

Tue. Oct 22, 2024

Room A | Late-Breaking Session : S23. The 2024 Hyuga-nada Earthquake and its Effects

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

[S23] AM-1

chairperson:Kiwamu Nishida(ERI, the university of Tokyo), Hisahiko KUBO, Yusuke Tomozawa(Kajima Technical Research Institute, Kajima Corporation)

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

[S23-01] The earthquake in the Hyuganada Sea on August 8, 2024 -Seismic Activity and Nankai Trough Earthquake Extra Information issued by the JMA-

*Kiyoshi TAKEDA¹, Shinya TSUKADA¹, Kazuhiro IWAKIRI¹, Masahiro YOSHIDA¹, Kazuki MIYAOKA¹, Yasuhide HASEGAWA¹, Takumi HIRAHARA¹, Junpei SHIMIZU¹, Issei SUGANUMA¹, Akemi NODA¹, Mugi YAMAMOTO¹, Kenichi FUJITA¹, Koji TAMARIBUCHI¹, Nobuyuki HIROTA¹, Shigeki AOKI² (1. Earthquake and Volcanic Engineering Affairs Division, Seismology and Volcanology Department, JMA, 2. Administration Division, Seismology and Volcanology Department, JMA)

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

[S23-02] Tsunami observation of the earthquake in Hyuganada Sea on 8 August 2024 recorded by N-net and DONET

*Tatsuya Kubota¹, Takayuki Miyoshi¹, Hisahiko Kubo¹, Wataru Suzuki¹, Shin Aoi¹, Kunugi Takashi¹, Tetsuya Takeda¹ (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S23-03] Characteristics of seismicity around the August 8, 2024 Hyuga-nada earthquake (M7.1) and possible future scenarios

*Yusuke YAMASHITA¹, Takane Hori² (1. Miyazaki Observatory, DPRI, Kyoto University, 2. JAMSTEC)

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

[S23-04] [Invited]Nankai Trough Earthquake Extra Information (Megathrust Earthquake Attention) following the 2024 Hyuga-nada Earthquake (Mw7.0)

*Naoshi HIRATA¹ (1. ERI, The University of Tokyo)

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

[S23-05] [Invited]Issues in the announcement of the "Nankai Trough Earthquake Extra Information (Megathrust Earthquake Attention)"on August 8, 2024

*Sayaka IRIE¹ (1. Matsumoto University)

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

[S23-06] Problems with the Nankai Trough Earthquake Extra Information issued on Aug. 8, 2024

*Katsuhiko ISHIBASHI¹ (1. Emeritus Prof., Kobe Univ.)

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

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

[S22] AM-2

chairperson:Yuji Itoh(Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Yasunori Sawaki

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

[S22-01] A long-persisting seismic swarm and the subsequent nucleation of the 2024 M7.6 Noto earthquake

*Aitaro KATO¹, Shigeki NAKAGAWA¹, Eiji KURASHIMO¹, Shinichi SAKAI¹, Kentaro EMOTO², Satoshi MATSUMOTO² (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University)

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

[S22-02] Precise aftershock activity by rapid response seafloor seismic observation in the eastern source region of the 2024 Noto-Hanto earthquake

*Masanao Shinohara¹, Ryota Hino², Tsutomu Takahashi³, Koichiro Obana³, Shuichi Kodaira³, Ryosuke Azuma², Tomoaki Yamada¹, Takkeshi Akuhara¹, Yusuke Yamashita⁴, Eiji Kurashimo¹, Yoshio Murai⁵, Takehi Isse¹, Kazuo Nakahigashi⁷, Hisatoshi Baba⁸, Yusaku Ohta², Yoshihiro Ito⁴, Hiroshi Yakiwara⁹, Yukihiro Nakatani⁹, Gou Fujie³, Toshinori Sato⁶, Hajime Shiobara¹, Kimihiro Mochizuki¹, Shin'ichi Sakai^{10,1}, KH-24-JE01, KH-24-JE02C shipboard scientists¹¹ (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Graduate School of Science, Tohoku University, 3. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 4. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 5. Graduate School of Science, Hokkaido University,, 6. Graduate School of Science, Chiba University, 7. Tokyo University of Marine Science and Technology, 8. Undergraduate School of Marine Science and Technology, Tokai University, 9. Research Field in Science, Science and Engineering Area, Kagoshima University, 10. Interfaculty Initiative in Information Studies, University of Tokyo, 11. N/A)

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

[S22-03] Fault Geometries of the 2024 Mw 7.5 Noto Peninsula Earthquake from Hypocenter-Based Hierarchical Clustering

*Yasunori SAWAKI¹, Takahiro Shiina¹, Kodai Sagae¹, Yoshihiro Sato^{2,3}, Haruo Horikawa¹, Ayumu Miyakawa¹, Kazutoshi Imanishi¹, Takahiko Uchide¹ (1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Tokyo City University, 3. Artificial Intelligence Research Center, AIST)

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

[S22-04] Natural time analysis of seismicity before the 2024 Noto earthquake

*Kei KATSUMATA¹ (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University)

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

[S22-05] Seismic reflection images of active submarine faults in the 2024 Noto earthquake (M7.6) rupture area

*Jin-Oh Park¹, Hamzeh Mohammadigheymasi¹, Yige Yang¹, Ehsan Jamali Hondori², Ayanori Misawa³, Tetsuo No⁴, Hironori Otsuka⁵ (1. AORI, University of Tokyo, 2. Geoscience Enterprise Inc. (GSE), 3. AIST, 4. JAMSTEC, 5. KOBEC)

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

[S22-06] Coseismic crustal relative seismic velocity changes associated with the January 1st, 2024 Mw 7.5 Noto Peninsula earthquake

Nicolas Paris¹, *Yuji ITOH², Florent Brenguier³, Qing-Yu Wang³, Quentin Higuier³, Yixiao Sheng⁴, Ryota Takagi⁵, Naoki Uchida⁵, Tomomi Okada⁵, Satoshi Hirahara⁵, Shu'utoku Kimura⁵, Shin'ichi Sakai² (1. IGE, Université Grenoble Alpes, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 3. ISTERre, Université Grenoble Alpes, 4. School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, 5. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

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

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

[S22] PM-1

chairperson:KimiYuki Asano(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University), Hiroaki Kobayashi

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

[S22-07] Strong Ground Motions and Source Rupture Process of the 2024 Noto Peninsula Earthquake (M7.6)*KimiYuki ASANO¹, Tomotaka IWATA² (1. DPRI, Kyoto University, 2. Professor Emeritus of Kyoto University)

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

[S22-08] A characterized fault model for reproducing strong ground motions and crustal deformation during the 2024 Noto Peninsula Earthquake*Sei Kanayama¹, Masayuki Nagano¹ (1. Tokyo University of Science)

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

[S22-09] Characterized source model of the 2024 Noto earthquake using the corrected empirical Green's function method*Yosuke NAGASAKA¹ (1. Port and Airport Research Institute)

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

[S22-10] Rupture process of the 2024 Noto Peninsula earthquake estimated by waveform inversion with empirical Green's functions*Atsushi NOZU¹ (1. Port and Airport Research Institute)

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

[S22-11] Comprehensive evaluation of slip distribution and fault geometry of the 2024 Noto Peninsula earthquake based on dense GNSS networks*Taisuke Yamada¹, Yusaku Ohta¹, Takuya NISHIMURA², Yoshihiro Hiramatsu³, Yohei Kinoshita⁴, Keisuke Yoshida¹ (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Kanazawa University, 4. University of Tsukuba)

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

[S22-12] Rupture process of the 2024 Noto peninsula earthquake derived from strong motion, teleseismic, and geodetic data*Hiroaki KOBAYASHI¹, Tetsushi Watanabe¹, Kazuki Koketsu² (1. Kobori Research Complex Inc., 2. SFC Research Institute, Keio University)

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

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

[S22] PM-2

chairperson:Kazutoshi Imanishi(AIST), Tsutomu Takahashi(JAMSTEC)

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

[S22-13] Imaging complex rupture evolution of the 2024 M_w 7.5 Noto Peninsula earthquake by the back-projection of near-field array records

*Kazutoshi IMANISHI¹, Takahiko Shiina¹, Yumi Urata¹, Shutaro Sekine² (1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. ADEP)

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

[S22-14] Non-planar Fault Geometry Controlling the Distributions of Slip and Uplift of the M7.6, 2024 Noto Peninsula, Japan, Earthquake

*Ryosuke ANDO¹, Yo Fukushima², Keisuke Yoshida², Kazutoshi Imanishi³ (1. Univ. of Tokyo, 2. Tohoku Univ., 3. Geological Survey of Japan)

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

[S22-16] Lateral variation of static stress drop in the source area of the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Tsutomu TAKAHASHI¹, Gou FUJIE¹, Masanao SHINOHARA², Ryota HINO³, Shuichi KODAIRA¹, Tomoaki YAMADA², Takeshi AKUHARA², Koichiro OBANA¹, Ryosuke AZUMA³, Yusuke YAMASHITA⁴, Yoshio MURAI⁵, Hisatoshi BABA⁶, Hiroshi YAKIWARA⁷ (1. JAMSTEC, 2. Univ. of Tokyo, 3. Tohoku Univ., 4. Kyoto Univ., 5. Hokkaido Univ., 6. Tokai Univ., 7. Kagoshima Univ.)

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

[S22-17] Site response changes caused by strong ground motions of the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Miroslav Hallo¹, Kimiyuki Asano¹, Tomotaka Iwata² (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Professor Emeritus, Kyoto University)

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

[S22-18] Real-Time Monitoring of the 2024 Note M7.6 Earthquake Genesis Process using Physical Wavelets

*Fumihide TAKEDA^{1,2} (1. Takeda Eng. Consultant, 2. Earthquake Pred. Inst.)

Room A | Late-Breaking Session : S23. The 2024 Hyuga-nada Earthquake and its Effects

📅 Tue. Oct 22, 2024 9:00 AM - 10:30 AM JST | Tue. Oct 22, 2024 12:00 AM - 1:30 AM UTC | 🏢 Room A
International Conference Hall (4F)

[S23] AM-1

chairperson:Kiwamu Nishida(ERI, the university of Tokyo), Hisahiko KUBO, Yusuke Tomozawa(Kajima Technical Research Institute, Kajima Corporation)

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

[S23-01] The earthquake in the Hyuganada Sea on August 8, 2024 -Seismic Activity and Nankai Trough Earthquake Extra Information issued by the JMA-

*Kiyoshi TAKEDA¹, Shinya TSUKADA¹, Kazuhiro IWAKIRI¹, Masahiro YOSHIDA¹, Kazuki MIYAOKA¹, Yasuhide HASEGAWA¹, Takumi HIRAHARA¹, Junpei SHIMIZU¹, Issei SUGANUMA¹, Akemi NODA¹, Mugi YAMAMOTO¹, Kenichi FUJITA¹, Koji TAMARIBUCHI¹, Nobuyuki HIROTA¹, Shigeki AOKI² (1. Earthquake and Volcanic Engineering Affairs Division, Seismology and Volcanology Department, JMA, 2. Administration Division, Seismology and Volcanology Department, JMA)

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

[S23-02] Tsunami observation of the earthquake in Hyuganada Sea on 8 August 2024 recorded by N-net and DONET

*Tatsuya Kubota¹, Takayuki Miyoshi¹, Hisahiko Kubo¹, Wataru Suzuki¹, Shin Aoi¹, Kunugi Takashi¹, Tetsuya Takeda¹ (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S23-03] Characteristics of seismicity around the August 8, 2024 Hyuga-nada earthquake (M7.1) and possible future scenarios

*Yusuke YAMASHITA¹, Takane Hori² (1. Miyazaki Observatory, DPRI, Kyoto University, 2. JAMSTEC)

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

[S23-04] [Invited]Nankai Trough Earthquake Extra Information (Megathrust Earthquake Attention) following the 2024 Hyuga-nada Earthquake (Mw7.0)

*Naoshi HIRATA¹ (1. ERI, The University of Tokyo)

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

[S23-05] [Invited]Issues in the announcement of the "Nankai Trough Earthquake Extra Information (Megathrust Earthquake Attention)"on August 8, 2024

*Sayaka IRIE¹ (1. Matsumoto University)

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

[S23-06] Problems with the Nankai Trough Earthquake Extra Information issued on Aug. 8, 2024

*Katsuhiko ISHIBASHI¹ (1. Emeritus Prof., Kobe Univ.)

The earthquake in the Hyuganada Sea on August 8, 2024 -Seismic Activity and Nankai Trough Earthquake Extra Information issued by the JMA-

*Kiyoshi TAKEDA¹, Shinya TSUKADA¹, Kazuhiro IWAKIRI¹, Masahiro YOSHIDA¹, Kazuki MIYAOKA¹, Yasuhide HASEGAWA¹, Takumi HIRAHARA¹, Junpei SHIMIZU¹, Issei SUGANUMA¹, Akemi NODA¹, Mugi YAMAMOTO¹, Kenichi FUJITA¹, Koji TAMARIBUCHI¹, Nobuyuki HIROTA¹, Shigeki AOKI²

1. Earthquake and Volcanic Engineering Affairs Division, Seismology and Volcanology Department, JMA, 2. Administration Division, Seismology and Volcanology Department, JMA

2024年8月8日16時42分に日向灘でM7.1の地震（最大震度6弱）が発生し、宮崎県日南市で震度6弱を観測したほか、東海地方から奄美群島にかけて震度5強～1を観測した。また、宮崎県南部山沿いで長周期地震動階級3を観測したほか、鳥取県西部及び九州・奄美地方で長周期地震動階級2～1を観測した。気象庁はこの地震に対して、最初の地震波の検知から5.7秒後の16時43分9.4秒に緊急地震速報（警報）を発表し、緊急地震速報の震源を用いて16時44分に高知県及び宮崎県に津波注意報を発表した。その後、16時52分に愛媛県宇和海沿岸、大分県豊後水道沿岸、鹿児島県東部及び種子島・屋久島地方にも津波注意報を発表した（同日22時00分までに全て解除）。この地震により、宮崎港で0.5m（速報値）の津波を観測するなど、和歌山県から種子島にかけて津波を観測した。この地震は、発震機構（CMT解）が西北西－東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で、フィリピン海プレートと陸のプレートの境界で発生した。この地震の震源付近では、8月9日04時23分にM5.3（最大震度3）の地震が発生するなど、8月8日から8月31日までに震度1以上を観測した地震が25回（震度6弱：1回、震度3：3回、震度2：5回、震度1：16回）発生した。また、この付近の最近約30年間の活動をみると、1996年10月19日にM6.9の地震（最大震度5弱）、同年12月3日にM6.7の地震（最大震度5弱）が発生している。気象庁ではM7.1の地震の発生直後から1週間後まで、地震調査委員会（2016）が平成28年（2016年）熊本地震を踏まえて取りまとめた「大地震後の地震活動の見通しに関する情報のあり方」に従って、この地震に対する地震活動の見通しやそれに基づく防災上の留意事項を随時発表した。また、気象庁では中央防災会議（2019）の「南海トラフ地震防災対策推進基本計画」に基づいて事前に定めた手順に従い、M7.1の地震の約50分後から「南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会」を臨時に開催し、この地震と南海トラフ地震との関連性について検討した結果、南海トラフ地震の想定震源域では、大規模地震の発生可能性が平常時に比べて相対的に高まっていると考えられたことから、8月8日19時15分に南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）を初めて発表した。気象庁は、その後も同検討会の会長、委員及び関係機関と連携のうえ、南海トラフ地震想定震源域付近の地殻活動を監視しつつ、地殻活動の状況等については9月定例の「南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会」（9月6日）までの間、随時、南海トラフ地震関連解説情報や報道発表資料等でお知らせした。また、南海トラフ地震臨時情報を踏まえた防災対応についても、内閣府と連携して周知に努めた。

