Fri. Oct 30, 2020

Room A | Regular session：S15. Strong ground motion and earthquake disaster

9:00 AM - 10:15 AM JST | 12:00 AM - 1:15 AM UTC | ROOM A

[S15]AM-1

chairperson:Susumu Kurahashi(Aichi Institute of Technology), chairperson:Masatoshi Miyazawa(DPRI, Kyoto Univ.)

9:00 AM - 9:15 AM JST | 12:00 AM - 12:15 AM UTC

[S15-10] Estimation of fault slip distribution using back propagation calculation of seismic waves by data assimilation - Numerical experiments

○Shibata Yugo[1], Furumura Takashi[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S15-11] Near-field Observations and Slip Distribution for the 2014 Orkney, South Africa Earthquake

○James Mori[1], Tatsunari Yasutomi[1] (1.DPRI Kyoto University)

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

[S15-12] Generation of long period velocity pulses near surface fault during the 2008 Wenchuan earthquake

○Susumu Kurahashi[1], Kojiro Irikura[1] (1.Aichi Institute of Technology)

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

[S15-13] Ground motion prediction equations for PGAs and PGVs from strong motion generation areas of a megathrust earthquake

○Masatoshi Miyazawa[1], Ryota Kiuchi[2,3], Kazuki Koketsu[4] (1.DPRI, Kyoto Univ., 2.Graduate School of Science, Kyoto Univ., 3.Kozo Keikaku Engineering Inc., 4.ERI, Univ. of Tokyo)

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

[S15-14] Comparison of seismic motions in Hokkaido from intraslab, interplate, and outer-rise earthqukakes of Northeastern Japan

○Yasumaro Kakehi[1] (1.Graduate School of Science, Kobe University)

Room A | Regular session：S15. Strong ground motion and earthquake disaster

10:30 AM - 11:15 AM JST | 1:30 AM - 2:15 AM UTC | ROOM A

[S15]AM-2

chairperson:Nobuyuki Morikawa(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience), chairperson:Kosuke Chimoto(Tokyo Institute of Technology)

10:30 AM - 10:45 AM JST | 1:30 AM - 1:45 AM UTC

[S15-15] Analysis of residual data between observed strong-motion and calculated one from a ground motion prediction equation based on a prototype strong-motion database

○Nobuyuki Morikawa[1], Asako Iwaki[1], Takahiro Maeda[1], Hiroyuki Fujiwara[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S15-16] Effect of Source Fault Rupture Propagation on Residual of Spectral Inversion Results

○Kazuhiro Somei[1,2], Kimiyuki Asano[3], Tomotaka Iwata[3] (1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Geo-Research Institute, 3.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S15-17] Residual Analysis of Block Inversion for Estimating the Inhomogeneous Attenuation Structure of the Western Hokkaido

○Yusuke Tomozawa[1], Kenichi Kato[1], Kiichiro Nojiri[2] (1.Kobori Research Complex, 2.Hokkaido Electric Power Company)

Room A | Regular session：S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

11:15 AM - 12:00 PM JST | 2:15 AM - 3:00 AM UTC | ROOM A

[S16]AM-2

chairperson:Nobuyuki Morikawa(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience), chairperson:Kosuke Chimoto(Tokyo Institute of Technology)

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

[S16-01] Detection of Underground Velocity Discontinuity in Osaka and Kyoto Basins using S-wave Autocorrelation Functions

○Shuta Fukutome[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan)

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

[S16-02] Imaging the Kanto Basin bedrock with seismic noise and earthquake autocorrelation functions

○Loic Viens[1], Chengxin Jiang[2], Marine A. Denolle[3] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, Japan, 2.Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, ACT, Australia, 3.Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University, Cambridge, MA, USA)

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

[S16-03] Spatial velocity variation detection using cross correlation of dense linear array microtremor records

○Kosuke Chimoto[1], Hiroaki Yamanaka[1] (1.Tokyo Institute of Technology)

Room A | Regular session：S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

1:00 PM - 2:15 PM JST | 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM A

[S16]PM-1

chairperson:Takumi Hayashida(IISEE, Building Research Institute), chairperson:Masayuki Nagano(Tokyo University of Science)

1:00 PM - 1:15 PM JST | 4:00 AM - 4:15 AM UTC

[S16-04] Seismic amplification evaluation in shallow subsurface structure for response evaluation of long period buildings constructed in the Tokyo metropolitan area

○Masayuki Nagano[1], Kenta Suzuki[1], Tomohiro Oguchi[1], Shigeki Senna[2] (1.Tokyo University of Science, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

1:15 PM - 1:30 PM JST | 4:15 AM - 4:30 AM UTC

[S16-05] Characteristics of teleseismic S-wave response of the Kanto sedimentary basin: Analysis of teleseismic earthquakes with different size and azimuth

○Yue Nakagawa[1], Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2] (1.Graduate School of Nanobioscience and Department of Materials System Science ,Yokohama City University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S16-06] Estimation of subsurface structure based on microtremor observations at Mukawa, Oiwake and Hayakita districts of Yufutsu, Hokkaido

○Shinichi Matsushima[1] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S16-07] Velocity Structure Model of the Hakodate Plain, Hokkaido

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

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

[S16-08] Direct estimation of Vs30 from SPAC or CCA coefficients

○Takumi Hayashida[1], Toshiaki Yokoi[1] (1.IISEE, Building Research Institute)

Room A | Regular session：S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

2:30 PM - 3:30 PM JST | 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM A

[S16]PM-2

chairperson:Kimiyuki Asano(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S16-09] Study on Seismic Response of the Aratozawa Dam based on Temporary Seismic Observation Data

○Shuji Kumagai[1], Shunichi Kataoka[2], Hidenori Mogi[3], Hideki Nagumo[4], Wataru Okamura[5] (1.Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2.Hirosaki University, 3.Saitama University, 4.Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 5.KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc.)

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

[S16-10] Wave propagation analysis using deep borehole seismic observation data

○Tomiichi Uetake[1], Kazuhito Hikima[1], Akihiro Shimmura[1], Masatoshi Fujioka[1] (1.Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

3:00 PM - 3:15 PM JST | 6:00 AM - 6:15 AM UTC

[S16-11] Influence of medium between surface and borehole seismometer on borehole seismic record

○Shinako Noguchi[1], Yoshihiro Sawada[1] (1.Association for the Development of Earthquake Prediction (ADEP))

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

[S16-12] Data driven estimation of site effects using recurrent neural networks

○Mona Izadi[1], Shinichi Matsushima[2] (1.Department of Architecture and Architectural Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

9:00 AM - 10:15 AM JST | 12:00 AM - 1:15 AM UTC | ROOM B

[S09]AM-1

chairperson:Kazuaki Ohta(NIED), chairperson:Akiko Takeo(ERI, University of Tokyo)

9:00 AM - 9:15 AM JST | 12:00 AM - 12:15 AM UTC

[S09-07] Long-term temporal variation of deep low frequency tremor seismicity

○Kazushige Obara[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S09-08] Full automation for the CMT analysis of deep very low frequency earthquakes

○Akiko Takeo[1], Kazushige Obara[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S09-09] Detection and evaluation of tremor migration beneath Kii Peninsula

○Takuya Maeda[1], Kazushige Obara[1], Akiko Takeo[1], Takanori Matsuzawa[2] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S09-10] Tectonic tremor activity along the Japan trench before the 2011 Tohoku-oki earthquake

○Hidenobu Takahashi[1], Hino Ryota[1], Naoki Uchida[1], Ryosuke Azuma[1], Susumu Kawakubo[1], Kazuaki Ohta[2], Masanao Shinohara[3] (1.Tohoku University, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3.Earthquake Prediction Research Center, Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S09-11] Detailed tremor activity beneath the eastern Shikoku and Kii Channel, Japan, revealed by dense seismic observation

○Kazuaki Ohta[1], Katsuhiko Shiomi[1], Takanori Matsuzawa[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

10:30 AM - 12:00 PM JST | 1:30 AM - 3:00 AM UTC | ROOM B

[S09]AM-2

chairperson:Keisuke Yoshida(Tohoku University), chairperson:Tomoaki Nishikawa(DPRI, Kyoto University)

10:30 AM - 10:45 AM JST | 1:30 AM - 1:45 AM UTC

[S09-12] Earthquake swarm detection along the Hikurangi Trench, New Zealand: insights into the relationship between seismicity and slow slip events

○Tomoaki Nishikawa[1], Takuya Nishimura[1], Yutaro Okada[2] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Graduate School of Science, Kyoto University)

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

[S09-13] Detection of shallow very low frequency earthquakes and estimation of energy rate of low frequency tremors in the Costa Rica subduction zone

○Satoru Baba[1], Kazushige Obara[1], Shunsuke Takemura[1], Akiko Takeo[1], Geoffrey A. Abers[2] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.Cornell University)

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

[S09-14] Events enduring and scaling in cellular automaton models due to competing timescales of stress accumulation and rupture propagation

○Kota Fukuda[1], Takahiro Hatano[2], Kimihiro Mochizuki[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Department of Earth and Space Science Osaka University)

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

[S09-15] Detection of Temporal Change in Seismic Attenuation near Earthquake Source during Intense Fluid-Driven Seismicity following 2011 Tohoku-Oki earthquake

○Keisuke Yoshida[1] (1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University)

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

[S09-16] Relationship between migration diffusivity and the duration of earthquake swarms

○Yuta Amezawa[1], Takuto Maeda[1], Masahiro Kosuga[1] (1.Graduate school of Science and Technology, Hirosaki University)

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

[S09-17] Simulation of inland earthquake activity using Coulomb stress change during the megathrust earthquake cycle in southwest Japan

○Tsukasa Mitogawa[1], Takuya Nishimura[2] (1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

1:00 PM - 2:15 PM JST | 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM B

[S09]PM-1

chairperson:Koichiro Obana(JAMSTEC), chairperson:Masashi Ogiso(MRI)

1:00 PM - 1:15 PM JST | 4:00 AM - 4:15 AM UTC

[S09-18] Master event location estimation method using seismic amplitude: application to volcanic tremors occurred at Meakandake volcano

○Masashi Ogiso[1], Kiyoshi Yomogida[2] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2.Hokkaido Univ.)

1:15 PM - 1:30 PM JST | 4:15 AM - 4:30 AM UTC

[S09-19] Estimating Earthquake Rupture Process Using Second Degree Moments
~Application to a swarm-like seismicity in the northern Ibaraki and Iwaki areas~

○Naoto Yokotani[1], Aitaro Kato[1], Kazushige Obara[1], Shin'ichi Sakai[1], Takashi Iidaka[1], Tetsuya Takeda[2] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo., 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S09-20] Relationship between the subducting plate boundary and fault geometry of the 2016 Mw7.8 Kaikoura Earthquake, New Zealand, based on high precision aftershock distribution

○Yuta Kawamura[1], Satoshi Matsumoto[1], Tomomi Okada[2], Miu Matsuno[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[2], Stephen Bannister[4], John Ristau[4], Martha Savage[5], Clifford Thurber[6], Richard H Sibson[7] (1.Kyushu University, 2.Tohoku University, 3.Kyoto University, 4.GNS Science, 5.Victoria University of Wellington, 6.University of Wisconsin - Madison, 7.University of Otago)

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

[S09-21] Faults geometry of outer-rise normal-faulting earthquakes in the central Japan trench based on the ocean bottom seismograph observations

○Koichiro Obana[1], Tsutomu Takahashi[1], Yojiro Yamamoto[1], Yasuyuki Nakamura[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Shuichi Kodaira[1] (1.JAMSTEC)

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

[S09-22] Relative hypocenter determination using wave correlation around P-wave first motion with sampling frequency of 10 kHz

○Yuki Noda[1], Yoshihisa Iio[2] (1.Kyoto University Graduate School of Science, 2.Kyoto University Disaster Prevention Research Institute)

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

2:30 PM - 3:30 PM JST | 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM B

[S09]PM-2

chairperson:Hideo Aochi(BRGM), chairperson:Makoto Matsubara(NIED)

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

[S09-23] Characterization of deep lower limit of seismogenic zone (D90) in the region of low heat flow region beneath Japanese Islands

○Makoto Matsubara[1], Tomoko Elizabeth Yano[1], Hiroshi Sato[2] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S09-24] The diveristy of source parameters in deep earthquakes with waveform similarity

○Ayako Tsuchiyama[1], Junichi Nakajima[1] (1.Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology)

3:00 PM - 3:15 PM JST | 6:00 AM - 6:15 AM UTC

[S09-25] Method to Evaluate the Probability of Earthquake Occurrence Using Information of Small Events

○Hiroki Tanaka[1], Ken Umeno[1] (1.Kyoto University)

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

[S09-26] Detection of rate change of induced seismicity using ETAS model

○Hideo Aochi[1], Julie Maury[1], Thomas Le Guenan[1] (1.BRGM)

Room C | Regular session：S06. Crustal structure

9:00 AM - 10:00 AM JST | 12:00 AM - 1:00 AM UTC | ROOM C

[S06]AM-1

chairperson:Takashi Tonegawa(JAMSTEC)

9:00 AM - 9:15 AM JST | 12:00 AM - 12:15 AM UTC

[S06-10] 3D crustal velocity model around the source region of the 2015 Gorkha earthquake, central Nepal

○Chintan Timsina[1], James Mori[2], Masumi Yamada[2] (1.Graduate school of Science, Kyoto University, 2.DPRI, Kyoto University, Japan)

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

[S06-11] Persistent Long-Period Signals Recorded by an OBS Array in the Western-Central Pacific: Activity of Ambrym Volcano in Vanuatu

○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] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2.JAMSTEC, 3.Kobe University)

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

[S06-12] Frequency Dependency of the Peak Energy Ratios for Teleseismic P Waves at the Hi-net Stations

○Gugi Aucklandi Ganefianto[1], Hisashi Nakahara[1], Takeshi Nishimura[1] (1.Tohoku University Solid Earth Physics Lab)

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

[S06-13] Application of Adjoint Waveform Inversion to Hi-net Data in Central Japan Island

○Kota Mukumoto[1], Takeshi Tsuji[1] (1.Kyushu University)

Room C | Regular session：S04. Tectonics

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

[S04]AM-1

chairperson:Takashi Tonegawa(JAMSTEC)

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

[S04-01] 3-D Numerical Simulation of Island Arc Deformation Due to Steady Plate Subduction: Effects of a Bend of the Trench Axis

○Yutaro Mori[1], Yukitoshi Fukahata[2] (1.Graduate School of Science, Kyoto University., 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

Room C | Regular session：S07. Structure and dynamics of the Earth and planetary interiors

10:30 AM - 11:00 AM JST | 1:30 AM - 2:00 AM UTC | ROOM C

[S07]AM-2

chairperson:Masayuki Obayashi(JAMSTEC)

10:30 AM - 10:45 AM JST | 1:30 AM - 1:45 AM UTC

[S07-01] Mantle discontinuities oceanward of the Krile - Honshu slab

○Masayuki Obayashi[1], Yoshimitsu Junko[1], Fukao Yoshio[1] (1.JAMSTEC)

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

[S07-02] Three dimensional shear wave structure in the upper mantle beneath the old Pacific plate

○Takehi Isse[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Nozomu Takeuchi[1], Hiroko Sugioka[2], YoungHee Kim[3], Hisashi Utada[1], Sang-Mook Lee[3], Kazunori Yoshizawa[4] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.Kobe University, 3.Seoul National University, 4.Faculty of Science, Hokkaido University)

Room C | Regular session：S10. Active faults and historical earthquakes

11:00 AM - 11:45 AM JST | 2:00 AM - 2:45 AM UTC | ROOM C

[S10]AM-2

chairperson:Shinji Toda(東北大学)

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

[S10-01] Subsurface structure revealed by S-wave seismic reflection across the East Matsumoto Basin fault, the ISTL fault system

○Haruo Kimura[1], Hisao Kondo[2], Kouta Koshika[3], Yusuke Kawasaki[3], Yoko Yoshimi[4], Hideki Kurosawa[3] (1.Central Research Institute of Electric Power Industry, 2.Geological Survey of Japan, AIST, 3.OYO Corporation, 4.IRIDES, Tohoku University)

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

[S10-02] Measurement of strike and dip of the Atotsugawa fault by cosmic ray muons

○Daisuke Ikeda[1], Akimichi Taketa[2], Katsuya Yamazaki[3], Kentaro Omura[4] (1.Kanagawa Univ., 2.ERI, 3.Chubu Univ., 4.NIED)

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

[S10-03] On-fault geological fingerprint of earthquake rupture direction

○Yoshihiro Kaneko[1], Jesse Kearse[2] (1.Kyoto University, 2.Victoria University of Wellington)

Room C | Regular session：S10. Active faults and historical earthquakes

1:00 PM - 2:15 PM JST | 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM C

[S10]PM-1

chairperson:Juichiro Ashi(東京大学), chairperson:Haruo Kimura(電力中央研究所)

1:00 PM - 1:15 PM JST | 4:00 AM - 4:15 AM UTC

[S10-04] Organization and analysis of the aftershocks of Ansei Edo earthquake recorded in various historical documents

○Baba Michito[1] (1.University of Tokyo, Earthquake Research Institute)

1:15 PM - 1:30 PM JST | 4:15 AM - 4:30 AM UTC

[S10-05] Temporal variation of the number of felt earthquakes recorded in the Omihachiman Ichida Family Diary: before and after the 1854 Iga-Ueno and 1854 Tokai-Nankai earthquakes (1842–1868)

○Kentaro Hattori[1], Ichiro Nakanishi[1], Junzo Ohmura[2] (1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S10-06] Shallow geological structure and cold seep along active faults in the eastern Sagami Bay

○Juichiro Ashi[1], Ken Ikehara[2], Toshiya Kanamatsu[3], Makoto Yamano[1], Ayanori Misawa[2] (1.UTokyo, 2.AIST, 3.JAMSTEC)

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

[S10-07] The Nankai subduction zone paleoearthquake history reconstructions using sequential radiocarbon dating of total organic carbon of in sediment cores obtained from off Kumano

○Io Miura[1], Juichiro Ashi[1], Natsumi Okutsu[2], Yosuke Miyairi[3], Yusuke Yokoyama[3] (1.The University of Tokyo, Graduate School of Frontier Sciences, Dept. of Natural Environmental Studies, 2.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3.Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo)

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

[S10-08] Afterslip on the northernmost Hinagu fault associated with the 2016 Kumamoto earthquake

○Shinji Toda[1], Masayuki Torii[2], Masashi Omata[3], Daisuke Sango[4], Takashi Ishizawa[1] (1.International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2.Center for Water Cycle, Marine Environment and Disaster Mitigation, Kumamoto University, 3.Pasco Corporation, 4.Former: Pasco Corporation)

Room C | Regular session：S08. Earthquake physics

2:30 PM - 3:30 PM JST | 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM C

[S08]PM-2

chairperson:Naofumi Aso(Tokyo Institute of Technology)

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

[S08-01] Quantitative comparison between the radiation-corrected EGF and the conventional EGF

○Ritsuya Shibata[1], Genki Oikawa[1], Naofumi Aso[1], Junichi Nakajima[1], Satoshi Ide[2] (1.Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, 2.Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo)

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

[S08-02] Initial rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake inferred from 2D/3D source imagings

○Ryo Fujimoto[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1] (1.Graduate school of natural science and technology OKAYAMA UNIVERSITY)

3:00 PM - 3:15 PM JST | 6:00 AM - 6:15 AM UTC

[S08-03] Physical mechanisms of the 2017 Pohang earthquake, South Korea

○Toshiko Terakawa[1], Wooseok Seo[2], Kwang-Hee Kim[2], Jin-Han Ree[3] (1.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2.Pusan National University, South Korea, 3.Korea University, South Korea)

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

[S08-04] Time dependent changes in aftershock activities of the 2016 Central Tottori Prefecture Earthquake revealed by dense seismic observation

○Yoshihisa Iio[1], Satoshi Matsumoto[2], Joint aftershock observation group of the Central Tottori Prefecture earthquake (1.DPRI, Kyoto University, 2.Institute of Seismology and Volcanoloty, Kyushu University)

Room D | Regular session：S01. Theory and analysis method

9:00 AM - 10:00 AM JST | 12:00 AM - 1:00 AM UTC | ROOM D

[S01]AM-1

chairperson:Tomoya Takano(Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), chairperson:Shuhei Tsuji(Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

9:00 AM - 9:15 AM JST | 12:00 AM - 12:15 AM UTC

[S01-10] Separation of temporal variation in transfer function of ACROSS source using Independent Component Analysis

○Rina Suzuki[1], Koshun Yamaoka[1] (1.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

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

[S01-11] Method to detect change in amplitude using an artificial seismic source, ACROSS, and its application to in-situ data

○Shuhei TSUJI[1], Koshun YAMAOKA[1], Ryoya IKUTA[2] (1.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2.Department of Geosciences, Shizuoka University)

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

[S01-12] Derivation of SPAC-like expressions for strains measured by DAS

○Hisashi NAKAHARA[1], Kentaro EMOTO[1], Takeshi NISHIMURA[1] (1.Department of Geophysics, Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S01-13] Detection and location methods of volcanic tremors using seismic cross-correlation: application to Sakurajima volcano

○Theodorus Permana[1], Takeshi Nishimura[1], Hisashi Nakahara[1], Nikolai Shapiro[2] (1.Tohoku University, Japan, 2.Institut des Sciences de la Terre, Grenoble, France)

Room D | Special session：S23. Frontier of observational seismology-Future of dense seismic observation

10:30 AM - 11:45 AM JST | 1:30 AM - 2:45 AM UTC | ROOM D

[S23]AM-2

chairperson:Katsuhiko Shiomi(NIED)

10:30 AM - 10:45 AM JST | 1:30 AM - 1:45 AM UTC

[S23-01] Seismological evidence for a seamount subduction in eastern Shikoku

○Katsuhiko SHIOMI[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S23-02] Detection of deep low-frequency earthquakes in the Nankai subduction zone over 11 years using a matched filter technique

○Aitaro Kato[1], Shigeki Nakagawa[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

11:00 AM - 11:30 AM JST | 2:00 AM - 2:30 AM UTC

[S23-03] [Invited] Crustal activity monitoring using ocean networks for earthquakes and tsunamis

○Narumi Takahashi[1], Takane Hori[2] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Japan Agency for Marine Earth Science and Technology)

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

[S23-04] Ambient noise tomography in the forearc region off northeast Japan using S-net

○Ryota Takagi[1], Kiwamu Nishida[2] (1.Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Room D | Special session：S23. Frontier of observational seismology-Future of dense seismic observation

1:00 PM - 2:15 PM JST | 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM D

[S23]PM-1

chairperson:Ryota Takagi(Graduate School of Science, Tohoku University)

1:00 PM - 1:30 PM JST | 4:00 AM - 4:30 AM UTC

[S23-05] [Invited] Dense seismic observation using seafloor optical fiber cable system off Sanriku by Distributed Acoustic Sensing

○Masanao Shinohara[1], Tomoaki Yamada[1], Takeshi Akuhara[1], Kimihiro Mochizuki[1], Shin'ichi Sakai[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S23-06] Estimation of Site Amplification of Azuma volcano: Analyses of Seismic Signals Recorded by Fiber Optic Cable and DAS

○Takeshi Nishimura[1], Kentaro Emoto[1], Hisashi Nakahara[1], Satoshi Miura[1], Mare Yamamoto[1], Shunsuke Sugimura[1], Ayumu Ishikawa[1], Tsunehisa Kimura[2] (1.Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Schlumberger)

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

[S23-07] Analysis of dense records of the DAS observation using fiber optic cable in the urban area

○Kentaro Emoto[1], Hisashi Nakahara[1], Takeshi Nishimura[1], Mare Yamamoto[1], Kodai Sagae[1], Gugi Ganefianto[1], Katsuhiro Yabu[1] (1.Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S23-08] Characteristics of DAS data by Artificial Vibration

○Masayuki Tanaka[1], Akio Kobayashi[1], Akio Katsumata[1], Koji Tamaribuchi[1], Tsunehisa Kimura[2], Shunsuke Kubota[3], Yukihide Yoda[4] (1.Meteorological Research Institute, 2.Schlumberger, 3.YK Giken Co., 4.NEC Corporation)

Room D | Special session：S23. Frontier of observational seismology-Future of dense seismic observation

2:30 PM - 3:30 PM JST | 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM D

[S23]PM-2

chairperson:Aitaro Kato(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S23-09] 3-D S-wave velocity structure derived by ambient noise tomography using dense short-period OBS arrey of off Ibaraki region

○Lina Yamaya[1], Kimihiro Mochizuki[1], Takeshi Akuhara[1], Kiwamu Nishida[1], Tsuyoshi Ichimura[1], Kohei Fujita[1], Takuma Yamaguchi[1], Takane Hori[2] (1.ERI, Univ. of Tokyo, 2.JAMSTEC)

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

[S23-10] High-density event locations with high-density OBS network at off-Ibaraki region

○Shinji Yoneshima[1], Kimihiro Mochizuki[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

3:00 PM - 3:30 PM JST | 6:00 AM - 6:30 AM UTC

[S23-11] [Invited] Dense seismic observation design for capturing background of large inland earthquakes (lessons from "0.1Manten" hyper dense seismic observation)

○Satoshi Matsumoto[1] (1.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University)

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S01. Theory and analysis method

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S01P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-01] Anomaly detection of seismic velocity and scattering property changes at volcanoes using seismic interferometry and local outlier probability

○Takashi Hirose[1], Hideki Ueda[1], Eisuke Fujita[1] (1.NIED)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-02] Towards the detection of the mantle-reflected P wave using seismic interferometry

○Shota Kato[1], Kiwamu Nishida[1] (1.Earthquake Research Institute, the university of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-03] An attempt to estimate tidal response of seismic velocity variations in shallow crust based on spectral analysis

○Tomoya Takano[1], Kiwamu Nishida[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-04] Travel time fluctuation of P waves in exponential-type random media:
A study based on 3-D finite-difference simulations

○Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2] (1.Yokohama City University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-05] Comparison between strain and displacement seismograms for the radiation pattern of a double-couple source and the incident-angle dependency of plane waves on the surface

○Kiyoshi Yomogida[1], Shunya Ito[2] (1.Hokkaido University, Graduate School of Science, Earth and Planetary Dynamics, 2.Hokkaido University, Faculty of Science, Department of Earth and Planetary Sciences)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-06] Development of anisotropic tomography method based on the shortest path method

○Shoji Sekiguchi[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S04. Tectonics

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S04P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S04P-01] S-wave tomography of the Tohoku forearc derived from S-net data

○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)

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S06. Crustal structure

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S06P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-01] Towards continuous seismic imaging from offshore to land along the Japan trench: effects of offshore structures (sediment layers and lateral heterogeneities)

○HyeJeong Kim[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Takeshi Akuhara[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-02] Characteristics of crustal structure off Yamagata revealed by seismic survey and relationship with earthquake source faults in the eastern margin of the Japan Sea

○Tetsuo No[1], Shuichi Kodaira[1], Hiroshi Sato[2], Tatsuya Ishiyama[2], Takeshi Sato[3], Ryo Miura[1], Norio Shimomura[4], Kazuya Shiraishi[1], Gou Fujie[1] (1.JAMSTEC, 2.ERI, University of Tokyo, 3.Sapporo Regional Headquarters, JMA, 4.. Nippon Marine Enterprises)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-03] Measurement of seismic velocity anisotropy in the Tohoku region, NE Japan by shear wave splitting analysis (2)

○Tatsuya Mizuta[1], Tomomi Okada[1], Martha Savage[2], Ryota Takagi[1], Keisuke Yoshida[1], Hiroshi Yakiwara[3], Takeshi Matsushima[4], Hiroshi Katao[5], Yoshiko Yamanaka[6], Masahiro Kosuga[7], Kei Katsumata[8], Mako Ohzono[9], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Toshio Kono[1], Toru Matsuzawa[1], Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (1.Univ. of Tohoku, 2.Victoria University of Wellington, 3.Univ. of Kagoshima, 4.Univ. of Kyushu, 5.Univ. of Kyoto, 6.Univ. of Nagoya, 7.Univ. of Hirosaki, 8.Univ. of Hokkaido, 9.Univ. of Tokyo, Univ. of Hokkaido)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-04] S-wave structure in the sediment beneath S-net stations estimated by V/H ratio of Rayleigh-wave (Scholte waves) extracted from ambient noise

○FUKUSHIMA SHUN[1], KIYOSHI YOMOGIDA[1] (1.HOKKAIDO UNIVERSITY)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-05] Seismic survey in the Hyuga-nada and off Shikoku, Nankai Trough

○Yasuyuki Nakamura[1], Shuichi Kodaira[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Yuka Kaiho[1], Ryuta Arai[1], Kimihiro Mochizuki[2], Rie Nakata[2], Masataka Kinoshita[2], Yoshitaka Hashimoto[3] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2.University of Tokyo, 3.Kochi University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-06] Azimuthal variation of lithospheric heterogeneity in the northwest Pacific inferred from Po/So propagation characteristics

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

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S07. Structure and dynamics of the Earth and planetary interiors

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S07P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S07P-01] Seismic structure of the lithosphere-asthenosphere system beneath the oldest seafloor–the broadband dispersion analysis of the Oldest-1 (Pacific Array) data

○Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Nozomu Takeuchi[1], Hiroko Sugioka[2], YoungHee Kim[3], Hisashi Utada[1], Sang-Mook Lee[3] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2.Kobe University, 3.Seoul National University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S07P-02] Numerical simulations on overriding plate behavior and mantle flow induced by slab subduction in 2-D spherical annulus

○Mana Tsuchida[1], Masanori Kameyama[1] (1.Geodynamics Research Center, Ehime Univ.)

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S09. Statistical seismology and underlying physical processes

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S09P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-01] Causes of spatiotemporal variations in the stress field from southern Hokkaido to eastern Aomori Prefecture

○Sumire Maeda[1], Toru Matsuzawa[2], Tomomi Okada[2], Hiroshi Katao[3], Takeyoshi Yoshida[2], Masahiro Kosuga[4], Makoto Otsubo[1] (1.Geological Survey of Japan/AIST, 2.Graduate School of Science, Tohoku University, 3.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4.Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-02] Construction of Crustal Stress Map in Chugoku Region, western Japan, and evaluation for fault activity

○Kazutoshi Imanishi[1], Takahiko Uchide[1], Takahiro Shiina[1], Reiken Matsushita[1], Misato Nakai[1] (1.Geological Survey of Japan, AIST)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-03] Stress field in the eastern margin of the Japan Sea and its relationship with faults of recent earthquakes(2)

○Ayaka Tagami[1], Tomomi Okada[1], Shin'ichi Sakai[2], Mako Ozono[2,3], Kei Katsumata[3], Masahiro Kosuga[4], Yoshiko Yamanaka[5], Katao Hiroshi[6], Takeshi Matsushima[7], Hiroshi Yakiwara[8], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Toshio Kono[1], Shu'ichiro Hori[1], Toru Matsuzawa[1], . Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3.Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University, 4.Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University, 5.Graduate School of Encironmental Studies, University of NAGOYA, 6.Research Center for Earthquake Prediction, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 7.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 8.Nansei-toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Kagoshima University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-04] Spatial and temporal change of narrow stress field for the 2016 Kaikoura earthquake

○Miu Matsuno[1], Tomomi Okada[1], Satoshi Matsumoto[2], Yuta Kawamura[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[1], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Stephen Bannister[4], John Ristau[4], Martha Savage[5], Clifford Thurber[6], Richard Sibson[7] (1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 3.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4.GNS Science, New Zealand, 5.Victoria University of Wellington, Wellington, New Zealand, 6.University of Wisconsin, Madison, 7.University of Otago, Dunedin, New Zealand)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-05] Repeater earthquakes observed in seismicity around the Fukushima-Ibaraki border since the 2011 Tohoku-oki Earthquake

○Rina Ikeda[1], Keisuke Yoshida[1], Ryo Takahashi[2], Toru Matsuzawa[1], Akira Hasegawa[1] (1.Tohoku University, 2.Meteorological Agency)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-06] Inland seismicity and shear strain energy changes after the 2011 Tohoku-Oki earthquake

○Sachiko Tanaka[1], Tatsuhiko Saito[1], Akemi Noda[2], Keisuke Yoshida[3] (1.NIED, 2.MRI, 3.Tohoku University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-07] Hypocenter relocation and first-motion focal mechanism analysis of earthquakes beneath Sagami Bay

○Naoki Tomori[1], Ryoya Ikuta[1], Daniel Nelson[1], Mizuho Ishida[2] (1. Shizuoka Univercity, 2.National Institute of Advanced Industrial Science and Technology)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-08] Does an ETAS model dream of foreshocks?: Through the application of an earthquake forecasting method based on swarm-like activity

○Fuyuki HIROSE[1], Koji TAMARIBUCHI[1], Kenji MAEDA[2] (1.Meteorological Research Institute, 2.Japan Meteorological Agency)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-09] The foreshocks immediately before crustal earthquakes

○Masaki Yamana[1], Aitaro Kato[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-10] Stress state inferred from b-value and focal mechanism distributions in the aftershock area of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake

○Keita Chiba[1] (1.Kyushu University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-11] Completeness magnitude of earthquakes and b-value in Myanmar

Iang Ngun Za[2,3], ○Saeko Kita[1,3] (1.Building Research Institute, 2.Department of Meteorology and Hydrology (DMH), Ministry of Transport and Communications, Myanmar, 3.GRIPS)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-12] Stress change estimated from GNSS displacement and seasonal variations in seismicity

○Taku Ueda[1], Aitaro Kato[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-13] Scaling relations of seismic moment and rupture area for outer-rise earthquake

○Xuelei Zhang[1], Tadashi Kito[1], Kenji Hirata[2], Yuji Dohi[2], Hiroyuki FUJIWARA[2] (1.OYO corporation, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S10. Active faults and historical earthquakes

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S10P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-01] Web Search System for Japan Historical Seismicity

○Yoshiko YAMANAKA[1], Tatsuo USAMI (1.Nagoya Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-02] Historical Materials on Earthquakes Contained in Osawa-Family Honganji Documents

○Takashi Hirai[1] (1.Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-03] Characteristics of Building Damage and Factors of Human Damage in the 1830 Bunsei Kyoto Earthquake

○Junzo Ohmura[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-04] The November 4th, 1856 earthquake probably did not cause serious damage in the Tokorozawa and Kumegawa

○Tomoya Harada[1] (1.None)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-05] The January 11th, 1859 Iwatsuki earthquake was not a damaging earthquake

○Tomoya Harada[1], Akihito Nishiyama[2] (1.None, 2.Historiographical Institute, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-06] Damage and Source Fault of the 1909 Anegawa Earthquake

○Norika YAMAMURA[1], Naoji KOIZUMI[2], Mamoru NAKAMURA[3] (1.Disaster Reduction and Human Renovation Institution, 2.School of Environmental Science, Univ.Shiga.Prefec., 3.Faculty of Science, University of the Ryukyus)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-07] The 1092 event was possibly a meteorological disaster caused by a massive typhoon

○Tomoko GOTO[1], Ryoichi Nakamura[1], Takeo Ishibe[2], Satoko Murotani[3], Kenji Satake[1] (1.Earthquake Research Institute, the Univ. of Tokyo., 2.Association for the Development of Earthquake Prediction, 3.National Museum of Nature and Science)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-08] Evaluation of the 1707 Hoei earthquake tsunami observed in Nagasaki Port.

○Makoto NEMOTO[1] (1.OYO Corporation)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-09] Discussion on a tsunami struck Chosa villege accompanied with the 1914 Sakurajima earthquake

○Reiji KOBAYASHI[1] (1.Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-10] Seismic reflection survey in Ogura-ike area, south of Kyoto basin

○Tomotaka Iwata[1], Kimiyuki Asano[1], Masayuki Yoshimi[2], Koji Yamada[3], Motoki Sawada[3] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST, 3.Hanshin Consultants Co. Ltd.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-11] Seismic reflection survey across the "Tarusaka Fault", Mie Prefecture, Central Honshu.

○Taku KOMATSUBARA[1], Yasuhiro Akinaga[2], Motoki Sawada[2], Masaki Suehiro[2], Tatsuya Terada[3] (1.Geological Survey of Japan, AIST, 2.Hanshin Consultants Co., Ltd., 3.Univ. of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-12] Estimation of the Sumatran fault segments using SITES method

○Tadashi Yamashina[1], Makoto Okubo[1], Takao Tabei[1], Muksin Umar[2], Nazli Ismail[2] (1.Kochi Univ., 2.Syiah Kuala Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-13] Seeking for better source models for near-fault strong ground motion prediction considering shallow structure: An example from the 2016 Kumamoto earthquake

○Kimei Norimatsu[1], Shinji Toda[1] (1.IRIDeS, Tohoku University)

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S12. Rock experiment, rock mechanics, and crustal stress

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S12P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S12P-01] Thermal maturation of carbonaceous material as a proxy for frictional heating in a fault 1 : Experimental evaluation of kinetic effect

○Shuhei Yamashita[1], Tetsuro Hirono[1] (1.Osaka Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S12P-02] Thermal maturation of carbonaceous materials as a proxy for frictional heating in a fault 2: Experimental evaluation of reactivity under hydrous condition

○Keita Iwagaki[1], Tetsuro Hirono[1] (1.Department of Earth and Space Science, Graduate School of Science Osaka University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S12P-03] Thermal maturation of carbonaceous materials as a proxy for frictional heating in a fault 3: Experimental evaluation of effect of repeated earthquakes

○Yutaro Shimamura[1], Tetsuro Hirono[1] (1.Osaka University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S12P-04] Acoustic monitoring of the internal state of gouge layer during friction experiments

○Kohei Nagata[1], Masao Nakatani[2], Shingo Yoshida[2] (1.Meteorological Research Institute, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S15. Strong ground motion and earthquake disaster

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S15P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-01] Prototype of economic damage prediction system for earthquakes in Japan

○Hiromitsu Nakamura[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Ikuo Takahashi[1], Harumi Ishimaru[2], Satoshi Shimizu[3], Masato Yamazaki[4] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Mitsubishi Space Software Co.,Ltd., 3.OYO RMS Corporation, 4.Nagoya University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-02] Study on calculation of measured seismic intensity using a velocity seismometer of natural period 1 second

○Ryoichi Nakamura[1], Motoko Ishise[1], Shin'ichi Sakai[2] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.The Interfaculty Initiative in Information Studies, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-03] Source modeling and characterization for the 2019 Off-Yamagata earthquake

○Yoshiaki Shiba[1] (1.Central Research Institute of Electric Power Industry)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-04] The rupture process of the 2016 Kumamo earthquake considering long-period pulses and ground deformations in the near field

○Hajime Iwai[1], Kazuki Koketsu[1], Hiroaki Kobayashi[2] (1.Tokyo Univercity, Earthquake Reseach Institute, Koketsu Laboratory, 2.Ltd.Takuji Kobori Reseach Institute, Ground Earthquake Research Department)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-05] Rupture process of the 2019 M_W 7.0 Ridgecrest earthquake: Comparison with the 2016 Kumamoto earthquake

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

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-06] Strong Motion Generation Areas and Ground Motion Simulation for the 2019 Ridgecrest M_{W}7.1 Earthquake

○Kazuhiro Somei[1], Ken Miyakoshi[1] (1.Geo-Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-07] Evaluation of permanent displacement near surface rupture based on characterized source model with LMGA – case study of reverse fault type -

○Yasuhiro Matsumoto[1], Ken Miyakoshi[2], Kojiro Irikura[3] (1.Kozo Keikaku Engineering Inc., 2.Geo-Research Institute, 3.Aichi Institute of Technology)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-08] Theoretical analysis of the long-period velocity pulses observed in the 2016 Kumamoto Earthquake Sequence

○Kotaro Tarumi[1], Tomotsugu Watanabe[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1] (1.Okayama University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-09] Application of improvement of Green's function by waveform fitting

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

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-10] Seismic intensity simulation of the entire 1923 Kanto earthquake sequence

○Hiroe Miyake[1], Satoko Murotani[2], Kazuki Koketsu[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2.National Museum of Nature and Science)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-11] A study on source, path, and site effects around the source area of the 2013 Tochigi-Ken Hokubu Earthquake

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

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-12] Comparison of PGA, PGV, and acceleration response spectra between the K-NET, KIK-net, and S-net strong-motion sites

○Yadab Prasad Dhakal[1], Takashi Kunugi[1], Wataru Suzuki[1], Takeshi Kimura[1], Nobuyuki Morikawa[1], Shin Aoi[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-13] Strong motion uncertainty determined from observed records on rock site for Ground-Motion Prediction Equation

○Toshimitsu Nishimura[1], Ken Miyakoshi[1] (1.Geo-ResearchInstitute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-14] Ground Motion Prediction Neural Network with Single-Path Uncertainty

○Tomohisa Okazaki[1], Nobuyuki Morikawa[2], Asako Iwaki[2], Hiroyuki Fujiwara[2], Naonori Ueda[1] (1.RIKEN, 2.NIED)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-15] Comparison of scattering variation associated with 2016 earthquakes in Korea and Japan

○MUHAMMAD ZAFAR IQBAL[1], Tae Woong Chung[1] (1.Sejong University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-16] Estimation of earthquake ground motions on the ground surface at MeSO-net stations

○Atsushi WAKAI[1], Shigeki SENNA[1], Atsushi SHIMIZU[2] (1.NIED, 2.HAKUSAN Corporation)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-17] Numerical Experiments for Simplified Prediction of Short-Distance Variation of Long-Period Ground Motion Amplitudes

○Ken Hatayama[1] (1.National Research Institute of Fire and Disaster)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-18] Relationship between the upper limit of analyzable wavelength ranges of the SPAC method and the SNR

○Ikuo Cho[1], Takaki Iwata[2] (1.Geological Survey of Japan, AIST, 2.Prefectural University of Hiroshima)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-19] Estimation of Liquefaction Risk Ratio Based on Liquefaction Point Information in Recent Earthquakes

○Shigeki Senna[1] (1.NIED)

Poster session (Oct. 30th) | Special session：S23. Frontier of observational seismology-Future of dense seismic observation

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S23P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-01] Verification of “Past” seismic intensity and estimation of “Future” ground motion by “Modern” seismic observation

○MOTOKO ISHISE[1], Ryoichi Nakamura[1], Tomoya Harada, Shinichi Sakai[2] (1.ERI, Univ. of Tokyo, 2.III, Univ. of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-02] Characteristics of seismic activity along the Japan Trench inferred from the automatically determined earthquake catalog with a dense ocean bottom seismometer network

○Koji Tamaribuchi[1], Fuyuki Hirose[1] (1.Meteorological Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-03] Hypocenter determination using S-net data in the outer rise region of the Japan Trench

○Azusa Nishizawa[1], Kenji Uehira[1], Masashi Mochizuki[1], Kazuhiko Goto[2], Koichiro Obana[3] (1.NIED, 2.ADEP, 3.JAMSTEC)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-04] Constraining seismic velocity structure of marine sediment using a dense array of ocean-bottom seismometers: results from Hyuga-nada

○Takeshi Akuhara[1], Yusuke Yamashita[2], Shukei Ohyanagi[2], Yasunori Sawaki[2], Tomoaki Yamada[3], Masanao Shinohara[1] (1.Univ. of Tokyo, 2.Kyoto Univ., 3.JMA)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-05] Comparison between seismic velocity change and pore-fluid pressure in the Nankai Trough

○Toshinori Kimura[1], Eiichiro Araki[1], Takashi Tonegawa[1] (1.Japan Agency for Marine-earth Science and Technology)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-06] Introduction of boring cores recovered from seismeic obsevation wells drilled by NIED

○Kentaro Omura[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Poster session (Oct. 30th) | Special session：S24. Pioneering the future of seismology with machine learning

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S24P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-01] Determination of *P*-wave first motion polarities and moment tensors for hydraulically-induced AEs using CNN technique

○Rui Tanaka[1], Makoto Naoi[1], Youqing Chen[1], Kazune Yamamoto[1], Keiichi Imakita[1], Naofumi Tsutsumi[1], Akihiro Shimoda[1], Daiki Hiramatsu[1], Hironori Kawakata[2], Tsuyoshi Ishida[1], Eiichi Fukuyama[1], Hiroyuki Tanaka[3], Yutaro Arima[3], Shigehiro Kitamura[3], Daisuke Hyodo[3] (1.Kyoto University, 2.Ritsumeikan University, 3.JOGMEC)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-02] An unsupervised automatic classification for continuous seismic records: introducing an anomaly detection algorithm to solve the imbalanced data problem

○Yuki Kodera[1], Shin'ichi Sakai[2] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-03] Denoise and seismic phase detection with Convolutional Neural Network

○Kengo Shimojo[1], Shouta Kudo[1], Yuriko Iwasaki[1], Koji Tamaribuchi[2] (1.Japan Meteorological Agency, 2.Meteorological Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-04] Detection of seismic signals under low SNR condition using an artificial neural network: Toward development of dense low cost citizen seismic network in Japan

○Ahyi Kim[1], Hiroki Uematsu[1], Yuji Nakamura[1], Yuta Takahashi[2], Momoko Nakamura[2] (1.Yokohama City University, 2.Senshu University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-05] Development of neural network to locate hypocenter with theoretical seismograms of time series as learning data

○Daisuke Sugiyama[1], Seiji Tsuboi[1] (1.JAMSTEC)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-06] Numerical experiments towards detection of deep low-frequency tremors from seismic waveform images via convolutional neural network

○Ryosuke Kaneko[1], Hiromichi Nagao[1,2], Shin-ichi Ito[1,2], Kazushige Obara[2], Hiroshi Tsuruoka[2] (1.Graduate School of Information Science and Technology, The University of Tokyo, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-07] Machine learning models for aftershock forecasting: Application to the 2016 Kumamoto earthquake sequence

○Hanyuan Huang[1], Hiroe Miyake[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

Poster session (Oct. 30th) | Introduction of committee activities：S25.Committee activities for society

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S25P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-01] Public Relations Committee

*Public Relations Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-02] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-03] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-04] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-05] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-06] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-07] Geopark Assistance Committee

*Geopark Assistance Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-08] Kanamori Fund

*Kanamori Fund[1] (1. The Seismological Society of Japan)

Room A | Regular session：S15. Strong ground motion and earthquake disaster

Fri. Oct 30, 2020 9:00 AM - 10:15 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 12:00 AM - 1:15 AM UTC | ROOM A

[S15]AM-1

chairperson:Susumu Kurahashi(Aichi Institute of Technology), chairperson:Masatoshi Miyazawa(DPRI, Kyoto Univ.)

9:00 AM - 9:15 AM JST | 12:00 AM - 12:15 AM UTC

[S15-10] Estimation of fault slip distribution using back propagation calculation of seismic waves by data assimilation - Numerical experiments

○Shibata Yugo[1], Furumura Takashi[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S15-11] Near-field Observations and Slip Distribution for the 2014 Orkney, South Africa Earthquake

○James Mori[1], Tatsunari Yasutomi[1] (1.DPRI Kyoto University)

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

[S15-12] Generation of long period velocity pulses near surface fault during the 2008 Wenchuan earthquake

○Susumu Kurahashi[1], Kojiro Irikura[1] (1.Aichi Institute of Technology)

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

[S15-13] Ground motion prediction equations for PGAs and PGVs from strong motion generation areas of a megathrust earthquake

○Masatoshi Miyazawa[1], Ryota Kiuchi[2,3], Kazuki Koketsu[4] (1.DPRI, Kyoto Univ., 2.Graduate School of Science, Kyoto Univ., 3.Kozo Keikaku Engineering Inc., 4.ERI, Univ. of Tokyo)

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

[S15-14] Comparison of seismic motions in Hokkaido from intraslab, interplate, and outer-rise earthqukakes of Northeastern Japan

○Yasumaro Kakehi[1] (1.Graduate School of Science, Kobe University)

Estimation of fault slip distribution using back propagation calculation of seismic waves by data assimilation - Numerical experiments

*Shibata Yugo[1], Furumura Takashi[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

はじめに

一般に、大地震の震源断層すべり分布の推定は、地震波伝播のグリーン関数を用いたインバージョン解析に基づき行われる。これに対し、地震アレイ観測の波形データから震源断層すべり分布を直接イメージングするBack Projection（BP）が、近年、2004年スマトラ島地震（Ishii et al, 2005）や東北地方太平洋沖地震（Naercklin et al., 2012）などの巨大地震の震源過程解析に活用されるようになった。BPでは、仮定した断層面上の各点からの地震波放射に対応する見かけ速度でアレイ記録をスタッキングし、断層面上のエネルギー放射領域の時・空間変動を推定するものである。

さらに、アレイ観測記録を運動方程式の時間反転計算により震源に向けて発震時まで逆伝播させることで震源イメージングを行うTime reversal seismic source imaging （TRI）の近地・遠地アレイ観測データへの適用がLarmat et al. (2006)らによって提案されて以来、2004年スマトラ島地震（Larmat et al., 2006）や氷河の崩壊に伴う地震（Larmat et al., 2008）、火山性微動（Larmat et al., 2009）など各種の震源のイメージングへの活用を通して有効性が示されてきた。TRIでは、３次元地震波伝播シミュレーションに大きな計算資源を必要とするが、不均質な伝播経路の影響を考慮して、全波形記録の震源に向けた逆伝播を行うことで、震源イメージングの高解像度化が期待できる。しかし、Kremers et al. (2011)は各種数値実験に基づきTRIは点震源のイメージングには有効だが、その空間分解能、特に深さ方向の解像度に限界があり、大地震の地震断層すべり分布推定への適用は困難であると述べている。

データ同化を用いた新しいTRI

前述のTRIでは、地震波逆伝播計算にアレイ観測波形を直接または空間補間して入力される。このとき、観測点間隔が地震波の波長に比べて十分小さくないと球面状にばらばらに広がる波動場からは逆伝播波動場が適切に再構築されない。また、地震波逆伝播計算から求められる波動場は、観測点の位置で観測波形に完全に置き換えられるため、スムーズな波動場が再構築されにくい問題もある。

そこで本研究では、TRIにデータ同化の仕組みを導入し、逆伝播計算の結果と観測データが持つ誤差分布を考慮して適切に同化することでこの問題を解決し、逆伝播波動場を適切に再構築して震源イメージングの空間解像度を高めることを試みた。データ同化手法には、近年の津波（Maeda et al., 2015）や地震波（Hoshiba and Aoki, 2015; Furumura et al., 2019; Oba et al., 2020）の予測で広く用いられる最適内挿法を利用した。データ同化を用いたTRIは、既に古村・前田（2020）によって、中小地震の点震源のイメージングに適用され有効性が示されている。本研究では、これを大地震の断層すべり分布解析への適用に向け、その有効性を数値実験により検討した。

地震断層すべりイメージングの数値実験

まず、データ同化TRIの数値実験に用いる理論地震波形を２次元差分法計算により用意した。計算領域は、南海トラフを南北に横断する三重県沖～日本海の650 km×50 kmの範囲とし、JIVSM（Koketsu et al., 2012）を用いて、堆積層・地殻・マントル構造とフィリピン海プレートを組み込んだモデルを用意した（図1）。設定した36 km×12 kmの震源断層モデルには２つのアスペリティを設定し、右下のアスペリティは、左上のおよ

© 日本地震学会

そ9/10の大きさである（図１赤の長方形）。破壊開始点は断層中心に置き、破壊伝播速度Vr=3.2 km/sで断層面上の各格子点から地震波を放射させた。断層メカニズムは鉛直縦ずれ断層とし、地震発生から145秒間の地震波形を計算した。

次に、TRIの数値実験では時間を反転させた２次元差分法計算により、約10 km間隔の観測点から地震波を逆伝播させた。ここで、地震波動場の誤差分布が相関距離20 kmのガウス分布に従うと仮定し、また観測波形と計算結果の誤差の大きさが同程度であると仮定して、最適内挿法の重み関数を設定した。

データ同化を用いたTRI計算により得られた地震断層すべりイメージを図２に示す。ここでは、TRIの各時間ステップにおいて差分計算の各格子点の弾性エネルギーを求め、上位5格子点の合計エネルギーが最大となった時刻（4.5秒）での弾性エネルギーの分布を図示している。与えた断層すべりモデル（図１）と比較して、２つのアスペリティが分離した断層すべり分布のイメージングが適切に行われていることが確認できる。これに対して、データ同化を行わない、従来のTRIから求められた地震断層すべりイメージは、アスペリティを解像できずKremers et al. (2011)が指摘したとおりの結果となった。

なお、本実験では簡単のために、地震断層すべりの時間変化を考慮せず、弾性エネルギーが最大となった時刻の地震断層すべりを推定したが、巨大地震の震源解析では、断層すべりの時・空間的変化のイメージングが必要である。また、用いる地震波の周波数帯や観測点密度、またデータ同化パラメータがTRIの時間分解能に影響することが考えられる。数値実験によりこれらを確認し、大地震の実観測データを用いたTRIの有効性の検証を行う必要がある。

© 日本地震学会

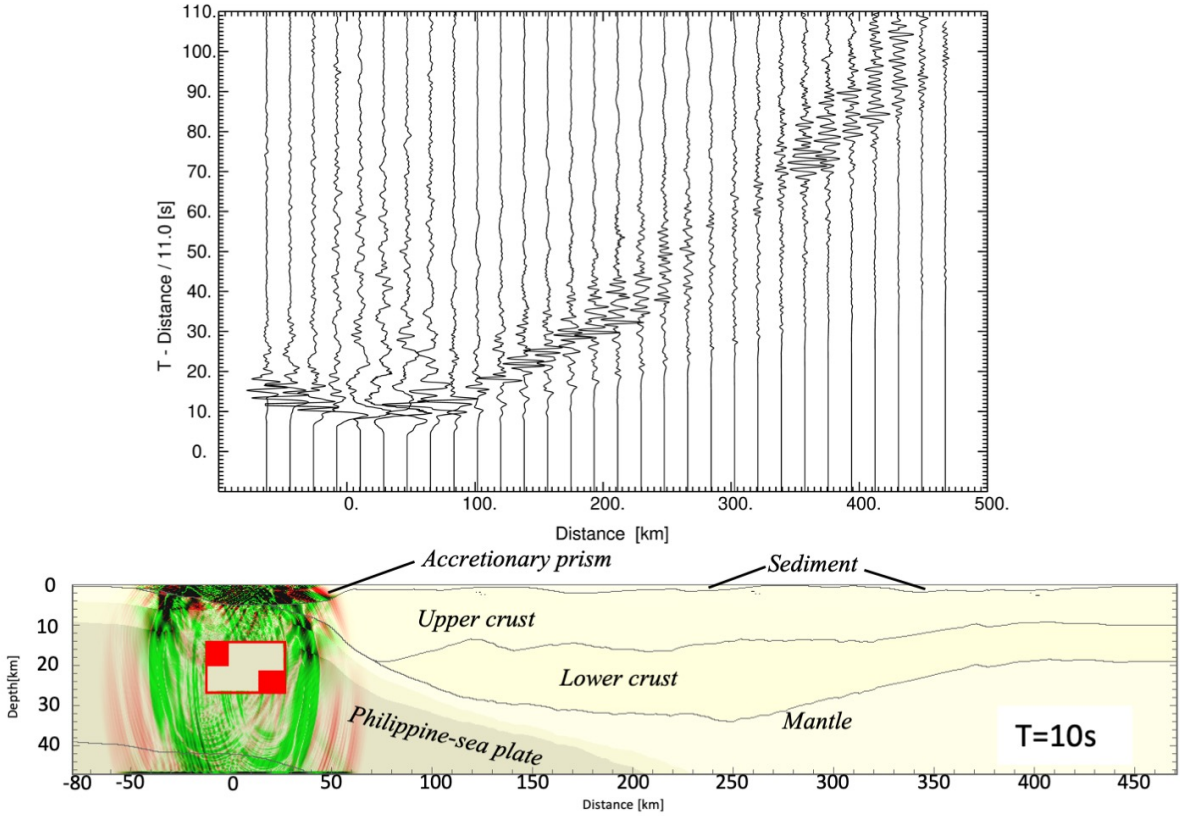


図1. Forward計算で得られた、地表観測点の地震波形水平動成分（時間スケールは11 km/sでReduce）、及び発震時刻から10秒後の波動場のスナップショット（赤はP波、緑はS波を表す）。赤の長方形では、震源断層面と地震モーメントを示している。

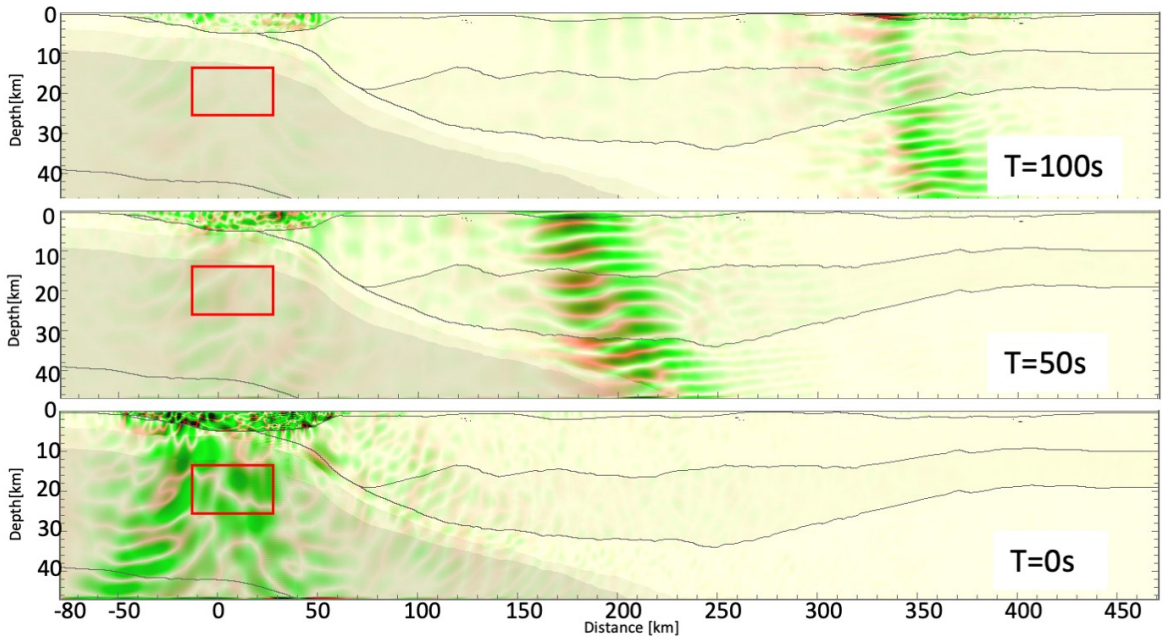


図2. 時間反転運動方程式の計算による逆伝播波動場のスナップショット。発震時刻から100 s, 50 s, 0 s（発震時）の波動場を表す。赤の長方形は断層震源の位置を表す。

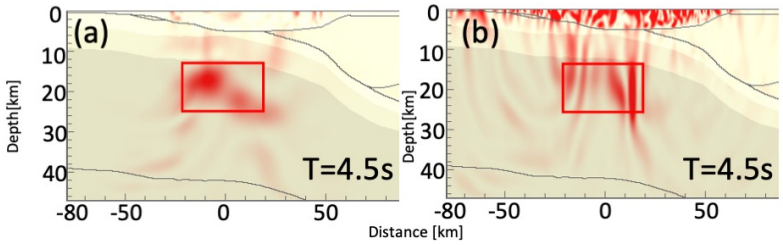


図3. 逆伝播波動場の弾性エネルギーの最大時刻（発震時から4.5秒後）のエネルギー分布。(a) データ同化を用いたTRI計算の結果、(b) データ同化を行わない場合。赤の長方形は断層震源の位置を表す。

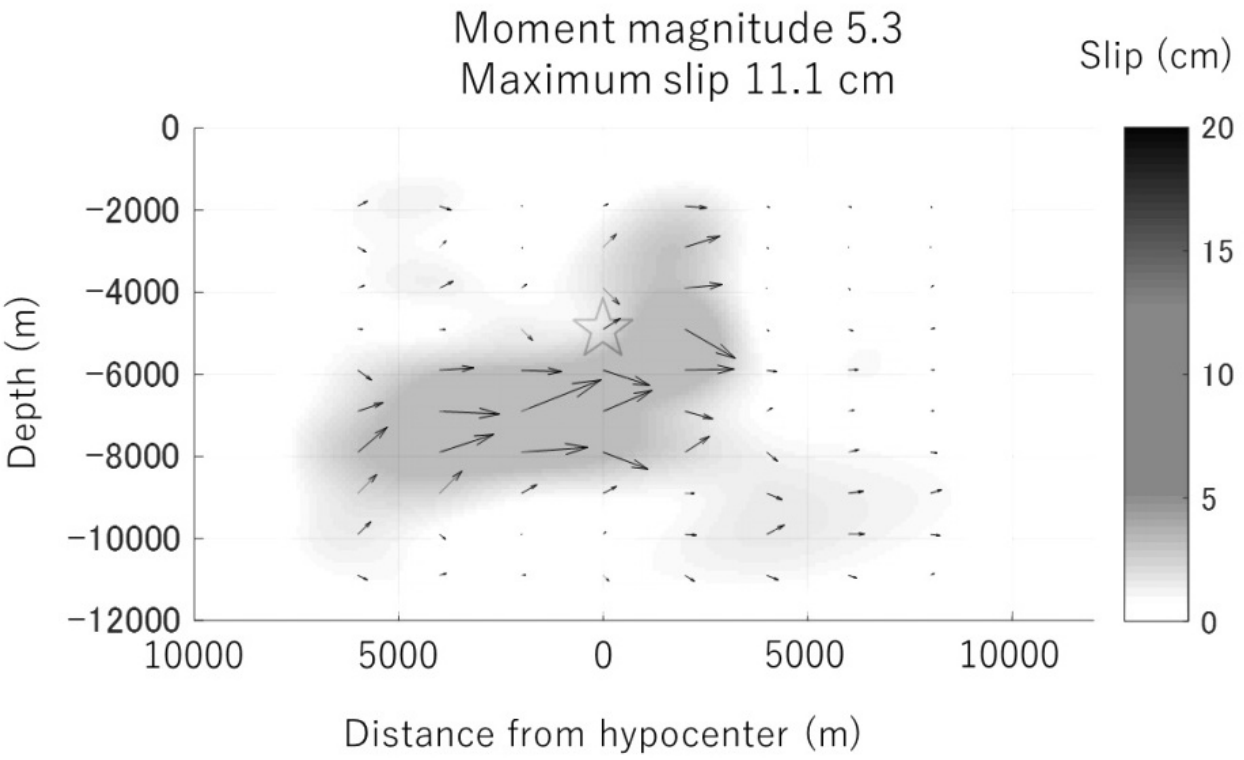
© 日本地震学会

Near-field Observations and Slip Distribution for the 2014 Orkney, South Africa Earthquake

*James Mori[1], Tatsunari Yasutomi[1]

1. DPRI Kyoto University

We examined the near-field records for the 2014 Orkney earthquake, Mw5.5, to infer source properties for this moderate-sized earthquake. The event was the largest recent earthquake associated with the deep gold mines of the region. Different from usual normal-faulting events that are induced on known structures of the mines, the M5 earthquake took place significantly below the mining horizon with a strike-slip mechanism on an unknown geologic structure. Seismic activity close to the Moab Khotsong and Great Noligwa mines is very well monitored by instruments installed on the surface and in the mine tunnels. The high sample-rate, 6 khz, geophones installed in the mine at depths of 1 to 3 km provide high-quality recordings of the mainshock and aftershocks.
The waveforms show that there is a small foreshock,about M1.8, located 1.6 km south of the mainshock hypocenter and at 0.6 sec before the mainshock. There is no evidence of any unusual character of the foreshock, or any significant deformation between the foreshock and mainshock.
Using lower frequency data, lower than 2.0 hz, the nearfield waveforms can be modeled using a finite fault slip inversion. The results show a slip distribution with two main patches of larger slip. One is located slightly shallower than the hypocenter to the north and another located slightly deeper than the hypocenter to the south. The area of the fault plane is relatively large for a M5 earthquake and this gives a rather small static stress drop.



© 日本地震学会

Generation of long period velocity pulses near surface fault during the 2008 Wenchuan earthquake

*Susumu Kurahashi[1], Kojiro Irikura[1]

1. Aichi Institute of Technology

2008年中国四川省を震源としたWenchuan earthquake (Mw8.0)が発生した。この地震では、地表地震断層が200 km以上に渡って現れ、最大で水平成分で4.9m、上下成分で6.5mの断層変位が確認されている（Yu et al, 2010）。また、既往のInSARによる地殻変動結果や波形インバージョン結果では，断層の北部と南部では傾斜角が異なるモデルが設定され解析がなされるなど，断層形状が複雑であることが示唆されている。（例えば国土地理院;2008, Koketsu et al.;2008）。さらに、図１（右）に示すように、この地域周辺のテクトニクスや余震分布などの結果より、南部のセグメントでは平行に延びる２本の断層での活動がみられ、震源断層は同じで地表に近づく際に２手に別れる形であることが示唆されている（例えばZhao et al;2011, Zhang et al.;2018）。

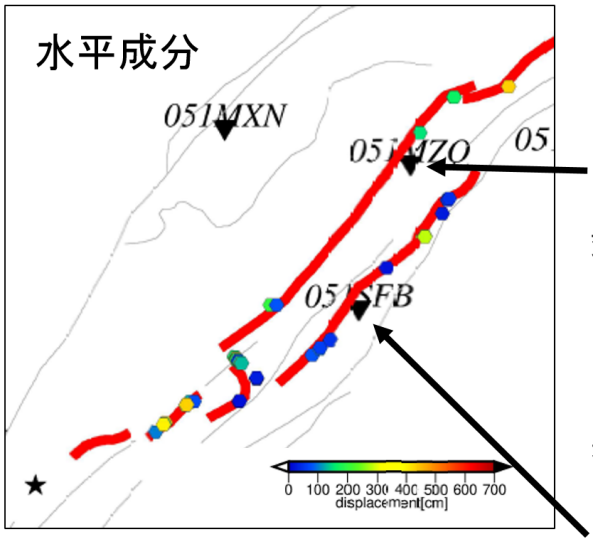
強震動記録については、China's National Strong Motion Observation Networkにより地表断層周辺地域においても複数の観測点で貴重な記録が得られている。地表地震断層付近には２観測点（MZQ観測点とSFB観測点）があり、最大加速度（フィルターなし）はMZQ観測点で約800gal，SFB観測点で約600galであった。また、最大速度、永久変位（ローパスフィルター：～1.0Hz）は、MZQ観測点では約100cm/s、100cm、SFB観測では約50cm/s、50cmであり、特にMZQでは長周期速度パルスおよび比較的大きな永久変位が観測されている（図１右）。

これらの観測記録を再現する震源モデルとして、Kurahashi and Irikura(2010)により、経験的グリーン関数法（Irikura, 1986）と離散化波数法（Bouchon, 1981）のハイブリッド法により強震動生成域(Strong motion generation area : SMGA)の震源モデルが構築されているが、単純化された一枚断層が想定されたもので、複雑な地表断層の幾何形状は考慮されていない。最近では、2016年熊本地震の事例のように地表付近に長周期速度パルスや永久変位を生成する領域（ここでは長周期地震動生成域（Long period generation area）：LMGAと呼ぶ）が存在する可能性が指摘されており（例えばIrikura et al.；2019）、Wenchuan earthquakeでもLMGAの存在がするか否かの検証は、強震動予測の観点からもきわめて重要である。

本研究では、Wenchuan earthquakeで活動した平行に走る２本の断層（図１右）を想定断層モデルして、MZQとSFB観測点の観測記録およびInSARによる永久変位値を再現する震源モデルを構築する。

謝辞：強震動記録は，中国地震局によるthe National Strong Motion Observation Networkの観測データを使用させていただきました。記して感謝申し上げます.

© 日本地震学会



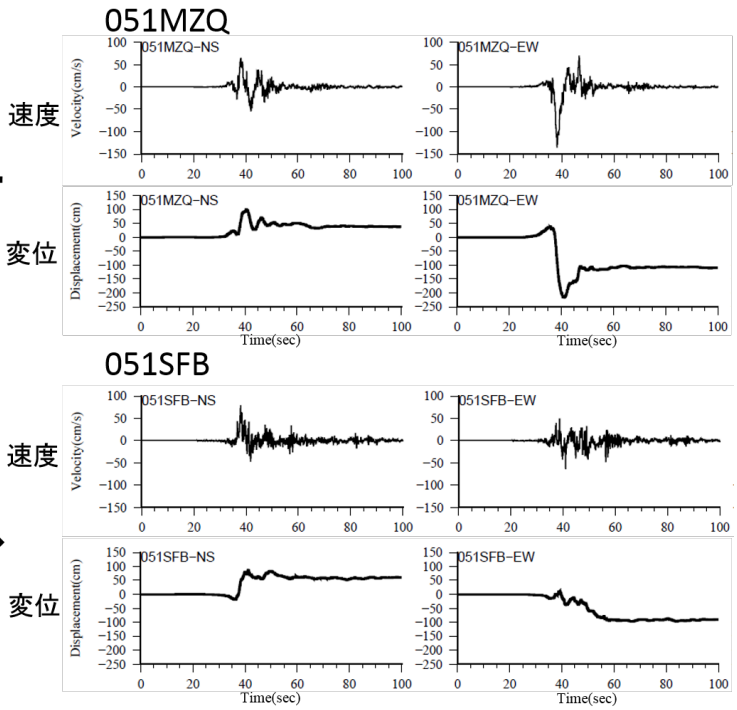


図1（右）対象とする断層の地表トレースおよび現地調査における水平動の変位（Yu et al.2010）
（左）MZQおよびSFB観測点の速度波形と変位波形

© 日本地震学会

Ground motion prediction equations for PGAs and PGVs from strong motion generation areas of a megathrust earthquake

*Masatoshi Miyazawa[1], Ryota Kiuchi[2,3], Kazuki Koketsu[4]

1. DPRI, Kyoto Univ., 2. Graduate School of Science, Kyoto Univ., 3. Kozo Keikaku Engineering Inc., 4. ERI, Univ. of Tokyo

地震動の距離減衰式について、2011年Mw9.0東北地方太平洋沖地震のような巨大地震の近地観測記録が得られるようになって以降、既存のモデルを単純に適用するだけではモデルと観測値とのばらつきが大きい等の問題点が指摘されてきた。主にこれは断層滑りが一様でないことに起因しており、特に研究対象とされる強震動の殆どは、強震動生成域と呼ばれる断層面上の特定領域から放射された波で構成されている。従って、より不確実性の小さい距離減衰式の構築のためには、そのような強震動生成域を基準とした距離減衰の特徴を調査する必要があることが指摘されている（e.g., Midorikawa et al., 2012; Goda & Atkinson, 2014）。既存の距離減衰式では、対象とする地震の規模や断層面全体からの最短距離と言った、断層滑りが完了した後に分かる最終的なパラメータに基づくため、東北地方太平洋沖地震に見られるような複数の強震動生成域に対して個別に適用することは出来ない。このことに起因する予測値のばらつきは、断層面積が巨大になるほど無視できない効果として現れてくる。また、地震動に関して全波動場シミュレーションが可能となった今日においても、断層パラメータや構造に関する不確実性は大きく、従って巨大地震による強震動のシナリオ予則のためにも、個々の強震動生成域に対する距離や規模に基づき強震動が推定できる距離減衰式を求める必要がある。本研究では、2003年十勝沖地震、2011年東北地方太平洋沖地震の個別の強震動生成域に着目し、そのMwと距離に基づくPGA及びPGVの距離減衰の特徴を調べる。用いる強震動生成域は、Kamae & Kawabe (2004)によるAsp-1、Kurahashi & Irikura (2013）によるSMGA1、SMGA3である。PGA及びPGVについては、K-NETおよびKiK-netの地表記録から、当該強震動生成域から到達した波群を走時に基づいて選び出し、RotD50 (Boore, 2010)と水平二成分ベクトル振幅の最大値を採用する。基本となる距離減衰式は、強震動生成域からの距離対してS波の幾何減衰を仮定し、Mw依存項、散乱・内部減衰に起因する距離減衰項、補正項をパラメータとする基本的な形を用いている。また表面波の影響を避けるために強震動生成域からの距離が400kmまでの観測点記録を用いる。モデル推定の結果、モデルに対するデータの対数標準偏差は0.236-0.237の範囲内であり、求められたモデルはデータをよく説明できていると考える。また東北地方太平洋沖地震に限ればPGAとPGVに対して、対数標準偏差は0.213と0.207であり、既存のモデルでは説明の難しかったPGVのモデル化も出来ている。1/Qに相当する減衰項は0.007と推定され、Kanno et al. (2006)による値、0.003-0.004よりも減衰が強い。これは、本研究では2003年十勝沖地震の記録数が全記録数の約4割を占め、北海道下での上部マントルの強い減衰構造の影響が現れているためと考える。例えば、東北地方太平洋沖地震のみの記録を用いた場合は、PGAとPGVについてそれぞれ0.0046と0.0019と低い値に求まる。Mwに関する依存項は、司・翠川(1999)やKanno et al. (2006)よりも大きく値が推定されているが、これは用いたデータセットにおける強震動生成域のMwの幅がMw7.5-7.8と狭く、十分に値が拘束されないためである。総じて、これまでの距離減衰式と比較可能なモデルパラメータは、合理的な値に求まっている。

© 日本地震学会

Comparison of seismic motions in Hokkaido from intraslab, interplate, and outer-rise earthqukakes of Northeastern Japan

*Yasumaro Kakehi[1]

1. Graduate School of Science, Kobe University

筧・小笠原（連合大会，2019）は東北日本の宮城県沖で発生するスラブ内，プレート境界，アウターライズ地震による地震動について詳しい検討を加えた。その際，観測データとしては，東北日本弧という島弧に直交する2次元断面を意識し，島弧に直交する方向におよそ一列に並ぶ3タイプの地震による東北日本での地震動を解析した。ただし，観測点が陸上にしかないため，震央位置が異なる3タイプの地震による観測データの震央距離が系統的に異なり，同一条件での比較が難しいという問題があった。

そこでこの研究では，東北日本の3タイプの地震による地震動を北海道で観測したデータを解析した。解析には，宮城県沖で発生した2003年スラブ内地震（M_W 7.0，気象庁一元化震源による深さ72.03 km，以下イベントSと呼ぶ），2011年プレート境界地震（M_W 7.2，気象庁一元化震源による深さ8.28 km，以下イベントPと呼ぶ），2005年アウターライズ地震（M_W 7.0，防災科技研F-net解による深さ14 km，以下イベントOと呼ぶ）という3地震の防災科技研のK-NET，KiK-net強震データを使った。この3地震は規模がほぼ同じで，図に示すように震央が東北日本弧に直交する方向にほぼ一直線に並ぶ。北海道の観測点を対象にする場合，3地震の間で震央距離に系統的な差はなく，おおよそ同程度だと考えてよい。

イベントPとOは震源が浅いという点で共通しており，イベントSのみ震源が非常に深いので，単純に考えるとイベントPとOによる地震動とイベントSによる地震動との間に大きな違いが見られることが予想される。図に3地震によるPGA（Peak Ground Acceleration，加速度最大振幅）の空間分布と道東前弧側の観測点KSRH07での速度波形を示す。PGAの空間分布を見ると，予想に反し，北海道での加速度レベルはイベントSとOが同程度で，イベントPのみが他の2者と異なり加速度レベルが低いことがわかる。KSRH07での観測波形を見ると，これも予想に反し，イベントSとPでは高周波成分の卓越するS波の後に低周波数の表面波が明瞭に見えるのに対し，イベントOのみが他の2者と異なり，波形全体で高周波成分が卓越し，低周波数の表面波の振幅は相対的に小さい。

以上のように，同程度の震央距離を持つ3地震の北海道での観測データの比較から，単なる震源深さの違い以外の因子が3地震による波動場の形成に深く関わっていることが推定される。不可解なのは，(1) 震源の深いイベントSの観測波形で，震源の浅いイベントPと同程度に表面波の振幅が大きいこと，(2) 震源の浅いイベントOで，低周波数の表面波の振幅が小さいこと，の2点である。(1)に関しては現時点では合理的な説明を思い付くことができない。(2)については，イベントOの低周波数の表面波の振幅レベルは普通で，実体波の高周波成分の振幅レベルが異常に高いと考え，その原因として，イベントOの震源が射出する高周波レベルがそもそも高い and/or 高Q値の海洋性プレートないしスラブを地震波が伝播するために高周波成分の振幅が落ちない，という説明が可能かもしれない。

また，3地震に共通して，北海道の前弧側と背弧側で加速度の振幅レベルが系統的に異なり，前弧側で加速度振幅（高周波地震波の振幅）が大きいのに対し，背弧側で加速度振幅が小さくなっていることが図より見てとれる。これは東北日本と同様に，北海道の背弧側の媒質の減衰が大きい（例えばNakamura and Shiina (EPS, 2019)）ことによると考えられる。観測記録を詳しく検討すると，前弧と背弧のコントラストは，イベントSとOで明瞭で，イベントPでは相対的に不明瞭であることがわかる。スラブ内地震とアウターライズ地震でコントラストが明瞭で，プレート境界地震では不明瞭という特徴は，筧・小笠原（連合大会，2019）によって東北日本の観測データで確認された特徴と一致する。イベントPとOは震源が浅いという点で共通するにも関わらず，この前弧／背弧のコントラストについても異なる特徴が見られるわけで，これもまた単純には理解しがた

© 日本地震学会

い。前弧／背弧のコントラストは，地震波形で高周波成分が卓越するほど明瞭になるので，この事実を説明するには，イベントOの方が特異で，Oによる実体波の高周波成分のレベルが北海道のみならず東北日本においても異常に高いと考えるのが合理的であろう。ただし，その原因を震源に求めるのか，あるいは高Q値のスラブ中を伝播することに求めるのか（この場合，伝播経路の全く異なる東北日本と北海道のいずれでも同じ特徴が見られることに注意する必要がある）は難しい問題で，詳しい検討が必要であると考えられる。

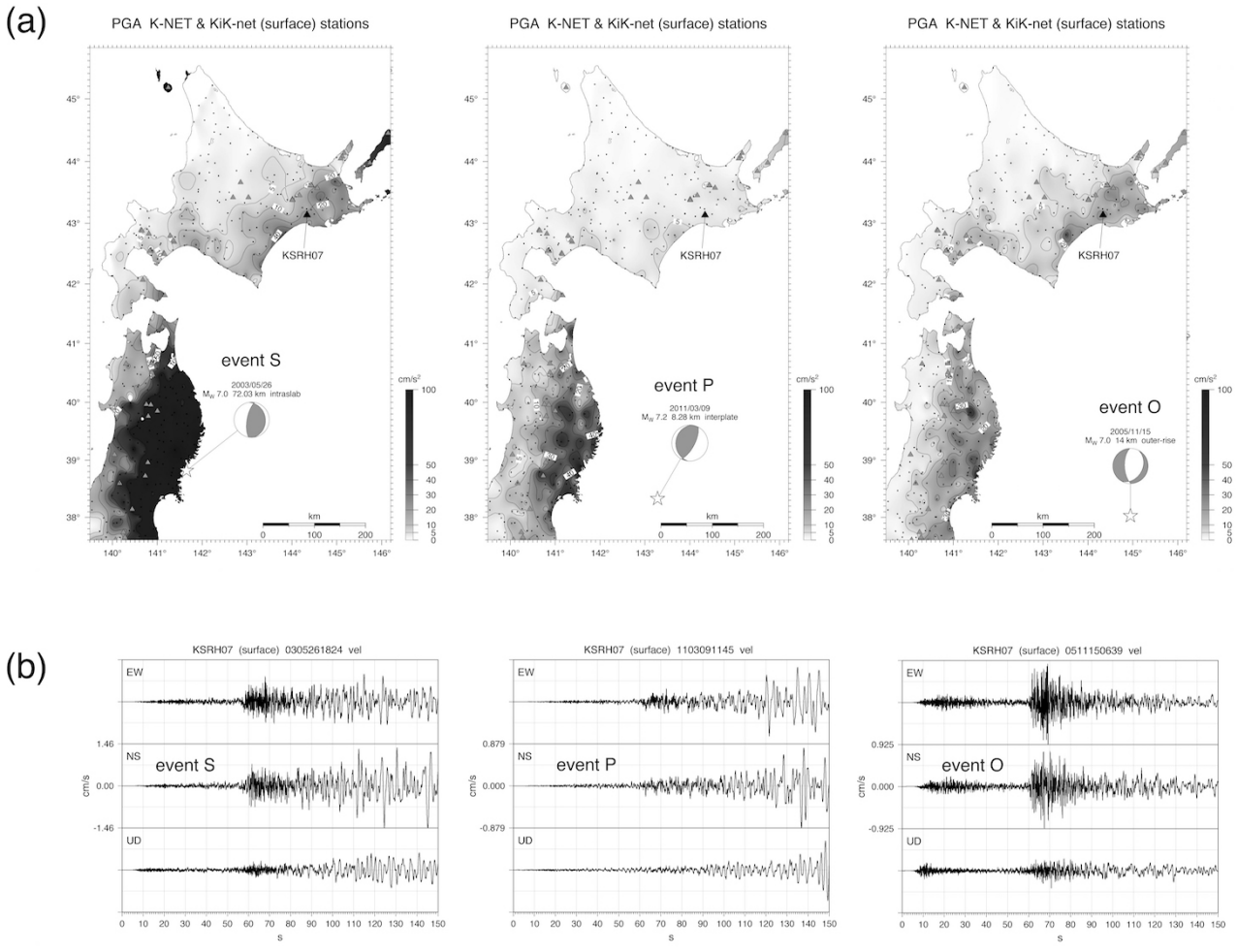


図. (a) 3 地震の PGA（Peak Ground Acceleration）の空間分布。(b) 3 地震の道東前弧側観測点 KSRH07（阿寒郡鶴居村）での速度波形。

© 日本地震学会

Room A | Regular session：S15. Strong ground motion and earthquake disaster

Fri. Oct 30, 2020 10:30 AM - 11:15 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 1:30 AM - 2:15 AM UTC | ROOM A

[S15]AM-2

chairperson:Nobuyuki Morikawa(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience), chairperson:Kosuke Chimoto(Tokyo Institute of Technology)

10:30 AM - 10:45 AM JST | 1:30 AM - 1:45 AM UTC

[S15-15] Analysis of residual data between observed strong-motion and calculated one from a ground motion prediction equation based on a prototype strong-motion database

○Nobuyuki Morikawa[1], Asako Iwaki[1], Takahiro Maeda[1], Hiroyuki Fujiwara[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S15-16] Effect of Source Fault Rupture Propagation on Residual of Spectral Inversion Results

○Kazuhiro Somei[1,2], Kimiyuki Asano[3], Tomotaka Iwata[3] (1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Geo-Research Institute, 3.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S15-17] Residual Analysis of Block Inversion for Estimating the Inhomogeneous Attenuation Structure of the Western Hokkaido

○Yusuke Tomozawa[1], Kenichi Kato[1], Kiichiro Nojiri[2] (1.Kobori Research Complex, 2.Hokkaido Electric Power Company)

Analysis of residual data between observed strong-motion and calculated one from a ground motion prediction equation based on a prototype strong-motion database

*Nobuyuki Morikawa[1], Asako Iwaki[1], Takahiro Maeda[1], Hiroyuki Fujiwara[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

森川・他（2020; JpGU）では、様々な強震動予測モデルの構築、改良、検証を可能とする強震動統一データベースの構築を目指して、2018年までのK-NET、KiK-netによる全観測記録について、気象庁およびF-netによる震源情報、PS検層データと地震ハザードステーションJ-SHISより公開されている地下構造モデルに基づく観測点情報と紐づけした試作版を構築した。

一方で、我々はすでに地震動予測式を提案している (Morikawa and Fujiwara, 2013) が、観測値と予測値との残差（あるいは比）のデータを分析することは、後述するように予測式そのものの改良や地震動予測結果のばらつき分布形状の詳細なモデル化につながる。そこで、上述の強震動データベース試作版における観測値とMorikawa and Fujiwara (2013) の予測値に対する振幅比（計測震度については差）から成る「残差データ」を作成した。このとき、モーメントマグニチュードが推定されていない地震については気象庁マグニチュードを用い、地震規模や震源距離に対する適用範囲外の場合であってもそのまま外挿して予測値を求めている。

この「残差データ」について、地震規模や震源距離等との関係を検討することにより、既存式への追加補正項の適用による改良の方針を定めることが可能となる。それにより、既往式の適用範囲外となるマグニチュード5未満の地震や250km程度より遠い観測点に拡張して適用できる補正項を追加することで、例えば、観測記録に基づく観測点の経験的な揺れやすさ（森川・他、2008）を評価する場合において、小規模・遠方の観測記録も用いることも可能となり、精度の向上も見込まれる。一方で、「残差データ」は強震動予測結果におけるばらつきに相当する。そのため、「残差データ」の分布形状そのものについての詳細な検討も行う。ここでは、特に大振幅域における対数正規分布（計測震度の場合は正規分布）の妥当性に着目して検討を進める。

© 日本地震学会

Effect of Source Fault Rupture Propagation on Residual of Spectral Inversion Results

*Kazuhiro Somei[1,2], Kimiyuki Asano[3], Tomotaka Iwata[3]

1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Geo-Research Institute, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

染井・他 (2019) は2016年熊本地震系列の強震記録にスペクトルインバージョン（例えば，岩田・入倉, 1986）を適用し，各地震の震源特性や各観測点のサイト特性を求めて，地下構造モデルの増幅特性の検証を行った．ここで得られた各特性に対し，各観測点の観測スペクトルから，あるイベントの伝播経路特性，当該観測点のサイト特性を周波数領域で除したもの（以下，観測点震源スペクトル）の中に，震源方位依存性を示しているイベントがあることを見出したこと（染井・他, 2020）から，本研究では，この方位依存性が震源断層の破壊指向性によると考え，解析を進めた．

ここでは引き続き，観測点カバレッジの良い2016年熊本地震系列の79地震（M_w: 3.4－5.3）について，観測点震源スペクトルを求め，そのばらつきの特徴を調べた．イベントに対して観測点震源スペクトルのコーナー周波数のばらつきは大きいが，それよりも高周波数側では，観測点震源スペクトルのばらつきは徐々に小さくなることや，スペクトルのfall-off rateが観測点によって異なることが観察できた．ここでは観測点震源スペクトルをω^{-n}震源スペクトル形状によってモデル化し，コーナー周波数とfall-off rate（n）をグリッドサーチによって推定した．対象周波数範囲は変位観測点震源スペクトルの0.2－10 Hzとした．コーナー周波数は，0.1－10.0 Hzの範囲を0.01 Hz間隔で探索し，fall-off rateは，0.5－4.0 の範囲を0.1間隔で探索した．低周波数側のフラットレベルは，F-netのMT解の地震モーメントによって固定した．その結果，複数の地震で観測点震源スペクトルのコーナー周波数とfall-off rateに系統的な震源方位依存性がみられた．例えば，2016年4月19日17時52分の地震（M_w 5.3）は，観測点毎に推定されたコーナー周波数とfall-off rateが震央から南南西側の観測点でともに大きく，北北東側の観測点で小さい傾向を示した．一方で，この地震の近くで発生した2016年4月19日20時47分の地震（M_w 4.9）の観測点震源スペクトルには，同様の方位依存性は見られない．従って，この方位依存性は，減衰構造の空間不均質といった地下構造の影響では無いと考えられる．そこで，M_w 5.3の地震に見られる方位依存性は，断層破壊指向性の影響によるもの，という作業仮説をたて，観測点毎のコーナー周波数のばらつきを，線震源のユニラテラル破壊を仮定したdirectivity function（Ben-Menahem, 1961）によって説明することを試みた．directivity functionの破壊速度とS波速度の比は0.82に仮定し，破壊の水平方向を北から0から359度の範囲で，鉛直方向を真下から上向きに0から180度の範囲で，それぞれ1度間隔で探索し，Boatwright (2007) の残差関数が最小となる方向をグリッドサーチで推定した．なお，Boatwright (2007) は観測最大加速度（速度）を用いて破壊方向を推定したが，ここでは観測点毎の推定コーナー周波数を使用した．その結果，上述したM_w 5.3の地震の水平・鉛直方向の破壊は，それぞれ破壊開始点（震源）からN194°E，真下から上向きに124度の方向と推定された．

観測点震源スペクトルの方位依存性は断層破壊指向性の影響によるもの，という作業仮説を検証するため，経験的グリーン関数法を用いた地震動シミュレーション（0.2－10 Hz）によって，観測地震動を説明する強震動生成域と破壊伝播方向を推定した．その結果，仮定した気象庁CMT解の断層面上で震源から南南西（N214°E）及び浅部に向かって強震動生成域が破壊したことがわかった．観測点毎のコーナー周波数のばらつきから推定した破壊伝播方向は，線震源仮定という違いがあるものの，両者は概ね一致する．従って，ここで得られた観測点震源スペクトルの方位依存性は震源断層の破壊伝播によるものと考えられる．一方，観測点カバレッジがよくない観測データセットによるスペクトルインバージョンによって得られる震源特性もしくはコーナー周波数は，破壊伝播が含まれたみかけのものである可能性がある．系列内の他の地震についても破壊方向推定を行い，複雑な破壊様式を推定できるかどうかや，観測点が地表にのみ分布することによる破壊方向の推定精度について調べる．

© 日本地震学会

謝辞：国立研究開発法人防災科学技術研究所 K-NET，KiK-net，F-net広帯域強震計，気象庁計測震度計，熊本県震度情報ネットワークシステムの強震記録を使用した．本研究は京都大学防災研究所共同研究（令和2年度萌芽的共同研究 2020H-01）によって実施されている．

© 日本地震学会

Residual Analysis of Block Inversion for Estimating the Inhomogeneous Attenuation Structure of the Western Hokkaido

*Yusuke Tomozawa[1], Kenichi Kato[1], Kiichiro Nojiri[2]

1. Kobori Research Complex, 2. Hokkaido Electric Power Company

1. はじめに

前報（友澤ほか，2019）では、2018年北海道胆振東部地震を含む北海道西部で発生した強震観測記録を収集し、震源特性、伝播経路特性（不均質Q値構造）、サイト増幅特性をブロックインバージョン解析により推定した。その際、気象庁震源データに基づく検討を行っていたが、強震波形を用いた震源インバージョン解析結果であるAsano and Iwata (2019)、Kubo et al. (2019)、Kobayashi et al. (2019) を参照すると、2018年北海道胆振東部地震の本震の大すべり領域は気象庁の震源よりも浅い位置に推定されている。本検討では、Kobayashi et al. (2019) のモデルに基づく等価震源距離を用いて再度ブロックインバージョン解析を行い、本震の震源特性の推定に与える影響を検討した。また、伝播経路特性を均質と仮定する場合と、不均質と仮定する場合の2通りの解析結果の残差を分析し、不均質性を考慮する利点を検討した。なお、検討に用いたデータセットとブロックインバージョン解析手法は、前報（友澤ほか，2019）と同様のため、本報告では割愛する。

2. 距離指標が震源特性に与える影響

2018年北海道胆振東部地震の本震の距離指標を変更した影響を検討した。例えばKiK-net追分 (IBUH01) での距離を比較すると、震源距離は45 km、Kobayashi et al. (2019) の断層モデルに基づく等価震源距離は35 kmとなる。ただし、距離80 km以遠では、どちらの距離指標でも概ね等しくなった。距離指標を変更してブロックインバージョン解析を行った結果、2018年北海道胆振東部地震の本震の短周期レベルは、前報（友澤ほか，2019）の約8割の1.38×10^{19} Nm/s^{2}となった。

3. 残差の分析

伝播経路特性を均質と仮定する場合と、不均質と仮定する場合の2通りの解析結果の残差を分析した。2018年北海道胆振東部地震の本震の残差（観測／計算）の標準偏差を比較したところ、不均質を考慮した方が特に高周波数側で残差の標準偏差が減少した。地震ごとに評価した残差は、2004年留萌支庁南部の地震でも同様に減少したが、全ての地震では減少しなかった。不均質減衰構造と震源位置との相対的な位置関係により、減衰構造の不均質性を考慮した効果が表れる地震と表れない地震があると考えられる。
次に、残差の空間分布の偏りの改善について検討した。残差の空間分布を図1に示す。残差の空間相関特性を評価するために、マクロ空間相関（例えば、Wang and Takada (2005)、糸井 (2011)）の考え方を用いた。既往研究と同様に、相関係数R (km) を2観測点間の距離h (km) を用いて $R(h)=\exp(-h/r)$ の指数関数でモデル化した。なお、相関距離r (km) は相関係数が1/eとなる距離である。2点間の距離と相関係数の関係を指数関数でモデル化した結果を図2に示す。伝播経路特性の不均質性を考慮した方が相関距離が低減し、残差の空間分布の偏りが改善していることを定量的に確認した。

参考文献

友澤裕介, 加藤研一, 野尻揮一朗: ブロックインバージョン解析に基づく北海道西部の不均質減衰構造・震源特性・サイト増幅特性の推定, 日本地震学会秋季大会, S15-07, 2019.9.
Asano, K. and T. Iwata: Source rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake deduced

© 日本地震学会

from strong-motion data considering seismic wave propagation in three-dimensional velocity structure, Earth, Planets and Space, Vol.71, 101, doi: 10.1186/s40623-019-1080-0, 2019.
Kubo, H., A. Iwaki, W. Suzuki, S. Aoi, and H. Sekiguchi: Estimation of the source process and forward simulation of longperiod ground motion of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi, Japan, earthquake, Earth, Planets and Space, Vol.71, 98, doi: 10.1186/s40623-019-1079-6, 2019.
Kobayashi, H., K. Koketsu and H. Miyake: Rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake derived from strong motion and geodetic data, Earth, Planets and Space, Vol.71, 63, doi: 10.1186/s40623-019-1041-7, 2019.
Wang, M., and T. Takada: Macrospatial Correlation Model of Seismic Ground Motions, Earthquake Spectra, Vol. 21, No. 4, pp. 1137-1156, 2005.
糸井達哉: 地震動強さのマクロ空間相関を用いた地震動予測に関する数値研究, 構造物の安全性および信頼性, Vol. 7, JCOSSAR 2011論文集, 2011.

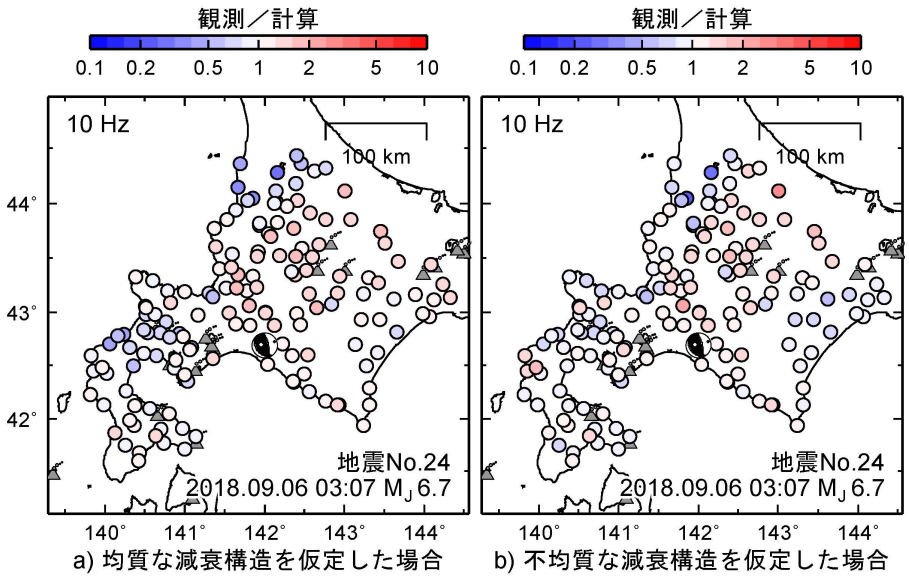


図１　残差の空間分布

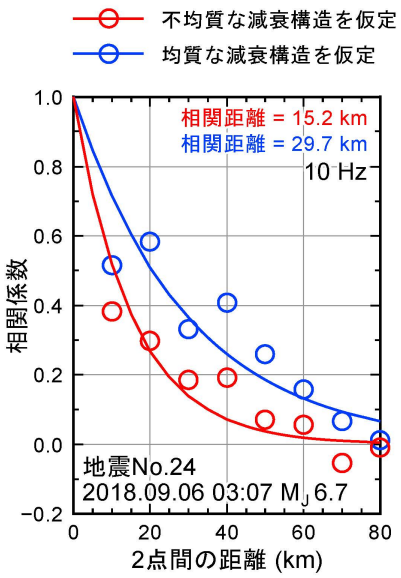


図２　相関距離と相関係数

© 日本地震学会

Room A | Regular session：S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

Fri. Oct 30, 2020 11:15 AM - 12:00 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 2:15 AM - 3:00 AM UTC | ROOM A

[S16]AM-2

chairperson:Nobuyuki Morikawa(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience), chairperson:Kosuke Chimoto(Tokyo Institute of Technology)

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

[S16-01] Detection of Underground Velocity Discontinuity in Osaka and Kyoto Basins using S-wave Autocorrelation Functions

○Shuta Fukutome[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan)

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

[S16-02] Imaging the Kanto Basin bedrock with seismic noise and earthquake autocorrelation functions

○Loic Viens[1], Chengxin Jiang[2], Marine A. Denolle[3] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, Japan, 2.Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, ACT, Australia, 3.Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University, Cambridge, MA, USA)

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

[S16-03] Spatial velocity variation detection using cross correlation of dense linear array microtremor records

○Kosuke Chimoto[1], Hiroaki Yamanaka[1] (1.Tokyo Institute of Technology)

Detection of Underground Velocity Discontinuity in Osaka and Kyoto Basins using S-wave Autocorrelation Functions

*Shuta Fukutome[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan

1．はじめに

大阪平野と京都盆地は主に大阪層群と呼ばれる堆積層に覆われた盆地であり，その三次元速度構造は様々な物理探査によってモデル化されている(例えば、堀川・他, 2003; 京都府, 2006; Iwata et al., 2008; Sekiguchi et al., 2016)．2018年大阪府北部の地震では震源直上の堆積層観測点で地震動予測式より強い揺れが観測され，堆積盆地構造による地震動増幅が見られるとともに，震源モデルと地下構造モデルに基づく地震波伝播特性の研究がおこなわれている（例えば，Sekiguchi et al., 2020）．地下構造モデルは各種の情報を内外挿して作成されているため，モデル作成に使われていない，強震記録などの別のデータを利用してモデルの妥当性の検証が必要である．

Pham and Tkalcic (2017)では遠地地震波形P波記録の自己相関関数によってモホ面や氷床ー岩盤境界などの地下の速度不連続面で生じた多重反射波の応答を検出しており，またその手法は堆積層などのより浅い構造にも応用可能であると述べている．震源が十分遠いあるいは不連続面での速度コントラストが十分大きいと不連続面以浅では，ほぼ鉛直に伝播するとみなせるため，直達波と反射波の時間差と波の速さから不連続面の深さを推定することが可能である．Fukutome et al. (2020)では，強震波形記録S波部分の自己相関関数を用いて大阪・京都盆地での盆地基盤面と地表面間の多重反射波を検出を試みた．本研究ではイベント数を増やすと同時に，地下構造や震源の違いによる自己相関関数の振る舞いを明らかにすることを目的として，既存のモデルを用いた理論波形による自己相関関数解析を行った．

2．京都盆地及び大阪平野での自己相関解析

本研究では京都及び大阪での強震観測点の強震波形記録からS波の到達が明瞭に見えているイベント記録を選び出し，トランスバース成分にスペクトルホワイトニングとフィルタを適用した後，自己相関関数を計算しスタックした．ここではスタックに解析信号を用いて瞬時位相のずれで重みをつけるPhase Weighted Stack (PWS) (Schimmel and Paulssen, 1997)を用いた．

手法の検証のため，盆地基盤までのPS検層がなされているKiK-netの4観測点
(KYTH07，KYTH08，OSKH02，OSKH05)の地表での強震記録の自己相関関数解析を行った．その結果2地点(KYTH07，OSKH05)ではスペクトルホワイトニングとフィルタのパラメータを適切に調節することで，基盤での反射波と推定される応答を検出することができ，それらの結果は既存のモデルから予想されるものと整合性があった．しかし，その他の2地点では既存のモデルから推定される応答とは異なる結果となった．この理由を考察するために地下構造や震源の特徴によって自己相関関数がどのような影響を受けるかを考察する必要があると考えた．

3．理論波形による自己相関関数解析

© 日本地震学会

地下構造や震源の特性が自己相関関数に及ぼす影響を考察し，自己相関関数解析の手法をより精査するために理論波形を用いた検証を行った．観測点のPS検層結果を利用して一次元速度構造モデルを与え，使用した地震の震源パラメータを与えて離散化波数法(Bouchon，1981)によって観測点での理論波形を計算し，２．と同様の手法で自己相関関数解析を行った．

本研究ではモデルによる自己相関関数の結果から実際のデータでの解析の結果を考察することに加えて，震源の深さや震源距離などのパラメータと自己相関関数を比較することでそれぞれが結果に及ぼす影響を考察し，実際のデータでの解析を行う上でのデータ選定の基準を考察した．またホワイトニングやフィルタのパラメータを変化させることで結果を比較し，それぞれのパラメータの定量的な決定方法を確立することを目的として解析を行った．例えば，OSKH02でKiK-netのPS検層記録に基づく単純な速度構造モデルを仮定して理論波形を計算した予察的な結果では，基盤からの理論反射波走時に対応する信号が現れる地震とそうでない地震が見られた．関東平野の先行研究(例えば，地元・山中，2018)に比べ，近畿地方では解析に使うイベント数が限られるため，イベント選択が特に重要と考えられる．今後，他の地点での比較や，より詳細な速度構造モデルを用いた検討，震源パラメータや放射特性が自己相関関数に及ぼす影響の考察等を行い，データ選択と得られる自己相関関数の関係について整理を行って，反射波を検出するためのより効果的な解析が行えるように手法の整理を行う．

謝辞：国立研究開発法人防災科学技術研究所KiK-netの強震波形記録を使用しました．記して感謝いたします．

© 日本地震学会

Imaging the Kanto Basin bedrock with seismic noise and earthquake autocorrelation functions

*Loic Viens[1], Chengxin Jiang[2], Marine A. Denolle[3]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, Japan, 2. Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, ACT, Australia, 3. Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University, Cambridge, MA, USA

Sedimentary basins can strongly amplify seismic waves from earthquakes. To better predict strong ground motions, a good understanding of both the sediment thickness and the internal basin structure is required. In this study, we map the deep and complex bedrock shape of the Kanto Basin, Japan, using ambient seismic noise and earthquake autocorrelation functions (ACFs). Noise ACFs are computed using one month of continuous data recorded by the vertical component of 287 MeSO-net stations located in the greater Tokyo area. Earthquake ACFs are obtained from the vertical records at MeSO-net stations of 50 Mw 6+ teleseismic earthquakes, which occurred between May 2017 and April 2020. Noise and earthquake ACFs both contain P-wave reflections from the sediment-to-bedrock interface that yield a consistent bedrock depth. The bedrock depths obtained with both methods also agree well with that from existing 3-D velocity models. Noise and earthquake ACFs open new opportunities to refine images of complex sedimentary structures and better mitigate the associated seismic risk.

