Fri. Oct 15, 2021

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

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

AM-1

chairperson:Kimiyuki Asano(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University), Yosuke Nagasaka(Port and Airport Research Institute)

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

[S15-12] Inhomogeneous structure in the crust of the Kyushu region by seismic tomography

○Koji Yamada[1], Mitsuhiro Toya[1], Atsushi Okazaki[2] (1.Hanshin Consultant's Co.,Ltd., 2.KEPCO)

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

[S15-13] Difference of attenuation structure between Northeastern Japan and Hokkaido revealed by the earthquakes east off Aomori Prefecture

○Yasumaro KAKEHI[1] (1.Graduate School of Science, Kobe Univ.)

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

[S15-14] Long-Period Ground Motion Amplifications in the Hakodate Plain Based on Ground Motion Simulations Using a New 3D Velocity Model

○Kimiyuki ASANO[1], Tomotaka IWATA[1], Kunikazu YOSHIDA[2], Naoto INOUE[2], Kazuhiro SOMEI[2], Ken Miyakoshi[2], Michihiro OHORI[3] (1.DPRI, Kyoto Univ., 2.Geo-Research Inst., 3.RINE, Univ. of Fukui)

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

[S15-15] Joint analysis of receiver function and autocorrelation using strong motion for velocity structure profiling based on seismic interferometry

○Kosuke CHIMOTO[1] (1.Kagawa University)

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

10:00 AM - 10:30 AM JST | 1:00 AM - 1:30 AM UTC | ROOM A ROOM A

AM-1

chairperson:Yosuke Nagasaka(Port and Airport Research Institute), Kimiyuki Asano(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S16-01] A theoretical basis for the applicability of seismic interferometry

○Yosuke NAGASAKA[1], Atsushi Nozu[1] (1.Port and Airport Research Institute)

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

[S16-02] Long-period later phases in the east of Fukushima prefecture during the M7.4 off Fukushima earthquake on Nov. 22, 2016

○Tomiichi UETAKE[1] (1.Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

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

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

AM-2

chairperson:Takumi Hayashida(IISEE, Building Research Institute), Kunikazu Yoshida(Geo-Research Institute)

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

[S16-03] Seismic velocity structure at NB-1 boring site, Nara city

○Tomotaka IWATA[1], Koji YAMADA[2], Motoki SAWADA[2], Daisuke ISHIHARA[2], Shigeru OKAMOTO[2] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Hanshin Consultants, Co. Ltd.)

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

[S16-04] Investigations of the 2020 seismic noise reductions in areas around Tokyo using MeSO-net seismic data traffic

○Takumi Hayashida[1], Masayuki Yoshimi[2], Haruhiko Suzuki[3], Shinichiro Mori[4], Takao Kagawa[5], Masayuki Yamada[6], Koji Ichii[7] (1.IISEE/BRI, 2.GSJ/AIST, 3.OYO Corporation, 4.Ehime Univ., 5.Tottori Univ., 6.NEWJEC Inc., 7.Kansai Univ.)

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

[S16-05] Phase velocity of the Love wave estimated based on array-derived rotation from the microtremor array records observed in the Wakayama plain, Japan

○Kunikazu Yoshida[1], Hirotoshi Uebayashi[2], Michihiro Ohori[3] (1.Geo-Research Institute, 2.Kyoto University, 3.University of Fukui)

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

[S16-06] Fundamental Study on Separation of Surface Waves and Application to Long-Period Ground Motions in the Kanto Plain

○Takuya Sato[1], Hirotoshi Uebayashi[2], Masayuki Nagano[1] (1.Tokyo university of Science, 2.Kyoto university)

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

[S16-07] Equivalent linear method with complex frequency for site response analyses to near-fault fling-step displacements

○Shuanglan WU[1], Atsushi Nozu[1], Yosuke Nagasaka[1] (1.Port and Airport Research Institute)

Room A | Regular session：S04. Tectonics

1:30 PM - 2:45 PM JST | 4:30 AM - 5:45 AM UTC | ROOM A ROOM A

PM-1

chairperson:Atsushi Nakao(JAMSTEC), Shinji Yoneshima(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S04-01] Exploring the Geometry of the Philippine Sea Plate beneath Hokuriku region

○Kazuki MIYAZAKI[1], Junichi Nakajima[1], Nobuaki Suenaga[2], Shoichi Yoshioka[2,3] (1.Tokyo Institute of Technology, 2.Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 3.Faculty of Science, Graduate School of Science, Kobe University)

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

[S04-02] Seismotectonics at off-Ibaraki region identified from dense earthquake source arrays and dense OBS arrays.

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

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

[S04-03] 3-D seismic anisotropy structure of the Cascadia subduction zone

○Dapeng ZHAO[1], Y. Hua[1] (1.Research Center for Earthquakes & Volcanoes, Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S04-04] Regression analysis relating maximum earthquake magnitudes with subduction zone parameters

○Atsushi NAKAO[1], Tatsu Kuwatani[1], Kenta Ueki[1], Kenta Yoshida[1], Taku Yutani[1], Hideitsu Hino[2], Shotaro Akaho[3] (1.Research Institute for Marine Geodynamics, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2.Department of Statistical Modeling, The Institute of Statistical Mathematics, 3.Human Informatics Research Institute, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology)

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

[S04-05] Triggering mechanism of volcanic eruptions by large earthquakes

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

Room B | Regular session：S08. Earthquake physics

9:00 AM - 10:30 AM JST | 12:00 AM - 1:30 AM UTC | ROOM B ROOM B

AM-1

chairperson:Ryosuke Ando(University of Tokyo), Tatsuya Kubota(NIED)

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

[S08-01] Slip and stress drop distribution models of the Tohoku-Oki earthquake: A mechanical implication on the near-trench large slip

○Tatsuya Kubota[1], Tatsuhiko Saito[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S08-02] Spatiotemporal change in the inelastic strain
and displacement fields due to aftershock activity of the 2016 Kumamoto earthquake sequence, in central Kyushu, Japan

○Ayaho MITSUOKA[1], Satoshi MATSUMOTO[2], Yuhei YUASA[3] (1.Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyushu University, 2.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University, 3.Japan Meteorological Agency)

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

[S08-03] Stress relaxation arrested the mainshock rupture of the 2016 Central Tottori earthquake

○Yoshihisa IIO[1], Satoshi Matsumoto[2], Kyoto Kyushu Tokyo (1.DPRI, Kyoto University, 2.Institute of Seismology and Volcanoloty, Kyushu University)

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

[S08-04] Why the Hope fault bypassed during the 2016 Kaikoura earthquake?

○Ryosuke ANDO[1], Yoshihiro Kaneko[2], Howell Andy[4,3], Andy Nicol[4], Robert Langridge[3], Ian Hamling[3] (1.School of Science, University of Tokyo, 2.School of Science, Kyoto University, 3.GNS Science, 4.Canterbury University)

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

[S08-05] Quasi-dynamic earthquake sequence simulation of the Median Tectonic line Fault Zone

○Kazunori Muramatsu[1], So Ozawa[1], Ryosuke Ando[1] (1.Department of Earth and Planetary Science, The university of Tokyo)

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

[S08-06] Investigation of scaling laws for earthquake source parameters using simulations of dynamic rupture with a hierarchical patch structure

○Kazuki Masuda[1], Yoshihiro Kaneko[1] (1.Graduate School of Science, Kyoto University)

Room B | Regular session：S08. Earthquake physics

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

AM-2

chairperson:Akemi Noda(MRI), Kazutoshi Imanishi(AIST)

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

[S08-07] Plate locking along the Nankai Trough: A scenario for coseismic and post seismic ruptures

○Tatsuhiko SAITO[1], Akemi Noda[2] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Meteorological Research Institute)

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

[S08-08] Spatial and temporal variations in interplate coupling along the Tohoku-Oki plate boundary deduced from a new method using off-fault earthquakes and geodetic data

○Kazutoshi IMANISHI[1], Akemi Noda[2] (1.Geological Survey of Japan, AIST, 2.Meteorological Research Institute)

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

[S08-09] Deep volcanic low frequency earthquakes induced by spatio-temporal stress distribution in northeast Japan

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

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

[S08-10] Estimate of the stress field in the region of the 2017 southern earthquake

○Hikari Nogi[1], Yoshihisa Iio[2], Masayo Sawada[2], Kazuhide Tomisaka[2] (1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S08-11] Estimation of inelastic deformation using geodetic and seismic data: Application to Niigata-Kobe Tectonic Zone

○Akemi NODA[1], Tatsuhiko SAITO[2] (1.Meteorological Research Institute, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Room B | Regular session：S08. Earthquake physics

1:30 PM - 3:00 PM JST | 4:30 AM - 6:00 AM UTC | ROOM B ROOM B

PM-1

chairperson:Takehito Suzuki(Aoyama Gakuin University), Junichi Nakajima(Tokyo Institute of Technology)

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

[S08-12] **Repeating earthquakes and aseismic slip: Toward unified understanding of seismogenesis**

○Junichi NAKAJIMA[1], Akira Hasegawa[2] (1.EPS Department, Tokyo Tech, 2.Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S08-13] Detection of slip events amid the transitional regime between the unstable seismic and stable sliding regimes

○Yoshio FUKAO[1], Tatsuya Kubota[2], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[1], Takashi Tonegawa[1], Hajime Shiobara[4], Mikiya Yamashita[5], Tatsuhiko Saito[2] (1.JAMSTEC , 2.NIED, 3.Kobe Univ, 4.Univ Tokyo, 5.AIST)

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

[S08-14] Longer than One-year Afterslip due to the 2016 Moderate Earthquakes along Chaman Fault: Noncomplementary Co- and Post-seismic Slip Distribution

○Masato FURUYA[1], Fumiko Matsumoto[2] (1.Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University, 2.PASCO)

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

[S08-15] Propagation velocity of detachment front along a seismogenic plate interface in a rate–state friction model

○Naoyuki KATO[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S08-16] Impact of Kuroshio meander on the slow slip event in March 2020 detected by borehole and DONET observatories

○Keisuke ARIYOSHI[1], Toshinori Kimura[1], Yasumasa Miyazawa[1], Sergey Varlamov[1], Takeshi Iinuma[1], Akira Nagano[1], Joan Gomberg[2,3], Eiichiro Araki[1], Toru Miyama[1], Kentaro Sueki[1], Shuichiro Yada[1], Takane Hori[1], Narumi Takahashi[4], Shuichi Kodaira[1] (1.JAMSTEC, 2.USGS, 3.University of Washington, 4.NIED)

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

[S08-17] Conditions for the existence of the propagation velocities for two forms of the slip fronts and their physical interpretations

○Takehito SUZUKI[1] (1.Department of Physical Sciences, Aoyama Gakuin University)

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

9:00 AM - 10:30 AM JST | 12:00 AM - 1:30 AM UTC | ROOM C ROOM C

AM-1

chairperson:Masashi Ogiso(MRI), Lina Yamaya(University of Tokyo)

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

[S09-18] Correlation on Seismicity of Regular and Very-low Frequency Earthquakes in the Northern Ryukyu Region

○Youichi ASANO[1] (1.NIED)

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

[S09-19] Rapid tremor migration revealed by a dense seismic array in the western Shikoku, Japan

○Aitaro KATO[1], 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

[S09-20] Spatiotemporal distribution of tectonic tremors at off the Kii Peninsula during the period from December 2020 to January 2021 inferred from spatial distribution of seismic amplitudes

○Masashi OGISO[1], Koji TAMARIBUCHI[1] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

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

[S09-21] Characteristics of secondary slip fronts detected from deep low-frequency tremor

○Takuya Maeda[1], Kazushige Obara[1], Akiko Takeo[1], Takanori Matsuzawa[2], Yusaku Tanaka[3] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3.Earthquake and Volcano Research Center Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

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

[S09-22] Comprehensive detection of shallow tremor activities in the Nankai subduction zone, Japan, based on the DONET seafloor seismic data

○Kazuaki OHTA[1] (1.The National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S09-23] Centroid moment tensor inversion using dense array of short-period OBSs at off Ibaraki region

○Lina Yamaya[1], Kimihiro Mochizuki[1], Takeshi Akuhara[1], Shunsuke Takemura[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

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

AM-2

chairperson:Ryosuke Azuma(Tohoku University), Satoru Baba(University of Tokyo)

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

[S09-24] Low-frequency tremors activity immediately after the 2003 Tokachi-oki earthquake (M 8.0) detected by offshore aftershock observation

○Susumu Kawakubo[1], Ryosuke Azuma[1], Ryota Hino[1], Hidenobu Takahashi[2], Kazuaki Ohta[3], Masanao Shinohara[4] (1.Tohoku University, 2.Central Research Institute of Electric Power Industry, 3.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 4.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S09-25] eismicity around the subducting seamount in the Japan-Kuril trenches junction detected by a broad-band OBS array and S-net observatory

○Ryosuke AZUMA[1], Susumu Kawakubo[1], Hidenobu Takahashi[3], Yusaku Ohta[1], Ryota Takagi[1], Syuichi Suzuki[1], Makiko Sato[1], Ryota Hino[1], Shinichi Tanaka[2], Masanao Shinohara[2] (1.RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University, 2.ERI, University of Tokyo, 3.Central Research Institute of Electric Power Industry)

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

[S09-26] Quantification of characteristics of temporal change in very low frequency earthquake activity

○Satoru BABA[1], Kazushige Obara[1], Shunsuke Takemura[1], Akiko Takeo[1], Ryo Kurihara[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S09-27] Fault geometry of M6-class outer-rise normal-faulting earthquakes in central Japan Trench from 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)

Room C | Regular session：S17. Tsunami

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

AM-2

chairperson:Ryosuke Azuma(Tohoku University), Satoru Baba(University of Tokyo)

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

[S17-01] Outer rise Normal Faulting Earthquakes and their Aftershock Activities

○Nobuo HAMADA[1] (1.non)

Room C | Regular session：S17. Tsunami

1:30 PM - 3:00 PM JST | 4:30 AM - 6:00 AM UTC | ROOM C ROOM C

PM-1

chairperson:Toshitaka Baba(Tokushima University), Satoshi Kusumoto(JAMSTEC)

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

[S17-02] A New Calculation Method of Wet/Dry Boundary for Tsunami Inundation

○Masaaki MINAMI[1] (1.Japan Meteorological Agency Meteorological Research Institute)

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

[S17-03] Comparison between tsunami hazard curves and exceedance rate estimated from historical tsunamis in the Nankai subduction zone

○Toshitaka BABA[1], Ryoichi YAMANAKA[2], Hiroyuki FUJIWARA[3] (1.Graduate School of Technology, Industrial and Social Sciences, Tokushima University, 2.Research Center for Management of Disaster and Environment, Tokushima University, 3.NIED)

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

[S17-04] Tsunami source model of the 1854 Ansei-Tokai earthquake based on crustal deformation and tsunami trace height distributions

○Kentaro IMAI[1], Satoshi Kusumoto[1], Takane Hori[1], Narumi Takahashi[2,1], Takashi Furumura[3] (1.JAMSTEC, 2.NIED, 3.ERI, The Univ. of Tokyo)

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

[S17-05] The 1854 CE Ansei Tokai Earthquake and Tsunami Deposits at Iruma, Minami-Izu City, Shizuoka Prefecture

○Satoshi KUSUMOTO[1], Kentaro Imai[1], Takane Hori[1], Daisuke Sugawara[2] (1.JAMSTEC, 2.Tohoku University)

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

[S17-06] Back-projection imaging of a tsunami source location using S-net ocean-bottom pressure records

○Ayumu MIZUTANI[1], Kiyoshi Yomogida[2] (1.Graduate School of Science, Hokkaido University, 2.Faculty of Science, Hokkaido University)

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

[S17-07] Interaction of tsunamis generated by successive Mw 7.4 and Mw 8.1 earthquakes on Kermadec Islands on March 4, 2021

○Yuchen WANG[1,2], Mohammad HEIDARZADEH[3], Kenji SATAKE[1], Kentaro IMAI[2], Takane HORI[2], Gui HU[4] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 3.Department of Civil & Environmental Engineering, Brunel University London, 4.School of Earth Sciences and Engineering, Sun Yat-Sen University)

Room D | Regular session：S03. Crustal deformation, GNSS, and gravity

9:00 AM - 10:30 AM JST | 12:00 AM - 1:30 AM UTC | ROOM D ROOM D

AM-1

chairperson:Fumiaki Tomita(IRIDeS, Tohoku University), Yuto Nakamura(Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

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

[S03-05] Spatial and temporal characteristic of the early afterslip following the 2011 Tohoku-Oki earthquake deduced from onshore and offshore geodetic data

Putra MAULIDA[1], ○Yusaku OHTA[1], Ryota HINO[1], Takeshi IINUMA[2], Ryoichiro AGATA[2] (1.RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University, 2.JAMSTEC)

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

[S03-06] Spatio-temporal evolution of the slow slip event in Kumano-nada occurred during December 2020 to January 2021

○Takeshi Iinuma[1], Eiichiro Araki[1], Ryoichiro Agata[1], Yojiro Yamamoto[1], Toshinori Kimura[1], Yuya Machida[1], Keisuke Ariyoshi[1], Tsuyoshi Ichimura[2], Takane Hori[1], Syuichi Kodaira[1] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S03-07] Seafloor crustal deformation off the east coast of Izu-Oshima volcano using the Long-Term Ocean Bottom Pressure Recorder

○Yuya MACHIDA[1], Shuhei Nishida[1], Hiroyuki Matsumoto[1], Eiichiro Araki[1] (1.JAMSTEC)

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

[S03-08] Application of a method for detections of slow slip events in Nankai region using ocean bottom pressure recorded by the Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis (DONET)

○Tomohiro Inoue[1], Yoshihiro Ito[2], Tatsuya Kubota[3], Katsuhiko Shiomi[3], Kazuaki Ohta[3] (1.Division of earth and planetary sciences, Graduate school of science, Kyoto University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S03-09] GNSS-Acoustic observations using a Wave Glider and the recent seafloor crustal deformation off Tohoku

○Fumiaki TOMITA[1,2], Takeshi Iinuma[2], Motoyuki Kido[1], Chie Honsho[3], Yusaku Ohta[3], Tatsuya Fukuda[2] (1.IRIDeS, Tohoku University, 2.JAMSTEC, 3.Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S03-10] Time stability of sound speed structure affecting the GNSS-A seafloor geodetic observation and observation accuracy

○Yusuke YOKOTA[1], Shun-ichi Watanabe[2], Tadahi Ishikawa[2], Yuto Nakamura[2] (1.Institute of Industrial Science, University of Tokyo, 2.Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

Room D | Regular session：S11. Various phenomena associated with earthquakes

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

AM-2

chairperson:Shigeki Nakagawa(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Tomomi Okada(Tohoku University)

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

[S11-01] Turbidity current associated with 2003 Tokachi-oki earthquake recvisited

○Ryoichi IWASE[1] (1.JAMSTEC)

Room D | Regular session：S02. Seismometry and monitoring system

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

AM-2

chairperson:Shigeki Nakagawa(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Tomomi Okada(Tohoku University)

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

[S02-01] **An investigation of mechanical characteristics of energy source in seismic reflection survey using underwater speaker**

○Kazuki Takanaka[1], Rema Kurosawa[1], Tetsurou Turu[1] (1.Tokyo university of Marine science and Technology)

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

[S02-02] Long-term test for practical mobile tilt observation at the seafloor off Boso Peninsula 2

○Hajime SHIOBARA[1], Toshinori Sato[2], HyeJeong Kim[1], Yuki Kawano[1], Haruka Nagai[1], Aki Ito[3], Masanao Shinohara[1], Hiroko Sugioka[4] (1.ERI, Univ. Tokyo, 2.Chiba Univ., 3.JAMSTEC, 4.KOBEC, Kobe Univ.)

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

[S02-03] To what extent can stationary seismic observation network detect small landslides using short-period seismic waves?

○Issei DOI[1], Takuto MAEDA[2], Aitaro KATO[3], Tetsuya TAKEDA[4], Hidehiko MURAO[5] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University, 3.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 4.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 5.Murao Chiken)

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

[S02-04] Development of multi-platform next-generation WIN system (1)

○Shigeki NAKAGAWA[1], Hiroshi AOYAMA[2], Hiroaki TAKAHASHI[2], Takuto MAEDA[3], Naoki UCHIDA[4], Mare YAMAMOTO[4], Kazuo OHTAKE[5], Hiroshi TSURUOKA[1], Yosuke AOKI[1], Yuta MAEDA[6], Shiro OHMI[7], Haruhisa NAKAMICHI[7], Makoto OKUBO[8], Takeshi MATSUSHIMA[9], Hiroshi YAKIWARA[10], Katsuhiko SHIOMI[11], Kenji UEHIRA[11], Hideki UEDA[11], Kazuki MIYAOKA[12], Koji TAMARIBUCHI[13], Ryou HONDA[14], Shutaro SEKINE[15] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.Hokkaido University, 3.Hirosaki University, 4.Tohoku University, 5.Systems Design Lab, the University of Tokyo, 6.Nagoya University, 7.Kyoto University, 8.Kochi University, 9.Kyushu University, 10.Kagoshima University, 11.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 12.Japan Meteorological Agency, 13.Meteorological Research Institute, JMA, 14.Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture, 15.Association for the Development of Earthquake Prediction)

Room D | Regular session：S02. Seismometry and monitoring system

1:30 PM - 2:15 PM JST | 4:30 AM - 5:15 AM UTC | ROOM D ROOM D

PM-1

chairperson:Satoshi Katakami(Center for Railway Earthquake Engineering Research)

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

[S02-05] Seafloor seismic observation using long-distance DAS technology

○Hiroyuki MATSUMOTO[1], Eiichiro Araki[1], Takashi Yokobiki[1], Kinzo Kishida[2], Daiji Azuma[2] (1.JAMSTEC, 2.Neubrex Co., Ltd.)

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

[S02-06] Long-period noise reduction on fiber optic distributed acoustic sensing (DAS)

○Eiichiro ARAKI[1], Takashi Yokobiki[1] (1.JAMSTEC IMG)

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

[S02-07] Long term DAS acquisition using Toyohashi-Oki seafloor cable

○Toshinori KIMURA[1], Eiichiro Araki[1], Takashi Yokobiki[1], Koshun Yamaoka[2], Shuhei Tsuji[2], Toshiki Watanabe[2] (1.JAMSTEC IMGFEAT, 2.Nagoya University)

Room D | Regular session：S14. Earthquake prediction and forecast

2:15 PM - 3:00 PM JST | 5:15 AM - 6:00 AM UTC | ROOM D ROOM D

PM-1

chairperson:Fuyuki Hirose(Meteorological Research Institute)

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

[S14-01] Application of weighted likelihood method to the Brownian Passage Time model for recurrent earthquakes with uncertain origin times and an analytical soluton of the maximum likelihood estimate

○Masajiro IMOTO[1], Nobuyuki MORIKAWA[1], Hiroyuki FUJIWARA[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S14-02] Trial calculation of long-term probability for crustal earthquakes using GNSS data

○Takuya NISHIMURA[1] (1.DPRI, Kyoto Univ.)

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

[S14-03] **Modified estimation of the HIST-ETAS model for earthquake catalogs possessing long- and short-term incomplete data**

○Yosihiko OGATA[1], Koichi Katsura[1] (1.The Institute of Statistical Mathematics)

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S01. Theory and analysis method

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P1 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-01] Numerical simulations of guided waves propagating in subducting oceanic crust

○Kazuki Kidoguchi[1], Jun Kawahara[1], Takahiro Shiina[2] (1.Graduate School of Science and Engineering, Ibaraki University, 2.Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST))

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-02] Numerical test for imaging oceanic slab based on a passive-source reverse time migration

○Takashi FURUMURA[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-03] Numerical simulation of seismoacoustic wave propagation on and beneath the sea surface: Evaluation of deamplification effect due to a seawater layer

○Takeshi NAKAMURA[1], Hiroshi TAKENAKA[2] (1.Central Research Institute of Electric Power Industry, 2.Okayama University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-04] Migration-based event location method applicable to local earthquakes recorded in Ocean Bottom Seismograph.

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

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-05] Study on the wavefield for the waveform tomography of the source region of the 2011 Tohoku-oki earthquake

○Taro OKAMOTO[1], Hiroshi Takenaka[2], Takeshi Nakamura[3] (1.Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, 2.Department of Earth Sciences, Okayama University, 3.Geology and Geotechnical Engineering Division, Sustainable System Research Laboratory, Central Research Institute of Electric Power Industry)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-06] Extraction of P-s converted wave of mantle discontinuities beneath Japan from ambient seismic noise

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

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-07] How to interpret vertical-CLVD moment tensor solution at active calderas with ring faults? — Case studies at Sierra Negra in the Galápagos Islands and Kilauea in Hawaii

○Osamu SANDANBATA[1,2], Hiroo Kanamori[3], Luis Rivera[4], Zhongwen Zhan[3], Kenji Satake[5], Shingo Watada[5], Voon Hui Lai[6] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.JSPS Research Fellow (PD), 3.California Institute of Technology, Pasadena, CA, USA, 4.Université de Strasbourg, CNRS, ITES UMR 7063, Strasbourg F-67084, France, 5.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, Tokyo, Japan, 6.Australian National University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-08] The observability of seismic radial anisotropy parameters using MCMC and a reconstruction of thinly layered structure under a volcano

○Junpei MARUYAMA[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Nozomu Takeuchi[1] (1.Earthquake research institute, The university of Tokyo)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-09] A study on the Application of 3-D Travel-Time Prediction to the Bayesloc multiple-event lolation

○Yuko Kondo[1], Hiroko Sugioka[1], Masayuki Obayashi[2] (1.Kobe University, 2.JAMSTEC)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-10] Symplectic numerical integration method for normal mode computation of the spherically symmetric Earth

○Shingo WATADA[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S02. Seismometry and monitoring system

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P2 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S02P-01] Hypocenter determination in 3-dimensional velocity structure based on the travel-times calculated by the shortest path method

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

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S02P-02] Examination of centroid moment tensor analysis using S-net

○Hisanori KIMURA[1], Youichi ASANO[1] (1.NIED)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S02P-03] Development of a realtime monitor system for WIN system using the MQTT protocol

○Hiroshi TSURUOKA[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S02P-04] Seismic activity in the central-southern part of Tohoku District - a preliminary report

○Tomomi OKADA[1], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Shigeki Horiuchi[9], Kei Katsumata[2], Mako Ohzono[2,4], Masahiro Kosuga[3], Takuto Maeda[3], Yoshiko Yamanaka[5], Hiroshi Katao[6], Takeshi Matsushima[7], Hiroshi Yakiwara[8], Group for the aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (1.Tohoku University, 2.Hokkaido University, 3.Hirosaki University, 4.ERI, University of Tokyo, 5.Nagoya University, 6.Kyoto University, 7.Kyushu University, 8.Kagoshima University, 9.Homeseismo)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S02P-05] Real-Time Calculation Method of Seismic Intensity Applicable to Low-Rate Sampled Acceleration Record

○Takashi Hirai[1], Yuki Yoshioka[2] (1.Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University, 2.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S02P-06] Seismic reflection survey using seafloor optical cable and DAS measurement off Sanriku

○Hiroki Takano[1], Masanao Shinohara[2], Rie Nakata[2], Eiji Kurashimo[2], Tatsuya Ishiyama[2], Kimihiro Mochizuki[2] (1.Department of Earth and Planetary Science, School of Science, The University of Tokyo, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S02P-07] A coupling degree of optical fiber cable on seafloor using earthquake travel time recorded by distributed acoustic sensing (DAS)

○Satoshi KATAKAMI[1], Eiichiro ARAKI[2], Narumi TAKAHASHI[3], Shunta NODA[1], Naoyasu IWATA[1], Masahiro KORENAGA[1], Yasutomo YAMAUCHI[1] (1.RTRI, 2.JAMSTEC, 3.NIED)

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S04. Tectonics

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P3 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S04P-01] Relationship between tectonic tremors and 3D distributions of thermal structure and dehydration in the Alaska subduction zone

○Kaya IWAMOTO[1], Nobuaki Suenaga[2], Shoichi Yoshioka[2,1] (1.Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University, 2.Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University)

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S07. Structure and dynamics of the Earth and planetary interiors

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P4 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S07P-01] The location of the inner core hemispherical boundary in the north polar region

○Tadashi Iwasaki[1] (1.kyoto university)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S07P-02] Surface wave fitting for Vs structure of the oceanic crust and upper mantle
- Development of the initial model using shorter period waveforms -

○Haruka NAGAI[1], Nozomu Takeuchi[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Takehi Isse[1], Hiroko Sugioka[2], Aki Ito[3], Hisashi Utada[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Kobe University, 3.JAMSTEC)

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S08. Earthquake physics

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P5 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-01] Similar aftershocks of the 2016 Kumamoto earthquake

○Emana Mori[1], Yoshihiro Hiramatsu[2] (1.Graduate School of Natural Science and Technology, Kanazawa University, 2.Course in Earth and Planetary Science, School of Geosciences and Civil Engineering, Kanazawa University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-02] Estimating the shape of the source spectrum of regular and low-frequency earthquakes in the inland area of Japan

○Masaki Orimo[1], Keisuke Yoshida[1], Taka'aki Taira[2], Toru Matsuzawa[1], Akira Hasegawa[1], Kentaro Emoto[3] (1.Research center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University , 2.Berkeley Seismological Laboratory, University of California, Berkeley, 3.Department of Geophysics, Graduate School of Science, Tohoku University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-03] The characteristics of source parameters of interplate earthquakes occurring in and around the Raukumara Peninsula in the North Island, New Zealand

○Kazuya TATEIWA[1], Calum Chamberlain[2], Martha Savage[2], Tomomi Okada[1] (1.Tohoku University, 2.Victoria University of Wellington)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-04] Source process of volcano tectonic earthquakes during the earthquake swarm off the east of Izu Peninsula in 2006

○Yukako Tanaka[1], Takuji Yamada[1] (1.Ibaraki University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-05] Seismic radiation process of the 2011 Tohoku earthquake inferred from ocean bottom pressure records above its source region

○Hisahiko KUBO[1], Tatsuya KUBOTA[1], Tatsuhiko SAITO[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-06] Initiation of the M~9 earthquake cycle: the 2021 Miyagi-Oki Mw7.0 earthquake at the deep seismic/aseismic transition

○Keisuke YOSHIDA[1], Toru Matsuzawa[1], Naoki Uchida[1] (1.Tohoku University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-07] Preparation process for a Miyagi-Oki earthquake following the 2011 Tohoku-Oki earthquake

○Ryoko NAKATA[1], Ryota Hino[1] (1.Tohoku University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-08] Investigation of multi-segment earthquake on the Median Tectonic Line active fault zone based on dynamic rupture simulation

○Yuko KASE[1], Yumi URATA[1] (1.Geological Survey of Japan)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-09] Simulation of dynamic earthquake sequence in a linear poroelastic medium

○Hiroyuki NODA[1] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-10] The influence of fault-strength heterogeneity on earthquake cycle in a viscoelastic medium

○Makoto Yamamoto[1], Hiroyuki Noda[1] (1.Kyoto Univ.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-11] Temporal evolution of b-values in rate-and-state fault models with frictional heterogeneities

○Ryo Ito[1], Yoshihiro Kaneko[1] (1.Kyoto University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-12] Large-scale earthquake sequence simulations on 3D geometrically complex faults with lattice H matrices

○So OZAWA[1], Akihiro Ida[2], Tetsuya Hoshino[3], Ryosuke Ando[1] (1.Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo, 2.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3.Information Technology Center, University of Tokyo)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-13] Steady-state pore pressure based on a hydraulic model considering changes in P-T conditions and clay dehydration due to plate subduction

○Shunya KANEKI[1], Hiroyuki NODA[1] (1.DPRI, Kyoto Univ.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-14] Estimation of parameter values for a slip- and time- dependent law using slip-stress relations of the Boso slow slips

○Reo Uchida[1], Toshinori Sato[1], Takuma Kobayashi[1,2] (1.Chiba University, 2.Asia Air Survey Co.,Ltd.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-15] Estimating Effective Normal Stress During Slow Slip Events From Slip Velocities and Shear Stress Variations

○Toshinori SATO[1], Takuma Kobayashi[1,2] (1.Graduate School of Science, Chiba University, 2.Asia Air Survey CO., LTD)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-16] Frictional properties of metagabbro gouge in centimeter scale
-Toward understanding scale dependence of rock friction-

○Futoshi Yamashita[1], Kazuo Mizoguchi[2], Sachiko Iizuka[3] (1.NIED, 2.CRIEPI, 3.CERES Inc.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-17] Calibration of AE sensor by wave propagation modeling on a 4-meter-long biaxial friction apparatus

○Kurama Okubo[1], Futoshi Yamashita[1], Fukuyama Eiichi[2,1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Graduate school of engineering, Kyoto university)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-18] Microstructure in the gouge layer developed by large-scale velocity step change experiments

○Shun Watanabe[1], Futoshi Yamashita[2], Sumire Maeda[2], Akihiro Shimoda[3], Eiichi Fukuyama[1,2] (1.Kyoto University, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 3.Nippon Life Insurance Company)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-19] Friction and wear properties of Indian sandstone with increasing work rate and generation and destruction of the fault mirror

○Sumire MAEDA[1], Futoshi Yamashita[1], Kurama Okubo[1], Eiichi Fukuyama[1,2] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience , 2.Kyoto University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-20] Existence of Weak Zones: Enhancing Dynamic Rupture or Not?

○Koji UENISHI[1,2], Kunihiro NAGASAWA[2] (1.Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo, 2.Graduate School of Engineering, The University of Tokyo)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-21] On the Dynamic Stability of a Granular Slope

○Koji UENISHI[1], Dongyun XI[1] (1.Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-22] Physical Properties of Core Samples Recovered from a seismogenic zone and the host rock of a M5.5 Earthquake

○Kensuke Sakaguchi[1], Shunsuke Yoshida[2], Mitsuya Higashi[3], Yuki Yokoyama[4], Koichiro Suzuki[1], Yasuo Yabe[5], Dakalo Ligaraba[6], Nandipha Masondo[6], Tetsuro Hirono[7], Yuji Yamamoto[8], Takuya Matsuzaki[8], Hiroshi Ogasawara[9], Seiya Ohba[9], Masaya Wakimoto[9] (1.Graduate School of Sci. Eng., Ritsumeikan Univ., 2.Japan Mint, 3.Mazda Motor Corporation, 4.TechnoPro, Inc., 5.Graduate School of Science, Tohoku Univ., 6.Graduate School of Geoscience, University of the Witwatersrand, 7.Graduate School of Science, Osaka Univ., 8.Center for Advanced Marine Core Research, Kochi Univ., 9.College of Sci and Eng., Ritsumeikan Univ.)

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S10. Active faults and historical earthquakes

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P6 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S10P-01] Gravity anomaly analyses of the Chojagahara and Yoshii faults

Yuki Matsui[1], Akihiro Sawada[1], ○Yoshihiro Hiramatsu[1] (1.Kanazawa University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S10P-02] Damages of stonewalls and seismic intensity distribution of the 1914 Sakurajima earthquake in Kagoshima city, Japan

○Reiji KOBAYASHI[1] (1.Kagoshima University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S10P-03] Verification of the doubtful damaging earthquake in the late Edo period by using historical diary records (1)

○Tomoya HARADA[1], Akihito NISHIYAMA[2], Akihiko KATAGIRI[3], Rei MIZUNO[4], Seiya YOSHIOKA[4] (1.Independence, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3.Research Institute for Natural Hazards and Disaster Recover, Niigata University, 4.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S12. Rock experiment, rock mechanics, and crustal stress

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P7 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S12P-01] **Development of the photoelastic experimental system using gel medium to observe induced earthquakes caused by water injection**

○Nana YOSHIMITSU[1], Eiichi FUKUYAMA[1,2], Shiro HIRANO[3], Masato OSAKI[1] (1.Kyoto Univ., 2.NIED, 3.Ritusmeikan Univ.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S12P-02] Calibration of broadband ultrasonic transducers with sensitivity up to about 4 MHz

○Hironori KAWAKATA[1], Tomohiro Ohuchi[2] (1.College of Science and Engineering, Ritsumeikan University, 2.Geodynamics Research Center, Ehime University)

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S14. Earthquake prediction and forecast

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P8 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S14P-01] Efficiency of earthquake forecast models based on the information of the earth tidal correlation of background seismicity along the Tonga-Kermadec trench

○Fuyuki HIROSE[1], Kenji MAEDA[2], Osamu KAMIGAICHI[3] (1.Seismology and Tsunami Research Department, Meteorological Research Institute, 2.Seismology and Volcanology Department, Japan Meteorological Agency, 3.Japan Meteorological Business Support Center)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S14P-02] Water temperature change and Seismic activity in the western region of Shizuoka Prefecture

○Hironobu KAMIKUBO[1] (1.Hamamatsu Hokusei Jhs)

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P9 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-01] Estimation of shallow shear-wave velocity structure from vehicle-induced surface waves on DAS records along Route 4

○Katsuhiro YABU[1], Hisashi NAKAHARA[1], Kentaro EMOTO[1], Takeshi NISHIMURA[1] (1.Solid Earth Physics Lab., Geophysics, Science, Tohoku University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-03] Microtremor Survey near the Yoshioka Fault Caused by the 1943 Tottori Earthquake - Case of Miyadani and Ohtsuka area, Tottori City -

○Tatsuya NOGUCHI[1], Ryo Ashida[1], Kazuki Kobayashi[2], Isamu Nishimura[3], Nao Yoshikawa[1], Takao Kagawa[1] (1.Tottori University, 2.Aratani Civil Engineering Consultants CO.,LTD., 3.Graduate School of Engineering, Tottori University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-04] Microtremor Observation for Numerical Modeling of Subsurface Velocity Structure in the Kochi Plain

○Nobuyuki YAMADA[1] (1.Kochi University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-05] Modeling of subsurface velocity structures from seismic bedrock to ground surface for Yamanashi region

○Shigeki Senna[1], Atsushi Wakai[1], Tadashi Satou[2], Atsushi Yatagai[2], Hisanori Matsuyama[2], Hiroyuki Fujiwara[1] (1.NIED, 2.OYO Corporation)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-06] Attempt to search the caldera boundary by microtremor H/V on Satsuma-Iwojima Island

○Masayuki YAMADA[1], Yoshihiro ITO[1], Yosuke NAGASAKA[2], Atsushi NOZU[2], Takashi NAGAO[3], Hisashi OIWANE[4] (1.NEWJEC Inc., 2.Port and Airport Research Institute, 3.Kobe Univ., 4.Musuhi LLC.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-07] Dynamic deformation characteristics in the shatter zone of the Mino Fault of Median Tectonic Line

○Takao KAGAWA[1], Kazunari Kimura[2] (1.Tottori Univ., Faculty of Engineering, 2.Naiba Co. Ltd.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-08] Estimation of Subsurface Structures and Ground Motion Characteristics of Artificially Filled Ground from Microtremor Observations – Case of Kitazono, Tottori City –

○Isamu Nishimura[1], Nazuna Nishimura[2], Tatsuya Noguchi[2], Takao Kagawa[2] (1.Graduate School of Engineering Department of Management of Social Systems and Civil Engineering, Tottori University, 2.Social Systems and Civil Engineering, Department of Engineering, Tottori University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-09] A study on the de-convolution waveform based on seismic interferometry using the data observed at MeSO-net

○Kenichi Nakano[1], Hirotoshi Uebayashi[2] (1.HAZAMA ANDO CORPORATION, 2.Kyoto University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-10] Evaluation of characteristics of spatial variation at adjacent points based on 3-D ground motion simulation and coherence model

○Ryoichi Tokumitsu[1], Yu Yamamoto[1], Yasuo Uchiyama[1], Susumu Ohno[2] (1.Taisei Corporation, 2.Tohoku Univ.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-11] Estimation of the Sumatran fault segments using SITES method (2)

○Tadashi YAMASHINA[1], Makoto OKUBO[1], Takao TABEI[1], Muksin UMAR[2], Nazli ISMAIL[2] (1.Kochi University, 2.Syiah Kuala University, Indonesia)

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S17. Tsunami

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P10 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S17P-01] A Fundamental Study on the Probabilistic Analysis Method for Landslide-induced Tsunamis Triggered by Earthquakes

○Masanobu KOBA[1], Satoru Tsuchiya[2], Tatsuto Kimura[3], Masafumi Matsuyama[4], Katsuhide Kato[5] (1.EGC, 2.Unic, 3.TEPSCO, 4.CRIEPI, 5.CEPCO)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S17P-02] Tsunami database type tsunami inundation prediction using different optimization methods

○Masato Kamiya[1], Toshitaka Baba[2] (1.Graduate School of Frontier Sciences, Tokushima University, 2.Graduate School of Social Science and Engineering, Tokushima University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S17P-03] Two-Layer Flow Model Tsunami Calculation with Non-hydrostatic Pressure Effect under the Assumption of Submarine Landslide in the Northern Part of Tosa-Bae off Shikoku

○Masahiro Kurozumi[1], Toshitaka Baba[1] (1.Tokushima univ)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S17P-04] A Preliminary Examination on Characteristics of Submarine Landslide Tsunami along the Nankai Trough

○Kentaro IMAI[1], Yasuyuki Nakamura[1], Toshiya Fujiwara[1], Yuichiro Tanioka[2] (1.JAMSTEC, 2.Hokkaido Univ.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S17P-05] Attenuation of the 2006 and 2007 Kuril islands tsunamis

○Keiji Akai[1], Naoko Shinmoto[2], Toshitaka Baba[1] (1.Tokushima graduate school, 2.Tokushima univ.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S17P-06] Later tsunami wave of the 1952 Kamchatka earthquake

○Hiroaki TSUSHIMA[1], Takeyasu YAMAMOTO[1] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

Poster session (Oct. 15th) | Introduction of committee activities：S24.Committee activities for society

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC | Introduction of committee activities ROOM P

S24

[S24P-01] Public Relations Committee

○佐藤 利典[1] (1.The Seismological Society of Japan)

[S24P-02] Newsletter Editorial Board

○豊国 源知[1] (1.The Seismological Society of Japan)

[S24P-03] Strong Ground Motion Committee

○干場 充之[1] (1.The Seismological Society of Japan)

[S24P-04] Committee for School Education

○加納 靖之[1] (1.The Seismological Society of Japan)

[S24P-05] Disaster Investigation Committee

○吾妻 崇[1] (1.The Seismological Society of Japan)

[S24P-06] Committee on Summer School for Kids

○佐藤 明子[1] (1.The Seismological Society of Japan)

[S24P-07] Geoparks Assistance Committee

○松原 誠[1] (1.The Seismological Society of Japan)

[S24P-08] Committee for Seismology Outreach

○久田 嘉章[1] (1.The Seismological Society of Japan)

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

Fri. Oct 15, 2021 9:00 AM - 10:00 AM JST | Fri. Oct 15, 2021 12:00 AM - 1:00 AM UTC | ROOM A ROOM A

AM-1

chairperson:Kimiyuki Asano(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University), Yosuke Nagasaka(Port and Airport Research Institute)

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

[S15-12] Inhomogeneous structure in the crust of the Kyushu region by seismic tomography

○Koji Yamada[1], Mitsuhiro Toya[1], Atsushi Okazaki[2] (1.Hanshin Consultant's Co.,Ltd., 2.KEPCO)

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

[S15-13] Difference of attenuation structure between Northeastern Japan and Hokkaido revealed by the earthquakes east off Aomori Prefecture

○Yasumaro KAKEHI[1] (1.Graduate School of Science, Kobe Univ.)

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

[S15-14] Long-Period Ground Motion Amplifications in the Hakodate Plain Based on Ground Motion Simulations Using a New 3D Velocity Model

○Kimiyuki ASANO[1], Tomotaka IWATA[1], Kunikazu YOSHIDA[2], Naoto INOUE[2], Kazuhiro SOMEI[2], Ken Miyakoshi[2], Michihiro OHORI[3] (1.DPRI, Kyoto Univ., 2.Geo-Research Inst., 3.RINE, Univ. of Fukui)

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

[S15-15] Joint analysis of receiver function and autocorrelation using strong motion for velocity structure profiling based on seismic interferometry

○Kosuke CHIMOTO[1] (1.Kagawa University)

Inhomogeneous structure in the crust of the Kyushu region by seismic tomography

*Koji Yamada[1], Mitsuhiro Toya[1], Atsushi Okazaki[2]

1. Hanshin Consultant's Co.,Ltd., 2. KEPCO

震源決定や震源インバージョンなど地震の震源域に関する解析の多くは1次元構造によるものであり、基盤岩における不均質構造は考慮されていない。震源情報や強震動予測の精度を考慮するにあたり、基盤岩の不均質を考慮する必要性があるか否か検証しておくことは重要であると考えられる。

これまでに幾つかの大爆破の観測等により基盤岩における構造推定が試みられているが、基盤岩内部の不均質を推定できるほどその数は多くない。VJMA2001、JIVSMなど幾つかの速度構造モデルが提案されているが、いずれも情報量の少ない中で構築されていると考えられる。構造探査は波動の発生のし易さからP波が用いられるが、工学的に重要なS波に対してはほとんど行われていない。特に大深度においてはS波の構造探査は行えないのが実情である。一方、現時点までに観測された自然地震に関する走時情報は相当量蓄積されている。そこでこの走時情報を用いて、九州地方を対象としたP波およびS波の地震波トモグラフィーを実施し、基盤岩の速度不均質に関する検討を行った。

北緯32.1～34.0˚、東経129.4～131.9˚、深さ0～20 kmで発生した地震を対象として、Hi-net検測値データに、強震観測網（K-net）の連続観測データからP、S波走時を読み取った走時データを追加した。別途、北朝鮮で実施された核実験の表面波位相速度およびモホ面を伝わったと考えられる地震波速度を用いた逆解析を行って、地表からモホ面までの大局的な速度構造を求めた。これをトモグラフィー解析のための初期モデルとしてhypomhプログラム（Hirata and Matsu’ura, 1987）を用いた震源決定を行い観測点補正量を推定するとともに、①解の収束条件を満たさなかった地震、②データ数が10未満の地震、を除いた初動走時をトモグラフィーに用いるデータセットとした。その結果、地震数は79375地震、観測点数はHi-net、気象庁、大学で95点、K-NET62地点となった。また、走時数はP波が1130862、S波が1149210個である。

解析にはFMTOMO(Rawlinson et al, 2006)を用い、北緯32.0～34.1˚、東経129.3～132.0˚の範囲を水平方向のグリッド間隔を0.1˚刻みとして与えた。鉛直方向に関しては、最初は4km間隔とし、解が収束した段階で、それを初期モデルとする深さ方向に2km間隔の格子として、深さ方向への分解能の向上を行った。

上記の解析をP波およびS波に対して独立に行った。それぞれ独立に行った解析であるが、それぞれの速度分布の遅速には良い対応関係にあるように見られる。なお、阿蘇火山の直下付近の深さ12～20km付近には周辺に比べ、P波及びS波が周辺に比べてやや遅い速度分布でVp/Vs比がやや小さくなる分布が見られている。Abe et al. (2017)はレシーバー関数の解析および理論計算の対応から、阿蘇の下にS波の低速度領域が存在することを指摘している。トモグラフィーによる低速度分布は、Abe et.al(2017)の結果に対応するものと考えられる。

今後は推定した不均質速度構造の妥当性の検討を3次元差分法により進める予定である。なお、今回行ったトモグラフィー解析では、地震観測点密度により、これ以上の分解能の不均質速度構造を得るのは困難であった。より詳細な不均質を明らかにするためには、地震数を増やすだけではなく、観測点密度を上げることが必要と考えられる。

謝辞：検測データおよび強震波形データは防災科学技術研究所高感度地震観測網（Hi-net）および強震観測網（K-net）に公開されているデータを用いました。記して感謝いたします。また、本研究は、12電力等による共同研究の成果の一部です。

© The Seismological Society of Japan

Difference of attenuation structure between Northeastern Japan and Hokkaido revealed by the earthquakes east off Aomori Prefecture

*Yasumaro KAKEHI[1]

1. Graduate School of Science, Kobe Univ.

青森県東方沖では震源の深いプレート境界地震が発生する。この研究では2015年6月8日（M_W 6.1，深さ66.07 km，以下イベント1）と2021年7月26日（M_W 5.2，深さ52.5 km，以下イベント2）の2つの青森県東方沖のプレート境界地震を取り上げ，その強震動の特徴を調べる。解析には防災科学技術研究所のK-NET，KiK-netの強震記録を使った。図(a)は，2つのイベントによる加速度振幅の最大値（PGA）の空間分布を示す。東北日本では，大きな加速度振幅は島弧の前弧側のみで見られ，背弧側での加速度振幅は小さい。これはKakehi (2015)が指摘しているように，東北日本弧の2次元的な減衰構造，すなわち前弧側は高Q値の媒質，背弧側は低Q値の媒質（火山フロント直下は特にQ値が小さい）から成るという減衰構造を反映し，高周波地震波の振幅が背弧側で急激に小さくなることによるものである。このような島弧の背弧側での高周波地震波の振幅の減衰は，北海道でも同じように見られる。ただし，北海道の場合，東北日本とは異なり，図(a)に見られるように前弧側においても高周波地震波の振幅が小さくなる領域が存在する。具体的には日高山脈の西側の領域がそうである。日高山脈では島弧と島弧が衝突しており，その領域は「日高衝突帯」と呼ばれ，地下速度構造が複雑であることが知られている。日高衝突帯では速度構造のみならず減衰構造も複雑で，衝突帯の西側には，前弧側であるにもかかわらずQ値の低い領域が存在することが先行研究によって明らかにされている（Kita et al. (2014)，Nakamura And Shiina (2019)）。この前弧側の低Q値領域の存在により，北海道では前弧側でも高周波地震波の振幅が小さい領域が生じ，東北日本とは異なり複雑な振幅分布を示す。図(c)はイベント1による加速度最大振幅（PGA）の距離減衰を示す。図は，図(b)に示す3本の直線アレイに着目し，各直線アレイをなす観測点のデータを黒丸で示している。北海道の前弧側を通るline01では，震源距離の小さい観測点も大きい観測点も振幅が同程度となる特異な傾向を示す。line01の震源距離が大きい観測点（道東の太平洋岸の観測点）は，白丸で示されるデータセット全体の中で振幅の大きい位置を占め，これは前弧側での減衰が小さいことに対応している。それに対し，line01の震源距離が小さい観測点は，まさに上述の日高衝突帯西側の領域に対応するのだが，データセット全体の中で振幅が小さいグループをなしており，これは低Q値の媒質によって地震波の振幅が減衰したことを強く示唆している。line02は北海道の前弧側から背弧側に延びる測線であるが，測線の前弧側が日高衝突帯西側に位置し，背弧側のみならず前弧側も低Q値の媒質により高周波地震波が減衰を受けるという測線である。実際，距離減衰の図を見ても，測線上の観測点の黒丸は白丸で示されるデータセット全体の中で振幅の最も小さいグループをなしている。一方，主として東北日本弧の前弧側を通るline03の場合，地震波は前弧側の高Q値の媒質中のみを伝播するので，振幅はほとんど減衰しない。それを反映して，距離減衰の図の測線上の観測点の黒丸は，データセット全体の中で振幅の大きいグループをなしている。

© The Seismological Society of Japan

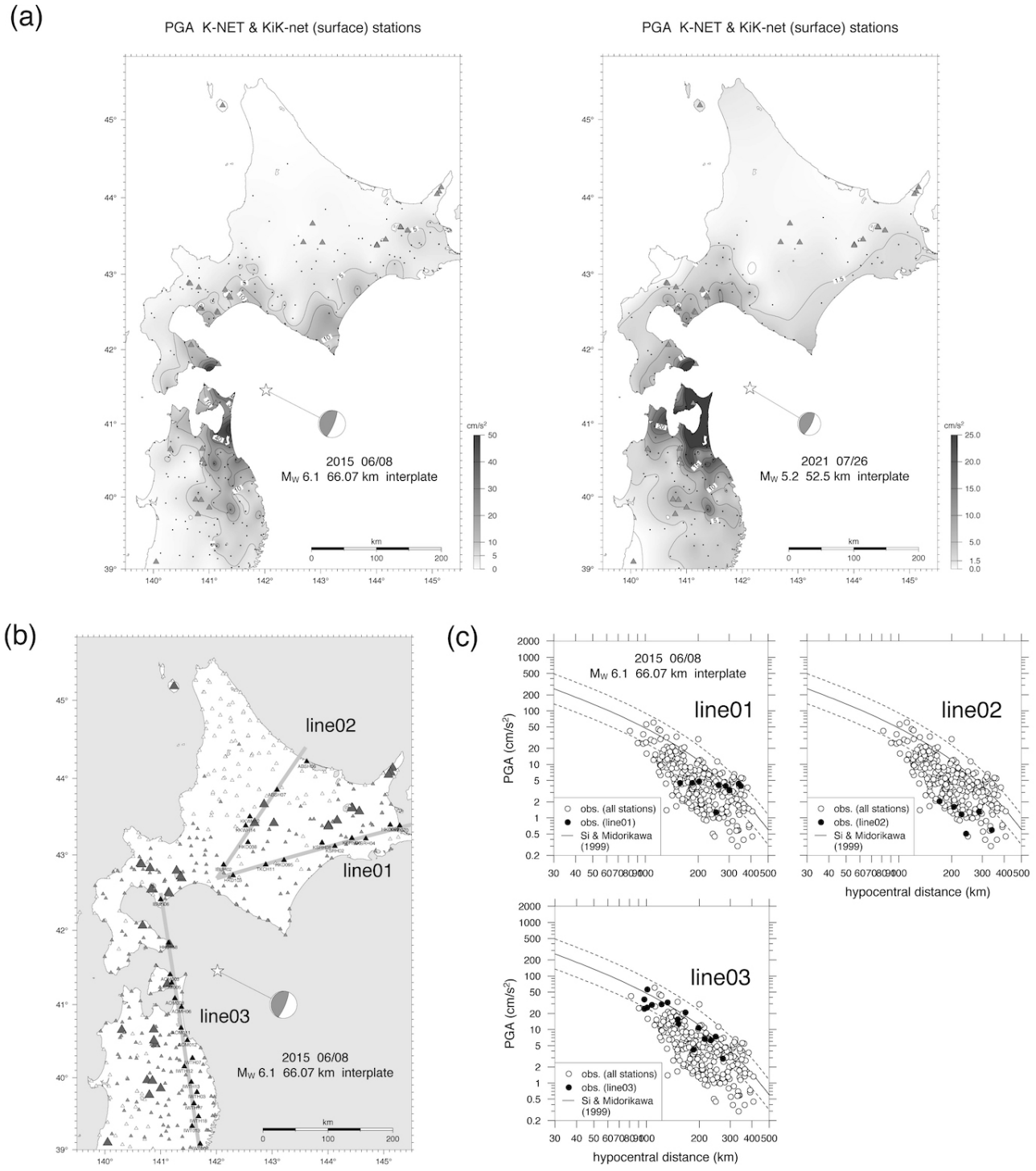


図. (a) 2つのeventのPGAの空間分布。(b) 3本の直線アレイ。(c) PGAの距離減衰（白丸：全データ, 黒丸：各直線アレイ上の観測点のデータ）。

© The Seismological Society of Japan

Long-Period Ground Motion Amplifications in the Hakodate Plain Based on Ground Motion Simulations Using a New 3D Velocity Model

*Kimiyuki ASANO[1], Tomotaka IWATA[1], Kunikazu YOSHIDA[2], Naoto INOUE[2], Kazuhiro SOMEI[2], Ken Miyakoshi[2], Michihiro OHORI[3]

1. DPRI, Kyoto Univ., 2. Geo-Research Inst., 3. RINE, Univ. 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堆積盆地であり，函館平野の西縁は，逆断層である函館平野西縁断層帯によって丘陵・段丘と低地との地形境界が形成されている［太田・他, 1994］．我々は日本海地震・津波研究プロジェクトのサブサブテーマ3.2として，北海道の函館平野において，小半径～大半径の微動アレイ探査（５地点）を実施し，既存の反射法探査結果［石油公団, 1981; 佐藤・他, 2019］も併せ，函館平野の三次元深部地盤速度構造モデルを作成した．函館平野の堆積盆地構造は，大局的には平野西縁に向かって深くなる構造をしている．第四系及び新第三系からなる堆積層の層厚は最深部で約３kmである．また，2016年内浦湾の地震の地震動シミュレーション（＜２Hz）を行うことで，速度構造モデルのパフォーマンスチェックも行った［以上，浅野・他, 2020, 地震学会］．

函館平野においては，函館平野西縁断層帯のほかにも，太平洋や日本海で発生する巨大地震による地震動が想定される．例えば，1968年十勝沖地震では函館港周辺や五稜郭の被害などが報告されている［1968年十勝沖地震調査委員会, 1969］．また，盆地としての深さも最大で3 km程度あり，大阪盆地などと比べても遜色のない規模を有していることから，長周期地震動についても発達しやすい環境にあると考えられる．本研究では，日本海地震・津波研究プロジェクトで作成した速度構造モデルに基づいて，函館平野における長周期地震動の伝播・増幅特性を検討した．理論的な地盤増幅特性に関する既往の多くの研究では，一次元構造の地盤速度構造モデルを与えて計算されることが多い．函館平野をはじめ活断層などで盆地形状が急変している地域などでは，地震動の三次元的な伝播による影響も考慮していく必要がある．また，実体波（S波）だけでなく，後続の表面波部分についても含めて考えなければならない．

本研究では，函館平野からある程度離れた位置に仮想的な点震源を配置し，それぞれの震源について，堆積盆地ありと堆積盆地なしの2通りの地震動シミュレーション（差分法）を実施し，水平2成分の全波（60秒間）のフーリエスペクトルの二乗和平方根を計算地震動のフーリエ振幅スペクトルとして得た．ここで堆積盆地なしモデルとは，堆積層各層の物性値をすべてＳ波速度2.7 km/sの層のものに置き換えたモデルである．今回は，震央8ケース，震源深さ2ケースを設定したので，全部で16ケースのシミュレーションを実施した．各ケースについて，堆積盆地ありとなしの計算地震動のフーリエ振幅スペクトル比を計算した．最後に，全16ケースのフーリエ振幅スペクトル比の対数平均と対数標準偏差を求めることにより，その地点の地震動増幅特性を推定した．

周期5秒では，平野南西部の沿岸付近（上磯周辺）を中心に増幅率5～6倍の領域が広がった．その領域を取り囲むような感じで，周期4秒の増幅率が大きい領域が拡がっている．これらは，この地域で基盤深度が最も深くなっていることと対応している．周期3秒以下では平野のほぼ全域に増幅率4倍以上の領域が広がっている．周期1～2秒になると，平野内でかなり複雑な空間分布となるとともに，対数標準偏差が大きくなり，ケース間のばらつきも目立つようになる．周期1秒での増幅率の対数標準偏差は最大で0.3（つまり2倍）となった．この検討では，全波のフーリエスペクトルを計算していることから，周期が短くなると，入射方向によって後続動の励起や干渉に違いが生じるためと推測される．ただし，V_S < 600m/sの浅部地盤速度構造モデルについては作成されていない．このため，本検討はあくまでS波速度600 m/sの速度層上面での地震動増幅特性を議論していることに注意が必要である．函館平野での地震動予測の高度化においては，浅部地盤速度構造の適切なモデル化に資する調査や研究も今後実施されることが望まれる．

謝辞：本研究で使用した三次元深部地盤速度構造モデルは文部科学省科学技術試験研究委託「日本海地震・津波研究プロジェクト」（平成25～令和2年度，代表機関：東京大学地震研究所）による成果です．

© The Seismological Society of Japan

Joint analysis of receiver function and autocorrelation using strong motion for velocity structure profiling based on seismic interferometry

*Kosuke CHIMOTO[1]

1. Kagawa University

地下構造探査では、遠地地震によるPs変換波を検出するためのレシーバー関数が多く使われている（Langston, 1979）。小林ほか(1998)は、堆積盆地において近地地震のレシーバー関数により、地震基盤面を推定している。大規模な堆積平野においては、PpPs変換波が卓越する（下村ほか, 2018）。近年、レシーバー関数法が、地震波干渉法により一般化されたものであることが示された（Tauzin et al., 2019）。それにより地震波干渉法による自己相関関数とレシーバー関数を同時に使用した解析が行われている（Mroczek and Tilmann, 2021）。本研究では、KiK-net成田において観測された強震記録のレシーバー関数と自己相関関数を計算し、それらの同時解析によりP波とS波速度構造の推定を行う。 まず、全国一次地下構造モデルにより、理論レシーバー関数を計算した。モホ面によるPs変換波は、4秒以上で観測される一方で、地震基盤によるPs変換波は約0.8秒で観測され、さらに1.6秒程度でPpPs変換波が観測されることを確認した。さらに、モホ面によるPs変換波は、入射角と層の傾斜によって走時がそれぞれ1秒以上遅くなるが、地震基盤によるPs変換波はそれらによる変化はほとんど見られないことも確認した。 KiK-net成田において、2008年以降に観測された1000以上の地震観測記録のP波部分のレシーバー関数と、上下動の自己相関関数を計算した。計算ではスペクトルホワイトニングを施し、周波数1-8Hzのバンドパスフィルタをかけた。レシーバー関数にはおよそ1秒と2秒においてPs変換波とPpPs変換波が明瞭に確認できた。さらに上下動の自己相関関数には、約1秒において反射波が確認できた。これらは、KiK-net成田の速度構造モデル（NIED, 2019）から計算されるものとよく合っている。さらに、S波のレシーバー関数を同様に解析したところSp変換波が確認できた。 レシーバー関数によるPs変換波とPpPs変換波および自己相関関数の上下動とトランスバース成分によるP波とS波の反射を用いて、H-kスタック（Zhu and Kanamori, 2000）によりVpとVsの推定を行なった。Vsは適切にモデル化されているが、Vpは低くモデル化されていることがわかった。

© The Seismological Society of Japan

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

Fri. Oct 15, 2021 10:00 AM - 10:30 AM JST | Fri. Oct 15, 2021 1:00 AM - 1:30 AM UTC | ROOM A ROOM A

AM-1

chairperson:Yosuke Nagasaka(Port and Airport Research Institute), Kimiyuki Asano(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S16-01] A theoretical basis for the applicability of seismic interferometry

○Yosuke NAGASAKA[1], Atsushi Nozu[1] (1.Port and Airport Research Institute)

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

[S16-02] Long-period later phases in the east of Fukushima prefecture during the M7.4 off Fukushima earthquake on Nov. 22, 2016

○Tomiichi UETAKE[1] (1.Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

A theoretical basis for the applicability of seismic interferometry

*Yosuke NAGASAKA[1], Atsushi Nozu[1]

1. Port and Airport Research Institute

Sanchez-Sesma and Campillo (2006)やWapenaar and Fokkema (2006)は2地点の相互相関と厳密なグリーン関数を結びつけるための地震波干渉法の定式化を示しているが，そこでは波動場についていくつかの仮定が必要であり，その1つとして，S波とP波のエネルギー密度の比が$2(V_P/V_S)^3$となるという仮定が用いられている．この仮定の妥当性については，過去にも研究がなされているが，未解明な点も残されている．
Weaver(1982)は拡散波動場をある周波数周辺に固有周波数を持つ各モードが平均的に等しいエネルギーを持つような波動場と定義している．このとき，S波とP波のエネルギー密度比は各固有モードの数の比と等しくなり，これが$2(V_P/V_S)^3$となることを説明している．しかし，エネルギー密度比が$2(V_P/V_S)^3$でない状態から出発して最終的に$2(V_P/V_S)^3$となるためには固有モード間のエネルギー交換が必要であり，このエネルギー交換が弾性方程式を満たしながらどのように行われるかについてはWeaver(1982)は示していない． 一方，Ryzhik et al. (1996)やPapanicolaou et al. (1996)は弾性波の放射輸送方程式を用いて多重散乱によるS波とP波のエネルギー交換について調べた．その結果，ランダムな媒質の内部では多重散乱により初期条件に関わらずエネルギー密度比は最終的に$2(V_P/V_S)^3$となることを示した．しかし，自由表面や媒質境界の影響については論じておらず課題であると述べている． 自由表面の影響に最も迫った研究はEgle(1981)の研究である．Egle (1981)は自由表面を持つ一様弾性体を考え，拡散波動場を様々な方向に伝播するランダムな平面波の重ね合わせとして定義して考察している．Egle (1981)による拡散波動場の定義は，Weaver(1982)によるものと比べより直観的で分かりやすく，また，反射の影響を考慮しやすい形となっている．Egle (1981)は自由表面にランダムに入射する平面波がPS変換，SP変換を繰り返すことでエネルギー密度比が一定の値に収束することを示したが，Egle (1981)が数値的に求めた値は$2(V_P/V_S)^3$とはわずかに異なっていた．Weaver(1982)はその違いを数値誤差によるのではないかと考えたが，その真偽は明らかとなっていない． そこで本研究では自由表面が弾性波のエネルギー密度equipartitionに与える影響をより厳密に理解することを目的とし，Egle(1981)の条件に従う波動場のS波とP波のエネルギー密度比が$2(V_P/V_S)^3$に収束することを解析的に示す． 媒質は自由表面に囲まれた一様弾性体とし，波動場はランダムな位相を持つ平面波の重ね合わせとして表現されるものとする．異なる進行方向，タイプ（S波，P波），周波数を持つ平面波は互いに無相関とする．Egle(1981)の検討によれば，このとき，自由表面での反射によるモード変換を繰り返すことで，S波とP波のエネルギー密度比（Rとする）は$R=(\gamma_{LT}V_p)/(\gamma_{TL}V_s)$で表される．ここで$\gamma_{LT}$は単位時間あたりの自由表面への入射P波のエネルギーに対する反射S波のエネルギーの比率，γ_{TL}はその逆の変換におけるエネルギーの比である．γ_{LT}とγ_{TL}はあらゆる入射角を考慮した平均的なモード変換の割合である．特に反射波については自由表面における反射係数の2乗を入射角について積分することが必要であり，解析的な検討がなされなかった理由の1つであると推測される．しかし，Rを求めるにはγ_{LT}とγ_{TL}の比率を求めればよく，それぞれを解析的に求める必要はない．本検討ではまずEgle(1981)で示されていなかったγ_{LT}とγ_{TL}の表現を求め，これらについて比較的単純な変数変換を行うことにより直接積分を行うことなくRを積分を含まない形で表せること，それが$2(V_P/V_S)^3$となることを示した． 本検討により，自由表面をもつ一様な弾性体内におけるランダムな平面波による波動場は地震波干渉法の定式化におけるエネルギー密度比に関する条件を満たすことが示された．自由表面での反射と多重散乱はS波とP波のエネルギー密度について同じ効果を持つことになる．自由表面での反射または散乱によりSP変換とPS変換が繰り返されることが本質的なメカニズムであると考えられる．従って自由表面を持つランダムな媒質内においても波動場は上記の比率を満たすことが期待できる．自由表面だけでなく異なる媒質の境界の影響についても検討を行う必要があり，これについては今後の課題である．

© The Seismological Society of Japan

Long-period later phases in the east of Fukushima prefecture during the M7.4 off Fukushima earthquake on Nov. 22, 2016

*Tomiichi UETAKE[1]

1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.

1．はじめに
2016年11月22日に福島県沖で発生したM7.4の地震は、地震規模が大きく、震源も浅い（JMA:25km、F-net:11km）ため、広域でやや長周期地震動が観測された。特に震央に近い福島県東部の広野町では周期6秒が卓越した顕著な後続波群が三成分に認められた。本研究では、福島県東部における後続波群の伝播に注目し、広野で観測された後続波群の特徴を明らかにする。

2．波群の伝播特性
福島県内のK-NET・KiK-netの記録を用いて、周期5秒以上の長周期速度波形を作成し、福島県東部域での波群の伝播性状を調べた。なお、水平動波形は、震央からの方位でRadial成分・Transverse成分に変換した。UD成分に見られる後続波は、浜通りの平野から双葉断層を越え、阿武隈山地、中通り、会津盆地まで追跡が可能である。見かけの群速度は、およそ3.0 km/sである。Radial成分にも同様な波群が認められた。一方、Transverse成分波形では、震央に近い海岸部での振幅は大きいが、広域で連続性の良い後続波が認められない。

3．海岸線沿いの波群の変化
各機関により福島県東部で行われている強震観測の記録をもちいて、広野町周辺での後続波群の変化を調べた。UD成分に見られる後続波群については、隣接する広野火力とFKS010での振幅がやや大きいものの、観測点間の連続性は広い範囲で良い。一方、広野火力での速度波形が振幅最大、継続時間最長となっている水平動の後続波群は、南北に延びる海岸線上では連続的に波形が変化しているが、やや内陸の観測点では後続波の振幅は小さく継続時間も短い。そのため、顕著な後続波群は海岸線にトラップされているように見える。なお、北側の海岸線では顕著な後続波は認められない。長周期地震動予測地図(暫定版)[Koketsu et al.(2012）]の地震基盤（Vs=3.2 km/s）深さを見ると、深さ変化は海岸線と平行ではでなく、海岸線に斜行する様に県南部が急激に深くなっている。構造変化の違いが後続波の励起に影響いている可能性がある。

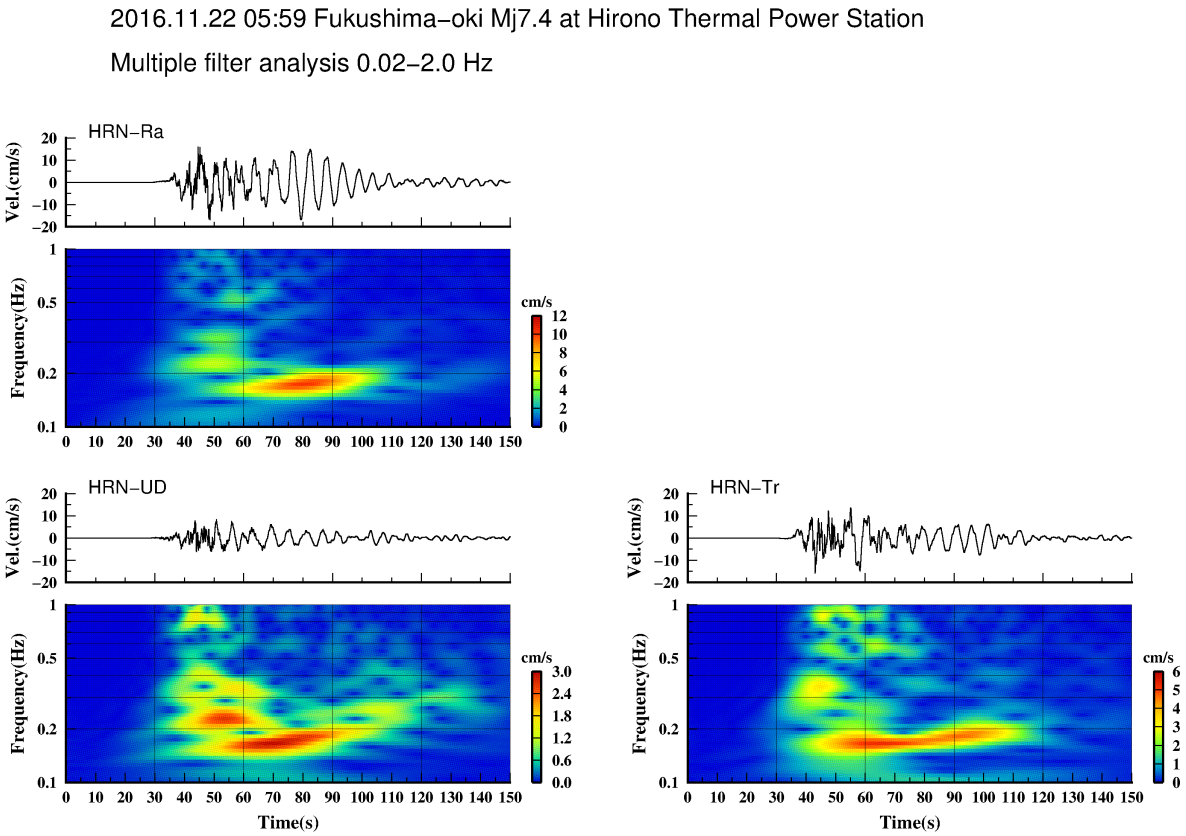
4．アレイ解析による伝播方向の推定
広野町周辺の強震観測点5点をアレイ観測点と見なし、周期6秒における波動の伝播性状を把握し、地下構造モデルから計算される表面波速度との対応を検討した。広野の地下構造モデルは、防災科研のJ-SHIS深部地盤モデル（Ver3.2）にKoketsu et al.(2012）の地震基盤（Vs=3.2 km/s）以深の構造を組み合わせた。 UD成分のバンドパスフィルター波形（中心周期6秒）にセンブランス解析を適用すると、位相速度3.6 km/sでN61度E方向から伝播していると評価された。広野から見た震央の方位は約76度なので、ほぼ震央方向から伝播していると評価できる。構造モデルから計算されたRayleigh波速度と対比すると1次高調モードに対応する。 水平動のフィルター波形を用いた解析からは、N21度Eの方角から伝播する3.8 km/sの波が抽出された。到来方向は、震央より北側となっている。波の到来方向に直交する振動成分を抽出しているため、この波はLove波の1次高調モードに対応する。
なお、阿武隈山中の観測点5点（F-net：HRO地点を含む）を用いてUD成分のアレイ解析を行い、周期6秒の波動の速度を求めると3.1 km/sであった。Koketsu et al.(2012）のモデルを用いると、この速度は、HROにおけるRayleigh波の基本モードに相当する。

5．まとめ
2016年11月22日福島県沖の地震(M7.4)により、福島県東部の広野周辺で観測された周期6秒の顕著な後続波

© The Seismological Society of Japan

群について分析を行った。 UD成分の後続波は、阿武隈山地の観測点とも連続性が良い。アレイ解析からは、広野周辺（海岸線付近）では一次高調モードのRayleigh波が、山地部では基本モードのRayleigh波が伝播していると考えられる。 広野周辺の記録の水平動に顕著な後続波は、県の南半分の海岸線にトラップされたように見える。アレイ解析結果は、震央方向より北から伝播する一次高調モードのLove波の可能性を示唆している。 ローカルな波群の生成・伝播には、地下構造の変化が影響していると考えられる。

謝辞
次の機関による強震観測記録を使用致しました。記して感謝いたします。 (国研)防災科学技術研究所、気象庁、(一財)電力中央研究所、(公財)地震予知総合研究振興会、東京電力HD(株)。



© The Seismological Society of Japan

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

Fri. Oct 15, 2021 11:00 AM - 12:15 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 2:00 AM - 3:15 AM UTC | ROOM A ROOM A

AM-2

chairperson:Takumi Hayashida(IISEE, Building Research Institute), Kunikazu Yoshida(Geo-Research Institute)

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

[S16-03] Seismic velocity structure at NB-1 boring site, Nara city

○Tomotaka IWATA[1], Koji YAMADA[2], Motoki SAWADA[2], Daisuke ISHIHARA[2], Shigeru OKAMOTO[2] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Hanshin Consultants, Co. Ltd.)

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

[S16-04] Investigations of the 2020 seismic noise reductions in areas around Tokyo using MeSO-net seismic data traffic

○Takumi Hayashida[1], Masayuki Yoshimi[2], Haruhiko Suzuki[3], Shinichiro Mori[4], Takao Kagawa[5], Masayuki Yamada[6], Koji Ichii[7] (1.IISEE/BRI, 2.GSJ/AIST, 3.OYO Corporation, 4.Ehime Univ., 5.Tottori Univ., 6.NEWJEC Inc., 7.Kansai Univ.)

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

[S16-05] Phase velocity of the Love wave estimated based on array-derived rotation from the microtremor array records observed in the Wakayama plain, Japan

○Kunikazu Yoshida[1], Hirotoshi Uebayashi[2], Michihiro Ohori[3] (1.Geo-Research Institute, 2.Kyoto University, 3.University of Fukui)

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

[S16-06] Fundamental Study on Separation of Surface Waves and Application to Long-Period Ground Motions in the Kanto Plain

○Takuya Sato[1], Hirotoshi Uebayashi[2], Masayuki Nagano[1] (1.Tokyo university of Science, 2.Kyoto university)

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

[S16-07] Equivalent linear method with complex frequency for site response analyses to near-fault fling-step displacements

○Shuanglan WU[1], Atsushi Nozu[1], Yosuke Nagasaka[1] (1.Port and Airport Research Institute)

Seismic velocity structure at NB-1 boring site, Nara city

*Tomotaka IWATA[1], Koji YAMADA[2], Motoki SAWADA[2], Daisuke ISHIHARA[2], Shigeru OKAMOTO[2]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Hanshin Consultants, Co. Ltd.

令和元年度より３年計画で実施している「奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測」では，当該断層帯の長期評価及び強震動評価の高度化を進めている．令和元年度には奈良盆地北部の奈良市高畑町から宝来町にかけて，奈良堆積盆地の基盤岩までを明らかにする測線長約7kmの反射法地震探査を行った（文部科学省・京都大学防災研究所，2020）．引き続き，この測線沿いの奈良本町において深度300ｍのオールコアボーリングを実施した（文部科学省・京都大学防災研究所，2021，三田村・他，2021）．このボーリング孔を使用したVSP探査等を行って，奈良堆積盆地の速度構造に関する情報を得た．
VSP調査はP波震源（油圧インパクタ）及びS波震源（油圧式S波震源）と，孔中３成分地震観測を行い，P波及びS波の速度構造を推定した．孔中地震計は深度5ｍから300ｍまで5ｍ間隔で測定を行った．初動解析から，深さ300ｍまでのP波及びS波の速度構造を推定した．地表極近傍を除いて，P波速度は1.8～2.0km/s，S波速度は0.34～0.75km/sに深さとともに漸増する速度構造が得られた．この深さまでの反射法解析に用いた速度解析結果とよい対応が得られていることもわかった．
反射法探査から，ボーリング地点の堆積層基盤面深度は約520ｍと推定されている．また，記録には，この基盤面からの反射波と考えられる相が得られていたことから，これらの相を利用して，深さ300～520ｍの堆積層下部の速度プロファイルを求めた．深さ300ｍ以深のP波速度は2.0～2.3km/s，S波速度は0.8～0.85km/sと求められた．これらの値は，類似の堆積環境や堆積物で構成されている大阪平野や京都盆地南部のそれらと似通った値であった．
加えて，浅部の速度構造を詳しく知るため，深度25ｍまで，１ｍきざみで，カケヤによるＰ波及びＳ波起震を行っての速度構造調査も行った．発表では，これらの速度構造及び地震波減衰構造についても触れる予定である．これらの情報やこの地点の速度構造プロファイルを用いて，奈良堆積盆地の速度構造モデル（関口・他，2019）の高度化を進めている．

参考文献
三田村宗樹・高橋春菜・岩田知孝，奈良東縁断層帯調査における奈良市三条本町NB-1ボーリングコアの概要，日本地質学会第128年学術大会，2021
文部科学省・京都大学防災研究所, 奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測，令和元年度成果報告書, 198pp, 2020.
文部科学省・京都大学防災研究所, 奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測，令和2年度成果報告書, 234pp, 2021.
関口春子・浅野公之・岩田知孝, 奈良盆地の３次元速度構造モデルの構築と検証, 地質学雑誌, 125(10), 715-730, 2019.

謝辞：本研究は，令和３年度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」によってなされました．ボーリング実施に関しては，奈良市都市整備公園緑地課のお世話になりました．記して感謝致します．

© The Seismological Society of Japan

Investigations of the 2020 seismic noise reductions in areas around Tokyo using MeSO-net seismic data traffic

*Takumi Hayashida[1], Masayuki Yoshimi[2], Haruhiko Suzuki[3], Shinichiro Mori[4], Takao Kagawa[5], Masayuki Yamada[6], Koji Ichii[7]

1. IISEE/BRI, 2. GSJ/AIST, 3. OYO Corporation, 4. Ehime Univ., 5. Tottori Univ., 6. NEWJEC Inc., 7. Kansai Univ.

地震計によって測定される常時微動（雑微動、地動ノイズ：以下、微動と呼ぶ）のうち、1Hz以上のものは人間活動が主たる振動源であるとされている。2020年初頭、新型コロナウイルス感染症（Covid-19）の感染拡大を受けて都市封鎖が実施された都市において人間活動が著しく低下し、周辺の地震観測点で記録された微動の振幅が低下したという現象が世界中で数多く報告されている（例えば、Gibney, 2020; Lecocq et al., 2020）。日本国内においても、小中高校の休校措置・国や自治体による外出自粛要請等の社会的背景を反映したと思われる首都圏での微動振幅の低下が報告されている（Yabe et al., 2020）。これらの先行研究では微動のスペクトル特性の考慮や評価の対象周波数に違いがあるものの、振幅特性の経時変化の有無と増減に、人間の社会活動の消長を対応付けて検討していることが共通している。一方、首都圏を対象にYabe et al. (2020)が検討に用いた観測点の多くは代表的な繁華街付近に位置しており、用いた観測点数も限られていることから、微動の変化をもたらした主要因が何であったのか、その影響はどの範囲にまで及ぶのかなど、様々な解釈の余地が残されている。これらを適切に評価するためには、多地点、長期間のデータによる検討が必要であり、そのためには微動の振幅特性を総合的に示す簡易的な振幅指標があれば便利である。

東京大学地震研究所により設置され、現在、防災科学技術研究所によって運用されているMeSO-net観測点は、首都圏周辺の約300地点に展開されており、各点で地震動の連続観測が行われている。MeSO-netの波形データはWIN32形式によって圧縮されており、同形式ではデータ転送の高速化・効率化のために振幅情報を前タイムステップの振幅との差分情報として記録している（例えば、卜部・他，1990；卜部，1994）。このため、微動の振幅が大きい平日昼間の時間帯に波形データの容量が増加し、夜間や休日に低下するという特徴がある（岡田・小原，2000）。本研究ではこの特性に着目し、MeSO-netの波形データ容量の時系列変化（データトラフィック）を「微動レベルの簡易的な指標」とみなすことで2020年における微動振幅の推移を追った。我々は、東京都および近郊エリアの169点で2018年1月～2021年8月の期間に観測された連続観測記録を用いて、Covid-19蔓延に伴う人間活動の変化とデータトラフィックとの関係を検証した。本発表では、首都圏におけるデータトラフィックの時間帯毎の特徴を紹介するとともに、観測点が設置されている施設の種別や周辺環境、観測点周辺のモバイル人流データ、断面交通量データなど各種記録との比較検討を通じて、2020年の首都圏において微動の振幅低下をもたらした原因について考察する。また、各観測点における振幅スペクトルの時間推移についても併せて議論する。

謝辞：本研究は、国内の微動研究者および技術者から成る「微動の会」会員有志による研究プロジェクト（代表：愛媛大学 森伸一郎）の一環として実施したものです。また、同会会長である藤原広行博士（防災科学技術研究所）からは、本研究の着想を得る上で有益なご助言をいただきました。本研究の実施にあたり防災科学技術研究所のMeSO-net、Hi-netの観測記録を使用しました。記して感謝いたします。

© The Seismological Society of Japan

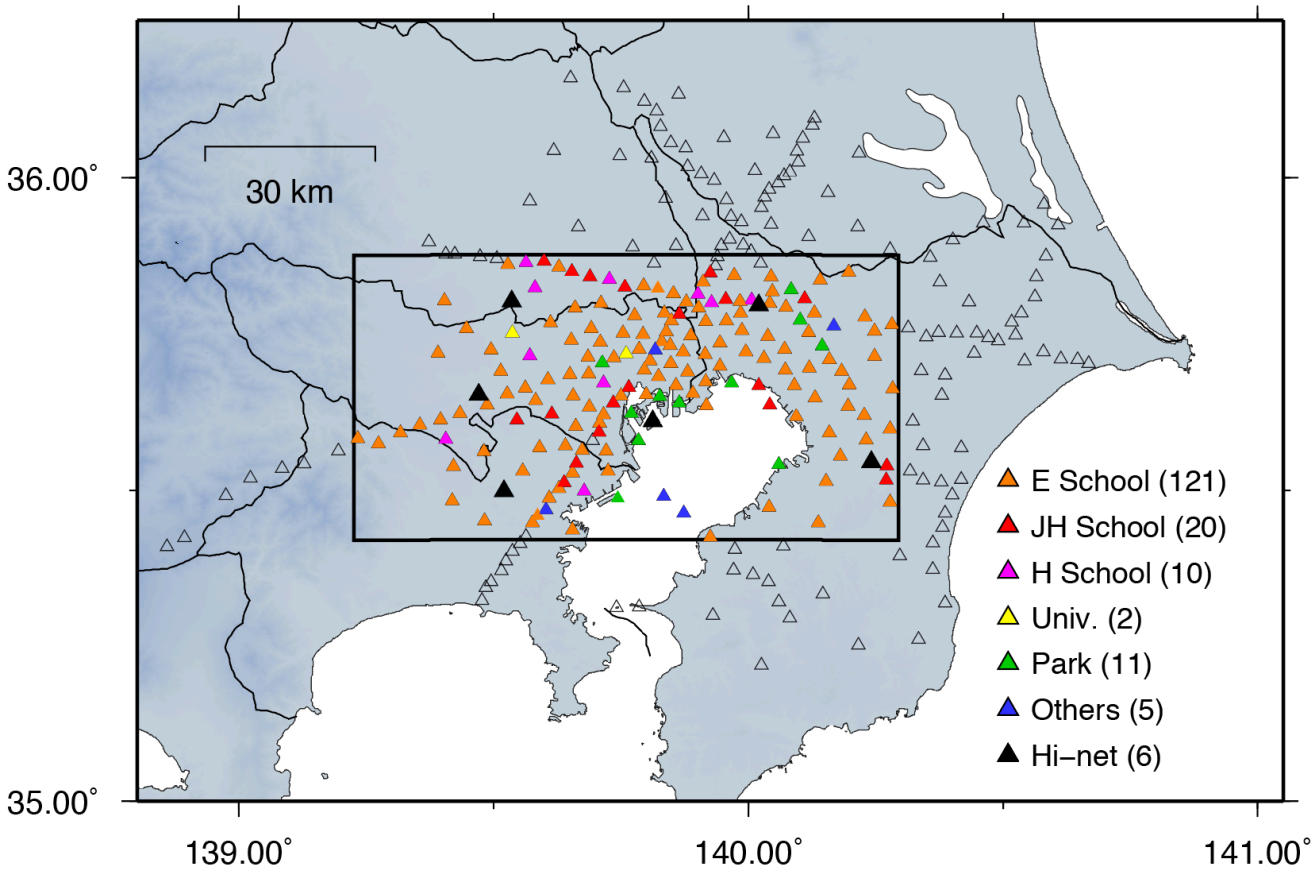


図. 検討に用いた観測点の分布

© The Seismological Society of Japan

Phase velocity of the Love wave estimated based on array-derived rotation from the microtremor array records observed in the Wakayama plain, Japan

*Kunikazu Yoshida[1], Hirotoshi Uebayashi[2], Michihiro Ohori[3]

1. Geo-Research Institute, 2. Kyoto University, 3. University of Fukui

強震動予測に用いる地下構造モデルを作成する基礎データとして，微動アレー探査の結果がよく用いられる。これまでは鉛直成分をもとにしたレイリー波の位相速度が数多く用いられてきたが，水平成分を用いたラブ波の位相速度も考慮することによって地下構造モデルをより精度よく構築できることが期待される。ラブ波の位相速度の推定法として，回転成分を用いたものが最近提案されている（吉田・上林，2018; Yoshida and Uebayashi, 2021）。本研究ではこの手法の妥当性を評価するため，上林・他（2018）により和歌山平野で観測された微動アレー記録の水平成分を用いてラブ波の位相速度を推定した。

本研究では，アレー記録から回転成分を求める際にゆがんだ三角形アレーにも対応できるように手法を改良した。回転成分を評価するアレーの基準点（原点）P_0での地動をu_0とし，$P_i=(x_i,y_i)$における観測点iにおける地動のu成分は，空間方向の微分をテイラー展開し2次以降の項を無視して

$u_i=x_i\partial u/\partial x + y_i\partial u/\partial y+u_0$

と表される。この式をN個の観測点に対し作り，行列で表記すれば，右辺の偏微分およびu_0を逆行列あるいは最小二乗法で求められる。水平2成分に対しこの計算を行い，ベクトルの回転の定義に従って回転成分を求めた。この改良した手法を観測記録に適用し，各サイトにおける回転成分を求めた。得られた回転成分波形から，空間自己相関法により位相速度を求めた。

和歌山平野で行われた微動アレー観測では，半径200～600 mの7点二重三角形アレーが用いられた。位相速度の推定に先立ち，アレー記録からコヒーレンスとフェイズを求め，観測記録の水平成分の品質を確認した。

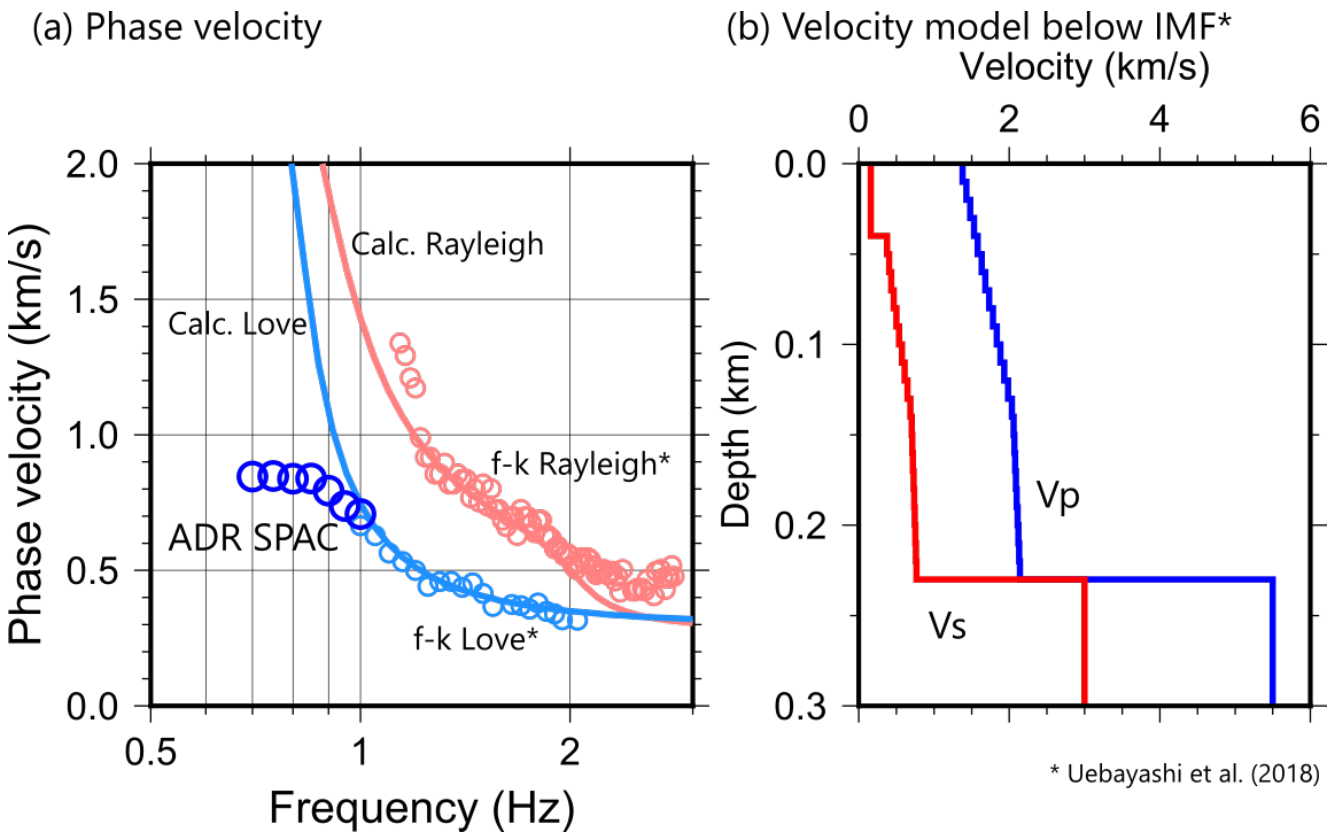
回転成分より得られた位相速度は，アレー半径などに応じて0.5～2 Hzで0.4～1.3 km/sで，ほとんどの観測サイトで正の分散性を示した。一例としてIMFサイトでの結果を図aに示す。回転成分の空間自己相関法（ADR SPAC）により推定したラブ波の位相速度と，大堀・他（2015）およびそれをまとめた上林・他（2018）による同じアレー記録を用いた水平成分のf-k法により求めたラブ波の分散曲線を比較すると，重複する周波数帯域でほぼ同じ値が得られた。また，空間自己相関法の方がf-k法よりも長周期側の位相速度を求めることができた。

ラブ波位相速度を求めたサイトのうち，IMFおよびJMAサイトについて微動記録から推定した位相速度と既往の3次元地下構造モデルから計算した理論位相速度を比較した。IMF（図b）では，理論と観測の位相速度はおおむね対応したが，JMAサイトでは差が見られた。JMAサイトについては発表までにさらに検討を進めたい。

謝辞　本研究は科研費・基盤研究(B)「強震動予測のための微動を用いた不整形地盤構造推定システムの構築」（課題番号：19H02287，代表：上林宏敏）による。文部科学省委託研究業務「中央構造線断層帯（金剛山地東縁ー和泉山脈南縁）における重点的な調査観測」プロジェクトのデータおよび成果の一部を利用しました。

参考文献　大堀・他（2015）建築学会大会梗概集．上林・他（2018）地震工学会論文集．吉田・上林（2018）物理探査．Yoshida and Uebayashi (2021) BSSA.

