

**Thu. Nov 2, 2023**

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

9:15 AM - 10:30 AM JST | 12:15 AM - 1:30 AM UTC | Room C F202

**[S10] AM-1**

chairperson: Kentaro Hattori (Kansai University), Taku Komatsubara (Geological Survey of Japan, AIST)

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

**[S10-01]** Time of occurrence of disturbance of water surface in China on the day of the 1854 Ansei Nankai Earthquake\*Kentaro HATTORI<sup>1</sup> (1. Kansai University)

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

**[S10-02]** Reconsidering the dates of historical earthquakes at midnight\*Yuma Kamei<sup>1</sup>, Kazuki Koketsu<sup>2</sup>, Satoko Oki<sup>3</sup> (1. Faculty of Policy Management, Keio University, 2. SFC Research Institute, Keio University, 3. Faculty of Environment and Information Studies, Keio University)

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

**[S10-03]** 3D High-resolution seismic surveys for active faults investigation in shallow waters\*Shinji KAWASAKI<sup>1</sup>, Akio Hara<sup>1</sup>, Takeshi Kozawa<sup>1</sup> (1. JGI, Inc.)

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

**[S10-04]** Shallow drilling near the Obitoke Fault, Nara-bonchi-toen Fault Zone, central Japan and mean deformation rate of that fault zone.\*Taku KOMATSUBARA<sup>1</sup> (1. Geological Survey of Japan, AIST)

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

**[S10-05]** Distribution of offshore part of Futagawa Fault Zone (Uto-hanto-hokugan section) based on UHR MCS Survey, Kyusyu, southwestern Japan.\*Takashi OGAMI<sup>1</sup>, Kenji TARA<sup>2</sup>, Takahiro KUBO<sup>2</sup>, Kenjiro MUKAIYAMA<sup>2</sup> (1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. Kawasaki Geological Engineering, Co., Ltd.)

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

10:45 AM - 12:00 PM JST | 1:45 AM - 3:00 AM UTC | Room C F202

**[S01] AM-2**

chairperson:Lina Yamaya(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience), Ayumu Mizutani(Hokkaido University)

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

[S01-01] A method to enhance direct waves based on the probabilistic density function of seismic wave amplitudes

\*Mitsutaka Oshima<sup>1</sup>, Hiroshi Takenaka<sup>2</sup> (1. Center for Safety and Reliability Engineering, Shimizu Corporation, 2. Okayama University)

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

[S01-02] Estimation of near-fault coseismic displacement waveforms using collocated ocean-bottom seismometers and pressure gauges

\*Ayumu MIZUTANI<sup>1</sup>, Diego Melgar<sup>2</sup>, Kiyoshi Yomogida<sup>1</sup> (1. Hokkaido Univ, 2. Univ. of Oregon)

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

[S01-03] CMT analysis of M6-class earthquakes using S-net waveform data

\*Lina Yamaya<sup>1</sup>, Hisahiko Kubo<sup>1</sup>, Katsuhiko Shiomi<sup>1</sup>, Shunsuke Takemura<sup>2</sup> (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

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

[S01-04] Clustering method to infer fault surfaces from micro-earthquakes: Application to the Ibaraki-Fukushima, NE Japan, area

\*Genki Watanuki<sup>1</sup>, Ryosuke Ando<sup>1</sup>, Aitaro Kato<sup>2</sup> (1. Graduate School of Science, University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S01-05] Accuracy evaluation of FDP=lattice H matrices method, speed-up method for spatiotemporal boundary integral equation method

\*Takumi Miyajima<sup>1</sup>, Ryosuke Ando<sup>1</sup>, Akihiro Ida<sup>2</sup> (1. The University of Tokyo, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

1:15 PM - 2:45 PM JST | 4:15 AM - 5:45 AM UTC | Room C F202

**[S01] PM-1**

chairperson: Naoki Suda (Hiroshima University), Yohei Yukutake (Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S01-06] Multi-decadal monitoring of seismic velocity changes beneath Izu-Oshima, central Japan, using ambient seismic noise records

\*Yohei Yukutake<sup>1</sup>, Taka'aki Taira<sup>2</sup>, Shinya Onizawa<sup>3</sup>, Yuichi Morita<sup>4</sup> (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Berkeley Seismological Laboratory, University of California, 3. Meteorological Research Institute, 4. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S01-07] Constraining Lithospheric Transverse Isotropy Using the Non-double Couple Components of the Moment Tensors

\*Hitoshi KAWAKATSU<sup>1,2</sup> (1. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo, 2. Institute of Earth Sciences, Academia Sinica)

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

[S01-08] Extended Model Space to Account for Effects of Subwavelength Heterogeneities in Full Waveform Inversion Based on Wavefield Gradients

\*Kota MUKUMOTO<sup>1</sup>, Yann Capdeville<sup>2</sup>, Singh Sneha<sup>2</sup>, Takeshi Tsuji<sup>3</sup> (1. Kyushu University, 2. University of Nantes, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes, CNRS, Université de Nantes, 3. Tokyo University)

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

[S01-09] Epicenter determination by correlation method for shallow very low-frequency earthquakes

\*Naoki Suda<sup>1</sup> (1. Hiroshima Univ.)

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

[S01-10] Wavefield and source estimation based on data assimilation using the adjoint method: Numerical experiments in 2-D P-SV wavefield

\*Tomoyasu Morita<sup>1</sup>, Takashi Furumura<sup>1</sup>, Takuto Maeda<sup>2</sup> (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

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

[S01-11] Effects of gravity and density stratification of a fluid over layered non-gravitational solid modeled by the reflectivity method

\*Hiroshi TAKENAKA<sup>1</sup>, Tomotsugu WATANABE<sup>2</sup>, Takeshi NAKAMURA<sup>3</sup> (1. Department of Earth Sciences, Okayama University, 2. Department of Earth Sciences, Okayama Univ., 3. Central Research Institute of Electric Power Industry)

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

3:00 PM - 4:30 PM JST | 6:00 AM - 7:30 AM UTC | Room C F202

**[S01] PM-2**

chairperson:Hironori Kawakata(Ritsumeikan Univ.), Shiro Hirano(Ritsumeikan Univ.)

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

[S01-12] Ground motion simulation with stochastic source time functions

\*Shiro Hirano<sup>1</sup> (1. Ritsumeikan Univ.)

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

[S01-13] Ensemble estimation of subsurface structure and hypocenter at Mie-ken Nanto-oki based on physics-informed neural network

\*Ryoichiro AGATA<sup>1</sup>, Kazuya Shiraishi<sup>1</sup>, Gou Fujie<sup>1</sup> (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC))

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

[S01-14] Excitation mechanisms of background Rayleigh waves by Ocean infragravity waves

\*Yoshimune Masamoto<sup>1</sup>, Kiwamu Nishida<sup>1</sup> (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S01-15] Effect of bay topography on surface waves

\*Ryota Yasumoto<sup>1</sup>, Siro Hirano<sup>1</sup>, Hironori Kawakata<sup>1</sup> (1. Ritsumeikan University)

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

[S01-16] The behavior of elastic waves traveling through a heterogeneous medium (1) ~ To clarify its dependence on the strength of heterogeneity~

\*Hironori KAWAKATA<sup>1</sup> (1. Ritsumeikan Univ.)

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

[S01-17] A major formula in seismology has been proven wrong by the Japan Meteorological Agency

\*Yuuji Tauchi<sup>1</sup> (1. Independent)

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

📅 Thu. Nov 2, 2023 9:15 AM - 10:30 AM JST | Thu. Nov 2, 2023 12:15 AM - 1:30 AM UTC | 🏢 Room C F202

**[S10] AM-1**

chairperson: Kentaro Hattori (Kansai University), Taku Komatsubara (Geological Survey of Japan, AIST)

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

[S10-01] Time of occurrence of disturbance of water surface in China on the day of the 1854 Ansei Nankai Earthquake

\*Kentaro HATTORI<sup>1</sup> (1. Kansai University)

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

[S10-02] Reconsidering the dates of historical earthquakes at midnight

\*Yuma Kamei<sup>1</sup>, Kazuki Koketsu<sup>2</sup>, Satoko Oki<sup>3</sup> (1. Faculty of Policy Management, Keio University, 2. SFC Research Institute, Keio University, 3. Faculty of Environment and Information Studies, Keio University)

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

[S10-03] 3D High-resolution seismic surveys for active faults investigation in shallow waters

\*Shinji KAWASAKI<sup>1</sup>, Akio Hara<sup>1</sup>, Takeshi Kozawa<sup>1</sup> (1. JGI, Inc.)

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

[S10-04] Shallow drilling near the Obitoke Fault, Nara-bonchi-toen Fault Zone, central Japan and mean deformation rate of that fault zone.

\*Taku KOMATSUBARA<sup>1</sup> (1. Geological Survey of Japan, AIST)

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

[S10-05] Distribution of offshore part of Futagawa Fault Zone (Uto-hanto-hokugan section) based on UHR MCS Survey, Kyusyu, southwestern Japan.

\*Takashi OGAMI<sup>1</sup>, Kenji TARA<sup>2</sup>, Takahiro KUBO<sup>2</sup>, Kenjiro MUKAIYAMA<sup>2</sup> (1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. Kawasaki Geological Engineering, Co., Ltd.)

# Time of occurrence of disturbance of water surface in China on the day of the 1854 Ansei Nankai Earthquake

\*Kentaro HATTORI<sup>1</sup>

1. Kansai University

Utsu (1977, 1988) pointed out that seiche and well oscillations were observed in East China on the day of the 1854 Ansei Nankai earthquake. On the other hand, the events might be influenced by the tsunami. Investigation of the time of occurrence of the disturbance of the water surface in China seems to make it possible to determine whether or not there were tsunami effects.

In this study, we examined Chinese records on the day of the 1854 Ansei Nankai Earthquake with the help of collections of Chinese meteorological records "A compendium of Chinese meteorological records of the last 3,000 years" published in 2004. The result shown in Fig. 1 will be discussed.

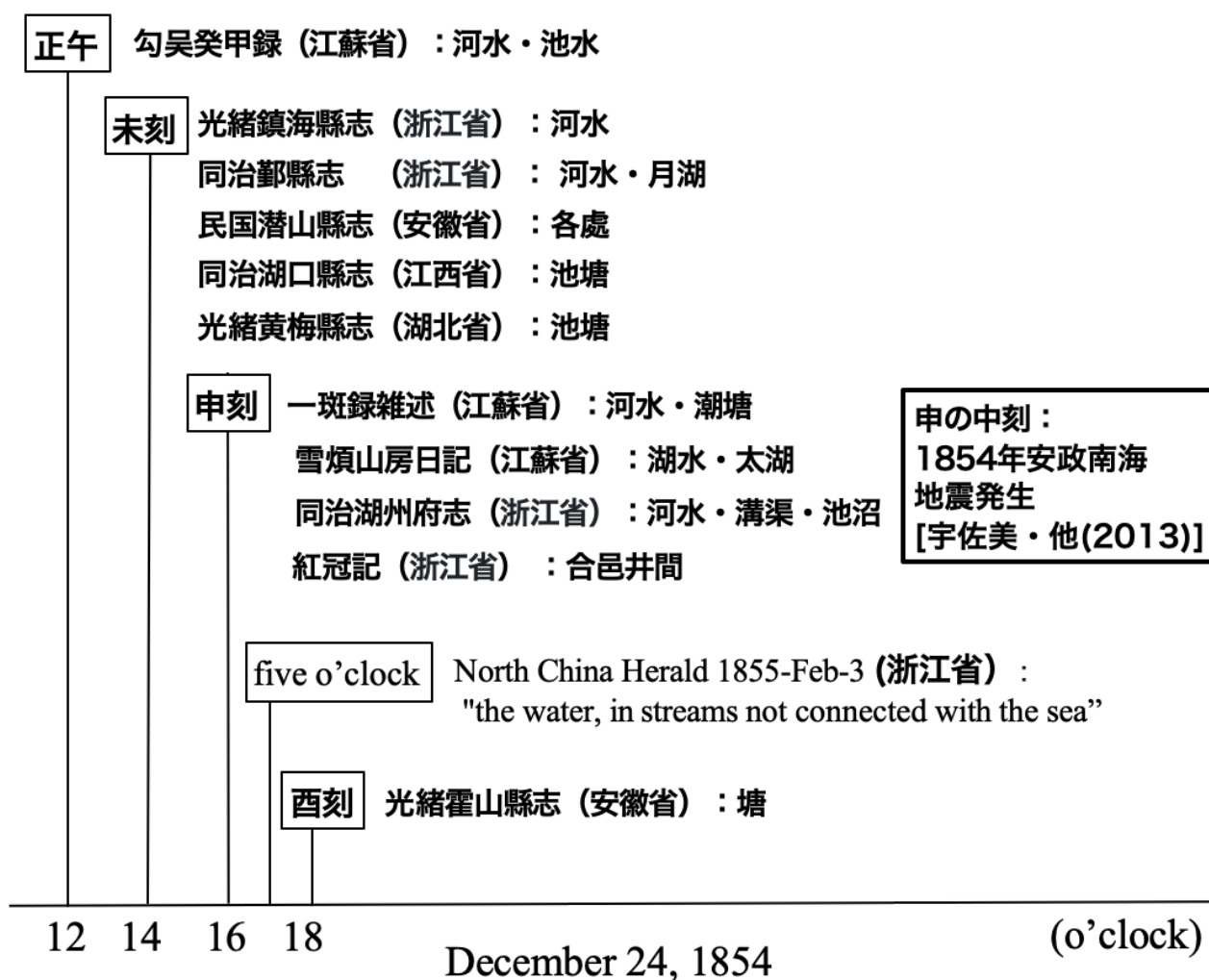


Fig. 1 Time of disturbance recorded in China on the day of the 1854 Ansei Nankai Earthquake.

