

Wed. Nov 1, 2023

Room C | Regular session : S17. Tsunami

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

[S17] AM-1

chairperson: Yuchen Wang(JAMSTEC), Osamu Sandanbata

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

[S17-01] Tsunami and Megathrust Earthquake Predictions: Real-time Monitoring of the Genesis Processes with Physical Wavelets

*Fumihide TAKEDA^{1,2} (1. Takeda Engineering Consultant Inc., 2. Earthquake Prediction Institute)

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

[S17-02] Study of the 1605 Keicho Tsunami Source Models for the Sea Areas along the Nankai Trough and the Izu-Bonin Trench

*Yoshinori Satou¹, Naoto Kihara², Katsuhide Katou³ (1. Unic, 2. CRIEPI, 3. CEPCO)

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

[S17-03] Estimation of Fault Models Using Nonlinear Inversion for the 1946 Nankai and the 1944 Tonankai Earthquakes

*Masato Kamiya¹, Toshitaka Baba² (1. Graduate School of Sciences and Technology for Innovation, Tokushima University, 2. Graduate School of Technology, Industrial and Social Sciences, Tokushima University)

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

[S17-04] Detecting small volcanic tsunami signals from Kita-Ioto Caldera using dense DONET ocean-bottom pressure records

*Osamu SANDANBATA¹, Tatsuhiko SAITO² (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Room C | Regular session : S17. Tsunami

11:00 AM - 12:00 PM JST | 2:00 AM - 3:00 AM UTC | Room C F202

[S17] AM-2

chairperson: Osamu Sandanbata, Yuchen Wang(JAMSTEC)

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

[S17-05] Ocean-wave gradiometry (part 2): Propagation features of the 2022 Hunga Tonga tsunami inferred from apparent amplitude decay

*Masashi Ogiso¹, Hiroaki Tsushima¹ (1. Meteorological Research Institute)

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

[S17-06] Consideration of New Friction Calculation to Represent Accurate Decay in Numerical Tsunami Calculations

*Masaaki MINAMI¹ (1. Meteorological Research Institute)

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

[S17-07] Examination of the Predictability of Tsunami Warning Cancellation based on Data Assimilation Approach

*Yuchen Wang¹, Kentaro Imai¹, Hiroki Horikawa¹ (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

[S17-08] Numerical experiments of tsunami wavefield estimation based on adjoint equations

*Takuto MAEDA¹ (1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

Room C | Regular session : S06. Crustal structure

1:30 PM - 3:00 PM JST | 4:30 AM - 6:00 AM UTC | Room C F202

[S06] PM-1

chairperson: Kazuya Shiraishi(JAMSTEC), Shun Fukushima(ERI, Univ. of Tokyo)

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

[S06-01] Spatio-temporal variations in seismic structure detected by seismic interferometry using OBS records and their interpretation*Takehiro Sato¹, Ryosuke Azuma¹, Ryota Takagi¹, Ryota Hino¹, Masanao Shinohara² (1. Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S06-02] Estimation of P-wave velocity and Vp/Vs structure of upper crust off Sanriku, Japan by distributed acoustic sensing data*Shun FUKUSHIMA^{1,2}, Masanao SHINOHARA², Kimihiro Mochizuki², Tomoaki Yamada², Ryota Hino³, Ryosuke Azuma³, Yoshihiro Ito⁴, Yusuke Yamashita⁴ (1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 3. Research Center for Prediction of Earthquake and Volcanic Eruption, Graduate School of Science, Tohoku University, 4. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S06-03] Lateral structure variation across the central part of the NE Japan Arc deduced from the 2019 onshore seismic profiling -II*Takaya IWASAKI¹, Hiroshi Sato², Eiji Kurashimo³, Hirokazu Ishige⁴, Hidehiko Shimizu⁵, Tatsuya Ishiyama³, Takashi Iidaka³, Masanao Shinohara³, Shinji Kawasaki⁴, Susumu Abe⁴, Naoshi Hirata³ (1. Association for the Development of Earthquake Prediction, 2. Shizuoka University Center for Integrated Research and Education of Natural Hazards, 3. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 4. JGI, Inc., 5. JOGMEC)

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

[S06-04] Shallow crustal structure and slip tendency of normal faults in the outer rise of the Japan Trench*Yue SUN¹, Ayumu Miyakawa², Koichiro Obana³, Ehsan Jamali Hondori⁴, Jin-oh Park¹ (1. AORI, The University of Tokyo, 2. AIST (Advanced Industrial Science and Technology), 3. JAMSTEC (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology), 4. Geoscience Enterprise)

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

[S06-05] Crustal structure in the 17th century Kuril earthquake and its linkage to the occurrence of the large shallow slip*Ryosuke AZUMA¹, Shuichi Kodaira², Ryota Hino¹, Gou Fujie², Koichiro Obana², Fumiaki Tomita³, Yusaku Ohta¹ (1. RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku Univ., 2. JAMSTEC, 3. IRIDeS, Tohoku Univ.)

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

[S06-06] Detailed structure of the old accretionary sediments revealed by reprocessing of OBS survey data in Nankai Trough*Gou FUJIE¹, Kazuya Shiraishi¹, Takeshi Sato², Yasuyuki Nakamura¹, Gaku Kimura¹, Shuichi Kodaira¹ (1. JAMSTEC, 2. JMA)

Room C | Regular session : S06. Crustal structure

3:15 PM - 3:45 PM JST | 6:15 AM - 6:45 AM UTC | Room C F202

[S06] PM-2

chairperson:Ryosuke Azuma

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

[S06-07] Integrated data analysis of MCS reflection and OBS wide-angle seismic surveys in the Nankai Trough*Kazuya SHIRAISHI¹, Gou Fujie¹, Ryuta Arai¹, Yasuyuki Nakamura¹ (1. JAMSTEC)

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

[S06-08] Subduction structure of the Kyushu-Palau Ridge that causes upper-plate fracture zones and weak interplate coupling*Ryuta ARAI¹, Kazuya Shiraishi¹, Yasuyuki Nakamura¹, Gou Fujie¹, Seiichi Miura¹, Shuichi Kodaira¹, Dan Bassett², Tsutomu Takahashi¹, Yuka Kaiho¹, Yohei Hamada¹, Kimihiro Mochizuki³, Rie Nakata³, Masataka Kinoshita³, Yanxue Ma³, Yoshitaka Hashimoto⁴, Kyoko Okino⁵ (1. JAMSTEC, 2. GNS Science, 3. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 4. Kochi University, 5. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo)**Room C | Regular session : S05. Geothermal science**

3:45 PM - 4:00 PM JST | 6:45 AM - 7:00 AM UTC | Room C F202

[S05] PM-2

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

[S05-01] Heat flow anomalies as indicator for subseafloor excess pore fluid promoting slow earthquakes around seamounts*Masataka KINOSHITA¹, Yoshitaka Hashimoto², Yohei Hamada³, Rie Nakata¹ (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Kochi University, 3. JAMSTEC)**Room C | Regular session : S12. Rock experiment, rock mechanics, and crustal stress**

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

[S12] PM-2

chairperson:Yasuo Yabe

4:01 PM - 4:16 PM JST | 7:01 AM - 7:16 AM UTC

[S12-01] Effect of water vapor on the microphysical processes of friction of quartz gouge*Yasuo YABE¹ (1. Graduate School of Science, Tohoku University)**[S12-02] In-situ stress at the basement under Osaka plain (7) - In-situ stress measurement at NIED Osaka observation well by DCDA method -***Kentarō OMURA¹ (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Earthquake and Tsunami Research Division)