© 日本地震学会

Spatial velocity variation detection using cross correlation of dense linear array microtremor records

*Kosuke Chimoto[1], Hiroaki Yamanaka[1]

1. Tokyo Institute of Technology

微動を用いたサイト特性や地下構造の推定は古くから行われてきた。微動アレイはS波速度構造モデルの推定に用いられており（Okada, 2003）、H/Vは地盤の卓越周期の推定（野越・五十嵐, 1971）や、２次元のコンターマップにより卓越周期の空間変化を推定することに用いられている（時松ほか, 1997）。近年では微動の連続観測によるモニタリングによって速度構造の時間変化の検出に用いられはじめている（Wegler et al., 2009）。モニタリングにおいては、微動の相関関数のわずかな変化を定量的に捉えるためにStretching法（Sens-Schonfelder and Wegler, 2006）が多く用いられている。モニタリングは年単位の膨大なデータを利用してその変化を観察しているが、もし空間方向にも同様に多くのデータが得られれば、同じ手法によって速度構造の微細な空間変化を捉えられるのではないかと考えた。

そこで、空間的に多くの微動データを得るために複数のセンサーによる微動アレイ計測を測線上で高密度に実施した。千葉県成田市において、100mの各測線に8個のセンサーJEP6A3-10を12.5m間隔で設置し15-20分の同時測定を行った。南北方向に総長4kmの測線において、39のリニアアレイにより312点の微動が得られた。微動は測線に沿ってトランスバース方向とラディアル方向の水平２成分と上下成分を計測した。なお、測線南端から3.1kmのリニア微動アレイにおいては１時間の測定を行なっており、この観測点をStretching法のためのリファレンスとする。

得られた微動記録は、まず、各センサーにより計測された単点微動の解析によりH/Vを推定してそのコンターマップを作成することで、測線上の卓越周期の空間変化を推定した。H/Vには共通して周波数0.2Hzにピークが認められ、深部地盤によるものと考えられるが、その空間変化はほとんど見られなかった。一方で、周波数1-10Hzにもピークが見られるが、この空間変化は著しい。

Stretching法による速度変化の検出は、微動の自己相関や相互相関、単点相互相関に対して行われる。そこで、12.5m間隔で設置したリニア微動アレイの隣り合う観測点同士の相互相関関数を推定した。上下方向の関数を周波数1-4Hzでフィルタ処理をした。遅れ時間0秒付近で振幅が大きくなっているが、これは微動の相互相関関数によくみられる現象であり、細心の処理により取り除くこともできるが、このように共通して現れていることから速度変化の検出には影響しないと考え、ここでは無視する。注目されたいのは２つ目のピークであり、測線中央では1秒に現れ、測線北部では0.5秒程度と速い。リファレンス地点ではさらに速い。測線南部は変化が著しく、これはH/Vにも見られていることから、速度構造の変化も著しいことが示唆される。

Stretching法によりリファレンス観測点における関数に対して各関数の速度変化率を測定して検出された空間速度変化は、測線北端で25%を超え、測線中央では50%に達した。リファレンス関数との相関係数は、測線中央から北部にかけて高く、検出された変化の品質が確保されていることもわかる。

© 日本地震学会

Room A | Regular session：S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

Fri. Oct 30, 2020 1:00 PM - 2:15 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM A

[S16]PM-1

chairperson:Takumi Hayashida(IISEE, Building Research Institute), chairperson:Masayuki Nagano(Tokyo University of Science)

1:00 PM - 1:15 PM JST | 4:00 AM - 4:15 AM UTC

[S16-04] Seismic amplification evaluation in shallow subsurface structure for response evaluation of long period buildings constructed in the Tokyo metropolitan area

○Masayuki Nagano[1], Kenta Suzuki[1], Tomohiro Oguchi[1], Shigeki Senna[2] (1.Tokyo University of Science, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

1:15 PM - 1:30 PM JST | 4:15 AM - 4:30 AM UTC

[S16-05] Characteristics of teleseismic S-wave response of the Kanto sedimentary basin: Analysis of teleseismic earthquakes with different size and azimuth

○Yue Nakagawa[1], Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2] (1.Graduate School of Nanobioscience and Department of Materials System Science ,Yokohama City University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S16-06] Estimation of subsurface structure based on microtremor observations at Mukawa, Oiwake and Hayakita districts of Yufutsu, Hokkaido

○Shinichi Matsushima[1] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S16-07] Velocity Structure Model of the Hakodate Plain, Hokkaido

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

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

[S16-08] Direct estimation of Vs30 from SPAC or CCA coefficients

○Takumi Hayashida[1], Toshiaki Yokoi[1] (1.IISEE, Building Research Institute)

Seismic amplification evaluation in shallow subsurface structure for response evaluation of long period buildings constructed in the Tokyo metropolitan area

*Masayuki Nagano[1], Kenta Suzuki[1], Tomohiro Oguchi[1], Shigeki Senna[2]

1. Tokyo University of Science, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

2011年東北地方太平洋沖地震（以下，3.11本震）の際には，震源から350km以上離れた首都圏で震度5前後の長周期長時間地震動が観測された。特に，東京湾沿岸部では周期1.5 ~3.5秒のやや長周期成分が卓越する地震動が観測され，超高層集合住宅の地震応答や室内被害に影響を与えた[永野，2012]。東京湾沿岸部とその少し内側で得られた観測記録の比較では，地震動のやや長周期成分が異なっていた。このことから，周期1.5 ~3.5秒成分の地盤増幅は，主にS波速度400m/s以上の工学的基盤より浅部の表層地盤の非線形挙動を含む応答により発生したものと推察される。浅部表層地盤による地震動増幅に関する検討は，大地震時の地震動評価および建物の耐震設計の際にも重要であり，実設計では建設地点でのPS検層結果に基づき地盤増幅特性および入力地震動が評価されている。首都圏には800棟以上の超高層集合住宅が建設されているが，地盤データ収集は困難であり，大地震時における応答を包括的に評価することが難しい。一方，近年では膨大な地点での微動計測を通じ浅部深部統合地盤モデルが構築されつつあり[Senna et al., 2019]，これを利用することにより，任意の地点で地表位置等での地震動増幅を評価することが可能となる。

本研究では関東地域で構築された浅部深部統合地盤モデルを利用し，首都圏に建つ長周期建物の応答評価に資する浅部表層地盤の地震動増幅評価を実施した。浅部深部統合地盤モデルは2020年1月時点のデータを利用する。これらは約250m間隔の4分の1地域メッシュごとでS波速度等が推定されている(図1)。このモデルを超高層集合住宅の建設位置と組み合わせることで，表層地盤による地震動増幅を含めた，地震時の超高層集合住宅の建物応答を予測することが可能となる。工学的基盤での地震動が必要なるが，本研究では3.11本震時に首都圏で観測された地震動の振幅レベルをイメージし，告示波レベル2の1/2を用いる。構築した超高層集合住宅のデータベースから建設位置の浅部表層地盤モデルを用い，模擬地震波を工学的基盤から入力した浅部表層地盤の応答を逐次非線形応答解析により算出する。浅部地盤にある土質記号を簡易的に粘性土，砂質土に分類し，それぞれに非線形特性を設定して逐次非線形解析を行う。非線形モデルにはHDモデル[古山田，2003]を使用する。地震波として乱数位相を持つ告示波を20波用意し，全地震波による応答の平均を算出した。地表位置で評価した地震動について，20波で平均した周期2～4秒の最大$_pS_V$(h=5%)を図2に示す。得られた結果の傾向は，お台場エリアでやや過小評価気味であるが，3.11本震時の観測記録と概ね整合する。超高層集合住宅DB[鈴木・他，2020]に基づき建物階数より汎用多質点系曲げせん断モデルを構築した。浅部表層地盤のGL-6m位置で評価した地震波を，建物モデルへの入力地震動として利用し，建物の非線形応答解析を行なった。各建物の最大層間変形角の最大値から建物応答を評価した結果を図3に示す。

図の作成にGMTを利用させて頂きました。

© 日本地震学会

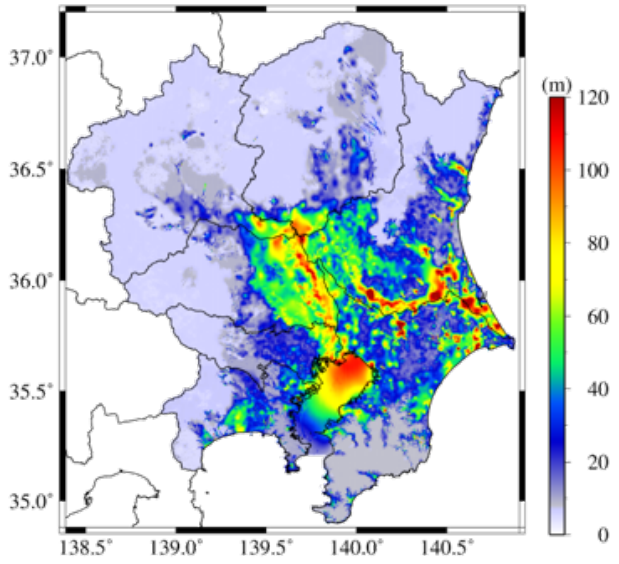


図1 工学的基盤深さ分布図

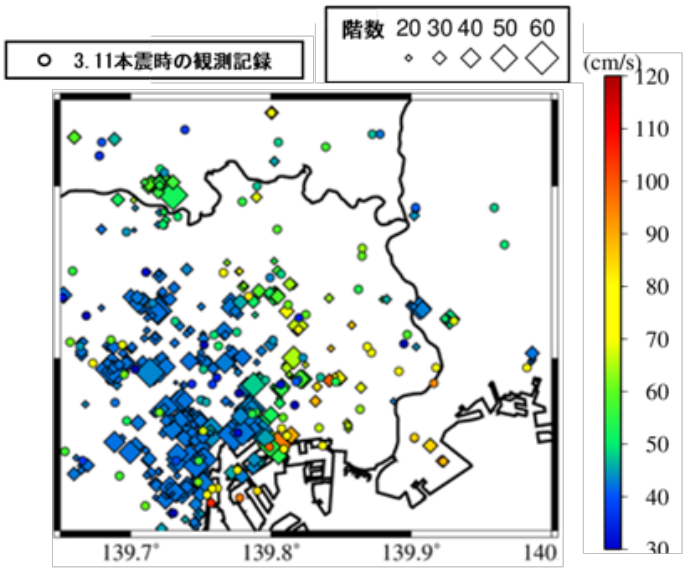


図2 告示波1/2レベル入力時の地表地震動
の最大pSv分布図(周期2～4秒)

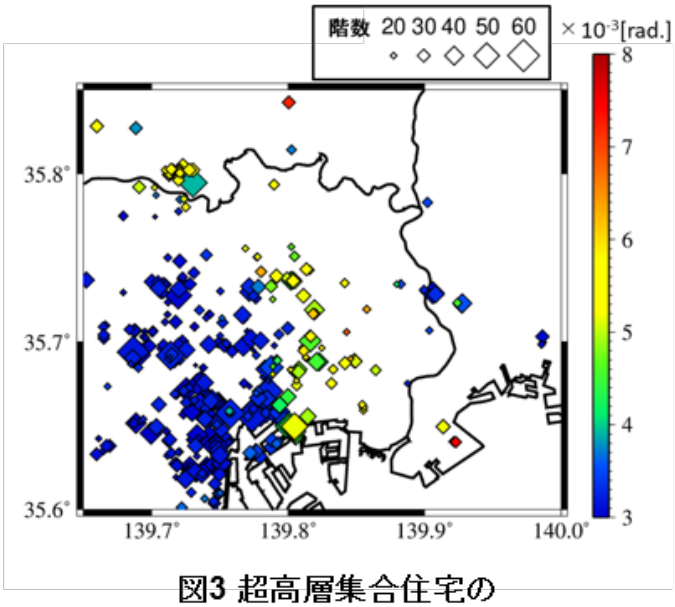


図3 超高層集合住宅の
最大層間変形角の最大値分布

© 日本地震学会

Characteristics of teleseismic S-wave response of the Kanto sedimentary basin: Analysis of teleseismic earthquakes with different size and azimuth

*Yue Nakagawa[1], Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2]

1. Graduate School of Nanobioscience and Department of Materials System Science ,Yokohama City University, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

はじめに

大規模な堆積盆地では，地震の発生に伴って周期数秒以上のやや長周期地震動（以下，長周期地震動）が発生することが知られている．これまで関東堆積盆地については，その周囲で発生した浅発地震を解析対象として長周期地震動の発生メカニズムに関する研究が行われてきた[例えば，Koketsu and Kikuchi (2000)]．一方で，首都圏にはMeSO-netが稠密に敷設され，その連続記録が利用可能であり，遠地地震の実体波を用いた関東堆積盆地のS波応答を解析することが可能と考えられる．試験的解析としてアラスカ沖で発生したMw7.9の地震などのS波およびその直後の後続相の解析を実施したところ，地震基盤深度に対応して地震動が大きくなる特徴が確認され[中川・他(JpGU-AGU 2020)]，堆積盆地構造の解析に有用であることが期待される．本研究では，遠地地震を用いた関東堆積盆地の構造解析を目指し，地震規模と方位角の異なる地震を追加で解析し，堆積盆地のS波応答の規模と方位変化を調べた．

データと解析手法

MeSO-netおよびF-netで記録された，関東堆積盆地から震央距離30˚～80˚で発生した遠地地震の波形を解析した．先行的に解析したアラスカ沖，パプアニューギニア，イラクで発生した地震に加え，アラスカ，ハワイ，ニュージーランドで発生した地震を追加で解析した．それぞれのモーメントマグニチュードは7.1，6.9，7.3である．ただし，ニュージーランドで発生した地震の波形については地震規模は十分であると期待されたが，都市部でのノイズレベルが高かったため，解析結果から除外することにした．観測波形記録に加え，平面波入射シミュレーションによる計算波形も解析に使用した．全国１次地下構造モデル [Koketsu *et al.* (2012)] を仮定し，地震波伝播の評価にはOpenSWPC [Maeda *et al.* (2017)] を用いた．解析の周期帯域は5～20秒とした．中川・他(JpGU-AGU 2020)と同様に速度波形の振幅を２乗して時間積分し，S波と後続相のエネルギーを評価した．地震波エネルギーについて，堆積盆地外のF-net観測点の平均値に対する堆積盆地内のMeSO-net観測点の値の比率（以下，増幅率）を求め，堆積盆地内における増幅率の空間変化の特徴について調べた．

解析結果

アラスカとハワイで発生した地震について，地震動の水平成分では，S波とその後続波が堆積盆地内において5～20倍程度増幅されることが確認できた．この解析結果は先行で解析した規模の大きな地震と整合するものであり，地震の規模や方位角に依らず，関東堆積盆地内では遠地地震のS波とその後続波部分において，堆積盆地外と比べて大きな地震動が発現することが明らかになった．また，地震基盤深度が3 kmより深い地点において後続波の振幅が大きくなる傾向が見られることを確認した．

平面波入射シミュレーションから評価した増幅率と観測された増幅率を比較したところ，水平成分のS波の後続波の増幅率が堆積盆地内で大きくなる傾向を概ね再現できた．モデルシミュレーションにより，入射した遠地地震のS波に関東堆積盆地が作用して後続波が励起され，その波群が同盆地内にトラップされる現象であることを確認した．すなわち，遠地地震の実体波を利用することで堆積盆地のS波応答を安定的に評価できる可能性があり，より詳細な評価を進める必要がある．

謝辞

© 日本地震学会

防災科学技術研究所のF-netおよびMeSO-netの地震波形記録を使用しました．地震動シミュレーションには東京大学情報基盤センターの富士通PRIMERGY CX600M1/CX1640M1(Oakforest-PACS)を利用しました．本研究は，ERI JURP <2020-S-04>の支援を受けて実施しました．

© 日本地震学会

Estimation of subsurface structure based on microtremor observations at Mukawa, Oiwake and Hayakita districts of Yufutsu, Hokkaido

*Shinichi Matsushima[1]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

平成30年（2018年）北海道胆振東部地震の際に建物などの被害が多くみられた北海道勇払郡のむかわ町、厚真町追分、厚真町早来において、建物被害と地盤増幅特性との関係を調べるために、常時微動観測を実施した。微動観測は、2018年11月22日～24日にかけて、それぞれの地区において単点微動観測及びアレイ微動観測を行った。それぞれの地区における単点微動観測点における水平上下スペクトル比のピーク振動数分布を求めたところ、ピーク振動数が観測した範囲内で大きく変化する地区と概ね同じとなる地区があった。各地区にはそれぞれ防災科学技術研究所の強震観測網（K-NET）（防災科学技術研究所, 2019a）の観測点があるため、その近くにおいて単点微動観測及びアレイ微動観測を行った。K-NETでのボーリング調査による地盤構造の物性値とJ-SHIS（防災科学技術研究所, 2019b）の速度構造から、表層から深部にかけての初期地盤構造モデルを作成し、理論水平上下スペクトル比と理論位相速度分散曲線が観測結果に合うようにS波速度（V_S）と層厚を同定した。これらの速度構造を基本モデルとして、それぞれの地区での単点微動観測に基づく観測水平上下スペクトル比のピーク振動数が説明出来るように、単点微動観測点の層厚を同定した。本研究の観測結果からは、浅部地盤構造の影響のみが顕著に観測されたため、層厚の同定はV_S = 600 m/sの層よりも浅い層を対象とした。単点微動観測点で同定された地盤速度構造から作成した各層の下端のコンターマップより、地区によっては、複雑な深さ分布を示す層が存在し、それに伴い地震動分布も複雑であったことが示唆される。今後は、これらの地盤構造を用いて、地盤増幅特性の把握及び平成30年（2018年）北海道胆振東部地震の際の地震動分布について詳細に検討を行う。

謝辞：本研究は京都大学大学院工学研究科建築学専攻を令和2年3月に修了した叶婷（Ye Ting）氏の修士論文の内容の一部である。微動観測の一部は、JSPS科研費18K19952の助成により実施した。また、微動観測は、北海道大学大学院工学研究院の中嶋唯貴助教（当時、現准教授）と岩崎祥太郎氏、京都大学防災研究所浅野公之准教授、佐伯琢磨特任准教授（当時、現神戸学院大学教授）、長嶋史明特任助教、永井夏織氏および松島研究室の学生（浜辺亮太氏、松下隼人氏）（当時）の協力を得た。記して感謝の意を表す。

© 日本地震学会

Velocity Structure Model of the Hakodate Plain, Hokkaido

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

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

函館平野は南側を津軽海峡に面し，東西を上磯山地と亀田半島に囲まれた沖積平野であり，平野の西縁では，逆断層である函館平野西縁断層帯が丘陵・段丘と低地との地形境界をなしている［太田・他, 1994］．函館平野の基盤は中生界の上磯層群であり，北斗市内の温泉ボーリングでは，完新世から中新世までの堆積層の下に深度1,325 mで上磯層群の石灰岩に達している［北海道立地質研究所, 2004］．函館平野における地震被害としては，震度5を記録した1968年十勝沖地震によるものが知られている．また，函館平野西縁断層帯の想定地震はM7.0～7.5であり，最新活動時期が約14,000年前以後，2020年1月1日時点の地震後経過率が0.02～1.1，今後30年以内の発生確率がほぼ0～1%と評価され，長期評価ではAランクとされている［地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2020］．これまで函館平野では，石油・天然ガス関連の構造探査，活断層調査，温泉学的研究等が行われたものの，地震動の増幅に大きく関わる深部地盤構造に関する詳細な調査はほとんど行われていなかった．本研究では，函館平野における地震動予測の高度化と地盤情報に関する知見の拡充に資するため，新たに大半径の微動アレイ探査を行い浅部から深部までの地盤構造を調査した．微動アレイ探査の結果に加え，既往の反射法地震探査の情報も取り入れ，函館平野の深部地盤構造モデルを新たに作成した．

微動アレイ観測は，函館市2地点（HAK，MHR），北斗市2地点（KMI，OON），七飯町1地点（NNE）の計5地点で，2017年9月25～28日の日中に実施した．各地点で，最小半径10～12 mから最大半径630～1,380 mまでの5～6種類の異なる半径の正三角形アレイによる観測を行った．地震計はLE-3D/5s（大半径）とSMAR-6A3P（小半径）を用い，ともにLS-8800で収録した．上下動記録にSPAC法を適用し，約0.3～10 Hzの範囲（位相速度がとても小さいNNEでは5 Hzまで）で位相速度を推定した．位相速度分散曲線をRayleigh波基本モードでモデル化することにより，各地点の一次元S波速度構造を推定した．深部地盤モデルの層構造のパラメータはJ-SHIS V2のものに揃え，層厚のみを探索した．浅部地盤については1～2層を仮定し，S波速度と層厚の両方を探索した．また，平野西部のOONやKMIでは，0.5～1 Hzの位相速度を説明するため、V_S 約0.8 km/sの層を追加する必要があった．推定されたV_S 3.1 km/s上面深度は，海岸に近いHAKやKMIで約2.9～3.3 kmと深く，やや内陸のOONやNNEでは約1.6～2.0 km，MHRで約0.7 kmであった．全体的にV_S > 1 km/sの層が堆積層に占める割合が大きい．V_S 0.6～0.8 km/sの層厚は平野東部で薄く，西部で厚い．これは中部～下部更新統の富川層の層厚変化と対応し，函館平野西縁断層帯の活動で平野西部が沈降しているためである．

次に，微動アレイ探査及び既往の反射法地震探査［石油公団, 1981; 佐藤・他, 2019］の情報からコントロールポイントを設定し，スプライン関数による空間補間により函館平野の三次元深部地盤モデルを作成した．地質構造とS波速度構造の対応付けは，佐藤・他 (2019)による渡島半島横断深部反射法地震探査測線の地質構造解釈と微動アレイによるS波構造モデルを相互比較することにより，検討した．得られた三次元深部地盤モデルは，微動アレイや反射法地震探査の結果と同様，函館平野西縁断層に向かって西下がりに堆積層厚が深くなるモデルとなった．既存のJ-SHIS V2モデルのうち、函館平野の部分を本研究で作成したモデルで置き換えることで渡島半島周辺の広域の地盤構造モデルを準備し、重力異常及び中規模地震の地震動のシミュレーションを行った．それぞれシミュレーション結果を観測データと比較することで，既往のJ-SHIS V2に比べて，モデルが改善されたことを確認できた．

謝辞：本研究は文部科学省委託「日本海地震・津波調査プロジェクト」（代表機関：東京大学地震研究所）の一環で実施しました．微動アレイ観測では，有限会社ジオアナリシス研究所と一般財団法人地域地盤環境研究

© 日本地震学会

所の皆様のご協力を得ました．東京大学地震研究所佐藤比呂志教授には渡島半島横断深部反射法地震探査の資料をご提供頂きました．記して感謝いたします．

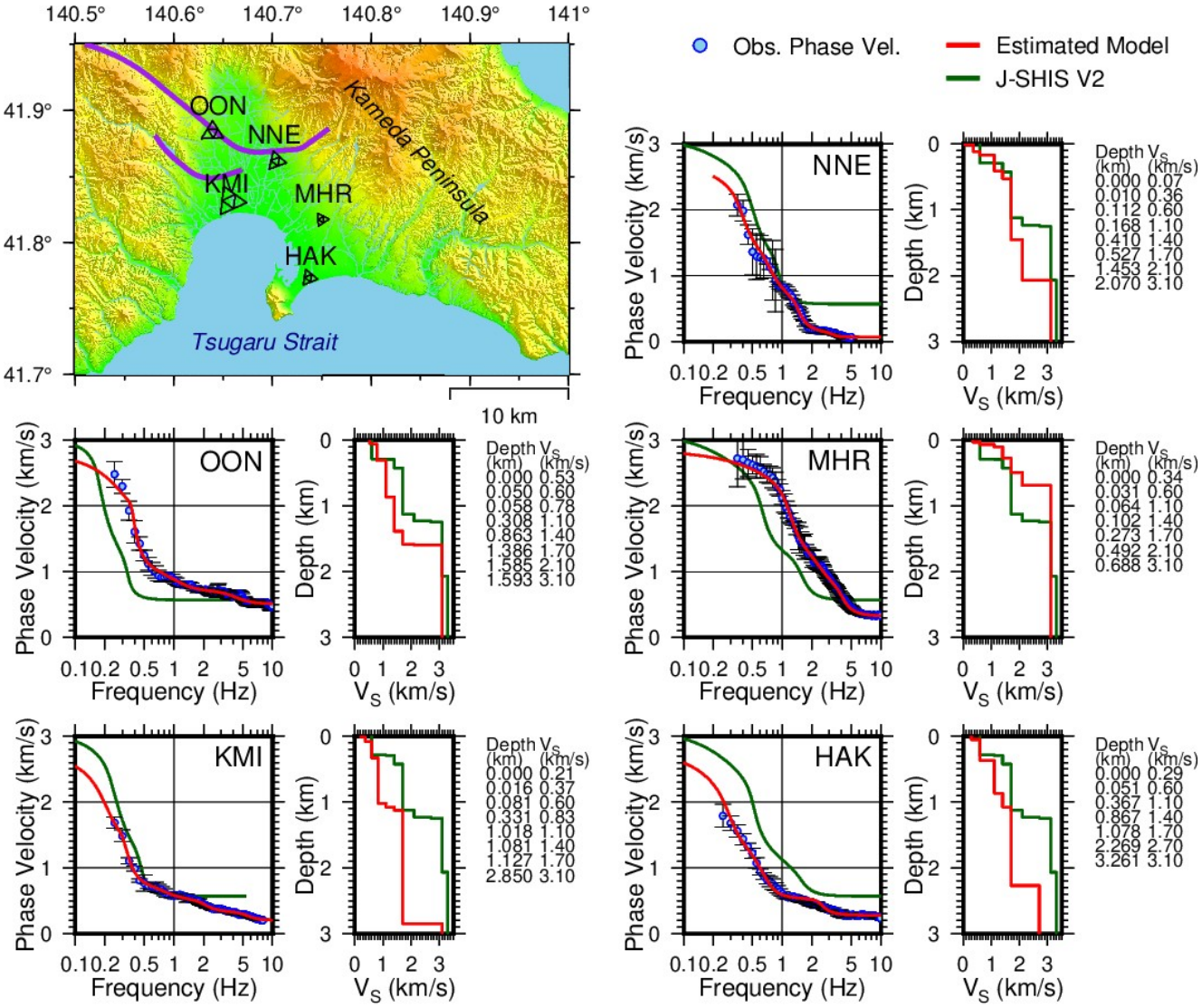


Fig.1: Phase velocity dispersion curves and S-wave velocity models in the Hakodate Plain. Map of the microtremor array survey sites is shown in the top left panel. The purple lines indicate the seismic reflection survely lines by Sato et al. (2019).

© 日本地震学会

Direct estimation of Vs30 from SPAC or CCA coefficients

*Takumi Hayashida[1], Toshiaki Yokoi[1]

1. IISEE, Building Research Institute

地表から深さ30mの平均S波速度（Vs30）は，地震時の地盤増幅度の評価や地盤種別と高い相関があることが知られており，地震時の揺れやすさの簡便な指標として地震動予測およびハザード評価，諸外国における耐震設計等において汎用的に用いられている．対象地点のVs30を推定する手法としては，検層記録からの直接推定，微地形分類（松岡・他，2005）や斜面傾斜（Wald and Allen, 2007; Iwahashi et al., 2010）からの推定などの多岐にわたる手法が提案されている．常時微動記録からVs30を推定する場合，アレイ探査によって最終的に得られたS波速度構造に基づいて導出する手順が一般的であるが，解析の過程において導出されるRayleigh波の位相速度からS波速度構造を介すことなくVs30を求める手法（例えばBrown et al., 2000; 紺野・片岡, 2000; Albarello and Gargani, 2010）も広く用いられている．Hayashida(2020JpGU)は，機械学習の分類問題を用いることで，SPAC法（Aki, 1957; Okada, 2003）の初期段階の出力情報であるSPAC係数から，Vs30に準拠した地盤種別分類を行うことが可能であることを示した．これはSPAC係数とVs30との間に何らかの相関関係が潜在することを示唆している．もし，SPAC係数から地盤種別のみならずVs30をも効率的に推定することが出来れば，精度が解析者の熟練度や用いるソフトウェア，解析時の前提条件等に左右されないため，客観的かつ簡易的な表層地盤の揺れやすさの評価が可能になる．
本研究では，まず，任意に生成した3層からなる1,901パターンの浅部地盤モデルからRayleigh波の理論位相速度を1-20Hzの範囲で導出し，アレイ半径を5～30mとした場合の1m毎の距離における理論SPAC係数を求めた（全49,426パターン）．次に，それぞれのSPAC係数が低周波数側から漸減する際に0.9, 0.8, 0.7, …0の値を取る時の周波数をf0.9, f0.8, f0.7, …f0.0（fx）と定義し，fxとVs30の相関関係を調べた．その結果，任意のセンサー間距離でのVs30とfxには強い相関関係があり（図1に一例を示す），線形回帰によってfxからVs30を推定することが可能であることを確認した．本検討によって得られた経験式を，防災科学技術研究所KiK-netの検層記録を元に導出した理論SPAC係数（=擬似観測値）に適用してVs30の推定を試みたところ，適切な距離ならびにfxの範囲を選定することでVs30を概ね推定することができた（図2に一例を示す）．また，アレイ半径を0.6mおよび1mとしたCCA法による極小アレイ探査（Cho et al.，2012）から得られるCCA係数に対しても同様の検討を行ったところ，CCA係数が500-1000になる周波数とVs30の相関は高く，CCA係数からのVs30の直接推定も可能であることが分かった．今後は実探査記録での検証事例を蓄積することで，本手法の実用化を目指す．

謝辞：本研究では，（国研）防災科学技術研究所が公開しているKiK-net観測点のPS検層記録を用いました．

© 日本地震学会

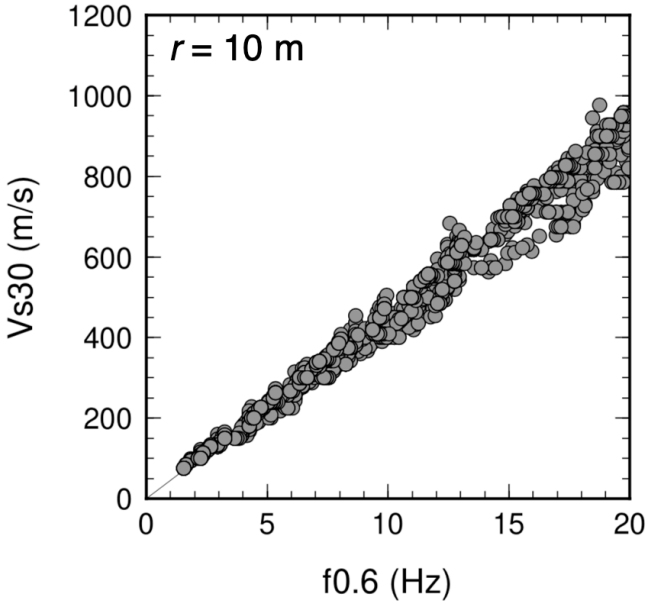


図１. 浅部地盤モデルより導出した理論SPAC係数において（センサー間距離r=10m），SPAC係数が0.6になる周波数とVs30の関係

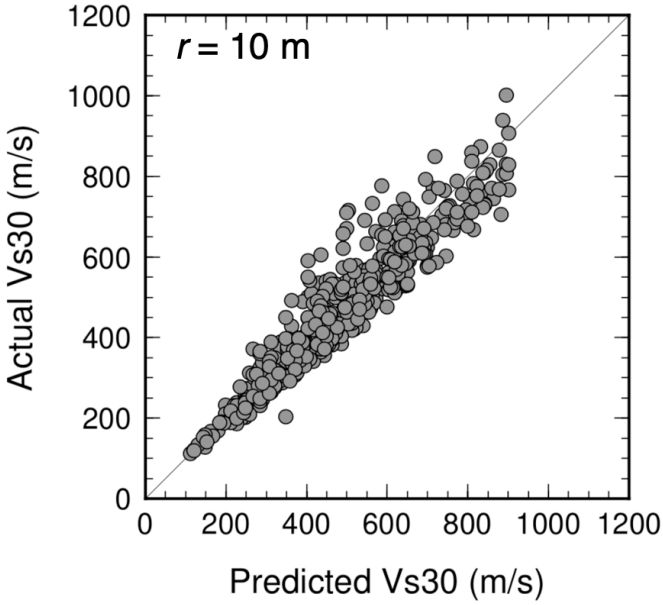


図２. 図１より得られたf0.6とVs30の関係を用いて，防災科研KiK-net観測点617点を対象に予測したVs30と実際の値との比較

© 日本地震学会

Room A | Regular session：S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

Fri. Oct 30, 2020 2:30 PM - 3:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM A

[S16]PM-2

chairperson:Kimiyuki Asano(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S16-09] Study on Seismic Response of the Aratozawa Dam based on Temporary Seismic Observation Data

○Shuji Kumagai[1], Shunichi Kataoka[2], Hidenori Mogi[3], Hideki Nagumo[4], Wataru Okamura[5] (1.Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2.Hirosaki University, 3.Saitama University, 4.Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 5.KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc.)

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

[S16-10] Wave propagation analysis using deep borehole seismic observation data

○Tomiichi Uetake[1], Kazuhito Hikima[1], Akihiro Shimmura[1], Masatoshi Fujioka[1] (1.Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

3:00 PM - 3:15 PM JST | 6:00 AM - 6:15 AM UTC

[S16-11] Influence of medium between surface and borehole seismometer on borehole seismic record

○Shinako Noguchi[1], Yoshihiro Sawada[1] (1.Association for the Development of Earthquake Prediction (ADEP))

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

[S16-12] Data driven estimation of site effects using recurrent neural networks

○Mona Izadi[1], Shinichi Matsushima[2] (1.Department of Architecture and Architectural Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

Study on Seismic Response of the Aratozawa Dam based on Temporary Seismic Observation Data

*Shuji Kumagai[1], Shunichi Kataoka[2], Hidenori Mogi[3], Hideki Nagumo[4], Wataru Okamura[5]

1. Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2. Hirosaki University, 3. Saitama University, 4. Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 5. KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc.

2008年岩手・宮城内陸地震において荒砥沢ダムの監査廊で観測された大加速度の地震動の生成要因を分析することを目的としてダム周辺で臨時地震観測※を実施し，ダム及びダム周辺の震動特性について検討した。

１．臨時地震観測の概要
臨時地震観測では，荒砥沢ダムを中心とする一辺900m程度の三角形の頂点3地点（下流側に追加1点）の合計4地点に地震計を2015年より設置している（図1）。これまでに，荒砥沢ダムの近辺で発生したM3程度以下の小地震及び東北～北海道地方で発生した地震の記録が得られている。一般に，ノイズレベルが小さく，付近で発生したM1以下の地震でもP波及びS波が明瞭である。

２．ダム及び臨時地震観測点のサイト特性
荒砥沢ダム周辺で発生したM1.7以上の地震による臨時地震観測点及び荒砥沢ダムの観測記録を用いてスペクトルインバージョン解析を行った。解析で使用する地震については，臨時地震観測点とダム監査廊の記録を使って震源再決定を行った。再決定された震源（深さ2~11km）は，気象庁より平均2~3km浅い結果となった。また，臨時地震観測点の中で比較的周辺の地形がなだらかなA地点で観測された記録に拡散波動場理論（Kawase et al.,2011）を適用して一次元地盤構造の推定を行い，表層約14mより下部はVs700m/s以上と推定した。
スペクトルインバージョン解析では，計算結果を安定させるために，A地点の理論増幅特性の他に友澤・他（2019）によるQ値を拘束条件に加えた。解析で得られたサイト特性と震源特性には，一部でA地点のサイト特性の影響が顕著に現れたため，インバージョンで求められた震源スペクトルに最もフィットする理論震源スペクトルを仮定して，各地点のサイト特性を求め直した。図2に各地点のサイト特性を示す。ダム監査廊におけるサイト特性は10Hz以下の周波数範囲では，6Hz付近で約1.5倍になることを除き増幅は概ね1以下であり，A地点よりも小さい。一方，高周波数（10Hz以上）では，ダム監査廊とＡ地点は同等であり，最大で３倍程度であった。このことから，ダム監査廊の支持地盤は岩盤的な震動特性を有していると推定され，PS検層結果（日本大ダム会議,2018）とも整合する。

３．ダム堤体の相互作用の影響
ダム堤体の影響を調べるために，上下流方向の2 次元FEMシミュレーション解析を行った。ダム堤体モデルの下部にはPS検層結果に基づく2層の地盤モデルを付加した（図3）。なお，ダム堤体は，モデル化後に小地震を用いた固有値解析により物性値を調整し，本震の計算では本震記録等をもとに算定した$G/G_0 \sim \gamma$曲線を用い等価線形解析を行っている。
シミュレーションによって得られた余震及び本震の伝達関数（ダム監査廊/入射２E）を図4に示す。ダム堤体の地震応答特性は，余震では2Hz～4Hz付近に増幅率の変動が見られるが，倍率は最大でも1.2倍程度であった。10Hz以上の周波数帯域でも顕著な増幅は見られない。一方，本震の結果は，2Hz以上の小刻みな変動が消えてなだらかな形状になるが，増幅率は全体的に1倍程度以下であった。これらの結果から，本震でのダム監査廊の記録に含まれるダム堤体の影響は小さいと考えられる。

４．まとめ
これらの検討から，2008年岩手・宮城内陸地震の本震時に荒砥沢ダムで大加速度記録が記録された要因は，ダム監査廊周辺の地盤やダム堤体の影響ではなく，ダム堤体に入力する前の段階にあった可能性が示唆さ

© 日本地震学会

れる。荒砥沢ダム周辺では地震発生層上端が浅い（例えば，Yoshida et al.,2014）ことや荒砥沢ダムの記録を用いた震源過程の検討においてダムの近傍にアスペリティが想定されている（例えば，吉田・他,2014）ことから，大加速度の主な要因として強震動を発した場所がダムに近かったことが考えられる。なお，本震時のダムの相互作用について本震時の影響を詳細に確認するには，ダムの非線形特性を時間領域で検討することが必要である。

※荒砥沢ダム臨時地震観測グループ［弘前大学 片岡俊一，埼玉大学 茂木秀則，北海道電力（株），東京電力HD（株），電源開発（株），日本原燃（株），リサイクル燃料貯蔵（株），東北電力（株）］による共同観測

謝辞：本検討を行うにあたり，宮城県によって観測された荒砥沢ダムの地震記録及び気象庁による読み取り値を使用させていただきました。また，（株）小堀鐸二研究所の友澤氏には荒砥沢ダム付近のQ値をご提示いただきました。

参考文献：Kawase et al.（2011）,Bull. Seism.Soc. Am.,Vol.101,No.5, 2001-2014.，友澤・他（2019）,建築学会構造系論文集,Vol.84,No.756,171-181.，一般社団法人 日本大ダム会議（2018）,大ダム会誌,No.243, 5-46.，Yoshida et al.（2014）,J. Geophys Res.,119,Doi:10.1002/2014JB011291.，吉田・他（2014）,地震学会2014年度秋季大会, S15-P19.



図１　臨時地震観測点の観測点分布
（※Google Earthより引用）

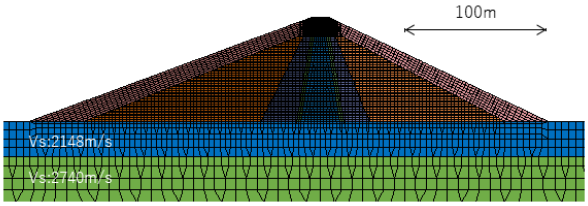


図3　FEMシミュレーションモデル

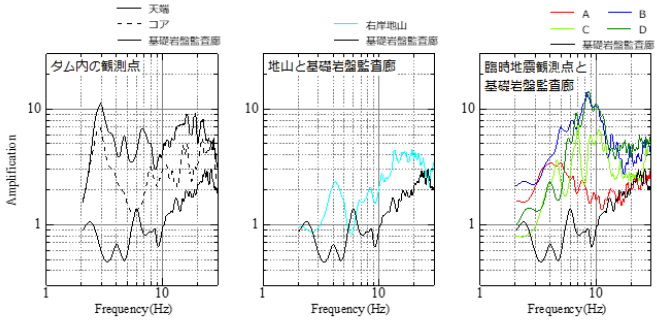


図2　各地点のサイト特性（自由表面の影響は含まない）

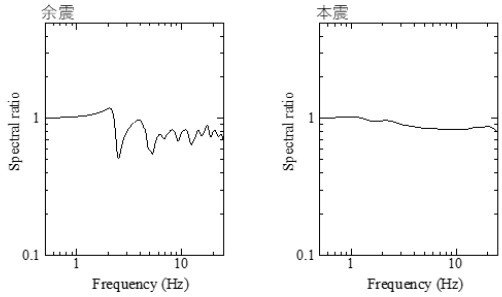


図4　FEMシミュレーション解析によって得られた伝達関数

© 日本地震学会

Wave propagation analysis using deep borehole seismic observation data

*Tomiichi Uetake[1], Kazuhito Hikima[1], Akihiro Shimmura[1], Masatoshi Fujioka[1]

1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.

1．はじめに
2007年新潟県中越沖地震（M6.8）により，柏崎刈羽原子力発電所で大加速度の地震動が観測されるとともに敷地南側と北側での加速度振幅の違いが注目された．その原因として敷地の厚い堆積層による増幅と地盤構造の不整形性の影響が指摘されている．敷地内の地震観測点拡充の一環として，大深度ボーリング孔を利用した観測が計画され，敷地南側では既設の地質調査ボーリング孔を利用した深さ1022 mでの観測が2014年に開始［Fujioka et al.(2016)］，敷地北側では新規に掘削した1500 m孔での観測が2017年に開始された．

2．柏崎刈羽原子力発電所における大深度観測の状況
大深度観測点は，敷地南側で新潟県中越沖地震後に掘削された地質調査孔を利用して地震計を設置したS孔(1022 m)，敷地北側に新規に掘削したE孔(1500 m)の2点である．両地点は，南北に1.3 km離れている．S孔は敷地内を貫く向斜軸上に，E孔は背斜軸上に位置しており，対応する地層境界の深さが大きく異なっている（椎谷層上面で約600 m）．大深度観測点の孔底には，サーボ型加速度計(±2000 cm/s^2)，過減衰動電型加速度計（±2000 cm/s^2），周期1秒の高感度速度計が収納されており，地表にはサーボ型加速度計，過減衰動電型加速度計が設置されている．収録装置の時刻はGPSで校正され，24 bit，100 Hzサンプリングで観測が行われている．
大深度観測開始以降，敷地近傍の地震活動は不活発で，マグニチュード(M)が4を超える地震は発生していない．そのためM5を超える地震の記録は，敷地から離れた地震の記録のみとなる．両地点で得られた地震で最大のMは，2019年6月18日の山形県沖の地震(M6.7)である．また，敷地周辺で発生する地震の震源深さは，10～20kmが多いが，2020年8月6日の新潟県中越地方の地震（M5.1，深さ186 km）のような深発地震も得られている．

3．大深度・地表間の地震波伝播
S孔及びE孔の大深度における波形と地表における波形（EW成分)のS波部分を図に示す．孔底の記録から目視で読み取ったS波初動が29秒の位置になるように揃えてある．また，下から上に向かって震央位置が南から北になるように波形を並べた．なお，波形は加速度波形に低周波数側のSNに応じてハイパスフィルターをかけて積分し，速度波形に直してある．孔底記録の二本目の縦線は，PS検層モデルから計算される孔底から地表へのS波の鉛直伝播時間の2倍の時刻を示した．S波が地表で反射して戻れば，この線の位置に入射波と同位相の波群が認められる．地表波形の図に引かれた線は，PS検層モデルから計算される地表へのS波初動の到着時刻である．
地震の規模によって有効な周波数が異なるため，近傍のMの小さな地震では短周期の継続時間の短い波形，遠方のMの大きな地震で周期の長い波形となっている．また，敷地近傍のMの小さな地震では継続時間が短いため，入射波のS波パルスが明瞭であれば，地表からの反射波も明瞭になると予想されるが，実際には入射波が明瞭であっても明瞭な地表反射波は見いだせない傾向がある．短周期の波動が，散乱や減衰により，表層で消費されてしまうためと考えられる．
孔底から地表への伝播時間は，概ねPS検層モデルから計算される時間となるが，遠方の地震では計算よりも早い傾向がある．遠い地震で，孔底-地表間の見かけ走時が早まるという現象は，波面を意識して斜め入射を考えれば解釈できる．また，敷地に近くても地表への走時が早い地震も見受けられる．距離と深さからみて入射角度がそれほど大きいとは考えられず，また，S孔とE孔で傾向が異なることから，地下構造の不整形性の影響とも考えられる．
深発地震の場合（2017年12月15日M4.1，2020年8月6日M5.1），地震波が鉛直に近い角度で入射すると考

© 日本地震学会

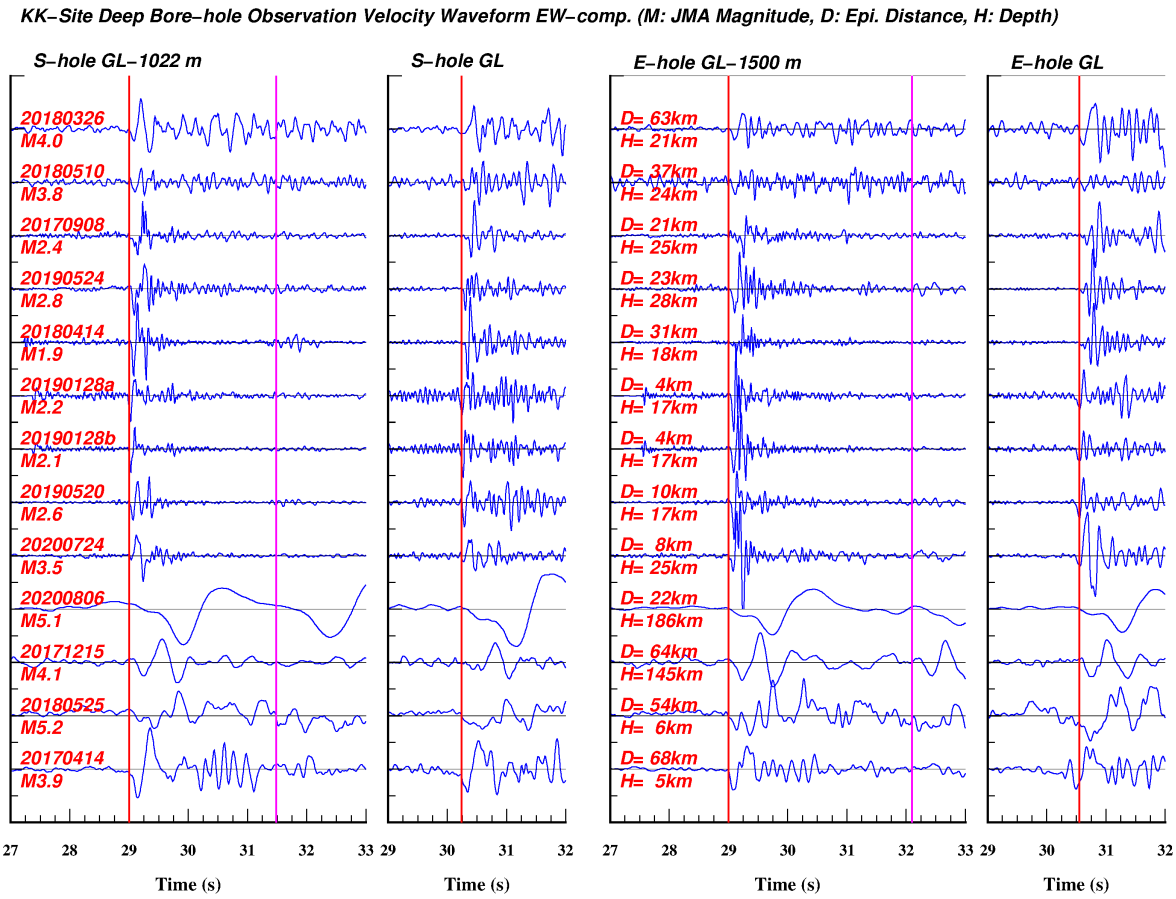
えられ，孔底から地表への伝播時間は，ほぼPS検層モデルと一致する．しかし，2つの地震で地表反射波の出方が異なっており，2020年の地震ではS孔，E孔とも地表反射波が明瞭であるのに対し，2017年の地震ではE孔では反射波が確認できるもののS孔の反射波は不明瞭である．両地震の波形では見かけの周期も大きく異なるため，地下構造の不整形の大きさを検討する材料になると考えている．

4．おわりに

柏崎刈羽原子力発電所の大深度地震観測記録を用いて，孔底（GL-1022m及びGL-1500m）と地表間の地震波伝播性状を検討した．地中から地表への伝播時間は，概ねPS検層結果と整合的であるが，遠方の地震では地表到達時刻が早まる傾向がある．また，地盤の不整形性に起因するとみられる到達時刻のずれも確認できた．今後，さらに検討を進める予定である．

文献

Fujioka, M., Hikima, K., Uetake, T., and Isaida, T., 2016, Deep vertical array observation in Kashiwazaki-Kariwa nuclear power station, *Proceedings of the 5th IASPEI/IAEE International Symposium: Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, P204E.



© 日本地震学会

Influence of medium between surface and borehole seismometer on borehole seismic record

*Shinako Noguchi[1], Yoshihiro Sawada[1]

1. Association for the Development of Earthquake Prediction (ADEP)

地震計は風波や人工の背景ノイズ震動を軽減するため，地中深くのボーリング孔底に設置される場合がある．特に高感度地震観測では背景ノイズの軽減は極めて重要であり，孔底設置の効果はたいへん大きい．また，振幅や継続時間の増幅など表層地盤による記録への影響を避けたい場合にも利用される．孔中地震計で観測される記録には，下方からの入射波と地表や表層からの反射波・屈折波が含まれるはずであるが，表層の弾性波速度は小さいため，その下方へ漏れる波動の影響は小さくなると期待される．一方で，孔底の地震記録が強震時の表層地盤の非線形応答の影響を受けたとする報告（若井・野津，2014）もある．本研究では，防災科研によるKiK-net強震観測網の記録を用いて，孔底の地震記録がそれより上の地盤の影響を受けるのか否かを調査する．

まず，青森県内のKiK-net観測点18点での地震記録を調べる．観測点に下方からほぼ鉛直入射する地震の記録を集めるため，震源深さは50 km以深とする．地震の規模や震源距離は様々である．震源・伝播経路によらない観測点の特徴をあぶり出すためには，十分に多数の多様な記録が必要となる．しかし背弧側では直下のプレート間・プレート内地震による振幅が小さくなるため， 7観測点では30セット未満の記録しか得られなかった．各地震についてS波部分10.24秒のタイムウインドウをとり，これに10 %のコサインテーパーをかけてフーリエ振幅スペクトルを計算し，さらに0.4 HzのParzenウインドウをかけて平滑化する．得られたスペクトルの水平2成分の相乗平均を水平動の振幅スペクトルとする．

結果をFig. 1に示す．地表記録（Fig. 1(a)）では，地震の規模にかかわらず概ね8 Hz付近を中心に振幅が大きい．こうした特徴は孔底記録（Fig. 1(b)）にはみられないことから，地表付近の地盤による増幅によると推察される．一方の孔底記録では，1 Hz，3 Hz付近をはじめいくつかの谷がみられる．これは，地表からの反射波が重なった際に節となる周波数と考えられる．すなわち，入射波の波長が孔深さの4倍，4/3倍，4/5倍...となるとき，孔底ではそれらの波長の反射波が入射波と打ち消しあって振幅が低下する．本孔の速度検層データに基づく水平動の地表と孔底の振幅スペクトル比（Fig. 1(d)）に現れるピークの位置は，これらの特定周波数に対応する．

この谷が現れる周波数は孔深さと媒質の弾性波速度および入射波の入射角に依存し，それより上方の表層地盤による地震動増幅とは関係がない．しかしながら，この影響がない場合孔底の振幅スペクトルはなだらかな山型になるとすれば，例えばFig. 1(b)の1 Hz付近の谷での振幅は平均して3分の1程度に落ち込んでいる．孔底など地中の観測記録を利用する場合，この現象が起きている可能性を考慮する必要がある．

これら地表と孔底のスペクトルの比をとったものがFig. 1(c)である．これは同(d)の物理量に対応するが，上に述べた節によるピークの位置は概ね(d)の理論値に対応している．これとは別に，(c)では5-10 Hz付近がなだらかな山になっているが，これが(a)地表振幅にみられる山に対応している．(c)のような地表と孔底のスペクトル比は，一般に地盤増幅特性を調べるのに用いられるが，そこに現れる山には，表層地盤による増幅の効果と，反射波による節の効果が混在していること，これらは比をとる前の振幅スペクトルを調べることで区別できることがわかった．

AOMH06のような特徴を見せる観測点は，データ不足の点を除いても他に10点ほどみられた．一方で，孔底の記録に明瞭な谷が現れない観測点もいくつかあった．こうした点では，地盤が水平成層構造ではなく，水平方向の不均質が強いなどの原因で，孔底まで届く反射波が弱い等のメカニズムが考えられる．

© 日本地震学会

孔底の地震記録について，孔底と地表の間の地盤の影響を調べた結果，地表反射波により特定周波数で振幅が打ち消される現象が多くみられた．今後さらに多数の地点およびデータを追加し，検層データ等の地盤情報との比較を行っていく．

謝辞

本研究では，防災科学技術研究所による基盤強震観測網KiK-netの観測データ（https://www.doi.org/10.17598/NIED.0004）および検層データを使用しています．また，気象庁による一元化震源カタログの震源情報を使用しています．記して感謝いたします．

参考文献

若井 淳, 野津 厚, KiK-net 地中観測点の記録に見られる表層地盤の非線形挙動の影響, 地震　第2輯, 2014-2015, 67 巻, 3 号, p. 99-104, https://doi.org/10.4294/zisin.67.99.

© 日本地震学会

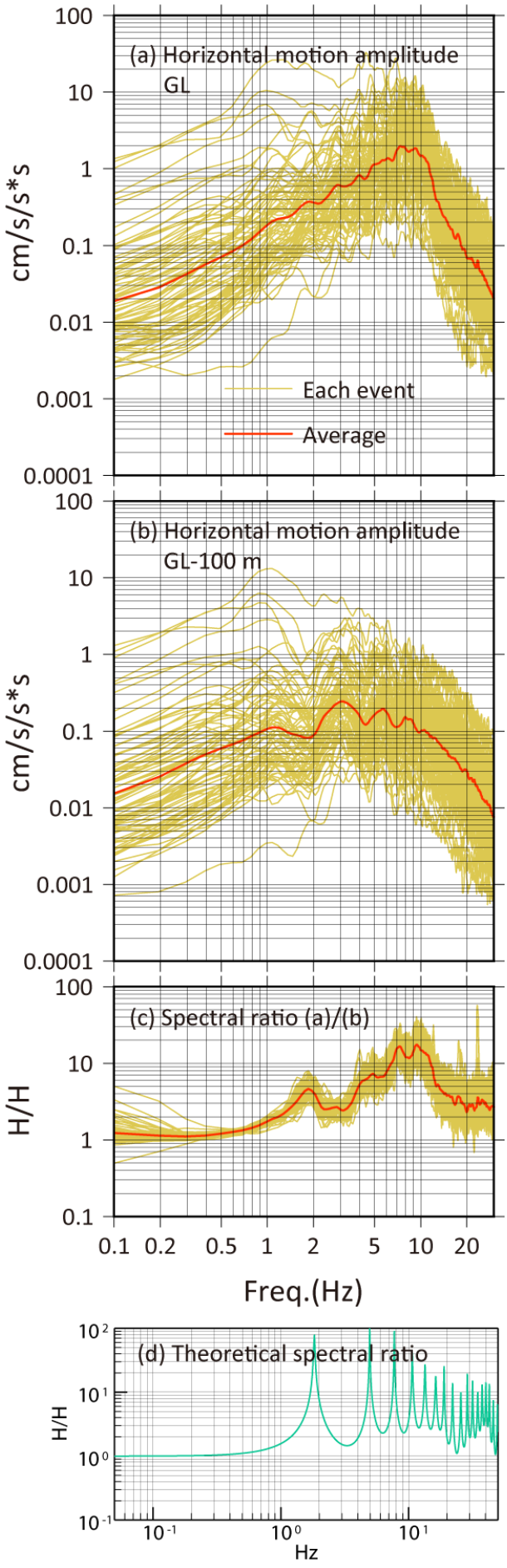


Fig. 1. Fourier amplitude spectra and spectral ratio for S-wave portion during earthquakes at KiK-net AOMH06. (a) Horisontal motion at GL, (b) Horisontal motion at GL-100 m, (c) Ratio of (a) to (b) and (d) theoretical spectral ratio for horizontal motion calculated from PS-logging data.

© 日本地震学会

Data driven estimation of site effects using recurrent neural networks

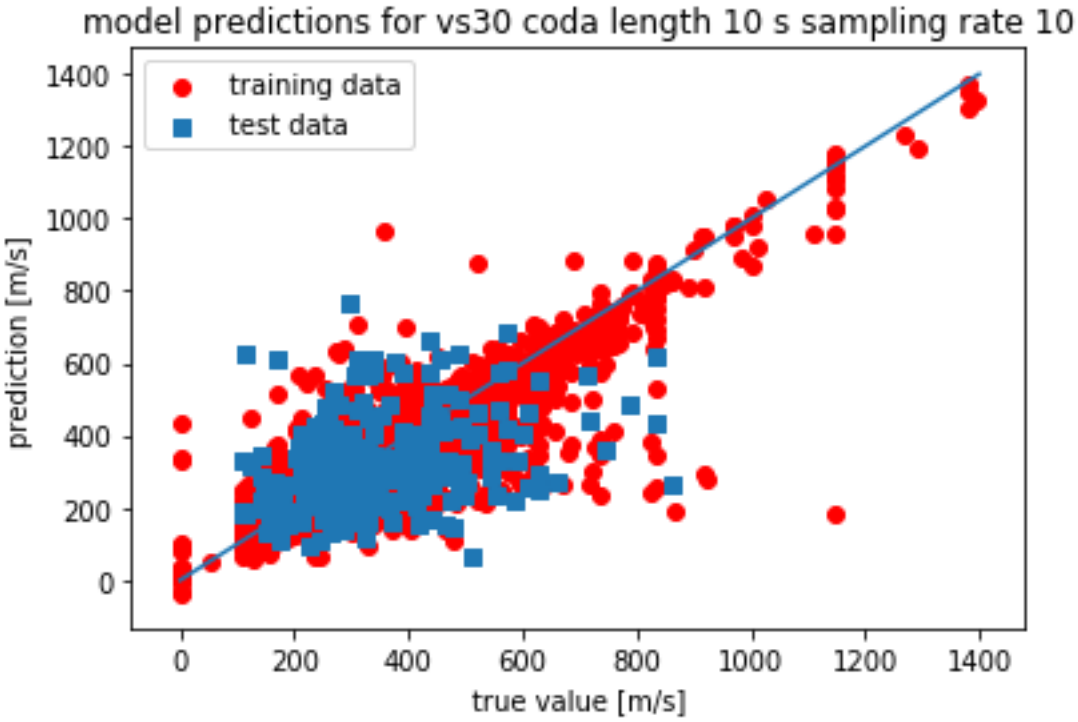
*Mona Izadi[1], Shinichi Matsushima[2]

1. Department of Architecture and Architectural Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

The purpose of this study is to utilize artificial neural networks to propose a novel method of evaluating site effects. A Long Short-Term Memory (LSTM) Recurrent Neural Network (RNN) is designed using Tensorflow 2 library in python language. A dataset of 3 component strong motion records from all Kyoshin Network (K-NET) and Kiban Kyoshin Network (KiK-net) stations maintained by National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED, 2019) across Japan are obtained. In order to limit the dataset to the linear soil response range, only records with peak ground accelerations (PGA) between 10 and 120 gal are used. From each strong motion timeseries data, a 10 second time window, identified as coda wave, is extracted. Ideally, coda waves are composed of mainly surface waves and thus contain information on shallow subsurface structure.

Utilizing available borehole soil profile data, a vector of proxies is defined to represent the site effect characteristics at each station. These site proxies are time averaged shear wave velocity down to 30m depth (VS30), depth of seismological bedrock (Db), surface to bedrock ratio of shear wave velocity (Cv) and fundamental frequency (f0). Using these samples, a separate RNN is trained to predict each site proxy from coda waves. The dataset was divided into a training set of 95% of samples and a test set of the remaining samples. The RNN architecture consists of two hidden LSTM layers, one dense output layer and a sigmoid activation function. The target vector values are all normalized to fall within a range of 0 and 1. Once the network is trained, all predicted values are denormalized for performance evaluation. The best results were achieved when the RNN was trained over 100 epochs to predict VS30 values, with mean absolute error of 47.8 m/s on training set and 111.59 m/s on test set. The bigger error value on test set shows that the network is overfitting, and the performance is not ideal yet. This is expected to improve in further development of the study, by hyperparameter tuning on the one hand, and revised definition of coda wave time window on the other hand.

© 日本地震学会


model predictions for vs30 coda length 10 s sampling rate 10
training data
test data
prediction [m/s]
true value [m/s]
0
200
400
600
800
1000
1200
1400

© 日本地震学会

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

Fri. Oct 30, 2020 9:00 AM - 10:15 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 12:00 AM - 1:15 AM UTC | ROOM B

[S09]AM-1

chairperson:Kazuaki Ohta(NIED), chairperson:Akiko Takeo(ERI, University of Tokyo)

9:00 AM - 9:15 AM JST | 12:00 AM - 12:15 AM UTC

[S09-07] Long-term temporal variation of deep low frequency tremor seismicity

○Kazushige Obara[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S09-08] Full automation for the CMT analysis of deep very low frequency earthquakes

○Akiko Takeo[1], Kazushige Obara[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S09-09] Detection and evaluation of tremor migration beneath Kii Peninsula

○Takuya Maeda[1], Kazushige Obara[1], Akiko Takeo[1], Takanori Matsuzawa[2] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S09-10] Tectonic tremor activity along the Japan trench before the 2011 Tohoku-oki earthquake

○Hidenobu Takahashi[1], Hino Ryota[1], Naoki Uchida[1], Ryosuke Azuma[1], Susumu Kawakubo[1], Kazuaki Ohta[2], Masanao Shinohara[3] (1.Tohoku University, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3.Earthquake Prediction Research Center, Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S09-11] Detailed tremor activity beneath the eastern Shikoku and Kii Channel, Japan, revealed by dense seismic observation

○Kazuaki Ohta[1], Katsuhiko Shiomi[1], Takanori Matsuzawa[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Long-term temporal variation of deep low frequency tremor seismicity

*Kazushige Obara[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

深部低周波微動は、沈み込みプレート境界面におけるすべり現象としてのスロー地震の一部を構成するとともに、地球潮汐応答や遠地地震による誘発現象など、外的要因に対して敏感に反応する特徴を有することから、隣接する固着域における応力蓄積など周囲の状態変化を反映するモニタリング指標と考えられる（Obara and Kato, 2016）。西南日本では、微動の発見（Obara, 2002）から約20年に渡ってほぼ均質なカタログが構築されており（Obara et al., 2010）、その間における微動活動の経年的な変化とその要因について検討を行った。

解析には、防災科学技術研究所の微動クラスタリングカタログ（Obara et al., 2010）を使用した。微動は深さとともに活動頻度が高くなるという深さ依存の特徴を有する（Obara et al., 2011）ことから、微動活動の経年変化を議論するためには、発生深度を考慮する必要がある。そのため、西南日本における微動分布をプレート傾斜方向の幅のほぼ中心を境に、浅部側と深部側に分割した。境界線を設定する際には、微動のバイモーダルな分布（Obara et al., 2010）なども考慮している。

いずれの領域にも、エピソディックではなく常時微動が発生する、いわゆるスィートスポットが点在しているが、それらを除くと、一般的な特徴として、浅部側では大規模なエピソードがやや長めの間隔でエピソディックに発生するのに対して、深部側では小規模なエピソードが頻繁に発生する。ただし、浅部側の活動は、さらにその浅部側で発生する長期的スロースリップイベント（SSE）に影響を受け、その期間は発生頻度が高まる。例えば、豊後水道では2003, 2010, 2014, 2019年に長期的SSEが発生し、その周辺の浅部側微動が活発化した。これらの誘発微動活動を詳細に観察すると、その時空間発展はそれぞれ異なる。2003年は四国西部陸域から豊後水道海域の約50 ㎞の範囲で微動活動がほぼ同時に起き始めたのに対し、2010年では豊後水道海域西部から四国西部陸域に向かって1日約2 kmもの遅い速度で伝播していた。また、2014年の誘発微動活動は長期的SSEの規模の違いを反映し2010年に比べ小規模であるが、活動域は2010年のときより東方にも広がっており、SSEのすべり面が東西方向にも異なっていたことを示唆する。このような長期的SSEによる影響は、豊後水道ほど顕著ではないが、東海SSE（2003~2005年、2013年）、志摩半島（2016年以降）でも見られる。

更に長期間の変化に注目すると、四国西部の広い範囲で2015年以降から微動活動度が低下しており、それは超低周波地震の網羅的検出結果とも調和的である（Baba et al., 2018）。この領域では、2004-2005年及び2012-14年ごろにわずかな微動活動の活性化が見られ、豊後水道長期的SSEからさらに東側に長期的SSEがゆっくり広がることによる影響と解釈されている（Takagi et al., 2016）が、それ以降しばらく長期的SSEが起きていなかったためかもしれない。一方、豊後水道長期的SSEによる顕著な地殻変動が始まる約1年前から同海域でわずかに微動活動が増加しており、先行的な滑りが生じていたことを反映している可能性がある。

© 日本地震学会

Full automation for the CMT analysis of deep very low frequency earthquakes

*Akiko Takeo[1], Kazushige Obara[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

スロー地震の一種である超低周波地震は広帯域地震計の周期20–50秒前後で観測される。西南日本の豊後水道から東海地域にかけてのプレート境界においては深さ約35kmで深部超低周波地震が発生しており、低周波微動活動と同期していることが知られている。そのモーメントマグニチュードは3前半と小さいため既存のCMT解析 (Ito et al. 2009) における検出数は年間約50個である。この数は超低周波地震活動の地域性や微動活動との関連性を統計的に議論し、プレート境界非定常滑りの物理を明らかにするためには十分とは言えない。

そこで、本研究では新学術領域研究「スロー地震学」によって展開・維持されている広帯域臨時観測BC-DENSE (Broadband Campaign for Deep Extent of Nankai Slow Eathquake) 20点の3成分記録及び防災科学技術研究所の広帯域観測網F-netの3成分記録を用いてCMT解析を行った。解析地域は豊後水道を含む四国西部 (2018/1–2020/7) と紀伊半島北東部 (2020/1–2020/7)、東海地域 (2020/4–2020/7)の3地域である。基本的な手法はGRiD MT (Tsuruoka et al. 2009; Takeo et al. 2010) と同じである。より多くのシグナルを自動的に検出し、かつ誤検出を少なくするよう従来の手法を改良し適用し、後述するように誤検出率約1%で年間500イベント以上の検出に成功した。

まず、CMT解析時の波形の重み付けについて再考した。臨時観測点は公園や学校の隅に設置していることが多く人間活動に伴うノイズが不定期に入る。また、超低周波地震は通常の地震と異なり連続的に発生しながら移動する特徴がある。そこで、周辺観測点上下動のRMS振幅分布から距離による重み付き平均を計算し推定RMS振幅とした。この推定RMS振幅とその観測点のRMS振幅の比を重みとして用いることで、イベントが連続してもノイズレベルに近い小さなシグナルを検出できるようになった。

次に、計算の高速化を行なった。OpenMPによる並列化やI/Oの統合を進めた結果、1地域1日のデータ解析時間が約80分、25並列では約4分程度となった。ただし、この時間はシグナル候補に対する100回のブートストラップを含むが、1秒へのダウンサンプルなどのデータの下処理は含まない。使用メモリは約1GBである。

最後に、超低周波地震を自動的に検出するためのアルゴリズムを検討し、条件A-Fを定義した。すなわち、A: VR>10%、B: VR>平面VR-3%、C: P軸とT軸のブートストラップ推定誤差の和<50度、D: 通常の地震ではない、E: MT解独立5成分と地域平均MT解との相関係数の絶対値>0.5、F: F1又はF2、F1: 3イベント/日以上、F2: 距離とHi-net 2-8 HzのRMS振幅の相関係数<-0.5、である。ここで条件Eは超低周波地震のメカニズムがプレート沈み込みと対応し各地域でほぼ一定であること、条件F1は超低周波地震がスロースリップイベント発生時に群発すること、条件F2は超低周波地震が低周波微動活動と同期することを利用している。

ブートストラップ計算が高速化されたこと、及び、条件B-Fの取捨選択を自動で行えることから条件Aの閾値を低く設定して小さなシグナルも可能な限り検出することができた。実際、条件Aを満たすもののうち、条件A-Cを満たすものの割合はわずか約1%である。また、誤検出率も推定できるようになった。条件A-Eを満たすもののうち条件Fを満たさないものは約0.1個/日/地域である。条件F1を満たす日数は年間約30日であることから、条件A-Fを満たすもののうち誤検出数は年間約3個/地域と推定された。これはA-Fを満たす全検出数の約1%であり、カタログの約99%は信頼できることを示す。

以上の改良を行った結果、四国西部では約2年半で1029個、紀伊半島北東部では約半年で98個のイベントを検出した。東海地域では観測開始が遅かったことと一部の観測点の地震計が故障したことなどから条件A-Dを満

© 日本地震学会

たすイベントが13個と少なかった。その結果、条件E-Fがうまく適用できず検出数が0個になった。ただし、13イベントのうち4イベントは目視で低周波微動と同期した超低周波地震であると確認できた。今後は各超低周波地震イベントの震源時間関数を求めるほか、同時に発生する低周波微動の位置を詳細に決定し震源の広がりについて考察したいと考えている。

© 日本地震学会

Detection and evaluation of tremor migration beneath Kii Peninsula

*Takuya Maeda[1], Kazushige Obara[1], Akiko Takeo[1], Takanori Matsuzawa[2]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

西南日本やCascadiaなどで発生する深部低周波微動は、短期的スロースリップイベント(SSE) とともにEpisodic Tremor and Slip (ETS ; Rogers and Dragert, 2003) を構成し、1日約10 kmの速度で、プレート形状の走向 (strike) 方向に移動することが知られている。このような移動する微動のメインフロントが通過した後に、比較的小規模で高速度の移動現象がしばしば確認されている。例えば、メインフロント移動の10~20倍の速度で反対方向に移動するRapid Tremor Reversal (RTR ; Houston et al., 2011) やメインフロント移動のおよそ100倍の速度でプレートの傾斜 (dip) 方向に移動するstreak (Ghosh et al., 2010) などが挙げられる。ここではこれらの様々な微動の移動現象をマイグレーションと呼ぶ。マイグレーションの特徴として、その移動方向や移動速度がマイグレーションの継続時間に依存することが知られている。例えば、西南日本では、継続時間が短いマイグレーションはdip方向、長い継続時間の場合はstrike方向に卓越する (Ide, 2012; Obara et al., 2012)。Cascadiaでも、時間窓が長くなるに従い、strike方向に移動するマイグレーションの割合が大きくなることが報告されている (Bletery et al., 2017)。

本研究では、微動マイグレーションの特徴をより詳細に明らかにするため、従来とは異なる手法により、複数の時間窓におけるマイグレーションの抽出と、マイグレーションの移動方向、移動速度、アスペクト比の推定を行った。ここでアスペクト比とは、1つのマイグレーションを構成する微動分布における、移動方向の長さとそれと直交する方向の長さの比を指す。解析にはエンベロープ相関・振幅ハイブリッド法による微動カタログを用いた (Maeda and Obara, 2009)。解析対象地域は紀伊半島中部から北東部にかけての領域、解析期間は2001年1月~2020年5月とし、ETSだけでなく期間中に発生した小規模な活動も含めて解析を行った。解析に用いた時間窓は1h, 2h, 4h, 8hの4通りで、その半分の時間長で時間窓をずらしながら全期間について解析することにより、その時間窓の長さを継続時間とするマイグレーションの探策を行った。設定された時間窓の中に含まれる全ての微動が、ある一つの方向に移動すると仮定して、その移動方向を10度刻みで変化させ、移動方向に投影した距離と微動の発生時刻との相関係数が最大となる方向を推定した。この時、回帰直線からの残差が2σを超える微動源については外れ値として除去し、移動方向を再計算した。この回帰直線の傾きから、マイグレーションの速度を推定した。また、それぞれの時間窓において、外れ値を除いたデータからマイグレーションの重心を求めた。この重心を通る移動方向の直線と微動源との距離の標準偏差σ’を計算し、移動方向の長さを時間窓内での移動距離、それに直交する横方向の長さを±3σ’としてアスペクト比を求めた。なおこの時、マイグレーションを構成する微動群から空間的に離れた点を外れ値として除去し、マイグレーションの方向と速度を再計算した。また、1つの時間窓における微動数が20個未満の場合及び、時間窓を4等分したいずれかにおいて微動源が3点未満の場合、マイグレーションとしては採用しないこととした。

約20年間の微動活動をまとめて解析した結果、マイグレーションの移動方向は、時間窓の長さによらずdip方向に卓越する。一方、移動速度は時間窓が1, 2, 4, 8 hのときにそれぞれ5, 3, 2, 1 km/h付近にピークを持ち、時間窓が長くなるに従って低下した。また、アスペクト比は、大部分のマイグレーションで1より大きく、時間窓の長さとともに増加傾向にあることから、マイグレーションの多くは移動方向に対して直交方向の広がりを持って進行していることが明らかになった。以上の結果を既往研究 (Obara et al., 2012) と比較するといくつか相違点が見られる。この違いは、既往研究では一次元的な移動を前提として、ETSなどの大規模活動中のマイグレーションを抽出したのに対し、本研究で小規模な活動を含めて解析し明らかにされたように、マイグレーションのほとんどが面的に進行する現象であることに起因する可能性がある。

© 日本地震学会

Tectonic tremor activity along the Japan trench before the 2011 Tohoku-oki earthquake

*Hidenobu Takahashi[1], Hino Ryota[1], Naoki Uchida[1], Ryosuke Azuma[1], Susumu Kawakubo[1], Kazuaki Ohta[2], Masanao Shinohara[3]

1. Tohoku University, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Earthquake Prediction Research Center, Earthquake Research Institute, University of Tokyo

近年，世界各地の沈み込み帯を中心に，通常地震と比べゆっくりとした断層のすべり現象が観測されるようになった(たとえば，Obara & Kato, 2016)．低周波微動（微動）はスロー地震の一形態と考えられており，南海トラフやカスケディアでは，想定される巨大地震震源域の深部もしくは浅部側で観測されている．微動は，卓越周波数や時定数の異なる超低周波地震（VLFE）やスロースリップイベントと，しばしば時空間的に近接して発生しており，広帯域のスロー地震現象の一側面を表していると考えられている (たとえば，Ide, 2008)．微動は海溝型巨大地震同様，プレート境界面上の断層のすべり現象である可能性が高く，その活動の時空間的な分布の把握は巨大地震震源近傍でのプレート境界面のすべりの時空間変化を捉えるという観点から重要である．

さらに，日本海溝海底地震津波観測網（S-net）により，日本海溝沿いでも広く低周波微動が発生していることが明らかになったが（Tanaka et al., 2019; Nishikawa et al., 2019），南海トラフなどと異なり，その発生深さの範囲は必ずしも大地震震源域の深さ範囲と棲み分けているわけではなく，複雑な空間分布をしており興味深い．一方で，2011年東北地方太平洋沖地震以後の微動の活動は，この地震の余効変動の影響を何らかの形で受けている可能性もあり，東北沖地震発生以前の微動活動の理解は，微動と巨大地震との関連を考えるうえで極めて重要である．VLFEは東北沖地震前にも発生していたことが明らかになっている (Matsuzawa et al., 2015; Baba et al., 2020)ことから，東北沖地震前にも微動は発生していた可能性が高い．そこで，本研究では，東北沖地震前に日本海溝沿いで実施した海底地震観測のデータを用いて微動を検知し，その分布を明らかにする．

東北沖地震前の2007-2008年に設置されていた海底地震計記録に対して，エンベロープ相関法（e.g., Obara, 2002）を適用して微動検出を試みた．観測期間は２つに分けられ，前半(2007年10月16日-2008年6月22日)は38-40.5˚Nの48観測点，後半(2008年5月20日–10月27日)は35-37˚Nの45観測点が展開されていた．エンベロープ相関法は原理的に通常地震も同様に検出してしまうが，先行研究を参考に継続時間が20秒以上で検出されたイベントを微動と同定した．震源決定の際には，海底地震計直下の堆積層による走時遅延を観測点ごとに補正した．

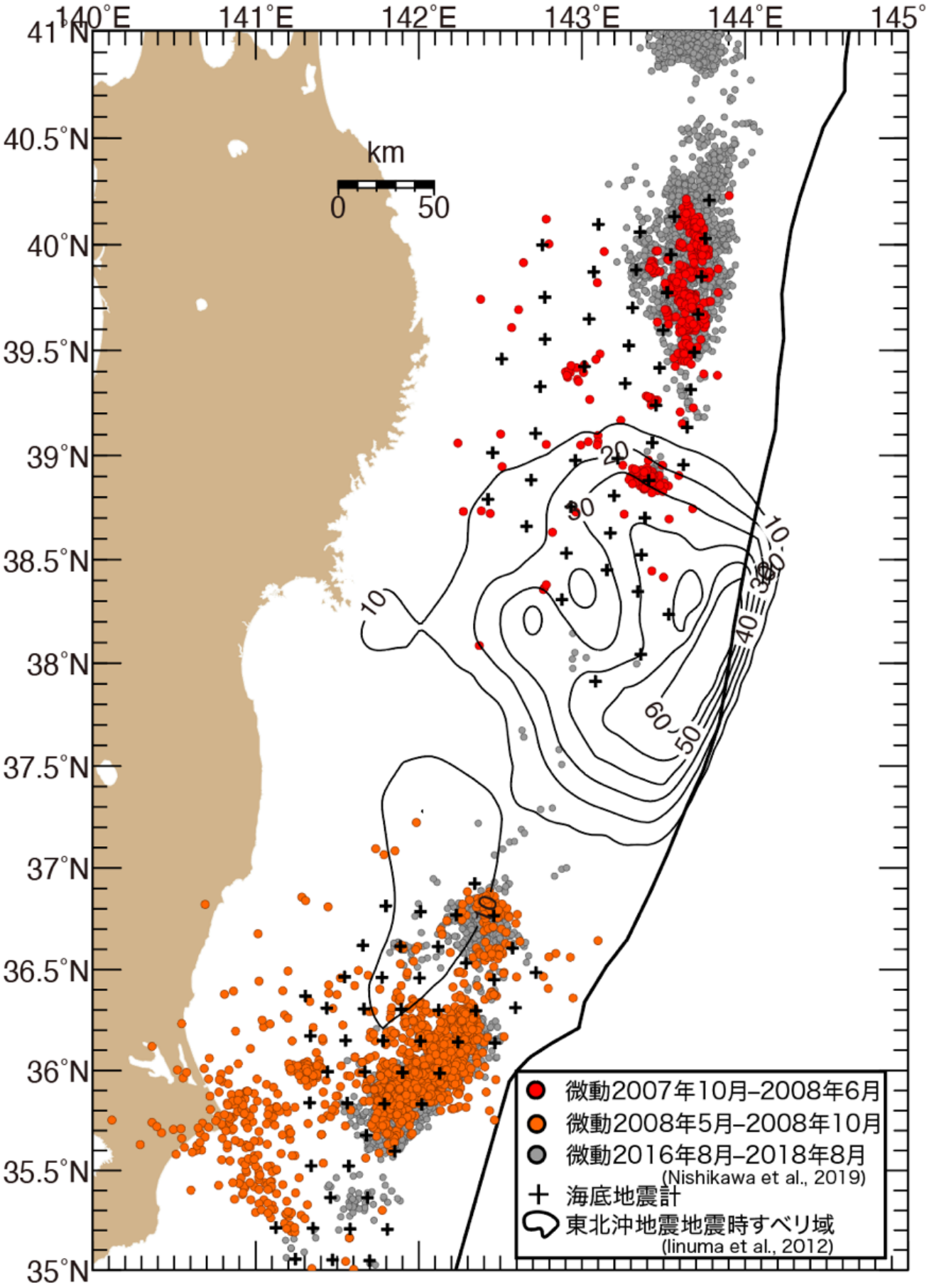
その結果，岩手県沖(39.5–40.25˚N)，宮城県沖(39˚N)，そして福島・茨城県沖(35.5–37.0˚N) で微動を検出した（図）．それら震央分布はNishikawa et al. (2019) と概ね一致し，海溝軸から50 km程度陸側に分布している．また，岩手県沖と宮城県沖においては一週間以内で続発する微動クラスタを６つ観測し，それぞれの活動期の中で～20 km/dayで震源が移動していることも確認できた．なお，福島・茨城県沖での微動活動に関しては，通常地震との弁別が不完全であり，詳細な特徴を明らかにするために，微動の判別条件を検討しているところで，図の震央分布も暫定的なものとなっている．

S-net (2016-18年)および本研究(2007-08年)による微動活動を比較するうえで，微動との同期が期待できるVLFEの2003–2018年の連続した活動の記録(Baba et al., 2020)が参考になる．東北沖地震の地震時すべり域内である宮城県沖では，VLFEは地震前は9ヶ月に一度程度の間隔で発生していたが，東北沖地震後は静穏化している．一方で，地震時すべり域の外側となる岩手沖や福島・茨城沖では，2011年の地震後にVLFEの活動度が上昇している．これらを念頭に微動活動に着目すると，宮城県沖での微動活動はVLFEと同様に，東北沖地震後に低くなっていると期待されるが，実際2016-2018年の期間では宮城県沖の微動発生数は岩手県沖の0.5 %

© 日本地震学会

であるのに対し，2007-08年では37.7%であった．これは巨大地震の地震地時すべり域が地震後に再固着している可能性を示唆する．東北沖地震前の福島・茨城県沖では，2008年7月19日に福島県沖で発生した M6.9のプレート境界型地震の直後から顕著なVLFEの活発化が観られるが，我々の海底地震観測の期間はこの時期に対応しており，これに伴う微動活動が捉えられていると考えられる．

© 日本地震学会


140°E
141°E
142°E
143°E
144°E
145°
41°N
40.5°N
40°N
39.5°N
39°N
38.5°N
38°N
37.5°N
37°N
36.5°N
36°N
35.5°N
35°N
km
0
50
10
20
30
40
50
60
微動2007年10月–2008年6月
微動2008年5月–2008年10月
微動2016年8月–2018年8月
(Nishikawa et al., 2019)
海底地震計
東北沖地震地震時すべり域
(Iinuma et al., 2012)

© 日本地震学会

Detailed tremor activity beneath the eastern Shikoku and Kii Channel, Japan, revealed by dense seismic observation

*Kazuaki Ohta[1], Katsuhiko Shiomi[1], Takanori Matsuzawa[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

南海トラフ沈み込み帯に発生する深部微動はスロースリップと同期して頻繁に観測され，巨大地震の想定震源域の下限設定の根拠にもなっている．活動が盛んでよく研究されている四国西部の微動と比べて東部の微動は活動が低調であり，その震源分布には不明瞭な部分が多い．また四国と紀伊半島の間にある紀伊水道は微動の観測されないギャップとなっている一方，地殻変動データからは長期的スロースリップの存在が報告されている．本研究では，四国東部に展開した稠密地震観測データを用いて四国東部ならびに紀伊水道下の微動活動の詳細を調べた．

四国東部における稠密観測は，文部科学省による「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，2015年10月から2019年9月までの4年にかけて展開され，Hi-netの観測網の空白域を補うように15-24点の臨時観測点に固有周期1Hzの3成分短周期地震計が設置された．本研究ではこの臨時観測データおよび同期間の周辺16点のHi-net速度波形データにエンベロープ相関法(Obara, 2002)を適用し，微動の検出と震源決定を行なった．解析にはIde (2010)の震源決定コードを用いた．

得られた四国東部の微動の震源分布の特徴は明瞭な線状構造である．微動は北西–南東に線状の列をなすおよそ15の小クラスタから構成されており，大部分はN50°–70°Wの方角を示した．また，活動を見ると四国東部内で完結する小規模な活動がおよそ1ヶ月毎，東部から中部にかかる大規模な活動がおよそ3ヶ月毎に起こっていた．想定震源域の下限の議論ともなる香川県下の最北端の微動クラスタは孤立的，或いは小規模な活動の一部として発生することはあっても大規模な活動と陽に連動する様子は見られなかった．
紀伊水道においては，四国東部から紀伊半島の微動分布をそのまま繋ぐような震源を持つ微動活動が確認された．報告されている長期的スロースリップイベントの主すべりの北端付近にあたる(Kobayashi, 2014)．活動は低調であるが，比較的明瞭な活動として，4年間の観測期間中に3–7日程度の継続期間を持つ小規模な活動が3回観測された．これらはいずれも紀伊水道下から開始し，東西の両方向に震源が伝播する様子が見られた．また，これらの活動は四国・紀伊半島の微動のいずれとも連動せず，独立した活動であった．

微動分布の線状配列はプレート運動に起因すると考えられており，四国西部では過去と現在のフィリピン海プレートの沈み込み方向を反映する二種類の配列が報告されている(Ide, 2010)．四国東部の微動分布はほとんどが東西寄りの現在のプレート運動の向きに近く，西部と比べても比較的”若い”微動であると考えられる．また，北端の微動クラスタはプレート境界すべりの一部としての連動性は低いと考えられるが，その南側(up-dip側)の微動の空白域の挙動は不明であり，さらなる調査が必要であろう．紀伊水道下のプレート構造の詳細はまだよくわかっておらず，Ide et al.(2010)ではプレートが断裂している可能性に言及している．紀伊水道の独立した微動活動はこのような複雑なプレート構造を反映しているのかもしれない．

© 日本地震学会

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

Fri. Oct 30, 2020 10:30 AM - 12:00 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 1:30 AM - 3:00 AM UTC | ROOM B

[S09]AM-2

chairperson:Keisuke Yoshida(Tohoku University), chairperson:Tomoaki Nishikawa(DPRI, Kyoto University)

10:30 AM - 10:45 AM JST | 1:30 AM - 1:45 AM UTC

[S09-12] Earthquake swarm detection along the Hikurangi Trench, New Zealand: insights into the relationship between seismicity and slow slip events

○Tomoaki Nishikawa[1], Takuya Nishimura[1], Yutaro Okada[2] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Graduate School of Science, Kyoto University)

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

[S09-13] Detection of shallow very low frequency earthquakes and estimation of energy rate of low frequency tremors in the Costa Rica subduction zone

○Satoru Baba[1], Kazushige Obara[1], Shunsuke Takemura[1], Akiko Takeo[1], Geoffrey A. Abers[2] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.Cornell University)

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

[S09-14] Events enduring and scaling in cellular automaton models due to competing timescales of stress accumulation and rupture propagation

○Kota Fukuda[1], Takahiro Hatano[2], Kimihiro Mochizuki[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Department of Earth and Space Science Osaka University)

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

[S09-15] Detection of Temporal Change in Seismic Attenuation near Earthquake Source during Intense Fluid-Driven Seismicity following 2011 Tohoku-Oki earthquake

○Keisuke Yoshida[1] (1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University)

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

[S09-16] Relationship between migration diffusivity and the duration of earthquake swarms

○Yuta Amezawa[1], Takuto Maeda[1], Masahiro Kosuga[1] (1.Graduate school of Science and Technology, Hirosaki University)

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

[S09-17] Simulation of inland earthquake activity using Coulomb stress change during the megathrust earthquake cycle in southwest Japan

○Tsukasa Mitogawa[1], Takuya Nishimura[2] (1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

Earthquake swarm detection along the Hikurangi Trench, New Zealand: insights into the relationship between seismicity and slow slip events

*Tomoaki Nishikawa[1], Takuya Nishimura[1], Yutaro Okada[2]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Graduate School of Science, Kyoto University

Earthquake swarms, which are anomalous increases in the seismicity rate without a distinguishable mainshock, often accompany aseismic transients, such as fluid migration and episodic aseismic slip along faults. Investigations of earthquake swarm activity can provide insights into the causal relationship between aseismic processes and seismicity. Furthermore, earthquake swarms can be used as potential indicators of aseismic transients that have previously escaped detection. For example, attempts have been made to detect offshore SSEs by examining the earthquake swarm activity in subduction zones, such as the Aleutian and Japan trenches (e.g., Reverso et al., 2015; Nishikawa et al., 2019).

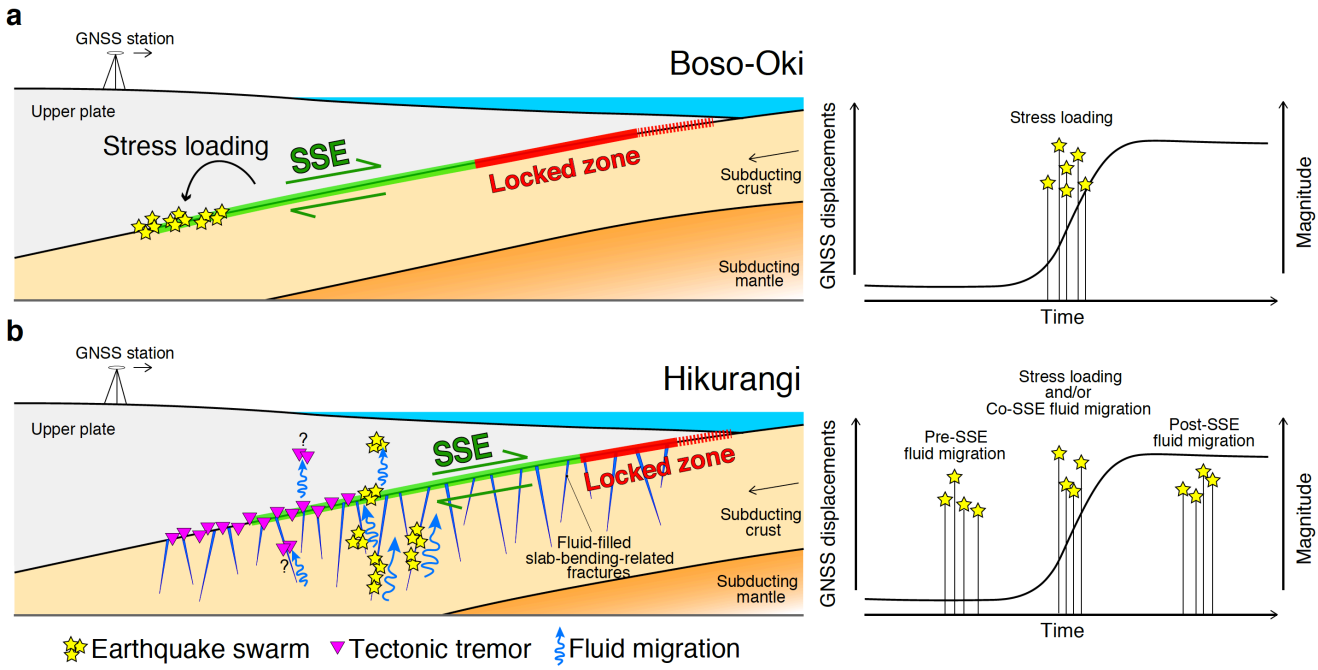
Slow slip events (SSEs) along the plate interface in the Hikurangi Trench, New Zealand, are often accompanied by intensive earthquake swarms. However, the detailed spatiotemporal distribution of these earthquake swarms is still unclear. Here we apply the earthquake swarm detection method published in Nishikawa and Ide (2018) to seismicity along the northern and central Hikurangi Trench and create a new earthquake swarm catalog. We then compare our new earthquake swarm catalog with Global Navigation Satellite System (GNSS) time series data, and existing SSE and tectonic tremor catalogs, to both elucidate the causal relationship between aseismic transients and seismicity and detect new aseismic transients.

We extracted M3.0 or larger earthquakes from the GeoNet earthquake catalog for the 1997–2015 analysis period. We selected the location of our study region to encompass the source regions of shallow SSEs along the northern and central Hikurangi Trench. We then applied the earthquake swarm detection method published in Nishikawa and Ide (2018) to the seismicity. This method objectively distinguishes earthquake swarms from ordinary mainshock–aftershock sequences using the epidemic-type aftershock sequence model (Ogata, 1988; Zhuang et al., 2002). As a result, we detected 119 earthquake swarm sequences along the Hikurangi Trench. Most of the detected earthquake swarm sequences were intraplate events, and their epicenters were mainly distributed along the east coast of the North Island, with a sparse inland distribution.

We then compared the new earthquake swarm catalog with GNSS time series data, and existing SSE (Wallace & Beavan, 2010; Wallace et al., 2012; Wallace & Eberhart-Phillips, 2013; Wallace et al., 2016) and tectonic tremor (Todd & Schwartz, 2016; Todd et al., 2018; Romanet & Ide, 2019) catalogs. We detected eastward GNSS displacements caused by SSEs following the method published in Nishimura et al. (2013) and Nishimura (2014). We found that 14 of the detected earthquake swarm sequences occurred within 14 days of the SSE occurrence periods and were located either within or on the periphery of the SSE source regions. Furthermore, the detected earthquake swarms often occurred close in time to transient eastward GNSS displacements potentially due to SSEs that have previously escaped detection. The earthquake swarms sometimes preceded or succeeded the GNSS displacements by more than a week, suggesting the earthquake swarm seismicity rate in the Hikurangi Trench is not correlated with SSE slip or stress loading rates. Similar to earthquake swarms, tectonic tremor bursts were sometimes delayed by more than a week with respect to the transient GNSS displacements.

© 日本地震学会

SSE-induced stress loading is not a plausible triggering mechanism for these pre-SSE and post-SSE earthquake swarms. We instead propose that high fluid pressure within the slab, which accumulated before the SSEs, may have caused intraplate fluid migration, which in turn triggered the pre-SSE earthquake swarms (see Figure). Using an earthquake focal mechanism analysis, Warren-Smith et al. (2019) inferred that there was a build-up of fluid pressure within the subducting slab before SSEs in the Hikurangi Trench. Such an accumulation of pressurized fluids may break a low-permeability seal, allowing fluid migration along preexisting intraplate faults prior to an SSE, which reduces the shear strength of the faults (e.g., Raleigh et al., 1976; Yamashita, 1998) and potentially triggers pre-SSE earthquake swarms. Furthermore, the occurrence of an SSE along the plate boundary enhances the permeability of the surrounding rocks via strain-induced fracture opening (Rivet et al., 2011). This may induce fluid movement/drainage from intraslab faults to the plate boundary and overriding plate after an SSE has occurred (Warren-Smith et al., 2019). Such post-SSE fluid migration may trigger post-SSE earthquake swarms and delayed tremor bursts.



© 日本地震学会

Detection of shallow very low frequency earthquakes and estimation of energy rate of low frequency tremors in the Costa Rica subduction zone

*Satoru Baba[1], Kazushige Obara[1], Shunsuke Takemura[1], Akiko Takeo[1], Geoffrey A. Abers[2]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Cornell University

Slow earthquakes, such as low frequency tremors (LFTs), very low frequency earthquakes (VLFEs), and slow slip events (SSEs), are fault slip events with slower slip speed than regular earthquakes and occur mainly in subduction zones. In the Costa Rica subduction zone, thrust type large earthquakes with Mw of 7–8 occur repeatedly. Jiang et al. (2012; 2017) pointed out that large slip areas of SSEs were distributed in both downdip and updip areas of the coseismic slip of large earthquakes. Outerbridge et al. (2010) located LFTs in downdip of the coseismic slip area of large earthquakes, whereas Walter et al. (2011; 2013) found LFTs and VLFEs that occur in the updip.

To clarify the relationship between the distributions of slow earthquakes and large regular earthquakes, we detected VLFEs in the Costa Rica subduction zone by the matched-filter technique. We used waveforms of a temporary seismic network, Tomography Under Costa Rica and Nicaragua (TUCAN; Abers and Fischer, 2003), recorded from August 2004 to January 2006. We computed synthetic waveforms at stations from each virtual source grid using OpenSWPC (Maeda et al., 2017) and a 3D velocity model. The grids were widely distributed on the plate boundary beneath both onshore and offshore areas. The focal mechanisms were assumed to be consistent with the geometry of the plate boundary and with plate motion. After applying a band-pass filter of 0.02–0.05 Hz, we calculated cross-correlation coefficients between the synthetic and observed seismograms every 1 s, and selected events whose cross-correlation coefficients exceeded the threshold defined as 9.5 times the median absolute deviation of the distributions. After removing false detections, we also estimated seismic moments and durations of detected VLFEs based on the synthetic waveforms.

As a result, we detected 76 VLFEs mostly in September 2004 and August 2005. Most of VLFEs are located near the trench axis, in the depth range of 5–10 km, updip of the coseismic slip areas of large earthquakes. Furthermore, we found LFT signals in a frequency range of 2–8 Hz within the same time windows of VLFEs. We estimated energy rate functions of such LFTs assuming that an LFT occurs in the same location as the accompanying VLFE. Energy rate functions of LFTs were evaluated based on envelope waveforms in a frequency range of 2–8 Hz. The range of energy rates of LFTs is $10^{3.5}$–$10^{5.5}$ J/s. We estimated the scaled energy from the ratio between the seismic energy rate of an LFT and the seismic moment rate of the corresponding VLFE. The range of scaled energy of slow earthquakes in the Costa Rica subduction zone is 10^{-9}–10^{-8}, which is similar to that of shallow slow earthquakes in the Nankai subduction zone (Yabe et al., 2019).

© 日本地震学会

Events enduring and scaling in cellular automaton models due to competing timescales of stress accumulation and rupture propagation

*Kota Fukuda[1], Takahiro Hatano[2], Kimihiro Mochizuki[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Department of Earth and Space Science Osaka University

普通の地震の破壊伝播スケールはプレート運動による応力蓄積の時間スケールに比べるととても小さい為、従来のシミュレーションにおいては、破壊伝播中のローディング効果は殆ど無視されてきた。しかし、継続時間が長く、ストレスドロップの小さいイベントである微動においてはこの効果を無視できない可能性がある。我々はこの効果を定量的に評価する為の物理パラメターとして"応力解放レートと応力蓄積レートの比"に注目した。このパラメターは"応力蓄積の時間スケールと破壊の時間スケールの比"と考えることもでき、破壊伝播中のローディング効果を表す。観測データを用いてこのパラメターのオーダー評価を行うと、普通の地震に比べて、SSE発生時の微動ではこのパラメターは5〜6桁大きくなった。したがって、我々は従来より地震の統計性質(GR則や大森則)をよく再現するとして知られているセルオートマトンモデルであるOlami-Frder-Christensen(OFC) モデルにこのパラメターを導入して新しいモデルを作成した。この新しいモデルでは、先のパラメターの増加に伴って、永続的な継続時間と共に、モーメントMoと継続時間Tに関するスケーリング関係としてMo∝Tという結果が得られた。このような結果は、破壊伝播と応力蓄積の時間スケールの競合が、普通の地震とは異なる微動のスケーリング特徴を引き起こしている可能性を示唆している。また、本発表ではこのパラメターの統計分布への影響についても紹介する。

© 日本地震学会

Detection of Temporal Change in Seismic Attenuation near Earthquake Source during Intense Fluid-Driven Seismicity following 2011 Tohoku-Oki earthquake

*Keisuke Yoshida[1]

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

The occurrence of earthquakes may be heavily influenced by increases in pore pressure as it decreases fault strength (Hasegawa et al., 2005; Hubbert & Rubey, 1959; Nur & Booker, 1972; Sibson, 1992). It is possible that the seismogenic zone has a larger amount of fluids than the surrounding crust (Mindaleva et al., 2020); as such, it is crucial to develop a means of monitoring the behaviour of fluid at depth to understand the mechanisms influencing earthquake occurrence.

This study uses a novel, simple approach to examine near-source attenuation in the focal region of intense swarm activity in the Yamagata-Fukushima border region, Japan, which is considered to be triggered by fluid movement following the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Terakawa et al., 2013; Yoshida et al., 2016). Whilst the obtained *Q-1* values vary over a wide range, their median values exhibit characteristic temporal variation; *Q-1* was large for the initial ~50 days, and significantly decreased, becoming almost constant after 50 days. These temporal patterns are similar to those independently obtained for background seismicity rates, b-values, stress drops, and fault strength (Yoshida et al., 2016, 2017, 2019; Yoshida & Hasegawa, 2018). The synchronous change supports the hypothesis that swarm was triggered by fluid movement following the 2011 Tohoku-Oki earthquake, and suggest that source and seismicity characteristics and seismic attenuation were altogether affected by pore pressure.

The results from this study suggest that seismic attenuation intensity is higher near the earthquake source than in the surrounding crust in some situations. Localised higher attenuation near the source produces a systematic estimation error of earthquake source effects; the attenuation is erroneously estimated as a part of the earthquake source signal. It is therefore important to examine the intensity and the frequency dependence of near-source attenuation to accurately estimate earthquake source properties.

The method used in this study successfully detected a high attenuation anomaly in the initial period of the swarm, predicted by the fluid-diffusion model proposed in previous studies (Yoshida et al., 2016, 2017, 2019; Yoshida & Hasegawa, 2018). The present method would be helpful to monitor *Q-1* at seismogenic depths in various regions and understand the states of potential seismogenic zones and the occurrence mechanism for earthquakes.

