Wed. Oct 23, 2024

Room A | Special session：S22. The 2024 Noto Peninsula Earthquake

9:00 AM - 10:30 AM JST | 12:00 AM - 1:30 AM UTC | Room A International Conference Hall (4F)

[S22] AM-1

chairperson:Kentaro Imai(JAMSTEC), Hisashi Suito

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

[S22-19] Earthquake-Induced Fire in Kawai-machi, Wajima City During the Noto Peninsula Earthquake

*Yuji ENOMOTO[1], Taku KOMATSUBARA[2], Shoko KIYASU[3] (1. Shinshyu University, 2. AIST, 3. ME-SAI INC.)

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

[S22-20] A source model to reproduce tsunamis along the Niigata and Sado coasts during the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Kentaro IMAI[1], Tomoya KURIHARA[1,2], Tetsuo NO[1], Taro ARIKAWA[2] (1. JAMSTEC, 2. Chuo Univ.)

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

[S22-21] Advanced Seismic Depth Imaging of the Tsunamigenic Fault in the 2024 Noto (M7.6) Earthquake Rupture Area

*Hamzeh Mohammadigheymasi[1], Yige Yang[1], Ehsan Jamali Hondori[2], Jin-Oh Park[1] (1. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 2. Geoscience Enterprise Inc. (GSE), Tokyo)

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

[S22-22] Postseismic deformation caused by the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Hisashi SUITO[1] (1. GSI of Japan)

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

[S22-23] Viscoelastic relaxation and afterslip contribution to the postseismic crustal deformation after the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Miku Ohtate[1], Yusaku Ohta[1], Yuta Mitsui[2] (1. Graduate School of Science and Faculty of Science, Tohoku University, 2. Shizuoka Univesity)

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

[S22-24] Crustal deformation after the 2024 M7.6 Noto Peninsula earthquake based on the combined GNSS analysis

*Takuya NISHIMURA[1], Yoshihiro HIRAMATSU[2], Yusaku OHTA[3] (1. Kyoto University, 2. Kanazawa University, 3. Tohoku University)

Room A | Regular session：S08. Earthquake physics

10:45 AM - 12:15 PM JST | 1:45 AM - 3:15 AM UTC | Room A International Conference Hall (4F)

[S08] AM-2

chairperson:Kenichi Tsuda(Institute of Technology, Shimizu corporation), Keisuke Ariyoshi(JAMSTEC)

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

[S08-14] Spatial and temporal characteristics of repeating earthquake distribution in the Noto peninsula seismic swarm

*Maki Komatsu[1], Junichi Nakajima[1] (1. Tokyo Tech)

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

[S08-15] Spatial pattern in frictional properties on the subducting Philippine Sea Plate off the east of Kyushu Island

*Takuji YAMADA[1] (1. Faculty of Basic Natural Science, Ibaraki University)

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

[S08-16] A physical explanation for an unusually long-duration slow slip event in the Nankai Trough

*Keisuke Ariyoshi[1], Akira Nagano[1], Takuya Hasegawa[2], Iinuma Takeshi[1], Masaru Nakano[1], Demian Saffer[3], Hiroyuki Matsumoto[1], Shuichiro Yada[1], Eiichiro Araki[1], Narumi Takahashi[4], Takane Hori[1], Shuichi Kodaira[1] (1. JAMSTEC, 2. Japan Meteorological Agency, 3. University of Texas, Austin, 4. NIED)

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

[S08-17] Evaluating Ground Motion Scenarios for the Nankai Trough Megathrust Earthquake based on the Dynamic Rupture Simulation

*Kenichi TSUDA[1], Bunichiro Shibazaki[2], Akemi Noda[3], Jean-Paul Ampuero[4] (1. Institute of Technology, Shimizu Corporation, 2. International Institute of seismology and Earthquake Engineering, Building Research Institute, 3. Meteorological Research Institute, 4. Institut de Rec herche pour le Développement. Université Côte d'Azur)

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

[S08-18] Estimating effective normal stress during SSE in Bungo channel from slip velocities and shear stress variations: Part.2

*Yojiro Sasagawa[1], Toshinori Sato[1] (1. Chiba University)

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

[S08-19] Effect of two M6.6 in-slab earthquakes on occurrence of the next long-term slow slip event beneath Bungo channel

*Saeko KITA[1], Heidi Houston[2], Youichi Asano[3], Aitaro Kato[4], Suguru Yabe[5] (1. Building Research Institute, 2. University of Southern California, 3. NIED, 4. ERI, University of Tokyo, 5. AIST)

Room A | Regular session：S08. Earthquake physics

1:30 PM - 3:00 PM JST | 4:30 AM - 6:00 AM UTC | Room A International Conference Hall (4F)

[S08] PM-1

chairperson:Ryoko NAKATA(Graduate School of Science, The University of Tokyo), Shiro Hirano(Hirosaki University)

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

[S08-21] Feature of cascading rupture frequently observed in Northern California

*Weifan Lu[1,2], Satoshi Ide[1], Han Yue[2] (1. The University of Tokyo, 2. Peking University)

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

[S08-22] Prediction for a stochastic rupture propagation model along a 2-D fault plane

*Shiro HIRANO[1] (1. Hirosaki University)

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

[S08-23] Models of fluid-driven seismic swarms with permeability enhancement and rate-and-state friction

Natalia Berrios-Rivera[2], *So Ozawa[1], Eric M. Dunham[2] (1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. Stanford University)

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

[S08-24] Emergence of Self-Organized Criticality and Phase Transition in the Olami-Feder-Christensen Model with a Single Defect

*Tetsuto Otani[1], Nobuki Kame[1] (1. The University of Tokyo)

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

[S08-25] Recurrence of large earthquake using multiscale circular patch model in quasi-dynamic simulation of earthquake generation cycle

*Ryoko Nakata[1], Takane Hori[2], Hideo Aochi[3,4], Satoshi Ide[1] (1. UTokyo, 2. JAMSTEC, 3. BRGM, France, 4. ENS-CNRS PSL, France)

Room A | Regular session：S08. Earthquake physics

3:15 PM - 4:45 PM JST | 6:15 AM - 7:45 AM UTC | Room A International Conference Hall (4F)

[S08] PM-2

chairperson:Makoto Naoi(DPRI, Kyoto Univ.), Tatsuya Kubota(NIED)

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

[S08-26] Estimating fault mechanical parameters by strategic incorporation of tsunami, geodetic and teleseismic data: the 2011 Tohoku earthquake

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

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

[S08-27] Source process of the 2016 off-Fukushima earthquake deduced from ocean-bottom and onshore seismograms together with tsunami source data

*Ritsuya Shibata[1], Hisahiko Kubo[1], Suzuki Wataru[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S08-28] Correlation between strain change and tectonic tremor activities during a short-term slow slip event

*Akio Katsumata[1], Kazuki Miyaoka[2], Takahiro Tsuyuki[3], Satoshi Itaba[4], Masayuki Tanaka[3], Takeo Ito[6], Akiteru Takamori[5], Akito Araya[5] (1. University of Toyama, 2. JMA, 3. MRI, JMA, 4. AIST, 5. ERI, Univ. of Tokyo, 6. Nagoya Univ.)

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

[S08-29] Molecular Dynamics Investigation on the Lifetime of an α-Quartz Gouge Particle Under Shearing a Pair of Asperity Walls

*SHENG LI[1], Eiichi Fukuyama[1] (1. Kyoto University, Department of Civil and Earth Resources Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto, Japan)

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

[S08-30] Reexamination of Rate- and State- Friction Parameters at Subseismic Loading Rate

*Kotaro Kusada[1], Eiichi Fukuyama[1,2] (1. Univ. of Kyoto, 2. NIED)

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

[S08-31] High-Resolution AE Analysis During Hydraulically-Induced Fracturing Using Deep Learning Techniques and Matched Filter Analysis

*Makoto NAOI[1], Shiro Hirano[2], Youqing Chen[3] (1. Hokkaido Univ., 2. Hirosaki Univ., 3. Kyoto Univ.)

Room B | Regular session：S08. Earthquake physics

9:00 AM - 10:30 AM JST | 12:00 AM - 1:30 AM UTC | Room B Medium-sized Conference room 301 (3F)

[S08] AM-1

chairperson:Kurama OKUBO(NIED), Daisuke Sato(Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

[S08-08] Strain-release duality of regular and slow earthquakes measured by quasi-point sources

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

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

[S08-09] Stick–slip Behavior of Granular Suspension Showing the Similar Statistics to Slow Earthquakes: Particle-tracking Shear Experiments

*Yuto Sasaki[1], Hiroaki Katsuragi[1] (1. Osaka University)

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

[S08-10] Segmentation of slow slip events on planar uniform faults controlled by their relative strength to the surroundings

*Kento Nishikiori[1,2], Makiko Ohtani[1], Kazuro Hirahara[3,4] (1. Kyoto University, 2. Kyoritsu Electric Corporation, 3. Institute of Education, Research and Regional Cooperation for Crisis Management Shikoku at Kagawa University, 4. RIKEN Center for Advanced Intelligence Project (AIP))

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

[S08-11] Effect of friction on the formation of faults in a dynamical system

*Mitsuki Yamada[1], Takahiro Hatano[2], So Kitsunezaki[3] (1. Nara Women's University, 2. Department of Earth and Space Science, Osaka University , 3. Division of Natural Sciences, Faculty of Nara Women's University, Nara)

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

[S08-12] Apparent scale dependence of frictional property of metagabbro gouge due to stress heterogeneity on a laboratory fault

*Futoshi Yamashita[1], Kazuo Mizoguchi[2], Eiichi Fukuyama[3,1], Sachiko Iizuka[4] (1. NIED, 2. CRIEPI, 3. Graduate School of Engineering, Kyoto University, 4. CERES Inc.)

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

[S08-13] Evaluation of frequency-dependent attenuation factor for accurate estimation of source parameters in the laboratory earthquakes

*Kurama Okubo[1], Futoshi Yamashita[1], Eiichi Fukuyama[2,1] (1. NIED, 2. Graduate School of Engineering, Kyoto University)

Room B | Regular session：S17. Tsunami

10:45 AM - 12:15 PM JST | 1:45 AM - 3:15 AM UTC | Room B Medium-sized Conference room 301 (3F)

[S17] AM-2

chairperson:Ayumu Mizutani(Tohoku University), Masato Kamiya(Tokushima University)

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

[S17-01] Tsunamis on the east coast of Korea from submarine active faults along eastern margin of Sea of Japan

*Kenji SATAKE[1], Satoko Murotani[2] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. National Museum of Nature and Science)

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

[S17-02] Uncertainty and advance in linear waveform inversion using nearshore tsunami waveforms

*Yusuke YAMANAKA[1], Yuichiro TANIOKA[1] (1. Hokkaido University)

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

[S17-03] Tsunami Source Inversion with ABIC: Initial Sea-Surface Displacement of the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Ayumu MIZUTANI[1] (1. Tohoku University)

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

[S17-04] Tsunami source model of the 2024 Noto Peninsula earthquake inferred from nonlinear inversion of tsunami waveform and trace height

*Hidetoshi Masuda[1], Daisuke Sugawara[2], An-Chi Cheng[2], Anawat Suppasri[2], Fumihiko Imamura[2] (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University)

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

[S17-05] Tsunami Source Model of the 2024 Noto Peninsula Earthquake Estimated from Tsunami Trace Heights and Nonlinear Tsunami Inversion Method

*Masato Kamiya[1], Toshitaka Baba[1], Mamoru Arita[2], Masatoshi Yuhi[3], Shinya Umeda[3], Junichi Ninomiya[3], Keisuke Futagi[3] (1. Tokushima University, 2. Kanazawa Institute of Technology, 3. Kanazawa University)

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

[S17-06] Generation process of the first tsunami along coasts of Toyama bay during the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Yota Atobe[1], Yuichiro Tanioka[2], Yusuke Yamanaka[2] (1. Graduate school of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University)

Room B | Regular session：S17. Tsunami

1:30 PM - 3:15 PM JST | 4:30 AM - 6:15 AM UTC | Room B Medium-sized Conference room 301 (3F)

[S17] PM-1

chairperson:Satoshi Kusumoto(JAMSTEC), Hiroaki Tsushima(Meteorological Research Institute)

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

[S17-07] Enhancing Indonesia's Tsunami Early Warning System using W phase Inversion

YUSUF Fadly[2], *Yuichiro TANIOKA[1], Hara Tatsuhiko[3] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University, 2. Indonesia's Agency for Meteorology, Climatology and Geophysics (BMKG), 3. Building Research Institue)

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

[S17-08] Tsunami forecast method for future Nankai earthquakes using a hybrid method of data assimilation with preliminary estimated fault model

*Rinda Nita Ratnasari[1], Yuichiro Tanioka[1] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University)

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

[S17-09] The 1854 Ansei-Tokai and Nanaki Tsunamis at Chichijima, Ogasawara Islands

*Satoshi KUSUMOTO[1], Kentaro Imai[1], Reiko Sugimori[2], Takane Hori[1] (1. JAMSTEC, 2. Historiographical Institute)

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

[S17-10] Tsunami Data Assimilation using Physics-Informed Neural Network (PINN)

*Masayoshi Someya[1], Takashi Furumura[1] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S17-11] Adjoint Synthesis for Trans-Oceanic Tsunami Waveforms and Simultaneous Inversion of Fault Geometry and Slip Distribution

*Tomohiro TAKAGAWA[1], Sébastien Allgeyer[2], Phil Cummins[2] (1. Port and Airport Research Institute, 2. Australian National University)

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

[S17-12] Real-time tsunami inversion from seafloor pressure records including tsunamis, seafloor deformations and long-period seismic waves

*Hiroaki TSUSHIMA[1], Tatsuya KUBOTA[2], Tatsuhiko SAITO[2] (1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S17-13] Probabilistic Tsunami Hazard Assessment for Earthquakes along the Kuril and Japan Trenches

*Yuji DOHI[1], Kenji Hirata[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Hiromitsu Nakamura[1], Nobuyuki Morikawa[1], Shin'ichi Kawai[1], Takahiro Maeda[1], Shin'ichi Akiyama[1], Makoto Nemoto[2], Xuelei Zhang[2], Koichi Murata[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED), 2. OYO Corporation)

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

9:00 AM - 10:30 AM JST | 12:00 AM - 1:30 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S01] AM-1

chairperson:Hiroshi TAKENAKA, Hironori Kawakata

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

[S01-01] Analytical solutions of attenuation relation for the Near-Field Term in Earthquake Displacement: Extension to Line and Circular Sources

*Koei Suzuki[1], Hiroe Miyake[1], Shiro Hirano[2] (1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

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

[S01-02] The behavior of elastic waves traveling through a heterogeneous medium (2) ~ To clarify its dependence on the strength of heterogeneity~

*Hironori KAWAKATA[1] (1. Ritsumeikan University)

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

[S01-03] Numerical simulation of an *Lg* wave beneath bay topography

*Ryota Yasumoto[1], Hironori Kawakata[1], Shiro Hirano[2] (1. Ritsumeikan University, 2. Hirosaki University)

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

[S01-04] Variation of Prediction of Strong Ground Motions Using Corrected Empirical Green's Function Method Caused by Selection of Phase Wave

*Noriki Sugahara[1], Atsushi Nozu[1], Yosuke Nagasaka[1], Yusuke Fukunaga[1] (1. Port and Airport Research Institute)

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

[S01-05] The improvement of aftershock shaking forecasting performance considering the saturation effects of maximum amplitudes

*Kaoru SAWAZAKI[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S01-06] Autocorrelation analysis of site amplification factor from the spectral inversion method of strong-motion data: principle and method

*Hiroshi TAKENAKA[1], Tomotsugu WATANABE[1], Akihiro MINAKATA[1] (1. Department of Earth Sciences, Okayama University)

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

10:45 AM - 12:15 PM JST | 1:45 AM - 3:15 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S01] AM-2

chairperson:Kiwamu Nishida(ERI, the university of Tokyo), Tomoya Takano(Hirosaki University)

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

[S01-07] Coherence based detection of very long-period seismic signals from northern Canada.

*Tomoya TAKANO[1], Piero Poli[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. University of Padova)

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

[S01-08] Anisotropic tomography of East Japan: Effect of 3-D anisotropic ray tracing

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

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

[S01-09] Detailed P-wave velocity structure of the uppermost crust off Sanriku, Japan using DAS, OBS and controlled seismic sources.

*Shun FUKUSHIMA[1], Masanao SHINOHARA[2], Tomoaki Yamada[2], Ryota Hino[1], Ryosuke Azuma[1], Yoshihiro Ito[3], Yusuke Yamashita[3] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S01-10] Ocean gravity wave excited by the 2022 eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai Volcano: the excitation mechanism

*Kiwamu NISHIDA[1], Mie Ichihara[1], Tatsuya Kubota[2], Takashi Tonegawa[3] (1. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC))

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

[S01-11] Using tsunami-source data in estimating fault rupture area for the Nankai-trough megathrust earthquake

*Hisahiko KUBO[1], Suzuki Wataru[1], Tatsuya Kubota[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S01-12] Improvement in centroid moment tensor analysis for offshore earthquake by using ocean-influenced Rayleigh wave

*Lina Yamaya[1], Hisahiko Kubo[1], Tatsuhiko Saito[1], Shunsuke Takemura[2], Katsuhiko Shiomi[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

1:30 PM - 2:00 PM JST | 4:30 AM - 5:00 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S01] PM-1

chairperson:Yukitoshi Fukahata(DPRI, Kyoto University)

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

[S01-13] Where have all the isotropic components gone?

*Hitoshi KAWAKATSU[1,2] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Institute of Earth Sciences, Academia Sinica)

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

[S01-14] A Small Note on the Errors in Fault Slip Inversion

*Yukitoshi FUKAHATA[1] (1. Kyoto University)

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

2:00 PM - 3:00 PM JST | 5:00 AM - 6:00 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S14] PM-1

chairperson:Jiancang Zhuang(The Institute of Statistical Mathematics, Research Organization of Information and Systems)

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

[S14-01] Comments on a bias of the Geometrical Mean Likelihood Estimate for the BPT distribution shape parameter

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

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

[S14-02] Quantification of earthquake Predictability and detailing of entropy-based scores for evaluating earthquake forecast

*Jiancang ZHUANG[1,2] (1. The Institute of Statistical Mathematics, 2. Graduate Institute for Advanced Studies, SOKENDAI)

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

[S14-03] Estimating the number of inland earthquakes using machine learning

*Tomoyuki Fujita[1], Hiroaki Takahashi[2], Ohzono Mako[2] (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University)

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

[S14-04] Predicting Earthquakes with Hierarchical Neural Network Models

*MATHEUS HENRIQUE JUNQUEIRA SALDANHA[1], YOSHITO HIRATA[2] (1. Degree Programs in Systems and Information Engineering, Graduate School of Science and Technology, University of Tsukuba, 2. Institute of Systems and Information Engineering, University of Tsukuba)

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

3:15 PM - 4:45 PM JST | 6:15 AM - 7:45 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S14] PM-2

chairperson:Masashi KAMOGAWA, Kiwamu Nishida(ERI, the university of Tokyo)

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

[S14-05] Can the preseismic D-region electron density increase reported by the DEMETER satellite be regarded as a seismic precursor?

*Masashi KAMOGAWA[1], Masahiko YAMAZAKI[2], Tetsuya KODAMA[3], Toshiyasu NAGAO[1] (1. Natural Disaster Research Section (NaDiR), Global Center for Asian and Regional Research, University of Shizuoka, 2. Department of Aerospace Engineering, College of Science and Technology, Nihon University, 3. Japan Aerospace Exploration Agency)

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

[S14-06] Is a Massive Sardine Die-Off and Beaching Event in Japan an Earthquake Precursor?

*Yoshiaki ORIHARA[1] (1. Faculty of Education, Tokyo Gakugei University)

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

[S14-07] Unnoticed Strong Seismic Vertical Shock Waves - Part 2 -
- A proporsal to predict right befor quakes by radio noise observation (2/2) -

*Hiroshi MAEHARA[1] (1. Geosystem Research Institute)

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

[S14-08] Capturing the Precursor Phenomena of a Giant Earthquake

*kimio uchino[1] (1. himawarinowa.lab)

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

[S14-09] Catfish predicted the earthquake.

*Yutaka Naoi[1] (1. None)

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

[S14-10] Challenge to earthquake prediction

*Takanobu HARA[1] (1. kagakugiken)

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

9:00 AM - 10:30 AM JST | 12:00 AM - 1:30 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S15] AM-1

chairperson:Hiroe Miyake(The University of Tokyo), Nobuyuki Morikawa

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

[S15-01] Verification of the crustal velocity structure model in the Kinki region using the measured phase velocity in the period (10-50 s) band

*Hirotoshi UEBAYASHI[1], Takashi Akazawa[2], Tomotaka Iwata[3] (1. Institute for Integrated Radiation and Nuclear Science, Kyoto University, 2. Hanshin Consultants Co., LTD., 3. Prof. Emeritus, Kyoto University)

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

[S15-02] Toward ground motion modeling incorporating variability of source parameters

*Hiroe Miyake[1], Nobuyuki Morikawa[2], Hiroyuki Fujiwara[2], Tomotaka Iwata[3] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Professor Emeritus, Kyoto University)

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

[S15-03] Improvement of Green's Function of the Stochastic Green Function Method -Part 1: Effects of Moho Reflection and Layered Crust Structure -

*Yoshiaki HISADA[1] (1. Kogakuin University, School of Architecture)

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

[S15-04] Epistemic uncertainties related to ground motion models

*Nobuyuki MORIKAWA[1], Asako IWAKI[1], Hiroyuki FUJIWARA[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S15-05] Generation of Three Components Seismograms using Conditional Generative Adversarial Networks and Generalized Inversion Technique

*Junki Yamaguchi[1], Yusuke Tomozawa[1], Toshihide Saka[1] (1. Kajima Technical Research Institute)

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

[S15-06] Constructing new empirical envelope function and GMPE for estimating the seismic intensity in combination with IPF method

*Hong Peng[1], Masumi Yamada[2], Stephen Wu[1,3] (1. The Institute of Statistical Mathematics, 2. Kyoto University, 3. The Graduate University for Advanced Studies)

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

10:45 AM - 12:00 PM JST | 1:45 AM - 3:00 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S15] AM-2

chairperson:Yasumaro Kakehi, Shinichi Matsushima(DPRI, Kyoto University)

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

[S15-07] Strong ground motions from earthquakes with different focal depths ocurring in Kyushu arc

*Yasumaro KAKEHI[1] (1. Kobe University)

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

[S15-08] Comparison with spectral attenuation formula for strong ground motion observed in the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Takao KAGAWA[1], Shohei Yoshida[2], Ken Miyakoshi[2] (1. Tottori Univ., Faculty of Engineering, 2. Ohsaki Research Institute, Inc.)

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

[S15-09] Rupture process of the 2022 M_W 7.0 Chihshang, Taiwan earthquake

Hongqi Diao[1], *Hongjun SI[1], Kzuki Koketsu[2] (1. Seismological Research Institute Inc., 2. Keio University)

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

[S15-10] Evaluation of Dynamic Source Inversion to Reveal Generating Mechanisms of Strong Ground Motion

*Takeshi MIYAMOTO[1], Kimiyuki Asano[2], Tomotaka Iwata[3], Miroslav Hallo[2] (1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Emeritus Professor of Kyoto University)

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

[S15-11] Relationship between the tops of earthquake source faults and velocity structures

*Kazuki KOKETSU[1,2] (1. SFC Res. Inst., Keio University, 2. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo)

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

12:00 PM - 12:15 PM JST | 3:00 AM - 3:15 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S16] AM-2

chairperson:Yasumaro Kakehi, Shinichi Matsushima(DPRI, Kyoto University)

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

[S16-01] The subsurface structure estimated from single-station and array observation in Shonai Plain

*Shinichi MATSUSHIMA[1], Kohei Yamamoto[2], Fumiaki Nagashima[1] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Department of Architecture and Architectural Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University)

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

1:30 PM - 3:00 PM JST | 4:30 AM - 6:00 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S07] PM-1

chairperson:Manabu Morishige, Toshiki Ohtaki

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

[S07-01] Does the thermal structure of the oceanic plate depend on spreading rate?

*Manabu MORISHIGE[1] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S07-02] The hydrous layer above the subducting Pacific Plate in Central Japan

*Kazuki MIYAZAKI[1], Junichi Nakajima[1] (1. Institute of Science Tokyo (Tokyo Institute of Technology))

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

[S07-03] Mapping Seismic Discontinuities in Australia: Joint Inversions using Azimuth-dependent Receiver Functions and Multi-mode Surface Waves

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

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

[S07-04] Adjoint inversion of antipodal PKPab waveforms for transversely isotropic P wave velocity anomaly at the base of lower mantle

*Seiji TSUBOI[1], Rhett Butler[2] (1. JAMSTEC, 2. University of Hawaii)

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

[S07-05] Inferring 3-D azimuthally anisotropic structure around the northern edge of the Pacific LLSVP using waveform inversion

*Ikuchi Funahashi[1], Kenji Kawai[1] (1. UTokyo)

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

[S07-06] Seismic Velocity of the Lowermost Outer Core of the Earth (F layer) and Methods of its Determination

*Toshiki OHTAKI[1], Satoshi Kaneshima[2] (1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Kyushu University)

Room A | Special session：S22. The 2024 Noto Peninsula Earthquake

Wed. Oct 23, 2024 9:00 AM - 10:30 AM JST | Wed. Oct 23, 2024 12:00 AM - 1:30 AM UTC | Room A International Conference Hall (4F)

[S22] AM-1

chairperson:Kentaro Imai(JAMSTEC), Hisashi Suito

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

[S22-19] Earthquake-Induced Fire in Kawai-machi, Wajima City During the Noto Peninsula Earthquake

*Yuji ENOMOTO[1], Taku KOMATSUBARA[2], Shoko KIYASU[3] (1. Shinshyu University, 2. AIST, 3. ME-SAI INC.)

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

[S22-20] A source model to reproduce tsunamis along the Niigata and Sado coasts during the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Kentaro IMAI[1], Tomoya KURIHARA[1,2], Tetsuo NO[1], Taro ARIKAWA[2] (1. JAMSTEC, 2. Chuo Univ.)

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

[S22-21] Advanced Seismic Depth Imaging of the Tsunamigenic Fault in the 2024 Noto (M7.6) Earthquake Rupture Area

*Hamzeh Mohammadigheymasi[1], Yige Yang[1], Ehsan Jamali Hondori[2], Jin-Oh Park[1] (1. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 2. Geoscience Enterprise Inc. (GSE), Tokyo)

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

[S22-22] Postseismic deformation caused by the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Hisashi SUITO[1] (1. GSI of Japan)

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

[S22-23] Viscoelastic relaxation and afterslip contribution to the postseismic crustal deformation after the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Miku Ohtate[1], Yusaku Ohta[1], Yuta Mitsui[2] (1. Graduate School of Science and Faculty of Science, Tohoku University, 2. Shizuoka Univesity)

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

[S22-24] Crustal deformation after the 2024 M7.6 Noto Peninsula earthquake based on the combined GNSS analysis

*Takuya NISHIMURA[1], Yoshihiro HIRAMATSU[2], Yusaku OHTA[3] (1. Kyoto University, 2. Kanazawa University, 3. Tohoku University)

Earthquake-Induced Fire in Kawai-machi, Wajima City During the Noto Peninsula Earthquake

*Yuji ENOMOTO[1], Taku KOMATSUBARA[2], Shoko KIYASU[3]

1. Shinshyu University, 2. AIST, 3. ME-SAI INC.

2024年1月1日16時10分に発生したM7.6能登半島地震から約50分後，輪島市河井町朝市通り付近で起きた地震火災は,焼失面積約49,000m^2,焼失家屋約240棟におよぶ大規模災害に至った（消防庁,2024）．消防庁の発表(2024)によれば,火元と思われる建物の屋内電気配線に溶けた痕跡が認められたことから,火災発生から約50分のち電力会社で試送電されたさいに電気に起因する火災が発生した可能性が考えられるものの,具体的な発火源,出火に至る経過及び着火物の特定には至っていないとしている．歴史地震史料を辿れば水溶性ガス田を胚胎する地域（石油技術協会,1983）を震源とする大地震が発生したとき，しばしば地中からメタンの火炎が噴出して火災に至ったという目撃証言がある．すなわち1828年三条地震，1847年善光寺地震，1855年安政江戸地震がその事例である（榎本ほか，2023）．水溶性ガスを胚胎する地域は輪島市を含む能登半島北岸一帯も該当する（石油技術協会,1983）．そこで上述の歴史地震と同様に2024年能登半島地震に伴った輪島市河井町の地震火災も地中のメタンが火源となった可能性があるとの仮説をたて，まずニュース映像などにもとづいて地震に伴うメタン湧出と自然発火の可能性を検討した．日テレＮＥＷＳ映像(2924)には火元とされた激しく燃える建物の画面左側の火の気のない駐車場付近に地上から噴き出す火柱とその右近くに小さな火炎列が見える(図1a).激しく燃える建物から煙は画面のやや右に流れていて火の粉が飛ぶ様子は確認できない．それゆえこれらの火柱と火炎列は独立して発生した火災と判断される.となれば火元は一か所ではなく，燃え盛る建物を含め周辺に複数あったことになる．輪島付近は約1万年前の完新生のはじめに海面が急激に上昇し，“溺れ谷”が現在よりかなり山側にまで及び入り江状態となった. この入り江に河原田川および鳳至川が運んだ堆積物が溜まっていった.この堆積層は粘土を主とする軟弱な地層であり,貝の化石や腐植物などの有機物を多く含んでいて,洪水時には砂質土が薄く重なっていった（佐藤,1994）. その後の6000年前以降，今回の能登半島地震を含め4回の大きな隆起が起きた（宍倉ほか,2024）.その結果,輪島市市街地の地下には最大厚30ｍの軟弱な粘性土層が分布した（輪島市,1993）．この地震のあと，㈱メーサイが実施した輪島市河井町での鑿井と地質調査では，地下数メートルの浅い地層に腐有機物を豊富に含む地層が確認された（図1b)．この嫌気性環境でメタンが生成されていることを確認できた．　以上の考察から，輪島市河井町で発生した大規模火災は地下に胚胎するメタンの湧出と自然着火によって大規模火災にいたった可能性が高いと判断した．





© The Seismological Society of Japan

A source model to reproduce tsunamis along the Niigata and Sado coasts during the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Kentaro IMAI[1], Tomoya KURIHARA[1,2], Tetsuo NO[1], Taro ARIKAWA[2]

1. JAMSTEC, 2. Chuo Univ.

2024年1月1日に発生した能登半島地震による津波は日本海沿岸に大きな影響を与えた．この津波のうち，新潟沿岸ではおおむね2 m以下であったが，上越周辺で5 m以上（Yuhi et al., 2024），佐渡島南西岸で2.3 m（行谷・他，2024）であった．このような津波の局所的な増幅は，津波観測や地殻変動から推定された波源断層モデル（例えば，Fujii & Satake, 2024） では説明は難しい．この局所的な津波増幅の原因のひとつとして，海底地すべりなどによる副次的な津波波源の可能性が考えられる．本研究では，新潟県上越や佐渡南西沿岸における津波高増幅の素因を明らかにするため，波源断層モデルと海底地すべりの影響を考慮した津波数値解析を行い，海底地すべりの発生位置やその規模について検討を行う．
津波数値解析は，柳澤・他（2014）の海底地すべりモデルをJAGURS（Baba et al., 2019）に組み込み実施した．海底地形モデルは野・他（2016）を用い，空間格子は6秒角とした．断層モデルは『日本海における大規模地震に関する調査検討会』（国土交通省，2016）のF43を基礎として，余震分布（産総研，2024；地震研，2024）を参考に修正した．海底地すべり条件としては10 km^2の正方土塊を想定し，その層厚は10 mとした．海底地すべりの発生位置は能登半島珠洲沖の富山盆地西斜面上の水深500 m等深線に沿っておおよそ5 kmごとに18カ所に設定し数値解析を実施した．
修正したF43の波源断層モデルによる津波計算波形は，直江津の観測波形を再現することはできないことや，新潟沿岸や佐渡沿岸における最大浸水高分布が過小評価となることがわかった．本研究で用いた波源断層モデルに加えて，副次的な波源として海底地すべりを発生させた数値解析を実施した．37.7˚N，137.5˚Eの位置で海底地すべりが発生した場合，直江津の観測波形をおおむね再現することができ，新潟沿岸や佐渡沿岸における最大浸水高分布についても良好に再現性できることがわかった．これまでの当該地震に関する海域調査において，珠洲～佐渡沖における明確な海底地すべり痕は未だ見出されていない．しかし，本研究結果は副次的な津波波源の可能性として37.7˚N，137.5˚Eの位置での海底地すべりの可能性を示唆する．

© The Seismological Society of Japan

Advanced Seismic Depth Imaging of the Tsunamigenic Fault in the 2024 Noto (M7.6) Earthquake Rupture Area

*Hamzeh Mohammadigheymasi[1], Yige Yang[1], Ehsan Jamali Hondori[2], Jin-Oh Park[1]

1. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 2. Geoscience Enterprise Inc. (GSE), Tokyo

On January 1st, 2024, at 7:10:22.5 UTC, a M7.6 earthquake struck the Noto Peninsula, Japan, causing a series of severe effects, including strong ground shaking, landslides, liquefaction, and tsunami across the eastern coast of the Japan Sea. The initial assessments by the Japan Meteorological Agency (JMA) identified the activation of a reverse fault with the hypocenteral parameters of (37°29.7’ N, 137°16.2’ E, 16 km) and a compressional axis oriented NW-SE. The extension of the causative fault, were later estimated from the aftershock distribution (Japan Meteorological Agency, 2024), evidently posing a total length of approximately 150 km, originating from the west coast of the Noto Peninsula to the northeast offshore area of the peninsula. It is inferred that part of the 150-km-long fault, as an active submarine fault, could serve as the source of the tsunami in the northeast offshore Noto Peninsula. However, the detailed structure and physical properties of tsunamigenic faults remained unexplored. To shed more light into the mechanisms of the tsunamigenic faults, we conducted a multi-channel seismic (MCS) reflection survey in March 4-16, 2024, comprising 14 2D lines offshore of the northeast coast of the Noto Peninsula, using the R/V Hakuho-maru cruise. The MCS data was recorded with a recording length of 5 or 6 seconds and a sampling interval of 2 milliseconds, using a 1200 m long streamer cable with 48 channels at 25 m group spacings.

The data was processed at the Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, for advanced depth imaging. Initially, a workflow was applied that included the UKOOA P1/90 navigation application, followed by a series of conventional processing steps such as trace editing, de-ghosting, surface-related multiple attenuation (SRMA), predictive deconvolution for multiple suppression, stacking velocity analysis, normal moveout correction, common midpoint (CMP) stacking, and Kirchhoff post-stack time migration. The region’s complex geological structure, characterized by intense lateral and vertical velocity variations and rapidly changing seafloor depths (ranging from just a few tens of meters to nearly 2 km in some areas), posed significant challenges in processing the recorded dataset, hindering conventional imaging workflows from producing clear depth images. Accordingly, an optimized processing workflow was devised at some steps to tackle these issues. Specifically, after applying SRMA, an optimal predictive deconvolution method was applied in the CMP domain to suppress the remaining multiple reflections. The operator window for this process was designed by incorporating the seafloor reflection time on the stack sections. Additionally, to update the interval velocity section for pre-stack depth migration (PSDM), the absence of a sharp continuous reflector limited the effectiveness of layer-stripping method. To overcome this challenge, a grid-based tomography method was applied, enhancing the continuity of reflections identified by automated continuity attributes while effectively distinguishing between primaries and multiples in the migrated gathers by analyzing their dips. In this talk, we will present the implemented imaging workflow and provide PSDM depth sections of the MCS study, focusing on the active faults.

© The Seismological Society of Japan

Postseismic deformation caused by the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Hisashi SUITO[1]

1. GSI of Japan

１．はじめに

令和6年1月1日に発生した令和6年能登半島地震によって中日本全域に渡って大きな地殻変動が観測された。引き続いて余効変動も観測されている。余効変動のメカニズムには余効すべり、粘性緩和、間隙弾性緩和等があるが、本稿では主に粘性緩和による変動の詳細について報告する。

２．余効変動の特徴

余効変動は、地震後１か月間が最も大きく、その後は徐々に減衰している。地震後６か月間の変動に対して、初めの１か月間の変動は４、５割程度の大きさとなっている。水平変動は、ほぼ全域で北西方向の変動が卓越している（図１左上）。ただし、能登半島の北西岸の一部地域で、ほぼ０もしくは東向きの変動が観測されている。また、震源域より北西側に唯一位置する舳倉島観測点では南東向きの変動が観測されている。上下変動は、能登半島全域で沈降が観測され、その周辺域に当たる富山県、新潟県では隆起が観測されている（図1右上）。こうした余効変動の空間パターンは、地震時の変動パターンと比べると、能登半島北岸で大きく異なっている。地震時には能登半島の変動が周辺域（富山県、新潟県）に対して圧倒的に大きく、変位の大きさの比は10倍程度あったが、地震後の変動では数倍程度である。変動の方向も能登半島では、地震時には西北西から西南西の方向であったのに対して、地震後は北西方向の変動が卓越している。さらに上下変動は、地震時には能登半島北西岸の大きな隆起が特徴的であったが、地震後は地震時に大きく隆起した場所を含めて能登半島全域で沈降が卓越している。それに対して、震源域周辺（富山県、新潟県）では、地震時、地震後ともに隆起が観測されている。

３．粘性緩和による変動の特徴

粘性緩和による変動は、粘弾性構造および粘性率に大きく依存する。本稿では、水平二層モデルを仮定し、最適な弾性層の厚さと粘性率の値を算出した。粘弾性モデルはマクスウェルとバーガーモデルの2つを検討した。バーガーモデルの場合には、剛性率と粘性率がそれぞれ２つ（ケルビンとマクスウェル）あるが、粘性率の比（ケルビン／マクスウェル）は0.1に、剛性率の比は1.0とし、特に明示しない限りマクスウェルの粘性率の値のみを示す。

地震後６か月間の水平、上下変動のデータ、震央から200km以内の観測点を使用し、水平成分および上下成分の残差が最も小さいパラメータを検討した結果、バーガーモデルの場合には、最適な弾性体の厚さは35 km、粘性率は4×10^{18}Pa・sであった。マクスウェルモデルの場合の最適値は、弾性体の厚さは35 km、粘性率は1×10^{18}Pa・sであった。マクスウェルモデル場合には、６か月間のパターンは再現できるものの、変動量や時間変化はほとんど再現できていない。特にはじめの大きな沈降を再現することは難しい。そのため、以後はバーガーモデルの場合の結果について報告する。

粘性緩和による変動の特徴は、震源域に向かう方向の水平変動、すなわち、能登半島南岸および富山県、新潟県では北西方向、能登半島北西側の海域で南東方向である（図１下）。上下変動は、震源域を中心に沈降し、その周辺領域で隆起、すなわち、能登半島北岸を中心に沈降し、富山県から新潟県での隆起が特徴である。空間パターンだけ見ると、いずれの特徴も観測されている余効変動と調和的である。パラメータの一つである弾性層の厚さによって、上下変動の空間パターンはかなり異なる。弾性層の厚さが薄い場合には、変動が震源域に集中し、沈降域が能登半島に限定される。逆に厚い場合には、変動が広域に広がり、沈降域は能登半島から周辺の海域に広がり、隆起のピークは富山県から新潟県の沿岸にかかるようになる。

粘性緩和によって地震後６か月間の観測された変動の空間パターンおよび時間変化はほぼ再現できている。しかしながら、残差を見ると、特に能登半島北岸と佐渡島で観測値を説明しきれておらず、粘性緩和のみで観測値をすべて説明することは難しい。おそらく余効すべりの影響だと考えられる。今後、余効すべりの推定に取り組んでいく予定である。

© The Seismological Society of Japan

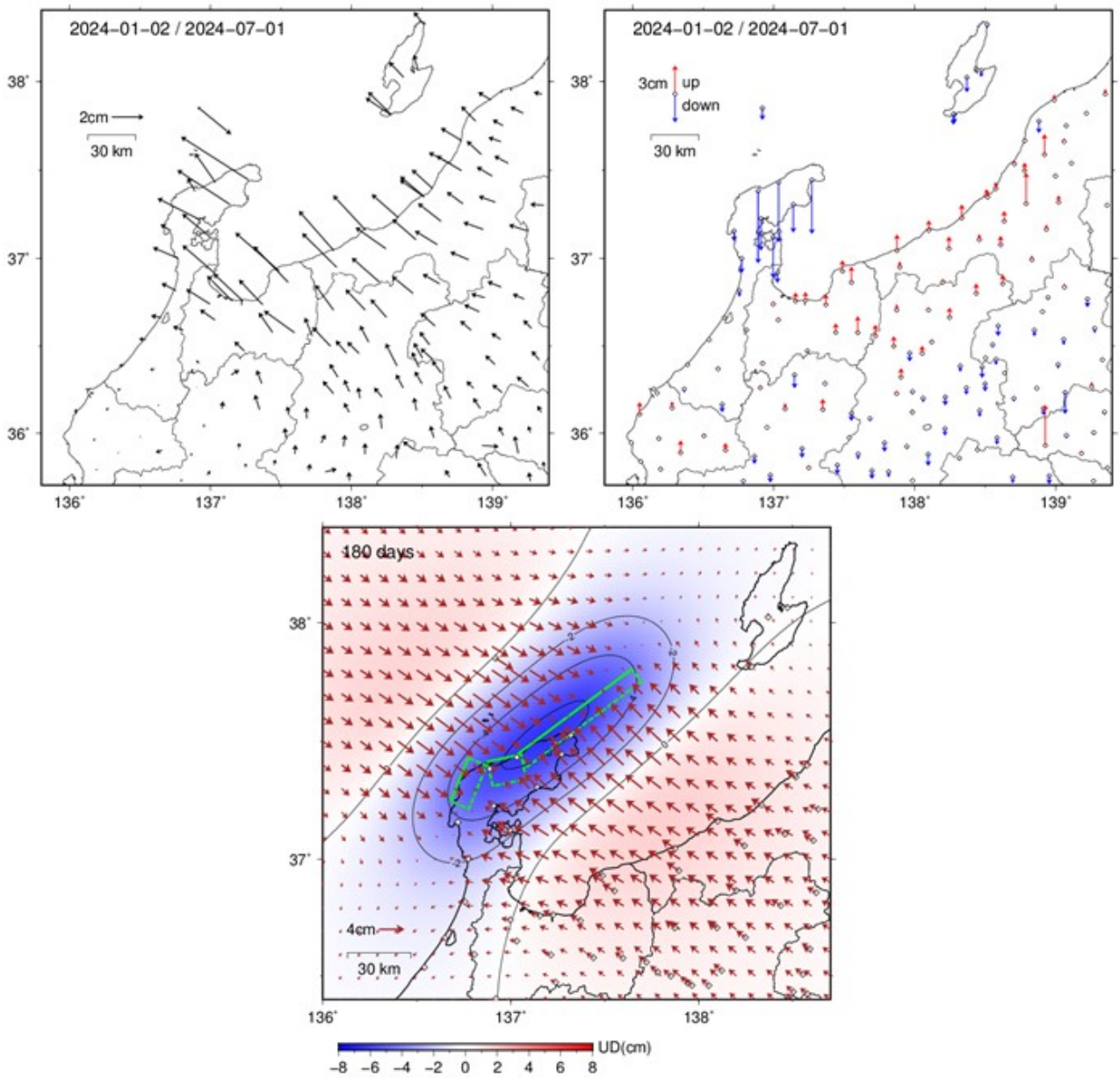


図1．地震後6か月間の地殻変動。(左上)水平変動の観測値。(右上)上下変動の観測値。(下)最適モデルによる粘性緩和による変動の計算値。

© The Seismological Society of Japan

Viscoelastic relaxation and afterslip contribution to the postseismic crustal deformation after the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Miku Ohtate[1], Yusaku Ohta[1], Yuta Mitsui[2]

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

大規模な地震の後には、余効変動と呼ばれる地殻変動がしばしば観測される(e.g., Ohzono et al., 2012; Moore et al., 2017)。余効変動は断層上で発生するアフタースリップ、下部地殻やマントルの粘弾性媒質の粘性的な応答である粘弾性緩和など、時間・空間スケールの異なる要因がその原因である。つまり、大地震後の余効変動の原因を理解することは、断層の摩擦特性や震源域下の粘弾性構造を解明するために極めて重要である。
本研究では、2024年1月1日に能登半島で発生したMj 7.6の地震後の余効変動に着目した。国土地理院GEONET観測点のデータおよびSoftBank株式会社(以下SoftBank)が運用する民間の独自のGNSSデータから地震・人為的オフセットの除去および定常的変動の除去を行い、2024年6月１日までの余効変動変位を推定した。推定された余効変動変位は、震源域の北東に延びる佐渡島において主に北西方向へ約1 cmの変位を示した。
得られた佐渡島における北西向き変位の成因を調べるために、半解析的境界要素法（Barbot & Fialko, 2010）を用いて、地震時の断層すべりによる応力擾乱から期待されるマクスウェル粘弾性緩和のシミュレーションを行った。断層モデルとしては国土地理院がWebで公開しているものを用いた。粘性構造については、上部地殻、下部地殻、マントルからなる一次元の成層モデルを仮定した。その結果、佐渡島における粘弾性緩和変位は主に北東方向の変位を示し、観測で得られている北西方向への変位とはその方向自体が異なる。粘性構造のうち、下部地殻の粘性率をより低く設定した場合の検証も行ったが、一次元の成層モデルにおける粘弾性緩和では観測データが示す北西方向への変位を再現できなかった。
この乖離を説明するために、佐渡島西岸沖におけるアフタースリップを考慮したモデルを検討した。断層幾何としてFujii & Satake (2024)によるNT2を仮定し、その上でのアフタースリップを推定した結果、佐渡島中央域で主に北西方向への変位が得られ、本震の粘弾性緩和を想定した場合よりも観測データをより良く説明する。さらにアフタースリップの断層パラメータを拘束するために、断層パラメータのうちすべり角・走向・断層幅を試行錯誤的に変えて検証した。その結果、従来のすべり角=78˚よりも小さい60˚の場合に佐渡島全体にわたる地殻変動をより説明できる。しかし、すべり角と走向の間にはトレードオフがあるため、正確な断層パラメータを決めるためには海域における余震のメカニズム解など、他の観測データと比較する必要がある。
佐渡島西沖でのアフタースリップの発生は、地震時電離圏擾乱の測定結果(Heki, 2024)や直江津観測された津波の大きい波高(Fujii & Satake, 2024)との関連性を想起させる。特にHeki (2024)で示された地震後約８分後に発生したとされる最大余震の震源は、本研究でアフタースリップの発生が示唆された場所と重なる。GNSSデータから得られた佐渡島の余効変動変位の時間発展を見ると、地震後3か月間で大きく減衰する。以上を踏まえると、Heki (2024)で示された地震後約８分後に発生したとされる最大余震の震源周辺において、地震後３か月程度でアフタースリップが進展したと考えられる。発表では、より広域の地殻変動場を含めて、詳細な議論を行う。

謝辞：本研究で使用したソフトバンクの独自基準点の後処理解析用データは、「ソフトバンク独自基準点データの宇宙地球科学用途利活用コンソーシアム」の枠組みを通じて、ソフトバンク株式会社および ALES株式会社より提供を受けたものを使用しました。

© The Seismological Society of Japan

Crustal deformation after the 2024 M7.6 Noto Peninsula earthquake based on the combined GNSS analysis

*Takuya NISHIMURA[1], Yoshihiro HIRAMATSU[2], Yusaku OHTA[3]

1. Kyoto University, 2. Kanazawa University, 3. Tohoku University

はじめに

能登半島において，2020年11月末に始まった群発地震活動は，顕著な地殻変動を伴うものであった（Nishimura et al., 2023）．能登半島には，2024年8月現在，国土地理院のGEONETに加え，ソフトバンク株式会社による独自基準点，京都大学と金沢大学による臨時観測点を含めると45観測点以上のGNSS観測点が設置されており，充実した地殻変動の観測体制が整っている．2024年1月1日に発生した能登半島地震(M7.6)では，これらの観測点で水平方向に最大2.2m，上下方向には最大1.9mの隆起が観測された．地震後も余効変動と考えられる地殻変動が，地震後徐々に減速しながらも継続している．本発表では，能登半島のGNSS観測点で観測された能登半島地震後の地殻変動について報告する．

データ解析手法及び観測された地殻変動

本研究では，各機関から提供されたRINEXデータを用いて，GipsyX Ver 1.4（Bertiger et al., 2020）の精密単独測位法によりITRF2014準拠の日座標値を計算し，2020年11月以前の長期トレンド成分を除去して,非定常地殻変動を抽出した．GEONET観測点については，2020年11月以前から長期にわたる観測が行われているため，一次トレンド，年周，半年周成分や対数関数と指数関数を組み合わせた東北地方太平洋沖地震の余効変動成分を外挿して長期トレンド補正を行ったが，それ以外の観測点では2020年12月以前の観測データがほとんどないため，GEONET点での2017年12月から2020年11月までの平均速度を空間的に内挿して各観測点での速度を推定し，この速度をトレンド成分として除去した．地震後6ヶ月間の非定常地殻変動は，能登半島や震源域の南東側にあたる富山県や新潟県では北西向きで最大4cmに程度に達する．また，上下変動では能登半島では全域が沈降し，最大沈降量は7cmに達する．また，水平変位の距離減衰が小さく，能登半島と富山県や新潟県の日本海側の観測点の水平変位量は概ね等しい．非定常地殻変動は現在も継続しており，地震6ヶ月後の42日間でも最大数mmの変動が確認できる（Fig. 1a），その変動速度は時間とともに低下している．また，能登半島北東部の2020年以降に非定常地殻変動が観測されていた地域において，周辺と異なるような特筆すべき地殻変動は観測されていない．なお，2024年6月3日に発生したM6.0の地震に伴う地震時変動も地震の震央に近い観測点で観測されており，最大2cmの隆起と水平変動が観測された．

地震後の非定常地殻変動モデル

M7.6地震後の非定常地殻変動を，粘弾性緩和を仮定してモデル化を行なった．地震後3ヶ月間の非定常地殻変動時系列を，対数関数でフィティング（例えば，Hashimoto et al., 2008）して3ヶ月間の変位量を算出し，半無限Burgers粘弾性体の上に弾性層があるような単純な一次元構造を仮定（Pollitz, 1997）して，弾性層の厚さと粘弾性層の粘性率をグリッドサーチで推定した．その結果，弾性層厚さは30km，Kelvin要素の粘性率は5.5×10^{17}Pa sと推定された．なお，この計算ではMaxwell要素の粘性率はKelvin要素の粘性率の20倍(すなわち1.1×10^{19}Pa s)と仮定している．このモデルは地震後６ヶ月後の地殻変動場も概ね説明する(Fig. 1)が，計算値の方がやや小さく，余効すべりの影響もあると考えられる．一方，間隙弾性反発による余効変動は，地震時すべりが大きかった能登半島北西部で大きくなることが予想されるが，半無限弾性体でポアソン比を変えて計算した（例えば，Jonsson et al. 2003）変位の水平変動パターンは，観測変位と異なっており，M7.6地震後の非定常地殻変動への影響は小さいと考えられる．

謝辞：本研究で使用したソフトバンクの独自基準点の後処理解析用データは，「ソフトバンク独自基準点データの宇宙地球科学用途利活用コンソーシアム」の枠組みを通じてソフトバンク株式会社とALES株式会社より提供を受けたものを使用しました．国土地理院の電子基準点RINEXデータ，気象庁一元化震源データを使用

© The Seismological Society of Japan

しました．京都大学及び金沢大学のGNSS観測点の設置にあたり，珠洲市教育委員会，珠洲市企画財政課，珠洲市産業振興課，珠洲市総務課，能登町教育委員会及び奥能登国際芸術祭実行委員会にお世話になりました．本研究はJSPS科研費 JP22K19949, JP23K17482，京都大学防災研究所共同研究2023GC-7の助成，及び，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（第三次）」の支援を受けました．ここに記して感謝いたします．

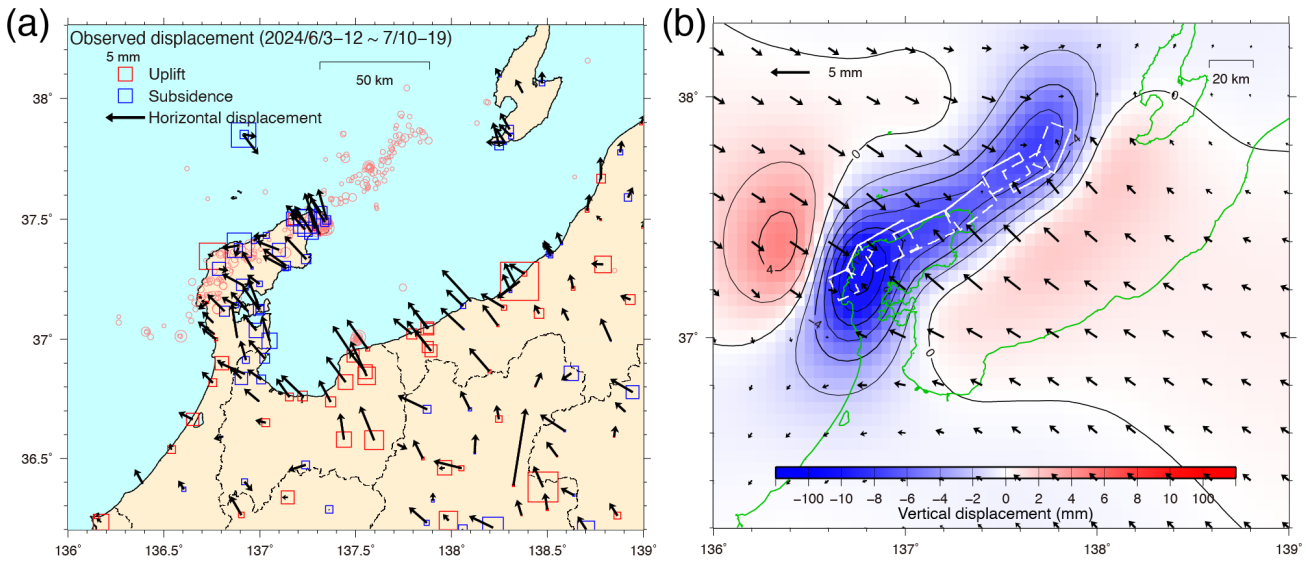


Fig.1 Observed (a) and calculated (b) postseismic displacement of the 2024 M7.6 Noto Peninsula earthquake from early June to mid July, 2024. Calculated displacement is predicted by the model of a 30-km-thick elastic plate overlying a Burgers viscoelastic half-space.