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Fundamental Study on Separation of Surface Waves and Application to Long-Period Ground Motions in the Kanto Plain

*Takuya Sato[1], Hirotoshi Uebayashi[2], Masayuki Nagano[1]

1. Tokyo university of Science, 2. Kyoto university

南海トラフを代表とするM 8～9クラスのプレート境界での巨大地震の発生が危惧される中，関東平野や大阪平野での地震動予測が多く行われている。このときの長周期地震動の計算には主に三次元差分法が用いられ，サイトと震源位置に依存して変化する波動の伝播特性や増幅特性が明らかとなっている。一方，検討対象地点の地震動の増幅特性を把握する際に，どのような表面波が堆積層内を伝播し，増幅するかを調べることは，波動伝播特性を考察するうえで必要である。上林 (2019)は，3次元波動場を波動ポテンシャルによりP，SV，SH波に分離する手法を提案し，簡易的な堆積盆地状の堆積地盤モデルに適用した。提案手法をAL法で得られたP，SV，SH波との比較により検証し，グリッド間隔による波形の精度などの検証を行った。 本研究では、上林(2019)で示された手法を用いて，簡易的な波動場での波動分離の精度を確認するとともに，3次元差分法に波動分離の式を直接組み込み，プレート境界から生じ関東平野に伝播する長周期地震動の波動分離に適用した。なお，本検討では，SH波(ラブ波)とそれ以外のP・SV波(レイリー波)の分離のみに着目し，水平2方向の波動成分のみを利用している。 最初に，図1,2_aに示すように，平面波の斜め入射場をイメージして水平方向に一定速度で伝播する面外波(SH波)と面内波(SV波)の波動場を擬似的に作成した。この結果，図1,2_b,cに示すように，上記手法で精度よく波動分離が行われていることを確認した。次に，図3,4_aに示すように，解析領域の中心部から同心円状に広がる波動場について，Radial方向，Travsvers方向に振幅を有する波動場を擬似的に作成し，波動分離を試みた。図3,4_b,cに示す結果から，多少の誤差は見られるが，概ね精度よく波動分離が行われていることが分かる。最後に，関東平野を対象領域とし，茨城県沖で生ずる太平洋プレート境界の地震が関東平野における影響を数値計算により評価した。関東平野の堆積層やプレート境界の地盤構造を考慮した地震動評価には三次元差分法[永野(2004)]を利用し，そこに波動分離を組み込んだ。地盤モデルは全国1次地下構造モデルを使用し，最表層は第二層の物性値に置換した。グリッド間隔は250mとした。以上より，計算された速度波形および分離した波形について水平二方向の合成を行い，最大速度を評価した結果を図5に示す。これより，茨城県沖の震源に対しては，関東平野ではレイリー波が卓越して伝播することが分かった。 図の作成にGMTを利用させて頂きました。

© The Seismological Society of Japan

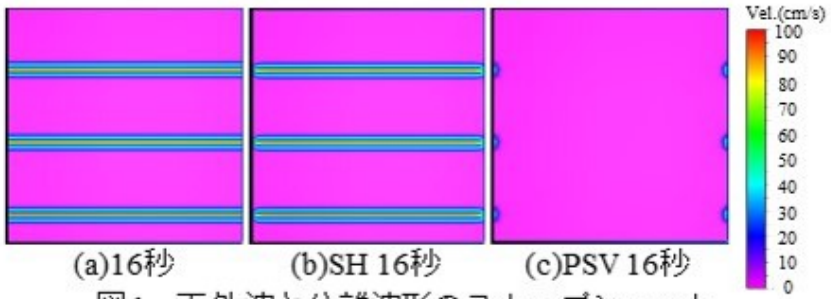


図1　面外波と分離波形のスナップショット

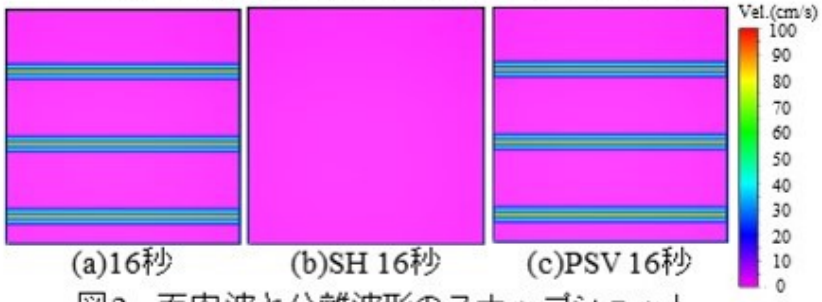


図2　面内波と分離波形のスナップショット

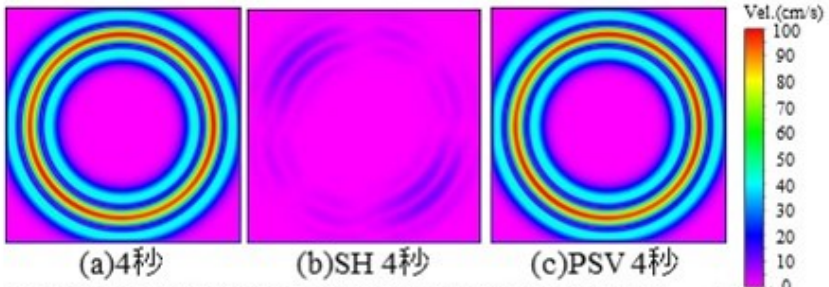


図3　Radial方向に振幅を有する波動場と分離波形のスナップショット

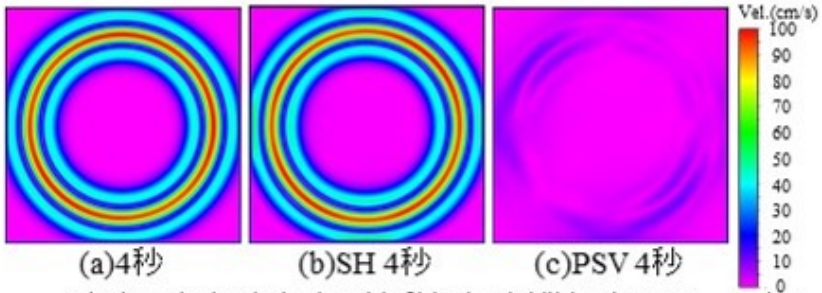


図4　Transverse方向に振幅を有する波動場と分離波形のスナップショット

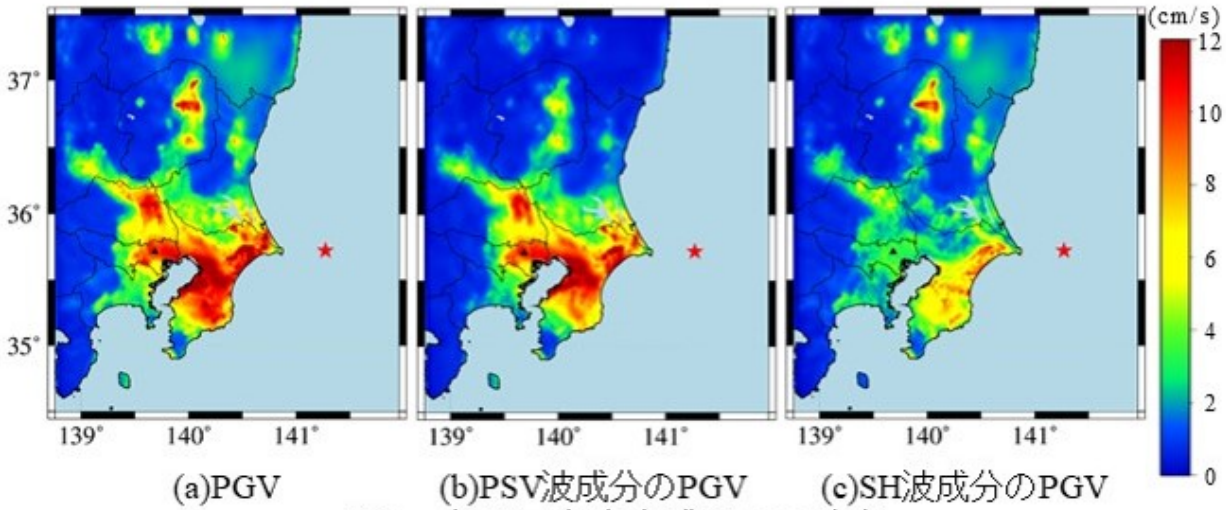


図5　水平二方向合成のPGV分布

© The Seismological Society of Japan

Equivalent linear method with complex frequency for site response analyses to near-fault fling-step displacements

*Shuanglan WU[1], Atsushi Nozu[1], Yosuke Nagasaka[1]

1. Port and Airport Research Institute

The equivalent linear method is commonly used for site response analyses in engineering practice. However, it cannot evaluate the displacement response of the ground subject to fling-step displacements because the fling-step displacements are characterized by non-zero final values, making the application of ordinary Fourier transform with real frequency inappropriate. On the other hand, in seismology, the use of complex frequency is a well-established technique. It was proposed by Phinney [1] and has since been widely and successfully adopted in computational seismology for the calculation of ground motions including near-fault fling-step displacements with the discrete wavenumber (DWN) method [2, 3]. As pointed by Wu et al. [4], the use of complex frequency is essential in avoiding the inconsistency between the theoretical and discrete Fourier transforms when the DWN method is applied to a displacement waveform with a nonzero final value. Therefore, in this study, the complex frequency was introduced to the equivalent linear method for the seismic ground response analyses subjected to near-source fling-step displacements.

The newly developed method was applied for analyzing the recordings at the KiK-net KMMH16 vertical array during the mainshock of the 2016 Kumamoto earthquake sequence. The vertical array contains two acceleration sensors on the ground surface and in the borehole at a depth of 252 m (NIED Strong-motion Seismograph Networks). We adopted the soil profile including the PS logging data at KMMH16 provided by NIED. We also used the density profile re-evaluated by Goto (Personal communication). Moreover, we also adopted the nonlinear soil properties at KMMH16, i.e., the stiffness-strain and damping-strain relations, which were again estimated by Goto (Personal communication) based on Ramberg-Osgood model. In the following we will show the results for the EW-components. Based on Boore [5], the accelerograms were integrated in time domain after a baseline correction and the resultant velocity waveforms were corrected by subtracting linear functions. Then the corrected velocity waveforms were integrated again in time domain to obtain displacement time histories at GL-252m and GL-0m. The former was used as the input ground motion for the equivalent-linear analyses.

Fig. 1 showed the results. **Fig. 1 (a ~ c)** shows good agreement between the synthetic and observed time histories for acceleration, velocity and displacement, respectively. In particular, the agreement is excellent for the displacement waveforms including the fling-step as well as the initial vibratory components. The maximum acceleration was underestimated but the phases were reproduced very well. **Fig. 1(d)** shows that the agreement between the observed and synthetic spectral ratio is excellent especially for the fundamental mode. **Fig. 1 (e ~ g)** show the peak acceleration, velocity and strain as a function of depth. The tendencies in the peak strain in **Fig. 1(g)** is similar to the results by Suetomi et al. [6] in a sense that the maximum strain occurred near GL-8m ~ 9m, even though different soil models were used in the analyses. The maximum strain is approximately 0.6%, which is less than 1%. These results well demonstrated that, the equivalent linear method with complex frequency is applicable to seismic ground response analyses subject to fling-step displacements.

Acknowledgment
Strong motion data and the soil profile at KMMH16 were provided by the National Research Institute for

© The Seismological Society of Japan

Earth Science and Disaster Resilience. The authors also express their appreciations to Hiroyuki Goto, Associate Professor of Kyoto University, for sharing his knowledge on the soil profile and dynamic soil properties at KMMH16, and suggestions regarding the application of the parameters.

References

[1] Phinney RA. *J. Geophys. Res.* 1965; 70(20): 5107-5123.
[2] Bouchon M, Aki K. *Bull. Seismol. Soc. Am* 1977; 67(2): 259-277.
[3] Bouchon M. A Review of the discrete wavenumber method. Pure and applied geophysics 2003; 160(3): 445-465.
[4] Wu SL, Nozu A, Nagasaka Y. *Bull. Seismol. Soc. Am* 2020; 111(1): 309-320.
[5] Boore DM. *Bull. Seismol. Soc. Am* 2001; 91(5): 1199-1211.
[6] Suetomi I, Fukushima Y, Oshige J. Proc of the 36th JSCE earthquake engineering symposium, 2016: Tokyo, Japan. A23-1006.

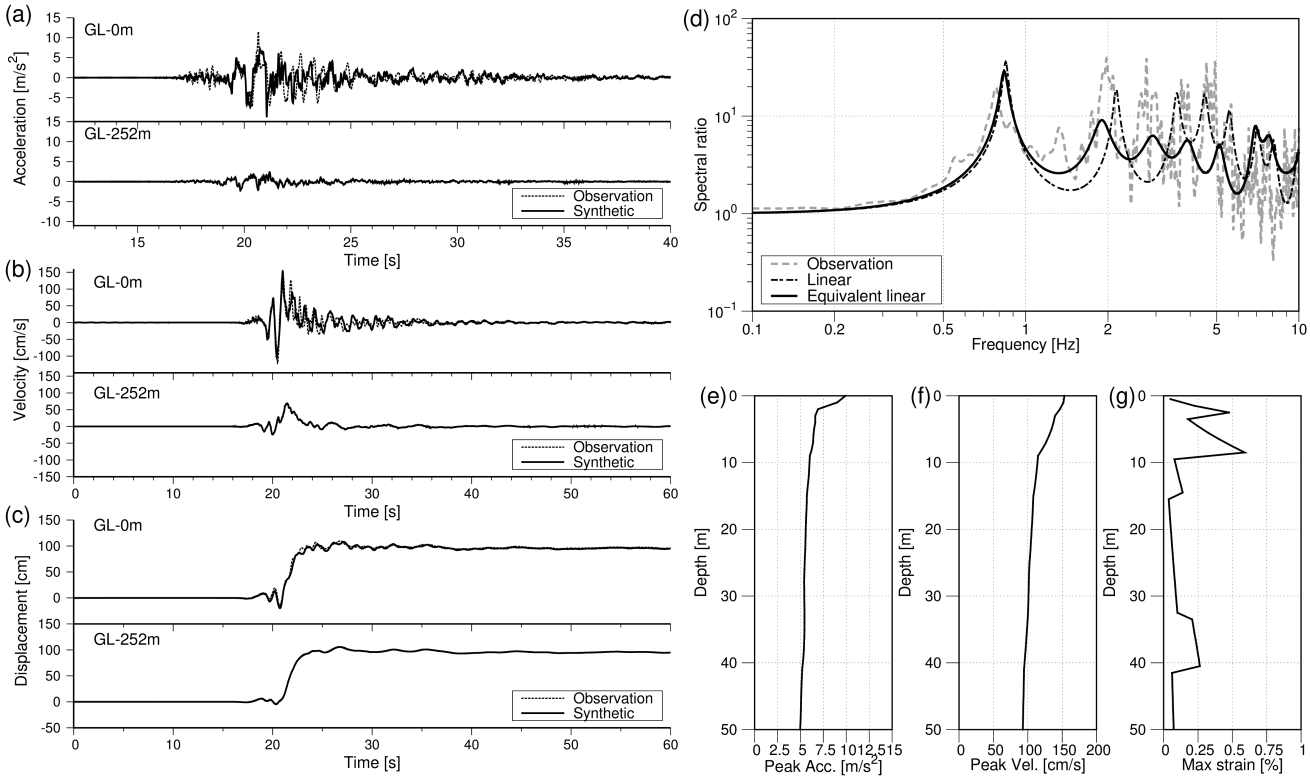


Fig. 1 Observed and synthetic time histories for (a) acceleration, (b) velocity, and (c) displacement. Also plotted are the (d) spectral ratios and the peak responses along the depth for (e) acceleration, (f) velocity and (g) strain.

© The Seismological Society of Japan

Room A | Regular session：S04. Tectonics

Fri. Oct 15, 2021 1:30 PM - 2:45 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 4:30 AM - 5:45 AM UTC | ROOM A ROOM A

PM-1

chairperson:Atsushi Nakao(JAMSTEC), Shinji Yoneshima(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S04-01] Exploring the Geometry of the Philippine Sea Plate beneath Hokuriku region

○Kazuki MIYAZAKI[1], Junichi Nakajima[1], Nobuaki Suenaga[2], Shoichi Yoshioka[2,3] (1.Tokyo Institute of Technology, 2.Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 3.Faculty of Science, Graduate School of Science, Kobe University)

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

[S04-02] Seismotectonics at off-Ibaraki region identified from dense earthquake source arrays and dense OBS arrays.

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

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

[S04-03] 3-D seismic anisotropy structure of the Cascadia subduction zone

○Dapeng ZHAO[1], Y. Hua[1] (1.Research Center for Earthquakes & Volcanoes, Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S04-04] Regression analysis relating maximum earthquake magnitudes with subduction zone parameters

○Atsushi NAKAO[1], Tatsu Kuwatani[1], Kenta Ueki[1], Kenta Yoshida[1], Taku Yutani[1], Hideitsu Hino[2], Shotaro Akaho[3] (1.Research Institute for Marine Geodynamics, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2.Department of Statistical Modeling, The Institute of Statistical Mathematics, 3.Human Informatics Research Institute, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology)

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

[S04-05] Triggering mechanism of volcanic eruptions by large earthquakes

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

Exploring the Geometry of the Philippine Sea Plate beneath Hokuriku region

*Kazuki MIYAZAKI[1], Junichi Nakajima[1], Nobuaki Suenaga[2], Shoichi Yoshioka[2,3]

1. Tokyo Institute of Technology, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 3. Faculty of Science, Graduate School of Science, Kobe University

西南日本下に沈み込んでいるフィリピン海プレートの形状は地震波トモグラフィーをはじめとした手法を用いて詳細に決定されており(例えばNakajima et al., 2009; Liu and Zhao,2016など)、特に四国・中国地方下に沈み込むフィリピン海プレートは日本海下約400kmの深さまでイメージングされている。一方で、北陸地方下では約140kmまでしか形状が確認されておらず、現在理解されているフィリピン海プレートの沈み込み量は東西で大きく異なっている。四国海盆の拡大以降、フィリピン海プレートが一定の速度で西南日本下に沈み込み続けているとするモデル(Seno and Maruyama, 1984)に基づいて沈み込み量を推定すると、北陸地方下のフィリピン海プレートには未発見の部分が存在すると考えられる。この地域のフィリピン海プレート形状を新たに決定することによって、フィリピン海プレートの沈み込みの歴史や、陸上の火山との関連性、さらに太平洋プレートとの相互作用に伴うプレートの変形量から沈み込むプレートの物性について新たな知見を提供することができると期待される。

そこで、本研究では若狭湾から佐渡島にいたる北陸地方下におけるフィリピン海プレート形状を明らかにすることを目指す。本研究では中部日本下の、太平洋プレートと地表に囲まれた領域の構造を求めるため、主に太平洋プレート内で発生する深発地震を用いた走時トモグラフィーを行なった。結果として、現在決定されているフィリピン海プレート形状より深部へと繋がる連続的な低速度構造がイメージングされた。また、太平洋プレートと接する一部の領域では、太平洋プレートの上に乗り上げるような低速度構造も見られた。次に、フィリピン海プレートと太平洋プレートの沈み込みにおける相互作用を二次元の粘性流体を仮定してシミュレーションしたところ、中部日本下に沈み込んだフィリピン海プレートが、より高速で沈み込む太平洋プレートによって深部に引き込まれるような結果が得られた。以上のことから、北陸地方下のフィリピン海プレートは、地下で太平洋プレートと衝突し相互作用を受けた結果、形状・温度ともに特異的な状態であると予想される。そのため、この領域のプレート形状をより詳細に決定するためには、様々なアプローチを用いる必要があると考えられる。また、本講演では、ScSp波とScS波の波形を用いて、走時とは独立に北陸地方下のフィリピン海プレート上面の形状を明らかにするとともに、粘性流体を仮定した数値シミュレーションにより沈み込んだフィリピン海プレートの温度構造を計算することで、トモグラフィーを行なった際にイメージされるフィリピン海プレートの速度偏差についても触れる予定である。

© The Seismological Society of Japan

Seismotectonics at off-Ibaraki region identified from dense earthquake source arrays and dense OBS arrays.

*Shinji YONESHIMA[1], Mochizuki Kimihiro[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

はじめに

茨城沖では，2011年に発生した東北沖地震の最大余震として本震発生からおよそ30分後に Mw7.9の最大余震が発生した．最大余震の発生に伴い，多くの余震としての微小地震が発生したが， 最大余震震源域直情付近に設置されていたOBSの稠密アレーにより最大余震発生域から浅部にかけての海底微小地震記録を得ることができた．筆者らによるこれまでの地震活動の震源決定解析の結果，深さ約10～30㎞程度の領域にて，幾つかの複雑だが特徴のある地震活動の時空間分布が明らかになった． 1つ目は，微小地震発生領域，大地震の発生領域，Tremor発生領域が空間的に相補関係にあるような分布を示していること．2つ目は，微小地震活動は大局的にはdowndipなトレンドを持つがローカルには変化の大きい3次元的な分布を示していること，などである．

目的・課題

こうした地震活動で見出された複雑だが特徴のある地震活動が，沈み込み帯のどの層あるいは層境界で発生しているかを高精度に把握することは，テクトニクスを理解するうえで重要であり，これが本研究の目的である．しかしながら，震源については比較的詳細な分布が得られた一方で地下構造については不明な点が多い．一般に陸側プレート，海洋プレートともに異なる岩相から構成されるためプレート境界の他にも複数の速度境界が存在することがよく知られているが，これに加え茨城沖では海山の沈み込みが報告されている．このため地下構造は3次元的に変化していると考えられるが茨城沖では今回の地震活動で得られたものと同程度の空間密度を持つ高密度な3次元構造は得られていない．だが地下構造を得るにも，自然地震を用いる地震波tomographyやレシーバ関数などでは地下構造情報の解像度が不足している．他方，一般に解像度が高いと考えられる人工地震探査ではエネルギー不足による探査深度不足や，多重反射波などの影響により，海山を有するのSeismogenic zone付近での複雑な地下構造をイメージングすることは困難である．さらに仮に構造が得られたとしても，震源分布と地下構造は異なる手法，モデルで得られたものであり，互いの深度を一致させることは難しい．上記理由によりseismogenic zoneにおいては震源と構造を高精度でマッチングすることは技術的に大きな困難を伴うものであるというのがこれまでの現状であった．

方法

本研究では，こうした自然地震と構造の対応問題を解決するために，OBS観測網周辺で発生したローカルな微小地震のみを用いて，自然地震そのものから，震源位置周辺の速度境界や速度を抽出することを試み，自然地震の発生位置と速度境界とのマッチングを行う．具体的には以下の2アプローチを取った．

１．震源アレー，特にVertical source arrayを用いることによりVSP-likeな処理を行い 自然地震と速度構造境界とのマッチングをする．

２．OBSアレーによる自然地震掃除から屈折波速度解析を実施することにより震源近傍の速度構造を求める．

まず1．の震源アレーでは後続波である特定の境界面からの反射波を抽出することで反射面位置を特定する．これにより反射面の深さと自然地震の深さを直接対応付けることが可能となる．また初動到達時刻よりVp, Vsの速度プロファイルを得ることができる．これらにより，Vertical source array周辺での震源深さと構造との対応を明らかにすることができると考えられる．ただし，このアプローチではSource array周辺のみの情報しか得られない．一方2．の屈折波解析では，震源と層境界の相対位置はわからないが，震源周辺にどのような層境界があるかの情報を得ることができる．さらにOBSネットワーク内の複数のOBS測線と震源を工夫して組み合わせることで，3次元的な見掛け屈折波速度分布を得ることができる． １と２を突合することで，OBSネットワーク周辺における微小地震の発生位置を相当程度制約することができると考え，現在解析を

© The Seismological Society of Japan

進めている．

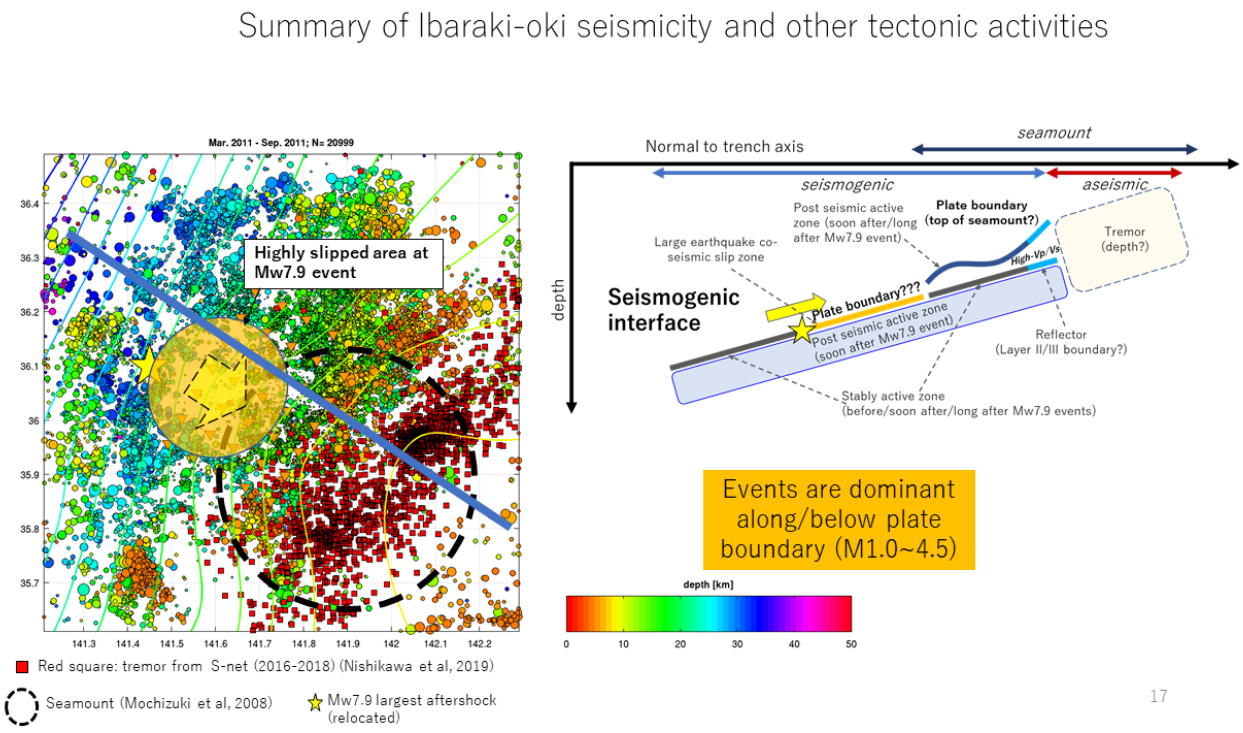
結果

現時点までで得られている震源分布および解釈図を図1に示す．プレート境界が複雑な形状をしていること，プレート境界より深部に反射面が存在し，LayerII/IIIの境界と解釈される．最大余震が発生したと考えられる深さ領域では，地震発生面は比較的シンプルな形状をしていることなどがわかってきた．発表では最新の解析結果および解釈結果を示し，最大余震ー海山ーTremor含めたテクトニクスについての議論を行う．

参考文献

Mochizuki et al. (2008, Science)
Kubo et al. (2013，GRL)
Nishikawa et al. (2019，GRL)

図1：茨城沖OBSのデータ解析結果．左図：震源分布（丸）と最大余震（黄色のハッチ），海山（黒点線），Tremor（赤四角）．右図：深さ断面の解釈図（断面は左図の青測線）．



© The Seismological Society of Japan

3-D seismic anisotropy structure of the Cascadia subduction zone

*Dapeng ZHAO[1], Y. Hua[1]

1. Research Center for Earthquakes & Volcanoes, Graduate School of Science, Tohoku University

We determine the first P-wave tomography of 3-D azimuthal and radial anisotropy of the Cascadia subduction zone by inverting a great number of arrival-time data of local and teleseismic events. Fast-velocity directions (FVDs) of azimuthal anisotropy in the crust are generally trench-parallel, reflecting N-S compression along the Cascadia margin. Radial anisotropy (RAN) is negative (i.e., Vpv > Vph) in the crust and upper-mantle wedge beneath the Cascadia volcanoes and back-arc area, reflecting hot and wet upwelling flows associated with fluids from dehydration reactions of the young and warm Juan de Fuca plate that is subducting toward the northeast. Trench-parallel FVDs occur in the subducting slab under the forearc, suggesting that the gently-dipping slab may still keep its original anisotropy produced at the mid-ocean ridge and modified at the outer-rise before subduction. The slab and subslab mantle exhibit the same RAN pattern: positive RAN in the Cascadia forearc whereas negative RAN under the Cascadia volcanoes and the back-arc. This feature suggests that the slab and the subslab asthenosphere are strongly coupled, and subslab mantle flow is formed by entrainment of the asthenosphere with the overriding slab. In northern Cascadia, NE-SW FVDs occur in a prominent subslab low-velocity zone that also exhibits negative RAN, reflecting thermally buoyant mantle materials derived from nearby oceanic hotspots, which flow toward the northeast and gradually accumulate under northern Cascadia, resulting in decompression melting.

Reference

Zhao, D., Y. Hua (2021). Anisotropic tomography of the Cascadia subduction zone. Phys. Earth Planet. Inter. 318, 106767.

© The Seismological Society of Japan

Regression analysis relating maximum earthquake magnitudes with subduction zone parameters

*Atsushi NAKAO[1], Tatsu Kuwatani[1], Kenta Ueki[1], Kenta Yoshida[1], Taku Yutani[1], Hideitsu Hino[2], Shotaro Akaho[3]

1. Research Institute for Marine Geodynamics, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2. Department of Statistical Modeling, The Institute of Statistical Mathematics, 3. Human Informatics Research Institute, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

1. 研究背景・研究目的

巨大地震は，海洋プレートが沈み込むプレート境界 (沈み込み帯) でのみ発生する．その規模には地域差があり，チリ南部では過去にM9.5が観測された一方，ケルマデク諸島南部では最大M6.6しか記録されていない．近年，沈み込み帯に関する地球物理的データが充実してきたものの，各地域の最大マグニチュードM_{max}と明確に相関するパラメタは見つかっていない (Schellart & Rawlison, 2013)．本研究では，複数のパラメタの複合的な寄与を検討するため，後述する「沈み込み帯パラメタ」のうちから，M_{max}を合理的に説明する変数を，複数の評価基準を用いた全数探索法により抽出する．

2. データ・解析方法

M_{max}の説明変数の候補として，データベース SubMap4.3 (Heuret & Lallemand, 2005; Heuret et al., 2011 ほか) 等による世界の沈み込み帯169地点・17次元の観測データを用いる．用いたデータには，海洋底の年代，海底地形の荒さ，プレートの沈み込み角度，プレート・海溝の運動速度，上盤プレートの応力場，付加体の有無などが含まれる．「圧縮/中立/引張」や「有る/無し」といった名義尺度は，ダミー変数に変換する．これら17種のパラメタの線形和として目的関数M_{max}を表現し，重回帰分析を行う．2^{17}通りのパラメタの全組合せの内から，M_{max}を最もよく説明するものを，LOOCV (一個抜き交差検証) による平均二乗誤差，AIC (赤池情報量規準)，BIC (ベイズ情報量規準) などの評価基準に基づいて決定する．

3. 結果・議論

LOOCV誤差・AIC・BICのいずれの評価基準においても，M_{max}を最もよく説明する変数の組合せとして，上盤プレートの地殻の厚さ，海洋スラブの曲率半径，海溝の堆積物の厚さ，付加体の有無，海溝の深さの５つが選ばれ，いずれもM_{max}に対して正の寄与をする（付加体については，存在する方がM_{max}が大きくなる）ことがわかった．堆積物の厚い地域ほど大きなM_{max}が観測されるという結果は，過去の複数研究と整合的である (Heuret et al., 2012; Seno, 2017; Brizzi et al., 2018)．近年の数値シミュレーションでは，沈み込み角度がM_{max}を制御するパラメタであることが示唆されていたが (Brizzi et al., 2020; Muldashev & Sobolev, 2020)，本研究では曲率半径の方がより良い説明変数として採用された．上盤プレートの地殻の厚さがM_{max}の説明変数である点は新しい発見であり，広域スケールでプレート境界の面積が大きいことが，巨大地震の発生する上で重要であることが示唆される．本研究で得られた回帰モデルは，M_{max}のおおよその傾向を再現できるものの，一部説明できない観測点もあり，考慮していない要素（海山の沈み込みなど）が影響している可能性がある．

© The Seismological Society of Japan

Triggering mechanism of volcanic eruptions by large earthquakes

*Takeshi NISHIMURA[1]

1. Department of Geophysics, Graduate School of Science, Tohoku University

1707年の宝栄地震（M8クラス）の発生から49日後に富士山が噴火したり（宝永噴火），フィリピンではM7.8ルソン地震の約1年後に20世紀最大の噴火といわれる1991年ピナツボ噴火が発生したりしたように，大地震が発生すると近くの火山が噴火することはよく知られている．このような大地震による火山噴火の誘発現象は，過去の記録をもとにした調査から起こりうることが示され，そのメカニズムとして，大地震の応力解放に伴う火山体の静的膨張や収縮，あるいは，強震動が提案されている．これまで，様々な視点からこれらのメカニズムの可能性を指摘する研究が報告されてきたものの，必ずしも主要因は明らかとなっていない．今回，信頼性の高いカタログデータをもとに，大地震による静的・動的歪みの火山噴火への影響を調べ，噴火誘発の条件と噴火発生の可能性を明らかにしたので報告する．

地震のデータは，1976年から世界規模の地震観測によって整備されたGlobal CMTカタログを利用する．火山噴火は米国スミスソニアン博物館Global Volcanism Programの噴火カタログを使う．大地震発生前後10年間の噴火の誘発現象は調べるため，噴火データは1966年から2020年の55年間，地震のデータは1976-2010年の35年間を解析する．なお，漏れなく記録されている，マグニチュード5以上の地震，火山爆発指数（VEI）が2以上の中規模以上の噴火のみを解析対象とする．

噴火誘発のメカニズムとしては，これまで主要因のひとつとして提案されている動的歪み及び静的歪み（膨張／圧縮）を検討する．動的歪みは強震動と関係するので，地震のマグニチュードと火山までの距離などから求められる強震動予測式（司・翠川1999）を利用する．また，静的歪み場は，Okada （1992）の解を利用し，モーメントテンソル解をもとに火山下5kmでの体積ひずみを計算する．大地震の発生時刻を基準に経過時間をとり，静的歪みと強震動の大きさをもとに噴火発生数を調べた．その結果，強震動の大小の違いによっては，大地震の発生前後で噴火数には違いが見られないことがわかった．一方，強震動の大小にかかわらず，静的歪みが0.5micro strain 以上の膨張場となると，噴火発生数が大地震前の2－3倍になることがわかった．この噴火数の増大は，大地震発生から10年程度は続く．膨張場の形成により，気泡成長によってマグマの密度低下と浮力の獲得，火道の閉塞の緩和が促され，噴火が発生しやすくなったと考えられる．

噴火を誘発される火山の特徴を調べるため，火山の噴火履歴を調べた．その結果，噴火を頻繁に起こしている火山の方が誘発されやすい傾向があるものの，静穏期の長い火山でも噴火が誘発されることがわかった．また，大地震により静的歪みが0.5 micro strain以上の膨張場となるのは，世界で年間2－3火山であり，そのうちの15-25％で VEI 2以上の噴火が発生すると見積られた．この数はそれほど大きくないが，VEI 1の小規模な噴火の発生頻度はVEI2の約7倍であるので，大地震の発生により噴火が発生する可能性は，この見積もりよりは大きくなると考えられる．

© The Seismological Society of Japan

Room B | Regular session：S08. Earthquake physics

Fri. Oct 15, 2021 9:00 AM - 10:30 AM JST | Fri. Oct 15, 2021 12:00 AM - 1:30 AM UTC | ROOM B
ROOM B

AM-1

chairperson:Ryosuke Ando(University of Tokyo), Tatsuya Kubota(NIED)

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

[S08-01] Slip and stress drop distribution models of the Tohoku-Oki earthquake: A mechanical implication on the near-trench large slip

○Tatsuya Kubota[1], Tatsuhiko Saito[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S08-02] Spatiotemporal change in the inelastic strain
and displacement fields due to aftershock activity of the 2016 Kumamoto earthquake sequence, in central Kyushu, Japan

○Ayaho MITSUOKA[1], Satoshi MATSUMOTO[2], Yuhei YUASA[3] (1.Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyushu University, 2.Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University, 3.Japan Meteorological Agency)

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

[S08-03] Stress relaxation arrested the mainshock rupture of the 2016 Central Tottori earthquake

○Yoshihisa IIO[1], Satoshi Matsumoto[2], Kyoto Kyushu Tokyo (1.DPRI, Kyoto University, 2.Institute of Seismology and Volcanoloty, Kyushu University)

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

[S08-04] Why the Hope fault bypassed during the 2016 Kaikoura earthquake?

○Ryosuke ANDO[1], Yoshihiro Kaneko[2], Howell Andy[4,3], Andy Nicol[4], Robert Langridge[3], Ian Hamling[3] (1.School of Science, University of Tokyo, 2.School of Science, Kyoto University, 3.GNS Science, 4.Canterbury University)

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

[S08-05] Quasi-dynamic earthquake sequence simulation of the Median Tectonic line Fault Zone

○Kazunori Muramatsu[1], So Ozawa[1], Ryosuke Ando[1] (1.Department of Earth and Planetary Science, The university of Tokyo)

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

[S08-06] Investigation of scaling laws for earthquake source parameters using simulations of dynamic rupture with a hierarchical patch structure

○Kazuki Masuda[1], Yoshihiro Kaneko[1] (1.Graduate School of Science, Kyoto University)

Slip and stress drop distribution models of the Tohoku-Oki earthquake: A mechanical implication on the near-trench large slip

*Tatsuya Kubota[1], Tatsuhiko Saito[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

はじめに

これまで2011年東北地方太平洋沖地震（東北沖地震）の震源過程の研究が広く行われ，さまざまな断層モデルが提案されてきた．なかでも，プレート浅部のすべりやすべり域の広がりの拘束には津波記録が大きく貢献した (e.g., Satake et al. 2013; Yamazaki et al. 2018 JGR)．津波データに基づく断層モデルによると，宮城沖から岩手沖にかけて大すべりがあり，海溝まで進展するすべりが推定されている．この特徴は多くの地震波・測地データに基づく断層モデルでも共通する (e.g., Wang et al. 2018 Geosphere)．このような高い精度で拘束されたすべり分布にもとづいて東北地震の発生に至った過程を定量的に考察することが，巨大地震の発生メカニズムの理解に重要である．

巨大地震の発生メカニズムの理解には，断層面上のすべり分布にもとづく運動学的な議論だけでなく，地震時に解消された歪みエネルギー量や応力解放（降下）量などに基づく力学的な考察 (e.g. Kostrov 1974; Noda et al. 2021 JGR)，および摩擦則による破壊シミュレーション (e.g. Hok et al. 2011) も重要である．断層面上の応力降下量は，すべり分布から得られる基本的な力学的物理量である．しかし，これまで報告されてきた断層モデルに基づいて計算された東北地震の応力降下分布には，さまざまなパターンがみられる (e.g., Brown et al. 2015 GRL)．なかには，運動学的 (すべり分布) 視点では不都合が無くても，力学的 (応力) 視点では不自然となる断層モデルもあり得る．地震発生を力学的に議論するには，力学的にも正確なすべり分布が不可欠である．本研究では，以上の点を踏まえて東北沖地震の断層モデルの推定を試みる．そして，断層モデルから期待される応力降下量の分布が断層モデルが力学的にもっともらしいか議論し，東北沖地震時に海溝で大すべりが発生した力学的原因を考察する．

手法・データ

解析には沖合の津波データを用いた (e.g., Maeda et al. 2011)．なかでも震源域直上で得られた水圧計データ(Kubota et al. 2021 GRL) は，過去の断層モデル推定の研究では使用されていない．

本解析では，3次元のプレート形状を正しく表現するため，Iinuma et al. (2016) を参考に，既存のプレートモデルを三角形の小断層要素に分割した．地殻変動の計算においては，水深を考慮して，プレートモデルから設定した三角要素の深さを一律 8 km 浅くした．さらに，東北沖地震の地表にまで進展した破壊を正しく表現するため，三角要素断層のうち，海溝と一致するもっとも浅い列の要素の上端深さを計算上の自由表面 ($z = 0$ km) に接するように補正した．

結果・議論

津波データのインバージョン解析の結果，これまで報告されてきたすべり分布と同様，宮城沖の領域に海溝軸まで進展する大すべりが推定された (図1a)．一方で，すべり分布から期待される応力変化 (応力降下) では，海溝軸そば付近では応力降下はほとんどゼロで，深部側の震源近傍に大きな応力降下域が得られた (図1b)．

本解析で得られた応力降下分布から，力学的な固着はプレート境界深部側でのみ起こり，浅部では起こっていないことが示唆される．一方で，これまで報告されてきた断層モデルに基づく応力降下分布には，海溝軸近傍の大すべりに対応して浅部に大きな応力降下をもち，一方で深部側での応力降下が小さくなるものも見られた (Brown et al. 2015, fig. S2)．この応力降下分布は固着が海溝軸の浅い場所でのみ生じていると解釈できるが，深さとともに増加する温度・圧力の条件を考慮すると，浅部でのみ固着が生じるとは考えづらい (e.g., Scholtz 1998; Lay et al. 2012)．深部側でのみ力学的な固着が生じる本研究のモデルが力学的にもっともらしいと言える．プレート境界浅部において大きなすべりが生じた原因は，浅部が力学的に固着していたのではな

© The Seismological Society of Japan

く，プレート境界深部の力学的な固着が浅部側の沈み込みが押し留め，すべり遅れを生じさせた (Herman & Govers, 2020 G3; Lindsey et al. 2021 Nature Geo) ためと解釈される．

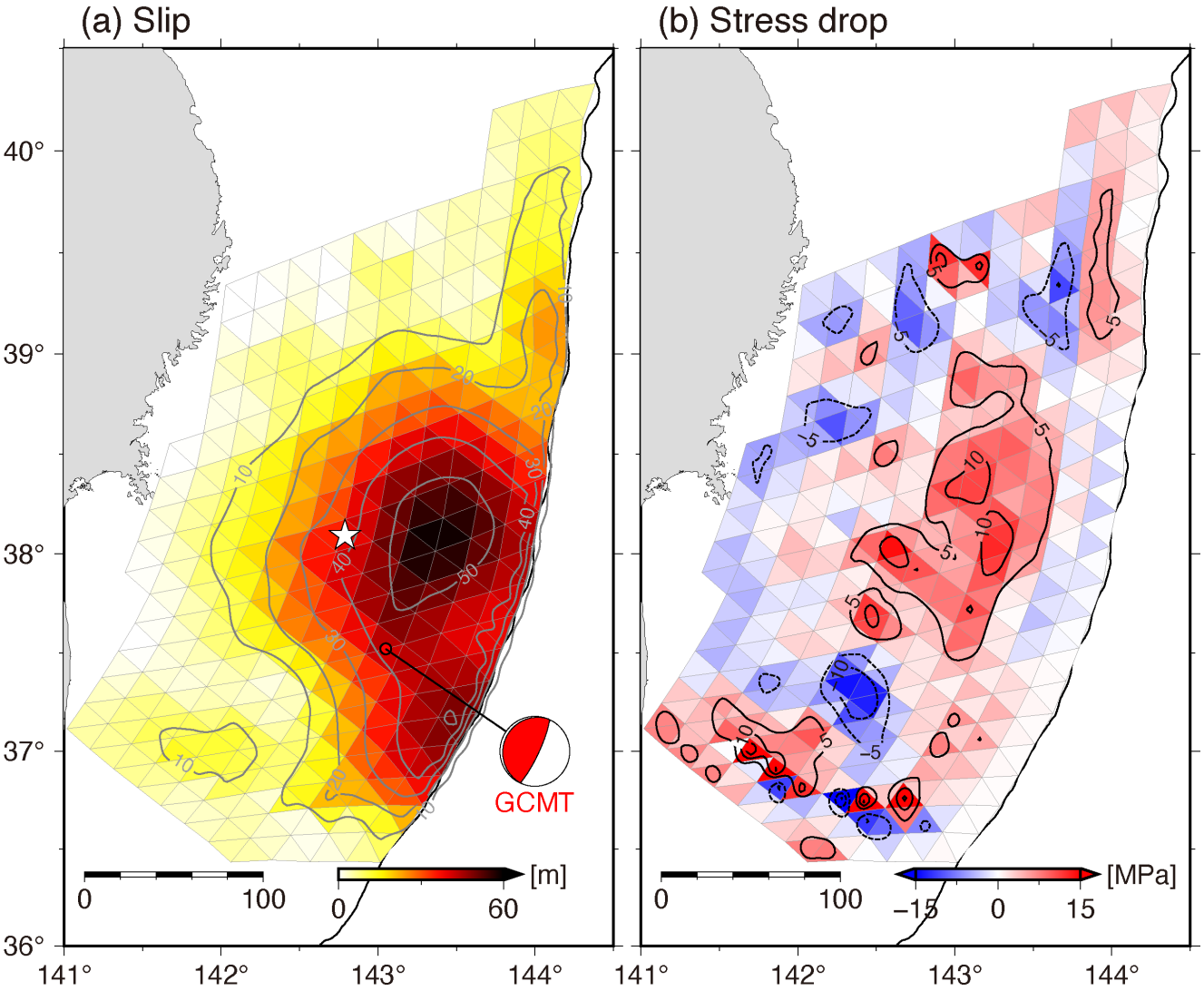


Figure. (a) 解析により推定された東北沖地震のすべり分布. 各要素断層上でのすべり量を色とコンター線で表す(コンター線間隔:10m). 白星は震央 (Suzuki et al. 2012 EPS) を示す. (b) すべり分布から計算した断層面上での応力降下の分布 (正:応力降下, 負:応力増加). コンター線の間隔は5MPa.

© The Seismological Society of Japan

Spatiotemporal change in the inelastic strain and displacement fields due to aftershock activity of the 2016 Kumamoto earthquake sequence, in central Kyushu, Japan

*Ayaho MITSUOKA[1], Satoshi MATSUMOTO[2], Yuhei YUASA[3]

1. Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyushu University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University, 3. Japan Meteorological Agency

地震は地殻内に蓄積された弾性歪み(応力)を解放する現象であることを考えると、大地震発生後の余震活動は、大地震の断層運動によって蓄積された弾性歪みを、地震(非弾性変形)によって解消する活動と解釈することができる。地震発生後の地殻内での応力再配分、緩和過程を理解するために、余震活動による非弾性歪み場をとらえることは重要である。

大地震後の余震活動による非弾性歪み速度は、時間のべき乗則($d\varepsilon/dt \propto t^{-P}$)に従うことが知られており、これらの時間変化は、地震時に生じた弾性歪みへの応答として解釈することができる(たとえばNanjo et al., 2019; 楠城, 2007)。このべき乗則のべき指数–Pを本研究ではP値と呼ぶ(余震数の減少を示す大森係数 p 値とは異なる意味を持つ)。
対象期間を、熊本地震本震(Mj 7.3、2016年4月16日)後から2020年9月までと設定し、モーメント密度テンソルと非弾性歪みテンソルの関係(Noda and Matsu'ura, 2010)を用いて、非弾性歪み速度の時空間変化を調べ、P値を最小二乗法で推定した。P>1となる領域は、歪みが時間経過に伴い、減少する領域であるが、地震時断層(たとえばAsano and Iwata, 2016; Mitsuoka et al., 2020)の周辺に位置していた。一方で、P値が1より小さくなる(非弾性歪みが時間経過とともに増加する)領域が、地震時断層の南西側に確認された。このような領域は、最大前震・本震が発生したことによる弾性変形によって生じた応力ステップへの応答だけでは、この活動を説明できないことがわかる。

また、GNSS観測網の拡充により、詳細な地表面での変位場を得ることができる。対象期間の九州全域の変位場を求めると、およそ10 –30 cmの変位があることがわかった。さらにプレート運動などによる定常運動による変動を除くと、日奈久・布田川断層周辺、つまり2016年の熊本地震の震源域では、定常運動とは異なる数cmから10 cmほどの変位が推定された。

このような地殻内の非弾性歪みや地表変位の増加は、大地震発生後に、アフタースリップなどの余効変動の影響を受けていると考えることができる。そこで本研究では、地震後に見られた非弾性歪みと地表変位は、アフタースリップによって生じたと仮定し、このすべりを起こす断層モデルの推定を試みる。

アフタースリップを仮定すると、ある断層が非地震的にすべることによって周囲に弾性歪みが蓄積されると考えられる。
余震活動によって生じた非弾性歪みは、個々の地震の発震機構データから推定されるわけだが、その場に負荷された弾性歪みが非弾性歪み(余震活動)として即座に解消されるのか、時定数がどうなっているのか、また、空間的に応力の緩和過程が異なるのかどうか、という問題が重要になってくる。つまり、その場に負荷された弾性歪みをどのくらいの時間かけて解消するのか、また、観測された非弾性歪みがその何%に相当するのか、場所によってそれらは異なるのか、未知なままである。

一方で、地表面では与えられた弾性歪みがそのまま変位として現れると考えると、地殻内のアフタースリップ断層のすべりに対する地表変位を計算することで、データと比較することが可能であると考えられる。そこで、地表での変位をデータとし、Okada (1992)の矩形断層による弾性歪み変化、変位を用いて観測方程式を立

© The Seismological Society of Japan

て、最小二乗法でアフタースリップ断層面上のすべり分布を推定した。アフタースリップ断層は、日奈久・布田川断層それぞれで地震時断層(たとえばAsano and Iwata, 2016; Mitsuoka et al., 2020)を延長して設定した。その結果、最大で50 cm程度、地震時にすべった領域に加え、日奈久断層の深部延長部で大きいすべりを示す分布が得られた。

これは、地表変位が説明できるすべり分布であるわけだが、このアフタースリップ断層がすべることによって生じる歪み変化を、低P値が示された領域で計算し、地震によって解放された非弾性歪みと比較を行った。歪みテンソルの軸方向は有意に一致しないものの、正断層型、横ずれ型の歪み変化を生じることがわかり、これは観測された非弾性歪みの傾向と同じであった。また、非弾性歪みの大きさは、弾性歪み変化のおおよそ10%程度である結果が得られた。さらに詳細な断層すべりやそれが周囲に及ぼす歪み変化、P値との比較について議論する。

© The Seismological Society of Japan

Stress relaxation arrested the mainshock rupture of the 2016 Central Tottori earthquake

*Yoshihisa IIO[1], Satoshi Matsumoto[2], Kyoto Kyushu Tokyo

1. DPRI, Kyoto University, 2. Institute of Seismology and Volcanoloty, Kyushu University

1. はじめに
大きな地震が起こると余震が引き起こされる。 断層端での大きな静的応力集中により、大きな地震が起こることが予想されるが、実際に大きな地震が発生することはむしろ稀である。 2016年鳥取県中部地震の約10,000個の高精度のメカニズム解を解析して、余震震源に対する本震断層の水平端の位置を約200mの精度で推定することが出来た(Iio et al.,2021)。 その結果、余震は、断層の水平方向の端と延長部ではほとんど発生しないことが分かった。 この観測結果は、本震の前に断層の両端部で応力緩和が起こっていたことにより解釈可能である。 断層端の応力緩和は、本震の破壊を止めるとともに、大きな地震の続発を起こりにくくすると考えられる。
2.　結果と考察
　2016年10月21日鳥取県中部地震(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、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た。それにより、断層の両端付近において、P・T軸とも、推定断層を境に方位が急変していることが分かった。また、断層南端の東側においては正断層型の余震が卓越しており、本震すべりによる正断層型の地震に対するΔCFSが正の領域と良く対応していることも分かった。推定断層を境としたT軸の方位の急変から「真の」断層面の位置を推定した。断層に直交する方向におけるT軸の方位分布を階段関数で近似し、その段差の位置に断層があると見なし、それらの位置を平滑化して断層面を推定した。この断層面を用いて、余震域の両端部付近において、正断層型の余震に対するΔCFSが最も大きくなる断層端の位置を求めた。本震のすべり分布は、InSARやGNSSデーから推定された断層モデル(Meneses-Gutierrez et al., 2019)を参考にして、矩形すべりの端からtaperをかける単純なものとした。その結果、断層南端の位置を200m程度の精度で推定することが出来た。
断層南端付近におけるP軸の傾斜角の分布と、正断層および本震と同じ横ずれ断層に対するΔCFSの分布を比較により、正断層型の余震の分布が、正断層に対するΔCFSの大きな領域とよく一致している一方、横ずれ断層に対するΔCFSの大きな領域では、横ずれ型の余震は非常に少ないことが分かった。このΔCFSは本震すべりによる応力変化によるものであり、地震前の応力場も考慮すると、本来は、断層端では本震と同様の横ずれ型の余震が圧倒的に起こりやすいはずである。
このことを説明する４つの可能性が考えられる。i) 断層端付近において、その規模に寄らず断層の強度が非常に大きい、ii) 地震前に、本震すべりの起こった領域のみに応力集中が発生していた、iii)　断層端において地震後に非弾性変形が起こった、iv)　地震前に断層端において応力緩和が起こっていた。i)の場合は、一般的には、断層端付近で余震活動が活発になる(例えば、Aki,1979)。ii)として想定されるのは、地震前に本震断層の周辺で非地震性すべりが発生していた場合である。しかし、非地震性すべりが発生していた場合、同じところで地震後に予効すべりが起こることが期待されるが、地殻変動の解析結果からはそのような変動は検知されていないし、予効すべりに伴うことが期待される余震の震源移動も見られていない(Iio et al., 2020)。また、山陰の地震帯は歪集中帯となっており、地震帯直下の下部地殻において数mm/年の非地震性すべりが検知されているが(Nishimura and Takada, 2017)、それによる応力集中は幅広いものとなり、震源断層だけに応力集中を起こすことは出来ない。iii)についても、地殻変動の解析結果では検知されていない。残されるのはiv)であり、断層端において、本震前に非常に長い時間スケールを持った非弾性変形が発生して応力緩和が生じていた可能性が考えられる。山陰の地震帯においては、満点観測網のデータを用いた地震波トモグラフィーにより、大きめの地震の余震域の両端に、系統的に低速度異常域が推定されている。この知見は、山陰の地震帯において、大きな地震の断層両端において、地震前に応力緩和が起こっていた可能性を示唆している。
文献　Iio et al., 2021, Stress relaxation arrested the mainshock rupture of the 2016 Central Tottori

© The Seismological Society of Japan

earthquake, Communications Earth & Environment　DOI：10.1038/s43247-021-00231-6.

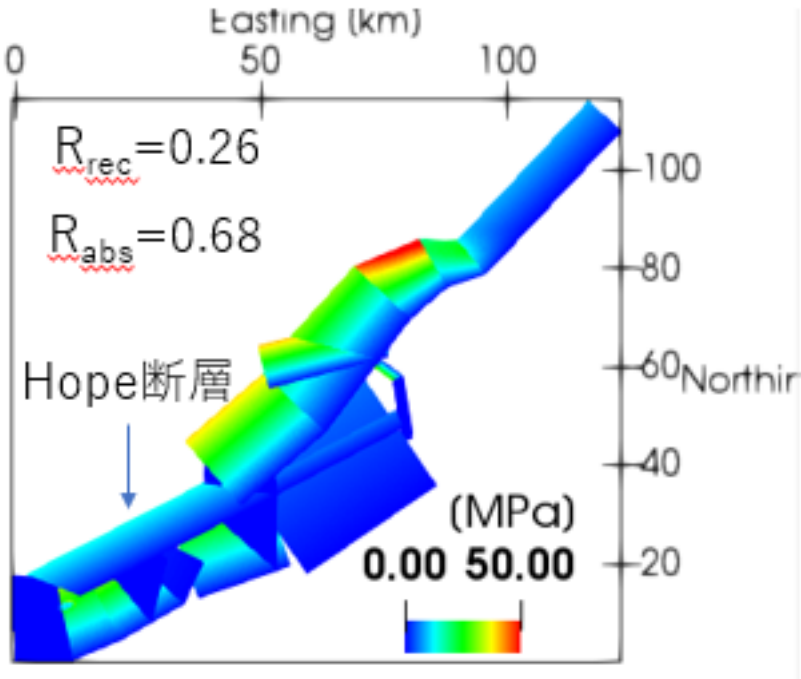
© The Seismological Society of Japan

Why the Hope fault bypassed during the 2016 Kaikoura earthquake?

*Ryosuke ANDO[1], Yoshihiro Kaneko[2], Howell Andy[4,3], Andy Nicol[4], Robert Langridge[3], Ian Hamling[3]

1. School of Science, University of Tokyo, 2. School of Science, Kyoto University, 3. GNS Science, 4. Canterbury University

The complex multi-fault rupture is observed in the 2016 Kaikoura (New Zealand) earthquake. Although the overall slip pattern was well explained by dynamic rupture simulations (Ando and Kaneko, 2018, GRL), a big question remains on the reason why the Hope fault was bypassed during the 2016 event. The Hope fault is one of the most active upper plate faults in the focal area, accommodating the relative motion between the Pacific Plate and the Australian Plate. In this study, we first test a hypothesis: The stress level of the Hope fault (see fig.) is lower than the surrounding faults due to the effect of the last event before 2016. A set of parameter studies shows that 70-80% lower stress level on the Hope fault leads to the passive partial slip resembling the observation of the 2016 event. So far, we do not exclude the possibility that the Hope fault is bypassed through a more complicated rupture path than that obtained in A&R (2018). To explore this hypothesis, we adopt the 3D fault geometry developed by Nicol et al. (in prep July 2021) to revise the geometry of the Point Kean and Papatea faults based on the aftershock distribution (Chamberlain et al., 2021).



© The Seismological Society of Japan

Quasi-dynamic earthquake sequence simulation of the Median Tectonic line Fault Zone

*Kazunori Muramatsu[1], So Ozawa[1], Ryosuke Ando[1]

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

中央構造線断層帯（MTLFZ）上で生じた地震の記録は乏しく，MTLFZの構造およびMTLFZ上における地震の連動破壊過程は不明である．古文書の記録およびトレンチ調査（HERP,2017）などの地質学的な証拠から，MTLFZ上で起こった最新の地震は慶長地震（1596）であると推定されている．慶長地震では，少なくとも300kmの規模で，慶長伊予地震，慶長豊後地震，慶長伏見地震の3つの地震が連動して発生したことが示唆されているが，この一連の地震における破壊開始点とその伝播過程は断定されていない．Ikeda et al. 2018は慶長地震について，MTLFZの西端を破壊開始点として慶長豊後地震および慶長伊予地震が発生し，東方に伝播して慶長伏見地震を起こすケースと，四国北部の川上断層を開始点として西方に伝播したのちに慶長伏見地震が生じるケースを想定した．そして主応力軸の方向，傾斜角をパラメータセットとしてCoulomb応力変化を計算し，その正負から東西の双方向に伝播するケースを支持した．本研究では，MTLFZを10数個の深さ10kmの鉛直な矩形断層に分けて3次元モデル化し，準動的地震シークエンスシミュレーションを行った．0.25kmのセルサイズで各断層を離散化し，それぞれの要素は速度状態依存摩擦則に従い，諸摩擦パラメータは深さ依存せず一様とした．全断層面に一様なせん断応力速度を付加した場合，全セルの平均変位速度との比例関係が見られた．GNSSを用いて求められたMTLFZ周辺の区間における平均相対変位速度は9~10m/1000年，平均歪速度は10^{-7}/年（Nishimura et al. 2018）であるが，本シミュレーションでは，少なくともセル平均変位速度が1~15m/1000年となる範囲で，MTLFZの中央から西方に地震が伝播したのち，MTLFZの東側で中央から東に地震が連動することが再現された．代表的な例では，平均歪速度1.3×10^{-7}/年に対応する平均変位速度は5m/1000年，再来間隔は約3000年であった．今後は，現状の矩形断層が接続された滑らかでない断層モデルの改善や，摩擦パラメータの深さ依存性の設定，また四国周辺の応力分布の観測結果に則した非一様な広域応力場の考慮が必要である．

© The Seismological Society of Japan

Investigation of scaling laws for earthquake source parameters using simulations of dynamic rupture with a hierarchical patch structure

*Kazuki Masuda[1], Yoshihiro Kaneko[1]

1. Graduate School of Science, Kyoto University

地震破壊の成長過程とそれに伴う地震波の放射を理解することは、地震災害や減災のために重要である。Ide（2019）は、異なるマグニチュードの地震で、P波の発生から0.2秒以内の初期波形の類似性が観測されたことを、フラクタルに分布する断層パッチの階層構造で説明できるのではないかと提案した。本研究では、すべり弱化摩擦則に基づき、破壊エネルギーGcの階層構造を取り入れた断層上の自発的な動的破壊モデルが、地震の震源パラメータに関するいくつかのスケール法則を説明できるという仮説を検証する。このシミュレーションはスペクトル要素法で行われており、Aochi and Ide (2003)によって提案された効率的な計算手法を取り入れている。まず、破壊エネルギーGcの階層的なパッチで特徴づけられた一次元断層上で、幅広いマグニチュード（M1からM6）の地震のシミュレーションを行った。次に、計算した地震の震源パラメータに関する様々なスケール法則（地震モーメントと震源継続時間、マグニチュードと発生頻度の関係，モーメントレートの成長と時間，破壊エネルギーと地震性すべりなど）を定量化した。そして、モデルパラメータの値を変化させたときにこれらのスケール法則がどのように変化するかを分析した。予備的な結果として、階層的なパッチの大きさと個数の関係を変えると、スケール法則の一部に影響を与えることが示唆された。今回得られたスケール法則に影響を与える重要なモデルパラメータを特定し、このモデルを2次元断層に拡張するための取り組みを報告する。

© The Seismological Society of Japan

Room B | Regular session：S08. Earthquake physics

Fri. Oct 15, 2021 11:00 AM - 12:15 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 2:00 AM - 3:15 AM UTC | ROOM B ROOM B

AM-2

chairperson:Akemi Noda(MRI), Kazutoshi Imanishi(AIST)

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

[S08-07] Plate locking along the Nankai Trough: A scenario for coseismic and post seismic ruptures

○Tatsuhiko SAITO[1], Akemi Noda[2] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Meteorological Research Institute)

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

[S08-08] Spatial and temporal variations in interplate coupling along the Tohoku-Oki plate boundary deduced from a new method using off-fault earthquakes and geodetic data

○Kazutoshi IMANISHI[1], Akemi Noda[2] (1.Geological Survey of Japan, AIST, 2.Meteorological Research Institute)

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

[S08-09] Deep volcanic low frequency earthquakes induced by spatio-temporal stress distribution in northeast Japan

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

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

[S08-10] Estimate of the stress field in the region of the 2017 southern earthquake

○Hikari Nogi[1], Yoshihisa Iio[2], Masayo Sawada[2], Kazuhide Tomisaka[2] (1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S08-11] Estimation of inelastic deformation using geodetic and seismic data: Application to Niigata-Kobe Tectonic Zone

○Akemi NODA[1], Tatsuhiko SAITO[2] (1.Meteorological Research Institute, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Plate locking along the Nankai Trough: A scenario for coseismic and post seismic ruptures

*Tatsuhiko SAITO[1], Akemi Noda[2]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Meteorological Research Institute

（はじめに）　運動を予測するためには，運動を引きおこす原動力やエネルギーを定量化することが重要である．プレート間巨大地震を引きおこす原因は，プレート間の固着によって蓄積する歪みエネルギーである (e.g., Savage 1969; Noda et al. 2021 JGR)．衛星測位データ解析によってすべり遅れ分布を推定し，それをもとに将来起こりうる巨大地震の規模や場所が予測されている (e.g., Watanabe et al. 2018; Baranes et al. 2018)．しかし，すべり遅れ域と力学的な固着域は同一ではない (e.g. Wang and Dixson 2004; Noda et al. 2018 JGR)．力学的に固着している箇所では，大きな摩擦力によって地震間に応力が増大し，歪みエネルギー蓄積の根本原因となる．一方，力学的固着が無い箇所でも，隣接した固着域によってすべり遅れが生じる (e.g., Herman et al. 2018)．このような領域では地震間の応力増加が無くても，地震時には隣接する固着の破壊のためにすべりを引き起こす．例えば，東北地震では宮城沖海溝付近は，応力降下がほとんど無いにもかかわらず，隣接深部に位置する力学的固着の破壊によって大すべりが起こっている（久保田・齊藤　本大会）．巨大地震の連動や半割れ破壊後の推移予測を行うために，地震を引き起こす原因となる力学的固着分布が重要である．本研究では，力学的固着の推定法を提案し，南海トラフの固着分布を推定する．さらに，結果をもとに想定しうる連鎖的な巨大地震発生と余効すべりのシナリオ例を示す．

（解析手法）　プレート間の剪断応力の蓄積速度が大きい箇所が，力学的に固着している箇所と考えられる．剪断応力として，プレート沈み込みによるslip方向の向きのtractionの成分を考え，以下の手順によって，プレート間剪断応力速度分布をGNSSデータ逆解析で推定する．プレート間剪断応力分布を水平拡がり60km程度の大きさの基底関数を約250個使って表現する．各基底関数による地表変形速度応答を次のように計算する．半無限均質媒質を仮定し，南海トラフプレート境界を大きさ一辺10km程度の三角要素5400個程度を使って表し，それぞれの三角要素のすべり速度に対するそれぞれの三角要素における剪断応力速度応答を計算する．このデータセットを使うことで，剪断応力速度基底関数に対応するすべり速度分布を逆問題によって得ることができる．そして，地表変位速度をすべり速度分布から計算する．この手順で剪断応力速度の基底関数による地表変形速度応答を得る．地表変形速度応答を使い，GNSSデータの逆解析から，プレート間剪断応力速度分布を推定した．

（力学的固着と連動破壊シナリオ）　プレート境界深さ~25kmより浅い箇所に4箇所（室戸沖，紀伊半島沖，熊野灘沖，東海沖）に顕著な力学的固着域を推定した．それぞれ，年間10kPa程度で剪断応力が蓄積されていく．特に，室戸沖の固着領域は広く，剪断応力蓄積速度が大きい．仮に，応力蓄積期間が100年ならば，これら固着域に1MPa程度の応力が蓄積する．固着域が破壊すれば，1MPa程度の応力降下をもつ巨大地震を引き起こす．一方，プレート境界深部や力学的固着が弱い箇所では，余効すべりが発生する可能性がある．　得られた固着分布から想定しうる破壊シナリオのうち，複数のプレート境界地震が連鎖的に発生する可能性を紹介する．まず，紀伊半島沖の固着が破壊することで，Mw 8程度の前震が発生する．この地震によって周囲の応力が増加する．前震すべり域周辺の応力をゆるやかに解消するようにして余効すべりが発生する．余効すべりはMw 8程度と前震と同程度の規模となるが，応力降下量が前震に比べて小さいために解消する歪みエネルギー（available energy）は，前震の3分の１程度となる．さらに，余効すべりにトリガーされ室戸沖の固着が破壊することで，Mw 8.3の本震となる．本震は前震に比べて3倍程度の歪みエネルギーを解消する．ただし，モーメント，解消する歪みエネルギーは，応力解消領域やすべり域の設定で変化する．

（さいごに）　本研究やNoda et al. (2021 JGR) は力学的な固着分布から，今後起こりうる巨大地震や連鎖する地震の破壊シナリオを想定した．しかし，摩擦則および背景応力に関して大きな不確定性があり，大地震や

© The Seismological Society of Japan

余効すべりが起きたときに，そのデータを使って，現在の考えやモデルの検証と修正をすることが重要である．あり得る複数の破壊シナリオを提示し，シナリオ作成時の仮定・条件を明確するなど，検証の準備をすすめていく．

© The Seismological Society of Japan

Spatial and temporal variations in interplate coupling along the Tohoku-Oki plate boundary deduced from a new method using off-fault earthquakes and geodetic data

*Kazutoshi IMANISHI[1], Akemi Noda[2]

1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Meteorological Research Institute

1. はじめに

プレート境界における巨大地震の発生時期や規模を予測するためには、プレート境界の固着状態をモニタリングすることが重要である。通常は地殻変動データをもとに推定されるが、地震データも組み合わせた解析を行うことで、高い時空間分解能を持つ固着状態の推定が期待できる。本研究では、プレート境界の周辺で発生している地震（オフフォルト地震）がプレート間固着による応力変化に調和的に発生しているか否かを評価し、直近のプレート境界の固着状態を推定する方法を提案する。そして、この手法を東北沖プレート境界に適用した結果について報告する。

2. 手法

本手法の背景にある基本的な考え方は以下の通りである。

・応力場は、背景応力にプレート間固着による応力蓄積が加わったものと記述される。
・地殻内には様々な姿勢の既存クラックがあり、それらの多くが応力の臨界状態にある。
・背景応力に調和的なクラックでも破壊は生じるが、プレート間固着に起因する応力場（応力変化）に調和的なクラックが優先的に破壊する。

プレート間固着に起因する応力場から計算されるすべり角と断層面のすべり角との角度差（ミスフィット角）に着目すると、プレート間固着が継続する場合はミスフィット角の小さい地震が多く発生することが期待され、逆にゆっくりすべり等により固着が剥がれる場合は、ミスフィット角の大きい地震が多く発生することが期待される。従って、ミスフィット角の時空間平均を推定することで、直近のプレート間固着状態の変動を可視化することができる。

実際の解析手順は以下の通りである。

（1）プレート間固着により周辺域に作り出される応力テンソルを水平方向に0.1˚間隔、深さ方向に5km間隔で計算する。
（2）それぞれのメカニズム解の震源位置に最も近い位置の応力テンソルを用いて、ミスフィット角を計算する。この際、2つの節面のうち、小さい方のミスフィット角を採用する。
（3）空間方向に0.1˚間隔のグリッドを設定する。グリッドを中心とした半径75km以内、1年以内に含まれる地震を抽出し、ミスフィット角の平均値を計算する。

3. データ

データとなるメカニズム解は、防災科学技術研究所のF-net解（1997年1月～2021年7月）を使用した。デクラスタリング（Reasenberg, 1985）処理後、代表的なプレート境界地震のメカニズム解に対するKagan角を元にプレート境界型の地震を除去し、オフフォルト地震のカタログを作成した。また、プレート間固着に関しては、1998年3月から2008年2月のGNSSデータを用いて推定した。

4. 結果と解釈

本研究では2011年東北沖地震を挟む約24年間にわたる解析結果が得られた。ミスフィット角は時間的にも空間的にも複雑な挙動を示すが、特定の場所に着目すると、ある程度の周期性を持ちながら変動している。Uchida et al.(2016)は小繰り返し地震と地殻変動データから、およそ1～6年の周期を持つゆっくりすべりの存在を報告しているが、本研究の結果はそれと概ね調和的である。また、プレート境界型の地震はミス

© The Seismological Society of Japan

フィット角が小さい時（固着継続時）に発生する傾向があり、本手法の妥当性が伺える。

東北沖地震発生前に着目すると、東北沖地震の大すべり域（アスペリティ）内のミスフィット角は小さく、基本的に固着し続けていたと推定される。また、その周囲ではミスフィット角の大きい時期が間欠的に発生しており、周囲のゆっくりすべりにより応力が繰り返しアスペリティ内に載荷されていたことも予想される。アスペリティ内をさらに詳細にみると、2001年7月から10月、2005年8月から10月、2008年8月から2009年3月、2010年8月、そして東北沖地震発生前に、ミスフィット角の大きい時期が確認できる。このうち、一部は先行研究（e.g., Ito et al., 2013）により報告されているゆっくりすべりの発生時期と重なっている。今後慎重な検討が必要であるが、徐々に発生間隔が短くなっている傾向があり、アスペリティ内での固着の剥がれが加速的に進行していた可能性がある。

東北沖地震発生後は広い範囲でミスフィット角が90°を超えるようになる。これは本震による応力変化に調和的なクラックで破壊が生じているためと考えられ、正断層型の余震が多く起きている観測事実（Asano et al., 2011）からも理解できる。一方、三陸沖と茨城県沖では本震後も小さいミスフィット角を維持しており、固着が継続していると解釈できる。それに加えて、本震すべりによる応力載荷の寄与もあると考えられ、地震発生ポテンシャルの高い地域として注意が必要であろう。

謝辞：防災科学技術研究所のF-netカタログ、国土地理院のGEONET F3解を使用しました。記して感謝します。

© The Seismological Society of Japan

Deep volcanic low frequency earthquakes induced by spatio-temporal stress distribution in northeast Japan

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

1. Tokyo Institute of Technology

近年の高感度な地震観測網の発達により、通常の地震よりも深部の下部地殻及び上部マントルで発生する微小地震が観測されてきた。この地震は規模が小さいにも関わらず2-8Hzの低周波成分が卓越することから低周波地震と呼ばれ、主に火山周辺やプレート境界で観測されている。東北日本では活火山周辺で活発な地震活動が見られており、2011年に発生した東北沖地震以降、いくつかの地域では顕著な活動変化が見られている(小菅・他2017)。東北日本の応力場は基本的に東西圧縮(Terakawa and Matsu’ura, 2010)であるが、東北沖地震によって応力変化が起きたことが活動変化に繋がったと考えられる。本研究では火山深部低周波地震のメカニズム解を決定し、応力の時間及び空間変化との関係を調べた。
メカニズムの決定にはS波とP波の振幅比を用い、グリッドサーチによって理論振幅比との残差が最小となるモーメントテンソルを推定した。結果として東北日本の26個の火山領域で発生した264イベントについてメカニズム解を決定した。得られたメカニズム解の多くは、double-couple成分を多く含んでおり、低周波地震の初期破壊プロセスが断層すべりによって駆動されている可能性を示している。一方で、メカニズムには有意なCLVD成分も少なからず含んでいることを考えると、完全な平面ではなく凸凹な面、もしくは湾曲した面上での断層すべりである可能性がある。さらに興味深い特徴として、メカニズム解のNull軸の傾斜角は震源深さ15～25kmでは20～30ºと小さいが、深くなるにつれてばらつきが大きくなり、多様であることがわかった。この結果は、下部地殻では局所的な応力場がおおむね東西圧縮であるのに対し、モホ不連続面付近では熱応力やマグマ貫入プロセスによる応力の擾乱によって変化していることを示唆している。
次に、Coulomb 3.3 (Toda et al., 2005; Lin et al., 2004) を用いて2008年岩手宮城地震、2011年東北沖地震による静的応力変化と得られた低周波地震との関係性を調べた。この解析の結果、応力テンソルの変化と低周波地震のメカニズム解のモーメントテンソル間の類似度と活動変化の度合いには弱い正の相関があることが分かった。この結果は低周波地震活動が時間的な応力変化にある程度敏感であることを示唆している。

© The Seismological Society of Japan

Estimate of the stress field in the region of the 2017 southern earthquake

*Hikari Nogi[1], Yoshihisa Iio[2], Masayo Sawada[2], Kazuhide Tomisaka[2]

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

内陸地震の発生には応力場が密接に関係しており、地震発生過程を理解するためには、地殻の応力状態を知ることが重要である。例えばKawanishi et al.(2009)では、2000年鳥取県西部地震 (Mw=6.6) の稠密余震観測で得られた余震データを使用して応力インバージョン法により詳細な応力場を推定し、中国地方の地震帯において、それ以外の領域に比べて最大圧縮応力の向きが回転していることを示唆した。この空間変化は、地震帯直下の下部地殻の不均質構造を仮定した有限要素法による応力場のパターンと整合的であり、断層上の延性的なすべりによる影響で説明できることが報告された。
本研究では、長野県西部地域における稠密地震観測で得られた地震データを用いて、2017年6月25日に発生した長野県南部の地震(Mj=5.6)の断層近傍の詳細な応力場を推定し、空間的な不均質性を調べた。

本研究の対象領域である長野県西部地域は、1984年の長野県西部地震(Mj=6.8)の発生以降30年以上にわたり地震活動が継続している。地震は本震断層面に沿って分布するだけでなく、御嶽山東麓域では断層から離れたところでも多数起こっている。本研究で扱う長野県南部の地震は、村瀬・木股(2020)において左横ずれ断層によると考えられ、長野県西部地震の断層の東端付近で発生した。
メカニズム解の推定には、稠密地震観測データのうちIio et al.(2017)が使用した1995年６月から2010年6月までの地震データに未解析のデータを加えて、2017年長野県南部の地震発生前までのデータを使用した。この地域は震源が浅く、その直上に多数の観測点が設置されているため、精度の良いメカニズム解を求めることができる。

応力インバージョンの計算には、Iio et al.(2017)よる、断層面上で生じるすべりの方向が断層面に働く剪断応力の方向と平行であるとするWallace-Bott仮説と、解析領域内の応力場は時空間的に一様であるという仮定を用いて、解析に用いる地震に関して、観測されたすべりの方向と理論的なそれとの差 (ミスフィット角) の二乗和を最小とする方法を用いて、グリッドサーチにより求めた。

応力インバージョンの結果、断層近傍において応力場の不均質性が見られた。本解析領域全体における最大圧縮応力σ_1のazimuthの平均は西南西-東南東方向であり、これはTerakawa et al.(2013)における、本研究で解析に用いた領域を含む広域でのσ_1のazimuthと比較すると、やや東-西に近い向きであった。また長野県南部の地震の西側の一部(深さ2-3km)では、σ_1のazimuthが北西-南東から北北西-南南東方向であり、応力比は周囲と比べて低い傾向が見られた。これはYukutake et al.(2010)にて報告された特徴と同様の応力場のパターンを示している。さらに、長野県西部地震の断層の南東側 (深さ2.5-3km)と長野県南部の地震断層より北部(深さ3-3.5km)では一部、σ_1のazimuthが東-西方向へと回転している領域が見られた。
これより、本解析領域全体におけるσ_1のazimuthの平均が西北西-東南東であるのに対して、一部北西-南東から北北西-南南東を示す領域や東-西方向など、平均的な応力パターンとは異なる不均質構造の存在が考えられる。しかしながら、不均質性を示す一部の領域では、ミスフィット角が明確な最小値を示していないため、解の精度評価についても検討する。また、地震発生前の不均質な応力場が地震発生にどのような影響を与えるのかについては、局所的な剪断応力の増加に寄与するのか、断層強度の低下に寄与するのか、などの観点から考察していきたい。

© The Seismological Society of Japan

Estimation of inelastic deformation using geodetic and seismic data: Application to Niigata-Kobe Tectonic Zone

*Akemi NODA[1], Tatsuhiko SAITO[2]

1. Meteorological Research Institute, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

地震は地殻内の弾性歪みエネルギーを解消する現象であることから、地殻内の歪みエネルギーの蓄積状況を知ることは、地震の発生メカニズムを理解する上で重要である。そのため、我々はこれまで地震データと測地データに基づいて地殻内の歪みエネルギー変化をモニタリングする手法の開発を行ってきた。

歪みエネルギー変化は、背景応力場と応力変化から定量的に評価することができる。地震発生に至る歪みエネルギー蓄積（時間変化）をモニタリングするためには、周辺の地殻活動による応力変化の正確なモデル化が必要となる。プレート境界地震を発生させる歪みエネルギー蓄積の原因は、プレート境界での安定すべりや固着といったすべりの不均質による応力変化にあると理解できるのに対して、内陸の地殻浅部で発生する地震（内陸地震）はプレート境界ほど明瞭な構造境界のない場所で発生するため、プレート境界地震と同じ枠組みをそのまま適用することはできない。そこで本研究では、応力変化の原因である地殻内非弾性変形をプレート境界のような平面に限定させるのではなく、3次元モーメントテンソル密度分布としてモデル化することで、地殻内の応力変化の汎用的な推定手法を確立することを目指している。

Noda & Matsu'ura (2010) で提案した3次元モーメントテンソル密度分布の推定手法では、モーメントテンソルの方向も含めて推定したが、地表の限られたGNSS観測データから地下のモーメントテンソル6成分を一意に決定できるか、その信頼性が残された課題となっていた。地殻変動の力源たるモーメントテンソルの物理的実体が、地殻内の微小なクラックで生じる脆性破壊や塑性流動といった非弾性変形であることを考慮すると、その方向は基本的にテクトニック応力場（背景応力場）に従うはずである。そこで、モーメントテンソルの方向を応力場の方向に固定した上でモーメントテンソル密度分布を推定することとした。応力場の情報は、対象地域で発生した地震のメカニズム解から推定できる。つまり、モーメントテンソルを応力場の方向に固定する新たな手法では、測地データでは足りない情報を地震データの情報で補い、モデルの信頼性を高めることができる。

本講演では、新潟神戸変形集中帯への適用例を紹介する。新潟神戸変形集中帯のうち東経136°以東をモデル領域とし、F-netメカニズム解からモデル領域内の平均的な応力場を推定した。次に、GEONETのF3解を時系列解析して2004年中越地震等の地震イベントによる変動を取り除き、地震間のGNSS変位速度データを得た。モーメントテンソルの方向を平均的な応力場に固定し、変位速度データから3次元モーメントテンソル密度分布を推定した結果、新潟神戸変形集中帯に沿って不均質な分布が推定された。

Noda & Matsu'ura (2010) の結果と比較すると、Noda & Matsu'ura (2010) のモーメントテンソル密度のピークのうち、モーメントテンソルの方向が背景応力場と調和的な領域に関しては、本研究の解析でも同様のピークが現れた。一方、Noda & Matsu'ura (2010) でモーメントテンソルの方向が背景応力場と食い違う領域に関しては、本研究の結果ではモーメントの集中は見られなかった。したがって、モーメントテンソルの方向を固定することにより、その場のテクトニクスと調和的なモーメント、つまり非弾性変形を抽出することができたと考えられる。

© The Seismological Society of Japan

Room B | Regular session：S08. Earthquake physics

Fri. Oct 15, 2021 1:30 PM - 3:00 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 4:30 AM - 6:00 AM UTC | ROOM B ROOM B

PM-1

chairperson:Takehito Suzuki(Aoyama Gakuin University), Junichi Nakajima(Tokyo Institute of Technology)

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

[S08-12] **Repeating earthquakes and aseismic slip: Toward unified understanding of seismogenesis**

○Junichi NAKAJIMA[1], Akira Hasegawa[2] (1.EPS Department, Tokyo Tech, 2.Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S08-13] Detection of slip events amid the transitional regime between the unstable seismic and stable sliding regimes

○Yoshio FUKAO[1], Tatsuya Kubota[2], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[1], Takashi Tonegawa[1], Hajime Shiobara[4], Mikiya Yamashita[5], Tatsuhiko Saito[2] (1.JAMSTEC , 2.NIED, 3.Kobe Univ, 4.Univ Tokyo, 5.AIST)

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

[S08-14] Longer than One-year Afterslip due to the 2016 Moderate Earthquakes along Chaman Fault: Noncomplementary Co- and Post-seismic Slip Distribution

○Masato FURUYA[1], Fumiko Matsumoto[2] (1.Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University, 2.PASCO)

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

[S08-15] Propagation velocity of detachment front along a seismogenic plate interface in a rate–state friction model

○Naoyuki KATO[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S08-16] Impact of Kuroshio meander on the slow slip event in March 2020 detected by borehole and DONET observatories

○Keisuke ARIYOSHI[1], Toshinori Kimura[1], Yasumasa Miyazawa[1], Sergey Varlamov[1], Takeshi Iinuma[1], Akira Nagano[1], Joan Gomberg[2,3], Eiichiro Araki[1], Toru Miyama[1], Kentaro Sueki[1], Shuichiro Yada[1], Takane Hori[1], Narumi Takahashi[4], Shuichi Kodaira[1] (1.JAMSTEC, 2.USGS, 3.University of Washington, 4.NIED)

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

[S08-17] Conditions for the existence of the propagation velocities for two forms of the slip fronts and their physical interpretations

○Takehito SUZUKI[1] (1.Department of Physical Sciences, Aoyama Gakuin University)

Repeating earthquakes and aseismic slip: Toward unified understanding of seismogenesis

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

1. EPS Department, Tokyo Tech, 2. Graduate School of Science, Tohoku University

内陸地殻やスラブ内における地震の発生には高間隙圧流体の存在とそれによる有効法線応力の低下が深く関与しているとの指摘がある一方で，プレート境界における繰り返し地震の発生には孤立したアスペリティパッチの周囲の準静的すべり（非地震性すべり）が不可欠であると考えられている．内陸地殻においても大地震の前震の中の繰り返し地震活動や前震のマイグレーションなどから非地震性すべりの存在が示唆されているが，非地震性すべりが普遍的に存在するかどうかはよくわかっていない． そこで本研究では，Igarashi (2020)の相似地震・繰り返し地震カタログに含まれる地震を用いて，日本列島下における繰り返し地震の分布およびその時間的特徴を系統的に調査した．まず，相似地震カタログに含まれる2003年～2017年に発生した地震を内陸地殻，太平洋プレートの上部境界面，および太平洋プレート・フィリピン海プレート内部（スラブ内部）の３つの領域に分け，地殻内とスラブ内の地震については波形相関を用いた震源決定(hypoDD)を行い，震源の重なりから繰り返し地震かどうかを判定した．断層半径の計算には応力降下量は3MPa（内陸地殻），10MPa（スラブ内）を仮定し，断層が平面および深さ方向とも70%以上重なっている場合を繰り返し地震と判定した．このようにして選ばれた繰り返し地震は地殻内が1333グループ，スラブ内が79グループであった．これらの繰り返し地震は発生間隔が短い（数分から数ヶ月）ものがほとんどであり，いわゆるバースト型の繰り返し地震（Igarashi et al. 2003）である．なお，プレート境界の繰り返し地震についてはこれまでも多くの研究がなされているため，Igarashi (2020)の繰り返し地震カタログをそのまま利用した． 本研究の結果，繰り返し地震は従来その発生が確認されていたプレート境界だけではなく，内陸地殻やスラブ内でも広く発生していることが明らかになった．特に，M6.5以上の大地震余震域や群発地震が活発な地域で繰り返し地震が多く発生しているという特徴がある．また，発生の時間的特徴から，平均発生間隔と発生レートがべき乗則の関係にあることも示された．この特徴は繰り返し地震の発生場所（内陸地殻，プレート境界，スラブ内），またはその発生時期（定常的な活動か大地震の余効すべりに伴って発生かなど）によらず，すべての繰り返し地震グループで共通であり，改良大森公式のp値は概ね0.7–1.0の範囲になる．これらの結果は，繰り返し地震はどこでも起こりうること，またその発生メカニズムは場所によらず同じであることを強く示唆している．つまり，周囲の準静的すべりにより孤立したパッチが破壊することで繰り返し地震が発生するというプレート境界で考えられてきたモデルは，すべての繰り返し地震に適用できると考えられる． 繰り返し地震の発生メカニズムをより詳細に調べるため，2011年東北沖地震に誘発され，その地震活動の詳細な解析から間隙流体圧の時間変化が明らかにされた福島・山形県境の群発地震（Yoshida and Hasegawa, 2018）の震源域内で起こっている繰り返し地震の時空間変化を分析した．その結果，1) 繰り返し地震は背景地震と同じ断層面上で発生していること，2) 間隙圧が高い活動初期に繰り返し地震の発生割合が高いこと，3）繰り返し地震の発生間隔は間隙圧が高い活動初期に短いことが明らかになった．結果1）は繰り返し地震の発生は通常の地震（背景地震）と同じメカニズム（既存断層面上でのすべり）であることを示している．さらに，プレート境界での繰り返し地震の解釈を援用し，結果2)，3）も考慮すると，断層面上での間隙流体圧が大きいときに非地震性すべりのすべりレートが大きいこと，そのすべりに伴って繰り返し地震が発生することが強く示唆される．なお，繰り返し地震として認識されるためには，周囲のパッチと相互作用のない孤立したパッチが観測期間内に複数回すべることが必要であり，この条件が満たされない場合には，繰り返し地震ではないいわゆる普通の地震として観測されることになる． 今回の観測事実とこれまでにわかっている知見を総合的に解釈すると，すべての地震は，A) 間隙圧の上昇によって既存断層面の強度が低下し，B)そこで非地震性すべりが発生し，C）その中のアスペリティパッチがすべることによって発生すると結論づけられるのではないだろうか．これまでは地震発生にはA）のメカニズムが本質であると考えられてきたが，全ての地震の背後には非地震性すべりがあると考えると，プレート境界地震も含めすべての地震を統一的に理解できる．

© The Seismological Society of Japan

Detection of slip events amid the transitional regime between the unstable seismic and stable sliding regimes

*Yoshio FUKAO[1], Tatsuya Kubota[2], Hiroko Sugioka[3], Aki Ito[1], Takashi Tonegawa[1], Hajime Shiobara[4], Mikiya Yamashita[5], Tatsuhiko Saito[2]

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

１．序：　プレート間滑りには、応力解放を伴わない定常安定滑りから蓄積応力を爆発的に解放する不安定滑りまで多様なモードが存在する。どのモードが出現するかは断層とそれを取り巻く条件に依存する。数値実験によればコントロールされた条件下では、滑りモードは安定滑り領域、遷移領域、不安定滑り領域に分離される（Barbot,2019）。スロースリップイベント（SSE）は安定滑り領域と遷移領域との境界付近で発生し、津波地震や超低周波地震（VLFE）は遷移領域と不安定滑り領域との境界付近で起こる現象と考えられる（図１）。しかし、これまで遷移領域本来の滑りイベントの観測例がないため、SSEと津波地震との間には物理的に本質的なギャップがあるとする考えもある（Ide, 2014）。本講演では遷移領域の真っただ中に位置付けられる滑りイベントの観測例を2件報告する。
２．観測と記録解析： 2015年5月から翌年5月までの１年間、北部小笠原海溝急斜面の西側緩斜面（水深約5000m）において10台（故障のため実質的には8台）の絶対海底水圧計PARO-8B7000-I-005による最小サイト間距離10kmのアレー観測を行った。サンプリング速度は4Hz, カットオフ周波数は0.7Hzとした。2015年9月1日にアレーのごく近傍でM6.0の低角逆断層地震が発生し、アレーはその長周期地震波海底加速度成分・津波・上下動海底永久変位を記録した。これらを一連のダイナミックなプロセスとして解析し地震断層モデル（D=15 cm, S=210 km^2, Mo=0.95x10^18 Nm, Δσ=0.77 MPa）を得た。このモデルに基づいて計算した水圧波形と観測波形との一致は驚くほど良い。 アレーは、地震の直後と3.5日後にそれぞれ時定数１－2時間程度の海底変動を記録した（図２：青線）。これら２イベントは、それぞれ本震と同じメカニズムの非地震性逆断層滑りであると考えて、その大まかな滑りの分布と時間発展を求めた。断層面はIwasaki et al. (2015)の推定したプレート境界面上にあるとし、深さ方向に３枚の断層セグメント（各面積は20x20 km^2）を設定し、滑りは１つのセグメント上で一定であるとした。時刻tの観測水圧変化は３つのセグメントの時刻tにおける滑りの効果の和であると考え、各セグメントの滑りの時間発展を求めた。得られたモデルに基づく水圧変化の時間発展を赤線で示す（図２）。観測とモデルとの一致は一般に大変良い。
３．結果と議論： 本震直後のイベントも3.5日後のイベントも、また何れのセグメントにおいても、滑りの時間発展は、f(t)=1-exp(-t/T) タイプの時間関数で非常に良く近似できる。３セグメントの平均的なTの値は最初のイベントが3800 s, ２番目のイベントが2100 sであった。即ちイベントの特性時間2Tは１時間から２時間の程度であった。Moは最初のイベントが8.1x10^18 Nm, ２番目のイベントが8.4x10^18 Nm で、何れも本震より１桁近く大きい。震源関数f(t)の形とMoの大きさからして、これらが本震の余効変動ではなく、テクトニックな応力の解放イベントであることは明らかと思われる。応力降下量Δσは最初が1.2 MPa, 次が0.96 MPaの程度で本震のΔσと余り変わらない。 観測されたイベントの特性時間2Tは同じMoの通常の地震の継続時間と比べて４桁大きく、同じMoのSSEの継続時間と比べて３桁小さい（Gao et al., 2012）。応力降下量は、通常の地震と比べると（Denolle & Shearer, 2016）低めで、SSEと比べると（Gao et al., 2012）１桁以上大きい。破壊速度を断層の長さと継続時間の比で定義すると、通常の地震よりも４桁遅く、SSEよりも３桁速い（Gao et al., 2012）。今回検出したイベントは津波地震や超低周波地震よりも遅く、スロースリップイベントよりも早い現象である。プレート間滑りを不安定滑り（地震）領域と安定滑り領域とに分けたとき、両者の間を繋ぐ遷移領域の実態が見えてきたと考える。

© The Seismological Society of Japan

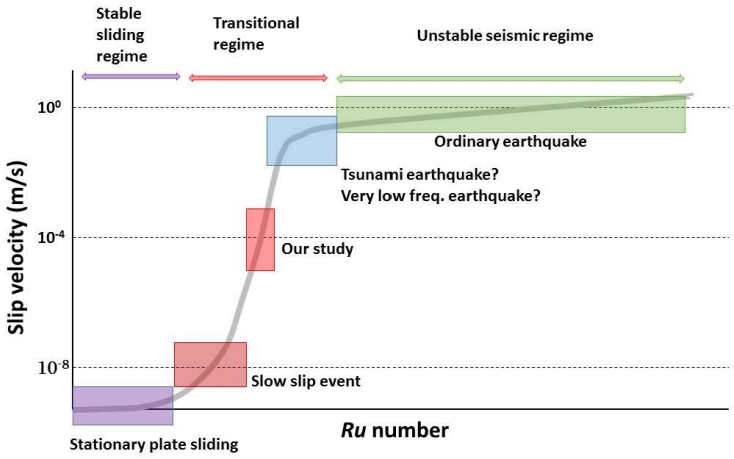


Figure 1. Schematic illustration for how slip mode changes when the R_u number is varied while the frictional parameter ratio, $(b–a)/b$, is kept constant (Barbot, 2019).

