Tue. Sep 17, 2019

Room A | General session：S15. Strong Ground Motion and Earthquake Disaster

9:15 AM - 9:45 AM JST | 12:15 AM - 12:45 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S15]AM-1

chairperson:Takashi Furumura(Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Kotoyo Tsuchida(HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.)

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

[S15-19] Propagation of distinctive Love-wave pulses in continental and oceanic environment

*Takashi Furumura[1], Brian LN Kennett[2] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research School of Earth Sciences, Australian National University)

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

[S15-20] Strong Motion Estimation based on Presumed Velocity Model of Yokote Basin

Keita Sato[1], *Shinichi Matsushima[2], Florent De Martin[3] (1. West Japan Railway Company, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. French Geological Survey)

Room A | General session：S16. Subsurface Structure and Its Effect

9:45 AM - 10:30 AM JST | 12:45 AM - 1:30 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S16]AM-1

chairperson:Takashi Furumura(Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Kotoyo Tsuchida(HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.)

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

[S16-01] Seismological bedrock waves derived from site amplification factors by the generalized spectral inversion

*Eri Ito[1], Kenichi Nakano[2], Hiroshi Kawase[1] (1. DPRI, Kyoto University, 2. HAZAMA ANDO CORPORATION)

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

[S16-02] Feasibility study on inference of the phase velocity of Love waves from horizontal array microtremor recordings by MLM method

*Kotoyo Tsuchida[1], Masanori Horike[1], Kouji Yamada[1], Masaki Suehiro[1], Sayumi Yoshida[1] (1. HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.)

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

[S16-03] Estimation of Velocity Structure Model in the Tsugaru Plain Using Microtremor Array Observation and Strong Motion Records

*Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1], Kunikazu Yoshida[2], Michihiro Ohori[3], Ken Miyakoshi[2] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Geo-Research Institute, 3. Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui)

Room A | General session：S08. Earthquake Source Processes and Physics of Earthquakes

10:45 AM - 12:00 PM JST | 1:45 AM - 3:00 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S08]AM-2

chairperson:Ryosuke Ando(University of Tokyo), Akemi Noda(NIED)

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

[S08-01] Numerical experiments for estimating evolution of long-term slow slip in the Bungo Channel with Ensemble Kalman Filter, using GNSS data

*Megumi Fujita[1], Takuya Nishimura[2], Kazuro Hirahara[3,4], Mamoru Hyodo[5], Shin'ichi Miyazaki[1] (1. Graduate school of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Institute of Education, Research, and Regional Cooperation for Crisis Management Shikoku, Kagawa University, 4. RIKEN, 5. JAMSTEC)

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

[S08-02] Earthquake generation scenarios based on a mechanical model using geodetic data

*Akemi Noda[1], Tatsuhiko Saito[1], Eiichi Fukuyama[1,2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Department of Civil and Earth Resource Engineering, Kyoto University)

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

[S08-03] Dynamic rupture simulation of the 2019 M7.1 Ridgecrest, CA, earthquake: Effects of 3-D fault geometry

*Ryosuke Ando[1], Yosuke Aoki[2], Makoto Otsubo[3] (1. School of Science, University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3. National Institute of Industrial Science and Technology)

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

[S08-04] Comparison of Source Location Methods: CCF-based SSA and ASL

*Theodorus Permana[1], Takeshi Nishimura[1], Hisashi Nakahara[1] (1. Tohoku Univ.)

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

[S08-05] Frequent observation of identical onsets of large and small earthquakes

*Satoshi Ide[1] (1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo)

Room A | General session：S08. Earthquake Source Processes and Physics of Earthquakes

1:30 PM - 3:00 PM JST | 4:30 AM - 6:00 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S08]PM-1

chairperson:Saeko Kita(Building research institute), Suguru Yabe(AIST)

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

[S08-06] **Enhanced dynamic triggering of a shallow slow slip event in the Nankai subduction zone due to the overlying sedimentary wedge**

*Satoshi Katakami[1], Yoshihiro Kaneko[2], Yoshihiro Kaneko[1] (1. DPRI, Kyoto Univ., 2. GNS Science, NZ)

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

[S08-07] Scaled energy estimation for shallow slow earthquakes in the Nankai trough

*Suguru Yabe[1], Takashi Tonegawa[2], Masaru Nakano[2] (1. AIST, 2. JAMSTEC)

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

[S08-08] Slow earthquake signals in the microseism frequency band (0.1–1.0 Hz)

*Koki Masuda[1], Satoshi Ide[1], Kazuaki Ohta[2], Takanori Matsuzawa[3] (1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S08-09] Detection of shallow low-frequency earthquakes beneath the Japanese Islands

*Junichi Nakajima[1], Akira Hasegawa[2] (1. Earth and Planetary Sciences, School of Science, Tokyo Institute of Technology, 2. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S08-10] Focal mechanisms of deep-low frequency earthquakes beneath Zao, Iwatesan and Hijiori

*Genki Oikawa[1], Naofumi Aso[1], Junichi Nakajima[1] (1. Tokyo Institute of Technology)

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

[S08-11] Interactions between the intraslab earthquakes and episodic slow slips beneath Kii Peninsula controlled by fluid migration

*Saeko Kita[1], Heidi Houston[2], Sachiko Tanaka[3], Youichi Asano[3], Takuo Shibutani[4], Naoki Suda[5] (1. Building Research Institute, 2. USC, 3. NIED, 4. DPRI, Kyoto University, 5. Hiroshima University)

Room A | General session：S08. Earthquake Source Processes and Physics of Earthquakes

3:15 PM - 4:45 PM JST | 6:15 AM - 7:45 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S08]PM-2

chairperson:Takehito Suzuki(Aoyama Gakuin University), Naofumi Aso(Tokyo Institute of Technology)

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

[S08-12] Inertia term governs displacement of stick-slip experiment

*Shinichi Oba[1], Yuta Mitsui[2] (1. Graduate School of Science and Tecnology, Shizuoka University, 2. Faculty of Science, Shizuoka University)

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

[S08-13] Paradox in Rupture Propagation Velocity

*Eiichi Fukuyama[1,2], Shiqing Xu[1], Futoshi Yamashita[1] (1. Nat'l Res. Inst. Earth Sci. Disas. Res., 2. Dept. Civil and Earth Resources Eng., Kyoto University)

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

[S08-14] Understanding of temporal evolution of the eddy viscosity in porous media and its seismological implications

*Takehito Suzuki[1] (1. Aoyama Gakuin University)

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

[S08-15] Numerical simulation of earthquake sequence on rough faults

*So Ozawa[1], Eric M. Dunham[2] (1. University of Tokyo, 2. Stanford University)

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

[S08-16] Earthquake triggering by dynamic and static stress changes

*Shingo Yoshida[1], Takuto Maeda[2], Aitaro Kato[1] (1. Earthquake Research Institute, Univ. Tokyo, 2. Hirosaki Univ.)

4:30 PM - 4:45 PM JST | 7:30 AM - 7:45 AM UTC

[S08-17] Rupture simulation in a temporally stochastic stress field

*Naofumi Aso[1], Ryosuke Ando[2], Satoshi Ide[2] (1. Tokyo Institute of Technology, 2. University of Tokyo)

Room B | General session：S09. Statistical seismology and underlying physical processes

9:15 AM - 9:45 AM JST | 12:15 AM - 12:45 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S09]AM-1

chairperson:ryosuke Azuma(Tohoku University), Ryuta Arai(JAMSTEC)

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

[S09-19] **Distribution of strain energy density change due to an earthquake faulting in elastic-viscoelastic media**

*Tatsuhiko Saito[1], Akemi Noda[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S09-20] Mechanism of normal-fault type earthquakes under the Boso Peninsula, Japan

*Akinori Hashima[1], Hiroshi Sato[1], Toshinori Sato[2] (1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. Graduate School of Science, Chiba University)

Room B | General session：S06. Crustal Structure

9:45 AM - 10:30 AM JST | 12:45 AM - 1:30 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S06]AM-1

chairperson:ryosuke Azuma(Tohoku University), Ryuta Arai(JAMSTEC)

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

[S06-01] Anisotropic P wave velocity structure around the shallow plate boundary in the northern Hikurangi margin

*Ryuta Arai[1], Shuichi Kodaira[1], Stuart Henrys[2], Nathan Bangs[3], Koichiro Obana[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Dan Bassett[2], Dan Barker[2], Rebecca Bell[4], Kimihiro Mochizuki[5], Team NZ3D (1. JAMSTEC, 2. GNS Science, 3. Univ. of Texas, 4. Imperial College London, 5. ERI, Univ. of Tokyo)

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

[S06-02] Seismic wave velocity structures in the Iburi region of Hokkaido, Japan

*Takahiro Shiina[1], Kei Katsumata[2], Masayoshi Ichiyanagi[2], Hiroaki Takahashi[2], Ryoichi Nakamura[1], Aitaro Kato[1], Mako Ohzono[2], Hiroshi Aoyama[2], Ryo Tanaka[2], Masamitsu Takada[2], Teruhiro Yamaguchi[2], Kazumi Okada[2], Shin'ichi Sakai[1], Satoshi Matsumoto[3], Tomomi Okada[4], Toru Matsuzawa[4], Shuichiro Hirano[5], Toshiko Terakawa[6], Shinichiro Horikawa[6], Masahiro Kosuga[7], Hiroshi Katao[8], Yoshihisa Iio[8], Airi Ngaoka[8], Noriko Tsumura[9], Tomotake Ueno[10], the Group for the Aftershock Observations of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake (1. ERI, UTokyo, 2. ISV, Grad. Sch. of Sci., Hokkaido Univ., 3. SEVO, Grad. Sch. of Sci., Kyoshu Univ., 4. RCPEV, Grad. Sch. of Sci. Tohoku Univ., 5. Nansei-Toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Grad. Sch. of Sci. and Eng., Kagoshima Univ., 6. Earthquake and Volcano Reserach Center, Grad. Sco. of Environ., Nagoya Univ., 7. Earthquake and Volcano Observatory, Grad. Sch. of Sci. and Eng., Hirosaki Univ., 8. DPRI, Kyoto Univ., 9. Department of Earth Sci., Faculty of Sci. Chiba Univ., 10. NIED)

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

[S06-03] Tomography and anisotropy in the 2018 East Iburi earthquake area

*Dapeng Zhao[1], Tao Gou[2], Zhouchuan Huang[2], Liangshu Wang[2] (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University)

Room B | General session：S06. Crustal Structure

10:45 AM - 12:15 PM JST | 1:45 AM - 3:15 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S06]AM-2

chairperson:Ryuta Arai(JAMSTEC), ryosuke Azuma(Tohoku University)

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

[S06-04] Particle motion of Rayleigh waves in the ocean bottom : Effects of water and sediment

*SHUN FUKUSHIMA[1], KIYOSHI YOMOGIDA[1] (1. Hokkaido University, Graduate School of Science,Department of Natural History Sciences)

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

[S06-05] Phase velocity estimation based on spatial gradient of surface wave arrival time of teleseismic earthquakes observed by S-net

*Akira Ishigami[1], Ryota Takagi[1] (1. Univ. of Tohoku)

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

[S06-06] **Investigating Japan Trench Outer Rise Structure off Sanriku and Miyagi Using Multichannel Seismic Reflection Survey**

*Ehsan Jamali Hondori[1], Yue Sun[1], Hyun-Woo Youn[1], Katsura Kameo[1], Masanari Ashida[1], Juichiro Ashi[1], Jin-Oh Park[1], Tomoko Hanyu[2], Ayanori Misawa[3], Gou Fujie[4], Seishiro Furuyama[5], Mayu Ogawa[5], Keita Suzuki[6], Akie Suzuki[6], Waka Komatsu[6] (1. Univ. of Tokyo, 2. Kobe Univ., 3. Geological Survey of Japan, 4. JAMSTEC, 5. Tokyo Univ. of Marine Science and Tech., 6. Nippon Marine Enterprises)

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

[S06-07] Faults mapping of outer rise earthquakes off the Japan Trench

*Shuichi Kodaira[1], Yasuyuki Nakamura[1], Gou Fujie[1], Koichiro Obana[1], Seiichi Miura[1] (1. Research Institute of Marine Geodynamics, JAMSTEC)

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

[S06-08] Seafloor sediment thickness below S-net observatories revealed from PS conversion wave at the sedimentary base

*Ryosuke Azuma[1], Ryota Takagi[1], Genti Toyokuni[1], Takashi Nakayama[1], Syuichi Suzuki[1], Makiko Sato[1], Naoki Uchida[1], Ryota Hino[1] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S06-09] **P and S wave tomography of the NE Japan forearc region using S-net data**

*Genti Toyokuni[1], Dapeng Zhao[1], Naoki Uchida[1], Takashi Nakayama[1] (1. RCPEVE, Tohoku University)

Room B | General session：S06. Crustal Structure

1:30 PM - 3:00 PM JST | 4:30 AM - 6:00 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S06]PM-1

chairperson:Tatsuya Ishiyama(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Takashi Tonegawa(JAMSTEC), Masanao Komatsu(Okayama University)

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

[S06-10] Receiver function imaging of the subducting Pacific plate beneath NE Japan using offshore and on land seismic arrays

*HyeJeong Kim[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Takeshi Akuhara[1], Masanao Shinohara[1], Ryota Takagi[2] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S06-11] Crustal reflector and seismicity in Iwaki area

*Takashi Iidaka[1], Shinichi Sakai[1], Toshihiro Igarashi[1], Kazushige Obara[1], Aitaro Kato[1], Tetsuya Takeda[2], Shigeki Nakagawa[1] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S06-12] Heterogeneous crustal structure offshore of the Ibaraki prefecture along the Japan Trench

*Kimihiro Mochizuki[1], Tomoaki Yamada[1], Masanao Shinohara[1], Ryota Hino[2], Ryosuke Azuma[2], Yoshihiro Ito[3], Yoshio Murai[4], Kenji Uehira[5], Toshinori Sato[6] (1. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo, 2. Graduate School of Science, Tohoku Univ., 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ., 4. Faculty of Science, Hokkaido Univ., 5. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 6. Graduate School of Science, Chiba Univ.)

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

[S06-13] Seismic Source Fault Model for Kinki Region Based on Geologic and Geophysical Data, Southwest Japan

*Tatsuya Ishiyama[1], Hiroshi Sato[1], Naoko Kato[1], Makoto Matsubara[2], Tomoko Elizabeth Yano[2], Susumu Abe[3], Masanori Higashinaka[3] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. JGI, Inc.)

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

[S06-14] The seismological structure about fault zone extending to the lower crust in the northern Kinki district, southwestern Japan

*Shinya Katoh[1], Yoshihisa Iio[2], Takuo Shibutani[2], Hiroshi Katao[2], Masayo Sawada[2], Kazuhide Tomisaka[2] (1. Graduate School of Science, Kyoto University., 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University.)

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

[S06-15] Detailed seismic velocity structure in focal area of the 2016 Central Tottori Earthquake estimated using dense aftershock observation data

*Hiroo Tsuda[1], Yoshihisa Iio[2], Satoshi Matsumoto[3], Shinichi Sakai[4] (1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University, 4. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Room B | General session：S06. Crustal Structure

3:15 PM - 5:00 PM JST | 6:15 AM - 8:00 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S06]PM-2

chairperson:Tatsuya Ishiyama(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Takashi Tonegawa(JAMSTEC), Masanao Komatsu(Okayama University)

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

[S06-16] Feasibility study on the waveform inversion to the OBS wide-angle seismic data

*Gou Fujie[1], Takeshi Sato[2], Kazuya Shiraishi[1], Shuichi Kodaira[1], Eiichi Asakawa[3], Nibe Takao[4] (1. JAMSTEC, 2. Sapporo Regional Volcanic Observation and Warning Center, JMA, 3. JGI, inc., 4. JAPEX)

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

[S06-17] Seismic velocity structure monitoring of the Nankai accretionary prism from ambient noise correlations during Chikyu drilling

*Takashi Tonegawa[1], Toshinori Kimura[1], Kazuya Shiraishi[1], Eiichiro Araki[1], Masataka Kinoshita[2], Yoshinori Sanada[1], Seiichi Miura[1], Yasuyuki Nakamura[1], Shuichi Kodaira[1] (1. JAMSTEC, 2. Univ. of Tokyo)

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

[S06-18] Underthrust turbidite facies affecting variation in interplate coupling along the Nankai subduction zone

*Jin-Oh Park[1], Tetsuro Tsuru[2] (1. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 2. Tokyo University of Marine Science and Technology)

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

[S06-19] Relationship between three-dimensional detailed crustal structures and very low frequency earthquakes in the Nankai trough off Kumano

*Kazuya Shiraishi[1], Yasuhiro Yamada[1], Masaru Nakano[1], Masataka Kinoshita[2], Gaku Kimura[3] (1. JAMSTEC, 2. ERI, University of Tokyo, 3. Tokyo University of Marine Science and Technology)

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

[S06-20] **Lithium isotope detects slab-derived fluids in spring water from the Median Tectonic Line fault zone in Shikoku, Japan**

*Yoshiro Nishio[1], Satoshi Tonai[1], Yu Inokuchi[1], Emika Nakamura[1] (1. Kochi Univ.)

4:30 PM - 4:45 PM JST | 7:30 AM - 7:45 AM UTC

[S06-21] **The velocity structure beneath the Aira caldera, deduced from the seismic exploration (4)**

*Hiroki Miyamachi[1], Reji Kobayashi[1], Hiroshi Yakiwara[1], Shuuichiro Hirano[1], Takeshi Kubo[1], Naohiro Unno[1], Takeshi Matsushima[2], Kazuya Uchida[2], Rintaro Miyamachi[2], Hiroshi Katai[3], Takuo Shibutani[3], Tsutomu Miura[3], Jun Nakagawa[3], Itaru Yanada[3], Takeshi Tameguri[3], Kosei Takishita[3], Kazuho Nakai[3], Yusuke Yamashita[3], Yuta Maeda[4], Shinichirou Horikawa[4], Kenjiro Mitsuhiro[4], Takashi Okuda[4], Shuhei Tsuji[4], Naoki Sogawa[4], Kazuo Nakahigashi[5], Eiji Kurashima[6], Tomoaki Yamada[6], Miwako Ando[6], Shinichi Tanaka[6], Satoshi Ikezawa[6], Toshinori Sato[7], Mare Yamamoto[8], Satoshi Hirahara[8], Takashi Nakayama[8], Ryusuke Azuma[8], Shuichi Suzuki[8], Tomoki Tsutsui[9], Ryuichi Takei[9], Yuya Tada[9], Hiroaki Takahashi[10], Hiroshi Aoyama[10], Mako Ohzono[10], Takahiro Shiina[10], Masamitsu Takada[10], Masayoshi Ichiyanagi[10], Teruhiro Yamaguchi[10], Chihiro Ito[10], Yuki Susukida[10], Yoshio Murai[10], Tatsuya Nakagaki[10] (1. Kagoshima University, 2. Kyushu University, 3. Kyoto University, 4. Nagoya University, 5. TUMSAT, 6. University of Tokyo, 7. Chiba University, 8. Tohoku University, 9. Akita University, 10. Hokkaido University)

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

[S06-22] P- and S-wave attenuation structures in the Ryukyu Arc, Japan

*Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1] (1. Okayama University)

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 Watada[1], Masumi Yamada[2], Iyan Mulia[1], Karyono Karyono[3], Arif Aditya[4], Dimas Sinipar[5] (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. Mulia[1], Shingo Watada[1], Tung-Cheng Ho[1], Kenji Satake[1], Yuchen Wang[1], Arif Aditya[2] (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 Ho[1], Kenji Satake[1], Shingo Watada[1], Iyan E. Mulia[1], Yosuke Aoki[1], Ray Y. Chuang[2] (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 Wang[1], Kenji Satake[1] (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 Katsumata[1], Masayuki Tanaka[1] (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 Fukao[1], Hiroko Sugioka[2], Aki Ito[1], Mikiya Yamashita[1,5], Takashi Tonegawa[1], Hajime Shiobara[3], Tatsuya Kubota[4], Tatsuhiko Saito[4] (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 Kubota[1], Tatsuhiko Saito[1], Yoshio Fukao[2], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[2], Mikiya Yamashita[2,4], Takashi Tonegawa[2], Hajime Shiobara[5] (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 Watada[1], Tungcheng Ho[1], Kenji Satake[1] (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 MINAMI[1] (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 Kusumoto[1], Kentaro Imai[1], Ryoko Obayashi[1], Takane Hori[1], Narumi Takahashi[2,1], Yuichiro Tanioka[3] (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 NEMOTO[1], Takashi YOKOTA[2] (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 Miyaoka[1], Kiyoshi Takeda[1], Yuzo Ishigaki[1], Koji Nakamura[1], Satoshi Harada[1], Fujio Kusano[2], 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 Yoshida Yoshida[1], Satoshi Hirahara[1], Takashi Nakayama[1], Naoki Uchida[1], Tomomi Okada[1], Toru Matsuzawa[1] (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 Kawauchi[1] (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 Okada[1], Shin'ichi Sakai[2], Keisuke Yoshida[1], Naoki Uchida[1], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Toru Matsuzawa[1], Ryota Hino[1], Masanao Shinohara[2], Richard Sibson[3] (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 Shinohara[1], Shin'ichi Sakai[1], Takeshi Akuhara[1], Kimihiro Mochizuki[1], Ryota Hino[2], Yusuke Yamashita[3], Hiroshi Sato[1] (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 Ishikawa[1] (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 Sato[1], Tatsuya Ishiyama[1], Masanao Shinohara[1], Shin'ichi Sakai[1], Akinori Hashima[1], Tetsuo No[2], Shuichi Kodaira[2], Takeshi Sato[3], Makoto Matsubara[4] (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 Ueda[1], Lina Yamaya[1], Aitaro Kato[1] (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 Uetake[1], Kazuhito Hikima[1], Shutaro Sekine[2] (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 Nozu[1] (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 Orihara[1] (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 Suenaga[1], 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 D | Special session：S23. Open data for seismology

9:15 AM - 10:30 AM JST | 12:15 AM - 1:30 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S23]AM-1

chairperson:Yasuyuki Kano(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Katsuhiko Shiomi(NIED), Tadashi Ishikawa(Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

9:15 AM - 9:45 AM JST | 12:15 AM - 12:45 AM UTC

[S23-01] [INVITED]Progress and well-being of Open Science and research data sharing in international communities

*Yasuhiro Murayama[1] (1. National Institute of Information and Communications Technology)

9:45 AM - 10:15 AM JST | 12:45 AM - 1:15 AM UTC

[S23-02] [INVITED]Recent activity of data publication and data citation in the international community of geomagnetism

*Masahito Nose[1], Yasuhiro Murayama[2], Takenari Kinoshita[3], Yukinobu Koyama[4], Michi Nishioka[5], Mamoru Ishii[5], Manabu Kunitake[2], Koji Imai[2] (1. Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University, Nagoya, Japan, 2. Strategic Program Produce Office, National Institute for Information Communications Technology, Tokyo, Japan, 3. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Kanagawa, Japan, 4. Kindai University Technical College, Mie, Japan, 5. World Data Center for Ionosphere and Space Weather, National Institute for Information Communications Technology, Tokyo, Japan)

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

[S23-03] [INVITED]Outline of “Promotion of Earthquake Research (third phase)” started in 2019

*Yutaka HAYASHI[1] (1. MEXT)

Room D | Special session：S23. Open data for seismology

10:45 AM - 12:15 PM JST | 1:45 AM - 3:15 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S23]AM-2

chairperson:Yasuyuki Kano(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Katsuhiko Shiomi(NIED), Tadashi Ishikawa(Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

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

[S23-04] Construction and Utilization of a Database System on Offshore Active Faults around Japan for Earthquake and Tsunami Hazard Assessment

*Ayako Nakanishi[1], Hiromi Kamata[1], Narumi Takahashi[1,2], Shigeyoshi Tanaka[1], Hiroyuki Fujiwara[2], Tsuneo Ohsumi[2], Takahiko Inoue[3], Tomoyuki Sato[3], Yoshiyuki Kaneda[1,2,4] (1. JAMSTEC, 2. NIED, 3. AIST, 4. Kagawa Univ.)

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

[S23-05] Assignment of DOIs to NIED MOWLAS data

*Katsuhiko SHIOMI[1], Naotaka YAMAMOTO CHIKASADA[1], Shin AOI[1], Narumi TAKAHASHI[1], Youichi ASANO[1], Takeshi KIMURA[1], Takashi KUNUGI[1], Hideki Ueda[1], Kenji UEHIRA[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S23-06] Development of a data sharing system in the field of volcanology

*Hideki Ueda[1], Taishi Yamada[1], Takanori Matsuzawa[1], Takahiro Miwa[1], Masashi Nagai[1] (1. NIED)

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

[S23-07] Introduction of the Groundwater, Strain and Seismograph Display System "Well Web"

*Norio Matsumoto[1] (1. Geological Survey of Japan, AIST)

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

[S23-08] Data journals for publication and management of observation data: A case of GNSS-A seafloor geodesy

*Tadashi Ishikawa[1], Yusuke Yokota[2], Shun-ichi Watanabe[1] (1. Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, 2. Institute of Industrial Science, The University of Tokyo)

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

[S23-09] Activity of "Slow Earthquake Database"

*Takanori Matsuzawa[1], Masayuki Kano[2], Yusaku Takaka[3], Naofumi Aso[4], Satoshi Ide[3], Kazushige Obara[3] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Tohoku Univ., 3. Univ. of Tokyo, 4. Tokyo Institute of Technology)

Room D | Special session：S23. Open data for seismology

1:30 PM - 3:00 PM JST | 4:30 AM - 6:00 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S23]PM-1

chairperson:Yasuyuki Kano(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Katsuhiko Shiomi(NIED), Hiroshi Tsuruoka(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S23-10] Archive and publication of marine seismic data by JAMSTEC

*Tetsuo No[1], Ayako Nakanishi[1], Kaoru Takizawa[2], Yuka Kaiho[1], Yasuyuki Nakamura[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Koichiro Obana[1], Shuichi Kodaira[1] (1. JAMSTEC, 2. Nippon Marine Enterprises)

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

[S23-11] How JAMSTEC handles data and samples obtained by JAMSTEC's facilities

*Seiji Tsuboi[1], Chizuru Saito[1], Kazuyo Fukuda[1] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

[S23-12] A review of data management for polar sciences in Japan

*Masaki Kanao[1] (1. Research Organization of Information and Systems)

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

[S23-13] Utilization of earthquake catalog data

*Hiroshi Tsuruoka[1] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S23-14] Data usage by non-specialists through mobile apps

*Kentaro Emoto[1] (1. Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S23-15] Open data will be abused by (dubious) earthquake predictions

*Mamoru Kato[1] (1. GS Human and Environmental Studies, Kyoto Univ.)

Room D | Special session：S23. Open data for seismology

3:15 PM - 4:00 PM JST | 6:15 AM - 7:00 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S23]PM-2

chairperson:Yasuyuki Kano(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Katsuhiko Shiomi(NIED), Hiroshi Tsuruoka(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Manabu Morishige(JAMSTEC)

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

[S23-16] Digitization of Analogue Seismograms by Japanese High School Students

*Miaki Ishii[1], Toshihiro Morinaga[2,3] (1. Department of Earth & Planetary Sciences, Harvard University, 2. School Innovation Forum, 3. Graduate School of Education, Kyoto University)

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

[S23-17] Open Data for Historical Earthquake Studies and Historical Records

*Yasuyuki Kano[1,2] (1. ERI, The University of Tokyo, 2. Collaborative Research Organization for Historical Materials on Earthquakes and Volcanoes, The University of Tokyo)

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

[S23] Discussion

Room D | General session：S07. Deep Structure and Properties of the Earth and Planets

4:00 PM - 5:00 PM JST | 7:00 AM - 8:00 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S07]PM-2

chairperson:Yasuyuki Kano(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Katsuhiko Shiomi(NIED), Hiroshi Tsuruoka(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Manabu Morishige(JAMSTEC)

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

[S07-01] Shear velocity and attenuation of the mantle beneath the Ontong Java Plateau based on an analysis of multiple ScS wave
s

*Daisuke Suetsugu[1], Hajime Shiobara[2], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[1], Takehi Isse[2], Yasushi Ishihara[1], Satoru Tanaka[1], Masayuki Obayashi[1], Takashi Tonegawa[1], Junko Yoshimitsu[1], Takumi Kobatashi[3] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 3. Graduate School of Science, Kobe University)

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

[S07-02] Upper mantle structure beneath the Ontong Java Plateau

*Takehi Isse[1], Daisuke Suetsugu[2], Hajime Shiobara[1], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[2], Akira Ishikawa[4], Yuki Kawano[1], Kazunori Yoshizawa[5], Yasushi Ishihara[2], Satoru Tanaka[2], Masayuki Obayashi[2], Takashi Tonegawa[2], Junko Yoshimitsu[2], Takumi Kobayashi[3] (1. ERI, the University of Tokyo, 2. JAMSTEC, 3. Kobe University, 4. Tokyo Institute of Technology, 5. Hokkaido University)

4:30 PM - 4:45 PM JST | 7:30 AM - 7:45 AM UTC

[S07-03] **P-wave tomography beneath Greenland**

*Matsuno Takaya[1], Genti Toyokuni[1], Dapeng Zhao[1] (1. Tohoku univ. Reserch Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions)

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

[S07-04] Azimuthal anisotropy in the upper mantle using multi-mode surface waves: Application to the Australian region

*Yuka Nishimura[1], Kazunori Yoshizawa[1,2] (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University)

Poster session (Sept. 17th) | General session：S04. Tectonics

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S04P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S04P-01] Expansive trench-parallel shear-wave fast polarizations above a subducting plate based on S-net cabled ocean bottom seismometers

*Naoki Uchida[1], Junchi Nakajima[2], Ryota Takagi[1], Keisuke Yoshida[1], Ryota Hino[1], Tomomi Okada[1], Youichi Asano[3], Sachiko Tanaka[3] (1. Graduate School of Science Tohoku University, 2. School of Science, Tokyo Institute of Technology, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S04P-02] Bending-Related Topographic Structures of the Subducting Plate in the Southeastern Pacific Ocean

*Reno Kotate[1], Masao Nakanishi[2] (1. Chiba University Graduate School, Science and Engineering, Dvision of Earth and Environmental Scienes, Department of Earth Sciences,, 2. Chiba University Graduate School Faculty of Science)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S04P-03] **An Analytical Method for the Shape of Subducting Oceanic Plate by using GIS**

*Yuki Tsukamoto[1,2], Shinsuke Okada[3], Tatsuya Sumita[2], Daisaku Kawabata[2] (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. AIST, Tohoku University, 3. IRIDeS)

Poster session (Sept. 17th) | General session：S06. Crustal Structure

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S06P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-01] Array analysis of OBS recordings at Ontong Java Plateau: Preliminary analysis via seismic interferometry

*Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Daisuke Suetsugu[2], Hajime Shiobara[1], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[2], Yasushi Ishihara[2], Satoru Tanaka[2], Masayuki Obayashi[2], Takashi Tonegawa[2], Junko Yoshimitsu[2], Takumi Kobayashi[3] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo , 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3. Department of Planetology, Kobe University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-02] Aftershock distribution and crustal structure in and around the eastern focal area of the 2015 Gorkha earthquake (Mw 7.8)

*Eiji Kurashimo[1], Hiroshi Sato[1], Shin'ichi Sakai[1], Naoshi Hirata[1], Ananta Prasad Gajurel[2], Danda Pani Adhikari[2], Bala Ram Upadhyaya[2], Bishal Nath Upreti[3] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Tribhuvan University, 3. Nepal Academy of Science and Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-03] LAYERED CRUSTAL AND UPPER MANTLE STRUCTURE BENEATH BOTSWANA

*Admore Mpuang[1], Takuo Shibutani[1] (1. Kyoto University, Disaster Prevention Research Institute, Research Center for Earthquake Prediction)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-04] Dense seismic observation for structure beneath Showa-shinzan volcano and preliminary results

*Akiko Takeo[1], Kiwamu Nishida[1], Yosuke Aoki[1], Hiroshi Aoyama[2], Motoko Ishise[1], Takuto Maeda[3], Yuta Mizutani[1], Takeru Kai[1], Yuki Nakashima[1], Shogo Nagahara[1], Ryo Kurihara[1], Lingling Ye[4], Xiaowen Wang[5], Takeshi Akuhara[1] (1. The University of Tokyo, 2. Hokkaido University, 3. Hirosaki University, 4. Sun Yat-sen University, 5. Southwest Jiaotong University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-05] Surface wave group velocity in and around the Tsugaru plain, northern Tohoku, inferred from seismic interferometry

*Sayumi Ishida[1], Takuto Maeda[1], Masahiro Kosuga[1] (1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-06] A high-frequency later phase of intraslab earthquakes and its implications for S-wave attenuation structure in NE Japan

*Takahiro Shiina[1], Kei Katsumata[2], Kiyoshi Yomogida[3], Aitaro Kato[1] (1. ERI, Univ. of Tokyo, 2. ISV, Grad. Sch. of Sci., Hokkaido Univ., 3. Department of Earth and Planetary Dynamics, Grad. Sch. of Sci., Hokkaido Univ.)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-07] Validation of the method to estimate the crustal thickness using the cross-correlations of broad-band seismic ambient noise

*Masyitha Retno Budiati[1], Genti Toyokuni[1], Tomomi Okada[1], Toru Matsuzawa[1] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-08] Estimation of subsurface V_{SV} and V_{SH} structures beneath Asama volcano inferred by seismic interferometry

*Yutaka Nagaoka[1], Kiwamu Nishida[2], Yosuke Aoki[2], Minoru Takeo[2] (1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-09] Tomography of the Ibaraki off-shore region from ambient seismic noise

*Lina Yamaya[1], Kimihiro Mochizuki[1], Takeshi Akuhara[1], Tsuyoshi Ichimura[1], Kohei Fujita[1], Takuma Yamaguchi[1], Takane Hori[2] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. JAMSTEC)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-10] **Configuration and structure of the Philippine Sea plate off Boso, Japan**

*Aki Ito[1], Takashi Tonegawa[1], Naoki Uchida[2], Yojiro Yamamoto[1], Daisuke Suetsugu[1], Ryota Hino[2], Hiroko Sugioka[3], Koichiro Obana[1], Kazuo Nakahigashi[4], Masanao Shinohara[5] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Tohoku University, 3. Kobe Universiry, 4. Tokyo University of Marine Science and Technology, 5. University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-11] Searching for the Moho of the Philippine Sea plate and slab beneath Kanagawa, central Japan

*Yuki Abe[1], Ryou Honda[1], Yohei Yukutake[1] (1. Hot Springs Research Institute, Kanagawa Prefectural Government)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-12] Interpretation of Seismic Anisotropy Structure beneath the Tokyo Metropolitan Area on the Basis of the Geological Structure

*Motoko ISHISE[1], Shinichi SAKAI[1], Aitaro KATO[1] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-13] Subsurface Structure around the North End of the Yokosuka Fault by Seismic Reflection Survey

*Shinobu Ito[1], Tokunosuke Tatsuzawa[2] (1. GSJ, AIST, 2. Department of Earth Sciences, Resources and Environmental Engineering, Creative Science and Engineering, Faculty of Science and Engineering, Waseda University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-14] Seismic attenuation structure beneath Mt. Hakone: Implication for magma plumbing system

*Hirokazu Kashiwagi[1], Junichi Nakajima[1], Yohei Yukutake[2] (1. Tokyo Tech, 2. HSRI)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-15] 3D velocity model in the region of Nankai Trough for earthquake and tsunami hazard assessment

*Minako Katsuyama[1], Ayako Nakanishi[1], Narumi Takahashi[1,2], Rei Arai[1], Hiromi Kamata[1], Yoshiyuki Kaneda[1,2,3] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Kagawa University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-16] Seismic survey in the Nankai Trough off western Kii peninsula

*Yasuyuki Nakamura[1], Shuichi Kodaira[1], Tetsuo No[1], Yuka Kaiho[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Kazuya Shiraishi[1] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-17] Seismological Structure of PHS Boundary from Broadband Receiver Function Analysis of Local Deep Earthquake Records

*Yasunori Sawaki[1], Yoshihiro Ito[2], Kazuaki Ohta[2], Takuo Shibutani[2], Tomotaka Iwata[2] (1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-18] Receiver function imaging of the Philippine Sea plate subducting beneath Shikoku

*Takuo Shibutani[1] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-19] Relationship between the Moho discontinuities and deep low-frequency earthquake activity beneath Shikoku, southwest Japan

*Katsuhiko SHIOMI[1], Tetsuya TAKEDA[1], Tomotake UENO[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-20] Anisotropy of shear wave velocity near surface at KiK-net station in Kyushu region based on seismic interferometry

*Kentaro Motoki[1], Kenichi Kato[1] (1. Kobori Research Complex Inc.)

Poster session (Sept. 17th) | General session：S07. Deep Structure and Properties of the Earth and Planets

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S07P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-01] Simultaneous measurement of P wave and S wave velocities of core and mantle materials in GHz-DAC method

*Akira YONEDA Yoneda[1], Shin-ichiro Yoneda[2], Seiji Kamada[2] (1. IPM, Okayama Univ., 2. Tohoku Univ., Sci.)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-02] Influence of the outer core structure on the velocity analysis in the inner core

*Toshiki Ohtaki[1] (1. Geologucal Survey of Japan, AIST)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-03] Toward adjoint tomography of the large low seismic velocity provinces beneath the western Pacific Ocean

*Masayuki Obayashi[1], Takayuki Miyoshi[2], Junko Yoshimitsu[1] (1. JAMSTEC, 2. NIED)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-04] *A low-velocity layer atop the mantle transition zone beneath Mexican gulf inferred from triplicated P and S waves*

*XIN LONG[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Nozomu Takeuchi[1] (1. ERI, Univ. of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-05] Mechanism of aqueous fluid migration through a thin, low-viscosity layer near the subducting plate interface

*Manabu Morishige[1] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-06] Phase speed mapping of multi-mode surface waves with eikonal tomography using mode-branch waveforms

*Hitoshi Matsuzawa[1], Kazunori Yoshizawa[1], Fan-Chi Lin[2] (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. University of Utah)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-07] Comparisons of anisotropic 3D S wave speed models derived from linearized and non-linear inversions of multi-mode surface waves

*Kazunori Yoshizawa[1,2], Toru Taira[2] (1. Department of Earth & Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University, 2. Department of Natural History Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-08] Po/So waves traveling in the Atlantic Ocean

*Azusa Shito[1], Daisuke Suetsugu[2] (1. Kyushu University, 2. JAMSTEC)

Poster session (Sept. 17th) | General session：S16. Subsurface Structure and Its Effect

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S16P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-01] **2D Microtremor array measurements in Tsukuba city**

*Haruhiko Suzuki[1], Chisato Konishi[1], Atsushi Yatagai[1], Tadashi Sato[1], Takanori Ogahara[1], Ken Sakurai[1], Yasuhiro Kaida[1], Toru Suzuki[2], Hirohito Takahashi[3], Tomio Inazaki[4] (1. OYO, 2. MONY, 3. Meijyo Univ., 4. AIST)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-02] **Dense Microtremor Observation in Oshikadani and Takatsuji district, Yurihama Town, Tottori Prefecture**

*Isamu Nishimura[1], Tatsuya Noguchi[2], Takao Kagawa[2] (1. Graduate School of Sustainability Science,Tottori Univercity,Department of Engineering,Social Systems and Civil Engineering Program, 2. Social Systems and Civil Engineering, Tottori Univercity)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-03] Microtremor survey on Saga plain and Shiroishi plain, Kyushu, Japan

*masayuki yoshimi[1], michiko shigefuji[2] (1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. Kyushu University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-04] Estimation of Phase Velocity using an Array with Arbitrary Shape

*HUAN ZHANG[1], Hitoshi Morikawa[1], Kahori Iiyama[1] (1. Tokyo Institute of Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-05] Estimation of Underground Structures around Source Area of the 2018 Hualien Earthquake (M_W 6.4) using Microtremor Array Observations

*Ken Miyakoshi[1], Yasuhiro Matsumoto[2], Masumi Yamada[3], James Mori[3], Ikuo Cho[4], Takumi Hayashida[5], Chun-Hsiang Kuo[6], Che-min Lin[6], Yin-Tung Yen[7], Keng-Chang Kuo[8], Yujia Guo[1] (1. Geo-Research Institute, 2. Kozo Keikaku Engineering, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 5. Building Research Institute, 6. National Center for Research on Earthquake Engineering, 7. Sinotech Engineering Consultants, 8. Kaohsiung university of Science and Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-06] Estimation of subsurface structure based on microtremor and seismic observation in Shigaku area, Ohda City, Shimane Prefecture, Japan

*Tatsuya Noguchi[1], Isamu Nishimura[1], Takao Kagawa[1] (1. Tottori University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-07] Near-surface structure over Okayama Prefecture, Japan

Ayumu Uneoka[1], *Masanao Komatsu[2], Takaaki Fujita[2], Hiroshi Takenaka[2], Keiichi Nishimura[3], Mitsutaka Oshima[4], Hiroshi Kawase[5] (1. Okayama University (Now: Ryobi Systems co., ltd.), 2. Okayama University, 3. Okayama University of Science, 4. Shimizu Corporation, 5. Kyoto University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-08] A study on the modal properties of sediment on base rock

Miriam Beatrice Dodt[1], Yusuke Suzuki[1], *Kahori IIYAMA[1], Hitoshi Morikawa[1] (1. Tokyo Institute of Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-09] Subsurface velocity structures from seismic bedrock to ground surface for Tokai region, modeled to enhance strong motion prediction

*Atsushi WAKAI[1], Shigeki SENNA[1], Atsushi YATAGAI[2], Yoshiaki INAGAKI[2], Hisanori MATSUYAMA[2], Hiroyuki FUJIWARA[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. OYO Corporation)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-10] Classification of ground type for ground motion prediction based on regional characteristics of AVS 30 obtained by microtremor survey

*Shigeki Senna[1], Atsushi Wakai[1], Atsushi Yatagai[2], Yoshiaki Inagaki[2], Hisanori Matsuyama[2], Hiroyuki Fujiwara[1] (1. NIED, 2. OYO Corp)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-11] Characteristics of Ground Motion in Ogasawara Iwo-To Island using Microtremor H/V Spectral Ratio

*Takumi Murakoshi[1] (1. National Defense Academy)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-12] Estimation of soil amplification using seismic records observed at dense seismic network and deep borehole stations

*Shinako Noguchi[1], Osamu Murakami[2], Yasuhiro Asai[2] (1. Association for the Development of Earthquake Prediction, 2. Tono Research Institute of Earthquake Science)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-13] Site amplification at strong motion stations in the Kathmandu Valley, Nepal

*Michiko Shigefuji[1], Nobuo Takai[2], Subeg Bijukchhen[3], Chintan Timisina[4], Mukunda Bhattarai[4], Shova Singh[4] (1. Kyushu Univ., 2. Hokkaido Univ., 3. Khwopa Engineering College, Nepal, 4. Department of Mines and Geology, Nepal)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-14] Strong ground motion simulation in Osaka Plain for the 2018 Northern Osaka Prefecture earthquake

*Haruko Sekiguchi[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1] (1. Kyoto University, DPRI)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-15] Ambient noise cross-correlation function analyses using continuous observation data by CEORKA

*Takashi Akazawa[1] (1. Geo-Research Institute)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-16] **Examination of waveform in development of simultaneous 3D seismic reflection survey for shallow water using underwater speaker**

*Mayu Ogawa[1], Tetsuro Tsuru[1], Seishiro Furuyama[1], Jin-Oh Park[2], Chen Guo[2], Kosaku Arai[3], Takahiko Inoue[3] (1. Tokyo Unversity of Marine Science and Technology, 2. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 3. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology)

Poster session (Sept. 17th) | General session：S17. Tsunami

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S17P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-01] Submarine landslide sources estimated by multiple types of tsunami records of the 2018 Palu tsunami, Indonesia

*Kenji Nakata[1], Akio Katsumata[1], Abdul Muhari[2] (1. Meteorological Research Institute (MRI), Japan Meteorological Agency (JMA), 2. Ministry of Marine Affairs and Fisheries, Indonesia)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-02] Source model of 1854 Ansei-Tokai earthquake using tsunami waveform to understand a future Nankai earthquake

*Karen Uno[1], Yuichiro Tanioka[1], Yusuke Yamanaka[2] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University, 2. Department of Civil Engineering, The University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-03] Investigation on fault slip inversion using theoretical tsunami waveforms

*Yoshitaka Nakamura[1], Shoichi Yoshioka[2,1], Toshitaka Baba[3] (1. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 3. Graduate School of Science and Technology, Tokushima University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-04] Group velocity dispersion of teleseismic tsunami and seismic Rayleigh wave observed by ocean bottom pressure gauges installed off Tohoku

*Tatsuya Kubota[1], Tatsuhiko Saito[1], Naotaka Chikasada[1], Wataru Suzuki[1] (1. NIED)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-05] Array based measurements of tsunami phase speed with DONET OBP records

*Ayumu Mizutani[1], Kiyoshi Yomogita[2] (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-06] Near-field tsunami forecast based on MT/CMT data for the Pacific coast of eastern Japan

Akihiro Toyoda[1], *Jun Kawahara[1], Tatsuhiko Saito[2] (1. Graduate School of Science and Engineering, Ibaraki University, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-07] Far-field Tsunami Decay Processes in the Cases of North Pacific Ocean

*Takeyasu Yamamoto[1] (1. Meteorological Research Institute)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-08] Human damage in Yamada town, Iwate prefecture, due to the 1896 Meiji Sanriku earthquake tsunami

*Yuichi Namegaya[1], Yuichi Ebina[2], Kentaro Imai[3] (1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 3. JAMSTEC)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-09] Reconstruction of coastal topography around the 13th and 17th centuries and tsunami deposits survey at Kiritappu marsh, eastern Hokkaido

*Kei Ioki[1], Yuki Sawai[1], Yuichi Namegaya[1], Koichiro Tanigawa[1], Dan Matsumoto[1], Atsunori Nakamura[1], Yumi Shimada[1,2] (1. GSJ, AIST, 2. Univ. of Tsukuba)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-10] Tsunami source models of earthquakes which occurred in 20th century off-Hokkaido and off-Tohoku of the eastern margin of the Sea of Japan

*Satoko Murotani[1], Kenji Satake[2], Takeo Ishibe[3] (1. National Museum of Nature and Science, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3. Association for the Development of Earthquake Prediction)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-11] Self-similar and random slip distributions on a non-planar fault for tsunami scenarios for megathrust earthquakes

*Masaru Nakano[1], Shane Murphy[2], Ryoichiro Agata[1], Yasuhiko Igarashi[3], Masato Okada[3], Takane Hori[1] (1. JAMSTEC, 2. Ifremer, France, 3. Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo)

Poster session (Sept. 17th) | Special session：S23. Open data for seismology

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S23P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S23P-01] Bayesian modeling and visualization of spatiotemporal heterogeneity of hypocenter catalogs

*Yosihiko Ogata[1] (1. Institute of Statistical Mathematics)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S23P-02] Quality enhancement of the JMA Unified Earthquake Catalog

*Kazuhiro Iwakiri[1], Hirofumi Yokoyama[1], Mitsuharu Ueda[1], Yuriko Iwasaki[1], Daisuke Hasebe[1], Hiroshi Ueno[1] (1. Japan Meteorological Agency)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S23P-03] Development and operation of crustal deformation data sharing server

*Teruhiro Yamaguchi[1], Takahashi Hiroaki[1] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S23P-04] Marine Seismic Data Archiving and Dissemination System Development

*Yasushi Ishihara[1], Taewoon Kim[1], Koichiro Obana[1], Tomoya Nakajima[1], Aki Ito[1] (1. JAMSTEC)

Poster session (Sept. 17th) | Emergency session：S24. Off Yamagata Earthquake of 18 June 2019

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S24P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-01] Yamagata-oki Earthquake observed by AN-net

*Shutaro Sekine[1], Shintaro Abe[1], Keiji Kasahara[1], Yoshihiro Tazawa[1] (1. Association for the Development of Earthquake Prediction)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-02] Crustal structure around source area of the Earthquake offshore Yamagata Prefecture on June 18, 2019

*Tetsuo No[1], Shuichi Kodaira[1], Hiroshi Sato[2], Takeshi Sato[3], Ryo Miura[1], Norio Shimomura[4], Gou Fujie[1], Koichiro Obana[1] (1. JAMSTEC, 2. ERI, Univ. of Tokyo, 3. Sapporo Regional Headquarters, JMA, 4. Nippon Marine Enterprises)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-03] Tomography of the 2019 Yamagata-oki earthquake area

*Yu Katayama[1], Dapeng Zhao[1], Genti Toyokuni[1] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-04] Real-time automatic uncertainty estimation of GNSS-based coseismic fault model: a case study of 2019 Yamagata-Oki earthquake

*Keitaro Ohno[1], Yusaku Ohta[1], Hiroki Muramatsu[2], Satoshi Abe[2] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Geospatial Information Authority of Japan)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-05] Crustal deformation and fault model of the 2019 Mw 6.4 earthquake off Yamagata Prefecture

*Tomokazu Kobayashi[1], Hiroshi Yarai[1], Yuki Kuroishi[1], Masaki Honda[1] (1. Geospatial Information Authority of Japan)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-06] Rupture process of the 2019 Yamagata-oki earthquake estimated from strong motion and geodetic data

*Hiroaki Kobayashi[1], Kentaro Motoki[1], Kazuki Koketsu[2] (1. Kobori Research Complex Inc., 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-07] **Source Process of the Off Yamagata Earthquake of June 18, 2019**

*Kazuhito Hikima[1] (1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-08] Source process of the 2019 off Yamagata earthquake derived from strong motion data

*Hisahiko Kubo[1], Wataru Suzuki[1], Shin Aoi[1], Haruko Sekiguchi[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-09] Source rupture process of the 2019 Yamagata-ken oki earthquake estimated by waveform inversion using strong motion data

*Susumu Kurahashi[1], Ken Miyakoshi[2], Kojiro Irikura[1] (1. Aichi Institute of Technology, 2. Geo-Research Institute)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-10] Strong Motion Generation Area for the 2019 Off Yamagata prefecture, Japan, earthquake estimated by the empirical Green's function method

*Kazuhiro Somei[1], Ken Miyakoshi[1], Yujia Guo[1] (1. Geo-Research Institute)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-11] Initial rupture process of the 18-June-2019 off Yamagata earthquake inferred from source imaging

*Ryo Fujimoto[1], Hirofumi Kowari[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1] (1. Graduate school of natural science and tecnology OKAYAMA UNIVERSITY)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-12] Evaluations for source parameters and site amplifications based on generalized inversion technique

*Kenichi Nakano[1], Hiroshi Kawase[2] (1. HAZAMA ANDO CORPORATION, 2. Kyoto university)

Room A | General session：S15. Strong Ground Motion and Earthquake Disaster

Tue. Sep 17, 2019 9:15 AM - 9:45 AM JST | Tue. Sep 17, 2019 12:15 AM - 12:45 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S15]AM-1

chairperson:Takashi Furumura(Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Kotoyo Tsuchida(HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.)

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

[S15-19] Propagation of distinctive Love-wave pulses in continental and oceanic environment

*Takashi Furumura[1], Brian LN Kennett[2] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research School of Earth Sciences, Australian National University)

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

[S15-20] Strong Motion Estimation based on Presumed Velocity Model of Yokote Basin

Keita Sato[1], *Shinichi Matsushima[2], Florent De Martin[3] (1. West Japan Railway Company, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. French Geological Survey)

Propagation of distinctive Love-wave pulses in continental and oceanic environment

*Takashi Furumura[1], Brian LN Kennett[2]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research School of Earth Sciences, Australian National University

Abstract: The dispersion of Love waves traveling in low-velocity layer below the surface attenuates and elongates the wave shape with distances. However, in a typical continental structure, the group velocity of the Love wave becomes nearly constant in period 10-20 sec., leading to pulses of Love-waves over a distance of several hundred kilometers. A similar phenomenon in the much longer-period band (50-400 s) was called the G-wave by Gutenberg. In this study we examined the generation and propagation of Love-wave pulses observed from regional to teleseismic distances in continental and oceanic structure based on the analysis of observed broadband record and numerical simulation of wave propagation.

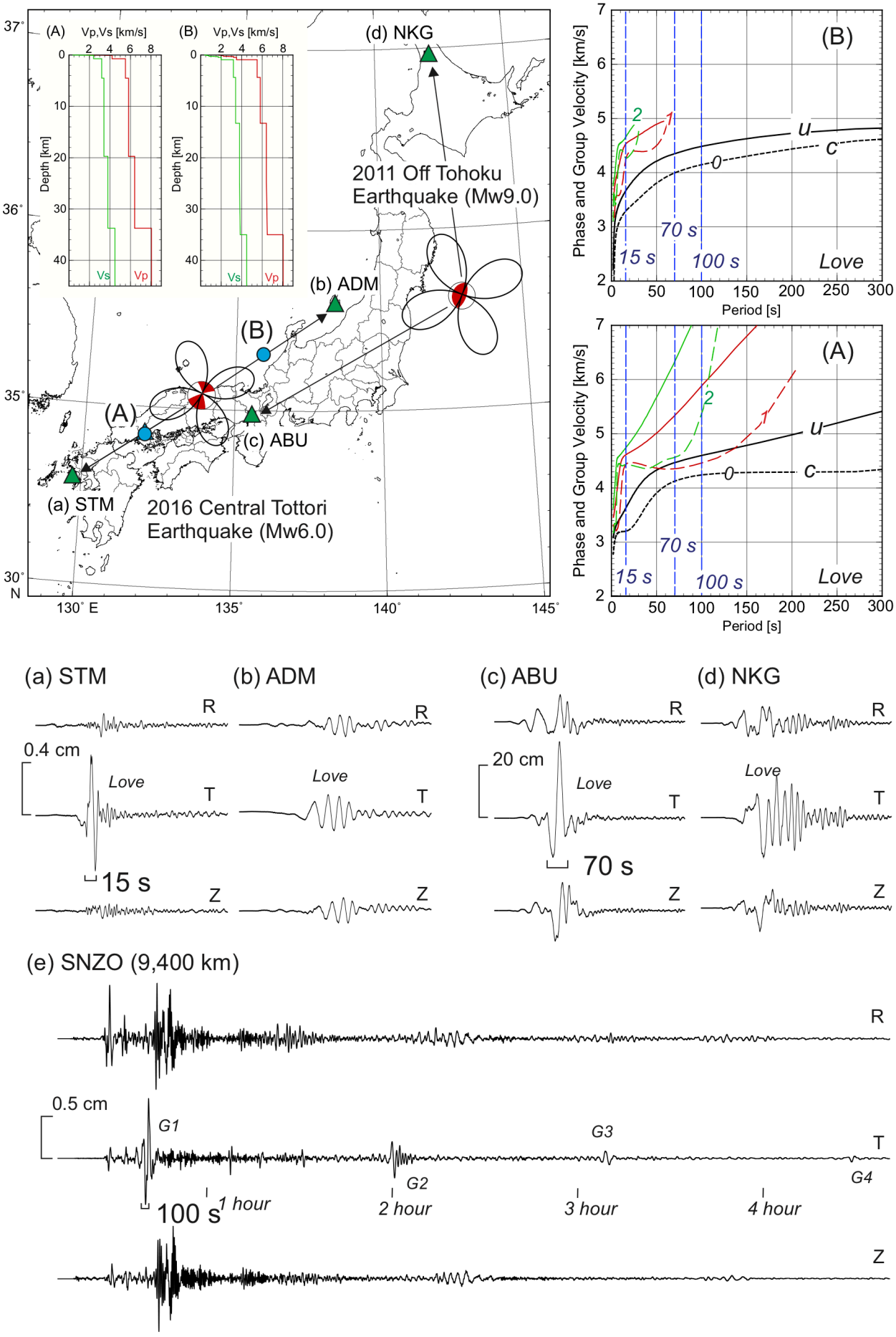
１．大陸構造とLove波の伝播特性
地表下の低速度層内を伝わるLove波は、伝播につれて分散により波群が長くそして振幅が小さくなる。ところが、一定の堆積層を有する大陸構造では、周期10-20秒にLove波の群速度が一定となる周期帯があり、パルス状のLove波が大きな振幅を保ちながら遠地まで伝播することができる（Furumura and Kennett, 2001；河本, 2017）が、海域経路では分散を起こして減衰する。同様の大振幅Love波パルスは、より長周期帯（50秒～400秒）でも見られ、GutenbergによりG波と名付けられている。G波は、大陸構造より海域構造のほうが分散が少ない。本研究では、これらLove波パルスの大陸地殻ないし海域構造における伝播特性を、広帯域観測データ解析と地震波伝播シミュレーションにより評価する。

２．近地で見られる15秒Love波パルス
2016年鳥取県中部地震（Mw6.2；深さ8 km）では、横ずれ断層の走行とその直交方向に周期15秒のLove波パルスが強く生成・伝播した（図a-STM）。九州のF-net STM観測点への中間地点（図A）の１次元速度構造（JIVSM；Koketsu, 2012）を用いてLove波の分散曲線を計算すると、周期15秒前後でLove波の基本モードの群速度が一定（u=3.2 km/s）となり、パルス状のLove波が生成することがわかる。こうした特徴はRayleigh波の分散曲線には見られない。また、Love波パルスの位相速度（c=3.6 km/s）は群速度よりずっと大きいために、パルス形状（位相）をサイクリックに変化させながら伝播することが、近地波動場のレコードセクションや地震波伝播シミュレーションから確認できる。一方、地殻が薄く(<20 km)、堆積層が厚い日本海沿岸を伝播経路とする佐渡（ADM）観測点ではLove波パルスは見られず、振幅の小さな分散波形を示している(図b)。

３．遠地で見られる40～300秒Love波パルス（G波）
より地震規模の大きな（Mw9.0）2011年東北地方太平洋沖地震(深さ24 km)の震源からは、Love波の放射の強い西南西方向の本州～九州～南西諸島にかけて、長周期（50～100秒）のLove波パルス（G波）の伝播が認められる（図c-ABU)。しかし、北海道（図d-NKG）では伝播経路の海域構造や石狩低地帯の厚い堆積層により長周期Love波パルスは分散を起こして崩れ、振幅が小さい。さらに遠地のIRIS 広帯域観測記録を調べると、震源距離とともにG波の卓越周期は長くなり、たとえばニュージーランド（図e-SNZO; 9,400 km）では周期100秒のG波が0.8 cmの振幅で記録されている。地殻が薄い海洋構造では、大陸構造よりも広い周期帯域（40～300秒）でG波が生成され、また群速度が位相速度に近い値を持つために、パルス形状(位相)を保ったまま、遠地まで伝播することができる。そして、対蹠点あるいは震央を通過する毎にPolar phase shiftにより位相が90度進む。

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan



Observed Love wave pulses at regional distances; (a) (b) from the 2016 Central Tottori (Mw6.6) earthquake, and (c)(d) from the 2011 Off Tohoku (Mw9.0) earthquake. (e) shows a teleseismic record with long-period Love wave pulses (G1, G2,...). Focal mechanism and radiation pattern of Love wave is also shown. Right panels demonstrate the phase (c) and group (u) velocities of the fundamental (0) and 1st and 2nd higher-modes of Love wave

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

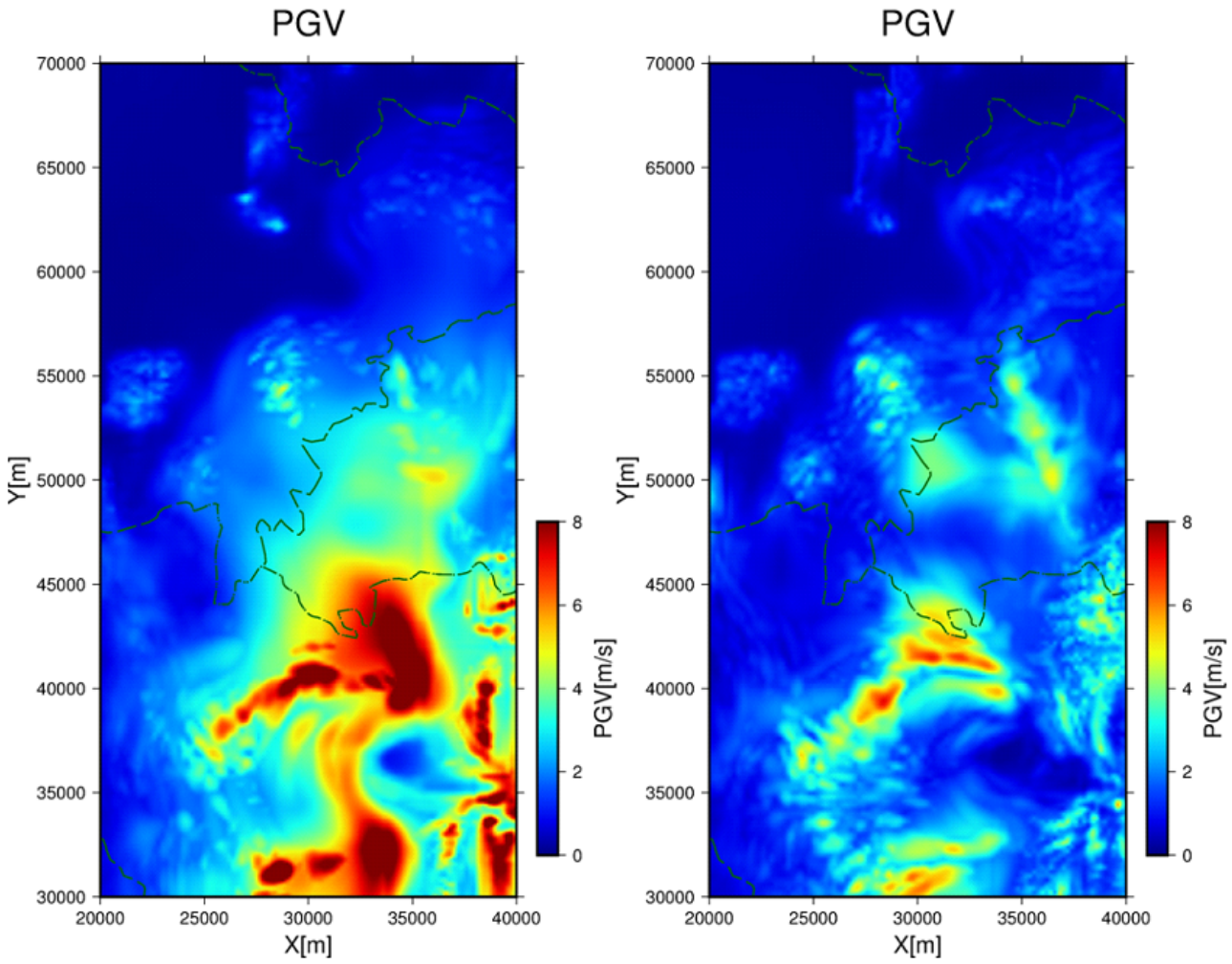
Strong Motion Estimation based on Presumed Velocity Model of Yokote Basin

Keita Sato[1], *Shinichi Matsushima[2], Florent De Martin[3]

1. West Japan Railway Company, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. French Geological Survey

常時微動観測で得られた水平上下スペクトル比及びRayleigh波位相速度分散曲線に基づいて推定された3次元地盤構造モデル（佐藤・他，2018）に基づき，横手盆地東縁断層帯北部を震源断層とした強震動シミュレーションを行うことで1896年陸羽地震の被害と強震動との関係について検討するとともに，横手盆地東縁断層帯南部を震源断層とした地震が発生した場合の横手市域における強震動予測を行う。
まず，横手盆地内で大きな被害をもたらした，1896年陸羽地震の強震動シミュレーションを行う。地震調査研究推進本部（以下、地震本部）が公開している横手盆地東縁断層帯北部の想定地震ケース1の断層モデル（地震本部，2005）を震源断層と想定する。地盤構造による影響を比較するため，佐藤・他(2018)の推定地盤構造モデルに加え，防災科学技術研究所のJ-SHISで公開されている深部地盤構造モデルを用いた強震動シミュレーションも行った。計算には、スペクトルエレメント法の一つである，EFISPEC3D（De Martin，2011）を用いる。その結果，佐藤・他(2018)の推定地盤構造モデルを用いた場合に，横手市西側まで達する最大速度（PGV）が大きい領域が現れた。このようなPGV分布はJ-SHIS深部地盤構造モデルを用いた場合には見られず，1896年陸羽地震の際に被害の大きい地域が横手市周辺にも現れた原因については、横手市周辺で基盤深さが深くなる地盤構造による影響が大きいと考えられる。
次に，横手市付近を通る横手盆地東縁断層帯南部において，横手市に近い北側のアスペリティから破壊が開始する想定地震ケース4の断層モデル（地震本部，2005）を用いて，佐藤・他(2018)の推定地盤構造モデルに基づく強震動予測を行う。その結果，図に示すように横手市西側において基盤が急激に深くなっている領域においてPGVが大きくなり，特に東西方向で顕著に見られる。これは、横手市周辺における東西方向の基盤深さ変化の方が南北方向に比べて急峻であることや，破壊開始点が横手市のほぼ真東に位置していることが影響していると考えられる。
謝辞：本研究はJSPS科研費JP16K06573と東大地震研ー京大防災研拠点間共同研究課題募集型研究「詳細地盤構造と活動セグメントの新たな解釈に基づく歴史地震の断層モデル構築に関する研究」の助成を受けた。

© The Seismological Society of Japan



(a)東西方向　　(b)南北方向

図　横手盆地東縁断層帯南部を震源とする地震の強震動予測による最大速度分布

（f < 1.0Hz）

© The Seismological Society of Japan

Room A | General session：S16. Subsurface Structure and Its Effect

Tue. Sep 17, 2019 9:45 AM - 10:30 AM JST | Tue. Sep 17, 2019 12:45 AM - 1:30 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S16]AM-1

chairperson:Takashi Furumura(Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Kotoyo Tsuchida(HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.)

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

[S16-01] Seismological bedrock waves derived from site amplification factors by the generalized spectral inversion

*Eri Ito[1], Kenichi Nakano[2], Hiroshi Kawase[1] (1. DPRI, Kyoto University, 2. HAZAMA ANDO CORPORATION)

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

[S16-02] Feasibility study on inference of the phase velocity of Love waves from horizontal array microtremor recordings by MLM method

*Kotoyo Tsuchida[1], Masanori Horike[1], Kouji Yamada[1], Masaki Suehiro[1], Sayumi Yoshida[1] (1. HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.)

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

[S16-03] Estimation of Velocity Structure Model in the Tsugaru Plain Using Microtremor Array Observation and Strong Motion Records

*Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1], Kunikazu Yoshida[2], Michihiro Ohori[3], Ken Miyakoshi[2] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Geo-Research Institute, 3. Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui)

Seismological bedrock waves derived from site amplification factors by the generalized spectral inversion

*Eri Ito[1], Kenichi Nakano[2], Hiroshi Kawase[1]

1. DPRI, Kyoto University, 2. HAZAMA ANDO CORPORATION

多数のサイトで観測された多数の地震からの強震動を用いた一般化スペクトル・インバージョン手法(GIT)では、適切な基準観測点を選択すれば極めて安定的に震源・伝播経路・サイトの各特性を観測波形のフーリエスペクトルから直接分離することができる。得られたサイト特性は、基準観測点を地震基盤露頭波相当の水平動スペクトルとすれば、各サイトの水平動からは地震基盤入射波に対するS波増幅特性が得られる。上下動についても、同じ基盤露頭波の水平動を基準にすれば、それに対するP波増幅特性が得られる。このようにGITで求めた水平動と上下動のサイト増幅特性から、直接水平動の露頭波相当のスペクトルを逆算することができる。これはすなわち通常構造同定した上でなければできない入射波成分の逆算が経験的に（モデルを経ることなく）可能となるということを意味する。ただし、位相特性については地表面観測波のそれと同じと仮定するしか方法がない。

本検討では、提案する剥ぎ取り手法のフィジビリティの検討を目的として、最新の仲野・他(JAEE, 2018)で得られたサイト特性を利用し、熊本地震の本震を対象に予備的検討を実施した。彼らのGITでは幾何減衰nには100km以上で周波数依存性を導入し、また減衰項bは地域性を考慮して6地域に分割している点が特徴である。また地震タイプをプレート境界地震、スラブ内地震、地殻内地震の3つにわけ、異なるnやbを求めている。

GITでは、対象スペクトルが各特性の対数和となった方程式を解くためには拘束条件が最低１つは必要であるが、仲野・他(2018)ではYMGH01(防府)を基準点とし、同地点の地表で観測された水平動から風化層の理論サイト特性を剥ぎ取り、露頭岩盤相当のスペクトルに補正している。剥ぎ取り後の最下層S波速度は3,450m/s に達しており、分離サイト特性は地震基盤に対する地盤増幅率とみなせる。観測データとしては、1988年～2016年12月に観測されたJMA87型・JMA95型・K-NET・KiK-net・CEORKAの地震記録を収集し、気象庁マグニチュードM_{JMA}≧4.5、震源深さ≦60km、震源距離≦200km、最小加速度≧0.2 cm/s^2、最大加速度≦200 cm/s^2、同一地震トリガー地点数≧3の条件を満足するものを選定した。

分離されたサイト増幅特性で割り込んで得られた剥ぎ取り基盤波のPGAとPGVについて検討する。図1には九州全域のK-NET・KiK-net観測点、計185点における2016年熊本地震本震の観測波と分離したサイト増幅特性で割り込んで得られた剥ぎ取り基盤波の最大加速度PGAと震源距離の関係を示す。左が水平動から求めたもの、右が上下動から求めたものである。同様に剥ぎ取り基盤波の最大速度PGVと震源距離の関係を図2に示す。水平動の図ではＮＳ・ＥW2成分とも同一距離に図化している。図中の式は回帰直線で、R^2はその決定係数である。この図から平均的にいってPGAは水平成分で観測波の約25%、上下成分で約50%に、PGVは水平成分で約40%、上下成分で約50~100%に振幅が減少していることが分かる。ばらつきを見ると多くの地点で平均からの偏差が有意に減少している。その結果、決定係数もPGAでは剥ぎ取り基盤波の方が高くなっている。ただしPGVについては、その決定係数は地表面データよりも悪化している。注目すべきは水平動と上下動から求めた基盤波最大値の違いで、地表面観測波では両者の差が大きいのに対して、剥ぎ取り基盤波ではその差は小さくなっており、これは上下動からも水平動の剥ぎ取り基盤波が得られることを示している。

図1・図2から明らかなのは、もともと偏差の大きい観測点では剥ぎ取りによってもその偏差が減少しない観測点が多いことで、その結果としてPGVでは決定係数が悪化したものと推察される。これらの地点の水平2成分と上下成分からの剥ぎ取り基盤波スペクトルを比較したところ、上下成分から求めたスペクトルが広い周波数範囲で平坦化しているのに対して、水平成分から求めたスペクトルではサイト増幅特性のピーク振動数以外の

© The Seismological Society of Japan

振動数でピークが生じており、本震の際にサイト特性が非線形化し、弱震時のサイト特性とはずれが生じたため適切に剥ぎ取りができなかったものと推察された。

以上、多数の弱震動から求めたサイト増幅特性を除去して剥ぎ取り基盤波を作成し、その最大値PGA・PGVの距離減衰特性を調べたところ、剥ぎ取り基盤波の最大値は直線性が高く、ばらつきは平均的には減少しているが、剥ぎ取っても平均値には近づかずにうまく行かなかった観測点も散見された。その原因には本震時の地盤の非線形化が可能性として考えられ、これに対する解析上の対策が今後の課題である。

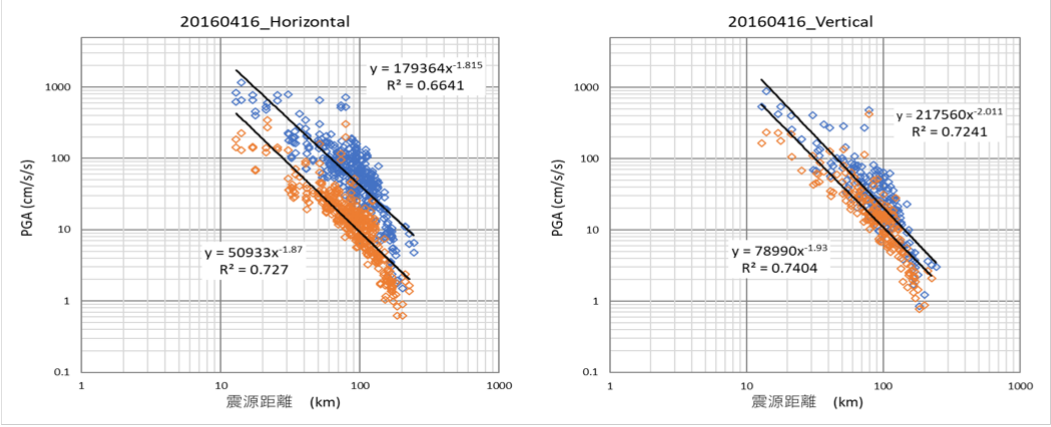


図1 剥ぎ取り基盤波の最大加速度PGAの距離減衰特性

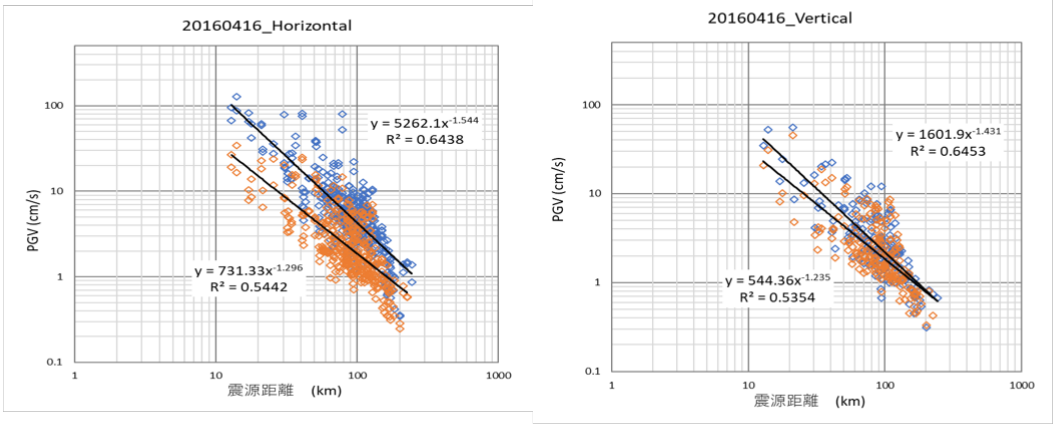


図2 剥ぎ取り基盤波の最大速度PGVの距離減衰特性

© The Seismological Society of Japan

Feasibility study on inference of the phase velocity of Love waves from horizontal array microtremor recordings by MLM method

*Kotoyo Tsuchida[1], Masanori Horike[1], Kouji Yamada[1], Masaki Suehiro[1], Sayumi Yoshida[1]

1. HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.

１．はじめに

地震動の増幅にとって最も重要とされる地盤のS波速度構造を調べるため、近年、簡易的かつ低コストで、大まかな速度構造の推定ができる微動探査が普及している。実用化されている手法としては、例えば、Horike（1985）、Capon（1969）によるf-k法や、Aki（1957）、Okada（2003）による空間自己相関関数（SPAC）法、長（2004）によるCCA法などが挙げられる。これらの手法は全て、上下動成分からRayleigh波をターゲットとし、位相速度の分散性を推定する手法である。Rayleigh波は、地盤のS波速度構造に加え、P波の速度構造の影響も受ける。一方、同じ表面波であるLove波は、S波の速度構造のみの影響を受ける震動であるため、Rayleigh波より簡単にS波速度構造の推定に利用できる。しかし、Love波は水平動成分に含まれるため、Radial成分とTransverse成分を分離する必要がある。このため、需要があるにも関わらず、実用的な手法が現れなかった。

今日、観測技術の発展で、3成分の地震計による観測が主流となり、容易に水平動成分が取得できるようになった。水平動成分からLove波の抽出を可能とする手法の開発は、実観測において、より正確なS波速度構造の推定を目指す上で重要であると考えられる。

我々は、以前に、Love波の抽出を可能とする水平動成分を用いた手法として、土田他（2016）で最尤法に基づく新たなf-k法を提案した。本研究の目的は、この手法を観測した水平微動アレイデータに適用し実用性を確認することである。

このため、本発表では、愛知県西尾市において7点の微動アレイ観測を行った微動記録を用いる。推定した位相速度の妥当性の確認方法として、（1）正分散、（2）Vertical 成分とRadial成分の位相速度の一致、（3）Vertical 成分の位相速度がTransverse成分の位相速度より小さい、の3評価基準で判定する。

更に、提案した手法の優位性を確認するため、既往の水平動成分を用いた位相速度推定法（Tada et al.（2009）によるSPAC法、CCA法）により得られた位相速度との比較も行う。

２．観測

愛知県西尾市において、7点の微動アレイ観測を行った。3成分の速度型地震計KVS300（近計システム社製）を用いて、上下動、水平2成分の記録を200Hzサンプリング、24bitでおよそ30分間の連続収録を行った。

３．解析手法

水平2成分を用いた位相速度推定法は、土田他（2016）のf-k法である。この手法により得られた位相速度の妥当性や優越性を確認するため、他の2手法（Tada et al.（2009）のSPAC法、CCA法）による位相速度の推定

© The Seismological Society of Japan

も行った。

さらに、Rayleigh波が卓越すると、Radial 成分の位相速度とVertical成分の位相速度は、一致するはずである。これらが同じになれば、Love波を示すTransverse成分の位相速度も妥当である可能性が高くなる。この比較のため、Vertical成分の位相速度も推定する。具体的な手法として、f-k法（Capon, 1969）、SPAC法（Aki, 1957）、CCA法（Cho et al., 2004,2005）を用いた。ただし、f-k法以外の解析については、一部に、微動アレイ解析ツール“BIDO2.0”softwareを使用している。（Tada et al., 2010）

４．評価基準

評価基準は、①推定された位相速度が、正分散していること、②推定されたRayleigh波の位相速度がVertical成分とRadial成分で一致すること、③推定されたTransverse成分（Love波）の位相速度が、位相速度が収束する低周波数帯域、高周波数帯域を除いて、Rayleigh波の位相速度よりも小さいこと、の3点である。

５．結果

4節で述べた評価基準を満たすのは、土田他（2016）のf-k法で推定された位相速度のみであった。これは、この手法のみがLove波の位相速度推定の実用的な手法であることを示している。

© The Seismological Society of Japan

Estimation of Velocity Structure Model in the Tsugaru Plain Using Microtremor Array Observation and Strong Motion Records

*Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1], Kunikazu Yoshida[2], Michihiro Ohori[3], Ken Miyakoshi[2]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Geo-Research Institute, 3. Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui

文部科学省委託事業「日本海地震・津波調査プロジェクト」（2013～2020年度予定）では，日本海沿岸地域での地震動予測の高度化に資するため，微動アレイ探査等を用いた堆積平野の速度構造調査を進めている．2018年度からは青森県西部の津軽平野を対象とした調査を行っている．津軽平野は，ジュラ系付加体や白亜系花崗岩体を基盤とし，新第三系及び第四系が厚く堆積している．津軽平野の東縁には津軽山地西縁断層帯が存在し，特に断層帯南部において，平野側が相対的に沈降している（宮内・他, 1999）．津軽平野では，工学的基盤以浅の地盤構造や地震時サイト増幅特性に関する研究は片岡・菅原(2003)，片岡・山本(2007)などで行われているが，深部地盤速度構造に関する情報は国内の他の大規模堆積平野に比べると十分ではない．

2018年11月に津軽平野中～南部の5強震・震度観測点（K-NET弘前、K-NET五所川原、藤崎町役場、板柳町役場、平川市尾上総合支所）周辺にて，アレイ半径15 m～1.5 kmの微動アレイ探査（LE-3D/5s+LS-8800を使用）を実施した．SPAC法により求めた位相速度を遺伝的アルゴリズム（GA）により逆解析し，S波速度構造を推定した．その結果，V_S 2.7 km/s以上の基盤相当層の上面深度は，五所川原（GSW）で1.5 km，尾上（HRK）で2.1 km，弘前（HRS）で2.6 km，藤崎（FJS）で3.1 km，板柳（IYG）で3.7 kmと推定された．また，日本海拡大時に形成された新第三系に相当すると考えられるV_S 1.0～2.1 km/sの範囲の層厚が特に大きいという特徴がある．得られた基盤深度をBouguer重力異常（産総研, 2013）と比較すると，五所川原の基盤深度が相対的に浅いことは，五所川原周辺での高重力異常と対応しているが，藤崎及び板柳が低重力異常と対応しているようには見えなかった．そこで，本研究では微動アレイ探査とは独立のデータ及び解析手法によって，微動アレイ探査の結果を検証し，推定した速度構造モデルを高度化することを試みた．

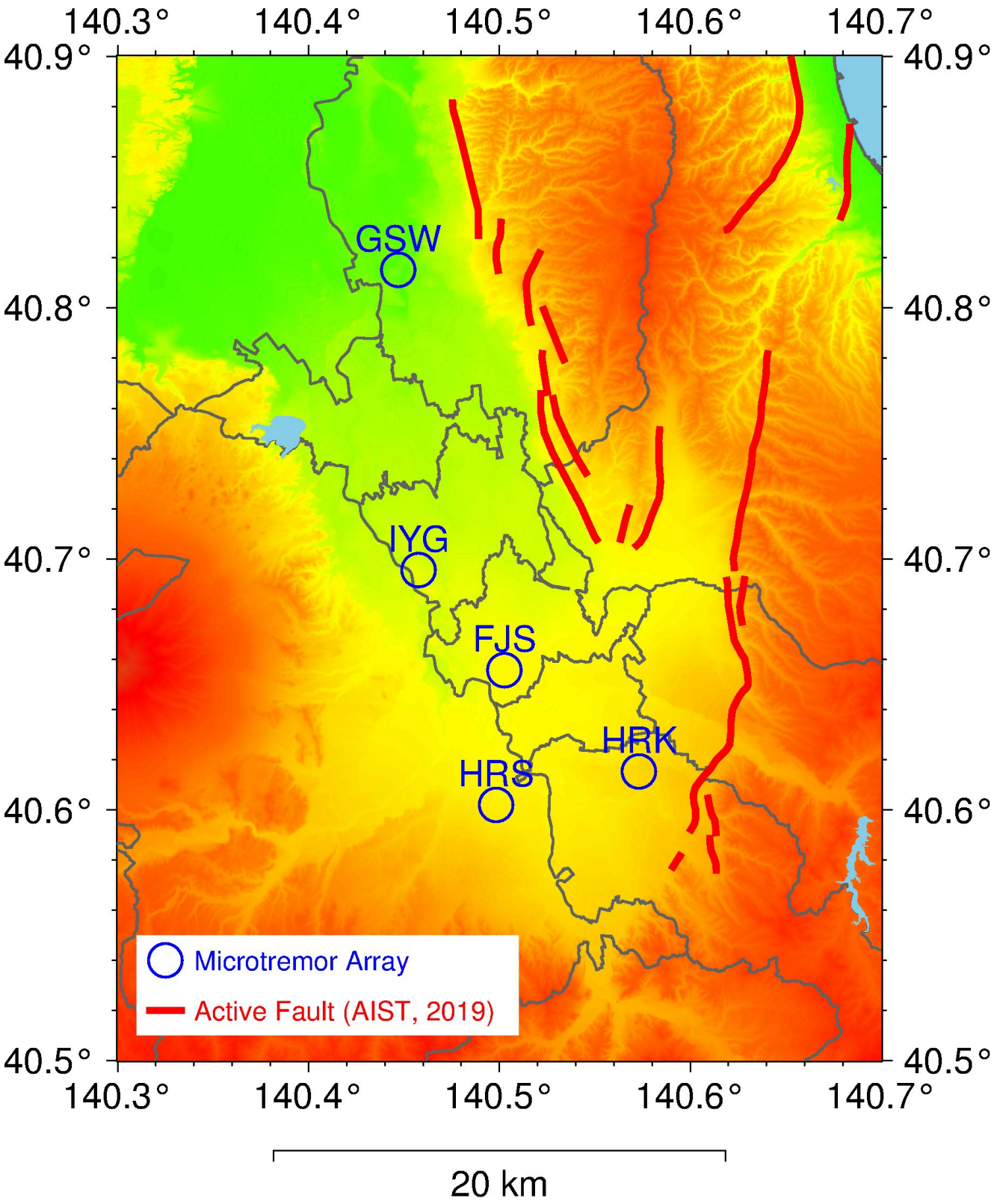
地震動記録を用いた速度構造の解析法の一つとして，地震動記録の自己相関解析（地震波干渉法）により，観測点直下の速度不連続面により生じる反射波を検出する研究が堆積平野等でも行われている．例えば，国内では，関東平野の吉本・他 (2008, 2009, 2014)，濃尾平野の渡辺・他 (2011)などによる研究例がある．本研究では，微動アレイ中心点に近い，既設の強震・震度観測点で観測された強震記録に地震波干渉法を適用し，反射波相を検出することで，基盤面深度の推定を試みた．ここでは，S波Transverse成分（S波到着1秒前から11秒間）及びP波Vertical成分（P波到着1秒前から6秒間）を解析した．得られた自己相関関数から，Hilbert変換により解析信号を作成し，その瞬時位相を用いて，イベント記録間でcoherenceな位相を強調してスタックする手法であるPhase-weighted stacking (Schimmel and Paulssen, 1997)によりスタックした．

例えば，藤崎では基盤面（V_S 2.7 km/sと仮定）からのS波反射波と見られる相の往復走時は約4.6秒と推定された．微動アレイ探査による最適解の往復走時は5.2秒であった．反射波の往復走時から期待される基盤深度は，微動アレイ探査による最適解の基盤深度よりは少し浅いが，観測位相速度を説明し得る範囲内であり，反射波往復走時と微動位相速度分散曲線を同時逆解析することでよりよい速度構造モデルを推定できる可能性もある．引き続き，地震波干渉法の解析に必要とするパラメータ（フィルターの帯域等）の検討を行うとともに，本発表では，微動アレイを実施した5地点について，同様に解析を行った結果を示し，重力異常分布や地質構造との関係について議論する．

謝辞：本研究は文部科学省科学技術試験研究委託事業「日本海地震・津波調査プロジェクト」として実施した

© The Seismological Society of Japan

ものである．国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網及び青森県震度情報ネットワークシステムの強震波形記録を使用しました．関係の皆様に深く感謝いたします．



© The Seismological Society of Japan

Room A | General session：S08. Earthquake Source Processes and Physics of Earthquakes

Tue. Sep 17, 2019 10:45 AM - 12:00 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 1:45 AM - 3:00 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S08]AM-2

chairperson:Ryosuke Ando(University of Tokyo), Akemi Noda(NIED)

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

[S08-01] Numerical experiments for estimating evolution of long-term slow slip in the Bungo Channel with Ensemble Kalman Filter, using GNSS data

*Megumi Fujita[1], Takuya Nishimura[2], Kazuro Hirahara[3,4], Mamoru Hyodo[5], Shin'ichi Miyazaki[1] (1. Graduate school of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Institute of Education, Research, and Regional Cooperation for Crisis Management Shikoku, Kagawa University, 4. RIKEN, 5. JAMSTEC)

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

[S08-02] Earthquake generation scenarios based on a mechanical model using geodetic data

*Akemi Noda[1], Tatsuhiko Saito[1], Eiichi Fukuyama[1,2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Department of Civil and Earth Resource Engineering, Kyoto University)

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

[S08-03] Dynamic rupture simulation of the 2019 M7.1 Ridgecrest, CA, earthquake: Effects of 3-D fault geometry

*Ryosuke Ando[1], Yosuke Aoki[2], Makoto Otsubo[3] (1. School of Science, University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3. National Institute of Industrial Science and Technology)

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

[S08-04] Comparison of Source Location Methods: CCF-based SSA and ASL

*Theodorus Permana[1], Takeshi Nishimura[1], Hisashi Nakahara[1] (1. Tohoku Univ.)

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

[S08-05] Frequent observation of identical onsets of large and small earthquakes

*Satoshi Ide[1] (1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo)

Numerical experiments for estimating evolution of long-term slow slip in the Bungo Channel with Ensemble Kalman Filter, using GNSS data

*Megumi Fujita[1], Takuya Nishimura[2], Kazuro Hirahara[3,4], Mamoru Hyodo[5], Shin'ichi Miyazaki[1]

1. Graduate school of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Institute of Education, Research, and Regional Cooperation for Crisis Management Shikoku, Kagawa University, 4. RIKEN, 5. JAMSTEC

長期的スロースリップイベント(L-SSE)は海溝型巨大地震発生域深部のプレート境界面で発生する応力解放過程であると同時に、隣接する巨大地震発生領域への応力擾乱を与える過程でもある。L-SSEの活動が海溝型巨大地震の発生前に変化、もしくは直接的に海溝型巨大地震をトリガーする可能性が示唆されている。したがってL-SSEのすべりの時空間発展の推定及びその予測は、海溝型巨大地震発生域での応力蓄積過程を定量的に評価する上で重要な課題である。

Hirahara and Nishikiori (2018, JpGU)では、豊後水道L-SSEを想定して、逐次データ同化手法の一つであるアンサンブルカルマンフィルタ(EnKF)を人工の模擬GNSSデータに適用し、L-SSE発生域でのすべり発展と摩擦パラメータを推定する数値実験を行い、手法の有効性を示した。その発展として本研究では、実際のGNSS観測データにEnKFを適用し、豊後水道L-SSE発生域におけるすべり発展の推定を目指す。本研究においては、従来の平面断層のモデルにフィリピン海プレートの三次元形状を導入したより実際の豊後水道長期的SSEに近いモデルを用いて同化実験を行った。

フィリピン海プレートの境界面上に図1のように解析領域を設定し、12000個の三角形小断層セルに分割した。各小断層セルでの単位すべりによる応力変化はCominou and Dundurs (1975)により計算した。断層面上の摩擦力は速度状態依存摩擦則に従うとし、状態変数の時間発展にはスローネス則を用いた[Dieterich,1979; Ruina,1983]。速度強化(A-B>0)の断層面に半径R=35kmの円形の速度弱化(A-B<0)パッチを設定した。本研究では臨界サイズRc [Rubin and Ampuero (2005), Chen and Lapusta (2009)]に対してR/Rc<1の条件を満たすような摩擦パラメータを設定し豊後水道L-SSEを再現した。この時摩擦パラメータA, Lは断層面上で一様とし、Bについてはパッチ内外でそれぞれ一定とした。また、SSE領域の浅部に固着域(全7855セル)を設定し，深さ5~10 km (固着域Ⅰ), 10~25 km (固着域Ⅱ) ,25-30 km(固着域Ⅲ)のそれぞれで固着速度を一定とした。このモデルから得られるすべり発展を真の状態とし、そこから計算される地表のGNSS観測点における変位速度に観測誤差を加えたものを模擬観測データとした。模擬観測データに対してEnKFを適用し、各小断層セルのすべり速度、状態変数及び、断層面での摩擦パラメータA, L、SSEパッチ内のB-A,固着域のすべり欠損速度を推定し、真値と比較した。なお、固着域におけるすべり速度の時間発展は考慮せず、時間発展はそれ以外のセルについてのみ計算した。またこの時、摩擦パラメータ及び固着域Ⅲの初期アンサンブルとしては、パラメータ空間からL-SSEを発生させるメンバーのみを選んで初期アンサンブルを生成した。固着域Ⅰ及びⅡのすべり欠損速度は真値の周りに10%の振幅で分布する初期アンサンブルを生成した。地表のGNSS観測点としてはGEONETの92観測点を使用し、同化間隔は5日とした。

結果として、複数回のL-SSEを経て真値への収束が見られ、プレート形状を入れたモデルの場合でもEnKFの有効性を確認することができた。本研究では観測データとしてはGNSS観測点における地表変位速度を使用していたが、実際のGNSS観測データは地表変位である。したがって今後実データを適用していくにあたり、地表変位から地表変位速度を得る、もしくは地表変位をそのまま観測データとして使用するという2通りの方法が考えられる。以前の平面断層モデルにおいては既にそれぞれの方法について開発が進んでおり[Fujita et al., 2019 JpGU]、今回導入したモデルにおいても同様の検証が必要である。また現在はSSEパッチ内で摩擦パラメータは一様としているが、より複雑なモデルの設定や実際のGNSS観測データの丁寧な補正が今後の課題として挙げられる。

© The Seismological Society of Japan

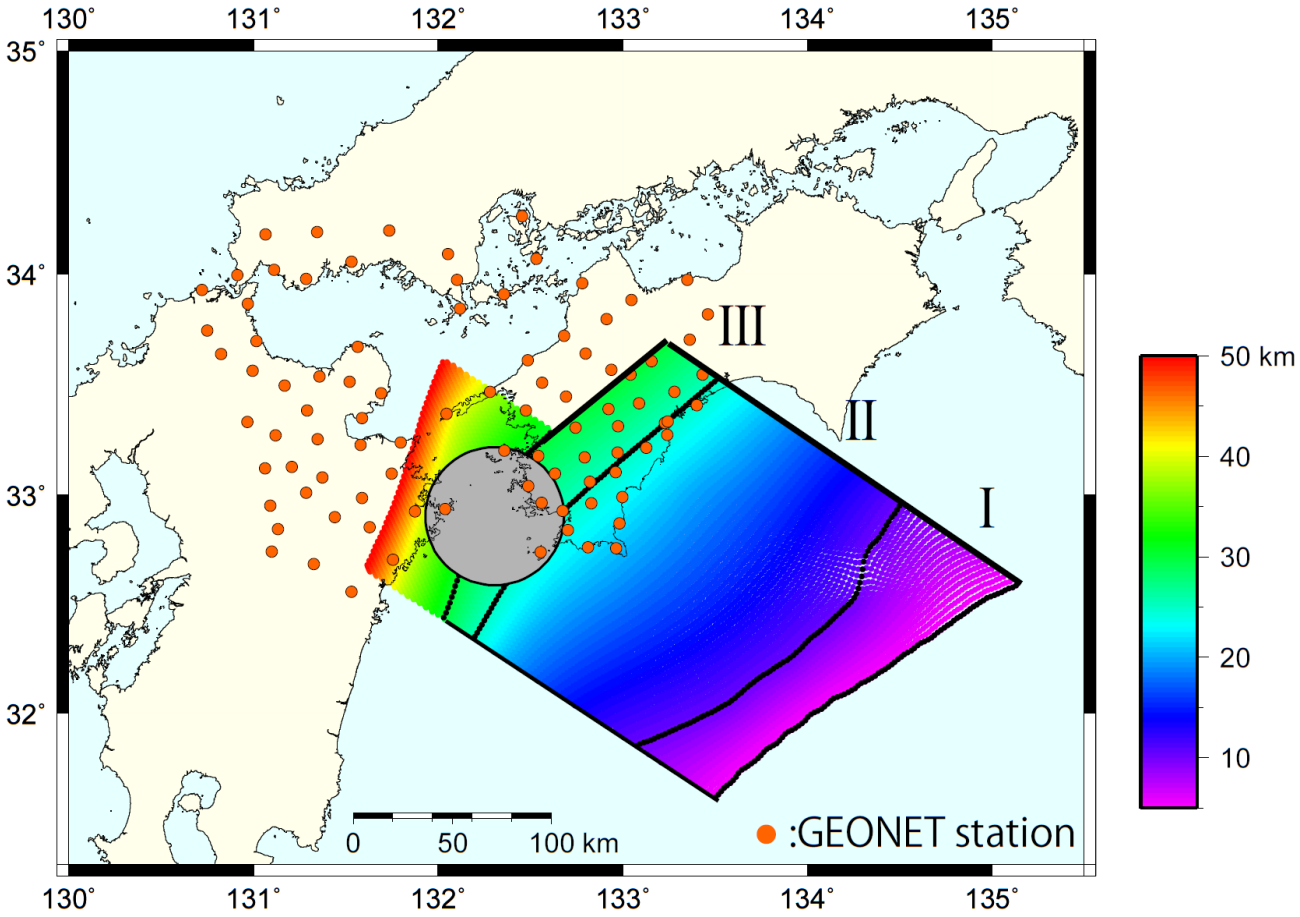


図１：解析領域(全12000セル)
灰色の円は半径35kmの速度弱化パッチ、Ⅰ~Ⅲはそれぞれ固着域ですべり欠損速度の真値は順に4.0cm/yr, 5.0cm/yr, 4.5cm/yr.
摩擦パラメータの真値はA=100 kPa, B= 120 kPa(SSE領域内), B=30 kPa(SSE領域外), L=16 mm

© The Seismological Society of Japan

Earthquake generation scenarios based on a mechanical model using geodetic data

*Akemi Noda[1], Tatsuhiko Saito[1], Eiichi Fukuyama[1,2]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Department of Civil and Earth Resource Engineering, Kyoto University

１．はじめに

過去に南海トラフで発生したプレート境界地震の震源域はいくつかの破壊セグメント（固有地震断層面）に分かれると考えられており、その組み合わせは地震イベントによって異なる（石橋・佐竹, 1998，瀬野, 2012, 地震2）。また、安政東海・南海地震や昭和東南海・南海地震のように複数のセグメントが時間差をおいて連動破壊したケースも見られる。異なるセグメントの組み合わせで地震が発生する例は、相模トラフでも報告されている（Sato et al., 2016 EPS）。

従来の地震発生のシナリオ構築では、基本的に，過去に発生した地震から経験的に震源域が設定されてきた。しかし、将来の地震が過去の地震の連動パターンと全く同じように発生するとは限らない。一方で、測地観測の稠密化・高精度化の恩恵を受け、今や測地インバージョン解析を通じてプレート間すべり遅れ速度が推定できるようになった。そして、すべり遅れ速度の推定結果からプレート境界におけるせん断応力の変化速度も計算することができる。本講演では、プレート境界の応力蓄積に基づく震源域の設定と、それを用いた地震発生シナリオの構築方法を提案する。

２．測地観測に基づく震源域の設定

プレート境界の破壊挙動が、駆動力としてのプレート境界のせん断応力と、それに抵抗する摩擦力に支配されることを考慮すれば、震源域のセグメンテーションは、せん断応力と摩擦特性の空間不均質性に規定されると考えられる。

せん断応力の増加は弾性歪みエネルギーの蓄積を意味する。地殻内に蓄えられた弾性歪みエネルギーを消費して断層すべりが進展するため、せん断応力の大きさはすべりを引き起こすポテンシャルに対応する。一方、摩擦特性は、すべりがどのように起こるか、その破壊様式（定常すべり、スロースリップ、地震時の高速破壊、余効すべり）を決定する。動力学的なシミュレーションでは、せん断応力と摩擦特性の空間分布を入力として、破壊の自発的な成長と停止といった動的な震源過程を計算することが出来るが、摩擦パラメターの推定には不確定性が大きく、現状では高精度な予測は難しい。本研究では、すべりを引き起こすポテンシャルに注目し、せん断応力の蓄積量に基づいて地震時の最終すべり分布を予測する。これは、蓄えられた弾性歪みエネルギーがすべて地震時の高速破壊で解消されると仮定することと同義である。

南海トラフ沿いのプレート境界に関しては、GNSS変位速度データからプレート間すべり遅れ速度分布が推定されている（Noda et al., 2018 JGR）。このすべり遅れ速度からプレート境界のせん断応力の変化速度を計算すると、室戸半島沖、紀伊半島南西沖、南東沖に局所的ピークを持つ分布が得られた。今後、この局所的ピークをアスペリティと呼ぶ。地震は、単独あるいは複数のアスペリティに蓄積したせん断応力を解放する過程であると考え、シナリオを構築する。

３．地震発生シナリオの構築

まず、地震時に応力解放するアスペリティを選択する。単独のアスペリティ、あるいは隣り合う複数のアスペ

© The Seismological Society of Japan

リティの組み合わせが候補となる。そして、地震間のせん断応力の増加分が地震時に解放されると考え、選択されたアスペリティのせん断応力速度と蓄積時間の積を、地震時の応力降下量として設定する。次に、応力降下量の設定と同じ応力変化を引き起こす地震時すべり分布をインバージョン解析により求める。さらに，地震時すべりが周辺の応力蓄積域に及ぼすローディングの影響を評価するために、周辺のアスペリティにおけるせん断応力の変化量を計算する。

本講演では，上記の手順で構築したシナリオの検討結果について報告する。

© The Seismological Society of Japan

Dynamic rupture simulation of the 2019 M7.1 Ridgecrest, CA, earthquake: Effects of 3-D fault geometry

*Ryosuke Ando[1], Yosuke Aoki[2], Makoto Otsubo[3]

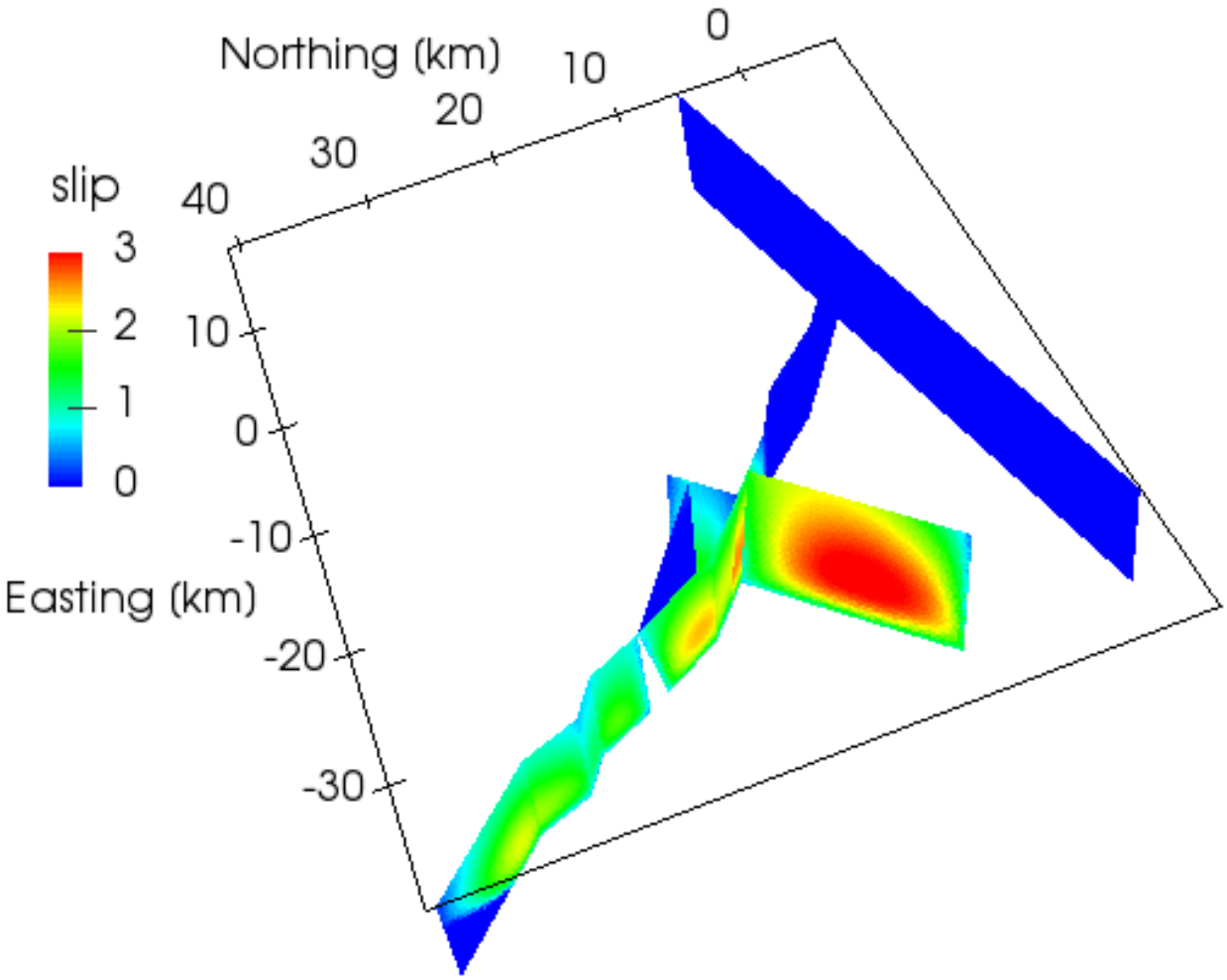
1. School of Science, University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3. National Institute of Industrial Science and Technology

The 2019 M7.1 Ridgecrest earthquake occurred on July 6, 2019, preceded by the M6.4 foreshock on July 4. This earthquake sequence presents observational evidence indicating the involvement of the geometrical fault complexity in controlling dynamic rupture processes. Aftershock distributions clearly show the foreshock rupture propagates through a conjugate fault system with two major fault surfaces. The surface breaks deduced from the InSAR imageries shows several kinks in the main strand of the surface fault, leading to the along-strike variation of the fault surfaces. Although the earthquake seems not to occur on a known major fault, the observed surface breaks appear to match with the previously documented quaternary fault traces (https://earthquake.usgs.gov/hazards/qfaults/) in some part. In this study, we aim to simulate the dynamic rupture process of the Ridgecrest earthquake to understand the effects of the non-planar fault geometry.