© 日本地震学会

Relationship between migration diffusivity and the duration of earthquake swarms

*Yuta Amezawa[1], Takuto Maeda[1], Masahiro Kosuga[1]

1. Graduate school of Science and Technology, Hirosaki University

はじめに

群発地震は，本震のような明瞭な最大規模の地震を欠き，地震活動が一定期間継続する現象である．その継続期間は数時間から数年と様々であるが，非大森則的な地震活動の時間継続特性を評価することが難しいため，群発地震の継続期間とそれ以外の活動様式とを関係付ける明確な指標は存在していない．ゆえに，群発地震の継続期間を規定する要因を調べることは，群発地震の発生と継続についての物理的メカニズムを解明し，活動の時空間発展を予測するために重要である．

一方で，群発地震に伴い震源マイグレーション（地震活動域の時空間的移動）が観測される場合がある．震源マイグレーションは，拡散モデル（Shapiro et al., 1997）で説明され，その拡散係数により活動の時空間発展の特徴を定量化できる．継続期間と拡散係数を対比させた議論を行った研究例もあるが，個別の群発地震に対する検討に留まっている．

そこで本研究では，東北地方太平洋沖地震により東北日本内陸で誘発された複数の群発地震について，その継続期間と震源マイグレーションの拡散係数を統一的基準のもとで推定し，両者の関係を調べた．

方法

解析には気象庁一元化震源カタログを用い，東北日本内陸の群発地震のうち震源マイグレーションが観測された森吉・角館・月山・仙台・米沢ー喜多方周辺での活動について，2011/3/11から2019/12/31に発生したマグニチュード1以上，20 km 以浅の地震を扱った．

震源マイグレーションに対する拡散モデルの適用は，空間原点と時間原点からの距離と経過時間をデータとして行う．本研究では，時間原点は群発地震の最初の地震の発生時刻とし，空間原点は以下のように探索した．まず，間隔 0.2 km で分割したグリッドを仮の空間原点とする．次に，時間順の10地震毎に，仮の空間原点からの距離の最外縁（震源マイグレーションの前線）位置を，距離分布の四分位範囲内での95パーセンタイル値として決定する．その最外縁データに拡散モデルを当てはめてRMS残差を計算し，残差が最小となる空間原点位置とその時の拡散係数を，対象とする群発地震活動を説明する拡散モデルの最適値とした．

群発地震の継続期間は，マグニチュード1以上の地震の積算数が最終的な積算数の90%に達した時点までとし，これをEVT90 [day] と定義した．なお，現在も活動が継続しているものは現時点での積算数を最終的な積算数とした．

結果

群発地震の継続期間と震源マイグレーションの拡散係数のそれぞれ対数には，負の相関があることが明らかになった（Fig.1）．両者の関係の冪指数は-0.5から-1.0であり，拡散係数が小さい（大きい）ほど，群発地震の継続期間は長期（短期）であった．推定された拡散係数の値の範囲は0.01－5 m^2/s で，先行研究の推定値からの大きな逸脱はない．

さらに，世界各地の群発地震について，先行研究で求められた拡散係数と継続期間の関係を調べた．継続期間は先行研究に記述があればそれを用い，なければ活動時系列などから概算した．本研究と同領域のものには我々が求めたEVT90を用いた．その結果，本研究と同様の負の相関が成立することを確認した（Fig.2）．

議論

Fig.2のプロットには火山・非火山・地熱地域が含まれることから，群発地震発生域のテクトニックな条件に関わらず，負の相関は一般的に成り立つ可能性がある．ただし，Fig.1の分布は１本の直線で近似可能であるのに

© 日本地震学会

対し，Fig. 2の分布には折れ曲り点があるようにも見える．
群発地震の継続期間と震源マイグレーションの拡散係数の関係は，特定の場合についてはいくつかの解釈が行われている．例えば，活動が短期終了するものについて，水などの低粘性流体によって比較的高速な震源マイグレーションを伴う群発地震が駆動されたという解釈（Shelly et al., 2016）や，活動が長期継続するのは，硬質な深成岩による低透水率な環境のためであるという解釈（Hauksson et al., 2019）がなされている．
先行研究での解釈の前提となっているように，十分高い間隙圧が維持される時間を群発地震の継続期間と考えると，継続期間は流体の粘性が比較的小さい（大きい）場合は短期化（長期化），地殻の透水率が小さい（大きい）と長期化（短期化）すると解釈できる．すなわち，拡散係数は流体の粘性や地殻の透水率を反映すると考えられ，これらは群発地震の継続期間を規定する要因の一部だと考えられる．

謝辞
本研究では気象庁一元化震源カタログの震源データを使用しました．記して謝意を表します．

© 日本地震学会

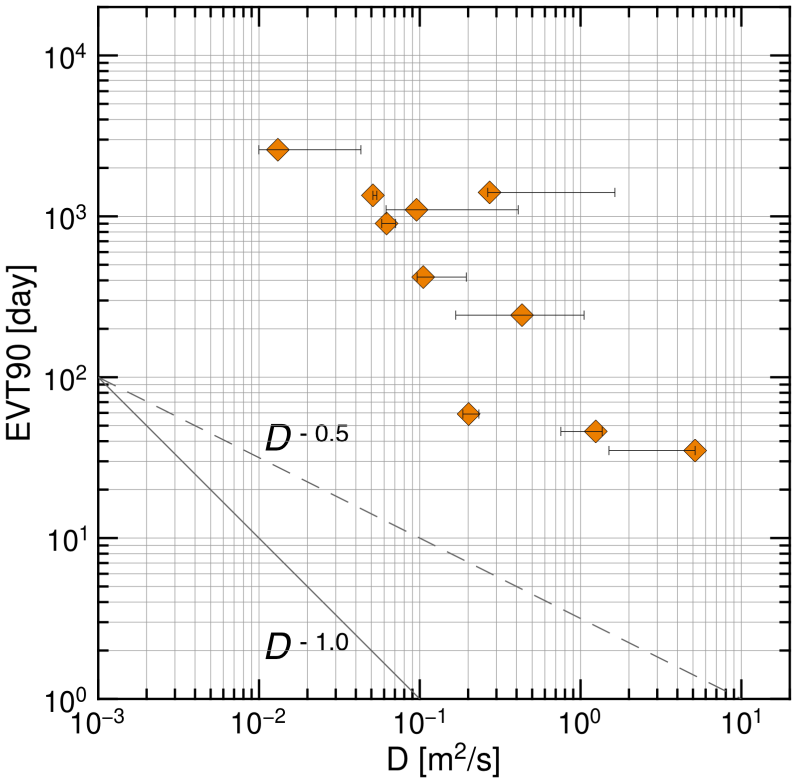


Fig.1 Scatter plot between EVT90 and *D* value. Orange diamonds denote the points of *D* value and EVT90 of each region estimated in this study. Black bars indicate the range of *D* values in the top 25% of the smallest order of fitting RMS.

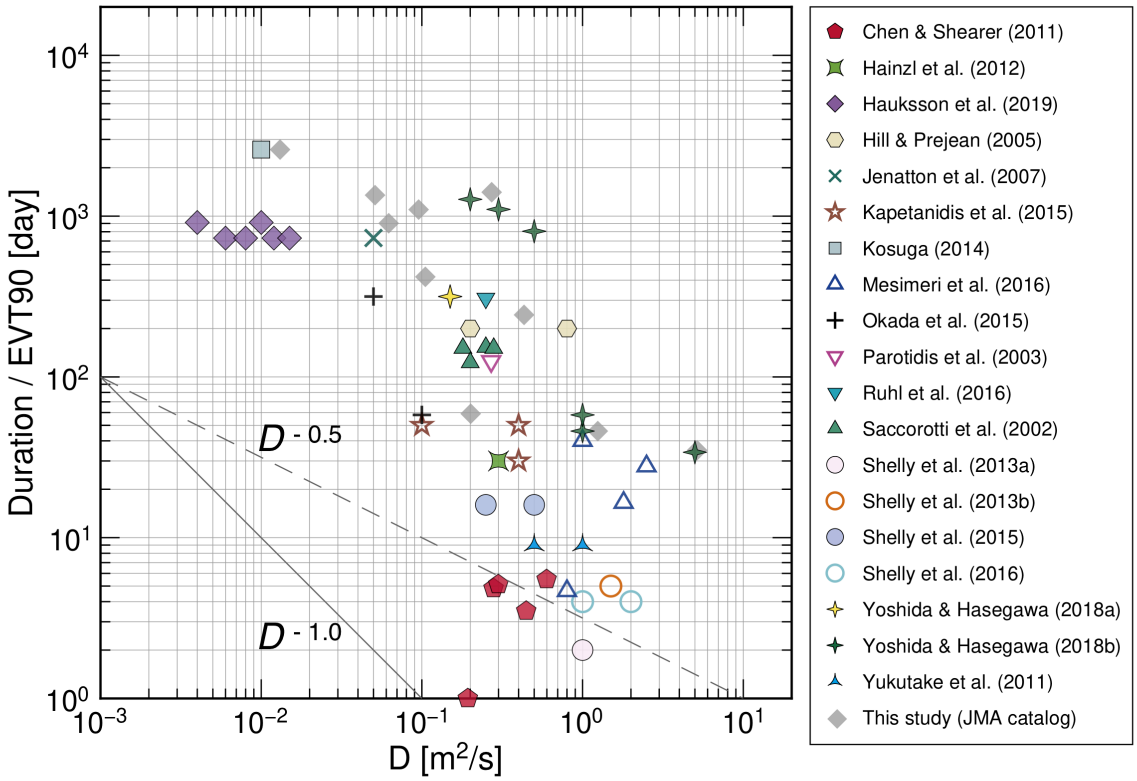


Fig.2 Scatter plot between the duration and *D* value previously reported in various environment worldwide. Each symbol denotes the point of *D* value and duration (or EVT90). The symbols indicate the previous studies in the legend. Light gray diamonds are the same as the plotting points in Fig.1.

© 日本地震学会

Simulation of inland earthquake activity using Coulomb stress change during the megathrust earthquake cycle in southwest Japan

*Tsukasa Mitogawa[1], Takuya Nishimura[2]

1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

西南日本では世界的に類のない詳細な地震履歴によって，南海トラフ沿いのメガスラスト巨大地震が約100-200年周期で発生し，この地震の約50年前から10年後にかけて内陸大地震が活発化する傾向が明らかとなっている．このような傾向はメガスラスト地震が内陸部に応力変化をもたらすことで内陸地震の発生時期を調整しているという仮説のもと，CFS（Coulomb Failure Stress）によって説明する数値モデルが提案されてきた．しかし，先行研究のモデルは近年GNSS（Global Navigation Satellite System）観測によって明らかとなった現在の地殻変動は考慮されていない．本研究では観測された地殻変動を再現するためにGNSSデータから推定されたブロック間断層の形状とすべり速度（Nishimura et al., 2018）を組み込んだ．そして，内陸断層間での応力変化も考慮したCFSを用いてメガスラスト地震サイクル中の内陸地震活動のシミュレーションを行った．媒質は，弾性層厚さを40 kmの弾性一半無限マクスウェル粘弾性水平二層構造を仮定し，計算にはFukahata and Matsu’ura (2006)のコードを使用した．内陸断層の応力源はメガスラスト断層と内陸断層のそれぞれでの固着と滑り（地震）に分けられる．地震間の固着は，メガスラスト断層にはNishimura et al. (2018)のバックスリップ速度を与え，内陸断層にはブロック間相対運動に0.1を乗じたものを与える．地震時の滑りは，メガスラスト断層では100年周期 で蓄えられたバックスリップを全て解放するように滑りを発生させ，内陸断層では内陸断層面に一様滑りD（$=2 \times 10^{-5} \times$断層長さ）を与えたときのCFSの絶対値を断層強度とし，断層強度を超えた時にCFSが0に戻るように滑りを発生させる．ただし，内陸断層での地震が完全に周期的になることを避けるために断層強度は標準偏差で5 %の摂動を与える．このような条件のもと，数千回のメガスラスト地震サイクル中の内陸断層での地震活動のシミュレーションを行うことでメガスラスト地震サイクル中の内陸地震の発生時期に関する一般的な傾向を調べた．なお，西南日本の見かけの摩擦係数はかなり小さい可能性が指摘されているため（例えば，Shikakura et al. 2014; Mitogawa and Nishimura, 2020），見かけの摩擦係数は0とした．シミュレーションの結果，四国や近畿南部，山陰地域の内陸断層で歴史地震に見られるような地震前後に活発化する傾向が得られた．一方で，九州や近畿北部ではメガスラスト地震サイクルが内陸地震の活動時期へ与える影響が小さく，地震間はほぼ一定の割合で内陸地震が発生する．次に，四国と山陰，近畿の内陸断層に対して地域毎に内陸地震の発生時期を調べた．四国の内陸断層ではメガスラスト地震後12年から内陸地震が発生し始めるが，地震後50年までに発生する地震はこの地域の全地震の約3 %に過ぎない．地震後約50年から約70年後にかけて1年毎の発生割合は急激に増加し，その後次の地震まで徐々に発生割合が増加する．また，山陰地域の内陸断層ではメガスラスト地震後20年は全く地震が発生せず，その後徐々に内陸地震が発生し，50年後以降で発生割合がほぼ一定となるパターンが得られた．一方，近畿の内陸断層では全内陸地震のうち約20 %がメガスラスト地震と同時に内陸地震が発生するが，歴史地震で見られるような地震後約10年の間での活発化の傾向は見られない．ただし，本モデルで仮定した摩擦係数0や弾性層厚さ40 kmなどのパラメーターは確定的なものではないため，これらのパラメータの影響についても検討する必要がある．

© 日本地震学会

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

Fri. Oct 30, 2020 1:00 PM - 2:15 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM B

[S09]PM-1

chairperson:Koichiro Obana(JAMSTEC), chairperson:Masashi Ogiso(MRI)

1:00 PM - 1:15 PM JST | 4:00 AM - 4:15 AM UTC

[S09-18] Master event location estimation method using seismic amplitude: application to volcanic tremors occurred at Meakandake volcano

○Masashi Ogiso[1], Kiyoshi Yomogida[2] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2.Hokkaido Univ.)

1:15 PM - 1:30 PM JST | 4:15 AM - 4:30 AM UTC

[S09-19] Estimating Earthquake Rupture Process Using Second Degree Moments ~Application to a swarm-like seismicity in the northern Ibaraki and Iwaki areas~

○Naoto Yokotani[1], Aitaro Kato[1], Kazushige Obara[1], Shin'ichi Sakai[1], Takashi Iidaka[1], Tetsuya Takeda[2] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo., 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S09-20] Relationship between the subducting plate boundary and fault geometry of the 2016 Mw7.8 Kaikoura Earthquake, New Zealand, based on high precision aftershock distribution

○Yuta Kawamura[1], Satoshi Matsumoto[1], Tomomi Okada[2], Miu Matsuno[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[2], Stephen Bannister[4], John Ristau[4], Martha Savage[5], Clifford Thurber[6], Richard H Sibson[7] (1.Kyushu University, 2.Tohoku University, 3.Kyoto University, 4.GNS Science, 5.Victoria University of Wellington, 6.University of Wisconsin - Madison, 7.University of Otago)

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

[S09-21] Faults geometry of outer-rise normal-faulting earthquakes in the central Japan trench based on the ocean bottom seismograph observations

○Koichiro Obana[1], Tsutomu Takahashi[1], Yojiro Yamamoto[1], Yasuyuki Nakamura[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Shuichi Kodaira[1] (1.JAMSTEC)

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

[S09-22] Relative hypocenter determination using wave correlation around P-wave first motion with sampling frequency of 10 kHz

○Yuki Noda[1], Yoshihisa Iio[2] (1.Kyoto University Graduate School of Science, 2.Kyoto University Disaster Prevention Research Institute)

Master event location estimation method using seismic amplitude: application to volcanic tremors occurred at Meakandake volcano

*Masashi Ogiso[1], Kiyoshi Yomogida[2]

1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2. Hokkaido Univ.

地動振幅のみを利用した震源決定法(Amplitude source location: ASL)は、火山性微動をはじめとした相の着信時を利用した震源決定が困難なイベントの震源推定に広く用いられている。ASL法ではサイト補正を行った観測振幅の空間分布から震源位置を推定するため、サイト特性の推定精度が震源位置の精度に多大な影響を与える。そこで、本研究では、振幅比を用いてサイト特性を除去し、基準イベントの震源に対する相対的な位置を推定するという新たな手法を提案する。

定式化の概要は次の通りである。同一観測点において、震源位置の基準となるマスターイベントの観測振幅とサブイベントの観測振幅の比は、マスターイベントとサブイベントの震源振幅項の比と距離減衰及び内部減衰項の比の積で表現できる。その際、マスターイベント及びサブイベントの震源距離の差がそれぞれの震源距離に比べてごく小さいという近似を行い、また、両辺の対数を取ることによって、震源振幅の比及び相対震源の位置(3成分)の4成分を未知数とする線形の方程式が得られる。したがって、4点以上の観測データがあれば標準的な最小二乗法を用いて相対震源の位置を推定できる。本研究の定式化は走時を用いたマスターイベント法(例えばAoki, 1974, JPE)と同様の考え方に基づいており、振幅を用いたマスターイベント法と呼ぶことができる。

この振幅を用いたマスターイベント法を用いて、2008年11月16日に北海道東部の雌阿寒岳で発生した火山性微動の震源推定を行った。図(a)に観測波形を示す。この火山性微動はOgiso and Yomogida (2012, JVGR)によってASL法で震源が推定され、phase1～3における震源域が異なっていることがわかっている。Ogiso and Yomogida (2012) と異なる1次元の速度・減衰構造を導入してASL法を適用したところ、Ogiso and Yomogida (2012)と同様の結果が得られた(図b)。本研究で提案する相対震源決定を行ったところ、各phaseの震源域のまとまりがASL法の結果よりも向上し、また、震源域のすみ分けの様子がASLの結果とは異なることがわかった(図c)。この微動はTakahashi et al. (2018, JVGR)による低比抵抗領域で発生し、また、クラックの開口を示唆する地殻変動が重畳していたことがわかっている(Aoyama and Oshima, 2015, EPS)。Ogiso and Yomogida (2012)ではphase1からphase2にかけて微動震源が深部に移動し、その後phase3にかけて北東方向に移動したと解釈されるが、本研究の結果に基づくとphase1の微動が低比抵抗域の南東端で発生し、その後、phase2と3の間に深部から浅部へ移動したと解釈される。Phase2は低比抵抗域の深部で活性化した火山性流体が地殻変動を引き起こしつつ上昇する際の微動を、phase3は上昇した流体が浅部で発生させた微動をそれぞれ観測したというモデルが想定できる。

© 日本地震学会

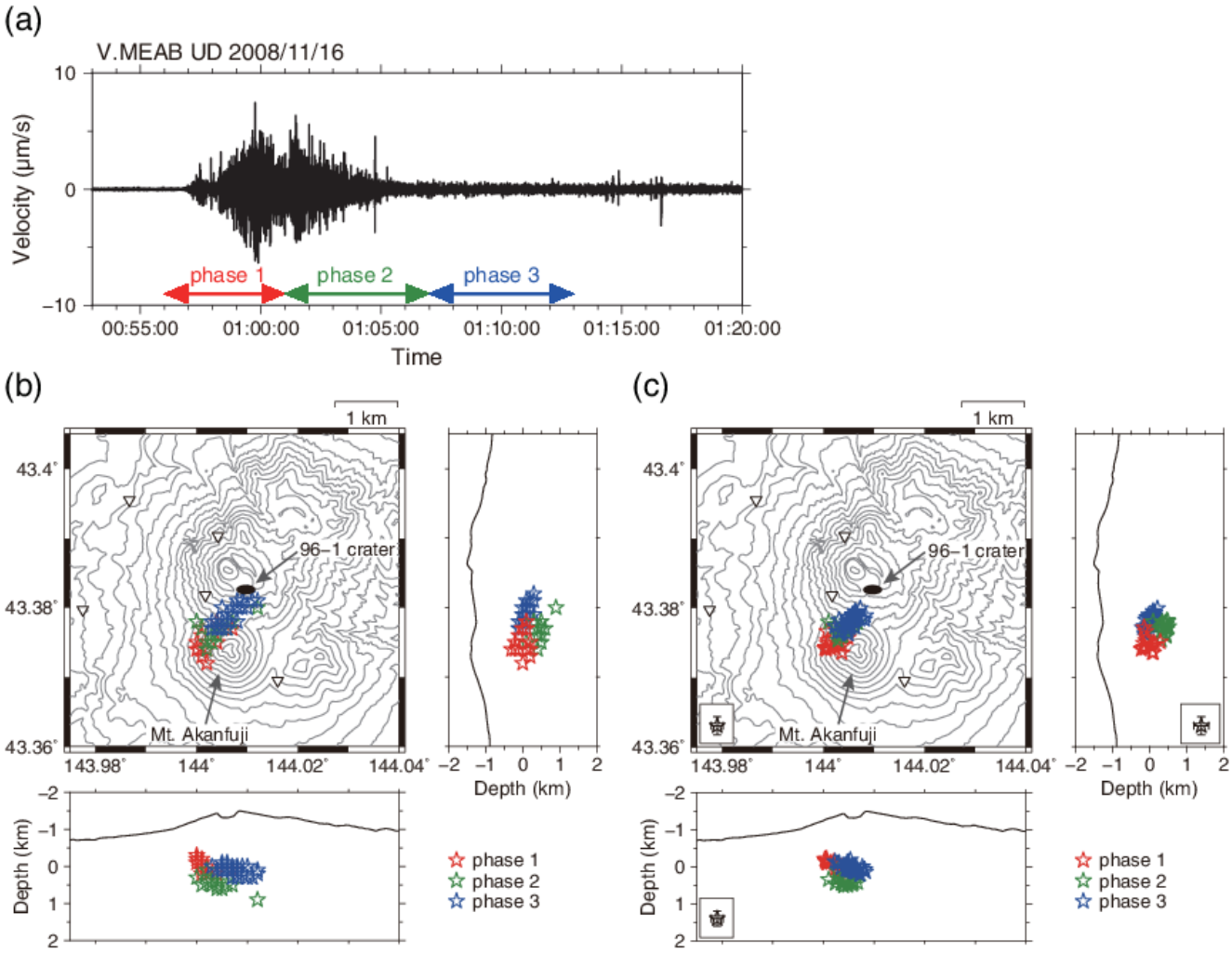


図 (a)2008年11月16日に発生した火山性微動の観測波形
(b)ASL法によって推定された火山性微動の震源
(c)本研究によって推定された火山性微動の相対震源

© 日本地震学会

Estimating Earthquake Rupture Process Using Second Degree Moments
~Application to a swarm-like seismicity in the northern Ibaraki and Iwaki areas~

*Naoto Yokotani[1], Aitaro Kato[1], Kazushige Obara[1], Shin'ichi Sakai[1], Takashi Iidaka[1], Tetsuya Takeda[2]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo., 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

2011年東北沖地震の発生直後から、茨城県-福島県県境周辺の地域で地震活動が活発化した。その地震の多くが正断層のメカニズムを有しており、東北沖地震ののちの伸長場を反映している(Kato at al. 2013)。
本研究では、この地震活動の背景やこの地域の地震テクトニクスを明らかにするために、この地震活動を構成する地震の破壊過程を、second degree moment推定法（e.g., McGuire 2004）を用いて解析した。震源時間関数の一次モーメントがセントロイド時刻であり、その空間分布の一次モーメントがセントロイドの位置である。それに対して、それぞれの分散と共分散がsecond degree momentである。それらの偏差を特徴的継続時間、破壊域の特徴的長さ・幅、そして破壊中のセントロイドの移動速度として利用することで、破壊の伝播方向や破壊の伝播様式等を推定することができる(McGuire 2004; McGuire and Kaneko 2018; Meng et al. 2020)。
解析対象とした地震はFnetカタログ(NIED, 2019)に掲載されている2011年8月-2017年5月のMw3.5-4.9の176個のイベントである。また、震源時間関数を求めるために経験的グリーン関数（EGF）法を用いた。気象庁カタログに掲載されている同地域・同期間のイベントをEGFとして利用した。またEGFとするイベントは解析対象となるイベントより気象庁マグニチュードで1~2低く、震源間距離が2 km以内であるものを選び、deconvolutionが多くの観測点で安定して求められたものを最終的にEGFとしている。Deconvolutionには、Projected Landweber Method(PLD法)を用いた(e.g. Betero et al., 1997; Lanza et al., 1997; Vallée 2004)。
Hi-net(NIED, 2019)・気象庁・大学の基盤的地震観測網に加えて、この地域に設置されている稠密地震観測網(Kato et al., 2013)で記録された地震波形にバンドパスフィルターをかけ、各観測点での見かけの震源時間関数(ASTF)を求めた。フィルターの周波数帯域は、0.5−0.6×（EGFのコーナー周波数）であり、EGFの震源時間関数がデルタ関数として近似が成り立つ帯域を選択した（Yoshida 2019）。
各観測点で得られたASTFの分散を観測値として、震源時間関数の分散・震源時間関数の空間分布の分散・それらの共分散であるsecond degree moment の各量をinversionで推定する。推定されたsecond degree momentの各量から、特徴的継続時間 τ_c、破壊の特徴的長さL_c・特徴的幅W_c、破壊中のセントロイド移動速度$\boldsymbol{v}_0$、応力降下量$\Delta\sigma$、破壊様式を表す比Rを求めた。
176個の地震のうち安定した結果が得られたものについて、それぞれのR, $|\boldsymbol{v}_0|$, $\Delta\sigma$の空間分布に加えて、directivityの方向の頻度分布について注目すると、地震活動域の外縁部でunilateralな破壊を示した地震が多く、一方，活動域内部では，bilateralな破壊を示した地震が多いという傾向が見られた。また、unilateralに近い破壊様式を示した地震の多くは、directivityが地震活動の内側へ向くように見える。
本地域の地震活動の発生に対して、地殻流体の関与が指摘されており(Kato et al., 2013; Umeda et al. 2014)、今回の結果から、外縁部では地殻流体が存在する内側に向かって破壊が伝播し、一方内側では地殻流体がある程度均質に分布していることで等方に近い破壊伝播を示したと解釈される。

© 日本地震学会

Relationship between the subducting plate boundary and fault geometry of the 2016 Mw7.8 Kaikoura Earthquake, New Zealand, based on high precision aftershock distribution

*Yuta Kawamura[1], Satoshi Matsumoto[1], Tomomi Okada[2], Miu Matsuno[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[2], Stephen Bannister[4], John Ristau[4], Martha Savage[5], Clifford Thurber[6], Richard H Sibson[7]

1. Kyushu University, 2. Tohoku University, 3. Kyoto University, 4. GNS Science, 5. Victoria University of Wellington, 6. University of Wisconsin - Madison, 7. University of Otago

On November 14, 2016, the Kaikoura earthquake (Mw. 7.8) occurred in northeastern South Island, New Zealand. The main characteristic of this earthquake is that the co-seismic rupture process of the main shock was composed of slip on many faults. Clark et al. (2017) pointed out that the aftershocks of both strike-slip and reverse fault types frequently occurred and more than 20 faults were ruptured during the main shock. Moreover, Cesca et al. (2017) proposed a simple model that the complex rupture proceeded on three major faults in the northern, central and southern areas based on the aftershock distribution, focal mechanisms, geodetic and seismic waveform inversion. Two previous studies have relocated aftershocks using double-difference techniques (Mouslopoulou et al., 2019; Lanza et al., 2019). However, in these studies, it was difficult to determine the fault geometry in detail because of the sparse seismic station density within about 50 km. In this research, we added phase data from seismic stations that we deployed before the main shock in order to improve the accuracy of hypocenter location. Furthermore, we apply the double-difference earthquake relocation algorithm (Waldhauser and Ellsworth, 2000) and time-domain waveform cross-correlation (Poupinet et al., 1984), which further enhance the precision of the hypocenter locations.

As a result, the variance of the hypocenter distribution is reduced and the depth is also concentrated to 15 km or less. There are 10-kilometer long clusters that mainly show a north-south-southwest orientation. Nine fault planes were found from the relocated aftershock distribution through a principal component analysis and bootstrap resampling method. The bottom of the aftershock distribution reveals a curved surface deepening in the southwest direction, which is parallel to the slab determined by Williams et al. (2013).

© 日本地震学会

Faults geometry of outer-rise normal-faulting earthquakes in the central Japan trench based on the ocean bottom seismograph observations

*Koichiro Obana[1], Tsutomu Takahashi[1], Yojiro Yamamoto[1], Yasuyuki Nakamura[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Shuichi Kodaira[1]

1. JAMSTEC

2011年3月に発生した東北沖地震以降、日本海溝の海溝軸から海側のアウターライズ域においては、東北沖地震の本震の約40分後に発生したM7.6の地震をはじめとする太平洋プレート内部の正断層地震の活動が活発化しており、大規模な地震の発生と、それに伴う津波の被害が危惧されている(e.g. Lay et al., 2011)。アウターライズ域におけるプレート内正断層地震では、複数の断層が連動して破壊した可能性が指摘されている。例えばUchida et al. (2016)は、1933年昭和三陸地震の余震分布の再解析や津波記録から、２枚の傾斜方向の異なる正断層の複合破壊を指摘している。その他のアウターライズ域の地震においても、２枚の共役な正断層や横ずれ断層にそって余震が分布している様子（Hino et al., 2009, Obana et al., 2013）や、複数の平行な余震列を形成している様子（Obana et al., 2014）が捉えられている。一方で、アウターライズ域の大規模な地震の本震や、直後の余震活動を震源近傍の観測で捉えた例はほとんどない。JAMSTECでは、2017年9月から2018年7月にかけて、日本海溝中部の海溝軸周辺ならびに海溝海側において、超深海型を含む計45台の海底地震計（OBS）を用いた地震観測を実施した。この観測期間中、M6クラスの正断層型地震が複数（2017年9月21日M6.3、10月6日M6.3、11月13日M6.0）発生した。OBS観測記録の解析から、これらの地震の本震の破壊開始点や、余震分布、震源メカニズムを決定した。３つのM6クラスの地震のうち、OBS設置点のごく近傍で発生した2017年10月の地震(M6.3)では、破壊開始点を境に南北で傾斜方向の異なる余震分布が見られた。破壊開始点はその交点付近に位置しており、本震直後から両方の面上で余震が発生している。また、震央付近の海底地形では、海溝軸にほぼ平行なホルスト・グラーベン構造が不連続になるとともに、グラーベンに斜交する構造も見えている。OBS観測で得られた震源メカニズムは、正断層に加え、グラーベンに斜交する構造に沿った横ずれ型のメカニズムも得られている。他の２つの地震でも、走向や傾斜の異なる面や、隣接したグラーベンに沿った地震活動が、本震直後または数時間以内に発生している様子が捉えられた。これらの観測結果は、M6クラスのアウターライズ域のプレート内正断層地震であっても、複数の断層が連動して活動することを示している。より大規模なアウターライズ地震によって生じる津波の推定において、複数の断層の複合的な破壊による複雑な断層面形状を考慮することが必要である。

© 日本地震学会

Relative hypocenter determination using wave correlation around P-wave first motion with sampling frequency of 10 kHz

*Yuki Noda[1], Yoshihisa Iio[2]

1. Kyoto University Graduate School of Science, 2. Kyoto University Disaster Prevention Research Institute

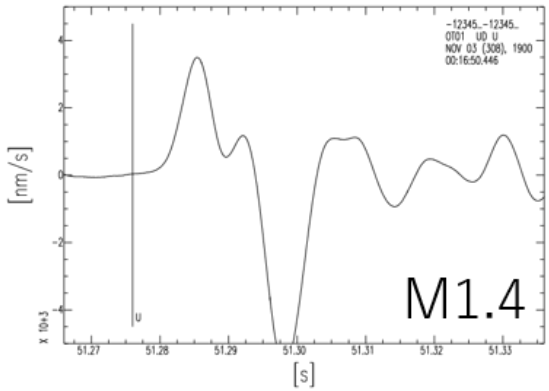
長野県西部地域では1995年6月から10kHzサンプリングによる地震観測が行われている。観測点は1984年長野県西部地震の余震域の東部を中心に設置されており、この地域では1976年8月以来地震活動が活発である。またこの地域では、震源が浅く信号が大きい地震が多い、岩盤が均質で固く非弾性減衰が小さい、観測点の周囲が静かでノイズレベルが小さいといった特徴があり、非常に地震観測に適した環境が整っている。そのため多数の微小地震データが得られ、シンプルな波形が観測できる。また、2008年8月からは満点システムによる250Hzサンプリングの観測も行われている。

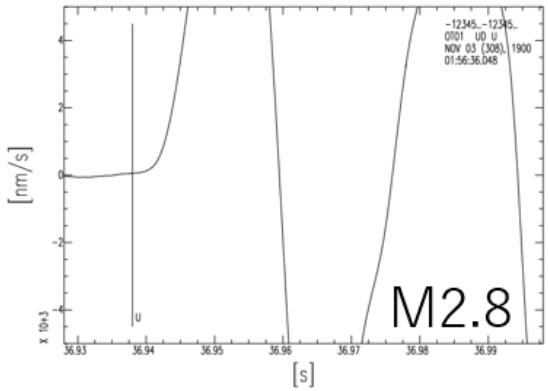
この研究では本震およびその前震をマグニチュード、発震時の前後関係、震央距離および鉛直距離から時空間的に定義し、前震それぞれについて本震に対する相対震源を決定した。

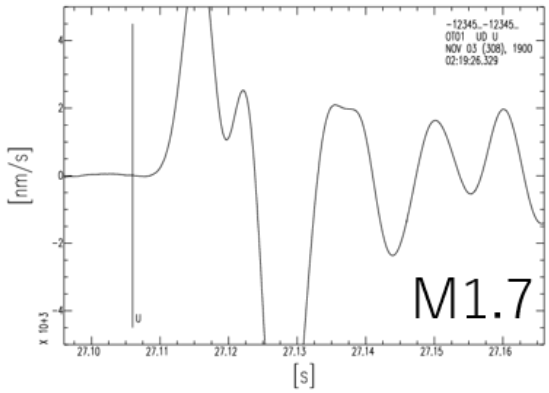
この研究で用いている波形データは10kHz速度波形の鉛直成分である。時空間的に定義した本震および前震活動の波形は、同じ観測点において、極性の違いはあってもP波初動の立ち上がりの数ミリ秒間の形状がよく似ていた。そこで本震とその前震から成るペアについて、ある観測点におけるP波初動付近の10ミリ秒程度の短いウインドウを用いて相互相関係数が最大になる時間差を求め、それをある観測点における２つの地震のP波到達時刻の差として扱った。このような値を用いて本震に対するその前震それぞれの相対震源決定をした。

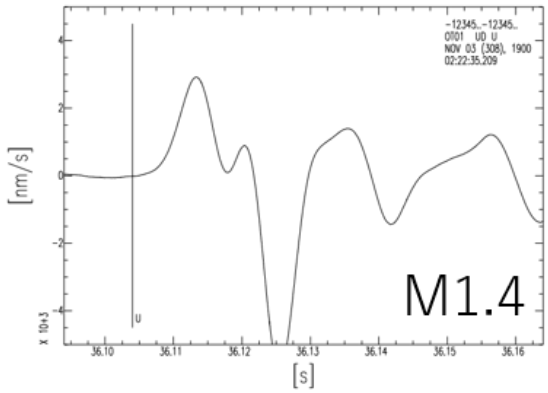
今後、相対震源決定の精度を数メートルまで高めたうえで震源周囲の応力変化を詳細に推定し、preslipモデルやcascadeモデルで説明されるような一連の前震活動の発生過程を解明していきたい。

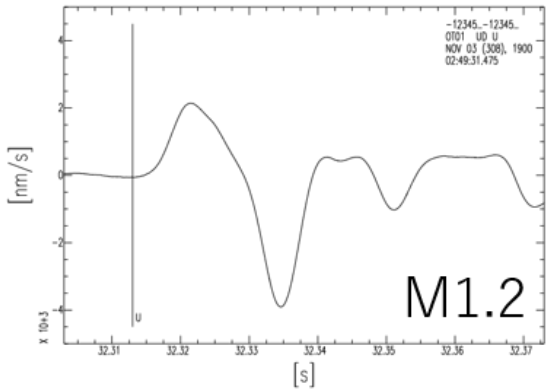
© 日本地震学会

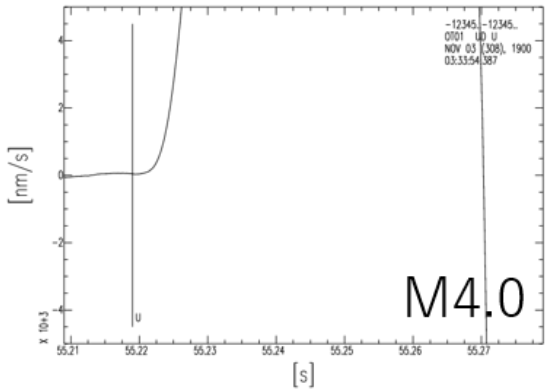

-12345_-12345_
OT01 UD U
NOV 03 (308), 1900
00:16:50.446
M1.4
[nm/s]
X 10+3
[s]


-12345_-12345_
OT01 UD U
NOV 03 (308), 1900
01:56:36.048
M2.8
[nm/s]
X 10+3
[s]


-12345_-12345_
OT01 UD U
NOV 03 (308), 1900
02:19:26.329
M1.7
[nm/s]
X 10+3
[s]


-12345_-12345_
OT01 UD U
NOV 03 (308), 1900
02:22:35.209
M1.4
[nm/s]
X 10+3
[s]


-12345_-12345_
OT01 UD U
NOV 03 (308), 1900
02:49:31.475
M1.2
[nm/s]
X 10+3
[s]


-12345_-12345_
OT01 UD U
NOV 03 (308), 1900
03:33:54.387
M4.0
[nm/s]
X 10+3
[s]

© 日本地震学会

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

Fri. Oct 30, 2020 2:30 PM - 3:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM B

[S09]PM-2

chairperson:Hideo Aochi(BRGM), chairperson:Makoto Matsubara(NIED)

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

[S09-23] Characterization of deep lower limit of seismogenic zone (D90) in the region of low heat flow region beneath Japanese Islands

○Makoto Matsubara[1], Tomoko Elizabeth Yano[1], Hiroshi Sato[2] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S09-24] The diveristy of source parameters in deep earthquakes with waveform similarity

○Ayako Tsuchiyama[1], Junichi Nakajima[1] (1.Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology)

3:00 PM - 3:15 PM JST | 6:00 AM - 6:15 AM UTC

[S09-25] Method to Evaluate the Probability of Earthquake Occurrence Using Information of Small Events

○Hiroki Tanaka[1], Ken Umeno[1] (1.Kyoto University)

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

[S09-26] Detection of rate change of induced seismicity using ETAS model

○Hideo Aochi[1], Julie Maury[1], Thomas Le Guenan[1] (1.BRGM)

Characterization of deep lower limit of seismogenic zone (D90) in the region of low heat flow region beneath Japanese Islands

*Makoto Matsubara[1], Tomoko Elizabeth Yano[1], Hiroshi Sato[2]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

日本列島は地殻の変形と太平洋プレートやフィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震活動や地殻の変形に特徴づけられる。プレート境界の巨大地震に加えて、上盤プレート中の地震は被害と伴う地震の主な原因である。上盤プレート内で起こる地震の最大規模を推定する重要な要素である地震発生層の下限(D90)は、地表からD90までの間においてその領域下での地震の90%が発生していることを示す。本研究では三次元構造により再決定された震源カタログを用いてD90を推定した。

2000年10月から2017年12月までに東経129.2˜146.3˚、北緯30˜46˚、深さ0˜100kmで発生した561,611個の地震を三次元地震波速度構造(Matsubara et al., 2019)を用いて再決定した。これらの地震のうち、活断層に起因する地震として、深さ25km以浅の地震を選び、ある点から±0.1˚(約10km)の1辺が約20kmの矩形内における地震の数が11以上ある場合についてD90を算出した。領域の平均的なD90を推定する場合には、やや広い±0.25˚(約25km)の1辺が約50kmの矩形内における地震の数から算出した。

我々の結果は既往の研究(Omuralieva et al., 2012)とほぼ一致した。浅いD90の地域は地殻熱流量が高い。D90のパターンは地殻熱流量(Matsumoto, 2007)や地温が300℃の深さであるD300degのパターン(Yano et al., 2020)と調和的である。

日本列島のD90はいくつかの特徴的な構造のところを除いて深さ約15kmである。活火山の下は共通して8km以浅という浅いD90で特徴づけられる。D90は前弧より背弧側が浅い。一方で冷たく厚い太平洋プレートの沈み込みにより、千島列島や東北日本、伊豆・小笠原弧等の前弧ではD90が深い。これらの領域での太平洋プレート上面境界の深さは25km以深であることからプレート境界の地震を含んでいないことから、上盤側プレート内の地震活動が深いところまで活発なこと示している。日高山脈や伊豆などの衝突帯ではD90が深く、モホ面の深さも深い(Matsubara et al., 2017)。関東地方南部や東海地方の太平洋岸ではD90が深いが、この領域においてはフィリピン海プレート上面境界が25km以浅のためプレート境界の地震を含んでいる。同時に、神縄・国府津-松田断層や富士川河口断層帯のようにプレート境界から連続的に地震活動が続いている領域でもある。

中新世における日本海拡大に伴い、本州北部の背弧側ではリフトが形成されたが、その後太平洋プレートの沈み込みに伴う圧縮場となり、リフトの形成は停止した(佐藤, 2014)。この中絶リフトの下ではD90は通常よりも深く20km以深まで達している。中絶リフトの中部・下部地殻の岩石は苦鉄質に富むため、この組成の違いによりD90が深くなっている。一方で、この領域のモホ面は浅い。中絶リフトの領域では伸長場時に地殻が薄くモホが浅くなり、さらに苦鉄質に富むマントル物質が大陸地殻に嵌入することにより下部地殻が高速度化し

© 日本地震学会

たため硬い物質が存在することになり、圧縮場において深部の硬い領域における地震活動が観測されると考えられる(佐藤, 2014)。西南日本においては中央構造線の南側のD90が9-10kmである。瀬戸内海に沿った地域ではD90は非常に深く、地殻熱流量が小さい地域と一致する。

本研究により得られた上盤プレートのD90は地殻熱流量やD300degと調和的な結果が得られた。内陸でのD90は、主として最近20Ma(2000万年)に発生したテクトニックな事象により形成された熱レジームやレオロジーに支配されていることを示唆する。

© 日本地震学会

The diveristy of source parameters in deep earthquakes with waveform similarity

*Ayako Tsuchiyama[1], Junichi Nakajima[1]

1. Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology

海溝から地球深部に向かって沈み込むスラブの深部で発生する深発地震は、その発生機構の解明が望まれている。そこで本研究では、太平洋スラブ内の200 km以深における相似地震の波形解析を行った。各地震に対して、P波、S波を含む40秒以上の時間窓で波形相関を計算し、5観測点以上でコヒーレンス値が0.9を超えるペアを相似地震群として定義した。その結果、中部日本領域の3252個の地震のうち、11個の地震が合計5つの相似地震グループを構成していた。次に、hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000)を用いて震源の再決定を行った結果、各グループはそれぞれ共通の断層面を形成するが、グループ内の個々の地震は同一断層面上の異なる場所で発生していることがわかった。さらに、個々の相似地震に対してスペクトル比法および減衰補正を用いて応力降下量、地震波放射エネルギー、地震波放射効率を推定した。その結果、推定された応力降下量は各グループ内ではほぼ同じ値であったが、グループ全体では10-100 MPaの多様性が存在していた。一方、単位モーメント辺りの地震波放射エネルギーと地震波放射効率の値は同一グループ内でも多様であった。本研究によって示された共通のスラブにおける相似地震の震源パラメータの多様性は、スラブ全体の特性よりも局所的な個々の断層の違いによって説明できると考えられる。従って、脱水反応に伴う流体の間隙水圧の上昇で破壊が始まり、塑性変形に伴う熱的な不安定性によって破壊が拡大するという複数の発生機構を用いることで説明できる可能性がある。

© 日本地震学会

Method to Evaluate the Probability of Earthquake Occurrence Using Information of Small Events

*Hiroki Tanaka[1], Ken Umeno[1]

1. Kyoto University

長期的な地震発生リスクを確率的に評価する上で, 地震の発生時刻の間隔についての統計性質は重要である. 地震の時間間隔分布は, M-T図にマグニチュード閾値(Mとする)を一つ設定して得られる点過程において, 隣接する点どうしの間隔(確率変数τ_Mで表す)の従う統計として得られる. この時間間隔分布の性質がカタログ解析により調べられてきた. なかでもマグニチュードの閾値を変えた際の時間間隔分布の性質を調べた研究は, スケールの異なるイベントの時間間隔の従う統計性質の間に普遍的な関係があることを示唆している[1,2]. それらの研究は, 地震の時間間隔の統計性質をその階層構造に注目して調べたものであるが, それらの階層間を繋ぐ方法・性質についてはあまり議論されてこなかった.

そうした階層間を橋渡しするには, 異なるマグニチュード閾値における時間間隔の間の条件付き確率を用いる方法が有効である[3]. この条件付き確率は, 異なる二つのマグニチュード閾値(mおよびM(>m)とする)における時間間隔の関係を, 大きい閾値(M)における時間間隔(τ_M)の中に含まれるという条件のもとで, 小さい閾値(m)での時間間隔(τ_m)の従う分布関数という仕方で与える. この条件付き確率には特徴的なスケール則がカタログ解析から見出されており, その性質より時間間隔分布の分布形を導くことができる.

一方で, 異なるマグニチュード閾値の時間間隔を結びつける方法としては, 小さい閾値(m)においてある長さの間隔が見出されたという条件のもとで, それを含む大きい閾値(M)での間隔の長さがいくらになるか, という確率を用いることも考えられる. この確率は, 上で述べた条件付き確率とベイズの定理により結びつけられるもので, 閾値MおよびmでのMにおける一対一の関係を与えるものである. さらにこのベイズの定理に基づいて, 閾値mにおいて次々に現れる時間間隔($\tau_m^{(1)}$, $\tau_m^{(2)}$, ...)に対してベイズ更新を行うことができる. こうして更新を行って得られる尤度は, 閾値Mにおける時間間隔分布に, それより小さい閾値(m)において出現する時間間隔の情報を取り込んだものである.

発表では, マグニチュードの時系列におけるベイズの定理, およびベイズ更新の適用方法を示した上で, ETASモデル[4]で生成した時系列に対してこのベイズ更新を行った結果について述べる. 図はそのような更新の例である. 図の横軸は前回のM以上の規模のイベントからの経過時間, 縦軸はn回更新したときの尤度($p_{Mm}(\tau_M|\tau_m^{(1)}, ..., \tau_m^{(n)})$)の対数, カラーバーは更新回数(n)を表している. 黒線は更新回数n=0回で, 時間間隔分布を表す. 尤度は更新回数10回ごとに示されている. 太線の左端はその更新回数までの経過時間, 右端は実際に次のM以上のイベントが発生した時の経過時間(図中に縦線で表示されている)を表している. この例では, 短い経過時間でM以上のイベントが発生した場合（図中左側の群）と長時間経過後イベントが発生した場合（図中右側の群）について, 更新が進むにつれて尤度の形が変化していき, 実際にMを超えるイベントが発生した時刻の付近でピークを示す様子が見て取れる. ただし, ベイズ更新の回数はあらかじめ決まっているわけではなく, 図に示したような良い予測がいつでも行えるわけではない. 発表では, M以上のイベントの発生時刻が尤度のピーク付近に現れる条件について議論する.

[1] A. Corral, Phys. Rev. Lett. 92, 108501 (2004).
[2] Y. Aizawa, T. Hasumi, and S. Tsugawa, Nonlinear Phenom. Complex Syst. 16, 116 (2013).
[3] H. Tanaka and Y. Aizawa, J. Phys. Soc. Jpn. 86, 024004 (2017).
[4] Y. Ogata, J. Am. Stat. Assoc. 83, 9 (1988).

© 日本地震学会

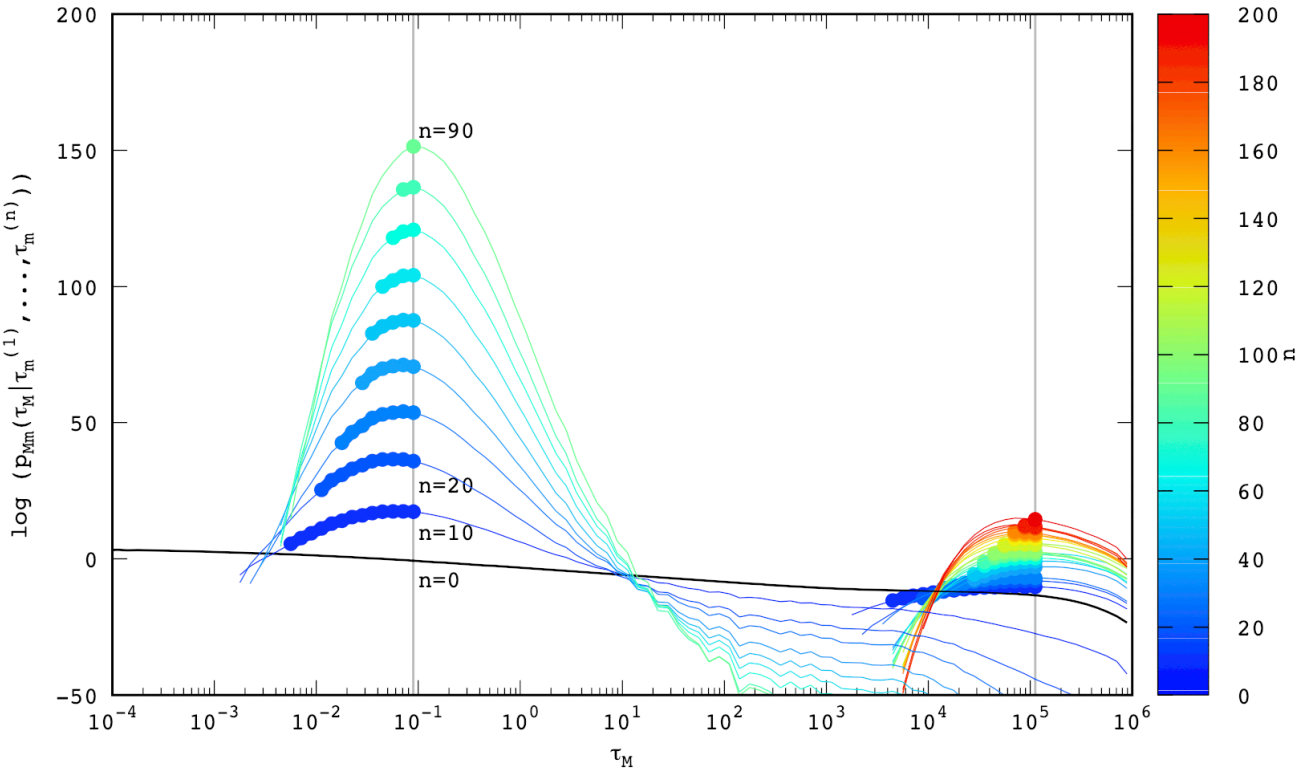


図1　ETASモデルに対してベイズ更新を適用して得られた大イベント(規模がM以上)発生の尤度の例. 横軸は前回の大イベントからの経過時間, 縦軸は尤度に対数をとったもの, カラーバーはベイズ更新の回数(n)を表す. 黒線はn=0回の時間間隔分布で, 尤度はn=10回ごとに表示されている. 太線の左端が各nでのそれまでの経過時間, 右端(縦の線)は実際に大イベントが発生したときの経過時間を示す. 図中には大イベントの発生時刻の異なる二つの例が示されている.

© 日本地震学会

Detection of rate change of induced seismicity using ETAS model

*Hideo Aochi[1], Julie Maury[1], Thomas Le Guenan[1]

1. BRGM

ETAS (Epidemic-Type Aftershock Sequence) model (e.g. Ogata, 1983, 1988) is widely used for natural seismicity, mostly supporting the stationarity of the background seismicity rate caused by tectonics. On the other hand, induced seismicity rate evolves with on-going operation (fluid injection, etc.) and the assessment of non-stationary seismicity is important. In this study, we apply the ETAS model to detect the seismicity change and aim to characterize the obtained ETAS parameters with the operation information such as injected fluid volume.

A standard, stationary ETAS model consists of five parameters (μ, K, α, c, p). The first parameter μ (number of earthquakes par day) is usually considered stationary. The other four concern the cumulative effect of the triggered events. The ratio between μ and K tells that the importance of the "induced" events with respect to "triggered" ones in a sequence. However no explicit formulation of variable μ is known for non-stationary seismicity. Therefore, we are going to decluster the observed seismicity into μ (hereafter called "declustered seismicity rate") and the triggered part.

We have applied ETAS model on different data sets: 2000 Soultz-sous-Forêt, France (stimulation test at deep geothermal site), 2010-2013 Rousse, France (CO_2 storage experiment in depleted gas reservoir) and 2010-2018 Oklahoma, USA (waste water injection, principally). In particular, the seismicity in Oklahoma expands in space and time due to massive injection from multiple wells. We carry out a systematic regression on Oklahoma data (Oklahoma Geological Survey). Spatially, we select each area with a radius of 20 km to have a sufficient number of earthquakes. Temporally, we fix a time window of 200 events, shifting by 50 events, such that the regression is stable enough. After some trials, we determine two variables of interest (μ, K) by fixing the three other parameters. Figure 1 shows the regression result on the declustered seismicity rate μ and the total injected volume on the same area based on the data reported by Oklahoma Corporation Commission, Oil and Gas Division. The variable K does not change significantly. In Figure 1, total volume injected in Arbuckle layers is calculated for each area, and μ is calculated at the 53 areas where there are more than 250 earthquakes recorded of magnitude larger than and equal to 2.3 between 2010 and 2018. The peaks of μ appears from the end of 2014 to 2015. We find that the appearance of high μ does not always corresponds to the high injected volume area

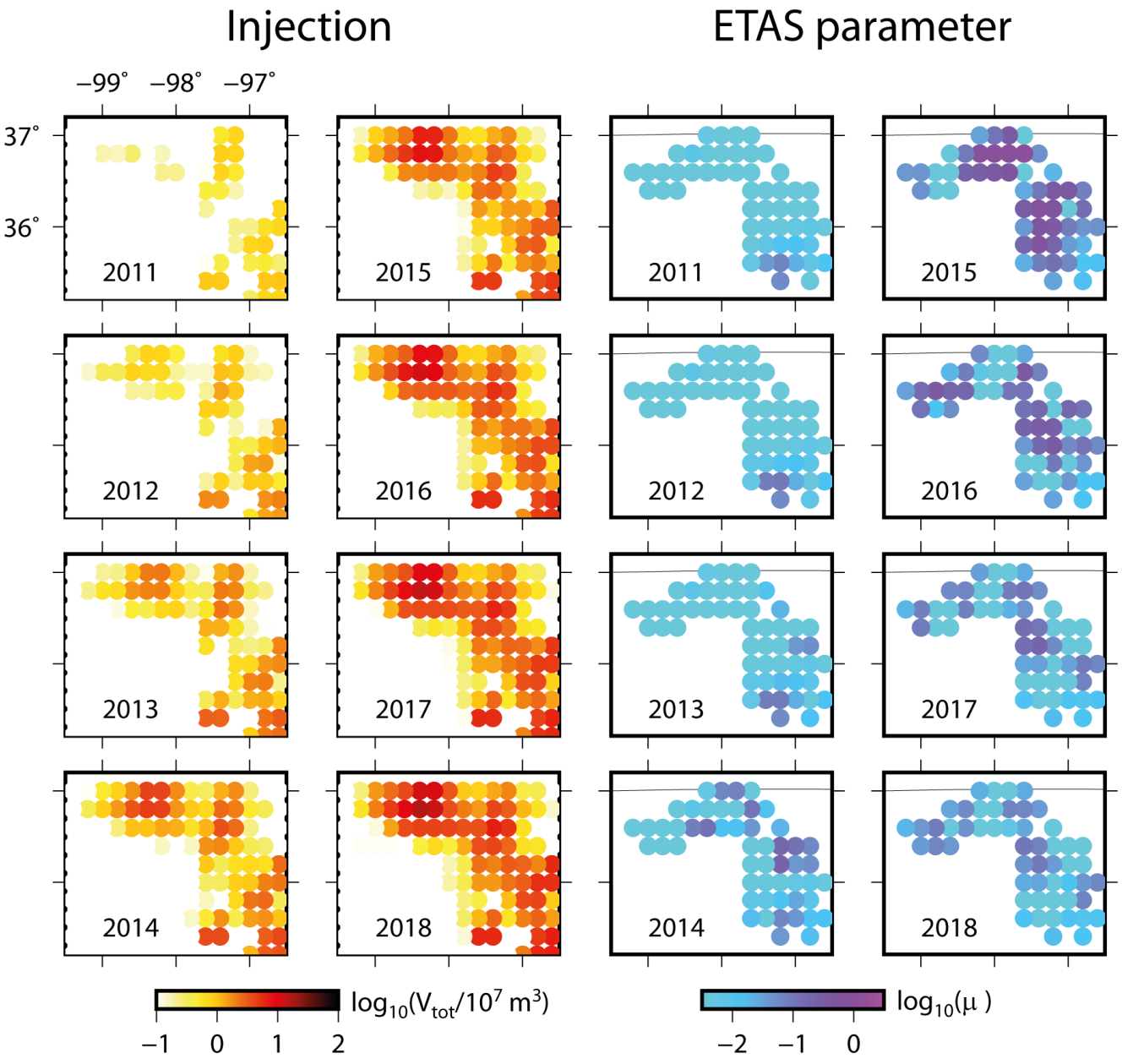
We then analyze among the parameters. The acceleration of μ can be fitted through an exponential function of normalized total injected volume with a ceiling (μ_{max}). After the peak, the attenuation phase can be fitted with an exponential decay of time passed. The values of μ_{max} (about 3-4 eq/day at maximum among them) are not related to the injection itself so that this should be an intrinsic seismic potential at each area. The acceleration and attenuation rates show certain tendency with the other parameters. For example, μ may not increase rapidly for a high μ_{max}. At average, a coefficient of 0.83 (yr^{-1}) is found for an exponential equation of decay. This is much slower (by a factor of 10 and more) than the one we found in the Rousse case. This is because the injection continues anyway in the Oklahoma case.

In conclusion, our statistical analysis allows to follow (forecast) the seismicity evolution with the injection once it begins. However, it is hard to precise the turning points (beginning of the seismicity increase and its peak). The parameters (seismic potential) should be information to learn from the field and

© 日本地震学会

understanding the turning points needs mechanical insights within a fracture system.

Acknowledgement: This work benefits the fundings through GEODENERGIES Miss-CO2 (° 10-IEED-0810-03) and the European Union’ s Horizon 2020 research and innovation programme under grant agreement number ENER/H2020/764531/SECURe.



© 日本地震学会

Room C | Regular session：S06. Crustal structure

Fri. Oct 30, 2020 9:00 AM - 10:00 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 12:00 AM - 1:00 AM UTC | ROOM C

[S06]AM-1

chairperson:Takashi Tonegawa(JAMSTEC)

9:00 AM - 9:15 AM JST | 12:00 AM - 12:15 AM UTC

[S06-10] 3D crustal velocity model around the source region of the 2015 Gorkha earthquake, central Nepal

○Chintan Timsina[1], James Mori[2], Masumi Yamada[2] (1.Graduate school of Science, Kyoto University, 2.DPRI, Kyoto University, Japan)

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

[S06-11] Persistent Long-Period Signals Recorded by an OBS Array in the Western-Central Pacific: Activity of Ambrym Volcano in Vanuatu

○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] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2.JAMSTEC, 3.Kobe University)

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

[S06-12] Frequency Dependency of the Peak Energy Ratios for Teleseismic P Waves at the Hi-net Stations

○Gugi Aucklandi Ganefianto[1], Hisashi Nakahara[1], Takeshi Nishimura[1] (1.Tohoku University Solid Earth Physics Lab)

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

[S06-13] Application of Adjoint Waveform Inversion to Hi-net Data in Central Japan Island

○Kota Mukumoto[1], Takeshi Tsuji[1] (1.Kyushu University)

3D crustal velocity model around the source region of the 2015 Gorkha earthquake, central Nepal

*Chintan Timsina[1], James Mori[2], Masumi Yamada[2]

1. Graduate school of Science, Kyoto University, 2. DPRI, Kyoto University, Japan

We investigate the 3D crustal structure of central Nepal in the source region of the 2015 Gorkha earthquake (M_w 7.8) by applying a seismic tomography inversion method. We use P- and S-wave traveltime data of the Gorkha earthquake sequence recorded by a temporary aftershock monitoring network of 42 stations and 1406 events, to determine Vp and Vp/Vs models of the region. Seismicity forms two separate east-west seismic belts located north and south of the main coseismic slip area. The width of the northern belt varies along-strike. First, we calculate a 1D velocity model of the area following the approach of Kissling et al. (1994) and relocate all the events in the database. With this 1D velocity model, we then use SIMUL2000 (Thurber and Eberhart-Phillips, 1999) to determine a coarse 3D velocity model. Finally, the grid spacing is made smaller to determine a detailed 3D velocity model. This study contributes to our knowledge of seismo-tectonics by providing a detailed velocity structure within the source region of the Gorkha earthquake. In addition, we hope to identify structural features that controlled the rupture limit of the main event.

Key words: *Seismic tomography, crustal structure, Nepal Himalaya, Gorkha earthquake*

© 日本地震学会

Persistent Long-Period Signals Recorded by an OBS Array in the Western-Central Pacific: Activity of Ambrym Volcano in Vanuatu

*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]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. JAMSTEC, 3. Kobe University

地殻および最上部マントル構造の解明には雑微動の相互相関解析が有用である. 一般的な解析では, 雑微動源が空間的に均質に分布することが仮定される. しかし, 持続的に地震波信号を生み出す微動源(例えば阿蘇山)が空間に局在すると, 前述の仮定が崩れるため, 構造解析の結果にバイアスをもたらす可能性がある. 全地球規模の解析からギニア湾や西中央太平洋においてもこのような微動源が報告されているが, 地震波信号の発生メカニズムはいずれも未解明なままである.

2014年から2017年にかけて, オントンジャワ海台の構造の解明を目的に, 地球物理観測網(OJPアレイ)が西中央太平洋に展開された. 海底地震計(OBS)の鉛直成分に記録された雑微動に対し, 相互相関解析をおこなったところ, 観測点間を伝播するレイリー波よりも見かけ群速度の速い波束が観測された. その波束の卓越周期は25秒と18 秒であり, 信号の強さは季節性変動を示さないものの, 大きく時間変動をする. 相互相関関数を用いたback projection解析と, 地震波データのスペクトログラムの比較から, 信号の発生源はOJPアレイ中心部から南東方向に～1900 km離れたバヌアツのアンブリム火山にあると推定された. アンブリム火山の活動的な火口付近にある1点の中周期地震計データを用いてpolarization解析をおこなった. 1点の観測点のみでは震源の位置を一意に決定できないが, 例えば火口直下に震動源が存在すると仮定すると, 2つの周期の信号の震源は, 互いに～2 km離れており, ともに海面下～0–1 kmにあると推定される.

このような火山起源の持続的な地震波信号は, 阿蘇山周辺でも広域(～2500 km)にわたって観測されており, 火山性流体の流れが引き起こしたクラックの持続的な振動に起源をもつことが知られている. 一方, アンブリム火山においても, InSARデータを用いた先行研究により, 火口直下浅部にダイクが存在すると推定されている. 本研究で観測されたアンブリム火山の地震波信号も, 阿蘇山のようなクラックやダイクの持続的な振動に起源をもつ可能性がある. 地震波信号の発生メカニズムをより詳細に解明するためには, アンブリム火山の火口近傍に地震計観測アレイを展開する必要がある.

© 日本地震学会

Frequency Dependency of the Peak Energy Ratios for Teleseismic P Waves at the Hi-net Stations

*Gugi Aucklandi Ganefianto[1], Hisashi Nakahara[1], Takeshi Nishimura[1]

1. Tohoku University Solid Earth Physics Lab

Subsurface heterogeneity in seismic velocity is an important aspect for understanding the seismotectonic setting of a region. Large scale heterogeneities are often studied using for example seismic tomography. On the other hand, smaller scale heterogeneities can be inferred from the scattering of seismic waves.

Peak energy ratio is a measure for the strength of small-scale heterogeneities, and is defined as the ratio of the maximum energy of P wave in the transverse component seismogram, to the sum of the maximum energy in the transverse, radial, and vertical components. According to Sato (2006), the peak ratio can be approximated as $1.81\,\varepsilon^2 z/a$ where ε, z, and a are fractional fluctuation in seismic velocity, thickness of the heterogeneous medium, and correlation distance respectively. Kubanza et al., (2007) used the peak ratio to quantify small-scale velocity heterogeneities on a global scale. In Japan, Nishimura (2012) estimated the peak ratios and found that non-active regions such as those far from volcanoes, yield smaller peak ratio, albeit still larger than at stable continents. Nishimura (2012) noted that the peak ratios generally increase with frequency, but did not quantify this observation. In this study, we quantify the frequency dependency of the peak ratio and discuss its relations to Japan's tectonic setting.

Data from 803 stations and 99 earthquakes, recorded for the period between 2010 and 2019, were considered for this study. Teleseismic events with magnitude and depth of 5-6.5 and >300 km respectively were used, ranging between 0^{o}-60^{o} epicentral distance. We discarded any source-receiver pair with less than 10 signal-to-noise ratio, and calculated the mean-squared envelopes. Finally, we stacked the envelopes for all stations that record >10 earthquakes.

Results show that there is a divide in scattering properties over Japan, where larger peak ratios can be found on east Japan. This was previously obtained by Nishimura (2012) and successfully replicated here. Uncertainty is calculated using the Jack-Knife test, presented as the coefficient of variation, with error on average considerably less than 5%. We perform the analysis under four frequency bands: 0.5-1; 1-2; 2-4; and 4-8 Hz, and observe an overall increase in peak ratio with frequency similar to Nishimura (2012). To analyse the frequency dependency in our results, we define *frequency gradient* as the gradient, m of the trendline $\log p = m \log f_c + a$ where p is the peak ratio, and f_c is the central frequency of each frequency band.

There is a seeming pattern of the frequency dependency in relation to the volcanic front. Stations located on the West/back-arc show steeper frequency gradient hence stronger frequency dependency. We look into Kanto-Tokai, Tohoku, and Kyushu where the traces of the volcanic front are more conspicuous. We performed the t-value test to determine that statistically, western peak ratios are more dependent on frequency, for Kanto-Tokai, Tohoku, and Kyushu. We also did the Pearson's χ^2 test to confirm the perceived visual pattern of high correlation to the West and vice versa at Kanto-Tokai and Tohoku. For Kyushu, the visual impact is not as discernible as the others even though the difference in East and West frequency gradients is statistically significant.

There are possible scenarios that might explain this frequency dependency. If the pattern mostly reflects the scattering in the deeper lithosphere, then this contrast can be attributed to the more inhomogeneous

© 日本地震学会

velocity structure of the mantle wedge in the back-arc where rich small-scale heterogeneity region scatters high frequency seismic components more strongly than lower frequencies. This accordingly increases the profoundness of the scattered P wave contribution into the transverse seismogram at higher frequencies. On the other hand, the makeup of the transverse seismogram is mostly influenced by scattering in the shallow depth, which would imply impressions from shallow structures such as sedimentary plains. This only further emphasizes the needs to study the depth dependency in scattering heterogeneity, for example, by combining teleseismic and local events to model the seismogram envelope using the Monte Carlo simulation. This will be the premise for our future works.

Acknowledgement: We would like to thank the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED), Japan, for their data of high sensitivity seismograph network (Hi-net).

© 日本地震学会

Application of Adjoint Waveform Inversion to Hi-net Data in Central Japan Island

*Kota Mukumoto[1], Takeshi Tsuji[1]

1. Kyushu University

Since 2000, seismic velocity structures have been resolved by waveform-based tomography technique due to growth of computational resource. Waveform inversion problem can be solved by using adjoint technique. Adjoint technique takes advantage of full numerical simulation and finite frequency sensitivity kernels (banana-doughnut sensitivity kernels). These advantages can give more accurate estimation and fine structures in crustal and global seismic tomography model (Tape et al., 2009, Zhu et al., 2012).

In Japan, ray tomographic method mainly has been used for imaging crustal structures as P-wave velocity and S-wave velocity model (Matsubara et al., 2019). Seismic interferometry by using seismic ambient noise also has been implemented for S-wave velocity structures (Nimiya et al., 2020, Nishida et al., 2008). More recently, adjoint method was used to estimate velocity model in Kanto region and found more heterogeneous structures compared to models which was estimated by using ray-based technique (Miyoshi et al., 2016). In this research, adjoint tomography was employed to estimate S-wave velocity model in central Japan. In central Japan, existing velocity models were estimated by inverting either surface or first arrival of body wave. On the other hand, our velocity model was estimated by jointly inverting both surface and body waveforms.

We used 84 earthquakes and 35,065 waveforms data that recorded by 358 Hi-net stations. Because the signals with high signal to noise ratio were required, this study used earthquakes that have magnitude over than 4. Here, we tried to fit time-frequency phase misfit between observed and synthetic seismograms with period band of 30~5 second. Surface wave is dominant component in our data, therefore, synthetic data was obtained by spectral element method which can accurately estimate the effects of free surface topography. We found that the final model is similar to S-wave velocity model estimated by seismic interferometry (Nishida et al., 2008). Our results show velocity anomalies related with volcanos, Median Tectonic line and Niigata-Kobe Tectonic line.

© 日本地震学会

Room C | Regular session：S04. Tectonics

Fri. Oct 30, 2020 10:00 AM - 10:15 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 1:00 AM - 1:15 AM UTC | ROOM C

[S04]AM-1

chairperson:Takashi Tonegawa(JAMSTEC)

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

[S04-01] 3-D Numerical Simulation of Island Arc Deformation Due to Steady Plate Subduction: Effects of a Bend of the Trench Axis

○Yutaro Mori[1], Yukitoshi Fukahata[2] (1.Graduate School of Science, Kyoto University., 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

3-D Numerical Simulation of Island Arc Deformation Due to Steady Plate Subduction: Effects of a Bend of the Trench Axis

*Yutaro Mori[1], Yukitoshi Fukahata[2]

1. Graduate School of Science, Kyoto University., 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

島弧海溝系は、島弧で高く海溝で低い重力異常および地形で特徴づけられる。このような特徴は、沈み込み帯において例外なく観測されるが、その変形の物理的メカニズムは未解明の問題として残されている。
Fukahata and Matsu’ura (2016)は、プレートの定常沈み込みによって引き起こされる島弧リソスフェアの変形を弾性-粘弾性2層構造における変位の食い違い理論に基づいて理論的に計算し、島弧-海溝系の2次元的な変形メカニズムをリソスフェアの回転運動と重力の組み合わせで説明した。
しかし、実際の沈み込み帯における島弧-海溝系の形成過程においては、沈み込む海洋プレートの3次元的な形状による効果も重要と考えられる。例えば、豊後水道や日本海溝と千島海溝の接合部(津軽海峡沖)など、海溝軸が屈曲している場所で屈曲部付近に大きな負のフリーエア重力異常が観測される(Sandwell and Smith, 1997)。この効果は数値モデルにより再現されている(Hashimoto et.al., 2004, 2008)が、重力異常が生じる物理的メカニズムは説明されていない。

本研究では、変位の食い違い理論(Fukahata and Matsu’ura, 2005, 2006)に基づいて定常沈み込みによる島弧リソスフェアの変形を計算する3次元数値モデルを実装した。このモデルを用いて、走向の異なる2本の直線的な海溝軸がなめらかに繋がる形状を持つプレート境界における定常沈み込みによって引き起こされる島弧リソスフェアの変形を計算した。ここで、2本の海溝軸の交わる角度を20度から80度まで変化させてその影響を調べた。

数値計算の結果、いずれの角度においても海溝軸の屈曲部付近に大きな沈降が生じることが再現された。この結果は、実際の沈み込み帯において観測される重力異常と調和的である。また、海溝軸の屈曲する角度が大きくなるほど沈降の空間スケール及び沈降量が大きくなることが分かった。
このような沈降のパターンは、水平方向の運動に基づいて以下のように合理的に説明される。2本の海溝軸のそれぞれに対し、海洋プレートはななめ沈み込みをする。そのななめ沈み込みの横ずれ成分の方向は、海洋プレートから見て海溝軸の屈曲部に対し右側で右横ずれ、左側で左横ずれとなる。これにより、島弧リソスフェアは屈曲部付近で左右に開く方向に運動をする。このような水平方向の運動に伴って海溝軸の屈曲部付近において質量が不足した結果、島弧リソスフェアで大きな沈降が生じたと考えられる。この考えは、2本の海溝軸の交わる角度が大きくなるほど横ずれ成分が大きくなり、屈曲部周辺の沈降量が大きくなることとも調和的である。

© 日本地震学会

Room C | Regular session：S07. Structure and dynamics of the Earth and planetary interiors

Fri. Oct 30, 2020 10:30 AM - 11:00 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 1:30 AM - 2:00 AM UTC | ROOM C

[S07]AM-2

chairperson:Masayuki Obayashi(JAMSTEC)

10:30 AM - 10:45 AM JST | 1:30 AM - 1:45 AM UTC

[S07-01] Mantle discontinuities oceanward of the Krile - Honshu slab

○Masayuki Obayashi[1], Yoshimitsu Junko[1], Fukao Yoshio[1] (1.JAMSTEC)

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

[S07-02] Three dimensional shear wave structure in the upper mantle beneath the old Pacific plate

○Takehi Isse[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Nozomu Takeuchi[1], Hiroko Sugioka[2], YoungHee Kim[3], Hisashi Utada[1], Sang-Mook Lee[3], Kazunori Yoshizawa[4] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.Kobe University, 3.Seoul National University, 4.Faculty of Science, Hokkaido University)

Mantle discontinuities oceanward of the Krile - Honshu slab

*Masayuki Obayashi[1], Yoshimitsu Junko[1], Fukao Yoshio[1]

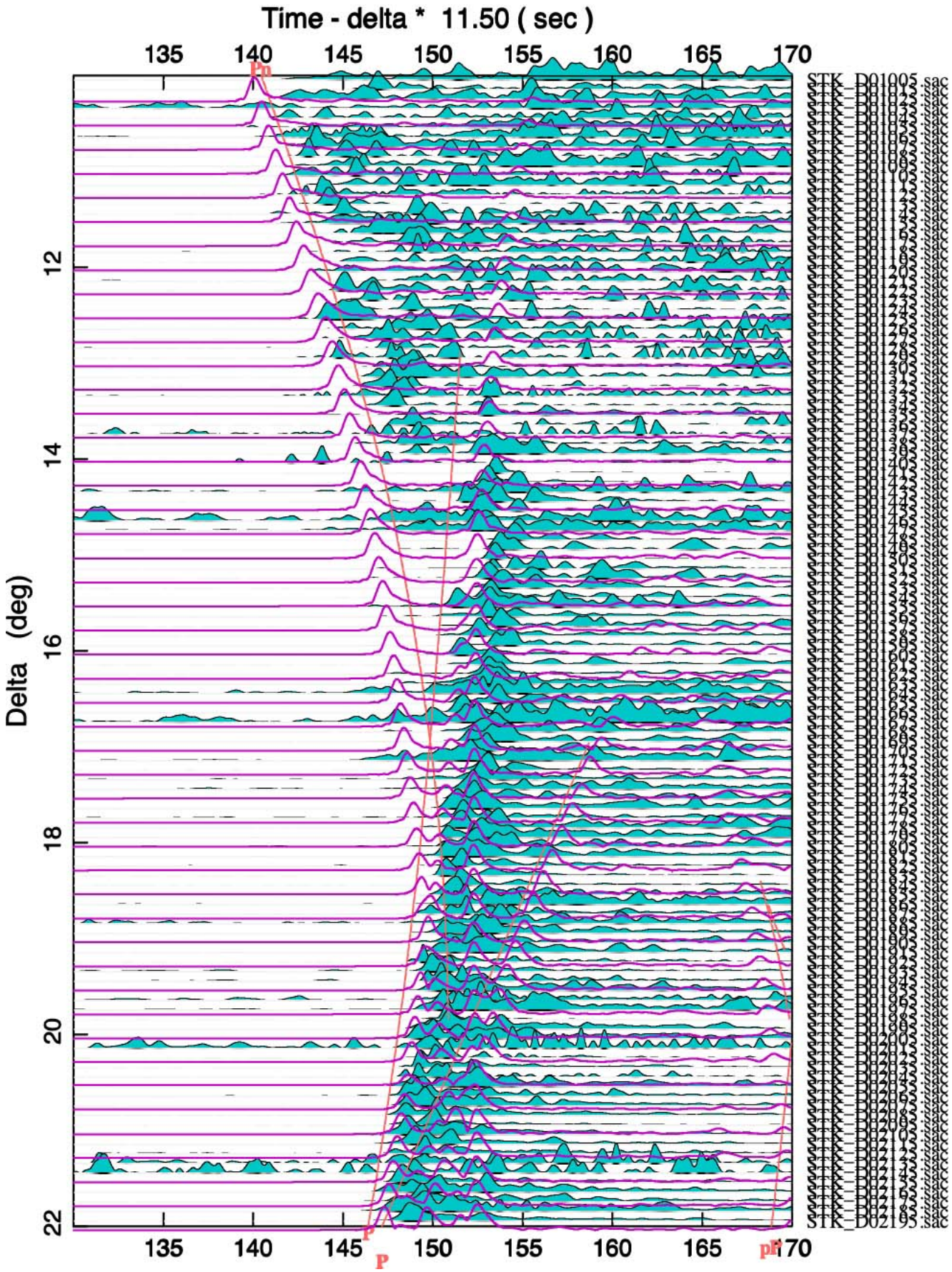
1. JAMSTEC

本州スラブの下の410-km分連続面の直上には低速度異常があり，高温の異常に起因することが示唆されている（e.g. Obayashi et al, 2006; Bagley & Revenaugh, 2008）. しかしそこで示された低速度異常域は本州スラブおよび伊豆–小笠原スラブの北端付近と限定的であり、その広がりは未だ明らかでない。我々はJpGU-AGU joint meeting 2020において千島海溝付近で起きた11地震を解析し、南千島から本州にかけても２–３％の低速度異常が410-km不連続面の直上にあるが、660-km不連続面付近では顕著な異常が見られないことを示した。そこでは11地震の自乗エンベロープ波形を震源深度が120kmとなるように補正後スタックした波形を用い、スタック波形の走時を説明する１次元速度構造をフォワードモデルリングによって示した。

今回、Obayashi et al.（2006）で示された１次元速度モデルM200M（200℃高温及び１％未満のメルトに起因する410-km不連続面直上の低速度異常および410-km不連続面の沈降）に基づく波形を計算し、スタック波形との比較を行った（図）。このモデルでは深さ310～460kmでM200Mを採用し、他の深さでは解析に使用したすべての地震–観測点間波線に沿った３次元速度構造（GAP_P4；obayashi et al., 2013）の平均で１次元構造を求めている。図が示すようにモデルM200Mによる合成波形は410-km 不連続面に関連するトリプリケーション波形を非常に再現している．従って沈み込むスラブの下の410-km不連続面付近の異常は本州スラブに限られたものではなく千島から本州にかけても見られる一般的な現象と考えられる。ただし、410km不連続面より浅い最深点を持つ初動波形の振幅は観測に比べて非常に小さく、トモグラフィーの平均では説明できず、スラブに対応する高速異常は改良しなくてはならないことを示唆している。

図：11個の地震をスタックした自乗エンベロープ波形（青色で塗りつぶされたもの）とM200M１次元速度構造をもとに合成された波形（マゼンタ）。

© 日本地震学会


Time - delta * 11.50 (sec)
135
140
145
150
155
160
165
170
Pu
P
pP
Delta (deg)
12
14
16
18
20
22
STK_D01005.sac
STK_D02195.sac

© 日本地震学会

Three dimensional shear wave structure in the upper mantle beneath the old Pacific plate

*Takehi Isse[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Nozomu Takeuchi[1], Hiroko Sugioka[2], YoungHee Kim[3], Hisashi Utada[1], Sang-Mook Lee[3], Kazunori Yoshizawa[4]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Kobe University, 3. Seoul National University, 4. Faculty of Science, Hokkaido University

多国間連携による海底地球物理観測イニシアティブ「太平洋アレイ」計画は，太平洋の年代の異なる様々な海域で1～2年のアレイ観測を展開することで，10～15年程度の期間で太平洋全体をカバーする「アレイによるアレイ」観測を実現し，海洋リソスフェア・アセノスフェアの理解を統合的に深化させることを構想している．

この太平洋アレイの第1期アレイとして，2018年秋から2019年秋にかけ，グアム東方沖の深海盆（海洋底年代約1.7億年）において，海底地震電磁気観測（Oldest-1アレイ）を日韓合同で実施した．このアレイは，太平洋最古の海洋底に位置しており，プレート成長の端成分を実証的に制約すると共に，太平洋プレート生成初期のプレート成長を明らかにすることを目的としている．観測は，日本側が観測機器（広帯域海底地震計(BBOBS)12台，海底電位差磁力計7台）を供出し，機器の設置・回収は韓国の研究船を使用して実施された．この観測では従来のBBOBSに微差圧計（DPG）を追加し，さらに錘の足の長さを従来の1mから2mに延長する改良を加えたものを使用した．BBOBS 12台中11台は良好な記録を取得し，1台はDPG記録のみ取得であった．傾斜ノイズ・コンプライアンスノイズ除去を施した鉛直成分を解析に用いた．

本研究は，表面波インバージョン手法を用いた上部マントルS波速度構造から，西太平洋の古い海洋底(1.2-1.8億年）の特徴を明らかにすることを目的としている．

Oldest-1アレイで得られた地震波形記録を用い，４次の高次モードまでの表面波位相速度を測定し，既存の測定データ(Isse et al., 2019, EPSL等)に追加し，鉛直異方性を考慮した太平洋全体の3次元上部マントルS波速度構造を求めた．

得られた構造は以前のモデル(Isse et al., 2019)と大局的には似ているが，西太平洋域に注目するとOldest-1アレイ直下では以前のモデルよりリソスフェアが高速度かつ厚いという違いが得られた．海洋底年代毎の上部マントルの速度構造を求めたところ，1.2-1.4億年までは海洋底が古くなるほど高速度であるが，1.4億年より古い海洋底では年代依存は不明瞭であった．

© 日本地震学会

Room C | Regular session：S10. Active faults and historical earthquakes

Fri. Oct 30, 2020 11:00 AM - 11:45 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 2:00 AM - 2:45 AM UTC | ROOM C

[S10]AM-2

chairperson:Shinji Toda(東北大学)

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

[S10-01] Subsurface structure revealed by S-wave seismic reflection across the East Matsumoto Basin fault, the ISTL fault system

○Haruo Kimura[1], Hisao Kondo[2], Kouta Koshika[3], Yusuke Kawasaki[3], Yoko Yoshimi[4], Hideki Kurosawa[3] (1.Central Research Institute of Electric Power Industry, 2.Geological Survey of Japan, AIST, 3.OYO Corporation, 4.IRIDES, Tohoku University)

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

[S10-02] Measurement of strike and dip of the Atotsugawa fault by cosmic ray muons

○Daisuke Ikeda[1], Akimichi Taketa[2], Katsuya Yamazaki[3], Kentaro Omura[4] (1.Kanagawa Univ., 2.ERI, 3.Chubu Univ., 4.NIED)

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

[S10-03] On-fault geological fingerprint of earthquake rupture direction

○Yoshihiro Kaneko[1], Jesse Kearse[2] (1.Kyoto University, 2.Victoria University of Wellington)

Subsurface structure revealed by S-wave seismic reflection across the East Matsumoto Basin fault, the ISTL fault system

*Haruo Kimura[1], Hisao Kondo[2], Kouta Koshika[3], Yusuke Kawasaki[3], Yoko Yoshimi[4], Hideki Kurosawa[3]

1. Central Research Institute of Electric Power Industry, 2. Geological Survey of Japan, AIST, 3. OYO Corporation, 4. IRIDES, Tohoku University

糸魚川−静岡構造線断層帯北部区間は，主に神城断層および松本盆地東縁断層北部によって構成されるほぼ南北走向の活動セグメントであり，その変位センスは東側隆起の逆断層成分が主体となっている（例えば，地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015, 糸魚川ー静岡構造線断層帯の長期評価（第二版）, 60p）．本研究では，糸魚川−静岡構造線断層帯北部区間の松本盆地東縁断層北部の活動に伴う地震時断層変位量を明らかにすることを目的とし，深度50 m程度までを対象としたS波反射法地震探査を実施した．

本探査地点は，松本盆地東縁断層北部のほぼ中央付近である長野県北安曇郡池田町花見に位置する（図a. 探査地周辺の活断層分布．近藤・谷口（2014, 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 地質調査総合センター速報, 66, 147–158）に加筆）．測線周辺には大峰山地から西流する扇状地面群が分布し，東側隆起の低断層崖および撓曲崖が生じている（例えば，丸山ほか, 2010, 糸魚川-静岡構線断層帯における重点的な調査観測 平成17～21年度 成果報告書, 文科省研究開発局・国交省地理院・東大地震研, 230–254）．また，測線周辺ではこれまでにも，トレンチ調査や群列ボーリング調査が実施され，活動履歴や地震時上下変位量が検討されている（遠田ほか, 2010, 糸魚川ー静岡構造線断層帯における重点的な調査観測 平成20年度 成果報告書, 文科省研究開発局・国交省地理院・東大地震研, 109–122; 丸山ほか, 2010, 前出; 近藤・谷口, 2014, 前出; 丸山ほか, 2015, 活断層研究, 15, 87–92）．

本探査測線群は，測線長130～500 mの東西3本と南北3本の合計6本の測線で構成される（図b. S波反射法地震探査測線および既存ボーリング掘削地点の詳細位置．ボーリング掘削地点は近藤・谷口（2014, 前出）および近藤・木村（2018, 活断層の評価に関する調査観測 「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」 平成29年度 成果報告書, 文科省研究開発局・産総研, 3–54）による．基図には池田町発行の1:2,500都市計画図を用いた）．現場探査データ取得は，一般的な共通中間点重合法（例えば，物理探査学会, 2016, 物理探査ハンドブック 増補改訂版, 1045p）によって行った．発震点間隔・受振点間隔は共に2 m（標準）で，震源にはOYO CAG製のポータブルバイブレータを使用し，受振器にはOYO Geospace製のGS-20DM（固有周波数14 Hz）を使用した．各測線共に固定展開によって，Geometrics Inc.製のGEODEを用いてサンプリング間隔0.5 ms，記録長2 sでデータ収録を行った．取得した探査データに対して，SeisSpace ProMAX （Halliburton Energy Services製）を用いて，一般的な共通中間点重合法（例えば，物理探査学会, 2016, 前出）による各種のデータ編集・フィルタ処理を施し，地質・構造解釈に資する探査断面を得た．

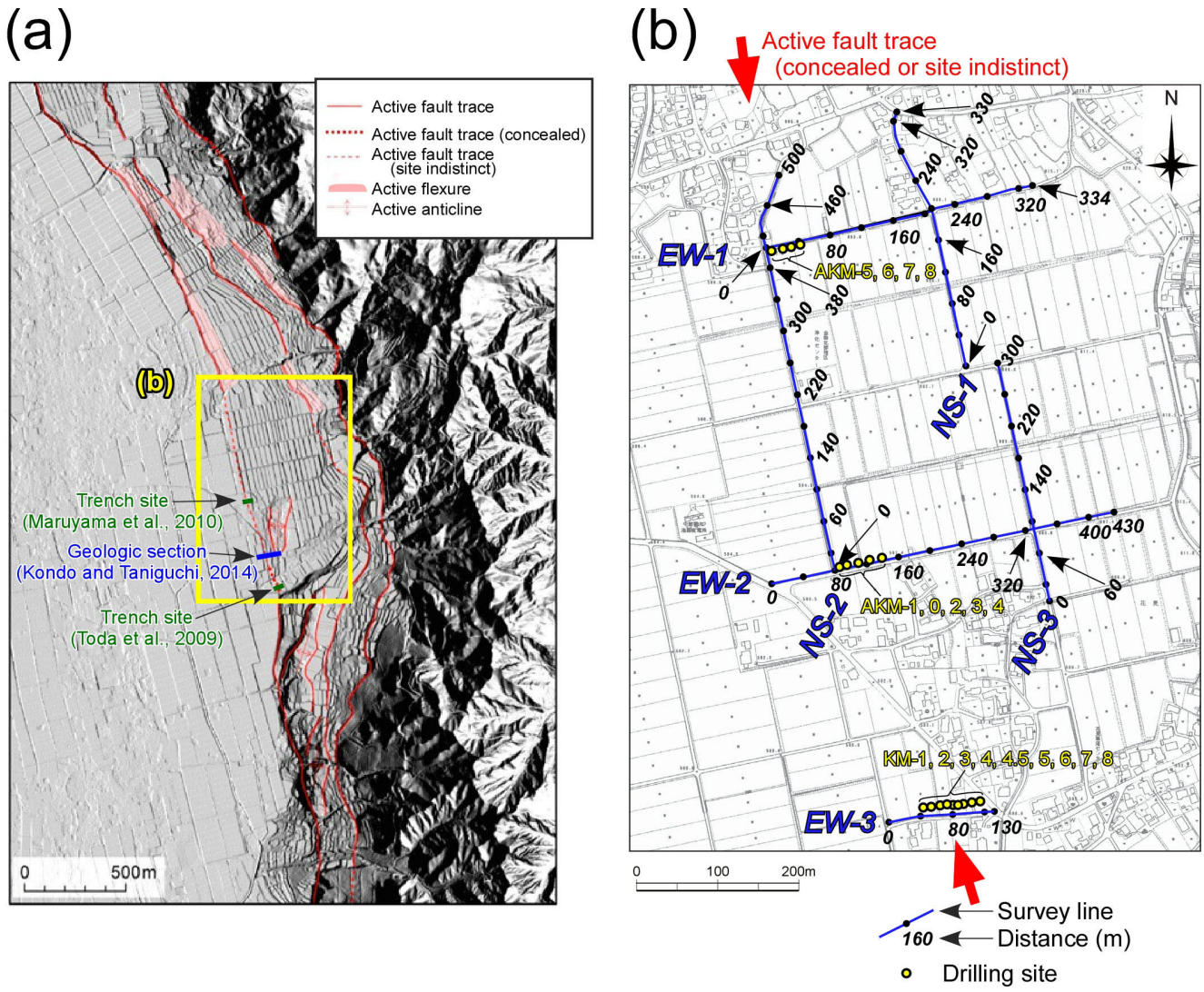
得られた深度変換断面に対する地質学的解釈の結果，断層にほぼ直交する3本の東西測線のそれぞれにおいて，約20度で東傾斜する断層，あるいは断層に伴う東側隆起の変形構造が認められた（図c. 探査結果断面の解釈の例．3本ある東西測線のうち，最も北側の測線の断層付近を拡大したもの）．こうした断層の傾斜角と既存研究で得られている地震時上下変位量（近藤・谷口, 2014, 前出）から，本地点における断層傾斜方向沿いの地震時変位量は約5.3 mと算出された．さらに，完新世の断層活動履歴（丸山, 2010, 前出; 近藤・谷口, 2014, 前出）も考慮して断層傾斜方向に沿った平均変位速度を算出すると，約1.5～2.1 mm/yrとなった．

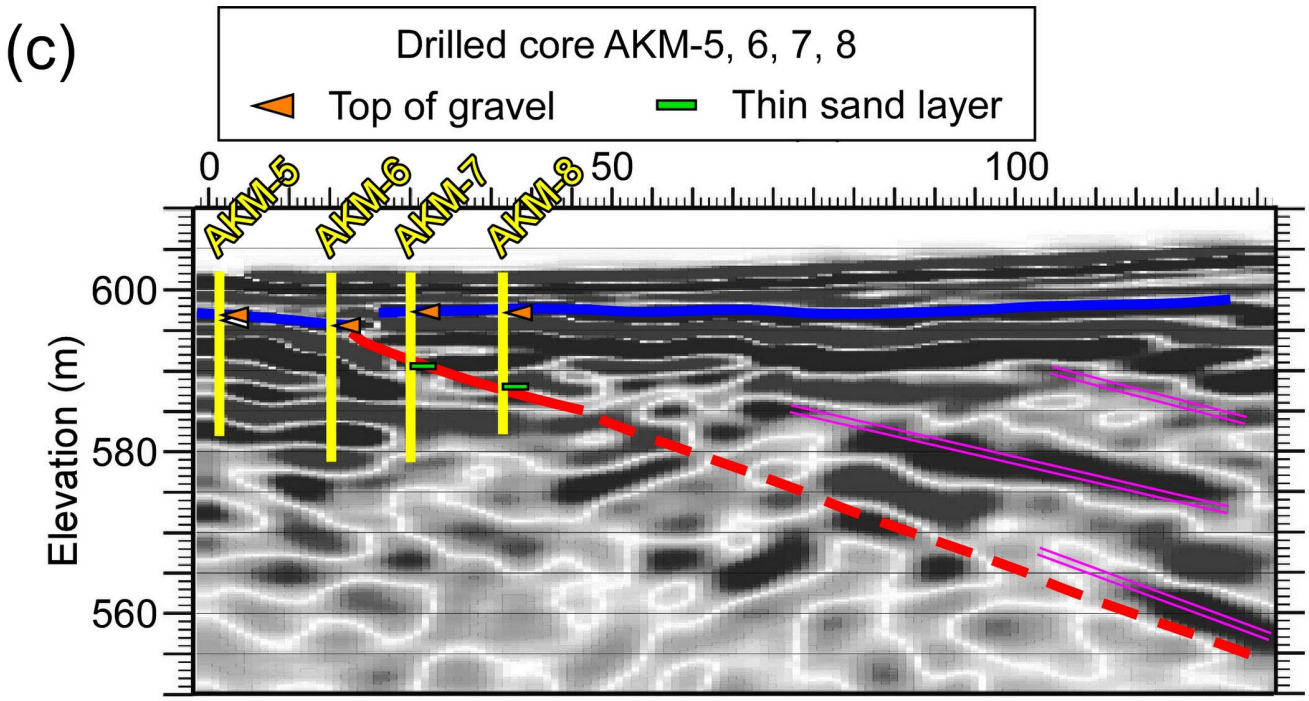
【謝辞】本探査の現場作業においては，地元官公庁・住民および応用地質株式会社の関係各位に御理解・御協力いただいた．本研究は文部科学省「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」プロジェクトの一部として実施した．前記プロジェクトのメンバー及び外部評価委員の皆様には多くの御協力と

© 日本地震学会

議論をいただいた．以上，ここに記して謝意を表する．

© 日本地震学会


(a)
Active fault trace
Active fault trace (concealed)
Active fault trace (site indistinct)
Active flexure
Active anticline
(b)
Trench site (Maruyama et al., 2010)
Geologic section (Kondo and Taniguchi, 2014)
Trench site (Toda et al., 2009)
0 500m
(b)
Active fault trace (concealed or site indistinct)
N
EW-1
AKM-5, 6, 7, 8
NS-1
EW-2
NS-2
AKM-1, 0, 2, 3, 4
NS-3
EW-3
KM-1, 2, 3, 4, 4.5, 5, 6, 7, 8
0 100 200m
Survey line
160 Distance (m)
Drilling site


(c)
Drilled core AKM-5, 6, 7, 8
Top of gravel
Thin sand layer
AKM-5
AKM-6
AKM-7
AKM-8
Elevation (m)
600
580
560

© 日本地震学会

Measurement of strike and dip of the Atotsugawa fault by cosmic ray muons

*Daisuke Ikeda[1], Akimichi Taketa[2], Katsuya Yamazaki[3], Kentaro Omura[4]

1. Kanagawa Univ., 2. ERI, 3. Chubu Univ., 4. NIED

地震時の強振動分布や津波の規模と挙動の予測には断層の姿勢とすべり量が必要であるが、地下数10mから数100mまでの断層の姿勢については、測定が困難である場合も多く、観測の空白域となることがある。本研究ではボアホール内に設置可能な宇宙線ミューオン検出器を開発し、地下浅部の3次元密度構造の測定を可能とした。また本手法で跡津川断層の破砕帯において密度構造測定を行ない、断層の姿勢の測定を行なった。この手法により、断層破砕帯や上盤下盤に密度差がある断層浅部の姿勢を測定することが可能である。
宇宙線ミューオンを用いた透視技術はミュオグラフィと呼ばれ、数十mから数kmまでの構造物の内部構造（平均密度）を非破壊的に測定できる事、一地点から広範囲の領域を測定する事が可能である事から、火山等巨大な構造物の透視が行われてきた。一方で宇宙線ミューオンは上空から飛来するため測定対象は検出器より上方に位置する物に限られる事、既存のシンチレータを用いた検出器はその大きさや電源から設置箇所が限られる事から、地下の構造測定には不向きであった。そこでボアホール内に挿入可能な小型のミューオン検出器を開発した。この検出手法は特定の仰角（約55±15度）に感度があるため、ボアホール内を深さ方向にスキャンすることで、地下浅部の3次元密度構造を測定する事を可能とした。この探査は密度に感度のある測定であり、断層破砕帯や上盤下盤に密度差がある断層の姿勢を測定することができる。
観測は防災科学技術研究所の跡津川ドリリングプロジェクトにより掘削したボアホールで行なった。ボアホールの直径は15cmであり、シンチレータを用いたミューオン検出器設置空間としては極小である。開発したミューオン検出器を図1に示す。検出器は長さ1mのシンチレータ16枚で構成されており、方位角ごとに到来ミューオン数を測定可能である。本測定器を用いて2016年から2017年にかけて、地下100mまで10m刻みに測定を行なった。
観測された各深さ各方向からのミューオン数から断層の姿勢の情報を得るためには、本観測状況を反映したミューオン数期待値モデルが必要である。モデルは地表におけるミューオンのエネルギースペクトル、詳細地形データ（DEM）による地中通過距離と地中での減衰量、検出器応答を組み合わせて構築されており、断層の影響の少ない浅部でその妥当性を検証している。このモデルに断層を加え、断層の位置、姿勢を変えた場合のミューオン数期待値と、観測データの一致度を比較することで、断層の姿勢を推定する。一例として、断層を1枚板だと仮定し、走行、傾斜、深さ、幅、密度をパラメータとして、それぞれ走行傾斜を10度刻み、深さ、幅を10m刻み、密度を0.1 g/cm^{3}刻みで動かした結果、最も観測データと一致したパラメータと、走行-傾斜平面でのχ2乗/自由度の様子を図2に示す。この結果は既知の大局的な走行や、ボアホール近傍の露頭に見られる傾斜と良く一致している。
本研究で構築したボアホール内ミューオン検出器を用いた断層浅部の探査手法は、既存の測定手法では得る事が難しかった地下数10mから数100mにおける広域の断層破砕帯や上盤下盤に密度差がある断層の姿勢を測定するユニークな手法となる。現在、本検出器の改良型として、検出器直径を120mmから86mmへと小型化することで、陸上掘削において最も多用される86コアで使えるようにし、かつ到来天頂角にも感度を持つ測定器を開発中である。

© 日本地震学会

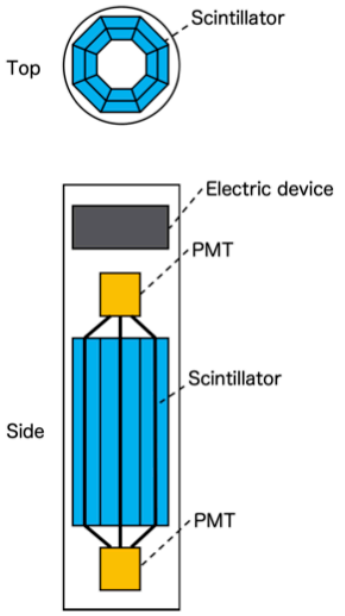


図 1: ボアホール設置型ミューオン検出器の模式図

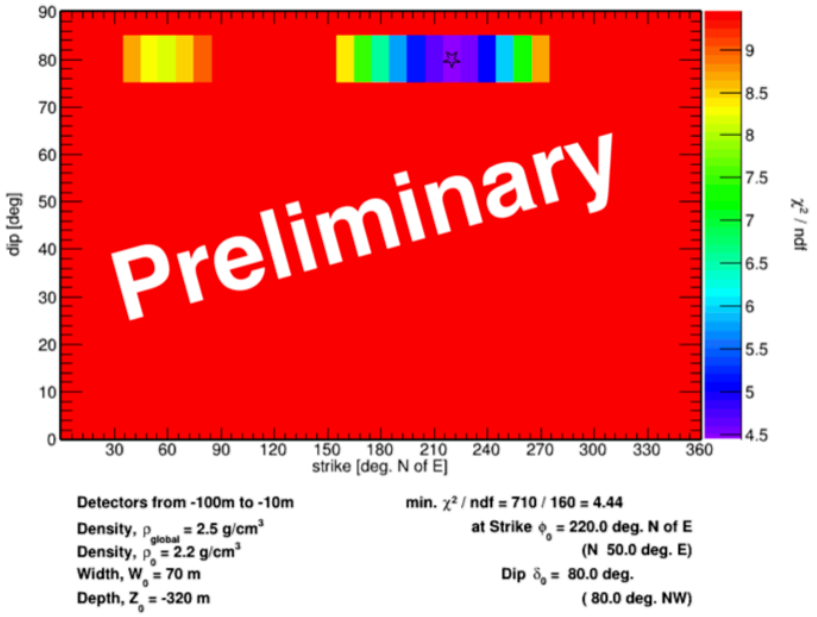


図 2:断層を 1 枚板であると仮定した場合に最も観測データと一致した断層のパラメータと、走行-傾斜平面における χ2 乗/自由度の様子

© 日本地震学会

On-fault geological fingerprint of earthquake rupture direction

*Yoshihiro Kaneko[1], Jesse Kearse[2]

1. Kyoto University, 2. Victoria University of Wellington

How earthquake ruptures evolve and propagate are major outstanding questions in seismology. Our current understanding is limited to modern events captured by seismic networks, making it impossible to observe rupture propagation that occurred during earthquakes in the distant past. Here we propose a new method to discern the rupture propagation directions of past large earthquakes based on geological features preserved on fault slip planes. These features—called slickenlines—are striations formed during seismic slip and record dynamic fault movement during past surface-breaking earthquakes. We develop a theoretical framework that links slickenline curvature with rupture mode and rupture propagation direction for all faulting types and test our model using a global catalogue of historical surface-rupturing earthquakes with seismologically constrained rupture directions. Our results reveal that historical observations are consistent with theoretical predictions, thus providing a robust way to uncover the rupture directions of large earthquakes that lack instrumental data.