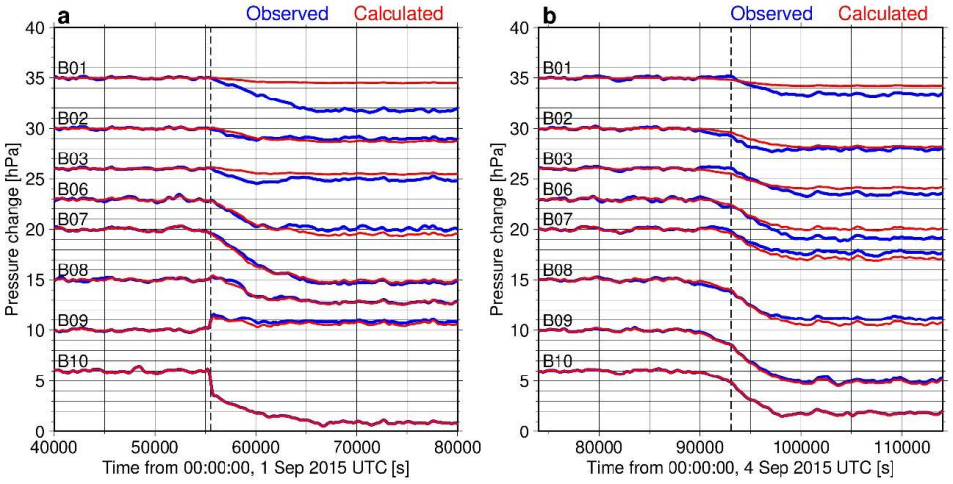


Figure 2. Observed (blue) and calculated (red), 600-s lowpass filtered, tide-removed records. They show the quasi-static responses of seawater to seafloor vertical displacements. **a**. Records for the first aseismic event. The vertical dashed line indicates the origin time of the mainshock. **b**. Records for the second aseismic event. The vertical dashed line indicates the origin time of the M3.2 aftershock. In **a**, the records were inverted for the first aseismic event after subtraction of the impact of the mainshock.

© The Seismological Society of Japan

Longer than One-year Afterslip due to the 2016 Moderate Earthquakes along Chaman Fault: Noncomplementary Co- and Post-seismic Slip Distribution

*Masato FURUYA[1], Fumiko Matsumoto[2]

1. Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University, 2. PASCO

チャマン断層は、インドプレート西部とユーラシアプレートの境界にあたる長さ900km以上の左横ずれ断層であり、地質学的に予想されるプレート間相対運動は~2cm/年程度である．この断層は歴史的に見ても地震活動が低いことが知られており、固着しているかあるいはクリープしているのではないかと考えられてきた(Ambraseys and Bilham 2003)．陸上観測点は依然として少なく，InSARを用いてクリープ域と固着域のマッピングが報告されている(Fattahi and Amelung 2016; Barnhalt 2016)．一方，Furuya and Satyabala (2008)は、2005年に発生したM5の地震が非常に長く広い範囲でのAfterslipを起こしていたことを報告した．この2005年のM5地震以来、大きな地震は発生していなかったが，2016年5月と7月にM5クラスの地震が南西方向に100km以上離れた断層沿いで発生した．

2016年地震の地震前および地震時、地震後の地殻変動をESAのSentinel-1衛星のInSARデータを用いて調べたところ、震源近傍での地震前の地表付近のクリープ運動は存在していなかった．地震時地震後の地殻変動は明瞭で，特に2016年7月のmb4.7に伴う地殻変動は，Furuya and Satyabala (2008)で報告した変動とよく似ている．

得られた地震時地震後のInSARデータを元に、カルマンフィルタ~に基づいたいわゆる「時間依存滑りインバージョン」(Segall and Matthews 1997)を行って、滑り分布と滑り速度分布を推定した．空間方向と時間方向の二つのハイパーパラメータは、Miyazaki et al (2006)に倣ってトレードオフから決定した．

推定された滑り分布(滑り速度分布)で最も特徴的なことは、一年以上続いた地震後滑りが地震時滑りの空間分布と「相補的ではない」ことである．従来から報告されているM>6地震に伴うAfterslipは，ほぼ例外なく地震後滑りは地震時滑りの外側で起こっている(e.g., Miyazaki et al., 2004; Hsu et al., 2006; Barbot et al., 2009)．我々の推定でも浅部での地震後滑りはゼロではないが，最も顕著に滑るパッチは明らかに地震時滑りが最大のパッチである．

この結果をRate-and-state friction (RSF) lawの枠組みで解釈するためには，(a-b)の「滑り速度依存性」(e.g., Shimamoto 1986)が必要である．この滑り速度依存性はSlow slip event (SSE)のモデリングでもしばしば要請されている(e.g., Shibazaki and Iio 2003, Im et al 2020)．SSEは”静かに"滑り始めるように見えるため地震時滑りは無視されることが多いが，Ide et al (2007)が示したようにゼロではない．チャマン断層の中規模地震(とその地震後滑り)はNon-silent SSEと言えるかもしれない．

有効法線応力の動的な変化など(e.g., Suzuki and Yamashita 2009, Segall et al 2010)のRSF則の摩擦パラメータの調整以外の解釈もあり得る．

© The Seismological Society of Japan

Propagation velocity of detachment front along a seismogenic plate interface in a rate–state friction model

*Naoyuki KATO[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

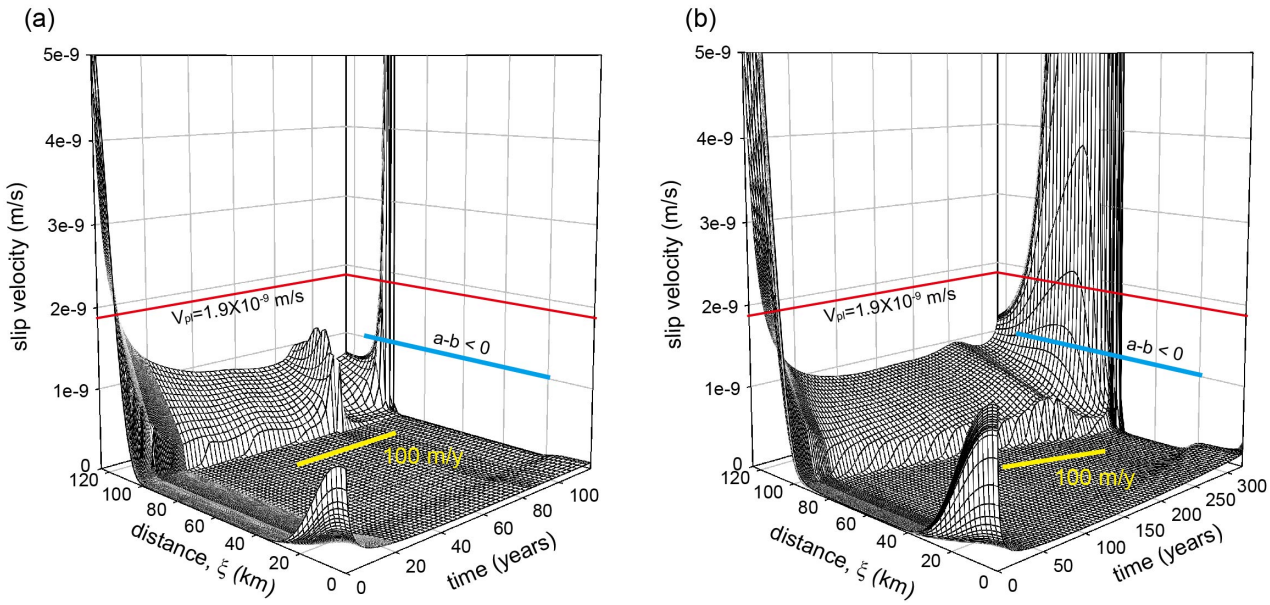
速度・状態依存則を用いて地震発生サイクルの数値シミュレーションを行い，地震間（前の地震の直後から次の地震の直前まで）の非地震性すべりの時空間発展を調べた．モデルでは，沈み込み域のプレート境界を仮定し，十分深部のプレート境界に一定の安定すべり速度Vplを与えた．シミュレーションでは，浅部の速度弱化域（a-b<0）で地震が周期的に発生し，深部の速度強化域（a-b>0）で常に非地震性すべりが発生する状況が再現される．地震間での速度弱化域は完全に固着しているわけではなく，非地震性すべりが深部から浅部に伝播していく．深部の非地震性すべりにより固着域の最深部で応力集中が生じ，固着が徐々に破壊されていくためである．図1は，地震間のすべり速度の時空間分布のシミュレーション結果の例であり，(a)は速度・状態依存則の特徴的すべり量L =20mmの場合，(b)はL =100mmの場合である．ξはプレート境界に沿って地表から測った距離であり，速度弱化域と速度強化域の境界はξ=113 kmである．深部の速度強化域では常に非地震性すべりが発生しており，これは速度弱化域に徐々に伝播していく様子が見られる．速度弱化域での非地震性すべりのすべり速度は0.1Vpl程度であり，伝播速度はほぼ一定で，Vplに比例し，(b-a)σに反比例することがわかった（σは有効法線応力）．特徴的すべり量Lには依存しない．非地震性すべりの伝播に伴い，プレート境界のせん断応力は，前の地震による応力降下の状態から，すべり速度約0.1Vplに対応する定常応力まで増大する（負の応力降下）．非地震性すべり域の先端では，深部の非地震性すべりによる応力集中と，非地震性すべりの伝播による負の応力降下による負の応力集中とが釣り合っている状況であると考えることができる．この２つの状況の応力拡大係数が等しいと仮定し，均質無限弾性体中の半無限長クラックの解を利用すると，非地震性すべりの伝播速度を導くことができ， Vplに比例し(b-a)σに反比例するというシミュレーション結果を説明することができる．図１の２つの例の場合の理論的な伝播速度は約80 m/yで，シミュレーションで得られる約100 m/yと非常に近い値が得られる．非地震性すべりの伝播は測地データなどから検出できる可能性がある．Bruhat & Segall (2017)はCascadia沈み込み帯においてプレート境界の固着域で伝播する非地震性すべりの伝播速度を30–120 m/yと推定した．この結果から，前述の関係を使うと，(b-a)σは0.1–0.3 MPaと推定することができる．

図１では，サイクルの後半ですべり速度の顕著な増大がみられる．このエピソディックすべりは，Lが小さいほど，またσが小さいほど顕著となる傾向がある（図１a）．プレート境界の浅部行くほど，前の地震による応力降下から回復しておらず低応力状態にあるので，このすべりは浅部にはあまり伝播せず停止する．一方，深部方向には高速で逆伝播し，その伝播速度は図１(a)の場合は4 km/yである．図１(b)の場合は，すべり域の先端が明瞭でなく，伝播速度は決められない．このエピソディックすべりに伴い，せん断応力は，ほぼτss(V)に沿って低下する．

文献

Bruhat, L. & Segall, P., 2017, Geophys J Int., 211, 427-449.

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Impact of Kuroshio meander on the slow slip event in March 2020 detected by borehole and DONET observatories

*Keisuke ARIYOSHI[1], Toshinori Kimura[1], Yasumasa Miyazawa[1], Sergey Varlamov[1], Takeshi Iinuma[1], Akira Nagano[1], Joan Gomberg[2,3], Eiichiro Araki[1], Toru Miyama[1], Kentaro Sueki[1], Shuichiro Yada[1], Takane Hori[1], Narumi Takahashi[4], Shuichi Kodaira[1]

1. JAMSTEC, 2. USGS, 3. University of Washington, 4. NIED

In our recent study, we detected the pore pressure change due to the slow slip event (SSE) in March 2020 at the two borehole stations (C0002 and C0010), where the other borehole (C0006) close to the Nankai Trough seems not because of instrumental drift for the reference pressure on the seafloor to remove non-crustal deformation such as tidal and oceanic fluctuations. To overcome this problem, we use the seafloor pressure gauges of cabled network (DONET) stations nearby boreholes instead of the reference by introducing time lag between them. We confirm that the time lag is explained from superposition of theoretical tide modes. By applying this method to the pore pressure during the SSE, we find pore pressure change at C0006 about 0.6 hPa. We also investigate the impact of seafloor pressure due to ocean fluctuation on the basis of ocean modeling, which suggests that the decrease of effective normal stress from the onset to the termination of the SSE is explained by Kuroshio meander and may promote updip slip migration, and that the increase of effective normal stress for the short-term ocean fluctuation may terminate the SSE as observed in the Hikurangi subduction zone.

© The Seismological Society of Japan

Conditions for the existence of the propagation velocities for two forms of the slip fronts and their physical interpretations

*Takehito SUZUKI[1]

1. Department of Physical Sciences, Aoyama Gakuin University

２つの媒質間の滑りの伝播は理学的・工学的に重要な問題であり、特にその伝播端の伝播速度の決定機構は長く興味を集めてきた。これにはもちろん断層面上の滑りの伝播速度の理解も含まれる。本発表では滑り速度に二次で依存する摩擦則を仮定した以前の我々の結果（Suzuki and Matsukawa, 2019）を拡張し、滑りにも依存する摩擦力を導入して、それらの伝播速度が物理的に存在できる条件を摩擦則中に現れるパラメータの観点から明らかにする。

解析には線形臨界安定性解析（Linear Marginal Stability Hypothesis, LMSH）を用いる。ここで伝播端にはintruding frontとextruding frontの二通りがあることに注意する（Suzuki and Matsukawa, 2019）。その理解のため、１次元系を考え、ある物理量sの伝播を考える。sがゼロと正の定常状態があるとし、一方が安定、もう一方が不安定であるとする。この時、s=0が不安定でs>0の領域が侵入していく場合をintruding front, s>0が不安定でs=0の領域が侵入していく場合をextruding frontと呼ぶ。特にextruding frontについて着目したい。定義から明らかなように、通常extruding frontは「一定速度で相対的に滑っている媒質の運動を止めた時の滑りの伝播端」の形状である。

LMSHの仮定の下、intruding front速度として２つ、extruding front速度として３つが存在することが明らかになり、またそれらの解析解も得られた。これらのうち、intruding front速度のうちの一つ、extruding front速度のうちの２つは光学モードであり非物理的な伝播速度であった。すなわち両frontsに対して一つずつが物理的な音響モードであったと言える。加えて、支配方程式中において摩擦則をC_1 \dot{u}-C_2 uと書いた時（uは変位、\dot{u}はその時間微分）C_1-C_2相空間でそれらの物理的伝播速度が存在し得る領域の境界を表す曲線の解析的表現も得た。これは伝播速度の存在の有無、すなわち定常伝播の存在の有無がC_1とC_2の値から予測可能であることを示す。

加えて、extruding front速度において、滑り速度の二次の依存性を仮定した摩擦則に基づいた以前の数値計算結果（Suzuki and Matsukawa, 2019）と調和的な結果が得られたことは重要である。LMSHで行われるような、変位uやその微分が小さいという仮定では通常intruding frontしか現れない。しかしここでは（一般的に小さくない）ある基準となる滑り・滑り速度の点の伝播がextruding frontとして記述できるということが明らかになった。加えて強調すべきは、extruding速度の方がintruding速度よりも小さいということである。前者が高速地震、後者がゆっくり地震に対応することも示唆される。通常の地震とゆっくり地震の存在する条件を示せたとも言える。

© The Seismological Society of Japan

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

Fri. Oct 15, 2021 9:00 AM - 10:30 AM JST | Fri. Oct 15, 2021 12:00 AM - 1:30 AM UTC | ROOM C
ROOM C

AM-1

chairperson:Masashi Ogiso(MRI), Lina Yamaya(University of Tokyo)

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

[S09-18] Correlation on Seismicity of Regular and Very-low Frequency Earthquakes in the Northern Ryukyu Region

○Youichi ASANO[1] (1.NIED)

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

[S09-19] Rapid tremor migration revealed by a dense seismic array in the western Shikoku, Japan

○Aitaro KATO[1], 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

[S09-20] Spatiotemporal distribution of tectonic tremors at off the Kii Peninsula during the period from December 2020 to January 2021 inferred from spatial distribution of seismic amplitudes

○Masashi OGISO[1], Koji TAMARIBUCHI[1] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

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

[S09-21] Characteristics of secondary slip fronts detected from deep low-frequency tremor

○Takuya Maeda[1], Kazushige Obara[1], Akiko Takeo[1], Takanori Matsuzawa[2], Yusaku Tanaka[3] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3.Earthquake and Volcano Research Center Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

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

[S09-22] Comprehensive detection of shallow tremor activities in the Nankai subduction zone, Japan, based on the DONET seafloor seismic data

○Kazuaki OHTA[1] (1.The National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S09-23] Centroid moment tensor inversion using dense array of short-period OBSs at off Ibaraki region

○Lina Yamaya[1], Kimihiro Mochizuki[1], Takeshi Akuhara[1], Shunsuke Takemura[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

Correlation on Seismicity of Regular and Very-low Frequency Earthquakes in the Northern Ryukyu Region

*Youichi ASANO[1]

1. NIED

日向灘から南西諸島にかけてのトラフ・海溝沿いでは，活発な超低周波地震活動がしばしば観測されている．これに加えてこの地域では，プレート間で発生する通常の地震活動も比較的活発であり，M5クラス以上の地震と超低周波地震活動が同期するケースも報告されている［例えば，Asano et al. (2019AGU)］．このような同期のメカニズムを理解するために我々は，日向灘から南西諸島北部域の地震・超低周波地震活動の時空間的特徴をより詳細に調べた．
解析には2003年6月から2021年7月の防災科研F-net（一部，臨時観測を含む）の記録を使用し，通過帯域0.02～0.05 Hzのバンドパスフィルタを通した記録波形にAsano et al. (2015) の手法を適用した．具体的には，発生時刻と位置が既知の地震（主にセントロイド深さ20 km前後のプレート間地震）17個，超低周波地震6個をテンプレートとして，これらと類似した波形を持つ未知イベントの探索と位置推定を行った．そして，ここで検出されたイベントのリストを気象庁一元化処理震源と照合し，対応するイベントが見出された場合には通常の地震（以下，通常地震），そうでない場合には超低周波地震と識別した．このようにして検出された通常地震と超低周波地震について，緯度・経度それぞれ0.5度の領域ごとに活動の特徴を調べた．
解析の結果，解析対象領域のほぼ全域で通常地震と超低周波地震の活動に強い相関が見られることが分かった．特に北緯30度～32度の日向灘～種子島・屋久島沖と北緯28.5度～29度の奄美大島北東沖では，エピソディックな超低周波地震活動に対応する通常地震の活発化が非常に明瞭である．このような活動の特徴は，通常地震の発生領域にまで達するようなスロースリップ・イベントが発生し，それに伴ってエピソディックな地震（場合によっては群発地震）・超低周波地震活動が生じていることを強く示唆する． より詳細に見ると，通常地震の活発化は超低周波地震活動域にごく近接した領域で特に顕著である一方で，より西側に遠く離れた領域では定常的な地震活動に埋もれて不明瞭となることも明らかとなった．すなわち，通常地震を起こしうる領域の中でも，エピソディックなイベント間にはカップリングしているとみられる領域と，イベント間にもすべりが見られる領域があることが分かった．

謝辞：本研究の一部はJSPS科研費 JP16H06473の助成を受けたものです．

© The Seismological Society of Japan

Rapid tremor migration revealed by a dense seismic array in the western Shikoku, Japan

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

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

1. はじめに

西南日本に沈み込むフィリピン海プレートの固着域の深部では，深部低周波微動（微動）が活発に発生している。微動の発生機構の物理的理解を深めるために，微動の時空間発展をより正確かつ高精度に把握することで，微動活動の定常性・非定常性を明らかにすることが重要である。深部低周波地震の高速移動現象は，基盤的地震観測網の波形データを用いたMatched Filter法により報告されており（Shelly et al., 2007; Kato and Nakagawa, 2020），移動速度は50 km/hr程度であることが知られている。しかしながら，震源位置の推定精度の問題があるため，高速移動現象の詳細な活動様式に関しては未解明の点が残されている。本研究では，陸域超稠密短周期地震計アレイ観測を通して，微動の高速移動現象の解明に焦点を当てる。

2. データ・解析方法

四国西部の4カ所で，短周期3成分地震計（固有周波数4.5Hz）を用いた超稠密アレイ観測を2019年12月下旬から2020年7月上旬にかけて実施し，微動の連続波形記録を取得した。データロガーとして独立型単独システムGSXを使用し，250 Hz-samplingで波形を記録した。約半年間の連続観測が可能なように電池ボックスを新たに作成し，各観測点において単一乾電池55本を用いて観測を実施した。4カ所のアレイの中で，微動域の浅部側に位置するアレイ（計100観測点：口径約2km）の連続波形記録を，Nakamoto et al. (2021)の手法を参考にして解析した。Hirose et al. (2008) によるフィリピン海プレート上面モデルを平面で近似し，その平面上に0.1 km間隔でグリッドを均等に配置した。各グリッドから，アレイの基準観測点への波線のバックアジマスと入射角を計算し，センブランス値（Neidell and Taner, 1971）を計算した。解析対象の時間窓の長さは10秒に設定し，アレイ中心の観測点の波形と波形相関値がある一定以上の値（ex. 0.3）の波形のみをセンブランス値の計算に用いた。各時間でセンブランス値の最大値が閾値（ex. 0.3）を越えた場合のみ微動の震源とした。観測期間中，微動活動が最も活発であった2020年2月下旬の活動について上記のセンブランス解析を行い，微動の時空間発展を明らかにした。

3. 結果

微動が，約10分間という短い時間内に距離約5 ㎞を高速に移動する現象を複数見出した。移動速度は30 km/hr程度であり，プレートの傾斜方向に対する移動が多くみられる。Matched Filter法に基づく深部低周波地震カタログ（Kato and Nakagawa, 2020; 気象庁地震カタログ）で得られた振る舞いと概ね整合的であるが，既存のカタログでは検出されていない微弱な振幅を捉えることで，微動の高速移動現象の詳細が明らかになった。特に，順方向に移動した後に，逆方向に伝播する特徴に注目して議論を行なう予定である。

謝辞）　気象庁地震カタログを使用させていただきました。記して感謝申し上げます。

© The Seismological Society of Japan

Spatiotemporal distribution of tectonic tremors at off the Kii Peninsula during the period from December 2020 to January 2021 inferred from spatial distribution of seismic amplitudes

*Masashi OGISO[1], Koji TAMARIBUCHI[1]

1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

はじめに

近年の地震・測地観測網の充実に伴い、プレート境界では通常の地震以外にも様々な卓越周期を持つ地震イベントの存在が明らかとなった。それらのイベントは卓越周期(周波数)が数Hzのものは低周波微動(Tectonic tremor)、数10秒のものは超低周波地震(Very low frequency earthquake: VLFE)、数日から数か月にわたるものはスロースリップと分類され、総称してスロー地震と呼ばれている。これらのスロー地震は互いに時間・空間的に相関を持った活動様式を有しており、プレート境界の状態モニタリングに重要な現象である。 海域のトラフ軸付近で発生するスロー地震については、陸域観測網を用いた超低周波地震のモニタリングは行われていたものの、低周波微動のモニタリングは陸域のそれと比べるとやや立ち遅れた状況であった。しかし、自己浮上式海底地震計を用いた稠密観測によって低周波微動が発生していることが明らかとなり、また、DONETやS-netのような稠密な海底地震観測網が整備されたことから、今後は海域における低周波微動の観測もプレート境界の状態モニタリングに重要となるであろう。

紀伊半島南東沖の海溝軸付近では、Obara and Kodaira (2009)によって浅部低周波微動の存在が確認されたのち、Annoura et al. (2017)やTamaribuchi et al. (2019)によって低周波微動の活動様式が調査されている。本研究では、DONETの観測記録を用いて2020年12月から2021年1月にかけて紀伊半島南東沖の海溝軸付近で発生した浅部低周波微動の震源決定を行い、その時空間分布の特徴や外部擾乱への応答を調査する。

手法

トラフ軸付近で発生する浅部低周波微動は、速度構造や海水層の存在によって継続時間が長くなる傾向にあり(Takemura et al., 2020)、走時が不明瞭となる。そこで、本研究では地震波振幅の空間分布を用いた震源決定法(Amplitude Source Location (ASL) method; Kumagai et al., 2019)を採用した。ASL法は地震波の到達時の読み取りが不要であるという利点があるため、走時読み取りが困難な火山性微動の震源決定に広く活用されているが、浅部低周波微動の震源決定にも有効である(Tamaribuchi et al., 2019)。本研究では、Nakanishi et al. (2002)による2次元速度構造からトラフ軸付近の構造を取り出した1次元速度構造を採用し、また、減衰パラメータ及びサイト特性はYabe et al. (2021)の値を用いて、ASL法を実行する。震源計算には2-8HzのバンドパスフィルタをかけたDONETの上下動成分の連続記録を用いる。オリジンタイム及び震源の位置を仮定して、震源から観測点への計算走時から起算して60秒のタイムウィンドウにおける地震波振幅の二乗平均平方根を計算してASL法に使用する観測振幅値とした。なお、観測振幅値にはS/N比チェックや複数の周波数帯域間の振幅比チェック(Sit et al., 2012)といった品質管理を適用している。仮定するオリジンタイムを10秒ずつ移動させて連続的に震動源の位置を推定し、スクリーニングを経て最終的な震源分布を得た。

結果及び議論

　得られた震源分布を図1に示す。全部で約3600個の震源を得ることができ、そのうち深さ14km以浅に決定されたものは約3300個であった。震央は、DONET1の東端付近からDONET2のEノード付近まで、約130km×50kmの範囲でトラフ軸に沿うように分布している。微動活動は12月６日、DONET1のBノード付近から始まり、トラフ軸の走向方向に約4km/日、直交方向に約3km/日の速度で震央が拡大していった。12月31日ころからDONET1と2の中間付近で発生した低周波微動の震央域は約8km/日の速度で南西方向に拡大した。また、12月28～30日頃と1月11～13日頃にかけて、10数km/日の速度で震央域が北東方向に移動する現象が確認された。

微動活動と地球潮汐との対応を確認するため、プレート境界をレシーバ断層として地球潮汐に伴うΔCFFを計算し、微動活動と比較した。ΔCFFが減少傾向である期間でも微動の発生レートはあまり変化せず、この期間

© The Seismological Society of Japan

の微動活動は地球潮汐にはトリガーされていないと考えられる。この期間に全世界で発生したマグニチュード6.5(Global CMTプロジェクトによる)以上の地震は3つのみであった。そのうち、日本時間の12/28 6:39にチリ付近で発生したマグニチュード6.7の地震の後、数日間にわたって一時的に微動活動が活発化した。なお、この期間は上記の震央域が北東方向に移動した時期と一致している。

本発表の解析期間では、低周波微動のほか、超低周波地震活動(南海トラフ地震に関する評価検討会・東京大学地震研究所・防災科学技術研究所資料)やスロースリップを示唆する地殻変動(南海トラフ地震に関する評価検討会・海洋研究開発機構資料)が観測されているが、これらの活動と本発表で得られた低周波微動活動は非常によく対応しており、紀伊半島南東沖の浅部プレート境界で発生した一連のスロー地震活動を異なる周波数帯域で観測した事例のひとつといえる。

謝辞

本研究ではDONETの観測記録(防災科学技術研究所, 2019; doi: 10.17598/nied.0008)を使用しました。産業技術総合研究所の矢部優氏にはYabe et al. (2021)のサイト特性の値を提供していただきました。また、海底地形データはETOPO1(doi: 10.7289/V5C8276M)を参照しました。

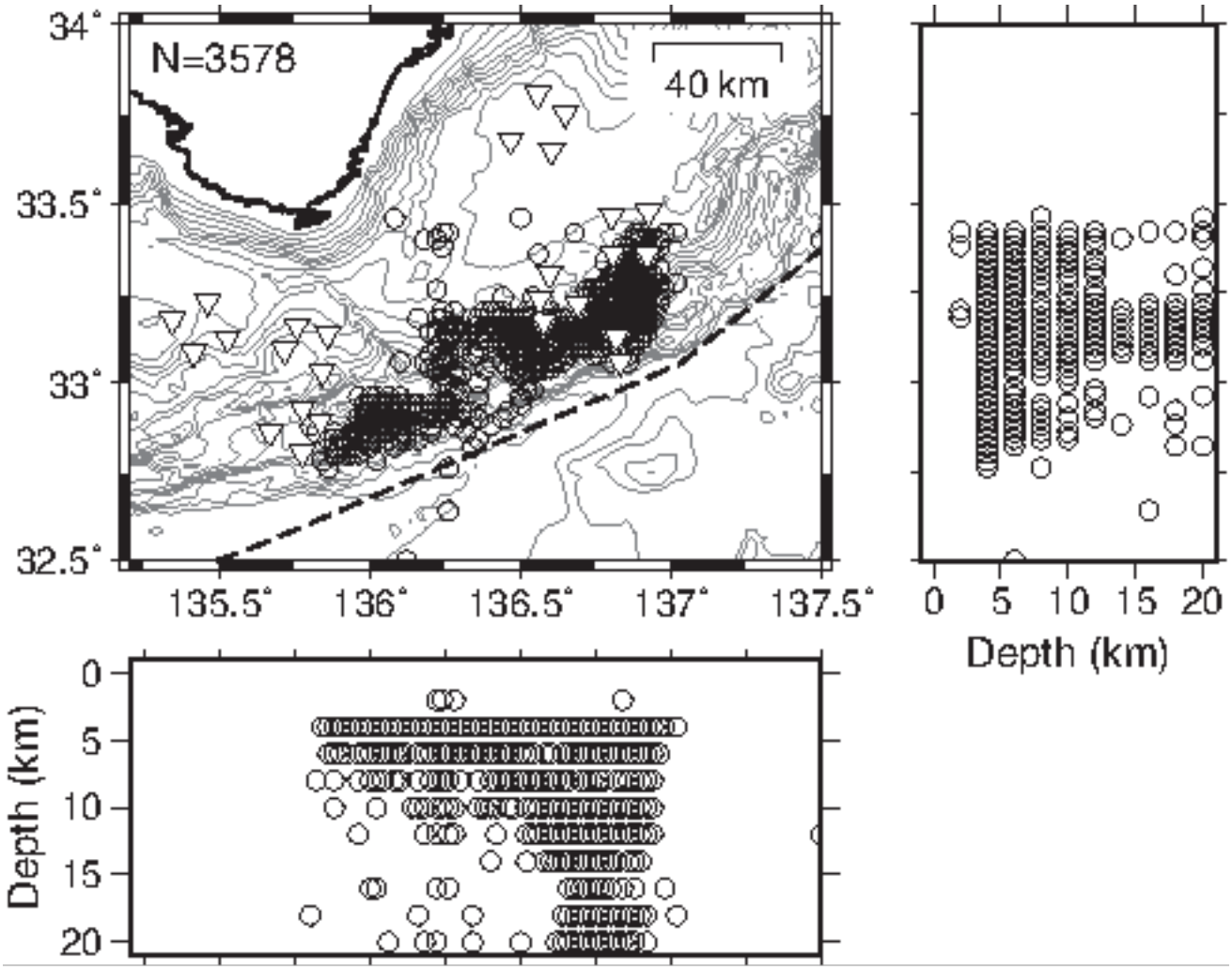


Figure 1 Hypocenter distribution of tectonic tremors derived by the ASL method.

© The Seismological Society of Japan

Characteristics of secondary slip fronts detected from deep low-frequency tremor

*Takuya Maeda[1], Kazushige Obara[1], Akiko Takeo[1], Takanori Matsuzawa[2], Yusaku Tanaka[3]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Earthquake and Volcano Research Center Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

深部低周波微動は沈み込むプレートの境界に沿って、巨大地震発生域よりも深部側の領域で発生する。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) 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。ETSのメインフロントが通過した後、その約10~20倍の速度でメインフロントの進行方向とは反対向きに移動するRapid Tremor Reversal (RTR)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などの比較的小規模で高速な移動がしばしば確認されている。Bletery et al.（2017）は、これらの小規模な微動の移動現象を2次的スリップフロント（secondary slip front：SSF）と解釈し、CascadiaにおけるSSFを様々な時間窓で検出した。

本研究では微動移動現象の特徴をより明らかにするために、Maeda and Obara (2009)による微動カタログを用いて、紀伊半島におけるSSFを網羅的に検出した。解析期間は2001～2020年の約20年間とし、1、2、4、8、16、32、64時間の7通りの時間窓を用いて、その半分の時間長で時間窓をずらしながら解析した。ここでは，SSFを特徴づけるパラメータとして、進行方向、速度、形状の空間スケールを求めた。なお、SSFの形状は長方形を仮定した。最初に時間窓に含まれる微動分布の重心からの距離に応じて空間的な外れ値を取り除いた。SSFの進行方向は、グリッドサーチを用いて与えられた方向に投影した距離と微動の発生時刻の相関係数を最大化することによって推定し、その時空間プロットの回帰直線から速度を推定した。SSFの形状のうち進行方向の長さは、速度に時間窓スケールを乗じたものとし、直交方向の長さは、微動の空間分布の標準偏差を求めその6倍とした。また、1つの時間窓における微動数が20個未満の場合、または時間窓を4等分したいずれかにおいて微動数が3個未満の場合、SSF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、SSFの進行方向は時間窓が短い場合は等方的となり，時間窓が長くなるとNE-SW方向（strikeに沿った方向）に卓越する。SSFの速度の中央値は時間窓が長くなるほど遅くなり，例えば、1時間の時間窓では265 km/day、64時間では9 km/dayとなる。SSFの形状については，ほとんどの場合で移動方向の長さに対して直交方向の長さが長くなる。この結果は、微動の移動が二次元的な現象であることを強く示唆している。

本研究ではSSFの抽出を試みたが、長い時間窓において抽出された低速度かつstrike方向の移動については、2次的な現象(SSF)ではなくETSのメインフロントそのものだと考えられる。一方、短い時間窓では、SSFはRTRと同程度及びそれよりも遅い速度を有し、偏りなくどの方向にも移動する。先行研究によって指摘されているRTRは、ETSのメインフロントの進行方向であるstrike方向に沿った時空間プロットにおいて明瞭に観測されているが、本研究結果から、RTRと同様の速度を有する微動移動現象は、全方位に対して等方的に生じていることが明らかになった。

© The Seismological Society of Japan

Comprehensive detection of shallow tremor activities in the Nankai subduction zone, Japan, based on the DONET seafloor seismic data

*Kazuaki OHTA[1]

1. The National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

西南日本の沈み込み帯に発生する深部低周波微動は，沈み込みプレート境界において巨大地震発生領域よりも深部側で発生し，短期的スロースリップイベントや超低周波地震を伴うことがある．浅部側でも類似の現象が発生することがあり，しばしば短期的スロースリップを伴う顕著な微動活動が観測される．最近でも2020年12月から2021年1月にかけて紀伊半島南東沖において大規模な微動活動があった．本研究では，防災科学技術研究所の運用する地震・津波観測監視システムDONET1およびDONET2の広帯域地震計記録（2015年10月～2021年7月）を使用し，室戸岬沖から紀伊半島沖にかけての領域における微動活動の網羅的な検出を行なった．
微動の検出・震源決定はエンベロープ相関解析によって行なった．海底地震計記録にはしばしば海洋探査によるエアガン発振等の人工ノイズが混入し，微動として誤検出されることがある．本研究ではエンベロープ波形のスペクトル振幅を用いた経験的な方法を導入し，これらを除去した．
微動は大きく分けて室戸岬沖・潮岬沖・紀伊半島南島沖の3つのアスペリティ状の領域に分布し，震源移動を伴う顕著な活動が観測された．活動期間は30～60日程度で短期的スロースリップに由来すると考えられるが，活動周期は非常に長く，本観測期間内では特定できなかった．それぞれの活動は時空間に相補的であり，プレート境界面における歪みの蓄積状態を反映していると考えられる．また，先述した2020年12月から2021年1月にかけての大規模活動においては，南海・東南海地震のセグメント境界の浅部延長領域を跨ぐ震源移動も観測され，この領域で震源移動がやや加速する傾向が見られた．こうした特徴は大地震のセグメント境界付近におけるプレート境界面の摩擦特性の変化を反映しているのかもしれない．

© The Seismological Society of Japan

Centroid moment tensor inversion using dense array of short-period OBSs at off Ibaraki region

*Lina Yamaya[1], Kimihiro Mochizuki[1], Takeshi Akuhara[1], Shunsuke Takemura[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

近年、巨大地震発生域の定常的なモニタリング等のために、沈み込み帯に沿って海底地震計 (OBS) の観測網が構築されている。沈み込み帯に沿って発生する中小規模地震のモーメントテンソル解は、巨大地震発生域周辺の応力場や地震発生メカニズムを理解する上で重要である。一般にモーメントテンソル解の推定は低周波成分 (0.1Hz以下) の解析により実施されるが、中小規模地震は低周波成分が弱く、海底地震計によって地震発生域の周辺で観測された高周波成分を解析する必要がある。高周波成分を用いてモーメントテンソル解を推定するためには、高解像度の3次元地震構造が必要である。Yamay et al. (2021) は茨城沖領域の音響基盤上の微細な堆積層構造を、深さ方向に約0.1～1.0k m水平方向に約10 kmの解像度で推定した。本研究では、この地震波速度構造を用いて、茨城沖領域における中小規模地震のモーメントテンソル解の推定を行った。

2010年10月から2011年10月にかけて、短周期OBSの稠密観測網が茨城沖領域に展開された。この観測網は32台のOBSで構成されており、観測点間隔は6 kmである。観測期間中に東北地方太平洋沖地震 (東北沖地震、Mw9.0) が発生した。この最大余震 (Mw7.7) は観測網の南西で発生し、観測網の周囲で大量の余震を引き起こした (Nakatani et al., 2015)。本研究では、この観測期間中に観測網周辺で発生し、気象庁カタログに掲載されているMj2.5以上の地震に対してセントロイド・モーメントテンソル (CMT) インバージョン (Sipkin, 1982; Takemura et al., 2020) を適用した。セントロイド位置と時刻は、水平方向0.01°、鉛直方向0.5 km、時間方向0.1秒のグリッド幅でグリッドサーチにより推定した。理論波形の計算には、Open SWPC (Maeda et al., 2017) を用い、東京大学情報基盤センターOakforest-PACSを使用した。3次元地震波速度構造は、Yamaya et al. (2021) 及び Koketsu et al. (2012) を結合して作成したモデルを採用した。観測及び理論波形には0.4–1.0 Hzのバンドパスフィルタを適用し、CMTインバージョンを実施した。

その結果、数百個のCMT解の推定に成功した。推定したCMT解の位置は、プレート境界と概ね調和的な傾きを示した。観測網の北側では、逆断層の地震が多く発生したことがわかった。一方、観測網の南西部では、太平洋プレート内に正断層地震が推定された。これは、太平洋プレートの上に沈み込んだフィリピン海プレート (Uchida et al., 2009) の影響であると考えられる。また、東北沖地震の発生前はプレート境界と調和的な逆断層の地震が発生していたが、東北地震の発生後は様々なタイプの地震が発生していたことがわかった。さらに、観測網の北側に比べて、南側のメカニズムがばらついていた。これは、東北地震の本震及び大規模な余震に伴う応力場の変化及び、観測網南側に推定されている沈み込んだ海山 (Mochizuki et al., 2008) に伴う局所的な応力場の不均質に影響されていると考えられる。

© The Seismological Society of Japan

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

Fri. Oct 15, 2021 11:00 AM - 12:00 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 2:00 AM - 3:00 AM UTC | ROOM C
ROOM C

AM-2

chairperson:Ryosuke Azuma(Tohoku University), Satoru Baba(University of Tokyo)

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

[S09-24] Low-frequency tremors activity immediately after the 2003 Tokachi-oki earthquake (M 8.0) detected by offshore aftershock observation

○Susumu Kawakubo[1], Ryosuke Azuma[1], Ryota Hino[1], Hidenobu Takahashi[2], Kazuaki Ohta[3], Masanao Shinohara[4] (1.Tohoku University, 2.Central Research Institute of Electric Power Industry, 3.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 4.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S09-25] eismicity around the subducting seamount in the Japan-Kuril trenches junction detected by a broad-band OBS array and S-net observatory

○Ryosuke AZUMA[1], Susumu Kawakubo[1], Hidenobu Takahashi[3], Yusaku Ohta[1], Ryota Takagi[1], Syuichi Suzuki[1], Makiko Sato[1], Ryota Hino[1], Shinichi Tanaka[2], Masanao Shinohara[2] (1.RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University, 2.ERI, University of Tokyo, 3.Central Research Institute of Electric Power Industry)

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

[S09-26] Quantification of characteristics of temporal change in very low frequency earthquake activity

○Satoru BABA[1], Kazushige Obara[1], Shunsuke Takemura[1], Akiko Takeo[1], Ryo Kurihara[1] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S09-27] Fault geometry of M6-class outer-rise normal-faulting earthquakes in central Japan Trench from 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)

Low-frequency tremors activity immediately after the 2003 Tokachi-oki earthquake (M 8.0) detected by offshore aftershock observation

*Susumu Kawakubo[1], Ryosuke Azuma[1], Ryota Hino[1], Hidenobu Takahashi[2], Kazuaki Ohta[3], Masanao Shinohara[4]

1. Tohoku University, 2. Central Research Institute of Electric Power Industry, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 4. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

太平洋プレートが北米プレートの下に沈み込んでいる北海道南方沖のプレート境界浅部では、0.01 –0.1 Hzの帯域で卓越する超低周波地震 (Very Low Frequency Earthquake, VLFE) や2 ––8 Hzの帯域で卓越する低周波微動 (Low Frequency Tremor) などのスロー地震が観測されている。低周波微動は、日本海溝海底地震津波観測網 (S-net) の運用が始まった2016年以降初めて検出 (Nishikawa et al., 2019; Tanaka et al., 2019) され、Kawakubo et al. (JpGU, 2021) は2006 –2007年に同海域で設置されていた海底地震計の観測データの再解析によって、2016年以降の活動と同じ場所で微動が発生していたことが明らかにされた。一方、2006 –2007年の活発化の時間間隔は2 –4ヶ月と、2016年以後のS-netで観測される微動活動の活発化が 1 年間隔であるのに対して短い。こうした活動度の違いはVLFEにも認められ (Baba et al., 2020)、その背景には、この領域で発生していた2003年十勝沖地震 (M 8.0) の余効すべり (Itoh et al., 2019) があると考えられる (Kawakubo et al., JpGU, 2021)。そこで、本研究では2003年十勝沖地震直後の期間の低周波微動の活動を、自己浮上式海底地震計による余震観測 (Shinohara et al., 2004; Machida et al., 2009) で得られた地震波形連続記録を用いて解析した。この期間中、VLFEの活動が非常に活発であったことが知られており (Asano et al., 2008; Baba et al., 2020)、微動も多発していた可能性が高い。このような背景から、本研究では2003年十勝沖地震の直後の余震観測データにエンベロープ相関法（e.g., Ide, 2010）を適用し、微動の検出と震源決定を試みた。

本研究でデータを解析した余震観測は、気象庁、東京大学、九州大学、北海道大学、海洋研究開発機構、東北大学の共同観測として実施され、2003年10月1日から11月20日までの期間に、本震の破壊域周辺に広帯域地震計1台と短周期地震計28台が展開された。10月20日には短周期地震計が追加投入され、11月20日までの間は計37台による観測が行われた。本研究では、３成分の波形記録に2 –8 Hzのバンドパスフィルターを施し、RMS振幅を計算することで３成分を合成し、0.5 Hzのローパスフィルターを適用したのちに1 Hzにリサンプルしたエンベロープ波形を解析に用いる。エンベロープ相関解析 (e.g., Ide, 2010) ではエンベロープ波形を時間窓120秒、オーバーラップ60秒で区切っていき、観測点間の時間窓同士の最大相互相関係数が0.6を超える観測点ペアが10組を超えた場合にイベントを検出したとみなした。

解析の結果、15,475個のイベントが検出され、そのうち震央誤差と時間残差がそれぞれ5 km、3秒以内でかつ、振動継続時間が20秒以上と長く、微動と考えられるイベントは614個であった。検出した微動の多くは十勝沖地震の本震すべり域より浅部側に海溝軸に沿って分布し、S-netの観測で検知されている微動の分布とおおむね一致する。本研究が解析対象としている期間中にAsano et al. (2008) やBaba et al. (2020) により検出されたVLFEは2000個以上あり、数時間から数日の間隔で活発な活動が見られるが、微動と識別・震源決定できたイベント数はVLFEの発生数と比べて非常に少ない。2006-2007年観測やS-net観測により検知された微動活動とVLFEの活動度との間にはよい相関が見られるため、上記の微動の検知数は過小であるように思われる。その原因として、観測網が通常地震の発生域側に偏っていて微動発生域の一部しか覆っていないことのほか、微動活動が非常に活発であるために異なる震源を持つ複数の微動が同時多発的に発生していて、通常のエンベロープ相関法でこれらを区別して検知・震源決定することが困難となっていることも想定される。今後は、検知できた微動の時空間分布を、余震としてすでに震源が決定されている通常地震の分布と詳細に比較するために、走時補正を導入した震源決定を行うとともに、微動の特徴の詳細を議論するために観測点の振幅補正を行って規模を推定し、微動の波形記録の周波数領域での特徴抽出も進める予定である。

© The Seismological Society of Japan

eismicity around the subducting seamount in the Japan-Kuril trenches junction detected by a broad-band OBS array and S-net observatory

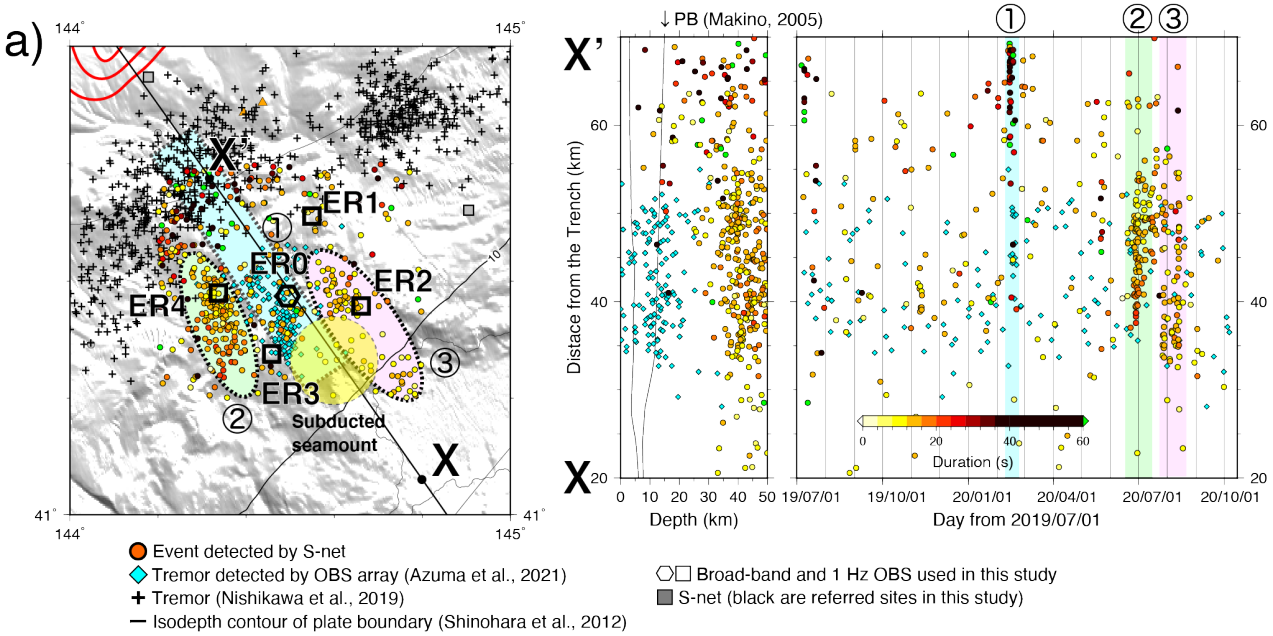
*Ryosuke AZUMA[1], Susumu Kawakubo[1], Hidenobu Takahashi[3], Yusaku Ohta[1], Ryota Takagi[1], Syuichi Suzuki[1], Makiko Sato[1], Ryota Hino[1], Shinichi Tanaka[2], Masanao Shinohara[2]

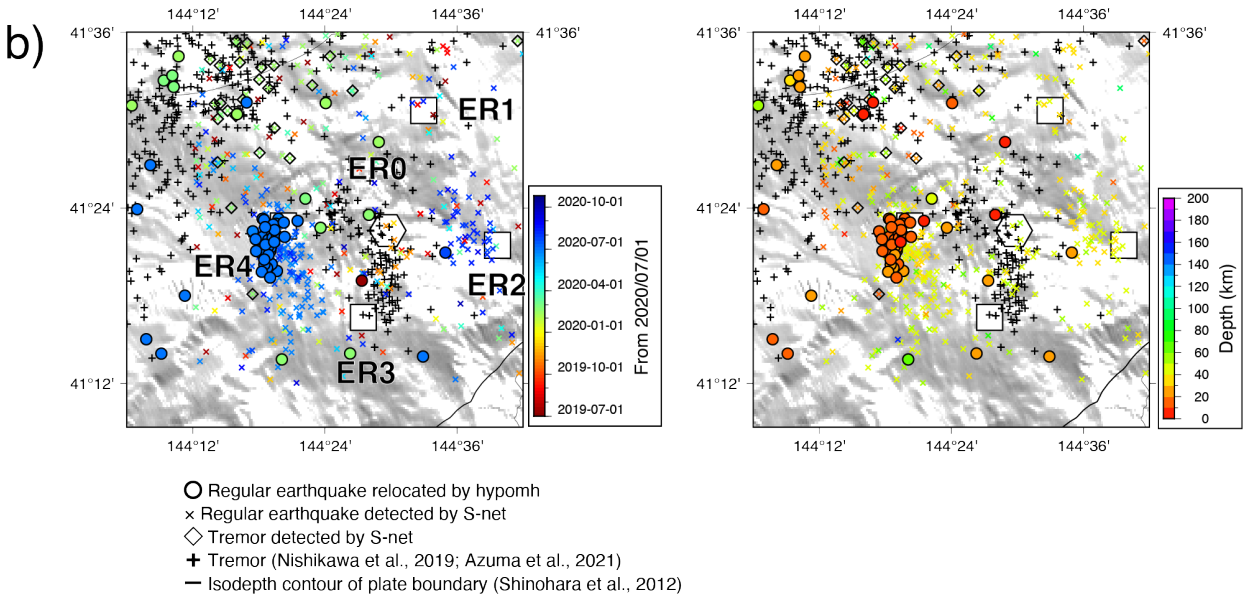
1. RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. ERI, University of Tokyo, 3. Central Research Institute of Electric Power Industry

北海道襟裳岬沖の千島－日本海溝会合部では、沈み込んだ海山 (Tsuru et al., 2005) のごく近傍に活発な浅部超低周波地震(sVLFE) 活動が陸上広帯域地震観測網F-netによって観測されている (例えば、Baba et al., 2020)。一方、sVLFEと同期し海溝に沿って帯状に分布する浅部低周波微動が日本海溝地震津波観測網S-net (2017年以降：Nishikawa et al., 2019; Tanaka et al., 2019) と機動海底地震観測 (2006-2007年：Kawakubo et al, JpGU, 2021) によって観測されているが、微動とsVLFEの空間な対応関係の議論は、海域地震に対する陸上と海域の観測網とでの震源精度の違いのために困難であった。こうした背景から、沈み込んだ海山周辺でのスロー地震活動の実態解明には、活動域の直上観測にそれらの時空間分布を把握することが重要である。
著者らはこれまでに、sVLFEの発生が予想される沈み込んだ海山周辺に120秒速度計１台と1秒速度計４台で構成した海底地震計（以降、OBS）アレイで2019年7月～2020年10月の間に観測された地震波形記録を、エンベロープ相関法 (以降、ECC, Ide, 2010) を用いて解析を行ってきた。その結果、先行研究では未検出であった海山のごく近傍に継続時間の長い微動を検出し、2020年2月中旬の一週間で特に活発であったことがわかった (Azuma et al., JpGU, 2021)。一方、微動の発生時刻においてsVLFEのシグナルが確認されていない、地震波形記録のランニングスペクトル上には検出したイベント以外にも低周波帯域に多数のシグナルが認められる、本アレイが既知の微動帯で起きたイベントに震源精度を持たないことが課題であった。そこで本研究は、既知の微動帯での活動との関連性も検討にするためにOBSとS-netの併合処理を行い、会合部の地震活動の実態を明らかにしていく。
OBSアレイ観測期間中に，S-net（S4, S5ケーブルの全ノードとS6ケーブルの1~9番ノードの計60点）で観測された記録のみに対してECCを適用してイベントカタログを作成した（S-netカタログ）。ECC解析では、2-8 Hz帯域の地震波形記録から作成した３成分合成エンベロープを、時間窓120秒、60秒オーバーラップで切り出し、観測点間の最大相互相関係数が0.6以上となる観測点ペアが10ペア以上ある場合にイベント検出とみなした。次に、Azuma et al. (2021) によるOBSアレイのECC解析で得られたカタログ（OBSカタログ）とS-netカタログのそれぞれに含まれるイベントについて、微動・ローカル・遠地地震・誤検知の判別をOBS・S-netの地震波形（時系列・スペクトル）に基づき目視で行った。通常地震と判別されたイベントについては、OBSとS-netの記録を統合してP・S波到達時刻を読み取りHYPOMH (Hirata and Matsu'ura, 1987) によって震源再決定を行った。なお、再決定ではPS-P時間から求めた堆積層補正を施し、速度構造にはJMA2001 (Ueno et al., 2002) を用いた。
S-netデータに対するECC解析の結果、OBSアレイの周辺で450個余りのイベントが検出された。これまでに、解析対象期間中におこった３回の活発期（図a中の①～③）に検出されたイベントを中心に、目視判別と震源再決定を行った。以下に活動の詳細および今後の課題を述べる。
①2020年2月14日からの一週間に、周波数成分と継続時間から微動と解釈できるイベントが、OBSとS-netの両カタログ合わせて40個検出された。そのうちS-net の解析で見つかったイベント（図a中〇）はOBSの解析で見つかったもの（図a中◇）と異なって、微動発生帯（図a中＋）に分布し、発震時刻も一致しない。しかしながら、発生時期は一致しており、OBSとS-netの両方で目視でも低周波数帯域に未検出のイベントが多く認められることから、より活発な活動であった可能性がある。OBSとS-net観測点を併合した再解析によって未把握の微動の探索を進める。
②2020年6月末から7月上旬にかけて、明瞭なP・S相を持ちF-P時間にもとづくマグニチュードが1~2程度の微小地震がS-netカタログで多数検知された。これらはOBSによるECC解析で有意なイベントとして検出されなかったが、地震波は観測されており、再決定した震源45個（図b中〇）はどれも海山北西側にあるOBS観測点

© The Seismological Society of Japan

ER4下に集中して分布した。震源深さはプレート境界周辺に相当する（図b右）が、観測点配置とS波到着走時残差を考慮すると、厳密な位置関係の議論は難しい。ただし、これらの地震波形は脈動帯域より高周波側で相似性が非常に良い傾向にあり、なんらかの特徴的な活動が起こっていた可能性がある。二重走時差や波形相関を用いた震源決定により地震間の相対位置を定量的に調べるのが課題である。
③2020年7月末からの活動は震源再決定を終えていないため詳しい考察に至らないものの、いくつかの地震は海山の北東側ER2下に分布することがわかっている。今後の解析で上記３活動の相対位置関係の検討、微動活動を手がかりとしたsVLFEの探索を進め、沈み込んだ海山の周りの地震活動を明らかにしていく。





© The Seismological Society of Japan

Quantification of characteristics of temporal change in very low frequency earthquake activity

*Satoru BABA[1], Kazushige Obara[1], Shunsuke Takemura[1], Akiko Takeo[1], Ryo Kurihara[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

巨大地震が発生するプレート境界では、通常の地震のほかに、スロー地震と呼ばれる通常の地震よりも遅いすべり速度の断層破壊現象が発生している。スロー地震には、巨大地震発生域の深部延長で発生する深部スロー地震と、海溝軸近くで発生する浅部スロー地震が存在する。スロー地震の一種である超低周波地震（VLFE）は、0.02–0.05 Hzの周波数帯で観測されており、深部および浅部のどちらについても、防災科学技術研究所の広帯域地震観測網F-netで15年以上にわたる解析が可能である。Baba et al. (2020a, b) ではF-netの連続波形記録に対し、統一した手法によって網羅的にVLFEを検知した。具体的には理論波形を使ったテンプレートマッチングによって、千島海溝・日本海溝および南海トラフ沿いで2003–2018年の期間のVLFEの発生時刻、位置、モーメントを推定し、その空間変化の特徴を調べ、VLFE活動の時間変化の類似性から14の地域に分類した。VLFEのモーメントの総解放量は、西南日本の日向灘の浅部VLFEで最も大きく、西南日本の深部VLFEや東北沖の浅部VLFEは小さいという特徴があった。本研究では、各地域のスロー地震活動の時間変化の特徴を定量化することを目的として、Baba et al. (2020a, b) のVLFEカタログを用いて、Kurihara & Obara (2021, https://doi.org/10.1002/essoar.10505063.3) の手法に基づきVLFE活動の群発性と連続性などを評価する。

解析期間を各地域のVLFEの検出個数で割った値を平均発生間隔とし、前のイベントとの発生時間差が平均発生間隔より短いイベントが連続して10個以上継続する場合、群発的活動と定義する。この群発的活動の割合を地域ごとに評価するため、各地域のVLFE総数に対して、群発的活動に含まれるVLFEの割合を群発率とした。さらに、群発的活動の発生頻度を求めるため、時間的に連続する２つの群発的活動の時間間隔を評価した。

VLFE活動の群発率は全体的に浅部VLFEの方が深部VLFEよりも大きく、特に日向灘、紀伊半島沖、十勝沖の浅部VLFEの群発率は0.9を超えており、間欠的な活動様式を示していた。一方、四国東部や東海地方の深部VLFEは群発率が低く、0.4程度であった。群発的活動の間隔は、地域を問わず深部VLFEは数ヶ月程度であったが、浅部VLFEでは、2–3ヶ月程度から2年程度までと、地域による多様性が大きい。Baba et al. (2020a, b) の結果と合わせて考察すると、プレート境界浅部のVLFE活動は、深部と比べ時空間的な多様性が大きく、プレート境界浅部は応力蓄積と解放過程の不均質性が深部と比べて大きいことを示唆する。本発表では、群発率や群発的活動の時間間隔といったスロー地震活動の時間変化の特徴を支配する要因を検討する。

© The Seismological Society of Japan

Fault geometry of M6-class outer-rise normal-faulting earthquakes in central Japan Trench from 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月の東北沖地震発生以降、日本海溝の海溝軸付近や海溝海側のアウターライズ域では、太平洋プレート内部で発生するアウターライズ正断層地震の活動が活発化している（e.g. Asano et al. 2011)。複数のM7クラスの地震が発生しているのに加え、さらに大規模な地震の発生とそれに伴う津波の被害も懸念されている（e.g. Lay et al., 2011）。日本海溝のアウターライズ域を震源とする正断層地震では、複数の正断層が連動して破壊した事例が、主に余震分布から指摘されている。例えば、1933年昭和三陸地震では、余震分布の再解析や津波記録の検討から、東下がりと西下がりの傾斜方向が異なる2つの正断層が同時に破壊した可能性が指摘されている（Uchida et al., 2016）。また、海底地震計による観測からはM7クラスの地震において2枚の共役な正断層や横ずれ断層に沿って余震が発生している様子が観測されている（Hino et al. 2019, Obana et al., 2013）。ただし、これらの観測は本震発生以降に設置された海底地震計を用いたものであり、本震そのものや、本震直後の余震活動を捉えたものではない。JAMSTECでは、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2017年9月から2018年7月にかけて実施したが、観測期間中にM6クラスのアウターライズ地震が3回発生している（2017年9月21日M6.3、10月6日M6.3、11月13日M6.0）。OBSによる記録を用いた解析を行い、これらの地震について本震の破壊開始点や余震分布、震源メカニズムを検討した。特に各地震の本震発生後3日間程度については、連続記録から可能な限り検測を行なった上で解析を実施した。 得られた震源分布からは、いずれの地震も本震発生から約1時間の余震は、本震の破壊開始点を含む10km程度の範囲に限られていることが示された。一方、本震後1時間の余震域と比べると、その後数時間で余震域が断層走向方向に10kmから15km程度拡大していく様子も捉えられている。また、2017年9月の地震では、断層の走向とは直交方向に10kmから15km程度離れたグラーベンでも、本震から数時間以内に活動が活発化している。余震分布は、概ねGlobal CMTによるメカニズム解の走向方向に広がっている。海底地形に見られる正断層によって形成されたグラーベンや、海洋プレート形成時の構造を反映していると考えられる地磁気異常の方向とも一致しており、ホルスト・グラーベンを形成する正断層や、プレート形成時の古い構造に沿ってアウターライズ地震が発生していると考えられる。余震分布は傾斜角45度から70度の傾斜面に沿っており、広角の正断層の活動を示唆している。また、2017年10月の地震では、傾斜角や傾斜方向の異なる複数の面上の余震活動が本震直後から発生しており、M6クラスの地震であっても複数の断層が連動して破壊する可能性を示している。アウターライズ地震による津波を想定する場合、このような複雑な断層面形状も考慮にいれることが必要である。

© The Seismological Society of Japan

Room C | Regular session：S17. Tsunami

Fri. Oct 15, 2021 12:00 PM - 12:15 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 3:00 AM - 3:15 AM UTC | ROOM C
ROOM C

AM-2

chairperson:Ryosuke Azuma(Tohoku University), Satoru Baba(University of Tokyo)

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

[S17-01] Outer rise Normal Faulting Earthquakes and their Aftershock Activities

○Nobuo HAMADA[1] (1.non)

Outer rise Normal Faulting Earthquakes and their Aftershock Activities

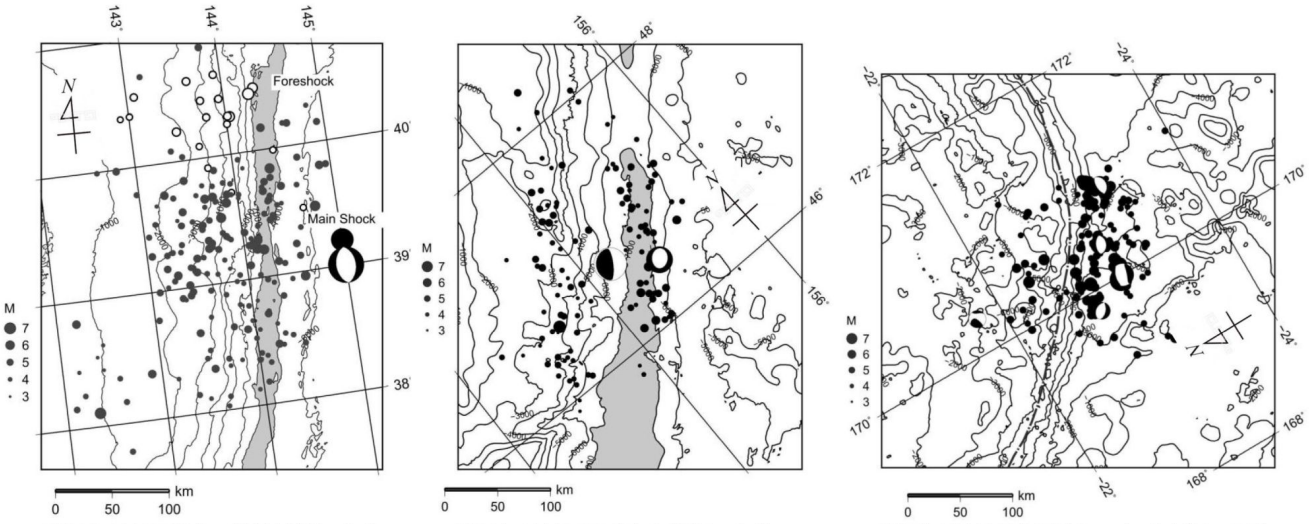
*Nobuo HAMADA[1]

1. non

１．はじめに
1933年昭和三陸地震（Ｍｗ 8.4)は海溝を挟んだ両側で余震活動が活発化し、海溝外側では本震と同じ正断層型の余震、海溝陸よりではプレート間の逆断層型の余震が発生したと考えられている。一方2006年の千島中部の地震では11月のプレート間地震（Ｍｗ 8.3)の直後から海溝を挟んだ海域で昭和三陸地震の場合と似たような余震活動が発生した。この余震分布は二ヶ月後の2007年1月の海溝外側の正断層型の最大地震（Mw8.0)発生前にはすでに形成されていたことから、昭和三陸地震の場合と似たような余震分布が海溝外側の正断層型の地震の発生にかかわらず、プレート間の逆断層地震だけでも形成されることを示している。従って余震分布の類似性を考慮すると1933年昭和三陸地震の震源過程の中にプレート間の逆断層地震の発生が含まれている可能性を、昨年秋の学会で言及した。海溝外側の正断層型地震の発生は希であるが余震分布について他にも似たような事例がないか検討した。
２.日本海溝外側の場合
日本海溝の外側（outer rise）で発生した正断層型の地震は、大きい方から1933年昭和三陸地震、2011年東北地方太平洋沖地震の直後に宮城県沖で発生した余震（Ｍｗ 7.6）、2005年11月に同じく宮城県沖で発生した地震（Ｍｗ 7.0)の三つがある。これら三つの地震はいずれも海溝軸から60km前後離れた場所に震央が求められていること、余震が本震の海溝側、西よりの海域に分布するという共通の特徴がある。海溝内側、陸寄りのプレート間逆断層と考えられる余震活動は、2005年11月の地震では発生は認められていない。2011年の地震では本震自体の余震活動との区別は不可能であるためその存在は確認できない。
３．その他の沈み込み帯の場合
2005年の宮城県沖の地震で、海溝内側の余震活動が誘発されなかったことの理由として地震の規模（Ｍｗ 7.0)）が小さかったことが考えられることから、Ｍｗ7.5以上の海溝外側で発生した浅い正断層型の地震の余震活動を調査した。海溝外側のプレート内で発生する地震には浅い正断層型の地震以外に、横ずれ型の地震、プレート下部のプレート内で発生する逆断層型の地震がある。
Outer riseでの横ずれ型の地震は、1988年3月のAlaska湾の地震(Mw 7.8)、1998年5月の台湾東方沖の地震(Mw7.5)、 2012年4月のSumatra島沖の地震（Ｍｗ 8.6、Ｍｗ8.2）の地震、2018年1月のAlaska Kodiak島沖の地震(Mw 7.9)などがある。これらの地震では2012年4月のSumatra島沖の地震以外には海溝内側の地震活動には何ら影響が認められない。Sumatra島沖の地震でも海溝陸側のプレート間の逆断層地震の活動は、海溝外側の余震活動に比較すれば微々たる数で、海溝外側の横ずれ断層の地震が、プレート間地震の発生に与える影響は小さいと判断される。
正断層地震については事例が少なく、資料が不十分ながら1969年11月のSumatra島沖地震（Ｍｓ 7.6）、1995年5月のRoyalty諸島の地震(Ｍｗ 7.7)、同じく2018年12月のRoyalty諸島の地震(Ｍｗ 7.5)がある。1995年の地震では図に示すように海溝軸内側にも余震が発生していることが分かる。しかし海溝外側で発生した余震に比べその数は少数である。昭和三陸地震や、2006年千島中部の地震のような余震活動にはならなかったことが分かる。地震検知能力が不十分だった1969年のSumatra島沖の地震も、報告されている余震の数は少ないが同様の傾向が伺われる。
2018年12月のRoyalty諸島の地震については約3ヶ月前の8月末に海溝内側でＭｗ 6.9のプレート間逆断層地震が発生しその余震が海溝内側で広がっていたことから、2006年千島中部の地震のようなプレート間地震と海溝外側の正断層地震のdoubletと見ることができる。数少ない事例であるが、海溝外側の正断層地震だけでは、昭和三陸地震に伴って発生したような海溝両側での余震活動を形成することは難しいと考えられる。昭和三陸地震の発生の二ヶ月前に北部で発生した先行地震活動（前震）が海溝内側の領域で発生したことも考え合わせると、昭和三陸地震は、海溝外側の正断層地震に、海溝内側でのプレート間逆断層地震を伴った可能性が高い。

© The Seismological Society of Japan

海溝を挟んだ両側で余震活動を伴った地震の事例



1933年3月3日昭和三陸地震(Mw 8.4)　2006年11月15日千島中部(Mw 8.3)　1995年5月16日(UTC)Royalty Isl.(Mw 7.7)

Over riding plate ⟷ Subducting plate

© The Seismological Society of Japan

Room C | Regular session：S17. Tsunami

Fri. Oct 15, 2021 1:30 PM - 3:00 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 4:30 AM - 6:00 AM UTC | ROOM C ROOM C

PM-1

chairperson:Toshitaka Baba(Tokushima University), Satoshi Kusumoto(JAMSTEC)

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

[S17-02] A New Calculation Method of Wet/Dry Boundary for Tsunami Inundation

○Masaaki MINAMI[1] (1.Japan Meteorological Agency Meteorological Research Institute)

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

[S17-03] Comparison between tsunami hazard curves and exceedance rate estimated from historical tsunamis in the Nankai subduction zone

○Toshitaka BABA[1], Ryoichi YAMANAKA[2], Hiroyuki FUJIWARA[3] (1.Graduate School of Technology, Industrial and Social Sciences, Tokushima University, 2.Research Center for Management of Disaster and Environment, Tokushima University, 3.NIED)

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

[S17-04] Tsunami source model of the 1854 Ansei-Tokai earthquake based on crustal deformation and tsunami trace height distributions

○Kentaro IMAI[1], Satoshi Kusumoto[1], Takane Hori[1], Narumi Takahashi[2,1], Takashi Furumura[3] (1.JAMSTEC, 2.NIED, 3.ERI, The Univ. of Tokyo)

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

[S17-05] The 1854 CE Ansei Tokai Earthquake and Tsunami Deposits at Iruma, Minami-Izu City, Shizuoka Prefecture

○Satoshi KUSUMOTO[1], Kentaro Imai[1], Takane Hori[1], Daisuke Sugawara[2] (1.JAMSTEC, 2.Tohoku University)

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

[S17-06] Back-projection imaging of a tsunami source location using S-net ocean-bottom pressure records

○Ayumu MIZUTANI[1], Kiyoshi Yomogida[2] (1.Graduate School of Science, Hokkaido University, 2.Faculty of Science, Hokkaido University)

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

[S17-07] Interaction of tsunamis generated by successive Mw 7.4 and Mw 8.1 earthquakes on Kermadec Islands on March 4, 2021

○Yuchen WANG[1,2], Mohammad HEIDARZADEH[3], Kenji SATAKE[1], Kentaro IMAI[2], Takane HORI[2], Gui HU[4] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 3.Department of Civil & Environmental Engineering, Brunel University London, 4.School of Earth Sciences and Engineering, Sun Yat-Sen University)

A New Calculation Method of Wet/Dry Boundary for Tsunami Inundation

*Masaaki MINAMI[1]

1. Japan Meteorological Agency Meteorological Research Institute

1 背景と目的 津波浸水計算では、浸水現象を水が存在するメッシュ(以下wetと表記する)と水が存在しないメッシュ(以下dryと表記する)との境界条件として取り扱うことが一般的である。その境界条件の違いは、浸水計算結果の正確性、計算安定性に大きく影響する。これまでに相田 (1977)、岩崎・真野 (1979)、Hibberd and Peregrine (1979)などのアルゴリズムが利用され、最近では、岩崎・真野 (1979)の方法を改善した小谷ほか (1998)の方法（以下、小谷の方法という）が、研究や防災のための津波数値計算で広く利用されている (例えば、Imamura et al. 2008; 国土交通省 津波浸水想定の設定の手引きVer 2.10 2019)。小谷の方法は、計算精度に優れていることから多くの計算で用いられている。一方、小谷の方法を用いた場合に、遡上先端の計算が不安定になる場合があることも指摘されている(原子力土木委員会 津波評価部会 2007)。この計算不安定は、従来の相田 (1977)の方法を用いることで回避可能である(原子力土木委員会 津波評価部会 2007)が、相田 (1977)の方法は越流公式を基にした計算条件であり、その計算精度についての検証が充分でない。そこで本研究では、津波数値解析に基づいて、小谷の方法の計算不安定の原因を明らかにするとともに、それを改善して数値解析の安定性を向上させるための手法を提案する。 **2 小谷の方法** 小谷の方法については以下の通りである。1) wet側の波高がdry側の地盤高がよりも高い場合にのみ遡上計算を行う。(2) wet/dry境界の計算を行う際の全水深Dについて、wet側の波高とdry側の地盤高の差とする。(3) wet/dry境界の計算の移流項の計算の際に、全水深Dがゼロまたはある下限値より小さくなった場合には、その全水深を分母として持つ項のみを省略し移流項の計算を行う。 **3 数値解析条件** 数値解析においては、津波数値モデルJAGURS (Baba et al. 2015)を用いた。JAGURSでは、上述の小谷の方法が浸水境界条件として実装されている。 **4 結果と考察：小谷の方法の数値不安定の原因** 数値解析の結果、小谷の方法の数値不安定は、上記2の(2)wet側格子の波高とdry側格子の地盤高の差を全水深Dとしていることが原因であった。これは、通常wet/wet境界では、境界に接する二つのメッシュの全水深の相加平均を境界上での全水深Ｄとしており(例えばImamura et al. 2006)、これには両方の静水深が情報として入っている。しかしながら、小谷の方法の(2)では全水深Dでは海側（wet側）のメッシュの静水深の情報が抜け落ちており、海側のメッシュの静水深が大きければ大きいほど、wet/dryの境界条件からwet/wetでの計算に変わった際の全水深Dの不連続が大きくなり、その全水深Dの差がfluxを計算する際に大きな差となっていた。つまり、小谷の方法では、wet/dry境界のfluxが過少に評価され、次タイムステップでwet/wet境界に変わったときに、fluxの不連続が大きくなる場合があり、これが計算不安定に繋がっていると考えられる。これは、水深/地盤高の変化が小さい場合、つまりは隣接メッシュ間の水深/地盤高の差が十分小さい場合では問題にならず、水深/地盤高の変化が大きい場合に顕在しやすい。 **5 新手法の提案とその性能評価** 以上の考察に基づいて、以下の通り、wet/dryの境界条件についての改善を提案する。それは、wet/dry境界で用いる全水深Dについて、小谷の方法の(2)のwet側の波高とdry側の地盤高の差ではなく、wet側の全水深Dとdry側の全水深(dryなので全水深はゼロ)の相加平均、すなわちwet側の全水深Dの1/2を用いる方法である。この方法を用いることによって、wet/wetでの計算との不連続をなくすことができる。この提案手法を、小谷の方法では計算不安定(数値振動)が生じていた状況に適用した結果、数値振動は発生しなくなることを確認できた。

© The Seismological Society of Japan

Comparison between tsunami hazard curves and exceedance rate estimated from historical tsunamis in the Nankai subduction zone

*Toshitaka BABA[1], Ryoichi YAMANAKA[2], Hiroyuki FUJIWARA[3]

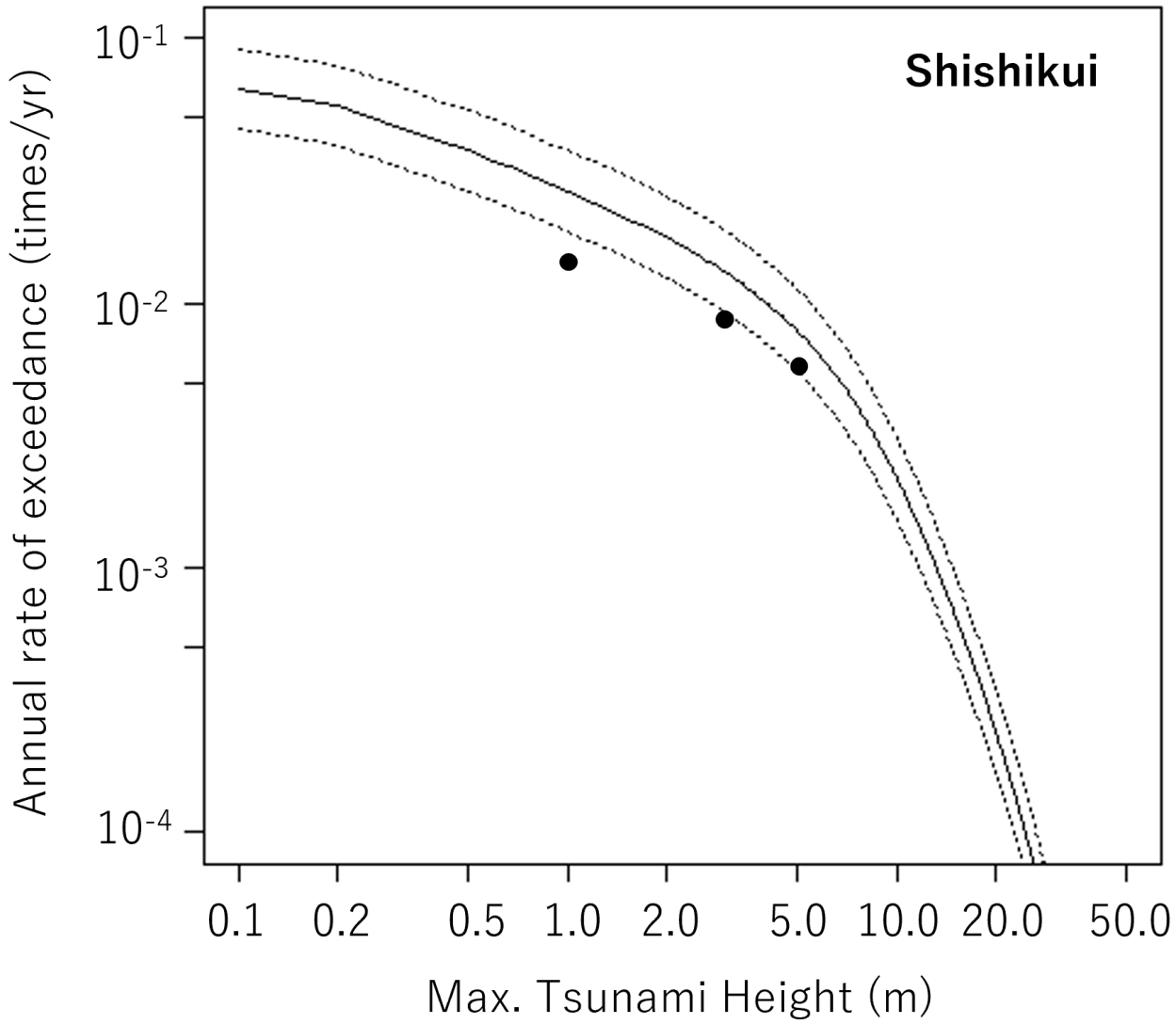
1. Graduate School of Technology, Industrial and Social Sciences, Tokushima University, 2. Research Center for Management of Disaster and Environment, Tokushima University, 3. NIED

最悪ケースの地震シナリオに基づく津波浸水想定が津波ハザードマップとして公表される．一方，地震や津波は不確実性を含んだ自然現象であるため，例えば都市計画などの分野においては津波ハザードの確率的な評価も必要である．藤原ほか（2020）は，M7.6～M9.1の3480ケースの南海トラフ地震のすべりモデルを提案し，すべての津波を計算して，海岸線での津波ハザードカーブを構築した．一般に津波ハザードカーブの妥当性評価は容易ではないが，南海トラフの海岸では過去の複数回の海溝型地震による津波記録が利用できる．そこで本研究では，津波ハザードカーブと歴史津波の超過頻度を比較する．藤原ほか（2020）では，長期評価による地震発生確率を利用して今後30年間の津波ハザードカーブを提示しているが，これでは歴史津波の超過頻度との比較が難しいので，本研究ではGR則を利用して，長期間の平均的なハザードカーブを求めた．GR式の推定には，気象庁一元化地震カタログ（確定版）の期間は1923年1月14日～2015年5月31日，範囲は東経131-139度，北緯30-36度のうち海域に震央がある地震で，かつ，マグニチュードは5.0以上，震源深さは50km以浅のデータを利用した．得られたGR式はlog(N)=3.097-0.668M±0.156となった（誤差は標準偏差）．ここで，Mはマグニチュード，NはM毎の年頻度である． 本研究では最終的に津波浸水の確率評価を目的としており，3480ケースのすべての断層モデルに対して高分解能な津波浸水計算を行った．ネスティングアルゴリズムを利用し，計算領域のうちの一部（徳島県）で10mの空間分解能の計算格子とした．徳島県の津波浸水想定で用いられた地形データを利用した．津波ハザードカーブの作成では，偶発的不確実性を入れた最大津波高の確率密度分布とGR則に基づく発生頻度を独立事象として重ね合わせて，さらに潮位の確率密度分布を畳み込んで津波襲来時の潮位の違いよる影響も考慮した．東北大学津波痕跡データベースのデータと，欠けている部分は安中ほか（2003）の震源モデルを利用して計算し，歴史津波の超過頻度を推定した．比較地点は高分解能な津波計算を実施した徳島県海岸線とした．津波ハザードカーブと歴史津波から推定した超過頻度はほぼ矛盾ないものの，ハザードカーブの方がやや大きい（図）．これは，GR式の推定においてプレート境界型地震以外の地震も含んでいることが一因と考えられる．一方，湾口に津波防波堤が存在する地域では，歴史津波から求めた超過頻度より明らかに津波ハザードカーブの値が小さくなっており，津波防波堤による軽減効果が確認できる．

図 本研究で求めた徳島県宍喰での津波ハザードカーブ（実線）．点線はGR式の標準偏差に対応するハザードカーブのばらつき．黒点は歴史津波記録から求めた超過頻度．

謝辞：本研究の津波計算には東京大学情報基盤センターのFujitsu PRIMERGY CX600M1/CX1640M1(Oakforest-PACS)を利用させていただきました．科研費基盤研究B（19H02409）の支援を受けています．記して感謝いたします．

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Tsunami source model of the 1854 Ansei-Tokai earthquake based on crustal deformation and tsunami trace height distributions

*Kentaro IMAI[1], Satoshi Kusumoto[1], Takane Hori[1], Narumi Takahashi[2,1], Takashi Furumura[3]

1. JAMSTEC, 2. NIED, 3. ERI, The Univ. of Tokyo

南海トラフ沿いではM8クラスの巨大地震が100～200年程度の間隔で繰り返し発生し，大きな被害をもたらしてきた．一連の南海トラフ巨大地震の発生様式は，以前は一定のプレート運動速度に基づき，固有の地震断層面における再来と発生間隔が受け入れられてきた（例えば，石橋・佐竹, 1998）．一方，瀬野（2012）は，安政東海地震と昭和東南海地震の強震動生成域が異なる（相補的である）可能性を指摘し，昭和東南海地震が安政東海地震の震源域の一部で起きたという従来の考えに疑問を呈している．今井・他（2019）は安政東海地震の津波波源域について，津波高分布に基づいた再検討を行ったが，そこでは，地殻変動量分布や３次元のプレート構造が充分に考慮されていなかった．本研究では，これらの考慮に加えて，現在入手できる地震津波に関する履歴情報を最大限に活用して，安政東海地震の波源断層モデルの再評価を試みる．