## Reconsidering the dates of historical earthquakes at midnight

\*Yuma Kamei<sup>1</sup>, Kazuki Koketsu<sup>2</sup>, Satoko Oki<sup>3</sup>

1. Faculty of Policy Management, Keio University, 2. SFC Research Institute, Keio University, 3. Faculty of Environment and Information Studies, Keio University

近代以前の日本では、不定時法の十二時辰を用いて時刻が表されていた。十二時辰では一日を、十二支の名を付けた十二刻に分けて表記する。従って、日の出や日の入りを基準とする不定時法なので、一刻の長さは季節によって多少変動するが、それでも一刻およそ2時間とすることができる。また、江戸時代などでは十二刻の正刻（中心時刻）を鐘を打って知らせたため、十二刻をその正刻で打たれる鐘の回数で呼ぶことが多かった。中でも子の刻（夜九つ）は、現在のおよそ深夜0時およびその前後一時間を指している。つまり、ある日の子の刻と言っても、その日の23時頃から24時（0時）頃と、翌日の0時頃から1時頃までが含まれている。また、近代以前の日本では日付変更の感覚も現代とは異なり、『日本の時刻制度』（橋本万平著）によると平安時代では丑の刻と寅の刻との間、つまり午前3時頃で、江戸時代では明け六つ（卯の刻）、つまり日の出の時刻で日付が変わるという感覚があったことも分かっている。歴史地震の研究をする場合、現代の感覚に近い日付が必要であるので、子の刻や丑の刻、寅の刻に発生したとされる歴史地震の日付は注意をすべきであろう。ここでは、日本被害地震総覧（以下、総覧）で子の刻や丑の刻に発生したと記載されている地震の日付を詳細に再検討した。発生時刻が子の刻とされている地震11件、および丑の刻とされている地震20件を対象とした。検討の結果は、総覧や、[古代・中世]地震・噴火史料データベースあるいは近世の地震史料集テキストデータベース（以下、両者をDBと総称）に記載の日付に対して、○（そのままが良い）、△（総覧はそのまま、DBは変更すべき）、×（変更すべき）、？（判断がつかないのでそのまま）、－（史料が不明で検討できない）との評価で図に示した。

子の刻の場合、一刻の間に日付に変更があるという状況であるため、各史料の記述だけで判断するのは難しい場合が多く、11件中過半の6件が？であった。これに対して、丑の刻の場合、一刻すべてが翌日であるので、史料に夜あるいは今夜とあれば翌日、暁あるいは今暁とあれば当日と判断すれば良い。その結果、20件中○8件、△8件、×1件、？2件、－1件であった。○や△では、総覧においてすでに日付変更がされている場合がほとんどで、○ではDBもすでに日付変更されていた。×2件については、発表で詳しく説明する。

| 子の刻                                    | 丑の刻                                           |
|----------------------------------------|-----------------------------------------------|
| (1) 881/1/13, 元慶17年12月6日, 京都           | (1) 1041/8/25, 長久2年7月20日, 京都                  |
| (2) 1433/11/6, 永享5年9月16日, 相模           | (2) 1177/11/26, 治永1年10月27日, 大和                |
| (3) 1596/9/5, 文禄5年（慶長1年）閏7月13日, 畿内及び近隣 | (3) 1245/8/27, 寛永3年7月27日, 京都                  |
| (4) 1630/8/2, 寛永7年6月24日, 江戸            | (4) 1369/9/7, 正平24年7月28日, 京都                  |
| (5) 1662/10/31, 寛文2年9月20日, 日向・大隅       | (5) 1618/9/30, 元和4年8月12日, 京都                  |
| (6) 1743/11/22, 寛保年10月7日, 八戸           | (6) 1649/7/30, 慶安2年6月21日, 武蔵・下野               |
| (7) 1764/10/29, 明和1年10月5日, 伊勢          | (7) 1661/12/10, 寛文1年10月19日, 土佐高知              |
| (8) 1789/5/11, 寛政1年4月17日, 阿波           | (8) 1703/12/31, 元禄16年11月23日, 油布院・庄内           |
| (9) 1794/11/25, 寛政6年11月3日, 江戸          | (9) 1703/12/31, 元禄16年11月23日, 江戸・関東諸国          |
| (10) 1843/9/27, 天保14年9月4日, 江戸          | (10) 1705/5/24, 宝永2年閏4月2日, 阿蘇付近               |
| (11) 1854/8/25, 嘉永7年（安政1年）閏7月2日, 八戸    | (11) 1715/2/2, 正徳4年12月28日, 大垣・名古屋             |
|                                        | (12) 1739/10/31, 元文4年9月29日, 佐渡                |
|                                        | (13) 1751/5/21, 寛延4年（宝暦1年）4月26日, 越後           |
|                                        | (14) 1753/2/11, 宝暦3年1月9日, 京都                  |
|                                        | (15) 1760/5/15, 宝暦10年4月1日, 琉球                 |
| ○：そのままが良い                              | (16) 1782/8/23, 天明2年7月15日, 相模・武蔵・甲斐           |
| △：総覧はそのまま、DBは変更すべき                     | (17) 1783/3/5, 天明3年2月3日, 江戸                   |
| ×：変更すべき                                | (18) 1827/8/26, 文政10年7月5日, 日光                 |
| ？：判断がつかないのでそのまま                        | (19) 1831/11/14, 天保2年10月11日, 肥前               |
| －：史料が不明で検討できない                         | (20) 1854/7/9, 嘉永7年（安政1年）6月15日, 伊賀・伊勢・大和および隣国 |

## 3D High-resolution seismic surveys for active faults investigation in shallow waters

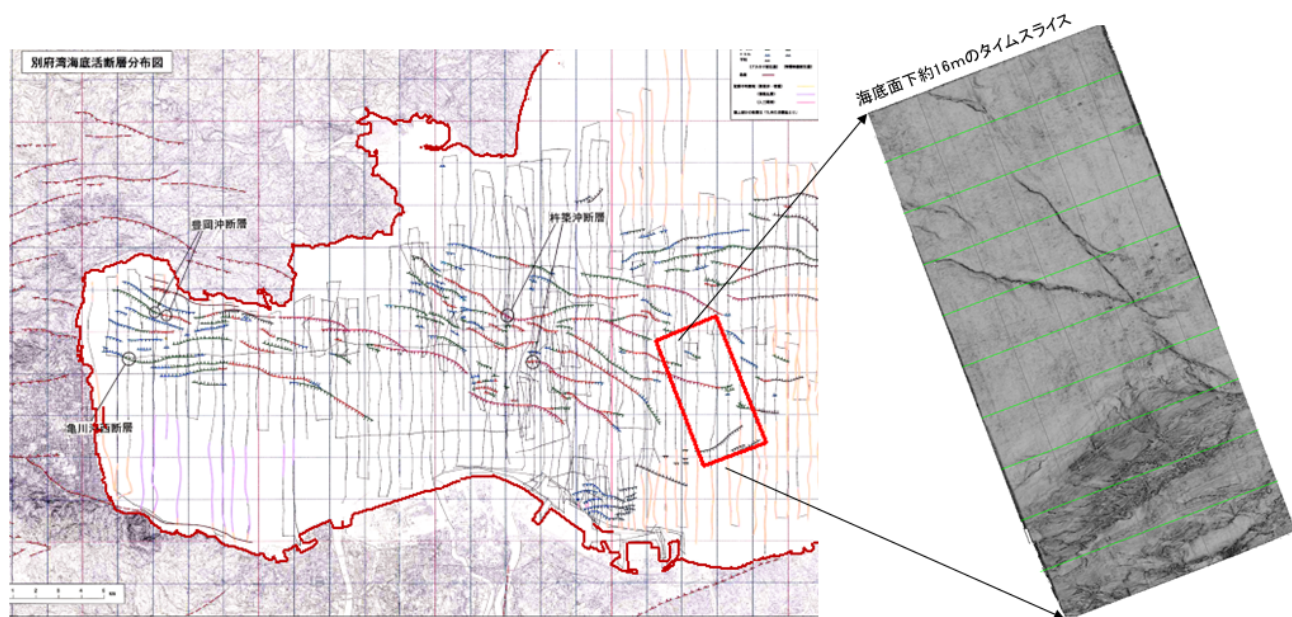
\*Shinji KAWASAKI<sup>1</sup>, Akio Hara<sup>1</sup>, Takeshi Kozawa<sup>1</sup>

1. JGI, Inc.

変動帯である日本列島とその周辺海域では、地質構造や地盤物性が空間的に著しく変化することが想定され、原子力発電所の立地安全性に係る前方海域の地質調査や、HLW地層処分の概要調査、さらには、洋上風力発電における風車基礎の地盤調査などで沿岸浅海域の地質リスクを適切に評価するための海底地盤調査の重要性は年々高まっている。海底地盤調査においては、現在、二次元音波探査が主流であるが、一部、石油探鉱開発などの分野においては三次元音波探査の貢献度は高く、試掘の前に標準的に三次元探査が用いられている。本発表では、別府湾の実証実験において取得した三次元探査データを用い、沿岸浅海域における地質リスクを可視化した事例を紹介し、ジオハザードの要因となる活断層をはじめ、旧河道（チャネル）、シャローガス等を三次元的に可視化できる三次元高分解能音波探査（3D-HRS）の有用性について考察する。

3D-HRSは、ショートストリーマーケーブルと高周波音源を用いて稠密に発震、受振することにより、三次元の地下構造を高分解能かつ高精度に把握することができる調査手法である。当社は、沿岸浅海域での地質構造を詳細に把握することを目的として、100m程度の軽量のショートストリーマーケーブルの開発を行い、併せて、曳航ノイズの低減、複数のRTK-GPSやdepth sensorによる曳航ストリーマの測位精度の向上、潮流があっても複数本の同時曳航が可能な隊列制御システムの改良を行ってきた。データ取得システムは、ケーブルの展開と揚収を容易にするために船尾両舷に設置したブームを用いて複数のショートストリーマーケーブルを展開する方式で300トンクラスの小型船舶に搭載される。この3D-HRSシステムは水深8-10m以上あれば深度500m程度までを対象にした調査が可能であり、海上に漁具等がなければ24時間観測により短期間で効率的に沿岸浅海域を調査できる特徴をもつ。活断層評価における有効性を確かめるために、京都大学地球熱学研究施設との共同研究によって、2019年に別府湾南東部（6km\*3kmエリア、水深40~50 m）で3D-HRSを実施した。別府湾内には、横ズレ断層系や正断層系の海底活断層が多数存在するが、断層の末端部や分岐断層の評価にも資するようにGIガン（周波数帯域25-350Hz）を使用し、稠密な発震間隔（6.25m）と受振間隔

（6.25m）による高密度な空間サンプリングデータ（垂直分解能を1~2 m）を取得した（寺西ほか、2022）。三次元処理結果から得られたサイスミックキューブを基にあらゆる方向の断面だけでなく、任意の深度で水平方向に輪切りにしたスライスを描くことができる。付図に、完新統に相当する海底面から20ミリ秒（海底面下約16m）の時間スライスをsimilarityで表示している。既往のソノプロブ調査から島崎・岡村（2000）によって認定された別府湾の海底活断層（大分県2022に加筆）と比べると、今回の結果から新たな断層を明瞭に識別することができる。グリッド状の二次元調査に比べて断層面の追跡が格段に容易になるだけでなく、複数の深度スライスやアイソパックから、断層の分布と連続性、分岐形態、活動時期と変位量に資する多くの情報が得られており活断層評価の精度向上が期待される（Itoh et al., in press）。完新世の未固結層の堆積スケールや岩相の空間変化は、最終氷期に陸化し浸食を受けたことを考えると、現世の沿岸陸域における堆積環境とほぼ変わらないと考えられる。現在、海底活断層の調査においては、グリッド状に二次元音波調査を実施する方法が主流となっているが、たとえ500m間隔で詳細に二次元調査を計画した場合でも、海底地形地質の不均質スケールの方が小さいため二次元データの解釈精度には限界が生じることが懸念される。今後、3D-HRS解析技術により、サイスミックアトリビュート（TFL解析等）による断層系の検出、速度解析による地盤定数や工学的基盤面の推定、AVO解析による間隙流体の推定など高度な解析手法を適用できる可能性があり、活断層システムの全体像を包括的に把握する上で利活用が期待される。例えば、AVO解析でスクリーニングされるガス胚胎層は、シャローガスが断層近傍で局所的にトラップされたり、断層破碎帯そのものが流体経路になったりすることにより形成される場合があり、単なるリスクゾーンとして抽出する目的だけでなく、断層形態や断層運動と関連付けて議論を深めることができる。なお、調査の可探深度と垂直分解能はトレードオフの関係があるため、調査対象の断層サイズに合った最適な音源を選択することが重要であり、周波数帯域の異なる震源を同時併用したマルチスケール探査と3D-HRSの併用も有用である（須田ほか、2020）。



左図：既往調査による海底活動断層分布図(大分県、平成13年度別府一万年山断層帯(海上調査編)に関する調査成果報告書)に別府湾HR3Dの調査エリアを赤枠(6km×3km)で加筆して表示  
 右図：別府湾HR3Dで得られた海底面下約16mにおけるタイムスライス

## Shallow drilling near the Obitoke Fault, Nara-bonchi-toen Fault Zone, central Japan and mean deformation rate of that fault zone.

\*Taku KOMATSUBARA<sup>1</sup>

1. Geological Survey of Japan, AIST

### 1. はじめに

奈良盆地東縁部には、天理断層と帯解断層の2つの活断層が並走する。この断層の変位速度について、堤・他（2021）は帯解断層のみで0.3~0.4mm/年、小松原（2022）は天理断層と帯解断層の全体で、0.2mm/年としており、同時期に行われた調査でありながら見解が異なっていた。その理由は、地質調査所が1996年に実施した奈良盆地東縁断層系調査の一環として行った井戸野基準ボーリングの浅層部について2系統の異なった放射性炭素同位体比年代測定値が報告され[奈良盆地東縁断層系第二次トレンチ調査報告書と地質調査所研究資料288]、上記の2調査がそれぞれ別系統の年代値を採用したことによる。断層の平均変位速度を明らかにすることを目的として、井戸野基準ボーリングNo.2近傍で改めて深度15mのオールコアボーリングを実施し、年代測定・テフラ分析・花粉分析を行った。

### 2. ボーリング結果

ボーリングは、帯解断層西側の大和郡山市井戸野（北緯34°38'6.24、東経135°49'0.82、孔口標高TP. 56.72m）で行った。4層準で放射性炭素同位体比年代測定、1層準でテフラ分析、2層準で花粉分析を行い、深度1.50mより11,790±40yBP、同3.30mより23,560±80yBP、同5.73mより28,430±130yBP、同6.55mより30,040±120yBPの放射性炭素同位体比年代測定値を、深度3.68mより屈折率 $n=1.500-1.502$ の火山ガラスからなる純層のテフラを、深度7.60mよりコウヤマキ属が優勢次いでコナラ属コナラ亜属を高率に含みコナラ属アカガシ亜属を含む花粉群集を、同14.35mよりマツ属とコナラ属コナラ亜属が優勢でエノキ属/ムクノキ属やコナラ属アカガシ亜属を含む花粉組成を得た。深度9.8~14.2mには風化礫を多く含む玉石まじり礫層が分布する。火山ガラスは屈折率やガラスの形態から始良Tnテフラに同定できる。また、深度7.60mの花粉組成は最終間氷期後期亜間氷期に対比できる。以上の結果は、地質調査所研究資料288の年代値とは整合しないが、奈良盆地東縁断層系第二次トレンチ調査報告書と合致する。

### 3. 深度9.8~14.2mの礫層の対比

本調査の深度9.8~14.2mの礫層は、直上で最終間氷期後期の花粉組成が得られていること、風化礫を多く含むこと、数mの厚さを持つことなどの特徴から、奈良盆地東縁断層帯周辺に広く分布する最終間氷期前期の堆積段丘構成層[文科省・京都大学(2022)の中位1面構成層]と対比できる。さらに文科省・京都大学(2022)の奈良市今市町群列ボーリングのNo.3およびNo.4の深度5m付近の礫層や、JR奈良駅近傍のNB-1ボーリングの深度5.7~10.4mの礫層に対比される可能性が高い。

### 4. 奈良盆地東縁断層帯の平均変位速度

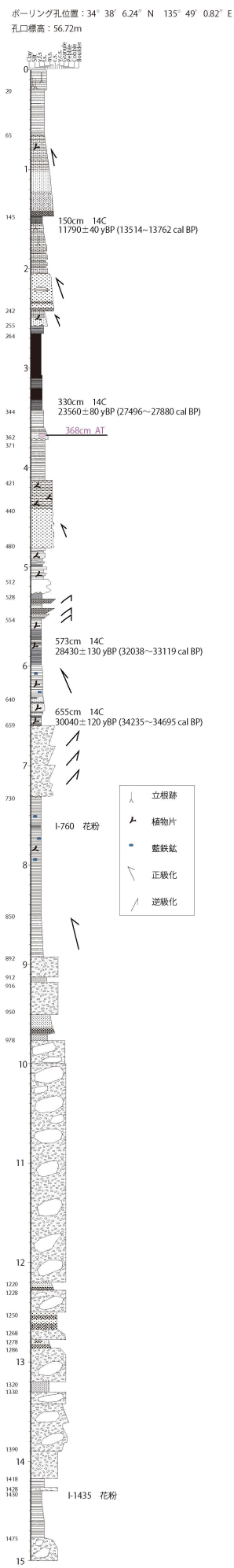
再検討の結果、地質調査所研究資料288の年代値をもとに前述の礫層上面を2.5~3万年と編年して変位速度を算定した堤・他(2021)の平均変位速度値は過大と解釈される。小松原(2022)の値は、前述の礫層の年代を10~12.5万年として算定しており、奈良盆地東縁断層帯の変位速度値としては、こちらがより妥当と言える。

### 引用文献

小松原琢、2022、奈良盆地東縁断層帯北部の平均変位速度と最新活動年代。日本地震学会講演予稿集秋季大会、

文科省・京都大学、2022、奈良盆地東縁断層帯における重点的な調査観測 令和元~3年度成果報告書。

堤浩之・杉戸信彦・木村治夫・川嶋渉三・森島虎之助・谷口薫・小俣雅志、2021、奈良盆地東縁断層帯の帯解断層と天理断層の活動履歴と変位速度。日本地球惑星科学連合2021年大会講演要旨、SSS10-07。



## Distribution of offshore part of Futagawa Fault Zone (Uto-hanto-hokugan section) based on UHR MCS Survey, Kyusyu, southwestern Japan.