© The Seismological Society of Japan

Room A | Regular session：S08. Earthquake physics

Wed. Oct 23, 2024 10:45 AM - 12:15 PM JST | Wed. Oct 23, 2024 1:45 AM - 3:15 AM UTC | Room A International Conference Hall (4F)

[S08] AM-2

chairperson:Kenichi Tsuda(Institute of Technology, Shimizu corporation), Keisuke Ariyoshi(JAMSTEC)

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

[S08-14] Spatial and temporal characteristics of repeating earthquake distribution in the Noto peninsula seismic swarm

*Maki Komatsu[1], Junichi Nakajima[1] (1. Tokyo Tech)

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

[S08-15] Spatial pattern in frictional properties on the subducting Philippine Sea Plate off the east of Kyushu Island

*Takuji YAMADA[1] (1. Faculty of Basic Natural Science, Ibaraki University)

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

[S08-16] A physical explanation for an unusually long-duration slow slip event in the Nankai Trough

*Keisuke Ariyoshi[1], Akira Nagano[1], Takuya Hasegawa[2], Iinuma Takeshi[1], Masaru Nakano[1], Demian Saffer[3], Hiroyuki Matsumoto[1], Shuichiro Yada[1], Eiichiro Araki[1], Narumi Takahashi[4], Takane Hori[1], Shuichi Kodaira[1] (1. JAMSTEC, 2. Japan Meteorological Agency, 3. University of Texas, Austin, 4. NIED)

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

[S08-17] Evaluating Ground Motion Scenarios for the Nankai Trough Megathrust Earthquake based on the Dynamic Rupture Simulation

*Kenichi TSUDA[1], Bunichiro Shibazaki[2], Akemi Noda[3], Jean-Paul Ampuero[4] (1. Institute of Technology, Shimizu Corporation, 2. International Institute of seismology and Earthquake Engineering, Building Research Institute, 3. Meteorological Research Institute, 4. Institut de Rec herche pour le Développement. Université Côte d'Azur)

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

[S08-18] Estimating effective normal stress during SSE in Bungo channel from slip velocities and shear stress variations: Part.2

*Yojiro Sasagawa[1], Toshinori Sato[1] (1. Chiba University)

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

[S08-19] Effect of two M6.6 in-slab earthquakes on occurrence of the next long-term slow slip event beneath Bungo channel

*Saeko KITA[1], Heidi Houston[2], Youichi Asano[3], Aitaro Kato[4], Suguru Yabe[5] (1. Building Research Institute, 2. University of Southern California, 3. NIED, 4. ERI, University of Tokyo, 5. AIST)

Spatial and temporal characteristics of repeating earthquake distribution in the Noto peninsula seismic swarm

*Maki Komatsu[1], Junichi Nakajima[1]

1. Tokyo Tech

繰り返し地震（リピーター）とは、断層面上の同じ位置において同じ破壊過程で繰り返し発生し、類似した波形が観測される地震のことである。プレート境界の繰り返し地震については発生メカニズムがよく研究されており、孤立したアスペリティが周囲の非地震性すべりによって繰り返し破壊されたものと解釈されている。しかし、繰り返し地震は地殻内地震や注水誘発地震でも見つかっており、プレート境界以外で発生する繰り返し地震のメカニズムを理解するためには、さらに検証が必要である。本研究では、2020年末から活発化している能登半島群発地震において繰り返し地震の検出を行った。この群発地震活動は流体との関連が示唆されており、流体移動によって非地震性すべりが促進され、繰り返し地震が誘発されていることが予想される。繰り返し地震を検出し、その時空間分布を調べることで、地殻内における繰り返し地震の発生メカニズムについて考察するとともに、能登半島の群発地震活動に関する理解を深めることを目的とした。

2020年1月から2024年1月1日のM7.6までの間に能登半島北東部で発生したM2-4の地震を対象とし、Double-Difference法を用いて震源再決定を行った上で、波形相似性と震源域の重複度の評価により繰り返し地震を同定した。その結果、解析した地震の12.8%にあたる236個の地震を含む、102系列の繰り返し地震が見つかった。

繰り返し地震は2021年5月以降に発生しており、群発地震の4つのクラスターの内、北部のNクラスターに最も多かった。2022年6月のM5.4までの期間には繰り返し地震が集中して発生しており、これは非地震性すべり発生のタイミングと対応している可能性がある。解析した地震数に占める繰り返し地震の割合は、日本列島直下の地殻内地震における平均と比較して高く、期間やクラスターごとに大きく差があった。この割合の違いは流体が関係している可能性がある。気象庁マグニチュード差が1以上の繰り返し地震ペアが存在していたが、スペクトル振幅から計算されたモーメントマグニチュード差は最大でも0.9であった。一定の断層サイズを仮定した場合、この差は応力降下量が20倍程度異なることに対応する。

繰り返し地震が集中するＮクラスター内の断層面上に位置する地震を抽出し、繰り返し地震の空間的な特性を評価した。その結果、繰り返し地震の震源域は他の繰り返し地震を含む周囲の地震と重なっていることが多く、繰り返し地震パッチは従来解釈されてきたように孤立してはいないことがわかった。孤立していないアスペリティで発生する繰り返し地震についても検討する必要がある。

© The Seismological Society of Japan

Spatial pattern in frictional properties on the subducting Philippine Sea Plate off the east of Kyushu Island

*Takuji YAMADA[1]

1. Faculty of Basic Natural Science, Ibaraki University

1. はじめに

豊後水道から日向灘にかけての九州東方沖では、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震が繰り返し発生している。2024年8月8日にも日向灘でMj7.1の地震が発生した（Mj：気象庁マグニチュード、本地震を以後、2024年日向灘地震と表記する）。本研究では、2003年6月から2022年12月に九州東方沖で発生した小地震のうち、2.で説明するとおり、フィリピン海プレート上面のプレート境界面における摩擦特性を反映していると考えられる142地震（4.0 <= Mj <= 5.0）を選び出し、応力降下量の解析を行った。

2. 解析地震の選択基準

本研究では深さ方向の震源決定精度を考慮して、Baba *et al.* (2002), Hirose *et al.* (2008), Nakajima and Hasegawa (2007) の推定したフィリピン海プレート上面から±15 km の深さで発生した小地震（4.0 <= Mj <= 5.0）を選択した。結果として、142地震について解析することができた。

解析対象地震の規模の下限と上限は、以下の理由から設定した。マグニチュードが3.5を下回る地震では、特に低周波数帯の信号-ノイズ比が悪かった。そこで、経験的グリーン関数（EGF）として用いる地震をMj3.5とし、コーナー周波数の決定精度を確保するため、解析対象地震はEGFと0.5以上のマグニチュードの開きをもつ地震（Mj >= 4.0）とした。また、応力降下量は各地震の断層面の大きさに応じた平均的値として求められるため、解析対象地震の断層面が大きすぎると、空間不均質性の議論に不適である。よって、解析対象地震の規模の上限はMj5.0（断層面の長さは約数km）とした。

本研究では、MjがモーメントマグニチュードMwに等しいと仮定しているが、この仮定の妥当性についても検討済みである。また、解析対象地震のうち、防災科学技術研究所によってメカニズム解が求められている地震については、フィリピン海プレートの沈み込みと調和的な節面を持つことを確認済みである。

3. 応力降下量解析

Yamada *et al.* (2021) の手法を用いて、応力降下量の解析を行った。まず、2003年から2022年に発生したMj3.5の地震のうち、解析対象の小地震（4.0 <= Mj <= 5.0）の震源から最短距離にある地震の観測波形をEGFとした。次に、解析対象の地震の観測波形スペクトルをEGFのスペクトルで割り（デコンボリューション）、震源スペクトルがオメガ2乗モデルに従うとの仮定のもと、解析対象地震のコーナー周波数を求めた。最後に、断層面が円形であり、かつ破壊伝播速度がS波速度の90%であると仮定して、Madariaga (1976) のモデルを用いてコーナー周波数から応力降下量を計算した。

4. 結果および考察

小地震の応力降下量の解析結果から、プレート境界の摩擦特性、特に剪断強度の空間不均質分布を推定することができる（Yamada *et al.*, 2021）。各地震の応力降下量の解析結果をもとに、緯度・経度それぞれ0.1度ごとに平滑化した応力降下量分布を図1.に示す。

領域Aは豊後水道下のスロースリップ発生域に相当する。特筆すべき特徴は見られないが、北側に応力降下量が大きい領域が存在することから、この北側隣接領域の剪断強度が高いことが示唆される。また、1996年日向灘地震（Mj6.9とMj6.7が1.5ヶ月隔てて発生）の震源域（図1の領域B：Yagi *et al.*, 1999）の南隣に、応力降下量が大きい領域が見られる。すなわち、この領域では剪断強度が高く、1996年日向灘地震の際にバリアとして働いたのかもしれない。2024年日向灘地震の震源はこの領域Bの南端部に相当する。宮崎県北部よりも鹿児島県の方が大きめの震度を記録したことを考慮すると、2024年日向灘地震は星印で始まった破壊が南側へ進展し、図1の領域B南側の応力降下量が大きい（剪断強度が高い）領域を破壊し、Mj7.1の地震となった

© The Seismological Society of Japan

可能性も考えられるが、今後の精査が必要である。なお、この応力降下量が大きい領域の東隣領域（図1の領域C）では、浅部スロー地震・スロースリップが発生していることが報告されている（Yamashita *et al.*, 2015; 2021）。

北海道南東沖（Yamada *et al.*, 2017）や東北地方東方沖（Yamada *et al.*, 2021）の太平洋プレートの沈み込みに伴う小地震の解析結果と比べると、本研究で解析した豊後水道～日向灘の領域では、全体的に応力降下量が小さい。これは、九州東方沖のフィリピン海プレート上面の剪断強度が相対的に低いことを示唆していると考えられる。

謝辞：

本研究では、Hi-net（防災科学技術研究所）、気象庁、鹿児島大学、九州大学、高知大学の観測点の地震波形データと、気象庁の一元化震源およびP, S検測値を使用しました。記して感謝いたします。

参考文献：

- Baba *et al.* (2002), PEPI, https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00044-4
- Hirose *et al.* (2008), JGR, https://doi.org/10.1029/2007JB005274- Madariaga (1976), BSSA, 66 (3): 639–666
- Nakajima and Hasegawa (2007), JGR, https://doi.org/10.1029/2006JB004770
- Yagi *et al.* (1999), GRL, https://doi.org/10.1029/1999GL005340
- Yamada *et al.* (2017), PEPS, https://doi.org/10.1186/s40645-017-0152-7
- Yamada *et al.* (2021), EPS, https://doi.org/10.1186/s40623-020-01326-8
- Yamashita *et al.* (2015), Science, https://doi.org/10.1126/science.aaa4242
- Yamashita *et al.* (2021), EPS, https://doi.org/10.1186/s40623-021-01533-x

© The Seismological Society of Japan

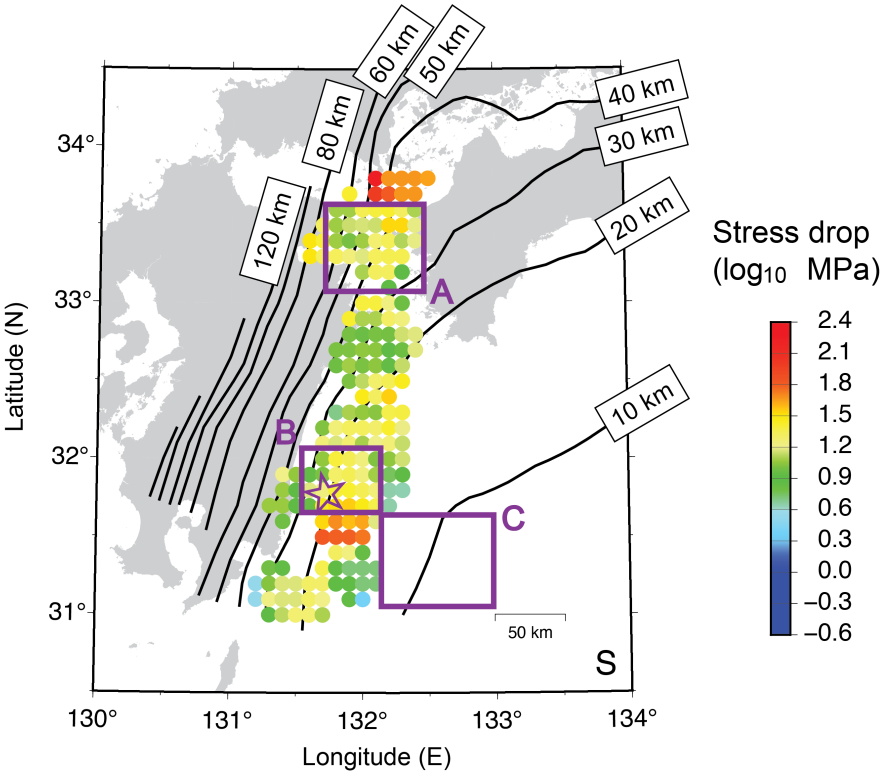


Fig. 1. Spatial pattern of stress drop estimated from S waves of earthquakes with 4.0 ≤ Mj ≤ 5.0. Black contours indicate the surface depth of the subducting Philippine Sea Plate. Areas A and B correspond to source regions of slow slips in Bungo Channel and the two Hyuganada earthquakes in 1996 (Mj6.9 and Mj6.7; Yagi *et al*., 1999), respectively. The hypocenter of the earthquake on Aug. 8, 2024 (Mj7.1), which is shown as a star, is located at the southern tip of Area B. Shallow slow earthquakes have been taking place in Area C (Yamashita *et al*., 2015; 2021).

© The Seismological Society of Japan

A physical explanation for an unusually long-duration slow slip event in the Nankai Trough

*Keisuke Ariyoshi[1], Akira Nagano[1], Takuya Hasegawa[2], Iinuma Takeshi[1], Masaru Nakano[1], Demian Saffer[3], Hiroyuki Matsumoto[1], Shuichiro Yada[1], Eiichiro Araki[1], Narumi Takahashi[4], Takane Hori[1], Shuichi Kodaira[1]

1. JAMSTEC, 2. Japan Meteorological Agency, 3. University of Texas, Austin, 4. NIED

1944年東南海地震の震源域直上に設置された地震・津波観測監視システム（DONET）と長期孔内観測（LTBMS）により、海溝型巨大地震の浅部延長線上でスロースリップイベント (SSE) が繰り返し発生していることが明らかになった。しかし、(A)2012年2月のSSEの継続時間は、同程度のマグニチュードのSSEの予想よりも長かったこと、(B)掘削作業期間に伴う外部擾乱により2012年2月と12月のSSE間の断層すべり空間分布の関係が不明瞭、という２つの未解決問題が残されていた。これらの疑問を明らかにするために、SSEに関連する間隙水圧・海底水圧データを再分析した。その結果、2月のSSEは他のSSEに比べて伝播速度が遅く、継続時間が長かったが、12月のSSEは他のSSEと同程度であった。この期間と伝播速度の違いは、それぞれ外部応力擾乱と内部応力擾乱に関係していると解釈される。海洋モデルJCOPE(Japan Coastal Ocean Predictability Experiment)を用いると、黒潮蛇行の通過による海底圧力の低下と上昇が、2月のSSEの長周期化の後半と終息にそれぞれ一致することが確認された。このことは、黒潮蛇行がSSEの継続期間に影響を与えている可能性を示唆している。また，我々の改良した断層モデルは，2月のSSE発生前にはせん断応力の蓄積量が小さく，これが速度・状態依存の摩擦則に基づくゆっくりとした地震すべり伝播の引き金となったことを示している。これらの結果は、SSEの多様性について、断層セグメント間の相互作用だけでなく、海洋現象に起因する外力による応力擾乱の観点からも考慮する必要があることを示唆している。

参考文献
Ariyoshi et al. (2024) Physical understanding of a slow slip event longer than expected around the Nankai Trough, Tectonophysics, vol. 887, 230439. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2024.230439

© The Seismological Society of Japan

Evaluating Ground Motion Scenarios for the Nankai Trough Megathrust Earthquake based on the Dynamic Rupture Simulation

*Kenichi TSUDA[1], Bunichiro Shibazaki[2], Akemi Noda[3], Jean-Paul Ampuero[4]

1. Institute of Technology, Shimizu Corporation, 2. International Institute of seismology and Earthquake Engineering, Building Research Institute, 3. Meteorological Research Institute, 4. Institut de Rec herche pour le Développement. Université Côte d’ Azur

The Nankai Trough, where repeated large historical earthquakes have occurred, is supposed to generate the next megathrust earthquake in the future, and it might bring a tremendous amount of damage to Japanese society. Furthermore, this earthquake is supposed to generate dangerous long-period ground motions that might have a big impact on high-rise buildings. Thus, building an earthquake scenario for this Nankai Trough Earthquake is very critical for hazard mitigation. However, historical records reveal that the ruptured segment of the Nankai Trough is different for each event, suggesting that modeling the whole area of the Nankai Trough without any segmentation is necessary to construct a physically plausible scenario. We constructed a physically plausible earthquake scenario for the Nankai Trough megathrust earthquake by considering a realistic plate boundary structure around Nankai Trough (Iwasaki, 2015), as well as the experimental results using fault material (Tsuda and Hirono, 2024, in revision). Furthermore, we have incorporated the stress rate based on the analysis of GNSS data (Noda et al., 2021) into initial stress conditions for the simulation with the assumption of the hypocenter location close to the latest Nankai Trough historical earthquake (1946 Nankai Earthquake). Even the resultant simulated results were compatible with-slip distributions from geodetic inversion, such as that by Sagiya et al. (1999), we have investigated further scenario of Nankai Trough megathrust earthquake for the different hypocenter location, such as the area close to 1944 Tonanakai Earthquake, historical Tokai Earthquake or Hyuga-nada earthquake, and for different assumption for stress drop (inter-seismic period). We also have simulated long-period ground motions and considering the results of ground motion prediction based on such scenario can provide more realistic scenarios of long-period ground motion for future Nankai Trough megathrust earthquake, especially to the urban area.

© The Seismological Society of Japan

Estimating effective normal stress during SSE in Bungo channel from slip velocities and shear stress variations: Part.2

*Yojiro Sasagawa[1], Toshinori Sato[1]

1. Chiba University

１．はじめに
スロースリップ(SSE)は、地震波を出さずにプレート境界等を10日～数年かけて数十cmゆっくりすべる現象である。SSE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。 速度と状態に依存した摩擦則を用いた理論解析により、速度弱化に伴う準静的なすべり挙動が示されている。Kobayashi and Sato(GRL, 2021,https://doi.org/10.1029/2021GL095690)はGNSSのデータから房総半島沖で発生した６回のSSEの時空間すべり分布を推定し、剪断応力変化とすべり速度の関係をグラフに示した。すると、その軌跡のほとんどは理論的に安定な軌跡と類似していた。これは、房総沖のSSEは準静的な現象であり、すべり加速時の軌跡の傾きはSSEを引き起こしたプレートの摩擦係数（a, b）と有効法線応力（σ_n）の積（ (a-b) σ_n）で表されることが示唆された。笹川、佐藤（地震学会秋季大会、2023）では、この方法を2018年の豊後水道で発生したSSEに適用し、房総沖SSEと同様の結果を得た。笹川、佐藤（JpGU, 2024）とSasagawa and Sato (AOGS, 2024)では、2010年の豊後水道SSEに対してこの方法を適用して有効法線応力の絶対量を推定した。本研究では、2003年に発生した豊後水道SSEに対してもこの方法を適用して有効法線応力の絶対量を推定し、複数のイベント間での比較を行う。

２．解析方法
　用いたデータは国土地理院による日々の座標値(F5解)である。SSEによる変動を抽出するために、SSEとは無関係な線形トレンドや季節変動等を推定し、除去する。線形トレンドや季節変動等を除去したデータをフィッティングによってなめらかな曲線で繋ぎ、１ヶ月毎の変動に分割する。次に、１ヶ月毎の変動データからABICを用いたインバージョン解析によって１ヶ月毎のすべり分布を推定する。そしてUSGS(United States Geological Survey)のソフトウェアCoulomb3.3を用いて、プレート境界面を長方形の微小パッチに分割してすべり分布に伴う剪断応力変化をそれぞれのパッチで計算する。求めた剪断応力変化とすべり速度の関係をグラフに表し、加速時の傾きから有効法線応力の絶対量を推定する。

３．結果
　剪断応力変化とすべり速度の関係を示したグラフから有効法線応力はそれぞれ2003年SSEでは10-20MPa、2010年SSEでは30-40MPa、2018年SSEでは20-30MPaであることがわかった。どの年のイベントもその深さにおける静岩圧よりも非常に小さい値であり、SSE発生領域のプレート境界面に非常に高い圧力の間隙水の存在が示唆される。

謝辞
解析にあたり、国土地理院の日々の座標値（F5解）を使いました。応力の計算では、米国地質調査所のCoulomb3.3を使いました。ここに記して感謝します。本研究は科研費（23K03541）の補助を受けました。

© The Seismological Society of Japan

Effect of two M6.6 in-slab earthquakes on occurrence of the next long-term slow slip event beneath Bungo channel

*Saeko KITA[1], Heidi Houston[2], Youichi Asano[3], Aitaro Kato[4], Suguru Yabe[5]

1. Building Research Institute, 2. University of Southern California, 3. NIED, 4. ERI, University of Tokyo, 5. AIST

It is important to consider the relationship of large in-slab earthquakes to the preparation of occurrence of slow slips and/or megathrust earthquakes on the plate boundary. Within the recent 25 years, there have been two in-slab earthquakes of magnitude over 6.5 in the Bungo channel (the 2024 M6.6 Bungo channel and the 2022 M6.6 Hyuga-nada earthquakes). We report temporary effects by the two in-slab earthquakes on the entire fault plane of the long-term slow slip events beneath Bungo channel. For both M6.6 events the plunges of Sigma 1 increase by 5-10 degrees after the events and rotate back to the state before the occurrence of these events beneath the fault plane of the long-term slow slip events. For both events plunges of Sigma 3 tend to decrease several degrees after the events, and the plunge for the 2024 event rotates back to the state before them. This may suggest that a temporary decrease of normal stress on the plate boundary and a following decrease of locking on the plate boundary just after the M6.6 events. The stress ratio R and plunge of the Sigma 1 in the period 1 month after the 2024 event are clearly changed. The plunge and azimuth of the Sigma 1 from 1 to 2.5 months after the 2024 event became close to the stress state during the long-term slow slips. The stress ratio R also continues to be ~0.7 before and after the large in-slab event. Based on the reoccurrence time (~7 years) and previous timing of the slow slip events, it is expected that the next long-term slow slip in Bungo channel will occur in ~2025. Our study methodology monitoring in-slab events may detect a signal of preparation of the next slow slip event.

© The Seismological Society of Japan

Room A | Regular session：S08. Earthquake physics

Wed. Oct 23, 2024 1:30 PM - 3:00 PM JST | Wed. Oct 23, 2024 4:30 AM - 6:00 AM UTC | Room A International Conference Hall (4F)

[S08] PM-1

chairperson:Ryoko NAKATA(Graduate School of Science, The University of Tokyo), Shiro Hirano(Hirosaki University)

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

[S08-21] Feature of cascading rupture frequently observed in Northern California

*Weifan Lu[1,2], Satoshi Ide[1], Han Yue[2] (1. The University of Tokyo, 2. Peking University)

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

[S08-22] Prediction for a stochastic rupture propagation model along a 2-D fault plane

*Shiro HIRANO[1] (1. Hirosaki University)

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

[S08-23] Models of fluid-driven seismic swarms with permeability enhancement and rate-and-state friction

Natalia Berrios-Rivera[2], *So Ozawa[1], Eric M. Dunham[2] (1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. Stanford University)

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

[S08-24] Emergence of Self-Organized Criticality and Phase Transition in the Olami-Feder-Christensen Model with a Single Defect

*Tetsuto Otani[1], Nobuki Kame[1] (1. The University of Tokyo)

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

[S08-25] Recurrence of large earthquake using multiscale circular patch model in quasi-dynamic simulation of earthquake generation cycle

*Ryoko Nakata[1], Takane Hori[2], Hideo Aochi[3,4], Satoshi Ide[1] (1. UTokyo, 2. JAMSTEC, 3. BRGM, France, 4. ENS-CNRS PSL, France)

Feature of cascading rupture frequently observed in Northern California

*Weifan Lu[1,2], Satoshi Ide[1], Han Yue[2]

1. The University of Tokyo, 2. Peking University

Understanding if earthquakes of different sizes start in the same way and whether the growth process of the rupture of large earthquakes is predictable are fundamental questions in earthquake source physics, with practical implications for Earthquake Early Warning systems and probabilistic forecasting. Recent studies in Japan have shed light that the onsets of seismic waves from small and large earthquakes exhibit similar characteristics, and proposed a hierarchical patch model. This model indicates the onset of an earthquake does not determine its final size. However, the applicability of the hierarchical path model and the controlling factors remain unclear. A systematic comparison of 24 years of high-sensitivity seismograph records for approximately 75,000 events reveals 125 extremely similar and 1,939 very similar pairs of large (M>=4.0) and small (M<=3.0) earthquakes, co-located within about 100 meters. An extremely high similarity is observed for pairs of earthquakes occurring on simple faults (50 of 65 large events) separated by a long period of up to 24 years, whereas pairs of large earthquakes occurring on complex faults have a low probability of cascading rupture. Estimating the probability of cascading rupture based on fault geometry can improve the predictability of future earthquakes with a more quantitative size estimation.

© The Seismological Society of Japan

Prediction for a stochastic rupture propagation model along a 2-D fault plane

*Shiro HIRANO[1]

1. Hirosaki University

断層の破壊過程の複雑さと多様さを記述するには、確率的モデルが有用と考えられる。しかし、これまでの震源過程や地震活動の解析から、少なくとも以下の経験則が知られる：
(1). k^{-2}-モデル: 最終滑り分布の空間方向 Fourier 振幅スペクトルの高波数成分が、空間波数 k の−2乗で減衰する。
(2). ω^{-2}-モデル: 震源時間関数の時間方向 Fourier 振幅スペクトルの高周波成分が、角周波数 ω の−2乗で減衰する。
(3). 自己相似則: 地震モーメントの成長が、破壊開始からの時間の3乗に比例する。
(4). GR 則: モーメント・マグニチュードが M であるイベントの発生頻度が、10^{-bM} に比例し、特に b〜1 である。
震源物理学の理解に重要なことは、着目する経験則ごとの個別モデルではなく、これら複数の経験則を同時に満たすモデルを考えることであろう。

点震源モデル、すなわち波数を k→0 とした場合については、 Bessel 過程という確率微分方程式に基づくモデルが、上記経験則(2)(3)(4)を満たすことが示された(Hirano 2022 *Sci.Rep.*). これを空間的に拡張することで動的破壊の仔細をモデル化し、また経験則(1)を満たすべく、まずは1次元直線断層の場合に、平野 (2024 *JpGU*)は

$$\partial_t D = V,$$
$$\partial_t V = \Delta D + d + \sqrt{V}\, W + \delta$$

という確率波動方程式の解の挙動を数値的に検証した。ここで、D, V は各々滑りと滑り速度の時空間分布、d は Bessel 過程に現れる定数、 W は時空間白色雑音、δ は時空間における Dirac の δ 関数である。結果、この解は自発的に停止し、経験則(1)を満たすが、(2)を満たさず、むしろ高周波成分が ω^{-1} のエンベロープを持つことが分かった。また、(3)および(4)については未検証であった。

上記モデルの改良を目指すにあたり。まず ω^{-2} 的なエンベロープは空間2次元モデルであれば実現される可能性がある。断層面上の1直線に沿って積分した結果が ω^{-1} 的であれば、そのようなランダムなソースを2次元的に積分すれば、時間方向にも滑らかさが高じると期待されるためである。従って2次元平面断層上での分布を考える必要が生じるが、これにGR則(4)の検証を加えるには、膨大な数の数値シミュレーションが必要で、計算コストが高いと見込まれる。そこで予察として、 GR則を満たすような確率波動方程式の構造を考える。

GR則を満たす確率的表現として、「拡大する亀裂の面積が A に達しているとき、その直後に拡大が停止する確率は、 A に反比例する」というものがある (Scholz 1968 *BSSA*)。本発表ではこの表現を、新しいアプローチによっても求めるとともに、確率微分方程式に取り込むにあたっての考え方を紹介する。

© The Seismological Society of Japan

Models of fluid-driven seismic swarms with permeability enhancement and rate-and-state friction

Natalia Berrios-Rivera[2], *So Ozawa[1], Eric M. Dunham[2]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. Stanford University

Anthropogenic fluid injections and natural fluid flow in Earth’ s crust lead to an increase in pore pressure, which can trigger earthquake swarms characterized by a migrating seismicity front. Observations of seismicity expanding with the same diffusive space-time behavior as analytical solutions for aseismic slip have been interpreted as evidence for seismic slip triggered by stress changes from aseismic slip. In some cases, aseismic slip is confirmed from crustal deformation measurements and sheared wellbore casing. Our work offers another interpretation of migrating seismicity that may be relevant when there is no independent evidence for aseismic slip. We show that pressure diffusion and elastic stress transfer can independently drive the diffusive expansion of seismicity fronts, and that analytical solutions for aseismic slip can explain this seismicity pattern, even when all slip is seismic. Here we present a 2D earthquake sequence model that simulates constant-pressure injection into the end of a velocity-weakening rate-and-state fault, permeability enhancement with slip, and fluid transport. Our simulations produce microseismicity concentrated along the slip front and large events that usually rupture back to the injector. While the overall aseismic slip potency is much smaller than the seismic potency, aseismic slip at the leading edge of the slip front appears to be important to increase permeability, allowing fluid influx and pressurization that weakens the fault and prepares it for seismic slip. Although we find that simulations for understressed faults have some distributed seismicity behind the slip edge, most events are concentrated at the slip front, likely due to the planar fault geometry and the uniform friction and stress distributions. Additional simulations with a nonplanar fault introduce heterogeneity in the fault normal stress, resulting in a broader distribution of event sizes, events that rupture both toward and away from the injector, more distributed seismicity behind the leading slip edge, and swarm-like clusters of microseismicity. Even with this complexity, the nonplanar fault sequences produce a diffusively expanding slip front (with fluctuations about this diffusive expansion correlated to the local fault geometry) and mostly seismic slip. Our results suggest that aseismic slip solutions can be used to quantitatively interpret the space-time behavior of migrating swarms, even in cases with negligible aseismic slip.

© The Seismological Society of Japan

Emergence of Self-Organized Criticality and Phase Transition in the Olami-Feder-Christensen Model with a Single Defect

*Tetsuto Otani[1], Nobuki Kame[1]

1. The University of Tokyo

自己組織化臨界現象(SOC)は物理学, 地球惑星科学, 生物学, さらには社会科学において, 複雑系における挙動を理解するために提唱されている重要な概念である. Bak, Tang, Wiesenfeldが”SOC”という概念を提唱し(Bak et al. 1987), 地震がこの代表的な例であることを示した(Bak et al. 1989). SOCの概念は制御パラメータを外部から調整することなく, システムが臨界状態に向かって自発的に進化するというものである. さらに, この状態にある系の空間や時間の物理量はべき乗則に従うことが知られている. 実際に地震はいくつかのべき乗則を示す. 最も代表的なものはGutenberg-Richter則であり, 地震のサイズ頻度分布は放出されるエネルギーに対してべき乗則に従うことを主張する.

このGR則を再現するモデルとして提案されたモデルがOlami-Feder-Christensen(OFC)モデルである(Olami et al. 1992). OFCモデルはBurridge-Knopoffのバネブロックモデルを単純化したもので, 隣接するサイト間を破壊が伝播するセル・オートマトンモデルとして実装されている. OFCモデルでは境界条件がSOCの発現に重要な役割を果たす. これまでの研究により, openもしくはfreeの境界条件の場合にのみSOCが発現し, 周期的境界条件を課した場合にはSOCは発現しないことが明らかにされている(Socolar 1993, Grassberger 1994). これはopenもしくはfreeの境界条件によってシステムに不均質性が導入されているためであるとされている(Grassberger 1994). その後, SOC発現の根源的な起源を理解するために, 境界条件や不均質性を変更した様々なモデルが提案されてきたが, その統一的な理解は未だ得られていない.

OFCモデルは2次元正方格子のそれぞれのサイトにエネルギーが割り当てられている系であり, 瞬間的な緩和(toppling)と相対的に遅く均一なエネルギーの増加(loading)によって駆動される. それぞれのサイトではtopplingの度に分配ルールに従いエネルギーの散逸が発生する. 分配ルールには陽に示されていないが, 系の境界ではopen BCsもしくはfree BCsの効果により内部より強い散逸が起こっている. そして, この境界からクラスターが生成され(Middleton and Tang 1995), 系全体が自発的にSOCの状態へと移行する(Hergarten and Krenn 2011). 我々はSOC発現のより根源的な条件を明らかにするために, 最も単純な不均質性”Defect”を, 周期的境界条件のOFCモデルに導入する. すなわち, Defectが無ければ完全に均質な系となり, SOCを示さない. Defectは系のただ1つのサイトにのみ導入され, Defectからその再隣接サイトへの分配をバルクのそれと比べ小さくできるサイトである. すなわち, Defectではバルクよりも強いエネルギー散逸が発生し, その強さも調整できるということである.

Defectモデルを解析した結果, 散逸が強ければSOCになり, 散逸が弱いとSOCにならないことが明らかになった. そして, SOCの状態からほんのわずかに散逸が大きくなると, いくつかの状態が繰り返される, リミットサイクルを特徴とする新しい”秩序相”に転移することが新たに見出された. また, Defectの数を増やすとSOCの状態は徐々に壊れていくことが確かめられた. Defectモデルを用いることにより, SOC発現の条件が明らかになり, SOCからの新たな相転移が見出された. わずかなエネルギー散逸の違いがSOCと秩序相発現をコントロールするという本研究の発見は, 今後SOC発現の根源的な理解に重要な手掛かりを与えるであろう.

© The Seismological Society of Japan

Recurrence of large earthquake using multiscale circular patch model in quasi-dynamic simulation of earthquake generation cycle

*Ryoko Nakata[1], Takane Hori[2], Hideo Aochi[3,4], Satoshi Ide[1]

1. UTokyo, 2. JAMSTEC, 3. BRGM, France, 4. ENS-CNRS PSL, France

【はじめに】本研究では、地震サイクルを通した大地震発生過程を理解するために、日本海溝沿いの三陸沖で発生する幅広いマグニチュードの地震に、マルチスケール円形パッチモデル [Ide and Aochi, 2005; Aochi and Ide, 2009; Ide and Aochi, 2013]を適用して、準動的な地震発生サイクルシミュレーションを行った。
【手法】マルチスケール円形パッチモデルは、Ide and Aochi [2013]では、2011年東北地方太平洋沖地震の複雑な動的破壊過程を説明するために用いられたものを参考にした。彼らは、気象庁カタログを基に、過去に発生したM>6.5の地震を規模別にグループ分けし、各グループの地震の震源域を同じ半径の円で近似した。各地震の震源位置に配置した円形パッチでは、すべり弱化距離Dcを円の半径に比例して変化させることで、空間的に不均質な階層構造を与えていた。本研究では、Ide and Aochi [2013]でモデル化した地震のうち、三陸沖にのみ着目する。従って、最大規模の地震は、1896年明治三陸地震 (M = 8)である。2番目に大きな規模のグループは、Mj = 7.1～7.6の6地震、3番目はMj = 6.6～7.2の9地震である。さらに、気象庁カタログから、1923年1月～2023年3月に発生した、震源深さ60 km以浅・Mj = 5.6～6.5の362地震を、4番目のグループとして追加した。これらの地震の震央には、グループ1・2・3・4でそれぞれ半径80・40・20・10 kmの円形パッチを配置するが、本研究では、ほぼ同じ場所で同規模の地震が繰り返し発生しているという仮定の下、グループ2の地震を3つに減らした。またグループ４の地震は、近くで発生しているものをまとめて28パッチを配置した。地震発生サイクルシミュレーションの数値計算は、先行研究 [Nakata et al., 2016; 2021; 2023]と同様の物理法則・初期値・境界条件・プレート境界面形状等で実施した。ただし、M5クラスの地震まで再現するために、プレート境界面を先行研究よりも細かく分割した。そこで、計算規模を小さくするために、モデル領域は先行研究よりも狭い三陸沖のみとした。本手法では、Dcは特徴的すべり量Lに相当する。A-Bはモデル領域全体で一様に、すべり速度弱化とした。
【結果・議論】2600年分を計算したところ、M8.15～8.29の地震が43回発生した。平均繰り返し間隔は約61年であった。M>8地震のセントロイドは43地震でほぼ同じ位置であったが、破壊開始点はそれぞれ異なっており、グループ1のパッチ内ではなく、グループ2, 3, 4のパッチのいずれかであった。これは、M>8地震が、小さいパッチから始まるcascade-up過程であることを意味している。また、多くのケースで、破壊開始点付近で発生したM<8地震の余効すべりがトリガーとなっていた。余震は、M>8地震のすべり域周辺に位置するグループ4のパッチで多く発生していた。本研究の結果は、動的破壊過程だけではなく、地震サイクルにおいても、階層構造モデルが本質的に重要であることを示唆している。
【謝辞】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

Room A | Regular session：S08. Earthquake physics

Wed. Oct 23, 2024 3:15 PM - 4:45 PM JST | Wed. Oct 23, 2024 6:15 AM - 7:45 AM UTC | Room A International Conference Hall (4F)

[S08] PM-2

chairperson:Makoto Naoi(DPRI, Kyoto Univ.), Tatsuya Kubota(NIED)

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

[S08-26] Estimating fault mechanical parameters by strategic incorporation of tsunami, geodetic and teleseismic data: the 2011 Tohoku earthquake

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

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

[S08-27] Source process of the 2016 off-Fukushima earthquake deduced from ocean-bottom and onshore seismograms together with tsunami source data

*Ritsuya Shibata[1], Hisahiko Kubo[1], Suzuki Wataru[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S08-28] Correlation between strain change and tectonic tremor activities during a short-term slow slip event

*Akio Katsumata[1], Kazuki Miyaoka[2], Takahiro Tsuyuki[3], Satoshi Itaba[4], Masayuki Tanaka[3], Takeo Ito[6], Akiteru Takamori[5], Akito Araya[5] (1. University of Toyama, 2. JMA, 3. MRI, JMA, 4. AIST, 5. ERI, Univ. of Tokyo, 6. Nagoya Univ.)

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

[S08-29] Molecular Dynamics Investigation on the Lifetime of an α-Quartz Gouge Particle Under Shearing a Pair of Asperity Walls

*SHENG LI[1], Eiichi Fukuyama[1] (1. Kyoto University, Department of Civil and Earth Resources Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto, Japan)

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

[S08-30] Reexamination of Rate- and State- Friction Parameters at Subseismic Loading Rate

*Kotaro Kusada[1], Eiichi Fukuyama[1,2] (1. Univ. of Kyoto, 2. NIED)

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

[S08-31] High-Resolution AE Analysis During Hydraulically-Induced Fracturing Using Deep Learning Techniques and Matched Filter Analysis

*Makoto NAOI[1], Shiro Hirano[2], Youqing Chen[3] (1. Hokkaido Univ., 2. Hirosaki Univ., 3. Kyoto Univ.)

Estimating fault mechanical parameters by strategic incorporation of tsunami, geodetic and teleseismic data: the 2011 Tohoku earthquake

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

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

地震の応力降下 (Stress drop) や放射エネルギー (Radiated energy)，地震放射効率 (Radiation efficiency) といった地震の断層破壊を特徴づける力学パラメタは，地震におけるエネルギー収支を理解する上で重要なものであり(e.g. Kanamori & Rivera 2006 AGU Geophysical Monograph)，しばしば遠地実体波記録を使用したインバージョン解析で得られた震源断層モデルから見積もられる (e.g. Ye et al. 2016 JGR)．しかし，遠地実体波インバージョンでは，解析上で仮定する破壊フロントの進展速度と，最終的なすべり分布およびそこから見積もられる応力降下の間にはトレードオフの関係があり，その見積もりに不確実性があることが指摘されている (Ye et al. 2016)．そのため，上記の力学的パラメタを遠地実体波インバージョンのみから高い信頼度で推定することは，しばしば容易ではない．他方，津波データは時間解像度が低いという欠点があるものの，その非常に遅い伝播速度 (~10^{-1} km/s) から断層面上の破壊伝播の影響を受けにくく，最終すべりや応力降下の空間分布の推定に高い制約を与えることができる．最近，Kubota et al. (2022 PEPS) は，震源域直上で得られた津波データと海陸の測地データから，2011年東北地震の最終すべりと応力降下の分布を高い信頼度で推定した．本研究では，津波と測地データから推定した最終すべり分布の情報を統合した遠地実体波インバージョンの解析手法を提案し，信頼度のより高い東北地震の力学的パラメタの推定を試みる．本解析では，これまで行われてきた遠地実体波インバージョンと同様に，遠地P波記録を用いて断層すべりの時空間発展を推定する．本手法の特徴的な点は，実際のプレート境界構造に基づいて点震源要素を配置する点，および，最終すべり分布が津波・測地データに基づく解析で推定したもの (Kubota et al. 2022) と同じになるという拘束条件を課す点の2つである．解析で得られた東北地震の震源モデルから地表変位および津波を計算したところ，測地観測点の永久変位のみならず，震源域近傍の津波観測点の初動やピークの振幅と到達タイミングをよく再現した．すべりの時空間発展および震源時間関数は，遠地地震波のみの解析で得られたものとおおむね調和的あったが，最終すべり・最終応力降下分布には異なる部分が見られた．本解析からは，海溝近傍に~50 mの最大すべり，および，震源周辺に~5 MPaの主な応力降下領域が推定された．一方で，Ye et al. (2016) が遠地実体波のみから推定した結果では，海溝近傍に最大すべりが推定された点は類似していたものの，そのすべり量は~90 mと非常に大きく，かつ海溝付近に~70 MPaと極めて大きな応力降下が推定された．本解析で得られた震源モデルに基づいて，断層の力学的パラメタを計算すると，以下の通りとなった：Radiated energy E_R = 5.4×10^{17} J，モーメント規格化エネルギー Moment-scaled energy E_R/M_o = 1.2×10^{-5}，見かけ応力 Apparent stress σ_a = 0.49 MPa．これらの値は，Ye et al. (2016) が遠地実体波のみの解析から推定した値と同様であった．なお，これらの値は過去に発生した津波地震 (Kanamori 1972 PEPI) における値ほどは小さくない．また，本モデルを用いてEnergy-based stress drop (エネルギー収支の観点から定義される実効的な平均応力降下，Noda et al. 2013 GJI) を計算すると，$\Delta\sigma_E$ = 3.2 MPaとなった．この値はYe et al. (2016) の推定値 (12.5 MPa) よりも小さい．また，この応力降下の推定値の違いに起因して，放射効率 Radiation efficiency $\eta_R = E_R/\Delta W_0 = 2\mu E_R/(\Delta\sigma_E M_o)$ は，本モデルのほうが約4倍大きい値となった．これらの値に違いが出た理由は，両者のモデルにおいて，海溝付近での最大すべり量，および，主な応力降下域の位置に違いがあったことにあると解釈される．しかし，Ye et al. (2016) モデルにもとづいて震源域近傍で得られた津波波形を計算すると観測よりも過大となったことから，Ye et al. (2016) の最大すべり量は過大推定であったこと，さらにはEnergy-based stress dropが過大推定であったことが示唆される．この結果は，津波・測地データに基づいて得られた信頼度の高い最終すべり分布を遠地実体波インバージョンに組み込むことが，地震の断層の力学パラメタをより高い信頼度で推定するために効果的であることを示している．

© The Seismological Society of Japan

Source process of the 2016 off-Fukushima earthquake deduced from ocean-bottom and onshore seismograms together with tsunami source data

*Ritsuya Shibata[1], Hisahiko Kubo[1], Suzuki Wataru[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

2016年11月22日、福島県沖において気象庁マグニチュード7.4の地震が発生した。防災科学技術研究所（防災科研）によるF-net モーメントテンソル（MT）解と気象庁による一元化震源カタログの余震分布から、この地震は北東-南西に走向を持つ正断層型の地震と考えられる。この地震の断層滑り分布は強震波形や海底水圧記録などを用いて推定されている。強震波形を用いた解析（防災科研, 2016）では断層破壊の時空間発展（震源過程）を推定することができる一方、海域の地震に対して陸上観測点のみを利用すると観測点カバレージが悪いという問題がある。他方、津波波形を用いた解析は、グリーン関数が地震波のものよりも安定して求められるという利点や、総滑り分布の拘束が良いという利点がある一方で、M7級の地震で破壊伝播過程まで推定することは難しい。本研究では前者の制約を軽減するため、Shibata and Aso（2024 submitted to *BSSA*）において開発した、放射パターンの補正を加えた経験的グリーン関数（EGF）を利用した波形インバージョン手法を海底のS-netと陸域のKiK-net（地中）の強震波形に適用することで、陸海の地震波形を同時に説明可能な震源過程の推定を試みた。また、Kubota et al.（2021）によりS-net水圧波形を用いて推定された、津波を励起した海底の上下変位（津波波源）をあわせてインバージョンすることにより、滑り量の空間分布のより安定的な拘束を図った。

強震波形解析においては、0.04–0.4 Hzのバンドパスフィルタを用い、S波走時の0.5秒前から50秒間の波形を用いた。EGFとして用いる地震としては2016年12月20日に発生した気象庁マグニチュード5.5の地震を採用した。気象庁によるEGFの震源深さは32.5 kmである一方、F-net MT解のセントロイド深さは5 kmと推定されている。海域の地震に対する震源決定の不確実性を考慮し、低周波数帯の地震波により推定されたF-net MT解の5 kmをEGFの震源深さとした。また、本震の破壊開始点の深さも気象庁震源（24.5 km）とF-net MT解（11 km）の間で乖離がある。Kubota et al.（2021）とKubo et al.（2023）の結果はこの地震の主な滑り領域の深さは、気象庁震源よりもF-net MT 解の深さに近いかそれよりも浅いことを示唆している。本解析では震源断層の震央位置は気象庁震央とし、震源深さに関してはF-net MT解の11 kmと設定した。震源断層として32 km × 60 kmの断層面を仮定し、8 km ×8 km の小断層をハーフオーバーラップさせて配置した。時間方向には小断層ごとに1.8秒幅の三角形関数をハーフオーバーラップさせて6個並べ、6.3秒間滑りを許した。各小断層の破壊開始時刻は震源から同心円上に1.6 km/sで伝播するように設定した。グリーン関数における放射パターンの補正に必要なレイパラメタは、全国１次地下構造モデルJIVSM（Koketsu et al., 2012）を仮定し、TauPパッケージ（Crotwell et al., 1999）により計算した。津波波源については、Kubota et al.（2021）で推定された津波波源のうち、特に海底変位が大きかった領域において緯度、経度ともに0.02度ごとの上下変位を用いた。ここではOkada（1985）に従い計算された、断層滑りによる理論静的変位をグリーン関数として適用した。地震波形と津波波源の重みづけはトライアンドエラーにより決定した。

強震波形と津波波源のジョイントインバージョンの結果、震源域南西部において最大7 m程度の滑り分布が推定された。大滑り領域は走向方向に16 km程伸びており、滑り方向はほぼ -90ºから変化しなかった。すなわち破壊はほぼユニラテラルに伝播していた。観測された地震波形に関して、S-netでは解析周波数帯の高周波側において振幅が大きかった一方、KiK-netでは低周波側の波が卓越していた。本解析では、そのどちらの波形も概ねフェーズの特徴を中心に再現された。これはEGFを用いることにより適切に地下構造の影響を考慮できているためと考えられる。津波波源データに関しては、その分布はほぼ再現された一方、振幅は元データと比較すると若干小さかった。防災科研（2016）と比較すると、本研究の滑り分布はより浅い領域に集中している様子が見られた。これは津波波源データを用いることで、総滑り量に対する拘束が良くなったためと考えられる。

© The Seismological Society of Japan

Correlation between strain change and tectonic tremor activities during a short-term slow slip event

*Akio Katsumata[1], Kazuki Miyaoka[2], Takahiro Tsuyuki[3], Satoshi Itaba[4], Masayuki Tanaka[3], Takeo Ito[6], Akiteru Takamori[5], Akito Araya[5]

1. University of Toyama, 2. JMA, 3. MRI, JMA, 4. AIST, 5. ERI, Univ. of Tokyo, 6. Nagoya Univ.

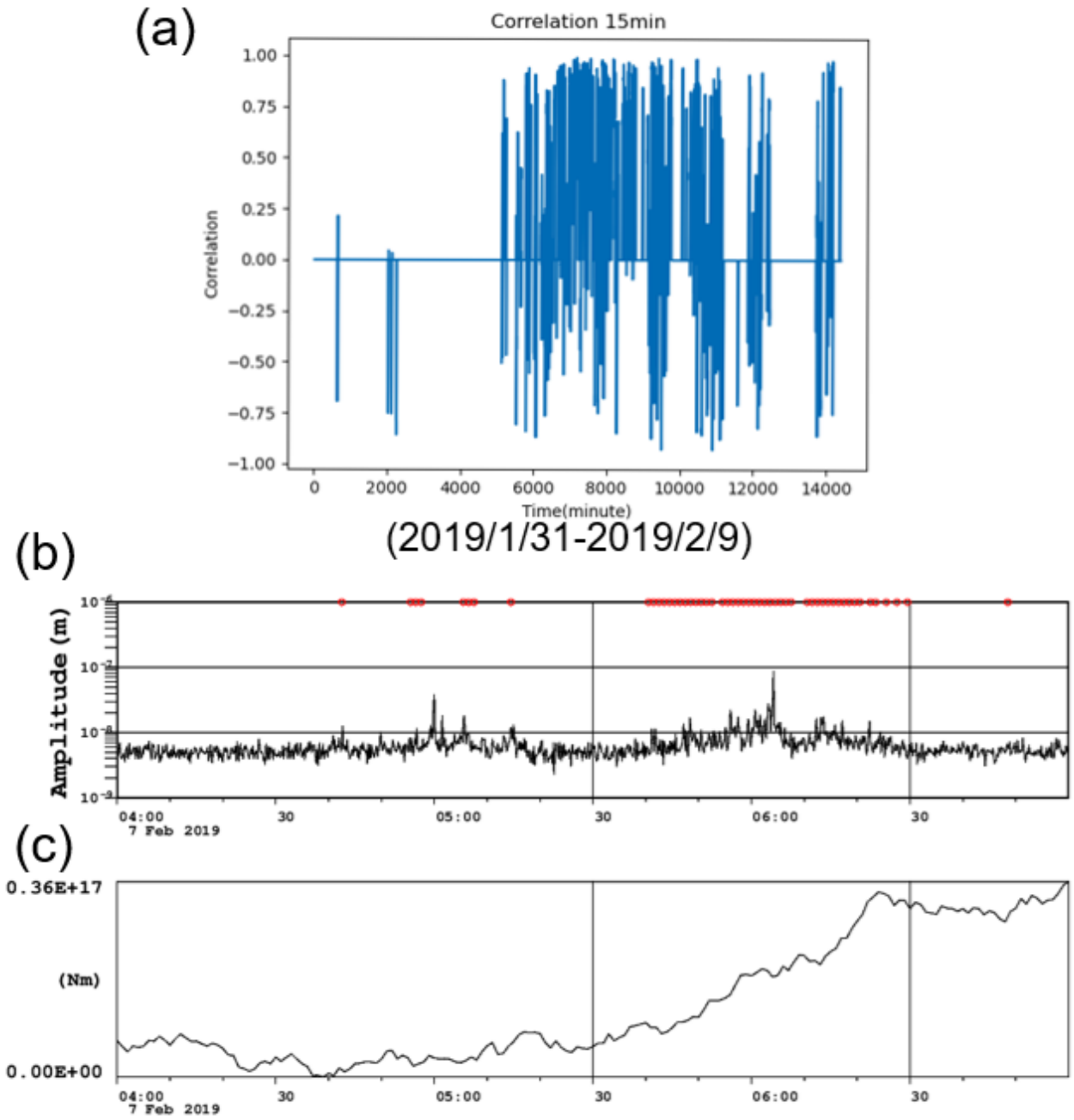
ボアホールひずみ計およびレーザーひずみ計のデータをスタッキング処理した時系列とテクトニック微動の震源(Imanishi et al., 2011)の積算数は類似性の高い変化を示す(Katsumata et al., 2024)。ひずみ変化と積算微動震源がどの程度の時間幅まで相関を示すか調査した．ひずみと積算微動回数のそれぞれのトレンドを除去して移動相関係数を計算した．相関係数を計算する時間幅を15分，30分，１時間，2時間などに変化させた．なお，Imanishi et al.(2011) の微動震源は最短1分間隔で決定されている．15分の時間幅で相関係数を計算しても相関係数が1.0に近い値となる時間帯が多く出現した(図(a))．これは，微動とひずみ変化が同一の現象の異なった観測結果であることを示唆するものである．

そこで、微動の変位振幅の積分ががひずみ計から推定されるプレート間すべり量に相当するか調査した。微動の変位d(t)を以下のように近似できるとした。
$d(t)=(dM_0/dt)(R/4\pi r\rho_s\beta_s^3)\, g_l\, (\rho\beta/\rho_s\beta_s)^{0.5}\exp(-\pi ft/Q)$
ここでRは放射特性，rは震源と観測点間の距離，ρ_sは震源における密度，β_sは震源におけるS波速度，ρは表層における密度，βは表層におけるS波速度，g_lは地表面における増幅係数，expの部分はQ値による減衰を表す．2019年2月7日5時30分～6時30分(JST)までの1時間のF-net旭観測点のNS成分の変位振幅(図(b))の積分を計算し，仮にR=0.7，g_l=2.0，Q=200として，上式に基づき地震モーメントに変換すると，2×10^{15} Nm(Mw4.1相当)となった．なお，F-net旭の元データは、積分して変位相当の波形とし、1Hzの高域通過フィルターを施した上で、ヒルベルト変換を用いてinstantaneous amplitudeに変換している。図(b)の枠上の赤丸は微動の検出時刻を表している．この期間のひずみデータ(図(c))に基づくプレート間すべりの地震モーメントは2.5×10^{16}Nm(Mw4.9相当)であった．

地震波形からの地震モーメント推定値とひずみデータに基づく地震モーメント推定値の間には約10倍の差はあり、直接、"∫(テクトニック微動)dt=プレート間すべり"と結論するには差が大きいが、否定できるほどには差が大きくはない。5:00ころには，微動活動は認められる(図(b))が，ひずみ(図(c))には変化が認められない．この点は"∫(テクトニック微動)dt≠プレート間すべり"を示唆している．

謝辞
本研究には防災科学技術研究所のF-net観測点のデータを利用させて頂いた。

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Molecular Dynamics Investigation on the Lifetime of an α-Quartz Gouge Particle Under Shearing a Pair of Asperity Walls

*SHENG LI[1], Eiichi Fukuyama[1]

1. Kyoto University, Department of Civil and Earth Resources Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto, Japan

The mechanical behavior of gouge particle could closely relate to the friction properties of rocks, which may influence the nucleation, rupture propagation and termination of earthquakes. In this study, by using molecular dynamics, we explicitly simulated a series of 3D dynamic friction processes of a single spherical α-quartz particle with rough surfaces composed of semi-spherical asperities. We investigated the effects of the normal force, particle size, asperity interval and contact configurations on the dynamic failure of a particle during shearing. Our model initially involves asperities that are aligned with the same asperity interval along the sliding direction and meanwhile all replicated in the direction perpendicular to the sliding with the same asperity interval. Afterwards, two initial contact conditions are considered: the particle center is aligned with the geometric centers either formed by two upper and two lower asperities in the x directions (Case I) or formed by four upper and four lower asperities in two rows (Case II). Finally, we changed the normal load (allowing the fracture to occur), particle size (either $5R$ or $6R$, where $R = 3.4$ nm) and asperity interval (either 0.5 R or R in sliding direction) for the two contact cases to investigate the particle failure. The loading velocity was set at 30 m/s and asperity radius at $4R$. Our results show that under all simulations, the normal load significantly affects the particle lifetime. Under the high normal load, the particle breaks within a short sliding distance during the stick stage with asperities. In contrast, under the low normal load, the particle undergoes a long-distance adhesive wear (plastic flow) and shrinkage of the particle volume. It breaks when the volume reduces to a critical size. This process, from adhesive wear to fracture, persists with the increased particle size, where the larger particle experiences a longer adhesive wear distance. Furthermore, the asperity interval generally increases the particle lifetime in our model setup. Contact configurations also have effects, where the particle in Case I cracks more easily over short distances, while in Case II it endures longer plastic wear before breaking under the same normal load. Finally, an interesting finding is that the lifetime of particle could be related to the wear-induced shape.