We construct our physics-based model considering the 3-D fault geometry, the slip-weakening friction law, and the regional stress field. The 3-D fault embedded in the elastic half-space (Fig.) is constrained based on the aftershock distributions and the InSAR derived surface deformation. The regional stress field is constrained by referring to the previous estimates (Hardebeck and Hauksson, 2001), indicating the predominant N-S compression and the strike-slip regime. The characteristic slip weakening distance Dc is a few tens of cm.

Preliminary simulations confirm the existence of spatially varying potential stress drop (initial tractions) on the fault surfaces, which can play important roles to control the dynamic rupture process. The NE-SW trending conjugate fault broken during the foreshock oriented optimally in the applied regional stress field, while the NW-SE trending main fault broken during the mainshock is also in the optimal orientation. The simulations demonstrate the dynamic rupture transfer among multi-fault segments and the rupture sometimes hesitates on misoriented segments, which may explain the occurrence of the foreshock.

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Comparison of Source Location Methods: CCF-based SSA and ASL

*Theodorus Permana[1], Takeshi Nishimura[1], Hisashi Nakahara[1]

1. Tohoku Univ.

Source location determination of volcanic tremors is a challenge in seismology due to unclear phase arrivals of P- and S-waves, which makes conventional hypocenter methods using phase arrival times inapplicable. Previous studies have proposed alternative methods using spatial distributions of seismic amplitudes, called the amplitude source location (ASL) method (e.g. Battaglia & Aki, 2003; Kumagai *et al.*, 2010), which have been applied at various volcanoes. Another is the method using the seismic cross-correlation functions (CCFs), which is called the CCF-based Source Scanning Algorithm (CCF-based SSA) method proposed by Droznin *et al.* (2015). Both methods work by performing a grid search to find an optimal point that represents the source location. However, the CCF-based SSA method by the previous study does not determine the source depth, and there are only a small number of studies that apply the method to real data. We recently modified the CCF-based SSA method to determine the horizontal location and source depth (Permana et al., submitted). In this study, the performances of CCF-based SSA and ASL methods to locate seismic sources are compared. We use seismic records of volcano-tectonic earthquakes (VTs) at Izu-Oshima and Sakurajima volcanoes. The VT hypocenters located by using an arrival time method (Hirata and Matsuura, 1987) are used as the reference. By assuming that S-wave is dominant in the waveforms, we locate the VTs using CCF-based SSA and ASL methods and calculate the misfits by comparing the obtained source locations with the reference hypocenters.

The results show that the misfits for the ASL method are more horizontally shifted from the reference than those for CCF-based SSA method, although the standard deviations of the ASL method are smaller. The results also show that the ASL method is much affected by the selection of the constant S-wave velocity, quality factor Q, and site amplification factors: S-wave velocity and Q have a more significant effect on the source depth, while the site amplification factor affects the horizontal location. On the other hand, the CCF-based SSA method does not show such systematic biases in the locations, but slightly larger standard deviations of up to about 2 km are obtained. In both methods, the configuration of seismic stations has an important role in constraining the source location.

We finally point out the advantage of using CCF-based SSA method as it requires smaller number of the initial information and is able to consider a complex velocity model.

© The Seismological Society of Japan

Frequent observation of identical onsets of large and small earthquakes

*Satoshi Ide[1]

1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo

どんな巨大地震でも、その始まりは小さな岩盤の破壊である。その破壊が複雑な断層システム上で次々に広がっていけば小地震から中規模地震、超巨大地震になることもある。このような破壊成長プロセスの予測可能性は地震発生物理学の長年の問題であり、緊急地震速報などの可能性に関わる問題である。Okuda and Ide (2018)は那珂沖の約M5の地震の始まりが、M3の地震の始まりとよく似ていることを発見した。これまでにも統計的に地震の始まりが自己相似的だという報告であったが、特定の地域の地震について、多数の観測点でほぼ同じ地震波形が同定されたことは初めてである。この発見がどの程度珍しいのか、もしくはむしろ普遍的なのか、北海道から関東までの沈み込み帯について網羅的に調査したのが本研究である。

約15年の気象庁カタログから、解析地域において約2000個のM4.5以上の地震（大地震）を抽出し、個々の大地震の付近10 km以内で発生したM4未満の地震（小地震）とのペアを作る。国内の地震観測点（防災科学技術研究所、気象庁、北海道大学、東北大学、弘前大学、東京大学、青森県、東京都、海洋研究開発機構）のうち大地震から近い順に10点を選び、上下動P波の立ち上がり最初0.2秒を比較する。2つの波形のうち大きいほうのRMS振幅で規格化した相互相関係数の10点での平均を最大化するように、相関係数を比較する範囲を決定する。同じような操作をUchida and Matsuzawa (2013)の繰り返し地震カタログに含まれる繰り返し地震のペアについて行うと、最大化した相互相関係数CCmaxの平均は0.85になるところ、大小地震の組み合わせでは、80ペア（57地震）でCCmax>0.9、356ペア（200地震）でCCmax>0.8以となる。ほとんどは低角逆断層の海溝型地震であり、それ以外のメカニズムのものは少ない。またこのようなペアは主に陸地に近いところに検出されるのは減衰の影響であろう。

海溝型の地震のペアの時間間隔は様々で10年以上になるものも多いが、それ以外の地震は前震や余震としてしか似た小地震を見つけることができない。それでも数時間以内の直前前震は海溝型でない地震により多く観察される。これは両タイプの地震発生準備過程の違いを示唆する。

この大小地震の始まりの類似性は、プレート境界に永続的に存在する階層的な構造不均質を示唆する。ある時はその小階層しか破壊しないが、別の時には小階層から大階層までを破壊することが起きると考えると理解しやすい。その違いが震源近傍のわずかな物理条件の違いに依存するとすると、破壊の最終サイズの予測可能性は大幅に制限されるだろう。

© The Seismological Society of Japan

Room A | General session：S08. Earthquake Source Processes and Physics of Earthquakes

Tue. Sep 17, 2019 1:30 PM - 3:00 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 4:30 AM - 6:00 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S08]PM-1

chairperson:Saeko Kita(Building research institute), Suguru Yabe(AIST)

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

[S08-06] **Enhanced dynamic triggering of a shallow slow slip event in the Nankai subduction zone due to the overlying sedimentary wedge**

*Satoshi Katakami[1], Yoshihiro Kaneko[2], Yoshihiro Kaneko[1] (1. DPRI, Kyoto Univ., 2. GNS Science, NZ)

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

[S08-07] Scaled energy estimation for shallow slow earthquakes in the Nankai trough

*Suguru Yabe[1], Takashi Tonegawa[2], Masaru Nakano[2] (1. AIST, 2. JAMSTEC)

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

[S08-08] Slow earthquake signals in the microseism frequency band (0.1–1.0 Hz)

*Koki Masuda[1], Satoshi Ide[1], Kazuaki Ohta[2], Takanori Matsuzawa[3] (1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S08-09] Detection of shallow low-frequency earthquakes beneath the Japanese Islands

*Junichi Nakajima[1], Akira Hasegawa[2] (1. Earth and Planetary Sciences, School of Science, Tokyo Institute of Technology, 2. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S08-10] Focal mechanisms of deep-low frequency earthquakes beneath Zao, Iwatesan and Hijiori

*Genki Oikawa[1], Naofumi Aso[1], Junichi Nakajima[1] (1. Tokyo Institute of Technology)

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

[S08-11] Interactions between the intraslab earthquakes and episodic slow slips beneath Kii Peninsula controlled by fluid migration

*Saeko Kita[1], Heidi Houston[2], Sachiko Tanaka[3], Youichi Asano[3], Takuo Shibutani[4], Naoki Suda[5] (1. Building Research Institute, 2. USC, 3. NIED, 4. DPRI, Kyoto University, 5. Hiroshima University)

Enhanced dynamic triggering of a shallow slow slip event in the Nankai subduction zone due to the overlying sedimentary wedge

*Satoshi Katakami[1], Yoshihiro Kaneko[2], Yoshihiro Kaneko[1]

1. DPRI, Kyoto Univ., 2. GNS Science, NZ

The dynamic triggering of slow slip events (SSEs) is rarely observed, even though regional earthquakes often trigger tectonic tremors and very low-frequency earthquakes. Shallow SSEs have been inferred from temporal changes in borehole pressure across the DONET network (offshore of Kii Peninsula, Japan) that immediately followed the 2011 Tohoku-Oki (~700 km hypocentral distance), 2016 Mieken Nanto-Oki (occurred beneath the borehole network), and 2016 Kumamoto (~600 km hypocentral distance) earthquakes and lasted for up to two weeks in the shallow part of the Nankai subduction zone. Here we identify the shallow SSEs that may have been dynamically triggered by regional earthquakes. We identify a possible shallow SSE in 2004 that was triggered by the Kii-hanto Nanto-Oki earthquake using tectonic tremor and very low-frequency earthquakes, as the borehole network was not yet installed. We quantify the dynamic Coulomb stress changes due to causal events in the Philippine Sea Plate that could be distributed shallow SSE source faults. The passing seismic waves from the Tohoku-Oki, Mie-ken-Oki, and Kumamoto earthquakes induced calculated Coulomb stress changes of >100, 50, and 20 kPa, respectively. Furthermore, the clear causal earthquakes (Kii-hanto Nanto-Oki, Tohoku-Oki, and Mieken Nanto-Oki earthquakes) that triggered shallow SSEs induced large, long-duration Coulomb stress perturbations (>10 kPa for ~30 sec), which suggests that a shallow SSE may be triggered under these conditions. Shallow SSEs are therefore more likely to be dynamically triggered than their deep counterparts due to enhanced stress perturbations induced by the sedimentary wedge.

© The Seismological Society of Japan

Scaled energy estimation for shallow slow earthquakes in the Nankai trough

*Suguru Yabe[1], Takashi Tonegawa[2], Masaru Nakano[2]

1. AIST, 2. JAMSTEC

南海トラフでは地震・津波観測システム（DONET）が整備され海域観測が発展したことにより，スロー地震の地震波シグナルである浅部低周波微動や浅部超低周波地震が観測され，海溝近傍のプレート境界浅部で浅部スロー地震が発生していることが明らかになった．南海トラフの深部スロー地震は深さ30-40kmで発生しているのに対して，浅部スロー地震は深さ数kmで発生しており，両者の地震発生環境は大きく異なる．地震発生環境の違いは，地震活動の特徴に反映される可能性がある．南海トラフのスロー地震は，巨大地震の固着域から安定滑り領域にプレート境界の特性が変化する脆性塑性遷移領域で発生していると考えることができ，塑性的な振る舞いを支配する岩石の流動則は温度や圧力といった地震発生環境に依存するため，深部と浅部のスロー地震の間にはその挙動に違いがある可能性がある．

Yabe et al. (2019, JGR) では，熊野沖に展開されるDONET1のデータを用いて，浅部スロー地震のScaled Energyの推定を試みた．浅部低周波微動から地震波エネルギーを，浅部超低周波地震から地震モーメントを推定した．両者の比であるScaled energyを計算したところ，10^{-9}-10^{-8}程度と，深部スロー地震の値とほぼ同程度か若干高い値となった．本研究では，Yabe et al. (2019, JGR) の手法を四国沖に展開するDONET2のデータに適用することで，四国沖の浅部スロー地震に対してScaled energyの推定を行った．浅部スロー地震に対するScaled energyのデータ数を増やすことで，深部スロー地震よりも若干高いと推定された熊野沖浅部スロー地震のScaled energyが普遍的なものであるのか，空間的なばらつきの範囲内であるのかを検証した．その結果，DONET2の室戸沖（Gノード）付近のクラスターではScaled energyが10^{-9}-10^{-8}程度と熊野沖浅部スロー地震のScaled energyに近い値が求まったのに対して，紀伊水道沖（Fノード付近）のクラスターではScaled energyが10^{-10}-10^{-9}程度と深部スロー地震の値に近い値が求まった．このことから浅部スロー地震のScaled energyには震源クラスターごとにばらつきがあり，その範囲内で深部スロー地震と同程度の値を持つと考えられる．

© The Seismological Society of Japan

Slow earthquake signals in the microseism frequency band (0.1–1.0 Hz)

*Koki Masuda[1], Satoshi Ide[1], Kazuaki Ohta[2], Takanori Matsuzawa[3]

1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

スロー地震は大地震の発生領域に隣接した領域で発生する、プレート境界の応力変化に敏感といった性質を持っており、この約20年間精力的に調べられてきた。スロー地震はその特徴的な時定数で微動と低周波地震（2-8 Hz）、超低周波地震（10-100秒）、スロースリップイベント（＞1日）に分けられる。低周波地震と超低周波地震の間の周波数帯域は脈動ノイズが卓越しており、スロー地震の信号を検出するのは難しい。我々が脈動帯域と呼ぶこの帯域では、例外的に、沈み込み帯浅部での海底地震計による近地観測、ノイズの偶然小さいタイミング、という状況で低周波地震と超低周波地震に伴う信号が検出された例が報告されているが（Kaneko et al., 2018）、深部スロー地震のこの周波数帯域における信号の特徴は全く明らかになっていない。
本研究では、南海トラフ沈み込み帯に属する四国西部の領域について、高周波数帯域の信号を用いて大規模な波形重合を行い、脈動帯域におけるスロー地震の信号の解析を行う。まず、合成テンプレート波形を作成し、マッチドフィルタ解析を行うことで四国西部の領域での低周波地震の検出を行った（Ohta & Ide, 2017）。GPUを利用することで計算の高速化を達成し、Hi-netの9観測点における2005年から2015年までの速度計データから約70万の波形を検出した。これらの時間分布から低周波地震はエピソディックな現象であること、空間分布からイベントが発生しやすいパッチ上の領域が断層面上に存在することが分かり、このことは既往研究と整合的である。次に、この検出結果を用いてHi-netの観測点と同じ場所に設置されている高感度加速度計の波形を重合する。重合した波形に0.25秒から0.5秒、0.5秒から1秒、1秒から2秒、2秒から4秒、4秒から8秒、8秒から16秒、16秒から32秒、32秒から64秒の8種類のバンドパスフィルタを適用したところ、全ての帯域で位相のそろった波形が確認できた。これはスロー地震が0.25秒から64秒までの広い周期帯で信号を持っていることを示している。さらに、バンドパスフィルタを適用する前の重合波形に対する各帯域の相対振幅の周波数帯域依存性はω^2-モデルに従う合成波形と異なっており、スロー地震が普通の地震と異なる物理を持っていることを示唆する。

© The Seismological Society of Japan

Detection of shallow low-frequency earthquakes beneath the Japanese Islands

*Junichi Nakajima[1], Akira Hasegawa[2]

1. Earth and Planetary Sciences, School of Science, Tokyo Institute of Technology, 2. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University

内陸で発生する深部低周波地震は，卓越周波数が約２～５Hzで，一般にP波が不明瞭でS波の励起が大きいという特徴がある（鵜川・小原, 1993; Hasegawa & Yamamoto, 1994）．1990年代までは，深部低周波地震は主に火山周辺で発生すると考えられてきたが，近年では大阪湾から琵琶湖にかけての領域や島根県東部など，火山から遠く離れた領域でも深部低周波地震が数多く発生していることがわかってきた．深部低周波地震の多くはモホ面近傍（深さ25–35 km）で発生していることから，地殻深部のメルトまたはメルトの固化により生じた流体の移動が深く関係していると考えられてきた．
一方で，データが蓄積されるにつれて上部地殻でも低周波地震が発生し，深さ10–50 kmの広い深さ範囲で発生していることがわかってきた（例えば，小菅, 2016）．また，2008年岩手・宮城内陸地震や2016年熊本地震の余震の中に低周波成分に富む地震があることが報告されている（例えば，防災科学技術研究所, 2008；小菅・他, 2010; 木村・鵜川, 2018）．さらに，函館市周辺の活動では，低周波地震と通常の地震がほぼ同じ場所で発生していることも分かってきた（野口・他, 2018; 吉田・他, 2019）．このように，低周波地震は必ずしも「深部」で発生するわけではなく，地殻浅部の発生例も多く報告されている．そこで本研究では，日本列島の内陸で発生した地震の波形解析から，気象庁が低周波地震と認定していない地震を新たに検出し，その時空間分布の特徴を明らかにしたので報告する．
解析に使用したのは，2003年から2016年までに陸域下で発生した約920,000個の地震（M0–2.5, 深さ35 km以浅で太平洋プレートとフィリピン海プレートよりも浅い地震）であり，気象庁一元化のS波読み取り値から3秒の時間窓で速度振幅スペクトルを計算した．そのスペクトルに対して，低周波帯（Al: 2–5 Hz）と高周波帯（Ah: 10–15 Hz）の平均振幅からFI=log(Ah/Al)で定義されるFI値（Buurman & West, 2010; 小菅・春山, 2018; Hotovec-Ellis et al., 2018）を計算した．低周波成分が卓越するとFI値は負の大きな値となる．また，速度振幅スペクトルのピーク周波数（fp）を計算し，FIとfpの2つの指標で低周波地震の検出を行った．そこでは気象庁一元化震源に含まれる低周波地震のFI値とfpの分布を参考に，FI–0.75, fp5 Hzを低周波地震候補とした．選ばれた低周波地震候補は約9200個であり，そのうち約1200個は深さ15 km以浅で発生した地震である．
深さ15 km以浅で発生している低周波地震候補の多くはM6.5以上の内陸地震の余震の中に多く含まれ，本震発生直後に集中して発生しているという特徴がある．この結果は，2016年熊本地震などで報告されているように，余震活動の中に多くの低周波地震が含まれることを示している．また，日高地方と北海道北部においては比較的広い範囲で低周波地震が発生している領域があることも明らかになった．これらの結果は，低周波地震は必ずしも「深部」で発生するわけではなく，上部地殻においても少なからず発生していることを示している．火山地域ではない地殻浅部でも低周波地震が発生しているという事実は，低周波地震の発生にはマグマやメルトの存在や脆性破壊領域よりも高温の条件などは必須ではないことを示唆している．今後は低周波地震候補とされた地震の波形を精査し，誤検出を減らすとともに，内陸地震（本震）と低周波地震発生の時空間関係を定量化するなど，低周波地震の発生条件を明らかにしていく予定である．

謝辞：本解析には気象庁一元化震源及びその読み取り値を使用いたしました．感謝いたします．

© The Seismological Society of Japan

Focal mechanisms of deep-low frequency earthquakes beneath Zao, Iwatesan and Hijiori

*Genki Oikawa[1], Naofumi Aso[1], Junichi Nakajima[1]

1. Tokyo Institute of Technology

1. 背景

東北日本の活火山周辺では深さ20～40kmといった地殻内部地震よりも深い領域で微小地震が観測されている。この地震は2～8Hzの地震波を励起することから低周波地震(以下LFE)と呼ばれている。そのメカニズムはCLVDや体積変化成分といった非Double-Couple成分を持った多種多様な解が推定されており(例えばNakamichi et al., 2003)、クラックと断層の相互作用やマグマの冷却などが発生モデルとして考えられている。しかし、LFEは規模が小さいため解析例は少なく、普遍的な発生プロセスの解明には未だ至っていない。そこで、本研究では東北日本でLFE活動が活発な蔵王、岩手山、肘折の3領域についてメカニズムを決定し、火山ごとのメカニズムの比較及び、蔵王や肘折で見られている2011年の東北地方太平洋沖地震前後での活動変化とメカニズムの関連性を調べた。

2. データ・手法

本研究ではHi-net、東北大学、気象庁の100Hzサンプリング地震計によって記録された地震波形を用いた。気象庁のカタログのうち2003年～2017年に発生し、マグニチュード0.5以上のLFEを解析対象とした。震源は気象庁により決定されたデータを用い、射出角や入射角の計算にはJMA2001を使用した。メカニズムの決定にはS波とP波の振幅比を用いた。本研究では、伝搬経路や自由表面の影響を補正するために、最初にメカニズムが既知である通常の地震を使って振幅比を補正し、次にDouble-Couple、Single-Force、CLVD、Tensile-Crackの4つのモデルから期待される理論振幅比と補正された観測振幅比の残差が最小となる解をグリッドサーチにより推定した。最後にモデル間の比較をAIC(赤池情報量基準)によって行い、イベントごとに最適なモデルと震源パラメータを決定した。

3. 結果と議論

蔵王で29個、岩手山で24個、肘折で21個のLFEについてメカニズムを決定した。全体的な特徴としてはDouble-Couple型のLFEが多く、その割合は蔵王で62%、岩手山で75%、肘折で86%であった。特に岩手山ではNakamichi et al., 2003と似たメカニズムを持つイベントも得られた。また蔵王、肘折では2011年東北地方太平洋沖地震の前後でメカニズムや発生位置に変化が見られた。蔵王では地域応力場と整合的であったDouble-Couple型のメカニズムが活動の活発化とともに変化しており、肘折では東北地震前の発生領域より深い場所でDouble-Couple型の規模が大きいイベントが発生しているという特徴が得られた。これらの活動やメカニズムの変化は東北地震によって生じた応力変化の粘弾性的応答や流体の拡散によって発生していると考えられる。一方、岩手山では東北地震前後で明瞭な活動やメカニズムの変化は見られなかったが、発生場所ごとに違いが見られた。岩手山では山体北部、山体直下、山体南部の3箇所でLFEが発生しており、領域毎に見るとメカニズムは多様であったが、同じ領域内では似通っているLFEも存在した。この結果は領域毎に発生プロセスは異なるが、同じ領域では単一の物理過程が発生に寄与していると考えられる。特に山体直下に関しては非Double-CoupleのLFEが多い傾向であった。山体直下のLFEは深さ10km以浅で発生しており、岩手山では浅部における活発なマグマ活動の存在を示しているのかもしれない。

謝辞：本研究では防災科研、気象庁、東北大学地震・噴火予知研究観測センターの波形記録を用いました。また、解析には気象庁の一元化読み取り値を使用しました。記して感謝いたします。

© The Seismological Society of Japan

Interactions between the intraslab earthquakes and episodic slow slips beneath Kii Peninsula controlled by fluid migration

*Saeko Kita[1], Heidi Houston[2], Sachiko Tanaka[3], Youichi Asano[3], Takuo Shibutani[4], Naoki Suda[5]

1. Building Research Institute, 2. USC, 3. NIED, 4. DPRI, Kyoto University, 5. Hiroshima University

Slow slips are thought to be related to geofluids and sometimes occur near the times of intraslab earthquakes. Studies have examined the interaction of slow slip with intraslab earthquakes, showing that even slow deformation on the plate interface has the potential to change the stress field (Warren-Smith et al. 2019) and seismicity (Han et al. 2014) within the subducting slab. However, detailed processes and relationships between intraslab earthquakes, slow slip phenomena and geofluids are not known. In the present study, we found changes in seismicity rates, b-values, and stresses in the Philippine sea slab before and after the times of slow slip episodes beneath Kii peninsula, southwestern Japan. At 1 month before the slow slip times, seismic rate and b-value of intraslab earthquakes become high, which is consistent with the effects of fluid-induced seismicity (Bachmann et al. 2012) and “geofluid injection” seismicity beneath northeastern Japan (Yoshida et al. 2017; 2018). Stress orientations in the upper-plane earthquakes suggest that the plate boundary just beneath the slow slip zone is weakly locked before slow slip times, becoming unlocked afterwards, whereas updip of the zone, it becomes more locked after slow slip. These interpretations of the degree of locking on plate boundary are consistent with results from Cascadia based on LFE recurrence patterns (Sweet et al. 2019) in that the locking on the plate boundary there appears to increase as one goes updip through the ETS zone. Our results suggest that monitoring of intraslab earthquakes may provide a means to evaluate not only slow slip activity but also plate boundary conditions.

© The Seismological Society of Japan

Room A | General session：S08. Earthquake Source Processes and Physics of Earthquakes

Tue. Sep 17, 2019 3:15 PM - 4:45 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 6:15 AM - 7:45 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

[S08]PM-2

chairperson:Takehito Suzuki(Aoyama Gakuin University), Naofumi Aso(Tokyo Institute of Technology)

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

[S08-12] Inertia term governs displacement of stick-slip experiment

*Shinichi Oba[1], Yuta Mitsui[2] (1. Graduate School of Science and Tecnology, Shizuoka University, 2. Faculty of Science, Shizuoka University)

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

[S08-13] Paradox in Rupture Propagation Velocity

*Eiichi Fukuyama[1,2], Shiqing Xu[1], Futoshi Yamashita[1] (1. Nat'l Res. Inst. Earth Sci. Disas. Res., 2. Dept. Civil and Earth Resources Eng., Kyoto University)

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

[S08-14] Understanding of temporal evolution of the eddy viscosity in porous media and its seismological implications

*Takehito Suzuki[1] (1. Aoyama Gakuin University)

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

[S08-15] Numerical simulation of earthquake sequence on rough faults

*So Ozawa[1], Eric M. Dunham[2] (1. University of Tokyo, 2. Stanford University)

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

[S08-16] Earthquake triggering by dynamic and static stress changes

*Shingo Yoshida[1], Takuto Maeda[2], Aitaro Kato[1] (1. Earthquake Research Institute, Univ. Tokyo, 2. Hirosaki Univ.)

4:30 PM - 4:45 PM JST | 7:30 AM - 7:45 AM UTC

[S08-17] Rupture simulation in a temporally stochastic stress field

*Naofumi Aso[1], Ryosuke Ando[2], Satoshi Ide[2] (1. Tokyo Institute of Technology, 2. University of Tokyo)

Inertia term governs displacement of stick-slip experiment

*Shinichi Oba[1], Yuta Mitsui[2]

1. Graduate School of Science and Tecnology, Shizuoka University, 2. Faculty of Science, Shizuoka University

自然地震の大スケールにおける各種スケーリング関係はよく研究されているが，小スケールの研究は，観測分解能の限界のために難しい．一方，室内スティック・スリップ実験は，自然地震と様々な面で違いがあるものの，小スケールの現象を調べることが出来る．ここでは，すべり-長さスケーリング関係の観点から，せん断によって発生するガウジの影響や，荷重・剛性といったパラメータの影響を調べる．既往のスティック・スリップ実験のデータ（出版済論文14編）をもとに，試料の長さ，すべり量，荷重，剛性そしてガウジの層厚の相関分析，重回帰分析を行った．その結果，荷重と剛性値から成る特徴的時間とすべり量との間に強い正相関（0.936）が見られた．このことは，スティック・スリップ実験のすべり量が，慣性項で第一に支配されていることを示唆する．また，ガウジの層厚とすべり量との間にも強い負相関が見られたが，これは偏相関分析により，擬似相関と判断した．

© The Seismological Society of Japan

Paradox in Rupture Propagation Velocity

*Eiichi Fukuyama[1,2], Shiqing Xu[1], Futoshi Yamashita[1]

1. Nat'l Res. Inst. Earth Sci. Disas. Res., 2. Dept. Civil and Earth Resources Eng., Kyoto University

According to the Griffith fracture criterion, rupture propagation velocity is determined by the balance between the supplied energy (e.g. elastic strain energy) and the consumed one (e.g. fracture energy). Generally, rupture propagates with the velocity slower than S- wave velocity for Mode 3 and slower than Rayleigh wave velocity for Mode 2 rupture. In Mode 2 case, when the supplied energy is extremely large or the consumed energy is extremely small, the rupture propagates faster than the S wave velocity but still slower than the P wave velocity (termed supershear or intersonic rupture).

Recently, there are some experimental reports that the rupture can propagate faster than the P wave velocity (termed supersonic rupture). Gori et al. (2018) observed supersonic rupture propagation along a polymeric material interface by identifying the shock wave front of P waves with the high speed DIC measurement. Fukuyama et al (2019) found an emergent slow slip (EMS) events that propagates faster than the P wave velocity during the meter-scale biaxial rock friction experiments. The characteristics of the EMS events are as follows: 1) The onset of source time function was gentle compared to the regular stick slip (RGS) events. 2) Elastic waves were emitted at the rupture front of the EMS events. 3) Predominant frequency of the emitted waves was low compared to the RGS events. 4) Amount of stress drop was similar to that of the RGS but total amount of slip was about 1/5 of RGS.

It was reported that supersonic rupture occurred only when the extremely large energy was supplied for the rupture initiation (e.g. Gori et al., 2018). However, Fukuyama et al. (2019)'s data indicated that the supersonic rupture could occur even without large external energy supply. This could be achieved since the onset of the EMS rupture was very gentle and the consumed energy at the rupture front was small. Nevertheless, wave radiation was observed, which could be considered as a sort of shock wave generated at the supersonic rupture front.

If we assume that the EMS events occurred on a zero-thickness boundary between two rock specimens, all materials will behave elastically and all information has to propagate with elastic wave velocity. In this case, the rupture velocity cannot exceed the elastic wave velocity. In contrast, when a thin layer exists on the fault, which sheared during the EMS events, the thin layer could be deformed nonlinearly with high strain rates as Fukuyama et al. (2019) proposed. In this case, the rupture can propagate faster than the elastic wave velocities.

In summary, recent experimental observations raise a paradox with regard to rupture propagation velocity, which seemed difficult to resolve by the classical fracture mechanics theories. Therefore, we need to construct physical models to explain these new phenomena.

© The Seismological Society of Japan

Understanding of temporal evolution of the eddy viscosity in porous media and its seismological implications

*Takehito Suzuki[1]

1. Aoyama Gakuin University

断層岩をはじめとした多孔質媒質中の流れにおいて、それが乱流となる場合は広く理論的・実験的に扱われてきた。それを記述するモデルも多数あるが、特にk-epsilonモデルはしばしば用いられている [例えばPedras and de Lemos, 2001 (PdL)]。ここでkとepsilonはそれぞれ乱流エネルギーとその高波数領域への散逸率を表す。これらを用いて渦粘性率を求め、乱流の状態を考察していくというモデルである。

特に、kとepsilonの時間発展を考えるにあたって、多孔質媒質中では、平均流から擾乱へのエネルギーの移送が起こり続けることに注意されたい。平均流が空隙の壁に衝突することで乱れが生成されるからである。それゆえ、一様な平均流を伴う定常状態で有限のkとepsilonが存在し得る（PdL）。通常の乱流においては見られない特徴であるこの事実は、k-epsilon相空間上でアトラクタの連続的な分布を示唆する。このような特殊なアトラクタが存在する場合の解軌道の振る舞いを明らかにし、特に上述の渦粘性率の時間発展との関係を調べることは、地震学的・物理学的観点から重要である。

定式化についてはPdLに従う。大きさu_Dの一様平均流が存在するとすれば、系の並進対称性から支配方程式中の空間微分の項が全て消える。この時直線epsilon=c_k u_D k/sqrt{K}が二変数に共通のヌルクラインであることが分かり、また解軌道としてepsilon=epsilon$_0$ (k/k$_0$)^C_2も得られた。ここでc_kとC_2はモデルパラメータ、Kは透水係数、k_0とepsilon$_0$はそれぞれkとepsilonの初期値である。しばしばc_k=0.28, C_2=1.9が用いられる。ここで、k-epsilon相空間上で0k u_D k/sqrt{K}を満たす領域を領域I, epsilon>c_k u_D k/sqrt{K}>0を満たす領域を領域IIとする。支配方程式から、領域I（II）では解軌道上を時間とともに右上（左下）に移動することがわかった。これはヌルクラインが線状のアトラクタになることを示す。

一方渦粘性はnu_T=C_{mu} k^2/epsilonで与えられることに注意する。ここでC_{mu}は正定数である。ゆえに、その上では渦粘性が一定値となる曲線（等渦粘性線）はepsilon=C_{mu} k^2 /nu_Tで与えられ、原点を頂点とする放物線であることが分かる。先の解軌道の方程式と比較してみると、C_2=1.9<2から、等渦粘性線と解軌道の交点で前者の勾配の方が後者のそれより大きい。従って、解の運動方向も合わせて考えれば、領域I（II）では渦粘性率は増加（減少）することが分かる。多孔質媒質中の乱流においては、渦粘性の時間変化がk-epsilon相空間上の領域によって異なることになる。

この振る舞いは、物理的には領域Iでは平均流から擾乱へのエネルギー供給が支配的、領域IIではエネルギー散逸の効果が支配的であることによる。これを理解するために、k=const.の直線を考えよう。この時、領域IIの方が領域IよりもepsilonのIの値が大きい。変数epsilonはエネルギー散逸を表すため、領域IIではその効果がより強く働くのである。

こういった渦粘性の時間発展は、平均流の振る舞いにも影響を与え得る（例えばAkbari and Namin, 2013）。本モデルではこの効果を取り入れていないが、第一近似として本結果を拡張すると、領域I（II）ではより平均流を増加（減少）させることが示唆される。こういった振る舞いから、例えば亀裂型とパルス型、あるいは通常の地震とゆっくり地震の振る舞いの違いを、乱流の観点から統一的に説明することを目指す。

© The Seismological Society of Japan

Numerical simulation of earthquake sequence on rough faults

*So Ozawa[1], Eric M. Dunham[2]

1. University of Tokyo, 2. Stanford University

Faults have geometric complexity at a wide range of spatial scales and forms; here we focus on fractal roughness of the fault surface (e.g., Candela et al., 2012). Slip on a nonplanar fault causes spatially heterogeneous stress field (Dieterich & Smith, 2009), modulating the style of the next slip event on the same fault. Thus, it is important to investigate rupture dynamics on rough faults using sequence simulations of multiple spontaneously nucleating and propagating events, instead of a single dynamic rupture simulation with artificial nucleation procedures.

In this study, we model earthquake sequences on rough faults, using a finite-difference model which captures inertial dynamics and plastic deformation during dynamic rupture and a quasi-dynamic boundary integral model which simulates the interseismic period and nucleation. We use rate and state friction with dynamic weakening on the fault and Drucker-Prager off-fault plasticity.

Our numerical simulations show that the stress field becomes more heterogeneous with accumulating slip. Stress heterogeneity makes the rupture process of subsequent events increasingly more complicated (in terms of slip and rupture velocity fluctuations). Later events are more sensitive to the local geometry of the fault due to accumulated stress heterogeneity. The place of nucleation is highly sensitive to subtle changes in fault geometry and used parameters. Furthermore, we are going to show some preliminary results which account for viscoelastic relaxation during the interseismic period in the presentation.

© The Seismological Society of Japan

Earthquake triggering by dynamic and static stress changes

*Shingo Yoshida[1], Takuto Maeda[2], Aitaro Kato[1]

1. Earthquake Research Institute, Univ. Tokyo, 2. Hirosaki Univ.

動的および静的応力変動が地震をトリガーすることは知られている．遠地では静的応力変動がわずかなため，地震がトリガーされた場合は動的応力変動によると考えられるが，近地では両者が作用するので，余震発生等に対しどちらの寄与が大きいか明らかでない．本研究は動的および静的応力変動のトリガー効果を比較できるようになることを目指している．

動的応力変動はOpenSWPC (Maeda et al., 2017)を前田が応力テンソルも求められるように改良したソフトウェアにより計算した．その計算手法では，粘弾性，複雑な地形形状，日本列島全体の不均質速度構造の仮定のもと安定な計算を可能とする最新鋭の数値計算技法を盛り込んでいる．

三重県沖でM6.1の地震が発生したと仮定し，プレート境界のある点におけるクーロン応力変動CFF(t)を計算した結果をFig.1に示す．点震源を仮定し，構造速度モデルはKoketsu et al. (2012)によるJIVSMを用いた．振動がおさまった後の値から静的なCFFsも求まる．動的なCFFdの最大値CFFd_maxはCFFsの値より大きいが，動的なCFFのトリガー効果の方が大きいわけではない．静的なトリガー効果に焼き直すには，Yoshida(2018)が示したように応力変動の時間積分，摩擦パラメータ，間隙水圧などを含む関数CFFeqで評価する必要がある．

動的応力変動と静的応力変動のCFFの値が同じでも，擾乱が生じてから地震が発生するまでの時間は異なり，CFFの大きさでトリガー効果を比較することはできない．講演では，摩擦パラメータや間隙水圧がどのような値のときに，動的変動によるトリガー効果の方が静的なCFFによる効果より大きくなるか等について議論する．

© The Seismological Society of Japan

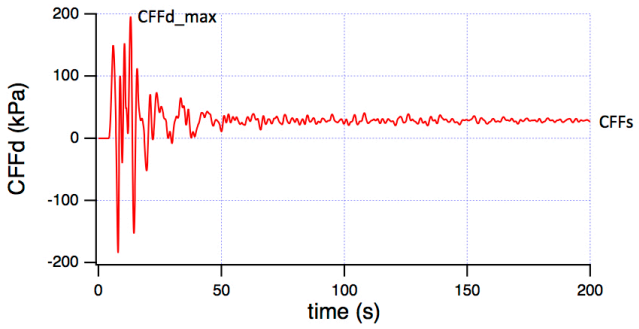


Fig.1

© The Seismological Society of Japan

Rupture simulation in a temporally stochastic stress field

*Naofumi Aso[1], Ryosuke Ando[2], Satoshi Ide[2]

1. Tokyo Institute of Technology, 2. University of Tokyo

In statistical seismology, we handle an earthquake sequence as a stochastic process. For example, temporal stochasticity determines the exact timing of earthquakes. In seismic wave propagation, we also consider the stochastic term to account for the scattering effect. In source physics of earthquake rupture, on the other hand, people assume deterministic physics. For example, we run a rupture simulation by prescribing conditions deterministically, including fault geometry, initial stress, and friction law. However, we never know such conditions perfectly in real faults, and therefore, the rupture would evolve as if it was a stochastic process. Hence, the consideration of temporal stochastic term is necessary to understand the earthquake rupture process better.

Here, we perform mode III rupture simulation under the existence of temporally stochastic external stress. Different strength drop and initial stress level result in various ruptures from both crack-like and pulse-like ruptures to slow ruptures. It becomes pulse-like for low initial stress conditions, which is consistent with the previous study with spatial heterogeneity (Zheng and Rice, 1998). In these conditions, rupture propagates by inertia while less slip occurs in the central part of the fault. Low strength drop and low initial stress conditions will result in slow earthquakes. In these conditions, rupture can propagate only by stochastic force. The stress concentration at the rupture front gets smaller as it advances, and the chance of the propagation gets smaller and smaller, resulting in decelerating rupture propagation. Our model is a realization of previous Brownian walk model for slow earthquakes (Ide, 2008; Ide and Yabe, 2018) in a continuum system. Compared to the simplified model with nearest-neighbor assumptions, our model has an advantage in explaining “pulse-like” tremor front as we observe.

© The Seismological Society of Japan

Room B | General session：S09. Statistical seismology and underlying physical processes

Tue. Sep 17, 2019 9:15 AM - 9:45 AM JST | Tue. Sep 17, 2019 12:15 AM - 12:45 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S09]AM-1

chairperson:ryosuke Azuma(Tohoku University), Ryuta Arai(JAMSTEC)

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

[S09-19] **Distribution of strain energy density change due to an earthquake faulting in elastic-viscoelastic media**

*Tatsuhiko Saito[1], Akemi Noda[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S09-20] Mechanism of normal-fault type earthquakes under the Boso Peninsula, Japan

*Akinori Hashima[1], Hiroshi Sato[1], Toshinori Sato[2] (1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. Graduate School of Science, Chiba University)

Distribution of strain energy density change due to an earthquake faulting in elastic-viscoelastic media

*Tatsuhiko Saito[1], Akemi Noda[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

はじめに

地震は歪みエネルギーを使って発生するため，地殻に蓄えられる歪みエネルギーの可視化と定量化が重要である．例えば，南海トラフ沿いのプレート間の固着が内陸の地震発生層に引き起こすせん断歪みエネルギーの増減分布と内陸地震活動との関連(Saito et al. 2018 JGR)，熊本地震前震・本震によるせん断歪みエネルギーの増加域での余震活動の活発化など，歪みエネルギーと地震活動の関連性(Noda et al. 2018 ACES; Tanaka et al. 2018 JpGU)が報告されてきた．

地殻内の歪みエネルギーの可視化，定量化を行う際には，弾性リソスフェアー粘弾性アセノスフェアの影響を考慮することが重要である．Hashima et al. (2014 Pageoph)は，ラプラス変換と波数積分法によって，歪み・応力の時空間変化を計算し，粘弾性アセノスフェアが，応力蓄積過程ではせん断応力を保持せず流体のように，地震による瞬間的な応力変化時には弾性体として，地震後の応力緩和過程では粘弾性として振る舞う様子をシミュレートした．

本研究では，周波数領域での波数積分法によって，弾性リソスフェアー粘弾性アセノスフェア中の歪みエネルギーの時空間変化を可視化，定量化する．

計算手法

フーリエ変換した線形粘弾性構成則と平衡方程式をもとに，ダブルカップル点震源に対する周波数応答を計算し，周波数領域から時間領域へと変換することで，歪み場・応力場の時空間変化を計算する（対応原理 correspondence principle）．水平成層構造を仮定し，波数積分法を利用し計算する．周波数領域で表しているために，弾性波動場（運動方程式）の波数積分法(Zhu et al. 2002 GJI)との結合・拡張が容易に行える利点がある．初期値定理initial value theoremとして，高周波数極限の周波数応答が弾性応答を表し，最終値定理final value theoremとして，低周波数極限の周波数応答が変位・応力場の完全緩和解を表す．

計算結果

一例として，半無限粘弾性媒質のアセノスフェアの上に弾性層のリソスフェアが載った構造を想定し，ダブルカップル点震源による応力変化と歪みエネルギー密度分布を計算した．初期値定理に基づき，緩和時間(500 yr)に比して十分高周波数（40 yr^{-1}）の周波数応答は，弾性媒質を仮定した場合と良く一致することを確認した．また，最終値定理に基づき，十分低周波数（ 2pi/5000 yr^{-1}）の周波数応答は，アセノスフェアの剛性率がゼロの場合の応力変化と良く一致することを確認した．

ある背景応力場を仮定して，断層面にかかるトラクションと断層すべり方向が同じ向きの場合を考え，ダブルカップル点震源による歪みエネルギー密度の増減分布を可視化・定量化した．通常，背景応力場に従って断層運動が起こると，断層面で応力が降下し，地殻内の総歪みエネルギーは減少する(e.g., Savage 1969 BSSA)．一方，点震源のシミュレーションでは，断層運動によって地殻内の総歪みエネルギーが増加する．地震発生によって媒質の歪みエネルギー総量が増加することは，非現実的な結果である．この結果は、平均的なすべり方向が背景応力場のトラクションと同じ向きでも，短波長のすべり成分が極端に多ければ歪みエネルギーは増加し得ること(例Saito & Noda 2019 JpGU)に対応している．点震源の場合，短波長のすべり成分が極端に多く，実効的な応力降下量が初期応力に比べ大きくなるので，Savage (1969)の前提条件が崩れ，歪みエネルギーが増加することになる．

© The Seismological Society of Japan

Mechanism of normal-fault type earthquakes under the Boso Peninsula, Japan

*Akinori Hashima[1], Hiroshi Sato[1], Toshinori Sato[2]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. Graduate School of Science, Chiba University

1. はじめに
2019年5月25日、房総半島下でMw 4.9の地震が発生し、関東地方の広域にわたり揺れが感じられ、最大震度は千葉県で震度5弱であった。この地震は防災科学技術研究所のHi-netメカニズム解カタログによれば、深さ26 kmで発生した正断層型の地震であった。したがって、この地震はプレート境界地震ではなく、上盤プレートと太平洋プレートにはさまれたフィリピン海スラブで起きたプレート内地震であると考えられる。付近では6月1日にも同様のメカニズムを示すMw4.6の地震が発生した。
プレート内部の地震は、数千年以上の長期にわたるプレート境界のすべり運動により、その周囲に蓄積された応力を解放するように起こると考えられる。したがって、これらの地震の発生メカニズムを定量的に明らかにするためには、プレート内部の応力蓄積過程をモデル化する必要がある。
著者らは、これまでの研究において、関東盆地周囲の地質学・変動地形学データに基づき、太平洋プレートとフィリピン海プレートの定常沈み込み運動と伊豆半島の衝突の効果による長時間スケールの変動をモデル化した[1]。本発表では、この関東盆地の長時間変動モデルについて述べ、このモデルを用いて房総半島下に形成される内部蓄積応力場を計算し、地震活動との関連を議論する。

2.　関東盆地の長時間変動モデル
本研究で用いるモデルでは、Matsu’ura & Sato (1989)の定常的プレート沈み込みモデル[2] にもとづき、プレート境界面における定常すべり運動によってフィリピン海と太平洋プレートの沈み込み運動を表現した。また、伊豆小笠原弧の衝突はすべり速度欠損を与える（定常的固着）ことによりモデル化した。一方、地質学・変動地形学的手法によって見積もられた過去100万年の上下変動データによると、はじめ関東盆地のほぼ全域で沈降運動が起こっていたが、沈降域は徐々に狭まり、最終間氷期（12.5万年前）以降は全域での隆起運動へと転じている。同時期には、フィリピン海プレートの運動方向が北北西から北西方向へ変化したことが指摘されている[3, 4]。そこで、本モデルを用い、フィリピン海プレートの運動方向変化による伊豆小笠原弧衝突の効果の時間変化を計算し、関東盆地の上下変動パターンの時間変化を満たす衝突領域の範囲を定めた。得られた衝突範囲は伊豆半島の周囲のプレート境界が押し込まれた領域であるが、現在の北西方向のプレート運動下では伊豆半島よりも西側の部分の効果が大半を占める。

3. 関東盆地、房総半島下の応力状態
得られたプレート沈み込みと伊豆半島の衝突モデルを用いて、プレート内部の応力蓄積レートを計算した。関東地方上盤側の地殻内応力は伊豆半島における北西－南東圧縮応力、フィリピン海プレート内部の横ずれ的な応力場とともに、関東盆地の東部では、ドーナツ状のメカニズム解で表される、東西・南北ともに伸張的な応力場を示す。房総半島下のフィリピン海プレート内部の応力場も上盤側と同様に、水平伸張的な応力場を示す。5月25日、6月1日の地震は東西伸張の正断層型であるが、計算で示した水平伸張の応力蓄積パターンと調和的であり、フィリピン海スラブ内部の弱面において断層すべりとして解放されたものと考えられる。

引用文献
[1] Hashima et al., Tectonophysics, 679, 1-14, 2016.
[2] Matsu’ura and Sato, Geophys. J. Int., 96, 23-32, 1989.
[3] Nakamura et al., Bull. Soc. Geol. Fr., 26, 221-243, 1984.
[4] 貝塚, 地学雑誌, 96, 223-240, 1987.

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Room B | General session：S06. Crustal Structure

Tue. Sep 17, 2019 9:45 AM - 10:30 AM JST | Tue. Sep 17, 2019 12:45 AM - 1:30 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S06]AM-1

chairperson:ryosuke Azuma(Tohoku University), Ryuta Arai(JAMSTEC)

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

[S06-01] Anisotropic P wave velocity structure around the shallow plate boundary in the northern Hikurangi margin

*Ryuta Arai[1], Shuichi Kodaira[1], Stuart Henrys[2], Nathan Bangs[3], Koichiro Obana[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Dan Bassett[2], Dan Barker[2], Rebecca Bell[4], Kimihiro Mochizuki[5], Team NZ3D (1. JAMSTEC, 2. GNS Science, 3. Univ. of Texas, 4. Imperial College London, 5. ERI, Univ. of Tokyo)

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

[S06-02] Seismic wave velocity structures in the Iburi region of Hokkaido, Japan

*Takahiro Shiina[1], Kei Katsumata[2], Masayoshi Ichiyanagi[2], Hiroaki Takahashi[2], Ryoichi Nakamura[1], Aitaro Kato[1], Mako Ohzono[2], Hiroshi Aoyama[2], Ryo Tanaka[2], Masamitsu Takada[2], Teruhiro Yamaguchi[2], Kazumi Okada[2], Shin'ichi Sakai[1], Satoshi Matsumoto[3], Tomomi Okada[4], Toru Matsuzawa[4], Shuichiro Hirano[5], Toshiko Terakawa[6], Shinichiro Horikawa[6], Masahiro Kosuga[7], Hiroshi Katao[8], Yoshihisa Iio[8], Airi Ngaoka[8], Noriko Tsumura[9], Tomotake Ueno[10], the Group for the Aftershock Observations of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake (1. ERI, UTokyo, 2. ISV, Grad. Sch. of Sci., Hokkaido Univ., 3. SEVO, Grad. Sch. of Sci., Kyoshu Univ., 4. RCPEV, Grad. Sch. of Sci. Tohoku Univ., 5. Nansei-Toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Grad. Sch. of Sci. and Eng., Kagoshima Univ., 6. Earthquake and Volcano Reserach Center, Grad. Sco. of Environ., Nagoya Univ., 7. Earthquake and Volcano Observatory, Grad. Sch. of Sci. and Eng., Hirosaki Univ., 8. DPRI, Kyoto Univ., 9. Department of Earth Sci., Faculty of Sci. Chiba Univ., 10. NIED)

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

[S06-03] **Tomography and anisotropy in the 2018 East Iburi earthquake area**

*Dapeng Zhao[1], Tao Gou[2], Zhouchuan Huang[2], Liangshu Wang[2] (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University)

Anisotropic P wave velocity structure around the shallow plate boundary in the northern Hikurangi margin

*Ryuta Arai[1], Shuichi Kodaira[1], Stuart Henrys[2], Nathan Bangs[3], Koichiro Obana[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Dan Bassett[2], Dan Barker[2], Rebecca Bell[4], Kimihiro Mochizuki[5], Team NZ3D

1. JAMSTEC, 2. GNS Science, 3. Univ. of Texas, 4. Imperial College London, 5. ERI, Univ. of Tokyo

地震波異方性は媒質の層構造や応力状態に依存するため、これらを推定する指標として広く用いられている。プレート沈み込み帯の海溝軸周辺では、海域観測データを用いたS波スプリッティング解析等から、海底下浅部のS波方位異方性が複数の沈み込み帯で明らかになってきた（例えば、Tonegawa et al. 2017）。一方、P波の異方性推定には制御震源データを用いた解析が最適であるが、南海トラフ等の一部地域を除くとmulti azimuthを密にカバーするデータの取得はほとんどなされておらず、地域性や沈み込み環境との関係など未知な点が多い。
海洋研究開発機構は2017年度に日米英ニュージーランドの各研究機関と共同で、ニュージーランド北島東方沖のヒクランギ沈み込み帯にて大規模な３次元地震探査データを取得した。調査地域は海溝海側から前弧海盆までの領域で、海溝直交方向に60km、海溝平行方向に14kmである。この領域内に4列に2km間隔で展開した97台の海底地震計（OBS）で140,000以上のエアガン発振の記録が収録された。エアガン発振は3次元反射法探査用に非常に稠密に実施されたため、異方性研究に適したmulti-azimuthのデータの取得に成功した。
このデータセットにまず初動走時トモグラフィ解析を適用し、等方性を仮定した3次元P波速度構造を推定した。得られた3次元P波速度モデルから、沈み込む太平洋プレート上の堆積層や上盤プレート内の付加体に対応する低速度域が明らかとなった。既存の反射断面（Barker et al., 2018）と比較すると、この付加体内にはプレート境界からの分岐断層が複数存在すると考えられる。次に、上記の3次元P波速度モデルから計算される初動の走時残差を各OBSと地震波の伝播方向の方位角ごとに分類したところ、走時残差は顕著な方位依存性を示すことがわかった。特に、前弧海盆上に設置したOBSでこの方位依存性が明瞭であり、最大で約4%のP波速度の方位異方性が存在することがわかった。一方、海溝より海側ではこの異方性の特徴は不明瞭になる。また、海溝より陸側ではP波がより速く伝播する軸がほぼ東西（海溝に直交する方向）に向くことも確認した。調査海域のヒクランギ沈み込み帯では、構造探査と同じ時期に掘削調査も行われており、borehole breakoutのデータから最大水平圧縮応力がおおよそ海溝と直交する方向に向くことが明らかになっている。これらの結果から、P波速度の異方性も大局的にはプレート沈み込みに起因する広域応力場を反映していると考えられる。

© The Seismological Society of Japan

Seismic wave velocity structures in the Iburi region of Hokkaido, Japan

*Takahiro Shiina[1], Kei Katsumata[2], Masayoshi Ichiyanagi[2], Hiroaki Takahashi[2], Ryoichi Nakamura[1], Aitaro Kato[1], Mako Ohzono[2], Hiroshi Aoyama[2], Ryo Tanaka[2], Masamitsu Takada[2], Teruhiro Yamaguchi[2], Kazumi Okada[2], Shin’ ichi Sakai[1], Satoshi Matsumoto[3], Tomomi Okada[4], Toru Matsuzawa[4], Shuichiro Hirano[5], Toshiko Terakawa[6], Shinichiro Horikawa[6], Masahiro Kosuga[7], Hiroshi Katao[8], Yoshihisa Iio[8], Airi Ngaoka[8], Noriko Tsumura[9], Tomotake Ueno[10], the Group for the Aftershock Observations of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake

1. ERI, UTokyo, 2. ISV, Grad. Sch. of Sci., Hokkaido Univ., 3. SEVO, Grad. Sch. of Sci., Kyoshu Univ., 4. RCPEV, Grad. Sch. of Sci. Tohoku Univ., 5. Nansei-Toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Grad. Sch. of Sci. and Eng., Kagoshima Univ., 6. Earthquake and Volcano Reserach Center, Grad. Sco. of Environ., Nagoya Univ., 7. Earthquake and Volcano Observatory, Grad. Sch. of Sci. and Eng., Hirosaki Univ., 8. DPRI, Kyoto Univ., 9. Department of Earth Sci., Faculty of Sci. Chiba Univ., 10. NIED

2018年9月6日に発生した北海道胆振東部地震（M=6.7）やその余震は，これまで考えられてきた内陸地震の発生深度下限（約15 km）よりも深い20-40 kmに分布する [Katsumata et al., 2019]．胆振地方の東側に位置する日高山脈を中心とする地域では千島弧と東北日本弧が衝突しており，島弧ー島弧の衝突帯として知られている．このため，北海道胆振東部地震はそのような北海道中軸部における複雑なテクトニクスに関連した地震であると考えられる．本研究では，北海道胆振地方を中心とした領域の地震波速度構造の詳細な推定を試みた．そして，得られた地震波速度構造をベースに北海道胆振東部地震の発生メカニズムや余震を含む一連の活動と同地域におけるテクトニクスとの関係を検討した．

地震波速度構造の推定にはDouble-difference (DD) tomography法 [Zhang and Thurber, 2006]を用いた．解析期間は2008年11月9日から2018年11月8日までの10年間である．このうち，2018年9月7日から同年11月8日の期間中は2018年北海道胆振東部地震合同観測グループによって行われた臨時観測で取得されたデータを含む．使用した観測点の数は定常的な観測点が73，臨時観測点が20の計93点である．地震数は胆振東部地震本震前の期間が3,089個，本震後の期間が805個となる．マグニチュードの下限はM=2とした．P波とS波の読み取り値は全期間でそれぞれ209,009，176,052である．また，DDデータはP波で114,083，S波で104,348となった．グリッド間隔は東西方向に7.5-15.0 km，南北方向に12.5-15.0 km，深さ方向は4.0-20 kmとした．初期1次元速度構造は北海道大学地震火山研究観測センターで使用されているルーチン構造[笠原・他, 1994]をベースに深さ10 km以浅を吉田・他 [2009]の推定値で置き換えたものを使用した．解析結果の妥当性はCheckerboard resolution testを行うことで確かめた．

胆振地方から日高山脈にかけて，地震波の低速度域が明瞭にイメージされた．このうち，地表面付近の低速度域は石狩低地帯に発達する厚い堆積層に対応する．また，低速度域は深さ40-70 km程度まで分布し，その下限は東（日高山脈）側で深くなる．この特徴は千島弧との衝突による東北日本弧の沈み込み[e.g., Iwasaki et al., 2004; Kita et al., 2012]を表していると考えられる．さらに，北海道胆振東部地震はそのような明瞭な地震波低速度域の西端に位置する．言い換えると，胆振東部地震の震源域周辺を挟んで地震波速度が急激に変化しているように見える．この地震波速度境界（あるいは急激な変化域）はほぼ南北に分布し，余震の広がる方向と一致する．地表の地質構造でも見られるように，南北に伸びる不均質性は北海道中軸部の特徴的な構造である．したがって，本解析の結果は，千島弧と東北日本弧の衝突を起因とする複雑な構造が胆振地方においても発達してることを示すとともに，北海道胆振東部地震がそのような不均質構造と密接に関係した地震であることを示唆する．なお，3次元速度構造での震源再決定を行った結果，胆振東部地震の本震深さはおおよそ35 kmとなった．また，震源域周辺ではP波で5.5-7.2 km/s程度，S波で3.0-4.0 km/s程度と見積もられた．このことから，胆振東部地震の一連の地震活動は主として島弧地殻内部で発生したものであると考えられる．

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Tomography and anisotropy in the 2018 East Iburi earthquake area

*Dapeng Zhao[1], Tao Gou[2], Zhouchuan Huang[2], Liangshu Wang[2]

1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University

We used a seismic tomography method (*Zhao et al*., 1992, 2015) to investigate 3-D P and S wave velocity (Vp, Vs) structures and Poisson's ratio images in the source area of the 2018 East Iburi earthquake (M 6.7) in Hokkaido, Japan. We collected a large number of P and S wave arrival-time data from two groups of earthquakes released by the Japan Meteorological Agency (JMA) Unified Earthquake Catalog, which were recorded at 74 seismic stations belonging to the Kiban seismic network installed in southern Hokkaido. One group contains 53,784 P-wave arrivals and 38,840 S-wave arrivals from 3073 local shallow and intermediate-depth earthquakes during June 2002 to August 2018 before the East Iburi earthquake. The intermediate-depth earthquakes mostly occurred in the subducting Pacific plate, providing very good ray coverage in the mantle wedge beneath the source zone. The other group contains 8540 P-wave arrivals and 6528 S-wave arrivals from 460 earthquakes that occurred in the crust and uppermost mantle (mostly < 40 km depth) during 6–14 September 2018, including the mainshock and aftershocks of the East Iburi earthquake. The picking accuracy of the arrival times is estimated to be ~0.05–0.15 s for P-wave data and ~0.1–0.2 s for S-wave data. The 2018 Iburi mainshock occurred at the edge of a high-Vp (2–4%) seismogenic zone. Significant low-Vs (-1 to -3%) and high Poisson's ratio (2–7%) anomalies are imaged in and below the source zone and extend to the upper surface of the subducting Pacific slab, most likely reflecting ascending fluids released by the slab dehydration. A high consistency between the fault plane and the low-Vs and high Poisson's ratio anomalies indicates that the fluids may have entered the fault and affected the rupture nucleation. A high-V (1–3%) anomaly is revealed in the fore-arc mantle wedge and connects with the high-V seismogenic zone, probably reflecting a lithospheric fragment and contributing to cool down the mantle wedge. We also apply the method of *Wang and Zhao* (2013) to investigate the 3-D Vp azimuthal anisotropy structure in the 2018 Iburi earthquake area. The results reveal complex seismic anisotropy in the crust in and around the source zone, which may reflect complicated stress regime and strong structural heterogeneities there.

References

Wang, J., D. Zhao (2013). P-wave tomography for 3-D radial and azimuthal anisotropy of Tohoku and Kyushu subduction zones. *Geophys. J. Int.* **193**, 1166-1181.

Zhao, D., A. Hasegawa, S. Horiuchi (1992). Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *J. Geophys. Res.* **97**, 19909–19928.

Zhao, D., H. Kitagawa, G. Toyokuni (2015). A water wall in the Tohoku forearc causing large crustal earthquakes. *Geophys. J. Int.* **200**, 149–172.

© The Seismological Society of Japan

Room B | General session：S06. Crustal Structure

Tue. Sep 17, 2019 10:45 AM - 12:15 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 1:45 AM - 3:15 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S06]AM-2

chairperson:Ryuta Arai(JAMSTEC), ryosuke Azuma(Tohoku University)

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

[S06-04] Particle motion of Rayleigh waves in the ocean bottom : Effects of water and sediment

*SHUN FUKUSHIMA[1], KIYOSHI YOMOGIDA[1] (1. Hokkaido University, Graduate School of Science,Department of Natural History Sciences)

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

[S06-05] Phase velocity estimation based on spatial gradient of surface wave arrival time of teleseismic earthquakes observed by S-net

*Akira Ishigami[1], Ryota Takagi[1] (1. Univ. of Tohoku)

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

[S06-06] **Investigating Japan Trench Outer Rise Structure off Sanriku and Miyagi Using Multichannel Seismic Reflection Survey**

*Ehsan Jamali Hondori[1], Yue Sun[1], Hyun-Woo Youn[1], Katsura Kameo[1], Masanari Ashida[1], Juichiro Ashi[1], Jin-Oh Park[1], Tomoko Hanyu[2], Ayanori Misawa[3], Gou Fujie[4], Seishiro Furuyama[5], Mayu Ogawa[5], Keita Suzuki[6], Akie Suzuki[6], Waka Komatsu[6] (1. Univ. of Tokyo, 2. Kobe Univ., 3. Geological Survey of Japan, 4. JAMSTEC, 5. Tokyo Univ. of Marine Science and Tech., 6. Nippon Marine Enterprises)

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

[S06-07] Faults mapping of outer rise earthquakes off the Japan Trench

*Shuichi Kodaira[1], Yasuyuki Nakamura[1], Gou Fujie[1], Koichiro Obana[1], Seiichi Miura[1] (1. Research Institute of Marine Geodynamics, JAMSTEC)

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

[S06-08] Seafloor sediment thickness below S-net observatories revealed from PS conversion wave at the sedimentary base

*Ryosuke Azuma[1], Ryota Takagi[1], Genti Toyokuni[1], Takashi Nakayama[1], Syuichi Suzuki[1], Makiko Sato[1], Naoki Uchida[1], Ryota Hino[1] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S06-09] **P and S wave tomography of the NE Japan forearc region using S-net data**

*Genti Toyokuni[1], Dapeng Zhao[1], Naoki Uchida[1], Takashi Nakayama[1] (1. RCPEVE, Tohoku University)

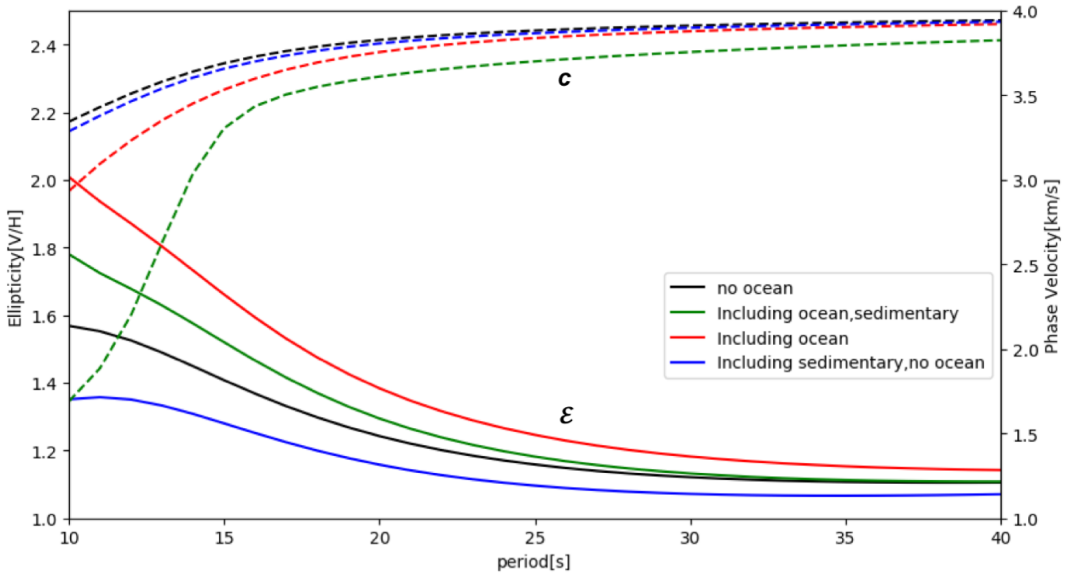
Particle motion of Rayleigh waves in the ocean bottom : Effects of water and sediment

*SHUN FUKUSHIMA[1], KIYOSHI YOMOGIDA[1]

1. Hokkaido University, Graduate School of Science,Department of Natural History Sciences

表面波の波形記録から地球表層の地球内部構造を推定する際、表面波が伝搬する２点間の位相速度や群速度の分散曲線がこれまで用いられてきた。これとは別にレイリー波の楕円率からも観測点の近くのでの地震波速度構造を推定できることが知られている(e,g.,Tsuboi & Saito,1983)。レイリー波の楕円率は固有関数の地表面での振幅比で定義されるため、位相速度よりも浅い部分の地球内部構造に感度が高い。強震動の研究分野でのサイト特性を簡便に評価するために、常時微動の水平と上下成分の振幅比, H/V値が用いられるが、基本的には同じ原理である。近年DONETなどの海底地震計技術の発達により海底面での地震波が数多く観測されるようになり、レイリー波の楕円率も詳しい観測が可能となりつつある。しかし、陸上地震計と海底地震計では、境界条件が異なるため楕円率が異なることが予想される。さらに堆積層では急激にP波速度やS波速度が減少するが、海底堆積層の楕円率への影響は十分に研究されていない。
本研究では楕円率をV / H値として周期10秒から40秒の海底面でのレイリー波の楕円率を計算した。PREM (e,g.,Dziewonski & Anderson,1981)には3kmまで海が含まれているが、海を含むPREMと海を取り除いたPREMについて楕円率を計算し、陸上地震計と海上地震計での楕円率の違いを検証した。さらに海を含むPREMと海を含まないPREMそれぞれに海底と地表から500mまで堆積層（PREMからP波速度を10%、S波速度を50%減少とした）を含め、楕円率への影響を検証した。これらの４つのモデルの楕円率（実線）と位相速度（点線）を図に示す。陸上での観測（no ocean）では位相速度の研究で明らかにされているように、堆積層があると位相速度は周期20秒以上でもほぼ一様に減少し、楕円率は小さくなる、すなわち表面に低速度層が加わるため水平動が卓越する。一方、海が加わると、位相速度は（深さに応じて）周期15秒前後から短周期では大きく減少するが長周期ではあまり変化はない。これは位相速度の感度が長周期帯において表面近くでは小さいためである。一方、海底面での楕円率は海が存在すると（赤線）、全周期わたり、大きくなっており、周期が短くなるとこの特徴が強く、水平動に比べて上下動が大きくなっている。堆積層の場合と異なり、観測点の上側にP波だけが存在する層があると上下動成分だけが選択的に大きくなるためと考えられる。これに対して、堆積層を含む場合には（緑線）、陸上と同じように、楕円率は小さくなり、上下動が大きくなる効果は抑えられる。
このように、海底面ではP波速度もS波速度も遅い堆積層があっても、P波速度だけが存在する海水の効果のために、上下動が大きくなる可能性がある。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Phase velocity estimation based on spatial gradient of surface wave arrival time of teleseismic earthquakes observed by S-net

*Akira Ishigami[1], Ryota Takagi[1]

1. Univ. of Tohoku

地震発生環境やプレート境界面におけるすべり特性の理解のためには，地震波速度構造が重要な情報の一つになる．また，近年の稠密観測網の整備により，観測波形を波動場として捉えることが可能になってきた．本研究では，2011年東北地方太平洋沖地震後に防災科学技術研究所が整備した日本海溝海底地震津波観測網（S-net）の観測データを用いて，東北日本前弧海域下における表面波位相速度分布を，位相到達時間の空間勾配を取ることで推定した．

解析には加速度計で記録された遠地地震による長周期表面波を使用する．観測記録をXYZ成分からUNE成分への座標変換後，上下動成分を用いて，Rayleigh波について解析を行った．解析手法はLin et al. (2009) に従い，解析手順は以下の通りである．まず，狭帯域フィルタを使用した周波数時間解析（FTAN）を行い，観測点毎に位相速度分散曲線を得た．次に，ある周期に着目してその周期における各観測点での到達時刻を空間的に補間して，到達時刻マップを得た．この到達時刻の勾配を計算することでRayleigh波のスローネスを求めることができ，スローネスの逆数を取ることで位相速度分布を得た．これを様々な周期で同様の解析を行い，20-50sの周期について5sごとに位相速度分布を得た．

上で述べた手順のうち，周波数時間解析における位相速度推定には，位相の2πの任意性の問題が存在する．一般に，標準的な位相速度分散曲線を基準としてサイクル数を推定することが行われるが，基準の位相速度分散曲線と実際の位相速度の差が大きい場合や，初期位相による影響が大きい場合には，サイクル数を誤って推定する可能性がある．本研究では，基準とする位相速度分散曲線を繰り返し修正することでこの問題を解決した．まず，初期モデルを陸域におけるPREM１Ｄモデルで与え，周波数時間解析を行い，各観測点で位相速度の分散曲線を得る．次に，得られた位相速度分散曲線の平均を取り，それを次のイタレーションの際の基準分散曲線として用いて周波数時間解析を行う．この処理を繰り返し行うことで，観測網において一定のサイクル数を得ることができた．

以上の解析で得られた位相速度は3.6-3.9km/sであり，Rayleigh波の位相速度として妥当な値が得られた．位相速度の周波数分散も確認することができ，周期45sにおいては高速度領域であるスラブを示すような速度異常が確認できた．また，宮城・福島沖の領域がそれより北および南の領域に比べて高速度を示すパターンも確認できた．

今後は，今回推定された位相速度の空間パターンが地下構造を反映したものであるのか，それとも解析上生じたものなのかを，解析する地震を増やすことで確かめたいと考えている．また，位相到達走時マップを得る際の補間方法も位相速度の空間パターンに影響を与えている可能性があり，これについても検討を行いたい.さらに，陸上の地震計のデータも用いて上記の解析を行うことで，海域だけでなく陸上を含めたより広い範囲における位相速度マップを得，先行研究と比較を行いたいと考えている．

© The Seismological Society of Japan

Investigating Japan Trench Outer Rise Structure off Sanriku and Miyagi Using Multichannel Seismic Reflection Survey

*Ehsan Jamali Hondori[1], Yue Sun[1], Hyun-Woo Youn[1], Katsura Kameo[1], Masanari Ashida[1], Juichiro Ashi[1], Jin-Oh Park[1], Tomoko Hanyu[2], Ayanori Misawa[3], Gou Fujie[4], Seishiro Furuyama[5], Mayu Ogawa[5], Keita Suzuki[6], Akie Suzuki[6], Waka Komatsu[6]

1. Univ. of Tokyo, 2. Kobe Univ., 3. Geological Survey of Japan, 4. JAMSTEC, 5. Tokyo Univ. of Marine Science and Tech., 6. Nippon Marine Enterprises

Introduction

A number of historically large earthquakes with magnitude higher than 8 occurred in the Japan Trench subduction zone, with the March 2011 Tohoku earthquake (M 9.1) being the latest one. Obana et al. (2012) used ocean bottom seismograph observations after Tohoku earthquake and realized that the mechanism of intraplate earthquakes beneath the outer rise of Japan Trench has changed at depths below 20 km from a reverse faulting to a normal faulting pattern. Their observation suggested that the stress regime of the Pacific plate has changed to a tensional stress down to a depth of 40 km after the Tohoku earthquake. This could have a direct impact on the occurrence of the large normal faulting earthquakes which could trigger a Tsunami. In order to investigate the detailed geological setting of the outer rise of Japan Trench off Sanriku and Miyagi of northeast Japan, we have conducted a high resolution multichannel seismic reflection survey in April, 2019.

Data Acquisition and Processing

We used research vessel *Shinsei-Maru* for survey KS-19-05 to acquire seismic reflection data along two seismic lines. Line number 5 off Miyagi passes closely to the epicenter of Tohoku earthquake, and line number 1 off Sanriku is in the northern part of the study area. A streamer was towed at a nominal depth of 6 m with 288 channels at intervals of 6.25 m to record the data with a maximum offset of 1800 m. Two GI airguns (2 x 355 cubic inches) at a depth of 5 m were fired simultaneously at shot intervals of 50 m and 37.5 m for line 5 and line 1, respectively. The total length of seismic line was 100 km and 150 km for line 5 and line 1, respectively. Due to a problem with acquisition tools, the depth of streamer could not be fixed in line 5 and a significantly strong swell noise contaminated the reflection data. Moreover, a large amount of spike noise occurred due to the recording system issues, which demanded advanced noise suppression methods. We used a time-variant band-limited envelope thresholding technique to suppress the strong swell noise. The spiky traces were manually edited to be excluded from data processing, and FX deconvolution filter was applied to further reduce the noise effect. Stacked sections and post-stack time-migrated sections illustrated the high resolution subsurface structure of the Japan Trench outer rise.

Results and Future Work

We could recognize a horst and graben pattern which starts from the seaside and continues toward the Japan Trench axis with clear associated normal faults. There are three major vertical displacements along

© The Seismological Society of Japan

line 5, the line close to the Tohoku earthquake epicenter, which are of significant importance for further investigation. We also observed a series of horst and graben structures that are characterized by normal faults with displacements of several hundreds of meters along line 1. We found slumping-like structure containing turbidites in the major grabens, which we believe were produced by the normal faulting earthquakes. Our future work is to apply advanced velocity model building and depth imaging techniques including reverse time migration (RTM) for a detailed and more accurate imaging of the subsurface structure.

Acknowledgments

We are grateful to the crew of the R/V *Shinsei-Maru* for their support in acquiring the seismic reflection data. This work was supported by JSPS KAKENHI Grant Number 18H03732. We thank Paradigm/Emerson (http://www.pdgm.com) for providing seismic data processing software.

References:

Obana K., G. Fujie, T. Takahashi, Y. Yamamoto, Y. Nakamura, S. Kodaira, N. Takahashi, Y. Kaneda, and M. Shinohara, 2012, Normal-faulting earthquakes beneath the outer slope of the Japan Trench after the 2011 Tohoku earthquake: Implications for the stress regime in the incoming Pacific plate, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. **39**, L00G24.

© The Seismological Society of Japan

Faults mapping of outer rise earthquakes off the Japan Trench

*Shuichi Kodaira[1], Yasuyuki Nakamura[1], Gou Fujie[1], Koichiro Obana[1], Seiichi Miura[1]

1. Research Institute of Marine Geodynamics, JAMSTEC

日本海溝海側アウターライズでは2011年東北沖地震発生直後から地震活動が活発化し、本震発生から8年以上が経過した現在でも、依然として東北沖地震発生前より有意に高い地震活動が続いている。また、1896年明治三陸地震と1933年昭和三陸地震のようにプレート境界での巨大地震に続いて沈み込む前の海洋プレート内で正断層型巨大地震が発生することも指摘されており、これらの観測事実から東北沖地震発生後のアウターライズ域では巨大な正断層地震発生の可能性も危惧されている。

東北地震発生後、日本海溝域ではS-netの運用が開始されるとともに、津波浸水即時予測システムの構築も進められている。しかしながら、アウターライズ地震に対しては津波予測等に必要な震源断層に関する情報が極めて少ないのが現状である。そこで、海洋研究開発機構では徳島大学、防災科学技術研究所などと共同で日本海溝アウターライズ域での震源断層マッピングとそれらを用いた津波予測の研究を進めている。本講演では震源断層マッピングに向けた地下構造探査の最新結果を報告する。

海洋研究開発機構では千島海溝南部から日本海溝域アウターライズ域において大局的地下構造を把握するための調査を2009年より進めてきた。その結果、アウターライズ域では最上部マントルP波速度が海溝海側約150km付近から8～12%減少していることが確認され、これはプレート折れ曲がりによる断層発達に伴うマントルの蛇紋岩化作用の結果であると解釈された。そこで、2017年度からは大局的調査によって推定された断層発達域において、海底広域調査船「かいめい」による集中的な反射法地震探査を開始した。2017年度は「かいめい」慣熟航海の一環として北緯38～39°付近で6測線の反射法探査データを取得し、2018年度は調査航海として38～36°付近の１０本の測線で反射法探査データを取得した。

2018年度航海で得られたデータは船上処理の後、ノイズ抑制処理、多重反射波抑制処理、速度解析、重合前時間マイグレーション等を実施した。その結果、プレート折れ曲がりに伴う海洋地殻上面の正断層構造や海洋地殻上面から往復時間約2秒下に明瞭な海洋モホ面がイメージングされた。海洋地殻上面は折れ曲がり断層の落差は海溝付近では往復時間0.5秒（約500m）に達するものもある。また、海洋モホ面も明瞭にイメージングされているが、ところどころに不連続な特徴を示している。一方で、地殻内、及びマントル内には正断層を示すような明瞭な反射面は見えていない。

アウターライズ域で実施された地震観測の結果からは深さ40km程度まで正断層地震が観測されており、震源分布から断層の傾斜は55～75°と推定されている。この急傾斜のために反射法地震探査データからは地殻内・マントル内の断層イメージが得られなかった可能性がある。一方で、地震観測から示された傾斜角を仮定して基盤で確認された正断層構造をモホ面まで延長すると、モホ面の不連続な領域とよい対応を示している。

現在、反射法地震探査データから推定されるマントルまで伸びる正断層の分布、及び海底地形によるその断層の横方向の連続性、地震活動情報に基づく断層の深さ分布などの観測データを用いてアウターライズ震源断層マッピングをすすめている。今後、これらの情報を基にＭ７．５相当以上の震源断層を用いてアウターライズ巨大正断層地震による津波計算を実施する予定である。

© The Seismological Society of Japan

Seafloor sediment thickness below S-net observatories revealed from PS conversion wave at the sedimentary base

*Ryosuke Azuma[1], Ryota Takagi[1], Genti Toyokuni[1], Takashi Nakayama[1], Syuichi Suzuki[1], Makiko Sato[1], Naoki Uchida[1], Ryota Hino[1]

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

日本・千島海溝域に展開されたケーブル式リアルタイム海底地震観測網「日本海溝海底地震津波観測網（S-net，防災科学技術研究所）」の運用が2016年に開始され，海域で発生する巨大地震・津波の早期検知による防災面や地震活動の実態把握など科学面での発展が期待される．一方で，海底下の表層には低地震波速度の未固結堆積層が不均質な厚さで存在するため，海底地震計記録を用いた解析にはこの表層堆積層による走時遅れを適切に補正する必要がある．そこで本研究では，堆積層基盤でP波からS波に変換する波（PS変換波）とP波初動との走時差をS-net観測点において読み取ることで，日本・千島海溝域の表層堆積層厚さの空間分布を推定した．

地震波形の読み取りにあたり，傾斜面に設置されたS-net観測点のセンサーの姿勢と方位を決め地震波形記録を上下・水平動成分に分離する必要がある．ここではTakagi et al. (under review) において加速度波形の重力加速度と遠地地震表面波の振動軌跡から求めたセンサーの姿勢と方位を用い，速度波形を上下・東西・南北成分に変換した．次に，2017年１月から2018年９月までに東日本で発生した太平洋スラブ内の地震30個（Mjma = 3.9–6.2，深さ4–98 km）についてP波初動を験測し，それらの到達時刻で時間軸を揃え震央距離で並べたギャザーを観測点ごとに作成した．地震波速度が非常に遅いため堆積層中では波線は鉛直に近く、観測点直下の堆積層基盤でのPS変換波はP波と同じ見かけ速度で水平動記録にあらわれるため，観測点ギャザー上で震央距離によらず一定の走時差で振幅の増大が顕著な相を堆積層基盤変換波とみなし，それよりも早い時刻にも振幅の増大する相がある場合には候補として験測した．

S-net全150点の観測点ごとにPS-P走時差の平均値を求めた結果，太平洋プレート上では~1.1–1.7秒程度であったが，陸側斜面では~1.5–3.3秒程度と分布の幅が広く，海溝軸の内外で大局的に異なることがわかった．さらに太平洋プレート上であっても日本海溝沿いの観測点で1.3–1.5秒，千島海溝側で1.6–1.7秒，海溝会合部で約1.1秒と走時差が領域ごとに変化した．一方，陸側斜面上に注目すると，斜面下部と海岸近く（~2秒以下）に対して斜面中部（~2秒以上）では相対的に走時差が大きい．加えて，斜面中部の水深1,000~3,000mの範囲では，海底面の斜度の緩やかな日高トラフ（~2.5–3.3秒）から斜度の増加する三陸沖から房総沖に向かって1.8秒程度まで減少し，島弧沿いに大きく変化した．PS-P走時差に対して堆積層内のP波速度を2 km/s，S波速度を陸側斜面で0.6 km/s（Yamamoto et al., 2006）・海側斜面で0.25 km/s（Fujie et al., 2016）と仮定し推定した堆積層厚さ分布は人工地震探査（例えば，Tsuru et al., 2002; Fujie et al, 2016; Azuma et al., 2018）の結果と整合的である上，基盤の深くなっている場所は，日高トラフや十勝沖での発達した海盆の存在を示す低重力異常（Basset et al., 2016）ともよく対応する．したがって，本研究により堆積層の基盤の深さが太平洋プレート上と陸側斜面の上部・下部で浅く，陸側斜面中部では日高トラフと三陸沖以南とで異なる様子を捉えられたとえいる．

本研究のPS-P走時差分布は上野・他（2019）の推定値とも概ね一致するが，日高トラフや房総沖の観測点にはPS-P験測値のばらつき（±0.06–0.17秒程度）を上回って異なる傾向があり，同定した相が上野・他と異なる可能性がある．そこで，各地震の水平動２成分の波形から４つの周波数帯（1–2，2–4，4–8，8–16 Hz）でエンベロープ波形を求め重合したものを観測点ごとに作成し，本研究および上野・他による験測値と比較した．その結果，走時差の一致がよい福島沖～三陸沖の観測点ではPS変換波の験測時刻において2–8 Hz帯域のエンベロープ振幅が顕著に増大するのに対し，不一致の大きい房総沖～茨城沖の観測点では複数の時刻で段階

© The Seismological Society of Japan

的に振幅が増加，日高トラフでは全帯域で特徴的な振幅増加を持たない傾向があった．一般的に，P波からS波への変換効率は上下層間の地震波速度コントラストの大きさに依存する．すなわち，PS変換波の振幅の明瞭さが，堆積層ー基盤岩間の速度コントラストや堆積層内構造の情報になりうる．したがって，変換波の明瞭さの異なる日高トラフ，三陸沖～福島沖，房総沖とでは異なる過程で未固結堆積層が形成されたと考えられる．

© The Seismological Society of Japan

P and S wave tomography of the NE Japan forearc region using S-net data

*Genti Toyokuni[1], Dapeng Zhao[1], Naoki Uchida[1], Takashi Nakayama[1]

1. RCPEVE, Tohoku University

The great 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw 9.0) occurred off the Pacific coast of Northeast Japan, where the Pacific plate is subducting beneath the Okhotsk plate. The S-net (the Seafloor observation network for earthquakes and tsunamis along the Japan Trench) that initiated in 2016 is a large-scale, permanent, ocean-floor seismograph network with cabled 150 stations, which covers a wide oceanic region off Northeast Japan (Kanazawa, 2013). In this work, we study the 3-D seismic velocity structure beneath the NE Japan forearc region covered by the S-net.

We have newly collected two sets of arrival-time data. The first set contains arrivals picked by our technical staff, which include 36,002 P and 13,326 S arrivals of 241 local earthquakes recorded at the S-net and other inland Hi-net stations. The second data set contains arrivals picked by the first author (G.T.), which include 3,754 P-wave arrivals of 63 local earthquakes recorded by the S-net. Then the newly picked data are integrated with the existing arrival-time data from 747 teleseismic events for P-wave and 643 teleseismic events for S-wave, as well as 2,528 local earthquakes recorded at 1,852 Hi-net stations on the Japanese land areas (Liu & Zhao, 2016). These combined data are inverted to obtain new 3-D P- and S-wave velocity models (Vp, Vs) beneath the entire NE Japan arc by using the tomographic method of Zhao et al. (2012).

In this work we focus on the obtained 3-D images at depths < 80 km below the region covered by the S-net. The major results are summarized as follows.

(1) The spatial resolution of the Vp and Vs images at depths of 5~60 km beneath the S-net is greatly improved.
(2) Prominent low-Vp and low-Vs anomalies are revealed in the off-Iwate and off-Fukushima areas. These features are consistent with those revealed by previous works (e.g., Zhao et al., 2011; Huang & Zhao, 2013; Liu and Zhao, 2018), suggesting that our hand-picked arrival-time data are quite accurate and robust.
(3) A significant high-Vp anomaly is revealed along the Japan Trench especially beneath the off-Miyagi region where the rupture of the 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw 9.0) initiated, which may reflect that the sedimentary layer is very thin there above the subducting Pacific plate.

References
Huang, Z., D. Zhao (2013) JAES, 70–71, 160–168.
Kanazawa, T. (2013) Underwater Technology Symposium (UT), 2013 IEEE International.
Liu, X., D. Zhao (2018) Science Advances 4, eaat4396.
Zhao, D. et al. (2011) GRL 38, L17308.
Zhao, D. et al. (2012) GJI 190, 816–828.

Keywords: Seismic tomography, Offshore Northeast Japan, S-net, 3-D velocity structure

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Room B | General session：S06. Crustal Structure

Tue. Sep 17, 2019 1:30 PM - 3:00 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 4:30 AM - 6:00 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S06]PM-1

chairperson:Tatsuya Ishiyama(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Takashi Tonegawa(JAMSTEC), Masanao Komatsu(Okayama University)

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

[S06-10] Receiver function imaging of the subducting Pacific plate beneath NE Japan using offshore and on land seismic arrays

*HyeJeong Kim[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Takeshi Akuhara[1], Masanao Shinohara[1], Ryota Takagi[2] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S06-11] Crustal reflector and seismicity in Iwaki area

*Takashi Iidaka[1], Shinichi Sakai[1], Toshihiro Igarashi[1], Kazushige Obara[1], Aitaro Kato[1], Tetsuya Takeda[2], Shigeki Nakagawa[1] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S06-12] Heterogeneous crustal structure offshore of the Ibaraki prefecture along the Japan Trench

*Kimihiro Mochizuki[1], Tomoaki Yamada[1], Masanao Shinohara[1], Ryota Hino[2], Ryosuke Azuma[2], Yoshihiro Ito[3], Yoshio Murai[4], Kenji Uehira[5], Toshinori Sato[6] (1. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo, 2. Graduate School of Science, Tohoku Univ., 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ., 4. Faculty of Science, Hokkaido Univ., 5. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 6. Graduate School of Science, Chiba Univ.)

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

[S06-13] Seismic Source Fault Model for Kinki Region Based on Geologic and Geophysical Data, Southwest Japan

*Tatsuya Ishiyama[1], Hiroshi Sato[1], Naoko Kato[1], Makoto Matsubara[2], Tomoko Elizabeth Yano[2], Susumu Abe[3], Masanori Higashinaka[3] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. JGI, Inc.)

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

[S06-14] The seismological structure about fault zone extending to the lower crust in the northern Kinki district, southwestern Japan

*Shinya Katoh[1], Yoshihisa Iio[2], Takuo Shibutani[2], Hiroshi Katao[2], Masayo Sawada[2], Kazuhide Tomisaka[2] (1. Graduate School of Science, Kyoto University., 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University.)

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

[S06-15] Detailed seismic velocity structure in focal area of the 2016 Central Tottori Earthquake estimated using dense aftershock observation data

*Hiroo Tsuda[1], Yoshihisa Iio[2], Satoshi Matsumoto[3], Shinichi Sakai[4] (1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University, 4. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Receiver function imaging of the subducting Pacific plate beneath NE Japan using offshore and on land seismic arrays

*HyeJeong Kim[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Takeshi Akuhara[1], Masanao Shinohara[1], Ryota Takagi[2]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Graduate School of Science, Tohoku University

The seismogenic zone of NE Japan subduction zone locates at offshore, where in situ observation is only possible with ocean bottom sensors. The seismogenesis of subduction zones has a close relationship with the hydrous state of the subduction zone system, and water has been observed as a low velocity zone of the subducting plate. Continuous imaging of the subsurface structure from the trench, crossing the whole forearc, is important to understand the relationship between seismicity and seismic structure, as well as to delineate the water transportation in subduction. On land, arrays from different institutes cover Japanese islands densely enough to get good quality receiver function images. On the seafloor, several temporary arrays of pop-up type ocean bottom seismometers were deployed over the years (e.g., Shinohara et al., 2012, EPS). Furthermore, the ocean bottom cable network off the coast of NE Japan (S-net; Kanazawa et al., 2016, SubOptic) has allowed a real-time and permanent observation on the seafloor from late 2016. In this work, we conduct the receiver function analysis of those amphibious array data to produce continuous receiver function images from ocean to land. To use the ocean bottom seismic data for imaging, special care has to be taken for the effect of the low velocity sediment on top of the seafloor; an extremely slow S-wave velocity (< 0.5 km/s) of the thin sediment causes a large delay in arrival times (e.g., ~2 seconds) to the converted waves that may result in misplacement of an image if the effect is not corrected. The common conversion point stacked images show a continuously dipping oceanic Moho along profiles crossing ocean and land. Besides, the forearc part of the subducting plate shows a signature of a low velocity layer above the oceanic Moho as land stations do. The result of this work presents the first receiver function image in NE Japan using both ocean and land stations that shows coherent structural signatures of the subducting oceanic plate.

