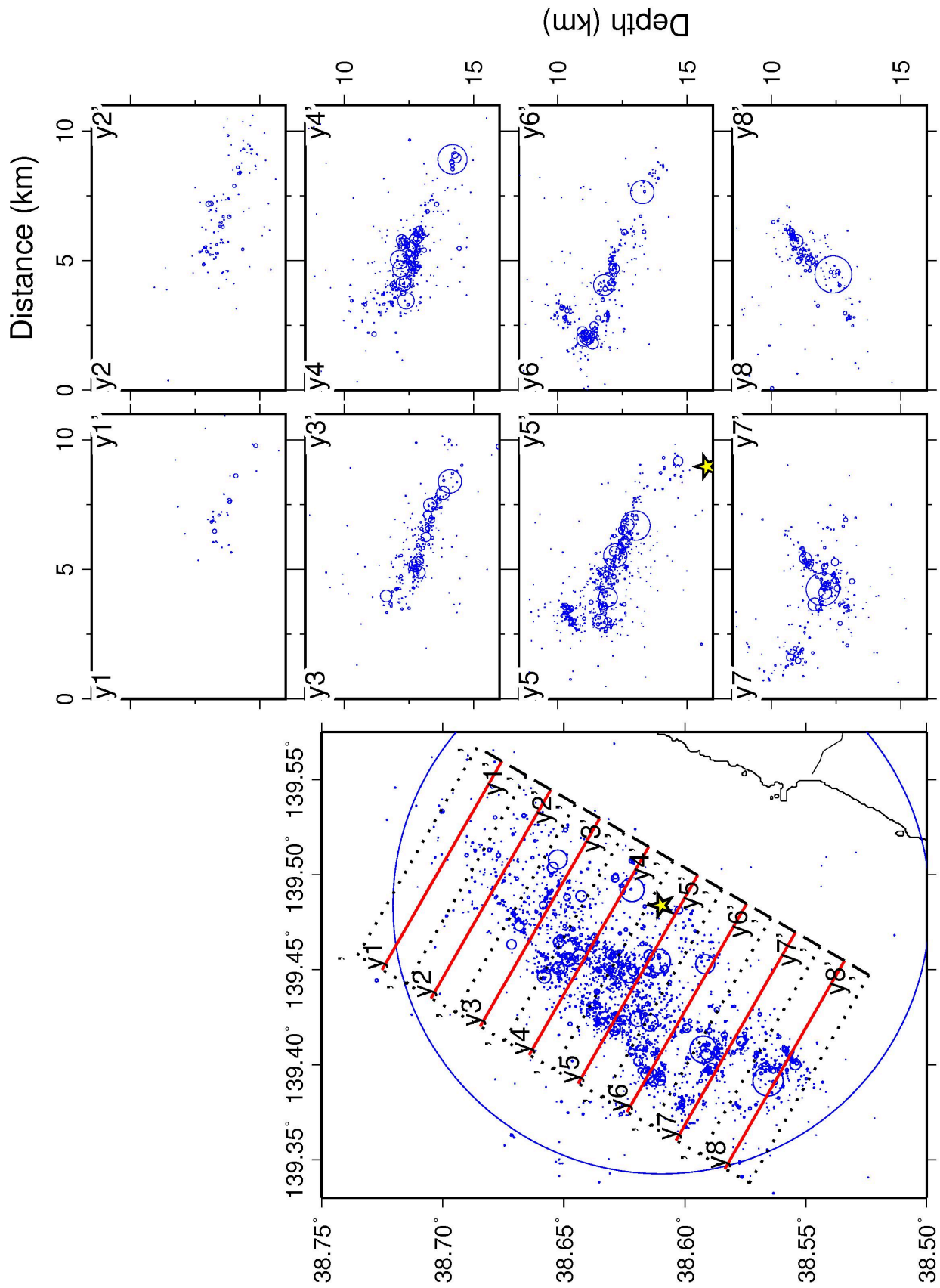
東北日本では2011年東北沖地震の発生により東西圧縮応力が減少したにも拘わらず、多数の誘発地震活動が生じた。それらの余震活動の多くは特異な共通点を持つ次の2つに大別することができる (Yoshida et al., 2018): (1) 東西圧縮とは顕著に異なるメカニズム解を持つ活動。それらのメカニズム解の主方向は、2011年東北沖地震時の応力変化の主方向とよく一致する。例えば、秋田県中南部や、福島-茨城県境で生じた地震活動。(2) 東西圧縮と調和的なメカニズム解を持ち、震源が深部から浅部へと migrationする群発地震活動。例えば、山形-福島県境や仙台大倉、山形月山周辺で生じた群発地震活動。Yoshida et al. (2018) は、(1)のタイプの誘発地震活動が応力の空間不均質に起因する局所的な応力増加を主要因とし、(2)のタイプの誘発地震活動は地震後の流体圧増加に伴う強度低下を主要因とすると考えることにより、その多くの特徴を理解できることを示した。

2019年山形沖で発生した M6.7の地震は、およそ東西方向に P軸を持つ逆断層型のメカニズム解を持つ。この地震が、前述した(2)のタイプに属するのか、あるいは異なる要因により引き起こされたのかは自明ではない。本研究では、2019年山形沖の M6.7の地震の発生機構について理解の深める目的で、余震の詳細な震源分布を調べているので、その結果について報告する。

震源の再決定は、波形相関により得られた時間差データを、一元化震源記載のP, S波到達時刻データに加えて Double-Difference法 (Waldhauser & Ellsworth, 2002)を適用することにより行った。最初に、震央距離 3 km以内の地震間で、カタログ記載あるいは計算したP波とS波到達時刻の0.1s前から始まるそれぞれ 2.5s, 4.0sの長さのwindowを用いて、相互相関関数を計算し、それが最大になる時の値と時間差を求めた。読み取り誤差の影響を取り除くために、イタレーションの後半では、波形相関により得られた時間差データに高い重みを掛けて震源位置を推定した。イタレーションの過程で、波形相関により得られた走時差残差は 120msecから20 msec程度まで減少した。

震源再決定の結果(図1)、震源の分布は、cloud状から数枚のsharpな面状構造へと大きく変化した。主要な面構造は東傾斜であるものの、南部には西傾斜するものも見られる。本震震源は、東傾斜する面構造の下端周辺に位置する。その周囲には余震の空白域が見られ、本震時の大すべり域を反映しているかもしれない。そのサイズは、応力降下量 3MPaを仮定した際に予想される断層サイズに比べて非常に小さい。

本震直後の余震からは、時間とともに移動していく傾向が見られ、余効すべりや間隙水圧の拡散を反映している可能性が挙げられる。震源の移動は深さ方向に最も顕著であり、(2)のタイプに見られる特徴と類似する。このことは、今回の地震が、深部からの流体移動による断層強度低下により発生したことを示唆するのかもしれない。東北沖地震後の粘弾性緩和の影響 (Hu et al., 2016)や深部でのクリープに伴う応力増加による影響 (Meneses-Gutierrez & Sagiya, 2016), 今回の地震が1964年新潟県沖地震の余震であるなどの可能性も含めより詳細に検討する必要があるだろう。



Yamagata offshore Earthquake in view of Historical Earthquakes and Crustal Movements