© The Seismological Society of Japan

Reexamination of Rate- and State- Friction Parameters at Subseismic Loading Rate

*Kotaro Kusada[1], Eiichi Fukuyama[1,2]

1. Univ. of Kyoto, 2. NIED

自然地震の解析においては、断層面における比較的長い(~m)摩擦のすべり弱化距離()が報告されている(e.g. Ide & Takeo 1997, JGR)。 しかし室内実験においては、遅いすべり速度(μm/s)と短いすべり距離(~cm)による Velocity Step Change Testの実験結果から、は極めて短い(~mm)と報告されている(e.g. Marone 1998, ANEPS)。摩擦パラメータは多くの地震シミュレーション研究で用いられているため、この相違を調査することは重要である。本研究では、地震のすべり速度に近い中速度域(~mm/s)、および長すべり距離(~m)条件下での摩擦パラメータの特性を明らかにすることを目的として岩石摩擦試験を行った。実験には福建省花崗岩を使用し、長すべり距離条件を実現するために回転せん断摩擦試験機を用いた。室温室内湿潤状態で3MPaの法線応力を加え、すべり速度ステップが5。0×10^{-3}m/sと1。5×10^{-2}m/sの間を行き来するVelocity Step Change Testを複数回(~10回)繰り返してデータを取得した。実験の結果、定常状態に到達したと確認できたデータと、定常状態とならなかったデータが得られた。前者は速度ステップの際に見られる典型的な摩擦係数波形の形となり、それから摩擦パラメータの値を推定することができた。後者は摩擦係数の値が不規則に擾乱し、摩擦パラメータの値を推定することはできなかった。これは、run-in直後の不安定さによるものと、実験終盤においてすべり面のダメージが急拡大したことによると考えられる。そこで、解析は前者のデータに対して行った。パラメータ推定は、まず初めにの値を速度急変時の摩擦係数のジャンプより推定したのち、とについてのグリッドサーチを行い、最小二乗法によって最適解を選択することで行った。パラメータ推定の結果、の値は既往研究と同様であったが、負の値は一桁小さくなり、もメートルオーダーの値が推定された。この結果は、同じスケールの速度と距離条件での一定すべり速度実験(Mizoguchi & Fukuyama, 2010, IJRMMS)の実験開始直後の挙動と類似している。の値が大きくなった理由の一つは、長いすべり距離の挙動のデータを取得したためと考えられる。このことは Abercrombie and Rice(2005, GJI) でも示唆されているように、状態に依存する過程が低速・短距離すべり実験とは異なっているためと考えられる。また、の値が大きくなることや摩擦係数が擾乱する原因として、ガウジやガウジ層の影響があると予測している。発表では、この可能性も踏まえて議論を行う。我々の実験結果は、低速すべり(~μm/s)と中速度すべり(~mm/s)では摩擦パラメータの挙動が異なる可能性を示し、より現実的な条件下で摩擦パラメータを推定することの重要性を示唆するものである。

© The Seismological Society of Japan

High-Resolution AE Analysis During Hydraulically-Induced Fracturing Using Deep Learning Techniques and Matched Filter Analysis

*Makoto NAOI[1], Shiro Hirano[2], Youqing Chen[3]

1. Hokkaido Univ., 2. Hirosaki Univ., 3. Kyoto Univ.

破壊を伴う室内実験において，AEセンサによる微小破壊モニタリングは破壊成長過程の観察に有効であるため，連続波形データからより多くのイベントを検出し，震源決定することは重要である．本研究では，室内水圧破砕実験におけるAE連続測定データに，深層学習による自動走時検測とMatched Filter Analysis（以下MFA）を適用し，高品質のAEカタログを作成することを試みた．　解析には，Naoi et al. (2020; GJI)が実施したEagle Ford頁岩を用いた３実験と，Tanaka et al. (2021; GJI)が実施した黒髪島花崗岩を用いた10実験のデータを用いた．これらの実験では，65 x 65 x 130 mmの供試体を用い，供試体中央部に穿孔した直径6 mmの破砕孔に流体を圧入することで水圧破砕を実施し，発生する微小破壊によって放射される波を24個のAEセンサで10 MHz sampling連続収録した．Naoi et al. (2020)とTanaka et al. (2021)はこれらの連続測定データに対し，STA/LTA法によるイベント検出と，AR-AIC法を用いた自動走時検測を行い．最小二乗法でその震源を決定しているが，残差が大きい走時値を動的に省くことで，誤検測の影響を低減する仕組みを導入している．　本研究では，これらの先行研究で最終的に震源決定に使われた検測値及び対応する波形データを用い，1ch波形データ用に微修正したPhaseNet（Zhu and Beroza 2019）走時検測モデルを訓練した．得られた検測値に対して，差分進化法で処理を高速化したREALアルゴリズム（Zhang et al. 2019）を用いてPhase Associationと震源決定を実施し，それらのイベント波形をテンプレートとしてMFAを行うことで，さらに検出イベント数を向上させた．MFA解析においては平野・直井（2024; JpGU）が開発した大規模データを高速に処理可能なDiallelX（https://github.com/ShiroHirano/DiallelX)アルゴリズムを用いた．検出イベントに対して波形相関による相対走時差の読み取りをおこない，Double Difference法（Waldhauser and Ellsworth, 2000）で震源を決定して最終的なカタログを作成した．深層学習モデルの訓練は教師あり学習で行っているものの，その教師データは自動処理で作成したものであり，プロセス全体としては事前のラベル付けが不要である．すなわち，提案手法による自動処理は，連続波形記録が得られさえすれば適用可能である．　上記の手法によって，Naoi et al. (2020)，Tanaka et al. (2021)が作成したものに比べ，約10倍の数のイベントをリストしたカタログを作成することに成功した．一連の実験では，水圧破砕の主破壊前後でイベントが続発したために解析が困難な時間帯が存在したが，そのような時間帯にも本手法により多数の震源が決定された．他にも主破壊後の流体圧入時に，Tremorのような波形が観測され，そこから 5 mm 程度の領域で短時間のみ活動するクラスタの存在を明らかにするなど，これまでとは質的に異なる知見が得られた．本解析手法は，室内実験で得られるAEデータから，より多くの情報を引き出すことに寄与すると期待される．

© The Seismological Society of Japan

Room B | Regular session：S08. Earthquake physics

Wed. Oct 23, 2024 9:00 AM - 10:30 AM JST | Wed. Oct 23, 2024 12:00 AM - 1:30 AM UTC | Room B Medium-sized Conference room 301 (3F)

[S08] AM-1

chairperson:Kurama OKUBO(NIED), Daisuke Sato(Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

[S08-08] Strain-release duality of regular and slow earthquakes measured by quasi-point sources

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

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

[S08-09] Stick–slip Behavior of Granular Suspension Showing the Similar Statistics to Slow Earthquakes: Particle-tracking Shear Experiments

*Yuto Sasaki[1], Hiroaki Katsuragi[1] (1. Osaka University)

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

[S08-10] Segmentation of slow slip events on planar uniform faults controlled by their relative strength to the surroundings

*Kento Nishikiori[1,2], Makiko Ohtani[1], Kazuro Hirahara[3,4] (1. Kyoto University, 2. Kyoritsu Electric Corporation, 3. Institute of Education, Research and Regional Cooperation for Crisis Management Shikoku at Kagawa University, 4. RIKEN Center for Advanced Intelligence Project (AIP))

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

[S08-11] Effect of friction on the formation of faults in a dynamical system

*Mitsuki Yamada[1], Takahiro Hatano[2], So Kitsunezaki[3] (1. Nara Women's University, 2. Department of Earth and Space Science, Osaka University , 3. Division of Natural Sciences, Faculty of Nara Women's University, Nara)

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

[S08-12] Apparent scale dependence of frictional property of metagabbro gouge due to stress heterogeneity on a laboratory fault

*Futoshi Yamashita[1], Kazuo Mizoguchi[2], Eiichi Fukuyama[3,1], Sachiko Iizuka[4] (1. NIED, 2. CRIEPI, 3. Graduate School of Engineering, Kyoto University, 4. CERES Inc.)

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

[S08-13] Evaluation of frequency-dependent attenuation factor for accurate estimation of source parameters in the laboratory earthquakes

*Kurama Okubo[1], Futoshi Yamashita[1], Eiichi Fukuyama[2,1] (1. NIED, 2. Graduate School of Engineering, Kyoto University)

Strain-release duality of regular and slow earthquakes measured by quasi-point sources

*Daisuke SATO[1]

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

地震発生の繰り返し周期を検討する際、地震発生時の歪解放量の拘束が有用である。つまり、どれくらい歪んだら壊れるか当たりをつけるとき、壊れたらどれくらい歪が戻るかが問題になる。ただし、波動射出量や滑り量を特徴づける運動エネルギーや地震モーメントが点震源解で定まるのと対照的に、点震源解の歪解放量推計値は必ず発散する。つまり、歪解放量は断層形状を無視した長波近似で良く求まる巨視的情報ではなく、これが波(運動エネルギー)や滑り(モーメント)の規模測定にはない、歪解放量特有の測定問題を生じる。破壊伝搬速度がS波速度に近い通常の地震では、点震源解でも波動エネルギーから歪解放量は測れる(e.g., Sato & Hirasawa, 1973)。しかし、スロー地震のような、低速な断層すべりはこの限りではない (Motto, 1948; Kostrov, 1966; Kanamori, 2004)。今、測れる(可測)とは、データだけから値が決まる(最尤推定が一意)かどうかを指す。以下、推定(ベイズ推論)と測定(尤度推論)は区別しよう。本研究は、地表変位から測れる歪と測れない歪があることを指摘し、いわゆる特性化震源モデル(準点震源解)を使うと前者が測れることを見つけたあと、特性化震源モデルの妥当性を検証しつつスロー地震の歪エネルギーの特徴を調べていく。

一般に、連続体媒質中に非弾性歪が生じた時、総滑り量(モーメント)と弾性歪の自己エネルギーは比例する(Eshelby, 1957)。弾性歪の自己エネルギーとは、仮想的に同じ弾性歪が0背景応力下で生じたときの弾性歪エネルギーのことであり、歪の二乗ノルムにあたる。これは、背景応力の情報を全く含まず、歪エネルギーではない。しかし、波動に変換しうる歪エネルギーの上限に相当し(Sato & Hirasawa, 1973)、熱力学的には自由エネルギーである。モーメント(総滑り量)と自己歪エネルギー(歪解放量)の比例係数は、非弾性歪あたりの応力降下量を表し(Eshelby, 1957)、つまりはモーメントと応力降下量がわかれば歪解放量がわかるという仕組みになっている。となれば、地震の歪解放量を測るとは、断層面の応力降下量の空間分布を測ることと同義である。

しかし、応力降下量は断層形状と滑り分布に依存するため、有限震源モデルにおいてこれらを完全に決められるだけの無限のデータがない限り、歪解放量の最尤推定量は一意ではない。この意味で、歪解放量はふつう"測れない"量である。これまでの研究で求められている(e.g., Kanamori & Anderson, 1975)のは、主に遠地波形を用いた特性化震源モデルに基づく推計値である。ここでいう特性化震源モデルは、特定形状の有限長断層上で特定空間分布の滑りを仮定する断層滑りモデルの総称を指す。

これについて、我々は、観測された地震波形から期待される歪解放量の最小値に注目する。歪解放量の下限は、断層形状未知の場合に熱力学的に期待される歪解放量にあたり、物理的に合理的な歪解放量の推計値といえる。これは、地震の波動エネルギー(radiated seismic energy)に変換できる歪エネルギーの下限であるので、便宜的に可用地震エネルギー(available seismic energy)と呼んでおく。面白いことに、可用地震エネルギーは円形クラックモデルで推定される自己歪エネルギーだった。円形クラックモデルの歪解放量は、上述の通り地表観測で良く拘束できる。つまり、歪解放量の下限は"測れる"。通常地震に関しては、上記の通り自己歪エネルギーは波動エネルギーにほぼ一致し、また可用地震エネルギー測定値は波動エネルギーに一致している(Kanamori et al., 2020)。そこで、通常の地震では可用地震エネルギーは実際自己歪エネルギーの概算値になっている。

ここまでの考察を踏まえ、先行研究で推定されてきた円形クラックモデルのソースパラメターを使い、可用地震エネルギー(歪解放量下限=円形クラック換算の歪解放量)を測定し、自己歪エネルギー、要は総歪解放量を見積もった。可用地震エネルギーを比較すると、低周波地震(LFE)や超低周波地震(VLFE)は通常の地震と同じ歪解

© The Seismological Society of Japan

放量(一万分の一程度)である一方で、ゆっくり滑り(SSE)は二桁ほど小さいことが確認された。 但し、スロー地震に円形クラックモデルを適用できるかは議論が残る。遠地近似の理論解(Matsu'ura, 2024; submitted)を用いて検討すると、通常地震とスロー地震活動において、例外的にVLFEについては円形クラックモデルの当てはまりが悪く(Sato, submitted; arXiv:2406.12654)、VLFEでの上記の推計は疑わしい。VLFEがLFEの集積(Shelly et al., 2007)であるなら、モデル適用性の違いは破壊過程の違いと解せるのだろう。

円形クラックで見積もられてきた応力降下量とは、歪解放量の下限の測定値であり、実は歪は下限だけが測りうるというのが本発表の論旨である。歪解放量の結果は、単にLFEやVLFEの推定応力降下量が地震のそれに近く、SSEの推定応力降下量がそれより小さいということを言い換えたに過ぎない。それでも、歪解放量は地震が速いか遅いかで決まるかと思いきや、地震波を出すか否かで分かれているらしいというのは、沈み込み帯の歪解放過程を考えるうえでこれまであまり認識されていない知見かもしれない。

© The Seismological Society of Japan

Stick–slip Behavior of Granular Suspension Showing the Similar Statistics to Slow Earthquakes: Particle-tracking Shear Experiments

*Yuto Sasaki[1], Hiroaki Katsuragi[1]

1. Osaka University

スロー地震は，規模別頻度分布，規模-継続時間スケーリング，パワースペクトルの3点について通常の地震と異なる特性を示す場合があるが [1, 2]，メカニズムや因果関係については明らかになっていない．本研究では，浮遊粒子分散系が示す固着すべりにおいて，規模別頻度分布が指数分布かつ，規模-継続時間スケーリングが線形関係で，パワースペクトルの高周波側の減衰指数の大きさが空隙率によっては1に近い値をとることを示す．

地震性すべりを実験で再現するために，本研究では球状ゲル粒子（直径約 4 mm）を透明な重液（密度約 3 g/cm³）の液面に浮遊させて，この浮遊粒子層に回転円柱を挿し入れて剪断実験を行った．回転円柱の表面には試料と同じ粒子を接着した．粒子層の厚みは粒子1個分とし，層内の空隙率約0.3（粒子数約3800個）のもとで剪断挙動を調べた．回転円柱とバネで接続されたモーターの回転速度は0.6/sで一定とした．実験中にはトルクを測定すると同時に，粒子の動きをその場で撮影して画像解析を行った．

実験の結果，剪断を加えた浮遊粒子層は固着すべり挙動を示し，すべりに伴うトルク降下量の頻度分布はベキ分布ではなく指数分布となった．現実のスロー地震において，規模別頻度分布がグーテンベルグリヒター則（ベキ分布）なのか指数分布なのか [1] 定説はまだないが，本研究の範囲内では実験のシステムサイズを変えても一貫して指数分布が捉えられた．

回転円柱のすべり量およびすべり継続時間はトルク降下量におおむね比例していた．現実のスロー地震において，規模（エネルギー）と継続時間との間には線形関係が見出されており，通常の地震の非線形関係とは異なるメカニズムが示唆されている[2]．また，すべり速度はおおむね一定で約 0.12 mm/s（浮遊粒子層の剛体回転より約20%速い）だったが，空隙率を減少させると速いすべり（ 0.20 mm/s）が生じる頻度が上昇した．すべり面の面積の定量化は撮影画像の解析に基づいて実施中だが，多くの場合は回転円柱の近傍にある同一の粒子の表面で局所的にすべっていた．すべり面積がトルク降下量によらず一定だと仮定すると，トルク降下量が示す指数分布のスケールはすべり量ないしすべり継続時間が規定していると考えられる．さらに，すべり速度も一定と仮定すると，本研究における応力降下量はそのまま地震モーメントと比較可能な物理量とみなすことができる．

固着すべりを伴って増減するトルクデータのパワースペクトルは，コーナー周波数 0.03 Hzにピークを持ち，より高周波側で周波数fに対して $1/f^n$ で減衰する特性を持っていた．コーナー周波数は回転円柱表面の粒子が1粒子直径分移動するのにかかる時間スケールに一致し，より高周波側のスペクトルの負の傾きは約 $1/f^4$ であり，空隙率を増加させると $1/f$へと遷移する傾向が見られた．現実のスロー地震では，通常の地震と異なり $1/f$に近いスペクトルが得られることが知られている[2, 3]．

これまでの先行研究で，規模別頻度分布と規模-継続時間スケーリングに基づいてスロー地震のパワースペクトルが求められているが [3]，規模別頻度分布と規模-継続時間スケーリングの相互関係や原因については未解決のままである．今後，これらの統計則がミクロな粒子運動の基づいてどのように説明できるのかを明らかにし，スケーリングによってスロー地震の断層パラメータの推定を試みる．

[1] Chestler & Creager (2017) JGR; [2] Ide et al. (2007) nature; [3] Hawthorne & Bartlow (2018) JGR

© The Seismological Society of Japan

Segmentation of slow slip events on planar uniform faults controlled by their relative strength to the surroundings

*Kento Nishikiori[1,2], Makiko Ohtani[1], Kazuro Hirahara[3,4]

1. Kyoto University, 2. Kyoritsu Electric Corporation, 3. Institute of Education, Research and Regional Cooperation for Crisis Management Shikoku at Kagawa University, 4. RIKEN Center for Advanced Intelligence Project (AIP)

スロースリップイベント (SSE)はプレート境界面で発生するゆっくりとした不安定すべりである。SSEは世界各地の沈み込み帯で観測されており、走向方向に複数のセグメントに分かれて発生している。各セグメントでは再来間隔、すべり量等の異なるSSEが発生し、セグメント間をまたぐSSE伝播が見られる (Takagi et al., 2019)。

実際に観測されているセグメント境界が時空間的に変化しない「持続的な」SSEセグメンテーションの要因として、これまで走向方向の不均質性が考えられてきた。例えば有効法線応力 (Liu, 2014)、プレート収束速度、SSE発生域の幅 (Perez-Silva et al., 2022)等の不均質性である。一方、これらの不均質性を排した一様平面断層モデルでも、自発的に応力の不均質が生じることでSSEセグメンテーションが発生することが知られている。自発的SSEセグメンテーションは、その境界が現れたり消えたりする場合 (Liu, 2014; Li et al., 2018)と、持続する場合 (大畠, 2023)が報告されている。我々は、自発的SSEセグメント境界の持続性の違いが、速度弱化 (VW)域と周囲の速度強化 (VS)域の「強度」 (Luo & Ampuero, 2018)のコントラストに起因することを見出した。本研究ではVW・VS域の強度比に着目し、走向方向に長い一様なVW域で発生するSSEセグメンテーションの性質を系統的に調べる数値実験を行った。

本研究では、全無限均質等方弾性体中に埋め込まれた平面断層を設定する。この断層は一様なVS域に囲まれた、走向方向に長い一様なVW域をもつ (図a)。摩擦力は速度状態依存摩擦則、状態変数の発展則はAging則に従うとする (Dieterich, 1979; Ruina, 1983)。VW・VS域で摩擦パラメタa, bの差の絶対値|a-b|とd_cを同じ値に揃え、VW域の有効法線応力σ_{vw}を5 MPaに固定した上で、VS域の有効法線応力σ_{vs}のみを変化させた。強度をσ_{eff}|a-b|(σ_{eff}は有効法線応力)と定義する (Luo & Ampuero, 2018)と、上記の設定ではσ_{vw}/σ_{vs}がVW/VS域の強度比となる。

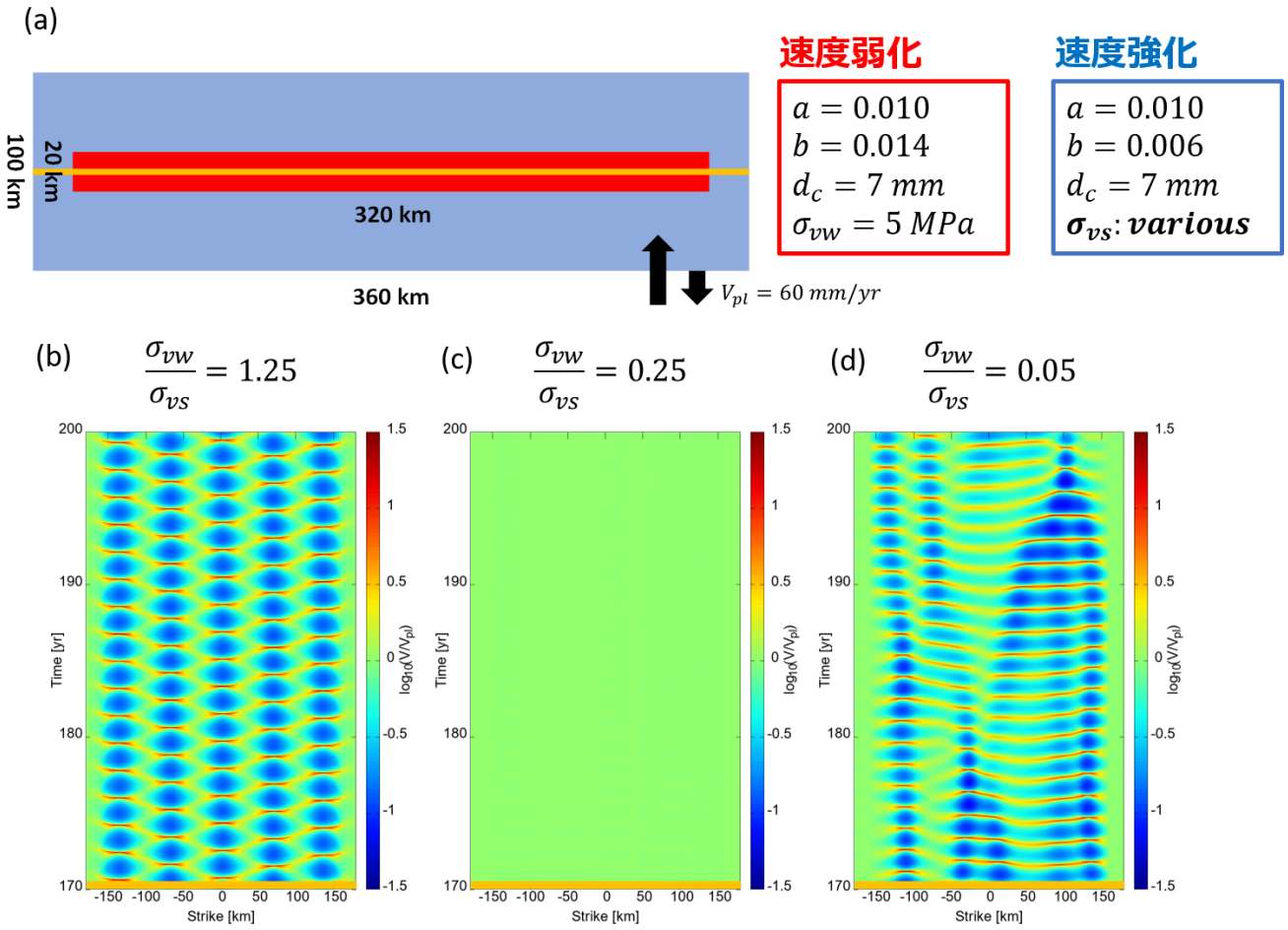
図b, c, dに、断層中心を通る走向方向に沿った直線 (図aの黄線)上のすべり速度の時間発展を示す。大畠 (2023)と同様に、VW・VS域の強度を同程度 ($\sigma_{vw} \simeq \sigma_{vs}$)に設定すると、持続的なSSEセグメンテーションが形成された (図b)。強度比が小さくなるとSSEのピーク速度は小さくなり、遂にはVW域を含めた断層全体が安定すべりとなってSSEが発生しなくなった (図ｃ)。更に強度比が小さくなると、再びVW域でSSEが発生するようになった (図d)。つまり、すべり様式は強度比に関して非単調に変化する。Luo & Ampuero (2018)において、VW域のすべりの安定性は、VW域の摩擦特性だけでなく、VW域に隣接するVS域との強度比にも大きく依存することが指摘されている。モデル設定や可変パラメタ等が異なるものの、本研究の結果はLuo & Ampuero (2018)の結果と調和的である。

VW/VS強度比～1で現れる持続的なSSEのセグメンテーション様式は、大畠 (2023)で見られたものと同様である (図b)。一方、強度比が小さい場合のSSEのセグメンテーション様式は強度比～1の場合のそれとは対照的で、セグメント境界の位置が時間的に変化し、出現したり消滅したりする (図d)。これはLiu (2014)やArnulf et al. (2021)で見られたセグメント境界の性質と一致する。本研究では、VW/VS強度比が同程度である場合にのみ持続的なセグメンテーションが現れることを明らかにした。強度比が同程度の場合にはSSEがVW域からVS域へ染み出し、強度比が小さくなるとSSEはVW域に留まることが観測された。これが自発的で永続的なセグメンテーションを生み出している要因と考えられるが、そのメカニズムの解明のために更なる研究が必要である。

$\sigma_{vw} \simeq \sigma_{vs}$の場合に見られる自発的セグメンテーションは、持続的なセグメンテーション要因の新たな候補となる。その性質について述べる。第一に、セグメントのサイズがVW域の一様な摩擦特性を反映する。大畠 (2023)は、セグメントのサイズが概ね震源核形成サイズh* (Ruina, 1983; Rice, 1993)に比例すると主張した。本研究で追試したところ、かなりのばらつきがあるものの、この主張を支持する結果を得た。第二に、応

© The Seismological Society of Japan

力擾乱によってセグメントの個数が変化する。不均質性によるセグメンテーションと異なり、自発的なセグメンテーションは複数の安定状態をもち、例えば巨大地震による応力擾乱によりセグメント境界が変化するといった現象が起こるだろう。



© The Seismological Society of Japan

Effect of friction on the formation of faults in a dynamical system

*Mitsuki Yamada[1], Takahiro Hatano[2], So Kitsunezaki[3]

1. Nara Women's University, 2. Department of Earth and Space Science, Osaka University , 3. Division of Natural Sciences, Faculty of Nara Women's University, Nara

剪断集中帯がどのような地質にどのような外的条件が加わったときに形成されるのか、また形成された複数の剪断面がどのように相互作用して時間発展するのかは未解決の興味深い問題である。しかし、実際の断層面は地下深くに形成され粉体や液体を含んだ複雑な構造を持つため、直接観察することや断層を模擬した実験を行うことは難しい。また断層面のすべり挙動を調べる室内実験や発生する地震の規模の分布を力学モデルで再現する先行研究では、多くの場合あらかじめ１つの断層面を想定している。そこで本研究では、図1のようにすべり面を複数もち、岩盤をせん断変形に対するバネ要素として単純化した力学モデルを作成し数値シミュレーションで調べることにより、断層構造の発達について理論的に研究した。各隣接要素の間のすべり面には、速度に依存する摩擦法則を設定し、図2a)に示す速度状態依存摩擦法則が働く場合と図2b)に示す速度に対してより急激に摩擦力が小さくなる動的弱化則が働く場合の2つを適用した。本発表では、異なる摩擦則から得られた数値計算の結果と力学的解析の結果を比較することで、摩擦則の性質がすべり挙動や剪断集中帯の形成にもたらす効果を報告したい。

このモデルでは、2つの無次元パラメータによりすべり挙動やすべり面の発達過程が決まる。１つは岩盤の剛性率に対する垂直抗力の比から決まるパラメータであり、もう一つは系に与えられたせん断変形速度で決まるパラメータである。数値計算の結果、２つのパラメータの値により、すべり挙動に定性的に異なるいくつかのパターンを発見した。

どちらの摩擦則でも、すべり速度も垂直抗力も小さい場合には全時空間で速いすべりは発生せず一様な変形(クリープ)のみが起きる。これは一様定常解に対応し、線形安定性解析から摩擦則が速度強化的である範囲でのみ線形安定である。すべり速度または垂直抗力が大きくなると、一様定常解は不安定になり、図3に示すような定性的に異なるいくつかのすべりパターンが現れる。図3a)に示す剪断集中帯の形成に対応していると考えられる局所的なすべり面が発達するパターンは、どちらの摩擦則の場合もすべり速度が大きいときに現れた。この場合の各すべり面のすべり速度の時間変化を図4に示す。高速すべりするすべり面で競合が起こり、高速すべりする面が選択される。このような競合プロセスを複数回くり返すことで高速すべり面が次第に少数になり、局所的なすべり面が発達する。一方、一様定常解との境界付近でかつ剛性率が小さいと、摩擦則に依らず、図3b)のように全てのすべり面で短時間の高速すべりが生じ、局所的なすべり面が発達しない。

一方、摩擦則によって異なる傾向やすべりパターンも見られた。速度状態依存摩擦法則を適用した場合は、動的弱化則を適用した場合と比べて局所的なすべり面が発達しやすい。その中でも、図3c)に示す主なすべり面と副次的なすべり面が発達するパターンは速度状態依存摩擦法則を適用した場合にのみ現れた。実際の断層でも複数の断層が近接して平行に存在していることがあり、このパターンは主な剪断集中帯とそれに平行する副次的な剪断集中帯の形成に対応していると考えられる。

さらに、実際の断層帯の状況を想定して２つの無次元パラメータの典型的な値を見積もってみると、すべり速度に依ってすべり面が局在するかしないかが切り替わるパラメータ領域に対応していることがわかった。以上の結果は、各すべり面の摩擦特性がすべり面や断層構造の発達に寄与し、実際の断層でもすべり速度に応じて定性的に異なるすべり挙動が生じることを示唆している。

© The Seismological Society of Japan

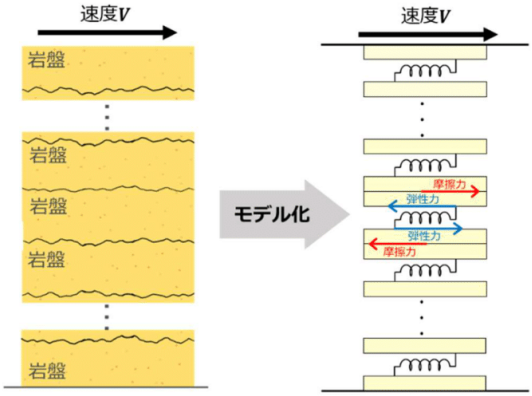


図 1
モデルの概略図。岩盤を弾性体と見なし、バネでつながれた 2 枚の板から成る 1 要素でモデル化している。各要素間である板と板の間がすべり面に対応し、速度に依存する摩擦則を適用した。

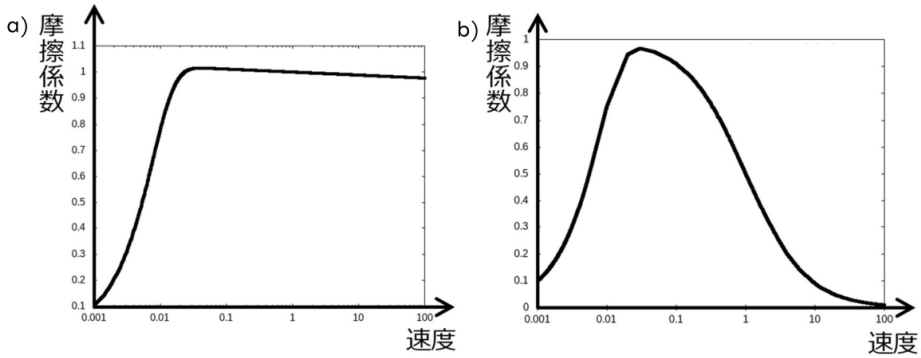


図 2　a)速度状態依存摩擦法則の概形。b) 動的弱化則の概形。どちらも摩擦則も速度が大きくなるに従い摩擦係数が大きくなる領域と、速度が大きくなるに従い摩擦係数は小さくなる領域がある。

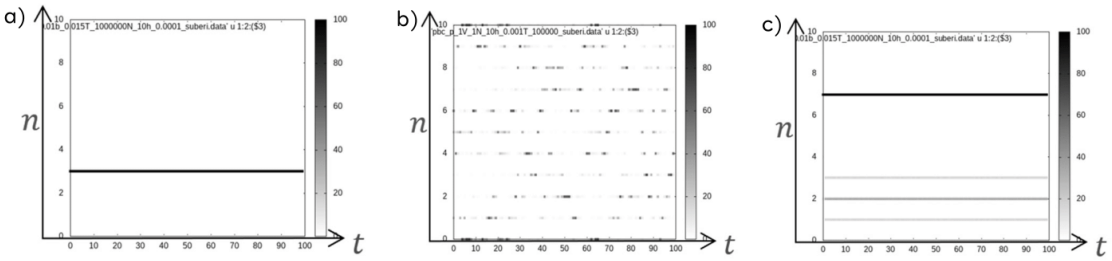


図 3　すべりの時空間分布図の例。横軸を時間、縦軸をすべり面の要素番号とし、白黒濃淡で高速すべりの割合を表している。a)局所的なすべり面が発達するパターン。b)空間全体で短時間すべりが発達するパターン。c)主なすべり面と副次的な滑り面が発達するパターン。

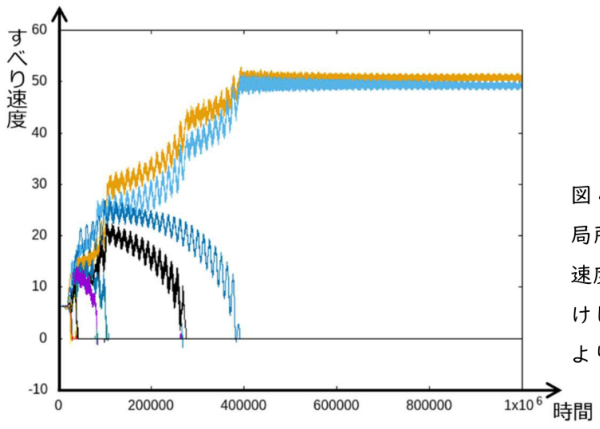


図 4
局所的なすべり面が発達する場合の要素間のすべり速度の時間変化の例。要素間ごとに描写線の色を色分けしている。すべり速度が小さくなる要素間とその後よりすべり速度が大きくなる要素間がある。

© The Seismological Society of Japan

Apparent scale dependence of frictional property of metagabbro gouge due to stress heterogeneity on a laboratory fault

*Futoshi Yamashita[1], Kazuo Mizoguchi[2], Eiichi Fukuyama[3,1], Sachiko Iizuka[4]

1. NIED, 2. CRIEPI, 3. Graduate School of Engineering, Kyoto University, 4. CERES Inc.

地震の数値モデリングをおこなう上で岩石の摩擦特性は不可欠な情報であるが，実験室スケールの岩石試料で得られる摩擦特性を大きなスケールギャップのある実大断層に直接適用できるかはまだ議論が続いている．定常摩擦係数に関しては，メートルスケール試料を用いた摩擦実験やそれに基づく解析を通じ，断層面で自発的に成長する応力不均質が原因となり，摩擦係数の急減する臨界すべり速度が断層スケールに依存すると指摘されている（Yamashita et al., 2015, Nature; Noda, 2023, EPS）．速度-状態依存摩擦則（以下，RSF）のパラメタについても，変はんれい岩粉末を挟んだセンチメートルスケール模擬断層（長さ10 cm×幅5 cm）とメートルスケール模擬断層（長さ1.5 m×幅0.1 m）において，共通の条件（垂直応力：3.4および6.7 MPa，初期層厚：3 mm）で実施した速度ステップ実験から推定されたD_cが，それぞれ9.9±4.9 μmおよび23.9±10.2 μmと，断層スケールとともに大きくなる傾向が示されている（Yamashita et al., 2022, JpGU meeting）．さらにこの先行研究では，局所ひずみの測定により，メートルスケール断層面上に応力不均質が存在すると指摘されている．そこで，この応力不均質が断層スケールによるD_cの違いを生んでいる可能性を考慮して，追加のセンチメートルスケール実験を実施し検討をおこなった．

追加実験で使用した試験機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）であり，先行研究のセンチメートルスケール実験で使用されたものと同一である．また，模擬ガウジも同様に変はんれい岩を粉砕したもの（平均粒径12 μm，最大粒径75 μm）を使用し，初期層厚を3 mmとした．平均の垂直応力を3.4および6.7 MPaに設定した断層面上に応力集中が存在した場合を想定し，10および20 MPaの垂直応力を載荷して0.1-1.0-10.0-100.0 μm/s間で速度ステップ変化を与えた．さらにその応答がSlip law (Ruina, 1983, JGR)に従うと仮定し，Skarbek and Savage (2019, Geosphere)によるプログラムを利用してRSFパラメタを推定した．その結果，10および20 MPaの垂直応力でのD_cはそれぞれ17.4±7.7 μm，22.4±8.4 μmとなり，垂直応力が大きくなるにつれD_cも大きくなる傾向が確認された．一方，他の摩擦パラメタaおよびbは垂直応力が3.4および6.7 MPaにおける値とほぼ同等であった．

次に，断層面上で垂直応力が空間的に不均質であり，それに応じてD_cも不均質な状態で速度ステップ変化が与えられた際の巨視的な応答を簡単な数値計算で確認した．Urata et al. (2017, PAGEOPH)を参考にしてメートルスケール実験を想定したバネ-ブロックモデルを構築し，ブロックの摩擦がRSFのSlip lawに従うと仮定した．ただしブロック部は高応力と低応力の領域から構成され，両者の支える力の合計が巨視的な力に等しいと考えた．高応力領域は断層の3分の1を占めると仮定し，巨視的な垂直応力が6.7 MPaの場合に高応力領域の垂直応力（σ_H）が10, 15, 20 MPaとなる3つのパターンで計算をおこなった．a, bは垂直応力に寄らず，それぞれ0.0051，0.0063で一定とした．また，高応力領域のD_cは垂直応力に対し線形に増加すると仮定し，垂直応力が6.7, 10, 20 MPaでのセンチメートル実験のD_cから求めた線形関係を用いて各垂直応力でのD_cを設定した．計算の結果，σ_Hが大きくなるにつれ巨視的なD_cが高応力領域のD_cに近づいていき，σ_Hが20 MPaの条件では巨視的なD_cは高応力領域のD_cとほぼ一致した．これらのことから，メートルスケール実験で推定された大きなD_cは，断層面上に高応力領域が生じていたことと，変はんれい岩ガウジのD_cが垂直応力に対し正の依存性を持つことから引き起こされていたと考えられる．

メートルスケールの速度ステップ実験で観察された断層面上の応力不均質は，散布した模擬ガウジの量が空間的に不均質であったことに由来する大きなスケールの摩擦実験に特有なものである可能性が高い．一方で，メートルスケール実験で400 mmまでの長距離変位を与えた際に，応力分布が一度均質化した後，すべりとともに再度不均質化する様子が確認されていることから，自然界においても断層すべりにともなう応力の不均質化が発生し，それにより巨視的なDcが変化する可能性がある．

© The Seismological Society of Japan

Evaluation of frequency-dependent attenuation factor for accurate estimation of source parameters in the laboratory earthquakes

*Kurama Okubo[1], Futoshi Yamashita[1], Eiichi Fukuyama[2,1]

1. NIED, 2. Graduate School of Engineering, Kyoto University

To constrain the source mechanics of the seismic events caused by the asperity patch, we conducted a stick-slip experiment using a 4-meter-long biaxial rock friction apparatus by placing thin circular gouge patches on the simulated fault (Okubo et al., 2023AGU). The non-self-similar scaling, which is characterized by a nearly constant source duration with varying seismic moments (e.g., Harrington and Brodsky, 2009; Lin et al, 2016), was observed in the foreshocks and aftershocks generated by the gouge patch, where the estimated source duration was ~3.0 μs for the different events. This could simulate rupture mechanisms associated with the asperity patch in nature (e.g., Sammis and Rice, 2001), whereas the artifact caused by the attenuation of rock specimen needs to be corrected to adequately evaluate the moment-duration scaling using acoustic emission (AE) waveforms. For this purpose, we estimated the frequency-dependent attenuation factor of the rock specimen using the ball-drop impact onto the fault surface and then we corrected the observed waveforms, in addition to the instrumental response of the AE sensor.

The force-time history applied onto the surface of a rock sample caused by the ball-drop impact can be analytically approximated using the Hertzian impact theory (Reed 1985; McLaskey and Glaser, 2009). The AE waveforms radiated from the ball-drop impact were used to calibrate the amplitude factor of the sensor coupling in the previous study (Okubo et al., 2022AGU). We reanalyzed them to evaluate the attenuation factor by fitting them to the synthesized waveforms. Along the fault, we dropped a steel ball with a diameter of 2 mm from a height of 500 mm at 32 locations on the surface and then recorded the waveforms using the 32 AE sensors (V103-RM, EVIDENT; resonant frequency 1 MHz) installed near the source locations. We selected the source-sensor pairs showing a high similarity in the P wave pulse enough to evaluate the attenuation, especially in the high-frequency components (> 300 kHz). After the correction of the instrumental response, we estimated the frequency-dependent attenuation factor $Q^{-1}(f)$ by comparing the P wave spectra between the observed and the synthesized waveforms. Assuming that the attenuation factor is homogeneous over the rock specimen, we stacked the $Q^{-1}(f)$ inferred from the 68 source-sensor pairs to obtain the averaged attenuation model. The representative values of the estimated Q were approximately 120 and 30 for the 300 kHz and 700 kHz, respectively.

We deconvolved this attenuation model from the source time function (STF) of the observed seismic events generated by the gouge patch and evaluated the half maximum amplitude width of the STF, which was a metric of the half source duration proposed by Lin et al. (2016). The source durations after the correction of the attenuation factor remained nearly constant at ~2.5 μs with the seismic moment ranging from 0.5 to 1.0 Nm. Therefore, although the attenuation could affect the estimation of the source durations, we conclude that the observed non-self-similar scaling in the seismic events of the gouge patch was not caused by the artifact due to the attenuation with the assumption that the attenuation factor is uniform regardless of the amplitude of the waveforms. This analysis helps minimize the uncertainty associated with the path effect on the AE waveforms to investigate the source mechanisms of the laboratory earthquakes.

© The Seismological Society of Japan

Room B | Regular session：S17. Tsunami

Wed. Oct 23, 2024 10:45 AM - 12:15 PM JST | Wed. Oct 23, 2024 1:45 AM - 3:15 AM UTC | Room B Medium-sized Conference room 301 (3F)

[S17] AM-2

chairperson:Ayumu Mizutani(Tohoku University), Masato Kamiya(Tokushima University)

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

[S17-01] Tsunamis on the east coast of Korea from submarine active faults along eastern margin of Sea of Japan

*Kenji SATAKE[1], Satoko Murotani[2] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. National Museum of Nature and Science)

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

[S17-02] Uncertainty and advance in linear waveform inversion using nearshore tsunami waveforms

*Yusuke YAMANAKA[1], Yuichiro TANIOKA[1] (1. Hokkaido University)

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

[S17-03] Tsunami Source Inversion with ABIC: Initial Sea-Surface Displacement of the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Ayumu MIZUTANI[1] (1. Tohoku University)

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

[S17-04] Tsunami source model of the 2024 Noto Peninsula earthquake inferred from nonlinear inversion of tsunami waveform and trace height

*Hidetoshi Masuda[1], Daisuke Sugawara[2], An-Chi Cheng[2], Anawat Suppasri[2], Fumihiko Imamura[2] (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University)

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

[S17-05] Tsunami Source Model of the 2024 Noto Peninsula Earthquake Estimated from Tsunami Trace Heights and Nonlinear Tsunami Inversion Method

*Masato Kamiya[1], Toshitaka Baba[1], Mamoru Arita[2], Masatoshi Yuhi[3], Shinya Umeda[3], Junichi Ninomiya[3], Keisuke Futagi[3] (1. Tokushima University, 2. Kanazawa Institute of Technology, 3. Kanazawa University)

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

[S17-06] Generation process of the first tsunami along coasts of Toyama bay during the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Yota Atobe[1], Yuichiro Tanioka[2], Yusuke Yamanaka[2] (1. Graduate school of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University)

Tsunamis on the east coast of Korea from submarine active faults along eastern margin of Sea of Japan

*Kenji SATAKE[1], Satoko Murotani[2]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. National Museum of Nature and Science

2024年1月の能登半島地震（M 7.6）による津波は，韓国東海岸やロシア沿海州でも記録された．韓国江原道南部のMukho（墨湖）の検潮所では，地震発生から約4時間後に振幅80㎝の津波が記録されている．過去にも，日本海東縁部の地震からの津波は韓国東海岸に達し，被害を生じたこともある．1983年の日本海中部地震（M 7.7）の津波は高さ2～５m となり，江原道のDonghae（東海）で死者１名， Imwon（臨院）で行方不明２名を含む大きな被害が出た（都司ほか，1985，防災科学技術研究資料）．また，1993年北海道南西沖地震（M 7.8）の津波も韓国東海岸で２mを超えた．

日本海東縁部の海域活断層については，国土交通省・文部科学省・内閣府による「日本海における大規模地震に関する調査検討会」（以下，MLITと呼ぶ）（2014）や「日本海地震・津波調査プロジェクト」（2013－2020）によって，断層モデルが提案されている．また，地震調査委員会による海域活断層の評価も進められているが，これまでに日本海南西部(2022)と兵庫県北方沖～新潟県上越地方沖（2024）のみが公表されている．そこで今回は， MLITによる60断層の地震による韓国東海岸での津波波形・高さを計算し，韓国に最も大きな影響を与える断層の位置・形状を調べた．

MLITでは既存の地震反射法データなどに基づいて，北海道北西沖から九州北部沖までの60個の断層について，位置・走向・傾斜・すべり角・長さ・幅・平均すべり量のパラメーターを推定している．すべり量は，入倉・三宅（2001，地学雑誌；2011，Pageoph）のスケーリング則に基づき，ばらつきを考慮して1.5mを足している．最大すべり量は4.5 mとしている．60個の断層のMw は6.2～7.9である．

津波計算にはJAGURS（馬場ほか，本学会技術開発賞受賞記念講演）を利用し，海底地形データはGEBCOから9秒（約270m）メッシュのデータを作成した．日本海における多重反射を考慮して，地震発生から12時間後までの津波伝播を計算し，韓国東海岸における主な港湾（25か所）での波形を計算するとともに，沿岸での最大高を記録した．

MLITの60断層のうち，韓国東海岸の多くの地点で津波の高さが最大となるのは，F24断層（Mw 7.9, 1983年日本海中部地震に相当）であり，これに続き，F17断層（Mw 7.8, 北海道南西沖地震の震源域付近）や秋田・山形県沖のF28断層(Mw 7.7)やF30断層(Mw 7.8)からの津波高さが大きかった．1940年積丹半島沖地震を含む北海道西方沖や1964年新潟地震の震源域（F34断層），能登半島沖の断層（F43）からの津波は，相対的に小さかった．地震発生後2～3時間で最大波が出現するが，その後も長時間（10時間程度）継続する．これは，断層の走向（直交する方角で津波が大きくなる）や，伝播経路にある大和堆（水深が浅く，津波を屈折させる）の影響と考えられる．ただし，韓国南部の釜山付近では，島根県沖のF57断層（Mw 7.5）や福岡県沖の西山断層の延長であるF60断層(Mw 7.6)からの津波が最大となり，これらの断層からの津波第1波は地震発生後1時間程度で到達する．

© The Seismological Society of Japan

Uncertainty and advance in linear waveform inversion using nearshore tsunami waveforms

*Yusuke YAMANAKA[1], Yuichiro TANIOKA[1]

1. Hokkaido University

沿岸域の検潮所で観測された津波波形（検潮記録）を用いた線形インバージョン手法は，沖合津波観測網が開発される以前に発生した地震の震源過程推定に多く適用されてきた．しかしながら，沿岸域を伝播する津波はその規模や地形特性に応じて非線形特性を発現するため，検潮記録が必ずしも線形インバージョンの枠組みで扱うことが可能な観測波形であるとは限らない．検潮記録を用いた線形インバージョンは，津波の非線形特性が微小であることを前提として実施でき，その前提が成立しない場合において推定される震源特性については未だ検討が不十分である．線形インバージョンにおいて津波の非線形特性が無視できない検潮記録が用いられるとき，その非線形特性がどのような不確実性をもたらすのかを明らかにし，その結果を踏まえて非線形特性を考慮した新たなインバージョン手法を構築することを本研究の目的とする．本発表はYamanaka and Tanioka (2024: EPS) で得られた成果と，追加で実施した解析の結果に基づき構成する．
本研究では2003年に発生した十勝沖地震・津波を対象としてケーススタディを実施した．まず従来の手法に基づき，検潮記録を用いた線形インバージョンを津波の非線形特性を考慮せずに行い，断層モデルを構築した．この断層モデルを用いて，津波の伝播計算を線形長波方程式および非線形長波方程式を用いて行い，推定波形を各検潮所地点で比較したところ，一部の検潮所地点では第一波目の津波の水位が非線形特性により低下することがわかった．したがって，非線形特性を考慮せずに線形インバージョンを行うと，地震規模が過少に評価されることがわかった．また，非線形特性のうち，津波の移流効果が最も大きく推定水位の低下に影響していることがわかった．
上述した結果を踏まえ，津波の移流効果を線形近似して線形インバージョンに取り込む手法を開発し，線形インバージョンで構築された断層モデルを津波の移流効果を反映させた断層モデルに修正することに成功した．修正された断層モデルを用いた津波の予測を非線形長波方程式に基づき行い，観測された津波波形の再現性がより向上することを確認した．さらに，インバージョンには使用していない沖合で観測された津波波形も妥当に再現することができた．修正された断層モデルの地震モーメントは修正前と比較して約16%大きくなった．
本研究の成果により，津波の非線形特性を考慮せずに検潮記録を用いた線形インバージョンを実施すると，推定される地震規模が過小評価される可能性があることがわかった．前述したように，検潮記録を用いた線形インバージョンに基づき様々な地震の震源過程が推定されている．しかしながら，そのように推定された震源過程は津波の非線形特性に起因する不確実性が内在している可能性があり，規模が過少に評価されている可能性があるため，今後再調査する必要がある．また，本研究で開発した2003年十勝沖地震の断層モデルを用いて地震時地殻変動を推定し，それと観測量を比較した結果，地殻変動量の再現性は不十分であることがわかった．本発表時には，検潮記録から2003年十勝沖地震の震源過程をどこまで高精度に推定することができるのかについても議論する．

© The Seismological Society of Japan

Tsunami Source Inversion with ABIC: Initial Sea-Surface Displacement of the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Ayumu MIZUTANI[1]

1. Tohoku University

観測された津波波形記録からその波源を推定する津波インバージョン解析は、津波の励起源となった断層のすべり分布や初期海面変位を明らかにするためにこれまでも多く行われてきた(e.g., Satake, 1987; Aida, 1972)。またその際、平滑化やダンピング等の拘束条件と共に最小二乗法を用いることが一般的である(e.g., Baba et al., 2005; Saito et al., 2010)。

Yabuki and Matsu’ura (1992)は、インバージョン解析にABIC(Akaike’s Bayesian Information Criterion; Akaike, 1980)を導入することで拘束条件の重みを客観的に決定できることを示した。津波インバージョン解析においても、断層のすべり分布を求める研究においてはABICを用いて拘束条件の重みを決定している例があるものの(e.g., Gusman et al., 2010; Kubota et al., 2018)、初期海面変位を求める場合には、拘束条件の重みはL-curveもしくはtrade-off curveによって試行錯誤的に決定されている(e.g., Hossen et al., 2015; Sandanbata et al., 2022)。本研究では、新たに津波初期海面変位の推定においてABICを導入する。

ABICを用いたインバージョンでは、観測記録の共分散行列をどのように与えるかが重要である(e.g., Fukahata, 2009)。Yagi and Fukahata (2008; 2011)は、地震波を用いたインバージョン解析において、グリーン関数のモデリング誤差および観測記録に対するフィルタ処理によって共分散成分を考慮する必要が生じることを明らかにした。津波の場合、その伝播過程は海底地形によって決まるため、グリーン関数のモデリング誤差は地震波の場合と比べて小さいと考えられる。そのため本研究では、フィルター処理のみを考慮した共分散行列を用いてABICの計算を行った。

提案手法の検証として、2024年能登半島地震に伴って発生した津波について波源推定を行った。津波記録としてはNOWPHAS、IOC/UNESCOおよび国土地理院の検潮記録を使用し、各記録に対して600-3600秒のバンドパスフィルタを適用した。また、拘束条件として(1)平滑化および(2)平滑化＋ダンピングの2種類を用いた。

インバージョンの結果として、能登半島北東沖および半島北西岸において約1.5 mと約0.5 mの隆起がそれぞれ推定された。北東沖の隆起はこの地震に伴う津波の主要な波源であり先行研究の結果とも整合的である(e.g., Fujii and Satake, 2024)。InSAR解析の結果から半島北西には約4 mの隆起が確認されており(e.g., 国土地理院, 2024)、北西岸の津波波源は陸上で観測された隆起と連続していると考えられる。また、どちらの拘束条件を用いても得られる初期海面変位はおおむね一致していた。その原因として、平滑化とダンピングにトレードオフの関係があり、ダンピングを拘束条件として導入した場合、それによって平滑化の重みが小さくなったためと考えられる。

© The Seismological Society of Japan

Tsunami source model of the 2024 Noto Peninsula earthquake inferred from nonlinear inversion of tsunami waveform and trace height

*Hidetoshi Masuda[1], Daisuke Sugawara[2], An-Chi Cheng[2], Anawat Suppasri[2], Fumihiko Imamura[2]

1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University

2024年1月1日に能登半島北部で発生したM_w7.5の地震に伴い，日本海の広い範囲で津波が観測された．この津波は波源域の周辺で陸域への遡上・浸水を伴い，遡上高は高いところで6 mに達した．この津波については既に波形インバージョンによる波源モデルが提案されているものの，津波痕跡高は考慮されておらず，特に新潟県沿岸での津波高の再現は難しい．本研究では，津波の波形と痕跡高の両方に着目し，これらを同時に再現可能な波源モデルを構築することを目的とする．
ここでは，富山湾外で観測された津波はすべて断層運動により説明できるものと仮定し，断層モデルの形状にはFujii and Satake (2024) のJSPJモデルを用いた．浅海域・陸域では津波の非線形性が無視できないため，非線形インバージョンによりすべり分布を復元した．津波の伝播・遡上は135 mメッシュの地形データ上で非線形長波理論に基づくTUNAMI-N2により解いた．通常，非線形インバージョンでは反復解法が必要になるが，本研究では特異値分解に基づく代理モデル（Tozato et al., 2022）を反復に用いることにより，高速に非線形インバージョンを実施した．代理モデルは，ラテン超方格法で生成した500ケースのランダムなすべり分布による津波数値解析の結果から構築した．非線形インバージョンにあたっては，津波波形と痕跡高それぞれの残差二乗和に重み付けをして加えたものを目的関数として，simulated annealingによって最小化した．津波波形はIOC・NOWPHASによる佐渡・新潟沖・金沢・福井の4地点で記録されたものをフィルタリングして用いた．痕跡高はYuhi et al. (2024) で報告されたもののうち信頼度A・Bのものと，髙清水ほか（2024）で痕跡が直接確認されているものを使用した．
インバージョンの結果，小断層NT3に5 mを越える大きなすべり量が推定された．NT3では，従来の津波インバージョンによるすべり量はごく小さかった．一方，小断層NT4ではNT3に比べ小さい推定値を得た．この断層モデルによる津波数値解析では，インバージョンに使用しなかった検潮所・海象計においても，おおむね良好に津波波形が再現された．本研究で実施したインバージョンの結果は，新潟県沿岸での津波高を再現するにあたり，波源断層東端部（NT3）の活動が重要であることを示す．また，この結果は従来活動しなかったとされてきたF42断層（NT2・NT3）のうちおよそ半分が活動したことを示唆するものであり，今後の地震発生ポテンシャルについて再考を促す可能性がある．

参考文献

Fujii, Y. and Satake, K., 2024, Slip distribution of the 2024 Noto Peninsula earthquake (M_{JMA} 7.6) estimated from tsunami waveforms and GNSS data. Earth Planets Space, 76, 44.
髙清水康博ほか，2024，石川県，富山県，および新潟県における令和6年（2024年）能登半島地震津波の現地調査．津波工学研究報告，41，103–106.
Tozato, K., et al., 2022, Rapid tsunami force prediction by mode-decomposition-based surrogate modeling. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 22, 1267–1285.
Yuhi, M. et al., 2024, Post-event survey of the 2024 Noto Peninsula earthquake tsunami in Japan. Coastal Eng. J.