Tsunami observation of the earthquake in Hyuganada Sea on 8 August 2024 recorded by N-net and DONET

*Tatsuya Kubota¹, Takayuki Miyoshi¹, Hisahiko Kubo¹, Wataru Suzuki¹, Shin Aoi¹, Kunugi Takashi¹, Tetsuya Takeda¹

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

南海トラフ沈み込み帯では、過去に1944年昭和東南海地震や1946年昭和南海地震をはじめとする巨大地震が繰り返し発生し (e.g. Ishibashi, 2004), 大きな被害をもたらしてきた。近い将来においても同様の巨大地震が発生することが危惧されている (e.g. 地震調査研究推進本部, 2013)。これに備えて、熊野灘と紀伊水道沖の海域にはDONET (Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis, Kaneda et al., 2015; Kawaguchi et al., 2015) が展開されてきた。一方で、巨大地震の震源域と想定される海域のうち、高知県沖から日向灘には沖合の観測網は展開されていなかった。このような背景のもと、防災科学技術研究所では、2019年より南海トラフ海底地震津波観測網 (Nankai Trough Seafloor Observation Network for Earthquakes and Tsunamis, N-net) の構築を実施してきた (Aoi et al., 2021 UT)。N-netは沖合システムと沿岸システムからなる観測網で、2つのシステムのうち沖合システムの整備が2024年7月に完了し、現在、試験運用を行なっている (青井ほか, 2024 本大会)。それぞれのシステムは海底ケーブルにつながれた18台の観測ノードと2台の分岐装置および終端装置で構成され、各観測ノードの中には複数の地震計や水圧計などが搭載される。2024年8月8日、宮崎県沖の日向灘のプレート境界において M_{JMA} 7.1の地震が発生し、沿岸では最大で宮崎港における0.5 mの津波が観測された (気象庁, 2024)。N-netの沖合システムとDONETの海底水圧計も本地震に伴う津波を観測した。本発表では、試験運用中のN-netの沖合システムおよびDONETの津波記録の特徴を整理し、かつその記録を活用して日向灘の地震の津波波源分布の推定を試みる。

水圧記録に含まれる地震動や波浪などの短周期成分および潮汐変動などの長周期成分を除去するため、理論潮汐モデル (Matsumoto et al. 2000) を用いて潮汐変動成分を除去したのち、バンドパスフィルタ (100–2000 s) を適用した。震央ごく近傍の観測点では最大で3 cm程度、震央から最も離れた観測点では1 cm程度の津波が記録された。震央に最も近い観測点NAE18では、地震の前後で水圧に有意な水圧オフセットの減少 (5 hPa程度) が記録されていたが、これは海底の上下変位に起因するものと考えられる。それ以外の観測点では、水圧オフセット値に顕著な変化は見られなかった。

これらの観測された振幅が妥当なものかを評価するため、複数の機関により得られているCMT解のそれぞれについて、Wells & Coppersmith (1994) のスケーリングに基づいて矩形断層を仮定し、津波線形長波方程式を用いてフォワード計算を実施した。その結果、CMT解の水平位置の違い (20–30 km) に起因して近傍観測点での津波の到達タイミングに違いが生じたが、どの解でも観測された津波の最大振幅や津波の卓越周期がよく再現された。なかでもGlobal CMT解に基づいて計算したものが、到達タイミングをもっともよく説明した。

続いて、N-netおよびDONETの津波記録からの逆解析により、本地震によって生じた海面上下変動 (津波波源) の分布を推定した。解析の結果、ひとつの大きな隆起域 (最大隆起量 ~20 cm) が推定され、隆起域と海岸線の間にわずかな沈降域が得られた。隆起域の長軸方向 (CMT解の走向に沿った方向) の広がりには約40 km、短軸方向の広がりには約20 kmであり、この分布はGlobal CMT解から期待される海底上下変位分布と整合した。観測点NAE18における隆起量は~5 cmとなり、観測された水圧オフセット変化とおおむね対応する。陸上のGNSS観測記録にもとづいて暫定的に推定した矩形断層モデル (国土地理院, 2024) から期待される上下変位と本津波波源分布を比較すると、その隆起のピークの位置は、本モデルのほうに約10 km陸側に位置する。陸上GNSSを用いて推定した矩形断層モデルから期待される海底上下変位では、震源のごく近傍の観測点の津波のピークの到達タイミングが5–10分ほど合わないことから、この水平位置の違いは有意なものであると解釈される。本結果は、N-netの水圧計の記録から得られた震源域周辺の水圧記録が、震源断層の水平位置の推定信頼度の向上に貢献できることを示唆する。

Characteristics of seismicity around the August 8, 2024 Hyuga-nada earthquake (M7.1) and possible future scenarios

*Yusuke YAMASHITA¹, Takane Hori²

1. Miyazaki Observatory, DPRI, Kyoto University, 2. JAMSTEC

2024年8月8日16時42分に宮崎市沖の日向灘でMJ7.1 (Mw7.0) の地震が発生した。宮崎市沖の領域は、M7前後のプレート境界地震が1931年、1961年、1996年と約30年間隔で繰り返し発生してきている(1899年M7.1もあるが、詳細は不明)、当初は同じ震源域が30年間隔でひずみを解放していると考えられていた。しかし、余震分布、CMT解析、GNSSや強震動による断層すべりインバージョン解析、さらに地震発生前の地震活動の特徴や小繰り返し地震解析の結果などを総合的に判断すると、震源から南側に主な断層すべりがあると考えられる。宮崎市沖の領域で唯一判明している1996年10月と12月の震源域(Yagi et al., 1999) とはすべて重ならないようである。

今回の地震により、少なくとも1996年10月の震源域はひずみを解放していない可能性が高い。今後日向灘で最も考えられるシナリオとしては、この1996年の震源域で、今回の地震と同程度の地震が再び発生することがあげられる。1996年10月の地震の際には約12時間前からM4~5クラスの地震を伴う前震活動が見られていた特徴があり、震源がほぼ同じ1931年の地震の際にも約15時間前からM6.0の地震を含む前震活動が見られていた。1996年10月の前震活動は、震源域北側で始まり、本震震源に向かって南東方向にmigrationしながら規模も大きくなっていった。前震活動があった領域では、1997年以降M4.5以上の地震が発生しておらず、この領域の地震活動のモニタリングは今後重要になると考えている。なお、8月31日に1996年10月震源域の北側でM4.7の地震が発生した。M7.1発生以降、あまり地震活動が見られていなかった領域だが、M7.1発生以降最大の地震であり、1996年10月に前震活動が始まった場所に震源が近く、奇しくも規模も同じM4.7だった。1996年10月の事例を踏まえると前震の可能性も考えられたが、結果的に何も起こらなかった。今後、同様のケースがあった場合に、1996年10月のようにM4~5クラスの地震が続けて起こるかどうかは、事の切迫度を判断する上で注目するポイントの1つと考えられる。

1996年の地震の再来に関しては、現時点で次の発生時期を予測することは難しい。宮崎市沖では震源域が近接して発生した例として、1996年の地震が10月と12月で2ヶ月の間をあけて発生している。また、1931年の地震の2年前の1929年には、M6.9の地震がやや南西側で発生していたことが知られている。震源の深さが60km近く、周囲のプレート境界地震と比べ極端に深い、この当時の震源決定精度の悪さを考慮すれば、この地震がプレート境界地震の可能性も否定はできず、震源域も近接している可能性は高い。過去の事例を踏まえば、数年単位の警戒は必要とみられる。

一方、Yamashita et al. (2012) による小繰り返し地震から推定したすべりレート分布では、宮崎市~日南海岸沖にかけてすべりレートが周囲より相対的に低い領域が広がっている。すべりレートは2~3cm/yrで、プレートの沈み込み速度次第ではあるが数cm/yrのすべり遅れが生じている。周囲のすべり遅れを解消するように地震が起こっていると考えれば、発生間隔は30年よりも長いことが期待される。1996年の地震は1931年の地震と前震活動や震源位置の特徴が似ている。1961年の地震は1931年1996年よりも南側に震源があり、津波が油津港に地震発生後1分で到達したことや、宮崎県南部で被害が大きかったことが報告されており(気象庁, 1961 観震時報)、2024年と同様に震源域が日南海岸沖に広がっていたと考えられる点でよく似ている。つまり、1931年と1996年、1961年と2024年で2つのグループがあり、およそ60年周期で地震が発生しているようにも見える。これは、すべり遅れから考えると60年で2m前後のすべりに相当し、M7クラスの地震としては矛盾しないとみられる。この100年の間に30年間周期で地震が起こっていたように見えていたのは、60年周期のグループが30年程度ずつたまたまずれていた結果と見ることもできるかもしれない。

ワーストケースのシナリオとしては、有史以降最大とされる1662年日向灘地震の再来である。今回の地震の震源域や、1996年の震源域周辺は、1662年日向灘地震の震源域と考えられる領域に含まれ、最近の研究成果でスロー地震との相互作用によってM7クラスの地震が巨大化したことが考えられている(Ioki et al., 2023)。また、前述のすべり遅れによってバックグラウンドに蓄積されたひずみを、1662年日向灘地震のよ

うな巨大地震で解消している事も考えられる。日向灘におけるタービダイトの調査からは、火山灰との対比で1662年の地震に対応すると思われる痕跡があるとともに、およそ800年前から6500年前の間に14枚のタービダイトが確認でき、400年程度の間隔と推定されており（Ikehara et al., 2023）、再来間隔に関する今後の調査研究が重要である。

[Invited]Nankai Trough Earthquake Extra Information (Megathrust Earthquake Attention) following the 2024 Hyuga-nada Earthquake (Mw7.0)

*Naoshi HIRATA¹

1. ERI, The University of Tokyo

1. はじめに

2024年8月8日16時42分に日向灘で気象庁M7.1が発生し、気象庁は同日17時00分に「南海トラフ地震臨時情報（調査中）」を発表した。同日17時30分に「南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会」（以下、評価検討会）が開催され、評価の結果、同日19時15分に「南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）」が発表された。中央防災会議（2013）が定めた「科学的に想定される最大規模の南海トラフ地震の想定震源域」と想定震源域の海溝軸外側50km程度までの領域を併せた「監視領域」の中でMw7.0が発生したと評価されたからである。

2. 中央防災会議の南海トラフ地震対策

南海トラフでは過去に繰り返しM8を超える巨大地震が発生し多くの被害をもたらされてきた。既往最大の地震は、1707年宝永地震（M8.6）であるが、理論上は、2011年東北地方太平洋沖地震（M9.0）のような超巨大地震が発生する可能性が否定できない。中央防災会議はもし最大クラス（揺れに対してはM9.0、津波についてはM9.1）の地震が発生したときの被害を想定し、対応策を示している。国の報告では、現在の地震学の實力では、防災対応に資するような地震予知はできず、大規模地震対策特別措置法に基づく地震防災応急対策は改める必要があるとされた（中央防災会議・防災対策実行会議・南海トラフ沿いの地震観測・評価に基づく防災対応検討ワーキンググループ、2017）。一方、現在の科学的知見を防災対応に活かしていくという視点は引き続き重要であるとされたことも踏まえて、2019年5月の中央防災会議において「南海トラフ地震に係る地震防災対策の推進に関する特別措置法」に基づく「南海トラフ地震防災対策推進基本計画」が変更され、気象庁は南海トラフ地震臨時情報等を発表することとなった。

3. 情報の発表

南海トラフ沿いでプレートの固着状態に通常とは異なる変化が観測されたときには、気象庁は南海トラフ地震臨時情報を発表する。臨時情報には、（１）調査中、（２）調査終了、（３）巨大地震注意、（４）巨大地震警戒の4つがある。本年8月8日には、まず（１）が出て、調査の結果（３）が出た。どのような事象が観測されたら情報を発表するかの基準は「南海トラフ地震防災対策推進基本計画」で予め定められ、例えば、気象庁のウェブページ等で公表されている

（https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/nteq/info_criterion.html）。今回は、まず、監視領域内（図1の黄枠内）で気象庁M6.8以上の地震が発生したため「調査中」を発表し、調査の結果は、「巨大地震注意」の発表条件である「監視領域内において、Mw7.0以上の地震が発生したと評価した場合（巨大地震警戒に該当する場合は除く）」に相当した。

4. おわりに

今回の情報は、予め定められた手続き通りに発表された。しかし、この情報の意味を社会が正しく理解して、適切な防災行動がとられたかについては、今後の調査と議論を待たなければならない。2019年に本情報の仕組みが制定されて初めて出された効果についての検証を続ける必要がある。

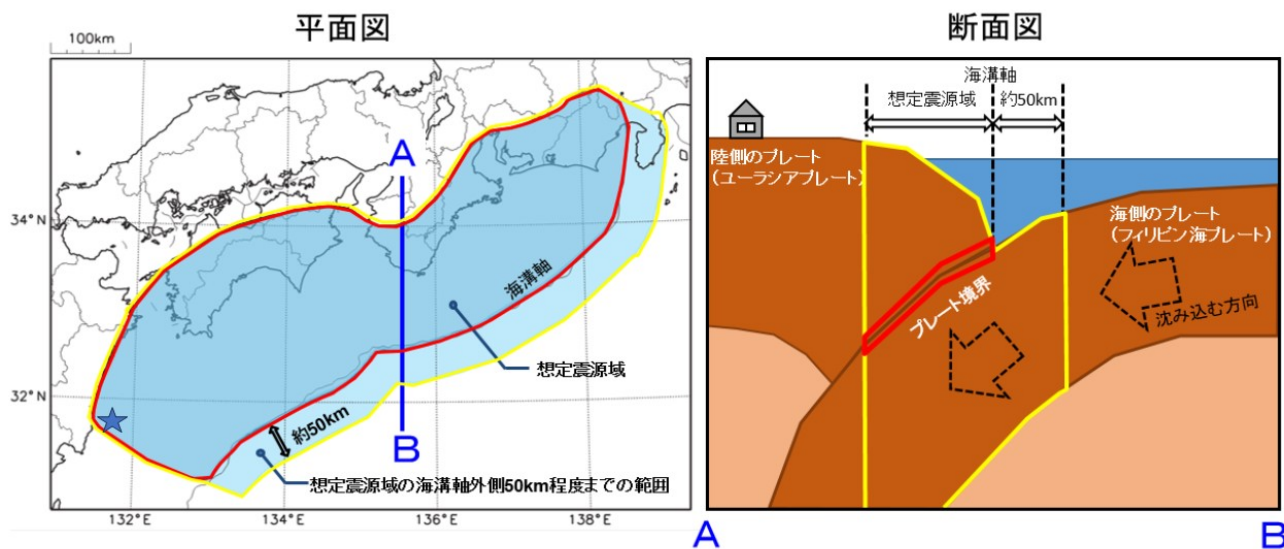


図1. 南海トラフ地震の想定震源域と監視領域と、2024年日向灘の地震 (M7.1) (★印) (気象庁のウェブページより)