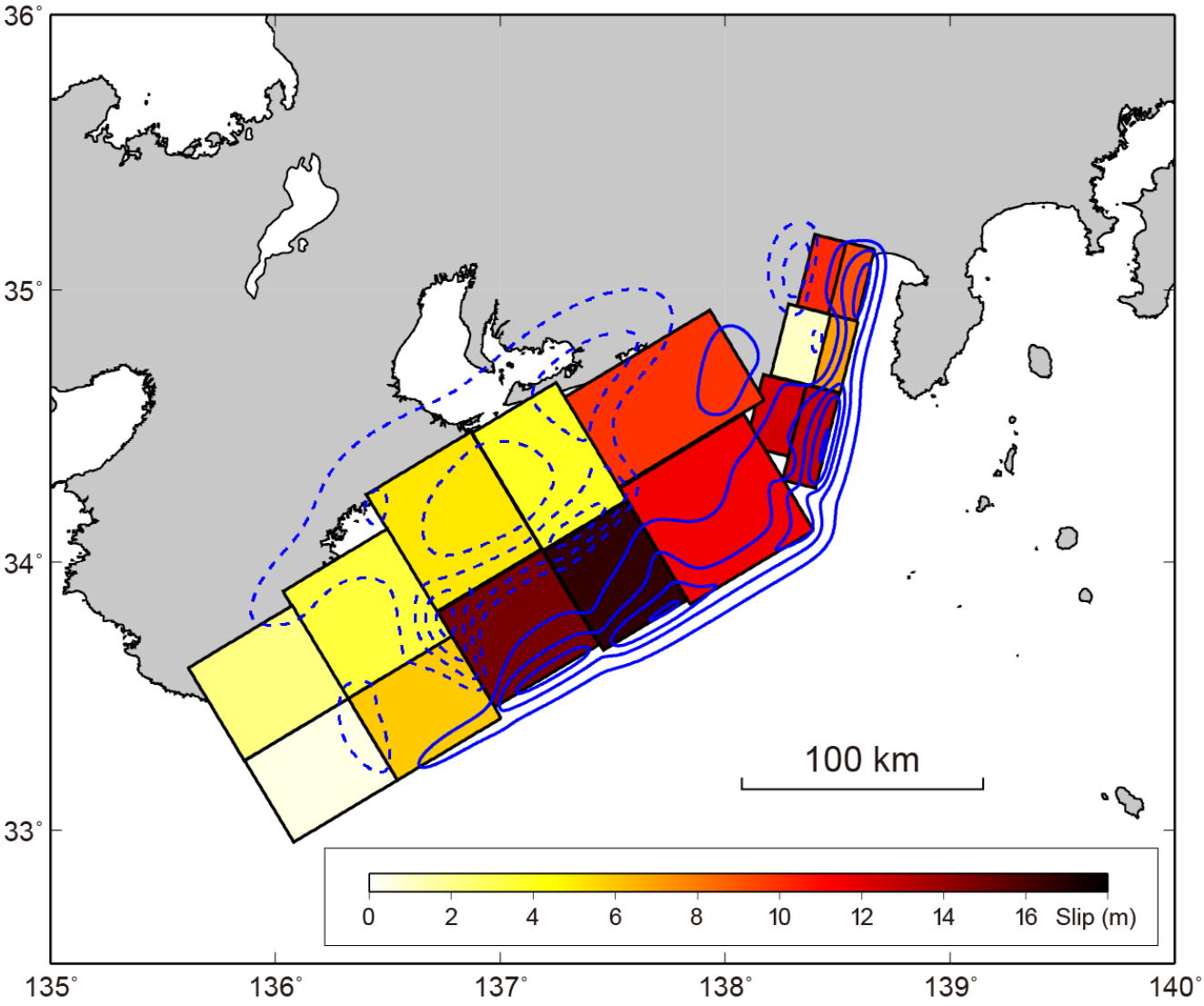
本研究では，既往研究（羽鳥，1977；都司・他，1991，行谷・都司，2005；都司・他，2013；都司・齋藤，2014；今井・他，2017）と，史料集の再精査によって得られた津波痕跡高（今井・他，2019）を用いた．地殻変動量については既往研究（石橋，1984；Kitamura & Kobayashi, 2014）に加え，既刊の地震史料集における本地震による地殻変動量に関する記述から評価した．

波源断層モデルは南海トラフ沈み込み帯の3次元構造モデル(Nakanishi et al., 2018)を参照し，地殻変動や津波高の痕跡点数を考慮して東海震源域については6分割，東南海震源域は10分割の合計16枚の小断層で構成されるものを仮定した．各小断層上の滑りによる地殻変動はOkada (1985)の方法，津波のグリーン関数は線形長波理論（空間格子間隔150 m，時間間隔0.2 s）に基づき計算した．地殻変動の痕跡点は34点を利用した．津波痕跡点については既往研究のデータも含め283点あるが，空間格子間隔の問題や精緻な地形復元作業を必要とする痕跡点，内海の痕跡点（例えば，浜名湖沿岸や伊勢湾内の痕跡）を除いた45点を利用した．比較的遠浅地形となる地点では，津波伝播における非線形性の影響が無視出来ないため，各地点における線形長波と非線形長波モデルから計算された津波高の応答関係を8次の多項式を用いて近似した．地殻変動量と津波痕跡高の分布を説明する各小断層のすべり量は，再現性指標VRS（Imai et al., 2020）が最適値（≒1）に近づくようにSA（Kirkpatrick et al., 1983）を用いて推定した．地殻変動や津波痕跡高には観測誤差や本地震以外の地殻変動成分が含まれると考えられる．本解析では，この誤差を1 m程度と仮定して一様乱数により与え，1,000回試行のアンサンブル平均処理を行い，各小断層のすべり量を評価した．

求められた波源断層のすべり量分布を図 1に示す．本モデルの地震規模はMw 8.5±0.1程度となった．また，VRSは0.85±0.02となり，地殻変動や津波高の分布をおおむね再現できた．津波痕跡高分布を説明するためには，御前崎沖，遠州灘沿岸および志摩半島のトラフ軸付近で大きな断層すべりが必要であり，これにより伊豆半島入間における15 mの津波高を再現できる．しかし，国崎の22 mの津波高は再現できていない． 昭和東南海地震の波源断層モデル（例えば，Baba et al., 2005）には志摩半島沿岸直下で大きな断層すべりが生じていたことと照らし合わせると，瀬野（2012）が指摘した安政東海地震と昭和東南海地震の強震動生成域の相補関係は，津波励起領域においても存在が示唆される．

謝辞：本研究はR2-6年度文部科学省「防災対策に資する南海トラフ地震調査研究プロジェクト」（研究代表者：海洋研究開発機構　小平秀一）の一環として行われました．

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

The 1854 CE Ansei Tokai Earthquake and Tsunami Deposits at Iruma, Minami-Izu City, Shizuoka Prefecture

*Satoshi KUSUMOTO[1], Kentaro Imai[1], Takane Hori[1], Daisuke Sugawara[2]

1. JAMSTEC, 2. Tohoku University

1854年12月23日に発生した安政東海地震に伴う津波は伊豆半島から紀伊半島の沿岸にかけて高く，伊豆半島沿岸での津波遡上高はおよそ5～6 m と推定されている（e.g., 羽鳥, 1977；都司ほか, 2019）．一方，伊豆半島南端に位置する静岡県南伊豆町入間では15.7 mと周辺地域に比べて三倍近い大きな値が得られている．また入間の旧家である外岡家の『加美家沿革誌』の伝承には安政東海地震津波で集落に津波堆積物が打ち上げられたという記述があり，それに基づいて現地調査した結果，津波堆積物の層厚は4 m以上，場所によっては8 mに達すると推定されている（浅井ほか, 1998）．一般に陸上に堆積する津波堆積物の層厚は数十cm～1 m未満であり，この津波堆積物は異常に厚いことになる．本研究では，最新の津波波源モデルと津波土砂移動数値計算モデルを基に，津波遡上高と津波堆積物の堆積層厚について検証した．

本研究の解析対象地域は静岡県南伊豆町入間である．入間集落は北・東・西の三方を山に囲まれた谷の出口にあり，南は海に面している（図1）．谷の出口をふさぐように砂堆が存在しており．この砂堆の標高は高い場所で16 m以上ある．『加美家沿革誌』によると，この砂堆上部は人工改変を受けていて，現在の集落は1924年1月11日に30数軒を焼く大火の焼け跡を均して再建されている．入間での津波高（15.7 m）は集落西側の外岡家の近傍にある木の枝に浮遊物が漂着した高さである．

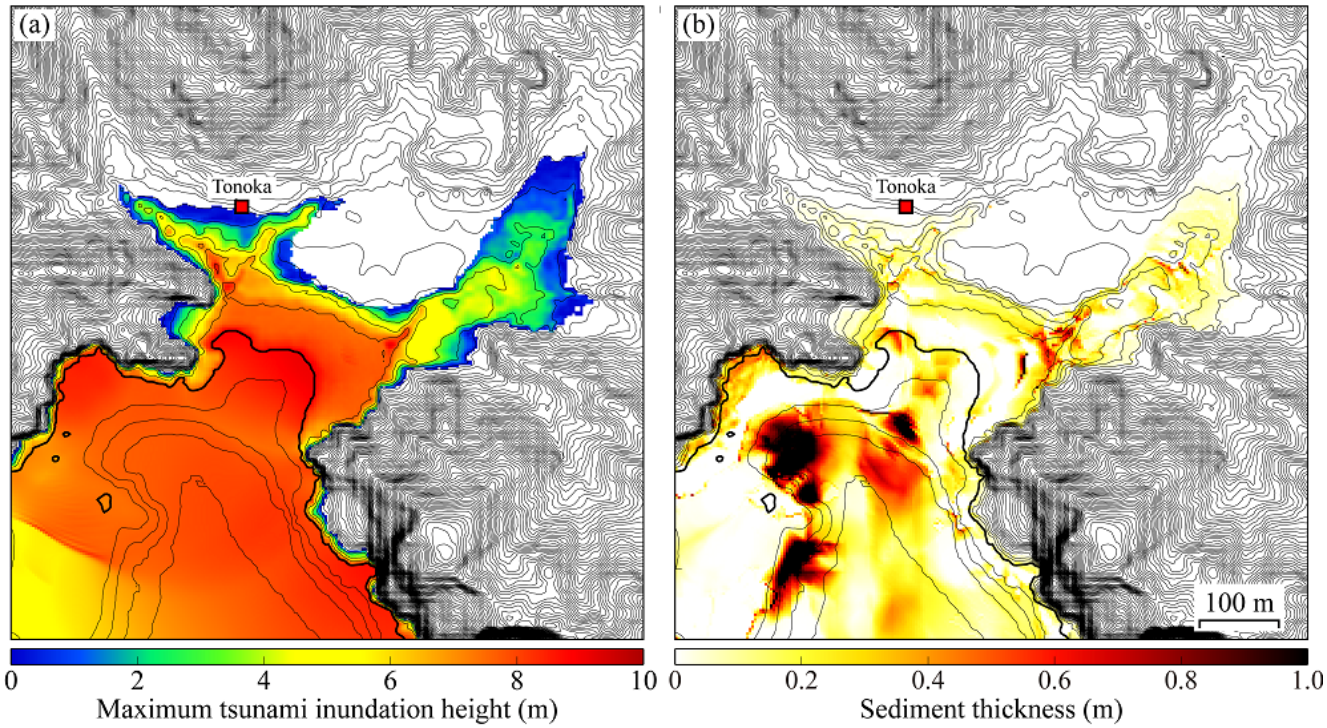
津波伝播・浸水・土砂移動の数値解析には．エネルギー平衡に基づく浮遊砂濃度評価式（Sugawara et al., 2019）を採用した津波土砂移動数値解析モデル（高橋ほか，1999）を使用した．中央粒径は0.267 mmとし，モデルパラメータは高橋ほか (2011)とGusman et al (2018)に準拠した．本解析では，既往研究と再精査した津波痕跡高を基に再評価した最新の安政東海地震を津波波源モデルとして採用した（今井ほか，2021）．砂堆の標高は藤原ほか(2008; 2009)を参考に現在の地表面から6 m取り除いた場合（ケース①，標高10 m）と砂堆が存在しない場合（ケース②，標高6 m）の二種類で計算を実行した．

津波浸水の数値計算結果を図1aに示す．ケース②で砂堆が存在しない場合，外岡家まで津波は到達しない．すなわち，外岡家に津波が到達した原因は砂堆によって地形が狭まっていたことで津波が増幅したためと推察される．また砂堆は安政東海地震以前から存在していたことも示唆される．数値計算により求まった津波堆積物の堆積層厚は厚いところでも1 m程度で，浅井(1998)の報告と大きく異なる結果が得られた（図1b）．一方，入間で地質試料を採取・分析した藤原ほか(2008; 2009)はおよそ1 m程度の粗粒砂礫層を安政東海地震の津波堆積物と認定しており，これは我々の研究成果と概ね調和的である．浅井ほか(1998)の主張は『加美家沿革誌』と「津波以前には現在の集落地の西方に位置する外岡家から集落の東側に位置する畑が見渡せたが，現在は集落に阻まれてその畑は見えない」という現地の聞き取り調査に基づくもので，人工改変などの盛土を津波堆積物と誤認した可能性がある．

謝辞：本研究は R2-6年度文部科学省「防災対策に資する南海トラフ地震調査研究プロジェクト」（研究代表者：海洋研究開発機構　小平秀一）の一環として行われました．

図1 安政東海地震津波の(a)推定最大浸水深分布と(b)計算堆積層厚分布．赤四角は外岡家の位置を示す．

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Back-projection imaging of a tsunami source location using S-net ocean-bottom pressure records

*Ayumu MIZUTANI[1], Kiyoshi Yomogida[2]

1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University

地震学においてバックプロジェクション(BP: back-projection)法は、アレイ観測による波形記録を足し合わせるという簡便な操作によって地震の破壊伝播過程を推定することが可能であるため、これまでに多くの巨大地震に適用されてきた(e.g., Ishii et al., 2005; Honda et al., 2011)。またFukahata et al. (2014)はBP法についての理論的な考察をおこない、各観測点におけるグリーン関数の足し合わせをデルタ関数で近似できる場合には、BP法で精度の良い推定が可能であることを示した。

近年、日本列島太平洋沖にはS-netやDONETといった海底観測網が整備され、津波の伝播を面的に捉えることが可能になってきた。本研究では、S-netで得られた水圧記録に対してBP法を適用することで、津波波源の位置推定をおこなった。地震波記録を対象としたBP法では、想定する断層面上の点と各観測点の間での理論走時だけ観測記録の時間軸をずらしてスタックし、得られた波形がその点における地震波の放射強度を表しているとして断層すべりの時空間変化を推定する。これに対して、津波を対象とした場合、線形長波仮定の下では、津波の伝播速度は水深と重力加速度のみで決まり、伝播補正が正確に行えるため、地震波の場合と比較して正確な理論走時が得られる。またBP法で得られる結果は、津波を励起する海面変動に関係していると考えられる。

本研究では、まず初めに、津波記録にBP法を適用した場合の理論走時の影響を確認した。津波数値シミュレーションコードのJAGRUS (Baba et al., 2015)を用いて、幅２kmの2次元ガウス関数を波源とした津波を計算し、各観測点におけるグリーン関数とした。水深データにはETOPO1 (Amante and Eakins, 2009)を、観測波形をスタックする際に必要な理論走時の計算にはFast Marching Method (Sethian, 1999)を用いた。S-netのS1-S5の観測点におけるグリーン関数を足し合わせた結果を図1に示す。実際の水深データを用いて足し合わせた波形はt=0にピークを持っており、デルタ関数によって近似できる。つまり、理論走時を精度良く計算することができる場合は、単純な足し合わせで直達波を抽出することができると考えられる。
次に実際のデータの例として、2016年11月22日の福島県沖地震(Mw6.9)に伴って発生した津波のS-net海底水圧記録に対してBP法を適用した。S-netのS1-S5のサブシステムの中で、生の水圧記録とNAOTIDE (Matsumoto et al., 2000)で計算した理論潮汐との相関が0.8以上となった94観測点を解析に用いた(図2(a))。観測記録の前処理として、(1)理論潮汐を除き、(2)全体の平均値を引くことでDC成分を取り除き、(3)100-3000秒のバンドパスフィルタを適用し、(4)それぞれの最大振幅によって各波形を正規化した。図2に、BP法でスタックして得られた波形を2乗し、最初の300秒を積分した結果を正規化してプロットした。図2(b)における破線は津波インバージョン(Gusman et al., 2017; Adriano et al., 2018)と気象庁による遠地実体波を用いた震源過程解析によって推定された断層すべりによる海底変位を示しており、本研究で得られた振幅分布はそれらと良く一致している。

BP法は対象とする領域と観測点との間の理論走時のみを用いて推定をおこなうため、グリーン関数や逆行列の計算が不要であり、津波波源推定で一般的におこなわれている波形インバージョン(e.g., Satake, 1987)と比べて計算コストが非常に低い。また、津波到達時刻を元にした逆伝播による波源推定(e.g., Hatori, 1969)は走時情報のみを用いるため波源域内での振幅分布を十分に復元できない。したがって、本研究が提案する津波を対象としたBP法は、簡便かつ精度の良い津波波源の推定手法として有用であると考えられる。

© The Seismological Society of Japan

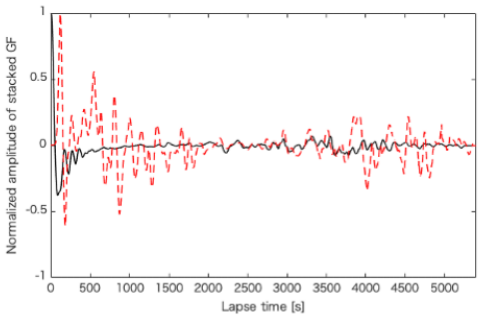


図1
S1-S5の各観測点におけるグリーン関数のスタック波形. 理論走時を計算する際に実際の水深を用いたものを黒線で, 一定値(2500m)を用いた場合を赤破線で示している.津波の波源は図2(a)における震源の位置とした.

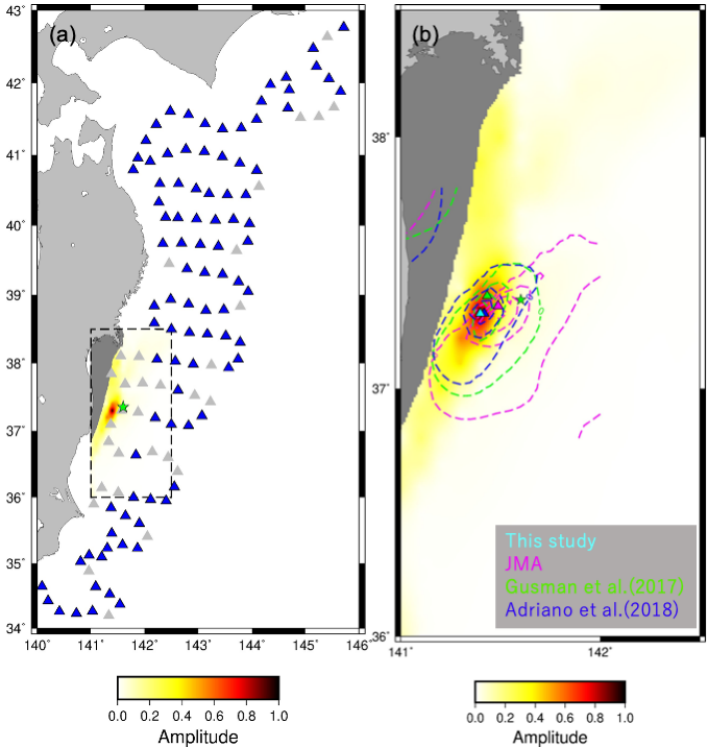


図2
2016年11月22日の福島県沖地震(Mw6.9)による津波記録にバックプロジェクション(BP)法を適用した結果.
(a)解析に使用した観測点(青)と震源(緑). 黒破線はBP法の対象とした領域を示している.
(b)(a)の破線で囲まれた領域を拡大した図. 水色の三角形は本研究によって推定された振幅のピークを, 紫, 緑, 青のコンターと三角形は気象庁, Gusman et al. (2017), Adriano et al. (2018)によって推定された断層すべりによる海底変位の絶対値とそのピークを示している.コンターの間隔は0.5 mとした.

© The Seismological Society of Japan

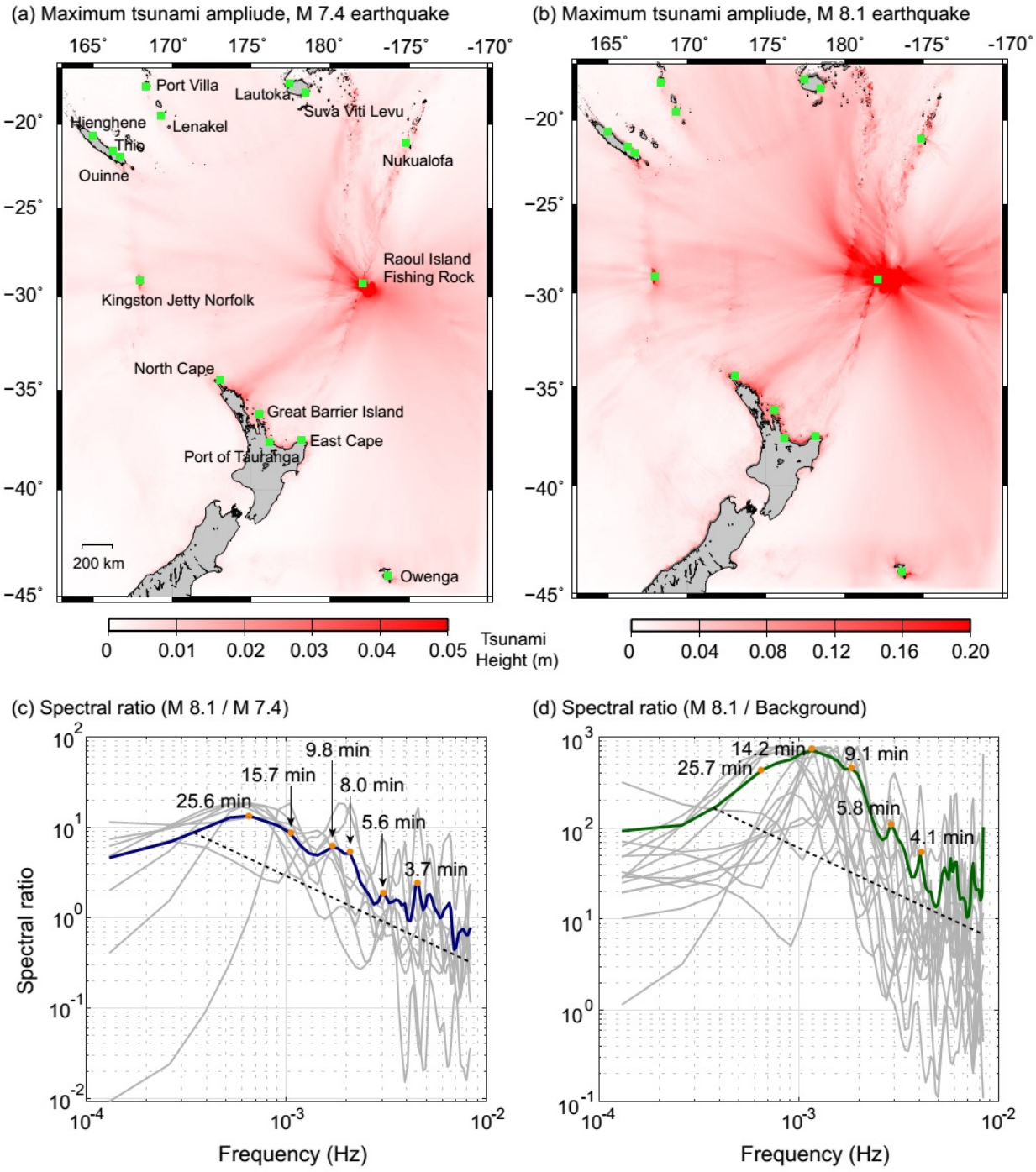
Interaction of tsunamis generated by successive Mw 7.4 and Mw 8.1 earthquakes on Kermadec Islands on March 4, 2021

*Yuchen WANG[1,2], Mohammad HEIDARZADEH[3], Kenji SATAKE[1], Kentaro IMAI[2], Takane HORI[2], Gui HU[4]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 3. Department of Civil & Environmental Engineering, Brunel University London, 4. School of Earth Sciences and Engineering, Sun Yat-Sen University

On March 4, 2021, two earthquakes occurred successively on Kermadec Islands, New Zealand. The foreshock (Mw 7.4) happened at 17:41:23 (UTC) whose epicenter was at 29.58˚S, 177.03˚W with a depth of 41 km. It had a thrust mechanism and generated a small tsunami. The mainshock (Mw 8.1) happened at 19:28:33 (UTC), approximately two hour later after the foreshock. The epicenter was located at 29.11˚S, 176.77˚W with a depth of 37 km. It generated a moderate tsunami affecting New Zealand and other Polynesian countries. The epicenters of two earthquakes are very close (~55 km) and their focal mechanisms are similar. The occurrence of two successive tsunamigenic earthquakes provides us with a rare opportunity to study the tsunami interaction.
We collected sea surface elevation records at 15 tide gauges: North Cape, Great Barrier Island, Port of Tauranga, East Cape, Owenga, Nukualofa, Suva Viti Levu, Lautoka, Lenakel, Port Villa, Ouinne, Thio, Hienghene, Kingston Jetty Norfolk, and Raoul Island Fishing Roack. We conducted spectra analysis to these records. The spectra of Fourier analysis show that the dominant period ranges of the first and second tsunamis are 5–17 and 8–28 min, respectively. In addition, wavelet analysis show that two distinct oscillation patterns with different period ranges are visible on the wavelet plots of most stations. We observed that after the arrival of the second tsunami, the oscillation in the period range of the first tsunami still persists and becomes sometimes stronger at some tide gauges, indicating the interaction of the two tsunamis. We calculated the source spectrum of second tsunami by two different approaches: empirical Green’ s function (EGF) method (Heidarzadeh et al., 2016) and tsunami/background ratio method (Rabinovich, 1997). Using the first tsunami as the EGF, spectral deconvolution indicates that energy of the second tsunami is mainly distributed in the period range of 8–30 min, with spectral peaks at 25.6, 15.7, and 9.8 min. The method of tsunami/background ratio presents similar results: The period range of main energy of the second tsunami is 7–28 min, with spectral peaks at 25.7 min, 14.2 min and 9.1 min. These results are also consistent with the dimensions of USGS source models. It indicates that the short axis has stronger effects on tsunami source spectrum.

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Room D | Regular session：S03. Crustal deformation, GNSS, and gravity

Fri. Oct 15, 2021 9:00 AM - 10:30 AM JST | Fri. Oct 15, 2021 12:00 AM - 1:30 AM UTC | ROOM D ROOM D

AM-1

chairperson:Fumiaki Tomita(IRIDeS, Tohoku University), Yuto Nakamura(Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

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

[S03-05] Spatial and temporal characteristic of the early afterslip following the 2011 Tohoku-Oki earthquake deduced from onshore and offshore geodetic data

Putra MAULIDA[1], ○Yusaku OHTA[1], Ryota HINO[1], Takeshi IINUMA[2], Ryoichiro AGATA[2] (1.RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University, 2.JAMSTEC)

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

[S03-06] Spatio-temporal evolution of the slow slip event in Kumano-nada occurred during December 2020 to January 2021

○Takeshi Iinuma[1], Eiichiro Araki[1], Ryoichiro Agata[1], Yojiro Yamamoto[1], Toshinori Kimura[1], Yuya Machida[1], Keisuke Ariyoshi[1], Tsuyoshi Ichimura[2], Takane Hori[1], Syuichi Kodaira[1] (1.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S03-07] Seafloor crustal deformation off the east coast of Izu-Oshima volcano using the Long-Term Ocean Bottom Pressure Recorder

○Yuya MACHIDA[1], Shuhei Nishida[1], Hiroyuki Matsumoto[1], Eiichiro Araki[1] (1.JAMSTEC)

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

[S03-08] Application of a method for detections of slow slip events in Nankai region using ocean bottom pressure recorded by the Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis (DONET)

○Tomohiro Inoue[1], Yoshihiro Ito[2], Tatsuya Kubota[3], Katsuhiko Shiomi[3], Kazuaki Ohta[3] (1.Division of earth and planetary sciences, Graduate school of science, Kyoto University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S03-09] GNSS-Acoustic observations using a Wave Glider and the recent seafloor crustal deformation off Tohoku

○Fumiaki TOMITA[1,2], Takeshi Iinuma[2], Motoyuki Kido[1], Chie Honsho[3], Yusaku Ohta[3], Tatsuya Fukuda[2] (1.IRIDeS, Tohoku University, 2.JAMSTEC, 3.Graduate School of Science, Tohoku University)

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

[S03-10] Time stability of sound speed structure affecting the GNSS-A seafloor geodetic observation and observation accuracy

○Yusuke YOKOTA[1], Shun-ichi Watanabe[2], Tadahi Ishikawa[2], Yuto Nakamura[2] (1.Institute of Industrial Science, University of Tokyo, 2.Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard)

Spatial and temporal characteristic of the early afterslip following the 2011 Tohoku-Oki earthquake deduced from onshore and offshore geodetic data

Putra MAULIDA[1], *Yusaku OHTA[1], Ryota HINO[1], Takeshi IINUMA[2], Ryoichiro AGATA[2]

1. RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. JAMSTEC

The Tohoku-Oki earthquake (M_w 9.0) struck northeast Japan on March 11, 2011. A dense onshore geodetic network in tandem with seafloor geodetic observations captured large coseismic and postseismic deformation. An understanding of the spatial and temporal evolution of the early afterslip, beginning immediately after such a massive interplate earthquake, is essential to understanding the frictional properties of the plate boundary. On this basis, we investigated the spatial and temporal evolution of the early afterslip following the 2011 Tohoku-Oki earthquake using on- and offshore geodetic data. To identify the distribution of early afterslip, we utilized geodetic observations from onshore Global Navigation Satellite System (GNSS) and Ocean Bottom Pressure gauge (OBP) sites to quantify postseismic deformation. We adopted the kinematic GNSS analysis to obtain a higher temporal resolution. We applied the common-mode error analysis and principal component analysis to improve the signal-to-noise ratio of the kinematic GNSS time series. To estimate early afterslip distribution, we utilized L1-norm regularization, which is characterized by regularization without smoothing. The main area of the estimated early afterslip was located off the shores of Iwate, Miyagi, Fukushima, and Ibaraki at a depth of 30–60 km. The slip was narrow along the dip direction with an along-strike variation. Several fault patches were estimated to occur offshore. These were estimated to explain the subsidence at the OBP sites. We examined the spatial relationship between the early afterslip with the down-dip limit of the interplate earthquakes and the distribution of the aftershocks. The estimated early afterslip distribution was consistent with the down-dip limit of the interplate earthquakes off Miyagi and Iwate. Several cross-sections along the strike direction clearly showed the different characteristics and locations of the afterslip and aftershock activities. For example, off Miyagi and Iwate, the location of afterslip tended to be in the up-dip portion of the larger afterslip area. In contrast, off Fukushima, the distribution of aftershocks was in the down-dip of the larger afterslip area. This discrepancy is attributed to along arc-variation with different structural characteristics. Based on the temporal evolution of afterslip, we emphasized the relationship between early afterslip evolution and the number of aftershocks. Aftershock–afterslip temporal evolution is consistent in almost every region, although the regions off Iwate and Miyagi showed a lack of aftershocks 30 hours after the mainshock, in contrast with the estimated early afterslip.

© The Seismological Society of Japan

Spatio-temporal evolution of the slow slip event in Kumano-nada occurred during December 2020 to January 2021

*Takeshi Iinuma[1], Eiichiro Araki[1], Ryoichiro Agata[1], Yojiro Yamamoto[1], Toshinori Kimura[1], Yuya Machida[1], Keisuke Ariyoshi[1], Tsuyoshi Ichimura[2], Takane Hori[1], Syuichi Kodaira[1]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

１．はじめに
2020年12月から2021年1月にかけて、紀伊半島南東沖のプレート境界においてスロースリップイベントが発生した。南海トラフからフィリピン海プレートが沈み込むこの領域においては、直上の海底ではDONET（Dense Oceanfloor Network system for Earthquake and Tsunamis、地震・津波観測監視システム）が運用されるとともに、IODP（International Ocean Discovery Program、国際深海科学掘削計画）の一部として構築された、LTBMS（Long-Term Borehole Monitoring System、長期孔内観測システム）によって、地震及び地殻変動の観測が行われている。LTBMSの備える間隙水圧計や地震計により、陸上の観測では十分に検出できなかった、南海トラフ近傍のプレート境界浅部で発生するスロースリップイベントが捉えられるようになってきており、今回のイベントに際しては、3つの孔内観測点（C0002、C0006及びC0010における間隙水圧変化や傾斜変動が観測された。さらに、同海域に設置された別の傾斜計（BMS1）やDONETの海底水圧計によっても、スロースリップイベントによると考えられる地殻変動が記録されている。本講演では、これらのデータを用いて、プレート境界面におけるすべり分布の時空間発展を推定した結果について紹介する。

２．解析手法
海底地殻変動データをもとにスロースリップイベントの時空間発展を把握するためには、プレート境界でのすべりと海底面及び海底下における地殻変動を結びつけるグリーン関数が必要である。今回の解析対象のように、変動源であるプレート境界と観測点との距離が近く、また、構造的な不均質が著しい場合には、それらの影響を正しく取り込んだグリーン関数を用いることが、精確なすべり分布の推定には不可欠である。さらに、特に傾斜変動には海底地形の効果も大きく表れると考えられるため、これらの情報を取り込んだ有限要素法モデルを構築して、プレート境界に配置した単位すべりによる各観測点での応答を計算し、これをグリーン関数として用いて解析を実施することとした。 解析には、3か所（C0006、C0010及びBMS1）での傾斜観測データ、LTBMS3点（C0002、C0006及びC0010）での間隙水圧観測データ、並びに、11点のDONET観測点での海底水圧データを用いた。海底水圧データに関しては、複数観測点からなるノードごとに基準点を選定し、それ以外の観測点の水圧データと基準点の水圧データとの差分をとることで、相対的な上下変位を見積ったうえで解析に使用した。観測期間全体を、観測データに見られる特徴によって9つの区間に分割し、それぞれの区間における傾斜・ひずみ・変位速度データをもとに、すべり速度の分布を推定した。 すべりの空間分布及び時間変化が滑らかになるように拘束をかけ、重みをABICによって最適化する逆解析手法を用いてすべりの時空間発展を推定したが、観測項目ごと及び観測点ごとのデータの重みづけなどに任意性が残ること、また、正断層型のすべりが顕著に求まることなどから、逆解析によって得られた結果を1次的なものとし、同時期に発生していた超低周波地震の震源分布も参考にしつつ順解析を2次的に実施して、最終的なすべり分布を得た。

３．結果
推定されたすべり分布からは、プレート境界の深い側から始まったスロースリップイベントが、深い側でのすべりを継続的に発生させつつ領域を浅い側へと広げ、南海トラフごく近傍（もしくは海底にまで）すべりが到達した様子が見て取れる。また、トラフ軸近傍にすべりが到達したのちも、同領域では2週間程度にわたってすべりが継続していたと考えられることも分かった。 今後、プレート境界面以外でのすべりの可能性や、グ

© The Seismological Society of Japan

リーン関数を計算するためのプレート境界面上のノード位置の影響等について検討し、得られた最終的な結果に基づいて発表を行う見込みである。

© The Seismological Society of Japan

Seafloor crustal deformation off the east coast of Izu-Oshima volcano using the Long-Term Ocean Bottom Pressure Recorder

*Yuya MACHIDA[1], Shuhei Nishida[1], Hiroyuki Matsumoto[1], Eiichiro Araki[1]

1. JAMSTEC

海底における長期精密圧力計測は地震火山活動に伴う長期的な地殻変動の検知や、気象・海象などの長期的変動などの地球物理的な知見を得るために重要である。海洋研究開発機構では、伊豆大島直下にあるとされるマグマ溜まりへのマグマの供給プロセスを捉えることを目的とし、長期海底設置用水圧計（LT-OBPR: Long-Term Ocean Bottom Pressure Recorder）の開発を行い、2021年7月に伊豆大島東方沖に設置、観測を開始した。

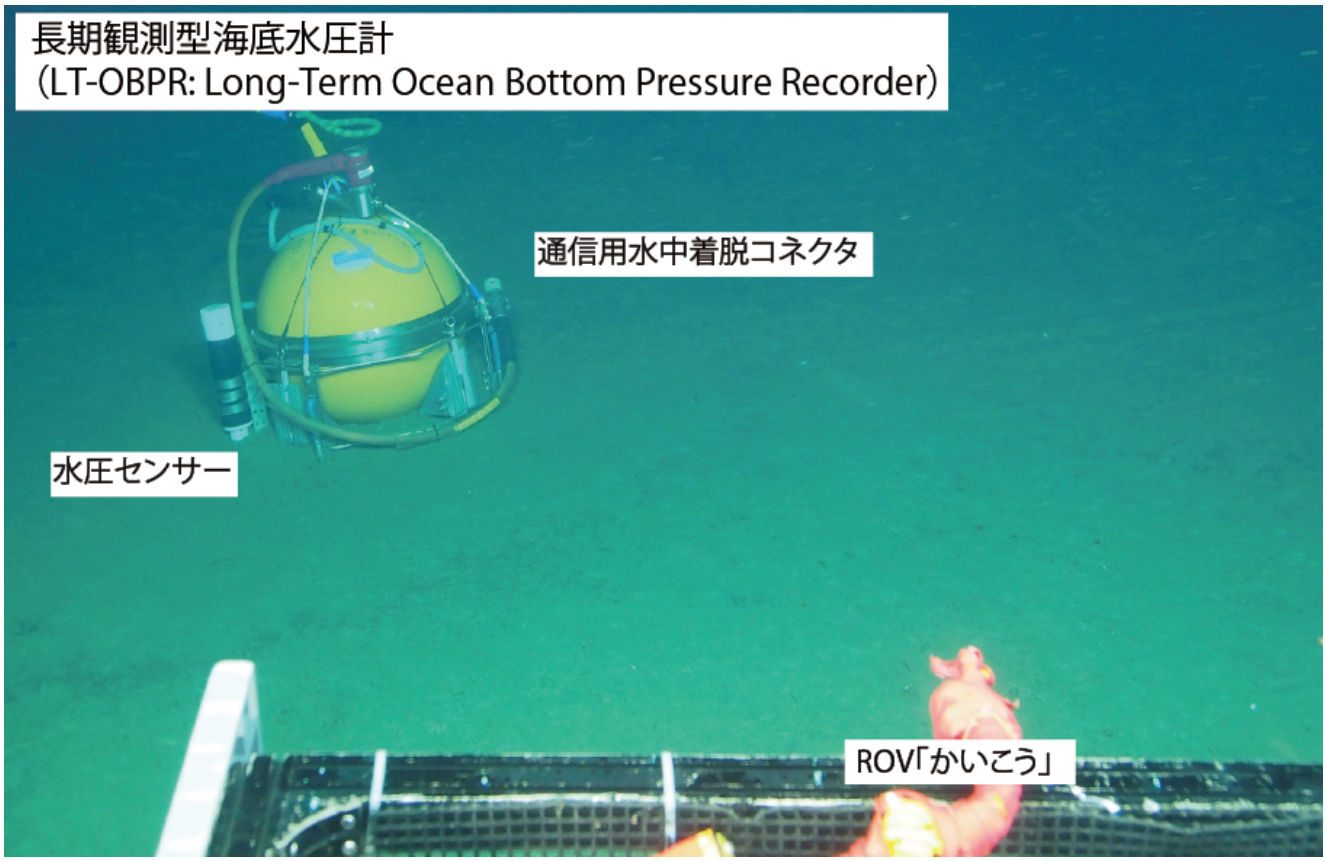
1. はじめに
伊豆大島火山は観測体制が整備された火山の１つであり、これまで1968年の噴火時を含めて地震活動や火山活動が詳細に捉えられてきた。特にGNSS観測網が整備されて以降、カルデラより深さ4-5 km程度にある圧力源（マグマ溜まり）が2-3年の周期で伸縮/膨張を繰り返していること（例えば地震研、第148回火山噴火予知連絡会）、それより深い約7 kmの位置に別の圧力変動源があることなどがわかっている（気象研技術報告69号）。また伊豆大島の南東沖5 km、深さ30 km~には深部低周波地震が発生しており、深部低周波地震の活発化と山体の膨張（歪変化）が同期するなど、より深部からのマグマの供給・蓄積プロセスが示唆されている（渡辺2012）。しかしながら伊豆大島火山の地殻変動を捉えるための観測網は島内にあり、特に深さ30km程度で示唆されている深部の圧力源の位置、深さを推定するのは難しい。そこで伊豆大島周辺海域において長期水圧観測を行い、深さ数kmにあるとされる浅部マグマ溜まりを圧力源とする長期的な地殻変動、さらにより深部を圧力源とする変動を捉え、そのマグマ供給・蓄積過程を明らかにすることを目的として伊豆大島における長期精密水圧計測を開始した。さらに伊豆大島の南東沖は1968年の噴火時に大きな地殻変動が見られたとされている領域であり、伊豆大島における火山発生のプロセスにおいてこの領域での長期的な地殻変動を捉えこの意義は大きい。そこでLT-OBPRを基点とて地殻変動が大きく見られるとされる領域に測線を設定し、その測線上に基準マーカーを3点設置し、その基準マーカーの水準を計測することで測線上における長期的な地殻変動を捉える試みを行う。

2. 長期海底設置用水圧計
長期水圧計測システムは南海トラフに設置されている地震・津波観測監視システム（DONET）や日本海溝海底地震津波観測網（S-net）などで代表されるオンライン型の水圧計が多く展開されているが、伊豆大島周辺海域にはネットワーク観測網が展開されていないためオフライン型とした。このためLT-OBPRは低消費電力型で5年間の連続観測ができるようにした。LT-OBPRは直径650mmのチタン合金で作られた耐圧容器内に計測ロガー、バッテリーを組み込み、外側に圧力センサー、データ回収を行うための水中着脱コネクタ、浮力を調整するための錘が取り付けられている。LT-OBPRで使用する圧力センサーはParoscientific社の8B7000-2-005（周波数出力タイプ）を用い、実験室にて現場を模擬した環境（低温、高圧下）における長期ドリフト評価、および圧力ヒステリシス試験を実施した。また圧力センサーの基準周波数源として内部のクロックを使用し、内部クロックと原子時計（Microsemi社、CSAC SA.45s）を定期的に比較校正することで計測する圧力の精度を保証する仕様とした。

3. 設置、および今後の計画
LT-OBPRは2021年7月に実施されたKR21-08航海において伊豆大島東方沖、カルデラよりおよそ10 kmの位置に設置した。安定した計測を実施できるため比較的傾斜の緩い領域を選定した。設置はR/Vかいれいの観測ウインチを用いて海底面より数10mの位置まで降ろし、切り離しを行って自由落下により設置を行った。その後、ROV「かいこう」にてLT-OBPRの位置調整を行い、計測開始とした。今後は1年間隔程度で連続データの

© The Seismological Society of Japan

回収を行うとともに、水晶水圧計に見られる年間数hPa程度 (1 hPa = 1 cm) の機器的なドリフトを取り除くため、校正用水圧計（Machida et al., 2020）による校正を行うことを計画している。さらに基準マーカーも定期的に校正装置を用いて圧力の値付けを行い、LT-OBPRとの水準差を定期的に計測することを計画している。



© The Seismological Society of Japan

Application of a method for detections of slow slip events in Nankai region using ocean bottom pressure recorded by the Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis (DONET)

*Tomohiro Inoue[1], Yoshihiro Ito[2], Tatsuya Kubota[3], Katsuhiko Shiomi[3], Kazuaki Ohta[3]

1. Division of earth and planetary sciences, Graduate school of science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

海底圧力計(以降、OBP)は、スロースリップ(以降、SSE)に伴う海底の上下地殻変動をGNSS-A（GNSS音響結合方式）に比べ、時空間的に高解像度で連続的に観測可能な機器である。しかしながら、OBPにはスロースリップによる地殻変動に加えて、海洋起源の圧力変動が地殻変動と同程度またはそれ以上の振幅で記録される。また、長周期潮汐や海洋変動に伴う非潮汐変動の成分のいくつかは、その変動周期がSSEの継続期間と近い。このため、SSEに伴う海底地殻変動の検出に際して、海洋起源の圧力変動の適切な除去が必要となる。OBPから海洋起源の圧力変動を取り除く方法として、これまでに主に二つの手法（(i)単独観測点手法。(ii)複数観測点手法）が提案されている。(i)では、個々の観測点の時系列に対して海洋物理モデルを適用することで海洋起源の圧力変動（以降、非潮汐変動）を除去する（例えばMuramoto et al., 2019）。(ii)では、観測網内の非潮汐変動がコモンモードとして共通に観測されると仮定して、２つの観測点における時系列を差し引くことで相対変動を得る手法である（例えばIto et al., 2013; Wallace et al., 2016）。これまで観測点間の距離の増加に伴い、2点間の非潮汐変動の相関が低下すると考えられていた。最近、等水深に設置された観測点間で非潮汐変動の相関が高く、同等の水深に設置された観測点間の時系列記録について差を取ることで非潮汐変動を効率よく低減できることが指摘された (カスカディア: Fredrickson et al., 2019; ヒクランギ: Inoue et al., 2021)。

本発表では、潮岬一室戸岬沖に設置されているDONET２観測網によって観測される海底圧力記録を使用し、主に２つの内容について報告する。１）同海域における非潮汐変動の水深依存性と距離依存性。２）先行研究においてGNSS-Aによって検出されたSSE(2017.2–2018.4年, Yokota & Ishikawa, 2020)に対して、Nishimura et al. (2013)で使用されているΔAICを用いたSSE検出手法のOBPへの適用可能性。

海底圧力記録の事前処理について述べる。始めに、生データを平均化することにより１時間値を得る。次に、ローパスフィルターを適用し、２日未満の周期を持つ短周期潮汐、機器ドリフト及び年周半年周成分をそれぞれ除去した後、日平均値を１時間値から求めた。１）について、得られた時系列のうち欠測がない期間(2017年5月から2017年8月まで)について、全ての組み合わせの観測点ペアについて差分圧力時系列記録を得た。明瞭なSSEが含まれない期間において、差分時系列記録の平均値と標準偏差を求め、観測点ペア毎に得られる標準偏差をその水深差及び距離で比較することで、非潮汐変動の水深依存性と距離依存性を調べた。

結果、潮岬一室戸岬沖において観測される非潮汐変動は、強い水深差依存を示すことがわかった。全ての観測点ペアの水深差と標準偏差の値の分布から得られるR値は、高い相関値が得られた。また、観測点ペアの深い方の観測点の水深を４つの範囲（2000m以下、2000–2500m、2500–3000m、3000m以上）で区分しR値を推定した結果、それぞれ0.62、0.84、0.93、0.84となり比較的浅水に比べて深水で相関が高くなる傾向が見られた。これらの特徴は、カスカディアやヒクランギで得られた水深依存性と同様の傾向を示す。また、他の海域と同様に、距離依存性は水深差と比べて小さく、標準偏差と観測点ペアの距離と標準偏差で得られるR値は~0.3となった。

２）について、解析方法を述べる。先ず、事前処理後の時系列を使用して、設置水深が近い観測点間の差分圧力時系列を得る（例えば、M.MRE20(水深3603m)についてはM.MRG28(水深2499m)に対する相対圧力値）。次に、各観測点ペアにおいてΔAICを計算する。ΔAICの値は、差分時系列を単純な一次関数と、線形トレンドとステップ関数を組み合わせた関数による近似でそれぞれ得られるAIC(赤池情報量規準)の差分として計算される。なおΔAICの算出時には、Yokota&Ishikawa(2020)で報告されているSSE期間(2017.2–2018.4)の時系列は除外し、SSE前後それぞれ8ヶ月間の差分時系列を用いた。Yokota&Ishikawa(2020)で推定された

© The Seismological Society of Japan

SSE断層モデルから期待される地殻変動が大きい観測点で得られた相対圧力変動は約-5hPaであり、ΔAICに基づく評価でも有意な変動として検出された。得られた相対圧力変動量は、モデルから期待される地殻変動と調和的である。一方、期待される変動が小さな観測点では、得られた相対地殻変動も小さく、明瞭な変動とはならない。つまり、2017年2月から2018年4月に潮岬一室戸岬沖で発生したSSE(Yokota&Ishikawa, 2020)に伴う圧力変動を本手法でも検出できた可能性を示す。すなわち、OBP記録を用いたΔAIC に基づくSSE検出手法の妥当性を示す結果と言える。今後は、既存SSEの期間外にもΔAICを適用し、小規模のSSEも含めたイベントの検出に取り組み、このDONET2海域で発生するSSEとプレート沈み込みによる滑り収支を解明する。

© The Seismological Society of Japan

GNSS-Acoustic observations using a Wave Glider and the recent seafloor crustal deformation off Tohoku

*Fumiaki TOMITA[1,2], Takeshi Iinuma[2], Motoyuki Kido[1], Chie Honsho[3], Yusaku Ohta[3], Tatsuya Fukuda[2]

1. IRIDeS, Tohoku University, 2. JAMSTEC, 3. Graduate School of Science, Tohoku University

GNSS音響測距結合方式の海底地殻変動観測（GNSS-A観測）により，地震サイクルに伴う海域における地殻変動が捉えられるようになってきている [e.g., Honsho et al., 2019, JGR]．GNSS-A観測では，海上でのGNSS測位及び海上-海底間の音響測距を行うための海上プラットフォーム（海上局）が必要であり，一般的に船舶を海上局とした観測が行われてきた．しかし，船舶を使用したGNSS-A観測は，人的・金銭的なコストが高いことが問題である．こうした高いコストが，近年増設が進んでいる多数のGNSS-A観測点において観測を高頻度で実施する上での障害となっている．海洋研究開発機構と東北大学では，波の力により無人航行可能なウェーブグライダーを海上局とした長期自律型のGNSS-A観測システムの開発に取り組んでいる。2019年7月に単独観測点での短期間の試験観測を実施し，ウェーブグライダーを用いた観測によって船舶と同程度の精度で海底地殻変動の検出が可能であることを示した [Iinuma et al., 2021, Frontiers in Earth Science]．その後，１ヶ月程度の長期的なウェーブグライダーの運用による複数点での網羅的な観測を含め，2020年中に北三陸沖合の観測点において計３回の観測（6–7月・10月・11–12月）の実施に成功した [富田・他，JpGU2021]．本発表では，上記の観測とその成果に加え，2021年4–5月に新たに実施した長期観測とその成果について紹介する．
ウェーブグライダーには，GNSS-A観測用機器として，2つのGNSSアンテナ（海上局位置計測及びGNSSジャイロによる姿勢2成分（Heading, pitch）計測用），音響船上装置，音響トランスデューサ（音響測距データ取得用），MEMSジャイロ（姿勢3成分計測用）を搭載した他，観測データの取得状況の確認及び陸上転送のためのThuraya衛星通信機器を搭載している．2021年4–5月の観測において，ウェーブグライダーは，新青丸 KS-21-05航海にて4月6日に根室沖のG22観測点で投入され，48日間の観測を経て，傭船航海にて5月25日に宮城県沖のG14観測点で回収された．この間，合計で17観測点にてGNSS-A観測を実施した．北三陸沖において，局所的な強い海流の影響を受け，ウェーブグライダーが観測点から流されることが数回発生したものの，網羅的な観測の実施に成功した．また，これまでのウェーブグライダーを用いた観測では，同機の移動速度を考慮して中心での定点（具体的には，100 m程度の半径での8の字航走）観測のみを実施していたが，音速勾配や上下変動成分の検出のため，海底局アレイの広がり程度の半径の円に沿った航走観測も実施した．
ウェーブグライダーによって取得した観測データを処理し，海底局アレイ変位の推定を行った．推定では，Honsho et al. [2019]の手法に基づき，海面から一定深度までの音速勾配層を仮定した解析を実施した．2016年以前の東北沖におけるGNSS-A観測はどの観測点でも年1回程度は行われていたが，2016年以降は上記の運用コスト等の問題によりほとんど観測を行うことができていなかった．しかし，ウェーブグライダーの導入により2020年以降，宮城沖県～青森県沖の観測点で網羅的に観測を行うことができた．その結果，岩手県沖以北の観測点では，変動自体は小さいものの， 2015年に発生したSSEの影響もあるために，変動の向きが2016年以降やや変わっている様子が見られた．また，宮城県沖の観測点は粘弾性緩和による顕著な陸向きの変動が継続的に生じている様子が確認された一方，その変動速度はやや小さくなっている傾向が見られた． 本発表では，上記のウェーブグライダーによる観測の概要に加え，その結果を基にした東北沖北部の余効変動の水平成分についての議論を行う．

© The Seismological Society of Japan

Time stability of sound speed structure affecting the GNSS-A seafloor geodetic observation and observation accuracy

*Yusuke YOKOTA[1], Shun-ichi Watanabe[2], Tadahi Ishikawa[2], Yuto Nakamura[2]

1. Institute of Industrial Science, University of Tokyo, 2. Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard

GNSS－音響測距結合方式（GNSS-A）による海底地殻変動観測では，海中の音速構造の傾斜状態が精度に大きく影響する．GARPOS（Watanabe et al., 2020, FES）では海面を移動する海上局と海底局間距離を利用した2つのパラメータで傾斜による影響を抽出しており，それによって海底局位置の決定精度の向上と海中構造の概観を捉えることができる（Yokota et al., 2018, MGR; Yokota and Ishikawa, 2019, SNAS）．これまでの調査でこの2つの傾斜構造パラメータのうち，海底局間距離による抽出パラメータを実軸（*Re***G**），海上局の移動による抽出パラメータを虚軸（*Im***G**）にとった場合の複素数**G**の角度arg**G**はほとんどの観測機会において，π/3～π/2（π*4/3～π*3/2）の範囲に収まることがわかっている．その中でも，π/2や0～π/3（π*3/2やπ*4/3～π）の範囲を取る場合に局位置のばらつきが大きいことが確認されている（横田ほか, 2020, 地震学会）．本稿では，その原因について考察する．

各観測エポックにおける**G**の状態を調べたところ，局位置のばらつきが大きい場合には，観測時間内におけるarg**G**が変化し，**G**の虚軸に対する切片が０周辺にないケースが多いことがわかった．またこの時，**G**の傾き（$\kappa = \Delta Re\mathbf{G} / \Delta Im\mathbf{G}$）をarg**G**として拘束した上で，改めてGARPOSによる解析を行うことで，局位置のばらつきが軽減されることもわかった．

これらの結果はすなわち，*Re***G**と*Im***G**の絶対値の推定には誤りがあったが，κは正しく推定できていたと解釈できる．GARPOSでは*Re***G**と*Im***G**はそれぞれ時間方向に滑らかな関数で推定している．その中で，*Re***G**と*Im***G**はそれぞれ何らかの要因によってバイアス誤差を持ってしまう可能性がある．一方で，それらの時間変化の比に当たるκはバイアス誤差影響を受けても影響がないため，*Re***G**と*Im***G**に比べると正しい推定となっていると考えられる．**G**の傾きをarg**G**として拘束した場合に局位置のばらつきが軽減されるということは，多くのエポックで**G**の傾きの時間変化は観測時間（4～12時間程度）内で安定していたことを示唆する．arg**G**がある範囲を取る場合に局位置のばらつきが大きく見えるのは，このような**G**の推定における誤りが局位置推定に反映されやすい範囲だからであると考えられる．

上記の議論と検証によって，傾斜パラメータの時間変化の特徴を考慮することでGNSS-A解析の精度が向上することがわかった．ただし，ここで検証に用いた方法では2段階の解析（κを決めるための1st cycleとarg**G**を拘束した2nd cycle）を要する．また，観測点ごとに時間変化の安定性が異なることも想定される．今後は，上記の海洋場の特徴量を直接推定する解析方法について考察する必要がある．

© The Seismological Society of Japan

Room D | Regular session：S11. Various phenomena associated with earthquakes

Fri. Oct 15, 2021 11:00 AM - 11:15 AM JST | Fri. Oct 15, 2021 2:00 AM - 2:15 AM UTC | ROOM D
ROOM D

AM-2

chairperson:Shigeki Nakagawa(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Tomomi Okada(Tohoku University)

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

[S11-01] Turbidity current associated with 2003 Tokachi-oki earthquake recvisited

○Ryoichi IWASE[1] (1.JAMSTEC)

Turbidity current associated with 2003 Tokachi-oki earthquake recvisited

*Ryoichi IWASE[1]

1. JAMSTEC

2003年9月26日04:50 JSTに発生した十勝沖地震(MJ 8.0)の際、震央の東南東約25 kmの海底に位置する釧路・十勝沖「海底地震総合観測システム」先端観測ステーション（水深：2540 m、以下「先端観測ステーション」）では、電磁流向流速計により最大流速が約1.5 m/s に達する混濁流が捉えられた。通常より流速が大きい状態は17時間以上継続し、この間サンプリング周波数 100 Hzのハイドロフォン信号上では特異な信号が検出された。その特徴は混濁流の到達後8時間は10 Hz未満の比較的広帯域の信号だが、その後はピーク周波数が 1 Hz程度の信号が約4時間継続している。後者のピーク周波数に関しては、衝突理論(Impact theory)を基にした河床土砂移動の研究において報告されている関係式から音源を構成する物体の直径を推定すると数十mの巨岩となってしまう（岩瀬, 2017）。
一方、同じ先端観測ステーションに取り付けられている音響層別流速計(acoustic Doppler current profiler, ADCP)について、1999年の設置以来2016年まで取得されたデータの復旧を進めている（岩瀬, 2021）。データ取得時の伝送エラーに起因するビットエラー等によりメーカー（Teledyne RDI Instruments）提供ソフトウェアWinADCPでは再生できないデータについても、メーカーのドキュメントを基にして直接ascii変換することにより、一部の再生不能データについても再生可能となっている。十勝沖地震時のデータについても同ソフトウェアでは混濁流の到達後の5時間までしか再生できない状態であったが、それ以降のデータも再生可能となった。そこで今回、この混濁流について改めて考察を行った。
ADCPは48層の鉛直流速プロファイルを取得している。各層の厚さは8 mで、最下層の海底からの高度は12 mである。サンプリング間隔は30分としている。Fig.1及びFig.2にそれぞれ最下層（高度12 m）及び高度76 mの流速プロファイル（水平流速、流向、及び鉛直流速）を示す。Fig.1では7時に混濁流が到達し、7時半に水平流速が1.5 m/s弱に達し、同時に下向きの流速が増加している。流向は当初南西向きの流れであり、18時以降徐々に西向きの流れが卓越している。一方、Fig.2で大きな流速はないものの、混濁流到達時には東向きの流れが卓越し、12時頃以降には北向きの流れが卓越しており、低層と上層での流れが異なる状況を示している。一方、海底地形を見ると先端観測ステーション付近は南下がりの斜面となっており、必ずしも混濁流の流向と整合しているとは言えない。また最下層では観測期間を通じて西向きの流れが卓越している。
ADCPは流速だけでなく、音響信号の後方散乱強度も計測している。この散乱強度は、懸濁物量と相関がある。観測期間全体の傾向として、散乱強度は、春から初夏にかけてピークを有する傾向が見られる。岩瀬(2021)では静止画による海底画像観測における底生生物の増加傾向から、海面におけるスプリングブルームとの関係を指摘したが、その後、十勝川および釧路川水系の流量変化と比較したところ，比較的良い相関が見られることが分かった。このことから、雪解けや大雨による物質流入の可能性も考えられる。
以上の状況を整理して報告する。

参考文献
岩瀬(2017)、2017年度地震学会秋季大会講演予稿集、S11-01.
岩瀬(2021)、JpGU2021、AOS19-02.

© The Seismological Society of Japan

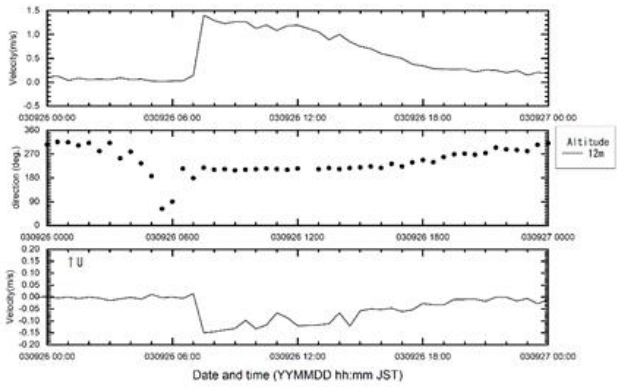


Fig.1 ADCP ptrofile (altitude: 12 m)

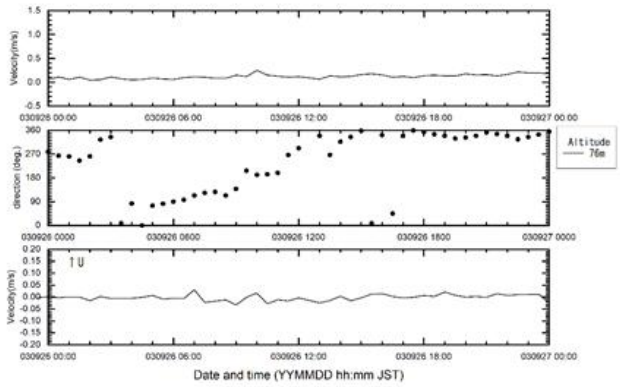


Fig.2 ADCP ptrofile (altitude: 76 m)

© The Seismological Society of Japan

Room D | Regular session：S02. Seismometry and monitoring system

Fri. Oct 15, 2021 11:15 AM - 12:15 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 2:15 AM - 3:15 AM UTC | ROOM D
ROOM D

AM-2

chairperson:Shigeki Nakagawa(Earthquake Research Institute, the University of Tokyo), Tomomi Okada(Tohoku University)

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

[S02-01] **An investigation of mechanical characteristics of energy source in seismic reflection survey using underwater speaker**

○Kazuki Takanaka[1], Rema Kurosawa[1], Tetsurou Turu[1] (1.Tokyo university of Marine science and Technology)

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

[S02-02] Long-term test for practical mobile tilt observation at the seafloor off Boso Peninsula 2

○Hajime SHIOBARA[1], Toshinori Sato[2], HyeJeong Kim[1], Yuki Kawano[1], Haruka Nagai[1], Aki Ito[3], Masanao Shinohara[1], Hiroko Sugioka[4] (1.ERI, Univ. Tokyo, 2.Chiba Univ., 3.JAMSTEC, 4.KOBEC, Kobe Univ.)

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

[S02-03] To what extent can stationary seismic observation network detect small landslides using short-period seismic waves?

○Issei DOI[1], Takuto MAEDA[2], Aitaro KATO[3], Tetsuya TAKEDA[4], Hidehiko MURAO[5] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University, 3.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 4.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 5.Murao Chiken)

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

[S02-04] Development of multi-platform next-generation WIN system (1)

○Shigeki NAKAGAWA[1], Hiroshi AOYAMA[2], Hiroaki TAKAHASHI[2], Takuto MAEDA[3], Naoki UCHIDA[4], Mare YAMAMOTO[4], Kazuo OHTAKE[5], Hiroshi TSURUOKA[1], Yosuke AOKI[1], Yuta MAEDA[6], Shiro OHMI[7], Haruhisa NAKAMICHI[7], Makoto OKUBO[8], Takeshi MATSUSHIMA[9], Hiroshi YAKIWARA[10], Katsuhiko SHIOMI[11], Kenji UEHIRA[11], Hideki UEDA[11], Kazuki MIYAOKA[12], Koji TAMARIBUCHI[13], Ryou HONDA[14], Shutaro SEKINE[15] (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.Hokkaido University, 3.Hirosaki University, 4.Tohoku University, 5.Systems Design Lab, the University of Tokyo, 6.Nagoya University, 7.Kyoto University, 8.Kochi University, 9.Kyushu University, 10.Kagoshima University, 11.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 12.Japan Meteorological Agency, 13.Meteorological Research Institute, JMA, 14.Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture, 15.Association for the Development of Earthquake Prediction)

An investigation of mechanical characteristics of energy source in seismic reflection survey using underwater speaker

*Kazuki Takanaka[1], Rema Kurosawa[1], Tetsurou Turu[1]

1. Tokyo university of Marine science and Technology

１． はじめに

近年、沿岸域を震源とする地震の活断層調査や海洋開発に向けた地盤調査など、沿岸域での地下構造探査需要が増加している。地下の構造形態を高精度に映像化する手法として、地殻構造探査や石油探査分野で広く使用されて来た反射法地震探査は、人工的に地震波を発生させ、地層境界面から跳ね返ってくる反射波を受振し解析することによって、地下構造を推測する探査手法である。この探査手法の問題点として、振源から発振されるパルス波によって海洋性哺乳類や生態系への影響があると考えられていること、そして大規模な探査システムであることから、船舶の交通の障害となるため探査海域が制限されてしまうことの二点が挙げられる。これらの問題点を解決すべく、東京海洋大学探査工学研究室では、従来振源と比較して音圧が小さいため海洋生物への影響が小さく、また、小型で安価なため沿岸域での複数振源としての運用が可能といった利点をもつ水中スピーカーを振源に利用した探査システムの開発に取り組んでいる。これまで、東京湾などでの海上試験において、二次元地震探査データの取得および三次元データ取得のための波動場分離精度の検証などを実施した。前者としては、海底下数十mまでの地下構造を映像化できることを実証した（Tsuru et al. 2019, EPS）。後者においては、3個の水中スピーカーを用いた同時発振実験で問題なく波動場分離ができることが検証された（小川, 2021）。 観測データの品質の更なる向上を目指し、振源波形の最適化に関する研究を実施している。たとえば、陸上のバイブロサイス振源で使用されている周波数を変化させるスイープ波に対し、当研究室では疑似ランダム波を用いている。それにより、観測波形との相互相関後の記録におけるサイドローブを抑制することができる。 しかし、水中スピーカーが、疑似ランダム波を正確に発振しているかどうかは未だ検証されていない。すなわち、振源波形として疑似ランダム波を用いる場合、水中スピーカーの機械特性に起因する発振波形の歪がどの程度生じるのかは不明である。もし、実際の発振波形が歪んでいるとしたら、相互相関後の波形におけるS/N比を低下させているはずである。そこで、本研究では、水中スピーカーの機械特性による発振波形の歪の検証を目的として、発振波形の観測を試みた。さらに、観測した発振波形を利用することによりデータ品質の向上を図った。

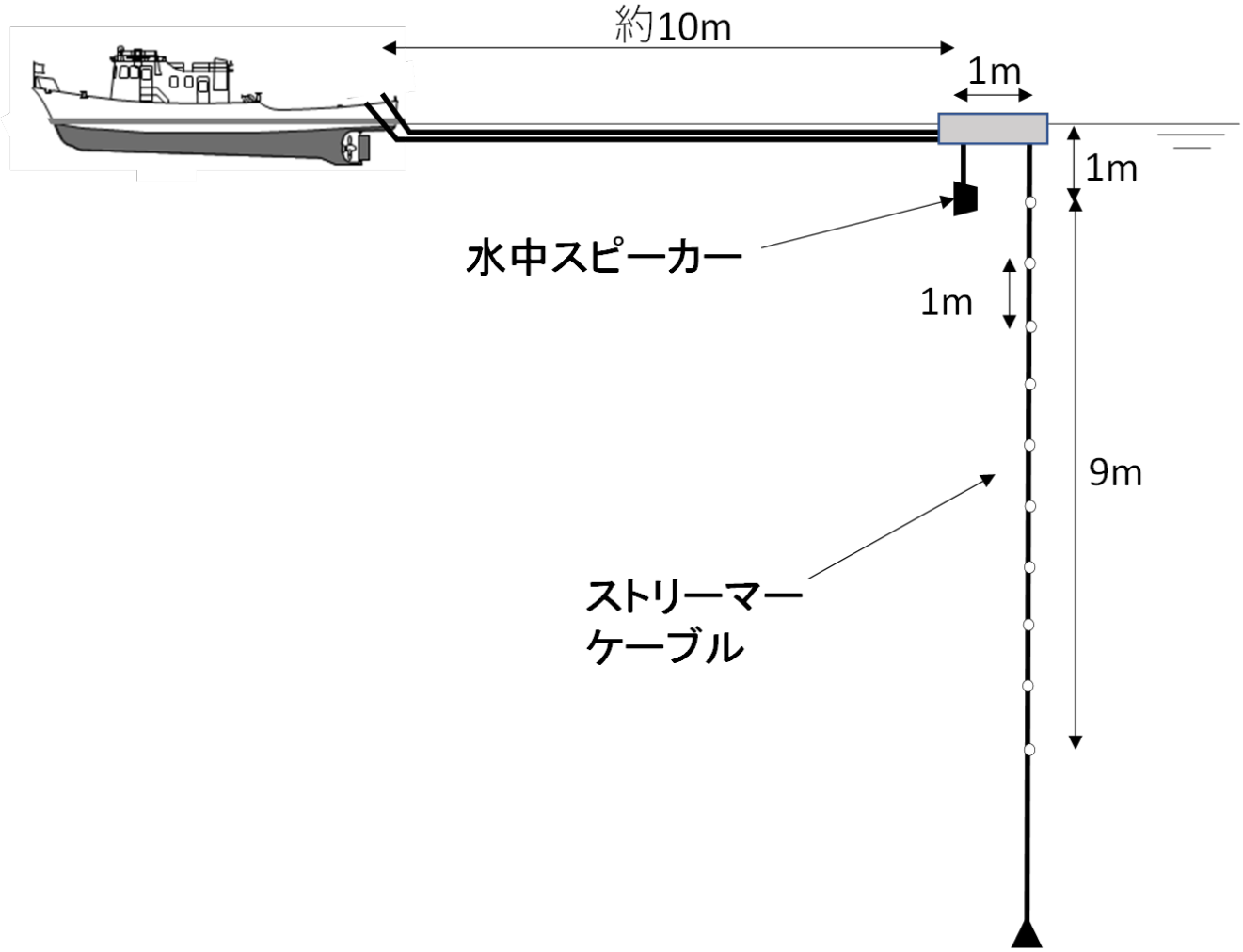
2． 発振波形観測実験の概要

2021年7月20日、沼津沖内浦湾の水深80～100mの海域において、発振波形の観測実験を行った。測定仕様は右図に示す通り、10チャンネルのストリーマーケーブルを鉛直方向に展開した状態で、複数回発振を行った。それらの記録を重合することにより、海底面などからの反射波が抑制され、ノイズの少ない観測波形が得られる（東京海洋大学, 2021；特願2020-217557）。調査に使用した船舶は、株式会社オキシーテックの計測船「ひびき」（19トン）である。

３．結果およびまとめ

実験結果によれば、疑似ランダム波を使用する場合、水中スピーカーから発振される波形はオリジナル波形（発振用に作成された振源波形）とはかなり異なっていた。また、観測した発振波形を用いて観測波形と相互相関した結果は、オリジナル波形との相互相関と比べ、明らかな品質向上効果が見られた。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Long-term test for practical mobile tilt observation at the seafloor off Boso Peninsula 2

*Hajime SHIOBARA[1], Toshinori Sato[2], HyeJeong Kim[1], Yuki Kawano[1], Haruka Nagai[1], Aki Ito[3], Masanao Shinohara[1], Hiroko Sugioka[4]

1. ERI, Univ. Tokyo, 2. Chiba Univ., 3. JAMSTEC, 4. KOBEC, Kobe Univ.

1. はじめに

機動的な海底傾斜変動観測の実用化に向け、新型の広帯域海底地震計(BBOBS-NX)[1]を基にしたBBOBST-NXによる長期観測について2014年・2017年の地震学会で報告した[2][3]。今回は、2015年に設置し5年ぶりに回収した房総半島南東沖に設置していたBBOBST-NXの観測結果を紹介する。

2. 計測・処理方法

BBOBS-NXでは独立した広帯域センサー部が海底面に大半埋設されており、底層流の影響による傾斜変動はほぼ無い。自由落下して貫入するため海底堆積層との結合も良好である。広帯域センサーの水平動2成分のマスポジション信号(加速度出力)を速度信号3成分と併せ連続記録するBBOBST-NXは、広帯域地震・傾斜変動を同時観測できる。実際に得られた記録には、広帯域センサーの経時変化とマスのセンタリングによるシフトが見られる。シフトの前後で記録はほぼ連続しており、シフト分を補正した後に適当な関数(1次＋対数)をgnuplotを使い当てはめ、経時変化を差し引き、傾斜変動の記録を得る。海底での潮汐による傾斜変動は約0.1μradと小さいがbaytap08プログラム[4]を適用して潮汐成分を取り除く。

3. 長期試験観測

本観測は房総半島南東沖で繰り返しSSEが発生している領域で2015年7月から2年間の長期試験観測を予定した。これまでの同様な観測時には数10～100ｍ離れた場所に流向流速計を設置して水温等も記録していたが、この観測では自記式精密水温計(10分サンプリング)のみをBBOBST-NXの外装に取り付けた。2017年・2019年に回収航海があったが悪天候などで作業出来ず、2020年10月のYK20-15S「よこすか・しんかい6500」航海でやっと回収し、観測を継続するために新規のBBOBST-NXと海底電磁流向流速計(OBEMC、距離25ｍ)、および別2地点での海底圧力計(OBP)の設置も行った。BBOBST-NXは設置から5年経過していたが内部時計はバックアップ電池で稼働しており、データの時刻精度も確保出来た。水温データは4年以上取得されていた。

4.　水温変化と傾斜変動

今回のマスポジションデータは、2年間でマスのセンタリングがほぼ無いほどに安定していた。基本的な処理を済ませた傾斜変動には、2成分共に水温変化との明確な関連性が見えた(図)。以前、同じ個体のセンサーで取得した結果[5]では、傾斜変動と水温変化の関係が明確に示せなかったが、今回はセンサー近傍での水温計測のためか温度依存性(ほぼ-30μrad/˚C)が確認できた。過去の傾斜変動と水温変化の関係を見て、全て共通して負の温度係数で傾斜値が変化していることから、水塊移動によるものではなく、センサー自体の機械的温度依存性であると判断できる。この水温変化の影響を傾斜変動から除去する方法を試し、周波数領域で温度係数を推定してその分を差し引くことにした。同じセンサーによる過去2回の傾斜記録に対しても同様な処理を行ったが、水温計測地点が離れていたためか、温度係数がやや異なった。この処理後でも2014年のSSE時の傾斜変動は明確にあると見える。

5.　まとめ

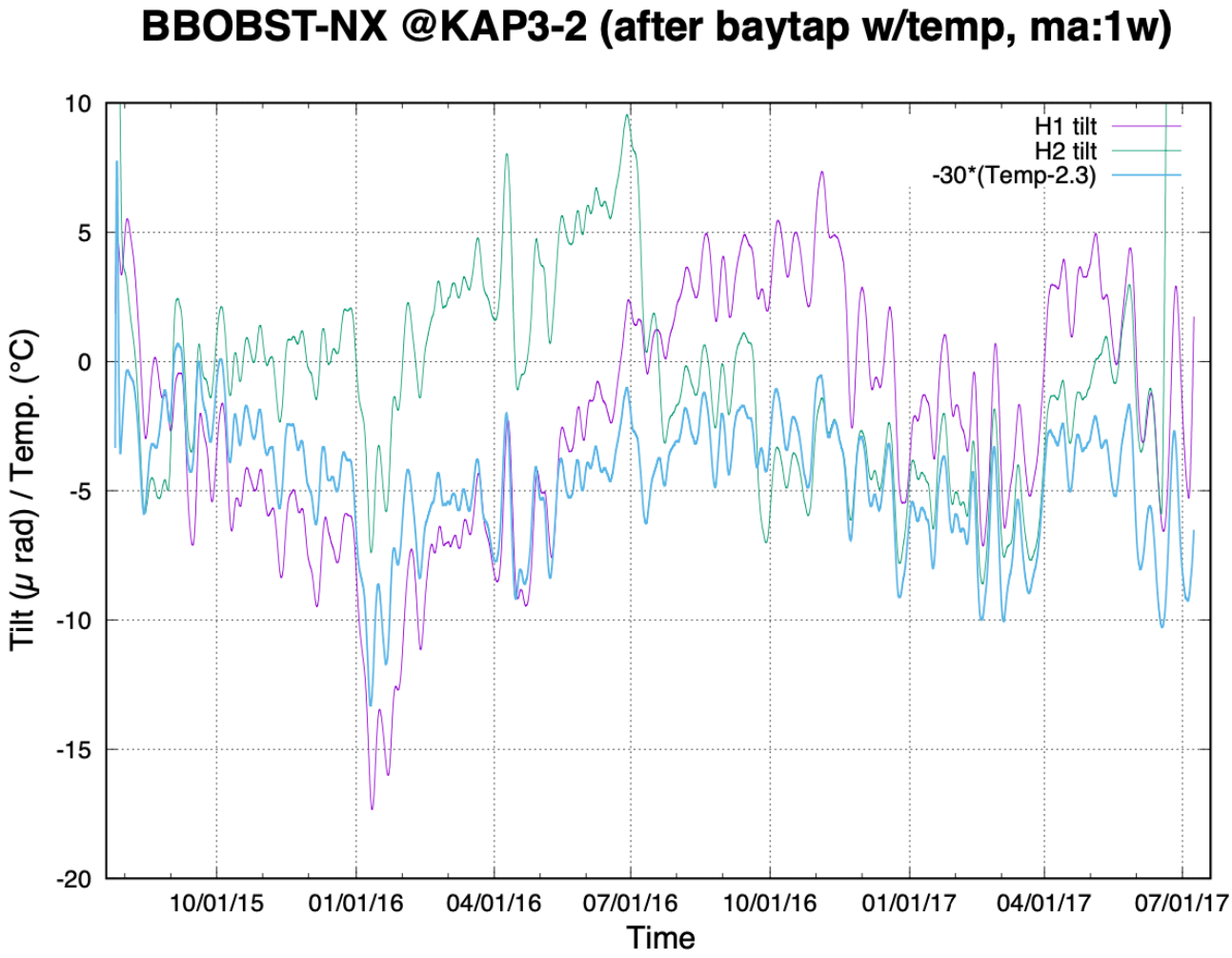
今回はSSEが起きていない2年間のBBOBST-NXによる傾斜観測から、水温変化の計測と温度係数の推定が重要なことが明確となった。温度係数のオーダーから、水温変動が0.1˚Cにも達しないような深海底では問題にならないかもしれないが、今後、傾斜変動観測するには、埋設される広帯域センサー部内での精密温度測定が

© The Seismological Society of Japan

必要になると考えている。

参考文献

[1] Shiobara, H., T. Kanazawa and T. Isse, *IEEE-JOE*, 38, 396-405, 2013.
[2] 塩原・他, *日本地震学会秋季大会*, C32-09, 2014.
[3] 塩原・他, *日本地震学会秋季大会*, S02-07, 2017.
[4] Tamura, Y., et al., *GJI*, 104, 507-516, 1991.
[5] Shiobara, H., et al., *Front. Earth Sci.*, 8:599810, 2021.



© The Seismological Society of Japan

To what extent can stationary seismic observation network detect small landslides using short-period seismic waves?

*Issei DOI[1], Takuto MAEDA[2], Aitaro KATO[3], Tetsuya TAKEDA[4], Hidehiko MURAO[5]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University, 3. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 4. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 5. Murao Chiken

１． はじめに

斜面崩壊の発生をいち早く知ることは、被災者の迅速な把握や交通の安全な運行の確保など斜面災害の防災、減災にとって大変重要である。近年、斜面崩壊が励起する震動を定常地震観測網の地震計が記録する事例が報告されている。Suwa et al. (2010) は奈良県王塔村における大規模な岩盤地すべりによる震動を周辺の複数の地震計が捉えたことを報告した。さらに、定常高感度地震観測網の地震波形記録を用いてそれらの発生場所が数 km の精度で推定できることが例証されてきた（e.g. Yamada et al., 2012; Doi and Maeda, 2020）。これらのことから、地震観測によって斜面崩壊がリアルタイムに検知されることが期待されるが、どの程度の大きさの斜面崩壊がどのくらい離れて検知可能か、どのようなタイプの斜面崩壊であれば検知されやすいかなど、解明されていないことが多々残されている。これらの解決にはさらなる事例の蓄積が必要である。そこで本研究では、これまで発生したさまざまなスケールの斜面崩壊に対して、周辺の定常地震観測網の観測点の網羅的な調査をおこなった。斜面崩壊による地震動が検知されていないかを調べ、検知されていた場合には、震源決定によって崩壊源の推定が可能かを明らかにした。

２． 方法

斜面の崩壊範囲の大きさが数十メートル四方以上であり、斜面崩壊の発生時刻が文献などによって1時間程度の範囲でわかっている2011年から2021年までの全22事例に対して検討をおこなった。まず、近傍のHi-netと気象庁の地震観測点における地震波形記録やそのランニングスペクトルから、既往研究（例えば、Dammeier et al., 2011）において観察されている斜面崩壊に由来する地震波形の特徴と照合した。「崩壊発生時刻と合致すること」「卓越周波数が 0.5-10 Hz の中に含まれること」「継続時間が10秒以上であること」のすべての条件を満たした波形について斜面崩壊を検知した可能性があるものとした（一つでも満たさないものは「検知されず」とした）。続いて、同一事例に対して斜面崩壊を記録した可能性がある観測点数と、波群の伝播や振幅の特徴から、斜面崩壊を検知したかどうかについて、下記のような確度に応じて分類した。

・ 確度Ⅰ： 観測点3点以上で検知され、ASL法（Kumagai et al., 2010）あるいはレコードセクションにおける震源が斜面崩壊位置と矛盾しない。
・ 確度Ⅱ： 観測点2点で検知される、または、観測点3点以上で検知されたものの震源決定ができない。
・ 確度Ⅲ： 観測点1点で検知され、当該波群の特徴に類似する波群が前後の時間帯に存在しない。
・ 不明： 確度ⅠからⅢ以外。

３． 結果

解析した22事例のうち、確度Ⅰが5事例、確度Ⅱが2事例、確度Ⅲが3事例、その他の12事例は検知されずとなった。確度Ⅰの事例において崩壊体積は10^4 m^3（斜面崩壊位置から地震観測点までの最小距離は約 7 km）から10^6 m^3であった。また、地震計で検知されなかった12事例における崩壊体積は2×10^3 m^3から4×10^4 m^3（（斜面崩壊位置から地震観測点までの最小距離は約 4 km）であった。斜面崩壊位置から観測点までの距離が極端に小さい場合を除き、体積10^4 m^3程度の斜面崩壊から定常地震観測網によって検知されうる一方で、崩壊体積が大きくとも検知されないか確度が落ちる場合が見られた。本研究によって斜面崩壊と地震動の関係の有無が数多くの事例について明らかになった。今後は地震観測記録に基づく斜面崩壊の自動検知を目指し、斜面崩壊の形態や特徴との対応、ノイズレベルの検討などを進めていく。

© The Seismological Society of Japan

謝辞）　防災科学技術研究所高感度地震観測網および気象庁の地震波形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。なお、本研究はJSPS科研費 JP21K18792の助成を受けたものです。

© The Seismological Society of Japan

Development of multi-platform next-generation WIN system (1)

*Shigeki NAKAGAWA[1], Hiroshi AOYAMA[2], Hiroaki TAKAHASHI[2], Takuto MAEDA[3], Naoki UCHIDA[4], Mare YAMAMOTO[4], Kazuo OHTAKE[5], Hiroshi TSURUOKA[1], Yosuke AOKI[1], Yuta MAEDA[6], Shiro OHMI[7], Haruhisa NAKAMICHI[7], Makoto OKUBO[8], Takeshi MATSUSHIMA[9], Hiroshi YAKIWARA[10], Katsuhiko SHIOMI[11], Kenji UEHIRA[11], Hideki UEDA[11], Kazuki MIYAOKA[12], Koji TAMARIBUCHI[13], Ryou HONDA[14], Shutaro SEKINE[15]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Hokkaido University, 3. Hirosaki University, 4. Tohoku University, 5. Systems Design Lab, the University of Tokyo, 6. Nagoya University, 7. Kyoto University, 8. Kochi University, 9. Kyushu University, 10. Kagoshima University, 11. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 12. Japan Meteorological Agency, 13. Meteorological Research Institute, JMA, 14. Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture, 15. Association for the Development of Earthquake Prediction

１．はじめに

地震・地殻変動等の時系列データの伝送や験測処理に広く用いられているWINシステム（卜部・東田，1991；卜部・東田，1992；卜部，1994など）は，開発から25年以上が経過しUnix上のX-window環境でなければ動作しないという制限があるにも関わらず，代替となるソフトウェア群がないために大学等の基幹システムとして使い続けられており，伝送系や自動処理系における設定等は扱いに熟練したスタッフの口伝や試行錯誤に大きく依存しているのが現状である．特に現在の対話験測処理ソフトウェアは機能向上を図ることが難しく，験測処理の高度化や迅速な情報発表を図る上での障害となりつつある．一方，この四半世紀で，ハードウェアの性能が大幅に向上したほか，マルチプラットフォームに対応した言語や対話処理に優れた入力デバイスの開発・淘汰が進み，ハードウェア環境に依存しないソフトウェア群の構築が可能になってきた．そこで，WIN形式データのリアルタイム伝送が機関の枠を超えた全国規模のデータ流通の基盤となっていることを踏まえ，定期的に更新が進められてきた防災科研や気象庁のデータ伝送システムや対話験測処理システムを参考にしながら，マルチプラットフォームのソフトウェア群（次世代WIN）の開発を進めることとした．

２．現行システムの課題と次世代システムへの要望

開発を進めるにあたり，まず，現WINシステムにおける課題と次世代システムへの要望の意見集約を行った．WINシステムに関連の深い研究者や技術者にメール等によりアンケート調査を実施し，18機関（北海道大学，東北大学，東京大学，名古屋大学，京都大学，高知大学，九州大学，鹿児島大学，琉球大学，防災科学技術研究所，神奈川県温泉地学研究所，気象庁，気象大学校，地震予知総合研究振興会，企業4社）から回答を得た．

調査の結果，次のような課題と要望が寄せられた．昨今の観測網の高密度化に伴うデータ量（チャネル数）の増大，観測項目の多様化，通信の高速化，再送機能の充実，高精細かつ多色表示可能な操作環境への対応が検討事項として挙げられていた．また，WINシステムでは標準的にhypomh (Hirata and Matsu’ura, 1987)が震源計算に使われているが，それ以外の震源計算プログラムや他の解析プログラム（メカニズム解析など）への対応，WINシステムのチュートリアルの充実なども課題として挙げられていた．

３．対話験測処理系システムの試作と今後の展望

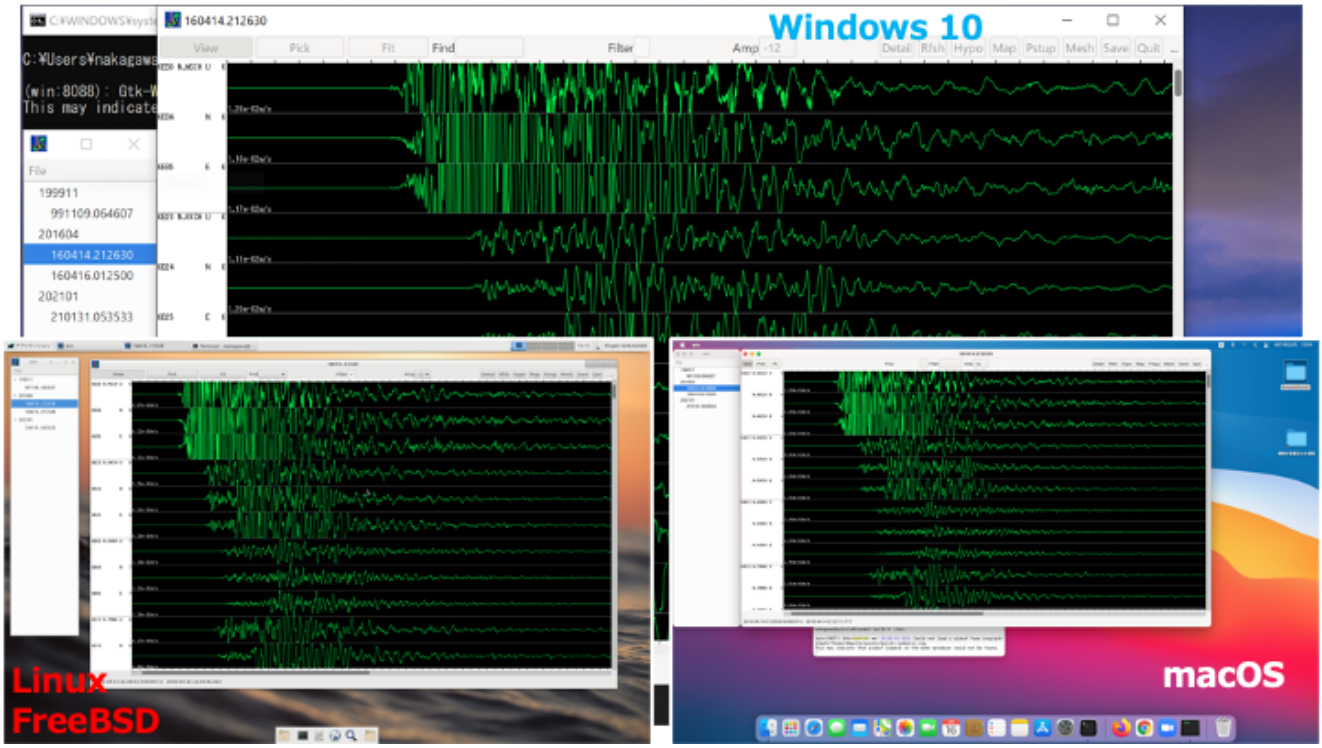
前項の調査を参考にして，次世代の対話験測処理系システムの試作を開始し，対話検測ソフトウェアの基礎部分を作成した．最大の特徴は，1つのソースコードからUnix (Linux, FreeBSD)，Windows，macOS の複数プラットフォーム上で動作するネイティブバイナリをそれぞれの環境下でコンパイルできることである（図）．現在は，波形表示と手動験測の最小限の機能しか備えていないが，今後の機能拡張が可能な設計となっている．

今後は，この試作したプログラムを基にして，震源決定プログラムなどの外部コマンド実行機能などの実装

© The Seismological Society of Japan

を進めていきたい．また，伝送系システムの仕様について検討を進めたい．

謝辞：本研究では，国立研究開発法人防災科学技術研究所，北海道大学，弘前大学，東北大学，東京大学，名古屋大学，京都大学，高知大学，九州大学，鹿児島大学及び気象庁の地震観測データを用いました．ここに記して感謝します．なお，本研究は文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画（第２次）」の支援を受けました．



© The Seismological Society of Japan

Room D | Regular session：S02. Seismometry and monitoring system

Fri. Oct 15, 2021 1:30 PM - 2:15 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 4:30 AM - 5:15 AM UTC | ROOM D ROOM D

PM-1

chairperson:Satoshi Katakami(Center for Railway Earthquake Engineering Research)

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

[S02-05] Seafloor seismic observation using long-distance DAS technology

○Hiroyuki MATSUMOTO[1], Eiichiro Araki[1], Takashi Yokobiki[1], Kinzo Kishida[2], Daiji Azuma[2] (1.JAMSTEC, 2.Neubrex Co., Ltd.)