*Kazuo Kawauchi¹

1. NIIGATA UNIVERSITY OF PHARMACY AND APPLIED LIFE SCIENCES

2019年6月18日山形県沖地震(M6.7)は、1964年新潟地震(M7.5)を含むM7-8級の歴史地震が繰り返されてきた領域内で発生した。この領域は佐渡島と新潟山形県境の中間に位置する新潟県粟島周辺の海域で、日本海東縁変動帯の南端部に位置する。1833年庄内沖地震は、これまでの研究で新潟地震の震源域の北半分を共有して酒田沖に達すると考えられている。1762年佐渡沖地震はImamura(1947)以来小佐渡南東方の越佐海峡の地震とされていた。これを羽鳥(1990)が大佐渡北方沖、さらに河内(2000)がそれまで引用されていた地名の取り違えを指摘して、大佐渡「北東」沖の粟島付近と修正した。河内(2000)に従えばこの領域のM7前後を含めた繰り返しの数は4つとなる。

1964年新潟地震の震源域は、余震分布から粟島を中心とした北北東-南南西走向の長円の形状と推定され、この南端は信濃川河口に達している(図1)。越後平野はここからさらに南南西方向に調和的に延びる構造平野で、東西の周縁には平野の方向と直交する西北西-東南東方向からの圧縮応力で形成された「褶曲丘陵」や「逆断層地塊」が平野と並列している。平野中央部を流れる信濃川、上流の千曲川さらに長野盆地から支流犀川の流路は、この褶曲軸や断層線の屈曲に支配されて松本盆地に至っている。越後平野中央部の歴史地震では、1828年三条地震が知られており、河内・大木(1996)はこの地震の北半分が重なる1670年西蒲原地震(四万石地震)の存在を指摘した(図1)。2004年中越地震、2007年中越沖地震、2011年長野県北部地震はさらに南方ないし南西方で発生した。5つとも広義の「信濃川=越後平野」の地震である。けだし、大森(1921)の「信濃川流域地震帯」は的を射た命名と言える。近時の活動を中部地方全体に敷衍してみると、信越地方から北陸、近畿地方へ延びる活動帯を見出すことができる。

檀原(1973)の新潟地震の水準変動は主に地震の前兆的地殻変動に注目したものであるが、これは見方を変えると震源域に近い地塊全体が地震時に沈降しながら西へ傾動したことを示している[河内・大木(1997)]。粟島が同じく西へ傾動しながら隆起したことを考えれば、粟島の東方に断層線のある西傾斜の逆断層(西側の地塊が東側の地塊にのし上がった断層)が震源断層であることは明らかである。これは今回の地震の地理院による地殻変動の速報や気象庁の発震機構解とも、また2004年・2007年・2011年の地震のそれとも調和的である。

歴史地震や近時の被害地震の活動履歴および地殻変動の特徴から考えて、日本海東縁変動帯は佐渡沖から糸魚川-静岡構造線へ達するようにはみえない。むしろ今回の地震の震源域を含むの粟島周辺地域からストレートに越後平野、信越褶曲帯へと延びている。そしてそれは西傾斜の逆断層が卓越した衝突境界の性質を持っており、「新潟-神戸歪み集中帯」に連続することを示唆している。

[引用文献]

檀原(1973), 新潟地震前・時・後の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 9, 93-96.

羽鳥(1990), 宝暦12年(1762年)・享和2年(1802年)佐渡地震の規模と津波, 歴史地震, 6, 1-7.

Imamura(1947), Seismic Activity on Both Sides of Fossa magna, Proc.Imp.Acad., 22, 314-317.

河内・大木(1996), 1670年西蒲原地震(M6 3/4)の震央の再検討, 地震2, 49, 337-346.

河内・大木(1997), 1964年新潟地震による地塊の傾動と信濃川地震帯のテクトニクス, 地震2, 50, 303-314.

河内(2000), 宝暦佐渡沖地震(1762年, M7.0)の震央の再検討, 歴史地震, 16, 107-112.

大森(1921), 大正7年信州大町地方激震調査報告, 震災予防調査会報告第94号, 震災予防調査会, 16-69.

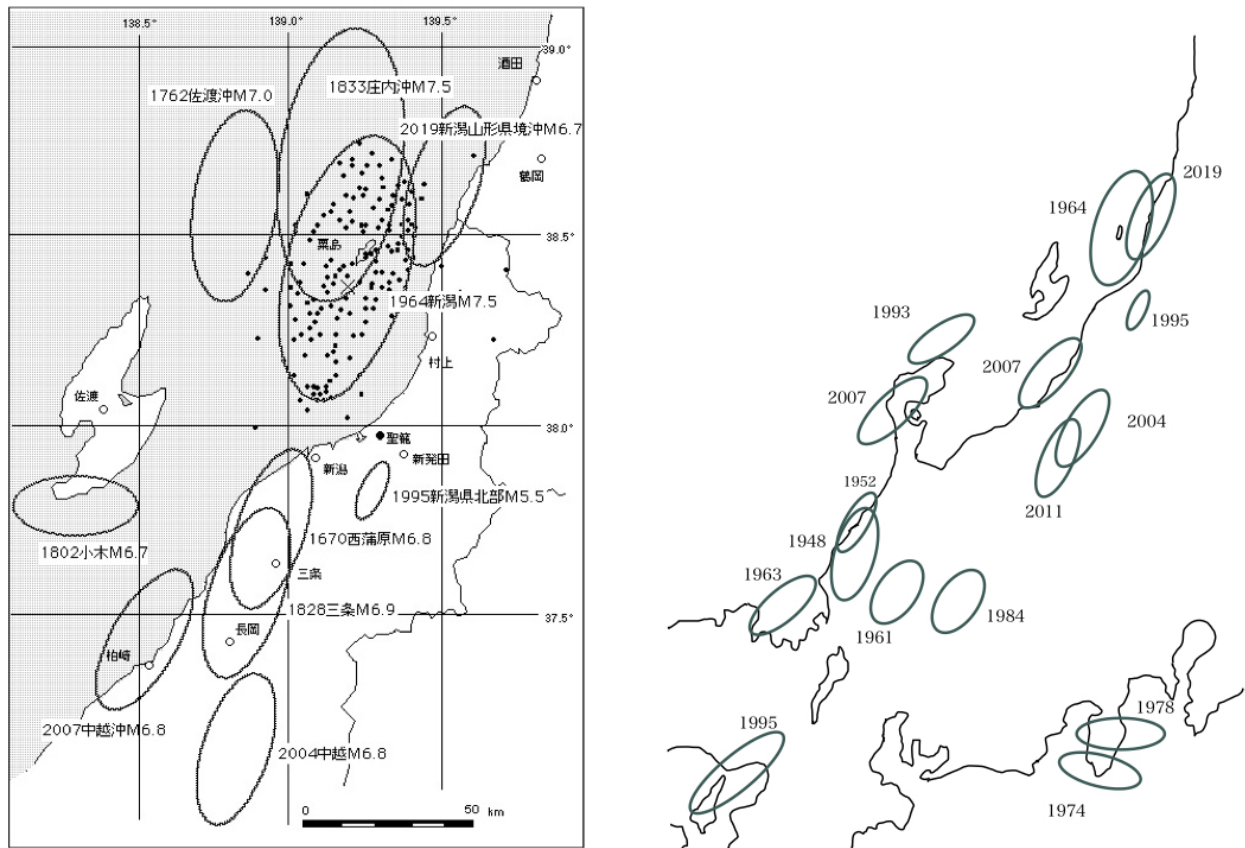


図1 新潟県中・北部の過去400年間（左 $M > 6.7$ ）、中部地方の過去71年間（右 $M > 6.5$ ）の被害地震。震源域の広がりの意味を示すため、1964年新潟地震の余震分布（気象庁による）を左図に示した。1995年新潟県北部地震は参考のため掲載。