[Invited]Issues in the announcement of the "Nankai Trough Earthquake Extra Information (Megathrust Earthquake Attention)"on August 8, 2024

*Sayaka IRIE¹

1. Matsumoto University

1. はじめに

2024年8月8日、日向灘で発生したマグニチュード7.1の地震を受けて、気象庁は「南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）」を初めて発表した。臨時情報に関する政府からの情報発信、メディアの対応を雑駁ながら概観し、そこから得られた問題意識を議論の材料として提示する。

2. 政府からの情報発信

気象庁では、8月8日19時45分から「南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）」についての記者会見が行われた。会見には気象庁の束田進也・地震火山技術・調査課長、南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会の平田直会長が登壇した。気象庁が公表した資料の1ページ目には「新たな大規模地震が発生する可能性は平常時と比べると高まっていますが、特定の期間中に大規模地震が必ず発生することをお知らせするものではありません（下線筆者、元の資料では赤字で表記）」との文言があり、「南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）」の「不確実性」を強調した内容となっていた。一方、臨時情報に対する国民の対応については「政府や自治体などからの呼びかけ等に応じた防災対応をとってください」の一文のみで、詳細な記述はなかった。気象庁の記者会見では、お盆の時期の帰省や海水浴の可否など具体的な防災行動を問う記者の質問に対し、平田会長が答える形になった。気象庁会見と前後して官房長官会見、総理大臣会見が行われていたが、こちらでも国民への呼びかけの詳細な説明はなかった。当時、内閣府など中央省庁のウェブサイトも閲覧していたが、国民への呼びかけや具体的な防災対応がわかりやすい場所になく、各省庁のX（旧ツイッター）にもポストがないか、ごく簡略なものにとどまっていた。臨時情報発表時に国民に求めることは何なのか、誰が国民に対して責任を持って呼びかけるのかがあいまいな情報発信であったと言わざるを得ない。

3. メディアの対応

【放送】NHK、在京民放各局は一部を除き、日向灘の地震発生直後から予定していた番組内容を変更して緊急報道に切り替えた（テレビは長野県内で視聴）。その後も継続的・断続的に日向灘の地震の被害と臨時情報発表に向けた動きを伝える緊急ニュースを放送した局が多かった。放送では、スタジオで災害担当記者などが臨時情報発表の過程や意味、とるべき防災対応などを解説していた。各局とも、臨時情報は「予知」ではなく不確実性をはらむ防災情報であること、すぐに避難する必要はないことなどを伝えるために、工夫、あるいは苦心しているように見受けられた。「この情報は初めて出ることになります、扱いが、受け止めが非常に難しい情報になります。この情報の意味は、南海トラフ巨大地震が発生する可能性が普段に比べて高まっている、ただ、それはどの程度なのかは今の時点では言えないということになります」（NHK）、「日常生活を今まで通り、経済活動も社会活動も続けながら、今後起きるかもしれない南海トラフ沿いの巨大地震に備えて、地震への意識を高める、あるいは地震への備えを今まで以上にしておく。これが求められるそういう情報が出たということになります」（TBS）などのコメントがみられた。なお、NHKは8日から15日まで、画面にL字の「南海トラフ『巨大地震注意』」の表示を継続した。

【ネットメディア・SNS】私が見た限りではあるが、臨時情報発表から1週間、ニュースサイトやSNSには南海トラフ地震や臨時情報に関する誤情報・偽情報が流布することは少なかった。総務省が8月9日付けで、プラットフォーム事業者4社に対し「偽・誤情報に対する利用規約等を踏まえた適正な対応の実施」を要請していたことも背景にあると推察する。

4. まとめ

初の「南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）」の発表を通じて、以下の課題が明らかになった。①国民に対する注意呼びかけの主体（特に政府）やメッセージが明確でない②地震学の研究者が防災対策の情報発信の

役割まで担うべきか③メディアは臨時情報をどう伝えるべきか、の3点である。以前から論文等で提案し続けてきたことだが「臨時情報の役割は何か」「伝えるべきメッセージは何か」を行政・メディア・研究者のの間に改めて議論しなければならないと考える。

[参考文献]

- ・大谷・入江他（2021）南海トラフ地震情報を使った防災対応上の潜在的課題群の抽出法の開発—ゆっくりすべりケースに対するテレビ報道を例に一, *日本地震工学会論文集*
- ・大谷・入江他,（2022）南海トラフ地震情報の報道における論点の抽出を目的としたワークショップの試み—「西半割れ」ケース—, *日本地震工学会論文集*
- ・入江（2024）南海トラフ地震臨時情報：社会は「わかりにくさ」をどう受け止めるか, *日本地震学会モノグラフ*

Problems with the Nankai Trough Earthquake Extra Information issued on Aug. 8, 2024

*Katsuhiko ISHIBASHI¹

1. Emeritus Prof., Kobe Univ.

●2024年8月8日の日向灘地震 ($M_w7.0$) を受けて、気象庁は約2時間半後に「南海トラフ地震臨時情報 (巨大地震注意)」を初めて発出した (以下、南海トラフをNT、南海トラフ地震をNT地震と略記)。同情報は「NT地震想定震源域 (以下、想定震源域) では大規模地震の発生可能性が平常時に比べて相対的に高まっている」として、政府や自治体などからの呼びかけ等に応じた防災対応をとるように求めた (対象は不明瞭)。これにより、例えばJR東海は東海道新幹線を1週間一部区間で徐行運転したし、海水浴場の全面閉鎖や観光地の大量宿泊キャンセルなども生じた。演者は、石橋 (2020) 「『南海トラフ地震臨時情報』体制への疑問」 (日本地震学会モノグラフ (以下、SSJmg) No. 6, 25) などでのこの仕組みに疑問を呈したが、問題点を再検討したい。

●今回の臨時情報は科学的根拠が乏しく確度が低い：(1) 日向灘地震が想定震源域の南西端で発生したというが、地震・地学データを総合的にみて、想定震源域が南西方に広すぎる可能性がある。地震調査委員会 (2013) 「長期評価 (二版)」も、西端は科学的知見が不十分で暫定的と明記している。(2) 前項に関連して、日向灘地震は $M7$ 級がくり返し発生しており、地震テクトニクスがNT地震とは異なる可能性がある。少なくとも17世紀以降、日向灘地震がNT地震の先行地震になったことはない。1498年明応NT地震に先行したか？とされる同年の日向灘地震は、原田・他 (2017, 地震2, 70, 89) が実在を否定している。(3) 大規模地震発生の可能性が高まったとする根拠は全世界の地震の統計データだけである (1904~2014年の $M_w7.0$ 以上の地震1437個のうち、50km以内で7日以内に $M_w7.8$ 以上の地震が起きたのは6個)。だが、テクトニックな背景などを吟味せずに数だけで「1437分の6の発生確率」というのは意味がない。浜田・津村 (2017, SSJmg, No. 5, 42) が「半割れケース」に係る統計データを吟味してNT地震に適用できそうな例はごく僅かとしたように、精選されたデータセットを使うべきだ。しかも、最初の地震が想定震源域内のどこで起きたかに関係なく機械的に統計データを使うのは、物理地学的考察に欠ける。(4) 8日の日向灘地震が物理地学的に想定震源域にどう影響すると考えられるかという説明が皆無である。

●制度設計の不備が過剰反応を惹起した：JR東海の対応は、中央防災会議 (2021) 「南海トラフ地震防災対策推進基本計画」 (以下、基本計画) や同社の「防災業務計画」にもとづくのだろうが、今回の臨時情報の確度の低さからみれば過剰反応と言わざるをえない。今回の事案が生じたのは、石橋 (2017, SSJmg, No. 5, 29 ; 2018, 科学, 88, 359 ; 2020) が論じたように、予知可能を前提にした大震法 (大規模地震対策特別措置法) 体制の否定から始まったはずの「臨時情報」が、依然として大震法の発想を引きずっているからではないか。実際、基本計画の作成を義務づけている「南海トラフ地震防災対策推進特措法 (略称)」が、基本計画は大震法による地震防災基本計画と整合性をとるように規定している。「巨大地震注意」情報を認めるとしても、 $M7$ 級地震の発生場所や情報の確度に応じてランク分けし、対応を違えるべきだろう。今回は低ランクとみなされるが、四国沖~熊野灘で前回のNT地震から78~80年しか経っていないことも、ランクを下げる要因になるのではない。なお、8月15日に政府の特別な注意呼びかけは終了とされたが、気象庁と内閣府の所掌が判然としない。

●今後に向けて：「臨時情報」の科学的根拠と制度設計を全面的に見直す必要がある。いわゆる「半割れケース」では後発地震の予測と情報発信が非常に重要だが、石橋 (2017, 2018, 2020) が論じたように「臨時情報」では間に合わないこともありうる。なお、予測のためにはトラフの大洋側に海底地殻変動観測網を展開することが重要だろう (石橋, 2017, 2018)。国民の間にNT地震は発生予測可能という誤解が広がるのも大問題である。見直しに当たっては、演者が主張したように大震法を廃止することが必須であろう。NT地震はいずれ必ず発生し、しかも不意打ちになる可能性が高いから、社会全体を「地震に強くする」ことが先決である。例えば、JR東海が新幹線の高速走行リスクを認めたのだから、最高速度を常時 230 km/h 程度に落とすことも検討するといふ。今回メディアが、個人レベルの地震対策の注意に終始したのは残念である。なお、吉田 (2017, SSJmg, No. 5, 52) のNT地震の予測と防災に関する議論も傾聴に値する。彼は「一部割れ」ケースで $M_w7.0$ を閾値にしていることも批判している。

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

🗓 Tue. Oct 22, 2024 10:45 AM - 12:15 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 1:45 AM - 3:15 AM UTC | 🏢 Room A International Conference Hall (4F)

[S22] AM-2

chairperson: Yuji Itoh (Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Yasunori Sawaki

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

[S22-01] A long-persisting seismic swarm and the subsequent nucleation of the 2024 M7.6 Noto earthquake

*Aitaro KATO¹, Shigeki NAKAGAWA¹, Eiji KURASHIMO¹, Shinichi SAKAI¹, Kentaro EMOTO², Satoshi MATSUMOTO² (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University)

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

[S22-02] Precise aftershock activity by rapid response seafloor seismic observation in the eastern source region of the 2024 Noto-Hanto earthquake

*Masanao Shinohara¹, Ryota Hino², Tsutomu Takahashi³, Koichiro Obana³, Shuichi Kodaira³, Ryosuke Azuma², Tomoaki Yamada¹, Takkeshi Akuhara¹, Yusuke Yamashita⁴, Eiji Kurashimo¹, Yoshio Murai⁵, Takehi Isse¹, Kazuo Nakahigashi⁷, Hisatoshi Baba⁸, Yusaku Ohta², Yoshihiro Ito⁴, Hiroshi Yakiwara⁹, Yukihiro Nakatani⁹, Gou Fujie³, Toshinori Sato⁶, Hajime Shiobara¹, Kimihiro Mochizuki¹, Shin'ichi Sakai^{10,1}, KH-24-JE01, KH-24-JE02C shipboard scientists¹¹ (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Graduate School of Science, Tohoku University, 3. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 4. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 5. Graduate School of Science, Hokkaido University, 6. Graduate School of Science, Chiba University, 7. Tokyo University of Marine Science and Technology, 8. Undergraduate School of Marine Science and Technology, Tokai University, 9. Research Field in Science, Science and Engineering Area, Kagoshima University, 10. Interfaculty Initiative in Information Studies, University of Tokyo, 11. N/A)

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

[S22-03] Fault Geometries of the 2024 Mw 7.5 Noto Peninsula Earthquake from Hypocenter-Based Hierarchical Clustering

*Yasunori SAWAKI¹, Takahiro Shiina¹, Kodai Sagae¹, Yoshihiro Sato^{2,3}, Haruo Horikawa¹, Ayumu Miyakawa¹, Kazutoshi Imanishi¹, Takahiko Uchida¹ (1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Tokyo City University, 3. Artificial Intelligence Research Center, AIST)

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

[S22-04] Natural time analysis of seismicity before the 2024 Noto earthquake

*Kei KATSUMATA¹ (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University)

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

[S22-05] Seismic reflection images of active submarine faults in the 2024 Noto earthquake (M7.6) rupture area

*Jin-Oh Park¹, Hamzeh Mohammadigheymasi¹, Yige Yang¹, Ehsan Jamali Hondori², Ayanori Misawa³, Tetsuo No⁴, Hironori Otsuka⁵ (1. AORI, University of Tokyo, 2. Geoscience Enterprise Inc. (GSE), 3. AIST, 4. JAMSTEC, 5. KOBEC)

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

[S22-06] Coseismic crustal relative seismic velocity changes associated with the January 1st, 2024 Mw 7.5 Noto Peninsula earthquake

Nicolas Paris¹, *Yuji ITOH², Florent Brenguier³, Qing-Yu Wang³, Quentin Higuier³, Yixiao Sheng⁴, Ryota Takagi⁵, Naoki Uchida⁵, Tomomi Okada⁵, Satoshi Hirahara⁵, Shu'utoku Kimura⁵, Shin'ichi Sakai² (1. IGE,

Univerisité Grenoble Alpes, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 3. ISTerre, Université Grneoble Alpes, 4. School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, 5. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

A long-persisting seismic swarm and the subsequent nucleation of the 2024 M7.6 Noto earthquake

*Aitaro KATO¹, Shigeki NAKAGAWA¹, Eiji KURASHIMO¹, Shinichi SAKAI¹, Kentaro EMOTO², Satoshi MATSUMOTO²

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University

An intense earthquake swarm has persisted for over three years beneath the northeastern tip of the Noto Peninsula, central Japan, since November 2020. On January 1st, 2024, an M7.6 earthquake rupture nucleated within the swarm area and propagated bilaterally toward ENE and WSW directions along multiple faults over 100 km. Globally, it is rare that a long-lasting seismic swarm preceded such a large event. To explore how seismicity evolved in space and time domains, we analyzed the continuous seismic waveforms from 11 months prior to the M7.6 rupture, recorded by a dense seismic network deployed above the swarm area, by applying a machine-learning phase picker and template-matching technique. Immediately after the 2023 M6.5 event, seismic activity spiked but gradually decreased over time, followed by a sharp decline three months later. But the seismicity remained at high rate in areas where the M7.6 rupture nucleated, in contrast to the gradual decay in the surrounding areas. Note that a highly localized swarm started about 1.5 hours before the M7.6 rupture at the deeper part of the southeast-dipping fault that hosted the 2023 M6.5 event. After the M5.5 event 4 minutes before the mainshock rupture, the foreshock area expanded along strike and dip directions. The swarm-like foreshock sequence indicates the involvement of fluid-driven slow slip transient and facilitates stress loading on the mainshock nucleation point. Interestingly, the foreshock sequence took place by the reactivation of a weak fault structure that had been ruptured about eight months earlier. The combination of the swarm seismicity and the subsequence expansion of the foreshock area was similar to one observed before the 2011 M9 Tohoku-Oki earthquake, although the spatial and temporal scales are different. These results highlight the importance of earthquake swarms along weak faults as a triggering of intense foreshock activity.