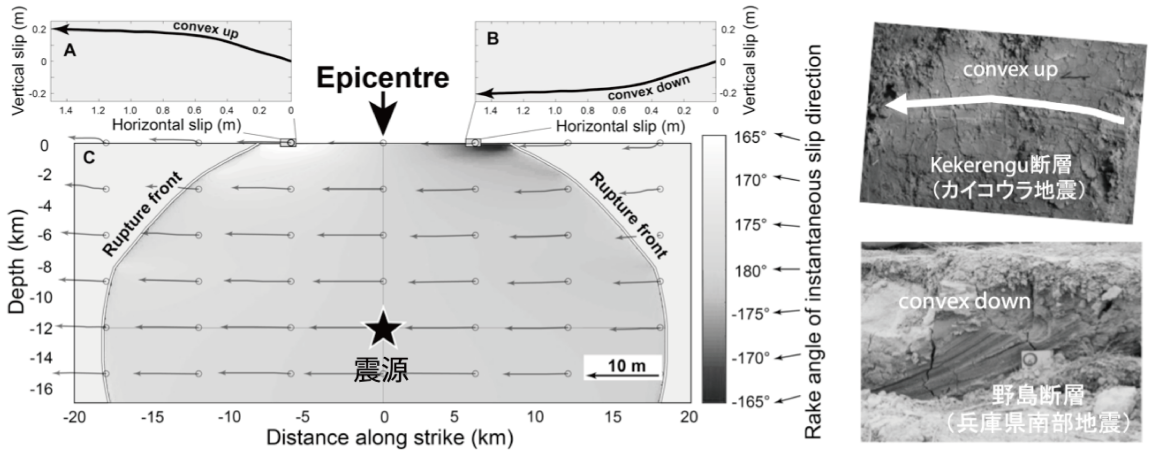


図１：動的破壊シミュレーションから見る断層面上の条線（太い黒の矢印）の特性。背景の色は地震開始から７秒後の条線の方向（レイク角）を表している。震源の左側の方向**A**の地表にある条線はConvex upを示しているが、反対側（方向**B**）はConvex downである。条線の特性は破壊伝播方向に依存し、実際に記録された断層条線の湾曲（右側の写真）と一致する。

© 日本地震学会

Room C | Regular session：S10. Active faults and historical earthquakes

Fri. Oct 30, 2020 1:00 PM - 2:15 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM C

[S10]PM-1

chairperson:Juichiro Ashi(東京大学), chairperson:Haruo Kimura(電力中央研究所)

1:00 PM - 1:15 PM JST | 4:00 AM - 4:15 AM UTC

[S10-04] Organization and analysis of the aftershocks of Ansei Edo earthquake recorded in various historical documents

○Baba Michito[1] (1.University of Tokyo, Earthquake Research Institute)

1:15 PM - 1:30 PM JST | 4:15 AM - 4:30 AM UTC

[S10-05] Temporal variation of the number of felt earthquakes recorded in the Omihachiman Ichida Family Diary: before and after the 1854 Iga-Ueno and 1854 Tokai-Nankai earthquakes (1842–1868)

○Kentaro Hattori[1], Ichiro Nakanishi[1], Junzo Ohmura[2] (1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S10-06] Shallow geological structure and cold seep along active faults in the eastern Sagami Bay

○Juichiro Ashi[1], Ken Ikehara[2], Toshiya Kanamatsu[3], Makoto Yamano[1], Ayanori Misawa[2] (1.UTokyo, 2.AIST, 3.JAMSTEC)

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

[S10-07] The Nankai subduction zone paleoearthquake history reconstructions using sequential radiocarbon dating of total organic carbon of in sediment cores obtained from off Kumano

○Io Miura[1], Juichiro Ashi[1], Natsumi Okutsu[2], Yosuke Miyairi[3], Yusuke Yokoyama[3] (1.The University of Tokyo, Graduate School of Frontier Sciences, Dept. of Natural Environmental Studies, 2.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3.Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo)

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

[S10-08] Afterslip on the northernmost Hinagu fault associated with the 2016 Kumamoto earthquake

○Shinji Toda[1], Masayuki Torii[2], Masashi Omata[3], Daisuke Sango[4], Takashi Ishizawa[1] (1.International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2.Center for Water Cycle, Marine Environment and Disaster Mitigation, Kumamoto University, 3.Pasco Corporation, 4.Former: Pasco Corporation)

Organization and analysis of the aftershocks of Ansei Edo earthquake recorded in various historical documents

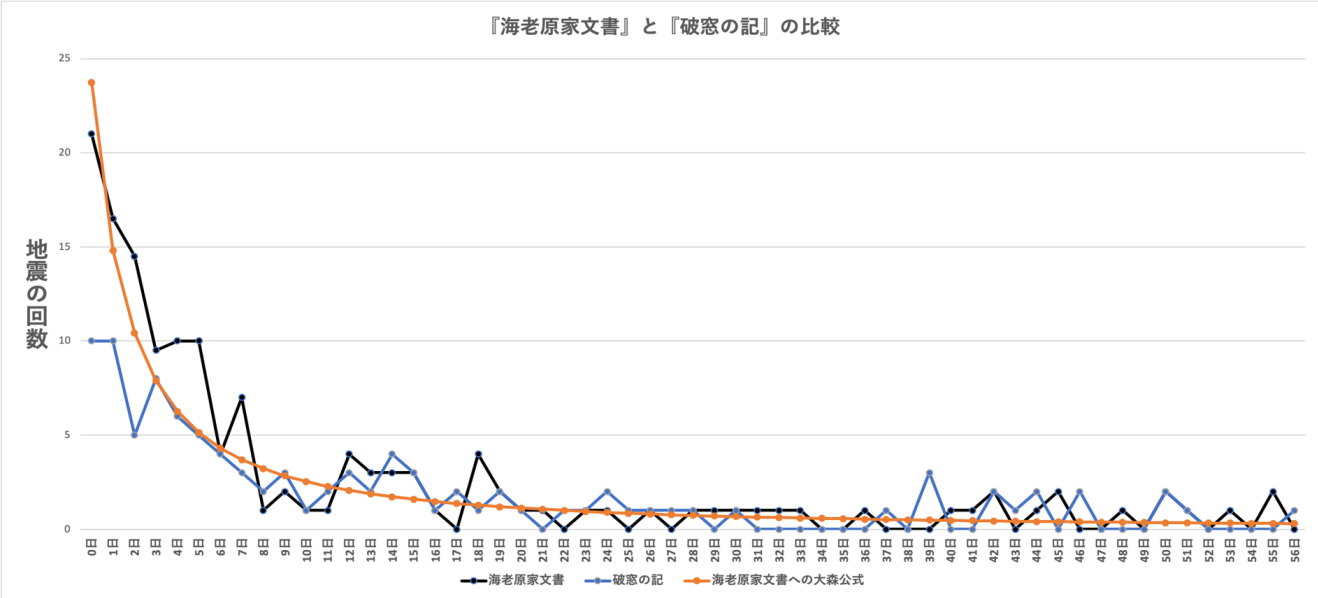
*Baba Michito[1]

1. University of Tokyo, Earthquake Research Institute

安政江戸地震は西暦1855年11月11日の午後10時ごろに発生した地震で,江戸市中で地震動による家屋の倒壊や火災を引き起こした他,関東一円にも大きな被害をもたらした.
安政江戸地震の本震や被災状況の分析は多くの研究で行われている一方で,安政江戸地震の余震活動についての研究は多くない.本研究では,様々な江戸で記録された史料中の余震記録を整理するとともに、それらの史料と江戸近郊で特に詳細な余震記録を含む『海老原家文書』(千葉)を比較することで安政江戸地震の余震活動の分析を試みた.
安政江戸地震の余震活動は様々な史料で記録されており,例えば余震の発生時間や揺れの程度を詳細に記録した『破窓の記』(江戸)や揺れの程度について特に詳細な『なゐの日並』(江戸)などがある.他にも,余震記録を含む資料のうち江戸から離れた地点で記録されたものには『俊純日記』(群馬)や『豊田家日記』(千葉),『飛騨地震年表』(岐阜),『海老原家文書』(千葉)などがある.
『海老原家文書』は千葉県史料財団が『千葉県史』の編さん事業の一環として平成11年(1999)年から平成15年(2003)年12月までの4年5ヶ月にわたり本埜村(現印西市)の海老原文彦家を調査した際に発見された史料の一つで,『安政地震書留之事』として,竜腹寺村(印西市)の海老原善兵衛によって安政江戸地震による被害や余震が記録されている.石瀬他(2019)では『海老原家文書』や『成田村組合村々潰家破損書上帳』などを用いて,安政江戸地震の際の成田市や佐倉市における震度を再決定した.
本研究では上記の史料に加えて,『なゐの後見艸』(江戸),『斉藤月岑日記』(江戸),『山口直毅日記』(江戸),『安政二年乙卯珍話』(江戸),『大沼氏記録』(長野),『中村仲蔵記録』(江戸),『巷街贅説』(江戸),『日記抄』(江戸),『村垣淡路守範政公務日記』(江戸),『別本藤岡屋日記』(江戸),『安政乙卯地震紀聞』(江戸),『大地震大風見聞記』(江戸),『自身の噂』(江戸),『津軽藩御日記』(江戸)なども用いた.
余震について特に詳細に記録された史料のうち,『破窓の記』では丸の大きさ,丸の下に記録された時間で,それぞれ揺れの大きさと発生時を記録している.『海老原家文書』では基本的に「何月何日、昼(または夜)何時に(揺れの大きさ)が何回あった」という形式で余震を記録している.『破窓の記』と『海老原家文書』に記録されている余震記録を1日ごとにプロットすると以下の事が分かった.
まず,安政元年十月から十一月の間に『海老原家文書』にはおよそ140回,『破窓の記』には97回の揺れを記録しているが,安政元年十月二日から十日までの期間で,２つの史料中の余震の記録の数には大きな差があった,また.十月十日以降の揺れの記録数は両史料ともによく一致している.
本研究では,余震活動を評価する方法の一つとして存在する大森・宇津公式(Ustu 1957)を用いた.海老原家文書の余震記録のうち,本震発生直後から十一月末日までの期間で大森・宇津公式をフィッティングしたところ図のようになり,フィッティングした曲線は『破窓の記』で記録された余震記録と本震から３日目以降でよく一致した.このことから,十月二日から五日の間で江戸の史料で見落とされた余震が,『海老原家文書』で記録されている可能性があると考えられる.
『海老原家文書』や『豊田家日記』などの江戸から離れた地域の史料と江戸で記録された史料中の余震記録を比較した.その結果,印西市では,中村(2011)で最大余震とされた十月六日の地震による揺れは大きくなかった可能性がある.また,中村(2011)では十月十二日の余震も最大余震に準ずる揺れとされていたが,『海老原家文書』を記録した地域では大きな揺れを記録していない.他にも,十月七日,十二日,十七日,二十二日,二十五日,十一月一日,の地震が複数の史料で記録されいた.
異なる史料に同一の時間で揺れが記録されていても,異なる地震を記録している可能性がある一方で,余震について詳細に記録した史料を複数比較することで,歴史地震の余震についても震央をより詳しく推定できるかもしれない.
本研究において熱心なご指導をいただいた神戸大学の杉岡裕子教授と『海老原家文書』を紹介していただいた

© 日本地震学会

地震研究所の石瀬素子氏に感謝の意を表します.



© 日本地震学会

Temporal variation of the number of felt earthquakes recorded in the Omihachiman Ichida Family Diary: before and after the 1854 Iga-Ueno and 1854 Tokai-Nankai earthquakes (1842–1868)

*Kentaro Hattori[1], Ichiro Nakanishi[1], Junzo Ohmura[2]

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

The Ichida Family Diary contains the records from 1804 to 1906, and the earthquake records from 1804 to 1872 are transcribed and have been used by several authors to study earthquakes and seismic activity during the period of nineteenth century. The Diary for 1804 to 1872 had been written by four heads (9th to 12th) of the Ichida Family, a merchant based in Omihachiman, Shiga Prefecture and having their branch office in Takasaki, Gunma Prefecture.
Hattori et al. (2020) have noticed the presence of the Takasaki office and also frequent business trips of the heads between Omihachiman and Takasaki and long stay of the heads in Takasaki. They have examined the earthquake records for 1804 to 1841 in the Ichida Family Diary and shown that the observation points of earthquakes in the Diary are divided into Omihachiman, Takasaki, and points on the trips between the two office towns, depending on the location of the writer of the Diary (the 9th and the 10th head).
Figure 1 shows the number of felt earthquakes and the locations where the writer felt the earthquakes for each year of 1804 to 1841 in the Ichida Family Diary. All the earthquakes recorded in the Ichida Family Diary were considered to be felt in Omihachiman and used in earthquake studies. However, a significant number of earthquakes felt in Takasaki are found in the Diary.
In the present paper, we study the earthquake records for 1842 to 1868 in the Ichida Family Diary. This period is fairly different in the situation of the Diary from the preceding period of 1804 to 1841. The 10th head retired and transferred the business of the Ichida Family including the Takasaki office to the 11th head, but the 10th head continued writing the diary after the retirement. Two kinds of diaries written by the 10th and 11th heads exist for 1847 to 1862 and we obtain homogeneous records of felt earthquakes in Omihachiman. Thus the earthquake records of Omihachiman during 1842 to 1868 may be considered much better in quality than those for 1804 to 1841.
Figure 2 shows the yearly number of the earthquakes felt in Omihachiman for 1842 to 1868. The number of the earthquakes may have a peak in 1848 and decrease to once or twice a year right before the occurrence of the 1854 Iga-Ueno earthquake or the 1854 Tokai-Nankai earthquakes. Spatial characteristics of this seismic activity will also be discussed.

© 日本地震学会

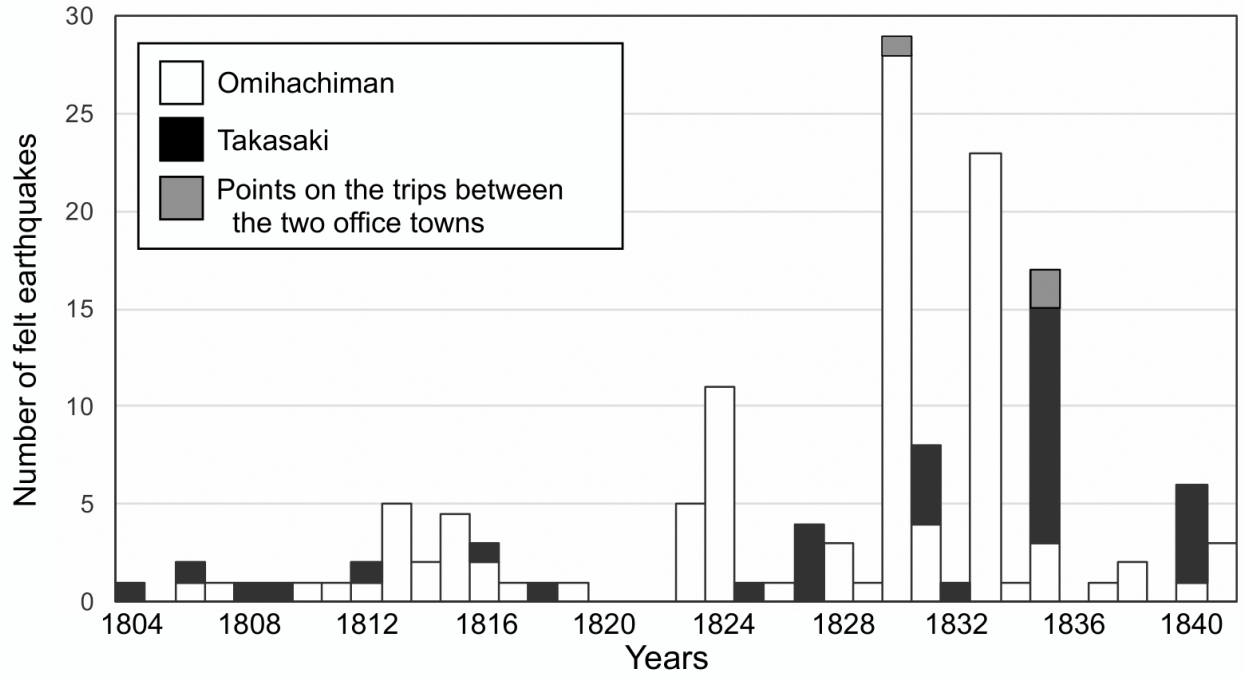


Fig.1 Number of felt earthquakes in the Ichida Family Diary (1804～1841). When the Diary records frequent earthquakes without the number of times, we consider it as three times.

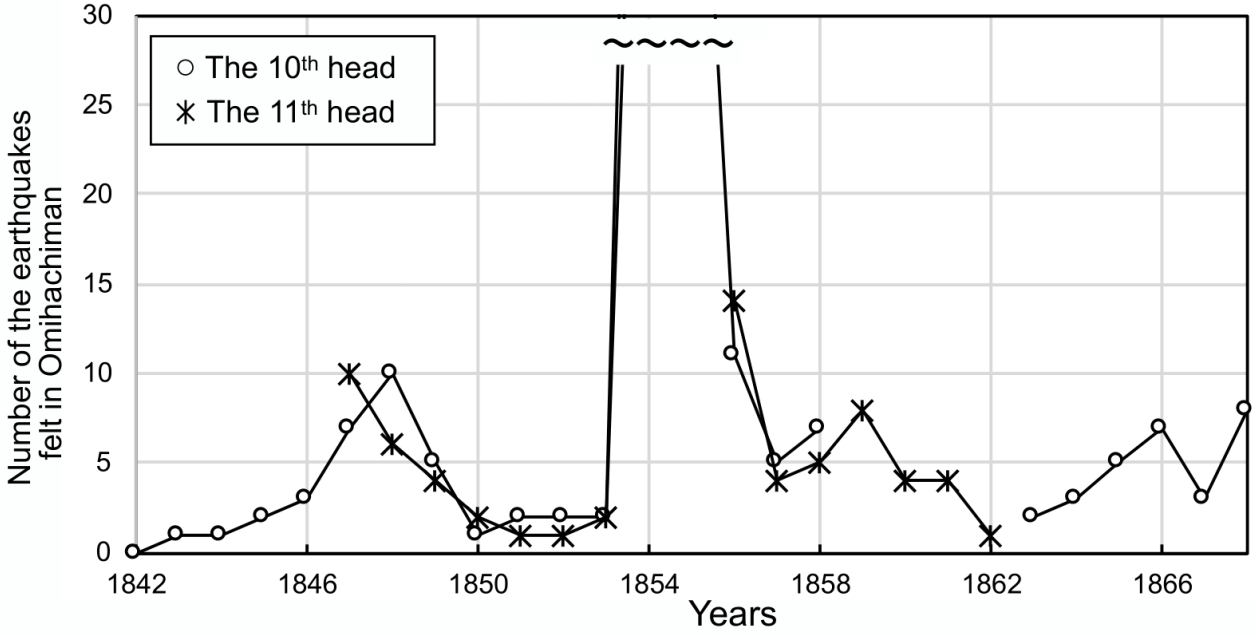


Fig. 2 Number of the earthquakes felt in Omihachiman in the Ichida Family Diary (1842～1868).
When the Diary records frequent earthquakes without the number of times, we consider it as three times.

© 日本地震学会

Shallow geological structure and cold seep along active faults in the eastern Sagami Bay

*Juichiro Ashi[1], Ken Ikehara[2], Toshiya Kanamatsu[3], Makoto Yamano[1], Ayanori Misawa[2]

1. UTokyo, 2. AIST, 3. JAMSTEC

相模トラフ沿いでは巨大地震が繰り返し発生しており1923年大正関東地震の震源域である相模湾東部では，北西－南東方向に海丘が並び，その麓を繋げた相模構造線（木村, 1973, 科学）に活断層が推定されている（活断層研究会編, 1991, 新編日本の活断層）．海陸統合地殻構造調査では，国府津-松田断層の南東延長部に東傾斜の反射面が確認され，プレート境界断層とそこから分岐した断層が捉えられている（佐藤ほか，科学，2010）．しかし，最近の断層活動を議論するに足る海底浅部の変形構造と試料に基づく年代データは得られていない． 海底浅部構造は高周波を用いたサブボトムプロファイラー（以下SBP）で探査されるが，複雑な地形の所では音波が散乱・減衰して構造を捉えることが困難である．本研究は，高分解能の浅部構造探査と断層試料の採取により最近の断層の活動を明らかにすることを目的とした．
白鳳丸KH-10-3，KH-11-9, KH-16-5次航海では，無人探査機NSSに周波数1.5～6kHzのチャープ式音源と受信機を搭載し，海底から高度10 m 程度で深海曳航を行い高解像度のSBP記録を得た．三浦海丘南西斜面の探査では，複数の断面において斜面麓に断層とみられる北東へ約30度で傾斜した反射面を捉えた（Misawa et al., 2020, Geo-Marine Letters）．反射面の上盤側はいずれの地点も無構造であるが，下盤側はほぼ水平な成層構造が認められる地点と崖錐堆積物によるカオティックな構造の地点があった． KH-16-5次航海では，SBPで位置を特定し，ピストンコアラーで断層試料の採取を行った．コア試料は，深度1.2 mまでは暗緑色のシルト質粘土とシロウリガイの貝殻片を含んだ含礫泥層の互層からなる．深度1.2 mから2.6 mまではシルト質の薄層が15 cm前後の間隔で暗緑色の粘土中に挟在する．断層とみられる厚さ約5 mm のゾーンは，深度2.25 mに認められ，シルト質粘土と砂～細礫サイズの岩片から構成される．このゾーンは古地磁気による方位補正の結果，北～東の方向へ30度の傾斜を示し，SBP断面に見られた傾斜した反射面に相当すると解釈される．また，ゾーンの上下の浮遊性有孔虫の放射性炭素年代は，一部逆転がみられるものの，年代差は小さく，変位の小さい副断層である可能性が高い．複数の測線でのSBP記録から，北西－南東方向の断層はミ型の雁行配列をしているとみられ，ジョグの部分のSBP記録ではほぼ鉛直の断層が発達しており横ずれ変位が生じているものとみられる．
コア試料には，シロウリガイの貝殻片と礫からなる層が複数認められ，メタンを含んだ流体の過去の湧出を示す．白鳳丸KH-19-5次航海では，斜面基部を中心に生きたシロウリガイが広く分布し，限定的な分布ではあるがシンカイヒバリガイの生息も確認した．一般的にシンカイヒバリガイは高濃度のメタン湧出域に生息していることから，この地点でのメタン湧水が活発であることを示唆する． この地点では，冷湧水の湧出変動を調べるため，自己浮上式熱流量計を設置し約1年間の長期観測を実施中である．

© 日本地震学会

The Nankai subduction zone paleoearthquake history reconstructions using sequential radiocarbon dating of total organic carbon of in sediment cores obtained from off Kumano

*Io Miura[1], Juichiro Ashi[1], Natsumi Okutsu[2], Yosuke Miyairi[3], Yusuke Yokoyama[3]

1. The University of Tokyo, Graduate School of Frontier Sciences, Dept. of Natural Environmental Studies, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3. Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo

南海トラフ沿岸における古地震履歴は，Garrett et al.（2016, Quaternary Science Reviews）によってまとめられ，各地域(セグメント)の地震発生履歴を概観することができる．しかし，コンパイルされた先行研究の多くは陸域のデータを用いたものであり，震源近傍の海域のデータを用いた例は限られる．

海底堆積物は，洪水や海底地すべり，地震といったイベントを記録しており，その堆積物の年代を調べることでイベントの発生年代が推定される．通常，海底堆積物の年代は，火山灰との対比，浮遊性有孔虫の放射性炭素（^{14}C）年代などを用いて推定することが多い．しかし，浮遊性有孔虫化石の産出に乏しく，浮遊性有孔虫の^{14}C ($^{14}C_{foram}$)年代測定に必要な量を得られない場合がある．また，地震履歴を推定するために，洪水性などの他の要因のものを排除し，イベントが地震性であることを確認する必要がある．

本研究では，浮遊性有孔虫化石の産出の少ない南海トラフの試料において，全有機炭素の放射性炭素($^{14}C_{TOC}$)年代測定を高密度で測定することにより，地震性イベントの発生年代を高精度で推定した．本研究で用いた試料は，学術研究船「新青丸」のKS-14-8航海において，熊野沖の閉鎖型海盆から採取されたマルチプルコア試料，およびピストンコア試料である．この試料採取地点は，熊野川河口から南東に約80kmの地点に位置する外縁隆起帯に発達した小海盆であり，海底谷に直結していないことから，洪水などの陸からの直接的な土砂の影響を受けにくい．本研究では，海盆内の凹地(2372 m 地点)と凸地(2255m地点)からそれぞれ試料を採取した．これらの試料を，肉眼観察，X線CT画像による内部構造観察を行った後に，$^{14}C_{TOC}$年代測定用の試料をサンプリングした．測定は東京大学大気海洋研究所に設置されているシングルステージ型加速器質量分析装置を用いた．その後，得られた年代は年代較正プログラムOxCal 4.4にて補正した．補正後に得られた放射性炭素年代とOkutsu et al. (2020, JpGU Abstract)によって得られた火山灰，$^{14}C_{foram}$年代を比較し，高密度測定$^{14}C_{TOC}$年代の有用性について検討した．

凹地のピストンコア(全長6.7m)のX線CT画像観察には，イベント層が18枚，火山灰層が1枚観察された．コアの深度に対する年代モデルにおいて，火山灰，$^{14}C_{foram}$年代を用いて堆積速度を推定すると，深度2.5 - 3.1mで，およそ40 cm /kyrであり，それ以外の深度では，およそ70 cm/kyrである．$^{14}C_{TOC}$年代モデルでもほとんど同様の堆積速度であるが，深度2.5 - 3.1 mにおいて堆積速度が変化する傾向も見られた．

凸地のピストンコア(全長7.1m)では，イベント層が14枚，火山灰層が2枚観察された．コアの深度に対する年代モデルにおいて，火山灰，$^{14}C_{foram}$年代を用いて堆積速度を推定すると，約30 cm/kyrであり，$^{14}C_{TOC}$年代も同様の堆積速度であった．

このことから，高密度の$^{14}C_{TOC}$年代と限定された層準における$^{14}C_{foram}$年代，火山灰から推定された年代を組み合わせ，$^{14}C_{TOC}$年代との年代差(炭素リザーバー効果)を差し引くことで，高分解能な年代決定ができることが示された．

現在，得られているデータから，$^{14}C_{foram}$年代との年代差は，凹地ではタービダイト層をのぞいて，813 - 1501年，凸地では1656 - 2071年古くなっており，深くなるほど年代差が広がるという傾向が見られてい

© 日本地震学会

る．今後はそれらをさらに検討することで，より高精度な年代決定が期待される．

© 日本地震学会

Afterslip on the northernmost Hinagu fault associated with the 2016 Kumamoto earthquake

*Shinji Toda[1], Masayuki Torii[2], Masashi Omata[3], Daisuke Sango[4], Takashi Ishizawa[1]

1. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2. Center for Water Cycle, Marine Environment and Disaster Mitigation, Kumamoto University, 3. Pasco Corporation, 4. Former: Pasco Corporation

平成28年4月16日に発生した熊本地震（M7.3）では，日奈久断層帯高野–白旗区間北部（日奈久断層北端）から布田川断層帯布田川区間沿い約30kmにわたって地表地震断層が出現した（熊原ほか，2016）．地震断層沿いの最大右横ずれ変位は2.2mであるが，国土地理院電子基準点やALOS-2による干渉SAR解析からは，広域での地震時変動が捉えられた．さらに，衛星測地の結果からは，地震後も地震時変位と同じセンスの余効変動がさらに広域に継続的に生じていることがわかり，震源断層の余効すべりと下部地殻の粘弾性変形によってモデル化された（例えば，Pollitz et al, 2017）．また，中尾ほか（2018）は，GNSS臨時観測から日奈久断層帯で約21cmの余効すべりを推定した．今回，著者らは本震後約４年間に不定期に地震断層を確認した結果，日奈久断層北端の御船町高木地区において目視判別できるほどの顕著な余効すべりを確認したので報告する．

地震後１年間の最も明瞭な変化が確認されたのは，高木地区給油所裏のブロック塀である（図１）．テープ計測のため精度は高くないが，地震時には50cmだった右横ずれ（図１c）が１年後には約70cmにまで成長し，ブロックの剥離も確認されている（図１d）．また，本震の10ヵ月後に新設されたブロック塀にも約５cmの右横ずれが生じている（2020年８月時点）．さらに，その他３箇所で地震後に修復されたアスファルト上に右横ずれに整合的な杉型雁行亀裂や1-2cm程度の上下変位，最大3cm程度の右横ずれ変位が認められた．

GNSSデータによる推定ではあるが，一般にプレート境界型の巨大地震では余効すべりの報告例は多い（例えば，1994年三陸はるか沖地震や2011年東北沖地震）．陸上では，サンアンドレアス断層帯上の1966年，2004年パークフィールド地震や2014年南ナパ地震が顕著で，地震時変位と同等かそれ以上の数10cmもの変位が確認されている（Lienkaemper & McFarland, 2017; Lienkaemper et al., 2016）．一方，日本列島内陸では，これまで余効すべりが地震断層上で目視確認されたことはない．間接的に1974年伊豆半島沖地震（M6.9）石廊崎断層にて断層を挟む四辺長計測の結果，地震後２年間に7-25mmの余効すべりが報告されているのみである（宮沢・衣笠，1977）．なお，干渉SARからは布田川断層・出ノ口断層沿いにも部分的に余効すべりが確認されているが，現地で目視判別できる地点は認められない．「不完全な破壊」に終わった日奈久断層側で顕著な余効すべりが発生している事実は，今後の地震活動を評価するうえで重要であり，未破壊区間の長期評価にも影響する可能性がある．

謝辞：本研究に用いたALOS-2データは、ALOS-2PIプロジェクト（PI No.3183）のもと、JAXAより提供を受けたものである．

文献：Lienkaemper & McFarland (2017) BSSA, 107, 1082. Lienkaemper et al. (2016,) SRL., 87, 609.　熊原ほか（2016）日本地球惑星科学連合大会要旨．宮沢・衣笠（1977）地質調査所特別報告，6, 105. 中尾ほか（2018）平成28年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査報告書．Pollitz et al. (2017) GRL., 2017, 44, 8795.

© 日本地震学会



図１．余効すべりが確認された地点. a)矢印が確認地点. 基図は熊原ほか（2016）. b）地震後に修復された路面に出現した雁行亀裂群. c）地震直後のブロック塀の変位, d）１年後のブロック塀の変位.

© 日本地震学会

Room C | Regular session：S08. Earthquake physics

Fri. Oct 30, 2020 2:30 PM - 3:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM C

[S08]PM-2

chairperson:Naofumi Aso(Tokyo Institute of Technology)

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

[S08-01] Quantitative comparison between the radiation-corrected EGF and the conventional EGF

○Ritsuya Shibata[1], Genki Oikawa[1], Naofumi Aso[1], Junichi Nakajima[1], Satoshi Ide[2] (1.Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, 2.Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo)

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

[S08-02] Initial rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake inferred from 2D/3D source imagings

○Ryo Fujimoto[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1] (1.Graduate school of natural science and technology OKAYAMA UNIVERSITY)

3:00 PM - 3:15 PM JST | 6:00 AM - 6:15 AM UTC

[S08-03] Physical mechanisms of the 2017 Pohang earthquake, South Korea

○Toshiko Terakawa[1], Wooseok Seo[2], Kwang-Hee Kim[2], Jin-Han Ree[3] (1.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2.Pusan National University, South Korea, 3.Korea University, South Korea)

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

[S08-04] Time dependent changes in aftershock activities of the 2016 Central Tottori Prefecture Earthquake revealed by dense seismic observation

○Yoshihisa Iio[1], Satoshi Matsumoto[2], Joint aftershock observation group of the Central Tottori Prefecture earthquake (1.DPRI, Kyoto University, 2.Institute of Seismology and Volcanoloty, Kyushu University)

Quantitative comparison between the radiation-corrected EGF and the conventional EGF

*Ritsuya Shibata[1], Genki Oikawa[1], Naofumi Aso[1], Junichi Nakajima[1], Satoshi Ide[2]

1. Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, 2. Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo

波形インバージョンは震源過程の時空間発展を詳細に推定する手法として広く用いられている。この波形インバージョンは、グリーン関数と滑り量を時空間でコンボリューションして生成される合成波形で観測波形を再現するアプローチであり、その波形残差を最小にするような各小断層の時間ステップごとの滑り量を最小二乗的に求めるのが一般的である。このとき、グリーン関数として、仮定した速度構造から理論的に求められるグリーン関数 (例えばBouchon, 1981; 武尾, 1985)を用いる場合と、近傍で発生した同様のメカニズムの地震の波形を経験的グリーン関数 (例えばHartzell, 1978)として用いる場合がある。経験的グリーン関数は、実際の複雑な速度構造の影響を説明できる一方で、両者の震源が十分に近いことやメカニズムの類似性が要求されるため、解析対象とする地震の震源近傍に本震と似たメカニズムの地震が存在しなければ適用できないという欠点がある。

しかしながら、地震波形の複雑性に大きく寄与する観測点近傍の経路がほぼ共通であれば、震源位置やメカニズムが多少異なる地震の波形でも、放射パターンの影響を補正した上でグリーン関数として用いることができる可能性がある。そこで本研究では、波形インバージョンの放射パターンを考慮した経験的グリーン関数を用いた波形インバージョン手法を開発し、理論波形を用いてテストを行った。具体的には、波線理論を仮定して、射出角とモーメントテンソルの情報から、対象とする地震の小断層での滑りと経験的グリーン関数に用いる地震について理論的な放射パターン(Aki and Richards, 2002)を計算し、その比を用いてP波・SH波・SV波のそれぞれについて観測点毎に補正をおこなった。

我々はこの新手法を、本震(target event)と経験的グリーン関数として用いる地震(reference event)の理論波形を用いた合成テストに適用した。この合成テストでは、放射パターンを補正した経験的グリーン関数(新手法)を用いた場合と補正しない経験的グリーン関数(従来手法)を用いた場合の結果を、各地震の震源位置とメカニズム、観測点の配置の設定が同じ条件で比較した。我々はこの試行を下記に示す①と②をそれぞれ組み合わせた9つのケースについてそれぞれ200回ずつ繰り返した。

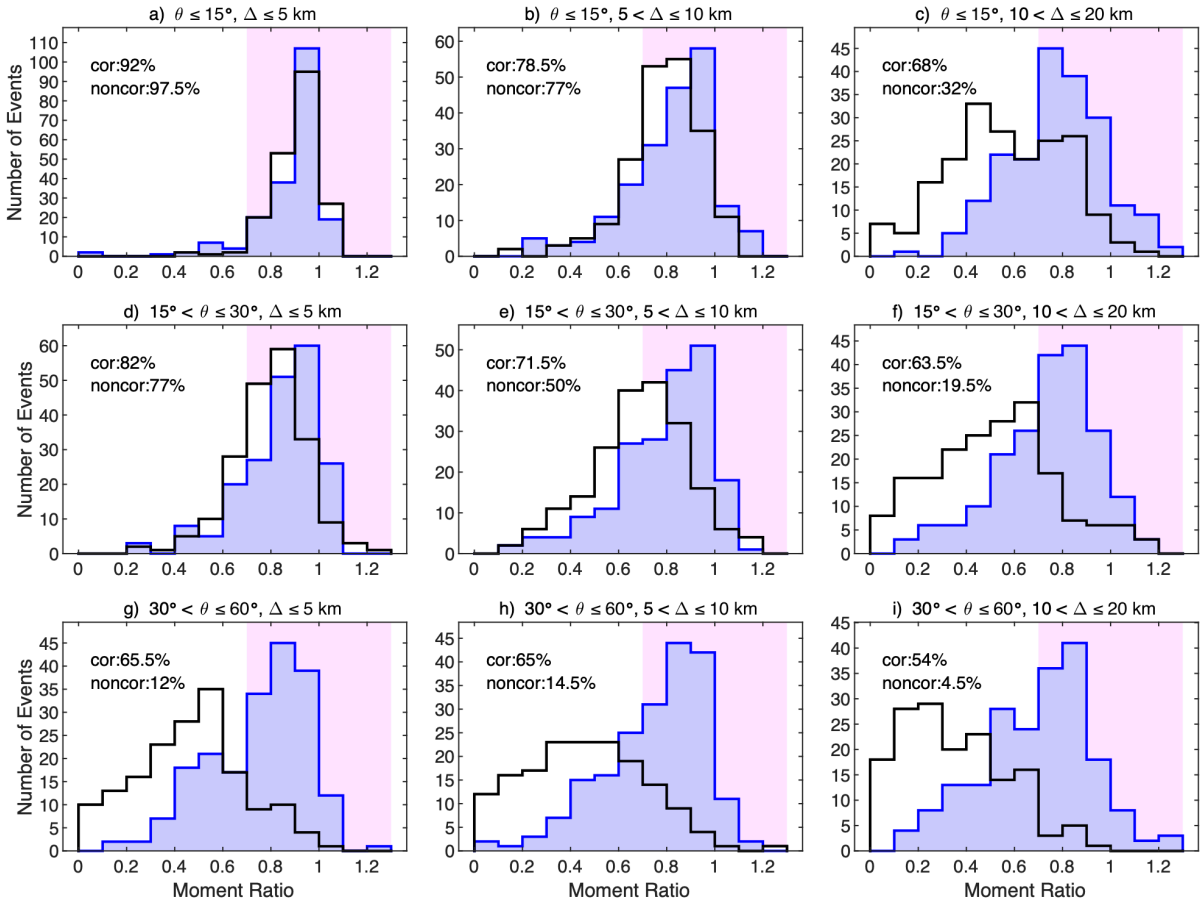
①target eventとreference eventの震央間の距離(Δ)についてΔ ≦ 5 km、5 < Δ≦ 10 km、10 < Δ≦ 20 kmの3ケース
②target eventとreference eventのカガン角(θ)についてθ ≦ 15 度、15 < θ≦ 30 度、30 < θ≦ 60 度の3ケース

速度構造としてJMA2001(上野ほか, 2002)を仮定し、target eventとreference eventの深さは全て9.99kmとした。target eventとreference eventの理論波形はfkアプリケーション(Zhu and Rivera, 2002)を用いて計算した。また、target eventとreference eventのモーメントマグニチュードは同じ値としており、推定されるモーメント比(モデルパラメータ)は1になるはずである。

以下の図は、上述した9つのケースごとに、２００サンプルのインバージョンのモーメント比の分布を示したものである。各ケースについて、Δとθが所定の範囲内になるようにサンプルを生成している。青と白の分布は、それぞれ放射パターンを補正した新手法と補正しない従来手法による結果の分布を表している。赤く塗ったゾーンは推定されたモーメント比が0.7～1.3の範囲であり、cor:、noncor:の後に記された数値はそれぞれ新手法と従来手法のうち赤いゾーンに入った割合を示している。

© 日本地震学会

合成テストの結果、多くのケースで放射パターンの補正によりモーメント比が改善された。しかしながら、本研究では直達波のみについて放射パターンの補正を行なっている一方で、自由表面には直達波とは異なる放射を持つ比較的大きな変換波や反射波が存在するため、多くのサンプルではモーメント比が正確に1とはならないことがわかった。そこで、本研究では、各ケースについて結果を比較して、経験的グリーン関数として用いることが妥当な範囲を検討した。



© 日本地震学会

Initial rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake inferred from 2D/3D source imagings

*Ryo Fujimoto[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1]

1. Graduate school of natural science and technology OKAYAMA UNIVERSITY

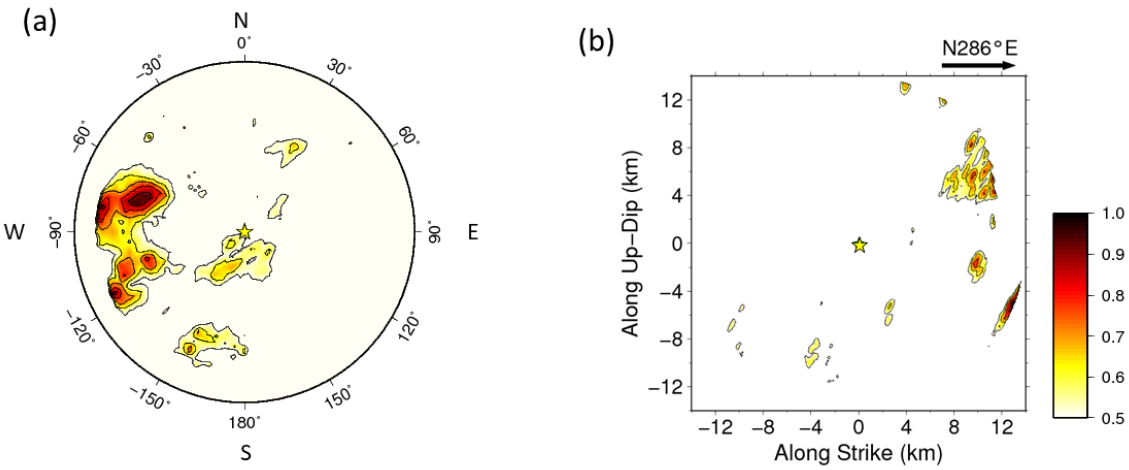
2018年9月6日北海道胆振東部を震源とする*M*JMA6.7 の地震が発生した。本研究ではソースイメージング法(Takenaka *et al*, 2009, EPS)を用い、地震波の放射強度の時空間変化から、初期の破壊過程を推定する。

この地震は震源近傍の地下構造や余震分布が複雑であるため、その破壊過程も複雑であると考えられる。そこではじめに、破壊過程の推定に断層面の仮定を必要としない3次元のソースイメージング法を、発震から4秒間に対して適用した。次に、気象庁初動発震機構解の断層パラメータを基に仮定した、走向286˚、傾斜48˚の断層面で2次元のイメージングを実施した。解析には気象庁、北海道、札幌市の震度観測点、防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net観測点で記録された加速度波形記録を積分した、速度波形の上下動成分のP波部分を使用した。また、震源は気象庁一元化震源(北緯42.691˚、東経142.007˚、深さ37.0 km)を採用した。

発震から4秒までの3次元イメージングの結果、発震から約3秒以降に、震源の北西から南西方向で放射強度の強い領域が見られた。この3次元イメージングの結果は気象庁初動発震機構解の北傾斜の節面と調和的であった。そこで、これを断層面と仮定した2次元のイメージングを実施した。その結果、同じく発震後から約3秒以降に震源の北西から南西方向で、放射強度の大きな領域が見られた。これらの結果より、発震後に震源から広がっていった破壊が発震から約3秒後に、震源の北西から南西方向で大きなすべりを引き起こしたと推定される。この震源の北西から南西方向の放射強度の大きな領域は、気象庁の推計震度分布図における震央西側の揺れの大きな領域の存在と調和している。

謝辞：防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net及び気象庁、北海道、札幌市の強震観測データを使用しました。

© 日本地震学会



発震後4秒間のイメージング結果.放射強度の変化を色の濃淡で示す.図中央部の黄色の星印は震源.(a)3次元のイメージング結果.イメージング範囲は半径16 km,震源から鉛直上下に15 kmの円筒状領域で,放射強度の鉛直方向の最大値を表示. (b) 2次元のイメージング結果.走向286°,傾斜48°の断層面を仮定.

© 日本地震学会

Physical mechanisms of the 2017 Pohang earthquake, South Korea

*Toshiko Terakawa[1], Wooseok Seo[2], Kwang-Hee Kim[2], Jin-Han Ree[3]

1. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2. Pusan National University, South Korea, 3. Korea University, South Korea

浦項（ポハン）地震は，2017年11月15日に韓国南東部の浦項市を震源に発生した中規模地震（M_w5.5）である．プレート境界から数百km以上離れた韓国において，この浅い地殻内の地震は2016年慶州地震と共に韓国観測史上最大級の地震であり，韓国社会に数世紀内で最も甚大な被害を引き起こした．しかも，この最大級の地震は，韓国国家プロジェクトとして進められていた浦項地熱開発の発電所内で発生した．このため，この地震は，学界だけでなく一般社会からも大きな注目を集めている．韓国政府により地震後直ちに組織された国際調査団は，詳細な調査・研究を基に，2019年3月，この地震は地熱開発による注水（最大坑口圧：PX1: 27.2 MPa, PX2: 89.2 MPa）が原因で発生したものであると結論付けた（Korean Government Commission, 2019; Ellsworth et al., 2019）．この結論の最も重要な根拠は，浦項地震が約0.5 km^{2}という局所的な注水域内（注水井の到達深度： 4.2 ～ 4.3 km）を震源に発生したという事実である．しかし，震源域での間隙流体圧レベルや，本震に続く活発な地震活動の駆動メカニズムはよくわかっていない．

本研究では，地震のメカニズム解から応力場と間隙流体圧場を推定する２つの逆解析を通じて，この地震の発生メカニズムを考察する（Terakawa et al., 2020）． まず，Kim et al. (2020) による91個の地震のメカニズム解（データ期間：2017年11月15日～2018年3月18日，前震2個，本震，余震88個）をデータに，CMTデータインバージョン法（Terakawa and Matsu’ura, 2008）により，震源域周辺域（東西：14 km，南北：11 km，深さ：7 km）の応力場のパターンを推定した．対象地域の応力場は東西圧縮の横ずれ断層型と推定され，これは浦項地震発生前のより長い期間（6～20年間）のデータを用いた応力インバージョンの結果（Chang et al., 2010; Soh et al., 2018）とよく一致する．本研究で用いたデータの大部分は余震であるが，浦項地震前後で応力場のパターンに大きな変化が見られないことは，震源域の絶対応力が応力降下量に比べて有意に大きいレベルにあることを示唆する．また，この応力場の特徴は，西南日本の応力場とよく似ており，フィリピン海プレートの沈み込み運動が海溝から数百km以上も離れた背弧の応力場を形成する原因であることを示唆し，大変興味深い．

次に，この応力場と対象領域での応力直接測定により推定された摩擦係数の値（0.4）（Hofmann et al., 2019）を基に，同じデータセットから地震メカニズムトモグラフィー法（e.g., Terakawa et al., 2010）により対象領域の平均的な間隙流体圧場を推定した．震源の近傍には，注水井の開口部付近にピークを持つ間隙流体圧の高まりがあり，最大間隙流体圧（の静水圧からの超過圧力）は8 ±3MPaであった．これは注水による最大坑口圧の1/10程度に相当し，静水圧からの超過圧力を静岩圧と静水圧の差で規格化した無次元量（間隙流体圧係数C）ではC = 0.12となる．

浦項地震本震のメカニズム解は，走向227度，傾斜75度，すべり角143度の逆断層成分を含む右横ずれ断層タイプであった．この断層は，震源域の応力場に対する最適面の補助面に近い向きであり，十分な剪断応力を蓄積しながら，法線応力が高いために滑りにくい断層であった．簡易的に震源域での間隙流体圧の時間発展を調べたところ，前震の発生から本震の発生まで間隙流体圧レベルが増加する傾向が見られた．その後，間隙流体圧は急速に減少し，本震発生から8時間程度で静水圧に戻ることがわかった．本震の断層強度の低下量は約7 MPaと見積もられ，これは数千年間の応力蓄積量に対応する大きな値である．この結果は，注水が浦項地震の発生に重要な役割を果たしたことを支持する．浦項の南方40 kmでは，2016年に慶州地震（M_w 5.4）が発生しており，浦項にも地震を引き起こすに足る十分な応力が蓄積されていただろう．点震源で考えると，最適面とその補助面でのすべりは同じ変形を引き起こす．つまり，注水で弱くなった補助面で地震すべりが始まれば，周辺域の応力は効率よく解放され，これにより浦項地震は注水量に比べて規模の大きな地震へと成長した

© 日本地震学会

可能性がある.

Terakawa et al. (2020), doi:10.1029/2019GL085964

© 日本地震学会

Time dependent changes in aftershock activities of the 2016 Central Tottori Prefecture Earthquake revealed by dense seismic observation

*Yoshihisa Iio[1], Satoshi Matsumoto[2], Joint aftershock observation group of the Central Tottori Prefecture earthquake

1. DPRI, Kyoto University, 2. Institute of Seismology and Volcanoloty, Kyushu University

2016年10月21日に発生した鳥取県中部地震(Mj6.6)の余震域に、本震発生の翌日早朝から設置を開始した69点の高感度地震計および周辺の高感度定常観測点のデータを用いて、10月22日から12月15日までの約2か月間に発生した余震の震源とメカニズム解を正確に決定し、地震発生と応力場や流体との関係の解明を目指して、それらの時間変化を調べた。

最初に、余震数がほぼ同じとなるように解析期間を2分割し、メカニズム解のパラメータの時間変化を調べた。断層付近を境に余震域を東部と西部に分け、5km×5km×5kmの領域毎に、T,P軸の方位と傾斜角の変化の有無を、KS-testによって検討した。その結果、ほとんどの領域においては、各パラメータの分布が前半・後半の2つの期間で同一であるという帰無仮説が棄却されなかったが、余震域西部の浅部、深さ0～5kmにおいて、T,P軸の方位角の両方において、帰無仮説が棄却された領域が見つかった。つまり、そこでは、T,P軸の方位角が時間変化していることが示された。深部においても、いくつかの領域で帰無仮説は棄却されたが、複数のパラメータで系統的にみられておらず、また、サンプル数が少ないため、その解釈は難しい。

上記では、時間変化の有無を定量的に調べるために、5km×5km×5kmの領域毎というやや広い領域における分布の形を検討したが、T軸の方位の空間分布とその時間変化をより細かく見てみると、浅部において断層からやや離れた地域で、かつ、本震における静的な応力変化が圧縮場となっているところで、T軸の方位の特に大きなものが時間とともに減少している傾向が見られた。これらは、数が少ないため、上記のtestでは検知されなかったものと推定される。また、本震断層近傍における時間変化の有無をKS-testにより検討したところ、本震断層近傍ほど、帰無仮説が棄却されない傾向が見られた。本震断層に近いほど余震数が多いので、この結果の解釈は慎重に行うべきだが、これらの結果は、本震断層近傍では余震活動は時間的に安定しているが、本震断層から離れたところでは、時間変化している可能性が示唆される。
以上のように、鳥取県中部地震の余震域において、特に本震断層に近い余震が多く発生しているところでは、本震の数日後から約2か月間は、震源分布やメカニズム解の時間変化は見られなかった。このことは、鳥取県中部地震の余震活動が、基本的には、高い流体圧による強度低下によってコントロールされていないことを示している。しかしながら、5km×5km×5kmのいくつかのサブ領域では時間変化が検出された。また、本震断層から離れた浅部の本震における静的な応力変化が圧縮場となっているところでは、サンプル数が少ないため有意であることを定量的には示すことが出来ていないが、時間変化している可能性が示唆された。時間変化している可能性のある領域が静的な応力変化と関係することは、時間変化が応力変化に起因することを示唆しているが、本震断層近傍ではなくやや離れたところで見出されたことは、この時間変化が本物であるとしても、単純に静的な応力変化だけで説明できるものではないことを示唆している。

© 日本地震学会

Room D | Regular session：S01. Theory and analysis method

Fri. Oct 30, 2020 9:00 AM - 10:00 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 12:00 AM - 1:00 AM UTC | ROOM D

[S01]AM-1

chairperson:Tomoya Takano(Earthquake Research Institute, The University of Tokyo),
chairperson:Shuhei Tsuji(Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

9:00 AM - 9:15 AM JST | 12:00 AM - 12:15 AM UTC

[S01-10] Separation of temporal variation in transfer function of ACROSS source using Independent Component Analysis

○Rina Suzuki[1], Koshun Yamaoka[1] (1.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

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

[S01-11] Method to detect change in amplitude using an artificial seismic source, ACROSS, and its application to in-situ data

○Shuhei TSUJI[1], Koshun YAMAOKA[1], Ryoya IKUTA[2] (1.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2.Department of Geosciences, Shizuoka University)

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

[S01-12] Derivation of SPAC-like expressions for strains measured by DAS

○Hisashi NAKAHARA[1], Kentaro EMOTO[1], Takeshi NISHIMURA[1] (1.Department of Geophysics, Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S01-13] Detection and location methods of volcanic tremors using seismic cross-correlation: application to Sakurajima volcano

○Theodorus Permana[1], Takeshi Nishimura[1], Hisashi Nakahara[1], Nikolai Shapiro[2] (1.Tohoku University, Japan, 2.Institut des Sciences de la Terre, Grenoble, France)

Separation of temporal variation in transfer function of ACROSS source using Independent Component Analysis

*Rina Suzuki[1], Koshun Yamaoka[1]

1. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

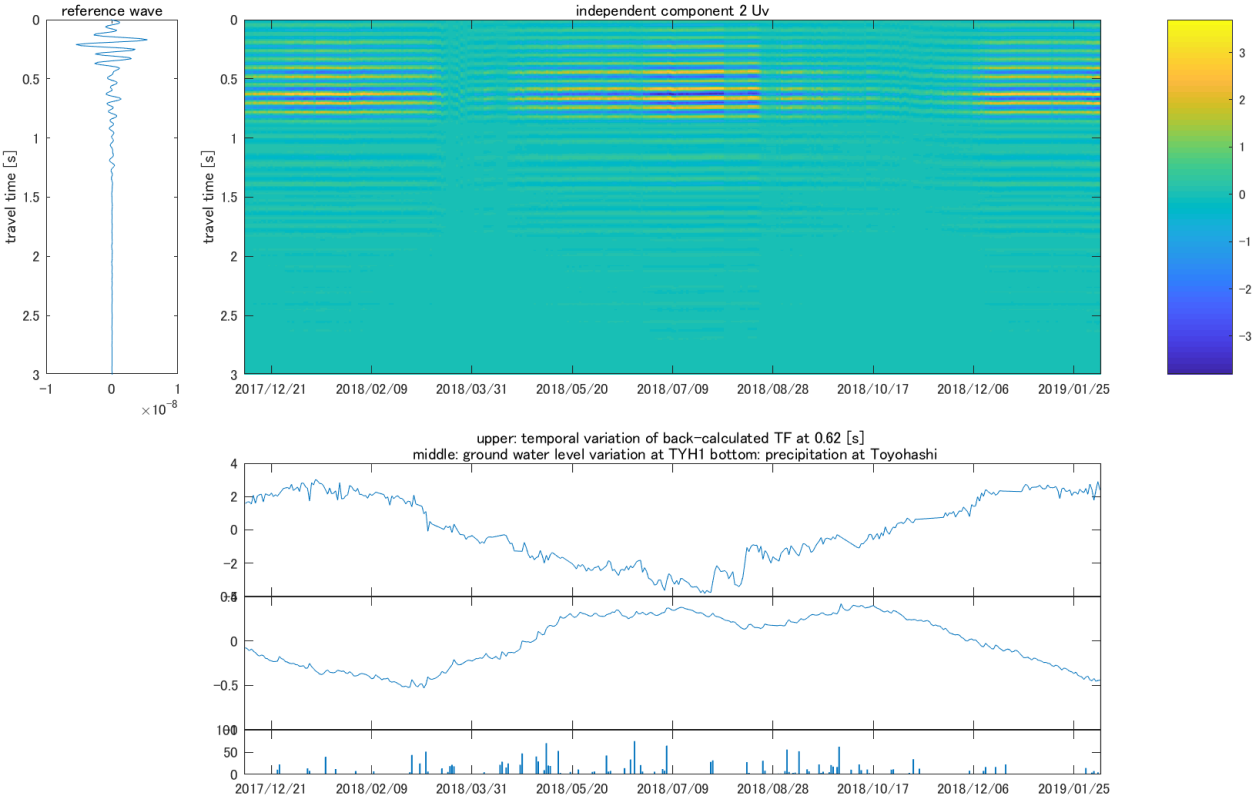
ACROSS source is a vibration source that can generate seismic wave of constant frequency band by accurately controlled rotation of eccentric weight. This source can gain a signal with high signal-to-noise ratio by taking advantage of stable operation for long period. Therefore, it is suitable for continuous monitoring of the propagation property of seismic wave. The ACROSS source is used for monitoring temporal variation of seismic velocity in many studies. Ikuta et al. (2002) reported that observed velocity change was caused by multiple factor such as rainfall and strong motion by earthquake. In this study, we applied Independent Component Analysis (ICA) for the observation data using the ACROSS vibrations in Mikawa Observatory of Nagoya University in Toyohashi City, Aichi Prefecture. We try to separate independent variation in order to research influence of each factor to the temporal variation of transfer function

ICA is a method to extract statistically independent signal from the mixing of multiple signals. By an assumption that the variation of transfer function by each factor is independent and observed variation of transfer function is linearly mixed by these variations, we can extract variation by each factor using ICA.

In this study we used fourteen-month long data for monitoring temporal variation of transfer function at stations around the ACROSS source installed at Mikawa Observatory of Nagoya University. There are six components in the transfer function: up-down, north-west, and east-west components by vertical excitation (Uv, Nv, and Ev component) and those components by horizontal excitation (Uh, Nh, and Eh component). For our analysis, we synthesized horizontal component at seismometer which is parallel to the vibration direction using Nh and Eh, named Hh. Uv and Hh component mainly include P and S wave, respectively. For the analysis, we used transfer function in frequency domain and performed data whitening and dimension compression as a preprocessing. Data whitening maximizes the performance of signal separation by ICA. Dimension compression is made by Principal Component Analysis to reduce noise that may be included less important components. We applied ICA to the preprocessed transfer function and succeeded to obtain independent components. Among many methods of ICA, we adopted AMUSE method (Tong et al., 1991, Nemoto and Kawakatsu, 2005) that is often applied to time series signals.

Independent components obtained by ICA show same temporal variations but show difference in travel time part in Uv and Hh. Comparing each independent component with ground water level data, independent components show high correlation with ground water level variation. The temporal variation of this independent component mainly appeared in later wave.

© 日本地震学会


reference wave
travel time [s]
×10^-8
independent component 2 Uv
travel time [s]
2017/12/21
2018/02/09
2018/03/31
2018/05/20
2018/07/09
2018/08/28
2018/10/17
2018/12/06
2019/01/25
upper: temporal variation of back-calculated TF at 0.62 [s]
middle: ground water level variation at TYH1 bottom: precipitation at Toyohashi

© 日本地震学会

Method to detect change in amplitude using an artificial seismic source, ACROSS, and its application to in-situ data

*Shuhei TSUJI[1], Koshun YAMAOKA[1], Ryoya IKUTA[2]

1. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2. Department of Geosciences, Shizuoka University

我々は、伝播振幅の変化を人工震源装置「アクロス」を用いて取得した伝達関数から検出する手法を開発し、その手法を先行研究Ikuta et al. (2002)で取得された伝達関数に適用した。その結果、地震時の強振動や注水実験に伴う振幅変化等を含めて、ノイズの影響を考慮して連続的に振幅変化を推定できることを確認した。

減衰の時間変化は、間隙流体の移動やクラックの開閉といった地下構造の変化を反映すると考えられる。従来は自然地震のスペクトルの傾きを比較する手法で主に調べられ、地震の発生に伴う減衰の増加(Chun et al. 2004; Kelly et al. 2013)や、火山活動に伴う減衰の時間変化(Titzschkau et al. 2010)が報告されている。

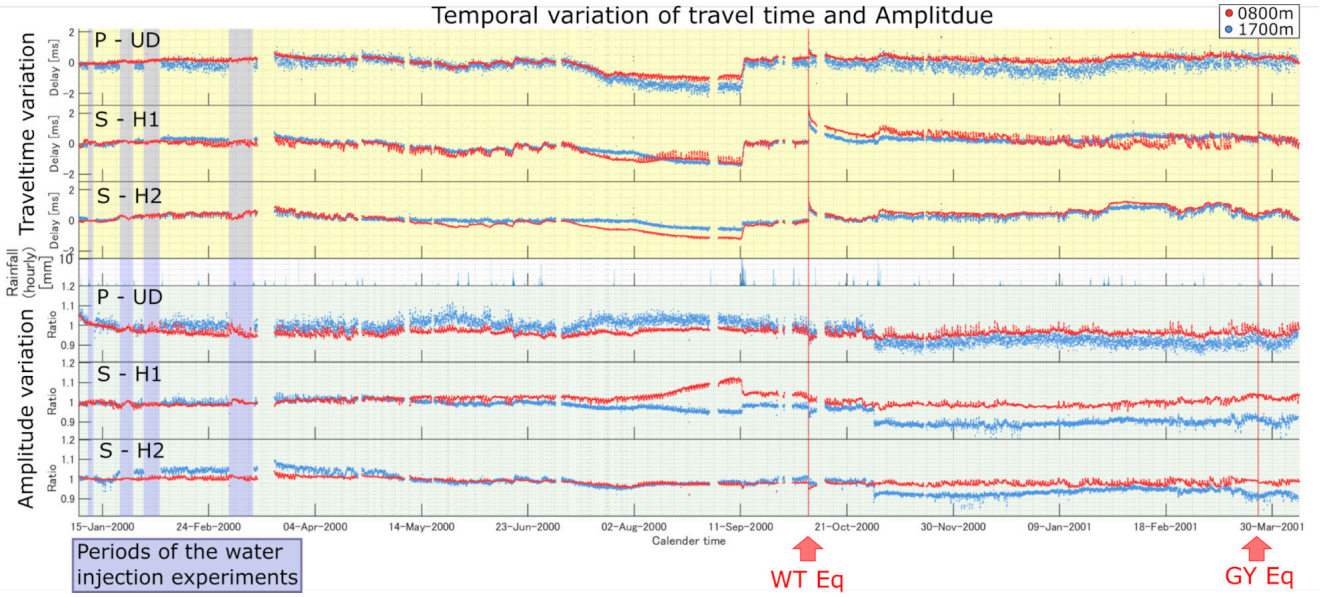
本研究は、このような減衰の時間変化を、人工震源装置「アクロス」の特長を利用して推定する新手法を開発した。本手法の特徴は、ノイズの変化に影響されずに減衰変化を推定できることにある。周波数領域ではアクロスの信号は飛び飛びの周波数成分で表現できるため、隣接する周波数成分の分散はその周波数の伝達関数に含まれているノイズの分散と同一であると仮定することができる。信号の周波数成分の２乗からノイズ分散を差し引いたものが、求める信号の２乗の推定値となる。これにより、エンベロープの比を計算する手法や、単純にエネルギーの比を計算する手法に比べてノイズの影響を受けずに推定することが可能になった。

新たに開発した手法が実データに適用できることを確認するためIkuta et al. (2002)で取得され、Ikuta and Yamaoka (2004)で走時変化に基づいて発生した現象の詳細な検討が行われている伝達関数に適用した。この伝達関数は、2000年1月から2001年4月にかけて、野島断層の分岐断層近傍に設置されたテストサイトで得られた。この期間には、比較的規模が大きな地動を伴う地震が4回発生しており、また、断層に水を圧入する注水実験が合計4回行われた。この伝達関数は、走時変化に関して詳細に解析がなされており、地震時の変化に関しては、Ikuta et al. (2002)で走時変化の解析が行われ、2000年鳥取県西部地震(M_W=6.6, 震央距離165km)と、2001年芸予地震(M_W=6.4, 震央距離215km)の2回の地震に関して走時変化が起こったことが、注水実験に関しては、山岡・生田(2001)で4回行われた実験のうち、2回目と4回目の注水に伴う走時変化が報告されている。さらに、地震時の変化の原因については、Ikuta and Yamaoka (2004)で異方性に注目した詳細な検討が行われ、間隙流体圧の上昇によるクラックの選択的な開口が原因であったと推測されている。

本研究の手法を適用して得られた振幅変化の結果には、地震時の振幅変化と注水実験に伴う変化、および降雨に伴う変化や長期的な変化が見られた。振幅変化は、鉛直成分のP波と、水平2成分のS波に着目して計算を行い、同時に、先行研究の手法で計算した走時変化も計算した。求めた振幅変化と走時変化を図に示す。地震時の振幅変化は、2000年鳥取県西部地震に関しては、最大で5%にも及ぶ振幅の急激な減少と、その後約1週間程度で振幅がもとの水準に回復する様子が見られたが、芸予地震に関してはわずかなステップ上の振幅変化が見られたのみであった。注水実験に伴う変化は、最大で5%程度で、4回行われた注水実験のうち、2回目と4回目のみに顕著な変化が観測された。その変化は、どちらの回でも一度振幅が上昇し、その後元に戻るような変化であった。

Ikuta and Yamaoka (2004)で指摘されているように、地震時の変化がクラックへの流体の流入によって起こったならば、粘性損失によって振幅の減少が期待される。我々の解析でも、地震時には振幅が減少し、彼らの考えと矛盾しない。一方、注水実験に伴う変化は、振幅の増大と、それに引き続く振幅減少とみなすことができる。振幅の増加は注水による応力の増大によって周辺岩石中のクラックが閉じることが原因、振幅の減少は注水された水が拡散することで粘性損失の範囲が拡大することが原因と解釈できる。

© 日本地震学会


Temporal variation of travel time and Amplitdue
0800m
1700m
Traveltime variation
P - UD
S - H1
S - H2
Delay [ms]
Rainfall (hourly) [mm]
Amplitude variation
Ratio
15-Jan-2000
24-Feb-2000
04-Apr-2000
14-May-2000
23-Jun-2000
02-Aug-2000
11-Sep-2000
21-Oct-2000
30-Nov-2000
09-Jan-2001
18-Feb-2001
30-Mar-2001
Calender time
Periods of the water injection experiments
WT Eq
GY Eq

© 日本地震学会

Derivation of SPAC-like expressions for strains measured by DAS

*Hisashi NAKAHARA[1], Kentaro EMOTO[1], Takeshi NISHIMURA[1]

1. Department of Geophysics, Graduate School of Science, Tohoku University

はじめに

光ファイバーケーブルを用いた分散型音響計測（DAS）は，1次元的ではあるが大変稠密に歪（あるいは歪速度）を計測できるため，地震学の分野でも近年利用され始めている．DASで計測される物理量はケーブルに沿った軸歪であり，通常測定される地動並進成分とは異なるため，地震学でこれまでに使用されてきた解析手法を軸歪にも適用できるように拡張する必要がある．例えば，地震波干渉法についてはすでに適用がはじめられている（例えば，Martin et al.，2018)．本研究では，DASのデータを用いて微動探査を行うことを目指して，表面波のみを考慮して，2観測点における動径方向の軸歪のクロススペクトルと複素コヒーレンス（SPAC法で用いられる物理量）の解析的導出に成功したので，ここに報告する．

定式化

定式化の流れは，Haney et al. (2012)に従う．彼らは観測点に様々な方向から入射するレイリー波，ラブ波に対して，2観測点の変位場のクロススペクトル行列の全成分の定式化を行ったが，本研究では2観測点の動径方向の軸歪のクロススペクトルを求める．表記はTakagi et al. (2014)に従う．レイリー波とラブ波は互いに無相関であるとする．入射波動場は非等方的で，方位角についてフーリエ級数展開を行う．地形は考慮せずケーブルは水平に設置されているとする．この時，２つの観測点における動径方向の軸歪のクロススペクトルには，レイリー波だけでなくラブ波も寄与し，それぞれ以下のように導出できる：

レイリー波部分

$$H^2(k^R)^2/8*[a_0^R\{3J_0(k^Rr)-4J_2(k^Rr)+J_4(k^Rr)\}+\Sigma C_m^R(\phi)i^m\{J_{m+4}(k^Rr)-4J_{m+2}(k^Rr)+6J_m(k^Rr)-4J_{m-2}(k^Rr)+J_{m-4}(k^Rr)\}]$$

ラブ波部分

$$(k^L)^2/8*[a_0^L\{J_0(k^Lr)-J_4(k^Lr)\}+\Sigma C_m^L(\phi)i^m\{-J_{m+4}(k^Lr)+2J_m(k^Lr)-J_{m-4}(k^Lr)\}]$$

ここで，kは波数，rは2観測点間の距離，a_0, c_mは入射方位角に関するフーリエ級数の展開係数， ϕは2観測点を結ぶ方位角，Hはレイリー波のH/V比，上付きのR，Lはレイリー波，ラブ波を意味する．J_m（・）はm次の第1種ベッセル関数である．レイリー波とラブ波の寄与の和が，求めるクロススペクトルになる．さらに，それをゼロラグでの値で規格化することにより，複素コヒーレンスを導出することができる．

議論

導出した複素コヒーレンスは，光ファイバーケーブルが完全に直線であると仮定できれば，そのままの形で使用可能である．もちろん実際のケーブルは道路等に沿って配置されていることが多く，直線的ではないことも考えられるが，ケーブルが比較的直線的な部分のデータのみを用いて解析することが可能であろう．もし入射波の等方性を仮定できると，上の2式でc_mが0になり，a_0の項のみが残る．観測された軸歪の複素コヒーレンスの合わせこみにより，レイリー波とラブ波の位相速度，レイリー波とラブ波のエネルギー比の３つのパラメタを推定する逆問題を構築できる．動径方向の軸歪1成分だけでレイリー波とラブ波をどこまで適切に分離できるかが鍵になる．

入射波の非等方性を仮定する場合には，入射方位角に関するフーリエ級数展開の次数によって決めるべきパラメタ数が異なる．また，一つの方向のケーブルだけでは，入射方位角依存性を完全には決定できないため，少なくとも2つ以上の方向を向いた直線部分のデータが必要になる．

ケーブルの曲折が強い場合は，ケーブルの接線方向が2観測点を結ぶ方位からずれてしまうため，歪の座標変

© 日本地震学会

換が必要となる．定式化には動径方向の軸歪だけではなく歪の他の成分も現れるため，さらに複雑な形になる．

結論

本研究では，動径方向の軸歪の2観測点におけるクロススペクトルと複素コヒーレンスの解析的導出に成功した．この式に基づくと，DASの歪記録の複素コヒーレンスから，レイリー波とラブ波の位相速度を原理的に推定できる．実際問題として，動径方向の軸歪1成分だけからレイリー波とラブ波をどの程度うまく分離できるかは，今後，実データの解析を通して確認する予定である．

© 日本地震学会

Detection and location methods of volcanic tremors using seismic cross-correlation: application to Sakurajima volcano

*Theodorus Permana[1], Takeshi Nishimura[1], Hisashi Nakahara[1], Nikolai Shapiro[2]

1. Tohoku University, Japan, 2. Institut des Sciences de la Terre, Grenoble, France

Volcanic tremors are associated with the movement of volcanic fluids such as magma and gas in the conduit of a volcano. Determination and monitoring of their source locations are important to understand the mechanism that controls the eruptive behavior. However, seismic records of volcanic tremors are known to have complex waveforms with unclear seismic phases and variations in the amplitude and duration. We develop and evaluate methods to detect volcanic tremor signals from continuous seismic records and determine the source location. We employ cross-correlation analysis to avoid reading the arrival time of seismic phases and assume the propagation of direct S-wave. The calculated cross-correlation functions (CCFs) contain information on signal coherency and relative travel time that are useful for detection and location. The method is applied for every 10-minute of the seismic data of six JMA stations at Sakurajima volcano.

For the detection, we adopt a detection method called the network covariance matrix analysis that measures the signal coherency over the seismic network, referred to as the “spectral width”. However, this method does not specifically detect volcanic tremors, since any signal that is coherent across the seismic network may also be detected. We extend the network covariance matrix method by further computing a classification measure. To specifically target volcanic tremors, a weight function is defined, where the weight is set to be non-zero at the frequencies where the tremor signal is the most coherent. For the location method, we apply the CCF-based source scanning algorithm (CCF-based SSA) that locate the source by finding a location that maximizes the “brightness” function in a grid-search scheme. The location method has been evaluated in the previous study by using volcano-tectonic earthquakes and simulated tremors (Permana et al., 2020). Therefore, application to real seismic data is new.

We analyze continuous seismic data during the period of April-September 2017 in the frequency range of 1-4 Hz. Catalog and reports of activities at Sakurajima volcano by the JMA are used for validation. For each source location, the corresponding spectral width value is used as a measure of location reliability. For further interpretation, we select only reliable source locations by imposing a criterion of the spectral width and correlation coefficient that is computed from CCFs calculated between component pairs of the seismometer. We successfully detect two time periods where volcanic tremors mostly occurred associated with the increase in eruptive activity. In the first time period in May, the tremors are characterized by long-duration signals, the source locations are mostly distributed at depths of 0-6 km beneath the Minamidake and Showa craters, and the eruptions are characterized by continuous ash emission. Changes in source location preceding and following an eruption are also observed. In the second time period is in August-September, the tremors are mostly short-duration and intermittent, but we are able to detect a continuous tremor that accompanies an episode of Strombolian eruption and their sources are determined at shallow depths (<2 km depth). Comparison with magma supply system from various studies shows that the estimated depth distribution of the source location appears to consistent with the movement of magma from the shallow magma chamber at about 5 km depth to beneath Showa crater. Our results show that the detection and location methods based on cross-correlation analysis can be very useful to monitor tremor activity at a volcano and provide insights into the movement of magma and eruptive behavior.

© 日本地震学会

Room D | Special session：S23. Frontier of observational seismology-Future of dense seismic observation

Fri. Oct 30, 2020 10:30 AM - 11:45 AM JST | Fri. Oct 30, 2020 1:30 AM - 2:45 AM UTC | ROOM D

[S23]AM-2

chairperson:Katsuhiko Shiomi(NIED)

10:30 AM - 10:45 AM JST | 1:30 AM - 1:45 AM UTC

[S23-01] Seismological evidence for a seamount subduction in eastern Shikoku

○Katsuhiko SHIOMI[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S23-02] Detection of deep low-frequency earthquakes in the Nankai subduction zone over 11 years using a matched filter technique

○Aitaro Kato[1], Shigeki Nakagawa[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

11:00 AM - 11:30 AM JST | 2:00 AM - 2:30 AM UTC

[S23-03] [Invited] Crustal activity monitoring using ocean networks for earthquakes and tsunamis

○Narumi Takahashi[1], Takane Hori[2] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Japan Agency for Marine Earth Science and Technology)

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

[S23-04] Ambient noise tomography in the forearc region off northeast Japan using S-net

○Ryota Takagi[1], Kiwamu Nishida[2] (1.Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Seismological evidence for a seamount subduction in eastern Shikoku

*Katsuhiko SHIOMI[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

はじめに

前回，我々は，四国東部下に沈み込むフィリピン海プレート内の海洋モホ面の傾斜方向を詳細に解析し，明瞭な凹凸が存在する可能性があることを報告した（汐見・他, 2019年度地震学会秋季大会）．本講演では，解析範囲を四国全域に拡大するとともに，四国東部についても新たなデータを追加し，その特徴をより明確に捉えるとともに，改めてその解釈を行った．

解析方法・データ

解析には，四国全域に設置されている定常観測点ならびに臨時観測点計153地点で収録された遠地地震波形記録（M5.8; 30˚Δ90˚）を用いた．目視等によりS/Nの良い波形を抽出したのち，0.1-1.0Hzの帯域通過フィルタを適用し，レシーバ関数を求めた．各観測点で求められたradial成分のレシーバ関数で確認される最も顕著な変換波位相に着目し，その位相が変換した面の概略深さと面の傾斜方向を，Harmonic decomposition法（Bianchi et al., 2010）を用いて推定した．この際，Matsubara & Obara (2011)による三次元速度構造モデルを用いた．

結果・議論

四国中部から西部ならびに室戸岬周辺の観測点では，速度不連続面はおおむね北西方向に深くなる傾向を示した．この方向は既存のスラブモデルと整合していることから，解析対象とした顕著な不連続面は海洋モホ面であると解釈した．一方，徳島県北部周辺の観測点では，いずれも，南方すなわち南海トラフに向かって深くなる速度不連続面を検出した．この特徴は従来のモデルからは説明出来ない．しかし，Harmonic decomposition法は各観測点を独立に解析する方法であり，観測環境の異なる近接した複数観測点で同様の結果が得られるということは，その地域の実際の特徴を表していると考えられる．では，この南傾斜の顕著な速度不連続面は何を意味するのか．

過去の構造探査等から，スラブに接する陸側モホ面がトラフ軸側に傾き下がる不連続面として存在しうることが知られている．この場合，陸側モホ面のより深部に，やはり明瞭な不連続面であるはずの海洋モホ面が存在するはずであるが，レシーバ関数からは，後続位相に顕著な変換波を確認することが出来なかった．また，前述の通り室戸岬周辺では北西方向に傾斜する海洋モホ面を検出したと考えているが，徳島県北部の観測点で陸側モホ面を検出したとした場合，南側の観測点に対し，海洋地殻の厚さ（~10 km程度）分，浅く検出される必要があるが，本解析で求まった概略深度はトラフ軸から離れるに従って単調に増加する傾向となっている．以上の特徴から，徳島県北部で検出した南傾斜の不連続面は陸側モホ面ではない．

四国東部沖での構造探査により，室戸岬沖に沈み込む海山が存在することが発見されており，この海山の北側底部に相当する海洋モホ面は南方に傾斜している（Kodaira et al., 2002）．この海山は，四国海盆の過去の拡大軸である紀南海山列の延長上にあり，今回検出した南傾斜の不連続面はさらにその北部延長に位置する．一方，四国東部は深部低周波地震（微動）活動が，四国西部や紀伊半島に比べて低調であるとともに，香川県内と香川・徳島県境付近の2列に分かれて分布するという特徴がある．このうち，県境付近の活動域の南端が本研究で南傾斜の不連続面を検出した観測点の分布とほぼ一致する．このことから，香川県内の活動がスラブ上面と陸側モホ面が接する場所，県境付近の活動は沈み込む海山のような海洋地殻内の構造異常と陸側地殻の接する場所と解釈することが可能である．なお，この地域のレシーバ関数断面は複雑であり，スラブ上面の形状をレシーバ関数から同定することは，現時点では困難である．また，トモグラフィ解析（例えば，弘瀬・他，2007）でも十分な解像が得られておらず，スラブ上面の形状を解明することは今後の課題である．

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

© 日本地震学会

研究所，高知大による定常観測点ならびに文部科学省「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．本臨時観測の実施にあたって，武田哲也氏，上野友岳氏に多大なるご協力を頂きました．本研究の一部はJSPS科研費JP16H06475およびJP16H06473の助成を受けました．

© 日本地震学会

Detection of deep low-frequency earthquakes in the Nankai subduction zone over 11 years using a matched filter technique

*Aitaro Kato[1], Shigeki Nakagawa[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

To improve our understanding of the long-term behavior of low-frequency earthquakes (LFEs) along the tremor belt of the Nankai subduction zone, we applied a matched filter technique to continuous seismic data recorded by a dense and highly sensitive seismic network over an 11 year window, April 2004 to August 2015. We detected a total of ~510,000 LFEs, or ~23× the number of LFEs in the JMA catalog for the same period. During long-term slow slip events (SSEs) in the Bungo Channel, a series of migrating LFE bursts intermittently occurred along the fault-strike direction, with slow hypocenter propagation. Elastic energy released by long-term SSEs appears to control the extent of LFE activity. We identify slowly migrating fronts of LFEs during major episodic tremor and slip (ETS) events, which extend over distances of up to 100 km and follow diffusion-like patterns of spatial evolution with a diffusion coefficient of ~10^4 m^2/s. This migration pattern closely matches the spatio-temporal evolution of tectonic tremors reported by previous studies. At shorter distances, up to 15 km, we discovered rapid diffusion-like migration of LFEs with a coefficient of ~10^5 m^2/s. We also recognize that rapid migration of LFEs occurred intermittently in many streaks during major ETS episodes. These observations suggest that slow slip transients contain a multitude of smaller, temporally clustered fault slip events whose evolution is controlled by a diffusional process.

© 日本地震学会

[Invited] Crustal activity monitoring using ocean networks for earthquakes and tsunamis

*Narumi Takahashi[1], Takane Hori[2]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Japan Agency for Marine Earth Science and Technology

南海トラフ沿いの大規模地震の発生の可能性が相対的に高まったと評価された場合等に、気象庁は臨時情報を発表する。この場合、日頃からの地震の備えの再確認やできるだけ安全な防災行動をとることが推奨されている。2011年東北地方太平洋沖地震は甚大な被害をもたらしたが、「通常と異なる動き」があったことがb値、p値、地殻変動、地震活動、前震の余効変動等から示された(内閣府、2012)。この「大規模地震の発生の可能性が相対的に高まった」ことを南海トラフ域で示すために、定常的な地殻活動のモニタリングが必要であると考えている。

南海トラフ域は東北沖と異なりマグニチュード（M）2以上を持つ地震活動が低調である。そのため、できるだけ小さい地震を捉え、それらの地震活動の背景である地殻内の応力場変化を把握することが重要である。海底地震・津波観測監視システム（DONET）は稠密な観測体制を構築している。M0.7以上の地震を観測しているが、それらの地震の震源位置、具体的にはプレート境界、上盤、下盤のいずれに分布するか知ることが必要である。これまで海域における断層情報総合評価プロジェクトを通して構築してきた南海トラフ域の三次元速度構造を用いてDONETの走時データから震源位置を評価し直した。その結果海洋性地殻内の断層イメージを得、また、2016年4月1日三重県南東沖の地震の位置がプレート境界であることを確認した。海域構造探査による断層評価と海域観測網によるゆっくりすべりを含めた地震活動を直接比較することが実現しつつある。南海トラフ域の観測体制としては、地殻変動成分も含む超広帯域かつ稠密な観測環境が望ましい。それは、連動発生を考慮すれば余効変動の把握は必要不可欠であるからである。しかし、海底水圧計にはドリフトノイズが含まれ、また、南海トラフ域には海水密度が異なる黒潮が時には位置を変えながら分布する。このドリフトの校正技術や、海面ブイ等を用いた気象と海象の両方の同時観測が行われ、地殻変動観測実現に向けて検討を進めている。
現在、防災科研では、海域観測網は南海トラフ域の土佐沖から日向灘にかけて新たな南海トラフ地震津波観測網（N-net）を構築中である。DONET, S-netやN-netといった海域観測網と高感度地震観測網（Hinet）を組み合わせ、広帯域な地殻活動モニタリングを実現していきたい。これらの情報は、推移予測シミュレーションにつながり、地域の防災減災に貢献することになる。これらの情報を利用して、「地震の備え」や「安全な防災行動」を各地域でカスタマイズしながら取り入れて避難訓練を実施するような形が望ましいと考えている。

© 日本地震学会

Ambient noise tomography in the forearc region off northeast Japan using S-net

*Ryota Takagi[1], Kiwamu Nishida[2]

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

防災科学技術研究所の日本海溝海底地震津波観測網（S-net）によって、東北日本前弧海域下におけるスロー地震活動や沈み込み帯浅部の構造に関する新たな知見が得られるようになった [e.g., Tanaka et al., 2019; Nishikawa et al., 2019]。しかし、地震発生場の理解に重要だと考えられるS波速度構造の理解は限られている。本研究では、S-netで観測された常時微動の相互相関解析から表面波を抽出し、東北日本前弧海域におけるS波速度構造を推定することが目的である。解析では、2016年8月から2019年8月までの3年分の加速度計データを使用し、センサー設置姿勢の補正 [Takagi et al., 2019] と地震を含むセグメントの除去を行った後、観測点間の相互相関関数を計算した。また、対象とする0.1 Hz以下の周波数帯域では常時微動振幅が機器ノイズレベル以下であるため、Takagi et al. [2020] の方法により観測点間でコヒーレントな機器ノイズの影響を除去した。0.04–0.1 Hzにおいて表面波を抽出でき、SPAC法 [Aki, 1957; Nishida et al., 2008] により位相速度を推定してモードを特定した。Vertical成分同士（VV成分）の相互相関関数とVertical成分とRadial成分（VR成分）の相互相関関数にはレイリー波の基本モードが卓越し、Transverse成分同士の相互相関関数にはラブ波の基本モードが卓越する。また、Radial成分同士の相互相関関数ではレイリー波の卓越モードが海底面の深さによって変化し、浅海域では基本モード、深海域では約0.06 Hzより高周波数帯域において1次高次モードが卓越する。本研究では、まずVV成分とVR成分を用いて、レイリー波基本モードの位相速度マップを推定した。観測点ペア毎の位相速度測定には Nagaoka et al. [2012] の方法、トモグラフィーには Rawlinson and Sambridge [2003] の方法を用いた。0.04–0.06 Hzにおいて、海溝陸側斜面下部では約北緯38度より北部が高速度、南部が低速度と推定された。また、海溝陸側斜面中部では約北緯37度から約北緯39度の範囲で高速度、それより北部と南部で低速度と推定され、特に日高沖と房総沖の低速度領域が顕著である。推定された位相速度分布は主に上盤内のS波速度不均質構造を反映すると考えられるが、レイリー波の1次高次モードおよびラブ波の使用することで、S波速度構造をより拘束できると考えられる。

© 日本地震学会

Room D | Special session：S23. Frontier of observational seismology-Future of dense seismic observation

Fri. Oct 30, 2020 1:00 PM - 2:15 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 4:00 AM - 5:15 AM UTC | ROOM D

[S23]PM-1

chairperson:Ryota Takagi(Graduate School of Science, Tohoku University)

1:00 PM - 1:30 PM JST | 4:00 AM - 4:30 AM UTC

[S23-05] [Invited] Dense seismic observation using seafloor optical fiber cable system off Sanriku by Distributed Acoustic Sensing

○Masanao Shinohara[1], Tomoaki Yamada[1], Takeshi Akuhara[1], Kimihiro Mochizuki[1], Shin'ichi Sakai[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S23-06] Estimation of Site Amplification of Azuma volcano: Analyses of Seismic Signals Recorded by Fiber Optic Cable and DAS

○Takeshi Nishimura[1], Kentaro Emoto[1], Hisashi Nakahara[1], Satoshi Miura[1], Mare Yamamoto[1], Shunsuke Sugimura[1], Ayumu Ishikawa[1], Tsunehisa Kimura[2] (1.Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Schlumberger)

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

[S23-07] Analysis of dense records of the DAS observation using fiber optic cable in the urban area

○Kentaro Emoto[1], Hisashi Nakahara[1], Takeshi Nishimura[1], Mare Yamamoto[1], Kodai Sagae[1], Gugi Ganefianto[1], Katsuhiro Yabu[1] (1.Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S23-08] Characteristics of DAS data by Artificial Vibration

○Masayuki Tanaka[1], Akio Kobayashi[1], Akio Katsumata[1], Koji Tamaribuchi[1], Tsunehisa Kimura[2], Shunsuke Kubota[3], Yukihide Yoda[4] (1.Meteorological Research Institute, 2.Schlumberger, 3.YK Giken Co., 4.NEC Corporation)

[Invited] Dense seismic observation using seafloor optical fiber cable system off Sanriku by Distributed Acoustic Sensing

*Masanao Shinohara[1], Tomoaki Yamada[1], Takeshi Akuhara[1], Kimihiro Mochizuki[1], Shin'ichi Sakai[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

光ファイバをセンサとして用いるDistributed Acoustic Sensing(DAS)計測は、空間的に高密度なデータが取得可能であることから自然地震観測に応用されており、海底ケーブルによる先駆的な観測例もある。DAS計測は、光ファイバセンシング技術の一つで、コヒーレントなレーザー光の短いパルスを、シングルモードファイバに連続して送信し、後方散乱を観測する。ファイバ近傍で発生した振動により発生したファイバの微小な変形が後方散乱波のパターンを変化させることから、振動を検出する。パルスを送出してからの時間が観測点までの距離に対応する。また、後方散乱波のパターン変化検出には干渉測位を用いており、散乱源の距離変化（歪変化）を計測する。干渉させる散乱波の散乱源の距離（ゲージ長）が空間的な分解能に相当し、地震観測の場合はゲージ長は数十mに設定することが多い。すなわち、地震計を数十m間隔で、長さが敷設されているファイバに対応するアレイ観測が行うことができる。

地震研究所は、1996年に三陸沖光ケーブル式海底地震・津波観測システムを設置し、2011年東北地方太平洋沖地震の被災による中断を経て、現在も観測に用いている。このシステムは将来の拡張用として、6本（3組）のファイバが用意されている。このファイバは、分散シフト・シングルモードファイバであり、DAS計測が適用可能なファイバである。そこで、次期海底ケーブル式観測システムの新技術として、三陸沖光ケーブル観測システムを用いてDAS技術を用いた地震観測を行うこととした。DAS技術による海底観測は、これまで「点」であった観測を、「線」での観測に変化させる画期的なものである。

パイロット観測として最初のDAS計測を、2019年2月13日から15日までに実施した。DAS計測の計測器を陸上局に設置し、陸上局から100kmまでの区間において、サンプリング周波数500Hz、ゲージ長(空間分解能)10mまたは40mで連続収録した。収録チャンネル間隔は5mとしたので、全20,000チャンネルのデータとなった。収録期間は約46時間である。その結果、マグニチュード１クラスの微小地震を始め観測システム近傍で発生した小さな地震や深発地震など多数の地震が観測された(図)。また、陸上局から70km程度までの区間において地震波の到達を確認することができた。また、雑微動のノイズスペクトルを求めたところ、陸上の歪計に比較可能なレベルであることもわかった。

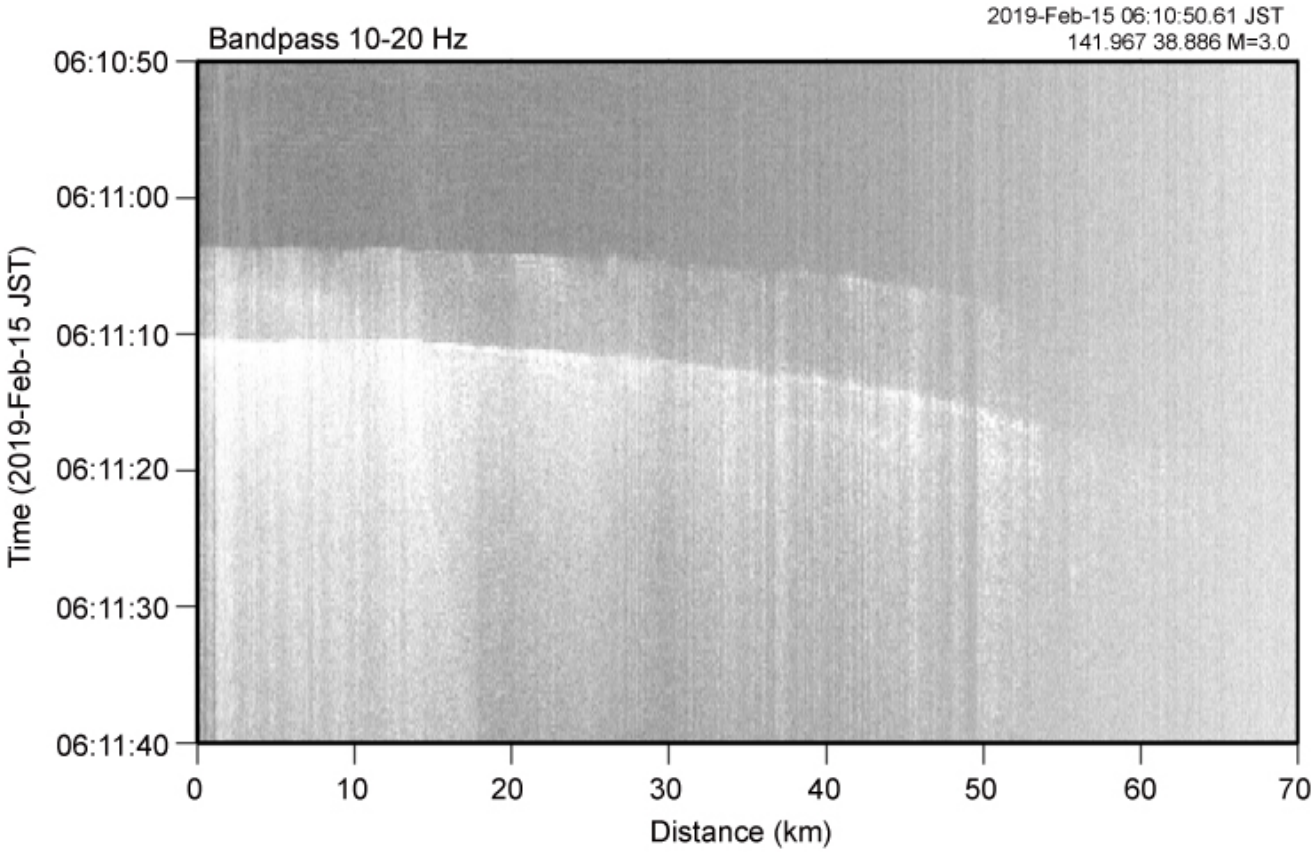
DAS計測技術は発展中の技術であり、計測装置についても、各社からそれぞれの特徴がある装置が提案されている。そこで、複数の会社の装置をもって試験観測を実施し、開発を進めることとした。2019年6月25日から28日にかけては、1回目とは異なる計測器により、約72時間の観測を行った。計測装置の特徴により、6月の測定では、計測全長は5kmと短くなったが、チャンネル間隔1m、ケージ長は7mから32mとして高精度の観測とした。この観測においても、観測システム近傍で発生した比較的規模の小さな地震や、深発地震など多数の地震が観測され、検出性能としては二つの計測装置にほぼ違いがないこと、また、ノイズスペクトルの比較からも異なる計測装置間でもノイズレベルは同等であることがわかった。

２回のパイロット観測により、海底ケーブルを用いたDAS計測による地震観測は有用であることが明らかとなった。海底におけるモニタリング観測のためには、さらに長期の収録期間が必要となる。また、DAS計測データの評価には、より長期間のデータが必要である。そこで、モニタリング観測を意識して、できる限り長期間で連続したDAS計測を、2019年11月18日から12月2日にかけて実施した。記録期間は記録装置の容量に依存しており、現状は2週間が最長となった。収録パラメータの多くは、2月の実験と同じとした。ただし、収録容量を削減するために、全計測長を18日は約48kmとし、2日目からは70kmとした。データの総容量は15テ

© 日本地震学会

ラバイトとなった。同じく、深発地震を含む多くの地震が収録され、良好な記録が得られた。今後は、このデータを用いて、DAS計測データの評価を進めるとともに、長期モニタリングのためのデータ処理・収録システムの開発を検討する。

図　2019年2月に実施した三陸沖光ケーブル観測システムにおけるDAS計測により収録された地震記録例。横軸は陸上局からの距離、縦軸は時間である。



© 日本地震学会

Estimation of Site Amplification of Azuma volcano: Analyses of Seismic Signals Recorded by Fiber Optic Cable and DAS

*Takeshi Nishimura[1], Kentaro Emoto[1], Hisashi Nakahara[1], Satoshi Miura[1], Mare Yamamoto[1], Shunsuke Sugimura[1], Ayumu Ishikawa[1], Tsunehisa Kimura[2]

1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Schlumberger

通信用に開発された光ファイバー内を伝播する光は、ファイバーコア内の欠陥や不純物などにより後方散乱される。その散乱波を利用したDistributed Acoustic Sensing(DAS)systemを用いることで、ファイバーに生じた歪みの時間変化を数メートルから数十メートル間隔で測定することができる。今回、このシステムを利用して地盤増幅特性を推定したので報告する。

解析に用いたデータは、2019年秋季大会、2020年JpGUで報告した、磐梯吾妻スカイラインの道路に沿った光ファイバーケーブルとDASによるものである。土湯温泉ゲートから浄土平までの総長14.2kmにわたり、間隔10m，ゲージ長40ｍで歪み速度を記録している。道路はほぼ南北方向に伸びているが、その中程と南側でつづら折りとなっている箇所もある。光ファイバーケーブルは、深さ50cmほどに埋設された管内に設置されている。2019年7月4日から、南端にある土湯温泉ゲートに、シュルンベルジェ社のheterodyne Distributed Vibration Sensing (hDVS)を設置し、サンプリング周波数1000Hzで約3週間の連続観測を行った。

自然地震のコーダ波は、十分時間が経過すると空間的にほぼ一様に分布すると考えられる。そこで、コーダ波の相対振幅を測定することで、観測箇所の地盤増幅特性を評価する。用いたデータは、観測期間中に観測された、太平洋沖や内陸で発生した震央距離50-100km、深さ100km以浅の自然地震11個である。コーダ波による解析ではS波走時の2倍以降のデータを利用することが一般的であるが、観測箇所の分布範囲に比べて震源距離が十分大きい。そこで、S波の着信時から50秒後までの波形に対して、10秒間の解析窓を10秒ずつずらしながらRMS振幅を読み取り、測線の中央付近に設定した基準点に対する相対振幅を読み取った。解析周波数は2ー6Hzである。解析に用いた地震波は、S波着信時から50秒後までのコーダ波であるが、解析窓の位置の違いによる地盤増幅特性の顕著な違いは認められなかった。

解析の結果、S波増幅特性は、全体として、敷設されている光ケーブルの北側の地域で大きく、南側の地域で小さいことが明らかとなった。地盤増幅特性の大きい北側の光ファイバーが敷設されている場所は、吾妻小富士、一切経山、東吾妻山、高山などの山麓に位置し、比較的平坦な地形の上である。過去の溶岩流や火砕堆積物が積もっていると考えられることから、浅部表層は軟弱地盤で構成されており、増幅特性が大きくなったと推察される。一方、小さい地盤増幅特性が推定された南側の地域は、深い谷地形や尾根筋に光ケーブルが敷設されている。火砕堆積物が浸食されるなど、浅部に軟弱地盤がないと想定される。北側の小河川沿いも、地盤増幅特性が周辺に比べてやや小さい箇所が認められる。

光ファイバーケーブルとDASを利用して自然地震を記録することにより、数10m間隔で容易に地震動が記録できることから、長基線にわたって詳細な地盤増幅特性を調べることが可能であることがわかった。

謝辞

国土交通省の光ファイバーを借用した。観測に当たって、国土交通省東北地方整備局福島河川国道事務所の方々に便宜を図っていただいた。

© 日本地震学会

Analysis of dense records of the DAS observation using fiber optic cable in the urban area

*Kentaro Emoto[1], Hisashi Nakahara[1], Takeshi Nishimura[1], Mare Yamamoto[1], Kodai Sagae[1], Gugi Ganefianto[1], Katsuhiro Yabu[1]

1. Graduate School of Science, Tohoku University

近年，光ファイバーケーブルを用いたDAS（Distributed Acoustic Sensing）が地震学において用いられるようになってきた．これは，光ファイバーケーブルを伝わる光パルスの後方散乱波の変化から，ケーブルが変形した位置とその地点におけるひずみを検出するものである．一つの計測装置と一本のケーブルで，数十kmを数m間隔で計測できることが最大の利点である．既存のケーブルを用いる際の地面とケーブルのカップリングや，計測される物理量がひずみテンソルの１成分のみといった制約があるものの，地震学での利用を目的とした手法開発や，観測事例の蓄積が行われてきている．我々は，宮城県内を通る国道4号線沿いに敷設されている通信用の光ファイバーケーブルを利用し，DAS観測を行った．得られた波形記録や，雑微動に地震波干渉法を適用した結果等を紹介する．

計測装置は国土交通省古川国道維持出張所内に設置し，光ファイバーケーブルは，そこから南方向に国道4号線に沿って約50km伸びている．ケーブルは途中で長町利府断層を横切る．ゲージ長・チャンネル間隔は共に5mとし，合計約1万箇所において，500Hzサンプリングで，ケーブルに沿った方向のひずみ速度を記録した．計測は2020年1月から2月にかけての1ヶ月間行った．国道4号線は昼夜を問わず交通量が多いため，全ての時間帯で交通ノイズの影響が見られた．孤立した車の走行ではなく，何台もの車がまとまって通過するため，交通ノイズの波形は複雑で，単純に分離することはできない．期間中に発生したいくつかの地震も記録されたが，交通ノイズの影響は避けられないものであった．また，橋梁部分では，車の通行により橋全体が揺れる振動が見て取れた．長町利府断層の北側で行われていた工事の影響で，光信号の減衰が生じ，長町利府断層付近を含めてその南側ではノイズが大きい記録となった．

得られた1ヶ月間の連続記録に対し，地震波干渉法を適用した．約1万チャンネルを200チャンネルごとのセグメントに分け，各セグメント内のペアで相互相関関数を計算した．計算の際には，時間領域での1bit化と，周波数領域でのホワイトニングを行った．相互相関関数の収束はセグメントによって異なるものの，S/Nのよいセグメントでは，2Hzから8Hzの周波数帯で対称性のよい相互相関関数が得られ，550m/sから600m/s程度で伝播する波が検出された．この周波数帯は，交通ノイズによるシグナルのパワーが強いため，ケーブルのほぼ真上を通る車によるノイズにより，伝播する波が検出されているのだと考えられる．今後，セグメントごとの伝播速度の違いや，相互相関関数の収束性に関する議論を行う予定である．

謝辞

国土交通省所有の光ファイバーを使用させていただいた．観測に当たって，仙台河川国道事務所の方々に便宜を図っていただいた．

© 日本地震学会

Characteristics of DAS data by Artificial Vibration

*Masayuki Tanaka[1], Akio Kobayashi[1], Akio Katsumata[1], Koji Tamaribuchi[1], Tsunehisa Kimura[2], Shunsuke Kubota[3], Yukihide Yoda[4]

1. Meteorological Research Institute, 2. Schlumberger, 3. YK Giken Co., 4. NEC Corporation

近年、分布型音響センシング（DAS; Distributed Acoustic Sensing）の技術を用いた地震観測について多数報告されている。DASは、光ファイバ（コア部分）の一端から非常にコヒーレントな短波長の光パルスを入射し、コア内に存在する多くの分子レベルの不純物や欠陥に衝突して発生する後方散乱光が入射端に戻るまでの時間を計測する。光ファイバは振動や温度等の外乱で変形し、変形した場所で光パルスに位相差が生じる。光パルスの波長変化はひずみ変化速度に対応し、光パルスを等間隔で連続的に入射することにより、ピコストレインレベルのひずみの時間変化が観測できる。しかも、一回のパルスでファイバ全域を細かい間隔で観測できる。

2020年3月、静岡県浜松市天竜区船明地区にある延長約900mの船明トンネル内にて、シングルモード4芯1kmの光ファイバケーブルを敷設し、アダプタで芯同士を接続して総延長4kmのファイバケーブルでDASの試験観測を実施した。これまでの調査で、DASと地震計の双方で観測された近地自然地震の波形記録を比較したところ、地震計記録で見られるP相、S相の実体波はDAS記録でも見られる。また、DASの波形記録はファイバに沿う方向と同じ南北方向の地震計記録と相関が強い。ファイバ近傍で稼働中の真空ポンプのモーター振動及びその高調波などが明瞭に観測された。

しかしながら、DASのデータは、①ゲージ長で区間平均された値である、②不純物や欠陥に当たり発生する散乱光は非常に微弱で、入射する光パルスの強度には上限があり、かつファイバには伝送損失があるため、より遠方の散乱光の信号強度は装置近傍よりも弱くなり、そして、より遠方ほど測定精度は劣るため、S/N比を上げるため加算平均等の処理が行われている、③DASで観測されるデータの物理量はひずみ速度である、など、地震計とは異なる点がある。地震観測で規模推定にDAS記録を用いるには、少なくとも同じ地点で入力振動に対して観測値が線形性を有していることが必要である。また、通常の地震波動解析を行う上で再現性が重要である。

船明トンネル内に敷設したファイバは、約30mを2往復半折返している箇所があり、固有周期1秒の三成分速度型地震計が1台設置されている。そこで、敷かれているファイバと直角に
30、60、100、130、160、200cm離れた場所で、ハンマーで地面を叩いて振動を起こし、DASの記録に、地震計のように振動源からの距離に応じて振動の減衰が見られるか、同じ設置環境にある同じ場所の異なるファイバで観測される記録と大きく変わらないかなどについて調べたので紹介する。

© 日本地震学会

Room D | Special session：S23. Frontier of observational seismology-Future of dense seismic observation

Fri. Oct 30, 2020 2:30 PM - 3:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 5:30 AM - 6:30 AM UTC | ROOM D

[S23]PM-2

chairperson:Aitaro Kato(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S23-09] 3-D S-wave velocity structure derived by ambient noise tomography using dense short-period OBS arrey of off Ibaraki region

○Lina Yamaya[1], Kimihiro Mochizuki[1], Takeshi Akuhara[1], Kiwamu Nishida[1], Tsuyoshi Ichimura[1], Kohei Fujita[1], Takuma Yamaguchi[1], Takane Hori[2] (1.ERI, Univ. of Tokyo, 2.JAMSTEC)

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

[S23-10] High-density event locations with high-density OBS network at off-Ibaraki region

○Shinji Yoneshima[1], Kimihiro Mochizuki[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

3:00 PM - 3:30 PM JST | 6:00 AM - 6:30 AM UTC

[S23-11] [Invited] Dense seismic observation design for capturing background of large inland earthquakes (lessons from "0.1Manten" hyper dense seismic observation)

○Satoshi Matsumoto[1] (1.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University)

3-D S-wave velocity structure derived by ambient noise tomography using dense short-period OBS arrey of off Ibaraki region

*Lina Yamaya[1], Kimihiro Mochizuki[1], Takeshi Akuhara[1], Kiwamu Nishida[1], Tsuyoshi Ichimura[1], Kohei Fujita[1], Takuma Yamaguchi[1], Takane Hori[2]

1. ERI, Univ. of Tokyo, 2. JAMSTEC

本研究では、茨城沖領域に約6km間隔で展開された短周期海底地震計による数ヶ月間の観測波形に地震波干渉法を適用することで、工学的基盤から地殻上部までの3次元S波速度構造を推定した。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間隔の短周期海底地震計（Lenartz 3-D Lite）32台からなる稠密観測網が茨城沖領域に展開されていた。地震波干渉法（e.g., Bensen et al., 2007）ではノイズ源の空間的な等方分布を仮定する必要があるため、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)及び東北地方太平洋沖地震(同3月11日)の発生前)の観測波形を用いた。

鉛直成分及びradial成分同士の相互相関関数を計算し、鉛直成分からレイリー波の基本モード、radial成分からレイリー波の基本モードと1次高次モードを確認した。まず、spatial auto-correlation（SPAC）法 (Aki 1957; Nishida et al., 2008)を用いて平均的な分散曲線を測定し、trans-dimensional Markov chain Monte Carlo法（e.g., Bodin et al., 2012）を用いて平均的な1次元構造を推定した。その結果、最上部に厚さ500mの堆積層（Vs: 360 m/s）、その下に厚さ1.6kmの堆積層（Vs：930 m/s）を推定した。これらの堆積層の下は音響基盤と考えられ、この深さは構造探査によるP波速度構造（e.g., Tsuru et al., 2002; Mochizuki et al., 2008）とおよそ一致している。さらに、位相速度の平均からの摂動を推定し（following Nagaoka et al., 2012）、位相速度mapを作成した。その後、各空間グリッドに対して1次元S波速度構造の線形インバージョン（Herrmann, 2013）を行い、これを足し合わせることで3次元のS波速度構造を推定した。堆積層の厚さの変化は摂動としては大きかったが、変化の絶対値は海底面の起伏より小さかった。一方で、上部地殻の構造については、領域の北側より南側の方が複雑であった。本研究領域の南側には海山が推定されており（Mochizuki et al., 2008）、Sun et al. (2020)により海山の沈み込みが上部地殻の構造を複雑にすることが示されている。したがって、本研究領域でも、海山沈み込みに伴い上部地殻が複雑になったと考えられる。

また、本研究の結果を用いた3次元理論波形計算を行った。本観測領域は海底深度が2000から3000mと幅広く、また表面にS波速度の遅い層が厚く堆積しているため、地形の効果が無視できないと考えられる。そのため、本研究で推定した構造を用いて3次元理論波形計算を行い、構造の効果を解釈する。

© 日本地震学会

High-density event locations with high-density OBS network at off-Ibaraki region

*Shinji Yoneshima[1], Kimihiro Mochizuki[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

Until 2011 Tohoku-oki earthquake, off-Ibaraki region has been known to be seismically inactive, not only large but even small-to-moderate earthquakes. In this region, a subducting seamount was discovered by Mochizuki et al (2008) in this low seismicity area, and a weak coupling was suggested to account for this low seismicity.
Just after 2011 Toshoku-oki earthquakes, many earthquakes had occurred including the largest aftershock (Mw7.8) of Tohoku-oki earthquake. This suggests that this region is seismically active, presumably as an interaction with the seamount subduction.
Six months before and after the Tohoku-oki e.q. a high-density OBS survey had been conducted from October 2010 to September 2011 with quite dense (6km) spacing. In this OBS experiment, quite a large number of earthquakes (>60,000) were recorded and ~20000 events were located.
A tomography with a double difference hypocenter relocation was applied to obtain the velocity structure and especially the precise hypocenter locations.
The relocated hypocenters formed some clusters in a three-dimensional space. We focused on a cluster that was aligned along the near-vertical direction, whereas many clusters are aligned along the dip and strike directions of the subducting oceanic plate.
This vertically aligned cluster ranges from approximately 8 to 24 km depth, corresponding to above the plate boundary to below the plate boundary, perhaps below Moho. We made a common station gather for these events, which is analogous to a zero-offset reverse VSP (station is located on the seafloor and sources in the underground along a near-vertical trajectory).
We will discuss whether there are any featured converted phases in this gather such as a reflection from the plate boundary so as to gain an insight about the precise depth information of these earthquakes in conjunction with the subducting seamount.