Onshore temporal aftershock observation for the 2019 Yamagata-Oki earthquake

*Tomomi Okada¹, Shin'ichi Sakai², Keisuke Yoshida¹, Naoki Uchida¹, Takashi Nakayama¹, Satoshi Hirahara¹, Toru Matsuzawa¹, Ryota Hino¹, Masanao Shinohara², Richard Sibson³

1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3. University of Otago

1. はじめに

2019年6月18日22時22分に、山形県沖においてM6.7の地震が発生した。本震のメカニズム解（気象庁および防災科研）は、P軸が東南東-西北西方向を向く逆断層型の解であり、東傾斜の節面の傾斜は約30°、西傾斜の節面の傾斜は約60°である。

この地震の余震分布を得る際には震源域近傍での高密度観測を行なうと共に3次元速度構造を用いることで精度を上げることができると期待される。また、震源域周辺の地震波速度構造は、この地震の発生機構を知る上で重要な情報となる。東北大学と東大地震研究所は本震発生後震源域近傍において臨時地震観測を行なった。本研究では、臨時地震観測データを用いて得られた余震分布や地震波速度構造について報告する。

2. データ・方法

陸上の臨時地震観測は本震発生後約2日後から開始した。観測はオンライン観測点（東大地震研：4点、東北大：2点）とオフライン観測点（東北大：3点）から構成され、およそ余震域に沿った海岸線沿いに設置した。得られた波形データを定常観測によるデータと合わせて解析に用いた。震源決定は、Okada et al. (2015)の地震波速度構造を初期構造とし、Double-Differenceトモグラフィ法により行なった。

3. 結果

定常観測点を用いた余震の震源決定（吉田・他、本学会）同様、余震分布は主に東にゆるやかに傾斜した分布として得られた。従って、本震のメカニズム解の2つの節面のうち、東に傾斜した節面が断層面に対応すると考えられる。本震は東に傾斜した余震の並びに最深部に位置している。この東に傾斜した余震分布の浅部延長は粟島隆起帯の西端付近に対応するよう見える。一方、震源域（余震域）南部では、余震分布はやや複雑であり、西にやや高角で傾斜していると見られる余震分布も得られた。この西傾斜の余震の並びは、本震のメカニズム解の2つの節面のうち、西に傾斜した節面に対応していると考えられる。

4. 議論

2011年東北沖地震発生後に東北地方などのいくつかの領域で東北沖地震により誘発されたと考えられる地震が発生している（Okada et al., 2011, 2015, Yoshida et al., 2018 など）。それらの地震に対するクーロン応力変化は正であり、東北沖地震による応力変化の正の影響を受けていると考えられる。一方、山形県沖地震の2つの節面での東北沖地震によるクーロン応力変化はどちらも負であった。Uchida et al. (2018) は、今回の地震の震源域を含む領域において東北沖地震後の地震活動の低下を指摘しており、山形県沖地震に対する負のクーロン応力変化と整合しているように考えられる。ただし、東北沖地震の地震後変動や南に隣接する1964年新潟地震の影響も考慮する必要がある。一方、2011年東北沖地震発生後の誘発地震群については、震源域の時間拡大などから間隙流体圧の上昇も原因として考えられている。既往研究および本研究による地震波速度トモグラフィの結果から山形県沖地震の震源域の深部において低Vp・低Vs・高Vp/Vsの領域が確認できる

ことから、山形県沖地震の発生原因として流体の関与も考えられる。

On June 22 (JST), a M6.7 earthquake occurred off Yamagata Prefecture in NE Japan. This Yamagata-Oki earthquake is located within the East Margin of the Japan Sea (EMJS) strain/deformation concentration zone.

To obtain more reliable aftershock distribution of the 2019 Yamagata-Oki earthquake, we deployed temporal seismic stations. It began about two days after the earthquake. We used the double-difference tomography method (Zhang and Thurber, 2003, 2006) for relocation. Initial velocity structure is from Okada et al. (2015).

We can see major eastward-dipping alignment with a dip angle of 30 degrees. In southern area of aftershock area, aftershock distribution seems to be complex and we can see westward-dipping alignment with a dip angle of about 60 degrees.

Focal mechanism of the 2009 Yamagata-Oki earthquake is reverse-type with P-axis oriented NNW-SSE (e.g., F-net, NIED; JMA). One of nodal planes is eastward dipping with a dip angle of about 30 degrees, and another is westward dipping with a dip angle of 60 degrees. These nodal planes of focal mechanism seem to correspond well with the aftershock distribution.

Aftershock observation of the 2019 Off-Yamagata Earthquake using anchored buoy ocean bottom seismometers

*Masanao Shinohara¹, Shin'ichi Sakai¹, Takeshi Akuhara¹, Kimihiro Mochizuki¹, Ryota Hino², Yusuke Yamashita³, Hiroshi Sato¹

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research Center for Prediction of Earthquake and Volcanic Eruption, Tohoku University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

1. はじめに

2019年6月18日22時22分頃、山形県酒田市沖の深さ約14kmを震源とするMj6.7の地震が発生した。この地震により、新潟県村上市で震度6強を観測し、山形県、新潟県、石川県に津波注意報が出され、被害が発生した。発震機構は西北西一東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で、いわゆる内陸地震と考えられている。日本海東縁部にはひずみ集中帯と呼ばれる活構造が存在しており、今回の地震はこの構造の一部が関係していることが推定されている。今回の地震の震源域は、陸域既設地震観測網の近傍であるが、震源域は海域となっている。そのために、精密な余震分布を求めるためには、震源域直上における海底地震計による観測が必要不可欠である。そこで、今回の地震活動とその地震発生場の特徴を正確に把握するために、震源域直上において、海底地震計を用いた臨時観測および震源域近傍の海岸線付近において臨時テレメータ観測を実施することとした。しかしながら、震源域直上の海底は水深100mより浅く、水産活動等が活発な海域となっており、通常海底観測に用いられる自由落下自己浮上式海底地震計による海底観測が難しい。今回、海域部については浅海であることを利用し、簡便な係留ブイ方式による海底地震計による観測を実施した。