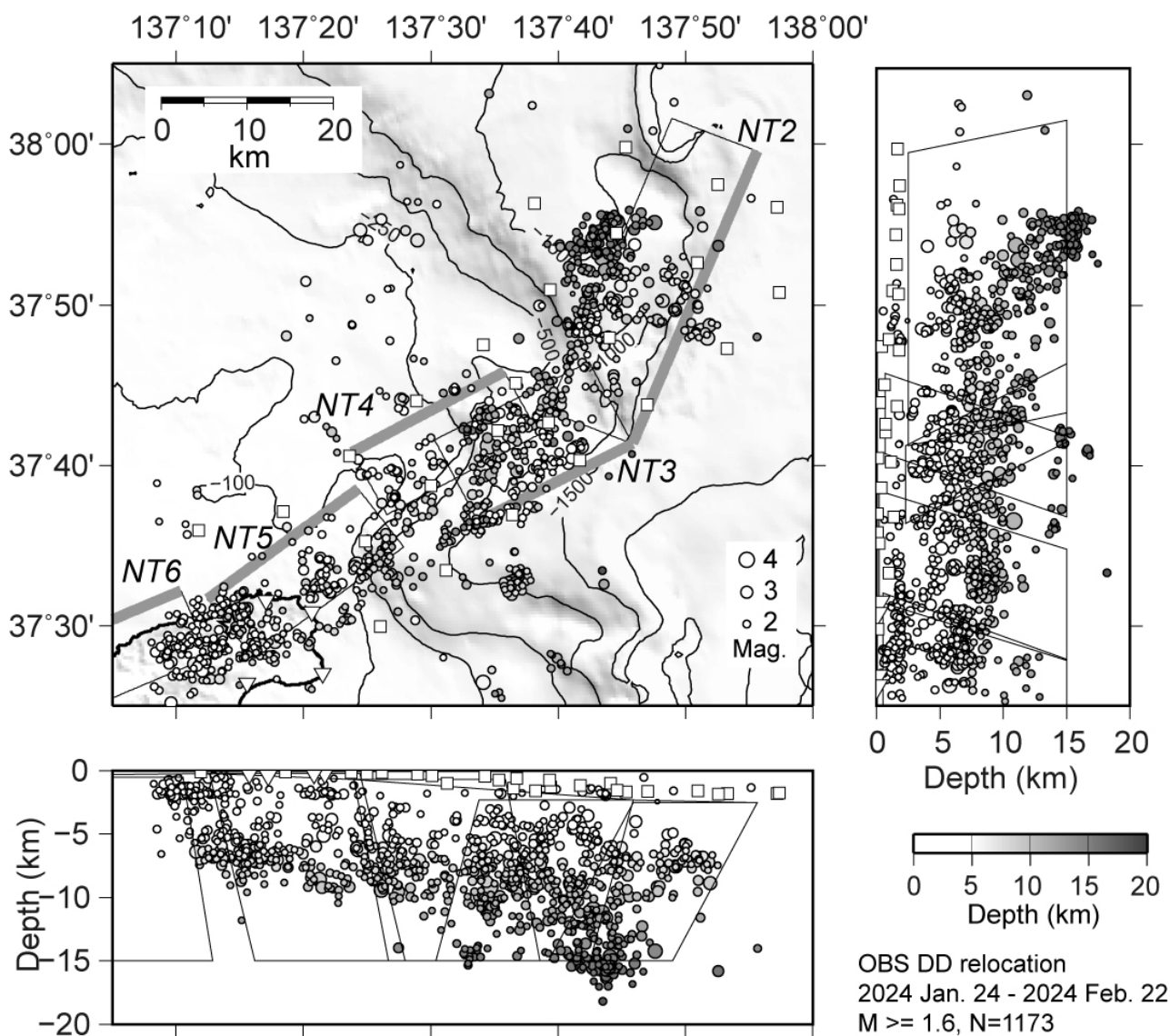
Precise aftershock activity by rapid response seafloor seismic observation in the eastern source region of the 2024 Noto-Hanto earthquake

*Masanao Shinohara¹, Ryota Hino², Tsutomu Takahashi³, Koichiro Obana³, Shuichi Kodaira³, Ryosuke Azuma², Tomoaki Yamada¹, Takkeshi Akuhara¹, Yusuke Yamashita⁴, Eiji Kurashimo¹, Yoshio Murai⁵, Takehi Isse¹, Kazuo Nakahigashi⁷, Hisatoshi Baba⁸, Yusaku Ohta², Yoshihiro Ito⁴, Hiroshi Yakiwara⁹, Yukihiro Nakatani⁹, Gou Fujie³, Toshinori Sato⁶, Hajime Shiobara¹, Kimihiro Mochizuki¹, Shin'ichi Sakai^{10,1}, KH-24-JE01, KH-24-JE02C shipboard scientists¹¹

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Graduate School of Science, Tohoku University, 3. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 4. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 5. Graduate School of Science, Hokkaido University,, 6. Graduate School of Science, Chiba University, 7. Tokyo University of Marine Science and Technology, 8. Undergraduate School of Marine Science and Technology, Tokai University, 9. Research Field in Science, Science and Engineering Area, Kagoshima University, 10. Interfaculty Initiative in Information Studies, University of Tokyo, 11. N/A

石川県能登半島を震央とする令和6年能登半島地震が2024年1月1日に発生した。気象庁マグニチュードは7.6であり、本震の発震機構解は、北西-南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型である。能登半島では、2020年12月から群発地震活動が継続しており、地下での流体の移動と群発地震活動との関連が示唆されていた。群発地震と違って、今回の能登半島地震の震源域は半島東方の海域に広がっている。そこで、海域下での余震活動の詳細を明らかにするために、自由落下自己浮上式海底地震計(OBS)の高密度な観測網による海域緊急余震観測を実施した。2024年1月20日から海洋研究開発機構学術研究船「白鳳丸」を用いて34台のOBSの設置を開始した(KH-24-JE01航海)。OBSの設置間隔は、余震の発生深度とほぼ同じと思われる10 kmとした。1月24日にはすべてのOBSの設置が完了し、観測を開始した。海底観測には、固有周波数4.5Hzの地震計を搭載する短周期OBS(SPOBS)、固有周波数1Hzの地震計を搭載し長期観測可能なOBS(LTOBS)、広帯域地震計を搭載するOBS(BBOBS)の3種類のOBSを使用した。地震計から信号はA/D変換され、メモリカードに代表されるデジタル媒体に保存される。1月下旬に設置したOBSのうち、26台のSPOBSは、2月19日から28日にかけて実施された白鳳丸KH-24-JE02C航海により、22日から24日にかけて回収された。また、2月の航海では観測を継続するために新たに20台のLTOBSを設置した。回収したSPOBSのデータにより余震の震源分布と発震機構解を精度のよく求めた。残念ながら1台のOBSからデータが得られなかったが、残りの25台については良好なデータが収録されていた。各OBS記録の時刻をGNSSの情報を用いて標準時に補正した。その後、観測期間中に気象庁が震源決定した観測対象域に震央を持つ地震を対象として、各OBSについてP波およびS波到着時をコンピュータ上で読み取った。周辺の陸上観測点についても読み取りを行った。可能な場合には、地震規模推定のために上下動の最大振幅、さらに発震機構解決定のために初動の極性を読み取った。1000個以上の余震について解析を行っている。空間的に精度の高い震源決定には、正確な速度構造が重要である。過去にこの領域で行われた地震波構造探査の結果(Nakahigashi et al., 2012)を元に単純な一次元速度構造モデルを構築した。最上部層の速度と厚さは各観測点毎に異なる。特に海域ではS波速度が遅いことが予想される。そのため、絶対走時を用いる震源決定の際に走時計算に対する補正值(観測点補正值)を導入した。震源域東部である海域において精度の良い震源決定を行うために、海底観測点25点に加えて能登半島最東部に位置する陸上観測点4点を用いた。まず、絶対走時を用いる最尤法による震源決定(Hirata and Matsu'ura 1987)により初期震源を求め、その後、double-difference (DD)法(Waldhauser and Ellsworth 2000)により、震源を再決定した(図)。その結果、震源は海底から深さ約18 kmまでに決定された。観測域の西部については深さが12 kmを超える余震はほとんど震源決定されなかった。一方、東部については震源の深さ12kmを超える地震が発生しており、最も深い地震は震源域最東部に位置している。過去の地震波速度構造探査の結果と比較すると、余震活動は上部地殻内において活発であるように見える。余震は走向の異なる面構造を形成する3つのグループに分

かれおり、西部のグループは南東に傾き下がり、中央および東部グループは北西に向かって傾き下がることがわかった。観測域では地震発生断層モデルが構築されており各面構造の浅部延長と断層モデルの上端が対応しており、余震分布は断層モデルとよく一致する。ただし、観測域内の最東部の断層モデルの北側半分に対応する領域では地震活動が活発でない。発震機構解をReasenber and Oppenheimer (1985)のプログラムにより初動極性を用いて決定した。多くの逆断層型の余震がある一方で、横ずれ型断層の発震機構をもつ地震も見られた。逆断層型および横ずれ型の発震機構解を持つ地震はどちらも北西-南東方向の圧縮が卓越している。さらに詳しく見ると、圧縮軸の卓越方位に地域性があり、ほぼ断層モデルの走向に直交している。



Fault Geometries of the 2024 Mw 7.5 Noto Peninsula Earthquake from Hypocenter-Based Hierarchical Clustering

*Yasunori SAWAKI¹, Takahiro Shiina¹, Kodai Sagae¹, Yoshihiro Sato^{2,3}, Haruo Horikawa¹, Ayumu Miyakawa¹, Kazutoshi Imanishi¹, Takahiko Uchide¹

1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. Tokyo City University, 3. Artificial Intelligence Research Center, AIST

地震学に限らず固体地球科学の諸分野においても、地下の断層面形状は基本的かつ重要な情報である。大規模な地震に即して発生する余震活動の震源分布は通常、本震断層の構造を反映していると考えられる。そのため、震源分布の空間クラスタリングによって、平面断層形状を推定する試みが行われてきた (e.g., Ouillon et al., 2008; Kemer et al., 2020)。しかし、従来の空間クラスタリングでは、共役断層や面の折れ曲がりといった、断層分布の複雑性を表現するのに問題があった。一方、LiDARといった技術を用いる物体認識などの分野では、物体表面を離散的な三次元点群として計測し、その点群から推定される法線ベクトルが物体の表面幾何の局所的な特徴を反映する指標として用いられてきた。そこで我々は、点群法線ベクトルを震源分布クラスタリングに組み込んだ、断層面形状の推定手法を考案してきた (例えば、佐藤ほか, 2022, 地震学会)。本研究では、このクラスタリングアルゴリズムを新たに改良した震源分布クラスタリング法を用い、2024年1月1日に発生した能登半島地震の余震分布から期待される複雑な断層面形状の推定を試みた。なお、能登半島周辺で2005年1月から2024年1月までに発生した地震の震源を気象庁一元化震源から取得し、三次元速度構造 (Nakajima, 2022) を用いて震源再決定を行った。2024年1月分の再決定震源を三次元点群とみなし、階層クラスタリングを実施した。

パラメータ選択と閾値による面選別により、能登半島直下では4枚の断層面を抽出した。各断層面は10–20 km程度の断層長を示した。北岸に沿って走向が北東から東北東の間で変化する3枚の面を抽出し、余震分布が持つ面的な向きの変化を反映していた。特に、輪島東部における北東走向の面は別の2枚の面に挟まれており、顕著な重力異常や地質構造との対応関係が見られた。断層面走向の空間変化からは、複雑な動的破壊が期待され、強震動生成などに寄与した可能性が示唆される。

半島西部の門前周辺では東傾斜の断層面を抽出した。この面を構成する余震分布は、2007年能登半島地震の余震分布とは大きく異なっていることから、2007年の断層面に対して今年の地震による断層すべりは進展しなかったことを示唆している。

Natural time analysis of seismicity before the 2024 Noto earthquake

*Kei KATSUMATA¹

1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University

1. はじめに

Natural time解析は、地震の発生間隔は一定と仮定し、地震の発生する順番に着目した手法でVarotsos et al. (2011) によって提案された。彼らはN個の連続発生する地震のk番目の地震に対して、 $\chi_k = k / N$ を定義し、 χ_k をNatural timeと呼んだ。そして、Varotsos et al. (2011) やSarlis et al. (2013)で定義される κ_1 は震源域が臨界状態かどうかを示す指標であると考え、 κ_1 の時間変化を計算した。いくつかの大地震を解析した結果、 $\kappa_1 = 0.070$ に近づくと数日から1週間で本震が発生すると主張している。さらにSarlis et al. (2013)は κ_1 の平均値 μ と標準偏差 σ の比、変動係数 $\beta = \sigma / \mu$ を用いると、日本付近で発生したM7.6以上の地震の直前に β 値が最小になると主張している。そこで本研究ではSarlis et al. (2013) の手法を2024年能登半島地震(M7.6) 発生前の地震活動に適用し、彼らが主張するような現象が見られるか検証した。

2. データと解析

研究領域は、36°-39°N, 135°-139°Eの能登半島付近である。2021年1月1日から2023年12月31日までに研究領域で発生したM2.0以上、深さ30 km以浅の地震を気象庁一元化震源カタログから選択した。余震や群発地震を取り除くためのデクラスタリング処理は行っていない。解析手法はSarlis et al. (2013)に従って β 値の時間変化を計算した。

3. 結果

W=300の場合、2023年12月29日に β 値が最小値0.454を示した。M7.6が発生する約2日前である。この結果は、Sarlis et al. (2013)の主張と調和的であるように見える。また、 β 値は0.45から1.35の間を変動しているが、2022年4月5日に $\beta=0.552$ 、2022年12月15日に $\beta=0.469$ の極小値を取っている。2022年4月5日の約2か月後にM5.4、2022年12月15日の約5か月後にM6.5の地震がそれぞれ発生している。

Varotsos et al. (2011) Natural time analysis of critical phenomena. Proc Natl Acad Sci USA 108(28), 11361–11364.

Sarlis et al. (2013) Minimum of the order parameter fluctuations of seismicity before major earthquakes in Japan, Proc Natl Acad Sci USA 110(34), 13734-13738.

Seismic reflection images of active submarine faults in the 2024 Noto earthquake (M7.6) rupture area

*Jin-Oh Park¹, Hamzeh Mohammadigheymasi¹, Yige Yang¹, Ehsan Jamali Hondori², Ayanori Misawa³, Tetsuo No⁴, Hironori Otsuka⁵

1. AORI, University of Tokyo, 2. Geoscience Enterprise Inc. (GSE), 3. AIST, 4. JAMSTEC, 5. KOBEC

A large earthquake (M 7.6) with a reverse fault-type focal mechanism (Japan Meteorological Agency, 2024) occurred on the Noto Peninsula on 1 January 2024. The earthquake rupture extended northeast of the Noto Peninsula and generated a large tsunami, allowing us to speculate on shallow crustal movement near the seafloor due to a deep seismogenic fault. The earthquake source fault, estimated from the aftershock distribution of the January 2024 earthquake (Japan Meteorological Agency, 2024), has a total length of about 150 km from the west coast of the Noto Peninsula to the northeast offshore the Noto 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 off the Noto Peninsula. During the R/V Hakuho-maru cruise (4-16 March 2024), we conducted a multichannel seismic (MCS) reflection survey to obtain a high-resolution image of the shallow crustal structure containing the active faults in the 2024 Noto earthquake (M7.6) rupture area off the northeast coast of Noto Peninsula. We acquired good quality MCS data on a total of 14 survey lines (~45 km long for each line). We used two GI guns (~12 liters) with a shot interval of 18.75 meters to obtain a high-resolution image of the shallow structure of the active faults. We recorded MCS data with a 5 or 6 second recording length and 2 msec sampling interval using a 1,200 m long, 48 channel streamer with 25 m group spacing. The Trigger Fish 2D navigation data was stored in the UKOOA P1/90 and P2/91 formats. After applying the UKOOA P1/90 navigation data to the MCS data for geometry setting, a series of conventional techniques were applied including trace editing, pre-filtering, spherical divergence correction, de-ghosting, surface-related multiple elimination, predictive deconvolution, stacking velocity analysis, normal moveout correction, common midpoint (CMP) stacking, and Kirchhoff post-stack time migration. Combining the MCS data with sub-bottom profiling (SBP) and multibeam echo sounder (MBES) data, we found a 1 to 2 km wide, ~40 km long, highly deformed zone composed of active reverse and strike-slip faults, close to F43 of the MLIT fault model. Some of the active faults extending near the seafloor develop in the 2024 coseismic rupture area derived from the tsunami waveform inversion, suggesting their tsunamigenic behavior. We identified another active reverse fault near the northeastern F42 of the MLIT fault model. The hanging wall of the reverse fault is intensely uplifted and deformed and contains slope failure structures, probably due to the repeated activity of the fault. In this talk we will present the geological interpretation of the MCS profiles, focusing on the shallow crustal structures that contain the active faults.