Room C | Regular session : S17. Tsunami

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

[S17] AM-1

chairperson: Yuchen Wang(JAMSTEC), Osamu Sandanbata

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

[S17-01] Tsunami and Megathrust Earthquake Predictions: Real-time Monitoring of the Genesis Processes with Physical Wavelets

*Fumihide TAKEDA^{1,2} (1. Takeda Engineering Consultant Inc., 2. Earthquake Prediction Institute)

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

[S17-02] Study of the 1605 Keicho Tsunami Source Models for the Sea Areas along the Nankai Trough and the Izu-Bonin Trench

*Yoshinori Satou¹, Naoto Kihara², Katsuhide Katou³ (1. Unic, 2. CRIEPI, 3. CEPCO)

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

[S17-03] Estimation of Fault Models Using Nonlinear Inversion for the 1946 Nankai and the 1944 Tonankai Earthquakes

*Masato Kamiya¹, Toshitaka Baba² (1. Graduate School of Sciences and Technology for Innovation, Tokushima University, 2. Graduate School of Technology, Industrial and Social Sciences, Tokushima University)

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

[S17-04] Detecting small volcanic tsunami signals from Kita-Ioto Caldera using dense DONET ocean-bottom pressure records

*Osamu SANDANBATA¹, Tatsuhiko SAITO² (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Tsunami and Megathrust Earthquake Predictions: Real-time Monitoring of the Genesis Processes with Physical Wavelets

*Fumihide TAKEDA^{1,2}

1. Takeda Engineering Consultant Inc., 2. Earthquake Prediction Institute

Japan's seismograph and GPS network, located on the subduction zones, provide comprehensive records on earthquakes (EQs) in the form of displacement time series data $\{c\}$, which is stochastic or noisy. For example, the GPS time series is represented as $\{c\} = \{d(c, 0), \dots, d(c, j), \dots\}$, where $d(c, j)$ denotes the daily displacement at a GPS station's position with the geographic axis c representing E (eastward), N (northward), and h (upward) in right-handed coordinates (E, N, h) and at time j expressed in days. Environmental factors make $d(c, j)$ noisy and non-differentiable.

Physical Wavelets (PWs) are mathematical operators denoted by $DDW(t - \tau)$, $VDW(t - \tau)$, and $ADW(t - \tau)$ in equations (1)–(3). The PWs define displacement $D(c, \tau)$, velocity $V(c, \tau)$, and acceleration $A(c, \tau)$ at time τ on such non-differentiable $\{c\}$. $D(c, \tau)$ provides the average of $d(c, j)$ over a time interval of $j = \tau \pm w$, and s represents a differential time. The time-reversal operation changes τ to $-\tau$ and confirms that $D(c, -\tau) = D(c, \tau)$, $V(c, -\tau) = -V(c, \tau)$, and $A(c, -\tau) = A(c, \tau)$, affirming the differentiable property of the $D(c, \tau)$ and $V(c, \tau)$ derived from the non-differentiable $d(c, j)$.

The plate driving forces describe the megathrust EQ's genesis process through PWs, enabling the EQ rupture time prediction with remarkable accuracy within a day, up to three months preceding the EQ event¹. The 2011 Tohoku M9 EQ and the tsunami resulted from complex interactions between the subducting and overriding plates, which caused bulge-bending deformation (BBD) over the Tohoku subduction zone. The BBD refers to the gradual bending of the overriding plate of Tohoku by the eastward continental plate-driving force, causing the overriding crust of Tohoku to bulge downwards and upwards by a few millimeters. The BBD suddenly appeared from the consistent deformation expected over the preceding three hundred years. Figures 1 and 2 illustrate a schematic cross-section of the deformation, which grew in three phases over 15 months:

- An initial phase of Fig. 2a
- A transitional phase of Fig. 2b
- A final phase of Fig. 2c

The initial had regular slow deformation changing the west coast deformation from non-elastic to elastic, which generated a restoring force of the compressed west coast with gradual subsidence of 1 to 2.8 mm across Tohoku starting in January 2010. The east coast subsided by 2.8 mm during segment S0 in Fig. 3a, effectively gripping significant barriers on fault (increasing the static friction).

The transition was from the regular to a BBD of segment S1 in Fig. 3a with further gradual subsidence of 3 mm. During S1, the east coast pulled down the subducting Pacific Plate, as indicated by a dot-arrow on the fault in Fig. 2b, while firmly grasping the fault. The overriding eastward plate-driving force compression on the west coast elastically pulled the east coast westward. The westward pulling ($A(E, \tau) < 0$) started to drag the subducting oceanic plate in July 2010, accelerating the oceanic plate motion to reach the highest westward $V(E, \tau) = -0.69$ mm/day on December 22, 2010, as shown in Fig. 3b.

The final phase began in November 2010 with a gradual upheaval growth of 1.2 mm on the east coast during segment S2, generating the lifting force as shown $A(h, \tau) > 0$ above a dot-line in Fig. 3a. The lifting force buildup on the east coast along the Tohoku subduction zone eventually caused the shear stress to exceed the static frictional strength of the subduction interface, causing the overriding and subducting plates to decouple. The lifting force on the entire Tohoku region helped the decoupling process, releasing a massive recoil force of the compressed west coast against the eastward-plate-driving

force. The recoil rapidly restored the BBD of the east and west coasts, elastically compressed by the overriding plate-driving eastward force. This rapid restoration led to the Tohoku M9 earthquake and tsunami on March 11, 2011.

The pulling action of the east coast during segments S1 and S2 in Fig. 3a, coupled with the subducting oceanic plate motion (westward), as shown in Fig. 3b, was recorded at Chichijima in the Northwest Pacific Ocean. The movement paths on the $D(E, t) - V(E, t)$ and $D(E, t) - A(E, t)$ planes can automatically detect the abnormal oceanic plate motion, serving as a real-time tsunami warning up to the event.

The final phase of S2 (after M7.9 EQ in Fig. 3b) can provide real-time information on the impending megathrust EQ and tsunami, allowing for the most effective disaster prevention warnings and hazard mitigations.

The findings suggest they can deterministically predict the anticipated megathrust EQ and tsunami, like Cascadia and Nankai-Trough events.

1. Takeda, F. (2022). <https://doi.org/10.48550/arXiv.2208.09486>

Physical Wavelets (PWs)

$$D(c, \tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} \{c\} DDW(t - \tau) dt = [1 / (2w + 1)] \sum_{j=-w}^w d(c, \tau + j), \quad (1)$$

$$V(c, \tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} \{c\} VDW(t - \tau) dt = [D(c, \tau + s/2) - D(c, \tau - s/2)] / s \quad (2)$$

and

$$A(c, \tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} \{c\} ADW(t - \tau) dt = [V(c, \tau + s/2) - V(c, \tau - s/2)] / s \\ = [D(c, \tau + s) - 2D(c, \tau) + D(c, \tau - s)] / s^2. \quad (3)$$