2. 観測

今回使用した海底観測装置は、米国Geospace社のOcean Bottom Recorder (OBX-750) である。この観測装置は、固有周波数15Hz 3成分速度型地震計(GS-ONE OMNI)とハイドロフォンを搭載して、750mまでの水深で独立した観測が可能である。搭載している地震計は置かれている姿勢に関係なく計測可能であるために、レベルング装置を搭載していない。地震計の姿勢を知るために、2軸の傾斜計と方位計が付加されている。ハイドロフォンは10Hz以上の周波数について、平坦な特性となっている。地震計およびハイドロフォンからの信号は24bit-A/Dされ、メモリーに連続収録される。内蔵電池により約30日間の連続観測が可能である。大きさは、52 x 21 x 11cmであり、重量は空中約11kg、水中約4kgの小型な装置である。刻時については、OVCXO (恒温電圧制御水晶発振子) を用いている。設置については係留ブイ式とした。ブイが海上にあることにより、海底に設置物があることを周知する。係留システムは、まず、ロープ先端に安定のための錘(重量2kg程度)をつけ、約1.5m離して、OBXを取り付ける。その先に2m間隔に、船止め用のアンカー(重さ8kg程度)を2個取り付け、海底部とする。船止め用アンカーを用いることにより、風や波浪による位置の移動を防止することができる。その後約175mのロープ末端に、ロープ沈降用の錘(重量2kg程度)を付け、さらに20mのロープを介して、ブイを取り付けた。この浅海用係留ブイ方式海底地震計3台を、5kmおよび8.5km程度の間隔で震源域直上に設置した。水深は70mから80mである。余震観測であること、設置水深が100m以下と浅いことを考慮し、OBXのアナログ部の増幅度は下げ、500Hzのサンプリング周波数にて収録を行った。7月5日に設置を実施し、回収は7月13日に行った。回収前日の12日に係留ブイ方式海底地震計1台のブイが流失していることが確認され、12日及び13日に回収作業及び搜索作業を行ったが、残念ながら現時点では回収されていない。2台の海底地震計は13日に回収され、良好なデータが収録されている。一方、陸上テレメータ臨時観測には、固有周期1秒の3成分速度型地震計を用いた。震源域の海岸付近において、海底臨時観測と観測期間が重なるように観測を実施し、こちらも良好なデータが得られた。今後は、海底地震計による臨時観測点と震源域の海岸付近に設置した臨時観測点を含む陸域観測点からのデータを併せて、精度のよい震源分布を求める予定である。

Active period of eastern margin of the Japan Sea

*Yuzo Ishikawa¹

1. Geological Survey of Japan

今年6月18日に山形県沖でM6.7の地震が発生した。この場所は、石川(1994)が地震空白域と指摘していた秋田沖沿岸の「A」領域の南に隣接した位置であった。日本海東縁変動帯でのM6を越える地震は、2014年11月22日M6.7長野県北部の地震以来であった。この地震は、北部フォッサマグナで発生しており、日本海東縁変動帯には含まれない場合もある。純粋な意味での日本海東縁変動帯では、3-11地震直後に起きた長野・新潟県境の地震M6.7と秋田・青森県境起きの地震M6.4以来である。

日本海東縁では、1939年男鹿地震M6.8,M6.7の発生以来地震活動期に入っていると指摘してきた(石川,1994)。ただ、日本海東縁での地震発生の繰り返しは、南海トラフや日本海溝・千島海溝のような巨大地震の繰り返し発生のパターンとは全く異なっている。これは、日本海東縁では両側のプレートの相対速度が遅いため、地震発生の繰り返し間隔が長いためと思われる。そのため過去の地震活動資料から同じ震源域での繰り返し発生した事例はほとんど知られていない。

地震の繰り返し発生のパターンは明らかでは無いが、活動期と静穏期が繰り返していることは指摘されている。それぞれの期間は明確では無いが、前回の活動期が1741年に始まり1833年庄内地震で終わっていると考えられるので、92年間となる。今回の活動期が1939年に始まっているので、もし同じ期間続くのであれば、地震空白域もいくつか存在するのでまだしばらく警戒する必要がある。

参考文献

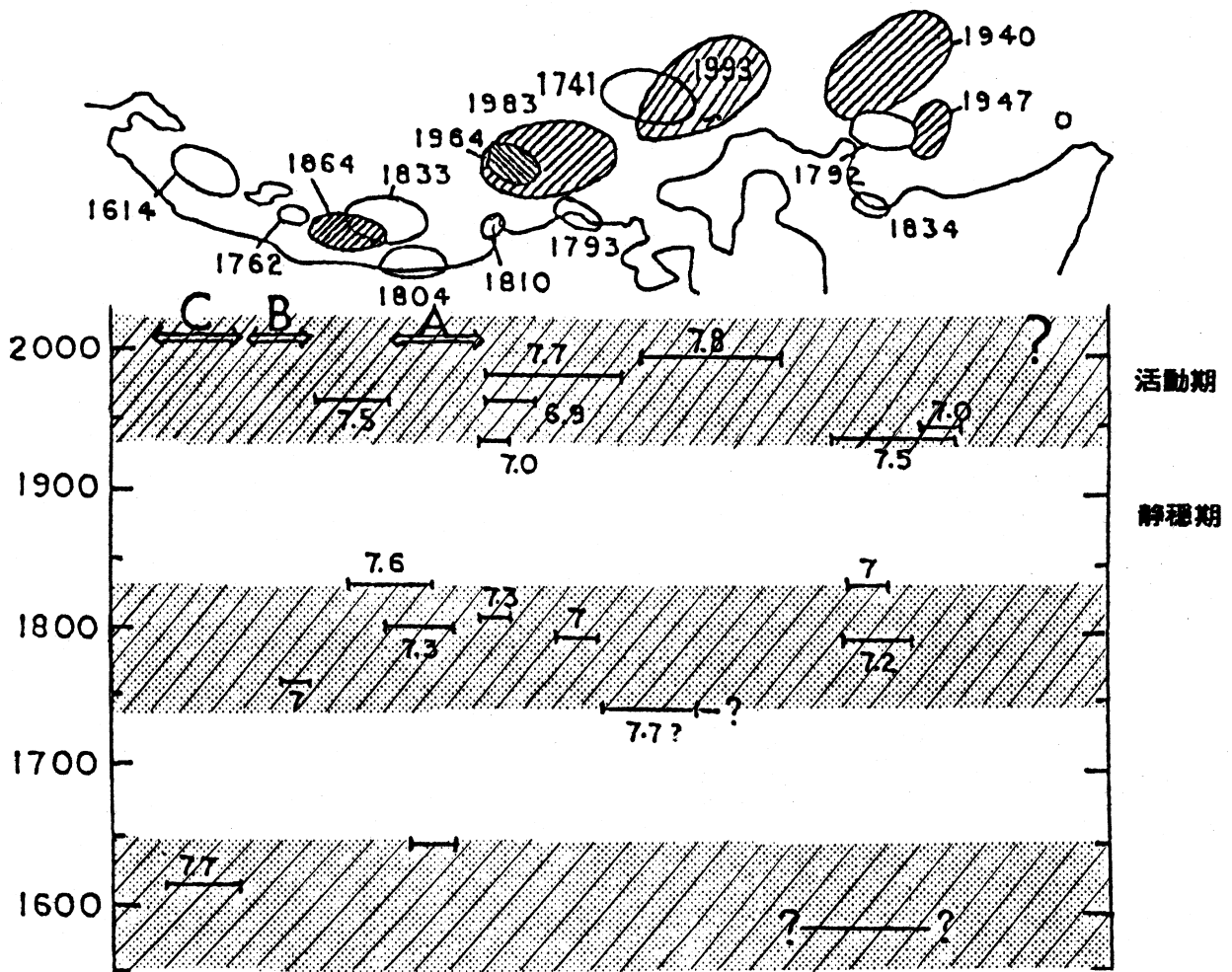
石川有三,1994,残された空白域,月刊「海洋」1994,号外7,102-107.

羽鳥徳太郎,1994,北海道南西沖地震津波と空白域,月刊「海洋」,号外7,211-218.