© The Seismological Society of Japan

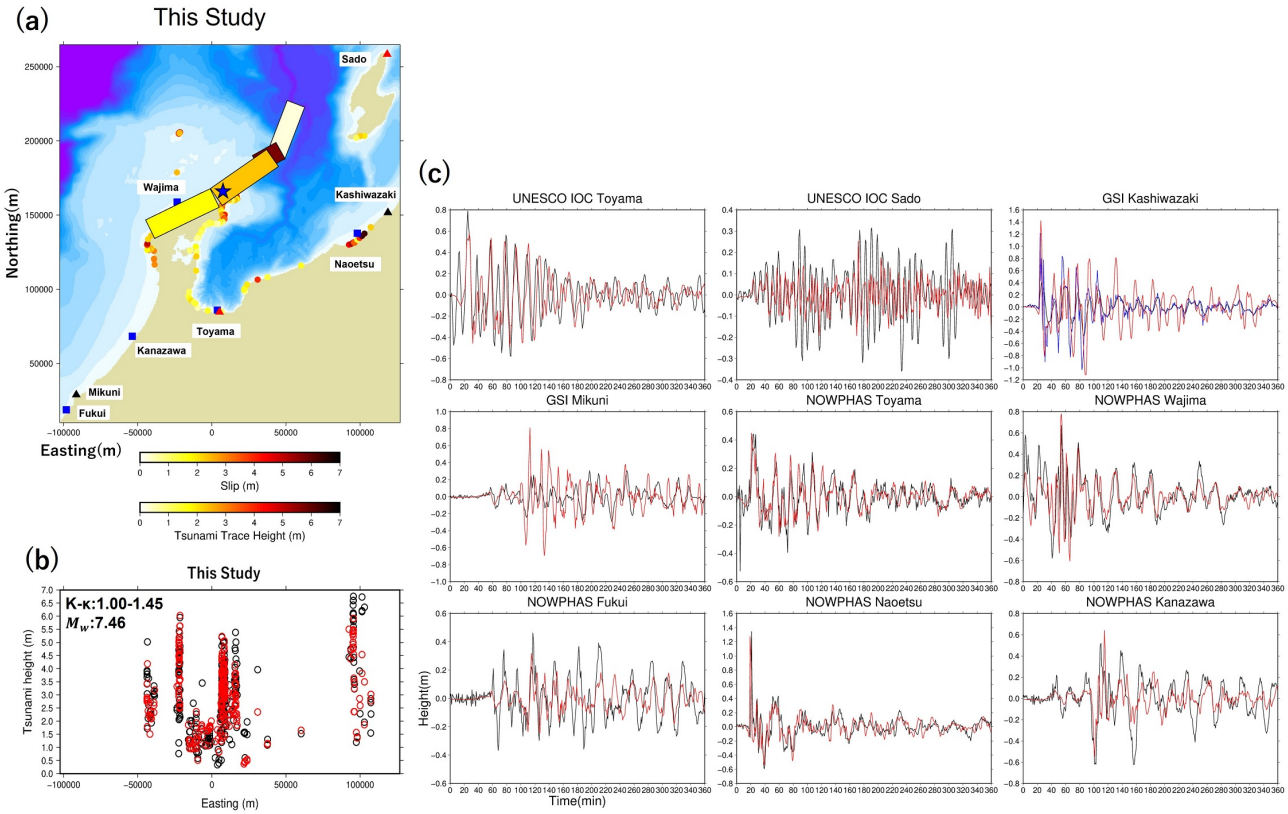
Tsunami Source Model of the 2024 Noto Peninsula Earthquake Estimated from Tsunami Trace Heights and Nonlinear Tsunami Inversion Method

*Masato Kamiya[1], Toshitaka Baba[1], Mamoru Arita[2], Masatoshi Yuhi[3], Shinya Umeda[3], Junichi Ninomiya[3], Keisuke Futagi[3]

1. Tokushima University, 2. Kanazawa Institute of Technology, 3. Kanazawa University

2024年1月1日16時10分（JST），石川県能登半島を震源とするM7.6の地震が発生した．この地震では，2011年の東北地方太平洋沖地震以来13年ぶりに津波の浸水が観測された．輪島では陸地の隆起，珠洲市長橋では観測施設の破損により，津波波形を正確に記録できなかった．これまでに，津波を再現する断層モデルがいくつか提案されているが(e.g., Fujii and Satake, 2024; Masuda et al., 2024)，津波波形だけでなく，津波痕跡高も再現する断層モデルは提案されていない．本研究では，非線形津波インバージョン法を用いて，2024年能登半島地震で観測された津波痕跡高を再現する断層モデルを推定することを目的とする．
本研究では，非線形長波式を用いて津波計算を行い，計算時間は6時間，時間幅は0.1秒，マニングの粗度係数は0.025 s/m^(1/3)と設定した．地形データには，格子間隔が最大2430mから最小10mまでの6層ネスティングシステムを採用した．津波の初期水位分布には，半無限均質弾性体モデル(Okada, 1985)で計算した地殻変動に海底斜面の水平変位による津波励起の効果 (Tanioka and Satake, 1996)を考慮し，Kajiuraフィルタ(Kajiura,1963)を適用したものを使用した．津波痕跡高データはYuhi et al. (2024)により公開されたデータを用いた．この中で，信頼度A・Bを満たすMSL基準の津波痕跡高262地点分を使用した．さらに，本研究チームが舳倉島で調査した津波痕跡高データ（44地点）も利用した．津波波形の観測データは，国土地理院，UNESCO IOC，NOWPHASから取得し，14400秒(0.000069444Hz)のハイパスフィルタを適用した．津波波形の比較には，16 時 10 分～22 時 10 分までの 6 時間分(1分間隔)を使用した．国土地理院の柏崎はフロート式の験潮場であり，Masuda et al. (2024)で応答特性の影響が指摘されている．そこで，柏崎の観測津波波形に関しては，Namegaya et al. (2009)を参考に補正波形を求めた．
本研究で使用する非線形津波インバージョン法は，イタレーションごとに断層パラメータのすべり量を元に非線形長波式による津波の伝番・遡上を含めた数値計算を実施し，フォワード計算による計算値と津波痕跡高に相当する観測値の残差から，レーベンバーグ・マーカート法(Levenberg, 1944; Marquardt, 1963)ですべり量の修正量を求めることで，断層パラメータのすべり量を逐次修正する．解析に使用する初期断層モデルには，MLIT(2014)が提案したF42，F43の4枚の断層モデルを用いた．すべり量はそれぞれ3.1mと4.5mである．本研究で最適化するパラメータはこの4つの断層のすべり量とした．
推定された断層モデルは能登半島における津波痕跡高を良好に再現し，新潟県上越市で観測された局所的に高い津波痕跡高の再現性も向上した．本研究の断層モデルにおいて，F42東側の断層のすべり量は小さくその値は0.24mであった．一方で，F42西側の断層で5.74mの最大すべり量が見られたことが特徴的であり，この断層のすべり量は新潟県における津波痕跡高を再現するために必要であった(図a)．また，F43東側の断層のすべり量は2.32m，F43西側の断層のすべり量は1.71mであり，舳倉島の調査で得られた津波痕跡高を良好に再現した．この断層モデルを用いた計算津波高と津波痕跡高に対するK-κの値は1.00-1.45であり，土木学会(2002)による基準である0.95<K<1.05，κ<1.45を満たした(図b)．本研究の断層モデルは断層の剛性率を34GPaした場合，マグニチュードは7.46であり，MLITモデルの7.66よりも小さい値となった．このことから，MLITモデルのF43の断層のすべり量4.5mは過大評価であったと考えられる．津波波形に関しても，観測データを良好に再現しており，津波痕跡高のみを用いて推定した断層モデルにもかかわらず，直江津・柏崎の最大波を再現し，6時間分の観測津波波形の減衰の特徴を捉えられている(図c)．以上より，津波痕跡高を再現する為には，F42西側の断層に相当する場所において，大きな津波波源が必要であり，2024年能登半島地震におけるF42西側の断層の破壊の可能性が示唆された．

© The Seismological Society of Japan



(a)本研究で用いた津波痕跡高及び推定した断層モデルのすべり量分布．図中の青の四角はNOWPHAS，赤の三角はUNESCO IOC，黒の三角は国土地理院の津波観測点を示す．青の星は震源を示す．
(b)本研究の断層モデルを用いた計算津波高(赤)と津波痕跡高(黒)の比較結果．断層剛性率は34GPaである．
(c)観測津波波形(黒)と本研究の断層モデルによる計算津波波形(赤)の比較結果．柏崎は応答特性を補正した補正波形(青)を含む．

© The Seismological Society of Japan

Generation process of the first tsunami along coasts of Toyama bay during the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Yota Atobe[1], Yuichiro Tanioka[2], Yusuke Yamanaka[2]

1. Graduate school of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University

はじめに

2024年1月1日の能登半島地震(Mw7.5)は能登半島北部の海底活断層沿いに発生し，北部沿岸は200人を超える死者を伴う大災害を被った．この地震により能登半島北部は最大４mの大きな隆起を伴ったことがALOS-2のSAR解析や現地調査により明らかになった．さらにGNSS観測やSAR解析により西向きに最大３mの地殻変動が発生したことが明らかになっている．また，地震により発生した津波も能登半島沿岸で大きく，浸水被害も発生した．富山湾や北陸沿岸でも津波が観測されており，それらの波形を利用して海底活断層でのすべり量分布も推定されている（Fujii and Satake, 2024）．Fujii and Satake(2024)は，富山には断層モデルからの津波よりも10分以上早く到達した津波があったことも指摘している．これらの早く到達した津波は強震動による海底地すべりが一因であることも明らかになりつつある．これらの観測結果を踏まえつつ，本研究では，富山湾の西部・能登半島東岸沖に存在する急峻な海底地形に注目した（図）．この急峻な地形は南西ー北東方向に伸びており，この海底傾斜面が地震時地殻変動により北西方向に移動することによる津波の励起を検討する．そこで，本研究では，まずTanioka and Satake (1996)の手法によりこの海底傾斜面の水平変動による津波の励起を津波数値計算によりモデル化し，励起された津波がどの程度であるかを評価する．さらに，この津波が観測される振幅に達する沿岸域を特定し，その地域の観測データを収集し，計算結果と比較することで，上記津波の励起過程を明らかにする．

データ

津波観測データとして，まず生地検潮所の１分間隔観測データを利用した．次に，田中での海象計のデータから短周期の波を除くために1分間の移動平均をかけたデータを利用した．さらに，黒部川右岸に設置されたCCTVカメラには黒部川の河口の様子が撮影されており，そこには川の中の砂州が存在し，目視でも津波により砂州が水面下に沈む様子が確認できた．砂州が水面下に沈む前の時間帯で，画像内の砂州と水面の境界を画像処理により判別することができれば，水面変動が推定できると考え，画像処理結果もデータとして利用した．つまり，生地・田中・黒部川でのデータを利用した．津波数値計算に利用する断層モデルとしてGNSS観測データを非常に良く説明している国土地理院によるモデル(第3報)を採用した．本研究では能登半島東岸沖に存在する海底傾斜面の地殻変動を最も良く再現できる断層モデルを用いる必要があるため，上記国土地理院の断層モデルが最適である．

結果

海底地形面の傾斜が地震時水平変動により移動することで津波を励起するモデル（Tanioka and Satake 1996）により計算された津波は，富山湾の北東部（黒部川河口周辺沿岸）でのみ，観測されても良い程度の津波が襲来することが確認された．つまり，それ以外の地域，例えばFujii and Satake (2024)が利用している観測データには，本研究の津波は影響をあたえないことが明らかになった．また，富山の観測データにも影響を与えないことも明らかになった．さらに，黒部川河口周辺域で収集した，生地の検潮データや田中の海象計のデータは第１波の観測津波が数値計算により再現できることが分かった．また，黒部川右岸から撮影したカメラ映像の解析により水面変動を推定したデータも定性的には説明可能であることが分かった．

結論

能登半島東岸沖に存在する急峻な海底斜面が地震時水平地殻変動により移動することで津波が励起され，富山湾北東部（黒部川河口周辺沿岸）に襲来した．この津波は地震断層モデルの上下変動から励起される津波より早く富山湾北東部に到達した．令和6年能登半島地震のように断層とは反対側まで大きな地殻変動が及びかつ

© The Seismological Society of Japan

そこに急峻な海底斜面が存在する場合は津波予測として津波の励起を考慮する必要がある.

文献

Fujii, Y. and Satake, K. Slip distribution of the 2024 Noto Peninsula earthquake (M_{JMA} 7.6) estimated from tsunami waveforms and GNSS data. *Earth Planets Space* **76**, 44 (2024).
https://doi.org/10.1186/s40623-024-01991-z
Tanioka Y, and Satake K (1996) Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom. Geophys Res Lett 23(8):861–864

謝辞

観測・映像データは国土交通省北陸地方整備局からご提供いただきました.

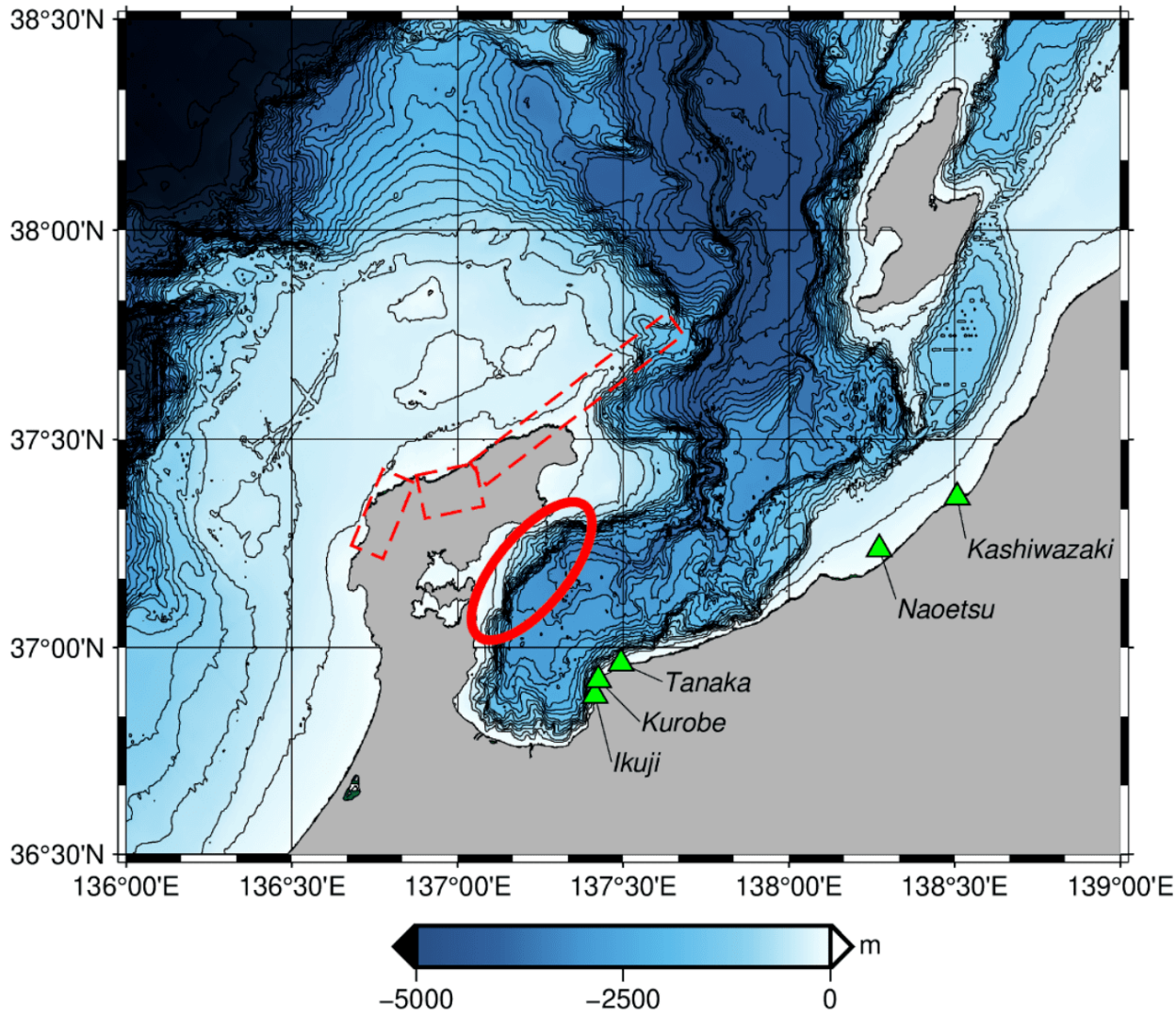


図　能登半島周辺の海底地形。赤楕円は能登半島東岸沖に存在する急峻な海底斜面

© The Seismological Society of Japan

Room B | Regular session：S17. Tsunami

Wed. Oct 23, 2024 1:30 PM - 3:15 PM JST | Wed. Oct 23, 2024 4:30 AM - 6:15 AM UTC | Room B Medium-sized Conference room 301 (3F)

[S17] PM-1

chairperson:Satoshi Kusumoto(JAMSTEC), Hiroaki Tsushima(Meteorological Research Institute)

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

[S17-07] Enhancing Indonesia's Tsunami Early Warning System using W phase Inversion

YUSUF Fadly[2], *Yuichiro TANIOKA[1], Hara Tatsuhiko[3] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University, 2. Indonesia’s Agency for Meteorology, Climatology and Geophysics (BMKG), 3. Building Research Institue)

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

[S17-08] Tsunami forecast method for future Nankai earthquakes using a hybrid method of data assimilation with preliminary estimated fault model

*Rinda Nita Ratnasari[1], Yuichiro Tanioka[1] (1. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University)

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

[S17-09] The 1854 Ansei-Tokai and Nanaki Tsunamis at Chichijima, Ogasawara Islands

*Satoshi KUSUMOTO[1], Kentaro Imai[1], Reiko Sugimori[2], Takane Hori[1] (1. JAMSTEC, 2. Historiographical Institute)

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

[S17-10] Tsunami Data Assimilation using Physics-Informed Neural Network (PINN)

*Masayoshi Someya[1], Takashi Furumura[1] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S17-11] Adjoint Synthesis for Trans-Oceanic Tsunami Waveforms and Simultaneous Inversion of Fault Geometry and Slip Distribution

*Tomohiro TAKAGAWA[1], Sébastien Allgeyer[2], Phil Cummins[2] (1. Port and Airport Research Institute, 2. Australian National University)

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

[S17-12] Real-time tsunami inversion from seafloor pressure records including tsunamis, seafloor deformations and long-period seismic waves

*Hiroaki TSUSHIMA[1], Tatsuya KUBOTA[2], Tatsuhiko SAITO[2] (1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S17-13] Probabilistic Tsunami Hazard Assessment for Earthquakes along the Kuril and Japan Trenches

*Yuji DOHI[1], Kenji Hirata[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Hiromitsu Nakamura[1], Nobuyuki Morikawa[1], Shin'ichi Kawai[1], Takahiro Maeda[1], Shin'ichi Akiyama[1], Makoto Nemoto[2], Xuelei Zhang[2], Koichi Murata[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED), 2. OYO Corporation)

Enhancing Indonesia's Tsunami Early Warning System using W phase Inversion

YUSUF Fadly[2], *Yuichiro TANIOKA[1], Hara Tatsuhiko[3]

1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University, 2. Indonesia’s Agency for Meteorology, Climatology and Geophysics (BMKG), 3. Building Research Institue

はじめに

インドネシア気象庁（BMKG）では、現在500点近くの観測点に広帯域地震計を設置し、リアルタイムでデータが本部（ジャカルタ）に送られている。また、W-phaseインバージョンによるモーメントテンソル解の推定プログラムが津波警報システム内のSeisCompソフトに組み込まれているものの、その性能は評価されていない。本研究では、インドネシア気象庁の津波警報システム（InaTEWS）の中で即時的に大地震の規模とメカニズムを精度よく決定するために、W-phaseインバージョンによるモーメントテンソル解の推定がどの程度効果的であるかを評価する。

データと手法

多くの広帯域地震計によるデータが存在する2020年から2024年の期間にインドネシアで発生したM6.5以上の23個の地震についてW-phaseインバージョン解析を実施し、グローバルCMTのよる解と比較する事で、津波警報への利用を踏まえて即時的に高精度なメカニズムと規模が得られるかを評価した。地震発生後早期にモーメントテンソル解を得るために、できる限り震源近傍の観測データをだけ用いてかつ精度良く推定することを目指し、先行研究（Zhao et al., 2017）に従って、P波初動到達から180秒間の波形データを利用することとした。さらに、震源距離5°以内（地震発生から5分以内の波形）、12°以内（地震発生から6分以内の波形）、20°以内（イベントによっては15°以内）の観測点を用いてそれぞれW-phaseインバージョン解析を実施し、グローバルＣＭＴ解析結果を比較した。２つのモーメントテンソル解の差の定量化には、Zhao et al.(2017)により定義されたAngular differenceを用いた。

結果

W-phaseインバージョンの結果、Mwは震源距離５度以内でも極端に利用できる波形の数が少ない場合を除いて0.2程度の誤差で推定できる事が示された。ただ震源位置によっては5°以内に入る観測点数が1－3点になる場合がありその場合は推定誤差が大きくなる。メカニズムについても利用できる波形が多ければ震源距離が５°以内でもある程度上手く推定できる事が分かった。震源距離12°以内に広げれば十分良く推定できる事が分かった。ただし、Angular difference が30度以内のメカニズムを確実に得るためには、20以上の波形が利用できることが望ましい事も明らかになった。また、W-phaseインバージョン手法には自動的に波形をスクリーニングする機能があり、平常時に大きなノイズを含む観測波形や使用する時間窓に欠損のある観測波形を除いた後、１度インバージョンを実施した後、大きな誤差のある波形を取り除く機能を搭載している。この機能は震源から離れた観測点でS/N比の悪い波形が最初のインバージョン時に多く入っていると、上手く機能しないことが分かった。そのため、津波警報への利用を考える場合、適切な震源距離で打ち切ることも重要となる。

結論

インドネシアの津波警報システムとして、即時的に大地震の規模とメカニズムを推定するために、インドネシアに展開された広帯域地震計で観測された地震波形にW-phaseインバージョンを適用することは有効であることが明らかになった。震源距離12°以下（地震発生から6分未満の波形を利用）すれば精度良く、Mwとメカニズムが推定される事が分かった。ただし、地震発生場所によっては観測点数が不足する場合があり、W-phaseインバージョンに利用できる波形の数が20に達するまでは震源距離を延ばす必要がある。

参考論文

© The Seismological Society of Japan

Zhao, X., Duputel, Z., & Yao, Z. (2017). Regional W-Phase Source Inversion for Moderate to Large Earthquakes in China and Neighboring Areas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *122*(12). https://doi.org/10.1002/2017JB014950

© The Seismological Society of Japan

Tsunami forecast method for future Nankai earthquakes using a hybrid method of data assimilation with preliminary estimated fault model

*Rinda Nita Ratnasari[1], Yuichiro Tanioka[1]

1. Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University

The dense pressure station networks (S-net, DONET, and N-net) were installed along the Pacific side of Japan to detect early tsunamis to predict tsunamis along the coast. Because real-time pressure data at dense sensors are available, the tsunami data assimilation method was developed by Maeda et al. (2015). However, the pressure data in the source area cannot be used for the assimilation because an initial ocean surface deformation cannot be observed by the pressure sensors. Tanioka and Gusman (2018) and Tanioka (2020) developed the method by using the time derivative pressure data to estimate the initial ocean surface deformation. However, the pressure data near the source include large strong motion, large acoustic waves, and unusual steps due to the response of the strong motion (Kubota et al. 2021), it is unrealistic to use the method developed by Tanioka (2020). If we used the pressure data observed at outside of the source region for the data assimilation, it takes too long to get a tsunami propagation field which is accurate enough for tsunami early warning, Recently, Atobe and Tanioka (2024) developed a hybrid method of tsunami data assimilation with a rapid estimated fault model. They showed that the hybrid method reduced the data assimilation time to get an appropriate tsunami propagation field and concluded that the hybrid method is useful to increase the accuracy of tsunami forecast. However, they tested their method for the 1896 Sanriku earthquake case in which the rupture interface is relatively far from the coast. This results that a lead time to forecast tsunami heights along the coast makes long, so that the data assimilation time is long enough. In this paper, we test the effectiveness of the hybrid method of tsunami data assimilation with a rapid estimated fault model for the great Nankai Trough earthquake case. The fault model of the 1707 great Hoei earthquake estimated by Furumura et al. (2011) was used as a reference model in this study. The 270m grided bathymetry was used in the tsunami simulation and the tsunami data assimilation. The stations of DONET and N-net are used in data assimilation. However, stations of DONET and N-net in the main uplifted area were eliminated. A large rectangular fault model is assumed to be estimated as a rapid preliminary fault model. The tsunami waveforms at Tosashimizu, Kochi, Shirahama, Kumano, and Owase were used to evaluate the effectiveness of the hybrid method of tsunami data assimilation with a rapid fault model. By using 10 minutes data assimilation without a preliminary fault model, the waveforms along the coast were not modeled well but the amplitude were well enough to be modeled. By using the hybrid method with 10 minutes data assimilation, the waveforms along the coast were better explained. This indicates that the hybrid method is useful to forecast the tsunami along the coast.

References

Atobe, Y. and Tanioka, Y. (2024), Tsunami Forecast Method Using Tsunami Data Assimilation with Real-time Source Estimation, JpGU 2024, Abstract HDS11-P07

Furumura, T., Imai, K., & Maeda, T. (2011). A revised tsunami source model for the 1707 Hoei earthquake and simulation of tsunami inundation of Ryujin Lake, Kyushu, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *116*(2), 1–17.

Kubota, T., Kubo, H., Yoshida, K., Chikasada, N. Y., Suzuki, W., Nakamura, T., & Tsushima, H. (2021). Improving the constraint on the Mw7.1 2016 off-Fukushima shallow normal-faulting earthquake with the

© The Seismological Society of Japan

high azimuthal coverage tsunami data from the S-net wide and dense network: Implication for the stress regime in the Tohoku overriding plate. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 126, e2021JB022223.

Maeda, T., Obara, K., Shinohara, M., Kanazawa, T., & Uehira, K. (2015). Successive estimation of a tsunami wavefield without earthquake source data: A data assimilation approach toward real-time tsunami forecasting. *Geophysical Research Letters*, *42*(19), 7923–7932.

Tanioka, Y. (2020). Improvement of near-field tsunami forecasting method using ocean-bottom pressure sensor network (S-net). *Earth, Planets and Space*, *72*(1), 1–10.

Tanioka, Y., & Gusman, A. R. (2018). Near-field tsunami inundation forecast method assimilating ocean bottom pressure data: A synthetic test for the 2011 Tohoku-oki tsunami. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *283: 82–91.*

© The Seismological Society of Japan

The 1854 Ansei-Tokai and Nanaki Tsunamis at Chichijima, Ogasawara Islands

*Satoshi KUSUMOTO[1], Kentaro Imai[1], Reiko Sugimori[2], Takane Hori[1]

1. JAMSTEC, 2. Historiographical Institute

南海トラフ巨大地震は南海トラフ沈み込み帯沿いで発生頻度が100～150年とばらつきのある海溝型地震である．安政東海・南海地震はその一つで，1854年12月23日0時30分（GMT）頃に発生した安政東海地震とその翌日7時24分（GMT）に発生した安政南海地震は小笠原諸島父島で津波到達の時間や被害の記録が残されている（例えば，Bache, 1856; Kusumoto et al. 2022）．父島では昭和東南海地震や昭和南海地震でも津波による被害が出ていることが知られているものの数値的な検証が実施されていない（杉森，2024）．そこで本研究では数値計算と古文書の記述に基づいて父島における安政東海・南海地震の津波到達時刻や津波の振幅について検証した．

父島の津波について，Bache(1856)は”an extraordinary rise and fall of the waters at Peel’s Island on the 23d of December…the waters rose on the evening of the 25th of December to the height is twelve feet”，『海舟全集八海軍歴史（東京大学地震研究所，1987）』は「当年より七ヵ年以前大津浪有之其砌私所持之家五軒程押流し剰へ什物什具等失亡いたし候」，『菊池作次郎御用私用留（東京大学地震研究所，1987）』は「…山の上へ登り見居候処，其浪引取り候節ハ当湊之汐不残引き去り申候時…」とある．いずれの文献も二見湾の最奥部にある奥村で山の根まで津波が遡上して5軒の家屋が流失，最高水位は3~5m程度で，安政南海地震の津波では二見港の海水が残らず引いてしまったことを報告している（図1a，相田，1992；都司，2006）．奥村に到達した津波の波形を再現するため，海岸構造物が除去された内閣府の南海トラフの巨大地震モデル検討会の地形データ（最小格子間隔10m）と高性能津波計算コード（JAGURS; Baba et al. 2015）を使って非線形分散波理論を解いた．初期津波波源モデルは安中ほか(2003)を採用した．

津波伝播の数値計算結果から奥村における津波の最大波出現時刻は地震発生からおよそ1時間40分後だった．父島はグリニッジ標準時から9時間28分進んでいるため津波初動到達時刻は安政東海地震で11時40分頃，安政南海地震で18時30分頃と推定される．古文書に記述された時刻は津波初動到達時刻と最大波出現時刻のどちらが記述されているか不明だが，津波来襲当時は時間分解能が二時間単位の不定時法が採用されていたことから『海舟全集八海軍歴史』の「第十一月二十三日第十時頃」という記述は正しいことが分かる（羽鳥，1985）．同様に，Bache(1856)の記述も”evening”の定義が曖昧ではあることや日付に誤りがあることを除いておおむね正しい．数値計算で求まる津波の振幅は押し波で4.7 m程度，引き波で3.9 m程度で，山の根付近までの津波の到達や二見港の海底が露出したという史実を再現できた（図1b）．奥村は二見湾の最奥部に位置していることや二見湾の基本モード（16～33分；Nakano and Unoki, 1962）と数値計算で求まった津波波形の卓越周期（20分）が整合することから副振動で局所的に津波が増幅したと推測される（図1c）．

津波痕跡データベース（東北大学・原子力安全基盤機構）において，これらの記録は地震直後に津波体験者に対する聞き取りを書き記したもので文献信頼度として高い．しかしながら，関連現象・被害の記述から浸水高を推測したため痕跡信頼度がDだった．今後，古文書の記述と数値計算を比較しながら検証することで痕跡信頼度を上げることができる可能性がある．

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．

© The Seismological Society of Japan

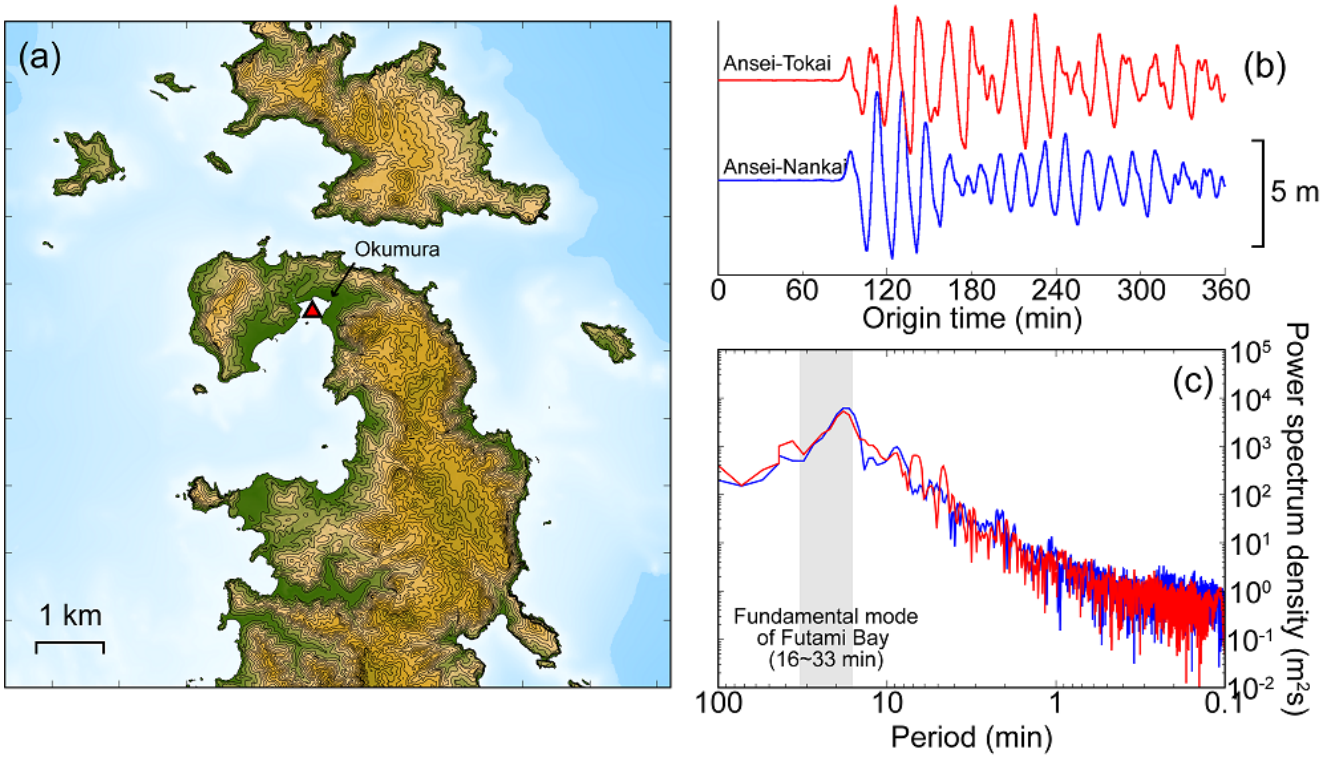


図1　(a)小笠原諸島父島．三角は仮想観測点を示す．(b)仮想観測点における安政東海・南海地震の計算津波波形．(c)計算津波波形のパワースペクトル密度と二見湾の基本モード．

© The Seismological Society of Japan

Tsunami Data Assimilation using Physics-Informed Neural Network (PINN)

*Masayoshi Someya[1], Takashi Furumura[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

1．背景と目的

津波予測は、地震波データから推定した震源断層モデルに基づき行われるのが一般的である。一方近年では、S-netやDONETなど沖合津波観測網の整備が進んだため、観測された津波データから波動場を推定・予測するデータ同化的なアプローチが現実的となった。これまでに提案された最適内挿法（Maeda et al. 2015）やアジョイント法（Zhou et al. 2019、前田 2023 SSJ）に基づくデータ同化では、津波方程式の差分法計算などにより、観測データを説明するような初期波動場や現況波動場を推定する。特にアジョイント法は、波動場の順伝播・逆伝播計算を繰り返すことにより、データと物理を説明する場を推定する優れた手法であるが（例：Xie et al. 2023）、定式化がやや複雑である、反復計算のコストが高いなどの問題も抱えている。

そこで我々は、Physics-Informed Neural Network（PINN、Raissi et al. 2019）に着目した。PINNは、NNを用いて微分方程式を解くための手法であり、物理法則とデータを同時に満たす解を得ることができる。本研究では、PINNを用いて、各観測点での離散的な観測データから連続的な津波波動場を推定する手法を開発した（多量の津波シナリオで学習したNNに新たなデータを入力して予測を行うのではなく、それぞれの観測データに対してPINNを最適化する手法であることに注意されたい）。提案手法は、アジョイント法と比べて計算モデルの構築が比較的容易である、観測データが乏しい場合でも物理的制約により合理的な解を得ることができるなどのメリットがある。発表では、S-netの観測データをもとに津波波動場の推定を行った結果を報告する。

2．手法

PINNモデルにより津波波動場を表現するため、座標(x,y)と時刻tを入力とし、波高ηと流束(M,N)を出力とするNNを設計する（図1）。NNの隠れ層は4層で、各層50ニューロンとした。波高の観測値とのmisfitを表すデータ損失L_dataと、線形長波方程式に基づく物理損失L_PDEの和を最小化することで、推定結果がデータと津波伝播の物理の双方を満たすようにNNの最適化を行う。なお流束には、t=0でゼロとなる初期条件を課した。

訓練されたPINNを用いて、各時刻での波動場を推定し、PINNの性能評価に用いた。

3．2011年東北沖津波の合成データによる検証

実データによる検証の前段階として、まず合成データを用いた検証を行った。2011年東北地方太平洋沖地震の断層モデル（Fujii et al. 2011）と津波計算ライブラリJAGURS（Baba et al. 2015）を用いて、S-netでの津波波形を合成し、PINNの訓練に用いた。用いた波形のサンプリング間隔は10秒、長さは20分間である。

結果を図2に示す。各時刻において、波動場を精度よく推定できていることが分かる。また、観測データとして与えたのは波高のみであるが、データの存在しない流束についても、物理的に整合する結果が得られた。このことは、波高と流束の推定結果を初期条件として津波伝播のForward計算を行うことで、高い精度で津波を予測できることを示唆する。

4．2016年福島県沖津波の実データによる検証

次に、S-netの海底圧力計により記録された、2016年福島県沖地震による津波データを用いて検証を行った。まず、Xie et al. (2023)に従い、次のような前処理を行った；①周期100秒のLow-Pass Filterにより地震動成分を除去。②地震直後の急激な振幅変化が基準値（0.0005m/s）よりも大きい場合、除去。③多項式フィッティングにより、長周期成分（潮汐等）を除去。その後、サンプリング間隔を10秒に間引き、地震発生

© The Seismological Society of Japan

から20分間のデータをPINNの訓練に用いた。
結果を図3に示す。推定された初期波動場は、Kubota et al. (2021)による津波インバージョンで求められた初期波動場（図4黒線）と概ね一致した。しかし、使用した観測点のほとんどが波源の東側に分布しているため、西側に偽の波動場が伸びる結果となった。より長い時間のデータや、陸に近い観測点（NOWPHASの波浪計など）のデータを用いることで、推定結果が改善する可能性がある。

5. 謝辞
本研究では、PINNの設計にDeepXDE（Lu et al. 2021）を用い、計算は東大情報基盤センターのWisteria-aスパコン上で行った。海底地形データはGlobal tsunami Terrain Model（Chikasada 2020）を使用した。また、防災科研のS-netの海底圧力計データを使用した。記して感謝申し上げる。

© The Seismological Society of Japan

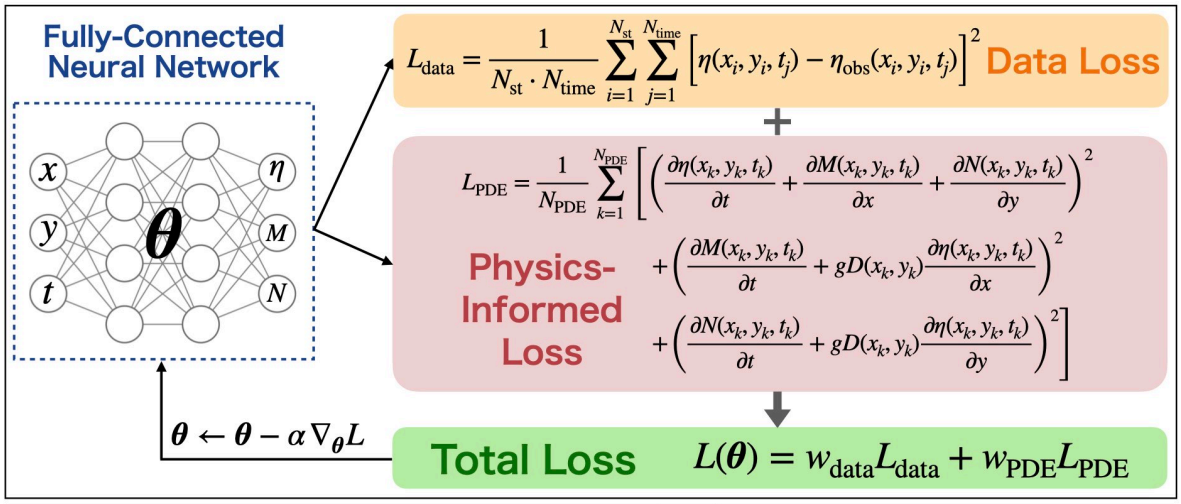


図1．PINNのアーキテクチャ

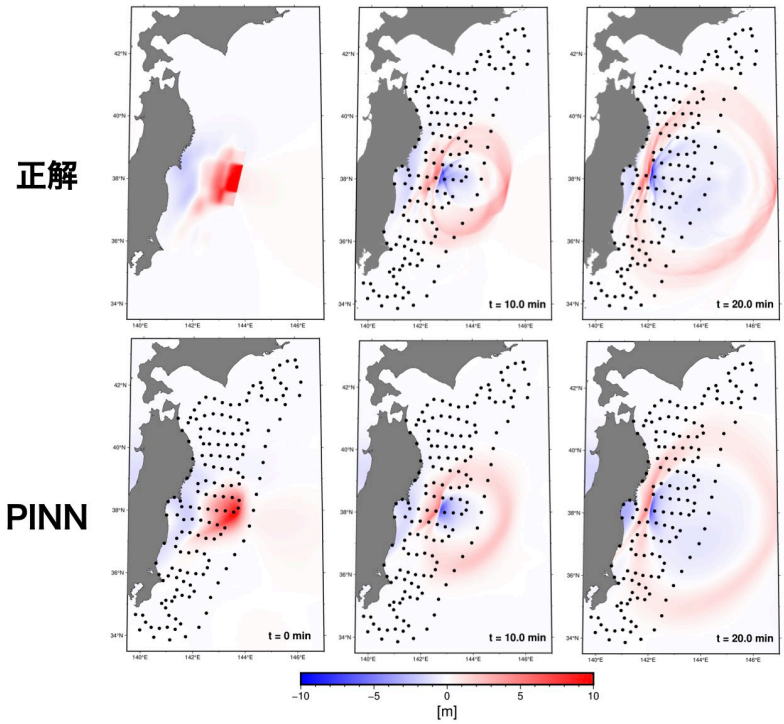


図2．2011年東北沖津波の合成波形から推定した波動場

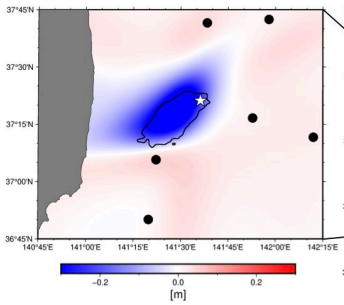


図4．初期波動場の拡大図。
白星印は震央（気象庁）。
黒線はKubota et al.(2021)の
推定初期波動場のうち
振幅0.2m以上の領域。

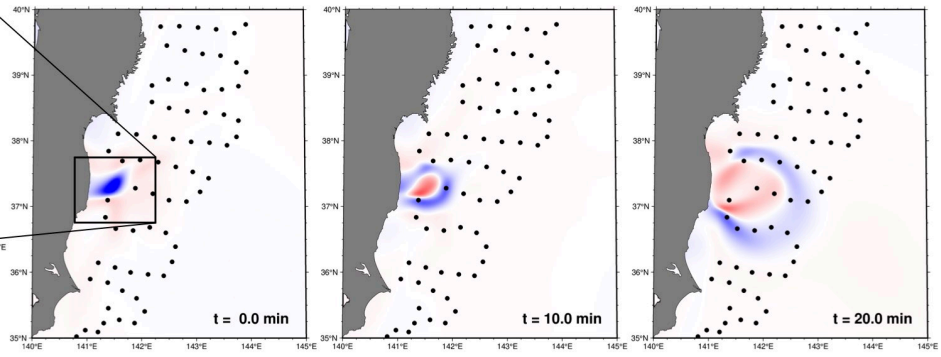


図3．2016年福島県沖津波の観測波形から推定した波動場

© The Seismological Society of Japan

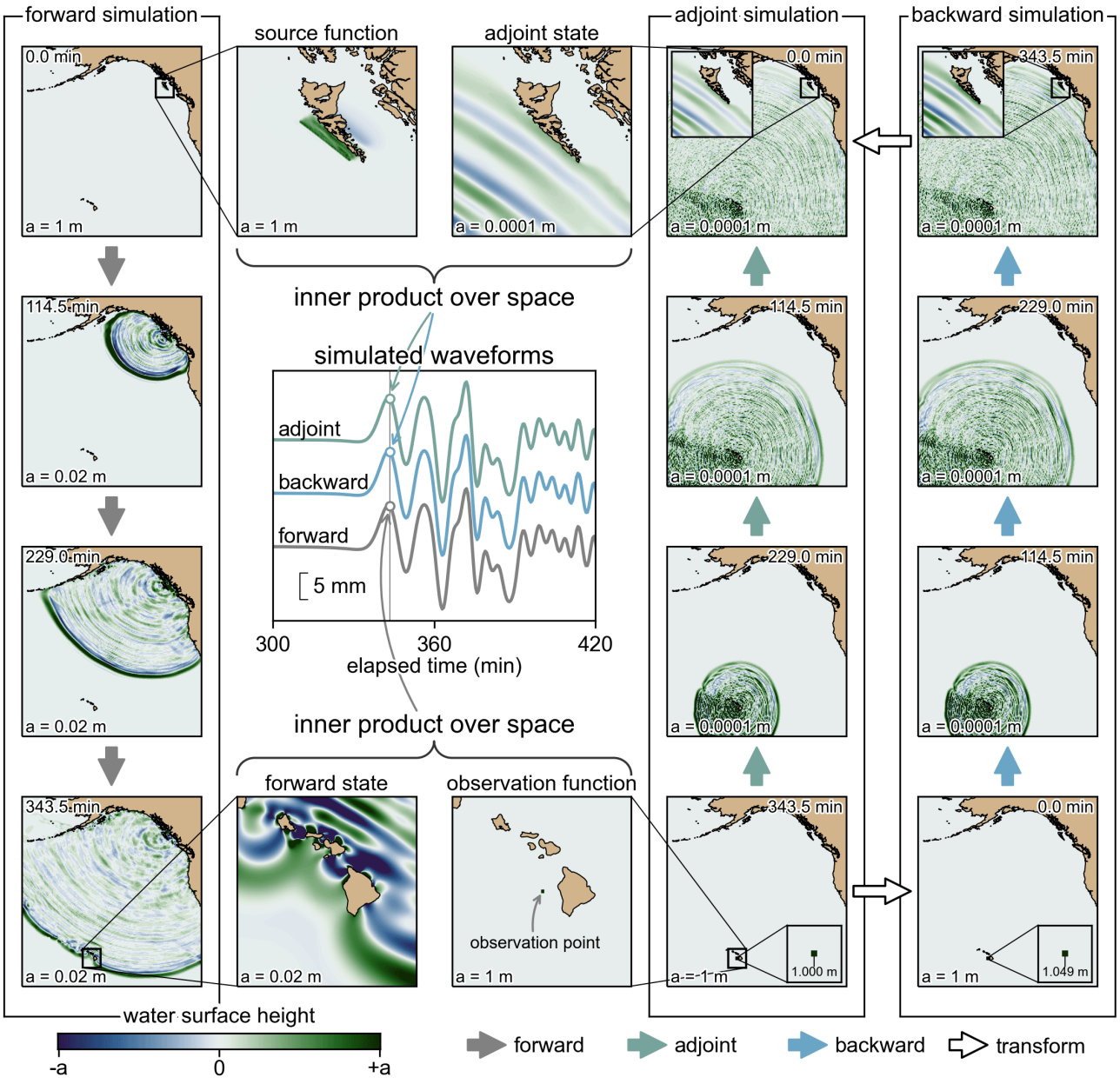
Adjoint Synthesis for Trans-Oceanic Tsunami Waveforms and Simultaneous Inversion of Fault Geometry and Slip Distribution

*Tomohiro TAKAGAWA[1], Sébastien Allgeyer[2], Phil Cummins[2]

1. Port and Airport Research Institute, 2. Australian National University

津波は長距離を伝播し広範囲に被害をもたらす．被害を軽減するためには，津波波源付近の観測に基づき，遠方に伝わる津波を予測することが重要である．近年，津波荷重に対する固体地球の応答や波の分散などの効果が組み込まれたことにより，大洋を横断する津波伝播の数値モデルの精度は著しく向上している．しかし，これらのモデルは計算コストが高く，リアルタイム予測には十分に活用されていない．ここでは，津波の長距離伝播を記述する方程式に対応するアジョイント方程式を導出し，あらかじめ計算されたアジョイント状態のデータベースを用いて，時空間的に分布を持つ任意の波源から対象地点に生じる津波波形を迅速に合成する方法を示す．アジョイント合成法は，津波波源推定のための網羅的なパラメーター探索を可能にする．このアジョイント合成法と逐次モンテカルロ法を用いた断層幾何とすべり分布を同時にインバージョンする手法を提案し，2012年のHaida Gwaii地震津波に適用した．モデルの精度と観測データ量が津波波源と波形の推定に与える影響を調べた．その結果，精度の高い伝播モデルを用いた場合，限られた量の観測データのみで，より大きなデータセットで得られた最終モデルと非常によく似た震源と波形の推定が可能であることがわかった．最終的に推定された断層モデルは，Haida Gwaii海溝とQueen Charlotte断層の間に分布する巨大衝上断層すべりを含んでいた．また，提案手法は波形予測の不確実性を定量化することができる．

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

Real-time tsunami inversion from seafloor pressure records including tsunamis, seafloor deformations and long-period seismic waves

*Hiroaki TSUSHIMA[1], Tatsuya KUBOTA[2], Tatsuhiko SAITO[2]

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

東日本大震災以降，日本近海には津波観測用の海底水圧計を搭載した海底ケーブル観測網が広域・高密度に整備され，その水圧観測記録から沿岸の津波を即時に予測するための手法が数多く提案されてきた．それらの多くは，水圧記録に津波と海底永久変位のみが含まれる前提で設計されているが，実際には水中音波や地震動に伴う圧力変化も観測される．とくに，震源域直上の水圧計で観測される地動加速度に伴う長周期水圧変化は，振幅が大きいことに加え，津波成分抽出用の周波数フィルタで十分に低減することが難しく，津波予測精度が低下しうる（Saito & Tsushima, 2016）．一方，こうした地震波は，伝播速度が速く，津波よりも先に観測されるため，津波予測に組み込めれば，予測の高速化につながることが期待できる．そこで本研究では，海底水圧記録の津波・海底永久変位・長周期地震波（地動加速度）を活用したリアルタイム波源推定手法を構築し，津波即時予測の高度化を目指す．

本研究の提案手法は，海底水圧記録を用いた津波即時予測手法の一つであるtFISH (Tsushima et al., 2009)に，海底水圧記録から長周期地震波・海底永久変位・津波を分離推定する事後解析用の手法（Kubota et al., 2021）を融合したものである．tFISHは，観測水圧波形の逐次逆解析によって初期水位分布を推定して沿岸津波波形を予測する手法で，その水圧波形グリーン関数には津波・海底永久変位の寄与が含まれる(Tsushima et al., 2012)．本研究では，このグリーン関数に，Kubota et al. (2021)の手法に則って地動加速度の寄与も加えた．この地動加速度のグリーン関数は，海面要素の単位上下変位を与えれば計算できる．このため，「断層を仮定せずに津波波源分布を推定する」というtFISHの原理的な利点を保持しつつ，海底水圧記録の津波・海底永久変位・長周期地震波すべてをリアルタイム波源推定に活用できるようになる．

数値実験によって提案手法の性能を調べた．Saito and Tsushima (2016)が地震波・津波数値計算で合成した海底水圧波形を観測波形だとみなして提案手法を適用し，津波波源分布（ここでは海底永久変位分布）を推定した．対象海域は日本海溝沿いで，理論合成時に仮定した震源モデルはS-net観測網直下の破壊継続時間30秒の矩形断層一様すべり，波形逆解析に用いた観測点はS-net海底水圧計及びGPS波浪計である．波形逆解析では，特徴的な継続時間10秒の正弦関数を時間方向に複数並べて，120秒間の海底上下変位の時間発展を表現できるように設定した．実験の結果，地震発生後3分までに得られる水圧記録から，海底上下変位量は1.5倍程度の過大評価ではあるものの，波源分布の広がり・上下変位量が概ね推定された．従来のtFISHでは，津波や海底永久変位が複数の水圧計で十分に観測される（地震発生後5-10分までの観測記録が得られる）まで波源分布の推定は改善しなかったことから，提案手法を用いることで，短い水圧記録から波源推定精度を向上できうることが示された．

謝辞：本研究は，JSPS科研費JP24K01137の助成を受けている．

© The Seismological Society of Japan

Probabilistic Tsunami Hazard Assessment for Earthquakes along the Kuril and Japan Trenches

*Yuji DOHI[1], Kenji Hirata[1], Hiroyuki Fujiwara[1], Hiromitsu Nakamura[1], Nobuyuki Morikawa[1], Shin'ichi Kawai[1], Takahiro Maeda[1], Shin'ichi Akiyama[1], Makoto Nemoto[2], Xuelei Zhang[2], Koichi Murata[2]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED), 2. OYO Corporation

１．はじめに

地震調査委員会は日本列島周辺で発生する海溝型地震の発生領域、地震規模、発生確率等に関する長期評価を公表している。以前に我々は、千島海溝および日本海溝沿いの地震活動の長期評価（地震調査委員会、2017・2019）で発生領域、地震規模、発生確率が評価/言及されている地震を網羅した２海域統合版の確率論的津波ハザード評価（PTHA）について報告した（土肥･他、JpGU2024)（以下、長期評価対応版PTHAと呼ぶ）。今回我々は、長期評価対応版PTHAで設定した地震に加えて、長期評価で評価されていないが科学的に発生し得ると考えられる地震も考慮した、２海域統合PTHA（現時点でのハザード評価）を試算したので報告する。

２．波源断層モデル群の構築

長期評価で設定された千島海溝および日本海溝沿いの地震発生領域に、沈み込む太平洋プレートの三次元形状モデルを用いて、プレート間地震（超巨大地震、プレート間巨大地震、ひとまわり小さいプレート間地震、津波地震）およびプレート内地震（アウターライズ地震、スラブ内地震）の特性化波源断層モデル群を設定した。構築した波源断層モデルはMw6.8からMw9.3までの合計14,870個である。詳細は張・他（本大会）を参照されたい。

３．津波伝播遡上計算

Okada (1992) とTanioka & Satake (1996) の方法を用いて初期水位を計算し、最小50 m計算格子の陸上・海底地形データのネスティング・グリッドを用いて、移流項、海底摩擦項、全水深項を含む非線形長波方程式に、陸側に遡上境界条件、海側に透過境界条件を設定し、差分法を適用して津波伝播遡上計算を実施した。構築した波源断層モデルすべてに対して、北海道から沖縄県までの海岸（太平洋岸、オホーツク海岸、東シナ海岸等）に設定したハザード評価点（約56万地点）における最大水位上昇量を計算した。詳細は張・他（本大会）を参照されたい。