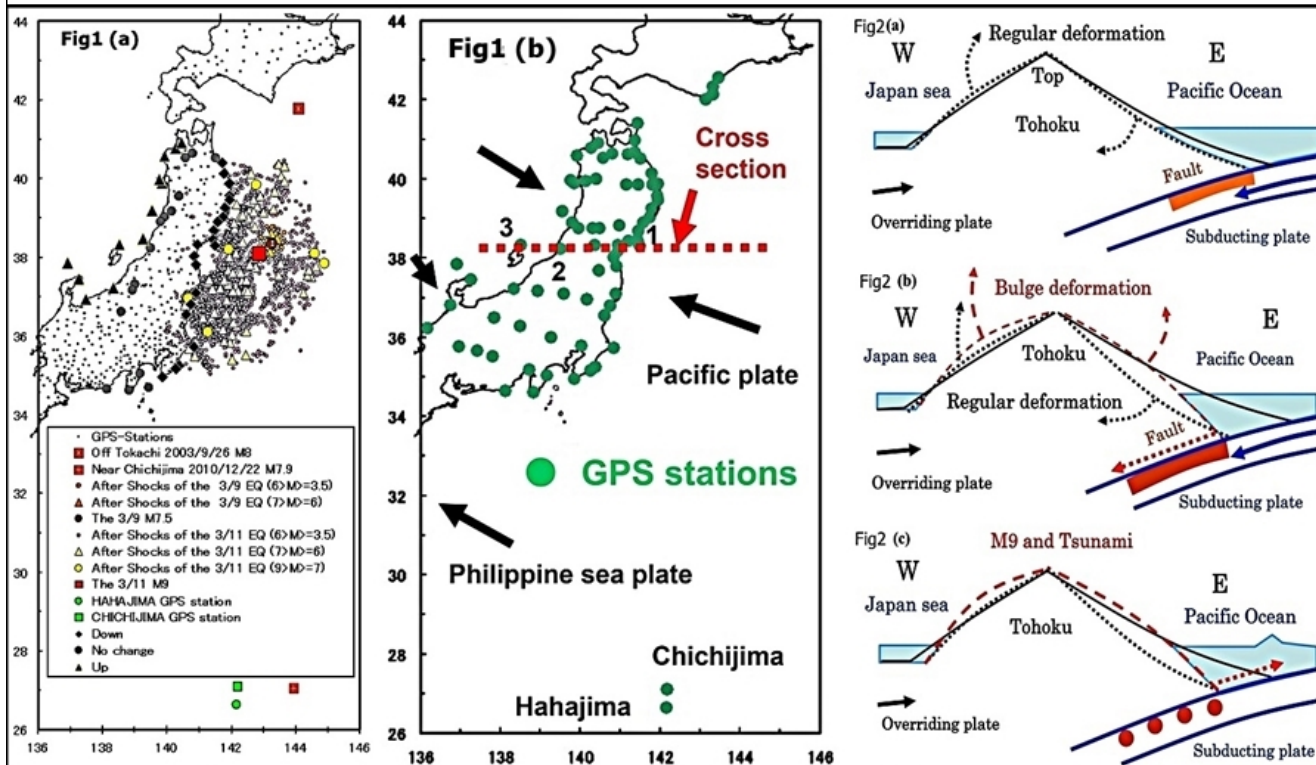


Fig. 1 displays the GPS stations and seismicity in the Tohoku subduction zone. **(a)** The GPS stations recorded coseismic shifts down on the east coast, no change on TOP, and up on the west coast. **(b)** The three GPS stations, 1, 2, and 3, are referred to as the east coast (Onagawa station), the Top (Murakami station), and the west coast (Ryoutsu2 station), respectively. **Fig. 2** displays a schematic cross-section at the dotted line in Fig. 1b, with stations 1, 2, and 3 referred to as E (east coast), Top, and W (west coast), respectively. **(a)** Initial phase. **(b)** Transitional phase. **(c)** Final phase.

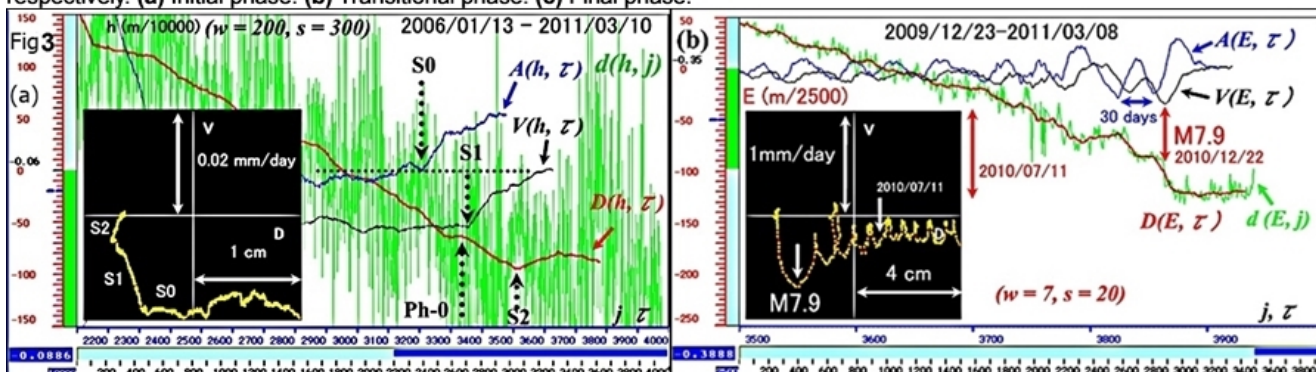


Fig. 3. The GPS observed $d(c, j)$ in green. **(a)** Onagawa station. A horizontal dot-line at the offset origin 0 (-0.06) is the abscissa for $V(h, \tau) = A(h, \tau) = 0$ on relative scales. The westward bend-onset characterized by the directional change of $A(E, \tau) > 0$ (eastward) to $A(E, \tau) < 0$ is at Ph-0. **(b)** Chichijima station. The lunar synodic tidal force loading (29.5-day period) appears as a period of 30 days at acceleration $A(E, \tau)$. The date label 2010/07/11 corresponds to the $D(E, \tau)$ trend change at $\tau = 3700$ (July 11, 2010) initiated by the east coast pulling action of segment S1 in part a. The maximum $V(E, \tau)$ is -0.69 mm/day on 2010/12/22.

Study of the 1605 Keicho Tsunami Source Models for the Sea Areas along the Nankai Trough and the Izu-Bonin Trench

*Yoshinori Satou¹, Naoto Kihara², Katsuhide Katou³

1. Unic, 2. CRIEPI, 3. CEPCO

1. はじめに

1605年慶長地震は、日本各地での津波記録は残っているものの地震による被害記録がなく、波源域の特定が困難な地震の一つである。これまで相田(1981)や古村ほか(2010)において南海トラフ沿い海域を波源とする研究や、最近では原田ほか(2013)や文部科学省ほか(2020)において伊豆・小笠原海溝沿い海域を波源とする可能性も指摘されている。本研究では、南海トラフ沿い海域と伊豆・小笠原海溝沿い海域でそれぞれ波源モデルを設定し、同一の津波痕跡データと津波計算条件下で比較を行い、1605年慶長地震における両海域の津波波源の可能性について検討した。

2. 津波痕跡データと津波計算条件

1605年慶長地震の津波痕跡データは、東北大学災害科学国際研究所の津波痕跡データベースにおける痕跡信頼度A,B,Cのデータを使用した（一部除外地点あり）。採用した痕跡地点位置を図1に示す。津波計算条件は、沿岸を最小50m格子とし、波源付近は800mもしくは1600m格子として、非線形長波理論による平面二次元解析とした。波源の初期水位分布は、Mansinha and Smylie(1971)による地殻変動計算結果にTanioka and Satake(1996)の水平地殻変動による鉛直水位変動を考慮し、さらにKajiura(1963)によるフィルターを適用した。

3. 南海トラフ沿い海域の津波波源モデルの検討

南海トラフ沿い海域のモデルは、内閣府(2012)の断層モデルを使用した。1605年慶長地震は地震の被害記録がないことを踏まえ、津波への寄与の大きい大すべり域の主要な位置を検討するため、東海～南海領域（地震本部2013におけるABCD領域）の浅部（トラフ軸～深さ10km）に限定してすべり量を検討した。同範囲のすべり量を試行錯誤で設定し、相田(1977)によるKおよび κ の値が良好となるようにすべり量を調整した。その結果、図1に示すすべり量5m,15m,5m,15m(M_w 8.65)とした波源モデルで、相田(1977)によるK=0.99および κ =1.37の結果が得られた（図2を参照）。