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

[S02-06] Long-period noise reduction on fiber optic distributed acoustic sensing (DAS)

○Eiichiro ARAKI[1], Takashi Yokobiki[1] (1.JAMSTEC IMG)

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

[S02-07] Long term DAS acquisition using Toyohashi-Oki seafloor cable

○Toshinori KIMURA[1], Eiichiro Araki[1], Takashi Yokobiki[1], Koshun Yamaoka[2], Shuhei Tsuji[2], Toshiki Watanabe[2] (1.JAMSTEC IMGFEAT, 2.Nagoya University)

Seafloor seismic observation using long-distance DAS technology

*Hiroyuki MATSUMOTO[1], Eiichiro Araki[1], Takashi Yokobiki[1], Kinzo Kishida[2], Daiji Azuma[2]

1. JAMSTEC, 2. Neubrex Co., Ltd.

光ファイバセンシング技術の一つである光ファイバ分散型音響センシング（DAS：Distributed Acoustic Sensing）は、入射光に対して光ファイバ内の発生する散乱光から散乱体の位置変化を計測するものである。光ファイバの一部がひずむと、散乱光の位相が変化する。DASは、光ファイバの散乱体の相対位置変化の分布を光ファイバ全長にわたって観測する。DASの特徴は長距離にわたり空間分解能が高い連続データが観測できることである。本研究では、DASを海底ケーブルに適用して光ファイバ長100 kmまでの観測を行い、DASによる地震発生帯での地震動の検出能力について考察した。 本研究で利用した光ファイバは、図1に示す「高知県室戸岬沖海底地震総合観測システム」の海底ケーブルである。この観測システムは、2019年3月に運用を停止して以降、主にDAS観測のテストサイトとして利用している。ケーブル長は、陸上局から先端観測ステーション（DSO）まで約128kmあり、6心の光ファイバをもつシステムである。海底ケーブルの途中に2台の海底地震計（OBS）と2台の津波計（PG）が設置されている。 まずDAS観測の地震観測への適用性を調べるために、DSOラインを用いて60 km計測レンジにより概ね15 km～30 kmのセクションについて38時間の連続観測を行った。連続観測を行った期間に、紀伊水道でM 2.5の地震が発生した（図1）。地震の発生時刻は2020年3月24日00時31分54.1秒である。震央からDAS観測のケーブルセクションまで概ね120 kmであった。DASによる地震観測例として、10.5 mの空間分解能で計測（decode）したデータセットを50 m毎にスタッキングして、10～20 Hzのバンドパスフィルタを適用したものを図2に示す。海底面とのカップリングが強いセクションは高感度の観測ができている。P波はS波に比べるとS/N比は下がるが、カップリングが強いセクションではP波も識別できる。DASは光ファイバの軸方向ひずみへの感度が高いため、S波の到達はより明瞭に観測されている。 次に、光ファイバの結合部（CPL）が120.7 kmに存在するPG1ラインを用いて120 km計測レンジにより概ね0 km～60 kmおよび40 km～100 kmの2セクションの観測を行い、光ファイバ長100 kmまでのノイズレベルを比較した。上記と同様のデータ処理を施し、0.1～10 Hzのバンドパスフィルタを適用した。図3にそれぞれの光ファイバセクションの3分間のDAS観測の記録を示す。図3(a)に沿岸に近いセクションの観測を示すが、海岸線から2 km付近までは海底ケーブルが波浪の影響を受けるためノイズレベルが高い。海底面とのカップリングがよいセクションでは脈動が明瞭に観測されている。図3(b)に沖合のセクションの観測を示すが、70 kmより遠方のセクションはノイズレベルが高くなる。図4に10 km毎に計算したパワースペクトル密度を示す。30 kmを除き、70 kmまでは脈動の帯域にピークがある。図3(a)からもわかるように、30 kmは海底面とのカップリングが弱いセクションであることを示唆する。また2回の観測でオーバーラップする40 kmならびに50 kmは同等のノイズレベルとなっている。計測距離が長くなるにつれて入射光の減衰が大きくなるため、広帯域でノイズレベルが高くなる傾向にあり、80 kmと90 kmのPSDには脈動のピークは認識できない。したがって現在のところ、光ファイバ長70 kmまでのセクションで海底地震観測に適用可能と考えられる。

© The Seismological Society of Japan

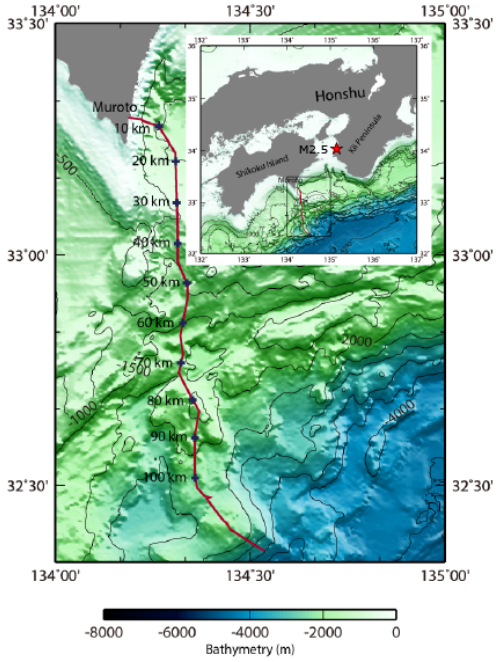


図 1：JAMSTEC 室戸海底ケーブルの敷設位置
（☆は紀伊水道で発生した地震の震央）

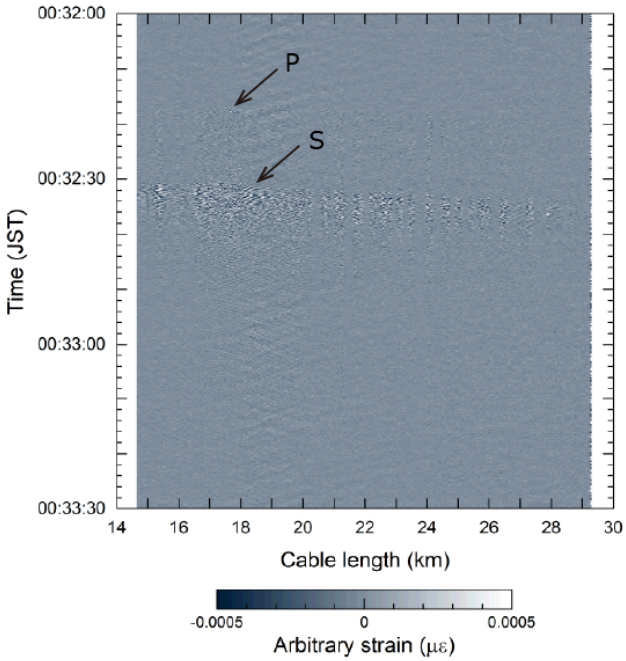


図 2：2020 年 3 月 24 日に紀伊水道で発生した地震の
シグナル（10 - 20 Hz バンドパスフィルタを適用）

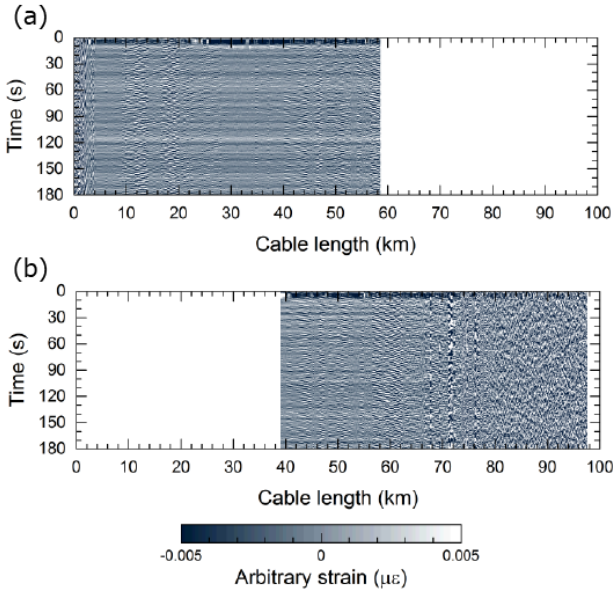


図 3：(a) 0 - 60 km、(b) 40 - 100 km セクションの DAS
観測（0.1 - 10 Hz バンドパスフィルタを適用）

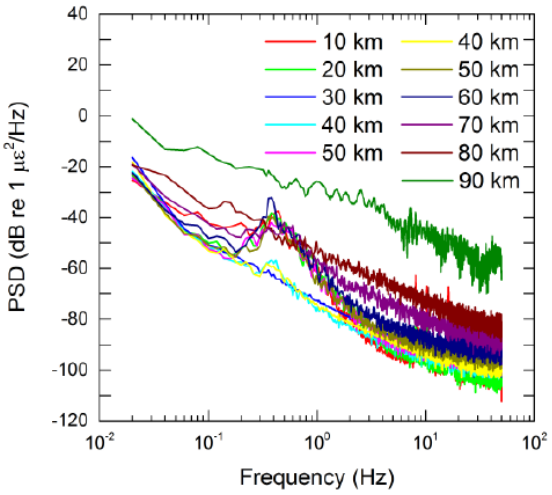


図 4：10 km 毎のパワースペクトル密度

© The Seismological Society of Japan

Long-period noise reduction on fiber optic distributed acoustic sensing (DAS)

*Eiichiro ARAKI[1], Takashi Yokobiki[1]

1. JAMSTEC IMG

我々は、南海トラフ室戸沖に展開された120km の海底光ファイバーケーブルを用い、分布型音響センシング（DAS）計測を展開している。DASは、光ファイバーの光ファイバー歪変化を多点・高密度に計測できるのが特長であり、室戸沖海底ケーブルでは、ローカルな地震だけでなく、長周期地震動に富んだ遠地地震の観測も行えている（Ide, Araki, Matsumoto, 2021）が、0.1秒より長い長周期においては、機器ノイズが多いため、近傍のDONET海底広帯域地震計と比べて長周期地震動の観測限界は高くない。同じ南海トラフに展開している200m長の1本の光ファイバー歪計による観測結果(Araki et al., 2021)を考えると、このDAS機器ノイズを減少させることができれば、海底光ファイバーケーブルでも、海底広帯域地震計と同様の高感度・広帯域観測が行えることが期待できるため、DASの長周期観測ノイズの原因を考察するとともにその観測ノイズを補正して長周期における観測限界を高めることを意図した実験を行ったので報告する。

DASでの10秒より長周期での観測ノイズは、光ファイバーが実際に温度変化等により見掛けの伸縮を起こしていることの他に、DAS装置に用いられているレーザー光源の波長の揺らぎが見掛けのファイバー伸縮として見える効果が主要なノイズ源であると考えられる。この後者の効果を測定することができれば、観測記録を補正することによって長周期観測限界を高めることができるのではないかと考えた。 レーザー波長の揺らぎは、光ファイバーの1回の計測（通常1ms程度）の間は小さいと考えられるため、揺らぎの影響は、光ファイバー観測記録全体に共通の成分として現れると考えられる。そこで、観測ファイバーに「歪変化のない」区間を挿入し、その区間の計測結果をレーザー波長揺らぎの効果として、他の計測区間の記録を補正した。

「歪変化のない」観測ファイバーの区間は、石英管に巻き付けた光ファイバー約140mを断熱容器に収納することによって実現した。 また、「歪変化のない」光ファイバー区間にそれで生じているちいさな「歪変化」をも、並行して高安定レーザー光を用いた光干渉法によって計測することにより、さらなる補正を行うことも試みた。この計測に用いる高安定度レーザー光源は、高真空環境で断熱されたキャビティに周波数ロックした周波数ドリフト率が10^-10/日程度のものを用いたので、「歪変化のない」光ファイバー区間の実際の歪変化を0.1nstrain より高い精度で把握することが十分に可能である。

これらの実験装置：DAS観測装置(AP Sensing N5226A 50km range） 、「歪変化のない」光ファイバー(自作)、高安定度レーザー光源(Stable Laser Systems社SLS-INT-1550-1) 、光干渉計測装置（自作）を海洋研究開発機構の室戸沖海底ケーブルの陸揚げ局舎内に設置を行い、試験観測を2021/3/4-3/31の期間連続的に実施した。

得られたDAS観測記録では、0.01-0.1Hz の長周期地震動の帯域において「歪変化のない」光ファイバー区間と30km までの計測範囲での記録は非常によく相関しており、「歪変化のない」区間の記録を用いることで、これらの計測範囲において観測ノイズを少なくとも1/10程度に減らすことが可能と考えられる結果が得られた。それより先の区間ではやや相関が低くなっているが、これはDAS装置で観測しているレイリー散乱光の強度が小さいため、光ファイバーの歪変化を完全にトラッキングできていないことによるものと考えられる。いずれにしても、観測装置の計測区間のかなりの範囲で、記録の長周期ノイズを減少させることができることが示された。 高安定度のレーザーを用いた光干渉計測の結果によれば、「歪変化のない」光ファイバー区間も、設置場所の温度変化の影響を受け、日変化に卓越した歪変化が観測された。したがって、DASの観測データをより長周期（～日）で活用しようとする場合には、今回実験をしたような方法でDAS観測の長周期計測の精度を高めることが必要になると示唆された。

© The Seismological Society of Japan

Long term DAS acquisition using Toyohashi-Oki seafloor cable

*Toshinori KIMURA[1], Eiichiro Araki[1], Takashi Yokobiki[1], Koshun Yamaoka[2], Shuhei Tsuji[2], Toshiki Watanabe[2]

1. JAMSTEC IMGFEAT, 2. Nagoya University

1. はじめに
光ファイバ分散型音響センシング (DAS: Distributed Acoustic Sensing) は光ファイバ内に光パルスを連続的に送信し，ファイバ内にランダムに分布する散乱点からの後方散乱光を観測・処理することにより光ファイバ上の数m間隔での分散歪を連続的に観測する。DASは主に資源探査分野での稠密構造探査・モニタリングなどを対象として技術開発が進められてきたが、近年は自然地震観測等，地球科学分野への適用も進み，従来型の地震計では実現不可能であった超稠密地震観測の可能性を示す研究成果が多数報告されている。DASによる観測は光ファイバに光源および処理装置を接続するのみで実現できるため，既存の光ファイバを利用することで観測コストを従来の手法と比較して大幅に低減することができる。特に，海底等の受振装置を設置することが困難な海域観測ではこのメリットは大きい。また，固定された光ファイバの利用により繰り返し探査・モニタリングが容易に実現できる。一方で，DASをこれらの地震観測・モニタリングの観測に適用するためには，精度等の観測性能を明らかにする必要があるが，現状観測例・議論は十分でない。

2. データ観測
本研究では，愛知県豊橋沖の海底ケーブルを用いDASの長期観測を行い，観測された地震記録，常時微動記録などを利用してDASの観測データ・観測性能の議論を行う。2021年5月1日～7月11日にJAMSTEC所有の豊橋沖ケーブルにAPsensing社製のDAS収録装置 (N5226A R50) を接続し， 2か月以上の連続データの観測に成功した。陸側から23kmまでのケーブル区間を観測区間に設定し，ゲージ長40m, 空間サンプリング間隔5m, 時間サンプリング間隔 2ms での観測を行った。観測開始時に複数のゲージ長 (5-40m) の試験観測を短時間実施し，最適な観測パラメータを決定した。観測装置一式は陸上のケーブル局舎に設置し，収録データは大容量NASに保存された。また，データQC，処理を円滑に行うため，観測と並行して時間・空間サンプルをそれぞれ 10ms, 50m にダウンサンプルするデシメーション処理をリアルタイムで実施した。

3. データ確認・処理
観測された時系列データには，常時微動，近地・遠地地震記録などの信号が確認された。観測データの時系列を目視で確認すると，常時微動成分は陸側の振幅が沖側と比較して相対的に強いことが分かった。定量的な議論のために常時微動成分のパワースペクトル密度 (PSD) を計算したところ，複数の明瞭なピークが確認された。0.08-0.1 Hz付近，および0.4-0.5 Hz 付近に明瞭なピークが確認された。複数のケーブル距離で観測されたデータのPSDを確認したところ，低周波数側0.08-0.1 Hzのピークは陸側から沖側にかけて振幅が減少することが分かった。一方，0.4-0.5 Hz のピークはケーブル距離が変化してもそれほど振幅が変化しないことが確認された。これらのシグナルの由来を議論するために，F-Kスペクトルを算出しそれぞれの波群の見かけ速度を確認した。F-Kスペクトルの計算の結果，低周波数側のシグナルは，傾き10-20 m/s程度の傾きで伝わる波群，高周波数側のシグナルは300-500 m/s程度で伝わる波群であることが分かった。これらはそれぞれ海洋波浪の伝播速度，表面波の伝播速度に対応していることから，前者は海洋波浪の伝播自体により励起される圧力変動由来のシグナル，後者は脈動セカンダリ成分由来の表面波・境界波であると考えられる。地震記録としても，震央距離数km～3500 km, マグニチュード2～7程度までの複数の近地・遠地地震が観測された。例えば2021年5月3日7時57分に岐阜県で発生したM2.4の近地地震，5月22日3時4分に中華人民共和国青海省で発生したM7.3の遠地地震についても，明瞭にとらえられていることを確認した。

4. さいごに
本研究では豊橋沖海底ケーブルを利用した長期間のDAS観測および観測データの初期解析を行った。初期解析

© The Seismological Society of Japan

の結果，海底ケーブルによるDAS観測では波浪伝播，脈動由来の信号が明瞭に観測されること，広範囲での近地・遠地地震が観測されることを確認した。今後，陸上の観測点に設置された地震計の比較などにより，観測性能の定量的な評価を行う予定である。また，将来的なDAS観測と定常震源を組み合わせた地震波速度構造モニタリング実現に向けた取り組みとして，付近に設置されたACROSSによる信号抽出の取り組みを今後行う予定である。

© The Seismological Society of Japan

Room D | Regular session：S14. Earthquake prediction and forecast

Fri. Oct 15, 2021 2:15 PM - 3:00 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 5:15 AM - 6:00 AM UTC | ROOM D ROOM D

PM-1

chairperson:Fuyuki Hirose(Meteorological Research Institute)

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

[S14-01] Application of weighted likelihood method to the Brownian Passage Time model for recurrent earthquakes with uncertain origin times and an analytical soluton of the maximum likelihood estimate

○Masajiro IMOTO[1], Nobuyuki MORIKAWA[1], Hiroyuki FUJIWARA[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S14-02] Trial calculation of long-term probability for crustal earthquakes using GNSS data

○Takuya NISHIMURA[1] (1.DPRI, Kyoto Univ.)

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

[S14-03] **Modified estimation of the HIST-ETAS model for earthquake catalogs possessing long- and short-term incomplete data**

○Yosihiko OGATA[1], Koichi Katsura[1] (1.The Institute of Statistical Mathematics)

Application of weighted likelihood method to the Brownian Passage Time model for recurrent earthquakes with uncertain origin times and an analytical soluton of the maximum likelihood estimate

*Masajiro IMOTO[1], Nobuyuki MORIKAWA[1], Hiroyuki FUJIWARA[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

はじめに

繰り返し地震として複数の時系列が候補とされ，一つの時系列に特定できない場合がある．このような場合，各時系列の信頼性に応じた重み付き尤度関数を用いて，平均的なモデルパラメータを推定することができる（Imoto and Fujiwara, 2012,EPS）．離水地形や津波堆積物など地形地質学的手法により特定される地震には，標本の年代測定に起因する発生時期の不確定性がある．このような場合も，発生年が連続的に変化する複数の時系列として重み付き尤度法を適用できる．発生年不確定な地震時系列の更新過程モデルについてはすでに尤度関数が提案されているが（Ogata,1999,JGR），この式による最尤推定値は偏ることが報告されている（井元他,2021,JPGU）．ここでは，発生年不確定の繰り返し地震更新過程モデルに適用した重み付き尤度法を紹介し，地震間隔分布がBrownian Passage Time (BPT)分布の場合の最尤推定値解析解を導く．得られた関係式を用いて，相模トラフ沿いのM8クラス地震について離水地形データからBPT分布モデルの最尤推定値を求める．

重み付き尤度法

Imoto and Fujiwaraは，M8クラス関東地震の複数の歴史地震時系列への重み付き尤度法の適用で，各時系列の対数尤度関数を重み付き加算し対数尤度関数としている．発生年不確定な時系列では地震発生年が連続的に変化するため，地震発生年を積分変数とした対数尤度関数の多重積分により重み付き尤度関数を表現できる．重み付き尤度法では，データに対する信頼度に応じて重みをつける．年代測定の結果として発生年の確率密度関数が報告されている場合には，それを重みとして用いることができる．確率密度がわからない場合には，発生年は一様分布であると考える．この場合には，重み付き尤度関数は(1)式(表1)で表される．積分範囲は各地震の不確定期間$((a_i,b_i),i=1,2,...n)$となる．不確定期間が相互に一部重なる場合には，発生年の逆転を避ける$(t_1 < t_2<...<t_n)$条件付き積分となる．地震間隔の確率密度関数は(2)式BPT分布で与える．モデルパラメータμおよびαをそれぞれ平均間隔およびばらつきと呼ぶ． 尤度関数をモデルパラメータにより微分し連立方程式を解く．多重積分と微分の順序を入れ替え，多重積分を(3)式(4)式で表すと(5)式(6)式を得る．

相模トラフ沿いM8クラス地震

地震調査研究推進本部地震調査委員会報告書(調査委員会報告書，2014)では，2400calyBP～5400calyBPの間に推定される9回の地震を用いて今後発生する地震について評価している．これら9回の不確定期間は相互に重ならないので，(3)式の多重積分は被積分関数に含まれる変数に関する2重積分となる．地震間隔およびその逆数の2重積分は(7)式(8)式で与えられる． (7)式から不確定期間中央値の差が平均間隔となることがわかる．(5)式と(6)式から最尤推定値として平均間隔363年ばらつき0.49 を得る．

調査委員会報告書ではOgata(1999)と同等なParsons(2008,JGR)に従ったモンテカルロ法により地震系列を生起し，平均間隔とばらつきの中央値や平均値を求めている．このモンテカルロ法における最尤推定値は記載されてないが，我々の計算では平均間隔360年程度ばらつき0.28程度となっている．重み付き尤度法の結果に比べばらつきが0.2ほど小さい．この比較からもOgata(1999)やParsons(2008)ではばらつきが小さく決まることがわかる．ある時点から30年間に地震が発生する確率（30年確率）の比較を図１に示す．一般に経過年数が短い時点では，ばらつきが小さいと大きい場合に比べ確率は小さくなる．図１によると大正関東地震(1923年)から100年程度経過で，ばらつきが小さいParsonsでは確率値はほぼ0%であるが，重み付き尤度法では1～2%になる．98年経過時点(2021年9月1日)における30年確率は，重み付き尤度法では1.6%，Parsonsで

© The Seismological Society of Japan

0.01%以下，3歴史地震(応仁，元禄，大正)で 2.4% となる．このようにParsonsではばらつきが小さく決まる結果，現時点の30年確率は過小評価となる．上記モンテカルロ法の時系列はParsonsの偏りを引き継いでいるため，モデルパラメータ中央値や平均値，確率値のベイズ推定等も偏っていると推測する．

© The Seismological Society of Japan

表 1

(1)	$\ln L^{w}(\theta) = \int_{a_1}^{b_1}\cdots\int_{a_n}^{b_n}\ln[\{\prod_{i=2}^{n} f_\theta(t_i - t_{i-1})\}]\prod_{i=1}^{n}\frac{1}{b_i-a_i}dt_n\cdots dt_1$
(2)	$f_\theta(t) = f(t,\mu,\alpha) = \sqrt{\frac{\mu}{2\pi\alpha^2 t^3}}\exp\left\{-\frac{(t-\mu)^2}{2\mu\alpha^2 t}\right\}$
(3)	$E[F(t_{i-1},t_i)] = \int_{a_1}^{b_1}\cdots\int_{a_n}^{b_n} F(t_{i-1},t_i)\prod_{i=1}^{n}\frac{1}{b_i-a_i}dt_n\cdots dt_1$
(4)	$E[1] = \int_{a_1}^{b_1}\cdots\int_{a_n}^{b_n}\prod_{i=1}^{n}\frac{1}{b_i-a_i}dt_n\cdots dt_1$
(5)	$\hat{\mu} = \frac{1}{n-1}\frac{1}{E[1]}\sum_{i=2}^{n}E[(t_i - t_{i-1})]$
(6)	$\widehat{\alpha^2} = \frac{1}{n-1}\frac{1}{E[1]}\sum_{i=2}^{n}E\left[\left(\frac{1}{t_i - t_{i-1}}\right)\right]\cdot\hat{\mu} - 1$
(7)	$\frac{1}{(b_1-a_1)(b_2-a_2)}\iint_{a_1a_2}^{b_1b_2}(t_2-t_1)\,dt_2dt_1 = \frac{(a_2+b_2)-(a_1+b_1)}{2}$
(8)	$\frac{1}{(b_1-a_1)(b_2-a_2)}\iint_{a_1a_2}^{b_1b_2}\frac{1}{t_2-t_1}dt_2dt_1$ $= \frac{1}{(b_1-a_1)(b_2-a_2)}\{(b_2-a_1)\ln(b_2-a_1) - (b_2-b_1)\ln(b_2-b_1) - (a_2-a_1)\ln(a_2-a_1) + (a_2-b_1)\ln(a_2-b_1)\}$

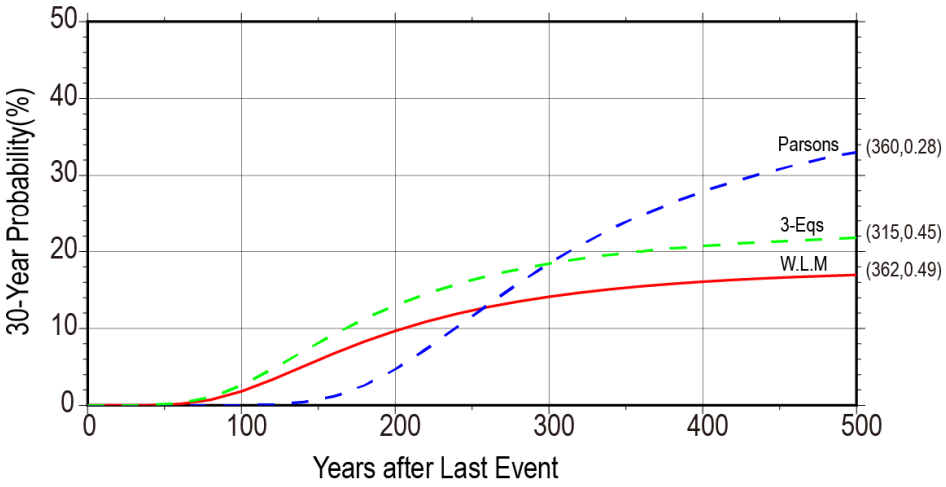


図 1　30 年確率の推移. 重み付き尤度法最尤推定値に基づく 30 年確率の推移を赤線で示す. Parsons と 3 地震(永仁，元禄，大正)による推移を青破線，緑破線で示す.

© The Seismological Society of Japan

Trial calculation of long-term probability for crustal earthquakes using GNSS data

*Takuya NISHIMURA[1]

1. DPRI, Kyoto Univ.

はじめに

我が国では地震の長期的な確率予測として地震調査委員会による長期評価が行われており、地殻内で発生する地震（以下、内陸地震）に関しては地形・地質学的手法による活断層に基づく評価が行われていて測地データは用いられていない。一方、諸外国の地震長期予測モデル（例えば、Field et al., 2017）には、GNSS等の測地データが広く用いられている。日本列島で稠密なGNSS観測網が整備されているので、測地データを用いて内陸地震の長期予測を試算し、既存のモデルと比較することは、より信頼性の高い地震の確率予測モデルを構築するために有益であると考えられる。本研究では、西南日本のGNSSデータを用いて内陸地震の長期発生確率を試算し、実際の地震活動との比較を行った。

地震長期発生確率の計算方法

本研究では、最も単純な地震発生予測モデルとして、内陸地震の発生はポアソン過程に従うと仮定し、地震の発生率はその地域の地震モーメント速度と規模別発生頻度から計算した。地震の規模別頻度分布は、切断グーテンベルグ・リヒター則に従うものとし、最大地震の気象庁マグニチュードを8.0、b値は0.9と解析地域で一定の値を仮定した。 地震モーメント速度は、以下のようにGNSSデータから計算した。まず、大地震の発生が少なかった2005年４月から2009年12月までの水平速度を推定し、南海トラフ沿いのプレート間固着による弾性変形をNishimura et al.(2018)のモデルを用いて除去した。プレート間固着による弾性変形を除去した理由は、この弾性変形はプレート間地震の発生によって解消されるものであり、内陸地震の発生の原動力そのものではないと考えたからである。次に、補正を行った水平変位速度からOkazaki et al.(2021)の手法を用いて0.2度グリッドの中心位置でのひずみ速度を計算した。ひずみ速度から地震モーメント速度への換算式は先行研究で提案された３つのモデルで試算し、換算式中の地震発生層の厚さ、剛性率については解析領域で一様のモデルと総地震数の90%の地震が発生する深さ（Omuralieva et al., 2012）とJ-SHIS深部地盤構造モデルを用いて可変とするモデルで計算を行った。 測地学的ひずみ速度は、過去の地震活動から推定されるひずみ速度に比べて数倍から１桁程度大きいことが指摘されており（例えば、Shen-Tu et al., 1993）、測地学的ひずみ速度は海溝型地震によって解放されるひずみ速度を含むことや内陸域での非弾性ひずみを含むことが原因であると考えられてきた。本研究では前者のひずみ速度は前処理で除去したが、内陸の非弾性変形がどの程度生じているかは内陸地震として解放されるモーメント速度に大きく影響する。そのため、ここでGNSSひずみ速度データから換算した地震モーメント速度と過去の地震によって解放されたモーメント速度の割合を計算した。M6以上の内陸地震の地震モーメント速度は、大地震の記録が概ね残っていると思われる天正地震以降の期間（西暦1586-2019年）で、測地データから換算したモーメント速度の13–20%程度であり、この割合を測地ひずみ速度から地震モーメント速度への変換に用いた。

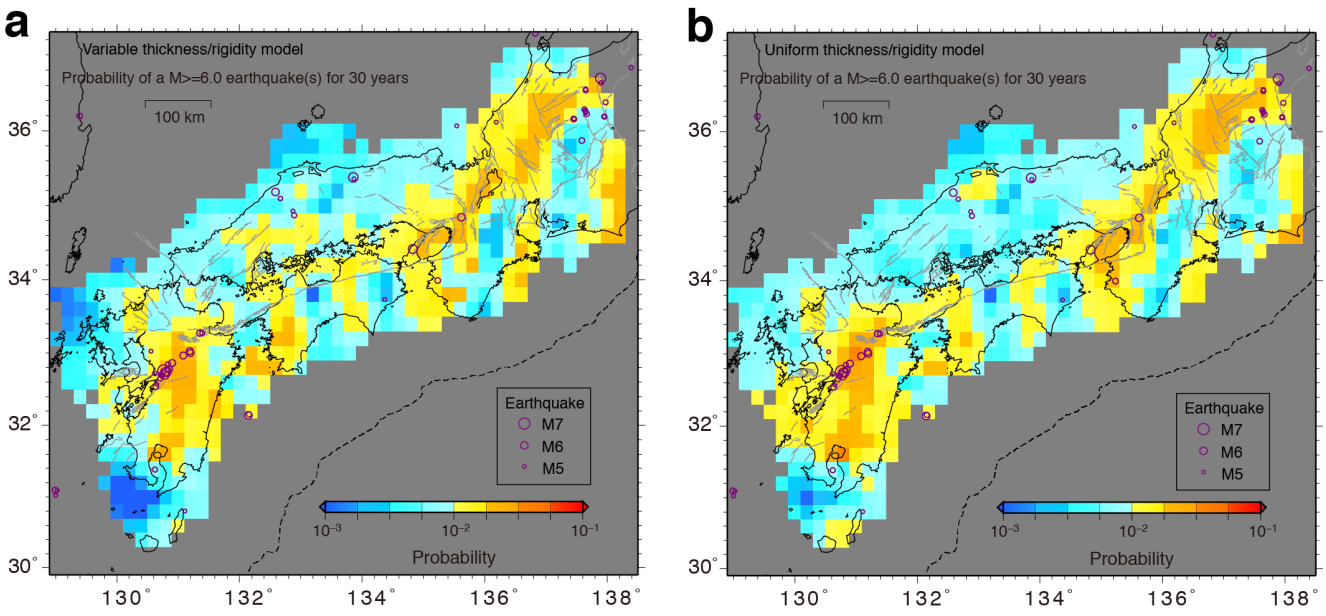
地震長期確率モデルの試算結果と比較

M6以上の内陸地震について30年間の発生確率を試算した結果を図に示す。過去の地震分布ともっとも整合的であったモーメント速度の換算式は、水平方向の２つの主ひずみ速度の絶対値及び面積ひずみ速度の絶対値の最大値を用いるSavage and Simpson(1997)の換算式であり、地震発生層の厚さと剛性率が可変のモデル（図a）と一様のモデル（図b）は、過去地震との整合度において大きな差はなかった。地震発生層の厚さ一様のモデルで0.2度グリッドの発生確率の最大値は九州中部の3.5%で、最小値は薩摩半島沖の0.1%であった。試作したモデルと実際の内陸地震の分布を比べると、地震の空間分布は一様であるという参照モデルに対して、地震１個あたりの確率利得では1.1-1.3程度であるが、ひずみ速度が上位25%のグリッドに地震数で43%以上、地震モーメントで62%以上の地震が発生しており、ひずみ速度の高い場所で地震が多発する傾向は明らかである。よって、測地データを用いた長期予測は、新たな地震発生予測手法として有効であると考えられる。

謝辞：本研究では、国土地理院、海上保安庁、国際GNSS事業(IGS)のGNSSデータ、気象庁一元化カタロ

© The Seismological Society of Japan

グ、世界の被害地震の表（https://iisee.kenken.go.jp/utsu/）を利用しました。地殻内地震発生確率評価手法検討ワーキンググループ、特に加藤愛太郎、尾形良彦両博士との議論は有益でした。ここに記して感謝いたします。



© The Seismological Society of Japan

Modified estimation of the HIST-ETAS model for earthquake catalogs possessing long- and short-term incomplete data

*Yosihiko OGATA[1], Koichi Katsura[1]

1. The Institute of Statistical Mathematics

１．要約： 本研究では、階層型時空間ETAS（HIST-ETAS）モデルを用いて、日本全国や内陸部などの広領域で、地域依存の地震活動を短期予測するとともに、背景地震率を分離する。予測や背景地震率の分解能を高めるためには、気象庁震源カタログの下限マグニチュード値を適切に下げることが考えられる。しかし、これによって長期的には人為的なデータの時空間的不均一性を考慮する必要がある。同時に、大地震の直後には数多くの連発余震が発生し、余震の波形が重なり、小さめの余震の欠落が起こる。それゆえ大地震発生後に低下する余震検出率を推定することによってHIST-ETASモデルの偏りのないパラメータを再推定できる。結果、地震活動度の大地震後の地震活動がどのように補正されるかを可視化し、時空間の地震発生率を準リアルタイムで予測し、アニメーションで示すことができる。

２．階層ベイズ型時空間ETASモデルと地震予測の補正： 震源データベースから階層ベイズ型的時空間Epidemic-Type Aftershock Sequence (HIST-ETAS) モデルを推定する．ここで，準リアルタイム（例えば１時間以内）で検出地震群からAICで，余震や群発地震の非等方性の短期空間予測を近似する．時間経過に依存しない常時活動度は地域的に数桁の違いで変化し，大地震の長期的予測に有用である．すなわち常時活動度の高い地域は，大地震の予測結果や歴史地震の多発域と調和的である．余震生産性のパラメータは短期確率予測に必須である．この他にもHIST-ETASモデルの主要パラメータは，地震活動パターンの地域的非一様性を表すために地震の位置に依存する． これは任意の位置での主要パラメータの値が，デロネ三角形網の各頂点での値（デロネ係数）によって線形的に補間（区分的線形関数）されるものである．地震の数に比例して係数の数が膨大になるので，適切な推定には区分線形関数に滑らかさの制約を課して，「罰則付き対数尤度」を最大化する逆問題（インバージョン）として，ベイズ最適解（MAP解）を求める． 宇津カタログを準備データとし、1926年以降の気象庁カタログをターゲットのデータとして使った対数尤度は、次節で求められる下限マグニチュード*Mc*地震検出率関数を重みに使う。

３．時空間地震検出率： 下限マグニチュードを十分下げてデータを増やし、予測の解像度を上げたい．その場合，長期的なデータの非一様性を補うと同時に，大きな地震直後の余震検出率の低下によるバイアスを補正して，正しいHIST-ETASモデルの推定と予測が出来るようにしなければならない．そのために震源から作ったドローネ（Delaunay）４面体ネット上での時空間検出モデルを準備する．ここでマグニチュード分布係数*b*値の時空間変化の指数関数と次の正規分布の累積分布関数を掛け合わせる。すなわち平均パラメータが50%検出のマグニチュードに対応し，標準偏差は部分的に検出されるマグニチュードの範囲を示す．かくして下限マグニチュードMcの検出率を全ての時空間で補間できる。 1926年以降の気象庁カタログの震央と発生時刻に関する結果を示す。そのため地震カタログデータを頂点としたドローネ４面体の時空間分割を効果的に構成する。とくに、一元化後の膨大なデータを克服するドローネ４面体分割の作成や、大地震の直後に発生する急激な検出率低下を定量化できるように工夫し、尤度関数が設計される。 各ドローネ４面体上で線形な多面体スプライン関数でG-R則の 、検出率の および の時空間関数を表現し、平滑化の空間的制約と時間的制約の其々の重みを最適化する赤池ベイズ情報量基準（ABIC）で決定する。こうして求めた日本内陸部と沖合周辺部のマグニチュード時空間検出率や *b* 値変化の計算結果を動画で可視化できる。

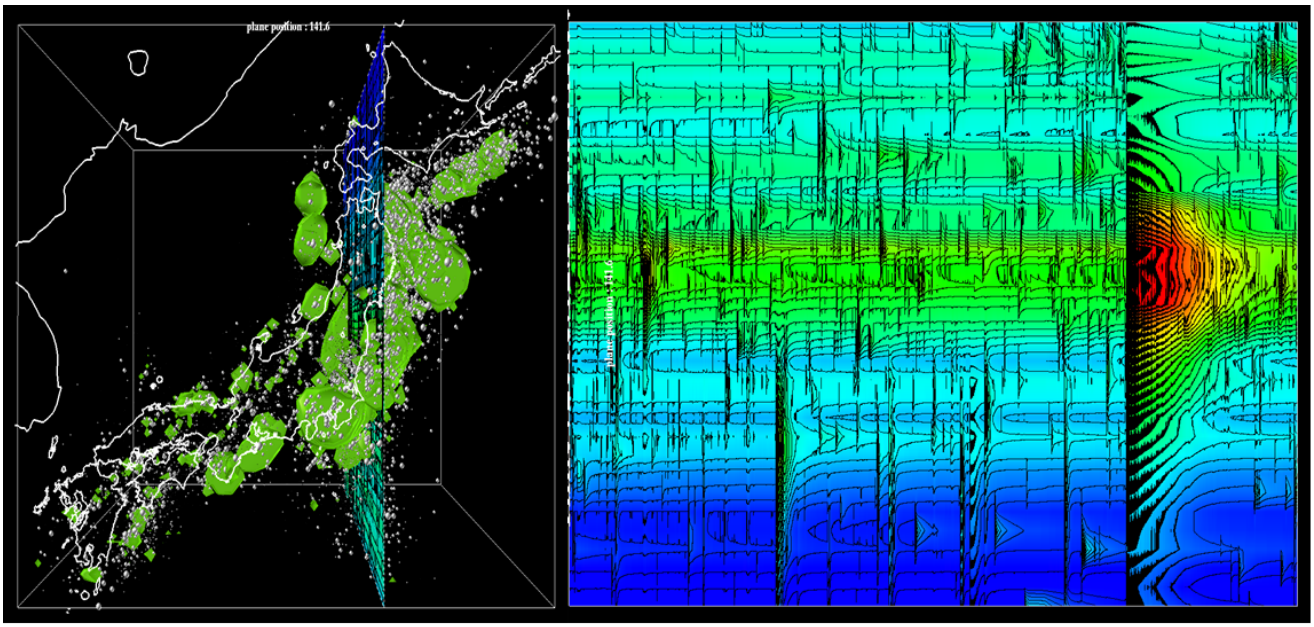
参考文献およびソフトウェアとマニュアル：

1) Ogata, Y. and Katsura, K. (1993). Analysis of temporal and spatial heterogeneity of magnitude frequency distribution inferred from earthquake catalogues, *Geophys. J. Int.*, **113**, 727-738.
2) Ogata, Y. and Katsura, K. (2006). Immediate and updated forecasting of aftershock hazard, *Geophys.*

© The Seismological Society of Japan

Res. Lett., **33** (10), L10305, doi:10.1029/2006GL025888.
3) Ogata et al. (2021) Hierarchical Space-Time Point-Process Models (HIST-PPM): Software Documentation and codes, *Computer Science Monographs* https://www.ism.ac.jp/editsec/csm/index_j.html No. 35, The Institute of Statistical Mathematics, Tokyo; or temporally available in http://bemlar.ism.ac.jp/ogata/HIST-PPM-V3/.

図の説明： 階層ベイズ型時空間ETASモデルの地震活動がどのように補正されているかを可視化している。HIST-ETASの時空間intensity rateの比の時空間等高面（左）と東経141度38分で切った緯度変換時間の平面上のintensity ratesの比の画像と等高線（右）。いづれも対数スケール。



© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S01. Theory and analysis method

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P1 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-01] Numerical simulations of guided waves propagating in subducting oceanic crust

○Kazuki Kidoguchi[1], Jun Kawahara[1], Takahiro Shiina[2] (1.Graduate School of Science and Engineering, Ibaraki University, 2.Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST))

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-02] Numerical test for imaging oceanic slab based on a passive-source reverse time migration

○Takashi FURUMURA[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-03] Numerical simulation of seismoacoustic wave propagation on and beneath the sea surface: Evaluation of deamplification effect due to a seawater layer

○Takeshi NAKAMURA[1], Hiroshi TAKENAKA[2] (1.Central Research Institute of Electric Power Industry, 2.Okayama University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-04] Migration-based event location method applicable to local earthquakes recorded in Ocean Bottom Seismograph.

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

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-05] Study on the wavefield for the waveform tomography of the source region of the 2011 Tohoku-oki earthquake

○Taro OKAMOTO[1], Hiroshi Takenaka[2], Takeshi Nakamura[3] (1.Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, 2.Department of Earth Sciences, Okayama University, 3.Geology and Geotechnical Engineering Division, Sustainable System Research Laboratory, Central Research Institute of Electric Power Industry)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-06] Extraction of P-s converted wave of mantle discontinuities beneath Japan from ambient seismic noise

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

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-07] How to interpret vertical-CLVD moment tensor solution at active calderas with ring faults? — Case studies at Sierra Negra in the Galápagos Islands and Kilauea in Hawaii

○Osamu SANDANBATA[1,2], Hiroo Kanamori[3], Luis Rivera[4], Zhongwen Zhan[3], Kenji Satake[5], Shingo Watada[5], Voon Hui Lai[6] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.JSPS Research Fellow (PD), 3.California Institute of Technology, Pasadena, CA, USA, 4.Université de Strasbourg, CNRS, ITES UMR 7063, Strasbourg F-67084, France, 5.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, Tokyo, Japan, 6.Australian National University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-08] The observability of seismic radial anisotropy parameters using MCMC and a reconstruction of thinly layered structure under a volcano

○Junpei MARUYAMA[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Nozomu Takeuchi[1] (1.Earthquake research institute, The university of Tokyo)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-09] A study on the Application of 3-D Travel-Time Prediction to the Bayesloc multiple-event lolation

○Yuko Kondo[1], Hiroko Sugioka[1], Masayuki Obayashi[2] (1.Kobe University, 2.JAMSTEC)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S01P-10] Symplectic numerical integration method for normal mode computation of the spherically symmetric Earth

○Shingo WATADA[1] (1.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

Numerical simulations of guided waves propagating in subducting oceanic crust

*Kazuki Kidoguchi[1], Jun Kawahara[1], Takahiro Shiina[2]

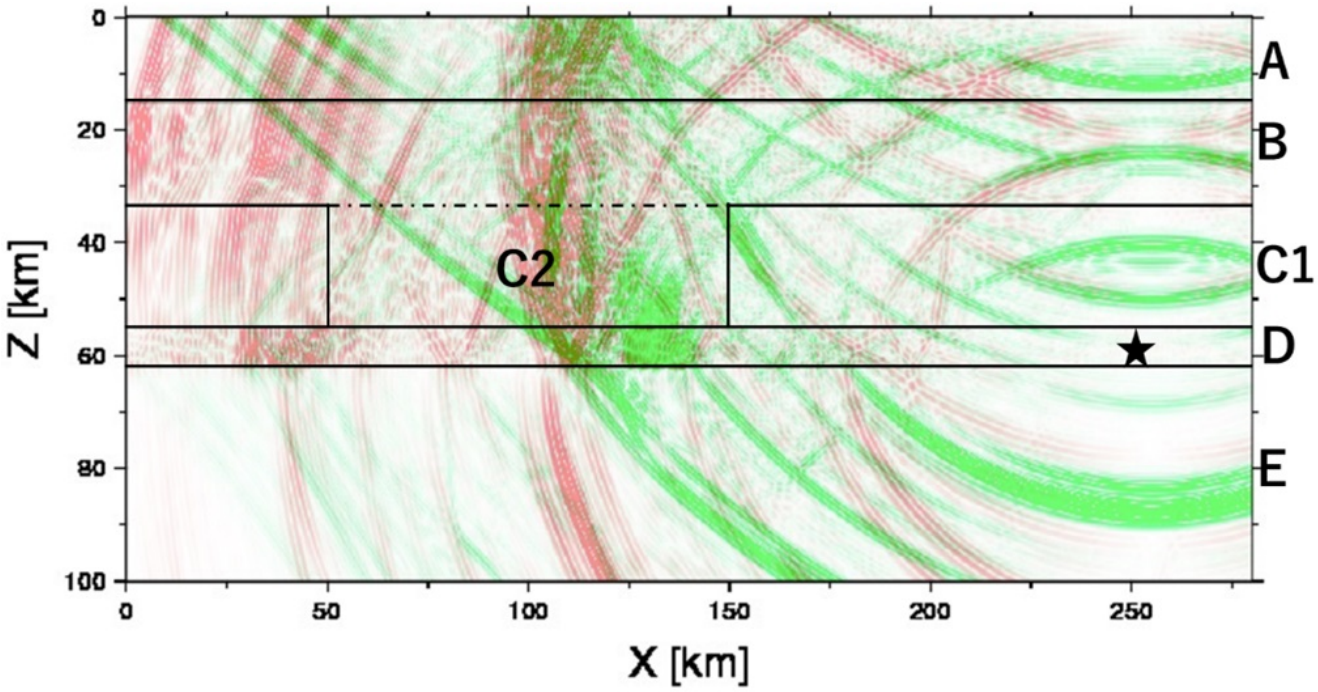
1. Graduate School of Science and Engineering, Ibaraki University, 2. Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST)

海洋性地殻内部や近傍で発生する地震では、周囲に比べて地震波速度の遅い海洋性地殻内部に地震のエネルギーがトラップされることにより発生し、伝播するガイド波が観測されることが知られている (e.g., Fukao, 1983; Hori et al., 1985; Ohkura, 2000; Abers, 2005; Miyoshi et al., 2012)。特に日高山脈付近では太平洋スラブ直上に大陸下部地殻程度の速度を持つ低速度域が存在すると考えられており (Kita et al., 2010, 2012)、この低速度域と海洋性地殻の接触により、海洋性地殻内部を海溝軸と平行に伝わるガイド波のエネルギーの一部が、地表面に向けて放出されると推測されている（Shiina et al., 2014; 椎名, 2015）。椎名(2015)は、日高山脈下の不均質構造 (Kita et al., 2010, 2012) や低速度の海洋性地殻などを導入した2次元構造モデルを仮定し、海洋性地殻内部を伝播するガイド波の地表面での観測可能性に注目した数値シミュレーションを行った。その結果、このガイド波が地表面で観測されるためには、日高山脈下に地震波の低速度域が存在し，太平洋スラブ直上付近まで分布している必要があることがわかった。

本研究では、椎名(2015)で詳細に検討されなかった海洋性地殻の地震波速度や内部構造の違いについて、海洋性地殻内部を伝播するガイド波の地表面観測波形に与える影響に注目した数値シミュレーションを行った。計算には速度-応力型有限差分法(Virieux, 1986)を用い、ダブルカップル点震源を与えて2次元P-SV波を放射させた。構造モデルは、椎名(2015)の2次元構造モデルを若干単純化したものを用いた（図）。このモデルは地表面から順に、大陸上部地殻、大陸下部地殻、マントルウェッジ、海洋性地殻、スラブマントルから成る水平成層構造を基本とし、マントルウェッジの一部の地震波速度を大陸下部地殻と同じ値にすることで低速度域を表現した。各層のVp/Vs比、密度、厚さなどは、椎名(2015)の2次元構造モデルを参考にして与えた。海洋性地殻内部に卓越周波数1.4 Hzの点震源を置いて波動伝播シミュレーションを行い（図）、地表観測点における地震動を合成した。その結果、海洋性地殻の地震波速度を若干（0.5 km/s程度）変更すると、海洋性地殻内部のガイド波の伝播速度や励起強度が変わり、結果として観測されるガイド波の走時や振幅、継続時間等にも変化が見られた。このことはガイド波の特徴から海洋性地殻内部の構造やその変化をある程度制約できる可能性を示唆する。

図：シミュレーションの一例：A：大陸上部地殻、B：大陸下部地殻、C1：マントルウェッジ、C2：マントルウェッジ内の低速度域、D：海洋性地殻、E：スラブマントル。星印は震源。赤はP波、緑はS波を表す。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Numerical test for imaging oceanic slab based on a passive-source reverse time migration

*Takashi FURUMURA[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

はじめに

近年、近地・遠地地震のアレイ観測波形データの逆伝播計算に基づく、地下深部の不連続面のイメージング手法（Passive-source reverse time migration; PSRTM）が提唱され、Moho面や沈み込む海洋プレート形状の推定への適用が議論されている（e.g. Shang et al. 2012; Li et al. 2018; Zou & Cheng 2021）。PSRTMは、地中の境界面で発生したPS、SP変換波を含む観測波形を時間反転し、観測点から地中に逆伝播させることで、変換が発生した境界へ戻す（境界面をイメージングする）手法である。地震波逆伝播計算には、差分法等が用いられ、地下構造モデルとしては既知の１次元ないし不均質構造が用いられる。なお、PSRTM解析では、P、Sの読み取りや震源情報は必要なく、また予めレシーバ関数を求める必要はない。本研究では、日本周辺の海・陸地震アレイ観測データを用いた太平洋スラブのイメージングに向けて、２次元モデルを用いた数値実験を試した。なお、既往研究はPS変換を対象に実施されたが、本研究では変換率の高いSP変換の利用を検討した。

PSRTM数値実験

数値実験は、東北～北海道下に沈み込む太平洋スラブのイメージングを想定し、図１に示す水平580 km、鉛直640 kmの２次元断面で行った。 最初に、数値実験に用いる模擬観測波形を計算した地下構造モデルは、*ak135*速度構造モデル(Kennett et al. 1995)を背景に、厚さ100 kmの太平洋スラブ（背景より＋5%の速度異常を持つ）を組み込み、深さ110 kmまで厚さ7 kmの海洋性地殻（-10%）を置いた。スラブ上面深度110～240 kmの範囲にはマントルウエッジ（−5%）を置いた（図a下）。地殻は、CRUST1.0（引用）モデルを参考に、陸域（厚さ35 km）から海域（20 km）にかけて薄く修正した。遠地地震を想定し、モデル深部から平面S波を入射して、地表に20 kmの間隔で並んだ23観測地点での上下・水平動速度波形を計算した(図a上)。レコードセクションを見ると、入射S波のほかにMoho面、スラブ上・下面で生成したSP変換波が確認できる。 次に、PSRTM解析では、太平洋スラブ等を含まない、１D速度構造モデル（ak135）を、深さ方向に移動平均を取り境界をスムーズ化したものを用いた（図c）。FDM計算により、200秒間の模擬観測波形を観測点に入力し、地中に向けて逆伝播させた（図b）。このとき、粗い観測点間隔による波動場のエリアジングを避けるために、模擬観測波形には1 Hzのローパスフイルタをかけ、さらに観測点間の波動場をガウス補間することで、なめらかな逆伝播波動場を構築した。 逆伝播計算で得られた各時刻の波動場に対し、発散(div)と回転（rot）を求めてP、S波動場に分解した。そして二つの波動場の相互相関を取り、P波とS波が同着する場所（すなわちSPまたはPS変換が起きた境界）をイメージングした（図b）。これを全時間にわたって足し合わせることで、境界面の位置をイメージングした（図２a）。

結果の考察

図cは、鉛直（0°）平面S波入射の場合のイメージング結果である。地殻および深さ230 km程度までの太平洋スラブ上面と海洋性地殻のイメージングが確認できる。イメージングの極性（赤／青）は、境界面の音響インピーダンスに対応する。 さらに、平面S波の入射角を−−−20～20°、５°刻みに行い、イメージング結果を重ねたものを図dに示す。入射S波と速度境界面の角度が変わることで、SP変換が強く発生する場所が変化し、イメージングの範囲が拡大した。また、スラブ下面や海洋性地殻が明瞭化した。410 km不連続面はイメージングできなかった。ほぼ鉛直S波入射ではSP変換効率が小さいため斜め入射が必要である。 深さ110～240 kmの範囲で太平洋スラブのイメージングが数キロ浅くなっているのは、上部のマントルウエッジの影響である。イメージングの精度は速度構造モデルに依存するため、例えば、既知の速度トモグラフィの結果を利用することも有効であろう。Zu & Chen(2021)は、マントルとスラブの速度異方性を考慮したPSRTMによる高解像度化

© The Seismological Society of Japan

の効果を議論している。なお、本数値実験では、非弾性減衰（*Q*）は考慮しなかったが、減衰の効果を適切に補正（逆伝播計算において振幅を増大させる）することで、深部のイメージング強化も期待される。 本実験ではSP変換波を用いたイメージングを行ったが、PS変換波に対しても同様なPSTRM処理が可能である。S波とP波では、入射角による変換波の生成効率が異なるため、SPとPS変換波を相補的に用いることで、イメージングの高解像度化が期待できる。

© The Seismological Society of Japan

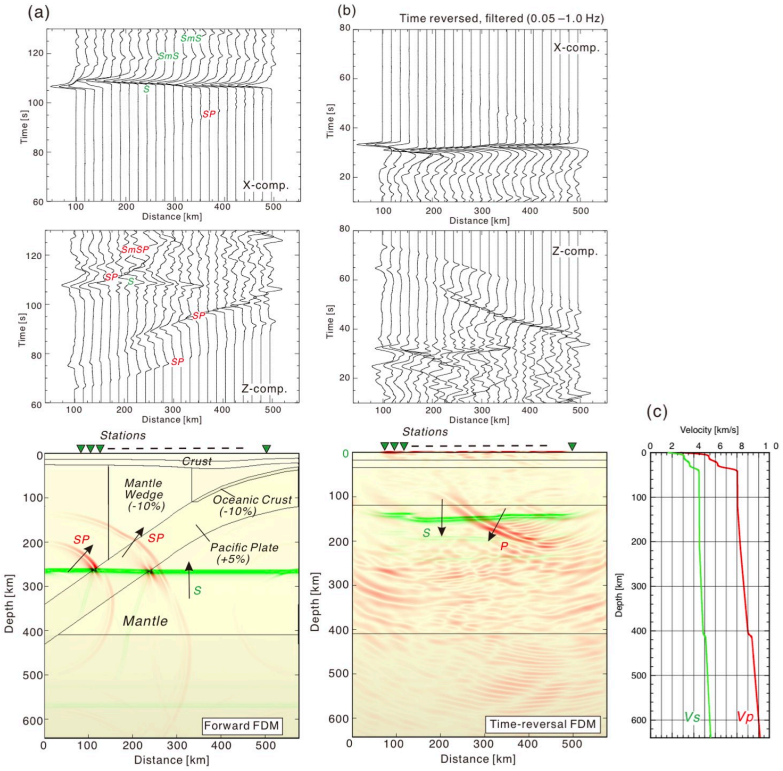


図１.(a) 実験に用いる模擬観測波形の計算。平面 S 波をモデル深部から入射させ、地表観測点での上下(z)、水平（x）成分の地震波形を計算した（緑が S 波、赤が P 波成分を表す)。計算波形には直達 S 波のほか、スラブ下面・上面、モホ面等での SP 変換波が含まれる。(b) 時間反転した模擬観測波形を入力とする PSTRM 計算。観測点から地中に観測波を逆伝播させ、P、S 波動場の相互相関を取り PS 変換点をイメージングする。(c)PSTRM 計算に用いた１次元速度構造（ak135 を鉛直方向にスムージング)。

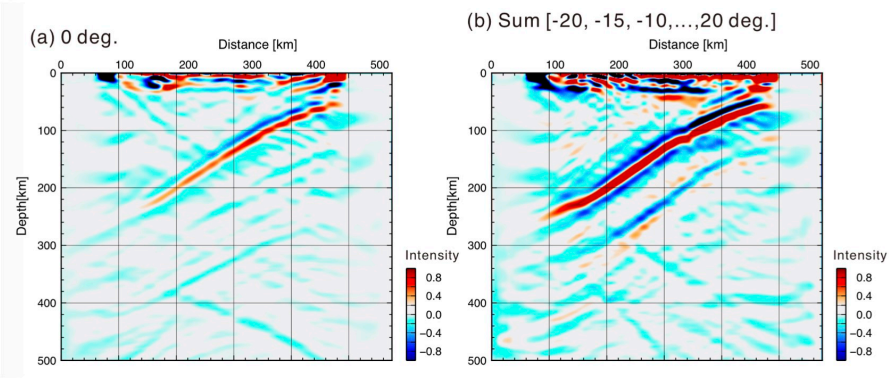


図２．(a)PSTRM 計算から得られた境界面のイメージング画像（地下 500 km までを表示；平面 S 波の鉛直入射＝0°の場合)。赤と青は、反射係数の正負を表す。(b) S 波入射角±20°の５°刻みでのイメージング結果のスタック画像。

© The Seismological Society of Japan

Numerical simulation of seismoacoustic wave propagation on and beneath the sea surface: Evaluation of deamplification effect due to a seawater layer

*Takeshi NAKAMURA[1], Hiroshi TAKENAKA[2]

1. Central Research Institute of Electric Power Industry, 2. Okayama University

水平成層構造における地表や地中の変位を評価するために、周波数および波数領域における各層の変位・応力の応答を層境界でつないで計算を行うpropagator行列法（Haskell, 1953）が古くから用いられている。これは、構造の上層側と下層側がともに固体である場合、固体-固体間の層境界で変位と応力の成分が連続量であることを基に、各層の弾性定数や厚さ等を変数とした伝達関数の行列（propagator行列）の重ね合わせから変位を求める手法である。しかし、海域のように、海水などの流体層が入った構造の場合では、固体-流体境界で変位や応力の不連続成分があるため、固体-固体境界と同様の演算を行って変位を求めることができない。沢飯・他（1995）は、最上層を流体層として、Haskell (1953)が示した流体中におけるpropagator行列を用い、通常採用されることが多い演算処理とは異なる、下層から上層に向かって各層の行列を重ね合わせる演算を採用することで固体-流体境界条件の破綻を避け、流体層を含む構造に対する固体層上端における応答特性を示した。また、Okamoto and Takenaka (1999)は、propagator行列法ではなく反射行列・透過行列法を用い、流体内で応力変数の代わりに圧力変数を用いることで固体-流体の境界条件を満足する反射行列・透過行列を示し、不規則形状の場合を含む海底面での変位波形計算の安定的な解法を示した。

近年の海底地震観測網の充実により、海底における地震動の特性を示した成果が多く出ている（例えば、Nakamura et al. (2015); Kubo et al. (2018)）。また、CTBTOのIMSをはじめとする海中のハイドロフォン観測点のデータを使い、T相を含む、遠方から伝播した海中の地震波（もしくは水中音響波）の特徴を示した成果も出ている（例えば、Yildiz et al. (2013)）。一方、海震を含む、海面や海中における震源近傍の地震動（もしくは水中音響波による振動）は、観測例が非常に少なく（例えば、塩谷・笹 (2013)）、理論的評価も限られている。本研究では、海面や海中における震源近傍の地震動評価を行うために、固体において点震源の不連続ベクトルからの地震波伝播をpropagator行列法で求める中村・竹中(2005)およびNakamura and Takenaka (2006)の手法を拡張し、固体-流体の境界条件と流体内の各層でのpropagator行列を導入した。そして固体中の点震源に対する海面および海中における水中音響波形の計算を行い、海水層の存在による増幅や減幅の影響評価を行った。

固体-流体境界条件および流体である海水層の導入にあたり、固体-流体間で変位と応力の法線成分の連続性を保ち、さらにオイラー方程式により固体側の応力の法線成分から流体側の変位の水平成分を求める行列を準備した。沢飯・他（1995）と同様に、下層から上層に向かって行列演算を行い、固体-流体境界では先述の行列を適用する。海水層においては、流体中の音波に関するpropagator行列で計算を行う。ただし、下層から上層へ向かって計算を行う場合、その逆向きの場合と比べ、自由表面と放射境界条件から導かれる応答式がやや複雑となる。さらに、層厚や鉛直波数が関わる指数関数項が増え、不連続ベクトルを導入した計算では安定性が低下し、高周波や層が厚い構造での計算は注意を必要とする。

計算で使用した構造および震源と、計算結果例を図に示す。各深さ位置における観測点のpropagator行列法による波形を確認したところ、海底の固体側においては、SH波の伝播における自由表面であることから、大きな振幅が水平成分に現れた。しかし、固体-流体間で変位の水平成分が不連続かつ海中でS波が伝わらないため、海底近傍の海水側においては、固体側と比べて波形が大きく変わり、水平成分の振幅は鉛直成分と同程度にまで小さくなることを示した。その鉛直成分については、固体-流体間で連続であるため、海底の固体側と海水側で同じ波形として現れた。海面における鉛直成分については、主に自由表面の影響により、海底と比べて

© The Seismological Society of Japan

水中音響波が増幅することを示した。今回の計算の場合では、その増幅した振幅の大きさが、海底の固体側における水平成分の半分程度の大きさとなった。海面の水平成分については、海面で垂直応力とその水平方向微分、海面および海中でせん断応力が0であることから、波形振幅は現れない。

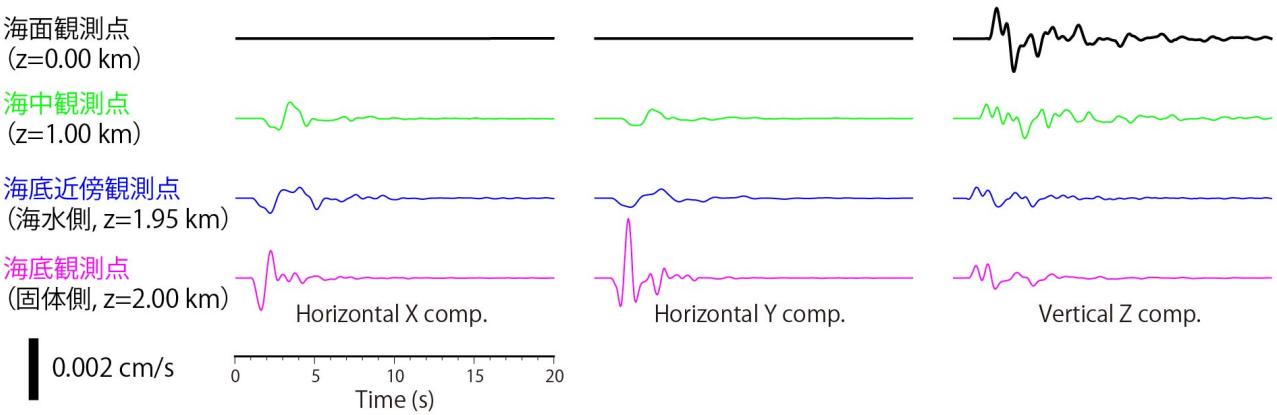
計算設定

層厚2 kmの海水層（Vp=1.5 kms/, Vs=0.0 km/s）

層厚2 kmの固体層（Vp=3.5 km/s, Vs=2.0 km/s）

層厚∞の固体層（Vp=6.0 km/s, Vs=3.5 km/s）

計算結果例



© The Seismological Society of Japan

Migration-based event location method applicable to local earthquakes recorded in Ocean Bottom Seismograph.

*Shinji YONESHIMA[1], Kimihiro Mochizuki[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

はじめに

これまで海底地震計（OBS）記録を用いた震源決定では，目視により手動でP, Sの検測が行われていた．これは主に海底地震記録では，海面反射波や基盤岩でのPS変換波，ローカルなスパイクノイズなどの混在により，従来のAICなどを用いた自動検測ではミスピックが多発し十分な信頼性を確保できなかったことなどによる．一方で，近年の海底地震観測技術の発達により，海底地震計（OBS）にておよそ1年にわたる観測期間の地震記録が得られるようになった．これに数十台規模の観測網と併せて，臨時観測であっても大量の海底地震波形記録が得られるようになった．

課題

こうしたデータ量の増加に伴い，地震活動が活発な領域では，手動で検測できる量を超えている観測ケースが発生している．2011年東北沖地震の場合，茨城沖で実施していた31台のOBS観測では，周辺の余震活動として80000個を超える数の地震が検出された．これらすべての地震記録について手動で検測を行うのは時間的制約から困難であり，現実的ではない．

目的

本研究にて対象とする地震記録は，OBSで記録されたローカルな微小地震である．こうした地震について手動検測に匹敵する程度の信頼性の高い震源決定を実施する手法の開発を行うことを本研究の目的とする．

方針

本研究では，近年，海底地震計以外の分野で適用されているMigrationベースの震源決定法のアプローチをとった．このアプローチにより手動での検測を行う必要がなくなるため，震源決定に要する時間を大幅に短縮できることが期待される．Migrationの際には，多くの先行研究と同様，地震波形を変換したCharacteristic function（以下CF）を用いる．OBS記録に適用する際に必要となる項目は以下のとおりである．

・イベントの検出，速度構造の作成，観測点補正などMigration以外の処理は，従来の震源決定処理と同様の手順を踏襲する
・Ｐ，Ｓを用いた震源決定とする
・CFはP, Sの到達時刻で安定したピークを持ち，手動検測と同程度の精度を持つものとする．
・観測点補正を実施可能にする
・速度構造の不確実性を織り込むことができる
・海面反射波やPS変換波にフィットしないようにする
・誤差楕円を計算する．
・処理のパラメータは既存手法と同程度で，地震データに依存しないものとする
・3次元速度構造にも対応可能にする
・後処理としてS/NによるCFピーク時刻の遅れを補正処理し検測時刻を計測する．これによりDouble difference法など高精度な震源決定処理を行えるようにする．

CFの特徴

上記特性を満たすCFが先行研究では存在しないため，本研究にて新規開発となった．CFは以下の特徴を有する

・地震速度波形の初動の波形をTransient関数とみなし，理論的なTransientな速度波形の相互相関関数を定義

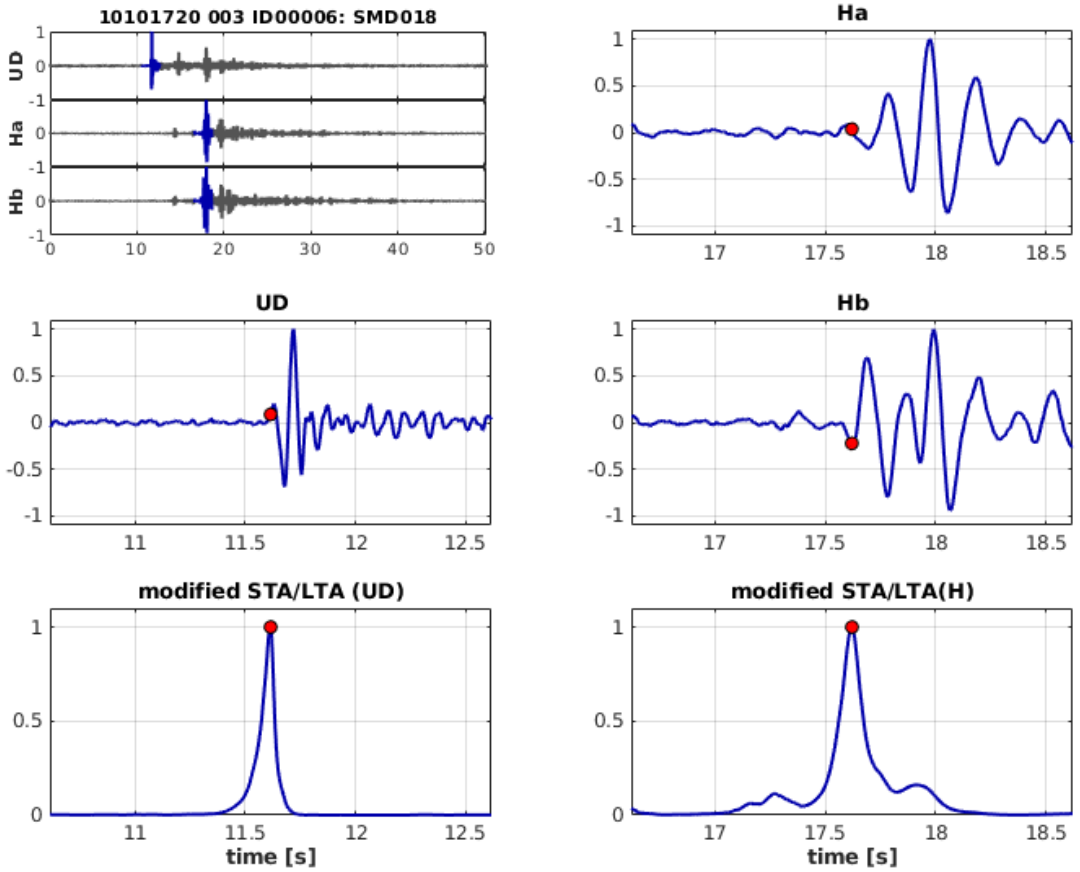
© The Seismological Society of Japan

する．
・初動周辺で相互相関関数の複数のピークが出てしまうことを避けるため，STA/LTAのコンセプトを適用し，STA部：Transientな相互相関関数（これはTransient関数を重みとする重み付きSTAとみなせる）．LTA部：従来のLTA，として，重み付きSTA/LTAとして定式化する．
・こうして定義された重み付きSTA/LTAは，初動付近にピークを持ち，観測点間の相対到達時刻のずれが小さいため，Migration-baseの震源決定と親和性が高い．
・相互相関は漸化式による再帰計算が可能なため，効率良く計算可能である．
・Transientな関数にはrise timeのパラメータがあるが，Transient関数同士の相互相関では，非対称な形状の関数同士ながら相互相関のピーク時刻がシフトしないという特徴を持つ．この特徴により，震源時間関数のrise timeのパラメータによらずピーク時刻はrise timeによらず不変となる． なお観測波形は機器特性や伝搬経路での減衰などの影響により歪が生じているが，観測点間で共通，あるいは十分に小さいとみなすことで相対的なピーク時刻は安定しているものとした．

結果

CFの例を図1に示す．P, S共に初動付近にユニークなピークを持っている．発表ではMigration処理全体のフロー，定式化の詳細，合成波形でのロバストネステスト，手動検測との比較，既存のCFとの比較，テストデータによる評価結果，および2010年茨城沖で観測された実データへの適用結果について紹介する．

図1．既存手法との比較．左上：3成分の地震波速度波形（上：上下動，下：水平同2成分）．左中：上下動の地震波形．赤丸はCFのピーク時刻を示す．右上・中：水平動地震波形記録．左下：上下動CF，右下：水平動CF．



© The Seismological Society of Japan

Study on the wavefield for the waveform tomography of the source region of the 2011 Tohoku-oki earthquake

*Taro OKAMOTO[1], Hiroshi Takenaka[2], Takeshi Nakamura[3]

1. Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, 2. Department of Earth Sciences, Okayama University, 3. Geology and Geotechnical Engineering Division, Sustainable System Research Laboratory, Central Research Institute of Electric Power Industry

沈み込み帯では地球内部構造が強い3次元不均質性を持っている。そのため、この地域の地震の震源パラメータや断層破壊過程の研究においては、3次元不均質構造をもとにして生成した計算地震波波形による解析が欠かせない。このとき計算波形の精度が不十分であると、解析結果にバイアスを生じたり分解能に制約を受けたりする可能性がある。とくに短周期（短波長）の計算波形の精度に限界がある場合は、短波長現象である破壊現象の考察や、地震発生場の短波長構造の考察において分解能のうえで制約となる可能性がある。そこで我々は、プレート沈み込み型の巨大地震である2011年東北地方太平洋沖地震の震源域において、周期数秒から10秒程度の計算波形の精度を向上させることを目的として、波形トモグラフィーによって地球内部構造モデルを改良する研究を続けている。これまでに周期7秒程度の波動場について海溝付近の浅い地震と陸上観測点との間での感度カーネルを調べ、直線経路に関して非対称なパターンや屈曲したパターンになることを見出してきた（地震学会2020年秋季大会発表など）。これは、短周期地震波においては横方向に均質な構造モデルを用いたトモグラフィーでは波動伝播状況を再現できないことによるバイアスが入る可能性を示唆する。

上記のようにこれまでの検討は周波数領域で行ったが、今回はより詳細に波動場の状況を把握するために、時間領域の波動伝播の検討を行った。例として、2011年東北地方太平洋沖地震の震源域で発生した浅い地震（2003/11/01、Mw5.8）とF-net観測点TYSのペアについて中心周期7秒の波動伝播のスナップショットを調べたところ、平均的な群速度が2km/s程度以下の後続表面波群については、直線経路に関して北側の波動場の振幅が相対的にやや強くなっていることがわかった。経路の北側は南側よりも海溝に近づいており、経路上の海水層や堆積層が南側よりも厚くなっている。そのため北側の方が短周期地震波の励起が強くなる可能性や、あるいは波の振幅も大きくなるということの結果として、これらの波動場が感度カーネルの非対称なパターン形成に寄与した可能性が示唆される。発表では他の震源・観測点ペアの例も含めて時間・空間波動場の様子を議論して、波形トモグラフィーに向けた考察を行う。

謝辞　気象庁と防災科学技術研究所からは震源パラメータや地震波形データ、地盤構造モデルデータを提供していただきました。またGlobal CMTプロジェクトのCMT解を利用いたしました。本研究は科研費（課題番号：20K04101）および学際大規模情報基盤共同利用・共同研究拠点（課題番号：jh210054-NAH）の支援によって実施しました。記して感謝いたします。

© The Seismological Society of Japan

Extraction of P-s converted wave of mantle discontinuities beneath Japan from ambient seismic noise

*Shota KATO[1], Kiwamu Nishida[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

脈動は0.05-0.3 Hzの帯域で海洋波浪によって励起されるランダムな波動場である(Nishida, 2017)。脈動は従来地震波形に対するノイズとして扱われてきたが、近年では地震波干渉法によって地球内部構造の推定に用いられている (e.g., Shapiro et al., 2004; Poli et al., 2012)。地震波干渉法は、観測点間の観測波形の相互相関関数を計算することにより、観測点間のグリーン関数を抽出する手法である (Snieder and Larose, 2013) 。しかし、地震波干渉法によって観測点間を伝播する実体波を抽出し地球内部構造を推定する場合、脈動実体波の非一様な波源分布や観測網の配置によって適用できる領域に制約が生じることが知られている。
そこで、本研究では0.1-0.2 Hzでの脈動実体波を地震のようなイベントとしてみなし、新たなレシーバー関数解析により脈動実体波からHi-net観測点下の不連続面でのP-s変換波を抽出し、日本列島直下の構造推定を試みた。ここで脈動実体波の励起源は地震のように空間的に局在化しており、一方その震源時間関数は過渡的ではなく数日の時間スケールで持続的であると仮定した。P-s変換波の抽出には、レシーバー関数解析を拡張した手法を開発した。まずアレー解析によって入射P波を推定し、震源時間関数とみなした。上下動記録から求めた入射P波(震源時間関数)による水平動記録のRadial成分のデコンボリューションを計算し、P-s変換波の抽出を試みた。
解析に用いた観測波形は、防災科学技術研究所の展開する高感度地震観測網Hi-netの北海道を除く685点の上下動・水平動の速度計記録とし、解析対象とした脈動実体波のイベントは、0.1-0.2 Hzの全球的な脈動実体波カタログ (Nishida and Takagi, 2020 AGU) から信号/ノイズ比の良いもの100イベントとした。脈動実体波 (P波) の走時の計算には1次元速度構造モデルAK135 (Kennett et al., 1995)と日本列島の3次元速度構造モデル (Nishida et al., 2008) を用いた。全観測点の上下動波形記録から1024秒の窓を切り出し、脈動実体波 (P波) の走時に沿って足し合わせることによって入射P波を推定した。
全観測点のレシーバー関数をアレー解析した結果、観測点下の410 km不連続面、660 km不連続面でのP-s 変換波の検出に成功した。変換波の強度は空間的に異なるため、今後は反射面の空間分布について議論していく予定である。

© The Seismological Society of Japan

How to interpret vertical-CLVD moment tensor solution at active calderas with ring faults? —Case studies at Sierra Negra in the Galá pagos Islands and Kilauea in Hawaii

*Osamu SANDANBATA[1,2], Hiroo Kanamori[3], Luis Rivera[4], Zhongwen Zhan[3], Kenji Satake[5], Shingo Watada[5], Voon Hui Lai[6]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. JSPS Research Fellow (PD), 3. California Institute of Technology, Pasadena, CA, USA, 4. Université de Strasbourg, CNRS, ITES UMR 7063, Strasbourg F-67084, France, 5. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, Tokyo, Japan, 6. Australian National University

At active calderas with a ring-fault system, M_w~5 moderate earthquakes with deviatoric moment tensors dominated by a vertical compensated-linear-vector-dipole (vertical-CLVD) component are sometimes generated. Ring-faulting, dip-slips along the ring-fault system induced by pressure change of a shallow magma chamber at calderas, can cause such earthquakes with vertical-CLVD moment tensors (Shuler *et al.* 2013, JGR). However, the deviatoric moment tensor inversion using long-period teleseismic data has been known to be very unstable because at a shallow source depth M_{xz} and M_{yz} are inefficient in exciting long-period seismic waves, and therefore unresolvable; this issue makes it difficult to interpret moment tensor solutions of ring-faulting, limiting our understanding of the source properties.

We propose a method to constrain ring-fault geometry by focusing on the ratio and the polarity of the other moment tensor components that are well-resolved from long-period teleseismic data, i.e., the vertical-CLVD (CLVD) and the vertical strike-slip (SS) components. We suggest that the arc length of ring fault can be inferred from the dominancy of the CLVD component, whereas the ring-fault orientation can be constrained from the azimuth of the tension- or pressure-axis of the SS component.

We apply the method to vertical-CLVD earthquakes observed at two calderas with a ring-fault system: Sierra Negra in the Galápagos Islands and Kilauea in Hawaii. We first investigate the arc angle and orientation of the fault geometry of several ring-faulting events during volcanic activities in 2005 and 2018 at the summit caldera of Sierra Negra. The difference in the tension-axis orientation of the SS component indicates variations in the slip location along the ring-fault system. Additionally, the polarity reversal of the CLVD component between the two events in 2018 indicates that the slip direction changed before and after the eruption onset. We also apply the method to recurring M~5 seismic events during the 2018 Kilauea summit caldera collapse. We infer that the summit caldera collapses occurred with partial ring-faulting along either the northwestern or southeastern segment of the ring-fault system. Our estimations of the ring-fault geometry and kinematics at the two volcanoes are consistent with those inferred from geodetic observations and/or near-field seismic data.

These results show the usefulness of long-period teleseismic data for estimating a ring-faulting source, although parts of the source information, such as ring-fault dip angle and seismic moment, are indeterminate. By utilizing the well-resolved moment tensor components, we are able to examine remotely the structures and kinematics below active calderas with ring faults that are distributed globally. Lastly, we also discuss possible biases in the deviatoric moment tensor inversion caused by a volumetric change that potentially coincides with the ring-faulting.

© The Seismological Society of Japan

The observability of seismic radial anisotropy parameters using MCMC and a reconstruction of thinly layered structure under a volcano

*Junpei MARUYAMA[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Nozomu Takeuchi[1]

1. Earthquake research institute, The university of Tokyo

近年，火山直下の地殻や海洋の地殻・上部マントルに強い鉛直異方性（Radial Anisotropy）の存在が報告されている（Ekstrom&Dziewonski, 1998; Nettles&Dziewonski, 2008; Russell et al., 2019; Jaxybulatov et al., 2014; 長岡, 2020）．このような鉛直異方性の原因として地震波速度の大きく異なる互層構造の存在が考えられている（Backus, 1962）一方で，その詳細な構造について地震波観測からの制約は得られていない．これは従来の研究で用いられている表面波のデータのみでは5つの異方性パラメタのうち主に鉛直S波速度β_V[川勝1]と水平S波速度β_Hしか制約することができず，互層構造についての十分な情報を与えることができないことに起因している（Aki, 1968）．残された3つの異方性パラメタはP波の走時や，不連続面で生じるSP，PS変換の変換係数に大きい影響を与えることが知られており（Kawakatsu, 2018），これらのデータと合わせることでより詳細な異方性パラメタの推定が可能となることが期待される．
本研究では，特に強い異方性が観測されている火山の直下をモデルケースとして，表面波の分散，P波の走時およびレシーバー関数の解析を同時に行うことによる異方性パラメタの計測可能性をマルコフ連鎖モンテカルロ法(MCMC)を使って評価することを試みる．そのために，表層の深さ30kmまでに鉛直異方性を持つ単純な二層構造モデルについて予備的試験を実施した．最初に構造モデルから順問題として表面波の分散曲線，P波の走時曲線，レシーバー関数の波形を計算する．それらの数値に誤差を付加した上でMCMCを用いて逆問題を解くことで，それらのデータから異方性パラメタにどのような制約を与えるか検証した．その結果，表面波とP波のデータに加えてS波レシーバー関数では入射角を20–30˚，P波レシーバー関数では20－50˚の範囲で幅広く取ることで複数の異方性パラメタの間に存在したトレードオフを解消し，それぞれを従来手法より精度良く推定できることを確認した．これによって，地下に存在が想定されている互層構造について，特に個々の層のVp/Vs比が大きく異なる場合にはそれぞれの層の厚さや地震波速度について強い制約を与えることができる場合があることを示した．講演では，様々な観測環境に応じて観測されるデータとそこから得られる地下構造についての情報の関係を整理し，鉛直異方性の制約から地下の物性や微小な構造について推定できることを明らかにすることで将来的な解析/観測に資する予定である．

© The Seismological Society of Japan

A study on the Application of 3-D Travel-Time Prediction to the Bayesloc multiple-event lolation

*Yuko Kondo[1], Hiroko Sugioka[1], Masayuki Obayashi[2]

1. Kobe University, 2. JAMSTEC

自然地震を用いたトモグラフィによる速度構造推定において、地震の震源位置と震源時もまた未知数であり、3次元速度不均質構造と震源位置のずれを明確に区別することは難しい。このため、震源パラメータを高い精度で推定することは極めて重要な問題である。

Myers et al. (2007; 2009)は、階層ベイズモデルを用いた多数イベントの震源同時推定手法（Bayesloc）を開発した。Bayeslocは、震源位置、走時補正、到達時検測精度、フェイズラベルの推定 パラメータセットについて、ベイズの定理に従って同時事後確率密度分布を定式化したものである。同時事後分布からのサンプリングにはマルコフ連鎖モンテカルロ法が使用されている。Myers et al. (2011)ではグローバルデータセットに適用するために改良が加えられた。この改良によって、Bayeslocで実行される走時計算に対する補正、到着時データの精度推定、確率的フェイズラベリングにおける妥当性が示されるとともに、グローバルトモグラフィに応用されている(Simmons et al., 2011; 2012）。この改良Bayeslocの走時計算では、1次元グローバル標準速度モデルに対する走時を用い、波線ごとに統計的な走時補正を施している。

本研究では、ベイズ統計を用いた震源決定法への3次元速度構造による走時計算の適用手法を検討した。まず各到着時データに対して、3次元速度構造モデルによる走時計算を行い、走時表に対する補正値を求める。次に、補正された到着時データをBayesloc (Myers et al., 2009)に適用して震源を再決定する。これら2つのプロセスを反復する。本研究はグローバルトモグラフィへの応用を目的としているが、最初の試みとして、1964年から2017年に東北地方で発生した深発地震に対してこの手法を適用し震源の再決定を行い、妥当性を検証した。ここでは、到着時データとしてInternational Seismology Centre(ISC)によるものを、3次元P波速度モデルとしてGAP_P4 (Obayashi et al., 2013) を用いた。まず、iasp91(Kennet and Engdahl, 1991)に基づいた走時表を用いて、Bayesloc (Myers et al., 2009)で震源を再決定した。決定された震源位置とISCの位置を比較した結果、水平方向には北西へ、深さ方向には浅い方への系統的な偏差が認められた（図１）。これは、Bayslocで実行される統計的な走時計算への補正によるものと考えられる。

© The Seismological Society of Japan

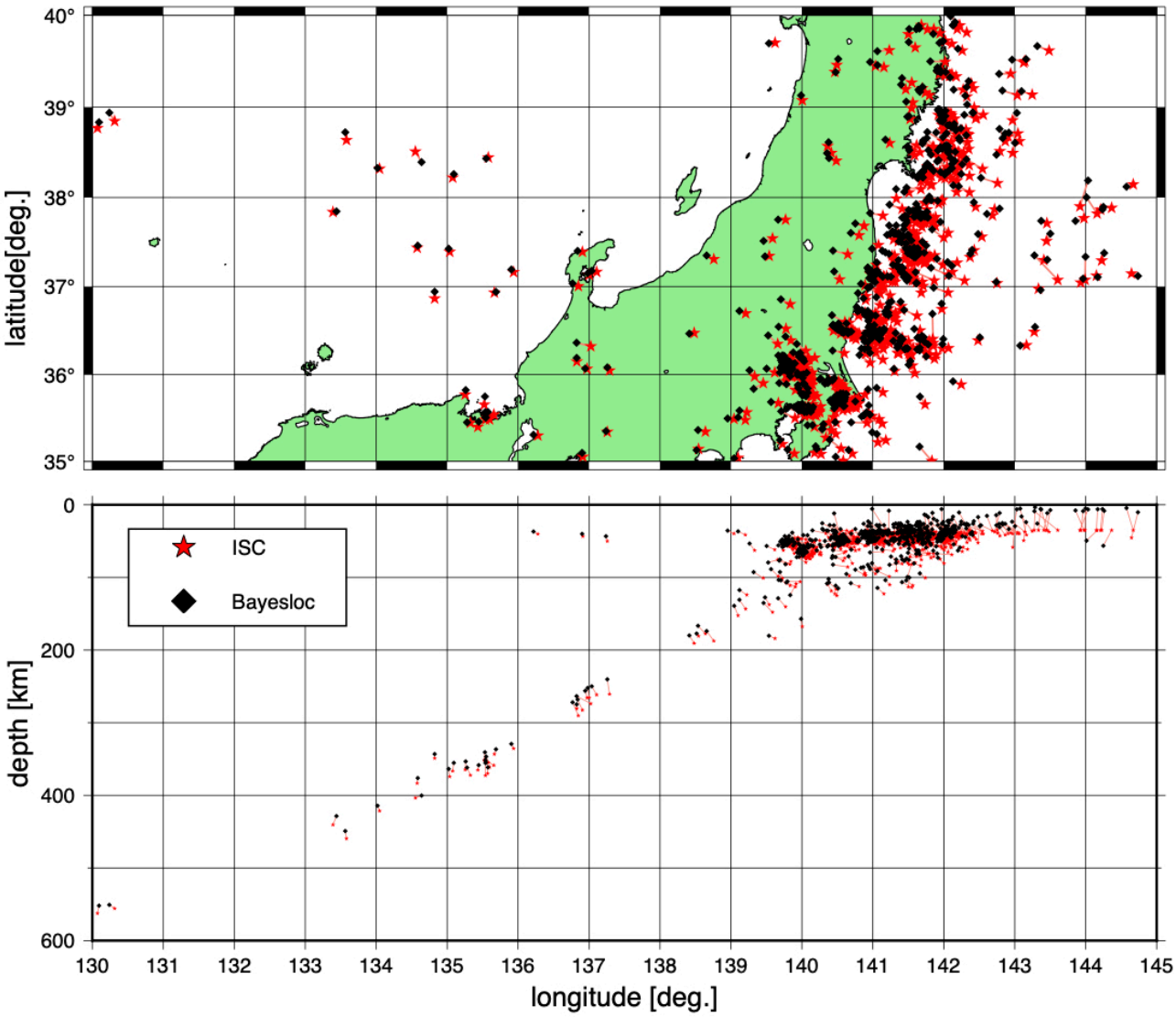


図1. 1964年から2017年に東北地方で発生した深さ35 kmより深い地震の震源分布。赤星はInternational Seismology Centre (ISC)で決定された震源位置を、黒菱形はiasp91(Kennett and Engdahl, 1991)の走時表を用いて、Bayesloc (Myers et al., 2009)で再決定した震源位置を表す。

© The Seismological Society of Japan

Symplectic numerical integration method for normal mode computation of the spherically symmetric Earth

*Shingo WATADA[1]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

地震や地滑り火山噴火などの励起源が生じる永久変位を包括する波動現象（地震・津波・大気波動）は、重力弾性結合系の地球自由振動解を用いて、変位（と時間・空間微分）の理論波形が簡便高速に計算される。近年報告されている、P波到達前の重力場変動計算では、純粋な弾性地震波動場の粗密に起因する重力場を時間領域で計算や、励起項に相当する非斉次項を有する重力摂動を含む周波数領域の運動方程式の直接積分による手法とられてきた。重力摂動を含む重力弾性結合系の地球自由振動解を用いるとP波到着前の重力場変動が高速簡便に計算されると期待されるが、こらまで、高周波（～１Hz）領域まで安定的に数値計算することが困難であった。 周波数領域で変数分離した後の動径方向を独立変数とする微分方程式は、重力摂動を含めると６変数連立１次微分方程式となる。安定的に数値積分を行うためにいくつかの手法が提案されてきたが(斎藤2009, Woodhouse 1988)、数値不安定のため高周波まで計算ができない。その連立微分方程式は、変位と重力ポテンシャルの固有関数を一般化座標ベクトルq、歪みと重力ポテンシャルの微分の固有関数を一般化運動量ベクトルpとする、６次元位相空間のハミルトニアン形式d(q,p)dr=J H(q,p)と書くことができる。このハミルトニアンH(r)は一般化座標qと一般化運動量pの2次形式となっており、H(q,p)＝U(q)+T(p)のように分離できないため安定的数値積分法として知られているシンプレクティック（Symplectic）数値計算法を用いることができなかった。今回発見したQ=Q(q,p), P=P(q,p)とする座標変換によりハミルトニアンHがH(Q,P)=U(Q)+T(P)分離できた。さらに、一般化座標として動径rと一般化運動量としてH(r)に相当するE(r)加えた８次元位相空間の新たハミルトニアンH(Q,P)-Eは座標rに関して一定となり、安定的に数値計算できることが判明した。

The normal mode method has been used for wave phenomena including permanent deformation, tsunami and atmospheric waves when we include the solid earth and ocean and atmosphere as a single gravitationally coupled elastic body. Once the normal mode set have been obtained, the computation time is very short, compared with other numerical simulation methods. Recently pre-P signal in seismograms induced by gravity potential change has been reported and confirmed by numerical simulations. We try to shorten the computation time by using the normal mode method. After the separation of variables of the differential equation for a symmetric Earth model in the frequency domain, 6 dependent variables as functions of independent variable r compose a 1 st order simultaneous differential equation. The numerical solution methods for the simultaneous differential has been proposed, however , it has been difficult to compute the solutions at high frequencies, ~1Hz. We extend the Hamiltonian formulation of the differential equation d(q,p)dr=J H(q,p). H(q,p) is a quadratic function of q and p and cannot be separated into H(q,p)＝U(q)+T(p). We found a coordinate transformation Q=Q(q,p) and P=P(q,p) so that the new Hamiltonian H(Q,P)= U(Q)+T(P) is separable. So a numerically stable symplectic integration method is applicable for the differential equations. Further, we extended the dimension by adding a new generalized coordinate r and a new generalized momentum E and compose a new Hamiltonian H(Q,P)-E. The new Hamiltonian can be integrated stably.