４．地震発生確率モデル

基本的には長期評価（地震調査委員会、2017・2019）がそれぞれの地震に対して適用した地震発生確率モデルを用いた。この他、対象とする領域における標準的なGR則を仮定し定常ポアソン過程を適用した地震発生確率モデル等も用いた。詳細は村田・他（本大会）を参照されたい。

５．確率論的統合

個々の波源断層モデルから求めた津波に対して、計算誤差等による不確定性を確率モデルによって表現したうえで、各々を確率論的に統合した。具体的には、PTHAの構成単位（海域、地震グループ、震源域、波源断層モデル）ごとに独立事象あるいは排反事象といった統合方法を設定した。詳細は村田・他（本大会）を参照されたい。

６．確率論的津波ハザード評価結果

千島海溝沿いでは特に北海道襟裳岬以東の太平洋岸、日本海溝沿いでは青森県から千葉県にかけての太平洋岸の多くの地点において、ハザードが大きくなる傾向が見られた。一例として、北海道根室市（花咲港）におけ

© The Seismological Society of Japan

るハザードの特徴を述べる。当該地点における最終的なハザードカーブは千島海溝沿いの地震による影響が支配的であり、詳細に再分解すると、より高頻度では根室沖のプレート間巨大地震（Mw7.8～8.7）の影響が最も大きく、より低頻度では千島海溝沿いの超巨大地震（17世紀型）（Mw8.6～9.2）の影響が最も大きくなる特徴が見られた。

本稿では、長期評価対応版PTHAで設定した地震に加えて、長期評価で評価されていないが科学的に発生し得ると考えられる地震も考慮した２海域統合版PTHA（現時点でのハザード評価）について報告した。今後、長期間での平均的なハザード評価を実施するとともに、２海域以外で発生する地震も考慮したハザード評価についても検討したい。

謝辞：本研究は防災科研の研究プロジェクト「自然災害のハザード・リスクに関する研究開発」の一環として実施した。

参考：本稿の２・３章の詳細は「千島海溝および日本海溝沿いの2海域統合確率論的津波ハザード評価：海溝型地震の特性化波源断層モデル群と津波伝播遡上計算結果について」（張・他、本大会）を、４・５章の詳細は「千島海溝および日本海溝沿いの2海域統合確率論的津波ハザード評価：確率設定方法とハザード評価結果について」（村田・他、本大会）を参照されたい。

© The Seismological Society of Japan

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

Wed. Oct 23, 2024 9:00 AM - 10:30 AM JST | Wed. Oct 23, 2024 12:00 AM - 1:30 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S01] AM-1

chairperson:Hiroshi TAKENAKA, Hironori Kawakata

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

[S01-01] Analytical solutions of attenuation relation for the Near-Field Term in Earthquake Displacement: Extension to Line and Circular Sources

*Koei Suzuki[1], Hiroe Miyake[1], Shiro Hirano[2] (1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

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

[S01-02] The behavior of elastic waves traveling through a heterogeneous medium (2) ~ To clarify its dependence on the strength of heterogeneity~

*Hironori KAWAKATA[1] (1. Ritsumeikan University)

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

[S01-03] Numerical simulation of an *Lg* wave beneath bay topography

*Ryota Yasumoto[1], Hironori Kawakata[1], Shiro Hirano[2] (1. Ritsumeikan University, 2. Hirosaki University)

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

[S01-04] Variation of Prediction of Strong Ground Motions Using Corrected Empirical Green's Function Method Caused by Selection of Phase Wave

*Noriki Sugahara[1], Atsushi Nozu[1], Yosuke Nagasaka[1], Yusuke Fukunaga[1] (1. Port and Airport Research Institute)

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

[S01-05] The improvement of aftershock shaking forecasting performance considering the saturation effects of maximum amplitudes

*Kaoru SAWAZAKI[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S01-06] Autocorrelation analysis of site amplification factor from the spectral inversion method of strong-motion data: principle and method

*Hiroshi TAKENAKA[1], Tomotsugu WATANABE[1], Akihiro MINAKATA[1] (1. Department of Earth Sciences, Okayama University)

Analytical solutions of attenuation relation for the Near-Field Term in Earthquake Displacement: Extension to Line and Circular Sources

*Koei Suzuki[1], Hiroe Miyake[1], Shiro Hirano[2]

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 2. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University

近年、2016年熊本地震、2023年トルコ・カフラマンマラシュ地震、2024年能登半島地震など、断層ごく近傍で地震記録や測地記録が稠密に観測される事例が増えてきた。そのため、Aki and Richards (1980, 2002)における地震波の近地項・中間項・遠地項の寄与が改めて着目されている。鈴木・他 (2024, JpGU) では、ダブルカップル点震源から放射される地震波変位場の近地項の距離減衰に関する解析的考察を行った。ダブルカップル点震源から放射される地震波の変位場は、モーメントテンソルとグリーンテンソルの空間微分の畳み込みによって表される (Aki & Richards (1980, 2002))。近地における地震波の特性についての既往研究は様々あるが、永久変位およびr→0としたときの結果(e.g. Wu & Ben-Menahem, 1985)を除いて、変位および速度の震源距離rの依存性、すなわち距離減衰性については十分に解明されていない。そこで、複数の代表的なmoment rate関数（デルタ関数、Box-car関数、二等辺三角形の関数、smoother ramp関数など）を用いて、変位と速度の近地項の距離減衰の解析解を導出した。その結果、変位の近地項は、震源時間関数に依らず震源距離に対してr^{-2}で減衰することを証明した。また、速度の近地項の距離減衰は、震源時間関数の形状に依って減衰率が切り替わる距離が一意に定まり、この境界点より近距離ではr^{-2}、遠距離ではr^{-3}に移行することを明らかにした。最後に、この解析結果と数値積分を用いて近地項を計算した結果との整合性を検証した。また、簡単な震源時間関数を用いて、最大速度の減衰率に関する実験を行った。

本研究では、震源のモデルに線震源を仮定し、moment rate関数にBox-car関数を用いて、近地項、中間項、遠地項と、これらの和を成分ごとに解析的に計算し、変位の距離減衰率を調べた。その結果、線震源のすべりの方向と垂直の方向成分について、特定の観測点位置で中間項S波成分のみ現れることで、遠地でも距離減衰率がr^{-2}となることや、近地項、中間項、遠地項の総和の波形に永久変位の波形が強く残ることで、遠地でもω依存性がω^{-1}となるような観測点の位置が存在することがわかった。

また、Cara & Bour (1995)では、震源にstopping phaseを考慮しない円形震源を仮定して変位場の解析解を導出したが、観測点位置に制約を設けており、任意の観測点位置における結果に対応していない。そのため本研究では、震源のモデルに円形震源をCara & Bour (1995)と同様の条件で仮定し、数値積分を用いて任意の観測点位置について、震源近傍から遠地までの変位場を調べた。その結果、線震源において中間項S波成分のみ現れた観測点位置では、他の項も見られたことで、特定の観測点位置で中間項S波成分のみ現れる結果は、線震源モデル特有のものと考えられる。しかし別に、特定の観測点位置で、遠地でもω依存性がω^{-1}となるような観測点の位置が存在することがわかった。

近年の断層近傍の強震波形を分析すると、特定の成分において、ω依存性がω^{-1}となるような観測点の位置が存在することがわかっている。本研究では、この原因について、理論および数値計算から得られる予察と、観測事実との整合性について議論する。

© The Seismological Society of Japan

The behavior of elastic waves traveling through a heterogeneous medium (2) ~ To clarify its dependence on the strength of heterogeneity~

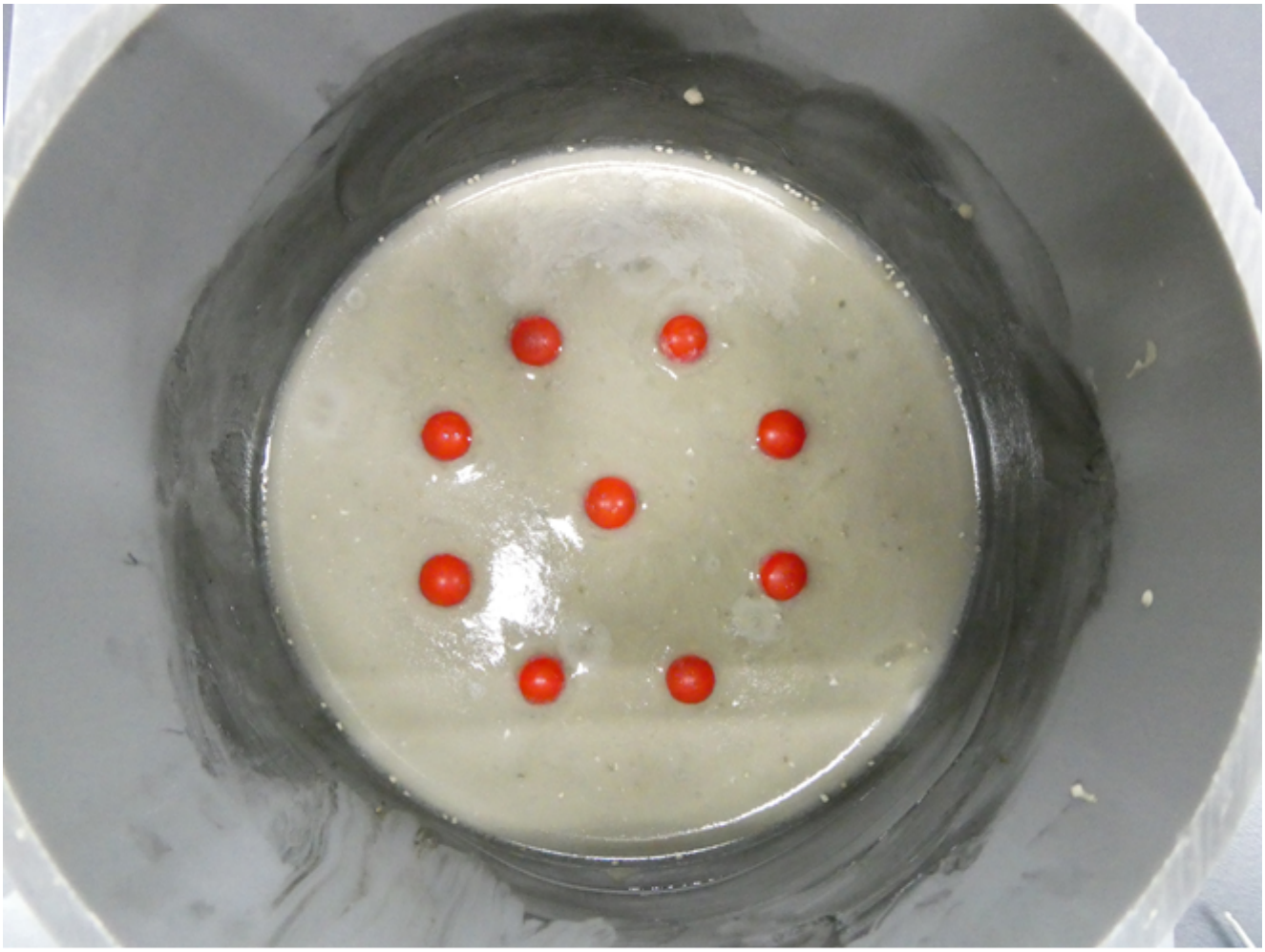
*Hironori KAWAKATA[1]

1. Ritsumeikan University

不均質媒質に対する弾性波の伝播特性は，不均質の空間的な分布，不均質の特徴的なサイズ，弾性波の波長，不均質の強さなどのさまざまな要素が複合的に絡み合って決まる．特に多孔質媒質における弾性波の伝播特性は，地表付近の地震波の振る舞いを検討する際などにおいて重要であるが，多孔質媒質などの強い不均質を持つ場合の弾性波の振る舞いについてはよくわかっていない．本研究は，実験室内で不均質媒質に対する弾性波透過試験を実施し，波動場の時空間発展の不均質強さによる違いを調べることを目標としてはじめられた．川方（2023, SSJ）は弱い（10 %程度以下）不均質媒質として，斑糲岩質試料から計測を開始させ，不均質サイズに対して同程度以下の波長をもつ短周期弾性波における粒子軌跡，波面の乱れを確認し，本手法の有効性を示した．今回は，強い不均質を持つ媒質として，人工的に空隙を埋設した単純な模擬媒質を作成し，この媒質に弾性波を透過させ，その振る舞いを調べることとした．
模擬媒質は直径107 mm，高さ50 mmの円柱形のセメントモルタルとし，媒質中に両端面から17 mmに中心が来るように直径8 mmの中空のPP球を埋設した．各面においてPP球は中心から25 mm程度の位置に約45度間隔で８個をほぼ円周状に配置し，中心のものと合わせて９個を配置した（図）．また，２つのPP球を配置した面では互いにPP球の位置は端面から見て約22.5度ずれるように配置した．弾性波計測は川方（2023, SSJ）と同様に，正確な波動を計測するために、Nishizawa et al. (1997, BSSA)などによって提案されているレーザードップラー速度計（LDV）を採用した．片方の端面の中央に送信用の厚み振動型圧電振動子を貼り付けて，繰り返し電圧パルスを印加することで弾性波を繰り返し放射させた．LDVは直交する3方向で受信することとし，3成分波形として取り扱う．波形は4 MHzのアンチエイリアス＝フィルターを通したのちに10 Mspsで収録された．等位相面の時空間的発展や粒子軌跡，コーダ特性などの周波数依存性について報告する．

謝辞：本研究はJSPS科研費JP22H01336，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３次）」の支援を受けた．

© The Seismological Society of Japan



図．作成途上の模擬媒質の様子．二硫化モリブデングリスを塗布した硬質ポリ塩化ビニル管（内径107 mm）にセメントモルタルを注入し，中空のPP球を配置した状態．

© The Seismological Society of Japan

Numerical simulation of an *Lg* wave beneath bay topography

*Ryota Yasumoto[1], Hironori Kawakata[1], Shiro Hirano[2]

1. Ritsumeikan University, 2. Hirosaki University

*Lg*波は地表とモホ面の間を多重反射しながら伝播する地殻内トラップS波である．*Lg*波は卓越周波数0.2～5Hz，群速度2.8km/s～3.5km/sの範囲にエネルギーを持つ．また地殻・上部マントルの不均質性に敏感であるという特徴を持つ(Kennett, 1989, GJI)．Furumura *et al.* (2014, PEPS)は，日本海を伝播する*Lg*波が，地殻の薄化と海水の影響により除去されることを明らかにした．また日本の*Lg*波伝播特性については，解像度数十キロスケールの広域を対象とした研究が主に実施されてきた(例えばFurumura and Kennett 2001，BSSA)．しかしながら湾などのそれよりも小スケールな地形，構造における*Lg*波のふるまいは未だ解明されていない．ここで*Lg*波に顕著な影響を与えることが期待される湾として駿河湾を紹介する．駿河湾は，静岡県に位置する日本一深い湾である．またプレート境界が湾内に入り込んでいるため，溝状に地形を有し地殻厚，堆積層厚変化に富んだ湾でもある(図 a, b)．Yasumoto *et al.* (2023, AGU)では，地域的な*Lg*波伝播特性の解明を目的として駿河湾における記録の解析を行った．この研究では，駿河湾西方遠方から到来する*Lg*波が駿河湾を横切る際に振幅が顕著に減少するという結果が得られた．彼らは原因として，*Lg*波の伝播に海水の存在，駿河湾直下の地殻構造変化などが影響している可能性を挙げている．しかしながら駿河湾に海底地震計が存在しないことや構造の複雑性から原因を解析的に解き明かすことは困難である．そこで本研究では数値シミュレーションを用いて，本現象の発生要因を調査することとした． 2次元有限差分法のP-SV成分で駿河湾西方遠方から到来する*Lg*波についてのシミュレーションを実施した．数値計算プログラムとしては，地震波伝播をモデル化するためのオープンソース統合並列シミュレーションコードOpenSWPC(Maeda *et al.*, 2017, EPS)を使用した．シミュレーションに使用した地震構造モデルはJIVSM(Koketsu *et al.* 2012, WCEE)であり，1Hzよりも低い周波数帯の波を主に放射するような震源を設定した．計算結果としてはYasumoto *et al.* (2023, AGU)と同様に，駿河湾を*Lg*波が横切る際の振幅が減少した(図 c)ことに加えて，湾西岸側で*Lg*波の振幅が増幅する現象が確認された．この振幅増幅は，湾西岸側の堆積層が厚いことが原因の可能性が考えられ(図 b），湾地形がもたらす効果を明らかにするうえで精査が必要であることが分かった．そこで湾を西から横切る際の*Lg*波の振幅減少に堆積層厚変化以外の要素がどの程度寄与しているのか数値シミュレーションを用いて調査する．

© The Seismological Society of Japan

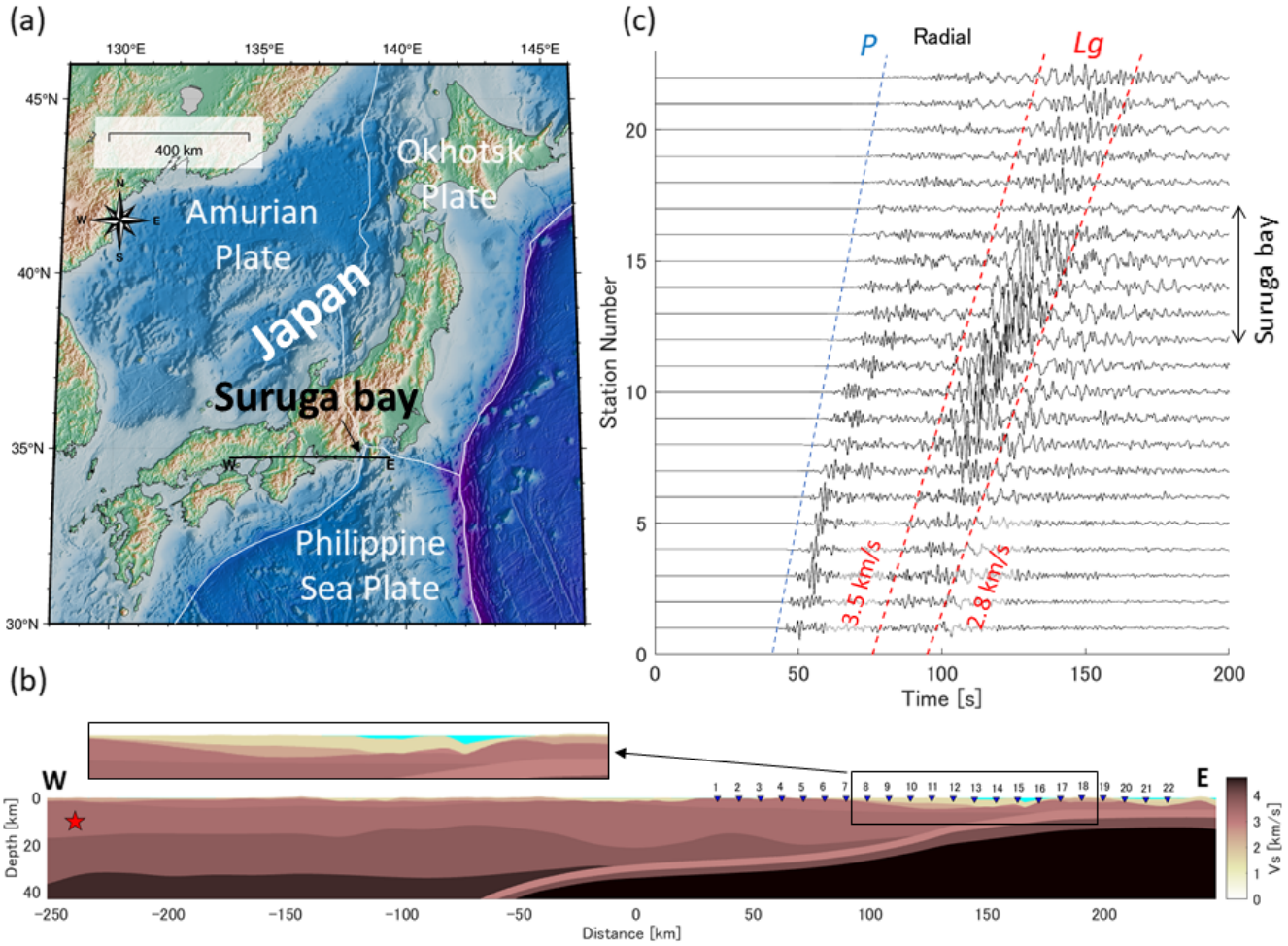


図 (a) 日本周辺のプレート境界 (Bird, 2003)．地形データはSRTM15+V2.4 (Tozer *et al.*, 2019)を使用している．(b) シミュレーションで使用した2次元S波速度構造モデル．この速度構造モデルは，図aの直線WEの鉛直断面に対応している．赤の星型マーカーと青の逆三角形型マーカーは，それぞれシミュレーションにおける震源，地震観測点を表している．(c) Radial成分におけるシミュレーション波形のレコードセクション．波形には，1Hzのローパスフィルターを掛けている．*P*は直達P波を表す．*Lg*はLg波の波群を表す．地震観測点12〜17は，駿河湾海底に位置している．

© The Seismological Society of Japan

Variation of Prediction of Strong Ground Motions Using Corrected Empirical Green’s Function Method Caused by Selection of Phase Wave

*Noriki Sugahara[1], Atsushi Nozu[1], Yosuke Nagasaka[1], Yusuke Fukunaga[1]

1. Port and Airport Research Institute

１．研究の背景と実施内容

強震動予測手法である修正経験的グリーン関数法[1), 2)]では，小断層の位相として，実際の観測波（位相波）の位相を用いるのが特徴である．実際に発生した大地震の観測波の再現を目的とする強震動評価では，強震動評価結果がより観測波の特徴を再現できるように位相波を選択すればよい．一方，確率論的地震ハザード解析（以降，PSHAと表記する）においては，想定される地震に対して強震動予測を行う必要がある．その際にも位相波を設定する必要があるが，その位相波の選択による強震動予測結果の変動についてはよく分かっていない．なお，上記で想定しているPSHAは，フーリエスペクトルを用いたPSHA（詳細は文献3を参照）であり，位相波の選択が地震ハザードの計算結果に影響する．そこで本研究では位相波の選択が修正経験的グリーン関数法による強震動予測結果に及ぼす影響について検討した．なお，波形の重ね合わせに伴う変動は対象とせず，小地震波形を作成する段階での変動を対象とした．

２．検討対象とした地震

本研究では，港湾地域強震観測網の観測点のうち観測記録数が比較的多い相馬-O（緯度：37˚49.9'，経度：140˚57.6'，旧相馬Gと同位置）を対象とし，2011年3月～2024年7月までに発生した地震のうち，気象庁マグニチュードが5.7~6.0で，福島県東方沖を震源とする全9つの地震（相馬-Oの記録で条件に合致するもの全て）を対象にした．入射方向が同程度である地震を対象とするため，震源位置は（記録数の多い）福島県東方沖のものを対象とした．点震源を仮定して計算できる規模の地震を対象に位相の影響を確認するため，気象庁マグニチュードで5.7~6.0の範囲のものを対象とした．使用した地震の一覧（発震日時，緯度，経度，深さ（km），震央距離（km）の順に記載）を以下に示す．

1. 2018/7/31 17:42:00， 37˚09.4’，141˚13.8’，20.5，78.6
2. 2018/2/26 1:28:00，37˚32.3’，141˚45.8’，39.8，77.7
3. 2017/10/6 23:56:00，37˚05.3’，141˚09.3’，52.7，84.3
4. 2017/7/20 9:11:00，37˚20.5’，141˚35.3’，45.8，77.6
5. 2017/2/28 16:49:00， 37˚30.9’，141˚22.0’，52.4，50.2
6. 2016/11/22 23:03:00，37˚10.7’，141˚26.7’，28.4，84.1
7. 2016/11/22 6:39:00，37˚14.6’，141˚22.7’，22.3，75
8. 2016/6/27 7:57:00，36˚59.4’，142˚24.1’，19.2，157.8
9. 2016/4/20 21:19:00，37˚46.3’，141˚41.3’，48.5，64.3

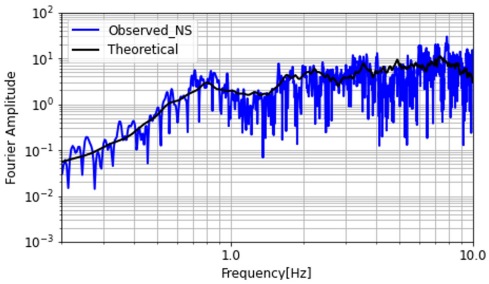
３．修正経験的グリーン関数法を用いた強震動評価結果の変動の評価

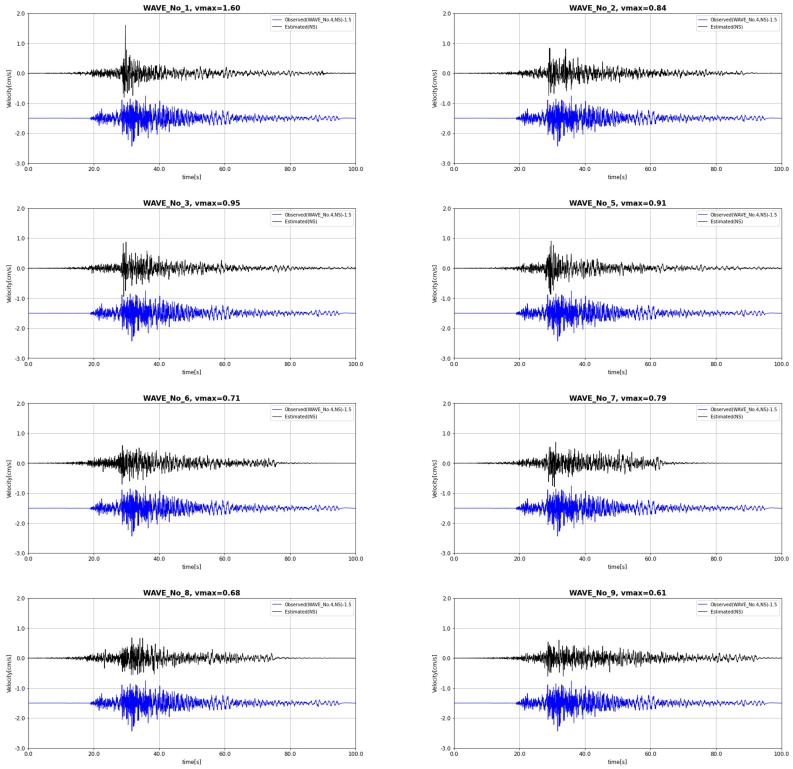
2.で示した9つの地震記録のうち，4番の記録（9つの記録中で震央距離が中程度のものを選択）を対象に，修正経験的グリーン関数法を用いた強震動評価を実施した．その際，地震モーメントM_0とコーナー周波数f_cは，加速度フーリエ振幅スペクトルの観測結果と計算結果の残差自乗和を最小化するように推定した．具体的には，まず，f_cを十分大きな値に固定（1.5に固定）した上で，0.2~0.5Hzの残差自乗和を最小化するようにM_0を推定し，その後に，推定したM_0を用いて，0.2~10.0Hzの残差自乗和を最小化するようにf_cを推定した．また経験的サイト増幅特性を用いた．推定したM_0（=6.928×10^{23} dyne-cm）とf_c（=2.590 Hz）を用いて修正経験的グリーン関数法で計算した加速度フーリエ振幅スペクトルと観測記録の加速度フーリエ振幅スペクトルを図（左）に示す．（残り）8つの地震記録を位相波として用いて速度波形（単位はcm/s）を計算した結

© The Seismological Society of Japan

果を観測波形と比較して図（右）に黒線で示す（計算結果の最大速度，観測結果（青線）も併せて示す）．ここでは，入射方向とマグニチュードが近い地震を用いているが，それでも選定する位相波によって，強震動予測結果（速度波形）にある程度の違いが生じることが分かる．また，最大速度の標準偏差（本稿で標準偏差は，不偏推定量として求めた分散の1/2乗として計算した）は，約0.322（NS成分），約0.163（EW成分）となった．最大速度について，常用対数をとった上で，その標準偏差を求めると，約0.130（NS成分），約0.080（EW成分）となった．これは，著者らが既往研究で経験的サイト増幅特性を評価した際の個別記録の残差（常用対数表示）の標準偏差の全国10地点での平均値[4)]（全国平均値について，周波数方向に0.2Hz~2.0Hzでさらに平均をとった数値）である0.15と比較しても，小さい変動とはいえない．これは，フーリエスペクトルを用いたPSHAにおける位相波選択の重要性を示唆するものであるともいえる．なお，これはあくまで位相波選択の影響が比較的出やすいと考えられる最大速度に着目した比較であり，今後，他の指標でも比較を行っていく予定である．

参考文献
1)古和田明, 田居優, 岩崎好規, 入倉孝次郎: 経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, No.514, 1997.
2)野津厚: 地震工学に関する解説書（修正経験的グリーン関数法）（https://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/tutorial_jpn/tutorial_049.pdf）
3)竹信正寛, 野津厚, 宮田正史, 佐藤裕司. 浅井茂樹: 確率論的時刻歴波形として規定される港湾におけるレベル1地震動の設定に関する包括的整理，国土技術政策総合研究所資料, No.812, 2014.
4)菅原法城，竹信正寛，野津厚，長坂陽介，山田雅行，江口拓生，佐野新: 臨時の地震観測に基づき評価された設計入力地震動のばらつきに関する推定段階の要因に着目した定量的評価, 地震工学シンポジウム論文集, 2023.





© The Seismological Society of Japan

The improvement of aftershock shaking forecasting performance considering the saturation effects of maximum amplitudes

*Kaoru SAWAZAKI[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

大地震直後の連続地震計記録から余震による揺れの超過確率を予測する手法（Sawazaki, 2021）においては、地震後数時間の時点で記録された地震計記録の区間最大振幅がしたがう確率分布を予測に利用する。この確率分布の導出においては、G－R則と大森一宇津則に加えて、対数最大振幅がマグニチュード（M）に比例するという仮定を設けている。観測される余震の多くはＭ５程度以下であるため、大部分の余震についてはこの比例関係が概ね当てはまると考えられる。しかし、小振幅の確率分布を説明するのに推定したパラメータを、将来起こりうる最大振幅の超過確率の予測にそのまま外挿して用いると、最大振幅の予測が観測値よりも系統的に過大評価される傾向が見られる（澤崎、JpGU2024）。この過大評価を改善するため、本研究では、対数最大振幅のM依存性が最大振幅の増加と共に小さくなるような関係式を採用し、最大振幅の飽和の影響を予測に反映することで、過大評価の軽減を試みた。

多くの地震動予測式（例えばMorikawa and Fujiwara, 2013）では、最大振幅x（PGA、PGV等の揺れ指標）の対数は以下の式で表現される。

$\log(x)=aM+bR+c-\log[R(1+\gamma)]$ (1)

ここでγ=d10^eM／R、Rは断層最短距離（km）を表す。aからeは観測値から経験的に求められる係数である。(1)式では、幾何減衰を表す右辺第４項にMについての非線形性が表れる。これは、Mが大きいほど震源過程の有限性を無視できなくなり、点震源の場合よりも見かけの幾何減衰が弱くなる効果を反映したものと解釈できる。 γ<<1を満たすような小振幅においては震源過程の有限性を無視でき、対数最大振幅のM依存性の線形性を仮定できる（M依存性は右辺第１項のみで決まる）。Sawazaki (2021)ではこの線形性を仮定したうえで最大振幅の確率分布を導出したが、本研究ではMについての非線形性も考慮した導出を行う。なお多くの地震動予測式は、Ｍ５~６程度の中規模以上の地震を対象に構築されているが、本研究で扱う余震の揺れはこれよりも小さいものが大部分であるため、より小さいMまで(1)式を拡張して適用できることが前提となる。

余震による揺れ予測においては、地震動予測式をMについて解く必要があるが、(1)式をMについて解析的に解くことはできない。そこで、(1)式の代わりに以下の式を採用する。

$\log[x(1+x/x_c)^q]=a'M+C$ (2)

この式はMについて解くことができ、最大振幅xがx_cよりも十分小さい場合は対数最大振幅がMに比例し、xが大きくなるにつれてM依存性が小さくなる特徴を持つ。Cは震源距離やサイト特性などのM以外に関わる全ての効果を含む。(1)式と(2)式からは、対数最大振幅のMでの偏微分はそれぞれ

$\partial\log(x)/\partial M=a-e\gamma/(1+\gamma)$ (3)

$\partial\log(x)/\partial M=(1+x/x_c)a'/(1+(1+q)x/x_c)$ (4)

と導かれる。この(3)と(4)式で表現される偏微分が、なるべく広い最大振幅の範囲で一致するように未知係数qとx_cを定めた。

試行錯誤の結果、q=10、x_c=2000cm/s^{2}程度のときに、(3)式と(4)式が広いxの範囲で一致することが分かった。このとき、x_cの値は震源距離に強く依存しないことも分かった。これらの値を(4)式に当てはめたときの微分係数は、xが0cm/s^2、20cm/s^2（x=0.01x_c）、200cm/s^2（x=0.1x_c）、2000cm/s^2（x=x_c）のとき、それぞれa'、0.91a'、0.52a'、0.17a'となる。余震でx_c=2000cm/s^{2}もの揺れが観測されることは希だが、これよりも十分に小さい揺れにおいて既に、対数最大振幅とMの非線形性が無視できなくなっており、余震による揺れ予測において振幅の飽和を考慮することの重要性が確認できる。

この結果を踏まえて、(2)式にq=10、x_c=2000cm/s^{2}を指定したうえでG－R式、大森一宇津式と共に用いた場合の余震による揺れ予測を、2008年岩手・宮城内陸地震を対象に行った。Hi-netの連続波形記録の機器特性を0.1Hzまで補正したのち、微分して加速度記録に変換した。この３成分ベクトル和を計算し、一定時間ごとの区間最大振幅を解析に用いた。機械的な飽和（汐見他、2005）が見られる波形については併設のKiK-net加

© The Seismological Society of Japan

速度記録を代わりに用いた。

解析の結果、大きな揺れを観測した震源近傍の観測点については、従来法では数千cm/s^{2}もの極めて強い揺れがそれなりに高い確率で起こると予測していたところ、飽和の影響を考慮したことにより、その予測幅の上限がかなり小さく抑えられた。そのため、予測が実際の揺れを著しく過大評価することをある程度防ぐことができた。また、比較的小さい揺れには飽和の影響が及ばないため、震源から離れた観測点での予測結果は従来法と大きく変わらなかった。ただし、飽和の影響を考慮してもなお、系統的な過大評価を完全に除くことはできなかった。その原因としては、特にx_cについては観測点に依存すると考えられ、一律に2000cm/s^{2}を指定することが適切でないことや、計測のナイキスト周波数よりも高い周波数帯にエネルギーのピークを持つようなM1程度以下の地震について、今回検討したのとは異なるタイプの非線形効果が生じている影響などが考えられる。

謝辞：本研究は科研費基盤C（課題番号21K03686）および情報科学を活用した地震調査研究プロジェクト（STAR-E、課題番号JPJ010217）の支援を受けています。

© The Seismological Society of Japan

Autocorrelation analysis of site amplification factor from the spectral inversion method of strong-motion data: principle and method

*Hiroshi TAKENAKA[1], Tomotsugu WATANABE[1], Akihiro MINAKATA[1]

1. Department of Earth Sciences, Okayama University

強震動地震学や地震工学の分野では，複数観測点・複数イベントの強震記録からスペクトルインバージョン法を用いて，震源スペクトル・伝播経路特性・サイト増幅特性が振幅スペクトルの形で分離抽出することが多くの地域で行われてきた（例えば，川瀬・松尾 (2004)）。そのサイト増幅特性は観測点下の地震基盤から地表までの地盤のS波の鉛直平面波入射応答と等価（正確には，その2分の1）と解釈されて，その振幅スペクトルから地盤速度構造の推定に活用されている。本研究では，視点を変えて，サイト増幅特性のパワースペクトルを逆フーリエ変換した，謂わばサイト増幅特性の自己相関関数に着目した構造解析法を提案する。

地震基盤から地表までの地盤の鉛直平面波入射応答の自己相関関数は，Claerbout (1968)（SH波についてはSherbaum (1987)やNakahara (2006）)のKunetz-Claerbout式によって地表（自由表面）による多重反射を含む（地表震源地表受信の因果性及び反因果性の）反射プロファイルの疑似記録と解釈することができる。Kunetz-Claerbout式による疑似反射プロファイルの推定は，個々のイベント個々の観測点の記録に個別に利用できるスペクトル・ホワイトニングの手法を利用することでも実装可能であり，現在広く利用されている（例えば，Chimoto & Yamanaka (2019)）。

以下，S波平面波鉛直入射の理論波形を用いたデータの処理例を示す。

Fig. 1(a)は，地震基盤（Vs=3.2 km/s）の上に２層地盤（厚さ30 m, Vs=0.3 km/sの浅部地盤と厚さ970 m, Vs=1 km/sの深部地盤）が載った地下構造モデルに下から単位振幅の平面波が入射した場合の地表での理論波形から計算した自己相関関数である。用いた周波数帯域は0～20 Hzである。その振幅スペクトルが，実際の強震記録のスペクトルインバージョンから得られたサイト増幅特性の（振幅）スペクトルに対応する。この関数の横軸（時間t）正の部分が（地表多重反射を含む）疑似反射プロファイルに当たる。Fig. 1(b)は(a)に地表生成多重反射波を消去する処理を施して得た，「自由表面がない」場合の反射プロファイルプロファイル（黒の実線）である。そこに，比較のために別途「自由表面がない」構造モデルの反射係数から理論的に求めた反射プロファイル（赤の破線）も重ねている。両者は完全に一致しており，処理法が正しいことを示している。原理的には，「自由表面がない」場合の仮想記録（透過波）の自己相関関数もサイト増幅特性の振幅スペクトルから求めることができる（Fig. 1(c)）。

本発表では，サイト増幅特性に自己相関解析法を適用するための原理と処理方法に焦点を当てた発表を行う。実データを用いた検証については，別に南方・他 (本大会)で発表する。

© The Seismological Society of Japan

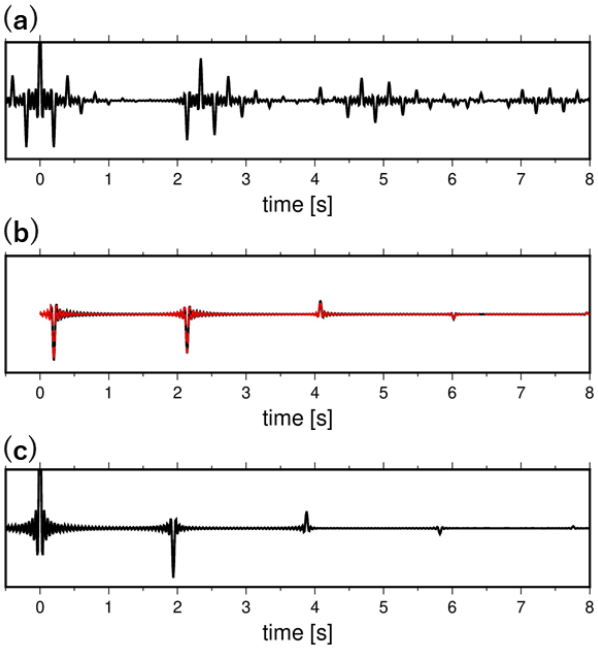


Fig. 1

© The Seismological Society of Japan

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

Wed. Oct 23, 2024 10:45 AM - 12:15 PM JST | Wed. Oct 23, 2024 1:45 AM - 3:15 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S01] AM-2

chairperson:Kiwamu Nishida(ERI, the university of Tokyo), Tomoya Takano(Hirosaki University)

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

[S01-07] Coherence based detection of very long-period seismic signals from northern Canada.

*Tomoya TAKANO[1], Piero Poli[2] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. University of Padova)

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

[S01-08] Anisotropic tomography of East Japan: Effect of 3-D anisotropic ray tracing

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

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

[S01-09] Detailed P-wave velocity structure of the uppermost crust off Sanriku, Japan using DAS, OBS and controlled seismic sources.

*Shun FUKUSHIMA[1], Masanao SHINOHARA[2], Tomoaki Yamada[2], Ryota Hino[1], Ryosuke Azuma[1], Yoshihiro Ito[3], Yusuke Yamashita[3] (1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S01-10] Ocean gravity wave excited by the 2022 eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai Volcano: the excitation mechanism

*Kiwamu NISHIDA[1], Mie Ichihara[1], Tatsuya Kubota[2], Takashi Tonegawa[3] (1. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC))

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

[S01-11] Using tsunami-source data in estimating fault rupture area for the Nankai-trough megathrust earthquake

*Hisahiko KUBO[1], Suzuki Wataru[1], Tatsuya Kubota[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S01-12] Improvement in centroid moment tensor analysis for offshore earthquake by using ocean-influenced Rayleigh wave

*Lina Yamaya[1], Hisahiko Kubo[1], Tatsuhiko Saito[1], Shunsuke Takemura[2], Katsuhiko Shiomi[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

Coherence based detection of very long-period seismic signals from northern Canada.

*Tomoya TAKANO[1], Piero Poli[2]

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

連続地震波形記録を解析することで，地球内部や表層での物理過程に関連する信号を特定することができる．波形を特定し地震カタログを作ることで，震源過程や地球内部構造等に制約を与えることができる．従来，比較的短周期の実体波の解析により地震は検出されカタログ化されているが，これまで特定されていない新しい信号を検出することは困難である．一方，25秒以上の長周期の波形に着目して，グローバルな地震観測網を伝播する表面波を解析することで，従来の地震カタログにないイベントが検出されるようになった．特に，グリーンランドや南極大陸での氷河の崩壊に伴う長周期波形が観測されている．しかしながら，これらの先行研究の手法は，ギニア湾で発生する周期26秒にピークを持つ単色微動のような，時間領域で表面波振幅が明瞭でないイベントに対しては適用することができない．そこで本研究では，広帯域地震観測網の連続波形記録のコヒーレンス解析により，長時間継続するような長周期の微動を検出する手法を提案する．

本研究では，2003年から2021年までのF-net観測点全点で記録された地震波形記録の上下動成分を解析した．まず，1 Hzにリサンプルしたのち600秒のハイパスフィルターを適用し，連続波形を1200秒ごとに区切り1bit化を適用した．この前処理を行った波形に対して全観測点ペアでコヒーレンスを計算し平均した．さらに，２時間の時間窓ごとにコヒーレンスを平均した．本手法でのイベント検出の一例として2014年1月24日に観測されたイベントについて紹介する．2014年1月24日の12時から18時にかけて周期約40秒に高いコヒーレンスが観測された．グローバルな地震カタログにはこの時間帯に対応する地震はなく，日本以外の稠密観測網のコヒーレンス解析においても同一の時間帯に高いコヒーレンスが観測された．この信号の発生場所を調べるために，グローバルな地震観測点での同時間帯の連続波形記録の相互相関関数を計算し，その最大振幅の経過時間を解析した．その結果，この信号はカナダ北部のフィヨルド周辺で発生していることがわかった．また，F-netでのこの信号のクロススペクトルをリファレンスにして，短時間窓ごとのクロススペクトルとの相関係数を計算したところ，同様なイベントが複数回生じていることがわかった．本手法により，従来の長周期の表面波解析では検知されないような長時間にわたって継続する長周期の微動を検知できる可能性が示唆された．

© The Seismological Society of Japan

Anisotropic tomography of East Japan: Effect of 3-D anisotropic ray tracing

*Ryo Tsunashima[1], Dapeng Zhao[1], Genti Toyokuni[1]

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

地震波トモグラフィーは，地球内部の3次元構造不均質を解明する最も有効な手段の一つである(e.g., Zhao, 2015)．地震波異方性とは，地震波の伝播・偏光方向によってその伝播速度が変化する現象であり，地球内部のダイナミクスを反映すると考えられている(e.g., Zhao et al., 2023)．トモグラフィーの手法に異方性を取り入れることで3次元異方性分布を推定することができる．一方で，トモグラフィー解析における3次元波線追跡では等方性速度のみを考慮することが多く，波線追跡における異方性の影響がどの程度なのか調べた研究は少ない．

本研究では，東日本沈み込み帯を対象として3次元P波方位異方性トモグラフィー解析(Wang & Zhao, 2008, 2013)をおこない，3次元波線追跡では方位異方性を考慮した．方位異方性を考慮した波線は等方性速度のみを考慮した波線からある程度屈曲することがわかっている(Tsunashima et al., 2024, submitted)．使用した観測データは，東日本およびその周辺において発生した近地地震の到着時刻であり，気象庁一元化検測値データから選択した．2019年から2023年までに発生した地震のうち，マグニチュードは1.5以上のものを選んだ．その後，Azuma et al. (2019)により推定されたS-netの地下の堆積層の厚さからP波の到着時刻を補正し，1次元速度モデルにより震源再決定をおこなった．震源が均質に分布するように震源を選択し，海域で発生した浅い地震は取り除いた．その結果，1,441個の観測点において11,811個の地震が選択され，316,965個のP波初動データが得られた．なお，解析ではコンラッド面とモホ面，そして沈み込む太平洋スラブ上面の形状(Zhao et al., 2022)を考慮し，太平洋スラブは4%の高速度領域とした．

まず地殻(深さ10 km，25 km)において，陸域では等方性速度構造と速い速度の方向(fast-velocity direction, FVD)の分布は局所的だった．次にマントルウェッジ(深さ>40 km)において，火山フロントと背弧領域で低速度異常と海溝直交方向のFVD，北海道地方と関東地方の深さ80 km付近において扇形のFVDが見られた．この扇形のFVDはプレートの沈み込みと衝突にともなう3次元のマントル流を反映していると考えられる(e.g., Niu et al., 2016)．そして太平洋スラブ内は，全体的に高速度領域でFVDの分布は複雑であり，スラブが横方向に変形している領域では海溝平行方向のFVDが見られた．これらの特徴は先行研究と調和的である(e.g., Jia & Zhao, 2023)．また，上記で求めたモデルと等方性速度のみを考慮した波線追跡で求めたモデルとの比較では，この2つのモデルの間に差はほとんど見られず，等方性速度や方位異方性の振幅の差は最大で0.6%程度，FVDの角度の差は最大で6˚程度であった．これは方位異方性を考慮した3次元波線追跡がトモグラフィーに与える影響が小さいことを意味する．

謝辞

本研究では，気象庁・文部科学省が協力してデータを処理した結果を使用した気象庁一元化情報を用いている．一元化データには，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，防災科学技術研究所，産業技術総合研究所，国土地理院，青森県，東京都，静岡県，神奈川県温泉地学研究所，横浜市，海洋研究開発機構および気象庁により提供された地震波形データが使用されている．

© The Seismological Society of Japan

Detailed P-wave velocity structure of the uppermost crust off Sanriku, Japan using DAS, OBS and controlled seismic sources.

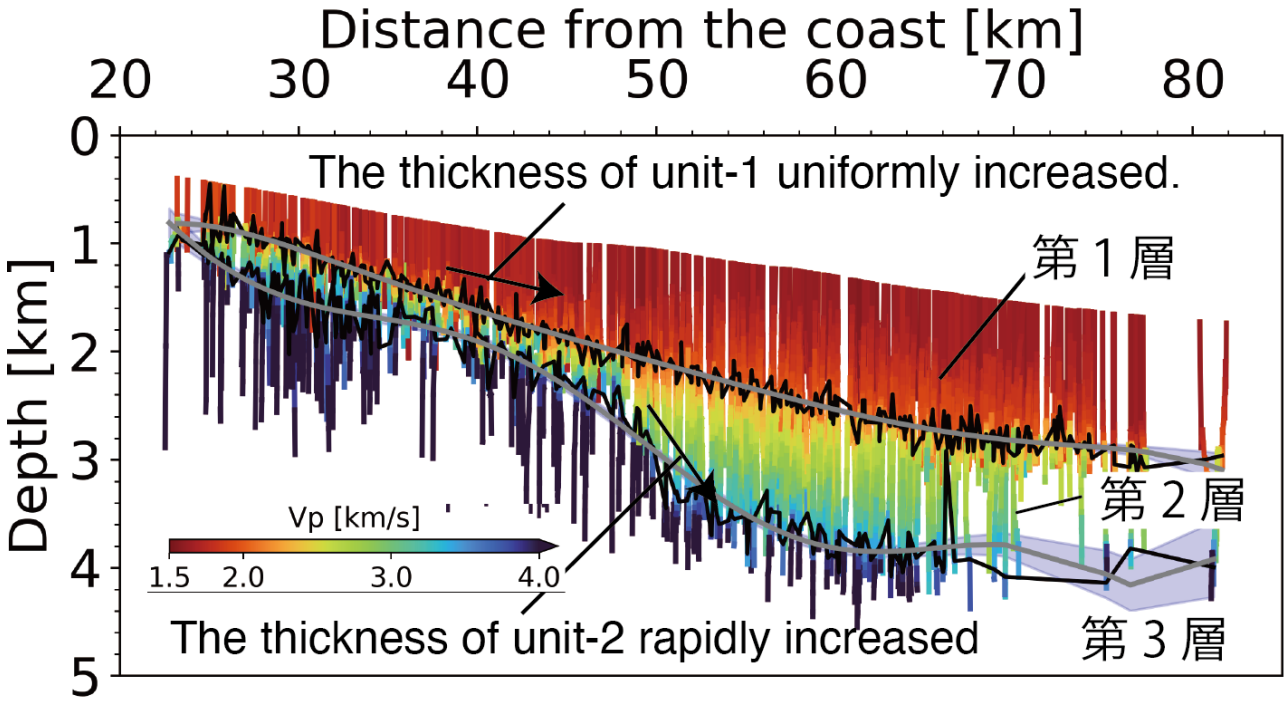
*Shun FUKUSHIMA[1], Masanao SHINOHARA[2], Tomoaki Yamada[2], Ryota Hino[1], Ryosuke Azuma[1], Yoshihiro Ito[3], Yusuke Yamashita[3]

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

海域におけるP波速度構造は，制御地震探査および屈折法により推定されてきた．推定されるP波速度構造の水平分解能は受信点と発信点を結ぶ波線数によって決まる．そのため，観測点数を増やすことで，高い水平分解能でP波速度構造を推定できると考えられる．しかし，これまでの制御地震探査では，設置コストの高い海底地震計を受信点に使用することが一般的であり，その設置間隔は稠密な場合でも数km程度に限定される．その一方で，近年，Distributed Acoustic Sensing（以下 DAS）が地球科学分野に応用されるようになり，光ファイバをセンサとして，海域でも歪みを数m間隔で数十km以上の連続長距離観測が行えるようになった．このDASの観測点間隔は，海底地震計のそれと比較して稠密であり，DASデータに対して制御地震探査および屈折法を適用することにより，これまでとは格段に空間分解能が高いP波速度構造を推定できると考えられる．また，DASの観測点間隔はハイドロフォンストリーマーと同程度であるが，DASの各受信点は海底に固定されており，オフセット距離が長い地震動記録を解析に使用することができる．そのため，DASデータは 浅部から深部までのP波速度構造の高分解能推定へ適していると考えられる．また，海面と比較して，海底の方が，一般的にノイズが小さいことから，SN比が比較的に良い記録が得られると期待される（Jones 1999）．
そこで，本研究では，岩手県三陸沖に敷設された光ケーブル式海底地震・津波観測システムを利用したDAS観測記録を用いて，ケーブル下の最上部地殻の詳細な地震波構造を推定した．まず，2020年に行われた制御地震探査DAS・海底地震計(OBS)データを用いてP波速度構造を推定した．制御震源にはエアガン4基を使用し，発震間隔は約100m，DASの観測点間距離は約5mである．P波速度構造はTau-sum inversion法 (e.g. Shinohara et al. 1994) により推定した．DAS記録とOBSに対して共通受信点記録を作成し，それぞれ距離-時間領域からτ(intercept time)-p(ray parameter)領域への変換を行った．DAS記録については，超稠密であることを利用して，隣接する51受信点のDAS記録を重合してτ-p領域変換を行い，1次元P波速度構造を求めた．また，DASデータは長い区間に渡って，連続的に収録されていることから，約250m間隔に1次元P波速度構造を推定し，それらを配置することで，測線下の二次元P波速度構造を作成した．受震点にOBSを用いた場合は，OBS直下の一次元構造に限定されるが，DASは長距離に渡って，観測点密度が飛躍的に高いため，空間的に連続した1次元速度構造を推定することにより，2次元構造を求めることができる（添付図1）．推定されたP波速度構造は，P波速度とその深さ方向の勾配が異なる3層からなっており，各層目のP波速度の平均値は, それぞれ, 1.73 2.30, 4.40 km/sであり，各層の境界の深さは，それぞれ, 2 km以浅，2 –5 kmである．稠密なDASデータを使用したことにより，顕著なP波速度構造の水平不均質が明らかにすることができた．例えば，第1層と第2層の速度不連続面は，深さ2.0 km程度から3.0 kmに水平距離50 –55 kmで急増することが把握された．さらに，本研究では，得られた2次元速度構造とシングルチャンネルハイドロフォンストリーマーから得られた反射断面との比較を行なった．その結果，速度境界の水平方向の不均質構造と反射断面における連続する反射点との間に良い整合性があることがわかった．
反射法では，水平分解能が高い反射断面を得ることが可能であるが，精度の高いP波速度を得ることができない. その一方で，稠密なDASデータを用いた屈折法であれば，精度の高いP波速度構造を反射断面と同程度な水平分解能で推定できる. また，近年，常時微動表面波解析をDASデータに適用することで，海域における堆積層・最上部地殻のS波速度構造を高分解能が実現している (e.g., Fukushima et al. 2022)．この手法と本研究で提案するDASデータを用いた制御地震探査と組み合わせることで， P波速度とS波速度の比であるVp/Vsの分布を数km以下の水平分解能で把握することができる．このVp/Vsは空隙率や間隙流体圧の推定へ重要なパラメータであるため(e.g., Dvrokin et al. 1999)，今後，断層特性の評価などをはじめとする様々な研究分野への

© The Seismological Society of Japan

応用が期待できる.



（図 1）本研究では，P 波速度（2.0 km/s と 3.5 km/s）とその深さ方向の勾配から層境界を定義した . 黒線がそれぞれの速度境界の深さを示す. 灰色の線は速度境界に対して多項式フィッテイングにより得られた曲線.