© 日本地震学会

[Invited] Dense seismic observation design for capturing background of large inland earthquakes (lessons from "0.1Manten" hyper dense seismic observation)

*Satoshi Matsumoto[1]

1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University

はじめに

内陸領域で発生するマグニチュード７クラスの地震は大きな被害を周辺領域に与える。このような地震の発生場をとらえ，その特徴を抽出することが将来の内陸地震発生ポテンシャル評価につながると考えられる。このクラスの地震は断層長が30㎞程度であり，断層を取り巻く構造や地震活動，応力，変形を詳細にとらえることは広域の地震観測網がおよそ20㎞間隔であることから難しい。このため，断層周辺により稠密な地震観測網などを展開し，詳細な特徴の把握が試みられている。その結果，速度構造が破壊の開始点や大すべり域に関連していることや断層周辺では応力場が不均質であり，さらに地震前後での変化が検出されている。この場合でも数キロメートルの分解能，発震機構解では数度以上の誤差を持ってしまっているため詳細な議論ができなかった。そこで，我々は2000年鳥取県西部地震震源域において1000点の地震観測点を設置し，地震検出能力，発震機構解の精度，構造分解能の向上を目指した（0.1満点地震観測）。ここでは，得られた成果を紹介するとともに今後の内陸大地震発生場解明のための地震観測について検討する。

0.1満点地震観測

2017年3月から2018年4月まで，鳥取県，島根県，岡山県にまたがる領域（直径約35㎞）に1000点の上下動地震計を設置した。これらは現地調査，観測，保守，撤収まで京大，東大，九大を中心とした多くの研究者と現地のボランティアによって実行された。得られたデータを自動読み取り処理を施し，精度の高いもので1年間のうちに約5000個のイベントが検出された。マグニチュード（M）マイナス１程度まで十分に検出され，また，M>0.5程度の発震機構は精度良く決めることができた。これらのデータをより詳細に解析した結果，火山や地熱地帯で観測されるノンダブルカップル成分を持つ地震が多数発生していることが明らかになった。これは観測点数が500点以上ないと十分検知できないことも分かった。また，本震発生直後と約18年経過した地震活動，メカニズム解を調べた結果，地殻応答がべき乗流体として近似できることや異常なすべりの存在が示唆された。また，構造分解能は1㎞以下となり，地質構造に対応する詳細な速度異常も発見された。このように詳細な構造・活動特性はこの地震が断層上でもかなり不均質な特性を持ち，流体との関連も強く示唆された。

今後の課題
このように1000点もの観測を行うことにより従来見えなかった多くの知見が得られた。この程度のスペックを持つ観測をM7クラスの地震断層について行うことが，発生した背景や活動特性への理解すすめ，将来へのポテンシャル評価へつながると考えられる。一方では，現状ではボランティアベースのため，多数を行うことには困難が伴う。現在の定常地震観測網（20㎞間隔）の中でより稠密な観測をするべき地域，調査する内容などを適切に考え，観測デザインすることやそれができる人材を育成することが最も重要だと考えられる。

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S01. Theory and analysis method

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S01P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-01] Anomaly detection of seismic velocity and scattering property changes at volcanoes using seismic interferometry and local outlier probability

○Takashi Hirose[1], Hideki Ueda[1], Eisuke Fujita[1] (1.NIED)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-02] Towards the detection of the mantle-reflected P wave using seismic interferometry

○Shota Kato[1], Kiwamu Nishida[1] (1.Earthquake Research Institute, the university of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-03] An attempt to estimate tidal response of seismic velocity variations in shallow crust based on spectral analysis

○Tomoya Takano[1], Kiwamu Nishida[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-04] Travel time fluctuation of P waves in exponential-type random media:
A study based on 3-D finite-difference simulations

○Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2] (1.Yokohama City University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-05] Comparison between strain and displacement seismograms for the radiation pattern of a double-couple source and the incident-angle dependency of plane waves on the surface

○Kiyoshi Yomogida[1], Shunya Ito[2] (1.Hokkaido University, Graduate School of Science, Earth and Planetary Dynamics, 2.Hokkaido University, Faculty of Science, Department of Earth and Planetary Sciences)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S01P-06] Development of anisotropic tomography method based on the shortest path method

○Shoji Sekiguchi[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Anomaly detection of seismic velocity and scattering property changes at volcanoes using seismic interferometry and local outlier probability

*Takashi Hirose[1], Hideki Ueda[1], Eisuke Fujita[1]

1. NIED

はじめに

近年，地震波干渉法に基づき，雑微動の相互相関関数（CCF）の位相変化や波形変化から大地震や火山活動に伴う地下の地震波速度変化や地震波散乱特性変化を検出する研究が多く行われている。いくつかの火山では，噴火や活動の活発化に10日から数日先行する地震波速度変化や散乱特性変化が検出されており[例えば，Obermann et al., 2013a; Olivier et al., 2018; Machacca-Puma et al., 2019]，地震波干渉法が火山モニタリングにおいて有効な手法であることを示す事例が蓄積されつつある。地震波干渉法による解析結果を火山噴火の切迫度評価に活用するにあたっては，地下構造の変化自体を検出することに加え，検出された変化がどの程度異常な値であるかを評価することが必要である。そこで本研究では，地震波干渉法に基づき推定した地震波速度変化と散乱特性変化の異常度を定量的に評価する方法を提案する。

データ・解析方法

地震波干渉法を阿蘇山，霧島山において適用する。まず，気象庁および防災科研の短周期地震計で記録された雑微動の上下動成分に0.2-8 Hzでスペクトルホワイトニングを適用したうえでone-bit normalizationを行う。次に，10分ごとに雑微動のCCFを計算し，それらを1日分スタックすることでDaily CCFを得る。そして，Daily CCFとReference CCF（Daily CCFを数ヶ月～1年間スタックしたもの）に0.5-1 Hzの周波数帯でバンドパスフィルターをかけ，速度変化率とデコリレーション（1-相関係数）をストレッチング法[Lobkis and Weaver, 2003]により測定する。雑微動のCCFにおいてレイリー波が卓越しているとすると，得られる速度変化とデコリレーションは，概ね深さ1 km以浅での構造変化を反映している。最後に，Krieger et al. [2009]により提案された局所外れ値確率（Local Outlier Probability, LoOP）を用い，1日ごとの地震波速度変化率とデコリレーションの測定値に対して，それらが異常データである確率を計算する。

結果

1. 阿蘇山におけるLoOPの時間変化

2015年から2016年の2年間にわたり，速度変化率とデコリレーションを測定し，LoOPを計算した。まず，2016年4月に発生した熊本地震に伴う数%の速度低下と顕著なデコリレーションを反映したLoOPの増加を検出した。地震発生後のLoOPはほとんどの観測点で90%を超えており，地震の影響で阿蘇山直下の地下構造が大きく変化したことを示唆している。また，2016年10月8日に発生した爆発的噴火に伴う0.5%程度の速度低下と顕著なデコリレーションを反映したLoOPの増加を検出した。すべての観測点において，噴火の2-3日前にLoOPが70%を超えるまで急激に増加していることから，噴火に先行して地下構造が大きく変化していた可能性がある。

2. 霧島山におけるLoOPの時間変化

2017年から2019年の3年間にわたり，速度変化率とデコリレーションのLoOPを計算した。解析期間中の2017年10月11日には，新燃岳において6年ぶりの噴火が発生した。また，2018年3月6日には2011年以来の爆発的噴火が発生した。これら2つの噴火に伴い，最大2%程度の速度低下と顕著なデコリレーションが検出された。この変化を反映し，噴火に先行するLoOPの急激な増加が検出されたが，2つの噴火でLoOPが増加するタイミングが異なった。2017年噴火ではLoOPが70%を超えたのは噴火の1日前であったが，2018年噴火では4-5日前にLoOPが70%を超えていた。2018年爆発的噴火の場合，噴火の5日ほど前から，小規模な噴火の発生や火山ガス放出量の急増が観測されており[気象庁, 2018]，爆発的噴火に先行するLoOPの急増も噴火前の活動の活発化と関連している可能性がある。

© 日本地震学会

まとめ

本研究では，地震波干渉法に基づき測定した速度変化率とデコリレーションの局所外れ値確率（LoOP）を計算し，阿蘇山と霧島山において，地震や噴火に伴うLoOPの増加を検出した。LoOPは常に0-100%の範囲の値をとるため異常の程度を把握しやすく，噴火の切迫度評価において使いやすい指標であると考えられる。今後は，草津白根山や御嶽山といった近年噴火が発生した火山を中心に他の火山でも同様の解析を行い，事例の蓄積を進めていく予定である。

謝辞：本研究では気象庁短周期地震計のデータを使用させていただきました。記して感謝いたします。

© 日本地震学会

Towards the detection of the mantle-reflected P wave using seismic interferometry

*Shota Kato[1], Kiwamu Nishida[1]

1. Earthquake Research Institute, the university of Tokyo

地震波干渉法は2観測点で観測されたランダムな波動場の相互相関関数を計算することにより、片方を仮想的な震源とし、もう片方を観測点とした場合の観測波形(グリーン関数)を推定する手法である(e.g. Snieder et al., 2013)。地震波干渉法では、地震波動場がランダムかつその強度分布が等方・均質であることを仮定する。ランダムな波動場として海洋波浪起源の脈動を解析に用いる場合には、周期5-20 sの帯域で表面波が卓越することが知られている。そのため、脈動を利用した地震波干渉法による地震波速度構造推定の研究では、地殻・上部マントルの3次元構造の推定が主であった(e.g., Shapiro et al., 2005)。しかし、近年では、実体波を抽出することによってより深部の構造を推定することが試みられている。その一例として、マントルの410/660 km不連続面からの反射P波(P410P/P660P)の抽出が報告されている(Poli et al., 2012; Feng et al., 2017)。しかし、これらの反射P波を抽出した先行研究の対象地域は大陸に限られていた。本研究の目的は、防災科学技術研究所Hi-netの上下動記録に地震波干渉法を適用することによりP410P/P660Pを抽出し、反射P波の抽出における波源の空間分布の影響を調べることである。

本研究では以下の手順で各観測点ペアに対する相互相関関数を計算した。用いた波形記録は防災科学技術研究所Hi-net観測点のうち西南日本に存在する240点の上下動記録(2007年-2018年)である。まず、Hi-netの上下動記録を2 Hzにダウンサンプリングした。その上で各観測点について翌日の観測波形との差を計算して元の観測波形の代わりに用いた(Takagi et al., 2020)。これは、Hi-netの機器ノイズ(Takagi et al., 2015)の相互相関関数への影響を抑えるためである。次に、得られた1日長の波形を1024 sの時間窓に分割し、周期5-10 sおよび10-20 sの平均2乗振幅によって時間窓を選択した。選択した時間窓について周波数領域で白色化を行い、周期1-10 sの成分について全観測点ペアの相互相関関数を計算した。

脈動源分布のグリーン関数抽出への影響を調べるため、4-th root vespagramを全観測点ペアに対する相互相関関数について計算した(Rost and Thomas 2002)。その結果、P410Pがオフセット距離0-300 kmで見られ、P660Pはオフセット距離50-100 kmで見られた。また、P660PはP410Pに比べて弱いことがわかった。次にvespagramの方位角依存性を調べるため、観測点ペアを方位角により6グループに分けて各グループのvespagramを計算した。観測点ペアの方位角が0–30˚、90–120˚、150–180˚のグループではvespagram上でP410Pが確認された。

この結果を遠地の脈動P波のスローネス分布(Nishida and Takagi, IASPEI, 2017)と比較した。観測点ペアの方位角が0–30˚と150–180˚のグループのP410Pはそれぞれ北大西洋や南極海の脈動源によると考えられる。しかし、観測点ペアの方位角が90–120˚のグループのP410Pには対応する脈動源がなく、深部での散乱の可能性を示唆している。

地震による影響を評価するために、地震活動が活発な日のみに注目して、相互相関関数の計算を行った。手法は地震(Mw > 6.5)の起きた461日を用いる点を除き、脈動の相互相関関数の計算手法と同一である。得られた相互相関関数は脈動の相互相関関数と類似しており、この手法では地震の寄与は脈動の寄与に比べて小さい事がわかった。今後はコーダ波部分の相互相関関数を計算し、脈動の相互相関関数との比較を行う予定である。

最後に、得られた反射P波を不連続面の深度に変換するため、Common Middle Point (CMP)重合を行った(e.g., Stein and Wysession, 2003)。具体的には、オフセット距離が500 km以内の各観測点ペアについて反射点の位置でグループ分けを行い、各グループに対して不連続面が水平と仮定しCMP重合を行った。速度構造は

© 日本地震学会

JMA2001(上野ほか、2002)を用いた。CMP重合の結果は水平方向に連続的な410 km不連続面と断片的な660 km不連続面を示した。しかし、太平洋プレートに起因する明確な反射波は検出できなかった。

謝辞：本研究では防災科学技術研究所のHi-netの上下動記録を用いました。記して感謝いたします。

© 日本地震学会

An attempt to estimate tidal response of seismic velocity variations in shallow crust based on spectral analysis

*Tomoya Takano[1], Kiwamu Nishida[1]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

地震波速度の時間変化を調べることで，地殻構造における応力状態をモニタリングできる可能性がある．観測された地震波速度変化から媒質の応力変化を推定するためには，応力変化に対してどのぐらい速度変化が生じるのか求める必要がある．これまで，応力変化のみによる速度変化を調べるために，人工震源 [e.g. Yamamura et al., 2003]や地震波干渉法 [e.g. Takano et al., 2014]を用いて，既知の入力である地球潮汐に伴う地震波速度変化の検出が行われてきた．特に，雑微動の相関解析に基づく地震波干渉法を利用することで，場所や時間によらずに地震波速度変化の応力感度を推定できるようになった．しかしながら，先行研究では限られた場所と期間における観測結果しか報告されておらず，速度変化の応力感度の地域性や時間変化等の議論はまだ行われていない．そこで，本研究ではHi-net観測データを利用して，速度変化のスペクトル解析に基づき潮汐に伴う地震波速度変化の検出を試みる．

防災科学技術研究所のHi-net観測網において，東北地方に位置する180観測点で2010年から2011年までに記録された連続記録を解析する．日周・半日周変動をする地球潮汐に伴う地震波速度変化を推定するためには，半日以下の時間分解能で速度変化を推定する必要がある．そこで本研究では，同一観測点において雑微動の自己相関関数（ZZ, EE, NN成分）と異なる成分間の相関関数 (ZE, ZN, EN, EZ, NZ, NE成分)を利用して1時間ごとに速度変化を推定する．それぞれの成分でリファレンス波形との時間差を経過時間ごとに計算し，経過時間に対する９成分で求めた時間差の平均値から速度変化を求めた．ここで，速度変化の推定には相関関数の経過時間２から12秒までを用いた．地殻浅部における速度変化の潮汐応答を調べるために，本研究では周波数帯域1-4Hzと3-7Hzを解析した．1時間ごとに得られた地震波速度変化を用いて速度変化のパワースペクトルを計算した．

全観測点でスタックした地震波速度変化のパワースペクトルには，1/7 cycles per dayとその倍数にピーク，また整数のcycles per dayに顕著なピークが見られた．これらは，ノイズ源の週変化や日変化による見かけの速度変化と考えられる．また，振幅の大きい分潮に対応した速度変化のピークが僅かながら見られた．日変化や週変化の影響を受けないN2分潮とM2分潮の周期での速度変化と，GOTIC2 [Matsumoto et al., 2001]により計算した各観測点での潮汐応力を用いて速度変化の応力感度を推定した．応力感度の上限値は$(8.7\pm0.3)\times10^{-7}$ Pa^{-1}と求められ，地表の観測で推定された応力感度値 [Yamamura et al., 2003, DeFazio et al., 1973]と調和的であった．この結果は，Hi-net地震観測網の連続記録から，速度変化の応力感度の時空間変化をモニタリングできる可能性を示唆している．

本研究では，防災科学技術研究所のHi-netのデータを使用させていただきました．記して感謝いたします．

© 日本地震学会

Travel time fluctuation of P waves in exponential-type random media: A study based on 3-D finite-difference simulations

*Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2]

1. Yokohama City University, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

１．はじめに

近地地震の高周波数（約1 Hz以上）の地震波には，地殻構造の短波長不均質性（地震波速度の数%程度の揺らぎ）によって走時揺らぎが発生すると考えられている．この現象については，波形エンベロープの拡大に関する研究〔例えば，Sato and Emoto (2017)〕において，マルコフ近似理論に基づいて統計的にその特徴が評価されている．マルコフ近似理論の予測では，波形エンベロープの拡大を引き起こす走時揺らぎ効果（wandering effect）の特徴的時間t_Wは，ランダム媒質の地震波速度の揺らぎの相関距離aと揺らぎの大きさε，および波動伝播距離rの関数として求められる．本研究では，指数関数型スペクトルを持つランダム媒質を用いた3次元地震波伝播シミュレーションにより，P波走時の揺らぎのa，ε，およびrによる変化を調べ，マルコフ近似理論から予測される特徴的時間の特徴$t_W \propto a^{1/2}\,\varepsilon\, r^{1/2}$と比較した．

２．計算・解析手法

Takemura *et al.* (2017)と同様の空間4次・時間2次の3次元差分法によって，204.8×204.8×204.8 km^{3}の計算領域を0.05 km間隔で離散化し，2.5 msのタイムステップで地震波伝播シミュレーションを実施した．同シミュレーションでは，計算領域の中心部に横ずれ断層を模擬したダブルカップル型点震源を配置した．震源時間関数には非対称cos型関数〔Ji *et al.* (2003); t_s=0.1 s, t_e=0.4 s〕を用いた．観測点は震源と同じ深さのx-y平面に格子状に2.5 km間隔で配置した．指数関数型スペクトルを持つランダム媒質として，1, 3, 5 kmと 0.01, 0.02, 0.03, 0.04, 0.05の設定値を組み合わせた15種類のモデルをそれぞれ5つ合成した．Birch則を仮定し，背景のP波速度とS波速度をそれぞれ6.0 km/sと3.5 km/sとして，ランダム不均質を重畳することで不均質な地殻構造を模擬した．

解析では，震源距離60 km以内の約3000個の観測点の計算波形を対象として，P波の初動走時（以下，走時）を自動処理〔前田 (1985)〕により読み取った．このとき，走時の正確な読み取りを期するため，P波の震源輻射係数が0.5以上の方位角に位置する観測点の計算波形のみ使用した．また，四分位偏差をもとに数%程度の外れ値を除外して，走時揺らぎの標準偏差を求めた．

３．結果・議論

いずれのランダム媒質についても，走時揺らぎは震源距離すなわち波動伝播距離とともに大きくなる特徴が確認された．具体的に，走時揺らぎの標準偏差は，震源距離50 kmの場合，西南日本の地殻のランダム不均質モデル〔Kobayashi *et al.* (2015); 相関距離1 km，揺らぎの大きさ0.03〕では0.04 s程度であった．また，一定の震源距離における走時には，その平均値のまわりにほぼ対称的に分布する特徴が見られた．走時揺らぎの標準偏差を震源距離の1/2乗（$r^{1/2}$）に対してプロットするとグラフ上で直線的に変化することが確認された．

走時揺らぎとランダム媒質の関係には，走時揺らぎとaおよびεとの間に正の相関関係があることが確認された．すなわち，一定の震源距離における走時揺らぎは，相関距離や揺らぎの大きさが大きいランダム媒質ほど大きくなる．また，走時揺らぎの標準偏差については，$a^{1/2}$およびεに比例して増大する特徴が見られた．

以上の解析結果は，本研究の3次元地震波伝播シミュレーションから求めたP波走時の揺らぎ（標準偏差）がマルコフ近似理論の予測$t_W \propto a^{1/2}\,\varepsilon\, r^{1/2}$に整合することを示すものであった．このことは，これまで波形エンベロープの研究において注目されてきた特徴的時間t_Wが，地震波走時を解析対象とする地震学の他の研究分野においても有用であることを示唆している．

謝辞

地震波伝播シミュレーションには海洋研究開発機構の地球シミュレータを使用しました．本研究はJSPS科研費

© 日本地震学会

18K03786の助成を受けています.

© 日本地震学会

Comparison between strain and displacement seismograms for the radiation pattern of a double-couple source and the incident-angle dependency of plane waves on the surface

*Kiyoshi Yomogida[1], Shunya Ito[2]

1. Hokkaido University, Graduate School of Science, Earth and Planetary Dynamics, 2. Hokkaido University, Faculty of Science, Department of Earth and Planetary Sciences

光ファイバの不純物による散乱光を利用したDistributed Acoustic Sensing (DAS)は、従来の機械式地震計とは全く異なる観測原理・システムである。物理探査では既にこの革命が始まり（Hartog, 2017; Zhang, 2019）、地震学でも試験運用が急速に普及しつつある。従来の３成分の速度記録などと異なり、DASは光ファイバに沿っての歪み速度テンソル成分を計測する（螺旋状のファイバで、歪みの全成分を計測する技術も開発されつつある）。これまでの研究ではDASの歪み記録を従来の速度波形記録などへ変換する前処理を行なってきたが、大容量データの蓄積が今後見込まれる状況では非効率である。記録される歪み波形そのものの特徴を生かした解析により、震源や構造の研究を進めていく方が適当であろう。そこで本研究では、歪み成分での波形記録を合成し、従来の変位などの地震記録の特徴と比較することで、DASで得られる波形記録の特徴を考察する。ここでは、標準的な教科書で必ず取り上げられる断層運動（ダブルカップル点震源）の放射特性と、平面波の地表面入射における反射係数と地表面観測点での振幅を取り上げる。このような基本的な歪み成分での考察は、全く行われてこなかった。

ダブルカップル点震源のP波の変位の放射特性は全方位球を直交する２つの平面（節）で分ける４象限型である。歪みの対角成分（e_{rr}などの伸縮成分）はこれと同じだが、歪み成分（非対角成分）は変位の放射特性の方位による変動が大きな節面で最大となるため、変位や対角成分の特性の節面と最大領域が入れ替わった形となる。一方、S波の変位はある点のみでゼロとなるが、歪みの場合にはP波のように節面が現れるので、震源過程の推定に有効となる可能性がある。

次に、２つのラメ定数が同じ半無限一様媒質において、平面波が入射した際の地表面での変位と歪み成分が入射角(*theta*)によってどう変化するかを考える（鉛直方向を*z*軸、進行する水平方向を*x*軸とする）。SH波の場合、変位は地表面で入射波の振幅の２倍と一定に対して、ゼロでない歪み成分であるe_{xy}はsin(*theta*)に比例、つまり鉛直入射ではゼロとなる。P波とSV波入射の結果については、図１と2に示す。変位では鉛直入射ではSH波と同じく２倍となり、入射角の増加とともに減少し、水平入射でゼロとなる。P波入射ではどの歪み成分でも、鉛直と水平入射のどちらもゼロで、斜め入射で最大値を取る。一方、SV波入射ではP波が水平方向に反射する臨界角で変位は鋭いピークを持つことは知られていたが、伸縮歪みは鉛直・水平の両成分でも類似の特徴を示す。歪みの水平成分は鉛直成分よりも卓越しているが、変位ほど大きな比ではない。また、臨界角より大きな角度では表面波的な伝搬となり、歪みの振幅はいったん小さくなるが、さらに入射角が大きくなると別の極大を取り、変位の特徴とは大きく異なる。地面に水平に設置したDASは水平伸縮の歪みを記録するので、入射角が小さい遠地地震ではP波もS波も小さく、ローカルの地震の方が強調されることが予想される。また、柔らかい堆積層がある場合、入射角が小さくなるので記録される振幅は小さくなる。また、臨界角より大きなSV波入射のように、表面波成分は強調されることも示唆される。

© 日本地震学会

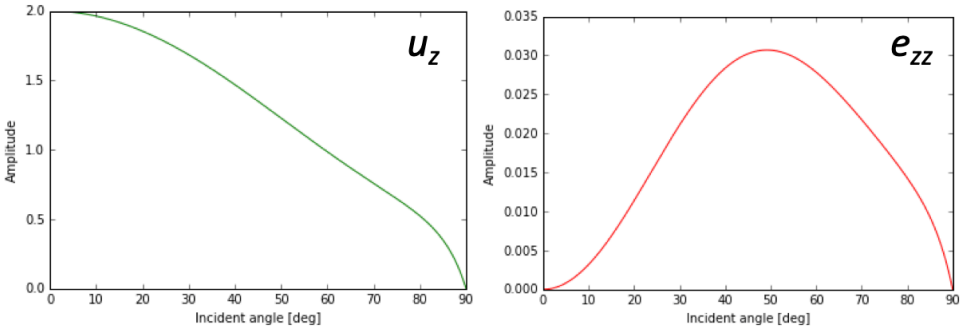


図１ 半無限均質媒質におけるP波入射による地表面での鉛直成分変位と
鉛直伸縮歪み成分の入射角依存性

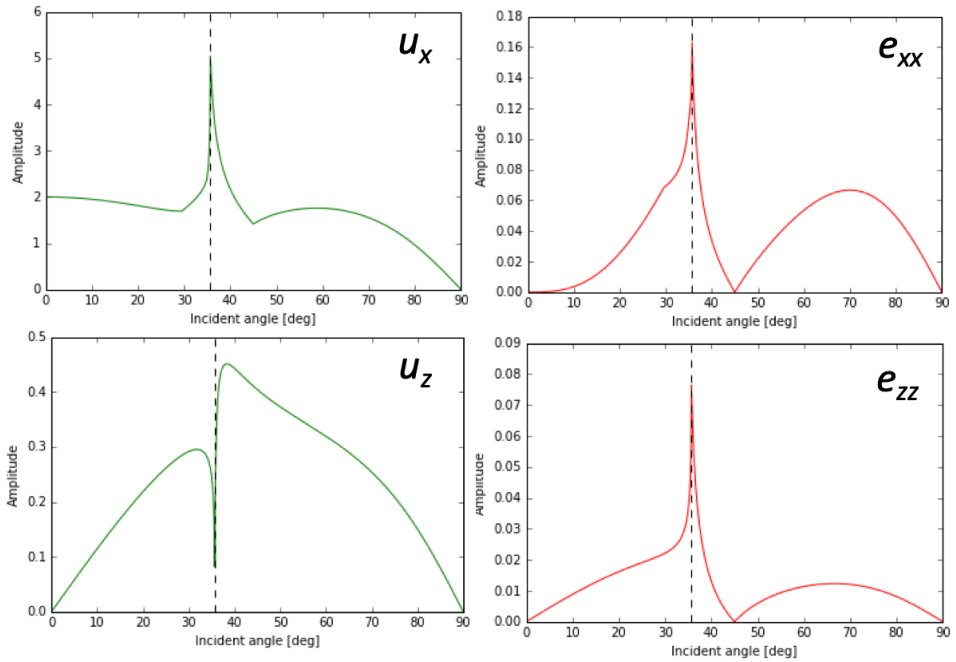


図２ 半無限均質媒質におけるSV波入射による地表面での変位２成分と
歪み２成分の入射角依存性

© 日本地震学会

Development of anisotropic tomography method based on the shortest path method

*Shoji Sekiguchi[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

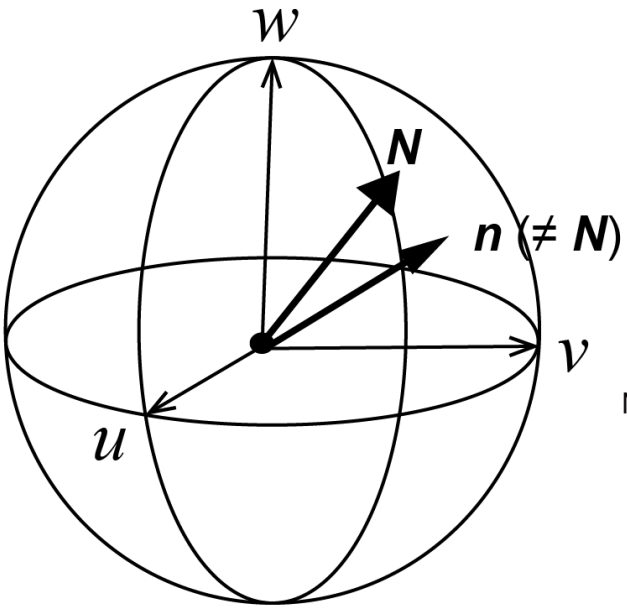
走時トモグラフィにはまず波線の計算が必要となる。最短経路法を用いた異方性媒質での波線の計算は、各ノードにおいて群速度がわかれば容易に計算できる。ここでは、効率よく計算するために、各ノードで射出角を極座標としたグリッド上で群速度をあらかじめ計算しその内挿によって任意の射出角での群速度を求めることとした（図参照）。波線計算が可能なことは、PREMを異方性媒質として用い、すでに連合大会(2011)S-SS027-P01において示している。等方媒質との波線経路の差が非常に小さいことが報告されている。

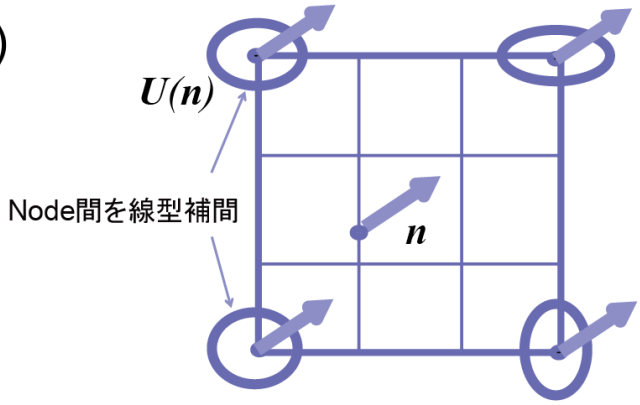
異方性媒質での走時時間の変化量と弾性定数の変化量との関係式はZhou & Greenhalgh (2008) によってすでに求められている。したがって、理論的には、万遍なくいろいろな進行方向を持った波線が十分な数各ノード周辺を通過すれば走時データからトモグラフィによって異方性を求めることができる。

一般的には異方性は21個の独立した弾性定数によって表されるが、実際には、クラックや鉱物の結晶構造を反映したより少ない弾性定数をもった異方性媒質に関心が持たれ、その弾性定数と対称軸の方向を求めることが多い。本研究では、その場合での定式化を行った。すなわち、基準の対称軸をZ軸方向としそこから対称軸回りの回転ϕ、対称軸を緯度方向θ、経度方法ϕと回転させて異方性媒質を表現することにした。群速度をUとすると$\partial U/\partial m$（mは弾性定数）はすでにZhou & Greenhalgh (2008)によって求められているので、$\partial U/\partial \theta$、$\partial U/\partial \phi$、$\partial U/\partial \psi$を導出すれば良い。煩雑になるのでここには示さないが、座標回転をするだけなので単純な計算で容易に求められる。azimuthal isotropyのような軸対称の場合はψについて変化がないのでこれを無視することが出来る。さらに対称軸が水平でその面内の方位だけが未知数の場合は、はじめの基準の対称軸をX軸方向としてϕのみを未知数として残せば良い。

このように表現した異方性媒質がトモグラフィによって復元できるか、いくつか単純な場合を設定して計算してみた。たとえば対象軸方向θ=30˚ϕ＝0˚を持ったazimuthal isotropyで最短経路法によって得た計算値を観測値として使い、初期対称軸方向をθ=0˚ϕ＝0˚とし軸方向が元に戻るか、などである。個々の未知数についてはまだばらつきがあるが、何回か繰り返すにしたがって全体としては収束する方向に変化していることが確認できた。今後はさらに複雑な条件で確認し、また各種パラメータの調整を進めてゆく予定である。

© 日本地震学会





1. $\boldsymbol{U(N) \rightarrow U(n)}$ *at each node,* *2. linear interpolation between nodes.*

where $\boldsymbol{U}$*:group velocity vector,* $\boldsymbol{N}$*:phase velocity direction*

and $\boldsymbol{n}$*:ray (group velocity) direction (=* $\boldsymbol{U/|U|}$*).*

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S04. Tectonics

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S04P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S04P-01] S-wave tomography of the Tohoku forearc derived from S-net data

○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)

S-wave tomography of the Tohoku forearc derived from S-net data

*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

日本列島は地震や火山の活動が活発で、大地震や火山噴火により昔から繰り返し大きな被害を受けてきた。太平洋プレートの沈み込み帯においては、日本海溝から千島海溝海域に至る東日本太平洋沖に展開されたS-net海底地震観測網によって、より詳細な地震像の解明が期待されている。先行研究(Hua et al., 2020; Yu & Zhao, 2020)はS-net観測網のP波走時データを使って東日本前弧域下の3次元P波速度構造を調べた。本研究ではS-net観測網で記録された大量の走時データを用いて詳細なS波速度トモグラフィーを推定する。

本研究では特に日本海溝の東側で起こったアウターライズ地震の波形記録で見られるsP反射波に注目した。この地震波は、震源からほぼ直上に出たS波が地表面（或いは海底）という大きな物性境界で反射することによって生成され、それがP波として観測されたものである (例えば, Umino et al., 1995)。sP波とP波の走時差は震源の深さによってほぼ決まることから、sP波データを用いることにより、現在展開している観測網より外側の地震の震源深さを精度よく決定することが出来る。

日本列島で展開される緻密な観測網によって決定された震源精度の良い地震とsP波で再決定したアウターライズ地震の走時データを用いて、S波速度トモグラフィーを実行した。インバージョンにはZhao et al. (1992, 2011) の計算プログラムを用いており、モホ面と太平洋スラブ上面の深さ変化を考慮した。

得られたS波速度構造の結果ではHuang & Zhao (2013)などの先行研究で見られる前弧域下のプレート境界部におけるS波速度異常が認められ、大地震の分布との相関が見られる。

参考文献

Hua, Y., D. Zhao, G. Toyokuni, Y. Xu (2020). Tomography of the source zone of the great 2011 Tohoku earthquake. *Nature Communications 11*, 1163.
Huang, Z., D. Zhao (2013). Mechanism of the 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw 9.0) and tsunami: Insight from seismic tomography. *J. Asian Earth Sci.* 70, 160-168.
Umino, N., A. Hasegawa, T. Matsuzawa (1995). sP depth phase at small epicentral distances and estimated subducting plate boundary. *Geophys. J. Int.* 120, 356-366.
Yu, Z., D. Zhao (2020). Seismic evidence for water transportation in the forearc off Northern Japan. *J. Geophys. Res.* 125, e2019JB018600.
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., Z. Huang, N. Umino, A. Hasegawa, H. Kanamori (2011). Structural heterogeneity in the megathrust zone and mechanism of the 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw 9.0). *Geophys. Res. Lett.* 38, L17308.

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S06. Crustal structure

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S06P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-01] Towards continuous seismic imaging from offshore to land along the Japan trench: effects of offshore structures (sediment layers and lateral heterogeneities)

○HyeJeong Kim[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Takeshi Akuhara[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-02] Characteristics of crustal structure off Yamagata revealed by seismic survey and relationship with earthquake source faults in the eastern margin of the Japan Sea

○Tetsuo No[1], Shuichi Kodaira[1], Hiroshi Sato[2], Tatsuya Ishiyama[2], Takeshi Sato[3], Ryo Miura[1], Norio Shimomura[4], Kazuya Shiraishi[1], Gou Fujie[1] (1.JAMSTEC, 2.ERI, University of Tokyo, 3.Sapporo Regional Headquarters, JMA, 4.. Nippon Marine Enterprises)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-03] Measurement of seismic velocity anisotropy in the Tohoku region, NE Japan by shear wave splitting analysis (2)

○Tatsuya Mizuta[1], Tomomi Okada[1], Martha Savage[2], Ryota Takagi[1], Keisuke Yoshida[1], Hiroshi Yakiwara[3], Takeshi Matsushima[4], Hiroshi Katao[5], Yoshiko Yamanaka[6], Masahiro Kosuga[7], Kei Katsumata[8], Mako Ohzono[9], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Toshio Kono[1], Toru Matsuzawa[1], Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (1.Univ. of Tohoku, 2.Victoria University of Wellington, 3.Univ. of Kagoshima, 4.Univ. of Kyushu, 5.Univ. of Kyoto, 6.Univ. of Nagoya, 7.Univ. of Hirosaki, 8.Univ. of Hokkaido, 9.Univ. of Tokyo, Univ. of Hokkaido)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-04] S-wave structure in the sediment beneath S-net stations estimated by V/H ratio of Rayleigh-wave (Scholte waves) extracted from ambient noise

○FUKUSHIMA SHUN[1], KIYOSHI YOMOGIDA[1] (1.HOKKAIDO UNIVERSITY)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-05] Seismic survey in the Hyuga-nada and off Shikoku, Nankai Trough

○Yasuyuki Nakamura[1], Shuichi Kodaira[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Yuka Kaiho[1], Ryuta Arai[1], Kimihiro Mochizuki[2], Rie Nakata[2], Masataka Kinoshita[2], Yoshitaka Hashimoto[3] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2.University of Tokyo, 3.Kochi University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S06P-06] Azimuthal variation of lithospheric heterogeneity in the northwest Pacific inferred from Po/So propagation characteristics

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

Towards continuous seismic imaging from offshore to land along the Japan trench: effects of offshore structures (sediment layers and lateral heterogeneities)

*HyeJeong Kim[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Takeshi Akuhara[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

Kim et al. (2019, AGU) have reported receiver function common conversion point (CCP) stacking image from ocean to land beneath Japan by collecting data from the land seismometers and the ocean bottom seismometers (OBSs). OBSs lie on thick (few kilometers) and low velocity (Vp ~2 km/s) sediments along the Japan trench (e.g., Nakamura et al. 2014, Takahashi et al. 2004). The sediment layer makes a time delay of energy arrivals between the vertical component and the horizontal component upon an incident teleseismic P wave, which is measurable. The continuous image was made by correcting the time delay of the image from the OBS records. However, there are two more issues left to be understood toward continuous seismic imaging. First is the amplitude affected by the seafloor sediment. The second is the lateral heterogeneities offshore that deviate from the land 1D velocity.

The receiver function CCP stacking imaging with OBS show amplitudes larger (~ 5 times stronger) than those with the land seismometers (Kim et al. 2019, AGU). The amplification due to sediments may cause bias in the interpretation of the deeper structure phase amplitudes unless properly separated. We examined various sediment models to understand and retrieve the large amplitude scale observed in the OBS CCP stacking image. The amplification of the converted phases at the vicinity of the slab top is insufficient to explain with single-layered sediment. Preliminary results show that a very-low shear wave velocity thin layer on the top of the sedimentary layers increases the overall amplitude of the phases in the receiver functions.

The offshore region of the Japan trench has a heterogeneous velocity structure (Matsubara et al. 2019, Intech Open). Due to the ~10 % velocity perturbation existing in tomography models offshore and the systematic difference along subduction direction, an approximation of the structure as a 1D velocity model cannot be held. The different velocity models utilized in offshore receiver function migration affect the connectivity of the slab structure along the dipping direction of the slab. Comparisons of the travel times between the 3D structure from tomography (Matsubara et al. 2019) and various 1D velocity profiles are tested. For instance, using the JMA model for migrating the receiver functions from OBS data makes the image stretch to deeper depths whereas structures from active source experiments are limited to a certain profile. The comparisons show that using a station-wise 1D velocity showed a good approximation of the 3D structure for migration.

The two effects of offshore structures (sediment layers and lateral heterogeneities) done in this work are essential components for continuous seismic imaging from offshore to land, which will enable imaging along the entire Japan trench.

© 日本地震学会

Characteristics of crustal structure off Yamagata revealed by seismic survey and relationship with earthquake source faults in the eastern margin of the Japan Sea

*Tetsuo No[1], Shuichi Kodaira[1], Hiroshi Sato[2], Tatsuya Ishiyama[2], Takeshi Sato[3], Ryo Miura[1], Norio Shimomura[4], Kazuya Shiraishi[1], Gou Fujie[1]

1. JAMSTEC, 2. ERI, University of Tokyo, 3. Sapporo Regional Headquarters, JMA, 4. . Nippon Marine Enterprises

ここ10年以上にわたり、日本海では文部科学省の「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト」や「日本海地震・津波調査プロジェクト」の一環として地震探査を実施し、北海道西方沖から鳥取沖における地殻構造研究とその結果に基づいた震源断層モデルの研究に寄与してきた。一連のプロジェクトにおける海域での最後の調査として、2019年に山形沖で海底地震計（OBS）を用いた地震探査を実施した。調査測線は、東側に1833年庄内沖地震（M7.5）の推定震源域や2019年山形県沖の地震（M_J6.7）の震源域近傍に位置し、西側は大和海盆や大和堆を横切った。OBSで得られたエアガン発震の初動走時とPmPの走時によるトモグラフィックインバージョン（Fujie et al., 2013, JGR）やReverse time migrationによる解析（Shiraishi et al., 2019, J. Pet. Geol.）の結果から、（堆積層を含む）地殻の厚さは大和海盆で17～19 km、佐渡海嶺～最上トラフで22～24 kmとなっている。また定性的ではあるが、上部地殻（6.6 km/s以下）に相当する部分が佐渡海嶺から陸側と大和海嶺が大和海盆と比較して相対的に厚くなっている。これらの特徴について、日本海で実施した結果（No et al., 2014, EPSL; Sato et al., 2014, JGR; Sato et al., 2018, Tectonophys.; Sato et al., 2020, GJI）と比較すると、大和海盆の特徴は先行研究と同様に厚い海洋地殻の速度構造に対応している。一方、佐渡海嶺から陸側と大和海嶺に関しては、先行研究と同様に大陸地殻の速度構造の特徴で形成されている。

調査測線近辺で発生した被害地震である庄内沖地震や山形県沖の地震の震源域は、大陸地殻の領域に位置している。この結果を踏まえて、これまで北海道西方沖～新潟沖にかけての日本海東縁における地震探査結果と被害地震の震源域を合わせて考えると、新潟沖～山形沖に関しては過去100年間で発生した被害地震の震源断層はすべて大陸地殻の領域の中で発生している。さらに推定されている活断層や震源断層モデルのほとんども大陸地殻の領域の中である。一方、北海道西方沖～秋田沖の過去100年間に発生した被害地震においては、大陸地殻の領域だけではなく、大陸地殻と海洋地殻の境界部や海洋地殻の厚さが変化している部分で発生しているケースがある。例えば、1983年日本海中部地震（M_J7.7）は大陸地殻と海洋地殻の境界部が主断層となっており、1940年積丹半島沖地震（M_J7.5）も大陸地殻と海洋地殻の境界部が主断層であった可能性が高い。また、1993年北海道南西沖地震（M_J7.8）に関しては、西傾斜の南部の震源断層に関しては大陸地殻の中の断層が作用したと見られるが、東傾斜の北部の震源断層に関しては、海洋地殻の厚さが変化していく領域に位置している対応している。日本海東縁で過去に発生した被害地震や推定されている震源断層・活断層の多くが逆断層タイプではあるが、被害地震や震源断層が同じ地殻構造の条件下で発生・分布しているわけではなく、いくつかのパターンに分類されることを示している。したがって、日本海東縁の震源断層に関しては北海道西方沖～新潟沖まで一律に評価するのではなく、各々の断層が形成されている地殻構造も考慮する必要がある。

© 日本地震学会

Measurement of seismic velocity anisotropy in the Tohoku region, NE Japan by shear wave splitting analysis (2)

*Tatsuya Mizuta[1], Tomomi Okada[1], Martha Savage[2], Ryota Takagi[1], Keisuke Yoshida[1], Hiroshi Yakiwara[3], Takeshi Matsushima[4], Hiroshi Katao[5], Yoshiko Yamanaka[6], Masahiro Kosuga[7], Kei Katsumata[8], Mako Ohzono[9], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Toshio Kono[1], Toru Matsuzawa[1], Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake

1. Univ. of Tohoku, 2. Victoria University of Wellington, 3. Univ. of Kagoshima, 4. Univ. of Kyushu, 5. Univ. of Kyoto, 6. Univ. of Nagoya, 7. Univ. of Hirosaki, 8. Univ. of Hokkaido, 9. Univ. of Tokyo, Univ. of Hokkaido

本研究では，地殻中の異方性媒質を地震波が通る時にS波が速いS波と遅いS波に分裂する現象であるS波スプリッティングを用いて，東北地方のS波偏向異方性の測定を行った．手法はSavage et al.（2010）で紹介されているMFAST（Multiple Filter Automatic Splitting Technique）を用いた．この手法では各観測点で観測される3成分地震波形から，MFASTであらかじめ用意されている14個のバンドパスフィルターから最適なものを適用，多数の時間窓でSC91（Silver and Chan, 1991）で異方性の方向と大きさを測定，最後に多数の時間窓から測定された多数の測定値からクラスター分析（Teanby et al., 2004）を用いて品質評価を行う．MFASTはこの一連の流れがプログラムで自動化されているため，従来の方法と比べて自動で素早く多数のデータを処理することができ，客観的で信頼性の高い測定値を使うことができる．本研究はMFASTを東北地方に初めて適用したものとなる．解析は東北地方全域で行い，さらに2008年岩手・宮城内陸地震余震域で詳しい解析を行った．観測データは定常観測点および解析期間内に実施された臨時観測点によるものを使用した．東北地方全域の各観測点で測定された異方性の方向は南北方向と東西方向どちらも見られるが，岩手から宮城にかけての太平洋沿岸では先行研究の結果と一致するような南北方向の割合が多く，中央の内陸部では東西方向の割合が多い傾向となった．また，震源が深い地震と浅い地震で測定値の傾向が異なる観測点も存在した．異方性の大きさを示す遅延時間は震源距離で規格化した値で見ると，太平洋側よりも日本海側で大きくなる傾向となった．岩手・宮城内陸地震余震域での解析では狭い範囲で不均質な異方性が見られたが，これも先行研究で推定された応力場で説明できるような方向であった．また，岩手・宮城内陸地震余震域付近では、2011年の東北地方太平洋沖地震の前後で異方性の比較も行ったが，今回解析した期間（2008年12月～2013年11月）では、異方性の方向は大きく変化しなかったと考えられる．

© 日本地震学会

S-wave structure in the sediment beneath S-net stations estimated by V/H ratio of Rayleigh-wave (Scholte waves) extracted from ambient noise

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

1. HOKKAIDO UNIVERSITY

近年，DONETやS-netなどの海底地震計技術の発達により，地震波干渉法による高解像度な浅部，地震波速度構造推定が可能となりつつある。また，沈み込み帯における，プレートの折り曲がりにより生じるクラックや間隙水の移動に伴う浅部速度構造と異方性構造の時空間変化を推定することが可能になりつつある．表面波の波形記録から地球表層の速度構造を推定する際，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鉛直・水平振幅の比（V/H）からも観測点の近く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., Lin et al., 2014).
本研究では，まず海水が存在する場合のV/Hの感度カーネルを定式化し，いくつかのモデルに対して求めた．次に，S-netの観測点はケーブルに固定されているため，観測された，3成分波形は上下・東西・南北成分(E, N, U)とは一致しない．そこで，Takagi et al., (2019) の手法により，元の3成分波形からE, N, U成分波形へと補正した．このようなデータに対して，2017年1月から３月までの３ヶ月間において，S-netのサブアレイS3内の微動記録に対して相互相関関数を計算し表面を抽出した．このための処理として，100hzから4hzにダウンサンプリングを行い，2秒から40秒のバンドパスフィルターを適用し，さらに１bit 化を行なった(e.g., Bensen et al., 2007)．一例を図１に示すが，このように，群速度 0.2-0.3 km/sで伝搬する表面波の抽出に成功した．この波は堆積層中のS-波速度が海水中のP波速度(1.5km/s)よりも遅い時，堆積層と海水の境界を伝搬するScholte waves に対応する．
抽出した表面波に対して，安定したV/H値を得るために，抽出した表面波に対して，周期4秒から20秒までの各周期ごとにgaussian filterを適用し，transverse方向とヒルベルト変換を行なったradilal方向のzero-lag cross-correlations coefficient を計算した(e.g., Tanimoto and Rivera., 2007)．その値が0.7以上の波形に対して，V/H値とそれらの中央値を各周期ごとに計算した．その結果，周期5.5秒から7.5秒において，堆積層中の低速度層が存在するにも関わらず，V/Hの水平動に比べて上下動が卓越していることを明らかになった（図２）．これは，観測点の上側にP波だけが存在する層（海水）があると上下動成分だけが選択的に大きくなるという，感度カーネルでの計算結果とも調和的である．
最後に，V/Hデータの中央値に対して線形インバージョンを行い，浅部速度構造を求めた．海底から深さ3kmまでのS波速度の構造決定を図３に示す．推定した海底面表層のS波速度は0.65 km/sであり，Scholte wavesが伝搬する条件の低速度層が存在が確認された．
今後，さらに多くの観測点や異なる観測期間で同様な計算を行えば，堆積層中の地震波速度の時空間変動が求められると考える．

© 日本地震学会

図 1

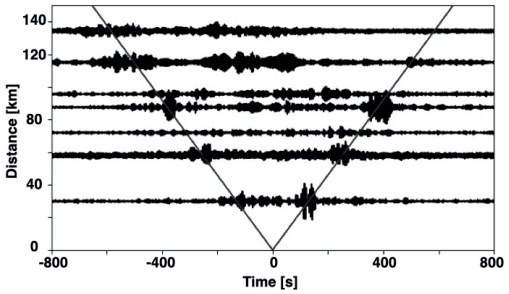
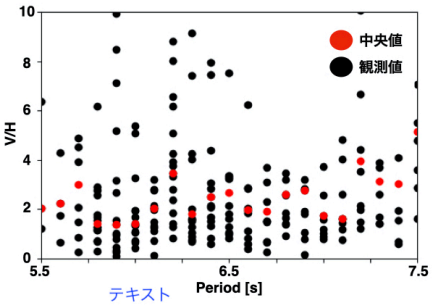


図 2



テキスト

図 3

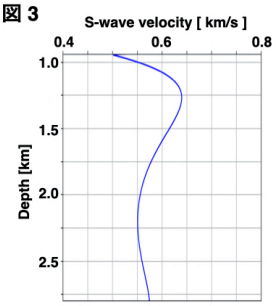


図１：サブアレイS3の観測点01とその他の観測点（02から11）におけるVV成分の相互相関記録．実線は伝搬速度 0.23km/s を示す．

図２：サブアレイS3の観測点01で観測されたV/Hの観測値（黒）とそれらの中央値（赤）．

図3：サブアレイS3の観測点01で推定されたS波の速度構造（海底面より深い部分）．

© 日本地震学会

Seismic survey in the Hyuga-nada and off Shikoku, Nankai Trough

*Yasuyuki Nakamura[1], Shuichi Kodaira[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Yuka Kaiho[1], Ryuta Arai[1], Kimihiro Mochizuki[2], Rie Nakata[2], Masataka Kinoshita[2], Yoshitaka Hashimoto[3]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. University of Tokyo, 3. Kochi University

南海トラフ沈み込み帯では、プレート境界断層の活動による巨大地震、（超）低周波地震、微動など、さまざまな地震現象が発生し、特に近年、これらの関連が注目されている。我々は、1946年南海地震の滑り域と考えられている四国沖（室戸岬ー足摺岬）南海トラフと、微動が観測されている日向灘において、海底広域研究船「かいめい」を用いた反射法地震探査を主とする構造調査を2020年8月に実施した。本調査は、科研費助成事業新学術領域研究「スロー地震学」の一環としても実施している。反射法探査には、10600立方インチのエアガンアレイと、長さ5550mー444チャンネルのストリーマーケーブルを用いた。日向灘では2km間隔に設置したOBSを用いた屈折法構造調査も実施した。本発表では、調査の概要と初期的な解析で得られた反射断面を紹介する。

四国沖で得られた反射断面のうち、室戸岬沖に近い側で得られた断面には、Park et al. (2002)が指摘した沈み込む海山とその直上に強い反射イベントが見られる。一方、足摺岬沖に近い場所で得られた反射断面にはそのような特徴は見られない。足摺岬沖での断面には、トラフ軸から50-60km付近の深部に沈み込む海洋プレートから上部に分岐するような反射面が見られるが、これは分岐断層である可能性がある。

日向灘沖で九州パラオ海嶺を斜めに横切る測線で得られた反射断面には、九州パラオ海嶺が陸側プレート下に沈み込む様子がトラフ軸から50km以上陸側まで追跡できる。断面の一部には沈み込む海嶺の直上に強振幅の反射面が見られる。

今後、得られたデータの解析を進め、巨大地震や微動などのプレート間滑り現象と地下構造の関連性を調べる予定である。

© 日本地震学会

Azimuthal variation of lithospheric heterogeneity in the northwest Pacific inferred from Po/So propagation characteristics

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

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

1. Observed azimuthal variation of Po/So propagation

Oceanic Pn/Sn waves (often referred to as Po and So waves) are high-frequency arrivals with a long coda that travel for large distances across the Pacific. The nature of Po/So propagation is controlled by strong scattering in the oceanic lithosphere which is characterized by laterally elongating quasi-lamina (Shito et al., 2013; Kennett and Furumura, 2013; 2014).

Observations of Po/So waveforms at the ocean bottom station WPAC in the northwest Pacific (160E, 41N) show that the shape of Po/So phase has a large azimuth dependency, suggesting an azimuthal variation in the lithospheric heterogeneity distributions. Record from earthquakes near Kamchatka, to the north of WPAC, show sharp rise in the Po/So phase followed by a burst of water reverberation signals (Fig.1–Event A). Po has a high-frequency precursor before the arrival of the main phase. From a Tohoku earthquake (Event B), west-southwestward from WPAC, the observed Po/So exhibits a long spindle-shaped coda. In this direction, the precursor is low-frequency and subsequent high-frequency components are much delayed.

The direction of the sharp Po/So rise and high-frequency precursor (Event A) corresponds to the direction in which the maximum Pn wavespeed anisotropy was observed (e.g., Shimamura, 1984; Shinohara et al, 2008) that is the former Pacific plate spreading direction (155 deg. north) and is orthogonal to the trends of magnetic anomalies (Nakanishi et al., 1992).

2. 3D FDM simulation

3D FDM simulations were performed to examine the azimuthal variation of Po/So properties associated with lateral variation of lithospheric heterogeneity. The area of simulation was 512 km by 512 km by 128 km, discretized with a 0.0625 km grid size. The 1D isotropic velocity structure was based on Kodaira et al. (2014), however, sedimentary layer (Vp=1.6 km/s, Vs=0.2 km/s, 0.4 km thick) was not included for high-frequency (6 Hz) simulations. A Von Karmann stochastic random heterogeneity with a 3% standard deviation was superimposed on the reference structure in oceanic lithosphere following Kennett and Furumura (2013), with a larger correlation distance (ax=10 km) parallel to the linearity of magnetic anomaly, and much shorter correlation distances in the perpendicular and vertical directions (ay=az=0.5 km). A slightly larger heterogeneity than normal (2%) was used to emphasize the effect of long-range propagation in this small FDM model. A combined explosive and torque source was set at the corner of the model with a depth of 20 km, which radiated P and S waves isotropically in all directions.

The result is shown in Fig. 2a with a snapshot of the P and S wavefield after 42 sec from the earthquake initiation, demonstrating that a large and long coda is formed in the X direction parallel to the elongated heterogeneity after multiple scattering of high-frequency signals. On the other hand in the orthogonal (Y) direction, a sharp rising Po/So phase is maintained for large distances.

A record section of the vertical-component velocity and envelope at epicentral distance of 410 km is

© 日本地震学会

shown in Fig.2b as a function of azimuth from the source. The simulated Po/So waveform for propagation in the direction orthogonal to the elongated heterogeneity structure shows a sharp Po/So rising edge followed by burst of water reverberations, whereas in the direction parallel to the heterogeneity distribution there is a long spindle-shaped Po/So coda. Further, we find that the high-frequency (>2 Hz) component of Po arrives earlier for the heterogeneity perpendicular direction and slower in parallel direction.

The observed high-frequency Po/So wavespeed anomalies caused by scattering in laterally varying lithospheric heterogeneity may partially contribute to the observed large (about 5%) Pn/Sn wavespeed anisotropy in northwestern Pacific that is generally explained by the cause of preferential orientation of olivine crystal axis or opening clacks in the structure.

Acknowledgement
We thank Ocean Hemisphere Network Data Center for providing OBS data and ERI and Supercomputer Center at Univ. Tokyo to use the Oakforest-PACS supercomputer.

© 日本地震学会

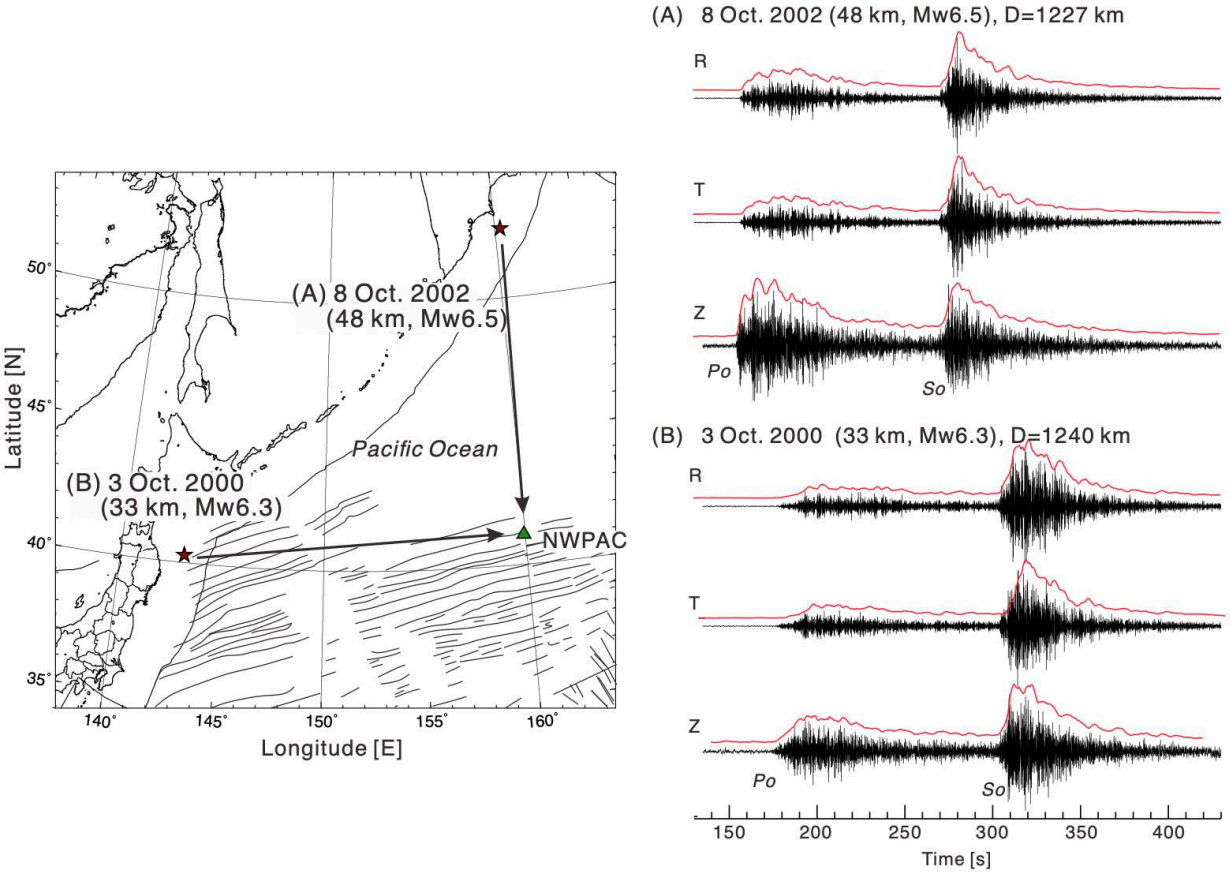


Figure 1. Comparison of 3-component OBS record at NWPAC for events at similar distances those occurred near (a) Kamchatka and (b) Tohoku. A high-pass filter (>3 Hz) was applied and envelopes were smoothed. Left map shows the location of earthquakes, station, and lineaments of magnetic anomaly (Nakanishi, 1992).

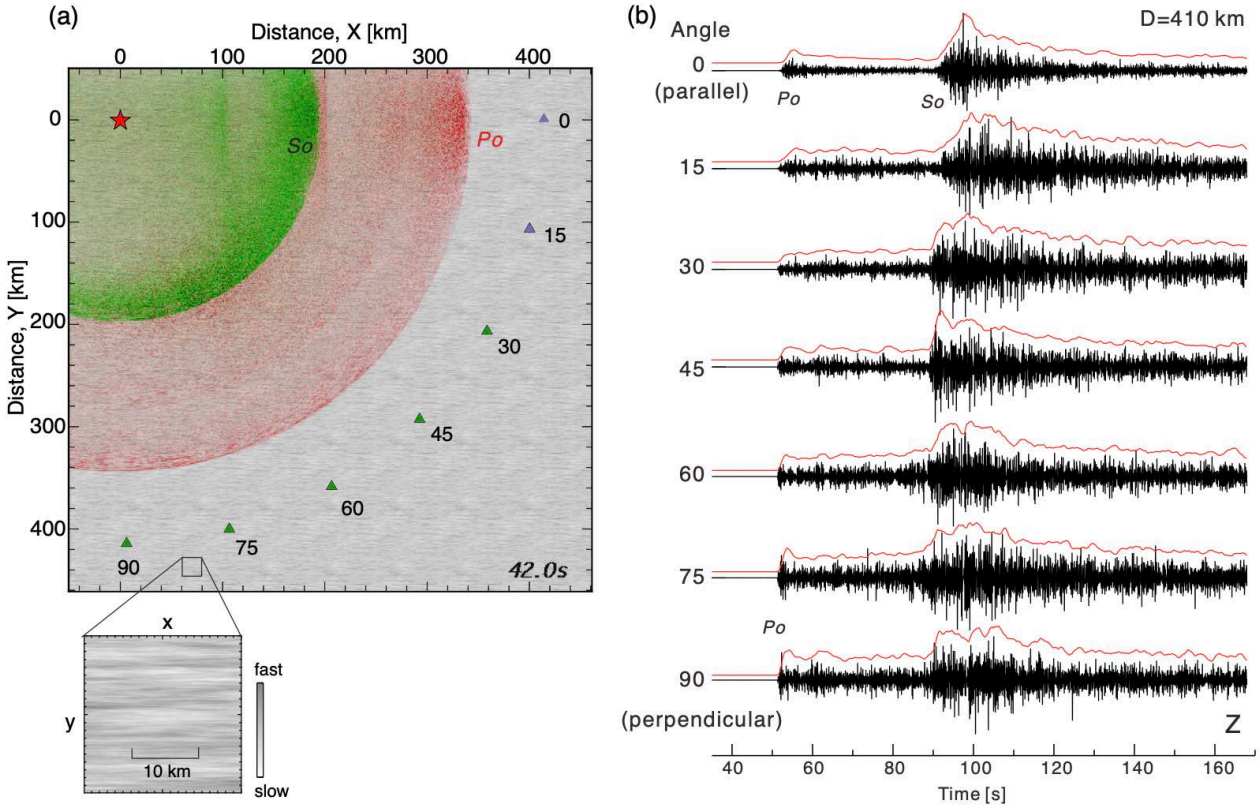


Figure 2. (a) Snapshots of seismic wavefield at ocean bottom obtained by 3D FDM simulation after 42 s from earthquake initiation. P is shown in red and S in green. (b) Record section of vertical component velocity and smoothed envelope at stations of 410 km epicentral distance as a function of azimuth from the source (0 and 90 deg. represent the parallel and perpendicular directions to elongated heterogeneity distribution). Each trace of record section is normalized by maximum.

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S07. Structure and dynamics of the Earth and planetary interiors

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S07P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S07P-01] Seismic structure of the lithosphere-asthenosphere system beneath the oldest seafloor–the broadband dispersion analysis of the Oldest-1 (Pacific Array) data

○Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Nozomu Takeuchi[1], Hiroko Sugioka[2], YoungHee Kim[3], Hisashi Utada[1], Sang-Mook Lee[3] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2.Kobe University, 3.Seoul National University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S07P-02] Numerical simulations on overriding plate behavior and mantle flow induced by slab subduction in 2-D spherical annulus

○Mana Tsuchida[1], Masanori Kameyama[1] (1.Geodynamics Research Center, Ehime Univ.)

Seismic structure of the lithosphere-asthenosphere system beneath the oldest seafloor–the broadband dispersion analysis of the Oldest-1 (Pacific Array) data

*Yuki Kawano[1], Takehi Isse[1], Akiko Takeo[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Nozomu Takeuchi[1], Hiroko Sugioka[2], YoungHee Kim[3], Hisashi Utada[1], Sang-Mook Lee[3]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. Kobe University, 3. Seoul National University

太平洋プレート上に地震・電磁気観測のアレイのアレイを設置し, 海洋マントル構造の年代依存性や太平洋プレートの成長過程の解明を目標とした国際協力計画「Pacific Array」が2018年に始動した. 日韓合同観測チームは, 2018年から2019年に, マリアナ海溝沖の太平洋底における「Oldest-1アレイ」の設置・回収作業を行った. このアレイは太平洋最古の海洋底(170 Ma)に位置するため, 直下のリソスフェア-アセノスフェア構造には, 太平洋プレートの成長過程が記録されていると期待され, Pacific Arrayの目標達成に向けて重要な役割を担う.

そのなかで本研究は, アレイ直下のマントルの地震波速度構造の解明を目指し, 広帯域表面波アレイ解析を行う. まず, 地震波記録のS/N比向上のために, 鉛直成分記録について, 傾斜ノイズおよびコンプライアンス・ノイズの低減処理を行い, 次に, 表面波アレイ解析により, アレイ内平均位相速度を計測する. 短周期(<40秒)では地震波干渉法を用い, 4成分(鉛直成分, 圧力成分, Radial成分, Transverse成分)から, 基本モード及び1次モード・レイリー波と基本モード・ラブ波の位相速度を計測した. 長周期(>30秒)では遠地地震波解析から, 基本モード・レイリー波の位相速度を計測した. さらに, レイリー波のアレイ内平均位相速度 (7–100秒)から, 深さ150 kmまでの1次元等方β_v (Vsv)構造を推定した. 得られた構造は「ふつうの海洋マントル」計画の海域B(140 Ma)の構造(Takeo et al., 2018)とよく似たものであった. 今後は方位異方性やより長周期の位相速度の計測を行い, 過去のプレート拡大方向や現在のマントルの流れ場を推定するとともに, より深部の構造の解明を目指す.

© 日本地震学会

Numerical simulations on overriding plate behavior and mantle flow induced by slab subduction in 2-D spherical annulus

*Mana Tsuchida[1], Masanori Kameyama[1]

1. Geodynamics Research Center, Ehime Univ.

１．はじめに
地震波トモグラフィー研究 (例えばFukao and Obayashi, 2013) により、沈み込むプレート (スラブ) は多様な挙動を示すことが明らかにされている。一方で、スラブ挙動と背弧海盆拡大の有無といった上盤プレート内の挙動との間には関係性があると以前より考えられており (例えばUyeda and Kanamori, 1979)、両者の関係を物理的に理解する上でマントル対流シミュレーションは重要な役割を果たしている (例えばNakakuki and Mura, 2013)。
その一例として、我々の実施した2次元円環状マントル対流シミュレーション (Tsuchida and Kameyama, 2020) では、深さ660 km付近で停滞し水平に横たわるスタグナントスラブ (伊豆-小笠原弧) をはじめ、深さ約1000 km付近で「停滞」しているようにみえるスラブ (ジャワ弧) や折れ曲がり部分から下部マントルへ崩落しているようにみえるスタグナントスラブ (マリアナ弧) など、スラブの多様な挙動の再現に成功した。しかしその一方で、ここで使用してきたモデルには、シミュレーションの簡単化のために施したいくつかの仮定がスラブの挙動に影響している可能性もある。さらに、沈み込んだスラブの挙動のみならず、沈み込み帯全体の活動を理解するためには、上盤側の (沈み込まない) プレートの挙動をも含めたモデルの開発が不可欠である。
そこで本研究では、Tsuchida and Kameyama (2020) で使用したモデルをさらに改良し、沈み込んだスラブや上盤プレートの挙動を長期間にわたって追跡することを試みる。再現した多様なスラブ挙動の時間発展に伴って生じるマントル内の流れ・応力場を詳細に観察することにより、上盤プレート内の挙動を含む沈み込み帯のダイナミクスの多様性に関する理解を深めることを目指す。

2．手法
本研究では、外径6400 km、厚さ2000 km の2次元円環の6分の1 (60˚分) に相当するモデル領域内において冷たいスラブの沈み込みと海溝後退の動きによって駆動されるマントル物質の熱対流を考える。上面左端から約7.5˚の位置にある「海溝」より左側に海洋プレート、右側に上盤 (大陸) プレートを設置する。海洋プレートの沈み込みは、最大深さ300 km まで海溝から右斜め下方に延びる「流路」に沿って低温の流体を既知の速度 (沈み込むプレート速度) で強制的に流し込むことによってモデル化している。加えて、海溝は「流路」とともに既知の速度 (海溝後退速度) で移動するものとする。一方、Tsuchida and Kameyama (2020) で使用したモデルにおいて、剛体的にふるまい「海溝」と同じ速度で移動すると仮定してきた上盤プレート部分 (モデル右側) の上面での速度境界条件を自由すべり条件へと変更し、自由に運動・変形する上盤プレートを扱うモデルを実現する。その他の境界での速度境界条件は、左側壁および下面では流体が自由に流入・流出できるよう、右側壁では法線速度0かつ自由すべり条件に設定されている。本研究では、(i) 660 km不連続面での負のクラペイロン勾配、(ii) 上部-下部マントル間の粘性ジャンプ、(iii) 沈み込むプレート速度、(iv) 海溝後退速度、(v) 沈み込み角度を変更パラメータとしてシミュレーションを行った。

3．結果と考察
図1に得られたシミュレーション結果の一例を示す (各Caseの条件は図のキャプションを参照)。CaseTR2000H3G-3_d45 (図1a) では、沈み込んだスラブが660 km付近で停滞し水平に横たわり、スタグナントスラブが形成された。上盤プレート下のアセノスフェア内の流れ場に注目すると、シミュレーションの初期にはマントルウェッジ内浅部でスラブ沈み込みの反流とみられる局所的な上昇流が発生するようすが観察された。その後、スラブの先端が660 km付近へと到達し、スタグナントスラブが形成され始めると、形成されたスタグナントスラブの先端付近から上昇流 (図1a青矢印) が発生するようすが観察された。一方、負のクラペイロン勾配の値のみ-1 MPa/Kに変更したCaseTR2000H3G-1_d45 (図1b) では、スラブの先端ははじめ下

© 日本地震学会

部マントルに貫入し、その後660 km付近での水平停滞部分が形成され始めた。この場合、上盤プレート下のアセノスフェア内の上昇流は、前述したCaseTR2000H3G-3_d45のようにスラブの水平停滞 (スタグナントスラブ) 部分の先端付近に発生するのではなく、下部マントルに到達したスラブの先端付近から発生した (図1b青矢印)。
本研究の結果をTsuchida and Kameyama (2020) と比較すると、発現するスラブ挙動に関しては定性的に同様の結果が得られた。一方、マントル内の流れ場に関しては停滞あるいは崩落するスラブの先端付近からの上昇流の発生といったモデルの境界条件に起因すると考えられる相違がみられた。発表では、他のCaseも含め、変更パラメータを系統的に変更したシミュレーション結果について詳細を報告する。

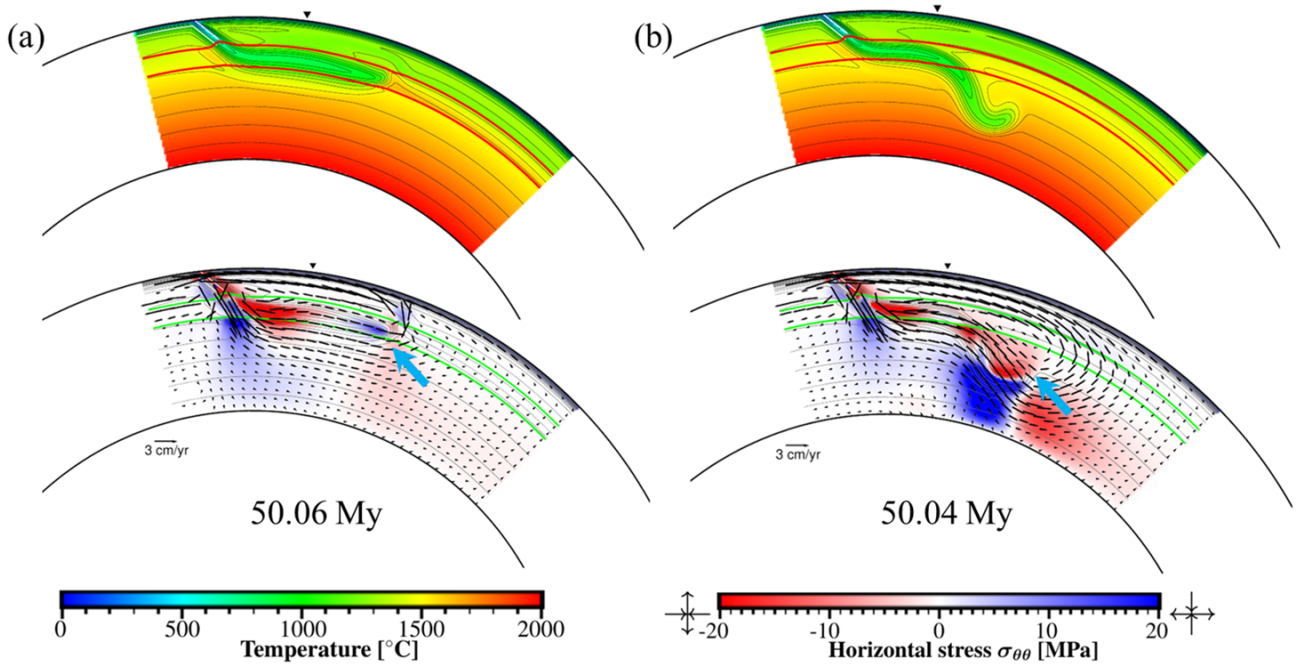


図1. (a) CaseTR2000H3G-3_d45 および (b) Case TR2000H3G-1_d45についてシミュレーション開始から5000万年経過後の温度場（上）と水平応力場および速度ベクトル（下）を示す。両Caseにおいて変更パラメータは、上部-下部マントル間の粘性ジャンプ3倍、沈み込むプレート速度4.73 cm/yr、海溝後退速度3.15 cm/yr、沈み込み角度45° としており、660 km不連続面での負のクラペイロン勾配のみ前者が-3 MPa/K、後者が-1 MPa/Kと変化させている。

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S09. Statistical seismology and underlying physical processes

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S09P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-01] Causes of spatiotemporal variations in the stress field from southern Hokkaido to eastern Aomori Prefecture

○Sumire Maeda[1], Toru Matsuzawa[2], Tomomi Okada[2], Hiroshi Katao[3], Takeyoshi Yoshida[2], Masahiro Kosuga[4], Makoto Otsubo[1] (1.Geological Survey of Japan/AIST, 2.Graduate School of Science, Tohoku University, 3.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4.Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-02] Construction of Crustal Stress Map in Chugoku Region, western Japan, and evaluation for fault activity

○Kazutoshi Imanishi[1], Takahiko Uchide[1], Takahiro Shiina[1], Reiken Matsushita[1], Misato Nakai[1] (1.Geological Survey of Japan, AIST)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-03] Stress field in the eastern margin of the Japan Sea and its relationship with faults of recent earthquakes(2)

○Ayaka Tagami[1], Tomomi Okada[1], Shin'ichi Sakai[2], Mako Ozono[2,3], Kei Katsumata[3], Masahiro Kosuga[4], Yoshiko Yamanaka[5], Katao Hiroshi[6], Takeshi Matsushima[7], Hiroshi Yakiwara[8], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Toshio Kono[1], Shu'ichiro Hori[1], Toru Matsuzawa[1], . Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3.Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University, 4.Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University, 5.Graduate School of Encironmental Studies, University of NAGOYA, 6.Research Center for Earthquake Prediction, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 7.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 8.Nansei-toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Kagoshima University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-04] Spatial and temporal change of narrow stress field for the 2016 Kaikoura earthquake

○Miu Matsuno[1], Tomomi Okada[1], Satoshi Matsumoto[2], Yuta Kawamura[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[1], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Stephen Bannister[4], John Ristau[4], Martha Savage[5], Clifford Thurber[6], Richard Sibson[7] (1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions Graduate School of Science, Tohoku University, 2.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 3.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4.GNS Science, New Zealand, 5.Victoria University of Wellington, Wellington, New Zealand, 6.University of Wisconsin, Madison, 7.University of Otago, Dunedin, New Zealand)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-05] Repeater earthquakes observed in seismicity around the Fukushima-Ibaraki border since the 2011 Tohoku-oki Earthquake

○Rina Ikeda[1], Keisuke Yoshida[1], Ryo Takahashi[2], Toru Matsuzawa[1], Akira Hasegawa[1] (1.Tohoku University, 2.Meteorological Agency)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-06] Inland seismicity and shear strain energy changes after the 2011 Tohoku-Oki earthquake

○Sachiko Tanaka[1], Tatsuhiko Saito[1], Akemi Noda[2], Keisuke Yoshida[3] (1.NIED, 2.MRI, 3.Tohoku University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-07] Hypocenter relocation and first-motion focal mechanism analysis of earthquakes beneath Sagami Bay

○Naoki Tomori[1], Ryoya Ikuta[1], Daniel Nelson[1], Mizuho Ishida[2] (1. Shizuoka Univercity, 2.National Institute of Advanced Industrial Science and Technology)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-08] Does an ETAS model dream of foreshocks?: Through the application of an earthquake forecasting method based on swarm-like activity

○Fuyuki HIROSE[1], Koji TAMARIBUCHI[1], Kenji MAEDA[2] (1.Meteorological Research Institute, 2.Japan Meteorological Agency)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-09] The foreshocks immediately before crustal earthquakes

○Masaki Yamana[1], Aitaro Kato[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-10] Stress state inferred from b-value and focal mechanism distributions in the aftershock area of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake

○Keita Chiba[1] (1.Kyushu University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-11] Completeness magnitude of earthquakes and b-value in Myanmar

Iang Ngun Za[2,3], ○Saeko Kita[1,3] (1.Building Research Institute, 2.Department of Meteorology and Hydrology (DMH), Ministry of Transport and Communications, Myanmar, 3.GRIPS)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-12] Stress change estimated from GNSS displacement and seasonal variations in seismicity

○Taku Ueda[1], Aitaro Kato[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S09P-13] Scaling relations of seismic moment and rupture area for outer-rise earthquake

○Xuelei Zhang[1], Tadashi Kito[1], Kenji Hirata[2], Yuji Dohi[2], Hiroyuki FUJIWARA[2] (1.OYO corporation, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Causes of spatiotemporal variations in the stress field from southern Hokkaido to eastern Aomori Prefecture

*Sumire Maeda[1], Toru Matsuzawa[2], Tomomi Okada[2], Hiroshi Katao[3], Takeyoshi Yoshida[2], Masahiro Kosuga[4], Makoto Otsubo[1]

1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. Graduate School of Science, Tohoku University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University

東北日本弧の最大圧縮軸は大局的には太平洋プレートの沈み込みに平行なWNW-ESE方向であるが(例えば，Townend and Zoback, 2006)，局所的に不均質な応力場をもっていることが近年明らかになっている(Imanishi et al., 2012, 2013; Yoshida et al., 2012, 2015, 2019)．一般的に地震学的データを用いた応力場の推定では，地震活動度が高い領域もしくは大規模な地震が発生した領域が研究対象地域となるため，地震活動度の低い領域の応力場については詳細な検討が行われていない．しかし，東北日本弧の応力場が局所的に不均質であることを考えると，プレート沈み込み帯における地震の発生機構を理解するためには，地震活動の高い領域と同様に地震活動の低い領域の応力場を調べる必要がある．そこで，本研究では地震活動度が低い北海道南部から青森県東部を研究対象地域とし(図１)，応力場の推定を行った．

まず初めに，本地域の微小・小地震の発震機構解を求めるためにHi-netのイベント波形データ(期間：2002/06/03～2017/12/31,深度≦25 km, Mj≧2.0)を用いて，WINシステム上でP波初動の極性を決定した．次にMaeda (1992)のアルゴリズムを用いたpick2mec(片尾・飯尾, 2004)により発震機構解を決定した．決定した発震機構解の中から信頼度の高いもの(観測点10以上，スコア値0.9以上)を選択した．さらに，解の精度を向上させるために，pick2mecを用いて推定された複数の断層面解の範囲をKagan角(Kagan, 1991)を用いて評価し，Kagan角が35°を超えるイベントは破棄した．その結果，542イベント中,114イベントに対して信頼度の高い発震機構解を決定した．この114イベントの発震機構解をデータとして，本地域の応力場をMichael(1984, 1987)の手法を用いて推定した．

応力場を推定した結果，北海道南部(Region N)では，太平洋プレートの沈み込みに平行なWNW-ESE方向に最大圧縮軸をもつ逆断層型の応力場であるのに対して，青森県東部(Region S)では，ENE-WSW方向に最大圧縮軸をもつ逆断層型の応力場であることが判明した．また，北海道南部では2011年東北地方太平洋沖地震(以下，東北沖地震)による応力場の時間的変化が見られないのに対して，青森県東部では東北沖地震以前はN-S方向に最大圧縮軸をもつ逆断層型の応力場，地震後はENE-WSW方向に最大圧縮軸をもつ逆断層型の応力場に変化していることが判明した．青森県東部の東北沖地震前の応力場はプレート境界の固着に伴う上盤側プレートの屈曲の影響を反映している可能性が高い．一方，東北沖地震後の応力場は本震にともなう応力変化や余効変動の影響を反映していると考えられる．また，応力場の時間変化から，青森県東部における水平方向の差応力は数十MPa以下であったと考えられる．北海道南部の応力場の結果から，本地域は千島前弧スリバーの南西進によるENE-WSW方向の圧縮よりも，太平洋プレートの沈み込みに伴うWNW-ESE方向の圧縮の影響が強いことを示している．しかし，応力場の推定に用いたデータの分布やOhtani and Imanishi （2019)による応力場の推定結果から，北海道南部は東西方向に応力場が変化している可能性が高いことが示唆された．

謝辞
本研究は，主として，原子力規制委員会原子力規制庁「平成31年度廃棄物埋設における自然事象等を考慮した地盤の性能評価に関する研究」として実施した．

© 日本地震学会

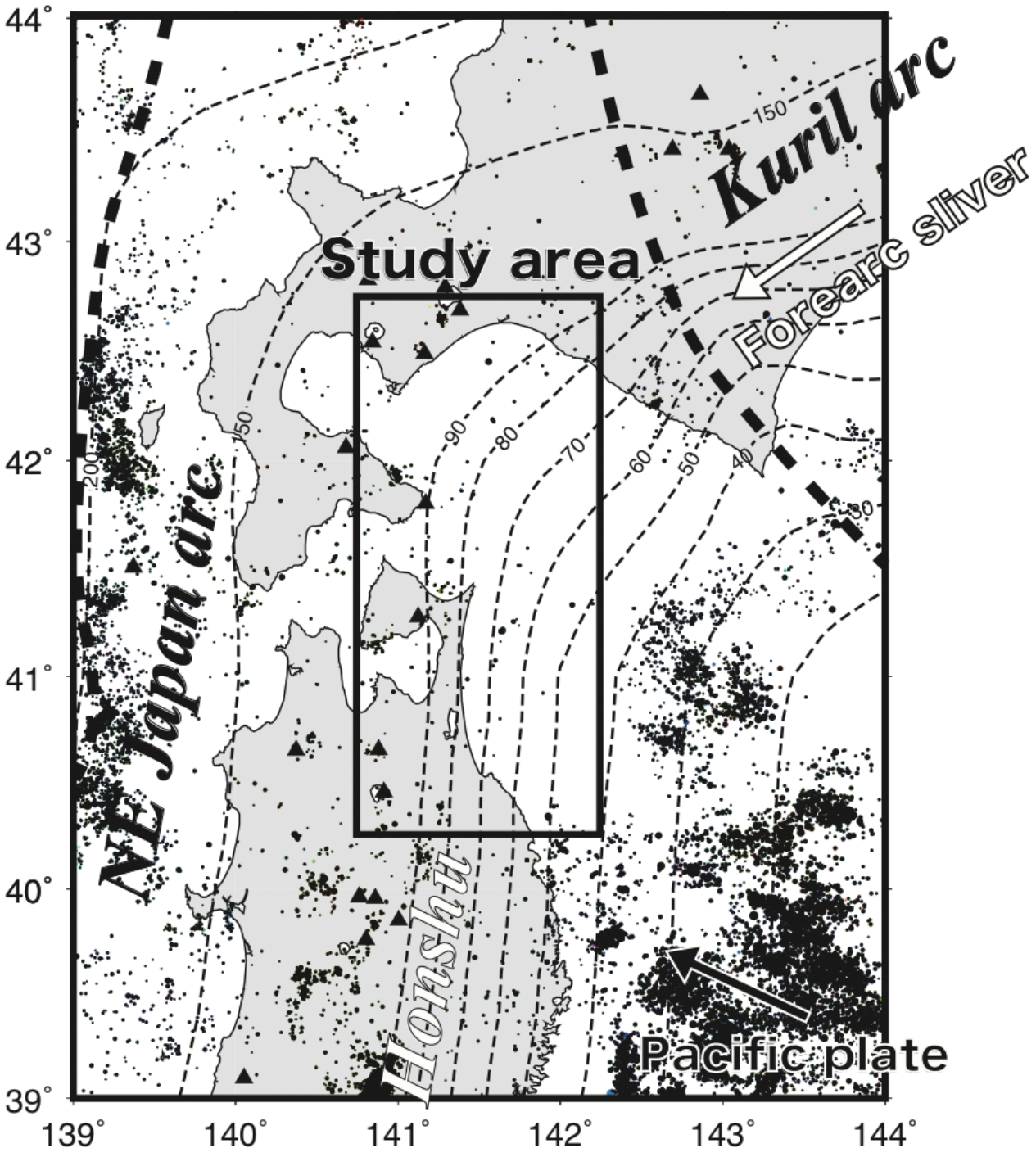


図1．研究対象地域.

© 日本地震学会

Construction of Crustal Stress Map in Chugoku Region, western Japan, and evaluation for fault activity

*Kazutoshi Imanishi[1], Takahiko Uchide[1], Takahiro Shiina[1], Reiken Matsushita[1], Misato Nakai[1]

1. Geological Survey of Japan, AIST

１．はじめに

産業技術総合研究所地質調査総合センターは、微小地震解析による応力場推定を中心に高い空間分解能を持つ地殻内応力マップの整備を進めており、最初のケーススタディとして関東地域の10kmメッシュの応力マップを公表した（今西ほか，2019）。我々は次の対象として中国地域に場所を移し、応力マップを整備することとした。この地域では、日本海側で880年出雲の地震（M7.0）、1872年浜田地震（M7.1）、1943年鳥取地震（M_j7.2）、2000年鳥取県西部地震（M_j7.3）などのM7級の地震が発生しており、最近でも2016年鳥取県中部地震（M_j6.6）などの被害地震が起きている。また、 GNSSの解析から、これら規模の大きい地震が発生している領域と重なるように歪み集中帯が存在することが報告されており（Nishimura and Takada, 2017）、現在注目されている地域でもある。本研究では、基盤的地震観測網のデータを用いてマグニチュード1.5以上の地震を解析し、独自に発震機構解のカタログを作り、中国地域の10 kmメッシュの応力マップを作成した。そして、このマップを用いて、活断層の活動性評価を行ったので報告する。

2．データ

本研究では震源決定及び発震機構解の推定精度を上げるため、気象庁が読み取り対象としていない観測点も含め、震央距離80 km以内で読み取りが可能な観測点全てのP波及びS波の到達時刻とP波初動極性を手動検測した。震源決定は、観測点補正値を考慮して Hirata and Matsu'ura (1987) の方法により決定した。発震機構解はP波初動の押し引きデータに加えてP波とS波の振幅値も同時に使って決定し、最終的に高品質な2988個の解を決定した。これに気象庁一元化カタログに含まれる227イベントの解も含めて応力マップの一次データとする。

3．応力マップ

発震機構解から応力場を推定する際には、応力テンソルインバージョン法がしばしば使用される。ここでは今西ほか（2019）に従い、簡便な方法で応力マップを作成する。作成手順は以下の通りである。

①個々の発震機構解について、S_{Hmax}方位をZoback (1992)に従いP軸、B軸、T軸から決定する。また、断層タイプ（fptype）をShearer et al. (2006) に従い、すべり角から計算する。fptypeは-1から1の間の値を取り、正断層場の時に－1、横ずれ場の時に0、逆断層場の時に1になる。

②空間方向に10 kmのメッシュを設定し、半径15 km以内の位置にある地震のS_{Hmax}方位とfptypeの平均値を求める。

このようにして推定したマップを図1aに示す。この地域は東西圧縮の横ずれ場が卓越しているが、島根県・鳥取県の日本海側になると応力方位が時計回りに約20°回転して北北西－南南東方向を示す。この特徴は先行研究からも指摘されていたが、本研究により応力方位が変化する境界を特定することができ、中国地域は主に2つの応力区からなることが明らかになった。また、応力方位が時計回りに約20°回転している領域は高ブーゲー異常域と良く一致することがわかった。応力方位が変化する原因については、下部地殻における非地震性変形が提案されているが、密度差により引き起こされる浮力による応力擾乱にも一因がありそうである。

4．活断層の活動性評価

断層の走向とS_{Hmax}の間の角度（α）から、その断層が現在の応力場のもとで再活動できるかどうかを調べた。ある摩擦係数のもとで断層が再活動できるαの値には上限値があり、lock-up角と呼ばれている（Scholz, 2002）．一般的な摩擦係数0.6の場合、lock-up角は60°である．地震調査研究推進本部 地震調査委員会（2016）が評価対象とした中国地域の30の活断層のうち、αが60°未満に収まっている活断層は28あり（図

© 日本地震学会

1b）、ほとんどの断層が再活動する条件を満たしていることがわかった。残りの2つの活断層は現在の応力場では動きにくく、再活動するためには、隣接する活断層の破壊に伴う応力変化でトリガーされるなどの外的要因が必要になると考えられる。

謝辞：本研究では気象庁カタログを使用し、波形解析においては産業技術総合研究所のデータに加え、防災科学技術研究所 Hi-net、気象庁、東京大学地震研究所、京都大学防災研究所、高知大学、九州大学のデータを利用しました。

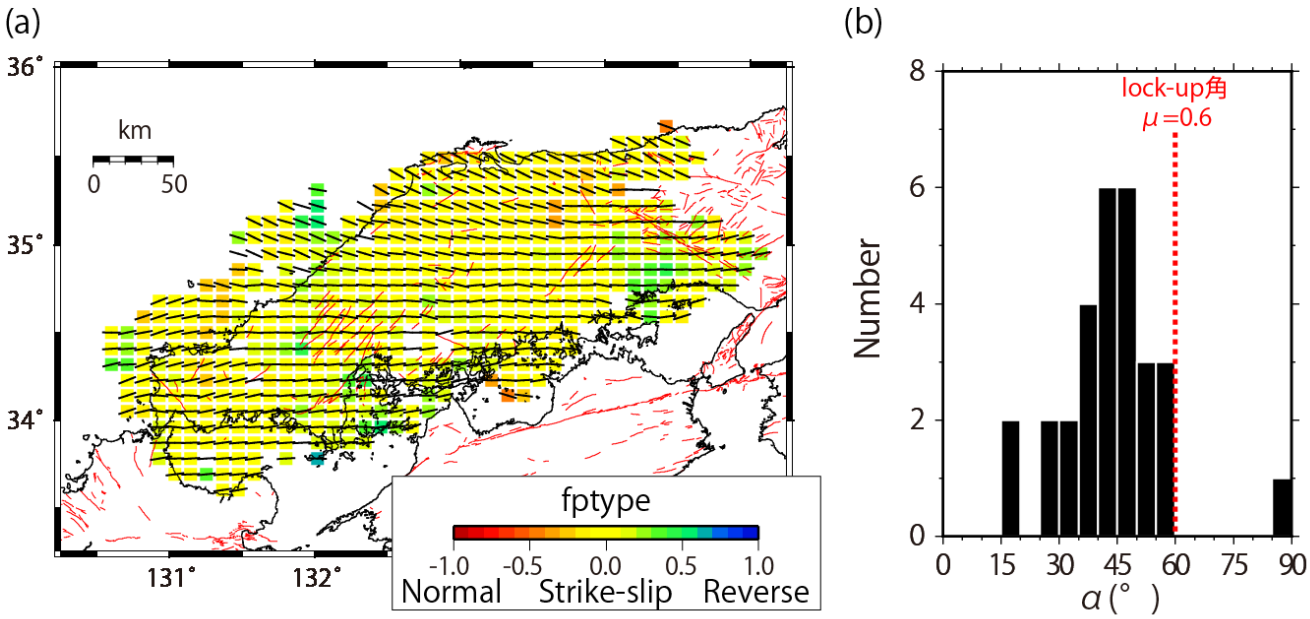


図1 (a) 発震機構解から推定されたSHmax方位と応力場のタイプ。応力場のタイプはカラー表示している。(b) 中国地域の活断層の走向とSHmax方位の間の角度（α）のヒストグラム。赤の点線は摩擦係数が0.6の場合のlock-up角。

© 日本地震学会

Stress field in the eastern margin of the Japan Sea and its relationship with faults of recent earthquakes(2)

*Ayaka Tagami[1], Tomomi Okada[1], Shin'ichi Sakai[2], Mako Ozono[2,3], Kei Katsumata[3], Masahiro Kosuga[4], Yoshiko Yamanaka[5], Katao Hiroshi[6], Takeshi Matsushima[7], Hiroshi Yakiwara[8], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Toshio Kono[1], Shu'ichiro Hori[1], Toru Matsuzawa[1], . Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake

1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3. Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University, 4. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University, 5. Graduate School of Encironmental Studies, University of NAGOYA, 6. Research Center for Earthquake Prediction, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 7. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 8. Nansei-toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Kagoshima University

1. はじめに

日本海東縁変動帯(EMJS)では多数の活断層や褶曲構造がおよそ海岸に並行して存在し，多数の大地震が発生している(Okamura, 2010)．EMJSおよび東北日本では概ね東西方向の最大圧縮軸を持つ逆断層型の応力場により逆断層運動が生じている(e.g., Terakawa and Matsu’ura, 2010)．本研究では，EMJS内における7つの規模の大きな地震(表1・2)に着目し，応力場との関係性について調査を行った．

2. データと方法

本研究では応力場を推定する際にNIED(国立研究開発法人防災科学技術研究所)とOkada et al. (SSJ meeting, 2019)のメカニズム解データを使用した．応力場は，応力テンソルインバージョンにより推定し，SATSI (Spatial And Temporal Stress Inversion)法(Hardebeck and Michael, 2006)を用いた．断層面との関係についてはSlip Tendency analysis (Morris et al.,1996)を用いた．断層面の情報についてはNIEDのメカニズム解データまたは各地震について先行研究で推定されたメカニズム解のデータや断層モデルを使用した．

3. 結果

・断層面の傾斜方向・傾斜角の検討

各地震メカニズム解(表1)の節面に対してSlip Tendency(ST)値を算出した．全体的に低傾斜角の節面が高いST値を持つ傾向となった．この結果は，EMJSにおける大規模地震は日本海生成時の引張応力場により生成した高角正断層の再活動ではなく，現在の圧縮応力場によって生成した低角逆断層が活動したものであるとする考えに整合する．

・複数面モデルの検討

3つの地震(表２)について先行研究において推定された断層モデルを使用し、ST値を算出した．庄内沖地震と日本海中部地震については先行研究で最適とされる断層モデルが高いST値を示した．北海道南西沖地震については5つの断層面で構成されるTanioka et al. (1995)のモデルを使用しST値を算出した．結果，北部の3つの面では高いST値，南部の２つの面は低いST値を示した．南部の面は応力場に対しすべりにくいにも関わらず活動したと示唆される．

Introduction

The eastern margin of the Japan Sea (EMJS) is known as many earthquakes occurred (Okamura, 2010). In this study, we focus on the seven large to moderate-sized earthquakes (Table 1, 2).