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S02. Seismometry and monitoring system

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P2 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S02P-01] Hypocenter determination in 3-dimensional velocity structure based on the travel-times calculated by the shortest path method

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

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S02P-02] Examination of centroid moment tensor analysis using S-net

○Hisanori KIMURA[1], Youichi ASANO[1] (1.NIED)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S02P-03] Development of a realtime monitor system for WIN system using the MQTT protocol

○Hiroshi TSURUOKA[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S02P-04] Seismic activity in the central-southern part of Tohoku District - a preliminary report

○Tomomi OKADA[1], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Shigeki Horiuchi[9], Kei Katsumata[2], Mako Ohzono[2,4], Masahiro Kosuga[3], Takuto Maeda[3], Yoshiko Yamanaka[5], Hiroshi Katao[6], Takeshi Matsushima[7], Hiroshi Yakiwara[8], Group for the aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (1.Tohoku University, 2.Hokkaido University, 3.Hirosaki University, 4.ERI, University of Tokyo, 5.Nagoya University, 6.Kyoto University, 7.Kyushu University, 8.Kagoshima University, 9.Homeseismo)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S02P-05] Real-Time Calculation Method of Seismic Intensity Applicable to Low-Rate Sampled Acceleration Record

○Takashi Hirai[1], Yuki Yoshioka[2] (1.Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University, 2.Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S02P-06] Seismic reflection survey using seafloor optical cable and DAS measurement off Sanriku

○Hiroki Takano[1], Masanao Shinohara[2], Rie Nakata[2], Eiji Kurashimo[2], Tatsuya Ishiyama[2], Kimihiro Mochizuki[2] (1.Department of Earth and Planetary Science, School of Science, The University of Tokyo, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S02P-07] A coupling degree of optical fiber cable on seafloor using earthquake travel time recorded by distributed acoustic sensing (DAS)

○Satoshi KATAKAMI[1], Eiichiro ARAKI[2], Narumi TAKAHASHI[3], Shunta NODA[1], Naoyasu IWATA[1], Masahiro KORENAGA[1], Yasutomo YAMAUCHI[1] (1.RTRI, 2.JAMSTEC, 3.NIED)

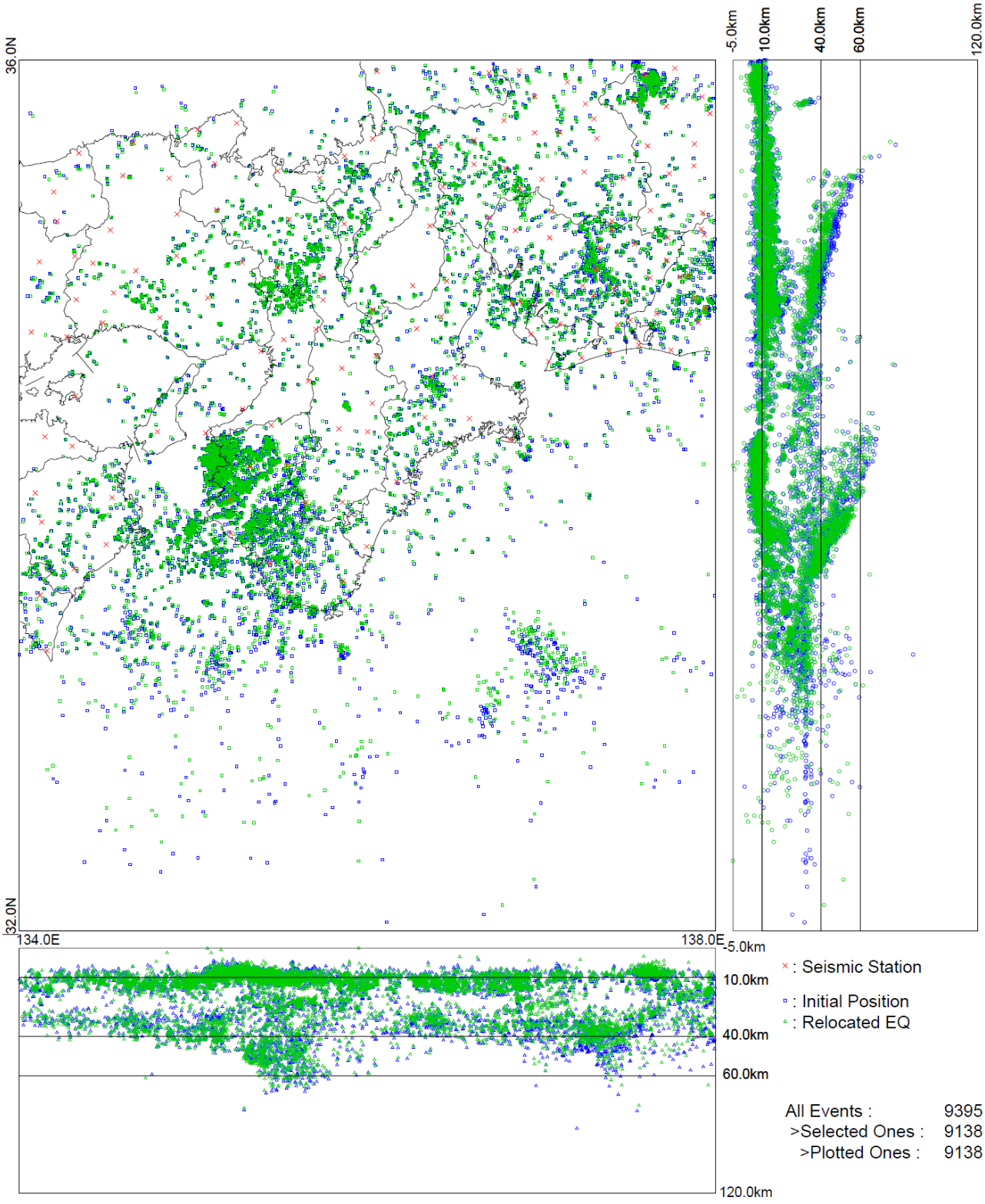
Hypocenter determination in 3-dimensional velocity structure based on the travel-times calculated by the shortest path method

*Shoji SEKIGUCHI[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

最短経路法を３次元不均質構造の走時計算に適用し、その計算結果をもとに震源決定を行う手法を開発したので、紹介する。 最短経路法の特徴として、ローカルな最小値に陥ることなく走時が計算できることがあげられる。特に３次元不均質構造の場合、多くのローカルな最小値が発生する可能性があり、また、それを事前に予測し回避することは通常の波線計算手法のみでは難しい。たとえば、日本地震学会2019年度秋季大会S01-P02（関口）においてはチェッカーボードパターンの２次元速度構造に最短経路法とPseudo-Bending Methodを適用し波線経路が一致しないことを示している。 一方、最短経路法のデメリットとしては、一度に対象領域全部の走時を計算するため、計算に時間がかかる点である。そこで今回は、あらかじめ各観測点を震源として対象領域全体の走時を計算しその結果をスプライン関数として保存することにし、実際の震源再決定の際には、保存したスプライン関数をメモリ上に呼び出し、使用することにした。そのことにより震源再決定の処理時の計算時間の大幅な短縮が可能となった。なお、最短経路法の代わりにPseudo-Bending Methodを走時計算に適用したケースはすでに日本地震学会2017年度秋季大会S02-P02（関口）で報告している。 計算結果を図に示す（緑色シンボル）。３次元速度構造はMatsubara & Obara (2011)を使用した。Ｐ波Ｓ波の読み取りデータはHi-netの2010年１年間のものである。比較のためHi-netのルーチン処理（１次元速度構造）により決定された震源も示す（青色シンボル）。初期震源はルーチン処理の震源を用いた。観測点の実際の高さをそのまま計算にとり入れるために高さ5kmまで速度を外挿して領域を拡張している。それ以外の観測点補正は考慮していない。ルーチン処理結果と今回の計算結果を比較してみると、ほぼ一致しているが、詳細に見てみると、ルーチン処理では南の海域下でよく決まらないために深さが固定されてしまった地震が散見されるが、今回の結果ではばらつきは大きいが位置は決められている。また、東海・中部地方下の沈み込むフィリピン海プレートに対応する地震分布をみると、今回の結果の方が浅く決まっている。地震の上の領域の速度が遅いなどの３次元構造の影響であろう。なお、事前の全走時の計算時間はおよそ450時間、震源再決定の計算時間は全イベントで4秒、平均走時残差は初期値0.407秒から0.330秒へ減少した。計算機諸元は以下の通りである。 CPU : Intel Xeon E-1650 v3 3.5GHz、 OS : Ubuntu 20.4.2、 Memory : 64G、 外部保存装置：SSD。
次に（図には示していないが）計算走時をPseudo-Bending Methodと比較する。１次元速度構造では、モホ面付近の速度急増域で地表に返ってくる波線によって形成されるtriplication付近で波線が一致しなくなることにより走時の差が発生する。それ以外の領域で走時はほぼ一致している。３次元速度構造の場合は、相当に広い範囲で一致しない。おそらく波線経路の違いによるものと思われる。したがって、正確な走時の計算値を得るために、計算時間はかかるものの最短経路法を用いる意味はあるだろう。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Examination of centroid moment tensor analysis using S-net

*Hisanori KIMURA[1], Youichi ASANO[1]

1. NIED

2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0)をうけて、日本海溝海底地震津波観測網 (S-net)が整備された。S-netには、加速度計が接続されていることから、セントロイドモーメントテンソル(CMT)解析への活用が期待される。特に、S-netの導入によりカバレッジが向上し、CMT解析の精度が向上する可能性がある。一方、即時震源パラメータ解析システム(Accurate and QUick Analysis System for Source Parameters; AQUA)では、M4程度以上の地震を対象として、地震の位置、規模、およびモーメントテンソル(MT)等の震源パラメータを高精度に自動決定してきた。そこで、AQUAのCMT解析へのS-netの適用可能性について検討した。
解析にあたって、まずデータの品質を確認した。ランニングスペクトルの画像表示より、加速度計2の Low gain (以下、A2L)で長周期帯でのノイズレベルが最も低かった。また、遠地地震による観測波形を近傍の広帯域地震観測網(F-net)と比較し、0.01-0.03Hzの帯域では同等の波形が再現されることを確認した。このため、S-netのA2Lについて、特段の特性補正は行わず使用することとした。
CMT解析は、検討の結果、以下のように実施した。まず、F-netのみを用いてセントロイドの水平位置を固定したMT解を決定した(AQUA-MTとする)。次いで、AQUA-MTのセントロイド時刻・深さに固定して、F-netおよびS-netの各点ごとのMT解を得た。これを元に、観測点方位毎に品質(Variance Reduction; VR)の高い点を、F-net最大10点、S-net最大10点まで選択し、セントロイド位置を探索しCMT解を決定した。セントロイド位置の探索は、以下の点を除いて、現行のAQUAと同じである。S-netのデータは、Takagi et al. (2019)のパラメータを用いて回転した後、オフセット除去、バンドパスフィルターを施し、2回積分して変位波形とした。この時、各点ごとMwがAQUA-MTのMwより0.5以上大きくなった点は除外した(詳細は後述)。帯域は、0.02-0.05Hzおよび0.01-0.05Hzを検討した。
S-net内および近傍で発生した地震(最大Mw7.0)を解析した結果、およそMw5.5以上の場合に、5点以上のS-netを含むCMT解が得られた。
S-netの各点毎の解析結果は、震央の近傍でMwが不自然に大きな値をとる傾向がみられた。こうした傾向について、様々な要因を検討したところ、地震動そのものの加速度ではないセンサーの回転に起因することが分かった。地震前後の加速度の平均値からセンサーの回転角度を推定すると、回転角度が大きいほどMwが過大評価される傾向がみられ、Mw6.8以上の地震では、回転角がおよそ$1x10^{-2}$°以上で観測点毎のMwは0.5程度以上の増加となった。Takagi et al. (2019) によると、PGAが大きいほど回転角も増大するため、震央に近くPGAが大きいほど回転が大きくMwも過大評価されると考えられる。そこで、震央距離範囲は現行のAQUAと同じとし、さらに各点ごとのMwが0.5以上大きい観測点は除外することとした。
帯域については、0.01-0.05Hzより、0.02-0.05Hzの場合に、S-netが含まれるCMT解が多く得られた。これは、長周期ほどS-netのノイズレベルが高いためと考えられる。
得られた結果をAQUAと比較したところ、Mwおよび発震機構解については、ほとんど同じ結果が得られた。セントロイド深さについては、S-netを入れた場合に、浅くなる傾向が見られた。例えば、2021年3月20日宮城県沖の地震(Mw6.9)では、深さ58 kmと推定された。これは、AQUA(65 km)やF-net(62 km)より浅く、プレート境界を表すと考えられる震源分布に近い。発震機構解や震源分布から、この地震はプレート境界の地震と考えられることから、S-netを導入することにより、もっともらしい深さに近づいた可能性がある。
CMT解析へS-netの導入を検討したところ、およそMw5.5以上の地震では有効であること、また、Mw7.0程度まではカバレッジの改善により精度が向上する可能性が示された。一方、これより大きい地震では、今回より長周期の帯域が適していると考えられる。現時点では、解析に用いた地震が十分でないため、引き続き検討が必要である。

© The Seismological Society of Japan

Development of a realtime monitor system for WIN system using the MQTT protocol

*Hiroshi TSURUOKA[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

はじめに

WINシステムは。多チャンネルの地震波形データを取り扱うための処理システムで、UNIX上で動作する多くのプログラム群から構成されている。地震観測テレメータシステムにおいては、その波形フォーマットを含め、リアルタイムデータ交換のためのシステムとして日本においては広く利用されている。プログラム群の中には、データ交換の際に利用される共有メモリ上のデータをテキストで表示するプログラムshmdumpがあり、これと連携したTcl/Tkで作成された波形表示プログラム群 (shmx、 shmz、 shmck) もパッケージには同梱されている。波形表示プログラムは、Tcl/Tkで記述されているためマルチプラットフォーム対応となっているが、Webプラットフォームには対応していない。Webによるリアルタイム表示システムは存在しているものの、１秒ごとに波形表示用のファイルを作成して、それらをJavaScriptのプロットライブラリによって表示するシステムなどが開発されている。今回M2MやIoTにおいてよく利用されているMQTTプロトコルを用いた簡便なWINシステム用リアルタイム表示システムを開発した。

MQTTとは

Message Queueing Telemetry Transport (MQTT) は、機械同士が通信を介して情報をやり取りする M2M (Machine-to-Machine) や家電や自動車など多種多様なモノがインターネットにつながりお互いに情報をやりとりする IoT (Internt of Things) においてよく利用されているプロトコルであり、シンプル、軽量、省電力という特徴を持っている。今回はその実装アプリであるmosquitto を利用した。MQTTでは、パブリッシュ/サブスクライブ型モデルを採用しており、１対１はもとより多対多のやり取りが可能なプロトコルであり、応用性に富んでいる。

リアルタイム波形モニタリングシステム

地震データのやり取りは、MQTTプロトコルを採用し、リアルタイムの波形表示については、http://smoothiecharts.org にあるJavaScript ライブラリの smoothie.js を採用した。さらに、mosquitto broker への配信データフォーマットとしては、smoothie.js でのプロットがシンプルかつダイレクトであるため、WINテキストフォーマットをjson形式に変換して送信を行なった。

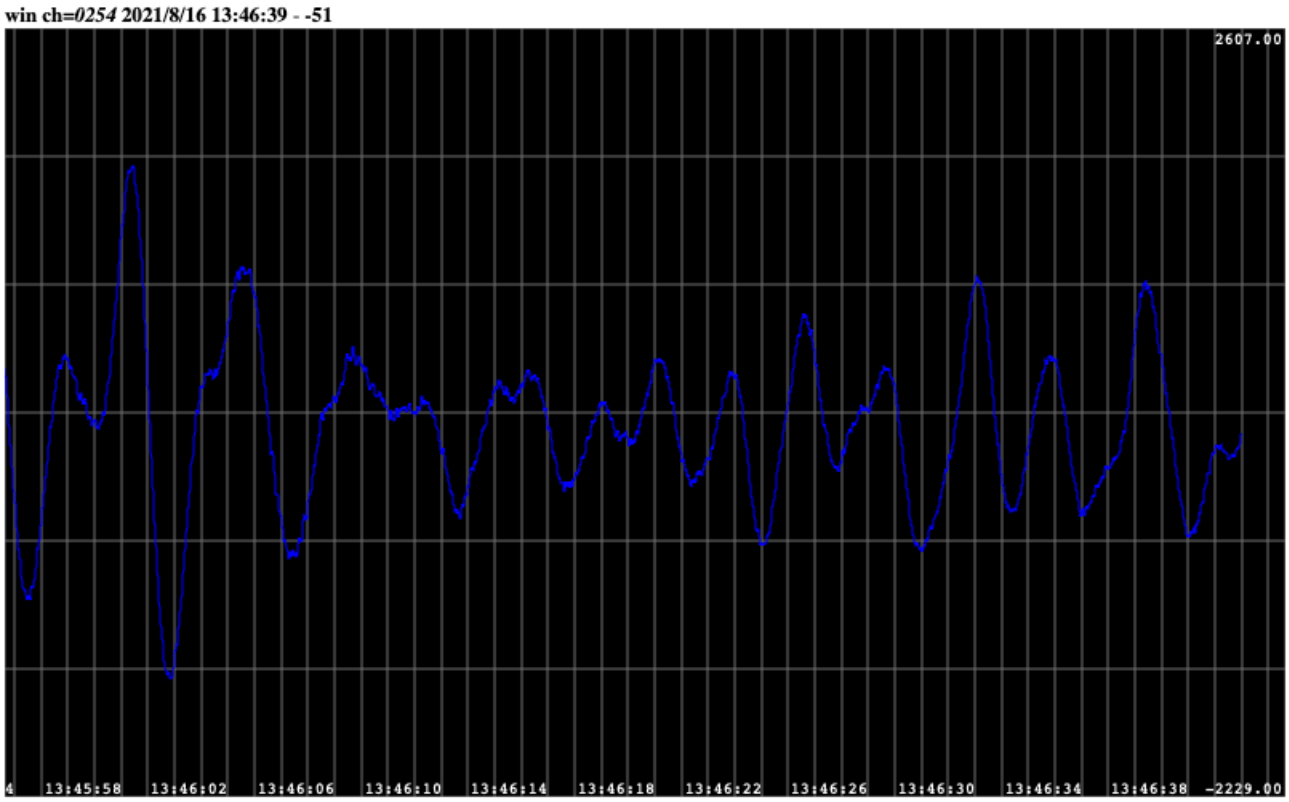
実際例

実際に開発されたシステムのスナップショットを示した。ブラウザの負荷は非常に軽く、スマートフォンなどのブラウザでも表示できることを確認した。

今後の展望

今回は、mosquitto を利用したために、データ伝送はアスキー形式のみの対応となっているが、WINパケット（バイナリ）を送信できることがデータ転送サイズ等の面からも効率的である。また、MQTTプロトコルを採用することによりデータ送受信にアクセス制限をかけるなどが可能であり、より柔軟なデータ送受信を実現できる。また、MQTTプロトコルはrecvt/send_raw に変わって利用できる可能性がありその性能評価なども今後実施したい。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Seismic activity in the central-southern part of Tohoku District - a preliminary report

*Tomomi OKADA[1], Takashi Nakayama[1], Satoshi Hirahara[1], Shigeki Horiuchi[9], Kei Katsumata[2], Mako Ohzono[2,4], Masahiro Kosuga[3], Takuto Maeda[3], Yoshiko Yamanaka[5], Hiroshi Katao[6], Takeshi Matsushima[7], Hiroshi Yakiwara[8], Group for the aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake

1. Tohoku University, 2. Hokkaido University, 3. Hirosaki University, 4. ERI, University of Tokyo, 5. Nagoya University, 6. Kyoto University, 7. Kyushu University, 8. Kagoshima University, 9. Homeseismo

1. はじめに

宮城県中部～山形県南部～福島県北部にかけての領域は、長町-利府線断層帯、福島盆地西縁断層帯、双葉断層帯などの断層帯が複雑に分布している。蔵王山や吾妻山などの火山も分布している。一方で、地震活動は東北地方の他地域に比べると低調であるが、地震観測網が比較的荒いことも考えると、充分な理解がなされているとは言えない。 これまで観測・理解が手薄だった領域の強化として、宮城県中部～山形県南部～福島県北部において臨時地震観測網を整備した。本稿では観測の序報について述べる。

2. 観測概要

観測点間隔は、地震発生層の厚さ（約10-20km）を考慮し、既設の定常観測網・臨時観測網と併せて約10km程度とした。 地震計は1Hzないし2Hzの短周期地震計を使用している。データは携帯電話回線を利用したテレメータ方式により伝送されている。 得られた連続波形データを定常地震観測網や他の臨時観測点と合わせて、自動処理（堀内・他）により、地震の同定、震源決定を行なった。

3. 初期結果

観測網の設置が概ね完了し、自動処理の改良も完了した、2020年8月～2021年7月までの期間について、震源決定結果などの確認を行なった。

3.1 震源分布

本研究で実施した臨時観測および自動処理により同定されたイベントを確認し、気象庁一元化震源カタログに記載されていない地震を確認した。それらは、双葉断層付近や長町-利府線断層帯一福島盆地西縁断層帯のおよそ西側（上盤側）の他、それらの間の領域（宮城県南部、丸森町付近）にも見られる。

3.2 メカニズム解

本研究で実施した臨時観測および自動処理により、対象領域内でメカニズム解を推定した。方法はHASH (Hardebeck and Shearer, 2002) である。横ずれ型ないし逆断層型でP軸は東-西または北西-南東方向となる。

3.3 地震波速度構造

対象領域において、地震波速度トモグラフィ(Zhao et al., 1992) を行った。初期構造はOkada et al. (2015)である。本研究で実施した臨時観測のデータを用いることで対象領域の解像度が上がることが確認できた。 予備的な成果として、例えばOkada et al. (2015)により、断層帯深部や震源域付近に地震波速度低速度域が見いだされている。 １）長町-利府線断層帯および福島盆地西縁断層帯に沿って、上部・下部地殻に地震波速度低速度異常が分布する、 ２）蔵王山や吾妻山の直下の深部低周波地震震源域付近にはマグマ供給系に対応すると考えられる地震波低速度域が存在する、ことが得られている。今後、データの蓄積に伴い、速度構造の改良を行う予定である。

© The Seismological Society of Japan

Real-Time Calculation Method of Seismic Intensity Applicable to Low-Rate Sampled Acceleration Record

*Takashi Hirai[1], Yuki Yoshioka[2]

1. Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University, 2. Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

1. はじめに

本稿では、功刀・他 (2008) および功刀・他 (2013) による時間領域の近似フィルターを用いて加速度記録からリアルタイムで計測震度相当値を算出する手法について、既存のアルゴリズムが適用不可能な低いサンプリング周波数の加速度記録や、さらには不等間隔でサンプリングされた加速度記録に対しても適用可能となる新たな計算方法を提案する。この手法は、今後活用が広がると考えられるMEMS加速度センサーなどを用いた簡易な震動計において、処理系の演算性能やサンプリングの安定性が限定されている場合などに有効である。

2. 既存のリアルタイム震度演算法の概要

功刀・他 (2008) は、平成8年気象庁告示第4号に定められる計測震度算出に用いられる周波数フィルターと極力同じ振幅特性を持ち、かつ因果的な無限インパルス応答関数を有する近似フィルターを設計した。功刀・他 (2013) は、これをさらに改良したものである。リアルタイム震度演算は、加速度記録に対して時間領域の処理によりこのフィルターを施したうえで3成分を合成した振幅波形を作成し、適当な時間間隔で過去60秒間の振幅波形に対して継続時間判定処理を行って計測震度相当値を得るものである。

従来の演算法では、時間領域のフィルター処理を実装するにあたり、ラプラス変換形式で表現されたフィルター伝達関数から双線形変換によりz変換形式の伝達関数を導き、等間隔でサンプリングされた加速度記録に対して漸化式を適用することでフィルター波形を得ることとしている。この方法は簡便ではあるが、双線形変換にともなう周波数ひずみの影響などにより、加速度記録のサンプリング周波数によっては漸化式の自己回帰項が不安定な特性を示すことがある。具体的には、功刀・他 (2013) のフィルターの場合、サンプリング周波数がおよそ77 Hzを下回ると不安定となり、フィルター波形が発散する。

3. 提案手法の概要

たとえばサンプリング周波数50 Hzの加速度記録に対してリアルタイム震度演算を行う場合、そのまま時間領域の処理を適用するとフィルター波形が発散するため、線形補間などの方法により100 Hzサンプリングの加速度記録としてから演算を行うことも考えられる。しかし、ここではそうした方法を用いず、沢口 (2018) を参考に、もとのサンプリング周波数のまま演算を行う方法を提案する。

功刀・他 (2013) のフィルターは6つの双二次フィルター（ラプラス変換形式の伝達関数で分母が s の2次式となっているもの）を直列に接続した形となっている。各段階のフィルターについて、まず、入出力信号間の関係を規定する2階微分方程式を書き下す。次に、これを対角正準形式の状態空間表現で表すことにより、独立な2本の1階微分方程式の組の形にする。さらに、入力信号はサンプル時刻間で線形的に変化すると仮定して、これらの微分方程式を解析的に積分することにより、状態ベクトルおよび出力信号の時系列を得る。このとき、サンプリング間隔が一定である必要はない。最終的には状態ベクトルの時間変化が漸化式の形で表現されるが、自己回帰項はサンプリング間隔の長短にかかわらず常に安定な特性を示す。

図1に、提案手法を2004年中越地震のK-NET小千谷 (NIG019) 観測点の強震記録（サンプリング周波数100 Hz, 計測震度6.732）に対して適用した結果を示す。加速度波形 (a) (b) (c) は東西成分のみを示しているが、計測震度相当値 (d) は3成分を合成した結果から算出した。従来法と提案手法によるフィルター波形はよく一致しており、計測震度相当値も括弧内に示した最大値を含めて同等となっている。図2に、同記録のサンプリング周波数を50 Hz, 10 Hzとしたときの提案手法の適用結果を示す。サンプリング周波数の変更は、単にデータを間引くことによって行った。フィルター波形・計測震度相当値ともに安定して得られていることが分かる。サンプリング周波数10 Hzの場合はエイリアシングの影響を無視できないが、計測震度相当値は極端に外れた値

© The Seismological Society of Japan

とはならなかった。

4. 課題

功刀・他 (2013) による近似フィルターには複数のパラメータが含まれるが、その値は双線形変換に基づく演算法を用いる前提で最適化されている。提案手法に対しては、今後あらためて調整を行う必要があると考えられる。

参考文献

功刀卓, 青井真, 中村洋光, 藤原広行, 森川信之, 震度のリアルタイム演算法, 地震 第2輯, 60, pp.243-252 (2008)
功刀卓, 青井真, 中村洋光, 鈴木亘, 森川信之, 藤原広行, 震度のリアルタイム演算に用いられる近似フィルタの改良, 地震 第2輯, 65, pp.223-230 (2013)
沢口義人, 不等間隔時系列に対する状態空間フィルタによる心拍変動周波数解析の高速化, 自動制御連合講演会講演論文集, 61, pp.41-44 (2018)

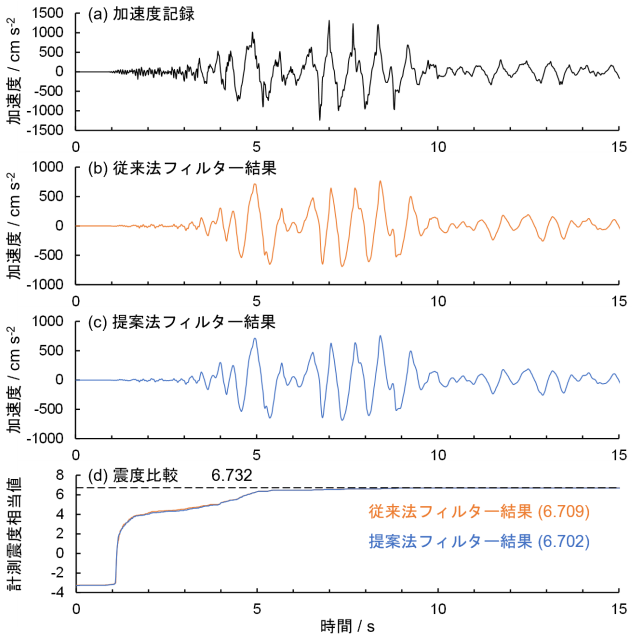


図 1 (a) 新潟県中越沖地震 NIG019 EW 加速度記録に対して
(b) 従来法と (c) 提案法のフィルターを施した結果と (d) 計測震度相当値の比較

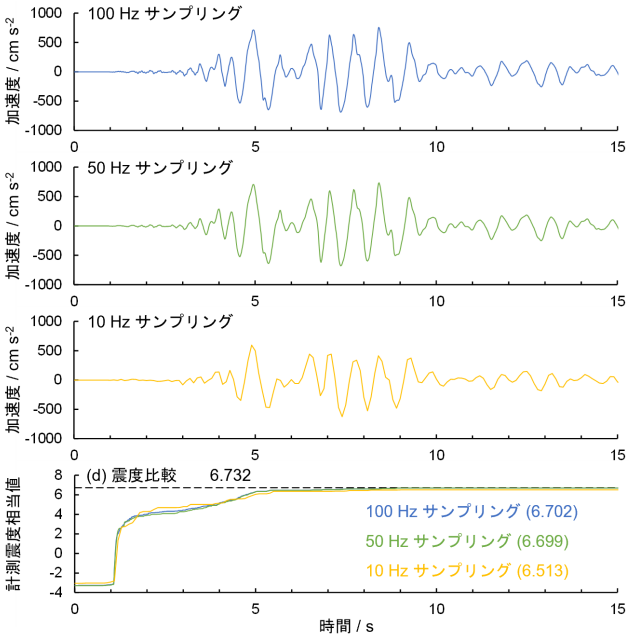


図 2 新潟県中越沖地震 NIG019 EW 加速度に対して
(a) 100 Hz, (b) 50 Hz, (c) 10 Hz サンプリングとしたときの提案法による
フィルター結果と (d) 計測震度相当値の比較

© The Seismological Society of Japan

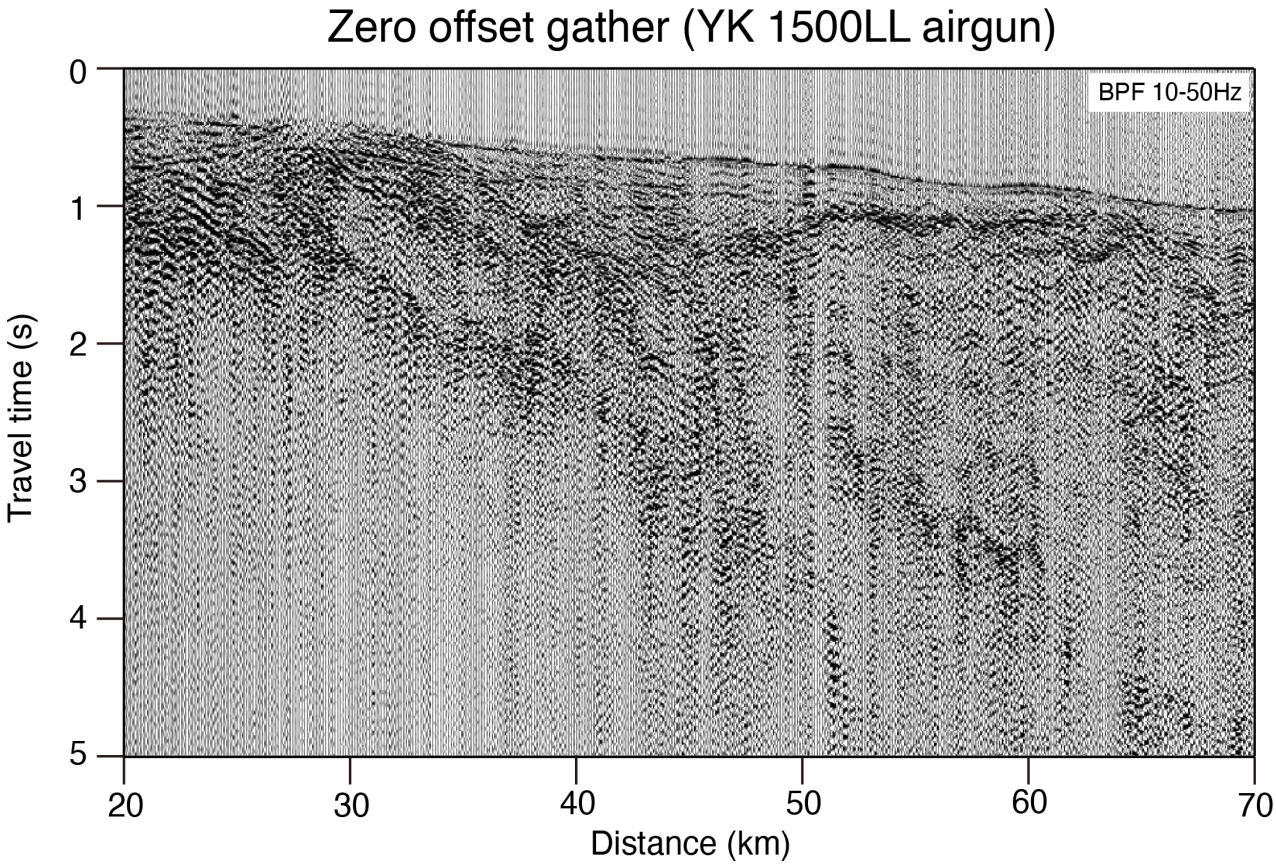
Seismic reflection survey using seafloor optical cable and DAS measurement off Sanriku

*Hiroki Takano[1], Masanao Shinohara[2], Rie Nakata[2], Eiji Kurashimo[2], Tatsuya Ishiyama[2], Kimihiro Mochizuki[2]

1. Department of Earth and Planetary Science, School of Science, The University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

近年、分散型音響センシング（DAS : Distributed Acoustic Sensing）計測が地震学の観測にも用いられてきている。DASは光ファイバに送り込まれたレーザーパルスが光ファイバ内の不均質部で散乱して発生する後方散乱光を観測することによって光ファイバに沿ったそれぞれの部分での歪みを計測する。DAS観測のメリットは数十キロにわたるケーブルにおいて、チャンネル間隔が数メートル～数十メートルといった高密度な観測を実施できることである。東京大学地震研究所が所有する岩手県釜石市から約120km沖合まで敷設されている海底ケーブル内の２本の未使用光ファイバを用いてDAS観測を行いながら、海底ケーブルの敷設ルートを測線とした構造探査実験を行った。構造探査は2020年11月5日～7日に実施し、エアガンの発震には大気海洋研究所白鳳丸を用いた(KH-20-11）。使用した制御震源はBolt社1500LLエアガン(チャンバー容量1500cu.in.) 4台とSercel社GIガン(チャンバー容量355 cu.in.)2台である。陸上局舎内において、2本のファイバの末端にそれぞれ計測器を接続し、同時DAS観測を行った。DASの収録はサンプリングレート500Hz、チャンネル間隔5m、ゲージ長40m、観測総距離100km（一部80km）で行った。1500LLエアガンの測線は、釜石市の沖合の約10km地点から海底ケーブル敷設ルートに沿い、ケーブルの終端を超え釜石市から東に約200kmの地点までである。発震間隔は40秒であり、発震総数は、1910発である。このうち、725発が海底ケーブル敷設ルート上で発震されている。GIガンの測線は、釜石市の沖合の約10km地点から海底ケーブル敷設ルートに沿い、釜石市から東に約100kmの地点までである。GIガンについては、同一測線を往復して、発震を行った。発震間隔は20秒であり、発震総数は、4066発である。このうち、3291発が海底ケーブル敷設ルート上で発震されている。また、エアガン発震時の平均航行速度は約4.5knotsであった。DAS計測に加えて、1500LLエアガン発震時に長さ150mの2chミニストリーマケーブル、GIガン発震時に総チャンネル48chで長さ1400mのマルチチャンネルストリーマケーブルを曳航して、エアガンを観測した。この実験では、海底において、5mの間隔で、全長80km以上の収録が行われており、DAS計測記録による反射法地震探査処理が適用可能である。しかしながら、DASを用いた海域における反射法地震探査の前例は少ないため、海底ケーブルにより収録されたDASデータへの反射法地震探査処理の適用、さらに高密度データを活かした高解像度反射断面の作成が本研究の目的である。収録されたデータでは、2つのDAS計測データ双方において、エアガンからの地震波が観測されており、2つの計測器間に大きな差はなかった。共通発震点記録では、DAS計測はケーブル方向の成分に高い感度を持つため、エアガン直下の記録では振幅が著しく小さくなる。また、エアガンから震央距離約2.5km以上になるとP波に加えてPS変換波と思われる相の到着も確認できるため、S波反射断面図が作成できる可能性がある。今後は通常の反射法処理を適用して、構造断面を作成する。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

A coupling degree of optical fiber cable on seafloor using earthquake travel time recorded by distributed acoustic sensing (DAS)

*Satoshi KATAKAMI[1], Eiichiro ARAKI[2], Narumi TAKAHASHI[3], Shunta NODA[1], Naoyasu IWATA[1], Masahiro KORENAGA[1], Yasutomo YAMAUCHI[1]

1. RTRI, 2. JAMSTEC, 3. NIED

Distributed Acoustic Sensing（DAS）は、光ファイバーケーブル（Optical Fiber Cable: OFC）に沿ったひずみ変化を測定する手法であり、低コストで長期モニタリングが可能な地球物理学に適用可能な計測ツールとして期待されている。一方、記録された信号の振幅の絶対値を利用するためには、OFCと設置面のカップリングを考慮する必要がある。室戸岬沖の海底OFCを用いたDAS観測によって観測された信号の振幅は、200m程度の距離でもDASチャネル間で大きく異なり、特に室戸岬から20-25km先では振幅の大小（1-2桁程度の差）が200m程度の間隔でbimodalに変化する（Ide et al., 2021）。これはOFCと海底のカップリングに起因すると考えられている。したがって、DASの記録からOFCの敷設環境を評価する手法検討として、DASを用いてOFCに沿って記録された地震動の走時の空間分布から、海底面に敷設されたOFCのカップリングを含めた敷設環境を推定した結果を報告する。

海洋研究開発機構（JAMSTEC）は、室戸岬沖で包括的な海底監視システムを開発し、6本のシングルモードファイバーを備えた海底ケーブルは、陸上と海底の観測機器を接続している（Momma et al., 1997）。DASの観測には、海岸から伸びるケーブルの50km区間においてAPセンシング社製の機器を使用している。観測は時間サンプリング間隔500Hz、空間サンプリング間隔5.10m、ゲージ長40.8mで実施し、全チャンネル数は10789である。 2021年1月から3月に室戸沖に設置されたOFCのDAS観測によって記録された西日本で発生した地震に着目し、地震波形のチャンネル間の波形相関およびlag timeを計算した。まず、各チャンネルで記録された地震波形のP波の立ち上がり部を含む2秒間の波形を使用し、4-10Hzでバンドパスフィルタを適用した。次に隣り合うチャンネル同士で相互相関を計算し、係数が最大値をとる際のlag timeを100ch毎に積算することで（50chのoverlap）、OFCに沿ったlag timeの変化から海底OFCのカップリングを含む敷設環境を推定した。

徳島県下（深さ7km）で発生したMj4.0の地震に関して、室戸岬から約20-25km先（4000-5000ch）のlag timeを100ch毎に積算した結果を示す。4000-5000chにおける海底OFCはおおよそ南北方向に敷設されているため、OFCの北側で発生した地震に対するDAS記録はOFCに沿ってみかけ速度は正になる。一方、4000-4060ch、4100-4170ch、4480-4500ch、4780-4810ch、4940-4960chではみかけ速度が負を示した。さらに、みかけ速度が負の区間における地震波の位相は、隣のみかけ速度が正の区間の地震波の位相と逆（polarityが逆）を示した。また、4100-4170ch、4780-4810chにおいてはDASの信号の振幅が小さい区間（カップリングが弱いと考えられる）においてみかけ速度が負になっている。次に、同様の地震・チャンネルにおいて、地震波形のS波の立ち上がり部を含む2秒間で相互相関を計算しlag timeを100ch間で積算した。みかけ速度が負になったチャンネル区間はP波のものと同様だが、polarityが逆転したのはカップリングが弱いと考えられる区間のみであった。

以上の結果から海底面におけるOFCの敷設環境を推察すると、みかけ速度が負になる区間ではOFCが谷を下り、水深が深い箇所にあるOFCの方が地面から入射してくる波をより早く検知していると考えられる。一方、カップリングが弱い区間では、OFCが谷部をまたぐなどして水中に浮いていると考えられる。S波から水中へ変換した音波（疎密波）が水中を伝播し、水中に浮いたOFCにて記録されていると考えらえる。水の体積弾性率は0℃で約2.0MPa、SiO2のヤング率は約75GPaであり1～2桁程度異なるため、記録される振幅の違いは歪を計測する媒質の違いを表すと推測される。また走時ではS波が到来している時間だが、変換した疎密波が記録されているためpolarityが逆になったと考えられる。ちなみに、海底下堆積層におけるP波地震波速度は、浅部において1.5km/sを示し（Nakanishi et al., 2018; Tonegawa et al., 2021; JpGU）、水中の音波の伝播速度（1.5km/s）と同程度であるため、伝播した媒質の違いによるみかけ速度への影響は小さいと考えられる。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S04. Tectonics

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P3 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S04P-01] Relationship between tectonic tremors and 3D distributions of thermal structure and dehydration in the Alaska subduction zone

○Kaya IWAMOTO[1], Nobuaki Suenaga[2], Shoichi Yoshioka[2,1] (1.Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University, 2.Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University)

Relationship between tectonic tremors and 3D distributions of thermal structure and dehydration in the Alaska subduction zone

*Kaya IWAMOTO[1], Nobuaki Suenaga[2], Shoichi Yoshioka[2,1]

1. Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University, 2. Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University

１. はじめに

アラスカ沈み込み帯では、1964年アラスカ地震（Mw9.2）に代表される海溝型巨大地震や、スロースリップイベント・深部低周波微動などのスロー地震がプレート境界付近で発生している。この地域では、北米プレートの下に太平洋プレートが沈み込んでいる。その東端では、ヤクタットテレーンと呼ばれる海台が存在し、沈み込んでいることが近年の研究で明らかになってきた。ヤクタットテレーンは、太平洋プレートとはテクトニックセッティングが大きく異なり、堆積層や海洋地殻がそれぞれ6㎞、25㎞と非常に厚く、深部低周波微動が発生し(Wech, 2016)、その直上には火山が存在していない、といった特徴がある。岩本他 (2021, JpGU)ではヤクタットテレーンと太平洋プレートの同時沈み込みに伴う3次元熱対流数値モデルを用いて、1964年アラスカ地震の震源域と長期的スロースリップイベントの発生域の温度範囲を定量的に推定した。

本講演では、岩本他 (2021, JpGU)で得られた3次元温度構造と含水鉱物の相図を用いて、スラブ上面付近の含水量分布を求め、アラスカ沈み込み帯で発生する深部低周波微動の発生との関連性について議論する。

２. モデル設定

本数値シミュレーションでは、岩本他 (2021, JpGU)に従い、Mathews et al. (2016)のプレート回転モデルを用いてプレートの沈み込み史を考慮し、沈み込み速度を与えた。さらに、新たに、太平洋プレートとヤクタットテレーンで、堆積層や海洋地殻の厚さを区別して与え、18Maから現在までの温度場・流れ場の時間発展問題を差分法を用いて解いた。水平面内において沈み込み方向にx軸を、海溝軸に沿ってヤクタットテレーン側から太平洋プレート側に向かってy軸を、鉛直下向きにz軸をとり、それぞれ、モデルサイズは600 km, 700 km, 200 km、グリッド間隔は8.6 km, 10 km, 3.3 kmとした。流れの境界条件は、+x, -x, +y, -y, +zの境界面では流れは透過条件とし、-zの境界面（モデル表面）では流れはないものとした。温度の境界条件は、+x, +y, -y, +zの境界面では断熱条件を与え、-xの境界面の温度はプレート冷却モデル(Grose, 2012)を用い、各タイムステップで深さの関数として温度分布を与えた。-zの境界面の温度は0℃と仮定した。数値シミュレーションで得られた現在(0Ma)の温度場は、キュリー点深度分布や地殻熱流量の観測データと比較し、観測値と計算値の残差が小さくなるようなモデルを構築した。含水量分布の計算には、海洋堆積物はvan Keken et al. (2011)のタービダイトの相図を、海洋地殻とスラブマントルは、それぞれTatsumi et al. (2020)のMORBと超苦鉄質岩の相図を用いた。

３. 結果と考察

最終的に得られた0Maでの数値シミュレーション結果から、海溝側では沈み込み角が小さく、浅く平らなスラブ形状が続いているため、その上面付近の温度場に関しては、太平洋側に比べヤクタットテレーン側では低温の領域が内陸部まで広がる傾向がみられた。また、内陸側ではプレートの沈み込み角が急激に大きくなるため温度勾配が大きくなった。本数値シミュレーションで得られた温度-深さの関係と、海洋堆積物や海洋地殻中に含まれる前述の含水鉱物の相図を用いてスラブ上面付近の含水量分布と、沈み込み方向の単位距離当たりの脱水勾配を求めた。

その結果、現時点での暫定的な結果として、スラブ上面の深部低周波微動の発生域付近において、海洋堆積物中(スラブ上面から0~6 km)ではphengite lawsonite blueschist相からamphibole phengite zoisite eclogite相への脱水分解反応により約0.05wt%/kmの脱水勾配が、海洋地殻中(スラブ上面から6~31km)ではblueschist相からamphibole eclogite相への脱水分解反応により約0.10wt%/kmの脱水勾配が見られた。以上

© The Seismological Society of Japan

のことより、これらの脱水のうち、いずれか、または両者が深部低周波微動の発生に関与している可能性があることが示唆される。また、太平洋プレート側で深部低周波微動が発生していない理由として、太平洋プレートでは、ヤクタットテレーンに比べて、海洋堆積物や海洋地殻の厚さが薄いため、これらの層に含まれるスラブ内の含水量の総量が少ないことや、脱水分解反応が起こったとしても深部の高温の塑性領域での脱水となるため、深部低周波微動が起こりえないといった可能性が考えられる。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S07. Structure and dynamics of the Earth and planetary interiors

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P4 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S07P-01] The location of the inner core hemispherical boundary in the north polar region

○Tadashi Iwasaki[1] (1.kyoto university)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S07P-02] Surface wave fitting for Vs structure of the oceanic crust and upper mantle
- Development of the initial model using shorter period waveforms -

○Haruka NAGAI[1], Nozomu Takeuchi[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Takehi Isse[1], Hiroko Sugioka[2], Aki Ito[3], Hisashi Utada[1] (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Kobe University, 3.JAMSTEC)

The location of the inner core hemispherical boundary in the north polar region

*Tadashi Iwasaki[1]

1. kyoto university

1. はじめに

内核表層の詳細な構造の把握は、外核の対流、内核の成長過程や深部構造を理解する上で重要である。Tanaka and Hamaguchi（1997) は、内核の表層100km~500kmに高速等方的な東半球と低速異方的な西半球が存在することを発見した。東西半球の違いは、その後表層100kmにも存在することがわかった（Niu and Wen, 2001）。しかし、東西半球の境界の位置や形状はいまだ議論の中にある(e.g. Waszek and Deuss 2011, Miller et al. 2013, Ibourichene and Romanowicz 2018, Iritani et al. 2019, Ohtaki et al. 2021)。本研究では、北極域ユーラシア大陸北部に最深点をもつPKIKPとPKiKPの走時差をもとに、東西半球の境界について検討する。

2. 使用データ・解析手法

本研究では、空間的に高密度なデータが利用可能なことから、IRISで収集された2013年1月から2016年6月までの北米東部の広帯域地震計のデータを用いた。震央距離130~150°を伝わるPKIKPを調査するために、インドネシア付近（緯度5.03°S~4.78°N、経度95.07°E~104.63°E）で起きた震源の深さ38~151km、Mw 5.6~6.6 の7つの地震を使用した。IRISから取得した上下動成分の波形データは、地震計の応答関数を取り除き、地動速度に対して0.5~2 Hzのバンドパスフィルターをかけて使用した。 本研究では、PKiKPとPKIKPの観測走時差とAK135モデル (Kennett et al., 1995)の理論走時差を比較し、両者の違い（δt）の空間分布を調べる。PKiKPとPKIKPの理論走時はTauP Toolkit（Crotwell et al., 1999）で算出した。PKiKPとPKIKPの観測値は、SN比改善のために震央距離幅数度内の波形をスタッキングした上で、振幅の極大値から読み取った。これには波の走時差とともにみかけのスローネスの違いが評価できる利点がある。スタッキング にはphase weighted stack法(Schimmel and Paulssen, 1997)を用いた。PKIKPと後続のPKiKPの同定には、 PKiKPとPKIKPの極性が逆になること、PKIKPの極性がGlobal CMT解と合うこと、PKiKPのみかけのスローネスがPKIKPより大きいことを条件にした。PKiKPやPKIKPの走時やみかけのスローネスがAK135から大きく外れる極大値は除外した。なお、本研究のPKIKPの波線は、AK135モデルより、自転軸から64~80°程度傾いていると考えられる。

3. 結果・議論

本研究で調査したPKIKPの最深点は、北緯60°~80°、東経70°~130°の領域に位置する。東西半球の境界が経線であるwedge model（Niu and Wen 2001, Waszek and Deuss 2011）では内核内波線の大部分が高速な東半球を通過して正のδtが予想されるが、震央距離幅2°のスタッキングによる本研究の結果では、震央距離130～150°にわたってゼロから負のδtが卓越して観測され、低速な西半球の特性を示す。この結果はIbourichene and Romanowicz （2018）とも調和的であり、東西半球の境界が北極点を通らないTanaka and Hamaguchi (1997)のようなeye-ball model（Ohtaki et al., 2021）の東西半球境界と合うようにみえる。

© The Seismological Society of Japan

Surface wave fitting for Vs structure of the oceanic crust and upper mantle
- Development of the initial model using shorter period waveforms -

*Haruka NAGAI[1], Nozomu Takeuchi[1], Hitoshi Kawakatsu[1], Hajime Shiobara[1], Takehi Isse[1], Hiroko Sugioka[2], Aki Ito[3], Hisashi Utada[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Kobe University, 3. JAMSTEC

海洋上部マントルの地震波速度構造は、グローバルトモグラフィーによって広く研究されてきたが、約50 km以浅の構造推定は難しい(例えばWoodhouse and Dziewonski, 1984)。また、近年では、海底地震計アレイのデータの位相速度解析により、アレイ直下の1次元速度構造を推定する手法が開発されている(例えばTakeo et al., 2018)。本研究では、北西太平洋に設置された広帯域海底地震計で記録された短周期(約8秒)から長周期(約200秒)に至る広い帯域の地震波形データを用いた、震源-観測点間のトモグラフィーにより、地殻からアセノスフェアまでの連続的なS波速度構造を求めることを目指す。

一般的な波形トモグラフィーは観測波形と理論波形を位相情報も含めてフィッティングをするが、短周期成分(周期約25秒以下)の活用が難しい。そこで、位相情報を含まないエンベロープのフィッティングを併用したトモグラフィーを試みる。具体的には、まずはエンベロープのフィッティングにより特に浅部構造を解像度良く制約し、得られたモデルを初期モデルとして波形トモグラフィーを実施することで、地殻からアセノスフェアまでの連続的な速度構造を推定する。

今回の発表では、エンベロープのフィッティングにより短周期成分が活用できるかどうか、並びに地殻構造や最上部マントル構造が高精度・高解像度で推定できるかどうかを調べ、適切な初期モデルが構築可能であることを確認する。

日本海溝近傍で発生したマグニチュード5.1-6.5のイベントに対する良質な鉛直動成分の波形(119トレース)を選別し、エンベロープの周期毎・群速度毎の振幅分布のダイアグラムをスタックした。また振幅ピーク位置を用いてエンベロープ振幅分布を指標化した。ブートストラップ法によりピーク位置の誤差を測定し、高精度に計測できた範囲をデータセットとした(図2)。60秒以上の長周期成分は活用が難しかったが、60秒以下の基本モード並びにオーバートーンは高精度に測定可能であることがわかった。

マントルの深さ毎のS波速度に加え、地殻のP波速度・S波速度・厚さをモデルパラメータとして推定した。地殻の各パラメータはオーバートーンや短周期の基本モードのエンベロープに異なる感度を持ち、独立に分離できることを確認した。予備的な解析では、PA5モデル(100-125 Maの太平洋下の速度構造モデル、Gaherty et al., 1996)よりも厚い地殻が推定された(8.0 km; PA5は6.8 km)。これはパスの一部が島弧地殻を通過しているためと考えられる。また地殻のP波速度はほぼ等しいがS波速度が有意に遅くなり、Vp/Vs比が大きめ(1.78; PA5は1.61)に求められた。発表では、今回求めた構造を初期モデルとして、波形インバージョンによって地殻からアセノスフェアまでの連続的なS波速度構造モデルを発表する予定である。

© The Seismological Society of Japan

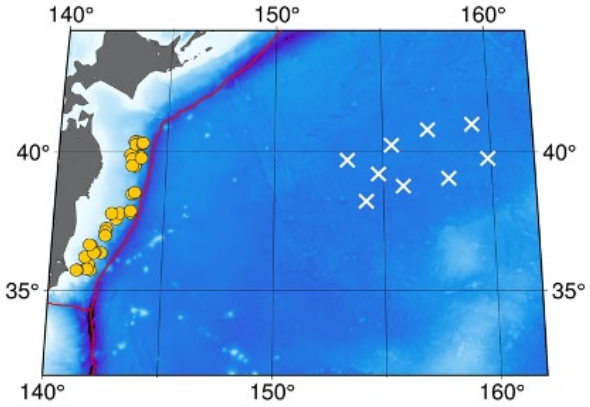


図1. 解析に用いた観測点(白十字)とイベント(黄色)の分布。

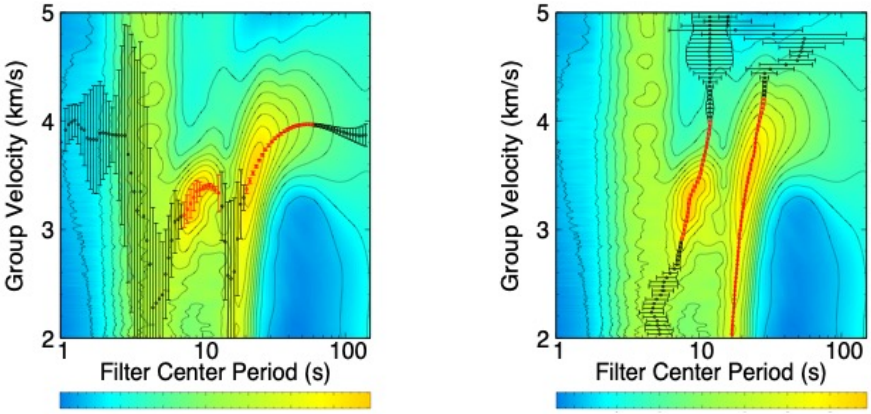


図2. 表面波エンベロープの振幅分布。各周期で振幅ピークとなる群速度(左)と
各群速度で振幅ピークとなる周期(右)。赤色がデータセットとして用いた範囲。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S08. Earthquake physics

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P5 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-01] Similar aftershocks of the 2016 Kumamoto earthquake

○Emana Mori[1], Yoshihiro Hiramatsu[2] (1.Graduate School of Natural Science and Technology, Kanazawa University, 2.Course in Earth and Planetary Science, School of Geosciences and Civil Engineering, Kanazawa University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-02] Estimating the shape of the source spectrum of regular and low-frequency earthquakes in the inland area of Japan

○Masaki Orimo[1], Keisuke Yoshida[1], Taka'aki Taira[2], Toru Matsuzawa[1], Akira Hasegawa[1], Kentaro Emoto[3] (1.Research center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University , 2.Berkeley Seismological Laboratory, University of California, Berkeley, 3.Department of Geophysics, Graduate School of Science, Tohoku University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-03] The characteristics of source parameters of interplate earthquakes occurring in and around the Raukumara Peninsula in the North Island, New Zealand

○Kazuya TATEIWA[1], Calum Chamberlain[2], Martha Savage[2], Tomomi Okada[1] (1.Tohoku University, 2.Victoria University of Wellington)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-04] Source process of volcano tectonic earthquakes during the earthquake swarm off the east of Izu Peninsula in 2006

○Yukako Tanaka[1], Takuji Yamada[1] (1.Ibaraki University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-05] Seismic radiation process of the 2011 Tohoku earthquake inferred from ocean bottom pressure records above its source region

○Hisahiko KUBO[1], Tatsuya KUBOTA[1], Tatsuhiko SAITO[1] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-06] Initiation of the M~9 earthquake cycle: the 2021 Miyagi-Oki Mw7.0 earthquake at the deep seismic/aseismic transition

○Keisuke YOSHIDA[1], Toru Matsuzawa[1], Naoki Uchida[1] (1.Tohoku University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-07] Preparation process for a Miyagi-Oki earthquake following the 2011 Tohoku-Oki earthquake

○Ryoko NAKATA[1], Ryota Hino[1] (1.Tohoku University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-08] Investigation of multi-segment earthquake on the Median Tectonic Line active fault zone based on dynamic rupture simulation

○Yuko KASE[1], Yumi URATA[1] (1.Geological Survey of Japan)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-09] Simulation of dynamic earthquake sequence in a linear poroelastic medium

○Hiroyuki NODA[1] (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-10] The influence of fault-strength heterogeneity on earthquake cycle in a viscoelastic medium

○Makoto Yamamoto[1], Hiroyuki Noda[1] (1.Kyoto Univ.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-11] Temporal evolution of b-values in rate-and-state fault models with frictional heterogeneities

○Ryo Ito[1], Yoshihiro Kaneko[1] (1.Kyoto University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-12] Large-scale earthquake sequence simulations on 3D geometrically complex faults with lattice H matrices

○So OZAWA[1], Akihiro Ida[2], Tetsuya Hoshino[3], Ryosuke Ando[1] (1.Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo, 2.Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3.Information Technology Center, University of Tokyo)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-13] Steady-state pore pressure based on a hydraulic model considering changes in P-T conditions and clay dehydration due to plate subduction

○Shunya KANEKI[1], Hiroyuki NODA[1] (1.DPRI, Kyoto Univ.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-14] Estimation of parameter values for a slip- and time- dependent law using slip-stress relations of the Boso slow slips

○Reo Uchida[1], Toshinori Sato[1], Takuma Kobayashi[1,2] (1.Chiba University, 2.Asia Air Survey Co.,Ltd.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-15] Estimating Effective Normal Stress During Slow Slip Events From Slip Velocities and Shear Stress Variations

○Toshinori SATO[1], Takuma Kobayashi[1,2] (1.Graduate School of Science, Chiba University, 2.Asia Air Survey CO., LTD)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-16] Frictional properties of metagabbro gouge in centimeter scale
-Toward understanding scale dependence of rock friction-

○Futoshi Yamashita[1], Kazuo Mizoguchi[2], Sachiko Iizuka[3] (1.NIED, 2.CRIEPI, 3.CERES Inc.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-17] Calibration of AE sensor by wave propagation modeling on a 4-meter-long biaxial friction apparatus

○Kurama Okubo[1], Futoshi Yamashita[1], Fukuyama Eiichi[2,1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Graduate school of engineering, Kyoto university)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-18] Microstructure in the gouge layer developed by large-scale velocity step change experiments

○Shun Watanabe[1], Futoshi Yamashita[2], Sumire Maeda[2], Akihiro Shimoda[3], Eiichi Fukuyama[1,2] (1.Kyoto University, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 3.Nippon Life Insurance Company)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-19] Friction and wear properties of Indian sandstone with increasing work rate and generation and destruction of the fault mirror

○Sumire MAEDA[1], Futoshi Yamashita[1], Kurama Okubo[1], Eiichi Fukuyama[1,2] (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience , 2.Kyoto University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-20] Existence of Weak Zones: Enhancing Dynamic Rupture or Not?

○Koji UENISHI[1,2], Kunihiro NAGASAWA[2] (1.Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo, 2.Graduate School of Engineering, The University of Tokyo)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-21] On the Dynamic Stability of a Granular Slope

○Koji UENISHI[1], Dongyun XI[1] (1.Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S08P-22] Physical Properties of Core Samples Recovered from a seismogenic zone and the host rock of a M5.5 Earthquake

○Kensuke Sakaguchi[1], Shunsuke Yoshida[2], Mitsuya Higashi[3], Yuki Yokoyama[4], Koichiro Suzuki[1], Yasuo Yabe[5], Dakalo Ligaraba[6], Nandipha Masondo[6], Tetsuro Hirono[7], Yuji Yamamoto[8], Takuya Matsuzaki[8], Hiroshi Ogasawara[9], Seiya Ohba[9], Masaya Wakimoto[9] (1.Graduate School of Sci. Eng., Ritsumeikan Univ., 2.Japan Mint, 3.Mazda Motor Corporation, 4.TechnoPro, Inc., 5.Graduate School of Science, Tohoku Univ., 6.Graduate School of Geoscience, University of the Witwatersrand, 7.Graduate School of Science, Osaka Univ., 8.Center for Advanced Marine Core Research, Kochi Univ., 9.College of Sci and Eng., Ritsumeikan Univ.)

Similar aftershocks of the 2016 Kumamoto earthquake

*Emana Mori[1], Yoshihiro Hiramatsu[2]

1. Graduate School of Natural Science and Technology, Kanazawa University, 2. Course in Earth and Planetary Science, School of Geosciences and Civil Engineering, Kanazawa University

・はじめに
相似地震とは波形が類似している地震のことで、同じ小さなアスペリティを繰り返し破壊することで発生している(e.g. Nadeau and Johnson, 1998)。内陸地震においても相似地震は主に大地震後に起こる余効すべりに伴って観測される(e.g. Hiramatsu et al., 2011)。継続時間の長い余効すべりでは、構成する地震の数が多く、長い発生期間をもつ相似地震群が見つかる可能性があり、このような相似地震群が多く見つかることは余効すべりを含む内陸大地震後の断層の挙動の解明につながることが期待される。そこで本研究では、2016年4月14日21時26分(Mj6.5)の前震をはじめとし、2016年4月15日0時3分(Mj6.4)、2016年4月16日1時25分(Mj7.3)の本震が3日間の間に立て続けに発生し、余震活動も活発で継続時間の長い余効すべりが期待できる2016年熊本地震を用いた（ここでは以後、Mj6.5の地震を前震、Mj7.3の地震を本震と呼ぶことにする）。本研究では、2016年熊本地震の余震から多数の地震が属し長期間にわたる相似地震群を分類し、相似地震群を用いて大地震後の断層の挙動のモニタリングを試みた。

・データと方法
データは気象庁で記録された一元化震源データ用い、解析期間は前震が起こった2016年4月14日からの約2年間で、深さは20kmまで、Mj1.5からMj4.5のものを使用した。
はじめに、緯度・経度差が0.002度以内で、深さの差が0.3km以内である地震のペアを見つけ、異なる地震ペアが同じ地震を共有している場合は同じグループの相似地震候補と見なしグループ分けを行った。WINシステム(Urabe and Tsukada, 1991)を用いて同一観測点で同一グループの異なる地震のP波とS波の到着時間を再験測し、その値を使って験測走時差を求めた。次に、再験測した到着時間に基づき上下動成分のP波、S波部分をクロススペクトル解析し、1-8Hzの周波数帯においてコヒーレンスが0.8以上のデータを用いて解析走時差を求めた。そして、Double-Difference法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)を用いて精密再震源決定を行った。その後、スカラーモーメントとマグニチュードのスケーリング関係(Hanks and Kanamori, 1979)と円形クラックモデルの式(Brune, 1970; 1971)を用いて震源域の大きさを推定した。

・結果と考察
震源域の重なり度合いや波形の類似性やマグニチュードの差を考慮して分類された相似地震の内、前震の破壊域に含まれる相似地震においては、Asano and Iwata(2016)によって推定された前震のアスペリティの端に分布している。これは小アスペリティが本震のアスペリティの周囲に分布することを示しており、2007年能登半島地震(Hiramatsu et al., 2011)、2000年鳥取県西部地震(Hayashi and Hiramatsu, 2013)の相似地震の結果と調和的である。また、相似地震は前震・本震の破壊域から離れた位置でも発生しており、前震・本震の破壊域だけでなくその周辺の余震域においても余効すべりが起こっていた可能性がある。
また、Somerville et al, (1999)によるスカラーモーメントとすべり量の式から相似地震のすべり量を算出し、相似地震のすべり量と繰り返し間隔からすべり速度を算出した。2016年6月30日以前に一つ目の地震が発生している相似地震群において、その繰り返し間隔は前震からの経過時間とともに増加し、すべり速度は前震からの経過時間とともに減少していることが分かった。これは、前震によって発生した余効すべりの減衰を反映しているのではないかと考えられる。

謝辞：本研究には防災科学技術研究所Hi-netや九州大学、気象庁の観測点で記録された地震波形を使用しました。記して感謝いたします。

© The Seismological Society of Japan

Estimating the shape of the source spectrum of regular and low-frequency earthquakes in the inland area of Japan

*Masaki Orimo[1], Keisuke Yoshida[1], Taka'aki Taira[2], Toru Matsuzawa[1], Akira Hasegawa[1], Kentaro Emoto[3]

1. Research center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University , 2. Berkeley Seismological Laboratory, University of California, Berkeley, 3. Department of Geophysics, Graduate School of Science, Tohoku University

震源スペクトルは地震時の断層破壊の時空間発展に関する重要な情報源である。Aki (1967) は地震の震源スペクトルの高周波側が周波数の2乗で減衰するオメガ二乗モデルを提案し, このモデルが観測された地震波の特徴とよく調和することを示した。 オメガ二乗モデルは震源スペクトルの標準モデルとして地震の解析に幅広く用いられているが, オメガ二乗モデルに従わない地震も存在すると考えられる。特に低周波地震に関しては, 震源スペクトルの高周波側が周波数の二乗ではなく一乗程度で緩やかに減衰することを示唆する先行研究 (e.g., Ide et al., 2007; Yoshida et al., 2020) も存在する。 2020年に岐阜・長野県境付近で発生した群発地震活動と2008年岩手・宮城内陸地震の震源域は地震観測網に囲まれており, 通常地震に加えて低周波地震も多く発生している。本研究では2020年の岐阜・長野県境付近の群発地震活動および 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺で発生した地震の震源スペクトルを推定し, それらの高周波側の減衰の特徴を比較した。 震源スペクトル推定のために, 初めにコーダ規格化法 (Aki and Chouet, 1975; Aki, 1982) を用いて震源域周辺の$Q^{-1}(f)$と観測点のサイト特性G(f)の推定を行った。(Takahashi et al., 2005; Yoshida et al., 2017)。この方法では地震の震源スペクトルがオメガ二乗モデルに従うことを仮定する必要がない。そして，得られた$Q^{-1}(f)$とG(f)を用いて通常地震と低周波地震の震源スペクトルを推定した。2008年岩手・宮城内陸地震震源域で発生した地震については, 通常地震1036個, 震源域周辺で発生した低周波地震15個について震源スペクトルの推定を行い, 2020年岐阜・長野県境付近の群発地震活動の震源域で発生した地震については,通常地震773個, 震源域周辺で発生した低周波地震44個について震源スペクトルの推定を行った。 震源スペクトルの形状を定量化するための尺度として, 震源スペクトルの高周波側での周波数減衰のべき指数nを用いた。各地震の震源スペクトルに対してグリッドサーチを用いたフィッテイングにより, 地震モーメント, コーナー周波数, べき指数nの3つのパラメータを推定した。 2020年岐阜・長野県境付近の群発地震活動の震源域で発生した通常地震について得られたnの平均値は 2.16, 標準偏差は0.27 であり, 震源域周辺で発生した低周波地震について得られたnの平均値は 2.44, 標準偏差は 0.22 であった。2008年岩手・宮城内陸地震の震源域で発生した通常地震について得られたnは平均値が 1.87, 標準偏差が0.38 であり, 震源域周辺で発生した低周波地震について得られたnは平均値が1.85, 標準偏差が 0.17 であった。 2つの地域で発生した通常地震に推定したnの値がおおむね2程度で, 基本的にはオメガ二乗モデルに従うようにみえる。低周波地震についても，2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺で発生したものについては概ねオメガ二乗モデルに従ってみえる。一方で，岐阜・長野県境付近の群発地震活動震源域周辺の低周波地震については, nの値が2.44 とオメガ二乗モデルよりも高周波側が大きく減衰する傾向も見られた。低周波地震について得られた結果の数は少ないものの，通常地震と低周波地震の震源時間関数の複雑性の違いを反映している可能性も考えられる。 通常地震, 低周波地震の両方の場合でnの値がばらついて分布している様子が見られた。得られたnの多様性は断層破壊の様式が地震ごとにある程度多様であることを反映している可能性がある。ただし，本研究では、震源域周辺の$Q^{-1}(f)$が空間的に変化しないことを仮定して解析を行なった。しかしながら、低周波地震は通常地震よりも深部で発生するため、実際には代表する$Q^{-1}(f)$が異なっている可能性も考えられる。このため本研究で推定した低周波地震の震源スペクトルの形状が系統的に誤って推定され, その結果nの値が誤って推定された可能性は否定できない。今後，通常地震近傍で発生している低周波地震を対象にすることや, $Q^{-1}(f)$の空間変化を考慮した解析を行うことにより、震源スペクトルの形状の多様性についてより詳細な情報が得られると期待される。

© The Seismological Society of Japan

The characteristics of source parameters of interplate earthquakes occurring in and around the Raukumara Peninsula in the North Island, New Zealand

*Kazuya TATEIWA[1], Calum Chamberlain[2], Martha Savage[2], Tomomi Okada[1]

1. Tohoku University, 2. Victoria University of Wellington

背景

ニュージーランド北島は太平洋プレートがオーストラリアプレート下に沈み込んでいる地域であり、スロースリップイベント、微動、繰り返し地震など多様な地震活動が観測されている。反射法地震探査やMT法（Magnetotelluric法）による調査から、流体や沈み込む海山の存在といった摩擦特性に関わる特徴と前述の多様な地震活動が結びついていることが分かってきた（例えば、Bell et al., 2009）。ニュージーランド北島は摩擦特性と地震活動や震源パラメータの関係を調べるうえで格好の研究対象となっている。

Tateiwa et al. (2021, JpGU)はニュージーランド北島北東部に位置するラウクマラ半島周辺で発生する繰り返し地震の震源パラメータ（地震モーメントと繰り返し間隔の関係やコーナー周波数）の特徴を調べることで繰り返し地震発生域での摩擦特性について議論を行った。しかし、そこで用いられた繰り返し地震の数は少なく解析領域も限られていたため、地震数を増やすことによってより信頼性の高い空間分布が求められていた。本研究ではラウクマラ半島周辺で発生する通常のプレート境界地震の震源パラメータを調べ、繰り返し地震に限らず解析される地震の数を増やすことで地震発生域における摩擦特性についての議論をTateiwa et al. (2021, JpGU)に引き続き行う。

データ・手法

プレート境界地震抽出のため以下のような手順を踏む。

1. プレート境界で発生したと考えられている1966年ギズボーン地震とメカニズム解が似ており、かつ震源がプレート境界（Williams et al., 2013）に近い地震を既存のGeoNetカタログから探し出す。ここで選ばれた地震をReference eventと呼び、プレート境界で発生した地震であると解釈する。
2. 各Reference eventと震源が近く、かつ初動付近の波形が3観測点以上で類似しているM>2の地震を探す。ここで選ばれた地震をTarget eventと呼び、やはりプレート境界で発生した地震であると考える。
3. Target eventを新たなReference eventとし2に戻る。

Target eventが新たに選ばれなくなるまで上記のループを繰り返すことで最初のReference eventを中心としてプレート境界地震探索網が広がっていく。本研究ではループが4回行われ、最初のReference eventとして13個の地震が、Target eventとして累計111個の地震が選ばれた。これら計124個の地震のうちM>3の地震101個についてスペクトル比法を用いてコーナー周波数（f_c）の推定を行い、$M_0 f_c^3$やP波とS波のコーナー周波数の比（f_c^P/f_c^S）の空間分布を調べる。

結果・議論

P波、S波ともに$\log(M_0 f_c^3)$はラウクマラ半島北西部で約18、それ以外の領域で約17となり、ラウクマラ半島北西部で大きくなる傾向にあった。また、繰り返し地震の$\log(M_0 f_c^3)$の値とも整合的な結果となった。$\log(M_0 f_c^3)$が大きくなっている領域はヒクランギ海台の沈み込みによりプレート境界の形状が大きく変化している領域にあたる。形状の影響で高い応力がかかるため応力降下量が高くなったと考えれば$M_0 f_c^3$が大きな値を示す理由が説明できる。なお、コーナー周波数を推定できたプレート境界地震の数は、繰り返し地震で5個、通常地震で63個であるためデータ数を増やすという目的は適切に達成されている。

Tokomaru-Tolagaでは他の領域よりもf_c^P/f_c^Sの値がやや小さな値をとる傾向にあった。f_c^P/f_c^Sが小さいことは破壊伝播速度が大きいことを示唆する（Kaneko and Shearer, 2015）。Tokomaru-Tolagaの地震発生域よりもややup-dip側では流体に富む沈み込んだ堆積物が存在すると指摘されている。断層の剛性率が小さいと破壊伝

© The Seismological Society of Japan

播速度が大きくなることが知られているため、Tokomaru-Tolagaのやや小さなf_c^P/f_c^S（やや大きな破壊伝播速度）は低剛性率な堆積物が原因となっている可能性がある。

© The Seismological Society of Japan

Source process of volcano tectonic earthquakes during the earthquake swarm off the east of Izu Peninsula in 2006

*Yukako Tanaka[1], Takuji Yamada[1]

1. Ibaraki University

1. 序論

伊豆半島東方沖では、1970年代後半以降、群発地震活動が断続的に発生している。これらの地震活動は、地下の火山性流体の移動に起因する火山構造性地震であると考えられている。本研究では、2006年4月に発生した伊豆半島東方沖の群発地震活動のうち、規模が大きな4地震（3.9≦Mw≦5.6）について、経験的グリーン関数（EGF）を用いた複数時間窓の波形インバージョンを行い、震源時間関数に見られる4地震の特徴の比較とその背景の考察を行った。

2. データと解析手法

EGFとして、同じ群発地震活動中に発生した3つの小地震の観測波形を使用した。解析対象の4地震、およびEGFとして用いた3地震は、いずれも横ずれ断層型のメカニズム解を示す。解析には、防災科学技術研究所（NIED）のK-net強震計記録を用いた。加速度波形記録を積分して速度波形とした後、0.1-1.0 Hzのバンドパスフィルタをかけ、さらにS波を含む10秒間を切り出して解析に使用した。

解析には30個の時間窓を用い、各時間窓の間隔は0.05秒とした。次に、EGF地震の震源時間関数は破壊継続時間0.2 sの二等辺三角形で表せると仮定し、解析対象地震のモーメントはNIEDのCMT解と一致するとの条件の下、解析対象地震の震源時間関数を求めた。

3. 結果と考察

解析から得た4地震の震源時間関数を図1aに示す。解析対象地震は、規模の大きい順にAからDと呼ぶこととする。A(Mw5.6)は破壊開始後0.2秒程度でモーメントレートが最大になった後、破壊が１秒程度尾をひいている。B(Mw4.5)とC(Mw4.3)は、ともに2回の大きな破壊を起こしているが、特徴が異なる。すなわち、Bは２回の破壊が同規模である一方、Cは2回目の破壊が明らかに小さい。D(Mw3.9)は破壊継続時間0.2秒程度の単一の破壊であった。

これらの震源過程の特徴の違いは、震源の空間分布と関連すると考えられる。A, Bは少なくとも20年程群発地震が発生していない領域で起こった地震である一方、Cは1998年に発生した群発地震活動の震源域に近接している。このことから、以下のような推論が可能である。過去に破壊が起こった領域では、すでに存在する強度の低い部分を破壊が比較的スムースに進展するのに対し、過去に破壊の起こっていない領域ではフレッシュな強度の高い部分を破壊が進展するため、複雑な破壊過程を示すのかもしれない。すなわち、たとえばUmeda(1990)が本震と余震の破壊過程の相違について言及しているように、過去の地震活動による破砕の有無が、解析した4地震の破壊過程の相違として見られたと考えられる。

© The Seismological Society of Japan

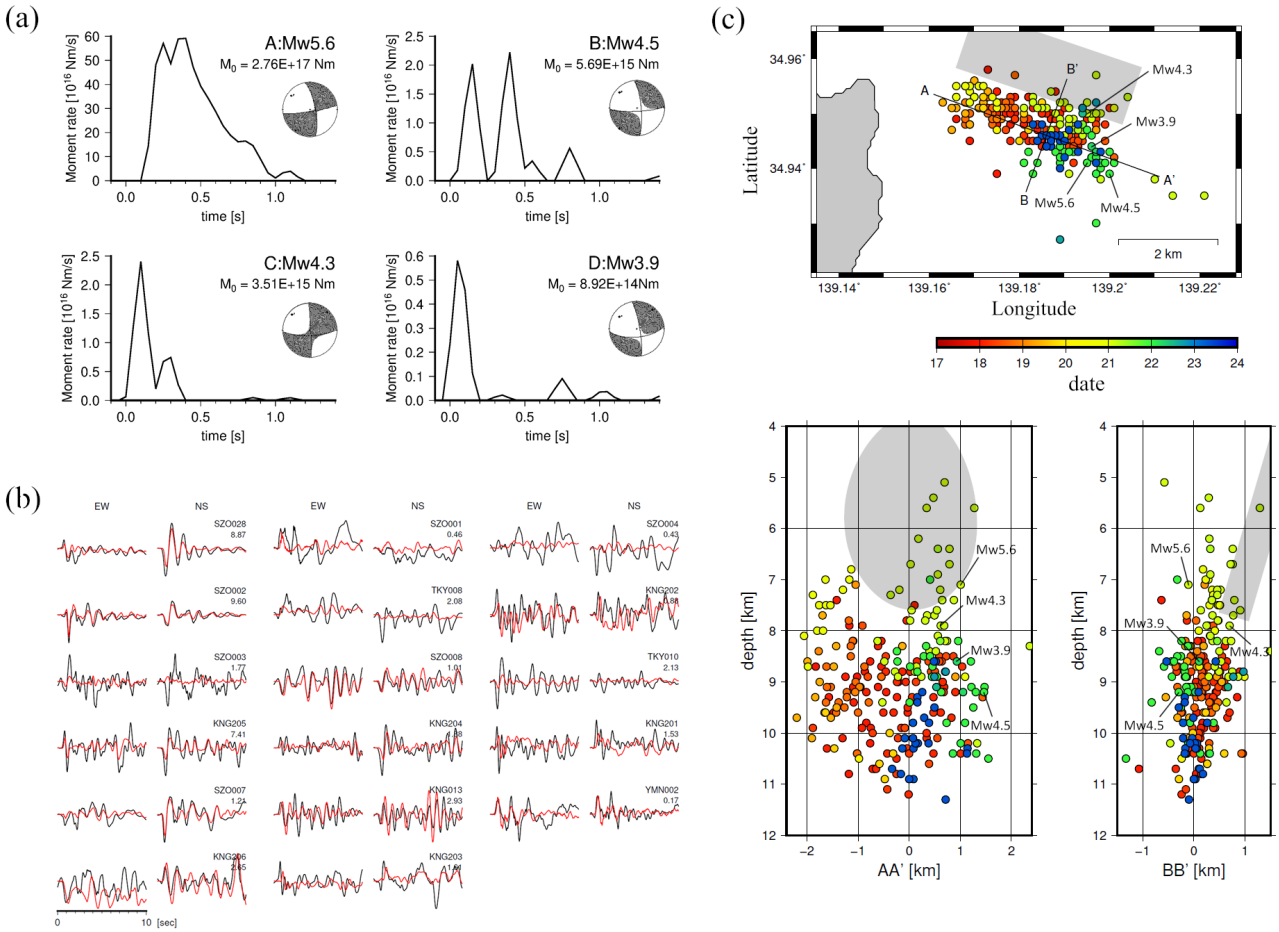


図1. (a) 解析対象の4地震の震源時間関数。縦軸はモーメントレート（単位：10^16 Nm/s）、横軸は時間（単位：秒）を表し、時刻ゼロは破壊開始時刻を表す。(b) 地震Aの観測波形（黒）と理論波形（赤）。 (c) 2006年4月に発生した群発地震活動の震源分布。色は時間経過を示す。灰色部は1998年の群発活動の震源分布域。

© The Seismological Society of Japan

Seismic radiation process of the 2011 Tohoku earthquake inferred from ocean bottom pressure records above its source region

*Hisahiko KUBO[1], Tatsuya KUBOTA[1], Tatsuhiko SAITO[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

大地震時に震源域近傍で観測される地震波形記録は、その地震の断層破壊過程や地震波放射過程の詳細および強震動の生成メカニズムを知る上で重要なデータである。内陸で発生した地震に関しては、陸域の強震観測網で観測された断層近傍での地震波形記録が、内陸地震の震源過程解析において重要な役割を果たしてきた（e.g., Wald et al. 1994; Ma et al. 2001; Dreger et al. 2004; Asano & Iwata 2021）。他方で、海域で発生する地震に関しては海域における地震観測の乏しさから震源域直上での地震波形の観測事例はこれまであまりなかった。近年の海域観測体制の充実に伴って観測事例が少しずつ増えてきている一方で、過去に観測された海底水圧計記録から地震波形記録を取得するというアプローチがいくつかの研究にて試みられている（Nosov & Kolesov 2007; Matsumoto et al. 2012; An et al. 2017; Kubota et al. 2017a; Kubota et al. 2021）。過去の地震に関しては観測を新たに実施することはできないため、同アプローチによって当時の記録からこれまで見出されていなかった情報を新たに取り出すことは重要である。Kubota et al. (2017a)は海底水圧計記録が一定の条件下で上下動加速度記録として扱えることを示し、海底水圧計記録に基づく地震波形記録を海域地震のモーメントテンソル解析に用いた。Kubota et al. (2021)は地震動成分と津波成分が混在する海底水圧計記録から永久変位込みの地震動成分を抽出する手法を開発し、2011年東北地方太平洋沖地震（以下、東北地震）における震源域直上の海底水圧計記録に適用した。本研究では、東北地震とその二つの前震（2011年3月9日11時45分のMj 7.3の地震と2011年3月10日6時23分のMj 6.8の地震）における海底水圧計記録から上下動地震波形記録を取得した上で、それぞれの地震における地震波の伝播特性および地震波放射特性を調べた。

海水が剛体であると近似できる場合、すなわち水中音波の基本モードよりも十分に長い周期帯域において、水圧計が観測する水圧変動は重力に起因して生じる静水圧変動と海底上下動加速度に比例する動圧変動の足し合わせで表現することができる（例えば、Saito 2013; Kubota et al. 2021）。前者の静水圧変動は後者の動圧変動よりもより長い周期帯域において卓越するため（例えば、Kubota et al. 2021）、適切な周期帯域を選ぶことによって水圧計記録から上下動加速度を直接得ることが可能である。本研究では、東北沖地震およびその二つの前震の際に東大地震研および東北大の海底水圧計によって観測された記録 (Maeda et al. 2011; Hino et al. 2014) を対象とし、時間積分を行った上で、周期25秒から50秒までのバンドパスフィルターを適用して、上下動速度波形記録を得た。最小周期に関しては最も深い観測点GJT3の水深における水中音波の基本モードを考慮して設定した。最大周期に関しては、Kubota et al. (2021)の結果に基づいて、静水圧変動に対して動圧変動が十分に卓越する周期帯を取るように選んだ。なお海域だけでなく陸域の観測記録も併せた解析を行うために、防災科研の強震観測網K-NET・KiK-netによる観測記録も用いることとし、それぞれの地震波形記録に時間積分と周期25秒から50秒までのバンドパスフィルターを施した。

まず二つの前震に関しては、陸域の上下動波形記録は3~4 km/sで伝播する一つの波群で主に構成される。同波群は海域の観測点においても見られ、それぞれの地震の震央および主破壊域（Kubota et al. 2017b）の近くに位置するP08・P09までさかのぼることができる。それに対して東北地震における上下動波形記録は、前震時の記録に比べて非常に複雑であり、東北地震の複雑な地震波放射特性を反映している。東北地震の震央からdown-dip方向に位置する陸域の観測点においては顕著な二つの波群が見られる（例えば、Suzuki et al. 2011）。この二つの波群は同地震震央近くに位置する海域観測点（P02・P06・P08・P09）の付近までさかのぼることができる。陸域では二番目の波群の方が相対的に大きな振幅であるが、海域では観測点の位置によって相対的な振幅の大小が異なっており、それぞれの波群の励起位置の違いに起因する地震波放射パターンの違いを見ている可能性がある。

© The Seismological Society of Japan

Initiation of the M~9 earthquake cycle: the 2021 Miyagi-Oki Mw7.0 earthquake at the deep seismic/aseismic transition

*Keisuke YOSHIDA[1], Toru Matsuzawa[1], Naoki Uchida[1]

1. Tohoku University

The 2011 M9 Tohoku-Oki earthquake provides a rare opportunity to investigate how the earthquake cycle of a great (M9) earthquake impacts the generation of smaller (M7-8) earthquakes on the same fault. Following the Tohoku-Oki earthquake, the interplate seismicity drastically increased in the downdip extension while it disappeared within the main rupture area. An Mw7.0 earthquake occurred in the downdip extension off Miyagi in March 2021, followed by an Mw6.7 earthquake in May 2021. To examine the initial evolution of the earthquake cycle after the Tohoku-oki earthquake, we investigated the regional seismicity around the two M~7 earthquakes and their source processes.

We first relocated earthquake hypocenters around the source regions of the 2021 March Mw7.0 and May Mw6.7 Miyagi-Oki mainshocks by using the Double-Difference method (Waldhauser & Ellsworth, 2000). We used 49070 P-wave and 47566 S-wave differential arrival time data from the JMA unified catalog and 175817 P-wave and 204395 S-wave differential arrival time data derived from the waveform correlation.

We obtained the relocated hypocenters of 2736 interplate events. A small number of interplate earthquakes occurred before the Tohoku-Oki earthquake in and around the source region of the March earthquake, but the number sharply increased after the Tohoku-Oki earthquake. The hypocenter of the March Mw7.0 earthquake is located very close to the hypocenters of four M5-6 earthquakes which occurred after the Tohoku-Oki earthquake. The inter-event distances of these four earthquakes were much shorter than the source sizes of the four earthquakes and the mainshock, even when considering the estimation error; they probably ruptured the same seismic patch. Inside these M5-6 repeating earthquake source regions, M2-3 repeating earthquakes also occurred, forming a hierarchical structure. Almost all of these repeating earthquakes occurred after the Tohoku-Oki earthquake, suggesting that the March mainshock was initiated in a conditionally stable region where the repeating earthquake sequence emerged after the Tohoku-Oki earthquake (Hatakeyama et al., 2017).

We then estimated the spatiotemporal distributions of the slips of the two mainshocks in the same manner, following Hartzel & Heaton (1983) by using the apparent moment rate functions (AMRFs). To estimate the AMRFs, we applied the iterative time-domain approach by Ligorría and Ammon (1999) after Kikuchi and Kanamori (1982) to the S-waves (transverse component) with a non-negative constraint. We used the acceleration waveform data from onland stations of NIED KiK-net and offshore stations of S-net.