図の説明：日本海東縁の地震活動が活動期（斜線域）と静穏期（白色域）が繰り返している（石川,1994の図に加筆）。

上の地図は、過去に起きた地震の津波発生域（羽鳥,1994による）。

下図は、時空間図で水平位置は上図の地図にほぼ対応している。縦軸は、下端が西暦1550年で上に来るほど現代に近い。横棒線は、過去に起きた地震の震源域を起きた年代に対応して書いてある。その横の数値はその地震のマグニチュード。



Room C | Emergency session : S24. Off Yamagata Earthquake of 18 June 2019

📅 Tue. Sep 17, 2019 3:15 PM - 4:30 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 6:15 AM - 7:30 AM UTC | 🏢 ROOM C
Research Bldg No 8 NS Hall

[S24]PM-2

chairperson: Naoki Uchida (Graduate School of Science Tohoku University), Hiroshi Sato (Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Atsushi Nozu (Port and Airport Research Institute)

3:15 PM - 3:30 PM JST | 6:15 AM - 6:30 AM UTC

[S24-07] Characterization of the crustal structure in the epicentral area of the 2019 Off-Yamagata prefecture earthquake, northern Honshu, Japan

*Hiroshi Sato¹, Tatsuya Ishiyama¹, Masanao Shinohara¹, Shin'ichi Sakai¹, Akinori Hashima¹, Tetsuo No², Shuichi Kodaira², Takeshi Sato³, Makoto Matsubara⁴ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. JAMSTEC, 3. Sapporo Regional Headquarters, JMA, 4. NIED)

3:30 PM - 3:45 PM JST | 6:30 AM - 6:45 AM UTC

[S24-08] The relationship between 2019 Off the coast of Yamagata prefecture earthquake and 1964 Niigata earthquake

*Taku Ueda¹, Lina Yamaya¹, Aitaro Kato¹ (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

3:45 PM - 4:00 PM JST | 6:45 AM - 7:00 AM UTC

[S24-09] Long-period strong ground motion observed in the Echigo Plain during the Yamagata-ken-oki event of June 18, 2019

*Tomiichi Uetake¹, Kazuhito Hikima¹, Shutaro Sekine² (1. Tepco Research Institute, Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc., 2. Association for the Development of Earthquake Prediction)

4:00 PM - 4:15 PM JST | 7:00 AM - 7:15 AM UTC

[S24-10] Rupture Process of the 2019 Off Yamagata Prefecture Earthquake Based on Waveform Inversion with Empirical Green's Functions

*Atsushi Nozu¹ (1. Port and Airport Research Institute)

4:15 PM - 4:30 PM JST | 7:15 AM - 7:30 AM UTC

[S24-11] Science literacy of Twitter users considered from "tweets" for earthquake clouds before and after the Yamagata Offshore earthquake

*Yoshiaki Orihara¹ (1. Inst. Oceanic Res. & Develop., Tokai Univ.)

Characterization of the crustal structure in the epicentral area of the 2019 Off-Yamagata prefecture earthquake, northern Honshu, Japan

*Hiroshi Sato¹, Tatsuya Ishiyama¹, Masanao Shinohara¹, Shin'ichi Sakai¹, Akinori Hashima¹, Tetsuo No², Shuichi Kodaira², Takeshi Sato³, Makoto Matsubara⁴

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. JAMSTEC, 3. Sapporo Regional Headquarters, JMA, 4. NIED

1.はじめに

2019年6月18日、山形県の沖合でMj 6.7の地殻内地震が発生した。地震研究所は、本地震発生直後から陸域での自然地震観測、浅海型の海底地震計を用いた海底地震観測 [1] を行ってきた。また海洋研究開発機構は震源域西側での地殻構造を実施している [2]。本地震については、既知の活断層・地殻構造とどのような関係があるのか、2011年東北太平洋沖地震の余効変動が進行している時期に、どうして圧縮性の規模の大きい地震が発生したのかなど、現時点では解決できていない問題がある。ここでは、山形堆積盆地と新潟堆積盆地に位置する震源域の構造地質学的特徴について述べ、発表時には余震分布などにもとづく震源断層の地学的な位置づけについて述べる。

2. 震源域周辺の地質構造

震源域は羽越山地と粟島隆起帯に挟まれたNNE-SSW方向の堆積盆地内に相当する。ブーゲ異常からは高密度層が低下した厚い新第三系の堆積層の存在が示唆される。羽越山地内にはNNE-SSW方向の断層が卓越するが、これらは日本海形成期初期につくられた幅の狭いハーフグラベンやグラベンを規制する正断層群である [3]。その後の日本海拡大期には、山形県北西部から秋田にかけての堆積盆地と、新潟から北部フォッサマグナに至る大規模な堆積盆地が形成され、震源域周辺はこれら大きな堆積盆地の接合部に位置する。両堆積盆地地下には、日本海形成期に噴出した大規模な玄武岩の分布が知られており、震源域東方の沿岸に露出する珪質泥岩中には大規模な粗粒玄武岩が進入している。こうした観点から、震源域の中下部地殻には、苦鉄質岩が卓越する可能性がある。羽越山地の日本海沿岸では、その後の短縮変形によって幅の広い西傾斜の急傾斜帯が形成されている。海盆内の堆積層は、ほぼ水平な構造を示すことから [4]、探査が実施されていない海陸境界部に東方の陸地を隆起させる東傾斜の断層が想定される。この断層の隆起側では海岸段丘が存在し、推定される東傾斜の逆断層が第四紀後期においても、活動的であることを示している [5]。この海盆の西側には粟島隆起帯が分布する。粟島隆起帯の東縁は、北北東-南南西走向の西傾斜の逆断層によって境されている [4, 6]。これらの断層と1964年新潟地震の震源断層との関係は明らかではないが、山形県沖地震の震源域 [7] は新潟地震の震源域 [8] の北北東端に位置する。

3. 震源断層と活構造との関係

山形県沖地震の余震分布域は、粟島隆起帯と羽越山地の間に位置し、羽越山地の沿岸に推定される東傾斜の断層と、粟島隆起帯の東縁の断層の東方に位置することになるため、既知の海底活断層の延長として捉えることが難しい。海底地震観測結果を用いて [1]、より詳細に震源断層と既存構造との関係について報告する。

4. 東北太平洋沖地震後の応力変化との関係

2011年東北太平洋沖地震後の地殻変動についての三次元粘弾性有限要素モデル [9] に基づく検討では、島弧と直交方向からの圧縮応力は、地震後には長期にわたって減衰するものと想定される。山形県沖地震の震源域は、M9のすべり量の大きな領域の影に相当し、応力緩和の影響を受けるため、圧縮応力の増大による地震発生については説明が難しい。

文献

[1]篠原雅尚ほか, 2019: 浅海用係留ブイ方式海底地震計による2019年山形県沖の地震の余震観測, 2019年日本

地震学会（投稿中）. [2]野徹雄ほか, 2019: 2019年6月18日山形県沖の地震震源域の地殻構造. 2019地震学会（投稿中）. [3] Yamaji, A., 1990: *Tectonics*, 9, 365-378. [4]岡村行信ほか, 1996: 海洋地質図47,地質調査所. [5] 伊倉久美子・大田陽子, 2003: 地学雑誌, 112, 394-406. [6] 日本海における大規模地震に関する調査検討会,2013:国土交通省, 470p. [7] 防災科学技術研究所, 2019: 2019年山形県沖の地震の震源分布と初動解 (<http://crs.bosai.go.jp/DynamicCRS/index.html?appid=627aeb82a4774af8a706dd407db31dec> , July 16, 2019). [8] 茅野一郎,1973:地震研究所速報, 12,83-98. [9] Freed A. et al., 2017:*Earth and Planetary Science Letters*, 459, 279-290.