Coseismic crustal relative seismic velocity changes associated with the January 1st, 2024 Mw 7.5 Noto Peninsula earthquake

Nicolas Paris¹, *Yuji ITOH², Florent Brenguier³, Qing-Yu Wang³, Quentin Higuieret³, Yixiao Sheng⁴, Ryota Takagi⁵, Naoki Uchida⁵, Tomomi Okada⁵, Satoshi Hirahara⁵, Shu'utoku Kimura⁵, Shin'ichi Sakai²

1. IGE, Université Grenoble Alpes, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 3. ISTerre, Université Grenoble Alpes, 4. School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, 5. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University

On January 1st, 2024, a Mw 7.5 earthquake struck the northeastern tip of the Noto Peninsula in central Japan, which has experienced a prolonged seismic swarm since late 2020. Previous studies suggest that this swarm and its temporal migration are driven by fluid diffusion from the lower crust, possibly originating from the mantle. This fluid intrusion decreases effective pressure, facilitating fault reactivation and seismic activity. Earthquakes can alter crustal material properties through coseismic dynamic damage, static stress changes, and fluid migration. Since seismic wave velocities are sensitive to these crustal properties, monitoring their temporal changes provides insights into the damage levels and recovery processes during seismic cycles. The sensitivity of seismic velocities to shaking can also reveal areas of high crustal fluid pressure, as a decrease in effective pressure increases seismic susceptibility. Thus, measurements of seismic velocity changes associated with the 2024 Noto mainshock may provide important insights into crustal properties and fluid pressure distribution in the swarm area. In this study, we use ambient noise seismic interferometry to analyze seismic velocity perturbations induced by the Mw 7.5 Noto Peninsula earthquake. We analyze data from 42 permanent Hi-net seismic stations and 4 temporary stations operated by Tohoku University and the University of Tokyo in the regions that experienced moderate to strong seismic shaking (Sakai et al., <https://doi.org/10.5281/zenodo.6767362>, 2022; Okada et al., <https://doi.org/10.1186/s40623-024-01974-0>, 2024a; Okada et al., <https://doi.org/10.5281/zenodo.10939231>, 2024b). Our investigation focuses on the frequency band between 0.3 and 1.1 Hz. In this frequency band, we identify a stable seismic noise source likely linked to wind-driven swell activity near the Sea of Japan coast. We construct daily autocorrelations and cross-correlations of nearby stations and measure travel-time shifts (Δt) of early coda waves as a function of time-lag (t) between reference and altered correlations to derive the coseismic relative seismic velocity changes. Our results indicate an average reduction of approximately 0.4% in surface wave velocities across the Noto Peninsula, peaking at 0.6%, similar to observations following the 2008 Mw 7.2 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake. Notably, the location of the maximum velocity drop varies with frequency: lower frequencies peak in the northeastern tip, while higher frequencies peak in the western corner of the peninsula. We discuss the origins of these velocity drops by comparing them with Peak Ground Velocity, Peak Ground Acceleration, and coseismic static stress changes. Within the peninsula, the velocity reduction correlates strongly with both seismic shaking and static stress changes. This suggests that both static and dynamic stress changes influence the coseismic velocity drop, complicating the quantitative assessment of their respective contributions. Conversely, no significant anomalies in the coseismic velocity perturbations were observed in the northeastern area associated with the seismic swarm. This implies a lack of pressurized fluids at shallow depths (~ 2 km), where our measurements are most sensitive. Outside the peninsula, velocity perturbations appear primarily driven by dynamic stress changes, as static stress changes in these areas are negligible.

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

📅 Tue. Oct 22, 2024 1:30 PM - 3:00 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 4:30 AM - 6:00 AM UTC | 🏢 Room A International Conference Hall (4F)

[S22] PM-1

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

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

[S22-07] Strong Ground Motions and Source Rupture Process of the 2024 Noto Peninsula Earthquake (M7.6)

*KimiYuki ASANO¹, Tomotaka IWATA² (1. DPRI, Kyoto University, 2. Professor Emeritus of Kyoto University)

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

[S22-08] A characterized fault model for reproducing strong ground motions and crustal deformation during the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Sei Kanayama¹, Masayuki Nagano¹ (1. Tokyo University of Science)

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

[S22-09] Characterized source model of the 2024 Noto earthquake using the corrected empirical Green's function method

*Yosuke NAGASAKA¹ (1. Port and Airport Research Institute)

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

[S22-10] Rupture process of the 2024 Noto Peninsula earthquake estimated by waveform inversion with empirical Green's functions

*Atsushi NOZU¹ (1. Port and Airport Research Institute)

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

[S22-11] Comprehensive evaluation of slip distribution and fault geometry of the 2024 Noto Peninsula earthquake based on dense GNSS networks

*Taisuke Yamada¹, Yusaku Ohta¹, Takuya NISHIMURA², Yoshihiro Hiramatsu³, Yohei Kinoshita⁴, Keisuke Yoshida¹ (1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Kanazawa University, 4. University of Tsukuba)

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

[S22-12] Rupture process of the 2024 Noto peninsula earthquake derived from strong motion, teleseismic, and geodetic data

*Hiroaki KOBAYASHI¹, Tetsushi Watanabe¹, Kazuki Koketsu² (1. Kobori Research Complex Inc., 2. SFC Research Institute, Keio University)

Strong Ground Motions and Source Rupture Process of the 2024 Noto Peninsula Earthquake (M7.6)

*KimiYuki ASANO¹, Tomotaka IWATA²

1. DPRI, Kyoto University, 2. Professor Emeritus of Kyoto University

2020年12月頃より群発地震活動が継続していた能登半島北部 (e.g., Amezawa et al., 2023) において、2024年1月1日16時10分頃発生した M_{JMA} 7.6 の地震 (令和6年能登半島地震) では、震度7を観測した輪島市門前町走出や志賀町香能をはじめ、能登半島のほぼ全域で震度6弱以上の高震度の強震動が観測されたほか、新潟県佐渡や下越から福井県嶺北にかけての広い範囲で震度5強が観測された。

能登半島各地で観測された強震記録をみると、16時10分9秒頃 (気象庁によるM5.9地震の発生時刻) より珠洲市付近から伝播している波や、16時20分22秒頃 (気象庁によるM7.6地震の発生時刻) より再び珠洲市付近から伝播している波のほかに、16時20分30秒以降に、輪島市付近から能登半島の東西に伝播する振幅の大きな波など、複数の特徴的な波が認められる。これらの波は、震源断層で時空間的に各々のタイミングで破壊した大きなすべりから生じたS波及びその後続動と考えられる。

我々は、これらの観測波形の特徴を説明できるような震源破壊過程モデルの推定を目指して、本震直後より解析を継続してきた。本発表では、推定した震源破壊過程の特徴と強震動の関係について報告する。本発表での震源破壊過程の推定では、16時10分9秒に開始した破壊からを一連の破壊として解析する。震源破壊過程の推定には、能登半島のほか、震源域を取り囲むように富山県、佐渡島、舩倉島など震源域を取り囲む各地の強震計や震度計で記録された波形のうち、0.03~0.4 Hzの帯域のS波部分を使用した。断層モデルは、余震分布や既往の海底活断層形状などの情報を参考に、複数の震源断層からなるモデルを設定した。能登半島北東部の珠洲市直下には時間差 (約13秒) をおいて破壊する2枚の断層面を異なる深さに仮定した。このうち、最初に破壊する断層面は2023年5月5日のM6.5の地震と共通の断層と考えられ、気象庁による16時10分9秒頃の地震の破壊開始点は、2023年5月5日のM6.5の地震時の大きなすべりの南西端に位置する。遅れて破壊するもう1枚の断層は、NT5断層に対応する断層面と考えている。このほか、能登半島西岸付近から富山トラフ付近にかけて震源断層モデルを仮定した。Green関数は、全国一次地下構造モデル (Koketsu et al., 2012) より各観測点直下の構造を抽出して、離散化波数法 (Bouchon, 1981) と透過・反射係数行列法 (Kennett and Kerry, 1979) で計算した。

以下、推定された震源破壊過程の特徴と観測地震動の対応を時刻を追って簡単に説明する。1) 16時10分9秒に、珠洲市直下の1枚目の断層面で破壊が開始し、主として南西方向へ破壊が広がる。2) 約13秒後、珠洲市直下の2枚目の断層面で新たな破壊が開始し、こちらは主として北東へ破壊伝播する。3) 最初の破壊開始の約20秒後、能登半島北西端部のやや浅部で、4 m以上の大きなすべりが生じた。能登半島西部での地震動にはこのすべりの寄与が支配的である。また、輪島付近での隆起にもこの能登半島北西部での大きなすべりが関係しており、強震記録を積分して得た変位波形の様子から、主たる隆起の開始から終了に要した時間は約5秒である。4) 次に、2番目の破壊開始の約15秒後 (最初の破壊開始の約25~30秒後) 頃より、珠洲市北東沖の海底で4 m以上の大きなすべりが生じた。佐渡島での地震動には主としてこのすべりが寄与している。富山平野周辺などの地震動は、能登半島と珠洲市北東沖の両者からの地震波の寄与が複雑に重なっている。

このように、複数の震源断層が短い時間差をおいて、連動しながら複雑に破壊が進行したことが、珠洲市などで継続時間の長い強震動となった一因と考えられる。各機関による緊急海底地震観測などによる詳細な余震分布などの情報も報告されつつあり、今後、断層面の位置や深さ方向の傾斜変化等についても検討し、震源破壊過程モデルの改良を継続する予定である。

謝辞： 国立研究開発法人防災科学技術研究所及び気象庁の強震記録を使用しました。記して感謝いたします。

A characterized fault model for reproducing strong ground motions and crustal deformation during the 2024 Noto Peninsula Earthquake

*Sei Kanayama¹, Masayuki Nagano¹

1. Tokyo University of Science

令和6年1月1日16時10分頃（気象庁），石川県能登地方を震源として $M_j5.9$ の地震（以降，前震）と $M_j7.6$ の地震（以降，本震）が発生し，羽咋郡志賀町香能や輪島市門前町走出で震度7が観測された。この地震では大規模な地殻変動が確認されており，能登半島の北西岸で3mから4m，北岸で約2mの隆起が生じていたことが地震後の現地地査で明らかになっている。筆者らも実際に門前町の海岸に出向き，隆起後の海岸の様子を確認した。地震の規模から考えると，工学的に重要性の高い地表地震断層（以降，地表断層）が生じたものと推察されるが，若山町で見られた地表変状を除けば震源断層の表出位置は全て海域であり，地表断層に伴う建物被害は報告されていない。

前震と本震については，強震波形をターゲットとした震源インバージョン解析によって，断層の破壊過程が推定されている（例えば，浅野・岩田[JPGU, 2024]，引間[JPGU, 2024]，野津・長坂[JPGU, 2024]）。本震については，震源インバージョン解析に基づく不均質すべり分布を参照した，アスペリティのみからなる特性化震源モデルが提案されている（松元・他[JPGU, 2024]）。しかし，例えばK-NET大谷では前震によって生じる約30cm程度の永久変位と合わせて2ステップ状の変位波形を呈するなど，本震の一部地域では前震の影響を無視できないため，震源周辺の地震動評価を目的とする場合には，前震を考慮したモデルが必要であると考え

る。

数100km規模で地表断層が確認された2023年トルコ・シリア地震（ $M_w7.8$, $M_w7.5$ ）に対しては，地震発生層だけでなく地震発生層以浅についてもモデル化した特性化震源モデルに関する検討がされている（例えば，田中・久田[JES, 2023]，貴堂・他[AIJ, 2024]，金山・他[AIJ, 2024]）。震源断層上及びその周辺で地震動の観測記録が得られており，地表断層が生じた可能性が高い能登半島地震に対し，震源断層のモデル化を行い，永久変位を含む震源近傍の地震動を説明可能なモデルを蓄積することは，強震動予測の高度化に向けて重要である。そこで本研究では，金山・他[AIJ, 2024]の手法と同様に，地震発生層以浅をLMGA，地震発生層内をSMGAおよび背景領域として震源断層を特性化し，断層周辺の観測記録と地殻変動分布の再現を試みる。

能登半島地震の震源断層は，前震と本震に分けてモデル化した。前震の震源断層の設定に際し，震源周辺の変位波形を書いたところ，K-NET大谷以外の観測点では変位波形に大きな影響が見られなかったため，K-NET大谷での隆起が説明できることを重視した。また，前震の震源断層の面積は地震モーメントと断層面積のスケーリングから概ね60km²程度と本震に比して小さく，断層すべりの不均質性が周辺の観測点に与える影響は小さいと考え，簡単に均質すべりでモデル化した。断層の走向角や傾斜角は波形の再現性を見ながら調整した。本震の震源断層は，国土地理院による3枚の矩形断層を参考にしながら設定し，SMGAやLMGAの位置は，既往の不均質すべり分布からフォワードモデリングで試行錯誤的に設定した。

観測点での地震動の計算には，永久変位と地殻変動分布を再現するため，理論的手法を採用する。本研究では，各観測点の直下に水平成層地盤構造を仮定し，薄層法により計算した。水平成層地盤構造は，地震本部による全国一次地下構造モデルに加え，K-NETとKiK-net観測点については各観測点の土質データも参照した。すべり速度時間関数は，地震発生層には中村・宮武の近似式を用い，地震発生層以浅には2等辺三角形型の関数を与えた。

シミュレーションの結果，振幅や位相に課題が残る観測点はあるものの，多くの観測点で永久変位や速度パルスの特徴を良好に再現し，特にK-NET大谷の前震と本震で段階的に生じる永久変位を再現することができ

た。また、構築した震源断層モデルを用いて算出した能登半島陸域における永久変位分布は、国土地理院による地殻変動分布と調和的な結果を示しており、変位量の大きかった半島北西端と北端の傾向を再現することができている。今後は、特性化震源モデルを調整し、震源断層周辺で観測された地震動に関する分析と、3次元差分法による地震動シミュレーションを行う予定である。