4. 伊豆・小笠原海溝沿い海域の津波波源モデルの検討

伊豆・小笠原海溝沿い海域のモデルは、Slab2.0(Hayes et al.,2018)によるプレート境界深度データを用いて、海溝軸～深さ60kmの範囲に約5km四方の小断層を配置した。大すべり域の主要な位置を検討するため、海溝軸方向を図1のとおり9分割、深さ方向を浅部（海溝軸～断層幅100km）と深部（深さ20km～60km）の2パターンとし、すべり量を一律10mとした計18波源による津波解析を行い、相田(1977)によるKおよび κ の値が最良となる波源位置を特定した。その結果、波源位置5(北緯30～30.5°付近)の深部の波源が最良となり、文部科学省ほか(2020)の検討結果とも整合した。更なる再現性の向上を目的に、すべり量と海溝軸方向の波源範囲を調整し、図1に示す波源位置5と4の南半分の深部にすべり量15m(M_w 8.54)とした波源モデルで、相田(1977)によるK=1.06および κ =1.57の結果が得られた（図2を参照）。

5. 考察

相田(1977)によるKおよび κ の値より、1605年慶長津波の波源が、南海トラフ沿い海域もしくは伊豆・小笠原海溝沿い海域であった可能性を否定しない結果といえる。一方、今回検討した2つの波源モデルはいずれも、津波への寄与の大きい大すべり域の主要な位置を検討したものであり、津波への寄与の小さい背景領域を含めた波源域は、さらに深さ方向もしくは海溝軸方向に広がっている可能性がある。

謝辞 本研究は電力10社による原子力リスク研究センター共研として実施した成果であることを付記するとともに、土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会(委員長 高橋智幸関西大学教授)の委員各位に研究成果をご議論頂き、有益なご助言を賜りました。

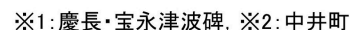
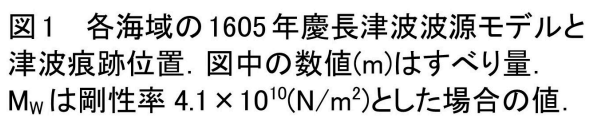


図2 各海域の1605年慶長津波の再現性の比較.
網掛け4地域は、各範囲に含まれる地点のKの平均
値を1地点として扱い、相田(1977)のKと κ を算出.

Estimation of Fault Models Using Nonlinear Inversion for the 1946 Nankai and the 1944 Tonankai Earthquakes

*Masato Kamiya¹, Toshitaka Baba²

1. Graduate School of Sciences and Technology for Innovation, Tokushima University, 2. Graduate School of Technology, Industrial and Social Sciences, Tokushima University

本研究では、非線形長波式を解き、津波痕跡高データに対して断層モデルのすべり量をレーベンバーグ・マーカート法により逐次的に修正する非線形インバージョン法を新たに開発した。この手法を1946年昭和南海地震と1944年昭和東南海地震に適用して、津波痕跡高を説明する波源断層モデルの推定した。

提案手法の仕組みは次の通りである。大型計算機で非線形長波式による津波の伝播・遡上を含めた数値計算を繰り返し行い、イタレーションごとに断層パラメータのすべり量を元に計算した理論値と観測値の残差から、レーベンバーグ・マーカート法ですべり量の修正量を求めることで、断層パラメータのすべり量を逐次修正する。

安中ほか(2003)で提案された1946年昭和南海地震及び1944年昭和東南海地震の断層モデルに基づいて、8枚の小断層に分割した断層モデルを作成した。津波計算は非線形長波式を用い、18秒、6秒、2秒の格子間隔を持つ地形データで3層ネスティングを組み、計算時間を3時間、時間幅を0.1秒とした。海底斜面の水平変位による津波励起とKajiuraフィルターを考慮した。断層モデルのすべり量の初期値として、安中ほか(2003)の断層モデルのすべり量を使用した。津波痕跡高は東北大学津波痕跡データベースのうち、昭和南海地震に関しては信頼度A、昭和東南海地震に関しては信頼度A、B、Cのデータを使用した。昭和南海地震に関しては、是永ほか(2013)による津波痕跡高の選定方法を参考に津波痕跡高を選別した。昭和東南海地震に関しては、是永ほか(2013)による津波痕跡高の選定方法に加えて、新たに10m以上の高さとなった痕跡高を除いた。この基準で選別した結果、昭和南海地震の津波痕跡高のデータ数は122、昭和東南海地震の津波痕跡高のデータ数は99となった。

昭和南海地震の解析結果は、安中ほか(2003)モデルの計算値と痕跡高に対する $K-\kappa$ 、 $RSS(m^2)$ は1.08-1.37、82.6であったことに対して、本研究の8枚の小断層モデルの $K-\kappa$ 、 $RSS(m^2)$ は0.99-1.26、43.8であり、残差二乗和が47%向上した。新たな断層モデルでは既存のモデルと比べて四国沖から紀伊水道沖にかけて大きなすべりが見られ、最大すべり量は7.16mとなった。新しい断層モデルの地震モーメントは 6×10^{21} (N・m)であり、Baba et al. (2005)のモデルの 3.5×10^{21} (N・m)を上回り、安中ほか(2003)のモデルの 7×10^{21} (N・m)より小さい値となった。

昭和東南海地震の解析結果は、安中ほか(2003)モデルの計算値と痕跡高に対する $K-\kappa$ 、 $RSS(m^2)$ は1.35-1.51、360.1であったことに対して、本研究の8枚の小断層モデルの $K-\kappa$ 、 $RSS(m^2)$ は0.79-1.38、113.7であり、残差二乗和が68%向上した。新たな断層モデルでは既存のモデルと比べて、紀伊半島から志摩半島にかけて断層のすべりが見られることが共通している。紀伊半島東部から志摩半島にかけてのアスペリティの最大すべりは7.56mであった。新しい断層モデルの地震モーメントは 3×10^{21} (N・m)で、Baba et al. (2006)のモデルの 2×10^{21} (N・m)を上回り、安中ほか(2003)のモデルの 4×10^{21} (N・m)より小さい値となった。

さらに、是永ほか(2013)津波痕跡高の選定基準を適用しないで昭和南海地震に関しては信頼度がA、昭和東南海地震に関しては信頼度がA、B、Cのすべての津波痕跡高データを使って解析した。この場合、昭和南海地震は、安中ほか(2003)モデルの計算値と痕跡高に対する $K-\kappa$ 、 $RSS(m^2)$ は1.05-1.54、133.6であり、本研究の

8枚の小断層モデルの K - κ , $RSS(m^2)$ は0.94-1.33, 90.6であった。昭和南海地震の新しい断層モデルは津波痕跡高を良好に再現した。昭和東南海地震は、安中ほか(2003)モデルの計算値と痕跡高に対する K - κ , $RSS(m^2)$ は1.31-1.69, 1215.7であり、本研究の8枚の小断層モデルの K - κ , $RSS(m^2)$ は0.94-1.58, 497.9であった。どの断層モデルにおいても、三重県熊野市新鹿町で観測された10mを超える5点の津波痕跡高(10.48m, 11.47m, 12.21m, 15.21m, 19.58m)を再現することができなかった。これは今井ほか(2022,地震学会)で指摘されたように、新鹿町の局所的に高い津波痕跡高は断層運動のみでは説明することは難しく、海底地すべりの影響を考慮する必要があると考えられる。

Detecting small volcanic tsunami signals from Kita-Ioto Caldera using dense DONET ocean-bottom pressure records