© The Seismological Society of Japan

Crustal reflector and seismicity in Iwaki area

*Takashi Iidaka[1], Shinichi Sakai[1], Toshihiro Igarashi[1], Kazushige Obara[1], Aitaro Kato[1], Tetsuya Takeda[2], Shigeki Nakagawa[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

１）　はじめに

2011年に発生した東北地方太平洋沖地震以降，日本列島の地震活動は大きく変化した。これらの地震活動の変化は，東北地方太平洋沖地震に伴い島弧の応力場が変化したことに関係していると考えられる。いわき地域の地震活動においては，東北地方太平洋沖地震以降大きく変化し，地震が増加した。しかし，その理由はいまだに明らかになっていない。東京大学地震研究所では関係機関と連携し，この地域で６０点規模の臨時地震観測をおこなった。いわき地域で発生した地殻内地震について，この臨時観測点で観測された波形記録を見ると，ひとつの特徴として２種類の後続波が観測された。その原因を調べてみると，２つの後続波は，地殻内に存在する境界面とモホ面からの反射波であることがわかった（臼田，修士論文2018）。臼田(2018)では，いわき地域に発生した地震と臨時観測の観測点を用いて，逆VSP 法解析による調査から反射面の位置の推定をおこなった。

この地域の地震活動の特徴として，上部地殻での活動に加えて，地殻中部でも顕著な活動域が見られることが挙げられる。この地殻中部の活動域は，地殻内反射面とほぼ一致し，地殻中部の地震活動と反射面との関係が深いことが示唆された。また，反射波の振幅が大きいことから，地殻内の反射波は流体を含んでいる層からの反射波である可能性が指摘され，地殻中部の地震活動が地殻内流体によって引き起こされた可能性が示された（臼田,2018）。さらに，この領域の地殻上部の地震活動と反射面との関係を調べた。この領域の地震活動は，東北地方太平洋沖地震に伴い3月11日に活発化が始まっている。一連の活動は，検出された反射面の南部の直上で始まり，地殻内反射面を中心にして取り囲むように地震活動が活発となっていることがわかった（飯高・他，2019）。このように地震活動と反射面の位置は密接な関係があり，一連の地震活動が地殻内流体と関係している可能性が指摘された（飯高・他，2019）。臼田(2018)によって求められた反射面は北緯37度まで求められているが，その北側でも地震活動は活発であり，地震と反射面との関係を明らかにするために，北緯37度以北における反射面の存在の有無を明らかにすることが重要であると考えられる。そのため北側について，観測域の北側で発生した地震を中心に北緯37度以北の観測点を調べた。反射面を検出するため，逆VSP 法解析による解析を用い解析をおこなった。

２）データおよび解析

いわき地域で，2012年に北緯37度以北に発生したマグニチュード３以上の地震について解析をおこなった。用いた観測点は，この地域に展開した臨時観測点とHi-net，F-net等の観測点を用いた。この地域の地震活動は，上部地殻で発生する深さ15㎞以浅の地震と，15㎞から30㎞に発生する地殻中部の地震の活動が見られる。この解析では，地殻上部で発生した15㎞以浅の地震を用いた。

解析手順は以下のようにした。(1) 波形から後続波を検出する。(2) その後続波のパーティクルモーションを調べ，P波であるかS波であるかを明らかにする。(3) 後続波の起源を調べる（反射された波であることを確認する）。(4) 後続波を用い逆VSP 法解析により地殻内反射面を求める。

３）結果

後続波を調べることによって，パーティクルモーションや見かけ速度から，観測された後続波は地殻内に存在する境界面からのS波の反射波であることがわかった。この地域では，これまでに逆VSP 法解析による調査から反射面の検出が行われており，北緯37度まで反射面の存在が示されている（臼田，修士論文2018）。一方，この地域の地震活動は，一辺が30㎞～50㎞の三角形の領域で活発に発生しており，その地震活動は北緯37度以北にも見られる。また，この地域の地震活動と反射面との関係が示唆されており，その観点に立って考

© The Seismological Society of Japan

えると，北緯37度以北の地殻内部においても反射面の存在が推測される。
今回の解析で，このいわき地域で反射波を用いて逆VSP 法解析をおこなったところ，これまで求められていた地域の北側の北緯37度以北にも，反射面が存在することが確認された。このことは，この地域においては，地震活動が活発な領域において広く地殻内反射面が存在することを示している。この反射面は，反射波の振幅が大きいことから，地殻内流体起源である可能性が示唆されている。この地域の活発な地震活動と地殻内流体との関係を明らかにしていくことは，地殻内地震の発生原因を考えるうえでひじょうに重要な課題である。また，地殻内流体の物理的性質やその供給源を明らかにしていくことは，内陸地震の発生メカニズムの現象解明に向けた重要な研究課題であると考えられる。

© The Seismological Society of Japan

Heterogeneous crustal structure offshore of the Ibaraki prefecture along the Japan Trench

*Kimihiro Mochizuki[1], Tomoaki Yamada[1], Masanao Shinohara[1], Ryota Hino[2], Ryosuke Azuma[2], Yoshihiro Ito[3], Yoshio Murai[4], Kenji Uehira[5], Toshinori Sato[6]

1. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo, 2. Graduate School of Science, Tohoku Univ., 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ., 4. Faculty of Science, Hokkaido Univ., 5. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 6. Graduate School of Science, Chiba Univ.

茨城県沖100 kmの日本海溝沿いでは，M7級地震が約20年間隔で繰り返し発生してきた． この震源域周辺で行われた構造調査では富士山級規模の沈み込んだ海山が確認されたが，その位置はM7級地震の震源域から外れていた（Mochizuki et al., 2008）．また，海域地震観測で観測された微小地震も，この沈み込んだ海山周辺には分布していないことが明らかとなった．これらの結果から，Mochizuki et al.（2008）は，沈み込んだ海山はM7級繰り返し地震のアスペリティとなっていない可能性を示した．Wang and Bilek（2011）は，海山が沈み込むことによって，上盤側構造内にフラクチャー網が形成され，したがってプレート境界面周辺ではひずみエネルギーが蓄積されないために，規模の大きな地震が発生しないである可能性を議論した．最近の研究によって，本領域でスロー地震が発生していることが明らかとなった（例えばMatsuzawa et al., 2015；Nishikawa and Ide, 2018）．通常の地震からスロー地震まで，多様な地震活動とプレート境界周辺構造との比較検討は，地震発生メカニズムの理解のために重要な課題である．

ニュージーランド北島沖合のヒクランギ沈み込み帯では，多様な地震活動とプレート境界の形状的特徴との比較検討が進められている．例えばWallace et al.（2016）は海域での地震・地殻変動観測網によって，その直下で発生した大規模なスロースリップの観測に成功し，スロースリップにおけるすべり量の詳細な分布を明らかにした．その結果を見ると，スロースリップによる断層すべりは，地震波構造調査や電磁気観測から明らかにされた沈み込んだ海山を避けるように分布していることがわかった．またTodd et al.（2018）は，ヒクランギ沈み込み帯では初めてとなる，海域における微動活動を確認し，しかもその活動が沈み込んだ海山周辺域に限って分布することを明らかにした．これらのことから，ヒクランギ沈み込み帯北東部における多様な地震活動は，そのすべりの性質の違いとともに，プレート境界面上の異なった場所に分布していると考えられる．地震波構造調査によるプレート境界面の形状や物性の特徴を詳細に明らかにすることで，多様な地震の発生メカニズムの理解が深まることが期待される．

周期的に発生する大規模な地震からスロー地震まで，多様な地震活動が見られる茨城県沖日本海溝沿いでは，海底地震計とエアガン人工震源を用いた海域構造調査が複数の測線に沿って行われてきた．これらの構造調査の結果をまとめることによって，プレート境界周辺の構造的および物性的特徴の空間分布を明らかにすることができると考えられる．本研究では2011年2月に白鳳丸を用いて行った構造調査のデータ解析を進め，既存の構造調査の結果と合わせ，プレート境界周辺の構造的特徴を議論する．

© The Seismological Society of Japan

Seismic Source Fault Model for Kinki Region Based on Geologic and Geophysical Data, Southwest Japan

*Tatsuya Ishiyama[1], Hiroshi Sato[1], Naoko Kato[1], Makoto Matsubara[2], Tomoko Elizabeth Yano[2], Susumu Abe[3], Masanori Higashinaka[3]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. JGI, Inc.

はじめに　近畿地域の西南日本内帯では第四紀に活動的な南北～北北東走向の逆断層と東西～東北東走向の横ずれ断層が密に分布し、これらは鮮新-更新統および中後期更新世・完新世に形成された新旧の地形を累積的に変位させる（活断層研究会，1991）。当地域では1995年兵庫県南部地震以降に数多くの反射法地震探査が実施されており，得られた反射法地震探査断面の解釈に基づく震源断層モデルの推定が可能である。また、近畿地域には鮮新・更新統の堆積盆が広く分布し（例えば市原編，1993）、その層序は反射断面の解釈や断層のすべり速度を推定する上で有用である。そこで、当地域で過去に取得された反射法地震探査断面および変動地形・地質構造・鮮新-更新統の層序に基づき構造解釈を行い、近畿地域に分布する活断層の震源断層モデルの構築を試みた。本発表では主要な活構造について例を示すとともに、課題を整理する。

反射法断面と断層モデルの概要　震源断層モデルの構築に際し、1980年代以降に近畿地域で実施された主要な反射法地震探査断面を収集し，測線位置と断面のコンパイルを行った。反射断面の解釈にあたっては，産業技術総合研究所・地質調査総合センター発行の5万分の1・20万分の1地質図に加えて市原編（1993）や吉川・三田村（1999）、Satoguchi and Nagahashi (2012)等の鮮新・更新統の層序・構造を参照するとともに、都市圏活断層図，池田ほか（2002）等の活断層・変動地形の位置・性状に関するデータを参照した。また、重力異常データ（地質調査総合センター編(2013)など）も使用した。
逆断層である琵琶湖西岸断層帯と右横ずれ断層である花折断層帯は近接して並走しており、何れが主要な構造かについてはよく分かっていない。そこで両断層帯の構造的な関係について詳細に検討することを目的として、両者を横断する2測線で実施した高分解能反射法地震探査の結果（石山ほか, 2018）から、琵琶湖西岸断層帯は地表位置から西に中角度で傾斜する逆断層であること、また花折断層帯は高角ないしはほぼ垂直な断層面をなすと考えられる。一方、地震波速度構造モデル（Matsubara et al., 2017）に基づく測線沿いの東西断面・微小地震活動および震源メカニズム解（松原・ヤノ, 2018）によると、右横ずれ断層である花折断層と整合的なメカニズム解を持つ地震活動は深さ10 km以浅に限定されるのに対して、逆断層型のメカニズム解を持つ地震は堅田断層の断層面の下方延長部に分布しており、高角の右横ずれ断層である花折断層帯が、中角度で西に傾斜する逆断層である琵琶湖西岸断層帯の上盤側に発達するとする構造モデル（佐藤ほか, 2007）と整合的である。このように、花折断層帯・琵琶湖西岸断層帯については、反射法地震探査および再決定震源による地震活動・震源メカニズム解から、低角～中角度で西に傾斜する逆断層である琵琶湖西岸断層帯が主断層であり、花折断層がその上盤側に発達する高角の横ずれ断層と推定される。
大阪平野周辺には、上町断層帯、生駒断層帯に代表される南北走向・東傾斜の逆断層と、有馬-高槻断層帯、六甲-淡路断層帯に代表される東西～東北東走向の横ずれ断層が近接して分布しており、その構造的な関係は複雑である。上町断層・生駒断層を横断する大大特測線（Sato et al., 2009）の再解析結果や重力異常データから、上町断層・仏念寺山断層が生駒断層とは独立したリストリックな断層面を有する逆断層であること（石山ほか, 2018）、枚方断層や有馬-高槻断層帯が従来の推定よりも北および東に延び、その東端部がとほぼ収斂することなどが明らかとなった。2018年6月18日の大阪府北部の地震（M6.1）の本震・余震は、これらの複数の断層帯が近接する上町断層の北部延長である仏念寺山断層の深部延長周辺にあたるが、震源断層面の推定や大阪府北部の地震との関係を詳細に義論するためには、深部構造探査により仏念寺山断層などの構造的特徴を更に詳細に把握することが必要である。

引用文献　地質調査総合センター編, 日本重力データベースDVD版, 2013;市原編，『大阪層群』, 創元

© The Seismological Society of Japan

社，1993; 石山, 活断層・古地震研究調査報告, 3, 145-155, 2003; 石山ほか, 活断層・古地震研究調査報告, 4, 155-162, 2004; 石山ほか, 日本地震学会秋季大会予稿集, S24-04, 2018; 活断層研究会，新編日本の活断層，東京大学出版会, 1991; Sato, H. et al., Tectonophysics, 472, 86–94, 2009; Sato, H. et al., Tectonophysics, 644-645, 58-67, 2015, 2015; Satoguchi, Y. and Nagahashi,Y., Island Arc, 21, 149-169, 2012; 吉川・三田村, 地質学雑誌, 105, 332-340, 1999; 吉川ほか, 物理探査学会第77回春季大会講演論文集, 114-117, 1987.

© The Seismological Society of Japan

The seismological structure about fault zone extending to the lower crust in the northern Kinki district, southwestern Japan

*Shinya Katoh[1], Yoshihisa Iio[2], Takuo Shibutani[2], Hiroshi Katao[2], Masayo Sawada[2], Kazuhide Tomisaka[2]

1. Graduate School of Science, Kyoto University., 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University.

GNSS観測により新潟-神戸ひずみ集中帯(NKTZ)の存在が確認されている(Sagiya et al. 2000 Pure appl. geophys)。NKTZではM7以上の内陸地震が多く発生しており、NKTZは日本列島の内陸域への歪・応力の蓄積や集中に重要な働きをしていると考えられている。そのため、NKTZの成因を明らかにすることは、内陸域への歪・応力の蓄積や集中のメカニズムを理解するために重要である。現在、Iio et al. (2002 Earth Planet Sci Lett)により、断層帯深部の流体による不均質構造の変形により直上の上部地殻でひずみ速度が大きくなるというNKTZの成因モデルが提唱されており、このモデルでは流体による不均質構造が下部地殻の断層帯深部に局所的に存在していることが必要と考えられている。

現在までの研究(Katoh et al. 2019 JpGU)で、自然地震を用いたS波反射法解析の結果から、近畿地方中北部の下部地殻には有馬高槻断層帯(ATFZ)と同じ走行をもち、ATFZの傾斜方向にのみ存在する不均質構造(reflector)が明らかになり、さらにレシーバ関数イメージングでこのreflectorが地震波低速度の薄い層である可能性があることが推定された。これより、このreflectorはATFZの下部地殻への深部延長であると結論づけ、reflectorはIio et al. (2002)によって提唱された断層帯深部の不均質構造であると考えた。しかし、レシーバ関数イメージングにおいて、reflectorの上面での地震波速度の不連続面はS波反射法解析と整合的な結果が得られたが、reflectorの下面での不連続面はやや不明瞭であった。そのため、本研究ではreflectorよりも深部の構造をより詳細に求めることを目的として解析を行なった。

解析手法はS波反射法解析とレシーバ関数イメージングである。S波反射法解析では、観測された地震波のコーダ波部分をコーダ波の減衰率(codaQ)を用いて振幅の補正を行ない、3Dスタッキングをすることでreflectorの位置を求めている。S波反射法解析においてcodaQが重要なパラメーターとなるが、先行研究では推定されたcodaQの値が精度よく求められているかの確認を行なっていなかった。そこで、本研究では推定されたcodaQの精度を相関係数から統計的に評価し、推定されたcodaQの精度が良い波形だけをS波反射法解析に用いた。次に、先行研究でのレシーバ関数イメージングでは、1Hzまでの遠地地震の波形を用いてレシーバ関数を求めていたが、本研究では1Hz以上の高周波の波形も用いることでレシーバ関数の地震波速度不連続面への感度を上げreflectorの下面を詳細に求めようとした。

上記の手法を用いて推定された下部地殻における断層帯深部の地震学的構造について発表し、近畿地方中北部の下部地殻に存在するreflectorはIio et al. (2002)によるモデルで必要とされる断層帯深部の不均質構造であるかどうかを議論する。

© The Seismological Society of Japan

Detailed seismic velocity structure in focal area of the 2016 Central Tottori Earthquake estimated using dense aftershock observation data

*Hiroo Tsuda[1], Yoshihisa Iio[2], Satoshi Matsumoto[3], Shinichi Sakai[4]

1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University, 4. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

2016年10月21日に鳥取県中部においてM6.6の地震（鳥取県中部地震）が発生した。震源の深さは約10km、震源断層は北北西ー南南東方向に延びる左横ずれ断層であった。本研究では、下記の稠密余震観測で得られたデータを用いて、地震波走時トモグラフィーにより本震の震源域における詳細な地震波速度構造を推定した。本研究で得られた速度構造と先行研究により推定されたすべり分布や応力場を比較することで、本震の発生過程を考察した。

鳥取県中部地震の余震域において、京都大学・九州大学・東京大学地震研究所合同観測班により稠密地震観測が行われた。地震計の設置は本震発生の翌日10月22日から11月８日にかけて行われ、3成分地震計（京大・九大担当、満点地震計）10点、3成分地震計（地震研担当、GSX）10台、1成分地震計（0.1満点地震計）49点の計69点が設置された。1成分地震計は2016年12月12日まで、3成分地震計（GSX）は2017年3月まで、3成分地震計（満点地震計）は現在まで観測が行われている。図には、それら臨時観測点と2016年10月22日から12月15日に深さ15 km以浅で発生した14,166個の地震の震源をプロットした。ただし、図にプロットした震源は、臨時観測点で得られたデータを用い、震源決定プログラムhypomh（Hirata & Matsu’ura, 1987）によって決定したものである。

地震波走時トモグラフィー解析には、臨時観測点のデータに加え、2点の定常観測点のデータも使用した。トモグラフィー解析のプログラムとして、ダブルディファレンストモグラフィーのプログラムであるtomoDD（Zhang & Thurber, 2003）を使用した。トモグラフィー解析のようなインバージョン解析では、初期値にもっともらしい値を与えることが重要である。そこで、１次元速度構造と震源位置を同時に推定するインバージョン手法であるVELEST（Kissling et al., 1994）を使用し、もっともらしい1次元速度構造、震源位置をあらかじめ推定し、それらをトモグラフィー解析の初期速度構造、初期震源位置として使用した。

強震波形のインバージョンにより、震源周辺と震源北部の２ヶ所に大きなすべりが推定されている（Kubo et al., 2017）。本研究で得られた断層面上の速度構造では、その２ヶ所の大すべり域が高速度域に、その周囲のすべりの大きくなかった領域が低速度域におおむね対応している。高速度域で地震時すべりが進展し、低速度域ですべりの進展が阻害されたことが示唆される。

謝辞：気象庁、防災科学技術研究所による定常地震観測点のデータを使用させていただきました。

© The Seismological Society of Japan

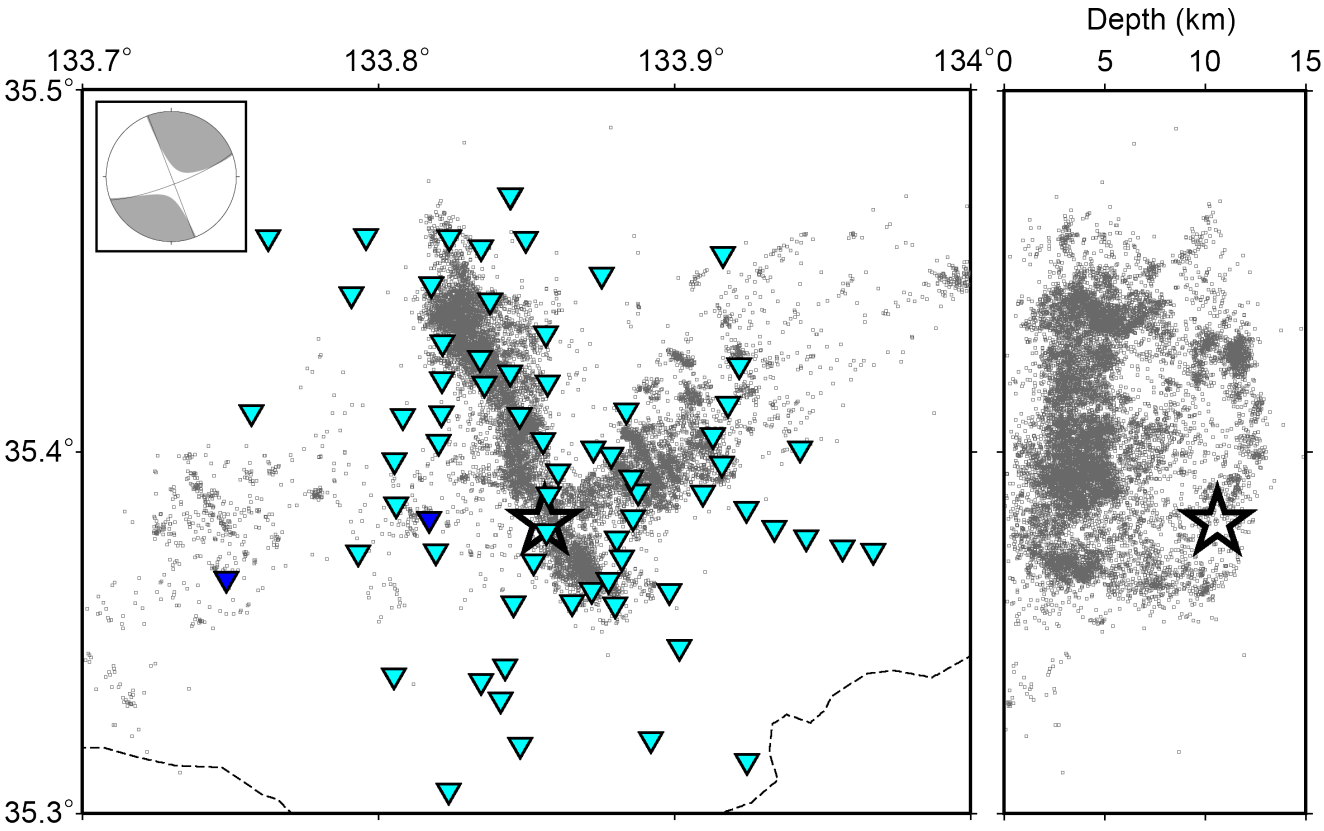


Figure. グレーの点は、2016/10/22~12/15に深さ15 km以浅で発生した地震の震源を表す。星は、鳥取県中部地震の震源を表す。図中の発震機構解は、鳥取県中部地震の気象庁によるCMT解析の結果を表す。水色の三角は臨時観測点を、青の三角は定常観測点を表す。

© The Seismological Society of Japan

Room B | General session：S06. Crustal Structure

Tue. Sep 17, 2019 3:15 PM - 5:00 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 6:15 AM - 8:00 AM UTC | ROOM B Symposium Hall, International Science Innovation Building

[S06]PM-2

chairperson:Tatsuya Ishiyama(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Takashi Tonegawa(JAMSTEC), Masanao Komatsu(Okayama University)

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

[S06-16] Feasibility study on the waveform inversion to the OBS wide-angle seismic data

*Gou Fujie[1], Takeshi Sato[2], Kazuya Shiraishi[1], Shuichi Kodaira[1], Eiichi Asakawa[3], Nibe Takao[4] (1. JAMSTEC, 2. Sapporo Regional Volcanic Observation and Warning Center, JMA, 3. JGI, inc., 4. JAPEX)

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

[S06-17] Seismic velocity structure monitoring of the Nankai accretionary prism from ambient noise correlations during Chikyu drilling

*Takashi Tonegawa[1], Toshinori Kimura[1], Kazuya Shiraishi[1], Eiichiro Araki[1], Masataka Kinoshita[2], Yoshinori Sanada[1], Seiichi Miura[1], Yasuyuki Nakamura[1], Shuichi Kodaira[1] (1. JAMSTEC, 2. Univ. of Tokyo)

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

[S06-18] Underthrust turbidite facies affecting variation in interplate coupling along the Nankai subduction zone

*Jin-Oh Park[1], Tetsuro Tsuru[2] (1. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 2. Tokyo University of Marine Science and Technology)

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

[S06-19] Relationship between three-dimensional detailed crustal structures and very low frequency earthquakes in the Nankai trough off Kumano

*Kazuya Shiraishi[1], Yasuhiro Yamada[1], Masaru Nakano[1], Masataka Kinoshita[2], Gaku Kimura[3] (1. JAMSTEC, 2. ERI, University of Tokyo, 3. Tokyo University of Marine Science and Technology)

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

[S06-20] **Lithium isotope detects slab-derived fluids in spring water from the Median Tectonic Line fault zone in Shikoku, Japan**

*Yoshiro Nishio[1], Satoshi Tonai[1], Yu Inokuchi[1], Emika Nakamura[1] (1. Kochi Univ.)

4:30 PM - 4:45 PM JST | 7:30 AM - 7:45 AM UTC

[S06-21] **The velocity structure beneath the Aira caldera, deduced from the seismic exploration (4)**

*Hiroki Miyamachi[1], Reji Kobayashi[1], Hiroshi Yakiwara[1], Shuuichiro Hirano[1], Takeshi Kubo[1], Naohiro Unno[1], Takeshi Matsushima[2], Kazuya Uchida[2], Rintaro Miyamachi[2], Hiroshi Katai[3], Takuo Shibutani[3], Tsutomu Miura[3], Jun Nakagawa[3], Itaru Yanada[3], Takeshi Tameguri[3], Kosei Takishita[3], Kazuho Nakai[3], Yusuke Yamashita[3], Yuta Maeda[4], Shinichirou Horikawa[4], Kenjiro Mitsuhiro[4], Takashi Okuda[4], Shuhei Tsuji[4], Naoki Sogawa[4], Kazuo Nakahigashi[5], Eiji Kurashima[6], Tomoaki Yamada[6], Miwako Ando[6], Shinichi Tanaka[6], Satoshi Ikezawa[6], Toshinori Sato[7], Mare Yamamoto[8], Satoshi Hirahara[8], Takashi Nakayama[8], Ryusuke Azuma[8], Shuichi Suzuki[8], Tomoki Tsutsui[9], Ryuichi Takei[9], Yuya Tada[9], Hiroaki Takahashi[10], Hiroshi Aoyama[10], Mako Ohzono[10], Takahiro Shiina[10], Masamitsu Takada[10], Masayoshi Ichiyanagi[10], Teruhiro Yamaguchi[10], Chihiro Ito[10], Yuki Susukida[10], Yoshio Murai[10], Tatsuya Nakagaki[10] (1. Kagoshima University, 2. Kyushu University, 3. Kyoto University, 4. Nagoya University, 5. TUMSAT, 6. University of Tokyo, 7. Chiba University, 8. Tohoku University, 9. Akita University, 10. Hokkaido University)

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

[S06-22] P- and S-wave attenuation structures in the Ryukyu Arc, Japan

*Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1] (1. Okayama University)

Feasibility study on the waveform inversion to the OBS wide-angle seismic data

*Gou Fujie[1], Takeshi Sato[2], Kazuya Shiraishi[1], Shuichi Kodaira[1], Eiichi Asakawa[3], Nibe Takao[4]

1. JAMSTEC, 2. Sapporo Regional Volcanic Observation and Warning Center, JMA, 3. JGI, inc., 4. JAPEX

人工振源を用いた海域地震波構造探査は海底下の地殻構造をイメージングするもっとも効果的な手段である。海域地震探査は、直下からの反射波を稠密な地震計(ハイドロフォン)で観測し海底下の地震波反射面分布をイメージングする反射法地震探査(MCS)と、遠方に設置した海底地震計(OBS)などの観測データを用いて地震波速度構造をモデリングする屈折法地震探査に大別される。

反射法は高解像度で地下構造(反射構造)をイメージングできるが、直下からの反射エネルギーは弱いため10km以深といった深部のイメージングは容易ではない。一方、屈折法は遠距離で観測される深部を伝播した地震波も活用できるため、反射法に比べ深部までイメージングできる。しかし、一般に、屈折法データは地震波の走時(振源から観測点までの伝播時間)のみを用いて解析される事が多く、水平方向の解像度が数km以上など空間分解能が反射法に比し大きく劣る。

この状況を大きく改善し得るのが、屈折法で観測される波動場を活用して地下構造をイメージングする波形インバージョン解析手法である。波形インバージョン解析は一般に稠密な波動場観測が必要となるため、OBSを用いた海域屈折法探査では活用例は未だ多くはないが、Kamei et al. (2013, EPSL) や Gorszczyk et al. (2017, JGR) など海洋研究開発機構が南海トラフ域で実施した稠密OBS探査データ(OBS間隔が1km)によって、走時解析に比して遥かに高解像度で地震波速度構造がモデリングできることが示され始めている。

そこで、我々は海洋研究開発機構が実施した二つの海域、南海トラフ域(Kamei et al., 2013と同じ調査)、伊豆小笠原前弧域、で取得した稠密OBS屈折法探査データに波形インバージョン解析手法を適用し、その可用性について検討した。その結果、波形インバージョン解析の結果は走時解析結果に比して圧倒的に高解像度であるばかりでなく、イメージングされた速度境界は反射法によって把えられる浅部堆積層の地震波反射面分布とも非常によい一致を示すこと、さらにはそれらの速度境界が反射法ではイメージングができない深度まで続いていることなどが確認できた。これらの結果はOBS屈折法データに波形インバージョンを適用することで、地殻構造研究が大きく進展することを改めて認識させるものである。

本講演では、南海トラフ域、伊豆小笠原前弧域における波形インバージョン解析結果を示すとともに、その結果を反射法イメージング結果と比較し、OBSデータ解析における波形インバージョン解析手法の実用性について議論する。また、間引きテストの結果などにもとづき、今後の海域地殻構造探査の進むべき方向などについても議論する。

© The Seismological Society of Japan

Seismic velocity structure monitoring of the Nankai accretionary prism from ambient noise correlations during Chikyu drilling

*Takashi Tonegawa[1], Toshinori Kimura[1], Kazuya Shiraishi[1], Eiichiro Araki[1], Masataka Kinoshita[2], Yoshinori Sanada[1], Seiichi Miura[1], Yasuyuki Nakamura[1], Shuichi Kodaira[1]

1. JAMSTEC, 2. Univ. of Tokyo

2018年10月から2019年3月にかけて、地球深部探査船「ちきゅう」によって南海トラフC0002孔の掘削が行われた（国際深海科学掘削計画（IODP）第358次研究航海）。この掘削中の海底地震計記録を用いて付加体の構造モニタリングを行うため、2018年11月から2019年5月にかけてC0002孔から半径800 m以内に6点、半径4-10 km付近に4点の海底地震計を設置し、(1)掘削中の海底常時振動の記録、(2)「ちきゅう」からのエアガン発震、(3)海底広域研究船「かいめい」からのエアガン発震の記録を取得した（Kimura et al. JpGU2019）。本研究では、これらの海底地震計の波形記録に相互相関解析を適用して反射波の抽出を試み、船舶によるエアガン記録と比較してそれらの同定を行い、さらに、同定された反射波の位相・振幅の時間変化の有無を検証する。

海底地震計と孔内（海底下約900 m）に設置された地震計の波形（ノイズ）記録に相互相関解析を適用したところ、4–20 Hzの帯域で二種類の信号を取得できていることがわかった。一つはロータリー掘削中のドリルビットと地層のトルクによって生じる上向きに伝播するS波（ビットシグナル：ドリルビットで地層を掘削する際の連続的な振動）で、もう一つは「ちきゅう」のアジマススラスター（船舶の推進装置）や掘削機器の動作による船体振動を震源とする音波が海中を伝わりさらに海底下を下向きに伝播するP波である。これらが卓越する時間帯は、ドリルビットの回転率の情報により区別することが可能なこともわかった。本研究では、海底下から戻ってくる反射波を対象にしているため、船体振動による地震波のみを使用する。

C0002孔を通る20 kmの測線（N30ºW）上で、「かいめい」によるエアガン発震が行われた。それらの海底地震計記録の水平動成分を見ると、P波から遅れて6秒付近に分岐断層から、8秒付近に海洋性地殻上面からのPS反射波が確認できた。「ちきゅう」の船体振動記録から得た相互相関関数と、「ちきゅう」によるエアガン発震から得た相互相関関数を比較すると、完全に一致とは言えないまでも、非常によく似たフェイズを観測することができた。

さらに付加体の地震波速度構造の潮汐応答を調べるため、C0002孔から約3.7 km離れたDONET(Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis)観測点（KMD16）の水圧計記録を用い、その水圧の大きさで分けてスタックを行った。その結果、水圧の値（荷重）が大きいときのほうが小さいときのものに比べて、反射波の振幅が大きくなることがわかった。その一方で、走時の系統的な変化は見られなかった。このことは、海底での水圧が大きいときに海底下に存在する地震波速度不連続面の速度コントラストが上昇していることを示唆している可能性がある。

謝辞：DONETの水圧計記録を使わせていただきました。また、「ちきゅう」・「かいめい」・「よこすか」の関係者の皆様に感謝申し上げます。

© The Seismological Society of Japan

Underthrust turbidite facies affecting variation in interplate coupling along the Nankai subduction zone

*Jin-Oh Park[1], Tetsuro Tsuru[2]

1. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 2. Tokyo University of Marine Science and Technology

Trench sediments get involved in subduction-zone processes such as interplate coupling and megathrust earthquake generation. Although recent seafloor geodetic observations have revealed variation in interplate coupling along the Nankai subduction zone, what constrains the variation is not fully understood. Based on seismic reflection characteristics and drilling results, we mapped three Miocene turbidite facies within the Shikoku Basin sedimentary section incoming to the Nankai subduction zone: western turbidite (WT), central turbidite (CT), and eastern turbidite (ET). These turbidite facies are apparently discrete, and also underthrust along the megathrust fault (i.e., décollement) immediately beneath the overlying accretionary wedge. An inferred landward extension of the three turbidite facies correlates well with the recent slip-deficit rates (SDRs) (Yokota et al., 2016) indicative of interplate coupling. The ~200-km-wide, sheet-like WT overlaps partially with a high-SDR region (SDR > 5 cm/yr). The underthrust WT with possibly enhanced drainage could cause low fluid pressures and high effective stresses in the footwall of the décollement, eventually affecting the high-SDR region. The ~115-km-wide, channel-filling CT is almost consistent with a moderate-SDR region (SDR > 4 cm/yr) between the high-SDR region and patch. The underthrust CT deposited within erosional channels or isolated basement lows may generate local compartments of excess pore pressure in the footwall of the décollement and thus the moderate-SDR region, leading to segmentation of the neighboring high-SDR region and patch. The ~100-km-wide, sheet-like ET interbedded with thick hemipelagic mudstone facies coincides roughly with another moderate-SDR region between adjacent high-SDR patches. The underthrust ET with the less-permeable mudstone layer may cause relatively high pore pressures and low effective stresses in the footwall of the décollement, and help low-coupling condition at the moderate-SDR region and thus segment the two high-SDR patches. The shallow décollement with the high SDR in the WT region may be associated with the tsunami earthquake generation.

© The Seismological Society of Japan

Relationship between three-dimensional detailed crustal structures and very low frequency earthquakes in the Nankai trough off Kumano

*Kazuya Shiraishi[1], Yasuhiro Yamada[1], Masaru Nakano[1], Masataka Kinoshita[2], Gaku Kimura[3]

1. JAMSTEC, 2. ERI, University of Tokyo, 3. Tokyo University of Marine Science and Technology

南海トラフ熊野灘では、歴史的に繰り返される巨大地震のほか、スロースリップイベントや浅部超低周波地震（shallow very low frequency earthquake, 以後はsVLFE）などが観測されており、それらの発生要因やメカニズムについて理解するための調査・研究が盛んに行われている。その中で、三次元反射法データをもとに、海洋プレートの形状や付加体内部の変形構造とsVLFEの関係についての詳細な議論は十分に行われていない。本研究では、反射法データ再解析により品質の改善された三次元地殻構造イメージをもとに、前縁スラスト帯の詳細地質構造とsVLFE発生の関係を明らかにする。

三次元地殻構造の解析に用いたデータは、南海トラフ熊野灘において2006年の三次元反射法地震探査で取得されたものである。地震発生帯の詳細な三次元地質構造をより良く理解するため、データに再処理と重合前深度マイグレーションを実施し、イメージ品質の改善を行った（Shiraishi et al., 2019）。ここでは、前縁スラスト帯の地質構造を見直すこととし、約30km ×12kmの範囲の三次元反射波イメージについて、コヒーレンス解析を用いた不連続構造の抽出と断層の解釈、海洋地殻上面とデコルマ面のホライゾン追跡などを行った。次に、Nakano et al. (2018)によるsVLFEのCMT解推定結果について、水平方向と深度方向のBootstrap法による推定誤差に基づき、震源決定精度の比較的良い震源のみを選別し、三次元地質構造との対比を行った。

データ再解析の結果、シーケンススラストの発達する浅部の互層ユニットより下位の、アンダースラスト堆積物の内部には複数の反射面がより明瞭になっており、これらのいくつかはスラスト群のデタッチメントと認定できる。ホライゾン追跡を行ったデコルマ面は、全体として比較的なめらかな表面形状を持って北西から南東へ深度約7kmから4.3kmまで浅くなる。そして、東側では緩やかな傾斜で海底面まで達する一方、西側では南端部で急傾斜を伴って一度浅くなってから緩やかに海底面に達する。海洋地殻上面は、同様に全体的に北西から南東へ深度約8kmから6.5kmまで浅くなる中で、地殻内の逆断層（e.g., Tsuji et al., 2009, 2013）に伴う変位や起伏が顕著である。特に、対象領域の中央部、デコルマ面の急傾斜部からは北へ約4kmの位置に、高低差約1kmのリッジが認定された。また、推定誤差の平均値以下で選別されたsVLFEのほとんどは、深度誤差が1.62km以下の精度で、海洋地殻上面近傍と厚さ約2kmのアンダースラスト堆積物の内部に位置しており、その多くが海洋地殻のリッジの北側に分布している。

海洋地殻上面の起伏とsVLFE震源分布が高い相関があるのは、海洋地殻上面の形状がsVLFEの発生をコントロールする要因の一つであることを示唆している。震源メカニズムが低角逆断層型 と推定されたsVLFE（Nakano et al., 2018）の多くは、海洋地殻上面のリッジの陸側を中心として、半遠洋性泥質堆積物からなるアンダースラスト堆積物層の内部で、デコルマ面または堆積物中のデタッチメントを利用して発生している可能性が考えられる。今後、sVLFEを含む地震活動と構造との関係をさらに深く理解するために、デコルマ面や付加体内部の断層の三次元形状は欠かせない要素となる。

謝辞：本研究は、JSPS科研費基盤S（JP15H05717）によりサポートされています。

© The Seismological Society of Japan

Lithium isotope detects slab-derived fluids in spring water from the Median Tectonic Line fault zone in Shikoku, Japan

*Yoshiro Nishio[1], Satoshi Tonai[1], Yu Inokuchi[1], Emika Nakamura[1]

1. Kochi Univ.

日本のような沈み込み帯においては，海溝を通じて地下深部に注入された海洋プレートから，地下深部の高温高圧によって水が放出される（＝「脱水」が進行する）。一方，沈み込んだプレートの年代が大きく異なる太平洋プレートとフィリピン海プレートでは，脱水の様式が大きく異なる（例えば，片山他, 2010）。東北日本下に沈み込む太平洋プレートは，1.3億年前と古くに海嶺で作られたため低温である。そのため，東北日本の火山前線に達するまでの前弧域で，太平洋プレートからの「脱水」はさほど進行せず，火山前線まで沈み込んで，ようやくプレートから顕著な脱水が起こるようになる。一方，西南日本下に沈み込むフィリピン海プレートは，2千年前に比較的最近に作られたためまだ熱い。そのため，西南日本の火山前線に達するまでの前弧域で，フィリピン海プレートから「脱水」が激しく起こっていることが予測される。前弧域のマントルは，溶融が起こるほど温度が高くないため，西南日本前弧域では，地下深部の高温高圧によってプレートから放出された水が上昇する「水みち」が多数存在することが予測される。そして，その水は地殻内の断層を辿って地表に湧出していると考えられる。この観点から，西南日本前弧域は，プレートから放出された水の調査研究に非常に適した場所といえる。

地下の流体分布の調査研究においては，電気比抵抗構造探査や地震波トモグラフィーといった地球物理学的手法が強力なツールであるが，流体の起源部を特定することは地球物理学的手法では難しい。そこで，地表で採取する湧水の地球化学など物質科学的知見を併用することで，より高度な深部起源流体像を得ることが期待される。しかし，深部由来の流体が地表まで上昇する過程で地表水の混入は避けることができない。これまでも温泉の地球化学的調査研究は行われてきたが，従来から利用されていた伝統的な地球化学指標の多くが地表水混入の影響を大きく受けて，深部由来流体の情報を得ることは困難であった。伝統的地球化学ツールの中でも，ヘリウム同位体指標は地表水混入の影響が少ないが，マントル成分の検出に優れたツールであって，スラブ起源成分を直接検出することはできない。この理由で，これまで湧水試料の中からスラブ起源成分を特定できた地球化学研究はない。

最も軽いアルカリ金属元素であるリチウム（Li）は，水に分配されやすい元素の１つである。岩石を含む水溶液は温度が上昇すると共に，水溶液中のLi濃度が急速に上昇する。実際に河川水のような低温しか経験していない地表水に比べると，温泉水など高温を経験した水のLi濃度は有意に高い。地表水と高温を経験した深部流体のLi濃度の差が極めて大きいため，地表水混入の影響はLiの場合は他の元素に比べるとはるかに小さい。流体相に分配されやすい特徴は，Li以外のアルカリ金属元素の共通した特徴であるが，Liは他のアルカリ金属元素と異なって軽元素の安定同位体比（$^{7}Li/^{6}Li$）を利用することができる。水と岩石が共存する系において，岩石との反応温度が高くなるほど水溶液の$^{7}Li/^{6}Li$比は反応した岩石の値に近づき，流体の起源温度の推定を可能とする。特に周囲に火山が存在しない前弧域においては，得られた起源温度から流体の起源深度を推定することができる。このように深部流体の強力なツールとなるLi同位体指標であるが，最近まで分析が困難であったため，他の地球化学指標に比べると得られた知見は限られていた。

中央構造線は日本島弧における最も活動的な断層帯の１つである。断層帯は地下深部の流体の上昇経路として期待され，より深部由来の流体を検出できる。本研究では，西南日本前弧域で上昇するスラブ起源流体を特に四国中央構造線付近の湧水中から検出することを試みた。その結果，四国の中央構造線付近の湧水中のLiはスラブ起源であることが見えてきたため本研究発表で説明する。

参考文献：片山他(2010) 地学雑誌**112**, 205-223

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

The velocity structure beneath the Aira caldera, deduced from the seismic exploration (4)

*Hiroki Miyamachi[1], Reji Kobayashi[1], Hiroshi Yakiwara[1], Shuuichiro Hirano[1], Takeshi Kubo[1], Naohiro Unno[1], Takeshi Matsushima[2], Kazuya Uchida[2], Rintaro Miyamachi[2], Hiroshi Katai[3], Takuo Shibutani[3], Tsutomu Miura[3], Jun Nakagawa[3], Itaru Yanada[3], Takeshi Tameguri[3], Kosei Takishita[3], Kazuho Nakai[3], Yusuke Yamashita[3], Yuta Maeda[4], Shinichirou Horikawa[4], Kenjiro Mitsuhiro[4], Takashi Okuda[4], Shuhei Tsuji[4], Naoki Sogawa[4], Kazuo Nakahigashi[5], Eiji Kurashima[6], Tomoaki Yamada[6], Miwako Ando[6], Shinichi Tanaka[6], Satoshi Ikezawa[6], Toshinori Sato[7], Mare Yamamoto[8], Satoshi Hirahara[8], Takashi Nakayama[8], Ryusuke Azuma[8], Shuichi Suzuki[8], Tomoki Tsutsui[9], Ryuichi Takei[9], Yuya Tada[9], Hiroaki Takahashi[10], Hiroshi Aoyama[10], Mako Ohzono[10], Takahiro Shiina[10], Masamitsu Takada[10], Masayoshi Ichiyanagi[10], Teruhiro Yamaguchi[10], Chihiro Ito[10], Yuki Susukida[10], Yoshio Murai[10], Tatsuya Nakagaki[10]

1. Kagoshima University, 2. Kyushu University, 3. Kyoto University, 4. Nagoya University, 5. TUMSAT, 6. University of Tokyo, 7. Chiba University, 8. Tohoku University, 9. Akita University, 10. Hokkaido University

［１］人工地震探査概要
南九州の大隅半島～姶良カルデラ～薩摩半島～甑海域を東西に横断する約165 km長の人工地震探査測線を設定し，2017年と2018年に観測を実施した．陸域の測線上に約100m間隔で830点，海域の測線上には1 kmまたは2 km間隔で42点の観測点を展開した．人工震源には，2017年は陸域で9カ所の爆薬震源（各薬量200kg）を，2018年はエアガン（容量6000 cubic inch）を海域測線上で100m（一部の区間では50m）間隔で発震すると共に，陸域では大型バイブレータ4台による多重発震を使用した（JpGU，2019）．
［２］走時データと解析手法
2018年のエアガン震源による走時データは膨大な量であるため，今後，データ整理が終わり次第，データ解析に用いる．今回は，2017年度のP波初動走時データに2018年の観測で得られた新たなP波初動走時データの一部を加え，解析を実施した．解析手法は，これまでと同様に，二次元トモグラフィー法（LTI法（Asakawa and Kawanaka, 1993），SIRT法）である．高密度な観測点配置と高密度な爆薬震源及びエアガン発震を考慮し，トモグラフィー法における各セルサイズを200m×200mとし，測線下の詳細な速度構造（暫定版）の推定を試みた．また，エアガン発震時に曳航したストリーマーケーブルのデータの解析も行った．
［３］解析結果
ストリーマーケーブルデータの解析により，測線B（桜島の北方海域）では，水平成層を示唆する複数の明瞭な反射面が深さ2km以浅で確認できた．一方，測線H（桜島の南方海域）測線D（甑海域）では，多くの断裂構造が検出された．
主測線下の速度構造については，データ量が増えたことにより，従来の解析結果よりも，より安定した解が得られる傾向である．発表時に詳細を報告する．

© The Seismological Society of Japan

P- and S-wave attenuation structures in the Ryukyu Arc, Japan

*Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1]

1. Okayama University

九州南端から台湾北東にかけて位置する南西諸島を対象として，Komatsu and Takenaka (2017, IASPEI)はP波およびS波の減衰トモグラフィを行った．その際，震源スペクトルのコーナ周波数f_cは気象庁マグニチュードから算出し，Qが周波数に独立であるとして減衰量t^*を決定した．本研究では，南西諸島で発生した地震について，Sコーダ波のスペクトル比から推定したf_c（小松・竹中，2018，地震学会）を採用し，Qの周波数依存を考慮してt^*を決定した．決定したt^*を用いて減衰トモグラフィを行い，Q^{-1}の3次元空間分布を推定した．対象とした地震は，南西諸島で2002年6月～2017年5月の期間に発生した2874イベント（Fig. 1）である．観測波形記録のP波およびS波初動を3秒間切り取り，振幅スペクトルを計算した．Qが周波数fに依存して変化すると仮定すると，1 HzのQ_0を用いて$Q = Q_0 f^{\alpha}$と表現される．本研究では，P波とS波のスペクトルから，Qの周波数依存性を考慮したt^*の決定を行い，αの最適値を見積もった．その値は，P波とS波でそれぞれ0.55と0.8である．次に，t^*をデータとして地震波減衰トモグラフィを行った．波線追跡に必要なモホ面は公開されている最新の反射法探査の結果をコンパイルしてモデル化し，沈み込むフィリピン海(PHS)プレート上面は最新のモデルを採用した．推定されたQ^{-1}の空間分布より，以下のことが分かった．沖縄トラフ内や火山活動が活発な地域において，高減衰領域が広がっている．これは地下から供給される高温物質や流体が原因と考えられる．沈み込むPHSプレートに沿ったQ^{-1}の分布と南西諸島で発生した短期的スロースリップ・イベント(SSE)の断層モデルを重ねると（Fig. 2），PHSプレート直上の高減衰域と一致した．沈み込むPHSスラブから供給された流体(例えば，脱水した水)がSSEに大きく関わっていると考えられる．

謝辞：防災科研，気象庁，鹿児島大の波形記録，気象庁一元化処理震源データを使用しました．波線追跡にはZhao et al. (1992, 1994)によるコードを使用しました．

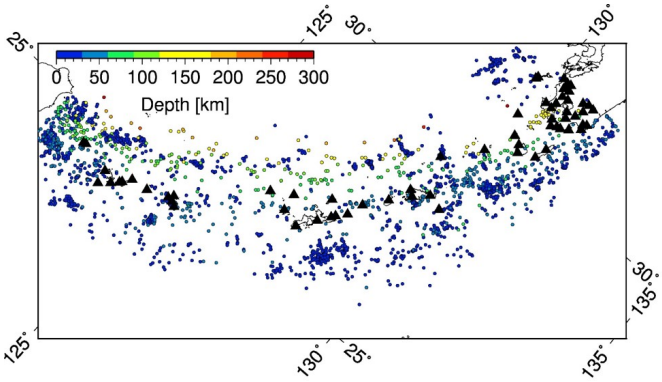


Fig. 1: Events and stations in this study. Colored circle and triangle indicate the epicenter and the station, respectively. Color of each circle denotes the depth of the event.

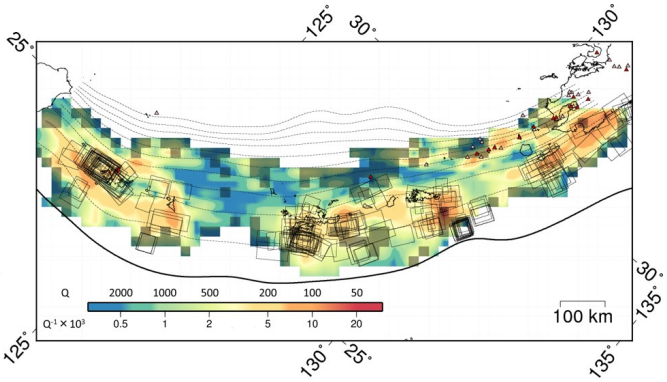


Fig. 2: Q^{-1}_P structure along a curved surface located 5 km above the PHS plate. Black rectangles show SSEs estimated by Nishimura (2014). Dashed lines are contours of top of the PHS plate with intervals of 20 km.

© The Seismological Society of Japan

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 Watada[1], Masumi Yamada[2], Iyan Mulia[1], Karyono Karyono[3], Arif Aditya[4], Dimas Sinipar[5] (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. Mulia[1], Shingo Watada[1], Tung-Cheng Ho[1], Kenji Satake[1], Yuchen Wang[1], Arif Aditya[2] (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 Ho[1], Kenji Satake[1], Shingo Watada[1], Iyan E. Mulia[1], Yosuke Aoki[1], Ray Y. Chuang[2] (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 Wang[1], Kenji Satake[1] (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 Katsumata[1], Masayuki Tanaka[1] (1. Meteorological Research Institute, JMA)

Mechanism of the 2018 Sunda Strait Tsunami

*Shingo Watada[1], Masumi Yamada[2], Iyan Mulia[1], Karyono Karyono[3], Arif Aditya[4], Dimas Sinipar[5]

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、インドネシアスン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、スンダ海峡周辺の４観測点の地震波形３成分は、最大5x1011 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3x1011 kgと推定され、山体の密度を2gr/cm3 を仮定すると山体崩壊体積はおよそ0.15km3 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0.2km3 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

© The Seismological Society of Japan

今回観測されたような長周期地震動が定常的にインドネシアでモニターされれていれば、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。

© The Seismological Society of Japan

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

*Iyan E. Mulia[1], Shingo Watada[1], Tung-Cheng Ho[1], Kenji Satake[1], Yuchen Wang[1], Arif Aditya[2]

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 km^3 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.

© The Seismological Society of Japan

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

*Tung-Cheng Ho[1], Kenji Satake[1], Shingo Watada[1], Iyan E. Mulia[1], Yosuke Aoki[1], Ray Y. Chuang[2]

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

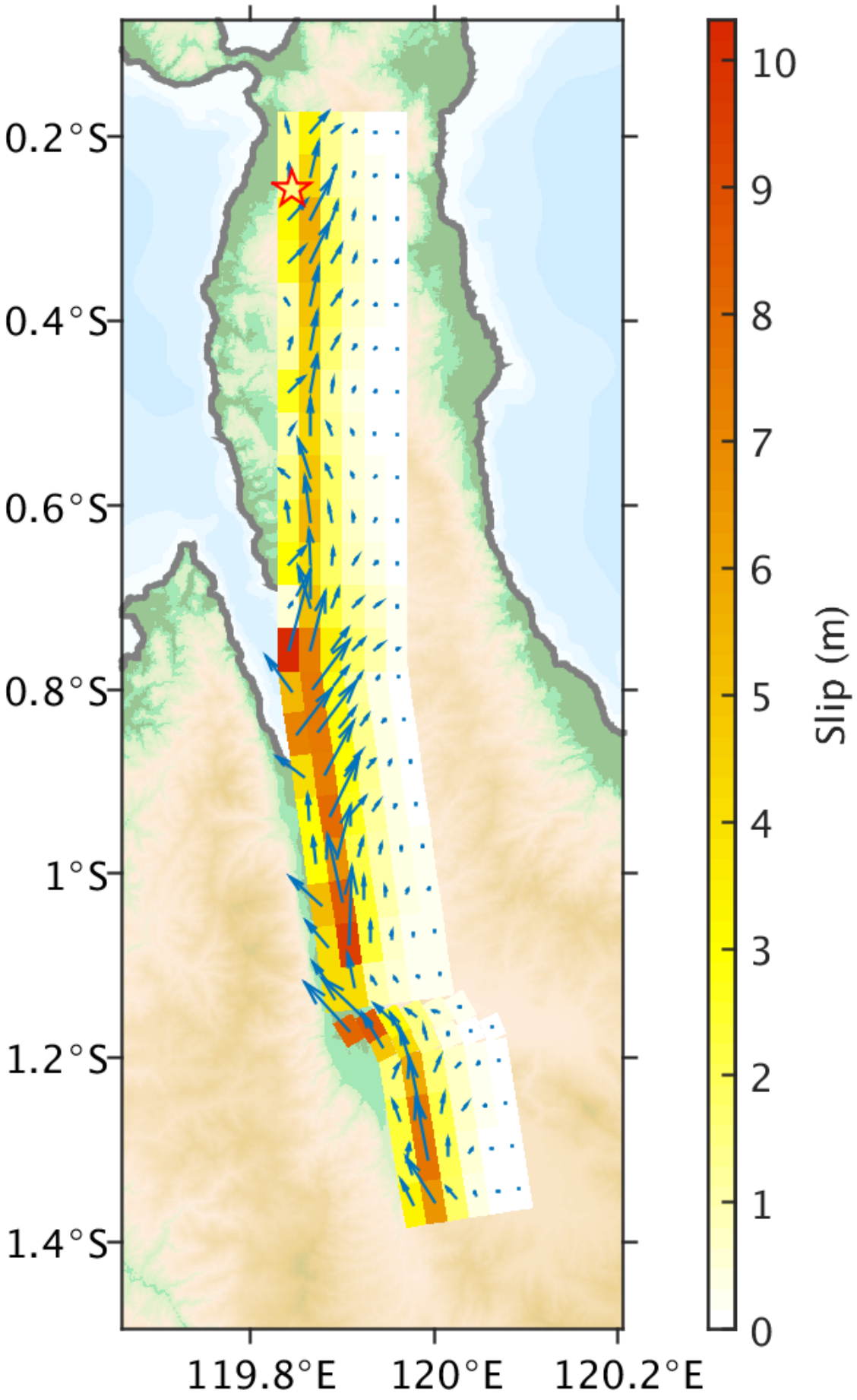
A devastating tsunami struck the bay of Palu, Indonesia after the M7.5 (U.S. Geological Survey; USGS) Sulawesi (Palu) earthquake. This earthquake mechanism was a left-lateral strike slip fault. Large horizontal offsets of up to 5 meters were measured near the bay area by satellite images. According to 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.

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

A Method of Real-Time Tsunami Detection

*Yuchen Wang[1], Kenji Satake[1]

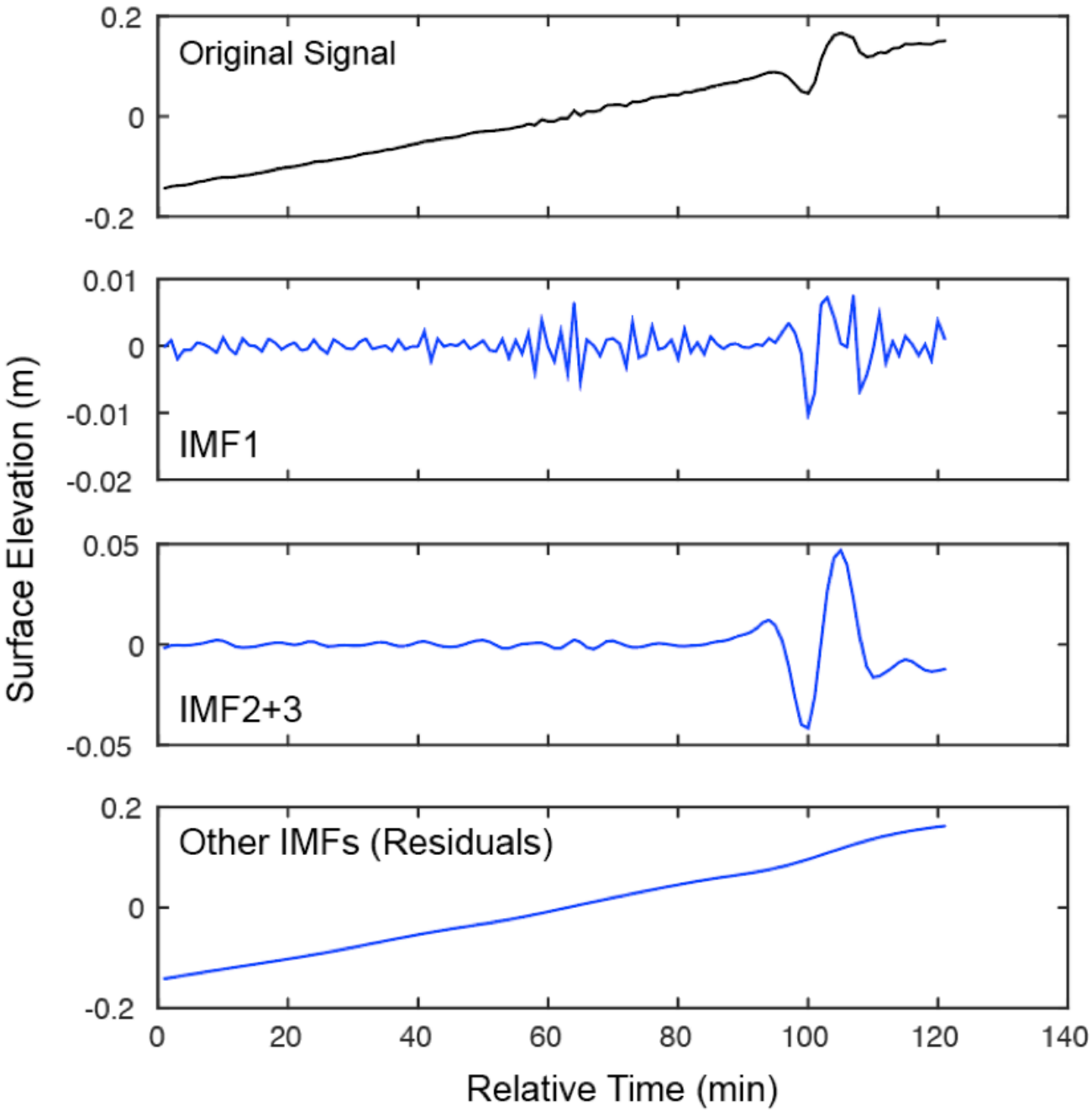
1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

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.

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Rapid magnitude estimation method for slow tsunami earthquakes (4)

*Akio Katsumata[1], Masayuki Tanaka[1]

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。

© The Seismological Society of Japan

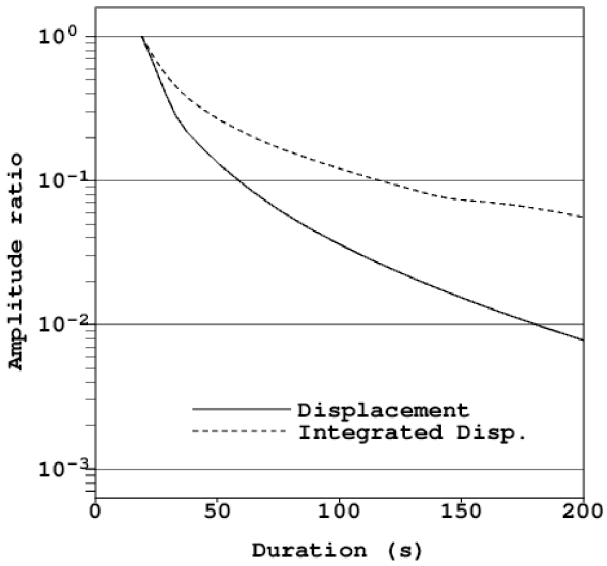
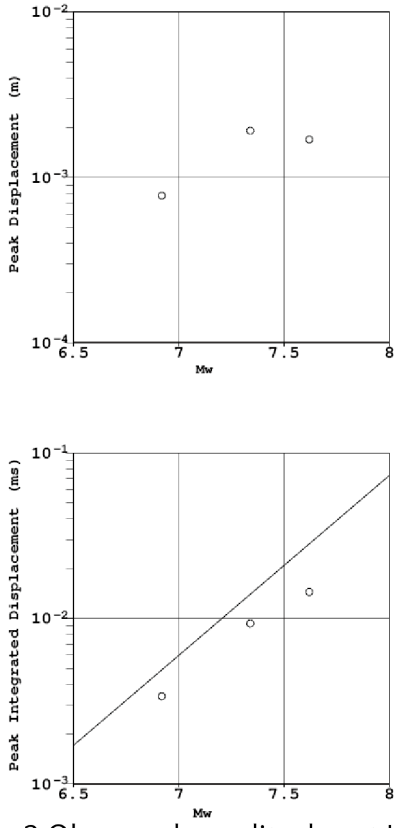


Fig. 1 Relationship between amplitude and source duration obtained for synthetic records.



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

© The Seismological Society of 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 Fukao[1], Hiroko Sugioka[2], Aki Ito[1], Mikiya Yamashita[1,5], Takashi Tonegawa[1], Hajime Shiobara[3], Tatsuya Kubota[4], Tatsuhiko Saito[4] (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 Kubota[1], Tatsuhiko Saito[1], Yoshio Fukao[2], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[2], Mikiya Yamashita[2,4], Takashi Tonegawa[2], Hajime Shiobara[5] (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 Watada[1], Tungcheng Ho[1], Kenji Satake[1] (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 MINAMI[1] (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 Kusumoto[1], Kentaro Imai[1], Ryoko Obayashi[1], Takane Hori[1], Narumi Takahashi[2,1], Yuichiro Tanioka[3] (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 NEMOTO[1], Takashi YOKOTA[2] (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 Fukao[1], Hiroko Sugioka[2], Aki Ito[1], Mikiya Yamashita[1,5], Takashi Tonegawa[1], Hajime Shiobara[3], Tatsuya Kubota[4], Tatsuhiko Saito[4]

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B1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。

© The Seismological Society of Japan

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。

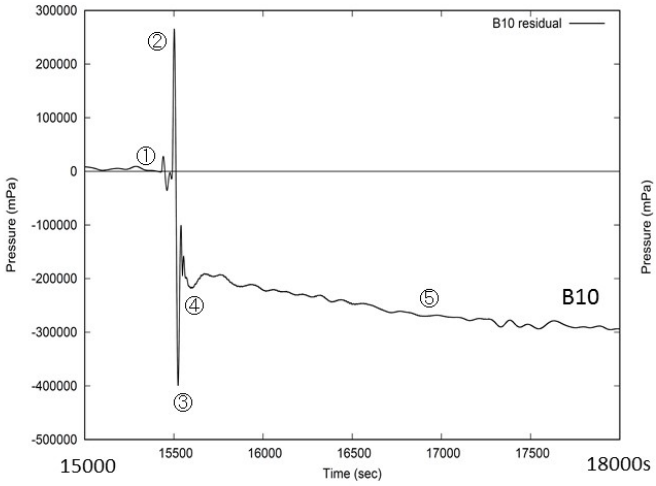


Fig.1. Lowpass-filtered seafloor pressure record at site B10. ①Foreshock, ② ③Positive and negative dynamic pressure changes due to accelerations of water mass. Negative static pressure change due to uplifts of seafloor and sea-surface is included. ④Tsunami, ⑤Post-seismic seafloor uplift.

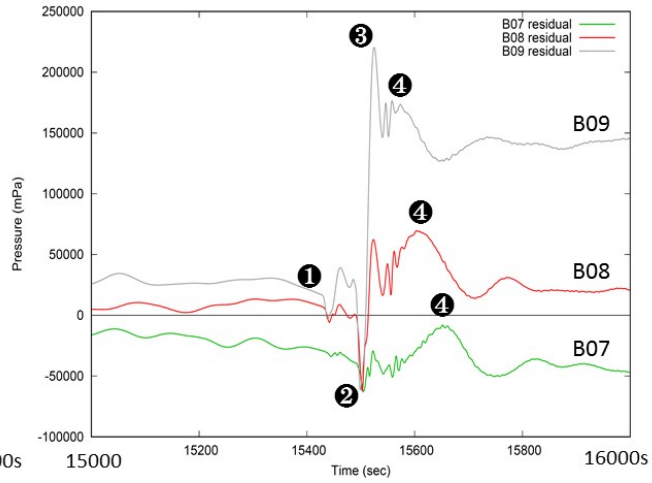


Fig.2. Records at B09, B08 and B07, where the initial polarity is opposite to that at B10, ❶Foreshock, ❷ ❸ Negative and positive dynamic pressure changes due to accelerations of water mass. Positive static pressure change due to depressions of seafloor and sea-surface is included. ❹Propagating tsunamis.

© The Seismological Society of Japan

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

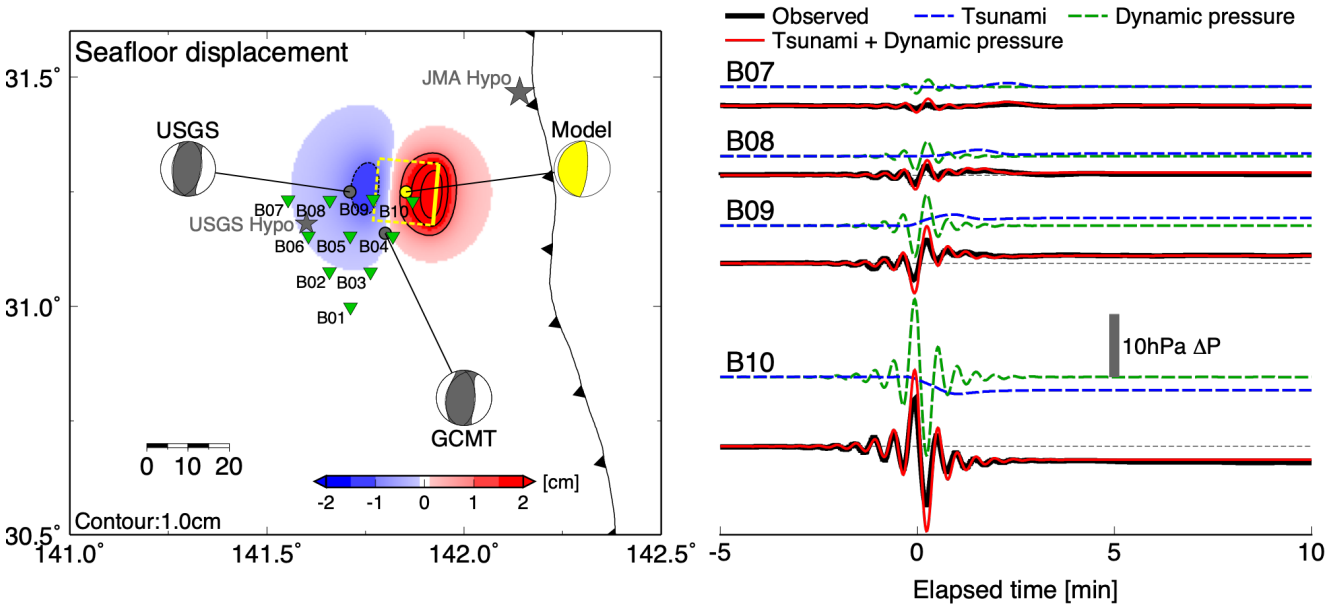
*Tatsuya Kubota[1], Tatsuhiko Saito[1], Yoshio Fukao[2], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[2], Mikiya Yamashita[2,4], Takashi Tonegawa[2], Hajime Shiobara[5]

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 ~10^2–10^3s) 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 ~10^1–10^2s) 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，直近のアレーで観測されている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タはGlobal CMT解を参考にし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 > ~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 < ~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によって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 & Tsushima2016)．
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．

© The Seismological Society of Japan



(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.

© The Seismological Society of Japan

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

*Osamu Sandanbata[1,2], Shingo Watada[1], Tungcheng Ho[1], Kenji Satake[1]

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，津波が一様水深の海域を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[%/100km]) であるのに対し，周期300秒では約833 km (＝10[%]/1.2[%/100km]) 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

© The Seismological Society of Japan

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が，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．

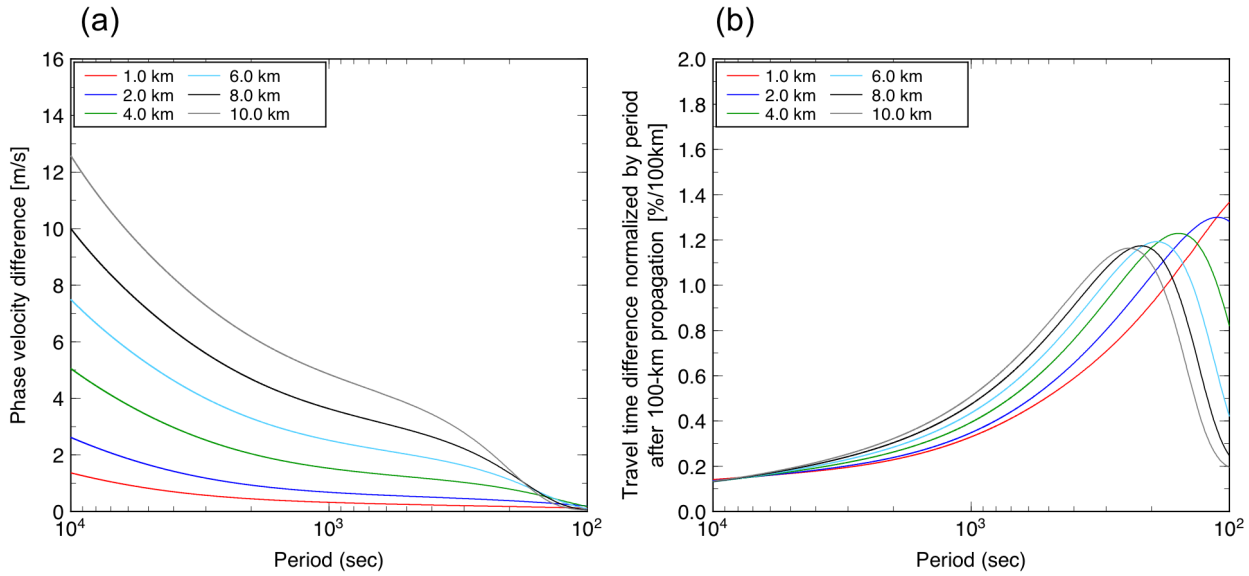


Fig.1 Velocity reduction effect due to the elastic Earth with density-stratified compressible oceanic layer. (a) Phase velocity difference between linear gravity wave (LGW) and the PREM with stratified oceanic layers (sPREM) models at uniform water depth. (b) Travel time delay normalized by wave period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

© The Seismological Society of Japan

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

*Masaaki MINAMI[1]

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,JpGU）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の式が求まれば、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。

© The Seismological Society of Japan

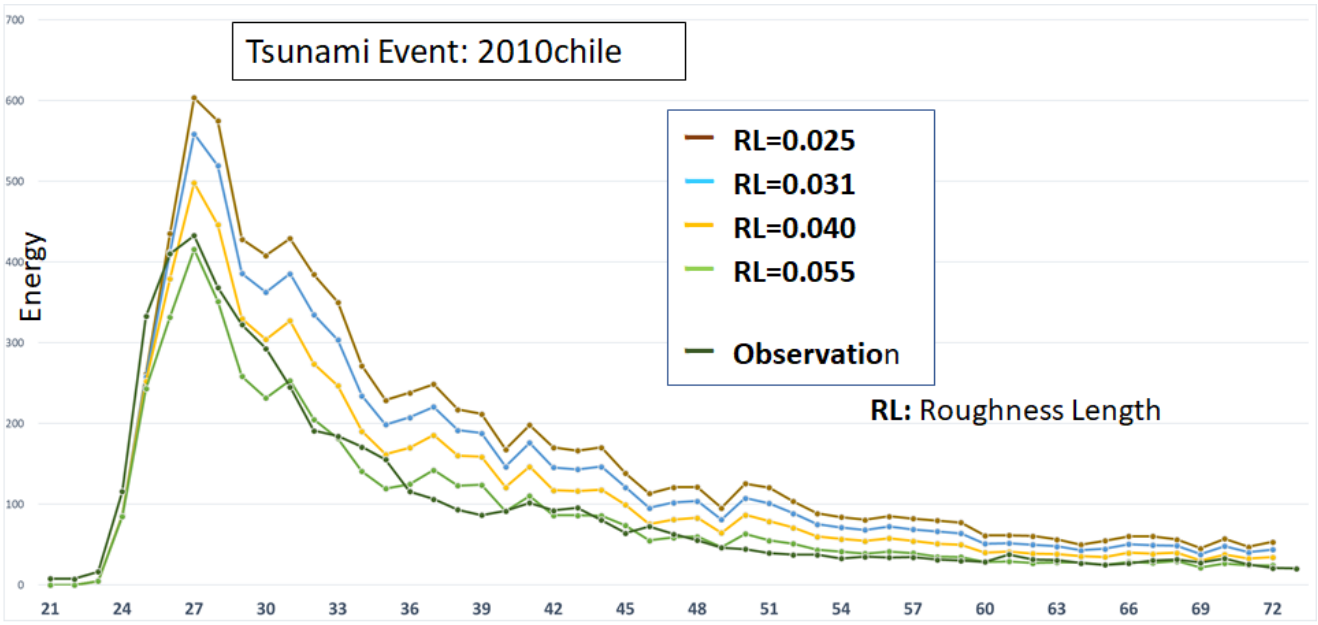


fig.1 Time Line of Energy Integration at JMA Tide Gauges

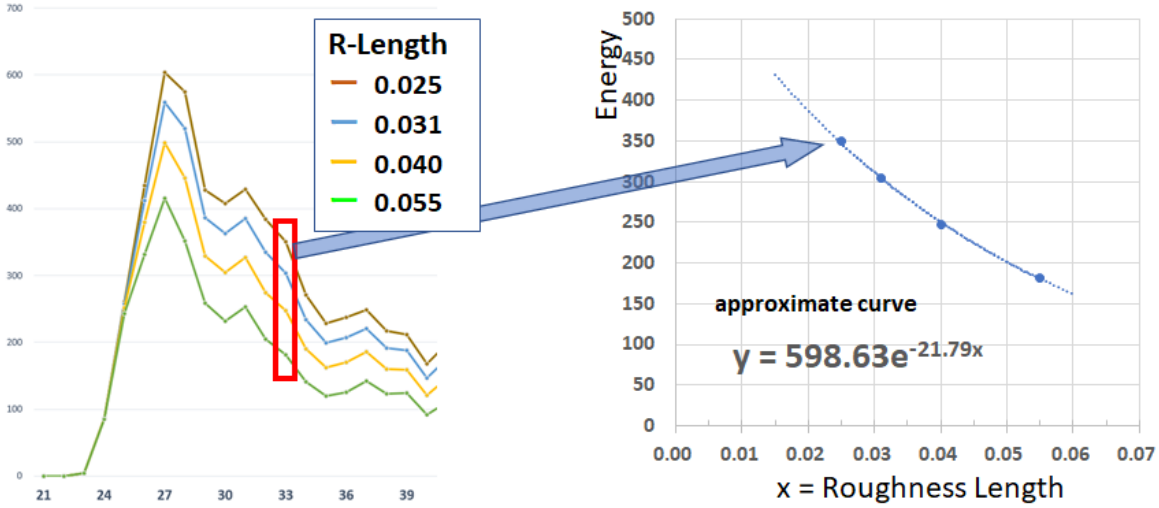


fig.2 Relationship between Energy and Roughness Length

© The Seismological Society of Japan

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

*Satoshi Kusumoto[1], Kentaro Imai[1], Ryoko Obayashi[1], Takane Hori[1], Narumi Takahashi[2,1], Yuichiro Tanioka[3]

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れている（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Didger 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．

© The Seismological Society of Japan

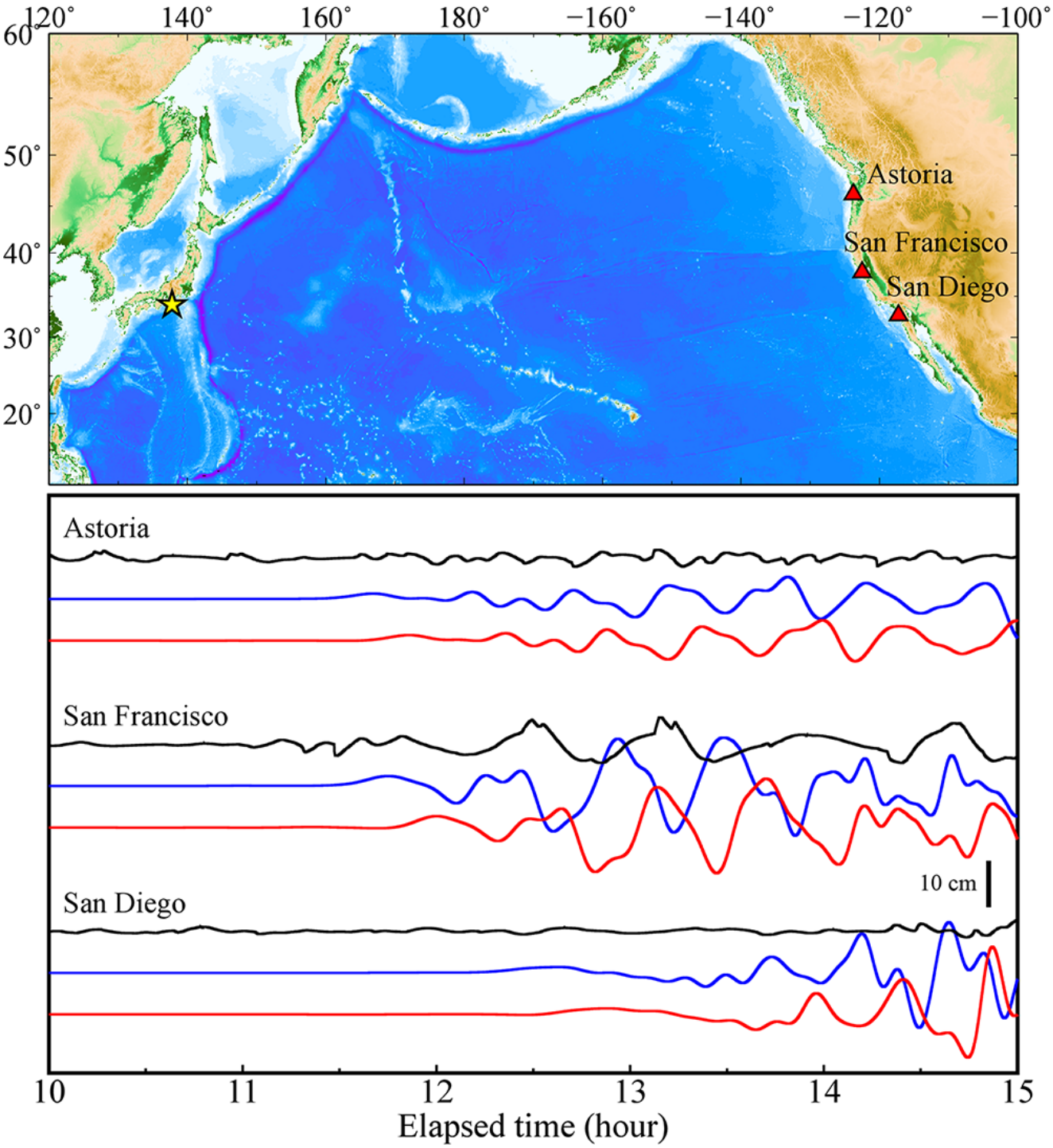


図1.　安政東海地震の観測津波波形（黒線）と計算津波波形（青線：非線形長波，赤線：非線形分散波）の比較．数値計算の津波励起時刻は午前9時とした．

© The Seismological Society of Japan

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

*Makoto NEMOTO[1], Takashi YOKOTA[2]

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ている．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÷175≒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÷95≒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．

© The Seismological Society of Japan

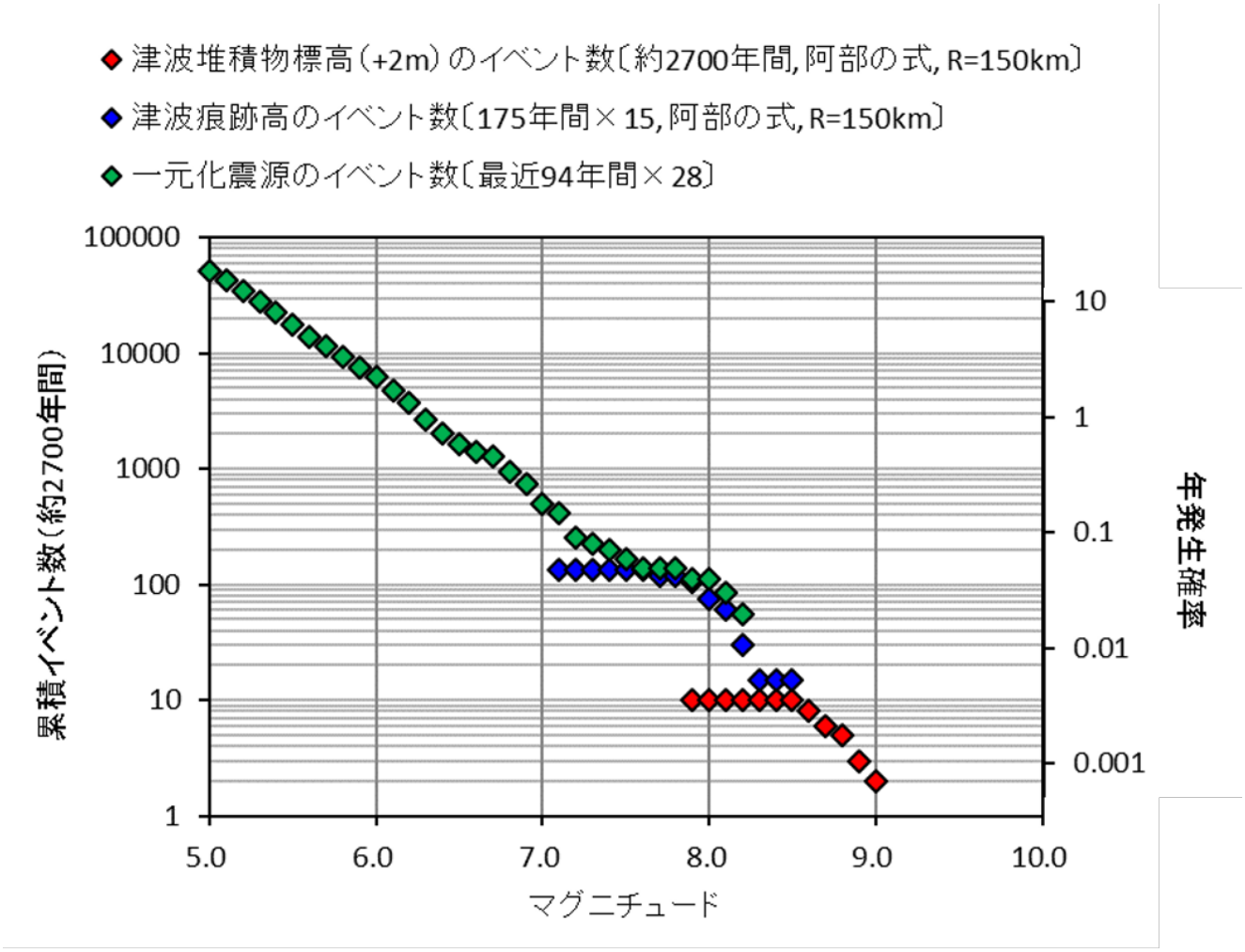


図1 津波堆積物・津波痕跡高・地震活動に基づく別当賀における地震マグニチュードの累積頻度分布.

© The Seismological Society of Japan

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 Miyaoka[1], Kiyoshi Takeda[1], Yuzo Ishigaki[1], Koji Nakamura[1], Satoshi Harada[1], Fujio Kusano[2], 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 Yoshida Yoshida[1], Satoshi Hirahara[1], Takashi Nakayama[1], Naoki Uchida[1], Tomomi Okada[1], Toru Matsuzawa[1] (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 Kawauchi[1] (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 Okada[1], Shin'ichi Sakai[2], Keisuke Yoshida[1], Naoki Uchida[1], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Toru Matsuzawa[1], Ryota Hino[1], Masanao Shinohara[2], Richard Sibson[3] (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 Shinohara[1], Shin'ichi Sakai[1], Takeshi Akuhara[1], Kimihiro Mochizuki[1], Ryota Hino[2], Yusuke Yamashita[3], Hiroshi Sato[1] (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 Ishikawa[1] (1. Geological Survey of Japan)

An outline of 2019 Off-Yamagata earthquake

*Kazuki Miyaoka[1], Kiyoshi Takeda[1], Yuzo Ishigaki[1], Koji Nakamura[1], Satoshi Harada[1], Fujio Kusano[2], 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．

© The Seismological Society of Japan

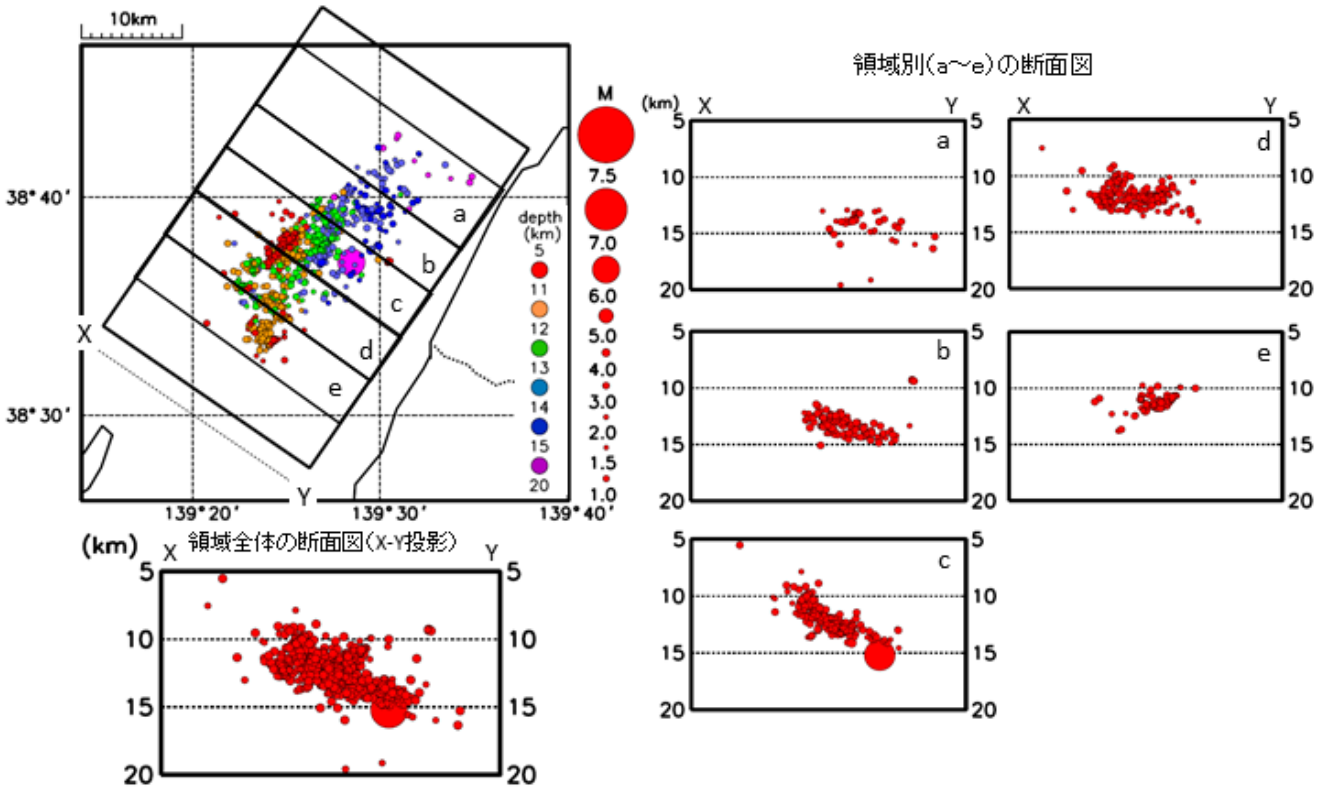


Fig.1 DD法による今回の地震活動の震央分布図および断面図

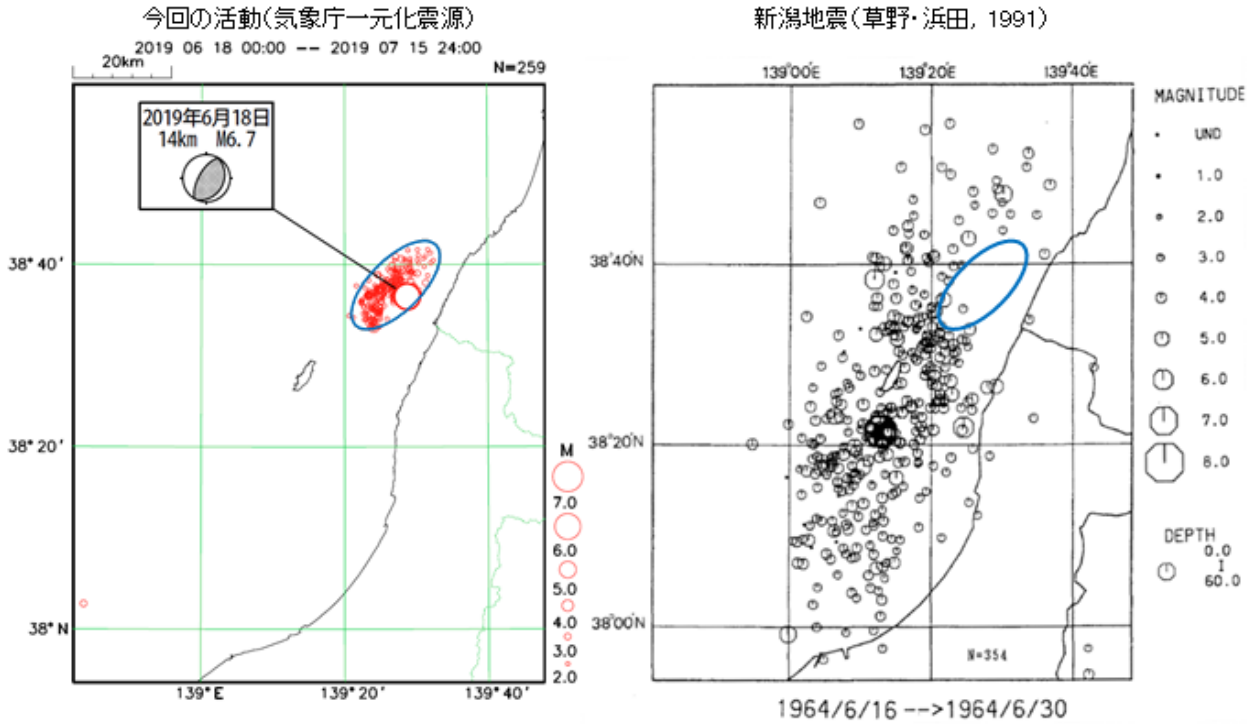


Fig.2 今回の地震活動と新潟地震の余震分布比較

© The Seismological Society of Japan

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

*Keisuke Yoshida Yoshida[1], Satoshi Hirahara[1], Takashi Nakayama[1], Naoki Uchida[1], Tomomi Okada[1], Toru Matsuzawa[1]

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。

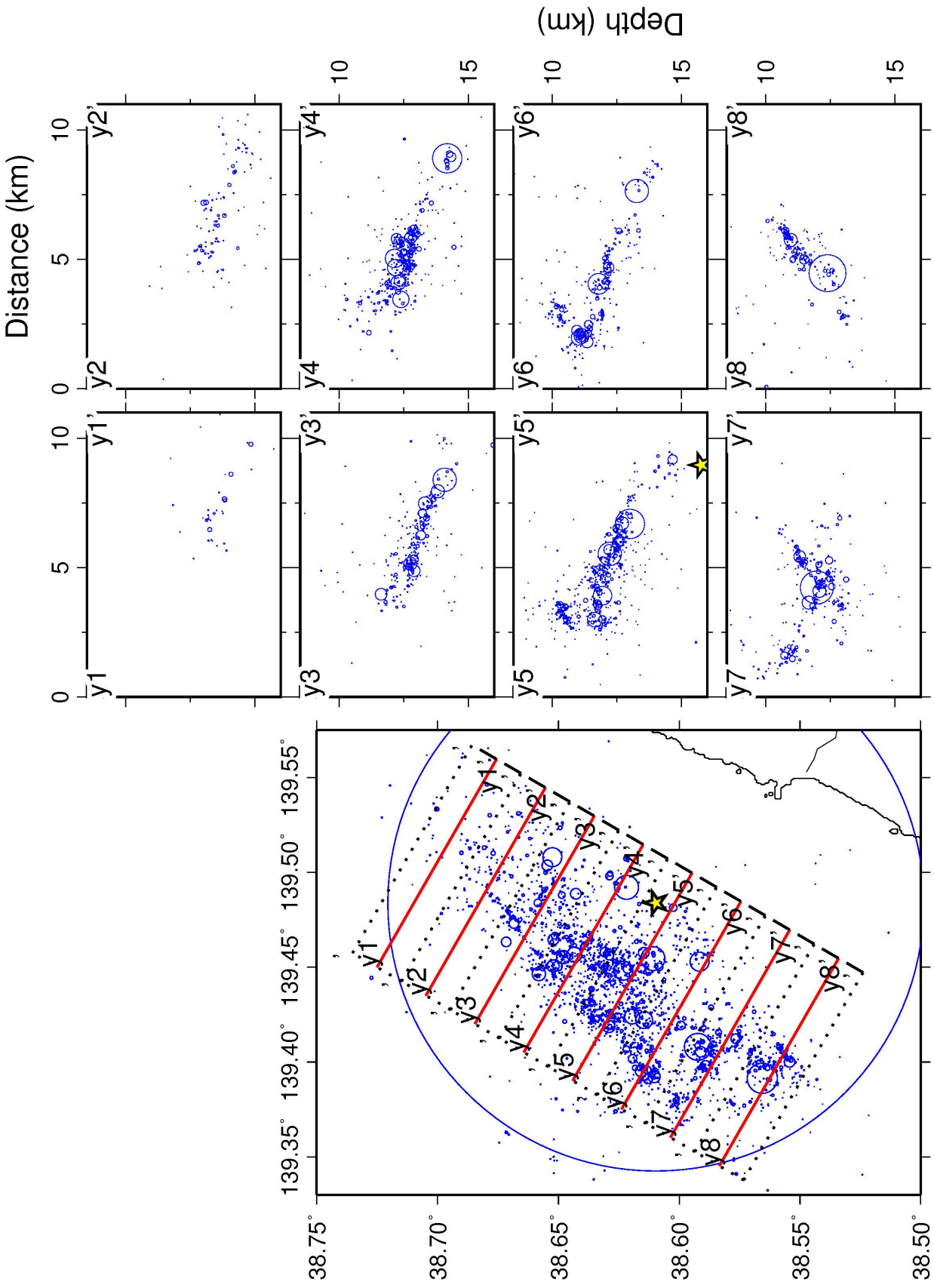
2019年山形沖で発生した M6.7の地震は，およそ東西方向に P軸を持つ逆断層型のメカニズム解を持つ。この地震が，前述した (2)のタイプに属するのか，あるいは異なる要因により引き起こされたのかは自明ではない。本研究では，2019年山形沖の M6.7の地震の発生機構について理解の深める目的で，余震の詳細な震源分布を調べているので，その結果について報告する。

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。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Yamagata offshore Earthquake in view of Historical Earthquakes and Crustal Movements

*Kazuo Kawauchi[1]

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的性質を持っており，「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.

© The Seismological Society of Japan

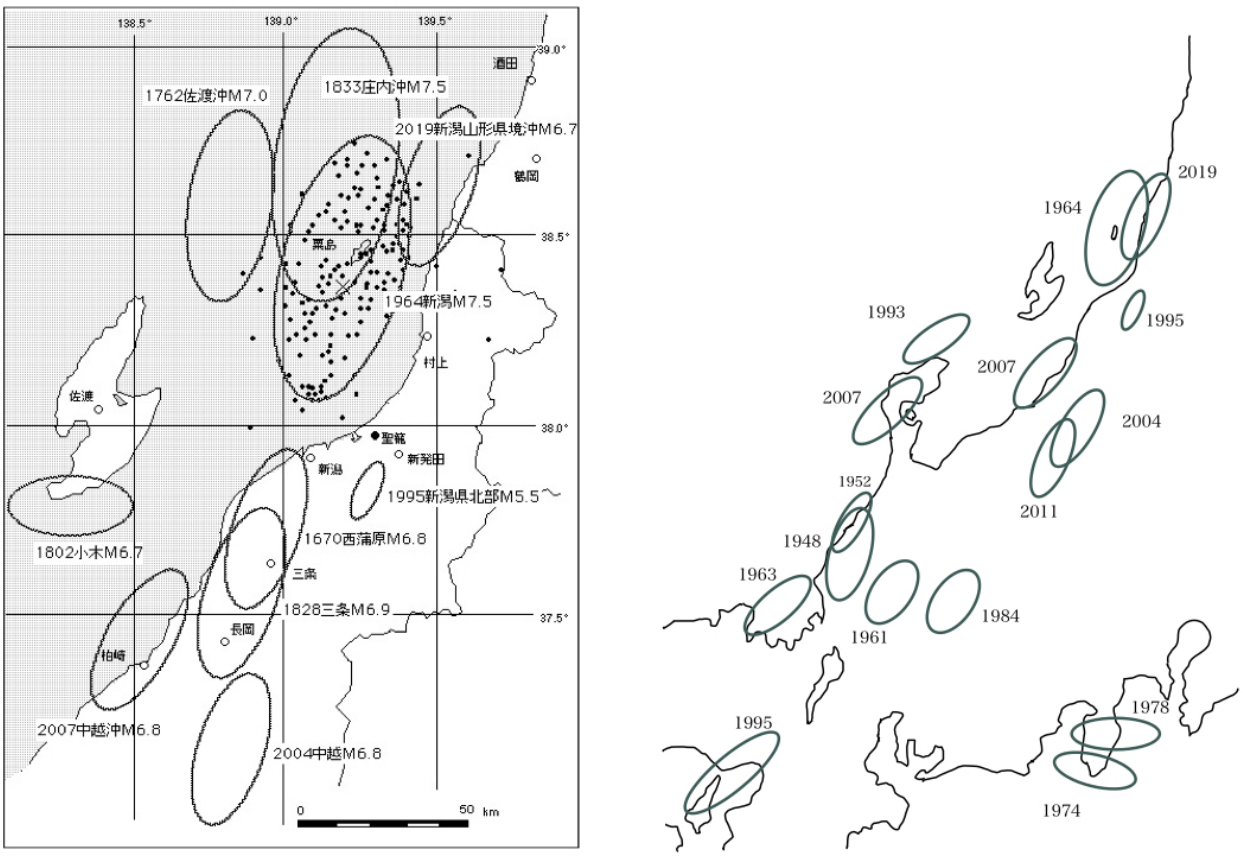


図1　新潟県中・北部の過去400年間（左 M>6.7）,中部地方の過去71年間（右 M> 6.5）の被害地震．震源域の広がりの意味を示すため, 1964年新潟地震の余震分布（気象庁による）を左図に示した．1995年新潟県北部地震は参考のため掲載.