The relationship between 2019 Off the coast of Yamagata prefecture earthquake and 1964 Niigata earthquake

*Taku Ueda¹, Lina Yamaya¹, Aitaro Kato¹

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

2019年6月18日に山形県沖でMj6.7の地震が発生した。今回の地震の震源域は1964年6月16日に発生した新潟地震(Mj7.5)の震源域に隣接しているものの、新潟地震直後の余震活動はほとんど起きておらず(地震調査委員会, 2019)、また近年の地震活動度も極めて低調な領域である。この観測事実は、山形県沖地震発生域は新潟地震によって破壊されなかったことを示唆するが、その原因は明らかにされていない。これら2つの領域の関係性を理解するため、本研究では2つの領域の地震波速度構造と地震活動の特徴に注目して比較・検討を行った。

山形県沖地震及び新潟地震の発生域を、Matsubara et al. (2017)によって得られた地震波速度構造(防災科学技術研究所により公開)と比較した。その結果、山形県沖地震発生域は、新潟地震発生域と比べ、 V_p 及び V_p/V_s 比がともに低い値を示すことがわかった。

次に山形県沖地震発生域を含む低速度領域及び新潟地震発生域を含む高速度領域の地震活動のb値の推定を行なった(Wiemer and Wyss, 2000)。1998年1月1日から2019年6月30日までの気象庁一元化処理震源カタログ(Mc1.3)において、低速度領域の方がb値が有意に低いことがわかった。

最後に、地震活動の数理モデルの1つである時空間ETAS(Epidemic Type Aftershock Sequence)モデル(e.g., Ogata, 1998)の各パラメータの空間依存性を考慮したHIST(Hierarchical Space Time)-ETASモデル(e.g., Ogata, 2004)を用いて、1998年以降の地震活動(Mc1.3)に対して、背景地震活動度 μ 、大森一宇津則のパラメータ(K, ρ)の空間分布の推定を行なった。その結果、低速度領域は高速度領域と比べて、 μ 、K、 ρ の値が低いことがわかった。

地震波速度や地震活動の表す主要なパラメータが2つの領域において異なることから、山形県沖地震発生域と新潟地震発生域は構造や岩石組成が異なると考えられる。上記の構造や岩石組成の違いが新潟地震発生時に山形県沖地震発生域に破壊が進展しなかった原因の1つと考えられる。山形県沖地震発生域でb値が低いのは、破壊はしなかったが、新潟地震によって応力が载荷されたことで差応力が相対的に大きくなっていると解釈できる。p値はMikumo and Miyatake (1979)やUtsu (1961)で断層強度の不均質の度合いとして解釈されており、より不均質だとp値が低くなる。山形県沖地震発生域の方がp値が低いことから、この領域は新潟地震発生域と比べ、微小な断層面やクラックが周囲よりも多く発達していると解釈できる。この結果は V_p の違いとも整合的である。

Long-period strong ground motion observed in the Echigo Plain during the Yamagata-ken-oki event of June 18, 2019

*Tomiichi Uetake¹, Kazuhito Hikima¹, Shutaro Sekine²

1. Tepco Research Institute, Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc., 2. Association for the Development of Earthquake Prediction

1. はじめに

2018年6月18日に新潟-山形県県境付近でMj6.7の浅発地震（深さ14km）が発生した。この地震により新潟県中越から下越に広がる越後平野では、震度5弱～震度4、長周期地震動階級2～1を観測した。越後平野では過去の大地震時（1964年新潟地震、1983年日本海中部地震など）（例えば工藤・坂上(1984)）の事例から、長周期地震動が卓越することが知られている。一方、長周期地震動であっても、地盤物性や地下構造に応じた空間変化を示すことが知られている。山形県沖の地震で得られた強震記録を基に、越後平野周辺の長周期地震動特性を検討した。

2. 検討対象記録

検討に用いた観測記録は、新潟県内に設置されている防災科研のK-NET、KiK-netの記録、気象庁が長周期地震動評価に用いている震度計の記録、そして(公財)地震予知総合研究振興会が中越地域に設置しているAN-netの記録である。すべてサーボ型加速度計による記録であるが、長周期での波形の特徴をわかりやすくするため加速度波形を積分して速度波形にしてみたい。その際、加速度フーリエスペクトルの形状を考慮し、周波数0.05Hz～20Hzのバンドパスフィルターを掛けた。

3. 記録の特徴

図に、速度波形（NS成分）を越後平野の西側、越後平野、越後平野の東側の3地域に分けて示す。なお、各図の振幅のスケールは合わせてある。震央距離60km以内の新潟県北部の地域には、広い平野部は無く、得られた強震動の継続時間は概ね10秒から20秒で顕著な後続波群は見られない。南側の越後平野が広がる地域でも、周期1秒以下の短周期の地震動継続時間は10秒から20秒であるが、平野内の観測点では長周期（周期2～10秒）の後続波群が長時間（3分以上）継続する。後続波群の振幅は、平野下流部では大きいですが、上流の中越地域（震央距離140km付近：長岡周辺）では小さくなる。また、下流部でも東側の平野の縁では後続波の振幅がやや小さい。平野を取り囲む東西丘陵部の観測点では、長周期の後続波の振幅は小さいが、S波の直後に周期10秒を超える波群が確認できる観測点もある。また、S波到達前に、上下動とRadial成分で顕著なPL波と考えられる長周期の波が確認できる観測点も存在する。

周期2～10秒のフーリエスペクトル振幅を、平野西側の角田山から東に向かう線上で比較すると、平野内は外に対して5倍から10倍と顕著に大きい。また、平野の西側丘陵部は、東側より1.5倍程度大きい。

なお、今回の震源の東側、山形県から宮城県におけるK-NET観測点の記録を確認すると、同程度の距離の越後平野内観測点に比べて後続波の励起が弱く、フーリエスペクトル振幅は周期2～10秒の周期帯で10分の一以下である。越後平野内では長周期の地震動が卓越している。

4. おわりに

2019年6月18日の山形県沖の地震で得られた強震記録から、越後平野内で周期2～10秒の長周期地震動が長時間継続していることが確認された。ただし、平野内でもその特性には空間変化が見られた。また、平野外は平野内に比べ長周期地震動は小さいが、西側と東側を比べると長周期地震動振幅には差が見られ、地域の地下構造の違いが影響していると考えられる。

謝辞

防災科研のK-NET及びKiK-net、気象庁の長周期地震動に関する観測情報のデータを利用いたしました。記して

Rupture Process of the 2019 Off Yamagata Prefecture Earthquake Based on Waveform Inversion with Empirical Green's Functions

*Atsushi Nozu¹

1. Port and Airport Research Institute

経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンにより2019年6月18日山形県沖の地震 (M_j 6.7) の破壊過程を推定した。対象周波数は0.2-2Hzとした。グリーン関数としては、本震波形と余震波形の位相特性の類似性をあらかじめ検討しておき、2019年6月19日0:57の余震1 (M_j 4.2, 深さ12km) と2019年6月21日5:33の余震2 (M_j 4.0, 深さ13km) の記録を併用した。余震2はF-netによるモーメントテンソル解が得られており、本震と圧縮応力軸はやや異なるが逆断層型の地震 (走向49°, 傾斜63°, すべり角83°) である。一方、余震1のモーメントテンソル解は得られていない。しかし位相特性は余震2よりも余震1の方が全体に本震と良く合っている。