*Osamu SANDANBATA¹, Tatsuhiko SAITO²

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

北硫黄島カルデラは、伊豆・小笠原諸島弧のカルデラ構造を持つ海底火山で、その近傍では近年2～5年ごとに非ダブルカップル成分に富んだ地震(M_w 5.2–5.3)が観測されている。我々の先行研究(Sandanbata & Saito, 2022, JpGU)では、2008年と2015年地震直後に、日本南方沖合のDART(Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunami)システムの単一の海底圧力計が、ミリメートル振幅の津波を記録していたことを報告した。この津波記録の解析によって、海底カルデラ内で「トラップドア断層破壊」と呼ばれる、地下のマグマ溜まりの高压化に起因するカルデラ内断層破壊が発生し、津波を引き起こしていることを示した。一方、先行研究で用いた海底水圧計は、最近の2017年(M_w 5.2)、2019年(M_w 5.3)のNDC地震時を含む期間の高時間分解能データを喪失しており、これらの地震の震源メカニズム調査には用いることができなかった。

本研究では、2017年・2019年地震の震源メカニズムの調査のため、DONET(Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis)の高密度観測点の複数の海底圧力計記録を用いて、両地震に伴う津波シグナルの検出を試みた。個々の海底水圧記録では、S/N比が悪く明確な津波信号が同定できなかったため、以下のように津波波形のスタッキングを行った。まず、2008年地震のトラップドア断層破壊モデルを仮定して津波発生・伝播の数値計算を行い、各観測点における津波計算波形を得る。次に、計算波形の最初のピーク値を読み取り、各点における津波到達時間を予測する。最後に、複数点の海底水圧計の波形トレースを、予測到達時間差でシフトして、波形の重ね合わせ(スタッキング)を行う。一方で比較のため、2008年地震モデルの計算波形に対しても、同様の手法で波形スタッキングを行った。

その結果、2つの地震後の海底水圧計記録のスタック波形から、明確な海底水圧変動が検出した。これらの変動の特徴として、以下の二点が挙げられる：(1) 予測された到達時間以降に見られる、(2) それらの周期や位相が、計算津波波形から得たスタック波形のそれらとおおよそ類似する。これらのことから、スタック波形の海底水圧変動は、北硫黄島カルデラから伝播してきた小振幅の津波シグナルと解釈ができ、2017年・2019年地震が、2008年地震と同様、トラップドア断層破壊の震源メカニズムで発生したことを強く示唆する。一方、2017年と2019年の地震後のスタック波形内の海底水圧変動波形の形状は若干異なっており、海底カルデラ内の断層の位置や長さなど、二つの地震の震源特性の違いを反映すると考えられる。本研究で示したような、微小な火山性津波の検出技術を用いることで、従来の監視システムで見落とされていた海底火山活動を検出し、より広範および詳細な海底火山活動の把握へと繋がることが期待される。

Room C | Regular session : S17. Tsunami

📅 Wed. Nov 1, 2023 11:00 AM - 12:00 PM JST | Wed. Nov 1, 2023 2:00 AM - 3:00 AM UTC | 🏢 Room C F202

[S17] AM-2

chairperson: Osamu Sandanbata, Yuchen Wang(JAMSTEC)

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

[S17-05] Ocean-wave gradiometry (part 2): Propagation features of the 2022 Hunga Tonga tsunami inferred from apparent amplitude decay

*Masashi Ogiso¹, Hiroaki Tsushima¹ (1. Meteorological Research Institute)

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

[S17-06] Consideration of New Friction Calculation to Represent Accurate Decay in Numerical Tsunami Calculations

*Masaaki MINAMI¹ (1. Meteorological Research Institute)

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

[S17-07] Examination of the Predictability of Tsunami Warning Cancellation based on Data Assimilation Approach

*Yuchen Wang¹, Kentaro Imai¹, Hiroki Horikawa¹ (1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

[S17-08] Numerical experiments of tsunami wavefield estimation based on adjoint equations

*Takuto MAEDA¹ (1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

Ocean-wave gradiometry (part 2): Propagation features of the 2022 Hunga Tonga tsunami inferred from apparent amplitude decay

*Masashi Ogiso¹, Hiroaki Tsushima¹

1. Meteorological Research Institute

アレイ解析は波動現象の特徴抽出に有効な手法のひとつである。一般的なアレイ解析は各観測点間の位相差を用いて波動場のスローネスベクトルを推定するが、近年、振幅の空間勾配に着目して、スローネスに加えて振幅の空間変化に関する情報も推定するWave gradiometry (Langston, 2007, Liang et al., 2023)という手法が提案されている。また、従来は臨時観測網がアレイ解析に用いられることが多かったが、稠密な定常観測網の整備に伴い、近年はこれらの定常観測網を用いたアレイ解析も可能な状況になっている。

2022年1月15日のフンガ・トンガ・フンガ・ハアパイ火山の噴火に伴う津波は、近年の津波観測事例の中では特異なものであった。全世界で観測された潮位変動の第一波は大気ラム波に強制励起された海面変動と、その伝播過程で変換された自由波(津波)で構成されること(Kubota et al., 2022)、後続の大きな潮位変動は大気ラム波よりも伝播速度の遅い大気重力波と海洋波の相互作用によって説明できること(Mizutani and Yomogida, 2023)、などが明らかにされている。この津波はS-netやDONETといった日本近海の稠密海底水圧観測網でも観測され、そのアレイ解析により、海面変動に対する大気ラム波の拘束が解けて自由波として伝播する過程などがとらえられている(例えばTonegawa and Fukao, 2022; Yamada et al. 2022など)。

本研究では、Wave gradiometryをトンガ津波のS-net水圧観測記録に適用して、特に振幅項に着目してS-net観測網内での津波伝播過程を検討する。S-net観測記録へのWave gradiometryの適用は前報(Ogiso and Tsushima, 2023)でも実施したが、その際はスローネスのみに着目しており、振幅情報は未活用であった。振幅情報の活用はより詳細な伝播過程の解明につながるとともに、津波高の即時予測にも有効であると期待される。

まず、トンガ付近に波源を設定して、線形長波理論によって合成した津波波形に対してWave gradiometry解析を実施した。推定された見かけ幾何減衰項はS-net観測網のほぼ全域にわたって正の値、すなわち沿岸に近づくにつれて振幅が増加する傾向がみられた。これは津波の浅水変形と解釈できる。また、海底地形がなめらかでエネルギー流束が保存すると仮定し、グリーンの法則を用いて振幅を補正した津波波形を解析したところ、見かけ幾何減衰の絶対値は小さくなり、また、空間的に特徴のある正負の分布が得られた。この空間分布パターンは海底地形によるエネルギーのfocusing等を反映していると考えられる。

次に、トンガ津波の実観測記録にグリーンの法則で振幅を補正したのちWave gradiometry解析を適用した。あわせて、株式会社ウェザーニューズが運用する陸上の稠密な気象観測網であるソラテナの気圧記録にもWave gradiometry解析を適用し、気圧変動の伝播の特徴を計算した。大気ラム波が日本周辺を通過した1月15日12:40(UTC)頃、及び沿岸で大きな潮位変動が観測された1月15日15時(UTC)頃の見かけ幾何減衰項(添付図参照)の絶対値は、合成波形の場合より大きい傾向がみられた。この結果は、トンガ津波の際の海底水圧変動の空間変化に海底地形以外の要因が寄与していることを示唆する。12:40頃の時間帯では、海底水圧変動の伝播速度が大気ラム波の値に近い海溝軸付近で見かけ幾何減衰項が正、沿岸で負となる傾向があった。一方、15時頃の時間帯では、12:40頃と比較すると共通する傾向の領域もあるが、全般的に見かけ幾何減衰が正となる領域が多く、また、絶対値も大きい傾向がみられた。この時間帯の大気重力波の伝播速度はばらつきが大きいものの大気ラム波よりは津波の伝播速度に近いので、先行研究で指摘されているような大気・海洋結合系で津波の増幅があり、その結果、見かけ幾何減衰が正の値となったのではないかと考えられる。