© The Seismological Society of Japan

Ocean gravity wave excited by the 2022 eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai Volcano: the excitation mechanism

*Kiwamu NISHIDA[1], Mie Ichihara[1], Tatsuya Kubota[2], Takashi Tonegawa[3]

1. Earthquake Research Institute,The University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)

2022年1月15日、海底火山であるフンガ火山で大規模な噴火が発生した。噴煙は中間圏までに達し、顕著な大気Lamb波を励起した。大気Lamb波は海面変動を引き起こし、特異な津波として観測された。このような大気波動と津波のカップリング現象は、1883年クラカタウ噴火時にも観測されたが、現代的な観測によって捉えられたことは初めての事であった。また、今回の2022年フンガ火山の噴火に伴う振動現象を理解する上で、大気波動と津波、地球自由振動など、多圏にわたるカップリングが重要な役割を果たしている事が分かってきた。
噴火を理解する上で、噴火の推移を推定することは重要である。火山近傍で地震・空振観測記録があれば理想的であるが、海洋島での観測は限られているのが現状である。例えば遠地の空振観測による噴火推移の推定もなされているが、伝播の複雑性が定量的な議論の妨げとなっている。今回の噴火では、特に長周期帯域(<10mHz)では、多圏にわたるカップリングが波動の伝播を複雑にしており、噴火の推移の推定の障壁になっている。今回海、洋外部重力波の短周期成分(0.015-0.05Hz)を解析する事に成功した。津波と異なり位相速度が100m/s以下と遅いため、大気とのカップリングの効果は弱いため、単純なモデリングが可能である。本研究では、海洋外部重力波の解析から噴火の推移を制約する事を目的とする。
本研究では、S-netの水圧計を11観測点を解析した。これらの観測点では0.015-0.05Hzの周波数帯域で正の分散性をもつ海洋外部重力波を記録していた。0.015Hzでは噴火からおよそ2日後、0.04Hzではおよそ5日後に到来を確認出来た。S-net波形記録をモデリングしたところ、15～40mHzの周波数帯域で、およそ1E10N程度の大きさのランダムな鉛直方向のシングルフォースで説明出来る事が分かった。励起は4:00UTCに始まり、4:30UTC頃に最大に達した。励起は徐々に減衰したが、半日程続いた。8時40分（UTC）には、最大 のサブイベントを観測した。
推定されたシングルフォースの大きさは、地震波よりも3桁程小さい。これは、山頂上部の海水の吹き飛ばされていた事を示唆している。さらに、6-15mHz帯の津波もOSWの約2時間後に励起されることがわかった。この観測は、火口への海水の流入時にこの周波数帯域の津波が遅れて励起された事を示唆している。5mHzより長周期の津波は噴火時に励起されており、これは海水が吹き飛ばされた直後、噴煙と海水の境界が外側に向かって200秒程度の時定数で押し広げられたことを示唆している。この場合、津波の励起は初期波高で与えるよりは、湧き出しとして与えた方が物理的に自然であろう。

© The Seismological Society of Japan

Using tsunami-source data in estimating fault rupture area for the Nankai-trough megathrust earthquake

*Hisahiko KUBO[1], Suzuki Wataru[1], Tatsuya Kubota[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

大地震発生直後に断層破壊領域を推定することは、地震動や津波などによる地震被害の推定や、その後の地震活動の推移予測において欠かせない。特に近い将来の発生が危惧される南海トラフ巨大地震においては、地震発生後のできるだけ早い段階で想定破壊領域のどの部分が割れ残っているのかを即座に把握することが社会的に求められている（内閣府 2019）。陸域のGNSSデータを用いた地震発生直後の断層破壊領域推定に関しては研究およびシステム化が進んでおり、日本国内では国土地理院によってREGARD (Kawamoto et al. 2016, 2017) が運用されている。しかしながらGNSSデータは海域で発生する地震における断層すべりの分解能に課題があり、GNSSデータだけで推定された海域地震の断層破壊領域が実際から大きくずれることがあることが指摘されている（Kawamoto et al. 2017; Kubo et al. 2023）。この課題に対する有力なアプローチの一つとして海域の地殻変動データの活用が挙げられる。海域地殻変動データにもいくつか種類があるが、本研究では津波波源データに着目する。津波波源データは、津波波形記録から逆推定された震源域直上の海底における鉛直変位の空間分布である。Kubo et al. (2023)ではM7級地殻内イベント（2016年福島県沖地震、Mw7.0）における断層破壊領域推定での津波波源活用の有用性を示した。本研究はもう一回り規模が大きいM8級イベントでの津波波源の活用を検証するため、南海トラフでの巨大地震を想定した理論テストを行った。理論テストの入力諸元にはNoda et al. (2021)による南海トラフ域における断層破壊シナリオを用いた。彼女らは、陸海の測地データから推定した南海トラフ沿いのプレート境界上における剪断応力蓄積速度の空間分布に基づき、その剪断応力が150年間蓄積した場合の破壊シナリオをM7.9~8.6の計10パターン提案している。これらのシナリオに基づいて、全国１次地下構造モデル（Koketsu et al. 2012）のフィリピン海プレート上の断層すべりで構成される入力震源モデルを構築した。そして同入力で生じる地殻変動およびそれによる津波を津波シミュレータTNS（三好・他 2019）によって計算した。この津波計算においては、海底地殻変動の鉛直変位だけでなく、海底地形傾斜による海底地殻変動の水平変位の寄与（Tanioka and Satake, 1996）も考慮している。さらに防災科研DONETにおける60分間の津波波形データから、初期津波波源を逆推定した（Tsushima et al. 2012; Kubota et al. 2018）。この津波波源データから、均質なすべりを持つ矩形型の断層面をKubo et al. (2023)に基づいて推定する。矩形断層の断層上端中心の緯度・経度・深さ、走向・傾斜・すべり角、断層長さ・断層幅、断層すべりといった未知パラメータを、MCMC法を用いたベイズ推定によって求めた。予備的な解析結果からは、津波波源データを用いることで入力に近い矩形断層モデルを推定できることが分かった。ただし入力した断層破壊領域が津波観測網の外に位置するときは、津波波源の推定精度が低下するために、断層破壊領域の推定が難しくなることも分かった。GNSSデータのみを用いた理論テストも行ったところ、M~8の4シナリオでは断層破壊領域の走向方向の広がりをとらえることができたが、海溝付近つまり陸域から遠い領域の推定精度が悪くなる傾向が見られた。またM~8.5の6シナリオでは推定された断層破壊領域が入力から乖離するケースも見られた。これらの結果からM8級プレート境界型地震の断層破壊領域の推定においても津波波源データが有用であると言える。また津波波源推定の高精度化にあたっては複数の海域観測網で取得された観測データを統合的解析することが有効だと考えられる。今回の理論テストでは地震発生から60分間の津波波形データを用いているが、この時間を短くした場合の推定精度については今後の検討事項である。なお大地震発生直後の断層破壊の領域推定方法として、断層すべりを推定する領域をプレート境界上でのみに固定するアプローチもある（Kawamoto et al. 2017）。従来はGNSSデータを用いてきたが、本研究で取り上げたように津波波源も活用することで震源像の高解像度化が期待される。

© The Seismological Society of Japan

Improvement in centroid moment tensor analysis for offshore earthquake by using ocean-influenced Rayleigh wave

*Lina Yamaya[1], Hisahiko Kubo[1], Tatsuhiko Saito[1], Shunsuke Takemura[2], Katsuhiko Shiomi[1]

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

海域で発生する地震のdip角や震源深さを高精度に決定することは、震源メカニズム解析や津波予測等の観点で重要である。しかし、約30 km以浅で発生した地震のセントロイド・モーメントテンソル（CMT）解推定においては、dip slip成分の決定精度が低く、これらの成分が支配的な地震では深さの決定精度が低下することが広く知られている（e.g., Dziewonski et al., 1981）。
近年、海水層を考慮した3次元地震波速度構造を用いた波形計算が可能になり、地震波伝播における海水層の影響が詳細に調べられてきた（e.g., Nakamura et al., 2012）。また、海水層が4 km以上の深さを持つ地域で発生する地震では、レイリー波の基本モードに続くocean-influenced Rayleigh wave（海の存在により発生する後続のレイリー波）が、陸域観測網の観測波形に記録されていることが確認された（e.g., Noguchi et al., 2016）。Ocean-influenced Rayleigh waveは、浅い地震で特に顕著であることが知られている。そこで本研究では、海域で発生した地震におけるCMT解析の高精度化を目指し、東北地方太平洋沖のアウターライズ域を対象に、ocean-influenced Rayleigh waveが海域で発生した地震のCMT解析に与える影響を調べた。
まず、ocean-influenced Rayleigh waveのCMT解析への感度を評価した。3次元地震波速度構造モデル（Koketsu et al., 2012）を用いて、最小のS波速度を1.0 km/sと設定した構造モデルを作成した。そこに、海水層（P波速度1.5 km/s）を仮定し、差分法を用いた地震波伝播シミュレーション（Maeda et al., 2017）を用いてF-net観測点における理論波形を計算した。地表及び海底面より浅い領域に空気層を設定した（海水層を取り除いた）モデルについても同様に計算を行い、海水層の有無の影響を検討した。その結果、ocean-influenced Rayleigh waveは、①Radial成分よりも鉛直成分に卓越し、②浅い地震ほど振幅が増大し、③M_{xx}・M_{yy}成分よりもM_{xz}・M_{yz}・M_{zz}成分に対する感度が高いことがわかった。また、ocean-influenced Rayleigh waveの振幅は、周期14–50秒のバンドパスフィルタを適用した場合に卓越し、より長周期の場合に減少することを確認した。
次に、理論波形を使用した試験的なCMT解析を実施した。その結果、海水層を含むモデルを使用した場合は、M_{xz}・M_{yz}・M_{zz}成分に対して、深さの推定誤差（variance reductionが最大値の90%以上となる範囲）が減少することを確認した。約20 km以浅で発生した地震については、海水層を含むモデルを用いた場合の深さの推定誤差は約10 kmである一方で、海水層を取り除いたモデルを使用した場合は約20 kmであった。約20 km以深で発生した地震については、海水層を含むモデルを使用した場合のみ、セントロイド位置が浅い解のvariance reductionが低く、それらを積極的に棄却できることがわかった。
さらに、2017年10月6日（JST）に発生したM_w6.1（F-net MT解による）の地震を対象として、実データへの適用可能性を評価した。F-net広帯域地震計から得られた観測波形に周期14–50秒のバンドパスフィルタを適用し、CMT解析に用いた。グリーン関数の計算には、理論波形計算と同様の3次元地震波速度構造モデルを使用した。また、セントロイド位置及び時刻の推定にはグリッドサーチ法を用い、各々のセントロイドで求めたモーメントテンソル解に基づく理論波形と観測波形の残差が最小となる解を求めた（Yamaya et al., 2024）。CMT解析の結果、最適解の深さは18 kmとなり、直上に展開された海底地震計の臨時観測を用いた推定結果（Obana et al., 2023）と良く一致した。深さ方向の推定誤差は8 kmであった。得られた発震機構解は正断層型であった。
最後に、ocean-influenced Rayleigh waveのCMT解析への影響を調べるために、海水層を取り除いたモデルを用いたCMT解析を行った。その結果、最適解の深さは32 kmとなり、深さ方向の推定誤差は55 kmに増加した。また、得られた発震機構解は横ずれ型となり、先の解と異なった。さらに、variance reductionは先の場合よりも低下した。これらの結果から、海水層を含むモデルを使用し、ocean-influenced Rayleigh waveを活用したCMT解析を行うことで、CMT解推定の精度が向上することを確認した。本手法を用いて海域で発生した

© The Seismological Society of Japan

地震のCMT解を高精度に推定することで、それらの地震への理解が一層深まることが期待される。

本研究は、JSPS科研費JP22K20388及びJP21H05205、文部科学省の情報科学を活用した地震調査研究プロジェクト（STAR-Eプロジェクト）JPJ010217、東京大学地震研究所共同利用（2024-S-A101）の助成を受けた。防災科学技術研究所のF-netデータ（https://doi.org/10.17598/NIED.0005）を使用した。

© The Seismological Society of Japan

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

Wed. Oct 23, 2024 1:30 PM - 2:00 PM JST | Wed. Oct 23, 2024 4:30 AM - 5:00 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S01] PM-1

chairperson:Yukitoshi Fukahata(DPRI, Kyoto University)

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

[S01-13] Where have all the isotropic components gone?

*Hitoshi KAWAKATSU[1,2] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Institute of Earth Sciences, Academia Sinica)

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

[S01-14] A Small Note on the Errors in Fault Slip Inversion

*Yukitoshi FUKAHATA[1] (1. Kyoto University)

Where have all the isotropic components gone?

*Hitoshi KAWAKATSU[1,2]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Institute of Earth Sciences, Academia Sinica

As the earth's lithosphere that hosts earthquakes consists of seismically anisotropic fabrics, the seismic moment tensors naturally posses the isotropic components in addition to the deviatoric non-double couple components (Aki and Richards, 1980; Kawasaki and Tanimoto, 1981). The "zero-trace" constraint in the moment tensor inversion, often employed by the standard catalogues, such as GCMT, USGS, etc., has obscured this problem of the isotropic component. Kawakatsu (2023, ***SSJ***; 2024, ***BSSA***, in press) showed how the isotropic component might be converted to the vertical CLVD component in the GCMT solutions of shallow earthquakes to infer the anisotropic structure (VTI) of the lithosphere. Whether or not such an approach is applicable to deeper earthquakes in the subducting lithosphere seems to be a natural extension as the previous research on this problem did not consider the consequence of the presence of the isotropic component carefully. Vavrycuk (2004), in his pioneering work to connect NDCs to the Tonga deep slab anisotropy, confirmed that his model did not produce significant isotropic components in the moment tensors, indicating his approach is internally consistent; on the other hand, such care is absent in the work of Li, Zheng et al. (2018) who reported the presence of huge anisotropy (~25% anisotropy of S-wave in TTI) in the subducting lithosphere of the globe. Some of the models may produce >20% isotropic NDCs in moment tensors, which appears inconsistent with the relatively small (<10%) isotropic components of full-moment tensor inversion results for deep earthquakes (Kawakatsu, 1991, 1996). A preliminary modeling of events in the Tonga slab, employing the methodology developed by Kawakatsu (2024) but still assuming that GCMT solutions represent the deviatoric part of the full moment tensors as done in the previous research, indicates much weaker anisotropy may explain the NDCs of the reported moment tensors. However, until the issue where the isotropic components reside in GCMT solutions is fully resolved, the answer might be blowing in the wind.

© The Seismological Society of Japan

A Small Note on the Errors in Fault Slip Inversion

*Yukitoshi FUKAHATA[1]

1. Kyoto University

インバージョン解析では，誤差の取り扱いが本質的に重要である．特に，データ間で誤差が相関を持つときに，その効果を適切に取り入れないと，解が大きく歪められる（例えば，Fukahata & Wright, 2008, GJI; Yagi & Fukahata, 2008, 2011, GJI）．それでは， 誤差は実際にどのような相関を持つのだろうか．この問題に答えるためには，誤差の成因に遡って考える必要がある．もう15年も前の連合大会で考察した結果を発表したが（深畑・八木, 2009, JpGU），現在インバージョン解析の教科書を執筆中であり（松浦・深畑，「地球物理データの逆解析：理論と応用」，東大出版，執筆中），この問題について改めて考えた．

誤差の成因に遡って考える必要があると述べたように，誤差がどのような項から成るかは個別の問題によって異なる．つまり，誤差の取り扱いの本質は，一般論ではなく具体論にある．本稿では，断層すべりインバージョンを例に取り上げる．

断層すべりインバージョンでは，地表（あるいは地中）での観測変位（あるいは速度や加速度）から，断層面上でのすべり（あるいはすべり速度）分布を推定する．断層面上のすべりと地表の変位とはグリーン関数を介して結ばれる．この問題をインバージョン解析として定式化するにあたり，どこに誤差が入り込むだろうか．

まず，誤差を定義するにあたっては，「真値」というものを考える必要がある．観測値も含め「真値」は一般に不可知であるが，概念としては存在する．この「真値」からのずれとして「誤差」を考える．その誤差として，(1)モデル化に伴う誤差，(2)グリーン関数に係わる誤差，(3)観測に係わる誤差，の３つに大きく分類できると私は考えている．以下，それぞれの誤差の中身を見てみよう．

(1)モデル化に伴う誤差は，狭義には離散化誤差と呼ばれるものである．すべり分布は一般に極めて大きな自由度を持つが，インバージョン解析によって推定するために通常有限個のパラメタでその分布を表現する，即ちすべり分布を有限個のパラメタでモデル化する．このモデル化に際して，真値と推定するすべり分布との間に，不可避的にずれが生じる．これは通常「離散化誤差」と呼ばれ，グリーン関数により誤差伝播するという特徴を持っている（Yagi & Fukahata, 2008）．しかし，もう少しよく考えてみると，実は仮定した断層面と真の断層面とが一般には一致しないことにも気付く．つまり，一般には，断層面の違いも含めて，モデル化に際して誤差が生じている．

(2)グリーン関数に係わる誤差としてすぐに思い浮かぶのは，(2-1)「構造に起因する誤差」である．真の構造とグリーン関数の導出において仮定した構造とは一般に異なる．そのためこの誤差が生じる．しかし，グリーン関数に係わる誤差は，構造の誤差に留まらない．グリーン関数は一般に，断層面の位置と向きにも依存するので，(2-2)「断層面の位置の誤差」，(2-3)「断層面の向きの誤差」，も一般に生じる．なお，グリーン関数の誤差は，推定する断層すべりとの積の形で観測データと結び付けられるため，この誤差を取り入れるとインバージョン解析は一般に非線形になる（Yagi & Fukahata, 2011）．

(3)観測に係わる誤差，としてこれまたすぐに思い付くのは，(3-1)「観測誤差」である．これは，どれだけ力を尽くしても，観測変位は真の変位に一般には一致しないことから生じる．しかし，通常の「観測誤差」に加えて，(3-2)「非シグナルノイズ」とでも呼べる誤差がある．断層すべりインバージョン解析において，観測変位からすべり分布を推定するが，観測変位には，例えば潮汐など，断層すべり以外の寄与も一般に含まれる．この「非シグナルノイズ」の寄与は，例えばプレート間カップリングなど，非地震時変動の解析において特に重要となる．更に，真の観測点位置，真の観測時刻を知らないために生じる，(3-3)「観測点の位置の誤差」，(3-4)「観測点の計時誤差」，も一般に存在する．「観測点の計時誤差」は地震観測においてかつては非常に重要だったが，現在ではGPSの登場によって問題にならないレベルとなっている．

実際にインバージョン解析を行うにあたり，ここで挙げた各誤差項について，全てを取り入れる必要はなく，また現実的でもないが，どの項を無視しているかは意識しておいた方が良いだろう．より良いインバージョン解析に向けて本発表がその一助となれば幸いである．

© The Seismological Society of Japan

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

Wed. Oct 23, 2024 2:00 PM - 3:00 PM JST | Wed. Oct 23, 2024 5:00 AM - 6:00 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S14] PM-1

chairperson:Jiancang Zhuang(The Institute of Statistical Mathematics, Research Organization of Information and Systems)

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

[S14-01] Comments on a bias of the Geometrical Mean Likelihood Estimate for the BPT distribution shape parameter

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

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

[S14-02] Quantification of earthquake Predictability and detailing of entropy-based scores for evaluating earthquake forecast

*Jiancang ZHUANG[1,2] (1. The Institute of Statistical Mathematics, 2. Graduate Institute for Advanced Studies, SOKENDAI)

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

[S14-03] Estimating the number of inland earthquakes using machine learning

*Tomoyuki Fujita[1], Hiroaki Takahashi[2], Ohzono Mako[2] (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University)

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

[S14-04] Predicting Earthquakes with Hierarchical Neural Network Models

*MATHEUS HENRIQUE JUNQUEIRA SALDANHA[1], YOSHITO HIRATA[2] (1. Degree Programs in Systems and Information Engineering, Graduate School of Science and Technology, University of Tsukuba, 2. Institute of Systems and Information Engineering, University of Tsukuba)

Comments on a bias of the Geometrical Mean Likelihood Estimate for the BPT distribution shape parameter

*Masajiro IMOTO[1], Nobuyuki MORIKAWA[1], Hiroyuki FUJIWARA[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

はじめに

古地震時系列に対するBrownian Passage Time (BPT) 分布モデル更新過程解析において，尤度幾何平均推定値を用いた地震発生確率の算出を我々は提案している．ここで，尤度幾何平均推定値は発生年不確定な時系列において想定できる地震間隔を全て用いたモデルパラメータの推定である．尤度幾何平均推定値に基づく地震発生確率（尤度幾何平均確率）は，不確定期間から地震発生年を無作為に抽出して作成された無作為抽出時系列による地震発生確率の平均値（抽出列平均確率）をよく近似する [井元・他 (地震，2024)]．この近似において，標本数の影響に注目する．BPT分布でばらつきを表すパラメータ（ばらつき）について，Nomura *et al.* (2011) は小標本では真の値に比べ最尤推定値が偏ることを報告している．尤度幾何平均推定値は極めて多数の時間間隔を用いて最尤法で決定されている．これに対して，上の近似例では無作為抽出時系列の標本数は3個である．標本数の差に起因するばらつきパラメータ偏りの差は，上の近似に影響すると考えられる．本稿では，尤度幾何平均推定値ばらつきパラメータの偏りについて検討する．

偏りの原因

小標本におけるBPT分布モデル最尤推定値のばらつきについて，Nomura *et al.* (2011) は式 (1)（表１）を導いている．ここで，左辺は真のばらつき値で右辺^付は最尤推定値，*n*は地震間隔数である．この補正について次の様に考察できる．ばらつきの最尤推定値は，式 (2a)（表１）あるいは (2b)（表１）で与えられる．ここで t_i は第*i*番目の地震間隔である．式 (2a) 右辺第1項は地震間隔平均値と地震間隔逆数平均値との積となっている．両者の平均値を求める際に同じ組合せの地震間隔を用いているので，相加平均と相乗平均の関係から 1 以上となり，全ての地震間隔が等しい場合を除いて右辺は正となる．式 (2a) を展開した式 (2b)では， n^2 個 の t_i/t_j のうち n 個は $i=j$ で 1 となって寄与は 0 となる．$i=j$ 以外の $n(n\text{-}1)$ 個は $t_i/t_j+t_j/t_i$ を組とする $n(n\text{-}1)/2$ 組の和となり，各組は常に2を越えるため正の寄与がある．$n(n\text{-}1)$ 個分の寄与を n^2 個の寄与として平均するため求める値が $(n\text{-}1)/n$ 倍されてしまう．BPT分布のばらつきが 0で無い場合には式 (2b)で $t_i=t_j$ となるのは皆無（極めて稀）のはずであるが，式 (2b) には稀な例が標本数だけ含まれてしまう．

尤度幾何平均推定値の平均間隔とばらつきについて解析解が導かれている [井元・他(地震，2023)]．そこでは，式 (2a) の t_iと $1/t_j$ の代わりに式 (3) (4)（表１）で表される*i*番目地震間隔の平均値と*j*番目地震間隔逆数の平均値が用いられる．これらの平均値を用いて，尤度幾何平均推定値の平均間隔とばらつきは式 (5)（表１）で表される．式 (5) に含まれる t_i の平均と逆数の平均との積は，同一地震として複数の発生年があるので1より大きな値となり，ばらつきの算出に寄与する．この点が，地震発生年が確定している場合と異なっている．その寄与の大きさは不確定期間の長さに関係するため，一般的な補正式として表現することは出来ない．このため，式 (2a) から寄与の分を予め減じておくことで，式 (1) と同様の補正式として式 (6)（表１）を得る．ここで下付文字*C*により補正後の値を区別する．

実例

六甲・淡路島断層帯淡路島西岸区間について，ばらつき値補正の効果を調べる．図1a において，期間200年の条件付き確率の推移を尤度幾何平均確率（赤線）と抽出列平均確率（青線）とで比較する．図1bで，地震間隔積算分布を尤度幾何平均推定値（赤線）と抽出時系列の平均（青線）で比較する．この図において両者がよく一致しており，図1a の両確率の乖離も僅かである．図2a は補正済みばらつき値を用いた条件付確率の比較を示す．図1a に比べ，乖離が小さい．図2b において，尤度幾何平均確率と抽出列平均確率の乖離を補正の前後で比較する（細線：補正前，太線：補正後）．補正により両者の乖離が小さくなっていることが分かる．

© The Seismological Society of Japan

(1)	$\alpha = \sqrt{\frac{n}{n-1}}\hat{\alpha}$
(2)	(2a) $\widehat{\alpha^2} = \frac{1}{n^2}\sum_{i=1}^{n} t_i \sum_{j=1}^{n}\frac{1}{t_j} - 1$ (2b) $\widehat{\alpha^2} = \frac{1}{n^2}\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n}\left(\frac{t_i}{t_j} - 1\right)$
(3)	$\overline{t_i} = \int_{a_i}^{b_i}\int_{a_{i+1}}^{b_{i+1}} (s_{i+1} - s_i)\Psi_i(s_i)\Psi_{i+1}(s_{i+1}) ds_{i+1}\, ds_i$
(4)	$\frac{\overline{1}}{t_j} = \int_{a_j}^{b_j}\int_{a_{j+1}}^{b_{j+1}} \frac{1}{s_{j+1} - s_j}\Psi_j(s_j)\Psi_{j+1}(s_{j+1}) ds_{j+1}\, ds_j$
(5)	$\hat{\mu} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\overline{t_i}$ $\widehat{\alpha^2} = \hat{\mu}\frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n}\left\{\frac{\overline{1}}{t_j}\right\} - 1$
(6)	$\widehat{\alpha^2}_C = \left\{\widehat{\alpha^2} - \frac{1}{m^2}\sum_{i=1}^{n}\left(\overline{t_i}\frac{\overline{1}}{t_i} - 1\right)\right\}\frac{n}{n-1}$

表 1　式一覧

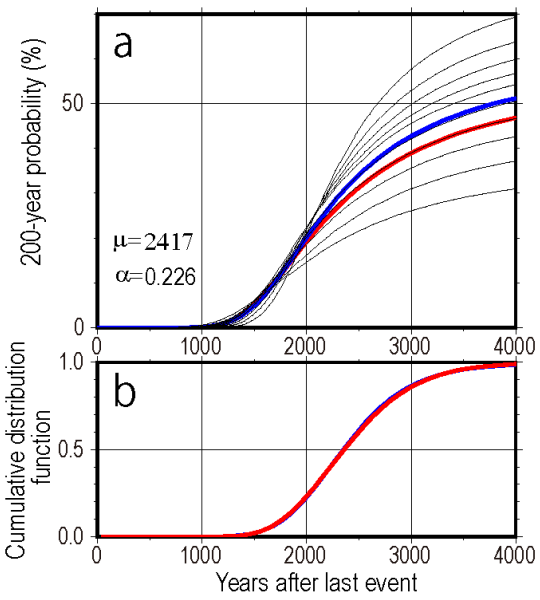


図 1　a：淡路島西岸区間の 200 年条件付確率の図．尤度幾何平均確率（赤線）と抽出列平均確率（青線）．b：尤度幾何平均推定値による分布関数（赤線）と無作為抽出時系列分布関数(10000 件)平均（青線）．

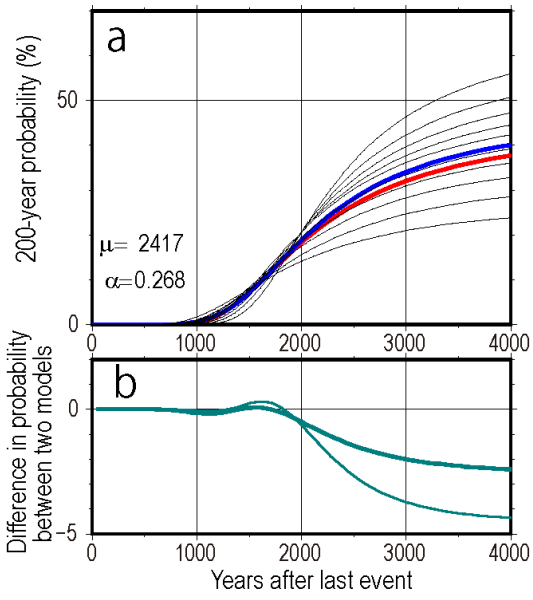


図 2　a：図 1a と同じ．但し，ばらつき値を補正．b：尤度幾何平均確率と抽出列平均確率の乖離．細線：ばらつき値補正前，太線：補正後．

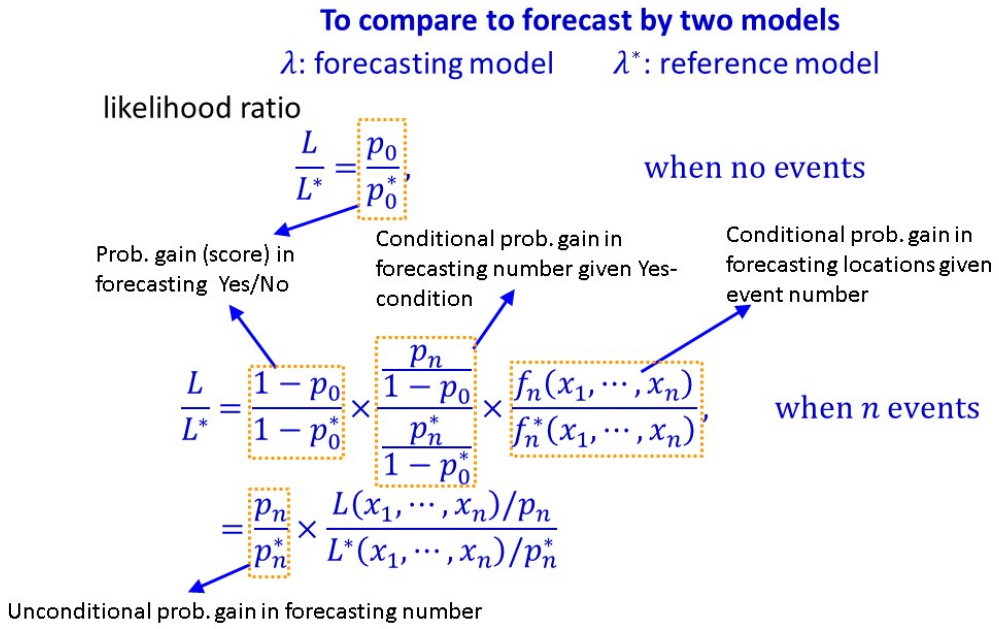
© The Seismological Society of Japan

Quantification of earthquake Predictability and detailing of entropy-based scores for evaluating earthquake forecast

*Jiancang ZHUANG[1,2]

1. The Institute of Statistical Mathematics, 2. Graduate Institute for Advanced Studies, SOKENDAI

In earthquake forecasting, there is a significant gap between complete randomness and complete deterministicity. This presentation begins by discussing how to quantify predictability and outlining the current state of earthquake predictability from an information-theoretic perspective. It then explores scoring criteria based on information entropy, referencing the scoring methods used by the CSEP testing center, specifically by introducing the marginal score and conditional score. The report illustrates how these scores are calculated and what quantitative relationships are between them.



© The Seismological Society of Japan

Estimating the number of inland earthquakes using machine learning

*Tomoyuki Fujita[1], Hiroaki Takahashi[2], Ohzono Mako[2]

1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University

内陸で発生する地震の長期評価として、地震本部が行っている主要活断層の地質調査等に基づくもの、GNSS観測による地殻ひずみ速度を用いたもの(Nishimura, 2022）、ETASモデルを用いたもの（Ogata, 2022）、地殻ひずみ速度と地震活動を用いたもの（Mazotti et al., 2011）などの開発が進んでいる。本研究では、内陸地震が複数のパラメータの分岐条件のもとに発生しているとの仮定に立ち、機械学習の手法として決定木を用いたアンサンブル学習であるランダムフォレストを用いて内陸地震の地震発生確率を推定することを検討した。日本列島を適当な大きさのグリッドに分割してグリッド内の各種特徴量（パラメータ）をリスト化した後、目的変数の推定を試みる。はじめは、特徴量のうち最大マグニチュード（M）のような適当なパラメータを目的変数とした教師あり学習を行って予測モデルの性能評価と改善を試行する。北海道を除く日本のグリッドを学習させたモデルを用いて、北海道のある一定期間の地震発生数の推定を行った。特徴量として、以下のパラメータを用いた；１）各グリッドの活断層の有無２；）GR則のa,b値；３）深さ10kmのP波、S波速度；４）最大M；５）面積ひずみ速度、最大せん断ひずみ速度。２）において、本研究では1997年以降の気象庁一元化地震カタログを利用する。注意することとして、地震活動には、前回の地震の余震活動が含まれている可能性があり、また群発的な活動を示す指標が必要となる。５）について、日本列島の地殻ひずみ速度は海溝での固着による弾性変形が卓越しているため空間的なハイパスフィルタを用いて短波長成分の利用を検討する。２）４）については震源位置の観測誤差の影響を考慮し、また地震数が少ない際のa,b値の推定が不安定になることを防ぐため周囲8グリッドを含む9グリッドのデータを用いて導出した。また、すべての特徴量において、特徴量が欠損しているグリッドについては周囲のグリッドのデータから最近傍法を用いて補間を行った。決定木の数、各木の深さ、特徴量の数などのハイパーパラメータについてはグリッドサーチにより決定した。さらに、結果についてどの特徴量が結果に大きく寄与したかを調査するため、ジニ不純度の減少量を求めその合計値から重要度を計算した。さらに、回帰モデルの精度評価として決定係数を用い評価した。本研究では、北海道全域にあたる226のグリッドにおいて、上記の特徴量を用いてそれぞれ地震発生数の推定を行った。結果として、十勝地域や道北地域の地震数が多いエリアでの推定数が大きくなっており、オホーツク海沿岸部や根室付近など地震数が少ないエリアについても推定値が小さくなる傾向がみられた。最も結果に寄与していたパラメータはGR則のa値、次点で最大Mであった。一方で、決定係数は0.19となり、用いた特徴量の傾向は推定結果に影響すると考えられるものの精度にはまだ問題があることが示された。今後は推定した地震数から支配的なパラメータを推定するとともに、マグニチュード5以上の地震の発生確率の推定を行う。また、評価手法について、推定の正誤判定の誤差の許容範囲の調整も行うことで、モデルの予測精度をより正しく評価できるよう検討する。

© The Seismological Society of Japan

Predicting Earthquakes with Hierarchical Neural Network Models

*MATHEUS HENRIQUE JUNQUEIRA SALDANHA[1], YOSHITO HIRATA[2]

1. Degree Programs in Systems and Information Engineering, Graduate School of Science and Technology, University of Tsukuba, 2. Institute of Systems and Information Engineering, University of Tsukuba

INTRODUCTION

Earthquakes continue to cause numerous deaths and financial losses throughout the years, and it is unlikely that the scientific community will find a solution to this problem in the near future. Forecasting earthquakes is our best bet to prevent the loss of lives, as it enables the evacuation of potentially affected areas in advance. Yet, this has proven remarkably difficult to achieve, despite many years of effort by the scientific community. With the sharp rise of machine learning and artificial intelligence over the past decade, it is increasingly important to leverage the power of such technologies to improve earthquake forecasting, and in this study, we investigate the use of neural networks (NNs) for such purpose.

BACKGROUND

There are many attempts to use NNs in this field [1,4,3], but with a tendency to repeatedly add additional layers of neurons. The theory says that this makes it increasingly difficult for the NNs to learn, due to the increase on its Vapnik-Chervonenkis (VC) dimension [7]. We thus argue that a careful selection of features and a parsimonious choice of NN architecture can yield more reliable results, easier interpretation of the importance of each feature, and an overall better understanding of the resulting forecasting model obtained after training the network.

METHODS

In this study, we focus on predicting the maximum magnitude on each day, following recent work [5,6]. We then report the results of our prediction framework, which is founded in two main novel ideas (Fig. 1):

1. calculation of seismicity indicator features over multiple lengths of time-windows; and
2. separating the first layer of the NN in subnetworks, each dedicated to processing one particular time-window length.

The seismicity indicators that we calculate over a time-window of length N days are:

- T-value: the time spanned by all earthquakes above a certain threshold.
- Mean magnitude.
- Rate of the squared root of seismic energy released.
- Time since the first earthquake above a certain magnitude threshold k.
- Slope b and intercept a of the Gutenberg–Richter (GR) law fitted to the events in the time-window.
- Sum of square errors of the magnitudes to the ideal line of the GR law.
- Magnitude deficit: the difference between the expected maximum magnitude and the observed maximum magnitude.
- Coefficient of variation of inter-event times after removing earthquakes with magnitude below a certain threshold k.

To make a prediction, we calculate the seismicity indicators

© The Seismological Society of Japan

above for time-windows of size 7, 15, 30, 60, 90, and 180 days (see Fig. 1). A naive approach would feed them all to a fully connected multi-layer NN. This forces the network to look at all the features simultaneously, whereas we believe it is more fruitful to let it look at the features of each time window separately.
In our hierarchical model, features of the time-window of length N are fed to their own exclusive NN, and only then the output of these subnetworks is fed to a fully-connected layer of simple neuron units, and a final layer yields a prediction for the earthquake magnitude in the following day.

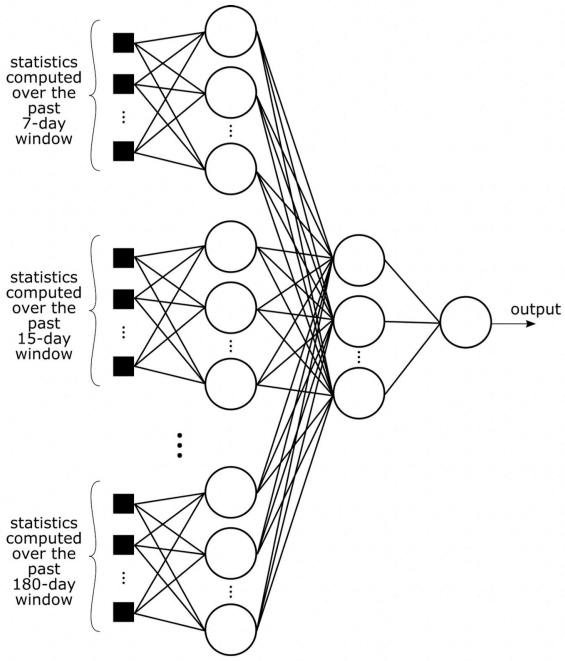
RESULTS

We have applied the proposed model to earthquake catalogs of New Zealand, Japan (Fig. 1) and the Balkans, and found that an average improvement of 17.1% in forecasting accuracy is achieved when compared to the naive selection of NN, and of 24.5% when compared to radial basis functions. Our results seem to be comparable to those in the literature, while using a NN model that has fewer layers and at least one order of magnitude less trainable parameters, which makes our model theoretically more reliable. Since our model is in its early stages, there are still many points that can be improved, which is all the more promising.

REFERENCES

[1] G. A. Cortés, F. M. Álvarez, A. M. Esteban, and J. Reyes. Knowledge-Based Systems, 2016.
[2] I. Goodfellow, Y. Bengio, and A. Courville. MIT press, 2016.
[3] A. Panakkat and H. Adeli. International journal of neural systems, 2007.
[4] J. Reyes, A. M. Esteban, and F. M. Álvarez. Applied Soft Computing, 2013.
[5] M. H. J. Saldanha and Y. Hirata. Chaos: An Interdisciplinary Journal of Nonlinear Science, 2022.
[6] M. H. J. Saldanha and Y. Hirata. Journal of Physics: Complexity, 2024.
[7] V. N. Vapnik. John Wiley and Sons, 1998.

© The Seismological Society of Japan



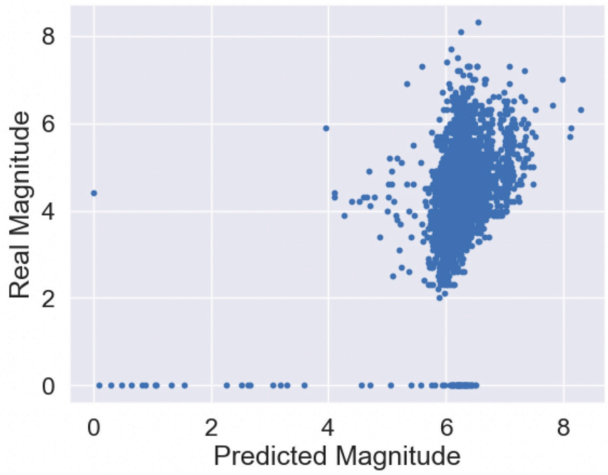


Figure 1. (left) Hierarchical neural network architecture, showing how features calculated for the time window of length N days are fed to their exclusive neural subnetwork, which are then connected to a fully-connected layer of neurons. (right) Prediction results for next-day maximum magnitudes in Japan, displaying a correlation of 0.35.

© The Seismological Society of Japan

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

Wed. Oct 23, 2024 3:15 PM - 4:45 PM JST | Wed. Oct 23, 2024 6:15 AM - 7:45 AM UTC | Room C Medium-sized Conference room 302 (3F)

[S14] PM-2

chairperson:Masashi KAMOGAWA, Kiwamu Nishida(ERI, the university of Tokyo)

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

[S14-05] Can the preseismic D-region electron density increase reported by the DEMETER satellite be regarded as a seismic precursor?

*Masashi KAMOGAWA[1], Masahiko YAMAZAKI[2], Tetsuya KODAMA[3], Toshiyasu NAGAO[1] (1. Natural Disaster Research Section (NaDiR), Global Center for Asian and Regional Research, University of Shizuoka, 2. Department of Aerospace Engineering, College of Science and Technology, Nihon University, 3. Japan Aerospace Exploration Agency)

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

[S14-06] Is a Massive Sardine Die-Off and Beaching Event in Japan an Earthquake Precursor?

*Yoshiaki ORIHARA[1] (1. Faculty of Education, Tokyo Gakugei University)

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

[S14-07] Unnoticed Strong Seismic Vertical Shock Waves - Part 2 -
- A proporsal to predict right befor quakes by radio noise observation (2/2) -

*Hiroshi MAEHARA[1] (1. Geosystem Research Institute)

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

[S14-08] Capturing the Precursor Phenomena of a Giant Earthquake

*kimio uchino[1] (1. himawarinowa.lab)

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

[S14-09] Catfish predicted the earthquake.

*Yutaka Naoi[1] (1. None)

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

[S14-10] Challenge to earthquake prediction

*Takanobu HARA[1] (1. kagakugiken)

Can the preseismic D-region electron density increase reported by the DEMETER satellite be regarded as a seismic precursor?

*Masashi KAMOGAWA[1], Masahiko YAMAZAKI[2], Tetsuya KODAMA[3], Toshiyasu NAGAO[1]

1. Natural Disaster Research Section (NaDiR), Global Center for Asian and Regional Research, University of Shizuoka, 2. Department of Aerospace Engineering, College of Science and Technology, Nihon University, 3. Japan Aerospace Exploration Agency

地球電磁気現象の地震先行現象研究のなかで最も事例数が多く、最もロバストな統計的評価がなされているものは、2004年～2010年に運用されたDEMETER衛星によって検知されたVLF電場強度減少現象である(Nemec et al., GRL, 2008; Nemec et al., JGR, 2009; Pisa et al., JGR, 2013)。先行研究によれば地震に先行する夜間VLF帯電場強度減少現象がM≧4.8の地震、震央距離が500 km以内、地震発生前4時間前に発生すると言われている。また、この現象はD領域の電子密度上昇によって引き起こされているとみられ、岩石圏ー大気圏ー電離圏結合(LAI coupling)の観点から(Kamogawa, Eos, 2005)発生機構が提案されている(Harrison et al., JASTP, 2010)。本研究では、この現象の真偽を明確にするために、再評価を行った。まず、先行研究で指摘される問題点であった統計的ゆらぎの起因による見かけの強度減少でないことを、解析手法の修正により示した。次に、人工的な地震カタログを用いて、この強度減少の発生頻度を調べたところ4σのレベルとなる極稀な強度減少現象であることが示した。さらに、衛星直下の活発な雷活動においてもD領域電子密度上昇起因の類似した強度減少が見られるが、ワシントン大のWWLLN落雷カタログを用いて、この先行的な現象が見られるときの雷活動を調べたところ特に活発な雷活動との相関は見られなかった。したがって、雷活動起因による強度減少ではないことがわかった。以上の解析を踏まえて、本追解析では、地震先行現象を否定する結果は得られず、今後、本先行現象の真偽を探る研究を推進する必要性が明確になった。また本発表では、DEMETER衛星の事実上の後続衛星であり現在DEMETER運用期間と同じ6年間の運用がなされている中国CSES衛星で得られた成果との比較を行う。

© The Seismological Society of Japan

Is a Massive Sardine Die-Off and Beaching Event in Japan an Earthquake Precursor?

*Yoshiaki ORIHARA[1]

1. Faculty of Education, Tokyo Gakugei University

2024年1月1日、能登半島でマグニチュード7.6、最大震度7の地震が発生した（気象庁, 2024）。前月の12月7日には北海道函館市に大量のイワシやサバの死骸が漂着し（朝日新聞, 2023a）、同月13日には北海道江差町にも死骸を含むイワシが漂着した（讀賣新聞, 2023）。さらに、同13日には三重県志摩市でもイワシの大量死が見つかっている（朝日新聞, 2023b）。こうしたイワシの大量死・大量漂着が、2024年能登半島地震の前兆だったのではないかと、SNSや一部週刊誌で話題になった。

大地震が発生し、その前にいつもと違う出来事（異常現象）が起きると、それが大地震の前兆だったのではないか、と両者を結びつけて考える人がいる。しかし、同様の異常現象は過去にも起きていた場合が多々ある。例えば、鯨類が集団で海岸に打ち上げられるマス・ストランディングは、2011年東北地方太平洋沖地震の7日前に茨城県の鹿島灘に面した海岸で発生しているが、同じ海岸では、それ以前にも複数のマス・ストランディングが記録されている。そして、その後に東北地方や関東地方で大地震はなかった（織原・野田, 2015）。さらに、2015年4月10日には、2011年3月4日の54頭の約3倍となる156頭のマス・ストランディングが、茨城県鉾田市の海岸で発生している。しかし、その後に2011年東北地方太平洋沖地震のような巨大地震は発生しなかった。また、ボラの大量死についても、地震の前兆ではないかといわれることがあるが、大地震との関連性を見出すことはできなかった（織原, 2022）。

本発表では、新聞記事等から拾い上げたイワシの大量死・大量漂着と、最大震度6弱以上の地震との関連性を統計的に検証した結果を示す。今回の調査でイワシの大量死・大量漂着は、1944年4月千葉県のイベントまで遡ることができた。しかし、それ以降は1981年4月新潟県まで37年間報告を見つけることができなかった。その後も、1991年、2001年、2009年と報告は飛び飛びだった。2012年からは本年2024年まで、毎年イワシの大量死・大量漂着が報告されている。

謝辞：本研究は東京大学地震研究所共同利用(2024- KOBO03)の援助をうけました。

© The Seismological Society of Japan

Unnoticed Strong Seismic Vertical Shock Waves - Part 2 - - A proporsal to predict right befor quakes by radio noise observation (2/2) -

*Hiroshi MAEHARA[1]

1. Geosystem Research Institute

１．はじめに

地震鉛直衝撃波の存在とその被害は，これまで無いことにされているため，その状況を是正すべく，土木学会関西支部の調査研究委員会の活動と成果報告書を踏まえ、その広報・啓発活動を東日本大震災の翌年から，年次発表会等を利用して行っています．一昨年に日本列島では大地殻変動が続いていることに気付き，原発の安全性の確認が必要なことの警鐘を，急遽数回発表しました．その活動に合わせるかのように，能登半島地震が今年の元日に起き甚大な被害が生じました．前篇では，大地殻変動の状況から見た教訓を述べ，地震直前予知の実用化は，地震鉛直衝撃波を観測するにも必要で、ラジオの騒音観測の研究を提案しました．本篇では，地殻変動状況と原発の危険性を再確認し，地震直前予知の実用化について一つの展開案を述べます．

２．大地殻変動の状況と原発の安全性への警鐘

図1a,cは東日本太平洋沖地震の前後で日本列島の地殻変動の様相が一変したことを表し，その状態は図2に示す巨大地震での1年間の地殻変動形態とも異なります．図2の広範囲の変動が，図3に示す二重破線付近を軸として収れんした形が図1cの変動状態で，現在もこの変動形態が続いています．図3はその5年間分の変動状況を表し，破線の軸の南北で方向が異なる渦変動Ａ,Ｂを伴っています．図3の渦Ｂの変動で，房総半島から長野県北部にかけての◇部分の地塊は行き場がない状態です．図4は中部から東北地方の10年間の変動を表し，青印は原発の位置です．図5は宮城県と福島県沖で，'22,'23年にはM7級の地震が4件連発し，その後M6，M5級が，場所を少し変えて起きています．防衛省仕様の艦船は船底下10m程で爆発する魚雷等への対策が，地震鉛直衝撃波の対策を兼ねていますが，原発はその対策がなく大変危険な状態です．

図6a,bは能登半島地震で，図3の◇部分の地塊が北に動いたことを表し，図6cは一か月間の地盤変動図です．幅200kmを超す地塊が北西側に収れんする変動を表しているが，能登半島北辺の断層群は西南西への動きを伴う逆断層の変動（震源断層変動）をしました．図6cの地盤変動形態がこの震源断層変動を起こさせたのです．その一連の動きが図4や3の変動状況下で起きました．断層変動の根本は地殻変動なので，原発の耐震性を決める地震の規模は，見かけの断層長さだけでは決め難く，原発の耐震安全性には疑義が伴います．

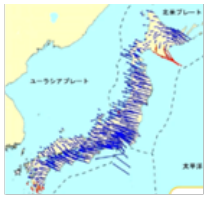
３．地震直前予知にラジオ騒音観測の提案と一つの展開案

能登半島の北端部では群発地震が発生しており以前から大地震の発生が危惧されていました．このように大地震の発生が危惧される地域では，地震の発生時期と場所を特定する観測法を実用化する必要があります．

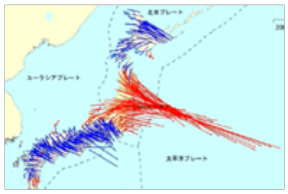
それには，兵庫県南部地震の時に電波の雑音を広範囲に観測した経験を生かす提案をします．その中のラジオ雑音の受信例を３点抜粋して次頁の下段に記します．文献1)には長距離トラックの高橋運転手の体験が詳しく載せてあり，要点を抜粋して略記します．文献2)には多数の体験例があり，その内の2例を転記します．中波帯でのラジオの騒音観測は，何処でも誰でもでき，現在ではその情報交換と共有が容易にできる時代です．雷の空震と区別するアンテナの入手が現在困難なようですが，解決されるべき課題です．

ともあれ，このような簡単な観測法が，なぜ今まで本格的な研究の対象にされなかったのか不思議です．体験例の(2)と(3)では受信周波数に不一致の部分がありますが，雑音の強弱と受信場所の分布を，地震発生の一週間程前から判別でき得ることを表しています．こうした騒音分布の観測経験を市民レベルで共有すれば，避難のあり方も当事者で判断することも可能になり，地震防災には大変有効な手法として期待されます．

© The Seismological Society of Japan



震災前，東北地方は東西に約3cm/年,縮む
(a) 1997.4～2010.10



11 年後，東北地方は東西に年間数 cm の伸び,継続
(c) 1997.4～2022.4 (b 省略)

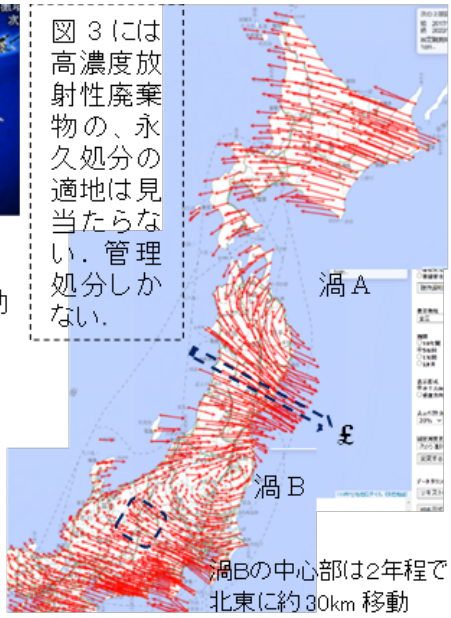
図 1 日本列島の地殻変動の変化[国土地理院]



NHK ﾒｶﾞｸｴｲｸ. 2012.4.2
東日本太平洋沖地震

図 2 一年間の地盤変動

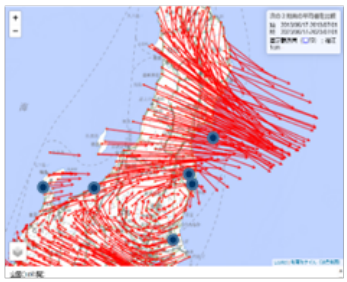
図 3 には高濃度放射性廃棄物の、永久処分の適地は見当たらない．管理処分しかない．



渦Bの中心部は2年程で北東に約 30km 移動

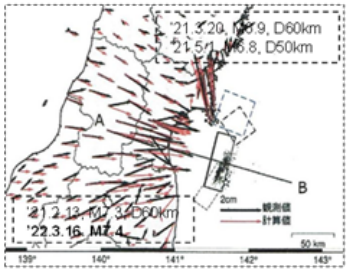
2017.11～2022.11，ﾍﾞｸﾄﾙ表示率 20%.
(5年間) 国土地理の図に加筆編集

図 3 東日本の地殻変動状況



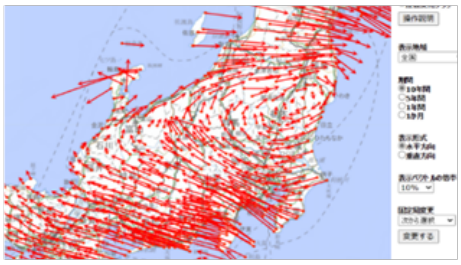
● 印は原発位置，ﾍﾞｸﾄﾙ表示率 20%
(10 年間, 2022.11 迄)

図 4 日本北東部の地殻変動

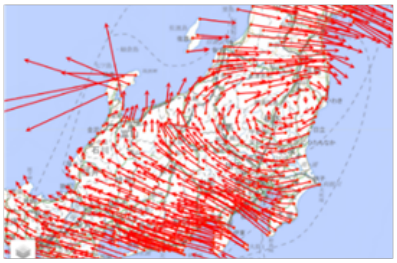


[国土地理院の図に加筆編集]
'21,'22 年に M7 級の大地震が 4 件連発

図 5 福島-宮城県沖の地震



10 年間，ﾍﾞｸﾄﾙ表示率 10%
(a) 地震直後の週末



10 年間，ﾍﾞｸﾄﾙ表示率 10%，図1の◇部
(b) 地震後一ヶ月目 の土塊が北に移動



ﾍﾞｸﾄﾙ表示率 50%，広範囲が移動
(c) 地震後約一ヶ月間の地盤変動

図 6 2024 能登半島地震後の地殻変動図(3種類) [国土地理院]

★ラジオ雑音の体験証言の抜粋 3 例

(1) 高橋運転手[長距離ﾄﾗｯｸ]の例 ： 眠気防止を兼ね当地の中波放送を聞くのが常(今回はラジオ関西 558kHz). 国道 2 号を東進，加古川付近を過ぎる頃，騒音の混入に気付く．明石市を過ぎる頃，ﾉｲｽﾞﾚﾍﾞﾙが放送波に近くなり，非常に耳障りになった．受信可能な 5 局を試したところ，550kHz～1.6MHz 迄全ての局で同様のﾉｲｽﾞが混入．元の局に戻し，5 時 20 分頃，垂水区に入ったとたん，強烈なﾉｲｽﾞを受信，ﾎﾞﾘｭｰﾑを絞り前と同程度のﾉｲｽﾞﾚﾍﾞﾙで走行．他の局に切り替えてみたが全ての局で放送内容は聞き取れない状況．JR 兵庫駅付近で放送内容が判明するも，兵庫区に入ると同程度に戻った．その後、東灘区を通過する頃一層ﾚﾍﾞﾙが上がり，高架橋崩壊部分を通過直後の 5 時 46 分，激烈な振動にﾊﾝﾄﾞﾙを取られ，左右に振り回され，夢中で急停止し，安全を確かめに車外に出た．15～20 分後車に戻るとﾗｼﾞｵが地震発生を告げていた．即ちﾉｲｽﾞは消えていた．
[文献 1)より抜粋整理，福山→名古屋に運送中]

(2) 神戸市須磨区の男性の例 ： あるラジオ番組を 10 年間かかさず聞いています．2 週間前には聞こえないくらいのﾉｲｽﾞが入っていました．3 日後に聞くとｸﾘｱｰになっていました．今まで，こんなことはありません．生駒の方からの発信で須磨ﾆｭｰﾀｳﾝで受信しています．[文献 2)より，毎日放送 1179kHz]

(3) 宇治市の男性の例 ： 今年 1 月 6 日ごろからラジオの朝日放送にﾉｲｽﾞが入り始めた．最初は多少聞きづらい程度だったが 10 日ぐらいから異常に大きいﾌﾞｰﾝという妨害電波のような音に変わった．(他のﾀﾞｲﾔﾙはﾉｲｽﾞ入らず) 耳障りでﾗｼﾞｵの音はほとんど聞き取れずこわれたかな，と感じるほどだった．地震後は全くﾉｲｽﾞは入らない．[文献 2)より，朝日放送 1008kHz]

参考文献
1) 力武常次:地震予知 －発展と展望－，日本専門図書出版，p248-249，平成 13 年 1 月.
2) 弘海原清:阪神淡路大震災 前兆証言 1519，東京出版，p250-257，1995 年 9 月.