本震の震源断層をできるだけ取り囲むように、K-NETおよびKiK-netの7地点 (図) を対象地点として選定した。沖合で発生した地震であるため内陸の地震ほどcoverageは良くないが、幸い上記の2つの余震の記録が佐渡島のNIG003で得られていたためこの地点を対象地点に含めた。KiK-netの観測点に関しては表層地盤の非線形挙動の影響が相対的に小さいと考えられる地中での記録を使用した。EW成分とNS成分の速度波形 (0.2-2Hzの帯域通過フィルタを適用した波形)、計14成分をターゲットとした。インバージョンに使用したのはS波を含む10秒間 (図の横棒) である。

仮定した断層面の位置を図に示す。断層面は、気象庁による本震の震源 (北緯38.607°, 東経139.478°, 深さ14km) を含むように設定し、走向と傾斜は、F-netによる本震のモーメントテンソル解の二つの節面のうち、余震分布とより整合する東南東傾斜の面を選んだ (走向23°, 傾斜36°)。長さについては余震分布を参考に長さ20km, 幅15kmとした。余震1と余震2のそれぞれの発生位置を考慮し南側の長さ8kmの間には余震1を、北側の長さ12kmの間には余震1を割り当てた。

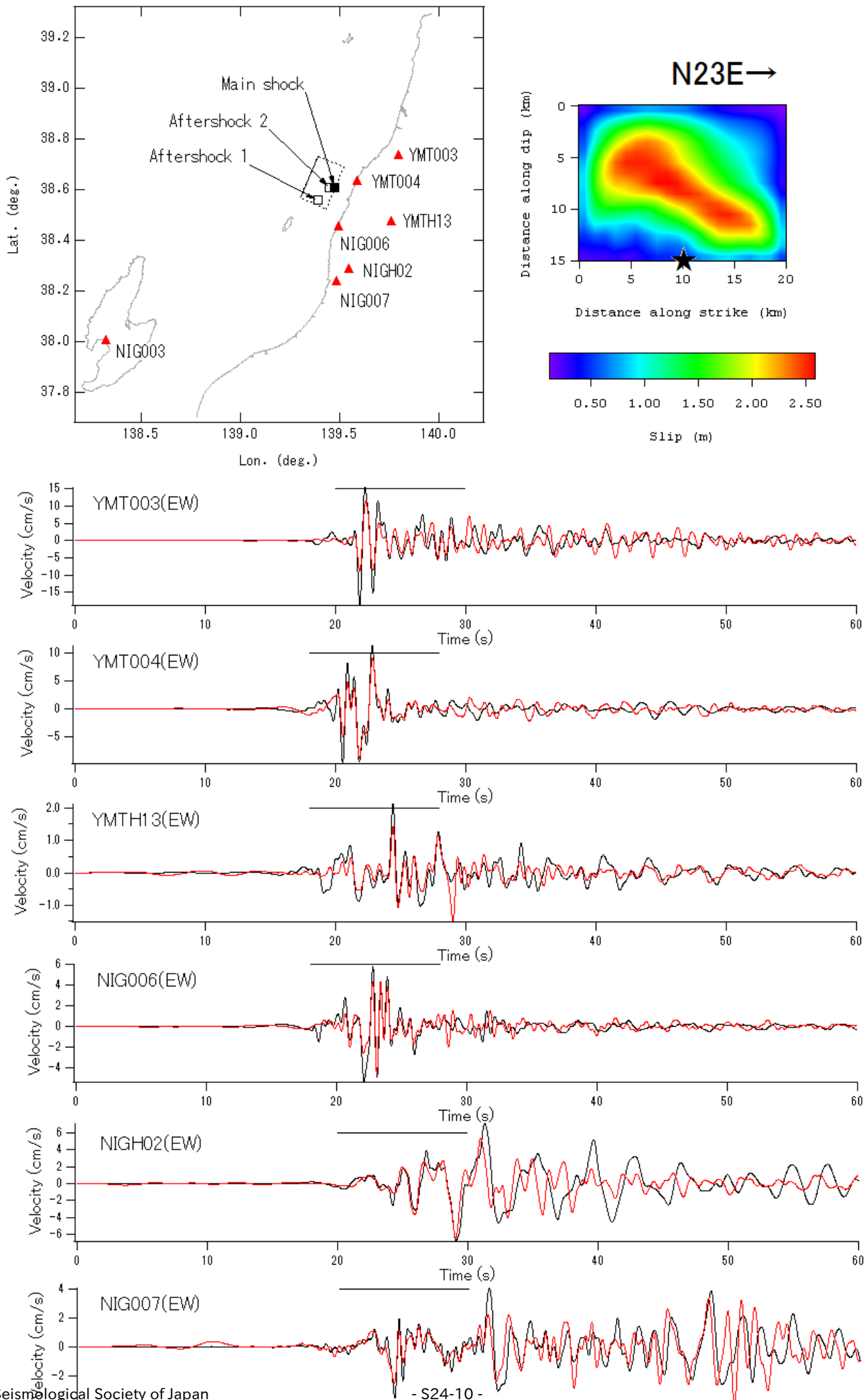
インバージョンの手法としてはHartzell and Heaton (1983) によるマルチタイムウインドウ法を経験的グリーン関数に適用できるように改良した手法 (野津, 2007; Nozu and Irikura, 2008) を用いた。この方法では、各々の小断層でのモーメントレート関数は小地震のモーメントレート関数とインパルス列との合積で表される。そのときのインパルス列の高さがインバージョンの未知数となる。破壊フロント (first-time-window triggering front) は、気象庁の破壊開始点から同心円状に拡大するものとした。その拡大速度については、最も残差の小さかった2.7km/sを採用した。その他、非負の最小自乗解を求めるためのサブルーチン (Lawson and Hanson, 1974) を用い、すべりの時空間分布を滑らかにするための拘束条件を設けた。観測波と合成波を比較する際には記録のヘッダに記載された絶対時刻の情報を用いている。

インバージョンに用いた観測点における観測波 (黒) と合成波 (赤) の比較 (0.2-2Hzの速度波形) を図に示す。全体に観測波と合成波は良く一致している。新潟県側の村上付近の観測 (NIGH02とNIG007) や佐渡島の観測点 (NIG003) では複雑な地下構造に起因すると考えられる後続位相の発達が著しいが、この部分はインバージョンに用いていないにも関わらず観測波と合成波は良く一致している。これは経験的グリーン関数の中に地下構造の影響が含まれているためと考えられる。

図にはインバージョンの結果として得られた最終すべり量の分布を示している。この結果を得るために余震1と余震2のモーメントが必要であるが、余震1については前述の通りモーメントテンソル解が得られていないため、余震1と余震2の観測フーリエスペクトルの低周波側での比に基づき、余震1のモーメントは余震2の1.46倍と推定した。図に示すように、破壊開始点 (★) より北側では相対的に深部のすべりが大きく、南側で

は相対的に浅部のすべりが大きいとの結果が得られた。

謝辞：本研究では国立研究開発法人防災科学技術研究所のK-NET, KiK-netの強震記録, F-NETのMT解, 気象庁の震源データを使用しています。ここに記して謝意を表します。



Science literacy of Twitter users considered from "tweets" for earthquake clouds before and after the Yamagata Offshore earthquake