謝辞

本研究では防災科学技術研究所が運用するS-netで観測された水圧記録、及び、株式会社ウェザーニューズが運用するソラテナで観測された気圧記録を解析に使用しました。また、林豊氏から有益な助言をいただきました。記して感謝します。

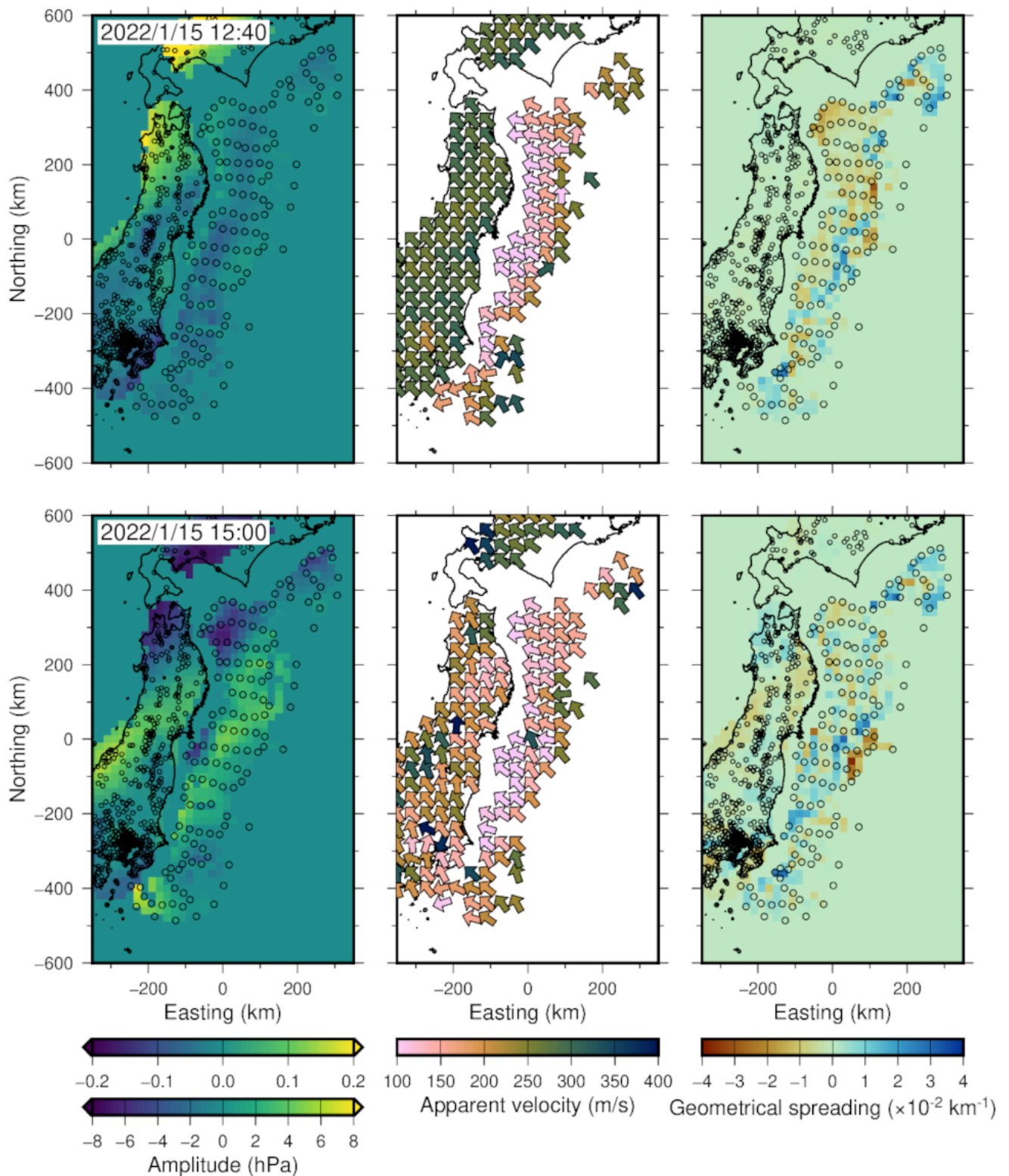


図 2022年1月15日12:40(上段)と15:00(下段)の(左)振幅分布、(中)スローネス、(右)見かけ幾何減衰の分布。時刻はUTC。振幅分布のカラースケールは陸上気圧計は上段、海底水圧計は下段。

Consideration of New Friction Calculation to Represent Accurate Decay in Numerical Tsunami Calculations

*Masaaki MINAMI¹

1. Meteorological Research Institute

津波警報の解除時期の判断や、津波の見通し情報を発表するためには、津波の減衰過程を正確に把握する必要があるが、現在の津波数値計算技術では、それらに足る精度を有する津波数値計算はこれまで行われていない。

現在、津波数値計算の多くは、非線形長波(分散波)方程式を有限差分法や有限体積法で解くもの(Imamura et al. 2006やBaba et al. 2015など)が用いられている。この方程式の中で数値計算誤差を除いて、エネルギーの減衰を伴う項は摩擦項のみであり、これらの方程式を用いた津波数値計算において、減衰の精度をあげるためにはこの摩擦項の計算方法を改善する必要がある。Imamura et al. (2006)やBaba et al. (2015)では、この摩擦項の計算にマニング則が用いられている。これはマニング則は簡便で、水路等の実験等でその精度が確かめられていることによる。そうであるにも関わらず、上記の通り、津波数値計算においては、そのエネルギーの減衰は実際に観測された減衰とは合わない。その中でTinh et al. (2021)では、津波数値計算においては、定常流を仮定したマニング則が適用できるのは水深5mより浅い領域のみで、それより深い領域では境界層モデルを使う事が適切であると指摘している。しかしながら、これらの方法を既存の津波モデルに適用することは計算速度や実装の問題から効率的とは言えない。そこで、本稿ではこれまでのマニング則の計算方法から大きく計算方法を変えずに、実際の津波減衰を計算で表す方法について検討した。

方法として、まず粗度係数を大きくして計算することによって、より摩擦力を増やし減衰しやすくする方法が考えられる。そこで、南,2019(日本地震学会秋季大会口頭発表)では、粗度係数を通常使われている値より大きくしたケースで計算を行ったが、単純に粗度係数を上げて計算を行うと、確かにより減衰しやすくなるが、津波予測で最も重要である第一波、最大波の高さが、粗度係数を上げる毎に小さくなってしまい、単純に粗度係数を上げるだけでは目的に達することは出来なかった。そこで、本稿では南,2019(日本地震学会秋季大会口頭発表)で用いたもう一つの方法である、日本国内において津波が観測された事例において、マニング則を用い、異なる粗度係数で複数回津波数値計算を行い、それによって各時間窓におけるエネルギーの総量と粗度係数との関係を表す式を導き、その式と実際の観測値とを比較し、観測値を最も良く表す粗度係数を求める方法を用い、その時間変化について考察した。それによって求めた粗度係数の時間変化を示したものがFig. 1である。この図から分かるように、観測を最もよく表す粗度係数は、第1波到達時が最も小さく、時間がたつにつれてより大きな粗度係数でなければ観測値を表現することが出来なくなっている。つまりこれまで用いられてきた粗度係数0.025では、時間がたつにつれて減衰が合わなくなるという結果であり、これまでの津波数値計算モデルでは減衰が弱いという事実と整合的であった。これらの計算を様々な事例でも行った結果、それぞれの事例で概ね同様の傾向であった。以上の結果から、対象とする観測点での津波到達時刻までは、これまで用いられていた粗度係数(0.025)を用い、津波到達時刻以降については、徐々に摩擦を大きくするように計算を行うと、第一波や最大波の波高が小さくなることなく、より正確な減衰を表現した津波数値計算を行うことが出来る。今回の実験ではJAGURS(Baba et al. 2015)を用いたが、JAGURSにおいては、ステップ計算を行うことにより、現行のプログラムを一切変更することなく、これらの計算が可能である。もちろん、事前にどの時間からどの程度の時間をかけて粗度係数を上げていくかの検討は必要であり、それらがどの事例でも適用できるのか、波高依存性はないのかなどの検討も今後の検討課題であるが、今回の方法により、現行の津波数値計算プログラムをそのまま用い、精度を損なわずに、より減衰を正しく表す計算の可能性を示すことが出来た。