謝辞

防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET, KiK-net)、気象庁の地震観測データ、国土地理院の震源断層モデル（2024年1月30日時点）のデータを使わせていただきました。記して謝意を表します。

Characterized source model of the 2024 Noto earthquake using the corrected empirical Green's function method

*Yosuke NAGASAKA¹

1. Port and Airport Research Institute

2024年1月1日に発生した能登半島地震($M_J 7.6$)では能登半島の強震観測点で大きな地震動を観測するとともに多数の構造物被害が発生した。本検討では、修正経験的グリーン関数法（古和田ら，1998，野津・菅野，2008）を用いたフォワードモデリングにより本地震により観測された強震動を説明するための特性化震源モデルの構築を行った。修正経験的グリーン関数法は、地震動のフーリエ振幅を ω スクエアモデルに従う震源スペクトル、伝播経路特性、経験的サイト増幅特性の3要素により求め、位相特性は中小地震記録によるものをそのまま用いる強震動シミュレーション方法である。振幅特性については個々の中小地震記録の振幅特性によらない波形が合成でき、継時特性については実際の観測記録を用いるため経験的グリーン関数法に近い特性をもつ合成波形が得られる。小断層の寄与は入倉ら(1997)の方法により重ね合わせを行う。本検討の対象地点は能登半島のK-NET, KiK-net観測点とした。震源モデル構築にあたっては、構造物への影響が大きい速度波形(0.2-2 Hz)に加えて、全体的な周波数特性を考慮するためにフーリエスペクトル1 (0.2-10 Hz)をターゲットとした。能登半島内の観測点の速度波形には複数のパル的な波群が見られており、これらを説明できるモデルを構築する。気象庁による $M_J 5.9$ のイベント（16時10分9秒）も含めてモデル化を行った。能登半島では1mを超える地殻変動が観測されているためフリグステップに伴う大速度パルスの影響も考えられるが、変位波形との比較より本検討で対象とする強震動への影響は小さいと判断した。アスペリティの配置は、複数地点の速度波形から共通のサブイベントから生成されたと考えられる波群を定め、各地点への到達時刻が合うように決めた。さらに、観測記録に合うよう地震モーメントやサイズ、破壊開始点等のパラメータを決定した。震源付近はISK001, ISK002, ISKH01, ISKH03での観測記録から3つのアスペリティを用いることとした。 $M_J 5.9$ のイベントはISK001で特に振幅が大きいため、ISK001にフォワードディレクティビティが働くよう破壊開始位置を設定した。ISK002等は経験的サイト増幅特性と本震の観測フーリエスペクトルのピーク周波数が明らかに異っていたため多重非線形性（野津・菅野，2008）を考慮した。ISKH02とISKH03で最大の速度となる16:10:50前後のパルスについてはISKH02付近のアスペリティから生成されるようモデル化した。震源断層南西部についてはISK006, ISK007, ISK015, ISKH04等を考慮してアスペリティを配置した。

謝辞：本検討では防災科学技術研究所の強震データおよび気象庁の震源情報を使用しました。

Rupture process of the 2024 Noto Peninsula earthquake estimated by waveform inversion with empirical Green's functions

*Atsushi NOZU¹

1. Port and Airport Research Institute

経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンにより2024年能登半島地震の震源断層の破壊過程の推定を行った。ここでの主な目的は、構造物の大被害につながりやすい0.2-2Hz程度の地震動が断層面のどの部分でどのようなタイミングで生成されたかを知ることである。高周波側は2Hz程度までを対象とし、かつ、3次元的な地下構造を考慮して地震動を計算するには経験的グリーン関数を用いることが有利である。そこで、ここでは断層面をカバーするように5つの中小地震を選び、地震動の計算を行った。破壊フロント

(First-time-window-triggering front) を開くタイミングについては先行研究¹⁾も参考にさせていただいた。

この地震については気象庁が16:10:9.54 (M5.9) と16:10:22.57 (M7.6) の2つのイベントを発表している。このうち後者の方が大きいので、通常であれば後者の時刻から破壊フロントを開くことを考えるが、それでは観測波形の先頭部分が説明できないことが早くから指摘されていた¹⁾。そこで、実際に個々の波形について、イベント2の時刻から破壊フロントを開くのでは説明できない部分がどこであるか検討してみたところ、特にISK001 (大谷)、ISKH03 (内浦)、ISKH02 (柳田) の波形はイベント2に先行する初期破壊の影響を強く受けていると考えられた。ただ、より東側のISKH01 (珠洲)、ISK002 (正院) やより西側のISK003 (輪島)、ISK015 (大町)、ISKH04 (富来)、ISKH06 (志賀) ではイベント2に先行する振幅は小さいため、初期破壊はISK001、ISKH03、ISKH02に局所的に影響を及ぼすものであったのではないかと推定された。

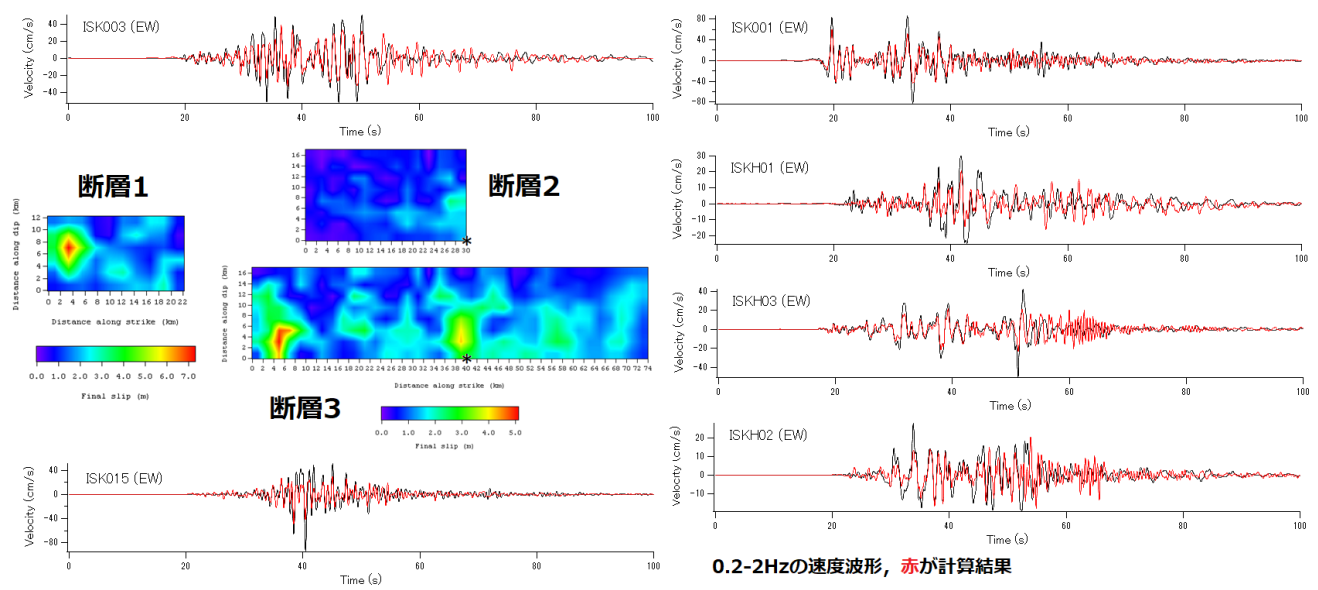
ISKH03のEW成分とISKH02のNS成分は比較的単純な形をしており明瞭なパルス波が認められることが特徴である。ここではISKH03の51.0秒付近とISKH02の151.4秒付近のパルス波に加え、ISK003の45.0秒付近のパルス波が同一の波源に由来すると仮定して波源の位置と時刻を推定した。その結果、パルス波の波源はイベント2よりも40kmほど西の深部に位置していたと考えられた。この位置は穴水に比較的近い。

波形インバージョンでは国土地理院による3枚の矩形断層²⁾を修正しながら用いた。最も西側の断層1はそのまま用いた。断層3については、気象庁のイベント2を断層3に投影したところ面内に収まらなかったため、面内に収まるよう下方に延長した(図の*が投影)。また、先に述べたようにイベント2よりも40kmほど西の深部(穴水付近)に強い破壊の一つが位置していたと考えられ、これは国土地理院の断層2ではカバーできないと考えられたため、国土地理院の断層2を用いることを止め、代わりに断層3を西方に延長した。さらに初期破壊を表現するため、断層3の走向に沿って10km~40kmの範囲に断層3に重ねるように(本研究の)断層2を置いた。断層2はイベント2よりも13秒早く*の位置から同心円状に破壊するものとした。断層3は当初はイベント2の時刻に*の位置から同心円状に破壊するものとしていたが、ISK003等の波形の再現性を考慮し破壊を3秒早めた。断層1は北東側の角から破壊開始するものとし、破壊開始はイベント2の11.3秒後とした。破壊フロントの拡大速度は3.1km/sとした。断層面上の各点は破壊フロント通過後の6秒間にすべると仮定した。データとして用いたのは水平2成分の32秒間の速度波形(0.2~2Hz)である。図に各断層の最終すべり量分布を示す。断層2ですべりの大きい部分は*の位置よりも6kmほどupdip側である。断層3では*の位置付近で大きなすべりが生じており、これが震央に近い観測点に初期破壊からやや遅れて大振幅の地震動をもたらしたと考えられる。また、断層3西端部の深部にもすべりの大きい部分が認められるが、これはISKH03の51.0秒付近とISKH02の151.4秒付近のパルスの波源に対応すると考えられる(ISKH03の地表ではこの時刻に100cm/sを超える揺れとなっている)。輪島での地震動の後半部分の振幅の大きい部分も同じ破壊によってもたらされたと考えられる。

謝辞 防災科学技術研究所のK-NET, KiK-netの強震記録, F-netのMT解, 気象庁一元化处理震源リスト, 国土地理院の断層モデルを利用しました。記して謝意を表します。

参考文献 1) 浅野公之・岩田知孝: 強震波形による2024年能登半島地震の震源破壊過程, JpGU2024.2) 国土地理院: 令和6年能登半島地震の震源断層モデル

ル, 2024, <https://www.gsi.go.jp/common/000255958.pdf>.



0.2-2Hzの速度波形, 赤が計算結果

Comprehensive evaluation of slip distribution and fault geometry of the 2024 Noto Peninsula earthquake based on dense GNSS networks

*Taisuke Yamada¹, Yusaku Ohta¹, Takuya NISHIMURA², Yoshihiro Hiramatsu³, Yohei Kinoshita⁴, Keisuke Yoshida¹

1. Graduate School of Science, Tohoku University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Kanazawa University, 4. University of Tsukuba

2024年1月1日に発生したMw 7.5 能登半島地震は、大規模な地殻変動とそれに伴う津波により能登半島およびその周辺域に甚大な被害を与えた。同領域では2020年末頃より活発な群発地震活動が観測され、それを捉えるために稠密なGNSS観測網が展開されている。さらに、SoftBankが全国に展開する独自の稠密GNSS観測網も使用可能な状況にある。本研究では、それら稠密なGNSS観測網に加え、ALOS-2/PALSAR-2によるLOS変位も併用することで、同地震の地震時すべりモデルを推定した。同推定においては、断層幾何の仮定が重要となる。本研究では活断層の地表トレースと余震分布との関係に基づき、断層の傾斜角に着目した検証を実施した。具体的には日本海プロジェクトによる活断層モデルを参考に断層幾何を仮定した6枚の断層を仮定した。海域に位置する断層3枚については、Fujii and Satake (2024)の断層幾何およびすべり量を使用した。陸域に位置する3枚の断層については、小断層に分割するとともに、断層面の傾斜角を 30° ~ 60° の範囲で網羅的に探索した。すべり分布の推定には、マルコフ連鎖モンテカルロ法的一种であるNo-U-Turn Samplerを使用し、各小断層におけるすべり量、すべり角、およびすべりの平滑化パラメータを同時に評価した。

結果として、いずれの傾斜角の場合でも能登半島北西部および北東部直下の断層面に ~ 7 m程度のすべりのピークが推定された。これらのすべりによって、GNSSおよびSARデータが示す輪島市および珠洲市北岸における顕著な隆起・西向き変位が説明される。一方、仮定した傾斜角は地表変位量の計算値およびすべり量の推定不確実性に強く影響する。能登半島北部中央に仮定した断層面の傾斜角は変位の再現に強く影響し、高い傾斜角($>45^{\circ}$)では地表変位の上下成分の再現性が高いのに対し、低傾斜角(45°)では水平成分の再現度が高い。また、断層の傾斜角が大きいほど、すべり量の事後分布の信用区間が増大(~ 13 m)し、粗度の高いすべり分布が推定された。これらの結果は仮定した断層幾何やグリーン関数が地表面変位を説明するのに必ずしも最適ではない可能性を示す。結果として、観測値をよく説明するという観点では、半島北部中央における断層面の傾斜角の最適値は 45° であり、同領域で反射法により示唆される活断層の傾斜角($\sim 60^{\circ}$)よりもやや小さい。このように、断層面の傾斜角を測地観測データのみから一意に決めることは容易ではない。一方、反射法を含めた海底下構造探査データや地形データ等にもとづいて整備が進められ、海洋研究開発機構によってまとめられた海域断層モデル (<https://www.jamstec.go.jp/offshorefault/index.html>) では、深さ方向に傾斜が変化するリトリックなモデルも提示されている。そのため、追加的な試行として、断層面がリトリックな断層幾何を持つ可能性を念頭に、能登半島北岸部直下の断層面が浅部に高角($=60^{\circ}$)かつ深部に低角($=25^{\circ}$)な構造を持つことを仮定し、同様にすべり分布推定を実施した。その結果、同仮定により地表変位の水平・上下成分をバランスよく再現するすべり分布モデルを得た。得られたモデルは、傾斜角が 45° の平面断層によるすべり分布モデルと比較して、観測値全体の説明度合いはわずかに低いものの、その差は小さく同程度に観測値を説明する。今回、すべり分布の推定には均質半無限媒質のグリーン関数を用いた。一方、断層浅部の地表付近のごく浅い部分と、それよりも深い部分での速度構造は大きく異なり、それらが断層幾何の仮定に影響している可能性もあるため、今後の精査が必要である。

発表では上記の結果に加え、その他の断層パラメータに関する検討、余震分布との対応、モデルパラメータの不確実性などに関して議論する。

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。また、本研究に使用したALOS-2データは、JAXAの無償公開データを利用しました。またALOS-2データの解析には、SAR研究グループPIXELを通じて得られた、小澤 拓博士の開発したInSAR解析ソフトウェアRINCを使用しました。

Rupture process of the 2024 Noto peninsula earthquake derived from strong motion, teleseismic, and geodetic data

*Hiroaki KOBAYASHI¹, Tetsushi Watanabe¹, Kazuki Koketsu²

1. Kobori Research Complex Inc., 2. SFC Research Institute, Keio University

2024年1月1日に発生した M_{JMA} 7.6の2024年能登半島地震では、石川県で震度7が観測され、7月30日時点の死者は299人、全壊住家約6200棟と甚大な被害が出た。地震後の地震活動は能登半島北西部から東方沖にかけて長さ約150kmの幅広い範囲に分布しており、地震後の調査などから、この地震は能登半島北部沿岸部に存在する既知の活断層が関係していると見られる。陸域でのこのような大規模な地殻内地震の観測記録は貴重であり、それらを分析し、地震の破壊過程を明らかにすることは重要である。そこで、本研究では強震・遠地・測地データを用いて震源過程解析を行った。