*Yoshiaki Orihara¹

1. Inst. Oceanic Res. & Develop., Tokai Univ.

2019年6月18日22時22分頃、山形県沖でマグニチュード（M）6.7（暫定値）の地震が発生し、新潟県村上市で震度6強、山形県鶴岡市で震度6弱を観測した。6月21日の朝に秋田魁新報社と共同通信社は、「地震雲？18日夕方に目撃情報 太い棒状の雲、由利本荘市で」といったタイトルのWeb newsを配信した。これに対してTwitter上では地震雲を配信したメディアを批判するツイート（つぶやき）がみられた。そして、両社は短時間でこの記事の配信を取りやめた。記事の配信を取りやめたことと、Twitter上における批判的ツイートとの因果関係は明らかではないが、大半のTwitterユーザーは地震雲の記事を配信した既存メディアを批判していた。

Yahoo!リアルタイム検索は、Twitterに投稿されたツイートをキーワードから検索できるサービスである。本稿ではこのサービスを利用して、山形県沖の地震後に「地震雲」を検索した。そして、地震が発生した6月18日の前後3日を含む計7日間の記録から、地震前後のツイートの変化を調べた。ツイート数は地震翌日の19日に4000件以上と、地震前に比べ2~3桁増えていた。また、ツイートの内容を大まかに地震雲に対して肯定的、否定的、どちらともいえない、の3つに分類した場合、地震発生前は肯定的なツイートの割合が比較して多かったが、地震後は否定的なツイート割合が大半を占める結果となった。このことから、Twitter上では常時見られる地震雲のツイートに対して、山形県沖の地震発生後には地震雲肯定派の主張を封じ込めようとする動きが活発化していたといえる。

謝辞：本研究は東京大学地震研究所共同利用（2019-Y-地震（中短期予測）2）の援助を受けました。

Room C | General session : S04. Tectonics

📅 Tue. Sep 17, 2019 4:30 PM - 5:00 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 7:30 AM - 8:00 AM UTC | 🏢 ROOM C
Research Bldg No 8 NS Hall

[S04]PM-2

chairperson:Naoki Uchida(Graduate School of Science Tohoku University), Hiroshi Sato(Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Atsushi Nozu(Port and Airport Research Institute)

4:45 PM - 5:00 PM JST | 7:45 AM - 8:00 AM UTC

[S04-02] 3-D thermal modeling associated with subduction of the Philippine Sea plate along the Ryukyu Trench

*Nobuaki Suenaga¹, Shoichi Yoshioka^{2,1}, Yingfeng Ji^{3,4} (1. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University, 2. Research center for Urban Safety and security, Kobe University, 3. Center of Excellence in Tibetan Plateau Earth Science, Chinese Academy of Sciences, 4. Key laboratory of continental collision and plateau uplift, Institute of Tibetan Plateau, Chinese Academy of Sciences)

3-D thermal modeling associated with subduction of the Philippine Sea plate along the Ryukyu Trench

*Nobuaki Suenaga¹, Shoichi Yoshioka^{2,1}, Yingfeng Ji^{3,4}

1. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University, 2. Research center for Urban Safety and security, Kobe University, 3. Center of Excellence in Tibetan Plateau Earth Science, Chinese Academy of Sciences, 4. Key laboratory of continental collision and plateau uplift, Institute of Tibetan Plateau, Chinese Academy of Sciences

1. はじめに

琉球海溝の沈み込み帯では、短期的スロースリップイベント(Nishimura, 2014)や深部低周波地震(Ando et al., 2012)、浅部超低周波地震(Nakamura et al., 2015)などのスロー地震が観測されている。その分布の特徴のひとつとして、沖縄本島周辺と八重山諸島周辺下のプレート境界面上で発生している短期的スロースリップイベント及び深部低周波地震の深さが両地域で異なっていることが挙げられる。そこで、本研究では、沖縄本島から八重山諸島周辺を含む3次元領域をモデル化し、琉球海溝からのフィリピン海プレートの沈み込みに伴う温度場及び流れ場、さらには相図から得られるスラブ由来の脱水について数値シミュレーションを行い、観測された地殻熱流量のデータを用いて現実的なモデルを構築し、スロー地震の発生との関連性について議論した。

2. モデル設定

数値計算では、プレート回転モデル(Mathews et al., 2016)及び海溝軸の運動モデル(Heuret and Lallemond, 2005)を参照して、フィリピン海プレートの沈み込み史を導入し、過去15Myrの流れ場及び温度場を時間発展問題として求めた。x, y, z軸方向に対して、それぞれ、モデルサイズは500 km, 800 km, 300 km、グリッド間隔は10 km, 10 km, 5 kmとした。流れ場の境界条件は、+x, -x, +y, -y, -zの境界面では流れは透過条件とし、+z軸の境界面では剛体(付加体、大陸プレート)が存在するため、流れは生じないものとした。温度場の境界条件は、+x, +y, -y, -zの境界面では断熱条件を与え、-xの境界面の温度はプレート冷却モデル(McKenzie, 1969)を用い、沈み込むフィリピン海プレートの海溝軸上の年齢の変化に応じ、各タイムステップで深さの関数として温度分布を与えた。+zの境界面の温度は0°Cと仮定した。また、琉球海溝には過去に海溝の後退が起こった期間があることが知られているが、その詳細はわかっていない。そこで、数値計算から得られた地殻熱流量と観測データが最もよく一致するような、海溝の後退期間と後退速度をグリッドサーチで求めたところ、それぞれ5 Ma~0 Ma、2.0 cm/yrと求まった。

3. 結果と考察

最終的に得られた現在(計算終了時)のシミュレーション結果から、モデル領域内で沖縄本島から八重山諸島へと南西方向に行くにしたがって、プレート相対運動速度が速くなることにより、プレート境界面での温度分布が低温化する傾向がみられた。この効果により、八重山諸島周辺では沖縄本島周辺に比べて等深度でのプレート境界面温度が低くなり、どちらの領域下でも短期的スロースリップイベント及び深部低周波地震の発生域での温度は約500-650°Cと推定された。一方、Ji et al.(2016)は同様の手法を用いた3次元熱対流数値モデリングにより、フィリピン海プレート上面で発生していると考えられている四国西部と豊後水道下での深部低周波地震の発生領域の温度をそれぞれ400~700°C、350~500°Cと見積もった。本研究で得られた上記の温度範囲は、四国西部と豊後水道の中間程度となった。プレート境界面上では、350~450°Cの範囲で不安定すべりから安定すべりへ移行する(Hyndman et al., 1993)と考えられており、本研究で得られた温度範囲はこの遷移領域の温度範囲より200°C程度高くなった。

また、本数値計算で得られた温度-深さの関係と、海洋地殻中の含水MORBの相図(Omori et al., 2009)を用いて、スラブ上面付近の含水量分布を求めたところ、沖縄本島付近下で、epidote eclogite相からamphibole eclogite相への相転移(含水量変化:約1.4 wt%)が、八重山諸島付近下で、amphibole eclogite相からeclogite相への相転移(含水量変化:約0.7 wt%)がみられた。また、フィリピン海プレートの沈み込み方向の単位距離当たりの脱水勾配をみると、八重山諸島付近の短期的スロースリップイベント発生域で最大の脱水勾配(約

0.4-0.5 wt%/km)が得られた。以上より、琉球海溝では、スラブ上面付近の含水MORB由来の脱水がプレート境界面上のスロー地震の発生に寄与していると考えられる。