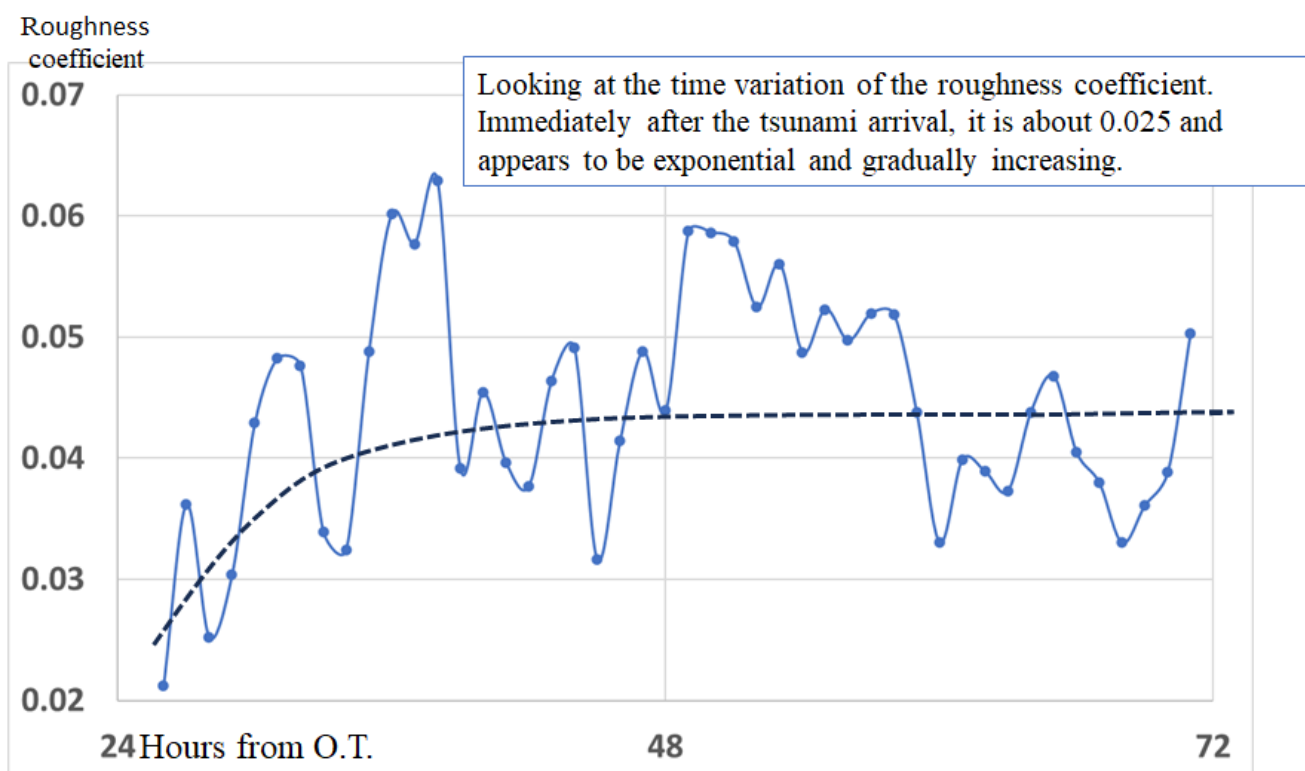


Figure 1. Roughness coefficient time variation with tsunami in 2010 Chile earthquake. The data used were from Japanese tide gauges.

Examination of the Predictability of Tsunami Warning Cancellation based on Data Assimilation Approach

*Yuchen Wang¹, Kentaro Imai¹, Hiroki Horikawa¹

1. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

津波警報解除とは、特定の基準に基づいて、津波の脅威が特定の地域で収束または低下したことが確認された際、発令された警報を取り消す行為を指す。これは、津波に関わるリスクを軽減し、不要な経済的制約と持続的な緊急対応の負担を回避する上で重要な役割を果たす。過去の研究によれば、津波の減衰特性を定量的に記述する要素（移動平均二乗振幅など）が津波警報解除の科学的根拠として寄与する可能性が指摘されている

（林, 2010）。しかしながら、津波警報解除は、明確で合理的な科学的基準がないため、主観的かつ経験的な判断に依存しているのが現状である。本研究では、警報発令と対となる警報解除に向けた津波データ同化を活用した新たなアプローチによる津波警報解除の予測可能性について検討を行う。

これまでに、データ同化による津波予測は警報発令への利用を主として想定して検討されてきており（例えば、Maeda et al., 2015）、海底圧力計などの沖合津波観測データを活用することで震源情報に依存しない形で津波予測を実現できる（例えば、Wang et al., 2023）。本研究では、津波来襲後の沿岸津波の挙動推移を予測することに焦点を絞り、データ同化による津波警報解除の予測可能性について検討を行った。津波警報において、最大津波高の時間推移に関する情報は極めて重要な判断基準となる。本研究では「今後XX時間における最大の高さ」（Maximum Height in the Following XX hours）という概念を提唱する。例えば、「MHF12 = 1 m」という表記は、今後12時間以内において該当の観測地点での最大の高さが1メートルと予測されることを示し、この数値は、津波警報の解除において重要な判断材料となり得る。

試行実験として、2011年東北地方太平洋沖地震津波を事例とし、DONET 1の周辺海域である紀伊半島沿岸において検討を行った。このイベント時にはDONET 1は運用段階にあり、海底圧力計10箇所津波が記録された。これらの海底圧力計の観測値を用いてデータ同化を行い、沿岸における最大津波高推移の計算値と観測値の比較を行った。この手法により予測されるMHF12は、観測されたMHF12の値と顕著な一致性が示された。このことは、データ同化が津波警報解除の指針として重要な洞察をもたらす可能性を示唆している。さらに、東北地方太平洋沖地震津波に類似する数値実験を実施し、DONET 1およびDONET 2における計算波形に基づいたデータ同化では、紀伊半島沿岸と四国沿岸に対して正確なMHF12の予測性能を持つことが確認できた。

本研究では、津波警報解除予測に初めて津波データ同化手法を導入し、その利用可能性について検討を行った。これまでの研究と異なり、本手法は予め計算されたシナリオベースや観測に基づく減衰特性を使用せずに津波警報解除に向けた明確で合理的な科学的基準を提供することが可能となる。今後の更なる展開として、データ同化プロセスに非線形波動モデルを組み込み、津波警報解除の予測精度向上に向けた検討を行う。