強震データはK-NET, KiK-net, F-net, JMAの観測点から28点を選択して使用した。解析の際は、1Dグリーン関数を使用することと震源域と観測点までの構造や距離を考えて、観測地点によって解析帯域・波形種別を変更した。具体的には①能登半島内および舩倉島の点は0.03 ~ 0.3 Hzの帯域の速度波形、②佐渡島内のK-NETは0.03 ~ 0.07 Hzの帯域の速度波形、③能登半島外のF-netは0.01 ~ 0.05 Hzの帯域の変位波形を使用した。遠地データはIRIS-DMCで波形が入手可能な観測点から、方位角分布を考えて35点を選択して使用した。解析には0.01-0.4 Hzの帯域の変位波形を用いた。測地データは、震央距離が約150 km以内の国土地理院のGEONETおよびREGMOSの観測点の日々の座標値（F5解）を用いた。地震時の変位はGEONET三隅（950388）を固定し、地震前7日間の平均値と1月2日の座標値の差を取ることで求めた。

震源インバージョン手法はマルチタイムウィンドウ線形インバージョン法(Yoshida et al. 1996; Hikima and Koketsu, 2005)を用いた。グリーン関数は強震・遠地・測地すべて1次元地下構造モデルを用い、それぞれKohketsu (1985), Kikuchi and Kanamori (1991), Zhu and Rivera (2002)の手法で計算した。グリーン関数の計算に用いた1次元地下構造モデルは、強震観測点については、全国一次地下構造モデル(JIVSM, Koketsu et al., 2009; 2012)の各観測点直下をベースとし、能登半島内および舩倉島の観測点については複数の中地震記録を用いて調整を行った。遠地観測点付近の構造はJ-Bモデルとした。遠地の震源付近の構造と測地観測点についてはJIVSMのGEONET輪島2（020971）直下の構造を用いた。

断層モデルの構築にあたっては、①地震後24時間の余震分布、②既知の断層線（e.g., 岡村, 2002; 岡村・他, 2024）、③海上保安庁による地震後の海底地形調査結果（地震調査研究推進本部, 2024a,b）、④海底地震計記録を用いて再決定された余震分布（e.g., 篠原・他, 2024）を参考にした。なお、①の地震後の余震分布については、HypoDD法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)により再決定したものをを用いた。また、気象庁カタログにおける M_{JMA} 7.6とその約13秒前の M_{JMA} 5.9の地震による波の分離は困難であったため、 M_{JMA} 5.9の地震の震源を破壊開始点として、2つを一連の地震としてモデルを構築した。構築した断層モデルは複数の面から成り、最も北東に位置する北西傾斜の面を除き、すべて南東傾斜である。南東傾斜の面の走向と傾斜はそれぞれ25°~65°、25°~50°の範囲であり、一部の面は震源分布に合わせるため傾斜方向に折り曲げている。また、 M_{JMA} 5.9の震源付近については、主断層と並行断層の2枚の面を設定した。 M_{JMA} 5.9の震源は長さ15kmの並行断層上の中央に位置する。断層全体の長さは震源付近で2重となっている面を除き145 km、幅は25 kmである。インバージョン解析では断層を5 km×5 kmの小断層に分割し、基底関数としては幅2.5秒の箱型関数を8個設定した。第1タイムウィンドウの破壊時刻を決める同心円状の破壊フロントの伝播については、予備解析を踏まえて、並行断層西端から主断層側へ乗り移ることとし、乗り移りに4sの遅れを仮定した。なお、以上の主モデルの複雑な箇所を単純化した副モデルも併せて検討した。

解析の結果、能登半島北東沖、震源やや西、能登半島北西部にそれぞれ6~9m程度のピークを持つ大すべり域が得られた。破壊開始10秒後程度まではあまりすべりはなく、10秒後過ぎに震源やや西の部分の破壊が始まり、その後、能登半島北東沖および能登半島北西部へ破壊が進んだ。それら2ヵ所の大きな破壊はほぼ同時であった。地震モーメントは 3.2×10^{20} Nm (M_w 7.6)と推定された。観測データは概ね良好に再現されている。能登半島北東沖のすべりによる各データへの寄与を計算したところ、強震波形については、舩倉島観測点

の波形の後半部，佐渡島の観測点や震源より東側のF-net観測点の波形への寄与が大きく，能登半島内の観測点への寄与は小さかった．このことから，能登半島内の強震動には震源やや西と能登半島北西部の大すべりが大きく寄与したと考えられる．以上の結果は主・副断層モデルで共通に得られている．

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

📅 Tue. Oct 22, 2024 3:15 PM - 4:45 PM JST | Tue. Oct 22, 2024 6:15 AM - 7:45 AM UTC | 🏢 Room A
International Conference Hall (4F)

[S22] PM-2

chairperson: Kazutoshi Imanishi(AIST), Tsutomu Takahashi(JAMSTEC)

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

[S22-13] Imaging complex rupture evolution of the 2024 M_w 7.5 Noto Peninsula earthquake by the back-projection of near-field array records

*Kazutoshi IMANISHI¹, Takahiko Shiina¹, Yumi Urata¹, Shutaro Sekine² (1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. ADEP)

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

[S22-14] Non-planar Fault Geometry Controlling the Distributions of Slip and Uplift of the M7.6, 2024 Noto Peninsula, Japan, Earthquake

*Ryosuke ANDO¹, Yo Fukushima², Keisuke Yoshida², Kazutoshi Imanishi³ (1. Univ. of Tokyo, 2. Tohoku Univ., 3. Geological Survey of Japan)

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

[S22-16] Lateral variation of static stress drop in the source area of the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Tsutomu TAKAHASHI¹, Gou FUJIE¹, Masanao SHINOHARA², Ryota HINO³, Shuichi KODAIRA¹, Tomoaki YAMADA², Takeshi AKUHARA², Koichiro OBANA¹, Ryosuke AZUMA³, Yusuke YAMASHITA⁴, Yoshio MURAI⁵, Hisatoshi BABA⁶, Hiroshi YAKIWARA⁷ (1. JAMSTEC, 2. Univ. of Tokyo, 3. Tohoku Univ., 4. Kyoto Univ., 5. Hokkaido Univ., 6. Tokai Univ., 7. Kagoshima Univ.)

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

[S22-17] Site response changes caused by strong ground motions of the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Miroslav Hallo¹, Kimiyuki Asano¹, Tomotaka Iwata² (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Professor Emeritus, Kyoto University)

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

[S22-18] Real-Time Monitoring of the 2024 Note M7.6 Earthquake Genesis Process using Physical Wavelets

*Fumihide TAKEDA^{1,2} (1. Takeda Eng. Consultant, 2. Earthquake Pred. Inst.)

Imaging complex rupture evolution of the 2024 M_w 7.5 Noto Peninsula earthquake by the back-projection of near-field array records

*Kazutoshi IMANISHI¹, Takahiko Shiina¹, Yumi Urata¹, Shutaro Sekine²

1. Geological Survey of Japan, AIST, 2. ADEP

2024年1月1日16時10分に、石川県能登地方で M_w 7.5の地震が発生した。この地震の破壊過程を調べるため、近地アレイデータにバックプロジェクション法 (Ishii et al., 2005) を適用した。バックプロジェクション法は、観測波形から直接エネルギー放射強度の時空間分布を推定することが可能であり、通常の波形インバージョンのように理論波形の計算や破壊伝搬速度などの仮定が不要である大きな利点がある。また、バックプロジェクション法には遠地アレイデータが使われることが多いが、近地アレイデータを使用することで、より時空間分解能の高い結果が得られる。

本研究では、地震予知総合研究振興会が新潟県長岡地区に展開している観測網 (AN-net) (関根, 2022) のデータを使った。AN-netは能登半島地震の本震の震源域からおよそ100km東側に位置しており、50 km×30 kmの範囲に40点の観測点が存在する。それぞれの観測点には深度約100mのボアホールに高感度地震計 (Lennarts LE-3Dlite MkII) と強震計 (航空電子JA-40GA) が設置されているほか、地表にも同じ強震計が設置されている。本研究ではデータ品質を考慮し、ボアホールの強震計データを解析に使用した。実際の解析では、加速度記録を積分して速度波形にし、0.2-2.0 Hzの帯域のバンドパスフィルターを掛けたデータを使用した。

バックプロジェクション法では断層面を仮定する必要は無いが、ここでは沿岸域の活断層 (井上・岡村, 2010) や余震分布の特徴を参考にし、南東傾斜の断層面 (Fault 1) に加えて余震域北東部に北北西傾斜の断層面 (Fault 2) を設定した。バックプロジェクション法により推定された破壊過程の主な特徴は以下の通りである。

- ・破壊は能登半島の北東部 (Fault 1上) で開始し、エネルギー放射は小さいものの、深さ10km以浅を破壊しながら15秒ほどかけて能登半島の南西端まで進展した。
- ・その後、破壊は進展方向を北東に変え、約20秒かけて地表付近を破壊しながらFault 1の北東端まで達した。このときの破壊伝搬速度はP波速度に近いsupershearとなり、このsupershear破壊は約20秒間続いた (破壊開始から15~35秒)。この段階で、この地震の大部分のエネルギーが放射された。
- ・破壊はその後減速しながらFault 1の深部方向へと伝搬した。全体の破壊継続時間は約50秒であった。
- ・Fault 2への破壊の乗り移りは明瞭ではなく、Fault 2での大きなすべりは無かったか、あったとしても断層の南西端で限定的であったと推定される。

浅部における大きなエネルギー放射は、最大4mほどの海岸隆起や津波の発生と調和的である。また、近地強震波形に見られる複雑な波群や継続時間の特徴は、supershearを含む上述の破壊過程により概ね説明できそうである。さらに、S/Nがやや悪くなるが、首都圏地震観測網 (MeSO-net) で観測された波群の特徴も同様に説明できそうである。

CMT解やGNSSによる地殻変動パターンから、今回の地震は横ずれを伴う逆断層地震である。逆断層で顕著なsupershear破壊が確認されたのは、初めての事例と思われる。このようなsupershear破壊が起こる物理的条件を解明し、能登半島地震による甚大な被害との関係を明らかにしていくことは、将来の地震災害の軽減に向けて重要な課題である。

謝辞：解析にはAN-net、MeSO-net、K-NET、KiK-net、気象庁一元化カタログを使用しました。記して感謝いたします。

Non-planar Fault Geometry Controlling the Distributions of Slip and Uplift of the M7.6, 2024 Noto Peninsula, Japan, Earthquake

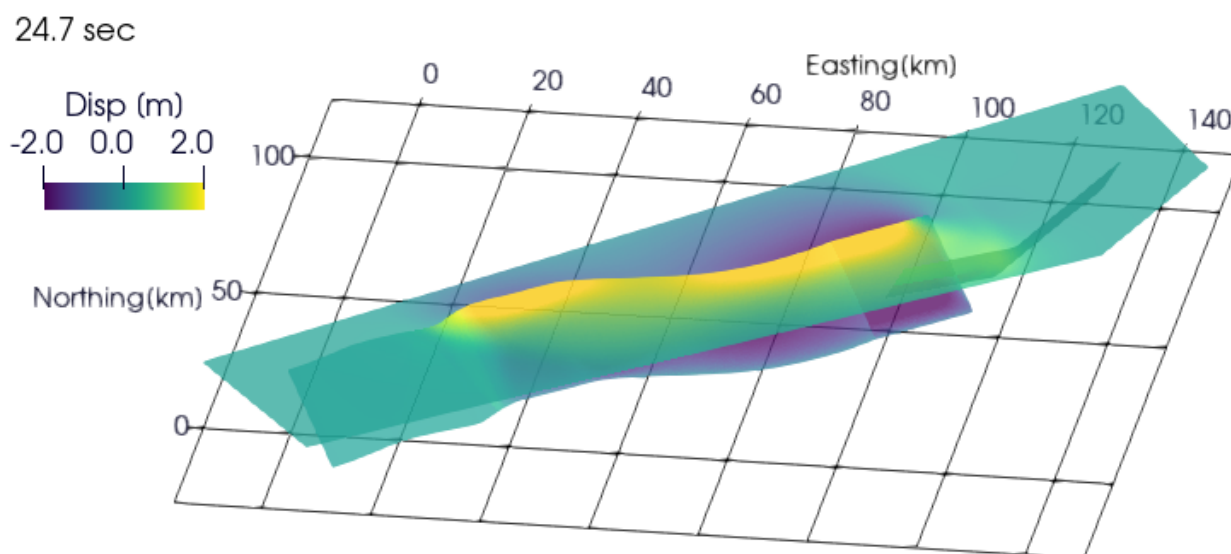
*Ryosuke ANDO¹, Yo Fukushima², Keisuke Yoshida², Kazutoshi Imanishi³

1. Univ. of Tokyo, 2. Tohoku Univ., 3. Geological Survey of Japan

2024年M7.6能登半島地震は、事前に記載されていた活断層セグメントを基本的には破壊したことが分かってきた。事前の地形学・地質学的推定（岡村，2009など）と事後の余震活動による推定（Yoshida et al., 2024）により，その断層形状は屈曲や分岐，並走する断層面などによる，顕著な複雑性を示していることが明らかにされた。合成開口レーダ（SAR）観測により，隆起のピークは半島の北西角部に位置する猿山岬地域で生じ約5mに達することが分かった。この地域は，沖合に位置する活断層の屈曲部に一致していることは特筆すべきであり，おそらく活断層の累積変位が半島の形状を決めている要素であろう。今回の地震破壊過程を決めている物理過程を理解するために，観測で制約した断層形状と広域応力場をモデル化した3次元動的破壊シミュレーションを行った。まず地震前の観測で制約したそれらのモデルは，余震分布とよく一致していることを確認した。3次元非平面断層上の破壊過程の数値計算には，高効率な領域分割-境界積分方程式法（FDP-BIEM）を用いた。数値計算の結果の一例を，断層面上の滑りと地表変位分布のスナップショットとして図に示す。計算した地表変位を観測されたSARと比較したところ，その空間分布が非平面断層形状効果としてよく再現されていることが分かった。この一致の良さは，地震時観測変位を用いたパラメタチューニング無しで得られており，モデルに仮定した断層形状とTranspressionの応力場の示している。シミュレーションは，南東傾斜と北東傾斜という共役断層間の動的破壊乗り移りの発生も示す。猿山岬地域での最大隆起は，当該領域での断層屈曲により生じた可能性が大きい。本研究では，観測された強震動と計算結果を比較して，震源効果に解釈も与えた。このように，動的破壊シミュレーションは災害を引き起こす大きな地震時変位や強震動の背後にある物理メカニズムを明らかにする能力があることを示している。

Observations have documented that the M7.6, 2024 Noto Peninsula earthquake primarily ruptured previously documented active fault segments located along the western and northern coast of the peninsula. The preseismic geological/geomorphological inference (e.g., Okamura, 2009) and postseismic aftershock inference (e.g., Yoshida et al., 2024) reveal that this fault system presents remarkable geometrical complexity, including the bends, branches and subparallel strands of the faults. The Synthetic Aperture Radar (SAR) observation found the largest uplift of about 5 m around Cape Saruyama, which marks the northwestern corner of the peninsula. Interestingly, this area is associated with the fault-bend offshore, facing and probably shaping the corner of the peninsula. In order to clarify the underlying mechanism of the earthquake rupture, we conducted the dynamic rupture simulation with the observational constraints of the 3-D fault geometry and regional stress field. We have confirmed their preseismic estimates are consistent with those of postseismic ones based on the spatial distribution and focal mechanisms of the observed aftershocks. The numerically efficient and geometrically flexible Boundary Integral Equation method (FDP-BIEM) is employed to consider the 3-D fault geometry in the dynamic rupture simulation. An example of a snapshot of the dynamic rupture propagation is shown in Figure for the displacement on the fault and the ground surfaces. We successfully reproduce the SAR-detected distribution of the surface displacement as the result of the observationally constrained non-planar fault geometry. The remarkable matching is obtained without postseismic parameter tunings, indicating the validity of the assumed models of the fault geometry and transpressional tectonic stress field. Our simulation also shows that the rupture is transferred between the conjugate faults. We have identified that the fault bend off the Cape Saruyama most probably caused the largest slip and uplift observed there. We also compare the synthetic and observed strong motion waveforms and interpret the source effects. The dynamic rupture simulation demonstrates the ability to illuminate the underlying

mechanisms causing the hazardous large coseismic deformations.