© The Seismological Society of Japan

Onshore temporal aftershock observation for the 2019 Yamagata-Oki earthquake

*Tomomi Okada[1], Shin'ichi Sakai[2], Keisuke Yoshida[1], Naoki Uchida[1], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Toru Matsuzawa[1], Ryota Hino[1], Masanao Shinohara[2], Richard Sibson[3]

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に見える。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

© The Seismological Society of Japan

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 anothers is westward dipping with a dip angle of 60 degrees. These nodal planes of focal mechanism seem to correspond well with the aftershock distribution.

© The Seismological Society of Japan

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

*Masanao Shinohara[1], Shin'ichi Sakai[1], Takeshi Akuhara[1], Kimihiro Mochizuki[1], Ryota Hino[2], Yusuke Yamashita[3], Hiroshi Sato[1]

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。発震機構は西北西ー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15Hz３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、レベリ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日に回収作業及び捜索作業を行ったが、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。

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Active period of eastern margin of the Japan Sea

*Yuzo Ishikawa[1]

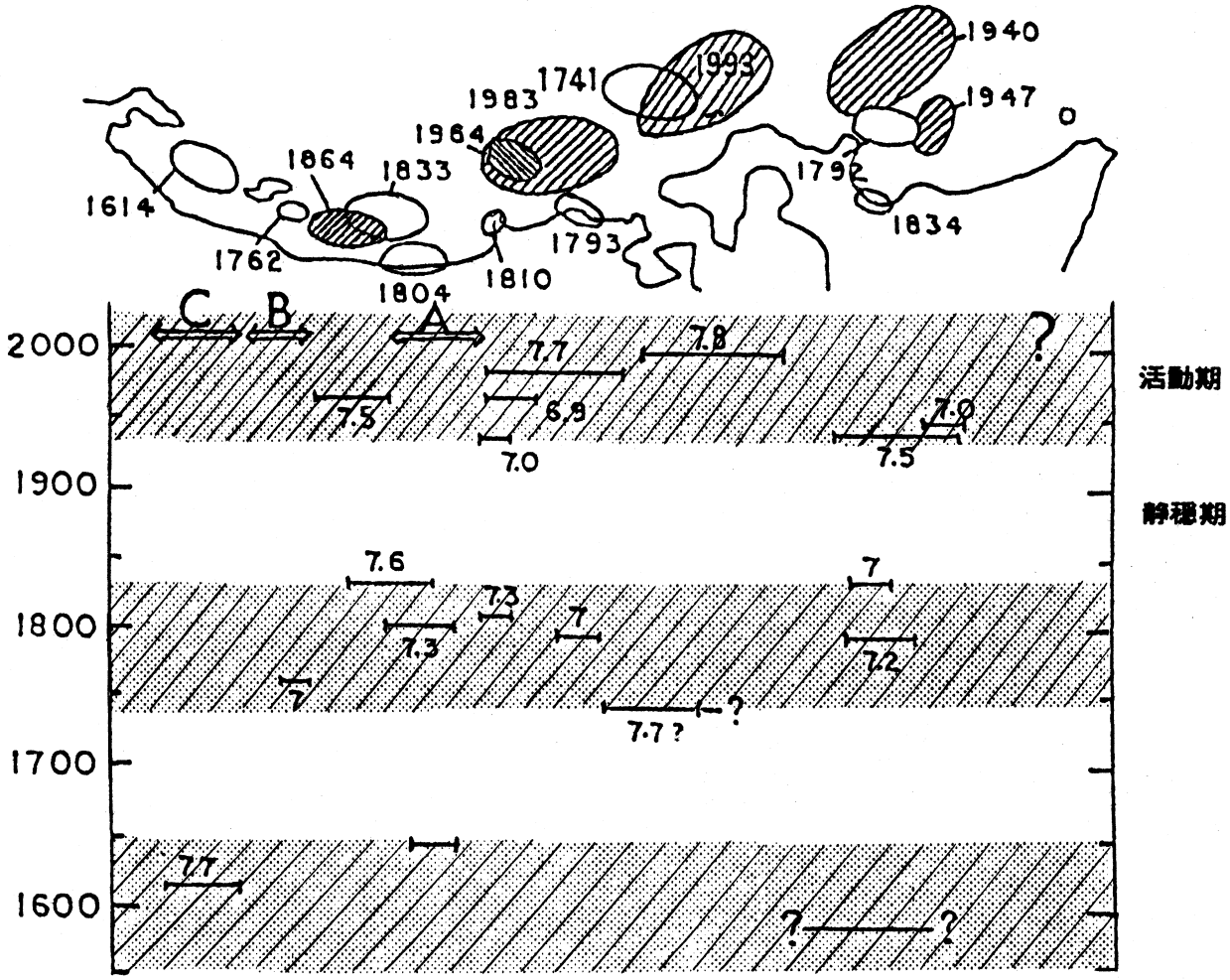
1. Geological Survey of Japan

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。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

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 Sato[1], Tatsuya Ishiyama[1], Masanao Shinohara[1], Shin'ichi Sakai[1], Akinori Hashima[1], Tetsuo No[2], Shuichi Kodaira[2], Takeshi Sato[3], Makoto Matsubara[4] (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 Ueda[1], Lina Yamaya[1], Aitaro Kato[1] (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 Uetake[1], Kazuhito Hikima[1], Shutaro Sekine[2] (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 Nozu[1] (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 Orihara[1] (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 Sato[1], Tatsuya Ishiyama[1], Masanao Shinohara[1], Shin'ichi Sakai[1], Akinori Hashima[1], Tetsuo No[2], Shuichi Kodaira[2], Takeshi Sato[3], Makoto Matsubara[4]

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ーベンやグラー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迸入している。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

© The Seismological Society of Japan

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 Seismological Society of Japan

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

*Taku Ueda[1], Lina Yamaya[1], Aitaro Kato[1]

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、Vp及びVp/Vs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(HIerachical 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, p)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、p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おいて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載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Vpの違いとも整合的である。

© The Seismological Society of Japan

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

*Tomiichi Uetake[1], Kazuhito Hikima[1], Shutaro Sekine[2]

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拡がる越後平野では，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もちいた．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．南側の越後平野が拡がる地域でも，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．

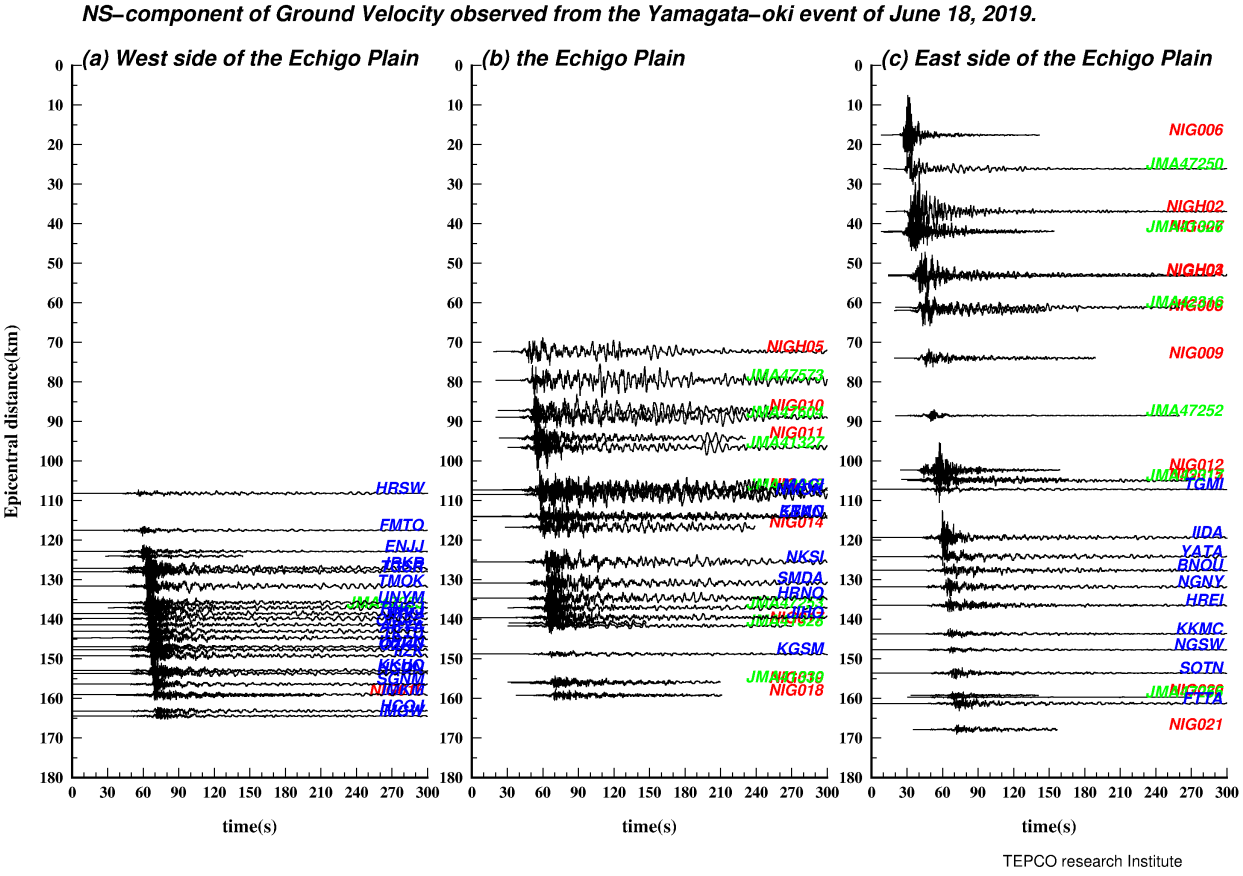
4．おわりに
2019年6月18日の山形県沖の地震で得られた強震記録から，越後平野内で周期2～10秒の長周期地震動が長時間継続していることが確認された．ただし，平野内でもその特性には空間変化が見られた．また，平野外は平野内に比べ長周期地震動は小さいが，西側と東側を比べると長周期地震動振幅には差が見られ，地域の地下構造の違いが影響していると考えられる．

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

© The Seismological Society of Japan

感謝いたします.

文献
防災科学技術研究所(2019)，防災科研K-NET, KiK-net，https://doi.org/10.17598/NIED.0004
工藤・坂上(1984)，1983年日本海中部地震による石油タンク被害と地震動の特徴について：新潟における石油溢流の問題点，震研彙報，59 ，361 - 382.



© The Seismological Society of Japan

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

*Atsushi Nozu[1]

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_J6.7）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_J4.2，深さ12km）と2019年6月21日5:33の余震2（M_J4.0，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°）．長さと幅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の区間には余震1を，北側の長さ12kmの区間には余震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．

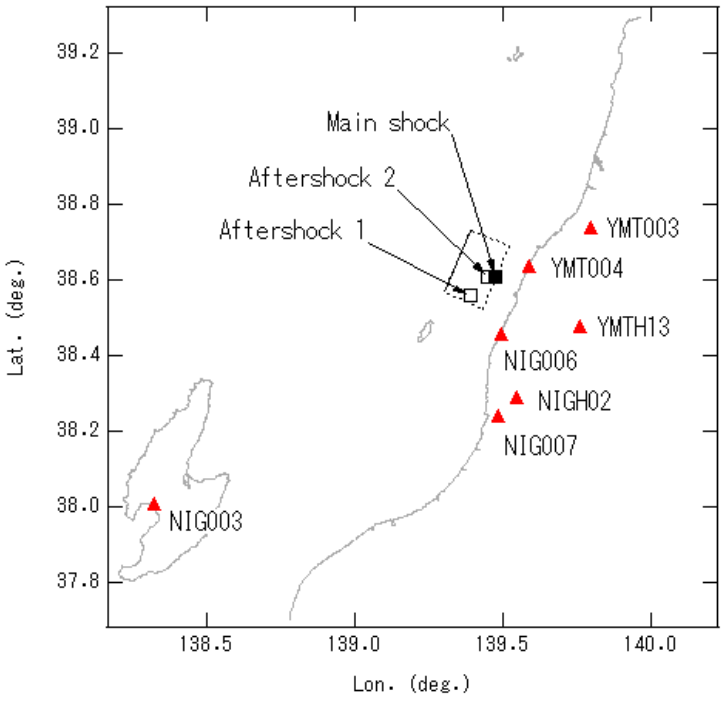
図にはインバージョンの結果として得られた最終すべり量の分布を示している．この結果を得るために余震1と余震2のモーメントが必要であるが，余震1については前述の通りモーメントテンソル解が得られていないため，余震1と余震2の観測フーリエスペクトルの低周波側での比に基づき，余震1のモーメントは余震2の1.46倍と推定した．図に示すように，破壊開始点（★）より北側では相対的に深部のすべりが大きく，南側で

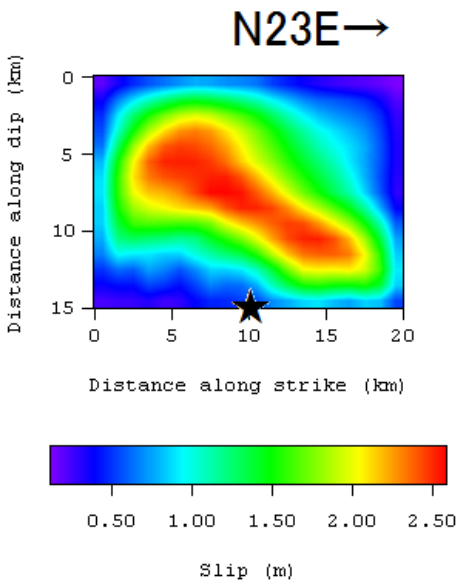
© The Seismological Society of Japan

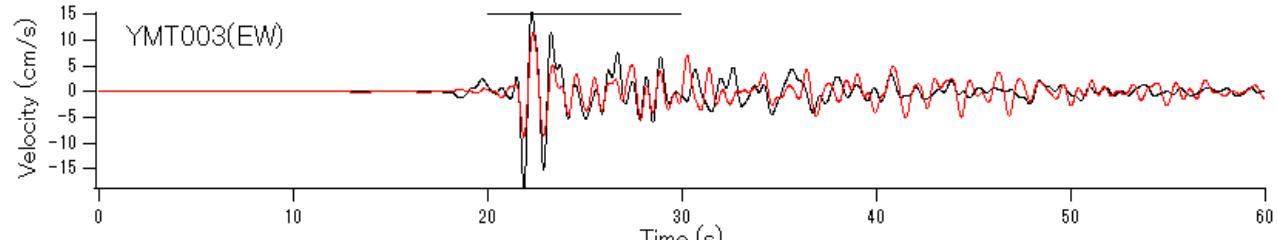
は相対的に浅部のすべりが大きいとの結果が得られた.

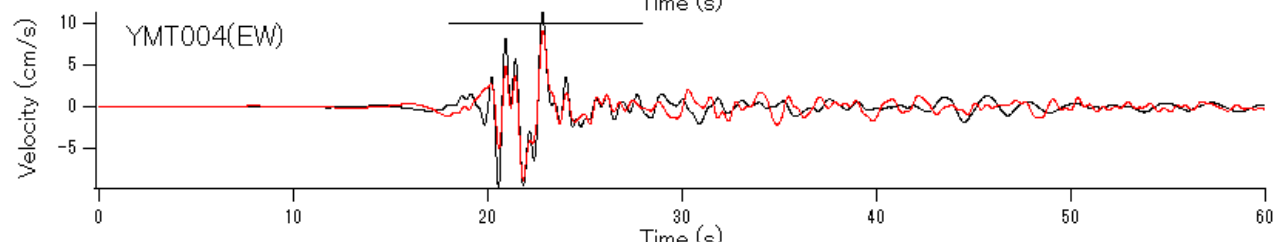
謝辞：本研究では国立研究開発法人防災科学技術研究所のK-NET，KiK-netの強震記録，F-NETのMT解，気象庁の震源データを使用しています．ここに記して謝意を表します.

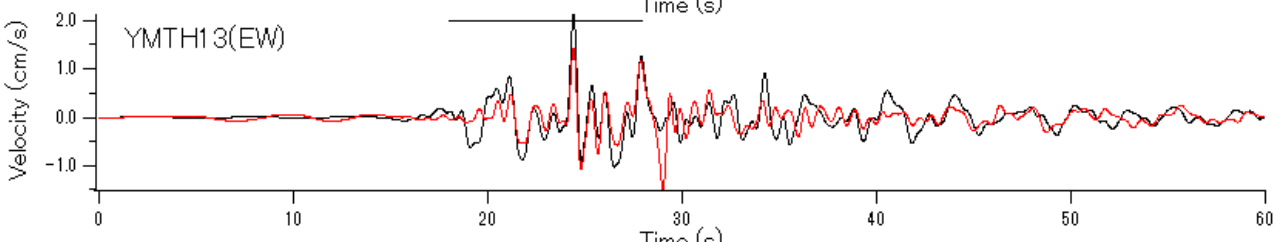
© The Seismological Society of Japan

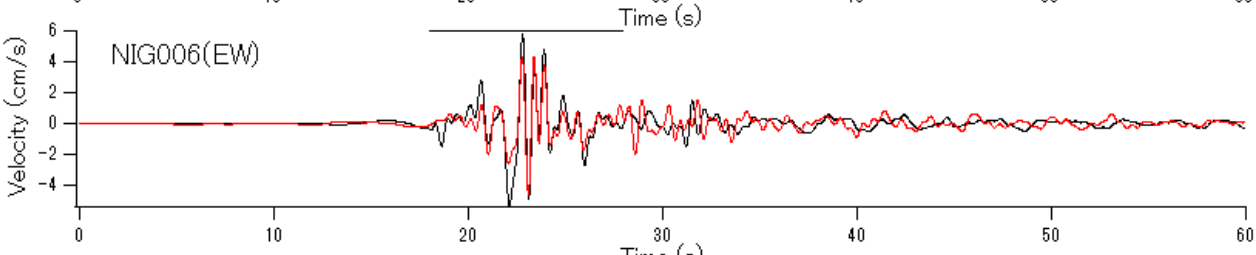


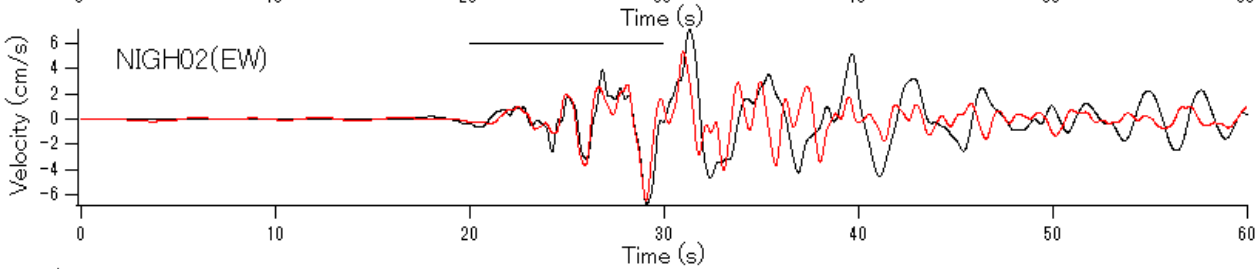


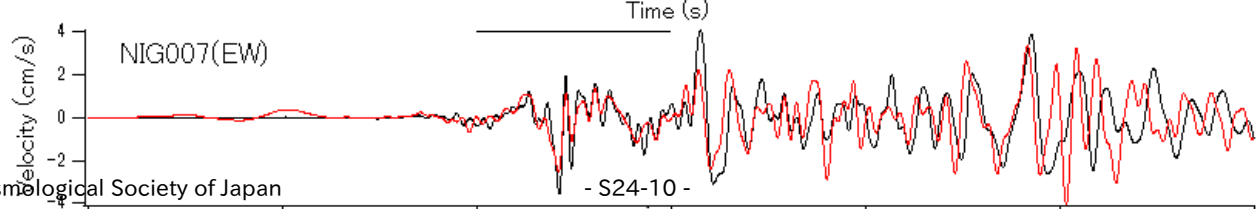












© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

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

*Yoshiaki Orihara[1]

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）の援助をうけました。

© The Seismological Society of Japan

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 Suenaga[1], 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 Suenaga[1], 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℃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℃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℃、350～500℃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℃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℃程度高くなった。
また、本数値計算で得られた温度ー深さの関係と、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

© The Seismological Society of Japan

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。

© The Seismological Society of Japan

Room D | Special session：S23. Open data for seismology

Tue. Sep 17, 2019 9:15 AM - 10:30 AM JST | Tue. Sep 17, 2019 12:15 AM - 1:30 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S23]AM-1

chairperson:Yasuyuki Kano(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Katsuhiko Shiomi(NIED), Tadashi Ishikawa(Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

9:15 AM - 9:45 AM JST | 12:15 AM - 12:45 AM UTC

[S23-01] [INVITED]Progress and well-being of Open Science and research data sharing in international communities

*Yasuhiro Murayama[1] (1. National Institute of Information and Communications Technology)

9:45 AM - 10:15 AM JST | 12:45 AM - 1:15 AM UTC

[S23-02] [INVITED]Recent activity of data publication and data citation in the international community of geomagnetism

*Masahito Nose[1], Yasuhiro Murayama[2], Takenari Kinoshita[3], Yukinobu Koyama[4], Michi Nishioka[5], Mamoru Ishii[5], Manabu Kunitake[2], Koji Imai[2] (1. Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University, Nagoya, Japan, 2. Strategic Program Produce Office, National Institute for Information Communications Technology, Tokyo, Japan, 3. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Kanagawa, Japan, 4. Kindai University Technical College, Mie, Japan, 5. World Data Center for Ionosphere and Space Weather, National Institute for Information Communications Technology, Tokyo, Japan)

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

[S23-03] [INVITED]Outline of “Promotion of Earthquake Research (third phase)” started in 2019

*Yutaka HAYASHI[1] (1. MEXT)

Progress and well-being of Open Science and research data sharing in international communities

*Yasuhiro Murayama[1]

1. National Institute of Information and Communications Technology

１．はじめに
近年「オープンサイエンス」や「オープンデータ」などといった言葉を聞く機会が増えている。よくわからない、つかみどころがない、という声もある一方、国際的な科学政策では2013年G8での合意以来、とくに科学研究の「データ」を中心にした整備・共有（「オープン化」）の推進が重要なトピックとなっている（例えば内閣府（2015, 2018b[ym1] ）など）。2013年ごろに国内で話をしてもなかなか議論にならなかった頃と比べれば大きな変化である。
「わくわく面白い」オープンサイエンスでは必ずしもないかもしれないが、科学が不要な無理をせず健全に活動できる、そして科学と社会が相互に恩恵をうけるようなそういう議論を目指したい。

２．「オープンサイエンス」とは
本稿で述べるオープンサイエンスは主に、欧米のアカデミーや政府機関・予算配分機関での議論に近い。英国王立協会や米国科学アカデミー、OECD（経済協力開発機構）やICSU（国際科学会議；2018年よりISC；国際学術会議）などがで科学発展に資する研究データ取扱いが議論される (例えばThe Royal Society、201[ym2] 8など)。近年の科学の相当部分がデータに依るのなら、それは論文と同様に科学の重要な要素であり、論文と同様に科学研究の成果物であり資源とする議論が活発である（AGU、2013[ym3] など）。なお「オープンデータ」は過去、政府系公共データのオープン化運動の呼称でもあったが、専門性のある科学データのそれとは大きく異なるため区別いただく必要がある。例えば欧州連合政府では異なる部局で取り扱われる。

３．地球惑星科学とデータ共有
地球惑星科学は長年にわたり観測データの共有、相互交換をコミュニティ活動の中にとりこんで発展してきた分野である。国際アカデミーであるICSUの下の科学データ委員会ICSU-World Data System（WDS；2008年設立）は現在は全学術領域を対象とするがその前身の１つWDC（World Data Centre）は国際地球観測年を契機として設置された。また国連海洋委員会下にある国際海洋データ交換機構（IODE）、世界気象機構（WMO）の気象データ交換網など、枚挙にいとまがない。オープンサイエンスや研究データ共有を、他の分野に先駆けて議論するにふさわしい分野といえる。

４．「オープン化」
「オープンサイエンス」「オープンデータ」というと、研究の過程のすべての情報やデータの公開と思われることが多いが、誤解といってよい。日本政府は「戦略的共有」という言葉で、競争性と共存するオープン化（これも近年では「オープン」と言わず「データ共有」などとも呼ぶ）を志向する（内閣府、2018a[ym4] ）。オープン化やデータ開示が最終目的ではなく、科学研究の健全化、最適化、それによるよりよい科学成果の創出と社会への貢献、といった目標を探索し、これに基づいた戦略や行動が考えられるべきである。

５．科学の再現性とFAIRデータ原則
研究成果は一般に例えば専門家コミュニティによる議論や検証を経て正当と認められる。近代科学の原理からいえば、再現性（reproducibility）を担保するため記録の保存・共有が必要である（AAAS, 1990など）。その意味で、データを引用（data citation）すること、そのためにデータに論文で用いるようなDOIを付与する(mintという)こと、などいくつかの今後科学データの共同利用に求められる原則が、「FAIR（Findable, Accessible, Interoperable, Reusable）データ原則」（例えばWilkinson et al., 2016）[ym5] としてまとめられている。

© The Seismological Society of Japan

６．まとめにかえて：科学の業績としての研究データへ向けて

近年では、DORA (San Francisco Declaration on Research Assessment)(DORA, 2013)で、研究評価や研究者採用においてデータセットをはじめ幅広い研究成果を対象にすべきという声明が出されAGU、EGUはじめ国際的に話題となっている。これまでの論文を出すことが研究の成果であった時代から、研究が何を世に残すかという視点から幅広い科学の在り方を、学術現場から議論する声があがっている。同サイトでは専門家の採用評価にオープンサイエンス活動が考慮された欧米の事例も紹介されている。科学者が知的営為によって生成したものが知的価値があるのならば、きちんと評価する、そうでなければ持続可能な科学制度が危機に瀕する、という認識と思われる。それはすなわち科学を統治原理とする現代社会にとっても危機であろう。社会と科学の持続的発展のための議論が今後も必要といえる。

© The Seismological Society of Japan

Recent activity of data publication and data citation in the international community of geomagnetism

*Masahito Nose[1], Yasuhiro Murayama[2], Takenari Kinoshita[3], Yukinobu Koyama[4], Michi Nishioka[5], Mamoru Ishii[5], Manabu Kunitake[2], Koji Imai[2]

1. Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University, Nagoya, Japan, 2. Strategic Program Produce Office, National Institute for Information Communications Technology, Tokyo, Japan, 3. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Kanagawa, Japan, 4. Kindai University Technical College, Mie, Japan, 5. World Data Center for Ionosphere and Space Weather, National Institute for Information Communications Technology, Tokyo, Japan

The DOI (digital object identifier) system was originally developed by publishers and introduced as a common identifier for publication in late 1990s. Now, more than 5000 publishers participate in the DOI system. DOI is applicable not only for usual publication articles but also for any objects such as a piece of online content (e.g., PDF files, movie files, etc.) or a physical asset (e.g., DVD, an item of equipment, rock samples, etc.). Therefore, it can be mint to research data or database. Minting DOI to scientific database can be considered as data publication, since the database is identified with DOI. Data publication and data citation with DOI provide much benefit to both researchers and data providers: (1) Researcher can more easily locate the data used in the paper, obtain necessary information of the data (i.e., metadata), and validate the findings of the paper; and (2) Data providers can gain professional recognition and rewards for their labors of publishing and managing data set, according to results of data publication and data citation, in the same way as traditional publications.
Recognizing the importance of data publication and data citation, solar-terrestrial physics (STP) data centers in Japan have been working to mint DOI to their database (i.e., to register DOI on their database). We participated from October 2014 in a 1-year pilot program for DOI-minting to science data launched by Japan Link Center, which is one of the DOI registration agencies. In the pilot program, a procedure of the DOI-minting for STP data was established. As a result of close collaboration with Japan Link Center, the first case of data-DOI in Japan (doi:10.17591/55838dbd6c0ad) was created in June 2015. As of July 2019, there are 18 data-DOIs for the STP data in Japan. Four of them are related to geomagnetic field data: the Dst index (doi:10.17593/14515-74000), the AE index (doi:10.17593/15031-54800), the Wp index (doi:10.17593/13437-46800), and magnetotelluric data at Muroto, Japan (doi:10.17593/13882-05900).
In the International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA), scientists who are working for data centers or observatories started discussion about DOI-minting to their data and a task force was formed in August 2013. In the latest International Union Geodesy and Geophysics (IUGG) General Assemblies that was held at Montreal, Canada, in July 2019, the task force reported “Present Status of Data Publication and Data Citation of Geomagnetic Data/Indices” that is available from https://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vdat/. The report found that there are different types of activities of data publication in individual data centers or observatories. In addition to data publication, it was also found that data citation started to be actually implemented in some international journal articles. In the field of geophysics including seismology, interests to the DOI-minting are rapidly growing. At the IUGG General Assemblies, an inter-association symposium entitled “Geoscience data licensing, producing, publication and citation” was held. In this symposium, 3 invited talks, 12 contributed talks, and 6 posters presented actual practices and future plans of data licensing, producing, publication, and citation of scientific data, and possible related topics. The international effort will be continued for such topics regarding scientific data in geophysics.

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Outline of “Promotion of Earthquake Research (third phase)” started in 2019

*Yutaka HAYASHI[1]

1. MEXT

１．はじめに
2019年5月に地震調査研究推進本部（以下、「地震本部」）は、将来を展望した新たな地震調査研究の方針を示す「地震調査研究の推進について―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策（第３期）―」（以下、「第３期総合基本施策」）を策定した。本稿では、この施策の背景と概要を紹介する。

２．背景
地震本部は、阪神・淡路大震災を契機として、1995年６月に制定された「地震防災対策特別措置法」（平成7年法律第111号）に基づいて、地震に関する調査研究を一元的に推進する機関として設置された。この法で定められた地震本部の役割は、(1)総合的かつ基本的な施策の立案、(2)関係行政機関の予算等の事務の調整、(3)総合的な調査観測計画の策定、(4)関係行政機関、大学等の調査結果等の収集、整理、分析及び総合的な評価、(5)上記の評価に基づく広報、である。
地震本部は、(1)の役割として、1999年４月に「地震調査研究の推進について―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策―」（以下、「総合基本施策」）を、2009年4月に「新たな地震調査研究の推進について―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策―」（以下、「新総合基本施策」）を策定した。(2)～(5)の役割は、地震防災対策の強化、特に地震による被害の軽減に資することを目標に、総合基本施策と新総合基本施策の方針の下で実施されてきた。なお、東日本大震災において地震調査研究に関する多くの課題等があったため、新総合基本施策は2012年９月に改訂された。
2019年5月に策定された第３期総合基本施策は、新総合基本施策の策定以降の環境の変化や地震調査研究の進展を踏まえて、地震本部が将来を展望した新たな地震調査研究を推進する今後10年間の基本方針である。

３．第３期総合基本施策の概要
第３期総合基本施策は、３章で構成され、その概要は図１及び下述のとおりである。
第１章「我が国の地震調査研究をめぐる諸情勢」では、地震調査研究の進捗、地震本部による成果、地震調査研究を取り巻く環境の変化について概説されている。地震本部が設置されて20年余りが経過する間に、地震調査研究の成果は着実に社会へと還元され始めているが、十分に活用が進んでいるとは言えない状況にあると分析されている。社会への成果の還元が進んだ例として、全国地震動予測地図や各種長期評価が、防災計画、地震保険の基準料率算定、耐震対策の計画に活用され始めたことが挙げられ、より活用できる例として、各種長期評価を行う過程で生み出される様々なデータや分析手法を建築物の耐震化等に活用できる可能性が指摘されている。
第２章「これからの地震本部の役割」では、新たな科学技術を積極的に活用して社会の期待を踏まえた成果を創出すべきこと、これからの地震調査研究の進むべき方向性、地震火山観測研究計画（建議）との連携強化等が示されている。地震調査研究の成果が今後更に防災・減災に貢献するためには、一般国民のみならず、地方公共団体や民間企業、NPO等にとってより活用しやすい成果を提供すること、また、これらの組織からの地震本部への期待を適切に地震本部における議論に反映する体制を構築していくことの必要性が示されている。
第３章「今後推進すべき地震調査研究」では、当面10年間に取り組むべき地震調査研究と横断的な事項について、基本目標と各基本目標の達成に向けてこの10年間に取り組むべき項目が示されている。取り組むべき地震調査研究として設定された基本目標は、海溝型地震の発生予測手法の高度化、津波予測技術（津波即時予測技術及び地震発生前に提供する津波予測の技術）の高度化、内陸で発生する地震の長期予測手法の高度化、大地

© The Seismological Society of Japan

震後の地震活動に関する予測手法の高度化、地震動即時予測及び地震動予測の高度化、社会の期待を踏まえた成果の創出～新たな科学技術の活用～、の6点である。また、横断的に取り組むべき事項として設定された基本目標は、基盤観測網等の長期にわたる安定的な維持・整備、地震調査研究における人材の育成・確保、地震調査研究の成果の広報活動の推進、国際的な連携の強化、の4点である。

４．おわりに

地震・津波に関する諸現象を解明・予測するための地震調査研究を進め、その成果を明確かつわかりやすい形で社会に示し、災害による被害軽減に貢献していく取組の重要性がより一層増しているとして、第３期総合基本施策は、「我が国が地震災害に対して強い国となるよう、オールジャパンとして、戦略を持ち、関係者一丸となって努力していかなければならない」と締めくくられている。

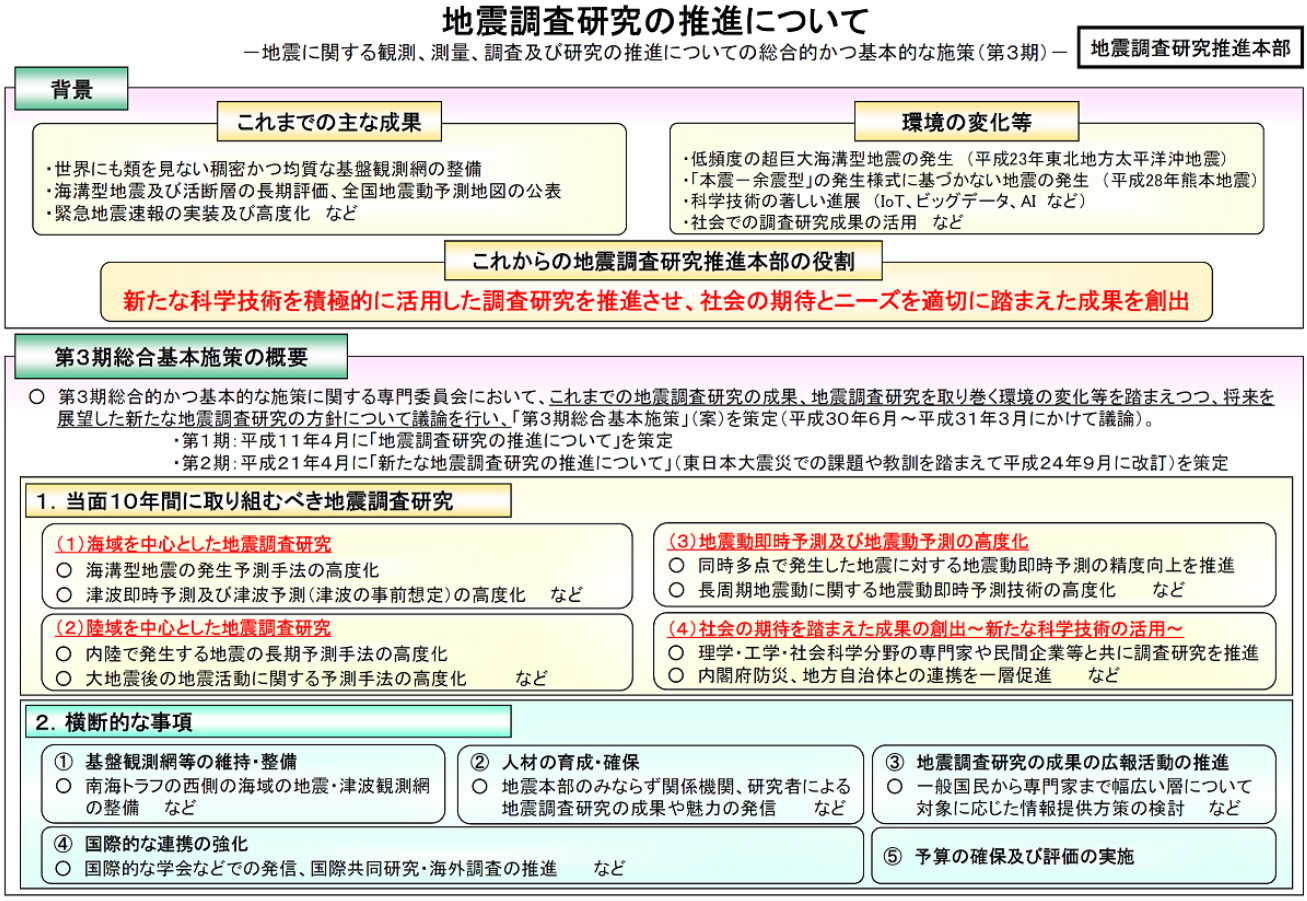


図１　「地震調査研究の推進について（第３期）」の概要（地震調査研究推進本部，2019）

© The Seismological Society of Japan

Room D | Special session：S23. Open data for seismology

Tue. Sep 17, 2019 10:45 AM - 12:15 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 1:45 AM - 3:15 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S23]AM-2

chairperson:Yasuyuki Kano(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Katsuhiko Shiomi(NIED), Tadashi Ishikawa(Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

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

[S23-04] Construction and Utilization of a Database System on Offshore Active Faults around Japan for Earthquake and Tsunami Hazard Assessment

*Ayako Nakanishi[1], Hiromi Kamata[1], Narumi Takahashi[1,2], Shigeyoshi Tanaka[1], Hiroyuki Fujiwara[2], Tsuneo Ohsumi[2], Takahiko Inoue[3], Tomoyuki Sato[3], Yoshiyuki Kaneda[1,2,4] (1. JAMSTEC, 2. NIED, 3. AIST, 4. Kagawa Univ.)

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

[S23-05] Assignment of DOIs to NIED MOWLAS data

*Katsuhiko SHIOMI[1], Naotaka YAMAMOTO CHIKASADA[1], Shin AOI[1], Narumi TAKAHASHI[1], Youichi ASANO[1], Takeshi KIMURA[1], Takashi KUNUGI[1], Hideki Ueda[1], Kenji UEHIRA[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S23-06] Development of a data sharing system in the field of volcanology

*Hideki Ueda[1], Taishi Yamada[1], Takanori Matsuzawa[1], Takahiro Miwa[1], Masashi Nagai[1] (1. NIED)

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

[S23-07] Introduction of the Groundwater, Strain and Seismograph Display System "Well Web"

*Norio Matsumoto[1] (1. Geological Survey of Japan, AIST)

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

[S23-08] Data journals for publication and management of observation data: A case of GNSS-A seafloor geodesy

*Tadashi Ishikawa[1], Yusuke Yokota[2], Shun-ichi Watanabe[1] (1. Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, 2. Institute of Industrial Science, The University of Tokyo)

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

[S23-09] Activity of "Slow Earthquake Database"

*Takanori Matsuzawa[1], Masayuki Kano[2], Yusaku Takaka[3], Naofumi Aso[4], Satoshi Ide[3], Kazushige Obara[3] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Tohoku Univ., 3. Univ. of Tokyo, 4. Tokyo Institute of Technology)

Construction and Utilization of a Database System on Offshore Active Faults around Japan for Earthquake and Tsunami Hazard Assessment

*Ayako Nakanishi[1], Hiromi Kamata[1], Narumi Takahashi[1,2], Shigeyoshi Tanaka[1], Hiroyuki Fujiwara[2], Tsuneo Ohsumi[2], Takahiko Inoue[3], Tomoyuki Sato[3], Yoshiyuki Kaneda[1,2,4]

1. JAMSTEC, 2. NIED, 3. AIST, 4. Kagawa Univ.

JAMSTEC海域地震火山部門 地震発生帯研究センター 海域断層情報総合評価グループは平成25年度より、文部科学省による科学技術基礎調査等委託事業「海域における断層情報総合評価プロジェクト」を受託している。本プロジェクトでは、国・地方自治体、公的機関等への情報提供、および各機関による防災・減災対策の促進に繋がるデータベースとしての利活用を目的として、これまで日本海・南西諸島海域・伊豆小笠原諸島海域・南海トラフ海域における活断層情報等を取り纏め、地震・津波ハザード評価のための基礎資料を作成している。本プロジェクトは、サブテーマ1「海域断層に関する既往調査結果の収集及び海域断層データベースの構築」、サブテーマ2「海域における既往探査データ等の解析及び統一的断層解釈」、サブテーマ3「海域における断層モデルの構築」を業務の基本構成とする。

サブテーマ1では、様々な機関が保有する地震探査データや海底地形データ、速度情報等を収集し、それらを一元的に管理・登録するとともに、断層解釈結果や速度構造モデル、断層モデルなど、サブテーマ2・3から得られた成果も登録・閲覧できるデータベースを構築した。サブテーマ2では、サブテーマ1で収集した反射法探査データを統一的かつ最新の処理手法で再解析し、反射断面深部イメージングの品質向上を図った上で、統一的評価基準に基づき、断層の同定と空間分布を解釈した。また、3次元速度構造モデルを構築し、解釈断層を深度変換し、断層カタログを作成した。サブテーマ3では、サブテーマ2の成果である断層カタログから空間分布の大きい主断層について断層モデルを作成し、一部海域では地震動と津波のシミュレーションを実施し、モデルの妥当性を検証した。

本プロジェクトは今年度が7カ年計画の最終年度に当たり、海域断層データベースの構築も大詰めを迎えており、現在、収集した既往データや解釈・解析結果の登録とともにデータ閲覧機能の充実を図っているところである。また、昨年度より、文部科学省地震調査推進本部所管の海域活断層評価手法等検討分科会において本データベースが試験運用されており、同分科会へ情報提供を行いながら、来年度以降の本格運用を見据えたシステム環境整備や利活用に対する問題点の洗い出しを行っている。

本プロジェクトの成果物である海域断層データベースについては、積極的な情報提供と防災・減災対策への貢献の必要性を鑑みれば、対象は公共性・公益性の高い内容の検討に必要とされる案件に限定されるものの「公開」するのが基本的考えである。しかしながら、本プロジェクトで収集したデータは民間会社を含めた様々な機関から提供された、また借用したものであり、公開にあたってはある程度の制約がある。従って、試験運用中のデータベースは、現在限定的な使用に限られている。今後の運用に向けて、対象となる利用者や公開するデータの設定や取り扱いについて、慎重に検討する必要がある。さらに、JAMSTECや産総研などから、本データベースの元となったデータが部分的ではあるものの既に公開されていることから、データの権利・責任の所在などを明確にするなどの課題もある。

本発表では、海域断層データベースの概要とその運用・利活用時における課題について紹介し、最後に本データベースの今後の展開とJAMSTECの地震研究業務において期待される波及効果について触れる。

© The Seismological Society of Japan

Assignment of DOIs to NIED MOWLAS data

*Katsuhiko SHIOMI[1], Naotaka YAMAMOTO CHIKASADA[1], Shin AOI[1], Narumi TAKAHASHI[1], Youichi ASANO[1], Takeshi KIMURA[1], Takashi KUNUGI[1], Hideki Ueda[1], Kenji UEHIRA[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

1995年に発生した阪神・淡路大震災を契機として設置された地震調査研究推進本部により，1997年8月に「地震に関する基盤的調査観測計画」が取りまとめられた．本計画では，地震観測，地震動（強震）観測を含む基盤的調査観測の基本的な考え方が示されたほか，「基盤的調査観測等の結果は，公開することを原則とし，円滑な流通を図るよう努めるものとする」と明記された．防災科学技術研究所（防災科研）では，この計画に基づいて整備されたHi-netやKiK-net等に加え，その後に整備が進んだV-netやS-net, DONETを含めた陸海統合地震津波火山観測網MOWLASの運用管理を行うとともに，MOWLASで得られた観測波形データの流通・公開の責を担っている．これらの観測網による観測データは，日本の地震津波火山防災に不可欠なデータとして広く活用されている．しかし，日本全国を対象とした観測網を将来にわたって維持し，データ公開を継続するためには，公開されたデータの利用状況や用途を把握し，その有用性を客観的に示すことが極めて重要となっている．防災科研では，観測データの利用状況を把握することを目的として，観測データダウンロードを希望するユーザーにIDの登録を依頼するとともに，データ利用により得られた成果（またはその概要）を報告して頂くことをお願いしている．これまでに多くの利用実績の報告を頂いているが，このような受動的な調査では，収集出来る情報に限界があるのも事実である．

一方，学術雑誌等の研究発表の場において，解析に使用したデータや解析結果を第三者が利用可能となるようデータを公開すること，あるいはその取得方法を明記することを求める傾向が強まっている．防災科研のウェブサイトで公表している観測データについても，多くの利用者が長期に亘って参照しやすい環境を整えることが重要となる．

防災科研では，2017年度後半より，防災科研が発行する出版物や公開するデータにDOI（Digital Object Identifiers；デジタルオブジェクト識別子）を付与するための全所的な取り組みが始まった．MOWLASを構成する各観測網データに対しては，2018年度中にDOIの付与を完了した．DOIの登録に際しては，観測データの国際的な利用を念頭に，DataCiteが管理するDOIをJaLC（ジャパンリンクセンター）経由で付与する形式を採用した．DOIは永続的に使用するデジタル識別子であり，DOIからアクセス可能なランディングページを構築する．ランディングページには，文献やデータに関する基本的な情報（メタデータ）と文献やデータそのもの（あるいは公開ページへのリンク）を記載する．ランディングページを適切に管理することで，公開ページのURLを変更しても，ユーザーは容易に当該ページにたどり着くことが出来る．近い将来には，出版された論文等に掲載されているDOIを逆引きすることにより，MOWLAS観測データの利用統計が能動的に取得できるようになることが期待されている．この情報は，観測網の利用価値を客観的に評価する指標として重要な位置を占めることを期待している．

今後，論文等で観測データを利用される際には，是非，観測網のDOIを記述頂きたい．一方，DOIによる利用統計の逆引きの実現にはもう少し時間を要する見込みである．また，DOIですべての利用状況を網羅出来るものではない．観測データを利用された際には，引き続き成果を防災科研まで報告頂けるよう，御協力をお願いしたい．

防災科研Hi-net（NIED Hi-net） https://doi.org/10.17598/NIED.0003
防災科研K-NET, KiK-net （NIED K-NET, KiK-net） https://doi.org/10.17598/NIED.0004

© The Seismological Society of Japan

防災科研F-net（NIED F-net） https://doi.org/10.17598/NIED.0005
防災科研V-net（NIED V-net） https://doi.org/10.17598/NIED.0006
防災科研S-net（NIED S-net） https://doi.org/10.17598/NIED.0007
防災科研DONET（NIED DONET） https://doi.org/10.17598/NIED.0008
防災科研 陸海統合地震津波火山観測網（NIED MOWLAS） https://doi.org/10.17598/NIED.0009

© The Seismological Society of Japan

Development of a data sharing system in the field of volcanology

*Hideki Ueda[1], Taishi Yamada[1], Takanori Matsuzawa[1], Takahiro Miwa[1], Masashi Nagai[1]

1. NIED

＜はじめに＞

防災科研は、文部科学省の次世代火山研究・人材育成総合プロジェクト（以下、火山プロジェクト）において、火山分野におけるデータ共有の仕組み作りを進めている。本講演では、現在開発中のシステムと火山分野におけるデータ共有の動向について紹介する。

＜JVDNシステム＞

火山プロジェクトにおいて、関係機関の火山観測データをオンラインで一元化共有するJVDNシステムの運用を開始した（JVDNとは、Japan Volcanological Data Networkの略）。ポータルサイト(https://jvdn.bosai.go.jp)からアクセスできる。2019年7月末時点で、防災科研の火山観測データを公開している。今後、気象庁、国土地理院、大学等のデータの公開も進める予定である。

本システムでは、GIS画面で各火山観測点の情報を確認できるほか、地震波形画像、傾斜計、GNSSデータなどを表示できる。WINデータなどのデータを研究に利用したい場合は、観測機器を選んで、ダウンロードすることもできる。地震分野と異なる点は、地震計データだけでなく、GNSSデータ、火山ガス、画像などの複数種類のデータを扱っている点である。今後SARなどのリモートセンシングデータ、火山灰の降灰量調査結果、ボーリングコアの情報なども公開する予定である。

＜火山分野におけるデータ共有の重要性＞

本システムは、データの活用促進だけでなく、関係機関の連携強化や共同研究をより活性化することを目的としている。データ共有を通じた分野間・組織間の連携は、日本の火山研究において非常に重要な課題である。火山活動に伴って、地震だけでなく地殻変動、地磁気、火山ガスなど様々な観測項目に変化が現れる。火山現象を明らかにするためには、1つの観測項目だけでなく、複数項目のデータを総合的に分析することが必要である。JVDNシステムでは、複数項目のデータ共有を進め、可視化ツールで比較できるようになっている。さらに、日本は、諸外国と異なり火山監視と研究を行っている組織が複数に分かれており、連携して観測や研究を進めにくい構造的な問題を抱えている。JVDNシステムはそれらの問題の改善に貢献すると考えている。

＜これまでの日本の火山分野におけるオープンデータの状況と課題＞

重要であるにもかかわらず火山分野においてデータ共有が進んでこなかった理由には、他の分野と共通する問題の他、火山特有の問題も背景にあると考えている。その１つは、自分が研究対象としている火山のデータが得られれば研究できるため、データ共有の価値があまり理解されてこなかったことである。それぞれの火山観測所で研究を行うことは、個々の火山の個性や特徴を詳しく知ることができ、機器のメンテナンスや地域防災に貢献しやすいなど、メリットは大きい。しかし、個々の火山の研究は活火山が持つ普遍的な特徴を見出しにくい。全国の火山のデータを共有することによって、火山が持つ普遍性が明らかになり、それによって火山への理解が深まるとともに、噴火予測にも貢献できると考える。

もう1つの理由は、火山観測点が過酷な環境に設置されていることが多く、故障したり様々な異常が含まれて

© The Seismological Society of Japan

いたりする場合があるため、利用者が誤った使い方をするのではないかという懸念があるためである。例えば、傾斜計データには火山活動に伴う変化以外に、降雨や地震、原因不明の変化も含まれている。この問題に対しては、データ提供者が観測項目ごとに公開・非公開を切り替えられるようにし、さらにメンテナンス情報を記入できるようにした。また、ポータルサイトに火山観測データの利用上の注意を掲載している。

＜海外の動向＞

シンガポール南洋理工大学EOSでは2009年よりWOVOdatデータベースプロジェクトが進められており、国際的なデータ共有が進められている。しかし、まだ十分に進んでいないのが現状であり、集約されているのは生データではなく震源情報などの処理済みデータのみである。アメリカのUSGS、イタリアのINGV、EOSでは、データベースを活用して、統計的に噴火の推移予測を行うための研究が進められている。

＜今後の展望＞
火山分野におけるデータ共有の取り組みはまだ始まったばかりであるが、開発したJVDNシステムの利点やデータ共有の意義が理解されつつあると考えている。次世代火山研究・人材育成総合プロジェクトは令和7年度まで続く予定である。今後、本システムをプラットフォームとして、分野間や組織間連携による共同研究や人材育成の成果が生まれてくるものと考えている。

© The Seismological Society of Japan

Introduction of the Groundwater, Strain and Seismograph Display System "Well Web"

*Norio Matsumoto[1]

1. Geological Survey of Japan, AIST

産業技術総合研究所では、地震予測の研究を目的として、 1976年から東海地域で、1996年から 近畿地域およびその周辺地域において、さらに2006年から南海トラフ沿いの愛知県から紀伊半島、四国にかけて、計50地点で地下水、歪、地震、気象等の観測を行っている。これらの最新データのグラフや関連情報、および各種会合資料を公開するために、「地震に関連する地下水観測データベース”Well Web”」(https://gbank.gsj.jp/wellweb/GSJ/index.shtml)を運用している。

Well Webの機能は①最新データ表示、②会合資料、③解説資料、④メンテナンス情報、⑤地震前後における地下水変化事例データベースと⑥ユーザデータ解析で構成される。

「最新データ表示システム」には、地下水・歪データ表示と地震データ・震源データ表示がある。地下水・歪データ表示とでは、表示したい観測井を選択した後に最新3ヶ月データが表示される。図の上の「期間を選択」の部分で同じ表示パターンでの期間を最新12日間と最新2年間表示に変更することができる。グラフは毎日1回自動で更新されている。

地震データ・震源データ表示では、「震源図表示」を選択すると気象庁一元化震源や深部低周波微動などの震源図を描くことができる。また、「連続波形表示」を選択すると、産総研の観測点で観測した地震波の連続波形を表示できる。

「会合資料」には産総研が南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会や地震予知連絡会に提出した資料をPDFで見ることができる。

「ユーザデータのBAYTAP/tpe/tper/mrar解析」では、産総研が解析に利用しているBAYTAP-G（Tamura et al., 1991）やtpe, tper, MRAR解析（Matsumoto, 1992;Matsumoto et al., 2003）の解析方法を手持ちのデータに適用することができる。また、「ユーザデータの時系列解析」では、北川（2005）で紹介されている時系列解析手法を手持ちのデータに適用することが可能である。

なお、Well Webでグラフ表示している地下水・気象データのディジタル値の多くの部分を今年度中に公開予定である。

© The Seismological Society of Japan

Data journals for publication and management of observation data: A case of GNSS-A seafloor geodesy

*Tadashi Ishikawa[1], Yusuke Yokota[2], Shun-ichi Watanabe[1]

1. Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, 2. Institute of Industrial Science, The University of Tokyo

GNSS-音響測距結合方式(GNSS-A)による海底地殻変動観測は、深海底における絶対位置座標を測定可能な唯一の技術であり、海溝型地震の震源域直上の海底における地殻変動を直接検出できる技術として地震学上重要な役割を担う。海上保安庁は、日本海溝や南海トラフ周辺海域において海底地殻変動観測点を展開し、GNSS-A観測を継続的に行っている。これまでに、海洋プレートの沈み込みに伴う変動(e.g. Fujita et al. 2006, Sato et al. 2013, Yokota et al. 2016)、地震時の変動(e.g. Matsumoto et al. 2006, Sato et al. 2011)、地震後の余効変動(e.g. Watanabe et al. 2014)などを捉えることに成功している。

これらの観測成果は、モデル研究などの分野において広く活用されているが、その際の成果の引用は、例えば、南海トラフであればYokota et al. (2016)、東北沖地震の余効変動であればWatanabe et al. (2014)、といったように個別の論文を引用する形となることが多い。一方で、観測は論文出版以降も継続的に実施しており、新たなデータが随時追加されている。更新された結果は、webサイト上でデータを公開するとともに地震調査委員会等の関連会議の場で定期的に公表している。しかしながら、学術論文に使用するには、データの取得手法や質が明確でないなど、使い勝手が良いとは言えず、それら最新のデータが論文に引用されることは少ない。また、資料やwebサイトによる引用は、引用件数の把握など、成果の管理の点からも、適切な方法であるとはとは言い難い。

これまでは、観測成果を査読付きの論文として発表するには、観測結果のみでは不十分であり、結果の解釈やモデル化等の研究が必須であった。そのため、観測データが更新されても、それに関する新たな研究がない限り、更新されたデータを査読付きの成果として発表することができなかった。また、研究部分の成果の創出に時間がかかり、その結果観測データが世に出ることが遅れるという問題も発生しうる。

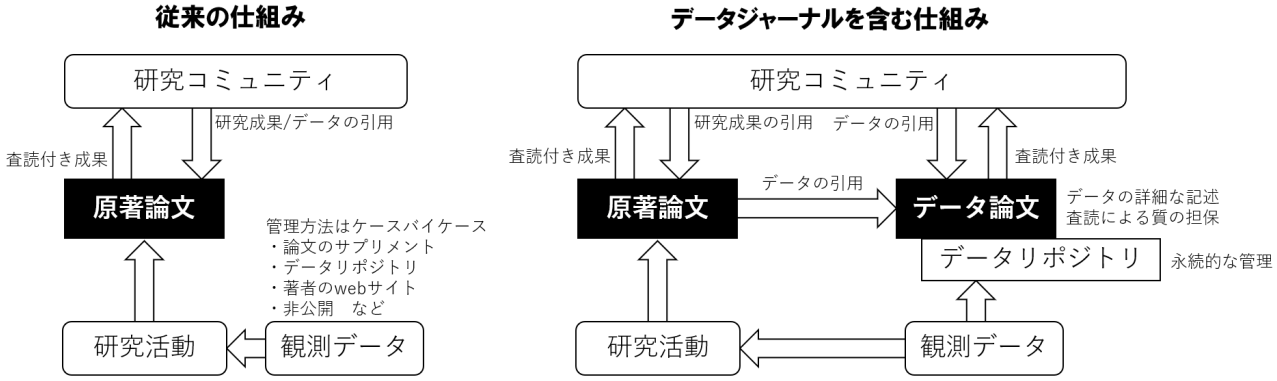
近年、データそのものの重要性に着目し、研究とデータを分離し、データのみを査読付きの論文として発表する仕組みであるデータジャーナルが発刊されるようになった(図)。そこで、我々のグループでは、観測データをより適切に使い易い形で公開することを目指し、GNSS-A観測で得られる海底観測局の位置座標データの時系列をデータジャーナル誌から発表することにした(Yokota et al. 2018, Scientific Data)。査読は、データの中身の重要性や新規性ではなく、データを生産した手段・手法の解説やデータの精度や妥当性に関する科学的な検証、データの使用方法など、第三者がデータを適切に使用できるための記述が適切になされているかに重きが置かれる。なお、データと研究を分けて考えるため、(雑誌にもよるが)新な科学的知見をもたらすことを目的とした事柄については、基本的に記述してはいけないことになっており、この点が、従来の学術論文とは異なる哲学となる。データをデータジャーナルとして出版することにより、データの引用は識別子(DOI)が付いた論文を引用するという形で適切に管理されることが期待される。また、観測を実施したこと自体が査読付の成果となることは、観測を主体とする機関としては、望ましい形式であるといえる。

データジャーナルでは、基本的にデータが個人や所属組織のwebサイト等ではなく、適切なリポジトリにおいて管理されていることを条件としている。ここで適切なリポジトリとは、データベース管理の永続性が担保されていることや、登録データにDOIのような永続的な識別子が付与される機能を有することなどの条件をクリアしたものである。固体地球の分野でScientific Data誌が推奨するリポジトリは少なく、今回我々のグループでは、試みとしてドイツのPANGAEAという地球科学データベースにデータを登録した(doi:10.1594/PANGAEA.885139)。

© The Seismological Society of Japan

なお、今回我々のグループがScientific Data誌に発表したのは、2017年中頃までの観測データであり、当初の問題である新たに追加されるデータを、どう発表・出版していくかについては、未だ検討段階である。地殻変動観測に限らず、地球科学においては日々更新されるタイプの観測データが多く存在するが、こうした時系列データの出版の方法についての確たる枠組みは構築されていないようであり、この分野における適切な手法を検討していくことが必要になると思われる。

参考文献：
Yokota, Y., T. Ishikawa and S. Watanabe (2018): Seafloor crustal deformation data along the subduction zones around Japan obtained by GNSS-A observations, Scientific Data, 5:180182, doi:10.1038/sdata.2018.182.
Yokota, Y., T. Ishikawa, S. Watanabe (2018): Original data of seafloor crustal deformation along the subduction zones around Japanese Islands, PANGAEA, doi:10.1594/PANGAEA.885139.



図：データジャーナルによる研究成果とデータの利用体制。
（地球電磁気・地球惑星圏学会(2013), “地球電磁気学・地球惑星圏科学の現状と将来”の図4.3.2を基に作成）

© The Seismological Society of Japan

Activity of "Slow Earthquake Database"

*Takanori Matsuzawa[1], Masayuki Kano[2], Yusaku Takaka[3], Naofumi Aso[4], Satoshi Ide[3], Kazushige Obara[3]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Tohoku Univ., 3. Univ. of Tokyo, 4. Tokyo Institute of Technology

科学研究費補助金 新学術領域研究（研究領域提案型）「スロー地震学」ではカタログ班を設け，国内外で構築されているスロー地震のカタログを集約し，標準化されたフォーマットでのカタログを提供し，カタログの可視化機能も備えた英語版ウェブサイト”Slow Earthquake Database”（「スロー地震データベース」，http://www-solid.eps.s.u-tokyo.ac.jp/~sloweq/)を構築，運用している．本講演では，この取り組みについて紹介する．

〇スロー地震データベースの目指すもの
スロー地震はその時定数から，低周波地震・微動，超低周波地震，スロースリップイベント(SSE)に分類されるが，同規模の通常の地震に比べて時定数の長いゆっくりとした断層すべり現象としての統合的な見方も重要である．Obara (2002)による深部低周波微動の発見を端緒として，国内外の研究者により種々のスロー地震のイベントカタログが得られている．これらのカタログを利用するには，論文やリポジトリ，公開ページ等にアクセスしてデータを取得し，フォーマット変換を行うといった作業が各々の研究者に必要となる．こうした労力は，スロー地震カタログを利用した研究や議論の敷居を高める要因となる．
スロー地震データベースは，研究者が利用しやすい形でのカタログの集約と標準化，簡易な可視化機能を提供することにより，国際的にスロー地震に関連した研究を盛り立て，より広い分野へスロー地震研究の成果が浸透することを目指し公開された．さらにこうした活動を通じて、世界の同研究コミュニティーを牽引する中核的な役割を担うことも目指している．

〇スロー地震データベースの公開・運用
ウェブサイトの構築に先立ち，「スロー地震学」は，スロー地震の解析をしている国内の研究者に対し，プロジェクトに関わらず広く呼びかけて２回の研究集会を開催するとともに，情報交換・議論用のメーリングリストを作成した．こうしたコミュニティーにおいて，スロー地震データベースのあり方やフォーマットの標準化に関する議論を行った．
これを基に「スロー地震データベース」は2017年12月に公開された．本データベースの “Map+DL”ページからは，ユーザーが指定した期間・場所・種類のスロー地震の発生状況を時間・カタログ・発生深度別に色分けして地図上に表示したり，標準化されたフォーマット（あるいはユーザー指定のフォーマット）でカタログをダウンロードしたりすることが可能である．カタログ提供者が了承した場合には，“Originals”ページにて元データも提供される．これらのカタログは利用規約のもと，論文等で利用することが可能である．公開当初のカタログ数は29であったが，2019年7月現在では46まで増えている．なお本データベースは，世界的な位置づけを狙うとともに，原論文を理解できる研究者向けであるため，ページ作成や運用の労力を軽減する観点から，英語ページのみとしている．
本データベースについては，Seismological Research Letters 誌のData Mineに投稿し，論文として出版されており(Kano, Aso, et al., 2018)，カタログ利用の際には，カタログ提供者の指定した論文および上記論文の引用が求められる．本論文は，2019年7月現在，少なくとも7編の査読付き論文に引用されている．
本データベースの利用規約は，全カタログに関する“General Policy”と個々のカタログに関する“Individual Policy”の二つからなる．“General Policy”では，前述の論文の引用の他，“Individual Policy”の順守，自己責任での利用，データ更新の可能性，プロジェクトへの謝辞，商用利用の不可，再配布の不可について規定している．

© The Seismological Society of Japan

〇おわりに

本データベースが広く活用されるためには，長期の安定した運用が重要である．本データベースは，「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画（第２次）」の課題の一部に位置付けられており，科研費課題の終了後もデータベースとして継続できる見込みであるが，運用に係る人件費等の大幅減に対応するため，作業の省力化を現在進めている．ただし，フォーマットの標準化においては，SSEの時空間すべり発展など，課題が残っている．ウェブサイトについても，表示数が増えた場合の操作性などの既存の課題とともに，随時の問題対応が必要である．こうしたことから，現科研費課題のような大きな研究計画への申請も検討していく予定である．

スロー地震データベースは，論文等の成果によるカタログのオリジナルの公開場所としての，単なるレポジトリを目指すものではない．研究者のコミュニティーに根差し，フォーマットの標準化や可視化機能の提供などを通じて，様々なカタログの横断的な利用を国内外で促進することに，大きな意義があると考えている．

© The Seismological Society of Japan

Room D | Special session：S23. Open data for seismology

Tue. Sep 17, 2019 1:30 PM - 3:00 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 4:30 AM - 6:00 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S23]PM-1

chairperson:Yasuyuki Kano(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Katsuhiko Shiomi(NIED), Hiroshi Tsuruoka(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S23-10] Archive and publication of marine seismic data by JAMSTEC

*Tetsuo No[1], Ayako Nakanishi[1], Kaoru Takizawa[2], Yuka Kaiho[1], Yasuyuki Nakamura[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Koichiro Obana[1], Shuichi Kodaira[1] (1. JAMSTEC, 2. Nippon Marine Enterprises)

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

[S23-11] How JAMSTEC handles data and samples obtained by JAMSTEC's facilities

*Seiji Tsuboi[1], Chizuru Saito[1], Kazuyo Fukuda[1] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

[S23-12] A review of data management for polar sciences in Japan

*Masaki Kanao[1] (1. Research Organization of Information and Systems)

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

[S23-13] Utilization of earthquake catalog data

*Hiroshi Tsuruoka[1] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S23-14] Data usage by non-specialists through mobile apps

*Kentaro Emoto[1] (1. Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S23-15] Open data will be abused by (dubious) earthquake predictions

*Mamoru Kato[1] (1. GS Human and Environmental Studies, Kyoto Univ.)

Archive and publication of marine seismic data by JAMSTEC

*Tetsuo No[1], Ayako Nakanishi[1], Kaoru Takizawa[2], Yuka Kaiho[1], Yasuyuki Nakamura[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Koichiro Obana[1], Shuichi Kodaira[1]

1. JAMSTEC, 2. Nippon Marine Enterprises

海洋研究開発機構（JAMSTEC）では、1997年に深海調査研究船「かいれい」が竣工されてから本格的にマルチチャンネル反射法地震（MCS）探査や自己浮上型海底地震計（OBS）を用いた地震探査・自然地震観測による地殻構造研究を実施してきた（e.g., 小平, 2009, 地震2）。

JAMSTECの地殻構造探査は、年度毎の予算動向によって大きく変化するため、必ずしも測線数や実施航海数が年々増加しているというわけではないが、１測線あたりのデータ容量は10年前や20年前と比較すると明らかに増加している。それは、地震探査システムの高度化、コンピューティングの進展、ハードディスクの大容量化・低価格化などによって、受振チャンネル数・サンプリングレート・記録長が増加したことによる。また、OBSに関しても、1997年当初は十数台を使った観測であったが、現在は100台以上を用いる観測も特別ではなくなった。したがって、年々累積していくデータを消失させることなく、長期的に維持・管理することは重要な課題の1つであるため、得られたデータはJAMSTEC横浜研究所内のデータ保管室やサーバー上のハードディスクに保管し、定期的にバックアップを取っている。さらに、バックアップデータを収録したメディアー式は同じ横浜研究所のみではなく、大災害等に備えたデータの遠隔地バックアップとして沖縄県名護市にあるJAMSTEC国際海洋環境情報センターにも保管している。

一方、データを用いた解析・研究は、担当している研究員が責任を持って進めて成果発表しているが、データそのものはJAMSTECの中で定めている「データ・サンプルの取り扱いに関する基本方針」に則って原則的に公開している。その一環として、2004年から「地殻構造探査データベースサイト」（www.jamstec.go.jp/obsmcs_db/j/）というWebを開設し、取得されたデータや調査航海の詳細情報を記載し、データ自体はオフラインではあるが、データに関する問い合わせや利用申請に対応している（Kido et al. 2006, JAMSTEC-R）。

大まかではあるが、以上のようにJAMSTECでは地殻構造探査データのアーカイブと公開を進めているが、現状多くの課題がある。

1つはフォーマットの問題である。地殻構造探査で扱う波形データや測位データはSEG（アメリカ物理探査学会）による“SEG Technical Standards”で定めたフォーマットによって出力されており、解析や解釈で用いているソフトウェアはそれらのフォーマットが扱える仕様となっている。したがって、今後も多くのフォーマットに対応したソフトウェアとそれをインストールしているハードウェアを維持・管理し続けることは重要になるが、長期的な視点で考えるとその時代に応じたフォーマットへ変換していくことは大きな課題である。2つ目はデータの品質管理の問題である。データ取得方法やデータ処理方法は年々多様化してきている。また、調査実施した年度・時期、調査を実施した船舶、データ取得システムの仕様や状態、データ処理・解析方法によって品質は大きく異なり、さらに調査や解析を担当した研究員・技術員による違いもある。これらについて、どのように整理していくかも課題である。3つ目はデータを保管する媒体の問題である。データを収録している媒体の劣化も非常に大きい問題で、媒体の劣化をどのようにチェックし、媒体を読み込むためのデバイスの維持、バックアップや新しい媒体への移行のタイミングも課題である。4つ目は、予算・人材・時間の確保の問題である。現時点では地殻構造探査データの公開やアーカイブのための専任の人員がおらず、予算も非常に限られている。データの公開やアーカイブに関する重要性について否定する人はほとんどいない一方、専任の人材や予算を確保しようという動きにならない。そういう意味では少人数でできるようなシステムの効率化を図ることが1つの解決策になるが、容易なことではない。以上の4つの事例以外に

© The Seismological Society of Japan

も、データポリシーやデータDOI付与への問題など課題は数多い。

課題は多いが、地殻構造探査データのアーカイブと公開の重要性は年々増している。例えば、地殻構造探査データの利用や研究の裾野を広げ、新たな解析手法による新しい地殻構造イメージング（e.g., Kamei et al. 2012, EPSL）や地震前後のTime lapse解析による構造変化の抽出（e.g., Landrø et al. 2019, IJGGC）などデータ取得を行った当時には想定していなかった研究も展開されている。さらに、観測や解析の担当者の異動や退職のリスクに対してもアーカイブの維持・継承は重要になっている。

© The Seismological Society of Japan

How JAMSTEC handles data and samples obtained by JAMSTEC’s facilities

*Seiji Tsuboi[1], Chizuru Saito[1], Kazuyo Fukuda[1]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

海洋研究開発機構では、機構の調査船等が調査観測航海で取得したデータ・サンプルについて、機構の「データ・サンプルの取り扱いに関する基本方針（データポリシー）」を2007年に制定し、このポリシーに関連する諸規程に従い継続的に収集・保管・品質管理・公開（提供）を実施している(http://www.jamstec.go.jp/j/database/data_policy.html)。このポリシーでは、機構の施設で取得されたデータ・サンプルは「人類共有の財産であり、研究・教育などの利用のために広く公開され、将来にわたって世界中で活用されることが重要」であると述べられている。このために、機構では「機構の施設・設備等を利用して取得されたデータ・サンプルは、特別な取り決めがある場合を除き、機構に帰属」すると定義しており、これにより、専門のデータ管理部門がデータ管理公開を行う体制が構築されている。
機構の船舶や潜水船による航海や潜航調査で取得したデータ・サンプルは、機構内の規定類で定められた公開猶予期間を経た後に公開される。その際に、国連海洋法条約や、外部資金による研究計画などに基づいた特別な契約の有無などに基づいて公開の可否を検討し、公開可能と判断されたものを、このようなデータの統合サイトである「JAMSTEC航海・潜航データ探索システム（DARWIN）」から公開している。公開済みの航海数は、2019年1月末で1,929航海に、潜航数は5,961潜航となっている。2019年1月末の公開済みのデータ件数は13,914件である。サンプルについては、岩石サンプルのメタデータ、堆積物コアサンプル、生物サンプルを合わせた公開数が約69,384件となっている。
機構が保有する潜水調査船や無人探査機により取得された膨大な数の深海の映像や画像は「深海映像・画像アーカイブス（J-EDI）」で公開されている。公開している映像の総時間は約38,000時間(平成30年度末時点)、公開している画像の総枚数は約150万枚(平成30年度末時点)となっている。 公開している映像や画像は、公開猶予期間を経過したものであり、映像や画像とともに撮影場所、撮影内容(生物名や事象)、調査内容などの詳細な情報も公開している。深海映像・画像アーカイブスでは、新規の深海映像画像の分類作業を継続的に実施しており、また深海に存在するデブリが映る映像画像に注目して詳細な分類作業を行ない「深海デブリデータベース」として公開も行っている。深海デブリデータベース内のデータを用いて論文化したことにより、UNEPサイトで引用されるなど、世界的にも話題となっている。
機構が公開するデータの将来的な利用促進とオープンサイエンスの取組として、調査航海で得られたデータセットに対するデジタルオブジェクト識別子(Digital Object identifier：DOI)の付与の環境を整備し、DOI付与を開始するとともに、研究者が持つデータセットへの展開に向けて研究者の状況把握と対応検討を進めている。

© The Seismological Society of Japan

A review of data management for polar sciences in Japan

*Masaki Kanao[1]

1. Research Organization of Information and Systems

Diverse data accumulated by many science disciplines in polar regions make up the most significant legacy of the International Polar Year (IPY2007-2008). The Polar Data Center (PDC) of the National Institute of Polar Research (NIPR), followed by the Polar Environment Data Science Center (PEDSC) of the Joint Support-Center for Data Science Research (DS) since 2016 have responsibility to manage these multi-disciplinary polar data in Japan as a National Antarctic Data Center (NADC). The data policy of PDC/PEDSC was established in February 2007, based on the requirements of the Standing Committee on Antarctic Data Management (SCADM) of the Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR). During the IPY, a significant number of metadata records were compiled from IPY- endorsed projects. A tight collaboration has been established between the Global Change Master Directory (GCMD), the Polar Information Commons (PIC), and the newly established World Data System (WDS). In this presentation, a decade of history of polar data management is demonstrated, in particular focusing on several database of PEDSC, international collaboration among global data bodies and initiatives, data publication and citation, as well as data journal issues (Polar Data Journal). Linkages of data sharing among Asian Forum for Polar Sciences (AFoPS) countries, moreover, should be promoted by the involved countries in near future.

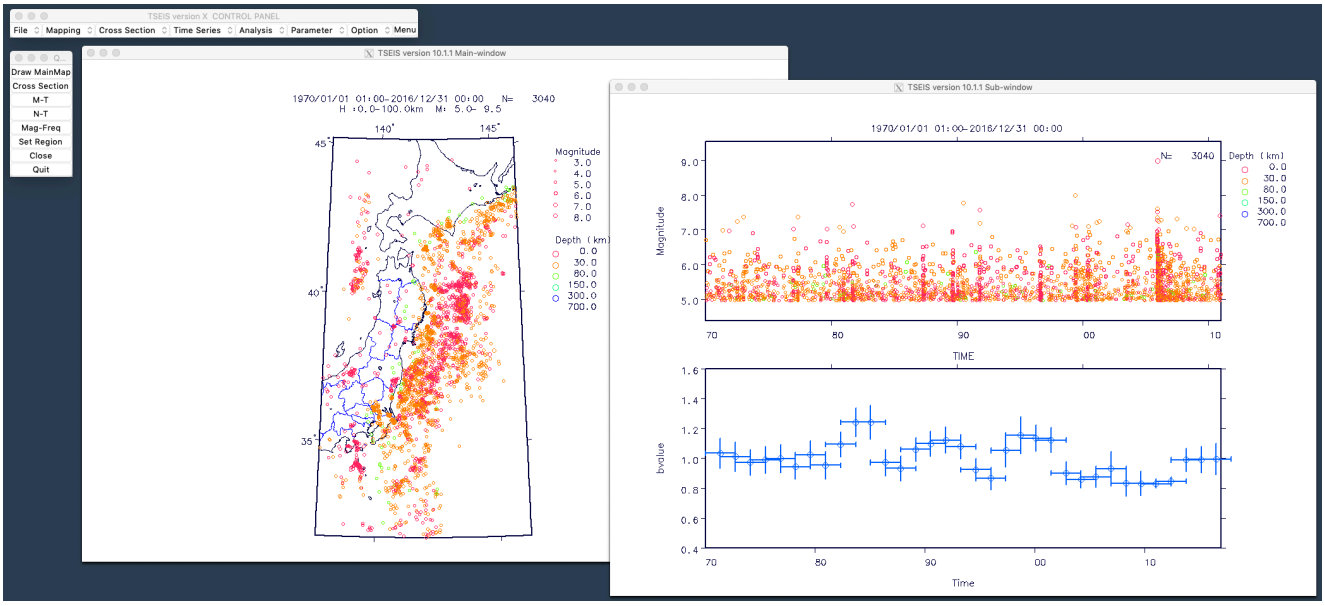
© The Seismological Society of Japan

Utilization of earthquake catalog data

*Hiroshi Tsuruoka[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

地震研究所地震火山情報センターでは，TSEIS なるWebアプリケーションを開発し，気象庁一元化震源をはじめ，ISCカタログなど種々の震源カタログを提供している．このアプリケーションでは，時間，領域，マグニチュード等で検索ができ，震央表示，断面図表示，M-T図，地震数積算図，規模別頻度分布図などの出力機能を有する他リスト出力もでき研究者だけでなく地震活動に興味がある一般の方からも利用されている．このアプリについては，もともとはUNIXにおいて開発されたツールをWeb対応させたアプリケーションである．アプリケーションの提供を維持するために様々な対応を行っている．
1)UNIX以外で利用可能となるようマルチプラットフォーム化
2)商用のソフトウェアに依存しない開発環境の選択
3)特定のデータライブラリ等を利用しない
4)アプリケーション内で利用する共通フォーマット
1)の対応にあたり，コンパイラ環境はGNUコンパイラコレクション(GCC)を採用した．もちろん昨今であればPythonなどの言語も候補にあがると思われるが，今後10年利用できるのかは判断が困難である．一方，C言語，Fortran言語はプログラムの資産も多いので今後も対応すると思われる．2)については例えば，機能が豊富なMatlab等を採用することによりコーディングの量は格段に減るがMatlab本体のバージョンアップによりその対応がほぼ毎年発生するだけでなくこのツールの維持のためのライセンス量が負担になることが多い．３）についてはこれまでnetCDFというかなり汎用的に利用されているデータライブラリを利用してきたが計算機の向上によりアスキーデータの入力でも問題がなくなったことなどがあり使用しないことにした．４）については各震源カタログのフォーマットはデータソース機関毎に異なっており，それぞれのフォーマットを読み込めるようにするという対応ではなく内部的な共通フォーマットに変換してそのデータを読み込むようにしている．
地震活動解析ツールについては，地震活動解析ルーチンの拡充が重要であるが，現在ベータバージョンを開発中である（図）．本来であれば開発チームを作成することにより開発時間が短縮できると思われるが，少しずつ充実を図っている．また，今後はwebAPIを策定するなども検討している．



© The Seismological Society of Japan

Data usage by non-specialists through mobile apps

*Kentaro Emoto[1]

1. Graduate School of Science, Tohoku University

地震学におけるデータは，震源位置やマグニチュードといった地震学を専門としていない一般の人々にも馴染みのあるものから，ある観測点での地震動記録といった専門家向けの解析用のものまで様々である．特に地震動記録は，データのフォーマットも地震学者コミュニティにおける独自のものが採用されていることが多く，非専門家では波形を表示することも難しい．このような専門データの一般からのニーズは高くないと思われるが，専門家が波形の切り出しやフィルタリングを行い，要点を抜き出した上で画像として一般向けに発信されることもある．一方，震源情報といったニュースで広く馴染みのある情報ですら，その地震が話題となっている場合以外は，非専門家がすぐにアクセスすることは難しい．まず，どの機関がどのように公開しているかを調べ，webで公開されている場合には数値データをダウンロードする必要がある．震源情報のデータファイルのフォーマットは，比較的わかりやすい場合が多いが，膨大な情報の中から知りたい情報を抽出する手間が生じる．つまり，非専門家では地震学で観測されるデータをすぐに扱うことはできない．このようなことは，地震学だけに限ったことではないが，インターネットが普及し，膨大な情報を得られる現在の社会において，地震学のデータもより多くの人に利用可能な状態であることが望まれる．

我々は，震源分布を視覚的にわかりやすく表示するためのモバイル端末アプリを作成した（江本・他，2019）．このアプリはApple社のiPhoneやiPad上で動作するiOSを対象とし，AppStoreから無償でダウンロードすることが可能である．このアプリでは，日本列島周辺で発生する地震活動を３次元的に表示することが可能である．日本列島の地形や海底地形，太平洋プレートやフィリピン海プレート形状も震源分布同様に３次元表示することで，プレートの沈み込みと地震活動の関係を一目で把握することが可能である．アプリ内にはあらかじめサンプルデータとして，２週間分の震源カタログが含まれるが，防災科学技術研究所のアカウントを利用することで，１０年前から1日前までの期間のカタログを追加ダウンロードすることができる仕様とした．表示する震源の期間やマグニチュードはユーザーが設定することができる．Webアプリやマルチプラットフォームのアプリケーションではなく，特定の端末を対象とし，性能を重視することで，１ヶ月分の地震（約18,000個）を表示しても滑らかな動作を実現している．

本アプリは，地震学に興味を持つ幅広いユーザを対象とし，非専門家でも気軽に震源分布に触れる機会が増えることを期待している．日本は毎日のように有感地震が発生しているため，テレビや新聞で地震の情報に触れる機会は多い．しかし，震源分布を自分自身で描画するには，カタログのダウンロードやデータの加工，描画ソフトにおけるスクリプトの作成といった，やや手間のかかる作業が必要である．本アプリはそのような手間をなくし，普段から地震活動に触れる機会を増やし，地震に対する興味と理解を深めることで，普段からの地震災害への備えにつながることを期待している．また，本アプリは，中学校や高等学校において，地震活動とプレートとの関係や，自分の住む場所における普段からの地震活動を把握する際の教材となることが期待される．

本発表では，既に公開済みの３次元震源分布表示アプリを中心とし，モバイル端末アプリにより，地震学のデータを非専門家に届けることの可能性を議論する．

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Open data will be abused by (dubious) earthquake predictions

*Mamoru Kato[1]

1. GS Human and Environmental Studies, Kyoto Univ.

データ公開はデータが使われる機会を増やす。ただし不幸な使われ方を事前に想定して対策していることが望ましい．データ公開はアウトリーチ活動でもあると位置付けるのがよいだろう．

科学研究で取得されたデータを公開する最大の目的はその利活用である．地震学では新しいデータが新しい分野を拓くということを繰り返してきた．データの使用者が増えることはデータ公開の最大の目的であろう．

では，公開されたデータを使うのは誰だろうか．地震学会の会員は1800人程度で，継続的に公開データにアクセスするのはこの一部である．これに対し，ネット利用者かつ地震に関心を持つ人は桁で数が多いだろう．公開データを目にする人の大半は非専門家である．非専門家が地球惑星科学のデータに関心をもつ理由のひとつが地震の予知・予測である．地震への不安がこの関心を生んでいるであろう．社会では宏観前兆現象への関心は高い．信頼性の高いデータが自由に使えるとなればそれを用いて地震予知・予測を試みる人は出てくるだろう．これは地磁気観測などの1次データであっても，震源情報などの2次データであっても，同じである．

データを用いて地震前兆現象に関する自説を検証することは健全な科学であり，これを妨げる必要はない．一方，不健全な使われ方をされた場合，どこで誰がどのような地震予知・予測情報を発信しているかをデータ公開者が網羅的に知ることは難しい．元となるデータの信頼性はその予知・予測の確実性を保証するものではないが誤解は生じやすい．小さな地震は数が多く，ランダムな予測でも一定の割合で成功することも問題を難しくする．

このような状況から生じる混乱を最低限に抑える一つの手段は，データ公開サイドが非専門家のアクセスを前提とし，データの「素性」の解説を事前に用意することである．データ公開を地震科学の広報の一手段であると扱い，初心者にもその価値が分かるような説明をすることが好ましい．どのような観測をして得たか、どのように用いるのか，どのような研究成果につながっているのかを紹介することは，その観測とデータ公開を継続するため応援団を作る作業にもつながる．これは初めてデータを使う人にとっても有益な情報である．例えば，高校科学部が研究に用いるケースを想定して，使い方や注意点などのチュートリアルを公開することが考えられる．このような準備は健全なデータの利活用を促すこととなるだろう．データ公開に至るフローやデータが意味するものを知る機会を提供ことをアウトリーチであると位置づけることもできるだろう．

発表では，データ公開に関して何を想定するべきか，を実際に公開データが（地球科学の専門家が想像もしないだろう形で）地震予知に使われている例を紹介しながら議論する．

© The Seismological Society of Japan

Room D | Special session：S23. Open data for seismology

Tue. Sep 17, 2019 3:15 PM - 4:00 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 6:15 AM - 7:00 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S23]PM-2

chairperson:Yasuyuki Kano(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Katsuhiko Shiomi(NIED), Hiroshi Tsuruoka(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Manabu Morishige(JAMSTEC)

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

[S23-16] Digitization of Analogue Seismograms by Japanese High School Students

*Miaki Ishii[1], Toshihiro Morinaga[2,3] (1. Department of Earth & Planetary Sciences, Harvard University, 2. School Innovation Forum, 3. Graduate School of Education, Kyoto University)

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

[S23-17] Open Data for Historical Earthquake Studies and Historical Records

*Yasuyuki Kano[1,2] (1. ERI, The University of Tokyo, 2. Collaborative Research Organization for Historical Materials on Earthquakes and Volcanoes, The University of Tokyo)

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

[S23] Discussion

Digitization of Analogue Seismograms by Japanese High School Students

*Miaki Ishii[1], Toshihiro Morinaga[2,3]

1. Department of Earth & Planetary Sciences, Harvard University, 2. School Innovation Forum, 3. Graduate School of Education, Kyoto University

一般的に研究に使われる地震計のデータは約４０年前からのデジタルデータです。しかし、地震計は１００年以上前に作られ、アナログ記録は世界中にほぼ１００年間分存在します。日本は世界的にも早い時点で地震計設置が進んだ国ですので、アナログ記録も数多く残されています。アナログデータにアクセスすることができれば、地震データの利用可能期間は２倍以上長くなり、巨大地震や珍しい地震や、ゆっくりと変化する地下構造などの現象を研究するための機会を提供します。この貴重なデータを使用可能にする最大の障害はデータのアナログからデジタルへの変換です。この発表では、デジタル化の取り組みと、データベースの構築に一般の人々（高校生など）が参加する可能性について説明します。

デジタル化の第一歩は写真媒体などで残されている地震計記録をスキャンなどでコンピューター画像として読み込む事です。地震計記録は一般的に使用される紙よりもサイズが大きいので、大判スキャナーなどが必要となります。残されている記録が多いので、このスキャンも大変な作業となりますが、コンピューター画像だけでは、現代の分析には使えません。画像を時系列に変換する必要があります。このため、ハーバード大学では地震計画像のデジタル化ソフト、DigitSeis、を開発しています。このソフトでは出来る限りの自動化を目指していますし、将来的には人工知能を使用する計画ですが、今の時点ではかなりの部分が手作業に頼っています。人工知能を使用する為には膨大な育成用データが必要ですが、地震計記録のデジタル化のデータベースは現在存在しません。このデータベースを構築するのと、研究に使用されうるデータを作成する為に２０１８年からデジタル化の作業を日本の高校生に協力してもらっています。

生徒はまず、DigitSeisソフトの仕様方法をトレーニング画像の解析を通して学びます。解析ファイルはインターネットを通してハーバード大学に提出され、問題点などを指摘したフィードバックが足されたファイルが生徒に返されます。生徒はフィードバックを元に修正作業を行い、再度解析ファイルを提出します。このトレーニング画像の解析の問題点が解消され、合格すると、デジタル化されたことのない画像をデジタル化することに進みます。解析が終了したデータ（SACフォーマット）はハーバード大学のウェブページで公開されています。このプロジェクトは地震学者が使用するためのデジタルデータへの変換を行うのが１つの目的ですが、早い段階で科学や研究に学生を参加させる絶好の機会でもあります。まだまだソフトの改善などの課題も沢山ありますが、高校生がデジタル化された記録を使って簡単な研究に取り組めたりする可能性を広げていきたいと考えています。このプロジェクトの最終目的は日本の地震学者によって日本のアナログ記録を日本の高校生がデジタル化する事ですので、日本の地震学者や教育者の方の参加を募っていきたいと思います。

© The Seismological Society of Japan

Open Data for Historical Earthquake Studies and Historical Records

*Yasuyuki Kano[1,2]

1. ERI, The University of Tokyo, 2. Collaborative Research Organization for Historical Materials on Earthquakes and Volcanoes, The University of Tokyo

加納靖之

東京大学地震研究所

国内外でオープンデータの流れが加速するなかで，地震学の周辺での現状と今後の見通しを議論するため，特別セッション「オープンデータと地震学」を企画した．オープンデータ，特に観測データへの永続的識別子付与の重要性を考えるようになったのは，過去に大学の微小地震観測や地殻変動連続観測のデータ生産および流通に携わりながら，その作業そのものを業績として示しにくい環境に疑問を持ったことだった．データへのDOI付与やデータジャーナルによる出版など，観測データを有効にオープンにする方策が見えてきつつある．

オープンデータについて考えるとき，研究分野や対象となるデータの内容あるいは形態によって，オープンにするために必要な作業が違ってくると考えられる，ここでは，歴史地震研究および歴史記録（ここでは，主として記録装置のデジタル化以前の紙に記録された観測記録）のオープンデータについて考えてみたい．

歴史地震研究においては，いわば生データともいえる歴史史料から地震に関係する部分を抽出し，解読して分析に利用する．地震に関係する記述を収集した史料集（たとえば『大日本地震史料』や『新収日本地震史料』など）が刊行されている．これらから必要な情報を抽出・分析し，歴史時代に発生した地震に関するカタログが作成されている（たとえば『理科年表』の「地震の年代表」など）．主として出版物としてオープンにされてきた歴史地震に関するデータであるが，史料集をデータベース化したもの（たとえば，[古代・中世] 地震・噴火史料データベース」https://historical.seismology.jp/eshiryodb/）や，史料集の掲載巻ページを検索できる「歴史地震史料検索システム」（http://etna.seis.nagoya-u.ac.jp/HistEQ/）など，オンラインでのデータ提供も取り組まれつつある．歴史地震のカタログのひとつとし地震学会ホームページで公開されているものもある．（http://www.zisin.jp/publications/document05.html）．また，歴史史料自体も，一部については所蔵館等によってデジタルアーカイブ化され，オンラインで容易に検索でき，書誌情報だけでなく，史料そのものをデジタル画像として閲覧できるものもある．

歴史地震研究の成果は，地震本部の報告書などでも広く使われている基礎的なデータである．カタログの個々の地震の発生日時や場所，規模などの精度や妥当性を評価するには，推定に使われた歴史史料の原本や画像，あるいは抽出された記述，分析結果をまとめた研究論文や報告書等まで遡って検証できることが望ましい．もともと紙であったために，このような検証を行うには経験が必要であり，中には，史料の所在地など，既に失われてしまった情報もある．歴史地震研究に使われた歴史史料や記述について，何らかのIDをつける形で整理して公開することができれば，過去の成果の検証が容易になり，新たな切り口による分析を促進し，また，歴史地震研究に参加しようとする際の障壁が小さくなるのではないか．

京都大学阿武山観測所には，1940年代から京都大学で実施されてきた地殻変動観測の記録の一部が保管されている．京都大学紀州観測点の傾斜記録のうち，1970年代のブロマイド紙に描かれた傾斜変化の分析から，紀伊半島下で発生するスローイベントを捉えている可能性があることが明らかになった．このように，観測時には知られていなかった現象やモデルを，過去のデータに適用することで新たな知見が得られる可能性が

© The Seismological Society of Japan

ある．

歴史記録については，既に多くの記録がデジタル画像化され公開されている（たとえば，東京大学地震研究所「和歌山観測所観測点ぺん書き記録画像DB」https://wwweic.eri.u-tokyo.ac.jp/wakayama/）．ハーバード大学の「地震計記録のデジタル化プロジェクト」のように教育と組み合わせた取り組みもなされている．気象分野などでは，「データレスキュー」のキーワードで，保全や活用の取り組みがなされている．いっぽうで，まったく顧みられないまま書庫や倉庫に眠っているケースもあると考えられる．記録紙そのものだけでなく，計器の設置状況や感度などのメタデータとともに，保存・公開の方法を考えていかなければならない．

歴史史料と歴史記録の活用にあたって，共通する要素としてデジタル画像の扱いがある．撮影機器の高度化と，計算機での処理や情報ネットワークの高速化により，高精細，高画質のデジタル画像をこれまでより容易に公開できるようになってきた．デジタルアーカイブの画像データ公開の国際標準形式としてInternational Image Interoperability Framework (IIIF)がある．博物館や図書館のデジタル展示や人文学研究に活用されている技術であるが，地震学に関係する画像資料の公開に応用すれば，データ利用の可能性が広がるのではないか．画像公開にあたってメタデータやライセンスの付与などに関する知見も先行する分野から取り入れつつ，数値データ以外のデータについても，再利用可能な形でのデータ公開を目指したい．

© The Seismological Society of Japan

Room D | Special session | S23. Open data for seismology

[S23]PM-2

chairperson:Yasuyuki Kano(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Katsuhiko Shiomi(NIED), Hiroshi Tsuruoka(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Manabu Morishige(JAMSTEC)
Tue. Sep 17, 2019 3:15 PM - 4:00 PM ROOM D (International Conference Halls I)

3:45 PM - 4:00 PM

[S23]Discussion

©Seismological Society of Japan

Room D | General session：S07. Deep Structure and Properties of the Earth and Planets

Tue. Sep 17, 2019 4:00 PM - 5:00 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 7:00 AM - 8:00 AM UTC | ROOM D International Conference Halls I

[S07]PM-2

chairperson:Yasuyuki Kano(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Katsuhiko Shiomi(NIED), Hiroshi Tsuruoka(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Manabu Morishige(JAMSTEC)

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

[S07-01] Shear velocity and attenuation of the mantle beneath the Ontong Java Plateau based on an analysis of multiple ScS wave
s

*Daisuke Suetsugu[1], Hajime Shiobara[2], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[1], Takehi Isse[2], Yasushi Ishihara[1], Satoru Tanaka[1], Masayuki Obayashi[1], Takashi Tonegawa[1], Junko Yoshimitsu[1], Takumi Kobatashi[3] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 3. Graduate School of Science, Kobe University)

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

[S07-02] Upper mantle structure beneath the Ontong Java Plateau

*Takehi Isse[1], Daisuke Suetsugu[2], Hajime Shiobara[1], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[2], Akira Ishikawa[4], Yuki Kawano[1], Kazunori Yoshizawa[5], Yasushi Ishihara[2], Satoru Tanaka[2], Masayuki Obayashi[2], Takashi Tonegawa[2], Junko Yoshimitsu[2], Takumi Kobayashi[3] (1. ERI, the University of Tokyo, 2. JAMSTEC, 3. Kobe University, 4. Tokyo Institute of Technology, 5. Hokkaido University)

4:30 PM - 4:45 PM JST | 7:30 AM - 7:45 AM UTC

[S07-03] **P-wave tomography beneath Greenland**

*Matsuno Takaya[1], Genti Toyokuni[1], Dapeng Zhao[1] (1. Tohoku univ. Reserch Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions)

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

[S07-04] Azimuthal anisotropy in the upper mantle using multi-mode surface waves: Application to the Australian region

*Yuka Nishimura[1], Kazunori Yoshizawa[1,2] (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University)

Shear velocity and attenuation of the mantle beneath the Ontong Java Plateau based on an analysis of multiple ScS wave
s

*Daisuke Suetsugu[1], Hajime Shiobara[2], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[1], Takehi Isse[2], Yasushi Ishihara[1], Satoru Tanaka[1], Masayuki Obayashi[1], Takashi Tonegawa[1], Junko Yoshimitsu[1], Takumi Kobatashi[3]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 3. Graduate School of Science, Kobe University

The Ontong Java Plateau (OJP) in the southwest Pacific is the largest oceanic Large Igneous Provinces (LIP) on Earth. Detailed seismic structure of the plateau has not been understood well because of sparse seismic stations. We investigated seismic attenuation of the mantle beneath the plateau by analyzing temporary seismic stations on the seafloor and islands in and around the plateau. We analyzed the spectra of multiple ScS waves to determine the average attenuation of the mantle (Q_{ScS}) beneath the plateau. We estimated the average Q_{ScS} values for the paths with bounce points located in the plateau to be 309, which is significantly higher than the average (i.e., weaker attenuation than average) estimated in the western Pacific and is close to that of stable continents. We obtained positive residuals of 6 s for travel times of multiple ScS waves, which indicate that the average S velocity in the entire mantle beneath the OJP is low. While the positive residuals is at least partially attributable to the Pacific Large Low Shear Velocity Province (Pacific LLSVP), it is difficult to conclude whether low-velocity anomalies are required in the OJP upper mantle to explain the residuals from the multiple ScS analysis.