\*Takashi OGAMI<sup>1</sup>, Kenji TARA<sup>2</sup>, Takahiro KUBO<sup>2</sup>, Kenjiro MUKAIYAMA<sup>2</sup>

1. Geological Survey of Japan/AIST, 2. Kawasaki Geological Engineering, Co., Ltd.

布田川断層帯は全長64 km以上の活断層帯であり、布田川区間・宇土区間・宇土半島北岸区間によって構成されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）。これらのうち、布田川断層帯宇土半島北岸区間（以下、「宇土半島北岸区間」）は、主に重力異常の急変帯にもとづいて認定された長さは27 km以上の活断層とされている。宇土半島北岸区間が推定されている領域付近においては、反射法音波探査によって北側傾斜の正断層が確認されている（杉山ほか，2010）。しかしながら、断層の位置・形状や過去の活動に関する具体的な資料は、杉山ほか（2010）の反射法音波探査以外には得られていない。また、宇土半島北岸区間では、その南西端よりも南西にも重力異常の急変帯が連続するようにみえるため、断層帯はさらに南西の島原湾内に延長する可能性があると考えられている。本研究では、令和4年度文部科学省委託事業「活断層評価の高度化・効率化のための調査手法の検証」の一環として、宇土半島北岸区間の正確な位置・形状および過去の活動を検討するための海底活断層調査を実施した。

2022年度の調査研究では、宇土半島北岸区間の正確な位置・連続性、南西端の位置に関する資料を取得するため、宇土半島北岸区間が推定されている海域およびその南西側の島原湾を対象とした高分解能MCS探査を実施した（現地調査期間：2022年11月14日～2022年11月21日）。宇土半島北岸区間は島原湾南部の海岸線付近に分布している可能性があるため、重力異常の急変帯を横断するように、可能な限り海岸線（宇土半島および大矢野島の北岸）まで接近するように探査測線を配置した。また、探査測線を配置する際に、既存の調査において音波散乱層が分布すると推定される領域は避けた。探査では、音源には出力2000Jのスパークを使用し、受振装置には2.5 mインターバルの12 chのストリーマーケーブルを2本連結して使用した。高品質なマイグレーション断面を作成するため、GNSS装置を音源装置およびテールブイの2ヶ所に設置するとともに、ストリーマーケーブルに深度ロガーをとりつけ、音源および受振点の位置を精度良く取得しながら観測を行った。観測データについて、各種ノイズ抑制処理、速度解析、マイグレーション処理、重合処理を行い、マイグレーション断面を作成した。

本研究のマイグレーション断面によれば、宇土半島北岸区間が推定されていた海域（宇土半島および大矢野島の北岸）に、第四紀層を累積的に変形させる海底活断層が連続的に分布している。これらの断層は海底面付近までを变位させていることから、これらの断層が第四紀後期に活動を繰り返してきたことは確実である。宇土半島北岸区間の南西端よりも南西側の島原湾においては、重力異常の急変帯が西方向および南西方向の2条に分岐しているが、これらのうち西方向に分岐して延びる重力異常の急変帯に沿って海底活断層が延びている。この断層の端点は、本研究で測線を配置した範囲よりさらに西側に位置していると推察される。他方で、南西方向に分岐して延びる重力異常の急変帯においては、重力異常の急変帯に対応する地質構造は確認できない。今後、宇土半島北岸区間における追加の音波探査を実施して、断層帯の南西端を絞り込む計画である。また、これらの音波探査の結果にもとづいて、海上ボーリング調査等による海底面下の堆積物の調査を実施して、宇土半島北岸区画における過去の活動を具体的に検討する計画である。

参考文献: 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013):「布田川断層帯・日奈久断層帯の評価（一部改定）」。  
杉山ほか(2010):九州中部、島原湾と橘湾における雲仙断層群の音波探査, 活断層・古地震研究報告。

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

📅 Thu. Nov 2, 2023 10:45 AM - 12:00 PM JST | Thu. Nov 2, 2023 1:45 AM - 3:00 AM UTC | 🏢 Room C F202

**[S01] AM-2**

chairperson:Lina Yamaya(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience), Ayumu Mizutani(Hokkaido University)

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

[S01-01] A method to enhance direct waves based on the probabilistic density function of seismic wave amplitudes

\*Mitsutaka Oshima<sup>1</sup>, Hiroshi Takenaka<sup>2</sup> (1. Center for Safety and Reliability Engineering, Shimizu Corporation, 2. Okayama University)

---

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

[S01-02] Estimation of near-fault coseismic displacement waveforms using collocated ocean-bottom seismometers and pressure gauges

\*Ayumu MIZUTANI<sup>1</sup>, Diego Melgar<sup>2</sup>, Kiyoshi Yomogida<sup>1</sup> (1. Hokkaido Univ, 2. Univ. of Oregon)

---

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

[S01-03] CMT analysis of M6-class earthquakes using S-net waveform data

\*Lina Yamaya<sup>1</sup>, Hisahiko Kubo<sup>1</sup>, Katsuhiko Shiomi<sup>1</sup>, Shunsuke Takemura<sup>2</sup> (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

---

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

[S01-04] Clustering method to infer fault surfaces from micro-earthquakes: Application to the Ibaraki-Fukushima, NE Japan, area

\*Genki Watanuki<sup>1</sup>, Ryosuke Ando<sup>1</sup>, Aitaro Kato<sup>2</sup> (1. Graduate School of Science, University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

---

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

[S01-05] Accuracy evaluation of FDP=lattice H matrices method, speed-up method for spatiotemporal boundary integral equation method

\*Takumi Miyajima<sup>1</sup>, Ryosuke Ando<sup>1</sup>, Akihiro Ida<sup>2</sup> (1. The University of Tokyo, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

# A method to enhance direct waves based on the probabilistic density function of seismic wave amplitudes

\*Mitsutaka Oshima<sup>1</sup>, Hiroshi Takenaka<sup>2</sup>

1. Center for Safety and Reliability Engineering, Shimizu Corporation, 2. Okayama University

## ◆ はじめに

震源から観測点まで最短経路を伝播した直達波の強調は、震源決定、震源過程解析、地盤増幅の解析等、地震学の様々な場面で有用である。例えば、断層破壊過程の推定においては、波形中の顕著な波を見つけ、その波が放射された位置と時間を推定することが行われるが、複雑な震源過程や地下構造の影響などにより波形が複雑な場合、このような作業は困難を伴う。波形中の直達波を強調することができれば、目視よりも多くの波を精度よく検出し、断層破壊過程をより詳細かつ精度よく推定することができると考えられる。本研究では、Oshima and Takenaka (2022)による地震波形の振幅の確率密度関数に基づく地震波形中の直達波の強調法を適用することにより、2011年東北地方太平洋沖地震の観測波形から長周期(おもに周期数秒以上)の直達波を抽出して、その放射源の分布を推定した。

## ◆ 手法の概略

地震波形は、時間の経過にともない、直達波から様々な場所で反射や屈折を繰り返して伝わってきた波の集合体が変わっていく。これに伴い、地震波の振幅が従う統計分布、すなわち確率密度関数(Probabilistic density function: PDF)も変化することとなる。具体的には、波形振幅のPDFはRayleigh分布やGauss分布に近くなる。すなわち、波形振幅のPDFとRayleigh分布あるいはGauss分布との非類似度が直達波到着時に大きくなることから、この非類似度を重みとして元の波形に乗じることにより、波形中の直達波を強調することができる。波形振幅のPDFとRayleigh分布あるいはGauss分布との非類似度は、Kullback-Leiblerダイバージェンス: KLD (Kullback and Leibler, 1951) により計算する。タイムウィンドウを波形の先頭から末尾まで移動させながらKLDを計算することにより、KLDの時系列を得ることができる。この方法を観測波形に適用して直達波を強調してその到着時刻の読み取りを行い、震源決定を行うことにより、それぞれの直達波が放射された位置と時間を推定することができる。

## ◆ データ

青森県、岩手県、宮城県、茨城県内のKiK-net地中観測点で記録された2011年東北地方太平洋沖地震の波形データを用いた。加速度波形を2回積分して変位波形記録とした。

## ◆ 解析

本研究では、EW成分のS波部分を対象に解析を行った。変位波形に前述の直達波の強調処理を行った波形から読み取った直達波の到着時刻とS波初動の走時差を用いて、Takenaka et al. (2006)の方法により直達波が放射された位置と時間を推定した。直達波の強調は、タイムウィンドウ長を15秒とし、KLDを3乗したものを重みとして変位波形に乗じることにより行った。採用したタイムウィンドウ長から、本研究ではおもに周期数秒以上の直達波を強調していることになる。断層面をKubo and Kakehi(2013)や川辺・釜江(2013)に基づき設定し、直達波とS波初動の走時差の観測値と計算値の差の二乗和が最小となる直達波の放射の位置と時間を、グリッドサーチにより求めた。グリッド間隔は、空間、時間についてそれぞれ1 km、1秒とした。走時は上野・他(2002)により計算した。

## ◆ 結果とまとめ

地震発生から約100秒間に放射された顕著な直達波の放射源を同定することができた。Oshima and Takenaka (2022)により、目視では困難な波形の後半部における直達波も強調し、放射源を推定できることが分かった。得られた直達波の放射源分布は、既往研究により推定された断層すべりの位置やタイミング(例え

ば、Kubo and Kakehi, 2013)と概ね調和的である。同定された顕著な直達波の放射源の大部分は、波形インバージョンにより大きなすべり量が推定されている、おもに震源よりも北側の領域に分布することが分かった。

◆ 発表予定

発表では、より短周期を対象とした直達波の放射源分布を調べた結果についても報告する予定である。

◆ 謝辞

建築研究所の原辰彦博士には、本研究のきっかけとなる重要な示唆を頂きましたことを感謝申し上げます。本研究では、防災科学技術研究所のKiK-net観測点の強震波形記録を使用させて頂きました。ここに記して御礼を申し上げます。

## Estimation of near-fault coseismic displacement waveforms using collocated ocean-bottom seismometers and pressure gauges

\*Ayumu MIZUTANI<sup>1</sup>, Diego Melgar<sup>2</sup>, Kiyoshi Yomogida<sup>1</sup>

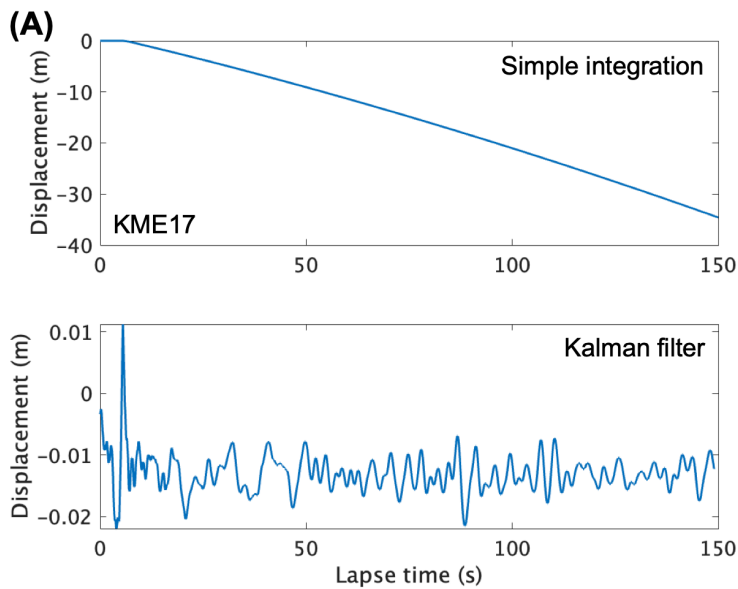
1. Hokkaido Univ, 2. Univ. of Oregon

DONETやS-netといった海底観測網が整備されたことによって、沖合で発生する地震の近地記録が得られるようになった。これらの地震計記録から変位波形を得るためには積分を行う必要があるが、加速度記録に含まれる微小オフセットの影響により、強震計記録を単純に積分しただけでは、得られる速度・変位波形は発散してしまうことが知られている(e.g., Iwan et al., 1985)。DONET・S-netの特徴として、各観測点に強震計と水圧計が設置されていることが挙げられる。本研究では、Kalmanフィルタを用いてこれら2種類の観測記録を組み合わせることで断層近傍における海底変位波形の推定を行う。

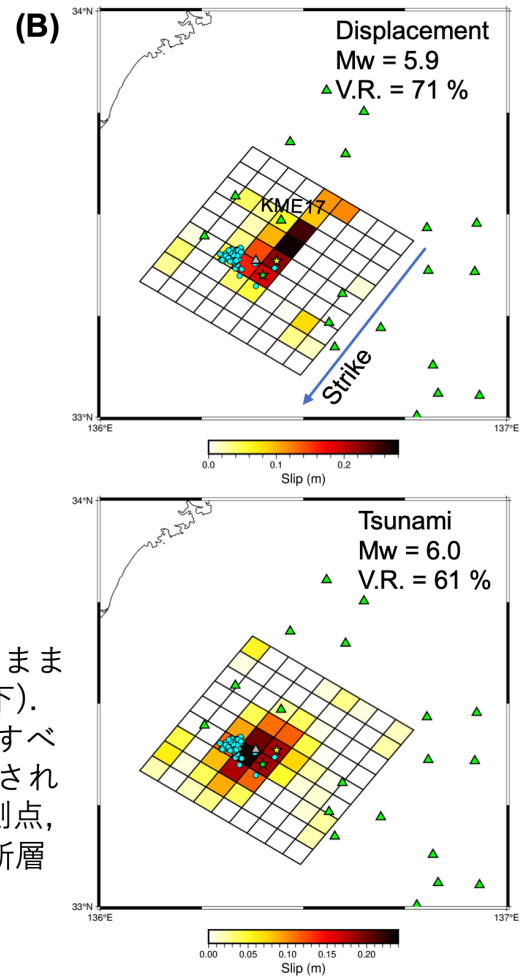
陸上の観測点を対象とした研究では、強震計記録とGNSS記録に対してKalmanフィルタを用いることによる変位波形の推定が行われている(e.g., Bock et al., 2011)。GNSS観測記録においては地震時変位が卓越すると考えられる一方で、海底水圧記録には津波や加速度変化に伴う水圧変化などが重畳することが知られており(e.g., Saito, 2013)、それらの影響を取り除く必要がある。本研究では、Mizutani et al. (2020)が開発した地震時水圧記録から海底変位・津波成分を抽出する手法と、津波インバージョンで推定される津波波形を用いることで地震時水圧記録における海底変位以外の成分の補正を行い、Kalmanフィルタを適用する。