The results show that the March Mw7.0 mainshock had two large-slip regions: several kilometers ESE (first rupture; t=4–7 s) and ~20 km south of the hypocenter (second rupture; t=8–12 s). The rupture area of the March mainshock showed a complementary relationship with the aftershock area located between the two large slip areas. The May Mw6.7 occurred ~15 kilometers southeast of the southern large slip patch of the March mainshock, where the shear stress increased by the March mainshock rupture. In the May mainshock, the maximum slip occurred a few kilometers southeast of the hypocenter, with the total slip area being longer in the north direction as a moderate slip propagated to the north.

The two M~7 mainshocks ruptured the westernmost part of seismic patches of the 1978 Mw7.5

© The Seismological Society of Japan

Miyagi-Oki earthquake, which is the most recent typical earthquake in an ~40-year interval of M~7.5 earthquake sequence, and loaded the eastern shallow seismic patches for the sequence. The further updip area is a part of the main rupture area of the Tohoku-Oki earthquake and hosts almost no interplate seismicity after this earthquake. Assuming that the spatial pattern of interplate earthquakes along the Japan trench will be restored to a situation similar to that before the Tohoku-Oki earthquake in the future, the downdip seismically active area should gradually expand to the updip area. The initial ruptures propagated in the updip direction for the 2021 M~7 earthquakes, similarly to the smaller earthquakes after the Tohoku-Oki earthquake (Yoshida et al., 2020, JpGU). The March Mw7.0 earthquake was initiated from a conditionally stable patch, which is probably a transient feature in the postseismic period of the previous M9 earthquake. Therefore, the 2021 Miyagi-Oki Mw7.0 initiated at the deep plate boundary probably illuminates seismicity in the early stage of the great interplate earthquake cycle. Continued monitoring of interplate seismicity is essential to examine how plate-locking evolves during the M9 earthquake cycle.

© The Seismological Society of Japan

Preparation process for a Miyagi-Oki earthquake following the 2011 Tohoku-Oki earthquake

*Ryoko NAKATA[1], Ryota Hino[1]

1. Tohoku University

【はじめに】
宮城県沖では、1978年宮城県沖地震のように、過去にM＞7海溝型大地震が約40年間隔で繰り返し発生し、沿岸地域に被害をもたらしてきた。この履歴に基づく長期評価に加え、2011年東北地方太平洋沖地震の影響を定性的に踏まえた結果、2021年1月時点では、宮城県沖でのM7.4前後の地震発生確率は30年以内に60～70%程度となっている [地震調査研究推進本部, 2021]。ここで想定されている地震の震源域付近で2021年3月20日に発生したM6.9の地震の震源域は、1978年の震源域の西側の一部に重なると考えられており [地震調査研究推進本部, 2021年4月9日]、今後の推移が注目されている。 本研究では、地震発生の原因であるプレート境界での応力蓄積と解放過程に基づく数値シミュレーションを用いて、東北沖地震後の宮城県沖地震の準備過程について検討する。Nakata et al. [2016]では、地震発生サイクルシミュレーションで得られた121シナリオについて、M9地震後には、M9地震前の平均繰り返し間隔よりも短い間隔で、M>7宮城県沖地震が発生する場合が多く見られたと報告している。これは、M9地震の余効すべりが宮城県沖地震単独の場合よりも大きいために、宮城県沖の陸寄り地域での応力蓄積レートが高くなったためであると考えられる。
【手法】
地震発生サイクルシミュレーションは、先行研究 [Nakata et al., 2016]と同様の物理法則とプレート境界面形状で実施する。入力する摩擦パラメタの値や空間分布に関して、複数の条件で計算を行った。全モデルの共通点は、海溝近傍の走向方向に約100～150 km長の領域と、そのdowndip側の半径20～30 kmの円内部に、摩擦的に不安定な条件を設定したことである。これによって、東北沖地震のような海溝近傍で発生する繰り返し間隔数百年以上のM9クラス巨大地震と、そのdowndip側で発生するM7クラスの宮城県沖地震を再現する。Nakata et al. [2016]のFigure 2で示した摩擦パラメタを基にしたものがほとんどであるが、震源域の面積（宮城県沖地震の半径、M9震源域の走向・dip方向の広がり）や位置（中心座標、M9震源域とバックグラウンド領域との遷移幅）、各領域の摩擦パラメタの値、東北沖地震と宮城県沖地震以外の地震（福島県沖・茨城県沖・M9震源域内でのM~7地震）の有無などについて、モデルごとに少しずつ異なるものを用いた。
【結果・議論】
新たに計算した結果では、東北沖タイプの地震の規模・繰り返し間隔・震源域・余効すべりの時空間分布・前震や余震の有無、宮城県沖地震の規模・繰り返し間隔などが異なる約120シナリオが得られた。これらについて、宮城県沖地震を抽出し、各地震の発生間隔を計算する。その際、先行研究と同様に、東北沖地震と宮城県沖地震の共存が再現できていないシナリオ、つまり海溝近傍で発生する最大地震の規模がM<8.5の結果や、宮城県沖地震がM<7の結果は、除外する。M9地震以前の宮城県沖地震の繰り返し間隔を計算する際には、M9地震前の200年間に発生したM≧7地震を扱う。上述の違いに加え、M9地震の破壊継続時間がやや長い76シナリオ（地震波の放射によるエネルギー減衰を準動的に近似するダンピング係数が大きい条件で計算したもの）を含む先行研究の121シナリオを合わせた約240シナリオについて、先行研究と同様に、M9地震後には、M9地震前の平均繰り返し間隔よりも短い間隔で、M≧7宮城県沖地震が発生する場合が多く見られた。
　また、すべり速度の時空間変化からは、M9地震の前後で、宮城県沖地震の余効すべりの広がり方に顕著な違いが見られた。M9地震前の宮城県沖地震の余効すべりは、震源域のupdip側への伝播が顕著であった。一方、M9地震後では、updip側への伝播はほとんど見られなかった。この違いは、宮城県沖地震震源域のupdip側、つまりM9地震震源域の固着がどの程度はがれているかに起因すると考えられる。今後の宮城県沖地震の発生時期を議論するには、2021年3月の地震の余効すべりがupdip側でどのようになっているかを観測から明らかにしたうえで、シミュレーション結果と照らし合わせた議論をする必要があろう。

【謝辞】

© The Seismological Society of Japan

本研究の一部は、JSPS科研費Grant Number JP21K04604およびJP19H05596の助成を受けて実施されたものです。本研究のシミュレーション結果は、東北大学サイバーサイエンスセンターの大規模科学計算システムおよびJAMSTECのスーパーコンピュータ「地球シミュレータ」を利用して得られたものです。

© The Seismological Society of Japan

Investigation of multi-segment earthquake on the Median Tectonic Line active fault zone based on dynamic rupture simulation

*Yuko KASE[1], Yumi URATA[1]

1. Geological Survey of Japan

中央構造線断層帯は，日本で最も活動的な断層帯のひとつである．この断層帯の連動可能性とその条件を検討するため，断層帯の置かれた条件を反映した動力学的震源モデルを構築し，動的破壊シミュレーションをおこなう．本稿では，中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間，同西部区間，石鎚山脈北縁区間，同西部区間を対象として，既存情報を基にプロトタイプの震源モデルを構築し，連動可能性について調べるための試計算をおこなった結果を報告する．

断層モデル各区間の走向と長さは，都市圏活断層図 (後藤・他, 1998; 中田・他, 1998;岡田・他, 1998; 堤・他, 1998; 後藤・他, 1999; 中田・他, 1999; 岡田・他, 1999; 堤・他, 1999; 中田・他, 2009; 岡田・他, 2009; 岡田・他, 2014) を基に決定した．また，傾斜角と地震発生層の深さについて，地震調査研究推進本部 (2017) では中角度と高角度を併記しているが，本稿では，まず，高角度（鉛直）の場合のみを扱う．モデルは半無限媒質とし，地震波速度構造はNakajima and Hasegawa (2007) の紀伊半島・中国四国地方のモデルを，密度は日本列島基盤岩類物性データベース (大熊・金谷, 2007) を参考に仮定した．

応力場は2通りのモデルを設定した．ひとつは，佐々連における応力解放法による応力測定データ (Tanaka, 1986; 斎藤・他, 1988) より，最大主圧縮応力（σ_1）は東西方向，最小主圧縮応力（σ_3）は南北方向としたもの，もうひとつは，有限要素法による静的解析(文部科学省・産総研, 2021) から，もっとも変位が大きくなると推定された，σ_1はN60˚W，σ_3はN30˚Eとしたものである．どちらも，σ_1とσ_3の大きさは応力測定データを参照，また，中間主応力（σ_2）は鉛直でかぶり圧に等しいとし，それぞれ深さに比例するとした．その上で，破壊の始まる領域の応力降下量の比例係数aを仮定し，静水圧条件が成り立つとして，動摩擦係数を求めた．更に，破壊の始まる区間での強度と応力降下量の比 (Andrews, 1976; Das and Aki, 1977) を1.6と仮定して，静摩擦係数を求めた．摩擦係数は破壊の始まる領域の走向によって異なるが，aを1.0として，間隙水圧を考慮しない場合，動摩擦係数は概ね0.2～0.5程度となった．

断層面の境界条件には，Coulombの破壊基準とすべり弱化の摩擦構成則 (Ida, 1972; Andrews, 1976) を仮定し，弾性体の運動方程式を差分法 (Kase and Day, 2006) で解くことによって，断層面上の破壊伝播過程を求めた．臨界すべり量は，全セグメント共通で0.50ｍとした．

σ_1の向きと破壊の始まる領域の走向によって各区間の応力状態が異なるため，それに対応した様々な連動パターンが得られた．例えば，石鎚山脈北縁区間東端から破壊が始まった場合や，石鎚山脈北縁西部区間東端から破壊が始まる場合は，σ_1の向きが東西の場合，N60˚Wの場合とも，その区間のみの破壊に留まる．一方，讃岐山脈南縁東部区間東端から破壊が始まる場合，σ_1の向きが東西の場合は4区間のほぼ全域にわたって破壊が広がるのに対し，N60˚Wの場合は，讃岐山脈南縁西部区間の西端で破壊が停止し，石鎚山脈北縁区間以西には広がらないというように，σ_1の向きによって破壊の広がり方が異なる．今後，応力降下量の比例係数aを変えてシミュレーションをおこない，各区間，各地点での１回の活動によるすべり量を説明しうるパラメータの範囲を調べる必要がある．

謝辞：本研究は，文部科学省委託事業「連動型地震の発生予測のための活断層調査研究」として実施されました．

© The Seismological Society of Japan

Simulation of dynamic earthquake sequence in a linear poroelastic medium

*Hiroyuki NODA[1]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

Rice and Ben-Zion (1996) により提案されたスペクトル境界積分方程式法（SBIEM）による線形弾性体中の動的地震サイクルシミュレーションは、Lapusta et al. (2000) による効率化を経て、断層構成則と地震を繰り返す断層の挙動の関係の研究に大いに活用されている。動的地震サイクルシミュレーションでは、地震時に重要となる慣性項を無視せず、加えて地震間のゆっくりとした準静的過程も単一のフレームワークで（人為的に支配方程式を切り替えることなく）計算する。過去及び現在の断層変位とグリーン関数の時空間畳み込み積分を用いて断層面上でのトラクション変化 を表現することができるが、これを静的なトラクション変化 $_{st}$ と残り $_{dy} = -_{st}$ にわける。$_{st}$ は「もし即時に断層を接着してこれ以上の変位を禁じた場合、弾性波が過ぎ去った後に残るトラクション変化」であり、弾性体の場合には現在の変位量と静的なグリーン関数の空間畳み込みで表現される。一方 $_{dy}$ に関しては、十分過去の滑り速度による影響を無視する事ができるため、時間に関する畳み込みを打ち切る事で、無限に続く地震サイクルを有限のメモリーで計算する事ができる。近年、Miyake and Noda (2019) により本手法が Maxwell 線形粘弾性体における地震間の応力緩和にも拡張され、弾性体に限らない線形媒質に対する適用の可能性が広がった。

本発表では、SBIEM を用いた地震サイクルシミュレーションを、線形多孔質弾性体に適用した手法の報告と、予察的なシミュレーション結果を紹介する。 In-plane 問題や３次元問題では、断層滑りに伴って圧縮・伸長の体積歪が生じる領域が存在し、流体圧の増加・減少が引き起こされ、その勾配に駆動されて流体移動が発生する。この流体の再分配により媒質の変形が時間発展的に発生し、断層面上での応力変化や余効変動を引き起こし得る。Detournay ant Cheng (1991) は線形多孔質弾性体中の開口亀裂を解析し、亀裂の導入後に時間発展的に追加の開きが生じることを示した。また Yamashita (2007) は断層を挟んで異なる物性を持つ線形多孔質弾性体を考え、断層面の摩擦強度が一定の場合に、地震後の流体移動に伴って本震滑り域内で余効滑りが発生する可能性を指摘している。この様な効果を動的地震サイクルシミュレーションに取り入れることにより、余効滑りや余震の発生過程を調べたい。

流体移動を駆動する体積歪は anti-plane 問題では発生しないため、本研究では２次元の in-plane 問題を扱う。ある時刻に発生した局在化した滑りに対するグリーン関数は Detournay and Cheng (1987) により導出された。これを直接適用すると、$_{st}$ の計算に時空間畳み込み積分が発生してしまう。スペクトル法では空間畳み込みは掛け算になるため問題にはならないが、時間畳み込みを実行する必要は残り、SBIEM の地震サイクルシミュレーションの問題サイズを決定する必要メモリ量を圧迫してしまう。そこで本研究では、Miyake and Noda (2019) と同様に、波数空間に分布するメモリー変数を導入し、メモリー関数の常微分方程式を毎タイムステップ逐次時間積分する事により、簡便に精度よく流体移動の影響を計算する手法を開発した。各波数におけるメモリー変数は、それぞれ固有の無次元緩和時間と $_{st}$ への寄与を持つとしたが、これらのパラメータはグリーン関数に対する最小二乗法フィッティングを行って決定した。各波数に対して18個のメモリー変数を使えば、相対誤差10^{-6}以下の精度での計算が可能である。Noda and Lapusta (2010) では摩擦発熱による間隙水圧の上昇を地震サイクルシミュレーションに取り入れるために、断層面上の各点に対して120個程度のメモリー（状態）変数を持ちいた。今回使用した18個のメモリー関数はそれほど多い数ではなく、シミュレーションの計算速度に対しては微々たる影響しかない。

予察的に、速度・状態依存摩擦構成則（Aging law）を用いた地震性パッチの地震サイクルシミュレーションを行った。現在計算した限り、地震発生後に地震性パッチは速やかに固着し、内部での余効滑りの顕著な増加は確認できていない。上述の既往研究では、イベント後の亀裂や断層では強度が回復しないと仮定してい

© The Seismological Society of Japan

た。Aging law では地震後の流体移動による剪断応力の上昇よりも断層強度の回復が勝るため、余効滑りが発生しにくい可能性がある。多孔質弾性体内の断層の地震直後の挙動を考える上で、強度回復の時間スケールを考える重要性が示唆される。

© The Seismological Society of Japan

The influence of fault-strength heterogeneity on earthquake cycle in a viscoelastic medium

*Makoto Yamamoto[1], Hiroyuki Noda[1]

1. Kyoto Univ.

速度状態依存摩擦則（RSF則）が発見されて以来、これを適用した地震サイクルシミュレーションが盛んに行われている [e.g., Lapusta et al., 2000]。断層の挙動を決める要素の一つに摩擦パラメータ *a-b* が挙げられ、その正負が重要になる。低速での摩擦係数について、速度弱化（*a-b* < 0）を示す鉱物は Byerlee 則に従う値（～0.6）を示すのに対し、速度強化（*a-b* < 0）を示す鉱物には粘土鉱物などの小さな値を示すものも存在することが確認されている。全体としては、低速での摩擦係数は摩擦パラメータ *a-b* と負の相関が見られる[Ikari et al., 2011]。このことから、地震サイクルシミュレーションを行う際には、基準滑り速度 V_0 における定常摩擦係数 f_0 の不均質性を考慮する必要があると考えられる。ただし、媒質が線形弾性体の場合、 f_0 の分布は滑りの基準（滑りをゼロと定義する状態）の選択に吸収されてしまい、初期条件の影響のなくなったリミットサイクルやアトラクタにおける滑り速度 V の時空間的分布には影響を及ぼさない。その一方で、媒質に粘弾性体を採用する場合、非弾性変形の速度が媒質中の偏差応力の絶対値に依存するため、 f_0 の分布が断層の長期的挙動に影響する。

地中では、地殻浅部から深部にかけて地震性の領域、スロースリップイベント（SSE）が起こる領域、定常滑りの領域へ移り変わる。また、深さや物質の変化に依存し、媒質の弾性・粘弾性の遷移も見られる。弾性・粘性遷移による断層挙動への影響を調べるために、粘弾性媒質中での2次元の動的地震サイクルシミュレーション手法が開発されている [Miyake and Noda, 2019]。緩和時間の変化において地震性（EQ）-永久固着（Stuck）遷移が起こることなど、緩和時間と震源核サイズの2種類のパラメータを変化させたときの影響が詳細に調べられている。しかし既往研究では、単純化の為 f_0 は断層面で一様と仮定されており、 f_0 の不均質性が断層挙動に与える影響についてはまだ調べられていない。

本研究ではまず、 f_0 の値を 0.6 で一様としていた Miyake and Noda (2019) による粘弾性媒質中での動的地震サイクルシミュレーションに対し、他の物性値を変化させず f_0 のみに不均質性を加えた。本シミュレーションでは速度弱化パッチを断層の中央に設置しており、それに合わせて f_0 を上に凸の矩形関数として与えた。速度弱化パッチにおける f_0 を $f_0^{(rw)}$ 、 速度強化領域における f_0 を $f_0^{(rs)}$ とする。初期条件について、基準状態における載荷は f0 の平均値を与えた。緩和時間一定のもとで $f_0^{(rs)}$ をパラメータ（$0.3 \leqq f_0^{(rs)} \leqq 0.6$）とすることで $f_0^{(rw)}$=0.6 との差を変化させ、それによる断層挙動の変化を調べた。その結果、一定の緩和時間であっても、 $f_0^{(rs)}$ を変化させると EQ - Stuck 遷移が起こることが分かった。また、 $f_0^{(rs)}$ を 0.39 程度まで小さくすると、Miyake and Noda (2019) の報告より一桁以上大きな値での EQ-Stuck 遷移が確認された。 f_0 の不均質性が大きくなるにつれて地震再来間隔は大きくなり、やがて永久固着へと遷移する。本研究ではさらに、 Ikari et al.(2011) 等を参考に摩擦パラメータ *a*, *b* の分布を再考した上で、$f_0^{(rs)}$と緩和時間の2次元でパラメータスタディを行い、 f_0 の不均質の影響を定量的に調べる。

© The Seismological Society of Japan

Temporal evolution of b-values in rate-and-state fault models with frictional heterogeneities

*Ryo Ito[1], Yoshihiro Kaneko[1]

1. Kyoto University

前震活動のメカニズムを理解することは，地震の予測にとって重要な問題であると同時に，震源物理の根本的な理解につながる．大地震の前の地震活動の観測により，Gutenberg-Richterの累積地震数とマグニチュードの関係における傾き，すなわちb値が，大地震の発生前に減少することが多数報告されている．例えば，2011年Mw9.0東北地方太平洋沖地震の震源域におけるb値が本震前に減少したことが観測されている(Nanjo et al.,2012)．しかし，観測されたb値の時間変化を物理的に解釈することは未だ困難である．ここでは，摩擦不均質性を伴う地震サイクルシミュレーションを用いて，b値の時間変化の再現を試みる．本震開始前に活発化する前震がみられるような摩擦パラメータの範囲を特定し，それらの前震を統計的に解析したところ，本震開始前にb値が減少するような前震活動を再現することができた．この結果は，摩擦不均質性が前震活動に大きな影響を与えることを示唆している．モデル内の前震活動におけるb値の変化のパラメータ依存性について考察する．

© The Seismological Society of Japan

Large-scale earthquake sequence simulations on 3D geometrically complex faults with lattice H matrices

*So OZAWA[1], Akihiro Ida[2], Tetsuya Hoshino[3], Ryosuke Ando[1]

1. Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3. Information Technology Center, University of Tokyo

Large-scale earthquake sequence simulations with boundary element method (BEM) require huge computational costs in multiplication of a dense matrix and a slip rate vector. Recently, Hierarchical matrices (H-matrices) are often used to accelerate the multiplication. However, because of the complex matrix structure of the H matrices and communication costs between processors, it is not highly scalable and cannot be efficiently used on distributed memory computer systems. Recently, lattice H matrices are proposed as a way to improve the parallel scalability of H matrices. Here, we implement lattice H matrices in earthquake sequence simulations on 3D nonplanar faults. Our simulations using over 10^5 degree of freedom show parallel speed-up beyond 10^4 MPI processors and achieve >10-fold speedup compared to the best performance when the normal H matrices are used. By using this code, we can run unprecedented large-scale earthquake sequence simulations on geometrically complex faults with supercomputers.

© The Seismological Society of Japan

Steady-state pore pressure based on a hydraulic model considering changes in P-T conditions and clay dehydration due to plate subduction

*Shunya KANEKI[1], Hiroyuki NODA[1]

1. DPRI, Kyoto Univ.

間隙水圧の空間分布は、地震サイクルシミュレーションに代表される断層運動の数値計算を行う上で設定する必要がある境界値である。現在までに報告されている計算では、深さに対して線形に増加するモデルや、一定の深度以降は有効圧が頭打ちになるよう間隙水圧を設定することが多い。後者の圧力分布は、流体の物性値を定数、透水率を有効圧の急激な減少関数とした場合の横ずれ断層のモデルから計算されるものである（Rice, 1992）。しかし、天然のプレート沈み込み帯はこのモデルの前提を逸脱してるため、より現実的なモデルを構築して解を計算する必要があった。

近年の地震波・測地観測網の整備に伴い、スロースリップや低周波微動などのスロー地震は、世界中のプレート沈み込み帯で発生していることが明らかになりつつある。このようなスロー地震の発生は、断層中の高間隙水圧と関連付けて議論・解釈されることが多い。特に浅部スロー地震の発生深度は、粘土鉱物の脱水反応が起こる領域と空間的に重なる場合がある。しかし、脱水反応による間隙水圧への定量的な影響を評価した研究は稀であるため、脱水反応とスロー地震との関係はその有無も含めて不明な点が多い。

本研究では、Rice (1992) による既存のモデルをベースとして、沈み込みに伴う温度圧力条件の変化および粘土鉱物の脱水反応による岩石の体積変化・流体の湧き出しを考慮した水理学的モデルを構築した。一般的に断層帯の透水性は母岩と比べて高いことから、先行研究と同じく、流体は断層に沿ってのみ流れるとした。構築したモデルに基づいて間隙流体圧や脱水反応率など、諸量の時間発展と空間分布に関する偏微分方程式を立式し、定常状態の仮定と海底面での各物理量の初期値を用いた数値積分を実行することで、定常解の空間分布を求めることができる。今回は Runge-Kutta-Fehlberg 法を用いて、海底面から地震発生層下限（海底下 35 km）までの空間積分を数値的に行った。代表的なプレート沈み込み帯として南海トラフ熊野沖に着目し、種々の物性値は同地域から採取されたコア試料の値を参照した。海底面表層での岩種割合および流量は未知数であるため、これら二つについては値を振ってパラメータスタディを行った。

計算結果は大別して三つに分類でき、空間積分が系の底まで実行できないケース、系の底まで空間積分が実行できたが有効圧が負になる領域が存在するケース、系の底まで空間積分が実行できて有効圧が常に正になるケース、が存在した。最初のケースでは、海底面に与える流量が小さすぎたため、深度の増加に伴う流体源の減少によって流量が負になり、より深部で解が発散する挙動が見られた。二番目のケースでは、逆に海底面で与える流量が大きすぎたため、間隙水圧の勾配が静岩圧の勾配を超えてしまい、有効圧が負となっていた。最後のケースの解は、これら二つのケースのどちらにもならない中間の流量を海底面に与えた場合にのみ得られ、初期の泥岩割合が多いほど（透水率が低いほど）解の存在できるパラメータ空間が小さいことがわかった。このとき、有効圧の深度分布は完全な頭打ちにはならないものの、その勾配は緩やかになっていたことから、第一次近似としては深度に線形なモデルではなく既存の Rice (1992) のモデルを支持する結果となった。しかし、詳細に見れば有効圧に正の深度依存性が存在するため、地震時の応力降下量に深度依存性があるとする観測結果を支持している。系の底（海底下 35 km）での間隙圧比は概ね 0.9 から 0.95 の間を取ることが多かった。温度圧力条件の変化および脱水反応が有効圧に及ぼす定量的な影響は、海底面に与える流量の初期値に強く依存し、空間積分が底まで実行できないケースの流量に近づくにつれて、その影響が一桁ほど大きくなることがわかった。系の底から供給される流量を固定した場合、温度圧力条件の変化による有効圧への影響は岩種依存性が強く反映されたが、脱水反応による影響は岩種によらずおおよそ一定の値を取った。ま

© The Seismological Society of Japan

た海底面での初期流量が十分大きい場合、脱水反応が流体圧のソースではなく流体圧のシンクとして機能する場合もあることがわかった。プレート沈み込み帯を対象とした地震サイクルシミュレーションを行う場合、本研究で得られた解を境界値として用いることで、より現実的な数値計算を実施することができると期待される。また、脱水反応の有無によって有効圧が局所的に顕著に変化する様な挙動は得られなかったことから、粘土鉱物の脱水反応による流体圧の上昇が直接的にスロー地震を発生させるという仮説は支持されないことがわかった。

© The Seismological Society of Japan

Estimation of parameter values for a slip- and time- dependent law using slip-stress relations of the Boso slow slips

*Reo Uchida[1], Toshinori Sato[1], Takuma Kobayashi[1,2]

1. Chiba University, 2. Asia Air Survey Co.,Ltd.

断層での摩擦構成則や有効法線応力、剪断応力を知ることは、断層面の挙動を理解し、地震等のイベントを理解する上で重要である。小林・佐藤（JpGU, 2019）は、房総沖スロースリップのすべり速度と応力変化から、すべり速度・状態依存摩擦構成則に基づいて、スロースリップが起こっている場の有効法線応力の絶対量を求める方法を提案した。本発表は、スロースリップでは摩擦力と剪断応力が釣り合っていることを用いて、すべりと応力変化からすべりと時間に依存する摩擦構成則のパラメータの推定を試みる。これにより観測からイベント発生場での摩擦構成則のパラメータを求めることができる。

用いたデータは国土地理院による日々の座標値（F3解）である。スロースリップによる変動を抽出するために線形トレンドや季節変動などを除き、なめらかなフィッティングを行い、3日間ごとの変動を取り出した。次にその変動データからABICインバージョン法を用いてすべり分布を推定した。求めたすべり分布からCoulomb 3.3を用いて応力変化の計算を行った。 すべりと時間に依存する摩擦構成則は、Aochi and Matsu’ura (2002) によるフラクタル的性質を持つ断層表面の変位に伴う変形と摩耗の効果に加え、断層表面の回復過程を示す凝着の効果を考慮した構成則を用いた。この構成則での重要なパラメータは、フラクタル的性質の持つ断層表面の上限界波長と摩耗係数、凝着係数である。

房総沖スロースリップのすべりと応力変化の観測値と構成則から求まる理論値の比較の結果、摩耗の効果のみを考慮した場合、房総沖スロースリップが発生している場のフラクタル的性質を持つ断層表面の上限波長はおよそ100cm程度、摩耗係数は0.01~0.1程度であることが推定された。また、発表時には、摩耗に加え、凝着の効果を考慮したパラメータの推定結果を述べる。

謝辞 解析では国土地理院の日々の座標値（F3解）とUSGSのCoulomb 3.3プログラムを使用しました。記して感謝します。

© The Seismological Society of Japan

Estimating Effective Normal Stress During Slow Slip Events From Slip Velocities and Shear Stress Variations

*Toshinori SATO[1], Takuma Kobayashi[1,2]

1. Graduate School of Science, Chiba University, 2. Asia Air Survey CO., LTD

スロースリップは、地震波を出さずにプレート境界等を10日～数か月かけて数十cmゆっくりすべる現象である。スロースリップはGNSS観測以降発見され、プレート境界でのエネルギー蓄積・解放の新たな1つの過程として位置づけられている。これを調べることはプレート境界のテクトニクス等を知る上で重要である。スロースリップの原因の１つとして、プレート境界面上の流体の存在が議論されている。

すべり速度状態依存摩擦則を用いたバネ・スライダーモデルを用いた理論的解析から、速度弱化の条件で準静的なすべりが起こることが示されている（Rice and Tse, JGR, 1986）。この解析によると、剪断応力変化とすべり速度のグラフ上のスライダーの軌跡は、準静的すべりが定常状態の摩擦則のラインに沿って徐々に加速し、そして減速することを示している。定常状態の摩擦則のラインの傾きは、摩擦係数をa、 b、有効法線応力を σ'_nとすると、$(a-b)\sigma'_n$ となる。

我々は、過去6回の房総沖スロースリップについて、GNSSデータを用いてすべりの時空間分布と剪断応力変化を求め、剪断応力変化とすべり速度のグラフを作成した。ほとんどのグラフ上の軌跡は理論的解析のものと類似していて、これは房総沖スロースリップは、上記の理論的解析の結果が適用可能であることを示している。(a –b)を-0.003とすると、軌跡の傾きから有効法線応力が深さ12.5～20.5 kmで10～50 MPaと推定された。この値はその深さの静岩圧（350～600 MPa）より著しく低く、高圧の流体の存在を示唆している。

謝辞
解析にあたり、国土地理院の日々の座標値（F３解）を使用しました。応力の計算では、米国地質調査所のCoulomb3.3を使用しました。ここに記して感謝します。

© The Seismological Society of Japan

Frictional properties of metagabbro gouge in centimeter scale -Toward understanding scale dependence of rock friction-

*Futoshi Yamashita[1], Kazuo Mizoguchi[2], Sachiko Iizuka[3]

1. NIED, 2. CRIEPI, 3. CERES Inc.

断層破壊シミュレーションやサイクルシミュレーションを実施するにあたり，センチメートルスケールの試料が示す摩擦特性は実大断層スケールにおいても同等であると暗に仮定されている．しかしながら，それが真に有効であるかはまだ不明な点が多い．この観点からYamashita et al. (2015, Nature)は，メートルスケールの変はんれい岩試料を用いた摩擦実験をおこない，定常摩擦係数の仕事率（せん断応力とすべり速度の積）依存性がセンチメートルスケールとは明確に異なることを明らかにした．彼らはさらにその原因が摩擦すべりにともない自発的に発生・成長する力学的不均質にあることを示したが，その実験は岩石同士を直接接触させた状態で行われており，自然断層と同様にガウジを含んだ断層の摩擦特性がスケールに依存するか否かは明らかではない．そこで著者らは断層摩擦特性のスケール依存性の解明に向けて様々なスケールにおけるガウジ摩擦実験を実施しており，本講演ではセンチメートルスケールにおける実験結果について報告する．

山下他（2020，地震学会）及び下田他（2020，地震学会）によるメートルスケールのガウジ摩擦実験結果と比較するため，同様にジェットミルにより粉砕した変はんれい岩の粉末粒子（平均粒径10 μm，最大粒径200 μm）を模擬ガウジとして用い，加圧前のガウジ層圧を3 mmとした．実験は電力中央研究所が所有する二軸摩擦試験機（Mizoguchi et al., 2021, EPS）により実施した．模擬断層面は長さ10 cm，幅5 cmである．実験中の垂直応力はメートルスケール実験と同様に3.4 MPaもしくは6.7 MPaの一定に保った．10分間加圧をした後，10 μm/sで4 mm変位させ，0.1-1.0-10.0-100.0 μm/sの速度ステップを3セット与えた．各速度での変位量は100.0 μm/sにおける1.0 mmを除き0.5 mmとした．速度ステップに応じた摩擦係数の変化が速度-状態依存摩擦則（以下RSF則）に従うと仮定し，各パラメタの推定をおこなった．摩擦データへのフィッティングにはSkarbek and Savage (2019, Geosphere)によるプログラムを利用した．下田他（2020，地震学会）の推定結果と比較するため，同様に速度低下時の応答にSlip law (Ruina, 1983, JGR)をフィッティングさせた．

得られたRSF則パラメタのうち，累積変位量が9.5 mmでのb-a及びD_cはどちらの垂直応力下でもそれぞれ1×10^{-3}，10 μmのオーダーとなった．これらの値は下田他（2020，地震学会）による推定結果と調和的である．このことから，比較的均質なガウジ層におけるRSF摩擦特性はスケールによって明確な違いを示さないことが示唆された．Yamashita et al. (2015, Nature)で確認されたようなスケール依存性が見られなかった理由として，ガウジ層がすべりに伴う力学的不均質の発生・成長を抑制したことが考えられる．今後，実験後に採取したガウジサンプルの観察等を通し，この仮説の検証をおこなっていく予定である．

© The Seismological Society of Japan

Calibration of AE sensor by wave propagation modeling on a 4-meter-long biaxial friction apparatus

*Kurama Okubo[1], Futoshi Yamashita[1], Fukuyama Eiichi[2,1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Graduate school of engineering, Kyoto university

せん断応力の載荷によるひずみの蓄積，そして震源核形成から断層面の主破壊に至るまでの素過程の解明を目指し，大型岩石摩擦試験機を用いた室内実験が行われてきた．主破壊の直前に発生するAEイベントを前震とみなし，その統計的な性質についての研究が進められているが，それぞれの前震のすべり分布をはじめとする詳細な震源特性は明らかにされていない．その震源特性を精度よく決定するためには，まず岩石試料に取り付けられたAEセンサのキャリブレーションが必要である（e.g. Kwiatek et al., 2014）．そこで本研究では，ボールドロップ試験で得られた波形データと波動伝播の数値シミュレーションとを用いて，AEセンサのゲインと指向性を推定するための解析を行なった． ボールドロップ試験は，防災科学技術研究所が保有する大型二軸岩石摩擦試験機の下側岩石試料（インド産変はんれい岩，すべり面：長さ4.0 m x 幅0.1 m）を用いて行った．AEセンサの感度は，機器特性に加えて岩石試料との接着状態にも影響されるため，試料に取り付けた状態でのキャリブレーションが必要となる．高さ500 mmから直径3 mmの鉄球を断層面に自由落下させた際の衝撃を震源とし，それにより励起された弾性波を断層面下70 mmに片面あたり16個ずつ（計32個）取り付けたAEセンサ（Olympus V103-RM）を用いて計測した．計測した電気信号はプリアンプ(Physical Acoustics, 2/4/6C)によって40 dB増幅した．断層面の長手方向に沿った32箇所でボールドロップ試験を実施し，それぞれについてP波の初動到達時刻からボールの落下位置を決定した．次に，岩石試料およびそれを支える金属プレートの３次元数値モデルを作成し，震源決定によって求めたボールドロップ位置とHertzian impact theoryによるボールドロップ震源関数の解析解(Reed 1985; McLaskey and Glaser, 2009)を用いて測定点における速度波形を数値計算により求めた．波動伝播シミュレーションにはOpenSWPC(Maeda et al., 2017)を用いた．グリッドサイズは一辺0.5 mmとし，ボールドロップ震源のコーナー周波数0.1 MHzに対して最小波長あたりのグリッド数が20以上となるようにした． 数値シミュレーションではボールドロップ震源が励起する波の最大振幅は一様であるとしたが，鉄球の衝突速度や接触状態により実際の振幅は試行毎に異なると考えられる．また，AEセンサに関する指向性として，設置面の振動方向に対するAEセンサの鉛直成分感度についても検討する必要がある．本研究では，センサ感度に加え，ボールドロップ入力のばらつきを表す振幅係数，および指数関数型モデルに従うAEセンサの指向性を仮定した振幅補正モデルを提案し，その補正パラメータを用いることで観測波形がよりよく再現されることを確認した．プリアンプを含む感度は420±140 V/(m/s)，ボールドロップの振幅係数は0.6-2.1と推定された．またAEセンサの指向性については，入射角の増加に伴い最大20%の感度減少が示唆された．本研究ではさらに周波数・位相特性についても検討する．推定されたセンサ特性と岩石試料の数値モデルは，前震の震源特性の推定に活用され，前震によって生じた本震前の断層面のすべり分布を明らかにできると期待される．

© The Seismological Society of Japan

Microstructure in the gouge layer developed by large-scale velocity step change experiments

*Shun Watanabe[1], Futoshi Yamashita[2], Sumire Maeda[2], Akihiro Shimoda[3], Eiichi Fukuyama[1,2]

1. Kyoto University, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 3. Nippon Life Insurance Company

近年、石油やシェールガス･オイル採掘のため、地下深くの岩盤に人工的に亀裂を入れる水圧破砕を行うことがある。その際、破砕流体を岩盤に注入するため、間隙水圧が上昇し、誘発地震が発生することがある。このような誘発地震の発生条件を特定するために、断層摩擦の性質を調べる必要がある。しかしながら、実スケールに近い岩石摩擦実験はあまり行われていない。今回、防災科学技術研究所（防災科研）にて行われた、ガウジ層を挟んだ載荷速度を段階的に変化させた大型岩石摩擦実験後のガウジ層を採取し、薄片を作成しその観察を行ったので、報告する。特に、実験によって形成されたせん断帯の形成と載荷速度変化実験によって得られた摩擦パラメータとの関係について調べた。
実験は、防災科研の大型２軸岩石摩擦試験機を用いて行われた。用いた岩石試料は、上部がL1.5 m×W0.5 m×H0.5 m、下部がL2.0 m×W0.1 m×H0.5 mの変斑レイ岩であり、これらを積み重ねた後、上方から法線応力を加え側方から剪断応力を加えることで実験を行った。接触すべり面積は0.15 m^2である。実験前に岩石試料間にガウジを厚さ3 mmとなるように散布して実験を行った。ガウジは、アイシンナノテクノロジーズ株式会社のジェットミルにより、供試体と同じ変斑レイ岩試料から,平均粒径10 μm，最大粒径200 μmとなるように粉砕して生成したガウジを用いた。各実験後に使用したガウジをすべて取り除き、実験ごとに新しいガウジを散布して実験を行った。実験は、法線応力を3.3 MPaかけたLB21-003, 004と、6.5 MPaかけたLB21-007, 008の4回行った。載荷速度は0.01 mm/s, 0.1 mm/s, 1 mm/sの間で段階的に変化させることを繰り返した。各実験の総変位量は87 mmであった。実験後、上部供試体を真上に持ち上げ、下部供試体表面上にガウジ層が露出する状態にした後、ガウジ層のサンプリングを行った。まず、整髪スプレーをガウジ層に吹きつけガウジ層を仮固定し、一定時間経過後カミソリとピンセットを用いて2 cm角程度の領域を採取した。採取したガウジ層試料はエポキシ樹脂により固化させ、すべ方向の断面の薄片を作成した。LB21-003の実験から2箇所、LB21-004, 008からそれぞれ3箇所、LB21-007から4箇所の計12カ所の薄片を作成した。作成した薄片は正立工業用顕微鏡システム（（株）オリンパス、BX53MTRF-S）を用いてガウジ層の微細構造の観察を行った。
薄片の観察により、法線応力の小さいLB21-003, 004の薄片に比べて法線応力の大きいLB21-007, 008では明瞭なせん断帯（Y面、R1面）が形成されており、法線応力が大きいほどガウジの細粒化が促進されせん断帯が形成されていることが確認できた。またR1面に形成されるリーデルせん断帯は観察した薄片12枚の内、LB21-007の2枚とLB21-008の1枚の計3枚でのみ形成されていた。この3枚のリーデルせん断帯の形成頻度を見ると、2〜3 mmおきにまとまって発生している箇所もあれば一つのせん断帯だけ孤立して形成されている箇所もあり様々であり、ガウジの細粒化の程度も含め、せん断帯の形成状況は空間的には不均質であることが分かった。Marone and Kilgore (1993, Nature)は、せん断帯の厚さがすべり弱化距離Dcに比例するという結果を得ている。このように薄片観察の結果からDcのような摩擦パラメータが推定できることは非常に有益である。今回の実験ではY面は供試体と境界に近いガウジ層上面及び下面付近に形成されていたため、サンプリングの際にYせん断帯全体をうまく採取できなかった。そこで、今回は、リーデルせん断帯の厚さに注目して解析を行うこととする。薄片観察で得られたリーデルせん断帯の厚さは30〜70 μmであった。一方、下田･他(2020, 地震学会)は、本実験のDcの推定を行っており、10〜100 μmと推定している。リーデルせん断帯の形成と摩擦パラメータとの関係を調べるため、本研究で得られたリーデルせん断帯の厚さと摩擦パラメータの関係を、他の既往研究による摩擦実験後のガウジ層に生じたリーデルせん断帯の厚さと摩擦パラメータの関係との比較において議論したい。

© The Seismological Society of Japan

Friction and wear properties of Indian sandstone with increasing work rate and generation and destruction of the fault mirror

*Sumire MAEDA[1], Futoshi Yamashita[1], Kurama Okubo[1], Eiichi Fukuyama[1,2]

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

断層帯の幅は断層の累積変位量と正の相関があり，断層の成長や活動を評価する上での重要な指標の１つである．一方，Shipton et al. (2006) は砂岩内に発達する断層帯の幅が累積変位量に対して著しく小さいことを指摘した．その要因の１つとして，断層面に発達する‘Slickenside (鏡肌)’が挙げられる．Hirose et al. (2012) は石灰岩質砂岩を用いた高速剪断摩擦実験に基づき，試料の剪断面に発達したshiny slickenside surface (以下，鏡面) が断層帯の幅の成長率を小さくする可能性を示唆した．炭酸塩岩（炭酸塩鉱物を多く含む岩石も含む）に発達する鏡面に関する研究は多数行われており，その生成・破壊条件や摩擦・摩耗特性が明らかにされつつある (e.g., Smith et al., 2013; Verbern et al., 2014; Park et al., 2021)．一方で，石英質砂岩における鏡面の生成条件等については不明な点が多く，摩擦特性等とともに明らかにする必要がある．

そこで本研究では，インドラジャスタン州カラウリに産出する白砂岩(以下，インド砂岩)を対象とした高速剪断摩擦試験を行い，模擬断層面に発達する鏡面の生成・破壊条件及び摩擦・摩耗特性を明らかにする．実験条件は垂直荷重を0.5もしくは1.0 MPaとし，すべり速度（等価変位速度）を1.2×10^{-3}-1.7×10^{-1} m/sの範囲とした．本研究では，すべり距離が60-100 mの間で測定された摩擦係数の平均値(μ_{ave})を代表値として使用する．鏡面の生成・破壊条件が摩擦すべりによる温度上昇に伴う化学反応と密接に関連していると予想されるため，仕事率（剪断応力とすべり速度の積），温度，μ_{ave}の関係性を調べた．模擬断層面近傍の温度は赤外放射温度計（KEYENCE IT2-02, IT2-50）を用いて連続的に計測した．また，摩耗率を調べるため軸方向の変位をレーザー変位計（Micro-Epsilon, optoNCDT IDL1700-50）を用いてモニターした．

本実験結果から，仕事率，試料剪断面の構造，および摩擦係数には４つのフェーズがあることが判明した．１）仕事率が10^{-4} MJ m^{-2} s^{-1}のオーダーではμ_{ave}は約0.5を示し，剪断面に鏡面の発達を確認．２）仕事率が10^{-3} MJ m^{-2} s^{-1}を超えるとμ_{ave}は低下傾向を示し，仕事率が10^{-2} MJ m^{-2} s^{-1}の時にμ_{ave}は約0.2に減少．剪断面に鏡面の発達を確認．３）仕事率が3.6×10^{-2} MJ m^{-2} s^{-1}の時にμ_{ave}は約0.4まで増加．剪断面には顕著な摩耗痕が確認．４）仕事率が4.7×10^{-2} MJ $m^{-2}s^{-1}$の時にμ_{ave}は約0.3に減少．剪断面に摩耗痕と鏡面の両構造が確認．1回の実験（全すべり距離：～200m）中に有意な軸方向の変位は認められず，すべり距離に対する軸方向変位の変化はnm/mのオーダーであった．

炭酸塩岩を用いた実験では鏡面は高速度下で形成され，低速度下(< ~0.07 m s^{-1})では形成されないことが明らかにされている(e.g., Hirose et al., 2012; Siman-Tov er al., 2015; Park et al., 2021)．一方，インド砂岩は一部の条件（1.7×10^{-1}m/s，0.5 MPa）を除き，残りの全ての実験で鏡面の発達が確認できた．すなわち，鏡面の生成・破壊条件は岩種によって異なることを意味している．また，本研究の実験範囲では，鏡面が発達しない条件における一時的な摩擦係数の増加を除き，インド砂岩の摩擦係数および摩耗率が低いことが判明したことから，その著しく低い摩耗率は，鏡面が容易に形成されることに起因すると考えられる．Di Toro et al.（2011）は石英の非晶質化とゲル化により，石英岩の摩擦が非常に低いことを報告している．インド砂岩の構成鉱物の約70%は石英であることから，本研究で明らかとなった低摩擦・低摩耗率も石英の特性に起因すると考えられる．

本研究結果から，Ⅰ）岩種によって鏡面の生成・破壊条件が異なる，Ⅱ）砂岩の摩擦係数・摩耗率は構成鉱物の特性を強く反映している，ことが示唆された．これらの結果は、砂岩中に発達する断層帯の成長の理解に貢献すると考えられる．

© The Seismological Society of Japan

Existence of Weak Zones: Enhancing Dynamic Rupture or Not?

*Koji UENISHI[1,2], Kunihiro NAGASAWA[2]

1. Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo, 2. Graduate School of Engineering, The University of Tokyo

Existence of a mechanically weak zone such as a geological fault plane is quite often considered to enhance or promote propagation of dynamic rupture in a brittle solid. Indeed, extraordinarily accelerated high-speed ruptures and ensuing asymmetric seismic motion and structural failures due to the presence of large-scale fault planes have been indicated experimentally as well as numerically (e.g. Uenishi et al., *BSSA*, 1999; Uenishi, *Eng. Fail. Analysis*, 2015). However, for instance, as pointed out by Uenishi (*Proc. Mat. Sci.*, 2014), deflection or bifurcation of rupture propagation at another typical weak zone, namely, at an interface of a layered medium, is not usually taken into account in seismological studies, and it is not certain at all whether the existence of a weak zone really promotes seismic rupture propagation or not.

Therefore, in this study, by continuing our investigation into rupture development in a brittle solid that contains weak zones or sets of small-scale parallel cracks in certain areas (Uenishi et al., *SSJ Fall Meeting*, 2017, 2018, 2019; Uenishi and Nagasawa, *SSJ Fall Meeting*, 2020), we examine the effects of positions, density and individual length of the small-scale cracks. As before, using a digitally controlled laser cutter, we prepare rectangular photoelastic polycarbonate specimens with small-scale cracks that are parallel to each other and have some dip angle. Each specimen is externally loaded by a tensile testing machine quasi-statically at a constant strain rate.

Our experimental observations using a high-speed digital video camera show that weak zones do not always promote propagation of primary rupture and they can rather arrest and "absorb" rupture propagation itself. Furthermore, the experimentally obtained snapshots indicate that a sudden spatial change of crack density in a weak zone can mechanically serve as a large-scale plane of weakness. We also illustrate that the length of each crack plays a decisive role in rupture development in and around a weak zone.

Acknowledgements: The research has been financially supported by the Japan Society for the Promotion of Science (JSPS) through the "KAKENHI: Grant-in-Aid for Scientific Research (C)" Program under grant number 20K04680.

© The Seismological Society of Japan

On the Dynamic Stability of a Granular Slope

*Koji UENISHI[1], Dongyun XI[1]

1. Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo

In our previous study (Uenishi and Goji, *SSJ Fall Meeting*, 2018), in order to deepen our understanding of the fundamental mechanisms associated with dynamic phenomena involving large deformation like landslides due to earthquakes, dynamics of granular media subjected to impact loading has been investigated. In particular, wave and rupture evolution inside the media under dry conditions has been experimentally observed by employing the technique of dynamic photoelasticity in conjunction with a high-speed video camera. Using a digitally controlled laser cutter, penny-shaped birefringent particles have been prepared, and two-dimensional granular slopes consisting of the particles and having different inclination angles have been constructed on a rigid horizontal plane. Impact loading has been applied to each of the slopes on the top horizontal free surface. The experimental observations have clearly indicated that typically there exist two distinct patterns of dynamic failure in granular slopes under consideration: (1) Mass flow and total collapse of the whole slope owing to unidirectional stress transfer; and (2) toppling-like separation of the slope face only, induced by widely spread multi-dimensional waves (Uenishi and Goji, *Proc. Strut. Integrity*, 2018). However, the previous experiments have been performed in the "monolithic" framework and no inhomogeneity in and around slopes has been taken into account.

Therefore, in this contribution, possible influence of material inhomogeneities on the dynamic stability of a granular slope is examined. Firstly, rigid plates are placed over certain boundaries of the granular slopes, and the mechanical roles of confining pressure in the generation of dynamic particle motion, stress transfer and structural collapse are experimentally assessed. Secondly, the open source discrete element code ESyS-Particle is used to numerically reinforce the outcome of the experimental observations and evaluate not only the effects of material stiffness but also those of inhomogeneities like cavities and seismic barriers placed in the granular slopes.

Acknowledgements: The research has been financially supported by the Japan Society for the Promotion of Science (JSPS) through the "KAKENHI: Grant-in-Aid for Scientific Research (C)" Program under grant number 20K04680.

© The Seismological Society of Japan

Physical Properties of Core Samples Recovered from a seismogenic zone and the host rock of a M5.5 Earthquake

*Kensuke Sakaguchi[1], Shunsuke Yoshida[2], Mitsuya Higashi[3], Yuki Yokoyama[4], Koichiro Suzuki[1], Yasuo Yabe[5], Dakalo Ligaraba[6], Nandipha Masondo[6], Tetsuro Hirono[7], Yuji Yamamoto[8], Takuya Matsuzaki[8], Hiroshi Ogasawara[9], Seiya Ohba[9], Masaya Wakimoto[9]

1. Graduate School of Sci. Eng., Ritsumeikan Univ., 2. Japan Mint, 3. Mazda Motor Corporation, 4. TechnoPro, Inc., 5. Graduate School of Science, Tohoku Univ., 6. Graduate School of Geoscience, University of the Witwatersrand, 7. Graduate School of Science, Osaka Univ., 8. Center for Advanced Marine Core Research, Kochi Univ., 9. College of Sci and Eng., Ritsumeikan Univ.

地震発生場については、地表や海底付近からの遠隔観測が充実し、近年、研究の進展がめざましい。これらの研究では、観測結果を説明する物理パラメータを地震発生場と想像される場所に分布させ、観測データに合うようにその時空間発展を運動幾何学的に拘束して地震発生場の理解を深めている（例えば、加藤、2012）。ところが、なぜそこが地震発生場になったか、あるいは、実際に、そこで局所的に岩石と破壊と水がどのように相互作用し、応力やレオロジー特性の不均質が生まれているかを決定づけるためは、地震発生場とその周囲の直接的な調査が不可欠である（例えば、廣野・他、2013）。

地表や海底からの掘削調査が直接調査の唯一の方法である。地震発生場に到達する掘削と直接調査に挑戦したものとしては、例えば、米国のサンアンドレアス断層掘削計画（例えばZoback et al. 2011）、日本の南海トラフ地震発生帯掘削計画（Tobin et al. 2020）などがある。しかし、これらの計画では、地震発生場まで到達させることや、主にロータリー掘削であるため、試料を破壊せずに十分な量を回収することに成功していない。

この残された課題に取り組むことのできる絶好の機会が、2014年に南アフリカMoab Khotsong金鉱山下で発生した、左横ずれ型のM5.5オークニー地震であった。ICDP 「DSeis計画」は、地下2.9㎞の密度と地震波速度が上部地殻に近い29億年前に堆積し変成した堅固な岩盤内にある坑道から三本の孔（Hole A,B,C）をワイヤライン・フルコア掘削し、総延長1.6㎞のコア試料を掘削時のダメージを抑制して回収することに成功した。Hole A（817m）はオークニー地震の余震発生帯まで約100mの位置に到達した。Hole B（約700m）はM5.5断層上部と交差させることができた。しかし、孔口から612～620ｍの破砕帯区間（掘削水のロスもあった）はコアが十分回収ができなかった。そのため、Hole Bの544mから分岐孔であるHole C（96m）を掘削し、最も重要な区間は1.5m長のトリプルチューブでコア試料をより多く回収できた。

横山（2020 阪大修論）は回収したコア試料から、破砕帯付近については1m間隔を目安に、1cm厚のディスクを切り出し、薄片観察や粉末XRD、XRF分析を行い、断層交差部付近がタルクや黒雲母に富む剪断構造を持つことを確認した。 吉田（2021 立命大修論）と阪口（2021立命大卒業研究）では孔内検層データや高知コアセンターに輸入された破砕帯付近のコアのP波伝播速度、密度、自然γ線、磁化率を測定し、X線CTスキャンによる分析の結果をとりまとめた。本ポスターでは、この結果を報告する。

母岩に貫入したドレライト・シルは密度とP波速度が下部地殻物質並みであった。Hole BとCの断層交差部直前からは、密度は下部地殻並み（約3000kg/m^3）である厚さ数ｍランプロファイア・ダイクが始まり、Hole BとCとの断層交差位置からダイクの走向はM5.5断層の走向・傾斜と調和的であることがわかった。また、ランプロファイア・ダイクの区間には、P波速度が低く、磁化率が高い部分があり、そこは、横山（2020）が確認したタルクが多い場所と一致した。
X線CTスキャンは、全輸入コアに対して医療用（分解能0.35mm以下）のものを、一部のコアに対しては産業用（分解能数十μm）のものを実施してある。本ポスターでは、これらから読み取れるCT値の3次元分布の特

© The Seismological Society of Japan

徴との比較もとりまとめて報告する予定である。

謝辞：
掘削と孔内検層はICDPとMoab Khotsong鉱山、高知コアセンターの非破壊分析は同センター共同利用、南アフリカと高知コアセンターでの活動はJSPSCore-to-Core Program, 災害の軽減に貢献するための地震火山研究計画、立命館大学の支援を頂いた。南アフリカでは、CSIR、Witwatersrand大、CGSの方々のお世話になった。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S10. Active faults and historical earthquakes

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P6 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S10P-01] Gravity anomaly analyses of the Chojagahara and Yoshii faults

Yuki Matsui[1], Akihiro Sawada[1], ○Yoshihiro Hiramatsu[1] (1.Kanazawa University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S10P-02] Damages of stonewalls and seismic intensity distribution of the 1914 Sakurajima earthquake in Kagoshima city, Japan

○Reiji KOBAYASHI[1] (1.Kagoshima University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S10P-03] Verification of the doubtful damaging earthquake in the late Edo period by using historical diary records (1)

○Tomoya HARADA[1], Akihito NISHIYAMA[2], Akihiko KATAGIRI[3], Rei MIZUNO[4], Seiya YOSHIOKA[4] (1.Independence, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3.Research Institute for Natural Hazards and Disaster Recover, Niigata University, 4.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Gravity anomaly analyses of the Chojagahara and Yoshii faults

Yuki Matsui[1], Akihiro Sawada[1], *Yoshihiro Hiramatsu[1]

1. Kanazawa University

・はじめに
長者ヶ原ー芳井断層は，広島県南東部から岡山県南西部にかけて北東－南西走向の右横ずれ断層で，神辺平野から南西に延びる長者ヶ原断層と北東に延びる芳井断層から構成される（地震調査委員会, 2016）．両断層の間隔は最大約3 kmであるが，地下の断層構造の連続性については明らかではない．本研究では長者ヶ原ー芳井断層周辺で重力測定を実施し，重力異常データの解析から得られた長者ヶ原ー芳井断層の断層構造について報告する。

・データおよび解析方法
長者ヶ原ー芳井断層周辺地域において、2020年9月13日～19日と2020年11月29日～12月5日に，計212点の重力測定を実施した．使用した重力計は金沢大学所有のScintrex社製CG-3M型重力計である．測定点の緯度，経度および標高は，GNSSにより決定した．解析には金沢大学既存重力データに加え，国土地理院(2006)，Yamamoto et al. (2011)，産業総合技術研究所地質調査総合センター(2013) の重力データを使用した．地形補正とブーゲー補正に用いる仮定密度は，産総研(2009) が岡山地域でABIC最小化法により求めた2550 kg/m^3 を使用した．重力データは通常の補正に加え，10mDEMによる地形補正，ローパスフィルター処理，トレンドの除去を行った．この重力異常に対して重力勾配テンソル解析を行い，水平一次微分(HD)，鉛直一次微分(VD)，鉛直一次微分で正規化した水平一次微分(TDX), 次元指数（Di）を計算した（楠本, 2015; Hiramatsu et al., 2019）．また，神辺平野の断層を横断する測線で二次元タルワニ法による密度構造解析を行った．

・結果と考察
長者ヶ原ー芳井断層周辺でのHD, VD, TDX の分布は，それほど明瞭ではないものの，概ね両断層に沿ってHDとTDXの高い値やVDのゼロ等値線が見られ，地下の断層構造を反映したものと考えられる．広域の解析結果からは神辺平野内ではそのような特徴的な分布は確認できなかったが，神辺平野周辺に範囲を限定した解析では断層沿いにTDXの高い値が分布するようにも見える．両断層上では概ねDi < 0.5であり，二次元的な地下構造を示す．一方，芳井断層と神辺平野の断層の間ではDi > 0.5となり，地下の断層構造の不連続性が示唆される．神辺平野の断層を横断する測線での二次元タルワニ法による密度構造解析からは，地下約400 mに鉛直変位量60 mの断層構造を仮定した場合に観測された重力異常値が再現されることが示された．

・謝辞
本研究では，国土地理院，Yamamoto et al. (2011)，産業総合技術研究所地質調査総合センターによる重力データを使用しました．現地での重力測定では，金沢大学の稲生健人，深田雅人，山本史に協力いただいた。記して感謝します．

© The Seismological Society of Japan

Damages of stonewalls and seismic intensity distribution of the 1914 Sakurajima earthquake in Kagoshima city, Japan

*Reiji KOBAYASHI[1]

1. Kagoshima University

1914年1月12日、桜島大正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)］．この地震による死者数は29人であり、桜島大正噴火の全体の死者数の半分を占めている［例えば、今村 (1920)］．鹿児島市内においては12人が石垣または石塀の倒壊によって亡くなっている［鹿児島新聞記者十餘名 (1914)］。

この地震について小林・他 (2017) は武村・虎谷 (2015) の方法を使って住家の全潰率と全半潰率から鹿児島市内の震度を評価した。その結果、先行研究の今村 (1920) の震度IVや深見 (2000) の震度6弱の領域と、本研究の震度6弱以上の領域とは調和的であった。しかし、今村 (1920) の震度I～IIIや深見 (2000) の震度4～5強と、本研究の震度階級とはあまり調和的ではなかった。今村 (1920) や深見 (2000) では石塀倒潰率を考慮しているのに対し、本研究では考慮していないことが要因と考えられた。

そこで、深見 (2000) の方法を参考にして、石塀倒潰率を考慮した震度の評価を行った。深見 (2000) は「高級住宅街（平之・東千石・西千石など）においては、家屋倒壊率が0%であっても、石塀倒壊率が顕著（50%以上）な地域」を震度5強、「石塀倒壊率が数%～49%」を震度5弱とした。しかし、この方法の妥当性を定量的に検証したものはなかった。そこでこの妥当性を文献調査によって確認することにした。

内田 (1915) は鹿児島市で使われていた複数の石材の強度を検討しており、一部の種類を除いて極めて脆弱としている。さらに内田 (1915) は接合面に使われている材料や基礎などを詳しく検討している。今村 (1920) は内田 (1915) の結果をまとめて、1000 mm/s/s 前後の水平動で傾倒する、としている。震度と加速度とは単純には結びつけられないが、1000 mm/s/sであれば震度5弱は妥当であろう［例えば気象庁 (1996)］。

震度階解説表では、塀の被害の記述がある。現在の気象庁震度階級関連解説表では、塀の中でも、ブロック塀での記述となっている。東京都総務局災害対策部 (1983) は震度階解説表において、ブロック塀に加えて大谷石塀についても記述している。震度5弱で「施工の悪い大谷石塀は倒れるものがある」、震度5強で「大谷石塀はほとんど倒れる」としている。この解説表では、一応の目安として「……ものがある」という表現は「震度階に特徴的に現れ始めるといった程度の現象で、上記のように現象を量的に表現できかねる場合」（ここで、上記というのは、量的に表現できている他の目安を示している）、「ほとんど」は「80～90%」に対応するとしている。1914年の鹿児島市における石塀と、1980年頃の大谷石塀との違いが不明であるので、この記述をそのまま当てはめて良いかも不明ではある。しかし、深見 (2000) が採用した、倒潰率数%～49%を震度5弱、50%以上を震度5強とする評価基準は、東京都総務局災害対策部 (1983) の震度階解説表と大きく矛盾することはないように思われる。

本研究と深見 (2000) の方法を統合すると、武村・虎谷 (2015) の方法で震度4であっても、石塀倒潰率が5%以上50%未満の時に震度5弱と評価した（深見 (2000) の数%を本研究では5%とした）。また、武村・虎谷 (2015) の方法で震度4-5弱であっても、石塀倒潰率が50%以上の時に震度5強と評価した。

その結果、石塀倒潰率が50%以上である中央部の新照院町、平之町、西千石町において、震度4から震度5強に2階級大きくなり、その周囲でも震度が1階級大きくなった。これらの地域は氾濫原低地や三角州・海岸低地となっており、かつ盛土となっている。こうした地盤によって、家屋より石塀に影響しやすい強震動となったのかもしれない。

© The Seismological Society of Japan

この一連の研究は小林 (2021, 地震第2輯) で公表された。

© The Seismological Society of Japan

Verification of the doubtful damaging earthquake in the late Edo period by using historical diary records (1)

*Tomoya HARADA[1], Akihito NISHIYAMA[2], Akihiko KATAGIRI[3], Rei MIZUNO[4], Seiya YOSHIOKA[4]

1. Independence, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Research Institute for Natural Hazards and Disaster Recover, Niigata University, 4. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

『日本被害地震総覧599-2012』（宇佐美･他，2013）には，震央やマグニチュードが推定できない被害地震が数多く掲載されており，中には「疑わし」，「後考をまつ」，「要再考」と記述されている地震もある．これらの地震の多くは，後世の史料や乏しい情報の文献に基づいているため，その存否は疑わしい．このような地震は，例えば，南海トラフ巨大地震発生前後における内陸地殻内の地震活動を検討する際などに，取り扱いが非常に難しく，実態の検討が急務である．しかしながら，その検討は，収集・翻刻された複数の史料の記述内容を，地震学者自らが読解する必要があり，大変な労力と時間を伴うためにこれまであまり進捗していない．

最近，歴史学研究者が中心となって，江戸時代末期における日本全国の日記史料に記録された有感地震のデータベース化が開始された（西山，2019）．現在，52点の日記史料における有感地震の記録が「日記史料有感地震データベース（試作版）」（西山･他,2020）として公開されており（「日記史料DB」），疑わしい地震の検討が容易になってきた．「日記史料DB」では，「有感地震のない日についてもデータ化している」と説明されているように，“地震があった日”と同じく“地震がなかった日”が分かる．同時代史料における“地震がなかった日”の情報は，地震の存否を明らかにするために非常に重要である．すなわち，後世の史料や文献に被害地震の存在が記述されていても，複数の日記史料に被害や揺れの記録がなければ，その存在は明確に否定される．逆に，被害記録の少ない地震であっても，複数の日記史料に記録があれば，その存在は確実となる．

本研究では，嘉永元年（1851年4月）以降江戸時代末期に発生した存否の疑わしい被害地震について，「日記史料DB」の有感記録を用いた検討を行った．現在，「日記史料DB」で公開されている有感記録の期間は，一部の日記史料を除き嘉永六年(1853年)～安政三年(1857年)であるため，期間外の地震については，他の日記史料の原典や信頼できる翻刻史料を用いて検討した．今後，嘉永元年以前に発生した地震についても，順次検討を進めていきたい．

現時点の検討結果は以下の通りである．**①嘉永七年閏七月二日(1854年8月28日)八戸の地震**:「奥南温古集」(明治23年に南部家に献上された八戸藩の歴史書)にある地震．「日記史料DB」の「遠山家日記」(現青森県八戸市)，「弘前藩庁日記」(現青森県弘前市)，「門屋養安日記」(現秋田県湯沢市)，「宗尹日記」(現山形県尾花沢市)，「桜田良佐日記」(現宮城県仙台市)には，この日の地震記録はない．五日の誤りと考えられる．**②嘉永七年八月二十日(1854年10月11日)伊勢の地震**:『木曾岬村史』のみに掲載される地震．「日記史料DB」の「浄慈院日別雑記」(現愛知県豊橋市)，「竹川竹斎日記」(現三重県松阪市)，「万相場日記」(現滋賀県蒲生郡竜王町)には，この日の地震記録はない．安政二年八月二十日の台風被害の誤記と考えられる．**③安政二年六月二十三日(1855年8月5日)二戸の地震**:『南部二戸郡淺澤郷土史料』内の83歳の老人の証言(大正13年)による地震．「日記史料DB」の「遠山家日記」，「弘前藩庁日記」，「門屋養安日記」，「宗尹日記」，「桜田良佐日記」には，この日の地震記録はない．安政三年八戸沖の地震(M7.5)の記憶違いと考えられる．**④安政二年七月四日(1855年8月16日)米子の地震**:「控帳」(鳥取県立博物館所蔵)の「去る四日」を安政二年七月四日と考えたことによる地震．「日記史料DB」の「堀敦斎日記」(現鳥取県鳥取市)，「土屋家日記」(現広島県福山市)，「多度津藩日記」(現香川県仲多度郡多度津町)，「今中家日記」(現広島県広島市)，「伊予小松藩会所日記」(現愛媛県西条市)には，この日の地震記録はない．「去る四日」は，嘉永七年十一月四日と考えて良いのではないか．**⑤安政二年十月七日(1855年12月10日)伊予の地震**:『大洲市誌』のみにある地震．「日記史料DB」の「伊予小松藩会所日記」，「今中家日記」，「広瀬久兵衛日記」(現大分県大分市)，「佐伯藩日記」(現大分県佐伯市)，「中村平左衛門日記」(現福岡県小倉市)には，この日の地震記録はない．嘉永七年十月七日の伊予西部の地震の誤りと考えられる．**⑥安政三年十一月十二日(1856年12月9日)益田の地震**:『益田市史』の

© The Seismological Society of Japan

みにある地震．「日記史料DB」の「今中家日記」，「土屋家日記」，「伊予小松藩会所日記」，「古谷道庵日乗」(山口県下関市)，「中村平左衛門日記」には，この日の地震記録はない．『益田市史』には，当地に被害を与えた安政五年石見の地震(M6.2±0.2)の記述がないためその誤記と考えられる．

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S12. Rock experiment, rock mechanics, and crustal stress

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P7 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S12P-01] **Development of the photoelastic experimental system using gel medium to observe induced earthquakes caused by water injection**

○Nana YOSHIMITSU[1], Eiichi FUKUYAMA[1,2], Shiro HIRANO[3], Masato OSAKI[1] (1.Kyoto Univ., 2.NIED, 3.Ritusmeikan Univ.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S12P-02] Calibration of broadband ultrasonic transducers with sensitivity up to about 4 MHz

○Hironori KAWAKATA[1], Tomohiro Ohuchi[2] (1.College of Science and Engineering, Ritsumeikan University, 2.Geodynamics Research Center, Ehime University)

Development of the photoelastic experimental system using gel medium to observe induced earthquakes caused by water injection

*Nana YOSHIMITSU[1], Eiichi FUKUYAMA[1,2], Shiro HIRANO[3], Masato OSAKI[1]

1. Kyoto Univ., 2. NIED, 3. Ritusmeikan Univ.

近年の資源採掘技術の進歩はこれまで以上に生産率を上げることを可能にしたが，採掘の影響で発生する誘発地震がしばしば問題となっている．その一因として，ボアホールへの流体注入の影響が指摘されている．注入された流体が地殻中の既存弱面の強度を下げ，地震が発生しやすくなると考えられている．この過程における弱面や地殻内の応力変化を視覚的に観察することを目指して，本研究では寒天ゲルを用いた光弾性実験システムの確立を目指した．光弾性とは，透明な弾性体に外力を加えると応力の大きさに応じて光学的異方性が発生する現象であり，機械や構造物にかかる応力の解析にしばしば利用されてきた．光弾性を地震メカニズムの研究に利用した例は，Rosakis et al. (1999, Science)やYoshioka and Sakaguchi (2008, Advanced in Geosciences)のプラスチックを用いた実験事例がある．桑野 (2015, 東レ理科教育賞 受賞作品集)や桑野・他 (2011, 日本地震学会ニュースレター)は弾性波速度の遅い寒天ゲルを利用することで，波動伝播や断層の動的破壊が観察できることを示した．

薄板状にした寒天ゲル媒質を二次元モデルとして，ボアホールを模したアクリルパイプを介して注射器から水を注入し，媒質中を水が伝播する様子や断層が滑る様子を観察する．実験では150 mm x 30 mm x 150 mmの薄型水槽にゲルを注入して固めた．媒質の作成には粉状になった寒天末を利用した．異なる濃度の試料を複数作成・比較したところ，高濃度の硬い媒質には人力での安定的な注水が困難であったため，濃度１％の媒質を解析に用いることとした．光弾性実験から得られる応力情報は主応力差と主応力方向であるが，これらの情報を視覚的に分離するために，光源-偏光板A-1/4波長板A-ターゲット媒質-1/4波長板B-偏光板B-カメラ, の順に波長板と媒質を配置することで，円偏光を用いて等色線縞（主応力差）を得た．

まず断層のない媒質に注水を実施したところ，パイプ先端からモードIで亀裂を生成しながら左右に水が浸透していく様子が見られた．その際に，開口部先端の亀裂進展方向と直交する方向に強い応力集中が認められた．また硬さの違うゲルを用いてパイプに対して45度の角度で層境界を作成したところ，層境界の破壊は弱面のない部分の破壊に比べてはるかに高速で亀裂が進展した．

観察の結果から，これまで用いられてきた光弾性媒質よりもやわらかい寒天ゲルを用いることで，媒質内における流体の動きとそれに伴う応力変化を観察できることがわかった．今後，媒質や断層により適切な強度を与えるために実験条件を精査するとともに，応力の時空間変化の定量的解析を試みる．

© The Seismological Society of Japan

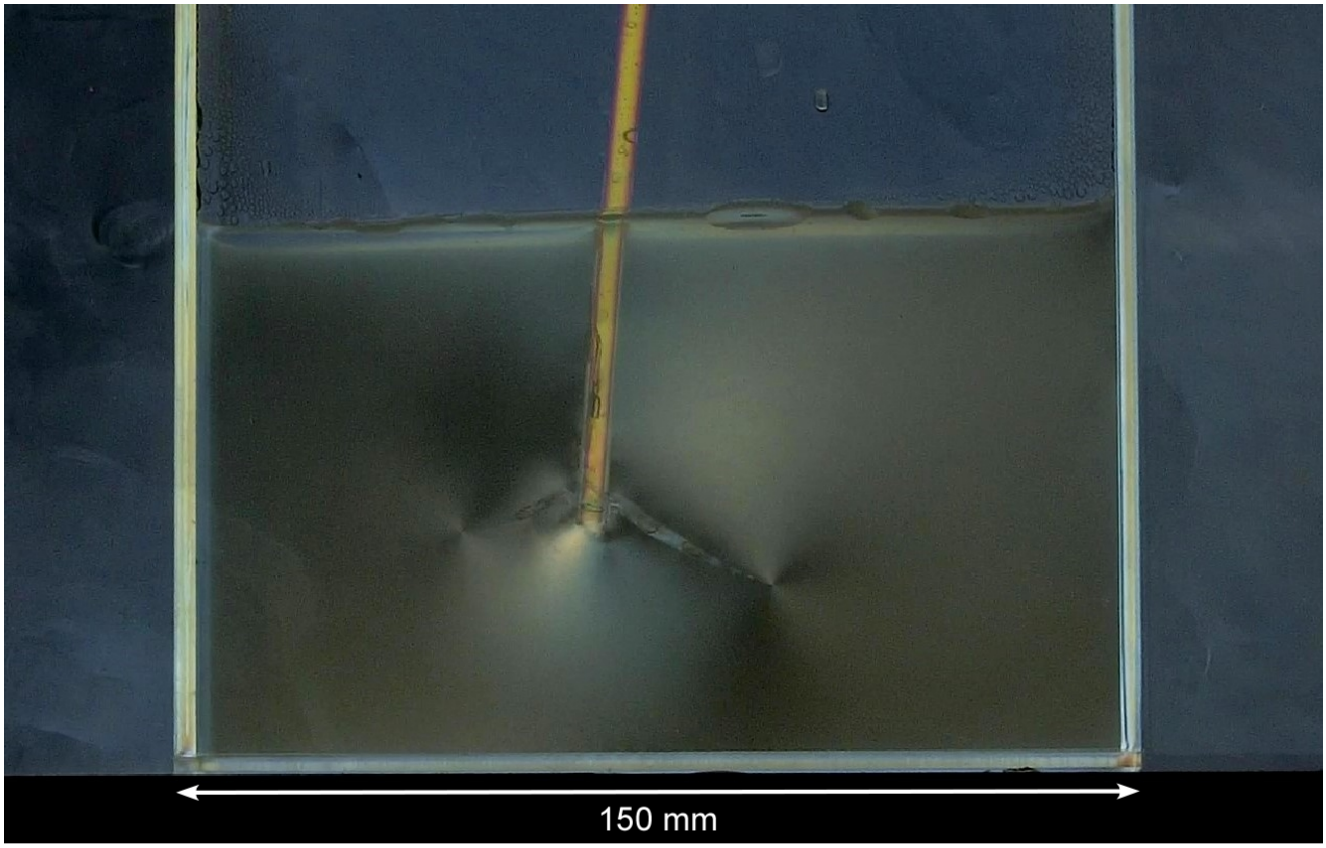


Figure: Snapshot of the photoelastic image during water injection into the gel medium.

© The Seismological Society of Japan

Calibration of broadband ultrasonic transducers with sensitivity up to about 4 MHz

*Hironori KAWAKATA[1], Tomohiro Ohuchi[2]

1. College of Science and Engineering, Ritsumeikan University, 2. Geodynamics Research Center, Ehime University

岩石試料の破壊にともなう微小破壊（アコースティック・エミッション、以下AE）に関し、多くの地震学的手法を用いた研究が実施されてきた。最大振幅値を利用した振幅別頻度分布の指標*m*値およびその時間変化に関する研究に端を発し、震源決定が可能になった後は、振幅を利用した簡易的な相対マグニチュードを利用した規模別頻度分布の指標*b*値、震源の時空間分布に関する研究へと発展した。近年は広周波数帯域に感度を持つトランスデューサが活用可能になり、三軸圧縮試験下では地震モーメントとコーナー周波数に関するスケーリング則がAEと自然地震で共通することが明らかにされた（例えばYoshimitsu *et al.*, 2014; GRL）。また、一軸圧縮下の水圧破砕実験においてはモーメント・テンソル推定が実施され、剪断型、開口型を中心とする様々なメカニズム解を示すAEの存在が明らかにされた（例えばTanaka *et al.*, 2021; GJI）。これらの解析は10 cmオーダーの試料を用いた試験で得られた波形に対するものであるが、より高圧下での試験の場合、試料サイズは1 cmにも満たないようなものとなる。この場合波長を考えると、これまでの広帯域トランスデューサの活用範囲上限である1-2 MHzでは十分ではなく、少なくとも4 MHz程度に上昇させる必要がある。

マルチアンビル型高圧発生装置を用いた高圧力環境においては、従来型の圧電素子を用いた計測による震源位置決定がde Ronde *et al.* (2007; GJI)によって実現されたことに端を発し、D-DIA型変形装置を用いた変形試験時のAE計測が多数おこなわれるようになった（例えばSchubnel *et al.*, 2013; Science）。これらの研究では、６個のアンビル背面に従来型の圧電素子を貼り付け、AEの初動時刻、極性、振幅を用いて、モーメント・テンソル解を得る試みがなされているが、Tanaka *et al.* (2021; GJI）などでも指摘されている通り、計器特性の補正をおこなうことは必須となる。

そこで本研究では、沈み込むスラブ内浅部の温度圧力条件下（1-2 GPa, 400-900℃）において発生するAEの高品質かつ補正可能な波形を取得し、モーメント・テンソル解の時空間分布、地震モーメントとコーナー周波数に関するスケーリング則などの解明を目指し、小型の広帯域超音波トランスデューサをD-DIA型変形装置への導入に向けて、4 MHz程度の高周波数帯域までの較正を実施した。

広帯域トランスデューサとしては、Yoshimitsu *et al.* (2014; GRL）において使用された特注仕様のもの(富士セラミックス社製5145SMAT-1152)をベースとし、信号線取り出し部分を改変したものを使用する。愛媛大学地球深部ダイナミクス研究センター所有のD-DIA型超高圧変形装置 Madonna Iに使用するアンビルの台座にトランスデューサを貼り付け、アンビルの試料（圧媒体）に接する側の面に貼り付けたOlympus V106探触子から疑似矩形波を送信し、その信号を計測する。また、同じ送信に対する信号をレーザー・ドップラー速度計（LDV）でも受信し、両信号を比較する。上記以外の較正に使用する信号の取得方法については、Yoshimitsu *et al.* (2011; BSSA)に準じる。

トランスデューサとLDVで取得された信号、および0-0.2 ms分の両波形（テーパー処理後）の振幅スペクトルを図１に示す。振幅スペクトルを比較したところ、4 MHz程度まではS/Nが１より高く、100kHz-4MHzの範囲においてトランスデューサによる電圧記録（単位V）の振幅スペクトルに周波数の0.84乗をかけ、$10^{5.5}$で割るとLDVの速度記録（単位m/s）の振幅スペクトルと良い一致を示した。そこで、簡易的にこれをトランスデューサの特性として波形の補正を実施した。20kHz-1MHzの範囲に絞って波形比較をおこなうと（図２）、位相も含めて非常に良い一致が見られた。これより高い周波数帯においても、少しの時間ずれは見られたものの比較的似た波形が得られ、位相に関する較正も期待できる結果が示された。以上の通り、3-4 MHz付近ではLDVの感度が必ずしも高くないものの、トランスデューサでは4 MHz以下では100倍程度のS/Nが得ら

© The Seismological Society of Japan

れ、このトランスデューサを使用することで、D-DIA型超高圧変形装置を用いたGPaレベルの圧力条件下での良質のAE波形を取得できる可能性が示された。

© The Seismological Society of Japan

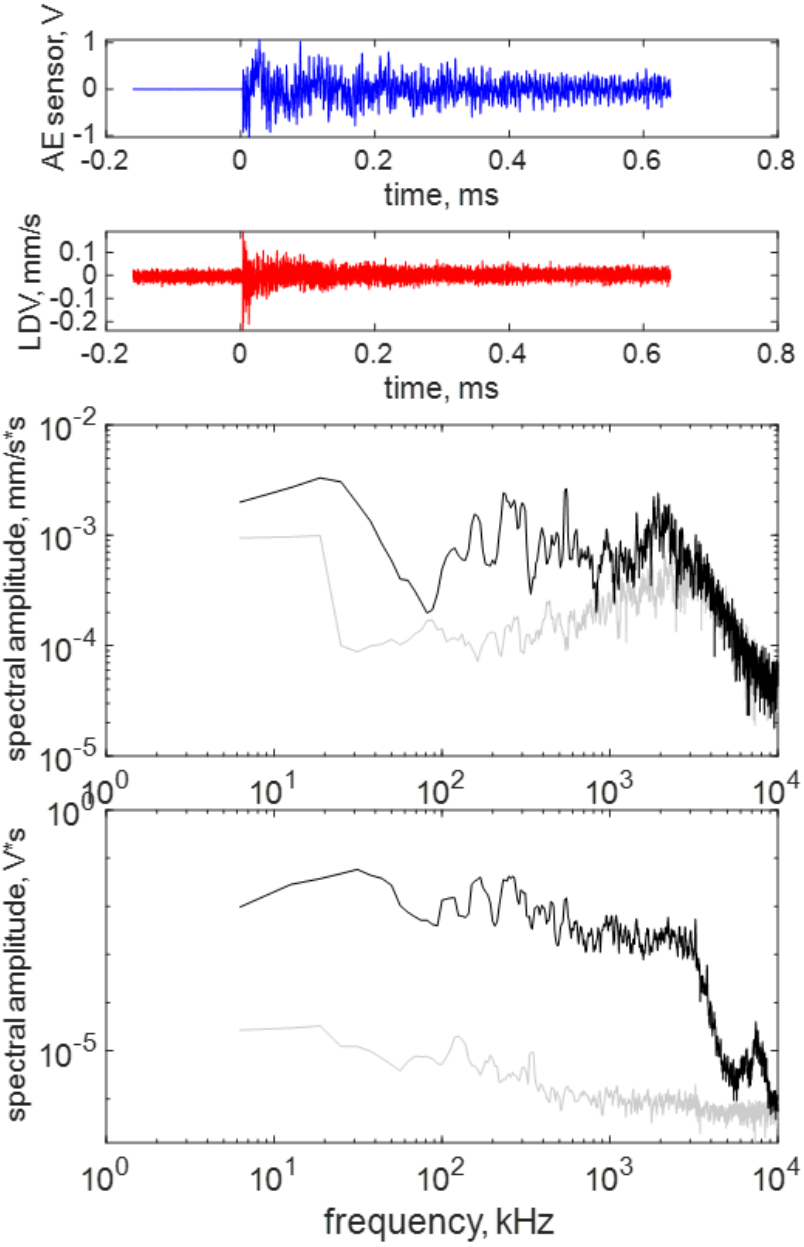


図１．トランスデューサ（青）、LDV（赤）による波形記録（LDVは4 MHzのLPF処理後）と両者の振幅スペクトル（黒上：トランスデューサ、黒下：LDV）。灰色はノイズスペクトル。

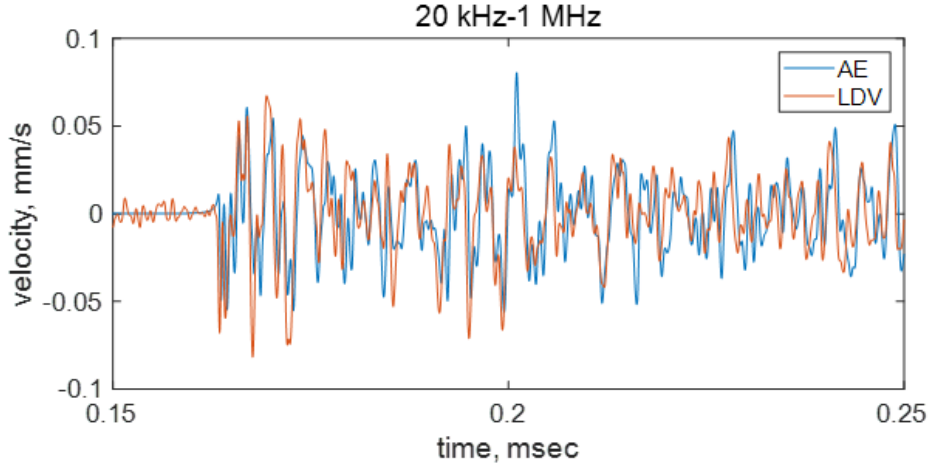


図２．補正後のトランスデューサ（青）、LDV（赤）による速度波形。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S14. Earthquake prediction and forecast

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P8 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S14P-01] Efficiency of earthquake forecast models based on the information of the earth tidal correlation of background seismicity along the Tonga-Kermadec trench

○Fuyuki HIROSE[1], Kenji MAEDA[2], Osamu KAMIGAICHI[3] (1.Seismology and Tsunami Research Department, Meteorological Research Institute, 2.Seismology and Volcanology Department, Japan Meteorological Agency, 3.Japan Meteorological Business Support Center)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S14P-02] Water temperature change and Seismic activity in the western region of Shizuoka Prefecture

○Hironobu KAMIKUBO[1] (1.Hamamatsu Hokusei Jhs)

Efficiency of earthquake forecast models based on the information of the earth tidal correlation of background seismicity along the Tonga-Kermadec trench

*Fuyuki HIROSE[1], Kenji MAEDA[2], Osamu KAMIGAICHI[3]

1. Seismology and Tsunami Research Department, Meteorological Research Institute, 2. Seismology and Volcanology Department, Japan Meteorological Agency, 3. Japan Meteorological Business Support Center

背景地震活動の潮汐相関が大地震前に高くなり，大地震後に低くなると報告されている．しかしながら，先行研究は特定の大地震後に回顧的に解析された結果であり，他の大地震についても同様のパターンを示すのかや，大地震とは無関係な平常時に潮汐相関が低い状態を保っているのかどうかは漠然としている．そこで本研究では，背景地震活動の地球潮汐相関情報に基づいた地震予測モデルの有効性について，トンガ・ケルマディック海溝沿いのプレート境界型地震（1977～2020年，M_w 5.5以上，深さ70 km以浅，729個）を対象にMolchanダイアグラムを用いて検証した．その結果，ターゲット規模がM_w 7.0以上の場合については無作為な予測よりも有効とは言えなかった．ターゲット規模がM_w 6.5, 6.0, 5.5以上の場合については，無作為な予測よりも成績が良くなるケースはあったものの，最大でも確率利得は1.7であった．そのため，この地域について潮汐相関情報に基づいた予測モデル単独での実用性は乏しいといえる．このことは同時に，ターゲット地震前に必ずしも広域の背景地震活動の潮汐相関が高くなるとはいえないことを示唆する．

© The Seismological Society of Japan

Water temperature change and Seismic activity in the western region of Shizuoka Prefecture

*Hironobu KAMIKUBO[1]

1. Hamamatsu Hokusei Jhs

１概要

静岡県西部地域では2013年5月から浜松市中郡（NG）,2016年8月から湖西 市新居（KOA）,磐田市中泉（IWN）,掛川市徳泉（KAT）にて白金測温抵抗 体の水温センサーを用いた長期水温観測を行っている(図２).
NGでは2014年後半から下降を続けていた水温が12月末から上昇に転じ,急激な温度上昇の後,しばらく停滞していたが最近,これまでにない上昇率での水温上昇が観測されている.
地殻の岩盤の応力が強まると深部の高圧流体は低圧環境である地殻上部へ移動し浅層地下水に混じり地下水温を上昇させるとする深部流体上昇仮説（佃,2005) [1]により静岡県西部地域の地下岩盤にかかる圧力が増加していると解釈できる.

２ KOA・NG・IWNの水温変化の同期性

図１はKOA・NG・IWNの水温変化のトレンドが変化した日の例を示したものである. 2016年12月24日にKOA・NG・IWNの3カ所で水温が上昇する変化が生じた. 2020年11月5日から11月11日にかけて3カ所の観測井で上昇していた水温が下降に転じた.2020年12月31日から2021年2月3日にかけて3カ所の観測井で下降していた水温が上昇に転じた.同時期の水温変化は地下の岩盤にかかる圧力の変化がこの地域で広範囲に生じたと考えることができる. KOAとNGはトレンドが変わる時期が近く,IWNはKOA・NGとトレンドの変わる時期が多少異なっている.地下水温変化の時期の違いから地域ごとの地下にかかる圧力の変化を推測できる可能性がある.

３　浜名湖周辺での長期スロースリップとNG水温変化

NGの水温変化は2013年の観測開始から停滞・下降を続けていたが2016年12月24日を境に上昇に転じた.これは,浜名湖周辺で観測されていた長期スロースリップが終息し地下岩盤の圧力が圧縮場となり水温変化を上昇に転じさせたと考えられる.
上久保(2018）は浜名湖周辺での長期スロースリップモーメント変化とNGでの水温変化との相関について相関性(相関係数0.91)があることを示した(図３）[2].
スロースリップ進行期は,陸側地盤の南東方向への移動により,陸側岩盤は膨張し圧力が低下する.間隙内に存在する高温の流体は圧力の低下により,地表への流入量が低下し地下水温は低下すると考えることができる.
スロースリップ停滞期には陸地岩盤は圧縮され圧力が上昇する.間隙内に存在する高温の流体は圧力の増加により地表への流入量が増加し地下水温は上昇すると考えることができる.

４　スラブ内地震発生率とNG水温変化率の関係

静岡県西部地域のスラブ内地震（30km-60km　M1以上）の発生率は2017年12月頃から0.076個/日から0.100個/日に32%程増加している(図4）. フィリピン海プレートが大陸プレートに沈み込みにくくなり,スラブ内にかかる圧力が増してスラブ内の地震発生率が増加していると考えることができる.
NGの水温上昇率は2018年1月頃より+0.067℃/年から+0.093℃/年に39%程増加している.
プレート境界付近にかかる圧力が2018年1月頃より増加し,地下深部の間隙水が浅部帯水層に混入する流量が増加して水温変化率を増加させていると考えられる.

5 御前崎の沈降状況とNG水温変化

これまで直線的に沈み込みを続けてきた御前崎の沈降状況は2020年４月から2021年3月にかけて沈降が停滞しているようにみえる(図５). この期間,NGの水温変化は上下を伴いながらも停滞している. この地下水温変化

© The Seismological Society of Japan

の停滞は御前崎の沈降の停滞により地下岩盤に膨張領域と圧縮領域が交互に生じ,この付近に存在する間隙水の大陸プレート浅部への流量を変化させた可能性がある.

6　参考文献・資料

[1] Tsukuda, T.,K.Goto and O.Sato,2005,Bull.Earthq.Res.Inst,80,105-131.
[2]上久保廣信,静岡県西部地域の地下水温変化と浜名湖周辺の長期スロースリップとの相関性について,常葉大修論,2018.