Data and methods

We use focal mechanism (centroid moment tensor) data from the National Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED) of Japan and focal mechanism by P-wave initial motion from Okada et al. (SSJ meeting, 2019). For estimating regional stress field, we deploy the SATSI (Spatial and Temporal Stress

© 日本地震学会

Inversion) stress tensor inversion method (Hardebeck and Michael, 2006). For estimating the likelihood of slip, we use the Slip Tendency analysis (Morris et al., 1996).

Results

We focused on the six earthquakes to estimate the relationship between fault planes and stress field, and calculated slip tendency to each focal mechanism based on Slip Tendency (ST) analysis. We used focal mechanisms estimated in several previous studies as fault plane model.

As a result, the nodal plane with shallow dip angle showed a high ST value in each focal mechanism. From these results, it is considered that these earthquakes are not occurred by reactivation of the high-angle normal fault which generated by the extensional stress filed during the Japan Sea formation but occurred by reverse faults with low dip angle which generated by the current compressive stress field.

Next, we focused on the three earthquakes (Table 2), which were estimated as multiple-faults models. We used fault model estimated in previous study for calculate ST value.

As a result, Shonai-Oki and Nihonkai-Chubu models showed high ST value. Hokkaido Nansei-Oki model (Tanioka et al., 1995) consist of 5 planes. Three planes in north showed high ST value but southern two planes showed low ST value.

References

Hardebeck, J. L., and A. J. Michael, 2006, J. Geophys. Res., v. 111(B11), B11310.

Morris, A., Ferril, D.A., Henderson, D.B., 1996, Geology 24, 275-278.

Okamura, Y., 2010, Jour. Geol. Soc. Japan, 116, 582-59.

Terakawa, T., and M. Matsu’ ura, 2010, Tectonics, 29(6).

© 日本地震学会

Table. 1 Earth quake information

対象地震	規模	応力場 範囲	使用モデル	
2019年 山形県沖地震 Yamagata-Oki	Mjma6.7	139-140 38-39	NIEDメカニズム解 （本震・余震）	
1964年 新潟地震 Niigata	Mjma7.5	138.5-139.5 38-39	Hirasawa (1965)	S wave data by means of the least squares method
1940年 積丹半島沖地震 Shakotan-Oki	Mjma7.5	139-140.5 43.5-45	Satake(1986) Fukao and Furumoto (1975)	余震分布、津波データに基づいた津波シミュレーション
1939年 男鹿地震 Oga	Mjma6.8	139-140 39.5-40.5	Sato(1993)	地殻変動を考慮した静的断層モデル
1983年 日本海中部地震 Nihonkai-Chubu	7.7	138-140 39.5-41	satake (1985)	First motion Ishikawa et al.,(1984)を元にした
1993年 北海道南西沖地震 Hokkaido Nansei-Oki	Mjma 7.8	138.5-140.5 41.5-43.5	Tanioka et al., (1995)	CMT MTRF

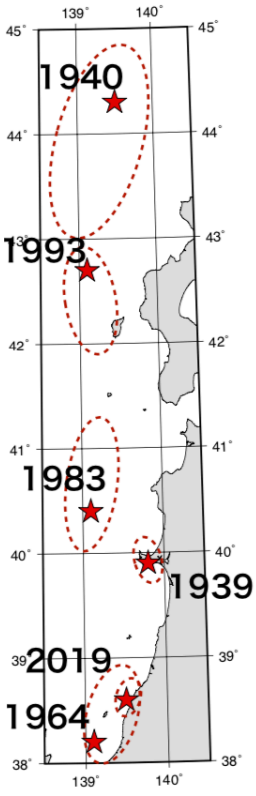
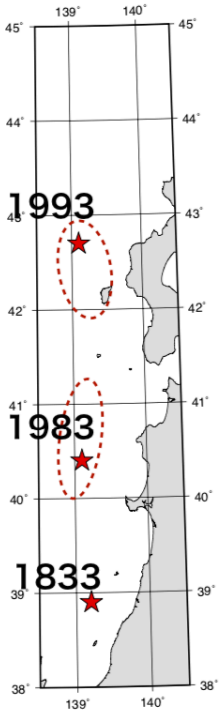


Table. 2 Fault models

対象地震	規模	使用モデル
1983年 日本海中部地震 Nihonkai-Chubu	Mjma 7.7	Aida(1984) Kosuga et al. (1986) Satake(1985)
1993年 北海道南西沖地震 Hokkaido Nansei-Oki	Mjma 7.8	Tanioka et al., (1995)
1833年 庄内沖地震 Shonai-Oki	Mjma 7.7 (Aida, 1989)	Aida (1989)



© 日本地震学会

Spatial and temporal change of narrow stress field for the 2016 Kaikoura earthquake

*Miu Matsuno[1], Tomomi Okada[1], Satoshi Matsumoto[2], Yuta Kawamura[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[1], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Stephen Bannister[4], John Ristau[4], Martha Savage[5], Clifford Thurber[6], Richard Sibson[7]

1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 4. GNS Science, New Zealand, 5. Victoria University of Wellington, Wellington, New Zealand, 6. University of Wisconsin, Madison, 7. University of Otago, Dunedin, New Zealand

本研究ではニュージーランドの南島北部で発生した2016年カイコウラ地震の震源域における、応力場の時空間変化を対象とする。定常観測網であるGEONETと臨時観測網の地震波形データを解析に用いている。

今回は新たに2018年のデータを加えてメカニズム解を求め、応力テンソルインバージョンを用いて本震前後の時空間的応力場を求めた。本震断層面上で余震が多く起きている場合、断層面が偏りを持って分布してしまう可能性があるため、本震断層面上で発生した余震メカニズム解の影響を検討する必要がある。そこで、Hamling et al. (2017)の断層モデルとKagan角を用いて、本震断層面上のメカニズム解を取り除くことを試みた。現時点での結果としては、Kagan角の値に依らず、応力場は大きく変わらなかったため、本震断層面上で起きている余震が結果に与える影響は小さいと考えられる。

カイコウラ地震の震源地域を複数の小領域に分けて応力テンソルインバージョンを行った。今回は新たに2018年のデータを加えたが、本震後の結果は前回までの2017年までの地震を用いた結果と同様であり、震源域北東部、中部においては横ずれ断層型の応力場、本震震源を含む南西部では横ずれ断層型と逆断層型の中間的な応力場が推定された。最大水平応力の方向は先行研究と同様に概ねN110Eであり、地震前後での顕著な変化は見られなかった。応力比(phi=(sigma2-sigma3)/(sigma1-sigma3))は、北東部、中部においては本震後に大きくなり、南西部においては小さくなった。

小領域のうち、南西部領域においてイベント数は十分であるにも関わらず、sigma2、sigma3の信頼区間が広く被っていたため、1) 本震後に時間変化が起こっている可能性と2) 応力場が不均質であり、より細かい領域分けが必要である可能性の2通りを考えた。まず、時間変化については、本震後をおおよそ同程度のイベント数になるように3つの期間 (2016.11.13-2016.12.08; 2016/12/09-2017/4/11, 2017/4/12-2018/12/31) に分けて応力場を求めた。南西部において、本震後の3つの期間全てにおいて逆断層型の応力場に近い、逆断層型と横ずれ断層型の中間的な応力場が推定された。また、応力比の値は3つの期間全てで0.17程度を示した。即ちカイコウラ地震後の顕著な時間変化はほぼ生じていないと考えられる。一方、空間変化については、南西部を4つの地域に分割し応力場を求めた。その結果、ほとんどの地域では逆断層型優位の逆断層型と横ずれ断層型の中間的な応力場であったのに対し、最西端の地域のみ横ずれ断層型の応力場となった。

We study spatio-temporal change of the stress field due to the 2016 Kaikoura earthquake in the northern area of the South Island of New Zealand. Data from both 51 temporary stations and 22 permanent GeoNet stations were used. In addition to these data, we determined new focal mechanisms by adding the data of 2018, and estimated the stress field before and after the Kaikoura main shock using stress

© 日本地震学会

tensor inversion. If there are many aftershocks on the fault plane of the main shock, the fault plane may be distributed with a bias. Therefore, it is necessary to study the effect of focal mechanisms of aftershock that occurred off the fault plane of the main shock. So, we attempted to remove the mechanism solution on the fault plane of the main shock using the fault model of Hamling et al. (2017) and the Kagan angle. We found that the stress field did not change significantly independent of the value of the Kagan angle, and we consider that the effect of the aftershocks occurring on the fault plane of the main shock on the result is small.

In addition, we carried out the analysis by dividing the hypocenters into several regions. We added new data for 2018, however the results after the main shock are similar to the previous results. The maximum horizontal stress direction is about N110E both before and after the Kaikoura earthquake. In the northeast and central part of the rupture, the stress field types are strike-slip, and in the southwest part of the rupture, the stress field type is intermediate stress field between strike-slip and reverse fault type. The stress ratio (phi = (sigma2-sigma3)/(sigma1-sigma3)) increased after the main shock in the northeastern and central regions, and decreased in the southwestern region. These changes could be interpreted as fluid pressure change (e.g., Warren-Smith et al., 2019) and/or stress heterogeneity changes (e.g., Michael et al., 1990).

Although the number of events was sufficient in the southwestern part, the confidence intervals of sigma2 and sigma3 were wide, so we considered the following two possibilities: 1) the stress field has temporal change after the main shock, 2) It is necessary to divide the area into smaller areas. First, in order to see the temporal change, we calculated the stress fields in three time windows after the main shock (2016/11/13-2016/12/08, 2016/12/09-2017/4/11, 2017/4/12-2018/12/31) so that the number of events in these three time windows would be approximately the same. In the southwestern region, in all three windows after the main shock, a stress field intermediate between the reverse fault type and the strike-slip fault type, which is close to the reverse fault type stress field, was determined. The value of stress ratio was about 0.17 in all three windows. This means no significant temporal change after the Kaikoura earthquake through 2018. The stress field was obtained by dividing the southwestern region into four regions in order to consider spatial change. Except in the westernmost area where the stress field is strike-slip fault type, the stress field was still intermediate between reverse and strike-slip fault type. This is consistent with the co-existence of strike and reverse faults in the North Canterbury Domain (e.g., Ghisetti and Sibson, 2012).

© 日本地震学会

Repeater earthquakes observed in seismicity around the Fukushima-Ibaraki border since the 2011 Tohoku-oki Earthquake

*Rina Ikeda[1], Keisuke Yoshida[1], Ryo Takahashi[2], Toru Matsuzawa[1], Akira Hasegawa[1]

1. Tohoku University, 2. Meteorological Agency

茨城県北部では2011年3月19日と2016年12月28日にM6程度の地震が発生しており、2つの地震は同一の断層面上で発生している可能性が指摘されている(Fukushima et al., 2018; Uchide, 2017, JpGU)。内陸の断層でこのような短期間に地震がくり返される事例は大変珍しいため、内陸地震の発生サイクルや応力蓄積・解放過程を理解する上で極めて重要な事例である。小中地震の中にも繰り返し地震が存在する場合、それらは非地震性滑りの指標となる (Nadeau & Johnson, 1998)。多くの先行研究では，繰り返し地震の検出のために波形の相互相関を用いている。しかし，その方法では近傍で起こった地震群を繰り返し地震と見誤る可能性がある。本研究では、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の発生後に福島-茨城県境周辺において活発に発生している小中地震を用いて精密な震源再決定を行い、それに基づき繰り返し地震の存在を調べた。

本研究では2003年から2018年10月31日までに福島-茨城県境周辺で発生した*MJMA1*の地震46002個を対象に震源の再決定を行った。手法はYoshida & Hasegawa (2018)と同様に、Double-Difference法 (Waldhauser & Ellsworth, 2002)を用いた。これは、波形の相互相関により高精度に求めたP,S波の相対到達時刻差データから震源位置を推定する手法であり、その精度を大幅に向上することができる。Takahashi et al. (2019, JpGU)が同じ活動を対象に小中地震の震源の再決定を行っているが、彼らが用いた地震のマグニチュード範囲は *MJMA 2*である。本研究ではより多くの地震の再決定を行うことにより，より詳細な断層構造を求めた。

得られた震源分布から、茨城県北部に西へ傾斜する明瞭な一枚の面構造が見られた。これはTakahashi et al. (2019, JpGU) がM6地震が繰り返したことを推定したのと同じ面構造である。

繰り返し地震の検出のために、46002個の地震の全ペアの地震間距離と応力降下量20MPa (池田・他，2020, JpGU)を仮定した際の断層サイズ(半径)を計算した。そして、地震間距離*10＜平均断層サイズ(半径)、マグニチュードの差が0.5以下となる地震ペアを繰り返し地震とみなした。茨城県北部の断層上にはそのような地震が*2 MJMA 3*で1000個弱， *MJMA3*で数100個見つかった。これまで繰り返し地震はプレート境界沿いで発見されることが多かったが、この結果は内陸でも繰り返し地震は発生しうることを示唆している。

© 日本地震学会

Inland seismicity and shear strain energy changes after the 2011 Tohoku-Oki earthquake

*Sachiko Tanaka[1], Tatsuhiko Saito[1], Akemi Noda[2], Keisuke Yoshida[3]

1. NIED, 2. MRI, 3. Tohoku University

2011年東北地方太平洋沖地震の発生後，日本列島の内陸域では，秋田県中部，福島・山形県境，茨城県北部，栃木・群馬県境，千葉県北東部，静岡県東部，長野県北部，長野・富山県境など，広範囲にわたって各地で地震活動の活発化が確認された（例えば，Toda et al., 2011）．本研究では，太平洋沖地震によって内陸域にもたらされた剪断ひずみエネルギー変化を評価し，活発化した地震活動について，太平洋沖地震の影響を検討した．剪断ひずみエネルギーは，応力テンソルの第2不変量や相当応力に関連する量で，その増加は，ランダムに分布する断層群の平均的な剪断応力の増加に対応する（Saito et al., 2018）．

太平洋沖地震による剪断ひずみエネルギー変化は，Saito et al.（2018）の導出に従い，半無限均質弾性体を仮定し，Okada（1992）の方法を用いて計算した．太平洋沖地震の震源断層モデルは，Ozawa et al.（2011）のモデルを採用した．背景の応力場は，F-netモーメントテンソル解（1997年1月1日から太平洋沖地震前まで，深さ30 km以浅）を用い，Matsumoto（2016）の方法に基づき，各格子点（経度・緯度0.05度間隔）から30 km以内のモーメントテンソル解の足し合わせによって推定した．

太平洋沖地震により，東北日本・中部日本では広範囲にわたって剪断ひずみエネルギーは解放され，減少を示す．しかし，秋田県中部，茨城県北部，栃木・群馬県境，千葉県北東部，静岡県東部，長野・富山県境などの各所で増加を示す地域がみられ，地震活動の活発化とよい相関を示す．剪断ひずみエネルギーの増加が，地震活動の活発化に影響を及ぼしていると考えられる．これらの地域の剪断ひずみエネルギー変化は，平均的な剪断応力に換算して概ね0.01MPa以上の増加に対応する．一方，福島・山形県境や長野県北部では，剪断ひずみエネルギーの減少域内で地震活動の活発化がみられている．福島・山形県境の地震活動については，太平洋沖地震後に生じた流体移動に伴う断層強度の低下との関連性が示唆されており（Yoshida et al., 2019），これらの地域では，剪断ひずみエネルギー変化ではなく，間隙水圧の上昇などが地震活動の活発化に影響を及ぼしている可能性が考えられる．

© 日本地震学会

Hypocenter relocation and first-motion focal mechanism analysis of earthquakes beneath Sagami Bay

*Naoki Tomori[1], Ryoya Ikuta[1], Daniel Nelson[1], Mizuho Ishida[2]

1. Shizuoka Univercity, 2. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

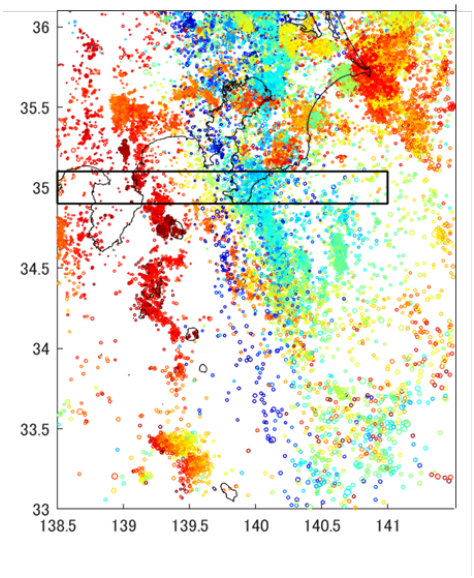
相模トラフは、関東地方の南に位置し、フィリピン海プレートが北米プレートの下に沈み込む場所である。このフィリピン海プレートについての研究は多く行われており、特にスラブ上面の位置についての研究は複数存在する。しかし、沈み込んだスラブ内で発生する地震や、沈み込む前のプレート内で発生する地震について、発生メカニズムが説明されていない地震活動が多く存在する。本研究の大目標は、これらの地震も説明可能なテクトニクスモデルの提案である。私達は最初に、相模トラフに沈み込む前のプレート内で発生する地震に着目し、発生メカニズムを検討した。
プレートが沈み込む前の相模湾の下には、伊豆半島の東方から北東方向へ傾斜した地震活動帯が存在する（石川2004 地震学会）。この地震活動帯について、その空間範囲と、震源メカニズムの報告はない。そこで本研究では、相模湾下で発生する北東へ傾斜する地震活動帯について、DD法（Double-Difference Method）によって再決定した震源の連続性や震源メカニズムの推定からこの地震活動帯の発生メカニズムを考察した。
データは、気象庁の走時データと検測値データを使用した。走時データは、2014年3月1日から2018年2月28日までに発生した、M0.5以上、深さ100km以浅の地震を使用し、DD法を用いて震源位置を再決定した。検測値データは、2004年3月1日から2018年2月28日までに発生した、深さ100km以浅M2.0以上のものを使用し、気象庁と同様の手法で初動震源メカニズムを推定した。
震源位置の再決定の結果、地震活動帯は、深さ10km付近から70km付近、また南北方向は、北緯33. 8度～北緯35. 6度の範囲内で発生していることが分かった。その分布は北東傾斜した厚み10km程度の板状であり、プレート状の構造もしくは何らかの弱面であると考えられる。さらに、初動震源メカニズム推定の結果、これらの地震のP軸は、ほとんどが地震活動帯の走向方向である北西方向に揃っていることが分かった。このことから、この地震活動は北西ー南東方向の圧縮によって引き起こされていると考えられる。また、この地震活動の北端は、Toda（2008）によって提案された、二重深発面を持つ「関東フラグメント」の南端と一致する。Toda (2008)は関東フラグメントの上に沈み込んだフィリピン海スラブが接しているとしたが、今回見ている地震活動は、フィリピン海スラブと思われる活動より、100km程度南方から続いているようである。この地震活動と関東フラグメントの連続性、フィリピン海スラブとの関係に注意しながら、相模湾から関東にかけての地震活動を説明できるモデルを構築したい。
本発表では、この地震活動の詳細を述べ、地震活動から推定される周辺のプレートの幾何学的形状、相模湾下の北東方向へ傾斜する地震活動帯と関東フラグメントの関連について議論する。

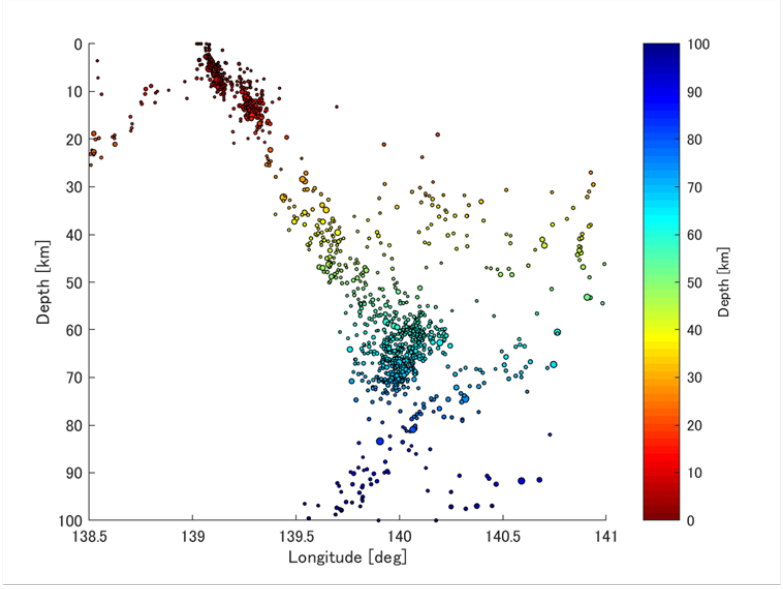
参考文献

石川有三（2004）　新プレート境界と関東南部のテクトニクス　日本地震学会2004年秋季大会講演予稿集69
Toda, S., R. S. Stein, S. H. Kirby, and S. B. Bozkurt, A slab fragment wedged under Tokyo and its tectonic and seismic implications, *Nature Geoscience*, doi:10.1038/ngeo318, November 2008.

====図のキャプション=====
図1.相模湾下で発生する北東へ傾斜した地震活動
震源の深さを右のカラーバーで示す。左図の枠内で発生した地震を右図で表す。
東経139ー140度付近に北東へ傾斜した地震活動帯が存在する

© 日本地震学会


36
35.5
35
34.5
34
33.5
33
138.5
139
139.5
140
140.5
141


Depth [km]
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
138.5
139
139.5
140
140.5
141
Longitude [deg]
Depth [km]

© 日本地震学会

Does an ETAS model dream of foreshocks?: Through the application of an earthquake forecasting method based on swarm-like activity

*Fuyuki HIROSE[1], Koji TAMARIBUCHI[1], Kenji MAEDA[2]

1. Meteorological Research Institute, 2. Japan Meteorological Agency

It has been a long debate about whether foreshock activity is a stochastic phenomenon that can be represented by the epidemic type aftershock sequence (ETAS) model or a physical phenomenon such as a nucleation process involving precursory slips. We investigated the reproducibility of foreshocks of real data by the space-time ETAS model. Our investigation resulted in that real data yielded higher scores than ETAS catalogs by applying Maeda’s method that is a method of detecting seismic swarm activity that sometimes appears before a mainshock and issuing an alert for a period of time. Also, temporal acceleration of foreshocks of real data was larger than that of ETAS catalogs. That is, it is hard for the ETAS model to reproduce foreshock characteristics well, indicating the earthquake forecast model based on Maeda’s method is more efficient rather than the ETAS model. We also found that foreshocks along the Japan trench were distributed on edges of low-velocity anomalies among areas of background swarms related to slow slip events (SSEs). Those foreshocks may be caused by heterogeneous stress distribution associated with the existence of a plate bending axis and a subducted seamount. In particular, foreshocks off Iwate and Miyagi prefectures were excited by periodic SSEs. In inland tectonic zone and island arc, swarm activity associated with magmatic activity tended to result in a target earthquake. Accordingly, Maeda’s method is a forecast model which extracts foreshocks from swarm activity efficiently even in various tectonic settings having the different physical background of foreshocks.

© 日本地震学会

The foreshocks immediately before crustal earthquakes

*Masaki Yamana[1], Aitaro Kato[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

地震の破壊過程や予測可能性を探るために、これまで多くの前震活動に対する研究が行われてきた（Abercrombie and Mori, 1996; Kato et al., 2012; Bouchon et al., 2013）。一方で地震発生直前の数分以内の前震活動に着目した論文はそれほど多くない。直前の前震活動に着目した論文としてはTape et al. (2018)が挙げられ、アラスカにおけるMw3.7の地震の直前数十秒前から小さな前震の発生に同期した超低周波地震を検出し、本震との関連性や核形成過程について議論している。

本研究では、2003～2019年に国内で発生したM3.5以上、深さ15km以浅の地殻内地震（気象庁カタログより）を対象に、基盤的地震観測網で取得された地震波形データを主に解析した。各対象とする地震の震央周辺（約30km以内）の観測点の波形データに対して、2－16Hzと8Hz以上の2つの周波数帯域における波形とエンベロープ波形トレースを作成し目視による確認を行い、本震発生の直前数分間に前震活動が起きていた地震をいくつか発見した。この中で特徴的な前震活動を持ついわき地方のイベントについてhypoDD(Waldhauser and Ellsworth. 2000）を用いた相対震源決定とスペクトル比を用いた破壊域の推定（e.g., Imanishi et al., 2004）を行った。また、Source-scanning algorithm(Kao et al., 2005)を本震発生直前の連続波形データへ適用することで前震活動の時空間発展を調べた。Source-scanning algorithmによる解析は上記のいわき地方の前震活動以外のイベントにも適用予定である。
本研究ではこれらの解析から前震と本震の関連性などについて議論する。

© 日本地震学会

Stress state inferred from b-value and focal mechanism distributions in the aftershock area of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake

*Keita Chiba[1]

1. Kyushu University

The spatiotemporal stress states in the aftershock region of the 2005 west off Fukuoka prefecture earthquake are examined via an analysis of the b-values and focal mechanism solutions. The aftershocks are aligned roughly NW–SE, with the southeastern part of the aftershock region believed to correspond to Kego Fault, which extends beneath the Fukuoka metropolitan area. A previous research highlighted the possibility of a large stress concentration around the southeastern end of the aftershock area (Iio et al., 2006). It is thus important to assess the present stress states in the study area since the SE extension of the earthquake fault runs through the part of Fukuoka City. The unified earthquake catalog (JMA catalog) maintained by the Japan Meteorological Agency (JMA) and focal mechanisms estimated from F-net data operated by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED) were used for the b-value calculations and the stress tensor inversion, respectively. The analysis period in this study is from April 20, 2005 to January 31, 2020. The b-value, which represents the relative proportion of large to small earthquakes (Gutenberg and Richter, 1944), is inversely related to differential stress (Scholz, 1968, 2015). This study reveals depth-dependent b-values in the focal region, where the b-values are generally higher (b = 0.7–1.4) above the mainshock depth (9.5 km) and lower (b = 0.5–1.0) at greater depths. The shallower region possesses a significant temporal increase in b-values, whereas a lateral b-value heterogeneity is observed in the deeper region. The b-values (b ~ 1.0) near the mainshock are relatively high, whereas the northwestern and southeastern edges of the deep region have lower b-values (b = 0.5–0.7). On the other hand, many of the focal mechanisms for the M 3.5 events are located in the low b-value area of the deep region. The stress-tensor inversion results reveal a change in stress state from strike-slip to strike-slip/normal faulting. These findings imply that the stress state remains high and/or slightly decreased in thenorthwestern and southeastern parts of the deep region. These results and the findings of previous research on this earthquake sequence suggest that the likelihood of future large earthquakes along the southeastern part of the aftershock region should be considered relatively high.

© 日本地震学会

Completeness magnitude of earthquakes and b-value in Myanmar

Iang Ngun Za[2,3], *Saeko Kita[1,3]

1. Building Research Institute, 2. Department of Meteorology and Hydrology (DMH), Ministry of Transport and Communications, Myanmar, 3. GRIPS

In order to estimate completeness magnitude of earthquakes and b-value of events in Myanmar and surrounding areas, we examined the NEDC (National Earthquake Data Center, Myanmar) local dataset listed from local magnitude (ML) of 1.0 to 6.3 in the period from 2014 to 2018. The study area was set as the latitudes range of 16-28º N and the longitudes of 92-102º E. We adopted 1,350 hypocenters determined using SEISAN (Havskov and Ottemoller, 2010) and 21 seismic stations. The completeness magnitude (Mc) was estimated as ML 2.8 with a b-value of 0.68±0.02 in the whole study area, and the b-values regionally varied from 0.52 to 1.0. The tendency relation between b-value and faulting styles was found along the Sagaing Fault. The southern part with a smaller b-value indicates thrust type focal mechanism, whereas the northern part with a larger b-value shows strike-slip type focal mechanism. The b-value generally increases with the increase of depth in the whole study area. In the active fault region, the b-value decrease with the increase of depth at depths of less than 15 km, which might be related to high-stress accumulation in continental crust portion. At a depth of more than 15 km, the b-value then increases with a function of depth. In contrast, a significant decrease of b-value with depth was observed at depths of 75-85 km in the subduction zone of the study region, which might be discussed with the process of dehydration in the ocean crust. The methodology of this study might be fruitful to understand the seismically complex tectonic system beneath Myanmar.

© 日本地震学会

Stress change estimated from GNSS displacement and seasonal variations in seismicity

*Taku Ueda[1], Aitaro Kato[1]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

地震活動度は、降水量や灌漑などの地表や地下浅部に応力変化や強度変化をもたらす現象と相関があることが既往研究で指摘されている(e.g., Heki, 2003; Amos et al., 2014)。例えば、カリフォルニアでは地下水(荷重)の年変動による応力変化に対応して、地震活動が季節変動していることが報告されている(e.g., Amos et al., 2014; Johnson et al., 2017)。Johnson et al. (2017)では、GPSの鉛直変位から地下水荷重が断層面に与える応力変化を計算し、カリフォルニアでの地震活動が剪断応力が増加するときに発生しやすいことを示した。日本でも地震活動の季節変動性が指摘されており、積雪荷重や降水との関係が議論されているが(e.g., Heki, 2003; Ueda and Kato, 2019)、その原因として考えられる表層荷重による応力変化と直接比較した研究はほとんど行われていない。

本研究ではHeki (2003)で地震活動の季節変動性が指摘されている積雪領域において、地表の変位データから推定される地下での応力変化と地震活動の発生時期との比較・検討を行う。まず、GEONETの水平成分からBedford and Bevis (2018)の手法を用いて地震や余効滑り等の過渡的な変化を除くことで季節変動成分を抽出する。次にSagiya et al. (2000)の手法を用いて季節変動する歪の時系列を推定し、Okada et al. (1985)の手法を用いて地下での応力変化を計算する。その後、観測された地震(気象庁一元化処理震源カタログ)のメカニズム解に対する剪断応力、法線応力、ΔCFSなどの地震発生時の応力変化を計算し、Johnson et al. (2017)と同様に、地震が季節変動する応力変化に対し、どういうタイミングで発生するか定量的に評価する。

© 日本地震学会

Scaling relations of seismic moment and rupture area for outer-rise earthquake

*Xuelei Zhang[1], Tadashi Kito[1], Kenji Hirata[2], Yuji Dohi[2], Hiroyuki FUJIWARA[2]

1. OYO corporation, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

Outer-rise normal fault earthquakes are rare phenomena compared to subduction thrust earthquakes. Nonetheless, some of them have generated destructive tsunamis in the past, such as the 1933 Sanriku-oki earthquake, the 1977 Sumbawa earthquake, and the 2009 Samoa earthquake. Because outer-rise earthquakes tend to occur after a giant megathrust earthquake, large outer-rise earthquakes similar to the 1933 Sanriku-oki earthquake have been a concern after the 2011 Tohoku-oki earthquake. The scaling relationship plays a vital role in establishing a link between fault geometry and earthquake magnitude (e.g. Alvarez-Gomez et al 2012; Goda et al 2016). In previous studies, outer-rise earthquakes have been included in the data sets for regression (Blaser et al 2010; Alvarez-Gomez et al 2012 and Goda et al 2016). However, the scaling relation from those studies, which are shown in Figure, are failed to predict the fault rupture areas of outer rise earthquakes.

In this study, a new piece-wise scaling relation for rupture area (S) and seismic moment (M_0) was obtained for outer-rise earthquakes using data compiled from previous seismological studies. Twenty sets of S and M_0 pairs for ten earthquakes from independent studies were used for regression analysis. The compiled source parameters directly taken from previous literature were examined carefully based on the purpose of the studies to ensure that rupture area dimensions represent the "actual" rupture area. The rupture areas of the finite fault slip models were also examined carefully, and the dimensions of each model are estimated based on the definition of the autocorrelation width (Bracewell 1986).

Because the fault width, except for the 1933 Sanriku-oki earthquake, is perhaps not saturated, the entire dataset can be fit by a scaling relation with a slope of 2/3 (i.e. the rupture area is proportional to two-thirds the power of seismic moment). Due to the lack of data for large earthquakes whose fault width are saturated, the slope cannot be constrained for those earthquakes. The sparse data problem can be partially overcome by adopting a physically-based method using the circular crack model (Kanamori and Anderson 1975) and fault width saturated model, which sets the regression parameter b a priori.

To estimate rupture areas of outer-rise earthquakes whose fault down dip tips, respectively, do and do not reach the oceanic lithosphere base, regression parameter b in $S=(M_0/a)^{1/b}$ is 2 with the corresponding regression parameter $\log_{10}(a_2)$ being 1.402± 0.250, and b is 1.5 with the corresponding regression parameter $\log_{10}(a_1)$ being 6.401± 0.187. I Unlike the relation with a single slope, which is adopted by previous studies, the piece-wise scaling relation developed in this study can fit outer-rise earthquake data from Mw 7.2 to Mw 8.4 and also provides better estimation for the outer-rise earthquakes larger than the 1933 Sanriku-oki earthquake (Mw 8.4).

Reference

Alvarez-Gomez JA, Gutierrez OQG, Aniel-Quiroga I, Gonzalez M (2012) Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the middle America trench in central America. Tectonophysics

© 日本地震学会

574-575:133-143

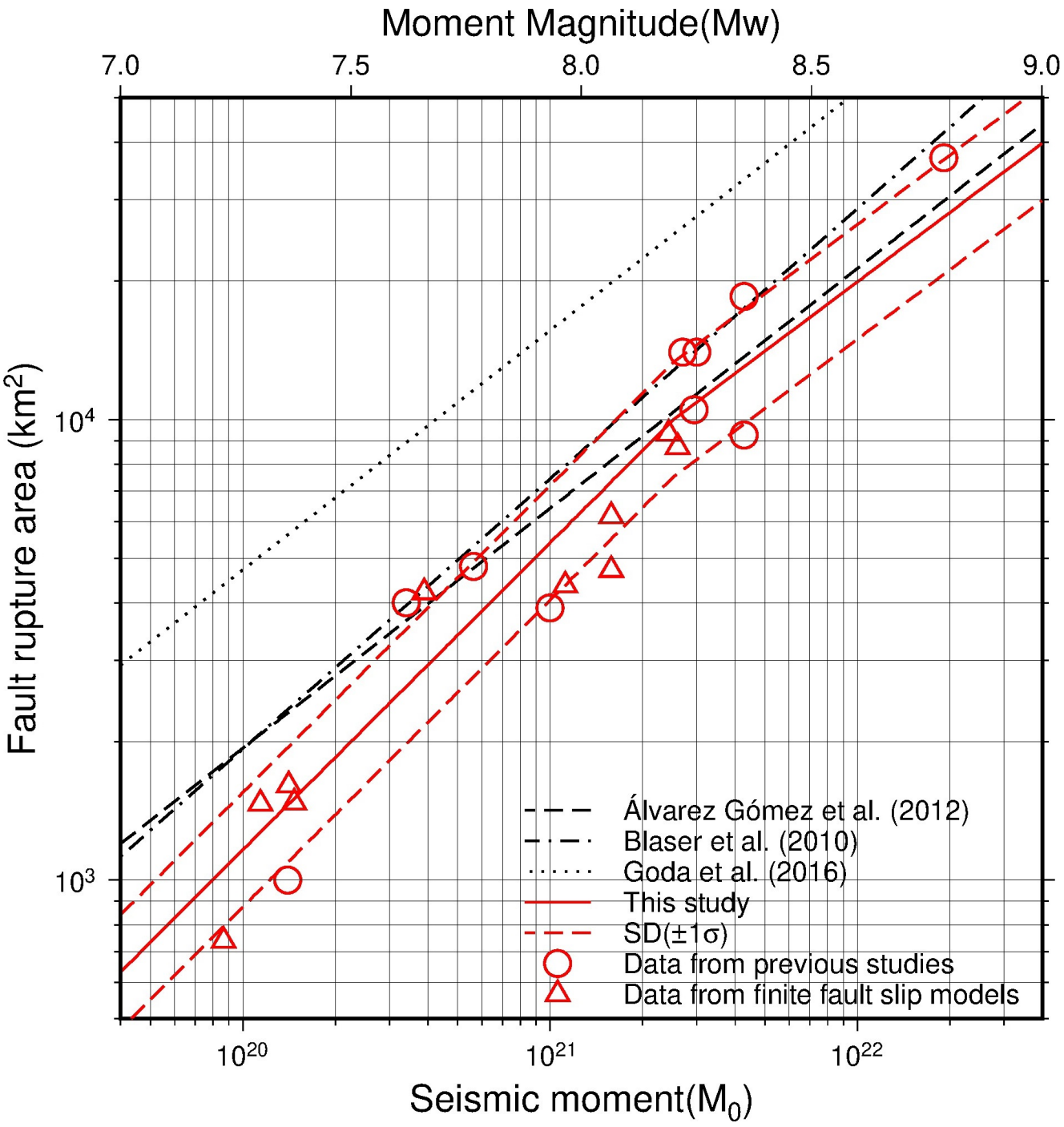
Bracewell RN (1986) The Fourier transform and its applications, vol 31999. McGraw-Hill New York

Blaser L, Kruger F, Ohrnberger M, Scherbaum F (2010) Scaling Relations of Earthquake Source Parameter Estimates with Special Focus on Subduction Environment. Bulletin of the Seismological Society of America 100(6):2914-2926, DOI 10.1785/0120100111

Goda K, Yasuda T, Mori N, Maruyama T (2016) New scaling relationships of earthquake source parameters for stochastic tsunami simulation. Coastal Engineering Journal 58(3):1650,010{1{1650,010{40, DOI 10.1142/S0578563416500108

Kanamori H, Anderson DL (1975) Theoretical basis of some empirical relations in seismology. Bulletin of the Seismological Society of America 65(5):1073-1095

© 日本地震学会


Moment Magnitude(Mw)
7.0
7.5
8.0
8.5
9.0
Fault rupture area (km²)
10⁴
10³
10²⁰
10²¹
10²²
Seismic moment(M₀)
Álvarez Gómez et al. (2012)
Blaser et al. (2010)
Goda et al. (2016)
This study
SD(±1σ)
Data from previous studies
Data from finite fault slip models

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S10. Active faults and historical earthquakes

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S10P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-01] Web Search System for Japan Historical Seismicity

○Yoshiko YAMANAKA[1], Tatsuo USAMI (1.Nagoya Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-02] Historical Materials on Earthquakes Contained in Osawa-Family Honganji Documents

○Takashi Hirai[1] (1.Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-03] Characteristics of Building Damage and Factors of Human Damage in the 1830 Bunsei Kyoto Earthquake

○Junzo Ohmura[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-04] The November 4th, 1856 earthquake probably did not cause serious damage in the Tokorozawa and Kumegawa

○Tomoya Harada[1] (1.None)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-05] The January 11th, 1859 Iwatsuki earthquake was not a damaging earthquake

○Tomoya Harada[1], Akihito Nishiyama[2] (1.None, 2.Historiographical Institute, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-06] Damage and Source Fault of the 1909 Anegawa Earthquake

○Norika YAMAMURA[1], Naoji KOIZUMI[2], Mamoru NAKAMURA[3] (1.Disaster Reduction and Human Renovation Institution, 2.School of Environmental Science, Univ.Shiga.Prefec., 3.Faculty of Science, University of the Ryukyus)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-07] The 1092 event was possibly a meteorological disaster caused by a massive typhoon

○Tomoko GOTO[1], Ryoichi Nakamura[1], Takeo Ishibe[2], Satoko Murotani[3], Kenji Satake[1] (1.Earthquake Research Institute, the Univ. of Tokyo., 2.Association for the Development of Earthquake Prediction, 3.National Museum of Nature and Science)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-08] Evaluation of the 1707 Hoei earthquake tsunami observed in Nagasaki Port.

○Makoto NEMOTO[1] (1.OYO Corporation)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-09] Discussion on a tsunami struck Chosa villege accompanied with the 1914 Sakurajima earthquake

○Reiji KOBAYASHI[1] (1.Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-10] Seismic reflection survey in Ogura-ike area, south of Kyoto basin

○Tomotaka Iwata[1], Kimiyuki Asano[1], Masayuki Yoshimi[2], Koji Yamada[3], Motoki Sawada[3] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST, 3.Hanshin Consultants Co. Ltd.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-11] Seismic reflection survey across the "Tarusaka Fault", Mie Prefecture, Central Honshu.

○Taku KOMATSUBARA[1], Yasuhiro Akinaga[2], Motoki Sawada[2], Masaki Suehiro[2], Tatsuya Terada[3] (1.Geological Survey of Japan, AIST, 2.Hanshin Consultants Co., Ltd., 3.Univ. of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-12] Estimation of the Sumatran fault segments using SITES method

○Tadashi Yamashina[1], Makoto Okubo[1], Takao Tabei[1], Muksin Umar[2], Nazli Ismail[2] (1.Kochi Univ., 2.Syiah Kuala Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S10P-13] Seeking for better source models for near-fault strong ground motion prediction considering shallow structure: An example from the 2016 Kumamoto earthquake

○Kimei Norimatsu[1], Shinji Toda[1] (1.IRIDeS, Tohoku University)

Web Search System for Japan Historical Seismicity

*Yoshiko YAMANAKA[1], Tatsuo USAMI

1. Nagoya Univ.

日本は昔から地震に襲われ多くの被害を出している。しかし地震観測から地震活動がわかるようになったのは20世紀になってからである。明治初頭以前の地震活動を知るには史料に残る地震に関する記事が重要である。宇佐美は多くの古文書を調査し、歴史地震史料の収集を行ってきた。これらは新収日本地震史料シリーズ、日本の歴史地震史料拾遺シリーズにまとめられている。さらに主要な地震被害については『日本被害地震総覧』（東京大学出版会）として刊行されている。今回、宇佐美らによりこれまでに調査された史料から見つけた有史から明治5年までに発生した有感地震のカタログ『歴史地震総表』が作成された [宇佐美・石井,2019] 。これは、有感地震のリストで、いつ、どこでどのくらいの揺れを感じたかが時間順にまとめられている。地震件数は24361件にもおよぶ膨大なものである。『日本被害地震総覧』では主たる被害地震しかわからなかったが、この総表をみればそれらの余震活動が把握できるなど、地震学にとって活用価値の高い資料となっている。

しかしあまりに膨大であることから活用の利便性を考え、今回『歴史地震総表』の検索システム (http://wwwevrc.seis.nagoya-u.ac.jp/sohyo/)を構築した。総表としての活用を考え、検索期間、有感地点名を検索項目とした。また一般的には有感地点名を指定することは難しいので、都道府県名からも検索ができるようにした。今後いろいろ活用しつつ検索項目の追加や改良を行う予定である。

総表では震度がどの史料で判断されたのかはわからないが、地震史料検索システムを活用する事で概ね検討をつけることができる。これまで我々は新収日本地震史料シリーズ、日本の歴史地震史料拾遺シリーズにまとめられている史料について史料検索システム(http://wwwevrc.seis.nagoya-u.ac.jp/HistEQ/)を構築してきた（山中, 2015)。これらの史料集は収集時期毎にまとめて刊行されており、索引がないため１つの地震についての史料がどの刊行物にあるかはこれらの史料を熟知した研究者しか使いこなせなかった。史料検索システムでは日時や地震名、史料名などから検索可能である。まだデータベースが不完全ではあるが、歴史地震を研究した文献資料検索もここからできるようにしてある。またもう少し一般向けに『日本被害地震総覧』に載っている地震についてその震央情報を用いて地図から地震を検索できるシステム (http://wwwevrc.seis.nagoya-u.ac.jp/HistEQMap/)も構築している。

今回宇佐美による歴史地震史料調査成果については様々な形で検索し活用できるようにしたが、これまでまとめられた史料集が発行された後も史料は見つかっている．また最近では多くの研究者が調査を行い、今でも新たな史料が発見されている。今後の歴史地震研究への活用を考えるとデータベースの一元化が重要であり、それをどのように実現していくか、また、継続的に維持管理していく方法なども今後の大きな課題である。

なお宇佐美による総表の印刷物をご希望の方は越後智雄氏 (echigo@kankyo-c.com) までお問い合わせ下さい。

© 日本地震学会

Historical Materials on Earthquakes Contained in Osawa-Family Honganji Documents

*Takashi Hirai[1]

1. Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University

1. はじめに
2020年1月, 岐阜県在住の大沢喜久氏宅にて, まとまった量の安政東海・南海地震および安政江戸地震に関する史料が発見された. 保存されていた状態と内容から, 西本願寺とそれに関係する寺院・人物により書き留められた記録を集めて綴じたものであることが分かる. 本稿では, これらの文書を仮に「大沢家本願寺関係文書」と呼ぶこととし, その概要と調査状況について報告する.

2. 大沢家本願寺関係文書
大沢家では, かつて, 古紙を仕入れて紙漉き業者へ原料として卸すとともに, 仕入れ品の内容によっては史料として売却することを業務とする会社を経営していた. 本稿で紹介する大沢家本願寺関係文書は, その時期に大沢家が仕入れたもので, 売却せずに手元に残していたものであると考えられる. このたび, 現当主の大沢喜久氏の厚意により, そのうちの地震関係の記録をデジタル画像化することができ, 名古屋大学において内容調査を行うこととなった.
文書全体としては, 西本願寺とそれに関係する寺院・人物にかかわる記録を集めたものである. そのため, 地震の記録に限ったものではなく, 将軍家へ進上した品々の記録なども存在している. 地震関係では, 1854年の安政東海・南海地震に関する記録「諸国地震並津浪一件」（図1）一番から四番までの4冊と, 1855年の安政江戸地震に関する記録「江戸地震大火一件」（図2）一番・二番の2冊があり, 総計400枚ほどの量がある. 大沢家所蔵の文書の一部については, 岐阜県歴史資料館において目録が公開されているが, 大沢家本願寺関係文書に含まれるものに関しては記載がなく, 新出と考えられる.
詳細な内容把握と分析は今後の課題となるが, 現時点で解読できている部分については, 安政元年十一月四日（1854年12月23日）の安政東海地震発生の直後から数日間にかけて交わされた手紙が主体である. 差出人と宛名からは, 西本願寺と大阪津村御堂（北御堂）や摂津・大和の末寺との間のやり取りであることが分かる. 大阪所在の筆者による手紙では, 寺院の損傷状況に加えて, よく知られた道頓堀への津波の遡上に関する話題が頻繁に出現している.

3. 課題
今後, 大沢家本願寺関係文書についての目録作成と内容把握を進めるとともに, 史料の信頼性や既出史料への引用の有無などについても調査を行う予定である.

謝辞
大沢喜久氏には, 大沢家本願寺関係文書の閲覧とデジタルスキャニングを許可いただき, 心より感謝申し上げる. 京都大学の中西一郎名誉教授と名古屋大学の石川寛准教授には, 大沢家に関する情報を提供いただくとともに, 大沢氏との面会の機会を作っていただいた. 名古屋大学の山中佳子准教授には, 大沢家本願寺関係文書のデジタルスキャニングに係る費用を拠出いただいた. また, 大沢家本願寺関係文書の解読にあたっては, 名古屋大学減災連携研究センター古文書勉強会の協力をいただいた. それぞれ, ここに記して感謝の意を表する.

© 日本地震学会

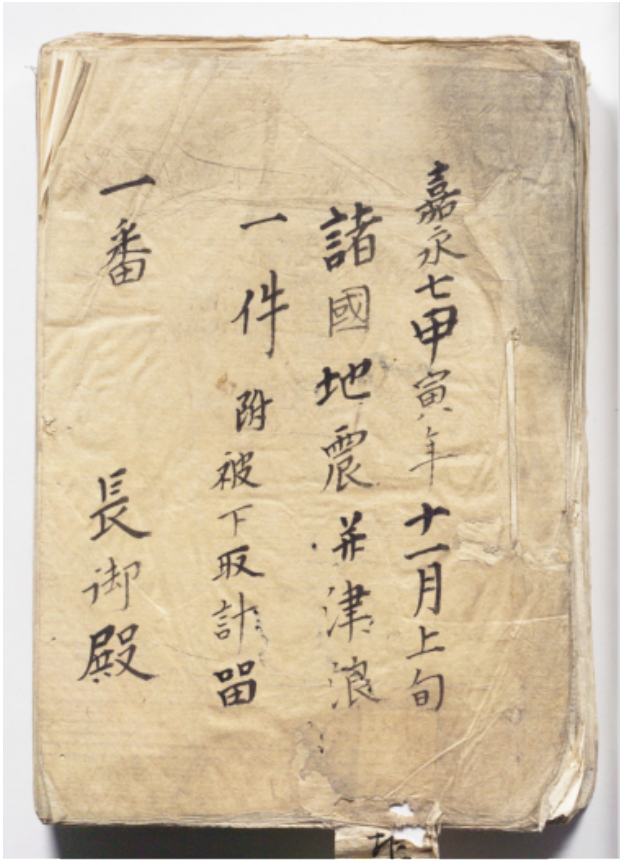


図１　諸国地震並津浪一件

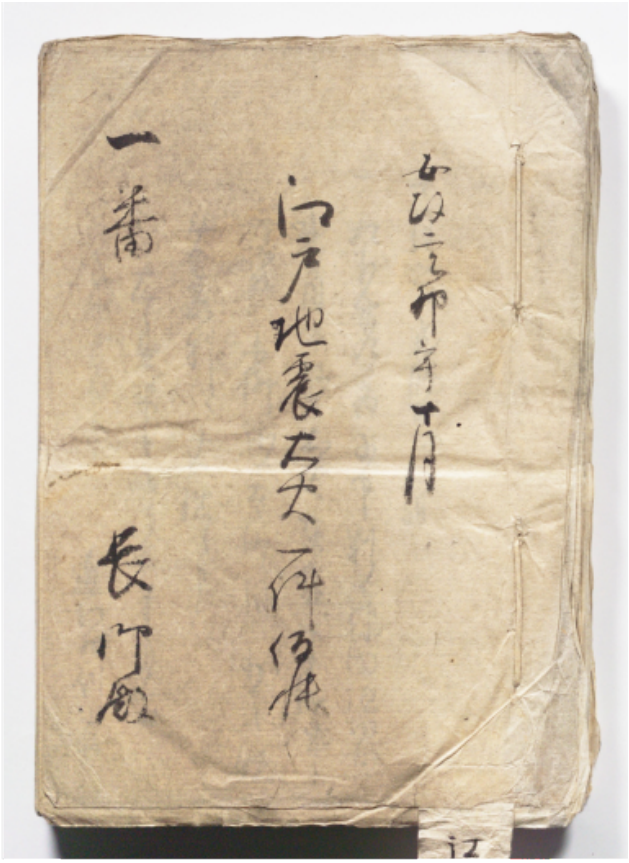


図２　江戸地震大火一件

© 日本地震学会

Characteristics of Building Damage and Factors of Human Damage in the 1830 Bunsei Kyoto Earthquake

*Junzo Ohmura[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

文政十三年七月二日(グレゴリオ暦1830年8月19日)に発生した文政京都地震は，M6.5±0.2とされる内陸地震で，愛宕山付近が震央と考えられる．大邑(2019)では震央から離れた京都盆地東縁部に人家の倒壊が多いことを指摘し，盆地東縁を限る桃山断層の影響および，1788年の天明大火で焼失を免れた古い建物郡に被害が集中した可能性を指摘した．

一方，分析史料を限定していたこともあり，被害の集中を示す根拠となる記録の数が少なく，その信憑性にも疑問が残る状況であった．そこで本研究では史料の分析対象を見直して，盆地東縁部の被害状況を記す記録を見出し，これを検討することとした．また同時に人家以外の建物被害の状況も再確認し，建物被害と関係が深いと考えられる人的被害の発生要因についても検討した．

本地震では土蔵の被害が大きく，人家の被害はこれに比して少なかったとされている[宇佐美・他(2013)]．洛中で無事な土蔵は少なく，人々が逃げようとした所に落ちてきた鉢巻(土蔵の上部の名称)や土蔵の庇，瓦に当たって即死・負傷したとする記録が多数みられる．また「土蔵別て当りきびしく，元来貴地とちがひ火災稀なる土地故に，自然土蔵の普請抔麁末成故に候哉，十に八，九は壁土を不残ふるひ落し候て，鳥籠のごとく成たるが多く候よし，家居は倒候処，千軒が一軒にも不当よし，損じ候は十軒が十軒とも、大小破損せざるはなし」(「兎園小説拾遺」)と，土蔵の8～９割に被害が発生したのに対し，人家の倒壊は非常に少なかったとの記録がある．その他に「怪我人死人も，京中にて凡百七八十人計と申事に御座候，多くは石燈龍に当り，又は蔵の下に相成，互に押れ横死致し，怪我人は中々数相知不申由」(「宝暦現来集」巻之十九)との記録もあり，石灯籠の倒壊など人的被害は建物被害以外の要因でも発生していた．

このように人家の倒壊被害が少なかったと推測される状況においても，局所的に人家の倒壊が集中する地域が存在する．その中でも京都盆地東縁部の伏見街道では，一ノ橋(現・京都市東山区本町10丁目付近)から方広寺前までの間などで多くの人家が倒壊したとの記録がある(「京都地震実録」飛脚小和田屋書状)．今回新たに同様の記録2件を検討した．ひとつは「視聴草(民基々郡散)三集之十」所収の「洛陽よりのふみ宛所なし七月十九日認」である．これによると「一，町家にて家立並故か損すくなく候得とも又筋により家の倒れ候事も夥しく御座候，伏見稲荷より五条迄家の壊れ三四十軒，半くたけハ数しれぬと申候、是にて知るへし」とあり，伏見稲荷から五条までの間の伏見街道と思われる区間で人家に被害が集中した．“町家は立ち並んでいるためか被害が少ないが，筋によっては倒壊する”と述べていることも興味深い．

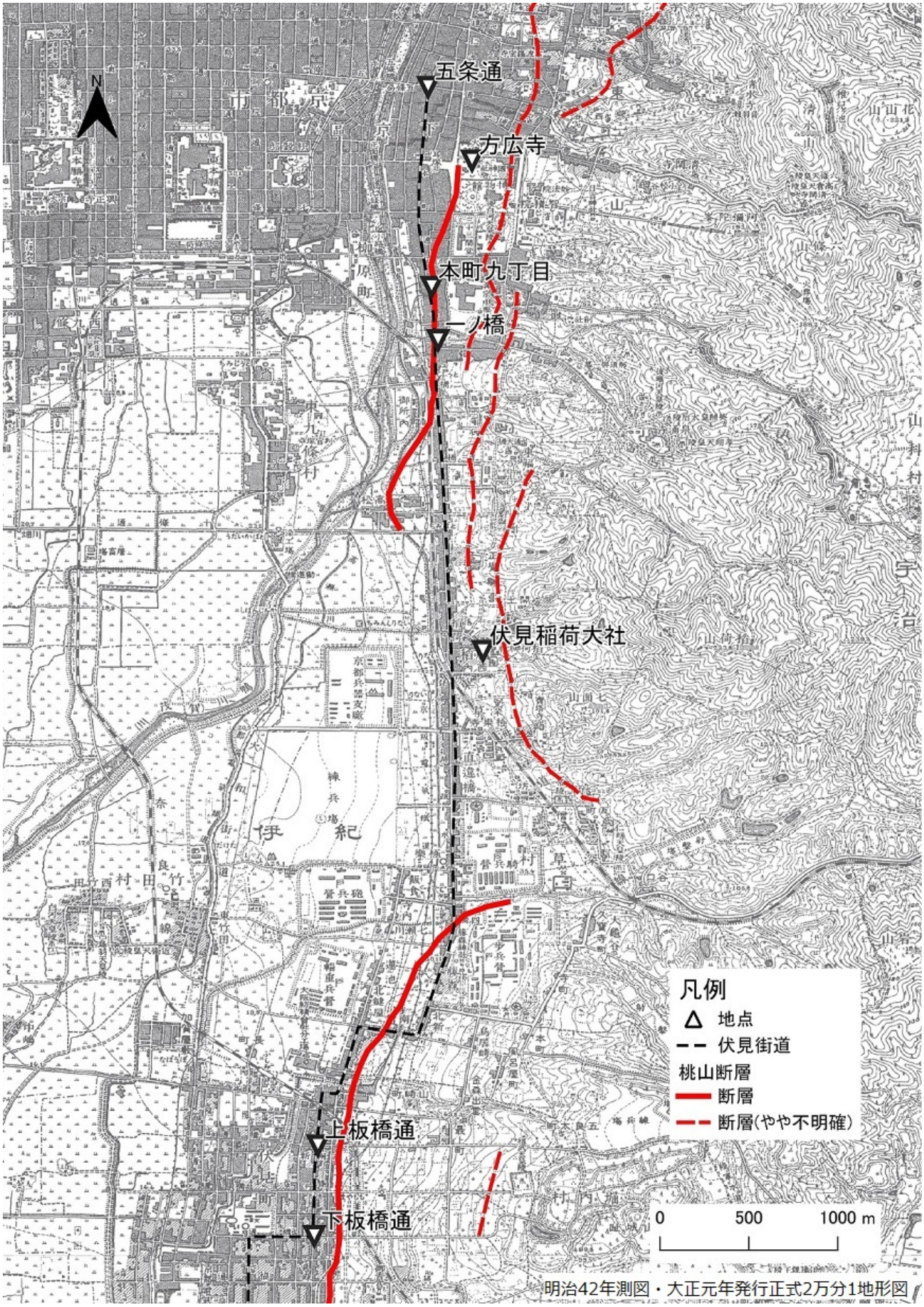
さらに京都市歴史資料館所蔵の鳩居堂文書「地震状　下書」(『新収日本地震史料』続補遺別巻所収)には「伏見海道九丁目并五条大宮町古家数十軒将基たほしニ押崩れ申候」とあり，現・京都市東山区本町9丁目付近で古い家が将棋倒しに倒壊したとある．これは先述の一ノ橋に北接する地域である．また同史料には「古家の天明火災ニ残りし洛外端々の麁家多分崩れ申候，此為ニ老人抔押うたれ相果申候，折節行水時故裸身の処へ空より土蔵の大輪砕塊となりて土の大かたまり落て即死いたし候，家根の瓦落て頭上ゟあたり血を出し候者夥敷候」とあり，天明の大火で焼け残った古い建物郡に被害が発生したと述べている．

以上のように，数点の異なる史料に類似した記述があることから，盆地東縁部の伏見街道に沿った地域で人家の集中的倒壊が発生したと考えて良いように思われる．当時は街道沿いに細長く市街地が形成されており，被害分布が街の広がりに制約を受けていると考えることもできる．しかしより震央に近い洛中であっても人家の倒壊は少ないという状況を考えると，単純に市街地の広がりのみで被害分布を説明することは難しい．人家の

© 日本地震学会

集中倒壊の原因が盆地端部構造による地震波の増幅といった自然的要因なのか，大火を免れた古く耐震性の低い建物郡に被害が集中したという社会的要因であるのか，もしくはその両方が重層的に関係しているのかの検討は今後の課題である．

© 日本地震学会


五条通
方広寺
本町九丁目
一ノ橋
伏見稲荷大社
上板橋通
下板橋通
凡例
地点
伏見街道
桃山断層
断層
断層(やや不明確)
0
500
1000 m
明治42年測図・大正元年発行正式2万分1地形図

© 日本地震学会

The November 4th, 1856 earthquake probably did not cause serious damage in the Tokorozawa and Kumegawa

*Tomoya Harada[1]

1. None

安政三年十月七日（1856年11月4日）に発生した地震（1856年地震）の被害ついて，『日本被害地震総覧』（宇佐美･他，2013；以下，『総覧』）では「久米川（東京都）で家屋倒壊15」と記載されている．これは，旧版『所沢市史』（所沢市史編纂委員会編，1957）の付録年表の出来事「安政丙辰　三年　大地震所沢ニモ大被害アリ久米川倒壊家屋十九家所沢ニテ挙金見舞ス（家蔵）」に基づいている．よって，『総覧』の倒壊家屋数は誤りで，所沢でも大被害があったことが分かる．文科省･地震研（2015）によれば，この出来事の典拠は不明で，新版『所沢市史』（所沢市史編さん委員会，1991，1992）には1856年地震の記述はない．さらに，近隣自治体の自治体史にも所沢･久米川の被害についての記載がない．家屋倒壊があった久米川村（現東村山市，図）が被害の中心と思われるが，北に約2km離れた所沢でも大被害が生じたので，久米川，所沢付近を中心とする半径数kmの範囲で大小の被害が生じたと考えられる．そこで，本研究では，1856年地震による久米川･所沢の被害，あるいは史料が記述された地域の被害が同時代史料に記録されているのか調べた．

「指田日記」は，中藤村（現武蔵村山市，図）の指田摂津正藤詮による日記であるが，十月七日に「五ッ半時地震、夜風」とあるのみで，被害記述はない．さらに，十月十八日に「所沢に行く」とあるが，所沢の被害記述はない．「公私日記」は，所沢･久米川よりやや離れた柴崎村（現立川市，図）の名主鈴木平九郎による日記であるが，十月八日に「昨七日朝五ッ時頃地震天水桶を震りこほし（中略）御府内ハ此辺ら強よし也」とある．立川よりも江戸の揺れが強かったという記述は注目されるが，所沢･久米川の被害記述はない．蔵敷村（現武蔵村山市，図）内野家の「里正日誌」，後ヶ谷村（現東大和市，図）杉本家の「御用日記」についても，1856年地震に関する記述は一切ない．

また，所沢市，東村山市，小平市の収蔵史料目録（所沢市史調査資料（所沢市史編さん室，1975～1997），東村山市史調査資料第（東村山市史編さん室，1993～2005），小平市古文書目録（小平市中央図書館，1979～2015））を調べたところ，安政二年江戸地震（1855年地震），安政三年台風（1856年台風）に関する史料は存在するが，1856年地震に関する史料は発見できなかった．久米川村に接する廻り田村，小川村の「御用留」を調べたところ，1855年地震，1856年台風に関する廻状や触書，1856年台風の被害書き上げは記載されているが，1856年地震に関する記載はなかった．

「本宅普請建上屋根造作覚帳」は，所沢と久米川の中間付近（所沢より南西に約1km）にある平塚家旧宅（現所沢郷土美術館，図）の普請に関する嘉永六年（1853年）から約6年間に及ぶ諸出費の覚書であるが，1855年地震，1856年台風による被害は詳しく記述されており，その被害の補修費用も記載されている（平塚，1984）．安政三年十月二十一日には，久米川の瓦屋への1856年台風で破損した棟瓦26枚分の支払いが記載されている．しかしながら，1856年地震による被害記述はない（平塚，1984）．
全ての同時代史料について調査できていないが，1856年地震による所沢･久米川やその周辺の被害記述は一切発見できていない．渡邊（2010，2013）によれば，江戸時代の武蔵国では定期市が広範に展開して市場網が形成されており，多摩地域の多くの村々が所沢を最寄りの定期市として利用していた．したがって，所沢における地震被害の情報が各村の名主等に伝わっていないとは考え難く，むしろ，同時代史料は，1856年地震による所沢･久米川の被害がなかったことを積極的に支持する．そこで，旧版『所沢市史』の付録年表に立ち返って確認したところ，1856年地震に関して，付録年表には大きな不備があることが分かった．まず，付録年表には，所沢に対して多少なりとも被害を与えた1855年地震，1856年台風が記載されていない．さらに，付録年表の他の出来事には日付が記載されているが，1856年地震には日付がない．一般に，日付のない出来事の信憑性は低い．なぜなら，日付の情報がない信頼性の低い典拠に基づいているからである．した

© 日本地震学会

がって，付録年表の1856年地震は，編集者の誤りか信頼性の低い典拠に基づいていると考えられ，同時代史料にも一切記述がない1856年地震による所沢･久米川の被害はなかったと考えられる．江戸･神奈川の小被害や震度分布から，1856年地震は，2005年7月23日千葉県北西部地震（M6.0）と同様の地震である可能性，すなわち，1855年地震の最大クラスの余震である可能性がある．

© 日本地震学会

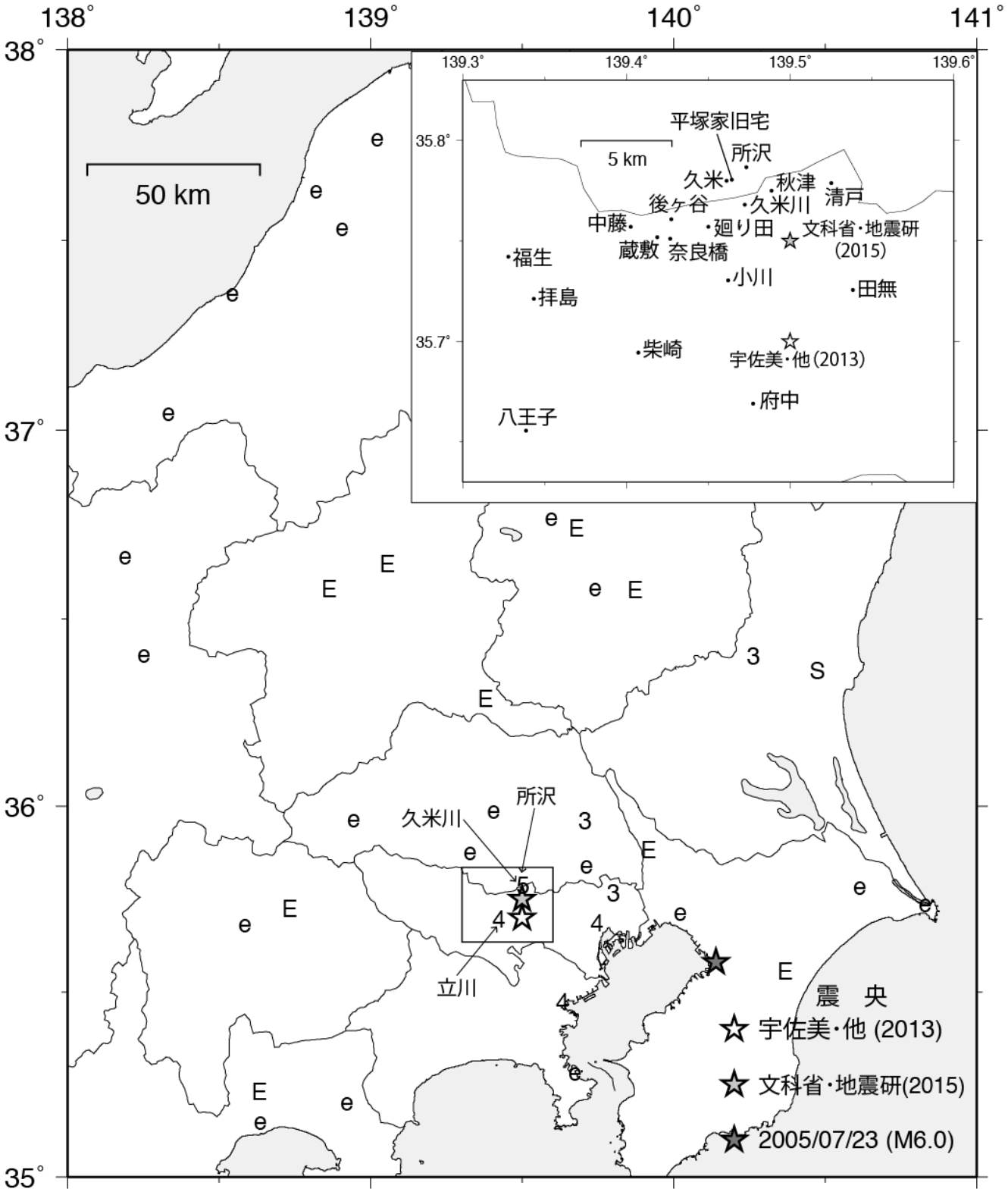


図. 1856年11月4日の地震による揺れ・震度の分布図. 単独数字：気象庁震度, S：強地震, E：大地震, e：地震. 矩形は挿図の範囲を示す. 挿図は所沢付近の拡大図.

© 日本地震学会

The January 11th, 1859 Iwatsuki earthquake was not a damaging earthquake

*Tomoya Harada[1], Akihito Nishiyama[2]

1. None, 2. Historiographical Institute, The University of Tokyo

既刊地震史料集の所収史料によれば，安政六年二月五日（1859年3月9日）に，先だっての領内の地震（「先達而領分地震」）によって岩槻城の本丸櫓や多門その他が大破（「居城本丸櫓、多門、其外所々大破」）したので借財を幕府に願い出ていた岩槻藩に対して，金千両の貸下が承諾されたとある．宇佐美（1987）は，「先達而領分地震」を安政六年二月五日の直近に発生した地震と解釈し，安政五年十二月八日（1859年1月11日）の岩槻付近を震央とするM≒6.0の地震であるとした（図）．したがって，この地震は，“1859年岩槻の地震”と呼称されることが多い．また，文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所（2015）は，茨城県南西部の深さ約50 kmを震源とするM6.0の地震としている（図）．宇佐美（2010）は，岩槻城の被害から岩槻での震度を5強と推定している．しかしながら，この地震では，埼玉県東部を中心として広範囲に，“大地震”，“強地震”という強い揺れが記録されているが，岩槻周辺あるいは推定された震央付近では，強い揺れやそれによる被害の記録は他に確認されていない（図）．例えば，岩槻城の南東約3 kmの黒谷村杉崎家の「万代記録帳」には，この地震に関する記述がない．また，『岩槻市史』，『新編 埼玉県史』などの岩槻とその周辺における自治体史にも，この地震に関する記載は一切みられない．

一方，上記の自治体史の大岡氏時代における岩槻藩政史の章には，「安政二年（一八五五）の地震で岩槻城の本丸櫓や城門などを破損した。この修復資金の欠如から幕府に拝借金を願い出たが、幕府は、国事多難な折から容易にこの願いをとりあげようとせず、安政四年金千両の貸下を許した。」と記載されており，『新編 埼玉県史』では「諸案文写」という史料が引用されている．貸下を許されたのは「安政四年」と記載されているが，『続徳川実紀』，『武州岩槻藩大岡家史料』（大村･原，1975）などには，安政四年に該当する記述がない．したがって，上記の「安政四年」は誤りであり，安政六年二月五日に貸下が許されたと考えられる．すなわち，前述の「先達而領分地震」は1855年安政江戸地震であり，岩槻城の被害はこの地震によると考えられる．そこで本研究では，埼玉県立文書館に所蔵されている「諸案文写」の調査を行った．なお，「諸案文写」は既刊地震史料集には未所収である．

「諸案文写」（埼玉郡岩槻町河内正家文書16～18）は，天保十五年（1844年）～明治四年（1871年）にわたる岩槻藩の公文書や書状の写しをまとめた史料であり，記主は，岩槻藩主大岡家の家臣で江戸藩邸において右筆や勘定方などを勤めていた河内惣次郎豊房である．岩槻藩による借財願いの書状は，「公儀江上ら願書之写左之通」（上様より御公儀への願書の写しは左の通り）として書写されている．書状の日付は，安政二年十月廿五日（1855年12月4日）で，安政二年十月二日（1855年11月11日）の安政江戸地震から約20日後に書かれたことが分かる．書状では，安政江戸地震による岩槻城や城下町などの被害（岩槻城の土居，塀，櫓門，住居，本丸，二ノ丸，三ノ丸の役所，土蔵その他まで潰れ破損した；城下や藩内では潰家，破損や大破した家が夥しかった；水除け堤防の数ヶ所が決壊し，数ヶ所の橋が破損した；地割れが生じ，砂などもが噴き出して往来に差し支えが生じた；街道や作場道に地割れが数十ヶ所できて，田畑の被害も多かった；日光御成道も橋が被害を受け，岩槻宿では，本陣や脇本陣を始めとする宿が大破したので，通行者の宿泊に差し支えが生じた）が記述されている．そして，岩槻と江戸藩邸の被害に対する修復費用や異国船に備えた海防費用により財政が厳しくなったため，金三千両の借財を願い出ている．一方，安政五年十二月八日の地震後には，同様の借財願いの写しなどの史料記述は一切みられない．
したがって，安政江戸地震による岩槻城その他の被害の修復費用などに当てるために三千両の借財を願い出た岩槻藩に対して，安政六年二月五日に，千両の貸下が認められたことが分かる．そして，安政五年十二月八日の地震は，岩槻や他の地域にも被害を与えていないために被害地震ではなく，この地震を“1859年岩槻の地震”と呼称すべきでない．以上のことは，黒谷村杉崎家の「万代記録帳」を始めとする他の史料に，安政五年

© 日本地震学会

十二月八日の地震による岩槻の被害を示唆する記述が確認されていないことからも支持される．「諸案文写」の記述から，安政江戸地震によるこれまで知られていなかった岩槻の被害が明らかになり，その震度は宇佐美（2010）による5強よりも大きい可能性（6弱～6強）がある．

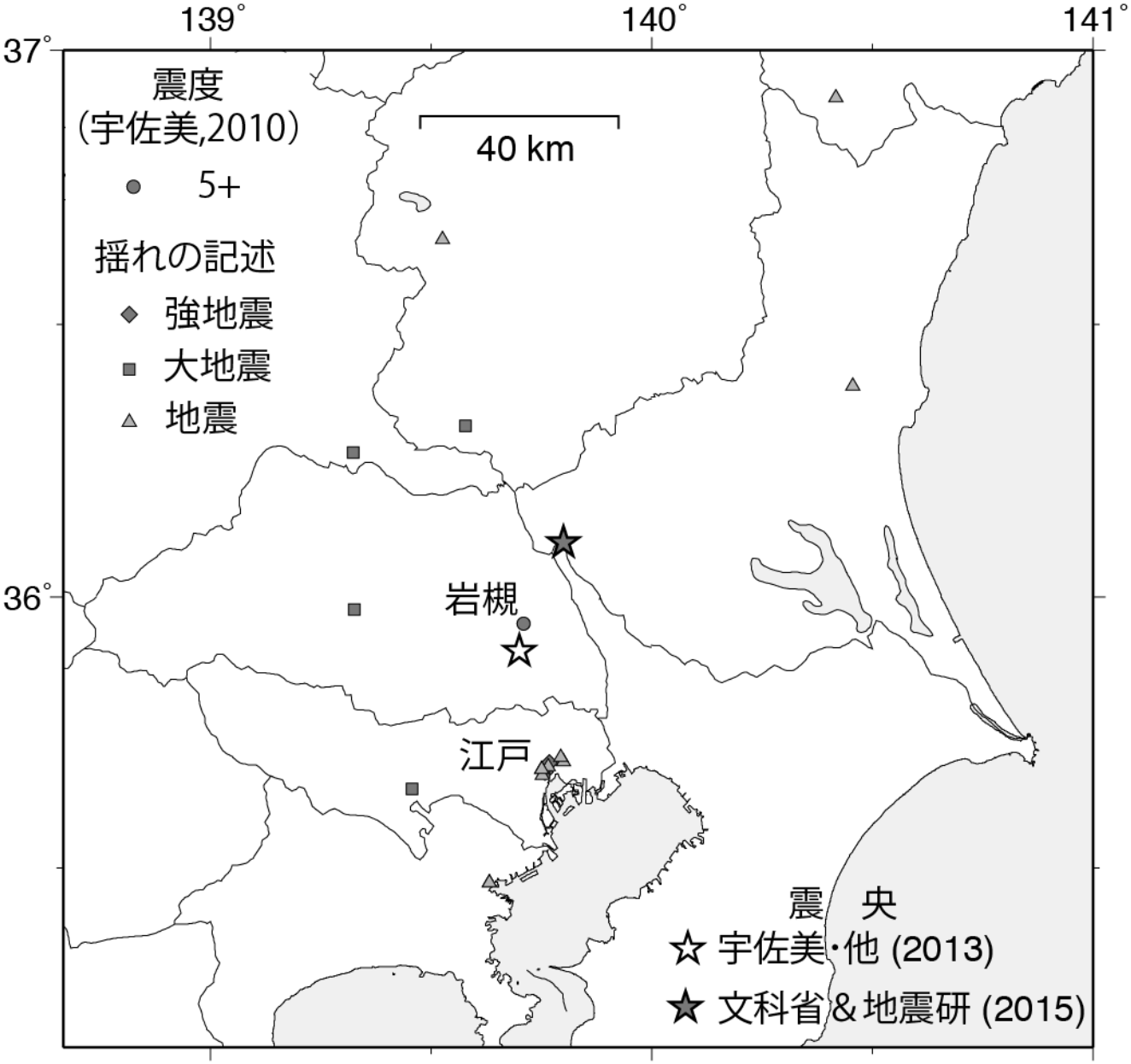


図. 安政五年十二月五日（1859年1月11日）の地震による揺れ・震度の分布.

© 日本地震学会

Damage and Source Fault of the 1909 Anegawa Earthquake

*Norika YAMAMURA[1], Naoji KOIZUMI[2], Mamoru NAKAMURA[3]

1. Disaster Reduction and Human Renovation Institution, 2. School of Environmental Science, Univ.Shiga.Prefec., 3. Faculty of Science, University of the Ryukyus

§1. はじめに

姉川（江濃）地震は，1909年8月14日に発生した局地的な中規模の地震である．滋賀県から岐阜県にかけて被害をもたらし，姉川流域の村落に全壊率60%を超えるような大被害を与えたほか，数多くの液状化現象（噴砂・噴水）や伊吹山の大規模な崩壊などが発生した．

この地震については，近江國姉川地震報告［滋賀県彦根測候所（1911）］や江濃地震報告［岐阜県岐阜測候所（1910）］，震災予防調査会報告第69号・第70号［震災予防調査会（1910）］など，当時の地震被害を詳細に記した調査報告が多く残されており，被害状況がよくわかっている．

しかし，詳細な調査が実施されたにもかかわらず，断層破壊が地表面まで達していなかったため，震源断層については断定することができず，現在も不明である．当時の調査による結論では，鍛冶屋断層によるものと解釈される．

本研究では，これらの調査報告などから得られる地変・被害とその分布などの情報をもとに，詳細な地震像を明らかにし，被害を合理的に説明できるような震源断層を推定する．ここでいう地変とは，液状化現象・津波・地下水の変化をさす．

§2. 液状化現象による被害

姉川地震による液状化現象（噴砂・噴水）が発生した地点は，若松（2011）によると120箇所にものぼる．滋賀県内における大規模な噴砂は姉川河口周辺の３箇所のみで，残りはほとんど岐阜県（大垣市や岐阜市など）に集中している．これらの地点の地盤は，地下水位が高く，砂（粒径0.075～2mm）を多く含む地層が多く分布していることから，液状化現象が発生しやすい条件が揃っている地盤である．そのため，これらの条件に，強い地震動の揺れが加われば，液状化現象が発生してもおかしくない地点であるといえる．

§3. 津波による湖面の変化

震災予防調査会（1910）によると，「下流湖岸ニ蒞メル泥州ノ中東西二百間南北二町餘ハ大震ノ震動中湖水面下ニ陥没シ＜中略＞高サ數尺ノ波浪押シ寄セタリシ」と記されており，琵琶湖湖岸に数尺の津波が押し寄せたことがわかる．

津波が引き起こされる原因として，断層運動と湖底地すべりが考えられる．断層運動の場合，鍛冶屋断層に長さ20km, 幅20km, すべり1mの横ずれ断層を置き，地震発生から30分間の最大水位を計算した。その結果，湖の北部で最大津波波高が10cm程度みられた程度で，姉川河口周辺で顕著な水位の変化はなく，調査報告の記述と一致しなかった．

一方，湖底地すべりの場合，姉川河口の北側と南側の2箇所にそれぞれ地すべり域を設定して計算したところ，どちらの場合でも姉川河口周辺で波高が約1mと局所的に高くなった。このことから，一定規模の地すべりが起こった場合，被害報告にある数尺の津波が引き起こされうることが判明した．なお，地すべりのスケールは400mで，初期波高分布はWatts et al. (2005)を使用している．

参考文献

© 日本地震学会

岐阜県岐阜測候所，1910, 江濃地震報告.
関西ライフライン研究会，1995，明治以降関西地域の地震と被害，47-65.
滋賀県彦根測候所, 1911, 近江國姉川地震報告.
震災予防調査会, 1910, 震災予防調査会報告第69号・第70号.
若松加寿江，2011，日本の液状化履歴マップ　745-2008, 東京大学出版会.
Watts et al., 2005, J. Water. Port, Coast, Ocean Engineer., 298-310.

© 日本地震学会

The 1092 event was possibly a meteorological disaster caused by a massive typhoon

*Tomoko GOTO[1], Ryoichi Nakamura[1], Takeo Ishibe[2], Satoko Murotani[3], Kenji Satake[1]

1. Earthquake Research Institute, the Univ. of Tokyo., 2. Association for the Development of Earthquake Prediction, 3. National Museum of Nature and Science

『新収日本地震史料（第1巻）』（以降、「新収」）には、1092年（ユリウス暦：1092年9月7日、グレゴリオ暦：1092年9月13日）（寛治六年八月三日）に越後で地震・津波が発生したとする史料が複数、掲載されている。『日本被害地震総覧599-2012』（宇佐美・他，2013）では、［柏崎～岩船間の沿岸，海府浦・親不知大津波におそわる．「地震」とあるいう古記あるも、地震の状況を記した古記録未発見．疑わしい．］としている。本研究では、寛治六年八月三日に地震や津波があったのか否か、史資料の悉皆調査による史料学的検討を行い、この事象が大風（台風）であったと解釈する方が妥当である事を指摘する。
この事象が地震津波であったとする主たる１次史料として、新収『新収日本地震史料（第1巻）』に掲載されている「越後国式内神社考証」ならびに「紫雲寺新田由来記」がある。「越後国式内神社考証」は、「古代・中世の地震・噴火史料データベース」（石橋・古代中世地震史料研究会，2011）に史料等級C（明治時代以降に作成・刊行された記録・文書等。一部に理学的な調査報告書等を含んでいる。）の史料として収録されている。史料には、『（前略）寛治年間、地震大津浪ニテ、寺泊辺ヨリ角田浜新潟辺マデスベテ変地セシ砌、赤塚村民家モ、当今ノ地ニ転居シテ、船江神明ト民家ト遙ニ隔レル故、居村ノ伊邪那岐社自然鎮守神ノ如クニナリ、後吉田家ヨリ赤塚神社号ノ許可ヲ得テ氏神ト致シ候（後略）』と寛治年間に地震大津浪があった事が記述されているが、その詳細は不明であり、日付に関する記述もない。
「紫雲寺新田由来記」は、江戸時代の干拓により新田開発が進められた旧塩津潟（紫雲寺潟：現在の新潟県新発田市紫雲寺地区および胎内市塩津地区）の由来を記した史料である。新収に『海蔵寺住職快秀附記して曰く七十三代堀川院寛治六年戊辰年大津波大地震蒲原岩船陸地となる』と附記があるが、上述の史料と同様に日付に関する記述はなく、干支についてもい。なお、寛治六年の干支は壬申であり、戊辰は寛治二年のことである。 越中・越後等では貞観五年六月十七日（ユリウス暦：863年7月6日、グレゴリオ暦：863年7月10日）の大地震発生が「日本三代実録」に記録されており、この大地震と寛治六年八月三日の大風・大波（高潮）が混同され、大地震大津波とされた可能性も否定できない。
この事象の発生日には、諸国において甚大な気象災害が発生した事が記録されている。例えば、一方、同時代史料である「扶桑略記」には『寛治六年壬申（中略）八月三日甲寅，大風，諸國洪水。高潮之間，民烟田畠多以成海。百姓死亡，不可稱計。伊勢太神宮寶殿一宇，并四面廊等，皆為大風顛倒』とあり、大風（台風）により、伊勢神宮を始めとする諸国で洪水や高潮が発生した記述はあるが、地震津波に関する記述は見当たらない。また、「勘仲記」（鎌倉時代後期の公卿藤原兼仲による日記）の弘安十年二月三日ノ条には、『寛治六年八月五日（中略）親定朝臣言上云、今月四日、二宮禰宜等書状云、為今朝大風、太神宮西宝殿傾倒、其角瑞垣同傾倒、自余御門殿舎等傾倚　四面玉垣荒垣等並損、又豊受宮外幣殿、瑞垣御門、四御門並齋王御輿宿、庁舎等皆傾倒者』とあり、同様に大風による被害記述に限られる。更に『十三日祭主親定言上　去四日大風太神宮西賓殿豊受宮東西賓殿傾倒』（「十三代要略」）と、こちらも大風の記述に留まる。
8～9月は一年を通じて最も台風の発生数ならびに上陸数が多い時期にあたり、死者・行方不明者数5000名以上の甚大な被害を生じた1959年（昭和34年）台風15号（伊勢湾台風）は９月26日夕刻に紀伊半島先端に上陸後、本州中部を縦断し富山～新潟県沖へと抜けていった。寛治六年八月三日の事象が地震津波であれば、何らかの震動（揺れ）やそれによる被害に関する記述が期待されるが、そういった記述が残されていない事から、この事象が地震であったとする明確な根拠はない。残存する史料が限られているが、これらの検討によれば、寛治六年八月三日の越後における事象は地震津波ではなく、むしろ伊勢神宮を始めとする諸国に被害を及ぼした大風（台風）による大波（高潮）であった可能性が高いと結論付けられる。

謝辞：本研究は、文部科学省受託研究「日本海地震・津波調査プロジェクト」の一環として実施されまし

© 日本地震学会

た。記して感謝いたします。

© 日本地震学会

Evaluation of the 1707 Hoei earthquake tsunami observed in Nagasaki Port.

*Makoto NEMOTO[1]

1. OYO Corporation

1707年宝永地震では、当時の長崎港で津波が観測され、複数の歴史史料に記録が残されている（例えば、都司ほか, 2014）。歴史史料「日新記」によれば、地震から3時間後に潮位の変化があり、7～8時間後に最高水位に達して、沿岸の道路や蔵が浸水している。
本研究では、1707年宝永地震における長崎港の津波の再現計算を行い、歴史史料の記録と比較を行った。断層モデルは、Furumura et al. (2011)のモデルを用い、東北大学の津波計算コード「TUNAMI」を用いて津波シミュレーションを実施した。なお、長崎港の地形状況は1707年宝永地震当時と現在では大きく異なっているため、計算に用いる地形データは旧版海図や1700年頃の推定海岸位置の資料に基づき設定した。津波シミュレーションの結果、歴史史料の記述内容を良く説明する津波の時系列波形を得ることが出来た（図1）。津波シミュレーションで最も水位が高くなるのは地震発生から約7時間後だが、この時間がちょうど満潮に重なっており、最高水位はT.P.+2.3m程度と推定される。一方、都司ほか（2014）は蔵への浸水が生じた長崎港新地（1702年に築造された埋め立て地）の地盤高を現地測量に基づき2.6ｍ、浸水高を3.1ｍと推定しており、本計算で得られた最高水位T.P.+2.3ｍはそれよりも低い。しかし、地盤標高は近代の埋め立てにより変化しており、長崎市埋蔵文化財調査協議会（1996）の発掘調査では、新地築造当初の遺構と推定される蔵の敷石の標高はおおよそT.P.+2.0mと測量されている。そのため、今回の計算で得られた最高水位T.P.+2.3mは、歴史史料に記載されている蔵への浸水と矛盾せず、妥当と考えられる。
ところで、近世以降の南海トラフの巨大地震としては、1707年宝永地震の他に1854年安政南海地震、1946年昭和南海地震が発生しているが、両地震では長崎港での津波は報告されていない。この理由を確認するため、長崎に大きな津波をもたらす波源の分析を行った。具体的には、南海トラフに長さ100km、幅50kmの矩形上の津波波源を網羅的に設定して、津波シミュレーションを行い、長崎港における最高水位を比較した。その結果、豊後水道南の日向灘沖に波源が位置する場合に、長崎港で津波が特に大きくなることが分かった。Furumura et al. (2011)は、大分県佐伯市龍神池の津波堆積物に基づいて1707年宝永地震の波源が日向灘沖まで達していることを示しているが、本分析の結果はこれと調和的である。

© 日本地震学会

津波シミュレーション結果

① 六つ半（午後7時頃）に潮が満ち、八朔頃の大潮（約1.50m）よりも一尺余りも高くなって間もなく引いた
→ 計算値は1.85 mであり整合する

② 五つ過ぎ（午後8時）に潮が満ち、新地蔵が浸水
・新地の地盤標高＝2.0m
→ 計算値は約2.3 mであり、矛盾しない

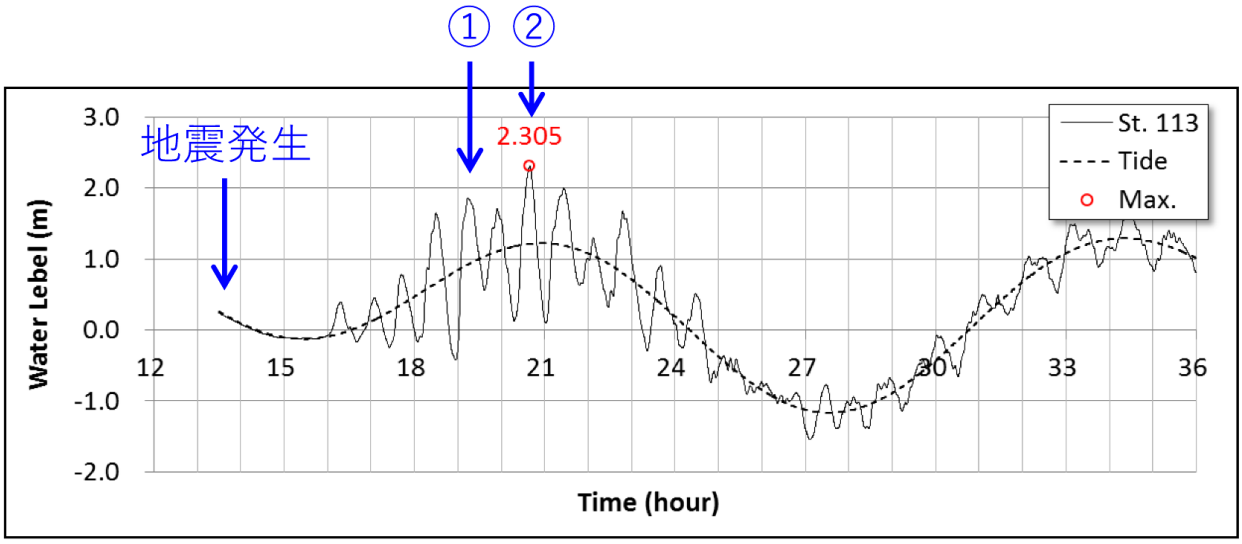


図. 津波シミュレーションで得られた長崎港の津波波形
地震発生時間を1707年10月28日13:30と仮定し、当日の潮汐を加算

© 日本地震学会

Discussion on a tsunami struck Chosa villege accompanied with the 1914 Sakurajima earthquake

*Reiji KOBAYASHI[1]

1. Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University

1. はじめに
1914年1月12日10時過ぎ，桜島の大正噴火と呼ばれる噴火が始まった。噴火開始から約8時間後の18時28分頃，噴火が継続している中，マグニチュード(M)7.1の地震が発生した（以降，1914年桜島地震と呼ぶ）［例えば，今村 (1920)，Omori (1922), 宇津 (1979)］。この地震の震源断層についてはまだよく分かっていない。

この地震では津波も観測されている［例えば，長谷川謙 (1914), Omori (1914)］。このことは震源断層が海域に存在している可能性を示す。震源断層の位置についてなんらかの拘束条件が得られることを期待して，本研究では，さまざまな文献における津波の記述を集めてきた。小林（2019, 日本地震学会2019年秋季大会）と小林・他（2020, JpGU-AGU 2020年大会）では，学術的な文献や，噴火についてまとめた書籍，および鹿児島湾沿岸自治体の郷土史誌を調べた。確実に津波があったと思われる場所は，鹿児島市，谷山村，西桜島村であった。

帖佐村（のちに姶良町，現在は姶良市）においても津波や海嘯の記述が見られる［例えば，姶良町郷土誌編集委員会 (1968)「姶良町郷土誌」］。小林・他（2020）は，松山 (1935) や有川 (1933) から，この津波が暴風による高潮である可能性を示した。
本発表では，帖佐村の津波の記述について，さらに文献を集めて検討を進めた結果を述べる。

2. 帖佐村およびその周辺におけるさまざまな記述
姶良町郷土誌編集委員会 (1968)「姶良町郷土誌」における津波の記述は，製塩業の節における，「大正三年一月十二日突如桜島爆発が起こり, 続発する大地震のために大津波が襲来して, さしもの丈夫な堤防も忽ち決壊し, 今までの塩田は一瞬にして一面の海と化し, その惨状は想像も出来ない有様となった。」である。これはのちの増補改訂版［姶良町郷土誌改訂編さん委員会 (1995)］でもほぼ同様の内容で記されている。一方，同じ「姶良町郷土誌」でも，護岸工事の節においては，「この間に大正三年一月桜島の爆発の際, 高潮が襲来してその中央部が百余米も欠壊するという惨事を呈した。」と書かれている。どちらも同じ現象を示していると思われるが，前者は津波，後者は高潮と表記された。なお，この日は冬で台風などはなく，海は穏やかだった［例えば，野添 (2012) p88］。高潮については，低気圧の吸い上げや海岸への風の吹き寄せが原因とされる。したがって，帖佐村での現象は高潮ではないと言える。

東に隣接する加治木町に関しては，「桜島大正噴火誌」［鹿児島県 (1914)］に，津波を警戒して消防手に30分おきに監視させた，という記述がある。しかし，津波を見たという記述はなかった。本田 (1914)の「桜島大噴火と加治木」という記事によると「……海嘯は幸に來なかった併し今夕來る夜中に來ると流説紛々たる……」という記述があり，津波はなかったと認識されている。帖佐村で大津波とされる津波があれば，加治木町で監視をしていた中で津波が見られないのは不自然である。

帖佐村の周辺では，地盤沈下による塩田への海水流入の記述も見られる。帖佐村においても松山 (1935) において「櫻島大噴火による沈降現象と暴風による津浪現象とが鹽田の堤防數十間を破壊して, 一面の蒼海と化し, その浸水は松原民家を脅かすに至り生業を奪ひ, 目も當てられない惨状を呈したのであつた。」と書かれている。ここでの暴風による津浪現象というのは，当日の話ではなく，その年の夏の暴風による高潮のようである［例えば，姶良町郷土誌改訂編さん委員会 (1995) p582］。沈降現象時に海水流入が起こったかどうかはこの

© 日本地震学会

記事のみからでは分からない。地盤沈下に関しては，水準測量により鹿児島湾北部において観測されている［例えば，Omori (1920)］。

3. まとめ

以上のことから，帖佐村では，次のことが起こったと考えられる。地震発生直後，津波の襲来はなかった。地盤沈下が起こり，見かけ上海水面が上昇した。このことが，文献によっては，津浪と表記されたり，高潮と表記されたりした。その年の夏，暴風によって高潮に襲われ海水が流入し塩田は壊滅的な被害を受けた。

© 日本地震学会

Seismic reflection survey in Ogura-ike area, south of Kyoto basin

*Tomotaka Iwata[1], Kimiyuki Asano[1], Masayuki Yoshimi[2], Koji Yamada[3], Motoki Sawada[3]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST, 3. Hanshin Consultants Co. Ltd.

はじめに

京都盆地–奈良盆地断層帯は、山科盆地から山城盆地、奈良盆地の東縁にかけて、ほぼ南北方向の走向を持つ断層帯である。活断層は京都市山科区から奈良県桜井市に多数存在する一方、中央付近の京都府宇治市から城陽市にかけては活断層が存在しないことから、この区間を境に、京都盆地–奈良盆地断層帯北部と南部に分けられ、京都盆地–奈良盆地断層帯南部を奈良盆地東縁断層帯と呼んでいる（地震調査研究推進本部、2001）。これらの断層帯等の形状や京都盆地南部、山城盆地、奈良盆地など当該地域の盆地東縁部の地下構造を対象とした人工震源による反射法地震探査はこれまで、小泉・他(2002)の黄檗断層周辺域、京都府地震被害想定調査の一環として行われた平成17年度A測線（宇治市大久保測線）、B測線（精華町測線）（ともに京都府地震被害想定調査委員会、2006）、大阪一鈴鹿測線（該当地域では京田辺市を横切る）（文部科学省研究開発局・他、2005）、および奈良盆地の奈良市天理市境界付近の測線（奥村・他、1997）である。ここでは、奈良盆地東縁断層帯（京都盆地ー奈良盆地断層帯南部）等を横断することにより活断層の位置および形状の解明と断層帯周辺の地下構造を把握することを目的として、京都盆地南部の巨椋池周辺（巨椋池測線）において実施された反射法地震探査の結果を報告する。

調査区間と解析方法

今回の巨椋池測線は、西は京都府久世郡久御山町東一口から、東は宇治市五ケ庄京都大学宇治キャンパスに至る約5.6 kmである。震源車は中型バイブレータを利用している。現地作業期間は、令和元年11月25日から12月2日であった。解析方法は、初動読み取りによる屈折波トモグラフィ解析による静補正、速度解析、CMP重合、マイグレーションによる深度断面作成を行った。

探査結果

盆地基盤面深度は、測線西では約800 m程度で、凹凸がみられるものの、測線の中ほどまではその程度の深度であるが、測線半ばから東側は、基盤面深度がだんだんと浅くなっており、測線の東端の京都大学宇治キャンパス構内では基盤面深度は約350 m程度となる。この間、水平距離約2.5 kmの間で0.5 km程度浅くなっていることになる。堆積層内に見られる明瞭な反射面は連続していて、基盤面深度の変化が小さいところではほぼ水平にイベントが並んでいるが、測線半ばから東のほうは、基盤面深度の変化に伴い、堆積層の反射面も傾いている。また、この傾斜している範囲では、堆積層内の反射面に東に下がる断層面に見える小さな不連続が存在していた。

測線西側には、平成14年度に京都市によって行われた基盤に達するボーリング（KD-0孔）があり、京都市の堀川ー巨椋池測線（平成10年度）とも交差していることから、これらの情報と対比することで、堆積層内の鍵層や深度断面の解釈を実施した。加えて、本測線の東の黄檗断層周辺で実施された小泉・他(2002)との測線とのマージも実施し、京都盆地東丘陵部からの断面を作成した。基盤深度面分布は、強震動予測のための地下構

© 日本地震学会

造モデルの高度化に活用する。本調査によって得られた深度断面と周辺において実施された既存の断面を比較し、本深度断面において観察される盆地基盤形状および堆積層の傾斜状況や、活断層図に見られる測線北側に分布する桃山断層や黄檗断層の上盤側の活褶曲や測線の南側に現れる宇治の段丘面（宇治傾動帯、脇田・他, 2013）との対応を議論する。

謝辞

本調査は文部科学省科学技術基礎調査等委託事業「奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測」の一環として実施された。京都市(1998, 2002)、小泉・他(2002)の探査結果等を利用させていただいた。記して感謝いたします。

© 日本地震学会

Seismic reflection survey across the "Tarusaka Fault”, Mie Prefecture, Central Honshu.

*Taku KOMATSUBARA[1], Yasuhiro Akinaga[2], Motoki Sawada[2], Masaki Suehiro[2], Tatsuya Terada[3]

1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Hanshin Consultants Co., Ltd., 3. Univ. of Tokyo

鈴木ほか(1996)、岡田・東郷(2000)は、四日市市街地北部の桑名断層と四日市断層の接続部に「垂坂断層(確実度1)」を記載したが、池田ほか(2002)以降の活断層図では「垂坂断層」に関する記載は削除されている。この断層の有無について、反射法地震探査とボーリングを行った。その結果、「垂坂断層」通過地点付近では、幅1ｋｍにわたり東海層群以上の地層がゆるく南西に傾斜する構造が認められたものの、鈴木ほか(1996)で断層崖と想定した比高10ｍ程度の崖地形は断層崖ではなく、段丘崖であることが判明した。しかし、反射法探査で認められた東海層群以上の地層の傾動は第四紀後期まで継続していると考えられ、この傾動が起震性の構造か否かにさらに検討を加えたい。

引用文献
鈴木ほか(1996)1：25,000都市圏活断層図「四日市」国土地理院
岡田・東郷(2000)「近畿の活断層」東京大学出版会
池田ほか(2002)「第四紀逆断層アトラス」東京大学出版会

© 日本地震学会

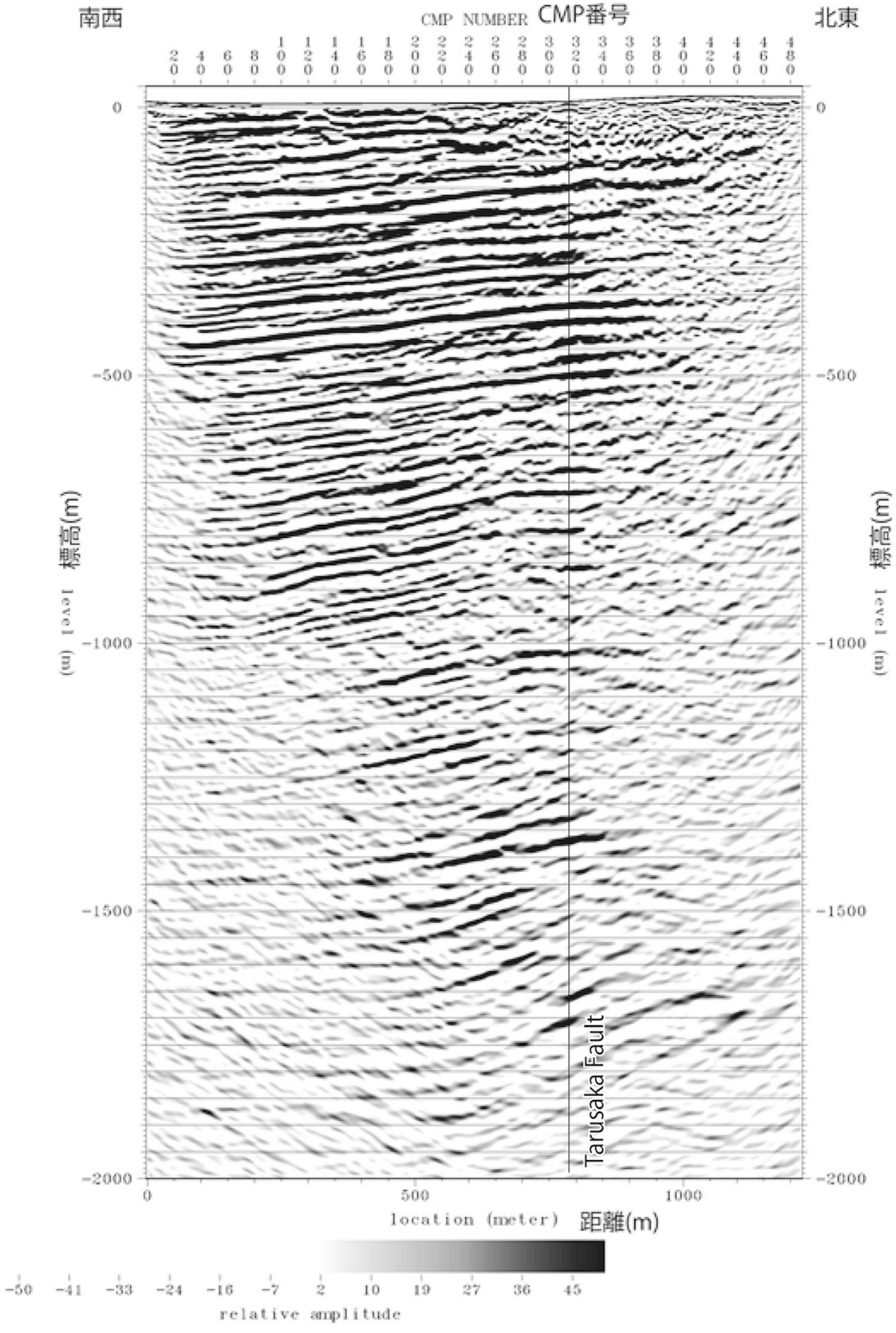


Figure Depth converted seismic section across the “Tarusaka Fault” No vertical exaggration.