初めに、提案手法の有効性を確認するための合成波形テストを行った。地震波の計算にはOpenSWPC (Maeda et al., 2017)を、それに伴って発生する津波の計算にはGeoClaw (Clawpack Development Team, 2020)を用いた。得られた地震計・水圧計記録に対して加速度オフセットやバックグラウンドノイズを加え観測記録を作成した。それらに対して本手法を適用し、推定された変位波形が真の変位波形と一致することを確認した。次に、実際の地震記録への適用を行った。対象としたのは2016年4月1日に発生した三重県沖地震(Mw 6.0)のDONET記録である。震源に最も近いKME18観測点の水圧記録は非物理的なオフセットが含まれていることが指摘されているため(Wallace et al., 2016)、それ以外の観測点を対象として解析を行った。図1(A)は加速度記録を単純に積分して得られた変位波形とKalmanフィルタで推定した変位波形を示している。提案手法を用いることによって実際の観測記録に対しても安定した変位波形を得ることができた。

最後に、得られた変位波形を用いて断層すべりインバージョンを行った。断層パラメータはWallace et al. (2016)で推定されたものを用い、すべり量のみ推定した。グリーン関数の計算に必要な速度構造にはJIVSMモデル(Koketsu et al., 2012)を用いた。また結果の比較のために津波インバージョン(Kubota et al., 2018)によるすべり分布の推定も行った。図1(B)は両者の結果を比較しており、そのすべり分布は概ね一致している。このことから、本研究で提案した手法は実際の海底観測記録に対しても有効であると結論した。



**(B)** 変位波形(上)および津波(下)を用いて推定した断層すべり分布. 緑星および黄星はWallace et al. (2016)で推定された震源および矩形断層の位置を, 緑三角はDONET1観測点, 青丸は地震後48時間の余震分布をそれぞれ示す. 各小断層のサイズは $5 \times 5$  km.



## CMT analysis of M6-class earthquakes using S-net waveform data

\*Lina Yamaya<sup>1</sup>, Hisahiko Kubo<sup>1</sup>, Katsuhiko Shiomi<sup>1</sup>, Shunsuke Takemura<sup>2</sup>

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

地震の発震機構解は、地震のメカニズムや地下の応力場を理解する上で重要である。セントロイド・モーメントテンソル（CMT）解析は、発震機構解推定の有用な手段の1つである。これまで、海域で発生した地震のCMT解析には、震源から遠い陸域観測網が主に使用されてきた。近年整備された海域観測網を導入すると観測点カバレッジが改善するため、CMT解析の精度向上が期待される。しかし、地下構造の強い不均質性や海水の影響によって海域観測網の観測波形は複雑になるため、CMT解析への活用には検討すべき課題が多い。近年の大型計算機の発展に伴って、3次元構造モデルを用いた地震波伝播シミュレーションが容易になりつつある。そこで本研究では、東北沖を対象に、3次元構造モデルを用いて、F-net（陸域観測網）とS-net（海域観測網）の観測記録を組み合わせたCMT解析を行った。さらにS-net観測記録を使用することの有用性や3次元構造モデルを用いることの必要性を検証した。

本研究では、2017年1月1日から2021年3月31日までに、東北沖で発生したマグニチュード5.5以上の68個の地震を対象とした。CMT解析には、S-net及びF-netの3成分（東西・南北・鉛直成分）加速度波形を利用し、周期20–50秒のバンドパスフィルタを適用した。観測点は、震央距離が50–400 kmの範囲で使用した。S-netについては、ケーブル回転の影響が大きい20 gal以上の最大加速度を持つ観測点は除外した。グリーン関数は、最小のS波速度を1.0km/sと設定した3次元構造モデル（全国1次地下構造モデル: Koketsu et al., 2012）に海水層を仮定し、差分法を用いた地震波伝播シミュレーション（Maeda et al., 2017）で計算した。また、モーメントテンソルインバージョンにおいては、F-netとS-netの観測点数の逆数による重み付けを行った。セントロイド位置及び時刻を推定する際には、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グリッドサーチで探索した。

対象とする68個の地震について、CMT解を得た。プレート境界型地震（低角逆断層）のセントロイド位置とdip角の推定値は、プレート境界の深さと傾斜角に調和的であった。特に、陸に近く20 km以深で発生した地震については、最適なCMT解に基づく理論波形と観測波形がよく一致した。ただし、20 km以浅で発生した地震においては、S-net観測波形の主要な表面波は再現できたが、後続波の再現性は低い傾向にあった。

さらに、陸海の観測網の影響を評価するために、F-netとS-netをそれぞれ単独で使用したCMT解析を行い、結果を比較した。F-netを単独で使った場合と比較して、S-netの観測網内で発生した地震については、S-netを使用することで発震機構解がより制約されることがわかった。特に、dip角の誤差範囲は最適値から $\pm 5^\circ$ と推定精度が向上したことにより、地震の発生場所（プレート境界・プレート内）の判別に資すると考えられる。アウターライズ地震（S-net観測網外）に対しては、S-netをCMT解析に加えた場合、セントロイド位置の誤差範囲は $\pm 1^\circ$ となり、F-netを単独で使った場合よりも小さくなった。S-net観測網の陸側の端で発生した地震においては、F-netとS-netを組み合わせた場合、セントロイド位置の誤差範囲は $\pm 1^\circ$ となり、観測網を単独で使った場合と比べて小さくなった。一方で、全ての地震に対して、観測網にかかわらず、CMT解推定による最適な発震機構解及びセントロイド位置には大きな差がなかった。これは、周期20-50秒の帯域では、全国1次地下構造モデルが主要な地震波伝播を十分に再現していることを示唆する。

また、1次元構造モデル（Kubo et al., 2002）を使用した場合のCMT解とも比較した。3次元構造モデルを使用した場合と比較して、1次元構造モデルを用いた場合、最適なCMT解に基づく理論波形と観測波形の残差が大きくなった。プレート境界型地震については、得られたセントロイド位置が異なる傾向にあった。特にアウターライズ地震に対しては、最適なセントロイド位置だけでなく、発震機構解も大きく異なる場合があり、3次元構造モデルの利用が重要であることを確認できた。

本研究では、適切な3次元構造モデルに基づくグリーン関数を用いることで、海域観測網の観測波形を使用したCMT解析が実現可能であることが示された。本手法を用いることで、沈み込み帯における地震活動の理解が一層深まることが期待される。

本研究は、科研費22K20388及び、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の助成を受けた。防災科学技術研究所のF-net及びS-netデータ（<https://doi.org/10.17598/NIED.0005>、<https://doi.org/10.17598/NIED.0007>）を使用した。

# Clustering method to infer fault surfaces from micro-earthquakes: Application to the Ibaraki-Fukushima, NE Japan, area

\*Genki Watanuki<sup>1</sup>, Ryosuke Ando<sup>1</sup>, Aitaro Kato<sup>2</sup>

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

地震発生時の破壊過程を観測データの逆解析や動的破壊シミュレーションによって理解することを目的とする研究では、断層面形状のモデリングがその過程の中で必要となるが、その多くでは微細な断層面の分岐や折れ曲がりなどの非平面性が取り入れられていないのが現状である。例えば、複数の断層面が立て続けに破壊する複雑な過程を経て発生したと考えられている、2011年M<sub>j</sub>7.0福島県浜通りの地震（浜通り地震）に関して、過去様々な断層面形状モデルが提案されてきたが、非平面性の無い大きな矩形断層面が複数設置されたモデル（例: Kobayashi et al., 2012; Hikima, 2012）や、折れ曲がりを含まれているものの微細な分岐性までは取り入れられていないモデル（例: Fukushima et al., 2013）が殆どであり、投稿者の知る限りでは微細な断層面の分岐と折れ曲がりの両者を含んだ断層面形状モデルは現在の所存在していない。本研究では微小地震震源分布を用いた高解像度断層面抽出手法の開発を試みる。また、応用例としてそれを茨城-福島県境付近に位置する浜通り地震の震源周辺領域に適用し、浜通り地震発生時の破壊過程に関与した断層面の形状モデルの精緻化を目指す。

## 手法

微小地震分布の解析では、第一にDBSCAN (Ester et al., 1996) を用いたクラスタリングを行う。DBSCANは点の集合の「密度」の大小によって点の集合のクラスタリングおよびノイズ点の検知を行うアルゴリズムであり、球状に限らず任意の形状のクラスタを検出できること、および予めクラスタ数を指定しなくとも良いことを特徴としている。クラスタリングを行った後、第二に各クラスタに関して重回帰分析を実施して回帰平面を取得し、決定係数が閾値を超えるクラスタのみを選択することで面状に点が分布しているとみなせるクラスタのみを取得する。本研究では、この二段階のアルゴリズムをscikit-learnとNumPyのライブラリを用いて実装した。これらの手続きにより、微小地震分布が十分な位置精度で決定されたものであれば、微小地震分布から微細な断層面形状をも高解像度で取り出すことができる。最後に、面状クラスタを統合することによって、微細な断層面の分岐や折れ曲がりを含む精緻な断層面形状モデルを構築する。

## データ

以上の解析手法を、Kato et al. (2013)で構築された浜通り地震の震源域における震源カタログとその更新版（解析期間：2015年12月31日まで延長）に適用した。

## 予備的結果

微小地震分布からDBSCANを用いて複数の微細な面状クラスタを抽出しうることが確認できた。さらに、それらのクラスタに対して、回帰平面を得ることができた。本発表ではこの解析結果について報告するとともに、面状クラスタを統合し、最終的に震源破壊過程の解析・シミュレーションに用いられうる精緻な断層面形状モデルを得る方法についての検討も浜通り地震を事例として行う予定である。

# Accuracy evaluation of FDP=lattice H matrices method, speed-up method for spatiotemporal boundary integral equation method

\*Takumi Miyajima<sup>1</sup>, Ryosuke Ando<sup>1</sup>, Akihiro Ida<sup>2</sup>

1. The University of Tokyo, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

## 1. はじめに

動的破壊シミュレーションの時空間領域に関する境界積分方程式を解くためには、空間方向に積分、時間方向に畳み込みを行うため、積分核行列と滑り速度ベクトル積を多数回実行する必要があり、 naïve な実装では境界要素数 $N$ 、時間ステップ数 $M$ として、計算量 $O(N^2M^2)$ を要する。Sato & Ando(2021)で提案された FDP=H 行列法は、空間依存性の強い行列に関する近似圧縮手法である H 行列法(Hackbusch,1999)を走時近似を介して時空間境界積分方程式法に組み込むことで計算量を $O(N\log NM)$ に抑える近似計算手法であり、2次元波動伝播問題に対して精度が確認されている。本研究では、大規模並列計算に対応するために、格子 H 行列 (Ida,2018)を導入した FDP=Lattice H 行列法を提案し、実装を行った。また、3次元問題に対して適用し、その精度評価を行う。

## 2. 手法

FDP法(高速領域分割法, Ando(2016))をベースに時空間領域をP波,S波の到着前後で積分核の性質が異なる3つの領域に分けて考える。Domain FはP波,S波のwavefrontに対応し、時間方向の幅が $O(1)$ という性質を持つ。積分核の時間変化が激しいことから時間方向に積分することで、振幅項と時間依存項に分離を行い、振幅項に対して格子H行列法を適用する。Domain IはP波とS波の間の領域であり、積分核が空間依存項と時間の冪乗項に分離が可能であるという性質を用いて時間方向の畳み込みを $O(1)$ で更新していくことで高速化を行う。Domain SはS波が過ぎ去った後の静的な領域であり、積分核が時間変化しないため、時間方向の畳み込みを高速に行うことができる。全領域ともに、畳み込み計算を全観測点,震源ペアに対して行うのではなく、格子H行列内の小行列の観測点クラスターの代表点を用いて計算することで空間方向の計算量も抑えることができる。今回は、3次元モデルを用いて、FDP=LH行列法の各近似の誤差への依存性評価を行った。

## 3. 予備的結果

低ランク近似自体の精度は、全体のシミュレーション精度に対してボトルネックにはならず、低ランク近似による代表点を用いた畳み込み近似が全体のシミュレーション精度に効くことが判明した。また、走時近似自体の精度は非常に高く、低ランク近似のしにくさを定めるパラメータ $\eta$ が小さいほど走時誤差が0に集中する傾向がみられた。 今後は実際の地震に適用し、シミュレーション誤差を評価するとともに、パラメータスタディへの適用可能性についての検討を目指している。

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

📅 Thu. Nov 2, 2023 1:15 PM - 2:45 PM JST | Thu. Nov 2, 2023 4:15 AM - 5:45 AM UTC | 🏠 Room C F202

**[S01] PM-1**

chairperson: Naoki Suda (Hiroshima University), Yohei Yukutake (Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S01-06] Multi-decadal monitoring of seismic velocity changes beneath Izu-Oshima, central Japan, using ambient seismic noise records

\*Yohei Yukutake<sup>1</sup>, Taka'aki Taira<sup>2</sup>, Shinya Onizawa<sup>3</sup>, Yuichi Morita<sup>4</sup> (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Berkeley Seismological Laboratory, University of California, 3. Meteorological Research Institute, 4. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S01-07] Constraining Lithospheric Transverse Isotropy Using the Non-double Couple Components of the Moment Tensors

\*Hitoshi KAWAKATSU<sup>1,2</sup> (1. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo, 2. Institute of Earth Sciences, Academia Sinica)

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

[S01-08] Extended Model Space to Account for Effects of Subwavelength Heterogeneities in Full Waveform Inversion Based on Wavefield Gradients

\*Kota MUKUMOTO<sup>1</sup>, Yann Capdeville<sup>2</sup>, Singh Sneha<sup>2</sup>, Takeshi Tsuji<sup>3</sup> (1. Kyushu University, 2. University of Nantes, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes, CNRS, Université de Nantes, 3. Tokyo University)

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

[S01-09] Epicenter determination by correlation method for shallow very low-frequency earthquakes

\*Naoki Suda<sup>1</sup> (1. Hiroshima Univ.)