図1　KOA・NG・IWNの水温変化と主な同期時期
図2　KOA・NG・IWN・KATの観測点位置
図3　気象庁浜名湖周辺のモーメントの累積グラフ(第375回地震防災対策強化地域判定会気象庁資料)に浜松中郡（NG）水温変化(1か月移動平均値)を上下反転させて重ねたもの
図4上・中　静岡県西部地域の地震累積回数（2013年1月～2022年7月まで　M １以上　深さ30-60ｋｍ）.図の作成には東大地震研究所TSEISweb版の気象庁 データ.JMA--_PDEを使用した
図４下　NG水温上昇率（2017年1月～2018年6月と2018年7月～2019年3月）
図5 NG水温変化(矢印の期間は2020.4～2021.3)と御前崎沈降状況（気象庁令和和3年度8月6日判定会資料に(矢印の期間2020.4～2021.3等を加筆）

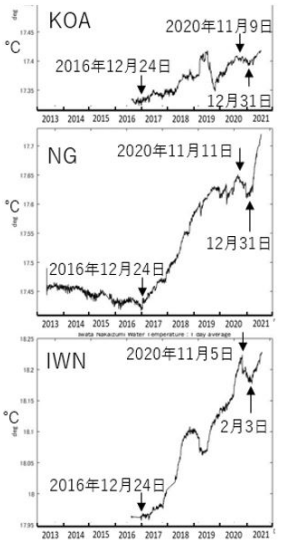


図１　KOA・NG・IWNの水温変化

図２　観測点位置

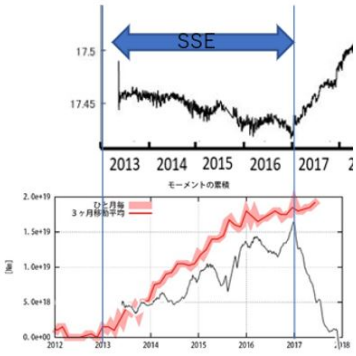


図3　スロースリップモーメントとの相関

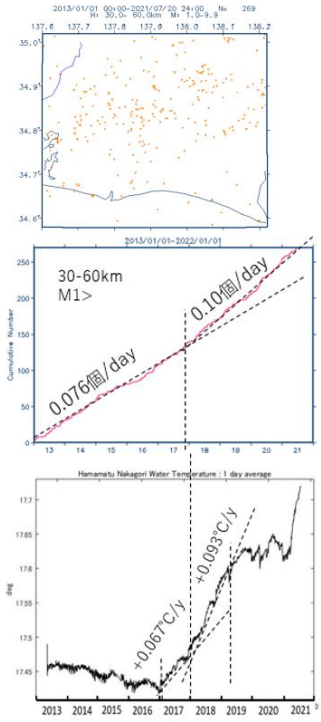


図4　地震活動変化率とNGの水温変化率

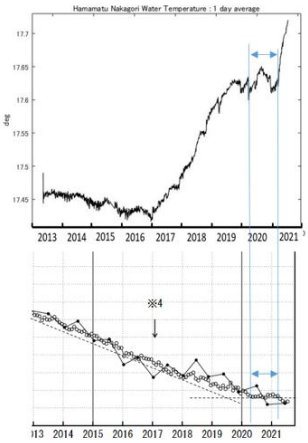


図5　NG水温変化と御前崎沈降状況

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P9 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-01] Estimation of shallow shear-wave velocity structure from vehicle-induced surface waves on DAS records along Route 4

○Katsuhiro YABU[1], Hisashi NAKAHARA[1], Kentaro EMOTO[1], Takeshi NISHIMURA[1] (1.Solid Earth Physics Lab., Geophysics, Science, Tohoku University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-03] Microtremor Survey near the Yoshioka Fault Caused by the 1943 Tottori Earthquake - Case of Miyadani and Ohtsuka area, Tottori City -

○Tatsuya NOGUCHI[1], Ryo Ashida[1], Kazuki Kobayashi[2], Isamu Nishimura[3], Nao Yoshikawa[1], Takao Kagawa[1] (1.Tottori University, 2.Aratani Civil Engineering Consultants CO.,LTD., 3.Graduate School of Engineering, Tottori University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-04] Microtremor Observation for Numerical Modeling of Subsurface Velocity Structure in the Kochi Plain

○Nobuyuki YAMADA[1] (1.Kochi University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-05] Modeling of subsurface velocity structures from seismic bedrock to ground surface for Yamanashi region

○Shigeki Senna[1], Atsushi Wakai[1], Tadashi Satou[2], Atsushi Yatagai[2], Hisanori Matsuyama[2], Hiroyuki Fujiwara[1] (1.NIED, 2.OYO Corporation)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-06] Attempt to search the caldera boundary by microtremor H/V on Satsuma-Iwojima Island

○Masayuki YAMADA[1], Yoshihiro ITO[1], Yosuke NAGASAKA[2], Atsushi NOZU[2], Takashi NAGAO[3], Hisashi OIWANE[4] (1.NEWJEC Inc., 2.Port and Airport Research Institute, 3.Kobe Univ., 4.Musuhi LLC.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-07] Dynamic deformation characteristics in the shatter zone of the Mino Fault of Median Tectonic Line

○Takao KAGAWA[1], Kazunari Kimura[2] (1.Tottori Univ., Faculty of Engineering, 2.Naiba Co. Ltd.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-08] Estimation of Subsurface Structures and Ground Motion Characteristics of Artificially Filled Ground from Microtremor Observations – Case of Kitazono, Tottori City –

○Isamu Nishimura[1], Nazuna Nishimura[2], Tatsuya Noguchi[2], Takao Kagawa[2] (1.Graduate School of Engineering Department of Management of Social Systems and Civil Engineering, Tottori University, 2.Social Systems and Civil Engineering, Department of Engineering, Tottori University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-09] A study on the de-convolution waveform based on seismic interferometry using the data observed at MeSO-net

○Kenichi Nakano[1], Hirotoshi Uebayashi[2] (1.HAZAMA ANDO CORPORATION, 2.Kyoto University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-10] Evaluation of characteristics of spatial variation at adjacent points based on 3-D ground motion simulation and coherence model

○Ryoichi Tokumitsu[1], Yu Yamamoto[1], Yasuo Uchiyama[1], Susumu Ohno[2] (1.Taisei Corporation, 2.Tohoku Univ.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S16P-11] Estimation of the Sumatran fault segments using SITES method (2)

○Tadashi YAMASHINA[1], Makoto OKUBO[1], Takao TABEI[1], Muksin UMAR[2], Nazli ISMAIL[2] (1.Kochi University, 2.Syiah Kuala University, Indonesia)

Estimation of shallow shear-wave velocity structure from vehicle-induced surface waves on DAS records along Route 4

*Katsuhiro YABU[1], Hisashi NAKAHARA[1], Kentaro EMOTO[1], Takeshi NISHIMURA[1]

1. Solid Earth Physics Lab., Geophysics, Science, Tohoku University

Distributed Acoustic Sensing (DAS) は，光ファイバーケーブルに入射したレーザーパルスの後方散乱波を利用することで，光ファイバーケーブルに沿った軸歪（速度）を測定する技術である．光ファイバーケーブルを多チャンネルの軸歪計として利用できるため，超稠密な地震波観測手法として近年急速に導入が進んでいる．DASで記録される常時微動を用いた地震波干渉法により浅部速度構造を求める研究が近年多数報告されている．しかしながら，多くの光ファイバーケーブルは道路直下に埋設されているため，DAS記録には自動車による道路交通振動が含まれ地震波干渉法の適用を困難にする．我々はこれまでに，複数の移動する自動車によって励起された表面波の分散曲線を求める手法を開発した(Yabu et al., IAGA-IASPEI 2021)．本研究では，国道４号線沿いにおけるDAS観測記録にこの手法を適用して分散曲線を求め，浅部S波速度構造を推定した．

使用したデータは，宮城県仙台市から大崎市古川にかけての国道4号線直下に埋設されている光ファイバーケーブルを使用したDAS記録（江本・他，2020地震学会）である．測定期間は2020年1月10日から2月10日の1か月間，チャンネル間隔とゲージ長はともに 5 m，チャンネル数は 9854 （測線長約 49 km），サンプリング周波数は 500 Hz である．

DAS記録には自動車による振動が頻繁に記録されている．レコードセクションを見ると，1台の自動車は，道路上の凹凸により1, 2秒ごとに表面波を励起し，前後数百mにわたって伝播していく様子がわかる．まず，自動車が励起する表面波の伝播が明瞭に見えている 250 mの区間を抽出し，自動車が通過する時刻を基準にそれぞれのチャンネルから1秒間の時間窓の記録を目視で選ぶ．各チャンネルの記録にトレンド除去やテーパリングなどの前処理を行った後，Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) [Park et al., 1999] を用いて表面波の分散スペクトルを計算した．移動する車両の平均速度に合わせて使用するチャンネルと時間窓を変えながらこの操作を行い，さらにこれを複数の車両に対して同様の操作を行って100 mのセクション 毎に平均することで分散曲線のS/Nを向上させた．S波速度構造の推定の際には，Vs = 1100 m/s より深い構造はJ-SHIS（防災科学技術研究所, 2021）のデータを用い，より浅部は試行錯誤的に構造を仮定しながら，得られたレイリー波の複数のモードの分散曲線を説明できる構造を決定した．モードが見えにくい場合には，隣接するセクションの分散スペクトルも参考にした．

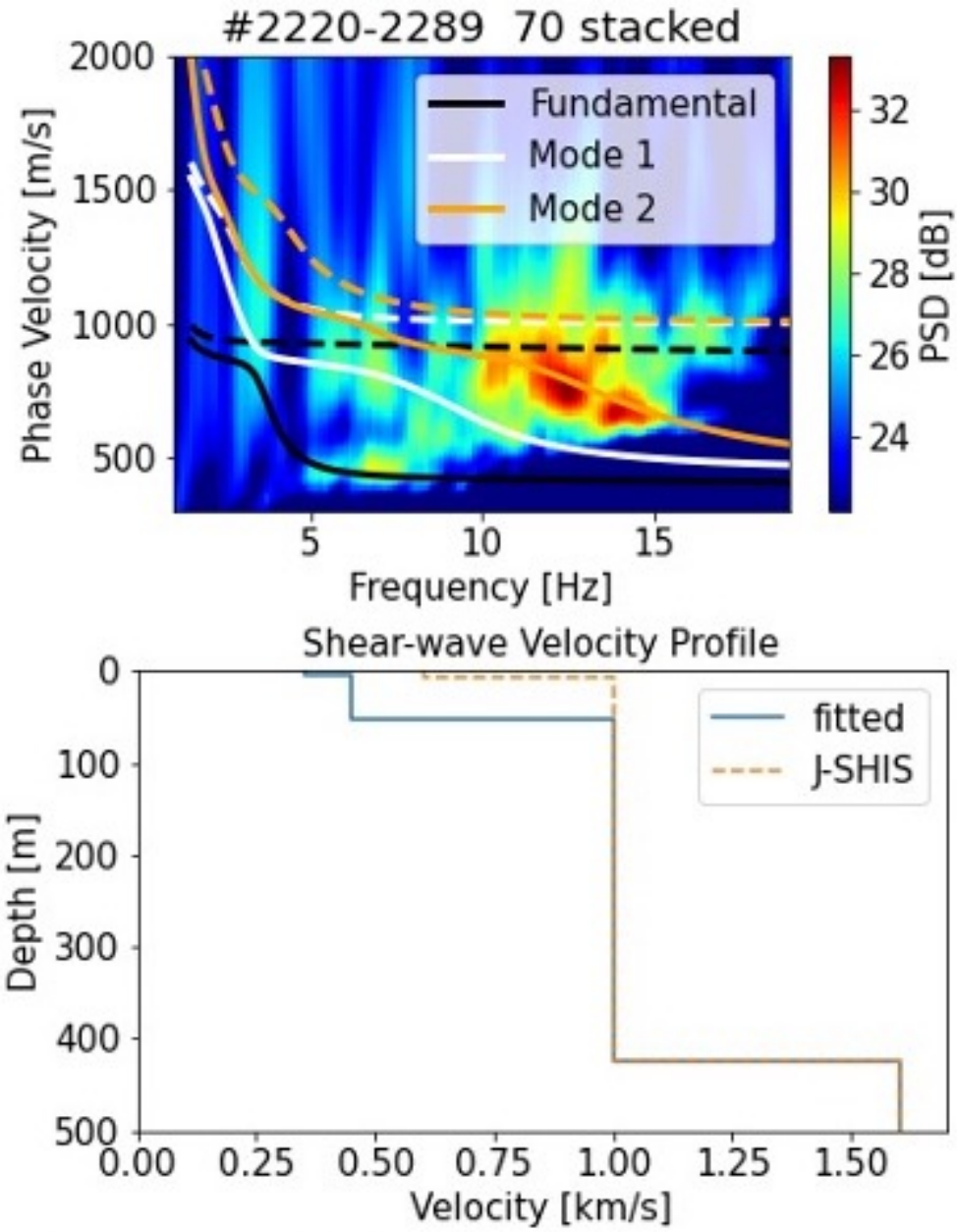
解析の結果，移動する車両に沿って時空間平均をとることで，空間分解能は低下するものの，５ｋｍにわたり空間的に連続的な分散曲線が得られた．レイリー波の基本モードと思われる曲線が卓越する場所だけでなく，例えば図のように，高次モードがよりはっきりとみえるセクションも観測された．このセクションではJ-SHISの速度構造に比べて浅層でより遅いS波速度が求められた．

本研究は，移動する車両を活かし，道路に沿って連続的に分散曲線を求め，速度構造を推定した．分散曲線の空間平均を取ることによりS/N比を高めることができ，また，速度構造を求める際には隣接セクションの情報も参照できるが，速度が不連続に急速に変化する場所では明瞭な分散曲線が得られない可能性がある．しかしながら，本研究の手法によりそのような場所やS/N比が極端に小さい場所を除き，空間的に連続して速度構造を得ることが可能になる．

謝辞
本研究は国土交通省所有の光ファイバーケーブルを使用した．DAS観測では，仙台河川国道事務所，東北大学

© The Seismological Society of Japan

大学院理学研究科の山本希氏，寒河江皓大氏，Gugi Ganefianto氏の協力を得た．



（上図）得られた分散スペクトル．実線はフィッティングした曲線，破線は初期モデル(J-SHIS)を表す．

（下図）推定した速度構造と初期モデルの比較．

© The Seismological Society of Japan

Microtremor Survey near the Yoshioka Fault Caused by the 1943 Tottori Earthquake - Case of Miyadani and Ohtsuka area, Tottori City -

*Tatsuya NOGUCHI[1], Ryo Ashida[1], Kazuki Kobayashi[2], Isamu Nishimura[3], Nao Yoshikawa[1], Takao Kagawa[1]

1. Tottori University, 2. Aratani Civil Engineering Consultants CO.,LTD., 3. Graduate School of Engineering, Tottori University

1943年の鳥取地震により生じた鹿野・吉岡断層おいて，地震断層ごく近傍の地盤震動特性を把握するために，各種地下構造調査が行われており，これらの調査の結果，断層に伴う地下構造の変化が地盤震動特性に影響を及ぼしていることが示唆された（野口他，2021）．本研究では，新たに吉岡断層ごく近傍の地表変位が確認されている（西田他，1993，金田他，2002）宮谷地区および大塚地区で稠密な微動観測を実施し，地盤震動特性を調べた．

微動の単点3成分観測は，2020年8月28日，11月5日に，宮谷地区で24点，大塚地区で41点の計65点で行った．さらに，2021年7月15日，16日に大塚で10～20m間隔での稠密観測を55点で実施した．アレイ観測は，大塚地区において，2021年8月28日，11月5日，2021年7月16日に4箇所で実施した．4台の地震計を円の中心に1台，円周上に3台を等間隔に配置し，アレイ半径1，5，10，30mとして観測した．地震計はJU410（白山工業）を用い，サンプリング周波数は単点3成分観測では200Hz，アレイ観測では1000Hzもしくは200Hzとした．観測時間は単点3成分観測では1か所につき10分間，アレイ観測では1展開につき15分間とした．

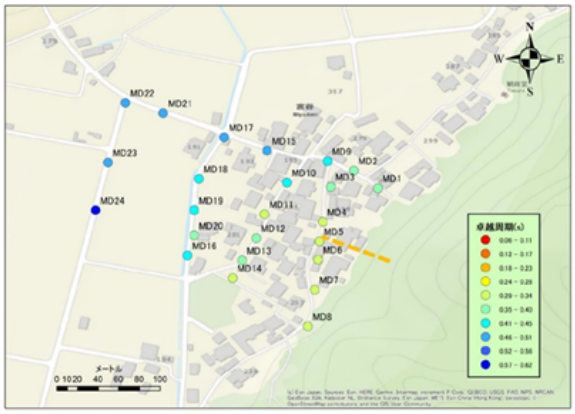
解析について，微動の3成分の記録については，20. 48秒間の区間を5区間以上選定し，各成分のフーリエスペクトルを求め，平均スペクトルとし，水平動と上下動のスペクトル比（H/V）を求め，卓越周期，ピーク値，形状などの特徴を調べた．また，断層を横切るライン上の観測点では，微動波形から10秒間抽出し，0.1～0.5秒のバンドパスフィルターをかけ粒子軌跡を求めて比較した．アレイ観測の同時記録についてはCCA法（Cho, et. al.，2007）に基づき位相速度を推定した．得られた位相速度とアレイ中心のH/Vから，レイリー波基本モードによるフォワードモデリングによりS波速度構造を推定した．

宮谷地区については，断層を挟んで北側が南側より卓越周期が長く，北落ち段差構造の影響を受けていると考えられる．また，断層の南側でH/Vの形状に違いがみられ，これは断層の破砕帯の影響と考えられる．微動の粒子軌跡は，断層変位の走向である北55°西に概ね沿った方向に偏向する楕円形上を示すことがわかった．

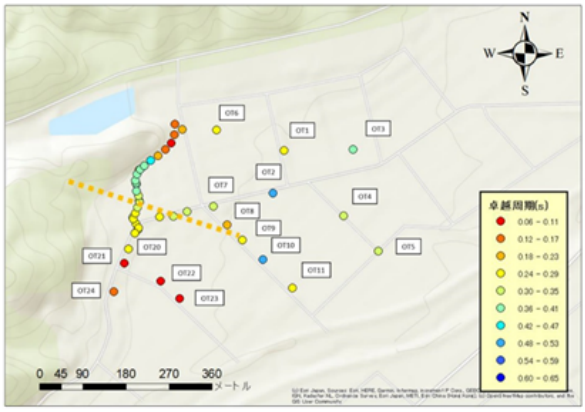
大塚地区については，断層線を境に北側で卓越周期が変動し，またピークの大きさも大きくなることがわかった．これは，断層破砕帯や段差構造などの断層運動に伴う地盤構造の変化の影響と考えられる．微動の粒子軌跡から，断層変位の走向である北70°西または北80°西に偏向する楕円形上を示す観測地点が多くみられ，断層直上付近では円形状に近くなることがわかった．地盤構造モデルとしては，1層目Vs=170m/s（シルト）の層が薄く堆積し，2層目Vs=500m/s（砂）の層が20m，3層目Vs=700m/s（礫）の層が30m堆積していることがわかった．また，3層目のVs=700m/sと4層目のVs=1500m/sとの境界が，H/Vの長周期側のピークに対応していることがわかった．

参考文献：野口・他（2021）：土木学会論文集A1（構造・地震工学）Vol.72，No.4，[特]地震工学論文集，西田・他（1993）：鳥取大学教養部紀要，27，金田・他（2002）：活断層研究，Vol.2002，No.21．，Cho, et. al.（2006）：J. Geophys. Res. 111

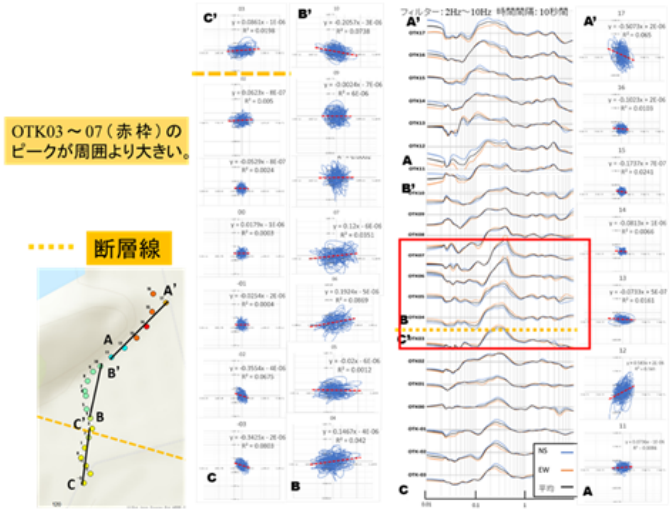
© The Seismological Society of Japan



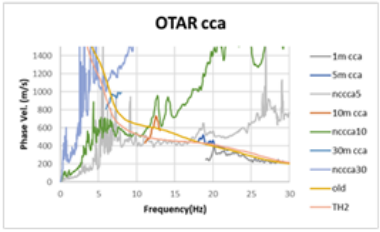
宮谷地区の卓越周期分布図



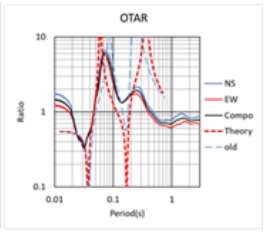
大塚地区の卓越周期分布



大塚地区の断層近傍のH/Vと粒子軌跡



位相速度分散曲線



アレイ中心点のH/V

地盤構造モデル

H[m]	ρ [t/m^3]	Vp[m/s]	Vs[m/s]
3	1.7	1480	170
20	1.9	1730	500
30	2.1	2070	700
70	2.2	2620	1500
-1	2.4	4070	2500

大塚地区の地盤構造推定結果

© The Seismological Society of Japan

Microtremor Observation for Numerical Modeling of Subsurface Velocity Structure in the Kochi Plain

*Nobuyuki YAMADA[1]

1. Kochi University

地震動評価のための地盤構造調査は全国各地で実施され，地盤構造モデルの構築・更新がなされている。今回対象にした高知平野（狭義の土佐平野）は，北側を四国山地，南側を標高300～400mの山地で囲まれ，南北数km東西20～30km程度で，比較的古い時代の地質で囲まれた小さな平野である。地震基盤(Vs: 3000m/s)相当層上面の深さは200～400ｍ程度[J-SHIS]となっているが，大阪平野や関東平野のような地震基盤で囲まれた明瞭な盆地構造は示されていない。この平野の地形や表層地質，四国南部地域の地質の成因[例えば，産総研(2018)]からは，変化に富んだ複雑な地質・地下構造であることが窺える。高知平野においては，常時微動の単点観測データに基づく表層地盤構造の推定結果[例えば，大石・他(2012)]やボーリングデータ[高知地盤公開情報サイト]が多数存在し, 土質とN値からS波速度に換算するなどのモデルも提案[例えば，山本・他(2010)]されてはいるものの，物理探査データに基づく速度構造情報が整理された事例は限られている[例えば，大堀・他(2013)]。こうした小規模の平野において，地震動評価のための数値モデルの高精度化のために，平野規模や地形の変化具合に見合った密度での面的な速度構造情報の把握は必要なことであると考えられる。

そこで，対象地域の速度構造情報を得ることを目的に，既往の研究成果を参照しながら，2018～2020年にかけて実施した常時微動の観測記録をもとに，微動特性と表層地盤構造について報告する。微動の観測は，高知城付近を通過する土佐平野を南北に縦断する測線（計87点）を設定した。この測線の近隣にはK-NET高知や気象台，自治体震度計の観測点があり，地震動データの活用も可能である。この測線は，平野の北端と南端および中央（高知城付近）で標高が高くなり古い時代の層が露頭する。また，南へは，土佐平野南側の山地を貫き平野の外側の海岸まで測線を伸ばしている。こうした測線は，既存のボーリングデータが複数存在し参照もできる。観測には，ポータブル3成分強震計(SMAR)を用い，各地点で20分程度の収録を実施した。一部の地点は，①同じ位置で数か月毎の複数回の収録，②複数地点での同時収録を実施した。

こうして得られた記録から，水平動/上下動スペクトル比（H/V）を算出した。また，大堀・他(2013)から物性値を引用し，このH/V比の山谷の周期が合うような層厚を求めた。こうして得られた測線下の表層地盤構造の推定し，ボーリングデータによる地質断面図との比較を行った。また，平野中央の岩盤地点の高知城公園での定期的な観測データのフーリエスペクトルからは，常にNS成分が大きくなる傾向が見られ，水平成分記録による粒子軌跡から，その長軸方向はN15～25°W方向となり，この傾向は，ほかの地点では見られない特徴的なものであった。

対象とした平野での常時微動の観測とその分析は，過去にも多くの試みがなされているが，ここで得られた観測記録において，微動特性を提示するとともに，詳細な表層地盤構造の推定に結び付けることによって，既存のものにさらに詳細な速度構造モデルを作成することが可能と考えられる。現在，上記の測線に沿う位置での小規模の微動アレイ観測を実施し，地点毎の速度構造を得ることを試みている，今後，微地形などを考慮した速度構造のモデル化と数値計算等で地盤構造モデルの妥当性などを確認したい。

なお，この報告の内容の一部は，高知大学理学部・理工学部の卒業研究：森有紗氏(2018年度)，松園龍汰氏(2019年度)，石川晃大氏(2020年度)の成果によるものです。

© The Seismological Society of Japan

Modeling of subsurface velocity structures from seismic bedrock to ground surface for Yamanashi region

*Shigeki Senna[1], Atsushi Wakai[1], Tadashi Satou[2], Atsushi Yatagai[2], Hisanori Matsuyama[2], Hiroyuki Fujiwara[1]

1. NIED, 2. OYO Corporation

１．はじめに

これまでに防災科研では、強震動予測精度向上のため、関東、東海および熊本地方の浅部・深部統合地盤構造モデルの構築を行ってきた． 本検討では，関東と東海地方に隣接する山梨地方を対象とした浅部・深部統合地盤構造モデルの構築について取り上げる．モデル構築手順は基本的に，先行してモデル化を実施している関東地域の方法(例えば先名他,2017)に従う．具体的には，まず，既存の地盤モデル，これまでに収集したボーリングデータ(約3,000本超)や山梨県の地震被害想定調査、文科省の交付金調査(2002)等の地質情報等に基づき初期地盤モデルを作成した．そして，稠密な微動アレイ探査を実施して得られた地盤震動特性等を用いて，初期地盤モデルを調整した．本稿では，主に甲府盆地全域について上記内容および修正地盤モデルの特徴等について報告する．

２．初期地盤モデルの構築

初期地盤モデルについては，深部地盤は，基本的には防災科研のJ-SHISV2モデルとした．浅部地盤は，ボーリングデータを用いて当てはめ方式で作成した地盤モデルを初期モデルとした．その上で，浅部地盤の工学的基盤上面を深部地盤の第1層上面とするなどして両者を統合あうることで，初期統合地盤モデル（250mメッシュ単位）とした．

３．微動アレイ探査

実施した微動アレイ観測は，対象地域の低地および台地において，大アレイ観測(アレイ半径100，200，400mの3点および一辺25～75mのL字型)を約5km間隔にて23地点，極小・不規則アレイ観測（アレイ径60cmの4点および1辺5m～10m超の三角形）を約1km間隔にて約550地点で実施した(2021年8月現在)．微動探査地点毎の位相速度，H/Vスペクトルを求め，東京大学地震研究所の首都圏強震動総合ネットワーク（SK-net）に記録されている地震記録を用いて，観測点ごとのRVスペクトルを求めた．これらの地盤震動特性データと初期地盤モデルに基づいて，ジョイントインバージョンを行い，各観測地点における１次元S波速度構造を得た．

４．微動アレイ探査結果に基づく初期地盤モデルの修正

甲府盆地において，３章で得られた１次元S波速度構造等を用いて，各観測地点における初期深部地盤モデルを修正し，速度層ごとに水平方向へ空間補間して３次元S波速度構造モデルを作成した．推定されたS波速度構造に基づいて，深部地盤速度構造（J-SHIS V2）の修正を行った。S波速度1,000 m/s層までは，J-SHIS V2が一様に浅いため，修正後では深くなる結果となった．S波速度1,200m/s層以降は，山梨県の北西側において，モデル修正後のほうが浅くなり，東側では深くなった。また，深部地盤については，その他の地域（身延地域，富士山北麓地域）については、各種探査データが比較的少なく、狭小な谷筋の構造であるため、作成の方法を検討した上で構築した．

５． まとめ

本稿では，山梨地方を対象とした浅部・深部統合地盤構造モデルの構築と結果の一例を示した．今後は，モデル化の検討を続け，最終的には３次元差分法を用いて，地震観測点における地震記録と比較を行い，地盤モデルの精度の検証を行う予定である．

© The Seismological Society of Japan

参考文献

先名・他(2017)：関東地域における広帯域強震動評価のための浅部・深部統合地盤モデルの構築(その２),日本地球惑星科学連合2017年大会, SSS15-19.
地震本部・文部科学省（2003）:甲府盆地の地下構造調査に関する調査成果報告書（平成13～15年度）

© The Seismological Society of Japan

Attempt to search the caldera boundary by microtremor H/V on Satsuma-Iwojima Island

*Masayuki YAMADA[1], Yoshihiro ITO[1], Yosuke NAGASAKA[2], Atsushi NOZU[2], Takashi NAGAO[3], Hisashi OIWANE[4]

1. NEWJEC Inc., 2. Port and Airport Research Institute, 3. Kobe Univ., 4. Musuhi LLC.

山田ら(2016)は，硫黄島港(以下，港と呼ぶ)および薩摩硫黄島飛行場(以下，飛行場と呼ぶ)において，臨時地震観測によるサイト増幅特性の算定と，常時微動観測(アレイ観測)による地盤モデルの推定を行った．山田ら(2016)によると，港および飛行場の地盤モデルから求めた伝達関数には0.2～0.3Hz付近にピークは見られるものの，それほど明瞭ではなかったことから，サイト増幅特性に見られる0.2～0.3Hz付近の明瞭なピークは盆地構造による3次元的な効果や，地震波の入射方向の効果に起因するものと考えられた．港と飛行場のサイト増幅特性の0.2～0.3Hz付近の共通の特徴から，両地点は深い地盤構造を共有していると推察され，実際のカルデラ構造が従来の解釈より複雑である可能性が示唆された．なお，従来の解釈では，港と飛行場の間にある急崖がカルデラ壁とされ，港はカルデラ内，飛行場はカルデラ外に位置すると考えられている．
そこで，従来の解釈でカルデラ内に位置すると考えられる港とカルデラ外に位置すると考えられる飛行場の間において振動特性の異なるカルデラ境界を探索することを目的として，港と飛行場間の常時微動観測(単点観測)を行った．
常時微動観測は，道路上を基本とし，No.1～No.30の28点(No.11とNo.20は欠測)で行った．サーボ型加速度計(白山工業製JU210)を用いて，各観測点11分間の常時微動観測を行った．常時微動H/Vの算出においては，長周期の波動成分の影響も考慮できるように，各観測点について擾乱の少ない163.84秒間のデータを3区間抽出し，その平均値としている．水平成分は直交する2成分の二乗平均の平方根とした．スペクトルの平滑化については，長周期においてもピークを明瞭に判別できるようにする観点から水平成分，鉛直成分ともにバンド幅0.05HzのParzenウィンドウを用いた． 港では山田ら(2016)において常時微動観測が行われており，7mアレイ(青色●印)の中心点(A071)，20mアレイ(緑色●印)の中心点(A201)の結果を用いた．
図-1に観測点を示す．図の左端に飛行場，中央下端に港が位置している．その間に等高線が密になった急崖があり，カルデラ壁と考えられている．観測点No.1,2,3が最も港に近く，No.4からNo.5,6,7,8,9,10を通る西側ルートとNo.30,29,28,27,26,25,24,23,22,21,19,18の東側ルートを設定し，No.12からNo.13,14,15,16,17の順でNo.17が最も飛行場寄りである．西側ルートの一部は険しい獣道で，No.9と12の間にカルデラ壁と考えられる急崖があり，No.10は急崖の中段に位置する．東側ルートは普通乗用車の通行可能な道路で，No22が崖の下，No.18が崖の上，No.21,19が崖を切り崩してできた道上であるため崖の途中と考えられる．
図-1には観測点と対応させて，常時微動H/Vを併記した．また，No.10の常時微動H/Vを左下に拡大して示した．常時微動H/Vのピーク周波数に着目すると，表層の影響と考えられる3Hzより高周波数帯のピークは観測点によって変化するものの，深い地盤構造の影響と考えられる0.3Hz付近の低周波数のピークはすべての観測点において共通にみられた．0.3Hz付近のピークは急崖の上下でも共通に見られ，港と飛行場の間において振動特性が変化する箇所は見つけることはできなかった．
港と飛行場の間にある急崖がカルデラ壁とされ，港はカルデラ内，飛行場はカルデラ外に位置すると考えられているが，深い地盤構造を反映すると考えられる低周波の振動特性が港から飛行場まで連続しており，従来，カルデラ外と考えられている急崖上もカルデラの影響を大きく受けていることがより明瞭となった．山田ら(2016)でも指摘したように，実際のカルデラ構造は従来の解釈より複雑である可能性がより強く示された．
山田ら(2016)：薩摩硫黄島における低周波数のピークを有するサイト増幅特性の要因分析，土木学会論文集A1(構造・地震工学)，Vol.72，No.4(地震工学論文集第35巻)，pp. I _691- I _699.

© The Seismological Society of Japan

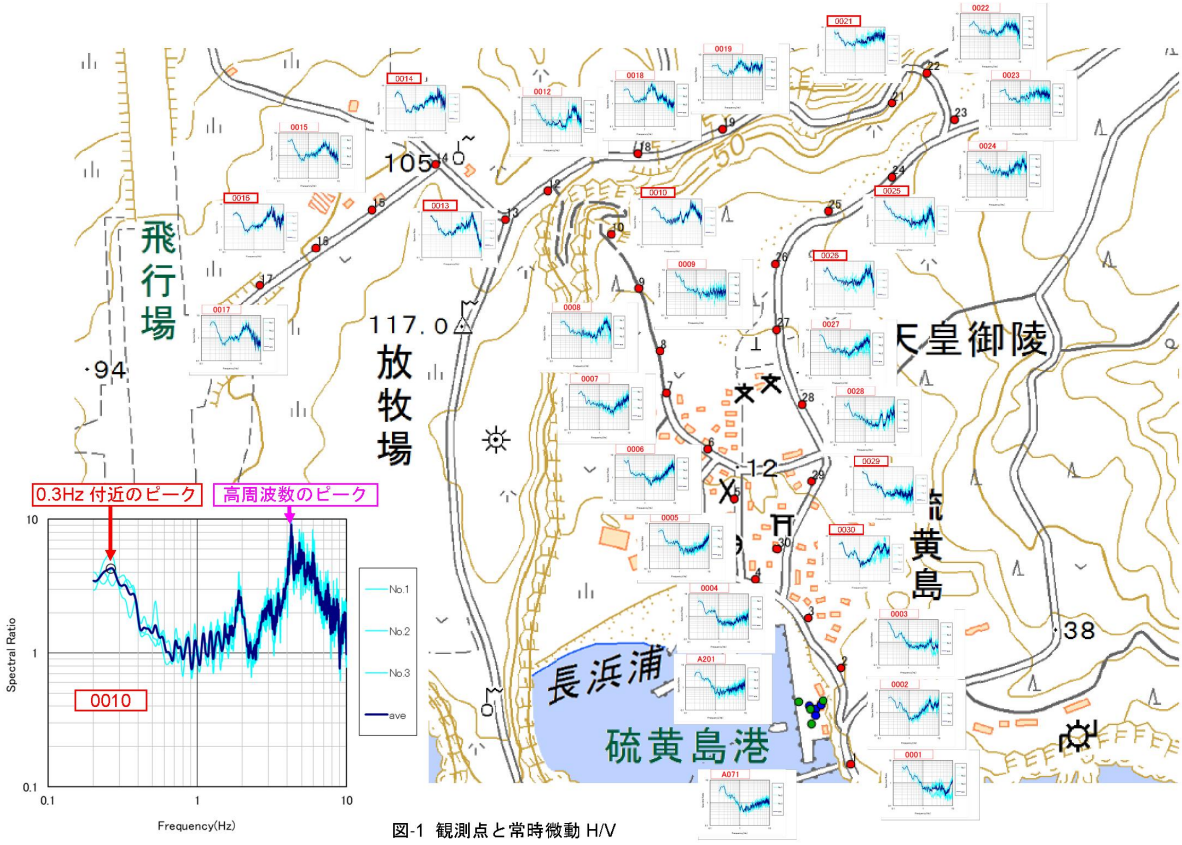


図-1 観測点と常時微動 H/V

© The Seismological Society of Japan

Dynamic deformation characteristics in the shatter zone of the Mino Fault of Median Tectonic Line

*Takao KAGAWA[1], Kazunari Kimura[2]

1. Tottori Univ., Faculty of Engineering, 2. Naiba Co. Ltd.

１．はじめに

被害地震において地表断層変位が明瞭に見られる近傍において地震動による影響が必ずしも大きくない事象が散見され，また常時微動計測においても断層帯近傍で卓越周期が不明瞭になる現象が報告されている。これを地震動応答の観点から考察すべく，断層帯破砕帯を対象に不撹乱試料を採取し，動的変形特性の把握を試みたので報告する。

２．調査の概要

ボーリングによって不撹乱試料を得るには，アクセスが比較的容易で十分に大きな破砕帯を対象とする必要がある。そこで，徳島県三好市三野町太刀野における中央構造線断層系三野断層の破砕帯を選定した。ボーリングは表層部の10ｍ（径86mm）を対象とし，ロータリー式三重管サンプラー（トリプルサンプラー）で９深度の試料を採取した。このうち７試料について繰り返し三軸試験を実施し，動的変形特性（G/G0-γ，h-γ）を得た。うち４試料はよく締まった粘土質破砕帯，３試料は強固結した断層岩となった。 ボーリング孔を利用してダウンホール法によるPS検層をあわせて実施し，断層破砕帯を横断するように常時微動の単点３成分観測（JU410を１台利用）を14点で実施した。

３．調査結果

表層から７ｍはよく締まった粘土質破砕帯に相当し，Ｓ波速度で245～327m/sとなった。それ以深は強固結した断層岩（カタクレサイト）でＳ波速度484m/sが得られた。得られた動的変形特性にHardin-Drnevichを適用すると，基準ひずみは表層７ｍで1×10^{-3}程度，それ以深で$2\sim6\times10^{-4}$程度と比較的小さな値が得られた。最大減衰は表層７ｍで0.34～0.38程度と大きく，それ以深では0.14～0.18程度となった。また，特に表層７ｍについては，剛性低下と減衰増大で基準ひずみが異なるとした方が試験結果を説明する結果となった（図）。常時微動H/Vスペクトル比を見ると，断層帯を挟んで卓越周期が変化し，その遷移部にあたる断層帯付近でピークが不明瞭になる特性がここでも確認された。

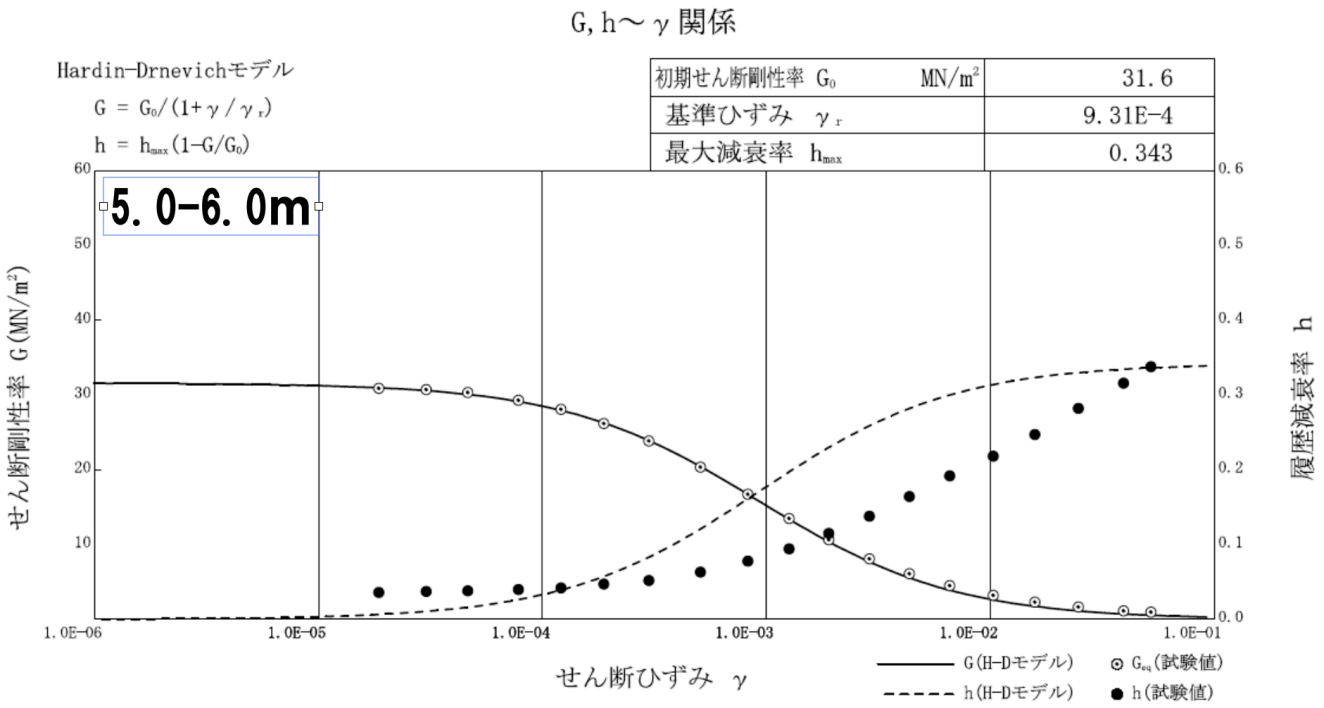
４．おわりに

得られた動的変形特性のモデル化を進め，強震時に想定される局所的な地震応答について検討したい。また，地盤速度構造より想定される常時微動特性についても解釈を試みたい。

謝辞

(有))山口興業には所有する敷地内での調査への許可，ご協力を頂きました。本研究は日本学術振興会科研費19H02406の助成を受けたものです。記して感謝致します。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Estimation of Subsurface Structures and Ground Motion Characteristics of Artificially Filled Ground from Microtremor Observations –Case of Kitazono, Tottori City –

*Isamu Nishimura[1], Nazuna Nishimura[2], Tatsuya Noguchi[2], Takao Kagawa[2]

1. Graduate School of Engineering Department of Management of Social Systems and Civil Engineering, Tottori University, 2. Social Systems and Civil Engineering, Department of Engineering, Tottori University

高度経済成長期以降，山麓地域や丘陵地の斜面の谷埋め盛土造成地が相次いで開発され，大地震の度にそのような地盤での被害が見られている．東北地方太平洋沖地震の被害調査によると，盛土造成地の盛土部や切り盛り境界部において，地すべりや地盤の隆起・沈下に伴う建物の倒壊などの被害が数多く発生し，切土部に比べて被害が甚大であったことが報告されている．これは谷埋め部分のS波速度が切土部と比較して小さく，地震動の増幅が起こりやすいためである．本研究では盛土地盤の地盤震動特性を把握するために，大規模盛土造成地に指定されている鳥取市北園地域において常時微動観測を実施した．

微動観測は2021/6/23の日中に実施した．3成分単点観測を観測時間10分程度として53点で行った．アレイ観測は地震計を円の中心に１台，円周上に３台が正三角形になるように４台配置し，アレイ半径は1-30mの範囲で，観測時間はアレイ半径ごとに15分程度として盛土部と切土部で各１地点の計2地点で観測を行った．使用機器には加速度型微動計JU410を４台用いた．サンプリング周波数はともに200Hzとした．

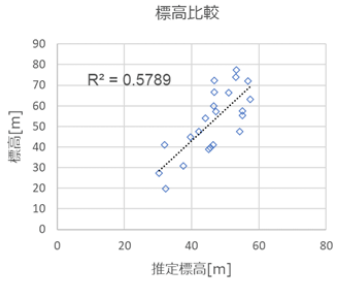
微動の3成分観測記録より，20.48秒を10区間以上選定し，3成分のフーリエスペクトルを算出，対数ウィンドウ（係数20）で平滑化し，水平動のスペクトルと上下動のスペクトルの比（H/V）を求めた．H/Vスペクトルから卓越周期とその時のピーク値（振幅比）を読み取った．アレイ観測記録は，CCA法（Cho et. al.，2006）によりセグメント長10.24秒，Parzenウィンドウ（バンド幅0.3Hz）でスペクトルを平滑化し，位相速度分散曲線を求めた．位相速度分散曲線とH/Vを用いて，レイリー波基本モードを仮定して，試行錯誤で地盤構造モデルを推定した．

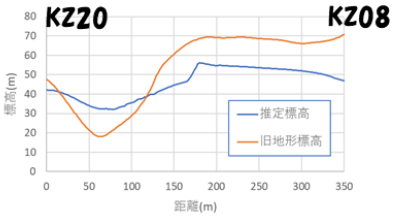
解析の結果，山麓の平野部に近い場所ではH/Vスペクトルのピーク値が大きく，卓越周期が0.3-0.5秒であった．大規模盛土造成地に指定されているエリアでは盛土部で卓越周期が長く，ピーク値も大きい傾向にあることがわかった．アレイ観測より表層に盛土部ではVs＝180m/s，切土部ではVs＝130m/sの層がみられ，切土部の方がより低速度であると推定された．推定モデルから4分の1波長則を用いて表層厚を算出し，旧地形の標高値と比較した結果，値は完全には一致しなかったが，その傾向は類似していることがわかった．

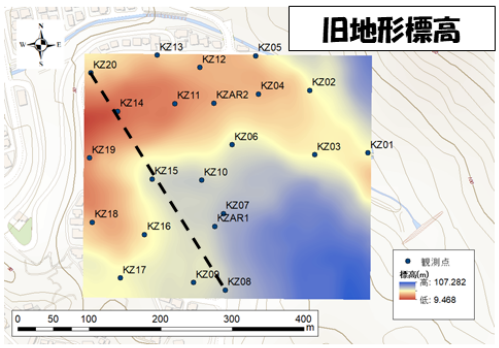
© The Seismological Society of Japan

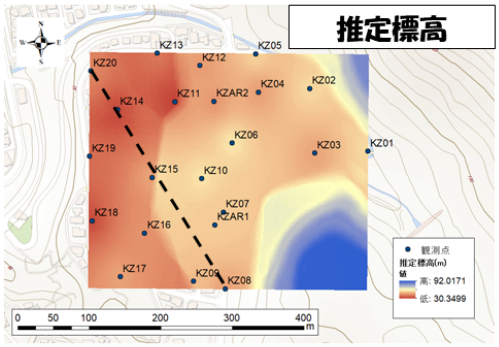
旧地形標高の比較

- 4分の1波長則を用いて表層厚を算出し，**推定標高値**（現地形標高-推定表層厚）と**旧地形標高**を比較
- 観測地点の旧地形標高を読み取り，推定標高値と相関を取る









© The Seismological Society of Japan

A study on the de-convolution waveform based on seismic interferometry using the data observed at MeSO-net

*Kenichi Nakano[1], Hirotoshi Uebayashi[2]

1. HAZAMA ANDO CORPORATION, 2. Kyoto University

首都圏地震観測網（MeSO-net; NIED, 2021）では同観測網で得られた加速度連続波形記録が公開されている。それらのデータを対象にした地震波干渉法の検討例は既にいくつか報告されている（e.g, Denolle et al, 2014; 元木ら, 2017）。その上で、関東平野内を横断する特定の測線に着目し、かつ、振幅情報と位相情報の両者に着目した検討事例の蓄積は、首都圏を対象にした地震動伝播特性の解明および強震動予測への寄与の観点からは意義があると考える。

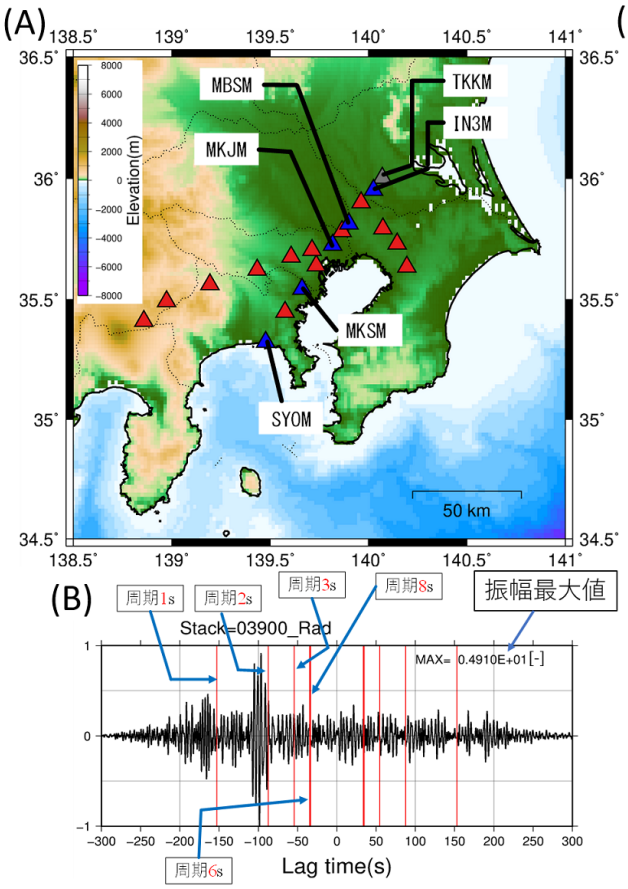
本研究では、MeSO-netの複数の観測地点と基準点を設定し、基準点に対する各観測地点のデコンボルーション波形の抽出を試みると共に、伝播に伴う基本的な性質について考察した。 MeSO-netの19地点を選択し、基準点（TKKM）と各観測地点の組み合わせとなる計18ペアを設定し、それぞれのペアで（2つの観測点間で）得られる相互相関関数を推定する。ここではできるだけ歪みの少ない振幅と位相情報を求めるため、地元･山中(2010)を参考にしてコヒーレンスを介したデコンボルーション波形を求めた。先ず、2020年7月20日～8月18日までの約1か月間の連続波形記録を使用し、10分間を1区間としてオーバーラップさせずに先のコヒーレンスを3,900回スタッキングした。次に、スタッキングされたコヒーレンスを逆フーリエ変換してデコンボルーション波形を求めた。この時、2点間を結ぶ測線の方位に合わせて各区間の観測波形を回転させることでRadial成分とTransverse成分を求めた後、相互相関関数を時間領域で計算した。また、考察のため、ペア毎の2つの観測点で得られる水平成層地盤構造モデル（Koketsu et al, 2012）に基づいてRayleigh波とLove波の基本モードの群速度を算出し、代表周期毎に群速度と2点間距離から求まる伝播時間を推定した（2地点それぞれから求まる伝播時間の平均値を使用）。群速度の算出には久田教授の公開プログラム（久田, 1997）を一部修正の上、リコンパイルして使用した。また2-10sの帯域に着目するため、スタッキング終了後のコヒーレンスにバンドパスフィルタを乗じた。

関東平野内の特定の測線で最大100 km程度の長い伝播距離を有する2点間ペアに関して、明瞭な振幅を持つ信号が確認できた（図(A)-(C)を参照）。また、水平成層地盤構造モデルを仮定した周期毎の波群の到達時刻との比較から、両者は子細には異なるものの大局的には調和的であり、今回求めたデコンボルーション波形は少なくとも物理的に伝播する波動であると判断でき、いわゆるグリーン関数と見なせる可能性がある。伝播特性の詳細な検討については今後の課題としたいが、デコンボルーション波形から読み取ると最も明瞭な波群（周期は約4秒前後）の伝播速度はRadial成分で約1 km/s程度、Transverse成分で約0.5 km/s程度である。この値は山中ら（2010）の群速度の推定結果や地元･山中（2011）による周期2-6 sにおける群速度のトモグラフィ解析結果（神奈川県を含む東京湾周辺の領域）と調和的である。なお、デコンボルーション波形に関しては、特にRadial成分の信号において負側の時刻よりも正側の時刻の方が大きいことが確認できた。本研究の結果は元木ら（2017）を支持する結果であると判断できる。本研究では直線的な伝播経路を仮定しているが、盆地内では地震波の伝播経路は複雑であり、必ずしも直線的ではないことが指摘されており（e.g. 向井ら, 2018; 上林･関口, 2020）、慎重に検討を進めたい。

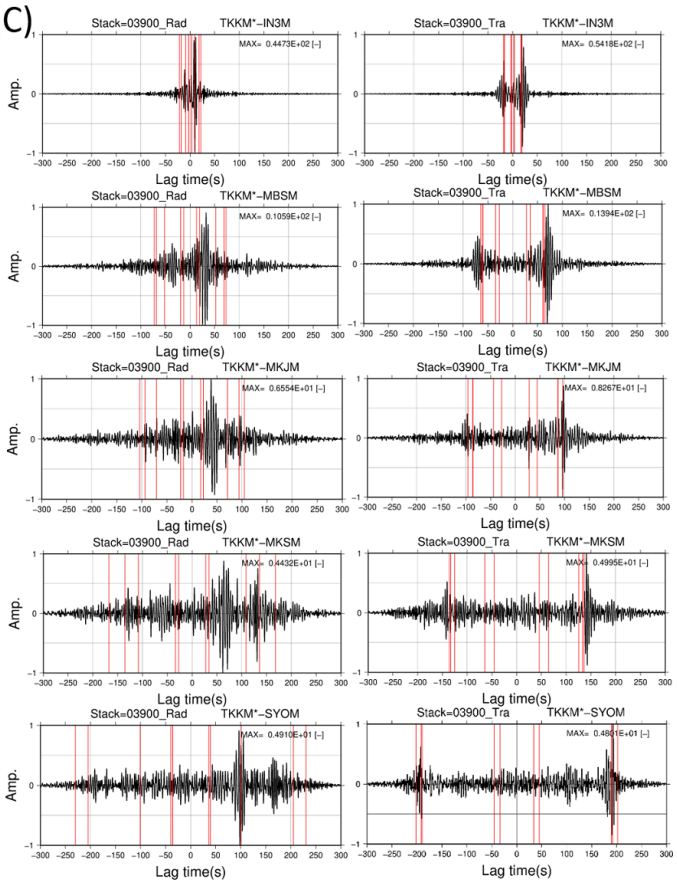
今後の展望としては、前述の伝播経路に関する考察の他、理論的なグリーン関数との比較も実施したい。ただし、現時点ではデータ数自体が限定的なため、データ数を増やした検討も行いたい。

謝辞：本研究では首都圏地震観測網（MeSO-net; NIED, 2021）の連続波形を使用しました。作図にはGMT（Wessel and Smith, 1998）を用いました。また、データ処理に際してはサイエンステクノロジー新井啓祐氏にご協力いただきました。ここに記して感謝申し上げます。

© The Seismological Society of Japan



図(C)中の赤線の凡例（水平成層地盤(JIVSM)の群速度から概算した周期毎の推定到達時刻を表す）



(a)Radial 成分　　(b)Transverse 成分

図(A)中に示した2地点間のデコンボルーション波形

© The Seismological Society of Japan

Evaluation of characteristics of spatial variation at adjacent points based on 3-D ground motion simulation and coherence model

*Ryoichi Tokumitsu[1], Yu Yamamoto[1], Yasuo Uchiyama[1], Susumu Ohno[2]

1. Taisei Corporation, 2. Tohoku Univ.

1. はじめに

地震動は離間距離が数m～数十mとごく隣接する地点間においても、表層地盤の不均質性に伴い、位相や振幅に空間的な変動が見られる。本検討では3次元不均質地盤モデルを用いた地震動シミュレーションにより、隣接地点間における地震動のコヒーレンス特性を分析する。また、散乱を考慮した波動方程式に基づき隣接地点間における地震動のコヒーレンスモデルを構築し、地震動シミュレーションにより計算されるコヒーレンスとの整合性を検証する。

2. 不均質地盤モデルと入力地震動

3次元不均質地盤モデルの形状を図1に示す。モデルのサイズは水平2方向を300mとし、深さ方向は40～200mの範囲において40m単位で変化させた。またモデルのメッシュサイズは1m×1mとした。平均S波速度は300m/sとし、ばらつきのパターンがガウス型の自己相関関数に従うように変動させた。

地盤の不均質パターンは2ケース作成した。いずれのケースも水平方向の相関距離を30mとし、鉛直方向の相関距離はケース1を6m、ケース2を15mとした。また変動係数はいずれのケースも15%とした。本検討では初期乱数を変化させることにより、各ケースに対し5種類の地盤モデルを作成した。なお地盤の内部減衰は考慮していない。ケース1の地盤モデルの例を図2に示す。

入力地震動はy方向のみに振幅を持つ加振時間0.02秒の三角型関数の変位波形を地盤モデルの底面より鉛直方向に平面波入射した。応答波は図1に太線で示すとおり、モデル地表の中央部でx、y方向ともに100mの線上において1.0m間隔で抽出し、全抽出点間のコヒーレンスの平均を評価対象とした。なお、応答波の抽出時間はモデル底面より入力を開始してから約2.5秒間とした。

3. コヒーレンスモデルとシミュレーション結果との比較

不均質地盤を伝播する地震動の波動方程式より、Ishimaru(1978) [1)] を参考に、隣接地点間における地震動の相関関数（コヒーレンス）の評価モデルを構築した。また3次元不均質モデルを用いた地震動シミュレーションより計算した隣接地点間における地震動のコヒーレンスとの比較により、評価モデルの適用性について検証する。

不均質媒質中を鉛直方向（z方向）に波動が伝播するとき、不均質媒質中の(ρ,z)（ρは水平方向のベクトル）における波動場$u(\rho,z)$の波動方程式は、伝播速度の変動分を$n_1(\rho,z)$とすると、（1）式となる。

$$(\partial^2 u(\rho,z))/(\partial z^2)+k^2[1+n_1(\rho,z)]^2 u(\rho,z)=0 \quad (1)$$

ここでkは波数である。隣接地点間の地震動のコヒーレンスは（1）式を展開し、（2）式のとおり表現できる[1)]。

$$Coh(|\rho|,z)=\exp\{-k^2 z[\int B_n(0,z-z')dz'-\int B_n(|\rho|,z-z')dz']\} \quad (2)$$

ここで$|\rho|$は水平方向の離間距離、$B_n(0,z-z')$および$B_n(|\rho|,z-z')$は$(0,z-z')$間および$(|\rho|,z-z')$間での$n_1(\rho,z)$の相関関数で、ガウス型とする。

地震動シミュレーションにおけるケース１、２の不均質パラメータを対象に、（2）式にてコヒーレンスを評価し、地震動シミュレーションにより計算したコヒーレンスの結果を比較する。（2）式により離間距離5m～50mにおいて5mごとにコヒーレンスを評価した結果および地震動シミュレーションにより計算されたコヒーレンスを図3に示す。

ケース1は（2）式と地震動シミュレーションによる結果がおおむね対応している。一方、ケース2では、地盤深さが深くなるほど、地震動シミュレーションによる結果の方が（2）式による評価に比べ、かなり大きくなる。

水平方向と鉛直方向の相関距離の比は地震波の散乱角に影響し、散乱角が大きくなると想定されるケース2では、散乱波がコヒーレンスの上昇に寄与する成分も多くなると予想される。ケース2において、（2）式により

© The Seismological Society of Japan

コヒーレンスが過小評価されるのは、（2）式がz方向の1次元波動方程式に基づき構築されているため、コヒーレンスに含まれる散乱波の影響が反映されていないためと推測される。

４．まとめ

隣接地点間における地震動のコヒーレンスモデルを構築し、不均質地盤モデルを用いた地震動シミュレーションに基づくコヒーレンスと比較した。コヒーレンスモデルは地震動シミュレーション結果より計算されるコヒーレンスとほぼ同様の傾向を示したが、鉛直方向の相関距離が大きい不均質地盤モデルでは、地震動シミュレーション結果に比べ過小評価する傾向が見られた。

【参考文献】1）Ishimaru, A.: Wave propagation and scattering in random media, Academic Press, New York, 1978

© The Seismological Society of Japan

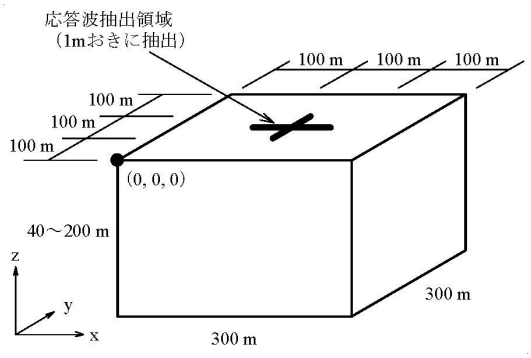


図 1　3 次元地盤モデルの形状

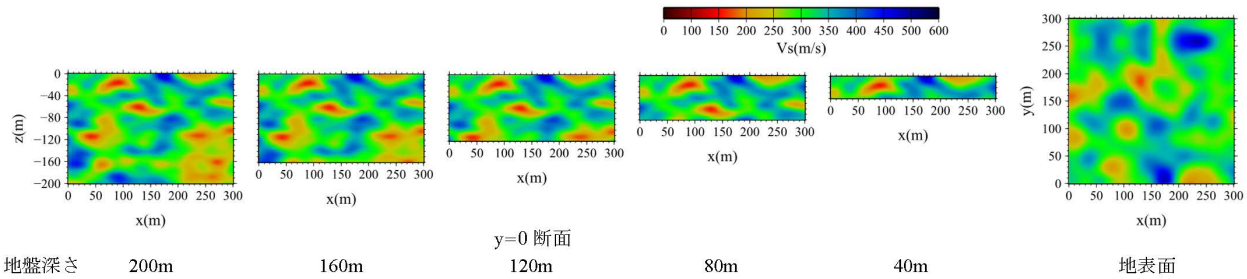
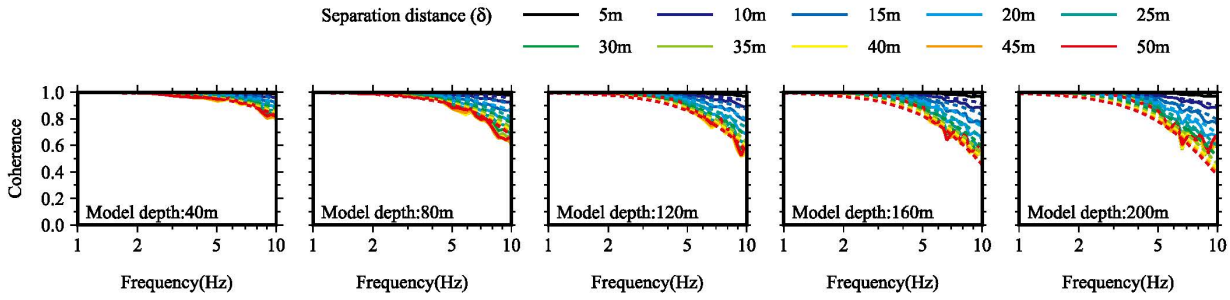
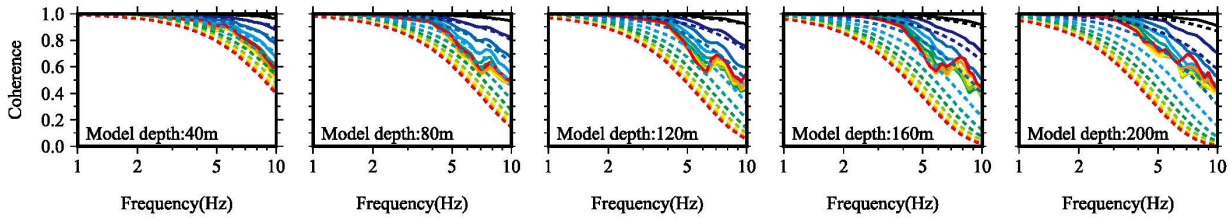


図 2　不均質地盤モデルの例（ケース 1）



(a)　ケース 1



(b)　ケース 2

図 3　隣接地点間の地震動のコヒーレンス　地震動シミュレーションと評価モデルとの比較
（実線：地震動シミュレーション　点線：コヒーレンスモデル）

© The Seismological Society of Japan

Estimation of the Sumatran fault segments using SITES method (2)

*Tadashi YAMASHINA[1], Makoto OKUBO[1], Takao TABEI[1], Muksin UMAR[2], Nazli ISMAIL[2]

1. Kochi University, 2. Syiah Kuala University, Indonesia

我々は、インドネシア、スマトラ島北部のスマトラ断層の断層面を推定するために断層近傍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、断層面からの反射波と考えられる信号が抽出できることを報告している（Yamashina et al., 2019, AGU Fall Meeting 2019, S11D-0373；山品・他, 2020, 日本地震学会2020年度秋季大会, S10P-12）。解析に用いた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。解析には、2011－2015年にスマトラ島北端部Ache州を中心にスマトラ断層のセグメントであるAche、Seulimeumの両セグメント近傍で行われた臨時地震観測で得られた3成分連続雑微動記録を用いた。
前2報では、断層面からの反射波と考えられる信号が抽出され、その結果から推定された反射面は既知の断層に対応していることを報告した。しかしながら、いくつかの観測点については得られた自己相関関数（ACF）に明瞭なピークが現れず、断層面からの反射波を同定することができない場合があった。考えられる要因としては、前処理で適用したバンドパスフィルタの帯域設定が適切でなかった、解析対象の雑微動に対して大きいエネルギーを持つ自然地震や人工振源などからの振動の影響を受けている、ことが挙げられる。そこで、バンドパスフィルタの帯域設定の検討、相関関数を用いる解析において自然地震などの過渡的な影響の軽減が期待される sign-bit normalization の適用などを行った。本発表では、上記による解析結果への影響についての検討と、断層面の推定結果について示す。

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。

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 15th) | Regular session：S17. Tsunami

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 6:30 AM - 8:00 AM UTC | ROOM P10 ROOM P

P

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S17P-01] A Fundamental Study on the Probabilistic Analysis Method for Landslide-induced Tsunamis Triggered by Earthquakes

○Masanobu KOBA[1], Satoru Tsuchiya[2], Tatsuto Kimura[3], Masafumi Matsuyama[4], Katsuhide Kato[5] (1.EGC, 2.Unic, 3.TEPSCO, 4.CRIEPI, 5.CEPCO)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S17P-02] Tsunami database type tsunami inundation prediction using different optimization methods

○Masato Kamiya[1], Toshitaka Baba[2] (1.Graduate School of Frontier Sciences, Tokushima University, 2.Graduate School of Social Science and Engineering, Tokushima University)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S17P-03] Two-Layer Flow Model Tsunami Calculation with Non-hydrostatic Pressure Effect under the Assumption of Submarine Landslide in the Northern Part of Tosa-Bae off Shikoku

○Masahiro Kurozumi[1], Toshitaka Baba[1] (1.Tokushima univ)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S17P-04] A Preliminary Examination on Characteristics of Submarine Landslide Tsunami along the Nankai Trough

○Kentaro IMAI[1], Yasuyuki Nakamura[1], Toshiya Fujiwara[1], Yuichiro Tanioka[2] (1.JAMSTEC, 2.Hokkaido Univ.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S17P-05] Attenuation of the 2006 and 2007 Kuril islands tsunamis

○Keiji Akai[1], Naoko Shinmoto[2], Toshitaka Baba[1] (1.Tokushima graduate school, 2.Tokushima univ.)

3:30 PM - 5:00 PM JST | 6:30 AM - 8:00 AM UTC

[S17P-06] Later tsunami wave of the 1952 Kamchatka earthquake

○Hiroaki TSUSHIMA[1], Takeyasu YAMAMOTO[1] (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

A Fundamental Study on the Probabilistic Analysis Method for Landslide-induced Tsunamis Triggered by Earthquakes

*Masanobu KOBA[1], Satoru Tsuchiya[2], Tatsuto Kimura[3], Masafumi Matsuyama[4], Katsuhide Kato[5]

1. EGC, 2. Unic, 3. TEPSCO, 4. CRIEPI, 5. CEPCO

1. 検討対象

地すべり発生位置における地震外力（水平加速度）の年超過確率が得られている場合に，沿岸のある地点における津波水位の年超過確率を求めることを目的として，確率論的津波ハザード評価 (PTHA) の方法を検討した．海底で発生する地すべりと，陸上で発生し海域に突入する地すべりをともに対象とし，地すべり運動のタイプは地層中の弱層がすべり面となり移動体がほぼ一体となって移動するslide（並進すべり）及びslump（回転すべり）とした．検討した方法に基づき，–仮想的な地すべりを対象とした数値実験を実施し，地すべり発生確率及び津波水位超過確率への影響を評価した．

2. 地震をトリガーとする地すべり津波の確率論的評価の構造

(1) 基本構造

地震の水平加速度を起点に，地すべりの発生（位置・規模）及び津波の発生・伝播を(2)，(3)に示すモデルで関係づける．ただし，各プロセスにおいて前提条件及び解析結果に含まれる不確実さを確率論的に考慮する必要がある．そのために，地すべりのトリガーを特定せず個々の地すべりは固有の規模と繰り返し間隔をもつ前提とした木場・他（2018, 地震学会秋）と同様に，認識論的不確実さをロジックツリーにより，偶然的不確実さを確率分布により表現する．認識論的不確かさは，地すべり運動のタイプや地盤物性等，主に地すべり発生の有無に影響を与える項目と，地すべりの移動速度や水位の評価手法等，津波水位評価に影響を与える項目で構成する（図1）．

(2) 地すべり発生の評価方法

多数のすべり面または地盤物性を対象に地すべりの有無を判定する必要があることから，地すべり発生の有無に関しては，2次元断面内の極限平衡法(LEM)による比較的簡易な斜面安定解析により得られるすべり安全率Fsを用いる．地震の最大加速度が与えられた際，地すべり面の位置，寸法（長さ・厚さ）及び地盤物性値（密度・せん断強度）をパラメータとして斜面安定解析を実施する．これらパラメータに不確実さが含まれる場合，パラメータ値を設定範囲内でランダムに変化させるモンテカルロシミュレーション （例えば，鴫原・Horrillo (2014)[*1]）を実施し，多数のFsを得る．地すべりが発生するFsの閾値にも不確実さを見込む．これらの結果，地すべりと発生確率が対応づけられる．

(3) 津波の評価方法

地すべり起因の津波の水位を正確に評価できる解析手法は確立されていないという認識のもと，複数の解析手法による水位の差違を沿岸水位の不確実さとして評価に取り込む．解析手法は，以下の3通りを前提としている．①Watts et al. (2005[*2]; 海底)またはFritz et al.(2004[*2]; 陸上)による初期水位＋平面二次元モデルによる伝播，②Satake(2007,EPS)によるkinematic landslide model (KLS)，③二層流モデル(松本・他,1998[*3])．ただし，多数の解析を必要とすることから，最も簡易な①を基本として計算を実施し，②③との差異は予備的計算により評価し，相田(1977, 震研彙報)による幾何平均K及び幾何標準偏差 κ を用いて解析手法間の水位の不確実さを考慮できるものとした．さらに，計算を実施した水位にも解析誤差等による不確実さを見込む．

3. 仮想的な地すべりを対象とした数値実験

仮想的な地すべりを設定し，一連の評価が可能であることを確認するとともに，パラメータや解析手法が発生確率や津波水位に与える影響を評価した．

(1) 地すべり発生確率

海底にすべり面を固定して仮想的な地震外力や地盤物性を与えた場合の修正フェレニウス法によるFsの計算を行った．すべりが生じる限界すべり安全率を1.0とした場合と0.15(有意な移動量を生じる閾値; ten Brink et al., 2009[*4])とした場合で，地すべりの再来期間に3オーダー程度の極めて有意な違いが生じることが判った．

(2) 津波評価手法間の差違

© The Seismological Society of Japan

前述した3手法により陸上及び海底の地すべりに伴う沿岸津波水位を比較した．いずれの地すべりでも手法①③と②の差違が非常に大きくなった（図２）.これには②のパラメータのひとつである地すべり移動速度の見積もりが強く影響していることが判った．ここでは自由落下または摩擦を考慮した自由落下の式により速度を設定したが，適切な設定方法については今後の課題である．

謝辞　本研究は電力11社による原子力リスクセンター共研として実施した成果であることを付記するとともに，土木学会 原子力土木委員会 津波評価小委員会（委員長 高橋智幸関西大学教授）の委員各位に研究成果をご議論頂き，有益なご助言を賜りました．関係各位に謝意を表します．

*1: *土木学会論文集B2 (海岸工学)*, *2: *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, *3: *海岸工学論文集*, *4: *Marine Geology*, Vol. 264, pp.65-73.

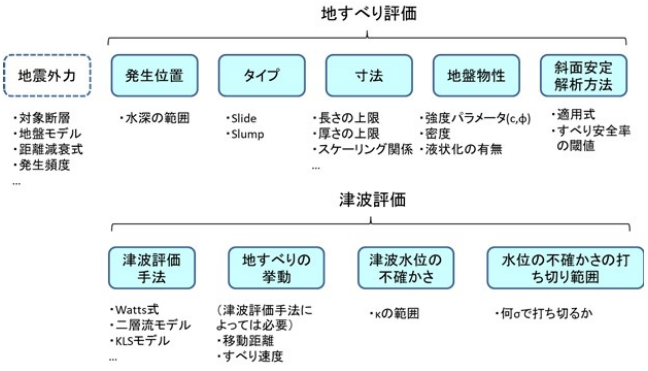


図１　認識論的不確実さの構成

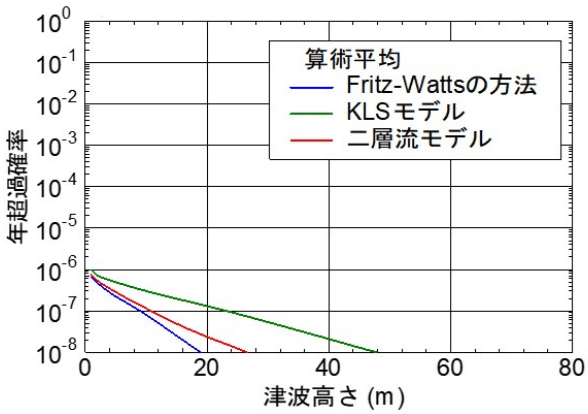


図２　仮想的な陸上地すべりによる津波水位超過確率の津波解析手法による比較例

© The Seismological Society of Japan

Tsunami database type tsunami inundation prediction using different optimization methods

*Masato Kamiya[1], Toshitaka Baba[2]

1. Graduate School of Frontier Sciences, Tokushima University, 2. Graduate School of Social Science and Engineering, Tokushima University

日本では沖合を伝播する津波は海底水圧計やGPS波浪計で海岸に到達する前に観測可能である。エネルギー保存則より得られるグリーンの法則を用いれば、沖合津波高から沿岸津波高を簡単に推定できる。さらに発展した手法として、多数の津波シミュレーション結果に基づいて回帰するモデル（以降、回帰モデル）が知られている。回帰モデルはシンプルであるが実用的で、処理速度の割に高精度な予測が可能である。しかし、回帰モデルは海岸の任意の1点のみの高さを予測するだけで、最大浸水深分布のような面的な分布を求めるに至っていない。津波災害発災後の応急対応などを考えた場合、沿岸津波高だけでなく、浸水深分布も予測できることが望ましい。既存の回帰モデルで浸水深分布を求めるには、単純には空間上のすべての点について予測を実施すればよいわけだが、予測点が膨大となるため処理時間が長くなるという問題がある。解決策として、津波による浸水深が常に類似しているエリアを予めグループ化して予測点を減らす手法を提案する。本研究では浸水深の分布を高速に予測する手法の開発を目的とする。
解析対象地域は徳島県阿南市付近とした。クラスタリング解析を行う浸水深データとして、南海トラフ沿いの地震に対する確率論的津波ハザード評価(防災科学技術研究所,2020)に掲載されている波源断層モデルから計算された津波浸水データベースを用いた。本研究の解析手順として先ず、この津波浸水データベースの3480ケースの地震シナリオからランダムに選択した14シナリオの浸水深分布に対して、非階層的手法であるk-means法を適用し、浸水深がほぼ同じ領域を判別した。k-means法では解析者がクラスタ分割数を定義する必要があり、クラスタ内の浸水深データの平均値で規格化した標準偏差が0.2未満となる事を目安としてクラスタ数を設定した。クラスタ数18とした場合とクラスタ数を27とした場合であまり違いが見られなかったので、分割数18を最終的に採用した。次に、個々のクラスタ化した領域において、津波浸水データベースの浸水深データの特徴量（平均値、標準偏差、最大値）を抽出し、抽出した特徴量を目的変数、DONET観測点の最大津波高を説明変数として、べき乗則による回帰モデル(Yoshikawa et al., 2019)を線形化及び共役勾配法により構築した。最後に構築した線形化と共役勾配法2通りの回帰モデルを使って、内閣府モデル11ケースによる津波浸水を予測し、フォワード津波計算による真値と比較した。また、浸水深の予測モデルによる違いを比較する為に、ニューラルネットワークを用いた浸水深の予測式を構築して、フォワード津波計算による真値と比較した。
解析対象地域への影響が大きい内閣府南海トラフ地震シナリオ3について、各クラスタの予測誤差は、線形化手法に対して共役勾配法を用いることで最大値については26%，平均値は20%の改善が見られた。しかし、最大値の予測結果ではフォワード計算値と予測値の差が10mに達するクラスタも見られた。対応策として、クラスタ解析に使用するシナリオセットの違いによる浸水深の分類傾向を比較する事やクラスタ分割数を現在よりも大きいクラスタ分割数を採用する事が考えられる。ニューラルネットワークによる予測では最大値の予測は比較的うまく行えたが、平均値の予測では共役勾配法による予測値及びフォワード計算値よりも大きな値となる傾向が見られ、予測精度は共役勾配法と比べて必ずしも良いものではなかった。今後の課題として、提案手法の精度評価や浸水深の予測値が大きいパターンを上手く予測できる方法の検討が挙げられる。

© The Seismological Society of Japan

Two-Layer Flow Model Tsunami Calculation with Non-hydrostatic Pressure Effect under the Assumption of Submarine Landslide in the Northern Part of Tosa-Bae off Shikoku

*Masahiro Kurozumi[1], Toshitaka Baba[1]

1. Tokushima univ

地震性津波は地震動を伴っているため揺れで津波の来襲を予期できるが，海底地すべりによる非地震性津波は地震動を伴わないか，もしくは弱いため，津波の来襲を見誤る恐れがある．我々は海底地すべりのリスク評価のため，四国沖の海底地すべり痕の地形調査を実施しており，その結果から得られた地すべり痕を基に計算コードJAGURSの二層流モデルを用いて数値シミュレーションを行った．地すべり痕の大きさは東西方向に約1.9km，南北方向に約2.3km，厚さ約60mであった．この二層流モデルには下層の変位を上層に受け渡す際に毎ステップ非静水圧効果(Kajiuraフィルター)を導入しており，本研究ではKajiurraフィルターの有無による沖合津波波形，海岸沿いでの津波高，分散波計算を調査した． Kajiurraフィルターを使用することによって津波波形に生じていた微小振動が抑制された．津波波源ではKajiuraフィルター有りの場合では水位上昇量が最大0.85ｍであったのに対し，考慮しない場合では2.42ｍであった．しかし，その他の地点ではKajiurraフィルターの有無で0.1ｍ以下の違いしかなかった．本海底地すべりに四国海岸沿いでは最大約３ｍの津波が予測されるので，この値に対してKajiurraフィルターの有無による違いは，へ減を除いて，十分小さいといえる． 上層に分散項を追加した計算を試みたが，Kajiurraフィルターの有無にかかわらず四国沖土佐ばえの実地形データでは，振動が発生してしまいうまく計算ができなかった．このため，水深を1000ｍから3500ｍで傾斜が10度の仮想地形データを作成し，Kajiurraフィルターの有無による解析を実施した．波形を比べるとフィルター無のほうが引き波が顕著になる傾向が見られた． さらに，本研究の解析では下層に振動が発生していたので，下層に粘性項も導入した．既往研究を参考にして粘性係数を設定し計算を実施したが，結果に違いは見られなかった．

© The Seismological Society of Japan

A Preliminary Examination on Characteristics of Submarine Landslide Tsunami along the Nankai Trough

*Kentaro IMAI[1], Yasuyuki Nakamura[1], Toshiya Fujiwara[1], Yuichiro Tanioka[2]

1. JAMSTEC, 2. Hokkaido Univ.

南海トラフでは100-200年間隔で巨大地震が繰り返し発生しており，当該沿岸地域では津波による激甚被害を被ってきた．このような歴史的背景に加えて，2011年東北沖地震津波の発生状況を踏まえ．内閣府は現在考え得る最大規模であるM9クラスの南海トラフ巨大地震の波源断層モデルを公表した．この最大想定モデルでは，断層すべりによる津波励起について検討されているが，巨大地震に伴った海底地すべりによる津波励起の影響については検討されていない．一方で，南海トラフ沖において海底地すべり痕は多く見出されている．森本・他（2017）は，南海トラフ沖を包含する日本周辺における海底地すべりの判読を行い，その分布特性について検討を行っている．Strasser et al. (2011) は熊野灘沖における3次元の地下構造反射断面を活かして詳細な地すべり諸元について詳細に検討を行っている．Baba et al. (2019) や黒住・他（2021）は，四国沖土佐ばえにおいてマルチナロービーム音響測深による海底地すべりの調査を実施し，大規模な海底地すべり痕を見出し，さらに，海底地すべりによる津波の影響評価を検討している．いずれの先行研究でも，海底地すべりの発生年代や励起源については言及されていないものの，南海トラフの沖合における海底地すべりの存在が発生状況の理解が進んでいるといえる．

本研究では，先行研究の成果を踏まえて南海トラフ巨大地震に伴って発生し得る海底地すべり津波の規模について，簡易的な評価手法を用いて予察を行い，巨大地震に伴った海底地すべり津波の影響について検討することを目的とする． 地すべり痕の諸元が明らかにされている熊野灘沖 (Strasser et al., 2011)でのイベントにおける津波励起の規模について検討を行った．Strasser et al. (2011) で評価された地すべり規模について，発生個所の水深は2,200 m，地すべりの推定長さおよび幅は10 kmと3～5 km，構造断面から読み取ることのできる滑落深さは150～2200 mである．この地すべり諸元に基づいてWatts et al. (2005) で地すべりによる最大津波励起振幅を評価するとおおよそ10 cm程度となり，沿岸での津波は最大で40 cm程度となる．この地すべり痕の近傍地域である和歌山県那智勝浦を例としてその影響を検討してみると，当該地域では，1707年宝永地震で6～7 m，安政東海地震で6 m，昭和東南海地震では4 m程度であり，熊野灘沖の地すべり痕による津波の影響は1割程度以下となる．ただし，津波周期に応じた副振動の影響などは考慮していないため，定量的な評価には数値解析を要する．ただし，同規模の海底地すべりがより浅い水深で発生する場合には結果は大きくことなり，Strasser et al. (2011) で評価された地すべり規模が水深200 m程度の海域で発生した場合，最大津波励起振幅は3 mを越えることとなり，無視できなくなる．

本発表では，森本・他（2017）による地すべり痕の判読成果を活用して，南海トラフ沖の海底地すべり規模の評価を行い，巨大地震に伴う海底地すべり津波の影響について検討する．

謝辞：本研究は 科学研究補助金（研究代表者：谷岡勇市郎，課題番号：19H01977）Rの一環として行われました．

© The Seismological Society of Japan

Attenuation of the 2006 and 2007 Kuril islands tsunamis

*Keiji Akai[1], Naoko Shinmoto[2], Toshitaka Baba[1]

1. Tokushima graduate school, 2. Tokushima univ.

津波の到達時刻および高さを精度よく予測する技術とともに、事後対応の迅速さや安全性のために津波の減衰について精度よく予測する技術も求められる．本研究では、2006 年及び 2007 年千島列島沖地震の DART 及び日本沿岸の験潮所で観測された津波の減衰について、地震発生から 48 時間の津波記録に適当な近似関数をフィットさせ、減衰パラメータを推定した．二つの地震はそれぞれ海溝型地震とアウターライズ地震であった．また、DART記録については非線形長波式で計算された津波の減衰と比較した．数値シミュレーションによって、津波の減衰過程を再現できるかについての検証も目的の一つである．

本研究では、減衰の傾向を把握する手法として、林ら(2010)で定義された移動自乗平均振幅(MRMS 振幅)に倣った．林ら(2010)は、検潮所で観測された津波の MRMS 振幅の最大値以降の部分について、指数関数または累乗関数をあてはめ、減衰パラメータを推定した．しかし、本研究で扱った DART 記録については指数近似、累乗近似ではうまく近似できず、対数関数による近似が最も良い2値が得られた。また、検潮所で観測された津波については、指数近似と対数近似で同等の結果となった．以上から、津波の減衰は沿岸、沖合に関わらず、共通して対数関数による近似が好ましいと結論付けた．

また、観測津波と計算津波の比較の手法として、計算の入力に用いる断層パラメータのすべり量を適宜修正することで観測津波と計算津波の MRMS 振幅の最大値を一致させ、最大値以降の減衰過程を比較した．その結果、すべての DART 観測点において計算津波の減衰が観測波形に比べ遅かった。計算時の摩擦係数を大きくするにつれ、観測津波の減衰過程に近づく傾向があるが、両者を一致させるには摩擦係数が現実的でない値が必要で、課題が残った．

© The Seismological Society of Japan

Later tsunami wave of the 1952 Kamchatka earthquake

*Hiroaki TSUSHIMA[1], Takeyasu YAMAMOTO[1]

1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

背景と目的

津波が発生すると，第一波が沿岸に到着した後，数時間以上経ってから顕著に高い後続波が沿岸に押し寄せることがある．2006年千島列島沖の地震（Mw 8.3）においては，天皇海山列で散乱された津波の影響で，日本の太平洋沿岸では第一波到達後5時間以上経ってから最大波が観測された（たとえば，気象庁，2006）．こうした顕著な振幅を持つ後続波について，その発現条件（波源と観測点の位置関係等）や，津波数値モデルによる後続波の再現可能性を把握しておくことは，実際に津波が起きた際に，リアルタイムにその時間推移を見通すうえでの参考になる．1952年カムチャツカ地震（Mw 9.0）では，日本の沿岸検潮所で，第一波到達後に，遅れて高い津波が観測された．本研究では，この顕著な後続波に着目し，津波数値解析による再現が可能であるかを調べるとともに，その成因を探る．

潮位観測データ

日本の太平洋沿岸の検潮所のうち，気象庁所管の函館，宮古，鮎川，小名浜の紙記録をデジタイズして，潮位波形データを作成した．同波形データから潮汐成分を除去して，64分の時間幅で移動二乗平均平方根（Moving Root Mean Squares：MRMS）振幅を算出し，4地点のMRMS振幅時系列を津波第一波到達時刻で揃えてスタックした．得られた時系列を観察すると，日本への津波到達後，MRMS振幅が増加して経過時間12時間付近で最大になり，40時間にかけていったん減衰したのち，48時間付近において最大値の半分程度まで再び振幅が増加する様子がみられた．

津波数値計算

非線形長波理論に基づき，太平洋全域について津波数値計算を行った．数値計算にはJAGURS (Baba et al., 2015)を用いた．空間格子間隔は30秒とし，GEBCO_2014の地形データを用いて，72時間の積分計算を行った．津波の初期条件としては，Johnson and Satake (1999)が津波波形逆解析で推定した1952年カムチャツカ地震のすべり分布モデルを用いた．Okada (1985)の式で海底上下地殻変動分布を計算し，それを初期水位分布とみなした．この津波数値計算により得られた沿岸検潮所4地点の津波波形に対して，観測データと同様の処理を行い，スタックしたMRMS振幅時系列を算出した．

結果と考察

数値計算によるMRMS振幅時系列をみると，第一波到達後に振幅が増加し，いったん減衰したのち，48時間付近で再び増加する時間変化をしており，観測データにみられた時間変化のパターンを概ね再現した．この後続波の成因を調べるため，数値計算による津波高のスナップショットを観察したところ，波源から南米へ伝播した津波がチリ沿岸で反射して，日本まで伝わる様子がみられた．このことから，日本の沿岸検潮所で観測された48時間付近の振幅の高まりは，チリからの反射波であると解釈できる．

© The Seismological Society of Japan

Poster session (Oct. 15th) | Introduction of committee activities：S24.Committee activities for society

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM JST | Fri. Oct 15, 2021 6:30 AM - 8:00 AM UTC | Introduction of committee activities ROOM P

S24

[S24P-01] Public Relations Committee

〇佐藤 利典[1] (1.The Seismological Society of Japan)

[S24P-02] Newsletter Editorial Board

〇豊国 源知[1] (1.The Seismological Society of Japan)

[S24P-03] Strong Ground Motion Committee

〇干場 充之[1] (1.The Seismological Society of Japan)

[S24P-04] Committee for School Education

〇加納 靖之[1] (1.The Seismological Society of Japan)

[S24P-05] Disaster Investigation Committee

〇吾妻 崇[1] (1.The Seismological Society of Japan)

[S24P-06] Committee on Summer School for Kids

〇佐藤 明子[1] (1.The Seismological Society of Japan)

[S24P-07] Geoparks Assistance Committee

〇松原 誠[1] (1.The Seismological Society of Japan)

[S24P-08] Committee for Seismology Outreach

〇久田 嘉章[1] (1.The Seismological Society of Japan)

S24

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM Introduction of committee activities (ROOM P)

[S24P-01]Public Relations Committee

○佐藤 利典[1] (1.The Seismological Society of Japan)

広報委員会の活動を紹介します

©Seismological Society of Japan

S24

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM Introduction of committee activities (ROOM P)

[S24P-02]Newsletter Editorial Board

○豊国 源知[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

©Seismological Society of Japan

S24

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM Introduction of committee activities (ROOM P)

[S24P-03]Strong Ground Motion Committee

○干場 充之[1] (1.The Seismological Society of Japan)

強震動委員会の活動を紹介します

©Seismological Society of Japan

S24

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM Introduction of committee activities (ROOM P)

[S24P-04]Committee for School Education

○加納 靖之[1] (1.The Seismological Society of Japan)

学校教育委員会の活動を紹介します

©Seismological Society of Japan

S24

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM Introduction of committee activities (ROOM P)

[S24P-05]Disaster Investigation Committee

○吾妻 崇[1] (1.The Seismological Society of Japan)

災害調査委員会の活動を紹介します

©Seismological Society of Japan

S24

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM Introduction of committee activities (ROOM P)

[S24P-06]Committee on Summer School for Kids

○佐藤 明子[1] (1.The Seismological Society of Japan)

普及行事委員会の活動を紹介します

©Seismological Society of Japan

S24

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM Introduction of committee activities (ROOM P)

[S24P-07]Geoparks Assistance Committee

○松原 誠[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

©Seismological Society of Japan

S24

Fri. Oct 15, 2021 3:30 PM - 5:00 PM Introduction of committee activities (ROOM P)

[S24P-08]Committee for Seismology Outreach

○久田 嘉章[1] (1.The Seismological Society of Japan)

地震学を社会に伝える連絡会議の活動を紹介します

©Seismological Society of Japan