© 日本地震学会

Estimation of the Sumatran fault segments using SITES method

*Tadashi Yamashina[1], Makoto Okubo[1], Takao Tabei[1], Muksin Umar[2], Nazli Ismail[2]

1. Kochi Univ., 2. Syiah Kuala Univ.

インドネシア、スマトラ島北部のスマトラ断層の断層面など地下構造を理解するため、断層周辺で得られた地震波形記録に地震波干渉法による地下構造推定法であるSITES法（大久保, 2009, JpGU2009, S157-015）を適用した。スマトラ断層の各セグメントでは中規模の地震（M> 5）の発生可能性があり、科学的研究だけでなく災害軽減のためにも、断層の位置や形状を詳細に調査することが重要となっている。

本研究で用いるSITES法は、一般的には鉛直成分記録のみを用いる地震波干渉法を3成分の記録全てを用いるように発展させた解析手法であり、地震波反射面（例：断層、帯水層）の空間的な広がりを一観測点での記録からも評価可能である利点を持つ。我々は、スマトラ断層のセグメントの１つであるSeulimeumセグメント周辺で行った地震観測の記録に対してSITES法を適用した。断層面からの反射波と考えられる信号を抽出することができ、反射面の存在を示唆する初期的な結果を得ている（Yamashina et al., 2019, AGU Fall 2019, S11D-0373）。したがって、SITES法はスマトラ断層の位置や形状の調査に適用が可能と評価している。

本研究では、2011－2015年にスマトラ島北端部Ache州を中心に行われた臨時地震観測で得られた3成分記録を用いた。観測に用いた地震計はSercel社L-4C-3D（固有周波数：1 Hz）または近計システム社KVS-300（2 Hz）、データ収録には近計システム社EDR-7700またはEDR-X7000を用いた（山品・他, 2015, 平成26年度地震研究所職員研修会アブストラクト集, P-08）。

本発表では、スマトラ断層Ache、Seulimeum 両セグメント近傍で行われた地震観測により得られた記録に対してSITES法を適用して得られた解析結果を示す。

謝辞：本研究では、科研費JP24403005、JP17H04577によって得られたデータや成果を利用しました。

© 日本地震学会

Seeking for better source models for near-fault strong ground motion prediction considering shallow structure: An example from the 2016 Kumamoto earthquake

*Kimei Norimatsu[1], Shinji Toda[1]

1. IRIDeS, Tohoku University

１．はじめに

フリングステップのように、断層すべりに起因し、永久変位を生じさせるような強震動は断層近傍の建物を傾斜させるなど、大きな被害を引き起こすことが予想される。日本国内では都市部でも活断層が確認されており、それらの活断層が活動した場合には被害はきわめて甚大になり得る。そのため、起こり得る地震災害の影響をあらかじめ推定することは重要であり、従来から様々な研究者や行政機関等で検討されてきた。しかし、壊滅的な被害も考えられる断層近傍についての検討はまだ十分にはすすんでいない。本研究は断層近傍における大変形をともなう大規模地震について、その強震動予測手法を構築することを目的としている。強震動予測に必要なものとして、断層モデルと計算アルゴリズムが挙げられ、これらはともに高度化・詳細化の検討をしていく必要がある。ここでは、断層モデルの設定方法の検討について報告する。

２．断層モデル設定方法の検討

断層近傍地域の強震動を検討するためには、断層形状の詳細なモデル化が必要である。本研究では2016年熊本地震を例に、先行研究で得られている断層モデル（田中ほか、2019）を用いてパラメータースタディをおこなうことによって、強震動予測に大きく寄与するパラメターを特定し、それらを適切に想定する方法について検討した。

・観測データのみでは推定することが困難なパラメターの設定

ⅰ）断層下端深度；断層下端深度は震源決定の精度や断層下端に対する見解のちがいから、推定が困難なパラメターの１つである。今回は、震源分布、複数の震源インバージョン結果、キュリー点深度等の異なる視点の先行研究を参照し設定することとした。

ⅱ）Q値；Q値は物理探査結果等を援用しても推定が難しいパラメターである。今回は標準的な値に対してQ値を増減させた速度構造モデルを用いて強震動計算を行い、その結果を比較することで、Q値が予測強震動にどのように影響するかを評価した。その結果、小さな差異は確認されたが、影響は小さいと判断し、Q値の不確定性を考慮する必要は無いと判断した。

・断層浅部の構造の検討

ⅰ）出ノ口断層の形状に関する検討；遠田ほか（2016）は地表地震断層の現地調査から、出ノ口断層と布田川断層が地下3㎞前後で収斂していることを示した。この知見から出ノ口断層下端を浅く設定した断層モデルを設定し、田中ほか（2019）にもとづく断層モデルと、強震動計算結果および地殻変動計算結果を比較した。出ノ口断層の下端を浅く設定することで、布田川断層および出ノ口断層の並走区間で変位が集中することを確認した。また、断層浅部の構造が断層近傍の強震動および地殻変動に大きく影響することも確認した。

ⅱ）断層上端形状の検討：いくつかの先行研究により断層浅部の構造は強震動予測に大きく影響する可能性が示された。しかし、従来の断層モデルは震源分布や震源インバージョン結果をもとに断層モデルを設定していることから、単純な形状として表現される傾向にある。ここでは、遠田ほか（2016）で示されている地表地震断層分布も採用し断層モデルを設定した。

・既往の断層モデル設定方法とのちがい

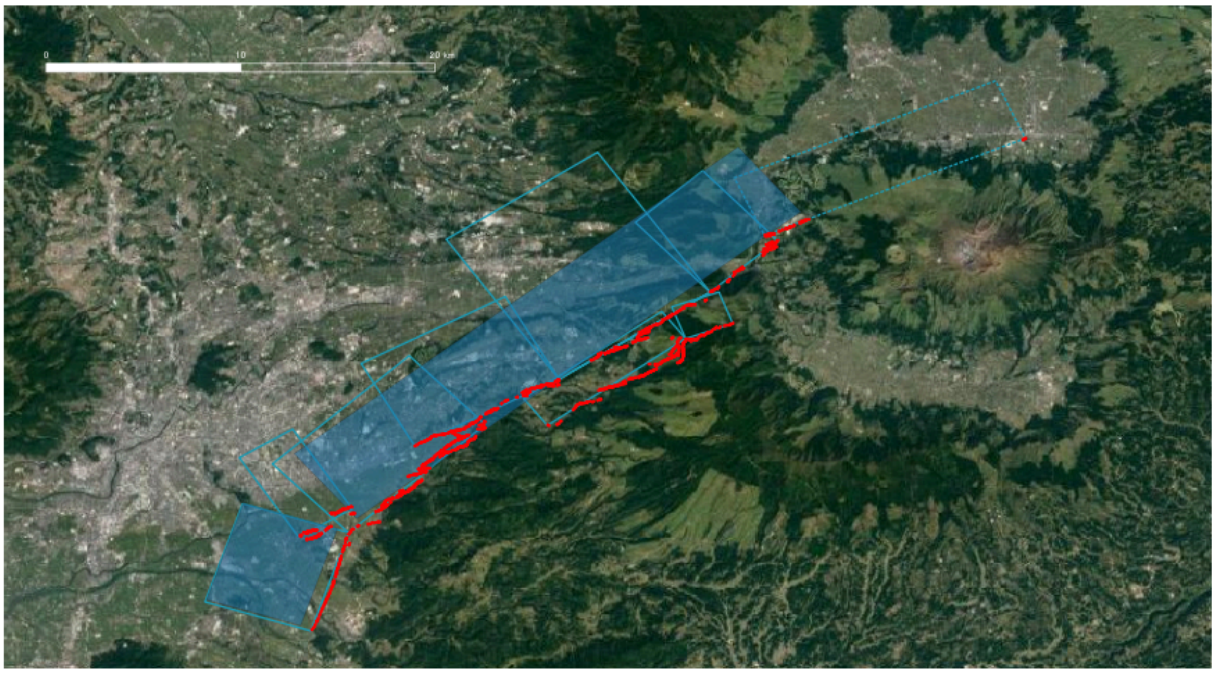
既往の断層モデル設定方法として「強震動レシピ（地震本部，2017）」の方法を参照して設定した断層モデルと、本研究で設定した断層モデル、田中ほか（2019）にもとづく断層モデルの強震動計算結果および地殻変動計算結果を比較した。強震動レシピの方法にもとづいて設定した断層モデルでは、強震動および地殻変動は他の断層モデルを用いた場合よりも小さく推定された。

© 日本地震学会

3．まとめと課題

「強震動レシピ」では、地震発生層内のみを想定した手法となっている。今回の検討では、浅部の構造が断層近傍の強震動や地殻変動に大きく影響する可能性が示され、断層近傍地域の防災・減災策を進めるうえで重要であることを確認した。断層浅部の構造を十分考慮して詳細な断層モデルを設定するためには、地表地震断層や活断層などの地形・地質情報を使用することが有効と考えられる。地形・地質情報は発生した地震を説明する断層モデルを設定する場合のみならず、常時地震活動の低い地域での断層モデルの設定にも有用な情報である。

今後の課題として、地震発生層上端以浅のモーメント量の扱い方について検討が必要である。地表近傍の応力降下量については今のところ詳細かつ明確な推定基準がない。大地震時に、無視できるくらい小さい地震モーメントしか発生させないのか、それとも地下深部と同様のモーメントを割り当てるべきなのか、予測にあたっての地震発生層上端以浅の扱い方を整理する必要がある。また、地表地震断層等の断層形状を示す地形・地質情報をモデル化する際の精度についても、それらがどの程度、計算結果に影響するかについて比較検討することも重要である。



本研究で設定した断層モデル。赤線は遠田ほか（2016）の現地調査による地表地震断層を示す。枠線は本研究で検討した方法を用いて設定した断層モデルであり、塗りつぶしは強震動レシピの手法を参照し設定した断層モデルを示す。

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S12. Rock experiment, rock mechanics, and crustal stress

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S12P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S12P-01] Thermal maturation of carbonaceous material as a proxy for frictional heating in a fault 1 : Experimental evaluation of kinetic effect

○Shuhei Yamashita[1], Tetsuro Hirono[1] (1.Osaka Univ.)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S12P-02] Thermal maturation of carbonaceous materials as a proxy for frictional heating in a fault 2: Experimental evaluation of reactivity under hydrous condition

○Keita Iwagaki[1], Tetsuro Hirono[1] (1.Department of Earth and Space Science, Graduate School of Science Osaka University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S12P-03] Thermal maturation of carbonaceous materials as a proxy for frictional heating in a fault 3: Experimental evaluation of effect of repeated earthquakes

○Yutaro Shimamura[1], Tetsuro Hirono[1] (1.Osaka University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S12P-04] Acoustic monitoring of the internal state of gouge layer during friction experiments

○Kohei Nagata[1], Masao Nakatani[2], Shingo Yoshida[2] (1.Meteorological Research Institute, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Thermal maturation of carbonaceous material as a proxy for frictional heating in a fault 1：Experimental evaluation of kinetic effect

*Shuhei Yamashita[1], Tetsuro Hirono[1]

1. Osaka Univ.

地震時に断層で生じる摩擦発熱の温度指標として，炭質物の熱熟成反応が古くより用いられている．しかし，炭質物は複雑な分子構造を持ち，いわゆる初期熟成度によって，亜炭から瀝青炭，無煙炭と区分される．また，地震時には，温度は急激に上昇し，さらに剪断によるダメージによって鉱物粒子だけでなく炭質物も剪断変形を受ける．しかし，炭質物による摩擦発熱指標として，これらの因子は包括的に精査されていない．そこで，本研究では，初期熟成度の異なる3種の炭質物（褐炭, 瀝青炭, 無煙炭）とグラファイトを対象とし，摩擦試験機で剪断ダメージを加え，さらに管状加熱炉を用いて加熱処理を施した状態での熟成度の変化を体系的に精査した．摩擦実験は，発熱を抑えるため，速度1 mm/sに設定した上で，軸荷重が1 MPaと3 MPaの2通り，加熱実験は数 10 ˚C/秒と0.1 ˚C/秒の2通りの昇温速度にて，100 ˚C 刻みにて300～1300 ˚Cまで加熱した．その後，加熱後の試料において，赤外・ラマン分光にて，分子構造を分析した．その結果, 赤外分光において，褐炭では，遅い昇温速度では730 ˚Cで, 剪断後試料のC-H鎖の消失が見られ、剪断前試料と比較するとピーク消失温度は80 ˚C低かった．速い昇温速度では，970 ˚CでC-H鎖の消失が見られ, 摩擦前後試料でピーク消失温度の違いはなかった.瀝青炭では，遅い昇温速度では730 ˚Cで, 速い昇温速度で970 ˚CでC-H鎖の消失が見られ, 摩擦前後試料でピーク消失温度の違いはなかった．無煙炭では，遅い昇温速度では730 ˚Cで, 速い昇温速度で970 ˚CでC-H鎖の消失が見られ，摩擦前後試料でピーク消失温度の違いはなかった. グラファイトでは，ピークの変化が見られなかった．ラマン分光分析において，褐炭，瀝青炭，無煙炭，グラファイトにおいて，強度比の有意な差は見られなかった.
以上の一連の実験・分析の結果，摩擦発熱指標としての炭質物の熱熟成反応を適応する際には，炭質物の初期熟成度と昇温速度およびメカノケミカル効果を十分に考慮する必要があると結論づけることができる．

© 日本地震学会

Thermal maturation of carbonaceous materials as a proxy for frictional heating in a fault 2: Experimental evaluation of reactivity under hydrous condition

*Keita Iwagaki[1], Tetsuro Hirono[1]

1. Department of Earth and Space Science, Graduate School of Science Osaka University

地震性滑りに伴う摩擦発熱によって引き起こされる反応として，炭質物の熱熟成反応が挙げられる．この反応は温度上昇に伴う不可逆的な反応であり，断層中の摩擦発熱による温度上昇の推定に広く用いられている．しかし，実際の地震発生時の断層は水で満たされた状態であるにもかかわらず，水が炭質物の熱熟成反応に及ぼす影響については未だ精査されていない．そこで本研究では，初期熟成度の異なる２種の炭質物（褐炭，瀝青炭）を用い，水と共にガラス管に真空封入し，加熱処理を実施し，水と共存する状態での炭質物の熱熟成度の変化を実験的に精査した．加熱実験では，炭質物-水量比（2:1及び1:4），ターゲット温度（300～1300 ˚C），昇温速度（15 ˚C/min及び100 ˚C/sec）・最高温度保持時間（40 s～5 h）を変化させて加熱を施した．その後，実験後試料において，赤外・ラマン分光分析による分子構造の解析を行った．その結果，炭質物-水量比が2:1における300, 800, 1300 ˚Cでの40秒間の加熱，1:4における350 ˚Cでの1, 3, 5時間の加熱による，官能基の離脱・グラファイト構造の発達に，水の有無による有意な差が見られなかった．
以上の結果から，水は炭質物の熱熟成反応に影響を及ぼさないと言え，これまでに構築されてきた地震時の摩擦発熱指標としての炭質物の熱熟成反応は，そのまま適用することができる．

© 日本地震学会

Thermal maturation of carbonaceous materials as a proxy for frictional heating in a fault 3: Experimental evaluation of effect of repeated earthquakes

*Yutaro Shimamura[1], Tetsuro Hirono[1]

1. Osaka University

地震下において解放されるエネルギーの大部分が断層での摩擦発熱であるため、この摩擦熱を推定することが地震のメカニズムの理解へとつながる。炭質物は加熱に伴い弱く複雑な化学結合が分解され、官能基の脱離が起こり、最終的にはグラファイト構造への変化が見られる。この反応は不可逆的であるため、先行研究では赤外分光法・ラマン分光法や質量分析法、ビトリナイト反射率測定、元素組成分析など様々な手法が試されてきた。しかし、これらは繰り返す地震による累積加熱の影響を議論していない。よって、本研究では炭質物の熱熟成反応における累積加熱の影響を測定するため、室内での加熱実験および分光分析を実施した。試料は瀝青炭と無煙炭の2種類で、それぞれをガラス管に真空封入後、管状加熱炉において100, 300, 500, 700, 900, 1100, 1300 C での40秒間加熱を、累積加熱のため1, 10, 100回行った。その後、実験前後の試料両方で赤外分光分析・ラマン分光分析を行った。結果として、700 C以下での加熱では各温度各回数において違いが見られなかった。しかしながら、900 C以上では温度によっては有意な差が認められないものもあるが、複数の温度において加熱回数が多いほど熱熟成が進んでいることが確認された。よって、このことから地震時の短いタイムスケールにおける摩擦発熱においても、繰り返し熱が与えられた場合には熱熟成が進行してしまうと結論づけられる。これにより、先行研究における炭質物を用いた断層摩擦熱推定では過大に評価されている可能性があるといえる。

© 日本地震学会

Acoustic monitoring of the internal state of gouge layer during friction experiments

*Kohei Nagata[1], Masao Nakatani[2], Shingo Yoshida[2]

1. Meteorological Research Institute, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

断層面の力学特性が固体同士の接触具合だけで決まる岩石間の摩擦とは異なり，ガウジ層を含む断層においては，時間依存の固体間真実接触（GPaオーダーの応力下にある）面積 [e.g., Dieterich (1972), Dieterich and Kilgore (1994)] だけでなく，粒子位置の大規模な幾何学的再配置（例えば、応力鎖の形成など）が，断層の強度に影響を与える．後者に属すると考えられるガウジ層に特有の強度変化としては，slide-hold-slide試験におけるhold開始時の剪断除荷に依存した強度回復が挙げられる[Nakatani (1998)]．また、時間に依存した強度回復が，hold時の剪断応力が低い時には見られなくなることが報告されているが、これらに対応して断層内部でどのように状態変化が進行しているかは明らかではない。本研究では，透過弾性波を用いた断層内部状態のモニタリング手法[Nagata et al. (2008, 2012)]を用いて，摩擦実験中のガウジ層を含む断層内部状態の変化の様子を観察した．

摩擦実験は、Nagata et al. (2008)と同じ構成による２軸直せん断試験により行い、＃200の篩を通過した粉砕石英を庵治花崗岩ブロックの間に挟んでガウジ層とした。ブロック間の相対速度または応力を制御することで、slide-hold-slide試験、velocity step試験を行い、その間、ガウジ層を透過する弾性波(P波)の振幅の連続観測を行った。弾性波は、1 MHzに中心周波数を持つトランスデューサ（Panametrics V103RM）を1 MHzのサイン波1周期で励起して1 kHzの頻度で送信し、ガウジ層を透過して受信された信号を10回スタックしてその全振幅を連続記録した。透過弾性波がガウジ層の厚さに対して長周期とみなせるよう、ガウジ層の初期層厚はできるだけ薄く準備し、0.5 mm、1 mmの2パターンの実験を行った。

実験の結果，初期層厚によらず、以下の結果が得られた。

・slide-hold-slide試験のhold後の載荷に伴い、hold時間の対数に比例して増加するピーク（P_1）を持ち比較的短い距離（～10 μmオーダー）で弱化するせん断応力の山と、hold時の剪断応力に依存したピーク（P_2）を持ち比較的長い距離（～mmオーダー）で弱化するせん断応力の山が見られ、P_1はhold中のせん断応力が低いほど小さくなる。これらはNakatani (1998) の観察と同様である。
・P_2もhold時間に弱い依存性を持ち、P_1が０とならない程度の実験条件の範囲では、P_1とP_2の和はせん断応力によらずにhold時間の対数に比例する。
・hold開始時には剪断応力の低下に伴う非時間依存の透過振幅の増加（ΔA_{CS}）が見られ、hold中にはhold時間の対数に比例した透過振幅の増加（ΔA_{age}）が見られた．ΔA_{CS}はP_2に、ΔA_{age}はP_1に対応すると考えられるが、P_1がほとんど見られないような場合でもΔA_{age}は観察され、むしろhold中のせん断応力が低いほどΔA_{age}が大きい傾向が見られた。
・hold後の再載荷に伴う短距離での透過振幅の減少（ΔA_{SSW}）と、その後P_2の弱化が見られる間、変位に対して線形に進行する透過振幅の減少（ΔA_{LSW}）が見られた．
・ΔA_{age}とΔA_{SSW}の変化量は等しく、ΔA_{CS}とΔA_{LSW}は等しい

これらの観察からは，P_1とP_2はそれぞれ異なる基本的には独立なメカニズムに起因して生じており、その弱化過程も独立に進行していることが示唆される。また、断層運動は両者のうち高い強度を持つ方に支配されると考えられる。

透過振幅は、これら2つの強度変化のメカニズムに対応して変化することが確認されたものの、hold後の再載荷やvelocity step試験時の透過振幅の変化の様子からは、巨視的すべり時の変位が生じているガウジ層中での

© 日本地震学会

主断層の接触状態だけではなく、主断層以外のガウジ層中の状態変化にも影響を受けていることが示唆される。主断層と複数の均質な副断層に速度・状態依存摩擦構成則を仮定し、摩擦強度の発展則としてNagata et al. (2012) に基づき修正したAgeing Lawを用いる単純化したモデルにより、初期層厚の異なる実験双方で見られたせん断応力と透過振幅の変化を概ね説明することが可能である。

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Regular session：S15. Strong ground motion and earthquake disaster

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S15P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-01] Prototype of economic damage prediction system for earthquakes in Japan

○Hiromitsu Nakamura[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Ikuo Takahashi[1], Harumi Ishimaru[2], Satoshi Shimizu[3], Masato Yamazaki[4] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Mitsubishi Space Software Co.,Ltd., 3.OYO RMS Corporation, 4.Nagoya University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-02] Study on calculation of measured seismic intensity using a velocity seismometer of natural period 1 second

○Ryoichi Nakamura[1], Motoko Ishise[1], Shin'ichi Sakai[2] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.The Interfaculty Initiative in Information Studies, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-03] Source modeling and characterization for the 2019 Off-Yamagata earthquake

○Yoshiaki Shiba[1] (1.Central Research Institute of Electric Power Industry)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-04] The rupture process of the 2016 Kumamo earthquake considering long-period pulses and ground deformations in the near field

○Hajime Iwai[1], Kazuki Koketsu[1], Hiroaki Kobayashi[2] (1.Tokyo Univercity, Earthquake Reseach Institute, Koketsu Laboratory, 2.Ltd.Takuji Kobori Reseach Institute, Ground Earthquake Research Department)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-05] Rupture process of the 2019 M_W 7.0 Ridgecrest earthquake: Comparison with the 2016 Kumamoto earthquake

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

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-06] Strong Motion Generation Areas and Ground Motion Simulation for the 2019 Ridgecrest M_W7.1 Earthquake

○Kazuhiro Somei[1], Ken Miyakoshi[1] (1.Geo-Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-07] Evaluation of permanent displacement near surface rupture based on characterized source model with LMGA – case study of reverse fault type -

○Yasuhiro Matsumoto[1], Ken Miyakoshi[2], Kojiro Irikura[3] (1.Kozo Keikaku Engineering Inc., 2.Geo-Research Institute, 3.Aichi Institute of Technology)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-08] Theoretical analysis of the long-period velocity pulses observed in the 2016 Kumamoto Earthquake Sequence

○Kotaro Tarumi[1], Tomotsugu Watanabe[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1] (1.Okayama University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-09] Application of improvement of Green's function by waveform fitting

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

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-10] Seismic intensity simulation of the entire 1923 Kanto earthquake sequence

○Hiroe Miyake[1], Satoko Murotani[2], Kazuki Koketsu[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2.National Museum of Nature and Science)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-11] A study on source, path, and site effects around the source area of the 2013 Tochigi-Ken Hokubu Earthquake

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

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-12] Comparison of PGA, PGV, and acceleration response spectra between the K-NET, KIK-net, and S-net strong-motion sites

○Yadab Prasad Dhakal[1], Takashi Kunugi[1], Wataru Suzuki[1], Takeshi Kimura[1], Nobuyuki Morikawa[1], Shin Aoi[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-13] Strong motion uncertainty determined from observed records on rock site for Ground-Motion Prediction Equation

○Toshimitsu Nishimura[1], Ken Miyakoshi[1] (1.Geo-ResearchInstitute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-14] Ground Motion Prediction Neural Network with Single-Path Uncertainty

○Tomohisa Okazaki[1], Nobuyuki Morikawa[2], Asako Iwaki[2], Hiroyuki Fujiwara[2], Naonori Ueda[1] (1.RIKEN, 2.NIED)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-15] Comparison of scattering variation associated with 2016 earthquakes in Korea and Japan

○MUHAMMAD ZAFAR IQBAL[1], Tae Woong Chung[1] (1.Sejong University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-16] Estimation of earthquake ground motions on the ground surface at MeSO-net stations

○Atsushi WAKAI[1], Shigeki SENNA[1], Atsushi SHIMIZU[2] (1.NIED, 2.HAKUSAN Corporation)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-17] Numerical Experiments for Simplified Prediction of Short-Distance Variation of Long-Period Ground Motion Amplitudes

○Ken Hatayama[1] (1.National Research Institute of Fire and Disaster)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-18] Relationship between the upper limit of analyzable wavelength ranges of the SPAC method and the SNR

○Ikuo Cho[1], Takaki Iwata[2] (1.Geological Survey of Japan, AIST, 2.Prefectural University of Hiroshima)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S15P-19] Estimation of Liquefaction Risk Ratio Based on Liquefaction Point Information in Recent Earthquakes

○Shigeki Senna[1] (1.NIED)

Prototype of economic damage prediction system for earthquakes in Japan

*Hiromitsu Nakamura[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Ikuo Takahashi[1], Harumi Ishimaru[2], Satoshi Shimizu[3], Masato Yamazaki[4]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Mitsubishi Space Software Co.,Ltd., 3. OYO RMS Corporation, 4. Nagoya University

総合科学技術・イノベーション会議が進めている戦略的イノベーション創造プログラム（SIP）の課題「国家レジリエンス（防災・減災）の強化」の一環として、防災科学技術研究所では巨大地震発生後の経済早期復旧支援を目的とする全国を対象とした経済被害予測システムの開発を進めている。このシステムは、全国を対象とした民間企業資本ストックモデルや、その資本ストックに対しハザードが与える影響の度合いを評価する手法、さらにその影響が地域や産業を超えて経済全体に波及する効果を適切に考慮した経済モデルを組み込むことによって実現する。具体的には試算した多数の経済被害シミュレーション結果や被害シナリオをデータベース化し、シナリオごとに経済被害を概観できる可視化システムを構築し、利用者による事前対策の効果算定や、地域や企業等のBCP・訓練の効果的な検討を支援可能にする。さらに、広域経済早期復旧支援のため、リアルタイム地震被害推定システム（J-RISQ）からの被害に関する推定情報を取り込み、地震発生後の広域での経済被害のモニタリングを目指す。ここでは、主に地震動や津波による経済の直接被害額に着目し、曝露モデルとしての産業別民間企業資本ストックモデルや、それぞれのハザードによる資本ストックの物的毀損に関する被害関数、それらを取り入れ試作した地震動を対象とするリアルタイムシステムについて述べる。

経済被害予測の対象とする産業別民間企業資本ストックのデータについては、公表されているものとしては都道府県単位であり、地震動や津波のハザード情報を十分に反映した空間解像度を有していない。そこで、それぞれのハザードの空間解像度に適応したメッシュ単位の産業別民間企業資本ストックモデルを構築した。具体的には、内閣府が公表する民間企業資本ストックの全国値データ等から、各年の新設投資額、除却額等を推定しながら都道府県別民間資本ストックを推計した上で、統計データや土地利用メッシュ等を基に空間分解能を細分化し、メッシュ単位の32産業別民間資本ストックモデルを構築した。構築したモデルは、内陸部は250mメッシュサイズ、沿岸部は50mメッシュサイズの空間分解能を持っており（全国で約5900万メッシュ）、地震動や津波浸水深のハザード情報を適切に反映した経済被害予測が可能となる。

地震動による資本ストックの物的毀損を評価する被害関数は、既往研究を参考に関数形状を正規分布の累積分布関数に固定し、過去の被害地震の推定震度分布と前述の曝露モデルに適用して得られる産業別被害額が実被害額に最も近い累積分布関数のパラメータの組み合わせを各産業の被害関数とした。また、津波に関しては、東北地方太平洋沖地震の浸水深と被害データから産業別の被害関数を構築した。

これまでに述べた資本ストックの曝露モデルや被害関数を実装した経済被害予測のプロトタイプシステムは、J-RISQから250mメッシュの推定震度分布を取得後、即時に直接的な経済被害予測を行う。具体的には資本ストックの毀損額および毀損率を、250mメッシュ、市区町村、都道府県単位で予測し、地図や表形式で表示することができる。また、Web APIを用いて予測結果を外部に提供する機能を実装している。構築したプロトタイプシステムは、稼働試験中である。なお、このプロトタイプシステムで扱う直接被害は民間企業資本ストックのみを対象としており、それ以外の民間住宅や公的固定資産等のストックは含んでいない。

最後に、経済被害については、ここで対象とした直接的な被害だけではなく、産業の関連性を考慮した間接的な被害の評価も経済早期復旧支援において重要であることから、今後は経済被害の波及を評価可能な経済モデルである多地域動学的応用一般均衡モデルをシステムに取り入れ、総合的に経済被害を評価できるシステムに高度化していきたいと考える。

© 日本地震学会

謝辞：本研究は、総合科学技術・イノベーション会議の戦略的イノベーション創造プログラム（SIP）「国家レジリエンス（防災・減災）の強化」（管理法人：国立研究開発法人 防災科学技術研究所）によって実施された。

© 日本地震学会

Study on calculation of measured seismic intensity using a velocity seismometer of natural period 1 second

*Ryoichi Nakamura[1], Motoko Ishise[1], Shin’ichi Sakai[2]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. The Interfaculty Initiative in Information Studies, The University of Tokyo

１．はじめに

地震時の地面の揺れ方は，地盤や環境によるため，地域差を議論するためには，できるだけ多くの稠密な観測データが必要である．しかし，一般に公表されている揺れの情報である計測震度は，気象庁による検定を受けた計器（加速度計等）の記録を用いて算出されたものでなければならないため，数が限られてしまう．臨時の現地調査や構造探査研究で得られた地震波形記録から計測震度が得られれば，より多くの地点における震度を知ることができるようになるが，臨時観測に用いられる地震計は，速度型地震計が使われることが多く，そのまま使うことはできない．昨年度，我々が北総地域（成田市・佐倉市・印西市・我孫子市周辺）において臨時地震観測を実施したときも，用いた地震計は固有周期1Hzの速度計（Lennartz electronic社製LE-3Dlite MkIII）であった．石瀬ほか（2020）では，北総地域の地面の揺れやすさの違いを比較するため，この記録を用いて計測震度相当値を計算している（石瀬ほか，2020:SSJ）．ただし，速度計の記録を用いて算出した震度相当値が，加速度計による計測震度と整合するのか，確認する必要があるが，速度計と加速度計で同時に観測した記録が無いため，比較できない．そこで，加速度計のデータを利用して，疑似的に速度計の波形データを作り，それを用いて計測震度相当値を算出して，比較検討を行ったので，簡単に報告する．

２．地震計特性および検討方法

石瀬ほか（2020）で用いた速度計の特性は，２Hzよりも短周期側でフラットな特性を持つが，それより長周期側でレベルが低下しはじめ，1Hzよりも長周期側で，さらに急勾配でレベルが低下する3つの帯域に分かれた特性を持っている．

この地震計の記録により計算される計測震度相当値が，どの程度になるかを，短周期から長周期までフラットな特性を持つ強震加速度計で得られた記録を元に検討を行った．方法は，次の通りである．

① 特性フラットの加速度記録を用い，そのまま計測震度相当値（A）を計算．
② 積分して速度記録にし，上記1Hz速度計の特性に応じ長周期成分を落とす．
③ これを微分し，再度，加速度記録として，計測震度相当値（B）をだす．
④ 計測震度相当値（A）と計測震度相当値（B）を比較する．

３．データおよび結果

首都圏地震観測網（MeSO-net；Hirata et al., 2009）によって2011年～2015年に観測されたマグニチュード４以上の8069記録を利用した．この地震計は、短周期から長周期までフラットな特性を持つ加速度計である．地中（地表から-20m）に設置されているため，地表に比べて小さな震度の値になるが，今回の検討には，この影響はない．

© 日本地震学会

解析の結果，1Hz速度計特性による計測震度相当値（B）は，フラットな特性による計測震度相当値（A）に比べて平均的に0.1程度小さくなることが示された．その標準偏差は0.13程度であるが，中には，1.3程度小さくなるものもある．

今後，計測震度相当値の差の違いの要因について検討し，適用範囲と注意点などをまとめてゆきたい．

謝辞
本研究は文部科学省受託研究「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」の一環として実施されました．計測震度の計算では、工学院大学建築系学科久田研究室で公開されているプログラムを使用させていただきました。記して感謝いたします。

© 日本地震学会

Source modeling and characterization for the 2019 Off-Yamagata earthquake

*Yoshiaki Shiba[1]

1. Central Research Institute of Electric Power Industry

2019年6月18日に発生した山形県沖の地震(Mj 6.7)では、震源域近傍の新潟県村上市府屋で最大震度6強を記録した。前報(JpGU, 2020)では経験的グリーン関数を用いた強震記録の震源インバージョン解析を実施し、破壊開始点の北側に主要なすべり領域を有する震源モデルを推定するとともに、1964年新潟地震(Mj 7.5)の震源域との関係について定性的に言及した。本報では、前報で推定された山形県沖の地震の震源過程について、1964年新潟地震の発生に伴う応力変化の観点から再度論じるとともに、震源モデルの特性化による広帯域強震動の再現性の検証を実施した。
Shiba and Uetake (2011)は、草野・浜田(1991)によって再決定された1964年新潟地震の余震分布に基づき、本震の断層面モデルとして長さ84 km, 幅24 kmで北西傾斜の逆断層解を設定した。新潟地震の余震分布、および設定した断層面モデルの北端部分は、2019年山形県沖の地震の余震分布および本震断層面と部分的に重なっている。ただし、山形県沖の地震の断層傾斜角は南東傾斜と推定されており、新潟地震の断層面モデルとは共役の関係にある。本報では、1964年新潟地震のすべり分布モデルから山形県沖の地震の断層面（すべり角90度）に対するクーロン破壊応力変化(ΔCFF)を算定した。その結果、新潟地震とは重ならない本震断層面の南東部では、ΔCFFがすべりを促進する正の値を取ることを確認した。これは、震源インバージョン解析結果におけるすべりの大きい領域と空間的に整合する結果となっている。
次に、得られた震源インバージョン結果に基づき、広帯域強震記録を説明するための震源モデルの特性化を試みた。震源の特性化では、すべり量ならびに実効応力の大きいSMGAの位置及び面積、さらに動的パラメータとして実効応力、ライズタイム、破壊伝播速度などを決定する必要がある。ここではSMGAの位置と面積はインバージョン結果としてのすべり分布モデルから一意に設定し、動的パラメータについては焼きなまし法を用いて最適解の組み合わせを探索した。目的関数は、前報でのインバージョン解析と同じ14観測点の、速度波形と加速度包絡形のL2ノルム（残差二乗和）とした。なお、初期の検討ではSomerville et al. (1999)の基準に準拠して3個のSMGAを抽出したが、解析の結果、陸域から最も遠いSMGAについては解の収束が悪く、目的関数に対する感度がほとんどないことが明らかとなったため、最終的には2個のSMGAからなる特性化モデルとした。得られた最適モデルでは、2個のSMGAの実効応力がそれぞれ約13MPaと18MPaとなり、モデル全体の短周期レベルは壇・他(2001)のスケーリング則にほぼ一致する結果となった。一方でK-NETやKiK-net地表記録による本震の最大加速度分布は、既往の距離減衰式（司・翠川, 1999）と震源距離80㎞以下でよく整合することを確認しており、2019年山形県沖の地震の震源過程は、加速度地震動の放出レベルとしては平均的な地震であったと考えられる。

© 日本地震学会

The rupture process of the 2016 Kumamo earthquake considering long-period pulses and ground deformations in the near field

*Hajime Iwai[1], Kazuki Koketsu[1], Hiroaki Kobayashi[2]

1. Tokyo Univercity, Earthquake Reseach Institute, Koketsu Laboratory, 2. Ltd.Takuji Kobori Reseach Institute, Ground Earthquake Research Department

1. はじめに
本研究では2016年熊本地震の最大イベントの震源過程を、震源断層近傍における「長周期パルス」（長周期のパルス波）の成因を主眼として再解析する。長周期パルスは、兵庫県南部地震のような大きな速度パルスで特徴づけられるだけでなく、大きな地殻変動（静的変位）を含むという特徴も持っている（岩田, 2016）。しかし、震源断層近傍にある西原村や益城町の震度観測点の速度波形データを含めて震源インバージョンを行っている研究は非常に限られるだけでなく (Kobayashi et al., 2017)、その限られた研究でも震源断層近傍の地殻変動データが取り入れられることはなかった。そこで本研究では、西原村や益城町における加速度記録から地殻変動を抽出する試みを行い、Kobayashi et al. (2017)のデータセットにそれら地殻変動データを追加して、震源過程のジョイントインバージョンを行う。

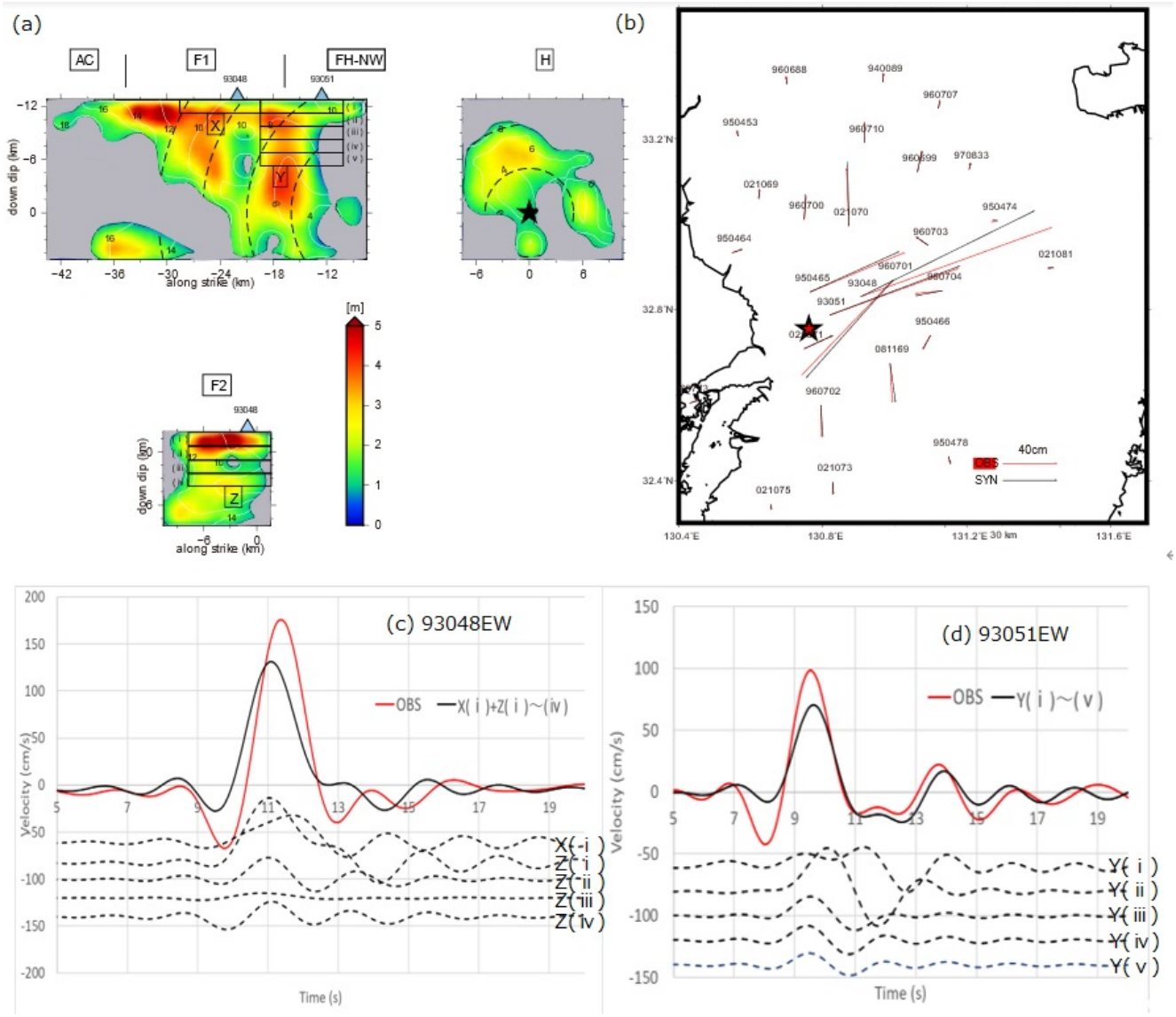
2. 震源断層近傍の地殻変動データ
西原村の震度観測点(以下93048)と益城町の震度観測点(以下93051)の加速度データに対して、台形積分を2回行うことによって変位波形を得ることを基本とする。まず加速度データについては余震と思われる箇所の手前まで55秒間のデータを用い、1回積分することによって速度波形を得た。得られた速度波形は、加速度波形の基線変化によって発散してしまっているので、基線補正を行った。基線補正前の速度波形を$v_1(t)$、基線補正後の速度波形を$v_2(t)$とする。まず試行錯誤的に発散が始まる時間t_cを決定する。Tを速度波形の全長、v_mを発散の傾斜線上のTでの値として、以下のように$v_2(t)$を決定した。

$v_2(t)=v_1(t)\ (t<t_c)$
$v_2(t)=v_1(t)-v_m(t-t_c)/(T-t_c)\ (t>t_c)$

そして補正した速度波形をもう一度積分することによって得られた、変位波形の終わり20秒の平均値を地殻変動の大きさとして決定した。

3. 震源インバージョン
インバージョン手法、グリーン関数計算法、断層モデルについてはKobayashi et al. (2017)と同じものを用いた。インバージョンを行った結果のすべり分布は図中(a)のようになった。このすべり分布から計算された合成地殻変動（SYN）と観測地殻変動（OBS）の水平成分を図中(b)で比較したが、93048と93051を含め両者は概ね合っている。(a)のすべり分布をKobayashi et al. (2017)のものと比較すると、震源断層近傍の地殻変動データを追加することにより、F1におけるすべりの一部がF2に移動し、かつF2の浅い部分に集中する傾向が見て取れる。その結果、Kobayashi et al. (2017)と同じようにF1上の小断層X-(i)、F2上のZ-(i)～(iv)からのcontributionだけで93048の合成速度波形を描いてみると、それだけで長周期パルスを8割方説明できていることがわかる（図中(c)）。また、Z-(i)～(iv)それぞれのcontribution（点線）はほぼ同時刻に到達して、directivity効果を起こしていることが見て取れる。一方、93051直下の小断層Y-(i)～(v)のすべりはKobayashi et al. (2017)と大きく変わるところがないので93051に対する結論に変化はない。以上をまとめると、通常の震源インバージョンの結果により震源断層近傍の長周期パルスと地殻変動を説明できて、特別な震源モデルを考える必要はない。他の地震と比較すると、熊本地震の場合、浅いアスペリティと上向きの破壊伝播が特徴になっている。

© 日本地震学会


(a)
AC
F1
FH-NW
H
F2
93048
93051
down dip (km)
along strike (km)
[m]
(b)
40cm
OBS
SYN
130.4°E
130.8°E
131.2°E
131.6°E
32.8°N
33.2°N
32.4°N
30 km
(c) 93048EW
OBS
X(i)+Z(i)~(iv)
Velocity (cm/s)
Time (s)
X(i)
Z(i)
Z(ii)
Z(iii)
Z(iv)
(d) 93051EW
OBS
Y(i)~(v)
Y(i)
Y(ii)
Y(iii)
Y(iv)
Y(v)

Rupture process of the 2019 M_w 7.0 Ridgecrest earthquake: Comparison with the 2016 Kumamoto earthquake

*Hiroaki Kobayashi[1], Kentaro Motoki[1], Kazuki Koketsu[2]

1. Kobori Research Complex, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

2019年7月6日にカリフォルニアのリッジクレストでM_w 7.0の地震が発生した．この地震は2016年4月に発生した一連の熊本地震の最大イベントとほぼ同規模である．そこで，本研究ではこのM_w 7.0の地震の震源過程解析を行い，Kobayashi et al. (2017)による熊本地震の最大イベント（以下，熊本地震とする）の解析結果との比較を行った．

震源過程解析には強震波形，high-rate GNSS，static GNSSの3種類のデータを使用した．強震波形データはSCEDCより入手し，high-rate GNSSはMelgar et al. (2019)による，static GNSSはUNAVCOおよびFloyd et al. (2020)によるデータを用いた．強震波形およびhigh-rate GNSSデータは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．また，数点の強震観測点については，加速度記録から補正を加えて2回積分して得られた変位波形の残留変位もインバージョンに使用した．インバージョン手法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．グリーン関数の計算には，CVM-S4.26より構築した1Dの水平成層の速度構造モデルを使用した．

断層モデルは地表地震断層（Ponti et al., 2020）と余震分布（Lomax, 2020）を参考に北部・中部・南部の3つのセグメントからなるモデルを構築した．北部セグメントはやや南西傾斜，中部と南部のセグメントはやや南東傾斜とした．各セグメントの長さはそれぞれ16 km，12 km，24kmとし，幅はすべて14kmとした．震央はLomax (2020)によって再決定された位置を用い，震源深さは断層の離散化の都合上約5 kmとした．インバージョン解析では断層を2 km四方の小断層に分けた．各小断層の震源時間関数は幅1秒の箱型関数を12個置くことで表現した．

解析の結果，第一タイムウィンドウの破壊開始時刻を決める破壊伝播速度（Vr）は2.3 kmとなった．破壊は震源からまず北西に進み，その後南東に進んだ．最大すべり（約7m）は震源から4~6 km南東の中部セグメントで得られた．そのほか，北部セグメントに5mのすべりのピークが複数個所得られたほか，南部セグメントに4m程度のピークを持つすべりが得られた．これら大すべりの位置や破壊過程は既往研究（例えば，Liu et al., 2019）と概ね整合的である．地震モーメントは4.5×10^{19} Nm (M_w 7.0)となりGlobal CMTによる推定値の4.4×10^{19} Nmとほぼ一致する．

得られた結果を，Kobayashi et al. (2017)による熊本地震の結果と比較する．熊本地震の主断層の長さは54 kmで，ほぼリッジクレスト地震と同じである．面積はKobayashi et al. (2017)が設定している副断層を除いても熊本地震のほうがやや大きい，これは幅の違いによる．なお，Somerville et al. (1999)の規範による断層のトリミングを行っても，両地震ともに面積は変わらなかった．熊本地震の地震モーメント（4.3×10^{19} Nm）はリッジクレスト地震とほぼ同じである．また，全体のモーメントレート関数も最大値はほぼ同じであった．最大すべりは両地震とも浅い部分に位置しており，その量はリッジクレスト地震のほうが大きいが，熊本地震の最大すべり(4.4 m)は副断層を設定している部分で得られているため比較は難しい．熊本地震の震源は約13 kmと深く，Vrは2.5 kmと，リッジクレスト地震と比べ速い，また，リッジクレスト地震は必要なタイムウィンドウ数も多く，特に南東部への破壊伝播速度はかなり遅かったと考えられる，また，断層上の最大のすべり速度も熊本地震のほうが速い．

本研究では，2019年リッジクレスト地震（M_w 7.0）の震源過程解析を行い，Kobayashi et al. (2017)による2016年熊本地震の結果と比較した．断層長，地震モーメント，モーメントレート関数のピークは両地震ではほぼ同じであり，最大すべりも両地震共に浅い部分に位置している．一方，破壊伝播速度や最大すべり速度はリッジクレスト地震のほうが遅く，その理由の一つとして破壊開始点深さの違いが関係している可能性が考えられる．

© 日本地震学会

Strong Motion Generation Areas and Ground Motion Simulation for the 2019 Ridgecrest M_w7.1 Earthquake

*Kazuhiro Somei[1], Ken Miyakoshi[1]

1. Geo-Research Institute

米国カリフォルニア州リッジクレスト（Ridgecrest）では，2019年7月4日17時33分（協定世界時）にM_w 6.4の地震を発端として地震活動が活発化し，翌々日の7月6日3時19分にM_w 7.1の地震（2019年Ridgecrest地震）が発生した．2019年Ridgecrest地震は，震源の深さが 8kmで横ずれ型の内陸地殻内地震であった（USGS, 2019）．この地震によって，震央周辺のSouthern California Seismic Network（SCSN）の強震観測点のうち，断層最短距離が短い（約3 km）CLCとCCCの2地点の記録に注目すると，震源近傍のCLCでは，最大加速度（3成分最大値）500 cm/s^2，最大速度40 cm/sが観測され，震央から約35 km南東に位置するCCCでは，最大加速度556 cm/s^2，最大速度69 cm/sが観測された．これらの記録を含む，周辺の最大速度は，地震動予測式（司・翠川, 1999）の値と同程度であり，震源特性としては，同規模の内陸地殻内地震の平均像と近いことが想像されるが，観測速度波形に注目すると，2つ以上の波形パケットが確認でき，複雑な震源破壊過程であったと考えられる．また，本地震後の地表踏査や測地記録によると，震源断層に沿って地表地震断層が生じていることが報告されている（例えば，USGS, 2019）．2019年Ridgecrest地震は，周辺の主として1 Hz以下の地震動記録や測地記録に基づいた震源インバージョン解析により，断層面上のすべり分布が推定されている（例えば，Liu et al., 2019）．本研究では，1 Hz以上の短周期を含む広帯域の地震動生成過程を議論するために，2019年Ridgecrest地震における0.2－10 Hz の観測地震動を再現する強震動生成域（Strong Motion Generation Area: SMGA）によって構成される震源モデルを推定した．

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は，2019年7月6日3時16分に発生したM_w 5.0の地震（要素地震）記録を使用した．本研究の震源モデルは，できる限り単純なモデルで観測波形に見られる複数の波形パケットを含む広帯域地震動を再現するために，正方形のSMGAを3枚仮定し，背景領域からの寄与は無いものとした．また，USGSから公開されているモーメントテンソル（MT）解の幾何形状と余震分布を参考にして，北西－南東走向の横ずれ断層面を設定した．SMGA内の相対的な破壊開始点，破壊速度，SMGAの大きさ，ライズタイムは，震源周辺の16地点3成分の記録の再現性を見て，試行錯誤的に推定した．現時点で得られた3枚のSMGAは，地震発生層内に位置し，震源付近にSMGA1，震源から北西側にSMGA2，震源から南東側にSMGA3の順に破壊した．SMGA1とSMGA3の破壊は南東方向に，SMGA2の破壊は北西方向にそれぞれ進展し，SMGA2とSMGA3は，それぞれSMGA1の破壊開始から2秒後，8秒後に破壊を開始した．これらのSMGAによって，震源周辺で観測された0.2－10 Hzの観測地震動は広帯域に再現することができた．先述した観測速度波形に見られる複数の波形パケットは，震央から南東側の観測点では，時系列で後半の波形パケットの振幅が最も大きく，これは断層南東にあるSMGA3の影響と考えられる．一方で，震央から北西側の観測点では，前半の波形パケットの振幅が大きく，これは主としてSMGA2の寄与であることが確認できた．今後，SMGAのパラメタについては，グリッドサーチ等によって最適解を決定するとともに．震源インバージョンによる震源破壊過程とSMGAモデルの比較を行い，広帯域の地震動生成過程について議論を行う予定である．

謝辞：Center for Engineering Strong Motion Data（CESMD）から公開されているSCSNの強震記録を使用しました．本研究は，原子力規制庁の令和2年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震の特性化震源モデルに係る検討）事業の一部として実施されました．

© 日本地震学会

Evaluation of permanent displacement near surface rupture based on characterized source model with LMGA –case study of reverse fault type -

*Yasuhiro Matsumoto[1], Ken Miyakoshi[2], Kojiro Irikura[3]

1. Kozo Keikaku Engineering Inc., 2. Geo-Research Institute, 3. Aichi Institute of Technology

地表地震断層近傍の地震動記録には，2016年熊本地震（M_w7.0）のような断層運動に伴い永久変位が現れる（岩田, 2016）．このような永久変位は，地震発生層以浅の浅部断層にLMGA（Long-period Motion Generation Area）や大すべり域のような領域を考慮した特性化震源モデルを用いることで評価可能であることが多くの先行研究（例えば，松元・他 (2018)）で示されている．地震動記録から評価される変位波形の永久変位や地殻変動は直下の断層面上のすべりの影響が強く反映されるため，これらの観測量からLMGAのすべり量（D_{LMGA}）を推定できると考えられる．
本検討では，1999年集集地震（M_w7.6）や2014年長野県北部の地震（M_w6.2）のような逆断層地震を対象に観測量からD_{LMGA}を推定することを最終的な目的として，はじめに一様すべりの震源モデル，次にLMGAを考慮した特性化震源モデルを対象に，数値シミュレーションに基づいて地表地震断層近傍の永久変位量を評価し，観測点直下の断層面上のすべり量との関係性を検討する．次に，これらの関係を用いて実地震の地表地震断層近傍の永久変位量からD_{LMGA}を推定し，さらにM_0-D_{LMGA}の関係式の検討を行う．本検討で用いる数値シミュレーション手法はOkada (1992)の地殻変動プログラムを用いる．永久変位を含む地震動評価手法にHisada and Bielak (2004)の波数積分法があるが，均質地下構造モデルを仮定した場合，永久変位量は両手法で同じ結果が得られることを確認している．

（１）一様すべりの震源モデルに対する地表地震断層近傍の永久変位量
一様すべりで設定した震源モデルは，断層上端深さは地表，傾斜角は30から60°の複数ケース，すべり角は90°を基本とした（図1左）．数値シミュレーションで得られた主な特徴は次の通りである．なお，以降では評価点の永久変位量の水平成分をD_{site_hor}，上下成分をD_{site_ud}，3成分合成をD_{site_3comp}，断層面上の平均すべり量をD_{fault_ave}と呼ぶことにする．
地表トレース近傍の評価点の$D_{site_3comp}/D_{fault_ave}$は，傾斜角によって異なるが，上盤側は0.7から0.6程度，一方，下盤側は0.3から0.5程度と上盤側に比べて小さい（図1中央）．また，ある一定の傾斜角ですべり角を変化させた場合，$D_{site_hor}/D_{fault_ave}$や$D_{site_ud}/D_{fault_ave}$は変化する一方，$D_{site_3comp}/D_{fault_ave}$に顕著な変化は見られず，その値はロバストであることが分かった（図1右）．すなわち，観測記録のある特定の成分に着目するのではなく，3成分合成（D_{site_3comp}）からその評価点直下のすべり量を精度良く推定できることが示唆される．

（２）LMGAを含む特性化震源モデルに対する地表地震断層近傍の永久変位量
従来の特性化震源モデル（SMGAと背景領域で構成）にLMGAを加えて設定した．SMGAの上端深さは2 kmとし，強震動予測レシピに従ってSMGAのすべり量（D_{SMGA}）はD_{fault_ave}の約2倍，また，宮腰・他 (2020)に従ってD_{LMGA}はD_{SMGA}と同じと仮定した。永久変位量の評価点は断層中央の断層直交方向に配置した（図2左）．数値シミュレーションで得られた主な特徴は以下の通りである．
地表トレース近傍の上盤側の$D_{site_3comp}/D_{fault_ave}$は地表トレース近傍で1よりも大きい（図2中央）．これは地表トレース近傍の評価地点の永久変位量（D_{site_3comp}）は断層面上の平均すべり量（D_{fault_ave}）ではなく，評価地点直下のすべりの大きなLMGA（$D_{LMGA} \fallingdotseq 2\times D_{fault_ave}$）の影響を強く受けるためである．$D_{fault_ave}$の代わりに$D_{LMGA}$で正規化すると，地表トレース近傍の$D_{site_3comp}/D_{LMGA}$は一様すべりのモデルと同様の値が得られた（図2右）．
また、ここで設定したモデルの場合、地表トレースから1から3km程度以内の評価地点の永久変位量は、上端深さ2kmに設定したSMGAよりもそれ以浅のLMGAの寄与が大きいことも確認できた．以上から，地表地震断

© 日本地震学会

層に近い評価地点の観測量（D_{site_3comp}）から，LMGAのすべり量を推定できることが示唆される．

（３）本検討で得られた関係式に基づくD_{LMGA}の推定
本検討で得られたD_{site_3comp}/D_{LMGA}と地震動観測点のD_{site_3comp}から，直下のD_{LMGA}を推定し，さらにD_{LMGA}と地震モーメント（M_0）の関係（M_0-D_{LMGA}）を検討した．なお，対象観測点は地表地震断層から約2 km以内とした．宮腰・他 (2020)は地表地震断層が現れた国内外の8個の内陸地殻内地震(Mw6.3～7.9)を対象にM_0-D_{LMGA}のスケーリング則を提案しているが，本検討で得られたように傾斜角を考慮したD_{site_3comp}/D_{LMGA}を適用した場合，特に下盤側に位置する観測点の永久変位から推定されるLMGAのすべり量がM_0-D_{LMGA}のスケーリング則とよく一致することがわかった。

謝辞：本研究の一部は原子力規制庁による令和2年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震の特性化震源モデルに係る検討）事業として実施されました．また，Okada (1992)に基づく地殻変動プログラムは防災科学技術研究所のホームページより公開されているプログラムを使用させていただきました．記して感謝いたします．

© 日本地震学会

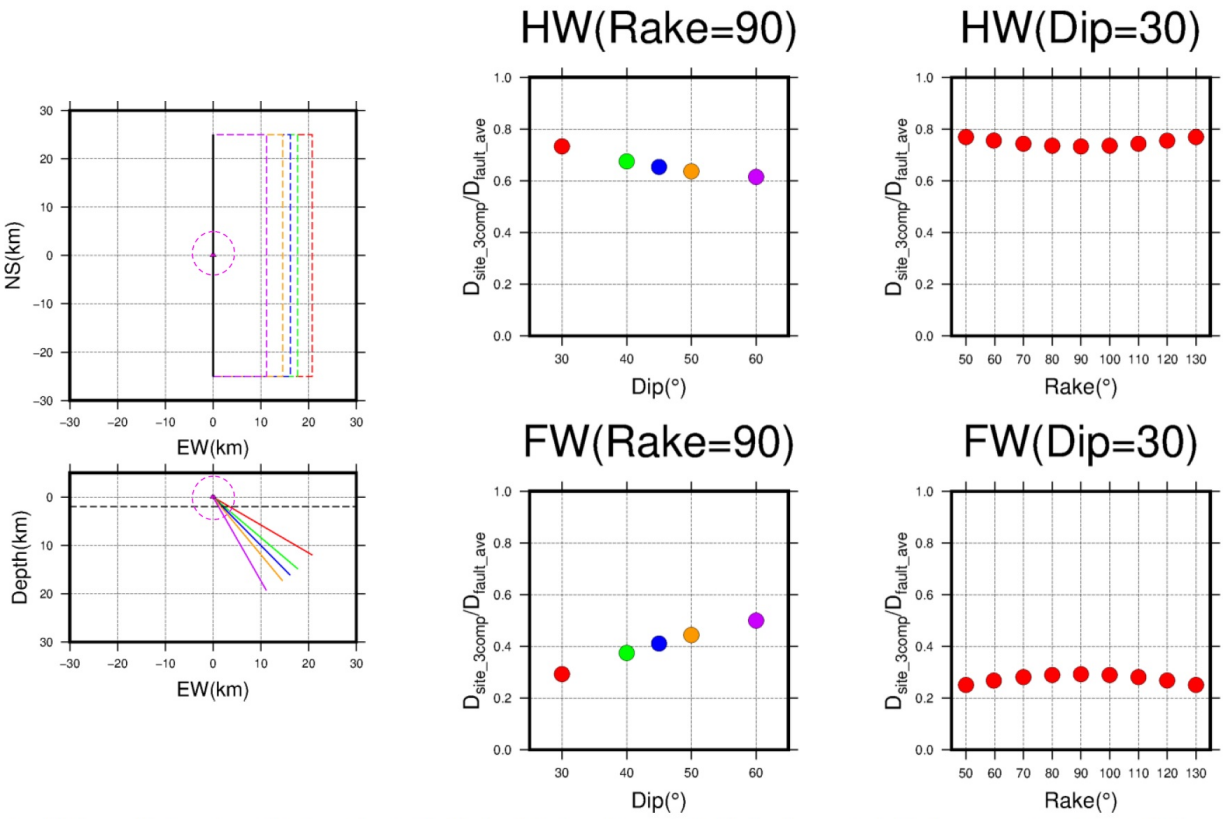


図 1 （左）一様すべりの震源モデルと中央図と右図で示した評価地点（ピンク点線内のピンク三角印：地表トレースから上盤側（HW），下盤側（FW）にそれぞれ 0.2 km 地点）．（中央）傾斜角の違いによる $D_{site_3comp}/D_{fault_ave}$．評価地点は地表トレースから 0.2 km 地点．（右）傾斜角 30 °の時のすべり角の違いによる $D_{site_3comp}/D_{fault_ave}$．評価地点は地表トレースから 0.2km 地点．

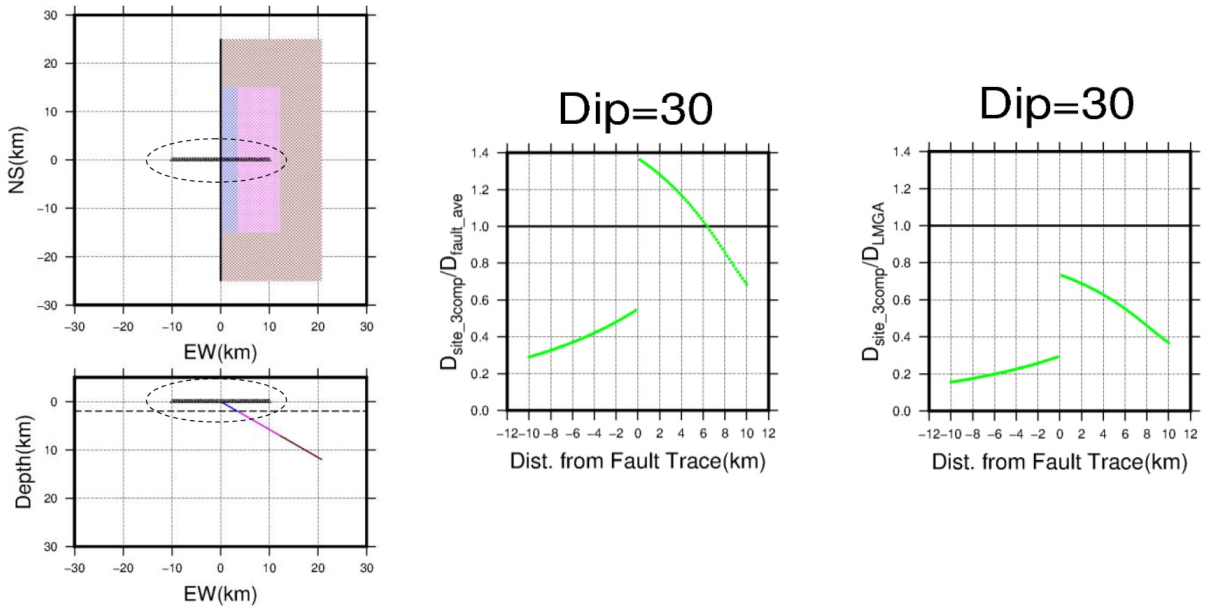


図 2 （左）LMGA を考慮した特性化震源モデル（傾斜角 30 °の場合．ピンク：SMGA，青：LMGA，茶：背景領域）と評価地点（黒点線の楕円内の黒三角印：地表トレースから 10km の範囲内で 0.2 km 間隔に配置）．（中央）傾斜角 30 °の時の $D_{site_3comp}/D_{fault_ave}$ で横軸の正値は上盤側，負値は下盤側．（右）傾斜角 30 °の時の D_{site_3comp}/D_{LMGA}．

© 日本地震学会

Theoretical analysis of the long-period velocity pulses observed in the 2016 Kumamoto Earthquake Sequence

*Kotaro Tarumi[1], Tomotsugu Watanabe[1], Masanao Komatsu[1], Hiroshi Takenaka[1]

1. Okayama University

1.Introduction

2016年熊本地震では，震源断層ごく近傍で震度7を記録した地震動が観測され，地殻変動を伴った大きな被害が発生した．特に本震(M_{JMA} 7.3)では，西原村小森（熊本県自治体震度観測計）において，観測された加速度記録からの積分によると，地動速度では時間幅約3秒の長周期速度パルスがEW成分とUD成分で見られ，地動変位では水平動，上下動共に約2 mの永久変位が生じたと推定されている．2016年熊本地震の前震と本震に関する震源断層のすべりインバージョンの研究は複数行われており，その多くで西原村の直下にアスペリティが存在し，その内部における破壊フロントはアスペリティ下端付近から地表面に向かって進行したことが示唆されている．そのため，西原村小森で観測された長周期速度パルスの原因が，破壊フロントの進行方向で遠地S波に起因して大振幅パルスが生じる破壊指向性（Forward directivity）なのか，あるいは震源断層ごく近傍で卓越する近地項，中間項の効果なのかが議論されている．そこで本研究では，震源断層を単純化したモデルを設定し，全無限均質媒質中の有限矩形断層から生じる近地項，中間項，遠地項を分離した変位の解析解（垂水・竹中，2020，JpGU-AGU）を用いて，長周期速度パルスの成因について理論的に検討した．

2.Simple Asperity Model

Figure.1は本研究で設定した非常にシンプルなアスペリティモデルと西原村を模した観測点の例である．本研究では，Asano & Iwata (2016)を参考に，西原村直下と推定されたアスペリティのみをモデル化し，その寄与のみを考慮した．均質媒質中のP波速度は6.0 km/s，S波速度は3.5 km/sとし，アスペリティの長さは10 km，幅14 km，すべり3.7 m，ライズタイム1.5 s，すべり角-140°とした．アスペリティ内部を進行する破壊フロントは水平で，破壊伝播速度はS波速度の0.78倍とし，地表面に向かって進行すると仮定した．また，地表面では自由表面の効果として，振幅を2倍している．

3.Numerical results

Figure.2に地動速度（水平成分）の数値計算結果を示す．全変位に加えて，近地項（本研究では近地項と中間項の和）と遠地項も同様に示している．結果は，非常にシンプルなモデルを用いたにも関わらず，西原村で観測された（加速度記録から推定された）速度波形の特徴，特にEW成分とUD成分で観測された時間幅約3秒の長周期速度パルスを再現できている．この結果により，長周期速度パルスの生成には，近地項が主に寄与しているが，EW成分では遠地項（主に遠地S波）も寄与しており，破壊指向性の効果も考えられる．実際の震源過程の複雑さや背景領域の寄与等を考慮した綿密なモデリングをすることによって，より良く観測波形を再現できるかもしれない．

© 日本地震学会

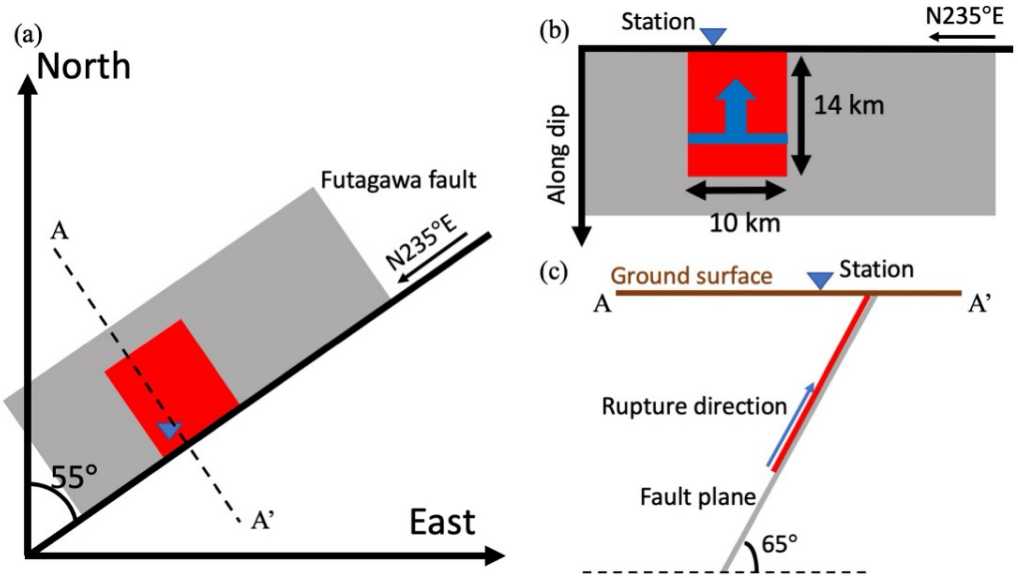


Figure.1 Simple asperity model in this study. Gray and red ((a) & (b):region, (c):line) show fault plane and asperity. Blue triangle denotes the station simulated as Nishihara-village. Blue line and vector indicate rupture front and its direction of propagation, it propagates from the bottom of the asperity to the top of that. (a)The relation between the fault plane/asperity and the station on North-East coordinate system. Strike angle is set as N235°E. (b)Cross-section of simple asperity model across fault plane. Length and width of asperity are 10 km & 14 km. (c)Cross-section across A-A' (Figure.1-(a)), showing the appearance of the fault under the ground. Dip angle is set as 65°.

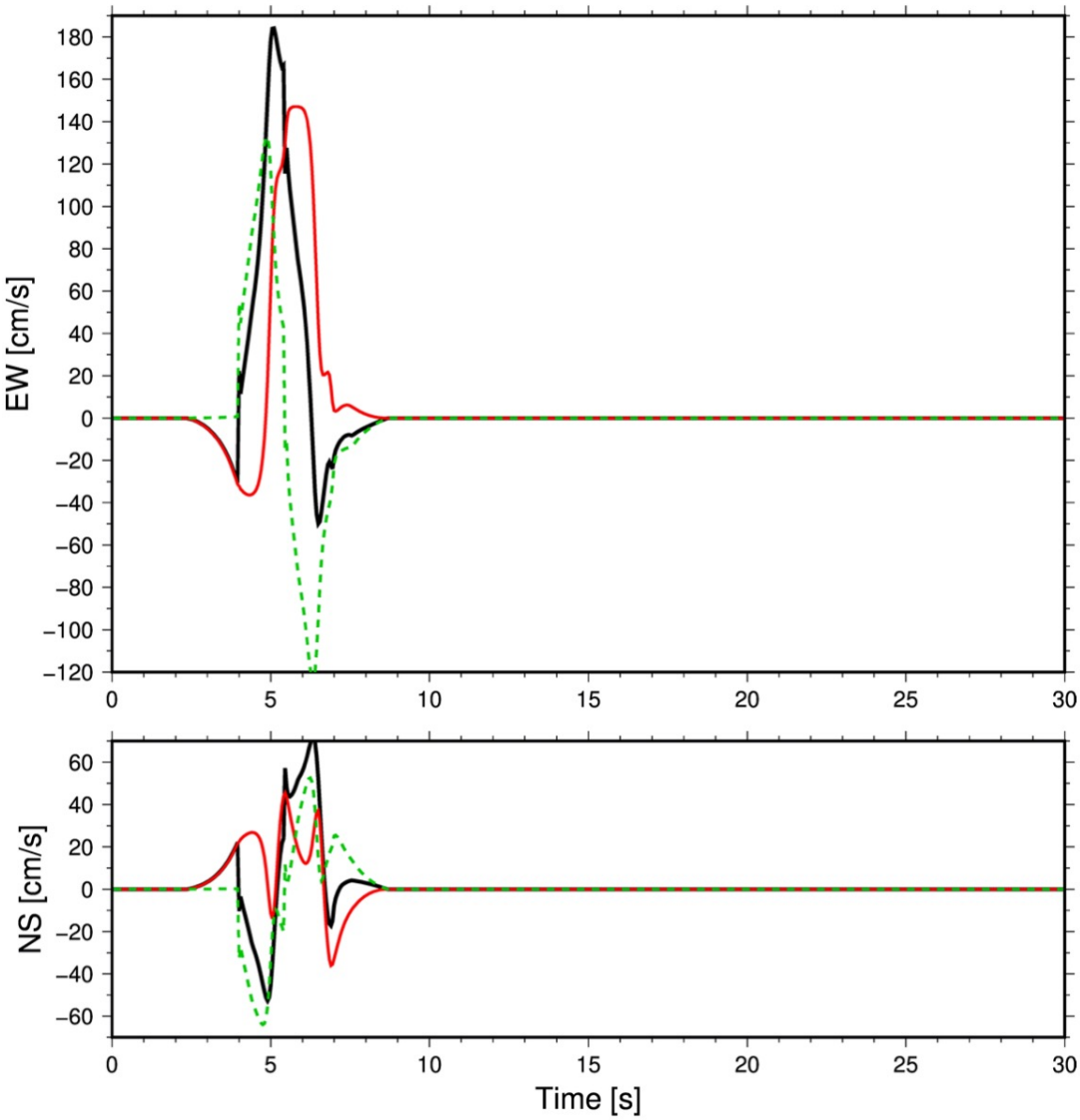


Figure.2 Numerical results of ground velocity of horizontal components. Black, red and green dashed lines indicate total displacements, the summation of near-field term and intermediate terms and far-field terms, respectively.

© 日本地震学会

Application of improvement of Green’s function by waveform fitting

*Kunikazu Yoshida[1], Yujia Guo[1], Kazuhiro Somei[1], Ken Miyakoshi[1]

1. Geo-Research Institute

近地強震記録を用いた震源過程の解析（震源インバージョン解析）では，解析の過程で小断層からのグリーン関数を理論的に計算する．グリーン関数の推定精度は，震源インバージョンの解析精度を大きく左右することから，これを適切に評価することは非常に重要である．グリーン関数を精度良く評価する方法として，小地震の理論波形が観測記録をよく再現するよう地下構造モデルを調整することで高精度のグリーン関数を求める波形フィッティング手法がある．本研究では，LMGAのモデル化を目標として地表地震断層が現れた2010年Darfield地震(Mw7.1)と2019年Ridgecrest地震(Mw7.1)を対象に震源インバージョン解析を予定しており，これらの地震の震源域付近の観測点を対象に，波形フィッティングによる1次元構造モデルによるグリーン関数の高精度化を試みた．

基本的な解析手順は，Yoshida et al. (2017, EPS)に従った．震源断層ごく近傍で発生した小地震を解析対象として選定し，震源位置，メカニズム解は既往研究の結果をもとに，ライズタイムは試行錯誤で設定する．観測波形には，震源インバージョンの解析周波数を考慮してそれを含むようにバンドパスフィルター（本検討ではおおむね0.2～1 Hz）を適用し，加速度波形は積分して速度波形とする．この条件で，理論波形が観測波形をなるべく再現できるような速度構造モデルを探した．探索では，初期構造モデルとそこから乱数でパラメータを変化させた初期構造モデル群を1000個生成し，これらのモデル群を滑降シンプレックス法[Nelder and Mead (1965)]を用い改良してゆく．波形の一致度合いは，$f=(O-C)^2+p$ として評価した．ここで，O, Cはそれぞれ観測および理論波形，pはペナルティである．ペナルティには，低速度層（上の層よりも速度の遅い層）に関するものと，Vp/Vs比の経験式[狐崎・他(1990)あるいはBrocher (2005)]からのモデルのずれに関するものを組み込んだ．

2010年Darfield地震の発生したニュージーランドCanterbury地域については，主に地質情報などから構築された地下構造モデルがあり[Lee et al. (2017)など]，後期白亜紀以降のVs<3 km/sの堆積物が厚い所で2 km以上堆積している．地殻構造モデルにはトモグラフィによる3Dモデル[Syracuse et al. (2013)]がある．解析ではM4.4と4.7の2つの余震を対象とした．これらの地震の震源位置には，既往研究による再決定震源を用いた．観測点直下のLeeモデル（堆積層モデル）を参考に初期モデルを設定し，層境界深度は固定して堆積層の速度を調整して構造モデルを求めた．堆積層モデルの基盤以深では，上述の3D地殻構造モデルを平均化して水平成層モデルとしたものを設定した．なお，地殻モデルの深さ2～5 kmのVsは2.9 km/sである．ここでは堆積層モデルと地殻構造モデルはそのまま接続したが，S-P時間が大きく異なる観測点では地殻モデル浅部も調整対象とした．

解析で得られた構造モデルは，初期モデルからはそれほど大きく変化していない．得られた構造モデルを用いて小地震の波形を計算すると，S波部分の波形やS-P時間の理論と観測の対応はおおむね良好である．後続波はフィッティング対象とはしなかったが，一部の観測点での観測波形に今回のモデルでは再現できていない後続波が見られる観測点がある．特に，本震断層の東側のクライストチャーチ市街の観測点で後続波が見られ，付近の盆地構造の影響が考えられる．一方で，震源インバージョン解析で重要なS波付近の数秒間は多くの観測点である程度再現できている．

また，現在2019年7月6日(UT)に発生したカリフォルニア州Ridgecrest地震についても周辺観測点のグリーン関数の解析を進めている．この地震については，余震群の震源再決定が複数の研究者により行われている．ここではM5.0の余震を解析対象としたが，再決定震源は深さが0.8～3.2 kmとばらついている．震源の深さは理論波形に大きく影響するため，震源のばらつきによる解析結果の変化を検討しているところである．また初期

© 日本地震学会

構造モデルとして文献調査等[例えばLee et al. (2014)]から複数のモデルを検討している．発表時には地下構造の地域性や，震源深さが結果に与える影響について議論する予定である．

謝辞：本研究は，原子力規制庁の令和2年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震の特性化震源モデルに係る検討）事業の一部として実施されました．

© 日本地震学会

Seismic intensity simulation of the entire 1923 Kanto earthquake sequence

*Hiroe Miyake[1], Satoko Murotani[2], Kazuki Koketsu[1]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. National Museum of Nature and Science

The 1923 Kanto earthquake has been extensively analyzed from seismic, geodetic, and earthquake engineering aspects. Most mainshock rupture models consisting of two slip regions extending from Kanagawa to southern Boso are well constraint by geodetic data. However, the seismic intensity distributions of the 1923 Kanto earthquake based on the housing collapse rate show a significant northern extension toward Saitama. It is well known that several M7-class aftershocks were associated with the 1923 Kanto earthquake, and some of those are seen in the mainshock waveform traces. We here simulate seismic intensity distributions of the entire 1923 Kanto earthquake sequence and discuss the degree of difference of the seismic intensity from the entire sequence and the mainshock only.

To estimate seismic intensity distributions, we employ a set of ground motion prediction equations, fault geometries, and velocity models with different engineering bedrock definitions. The exact locations, depths, and seismic moment of the aftershocks are still under discussion and earthquake catalogs show large variability. Therefore we perform a grid search to measure the sensitivity of hypocenters and moment magnitudes to seismic intensity. We also test ground motion simulations to reduce the overlap between large slip regions and strong motion generation areas for the mainshock, which is expected to shift the current seismic intensity distribution to the west or deep.

© 日本地震学会

A study on source, path, and site effects around the source area of the 2013 Tochigi-Ken Hokubu Earthquake

*Kazuhito Hikima[1]

1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.

【はじめに】
2013年2月25日に発生した栃木県北部の地震は，Mj 6.3の中規模地震にもかかわらず，震央から約4km離れたKiK-net栗山西観測点 (TCGH07)で大加速度の地震動が観測された．この要因分析として筆者は震源過程解析を実施する(引間，2014)とともに，震源～観測点の伝播特性の影響を検討するため，余震記録などを用いてスペクトルインバージョンを実施した(引間，2013；2015)．その結果，TCGH07で卓越した5～8Hz程度の高周波数成分は，震源域であるTCGH07の西方向から到来する地震動に特徴的に見られ，伝播特性・サイト特性の影響を反映している可能性が高いことを示した．
一方，笠松･他(2019)は，中小地震の波形記録を使い5～8Hzの最大加速度の距離減衰式を作成し，TCGH07では周辺地点に比べてこの周波数帯域で揺れが大きくなり易いこと，さらに本震のすべりが大きな領域の北側で発生した地震では相対的に大きな増幅となることを示した．また，加藤･他(2019)では本震震源域の北側では震源特性として高周波数成分を強く励起する特徴が見られることを指摘している．前者は基本的には引間(2013; 2015)と同様に本震時のTCGH07での観測波形の特徴の要因を伝播・サイト特性として捉えるものであろう．対して，後者はそれに加えて震源特性も大きな影響があったもの考えている．しかし，ある特定サイトにおける狭い周波数での大振幅地震動の要因を震源特性の影響と捉えることは，他の観測点の記録でも特異な増幅が見られない限り考えにくいように思われる．
そこで，本検討では，筆者が行ったスペクトルインバージョン解析に新たなデータを追加して再解析を行い，求まった震源スペクトルをBruneのω^{-2}モデルで評価し直し各地震の震源特性を定量化した．さらにそれらを基に，各地点のサイト特性を求めなおすことで，標準的な震源モデルに対するサイト特性を再評価した．そして，TCGH07において到来方向の違いによる増幅特性の違いについて再検討した．

【スペクトルインバージョン解析】
スペクトルインバージョンはこれまでの解析(引間，2013; 2015)とほぼ同様の条件で行った．震源域周辺のKiK-netの19観測点の加速度記録を使用し，各地点の地表・地中それぞれのサイト特性を求めた．使用した地震は2010年以降に発生したM3～5.1の95地震である．観測波形のS波初動から8 秒間のNS, EW成分のフーリエ振幅スペクトルのRMSに対して1 Hz幅のParzenウィンドウにより平滑化したものをデータとしてインバージョン解析を行った．なお，水平２成分とも100 galを超える観測記録は解析から除いた．解析対象周波数は0.5～20 Hzとした．
インバージョンの際の拘束条件として，地中地震計位置でVs≧2500 m/sとなるFKSH07，TCGH17，GNMH14の地中観測点を基盤相当と仮定し，これらの位置の増幅率を１とする拘束条件を課した．一回目の解析では上記の拘束条件のみを付してインバージョンを実施し，そこで求まったQ値を周波数fに対して$Q=Q_0*f^n$ の関数形で近似した．二回目の解析ではそのQ値の関数を固定した上で震源スペクトルおよび増幅率を求めた．
次に，上記で求まった震源スペクトルに対して，残差が最小となるBruneのω^{-2}モデルをグリッドサーチにより推定し，M0および$\Delta\sigma$を求めた．なお，F-netによりCMTが求まっている地震については，M0の値としてそれらを採用した．
最後に，各観測点のサイト特性は推定した震源スペクトルと波動伝播のQ値を使って計算されるスペクトルに対する残差の平均値として評価した．

【解析結果】
解析された地震の応力降下量について，震源位置による違いを確認したところ，2013年栃木県北部の地震の

© 日本地震学会

震源域で発生した地震は，他の領域で発生した地震に比べて相対的にやや小さな値を示すことがわかった（図1）．一方で，本震の震源域の値の変化を確認すると，北部での値が若干大きくなる傾向が見られ，その点は加藤･他(2019)の指摘と整合している．
さらに，TCGH07への到来方向によるサイト増幅率の違いを確認するために引間(2013; 2015)と同様の震源領域に分けてそれぞれの平均増幅特性を評価した(図2)．その結果TCGH07に西から到来する地震，すなわち本震の震源域で発生した地震では5～8Hz(周期0.1～0.2s程度)の増幅が顕著であるのに対して，他方向から到来する地震動ではそのような増幅は見られないことが確認された．

【まとめと考察】
今回のスペクトルインバージョン結果をもとにした検討では，本震の震源域の応力降下量は他地点で発生した地震に比べて特に大きなものではない．そのため，震源特性そのものがTCGH07の大振幅の主要因となった可能性は小さいものと考えられる．一方で，TCGH07への到来方向により増幅特性が異なる傾向はこれまで同様に認められる．震源域からの地震動が増幅する周波数が本震で見られた卓越周波数とほぼ一致することから，やはりサイトの比較的近傍での伝播・サイト特性が本震時にも大きく影響したと考えることが妥当と思われる．
なお，到来方向による増幅特性の違いの要因については，TCGH07が山間部に位置していることから地形の影響が一因の可能性がある．その効果を検討するために，地形を考慮した波動伝播シミュレーションなども行っていきたい．

＜関連発表＞
引間(2014)：2013年2月25日栃木県北部の地震(M_j 6.3)の震源過程-3～経験的および理論グリーン関数を併用した解析～，日本地震学会2014年秋季大会，S15-P22.
引間(2013)：スペクトルインバージョンを用いた2013年2月栃木県北部地震の震源域におけるサイト・伝播特性に関する検討，日本地震工学会･大会－2013梗概集.
引間(2015)：2013年栃木県北部の地震の震源域におけるKiK-net観測点を用いたサイト･伝播特性に関する検討，日本建築学会大会(関東)学術講演梗概集，21026.
笠松･他(2019)：中小地震が励起した大振幅地震動の発生要因～2013年栃木県北部の地震(Mj6.3)のKiK-net栗山西の検討～，日本地球惑星科学連合2019年大会，SSS13-13.
加藤･他(2019)：2013年栃木県北部の地震(Mj6.3)の震源域における応力降下量の空間分布の検討，日本建築学会大会(北陸)学術講演梗概集，21226.

謝辞：本検討ではKiK-netおよびF-netメカニズム解，JMA一元化震源データを使用させて頂きました．

© 日本地震学会

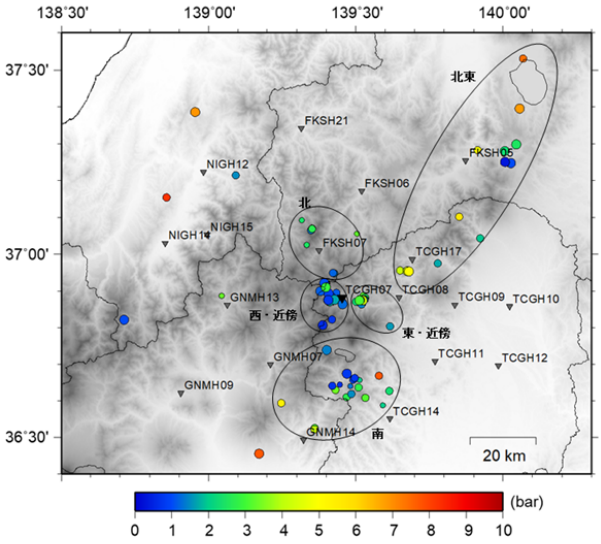


図1　スペクトルインバージョン結果から求めた
対象地震の応力降下量

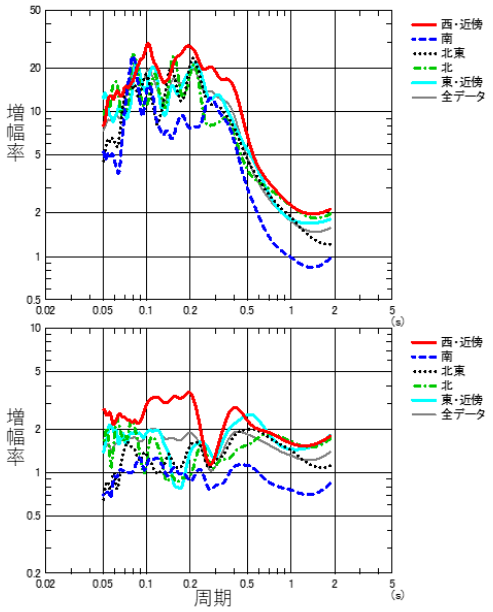


図2　TCGH07における到来方向別のサイト増幅特性
（上：地表地震計，下：地中地震計）

© 日本地震学会

Comparison of PGA, PGV, and acceleration response spectra between the K-NET, KIK-net, and S-net strong-motion sites

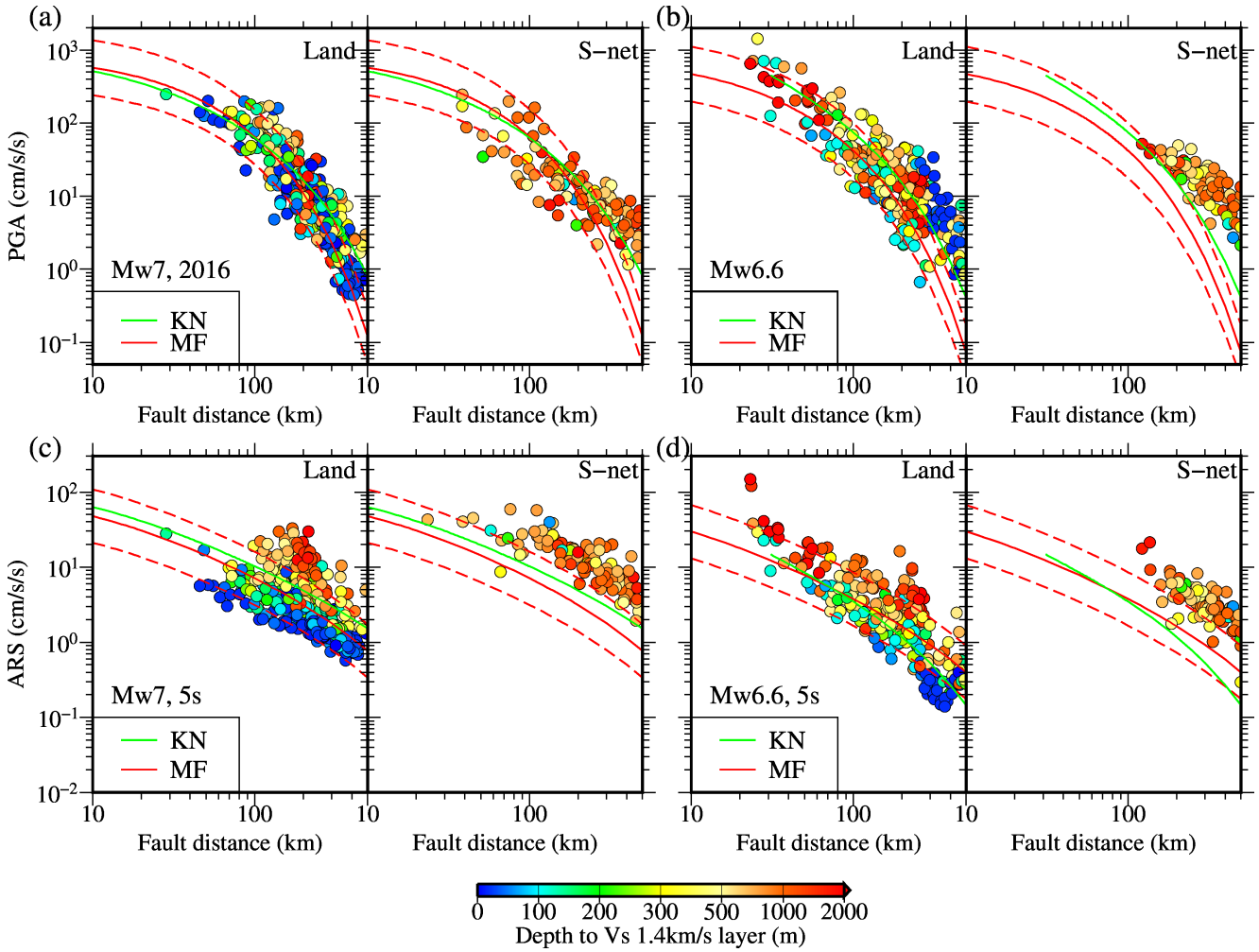
*Yadab Prasad Dhakal[1], Takashi Kunugi[1], Wataru Suzuki[1], Takeshi Kimura[1], Nobuyuki Morikawa[1], Shin Aoi[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

A large-scale ocean bottom (OB) seismograph network (S-net) has been accomplished in northeast Japan and brought in operation since 2016. To understand the ground motion characteristics at the S-net ocean bottom seismograph sites, we analyzed and compared the peak ground motion parameters of accelerograms recorded at the S-net stations with those recorded at the K-NET and KiK-net stations on land. The analyzed ground motion parameters are the horizontal vector peak ground accelerations (PGA), peak ground velocities (PGVs), and 5% damped acceleration response spectra (ARS) for several earthquakes (5.3≦Mw≦7.0) that occurred after the start of operation of S-net. The largest magnitude earthquake (Mw 7) recorded by S-net was the 2016 Nov 22, 05:59 (JST), which occurred off the Fukushima Prefecture beneath the S2 segment of S-net. All earthquakes considered in this study were offshore earthquakes except the 2018, Mw 6.6, Hokkaido Eastern Iburi earthquake. The offshore earthquakes were selected, such that a sizable number of good quality recordings were available at both land and S-net stations. We used the ground motion prediction equations (GMPEs) developed by Morikawa and Fujiwara (2013) and Kanno et al. (2006) as a basis of comparison between the land and S-net strong-motion data. The former and the latter papers are hereafter referred to as MF and KN, respectively.

Our analysis revealed that the PGAs and short period (T= 0.1, 0. 2 s) ARS at the S-net sites were generally similar to the values at the land sites. In contrast, the PGVs and ARS for periods longer than about 0.3 s were larger at the S-net sites, on average. Based on the subsea velocity model obtained from Japan Seismic Hazard Information Station (J-SHIS) (Fujiwara et al. 2012), it was found that most of the OB sites were underlain by thick sediments. The observed values at the S-net and land stations were generally comparable at sites located on deep sedimentary deposits. Also, the high Q path effect was found on short-period ground motions at distances beyond about 200 km at the S-net stations similar to those previously known in the forearc region in northeast Japan for deeper earthquakes. The tendency was seen for the deeper earthquakes in the present study, also for land sites located in the forearc region. Example plots of PGAs and ARS (5s) as a function of fault distance are shown in the image for the two largest earthquakes mentioned above. The panels (a) and (b) show the PGAs for the 2016, Mw 7 event and 2018, Mw 6.6 event, respectively. Similarly, the panels (c) and (d) show the ARS for the two events, respectively.

© 日本地震学会


(a)
(b)
(c)
(d)
Land
S-net
PGA (cm/s/s)
ARS (cm/s/s)
Mw7, 2016
Mw6.6
Mw7, 5s
Mw6.6, 5s
KN
MF
Fault distance (km)
0 100 200 300 500 1000 2000
Depth to Vs 1.4km/s layer (m)

© 日本地震学会

Strong motion uncertainty determined from observed records on rock site for Ground-Motion Prediction Equation

*Toshimitsu Nishimura[1], Ken Miyakoshi[1]

1. Geo-ResearchInstitute

１．はじめに
地震動予測の不確かさに関しては，近年，地震観測記録の蓄積とともに，多くの地震動予測式(GMPE)が提案されており，それらの予測式に対する観測最大加速度（PGA）や最大速度（PGV）のばらつきに関する知見が増えている．このばらつきを調べることは，その予測式を用いた地震動予測の精度や予測の不確実性を検討するために重要である。地震動予測の不確実性は「認識論的不確実性(Epistemic uncertainty)」と「偶然的不確実性(Aleatory variability)」に分けられ，前者はデータや知識の増加で減らすことができる一方，後者は予測において避けられない偶然的な変動である。地震動予測式に対する観測値のばらつきには，震源（Source）、伝播（Path）、地盤（Site）にそれぞれの不確実性が含まれているが，既往の距離減衰式において、これらを含んだばらつきは対数標準偏差で0.3程度（自然対数標準偏差で0.69程度）となっている（例えば，司・翠川(1999),Kanno et al. (2006),佐藤(2008)）。このような観測値のばらつきから，認識論的不確実性によるばらつきを分離するアプローチとして，基盤強震観測網（KiK-net）による, ①同一地震で②地中岩盤点の地震動記録を用いることで，震源（Source）と地盤（Site）によるばらつきを低減することが期待できる。そこで、本研究では、KiK-net地中記録を用いて，基盤面における距離減衰特性のばらつきの検討を行った。
２．地中の強震動データベース
距離減衰特性のばらつきの解析に用いたデータは、Miyakoshi et al. (2019)を参照して、KiK-netによって観測されたMw6.0以上(広帯域地震観測網F-netより取得)の内陸地殻内地震を対象とし、地中地震計が基盤岩中(S波速度≧2km/s)に設置された観測点のものを使用した。さらに、断層最短距離200km以内の地中観測記録が10点以上ある地震とした。その結果、2000年10月から2019年6月までの15地震(Mw6.1～7.1)が選択された。断層最短距離は既往の断層モデルから求めた。PGAは水平2成分の最大値とし、S波主要動部分（目視で確認）の最大値を取得した。震源距離-Mwのデータ分布を図2に示す。図から近傍でデータが少なくなるため,回帰曲線がデータに対して一意的に求められ標準偏差が極端に小さくなる可能性が考えられる。
３．地震毎のばらつきの解析方法
地震毎のばらつきは、既往の距離減衰式の誤差評価と同様に、平均値として距離減衰式を用いて、対数標準偏差としてばらつきを求めた。ただし、既往の地震規模に基づいた距離減衰式と異なり、地震毎に距離減衰曲線を求めた。回帰モデルを式1として示す。ここで、iは地震を、jは観測点を示す添え字を表し、Ypreは予測された地震動指標、Rは断層最短距離(km)を表す。Cs、Ce、Ckは回帰係数であり地震毎に求められる。得られた地震毎の回帰曲線に対するばらつきは式2で求める。Yobsは観測値を示す。ばらつきは、断層最短距離0～200kmの距離区間他に、10～50km、50～100km、100～200kmの距離区間でも求めた。なお、0~10kmの近傍データは地震によっては0～数個であったため、前節で示した通り精度の信頼性がないと判断して検討から除外した。
４．考察
図2に各対象地震のPGAの対数標準偏差を示す。図は地震名を横軸に、川瀬・松尾(2004)を参考に、地域性の比較をするために東日本と西日本で分けて図示している。また、各領域の地震は震源規模順に図示している。図から、PGAについては、西日本の平均標準偏差(0.19)と比べて東日本の平均標準偏差(0.23)が大きく、さらにそのばらつき(東日本:0.07)は西日本（0.02)よりも大きい。篤他(2009)や佐藤(2010)はPGA距離減衰分布において火山フロントを境に背弧側と前弧側で減衰傾向が異なることを指摘している。図3は2003年宮城県北部地震（Mw6.1）のPGA距離減衰式の例を示しているが，背弧側と前弧側でPGAの減衰傾向が異なっており，これが見かけ上，標準偏差を大きくしていることが示唆された。本検討結果から，基盤岩上の特性値のばらつきには、伝播特性における地域特性(東日本と西日本、あるいは火山フロントの前弧側、背弧側)による認識論的不確定性が含まれている可能性が示されたる。なお，今回はPGAのばらつきについて検討を行った

© 日本地震学会

が，学会まではPGVのばらつきについても検討を進める予定である。

謝辞：本研究は，原子力規制庁の令和2年度原子力施設等防災対策等委託費（内陸型地震の特性化震源モデルに係る検討）事業の一部として実施されました.