© The Seismological Society of Japan

Upper mantle structure beneath the Ontong Java Plateau

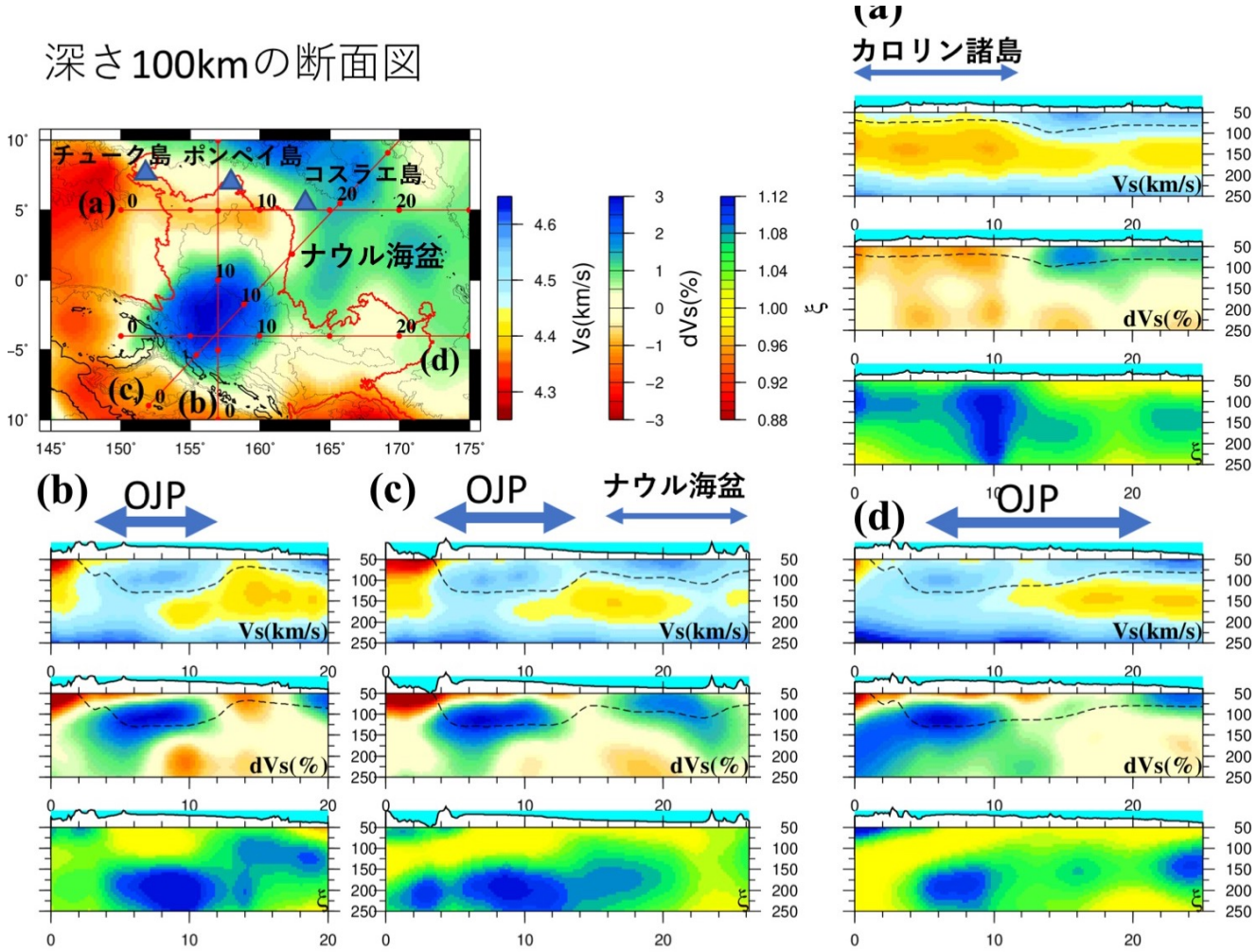
*Takehi Isse[1], Daisuke Suetsugu[2], Hajime Shiobara[1], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[2], Akira Ishikawa[4], Yuki Kawano[1], Kazunori Yoshizawa[5], Yasushi Ishihara[2], Satoru Tanaka[2], Masayuki Obayashi[2], Takashi Tonegawa[2], Junko Yoshimitsu[2], Takumi Kobayashi[3]

1. ERI, the University of Tokyo, 2. JAMSTEC, 3. Kobe University, 4. Tokyo Institute of Technology, 5. Hokkaido University

オントンジャワ海台（以下OJPと略す）は地球上最大の巨大海台であり，白亜紀後期（1.2億年及び9千万年前）に現在の南太平洋の海域において激しい火山活動の結果生成された．同時期に地球が温暖化するとともに海洋無酸素事変が発生し，多くの海洋生物が絶滅するなど，地球の表層・海洋環境に大きなインパクトを与えたことが示唆されている．しかしなぜ火山活動が起きたのかどのようなメカニズムで環境に影響を与えたのかは定説はない．OJPの上部マントル構造に関してもいくつもの謎がある．OJP下のマントルに深さ300kmまで地震波低速度異常が存在し（Richardson et al., 2000)，この低速度異常は化学組成の異なる硬いマントルの根である(Klosko et al., 2001)とされているが，最近の研究（Covellone et al., 2015)ではそのような低速度異常はみられてない．OJPでこのように未解明な点が多いのはOJPにおける地球物理観測が不足しているからである．我々はOJPの地下構造を明らかにするため2014-2017年にかけてOJP海域に23点の広帯域海底地震計，2点の海洋島広帯域地震観測点，20点の海底電位差磁力計を展開した(OJPアレー），本研究では広帯域地震観測記録を用いた表面波トモグラフィーによるS波速度構造の結果について報告する．
西太平洋域の陸上及び海底広帯域地震観測点及びOJPアレーで取得された地震波形記録の表面波波形の位相速度を測定し，表面波トモグラフィー手法(Yoshizawa & Kennett, 2004)により，オントンジャワ海台と周囲の3次元上部マントルS波構造を鉛直異方性を含めて求めた．OJPアレーの海底地震計によって得られた記録は傾斜ノイズ，コンプライアンスノイズ除去手法を適用し地震波形記録の質の向上をはかった．使用した波線数は基本モードのラブ波約1500，レイリー波約4000，高次モード（4次まで）がそれぞれ250-500,1000-1500である．チェッカーボード解像度テストの結果，本研究で得られたOJP海域の最上部マントルS波速度構造の水平方向解像度は等方不均質構造で約400km，鉛直異方性構造は約700kmであった．

得られたOJPの速度構造の大まかな特徴は以下の通りである，
(1)OJP北方に東西に並んでいるカロリン諸島の下に少なくとも深さ300kmまで約2%の低速度異常がみられる．カロリン諸島はホットスポット火山列と考えられているが現在のホットスポットに近い東端のコスラエ島付近のみでなく既に主要な活動を終えているポンペイ島，チューク島に至る約800km広範囲な領域に低速度異常が存在することは興味深い．
(2)OJP中央部（直径約700km）の深さ70-150kmの領域に約2%の高速度異常が存在することがわかった．これは従来の研究とは異なる結果である．この高速度異常領域は鉛直異方性が弱く，S波速度は4.45-4.55km/s程度であり，隣接するナウル海盆のリソスフェアの特徴とよく似ている．またS波速度の鉛直方向勾配の最大値の深さ（リソスフェア底部を推定する指標）はOJP中央部は約130km，ナウル海盆は90kmである．これらの結果は，OJP中央部ではリソスフェアが周囲より約40km深部にまで達していることを示している．OJP形成時のマントル残渣物質がリソスフェアの深さ約100ー120kmに存在していることがOJPの火山岩中のゼノリスの解析から示唆されており，本研究はこの存在を地震学的に初めて示した研究である．

© The Seismological Society of Japan



OJPの深さ100kmの速度不均質構造と断面図(a, b, c, d).
断面図は上からS波速度(km/s), 速度異常(%), 鉛直異方性の大きさを示す. 点線は速度の負の鉛直勾配が最大値をとる深さを示す.
カロリン諸島下に顕著な低速度異常が見られる(断面a)
OJP中央部の高速度異常は周囲の海洋マントルと同様な特徴を有している（断面b, c, d).

© The Seismological Society of Japan

P-wave tomography beneath Greenland

*Matsuno Takaya[1], Genti Toyokuni[1], Dapeng Zhao[1]

1. Tohoku univ. Reserch Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions

The Greenland landmass has a long and complex tectonic history (~4 billion years). However, most of the continent is covered by the extensive inland ice cap, and so it is hard to access its geology and the underlying tectonics. The Greenland Ice Sheet Monitoring Network (GLISN) is an international project between 11 countries to establish a seismic network in and around Greenland (Toyokuni et al., 2014). The project was initiated in 2009, and now it provides broadband, continuous, and real-time seismic data from 33 stations. This study aims to reveal the 3-D mantle structure beneath Greenland by using the GLISN data.

We inverted P-wave arrival-time data of both local and teleseismic events recorded at 33 GLISN stations to estimate 3-D P-wave velocity (Vp) tomography beneath Greenland and surrounding areas. We integrated two sets of first P-wave arrival-time data. The first data are selected from a catalog compiled by the International Seismological Centre, which include 35,553 arrival times from 5,240 teleseismic events and 934 local earthquakes. The second data are newly picked from seismograms by ourselves using the cross-correlation technique (Liu & Zhao, 2016), which include 4,322 P-wave relative travel-time residuals from 159 teleseismic events. We used the seismic tomography method by Zhao et al. (2012).

In the polar region, if grid nodes are arranged on the basis of geographic coordinates, the distance between two adjacent nodes in the same latitude decreases as it gets closer to the pole. In order to overcome this problem, we converted our study region from the geographic coordinates to ecliptic coordinates. This scheme enables to solve equations in quasi-Cartesian coordinates (e.g., Kobayashi & Zhao, 2004; Gupta et al., 2009; Takenaka et al., 2017). We set up a 3-D grid with a horizontal grid interval of 2˚ and a vertical grid interval of 15–30 km (at depths of 5–700 km).

The results of this study are summarized as follows.
There is a prominent low-Vp anomaly beneath Iceland (at depths < 500 km), which is related to the current Iceland plume. In the shallow mantle (at depth of 40-250 km) beneath central and offshore eastern Greenland, Vp is relatively lower than those in the other inland areas of Greenland in the depth range, which may reflect the ancient motion path of the Iceland plume. This feature coincides with the known basalt areas at the central western and eastern coasts of Greenland.

References:

Kobayashi & Zhao (2004) PEPI, 141, 167–181.

© The Seismological Society of Japan

Gupta, Zhao & Rai (2009) Gondwana Res, 16, 109–118.

Liu & Zhao (2016) PEPI, 252, 1–22.

Takenaka et al. (2017) EPS, 69:67.

Toyokuni et al. (2014) Antarctic Record, 58 (1), 1–18.

Zhao et al. (2012) GJI, 190, 816–828.

Keywords: Seismic tomography, Greenland, Iceland plume, GLISN project

© The Seismological Society of Japan

Azimuthal anisotropy in the upper mantle using multi-mode surface waves: Application to the Australian region

*Yuka Nishimura[1], Kazunori Yoshizawa[1,2]

1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University

地球表層のプレート運動と地球内部のダイナミクスとの関係を明らかにする上で，地震表面波は最も有用な情報源の一つである．地震波速度の方位異方性は主に，地球内部での物質流動による結晶選択配向の影響を反映するため，現在のプレート運動との関係や，リソスフェア内に残る過去の大陸の変動過程の痕跡を調べるの役立つ．現在，大陸プレートとして最も速く移動（約7cm/年）するオーストラリア大陸は，その周辺域の活発な地震活動と，安定大陸上の地震観測点での良質な観測波形を用いることで，大陸全域をカバーする地震波線を得やすく，高解像度な表面波トモグラフィーモデルの復元に適している．

本研究では，オーストラリアプレート周辺域で発生した1990年から2007年までのマグニチュード5.0～7.0の遠地地震の波形解析から得られた，基本及び高次モードのラブ波およびレイリー波の位相速度情報 (Yoshizawa, *PEPI*, 2014) を用いて，周期毎・モード毎の方位異方性空間分布を復元する．異方的な位相速度分布の復元には，Yoshizawa & Kennett (*JGR*, 2004) の表面波トモグラフィー法を，方位異方性媒質の場合に拡張した手法を利用する．得られた方位異方性モデルを用いて，当該地域のテクトニクスやプレート運動との関係等について検証を行う．

得られた位相速度モデルの等方成分では，大陸中央～西部のクラトン域で高速異常が，大陸東縁～海洋域では低速異常が見られるなど，当該地域下の大規模不均質構造の空間分布を反映したモデルが得られた．一方，方位異方性では，深さ約100kmの大陸リソスフェア内部に感度を有する周期帯において，大陸を構成する3つの主要クラトン間の境界に沿う形で，方位異方性の向きが変化することがわかった．これは，各クラトンの過去の変形過程を通じて生じた凍結異方性を反映するものと考えられる．また特に，深さ100km付近では大陸東側の海域下で，深さ200km付近では海洋・大陸域下ともに，方位異方性の高速方向とプレート絶対運動方向 (Gripp & Gordon, *GRL*, 1990)とがほぼ一致した．これは，海洋と大陸では，リソスフェアの厚さの違いのために，流動性アセノスフェアの深さが異なることを反映している．

また，大陸中央～西部の始生代から原生代のクラトン領域と大陸東部の顕生代の領域とを区分する大規模な構造線（Tasman Line）周辺に着目し，方位異方性の高速方向とプレート絶対運動(Absolute Plate Motion: APM)の方向との関係について精査した．その結果，Tasman Line東側の顕生代の領域において，周期約100秒以下の短周期（約150kmより浅部を反映）では大陸北部でのみ，方位異方性とAPMとの一致が見られるが，より長周期側（深部を反映）では，異方性とAPMの一致する領域が徐々に南側にも広がることがわかった．Tasman Line東側の顕生代領域のリソスフェアは，西側のクラトン域よりも薄く，流動性アセノスフェアがより浅部にまで影響することが主な原因と考えられ，特に高速移動する大陸リソスフェアの北東端付近においてこの影響が顕著であることが示唆される．また，Tasman Line付近では，等方S波速度構造が，大陸東縁部に向かってリソスフェアが階段状に薄くなることが報告されており（Fishwick et al., *Tectonics*, 2008），これもアセノスフェア内の物質流動に影響を与えていること考えられる．今後，本研究で得られた周波数毎の位相速度分布から，3次元的なS波方位異方性モデルを作成し，より詳細な空間分布を調べていく必要がある．

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 17th) | General session：S04. Tectonics

Tue. Sep 17, 2019 5:00 PM - 6:30 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S04P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S04P-01] Expansive trench-parallel shear-wave fast polarizations above a subducting plate based on S-net cabled ocean bottom seismometers

*Naoki Uchida[1], Junchi Nakajima[2], Ryota Takagi[1], Keisuke Yoshida[1], Ryota Hino[1], Tomomi Okada[1], Youichi Asano[3], Sachiko Tanaka[3] (1. Graduate School of Science Tohoku University, 2. School of Science, Tokyo Institute of Technology, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S04P-02] Bending-Related Topographic Structures of the Subducting Plate in the Southeastern Pacific Ocean

*Reno Kotate[1], Masao Nakanishi[2] (1. Chiba University Graduate School, Science and Engineering, Dvision of Earth and Environmental Scienes, Department of Earth Sciences,, 2. Chiba University Graduate School Faculty of Science)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S04P-03] **An Analytical Method for the Shape of Subducting Oceanic Plate by using GIS**

*Yuki Tsukamoto[1,2], Shinsuke Okada[3], Tatsuya Sumita[2], Daisaku Kawabata[2] (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. AIST, Tohoku University, 3. IRIDeS)

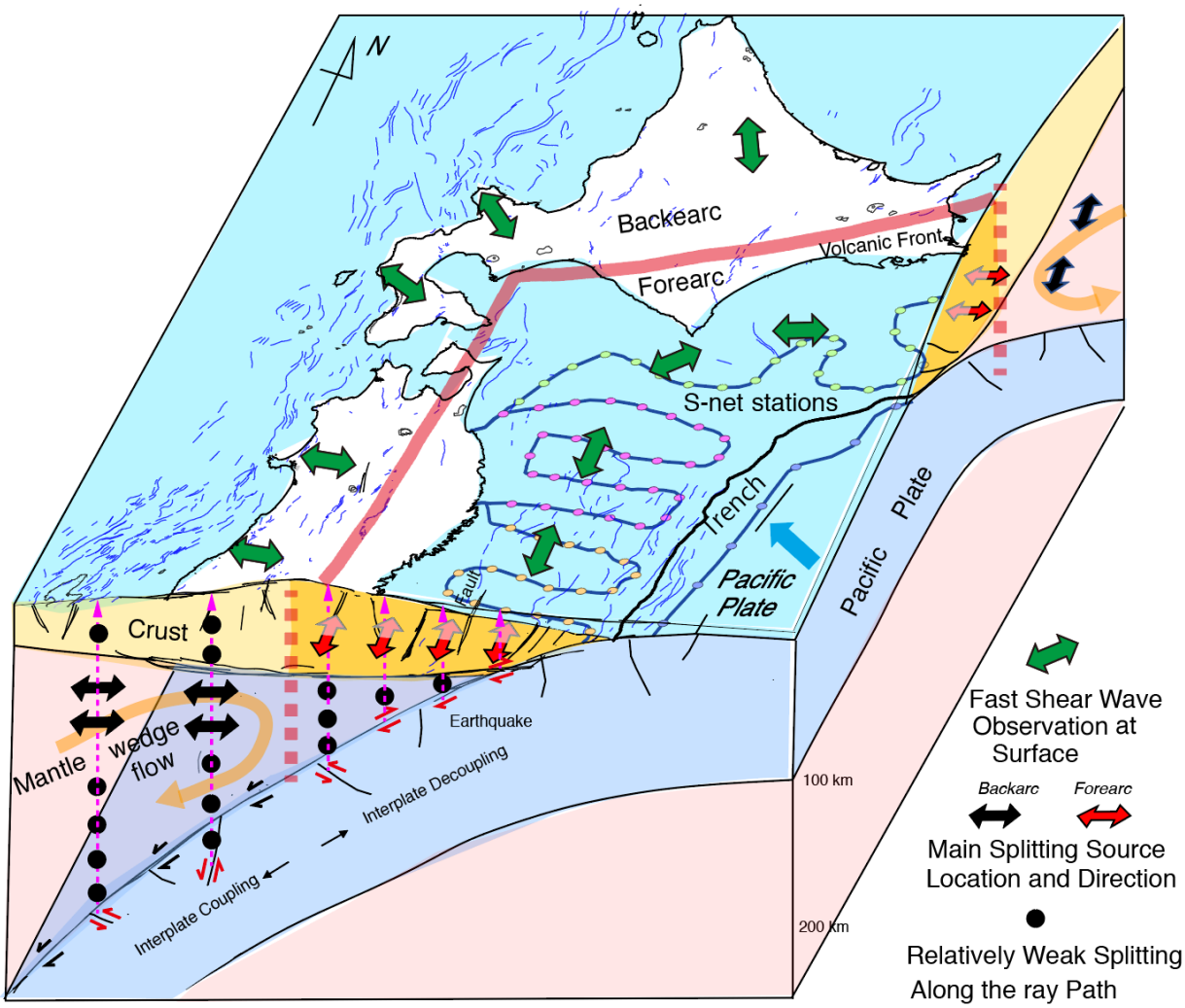
Expansive trench-parallel shear-wave fast polarizations above a subducting plate based on S-net cabled ocean bottom seismometers

*Naoki Uchida[1], Junchi Nakajima[2], Ryota Takagi[1], Keisuke Yoshida[1], Ryota Hino[1], Tomomi Okada[1], Youichi Asano[3], Sachiko Tanaka[3]

1. Graduate School of Science Tohoku University, 2. School of Science, Tokyo Institute of Technology, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

Shear-wave splitting observed in cabled ocean bottom seismometers of “Seafloor observation network for earthquake and tsunamis along the Japan Trench” (S-net), provides the first constraints on the shear-wave anisotropy in the offshore forearc area in northeastern Japan. Waveforms of 606 local interplate earthquakes observed by 83 S-net stations are analyzed. They show trench parallel fast direction and delay times of ~0.1 seconds for the area above the subducting plate (depths of 0 - 50 km) (Figure). The splitting parameters show no correlation with the source depth (plate boundary depth) and similar to those reported for intraslab earthquakes at on-land forearc stations where the subducting plate is located at ~50 - 100 km depth. The offshore shallow (depth< 35 km) earthquakes mainly occurring in the crust of the overlying plate also show similar trends of splitting parameters. These results suggest that the forearc mantle wedge is less anisotropic and most of forearc splitting occurs in the shallow part of the crust in the overlying plate (Figure).

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Bending-Related Topographic Structures of the Subducting Plate in the Southeastern Pacific Ocean

*Reno Kotate[1], Masao Nakanishi[2]

1. Chiba University Graduate School, Science and Engineering, Dvision of Earth and Environmental Scienes, Department of Earth Sciences,, 2. Chiba University Graduate School Faculty of Science

海溝付近では、海側のプレートは沈み込む前に屈曲する。この屈曲によって、海溝軸付近の海溝海側斜面には正断層起源の崖や高まりなどの直線的に伸びている地形（以下、断層地形）が発達する。断層地形から海側のプレート内部に侵入した水分は、プレート境界付近の地震活動などに影響を与えることがあると考えられている（例えば、Moore and Saffer, 2001; Rüpke et al., 2002）。海溝軸付近の断層地形には、沈み込みによる屈曲で新しく発達した断層地形と海洋底拡大起因の構造的弱線であるアビサルヒルや断裂帯が再活動してできる断層地形がある(Kobayashi et al., 1995, 1998)。中西(2017)は、太平洋の海溝付近の断層地形について以下の特徴を示した。

1.千島海溝西部から伊豆・小笠原海溝北部における断層地形の存在範囲は、海溝軸から80 km程度であり、太平洋東縁の海溝に比べて存在範囲が広い。

2.海洋底拡大に起因する構造的弱線が再活動するのは、それと海溝軸のなす角度が30度以内の場合である。30度より大きい場合は、海溝軸に平行な断層地形が新たに形成される。

3.海溝軸が大きく歪曲しているところや、海山や海台などをつくる火成活動の影響を受けた海洋プレートが沈み込んでいる海溝付近では上記の規則が成り立たない場合がある。

中西(2017)では、太平洋東縁の海溝における断層地形の落差と存在範囲についての検討が不十分であった。今回の研究では、太平洋東縁の海溝である中米海溝、ペルー海溝、ペルー・チリ海溝の海溝軸付近で発達する断層地形の存在範囲と落差をまとめ、断層地形の発達要因と沈み込むプレートの年代による、断層地形の存在範囲と落差の違いを検討した。

沈み込むプレートの年代は、中米海溝では0～25Ma、ペルー海溝では30～40Ma、ペルー・チリ海溝では、南緯20度付近で最も古い50Maであり、南部に行くほどプレート年代は新しくなり、南緯45度付近では0～10Maである(Müller et al., 2008)。

断層地形の発達要因について、北緯11度付近の中米海溝、南緯6度までのペルー海溝、南緯20～36度のペルー・チリ海溝では、プレート屈曲によって新しく海溝軸と平行な断層地形が発達する。北緯17度付近の中米海溝、南緯6～20度のペルー海溝では、構造的弱線であるアビサルヒルが再活動することで断層地形が発達する。また、南緯36度より南部のペルー・チリ海溝の海溝軸付近では、断層地形の存在は確認されなかった。ペルー・チリ海溝南緯36度付近では、15㎞以上離れた海底には、海溝軸と平行な断層地形とアビサルヒルが存在する。南緯40~45度の地域では、海溝軸から50㎞以内では断層地形の存在は確認されなかったが、海溝軸から50㎞以上離れた地域ではアビサルヒルのみが存在する。南緯40～45度のペルー・チリ海溝の堆積層の厚さは500～600mであり、他の地域の堆積層の厚さ100～200mと比べて厚い。このことから、南緯36度より南部のペルー・チリ海溝では、海底拡大起因のアビサルヒルが堆積物によって覆われたために、断層地形の落差が小さくなり、海溝軸付近で存在が確認されなかったと考えられる。

© The Seismological Society of Japan

プレートの屈曲によって断層地形が新しく発達する範囲は、中米海溝、ペルー海溝、ペルー・チリ海溝の海溝軸から60㎞程度であり、海溝ごとに新しく発達する断層地形の存在範囲に大きな違いは確認されなかった。構造的弱線が再活動する範囲は、中米海溝では最大135㎞、ペルー海溝では75㎞以上海溝軸から離れた地点であり、構造的弱線が再活動した断層地形の方が、プレートの屈曲によって新しく発達する断層地形よりも存在範囲が広いことが判明した。

断層地形の落差は、新しく発達した断層地形と構造的弱線が再活動した断層地形で大きな違いはなく、中米海溝、ペルー海溝における断層地形の落差は100～200m程度であり、ペルー・チリ海溝では250～500m程度である。沈み込むプレートの年代はペルー・チリ海溝の方が古いことから、沈み込むプレートの年代が古いほど、屈曲によって発達する断層地形の落差は大きいと考えられる。

今回の研究で、構造的弱線が再活動した断層地形の方が、新しく発達する断層地形よりも存在範囲が広いことが判明した。また、沈み込むプレートの年代が古いほど、海溝軸付近で発達する断層地形の落差が大きいことが判明した。これらは、断層地形の発達要因と沈み込むプレートの年代が、断層地形の落差や存在範囲と関係していることを示唆する。

© The Seismological Society of Japan

An Analytical Method for the Shape of Subducting Oceanic Plate by using GIS

*Yuki Tsukamoto[1,2], Shinsuke Okada[3], Tatsuya Sumita[2], Daisaku Kawabata[2]

1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. AIST, Tohoku University, 3. IRIDeS

はじめに　変動帯である日本列島には，太平洋プレートとフィリピン海プレートが沈み込んでおり，沈み込む海洋プレートの形状が，島弧地殻で発生する火山活動や地震活動・活断層およびそれに伴う地殻変動等に大きな影響を与えていると考えられる．西南日本弧に沈み込むフィリピン海プレートには，プレートの断裂や重合などの複雑な変形が生じており，これまでにも火山活動や地殻変動との関連が指摘されている．例えば，山岡ほか（1997）では，富士山付近の火山活動を伊豆半島付近から北西方向に沈み込んだ海洋プレートの断裂と関連付けて解釈している．また，Iidaka et al. (2017）では，根尾谷断層周辺は，浅く沈み込んだフィリピン海プレートと島弧の下部地殻が接することによりひずみが蓄積しやすい環境であることを指摘している．　沈み込んだプレートの形状は，プレート上面で発生する地震の震源分布や地震波速度構造解析等の地震学的手法によりモデル化が行われている．しかし一方で，これらの沈み込む海洋プレートの形状は，地球上を取り囲む球殻の沈み込みとして考えられるが，この観点からプレート形状を解析した例はほとんどない．そこで本研究では，GISを用いて地形に沿った最短経路を求め，沈み込む海洋プレートに対する形状解析を行う手法について検討した．

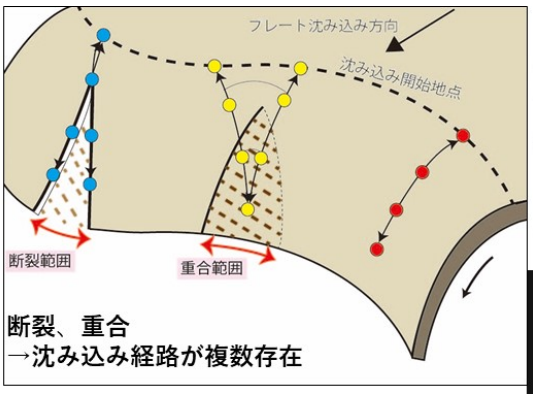
研究手法　地球表面を移動するプレートは球殻とみなせるが，Yamaoka et al.(1986)は，沈み込む海洋プレートに対しても，面積が変化しない，裂けや重合を伴う球殻の変形として表現できることを見出した．この説に基づくと，沈み込んだプレート上面のある点を始点として，沈み込み開始地点（海溝）までの地形に沿った最短経路を定めることができる．通常は，プレート上面の点と沈み込み開始地点との対応関係に連続性を見いだせるが，連続性が崩れる地点が見られた場合には，沈み込んだプレートにおいて断裂や重合といった変形が起きていることが想定できる(図１)．　以上のことから，プレート上の任意の点とプレートの沈み込み開始地点との間の最短経路を明らかにすることで，プレートの断裂や重合などの変形を評価できる．そこで，地理空間座標や地形に沿った距離演算等の取り扱いに優れるGISを用いて形状解析を行った．　本研究では，プレートが滑らかに沈み込む場合，断裂を起こした場合，重合を起こしている場合の３種のプレート形状を球殻の組み合わせによって再現し，これらのプレート形状に対して最短経路の解析を行うことにより，プレート形状の変化を評価できるか検討した．解析範囲を1000 km四方として4 km間隔のプレート形状データを作成した．沈み込み開始地点には4 km毎に点を配置した．解析では，まず，1つの沈み込み開始地点からプレート上面の全ての点までの，地形に沿った最短経路の距離解析を行い，この作業を4 km毎に設定した全ての沈み込み開始地点から実施した．次に，プレート上面の1地点に着目し，最短経路をもつ沈み込み開始地点を検索し，その距離値および対応する沈み込み開始地点を記録した．最後に，得られた最短経路の距離値の分布を確認した後に，記録しておいた沈み込み開始地点毎に最短経路を分類してプレート上面を着色した．

結果と考察　３種の理想的な沈み込みプレート形状に対して最短経路の解析を行った結果，以下のことが明らかになった．プレートが滑らかに沈み込む形状では，プレート上の点と沈み込み開始地点が一対の関係となった．プレートが断裂した形状では，断裂が想定される範囲の近傍において，プレート上の複数の点の最短経路が同一の沈み込み開始地点に集中する様子が見られた（図2）．これはプレートが地下で断裂している事を示しているものと考えられる．ただし，断裂が起きていると想定される範囲とGISを用いた解析による断裂範囲は，正確には一致しなかった．プレートが重合した形状では，最短経路値が扇状に分布し，重合部付近に収束する様子が確認された．これらの結果から，理想的な沈み込みプレート形状では，断裂や重合を示す形状について，最短経路を用いた形状解析により評価できることが分かった．　なお，GISでは，最短経路をDEM点周囲8方位に沿って求めるために，最短経路の計算結果に方位依存が生じていることが確認された．プレートの解析においても，この特性を考慮したうえで解析結果を判断する必要があることが分かった．また今

© The Seismological Society of Japan

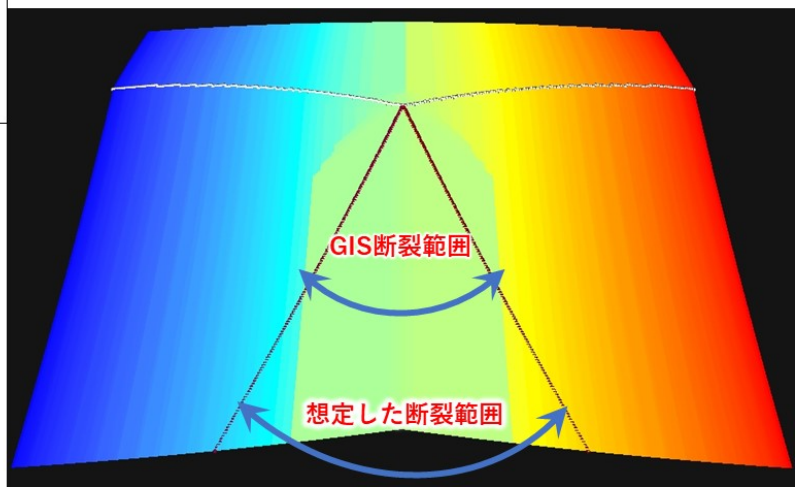
後は，実際の沈み込むプレートにも最短経路を用いた形状解析手法を適用し，本研究で得られた形状解析結果のパターンと比較することで，プレート形状の評価を行う予定である．

引用文献： Iidaka T., et al., 2017, Receiver function images of the distorted Philippine Sea slab contact with the continental crust: Implications for generation of the 1891 Nobi earthquake (Mj 8.0), Tectonophys., 717, 41-50. Yamaoka, K., et al., 1986, Spherical shell tectonics: Effects of sphericity and inextensibility on the geometry of the descending lithosphere, Reviews of Geophysics, 24, 1, 27-53. 山岡耕春・西原真仁, 1997, 中部地方の火山活動と沈み込んだフィリピン海プレートの形状, 火山, 42, 131-138.



↑**図１**：本研究の概念図.
沈み込んだ海洋プレート上の任意の点は，それぞれ対応する沈み込み開始地点をもち，最短経路を通り現在の位置に沈み込んでいる.
プレート上の地点と沈み込み開始地点との間の最短距離とその対応関係を求めることで，**断裂や重合などのプレートの変形を評価できる.**

↓**図２**：断裂が起きている場合での解析結果.
1000 km四方の範囲を想定してデータを作成し，4 km間隔で沈み込み開始地点を設置した．白点群は沈み込み開始地点を示す．プレート上面の色は，それぞれの色が最短経路を示している。GISで計算した断裂範囲は，同一の色の広がりとして認識できるが、（図中の**黄緑**部分），想定した断裂範囲と正確には一致していない.



© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 17th) | General session：S06. Crustal Structure

Tue. Sep 17, 2019 5:00 PM - 6:30 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S06P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-01] Array analysis of OBS recordings at Ontong Java Plateau: Preliminary analysis via seismic interferometry

*Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Daisuke Suetsugu[2], Hajime Shiobara[1], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[2], Yasushi Ishihara[2], Satoru Tanaka[2], Masayuki Obayashi[2], Takashi Tonegawa[2], Junko Yoshimitsu[2], Takumi Kobayashi[3] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo , 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3. Department of Planetology, Kobe University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-02] Aftershock distribution and crustal structure in and around the eastern focal area of the 2015 Gorkha earthquake (Mw 7.8)

*Eiji Kurashimo[1], Hiroshi Sato[1], Shin'ichi Sakai[1], Naoshi Hirata[1], Ananta Prasad Gajurel[2], Danda Pani Adhikari[2], Bala Ram Upadhyaya[2], Bishal Nath Upreti[3] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Tribhuvan University, 3. Nepal Academy of Science and Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-03] LAYERED CRUSTAL AND UPPER MANTLE STRUCTURE BENEATH BOTSWANA

*Admore Mpuang[1], Takuo Shibutani[1] (1. Kyoto University, Disaster Prevention Research Institute, Research Center for Earthquake Prediction)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-04] Dense seismic observation for structure beneath Showa-shinzan volcano and preliminary results

*Akiko Takeo[1], Kiwamu Nishida[1], Yosuke Aoki[1], Hiroshi Aoyama[2], Motoko Ishise[1], Takuto Maeda[3], Yuta Mizutani[1], Takeru Kai[1], Yuki Nakashima[1], Shogo Nagahara[1], Ryo Kurihara[1], Lingling Ye[4], Xiaowen Wang[5], Takeshi Akuhara[1] (1. The University of Tokyo, 2. Hokkaido University, 3. Hirosaki University, 4. Sun Yat-sen University, 5. Southwest Jiaotong University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-05] **Surface wave group velocity in and around the Tsugaru plain, northern Tohoku, inferred from seismic interferometry**

*Sayumi Ishida[1], Takuto Maeda[1], Masahiro Kosuga[1] (1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-06] A high-frequency later phase of intraslab earthquakes and its implications for S-wave attenuation structure in NE Japan

*Takahiro Shiina[1], Kei Katsumata[2], Kiyoshi Yomogida[3], Aitaro Kato[1] (1. ERI, Univ. of Tokyo, 2. ISV, Grad. Sch. of Sci., Hokkaido Univ., 3. Department of Earth and Planetary Dynamics, Grad. Sch. of Sci., Hokkaido Univ.)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-07] **Validation of the method to estimate the crustal thickness using the cross-correlations of broad-band seismic ambient noise**

*Masyitha Retno Budiati[1], Genti Toyokuni[1], Tomomi Okada[1], Toru Matsuzawa[1] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-08] Estimation of subsurface V_{SV} and V_{SH} structures beneath Asama volcano inferred by seismic interferometry

*Yutaka Nagaoka[1], Kiwamu Nishida[2], Yosuke Aoki[2], Minoru Takeo[2] (1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-09] Tomography of the Ibaraki off-shore region from ambient seismic noise

*Lina Yamaya[1], Kimihiro Mochizuki[1], Takeshi Akuhara[1], Tsuyoshi Ichimura[1], Kohei Fujita[1], Takuma Yamaguchi[1], Takane Hori[2] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. JAMSTEC)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-10] **Configuration and structure of the Philippine Sea plate off Boso, Japan**

*Aki Ito[1], Takashi Tonegawa[1], Naoki Uchida[2], Yojiro Yamamoto[1], Daisuke Suetsugu[1], Ryota Hino[2], Hiroko Sugioka[3], Koichiro Obana[1], Kazuo Nakahigashi[4], Masanao Shinohara[5] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Tohoku University, 3. Kobe Universiry, 4. Tokyo University of Marine Science and Technology, 5. University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-11] Searching for the Moho of the Philippine Sea plate and slab beneath Kanagawa, central Japan

*Yuki Abe[1], Ryou Honda[1], Yohei Yukutake[1] (1. Hot Springs Research Institute, Kanagawa Prefectural Government)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-12] Interpretation of Seismic Anisotropy Structure beneath the Tokyo Metropolitan Area on the Basis of the Geological Structure

*Motoko ISHISE[1], Shinichi SAKAI[1], Aitaro KATO[1] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-13] Subsurface Structure around the North End of the Yokosuka Fault by Seismic Reflection Survey

*Shinobu Ito[1], Tokunosuke Tatsuzawa[2] (1. GSJ, AIST, 2. Department of Earth Sciences, Resources and Environmental Engineering, Creative Science and Engineering, Faculty of Science and Engineering, Waseda University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-14] Seismic attenuation structure beneath Mt. Hakone: Implication for magma plumbing system

*Hirokazu Kashiwagi[1], Junichi Nakajima[1], Yohei Yukutake[2] (1. Tokyo Tech, 2. HSRI)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-15] 3D velocity model in the region of Nankai Trough for earthquake and tsunami hazard assessment

*Minako Katsuyama[1], Ayako Nakanishi[1], Narumi Takahashi[1,2], Rei Arai[1], Hiromi Kamata[1], Yoshiyuki Kaneda[1,2,3] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Kagawa University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-16] Seismic survey in the Nankai Trough off western Kii peninsula

*Yasuyuki Nakamura[1], Shuichi Kodaira[1], Tetsuo No[1], Yuka Kaiho[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Kazuya Shiraishi[1] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-17] Seismological Structure of PHS Boundary from Broadband Receiver Function Analysis of Local Deep Earthquake Records

*Yasunori Sawaki[1], Yoshihiro Ito[2], Kazuaki Ohta[2], Takuo Shibutani[2], Tomotaka Iwata[2] (1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-18] Receiver function imaging of the Philippine Sea plate subducting beneath Shikoku

*Takuo Shibutani[1] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-19] Relationship between the Moho discontinuities and deep low-frequency earthquake activity beneath Shikoku, southwest Japan

*Katsuhiko SHIOMI[1], Tetsuya TAKEDA[1], Tomotake UENO[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S06P-20] Anisotropy of shear wave velocity near surface at KiK-net station in Kyushu region based on seismic interferometry

*Kentaro Motoki[1], Kenichi Kato[1] (1. Kobori Research Complex Inc.)

Array analysis of OBS recordings at Ontong Java Plateau: Preliminary analysis via seismic interferometry

*Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Daisuke Suetsugu[2], Hajime Shiobara[1], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[2], Yasushi Ishihara[2], Satoru Tanaka[2], Masayuki Obayashi[2], Takashi Tonegawa[2], Junko Yoshimitsu[2], Takumi Kobayashi[3]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo , 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3. Department of Planetology, Kobe University

オントンジャワ海台は白亜紀に形成された巨大海台であり，地球史上最大規模の火成活動の結果である．しかし，海台直上での地球物理的観測データが存在しないために，火成活動の原因や海台下のマントル構造は未解明なままである．陸上観測点データを用いたマントルの地震波速度構造解析は，複数の先行研究によって行われているが(e.g., Richardson et al., 2000; Covellone et al., 2015)，観測点分布の限界から，いずれも地殻から最上部マントルに至る浅部構造の詳細は得られていない．オントンジャワ海台の形成プロセスおよび直下のマントル構造を解明するために，2014年末から2016年にかけて広帯域海底地震計(BBOBS)および海底電位差磁力計を用いた大規模な海底地球物理観測が行われた(Suetsugu et al., 2018; Tonegawa et al., 2019)．本研究は，地震波干渉法や地震励起波形データを用いたアレイ計測（トモグラフィーを含む）によるオントンジャワ海台浅部構造の解明を目指している．

今回はまず予備的解析として，BBOBS鉛直成分で計測された雑微動を用いた相互相関関数解析(Shapiro et al., 2004)をおこなった．2観測点間の相互相関関数はBensen et al. (2007)の手法にしたがって求めた．まず，機器特性を補正した1日長時系列を50%オーバーラップで2000秒長セクションに分割し，地震イベント由来のシグナルや電気ノイズを含むセクションを除外した．残った各セクションに対してフーリエ変換を施し，スペクトルホワイトニングをしたのち，2観測点間のクロス・スペクトルを求めた．そして，これらを用いて観測期間中の平均クロス・スペクトルを求め，逆フーリエ変換することで相互相関関数を取得した．さらに，Harmon et al. (2007)の手法を用いて群速度の計測をおこなった．

得られた相互相関関数では，10―50 秒の帯域で，観測点間距離2500 km程度まで，レイリー波の基本モードを観測することができた．また，1月, 9月, 10月以外の各月の平均クロス・スペクトルでは周期約25秒に鋭いピークが観測された．類似した現象はShapiro et al. (2006)で報告されており，本研究では群速度計測への影響を回避するために，1月, 9月, 10月のデータのみを用いて群速度を計測した．その結果，たとえば周期20秒では，オントンジャワ海台中央部では低速異常，オントンジャワ海台の周囲（北部および西部）では高速異常が観測された．この結果はオントンジャワ海台とその周辺の地殻厚さの不均質性を反映したものであると考えられる(Tonegawa et al., 2019)．今後は傾斜ノイズやコンプライアンス・ノイズ低減(Crawford and Webb, 2000，川野修士論文)をおこなったデータの解析や，群速度計測精度の向上，位相速度の計測，1次元構造解析，3次元構造解析および周期約25秒で観測されたノイズの起源について検討する．

© The Seismological Society of Japan

Aftershock distribution and crustal structure in and around the eastern focal area of the 2015 Gorkha earthquake (Mw 7.8)

*Eiji Kurashimo[1], Hiroshi Sato[1], Shin’ ichi Sakai[1], Naoshi Hirata[1], Ananta Prasad Gajurel[2], Danda Pani Adhikari[2], Bala Ram Upadhyaya[2], Bishal Nath Upreti[3]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Tribhuvan University, 3. Nepal Academy of Science and Technology

はじめに

2015年4月25日にネパール中央部で発生したゴルカ地震（Mw7.8）は，カトマンズをはじめとして約9000人の死者を伴う甚大な被害を発生させた．この地震はインド-オーストラリアプレートとユーラシアプレートの境界で発生した逆断層型の地震である．ゴルカ地震の余震が発生している領域には，本震の震央付近からヒマラヤ山脈の走向に平行な西北西ー東南東方向に広がり，本震直後から余震活動が活発であった本震を含む120km×40～50kmの領域や,本震の発生から17日後の5月12日に余震域の東端で発生した最大余震（Mw7.3）の後に余震活動が活発化した,最大余震の震央を含む20×30kmの領域があることが報告されている(Adhikari et al., 2015)．ヒマラヤ地震発生帯は,典型的な大陸衝突型のプレート境界であり,ゴルカ地震震源域の速度構造や震源断層の形状，詳細な余震分布を明らかにすることは,衝突帯のテクトニクスを理解する上で非常に重要である．このような知見を得る為には，震源域の直上や近傍で，観測点間隔が密な観測を実施することが有効である．余震域中央部では，2015年に稠密余震観測を実施し，取得したデータの解析によって，詳細な余震分布や震源断層の形状を得た(蔵下・他, 2016年連合大会；Kurashimo et al., 2019).しかしながら，それ以外の余震域にける速度構造や震源断層の形状に関する知見は依然乏しい．そこで，2017年に余震域の中央部から最大余震の震央を含む余震域東部にかけての地域と，余震域西部に位置する本震の震央近傍に，それぞれ臨時地震観測点を設置し，稠密余震観測を実施した．

本講演では,2017年に取得したデータのうち，余震域の中央部から最大余震の震央を含む余震域東部にかけての地域で取得したデータに地震波トモグラフィー解析を適応することで得た余震分布と地殻上部の地震波速度構造について報告する．

観測

臨時地震観測点は,西北西ー東南東方向に分布しているゴルカ地震余震域の中央部から最大余震の震央を含む余震域東部にかけての地域に3－10km間隔で69か所，余震域西部の本震の震央近傍に5－10km間隔で11か所にそれぞれ設置した．収録は2017年1月16日から実施し,各観測点では,固有周波数4.5 Hz の地震計によって上下動及び水平動の3成分観測を行った.収録は,Geospace社製の独立型レコーダであるGSX-3を用い,サンプリング周波数を250Hzに設定して,約2ヶ月間の連続収録ができる仕様で実施した.

解析と結果

各観測点で取得した記録は連続記録であるため，地震毎のデータに編集する必要がある．そこで，Win システム(卜部・東田, 1992)を用いてSTA/LTAトリガー方式によるイベント検出を実施した．検出した872個のイベントに対してP波・S波の手動検測を行なうことで得た走時データとネパール定常観測点データ処理で使用されている1次元速度構造（Pandey et al., 1995）を用いてhypomh （Hirata and Matsu'ura, 1987）を使用した震源決定を実施した．得られた結果から，余震域の中央部から東部域下で震源の深さ及び水平位置の誤差が0.5km以内となった498イベントを抽出し，Double-Difference Tomography法 (Zhang and Thurber, 2003)を適応した．得られた余震分布図からは，主に5－15㎞の深さで余震が発生し，特に余震域東端で，余震活動が活発なっている特徴が確認できる．また，余震が発生している領域や近傍のVp/Vs値は，周囲に比べて小さくなる傾向があり，その特徴は，本震直後から余震活動が活発であった領域の方が，最大余震後に余震活動が活発になった領域よりも顕著に見られる．得られた結果と地震時の滑り分布(Elliott et al., 2016)と比較すると，余震発生域や近傍で確認できる低Vp/Vs領域は，本震時に滑った領域の方が最大余震時に滑った領域に比べて広範囲に分布し，それら領域の境界付近で低Vp/Vs領域の厚さが変化していることから，滑りの挙動と構造との間に関連が見られる．

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

LAYERED CRUSTAL AND UPPER MANTLE STRUCTURE BENEATH BOTSWANA

*Admore Mpuang[1], Takuo Shibutani[1]

1. Kyoto University, Disaster Prevention Research Institute, Research Center for Earthquake Prediction

Although considered to have a relatively low seismicity, Botswana is thought to host a south westerly extension of the East African Rift System, a region where the African plate is splitting into two. This rift extension is postulated by various researchers to be in northern and central Botswana, where the most and the largest earthquakes in the country have been observed. Due to a sedimentary coverage of about 75% (Haddon, 2005) and other limitations, understanding the crustal structure in order to explain the seismicity has been a challenge. This has seen limited literature on Botswana’ s crustal and upper mantle structure, as well as contrasting ideas on the causes of seismicity and faulting observed in the country.

Providing a better definition of the crustal structure enables earthquakes to be better located and improves our understanding of seismic wave speed variations associated with the upper lithosphere. In contrast to previous crustal structure studies which were area focused and or assumed a simple crust, this research aims to define a countrywide layering in the crust beneath Botswana and to study the relation between the structure, tectonics and seismicity in the country.

To do this, P-to-S receiver functions were produced from 176 teleseismic events recorded by 21 NARS-Botswana stations as well as 116 teleseismic events recorded by 18 stations of the SAFARI project located within Botswana using the extended-time multitaper receiver function estimation technique (Helffrich, 2006; Shibutani et al., 2008). Waveforms of events at epicentral distances between 30 and 85 degree were used, with magnitudes Mw>5.8 to ensure good signal to noise ratios of the receiver functions. We carried out a further quality assessment of receiver functions based on visual inspection and quantifiable signal to noise ratio to select only the best quality receiver functions.

We performed a preliminary analysis of the receiver functions, stacked in 20 degrees back azimuth bins and 0.02 s/km slowness bins, to obtain preliminary results to guide further analysis. The results reveal the crust beneath Botswana to be layered, uniform with back-azimuth at some stations and with a back-azimuthal variation at others. Delayed first peaks at some stations suggesting the presence of a sedimentary cover are observed as expected due to the 75% sedimentary cover over Botswana. We also observe what could be a shallow low velocity layer within the crust, if not a reverberation within the top sedimentary layer at some stations.

We are further grouping and stacking the receiver functions based on waveform similarity, which signifies similar structure, and relative difference in slowness. These groups of receiver functions are inverted for one-dimensional shear wave velocity models using a genetic algorithm inversion technique (Sambridge and Drijkoningen, 1992; Shibutani et al., 1996). The resulting models give much detailed information about the thickness of the crust and intra-crustal layers and their corresponding shear wave velocities.

© The Seismological Society of Japan

Dense seismic observation for structure beneath Showa-shinzan volcano and preliminary results

*Akiko Takeo[1], Kiwamu Nishida[1], Yosuke Aoki[1], Hiroshi Aoyama[2], Motoko Ishise[1], Takuto Maeda[3], Yuta Mizutani[1], Takeru Kai[1], Yuki Nakashima[1], Shogo Nagahara[1], Ryo Kurihara[1], Lingling Ye[4], Xiaowen Wang[5], Takeshi Akuhara[1]

1. The University of Tokyo, 2. Hokkaido University, 3. Hirosaki University, 4. Sun Yat-sen University, 5. Southwest Jiaotong University

火山噴火時の溶岩ドーム形成は珪長質マグマの噴出における重要な過程の一つである。有珠火山の東に位置する昭和新山は1943年から1945年にかける噴火及び隆起において形成された標高398mの火山で、成長にともなう地形変化は三松ダイアグラムとして知られている。最上部にはマグマが露出した溶岩ドームが存在し、標高約200mで比較的平らな屋根山と呼ばれる部分は植生が回復した潜在溶岩ドームとなっており。屋根山の部分は隆起しているが、その下にマグマが入っているかどうかは分かっていない。

昭和新山においては、2次元P波速度構造（根本他 1957）や2次元比抵抗構造（Goto and Johmori 2014）などいくつかの構造推定が行われている。中でもNishiyama et al. (2014, 2017)は宇宙線ミューオン記録による斜め方向の密度構造推定（Tanaka et al. 2007）と鉛直方向の密度を反映する重力測定結果とを組み合わせることで３次元密度構造を推定した。本研究では、３次元S波速度構造を得て溶岩ドームの形成過程を明らかにするために地震観測と初期解析を行った。

観測には東京大学地震研究所共同利用機材である1Hz地震計LE-3Dlite MkIIIとロガーLS-8800を使用し100spsで記録した。まず、東京大学地震研究所においてテスト観測を行った。観測時期である5月に相当する気温での電池の持続時間を検証するため、東京で気温が同等となる2月に屋外に機材を設置し、単１電池８本で約１ヶ月の観測が可能なことを明らかにした。さらには22台の地震計の屋内並行観測を実施し、1Hz地震計の機器位相応答が0.2Hz以上で5度以内かつ補正可能であることを確認した。

本観測の観測点は昭和新山上の山頂付近に2点、山頂周辺に5点、東の屋根山に10点、麓に5点の合計22点である。観測点間隔は約200mである。2018年5月9日から10日にかけて地震計とロガーを設置し、2018年6月6日から8日にかけて回収した。尚、山の上に車は入れないため、徒歩で設置・回収を行っている。この記録と気象庁及び防災科学技術研究所の定常観測点記録を用いて解析を行った。

地震波干渉法解析にはTakeo et al. (2013)の手法を用いた。まず、全ての記録を20spsにリサンプルし、約102秒の半分ずつ重なる時間窓に区切った。前またはその前の時間窓より10倍以上振幅が大きくなる時間窓をイベントの記録されている時間窓と定義した。イベントの記録されていない雑微動の時間窓のみを用いて観測点間のクロススペクトルを計算し、振幅を1に規格化してから全期間を足し合わせた。その逆フーリエ変換を相互相関関数とし、主に観測点間を伝わる表面波を抽出したと仮定して解析を進めた。

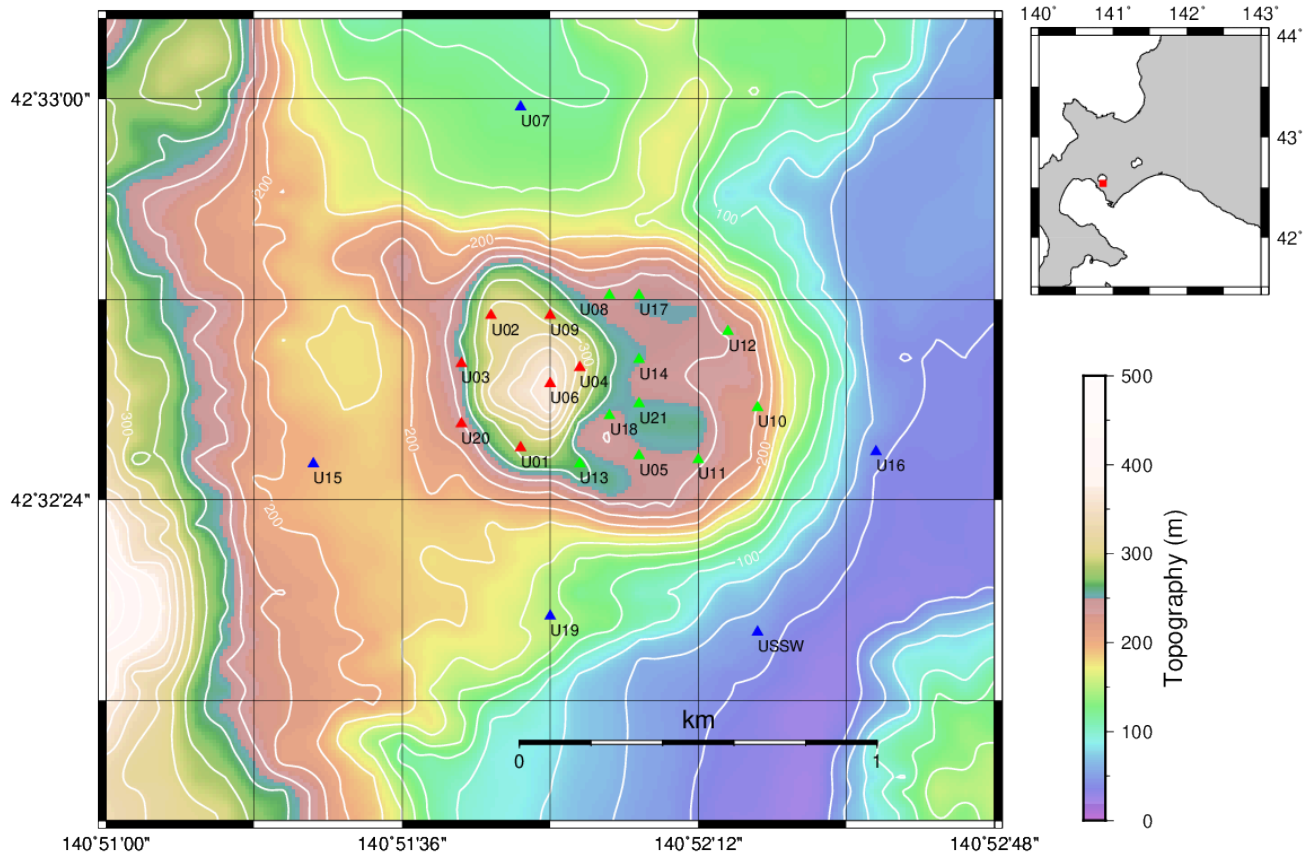
地形によって観測点を山頂付近・周辺、屋根山、麓の3地域に分類し、それぞれ1次元構造の推定を試みた。通常のSPAC法（Aki 1957）による解析は構造不均質の影響で周波数帯が2ー3Hzに限られた。屋根山と麓の位相速度は大きく異ならない一方、山頂周辺では屋根山や麓に比べて位相速度が早く、深さ数百mまでのS波速度が速いことに対応することがわかった。

そのほか、3次元構造に向けて各観測点間の位相速度を測定した。ここでは、不均質の影響や2π不確定性の影響で自動化が非常に困難であったため、pythonによるGUIツールを作成し手動で測定した。将来的には測定精度を向上し、3次元トモグラフィーを行い、3次元密度構造などとの比較を行い、溶岩ドームの形成過程を明ら

© The Seismological Society of Japan

かにする予定である。

図：観測点配置図。赤は山頂付近及び山頂周辺の観測点。黄緑は屋根山の観測点、青は麓の観測点を表す。



© The Seismological Society of Japan

Surface wave group velocity in and around the Tsugaru plain, northern Tohoku, inferred from seismic interferometry

*Sayumi Ishida[1], Takuto Maeda[1], Masahiro Kosuga[1]

1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University

1. はじめに

最近，地震波干渉法を用いた地下構造推定が盛んに行われるようになった．既往研究では，Hi-net傾斜計の常時微動記録を解析し，トモグラフィーを用いて日本全域のS波速度構造も求められている．地震波干渉法では表面波を解析に用いるので，平野における堆積構造推定が可能である．津軽平野南部で発生した1766年明和津軽大地震の被害分布域には平野部の構造が影響している可能性があるため，構造推定は地震防災の観点からも重要である．そこで本研究では，地震波干渉法を用いて，津軽平野周辺を中心とする東北地方北部の表面波群速度推定を行うことを目的とする．

2. データと解析方法

本研究では，青森県を中心として，秋田県・岩手県北部から渡島半島南部にかけての領域の防災科学技術研究所高感度地震観測網Hi-net観測点の連続波形記録を用い，2012年1月1日から2019年6月30日の期間について解析を行った．津軽平野地域にはHi-net観測点が少ないため，弘前大学の金木農場と藤崎農場に固有周期1 sの地震計を設置し，波線密度の向上を図った．臨時観測点を含めた解析期間は，2017年10月19日から2018年3月17日である．地震波干渉法解析はBensen et al.(2007)の手法に基づいて行った．まず，前処理として時間領域での規格化による振幅の平準化とスペクトルホワイトニングを行い，1日の連続データに対する観測点間相互相関関数の計算を行った．次に，全観測点ペアに対して相互相関関数のスタッキングとフィルタリングを行い，各周期帯における群速度の推定を行った．周期帯は2–4 s, 4–8 s, 8–16 s, 16–32 s, 32–64 sとした．

3. 結果と考察

1日分の相互相関関数を全期間でスタッキングすることでS/N比が改善され，位相が明瞭となった．長期間のスタッキングの効果は，長周期成分において顕著であった．得られた相互相関関数はどの観測点ペアについても明瞭なピークを持ち，そのピークの到来時刻は観測点間距離の増加とともに系統的に遅くなっていることから，表面波のグリーン関数が抽出されたものと考えられる．しかし，2–4 sの短周期帯域と32–64 sの長周期帯域のグリーン関数では明瞭な位相がほとんど見られなかったため，以降の解析に適した周期帯は4–8 s, 8–16 s, 16–32 sと判断した．

各周期帯における群速度について調べたところ，青森県の北西側には低速度の波線が，南東側には高速度の波線が分布する傾向が見られた．この分布は既往研究と調和している．本研究では臨時観測点を新たに設置し，解析可能な観測点ペア数を増やしたことで，Hi-net観測点のみの解析結果よりも津軽平野地域を中心に波線密度が向上した．このことは，Hi-net観測点のみで推定した群速度分布で見られた地域性をより詳細に推定することが可能となったことを示している．今後はこの地域での詳細な地下構造推定を行うために，2次元群速度トモグラフィーを行う．また，臨時観測を継続しているので，より長期間のデータを用いた解析も実施する．

謝辞

本研究では国立研究開発法人防災科学技術研究所高感度地震観測網Hi-netの地震波形を利用しました．記して謝意を表します．

© The Seismological Society of Japan

A high-frequency later phase of intraslab earthquakes and its implications for S-wave attenuation structure in NE Japan

*Takahiro Shiina[1], Kei Katsumata[2], Kiyoshi Yomogida[3], Aitaro Kato[1]

1. ERI, Univ. of Tokyo, 2. ISV, Grad. Sch. of Sci., Hokkaido Univ., 3. Department of Earth and Planetary Dynamics, Grad. Sch. of Sci., Hokkaido Univ.

東北日本下で発生するスラブ内地震の観測波形には多様な後続波（P波やS波の後に続く波群）が観測されることが知られている[e.g., Matsuzawa et al., 1986; Hasemi and Horiuhicm 2010; Shiina et al., 2017]．東北日本背弧域下，すなわち深さ100 km以深で発生するスラブ内地震では高周波帯域にS波の後続波の観測を確認することができる．このような高周波帯域に顕著な後続波（以下，高周波後続波）の観測はおおよそ8 Hz以上の帯域で明瞭で，しばしば同帯域で最大振幅を記録する．また，直達S波からの遅れは前弧域の観測点で小さく，背弧域の観測点で大きくなる．

本研究では，高周波後続波の時間遅れの空間分布から，その伝播経路と東北日本における減衰・散乱構造との関係を議論する．具体的には観測波形の水平2成分合成MSエンベロープ振幅とSource-scanning algorithm (SSA) [Kao and Shan, 2004]を用いる．なお，本解析では高周波後続波をS波の一次散乱波と仮定した．このため，本解析は，結果的に高周波後続波のピーク振幅を最もよく説明する散乱点の分布を探索することになる．散乱波の伝播経路を波線追跡法[Zhao et al., 1992]を用いて計算するとともに，波線に沿ったS波減衰を考慮した解析を行った．その際使用した地震波速度構造と減衰構造の構築では既存研究（S波速度構造[e.g., Nakajima et al.,2001; Matsubara et al., 2017]，S波減衰構造[e.g., Takahashi, 2012; Nakajima et al., 2013]）の不均質構造モデルを参考にした．

4-8，8-16，16-32 Hzの帯域で解析を行った結果，東北日本背弧下で観測される高周波後続波のピーク遅延は，前弧域下の深さ30-80 km程度に散乱点が存在することで説明できることがわかった．本解析のデータセットでは散乱点深さを十分な精度で推定できていないが，前弧域下における散乱体の存在は，同領域下のスラブ内地震で観測される高周波帯域の波形解析の結果（蓬田・他 [2002]やHasemi and Horiuchi, [2010]）と調和的である．今後，散乱点深さの推定精度を向上させることで，より現実的な散乱点分布やその実体の解明が期待される．

加えて，本研究の結果は島弧に沿ったS波減衰の空間分布が高周波後続波の伝播や観測に大きく寄与していることを示唆する．背弧域のスラブ内地震と観測点のペアを考えると，直達S波は背弧下に存在が予想される強いS波の減衰領域を横切ることになる．一方，高周波後続波はこの高減衰域を避けるような伝播経路を持つ．逆に言えば，直達波が高減衰領域を伝播することで高周波帯域の振幅が著しく小さくなることで，減衰が小さい前弧域を経由する散乱波の振幅がより強調され，高周波後続波として観測された考えられる．なお，本解析で使用したスラブ内地震に対してコーダ規格化法[e.g., Aki, 1980; Yoshimoto et al., 1993]を適用したところ，直達波に沿った平均的な値として，背弧域のS波減衰が，前弧域に比べて少なくとも2-3倍程度強いことで観測波形の特徴を説明できることがわかった．

© The Seismological Society of Japan

Validation of the method to estimate the crustal thickness using the cross-correlations of broad-band seismic ambient noise

*Masyitha Retno Budiati[1], Genti Toyokuni[1], Tomomi Okada[1], Toru Matsuzawa[1]

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

Central Indonesia has complex tectonic structures characterized by several subduction zones in the northern and eastern parts and many active faults (e.g., Palu Koro, Matano and Hamilton faults). These complexities frequently produce shallow crustal earthquakes over the region. Because of that, an understanding of crustal structure beneath the region is necessary for further seismological studies. Budiati et al. (2019) used waveform data recorded at 10 BMKG broadband stations around Sulawesi Island, Indonesia to estimate the spatial variation of the crustal thickness and its relation with active tectonics. The present study aims to verify the reliability of the procedure used in Budiati et al. (2019) by applying the same method to estimate the Moho discontinuity in Tohoku region, Japan, where the discontinuity has been investigated by many studies. We collect 5-month continuous waveform data from vertical components at 10 F-net stations in Tohoku region. According to the Budiati et al. (2019), the continuous data are divided into 20-minute segments with time shift of 5 minutes. We extract surface waves (Rayleigh waves) by calculating the CCFs between the data from two different stations and stack the daily-averaged CCFs over 5 months. We further compress the two-sided signal into one-sided signal by taking the average of positive and negative lag part of the CCFs to stabilize the dispersion curves of group velocities. To fit the synthetic and the observation dispersion curves, we adjust the two layered crustal velocity model from CRUST 1.0 (Laske et al., 2013) by subtracting 5%-10% of the average initial model. The best crustal thickness is obtained by minimizing RMS and visual estimation. In the present study, we only focus on periods of 10s to 30s which are sensitive to structural changes at depth between 20km –30km. Our current results indicate that beneath Tohoku region, among 16 pairs, there are 5 pairs showing reliable crustal thickness. The estimated crustal thickness at inland area are consistent with Zhao et al. (1990) and Nakajima et al. (2002). These agreements can confirm the reliability of our procedure in estimation of crustal thickness beneath the land area using two simple layers. While for other pairs, the estimated Moho discontinuities become shallower than those obtained in the previous studies. We observe that several pairs passing through the ocean have low group velocity at shorter periods and cannot be explained only by the two layered model. The large discrepancy of group velocities at shorter periods indicates that the estimated Moho depth is unreliable even if the model can explain the velocity at longer periods.

© The Seismological Society of Japan

Estimation of subsurface V_{SV} and V_{SH} structures beneath Asama volcano inferred by seismic interferometry

*Yutaka Nagaoka[1], Kiwamu Nishida[2], Yosuke Aoki[2], Minoru Takeo[2]

1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

近年、トバ湖カルデラやイエローストーンカルデラ、霧島山といったバイアス型やクレーターレーク型の大規模なカルデラやカルデラ縁の火山において、地下のS波速度構造の異方性（V_{SV}とV_{SH}の不一致）が確認されている（Jaxybulatov et al., 2014; Jiang et al., 2018）。このような異方性はマグマだまりのシル状構造によって説明でき、一連のシル貫入によってマグマだまりが発達したことを示唆すると考えられている。しかし、どうしてシル状構造となるのか、またこのような構造は大規模なカルデラを形成する火山のみに共通な特徴であるのか、といったことは明らかになっていない。そこで本研究では、上記のような大規模なカルデラを形成していない浅間山について、マグマだまり内のS波速度異方性が見られるか調べた。

本研究では、地震波干渉法により浅間山周辺の観測点間を伝播する表面波を用いて速度構造を推定する。地震波干渉法は脈動などのランダムな波動場の相互相関関数を計算することによって観測点間の地震波の伝播を抽出する手法である。相互相関関数は観測点間の速度構造に敏感であるため、地震波干渉法は局所的な構造推定に適している。

解析には、浅間山周辺の46観測点（東大地震研、防災科研、気象庁）の3成分で記録された2005年7月～2007年7月の脈動記録を用いた。脈動記録の上下動成分の相互相関関数を計算することにより観測点間を伝播するRayleigh波を、Transverse成分の相互相関関数からLove波を抽出した。抽出されたRayleigh波とLove波に対して、SPAC法（Aki, 1957）を用いて解析領域全体の平均的な1次元構造の位相速度分散曲線を測定した。

分散曲線は0.1-0.5 Hzで安定的に測定でき、この周波数帯においてRayleigh波とLove波の位相速度は概ね一致する結果となった。マグマだまり内のS波速度異方性が確認された霧島山について、同様の手法により測定した平均的な1次元構造の位相速度分散曲線では、0.1-0.3 HzにおいてLove波位相速度の方がRayleigh波より最大1.2 km/s程度高速度となった。浅間山ではこのようなRayleigh波とLove波の位相速度の違いが見られないことから、マグマだまり内のS波速度異方性が存在しない可能性がある。

今後、浅間山周辺の各パスの位相速度を測定して表面波位相速度トモグラフィーを行い、Rayleigh波とLove波の位相速度マップからそれぞれ3次元V_{SV}, V_{SH}構造を推定し、異方性の有無を検証する予定である。

© The Seismological Society of Japan

Tomography of the Ibaraki off-shore region from ambient seismic noise

*Lina Yamaya[1], Kimihiro Mochizuki[1], Takeshi Akuhara[1], Tsuyoshi Ichimura[1], Kohei Fujita[1], Takuma Yamaguchi[1], Takane Hori[2]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. JAMSTEC

茨城沖において、2010年10月17日(一部は2011年2月14日)から2011年10月7日にかけて、約6km間隔の海底地震計32台からなる稠密観測網が展開されていた。その位置は、東北地方太平洋沖地震(東北地震)本震発生域の南端であり、本震の破壊が止まった領域と言える。また、本震の約30分後に茨城沖で発生した最大余震(Mw7.7)発生域の海溝側でもある。本観測領域の周辺及び直下では、東北地震の最大余震発生後に地震が1万個以上発生していることがわかっている。この大量の地震の位置やメカニズムを制約することは、重要であるが、特に、浅部に存在する堆積層が低速度かつ厚い場合、震源推定と速度構造推定のトレードオフが大きくなるため、詳細な構造が必要である。本観測網の一部及びその周辺領域は、エアガンを用いた構造探査によって詳細なP波速度構造が推定されている(Mochizuki et al., 2008)が、S波速度構造の推定は不十分である。

また、本観測網の周辺には海山の沈み込みが示されており、これと東北地震発生域との関連が示唆されている(Mochizuki et al., 2008)。より詳細な地震発生領域の議論には、地下の不均質や流体の存在などの推定が不可欠である。これらの推定には、P波速度構造だけでなくS波速度構造の推定が必要であるが、S波速度構造の推定は不十分である。

そこで本研究では、茨城沖のデータに地震波干渉法を適用することで、浅部のS波速度構造の制約を目指す。地震波干渉法ではノイズ源が空間的に等方に分布していることを仮定している。そのため、地震の数が比較的少ない2011年3月8日まで(三陸沖地震(2011年3月9日に発生)及び東北地震発生前)に観測されたデータに対して地震波干渉法(Bensen et al., 2007 など)を適用した。まず、データを1時間長に分割し、トレンドを取り除いた。その後、1bit化処理を行なった後に各観測点間で相互相関関数を計算し、グリーン関数を得た。得られたグリーン関数に0.0625-0.4375Hzの間で0.125Hz幅のバンドパスフィルタをかけ、それぞれの周期帯でエンベロープを計算し、群速度を推定した。さらに、鉛直成分から得られたグリーン関数にはレイリー波が卓越していると考え、速度構造を仮定して理論的なレイリー波の群速度を計算することにより、S波速度構造を推定した。

また、本観測網が展開されている領域は、表面が低速度層で覆われている上に、標高差が大きく、地形の効果も無視できないと考えられる。そのため、本研究結果を、有限要素法を用いた3次元理論波形計算結果と比較し、解釈する予定である。

© The Seismological Society of Japan

Configuration and structure of the Philippine Sea plate off Boso, Japan

*Aki Ito[1], Takashi Tonegawa[1], Naoki Uchida[2], Yojiro Yamamoto[1], Daisuke Suetsugu[1], Ryota Hino[2], Hiroko Sugioka[3], Koichiro Obana[1], Kazuo Nakahigashi[4], Masanao Shinohara[5]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Tohoku University, 3. Kobe Universiry, 4. Tokyo University of Marine Science and Technology, 5. University of Tokyo

1. Introduction

In the off Boso area, the Philippine Sea plate (PHS) had been subducted northward from 15 Ma beneath the Sagami trough, and changed its direction to northeastward at 1–3Ma (e.g. Yamaji 2000; Kamata 2003; Takahashi 2006). The northeastern limit of the PHS is defined by Uchida et al. (2009), however, the geometry and the presence of the PHS to the east of 141.5˚E has not been well constrained. Associated with subduction of the PHS, slow slip events (SSEs) occur off Boso (e.g. Hirose et al. 2014; Ozawa 2014). So far, the relation of SSEs, regular earthquakes, and subduction zone structure are not clear in the offshore area. Main subjects in the presentation are: (1) the shape of upper boundary and the eastern edge of the PHS (2) the relation between an area of SSEs and velocity structure, and the segregation of SSEs and regular earthquakes in the offshore area.

2. Data and Method

We analyzed seismic data from 74 temporary OBS observations (Shinohara et al. 2011, Ito et al. 2017) and 48 land-based stations operated by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED) (Okada et al. 2004). For examination of seismic activity and velocity structure, we analyzed local earthquakes that occurred from October 2011 to March 2013. For the receiver function (RF) analysis, teleseismic *P* waves were collected from seismic records observed at the OBSs. We used events with criteria of epicentral distance of 30º–90º and magnitudes >5.5.

We applied tomographic inversion to seismic data from ocean-bottom seismometers and land-based stations. We determined the focal mechanisms from *P*-wave polarity data. RFs were calculated through spectral division of radial components by vertical ones with a water level of 0.001(e.g. Langston, 1977, 1979). To convert a time-domain RF to a depth-domain one, a common-conversion-point stacking technique (e.g. Yamauchi et al. 2003; Tonegawa et al. 2005) was used.

3. Results and Discussion

Tomographic results showed the mantle part of the Pacific plate, the North American plate, and PHS. We observed several low-angle thrust-faulting earthquakes associated with the PHS subduction. The upper boundary of the PHS around 141.5˚E was imaged as the seismic velocity discontinuities by the RF analysis.

We delineated the upper boundary of the PHS based on both the velocity structure and the locations of low-angle thrust-faulting earthquakes (Fig. 1). The upper boundary of the PHS is distorted upward by a few kilometers between 140.5˚E and 141.0˚E. We also elucidated the eastern edge of the PHS based on the upper boundary and results of RF. The eastern edge has northwest-southeast trend between triple junction and 141.6˚E, while the trend changes to north-south direction to the north of 34.7˚N. The change in subduction direction at 1–3Ma might have resulted in the inflection of the eastern edge of the subducted PHS.

We compared the subduction zone structure and hypocenter locations, and the area of the SSEs. Most of the low-angle thrust-faulting earthquakes occurred outside the areas of recurrent the SSE, which indicates that the slow slip area and regular low-angle thrust earthquakes are spatially separated in the offshore

© The Seismological Society of Japan

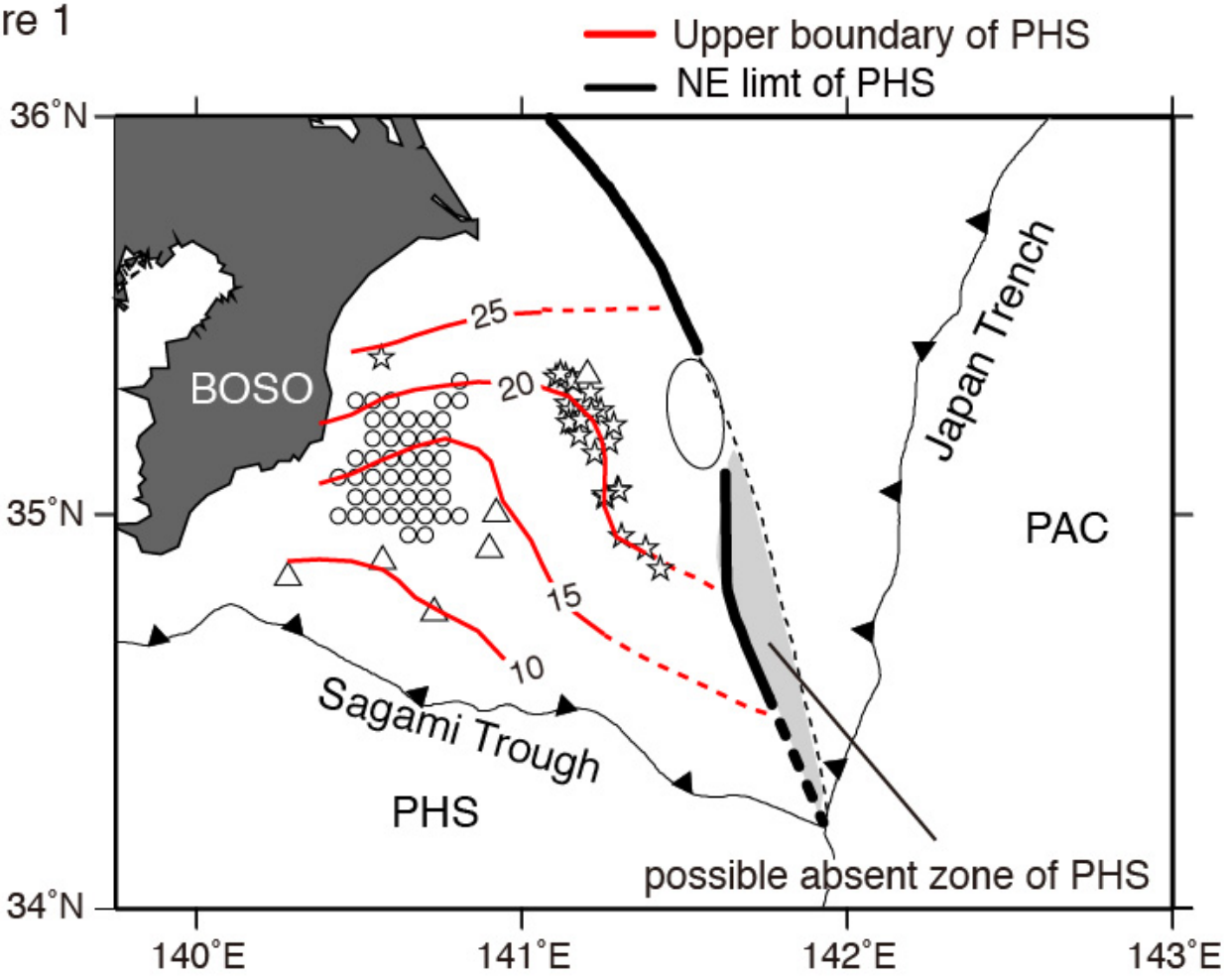
area. In addition, the slow slip areas are located only at the contact zone between the crust parts of the NA and the PHS. The localization of SSEs at the crust-crust contact zone off Boso is first clarified in this study.

Acknowledgements
We are grateful to Masaki Takahashi, Hikaru Iwamori, Shinji Toda for their advice regarding the geology and geodynamics off Boso. Discussions with Hitoshi Hirose and Toshinori Sato regarding the Boso SSE were greatly appreciated. We also thank Masaru Nakano's help in hypocenter locations and tomographic inversion.

References
Hirose et al. (2014) Geophys Res Lett doi:10.1002/2014GL059791.
Ito et al. (2017) Earth Planets Space doi:10.1186/s40623-017-0608-4.
Kamata (2003) J Soc Mat Sci Japan 52:444–451.
Langston (1977) Bull Seismol Soc Am. 67, no. 4, 1029–1050.
Langston (1979) J Geophys Res 84:4749–4762.
Okada et al. (2004) Earth Planets Space 56:xv–xxviii.
Ozawa (2014) Geophys Res Lett doi:10.1002/2014GL060072.
Shinohara et al. (2011) Earth Planets Space doi:10.5047/eps.2011.05.020.
Takahashi (2006) Journal of Geography. 115 (1) 116-123.
Tonegawa et al. (2005) Earth Planets Space 57 5–14.
Uchida et al. (2009) Earth Planet Sci Lett 283:111–121.
Yamaji (2000) J Struct Geol 22:429–440.
Yamauchi et al. (2003) Earth Planets Space 55:59–64.

© The Seismological Society of Japan

Figure 1



Data used for estimating geometry of PHS

This study

- ○ Velocity structure (interval of 0.05°)
- ☆ Low-angle thrust-faulting earthquake
- ⬯ RF analysis

Previous studies

- △ Offshore refraction survey

© The Seismological Society of Japan

Searching for the Moho of the Philippine Sea plate and slab beneath Kanagawa, central Japan

*Yuki Abe[1], Ryou Honda[1], Yohei Yukutake[1]

1. Hot Springs Research Institute, Kanagawa Prefectural Government

はじめに

神奈川県から静岡県にかけての地域は、フィリピン海プレートと北米プレートが収束し、狭い範囲で沈み込みから衝突へと収束の様式が変化する。私たちは、この地域のテクトニクスを理解するために地震波速度不連続面の検出と、その3次元形状の推定を試みた。具体的には、まず神奈川県とその周辺地域（解析領域は北緯34.5°-35.8°、東経138.3°-140.0°）で観測された遠地地震波形をもとに多数のレシーバ関数を作成した。そして、この地域の3次元速度分布（Matsubara and Obara, 2011, *Earth Planet Space*）を仮定してそれらを深さ変換し空間的に平均した。その結果、解析領域の一部でフィリピン海プレート及びスラブの地殻部分の底面（海洋モホ面）に対応すると解釈できる不連続面を検出することができた。しかし、横浜市や都心部を含む解析領域東部、および丹沢山地を含む解析領域中部では不連続面を検出することができなかった（安部ほか, 2017, 地震学会）。

その後、観測点数が不足していた解析領域東部の不連続面の検出のために、MeSO-netの観測データから作成したレシーバ関数を追加した。しかし、J-SHISの深部基盤構造を仮定してレシーバ関数を合成したところ、レシーバ関数に現れる顕著なピークは、その地域に分布する極めて低速度な表層に起因することが明らかになり、レシーバ関数から深部の不連続面の位置を推定することが困難であることがわかった（安部ほか, 2018, 地震学会）。

解析領域の海洋モホ面の深度について把握できる範囲を広げるためには、海洋モホ面のうちこれまで検出できていない部分を、新たに別の手法を適用することによって検出する必要がある。

そこで本研究では、遠地地震のS波の波形を用いたレシーバ関数解析を行った。S波レシーバ関数は、S波到達前後の地震波形の鉛直成分をラディアル成分でデコンボルブして得られる。これにより先駆波として到達するSp変換波を検出することができる。多重反射波はS波より遅れて到達するため、P波レシーバ関数とは違い、S波レシーバ関数を用いると変換波を多重反射波と分離して検出することができる。よって、S波レシーバ関数を用いれば、低速度の表層が存在する領域でも深部で変換されたP波が検出される可能性がある。また、P波レシーバ関数よりもS波レシーバ関数の方が、同じ深さではより遠い位置にある変換点で励起された変換波を検出することができ、S波レシーバ関数が追加されれば不連続面を検出できる範囲が広がる。

解析

2007年から2017年までの期間に、神奈川県とその周辺で得られた遠地地震（震央距離30°-90°、M6以上）のS波の波形（S波到達75秒前から50秒後まで）を用いてレシーバ関数を作成した。レシーバ関数の作成には時間拡張型マルチテーパ(Shibutani *et al.*, 2008, *Bull. Seismol. Soc. Am.*)を用い、定数が1.0のガウシアンローパスフィルタ（カットオフ周波数約0.2 Hzに対応する）を適用した。作成したS波レシーバ関数をMatsubara and Obara (2011)により推定された速度分布を仮定して深さ変換し、空間的に平均して断面図を作成した。

© The Seismological Society of Japan

結果とまとめ

解析領域東部で得られるデータではシグナルに比べてノイズの影響が大きく、良好なS波レシーバ関数が十分得られていない。そのため、東経139.5˚-140.0˚の範囲には、依然として海洋モホ面に対応すると解釈できる不連続面は検出できていない。また、丹沢山地付近の40 kmよりも深部では平均できるS波レシーバ関数の本数が少なく、海洋モホ面の検出には至らなかった。しかし、東経139.3˚-139.5˚の範囲では、新たに30-40 kmの深さに海洋モホ面に対応すると考えられる連続したピークが検出できた。今後は、解析データを増やしてより広範囲の不連続面の検出を試みるとともに、S波レシーバ関数による不連続面検出の信頼性や精度について検討する。

謝辞

防災科学技術研究所、東京大学、気象庁の地震波形データを使用させていただきました。本研究の一部は、首都圏を中心としたレジリエンス総合力向上プロジェクトの助成を受けて実施いたしました。記して感謝いたします。

© The Seismological Society of Japan

Interpretation of Seismic Anisotropy Structure beneath the Tokyo Metropolitan Area on the Basis of the Geological Structure

*Motoko ISHISE[1], Shinichi SAKAI[1], Aitaro KATO[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

1　はじめに

地震波伝播速度の方向依存性を総称して「地震波異方性」というが，その性質は地球内部の至る所で確認されており，流れ場，応力場，地質構造との密接な関係が示されている（マントル[e.g., Hess, 1964]；地殻 [e.g., Kaneshima, 1990]；付加体[e.g., Ishise and Oda, 2008]; 堆積層 [e.g., Tonegawa et al., 2015]）．これらの観測事実は，地震波異方性の情報が沈み込み帯のダイナミクスやテクトニクスの解釈と理解に非常に有用であることを示している．そこで，我々は，そのテクトニクスやダイナミクスに多数の未解明点が残る関東地方について，地震波異方性の情報を活用した地殻およびプレート構造の解釈に着手した．本発表では，最近，我々が得た地震波異方性トモグラフィー結果 [石瀬・他，2009] のうち，深さ45km以浅の構造を丹念に分析し，関東平野の厚い堆積層に埋もれた先新第三系基盤岩類の深部構造に着目した地殻構造について考える．

2　P波方位異方性速度構造の特徴

地震波異方性速度構造として，石瀬・他 [2019 JpGU] による首都圏を中心とした関東地方における3次元P波方位異方性速度構造を用いる．これは，P波走時データ（手動読み取り値）を用いたトモグラフィー解析で得られた構造であり，等方的なP波速度の3次元構造とP波方位異方性の3次元分布から成る．解析に使用した観測点は，既存の基盤観測網の観測点に加え，首都圏での観測点間隔が2-4㎞という非常に稠密な観測網のMeSO-netの全観測点を使用した．従って，本研究の基となる構造は，等方性構造・異方性構造ともに，既存の地震波速度構造と比べて高精度化かつ高解像度化されたイメージとなっている．特に，浅部構造は著しく高度化されたと考えられる．

石瀬・他 [2019 JpGU] の地震波異方性速度構造における地殻相当領域（深さ45km以浅）では以下のような特徴が見られる：等方性速度については，①低速度異常領域・高速度異常領域が，共に，概ねE-W方向に伸びる帯状の広がりを持つ．②東京湾周辺において，深さ10-15kmで低速度異常領域が広く分布するが，深さ20㎞以深では高速度異常領域が卓越してくる．地震波異方性については，③現在の沈み込み口（相模トラフ）から東京湾付近における深さ約40km以浅では，地震波異方性の方向（地震波が速く伝播する方向）が現在および過去の沈み込み口の走向とほぼ平行（WNW-ESEからNW-SE）に配向している．ただし，④深さ15，20，25㎞においては，WNW-ESE方向の異方性が，フィリピン海スラブの上面等深度線 [Sato et al., 2005; Sakai et al., 20**]とほぼ平行に，その北側に局所的に帯状分布する．

3　地震波異方性構造と先新第三系基盤岩類の分布の関係

関東平野の下の基盤構造は，関東平野の厚い堆積層（第三系・第四系）に覆い隠されており基盤の深部構造はよくわかっていない．しかし，西南日本弧外帯で見られる四万十帯，秩父帯，三波川帯，領家帯，足尾帯といった古い付加体が，WNW-ESEの走向を持つ帯状の地体構造として分布していることが，大深度ボーリングや物理探査のデータから示されている [e.g., 林・他,2006].

© The Seismological Society of Japan

そこで，これらの地体構造の存在を考慮して地震波異方性構造を見ると，上の①および③で述べた構造の配向方向に関する特徴は，古い付加体の構造の発達過程を反映していると解釈される．例えば，深さ10㎞の等方性速度構造には，林・他 [2006] による仏像構造線（四万十帯と秩父帯の境界）の位置と良く対応した低速度異常領域と高速度異常領域の構造境界が見られる．また，より深部の深さ15，20，25㎞では，帯状に局所化したWNW-ESE方向の異方性領域の存在が，古い付加体の地体構造が少なくとも深さ25kmまでは及んでいることを示唆している．地震波異方性を考慮することで，これまでは深さ5 km程度までしか分かっていなかった深部基盤構造について新たな知見が得られた．さらに，古い付加体の分布とスラブの等深度線の平行性からは，両者が関係していることが推測される．首都圏下のフィリピン海スラブは大陸プレートの地殻，すなわち古い付加体と接していることが構造探査から示されているので [Sato et al., 2005]，付加体の底の検出がフィリピン海スラブの上面位置の特定に繋がると考えられる．そこで，古い付加体がWNW-ESEからNW-SE方向の異方性を持つとすると，等方性速度構造では違いの見えない場所に異方性の方向が変化する境界を特定できた．この境界はプレート境界型の地震の分布とほぼ一致しており，フィリピン海スラブの上面であることを示すことができた．

© The Seismological Society of Japan

Subsurface Structure around the North End of the Yokosuka Fault by Seismic Reflection Survey

*Shinobu Ito[1], Tokunosuke Tatsuzawa[2]

1. GSJ, AIST, 2. Department of Earth Sciences, Resources and Environmental Engineering, Creative Science and Engineering, Faculty of Science and Engineering, Waseda University

1945年1月13日に発生した三河地震（M6.8）は，愛知県蒲郡市から額田郡幸田町に至る深溝断層と，幸田町から西尾市に至る横須賀断層を震源とするとされている．この地震は戦時中に発生したことから報告が十分でなく，その詳細については不明な点が多い．深溝断層と横須賀断層はいずれも鍵型に屈曲しており，浜田（1987）による余震分布と一致しているとは言い難い．また，Kikuchi et. al. (2003) は震源過程を求めているが，浜田（1987）による余震分布を元に仮定した断層面が残差を最も小さくするとして採用しており，やはり深溝断層と横須賀断層の地表トレースとは不調和であると言える．Ando (1974) は三角測量のデータを用いて断層パラメタを推定しているが，深溝断層だけでデータを説明できることから，横須賀断層は震源断層ではなく，二次的な地変である可能性に言及している．以上のように横須賀断層については，地表に見られるトレースと，地震学的・測地学的な解析による断層パラメタが一致していない．そこで，横須賀断層の活動にともなう変動が存在するのか否かを明らかにするために，横須賀断層の北端付近に位置する矢作古川の河川敷で反射法地震探査を実施した（Fig. 1）．

調査は，ボーリングデータと比較可能な分解能を求められることや，基盤である領家変成岩の上端が深度50m程度と浅いこと，横須賀断層の活動が累積的でない場合には浅部にしか変位が生じていない可能性があることなどから，S波探査とした．調査は，2019年2月18日から20日までの3日間に実施した．調査地は愛知県西尾市志籠谷町の古川緑地右岸側の路線（GS-NSO3）である．矢作川は西尾市北部で東から西に流れるが，その矢作川から別れて南向きに流れるのが矢作古川である．矢作古川は徐々に西向きに流れを変えるが，その流れの向きを変えるあたりの右岸河川敷にこの緑地は設けられている．緑地の北側ないし西側にある堤防上を西尾市道八ツ面浅井線が通っているが，その道路下を通るアスファルト舗装された遊歩道に沿って調査を実施した．測点間隔は2m，総測点数は288点，従って測線長はおよそ570mである．受振器はGeospace社製のGS-32CT（固有周波数10Hz）を内蔵した水平動シングル受振器96個，および3成分受振器96個の水平動1成分を併用した．同時展開受振点数は192点とした．データ収録には，サンコーコンサルタント社製のテレメトリ型地震探査システムであるDSS-12を使用した．サンプリング間隔は1ms，記録長は2秒とし，SEG-2形式で記録した．発震は地球科学総合研究所所有の小型の衝撃型震源であるJMS-Mini65-2を使用した．発震は測線に直交する両方向から打撃を与え，処理の際にはその差をとってP波がキャンセルされるようにした．CMP間隔は1mとした．

速度250～275m/sでCMP重合したブルートスタック断面をFig. 2に示す．この断面には複数の顕著なイベントが認められる．連続性の良い，往復走時0.4秒付近のイベントに着目する．仮にS波速度が250m/sであるとすると，このイベントの深度は50m程度となり，領家変成岩の上端であると考えられる．領家変成岩よりも浅い部分のイベントは全体として西に傾斜しているように見えるが，矢作古川の流れる方向と調和的である．横須賀断層の北方延長と交差するのはCMP300付近になる．この付近はS/N比が低下しているものの，顕著な変動は認められない．一方，CMP450付近からCMP500付近にかけて領家変成岩の上端が急激に西側に向かって浅くなっているように見える．この特徴は，東落ちの逆断層である横須賀断層の特徴と調和的である．ただし，この付近を境に古川緑地の整備状況が大きく変わるため，偽像である可能性を排除することができない．今後，処理を進め，またボーリングデータとの比較・検討を行い，横須賀断層の変動を明らかにする．

文献

© The Seismological Society of Japan

Ando, M. (1974) Faulting in the Mikawa Earthquake of 1945, Tectonophysics, 22, 173-186.

浜田信生（1987） 日本列島の内陸部に発生した被害地震に伴う地震活動の再調査とその地震学的意義, 気象研究所報告, 38, 77-156.

Kikuchi, M., M. Nakamura, and K. Yoshikawa (2003) Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, Earth Planets Space, 55, 159-172.

岡田篤正・鈴木康弘・堤浩之・東郷正美（2004） 1:25,000都市圏活断層図「蒲郡」, 国土地理院.

© The Seismological Society of Japan

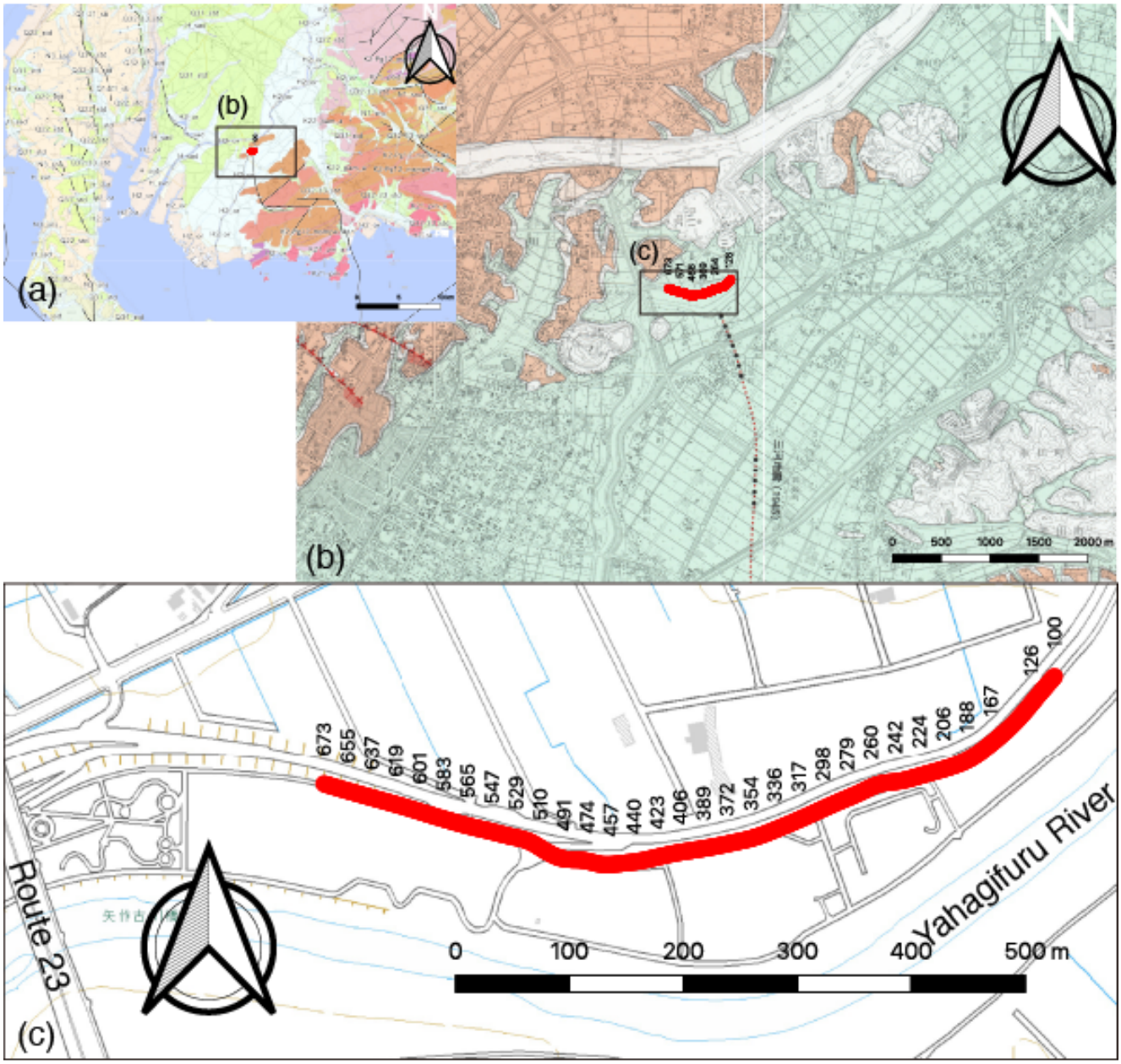


Fig. 1. (a), (b) and (c) are location map of the seismic survey line; GS-NSO3. Small rectangles (b) and (c) denote areas of the maps (b) and (c), respectively. CMP positions and numbers are indicated in the maps. Basemap of the (a), (b) and (c) are seamless digital geological map of Japan V2 (GSJ, AIST), active fault map "Gamagori" by GSI (Okada et. al., 2004), and topographic map by GSI, respectively.

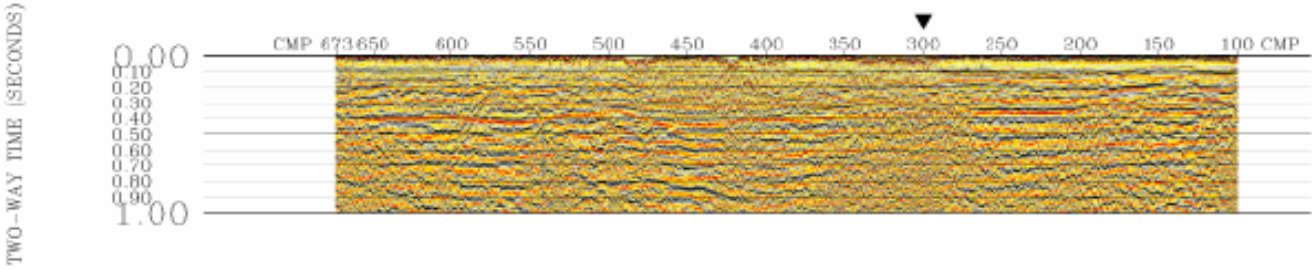


Fig. 2. Brute stack of the GS-NSO3 survey line with velocity from 250 to 275 m/s. Left is West and Right is East. CMP interval is 1m. An inverted triangle denotes the north extension of the Yokosuka Fault.