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

[S01-10] Wavefield and source estimation based on data assimilation using the adjoint method: Numerical experiments in 2-D P-SV wavefield

\*Tomoyasu Morita<sup>1</sup>, Takashi Furumura<sup>1</sup>, Takuto Maeda<sup>2</sup> (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

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

[S01-11] Effects of gravity and density stratification of a fluid over layered non-gravitational solid modeled by the reflectivity method

\*Hiroshi TAKENAKA<sup>1</sup>, Tomotsugu WATANABE<sup>2</sup>, Takeshi NAKAMURA<sup>3</sup> (1. Department of Earth Sciences, Okayama University, 2. Department of Earth Sciences, Okayama Univ., 3. Central Research Institute of Electric Power Industry)

## Multi-decadal monitoring of seismic velocity changes beneath Izu-Oshima, central Japan, using ambient seismic noise records

\*Yohei Yukutake<sup>1</sup>, Taka'aki Taira<sup>2</sup>, Shinya Onizawa<sup>3</sup>, Yuichi Morita<sup>4</sup>

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Berkeley Seismological Laboratory, University of California, 3. Meteorological Research Institute, 4. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

伊豆大島は伊豆諸島最北部に位置する玄武岩質マグマに由来する火山島であり、最新のマグマ噴火は中央火口丘の三原山において1986年から87年にかけて発生した。地殻変動観測により前回のマグマ噴火から1990年台中頃まで山体は収縮していたが、その後マグマの蓄積を示唆する山体膨張が観測されている。こうした長期的な地殻変動に加えて、およそ1～2年周期で山体が膨張と収縮を繰り返す短期的な地殻変動も観測されている。この短期的地殻変動の膨張及び収縮源は三原山北部の深さ4km付近に推定されている（島村ほか、2022）。前回の噴火からすでに30年以上経過しており、過去3回の噴火は36年から38年の間隔で発生していることから、現在は次の噴火への準備過程にあると考えられる。

このような噴火準備期間において、火山内部構造の時間変化を推定することは噴火予測のためにも有用である。雑微動を用いた地震波干渉法は地震波速度構造の時間変化を推定するために有用な方法であり、これまで強震動（Minato et al., 2012; Sawazaki et al., 2009）や降雨（Sens-Schönfelder and Wegler, 2006）、火山活動（Brenguier et al., 2008; Caudron et al., 2022）に起因する構造変化が検出されている。伊豆大島においてはTakano et al., (2017)により2012年から2015年における構造時間変化が地震波干渉法を用いて推定され、短期的変動に伴う面積歪みと速度構造が時間的に相関することが示された。この結果をもとに、歪み変化により生じた地殻浅部での地震波速度の変化が干渉法により検出されたと解釈された。

本研究では、2004年から2020年までの17年間にわたる長期的な地震波速度構造の変化に着目し地殻変動観測結果と比較し、さらに速度構造変化域の空間的な制約を試みた。本研究では伊豆大島内に設置された定常地震観測点39点のうち、長期的に運用されている24点の観測点の地震波形データを使用した。雑微動の相互相関関数（CCF）を計算するにあたり、3つの周波数帯域のフィルタ（0.1-0.9 Hz, 0.5-2.0Hz, 1.0-4.0Hz）を適用し、すべての観測点ペアでのCCFを計算した。5日間の移動窓を用いてCCFをスタックし、Moving-window cross-spectrum（MWCS）法（Clarke et al., 2011）により、リファレンスCCFに対する17年間にわたる速度変化（ $dv/v$ ）を得た（行竹・平、2003, JpGU）。さらに、ここではHobiger et al. (2012)の手法を用いて、構造変化領域の空間的な制約を試みた。

推定された速度構造変化では、2011年東北地震前後での急激な速度低下が検出された。この速度低下は0.1-0.9Hzの周波数帯域で顕著にみられ、またHobiger et al. (2012)の手法による構造変化領域の推定では、島内の広範囲の観測点で $dv/v$ の低下が検出された。東北地震に励起された大きな動的応力変化により、広範囲で速度低下が起きたと解釈される。また東北地震以外にも、2006年4月21日伊豆半島東方沖地震（M5.8）や2009年8月11日駿河湾の地震（M6.5）など周辺域で発生したM5～M6の地震発生時においても急激な速度低下が検出された。こうした大地震に伴う急激な速度低下のほかに、1から2年間隔での周期的な $dv/v$ の増減が検出された。この周期的な変動は短期的地殻変動に対する変動源の時系列（島村ほか、2022）と概ね相関し、収縮期及び膨張期においてそれぞれ $dv/v$ が増加及び減少する。この結果は、Takano et al. (2017)による、周期的な $dv/v$ 変化が短期的地殻変動により生じた面積歪みに起因するという解釈をサポートする。ただし、構造変化域の空間的な制約の結果、 $dv/v$ の変動の大きな観測点は中央火口丘の東側から南東側に分布する。また、2012年及び2019年から2020年にかけては、島村ほか（2022）による変動源での膨張収縮のレートに対して $dv/v$ の変化が大きくなっており、歪み変化以外の要因も速度構造変化に影響を与えている可能性が示唆される。

謝辞 本研究では、東京大学地震研究所、防災科学技術研究所、気象庁の地震観測点のデータを使用しました。CCFを計算するにあたり、MSNoise（Lecocq et al., 2014）を使用しました。本研究はJSPS科研費22K03752及び文部科学省「次世代火山研究・人材育成総合プロジェクト」の助成を受けたものです。

## Constraining Lithospheric Transverse Isotropy Using the Non-double Couple Components of the Moment Tensors

\*Hitoshi KAWAKATSU<sup>1,2</sup>

1. Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo, 2. Institute of Earth Sciences, Academia Sinica

The seismic moment tensor, which represents the equivalent body-force system of the seismic source (Backus and Mulcahy, 1973), may exhibit non-double couple components (NDCs) when the earthquake occurs on a planar fault if the source medium is anisotropic (Kawasaki and Tanimoto, 1981; Aki and Richards, 1981). Kawakatsu (1991, GRL) reported that the NDCs of the moment tensors for shallow earthquakes from the Harvard CMT catalog (Dziewonski et al., 1981; predecessor of GCMT) exhibit a systematic characteristic dependent on faulting types. Specifically, the sign of NDC on average systematically switches between normal-faulting and reverse-faulting. The average NDC parameter  $\varepsilon$  (Giardini, 1983) is negative for thrust faulting and positive for normal faulting. This behavior can be explained if the source region is transversely isotropic with a vertical symmetry axis (radially anisotropic). In fact, the transverse isotropy model of PREM at a depth of 24.4 km predicts the observed systematic NDC pattern, although the magnitude is underestimated, indicating the potential to enhance our understanding of the lithospheric transverse isotropy using the NDC of the moment tensors.

To investigate the lithospheric transverse isotropy structure utilizing the NDCs of the moment tensors, we propose a novel inversion scheme, building upon the approaches employed by Vavrycuk (2004) and Li, Zheng, et al. (2018) for deep and intermediate-depth earthquakes, but with necessary modifications to address shallow sources (Kawakatsu, 1996, GJI). Synthetic tests indicate the possibility of constraining the S-wave anisotropy ( $\xi$ ) and the fifth parameter ( $\eta_{\kappa}$ ; Kawakatsu, 2016, GJI), although these parameters exhibit substantial correlation. We plan to extend this method to real data from the GCMT catalog (e.g., aftershocks of the 2011 Tohoku earthquake to study the transverse isotropy structure of the old Pacific plate) and will discuss the applications and findings of this analysis.

# Extended Model Space to Account for Effects of Subwavelength Heterogeneities in Full Waveform Inversion Based on Wavefield Gradients

\*Kota MUKUMOTO<sup>1</sup>, Yann Capdeville<sup>2</sup>, Singh Sneha<sup>2</sup>, Takeshi Tsuji<sup>3</sup>

1. Kyushu University, 2. University of Nantes, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes, CNRS, Université de Nantes, 3. Tokyo University

Recent advancements in seismic sensors, such as distributed acoustic sensing (DAS) and rotational sensors, have greatly enhanced the significance of wavefield gradient measurements. Wavefield gradient measurements have long been recognized for their sensitivity to localized sub-wavelength structures compared to translational motions. Consequently, it is important to pay attention to the distinct nature of the wavefield gradients compared with translational motions when analysing wavefield gradient measurements.

Seismic full waveform inversion (FWI) utilizes mostly translational motions including displacement, velocity, and acceleration for numerical tests and real-field applications. Most FWI schemes implicitly rely on the insensitivity of translational motions to sub-wavelength medium heterogeneities. This allows for the design of model parametrization and spatial resolution based on the maximum frequency of the inverted filtered data. However, this principle cannot apply to FWI based on wavefield gradients, and the impacts of small-scale heterogeneities on wavefield gradient-based FWI need to be thoroughly investigated.

This study aims to investigate the influence of sub-wavelength heterogeneities on wavefield gradient-based FWI. Our findings underscore the strong influence of small-scale heterogeneities on FWI inversion results. Knowing the vulnerability of wavefield gradient-based FWI to small-scale heterogeneities, we propose a new FWI framework that extends the model space to effectively mitigate difficulties. Furthermore, we demonstrate that the introduction of new parameters in the FWI, termed "correctors," within this extended model space, holds the potential to reveal subsurface structural images with an unprecedented high spatial resolution.

*This work was supported by the Japan Society for the Promotion of Science (JSPS) through a Grant-in-Aid for JSPS Research Fellowship (22KJ2397) and JSPS Overseas Challenge Program for Young Researchers.*

## Epicenter determination by correlation method for shallow very low-frequency earthquakes

\*Naoki Suda<sup>1</sup>

1. Hiroshima Univ.

浅部スロー地震のうち浅部超低周波地震(SVLFE)は遠方の地震観測点でも信号が明瞭に捉えられることから、浅部すべり域拡大のリアルタイムモニタリングに適している。これまでF-netやDONETの記録を用いた南海トラフ域のSVLFEの震源（震央）決定には、アレイ解析 (Asano et al. 2008)やグリッドサーチ (e.g. Asano et al. 2015)が用いられてきた。中でもグリッドサーチはCMT解析を伴うもの(e.g. Nakano et al. 2018), テンプレートマッチングを用いるもの (Asano et al. 2015), グリッドごとの理論波形を用いるもの (Takemura et al. 2019)など様々な手法がある。エンベロープ相関法(e.g. Obara 2002)はこれまで主に微動の震源決定に用いられており、最近ではOBSの記録を用いたSVLFEの震央決定にも用いられている(Tonegawa et al. 2020)。しかし、SVLFEの震源（震央）決定にエンベロープ波形ではなくバンドパス波形を用いた相関法が大規模に用いられた例は無いようである。本研究ではSVLFEのリアルタイムモニタリングの第1段階として、F-netおよびDONETのバンドパス波形に相関法を適用することでイベントの震央を精度よく決定できることを確認したので報告する。

一般に相関法では2つの観測点の波形から求めた相互相関係数が最大となる時間差を走時差データとして扱う。しかし、波形によっては実際の走時差に対して卓越周期以上のずれが生じてしまうことがある。そのため、得られた時間差を走時差データとして扱う際には相互相関係数以外にも条件を設けて選択する必要がある。このことを踏まえた本研究の解析手順は次の通りである：(1) SVLFE発生領域に0.1°間隔で配置した仮想震央グリッドに対して観測点ペアの理論走時差と震央距離差を求める、(2) 20-50秒のバンドパスフィルターをかけた上下動記録から相互相関係数が最大となる時間差を観測点ペアに対して求める、(3) 仮想震央グリッドごとに相互相関係数、理論走時差との差、震央距離の差についてすべての条件を満たすものを走時差データとして選択する、(4) 観測および理論走時差の差のRMSが最小となる震央グリッドを初期震央として選ぶ、(5) 初期震央に伴う走時差データを用いて(4)のRMSを目的関数とする大域的最適化により最終震央を求める。

震央決定精度の確認のため、日向灘のSVLFE発生域にJMA CMT解が得られているイベントに対して今回の方法を適用した。DONETの記録が利用できる2016年4月以降、この領域には6個のイベントが検出されている。使用した観測点数はF-netが27点、DONETが38点である。走時差データの選択条件は次の通りである：(1) 相互相関係数 $\geq 0.85$ , (2) 理論走時差との差の絶対値 $\leq 20$ 秒, (3) 震央距離の差の絶対値 $\leq 120$  km。今回の場合、これらの条件をすべて満たす走時差データは各イベントで100-200個であった。解析の際、表面波の波束の見かけ速度は3.65 km/s, データ長は300秒とした。また大域的最適化にはNEWUOA (Powell 2004)のパッケージを用いた。解析の結果、6個のイベントの震央はJMAのセントロイド震央に対して平均6.9 kmの差で求められた。走時差データの選択条件を(1)のみとすると平均122.7 kmの差となり全く実用にならない。条件(1)+(2)では平均11.0 kmの差となることから、条件(3)も効いていることが分かる。発表では誤差解析および日向灘のSVLFE活動への適用結果も示す。

謝辞：本研究ではF-netおよびDONETの記録を利用しました。防災科学技術研究所および海洋研究開発機構の関係各位に感謝します。

# Wavefield and source estimation based on data assimilation using the adjoint method: Numerical experiments in 2-D P-SV wavefield

\*Tomoyasu Morita<sup>1</sup>, Takashi Furumura<sup>1</sup>, Takuto Maeda<sup>2</sup>

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

## 1. はじめに

アジョイント方程式に基づき、地震波の観測波形から初期波動場すなわち震源の推定に向けた2次元P-SV問題での数値実験を行った。近年、地震動の予測や震源推定のために、数値モデルに基づいた推定値を地震計記録などの観測値を用いて修正しながら推定精度を高めるデータ同化の活用が進められている（例えばHoshiba & Aoki, 2015; Furumura et al., 2018）。これらの既往研究では最適内挿法を用いて、予測結果と観測の同化はタイムステップ毎に1回行われる。本研究ではアジョイント法に基づくデータ同化により、予測を繰り返し更新するとともに、波動場の物理的性質を表す基礎方程式を同化に用いることで、波動場の推定精度を高めることを目指す。これまで森田・前田・高野（2023）は、2次元SH波動場におけるアジョイント法の定式化とそれを用いた初期波動場推定の数値実験を通じて、その有効性を確認した。本研究ではこれをP-SV波動場へと拡張し、地震観測波形の逆伝播による震源推定への有効性を数値実験により検討した。

## 2. 手法・データ

数値実験は4層（堆積層、上部地殻、下部地殻、マントル）からなる速度構造をもつ400 km × 100 kmの2次元領域で行った（図1）。モデルの左よりの位置（100 km, 30 km）にパルス幅4秒の点震源を与え、地表にはHi-netと同程度の20 kmの間隔で20点の観測点を置いた。地震波動場の計算はスタガードグリッド差分法（空間4次、時間2次精度）を用いて行い、タイムステップは0.0125 s、空間グリッドサイズは0.2 kmとした。初めに、発震時から75秒間の地震波の伝播の計算（順計算）により、各観測点での観測波形を求め、これを正解データとして以降の実験に用いた。次に逆計算では、各観測点から時刻 $t=0$ まで地震波を逆伝播させ初期波源を推定した。この際、初期波源の変位速度は逆伝播の速度相当値をそのまま用いる一方で、応力には逆伝播の応力相当値に弾性コンプライアンステンソルを乗じたものを用いる必要がある。その後、推定された初期波源から順計算により得た各観測点波形の予測と正解の残差を求め、以降、残差の逆伝播と初期波源の推定及び順計算をイタレーションし残差の収束性を確認した。そして、震源深さや用いる速度構造を変えて、アジョイント法による初期波動場（震源波動場）推定の有効性を検討した。