Lateral variation of static stress drop in the source area of the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Tutomu TAKAHASHI¹, Gou FUJIE¹, Masanao SHINOHARA², Ryota HINO³, Shuichi KODAIRA¹, Tomoaki YAMADA², Takeshi AKUHARA², Koichiro OBANA¹, Ryosuke AZUMA³, Yusuke YAMASHITA⁴, Yoshio MURAI⁵, Hisatoshi BABA⁶, Hiroshi YAKIWARA⁷

1. JAMSTEC, 2. Univ. of Tokyo, 3. Tohoku Univ., 4. Kyoto Univ., 5. Hokkaido Univ., 6. Tokai Univ., 7. Kagoshima Univ.

令和6年能登半島地震の震源域は、能登半島北東の海域から能登半島西方に約150kmの範囲に広がる。震源域周辺では、構造探査などの結果に基づいて多数の断層の分布が明らかにされている（佐藤・他 2021）。震源域の海域における詳細な震源分布や断層形状などを把握するため、全国の大学とJAMSTECでは海底地震計を用いた地震観測を1月下旬から実施している（篠原・他, 2024）。2月下旬に26台の地震計を回収し、約一ヶ月間の記録を取得した。本研究では、この観測期間内に震源域周辺で発生したM1.8~5.2の地震を対象に震源スペクトルの特徴を調べた。解析には、回収した海底地震計と震源域周辺の陸上観測点の記録を使用した。

中小規模地震の震源スペクトルの推定では、伝播経路上の散乱・非弾性減衰の影響とサイト増幅特性を適切に取り除く必要がある。これまでの研究の多くは、経験的グリーン関数を用いて直達波のスペクトル比から震源スペクトルを推定している(例えば Shearer et al. 2006)。しかし本研究で用いる記録は直達波が振り切れたものが多数あり、地震の震源メカニズムも多様であったため、この手法は適用できなかった。そこでSコーダ波のスペクトル比を用いた解析を実施した。数Hz以上のSコーダ波は、発震時からの経過時間がS波走時の約2倍以上となると、振動エネルギーがほぼ空間一様に分布する。同一観測点で得られた異なる2つの地震について、発震時から同じ経過時間のコーダ波のスペクトル比をとることでサイト特性と伝播経路の影響を除去し、震源スペクトル比が得られる。これまでの直達波やコーダ波のスペクトル比を用いた震源スペクトルの研究では、地震ペアごとにスペクトル比に ω^{-2} モデルをフィッティングしてコーナー周波数(f_c)を推定し、その平均をとるなどして各震源の f_c を推定している（例えば, Kita et al. 2024）。本研究では、全ての震源ペアで得られたスペクトル比に対する残差を用いて尤度関数を定義し、マルコフ連鎖モンテカルロ法を用いて全地震の地震モーメント (M_0) と f_c を推定した。各ペアで得られる震源スペクトル比は、各観測点、各成分の異なる時間窓で得られたものの対数平均をとり、その分散で重み付けをした。重み付き残差が正規分布に従うと仮定し、重み付き残差の分散は階層ベイズを用いて同時推定した。また M_0 の大きさを制約するため、防災科学技術研究所F-netのCMT解を参照し、解析対象とした地震の中でCMT解のvariance reductionが80以上の地震について、 $\log M_0$ のCMT解からのずれが正規分布となる事前分布を仮定した。

得られた結果は M_0 が概ね f_c^{-3} に比例し、Bruneの静的応力降下量は規模によらず0.5MPa~10MPaであった。震源域周辺で構築された断層モデル（佐藤・他, 2021）のうち、震源域北東部のNT3東部やNT2周辺で応力降下量が小さい傾向が見られた。応力降下量が相対的に小さくなる特徴は、地震で大きな滑りがあった領域や固着が弱い領域などで報告されている(Shearer et al. 2006; Moyer et al. 2018)。NT2やNT3はM7.6の地震時には大きく滑らなかった可能性が津波の解析などから指摘されており（Fujii & Satake 2024）、NT3東部やNT2では断層面上の固着状況や摩擦係数などが震源域西部とは異なる可能性が考えられる。

謝辞：本研究では防災科学技術研究所Hi-net, F-net, 東京大学, 京都大学, 気象庁の陸上観測点の地震波形記録を使用させていただきました。

Site response changes caused by strong ground motions of the 2024 Noto Peninsula earthquake

*Miroslav Hallo¹, Kimiyuki Asano¹, Tomotaka Iwata²

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Professor Emeritus, Kyoto University

On 1 January 2024, a devastating M_{JMA} 7.6 earthquake occurred on the Noto Peninsula in Japan. Seismic waves were generated on tectonic faults beneath the Noto Peninsula and the Sea of Japan [1] and caused widespread damage to civil infrastructure on the ground surface. In general, the near-surface soil and rock layers cause amplification of seismic waves, which is included in the design of earthquake-resistant buildings by considering site-specific geological conditions. Nevertheless, when strong ground motions impinge, the near-surface soils exhibit nonlinear behavior and may undergo some structural changes driven by liquefaction or elastic softening phenomena. The structural changes can cause variations in the shear-wave velocity [2], which cause a change in the site response in the short- and long-term (during the strong ground shaking and after it, respectively). The site response changes influence the characteristics of the destructive ground shaking itself, and hence, their evaluation is important for engineering purposes.

In this study, we perform an analysis of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios (HVSr) from regional earthquake waveforms [3] recorded at 160 sites of the Noto Peninsula and its surrounding region. The waveform data originate from the K-NET and KiK-net [4], Shindo-kei networks of the Japan Meteorological Agency (JMA) and local governments, stations operated by the Disaster Prevention Research Institute (DPRI) of Kyoto University, and stations of the Port and Airport Research Institute (PARI). We identified significant HVSr peaks and their directionality characteristics separately for periods before, during, and after the devastating M_{JMA} 7.6 earthquake. This allows us to measure the temporal variations in the predominant site-specific resonance frequency during and after the strong ground shaking.

The long-lasting site response change is characterized by a predominant frequency drop and it is correlated with the peak ground velocity (PGV) measured during the M_{JMA} 7.6 earthquake. This proves it is a phenomenon related to site-specific near-surface geology. The short-lasting site response change is evaluated by using the HVSr in short-time windows from the mainshock waveforms, and it reveals strongly nonstationary behavior (Figure 1). Frequencies of HVSr peaks decrease simultaneously and omnidirectionally with the strong shaking and logarithmically recover long after it. The observed extreme predominant frequency drops show relative change values exceeding -70%. These results indicate that strong ground motions with $PGV > 0.2$ m/s may cause a drop in the site-specific resonance frequency. This behavior is physically related to temporal variations in near-surface shear-wave velocity. The introduced phenomenon may have a significant impact on a broad scale of research topics, from the dynamic soil characteristics to the input ground motions for building collapse.

Acknowledgments: We acknowledge the NIED, JMA, DPRI, PARI, and prefectural governments for operating monitoring stations used in this study. Miroslav Hallo was supported by the Japan Society for the Promotion of Science (JSPS) through Fellowship number P23070 and Grant-in-Aid for JSPS Fellows number 23KF0149.

References:

[1] Asano K & Iwata T, *Source rupture process of the 2024 Noto Hanto earthquake by waveform inversion of strong motion records*, Poster U15-P20, JpGU2024, Chiba, Japan, 2024.

- [2] Sawazaki K, Sato H, Nakahara H, & Nishimura T, Temporal change in site response caused by earthquake strong motion as revealed from coda spectral ratio measurement, *Geophys Res Lett* 33, L21303, 2006.
- [3] Lermo J & Chávez-García FJ, Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull Seismol Soc Am* 83, 1574–1594, 1993.
- [4] NIED, *NIED K-NET, KiK-net*, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2019. DOI: 10.17598/NIED.0004

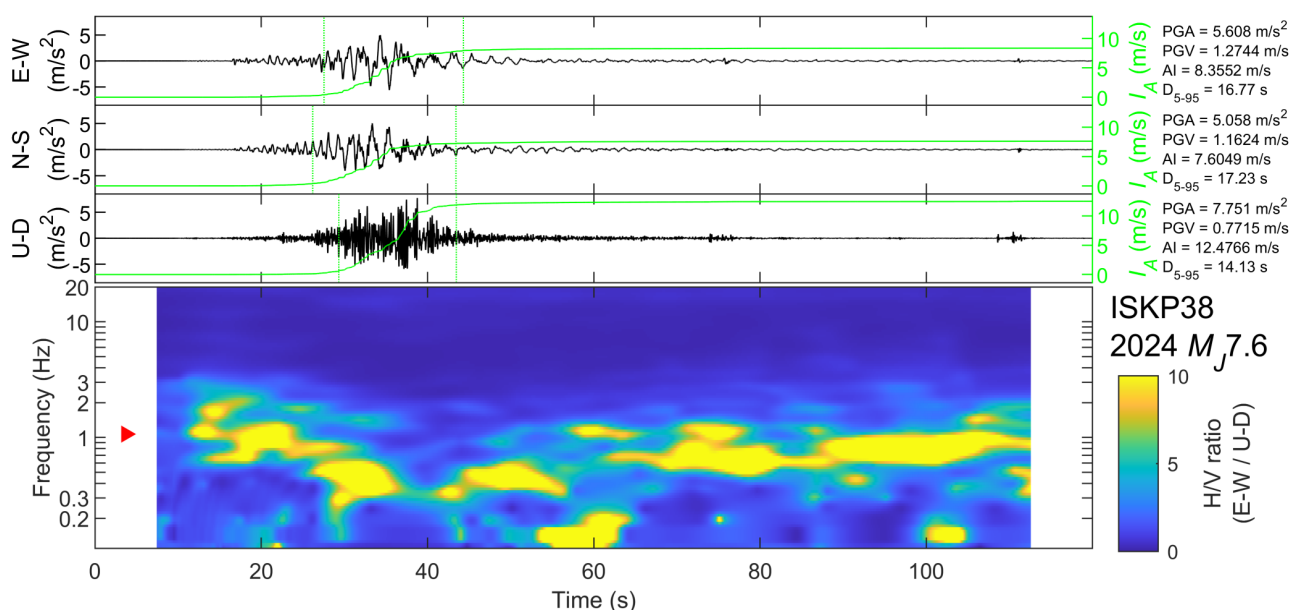


Figure 1. Short-lasting site response change – The short-time HVSR at the ISKP38 site (Monzenmachi of the Wajima City) during the 2024 $M_{J7.6}$ Noto Peninsula earthquake. Upper panels show measured acceleration waveforms (black curves) and Arias Intensity traces (green curves). The bottom panel shows short-time HVSR determined from E–W horizontal component (values shown by color scale). All panels have a joint time axis.

Real-Time Monitoring of the 2024 Note M7.6 Earthquake Genesis Process using Physical Wavelets

*Fumihide TAKEDA^{1,2}

1. Takeda Eng. Consultant, 2. Earthquake Pred. Inst.

The Earth's outer layer, the lithosphere, consists of three parts: the brittle upper crust, the ductile lower crust, and the ductile uppermost mantle. Movements in the Earth's plates cause steady creep in the ductile layers, building stress in the brittle upper crust [1]. The stress has vertical and horizontal directions to the Earth's surface. This stress leads to earthquakes (EQs) of different sizes.

The process of how the EQs form in the brittle upper crust is complex. Some scientists have tried to explain the complexity using models that see the EQ system as self-organizing or critically self-organized. However, these models over-simplify the EQ frequency and magnitude relationship by ignoring the detailed variations in the transition between the brittle and ductile layers [2].

The details are important because they challenge the patterns expected by the simplified relation and provide new insights into how significant EQs form. We address these challenges and use a novel tool, Physical Wavelets (PWs), to advance EQ and tsunami prediction methods. This innovative tool has been instrumental in analyzing complex seismic and GNSS data, offering a fresh perspective on the megathrust and significant EQ formations.

By challenging conventional understanding, we can significantly mitigate the impact of these natural disasters. It is important to note that our findings are built upon a solid foundation of previous studies and patents [3]. We used seismic data from Japan within the latitude and longitude range of 16° – 52° and 116° – 156° , respectively. By analyzing consecutive EQs with magnitudes above a certain level of $M_c \approx 4$, we discovered a correlation between the moving sum of time intervals between the successive EQs and the region's strain energy density. This finding has practical implications, as it allows us to predict when an impending significant EQ will occur by monitoring this energy's accumulation and release cycles. The rapid release of this energy after its peak accumulation, known as Accelerated Moment Release, increases before the impending significant earthquake, providing a potential early warning system. The same method can be used to track the moving sum of EQ depths. If the energy is high, the EQs are deep. After reaching the peak, energy release shifts to shallower depths if the expected significant EQ is shallow. The energy keeps increasing for deeper significant events, like those in the Wadati-Benioff zone. We can predict the location of the impending EQ using smaller grid sizes and a lower magnitude threshold ($M_c \approx 3$). These smaller-size analyses, combined with the entire region's analysis, help predict the approximate epicenter, depth (deep or shallow), and exact date of the significant EQ occurrence.

We also identified two key processes to the significant EQ formation: CQK and CQT. CQK is after the 1995 Kobe M7.3 EQ, and CQT is after the 2000 Tottori M7.3 EQ. The CQK or CQT occurs in two spatially different segments shown by Japan's Coda Q map [4], reflecting two distinct geological structures. Understanding the distinctive processes is crucial for improving our ability to predict and prepare for future significant EQs.

Japan's GNSS network provides noisy daily data on crustal movement. By applying PWs to this data, we found out how the 2011 Tohoku M9 EQ formed over 15 months and identified the tsunami formation process over the last three months.

Similarly, by applying PWs to seismic and GNSS data, we can show how the Noto Peninsula M7.6 EQ on January 1, 2024, with a tsunami occurrence formed over three months. Thus, PWs could have provided real-time monitoring and early warnings for the 2024 Noto Peninsula EQ, potentially reducing the impact of the EQ and tsunami, and saving lives.

References

1. Zoback & Zoback (2002) State of stress in the Earth' s lithosphere, IHEES.
2. Takeda (2022) ArXiv. 2201.02815.
3. Takeda (2022) ArXiv. 2107.02799.
4. Jin & Aki (2005) High-resolution maps of Coda Q in Japan, EPS.