© The Seismological Society of Japan

Seismic attenuation structure beneath Mt. Hakone: Implication for magma plumbing system

*Hirokazu Kashiwagi[1], Junichi Nakajima[1], Yohei Yukutake[2]

1. Tokyo Tech, 2. HSRI

1. はじめに

箱根火山は伊豆ボニン弧の火山列の北端に位置し，フィリピン海プレート上の伊豆地塊が本州に衝突する領域に発達した世界でも特異な活火山である．直近の約11万年間は噴出率が段階的に低下している (小林, 1999) 一方で，山体膨張や群発地震が度々観測され (例えば，原田・他, 2015)，2015年には水蒸気噴火が発生するなど，近年は活動が活発である．箱根火山に焦点を当てた地震波速度トモグラフィー (Yukutake et al., 2015) では，深さ10 km付近にマグマ溜りが，その浅部に熱水域が推定されているが，より深部からのマグマ供給系が詳細に明らかにされているとは言い難い．そこで本研究では，臨時観測によって得られたデータを用いて箱根火山周辺の3次元P波減衰構造を推定し，マグマ供給系に関する新たな情報を得ることを目指す．

2. 手法

地震波減衰構造を定量的に求めるために，波線に沿った減衰の程度を表す指標であるt^*に注目する．t^*は地震波形の振幅スペクトルから推定することができるが，振幅スペクトルはコーナー周波数やサイト特性の影響も受けており，これらを精度良く見積もる必要がある．そこで本研究では，Nakajima et al. (2013) で提案された3段階の手法を用いる．最初にSコーダ波スペクトル比法を用いて各地震のコーナー周波数を推定する．続いてこのコーナー周波数を用いてインバージョンを行い，t^*とサイト特性を同時に推定する．このように段階を分けることで，t^*を信頼性良く求めることができる．最後に t^*をインバージョンして3次元P波減衰構造を得る．

3. データ

神奈川県温泉地学研究所が2009年8月～2011年4月と2016年8月～2017年8月に実施した臨時観測で得られた合計1833個の地震に加えて，気象庁一元化震源カタログに記載されている，2003年から2017年に発生した地震 (東経137.0-140.5度，北緯34.0-37.0度，震源深さ0-300 km, 2.5≦Mj≦5.0)，10,940個を用いた．以上の地震について，はじめに理論S波走時の2倍から10秒間の時間窓でスペクトルを求め，これにSコーダ波スペクトル比法を用いて各地震のコーナー周波数を推定した．第2段階では，P波到達時から2.56秒間の時間窓でスペクトルを計算してインバージョンを実行し，t^*を決定した．第3段階のインバージョンでは，3次元地震波速度構造としてYukutake et al. (2015) を，波線追跡法として Zhao et al. (1992) を用い，また不連続面としてコンラッド面とモホ面 (Katsumata, 2010)，太平洋プレート上面 (Nakajima et al., 2009) を考慮し，フィリピン海プレートの形状は考慮していない．

4. 結果

約7,000個の地震についてコーナー周波数を，約18万本の波線についてt^*を求めることができた．得られた減衰構造において，箱根火山直下の深さ15 km以浅には南北方向の高減衰域が見られる．その一方で，深さ15 km以深は低減衰で特徴付けられ，深部から連続するマグマ供給系は確認できなかった．今後はデータセットを精査し，より詳細にマグマ供給系の議論をしていく予定である．

謝辞：解析には気象庁一元化震源カタログを使用させて頂きました．記して感謝致します．

© The Seismological Society of Japan

3D velocity model in the region of Nankai Trough for earthquake and tsunami hazard assessment

*Minako Katsuyama[1], Ayako Nakanishi[1], Narumi Takahashi[1,2], Rei Arai[1], Hiromi Kamata[1], Yoshiyuki Kaneda[1,2,3]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Kagawa University

南海トラフ巨大地震震源域における地震・津波ハザード評価のために、沈み込むフィリピン海プレートの形状モデル（例えば、Baba et al., 2002、Hashimoto et al., 2004、Hirose et al., 2008)や３次元速度構造モデル（例えば、Matsubara et al., 2017、Koketsu et al., 2008, 2009)が、これまでにいくつか提案されてきた。しかしながら、使用したモデルによって評価結果が異なる現状では、現実的な防災・減災対策は実現できない。標準化の試みとして、屈折法地震探査により推定された地震波速度構造に基づく３次元速度構造モデルが提案された(Nakanishi et al., 2018)が、さらに、海域の活断層に起因する地震・津波ハザード評価のためには、地殻浅部の詳細構造を反映した３次元速度構造モデルが必要である。

本研究では、南海トラフ周辺海域における正確な地震・津波ハザード評価実現のために、海域構造調査データに基づく高精度かつ信頼性の高い３次元標準モデルの構築を主目的としている。ここで利用した海域構造調査データは、様々な研究機関や民間企業による成果を収集したものである。

屈折法地震探査により推定された地震波速度構造モデルからは、島弧側の地殻内反射面、島弧モホ面、沈み込むプレート境界面、沈み込む海洋地殻のモホ面などの速度境界面の形状や速度情報を抽出した。また、反射法地震探査データについては、再処理により深部構造のイメージング向上を図った上で、音響基盤面からプレート境界面まで、特に浅部の構造解釈を行った。以上によって得られた速度境界面に基づく層構造と、各層内の速度構造の空間補間によって、３次元速度構造モデルの構築を実施した。

ここで、速度境界面の解釈は、調査手法によって異なるドメインで実施しているため、両者の比較と調整が必要となる。具体的には、屈折法により推定された速度境界面は深度ドメインから抽出し、反射法での構造解釈については、時間ドメインの断面を用いて行なっている。そこで、両者を同じドメインで比較するため、反射法データで解釈した時間ドメインの構造を深度ドメインに変換するための浅部の３次元速度構造モデルを作成した。なお、この３次元速度構造モデル作成に当たっては、主に反射法データの再処理過程で得られた重合速度を用いている。最終的に、深度変換を施された構造解釈結果を、屈折法データを用いて解釈した構造と比較し、必要に応じて修正を加えた。

以上により得られた３次元速度構造モデルは、海域活断層の深度変換に活用されるだけでなく、海域地震の震源決定の精度と信頼性の向上や南海トラフ巨大地震発生帯の理解にも不可欠な情報となる。将来的には、すでに構築した日本海、南西諸島および伊豆小笠原諸島海域の３次元速度構造モデルと、陸域の速度構造との統合を検討し、日本周辺へ拡張した３次元速度構造モデルの構築を検討している。
本研究は、文部科学省による科学技術基礎調査等委託事業「海域における断層情報総合評価プロジェクト」サブテーマ２「海域における既往探査データ等の解析及び統一的断層解釈」の一環として実施しているものである。

© The Seismological Society of Japan

Seismic survey in the Nankai Trough off western Kii peninsula

*Yasuyuki Nakamura[1], Shuichi Kodaira[1], Tetsuo No[1], Yuka Kaiho[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Kazuya Shiraishi[1]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

南海トラフではこれまでに巨大地震やそれにともなう津波が発生し、甚大な災害をもたらしてきた。プレート境界で発生する地震現象の理解を進める上でも、また、今後発生し得る地震や津波による災害を軽減するためにも、地震が発生する場を理解することは重要なことと考えられる。これまでにも南海トラフでは多くの地下構造調査が行われ、重要な知見が得られてきた（たとえばPark et al., 2002、Kodaira et al., 2000など）。Nakanishi et al. (2018)では、これまでの構造調査の結果を元に3次元的なP波速度構造モデルが提唱されている。一方、紀伊半島から四国沖においては、海底ケーブル観測網(DONET)によってこれまでにない精度で海域の地震・地殻活動のモニタリングがなされるようになり、これらのデータからトラフ軸近傍を含んだ海域で浅部低周波地震活動が報告されている（Tonegawa et al. 2017、Nakano et al. 2018）。こうしたイベントの背景にある構造的要因を知るためにはより詳細な構造情報を得る必要がある。

2018年11月から12月にかけて、紀伊半島西部沖南海トラフにおいて海底広域研究船「かいめい」による反射法地震探査を実施した。トラフ軸に直交する方向（長さ約75km）の23測線（測線間隔4km）と、陸側斜面最下部でトラフ軸に平行する方向（長さ約90km）の4測線（測線間隔4km）において、最大10600立法インチのエアガンを50m間隔で発振し、最長5.7kmのストリーマーケーブルによって反射波を受信した。深部でのイメージングを向上させることを目的として、ケーブルは深さ25mで曳航した。
初期的な解析によって得られた反射断面には、沈み込むフィリピン海プレート上面の形状や付加体の発達などが捉えられており、これらの構造がトラフ軸に沿う方向で変化している様子も描き出されている。トラフ軸から30km程度までの陸側斜面下には逆断層による堆積物の変形やデコルマ面と考えられる反射面がイメージされている。沈み込むフィリピン海プレート上面はトラフ軸から50km程度の距離まで追跡できる。一部の測線では、強い振幅を持つ深部反射面が2枚見られるが、これは分岐断層とプレート境界断層からの反射を捉えている可能性がある。調査海域には、これまでに浅部低周波地震活動が報告されている場所が含まれるが、この場所は反射断面上では沈み込むフィリピン海プレートが浅くなっている可能性がある場所の近傍にあたる。また、斜面堆積物が変形を受けていない場所では浅部低周波地震が報告されていない。これらの構造は浅部低周波地震の活動と関連するものである可能性が示唆される。今後、反射法データの解析を進め、より詳細で精度の高い反射断面を元に、南海トラフのプレート境界断層近傍の構造的特徴を調べるとともに、それらと低周波地震などの活動との関連を明らかにしていく予定である。

© The Seismological Society of Japan

Seismological Structure of PHS Boundary from Broadband Receiver Function Analysis of Local Deep Earthquake Records

*Yasunori Sawaki[1], Yoshihiro Ito[2], Kazuaki Ohta[2], Takuo Shibutani[2], Tomotaka Iwata[2]

1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

西南日本ではフィリピン海プレートの沈み込みに伴い, プレート境界型巨大地震が約百数十年という間隔で発生してきた. また, これらの地震発生領域（深さ約10-20 km）の浅部や深部延長において, 多様なスロー地震現象が確認されている [例えば Obara and Kato (2016, Science)]. プレート境界型地震の発生にはスロー地震が寄与する可能性 [例えば Ito et al. (2017, GRL)] が様々指摘されており, プレート境界の地震学的構造解析からプレート境界地震やスロー地震の発生メカニズムを探るという試みが行われてきた [例えば Kato et al. (2010, GRL)]. その中でもレシーバ関数法は, プレート境界や海洋モホ面, 大陸モホ面などといった重要な速度境界の構造を抽出する方法 [例えば Shiomi et al. (2008, JGR); Ueno et al. (2008, BSSA)] として広く使われてきた. 従来のレシーバ関数解析では低周波数帯を用いるのが一般的であったが（例えば Shiomi et al. (2008) では0.6 Hzまで）, 最近では，より高周波数成分を含むレシーバ関数解析によって, 浅部プレート境界面近傍の低速度薄層の存在が示唆されている [例えば Akuhara et al. (2017, JGR) では 4 Hzまで使用]. 著者らは, レシーバ関数に適用する周波数帯域の高周波側を複数設定して比較する「広帯域レシーバ関数法」と開発し, 浅部プレート境界の詳細構造を議論した [Sawaki et al. (2019, JpGU Meeting)]. しかし, 通常レシーバ関数解析では遠地地震（震央距離約30 ~ 90°）を使用するため, 高周波数帯の内部及び散乱減衰により高々 3 Hzまでの周波数帯域までしか使えない場合が多い [Sawaki et al. (2019, JpGU Meeting)]. そこで本研究では, 西南日本の周辺で起こった太平洋スラブ起源の深発地震からの観測波形を使用して, プレート境界近傍をターゲットにした広帯域レシーバ関数解析を行う. 近地の深発地震であることから, 幾何減衰，内部・散乱減衰の影響が小さく, 遠地波形に比べてS/N比が高いことが期待される. 本研究では, 広帯域レシーバ関数解析の周波数上限を上げ, 更に微細な構造を取得することを目的とする.

地震波形は, 東海・近畿・四国地方に設置されている防災科学技術研究所Hi-net, F-netの地震観測点で取得されたものを使用した. 深発地震は, 観測点からの震央距離が0 ~ 30°の範囲に入り, かつM5以上で, 観測期間は2005年1月から2018年12月までのものを取得した. なお, 震央距離が約 10°< Δ < 25°の場合（震源深さに依存）, マントル遷移層トリプリケーションによってスローネスの異なる複数のP波が到達してしまうことから, これらは解析から除外した. レシーバ関数の計算には, 時間拡張マルチテーパ法 [Helffrich (2006, BSSA); Shibutani et al. (2008, BSSA)]のコードを使用し, ハイカット周波数を0.4 ~ 10 Hzの中から複数設定することで, 異なる周波数帯域のレシーバ関数を計算した. また, 得られたレシーバ関数にHarmonic Decomposition Analysis [Bianchi et al. (2010, JGR)] を適用し, 波線到来方向依存性やTransverse成分の評価を行った.

まずは, 遠地地震記録と近地深発地震記録のパワースペクトルの比較を行った（図1）. 使用可能な周波数帯域について求めたところ, 遠地地震記録のスペクトルは周波数が3 HzほどまでS/Nが高い [Sawaki et al. (2019, JpGU Meeting)] のに対し, 近地深発地震波形のスペクトルはS/Nが10 Hz近傍まで十分に高いことが分かった. また日本近傍で発生する深発地震の分布は, その多くが西南日本から見て北東～南東に分布している. 西南日本で取得できる遠地地震波形の多くは南南東から西, または北の方角に分布していたことから, 本研究によりこれまでのレシーバ関数解析では得られなかった波線到来方向の, より高周波の地震学的構造を取得することに成功した. 本発表では深発地震のみを用いた広帯域レシーバ関数解析結果と, これまでの遠地地震レシーバ関数を組み合わせた解析結果を示し, 詳細構造について議論する.

© The Seismological Society of Japan

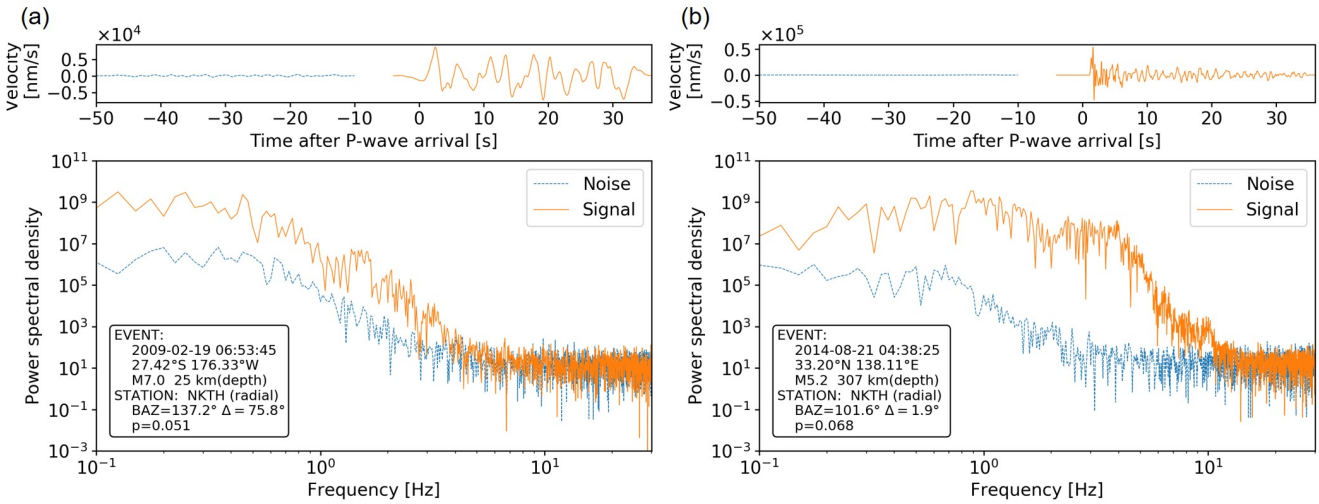


図1. Hi-net NKTH観測点（那智勝浦）における, radial成分の地震波形パワースペクトル（(a) 遠地地震, (b) 近地深発地震）
上段のグラフはスペクトル計算に用いた波形, 下段のグラフは地震波形のパワースペクトルを示す.
橙色のスペクトル（実線）はシグナル部分, 水色のスペクトル（波線）はプレシグナル部分のスペクトルを示す.
両イベントの到来方向・スローネスは近く, マグニチュードは(a)の方が大きい.

© The Seismological Society of Japan

Receiver function imaging of the Philippine Sea plate subducting beneath Shikoku

*Takuo Shibutani[1]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

１．はじめに

南海トラフ巨大地震において震源域や強震動生成域の広がりを的確に推定し、地震規模や強震動の予測の確度を上げるためには、震源域となるフィリピン海スラブ周辺域や巨大地震から発せられた地震波の伝播経路にあたる領域の構造を高精度に推定することが必要である。

我々は、リニアアレイ観測、レシーバ関数解析および地震波走時トモグラフィ解析により、紀伊半島、南九州および四国の地下構造を高精度に推定することを試みている。

今回は四国でのレシーバ関数解析の結果について報告する。

２．リニアアレイ観測

鳥取県米子市と徳島県海陽町を結ぶ米子ー海陽測線の四国側（綾川ー海陽区間）と徳島市と愛媛県西予市を結ぶ徳島ー西予測線でリニアアレイ観測を行った。いずれも測線近傍の定常観測点も含めて、観測点間隔が5 kmほどになるように臨時観測点を配置した。

綾川ー海陽区間では、2014年12月から2017年2月まで7点の臨時観測点を設置した。徳島ー西予測線の東側（神山ー大豊区間）では、2015年12月から2018年12月まで7点の臨時観測点を設置した。徳島ー西予測線の西側（いのー西予区間）では、2017年3月から2019年1月まで7点の臨時観測点を設置した。

各臨時観測点では、固有周期1秒の高感度地震計（L-4-3D、Sercel社製）の地動速度出力をデータロガー（LS-7000XT、白山工業製、100 Hzサンプリングまたは EDR-X7000、近計システム製、250 Hzサンプリング）に連続収録した。データロガーは自動車用バッテリーで駆動し、太陽電池で充電するオフライン観測である。

３．レシーバ関数解析

米子ー海陽測線の観測点で記録された遠地地震波形を用いてレシーバ関数解析を行った。レシーバ関数とは、観測点下のS波速度不連続面で生成されるPS変換波を抽出した波形である（澁谷・他, 2009）。さらに、気象庁の地震波速度構造JMA2001（上野・他, 2002）を用いて、レシーバ関数の時間軸を深さ変換し、多数の観測点で多数の地震に対して得られたレシーバ関数の振幅を共通の変換点上で重合することにより、S波速度不連続面のイメージを求めた。得られたレシーバ関数イメージをFig.1に示す。

OMとラベルした赤線の背景にある赤いイメージの連なりは高速度層の上面と考えられるので、フィリピン海スラブ内の海洋モホ面と解釈できる。その上方にあるSTとラベルした青線は、低速度である海洋地殻の上

© The Seismological Society of Japan

面、すなわちフィリピン海スラブの上面と考えられる。そのまた上方にあるCMとラベルした赤破線は、高速度である大陸マントルの上面（大陸モホ面）と考えられる。この結果から四国東部下のフィリピン海プレートは、四国南端の深さ20 kmから中国地方中部で深さ40 kmに達していて、6˚程度の傾斜角で沈み込んでいることが分かった。これに対して、大陸モホ面は、やや不明瞭ではあるが、中国地方北部の深さ35 kmからフィリピン海プレートの上方をせり上がるように四国南端の深さ15 kmまで分布していることが示唆された。

謝辞

防災科学技術研究所、気象庁、産業技術研究所、高知大学、京都大学の定常観測点の地震データを使用しました。

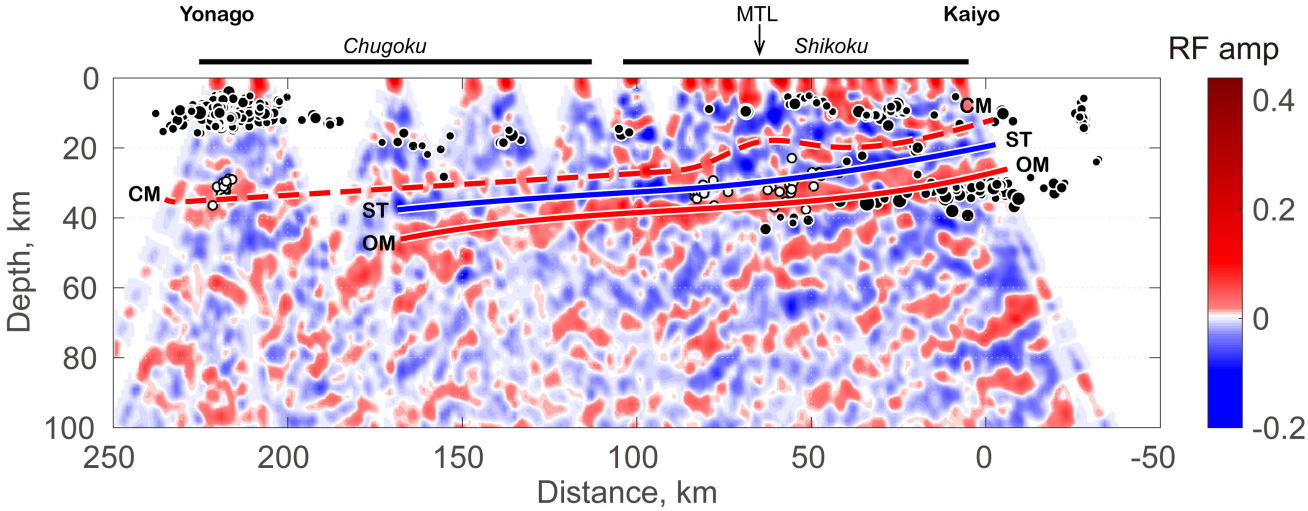


Fig. 1 Receiver function image along Yonago-Kaiyo profile line. The red line with ‘OM’ indicates the oceanic Moho, whereas the blue line with ‘ST’ denotes the slab top. The red broken line with ‘CM’ can be interpreted as the continental Moho. Open circles show deep low frequency events, while solid circles show ordinary events. MTL means Median Tectonic Line.

© The Seismological Society of Japan

Relationship between the Moho discontinuities and deep low-frequency earthquake activity beneath Shikoku, southwest Japan

*Katsuhiko SHIOMI[1], Tetsuya TAKEDA[1], Tomotake UENO[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

はじめに

西南日本では、活発な深部低周波地震活動が帯状に分布しているが、その活動度は一様ではない。四国西部は、西南日本全体でもっとも活動度が高い地域として知られている反面、四国東部の活動度はその1/3～1/5程度であり(Annoura *et al.*, 2016; GRL)、その活動域も香川県域と徳島県域の2ヶ所に分散する。このような特徴の違いは地下構造の違いに起因すると考えられるが、特に四国東部から紀伊水道周辺においては、Ide *et al.* (2010; GRL) により示されたフィリピン海プレート断裂の可能性を考慮するか否かを含め、現状においても明瞭な構造モデルが得られているとは言い難い。今回、我々は、四国東部地域を対象とし、当該地域内に設置された定常観測点および臨時観測点で得られたレシーバ関数 (RF) に基づいて本地域下のモホ面と思われる明瞭な不連続面の特徴を精査するとともに、深部低周波地震活動との対比を行った。

データと解析方法

解析には、四国東部およびその周辺に設置されている定常観測点ならびに臨時観測点のデータを用いた。USGS のPDEカタログから、Mw5.8以上、震央距離30°から90°の遠地地震を抽出し、各観測点における直達P波の理論到着時刻の30秒前から90秒後までの遠地地震波形記録を切り出した。この中から十分なS/Nを有する波形を選別したのち、RFを推定した。この際、f_c = 1.5 Hzの低域通過フィルタを適用した。各観測点のRFおいて、正振幅を有するもっとも顕著なPs変換波を含む時間領域に対してharmonic decomposition解析 (Bianchi *et al.*, 2010; JGR) を適用し、その変換波を励起する速度不連続面の傾斜方向を求めた。RFの深度変換には、Matsubara & Obara (2011; EPS) による三次元速度構造を用いた。

結果と議論

解析は観測点ごとに個別に実施したが、解析対象とした顕著な速度不連続面の傾斜方向は以下に示す領域でまとまった特徴を示した。

高知県東部：領域に属する観測点の9割で、西北西から北西傾斜であった。

徳島県南部：領域内の6観測点中5点で、面の傾斜方向が安定して求まらなかった。地表付近の散乱や多重反射が強い、対象とした不連続面が極めて平坦、あるいは複雑な曲面を形成しているなどの可能性があり、精査が必要である。

徳島県北部：領域内の3/4の観測点で南から南南西方向の傾斜を示した。上述の徳島県南部域に近い1点は西南西方向を示した。

愛媛県東部：5観測点中4点で南西傾斜だった。高知県境付近の1点は西傾斜の特徴を示した。

香川県：ほぼ西傾斜の特徴を示したが、香川・徳島県境付近の2点では傾斜方向が安定して求まらなかった。

高知県東部の観測点が示す傾斜方向は既知のプレート傾斜方向と調和的であることから、検出した顕著な不連

© The Seismological Society of Japan

続面は海洋モホ面と考えられる。一方、徳島県北部や愛媛県東部の観測点が示す傾斜方向は、既知のプレート運動方向やプレートモデルの傾斜方向と一致しない。四国東部における深部低周波地震活動も、四国西部同様、マントルウェッジ先端部直下に分布すると仮定すると、徳島県北部や愛媛県東部で見られる南方向から西方向の傾斜は、陸側モホ面の特徴を捉えている可能性がある。ただし、その場合、その深部に海洋モホ面が存在することが期待されるが、そのような速度境界面からの変換波は検出出来ていない。また、四国西部ではマントルウェッジの蛇紋岩化の進展による速度低下のため、陸側モホ面と海洋モホ面の近接部で陸側モホ面が明瞭な速度境界として検出出来ない領域が存在した。徳島県北部ならびに愛媛県東部で検出した南ないし西傾斜の境界面は、高知県東部で検出した海洋モホ面と非常に近接して存在している。徳島県北部ならびに愛媛県東部の境界面が陸側モホ面だと解釈すると、マントルウェッジの蛇紋岩化は、ほぼ進展していないことを示唆する。この構造的特徴の違いが、深部低周波地震活動度の違いに結びついている可能性がある。

謝辞

本研究には、防災科研Hi-net/F-net観測点のほか、気象庁、産総研VA-net、東大地震研究所、京大防災研究所、高知大による定常観測点ならびに文部科学省委託研究「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」の一環として設置した臨時観測点のデータを使用しました。また、本研究の一部はJSPS科研費 JP16H06475の助成を受けました。

© The Seismological Society of Japan

Anisotropy of shear wave velocity near surface at KiK-net station in Kyushu region based on seismic interferometry

*Kentaro Motoki[1], Kenichi Kato[1]

1. Kobori Research Complex Inc.

１．はじめに

2016年熊本地震では、震源近傍のKiK-net益城（KMMH16）で震度7の記録が得られ、観測点から約700メートル南に位置する県道28号周辺においては甚大な木造家屋の被害が生じた。KMMH16では地表のほかに深さ252mの地中でも記録が得られていることもあり、被害を及ぼす地震動評価の基データとして多くの解析に用いられている（例えば、山田・他、2017）。しかし、KMMH16の地中に対する地表記録の伝達関数が水平成分2方向によって異なっており（例えば、元木・他、2016）、方位による違いが何によるかを明らかにすることは地盤震動の観点からも重要な課題である。方位によって伝達関数が異なる一つの可能性として、地表付近のS波速度の異方性が考えられ、その異方性はKMMH16だけではなく広範囲に広がっている可能性もある。そこで本研究では、九州地方に設置されたKiK-net観測点を対象として、地震波干渉法に基づき地表と地中間のS波速度の伝播速度を、振動方位ごとに調査することによって、地表付近のS波速度の異方性を評価した。

２．方法とデータ

地中から地表までのS波の伝播時間を、地中記録に対する地表記録のデコンボリューションを求め、出力された波形のピーク時間から評価した。デコンボリューション時の0割を防ぐための処理方法や、ピーク時間の抽出方法はNakata and Snieder (2012)を参照した。振動方位10度毎に伝播時間を調査して、伝播速度が最も速くなる軸の方位とそれと直交する軸の比((Vfast-Vslow)/Vfast)を求めた。なお、地中観測点の設置方位はホームページで公開されている値を参照し、地表観測点の設置方位は加藤・他(2001)を参考に、地中観測記録との長周期成分の相関解析から推定した。

解析に用いた観測記録として、各観測点の観測開始から2017年6月までの記録を選定対象とした。最大加速度が1～100Galの弱震記録を抽出し、各記録のS波部分の5秒間をデコンボリューションの解析に用いた。

３．KMMH16における結果

速度が速い軸はN100Eの方向、速い軸の地中観測点から地表観測点へのS波の伝播時間は0.38秒、遅い軸は0.50秒、S波速度の異方性は24%と評価された。方位による伝播速度の違いは、表層付近の地盤の不整形性によって生じている可能性も考えられる。不整形性による場合は地震の到来方向によって、伝播速度が変わると考えられることから、地震の到来方向を45度毎に分割して評価した。到来方向による伝播速度の違いはほとんど見られず、振動方位による違いより顕著に小さい。伝播速度の違いの第一義的な要因は、表層地盤の不整形性よりS波速度の異方性の可能性が高いと判断している。2016年熊本地震の前と後の伝播時間を比較すると、地震後は遅くなり、時間を対数軸上でとると線形に近い形で地震前に近づく傾向がみられる。地震前後の伝播速度の違いは、澤崎(2017)で指摘されている現象と類似していることから、強震時の非線形挙動による表層付近の地盤の剛性が低下し、徐々に回復していると考えられる。しかし、速度比は地震前後で違いがほとんど見られなかった。

４．九州地方の異方性について

© The Seismological Society of Japan

KiK-net78観測点中、24観測点で速度比が0.10以上と評価された。最も異方性が高かったのは、NGSH03であり0.33と評価された。S波速度の異方性は主に規則的なクラックの配置によることが知られ、0.1以上の異方性はCrampin (1994)においてheavily fractured rockに分類される。このことから、九州地方はS波速度の異方性が高い地点が多いとみられる。各観測点の速度が速い軸の向きは一様ではなく、観測点によって異なる。九州地方における複雑な地殻の動きが、複雑な異方性を生じていることが考えられる。Nakata and Snieder (2012)と同様に、地殻変動の向きと速度が速くなる軸の方位を比較した。地殻変動量が大きい九州南部地域を見ると、火山フロント周辺では異方性は小さく方位はばらつきが大きくなる。前弧側では異方性の向きは地殻変動の向きに直交し、背弧側では両者は平行に近くなる傾向がみられた。この傾向は本研究と対象としている深さは異なるが、清水・他(2005)による地殻を対象とした東北日本における異方性の傾向と対応している。

伝播時間はPS検層から求められる伝播時間と比べると、速度が速い軸では平均的にPS検層の1.03倍、遅い軸では0.94倍になる結果が得られ、概ねPS検層に対応する結果が得られた。異方性の大きさと2点間の平均伝播速度には正の相関がみられた。それは第四紀の堆積層などではクラックより、鉛直方向の不均質のほうが大きくなり、異方性が現れにくくなるためと考えられる。異方性が大きい観測点では前述のKMMH16と同様に、地表と地中間の伝達関数が方位によって違いが生じることを確認した。このことは地盤の固有周期が方位によって異なることを表しており、地盤震動評価をする際には注意が必要と考えられる。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 17th) | General session：S07. Deep Structure and Properties of the Earth and Planets

Tue. Sep 17, 2019 5:00 PM - 6:30 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S07P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-01] Simultaneous measurement of P wave and S wave velocities of core and mantle materials in GHz-DAC method

*Akira YONEDA Yoneda[1], Shin-ichiro Yoneda[2], Seiji Kamada[2] (1. IPM, Okayama Univ., 2. Tohoku Univ., Sci.)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-02] Influence of the outer core structure on the velocity analysis in the inner core

*Toshiki Ohtaki[1] (1. Geologucal Survey of Japan, AIST)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-03] Toward adjoint tomography of the large low seismic velocity provinces beneath the western Pacific Ocean

*Masayuki Obayashi[1], Takayuki Miyoshi[2], Junko Yoshimitsu[1] (1. JAMSTEC, 2. NIED)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-04] *A low-velocity layer atop the mantle transition zone beneath Mexican gulf inferred from triplicated P and S waves*

*XIN LONG[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Nozomu Takeuchi[1] (1. ERI, Univ. of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-05] Mechanism of aqueous fluid migration through a thin, low-viscosity layer near the subducting plate interface

*Manabu Morishige[1] (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-06] Phase speed mapping of multi-mode surface waves with eikonal tomography using mode-branch waveforms

*Hitoshi Matsuzawa[1], Kazunori Yoshizawa[1], Fan-Chi Lin[2] (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. University of Utah)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-07] Comparisons of anisotropic 3D S wave speed models derived from linearized and non-linear inversions of multi-mode surface waves

*Kazunori Yoshizawa[1,2], Toru Taira[2] (1. Department of Earth & Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University, 2. Department of Natural History Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S07P-08] Po/So waves traveling in the Atlantic Ocean

*Azusa Shito[1], Daisuke Suetsugu[2] (1. Kyushu University, 2. JAMSTEC)

Simultaneous measurement of P wave and S wave velocities of core and mantle materials in GHz-DAC method

*Akira YONEDA Yoneda[1], Shin-ichiro Yoneda[2], Seiji Kamada[2]

1. IPM, Okayama Univ., 2. Tohoku Univ., Sci.

DACで加圧された試料の弾性測定法としてレーザー光を用いるブリルアン散乱法が広く用いられてきたが、①不透明試料の測定ができない、②高圧下で試料のP波ピークがダイヤモンドのS波ピークに埋もれてしまう、等の問題がある。ブリルアン散乱法の欠点を解決するためにGHz-DAC法の開発を2011年頃から開始した。紆余曲折を経て、2017[J1] 年にDAC中試料の音速測定に成功した[1]。今回、これまでの開発状況を紹介するとともに、今後の研究の展望に力点をおいてポスター発表を行う。
図1はGHz-DAC音速法の概念図である。バッファロッドをアンビル背面に押し付けて、GHz超音波を試料部へと伝達する。

本構成の実験システムでKClとハワイ産のオリビンのP波速度測定を実施した。P波シグナルや試料長の評価法については発表にて詳細を説明する。
P波測定と並行して、S波バッファロッドの開発も行った。斜め入反射する弾性波のP-S変換現象を応用している。図2に立方晶のYAG結晶で作成したS波バッファロッド
の製作過程を示した。既にDACセルからのS波シグナルも確認できており、GHz法によるV_P,V_S同時測定の展望が開けた。

今後[J1] は、GHz音速法の強みを活かし、以下に示すようなブリルアン散乱法では不得手な鉄含有試料の測定を行なっていく。

(1)20 GPaまでの純鉄

(2)50 GPaまでの含鉄ブリッジマナイト。

(3)100 GPaまでの高Fe数フェロペリクレース

（2,3）では鉄の高スピン低スピン転移領域でのGHz超音波測定を実施する。

本研究は大学院生の小林による貢献が大きかった。若手の新鮮な感覚はGHz開発において重要な役割を果たしている。今後も大学院生と協力して、GHz法研究を迅速に進展させていきたい。

文献[1]高圧力の科学と技術（日本高圧力学会誌）29巻2号（2019）

© The Seismological Society of Japan

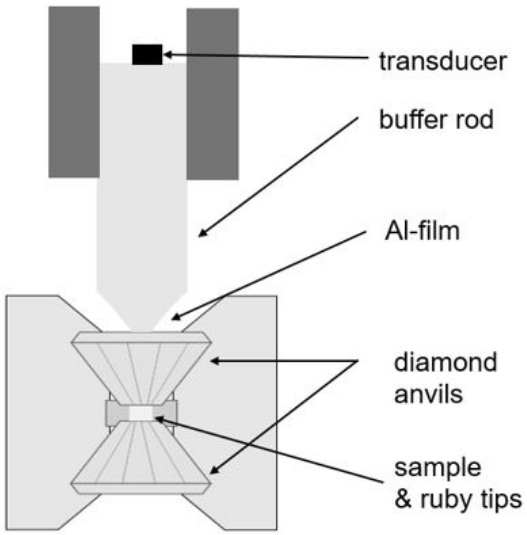


図1　GHz-DAC音速法の概念図

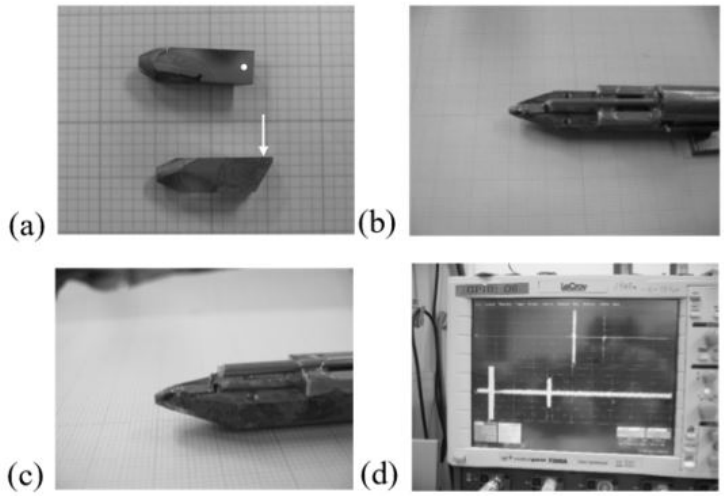


図2　S波バッファロッドの製作。(a)斜面をつけたYAG結晶。白点・白線は電極点を示す。（b,c）同軸ケーブル装着の様子。(d)オシロスコープによるS波発生の確認。

© The Seismological Society of Japan

Influence of the outer core structure on the velocity analysis in the inner core

*Toshiki Ohtaki[1]

1. Geologucal Survey of Japan, AIST

地球内部の速度構造を求める際に，対象とする領域を通る波とその近くを通る波との走時差をとることが昔からよく行われている．これは地震の震源の誤差，震源や観測点近くの構造のレファレンスモデルからのずれなどの走時への影響を除去するためであり，結果として走時の分散が小さくなることが知られている．しかし，この方法は，レファレンスとした第二の波が通る領域の速度がよく決まっていることを前提としている．では，その領域の速度の変動は，結果にどの程度の影響を与えるのだろうか？

本発表では，内核の速度構造探査を対象に，二つの波の走時差に探査対象以外の領域が与える影響について検討する．走時差として，その大きさと震央距離依存を扱う．内核とその上の外核との速度差は，その境界（Inner Core Boundary, ICB)を境に0.7 km/sほどである．この速度不連続のため，速度の速い内核を通る波の後に，より遅い外核を通ってくる後続波が同じ点で観測される．解析する波のペアは(1) 内核を通るPKIKP (DF)と外核下部までしか潜らないPKPbc (BC)およびICBでの回折波PKPc-diff (C-diff)，(2) PKIKPと内核境界で反射するPKiKP (CD)，(3) PKIKPと外核上部に最深点があるPKPab (AB)，の三つである．速度を求める対象は内核であり，影響を検討するのは，内核半径，外核上部(E)・外核底部(F)・マントル底部（D"）の速度の四つである．速度構造は水平方向に均質の場合のみを考慮する．

この三つのペアは，これまで内核速度決定に使われてきたものである．それぞれ解析する震央距離の範囲が違い，それゆえ解析できる内核の深さの範囲も違う．いま，内核より上の構造で基準とした速度が実際とずれていた場合を考える．そのずれが走時差に与える影響がペアごとに異なっていれば，ペアごとに求まる深さのつなぎ目以深に大きな影響がでるであろう．また，たとえば，外核底部の速度がPKIKPとPKPbc (+ c-diff)の走時差に与える影響は震央距離依存性をもつ．このとき外核底部の速度を別個に求めないならば，外核底部の速度のずれを内核内の深さ方向の速度変化と捉える可能性もある．

本発表では，走時差をとらない場合についても，これら構造のPKIKP走時への影響も合わせて検討する．

© The Seismological Society of Japan

Toward adjoint tomography of the large low seismic velocity provinces beneath the western Pacific Ocean

*Masayuki Obayashi[1], Takayuki Miyoshi[2], Junko Yoshimitsu[1]

1. JAMSTEC, 2. NIED

Introduction: It is well-known that there is a large low seismic velocity provinces (LLSVP) where the seismic velocity changes sharply above the core-mantle boundary (CMB), however it is unclear how it is distributed above the CMB. In recent years, the detailed S-wave velocity structure around the CMB was inferred from waveform inversion [1, 2]. In our previous study, we found an NE-SW running low S-wave velocity structure within the LLSVP lying beneath the western Pacific Ocean using analyses of travel times and the finite frequency inversion. To clarify the detail structure and its relationship with old subduction, we determine a three-dimensional (3D) P and S-wave velocity structure beneath the western Pacific Ocean based on waveform tomography using the combination of Spectral-element method (SEM) [3] and adjoint method [4].We show here some preliminary results with computational costs.

DATA and Method: We collected the seismic waveforms of three components obtained at seismic broadband stations from 102 earthquakes occurred from 2008 to 2015. These events are chosen so as to distribute evenly in space. Distribution of seismic stations used in this study is shown in Fig. 1. Removing the response of each instrument from the original records, we transferred into displacement waveforms with a bandpass filter (10-150 sec) to use the inversion. We constructed global Earth model based on S40RTS [5] as an initial 3D model in inversion to calculate synthetic displacements and adjoint waveforms using the SEM. Our SEM structural model was parameterized using 1.6 billion grid points to produce waveforms of a shortest period of 10 sec. The forward and adjoint simulation were conducted using a flat 600 Message Passing Interface (MPI) on Data Analyzer (DA) systemin Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC). The model parameters Vp and Vs were updated iteratively by gradient method using the misfit kernels (Fig. 2) based on the adjoint sources to minimize the misfit between observed waveforms and synthetic waveforms. Here, we show some preliminary results: estimation of computational costs, forward modelling, and trial inversion.

Results and Discussion: This study requires large computational cost to calculate forward and backward waveforms in the 3D whole Earth. We estimated the calculation time on the DA system. The time step of the solver was 0.1045 sec and 30 min waveforms were calculated. As a result, the calculation time was required approximately 2 and 9 hours for conducting forward and adjoint simulation, respectively for each event. If the calculation is conducted as 4 independent parallel job, it takes 3 weeks to obtain one iterative results when ~200 events are used in inversion. We succeed construction of the iterative model using the misfit kernels of a few events as trial, synthetic waveforms by iterative model were improved clearly. We are planning to apply differential travel times of some core phases. we are expected to revise the LLSVP from initial 3D model more efficient.

Acknowledgements: We used seismic waveforms obtained by IRIS and NIED F-net stations and SPECFEM3D Globe package used in this study.

References:[1] Konishi, K., Kawai, K., Geller, R.J., and Fuji, N., *Geophy. J. Int.*, **199**, 1245-1267 (2014). [2] Yuan, K. and Romanowicz, B., *Science*, **357**, 393-397 (2017). [3] Komatitsch, D. and Tromp, J., *Geophy. J. Int.*, **149**, 390-412 (2002). [4] Tromp, J., Tape, C., and Liu, Q., *Geophy. J. Int.*, **160**, 195-216 (2005). [5]

© The Seismological Society of Japan

Ritsema, J., Deuss, A., van Heijst, H. J., and Woodhouse, J. H., *Geophy. J. Int.*, **184**, 1223-1236 (2011).

© The Seismological Society of Japan

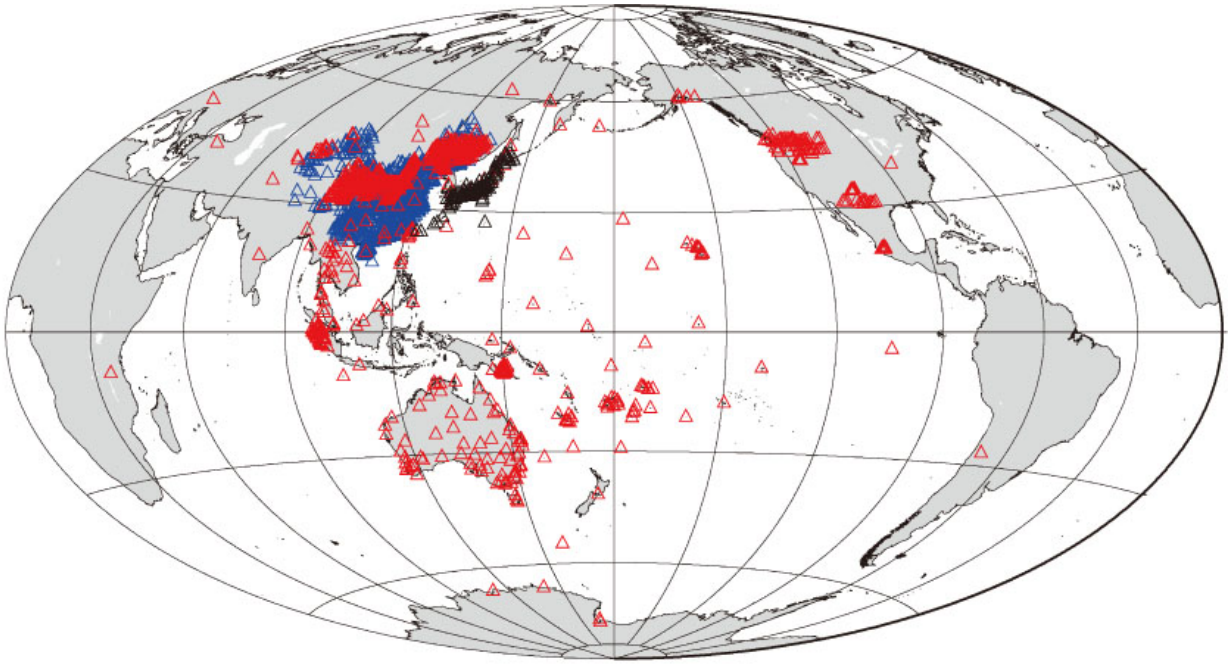


Figure 1 *Distribution of seismic stations used in this study. Black, red and blue triangles indicate F-net, IRIS and Chinese stations, respectively.*

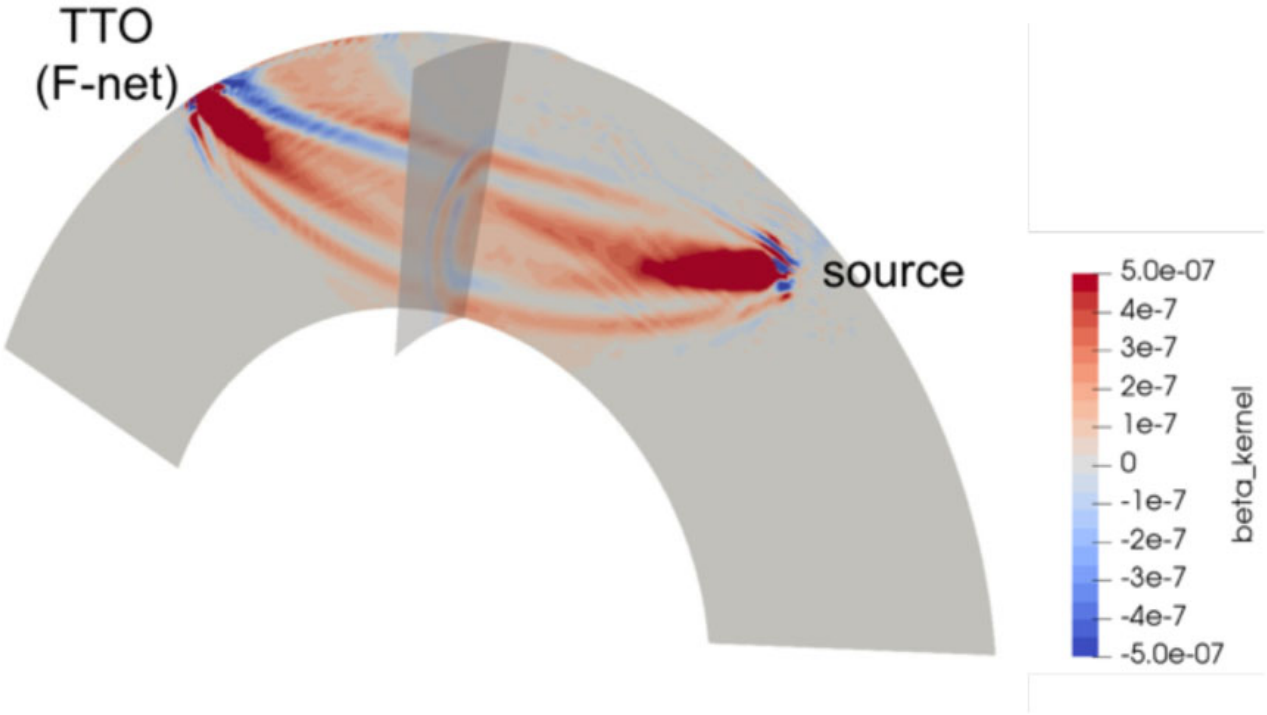


Figure 2 *Example of beta kernel for the earthquake occurred in Fiji on July, 2011. The kernel was calculated using S and ScS waves.*

© The Seismological Society of Japan

A low-velocity layer atop the mantle transition zone beneath Mexican gulf inferred from triplicated P and S waves

*XIN LONG[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Nozomu Takeuchi[1]

1. ERI, Univ. of Tokyo

The knowledge to the mantle transition zone (MTZ) is crucial for us to understand the mantle dynamics, especially in the subduction zone where it interacts with a subducting slab. In such a region, a low-velocity layer (LVL) just atop the 410-km discontinuity is often reported (Revenaugh & Sipkin 1994, Song et al. 2004); previous studies, however, suffer large uncertainty due to poor station coverage, and only S waves were analyzed. The origin of the LVL is still unclear, as it seems to be found globally (Tauzin 2010, Wei & Shearer 2017) but does not necessarily correlate with tectonic settings. Volatiles such as water released from MTZ is often invoked to explain the LVL; however, no evidence that there is a relation between the MTZ water content and the LVL atop 410km has been reported, probably due to the lack of the Vp/Vs ratio information.

In this study, we utilize triplicated P and S waves recorded by dense temporary and permanent seismic networks in the US to investigate the MTZ structure beneath the Mexican gulf. For analyzed earthquakes (depth from 75 to 200km) in Central America, B-cusp of triplicated P and/or S wave predicted by ak135 (Kennett et al. 1995) model should be around a distance of 20˚, however, AB phase extending beyond 26˚ is observed. Such extended AB phases do not decay quickly as a general diffracted phase and are dominated by a large negative trough. Only a LVL atop the MTZ could explain this feature because it acts as a waveguide and permits the AB phase to propagate to larger distances. The extended AB phase is only observed for waves that sample the MTZ beneath the central and eastern Mexican gulf and disappears as the ray begins to sample the western margin of the gulf. In addition to the extended AB phase, we also observed anomalously strong P410P and S410S phases that are reflected at the underside of the 410km-discontinuity. For P410P, its ratio to the EF phase is usually 2 times larger than the prediction of the 1D model, and this could be partly attributed to an LVL that increases the velocity contrast across the 410km-discontinuity.

Another possibly related prominent observation is the opposite differential residuals of CD and EF phases (relative to ak135) for P and S waves. Residuals for P wave are almost negative, and for S wave residuals are positive and gradually increase with distance. Because the differential arrival time between CD and EF phase is only sensitive to the velocity around the 660km-discontinutiy, an opposite residual for P and S may suggest a distinctive Vp and Vs relative ak135 (e.g., high Vp and low Vs within MTZ, which suggest a high Vp/Vs ratio). It could be noted that there is an abrupt change for Scd-ef residuals around a longitude of 90˚W, which corresponds to the location where the extended AB phase begins to disappear.

2D waveform modeling is conducted for P and S waveforms using AXISEM (Nissen-Meyer et al. 2014), and preliminary results suggest the existence of a 40km thick LVL with generally -4% Vp and -6% Vs relative to

© The Seismological Society of Japan

ak135 atop MTZ beneath the central Mexican gulf. A MTZ with Vs reduction of 3% and Vp increase of 2% could explain the observed CD-EF differential travel time residuals, which suggests a Vp/Vs ratio of over 1.9. This may indicate a water-rich MTZ beneath the Mexican gulf that is related to the LVL atop the 410km-discontinuity.

© The Seismological Society of Japan

Mechanism of aqueous fluid migration through a thin, low-viscosity layer near the subducting plate interface

*Manabu Morishige[1]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

It is well known that aqueous fluid released from the slab plays critical roles in the generation of earthquakes along the subducting plate interface. However, we still do not have sufficient understanding on how the fluid migrates and reaches this region. Several lines of evidence including low surface heatflow in the forearc suggest the existence of a thin, low viscosity layer (LVL) on top of the slab. If such a layer exists, the deformation due to the subducting slab is localized in this layer, leading to cold and stiff fore-arc mantle. In this presentation I will propose a mechanism of aqueous fluid migration through this layer based on the physical modeling in 2D.

I consider two-phase flow, which allows us to treat the movement of solid phase (rock) and fluid phase (pore fluid) simultaneously. Under the assumption that fluid phase does not affect the movement of solid phase, I take the following two step approaches. First, solid flow and dynamic pressure gradient are computed within the LVL. In this step I assume that solid flows parallel to the subduction direction. Then using the results obtained in the previous step I compute the time evolution of fluid volume fraction in and around the LVL using finite element approach. Fluid production rate is fixed in both time and space.

In the case where the solid shear viscosity within the LVL is constant, we find that a large amount of fluid is trapped within the layer for geological time scale. This is caused by the effects of compaction, that is, the cold and stiff overriding mantle wedge works as a barrier to the upward fluid migration. We also find that dynamic pressure associated with shear deformation of the rock increases with depth within the LVL and it facilitates the fluid migration in the up-dip direction. When we take into account the effects of non-linear viscosity within the LVL, which may be appropriate for the deformation of serpentine, the solid viscosity becomes highest in the central part of the LVL where the strain rate is low. The high viscosity region works as a barrier to the upward fluid migration and the fluid tends to stay near the basal part of the LVL.

The proposed mechanism of fluid migration is likely to be applied to relatively warm subduction zones where major dehydration reactions occur beneath the fore-arc mantle. In contrast, in cold subduction zones a large amount of fluid is released beneath arc or back-arc, not beneath the LVL. Therefore, the fluid will simply migrate upward or move with the slab.

© The Seismological Society of Japan

Phase speed mapping of multi-mode surface waves with eikonal tomography using mode-branch waveforms

*Hitoshi Matsuzawa[1], Kazunori Yoshizawa[1], Fan-Chi Lin[2]

1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. University of Utah

大陸下の上部マントル3次元速度構造を復元する上で，高密度な広帯域地震観測網を用いた表面波トモグラフィーは有効な手段である．特に，高次モード表面波は，より深部の構造を決定するのに必要不可欠である．これまで我々は，「アレイ解析に基づくマルチモード表面波の位相速度計測法」(手法①)と，「線形ラドン変換を利用した表面波モード波形分離法」(手法②)の開発とその応用に取り組んできた（Matsuzawa & Yoshizawa, *GJI*，2019）. この手法では，長さ2000km以上の直線アレイにおける波形記録から，アレイの重心地点の構造を反映したモード毎の分散曲線を推定し，さらにアレイ重心点でのモード分離波形を復元できる．

松澤・吉澤（日本地震学会2018年度秋季大会；米国地球物理学連合2018年度秋季大会）では，米国の高密度広帯域地震観測網USArrayにおける2007-2014年のイベント記録に対して手法①を応用し，北米大陸におけるマルチモード表面波位相速度分布を示した．これらのモデルはいずれも，西部で低速域，東部で高速域がみられ，北米大陸のテクトニクスを反映する典型的な速度構造が示していた．その一方で，位相速度計測値を長さ2000km以上のアレイの平均値として扱ったことなどが主な要因として，モデルの水平方向の解像度が低下し，ローカルなテクトニクス的特徴を復元することができなかった．そこで，本研究では，USArrayにおける観測波形に手法①および②を用いて収集したモード分離波形に対して，２次元アレイ解析法（eikonal tomography法，Lin *et al.*,*GJI,* 2009）を適用し，北米大陸のマルチモード表面波位相速度分布モデルの水平高解像度化を試み，新しいマルチモード表面波トモグラフィー法の可能性について議論する．

具体的には，まず2007-2014年に発生したM6.5以上の地震について，USArrayおよびGSNの地震波形記録に手法①および②を適用する．この際，震源から2000km以上離れている観測点のみを利用し，また震源ー観測点の方向が表面波の放射パターンの節面付近の場合は利用しない．次に，収集したモード分離波形に対して，eikonal tomography法を適用する．eikonal tomography法は，高密度アレイでの波形記録を用いて，アレイ内を伝播していく波面を復元し，その空間勾配を取ることで，直接（逆問題を解かずに）位相速度分布を推定する手法である．主にambient noiseに用いられてきたこの手法を，イベント記録から抽出した単一モードの長周期表面波波形に応用することで，イベント毎に各モードの位相速度分布を復元する．

予備的な応用試験の結果，任意の単一イベントを用いて，北米大陸の基本モードおよび１次高次モードレイリー波の位相速度分布を復元することができた．単一イベントの情報だけでは，局所的に大きな誤差も生じ得るが，従来のモデルと同様に東西の大規模速度構造のパターンが見られるとともに，一部の地域ではローカルな速度構造変化も示されている．直線アレイ記録から分離した単一モード波形は，主にアレイ重心点付近の構造を反映すると考えられ，重心点を仮想観測点と見なした二次的な構造解析に，十分適用可能であることが示唆される．今後，大量のイベントから復元したより高精度なマルチモード表面波位相速度分布を用いて，３次元構造にインバージョンすることで，水平・鉛直の両方向で高解像度な速度構造モデルの復元が期待される．

© The Seismological Society of Japan

Comparisons of anisotropic 3D S wave speed models derived from linearized and non-linear inversions of multi-mode surface waves

*Kazunori Yoshizawa[1,2], Toru Taira[2]

1. Department of Earth & Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University, 2. Department of Natural History Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

近年，世界各地の大陸域に展開されている高密度な臨時広帯域地震観測網で記録された中～長周期表面波の情報を用いて，大陸下のリソスフェアおよびアセノスフェアの高精度な3次元異方的S波不均質構造モデルの復元や内部境界層に関する研究が広く行われている（e.g., Kennett et al., 2013, GJI; Yoshizawa, 2014, PEPI）．これらの研究により，クラトンの空間分布に応じた高速度異常や，大陸リソスフェア～アセノスフェアに見られる異方性の層状分布（e.g., Yuan & Romanowicz, 2010, Nature; Yoshizawa & Kennett, 2015, GRL）などが明らかになりつつある．

表面波の情報を利用するトモグラフィー研究では一般に，逆問題を線形化して反復的にモデルを復元する手法が広く用いられる．例えば，基本モードまたはマルチモードの分散曲線を用いてS波速度を復元する際には，初期モデルを仮定し，その構造変化に対する位相速度の偏微分係数（鉛直感度カーネル）を用いて，速度構造の摂動を求める（e.g., Yoshizawa & Kennett, 2004）．このような線形化インバージョン法では，モデルの滑らかさや摂動の大きさなど，先験情報を用いて制約しつつ最適なモデルを復元する．一方，最近の計算機能力の向上により，問題の線形化を一切必要とせず，またモデルパラメータ数も可変とし得る完全非線形な3次元速度構造の復元が実用可能になってきた．そこで，本研究では，同一の表面波分散曲線を利用して，従来の線形化インバージョンによる豪州大陸の3次元S波鉛直異方性モデル（Yoshizawa, 2014）と，完全非線形なインバージョン法による3次元モデルを復元し，これら異なる手法による3次元モデルの比較検討を行う．

線形化モデルでは，Tarantola & Valette (1982)の方法を用いて，初期モデルに対する表面波位相速度の鉛直感度カーネルを利用し反復的に最適モデルを求める．一方，非線形モデルは，trans-dimensional hierarchical Bayesian inversion法により復元する．この手法では，モデルパラメータ数（１次元構造モデルの層数）を可変とし，先験的な拘束条件も不要で，観測データに対して最適な解像度での構造推定が可能である．次元の変化するパラメータ空間の探索には，Reversible Jump Markov Chain Monte Carlo法（Green, 1995, Biometrika）を用いる．さらに，Hierarchical Bayes法（e.g. Malinverno and Briggs, 2004, Geophysics）により，データ誤差がガウス分布に従うと仮定し，その分散も同時に推定してover-fittingを防ぐ．また，十分な精度で事後確率分布を推定するために大量のモデルサンプルが必要となるが，Parallel Tempering法（e.g. Sambridge, 2014, GJI）を用いて，サンプリング効率の向上とパラメータ探索範囲の拡充をはかる．これら線形・非線形のインバージョン手法を用いて，豪州大陸域の各地点におけるレイリー波およびラブ波のマルチモード分散曲線からSV波速度及びSH波速度モデルを復元し，大陸域の3次元S波鉛直異方性分布を復元する．

豪州大陸を東西に横断する鉛直断面の比較から，クラトン域の高速異常など，S波速度分布の特徴的な大規模構造は，線形・非線形のどちらのモデルもよく一致することがわかった．ただし，線形化モデルでは，先験的に与えたモデル共分散行列を通じてS波速度の鉛直方向の滑らかさが制約される一方，非線形モデルでは，モデル次元を自動的に決定するため，より小規模な不均質性の影響が反映される結果が示された．これにより，大陸リソスフェア底面付近の速度変化が，非線形モデルのSV波モデルでは，より急峻に現れる傾向が見られる．この影響は，鉛直異方性パラメータ（SH波とSV波の速度比）の空間分布にも見られ，線形モデルでは，大陸リソスフェア直下の広範な深さ範囲にみられたSH>SVの鉛直異方性が，非線形モデルではやや小規模かつ狭い範囲に見られるようになる．またBayesian inversionに基づく非線形モデルでは，事後確率分布に基づくモデルの誤差分布も推定でき，モホ面以下の上部マントル領域では，特にSV波速度の場合で概ね0.1km/s以下の誤差となり，十分な精度でS波速度モデルが推定できることがわかる．ただし，線形化モデルに

© The Seismological Society of Japan

比べ，完全非線形モデルの復元には膨大な計算量（数千倍以上のCPU時間）が必要となる．今後，摂動理論等を導入したフォワード計算の高速化等により，更なる計算効率の向上も検討する．

© The Seismological Society of Japan

Po/So waves traveling in the Atlantic Ocean

*Azusa Shito[1], Daisuke Suetsugu[2]

1. Kyushu University, 2. JAMSTEC

Po/So波は、海洋リソスフェアを選択的に伝播する特殊な地震波で、高周波・大振幅・長継続時間という特徴をもつ。このような際立った特徴から、その存在は1940年代から知られており、ガイド波の一種と考えられていたがその励起・伝播メカニズムの詳細は明らかにされていなかった。

我々は、Shito et al. [2013]において、北西太平洋で観測されたPo/So波の波形解析と地震波動場の数値シミュレーションにもとづき、Po/So波は海洋リソスフェア内部の層状不均質構造によりP/S波が多重前方散乱することにより励起・伝播することを明らかにした。

以降、Po/So波の解析による海洋リソスフェアの内部構造の推定が、我々のグループやオーストラリアのKennett博士らのグループを中心に進められ、太平洋とその縁海であるフィリピン海の海洋リソスフェアの層状不均質構造について詳細に調べられ、以下のようなことが明らかになった。

（1）年代が古い海洋リソスフェアほどPo/So波の伝播効率が高い。
（2）年代に依存して高くなるPo/So波の伝播効率は、冷却により層状不均質構造を含む海洋リソスフェアの厚みが増すこと、地震波減衰が小さくなることで説明できる。
（3）層状不均質構造のパラメターは、水平方向の空間スケール(Ax)＝10 km・鉛直方向の空間スケール(Az)＝0.5 km・地震波速度不均質の強度（σ）＝±2%程度である。
（4）地震波速度不均質の強度は深さとともに上昇する [Kennett & Furumura, 2015]。

しかしながら、これまでのPo/So波に関する研究のほとんどは、太平洋およびフィリピン海の海洋リソスフェアを伝播するものについてのみであり、その他の海洋リソスフェアを伝播するPo/So波に関する研究はほとんどなされていない。海洋地殻の内部構造は海嶺での拡大速度に依存して変化することが知られているため、高速拡大の太平洋と低速拡大の大西洋やインド洋とでは海洋リソスフェアの層状不均質構造も異なっている可能性があり、これを検証することはその成因を解明するうえで重要である。

そこで、本研究では大西洋を伝播するPo/Soの観測データを収集しその特徴について整理し、大西洋の海洋リソスフェアの層状不均質構造についての検討を行う。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 17th) | General session：S16. Subsurface Structure and Its Effect

Tue. Sep 17, 2019 5:00 PM - 6:30 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S16P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-01] **2D Microtremor array measurements in Tsukuba city**

*Haruhiko Suzuki[1], Chisato Konishi[1], Atsushi Yatagai[1], Tadashi Sato[1], Takanori Ogahara[1], Ken Sakurai[1], Yasuhiro Kaida[1], Toru Suzuki[2], Hirohito Takahashi[3], Tomio Inazaki[4] (1. OYO, 2. MONY, 3. Meijyo Univ., 4. AIST)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-02] **Dense Microtremor Observation in Oshikadani and Takatsuji district, Yurihama Town, Tottori Prefecture**

*Isamu Nishimura[1], Tatsuya Noguchi[2], Takao Kagawa[2] (1. Graduate School of Sustainability Science,Tottori Univercity,Department of Engineering,Social Systems and Civil Engineering Program, 2. Social Systems and Civil Engineering, Tottori Univercity)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-03] Microtremor survey on Saga plain and Shiroishi plain, Kyushu, Japan

*masayuki yoshimi[1], michiko shigefuji[2] (1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. Kyushu University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-04] Estimation of Phase Velocity using an Array with Arbitrary Shape

*HUAN ZHANG[1], Hitoshi Morikawa[1], Kahori Iiyama[1] (1. Tokyo Institute of Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-05] Estimation of Underground Structures around Source Area of the 2018 Hualien Earthquake (M_W 6.4) using Microtremor Array Observations

*Ken Miyakoshi[1], Yasuhiro Matsumoto[2], Masumi Yamada[3], James Mori[3], Ikuo Cho[4], Takumi Hayashida[5], Chun-Hsiang Kuo[6], Che-min Lin[6], Yin-Tung Yen[7], Keng-Chang Kuo[8], Yujia Guo[1] (1. Geo-Research Institute, 2. Kozo Keikaku Engineering, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 5. Building Research Institute, 6. National Center for Research on Earthquake Engineering, 7. Sinotech Engineering Consultants, 8. Kaohsiung university of Science and Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-06] Estimation of subsurface structure based on microtremor and seismic observation in Shigaku area, Ohda City, Shimane Prefecture, Japan

*Tatsuya Noguchi[1], Isamu Nishimura[1], Takao Kagawa[1] (1. Tottori University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-07] Near-surface structure over Okayama Prefecture, Japan

Ayumu Uneoka[1], *Masanao Komatsu[2], Takaaki Fujita[2], Hiroshi Takenaka[2], Keiichi Nishimura[3], Mitsutaka Oshima[4], Hiroshi Kawase[5] (1. Okayama University (Now: Ryobi Systems co., ltd.), 2. Okayama University, 3. Okayama University of Science, 4. Shimizu Corporation, 5. Kyoto University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-08] A study on the modal properties of sediment on base rock

Miriam Beatrice Dodt[1], Yusuke Suzuki[1], *Kahori IIYAMA[1], Hitoshi Morikawa[1] (1. Tokyo Institute of Technology)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-09] Subsurface velocity structures from seismic bedrock to ground surface for Tokai region, modeled to enhance strong motion prediction

*Atsushi WAKAI[1], Shigeki SENNA[1], Atsushi YATAGAI[2], Yoshiaki INAGAKI[2], Hisanori MATSUYAMA[2], Hiroyuki FUJIWARA[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. OYO Corporation)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-10] Classification of ground type for ground motion prediction based on regional characteristics of AVS 30 obtained by microtremor survey

*Shigeki Senna[1], Atsushi Wakai[1], Atsushi Yatagai[2], Yoshiaki Inagaki[2], Hisanori Matsuyama[2], Hiroyuki Fujiwara[1] (1. NIED, 2. OYO Corp)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-11] Characteristics of Ground Motion in Ogasawara Iwo-To Island using Microtremor H/V Spectral Ratio

*Takumi Murakoshi[1] (1. National Defense Academy)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-12] Estimation of soil amplification using seismic records observed at dense seismic network and deep borehole stations

*Shinako Noguchi[1], Osamu Murakami[2], Yasuhiro Asai[2] (1. Association for the Development of Earthquake Prediction, 2. Tono Research Institute of Earthquake Science)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-13] Site amplification at strong motion stations in the Kathmandu Valley, Nepal

*Michiko Shigefuji[1], Nobuo Takai[2], Subeg Bijukchhen[3], Chintan Timisina[4], Mukunda Bhattarai[4], Shova Singh[4] (1. Kyushu Univ., 2. Hokkaido Univ., 3. Khwopa Engineering College, Nepal, 4. Department of Mines and Geology, Nepal)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-14] Strong ground motion simulation in Osaka Plain for the 2018 Northern Osaka Prefecture earthquake

*Haruko Sekiguchi[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1] (1. Kyoto University, DPRI)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-15] Ambient noise cross-correlation function analyses using continuous observation data by CEORKA

*Takashi Akazawa[1] (1. Geo-Research Institute)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S16P-16] **Examination of waveform in development of simultaneous 3D seismic reflection survey for shallow water using underwater speaker**

*Mayu Ogawa[1], Tetsuro Tsuru[1], Seishiro Furuyama[1], Jin-Oh Park[2], Chen Guo[2], Kosaku Arai[3], Takahiko Inoue[3] (1. Tokyo Unversity of Marine Science and Technology, 2. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 3. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology)

2D Microtremor array measurements in Tsukuba city

*Haruhiko Suzuki[1], Chisato Konishi[1], Atsushi Yatagai[1], Tadashi Sato[1], Takanori Ogahara[1], Ken Sakurai[1], Yasuhiro Kaida[1], Toru Suzuki[2], Hirohito Takahashi[3], Tomio Inazaki[4]

1. OYO, 2. MONY, 3. Meijyo Univ., 4. AIST

はじめに

微動アレイ探査は、S波速度構造を簡便に推定する手法として、土木建築分野、地震防災分野で広く利用されている。1次元探査に加え、2次元、3次元探査が多く実施されるようになった（例えば、林ほか，2019）。本研究では、深部地盤構造の推定を目的として、つくば市において2次元微動アレイ探査を実施した。

測定および解析方法

測定には、応用地質製一成分・三成分McSEIS-AT（以下Atomという）、地震計として固有周期2Hzのジオフォンを用いた（SUNFULL製PS-2B）。40台のAtomを用いて45分程度の測定を5回実施した。3成分の微動測定は20地点で実施した（図1）。測定の前には、ハドルテストを行い、0.1~10Hzの帯域において、良好なコヒーレンスが測定できることを確認した。解析法はCMP-SPAC法を用いた常時微動トモグラフィ法を用いた（林ほか，2018）。CMPの間隔を400 mとして、測線全体で24本の位相速度曲線が得られた。観測された位相速度の周波数範囲は約0.3~5Hzである。測線の両端と中央部で、L字及び十字アレイを同時に測定し、リニアアレイによる位相速度との比較を行った結果、概ね整合的であった。

S波速度構造の逆解析

S波速度構造の逆解析には、山中・石田(1995)による遺伝的アルゴリズムを用いた。鈴木・山中(2010)を参考に位相速度と微動のH/Vスペクトルの同時逆解析を行った。逆解析の際には、測線中央部のCMP012を参照点として、CMP012でのS波速度の個体群で、他の観測点のS波速度を固定して解析する多地点同時逆解析を行った。図2に逆解析されたS波速度構造を示す。観測点ごとに個別に解析した結果では、特に第2、3層の上面深度、第3層のS波速度にばらつきが大きい結果となった。馮ほか(2003)で指摘されているように、多地点のデータを同時に逆解析することによりある種のスタッキングの効果が得られ時間・空間的なランダムノイズの影響を軽減できているためと考えられる。図3にはPS検層結果との比較を示す。最小残差の10%以内のモデルを平均した結果である。平均モデルは両者に大きな違いは見られないが、多地点同時逆解析の結果の方がばらつきのやや小さい結果であり、検層結果と概ね整合的である。

まとめ

つくば市において、2次元微動アレイ探査を行った。位相速度と微動H/Vスペクトルの同時逆解析によりS波速度構造を推定した。多地点同時逆解析の結果、第2、3層上面深度が滑らかでな地盤構造モデルが推定された。PS検層結果とも整合的な結果が得られた。今後、参照点を変えた場合の結果の検討、他サイトでの適用等について検討する予定である。

© The Seismological Society of Japan

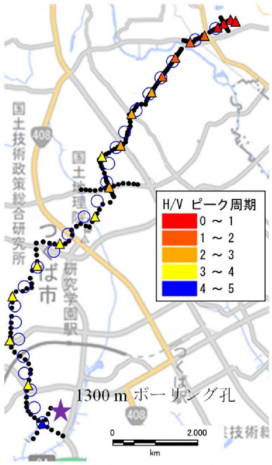


図 1 観測点位置図　黒丸:観測点　青丸：CMP　三角：3 成分観測点

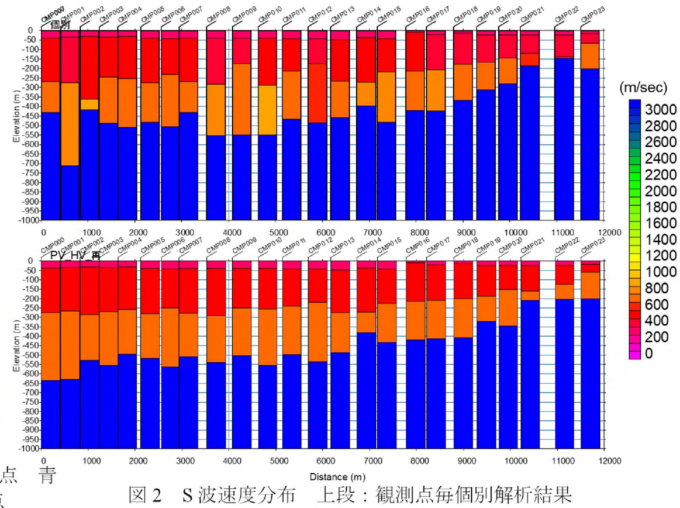


図 2　S 波速度分布　上段：観測点毎個別解析結果
下段：多地点同時逆解析結果

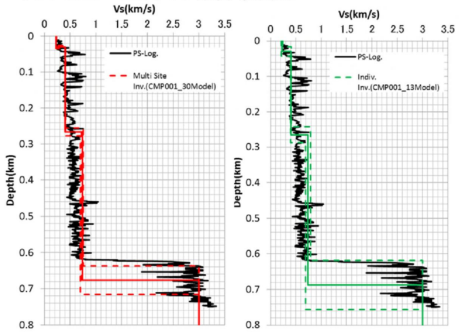


図 3　1300 m ボーリング孔における PS 検層結果との比較
左図：多地点同時逆解析結果
右図：観測点毎個別解析結果

© The Seismological Society of Japan

Dense Microtremor Observation in Oshikadani and Takatsuji district, Yurihama Town, Tottori Prefecture

*Isamu Nishimura[1], Tatsuya Noguchi[2], Takao Kagawa[2]

1. Graduate School of Sustainability Science,Tottori Univercity,Department of Engineering,Social Systems and Civil Engineering Program, 2. Social Systems and Civil Engineering, Tottori Univercity

1.はじめに

2016年10月21日に鳥取県中部の地震（Mj6.6）が発生し，震源近傍の倉吉市，北栄町，湯梨浜町，三朝町など鳥取県中部の広範囲で建物被害が生じた．湯梨浜町の小鹿谷および高辻地区で住宅が密集する領域は両地区とも200～300m四方の領域の狭い範囲内であったがその中でも木造建物の屋根瓦の被害が局所的にみられ，近隣では無被害の家屋もみられた．そこで本研究では，局所的に被害が発生する原因を追究するために，両地区において稠密微動観測並びに地震観測を実施した．

2.微動探査による地盤構造の推定

微動観測は2017/7/21，24の日中に，小鹿谷(OSK)，高辻(TK)の2地点で実施した．3成分単点観測を小鹿谷で82点，高辻で20点，アレイ観測をそれぞれ1地点で観測を行った．使用機器には加速度型微動計JU410（白山工業）を用い，測定方向を水平動2成分(NS，EW)成分，上下動成分の3成分とし，サンプリング周波数は3成分単点観測時で100Hz，アレイ観測時で200Hzとした．GPSクロックにより時刻同期させる仕様で，測定時間は10分間程度の測定を行った．アレイ観測は微動計4台を用いて，円の中心に1台，円周上に等間隔で3台（内接する三角形の各頂点）に配置して実施した．

微動の3成分観測記録より，20.48秒を5区間以上選定し，3成分のフーリエスペクトルを算出，対数ウィンドウ（係数20）で平滑化し，水平動のスペクトルと上下動のスペクトルの比(H/V)を求めた．アレイ観測記録は，CCA法[1)]によりセグメント長10.24秒，Parzenウィンドウ（バンド幅0.3Hz）でスペクトルを平滑化し，位相速度分散曲線を求めた．位相速度分散曲線とH/Vを用いて，レイリー波基本モードを仮定して，試行錯誤で地盤構造モデルを推定した．その結果，両地域でS波速度200m/s以下の層が15m程度堆積していること，地表から15ｍ以深でS波速度700m/sの非常に硬い層が存在していることがわかった．このことより，両地域とも山麓付近に位置しており，堆積層が薄いことを示している．また図1に小鹿谷，図2に高辻の卓越周期分布図を示す．小鹿谷では西側で卓越周期が0.1～0.2秒，東側で0.5～0.6秒であり山際に近付くにつれて短くなる傾向がみられた．卓越周期の分布が変化する境目で建物被害が集中しており，その周期は0.5～0.6秒であった．H/Vのピーク値に注目すると，南側の山の麓付近では2.0以下，平野部に近い場所では3.0以上の地点が多く，谷筋から平野部に向うにつれてピーク値が大きくなる傾向がみられた．高辻では全体的に卓越周期は0.1～0.3秒，ピーク値2.0以下の地点が分布しており，目立った特徴はみられなかった．ピークが明瞭な地点において建物被害がみられ，その周期は0.2～0.3秒であった．

3.地震記録による地盤構造の推定

小鹿谷では2017年7月から2018年7月まで，高辻では2015年10月から両地域で地震計を設置して地震観測を行っており，高辻では2016年鳥取県中部の地震の本震記録が得られている．観測機器は東京測震製のセンサー体型記録計CV-374Aを使用し，測定方向を水平動2成分(NS，EW)成分，上下動成分の3成分とし，サンプリング周波数100Hzで常時収録，GPSクロックによる時刻校正を行う仕様である．

地震観測記録より，S波部の10.24秒の区間を切り出し，両端に0.5秒のコサインテーパーを施

© The Seismological Society of Japan

し，Parzenウィンドウ（バンド幅0.3Hz）でスペクトルを平滑化し，各成分のフーリエスペクトルを算出，微動記録と同様にH/Vを求めた．この観測H/Vを用いて，S波速度700m/sよりも遅い浅部構造は微動観測により得られたモデル，深部構造は野口・他[2]による地盤構造モデルをベースとして，拡散波動場理論[3]に基づく理論H/Vを用いてフォワードモデリングで推定した。さらにそのモデルをベースにハイブリッドヒューリスティック探索法[4]によるインバージョンで最終的に地盤構造モデルを求めた．今回は減衰定数，第1層目の層厚とS波速度，最下層のS波速度・P波速度を固定し，その他の層に関してはS波速度・P波速度・層厚共に初期値から±25%の範囲で探索を行った．観測H/Vと計算H/Vの比較を図3に，逆解析により算出された地盤構造モデルを図4に示す．小鹿谷ではS波速度400m/s以下の層が50ｍ堆積しているのに対して，高辻ではS波速度200m/s以下の層が10m堆積しており，浅部構造に違いがみられる．そのため鳥取県中部の地震発生時に揺れ方が異なっていた可能性がある．今後は作成したモデルの妥当性を本震波形を用いて検討する予定である．

参考文献 :1)Cho，et. al., J. Geophys. Res., 2006., 2)野口竜也・他;土木学会論文集 A1(構造・地震工学)Vol.72, 2016., 3)Kawase, H, et. al., Bull. Seism. Soc. Am. Vol.101, 2011., 4)山中浩明;物理探査, 2007.

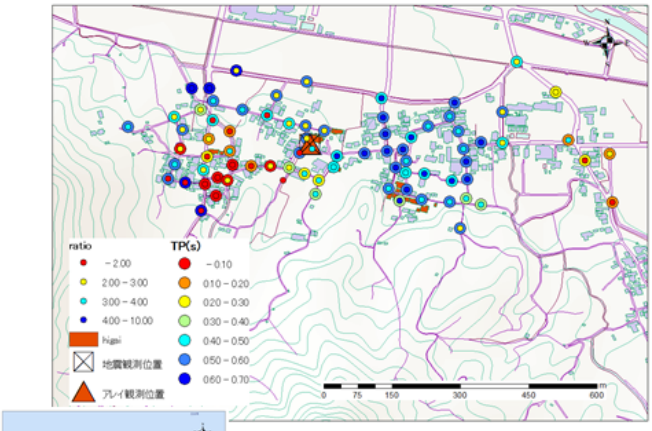


図1 小鹿谷の卓越周期分布図

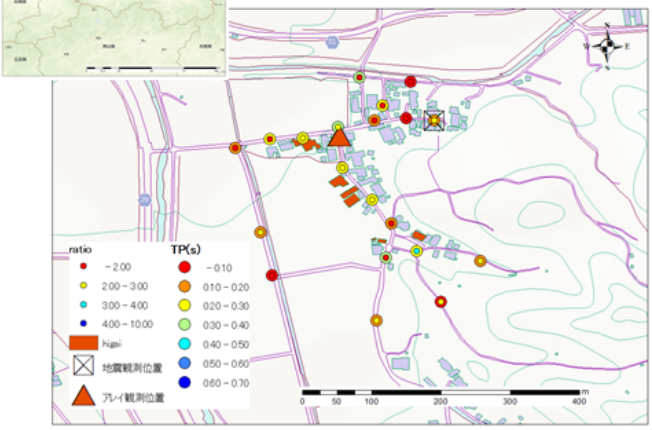


図2 高辻の卓越周期分布図

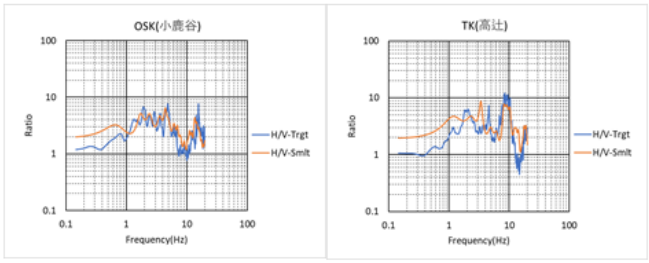


図3 観測H/Vと計算H/Vの比較

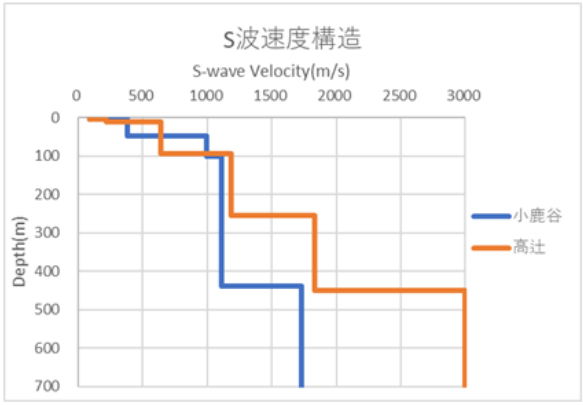


図4 同定したS波速度構造モデル

© The Seismological Society of Japan

Microtremor survey on Saga plain and Shiroishi plain, Kyushu, Japan

*masayuki yoshimi[1], michiko shigefuji[2]

1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. Kyushu University

佐賀平野は筑紫平野の中部、白石平野は筑紫平野の西部に位置する堆積平野である。筆者らは，佐賀平野北縁から有明海沿岸にかけて南北の測線を設定して４地点にて最大半径500m程度の微動アレイ探査を実施し，南ほど基盤深度が低下する傾向、および、堆積層にVs500～700m/s程度の層が想定されることを見出した（吉見ほか、JpGU2019）。また、３成分速度計（東京測振SE-321、固有周期10秒）を用いた単点微動観測を行い、佐賀平野における微動の水平・上下成分のスペクトル比（微動H/V）には明瞭なピークが見られること、重力異常の急変帯から推定された佐賀平野北縁断層の位置（地震調査研究推進本部）を境に南側の微動H/Vには低周波数（およそ0.3Hz以下）ピークが現れるのに対し、北側では高周波数（およそ1Hz以上）のピークのみが見られることを見出した。しかし、佐賀平野北縁から有明海まで達する観測測線は１本のみであり、この特性（特に微動H/V）が佐賀平野全体で見られるかは不明であった。

そこで、佐賀平野の単点微動測線を１本増やすとともに、佐賀平野の西隣の白石平野でも測線を設定して単点微動観測を実施した。さらに、既往反射法探査測線近傍にて、佐賀平野北縁断層の低断層崖を跨ぐ単点微動測線（間隔100m）を設定して観測した。その結果を報告する。

© The Seismological Society of Japan

Estimation of Phase Velocity using an Array with Arbitrary Shape

*HUAN ZHANG[1], Hitoshi Morikawa[1], Kahori Iiyama[1]

1. Tokyo Institute of Technology

1. Introduction

Microtremor observation has been widely applied for estimating ground structures. Two methods have been generally recognized to calculate phase velocities, which are the frequency-wave number (F-K) spectral method (Capon, 1969) and the spatial auto-correlation (SPAC) method (Aki, 1957). Although F-K method has no constraints on the shape of the array, the accuracy of results depends on the array shape. In addition, the SPAC method requires particular arrangement of the sensors, which can be difficult to realize in field observation. Attempts, such as Centerless Circular Array (CCA) method (Cho et al., 2006) has been made to eliminate constraints on the shape of array. It can be applied to arbitrary array shape considering sensors spacing around a specific circle, but the determining process for which can be complex. Therefore, a method of estimating phase velocity of Rayleigh wave using an arbitrary shape array is proposed.

2. Method

On the basis of the analytical solution of Lamb's problem for vertical components of Rayleigh wave, the relationship between two observation points, p and q for example, is given in a discrete representation with the Bessel function of the first kind and higher-order Bessel functions, which is called Complex Coherence Function (CCF; 白石・松岡, 2005). Zhang and Morikawa (2015) extended the CCF to apply it to linear array situation. By adding an observation point s, which is located anticlockwise alpha degree with respect to line p-q, the relationship between p and s can be expressed as equation (1), in which the left side denotes the real part of the normalized cross spectra of vertical records between point p and s, and character Jn denotes the n-th order Bessel function of the first kind. The r_ps is the distance between point p and s. k is the wave number, which can be expressed as $2\pi f/c$. Here, c is unknown phase velocity. And the Xn and Yn are defined as sum of the m-th source’ s power ratio multiplied by cosine and sine of $2n\theta$. θ denotes the source direction. (盛川・飯山, 2015).

For kr of range [0, π], compared with lower-order Bessel functions' value, Bessel functions of order greater than 6 can be ignored. Hence, the CCF equation have only 5 unknowns left, which are c, X1, Y1, X2, and Y2. In order to find the unknown parameters, Artificial Bee Colony (ABC) algorithm (Karaboga and Basturk, 2007) is applied.

3. Problem Setting and Results

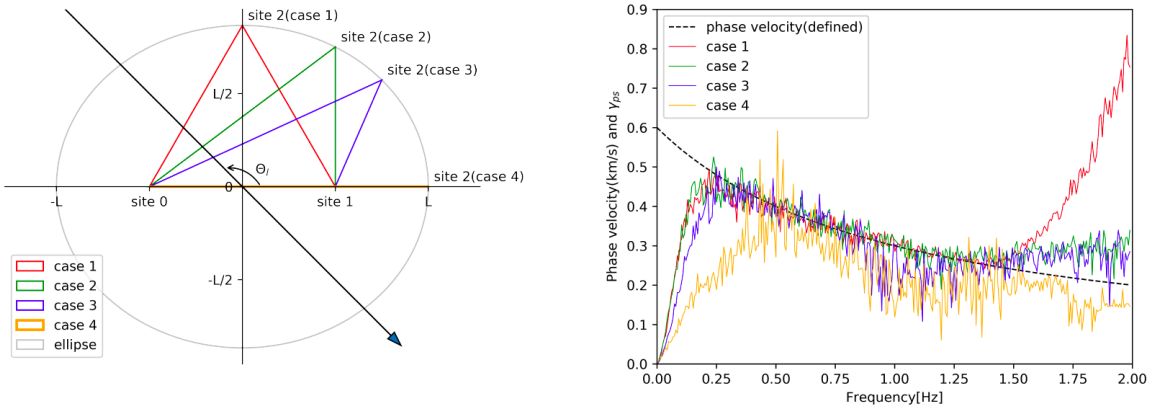
Four shapes of array are considered as shown in Figure 1(a). Numerical simulation was conducted by propagating randomly generated wave sources and thus obtain the cross spectra between different sites, where the power spectral density function is defined as equation (2), in which A is the amplitude and D is the denominator. For every source, the amplitude, denominator and source direction will be randomly chosen from set {1,2,4,8}, set {2,4,5,8,10} and set $\{\pi/18, \pi/9, \pi/6, \ldots, 35/18\pi, 2\pi\}$. The results with array size L=100m and 8 random sources are shown in Figure 1(b). It shows that the estimation results of sources with random directions and power conditions match the theoretical value for frequency range from 0.25 Hz to 1.5 Hz for case 1 and 2. However, the accurate range narrows for case 3 but the result is still acceptable. For case 4, a linear array, the estimation is relatively unsatisfactory. In conclusion, except for the linear array situation, it is available to estimate the phase velocity of Rayleigh wave using arbitrary array shape.

© The Seismological Society of Japan

Reference
Aki, K. (1957). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, *35*, 415-456.
Capon, J. (1969). *Proceedings of the IEEE*, *57*(8), 1408-1418.
Cho, I., Tada, T., & Shinozaki, Y. (2006). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *111*(B9).
Karaboga, D., & Basturk, B. (2007). *Journal of global optimization*, *39*(3), 459-471.
盛川仁, & 飯山かほり. (2015). 日本地震学会秋季大会予稿集.
白石英孝, 松岡達郎, & 浅沼宏. (2005). 物理探査.
Zhang, X., & Morikawa, H. (2014). British Journal of Applied Science & Technology, 6(4), 350–363.

$$\Re[\gamma_{ps}] = J_0(kr_{ps}) + 2\sum_{n=1}^{\infty}\{(-1)^n J_{2n}(kr_{ps})(X_n cos2n\alpha + Y_n sin2n\alpha)\}, \quad (1)$$

$$PSD = \begin{cases} A \cdot |sin\frac{2\pi f}{D}|, & 0 \leq f \leq 10Hz \\ 0, & 10Hz < f \leq 50Hz, \end{cases} \quad (2)$$



(a) Array setting (b) phase velocity of ABC

Figure 1: Array setting and phase velocity result with ABC algorithm

© The Seismological Society of Japan

Estimation of Underground Structures around Source Area of the 2018 Hualien Earthquake (M_w 6.4) using Microtremor Array Observations

*Ken Miyakoshi[1], Yasuhiro Matsumoto[2], Masumi Yamada[3], James Mori[3], Ikuo Cho[4], Takumi Hayashida[5], Chun-Hsiang Kuo[6], Che-min Lin[6], Yin-Tung Yen[7], Keng-Chang Kuo[8], Yujia Guo[1]

1. Geo-Research Institute, 2. Kozo Keikaku Engineering, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 5. Building Research Institute, 6. National Center for Research on Earthquake Engineering, 7. Sinotech Engineering Consultants, 8. Kaohsiung university of Science and Technology

1．はじめに

2018年2月6日23時50分（台湾標準時）に台湾花蓮市でM_w6.4(USGS)の地震が発生した。震源の深さは約10km，その震源メカニズムは横ずれ断層タイプであった。この地震は花蓮市街地をほぼ南北方向に走るMilun断層で発生しており，この地震によって一部の地域で地表断層が現れるとともに，断層沿いの幾つかの中層ビルが崩壊している。Lee et al. (2018) はteleseismicデータ，強震動波形データ，GPSデータを用いた波形インバージョン解析を行っているが，彼らはMilun断層の浅部に1m前後の大きなすべり量があることを示した。このような浅部に大きなすべりをもつ地震を検討する上で，地盤特性を知ることは重要である。そこで2018年10月に花蓮市内の2地点で微動アレイ観測を実施した。

2．微動アレイ観測

微動アレイ観測は，Milun断層の東側（東華大学附属小学校周辺：PDH地点）及び南西側（徳安運動公園周辺：YSP地点）の2地点で実施した（図参照）。アレイ形状は異なる最大半径を持つL(R=約0.6km)，M(R=約0.3km)，S(R=約0.1km)の正三角形アレイを展開した。観測システムは白山工業の微動観測装置(JU-410)を7台用い，各観測点独立にGNSSによる時刻同期を取りながら周波数200 Hzサンプリングで計測した。観測時間はL，Mアレイは45分間，Sアレイは30分間である。

3．解析結果

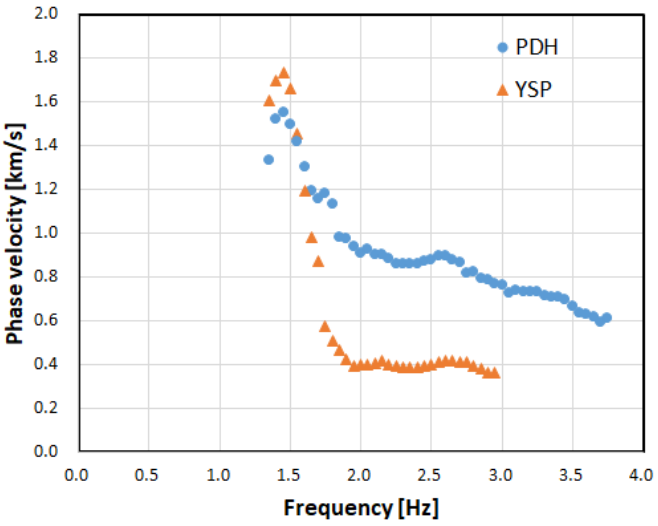
観測微動波形の特性として，そのパワースペクトルは周期1秒以下の短周期のパワーは大きく，一方，周期1秒以上の長周期のパワーは小さかった。このため，周期1秒以上の長周期微動を対象にしたLアレイの位相速度推定は困難であった。試行錯誤で観測点の組み合わせを変えて位相速度の推定を試みた結果，PDH地点ではMアレイの内側観測点（4点）及び Sアレイ（7点），一方，YSP地点ではSアレイ（7点）のみを解析に用いた。解析に使用したデータ長は20.48秒間であり，全観測点で同時刻に交通ノイズが混入していない区間を抽出した。ただし，交通量が多く交通ノイズのない区間の選択が難しい場合，データ長を10.24秒間に短くして解析区間を確保するように工夫した。微動中に含まれる表面波（Rayleigh波）の推定には拡張空間自己相関法（ESPAC法；凌・岡田, 1993）を用いた。ESPAC法を適用して得られた2地点（PDH, YSP）の観測位相速度を図に示す。Milun断層の東側のPDH地点では周期0.27～0.7秒（周波数1.4～3.7Hz）の範囲で位相速度は0.6～1.6km/sまで大きくなる一方，南西側のYSP地点では周期0.3～0.5秒（周波数2～3Hz）の範囲で位相速度がほぼ一定の0.4km/s，周期0.5秒以上（周波数2Hz以下）になると急激に1.7km/sまで速くなっている。以上から，Milun断層を挟んだ東側（PDH地点）と西側（YSP地点）で地盤構造が大きく異なっていることが示唆された。ところで，台湾のNCREE（National Center for Research on Earthquake Engineering）によって花蓮市内の強震観測点のAVS30情報が公開されており，PDH地点周辺の強震観測点（HWA007，HWA010，HWA012）のAVS30は0.38～0.46km/s，YSP地点周辺の強震観測点（HWA013, HWA014）は0.28～0.34km/sとなっている。すなわち，表層付近のS波速度はMilun断層の東側（PDH地点付近）で速く，南西側（YSP地点付近）で遅くなっており，これは花蓮市内で実施された微動観測の結果（山田・他, 2019）と一致する。また，今回の微動アレイ観測で得られた位相速度の分散傾向は観測地点周辺の強

© The Seismological Society of Japan

震観測点のAVS30と整合的である。今後は微動アレイ観測で得られた観測位相速度に基づいてS波速度を推定する。

謝辞：鳥取大学大学院工学研究科・香川研究室から白山工業の微動観測装置(JU-410)を拝借しました。記して感謝します。また，この研究の一部は原子力規制庁による平成30年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震による地震動の評価手法の検討）業務として実施されました。





左図：花蓮市における微動アレイ観測（PDH, YSP）
右図：花蓮市における観測位相速度（○: PDH, △:YSP）

© The Seismological Society of Japan

Estimation of subsurface structure based on microtremor and seismic observation in Shigaku area, Ohda City, Shimane Prefecture, Japan

*Tatsuya Noguchi[1], Isamu Nishimura[1], Takao Kagawa[1]

1. Tottori University

2018年島根県西部の地震（Mj6.1）が発生した．この地震により，震源近傍の島根県大田市の志学地区では局所的に建物被害が生じた．建物被害の生じた要因を検討するために，この地域の地盤構造を把握することは重要である．野口・他（2019）により，臨時余震（強震）観測と微動観測を実施されており，2地点の地盤構造モデルが得られている．本研究では，さらに追加で単点3成分の微動観測を35地点で実施し，水平動と上下動スペクトル比（H/V）を求めた．また，野口・他（2019）による地震観測記録を用いて地盤構造モデルの推定も試みた．

微動H/Vの特徴としては2つの明瞭なピークがみられる地点が多く，0.2秒付近の短周期側と1~2秒付近の長周期側にピークがあり，特に長周期側のピークはどの地点でもみられた(図1)．卓越周期分布これは第四紀火山の三瓶山の火山堆積物による堆積層の地盤構造が影響していると思われる．卓越周期分布をみると南傾斜の地形に関係なく東から西へ周期が長くなる傾向がみられた(図1)．

微動アレイ観測の解析結果(野口・他，2019)では，S波速度170m/s～250m/sの軟弱な地盤の層厚が40m程度，硬質な堆積岩に対応するS波速度700，1300m/sの層厚はそれぞれ200m，500m程度であった(図2)．この結果を基に臨時地震観測点の地震動H/Vより，拡散波動場理論(Kawase et. al.，2011)を用いて地盤構造モデルを推定した．

参考文献：野口・他：土木学会論文集A1（構造・地震工学）Vol.75, No. 4, [特]地震工学論文集, Vol.38, 2019.，Kawase et. al., Bull. Seism. Soc. Am. Vol.101, No.5, pp.2001-2014, 2011.