## 3. 結果

順計算とアジョイント法による残差の逆計算を1500回イタレーションした結果を図2に示す。変位速度の水平・鉛直成分の二乗和から震動エネルギーを求め、それが震源付近で最大になる時刻（発震時に相当）のエネルギー分布を描画した。また、この初期波動場による各観測点の予測地震波形と正解データを比較した。イタレーション1回（アジョイント法無し）の逆伝播計算では、震源波動場が地表から地中へぼんやりと広がり（図2-a）、この初期波動場から計算された予測波形もイタレーション回数が少ない内では観測波形との違いが大きい（図2-c）。しかし十分なイタレーションを重ねると、観測点間隔程度の解像度で正解に近い震源波動場が得られ（図2-b）、それにより観測波形とほぼ一致する波形が予測できた（図2-d）。また、各観測点の推定残差の全時間の二乗和で定義される目的関数もイタレーションに伴い指数関数的に減少した（図2-e）。次に、震源深さを30 kmから5 km、70 kmに変え推定結果の違いを確認した。深さ5 kmの場合は震動エネルギーのピークが震源位置と一致せず、やや左側に求まった（図3-a）。震源が浅いことで表面波が観測記録で卓越し、それが震源推定へ用いられたのが理由かもしれない。実体波が卓越する深い震源（70 km）では、推定された震源の深さ方向の解像度が高くなることがわかった（図3-b）。これは、震源が深いほど観測記録において直接波が卓越する範囲が広くなることが関係することを示唆する。最後に実問題への適用に向け、異なる速度構造モデルを用いた場合の初期波動場推定への影響を調べた。まず、図1の4層モデルとは異

なるJMA2001（上野・他, 2002）を用いた場合でも、ほぼ同様の推定ができることが確認できた（図 4 - a）。次に、領域右側に最大深さ5 kmの低速度領域（ $V_p = 4$  km/s、 $V_s = 2$  km/s）を与えた場合には、震動エネルギーのピークが盆地と反対方向にずれ、分布も広がる結果となった（図 4 - b）。よって、水平方向の速度構造の理解が重要であることがわかる。

#### 4. まとめと今後の課題

アジョイント法による計算と観測データの同化に基づき、2次元P-SV波の初期波動場の推定を行い、その有効性を数値実験により確認した。結果、一般的な強震観測点間隔（20 km程度）でも高い解像度で初期波動場（震源）が推定できた。しかし、実問題への適用では、地下構造モデルの解像度に依存するため、既知の速度構造の分解能で推定できる波動場の最大周波数について検討が必要である。

#### 5. 謝辞

数値計算には、東大情報基盤センターのWisteria及び地震研究所のEIC計算機を使用した。

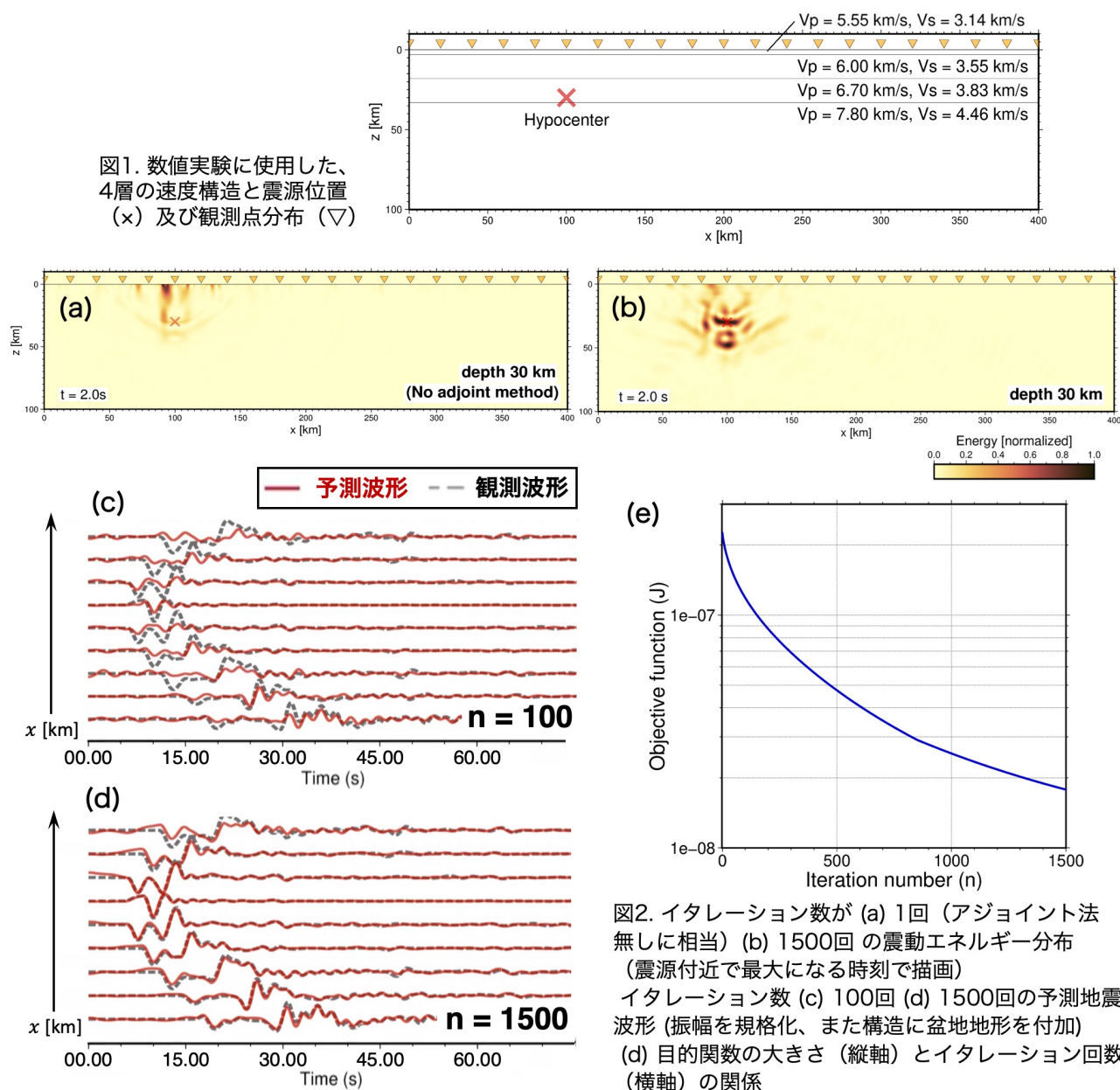


図2. イタレーション数が (a) 1回 (アジョイント法無しに相当) (b) 1500回 の震動エネルギー分布 (震源付近で最大になる時刻で描画) イタレーション数 (c) 100回 (d) 1500回の予測地震波形 (振幅を規格化、また構造に盆地地形を付加) (d) 目的関数の大きさ (縦軸) とイタレーション回数 (横軸) の関係

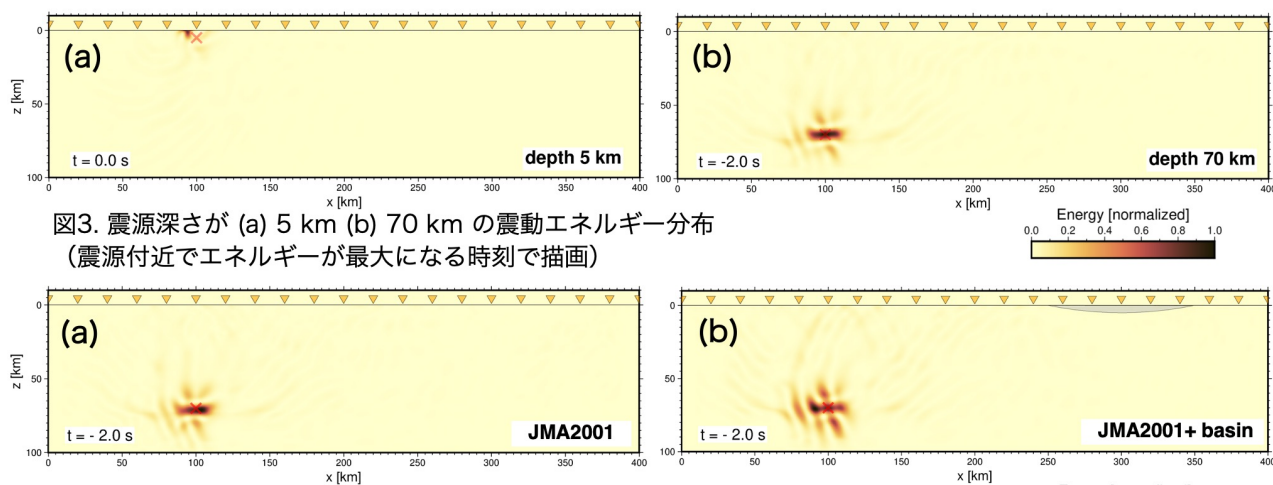


図3. 震源深さが (a) 5 km (b) 70 km の震動エネルギー分布 (震源付近でエネルギーが最大になる時刻で描画)

図4. 速度構造を (a) JMA2001 (b) (a)に低速度領域を加えたものとした時の震動エネルギー分布 (震源深さは70 km。震源付近でエネルギーが最大になる時刻で描画)

# Effects of gravity and density stratification of a fluid over layered non-gravitational solid modeled by the reflectivity method

\*Hiroshi TAKENAKA<sup>1</sup>, Tomotsugu WATANABE<sup>2</sup>, Takeshi NAKAMURA<sup>3</sup>

1. Department of Earth Sciences, Okayama University, 2. Department of Earth Sciences, Okayama Univ., 3. Central Research Institute of Electric Power Industry

竹中・他（2023）は、平らな地球モデル（水平成層構造）を用いて地震波動を計算する際に最も広く利用されている半解析的計算方法であるreflectivity法に重力項（一定の重力加速度）を考慮した海水層を導入することにより、近地の海底下で発生した地震による地震動や海中音波だけでなく津波も含む全波動場を計算できるようにreflectivity法を拡張した。reflectivity法のスキームは、Kennett and Kerry (1979)流の反射行列・透過行列に基づく解法を採用し、波数積分にはBouchon (1981)の離散化波数法(discrete wavenumber summation method)を使用している。本研究では、さらに、海水層として均質ではなく（重力下の圧縮性）密度成層流体が扱えるように拡張した。

我々の定式化のアプローチの特徴は、流体の支配方程式についてもreflectivity法でもともと採用されている固体の基礎方程式の枠組みを基にしている点にある。海水（圧縮性流体）が固体の上に載っており、重力は海水層でのみ考慮する。座標系は通常のreflectivity法と同様に静水圧下の海面をゼロとして鉛直下向きを+z軸（深さ）とするデカルト座標系を採用している。重力下の圧縮性流体の運動方程式（運動量保存の式）は、重力下の固体の運動方程式のせん断応力をゼロにした式で、構成式は等方弾性体の構成式（Hookeの法則）の剛性率をゼロにした式である。流体の密度成層は、（擾乱がない場合の）基本場の密度が深さの指数関数で増大すると仮定（密度スケールハイトを導入）した。これらの流体についての式から鉛直変位と鉛直方向の垂直応力（ラグランジュ的な負の圧力摂動）についての1階の連立常微分方程式が得られる。ここで、ラグランジュ的な（負の）圧力摂動をオイラー的な圧力摂動に変換することにより、Ben-Menahem and Singh (1981)やWatada (2009, 2013)らが大気と海洋で共通の重力下の圧縮性密度成層流体の基礎方程式から導出した式と完全に等価な波数一周波数領域の方程式が得られる。この鉛直変位とオイラー的な負の圧力摂動についてのzに関する1階連立常微分方程式は、密度成層がない均質な流体の場合は、係数行列の固有値・固有ベクトルからAki and Richards (2002)の固体波動場のlayer matrixに相当する流体場のlayer matrixを導出することもできるが、密度成層がある場合はその方法が適用できない。そこで今回は、1階連立常微分方程式から鉛直変位を消去して得られるオイラー的な圧力摂動についての2階階常微分方程式の基本解を用いてlayer matrixを構成した。基本解は、重力を含まない固体のlayer matrixと整合するように選んだ。なお、このオイラー的な圧力摂動が満たすzに関する2階の常微分方程式はBen-Menahem and Singh (1981)で大気海洋共通に用いられた(9.267)式に一致している（(9.267)式のz軸は鉛直上向きが正であることに注意）。ここで、さらに、海面、海中、海底における鉛直変位とラグランジュ的な圧力摂動が連続という境界条件に対応するためにmotion-stress vectorのトラクション成分が（オイラー的ではなく）ラグランジュ的な圧力摂動になるようにlayer matrixを変換して重力下の圧縮性密度成層流体についての最終的なlayer matrixを得た。我々のreflectivity法は（propagator matrixではなく）反射・透過係数行列を使って解くスキームを採用しているが、このlayer matrixからpropagator matrixを求めると、Watada (2013)が大気と海洋で共通の重力下の圧縮性密度成層流体の基礎方程式から導出したHaskell matrixと完全に等価な行列が得られる。言い換えると、我々のアプローチは固体の基礎方程式の枠組みを基にしているが、得られた解は流体の基礎方程式から導出されたものと完全に一致することが確認できた。

最終的に得た重力下の圧縮性密度成層流体についてのlayer matrixは、重力のない場合の流体や固体のlayer matrixと整合しており、それから求まる海面、海中、海底の境界面における反射・透過係数の式も重力や密度成層がない場合の式と整合している。反射・透過係数の式にもlayer matrixにもWatada (2013)のHaskell matrixの要素と同様に浮力振動数 $N$ やEckart (1960)の係数 $\Gamma$ に対応する項が自然に現れている。

今回拡張したreflectivity法による計算では、近地の地震動、海中音波、津波やそれらに伴う任意の場所での変位、速度、加速度、ひずみ、応力または圧力波形を得ることができるが、重力下の圧縮性密度成層流体層に

についての定式化によって、理論的に重要な結果もいくつか得ることができた。例えば、実際に海底水圧計で測定されている圧力変化は（海底下の固体と連続な）ラグランジュ的な圧力摂動であり、そのpropagator matrixから得られる式に単に非圧縮近似（P波速度無限大）と長波長近似することで、Saito (2019)が線形の水波の理論と津波についての物理的な考察から得た(5.6.9)式を導くことができる。言い換えると、reflectivity法はこのような近似のない完全な海底の圧力変化を与えることができる。また、海底圧力変化の短周期成分についてのDeng et. al. (2022)の(5)または(6)式についても海水層の重力や密度成層の効果を含む全周波数帯域についての対応式から、彼らの式を一挙に俯瞰することができる。これらの理論的な結果は、海底圧力変化記録についての解釈や利用法について新たな知見を与える可能性がある。

この研究の一部は、JSPS科研費基盤(B) 22H01311の補助を受けています。

#### 参考文献

Aki, K., and P. G. Richards (2002). "Quantitative Seismology (2nd edition)." University Science Book, Sausalito.

Ben-Menahem, A., and S. J. Singh (1981). "Seismic Waves and Sources." Springer, New York.

Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. Bulletin of the Seismological Society of America, 71(4), 959-971.

Deng, H., C. An, C. Cai, and H. Ren. (2022). Theoretical solution and applications of ocean bottom pressure induced by seismic waves at high frequencies. Geophysical Research Letters 44(20). Letters, 49, e2021GL096952.

Eckart, C. (1960). "Hydrodynamics of Oceans and Atmospheres." Pergamon, Oxford.

Kennett, B. L. N. and N. J. Kerry (1979). Seismic waves in a stratified half space. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 57(3), 557-583.

Saito, T. (2019). "Tsunami Generation and Propagation." Springer, Tokyo.

竹中博士・渡邊禎貢・小松正直・中村武史. (2023). 海水層の重力を考慮したreflectivity法（離散化波数法）による近地の津波を含む全波動計算. SSS07-14, 日本地球惑星科学連合2023年大会（千葉），2023年5月21日.

Watada, S. (2009). Radiation of acoustic and gravity waves and propagation of boundary waves in the stratified fluid from a time-varying bottom boundary, J. Fluid Mech., 627, 361-377.