© The Seismological Society of Japan

Capturing the Precursor Phenomena of a Giant Earthquake

*kimio uchino[1]

1. himawarinowa.lab

１，はじめに2024年8月8日16時43分（JST）の宮崎県日向灘で発生したマグニチュード７．１の大地震の前兆と思われる現象を発見した。鹿児島県山川観測所の8月8日午前7時30分（JST）にイオノゾンデのエコーデータから、磁気嵐による地球型平行板コンデンサーの出現の後、蓄電していた平板コンデンサーから放電、直後に大地震が発生していたことを見出すことに成功した。 ２，太陽フレアから巨大地震発生まで 太陽フレアが巨大なエネルギー放射する。 ①太陽から放射されたＸ線、極端紫外線は地球磁力線を透過し、大気上部の大気を電離しながら吸収される。 ②北向きの太陽磁場は、地球磁力線に宇宙に跳ねのけられてしまうが、南向きの太陽磁場は、地球磁力線と磁気リコネクションを起こし、地球磁場に取り込まれる。 ③電離圏上部に取り込まれた荷電粒子は地球磁場を活性化し、磁気嵐までも起こす。④極部まで侵入してオーロラを発光させる。 ⑤リングカレント（赤道環電流）は、地球磁気圏に補足された荷電粒子によってつくられた電流である。⑥ プロトンなどの高エネルギ放射線粒子の影響は、衛星破壊や太陽パネルの出力低下など大きな被害をもたらす。⑦ 活性化された地球磁力線に巻き付く磁気嵐は、Es層、F層のみならずD層上部にまで強力な水平磁気嵐の層を形成する。⑧ 磁気嵐は地殻との間に電離した分子などの絶縁大気を挟みながら、地球平行板コンデンサーを形成しながら蓄電する。 ３、巨大地震発生の直前現象を捉える①　8月2日13時55分にM7.4のLDEフレアが発生する。②　8月2日13時30分に日本各地にデリンジャー現象を引き起こす。③　8月4日12時頃緩始型地磁気嵐を発生する。（柿岡磁気観測所＆GOES衛星観測）　④　8月8日7時30分JSTに地殻と大気圏上空、電離圏に15MHzから25Hzを超える 高い周波数の地球平行板コンデンサー型の磁気嵐を重層的に発生させる。（鹿児島県山川電波観測所観測）⑤ 16時30分には、高エネルギー化した電子の放電が一斉にみられ、地殻の自由電子の不安定化から、部分的なプレートのズレなどを引き起こし、16時43分に宮崎県日向灘にM7.1の大地震発生に至る。 ４，まとめ平板コンデンサーを電場に置くと、平板の金属内部（コンデンサーモデル図B）で自由電子の移動が起こり、金属内で電場が相殺されなくなり、金属の表面に自由電子を帯電する。誘電体（コンデンサーモデル図C）に誘電分極が起こり、周囲の電圧が変化すると、自由電子がB→C→A（コンデンサーモデル図A）への放電が起こる。同様に、太陽フレアに端を発したX線や極端紫外線が地球磁場を超えて大気上部までスポット的に達すると、D層、E層の大気の分離とともに電子密度が極端に高まり、デリンジャー現象を生じさせる。さらに太陽風プラズマが到達すると、磁気嵐を発生させる。この地磁気擾乱が長時間続くと電子の高エネルギー化を起こし、あたかも平行コンデンサーの平板金属のように電子の周波数を増大させながら広範囲にエネルギーを蓄電させていく。磁気嵐層を上部平板、地球の地殻層を下部平板、間に一部電離した大気を誘電体として挟みながら、地球平行板コンデンサーは電場変位による電磁誘導が起こり、誘電体の大気は誘電分極を起こし、電気的に分極していく。電子の振動数の増加や継続する磁気嵐によってエネルギーは限界までストックされていく。地球平行板コンデンサーのおかれた磁場環境が大きく変化する（日本の中緯度エリアの北向き磁場から南向き磁場に変化をするなど）と、一斉に下部平板である地殻から上部平板の磁気嵐層に電子の流れが発生し、放電現象を引き起こす。これがトリガーとなって歪の解放やプレート移動などが起こり、巨大地震の発生へと繋がっていく。絶縁体である大気などに電圧がかかることで、気体の絶縁破壊が生じて電子の放電が起こるのである。複数の高周波数の平行な磁気嵐の層が発生すると、直列のコンデンサー連結と同じ原理が働き、規模の大きい放電が起こるので地殻がより不安定化して巨大地震の発生や火山噴火へと繋がるのである。 ［参考文献］a)宇宙天気予報「国立研究開発法人情報通信研究機構」NICTのウェブサイト（https://www.nict.go.jp）b)国土交通省「気象庁」（JMA：Japan Meteorological Agency）ウェブサイト（https://www.jma.go.jp)c)アメリカ海洋庁「NOAA」　ウェブサイト（https://www.noaa.gov）

© The Seismological Society of Japan

Catfish predicted the earthquake.

*Yutaka Naoi[1]

1. None

ナマズは地震を予知していた
直井　裕

１　はじめに
2022年8月にテレビを観ていたら、「　ナマズは地震を予知しない　」と放送していた。根拠として 表 1 をあげ、ナマズが動いたのは150回でそのうち、地震が発生し予知したととれるのが10回だったからだ。これでは少な過ぎるのではないかと指摘していた。しかしこの表はχ2テストの一部なので、χ2テストを行えば何かが分かるのではないかと思い実施してみた。

２　調査方法
表１のデータは神奈川県淡水魚増殖試験場が1979年から1985年までの6年間（2191日）ナマズの動きと地震の発生状況を観察したものです。　表１をχ2テストができるように修復し表２を作成した。　ナマズが動いたのは150回で、そのうち地震が発生したのは10回で、地震が発生しなかったのは140回であった。一方ナマズが動いていないのは2041回で、そのうち地震が発生したのは14回で、地震が発生しなかったのは2027回であった。χ2テストを実施したところ、精密法では　χ2＝46.133　となり、近似法では　Χ2＝46.133　となった。自由度＝(2－１)（２－１）＝１なので、χ2（5%）＝3.84 である。Χ2テストの結果がより大きいので帰無仮説は棄却され、ナマズが動いた結果と、ナマズが動いていない結果には有意差があると
なった。よってナマズは地震を予知していたと言える。表３から表８は近似法を表し、図１は精密法を表している。

３　まとめ
Χ2テストの結果は高度に有意差があったことから、ナマズは地震を予知していたと言える。しかし、この結果は表１の結果のみに言えることです。再現性については、実験が1回だけなので地震予知について
は、はっきと言うことは困難です。このような実験を多数行えば、ナマズと地震の関係もはっきりし、地震予知に利用できるのではないかと考えています。神奈川県淡水魚増殖試験場の実験は大成功であった。

© The Seismological Society of Japan

χ2テストの近似法

表1、 地震とナマズの動き

	ナマズの動きある	ナマズの動きなし
震度 3以上の回数	10	14
震度 3以下の回数	140	

表2、 6年間の地震とナマズの動き

	ナマズの動きある	ナマズの動きなし	合計
震度 3以上の回数	10	14	24
震度 3未満の回数	140	2027	2167
合計	150	2041	2191

表3 実測値

	ナマズの動きある	ナマズの動きなし	合計
震度 3以上の回数	10	14	24
震度 3未満の回数	140	2027	2167
合計	150	2041	2191

表4 期待値

	ナマズの動きある	ナマズの動きなし	合計
震度 3以上の回数	1.643085349	22.35691465	24
震度 3未満の回数	148.3569147	2018.643085	2167
合計	150	2041	2191

表5 実測値 － 期待値

	ナマズの動きある	ナマズの動きなし	
震度 3以上の回数	8.356914651	-8.356914651	
震度 3未満の回数	-8.356914651	8.356914651	

表6 表5 ＊ 表5

	ナマズの動きある	ナマズの動きなし	
震度 3以上の回数	69.83802248	69.83802248	
震度 3未満の回数	69.83802248	68.89	

表7 表6 ／ 期待値

	ナマズの動きある	ナマズの動きなし	合計
震度 3以上の回数	42.50419646	3.1237773	45.62797376
震度 3未満の回数	0.470743293	0.034126885	0.504870177
合計	42.97493975	3.157904185	46.13284394
χ2テスト＝46.133			

表8 χ2テスト入力

	ナマズの動きある	ナマズの動きなし	合計
震度 3以上の回数	a	b	a+b
震度 3未満の回数	c	d	c+d
合計	a+c	b+d	a+b+c+d

図1 直接計算法（精密法）

$\chi 2=(ad-bc)(ad-bc)(a+b+c+d) / (a+b)(c+d)(a+c)(b+d)$

$\chi 2=(10*2027-14*140)(10*2027-14*140)*(10+14+140+2027) / (10+14)(140+2041)(10+140)(14+2027)$

$\chi 2=46.133$

© The Seismological Society of Japan

Challenge to earthquake prediction

*Takanobu HARA[1]

1. kagakugiken

地震予見に対する前兆現象の理論（仮説）
（はじめに）
現在、地震予知については、いつ（日時）・どこで（場所）・どのような（規模）の地震が発生するのか予測できないので、『地震は予知できない』のが定説となっております。また、地震発生については、前兆現象がないので地震は予知できないものとされております。　本当に、前兆現象は存在しないのだろうか？見逃されているのではないだろうか。次に、仮説を加味して検証してみたいと思います。
（地震予知に対する仮説からの挑戦）
　私は、地震予知の条件は満たさない（観測機器を有しない）ので、いつ・どこで・どの程度の地震が発生するのか？の定説に従った地震予知は不可能です。しかしながら、気象庁のデーター整理（Google画面）（深度約１０ｋｍ単位）のデーターより、Ｍ５以上の地震発生日の予見に挑戦してきました。防災上の観点からは、発生日の予見できれば地震観測機器を設置している研究所において予知は可能となるのではないだろうかとの期待を抱きながら、私の研究成果を発表致します。　また、防災上の観点からは、Ｍ５以上の地震発生日が予見できれば地震予知が可能になると信じて調査してきました。現在では、M5以上・深度５以上の地震発生日の予見に挑戦しております。（予見の仮説理論について）
　予見は、長期予見と短期予見で仮説に基づいて構成しました。長期予見については、宇宙の営み（月と地球と太陽の周回軌道）即ち、月食と日食を起点した引力変化や地磁気の変化等から予見しております。短期予見については、地震の発生機構より予見しております。予見根拠となる仮説は、深度４０kmの地震については断層等のひずみによる地震であり、将来的にはＭ５以上の地震に発展する可能性を秘めている深度と考えられます。深度３０kmの地震についてはひづみの蓄積が限界に達した際に発生する地震であり、その後Ｍ５以上の地震が発生する可能性は極めて高い傾向にあります。深度２０kmの地震は地震エネルギーの解放深度と仮定して検証してみると、地震の収束局面若しくは地震エネルギーの蓄積の解放過程において発生しております。深度２０kmの地震が発生すれば、地震によるひずみエネルギーが放出される。深度２０kmの地震が連続して発生すれば、相当に地震エネルギーが蓄積された状態を除いては大きな地震発生とはならないといえます。即ち、逆に言えば、深度２０km以外の地震が何日も続いたり、地震が発生しない日は地震エネルギーが蓄積されている状況を示唆するものと解釈致します。
（地震予見の総合判断となる知見について）
１．長期予見について
①月食からの月の朔望はどうなっているのか？
②月食からの月の周回軌道及び日食からの太陽の周回軌道はどうなっているのか？
③太陽コロナの爆発や地磁気の変化についての考察
２.短期予見について
　①深度２０ｋｍの地震の発生状況（地震エネルギーの蓄積）
②地震エネルギーの蓄積状況の把握（日最大Mの推移）
　③日最大Ｍ３.9以下（地震エネルギーの解放）からの推移
　（Ｍ５以上の地震の見逃しは極めて低い）
　（日最大Ｍ５以下で推移していた地震の推移がＭ３以下、特にＭ２.５近辺まで低下した場合は、Ｍ５以上となる確率は高く、地震発生深度の推移を合わせ判断すれば地震エネルギーが考慮できる。）
３．総合判定
　長期予見日と短期予見の地震発生深度と、日最大Mの推移を加味して判断すれば、Ｍ５以上・深度５以上の地震は予見可能となる。
（南海トラフ地震臨時情報　（巨大地震注意））の検証

© The Seismological Society of Japan

私の仮説に基づいて。日向灘の地震を検証すると、4月17日　23時14分に発生した豊後水道の震度６弱・深度50km・M6.6の地震は、4月25日まで９日間（実質6月5日まで）発生したが、エネルギー放出層である深度２０ｋｍの地震は発生しなかった。その後、日向灘の地震が見られたことから懸念していたところ、８月８日１４時４３分に日向灘において、震度６弱・震度３０ｋｍ・Ｍ７．１の地震が発生し、南海トラフ地震臨時情報（巨大地震情報（巨大地震注意）が発表された。日向灘地震は深度２０ｋｍの地震が３日間連続計７回（合計８回）発生し収束しました。

ちなみに、長期予見では、８月は4日（震度５以上・Ｍ５以上）・13日（震度5以下・M5以上？）・２０日（震度５以上・Ｍ５以上）の地震を予見しております。４日の地震が８日になったのは、３日にフィリピン付近の地震Ｍ７．０の地震発生と4日の地震が日最大Ｍ４．６・５日Ｍ２．９・６日３．３・７日Ｍ2.8（地震１回）で、地震エネルギーが蓄積されていたものと判断されます。

（今後、理論的に研究する課題）

１．長期予見は、月及び太陽の周回軌道を8日として設定することにより長期予見は可能となったが、論拠不明です。

２．今後の地震発生確率を、深度４０ｋｍと３０ｋｍの地震について、計算式を適用すれば確率精度が高まると思われます。

３．Ｍ５以上の地震発生前には、同じ震源地の地震が複数回発生するのでM5以上の地震の発生が予見できることと、地震発生時間の把握ができれば、防災上の価値は至高のものとなると思われます。

以上、私の12年間調査分析し、仮説を重ね検証してきた理論です。ご検証戴ければ幸甚でございます。宜しくお願い致します

© The Seismological Society of Japan

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

Wed. Oct 23, 2024 9:00 AM - 10:30 AM JST | Wed. Oct 23, 2024 12:00 AM - 1:30 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S15] AM-1

chairperson:Hiroe Miyake(The University of Tokyo), Nobuyuki Morikawa

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

[S15-01] Verification of the crustal velocity structure model in the Kinki region using the measured phase velocity in the period (10-50 s) band

*Hirotoshi UEBAYASHI[1], Takashi Akazawa[2], Tomotaka Iwata[3] (1. Institute for Integrated Radiation and Nuclear Science, Kyoto University, 2. Hanshin Consultants Co., LTD., 3. Prof. Emeritus, Kyoto University)

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

[S15-02] Toward ground motion modeling incorporating variability of source parameters

*Hiroe Miyake[1], Nobuyuki Morikawa[2], Hiroyuki Fujiwara[2], Tomotaka Iwata[3] (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Professor Emeritus, Kyoto University)

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

[S15-03] Improvement of Green's Function of the Stochastic Green Function Method -Part 1: Effects of Moho Reflection and Layered Crust Structure -

*Yoshiaki HISADA[1] (1. Kogakuin University, School of Architecture)

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

[S15-04] Epistemic uncertainties related to ground motion models

*Nobuyuki MORIKAWA[1], Asako IWAKI[1], Hiroyuki FUJIWARA[1] (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S15-05] Generation of Three Components Seismograms using Conditional Generative Adversarial Networks and Generalized Inversion Technique

*Junki Yamaguchi[1], Yusuke Tomozawa[1], Toshihide Saka[1] (1. Kajima Technical Research Institute)

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

[S15-06] Constructing new empirical envelope function and GMPE for estimating the seismic intensity in combination with IPF method

*Hong Peng[1], Masumi Yamada[2], Stephen Wu[1,3] (1. The Institute of Statistical Mathematics, 2. Kyoto University, 3. The Graduate University for Advanced Studies)

Verification of the crustal velocity structure model in the Kinki region using the measured phase velocity in the period (10-50 s) band

*Hirotoshi UEBAYASHI[1], Takashi Akazawa[2], Tomotaka Iwata[3]

1. Institute for Integrated Radiation and Nuclear Science, Kyoto University, 2. Hanshin Consultants Co., LTD., 3. Prof. Emeritus, Kyoto University

日本列島における地殻速度構造の推定が地震波トモグラフィー法（Zho et al., JGR,1994; Nakajima & Hasegawa, JGR, 2007; Matsubara et al., Tectonophysics, 2008），人工地震波探査法（伊藤他, 京大防災研年報, 2007），レシーバー関数法（Shiomi, et al., Tectonophysics, 2006）によって行われてきた。一方，表面波位相速度を用いた推定は1960年代にはじまり（Aki & Press, GJI, 1961; Kaminuma, BERI, 1966），近年において数多くの遠地地震記録によるレイリー波位相速度から，各地域の速度構造の推定が行われた（竹添ほか,JPGU予稿集, 2006）。後者ではF-net速度型強震計による記録が用いられ，観測点間隔に起因したと思われる周期40秒以上の帯域が対象とされた。強震動予測などへの利用を目的とした精度の高い地殻速度構造モデルの設定に際して，40秒より短周期の位相速度についても同定する必要があると考えられる。また，冒頭に記した幾つかの手法により推定された速度構造についても，表面波位相速度を用いた検証を行っておくことが望ましい。

近畿地方では，大阪平野および京都，奈良盆地の内外に展開した関西地震観測研究協議会(CEORKA)が実施および記録収集している速度型強震計を用いたアレー観測が行われている。この観測網では，人口密集地である堆積層観測点での震動特性解明のために利用されているが，2009年より一部の地点で開始した連続観測（2011年以降，全地点へ展開）により，特に，遠地の大地震の表面波なども広帯域で高いSN比を持って記録されるようになってきた。そこで，我々はCEORKAに加えF-netおよび独自観測点（速度型強震計）の記録を用いて，近畿地方における周期約10～50秒帯域の表面波位相速度を同定し，冒頭に記した文献を参照して設定した1次元速度構造モデルによる位相速度との比較および検証を行った.

本要旨では，CEORKAによる25観測点で得られた2011年東北地方太平洋沖地震記録へセンブランス解析を適用し，同定したレイリー波とラブ波の位相速度を示す。センブランス解析は9個の周波数帯域それぞれに対してcosine型のバンドパスフィルター（ピーク周波数0.020～0.126 Hz間に分布）波形を求め，各バンド幅に応じて変化させた時間窓ごとに行った。また，センブランス解析は，上下震動(VRT)成分（レイリー波）および仮定した伝播方位と平行する水平震動(PAR)成分（レイリー波と見なした）および同じく直交する水平震動(ORT)成分（ラブ波とみなした）の計3成分に対して行った。センブランス値が0.7以上となる位相速度と到来方位を採用し，この条件を満たした位相速度の平均と±標準偏差を図化した。

大阪堆積盆地直下の地殻速度構造の基本モデル(Model-1)を前述のように設定した。さらに，基本モデルのS波とP波速度を±5%変動させたケース（Model-21,22），各層境界面を±10%変動させたケース（Model-31,32）および堆積層を考慮した二つのケース（Model-41,42）を設定した．以上の7通りのモデルについて、レイリー波とラブ波の位相速度を求め，観測位相速度と比較した。その結果，VRT成分とPAR成分はレイリー波，ORT成分はラブ波の理論位相速度によく馴染んだ．特に，高い分散性を示した0.05 Hz以下の位相速度において，VRTおよびORT成分は基本モデルにほぼ一致した。

発表では，波の到来方位の違いや近畿地方の大まかな領域の違いによる位相速度の変化の結果についても述べる予定である。

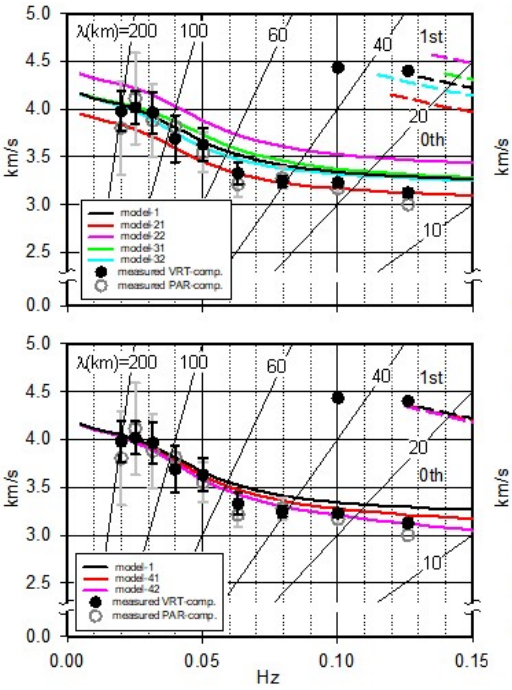
謝辞）関西地震観測研究協議会の強震観測網，防災科学技術研究所の広帯域地震観測網および京都大学複合研による地震動観測記録を利用した。本研究は、東京大学地震研究所・京都大学防災研究所による拠点間連携共同研究プログラムの一つである「地震ハザードにおける地下構造の影響の定量的評価の研究」（代表者：三宅弘恵，申請者：吉田邦一）の援助を受けました。

© The Seismological Society of Japan

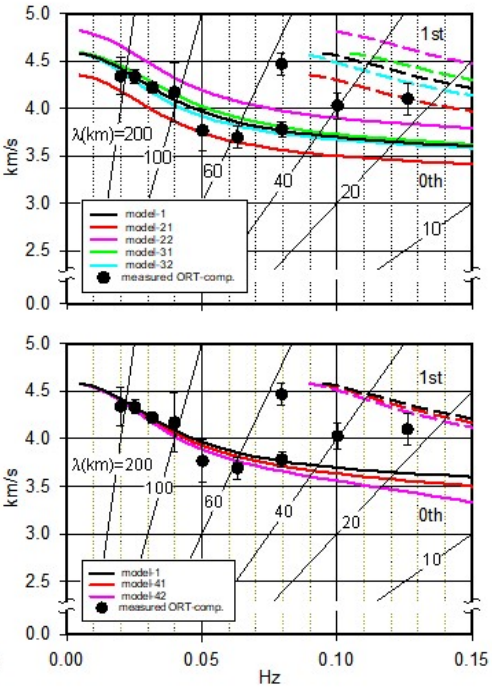
速度構造モデル

	Thickness (km)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Density (t/m^3)	Qs	Qp
Model-1	3.0	3.20	5.50	2.5	400	680
	14.0	3.60	6.20	2.7	400	680
	19.0	3.90	6.70	2.8	400	680
		4.60	7.80	3.2	500	850
Model-21	3.0	3.04	5.23	2.5	400	680
	14.0	3.42	5.89	2.7	400	680
	19.0	3.71	6.37	2.8	400	680
		4.37	7.41	3.2	500	850
Model-22	3.0	3.36	5.78	2.5	400	680
	14.0	3.78	6.51	2.7	400	680
	19.0	4.10	7.04	2.8	400	680
		4.83	8.19	3.2	500	850
Model-31	2.7	3.20	5.50	2.5	400	680
	12.6	3.60	6.20	2.7	400	680
	17.1	3.90	6.70	2.8	400	680
		4.60	7.80	3.2	500	850
Model-32	3.3	3.20	5.50	2.5	400	680
	15.4	3.60	6.20	2.7	400	680
	20.9	3.90	6.70	2.8	400	680
		4.60	7.80	3.2	500	850
Model-41	0.5	0.75	2.10	2.0	200	340
	3.0	3.20	5.50	2.5	400	680
	14.0	3.60	6.20	2.7	400	680
	19.0	3.90	6.70	2.8	400	680
		4.60	7.80	3.2	500	850
Model-42	1.0	1.00	2.10	2.0	200	340
	3.0	3.20	5.50	2.5	400	680
	14.0	3.60	6.20	2.7	400	680
	19.0	3.90	6.70	2.8	400	680
		4.60	7.80	3.2	500	850

レイリー波位相速度



ラブ波波位相速度



© The Seismological Society of Japan

Toward ground motion modeling incorporating variability of source parameters

*Hiroe Miyake[1], Nobuyuki Morikawa[2], Hiroyuki Fujiwara[2], Tomotaka Iwata[3]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Professor Emeritus, Kyoto University

シナリオ地震の強震動予測において，震源や地震動の平均像を目指した予測だけでなく，多数回試行が積極的に公表されるようになってきた．例えば，地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2016) による相模トラフ巨大地震の長周期地震動の検討，Maeda et al. (2016) による南海トラフ巨大地震の長周期地震動の検討，Iwaki et al. (2017) による内陸地殻内地震の広帯域地震動の検討などが挙げられる．その多くは地震内のばらつき（within-event variability）と呼ばれる，１つの地震シナリオを対象とした際の破壊開始点やアスペリティ位置の変化による地震動の空間分布の評価や，破壊伝播速度の変化による地震動強さの評価に留まっている．この理由は，入力とする各々の震源パラメータやスケーリングのばらつきと，出力となる地震動のばらつきは，両者とも地震内のばらつきに加えて地震間のばらつき（between-event variability）を含むため，入力と出力に対して１対１のばらつきの関係を得ることが困難であり，結果として震源パラメータのばらつきを重複カウントする可能性が高いためと考えらえる（例えば Cotton et al., 2013）．一方，2016年熊本地震などを契機に，震源のばらつきを考慮した強震動予測が必要とされている．

最近，地震動のばらつきを分解して理解するため，震源特性・伝播経路特性・サイト特性の非エルゴード項を周期ごとに推定する研究が進んでいる（例えばBaltay et al., 2017; Lavrentiadis et al., 2023）．非エルゴード解析は，各特性の残差（residual）だけでなく，そのばらつきも周期ごとに求めている特徴を有する．日本の強震記録への適用例はMorikawa and Fujiwara (2008)，Rodriguez-Marek et al. (2011)，Hikita and Tomozawa (2023)，Sung et al. (2024) などがある．Morikawa et al. (2024) のK-NET/KiK-netフラットファイルを用いたSung et al. (2024) の非エルゴード解析では，ごく短周期側では震源起因の地震間のばらつきが最も大きく，長周期になるにつれてこのばらつきが半減し，伝播経路特性やサイト特性のばらつき，および地震動予測式のばらつきと似通う結果を得ている．

そこで本発表では，これまで発生した地震により得られている震源パラメータのばらつきが予測地震動に与える影響を検討することとした．具体的には，断層面積を固定して地震モーメントを変化させるケースを扱う．事前検討の結果，幅広い地震規模において震源のばらつきを導入するには，断層面積に対するアスペリティ面積比が一定となる仮定を導入しないと，多くの震源パラメータの物理的関係式を満たせないことが分かった．そのため，断層面積に対するアスペリティ面積比が一定値となる研究が増えている事例を踏まえ（例えば，田島・他 (2013)，宮腰・他 (2015)，長嶋・他 (2021)），以下の２つの案を検討する．１つ目は，地震調査研究推進本部の震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）において，地震モーメントと断層面積のスケーリングの経験式にばらつきを与えた場合に，地震モーメントと短周期レベルのスケーリングの経験式として，傾きを可変とする藤堂・他 (2022, 2023) などを適用する案である．２つ目は，地震モーメントの変化倍率に伴って，応力降下量と短周期レベルを同じ倍率で変化させ，地震動も同じ倍率となる案である．つまり，地震モーメントに対する断層面積のスケーリングと短周期レベルのスケーリングについて，１つ目の案は完全相関ではなく，２つ目の案は完全相関させる考え方である．１つ目の案は，地震動の面的分布の整合性にやや課題が生じる一方，２つ目の案は，非エルゴード地震動モデルにおける震源項と地震動特性項の偶然的ばらつきと比較的良い一致を示すことがわかった．

© The Seismological Society of Japan

Improvement of Green's Function of the Stochastic Green Function Method -Part 1: Effects of Moho Reflection and Layered Crust Structure -

*Yoshiaki HISADA[1]

1. Kogakuin University, School of Architecture

１．はじめに

現在、統計的グリーン関数法（以下、統計的G法）は短周期の強震動計算に多用されている。しかしながら、グリーン関数は一般に一様全無限体の遠方近似解であり、震源直上を除けば、その適用性には大きな限界がある（例えば、日本建築学会、2016）。一方、地盤が半無限成層と仮定できれば、波数積分法などにより高速かつ厳密な広帯域の地震動が計算可能であり、理論的グリーン関数を用いる方法（Hisada, 2008）なども提案されている。ここでは地殻の層構造やモホ面からの反射波を考慮して、統計的G法による遠方近似解と平行成層地盤の理論グリーン関数による波形の比較を行う。

２．モホ反射面および地殻層構造を考慮したグリーン関数の違いによる波形性状の比較

表１に使用する地盤モデルを示す。地殻下部とマントルの２層構造（Model 1）、および、地殻の上部・下部とマントルの３層構造（Model 2）とし、地殻境界の深さを6 km、マントル上面（モホ面）の深さは30 kmとする（損害保険料率算出機構、2009）。震源モデルはMw5.0のBooreの点震源モデルであり、10 kmの震源深さに横ずれ断層からSH波を発出する（Hisada, 2008）。S波の放射係数は等方の0.63(=√2/5）を用い、水平２成分に等分配する。位相スペクトルは、全周波数で0位相としてパルス波として波形を追跡可能とする。観測点の震央距離（X）は、0.1、50、100、200 kmの４点で波形を25Hzまで計算する。

１）モホ反射面の有無による波形の比較

表１のModel 1の地盤構造でモホ反射面の有無による波形を計算する。モホ面でS波が全反射する臨界角は59°であり、震央距離(X)は83.2kmから反射波が現れる。図１にモホ面と地表による１～３回の全反射波を示す。図２に統計的G法（遠方近似S波の振幅を２倍）、一様半無限、および、モホ面を考慮した半無限２層地盤による加速度波形の水平成分を示す。X=0.1、50 kmでは直達実体波のみ生じ、３種の波形に差異は生じないが、X=100kmではモホ面からの１回の反射波が、X=200 kmでは地表とモホ面からの１～３回の反射波が、それぞれ現れて全く異なる波形の性状を示す。

２）モホ反射面、および、地殻層構造の有無による波形の比較

表１のModel 2の地盤構造でモホ反射面の有無による波形を計算する。図3の例に示すように統計的G法において、上部地殻への鉛直入射による透過係数を用いると振幅を過大に評価する。実際には図4に示すように斜め入射により透過係数は低減する（Aki and Richards, 1984）。そこで統計的G法の波形計算では、上部地殻への斜め入射を考慮した透過係数を使用する。次に上部地殻によるSH波の１次元増幅率を乗じ、最後に入射面と地表面での震源距離の違いによる幾何減衰の振幅補正を行う（ここでは到達時間の補正は行わない）。一方、半無限成層地盤では地殻２層に加えて、モホ面の有無による２種の計算を行う。計算波形を図5に示すが、鉛直入射となるX=0.1 kmでは３種の結果は同じである。一方、X=50 kmでは直達波の振幅はほぼ同じであるが、上部地殻内での全反射波が統計的Ｇ法と１次元増幅率では再現できない。さらにX=100, 200 kmではモホ面から非常に大きな反射波が生じ、統計的Ｇ法では振幅と継続時間を過小評価することが確認できる。

３．おわりに

統計的Ｇ法による遠方近似Ｓ波と、統計的震源モデル法による半無限成層地盤の理論的グリーン関数法とを用いて、モホ反射面と地殻の層構造の有無による波形の比較を行った。統計的Ｇ法は震源直上近傍では直達入射S波や１次元増幅率などで近似できるが、遠方になるほど地殻構造やモホ面からの全反射波の影響が大きくなり、振幅と継続時間も過小評価することを確認した。発表ではSV波やランダム位相の加速度波形など、より

© The Seismological Society of Japan

詳細な内容を紹介する予定である。を含む、より詳細な内容を紹介する予定である。

参考文献

・Aki, K., P. Richards: Quantitative Seismology, Theory and Methods, Vol.1, 1980.
・Boore, D.M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. BSSA, 73, pp.1865–1894, 1983.
・Hisada, Y.：Broadband strong motion simulation in layered half-space using stochastic Green’s function technique, V.12, pp.265–279, Journal of Seismology, 2008.
・日本建築学会：資料編Ⅰ 強震動予測に関するベンチマークテスト、地盤震動と強震動予測ー基本を学ぶための重要項目ー、2016.
・損害保険料率算出機構：1923年関東地震の震度分布の再現, 地震保険研究 19, 2009.

© The Seismological Society of Japan

表 1 地殻（上部・下部）とマントル構造モデル

Layer	ρ (t/m³)	α (m/s)	Qp	β (m/s)	Qs	Thickness(m)	
						Model 1	Model 2
1	2.6	5500	400	2900	400	30000	6000
2	2.7	6000	600	3600	600	(Layer 2)	24000
3	3.3	7800	800	4200	800	-	-

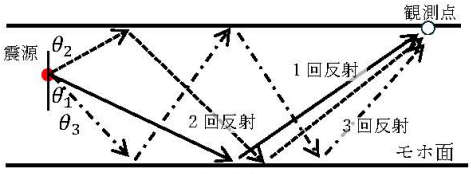


図 1 モホ面と地表による反射波

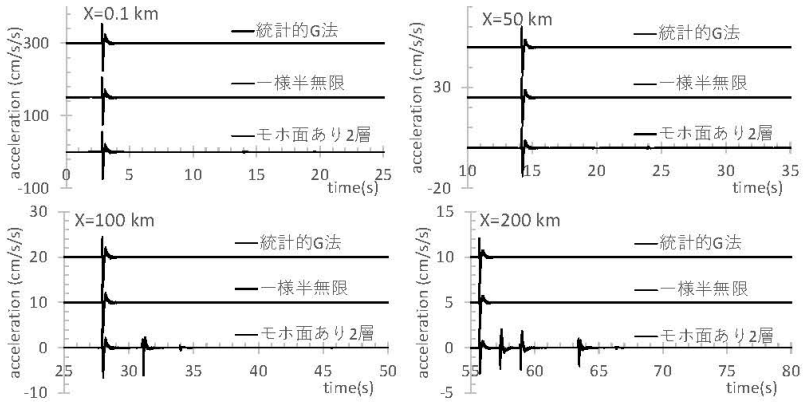


図 2 統計的 G 法(遠方近似 S 波)、Model 1 によるモホ反射の有無による加速度波形の水平成分の比較

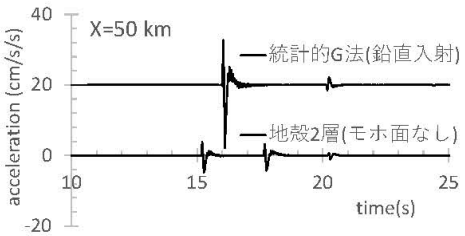


図 3 地殻 2 層モデル（Model 2）による統計的 G 法（上部地殻下面の直下からの鉛直入射による 1 次元増幅率）

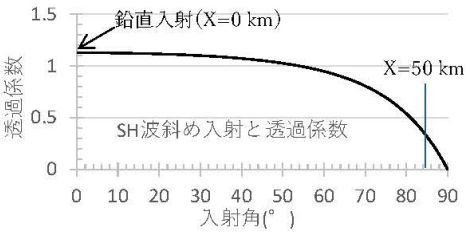


図 4 上部地殻下面への入射角と S 波の透過係数の関係（X=50 km では入射角 84.6° ）

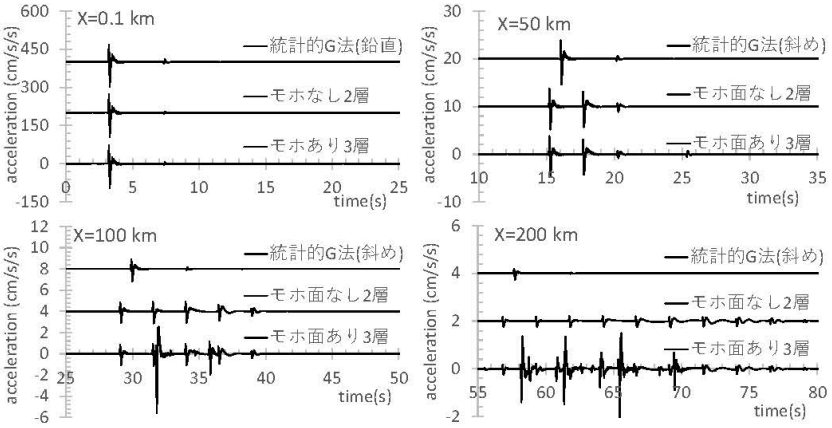


図 5 統計的 G 法と 1 次元増幅率、Model 2 によるモホ反射の有無による加速度波形の水平成分の比較

© The Seismological Society of Japan

Epistemic uncertainties related to ground motion models

*Nobuyuki MORIKAWA[1], Asako IWAKI[1], Hiroyuki FUJIWARA[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

日本の強震観測は70年以上の歴史があり、強震動記録に基づいて経験的に求められるいわゆる「距離減衰式」に関する研究も多く行われてきた。特に、1995年兵庫県南部地震以後に整備された震度情報ネットワークなどの高密度に整備された強震観測網によって、現在では質、量ともに世界最大級の強震動記録が得られており。その豊富なデータに基づいて、最近では従来の回帰式によるモデルだけでなくAIを用いた「地震動予測モデル」の開発が多く行われるようになってきた。また、マグニチュード5程度以下の中小規模の地震記録の活用によって、非エルゴード的なモデルの構築が試みられるようになってきている。これらにより、データが充実しているマグニチュード5程度以下で震源までの距離が数10kmから200km程度の範囲における地震動の予測精度は確実に高まっている。

一方で、震源断層から数km以内の「断層ごく近傍」やマグニチュード8クラス以上の巨大地震による記録は現状でもきわめて少なく、地域も限定される。すなわち、震源断層ごく近傍や巨大地震を対象とした強震動予測にはまさしく「認識論的不確定性」が存在している。内陸部や沿岸海域に多数の活断層が存在し、南海トラフにおいてマグニチュード9クラスの地震の発生可能性が示されている日本の地震ハザード評価を行うためには、地震動予測モデルを外挿して適用することとなり、これらの強震動予測における「認識論的不確定性」を適切に考慮する必要がある。そのためには、１つの地震動予測モデルのみで評価することは不可能であり、共通のデータセットから求められた複数の地震動予測モデルを用いることが必須である。ここで、モデルの外挿範囲においても偶然的ばらつきは存在するので、認識論的不確定性を考慮するためには、複数のモデル間でばらつきの考え方（各要因が認識論的不確定性、偶然的ばらつきのどちらに分類されるか）についても共通となっていなければならない。偶然的ばらつきにはモデルの説明能力不足に起因するものも含むことから、特に非エルゴード的な地震動予測モデルの構築ではこの点に留意する必要がある。アメリカではNGAプロジェクトによって構築された複数の地震動予測モデルをもとにUSGSによる全米の地震ハザードマップが作成されており、日本においても同様な枠組みによる地震動予測モデルの構築と認識論的不確定性を考慮した地震ハザード評価が必要である。

なお、将来的に断層ごく近傍や巨大地震の記録が蓄積されていくことが、認識論的不確定性の低減、地震動予測精度向上に直接つながることは言うまでもない。したがって、海域を含めた高密度な強震観測網運用の継続はきわめて重要である。

謝辞：本検討は防災科学技術研究所の「自然災害のハザード・リスクに関する研究開発」として実施した。

© The Seismological Society of Japan

Generation of Three Components Seismograms using Conditional Generative Adversarial Networks and Generalized Inversion Technique

*Junki Yamaguchi[1], Yusuke Tomozawa[1], Toshihide Saka[1]

1. Kajima Technical Research Institute

１、はじめに

既報（Yamaguchi et al.(2024)）では，条件付き敵対的生成ネットワーク(conditional generative adversarial networks; cGAN)とスペクトルインバージョン解析(generalized inversion technique; GIT)を組み合わせ，振幅特性と経時特性の両方にばらつきを有した時刻歴波形群を出力する手法（Site-Specific Ground-Motion waveform Generation; SS-GMG（図1））を提案している。この手法の課題は，出力が水平動1成分のみとなっている点である。本研究では，既報（Yamaguchi et al.(2024)）の手法の出力を，水平動2成分と上下動，計3成分の時刻歴波形の組になるように拡張する。さらに，能登半島地震の周辺領域で発生した内陸地震の観測記録を用い，出力波形の精度を検証する。

２、SS-GMGの拡張

既存手法であるSS-GMGにおいては，cGANにより基準化振幅を持つ時刻歴波形を出力し，GITによってフーリエ振幅スペクトルの平均と標準偏差を推定する。SS-GMGへの入力情報は地震に関する条件（モーメントマグニチュード，震源深さ，震源距離，観測点）であり，出力は時刻歴波形群である。

今回の拡張では，cGANから出力される基準化振幅波形を，水平動1方向を表す1つの波形から水平動2成分と上下動を表す3つの波形の組に拡張する。cGANはLoss関数にWasserstein距離を用いるConditional WaveGAN（Lee et al. (2018)）のアーキテクチャを採用する。Generatorの出力と観測記録をそれぞれDiscriminatorに入力し，その出力の平均同士の差が小さくなるように学習することで，Generatorの出力と観測記録が近づくことを目指す。モデル構造としては，Generatorの出力層とDiscriminatorの入力層を1チャネルから3チャネルに変更することで3波形を扱うことができるようにする。cGANの学習に用いる観測記録は，Radial成分，Transverse成分，Vertical成分に分解し，3成分の最大振幅の絶対値で基準化する。

GITにおいては，水平動と上下動を同時にインバージョンし，それぞれの経験的サイト特性を評価する。なお，水平動は水平2成分のベクトル和から評価する。

３、能登半島地震の周辺領域で発生した内陸地震の観測記録を用いた精度検証

拡張した本手法の精度を検証するために，能登半島地震の周辺領域で発生した内陸地震の6,816記録を用いる。K-NET富来（ISK006）のある観測記録と同じ条件で生成した波形とそのフーリエ振幅スペクトルの比較を図2に示す。本手法によって生成したRadial，Transverse成分は，NS，EW成分に変換して比較する。Vertical成分はUD成分とそのまま対応する。それぞれ経時特性および周波数特性に観測記録と類似した特徴がみられる。

ここで，SS-GMGで評価されるのは地盤が線形と仮定した場合の波形群である。そのため，地盤の非線形化の影響が大きくなる大振幅時には，DYNEQを用いて工学的基盤相当（ここではVs = 400 m/sと仮定）まで引き戻し，非線形特性を仮定した地盤応答解析により地盤の非線形化を考慮した計算波形を評価する。ここでは線形の地盤を仮定した時の最大地表加速度が100 cm/s^{2}以上の記録を対象とする。土の非線形特性は全国の多地点での原位置採取資料から評価した古山田・他（2003）の非線形特性パラメータを用いる。

本手法の拡張での3成分の出力により，震度の算出が可能になった。そこで6,816の観測記録に対し，震度によって精度比較を実施する（図3）。出力波形から求めた震度と観測波形から求めた震度の残差の標準偏差は0.512であり，既存手法と比較して同等以上の精度を持っているといえる。本手法による出力波形は観測点の固有の特性を反映しているためと考えられる。また、震度は波形から算出できる指標の一つに過ぎず、本手法の出力波形からは最大加速度や継続時間など多くの情報を得られるという利点がある。

© The Seismological Society of Japan

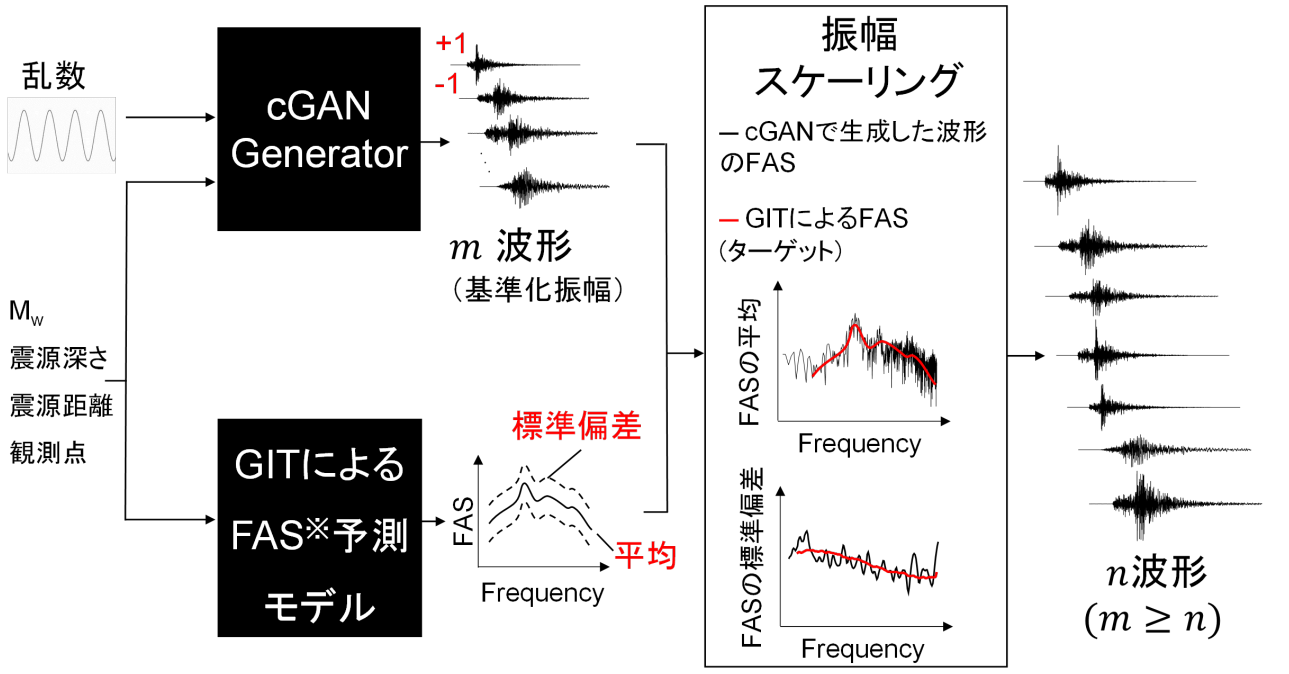
４、まとめ

本検討では，SS-GMGの出力時刻歴波形を3成分に拡張し，震度での評価を可能にした。今後は海溝型地震や内陸地震など複数の地震タイプを考慮できるように改良を行う。

謝辞

防災科学技術研究所K-NET，KiK-netの観測記録とF-netのメカニズム解を活用させていただきました。記して感謝します。

© The Seismological Society of Japan



※ FAS：フーリエ振幅スペクトル

図1 SS-GMGの手法概要（Yamaguchi et al. (2024)）

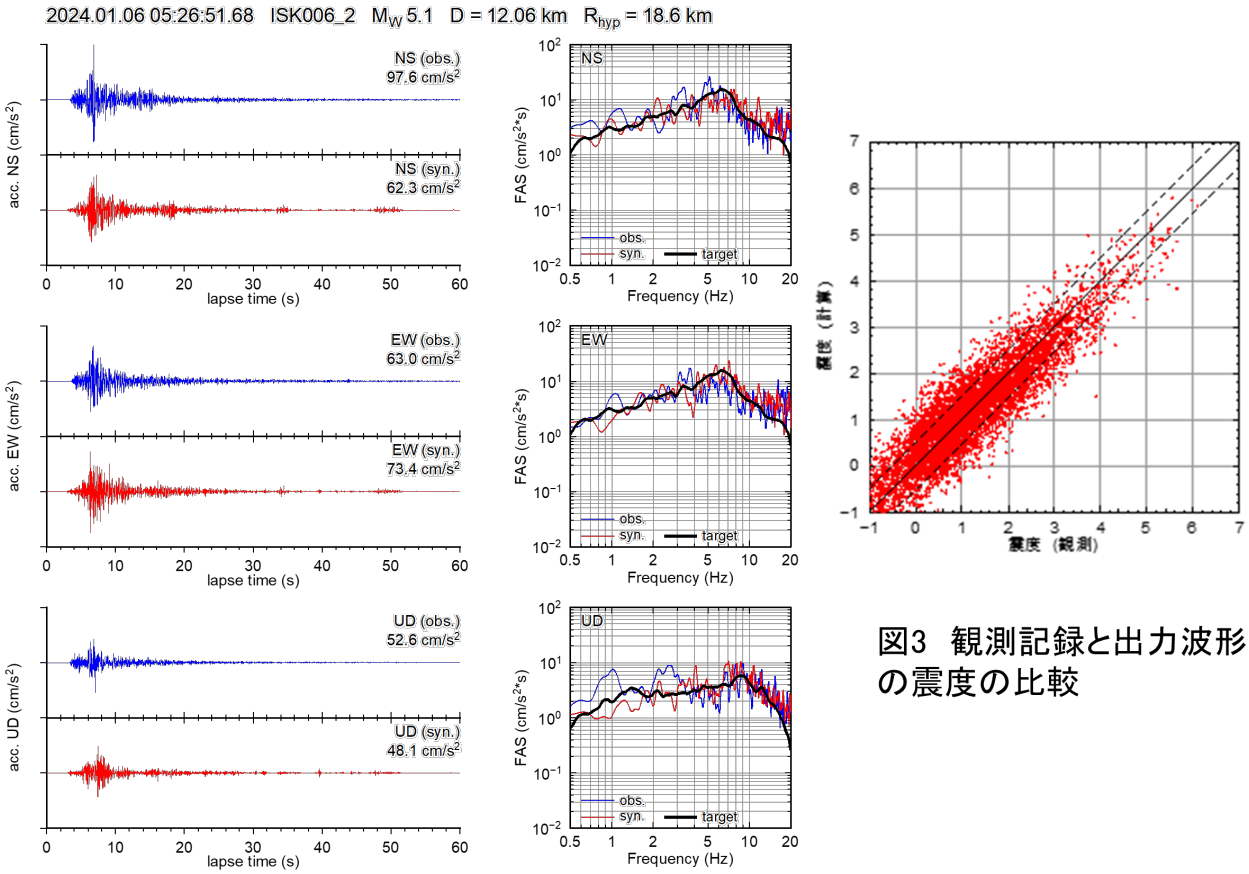


図3 観測記録と出力波形の震度の比較

図2 観測記録と出力波形の比較（3成分の経時特性と周波数特性）

© The Seismological Society of Japan

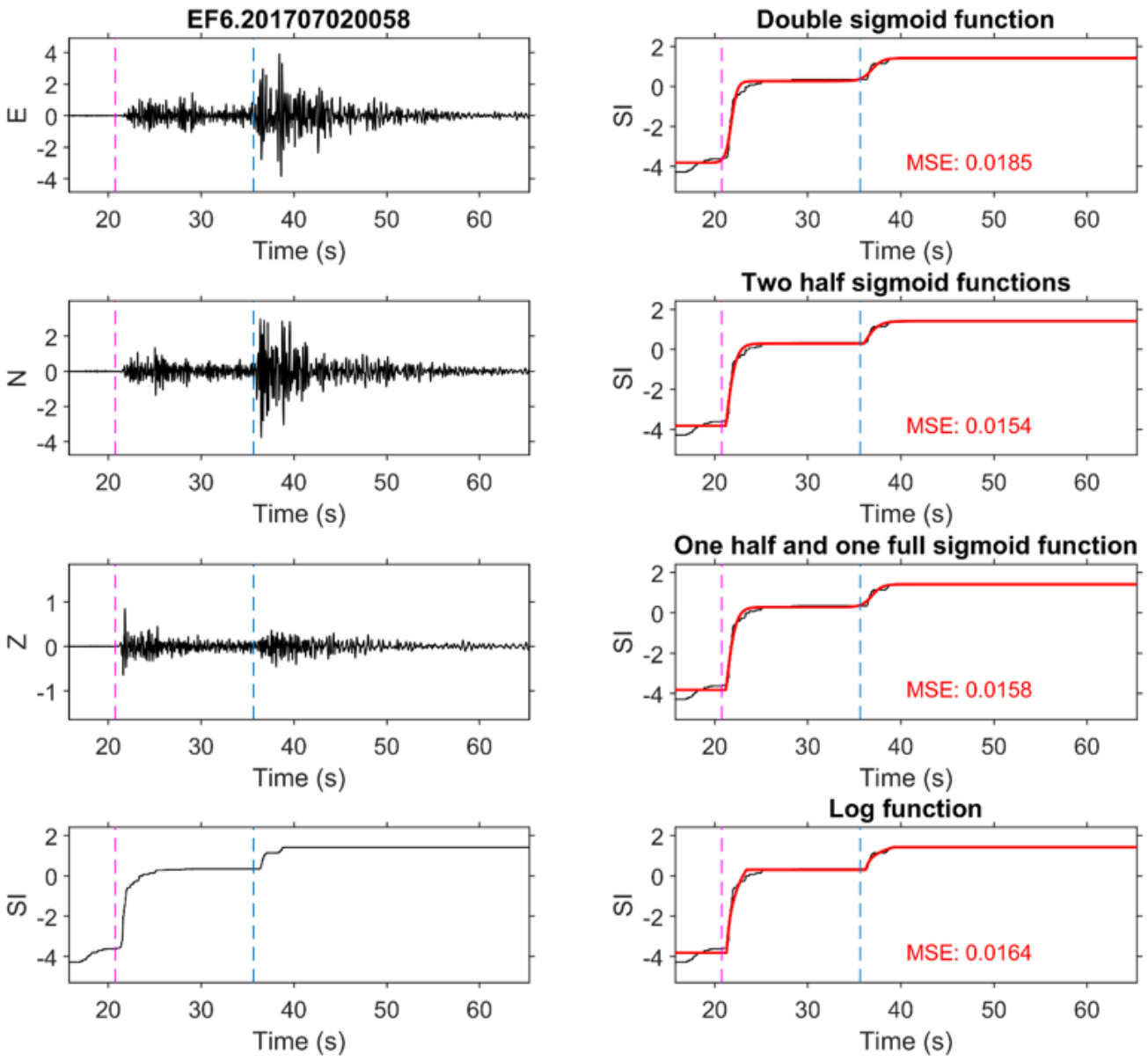
Constructing new empirical envelope function and GMPE for estimating the seismic intensity in combination with IPF method

*Hong Peng[1], Masumi Yamada[2], Stephen Wu[1,3]

1. The Institute of Statistical Mathematics, 2. Kyoto University, 3. The Graduate University for Advanced Studies

The earthquake early warning (EEW) system has been widely applied in many regions (e.g., Japan and California). The integrated particle filter (IPF) and propagation of local undamped motion (PLUM) are the two working EEW system in Japan. Generally, IPF provides faster but less accurate predictions compared to PLUM. Regarding the hazard assessment, the Japan Meteorological Agency (JMA) selects the larger SI from these systems and broadcasts a single warning to the public. In this study, we introduce a new evaluation method that can compare the performance of the two systems in real-time. First, we have assembled the largest benchmark database from the seismic events recorded over the past 20 years from JMA, Kyoshin Network (K-NET), and Kiban Kyoshin Network (KiK-NET), converting all of the seismic waveforms into SI curves. Then, we develop several different empirical envelope functions to simulate the SI curves. The statistical analysis of the empirical envelope functions indicate that the one half and one sigmoid function should be the most accurate one for simulation. Among these, we try some new ground motion prediction equation (GMPE) candidates which estimate the SI at locations where the earthquakes have not yet arrived. The effectiveness all GMPE candidates will be tested on real seismic events in Japan.