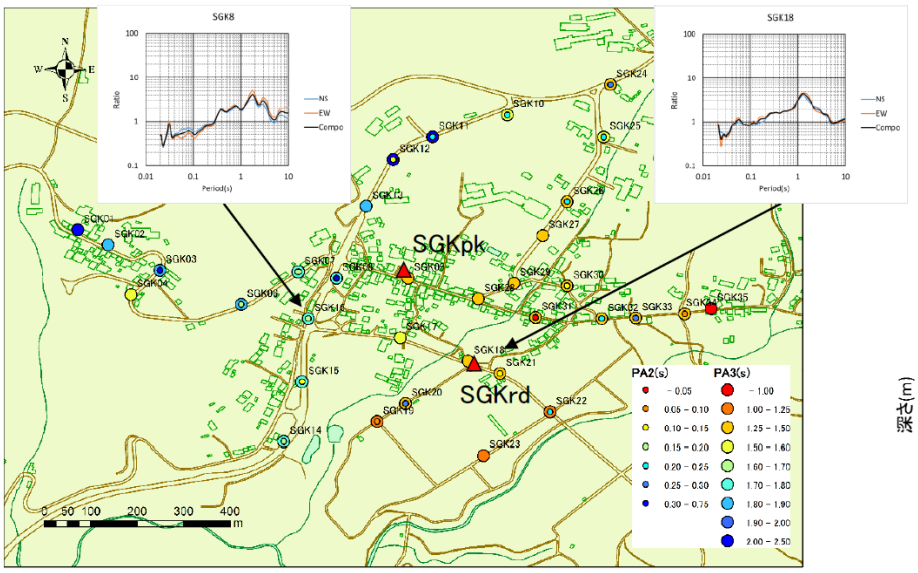


図1　微動H/Vの卓越周期分布（PA2:短周期側，PA3：長周期側の卓越周期）

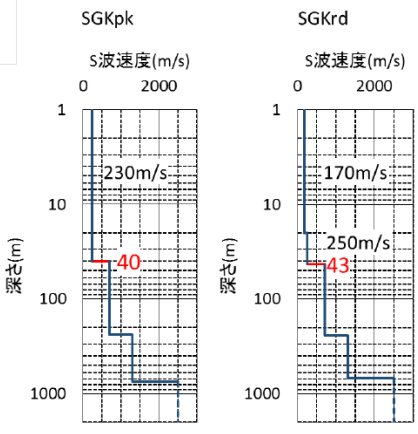


図2　S波速度構造（野口・他，2019）

© The Seismological Society of Japan

Near-surface structure over Okayama Prefecture, Japan

Ayumu Uneoka[1], *Masanao Komatsu[2], Takaaki Fujita[2], Hiroshi Takenaka[2], Keiichi Nishimura[3], Mitsutaka Oshima[4], Hiroshi Kawase[5]

1. Okayama University (Now: Ryobi Systems co., ltd.), 2. Okayama University, 3. Okayama University of Science, 4. Shimizu Corporation, 5. Kyoto University

畝岡・他（2018，地震学会）は岡山県内の震度観測点（図1）で得られた波形記録にスペクトル・インバージョンを適用し，地盤増幅率を抽出した．本研究では，抽出した増幅率から観測点直下の地盤の1次元速度構造を推定する．推定手法として焼きなまし法を適用し，抽出した増幅率と1次元重複反射理論より計算した理論増幅率の残差が最小となる地盤のS波速度および層厚を求める．推定に用いる初期値は，観測点付近のボーリング試料から得られた浅部地盤モデルに防災科研のJ-SHIS深部地盤モデルを付加した7層または8層のS波速度および層厚である．また，S波速度に依存する*Q*値を仮定した．スペクトル・インバージョンを行った観測点のうち，約半数67点で地盤構造を求めた（図2）．岡山県南部（岡山平野）で求められた地盤の厚さは150～300 m と比較的厚い．浅部地盤に着目すると，沿岸部で表層が厚く，S波速度は80 m/sである．沿岸部は干拓地であり，軟弱な層が地表に堆積していると考えられる．また，沿岸部の児島から中央部の吉備中央町下賀茂にかけての直線付近に位置する観測点で地盤の厚さの変化をみると，南部から中央部の山のふもとまで地盤の厚さは200 m 前後であるが，山地である下賀茂では6 m と急激に浅くなっている．このことは平野部では地盤が厚く堆積しており，山地では地盤が薄いことを表している．県北部・中央部では地盤の厚さが10 mに満たない観測点が多くみられた．ただし，津山盆地では周囲と比べて地盤がやや厚い傾向がみられた．

謝辞：スペクトル・インバージョンでは，防災科学技術研究所のK-NETとKiK-net，気象庁，岡山県震度情報ネットワークで得られた波形記録を使用しました．

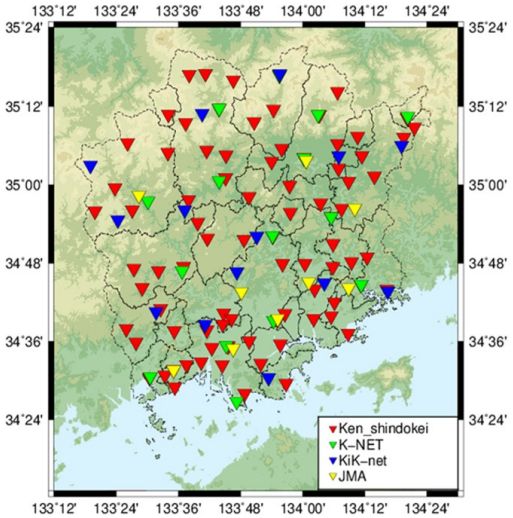


図1：観測点の分布．赤三角は岡山県震度情報ネットワーク，緑三角は防災科研のK-NET，青三角はKiK-net，黄色三角は気象庁の観測点．黒線は市町村の境界．

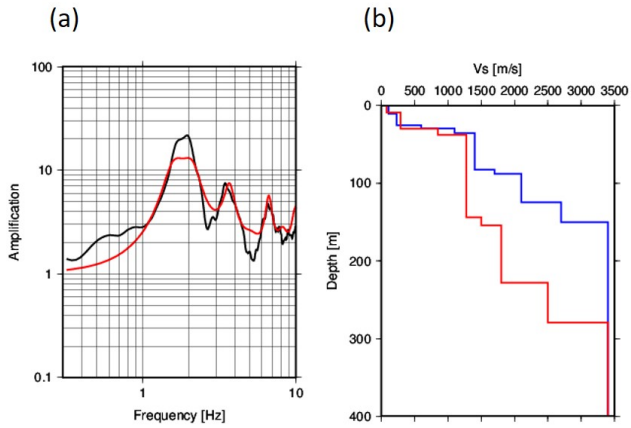


図2：倉敷市児島における(a)地盤増幅率と(b)推定されたS波速度構造．(a)の黒線が抽出した増幅率，赤線が推定された速度構造による理論増幅率．(b)の青線が初期値として与えた地盤速度モデル，赤線が推定された地盤速度構造．

© The Seismological Society of Japan

A study on the modal properties of sediment on base rock

Miriam Beatrice Dodt[1], Yusuke Suzuki[1], *Kahori IIYAMA[1], Hitoshi Morikawa[1]

1. Tokyo Institute of Technology

Introduction

The study of the ground behavior cannot only give an insight on the structure of the ground bus also on the expected impacts of an earthquake. Being able to estimate the structure using non-destructive methods is useful in different areas of interest in civil and geological engineering.In this research the objective was therefore the identification of the boundary shape of a two-layered media from an output-only system. In order to assess its feasibility though, a parameter study on a known input-system is conducted.

Models

The modelled area and its parameter can be seen in fig. 1. It is modelled using the finite difference method (FDM).The FDM is a numerical method for solving differential equations. The area of interest is discretized into a grid with connecting nodes and simple properties.In this first estimation, only the SH-wave, a elastic body shear wave in horizontal direction,is considered. In total 5 different shapes and depths and 6 different velocities of the sediment layer, as well as some special cases, are considered, resulting in over 60 models whose singular value power spectrum density (SV PDS) and the first 4 eigenmodes are compared.

The SV PDS and the modal parameters were calculated using the frequency domain decomposition (FDD) method. In the FDD method, assuming white noise input, the solution becomes independent from the input. Its formulation is similar to the singular value decomposition, which allows for estimating the eigenfrequencies through peak picking. The similarities also allow for estimation of the mode shapes.

Results

Comparing the results of the parameter study, some clear regularities can be seen. As visible in fig:2 (mode 1), an estimation on the ground shape can be seen. While the mode shape of a triangular sediment layer is independent on the wave velocity, this is not true for a more rectangular shape. By comparing the SV PDS, some estimates about the shape, wave velocity and depth can be stated, which can be confirmed and enhanced by evaluating the modal shapes as well.

The peak frequencies belonging to the eigenfrequencies can be seen in fig.3. There seems to be a correlation between the frequencies. Further investigation and quantification seem to be fruitful.

© The Seismological Society of Japan

Conclusion

It could be shown, that a rough estimate of the ground structure from the modal parameter is possible. The estimation will be more certain when comparing it to a before acquired large database. It is important to keep in mind, that real ground conditions do not show that clear shapes, homogeneity and distinction between the layers.

Further study and quantification of the relationship is advisable.

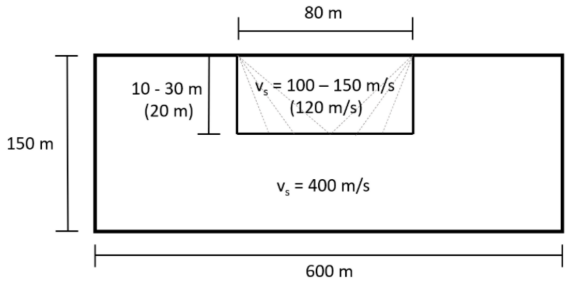


Figure 1: Model representation

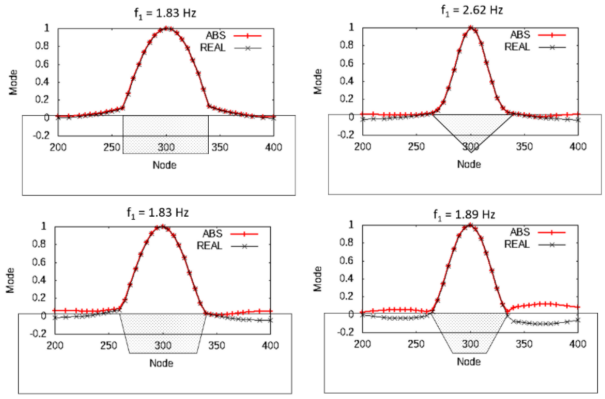


Figure 2: Mode 1 (v_s = 150 m/s, h = 20 m)

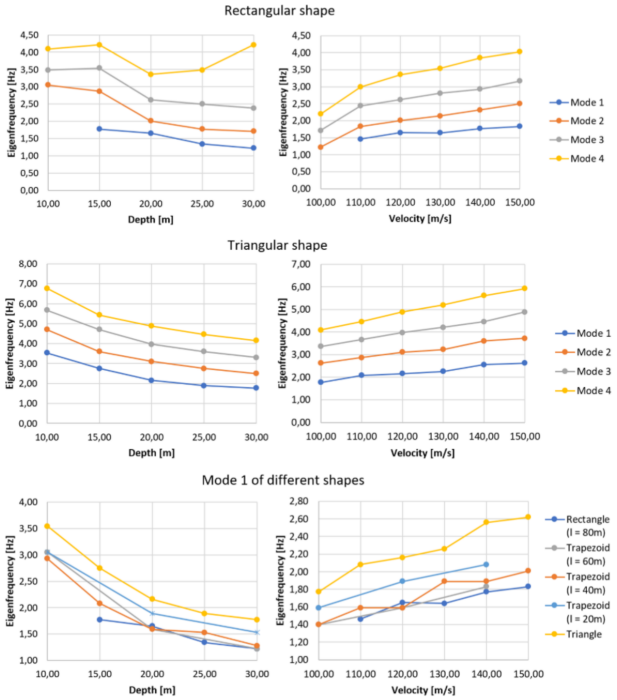


Figure 3: Visualisation of Eigenfrequencies

© The Seismological Society of Japan

Subsurface velocity structures from seismic bedrock to ground surface for Tokai region, modeled to enhance strong motion prediction

*Atsushi WAKAI[1], Shigeki SENNA[1], Atsushi YATAGAI[2], Yoshiaki INAGAKI[2], Hisanori MATSUYAMA[2], Hiroyuki FUJIWARA[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. OYO Corporation

1. はじめに

強震動予測精度向上のためには，地下構造モデルの高度化が重要な課題の一つである．防災科研では昨年度までの5か年にわたって，国のSIP事業の一環で，関東，東海および熊本地域において広帯域の地震動特性を説明できるような広域の浅部・深部統合地盤モデルの構築を実施してきた．
昨年度は東海地域4県(静岡・愛知・岐阜・三重)を対象として，初期地盤モデルの構築から微動アレイ探査結果を用いた修正地盤モデルを得る過程およびその結果について紹介した．本稿では，構築された浅部・深部統合地盤モデルやその増幅特性の特徴および特に浅部地盤モデルの妥当性を検証した結果ついて報告する．

2. 浅部・深部統合地盤モデルの特徴

深部地盤モデルに対しては，Vs600m/s～Vs1,500m/s層の各速度層における上面深度分布について初期モデルと比較した．初期モデル構築時に，既往研究による多くの地盤データを用いた濃尾平野周辺は初期モデルと大きな差はないが，既往の地盤データが少ない静岡県では比較的大きな変化がみられる．浅部地盤モデルに対しては，本研究で工学的基盤としているVs350m/s層上面深度分布について初期地質モデルと比較した．濃尾，岡崎および豊橋平野で浅くなっている一方，静岡県の中小規模の平野では深くなっている傾向がみられる．

3. 浅部・深部統合地盤モデルの増幅指標の特徴

AVS30の平面分布を微地形区分に基づくモデルと比較すると，全体としては濃尾平野をはじめとする平野部でAVS30が小さい地域が相対的に広くなっており，局所的な変化が大きくなる傾向が見られる．また，Vs400m/s層に対する地表の増幅率の平面分布を周期ごとに評価した．周期0.5s，1.0sおよび2.0sで比較すると，周期ごとに増幅率が大きい地域が異なっているのが特徴的である．これは，よく知られているように、増幅特性だけでなく周期特性を考慮することの重要性を示唆するものである．

4. 浅部・深部統合地盤モデルの検証

本稿では，特に工学的基盤層周辺よりも浅い浅部地盤モデルの検証結果を示す．検証は，対象地震観測点において，地震記録に基づいて推定された経験的サイト増幅特性と地盤モデルに基づいた1次元重複反射理論により計算された理論的サイト増幅特性を比較することにより行った．工学的基盤周辺(Vs300～700m/s程度)の浅部地盤および深部地盤双方の影響を受けると考えられる周期帯である0.5s～2.0sにおいては，ある程度の整合性が認められる．また，上記周期帯における両者の一致度(Anderson, 2004)を既往の地盤モデルに基づく理論的サイト増幅特性および本研究で得た浅部・深部統合地盤モデルに基づくもので比較をしたところ，大局的には既往モデルよりも改善されていることがわかる．

5. まとめ

本稿では，東海地域4県を対象として構築された浅部・深部統合地盤モデルやその増幅特性の特徴およびとりわけ浅部地盤モデルの妥当性を検証した結果を示した．今後は，特に深部地盤モデルに着目して，FDMを用いた3次元地震動シミュレーションを行い，地震観測点における地震記録と計算結果の比較検証を実施する予定である．

謝辞

© The Seismological Society of Japan

本研究は，総合科学技術・イノベーション会議のSIP（戦略的イノベーション創造プログラム）「レジリエントな防災・減災機能の強化」（管理法人：JST）によって実施されました.

参考文献

J. G. Anderson (2004): Quantitative measure of the goodness-of-fit of synthetic seismograms, 13th World Conference on Earthquake Engineering, 243.

© The Seismological Society of Japan

Classification of ground type for ground motion prediction based on regional characteristics of AVS 30 obtained by microtremor survey

*Shigeki Senna[1], Atsushi Wakai[1], Atsushi Yatagai[2], Yoshiaki Inagaki[2], Hisanori Matsuyama[2], Hiroyuki Fujiwara[1]

1. NIED, 2. OYO Corp

1．はじめに

防災科研では，総合科学技術・イノベーション会議のSIP「レジリエントな防災・減災機能の強化」の⑤「リアルタイム被害推定・災害情報収集・分析・利活用システム開発」で，関東・東海・熊本地域について，約1kmの間隔で総計約26，000箇所の微動観測（極小アレイ）を実施して浅部地盤のＳ波速度を推定し，従来の地盤モデル構築手法[1)]を改善して地震基盤から地表までの広域・広帯域の強震動予測に用いる統合地盤モデル（S波速度構造モデル）を構築している[2)]．この微動探査データは，均等に配置された同一の調査・解析手法によるもので，調査の手法や調査者の技量，使用機材等の「認識論的不確実性」を極力排した地盤情報である．本報告では，このデータを用いてS波速度構造に関連する地盤の物性値の特性を地形区分や地質構成ごとに「類型化」した結果を報告する．本検討で主に使用した微動探査によるパラメータは，地表から深度30mまでの平均S波速度：AVS30）に相当するとされている波長40mの位相速度の値(C40)である[3),4)]．

2.　C40からみた微地形区分・地域毎の地盤の特徴

(1)　微地形区分ごとのC40の特徴

関東・東海全観測地点について微地形区分[5)]別にC40の値を整理すると，主に内陸に分布する台地，谷底低地，扇状地に比べて海岸付近まで分布する低地のC40のほうが小さい．これは，地形を構成する堆積物の供給源との距離が短い前者のほうがより粗粒な堆積物から構成されていること（特に堆積物の供給地に近接し，粗粒な砂礫を主体とする扇状地で最もC40が大きい），関東平野などの大河川流域では，後者の地下には海進時に堆積した軟質な海成粘土層が広く分布していることの反映である．また，自然堤防，後背湿地，旧河道・旧池沼では，C40の値の分布はほぼ同様となっている．これは，これらの微地形の成因が関連しているため近接して出現し，構成する堆積物も側方，鉛直方向に漸移することの反映である．三角州・海岸低地，干拓地，埋立地でも地下に軟質な海成粘土層が分布するため，C40は上記の自然堤防等と同程度である．砂州・砂礫州，砂丘，砂州・砂丘間低地では，表層にＮ値の大きい締まった砂層が分布するために自然堤防等や三角州・海岸低地に比べてC40はやや大きい．

(2)　微地形区分毎のC40の地域的な特徴

微地形区分毎のC40について地域別（平野別）にみると，各地域で特徴的な分布を示す．台地，谷底低地，扇状地等では，堆積物の供給源の山地・丘陵からの距離が短く堆積物がより粗粒な地域で，下流側よりC40が大きい傾向がある（北関東，三重県南部，岐阜県南部など）．自然堤防と後背湿地，三角州・海岸低地についてみると，関東では，地域的な差異はあまり大きくないが，関東に比べて平野の規模が小さい東海地域では，周辺の後背地や堆積環境の変化が大きいことを反映し，各区分の中での地域毎の差異が大きい．さらに，同一地域内の同一微地形区分内でも，次のような堆積環境の相違を反映したC40の変化がみられる．

・静岡県の大井川，天竜川流域の扇状地では，上流から下流方向へC40が小さくなる傾向が明瞭である．これは扇状地を形成している砂礫層の粒径が下流へ小さくなることと対応している．

・関東のローム台地におけるC40の東西方向分布をみると，東部地域（鹿島台地・下総台地東部）では西部地域（大宮台地・筑波台地）よりもC40が大きい．これは，東部地域では，ローム層下位の下総層群の地層の年代が西部地域よりも古く，より締まった地層から構成されていることの反映である．

© The Seismological Society of Japan

3. 地盤の類型化による地盤の平均S 波速度の検討
以上のようなC40（≒AVS30）と微地形区分ないし地盤構造との相関関係をもとに地盤の類型化を試みている．また，松岡ほか(2005) の考え方を参照して，C40について標高・傾斜・古い時代に形成された山地・丘陵からの距離等を説明変量とした回帰式を検討中である．この関係式を用いることで，地盤データがない地域についてもAVS30を推定して強震動予測のための地盤モデルを改良することが可能となる．

参考文献 1)地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2017)：「地下構造モデル作成の考え方」に基づいて作成された関東地方の浅部・深部統合地盤構造モデル説明資料．2)先名ほか(2017)：強震動評価のための浅部・深部統合地盤モデルの構築，第52 回地盤工学研究発表会論文集，878．3)紺野・片岡(2000)：レイリー波の位相速度から地盤の平均S波速度を直接推定する方法の提案，土木学会論文集No. 647/I-51, 415-423．4)長尾・紺野(2002):常時微動アレー観測に基づく表層地盤の平均S波速度推定精度に関する研究，土木学会論文集No. 696/1-58, 225-235. 5)松岡ほか(2005)：日本全国地形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均S 波速度分布の推定, 土木学会論文集, No.794／I-72, pp.239-251.

© The Seismological Society of Japan

Characteristics of Ground Motion in Ogasawara Iwo-To Island using Microtremor H/V Spectral Ratio

*Takumi Murakoshi[1]

1. National Defense Academy

小笠原硫黄島は地震や地殻変動などの火山活動の活発な火山島である．最近では，2018年9月8日から小笠原硫黄島での地震活動が活発化し，9月12日には小笠原硫黄島の南方沿岸で海面から5～10mの高さの海水の噴出が確認され海底噴火が発生したと推定されている（第142回火山噴火予知連絡会資料，2018）．それ以降では，2019年3月から4月に火山性地震の日回数が100回を超える日が7回観測されている（第144回火山噴火予知連絡会資料，2019）．また，活断層については貝塚・他（1983）により小笠原硫黄島の西側で阿寺台断層などの複数の活断層があることが報告されている．地震学的構造については熊谷・高橋（1985）の人工地震探査の報告はあるが小笠原硫黄島全域についての情報は少ない．そこで，本研究では小笠原硫黄島全域の地盤の振動特性を評価することを目的として，常時微動のH/Vスペクトル比を用いた解析を行った．観測データには，2013年と2016年に実施した２回の小笠原硫黄島における常時微動観測の記録を用いた．１回目の2013年10月18日から10月21日の観測では常時微動の単点観測を54地点で実施した．観測には2Hz3成分速度型の地震計（CDJ-S2C-2）と計測技研HKS-9550のデータロガーを利用し，観測時間は1観測点につき15分以上とした．2回目の2016年7月27日から7月31日の観測では単点観測を88地点で実施した．観測には2013年に利用した2Hz速度型地震計よりも長周期成分を観測可能な可搬型強震観測システム（センサーJEP-6A3P，ロガーLS- 7000XT，アンプ搭載筐体）を利用し，観測時間は1観測点につき30分以上とした．それぞれの観測における速報的な解析結果は，村越・他（2014, JpGU）および村越・他（2016，日本火山学会2016年度秋季大会）で報告している．今回は観測点ごとの微動H/V スペクトル比を用いて，その卓越周期，振幅，スペクトル比の形状および異方性について解析を進めた．本発表では常時微動H/Vスペクトル比の解析から得られた小笠原硫黄島全域での地盤振動特性の空間分布や，活断層の分布との関係性について報告を行う．

謝辞：可搬型強震観測システムについては東京大学地震研究所共同研究プログラムの援助を受けました．小笠原硫黄島での観測全般に関して海上自衛隊厚木航空基地隊硫黄島支援班および硫黄島基地気象班に支援していただきました．微動観測では防衛大学校の小森恵津郎氏，島田正樹氏，桶本勇二氏，林浩平氏，木村孝承氏，西本将平氏に協力していただきました．記して感謝致します．

© The Seismological Society of Japan

Estimation of soil amplification using seismic records observed at dense seismic network and deep borehole stations

*Shinako Noguchi[1], Osamu Murakami[2], Yasuhiro Asai[2]

1. Association for the Development of Earthquake Prediction, 2. Tono Research Institute of Earthquake Science

東濃地震科学研究所では，岐阜県東濃地域に複数の大深度ボアホール観測施設と，高密度で展開された地震観測網を運営している．地表近くで得られる高密度の地震記録と，それと同時に得られる地中記録を活用することで，堆積盆地における地盤増幅特性を高密度で，面的に把握できる可能性がある．本発表では，地震記録の水平動/上下動（H/V）スペクトル比および地表/地中（ボアホール）スペクトル比を用いて，周辺の地盤増幅特性の分布を推定する．
6か所のボアホール観測施設のうちBYB（屏風山）では，鉛直アレイとしてGL-30 m，GL-60 mおよびGL-1020 mに加速度計が設置されている．地震記録の水平動S波部分についてフーリエ振幅スペクトルをとり，各深度の加速度計の間でスペクトル比をとると，GL-60 mとGL-1020 mの間の増幅は概ね2倍かそれ以下であった一方，GL-60 mとGL-30 mの間の増幅は最大で10倍程度であった．以下の地表との比較ではGL-1020 mの記録を使用する．ボアホール記録は地盤の影響を含めた地表の反射波の影響を受けているとされるが，GL-1020 mでは地表からの距離が遠く地表との速度コントラストも大きいことから，本研究ではその影響は十分に小さいとみなし，後の解析で検証することとする．
高密度観測網は岐阜県瑞浪市を中心に，延べ50数点が展開されている．各観測点は地上のノイズを避けるためGL-4 mに設置されているが，その深度より下（からボアホール観測点まで）の増幅特性を評価することとし，上側4 mの表層が記録に及ぼす影響は後に別途検証する予定である．これらの観測点で，比較的直下で起きた地震の記録のS波部分について，それぞれの観測点のH/Vスペクトル比と，BYBのGL-1020 mとの地表/地中スペクトル比をとる．平野部に近いBYBから南東側の山地へ順にH026，H029，H039の3観測点については，まずH026のH/Vスペクトル比には顕著な山と谷が確認された．この山と谷は，BYBとのスペクトル比をとることで， H026付近の水平動の増幅と上下動の増幅にそれぞれ起因すると検証された．一方，最も離れたH039では，H/Vスペクトル比はフラットで，特に山も谷も見られなかった．BYBとのスペクトル比もなだらかで，この増幅はBYBとH039の媒質速度の違いに起因し，特定の表層地盤によるものではないことが推定された．H029については，いずれもH026とH039の概ね中間程度の特徴を示した．スペクトル比に使用した地震記録のS波の水平動最大加速度について，観測点間の比の平均値を比較すると，H026はBYB-1020mの約2.5倍だったのに対し，同H029は約1.8倍，同H039は約1.3倍であった．このことから，H/Vスペクトル比の形状（山の有無）と地震動増幅率に関係があることが示唆された．

© The Seismological Society of Japan

Site amplification at strong motion stations in the Kathmandu Valley, Nepal

*Michiko Shigefuji[1], Nobuo Takai[2], Subeg Bijukchhen[3], Chintan Timisina[4], Mukunda Bhattarai[4], Shova Singh[4]

1. Kyushu Univ., 2. Hokkaido Univ., 3. Khwopa Engineering College, Nepal, 4. Department of Mines and Geology, Nepal

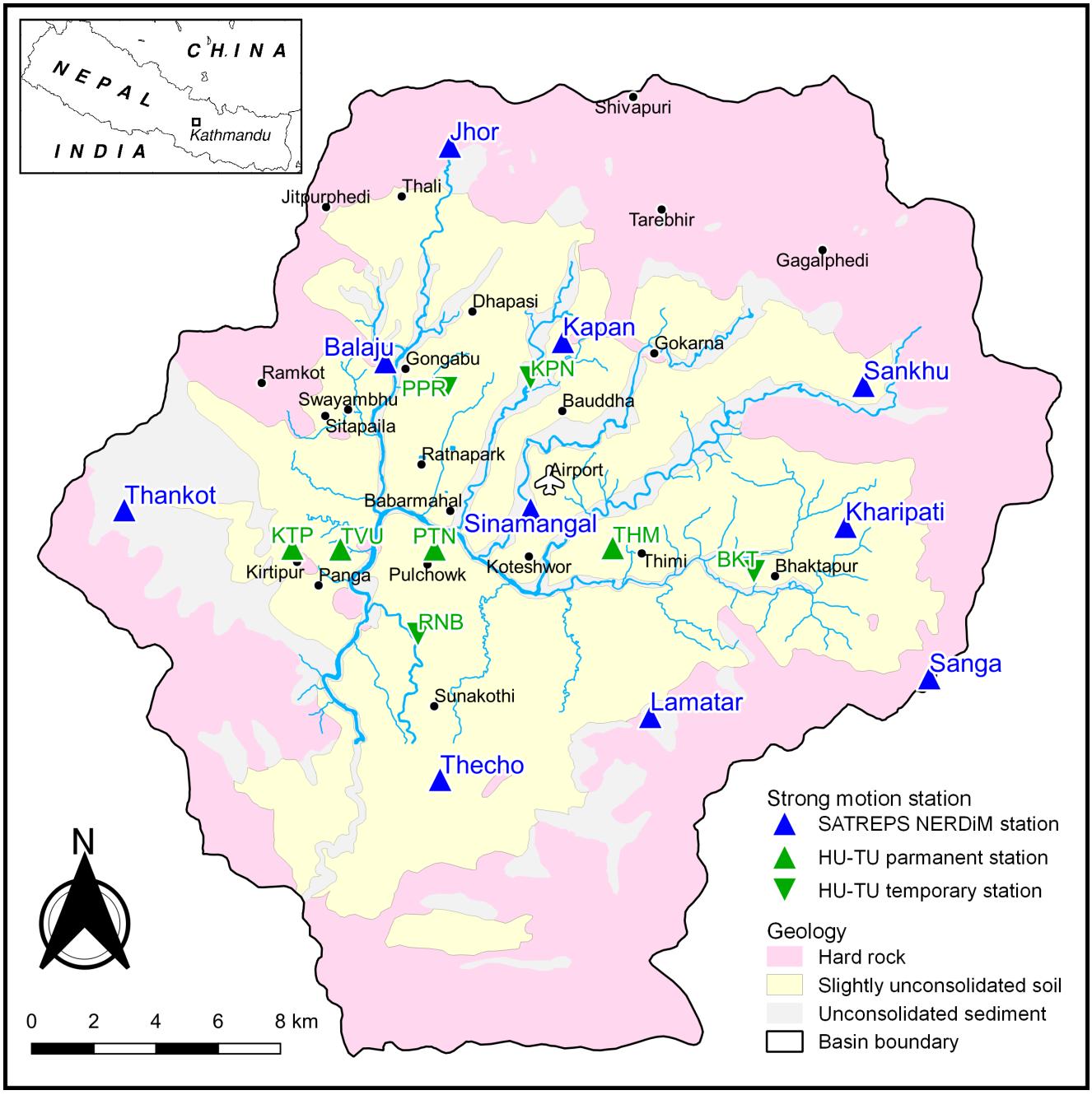
ネパールはインドプレートとユーラシアプレートの衝突帯に位置し，過去に多くの被害地震が発生している．2015年4月25日にはネパール・ゴルカ地震（M_w 7.8）が発生し，その震央域よりも西側の中央ヒマラヤにおいては地震空白域の存在が指摘されている．我々は，JICA - JST SATREPSプロジェクト（2016-2021年度，ネパールヒマラヤ巨大地震とその災害軽減の総合研究，代表：纐纈一起）の一環として，巨大地震におけるカトマンズ盆地の強震動予測の高精度化を目的として，ネパールの首都カトマンズが位置するカトマンズ盆地において，2016年11月に4地点，2017年11月に5地点，2018年5月に1地点，計10地点新たに強震計を設置し，連続観測を実施している（Takai *et al.*, 2018）．設置当初，現地の不安定な電力状況により，データ欠損が多地点・長期間において発生したが，対策を講じ，2018年11月からは安定して記録が得られている．本報告では，本強震観測網で得られた記録を用いて，地震動S波部分のH/Vスペクトル比を求め，各観測点の地盤増幅特性を把握した．

カトマンズ盆地の地質と本観測点位置を下図に示す．カトマンズ盆地は直径約25 kmの山間盆地であり，湖成堆積物が厚く積もり，最深部は600 mを超える（Moribayashi and Maruo，1980）．観測点は，盆地境界の北（Jhor）と東（Sanga）の岩盤サイト上に2地点，さらに堆積層上に，2015年ネパール・ゴルカ地震で建物被害が集中した領域（Balaju，Sankhu），Chandragiri断層近傍（Thankot），盆地中央（Sinamangal），観測点密度を考慮して（Thecho，Kapan，Kharipati，Lamatar）それぞれ設置している．これら観測点で記録が得られているML4.3～5.2の5地震の強震観測記録に対して，S波初動到達から40.96秒間のフーリエスペクトルをとり，幅0.1 HzのParzen windowを施した後，水平動成分の2乗平均平方根を鉛直動成分で除して，地震動H/Vスペクトル比を求めた．岩盤サイトのJhorやSangaでは，3～4 Hz程度にピークがあるのに対して，堆積層上では0.2～0.8 Hzの低周波数側にそれぞれピークがある．2015年ネパール・ゴルカ地震時にカトマンズ盆地内で主にRC造建物において，特に甚大な建物被害が集中したBalaju（楠・他，2016）では，0.8 Hz程度に顕著なピークを有しており，建物被害における地盤増幅特性との関係が示唆される．

カトマンズ盆地においては，2011年9月から北海道大学とTribuhvan大学との共同強震観測点（Takai *et al.*, 2016）が4地点，2015年ネパール・ゴルカ地震の臨時余震観測点（2015年5月～7月）として4地点存在し，我々はそれらの観測点で得られた本震および余震記録を用いて，S波速度構造モデルの構築（Bijukchhen *et al.*, 2018）し，その検証を進めている．今後，本観測網における観測記録を加えて検討する予定である．

謝辞　本研究はJICA - JST SATREPS（JPMJSA1511）の助成を受けて実施しました．

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Strong ground motion simulation in Osaka Plain for the 2018 Northern Osaka Prefecture earthquake

*Haruko Sekiguchi[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1]

1. Kyoto University, DPRI

１．はじめに
2018年6月の大阪府北部の地震は，2013年4月の淡路島の地震以来，大阪堆積盆地近傍で生じたM6クラスのイベントであった．大阪堆積盆地下で生じたことから，特に大阪堆積盆地内では直達S波の後に，地表と堆積層基盤面の多重反射波や盆地端部や盆地内の不均質構造によって生成した表面波などと考えられる波群が観測されている．
我々は大阪堆積盆地の3次元速度構造モデルを改良し（Sekiguchi et al., 2016），2013年淡路島の地震での地震動シミュレーションを行って，モデルの検証と堆積層Q値の検討をしている(Asano et al., 2016)．本研究では，2018年大阪府北部の地震を対象に地震動シミュレーションを行い，堆積盆地の速度構造モデルの検証と強震動生成メカニズムの解明を行う． 2018年大阪府北部の地震は，その地震規模と大阪平野直下での発生のため，平野の観測点では２Hz前後の地震動が卓越しており，本研究は２Hz前後に焦点を当てた検討を行う．

２．大阪堆積盆地の3次元速度構造モデル
地震動シミュレーションに用いたSekiguchi et al.(2016)による大阪堆積盆地の3次元速度構造モデルは，堀川・他(2001)のモデル化を基本として，反射法地震探査断面，微動アレイ探査，ボーリングデータ等を拡充して作成された．ここには平成22～24年度の上町断層帯重点調査観測によって実施された各種調査結果も利用されている．また，モデルは局地地震記録のレシーバ関数解析によるPS変換波，単点微動H/Vのピーク周期等により，各観測サイト下における盆地基盤面深度の検証が行われている．また，奈良盆地の速度構造モデル（関口・他，2018）も一部用いられている．

３．強震動シミュレーションの方法
震源モデルには，２つの断層面を設定し周波数2Hzまでの速度強震波形インバージョンを行ったAsano et al.(2018)の有限断層モデルを用いた．地震動シミュレーションは，まず，この震源モデルと前述の大阪盆地・奈良盆地の3次元速度構造モデルを与えて3次元差分法（Pitarka, 1999）により周波数2Hzまでの計算を行った．堆積層のQ値の設定は， Asano et al. (2016)が求めたものを用いた．さらに，沖積層等からなる浅部の地震動応答を，吉田・他（2006）による浅層地盤構造モデルを用いて等価線形化法（DYNEQ;吉田・末冨，1996）により計算した．

４．強震動シミュレーションの結果
計算された地震動の最大速度分布では，震央より南西～西方向に相対的に大きい値が広がった．これは，２つの断層面のうち北東南西走向の横ずれ断層のメカニズムに対応するS波のラディエーションパターンと破壊伝播の影響が強く現れ，そこに大阪堆積盆地による地震動の増幅効果が加わって形成されたと解釈できる．また，盆地端沿いや堆積層下の断層沿い，基盤岩上面の凹部で局所的に最大速度が大きい地域が見られる．これは，基盤深さの変化により地震波の波面が曲げられ，波のエネルギーに集中が起きたことによると考えられる．このような最大速度の分布形状は，大局的には，観測値の分布と整合している．
計算された波動場を見ると，直達波が伝播した後に盆地内のあちこちで後続波が発生し，様々な方向へ伝播して複雑な波動場が形成されていくのがわかる．後続波には，堆積盆地基盤面と地表との間の多重反射波（例えば，赤澤，2003；Tanaka et al.，2016; 岩田・他，2018）や，盆地端部および平野下に伏在する活断層による基盤の段差構造から発生した表面波などがあり，場所によってはそれらが直達S波より大きな振幅を生じている．ラディエーションパターンと破壊伝播の指向性から直達S波の振幅は比較的小さかったが，その後，ラディエーションパターンと破壊伝播の指向性の大きい場所へ入射したS波が多重反射で到達したために，直達

© The Seismological Society of Japan

S波より大きな振幅になった場合も見られた．大阪平野内の地震観測点の観測波形と比較すると，後続波の到来は観測とよく対応しており，用いた速度構造モデルは，表面波の形成・伝播などの盆地の応答はおよそ再現できていると考えている．一方，計算地震動の直達波部分の振幅は観測に比べ全体的に小さく，震源モデルと3次元速度構造モデルの特に浅部部分に原因があるのではないかと考えられる．反面，後続波については遅い時間ほど過大評価の傾向が見られた．２Hzが卓越する地震動の再現計算に対して，用いたQ値の設定は適合していないと考えられるため，妥当な設定を探索する予定である．また，盆地端部近くの観測点は，波形の再現がよくない点があり，堆積構造の急変地域でのモデル更新が課題としてあげられる．

© The Seismological Society of Japan

Ambient noise cross-correlation function analyses using continuous observation data by CEORKA

*Takashi Akazawa[1]

1. Geo-Research Institute

関西地域に広帯域速度型強震計を展開している関西地震観測研究協議会（関震協）は，2009年3月から2011年8月にかけて，連続観測に対応したデータロガーを全ての自前観測点に順次設置した。この新しい観測装置により得られる記録は，強震から微動に至るまで，広帯域で高い精度を有することが明らかとなっている（赤澤・他，2013）。赤澤・他(2011)は，1か月2期間の連続観測記録を利用して，地震波干渉法による相互相関関数解析を行った。その結果，抽出された観測点間グリーン関数において，各観測点ペアに共通する幾つかの信号波群の存在を確認し，これらの信号は特定の周期帯で分散性を有すること，最も見かけの群速度が遅い約0.3 km/sの波群は典型的なRayleigh波の特徴を有すること，等を示した。一方で，安定した関数を得るために，1年間程度の記録を利用する必要性も指摘されている（山下・他，2010）。本検討では，大阪堆積盆地構造モデルの検証およびその高度化を見据えて，長期間の連続観測記録を利用した相互相関関数解析を実施し，より安定した観測点間グリーン関数の抽出を試みた。
解析の手順は，大阪平野に臨時観測点を展開し，得られた連続観測記録を利用して相互相関関数解析を実施した，Asano et al.(2017)を参考にした。各解析区間の時間長は30分とし，区間の半分がオーバーラップするように（15分ずつずらしながら）連続記録から切り出した。その際，データが欠落もしくは飽和している，時刻が較正されていない，等により解析に支障をきたす区間は除外した。切り出された時刻歴波形に零線補正とチェビシェフ型のバンドパスフィルタを施し，Running Absolute Mean法（Bensen et al., 2007）により振幅値を時間領域で正規化した後，相互相関関数を計算した。このようにして得られた各区間の相互相関関数を時間領域で重合して得られた関数を，観測点間グリーン関数と見なした。
図1に，解析結果の一例として，神戸市から東大阪市にかけて東西方向にほぼ一直線に並ぶ5観測点（観測点の名称と位置は赤澤・他(2013)を参照）を対象に，2017年に観測された1年分の上下成分記録から抽出された各観測点ペアの観測点間グリーン関数（周波数範囲0.2～0.5 Hz）を，観測点間距離でペーストアップして示す（ここでは，相互相関関数の計算過程で，周波数領域でのスペクトルホワイトニング操作は行っていない）。観測点ペアを「Site 1－Site 2」とするとき，正のラグタイムはSite 1からSite 2への，負のラグタイムはSite 2からSite 1への信号の伝播を示している。図1において，各観測点間グリーン関数に，時刻原点に対して対象となるように，SN比が良い信号波群が確認できる。図2に，MOT-FKSペアを対象に，2017年に観測された1か月毎の上下成分記録から抽出された観測点間グリーン関数を，1年分の記録から抽出された関数（図1と同じ）と並べて示す。各波形の上に示した数値は，相互相関関数の重合数を示す。月別の観測点グリーン関数には季節性が認められ，安定した観測点間グリーン関数を得るためには，少なくとも1年間程度の記録を利用する必要があることが，本検討で確認された。

参考文献　赤澤・他(2011)，日本地球惑星科学連合2011年大会，SSS023-P31.　赤澤・他(2013)，日本地震工学会論文集，第13巻，第4号，4_55-4_67.　山下・他(2010)，京都大学防災研究所年報，第53号B，175-180.　Asano et al. (2017), Earth, Planets and Space, Vol.69:108.　Bensen et al. (2007), Geophys. J. Int., 169, 1239-1260.

© The Seismological Society of Japan

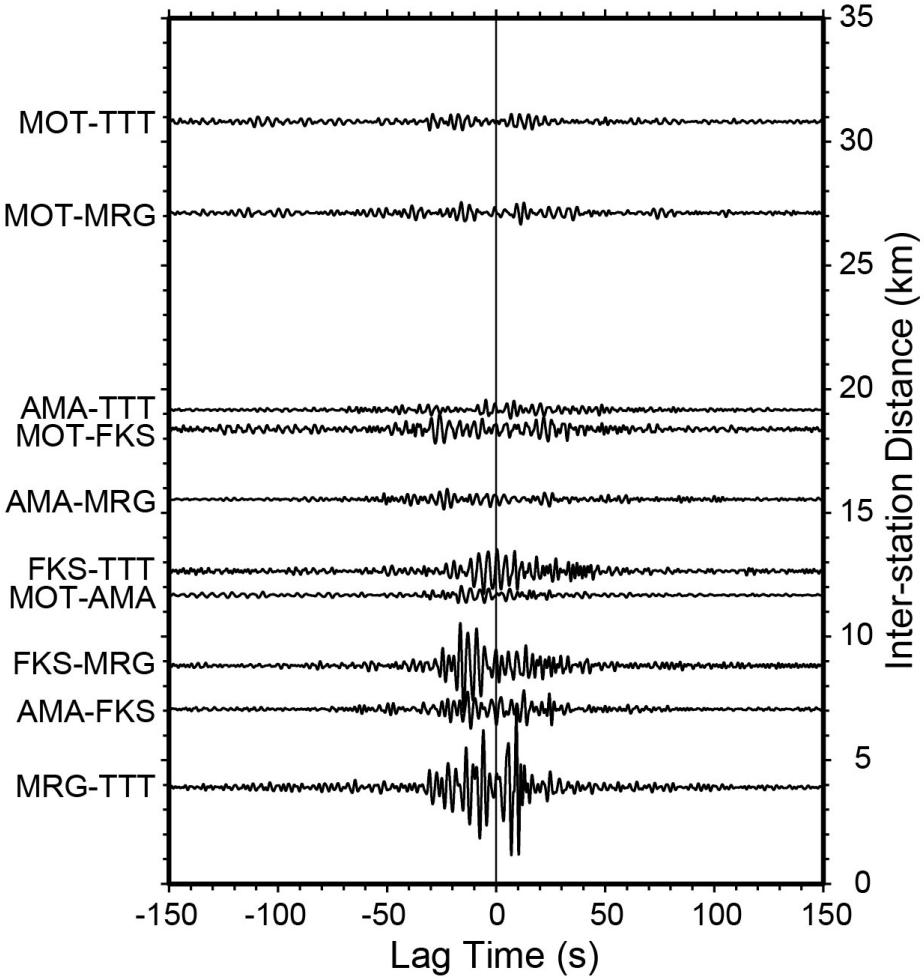
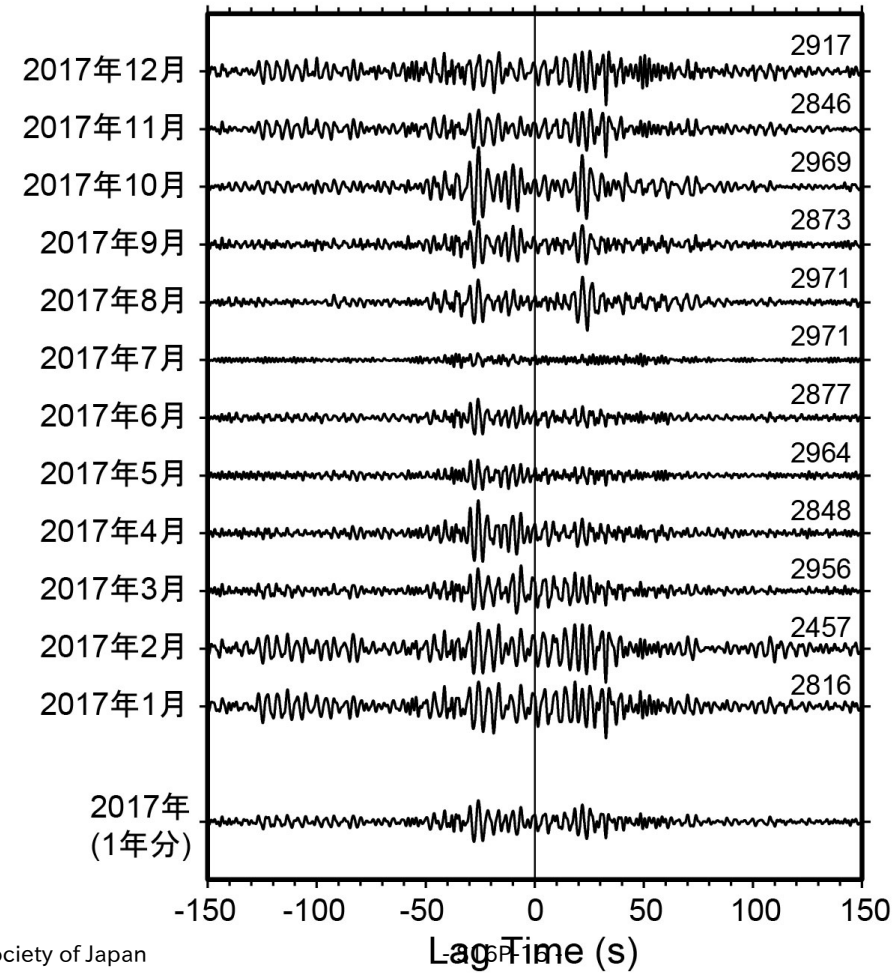


図 1　2017 年に観測された 1 年分の上下成分記録から抽出された観測点間グリーン関数（周波数範囲 0.2 ～ 0.5 Hz）



© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Examination of waveform in development of simultaneous 3D seismic reflection survey for shallow water using underwater speaker

*Mayu Ogawa[1], Tetsuro Tsuru[1], Seishiro Furuyama[1], Jin-Oh Park[2], Chen Guo[2], Kosaku Arai[3], Takahiko Inoue[3]

1. Tokyo Unversity of Marine Science and Technology, 2. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 3. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

1. はじめに
地震探査とは人工的に発生させた地震波を利用して，地下の地質構造を得るための探査法である．主に資源探査などで用いられる海上三次元反射法地震探査(以下，3D地震探査)はコストが高く，浅海域や船舶の輻輳する海域での探査が困難である．
よって浅海域での地震探査は二次元探査であることが多く，得られる情報が測線上のみであるため，面的な考察は推定の域を出ない．
そこで考案されたのが，図1に示すような同時発振方式である(東京海洋大学，2017; 鶴，2019)．我々の研究グループは，振源として非パルス波振源である水中スピーカーを複数台用いた同時発振3D地震探査システムの実用化に向けて開発を行っている．複数の水中スピーカーと一本の受振ケーブルによって探査を行うことで，従来の探査システムより船舶を小型化することができ，低コストかつ海洋生物への影響も低減することが可能となる(Tsuru et al., 2018)． 本システムの開発は特に東京湾など，水深が非常に浅く，船舶の航行が激しい湾内において，海底下100mの地質構造を観測することを目的とする．

2. 発振波形比較試験
2018年8月，沼津沖にて海上試験を行った．2種類の水中スピーカーからの発振波形には周波数成分の異なるランダム波形を作成した．波形は，メルセンヌ・ツイスタの疑似ランダム発生手法を用い，2種類の発生方法を用いて作成した。1つは、 sin波をかけあわせることによって波形を滑らかにして作成し(図2)、もう1つの波形は、-1と1で構成されるパルスをランダムに配置することによって作成した。
また，水槽実験では，各水中スピーカーから音を発振し，ハイドロフォンにて波形を取得した．得られた波形を解析し，相互相関結果と周波数範囲から発振波形を評価した．

3. 結果
海上試験で得られた反射断面図を比較すると水中スピーカーの種類と波形の周波数成分によって，得られる反射断面図の精度に差があることがわかった．水槽実験にて水中スピーカーごとの差を確認したところ，水中スピーカー①では100Hz以上，水中スピーカー②では300Hz以上の周波数成分から出力できることが確認できた．そのため，水中スピーカー②で取得された反射断面図は，水中スピーカー①で得られたものと比較すると波形が高分解能ではあるが，低周波成分よりも強く減衰を受けるため，海底下100mの詳細な地質構造を観測することはできなかった．また、sin波をかけ合わせた波形は周波数成分が低周波数に集中していたため、水中スピーカー②では出力が弱くなり、反射断面図はノイズの影響を強く受けた．
このことから、水中スピーカー②で地質構造観測を行うためには減衰量を上回るエネルギーが必要である．しかし，水中スピーカーが発振可能な音圧レベルは限られている。そこで、特に相互相関に伴うS/N比の向上による実質的な音圧レベルの向上を目指し発振波形の改良を行った．今回は，それらの結果について考察を加える．

参考文献
Tetsuro Tsuru, Jin-Oh Park, Mamoru Takanashi, Kohsaku Arai, Takahiro Inoue, Seishiro Furuyama, Kazuo Amakasu, Kazuhiro Takao, Mayu Ogawa, Shio Shimizu, An envitonment-friendly MCS surveys by using underwater speakers in Tokyo Bay,Proceedings of the 13th SEGJ International Symposium, 2018.

© The Seismological Society of Japan

鶴哲郎, 海洋音響探査, 海洋音響学会誌, 46, 14-20, 2019.
東京海洋大学, 海底地質探査システム、海底地質探査方法および海底地質探査プログラム, JP20170086440, 2017.

© The Seismological Society of Japan

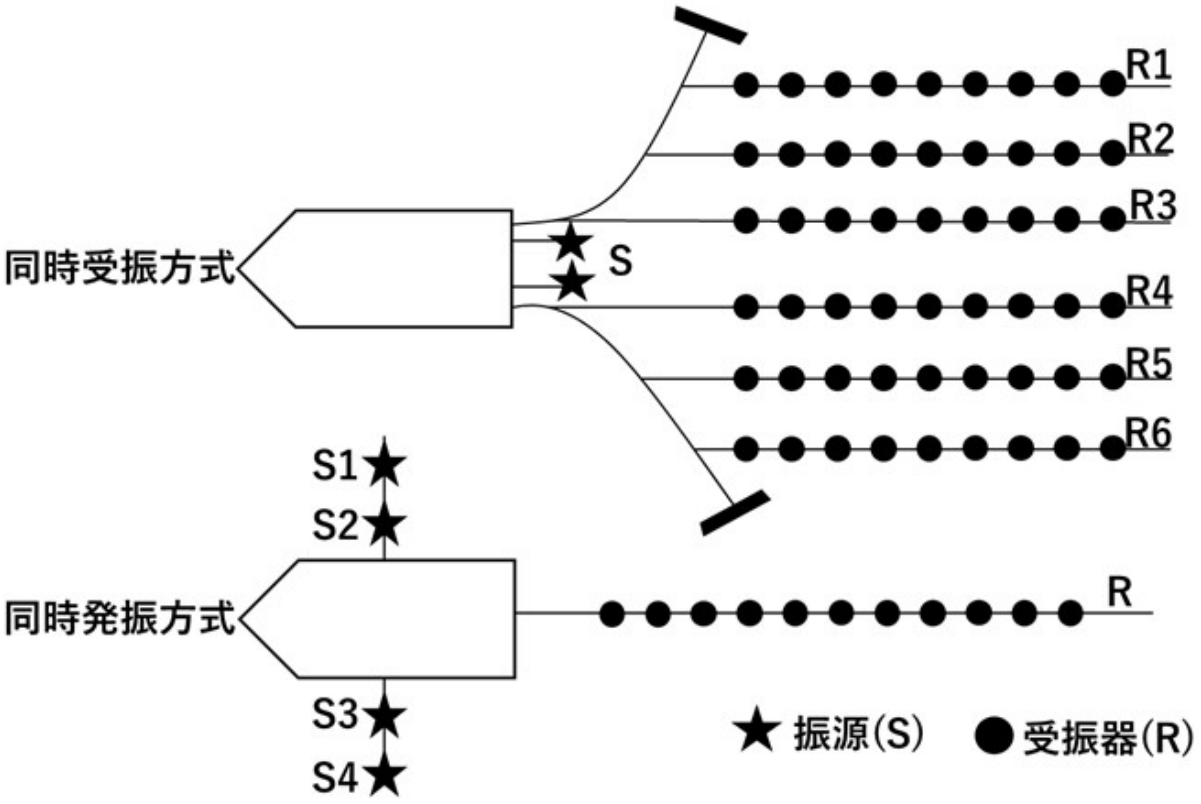


図1. 同時受振方式と同時発振方式の概念図

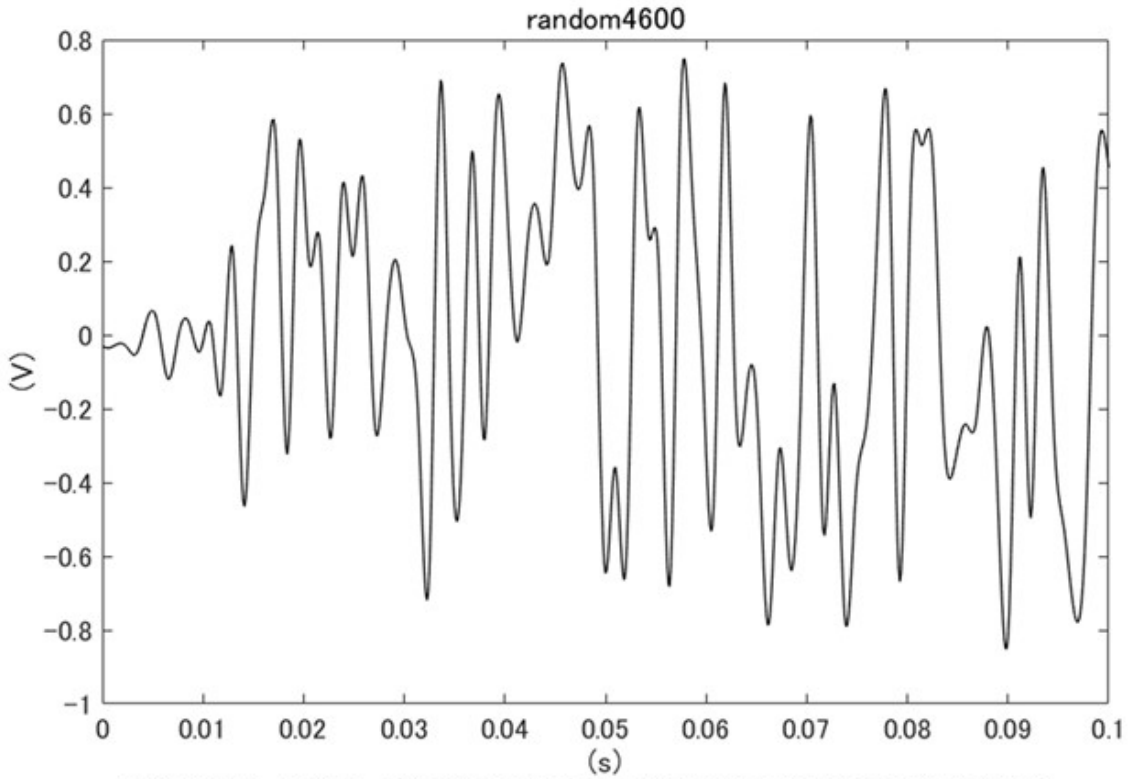


図2: 使用したランダム波形の例(発振秒数5秒のうち0.1秒分を表示)

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 17th) | General session：S17. Tsunami

Tue. Sep 17, 2019 5:00 PM - 6:30 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S17P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-01] Submarine landslide sources estimated by multiple types of tsunami records of the 2018 Palu tsunami, Indonesia

*Kenji Nakata[1], Akio Katsumata[1], Abdul Muhari[2] (1. Meteorological Research Institute (MRI), Japan Meteorological Agency (JMA), 2. Ministry of Marine Affairs and Fisheries, Indonesia)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-02] Source model of 1854 Ansei-Tokai earthquake using tsunami waveform to understand a future Nankai earthquake

*Karen Uno[1], Yuichiro Tanioka[1], Yusuke Yamanaka[2] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University, 2. Department of Civil Engineering, The University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-03] Investigation on fault slip inversion using theoretical tsunami waveforms

*Yoshitaka Nakamura[1], Shoichi Yoshioka[2,1], Toshitaka Baba[3] (1. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 3. Graduate School of Science and Technology, Tokushima University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-04] Group velocity dispersion of teleseismic tsunami and seismic Rayleigh wave observed by ocean bottom pressure gauges installed off Tohoku

*Tatsuya Kubota[1], Tatsuhiko Saito[1], Naotaka Chikasada[1], Wataru Suzuki[1] (1. NIED)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-05] Array based measurements of tsunami phase speed with DONET OBP records

*Ayumu Mizutani[1], Kiyoshi Yomogita[2] (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-06] Near-field tsunami forecast based on MT/CMT data for the Pacific coast of eastern Japan

Akihiro Toyoda[1], *Jun Kawahara[1], Tatsuhiko Saito[2] (1. Graduate School of Science and Engineering, Ibaraki University, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-07] Far-field Tsunami Decay Processes in the Cases of North Pacific Ocean

*Takeyasu Yamamoto[1] (1. Meteorological Research Institute)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-08] Human damage in Yamada town, Iwate prefecture, due to the 1896 Meiji Sanriku earthquake tsunami

*Yuichi Namegaya[1], Yuichi Ebina[2], Kentaro Imai[3] (1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 3. JAMSTEC)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-09] Reconstruction of coastal topography around the 13th and 17th centuries and tsunami deposits survey at Kiritappu marsh, eastern Hokkaido

*Kei Ioki[1], Yuki Sawai[1], Yuichi Namegaya[1], Koichiro Tanigawa[1], Dan Matsumoto[1], Atsunori Nakamura[1], Yumi Shimada[1,2] (1. GSJ, AIST, 2. Univ. of Tsukuba)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-10] Tsunami source models of earthquakes which occurred in 20th century off-Hokkaido and off-Tohoku of the eastern margin of the Sea of Japan

*Satoko Murotani[1], Kenji Satake[2], Takeo Ishibe[3] (1. National Museum of Nature and Science, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3. Association for the Development of Earthquake Prediction)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S17P-11] Self-similar and random slip distributions on a non-planar fault for tsunami scenarios for megathrust earthquakes

*Masaru Nakano[1], Shane Murphy[2], Ryoichiro Agata[1], Yasuhiko Igarashi[3], Masato Okada[3], Takane Hori[1] (1. JAMSTEC, 2. Ifremer, France, 3. Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo)

Submarine landslide sources estimated by multiple types of tsunami records of the 2018 Palu tsunami, Indonesia

*Kenji Nakata[1], Akio Katsumata[1], Abdul Muhari[2]

1. Meteorological Research Institute (MRI), Japan Meteorological Agency (JMA), 2. Ministry of Marine Affairs and Fisheries, Indonesia

2018年スラウェシ島の地震後にパル湾沿岸を津波が来襲し、甚大な被害を生じた。先行研究では、地震時の断層運動に基づく津波の高さは、現地調査の遡上高さを説明できず、海底地すべりの可能性も指摘されている(Heidarzadeh et al. 2018)。これまでに、津波の観測記録として、現地調査高さ (e.g., Muhari et al. 2018; BMKG 2018; Omira et al. 2019)、検潮所での波形記録の他にビデオ映像を基にした波形も報告されている（Carvajal et al. 2019）。本研究では、津波源を地すべりによるものに起因させ、津波の二次元計算により津波の記録を説明しうる海底地すべり源を探索した。その結果、ビデオ映像と現地調査高さに合うモデルとして、３つの波源モデルの組み合わせ（放物面の半径がそれぞれ1.6km、1km、0.6km）が推定された。これは、地震後しばらくの時間をおいて発生させたものを含む。ただし、このモデルでは、検潮所での津波の振幅に矛盾はないものの、振幅の大きい波の到達時刻は合わない。本研究により、沿岸付近の海底の斜面での局所的な小さい海底地すべりが、地震直後のパル湾内での短い周期の大きな波を説明しうることを示した。

© The Seismological Society of Japan

Source model of 1854 Ansei-Tokai earthquake using tsunami waveform to understand a future Nankai earthquake

*Karen Uno[1], Yuichiro Tanioka[1], Yusuke Yamanaka[2]

1. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University, 2. Department of Civil Engineering, The University of Tokyo

The great earthquake has repeatedly occurred at the Nankai Trough subduction zone and has caused severe disasters in southwest Japan. Existing studies indicated that the 1944 Tonankai earthquake re-ruptured the large slip area of the 1854 Ansei-Tokai earthquake except the plate interface along the Sagami trough (Tokai area). However, recent studies also showed the large variability of the rupture models for repeated great earthquakes in this region. Although the source process of the 1944 Tonankai earthquake has been studied vigorously using the seismological data and tsunami records, that of the 1854 Ansei-Tokai earthquake has been insufficiently discussed because of the lack of quantitative instrumental data. A tsunami generated by the 1854 earthquake, on the other hand, arrived at San Francisco, USA, and was observed at the tide gauge station of San Francisco. This study, therefore, examined the source process of the 1854 Ansei-Tokai earthquake using the observed tsunami waveform.

We fixed the fault length of 115km, fault width of 70km, and the slip amount of 4m along the Sagami trough and also the fault length of 150km, fault width of 61.4km, and the slip amount of 4m at deeper part of the plate interface in Nankai trough as same as a previous study, suggested by Ishibashi (1981), so the surveyed coseismic crustal deformation data should be explained. A slip amount of the shallower part of the plate interface near the trough was set to be an unknown parameter. Next, a tsunami propagation due to the above fault models was simulated based on a linear dispersive model. Then, we applied a wave dispersion curves estimated by Watada et al. (2014) to consider seawater compressibility, the elasticity of the Earth, and geopotential perturbations for a far-field tsunami simulation. To estimate the slip amount of the shallower fault, the observed tsunami waveform at San Francisco was compared with the computed ones. Because the earthquake occurred in 1854, the origin time of the earthquake was not accurately observed. Bache (1856) indicated that the Russian Frigate *Diana*, which was buffeted by tsunami at Simoda, felt shake at a quarter past nine. To determine the origin time of the 1854 earthquake and the slip amount of the shallow fault, we shifted computed waveform at 1-minute intervals and calculated RMSE between computed and observed tsunami waveforms.

The result (Figure1) showed that the slip amount at the plate interface near the trough was 5m, larger than the slip amount of 4 m at the deeper part of the fault model, and the earthquake were assumed to occurred at 9:29am which is consistent with the origin time suggested by Bache (1856). This indicated that the large slip area of the 1854 earthquake was different from that of the 1944 earthquake estimated by the previous studies. Especially, the shallow part of the plate interface ruptured by the 1854 earthquake was not re-ruptured by the 1944 earthquake. The stress may have been accumulated at that part of the plate interface since 1854.

References

1. Watada, S.; Kusumoto, S.; Satake, K, Traveltime delay and initial phase reversal of distant tsunamis coupled with the self-gravitating elastic Earth, *J. Geophys. Res.*, 119, doi:10.1002/2013JB010841,

© The Seismological Society of Japan

4287--4310, 2014.
2. A. D. Bache, Notice of Earthquake Waves on the Western Coast of the United States, on the 23d and 25th of December, 1854, *American Journal of Science and Arts.*, Vol. XXI., 1856.

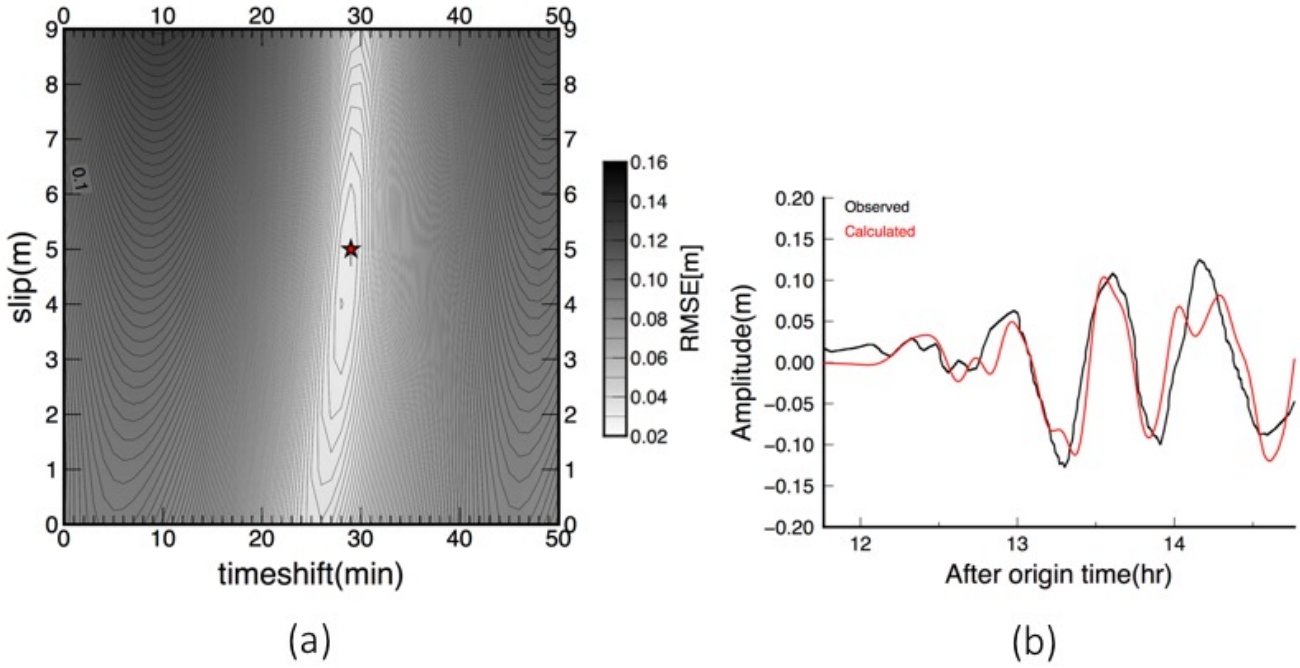


Figure1. (a) Distribution of RMSE at interval of slip amount 1m and timeshift 1min. The lowest RMSE residual is about 0.03m when we assumed the slip amount is 5m and the timeshift is +29min (red star). (b) Comparison of the computed waveform with the observed waveform at San Francisco.

© The Seismological Society of Japan

Investigation on fault slip inversion using theoretical tsunami waveforms

*Yoshitaka Nakamura[1], Shoichi Yoshioka[2,1], Toshitaka Baba[3]

1. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 3. Graduate School of Science and Technology, Tokushima University

１．はじめに

本研究では、極座標系において、津波の理論波形を計算し、断層のすべり量分布を求める線形インヴァージョンプログラムを作成した。ここでは、線形長波、線形分散波、さらには、非線形長波、非線形分散波のそれぞれに対して、その精度の検討を行った。津波波形の計算にはオープンソースのJAGURS（Baba et al., 2015）を利用した。さらに、非線形長波の理論波形を観測データとして、線形長波でグリーン関数を計算した場合のインヴァージョン結果についても評価を行った。

２．方法とモデル

まず、断層面上のすべり分布によって生じた津波が、断層面を格子状に区切った複数の各小断層でのすべりによって生じる津波波形を断層面全体にわたって足し合わせることで表現できるものと仮定した。ここでは、大断層、及び各小断層のすべり角は既知として、同一の値を与えた。このとき、を大断層でのすべり分布に伴う各観測点での理論津波波形(既知量)、を各小断層での単位すべりによって生じる各観測点での理論津波波形（グリーン関数、既知量)、を各小断層でのすべり量(未知量)とすると、これらは=の行列の関係式で書き表すことができる。両辺に左からグリーン関数の行列の転置行列をかけ、ガウスの消去法を用いることによって、未知パラメターを求めた。

本研究では、関東地方の沖合いの海底地形を用い、観測点は、銚子漁港、布良、八丈島(神湊)、南伊豆の4点とした。房総沖の海底地形データとしてGEBCOの30秒データを使用した。非線形分散波の場合は、それに加えて、沿岸部をより細かく区切る地形ネスティングのために、2011年東北地方太平洋沖地震後に内閣府の南海トラフ巨大地震モデル検討会で用いられたメッシュデータを沿岸部に適用した。提供されているデータのうち日本平面直角座標系第9系の30m、90m、270mの3種類のメッシュデータを使用した。元のデータは直交座標系であるが、GEBCOと組み合わせるためにXYBL TOOL4を用い、緯度・経度へ変換して使用した。断層を房総半島沖合いに配置し、断層パラメターは、断層の長さ250 km、断層の幅125 km、深さ0 km、傾斜角20˚、すべり角90˚、走向190˚とし、すべり量は1.0 mと0.0mを格子状（チェッカーボード）に与えた。断層面を5×5の25個の50 km×25 kmの大きさの小断層に区切り、４観測点での津波の理論波形を4000秒まで計算し、第１波のみを用いたインヴァージョンを行った。

３．結果と考察

線形長波、線形分散波、非線形長波、非線形分散波のそれぞれの場合に対して、各小断層でのすべり量25個を未知数とするチェッカーボードテストを行ったところ、これら４種類のいずれの津波の場合でも、小数点以下3桁の精度で解を求めることができた。ちなみに、非線形長波と非線形分散波の場合で、4000秒までの波形を用いてインヴァージョンを行ったところ、正しい解を得ることはできなかった。これは、非線形の津波データ

© The Seismological Society of Japan

を用いて、線形インヴァージョンのスキームで問題を解こうとしたためと考えられる。別の言い方をすれば、非線形長波や非線形分散波であっても、第１波のみを用いることで、線形性が成り立ち、線形インヴァージョンのスキームで解くことができることを示している。

また、非線形長波で上記のを、線形長波で上記のを計算して、第1波のみを用いたインヴァージョンを行ったところ、との理論波形は、多少の誤差はあるものの両者でほぼ一致し、与えたすべり量と得られたすべり量も、小数点以下1桁の精度で一致した。このことは、上記のような海岸に観測点が位置している場合で、非線形長波を仮定して得られた津波波形に対して、線形長波でグリーン関数を計算して、第１波のみを用いてインヴァージョンを行った場合、断層面上で概ね正しいすべり分布を求めることができる、ということを示唆している。

謝辞：末永伸明氏（神戸大学）には、JAGURSの動作に関する技術的支援を頂きました。また、長田史應氏（大阪大学）には、海底地形のデータを使用させて頂きました。記して感謝致します。

© The Seismological Society of Japan

Group velocity dispersion of teleseismic tsunami and seismic Rayleigh wave observed by ocean bottom pressure gauges installed off Tohoku

*Tatsuya Kubota[1], Tatsuhiko Saito[1], Naotaka Chikasada[1], Wataru Suzuki[1]

1. NIED

沖合で発生した地震に伴う津波の観測には，沿岸の検潮記録が古くから用いられてきた (e.g. Satake & Kanamori 1991 PAGEOPH)．1980年代になると海底圧力計が海域に展開されるようになり，津波の観測に用いられてきた (e.g.Rabinovich & Eblé 2015 PAGEOPH)．このように海底圧力計は津波，あるいは海底の地殻変動の観測を主目的として展開されてきたが，近年，海底圧力計の観測記録のうち，海洋音響波の卓越周期 (~10 s) より低い周波数帯域の成分は海底上下動加速度に比例することが理論的に示され (e.g. An et al. 2017 GRL; Saito 2019 Springer Geophys)，海底圧力計が海底上下動加速度計として活用可能であることが示されつつある (Kubota et al. 2017 GRL).
巨大地震に伴う津波が海底圧力計で観測されるという事例はこれまで数多く報告されている (e.g. Saito et al. 2010 GRL)．Saito et al. (2010) は，日本近海の海底圧力計によって観測された2010年チリ地震 (Mw8.8) による津波には，短周期の波ほど遅れて到達する津波分散性を確認した．しかし，海底の地震動に起因する圧力変動については詳細に調べられていなかった．本研究では，2010年チリ地震について，日本近海での海底圧力計の記録に観測点の記録を解析し，かつ，沿岸検潮記録など他の記録と比較を行い，海底圧力計により捉えられているシグナルの成因について詳細に検討した．
本研究では，釧路沖，室戸沖，相模湾に展開されたケーブル式海底圧力計 (Eguchi et al. 1998 MGR; Hirata et al. 2002 IEEE Journal) および東北大学により設置された自己浮上式海底圧力計 (e.g. Kubota et al. 2017EPSL) の記録を用いた．潮汐成分を取り除くため1Hzサンプル波形記録にカットオフ3時間のハイパスフィルタを適用し，スペクトログラム (1024sの時間窓を10sずつ移動してフーリエスペクトルを計算) を作成した．
海底圧力計のスペクトログラムでは，地震発生から24 –72時間後にかけて，明瞭な分散性を示す波群 (周期 ~60 –1000秒) が確認できる．これはSaito et al. (2010) で指摘されものと同じく，津波による圧力変動であり，チリから日本までの平均水深4 kmと伝播距離約17000 kmを考えることにより説明できた．さらに，地震発生から約20分後に周期 ~5 –15秒程度の波群が到達する．波群の初動の到達時刻は，近傍の沿岸に設置されたF-net陸上地震計に到達するP波到達時刻とよく一致することから，これらの波群は実体波 (body wave) に伴う圧力変化と考えられる．さらに，地震から約70分後に明瞭な分散性を示す波群 (周期~10 –50 s) が観測された．この波群について，AK-135構造モデル (Kennet et al. 1995 GJI) から期待される地震波レイリー波の群速度によりこの分散性が非常によく説明できた．したがって，この波群はレイリー波による海底の上下動加速度に由来する動圧変動である．
比較のため，沿岸の検潮記録についても同様の手順でスペクトログラムを計算したところ，津波の分散性は明瞭に確認できなかった．これはサンプリング間隔が粗い (~ 30 –60秒) ことと，沿岸地形などのサイト効果 (e.g.Geist 2018 PAGEOPH) が原因と考えられる．F-net陸上地震計の記録においては，実体波・レイリー波によるシグナルは明瞭に確認できたが，上下動成分から津波の分散性は確認できなかった．
これまで，海底圧力計は，沿岸地形の影響を受けないことから津波波動現象の理解に貢献してきた (Saito 2019)．海底圧力計は遠地地震による表面波の分散性も詳細に捉えていたことから，海域における地震波動現象の理解にも貢献しうることを示している．さらに，震源域の直上に圧力計がある場合には海底永久変位も観測可能であることを考えると，海底圧力計は非常に広い周波数帯域での地震現象を観測可能である．地震の発生から地震波の伝播および津波の発生から伝播までの地震現象の一連の過程を詳細に調べるためには，海底圧力計が重要な役割を果たすことを示している．
謝辞：本研究ではJAMSTECと東北大学と防災科学技術研究所の海底圧力計，国土地理院と海上保安庁の沿岸検潮の記録を使用しました．記して感謝いたします．

© The Seismological Society of Japan

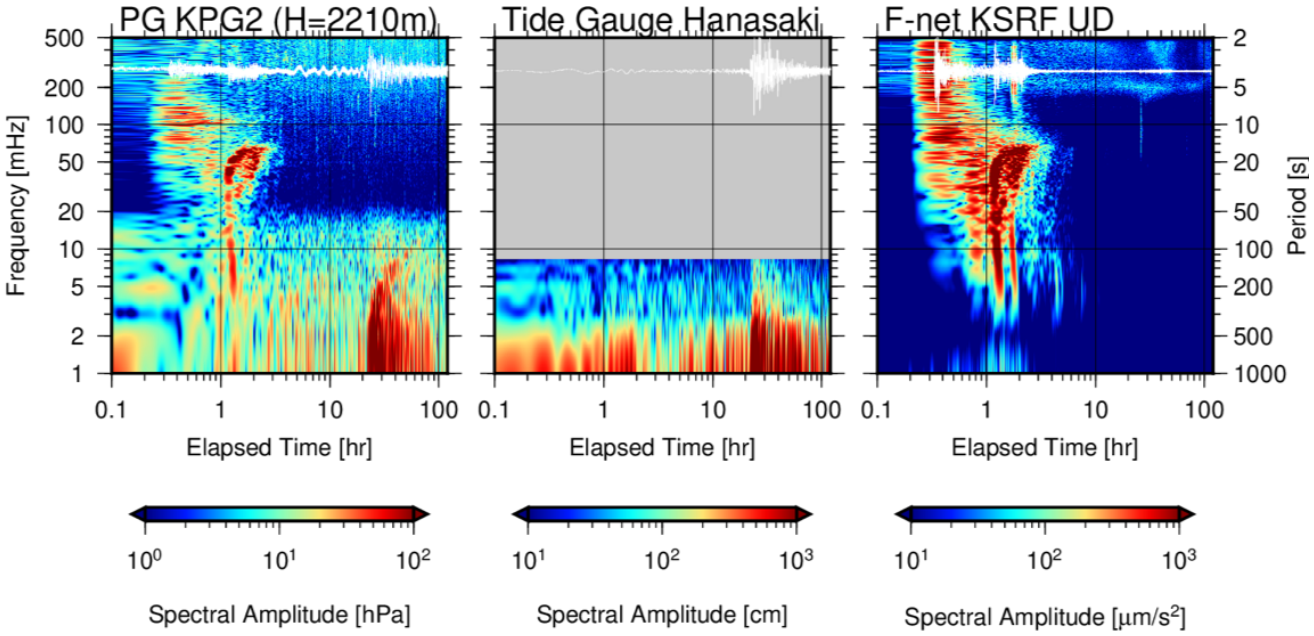


図. 2010年チリ地震に伴う，釧路沖海底圧力計KPG1，花咲港における沿岸検潮記録 (60sサンプリング)，F-net釧路観測点の上下動加速度記録のスペクトログラム．観測波形に3時間のカットオフのハイパスフィルタをかけた波形 (振幅は規格化してある) も同時に示した.

© The Seismological Society of Japan

Array based measurements of tsunami phase speed with DONET OBP records

*Ayumu Mizutani[1], Kiyoshi Yomogita[2]

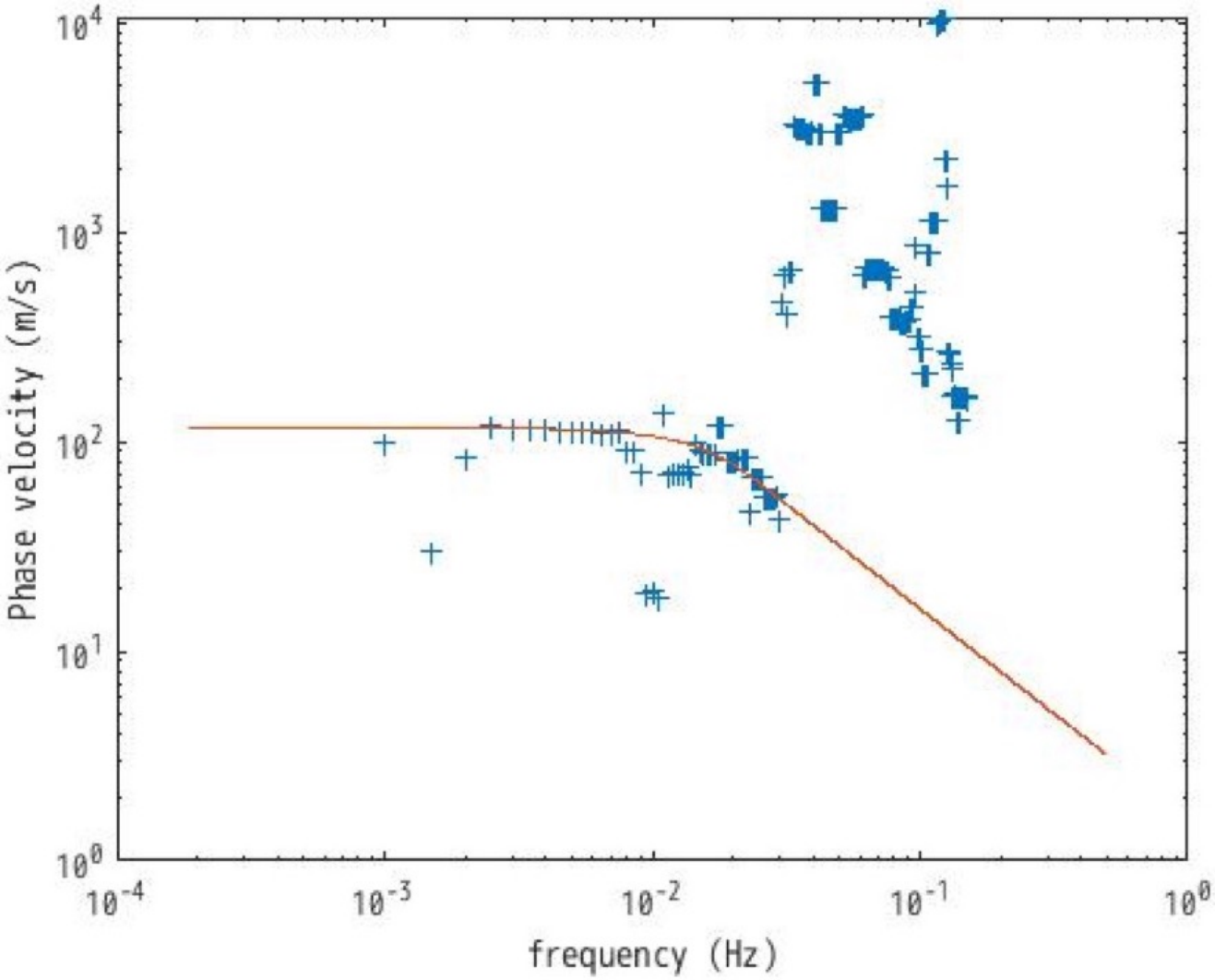
1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University

日本列島太平洋沖に整備されているDONETやS-netといった広域かつ稠密な沖合津波観測網によって、津波の発生・伝搬を面的に捉えることが可能になりつつある。つまり、従来地震学などの分野で多く用いられているアレイ解析手法が津波記録にも適用可能な状況となった。

本研究では、2016年4月1日に三重県南東沖で発生したMw6.0の地震によるDONET2水圧計の記録についてアレイ解析をおこない、津波の位相速度を計測した。計測には表面波の計測手法のひとつであるAki（1961）の多点法を用いた。このとき、散乱によるコーダ波の影響を小さくするために、理論群速度と震央距離から直達波のみと考えられる時間窓で波形の切り出しをおこなった。この手法はアレイ内で地震波が大円方向に伝搬する平面波として扱えることを仮定している。そのため、DONET2内でこの条件に大きく外れない観測点を選択するために、観測網が展開されている領域で波線追跡をおこない、水深の変化で波線が複雑に交錯していないことを確認した。波線追跡には、Satake (1988)と同様に表面波の波線追跡法を適用した。

得られた位相速度の分散曲線を図に示す。0.03 Hzより長周期の周波数帯では、津波の理論位相速度（使用した観測点の平均水深1356 mに対する線形長波理論による、実線）とよく一致し、精度よく測定できることがわかった。それより短周期帯では、理論速度と比べて最大2桁程度大きな位相速度が得られた。海底水圧計には、海面変動である津波だけでなく海底加速度変化（海水からの反作用）や海洋音響波（海中P波）が記録されることが指摘されており（例：Saito and Tsushima, 2016）、特に海底加速度変化は、0.1 Hz付近の周波数帯で観測されている（例えばMatsumoto, 2012）。したがって、0.03 Hzより短周期では、主に地震表面波が位相速度1~4 km/sで伝搬しているものを検出していると考えられる。一方で、見かけ速度が10 km/sを超えるものがあるが、これは地震表面波の散乱波が、波形切り出しのときに仮定している大円経路とは別方向（特に、大円と直角方向）から入射してくるために生じているものだと考えられる。DONETには地震計も設置されているので、それと組み合わせることで、津波成分のみを抽出できる可能性がある。

© The Seismological Society of Japan



図：理論位相速度(実線)と測定した位相速度(+)

© The Seismological Society of Japan

Near-field tsunami forecast based on MT/CMT data for the Pacific coast of eastern Japan

Akihiro Toyoda[1], *Jun Kawahara[1], Tatsuhiko Saito[2]

1. Graduate School of Science and Engineering, Ibaraki University, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

はじめに

地震による津波の波高や浸水域を即時予測するために、多様な手法が提案されている。例えば、多数の津波伝播シミュレーションの結果をデータベース化して検索する方法(舘畑1996, 近貞・他2019)、沖合津波計などのデータを用いた津波の初期波形の逆解析と伝播の順解析(Tsushima et al. 2009, 2014) やデータ同化による順解析(Maeda et al. 2015, Wang et al. 2017)、沖合に対する沿岸の波高増幅率を求める方法(Baba et al. 2004, 2014) などである。一方、Inazu et al. (2016) はSWIFTシステム(Nakano et al. 2008) で自動決定されたCMT解に基づいて波源域を設定して津波伝播を計算するシステムを開発し、海外3地域で発生した津波の予測値と観測値の比較を行った。中村・他(2017) はAQUAシステム(松村・他2006) によるMT/CMT解を用いて、速報性に重点を置いた予測システムを開発した。これらの研究では線形長波近似に基づく差分計算を行っており、遡上・浸水の予測は行っていない。

本研究では、東日本太平洋沿岸域を対象として、Inazu et al. (2016) と同様な手法による津波予測を行い、観測値との比較検討を行った。またMw等のパラメータの違いが結果に与える影響を検討した。データにはAQUA-MT/CMT解を使用し、津波の計算には移流や海底摩擦も考慮した非線形長波近似に基づく差分法(Saito et al. 2014) を使用した。

データと手法

解析には、東日本太平洋沖で発生し、津波が観測されたMw 6.5－7.2の7つの地震のMT/CMT解を用いた。Inazu et al. (2016) に準じて、1つのMT/CMT解に対し、宇津(2011) またはMurotani et al. (2013) のスケーリング則に基づき、それぞれ2つの共役断層面のモデルを設定した。これらの計4つの断層モデルのそれぞれについて津波の初期波形を推定し、津波伝播シミュレーションを行った。計算に際してはInazuらと同様、ETOPO1 (Amante and Eakins 2009) の海底地形データを用いた。ただし彼らがデータを5分角間隔でリサンプルしたのに対し、本研究では予測精度向上のため500 m間隔にリサンプル（内挿）したものを用いた。計算結果を、東日本太平洋側の沿岸・沖合の各種観測点の水位データと比較した。

結果

沿岸の験潮場・検潮所で観測された最大波高データを予測値と比べた結果をFig.1に示す。予測値は観測値の3－1/3倍の範囲に概ね収まっており、Inazu et al. (2016) の同様な比較の結果（5－1/5倍）に比べて精度の向上が見られたが、全体としてやや過小評価の傾向も認められた。Fig.2はNOWPHASの沖合GPS波浪計データに関する同様な比較の結果である。この場合は予測値が概ね観測値の2－1/2倍の範囲に収まっており、Inazuらの結果と同等であった。なお、第1波の到来時間については、全体として観測より計算結果の方が若干早い（数－10分）傾向が見られた。

© The Seismological Society of Japan

予測結果に対するモデルパラメータの誤差の影響を見るために、各パラメータを若干変動させる実験も行い、断層モデルを規定するMwや震源／セントロイドの深さの誤差が波形や波高に有意な影響を及ぼすことを確認した。特に沿岸での波形の場合、観測点の位置の小さな誤差（例えば1グリッド間隔のずれ）が結果に大きな影響を与えることが示された。これは沿岸付近の地形データの空間解像度が予測精度に強く効くことを示唆する。今後、遡上・浸水を伴うケースについても検討する。

謝辞
防災科学技術研究所が提供するAQUA-MT/CMT解および地殻変動計算プログラム(Okada 1992)、米国NOAAのETOPO1データ、国土地理院の験潮場の波形データ、気象庁の検潮所の最大波高データ、国土交通省港湾局NOWPHASのGPS波浪計による波形データを使用させていただきました。

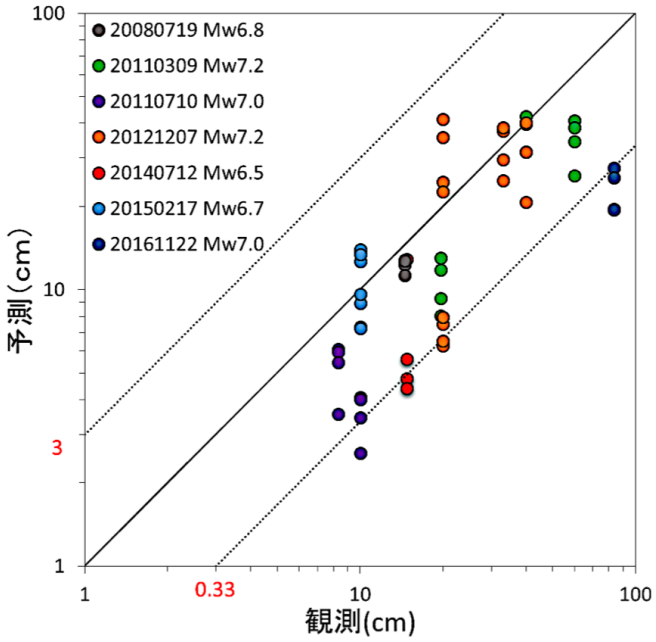


Fig. 1

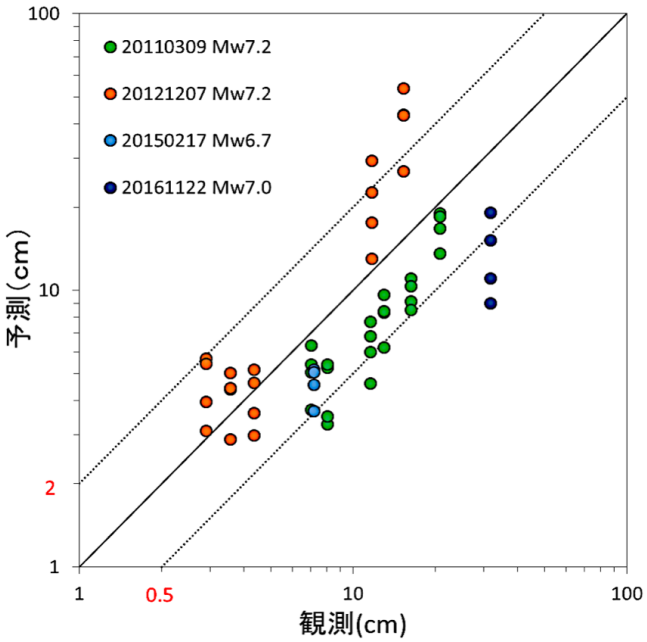


Fig. 2

© The Seismological Society of Japan

Far-field Tsunami Decay Processes in the Cases of North Pacific Ocean

*Takeyasu Yamamoto[1]

1. Meteorological Research Institute

山本・他（2018、JpGU）は、南米チリ及びペルー沿岸を波源とし日本に到達した遠地津波の振幅時間変化について、林・他（2010）によるMRMS振幅を用いて調査した結果、第1波到達時刻から12時間後まで（初期部）の津波振幅の増加・減少の様相がチリ中部沿岸とチリ北部沿岸・ペルー沿岸とで異なる一方、12時間後以降（後期部）の減衰の様相は両者似通っていて、その大きさは地震のマグニチュードと相関があることを示した。次に山本(2018、地震学会)は、南太平洋西部を波源とする場合について同様の調査を行い、初期部の様相が、サンタクルーズ諸島付近がチリ中部沿岸型、サモア諸島付近がペルー沿岸型に似ており、パプア・ニューギニア北部沿岸は異なること、後期部の様相は南米沖の事例と概ね整合することを示した。しかし、後期部の減衰過程における津波振幅と地震のマグニチュードとの関係については、調査対象とした地震の大半がMw7.0～8.4の範囲で、2010年チリ中部沿岸（Mw8.8、ここまでMwはGCMTによる）や1960年のチリ地震（Mw9.5）との間が空いていること、他の海域を波源とする事例について明らかでないことが課題であった。そこで、北太平洋を波源とする巨大地震津波を対象として津波振幅の増加・減少の様相を調査した。
調査の対象とした地震津波は、1952年カムチャツカ半島（Mw9.0）、1957年アリューシャン・アンドレアノフ諸島（Mw8.6）、1964年アラスカ（Mw9.2）、1965年アリューシャン・ラット諸島（Mw8.7）の4例である（MwはUSGSのまとめによる）。花咲、函館、宮古、小名浜、高知における地震後5～7日間程度の検潮記録から1分間隔の読取値を用い、これまでの調査と同じく時間幅64分のMRMS振幅を計算した。ただし、1957年の事例については、対象期間中の背景潮位変動が大きく、増加・減衰過程を十分に明らかにできなかったため、以下の検討対象からは外した。
南米沖及び南太平洋西部を波源とする津波のMRMS振幅変化の様相が第1波到達から数時間のうちに最大値となって減衰過程に移行していくのと異なり、北太平洋を波源とする津波のMRMS振幅は、ゆっくりと増加して突出した最大を示さない状態が第1波到達から12時間以上継続した後、減衰していく。特に、1964年アラスカの事例では第1波到達から48時間後近くまで高い状態が継続してからようやく減衰していくように見える。1964年アラスカについては、Hatori (1965)が日本における最初の48時間の検潮データから減衰が極めて小さいと述べ、Van Dorn (1984)が北東太平洋の検潮データから初期部の変化が他の事例と比べて特異だとしている。Van Dorn (1984)はまた40時間程度経過後の減衰が他の事例と大きな違いはないことを示している。日本の検潮データからは減衰開始後、背景潮位変動を上回っている期間が短いため定量評価は難しいが、2010年チリ中部沿岸とほぼ同程度の推移を示す。
地震のマグニチュードと減衰後期部の津波振幅の大きさとの関係について、1952年カムチャツカは南米沖波源から求めた傾向と整合するが、1965年アリューシャン・ラット諸島はやや小さめである。1964年アラスカもそのMwに比して小さくなることに相当するが、Van Dorn (1984)が北東太平洋の検潮データから求めたtsunami energy indexでも1964年アラスカの方が1952年カムチャツカ半島より小さいことから、一般的な傾向かもしれない。

© The Seismological Society of Japan

Human damage in Yamada town, Iwate prefecture, due to the 1896 Meiji Sanriku earthquake tsunami

*Yuichi Namegaya[1], Yuichi Ebina[2], Kentaro Imai[3]

1. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 3. JAMSTEC

§1. はじめに
1896年明治三陸地震津波による三陸海岸沿岸の被害の記録は山奈宗真による調査記録が代表的である．しかしながら，調査日数に対する情報量の多さの観点から，今後の精査の後，取捨選択が必要であるとされている（首藤・越村, 2005）．
一方，岩手県山田町立図書館所蔵の『山田警察分署所轄海嘯記事』（以下，海嘯記事と呼ぶ）には同津波による山田町内の被害の様子が津波前の人口数も含めて記録されている．海嘯記事には具体的な被害分布が記されていることや，浅利氏をはじめとする警察分署職員が実際に現場で救助活動に携わったこととが記録されていることから，海嘯記事の信憑性は高いと思われる．
本研究ではこの資料に基づき，死亡率と推定される浸水深との関係を検討したので報告する．

§2. 海嘯記事に記された海嘯前人口と死者数
海嘯記事の構成は当時の山田警察分署の巡査部長である浅利和三郎氏による手記と被害明細図からなる．被害明細図には，山田町内の大澤，船越，大浦，田の浜，織笠および飯岡の各集落における詳細な流失家屋分布や全壊家屋分布などが記された上，各集落の海嘯前人口や死者数などが整理されている．具体的には，大澤：（海嘯前人口：1,196名，死者数：415名，以下同），船越：（622名，208名），大浦：（205名，33名），田の浜：（1,108名*，483名），織笠：（1,900名，72名），および飯岡：（3,746名，828名）と記録されている（*は「死亡人口」と「負傷」，および「現存者」の合計を記した．）．
なお，前述の山奈による死者数（例えば，宇佐美・他, 2013）は海嘯記事の死者数と異なっている．具体的には，大澤：（海嘯前人口：1,197名，死者数：415名，以下同），船越：（749名，208名），大浦：（455名，34名），田の浜：（1,128名，562名），織笠：（1,902名，72名），および飯岡（山田）：（4,413名，828名）である．

§3. 浸水深の推定
一般的に，家屋の被害は海面上の高さである浸水高や遡上高よりも，地盤からの高さである浸水深が直接的に関与していると考えられる．
まず，伊木（1986）により明治三陸地震津波の津波の高さ（海面上）が報告されている．各集落の平均地盤高を計算し，伊木による津波の高さから差し引くことで浸水深を推定した．
平均地盤高の算出には，まず，各集落で津波が来襲したさい，津波の海面上の高さは各集落内では平坦であると仮定した．つまり，各集落で得られた伊木による海面上の津波の高さは，その集落内ではどこでも同じ高さであると仮定した．次に，各集落内のその津波の高さよりも低い地盤標高について，その平均と標準偏差を計算した．例えば，大澤の場合，伊木による津波の高さは4 mとなっているので，この集落の4 m以下の地盤について平均標高を算出すると2.1 m（標準偏差0.8 m）となり，浸水深を1.9 mと推定した．このような手順により各集落の浸水深を推定した．

§4. 被害と浸水深との関係
各集落で得られた死亡率と浸水深との関係をみると，基本的には浸水深が2 m－3 mを境にして死亡率が0.0程度から0.3程度に急激に上昇する結果となった．もっとも死亡率が高かったのは田の浜集落の0.44であり，推定される浸水深は4.9 mであった．
一方，海嘯記事には前述の通り海嘯前の家屋数と流失戸数も記録されている．田の浜の例で言えば海嘯前の戸

© The Seismological Society of Japan

数は238軒であったのに対し，流失戸数229軒となり流失率（流失戸数／海嘯前戸数）は0.96である．要するに，田の浜ではほとんどの家屋が流失したが，約6割の人々は生き残った．津波が来襲したのは午後8時付近であり，起きている人が恐らく多かったため，異変に気づいて早く逃げられた人が助かったものと思われる．

謝辞
各集落の平均標高の算出については国土地理院の基盤地図情報（数値標高モデル）を利用致しました．本研究の一部は科学研究費助成事業（科学研究費補助金）課題番号：16H03146（研究代表者：今井健太郎）を利用致しました．記して感謝致します．

© The Seismological Society of Japan

Reconstruction of coastal topography around the 13th and 17th centuries and tsunami deposits survey at Kiritappu marsh, eastern Hokkaido

*Kei Ioki[1], Yuki Sawai[1], Yuichi Namegaya[1], Koichiro Tanigawa[1], Dan Matsumoto[1], Atsunori Nakamura[1], Yumi Shimada[1,2]

1. GSJ, AIST, 2. Univ. of Tsukuba

千島海溝南部ではM8ー9クラスの巨大地震が繰り返し発生している. 北海道東部では, 先史時代に堆積した津波堆積物が報告されており, 最新の巨大津波は17世紀, その一つ前のものは13世紀頃に発生したと考えられている. 本研究では13世紀および17世紀頃に発生した地震の規模の再評価のため, 北海道霧多布湿原において津波堆積物調査を行った. 霧多布湿原の浜中湾と琵琶瀬湾の海岸周辺において, 過去の海岸地形復元のため, 津波堆積物調査を行い, 13世紀および17世紀頃の海岸線の位置を推定した. その結果, 13世紀頃の海岸線は現在より400 m程度, 17世紀頃の海岸線は現在より300 m程度内陸に位置していたと推定された. そして国土地理院による基盤地図情報数値標高モデルを利用して17世紀頃の海岸地形を考慮したDEMを作成し, 津波の浸水計算を行い, 当時の海岸線の位置によって浸水範囲がどのように変化するかを検討した. また霧多布湿原の一番沢奥部において, 津波堆積物の分布限界を明らかにするため, 津波堆積物調査を行い, 13世紀および17世紀頃の津波がどれほど内陸まで到達したかを確認した. その結果, 先行研究より内陸で17世紀頃の津波堆積物が確認された. これよりさらに内陸で13世紀頃の津波堆積物が確認された. よって霧多布湿原一番沢では, 17世紀の津波より13世紀頃の津波の方がより内陸まで到達した可能性がある.