Watada, S. (2013). Tsunami speed variations in density-stratified compressible global oceans. Geophysical Research Letters 40(15), 4001-4006.

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

📅 Thu. Nov 2, 2023 3:00 PM - 4:30 PM JST | Thu. Nov 2, 2023 6:00 AM - 7:30 AM UTC | 🏠 Room C F202

**[S01] PM-2**

chairperson:Hironori Kawakata(Ritsumeikan Univ.), Shiro Hirano(Ritsumeikan Univ.)

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

[S01-12] Ground motion simulation with stochastic source time functions

\*Shiro Hirano<sup>1</sup> (1. Ritsumeikan Univ.)

---

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

[S01-13] Ensemble estimation of subsurface structure and hypocenter at Mie-ken Nanto-oki based on physics-informed neural network

\*Ryoichiro AGATA<sup>1</sup>, Kazuya Shiraishi<sup>1</sup>, Gou Fujie<sup>1</sup> (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC))

---

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

[S01-14] Excitation mechanisms of background Rayleigh waves by Ocean infragravity waves

\*Yoshimune Masamoto<sup>1</sup>, Kiwamu Nishida<sup>1</sup> (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

---

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

[S01-15] Effect of bay topography on surface waves

\*Ryota Yasumoto<sup>1</sup>, Siro Hirano<sup>1</sup>, Hironori Kawakata<sup>1</sup> (1. Ritsumeikan University)

---

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

[S01-16] The behavior of elastic waves traveling through a heterogeneous medium (1) ~ To clarify its dependence on the strength of heterogeneity~

\*Hironori KAWAKATA<sup>1</sup> (1. Ritsumeikan Univ.)

---

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

[S01-17] A major formula in seismology has been proven wrong by the Japan Meteorological Agency

\*Yuuji Tauchi<sup>1</sup> (1. Independent)

## Ground motion simulation with stochastic source time functions

\*Shiro Hirano<sup>1</sup>

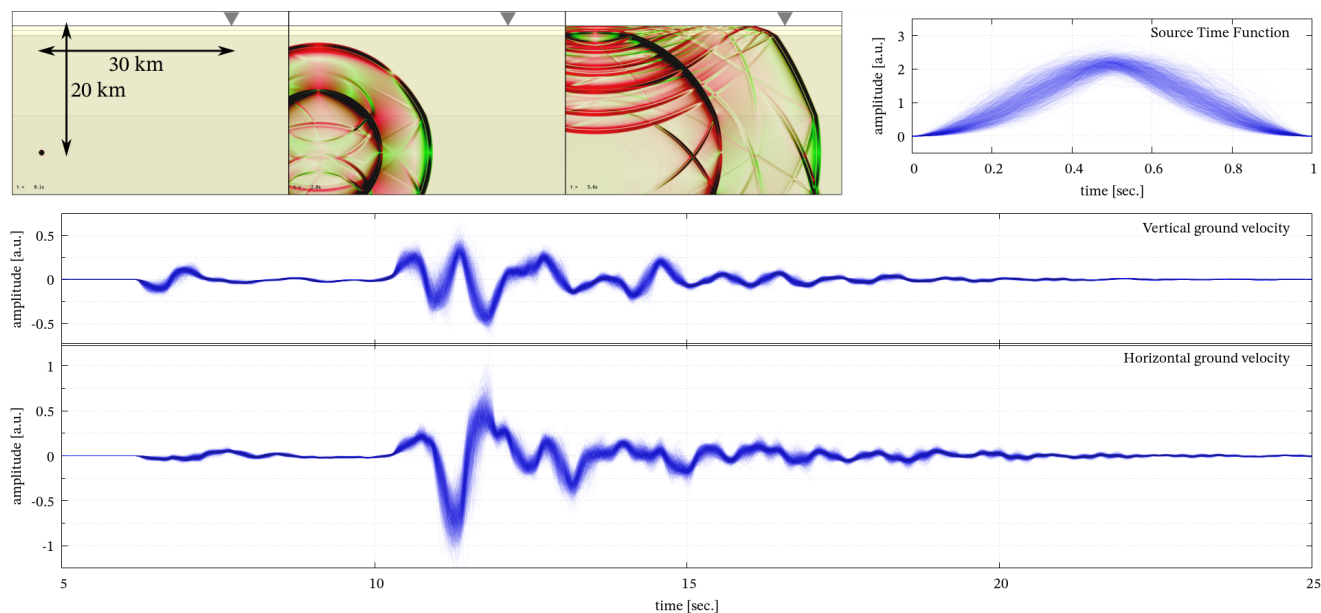
1. Ritsumeikan Univ.

断層の破壊プロセスは予測困難であり、したがって強震動シミュレーションのためには、多様な震源過程シナリオを想定せざるを得ない。特に現時点で震源物理学的に最も妥当とされる想定法は、有限断層モデルに様々なパラメタやランダムネスを与え、多数のシミュレーションを実行することであろう。とはいえそのような方法は計算コストが高く、そのために想定しうる膨大なシナリオのうち限られた範囲しか扱えないという困難を伴う。一方で、数十 km 以上の広がりを持つ断層の活動であっても、観測される地震波形の主要部分は、疑似点震源モデルを用いてある程度説明可能であることが示されている<sup>[野津, 2012 地震]</sup>。点震源モデルを用いた強震動予測は計算コストが低く、従って震源時間関数について大きなバリエーションを持たせた網羅的なシミュレーションを可能にする。つまり実効的には有限層モデルよりも震源過程の多様性を考慮しやすく、確率的地震動シミュレーションに向いていると言える。

そのような点震源による確率的地震動シミュレーションのためには、確率的に振る舞う膨大な震源時間関数を用意する必要がある。震源時間関数の継続時間については、モーメントを仮定した上で、経験的に知られるスケーリング則を用いればよい。一方で、その形状についての経験的制約には、例えば約8割が単峰型でそれ以外は複峰型である<sup>[Yin+, 2021 SRL]</sup>とか、Fourier 振幅スペクトル形状が  $\omega^{-2}$  モデルに従う<sup>[Abercrombie, 1995 JGR]</sup>、あるいは2重コーナー周波数を持つ<sup>[Denolle&Shearer, 2016 JGR]</sup>、およびモーメント関数が破壊開始からの時間の3乗に従う<sup>[Uchide&Ide, 2010 JGR]</sup>などがある。Hirano<sup>[2022, リンク参照]</sup>はこれらの経験則に加え、GR 則をも満たすランダムな震源時間関数を、確率微分方程式を用いて生成する数学的方法を提唱した。こうして得られる震源時間関数は多様性に富み、更にその分散の程度をコントロールすることもできる。しかし GR 則を満たすということは、規模までもが確率的であり、かつほとんど全てが微小地震となることから、規模をコントロールしたい確率的地震動シミュレーションの入力としてそのまま用いるには不便であった。

本研究では、確率的震源過程を確率的地震動シミュレーションの入力として利用する方法を提案する。そのために、先行モデルの確率微分方程式に代えて、Bessel 橋というランダム時系列に基づいて継続時間をコントロール可能な確率的震源時間関数<sup>[平野, 2022 JpGU]</sup>を入力とする地震動シミュレーションを実施した。まずはデモンストレーションとして、CRUST2.0<sup>[Bassin+, 2000 EOS Trans AGU]</sup>による大陸地殻の平均的な層構造を仮定し、深さ 20 km に点震源を置いて、5 Hz までフラットな Green 関数を差分計算した。計算には OpenSWPC<sup>[Maeda+, 2017 EPS]</sup>の P-SV モードを利用し、その結果を同ツールを用いて疑似3D化した。こうして得た Green 関数と、ランダムに生成した継続時間1秒の震源時間関数1,000通りとの畳み込み積分を計算することで、1,000通りの地表速度波形をシミュレートした。

第一に検討したモデルでは、震源時間関数が古典的な  $\omega^{-2}$  型のスペクトルを持ち、分散を比較的小さいものとしたが、それでも地表速度波形の PGV や高周波数成分には有意なバリエーションが見られる<sup>[画像]</sup>。一方で観測波形における PGV を説明するには2重コーナー周波数を持つスペクトルの方が良いという指摘<sup>[Ji&Archuleta, 2021 BSSA]</sup>もある。本手法ではそのような震源時間関数も容易に生成可能で、それを踏まえて波形を生成し、より大きなバリエーションが見られることも紹介する。いずれにおいてもこれらの結果は、与えられたスペクトルの概形を持つ震源時間関数群の分布を入力として、出力波形がどのような平均と分散を持つかを明らかにするものでもある。波動場の計算と畳み込み積分は線形であるが、地下構造により複数の反射・屈折波が生じて重なった結果、PGV のような量は必ずしも入出力間で線形な関係にない。そのように非自明な出力の分布を明らかにできることは、将来における地震動シミュレーションの幅を広げるものになるであろう。



画像：(左上) 2次元水平成層構造の深さ 20 km に P-SV 型震源を仮定し, OpenSWPC で実行した 5Hz までの Green 関数計算.  
(右上) Bessel 橋を2つ畳み込み, 継続時間を1秒とした 1000 通りの確率的震源時間関数. 振幅はモーメントで規格化済.  
(下) 擬似的3次元化 Green 関数と震源時間関数 1000 通りを畳み込んで得た, 震央距離 30 km における地表速度波形群.

# Ensemble estimation of subsurface structure and hypocenter at Mie-ken Nanto-oki based on physics-informed neural network

\*Ryoichiro AGATA<sup>1</sup>, Kazuya Shiraishi<sup>1</sup>, Gou Fujie<sup>1</sup>

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)

震源決定は、地震の活動を理解するための基礎的な情報を提供する、地震学において重要な解析である。震源から放出される地震波の走時を物理シミュレーション等により繰り返し計算し、観測結果を適切に説明する解を探索することによって実行される。観測条件による制約から、震源決定は悪条件(ill-conditioned)の逆問題となることが多い。このような場合、推定結果に伴う（認識論的）不確実性がベイズ推定により定量化されることが多くなってきている。走時の物理シミュレーションにおいて仮定される地下の速度構造は、アクティブな地震探査あるいは自然地震のデータを用いた地震波トモグラフィの結果を参考に設定される場合がある。地震波トモグラフィそれ自体も、多くの場合悪条件の逆問題となり、速度構造の推定結果には不確実性を伴う。走時計算において速度構造の不確実性を無視すると、震源決定の結果がデータにオーバーフィットし、速度構造からの誤差伝播を考慮しないために震源位置の不確実性が過小評価される可能性がある。この問題に対処する方法の一つとして、例えば、ベイズ推定を用いて速度構造をアンサンブルとして推定し、速度構造の不確実性を定量化することが考えられる。速度構造アンサンブルモデルを得ることができると、それを震源決定など震源インバージョンにおける複数の速度構造モデル仮定として同時に考慮する手法（ベイズマルチモデル推定、Agata+2021GJI,2022JGR）を用いることで、構造の不確実性を震源の推定プロセスに組み込むことができる。しかし、速度構造のアンサンブル推定はまだ広く行われてはおらず、特にアクティブな地震探査に対する適用例はかなり少ないのが現状である。他方、近年のディープラーニング技術の進歩により、偏微分方程式やそれに基づく逆問題を解くための新たなアプローチが提案されている。その中でも、physics-informed neural networks (PINN)（Raissi+2019JCP）は、偏微分方程式で記述される物理法則を深層学習に取り込むことで、顕著な成功を収めている。メッシュフリーであること、柔軟性の高さなどの利点により、PINNは様々な分野において大きな注目を集めている。筆者らは最近、PINNに基づいたベイジアン地震波トモグラフィ手法を開発し、アクティブな地震探査に対する適用可能性を示した（Agata+2023IEEE-TGRS）。震源決定についても、ベイズ推定への適用まで含めすでに研究例がある（Smith+2022GJIなど）。これらの二つの手法は、速度構造や走時の表現に共通のニューラルネットワークを用いることで、シームレスに接続できることが期待される。そこで本研究では、上記のようなPINNに基づく新しい手法を用いて、海域地震探査による探査測線下の地震波速度構造と、近傍で起きた地震の震源のアンサンブル推定を行う。対象とする地震は、2016年4月1日に三重県南東沖でMw5.9の地震である。この地震がプレート境界で発生したかどうかについては当初議論があった。その後、最新の構造情報を用いた震源決定や反射法地震探査による反射断面との比較などにより、プレート境界（巨大分岐断層）付近で発生したことが報告された（Wallace+2016JGR, Nakano+2018PEPS）。しかしこれらの解析において、地下構造モデルの不確実性は、震源決定と、比較対象の反射断面の両方において考慮されていなかった。そこで本研究では、PINNに基づくベイジアン屈折法トモグラフィ手法（Agata+2023IEEE-TGRS）を用いて、近傍の海域地震探査測線下の速度構造のアンサンブルを得る。次に、ベイズマルチモデル手法により速度構造アンサンブルを組み込み、誤差伝播を適切に考慮した震源決定を、同様にPINNに基づく走時計算により実施する。速度構造アンサンブル推定において得られた速度構造と走時を表現するニューラルネットワークを直接導入・拡張することで、これらの二つの解析はシームレスに接続される。また、速度構造アンサンブルを用いて、巨大分岐断層に対応すると思われる反射面の不確かさも推定する。震源位置と分岐断層を不確かさ情報付きで比較することにより、この地震が巨大分岐断層で起きたというシナリオが現実的かどうかを再度議論する。これらの解析を通じ、PINNを用いたアンサンブルモデリングに基づき、地震探査と震源の推定を統合する新しい解析コンセプトを例示する。

## Excitation mechanisms of background Rayleigh waves by Ocean infragravity waves

\*Yoshimune Masamoto<sup>1</sup>, Kiwamu Nishida<sup>1</sup>

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

周期100–350秒の帯域で固体地球は背景振動している事が知られており(常時地球自由振動)、それは定常的なRayleigh波、Love波の定常的な励起で説明される。表面波の励起はその周期帯に対応したOcean infragravity wave (IG波) による水圧変動が海底面に対し垂直応力としてはたらくことによっていると考えられ、直感的にはLove波の励起を考えづらい。しかし、観測されるエネルギーはRayleigh波とLove波とで同程度の大きさとなる事が知られている(Nishida et al., 2008)。観測された不一致を説明し得るメカニズムとしてはIG波と海底地形のカップリング (Nishida et al., 2008, Fukao et al., 2010) が提唱されており、全体として水平方向の力がはたらくことでLove波が発生する。Nishida et al. (2008)は、日本列島に展開されているHi-net高感度加速度計データ(2004/7-2004/12)を beamforming法を用いて解析し、表面波エネルギーの入射方位角依存性を示している。本研究では、より長い解析期間の上下動成分を解析する。IG波が励起するRayleigh波エネルギーの入射角スペクトルを合成し、観測値と比較検討することによって、常時地球自由振動の励起メカニズムを定量的に制約・解明する事を目指す。

解析には防災科学技術研究所の広帯地震観測網F-net 73観測点の上下動記録(2017年)を用いた。解析には cross-correlation beamforming法 (Ruigrok et al, 2017)を用いた。はじめに、まず全観測点ペアに対しての相互相関関数を計算した。計算された相互相関関数にcross-correlation beamforming法 (Ruigrok et al, 2017) を適用し、入射角スペクトルを計算した。この結果としては、日本列島の東側から到来する表面波が全期間で強く、さらに夏季において南西側からの波も強くなるというようなパターンが示された。