© 日本地震学会

$$Log_{10}Y_{pre}(i,j) = Cs(i) - Log_{10}(R(i,j) + Ce(i)) - Ck(i) \times R(i,j) \qquad \text{式 1}$$

$$S(i) = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_j \left(Y_{obs}(i,j) - Y_{pre}(i,j)\right)^2} \qquad \text{式 2}$$

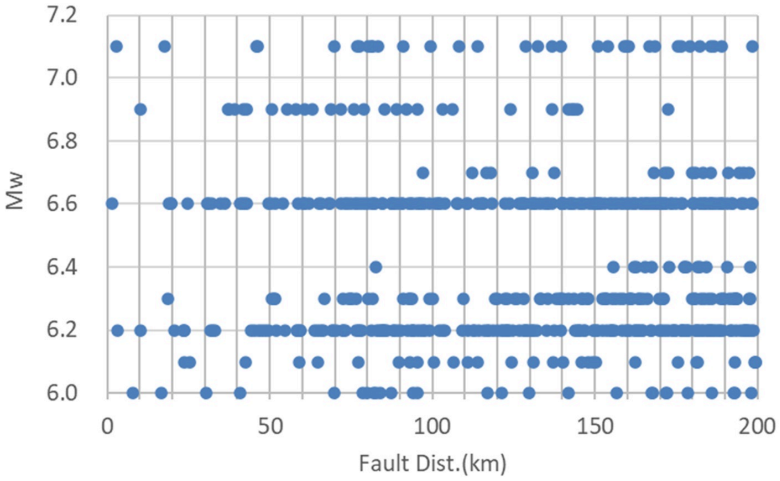


図 1 解析に用いた断層最短距離-Mw のデータ分布

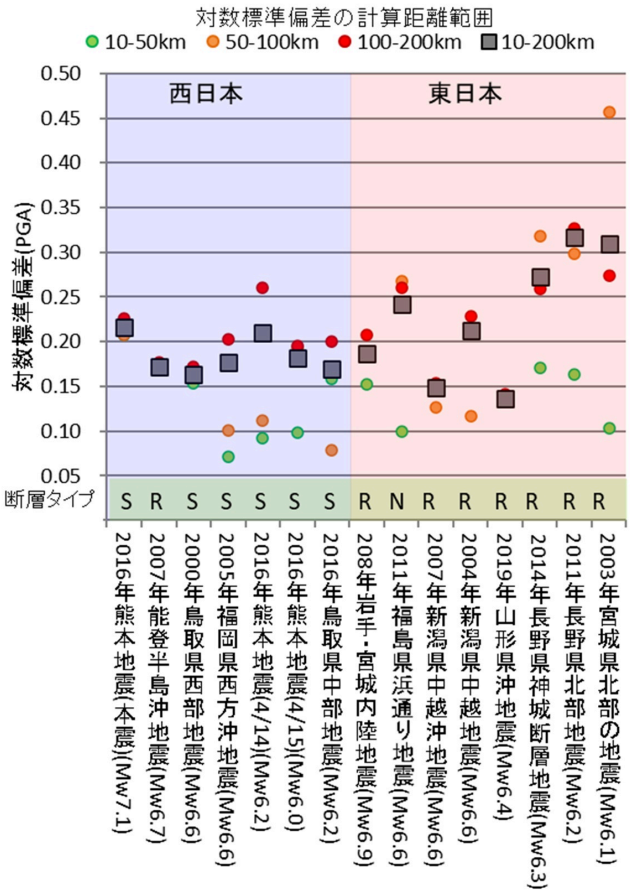


図 2 各地震の基盤における特性値の対数標準偏差

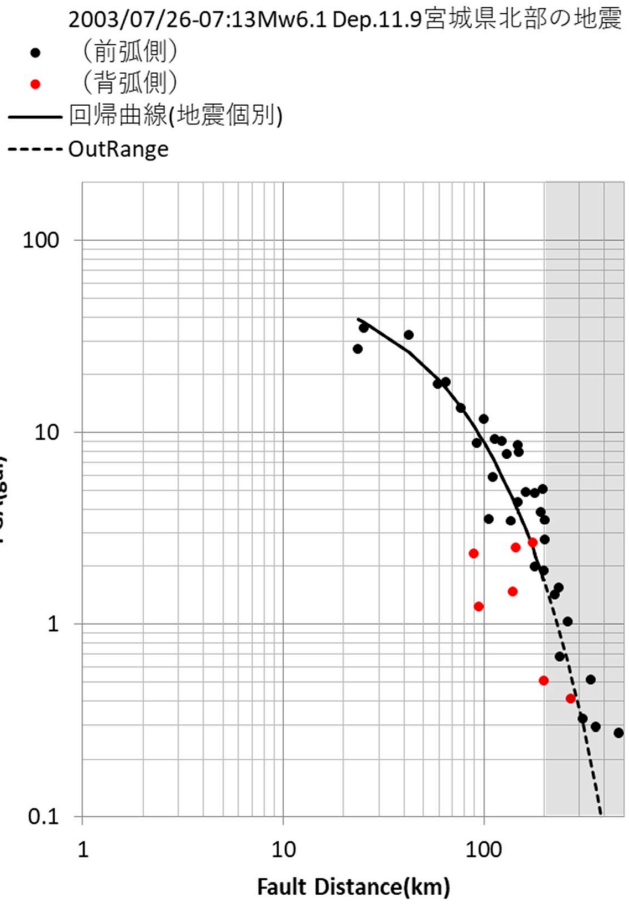


図 3 宮城県北部地震の距離減衰特性
(●:前弧側観測点, ●:背弧側観測点)

© 日本地震学会

Ground Motion Prediction Neural Network with Single-Path Uncertainty

*Tomohisa Okazaki[1], Nobuyuki Morikawa[2], Asako Iwaki[2], Hiroyuki Fujiwara[2], Naonori Ueda[1]

1. RIKEN, 2. NIED

地震動予測式（距離減衰式）は、観測記録の回帰分析により地震動指標の強さと不確定性を与える強震動予測手法で、確率論的地震ハザード評価の基礎となっている。予測の不確定性は想定地震動の上限を評価する際に重要であるが、多数の地震・観測点における観測記録を回帰すると、対象の地震・観測点における不確定性に比べて過大評価されるという指摘がなされている(Anderson and Brune, 1999)。実際、観測点毎のサイト特性や震源域を分離することにより、不確定性が大きく減少することが報告されている(e.g., Atkinson, 2006; Morikawa et al., 2008)。

岡崎・他(JpGU, 2020)では、観測点IDを入力とするニューラル・ネットワーク(NN)モデルを構成し、地盤特性の特徴量だけを入力するモデルよりも不確定性が顕著に減少することを示した。また、観測点IDをone-hotベクトルで入力することで、観測点毎の特性がデータ数に応じて適切に学習されていることを議論した。

本研究では、さらに地震発生位置を考慮することで、伝播経路を特定したNNモデルを設計する。将来の地震に対する予測を目的とするため、観測点の場合とは異なり、地震IDを直接入力して学習させることはできない。例えばMorikawa et al. (2008)では、地震学の見地から発生位置・地震種別が同一とみなせる震源域を複数抽出し、各領域に対してモデル化を行っている。本発表では機械学習の特性を活用して、震源域・観測点への依存性を観測記録の学習により抽出することを試みる。地震発生位置の指定方法として、震源（緯度・経度・深さ）の入力、震源分布のクラスタリングを利用した入力を行う。伝播経路の特定により不確定性が減少することを示し、地震・観測点の配置に対する地震動の依存性を議論する。

© 日本地震学会

Comparison of scattering variation associated with 2016 earthquakes in Korea and Japan

*MUHAMMAD ZAFAR IQBAL[1], Tae Woong Chung[1]

1. Sejong University

A remarkable increase of scattering attenuation (Q_S^{-1}) at low frequency was found associated with hazardous earthquakes in Japan and Korea in 2016. Applying Multiple Lapse Time Window Analysis (*MLTWA*) to N-S component seismograms recorded in the before earthquake period (*BEP*) and after an earthquake period (*AEP*), the Q_S^{-1} values were compared for M7.0, 6.6, and 5.8, occurred in Kumamoto (*K)*, Tottori (*T*), and Gyeongju (*G*). The *BEP* and *AEP* were set to obtain enough data; while G was 5 and 14 years, *K* and *T* event was 5 and 5 years, and 4 and 3 years, respectively. The obtained events of the periods were 186 and 117 for Korea, whereas 501 and 619, 176 and 194 for two Japan events, respectively. To find the crustal variation associated with earthquakes, focal depths of events were shallower than 30 km and the hypocentral distance of seismograms was shorter than 80 km. The observed stations were applied by coda normalization to correct different earthquake sources and site amplification factors. The magnitude range of events was selected between 2.0 and 4.0. For band-pass filtered with five central frequencies of 1.5, 3, 6, 12, and 24 Hz, the best fit values for Q_S^{-1} and Q_I^{-1} (intrinsic attenuation) were obtained by comparison between observed energy curves and theoretical energy curves derived from direct simulation Monte Carlo method (Yoshimoto, 2000) with a focal depth of 10 km. The error bars of the values, derived from Fisher’ s *F* distribution with the confidence value of 60 %, shows reliably shorter lengths with more than 20 observations. Between *BEP* and *AEP* of the Q_S^{-1} values, the higher difference was observed at lower frequencies –remarkable at 1.5 Hz and negligible for 24 Hz. Whereas G event being the greatest difference in the epicentral region, the T event showed reliable difference with over the error bar range. However, T events showed little relevance of differences in the epicentral region.

The crustal inhomogeneity caused by open cracks had been observed in the seismically active area by coda analysis using tomography developed by Nishigami (1991). *MLTWA* also showed the seismic inhomogeneity by comparison of difference of Q_S^{-1} between *BEP* and *AEP*. The difference corresponds well to event magnitude represented by peak ground acceleration (*PGA*). The high difference in *K* and *G* events generally correlated with the high *PGA* area. However, the *T* event shows less relevance despite the large magnitude. This may be due to earthquakes with a comparable magnitude that occurred in the vicinity, such as *M* 7.0 in 1943 and *M* 6.7 in 2000. In the K event, six earthquakes (M > 6.0) occurred in inland since 1920, but only one earthquake (1975 *M* 6.1) occurred near the event region. On the other hand, the Korean peninsula, including the *G* event region has been quite seismically stable land until *G* event - the largest event is only *M* 4.2 since 1905 and no inland events with estimated *M* > 5.2 for 270 years. Thus the duration period of seismic silence also strongly correlates with the difference of Q_S^{-1} between *BEP* and *AEP*.

© 日本地震学会

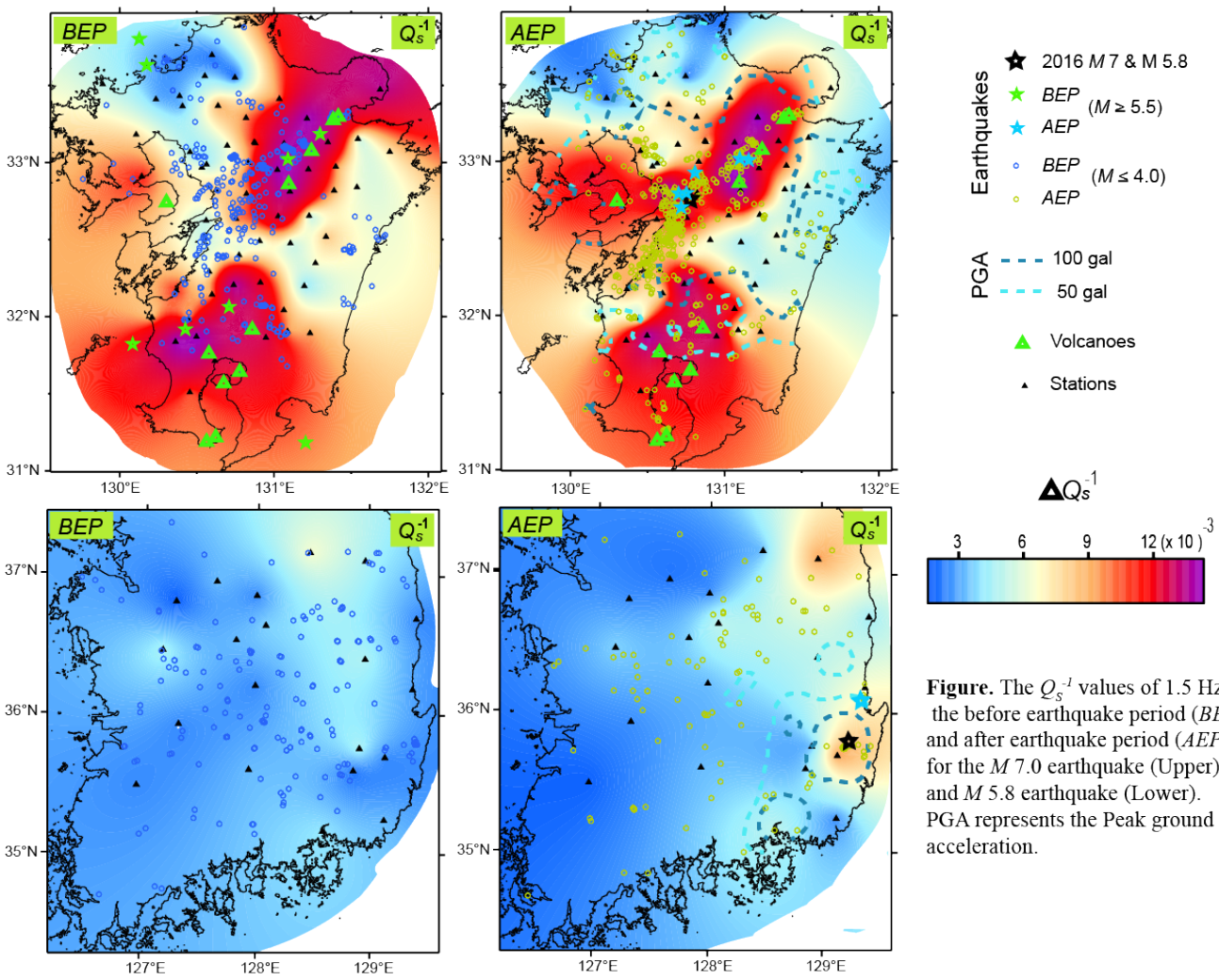


Figure. The Q_S^{-1} values of 1.5 Hz in the before earthquake period (*BEP*) and after earthquake period (*AEP*) for the *M* 7.0 earthquake (Upper) and *M* 5.8 earthquake (Lower). PGA represents the Peak ground acceleration.

© 日本地震学会

Estimation of earthquake ground motions on the ground surface at MeSO-net stations

*Atsushi WAKAI[1], Shigeki SENNA[1], Atsushi SHIMIZU[2]

1. NIED, 2. HAKUSAN Corporation

In the past national project of Japan, “Metropolitan Seismic Observation network” (hereinafter, referred to as “MeSO-net”) was constructed for the investigation of the tectonic plate structures and earthquake ground motions in the Tokyo metropolitan area around ten years ago. The MeSO-net has about 300 stations with sensors installed around 20 meters underground in the area. Also, they are spatially distributed at intervals of 2 to 5 kilometers in the area.

In recent years, we have worked a subproject of “acquisition of spatially very-high-resolution earthquake observation data and development of the database by private-public partnerships” as a member in a national project or “Tokyo Metropolitan Resilience Project [https://forr.bosai.go.jp/e/].” As one of the topics, we have tackled estimation of seismic ground motions on the ground surface based on bore-hole seismic records observed at each MeSO-net station.

The point is as follows. First, a seismometer is installed on the ground surface at each MeSO-net station during two to three months and some earthquake observation records are obtained in addition to the bore-hole records at each MeSO-net station. And then, an observed frequency response function is obtained by calculating Fourier spectral ratios of records on the ground surface to ones in the bore-hole. Also, calculating JMA seismic intensity scale from records on the ground surface and ones of the bore-hole, increment of that is obtained. Secondly, a miniature and centerless array microtremor measurement is performed at each MeSO-net station. This method of measurement can be adopted principally for estimation of an S-wave velocity structure in the surface ground. It consists of 4-point miniature array with a radius of 60 centi-meters and 3-point centerless array with around 10 meters on a side. An S-wave velocity structure is estimated based on a disperse curve of a phase velocity and an H/V spectral ratio calculated from microtremor data. Then a transfer function can be obtained using 1-dimensional multiple reflection theory based on the S-wave velocity structure at each MeSO-net station. Finally, an S-wave velocity structure can be enhanced by tuning a transfer function based on an observed frequency response function at each MeSO-net station and the existing S-wave velocity structures and other geotechnical information can be enhanced based on S-wave velocity structures at MeSO-net stations.

In this project, we will develop the system for estimation of earthquake ground motions based on bore-hole seismic records by means of some amplification factors mentioned above. In this presentation, we will report on the results in the analyses of earthquake observation data and microtremor measurement ones at this moment.

© 日本地震学会

Numerical Experiments for Simplified Prediction of Short-Distance Variation of Long-Period Ground Motion Amplitudes

*Ken Hatayama[1]

1. National Research Institute of Fire and Disaster

堆積盆地で観測される周期数秒から十数秒の長周期地震動の主成分を表面波であるとした場合，その波長は水平方向におおむね数kmから20ないし30kmと見積もられるが，この波長に比べて1波長にも満たないような短い距離で長周期地震動のスペクトル振幅が大きく異なる（例えば1.5倍とか）事例またはそれを示唆するような事例（一つの石油コンビナート地域に立地する複数のほぼ同諸元の石油タンクにおいて，地震時に発生したスロッシング高さにタンクの立地場所による系統的な違いが見られることなど）がしばしば観測される．

このような短い距離での長周期地震動のスペクトル振幅の違いを，差分法等による地震波動場の計算に頼らず，精度が犠牲になったとしても，より簡易な方法で予測する方法の可能性について検討することが本研究の目的である．

横方向に不規則な構造における表面波の伝播に関しては，グローバルな長周期（周期20秒以上）表面波を対象として，波線理論を用いた研究がなされてきた．Tromp and Dahlen(1992)は，エネルギー流速の保存則から，ある波線上の地表面上の2地点間における表面波のスペクトル振幅の比は，幾何減衰の影響を無視できる場合には，それぞれの地点の直下の1次元速度構造から計算される(i)地表における表面波固有関数の値，(ii)群速度，（iii）エネルギー積分，による簡単な代数演算で表現できることを導いた（以下，表面波伝達関数という）．Bowden and Tsai(2016)は，この表面波伝達関数は，横方向の速度構造の変化が十分緩やかな場合には，周期数秒程度の表面波にも適用可能であると考えた．また，元々はある一つの波線上で成立する関係式ではあるものの，その条件を大胆に緩め，任意の2地点間（といっても堆積盆地内とその周辺における任意の2地点程度の意）の振幅比を与えうるものと仮定し，Los Angeles盆地で観測された表面波の周期2.5秒成分の増幅特性が，各地点直下の1次元速度構造に対するS波鉛直入射から計算される増幅特性（以下，「S波伝達関数」という）よりも，表面波伝達関数により，よく説明できることを定性的に示した．

著者は，昨年の本学会秋季大会において，Bowden and Tsai(2016)の結果を定量的に検証するため，2次元地下構造モデルに対して差分法により計算した2次元地震波動場の増幅特性が，表面波伝達関数によってどの程度説明できるか調べた．その結果として，

（１）短距離2地点間の長周期地震動の相対的スペクトル振幅は，表面波伝達関数を用いることにより，各地点直下の1次元地下構造から，2/3～2倍の精度で予測可能であること，

（2）各地点直下の1次元地下構造に対するS波鉛直入射伝達関数による予測精度は1/3～2倍で，表面波伝達関数に比べてばらつきが大きく，また過小評価するきらいがあること，

など，表面波伝達関数の有望性を示した．

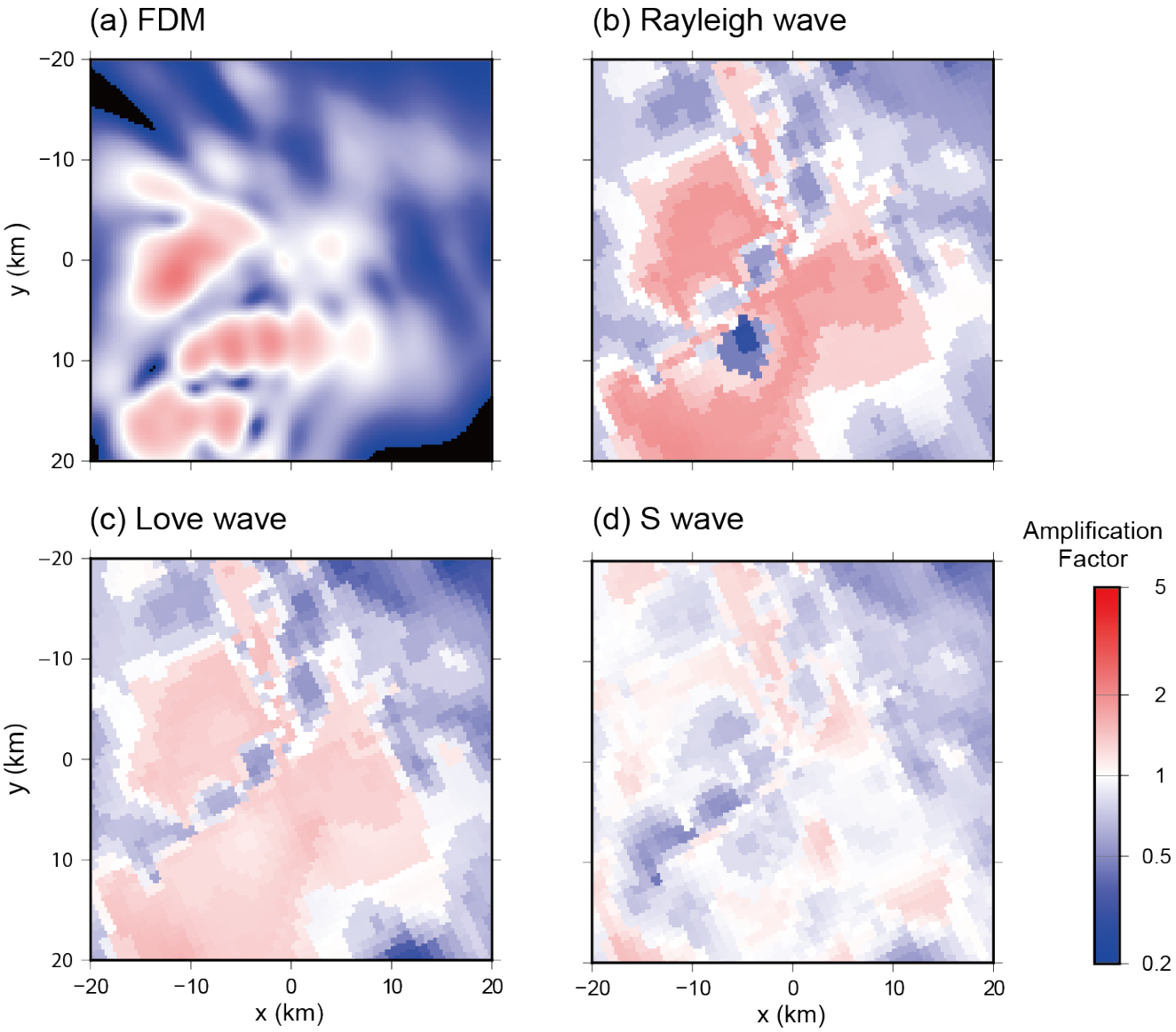
今回の発表では，3次元地下構造モデルに対して差分法により計算した3次元地震波動場の増幅特性が，表面波伝達関数によってどの程度説明できるかという数値実験を行う．実験対象領域は，苫小牧西港を中心とする水平方向80×90km程度の領域（勇払平野，石狩平野南部が含まれる）とし，速度構造モデルは，防災科学技術研究所のJ-SHIS深部地盤データ V2に基づいて設定した．この速度構造モデルの南東側からRayleigh波及びLove波の基本モードを入射させ，地表面での3成分速度波形を計算し，水平2成分のフーリエ振幅スペクトルの二乗和平方根について，苫小牧西港地点に対する各地点の比を得た．　図(a)はこれにより得た周期7秒におけ

© 日本地震学会

るスペクトル比である．図は，スペクトル比の基準点である苫小牧西港を中心とした水平方向20×20kmの領域（計算領域全体ではない）を示している．本研究の狙いは，短距離間での振幅較差の予測であり，平野・盆地全体の振幅較差の予測を“簡易な方法”で予測しようとするものではない．

この結果を観測された増幅率であるとみなし，表面波伝達関数から計算される増幅率と比較する．図(b)～(d)は，それぞれRayleigh波基本モードの表面波伝達関数，Love波基本モードの表面波伝達関数，S波鉛直入射の伝達関数から計算した苫小牧西港地点に対するスペクトル増幅率（同じく周期7秒）である．スペクトル振幅の空間較差の特徴，すなわち基準点の下側と左上側の領域で基準点よりも振幅が大きくなることなどは，S波伝達関数では予測できていない．一方，表面波伝達関数は，S波伝達関数に比べてよりよい予測を与えている．

以上のような比較をさまざまな周期について行う．また，実体波を含むなどしたより現実的な入射波を与えた場合の検討も行う．これらのことにより，横方向に不規則な構造における周期数秒程度の表面波の増幅率の評価に対する1次元速度構造に基づく表面波伝達関数の適用可能性を定量的に調べる．



© 日本地震学会

Relationship between the upper limit of analyzable wavelength ranges of the SPAC method and the SNR

*Ikuo Cho[1], Takaki Iwata[2]

1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Prefectural University of Hiroshima

産総研の構内で様々な地震計・サイズで構成される微動アレイを展開し（半径0.17mから200mの32種類），SPAC法を適用した．直近のPS検層を基礎として構築された参照位相速度との比較により，解析可能最大波長(Upper Limit Wavelength, ULW)とそれに対応する周波数を同定した．次に，微動アレイデータからインコヒーレントノイズ成分とコヒーレントシグナル成分のパワー比（SNR）を同定するための式を別途開発して各データに適用した．最後に，解析可能最大波長をアレイ半径で正規化し(Normalized Upper Limit Wavelength, NULW)，SN比との関係を両対数グラフにプロットした．その結果，データ点が傾き1/2の直線上に並ぶことが示された．すなわち*A*を定数として次の関係があることが示された．

(NULW)=*A* sqrt(SNR)

本研究で用いたデータの場合，*A*は概ね1/2から2の範囲にばらついた．

このような関係が得られることはTada et al. (2007)により示された理論（式45）を基礎とすれば説明可能である．したがって，定数*A*については経験的に決める必要があるが，NULWがSNRの1/2乗に比例することは一般性があると理解して良いだろう．

現在検討中の別のデータ（約450地点の微動アレイ）でも同様な関係があることが示されており，かつ*A*はやはり同程度の範囲でばらついている．このことから第一近似的には*A*のばらつきも含めて上式が成り立つものと見て良いと思われる．

参考文献：Tada et al. (2007). BSSA, **97**, 2080-2095.

© 日本地震学会

Estimation of Liquefaction Risk Ratio Based on Liquefaction Point Information in Recent Earthquakes

*Shigeki Senna[1]

1. NIED

2011年東北地方太平洋沖地震では，東北地方から関東地方にかけての極めて広い地域で液状化が発生し，2016年熊本地震や2018年北海道胆振東部地震においても多数の液状化被害が確認された（例えば若松・他（2017））．筆者らは，これまでに近年の液状化が発生した地震での液状化発生率を検討し，地震動の継続時間の影響で東北地方太平洋沖地震と他の地震での液状化発生率の違いを説明できることを示した（先名・他（2018））．これらは今後想定される南海トラフ等の巨大地震では，西日本から東海地方のみならず関東地方にかけて広域で液状化被害が発生することが懸念されることから，広域の液状化ハザードマップの作成や，自治体等が地震時の液状化被害の把握と初動体制に利用できるよう液状化被害の即時推定に利用可能である．しかしながら，250 mメッシュの微地形区分のみに基づくグループ分けや，地域性考慮のための県単位の地域区分方法では，境界における不整合が顕著に確認されるため，全国的な液状化ハザードマップの作成は難しい．また，既往の研究では，地震毎の液状化履歴データの精度や整理基準があいまいであり，検討の余地が残る．

そこで本研究では，まず，近年の地震の液状化発生地点のデータ整理方法[2)-4)]が実施可能な地震に基づき，地形，標高および水域距離データ等を用いたより詳細な微地形区分のグループ分けを行い，液状化発生率の計算を行った．次に，詳細な画像データを用いて，微地形区分毎の液状化面積率を計算した．これらの結果から，液状化発生率と液状化面積率のかけ算を行うことで液状化危険率を計算し，液状化発生率予測式の高精度化に関する検討を行った．本研究では，まず，松岡・他(2011)，先名・他(2018)等の方法にならい，最大速度(PGV)を指標として，2011年東北地方太平洋沖地震，2016年熊本地震，2016年鳥取県中部の地震および2018年北海道胆振東部地震の液状化地点情報と250 mメッシュの微地形区分と標高，比高，水域距離に基づいた液状化発生率のグループ化の検討を行った．さらに，地震動の最大速度（PGV）の指標より，液状化発生率および液状化面積率に与える影響について検討した上で液状化危険率を計算した．検討のフローチャートを（図1）に示す．

最終的な結果として，液状化発生率，液状化面積率については，既往の同様の手法で評価している損害保険料率算出機構（2008）による，液状化発生率および液状化面積率を用いた1 kmメッシュ間隔の評価結果等と比べ，250 mメッシュ単位および微地形区分の２区分化がなされていることで，より地域性等が考慮され，実際の液状化地点と調和的な結果を得ることができた．

© 日本地震学会

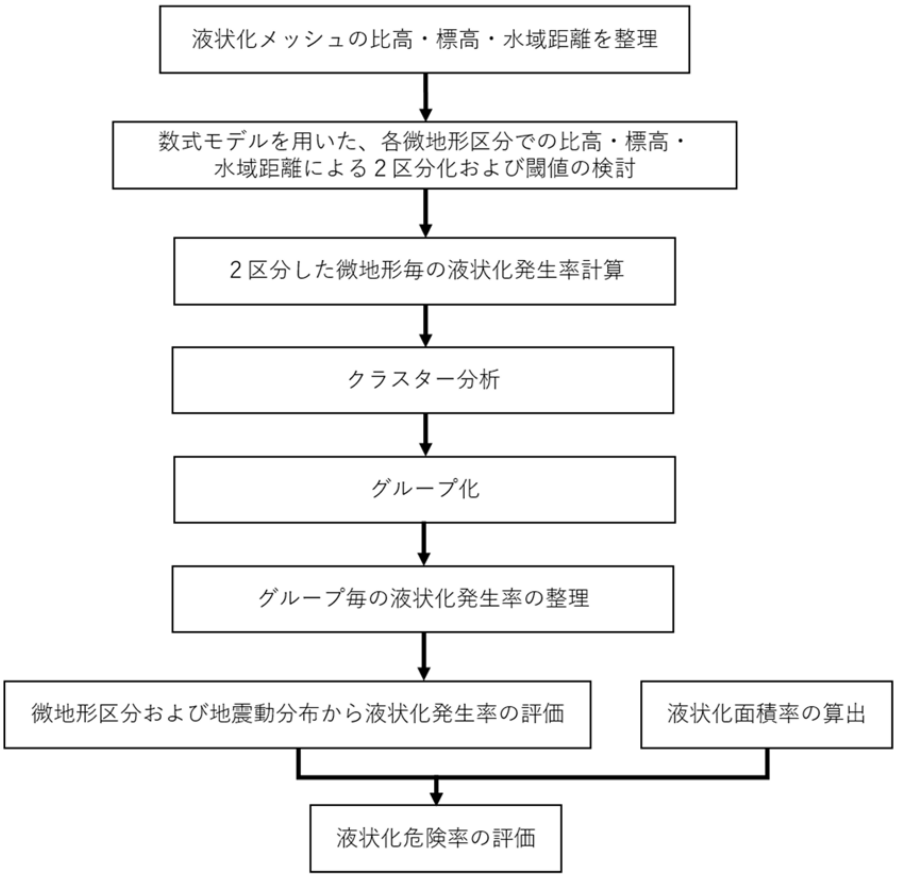


図１ 液状化発生率および面積率，危険率を検討するフローチャート

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Special session：S23. Frontier of observational seismology-Future of dense seismic observation

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S23P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-01] Verification of “Past” seismic intensity and estimation of “Future” ground motion by “Modern” seismic observation

○MOTOKO ISHISE[1], Ryoichi Nakamura[1], Tomoya Harada, Shinichi Sakai[2] (1.ERI, Univ. of Tokyo, 2.III, Univ. of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-02] Characteristics of seismic activity along the Japan Trench inferred from the automatically determined earthquake catalog with a dense ocean bottom seismometer network

○Koji Tamaribuchi[1], Fuyuki Hirose[1] (1.Meteorological Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-03] Hypocenter determination using S-net data in the outer rise region of the Japan Trench

○Azusa Nishizawa[1], Kenji Uehira[1], Masashi Mochizuki[1], Kazuhiko Goto[2], Koichiro Obana[3] (1.NIED, 2.ADEP, 3.JAMSTEC)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-04] Constraining seismic velocity structure of marine sediment using a dense array of ocean-bottom seismometers: results from Hyuga-nada

○Takeshi Akuhara[1], Yusuke Yamashita[2], Shukei Ohyanagi[2], Yasunori Sawaki[2], Tomoaki Yamada[3], Masanao Shinohara[1] (1.Univ. of Tokyo, 2.Kyoto Univ., 3.JMA)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-05] Comparison between seismic velocity change and pore-fluid pressure in the Nankai Trough

○Toshinori Kimura[1], Eiichiro Araki[1], Takashi Tonegawa[1] (1.Japan Agency for Marine-earth Science and Technology)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S23P-06] Introduction of boring cores recovered from seismeic obsevation wells drilled by NIED

○Kentaro Omura[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Verification of “Past” seismic intensity and estimation of “Future” ground motion by “Modern” seismic observation

*MOTOKO ISHISE[1], Ryoichi Nakamura[1], Tomoya Harada, Shinichi Sakai[2]

1. ERI, Univ. of Tokyo, 2. III, Univ. of Tokyo

１．はじめに

近年，地震計測に関する技術開発と環境整備が急速に進められ，「現在」進行中の地震活動の監視と地震発生場および地震発生メカニズムの解明が進められている．一方で，我われは，「現代」の地震観測を通して，「過去」の地震動を検証したいと考えている．昨年は，1855年安政江戸地震による「過去」の揺れの検証のための臨時観測を実施した（石瀬・他，2020JpJU-AGU）．本研究では，そこから得た知見を「未来」の首都直下地震の地震像の解明や地震動の予測に繋げることを目指している．

本発表では，1855年安政江戸地震による江戸郊外での揺れの検証を目的として実施した北総地域（成田市・佐倉市・印西市・我孫子市周辺）における地震観測について報告するとともに，これに基づいた「未来」の地震動を考える．

２．「過去」の揺れ：1855年安政江戸地震

1855年安政江戸地震は，江戸市中に甚大な被害をもたらしたＭ７級（例えば，宇佐美・他（2013）ではM7.0～7.1）の地震である．その被害の様子が，古文書の記述や絵図の描写として残されており，これらの史料に基づく被害分布の推定が行われている（例えば，佐山，1973；宇佐美，1995；中村・松浦，2011）．しかし，郊外の北総地域については史料数が少ないため，既知の史料（『豊田家日記』，『年寄部屋日記』，『安政地震の書留』，『中根村旧誌』，『萩原名主役用日記』）の再検討と新たな史料調査を実施し，約100ヶ所の被害地点の特定とその震度判定とを行った．

３．「現代」の地震観測

上記の史料分析において場所が特定された被害地点での地震観測を行った．被害地点のうちの15地点とこれに関係する5点，および被害記述はないが地震動評価の基準とする成田空港敷地内の２点を含む７地点の合計27地点において，約２か月間（2019年9月25日から12月5日まで）の地震観測を実施した．使用した機材は，固有周期1秒の3成分速度計（Lennartz electronic社製LE-3Dlite MkIII）とバッテリー駆動型のデータ収録装置（HAKUSAN　DATAMARK LS-8800）である．観測場所は学校，公共施設，寺社，個人宅である．地震計の設置場所は全て屋外であり，可能な限り埋設した．埋設できない場合にはコンクリートに接着させた．

４．「過去」の揺れの検証

この観測期間中に発生した地震のうち，成田市に設置されている震度計で震度1以上が観測されたものは14個であった．これらの地震を対象に，計測震度相当値の地域性を検討した．たとえば，安政江戸地震で震度Ⅵが推定された成田市田町では，常に周辺の観測点よりも揺れが大きくなる傾向が観測された．一方，成田空港では，常に周辺より小さな揺れであった。成田空港周辺には、当時、人が住んでいなかったため、被害の記述が残されていなく、震度が不明であったが、現代の観測を同時に行うことで、当時の揺れを推定することができた。なお，LE-3Dlite MkIIIの記録を用いた計測震度相当値の見積りについては，本大会の中村・他（2020）を参照されたい．

© 日本地震学会

５．「未来」の地震動予測：安政江戸地震の再来による揺れの推定（今後の課題）

次に首都圏に被害を及ぼす地震がどのようなものなのかは不明であるため，過去に被害をもたらした地震が，現代の首都圏で発生したら，どのような揺れになるのかを推定することはできる．そこで，池浦・加藤（2010）による相対増幅率の方法を震度に拡張することを考えている．現代の観測で得られた震度の相対的関係から，基準点に対する各観測点での相対震度を推定する．得られた相対震度を用いることで，被害記述が残されていない地点における震度の推定が可能となる．今後は，「過去」の記述にある地点での観測と同時に多くの地点で観測さえすれば，当時の震度を推定することができ，さらに「未来」の地震発生による揺れを推定することができるのである。都内には，MeSO-netやSUPREME（東京ガス）などの地震計が密に配備されているため，これらも活用した稠密な観測計画を検討している．

謝辞：本研究は文部科学省受託研究「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」の一環として実施されました．また，地震観測の際には，以下の皆様方にご協力をいただきました．記して感謝いたします：成田市立成田小学校，成田中学校，私立成田高校，佐倉市立佐倉中学校，我孫子市立新木小学校，布佐小学校，印西市立大森小学校，本埜小学校，滝野小学校，小林中学校，成田市教育委員会，佐倉市教育委員会，印西市教育委員会，我孫子市教育委員会，成田山新勝寺，霊光館，佐倉城址公園，国立歴史民俗博物館，利根町役場，竜腹寺，嶺南寺，麻賀多神社，成田空港株式会社，取手市倉持様，印西市中村様，成田市徳田様，山野様．

© 日本地震学会

Characteristics of seismic activity along the Japan Trench inferred from the automatically determined earthquake catalog with a dense ocean bottom seismometer network

*Koji Tamaribuchi[1], Fuyuki Hirose[1]

1. Meteorological Research Institute

近年，日本海溝沿いでは，稠密かつ高感度なケーブル式海底地震観測網（S-net）が展開され，浅部スロー地震活動 [Nishikawa et al., 2019, Science] など，新たな地震活動の描像が明らかになりつつある．気象庁では，S-net等の海底地震観測網を一元化震源決定に取り込むべく，自動処理手法（PF法 [溜渕・他, 2016, 験震時報; Tamaribuchi, 2018, EPS]）の改良を進めてきた [例えば，上野・他, 2019, JpGU; 溜渕・他, 2019, 地震学会]．本研究では，機械学習によりノイズを軽減した自動震源決定手法について述べるとともに，S-netデータを用いて得られた一元化自動震源の分布に基づき，日本海溝沿いにおける地震活動の特徴を明らかにすることを目的とする．

自動震源決定では，地震波とは異なるノイズを地震波と誤って検知することがある．本研究では，誤検知の頻度を低下させるために，機械学習の一種であるアンサンブル学習（ランダムフォレストとAdaBoost）を試みた．2か月間の自動震源から，目視により地震とノイズの教師データセットを作成し，震源及び検測値データを入力として学習した．このとき，もともとのノイズの割合は全自動震源の5%程度であった．学習の結果，どちらのアンサンブル学習でも震源決定数を99%以上保ったまま，ノイズを約1/10に低減できた．これは自動震源による地震活動のモニタリングやカタログ作成の効率化に大きく貢献する．

さらに，ノイズ除去後の2020年1月～7月の自動震源を用いて，日本海溝沿いにおける微小地震とスロー地震との関係や，テクトニクスについて議論する．S-netの活用により，日本海溝沿いの海溝軸付近でもcompleteness magnitudeはM1.7となる．微小地震はプレート等深線の深さ20～50 kmに集中しており，等深線10～20 kmのスロー地震 [Nishikawa et al., 2019, Science] とは相補的な分布をしている．ただし，例外的に，岩手沖や茨城沖では，10～20 km等深線でも微小地震がみられる．これは群発的な前震活動がみられる領域 [Hirose et al., in prep.] に対応している．プレート等深線20～30 kmは概ね沈み込むスラブと陸のプレートのモホ面とが接する領域に対応していることから，上盤側の構造（陸の地殻かマントルウェッジか）が，微小地震発生帯か巨大地震の固着域あるいはスロー地震発生帯を規定していると考えられる．

謝辞：防災科学技術研究所MOWLAS（https://doi.org/10.17598/NIED.0009）及び大学等関係機関の波形を使用しました．

© 日本地震学会

Hypocenter determination using S-net data in the outer rise region of the Japan Trench

*Azusa Nishizawa[1], Kenji Uehira[1], Masashi Mochizuki[1], Kazuhiko Goto[2], Koichiro Obana[3]

1. NIED, 2. ADEP, 3. JAMSTEC

2017年に日本海溝海底地震津波観測網（S-net）が完成し，日本海溝から千島海溝にかけての広大な海域におけるリアルタイム地震・津波観測が可能となった．観測データは広く公開され，気象庁の一元化震源処理にも取り入れられつつあり，海溝軸近傍に決まる震源の数も格段に増加した．
震源位置の決定精度向上のためには，各観測点での補正値を設定することが通常行われ，特に最上部堆積層の地震波速度が遅い海域では観測点補正の導入が重要である．適当な観測点補正を設定できているかどうかを確認するための初期段階として，海溝軸近傍で実施された海底地震観測の震源決定結果との比較を試みた．まずは特にずれの大きいアウターライズ域の震源位置を精度よく見積もるために，観測点補正値の検討を行った．
宮城県沖の海溝軸近傍では2011年の東北沖地震発生後に海洋研究開発機構（JAMSTEC）が海底地震計（OBS）をS-netよりも高密度に，およそ30 km以下の間隔で設置した地震観測を複数回実施し，有限の期間ながらも精密な震源分布を得ている．S-net設置後では，2017年9月から2018年7月にかけて，宮城沖日本海溝アウターライズ域で，超深海型OBSを含む計45台のOBSを用いた地震観測が行われた（尾鼻ほか，2019）．この期間，この領域では*M*6クラスの地震3個（2017年9月21日M_{jma}6.3，10月6日*M*6.3，11月13日*M*6.0）を含めて活発な地震活動があった．OBS観測で震源が決められている*M*3.5以上の地震に対して，S-netおよび陸上の観測点のデータを用いた防災科研のルーチンの震源決定の結果は，OBS観測と比較して震央は系統的に東側にずれ，深さはより深くなっている．特に10月6日*M*6.3の海溝軸近傍の地震は，震央の位置がS-net S6N13観測点から15 km程度しか離れていないにもかかわらず，20 km以上も深い．さらにこの地域の震源決定精度を検証するため防災科研ルーチンのS-net観測点の読み取り値のみを使用し，海域の速度構造において各層にP波速度とVp/Vsをそれぞれ設定できるhypomhによって震源決定を行い，OBSで決められた震源との比較を行った場合には，震源は浅くなりOBSによる震源に近づいたが，それでもなおS6N13近傍の地震は10 km以上深く，震央が東にずれる傾向があった．
そこでさらに震源決定精度の向上を目指し，ここではまず，2012年6-7月に実施されたS-net設置ルートに沿う地下構造調査におけるマルチチャネル反射地震調査（人工震源：容量1500 $inch^3$ (25 ℓ)エアガン，50 m間隔で発震，受振：48チャネルのハイドロフォンストリーマ）結果から各観測点下の堆積層厚を読み取り，堆積層の区間速度を参考として求めた堆積層補正値（眞保ほか，2014）に基づく観測点補正を設定して震源決定を実施した．その結果，震源の深さおよび震央の位置は数km程度はOBS結果に近づいたが，まだ改善の余地があると考えている．今後は，各観測点の堆積層下（基盤上面）で P波からS波に変換したPS変換波と直達P波の到着時間差や堆積層のVp/Vs値の地域性，震源決定のO-C値の情報を加えた検討を進めて，アウターライズ域のより精密な震源分布のモニタリングを目指す．

眞保 敬・植平賢司・金沢敏彦・望月将志・藤本博己・野口伸一・功刀卓・汐見勝彦・青井真・関口渉次・松本拓己・岡田義光・篠原雅尚・山田知朗，日本海溝海底地震津波観測網（S-net）設置海域における地下構造調査，日本地震学会2014年度秋季大会，S06-P06.
尾鼻 浩一郎・高橋 努・山本 揚二朗・藤江 剛・中村 恭之・三浦 誠一・小平 秀一，OBS観測による宮城県沖日本海溝アウターライズ域の地震活動，日本地震学会2019年度秋季大会，S09-03.

© 日本地震学会

Constraining seismic velocity structure of marine sediment using a dense array of ocean-bottom seismometers: results from Hyuga-nada

*Takeshi Akuhara[1], Yusuke Yamashita[2], Shukei Ohyanagi[2], Yasunori Sawaki[2], Tomoaki Yamada[3], Masanao Shinohara[1]

1. Univ. of Tokyo, 2. Kyoto Univ., 3. JMA

海底地震計の普及によって，海域の震源分布や地下構造など，陸域観測点だけでは得られない知見がもたらされてきた．近年では，古典的なＰ波・Ｓ波の初動読み取り値のみを用いた震源決定・トモグラフィ解析だけでなく，地震波形を用いた様々な解析（レシーバ関数・地震波干渉法・震源インバージョン解析など）が海底地震計データに適用されるようになってきた．しかしながら，海底地震計は未固結の堆積物の上に設置されるため，波計記録はサイト特性の影響を多分に受ける．特に高周波帯域を用いる解析では，堆積層内にトラップされる多重反射波が卓越するために，より深い場所の構造推定や震源パラメタの決定が困難になる．このような堆積層の影響を適切に考慮することが，海底地震計の波形解析には不可欠である．

堆積層の水平方向不均質のスケールは，典型的な観測点の間隔（~10 km）に比べて極端に短い．堆積層の構造を推定し，地震波形記録に及ぼす影響を調べるためには，従来よりも密な海底地震計観測網が必要となる．そこで，2018年３月から９月にかけて，日向灘に短周期（1 s）海底地震計10台を用いた直径4 kmの稠密アレイを展開した．アレイの中心には広帯域地震計１台を設置していたが，回収することができなかった．アレイで記録された波形を用いて，レシーバ関数解析，地震波干渉解析を行った．レシーバ関数では，全観測点でおおむね共通する複雑なパターンが見られた．地震波干渉法からは，1 km/s 以下の遅い速度で伝播する波が確認されている．いずれの特徴も，未固結の堆積層に由来すると考えられる．

本研究では，これらの情報を活用することで，堆積層構造の推定を試み，地震波形記録に堆積層が及ぼす影響を評価することを目指す．このような高密度のアレイを用いた，長期的な海域地震観測はこれまでにほとんど行われていない．本研究で得られる知見は，今後ますます精力的に行われるであろう海域の稠密地震観測の計画に際し，試金石の役割を果たすと期待される．

© 日本地震学会

Comparison between seismic velocity change and pore-fluid pressure in the Nankai Trough

*Toshinori Kimura[1], Eiichiro Araki[1], Takashi Tonegawa[1]

1. Japan Agency for Marine-earth Science and Technology

はじめに

南海トラフ長期孔内計測での地殻変動観測により、これまで明らかになっていなかった南海トラフプレート境界型巨大地震発生域直上での地殻変動現象が確認された。Araki et al. (2017) は長期孔内観測点で観測された間隙水圧記録から、巨大地震発生域の断層が１週間～3週間ほどで数センチ動く「ゆっくり滑り」(SSE)が1年周期ほどで繰り返し発生しており、それによりプレート沈み込みに伴い蓄積される歪量のおよそ半分程度を開放していることを明らかにした。SSEなどの地殻変動現象を地震発生域広域の断層面で時空間的に把握することは、巨大地震発生・準備プロセスの理解に直接的につながるアプローチである。一方、海底で広域・稠密な地殻変動観測を実現することは技術・コスト面が大きな制約条件になり困難が伴う。ここで、海底地震観測は歪・傾斜・間隙水圧等計測などの直接的な地殻変動観測と比較して安価・容易に観測範囲、密度を増やすことができる。例えば、南海トラフ域では計50点を超える海底・孔内地震観測点が存在する。また、いずれの観測点も海底ケーブルに接続されておりリアルタイムデータ処理・モニタリングが可能である。本研究では，南海トラフの孔内観測点の地震計連続観測データに地震波干渉法の処理を適用し海底下の地震波速度構造の時間変化を検出する。さらに，得られた地震波速度構造の時間変化と孔内観測点で観測された間隙水圧データを比較し，地震波速度構造の時間変化が海底下の地殻変動観測のプロキシになり得るか議論する。

観測・解析手法

南海トラフ熊野灘には三点の長期孔内観測点 C0002G, C0010A, C0006G が水深 2000～4000 m の海底下最大1000mの深度にトラフ軸に直交方向にアレイ設置 (10km～20km間隔) されている。これら三点の孔内観測点はSSEおよび深部低周波微動が発生する領域の直上に位置しており，孔内間隙水圧計ではSSE発生に伴う間隙水圧変化が繰り返し観測されている。また，長期孔内観測点には歪計・傾斜計・地震計・温度計・間隙水圧計が設置されており稠密地震津波観測網DONETの海底ケーブルを利用してリアルタイム観測を実現している。2018年4月には全ての観測点でリアルタイム観測が開始された。本研究では，これらの孔内観測点の三成分短周期地震計(ジオフォン)で観測された常時微動記録を利用し，観測点間の疑似波形記録を計算する。また，C0002G観測点では海底-孔内に設置された地震計鉛直アレイの観測データも利用する。本研究では一時間ごとの常時微動記録に対して0.5-2Hz のバンドパスフィルタを適用後，全ての観測点の水平動の記録をRadial成分, Transverse成分に回転し全ての観測点・成分間でのDeconvolution波形を計算した。得られた一時間ごとの疑似波形記録は24時間の移動平均を計算し，それらに含まれる直達波・反射波イベントの時間変化をマッピングすることで地震波速度変化を議論する。

結果・まとめ

解析の結果得られた観測点間の疑似波形記録にはいくつかの明瞭なイベントが確認された。特にC0010A-C0002GのRadial成分同士のDeconvolution波形では８秒付近に最も明瞭な反射波らしきベントが確認できるが，これはC0010A-海面反射-C0002Gのパスを通るP波の走時とよく一致している。その他にも時間によらずイベントが連続しており，地震波速度構造，特にP波速度構造に対応した波形記録がRadial成分のDeconvolution処理から得られている可能性が高いと考えられる。C0002Gの鉛直地震計アレイ (地震計間の距離900m) のDeconvolution処理では，水平動成分の処理では2点間のS波速度に対応したイベント，鉛直成分の処理ではP波速度に対応したイベントが確認できた。これらの地震波速度変化と，孔内間隙水圧データを比較

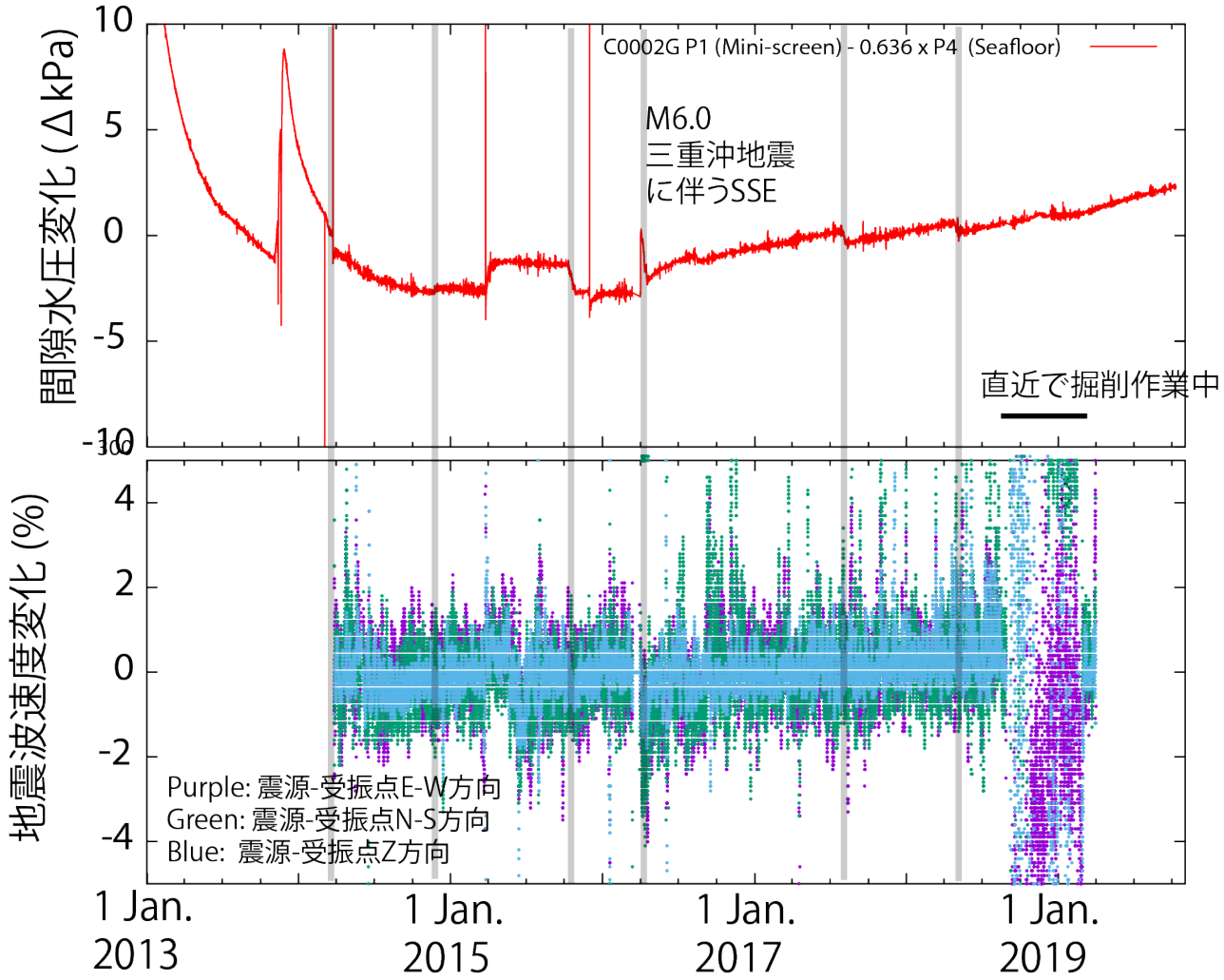
© 日本地震学会

した。図は南海トラフC0002G観測孔で観測された間隙水圧(上)と鉛直地震計アレイデータから得られた地震波速度の時間変化(下)を示す。図中灰色線はSSEの発生タイミングを示す。三重沖地震 (Mw6.0,2016年4月1日)に伴い発生した間隙水圧変化と地震波速度変化が対応しているが、その他の小規模SSE発生時には明瞭な速度時間変化は確認できない。今後，より広域の観測点間のDeconvolution波形の時間変化と複数の孔内観測点での間隙水圧記録比較およびSSEとの関係について議論する予定である。

謝辞

本研究の一部は科学研究費助成事業 (研究課題番号: 20K14589) からの助成を受け実施した。

南海トラフC0002G観測孔で観測された間隙水圧変化と地震波速度変化



© 日本地震学会

Introduction of boring cores recovered from seismeic obsevation wells drilled by NIED

*Kentaro Omura[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

防災科学技術研究所（以下，防災科研）では，平成7年1月17日の阪神・淡路大震災を契機として，それ以前から，整備，運用していた地震観測網から発展させ，全国の陸域において，高感度地震観測網（Hi-net），全国強震観測網（K-NET），基盤強震観測網（KiK-net）、広帯域地震観測網（F-net）の整備・運用を，また，16の火山においては基盤的火山観測網（V-net）の整備，火山活動の観測を，地震津波火山ネットワークセンターにおいて行ってきている(1)．このうち，Hi-netにおいては，観測網を構成する各観測施設では，地表付近のノイズをさけるため深度100m以上の観測井の孔底に地震計が設置されている．そのため，観測井掘削時には，少なくとも孔底付近で数mにわたり岩石コアが採取されている．なかには深度500mをこえる観測井もあり，孔底だけでなく，複数深度でスポット的にコア採取されたり，物理検層が実施されている．図1に採取コアの写真例を示す．全国まんべんなく地下深部の試料を採取するには，莫大な資金，労力がかかり，Hi-net整備で採取された岩石コアは，直接地震学に関わるだけでなく，広く地球科学分野において，貴重な試料となり，有効活用の範囲は広いと考えられる．例えば，以下のような例が考えられる．

・地震計設置場所周辺の弾性的特性の把握
・地下深部の岩石の物理特性，化学組成の分布の把握
・上記，物理特性に関連する，地球物理観測量（地殻熱流量，地殻応力，間隙水圧，地下水流量等）の推定
・年代の新しい地表地質に被われた，いわゆる基盤地質の分布と地殻変動，テクトニクスの推定

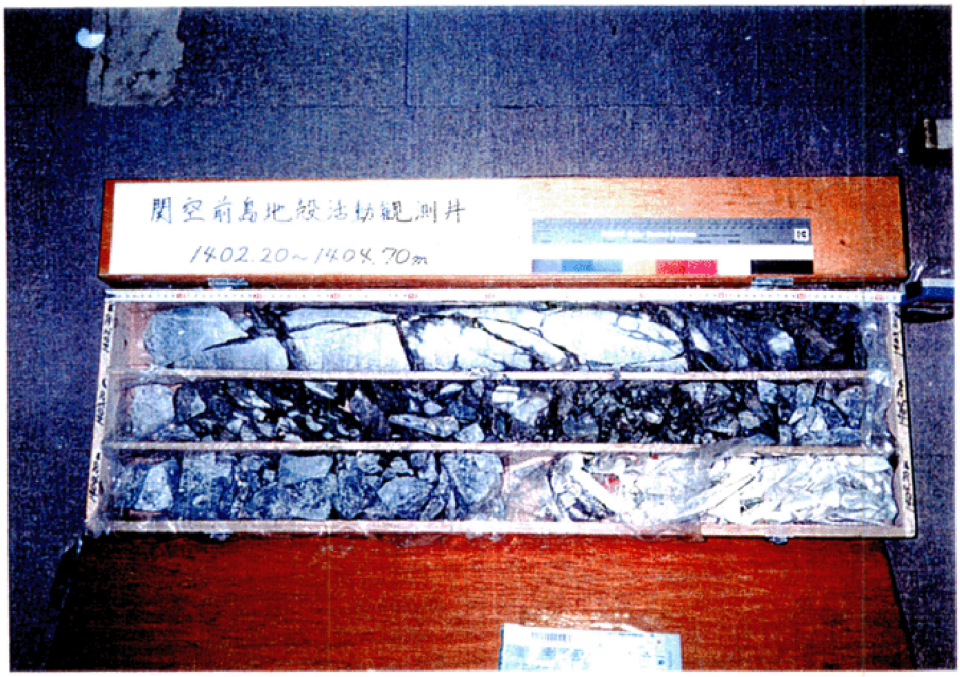
岩石コアが採取されてから，10年以上が経過してはいるものの，地表調査で採取される岩石にくらべ，風化の影響が少なく，これからも，利活用の価値はあるものと考えられる．さらに，今後地震等の観測井整備の機会があれば，岩石コア採取を必須とし，地下深部試料の拡充が望まれる．

本発表では，防災科研地震津波火山ネットワークセンターが運用・管理している地震・火山の観測網構築等より得られたコアサンプルのうち主にHi-netの岩石コアがどのようなものか概要を説明し，その既存の利活用例について紹介する．なお，コアサンプルの利活用の手続き等については，防災科研WEBに掲載されている(2)．

(1)https://www.mowlas.bosai.go.jp/
(2)https://www.mowlas.bosai.go.jp/policy/?LANG=ja
https://www.mowlas.bosai.go.jp/policy/core/

© 日本地震学会

No.5：花崗閃緑岩
(1402.20～1404.70m)



No.6：花崗閃緑岩
(1494.30～1496.70m)

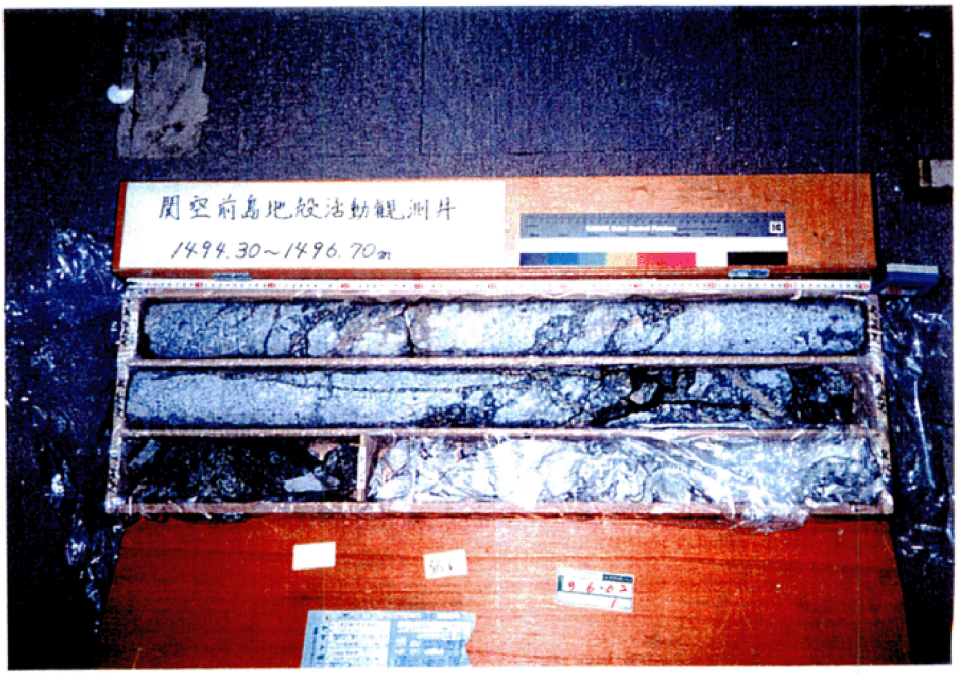


図1．大阪府田尻観測施設井の孔底付近の採取コア写真．基盤となる，花崗閃緑岩からなる．

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Special session：S24. Pioneering the future of seismology with machine learning

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S24P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-01] Determination of *P*-wave first motion polarities and moment tensors for hydraulically-induced AEs using CNN technique

○Rui Tanaka[1], Makoto Naoi[1], Youqing Chen[1], Kazune Yamamoto[1], Keiichi Imakita[1], Naofumi Tsutsumi[1], Akihiro Shimoda[1], Daiki Hiramatsu[1], Hironori Kawakata[2], Tsuyoshi Ishida[1], Eiichi Fukuyama[1], Hiroyuki Tanaka[3], Yutaro Arima[3], Shigehiro Kitamura[3], Daisuke Hyodo[3] (1.Kyoto University, 2.Ritsumeikan University, 3.JOGMEC)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-02] An unsupervised automatic classification for continuous seismic records: introducing an anomaly detection algorithm to solve the imbalanced data problem

○Yuki Kodera[1], Shin'ichi Sakai[2] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-03] Denoise and seismic phase detection with Convolutional Neural Network

○Kengo Shimojo[1], Shouta Kudo[1], Yuriko Iwasaki[1], Koji Tamaribuchi[2] (1.Japan Meteorological Agency, 2.Meteorological Research Institute)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-04] Detection of seismic signals under low SNR condition using an artificial neural network: Toward development of dense low cost citizen seismic network in Japan

○Ahyi Kim[1], Hiroki Uematsu[1], Yuji Nakamura[1], Yuta Takahashi[2], Momoko Nakamura[2] (1.Yokohama City University, 2.Senshu University)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-05] Development of neural network to locate hypocenter with theoretical seismograms of time series as learning data

○Daisuke Sugiyama[1], Seiji Tsuboi[1] (1.JAMSTEC)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-06] Numerical experiments towards detection of deep low-frequency tremors from seismic waveform images via convolutional neural network

○Ryosuke Kaneko[1], Hiromichi Nagao[1,2], Shin-ichi Ito[1,2], Kazushige Obara[2], Hiroshi Tsuruoka[2] (1.Graduate School of Information Science and Technology, The University of Tokyo, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S24P-07] Machine learning models for aftershock forecasting: Application to the 2016 Kumamoto earthquake sequence

○Hanyuan Huang[1], Hiroe Miyake[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

Determination of *P*-wave first motion polarities and moment tensors for hydraulically-induced AEs using CNN technique

*Rui Tanaka[1], Makoto Naoi[1], Youqing Chen[1], Kazune Yamamoto[1], Keiichi Imakita[1], Naofumi Tsutsumi[1], Akihiro Shimoda[1], Daiki Hiramatsu[1], Hironori Kawakata[2], Tsuyoshi Ishida[1], Eiichi Fukuyama[1], Hiroyuki Tanaka[3], Yutaro Arima[3], Shigehiro Kitamura[3], Daisuke Hyodo[3]

1. Kyoto University, 2. Ritsumeikan University, 3. JOGMEC

シェールオイル・ガス開発や地熱開発では，岩盤の透水性を向上させ，資源の流路を確保するために水圧破砕技術が利用されている．本研究では，水圧破砕による亀裂造成プロセスを明らかにするため，室内水圧破砕実験を実施し，実験中に生じるacoustic emission event（以下AE）を測定して，そのモーメント・テンソル（MT）解を推定した．大量のAEのMT推定を効率よく行うために，畳み込みニューラルネットワーク（CNN）によるP波初動極性の読み取りを行い，得られた結果をもとに個々のAEのMT解を推定した．

実験は，65 x 65 x 130 mmの直方体形状の黒髪島花崗岩10個に対して5 MPaの一軸圧縮載荷下で実施した．供試体中央部に穿孔した破砕孔に1 cc/min（1.6 x 10^{-8} m^3/s）で破砕流体を圧入することで水圧破砕を行い，試験中に生じるAEを，供試体に設置したプリアンプ内蔵型の高感度・広帯域のM304Aセンサ16個，共振型のPICOセンサ（共振周波数550 kHz）8個の計24個のAEセンサを用いて14bit，10 MHzで連続収録した．得られたAEデータからSTAとLTAの比を用いる手法（Allen 1978）による波形抽出を行い，供試体の速度異方性を考慮した非線形最小二乗法（Rothman et al. 1974）を用いてAEの震源位置・発震時刻を推定した．さらに，得られた震源を初期震源としてdouble difference法（Waldhauser & Ellsworth 2000）により震源を再決定した．

上記の処理で得られたすべてのイベントのうち，14個以上のM304Aセンサでシグナルノイズ比15以上の波形が得られたイベントに対してP波初動極性を手動で読み取り，得られた49375個の読み取り結果をCNNの訓練に用いた． 図１に本研究で構築したCNNと訓練結果を示す．このネットワークでは，理論走時周辺の150サンプル分の波形を入力とし，その波形の初動極性を0（引き）から1（押し）の連続量で出力する．訓練は，手動読み取りデータの80%を訓練データ，20%を検証データとして行った．M304Aで得られた波形に対する結果ではepoch=72，PICOではepoch=47で訓練・検証データに対する損失の差が最小となった．この時の精度は出力値の閾値を0.5（0.5以上を押し，0.5未満を引き）とした場合，それぞれ95.30%，96.83%，閾値を0.05（0.95以上を押し，0.05未満を引き）とした場合，それぞれ99.22%，99.11%であった．初動極性の自動読み取りにはこれらのepochでの重みパラメータを用い，また，出力値の選定には閾値0.05を採用し，出力値が0.05-0.95である読み取り結果は以降の解析に用いなかった．CNNにより1399767個の波形の初動極性の自動読み取りに成功し，この読み取り結果を元に各波形の理論走時周辺の30サンプルから初動振幅値を読み取り，これらを用いて49299イベントのMT解を推定した．
AEの時空間分布からは，破砕孔での流体圧の急降下（breakdown）を伴う最終的な亀裂造成の準備過程として２つのフェーズが確認された．最初のフェーズ（第１拡大フェーズ）は，破砕孔での流体圧が，breakdownが生じる圧力の10–30%で始まり，破砕孔から時間とともに三次元的に広がるAE活動で特徴づけられる． ２つ目のフェーズ（第２拡大フェーズ）は，breakdown圧の90–99%で始まり，破砕孔から最大圧縮軸方向に二次元的に進展するAE活動で特徴づけられる．得られたMT解析結果からは，第１拡大フェーズでは様々な方向の開口型AEが起こったことが示唆された．第２拡大フェーズでは，AE震源が描き出す面上での開口に対応するメカニズム，すなわち古典的水圧破砕理論から予想される開口型のイベントが支配的であることがわかった．また，第２拡大フェーズでは開口型AEに加え，せん断型AEも生じたことが確認された．これらの結果から，第１拡大フェーズは，既存の空隙を利用して破砕流体が岩体に浸透する過程，第２拡大フェーズは，boreholeから主亀裂が生じ進展する過程に対応すると解釈できる．

© 日本地震学会

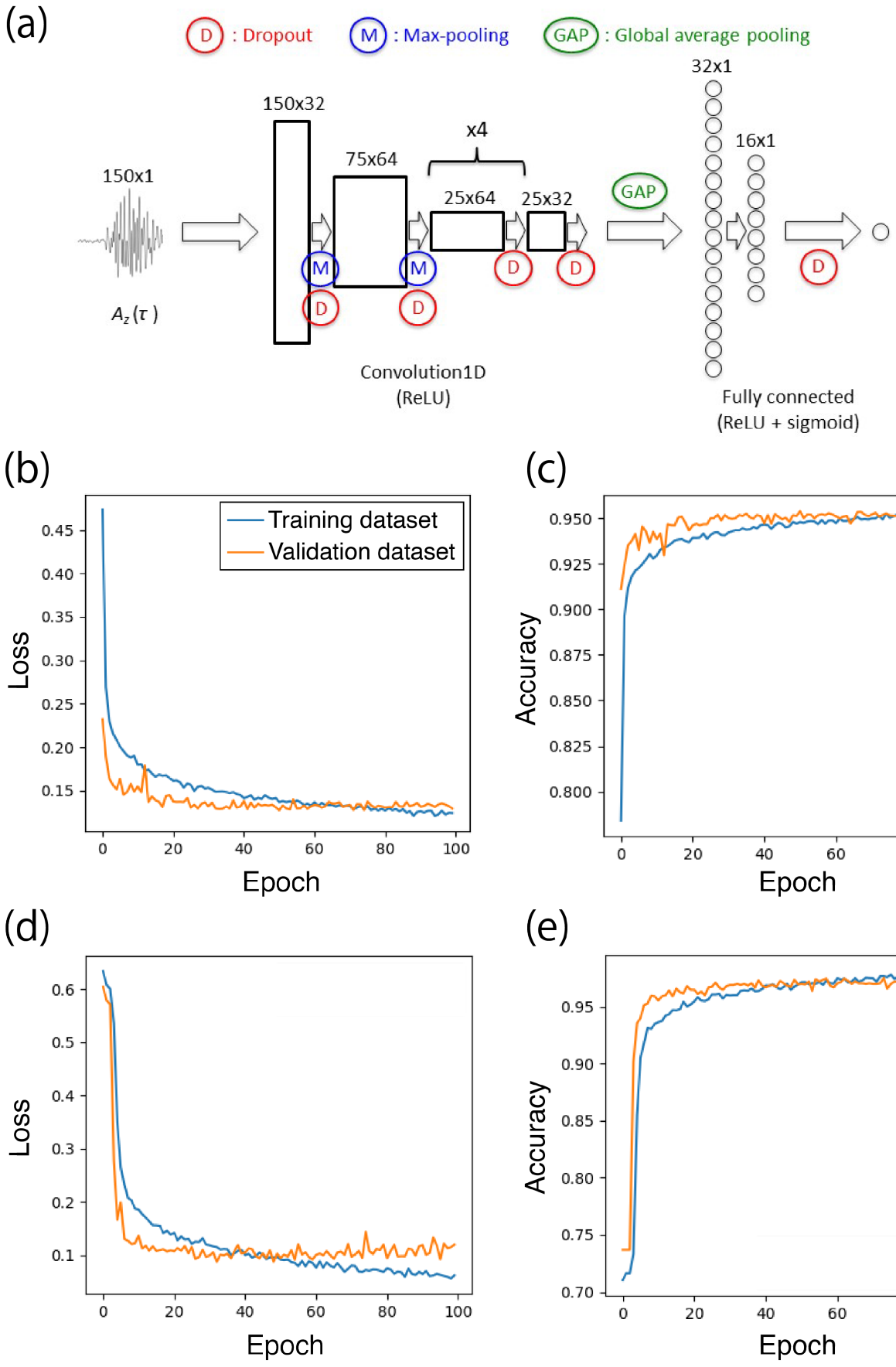


図1 (a) P波初動極性読み取り用のCNN. (b, c) M304Aで受振された波形を用いた訓練の結果. (d, e) PICOで受振された波形を用いた訓練の結果.

© 日本地震学会

An unsupervised automatic classification for continuous seismic records: introducing an anomaly detection algorithm to solve the imbalanced data problem

*Yuki Kodera[1], Shin'ichi Sakai[2]

1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

地震計の連続波形記録には，自然地震，人為的活動，機器ノイズといった様々な波形が記録されている．連続波形記録を自動的に分類することができれば，地震計周辺の地球物理的現象の理解や，緊急地震速報といったリアルタイム処理で用いる観測機器の品質管理につながると期待される．本研究では，様々な観測環境下に設置された地震計に適用可能となるよう，教師なし学習による連続波形記録の自動分類手法の開発を行っている．同手法では，まず特徴量としてランニングスペクトルを計算した後，周波数空間でk-means法，時間領域でスペクトラルクラスタリング法を適用し，波形の分類を行う．

連続波形記録を自動分類する上で大きな問題となるのは，一般的に対象となるデータが不均衡（例えば，He and Garcia, 2009）になることである．つまり，波形の大部分は定常シグナル（バックグラウンドノイズなど）であり，非定常シグナル（地震など）は相対的にデータ量が少ない．そのため，そのまま連続波形記録に教師なし学習を適用した場合，定常シグナルのみが過度に細かく分類されてしまう恐れがある．この問題に対処するため，サンプリングに基づく簡易的な異常検知手法（Sugiyama and Borgwardt, 2013）を導入した．周波数空間でのクラスタリングを行う前に，異常検知手法により「正常値」と「異常値」（全データのうち1.0%）のデータ点を抽出した上で，これらのデータ点に対してk-means法を適用するよう，手法を改良した．

この手法を2017年3月1日～7日に記録されたMeSO-net観測点E.JDJM（地下鉄近傍の観測点；川北・酒井，2009）の連続波形記録に対して適用した．異常検知手法を導入しなかった場合，不均衡データの影響によって地下鉄ノイズは複数のクラスに細分化されてしまっていたが，異常検知手法を導入した手法では，地下鉄ノイズは単一のクラスに分類されるようになった．これは，異常検知手法の導入が連続波形記録分類における不均衡データ問題の解決に有効な手段のひとつであることを示している．

© 日本地震学会

Denoise and seismic phase detection with Convolutional Neural Network

*Kengo Shimojo[1], Shouta Kudo[1], Yuriko Iwasaki[1], Koji Tamaribuchi[2]

1. Japan Meteorological Agency, 2. Meteorological Research Institute

気象庁は2016年4月から, 自動震源決定手法であるPF法(溜渕・他, 2016, Tamaribuchi, 2018)の運用を開始した. PF法では, まず, 連続地震波形データから分散比, Characteristic Function(Allen, 1978), AR-AIC(横田・他, 1981)などを用いて地震波検知・検測を行う(一次検測). その後, 一次検測値を元にグループトリガ(清本・他, 2013)や重点サンプリング法などを用いて震源を計算し, 決定する. PF法は従来の自動震源決定手法に比べ, イベント検知能力や震源精度の大幅な向上をもたらしたものの, 一次検測の段階でノイズの誤検知やP相・S相の取り違えにより, 誤った震源を決定してしまうことも多い. 一次検測の段階でノイズの誤検知や相の取り違えを減らすことができれば, PF法の震源精度はさらに向上すると期待される. 本研究では, ノイズ／P相／S相の識別を行うモデルを畳み込みニューラルネットワーク(CNN)により構築し, 気象庁の保有する検測値, 地震波形データを与えて学習させ, その精度を検証する. また, PF法と組み合わせることによって, PF法の震源がどのように変化するかを検証する.

2017年から2018年4月1日までの間に, 気象庁一元化地震カタログに記載のあるK,k登録（精度が良く, 手動で検測された, 低周波地震以外の）イベントの各観測点でのP・S相の検測時刻周辺の４秒間を入力する波形データ（計８０万個以上）, 相の種類をラベルとして学習モデルに与える. なお, ノイズ波形データはP相到達前の４秒間の波形とする. そして, 学習する地震のマグニチュードや, 波形のフィルターバンクの有無を変更することにより, 複数の学習済みモデルを作成する. フィルターバンク無しの場合は, ２Hzのハイパスフィルターを適用した3成分 (上下・南北・東西) 波形のみを入力として, 学習を行う. 一方, フィルターバンク有りの場合は, フィルターなし・２－８Hzのバンドパスフィルター, ５Hzのハイパスフィルターの異なる周波数帯域でのフィルターを適用した, ３種類の3成分波形を入力として, 学習を行う. その後, 一元化作業で使用される全ての観測点の, 2019年４月１日に記録された２４時間の連続地震波形データを用いて, 学習済みモデルの性能を検証する. 検証では, まず連続波形に対しPF法による一次検測を行う(PF法一次検測値).PF法一次検測値周りの波形を, 上記モデルで相分類することにより, ノイズと判定された検測値の削除(デノイズ)や相種別の変更を行う(デノイズ済み一次検測値). それとは別に, 連続波形を4秒間ずつ1秒シフトで直接上記モデルに供給して相判別させ, その結果をさらに検測用CNNモデル(Ross et al., 2018に準拠)に入力した検測値(GPD一次検測値)も用意する. この3つの、PF法一次検測値、それぞれの学習モデルによるデノイズ済み一次検測値, GPD一次検測値をもとに, PF法による震源決定を行い, 一元化地震カタログに記載のある震源と一致する数, および過剰な数の変化を比較することにより, 各手法の評価を行う.

フィルターバンク無し・M2以上の地震波形を学習データに使ったモデルを, ノイズ確率99%以上の波形を削除するデノイザーとして使用したところ, 一致数が410個, 過剰が102個と, PF法一次検測値を用いた震源（一致：412; 過剰:144）に比べて, 一致数をほぼ減らさずに, 過剰を減らすことができた. 一次検測値数に関しても, デノイズ前の1,243,804から81,620と, 3割以上削減する. つまり, PF一次検測値のデノイズ処理により, 計算処理時間の短縮や, 過剰イベントの抑制といった, 震源計算処理の効率化が期待される. 同モデルを用いて, 一定のP・S相確率値(６０%, ７０%, ８０%, ９０%)以上のGPD一次検測を行ったところ, PF法に比べて, 一致数が大幅に減り, 過剰数が増えてしまう. フィルターバンク有り・M2以上のモデルでも, デノイザーとして使った場合には、一次検測値数を大幅に減らした上で, 一致数を減少させないが, GPD一次検測値では一致が減り, 過剰が増えるという, 同様の傾向が見られる.
一方, フィルターバンク有り・M0以上のモデルのGPD一次検測値(P・S相確率が99%以上)を用いたところ, PF法一次検測に比べ, 一致数が422・過剰数が238と, 一致・過剰ともに増加した. 過剰のうち, 一元化地震カタログに登録にない地震は97個とPF法(34個)の約3倍, ノイズ誤検知により決まった震源は23個でPF法(51個)の

© 日本地震学会

半分程度に留まった. これらは, ノイズによる誤震源を抑制しつつ, 地震検知能の更なる改善に寄与する可能性を示している. 一方で, 発破も108個とPF法(51個)の２倍以上となっており, 発破検知による過剰震源を抑制することが, 今後の課題である.

© 日本地震学会

Detection of seismic signals under low SNR condition using an artificial neural network: Toward development of dense low cost citizen seismic network in Japan

*Ahyi Kim[1], Hiroki Uematsu[1], Yuji Nakamura[1], Yuta Takahashi[2], Momoko Nakamura[2]

1. Yokohama City University, 2. Senshu University

我が国では地震活動が極めて活発である事から高密度な強震観測網が展開されており，地震よる大きな揺れが警戒される場合は基本的にどこにいても緊急地震速報を受信することができる. しかし, 個人レベルの防災としては, 地震による揺れが建物の状況に強く影響される以上, その地域の震度が自分の家の揺れ具合を正確に表しているとは言い切れない. この問題を解決する一つの案として, 各家庭に設置できる地震計があればその場所での震度を計測したり, 将来的にはその場所での強震動予測を可能にし, 次に取るべき行動を判断することができる可能性がある（自助）. そこで金他(2015)では市販の安価なMEMS加速度センサーとコンピュータRaspberry Pi を組み合わせた小型センサーユニットを作成し，各家庭や公共施設に設置することを提案した. また, 災害時における共助のためにそれらのユニットで地域市民参加型地震波計測ネットワーク（Citizen Seismic Network, 以下，CSN）を構築することを提案した. CSNセンサーユニットには平時から有事に利用できるアプリケーションが実装されているほか，ソーシャル・ネットワーキング・サービス(SNS)などと連動させることで市民間のつながりもでき，各地域での地震防災コミュニティーネットワークの構築につながる事が期待される. このCSNセンサーユニットの実用化に向けた一つの問題点として，通常の強震計と比べ機械ノイズが高いこと，また設置場所が家庭や公共施設といった高ノイズ環境下であることからノイズと地震動の識別が難しいことがある. 本研究ではそのような環境下でも地震動を正確に見分け震度を計算する事を目的に, 人工ニューラルネットワーク(ANN)を導入した. CSNプロジェクトでは現在12箇所でCSNセンサーユニットを設置し加速度の観測を行っているが，観測した地震数はANNの学習や検出能力の検証に使用するには十分な数ではない. そこで本研究では既存の強震計より得られた地震データに本センサーのノイズを付加することで疑似データを作り出し，その波形を用いてアルゴリズムの検証を行った. 現時点では横浜市強震計ネットワーク（以下，YKN）の保土ヶ谷観測点にて1997年5月12日から2012年9月14日得られた地震記録のうち，目視によってS波初動を認識できるものを選び，ANNの学習および検証に使用してるが, 順次データを増やしていく予定である. ANNの学習では，学習を段階的に繰り返し，間違ってS波と判定した入力波形をノイズ教師データとして追加する段階学習を行った（e. g. 山中他, 2004）. この結果, 一括学習にくらべ学習精度を上げることができ, 現在の判定に用いた100個の地震動のうち95%以上, 計測震度2以上に限れば100%の地震動を検出することに成功している. しかしまだ誤検出もあるので, より学習データを増やして精度を高めていく. 発表では開発中のセンサーネットワークのシステムや上述のアプリケーションも併せて紹介する予定である.

© 日本地震学会

Development of neural network to locate hypocenter with theoretical seismograms of time series as learning data

*Daisuke Sugiyama[1], Seiji Tsuboi[1]

1. JAMSTEC

我々は、昨年の地震学会秋季大会において、現実的な3次元地球モデルを用いた理論地震波形記録を教師データとして機械学習を行うことにより、震源パラメータの推定を行うニューラルネットワークを構築する試みを日本列島規模の観測網に適用した例について報告した。

前回の発表では、日本列島規模の領域について、陸上の観測点を想定した理論地震波形記録に基づく地表の変位分布画像を用いて、機械学習によりニューラルネットワークを構築することを試み、観測点分布が偏った場合でも震源パラメータの推定を行うことが可能であることを示した。また、変位分布画像の時系列を教師データとした3DCNNの適用についても検討したが、学習時間がかかるために、変位分布画像のみを用いた場合との比較で精度の向上が図れるかについては十分な比較ができなかった。今回、我々はこの3DCNNを用いた震源パラメータ推定の結果について報告し、十分な精度を得られることを示す。

理論地震波形記録は、前回と同様にスペクトル要素法のSPECFEM3D_GLOBE (https://geodynamics.org/cig/software/specfem3d_globe/)を用い、256コアを使って1 chunkを用いて計算した。モデルの精度を表すパラメータであるNEXは256で、用いた3次元地球モデルはS20RTS、精度は周期17秒である。2分間の理論地震波形を約4200個の地震に対して計算し、約300万枚の地震波伝播画像を生成した。

生成した画像を基に、震源パラメータを推定するニューラルネットワークの構築を試みた。ニューラルネットワークは深層学習でよく使われるConvolutional Neural Network (CNN)を3次元に拡張した3DCNNで、convolutionは3層とし、0.2秒毎の画像20枚、すなわち4秒間の時系列から，各パラメータを推定するネットワークを機械学習により生成した。画像の例とネットワーク構成を図1に示した。ニューラルネットワークのフレームワークはTensorFlow (https://github.com/tensorflow)を用いた。機械学習は画像の4/5を用い、学習のパラメータ設定を海洋研究開発機構・地球情報基盤センターが運用するDAシステムのGPGPUノードを使用して行った。学習にあたっては教師データをすべてメモリに格納することで、5個の震源パラメータの各120エポック分の学習を78GPU時間で終了することが出来た。学習により構築したニューラルネットワークに対して残り1/5の地震を用いて検証を行った。検証結果は推定した緯度と経度の誤差の標準偏差がそれぞれ0.05˚と0.11˚であり、日本列島規模の陸上観測点分布による地表の変位分布画像の時系列データを教師データとして、震源パラメータを推定するニューラルネットワークを構築することが可能であることが分かった。

また、我々は、理論地震記録の時系列を含めた学習を発展させるため、時系列に並べた空間伝搬データのそれぞれの前後ステップの動き特徴をベクトル特徴量として抽出することを試みた。動きの特徴の抽出にはOpticalFlowを用い、計算アルゴリズムにはGunnar-Farneback法 Farneback, et al.(2003)を採用した。計算時の詳細なパラメータについては発表の際に報告する。時系列に並べた空間伝搬データに適用して計算を行うことで、その地震波の空間伝搬のベクトル特徴量（図2）が得られる。このようなベクトル特徴量を解析し、地震波への適用可能性や学習モデルへの組み込みの可能性など検討した結果について報告する。

謝辞

© 日本地震学会

本研究は科研費19K12011の助成を受けたものです。この研究では海洋研究開発機構・地球情報基盤センターの計算機システムを用いました。記して感謝いたします。

© 日本地震学会

図1　地震波動伝播画像の時系列とネットワーク構成

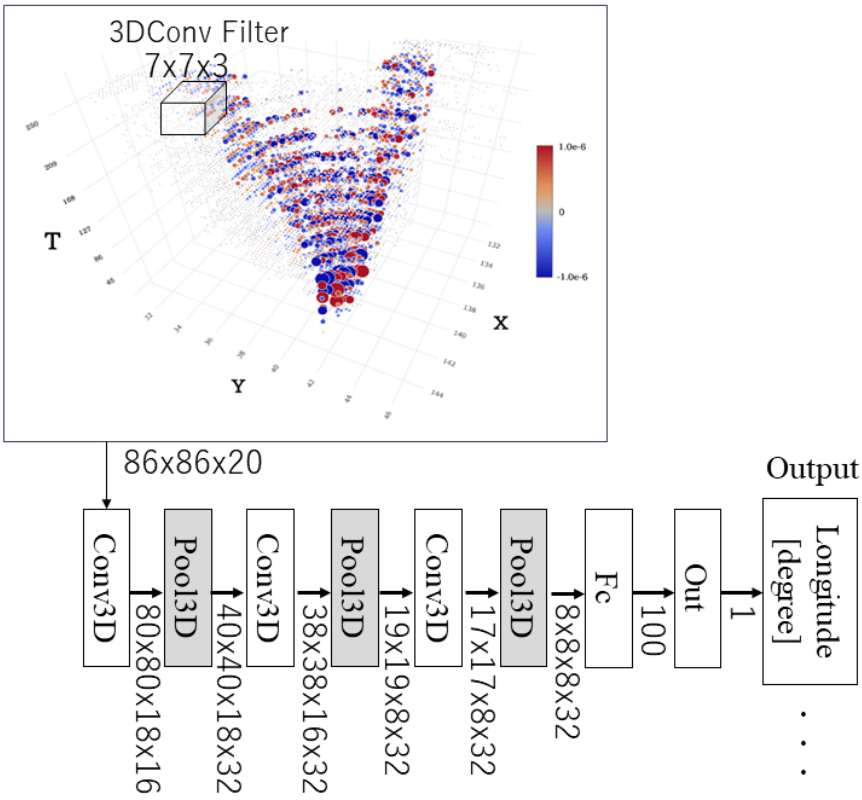
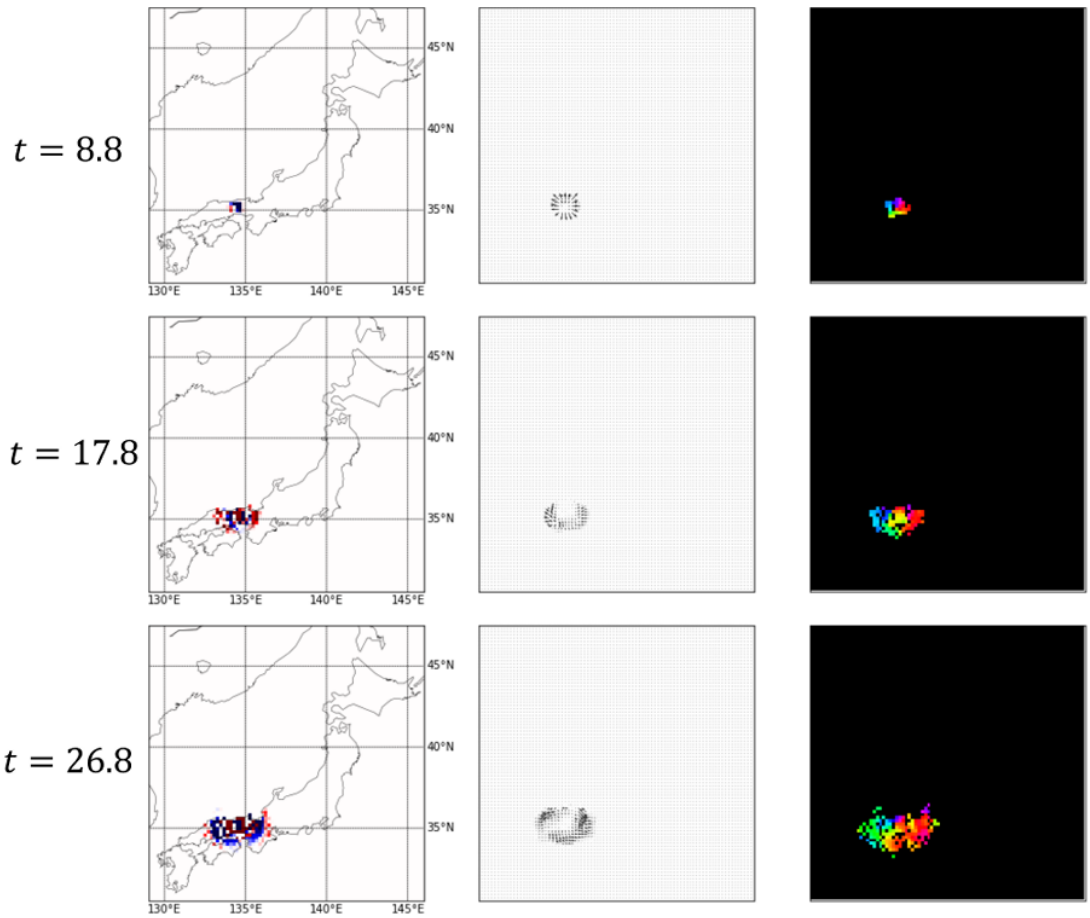


図２　ある地震における地震波の空間伝搬のベクトル特徴量の推移。tは発震時からの経過時間を示し、左図が空間伝搬図。中図がベクトル特徴量の向きの矢印図。右図がベクトル特徴量を色に対応させた図。



Numerical experiments towards detection of deep low-frequency tremors from seismic waveform images via convolutional neural network

*Ryosuke Kaneko[1], Hiromichi Nagao[1,2], Shin-ichi Ito[1,2], Kazushige Obara[2], Hiroshi Tsuruoka[2]

1. Graduate School of Information Science and Technology, The University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

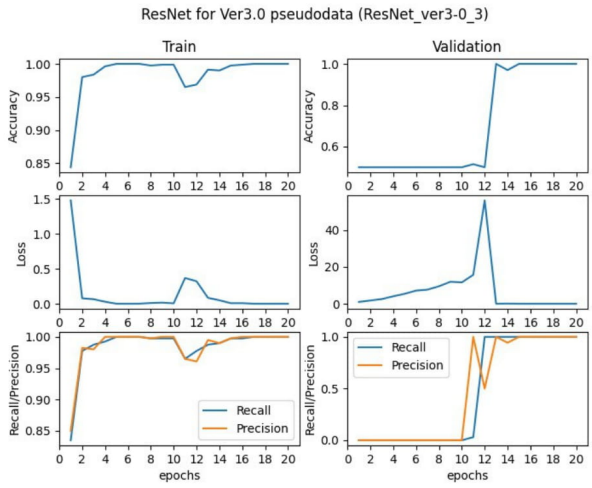
概要：
深部低周波微動は防災科学技術研究所高感度地震観測網Hi-netの構築によって初めて観測的に見出された[1]ため，それに関するデジタルデータは直近の約20年分しか存在しない．数十年～数百年という地震発生サイクルの時間スケールを考えると，過去の地震波形データにスロースリップイベントに伴う深部低周波微動が記録されているかどうかを詳しく調べ，その特徴をさらに明らかにすることは，地震学において当然検討すべき重要課題である（例えば [2]）．
現在のようなデジタル記録以前においては，地震波形データはペンによって振動を連続的に記録紙に直接書き記したドラム式のアナログ紙記録として保存されていた．このようなアナログ紙記録には，深部低周波微動や通常の地震などの自然現象や，波浪起源の脈動や人為的振動などに由来するノイズの振動が記録されているだけでなく，一定時間ごとに挿入される刻時のためのパルス波形，ペンまたは記録紙の駆動部分の不具合が原因と思われる不自然な波形，ペンの消耗や記録紙の交換によって発生したと思われるデータの欠損なども含まれる．そのため，深部低周波微動を解析対象とする場合，その振幅は微弱でノイズとほぼ同等であり，しかも刻時パルスなどが重畳するため，微動の波形をデジタイズし解析に用いることは極めて困難である．
本研究では，畳み込みニューラルネットワークに基づき，アナログ紙記録から深部低周波微動を自動で検出するためのアルゴリズム開発を目指す．畳み込みニューラルネットワークとは，主に画像認識や手書き文字認証などで用いられる深層学習の手法の一種であり，人間の視覚細胞のはたらきを層の重なりによって数理的なモデルとして表現するのが特徴である．2010年代に入ってから画像認識のタスクにおいて従来の手法を遥かに上回る性能を発揮したことで注目されるようになり，現在ではスマートフォンのアプリなど我々の身近なものまで支える技術である．畳み込みニューラルネットワークの学習において人間が指定するのは主にモデルの構造のみであり，画像から特徴を抽出するために必要な内部のパラメータのチューニングはすべてコンピュータによって自動的に行われるため，人間の労力をあまり必要としない上に人間の画像認識の精度を上回る結果を得られることが期待される．そのため，モデルの構造や学習手法に関する研究は現在も盛んに行われている．例えば，2016年に発表されたResidual Network (ResNet) [3]においては，残差学習の考え方を取り入れており，一定数の層を通過したあとの出力値に元々の入力値を足し合わせるShortcut Connectionと呼ばれるシンプルな構造をモデルに組み込むことによって，深層化による過学習やパラメータ数の増加などのデメリットを軽減しつつ汎化性能を向上させることに成功している．
はじめから多種多様のノイズが入った実データを用いて一からモデルを学習させるのは困難であるため，まずは実際のアナログ記録を参考に振動現象や観測ノイズを模した疑似データを作成し，ノイズの大きさや種類を変えながらモデルの学習を行う．背景ノイズとして脈動を再現した波形と正規ノイズを加え，深部低周波微動が観測された場合と観測されなかった場合の疑似画像をそれぞれ作成し，ResNet と同じくShortcut Connectionの構造を持ったモデルにおいて学習を行った．脈動および微動を再現する波形については，正規ノイズを実際の周波数帯域に合わせてバタワースフィルタに通過させることによって作成した．その結果，図(a)のように学習済みモデルは微動の観測の有無をほぼ確実に正しく判定することができた．また，Grad-CAM [4]に基づきモデルの判定に影響を与えた部分を可視化したヒートマップを作成したところ，図(b)のように微動が観測された場合のデータに関して微動の発生時間帯まで正しく検出できることが確認できた．最終的には実データと同レベルのノイズが入った疑似データで学習させたモデルを初期モデルとして，そこから実データによる学習を行うというファインチューニングと呼ばれる手法を用いる． 本研究の目標であるアナログ紙記録

© 日本地震学会

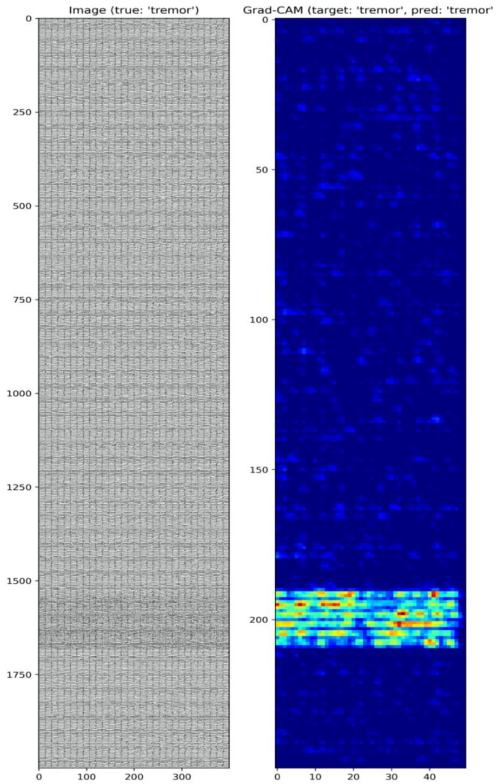
からの深部低周波微動の自動検出が達成されれば，現在よりも長期間の深部低周波微動に関するデータベースの構築が可能になることが期待される．

参考文献

[1] K. Obara, Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, Science, 296, 1679-1681, 2002.
[2] M. Kano and Y. Kano, Possible slow slip event beneath the Kii Peninsula, southwest Japan, inferred from historical tilt records in 1973, Earth, Planets and Space, 71(95), 2019.
[3] K. He, X. Zhang, S. Ren and J. Sun, Deep residual learning for image recognition, 2016 IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR), 2016.
[4] R. R. Selvaraju, M. Cogswell, A. Das, R. Vedantam, D. Parikh and D. Batra, Grad-CAM: Visual explanations from deep networks via gradient-based localization, International Journal of Computer Vision, 128, 336–359, 2020.



(a) モデルの学習結果



(b) Grad-CAM に基づくヒートマップ

© 日本地震学会

Machine learning models for aftershock forecasting: Application to the 2016 Kumamoto earthquake sequence

*Hanyuan Huang[1], Hiroe Miyake[1]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

Machine learning techniques are becoming increasingly prevailing in seismology contributed by the increasing amount of observable information. Considering that the research of seismology now is largely motivated by data from past earthquakes and machine learning mechanism enable itself to extract features and identify unseen signals which may help with earthquake prediction. This research is trying to use mathematically computed parameters known as seismicity indicator to forecast aftershocks on a certain day after the 2016 Kumamoto earthquake sequence. We here used the machine learning techniques as Multiple Linear Regression, Neural Network, k-Nearest Neighbors, and decision tree. To built the dataset based on the unified earthquake catalog extracted from Japan Meteorology Agency, we chose the data including time, magnitude, depth in the range from 1 January 2000 to 1 January 2020 whose magnitude is over 2.0 and depth is shallower than 30 km, in the region of the longitude of 130.0 to 131.3 and the latitude of 32.0 to 33.3, which is located around Kumamoto. To train the model, according to the original data, we refined the data in the unit of a day and count the maximum magnitude, sum number of earthquakes, mean magnitude in one day. Then we calculated the statistic information, the mean value, median value, and maximum value of the magnitudes during the time elapsed 30, 60, 90, 365, and etc., before the target date, and also the mean depth and earthquake energy. However, the linear correlation among energy, depth, and numbers of earthquakes are extremely low even leading the model to perform negatively. Finally, we only use the statistic value of magnitude in different time series as the training features. Few revised training datasets are also applied to different models. We divided the data set and the first 80%, from 1 January 2000 to 31 December 2015, is taken as the training set, the last 20%, from 1 January 2016 to 1 January 2020, is taken as the test set. The 2016 Kumamoto earthquake sequence occurred in April 2016, a series of aftershocks occurred in the Kumamoto region. However, earthquakes with magnitudes over 6 and depth shallower than 30 km have never shown up during the past 20 years in Kumamoto. So, we prepared to focus on the aftershock forecasting after 14 April 2016, the day when the earthquake with magnitudes greater than 6.0 firstly occurred. We tried to forecast the maximum magnitude sequence after the large earthquake in the Kumamoto region. About the results, when observing the training set and its prediction results in many models, because of the huge difference between the quantities of low magnitude earthquakes and high magnitude earthquakes, we found the predicted values are proportionally small compared to real value even when relatively large earthquakes occurred. Because we focus on the sequential series maximum magnitude of each day after the large earthquake, we multiple parameter alpha (=maximum magnitude in training set/maximum magnitude in prediction results) for each forecast results, which led the models confirmed real values better on high magnitudes. The evaluations for models are based on the loss between real maximum magnitude and predicted maximum magnitude in a day during different forecasting duration. We found the four models performed with relatively good accuracies during 30 days elapsed after 4 June 2016, the first M6.5 earthquake occurred, but deviation increased slightly with time elapsed which may be triggered by the increment of days without earthquakes with magnitude greater than 2.0 occur while these models performed less precisely on that. Focusing on the forecasting duration one month later, the four models also exhibited different characteristics. The Multiple Linear Regression and Neural Network models both predicted magnitudes with low loss, but the Multiple Linear Regression model seems strongly influenced by several certain features leading the prediction of model performed somehow similar to the maximum

© 日本地震学会

magnitude on the last day, which showed low robustness. The decision tree predicted with relatively high loss, and it successfully fit the increasing trend of the M7.3 mainshock. In all the models, the Neural Network model which yielded good prediction accuracies whose mean the loss is around 0.5 performed good robustness and is considered can be applied for future magnitude forecast when earthquakes with magnitudes greater than 6.0 occur again in the Kumamoto region.

© 日本地震学会

Poster session (Oct. 30th) | Introduction of committee activities：S25.Committee activities for society

Fri. Oct 30, 2020 4:00 PM - 5:30 PM JST | Fri. Oct 30, 2020 7:00 AM - 8:30 AM UTC | ROOM P

S25P

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-01] Public Relations Committee

*Public Relations Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-02] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-03] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-04] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-05] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-06] SSJ Committee

*SSJ Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-07] Geopark Assistance Committee

*Geopark Assistance Committee[1] (1. The Seismological Society of Japan)

4:00 PM - 5:30 PM JST | 7:00 AM - 8:30 AM UTC

[S25P-08] Kanamori Fund

*Kanamori Fund[1] (1. The Seismological Society of Japan)

Public Relations Committee

*Public Relations Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

広報委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

学会情報誌編集委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

強震動委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

学校教育委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

災害調査委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

普及行事委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

SSJ Committee

*SSJ Committee[1]

1. The Seismological Society of Japan

ジオパーク支援委員会の活動を紹介します

© 日本地震学会

Kanamori Fund

*Kanamori Fund[1]

1. The Seismological Society of Japan

金森基金の活動を紹介します

© 日本地震学会