© The Seismological Society of Japan

Tsunami source models of earthquakes which occurred in 20th century off-Hokkaido and off-Tohoku of the eastern margin of the Sea of Japan

*Satoko Murotani[1], Kenji Satake[2], Takeo Ishibe[3]

1. National Museum of Nature and Science, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3. Association for the Development of Earthquake Prediction

日本海東縁部には多くの海底活断層が存在することから，「日本海における大規模地震に関する調査検討会」（以下，日本海検討会）や「日本海地震・津波調査プロジェクト」（以下，日本海プロジェクト）によって，海域構造調査等に基づいた海底活断層のパラメータが推定されている．本地域では20世紀に大地震が発生し，日本海沿岸域に津波被害をもたらしていることから，過去に発生した地震の津波断層モデルを調べることが重要である．本研究では，1993年北海道南西沖地震（Mj 7.8），1983年日本海中部地震（Mj 7.7），1940年積丹半島沖の地震（Mj 7.5）の3地震を対象として，既往研究による断層モデルに加え，日本海検討会や日本海プロジェクトの断層モデルによる津波を計算し，日本沿岸およびロシア沿海州・サハリン沿岸で記録された津波波形との比較を行った．

1993年北海道南西沖地震については，Tanioka et al.（1995, GRL：検潮・測地データ），Mendoza and Fukuyama（1996, JGR：近地・遠地地震波形），高橋ほか（1995，土木学会東北支部技術研究発表会：沿岸津波高）による断層モデルに加え，日本海検討会が北海道南西沖地震相当としたモデル（F14，F15断層），日本海プロジェクトで得られた海底活断層から設定したモデルを用い，Tanioka et al. (1995) が用いた日本と韓国の沿岸18点に加え，ロシアのVladivostok，Pos’et，Nakhodka，Uglegorskでの津波波形を計算した．1983年日本海中部地震については，Satake（1989, JGR：検潮データ），Fukuyama and Irikura（1986, BSSA：近地地震波形），日本海検討会が日本海中部地震相当としたモデル（F24断層）を用い，Satake (1989) が用いた日本沿岸8点に加え，ロシアのVladivostok、Pos’et，Nakhodka，Rudnaya Pristanでの波形を計算した．1940年積丹半島沖の地震については，Satake (1986, PEPI：検潮データ)，Okamura et al.（2005, JGR：海底地形調査・検潮データ），Ohsumi and Fujiwara（2017, JDR：沿岸津波高），日本海プロジェクトで海底活断層から設定したモデルを用い，Okamura et al. (2005) が用いた日本沿岸7点に加え，ロシアのVladivostok，Bolshoy Kamen，Nevelskでの波形を計算した．日本海検討会や高橋ほか（1995），Ohsumi and Fujiwara (2017) では，検潮記録との比較は行われていないため，断層モデルの検証は重要である．日本海プロジェクトで得られた断層モデルに対してはすべり量の検討が行われていないため，地震本部による「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」のうち、「（ア）過去の地震記録や調査結果などの諸知見を吟味・判断して震源断層モデルを設定する場合」（以下，レシピ（ア））の方法を用いてすべり量を設定した．以上の断層パラメータからOkada (1985, BSSA) によって計算した海底地殻変動を初期条件とし，津波計算コードJAGURS（Baba et al., 2015, PAGEOPH）を用いて非分散の非線形長波式で津波波形を計算した．海底地形は，JTOPO30とM7000シリーズから30秒（約900 m）メッシュのグリッドデータを作成した．

その結果，津波波形インバージョンによって得られた断層モデルが，いずれの地震に対しても最も良く観測波形を再現した．地震波形インバージョンによる断層モデルでは，津波初動が反転する観測点も見られた．日本海検討会は，各海底活断層の最大クラスのすべり量（6 mで飽和）を設定しているため，計算された津波波形の振幅は観測波形に比べてかなり大きい．またレシピ（ア）で計算されたすべり量を用いた場合でも，津波波形等のインバージョン結果による値よりも大きく，同様の結果となった．ロシア沿岸の観測波形については，検潮所付近の詳細な地形データがないため再現性が低い観測点があり，今後の課題である．1940年の地震については，検討対象とした各モデルによって断層の位置，走向，傾斜がかなり異なるが，日本沿岸での津

© The Seismological Society of Japan

波計算波形には顕著な差は見られなかった．一方で，ロシアの観測記録を説明するためには，津波波形インバージョンではすべり量が小さかった断層において，大きなすべりが必要である可能性が示唆される結果となった．

本研究は文部科学省委託事業「日本海地震・津波調査プロジェクト」によって行われた．

© The Seismological Society of Japan

Self-similar and random slip distributions on a non-planar fault for tsunami scenarios for megathrust earthquakes

*Masaru Nakano[1], Shane Murphy[2], Ryoichiro Agata[1], Yasuhiko Igarashi[3], Masato Okada[3], Takane Hori[1]

1. JAMSTEC, 2. Ifremer, France, 3. Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo

Megathrust earthquakes along the Nankai trough in southwest Japan, such as the 1944 Tonankai and 1946 Nankai events, have caused severe damage due to strong ground motion and the generation of large tsunamis. Since such devastating earthquakes have repeatedly occurred throughout history in this region, we should prepare for future large earthquakes. However we cannot exactly predict slip distributions of future earthquakes and ensuing tsunamis. Previous efforts to characterize tsunami damage have involved the computation of theoretical tsunamis based on a set of scenario earthquakes. Additionally, tsunami early warning systems have also been developed based on correlations of coastal tsunami heights and offshore tsunami observations (Baba et al. 2014; Igarashi et al. 2016). These studies also involved the computation of theoretical tsunamis where thousands of earthquake scenarios of various magnitude earthquakes with uniform slip distributions are considered. However, actual earthquakes have heterogeneous slip distributions which affect coastal tsunami heights and distributions. In general, fault slip distributions have fractal dimension of about 2 (Herrero and Bernard, 1994) with a corner wave number depending on earthquake magnitude, but we cannot exactly estimate the distributions in future earthquakes. One of possible solution to resolve this difficulty is to create a set of scenario earthquakes based on a slip probability density function (SPDF, Murphy et al., 2016), in which heterogeneous slip distributions on the source fault are stochastically generated based on a given probability density function. The generated earthquake slip distributions differ from event to event, but their average for a large ensemble of models converges to a predefined SPDF.

In this study, we create a set of scenario earthquakes considering self-similar slip distributions based on the composite source model (Herrero and Murphy, 2018) on the Nankai trough. We also consider surface ruptures, where the fault slip is not tapered to zero at the free surface. The location of the rupture area is assigned according to the probability defined by SPDF; and the extent of the source area is based on an empirical relation obtained for subduction zone earthquakes (Strasser et al. 2010). Families of asperities which contain a power law distribution of sizes given by Zeng et al. (1994) are placed based on the same SPDF in the defined source area to obtain a self-similar slip distribution.

Assuming the SPDF is similar to the slip deficit rate (SDR) obtained by Yokota et al. (2016), which may represent long-term average of slip on the target fault, we generated sets of 200 scenario earthquakes for Mw >= 8.0. We found that the average slip for a family of Mw 8.5 mostly converges to the SDR. For Mw 8.0 more earthquakes are required to observe a similar convergence due to its smaller source area.

The next step is to compute tsunamis based on the scenario earthquakes generated in this way in order to create a tsunami database which will be used to forecast potential tsunami damage and improve the accuracy of the tsunami early warning systems in Nankai region.

Acknowledgments: This work is supported by CREST project “Establishing the most advanced disaster reduction management system by fusion of real-time disaster simulation and big data assimilation” from the Japan Science and Technology Agency.

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 17th) | Special session：S23. Open data for seismology

Tue. Sep 17, 2019 5:00 PM - 6:30 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S23P

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S23P-01] Bayesian modeling and visualization of spatiotemporal heterogeneity of hypocenter catalogs

*Yosihiko Ogata[1] (1. Institute of Statistical Mathematics)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S23P-02] Quality enhancement of the JMA Unified Earthquake Catalog

*Kazuhiro Iwakiri[1], Hirofumi Yokoyama[1], Mitsuharu Ueda[1], Yuriko Iwasaki[1], Daisuke Hasebe[1], Hiroshi Ueno[1] (1. Japan Meteorological Agency)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S23P-03] Development and operation of crustal deformation data sharing server

*Teruhiro Yamaguchi[1], Takahashi Hiroaki[1] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S23P-04] Marine Seismic Data Archiving and Dissemination System Development

*Yasushi Ishihara[1], Taewoon Kim[1], Koichiro Obana[1], Tomoya Nakajima[1], Aki Ito[1] (1. JAMSTEC)

Bayesian modeling and visualization of spatiotemporal heterogeneity of hypocenter catalogs

*Yosihiko Ogata[1]

1. Institute of Statistical Mathematics

地震活動解析のための基礎データとして、高品質の地震カタログは正確、完全、均質、そして一貫性があることが要求されます。 カタログの正確性と完全性に加えて、均質性とはカタログがその全期間を通じて同様の品質を保つことを意味し、一貫性とは同じ地域と期間からの異なる地震カタログ間の変換性を意味します。 この報告では、（1）既存のカタログにおけるデータ品質の問題、（2）カタログの品質を向上させるための手法と方法に焦点を当てます。 問題の解決策は、複雑な地震プロセスを理解するために、そしてそれ故に信頼できる地震予測やハザード評価を生み出すために不可欠です。以下に述べる問題について、具体的な解析結果を示します。

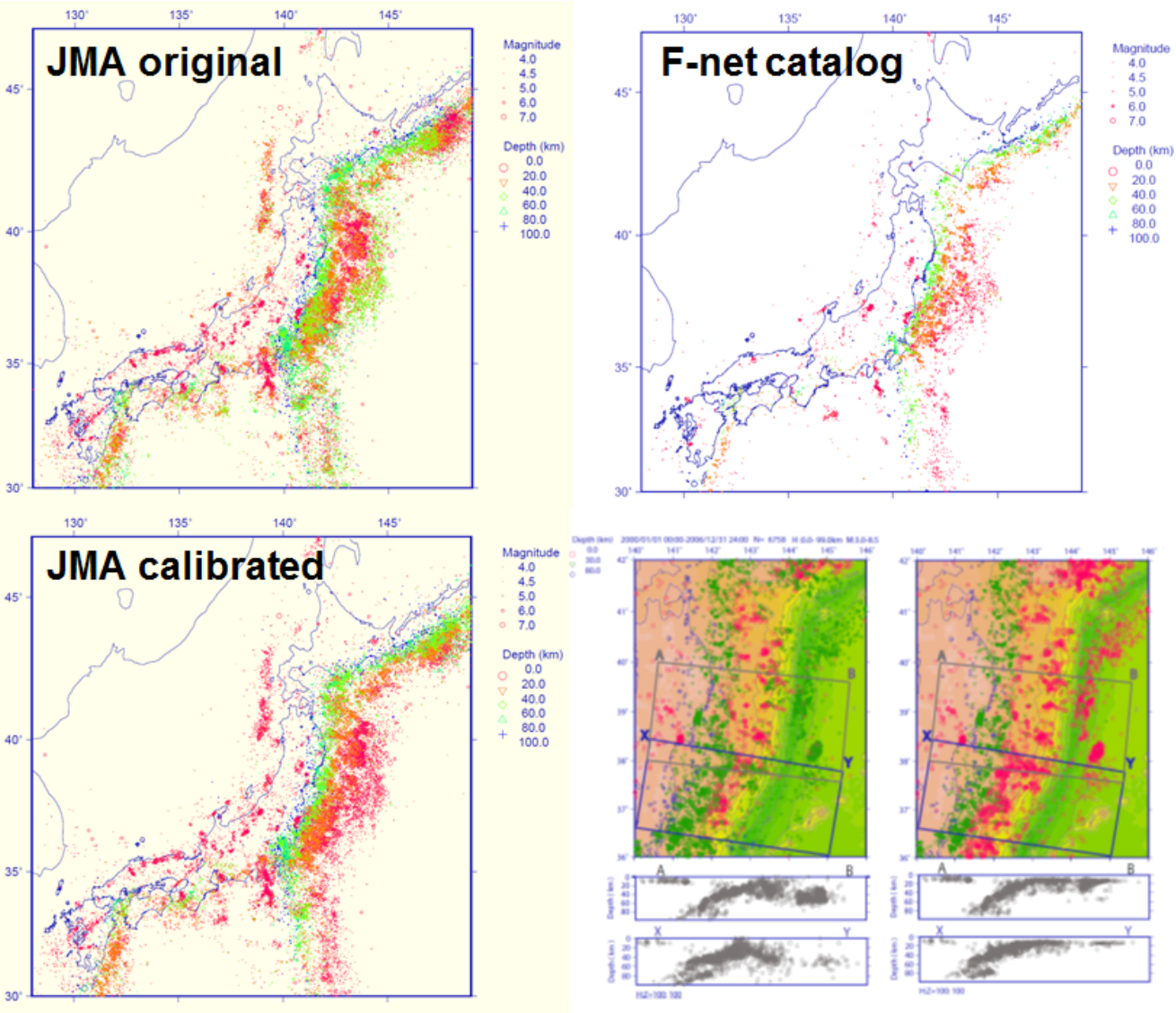
（１）カタログの系統誤差を明らかにすることは地震学的研究の重大な主題です。第一に、一時的なマグニチュードの変化（マグニチュードシフト）がカタログに存在するかどうかを調べることは有用です。これを調べるために、別別に定義されたマグニチュードスケールによるカタログ間の体系的マグニチュード差にもかかわらず、私は他のカタログとの同じ地震のマグニチュードの違いを考慮します。マグニチュード間の系統的な差異について、時間、位置の深さ、およびマグニチュードのバイアスの変化を解析します。

（２）長い期間をカバーする殆どの地震カタログは均質ではありません。地震ネットワークの構成や地震計が時間とともに変化するために、地震の検出率は時間と空間で変化するからです。特に地震計が出現してからの１９世紀後半２０世紀前半の大地震カタログには大きな問題があります。また現在でも、大地震直後の余震は多く検出されず、位置も特定されないため、場所によっても異なります。実際の地震活動とカタログの時空間的不均一性を区別します。

（３）震源位置の準リアルタイム補正、すなわち同定された同じ地震を用いた他のカタログ目録のより良好に決定された震源位置の比較に基づく地震観測のネットワークから遠く離れている地震震源の補正に同様の分析を適用することができます。

バイアス関数は経験的ベイズ法によって推定されます。この分析を通して、地震活動の変化について異なる結論を導く例を提供します。大きさを場所（経度、緯度、深度）に置き換えて、同様の分析を震源地の準リアルタイム補正に適用することができます。

© The Seismological Society of Japan


JMA original
JMA calibrated
F-net catalog
1923/01/01 00:00-2011/12/11 24:00 N= 8139
H :0.0-100.0km M:4.0-9.5
Magnitude
4.0
4.5
5.0
6.0
7.0
Depth (km)
0.0
20.0
40.0
60.0
80.0
100.0
130°
135°
140°
145°
45°
40°
35°
30°

Quality enhancement of the JMA Unified Earthquake Catalog

*Kazuhiro Iwakiri[1], Hirofumi Yokoyama[1], Mitsuharu Ueda[1], Yuriko Iwasaki[1], Daisuke Hasebe[1], Hiroshi Ueno[1]

1. Japan Meteorological Agency

気象庁では、地震調査研究推進本部の施策に基づき、気象庁のほか大学や防災科学技術研究所等の関係機関から全国の高感度地震観測データを収集し、震源決定等の処理を一元的に行い（以下、一元化処理）、その結果を地震カタログとして気象庁ホームページやFTPサイトに公表している。公表する震源データは、地震発生からの経過時間にしたがい、当初は自動処理結果、翌日以降は自動処理結果の確認や手動検測を行った暫定データ、半年～約1年後は最終確認を行った確定データである。ここ数年の一元化処理改善の取り組みでは、東北地方太平洋沖地震後の余震や海域観測網の整備等に伴う処理の増大に対応するため自動処理を大幅に導入し、処理能力を向上させてきた。最近では、以下に示す品質向上等に取り組んでいる。

（１）テンプレートを用いた効率的な発破識別処理の導入
2016年4月からの自動震源の採用に伴い、発破が混入しやすくなった。そのため、効率的な品質管理のためテンプレートを用いた波形相関による発破の除去を2019年4月から始めた。具体的には、テンプレートとの距離および波形相関が閾値を超えたものを発破の可能性が高いイベントとしてツールにより抽出した後、人が確認を行ったうえで削除等を行う。テンプレートは、2017年のデータを対象に、既知の発破との距離や波形の特徴から発破の可能性が高いと判断したものである。新たな発破領域のテンプレートを追加するため、2018年の自動震源のクラスタ処理を行い、採石場との対応が確認できたクラスタから波形が明瞭な発破イベントを選出した。

（２）迅速な一元化処理結果の活用・提供
大地震発生後には、活発な地震活動のために自動処理を用いても、地震活動評価やデータ提供などに時間がかかるケースがあった。しかし、これまでの自動処理結果の運用実績や、その結果の精度評価の結果、迅速性が求められる大地震直後の場面では、品質管理を簡略化した上で、自動処理結果を活用することが有効であることが分かった。2019年6月18日の山形県沖の地震（M6.7）の例では、余震活動の当初約6時間分は、自動処理でM1.7（精査検測対象Mth）未満は地震であれば自動震源をそのまま採用する簡易処理を行い、余震活動初期にはその結果を用いて活動評価やデータ提供を行った。後日、採用した自動震源のうち誤差大や余震域から外れた震源を対象に手動簡易検測を行った。また、余震活動の当初約１時間で地震多発のため自動処理では検知されなかった地震は、連続波形を確認しながらM1.7程度以上を対象に手動精査検測を行った。

（３）海域の観測データを活用した、海域の震源データの品質向上
近年、日本海溝および南海トラフの海域に整備された海底地震観測網であるS-netやDONETのデータを一元化処理へ取り込むため、海域速度構造の導入、標高を考慮した走時表、堆積層補正値の考慮、S-netの15Hz速度計データを用いたM推定、初動発震機構解析への適用について検討し（上野・他、2019、JpGU）、現在処理システムの準備を進めている。また、海底地震計の特性を考慮した検測処理の方法等の検討も行っている。海底地震計のノイズレベルを把握するため、S-net、DONET、気象庁の東海OBS・東南海OBSの2018年１年分の波形データから速度振幅RMSの時間値を調べた。水深1000m程度までは深くなるほどノイズが急に小さくなっていくが、それより深いとあまり変化しなくなる。ノイズを時間別にみると昼間がやや低く、月別にみると冬は高い。

© The Seismological Society of Japan

Development and operation of crustal deformation data sharing server

*Teruhiro Yamaguchi[1], Takahashi Hiroaki[1]

1. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University

地殻変動観測データは、地震学や地震監視業務の基盤をなすデータである。

地震防災対策特別措置法に基づき、地震本部において地震関係データの取り扱いが検討された。気象庁・大学・防災科研等の高感度地震波形等については、基盤的及び準基盤的観測網として制度的に位置付けされ、データのリアルタイム流通と一元的処理（震源決定：気象庁）、データアーカイブと公開（防災科研）が業務的に行われるようになり20年以上が経過した。

地殻変動データは、国土地理院によるGEONETが地殻変動の基盤的観測網とされ、データ公開が行われた。一方、大学や気象庁等において行われてきた伸縮計（ひずみ計）や傾斜計などによる地殻変動連続観測は、基盤的観測に位置づけられず、制度的なデータ流通やアーカイブが行われていなかった。

大学等では、地殻変動連続観測の収録系でWIN化が進んだことや、各機関での地震波形流通システム（JDXnet）への接続が容易になったことから、「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」により、関係機関の連携のもと、2012年からデータのリアルタイム流通・一元化・公開が実現した。その後も「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」の中で、簡易的な解析機能やデータダウンロード機能を備えたデータベースの開発運用が行われている（参加機関は末尾参照）(https://crust-db.sci.hokudai.ac.jp/db/login.php)

このシステムは、政府機関・研究機関・大学に所属していれば、参加機関以外でもwebを通じて利用できる。データは大学の地震波形データと同様に、申請協議を経て研究利用ができる。また、JDX接続機関はブロードキャストパケットを受信することでリアルタイムにデータを取得できる。携帯IP網を利用した機動的観測のデータや、重力計・水位計などの多項目データも取り込みも可能である。今年度からは、気象庁が参加機関となり、南関東東海のひずみ計データの流通公開について協議を行っている。

「南海トラフ地震の多様な発生形態に備えた防災対応検討ガイドライン（第１版）」で想定されている様々な「異常な現象」のモニタリングでは、地殻変動データが重要な役割を期待されている。計器特性から、数分から数日間の時定数ではひずみ計や傾斜計、それよりも長い場合にはGNSSの感度が優れていることが知られている。スローイベント等の多様な現象の理解と監視には、計器特性帯域の切れ目なく観測を行うことが望ましい。また、地震は低頻度現象であるから、長期的にデータをアーカイブする体制が重要となる。

データの流通や保存・公開を進めるためには、財政的基盤・人的資源とこれらの活動に対する学界の理解が必要である。日本の大学では、その社会的な位置付け上、データのアーカイブや公開等を長期にわたり実施することは困難である。このため、他データ（電磁気・水位・重力・高感度加速度計等）を含め、責任ある機関で制度的に地震関係の様々なデータを長期的かつ一元的に収集管理し、公開するしくみを早急に作ることが望まれる。その際、既に安定的に運用がなされている地震波形データのシステムの利活用を検討するのが効果的であろう。多様な時系列観測データを統一フォーマット化できれば、既存システムやソフトウエアの利活用が可能となり、システム開発や運用コストの軽減が見込まれる。

（参加機関：鹿児島大理・九大理・高知大・京大理・京大防災研・名大環境・地震予知振興会・神奈川県温地研・東大地震研・産総研・東北大理・国立天文台・北大理・道総研・気象研・気象庁）

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Marine Seismic Data Archiving and Dissemination System Development

*Yasushi Ishihara[1], Taewoon Kim[1], Koichiro Obana[1], Tomoya Nakajima[1], Aki Ito[1]

1. JAMSTEC

グローバル地震観測網および広域地域ネットワークは全球的な地震活動の監視のみならず津波警報への基礎データ、更に研究向けのデータの蓄積といった役割を持つ。各国の機関がそれぞれの規模、スタイルでその一翼を担い計測データを独自に公開や国際的なデータサーバへの供給などを通してデータ流通を実現している。JAMSTECは地震研究所、極地研究所、気象研究所などの国内の機関や観測点の運用に関わる海外機関の協力の下、東・東南アジアおよび太平洋域にて地震観測網を運用している。データは協力機関に逐次提供されるだけでなく、基本的に翌日に研究者等への公開を行っている。また太平洋海域で海底広帯域地震計(BBOBS)による観測を行っており、一定のモラトリアム期間の経過後に公開することとしている。これら広域地震観測網やBBOBSのデータは総称としてPacific21ネットワーク（ネットワークコード:PS)としてPacific21サイト(URL:http://www.jamstec.go.jp/pacific21/)よりデータを公開している。
一方、JAMSTECは海溝域を中心とした領域での海底地震計によるネットワーク観測を多く実施している。従来、担当研究者が個別に管理していたが、本機構内での系統的なアーカイブ、基本情報の登録やデータ提供の機能を持つシステムを組織内向けのシステムを開発している。将来的には外部からのデータ利用の問い合わせへの対応や当機構のデータ公開ポリシーの従い外部への公開システムとして展開を検討している。
これらのデータ管理、公開システムは汎用的なOS、システムツールで構築している。小さいシステム資源の中で構築できることや、システムのバックアップ・再構築が容易である。特に限られた管理体制の中でセキュリティの保持の面でも有利である。データ公開部分を担う部分とデータ蓄積機能部分を分離して構築し、データ本体の安全性を高めている。
システムの利用にはユーザにとって分かり易く、簡便なインターフェースを用意し、長期間、多数地点でのデータに対しても応答の早い検索とダウンロードの機能を提供している。国際的なデータ流通を前提にしmini-SEEDおよびfull-SEED形式での提供としている。Pacific21サイトは2015年から稼働しているが、これまで目立つトラブルは発生していない。
機構のOBSデータの管理システムについては現在のことろ日本海溝域で継続して実施した５回のキャンペーン観測のメタデータの登録とデータのアーカイブを行ない、試験的な運用を実施している。ユーザからの利用形態の把握とそれに応えるシステムの改良を逐次進めている。現状では１時間長のSAC形式での提供としている。
これらのデータについてはDOIの付与の検討を行っている。またそれに伴い、本データサイトに限らずにデータの各機関へのリアルタイムでの提供やデータ供給、またそれらの積極的な利用を促す予定である。

謝辞：本システムで取り扱うデータは地震研究所との共同研究および極地研究所、気象研究所等の協力をいただいています。海底地震計の観測データは観測、航海に関わる方々の尽力で得られたものです。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Sept. 17th) | Emergency session：S24. Off Yamagata Earthquake of 18 June 2019

Tue. Sep 17, 2019 5:00 PM - 6:30 PM JST | Tue. Sep 17, 2019 8:00 AM - 9:30 AM UTC | ROOM P International Conference Halls II and III

S24P

The poster of S24 which is an emergency session can be displayed for 3 days.

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-01] Yamagata-oki Earthquake observed by AN-net

*Shutaro Sekine[1], Shintaro Abe[1], Keiji Kasahara[1], Yoshihiro Tazawa[1] (1. Association for the Development of Earthquake Prediction)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-02] Crustal structure around source area of the Earthquake offshore Yamagata Prefecture on June 18, 2019

*Tetsuo No[1], Shuichi Kodaira[1], Hiroshi Sato[2], Takeshi Sato[3], Ryo Miura[1], Norio Shimomura[4], Gou Fujie[1], Koichiro Obana[1] (1. JAMSTEC, 2. ERI, Univ. of Tokyo, 3. Sapporo Regional Headquarters, JMA, 4. Nippon Marine Enterprises)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-03] Tomography of the 2019 Yamagata-oki earthquake area

*Yu Katayama[1], Dapeng Zhao[1], Genti Toyokuni[1] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-04] Real-time automatic uncertainty estimation of GNSS-based coseismic fault model: a case study of 2019 Yamagata-Oki earthquake

*Keitaro Ohno[1], Yusaku Ohta[1], Hiroki Muramatsu[2], Satoshi Abe[2] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Geospatial Information Authority of Japan)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-05] Crustal deformation and fault model of the 2019 Mw 6.4 earthquake off Yamagata Prefecture

*Tomokazu Kobayashi[1], Hiroshi Yarai[1], Yuki Kuroishi[1], Masaki Honda[1] (1. Geospatial Information Authority of Japan)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-06] Rupture process of the 2019 Yamagata-oki earthquake estimated from strong motion and geodetic data

*Hiroaki Kobayashi[1], Kentaro Motoki[1], Kazuki Koketsu[2] (1. Kobori Research Complex Inc., 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-07] **Source Process of the Off Yamagata Earthquake of June 18, 2019**

*Kazuhito Hikima[1] (1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-08] Source process of the 2019 off Yamagata earthquake derived from strong motion data

*Hisahiko Kubo[1], Wataru Suzuki[1], Shin Aoi[1], Haruko Sekiguchi[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-09] Source rupture process of the 2019 Yamagata-ken oki earthquake estimated by waveform inversion using strong motion data

*Susumu Kurahashi[1], Ken Miyakoshi[2], Kojiro Irikura[1] (1. Aichi Institute of Technology, 2. Geo-Research Institute)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-10] Strong Motion Generation Area for the 2019 Off Yamagata prefecture, Japan, earthquake estimated by the empirical Green's function method

*Kazuhiro Somei[1], Ken Miyakoshi[1], Yujia Guo[1] (1. Geo-Research Institute)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-11] Initial rupture process of the 18-June-2019 off Yamagata earthquake inferred from source imaging

*Ryo Fujimoto[1], Hirofumi Kowari[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1] (1. Graduate school of natural science and tecnology OKAYAMA UNIVERSITY)

5:00 PM - 6:30 PM JST | 8:00 AM - 9:30 AM UTC

[S24P-12] Evaluations for source parameters and site amplifications based on generalized inversion technique

*Kenichi Nakano[1], Hiroshi Kawase[2] (1. HAZAMA ANDO CORPORATION, 2. Kyoto university)

Yamagata-oki Earthquake observed by AN-net

*Shutaro Sekine[1], Shintaro Abe[1], Keiji Kasahara[1], Yoshihiro Tazawa[1]

1. Association for the Development of Earthquake Prediction

令和元年6月18日22時22分に山形県沖で発生した地震は近傍で最大震度6強を観測した．振興会では震源から100kmほど離れた長岡地域に40点の観測網（AN-net）を展開しており，この地震も観測することができた．そこで，本稿ではAN-netにおいてこの地震がどのように観測されていたかについて報告する．

AN-netの概要

東北日本のひずみ集中帯において大地震が連続して発生し，中越地震および中越沖地震の間にあり，ひずみ集中帯の上に位置する長岡平野西縁断層帯の地震活動性等の調査研究を行うために，（公財）地震予知総合研究振興会は長岡地域に，観測点間隔を5kmから10kmとする高密度の微小地震観測網40点を展開し，2010年11月より運用を行っている（関根・他，2010）．各観測点は地中約100mのボアホールにLennartzの速度計と日本航空電子のサーボ型加速度計を，地表に航空電子のサーボ型加速度計を設置しており，半数の20観測点にはGPSアンテナも設置してある．地震データは振興会本部，東大地震研を経由して，各大学や気象庁，防災科研に送信されており，2017年の12月からは，観測網のうちの4点が気象庁の一元化処理震源の観測点として読み取りに使用されている．（上野・他，2018）．また，GPSデータは名古屋大に送信されており，周囲のGPS観測点と共に解析に使用されている．（鷺谷・関根，2011）

今回の地震データ

今回の地震で得られたAN-net地表加速度計のデータに対してリアルタイム震度（功刀・他，2008）を計算した結果を図に示す．AN-netの観測点においては，震度相当値は飯田観測点と入軽井観測点において4.3が最高であったが，その他の観測点でも平野部の堆積層が比較的厚いと思われる場所で震度４相当を記録した．なお，地中でもリアルタイム震度を計算したところ，最大で震度２であり，これも平野部の方が大きい傾向であった．なお，今回の地震において，AN-net 観測点での電気および通信の切断はなかった．

参考文献

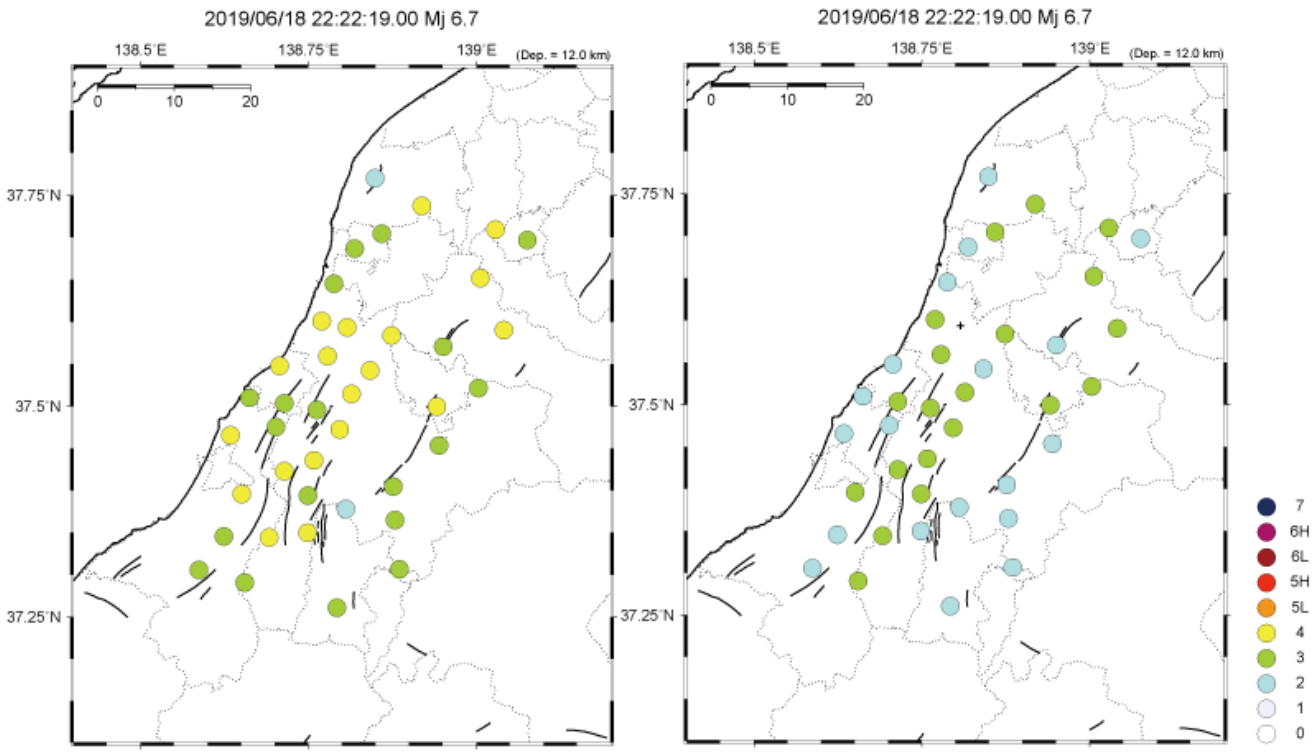
上野寛，上田満治，森脇健，溜渕功史，最近の気象庁一元化震源の動向，日本地震学会秋季大会講演予稿集2018,S23-P5,2018

功刀卓，青井真，中村洋光，藤原広行，森川信之，地震2, 60, 243-252,2008

鷺谷威, 関根秀太郎,長岡盆地西縁断層帯周辺における稠密GPS観測(序報)，日本測地学会講演会要旨，116，95-96，2011

関根秀太郎，澤田義博，佐々木俊二，阿部信太郎，田澤芳博,土方勝一郎,西村功,植竹富一, 長岡平野西縁断層帯における微小地震観測網の構築，日本地震学会秋季大会講演予稿集2010，P.120，2010

© The Seismological Society of Japan



図：本震の AN-net 観測点でのリアルタイム震度（左図）地表加速度計（右図）地中加速度計

© The Seismological Society of Japan

Crustal structure around source area of the Earthquake offshore Yamagata Prefecture on June 18, 2019

*Tetsuo No[1], Shuichi Kodaira[1], Hiroshi Sato[2], Takeshi Sato[3], Ryo Miura[1], Norio Shimomura[4], Gou Fujie[1], Koichiro Obana[1]

1. JAMSTEC, 2. ERI, Univ. of Tokyo, 3. Sapporo Regional Headquarters, JMA, 4. Nippon Marine Enterprises

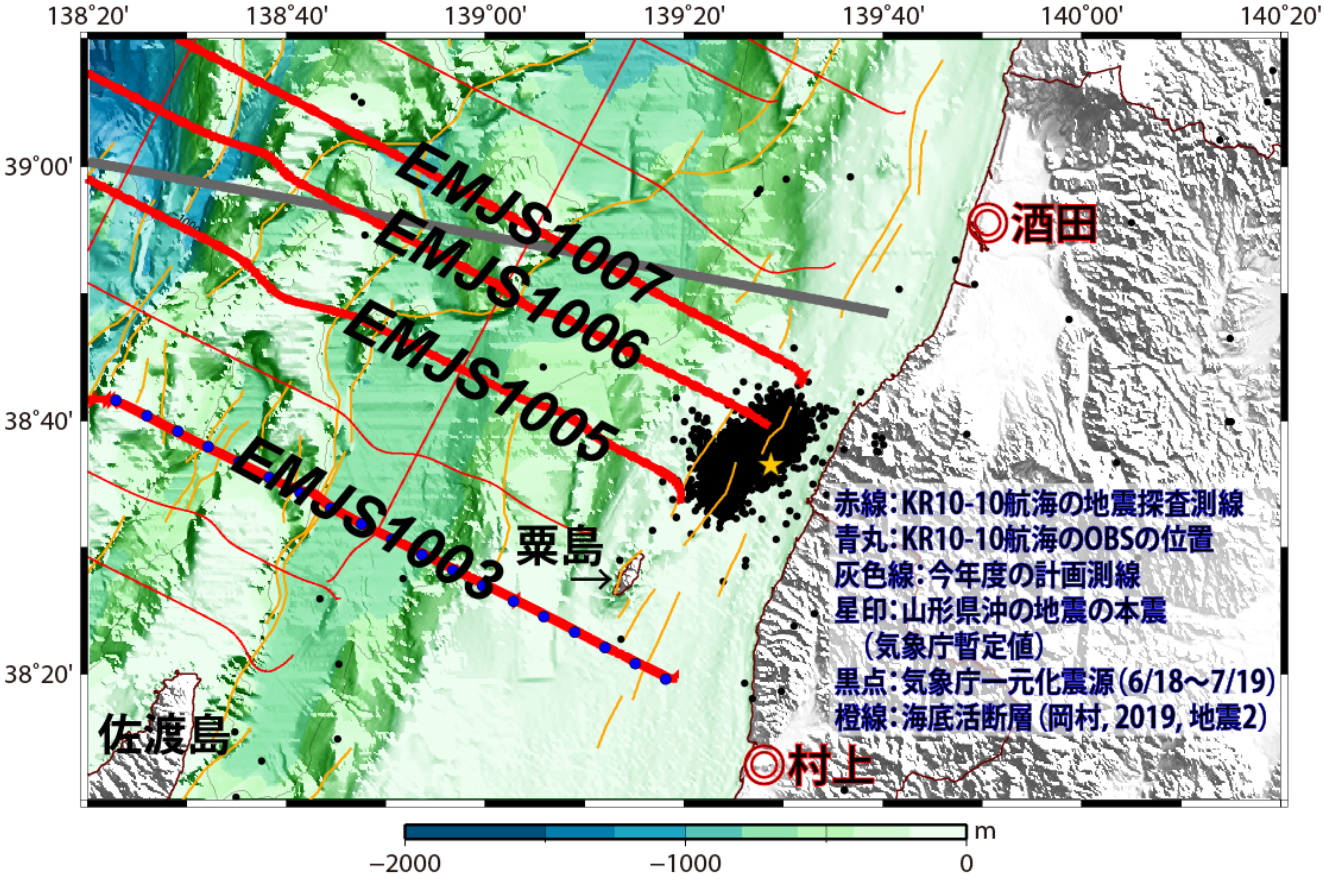
2019年6月18日に発生した山形県沖の地震（M_J6.7）はほとんどの余震が水深100 m以浅の大陸棚に位置している（e.g., 気象庁, 2019, 地震調査委）。この海域は漁業との兼ね合いによって地殻構造探査が難しい海域であるが、日本海においては沿岸域や海陸境界域に活断層が多く分布し、それらの活断層が作用した地震と津波によって、大きな被害が繰り返されている。一方で、地震の発生メカニズムを評価するためには日本海全体においてより深部までの地殻構造の調査を推進する必要性が指摘されており（日本海における大規模地震に関する調査検討会, 2014）、それは沿岸域や海陸境界域も例外ではない。しかし、日本海における沿岸域の深部構造探査や海陸統合探査はまだ事例が多くないため（e.g., 佐藤・他, 2007, 震研彙報; Ishiyama et al. 2017, Tectonophysics）、「日本海地震・津波調査プロジェクト」では今年度山形県沖の地震の北方に位置する酒田沖において海陸統合探査が地震前から計画されていた（e.g., 篠原, 2013, 地震本部ニュース）。

本発表では、山形県沖の地震の震源域近傍で2010年に「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト」の一環として実施されたマルチチャンネル反射法地震（MCS）探査と海底地震計（OBS）を用いた深部構造探査（Sato et al. 2014, JGR; 野・他, 2014, JAMSTEC-R）の結果から、震源域付近の地殻構造について報告する。この調査では、山形県沖の地震の余震分布を完全に横切っている測線はないものの、その近傍まで達しているMCS探査測線が3本（EMJS1005、EMJS1006、EMJS1007）ある（野・他, 2014）。また、震源域から40 km程度南にはOBS探査測線（EMJS1003）が位置している（Sato et al. 2014）。

まず、震源近傍まで達している3本のMCS探査測線の結果（野・他, 2014）をみると、海底地形と比べて堆積層の層厚や基盤形状が複雑に変化しているが、西傾斜の逆断層を伴った構造の形成が顕著である。また、短縮した構造は、EMJS1005とEMJS1006で顕著に確認できる一方で、EMJS1007ではEMJS1005やEMJS1006と比較するとあまり顕著に発達していない。6月30日までの余震分布の北端はEMJS1006とEMJS1007の間に位置しており、余震分布とMCS探査測線間の短縮構造の違いが対応している可能性があるが、EMJS1007は堆積層の層厚が他の測線より相対的に薄いので、慎重に検討する必要がある。

震源域付近の基盤下の地殻内のイメージについては、MCS探査の結果から明瞭な反射面を確認できていない。そのため、EMJS1003のOBS探査測線で得られているP波速度構造の結果から検討する。このOBS測線は、震源域から離れており、さらに今回の震源の位置を測線に投影すると、測線の端点に位置しており、上部地殻の一部までしか解けていない（Sato et al. 2014）。ただし、結果が得られている粟島沖大陸棚西側の構造は大陸地殻的な特徴を示しており、厚さ約10 ～ 12 kmのP波速度約5.5 ～ 6.4km/sの部分と厚さ約11 kmの約6.7 ～ 7.0 km/sの部分に分けられる。堆積層を含めた地殻の厚さは約23 kmで、東北日本弧の地殻より薄いので、リフトした大陸地殻であることが推測されている（Sato et al. 2014）。7月20日までに公表されている現時点で得られている余震分布（e.g., 気象庁, 2019）と比較すると、その余震のほとんどがP波速度約5.5 ～ 6.4km/sの部分に位置している。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Tomography of the 2019 Yamagata-oki earthquake area

*Yu Katayama[1], Dapeng Zhao[1], Genti Toyokuni[1]

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

2019年6月18日22時22分、山形県沖を震源とする深さ14km、M6.7の地殻内地震が発生した。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、瓦が割れるなどの被害が出た。今回の地震は、過去に大きな被害を出した1964年新潟地震（M7.5）の震源域に隣接した場所で発生した。この地震はオホーツクプレートとアムールプレートがぶつかり合って歪がたまるために生じた逆断層型の地震と考えられており、そのようなM7.0クラスの地震は数年～10数年の間隔をもって日本海東縁部で発生している。

本研究で、我々は今回の地震の震源域周辺において、地殻と最上部マントルの3次元地震波速度構造を調べた。解析にはZhao et al. (1992, 1996)の地震波トモグラフィー法を用いた。使用した地震数は、深さ30 km以浅で発生した微小地震1764個であり、解析に用いたP波走時データは27,203個、S波走時データは24,250個である。これらの微小地震は気象庁で公開されている1997年11月～2017年12月の地震のうち、深さの標準偏差が3km以内、観測点数が10点以上のものから選びだした。また、研究領域内で震源分布が比較的均一になるように処理を施している。使用した観測点は66点である。3次元速度構造を推定するために、3次元グリッドを研究領域に設置した。グリッドの間隔は緯度と経度方向に0.25度、深さ方向に5kmである。計算はP波とS波で独立して行い、得られた3次元P波とS波速度モデルからポアソン比の3次元分布を推定した。

解像度テストとしてCheckerboard Resolution Test (CRT)を行った結果、深さ20㎞までは速度異常の戻りが良い一方、日本海下と深さ25 kmにおいては速度異常の戻りが悪くなる傾向が見られた。これは、日本海側の海底地震の震源決定精度が悪いこと、またインバージョンに使用した地震が深さ30 kmまでしかないことによる。マントル最上部においては速度異常の戻りがよくなるが、これはマントル最上部を伝播するPnとSn波線が多く存在することによる。一方、山形県沖地震の本震が起こった深さ15 km付近の速度構造は良く求まっている。

得られたトモグラフィーの結果から、2019年山形県沖地震の本震は、顕著な高速度・低ポアソン比の異常体の中で発生したことが分かった。それと対照的に、本震震源下の下部地殻と最上部マントルに顕著な低速度・高ポアソン比の異常体が見られた。これは、2019年山形県沖地震を引き起こした、流体で満たされた岩盤(fluid-filled, fractured rock matrix)を反映している可能性が高い。この低速度・高ポアソン比の異常体はより深部へ伸びていく形をしているため、太平洋スラブの脱水反応で生成された流体が上昇してきている可能性がある。このような速度とポアソン比の異常と震源域との位置関係は、1995年兵庫県南部地震 (M7.2)及び2007年新潟中越沖地震 (M6.8)の震源域の異常構造 (Zhao et al., 1996; Xia et al., 2008)とよく似ており、地殻大地震の発生メカニズムを考える上で重要だと思われる。

参考文献

Xia, S., D. Zhao, X. Qiu (2008). The 2007 Niigata earthquake: Effect of arc magma and fluids. *Phys. Earth Planet. Inter.* 166, 153-166.
Zhao, D., H. Kanamori, H. Negishi (1996). Tomography of the source area of the 1995 Kobe earthquake: Evidence for fluids at the hypocenter? *Science* 274, 1891-1894.
Zhao, D., A. Hasegawa, S. Horiuchi (1992). Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *J. Geophys. Res.* 97, 19909-19928.

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Real-time automatic uncertainty estimation of GNSS-based coseismic fault model: a case study of 2019 Yamagata-Oki earthquake

*Keitaro Ohno[1], Yusaku Ohta[1], Hiroki Muramatsu[2], Satoshi Abe[2]

1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Geospatial Information Authority of Japan

Rapid understanding of the magnitude of large earthquakes and their associated fault dimensions are extremely important. Since 2012, Geospatial Information Authority of Japan (GSI) and Tohoku University are jointly developing the GEONET real-time analysis system (REGARD). REGARD estimates two types of coseismic fault models in real time, which are slip distribution on the plate interface and single rectangular fault model, using permanent displacement data based on the real-time GNSS analysis. Currently, REGARD adopt the maximum likelihood approach to obtain the optimum model for both types of coseismic fault models. The system, however, has the problems to be solved in single rectangular fault model estimation. For the single rectangular fault model estimation, the problem is the non-linear. Thus, the obtained results strongly depend on the initial values of the fault parameters. Furthermore, it is difficult to estimate the quantitative estimation of the obtained fault parameters because the obtained result and its uncertainties also depend on the initial values of the parameters and assumed Green’s function.

Based on these backgrounds, we developed the method for the real-time uncertainty estimation of the single rectangular fault model using full Bayesian inversion approach. We adopted the MCMC (Markov Chain Monte Carlo methods) to obtain the posterior probability density function (PDF) of the unknown fault parameters. One of the advantages in the MCMC, dependency on the initial value is relatively small compared with current REGARD system.

One of the challenge issues for using MCMC in real time is how to assume the search settings, such as initial value, walk distance, variance of likelihood function, and Burn-in, which are generally decided by the try and error. We investigated the automatic determination of these parameters in real-time. Other challenging issue is calculation time. In generally, the calculation cost of MCMC is problem for the real-time purpose. To improve the performance of the MCMC we optimized the developed code and adopted the OpenMP for the parallelization for the calculation.

In this presentation, we applied the developed method to the 2019 Yamagata-Oki earthquake based on the actual time series from the REGARD and post-processed time series (Q3 solution). We used permanent displacement of 50 sites near the focal area. The length of the Markov chain is 1×10^7 samples and calculation time is approximately 108 seconds. To stabilize the solution, we introduced a prior information from the earthquake early warning (EEW) system. We gave a priori distribution for the fault location based on the EEW information. We also gave the constraint in the direction of the fault dipping based on the aftershock distribution in the case of the Q3 solution.

The result from the REGARD, the developed method successfully obtains the fault model (Figure (a)) even though the value of the variance reduction is not high (~50%) because of the signal to noise ratio of the obtained displacement field was low. The obtained fault model (median value) clearly shows the east-dipping fault. This result basically consistent with the characteristic of the aftershock distribution. In contrast, the marginal PDF clearly shows the trade-off between the fault area and the slip amount. It

© The Seismological Society of Japan

suggests that the only onshore GNSS data cannot constraint these parameters. These result clearly suggest that our developed method can contribute to estimate the fault model and its uncertainties in real-time. The result from the Q3, the we gave the a prior information for the direction of the fault dipping. Both of the fault dipping direction (east and west dipping), obtained fault model can explain the data (Figure (b)). This result also suggest that the difficulty of the determination of the fault geometry only from the onshore GNSS data. In the presentation, we will discuss how to obtain the more reliable fault model in real time.

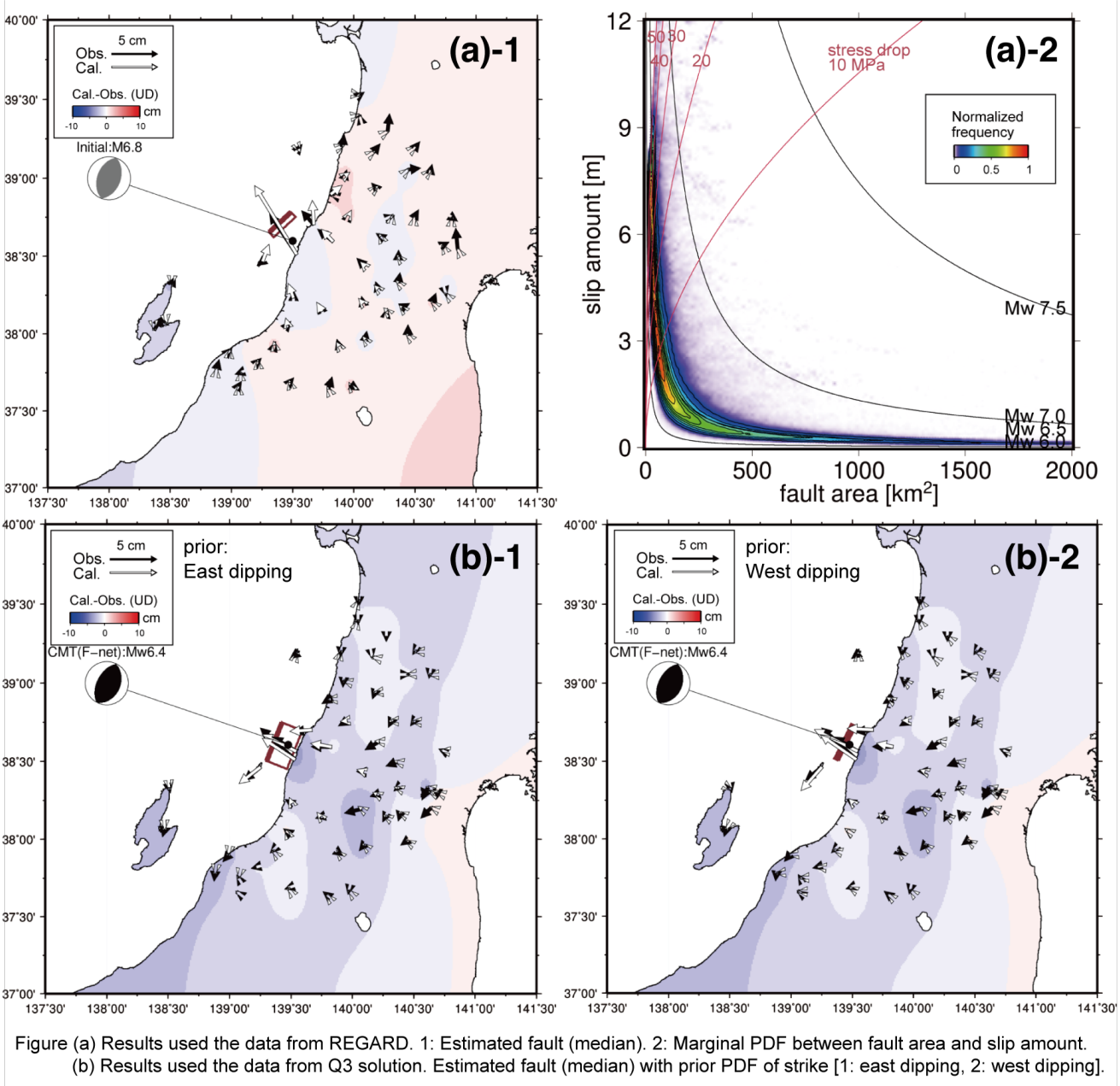


Figure (a) Results used the data from REGARD. 1: Estimated fault (median). 2: Marginal PDF between fault area and slip amount.
(b) Results used the data from Q3 solution. Estimated fault (median) with prior PDF of strike [1: east dipping, 2: west dipping].

© The Seismological Society of Japan

Crustal deformation and fault model of the 2019 Mw 6.4 earthquake off Yamagata Prefecture

*Tomokazu Kobayashi[1], Hiroshi Yarai[1], Yuki Kuroishi[1], Masaki Honda[1]

1. Geospatial Information Authority of Japan

１．はじめに

2019年（令和元年）6月18日22時22分に，山形県沖でマグニチュード6.7の地震が発生した．震源の深さは約15kmで，この地震により最大震度６強を観測した．本発表では，この地震に伴って観測された地殻変動とそれに基いて推定される震源断層モデルについて紹介する．

２．データと解析

GNSS連続観測（GEONET）により地震に伴う地殻変動を抽出した．ここでは，大潟（950241）を固定局として，6月11日から6月17日の座標値の平均値と6月19日から6月24日の平均値の差を地震時変動として扱う．なお，本稿ではR3解による地殻変動を示す（学会当日はF3解による結果を示す予定）．
本地震に関しては，ALOS-2衛星による3件の緊急観測が実施された．観測は，6月20日に南行軌道（左観測），6月21日に北行軌道（右観測），6月22日に南行軌道（右観測）がそれぞれ行われた．地殻変動の検出を目的に，これらのデータを用いてSAR干渉解析を実施した．SAR干渉解析では，数値気象モデルを用いた大気起因の誤差低減処理，周波数分割法による電離層起因の誤差低減処理をそれぞれ施した．
得られた地殻変動データを基に，震源断層モデルの推定を行った．モデリングでは一様滑りの矩形断層を仮定した．矩形断層モデルの各パラメータはSimulated Annealing法による解探索により推定した．解探索では，東に傾き下がる断層面と西に傾き下がる断層面の両方を仮定してそれぞれ最適解を求めた．なお，走向に関しては，震源分布を参考にして40°（220°）に固定した．なお，モデリングにはGEONETデータのみを用いた．

３．結果

３．１　地殻変動

GNSS観測の結果，地震に伴って有意な地殻変動が観測された．最大の変動は新潟県村上市の「新潟山北」観測点において観測された北西向きの約5cmであった（図１）．内陸部の電子基準点では，北西から西向きの変動が観測される一方，震源域の南西にある粟島の「粟島浦」観測点では，南西向きの変動が観測された．また，震源域周辺の沿岸部の電子基準点では，1cm程度の沈降が観測された．
SAR観測結果では，いずれも誤差レベルを超える有意な変動は観測されなかった．ただし，2015年11月28日と2019年6月22日の観測ペアの画像には，震源領域周辺の沿岸域に地表が衛星から遠ざかる位相変化が数cm程度見られた．

３．２　震源断層モデル

得られた断層モデルの特徴は，以下のとおりである．
１）北東－南西走向の断層面上における逆断層運動が推定される．
２）推定された断層面の水平位置は，震源分布と整合している．
３）東に傾斜する断層を仮定した場合は低角の断層面，西に傾斜する断層を仮定した場合は高角の断層面が推定される．
４）推定されたモーメントマグニチュードは6.4である．
モデル計算の結果得られた断層面のうち東に傾き下がる断層を仮定したモデルを図１に示す．得られたモデルはGNSSにより得られた地殻変動を概ね説明している．モデル計算には用いなかったものの，本断層モデルから予想される地表－衛星視線方向の変位場には，震源域周辺沿岸域において衛星から遠ざかる数㎝の変動が見られ，南行軌道（右観測）のSAR干渉の結果と調和的である．

© The Seismological Society of Japan

謝辞： 本報告で使用したALOS-2データの所有権は，JAXAにあります．これらのデータは，国土地理院とJAXAの間の協定及び地震予知連絡会SAR解析ワーキンググループの活動に基づいて，JAXAから提供されたものです．地震データは気象庁の一元化震源を用いました．ここに記して感謝いたします．

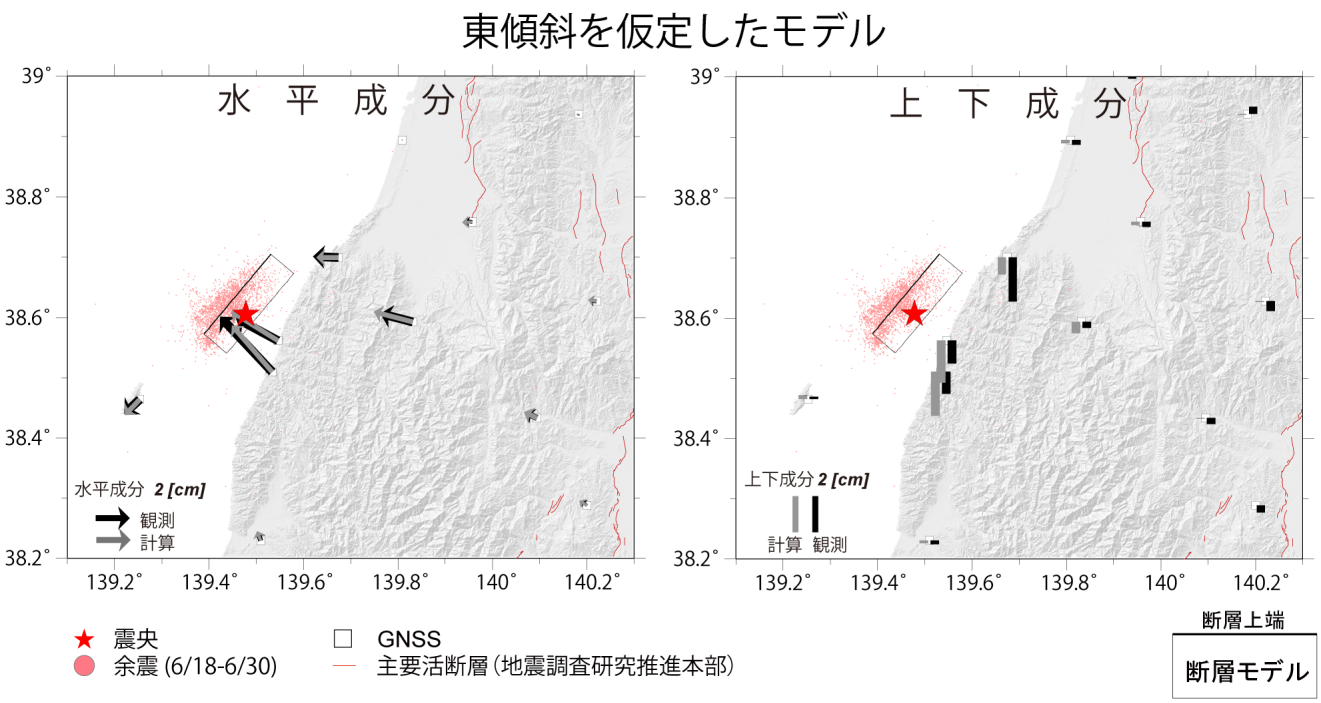


図１ 東に傾き下がる断層面を仮定した場合の震源断層モデル及び GNSS データの観測値と計算値．（左）水平成分，（右）上下成分．★印は震央，点は余震分布（気象庁一元化震源を使用）．矩形は震源断層モデルを地表に投影した位置で，太い実線が断層上端．

© The Seismological Society of Japan

Rupture process of the 2019 Yamagata-oki earthquake estimated from strong motion and geodetic data

*Hiroaki Kobayashi[1], Kentaro Motoki[1], Kazuki Koketsu[2]

1. Kobori Research Complex Inc., 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

2019年6月18日に山形県沖でM_{JMA} 6.7の地震が発生した．この地震では，新潟県村上市府屋で震度6強が観測され，新潟県と山形県で計33棟の住家が半壊するなどの被害が出た．本研究では，強震と測地データを用いたジョイントインバージョンによる震源過程解析を行った．
強震データはK-NET、KiK-net、気象庁の観測点より11点33成分を選択した．解析は0.05-0.4 Hzのバンドパスフィルターをかけた速度波形を用いた．測地データは国土地理院のGEONETより10点の水平成分を用いた．地震による変位はF3解を用い，950282を固定点とした後に地震前後2-6日間の平均位置の差を取ることにより推定した．インバージョン手法にはマルチタイムウィンドウ線形インバージョン法(Yoshida et al. 1996; Hikima and Koketsu, 2005)を用いた．強震波形の理論的グリーン関数はKohketsu (1985)の手法を用いて計算した．計算の際の速度構造モデルは，全国一次地下構造モデル(JIVSM)より各観測点の直下の1次元速度構造を抽出した構造を用いた．測地の理論的グリーン関数はZhu and Rivera (2002)の方法を用い，JIVSMよりYMT004の直下の構造を抽出して，すべての観測点に対して適用した．
断層モデルはHypoDD法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)により再決定した震源分布および各機関で求められたメカニズム解を参考にし，長さ22km, 幅12km, 走向25度, 傾斜30度の面を仮定した．断層面は2km四方の小断層に分割した．小断層の震源時間関数はライズタイム0.75秒の箱型関数を5つ置くことで表現した．各小断層の第1タイムウィンドウのすべり開始時刻を決める破壊伝播速度は1.5-4.5 km/sで計算を行い，データの残差から1.9km/sとした．
解析の結果，震源から北側および西側にそれぞれ3.1mと2.2mのピークを持つ大すべり域が得られた．破壊はまず震源付近で始まり，北側と西側に破壊が伝播し，破壊継続時間は5~6秒程度となった．推定された地震モーメントは6.5×10^{18} Nm (M_w 6.5)となった．これはGCMT(6.7×10^{18} Nm)やJMACMT(6.4×10^{18} Nm)の推定値と整合的である．

© The Seismological Society of Japan

Source Process of the Off Yamagata Earthquake of June 18, 2019

*Kazuhito Hikima[1]

1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.

【はじめに】
2019年6月18日22:22に新潟-山形県境沖でM 6.7の地震が発生した．震央は海域であったが，震源近傍の新潟県村上市では震度6強，山形県鶴岡市では震度6弱となるなど強い揺れが観測された．さらに，弱いながらも津波が観測されており，これらの要因を考える上で詳細な震源過程を知ることが必要である．また，日本海東縁部ではこれまでも大地震が多く発生しており，近年も2004年新潟県中越地震や2007年新潟県中越沖地震など，今回の地震と同規模の地震が発生している．今回の地震の震源過程とこれらの地震との相違について検討することは，この地域の地震テクトニクスを考える上で重要である．そこで，本検討では震源近傍で観測された強震記録を用いて震源過程解析を行った．

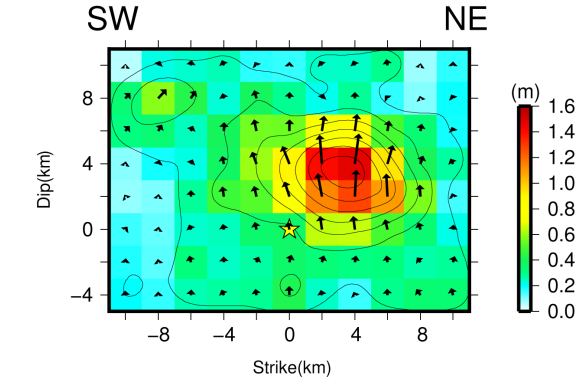
【解析手順・条件】
震源インバージョン解析に先立ち，本震を含めて一連の地震の震源再決定を行った．地震発生後2週間以内に発生した地震について，防災科研のWebサイトで公開されている気象庁一元化処理による検測値を用いて，DD法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)により震源決定を行った．以下の解析に用いた本震の震源位置は(38.6147°N, 139.4758°E, 13.97km)である．
震源解析には，震源から60 km程度以内に位置するK-NETおよびKiK-netの波形記録を使用した．さらに，気象庁の粟島観測点の震度計波形についても，海域の観測点として解析に加えた．なお，KiK-net観測点では，浅部地盤による影響を軽減するために地中記録を使用した．
グリーン関数の計算はKohketsu (1985)により行った．計算に用いる 1 元水平成層構造は，全国 1 次地下構造モデル（暫定版）の各観測点直下の速度構造を抜き出したものを初期値とし，震源付近で発生した小地震(2019年6月21日5:33, Mw3.8)の観測波形でチューニングを行ったモデルを使用した．予稿で示す暫定解は粟島観測点を除いて，速度構造のチューニングを実施できた観測点を用いており，合計14観測点を使用したものである．
本震の震源解析では，加速度波形に0.03～1.0 Hz をフラットレベルとするバンドパスフィルタをかけて積分した速度波形を用い，インバージョンはマルチタイムウィンドウ法(Yoshida et al., 1996; 引間, 2012)により行った．解析の際の断層面は，F-netによるメカニズム解(23°, 36°, 86°)をもとに，余震分布を参考に東傾斜の断層面を設定した上で，波形の一致度などを参考に修正を行った．小断層サイズは2 km ×2 km とした．

【解析結果（暫定）】
暫定的な結果では，断層面は走向:32°,傾斜:30°長さ22 km ×幅16 km 程度となった．求まった地震規模はM_w 6.36程度，最大すべり量は約1.5 m のほぼ純粋な逆断層型の結果が得られた．最大すべりの位置は破壊開始点の北側に位置しているが，そこを含めて，やや大きなすべりが求まった領域の付近で多くの余震が発生している．

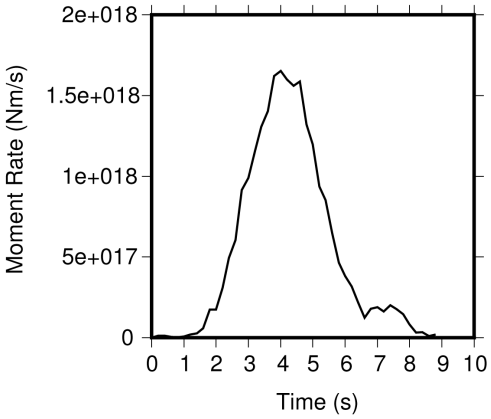
【考察・まとめ】
この地震では建物被害が比較的小さかったが，その要因として観測された地震動は短周期成分に富み，周期1～2秒程度の成分が少なかったことが指摘されている．破壊開始点と主要なすべり域との位置関係からは，破壊は主に沖合に進展したと推定され，陸域に対してはディレクティビティ効果が現れにくくかったものと考えられる．過去の地殻内地震ではディレクティビティ効果よるパルス的な波と建物被害との関係が注目されてきたが，今回の地震では陸域に対してはそのような波が生じにくかった可能性がある．
また，地震規模と断層サイズの関係は，過去に日本海東縁部で発生した地震によるものと概ね対応している．

© The Seismological Society of Japan

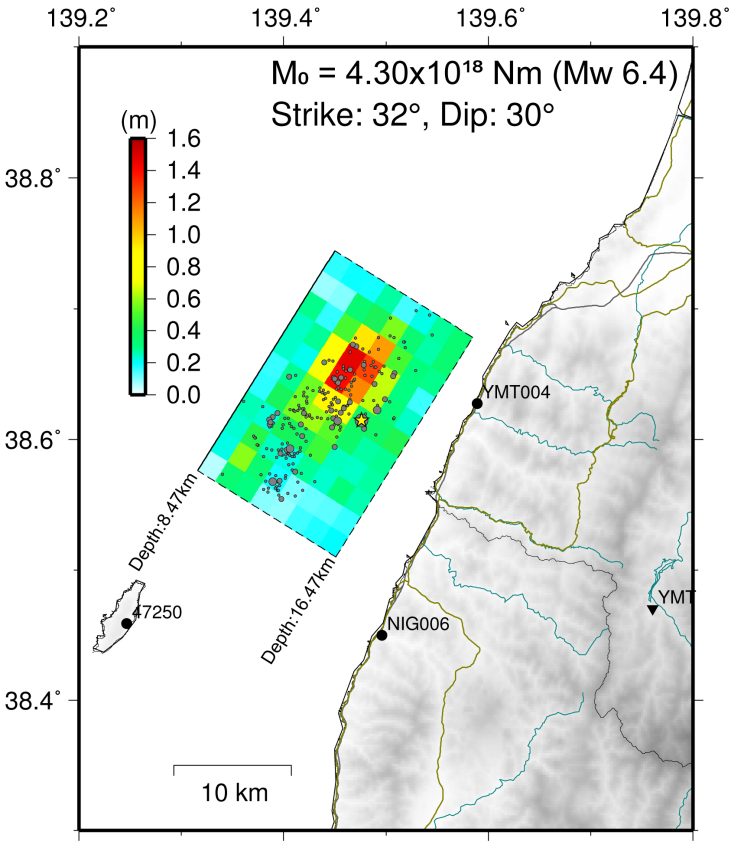
＜謝辞：解析には，防災科学技術研究所K-NET, KiK-netの観測記録，F-netメカニズム解，気象庁一元化震源，震度計データ等を使用させて頂きました．記して感謝致します．＞



断層上のすべり分布
☆は破壊開始点



モーメントレイト関数



地表面への投影図
●は本震発生後 2 週間以内の M2 以上の地震

2019 年 6 月 18 日山形県沖の地震のすべり分布（暫定）

© The Seismological Society of Japan

Source process of the 2019 off Yamagata earthquake derived from strong motion data

*Hisahiko Kubo[1], Wataru Suzuki[1], Shin Aoi[1], Haruko Sekiguchi[2]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

１．はじめに
本研究では、2019年6月18日22時22分に山形県沖で発生した地震（M 6.7、気象庁）を対象として、強震波形記録を用いた震源過程解析を行った。

２．記録および手法
震源過程解析手法としてマルチタイムウィンドウ線型波形インバージョン法（Olson and Apsel 1982; Hartzell and Heaton 1983）に基づく手法を用いた。
余震分布とF-netのモーメントテンソル逆解析の結果から、走向23度・傾斜36度で、22 km（走向方向）×14 km（傾斜方向）の大きさを持つ、南東傾斜の断層面を設定した。その際、破壊開始点は気象庁震源の位置（深さ14km）に設定した。この断層面は2 km×2 kmの小断層を用いて離散化した。各小断層でのすべり時間関数は、0.8秒幅のスムーズドランプ関数を0.4秒ずらして、9個並べることによって表現した。第一タイムウィンドウのトリガー速度は、残差の合い具合から、3.0 km/sとした。
記録には、K-NET・KiK-net・F-netの計15観測点での、S波到達1秒前から15秒間の速度波形記録（周期1.0－10秒、5 Hzサンプリング）を用いた。
Green関数は、一次元地下構造モデルを仮定し、離散化波数積分法（Bouchon 1981）と反射・透過係数行列法（Kennett and Kerry 1979）により点震源の波形を計算した。地下構造モデルは、藤原・他（2009）による三次元地下構造モデルにおける観測点直下の情報を用いて、観測点ごとに設定した。KiK-net観測点については速度検層の情報も利用した。また、Green関数の計算時に25個の点震源（走向方向、傾斜方向それぞれ5列）を小断層内に分布させることによって小断層内部の破壊伝播の効果を付加した。
各小断層の各タイムウィンドウでのすべり量は、観測波形と合成波形の差を最小とするように、最小二乗法を用いて求めた。不等式拘束条件をつけた最小二乗法（Lawson and Hanson 1974）を用いて、各小断層でのすべり方向の変化を、中心すべり角の±45度以内に収めた。中心すべり角は、F-netメカニズム解のすべり角を参照して、86度とした。また時空間的に近接するすべりを平滑化する拘束条件（Sekiguchi et al. 2000）を付加した。平滑化の強さは赤池ベイズ情報量基準（Akaike 1980）に基づいて決定した。

３．結果
解析の結果、震源よりup-dip側に大きなすべりの領域（最大すべり量1.0m）が存在する震源モデルが推定された。断層面全体での地震モーメントは4.7×10^{18}Nm（Mw 6.4）である。地震発生直後は顕著なすべりを伴った破壊は見られず、地震発生から1.5-4.5秒後に大すべり領域において主たる破壊が生じていたことも分かった。この地震では震源のup-dip側において活発な余震活動が発生しており、その領域は上記の大すべり領域とオーバーラップする。

© The Seismological Society of Japan

Source rupture process of the 2019 Yamagata-ken oki earthquake estimated by waveform inversion using strong motion data

*Susumu Kurahashi[1], Ken Miyakoshi[2], Kojiro Irikura[1]

1. Aichi Institute of Technology, 2. Geo-Research Institute

1.はじめに
2019年6月18日22時22分に山形県沖を震源（深さ14.0㎞）とするMw6.4の地震が発生した。震源近傍の観測点であるYMT004（K-NET温海：震源距離17.1km）と気象庁の震度観測点J47241（鶴岡市温海川：震源距離24.6km）ではそれぞれ最大加速度（フィルターなし：3成分合成）653gal、750gal、最大速度（フィルター0.1-10Hz：3成分合成）20cm/s、59cm/sが観測された。本研究ではこの強震動を含めた震源に近い観測点で得られた強震動の生成メカニズムの解明を目的として、震源インバージョン解析により震源破壊過程の推定を試みた。

２．観測記録の特徴と空間分布
最大速度（フィルター0.1-10Hz）では、震源より北部に位置する観測点で距離減衰式よりも大きな値を示しており、震源より北部に振幅の大きな領域が広がる空間分布であった。この要因としては、観測点の地盤特性の影響、強震動を放出した領域が震源よりも北側に存在、破壊の進行方向にあたることによるディレクティビティ効果などの可能性が考えられる。このため，地下構造モデルのチューニングや特性化震源モデルに基づいた破壊伝播様式を変えた強震動評価が必要と考える。

３．波形インバージョンによる震源破壊過程
本研究では、マルチタイムウインドウ線形波形インバージョン法（Hartzell and Heaton, 1983）に基づき震源破壊過程について時空間的にすべり量分布を計算した。解析に用いるデータは、速度波形のS波部分（S波到着前の1.5秒から12秒間）とし、震央距離約50km以内の11観測点（K-NET、KiK-net、気象庁）の記録を用いた。グリーン関数は、全国1次地下構造モデル（Koketsu et al., 2012）を用いて離散化波数法（Bouchon, 1981）および反射・透過係数行列法(Keneett and Lerry,1979)により計算した。断層モデルは、DD法を用いた震源再決定（郭、2019私信）による余震分布と整合的であった気象庁のCMT解（走向26度、傾斜角27度（南東傾斜））とした。
本解析ではまず大局的な震源破壊過程を確認するために解析周期帯域を2～20秒として，主に破壊領域の推定に注目して解析を行った。解析の断層面の長さと幅は余震分布を参考にして24kmと18km、小断層サイズは2.0km四方に設定した。すべり速度の基底関数は、ライズタイム1.0秒のsmoothed ramp関数を0.5秒間隔で4個配置した。
計算波形は、明瞭なパルスが見られる震源近傍の観測点YMT004やJ47241の観測波形も含めて観測波形をよく再現している。解析の結果、震源付近ではすべりが小さく、震源よりも北西側でかつ震源よりも深いところから浅いところにかけて大きなすべりが推定された。断層破壊領域の算出のためSomerville et.al.(1999)の規範に基づくトリミング操作を試みた結果、断層端に現れるすべり量の影響で断層面積は設定断層から変わらなかった。現在の結果では、最大すべり量は2.3m、平均すべり量は0.5m、地震モーメントは7.88×10^{18}Nmとなっているが，F-netと比べて約2倍大きく今後の検討課題である。最終的には、周期1.0秒以上と解析周期帯域を広げた震源モデルを目指す。

謝辞：この研究の一部は原子力規制庁による平成31年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震による地震動の評価手法の検討）業務として実施されました。地域地盤環境研究所の郭博士にはDD法を用いた震源再決定結果を提供いただきました。

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Strong Motion Generation Area for the 2019 Off Yamagata prefecture, Japan, earthquake estimated by the empirical Green's function method

*Kazuhiro Somei[1], Ken Miyakoshi[1], Yujia Guo[1]

1. Geo-Research Institute

2019年6月18日22時22分（日本時間）に山形県沖でM_{JMA} 6.7（M_w 6.4）の内陸地殻内地震（以降，2019年山形県沖の地震とする）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弱の地震動が観測された．また，国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網K-NET，KiK-netのうち震源に近い（震源距離17 km）K-NET温海（YMT004）でも最大加速度633 cm/s^2（3成分最大値）が観測され，このような大きな強震動記録の生成要因を調べることは重要である．そこで本研究では，2019年山形県沖の地震による強震動生成について主として震源の観点から実態を把握するために，震源近傍を含む周辺の観測点での地震動シミュレーションを行い，観測記録を広帯域に再現し得る震源モデルの推定を試みた．

本研究では，経験的グリーン関数法（Irikura, 1986）を用いた広帯域地震動シミュレーション（0.2－10 Hz）を実施した．経験的グリーン関数（要素地震）は，2019年7月11日16時4分に発生したM_w 4.1の余震を採用した．本研究の震源モデルは，できる限り単純なモデルで広帯域地震動を再現するために，正方形の強震動生成域（SMGA; Miyake et al., 2003）を1枚仮定し，背景領域からの寄与は無いものとした．また，F-netから公開されているモーメントテンソル（MT）解の幾何形状とDouble-Difference法（Waldhauser and Ellsworth, 2000）によって再決定した余震分布を参考にして，南東傾斜の逆断層面を設定し，SMGAの破壊開始点は再決定された本震震源位置（深さ13.38 km）に固定した．経験的グリーン関数法による波形合成に必要な要素地震の重ね合わせ数Nと，本震と要素地震の応力降下量比Cの値は，本震と要素地震のコーナー周波数をSource Spectral Ratio Fitting Method（三宅・他, 1999）によって推定した．SMGA内の相対的な破壊開始点，破壊速度，SMGAの大きさ，ライズタイムといった未知パラメタは，震源に近いKiK-net（地中記録）の4地点3成分の記録を用いて，加速度エンベロープと変位波形について，観測と合成の残差が最小となる組み合わせをグリッドサーチによって決定した．

推定されたSMGAは面積が64 km^2，ライズタイムは0.4秒，応力降下量は10.7 MPaとなり，過去の内陸地殻内地震と比べた場合，平均的な値となった．SMGA内の破壊伝播方向は，主として北東側に向かって進行し，破壊速度は2.6 km/sと推定された． SMGAの地震モーメントは2.24×10^{18} Nm（M_w6.2）で，これはF-netのMT解で公開されている地震モーメント4.41×10^{18} Nm（M_w6.3）の54.5 %となった．得られたSMGAモデルを用いて，震源域周辺（震央距離約60 km以内）のK-NET，KiK-netの強震観測点，及び国立研究開発法人防災科学技術研究所広帯域地震観測網F-net（強震記録）の観測点の計18地点の強震記録3成分を対象としてフォワード地震動シミュレーション（0.2－10 Hz）を行った．その結果，推定されたSMGAモデルから生成される合成地震動記録は観測地震動記録を概ね再現することができた．一方で，震源に近い一部の観測点（例えば，YMT004）に注目すると，観測速度波形や観測変位波形にパルス状の波形パケットが2回見えるのに対して，合成波形は1回のパルスのみを再現している．ここでは1枚のSMGAが震源から破壊開始する仮定でモデリングを行ったが，他地点の観測波形の特徴を精査し，複数のSMGAの必要性やそれらの破壊開始点位置について今後検討する予定である．

謝辞：国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網K-NET，KiK-net，広帯域地震観測網F-netの強震記録，F-netのMT解，及び気象庁一元化震源カタログの震源情報，一元化処理検測値をそれぞれ使用しました．記して感謝いたします．

© The Seismological Society of Japan

© The Seismological Society of Japan

Initial rupture process of the 18-June-2019 off Yamagata earthquake inferred from source imaging

*Ryo Fujimoto[1], Hirofumi Kowari[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1]

1. Graduate school of natural science and tecnology OKAYAMA UNIVERSITY

2019年6月18日22時22分、山形県沖でM_{JMA}6.7の地震が発生した。本研究の目的は、この地震の発震後初期の破壊過程を推定することであり、ソース・イメージング法 (Takenaka *et al*, 2009, EPS)を用い、初期破壊過程における地震波の放射強度の時空間変化の推定を行う。
解析には震央距離62 km以内の防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net観測点で記録された波形データを用いた。ソース・イメージング法では、加速度波形を積分した速度波形の上下動成分のP波部分を用いる。震源は気象庁一元化震源 (北緯38.608 ˚,東経139.479 ˚,深さ14.0 km) を採用し、断層面は気象庁CMT解の、走向26 ˚、傾斜27 ˚の南東傾斜の面と、走向210 ˚、傾斜64 ˚の北西傾斜の面の二つを仮定する。
イメージングの結果、仮定した二つの断層面どちらにおいても、発震後約2.5秒までは震源の北東方向に放射強度が比較的大きな領域が見られた。また、発震から2.5秒以降に、震源とほぼ同じ深さの南西方向10 km付近で、それまでの放射強度と比べて著しく放射強度の大きな領域が見られた。これらの結果より、震源から広がった破壊が、発震後2.5秒付近までは震源の北東方向で比較的大きなすべりを引き起こし、さらに、発震後約3秒後に、震源の南西方向でそれまでよりも非常に大きなすべりが開始したと推定される。設定した二つの断層面においては、放射強度の大きな領域の3次元的な位置は、両者でほぼ一致している。また、震源の南西方向の放射強度が大きな領域の位置は、防災科学技術研究所による震源インバージョン解析で見られる、すべりの大きな領域とも調和的である。

謝辞：本研究は防災科学技術研究所のK-NET、KiK-netの観測波形データを使用しました。

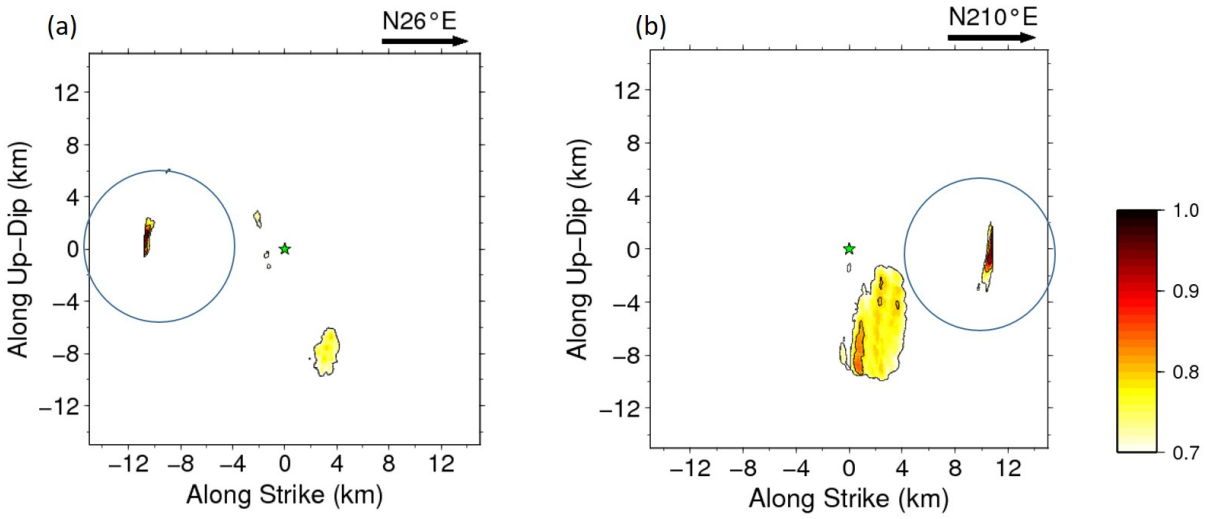


図　発震後3秒間のイメージング結果。 それぞれ(a)走向26 ˚ , 傾斜27 ˚　(b)走向210 ˚ ,傾斜64 ˚ の断層面を仮定。共に放射強度の最大値で規格化。どちらも震源から南西方向に放射強度の大きな領域(青色丸)が見られる。

© The Seismological Society of Japan

Evaluations for source parameters and site amplifications based on generalized inversion technique

*Kenichi Nakano[1], Hiroshi Kawase[2]

1. HAZAMA ANDO CORPORATION, 2. Kyoto university

2019年6月18日22時22分に、山形県沖において、M_{JMA}6.7の地震が発生した。このイベントの震源深さは約14kmとされている。本地震については、同地震の余震域を震源とする被害地震はほとんど知られておらず、不明な点が多い。本震においては、震央周辺の気象庁、K-NET、KiK-netで大振幅記録が観測された。震央近傍で震度6弱が計測された鶴岡市温海川観測点47241（CA9）の応答スペクトルと過去に発生した大地震の応答スペクトルのそれを比較すると、今回の地震では約2Hzが卓越しており、主要構造体に被害が生じるような周期帯にはエネルギーを有していないことが確認できる。しかし、震央周辺地域では、瓦屋根やブロック塀などの非構造材の被害が報告されており（e.g. 三辻, 2019；高橋, 2019）、2018年大阪府北部の地震と同様の被害傾向であると考えられる。

上記の観測記録や被害の状況だけからは、地震動の生成メカニズムを明らかにすることはできない。そこで、地震動の生成メカニズムを把握することを目的に、スペクトルインバージョン（以下、GIT）によって震源とサイト特性を推定することを試みる。まず、2019年山形県沖の地震における本震と余震を対象として、K-NET及びKiK-netで公開された地震波形を、気象庁のWebページから気象庁が設置した震度計で記録された波形をそれぞれ収集し、Nakano and Kawase (2019)のデータセットにそれらを追加した上で、GITを実施した。表1に、本研究で追加したイベントについて示す（No.7-No.11）。比較用に国内で発生したいくつかの地殻内地震のイベントを併記している（No.1-No.6）。また、詳細は後述するが、本研究で評価したコーナー振動数、応力降下量、短周期レベルについても示している。

具体的な解析条件はNakano et al. (2015)もしくはNakano and Kawase (2019)を参照されたいが、ここではM_{JMA}4.5以上、震源距離200km以下、震源深さ60km以浅、最小加速度は0.2 cm/s^2、最大加速度は200cm/s^2を満足する地震および波形を用いた。ただし、M_{JMA} 4.0前後のイベントも含めている点に注意されたい。表1のNo.7とNo.11の地震モーメントはF-net（http://www.fnet.bosai.go.jp）を参照したが、No.8からNo.10のイベントでは、武村（1990）を用いてM_{JMA}からM_0を概算的に推定した。震源情報については、気象庁の一元化処理リスト（https://hinetwww11.bosai.go.jp/auth/JMA/）を参照した。

図1に応力降下量の比較を示す。今回の本震の応力降下量は、過去のイベントのそれと調和的であるが、同様の地震規模と震源深さに対してやや高めのグループに属していることがわかる。一方余震の応力降下量については過去の地震に比べ低めとなっているが、これについては、余震記録は地震規模が小さいため、長周期ノイズの含まれた記録が混入している可能性が考えられる。その結果、仮定した地震モーメントは過大評価となり、コーナー振動数fcが過小評価されている可能性がある。周波数範囲を限定し、地震モーメントを経験値ではなく観測値で決めれば、平均的な値に再評価される可能性がある。図2に短周期レベルの比較を示す。ここでは、Nakano and Kawase (2019)で評価した回帰式（全体に対するものとMw6以上に対するもの）も併せて示す。これをみれば明らかなように、今回の地震の本震の短周期レベルは、Nakano and Kawase (2019)のどちらの回帰式による推定値より大きいことがわかる。

図3に、Nakano and Kawase (2019)で評価したS波サイト特性と全波サイト特性を示す。図中の黒色の実線はGITで直接評価したS波サイト特性、灰色の実線は、仲野ら（2019）の手順で、個々のイベント毎に評価した全継続時間のサイト特性、赤色の実線は灰色の実線の平均値、すなわち全波サイト特性を、赤色の点線はその平均値±σ（標準偏差）を示している。この図を見れば明らかであるが、山形県酒田市のサイト（YMT001およびSAK）では、S波サイト特性に比べて、全波サイト特性の振幅が2Hz以下の低振動数域で大き

© The Seismological Society of Japan

く、NIGH02（朝日）より南の新潟県の平野部（具体的には
NIGH02、NIG007、52E、NIGH03、NIGH04、NIG008、90C）においても同様の傾向がみられる。これらの地点では0.2-0.4Hz付近に卓越振動数がみられ、それは各地点が存在する堆積盆地の卓越振動数と考えられる。一方、震央に近いYMT004、NIG006、47241（CA9）の３つのサイトでは、S波サイト特性に対する全波サイト特性の増幅は比較的小さく、CA9では約1Hz～8Hzにかけて振幅が大きくなっているが、他の２地点では数Hz以上に明瞭なピークを有していることが確認できる。

以上のことから、今回の地震では震源近傍観測点のサイト特性が高振動数域にピークがある盆地外部のものであったため、最大加速度は大きく気象庁震度も大きかったが、構造体の被害に直結する周期1秒前後のやや短周期レベルは小さかったため、被害は最小限に留まったものと推察される。

表1　イベントリスト

No.	Date	Hypocenter location			M_{JMA}	M_0 (N*m)	fc (Hz)	fmax (Hz)	Stress drop (MPa)	Short-period level A (N*m/s^2)
		Lat.	Lon.	Depth (km)						
1	199501170546	34.598	135.035	16	7.3	2.43E+19	0.111	10.7	6.152	1.18E+19
2	200410231756	37.29	138.87	13	6.8	7.53E+18	0.123	14.9	2.594	4.50E+18
3	200412141456	44.074	141.703	9	6.1	4.44E+17	0.339	7.8	3.202	2.01E+18
4	200707161013	37.557	138.61	17	6.8	9.30E+18	0.118	12.2	2.829	5.11E+18
5	201806180758	34.844	135.622	13	6.1	2.32E+17	0.483	15.1	4.839	2.14E+18
6	201809060308	42.691	142.007	37	6.7	1.00E+19	0.172	18.0	9.420	1.17E+19
7	201906182222	38.608	139.479	14	6.7	4.11E+18	0.189	15.5	5.137	5.80E+18
8	201906182237	38.621	139.448	12	3.8	7.94E+14	1.303	50.0	0.325	5.32E+16
9	201906182241	38.586	139.409	12	4.1	2.24E+15	0.847	50.0	0.252	6.34E+16
10	201906190057	38.561	139.395	12	4.2	3.16E+15	0.986	22.5	0.561	1.21E+17
11	201906210533	38.607	139.453	13	4.0	5.46E+14	2.551	23.9	1.678	1.40E+17

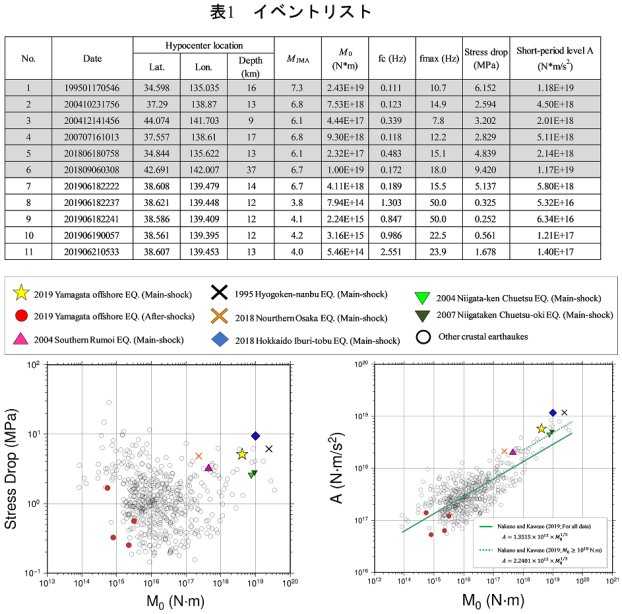


図1　応力降下量の比較

図2　短周期レベルの比較

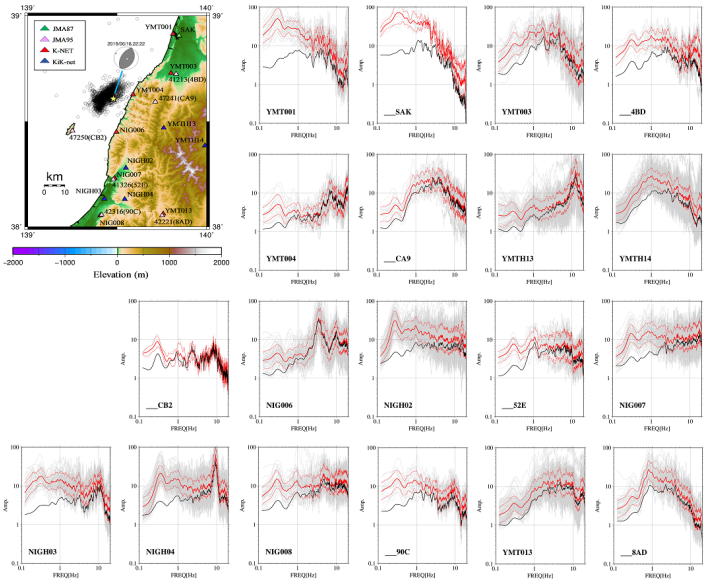


図3　サイト特性の比較