次に、IGによって励起されと考えられるRayleigh波についてスペクトル合成を考える。地球上の各点でのIGの波高スペクトルがWAVEWATCH III (WW3) モデルによって与えられることから、それに応じた海底面上での水圧変動を考えることができる。Fukao et al. (2010)の定式化に基づき、水平方向の力を等間隔の緯度経度グリッド上で圧力変動と海底面の勾配に応じて計算し、Green関数をたたみ込む事によって全体として励起されるRayleigh波とそれに対応したF-net array上での相互相関関数を求める。この結果についても観測データ同様にcross-correlation beamformingを適用して合成スペクトルを得ることで、最後にデータから得られるスペクトルとの比較・検討を行う予定である。

## Effect of bay topography on surface waves

\*Ryota Yasumoto<sup>1</sup>, Siro Hirano<sup>1</sup>, Hironori Kawakata<sup>1</sup>

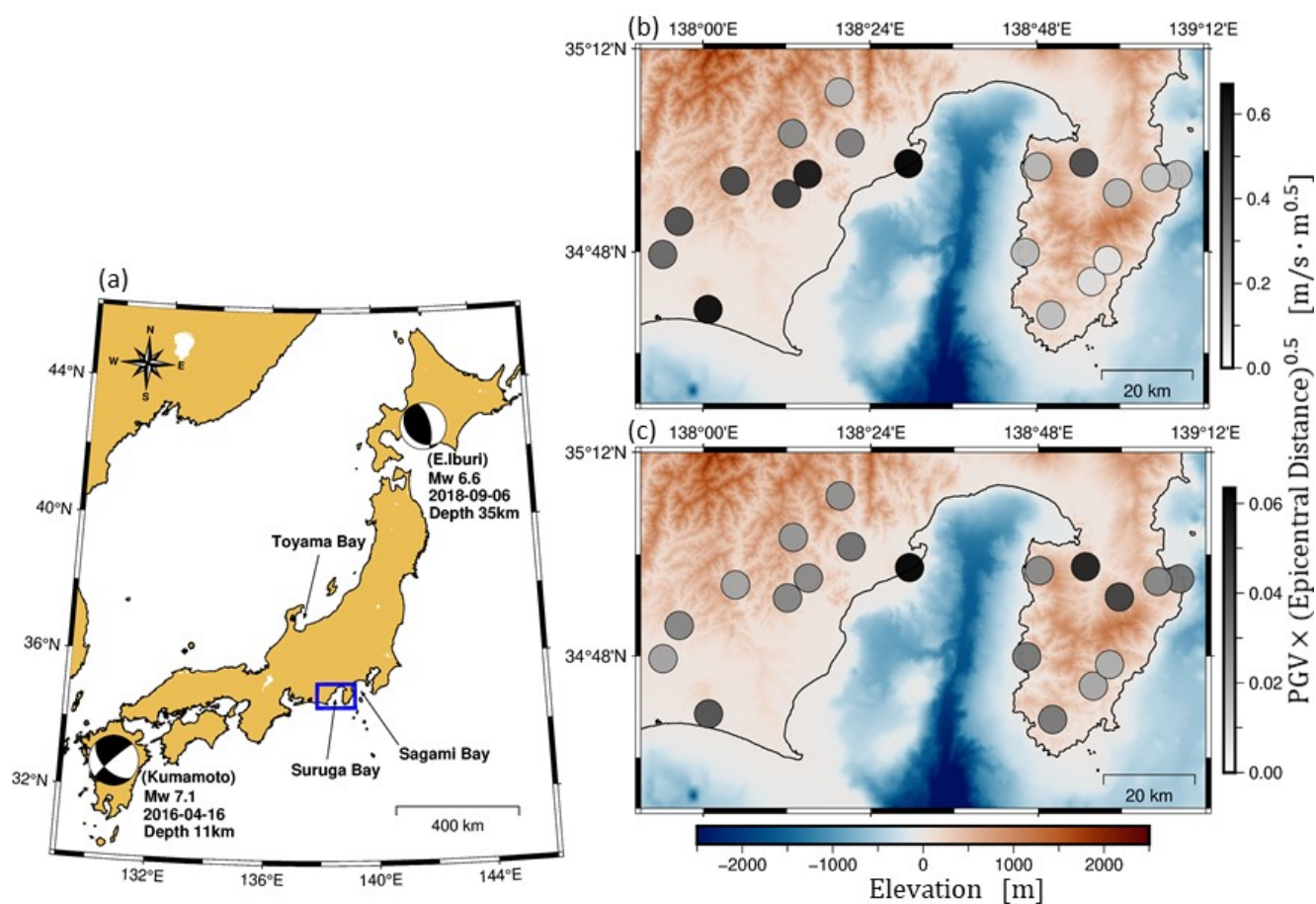
1. Ritsumeikan University

地形と地盤構造は、地震波のふるまいに大きな影響を与える。例えば、山頂や尾根では地震波が増幅され、谷では地震波が減衰することが示されている(例えばSpudich *et al.*, 1996; Khan *et al.*, 2020)。また地形と地盤構造は表面波を励起、増幅、散乱させることが示されている(例えばPierre-Yves and Bouchon, 1980; Lee *et al.*, 2009)。また山脈などの複雑な地形は表面波を励起、散乱させることで、周囲の地域の地震動に影響を与えることが示されている(Lee *et al.*, 2009)。例えばShuo *et al.* (2007)は、サンアンドレアス断層のモハベセグメントにおいて $M_w$ 7.5の地震が発生した場合の数値シミュレーションを用いて、アメリカのカリフォルニア州にあるサンガブリエル山脈が、表面波に対して天然の免振装置として機能することを示した。このように陸上の地形が表面波に作用して周囲の地震動に影響を与えることがこれまでの研究から示されてきた。一方で表面波が海底を伝播してくる場合についてはこれまであまり注目されてこなかったが、Noguchi *et al.* (2011)は、三陸沖の浅いアウターライズ地震において日本海溝付近の観測点で観測された特徴的なRayleigh波の発達を、数値シミュレーションを用いて調査し、それが海溝に沿った厚い海水層と日本列島沿岸の海底の急な標高増加が主な原因であることを示した。このように海底地形が表面波に特有の影響を与える可能性を解明することは、地域的な表面波伝播特性を理解するうえで重要である。

日本の陸上で観測される地震動に影響を与える可能性がある地形として、入り江のような海岸線を有した湾地形が挙げられ、日本における勾配変化に富んだ海底地形を持つ湾としては駿河湾、相模湾、富山湾などが存在する。その中でも特徴的な湾として駿河湾を紹介する。駿河湾は静岡県に位置する最大水深約2500 mの日本一深い湾である。駿河湾は、ユーラシアプレートの下にフィリピン海プレートが沈み込むプレート境界である駿河トラフが入り込むような溝状の地形を有しており海底地形は複雑である。海底の勾配変化も非常に大きく、湾の最奥部では海岸から2 kmほど離れると水深500 mに達する世界的にみても特異な湾である。

そこで本研究では、実地震波形記録を用いた解析により、日本における勾配変化に富んだ湾地形が表面波にもたらす効果を調査した。地震波形記録としては、防災科学技術研究所のHi-netによるものを使用した。

その結果、駿河湾の西方遠方から伝播する表面波において、湾の西海岸で記録される振幅よりも、湾の東海岸で記録される振幅が著しく小さいことを発見した(図b)。一方で駿河湾の北方遠方から伝播する表面波の場合にはこのような現象は見られないことから(図c)、これはサイト応答によるものではなく、駿河湾を経由する際に表面波の振幅が著しく減少することを示している。また生波形、0.25~0.5Hz, 0.5~1Hz, 1~2Hz, 2~4Hz, 4~8Hz, 8~16Hz, 16~32Hzのオクターブバンドパスフィルターをかけた波形において解析を実施しており、少なくとも0.25~2Hzの周波数帯域においては表面波の振幅が著しく減少することがわかった。発表では他の湾におけるこの現象の発生の有無についての解析結果と現象の発生要因について報告する。



図(a) 駿河湾(青の枠線), 相模湾, 富山湾の位置と使用した駿河湾西方遠方の地震(熊本地震)と駿河湾北方遠方の地震(北海道胆振東部地震)の震央の例. CMT解としては防災科学技術研究所のF-netを使用した. 図(b) 駿河湾周辺(図(a)青の枠線)の地形と熊本地震における各観測点で記録された表面波の最大振幅. マーカーの色は, 各観測点における震央距離の平方根で補正したS波の理論走時後のPeak Ground Velocity(PGV)を表す. 地形データはSRTM15+V2.4(Tozer *et al.*, 2019)を使用した. 図(c) 駿河湾周辺(図(a)青の枠線)の地形と北海道胆振東部地震における各観測点で記録された表面波の最大振幅. 説明については図(b)と同様である.

## The behavior of elastic waves traveling through a heterogeneous medium (1) ~ To clarify its dependence on the strength of heterogeneity~

\*Hironori KAWAKATA<sup>1</sup>

1. Ritsumeikan Univ.

媒質の弾性波伝播特性は、震源から観測点までの弾性波の伝達函数であるグリーン函数を規定するものであり、強震動予測をはじめとする幅広い分野において基本となるパラメタである。媒質の特徴として、スケーリングされた不均質の特徴的サイズやスケーリングされた伝播距離がその媒質を透過する弾性波の挙動に大きな影響を与えることはよく知られている（例えば、Aki and Richards, 1980）。なかでも、波線論の適用限界を超えて波動として扱うべき不均質が存在する場合には注意が必要である。不均質強度合いが弱い場合における伝達函数については、近似的な記述方法が与えられており（例えば、Sato and Fehler, 1998）、実用的な計算プログラムが公開されている（Maeda *et al.*, 2017）。一方、どの程度の不均質まで従来法の適用が可能であるか、不均質強度合いが強い場合にどのように取り扱うべきかについてはよく分かっていない。この問題に取り組むためには、様々な不均質を含む媒質に対する弾性波透過を実際におこない、波形記録がどのような特徴を持っているか、明らかにしておくことが肝要である。

そこで本研究では、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する。正確な波動を計測するために、Nishizawa *et al.* (1997)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）を採用する。まず、弱い（10 %程度以下）不均質媒質として、花崗岩試料から計測を開始する。

幅200 mm、高さ150mm、奥行き50 mmの試料に対して奥行き方向に弾性波を透過させる。送信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、これに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る。放射された弾性波は対面に格子状に配置された観測点で観測する。我々の採用するLDVは電子技研工業社製V100の高周波拡張型のもので、0.5 Hzから3 MHzの範囲で応答が-3 dB以内である。本研究では、LDVは直交する3方向で受信することとし（方向によっては違うタイミングでの計測となるが、繰り返し同じ波を放射することができるため、違うタイミングで計測を行っても問題ないことは確認済みである）、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。収録された3成分波形を用いて、波の伝播方向成分およびその直交成分などについて、周波数ごとに等位相面の時空間的な発展を調べ、本手法の性能を明らかにする。

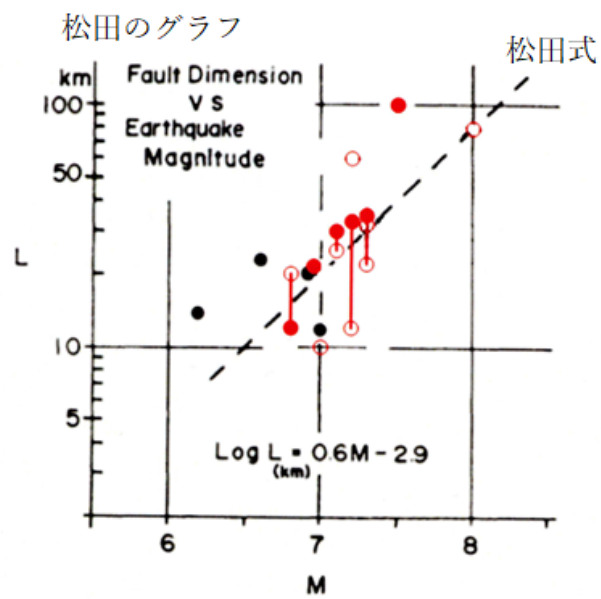
謝辞：本研究はJSPS科研費JP22H01336の助成を受けた。

## A major formula in seismology has been proven wrong by the Japan Meteorological Agency

\*Yuuji Tauchi<sup>1</sup>

### 1. 1Independent

気象庁は2003年9月25日にマグニチュードの計算方法を見直した。観測網が充実して前より正確なマグニチュードの計算ができるようになったためです。また、過去の地震を対象とした新たな計算手法を開発し、これまでに発表されたマグニチュードに必要な修正を加えます。1994年以降2001年までの主な地震17個について、マグニチュードMを見直したところ、変化なしは2個、+0.1は7個、+0.2は2個、+0.3は4個、+0.4は2個ありました。Mは非常に特殊な数字でM+1でそのエネルギー保有量は32倍になり、振動強度は3.2倍になります。M+0.1の差は大きくM7.0の地震を基に出した原発の基準地震動が1000ガルとすれば、M7.1の地震では1100ガルになってしまいます。したがって、平均してM+0.18が増加すると、保有エネルギー量は1.9倍、基準地震動は1.23倍になります。各地震の新しいマグニチュードは古いマグニチュードとは異なるため、正しいマグニチュードを使用して計算式を再度作成する必要があります。1995年以前の地震は大きく異なります。松田式(1975)は、活断層の長さに基づいて将来の大地震を予測する地震学の有名な式です(松田、1975)。これは、すべての原子力発電所の建設時に基準地震動を作成するために使用されました。松田時彦(1975)は14の地震に基づいて松田式を作成しました。これらの地震データのうち8個について研究者は異なる意見を持っていて、1個の地震に2個のデータがあります(図中線で結んで表示)。松田氏は任意の2点(地震のM7.0,活断層長さ20km)と(M8.0, 80km)を結び、22個のデータ点の中心を通る線を描き松田式にしました。松田式は、科学的根拠はありません。松田先生の気分によって処方が変わります。さらに、気象庁によるマグニチュードの見直しにより、松田氏のグラフは大きく変化しました(関西電力、2022年)。グラフの赤い点は気象庁によるマグニチュード見直しの結果です。昔の間違ったMに基づく松田式は間違っている。見直したMに基づいて正しい松田式を作成する必要がある。正しい大きさを示す赤い点の配置を見ると、正しい松田式は古い式とは大きく異なります。M+0.1では、基準地震動が10%増加します。正しい松田式を用いた地震のMに基づいて計算される原子力発電所の基準地震動は現在とは異なることになる。現在、原子力発電所の基準地震動の作成に使用されている「強震動予測レシピ」は、入倉幸次郎教授(2004)によって発表されました(入倉・三宅、2004)。その後、2006年から、原子力発電施設の基準地震動を生成するために使用されました(原子力安全・保安院、2006)。強震動予測レシピ(入倉幸次郎、2008)の参考文献のうち、気象庁が地震のマグニチュードMを更新した2003年以前の資料を探しました。文献No. 1、2、3、4、7、8、9、10、12、13は2003年以前に発行されています。参考文献No. 5、6、および11は2003年以降に発行されています。ただし、2003年以前の計算式も使用しています。これらの報告書および報告書で参考として使用されている出版物は、全て気象庁が地震のマグニチュードMを見直す以前のものです。したがって、現在の知見に基づけば、間違った地震のマグニチュードMを基に作成した間違った計算式であることとなります。これらの計算式は全て、新しい正しいマグニチュードMを基に作り直すべきです。地震学の主要な方程式は、気象庁によって誤りであることが明らかになりました。



赤い点は気象庁によるマグニチュードMの見直し結果