© The Seismological Society of Japan



© The Seismological Society of Japan

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

Wed. Oct 23, 2024 10:45 AM - 12:00 PM JST | Wed. Oct 23, 2024 1:45 AM - 3:00 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S15] AM-2

chairperson:Yasumaro Kakehi, Shinichi Matsushima(DPRI, Kyoto University)

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

[S15-07] Strong ground motions from earthquakes with different focal depths ocurring in Kyushu arc

*Yasumaro KAKEHI[1] (1. Kobe University)

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

[S15-08] Comparison with spectral attenuation formula for strong ground motion observed in the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Takao KAGAWA[1], Shohei Yoshida[2], Ken Miyakoshi[2] (1. Tottori Univ., Faculty of Engineering, 2. Ohsaki Research Institute, Inc.)

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

[S15-09] Rupture process of the 2022 M_W 7.0 Chihshang, Taiwan earthquake

Hongqi Diao[1], *Hongjun SI[1], Kzuki Koketsu[2] (1. Seismological Research Institute Inc., 2. Keio University)

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

[S15-10] Evaluation of Dynamic Source Inversion to Reveal Generating Mechanisms of Strong Ground Motion

*Takeshi MIYAMOTO[1], Kimiyuki Asano[2], Tomotaka Iwata[3], Miroslav Hallo[2] (1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Emeritus Professor of Kyoto University)

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

[S15-11] Relationship between the tops of earthquake source faults and velocity structures

*Kazuki KOKETSU[1,2] (1. SFC Res. Inst., Keio University, 2. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo)

Strong ground motions from earthquakes with different focal depths ocurring in Kyushu arc

*Yasumaro KAKEHI[1]

1. Kobe University

九州弧で発生した深さの異なる3つの地震による強震動を比較した。比較したのは，2006年6月12日の大分県西部のスラブ内地震（MW 6.4，深さ145.17 km，以下イベント1），2024年7月30日の日向灘のスラブ内地震（MW 5.2，深さ48.2 km，以下イベント2），2019年5月10日の日向灘のプレート境界地震（MW 6.2，深さ25.46 km，以下イベント3）で，図(a)に示すように，この3地震の震央はほぼ一直線に並ぶ。解析には防災科学技術研究所の高密度強震観測網K-NET，KiK-netの強震記録を使った。図(b)，(c)，(d)に各地震による最大加速度振幅（PGA）の空間分布を示す。震源深さが145.17 kmと非常に深いイベント1の場合，九州弧の前弧側と背弧側で加速度振幅に明瞭なコントラストが見られる（前弧側で大きく，背弧側で著しく小さい）。これは島弧の前弧側で媒質のQ値が高く，背弧側で低いという減衰構造を反映し，高周波地震波の振幅に明瞭なコントラストが生じたものと考えられる。また，九州弧の前弧側の浅部側延長に位置する中国地方や四国で，振幅の大きい領域が遠方まで広がっている様子が明瞭に見てとれる。これは高Q値のスラブに高周波地震波がトラップされ，あまり減衰を受けずに遠方まで伝播したことによると推定される。震源深さが48.2 kmとイベント1に比べてかなり浅いイベント2の場合，九州弧の前弧側と背弧側での振幅のコトントラストが見られるが，イベント1の場合ほど明瞭ではない。さらに震源の浅い（25.46 km）イベント3の場合，背弧側での高周波地震波の減衰は明瞭に見られず，振幅の大きい領域が背弧側にまで広がっている。またイベント2と3では，イベント1で見られた中国地方や四国での大振幅の広がりは見られない。高周波地震波の前弧側と背弧側の振幅のコントラストの見え方の違いが震源の深さによって異なることは，震源が深い地震の場合，高Q値の前弧側媒質と低Q値の背弧側媒質を伝播する距離が長く，高周波地震波の減衰の差が大きくなるために前弧側と背弧側のコントラストが明瞭となるのに対し，震源が浅い地震の場合は伝播距離が短くコントラストが不明瞭となると解釈できる。さらにそれに加えて，震源が深い地震の場合，震源距離が大きくなることに伴い，地表面での幾何減衰項の空間変化がゆるやかなのに対し，震源が浅い地震の場合，震源距離が小さく地表面での幾何減衰項の空間変化が急で，震央付近の振幅大の領域が強調されてしまうことになる。後者の場合，震央距離の大きい遠方での地震波の振幅分布は急激に値が減少する幾何減衰項によりマスクされ，結果的に震央付近の振幅分布のみ強調されることになる。即ち，震源の浅い地震の場合，島弧全体の減衰構造を反映した振幅分布がこの幾何減衰項によるマスク効果で震央付近を除く領域ではマスクされてしまうことになる。以上の2つの効果の合わせ技により，高周波地震波の振幅の前弧側と背弧側のコントラストは，深い震源の場合は明瞭に，浅い震源の場合は不明瞭になると解釈できる。震源の浅いイベント2と3では，震源の深いイベント3と異なり中国地方と四国での振幅が小さい。中国地方に関してはそもそもイベント2と3の震源位置から離れていることから別としても，四国でのPGAの空間分布からは，イベント2と3では高Q値スラブのトラップ効果がほとんど現れていないように見受けられる。これを高周波地震波が高Q値スラブにトラップされる伝播距離の違いだけで説明するのは困難で，単純な解釈は難しいと考えられる。

© The Seismological Society of Japan

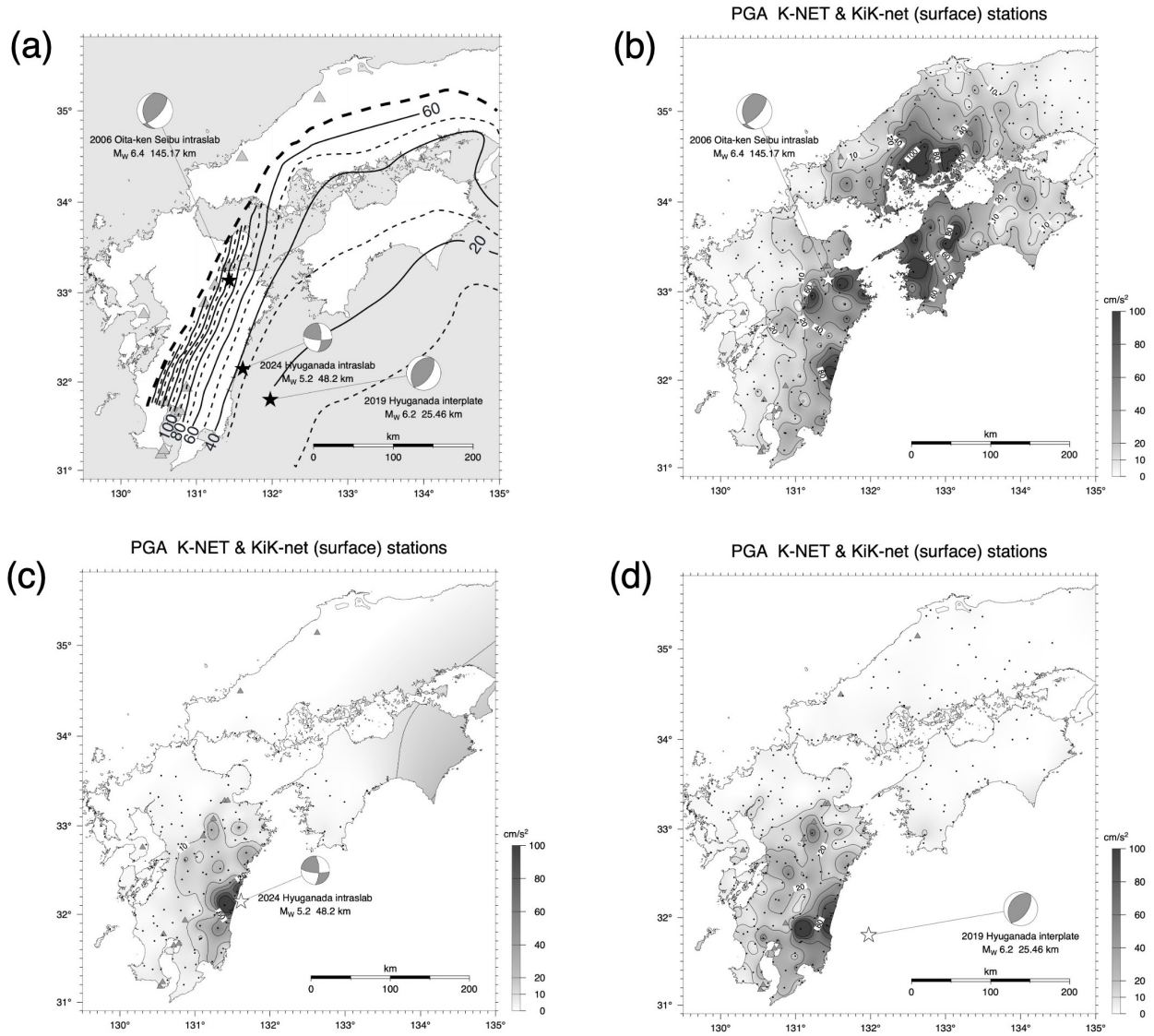


図. (a) 解析した震源深さの異なる3地震の震央位置（フィリピン海スラブの等深線はNakajima and Hasegawa (2007)による）。 (b) イベント1によるPGAの空間分布。(c) イベント2によるPGAの空間分布。(d) イベント3によるPGAの空間分布。

© The Seismological Society of Japan

Comparison with spectral attenuation formula for strong ground motion observed in the 2024 Noto Peninsula Earthquake

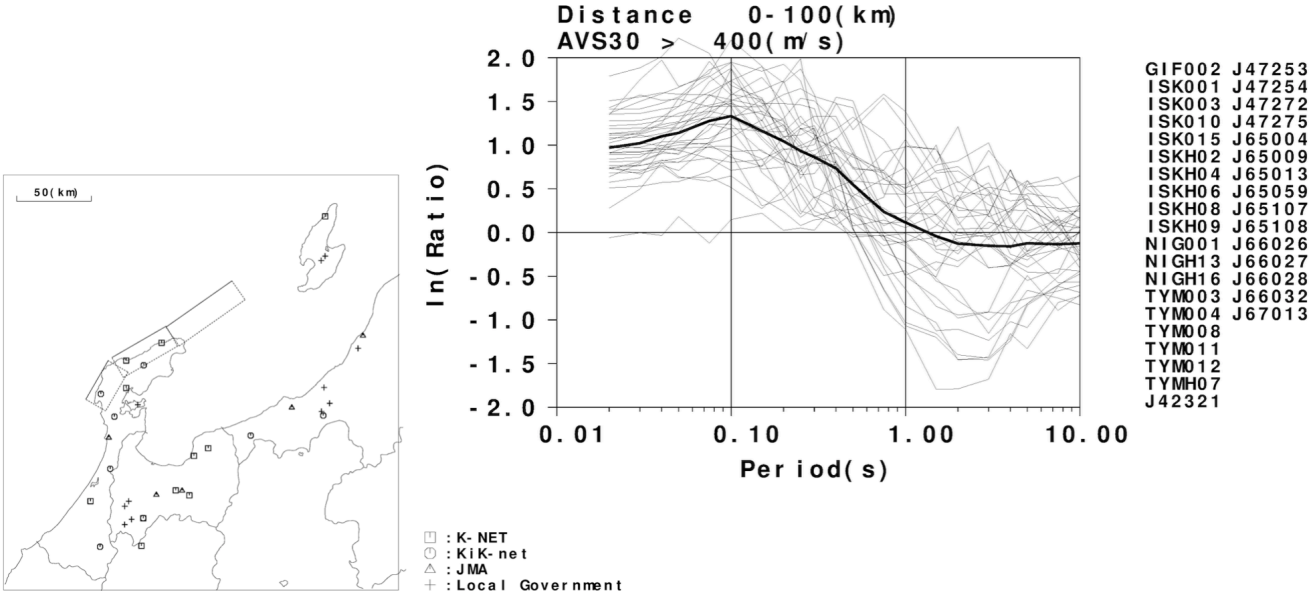
*Takao KAGAWA[1], Shohei Yoshida[2], Ken Miyakoshi[2]

1. Tottori Univ., Faculty of Engineering, 2. Ohsaki Research Institute, Inc.

１．はじめに
2024年１月１日に能登半島北岸域を震源とするM7.6の地震が発生し，能登半島を中心に地震動による被害が広範に見られた。同地震は地殻変動と津波を伴い，海域で地表まで地震断層が及んだ逆断層型の内陸地殻内地震と考えられる。Somerville (2003)は，既往のスペクトル距離減衰式と観測の偏差から，地表地震断層を伴う地震の方が伴わない地震よりも周期１秒帯域の地震動レベルが小さいことを指摘し，Kagawa et al. (2004)は浅いすべりの応力が小さく強震動を放射しないことに要因があるとした。吉田・他(2017)は日本国内のM6クラスの内陸地殻内地震でも同様の傾向が見られるものの，海外のM7クラスを対象とした検討よりも影響する周期が短周期であることを指摘している。今回，能登半島地震の観測記録でどのような傾向が見られるか，(国研)防災科学技術研究所のK-NETおよびKiK-net，気象庁が公開している自治体震度計を含む強震観測データの解析を試みたので報告する。
２．解析の概要
各地震観測点において，(国研)防災科学技術研究所の震源断層モデルによる断層最短距離で100km以内，AVS30で400m/s以上の硬質サイトをのものを用いた。AVS30はK-NET，KiK-netは公開地盤モデルから（K-NETはKanno (2006)に基づいてAVS20を換算，20ｍに満たないものは最深部速度を20ｍまでとした），気象庁および自治体サイトはJ-SHISによる該当メッシュの値を用いて設定し，400m/s以上の硬質地盤を対象とした。結果として35点が選定された。その分布を図に示す。スペクトル距離減衰式としては，断層上盤効果を評価できる米国NGAモデルのAbrahamson and Silva (2008)を採用した。なお，上盤効果に関しては2009年発表の修正項を用いた。
３．解析結果
結果を図に示す。細線が各点におけるAbrahamson and Silva (2008)に対するスペクトル比，太線がそれらの平均を示す。周期１秒以下の短周期が有意に大きく，地表地震断層を伴う地震としては既往検討とは異なった結果となった。周期２秒以上については平均をやや下回ってっているが，ばらつきが大きい。吉田・他(2017)による2007年能登半島地震の解析結果は，地表地震断層を伴わない地震ではあるものの同様の傾向を示しており，地域特性を強く反映していることも考えられる。
４．おわりに
2024年１月１日に能登半島地震の応答スペクトルは，地表地震断層を伴うものとしては既往検討とは異なる傾向を示した。短周期が大きいことについては，観測点が逆断層の上盤側に集中している影響が十分に補正されているか，および震源として平均よりも強く短周期を放射しているのかについて，吉田・他 (2024,地震学会秋季大会予稿)によるSMGAモデルの解釈と併せて検討を試みたい。周期２秒以上には極端にスペクトル比が小さいサイトが複数あり，これらが石川・富山・岐阜県境の白山周辺に集中していることが分かっているので，サイト増幅特性からの検討も実施したい。
謝辞
観測記録として，(国研)防災科学技術研究所のK-NETおよびKiK-net，気象庁が公開している自治体震度計を含む強震観測データを利用しました。断層モデルは(国研)防災科学技術研究所の公開データを利用しました。本研究は，科研費（課題番号：24K07156，23K26186，22K04648）の一環として実施しました。関係各位に感謝致します。
参考文献
Abrahamson, N. A. and Silva, W. J., Earthquake Spectra, 241, 67-97, 2008. Abrahamson, N. A. and Silva, W. J., Errata for Abrahamson and Silva (2008), 2009. Kagawa, T., Irikura, K., Somerville, P. G., Earth Planets Space, 56, 3-14, 2004. Kanno, T. , Narita, A., Morikawa, N., Fujiwara, H., Fukushima, Y., BSSA, 96,

© The Seismological Society of Japan

879-897, 2006. Somerville, P. G., Phys. Earth Planet. Int., 137, 201–212, 2003. 吉田昌平・香川敬生・野口竜也，土木学会論文集A1, 73(4), I_366-I_375, 2017.



© The Seismological Society of Japan

Rupture process of the 2022 M_W 7.0 Chihshang, Taiwan earthquake

Hongqi Diao[1], *Hongjun SI[1], Kzuki Koketsu[2]

1. Seismological Research Institute Inc., 2. Keio University

According to the report by Central Weather Bureau (CWB) of Taiwan, the M_L 6.83 Chihshang, Taiwan earthquake occurred at 06:44:15 (UTC) on September 18, 2022. The epicenter is in Chihshang town, Taitung County, Taiwan. The reported focal mechanism by different organizations are: CWB (205˚, 61.3˚, 46.6˚); GCMT (201˚, 61˚, 30˚) and USGS (203˚, 69˚, 25˚), indicating a west-dipping direction that is different from the known east-dipping LVF.

To investigate the rupture process of the Chihshang earthquake, we used strong motion waveforms of 14 stations, geodetic data of 36 GNSS stations (Figure 1), and *P*-wave waveforms of 31 teleseismic stations to perform a joint source inversion. We adopted a two-segment source fault model (Figure 1), which consists of a west-dipping segment and an east-dipping segment. The west-dipping segment (strike: 198˚, dip: 60˚) is generally consistent with the focal mechanism and the east-dipping segment (strike: 18˚, dip: 60˚) represents the longitudinal valley fault (LVF). The inversion results showed that the rupture of the mainshock originated from the hypocenter and then it propagated on the west-dipping segment at a speed of 3.2 km/s, and meanwhile it triggered the slip on the east-dipping segment. The rupture lasted about 30 s, releasing a total seismic moment of 5.4×10^{19} N·m, corresponding to an M_W of 7.1. The surface projection of the total slip distribution is shown in Figure 1. The large slips of 3 or 4 meters occurred in the shallow part (< 10 km), which is close to the Yuli fault, on the west-dipping segment; while the small slips of 1 or 2 meters occurred at very shallow part (< 5 km), which is close to the northern end of the Chihshang fault, on the east-dipping LVF.

In conclusion, the rupture process of the Chihshang earthquake demonstrated the existence of a west-dipping fault in southeast Taiwan, which might be part of the west-dipping Central Range Fault (CRF), and the east-dipping LVF was also triggered with small slips during this earthquake.

© The Seismological Society of Japan

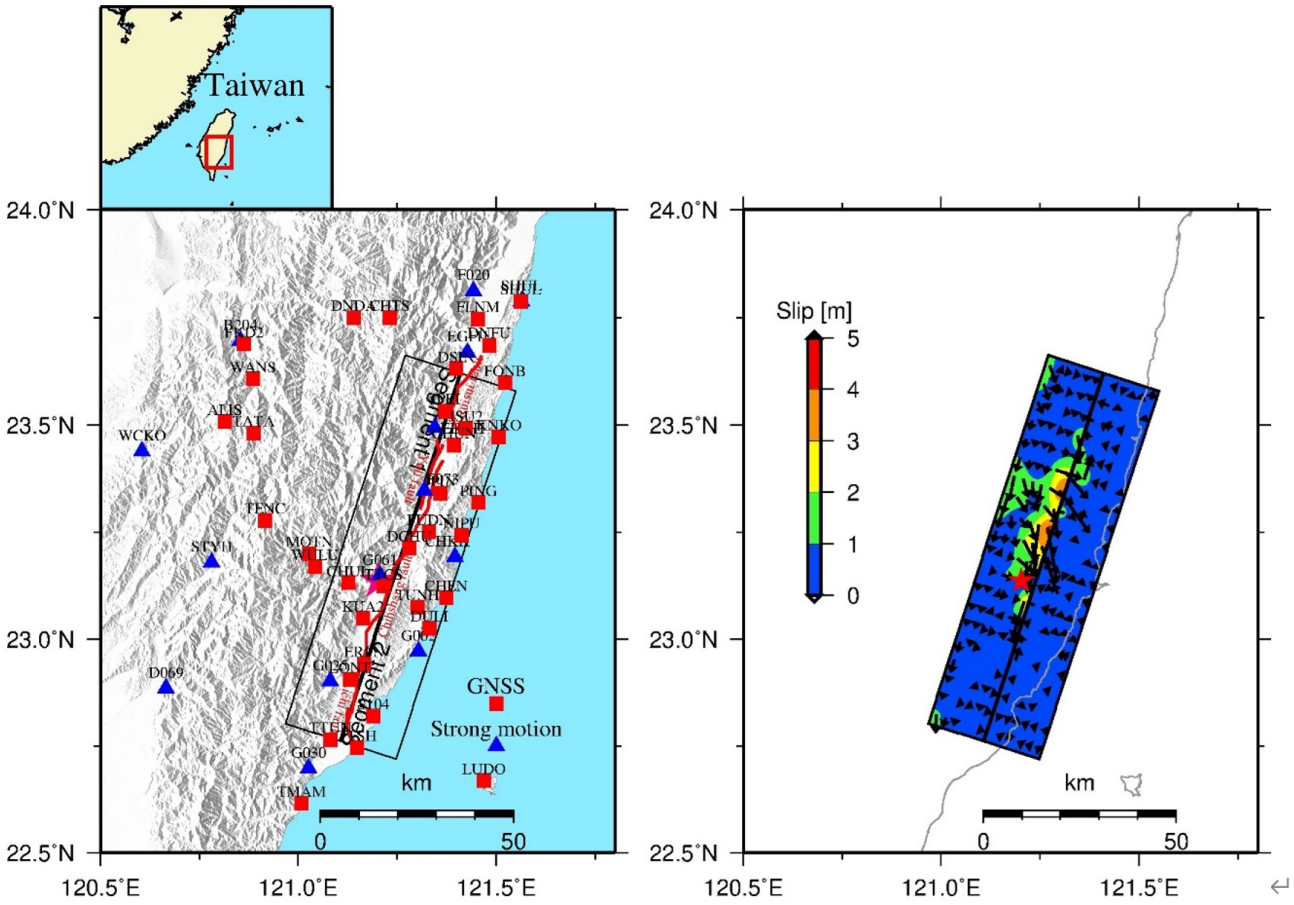


Figure 1. Source region map of the 2022 Chihshang, Taiwan earthquake and surface projection of total slip distribution.

Evaluation of Dynamic Source Inversion to Reveal Generating Mechanisms of Strong Ground Motion

*Takeshi MIYAMOTO[1], Kimiyuki Asano[2], Tomotaka Iwata[3], Miroslav Hallo[2]

1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Emeritus Professor of Kyoto University

これまで，運動学的震源インバージョンなどにより規模の大きな地震の震源過程が推定され，それらと強震動の生成メカニズムとの関係が議論されてきた．また，そのような運動学的震源モデルを満足しつつ観測波形も再現する動的震源パラメータの値とその空間分布（動力学的震源モデル）が主に動的破壊シミュレーションを用いて推定されてきた．一方，近年，マルコフ連鎖モンテカルロ法を用いることで，観測記録から動力学的震源モデルを推定する手法（以降，動的震源インバージョンと呼ぶ）が提案されている（例えば，Gallovič *et al*., 2019）．
本研究では，強震動生成メカニズムと動的震源パラメータとの関係解明に向けて，Gallovič *et al*. (2019) を参考に動的震源インバージョン手法を構築し，手法の適用性確認のため，仮想的な震源モデルを用いたテスト計算を行っている．本手法は，具体的には，適当な確率分布に基づく動的パラメータの新たな値の提案，その動力学的震源モデルに基づく波形の合成・評価，およびメトロポリス・ヘイスティングス法に従った動的震源パラメータの値の確率的な更新を繰り返し実行することで，最終的に断層面上の点における動的震源パラメータの値についての事後分布を推定する．ここで，推定すべき動的震源パラメータは，摩擦構成則を規定する初期せん断応力，ピーク摩擦係数および臨界すべり変位量である．動的震源パラメータの新たな値は，震源モデルの過度な変動に伴う尤度の急変を避けるため，現状の値を中心とする正規分布からなる提案分布から生成した．尤度関数は観測波形と合成波形の残差二乗和とモーメントマグニチュードの残差二乗から構成した．合成波形は，動的破壊シミュレーションにより得られるすべり時間関数と予め計算されたグリーン関数とのたたみ込み積分を計算することで求める．動的破壊シミュレーションは差分法によるソースコードfd3d_TSN (Premus *et al*., 2020) を用いて行い，グリーン関数は離散化波数法 (Bouchon, 1981) および透過・反射係数行列 (Kennett and Kerry, 1979) により計算した．今回のテスト計算は平成28年熊本地震の最大前震（4月14日，M_{JMA}6.5）への本手法の適用を想定しており，Asano and Iwata (2016) とF-netのメカニズム解を参考に仮定した１枚の鉛直矩形断層上における３種の動的震源パラメータの分布を与えた仮想的な断層モデルを設定した．破壊開始点はdouble-difference tomography法により再決定された位置 (Mitsuoka *et al*., 2020) を与え，この断層モデルに基づく合成波形を擬似観測波形としてインバージョンに使用した．また，動的破壊シミュレーションとグリーン関数の計算には，「平成２８年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」により作成された三次元速度構造モデル（浅野・他，2019）と全国１次地下構造モデル (JIVSM; Koketsu *et al*., 2012) から構成した観測点毎の一次元速度構造モデルを用いた．今後は，得られる各動的震源パラメータの事後分布と仮想的な震源モデルでの値との比較から，本手法による動的震源パラメータの推定精度を定量的に評価し，用いる観測波形の周波数帯の影響なども検討した後，実際のデータに適用する．

Asano and Iwata. (2016). *EPS*, 68, 147.
浅野・他．(2019). 日本地球惑星科学連合2019年大会，SSS13-09.
Bouchon. (1981). *BSSA*, 71, 959–971.
Gallovič et al. (2019). *J. Geophys. Res.*, *Solid Earth*, 124, 6949–6969.
Kennett and Kerry. (1979). *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 57, 557–583.
Koketsu et al. (2012). *Proc. World Conf. Earthq. Eng.*, Paper No. 1773.
Mitsuoka et al. (2020). *J. Geophys. Res.*, *Solid Earth*, 125, e2019JB018515.
Premus et al. (2020). *SRL*, 91, 2881–2889.

© The Seismological Society of Japan

Relationship between the tops of earthquake source faults and velocity structures

*Kazuki KOKETSU[1,2]

1. SFC Res. Inst., Keio University, 2. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo

「余震の震源分布を地震波や地殻変動の観測から推定した地下の震源断層と比較すると，だいたい一致している例が多」く，「本震から1日程度以内の余震域が断層の寸法とほぼ一致」（宇津,『地震学』，第3版, 2001）することは概ね確立した法則であろう．ただし，余震域（余震分布）は事前に得られる情報ではないから，地震動予測などでは定常的な微小地震活動の分布が替わりに用いられる．しかし，実際の余震分布は定常的な微小地震分布から上向きに拡大することが知られており（細野・他，2006），断層近傍の強震動に大きな影響を与える震源断層の上端が甘く見積もられている可能性が高い．そこで，過去の地殻内地震の余震分布上端と地下構造の関係を明らかにして，定常的な微小地震分布の替わりに地下構造から震源断層の上端を推定することをめざす．

2014年以降のM_w 6.0以上の地殻内地震を対象として，2014年長野県北部の地震，2016年熊本地震，2016年鳥取県中部の地震，2023年石川県能登地方の地震，2024年能登半島地震を検討する．これらのうち2016年熊本地震の本震の検討結果を下図に示した．Kobayashi *et al.* (2017)がDouble Difference法によって震源再決定を行った地震のうち，4月16日M_w 7.0の地震と，その後24時間以内の余震を選び，それらの震央を地図にプロットしたものが下図の主部である（赤星印と黄色丸印）．それらとKobayashi *et al.* (2017)の断層モデル（青色格子）と活断層トレース（黒色実線）を考慮すれば，淡い緑色と濃い緑色の実線が震源断層の南東端に相当すると考えられる．濃い緑色の実線部分の余震には，この部分で4月14日，15日に発生したM_w 6.2, 6.1の地震の余震がかなり含まれているので，淡い緑色実線部分に他の3辺を点線とした長方形を設定して，短辺方向の断面図を北西側に描いた．

もっとも浅い余震（32.781769ºN，130.830339ºE，深さ0.719 km）を地図と断面図にオレンジ色丸印でプロットした．また，この余震の震央における地下構造をJapan Integrated Velocity Structure Model Version 1から抽出して，断面図の右隣りに示した．それを断面図と比較すると，もっとも浅い余震はV_S 2.4 km/s層の上面（深さ0.673 km）の直下にある．さらに，上端を同層上面に一致させ，傾斜角を62ºとした平面（断面図中の黒実線）を取れば，概ね余震分布の中心部分を通るから，この平面が震源断層面であり，その上端はV_S 2.4 km/s層の上面にあると考えられる．地殻の本体（地震基盤）はその下のV_S 3.2 km/s層以深に相当するが，V_S 2.4 km/s層（V_Pは4.2 km/s）も最上部として地殻に含まれると見ることができるので（たとえばKoketsu and Higashi, 1992），地殻内地震の震源断層の上端部として違和感はないであろう．

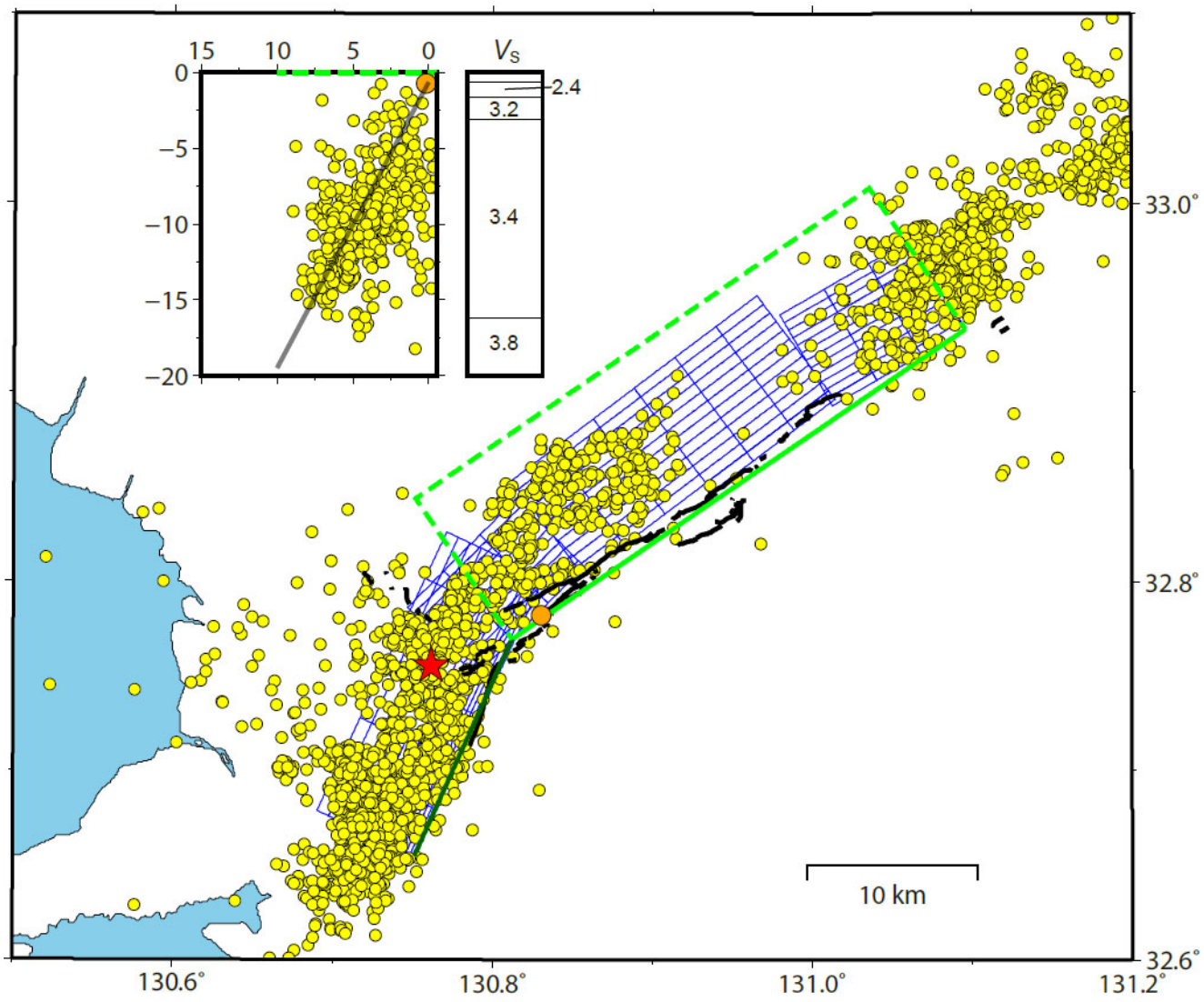
以上のように震源断層の上端を適切に設定するようにすれば，「レシピ」の無理な拡張をせずに，断層近傍の観測記録を再現できるはずである．

謝辞
小林広明博士には協力いただいた．

文献
宇津徳治, 2001,「地震学」, 第3版, 共立出版, 376pp.
細野耕司・西政樹・吉田明夫, 2006, 内陸大地震の余震活動域の深さの時間変化, 地震2, **59**, 29-37.
Kobayashi, H., K. Koketsu, and H. Miyake, 2017, Rupture processes of the 2016 Kumamoto earthquake sequence: Causes for extreme ground motions, *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 6002-6010.
Koketsu, K. and S. Higashi, 1992, Three-dimensional topography of the sediment/basement interface in

© The Seismological Society of Japan

the Tokyo Metropolitan Area, Central Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **82**, 2328-2349.



© The Seismological Society of Japan

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

Wed. Oct 23, 2024 12:00 PM - 12:15 PM JST | Wed. Oct 23, 2024 3:00 AM - 3:15 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S16] AM-2

chairperson:Yasumaro Kakehi, Shinichi Matsushima(DPRI, Kyoto University)

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

[S16-01] The subsurface structure estimated from single-station and array observation in Shonai Plain

*Shinichi MATSUSHIMA[1], Kohei Yamamoto[2], Fumiaki Nagashima[1] (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Department of Architecture and Architectural Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University)

The subsurface structure estimated from single-station and array observation in Shonai Plain

*Shinichi MATSUSHIMA[1], Kohei Yamamoto[2], Fumiaki Nagashima[1]

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

1894年庄内地震は庄内平野東縁断層帯北部を震源とした内陸型地震だと推定されている（地震本部，2009）。水田・鏡味（2013）は、地震被害に関する史料を調査して求めた住家全潰率に基づき、大字ごとに観測された震度を推定した。これによると震度7の地域は断層帯周辺のみならず、庄内平野北部全域で広く散在したことが分かった。一方、石瀬・他（2024）では、史料の詳細な分析にから被害が全て震害によるものではなく、液状化などの地盤変状に起因したものがある可能性を見出している。そこで本研究は、震害による被害の分布と地震動及び地震動に大きな影響を与える地下構造の関係を明らかにすることを目的に、庄内平野で微動のアレイ観測及び単点観測を行い、その観測記録に基づいて庄内平野の地盤構造を推定することを目標としている。アレイ観測は計9地点で行ったが、その内3地点は背斜構造（久保，1991）が見られる余目周辺で行った。アレイの形状は原則、一辺が45m、15m、5m、2mである正三角形とした（アレイ1のみ別形状）。単点観測は主として東西方向に7測線の計84地点で行い、間隔が狭い所では1km間隔、広い所では2km間隔で観測点を配置した。さらに測線間を補完するように測線外に10か所以上の観測点を設けた。また、観測には主に加速度地震計SMAR-6A3PとJU410を用いた。サンプリング周波数は200Hzとし、単点観測では30分以上、アレイ観測では大きさに応じて10分から2時間の計測を行った。単点微動観測記録からは各地点でのH/Vスペクトル比を算出した。まず、得られた加速度時刻歴データを1秒ずつずらしながら40.96秒の小区間に区切り出し、NS・EW・UDの3成分の振幅二乗和が小さい15区間を50%以上の重複がないように抽出した。区間の前後1秒にコサインテーパーによる処理を施し、高速フーリエ変換を用いて各区間のフーリエスペクトルを求めた。さらにバンド幅0.1HzのParzenウィンドウを用いて平滑化した後にH/Vスペクトル比を求め、15区間の幾何平均をとった。微動アレイ観測記録からは微動アレイ解析ツールBIDO(ver.3.2)（Cho et al., 2006，Cho et al., 2008）を用いてSPAC法によりRayleigh波の位相速度を求めた。解析パラメータは、セグメント平均の際のセグメント長、セグメントはそれぞれ10.24秒、10個であり、Parzenウィンドウのバンド幅は0.3Hzとした。位相速度は大凡安定した結果が得られた。H/Vスペクトル比については盆地構造に起因する方位依存性や卓越周期の変化を期待したが、空間的傾向を明確には確認できなかった。アレイ観測を行った場所については今回得られたRayleigh波位相速度をもとに、J-SHISを初期モデルとして層厚をパラメータとしたインバージョンにより地盤構造を推定する。H/Vスペクトル比については今後再観測を行い、今回の単点観測から得られた解析結果の妥当性について改めて確認する。謝辞：庄内平野での微動観測の実施にあたり、山形大学の石瀬素子講師、東京大学地震研究所の加納靖之准教授、大邑潤三助教、産業技術総合研究所の吾妻崇主任研究員、京都大学防災研究所の松島・長嶋研究室の学生（周宇廷、Thinzar Yadanar、五熊大）の協力を得た。また、本研究は東大地震研ー京大防災研拠点間連携共同研究一般課題型研究の助成を受けた。記して深謝の意を表す。

© The Seismological Society of Japan

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

Wed. Oct 23, 2024 1:30 PM - 3:00 PM JST | Wed. Oct 23, 2024 4:30 AM - 6:00 AM UTC | Room D Medium-sized Conference room 201 (2F)

[S07] PM-1

chairperson:Manabu Morishige, Toshiki Ohtaki

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

[S07-01] Does the thermal structure of the oceanic plate depend on spreading rate?

*Manabu MORISHIGE[1] (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S07-02] The hydrous layer above the subducting Pacific Plate in Central Japan

*Kazuki MIYAZAKI[1], Junichi Nakajima[1] (1. Institute of Science Tokyo (Tokyo Institute of Technology))

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

[S07-03] Mapping Seismic Discontinuities in Australia: Joint Inversions using Azimuth-dependent Receiver Functions and Multi-mode Surface Waves

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

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

[S07-04] Adjoint inversion of antipodal PKPab waveforms for transversely isotropic P wave velocity anomaly at the base of lower mantle

*Seiji TSUBOI[1], Rhett Butler[2] (1. JAMSTEC, 2. University of Hawaii)

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

[S07-05] Inferring 3-D azimuthally anisotropic structure around the northern edge of the Pacific LLSVP using waveform inversion

*Ikuchi Funahashi[1], Kenji Kawai[1] (1. UTokyo)

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

[S07-06] Seismic Velocity of the Lowermost Outer Core of the Earth (F layer) and Methods of its Determination

*Toshiki OHTAKI[1], Satoshi Kaneshima[2] (1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Kyushu University)

Does the thermal structure of the oceanic plate depend on spreading rate?

*Manabu MORISHIGE[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

海洋プレートはプレートテクトニクスにおける最も重要な要素の1つであり、その進化を詳しく知ることは海洋リソスフェア-アセノスフェア境界や沈み込み帯における地震・火山活動などを理解する上で必要不可欠である。半無限体冷却モデルなどに代表されるように、これまで海洋プレートの温度構造は主にその年代に依存することが知られてきた。しかし最近の研究によれば、同じ年代でも海洋プレート毎に系統的な差が見られる。たとえば太平洋では、大西洋に比べてレイリー波の位相速度と海洋底地形がより若いプレート年代で半無限体冷却モデルによる予測からずれ始める。本発表ではその原因の1つとして、マントル構成鉱物の結晶選択配向による熱伝導率の異方性の影響を考えた。つまり海洋プレートの拡大速度が大きいとマントル構成鉱物がよりある特定の方向にそろうように回転し、熱伝導率の異方性が大きくなる。その結果海洋プレートの温度構造は拡大速度に依存するようになる。

この考えを検証するために中央海嶺近傍を対象とした水平方向、鉛直方向ともに600 kmの長さを持つ2次元箱型のモデル領域でマントル流動の数値計算を行った。マントルの変形メカニズムとして転位クリープを仮定した。拡大速度として地表面に1、3、8 cm/yrを与えた。また得られた温度構造は1次元非定常熱伝導方程式を用いることでより古いプレート年代へと外挿した。

その結果拡大速度が1、3、8 cm/yrの場合、熱伝導率が等方的である場合と比較してプレート年代が6千万年のときマントル温度が最大約23、31、39K上昇することが明らかになった。これは拡大速度が大きいほど粘性率が低下し、海洋プレート底部における小規模対流の発生が早くなることを示唆している。上で述べたような太平洋と大西洋の違いは、この考えで説明できる可能性がある。また熱伝導率の異方性が熱流量や海洋底地形に及ぼす影響は小さいことが明らかになった。

中央海嶺近傍で水がメルトに移動した後のマントル(枯渇マントル)は溶ける前のマントルよりも粘性率が高くなる可能性が指摘されている。それを踏まえて地表面から深さ60 kmまでのマントルの粘性率を高くした場合の計算も行った。枯渇マントルの存在が温度構造へ及ぼす影響は限定的であった一方、予測される地震波速度異方性は大きく変化した。具体的には深さ60 km近傍で方位異方性と鉛直異方性の急な増加が見られ、この特徴はプレート年代にほとんど依存しない。この結果は観測された鉛直異方性やSS先駆波の解析によって得られた不連続面深さと整合的である。

© The Seismological Society of Japan

The hydrous layer above the subducting Pacific Plate in Central Japan

*Kazuki MIYAZAKI[1], Junichi Nakajima[1]

1. Institute of Science Tokyo (Tokyo Institute of Technology)

玄武岩質の海洋地殻に取り込まれた水は、海洋プレートの沈み込みによって地球内部へと供給される。その後玄武岩質地殻は相転移に伴い脱水し多量の水を排出する。この時、マントルウェッジの一部がこの水を取り込み、スラブ直上に含水鉱物(蛇紋岩)層を形成することがモデル計算から示されている(Iwamori, 1998; Iwamori, 2000)。特に東北地方ではレシーバー関数解析によりマントルウェッジの含水鉱物層の底部と考えられる速度境界面が明瞭にイメージされている(Kawakatsu and Watada, 2007)。一方で東北地方は太平洋沿岸から日本海沿岸までのスラブ沈み込み方向に沿った陸域が狭く、ほとんどの観測点が陸上に設置されていることから日本海の下に位置する深さ150 km以深のスラブ直上の含水鉱物層の広がりは未だ直接イメージされておらず、よくわかっていない。そこで本研究では、スラブ直上マントルウェッジの含水層の広がりを直接イメージするため、スラブ沈み込み方向に沿って充実した観測網を有し、深部構造のイメージングにより適していると考えられる中部日本を対象にレシーバー関数イメージングを行った。2005年4月から2023年3月までに発生した地震のうち、マグニチュード5.5以上で震央距離が30-90˚の範囲にあるものの波形を使用した。機器補正(Maeda et al., 2011)を行った後、SN比の良い波形について0.1-0.5 Hzの範囲についてウォーターレベル法(water level =0.001)を用いてレシーバー関数を計算し、得られたレシーバー関数をIASP91一次元速度モデル(Kennett and Engdahl, 1991)を用いて断面上に投影した。この時太平洋プレートの形状(Nakajima et al., 2009)を仮定し、傾斜を考慮した波線追跡(Kawakatsu and Yoshioka, 2011)を行った後、傾斜した構造解析に特化した新しい振幅補正手法とスタッキング手法を提案し適用する。解析の結果、中部日本下の広範囲において、沈み込む太平洋プレート直上に深さ約150 kmから410kmまで連続な正の振幅がイメージされた。この正振幅は含水層底部の速度不連続を表していると解釈できる。この結果は中部日本においてもスラブ直上に含水層が発達し、マントルウェッジが深部流体輸送の一端を担っていることを示すとともに、流体がマントル遷移層まで持ち込まれることを示唆している。また、含水層が蛇紋岩の安定領域を越える深さまで連続であることから、深部の含水層はphase Aに相転移している可能性がある。phase A層の存在は中部日本下で太平洋プレートが低温状態を維持しているというシミュレーションの結果(Iwamori, 2000)とも整合的であり、phase A層の存在領域から逆に太平洋プレートの温度分布を推定できる可能性がある。

© The Seismological Society of Japan

Mapping Seismic Discontinuities in Australia: Joint Inversions using Azimuth-dependent Receiver Functions and Multi-mode Surface Waves

*Kotaro TARUMI[1], Kazunori YOSHIZAWA[1,2]

1. Department of Natural History Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Department of Earth & Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University

豪州大陸は，北方に約7cm/yearで移動している現在最も速く動く大陸プレートである．西部から中央部までは太古代から原生代に形成された安定大陸塊（クラトン）によって構成され（西豪州・北豪州・南豪州の３つのクラトンからなる），中央部には約13億年前のクラトン同士の衝突による変動帯（縫合帯）が存在する．一方，大陸東縁部は顕生代初期の沈み込みに伴う比較的若い造山帯からなる．長期の地球史を反映した様々なテクトニクスの影響を受けてきた豪州大陸下の地震波速度構造や不連続面分布を明らかにすることは，大陸リソスフェア構造の更なる理解に加え，地球の進化史や現在のマントルダイナミクスとの関係を知る上で重要な手掛かりを与え得る．

上部マントルの速度構造を境界面と同時に推定するためには，速度不連続面に感度を有する遠地実体波のレシーバ関数（RF）と3次元地震波速度の空間分布の推定に有効な表面波位相速度の分散曲線（SWD）を同時に用いたベイズ推定が有効であり，近年その応用が進められている（e.g., Calo et al., 2016, EPSL; Taira & Yoshizawa, 2020, GJI; Gama et al., 2021, EPSL）．これら従来の大陸域のRF研究では，観測点周辺での水平成層構造が仮定され，遠地実体波の入射方位に応じたPs変換点の位置変化等は通常考慮されない．しかし，クラトン領域の縁辺部では，地震波速度が水平方向に急激に変化することが多く，RFも顕著な方位依存性を示す．そのため，P波入射方位の依存性を考慮したP-RFとマルチモード表面波を同時インバージョンすることで，観測点周辺のローカルな境界面深度の空間変化の検出が期待される．本研究では，方位依存RFとマルチモードSWDのベイズ推定に基づく同時インバージョン法を，豪州大陸の約30箇所の定常広帯域観測点に適用し，豪州大陸下のリソスフェア・アセノスフェア境界（LAB）と，さらにその下に存在するLehmann面（L-D，アセノスフェア底と考えられる）の広域な空間分布を推定した．

本研究で得られたLAB分布では，豪州東部では浅く（60–90 km），大陸中央部に向かって急激に深くなり，クラトン部と縫合帯との境界部分では平らで深い位置に分布する（120–170km）．この特徴は，S波のRF（S-RF）や表面波トモグラフィによる先行研究（Fishwick et al., 2008, Tectonics; Yoshizawa, 2014, PEPI; Birkey et al., 2021, JGR）と調和的である．また，豪州中央部（北豪州クラトンの南部付近）では，アセノスフェアを特徴づけるS波速度の低下が不明瞭となる一方で，水平流動を反映する鉛直異方性（Vsh>Vsv）が強くなる特徴が見られる．S波速度が浅部から深部に向かって高速化するL-Dは，単一の境界面ではなく，複数の境界面として検出された．豪州全体で主に200–250kmと300km付近の2つの深さで見られるが，南豪州クラトンと大陸東縁部では150km付近にも高速度ジャンプが観測される．また，その各深さにおいて，鉛直異方性が段階的に弱くなる．L-Dを境に物性的に転移クリープ（鉛直異方性Vsh>Vsvを伴う）から拡散クリープ（Vsh~Vsv）へと変化を示すことが知られており（Karato, 1992, GRL; Gaherty & Jordan, 1995, Science），大陸の高速移動に伴うリソスフェア下部の顕著な変形領域が，底部に向かって弱まることが示唆される．一方，260km付近に見られる速度不連続面は，上部マントル内での輝石の相転移を反映している可能性も考えられる（e.g., Akashi et al., 2009, JGR）．

© The Seismological Society of Japan

Adjoint inversion of antipodal PKPab waveforms for transversely isotropic P wave velocity anomaly at the base of lower mantle

*Seiji TSUBOI[1], Rhett Butler[2]

1. JAMSTEC, 2. University of Hawaii

我々は、地震の対蹠点で観測される地震波形を用いて、核マントル境界の構造の推定が可能であることを示した（Tsuboi and Butler, 2024）。前回の地震学会では、対蹠点のPKPab相を使用して、アジョイント法による下部マントルの等方性Vp構造推定を試みた。一方、同じ観測波形を使用することで、transverse isotropic Vp構造を得られる可能性があることに気付いた。本研究では、過去30年間にわたり、SN比の高い鉛直および水平成分の両方を持つ対蹠点の観測を慎重に調べ、震央距離が179.0度以上でMwが7.0未満の23の観測を選択した。理論地震波形の計算にはJAMSTECのEarth SimulatorでSPECFEM3D_GLOBEを用いてマントルVphおよびVpvモデルに対して3成分の理論地震波形を計算した（NEX=640、コア数は9600）。観測および計算された地震波形の鉛直および水平成分からPKPab相を取得するための時間ウィンドウを設定し、アジョイントソースを計算してマントルのVphおよびVpvの感度カーネルを取得した。各イベント毎に計算されたVp感度カーネルは、下部マントルで特徴的な環状のパターンを示しており、CMBの広い領域をカバーしている。したがって、地震ー観測点ペアの数は多くないが、下部マントルのVphおよびVpv構造のPKPab相の感度カーネルを合計することで、CMBのVphおよびVpv構造の非均質性をモデル化するのに十分となる可能性がある。各イベントカーネルを合計して、下部マントルのVphおよびVpvの感度カーネルを設定し、D”の解析を実行するために数回反復を繰り返した。下部マントルの最下部で更新された3DマントルVphおよびVpvモデルを取得し、主な変更は南アメリカと南太平洋にあることが分かった。結果については発表で議論する予定である。

© The Seismological Society of Japan

Inferring 3-D azimuthally anisotropic structure around the northern edge of the Pacific LLSVP using waveform inversion

*Ikuchi Funahashi[1], Kenji Kawai[1]

1. UTokyo

地震波異方性は、媒質の変形、流動に関連するとされる。最下部マントルに対しても異方性の存在が知られており、ほとんど未解明である最下部マントルの応力・変形状態についての貴重な観測情報となる可能性を持っている。しかし、現状推定されている最下部マントルの異方性構造の解像度は低く、さらにもっとも単純化された異方性である鉛直軸対称（VTI）異方性に対する結果が大半であることから、想定される複数の異方性の原因を絞るだけの情報は得られておらず、最下部マントルの応力状態への読み換えには不確定性が大きい。
本研究では、139,009の3成分広帯域波形のSおよびScSフェイズを用い、北太平洋の最下部マントルの3次元方位異方性（VTIより多くの自由度を持つ異方性）構造を求める波形インバージョンを行う。波形インバージョン法は、多数の異方性パラメータを自然に導入でき、異方性の空間分布の解像にも適することから、方位異方性を高い解像度で推定できることが期待される手法である。対象領域は、太平洋の巨大S波低速度域（LLSVP）の北側境界の周辺を含む。最下部マントルの異方性は平均的にV_{SH}＞V_{SV}が卓越するが、低速度域はその例外である可能性が提示されており（e.g. Ritsema et al., 1998）、またLLSVPの境界周辺に方位異方性が観測されるとする研究も存在する（e.g. Cottaar & Romanowicz, 2013）。対象領域での方位異方性構造の推定は、地震波速度と異方性の相関を生み出す仕組み、および異方性の原因の制約のために大きな意味を持つ。
また、我々はインバージョン過程にベイズモデルを導入し、確率変数の共分散を考慮することによって結果の妥当性を高めるとともに、推定された異方性の有意性を検証する手法を開発した。従来の手法では、異方性の存在を前提とした解析により、結果に見かけの異方性が生じるおそれがあったため、ベイズモデルによる手法改善によってより確実に意味のある異方性を考察の対象とできるようになった。
推定結果を利用した考察として、異方性の有力な原因である、鉱物結晶の選択配向に関する解析を行う。最下部マントルを構成する鉱物の選択配向に対する実験的制約は未だ途上にあり、またどの鉱物が異方性の主要因となるかも不明である。方位異方性構造推定によって増加した比較可能なパラメータを用い、異方性の原因となる鉱物、応力状態の制約を行う。

© The Seismological Society of Japan

Seismic Velocity of the Lowermost Outer Core of the Earth (F layer) and Methods of its Determination

*Toshiki OHTAKI[1], Satoshi Kaneshima[2]

1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Kyushu University

地球の外核最下部にその上と独立した層（Fと呼ぶ）を置くのはBullen (1942)に遡る．これは，当時の速度構造モデルがここに顕著な低速度層をおいた(Jeffreys, 1939)ためだ．このF層が生じたのはその上の速度推定に問題があったからのようだが(大滝・金嶋，2018)，その後，外核内を通る波(PKP)の走時曲線の近距離側延長に観測された波を説明するために今度は高速なF層モデルが提出された(Bolt, 1962)．後に，この波はCMBやD″での散乱波と解釈され(Claeary and Haddon, 1972)，PREM (Dziewonski and Anderson, 1982)には外核最下部に特異な構造は無い．
しかし，その後も外核最下部には速度勾配が緩いモデルが提出されている(例えば，Kennett et al., 1995)．Kennettらのモデルは ISC走時に基づいているが，その計算走時は観測走時から多少のずれがあるように見える(Ohtaki et al., 2024)．この他にも，F層を通る波の絶対走時や他の波との走時差，振幅比を使いF層速度がいくつも推定されているが，Ohtaki and Kaneshima (2015)で論じたように，F層以外の構造とのトレードオフやF層構造のユニークさに論点が残るように考える．
今回は，このF層の速度とその決定法について，我々の方法(Ohtaki and Kaneshima, 2015; Ohtaki et al., 2024)も含めて概観したい．

謝辞　本研究はJSPS科研費21K03709の助成を受けたものです．

Bolt, B. A. (1962), Gutenberg's Early PKP Observations, Nature, 54, 122–124.
Bullen, K.E. (1942), The density variation of the Earth’s central core, Bull. Seism. Soc. Am., 32, 19–29.
Cleary, J. R., and R. A. W. Haddon (1972), Seismic wave scattering near the core-mantle boundary: a new interpretation of precursors to PKP, Nature, 240, 549–551, doi:10.1038/240549a0.
Dziewonski, A. M., and D. L. Anderson (1981), Preliminary reference Earth model, Phys. Earth Planet. Inter., 25, 297–356, doi:10.1016/0031-9201(81)90046-7.
Jeffreys, H. (1939), The times of the core waves (second paper), Mon. Not. Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl., 4, 594–615.
Kennett, B. L. N., E. R. Engdahl, and R. Buland (1995), Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes, Geophys. J. Int., 122, 108–124, doi:10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x.
大滝壽樹・金嶋聰 (2018), 外核最下部 F層の速度, 月刊地球, 40, 6, 365–370.
Ohtaki, T., S. Kaneshima, and T. Tsuchiya (2024), Seismological Structure of the Earth's Lowermost Outer Core (F layer) beneath the East-Central Pacific, submitted to J. Geophys. Res. Solid Earth.
Ohtaki, T., and S. Kaneshima (2015), Independent estimate of velocity structure of Earth’s lowermost outer core beneath the northeast Pacific from PKiKP–PKPbc differential traveltime and dispersion in PKPbc, J. Geophys. Res. Solid Earth, 120, 7572–7586, doi:10.1002/2015JB012140.

© The Seismological Society of Japan