Numerical experiments of tsunami wavefield estimation based on adjoint equations

*Takuto MAEDA¹

1. Graduate School of Science and Technology, Hiroshima University

稠密な観測網の記録から強い揺れや津波を即座に推定し、対象とする地点において波の到達前にそれを予測する即時技術手法の1つとして、震源や波源のイベント発生時にこだわらず、任意時点における波動場の状態を直接推定するデータ同化に基づく手法をこれまで開発してきた。特に近年我々は、支配方程式に従う予測波形と観測波形の有限時間区間における2乗残差からなる目的関数を最小化する条件から、支配方程式に対するアジョイント方程式を導出し、その時間反転解が、時間区間の初期状態の推定値を更新するための目的関数の勾配になることを明らかにしてきた。本研究ではこの波動場推定法を津波即時予測問題に適用すべく、東北地方を模した現実的な海底地形モデルにおける数値実験を行った。

数値モデルは東北日本太平洋沖の東西700 km・南北1200 kmの領域を仮定し、海底地形モデルとしてはGlobal tsunami Terrain Modelをカーテシアン座標系に投影した上で1 km間隔に再サンプリングしたものを用いた。まず、北北東方向の長軸に200 km、それに直交する方向に100 kmの特徴的空間スケールを持つcos関数型の初期水位を仮定し、線形長波津波モデルを空間グリッド間隔1 km、時間ステップ1 sの差分法で解くことでS-net観測点を模した位置における模擬津波記録を作成した。この空間離散的な記録のみを用いて、アジョイント方程式による方法で津波波動場の推定を行った。アジョイント方程式による推定では、まず何らかの初期状態をもとに実時間における津波の予測を数値シミュレーションにより行う。次に、観測点から観測波形と予測波形の残差を放射させつつ時間を逆方向に解き、波動場状態を推定したい時刻におけるアジョイント方程式の解から、実時間における波動場を更新する。必要に応じて再び実時間における予測とアジョイント方程式による波動場更新のイタレーション計算を行う。

アジョイント方程式の解からモデル状態を逐次的に推定する際には、モデル状態更新の大きさの適切な選定が必要である。更新が少なすぎると収束まで時間がかかり即時予測の目的には適さず、一方で大きすぎる場合には数値的な発散を起し、モデル推定そのものが破綻する事例が多数観測された。そこで本研究では、可変刻み法の一つであるArmijoのルールを採用し、更新後の目的関数が更新前よりも必ず小さくなることの要請から、モデル状態更新の大きさを支配するパラメタを動的に変更する方針を採用した。実際には、シミュレーションのサイズ、グリッド間隔、目的関数に用いる観測記録の時間長などにより、モデル状態更新の大きさはほぼ一定値に収束することが観察された。

まずは津波発生の瞬間から一定時間長の記録を用いて、通常の津波インバージョンのように初期水位の推定を試みた。グリーン関数を使わず、かつ拘束条件なしにすべての数値グリッドを推定するという極端な劣決定状態であるにもかかわらず、解析時間窓長300秒以上において、Variance Reduction (VR) の値が99%を超える、ほぼ完全な初期水位分布が再現された。ただし、観測点グリッドからそのまま残差波形を放射する場合には最大1000回程度のイタレーションが必要であった。しかし、数値実験によると多数回のイタレーションは主として波動場の短波長成分を減衰させていく効果を持つことが確認できたため、観測点から輻射する残差波形自体に5x5グリッドの平滑化を実施したところ、収束までのイタレーション数を1/10以下と劇的に減らすことができた。

一方、本手法は原理的には任意の時刻の波動場が推定できるはずであるにもかかわらず、津波発生から500秒~1000秒の状態を直接推定することは叶わず、真の波動場に類似はしているものの、曲がりくねった形状をもつ偽の波動場に収束してしまった。それでもVR値は90%を超えてしまうため、有限の記録を真の解に近いくらい良く説明ができるような局所解に落ち込んでしまったものと考えられる。すなわち、適切な波動場推

定を行うためには、その真の解にある程度近い適切な初期状態から始めるか、あるいは局所最小を乗り越える高度な推定アルゴリズムを用いるかのどちらかが必要となることが示唆される。

そこで本研究では、これまでの予備的な検討を踏まえ、アジョイント方程式による推定を1度行うたびに、推定対象とする時刻と利用する観測時間窓をそれぞれ1時間ステップ未来に平行移動する、という方法を採用した。これは、各時間ステップにおける波動場状態の推定の初期値として、それまでに推定された状態からの予測値を用いるということでもある。推定すべき波動場の状態は時々刻々と変化していくことになるが、その変化よりも素早く状態の推定がなされ、実時間にして数分の経過時間のうちに同化されたモデル波動場の状態が真の波動場に追従するようになり、津波発生から一定時間後の状態もほぼ完璧に再現することに成功した。逐次的なモニタリングに適しているという波動場推定の有用性は維持しつつ、有限の時間幅の記録をもってより適切な波動場の推定ができる本手法は、津波の現況モニタリングならびに即時予測の手法の一つとして有効に用いることができると期待される。

Room C | Regular session : S06. Crustal structure

📅 Wed. Nov 1, 2023 1:30 PM - 3:00 PM JST | Wed. Nov 1, 2023 4:30 AM - 6:00 AM UTC | 🏢 Room C F202
[S06] PM-1

chairperson: Kazuya Shiraishi (JAMSTEC), Shun Fukushima (ERI, Univ. of Tokyo)

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

[S06-01] Spatio-temporal variations in seismic structure detected by seismic interferometry using OBS records and their interpretation

*Takehiro Sato¹, Ryosuke Azuma¹, Ryota Takagi¹, Ryota Hino¹, Masanao Shinohara² (1. Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

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

[S06-02] Estimation of P-wave velocity and Vp/Vs structure of upper crust off Sanriku, Japan by distributed acoustic sensing data

*Shun FUKUSHIMA^{1,2}, Masanao SHINOHARA², Kimihiro Mochizuki², Tomoaki Yamada², Ryota Hino³, Ryosuke Azuma³, Yoshihiro Ito⁴, Yusuke Yamashita⁴ (1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 3. Research Center for Prediction of Earthquake and Volcanic Eruption, Graduate School of Science, Tohoku University, 4. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S06-03] Lateral structure variation across the central part of the NE Japan Arc deduced from the 2019 onshore seismic profiling -II

*Takaya IWASAKI¹, Hiroshi Sato², Eiji Kurashimo³, Hirokazu Ishige⁴, Hidehiko Shimizu⁵, Tatsuya Ishiyama³, Takashi Iidaka³, Masanao Shinohara³, Shinji Kawasaki⁴, Susumu Abe⁴, Naoshi Hirata³ (1. Association for the Development of Earthquake Prediction, 2. Shizuoka University Center for Integrated Research and Education of Natural Hazards, 3. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 4. JGI, Inc., 5. JOGMEC)

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

[S06-04] Shallow crustal structure and slip tendency of normal faults in the outer rise of the Japan Trench

*Yue SUN¹, Ayumu Miyakawa², Koichiro Obana³, Ehsan Jamali Hondori⁴, Jin-oh Park¹ (1. AORI, The University of Tokyo, 2. AIST (Advanced Industrial Science and Technology), 3. JAMSTEC (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology), 4. Geoscience Enterprise)

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

[S06-05] Crustal structure in the 17th century Kuril earthquake and its linkage to the occurrence of the large shallow slip

*Ryosuke AZUMA¹, Shuichi Kodaira², Ryota Hino¹, Gou Fujie², Koichiro Obana², Fumiaki Tomita³, Yusaku Ohta¹ (1. RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku Univ., 2. JAMSTEC, 3. IRIDeS, Tohoku Univ.)

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

[S06-06] Detailed structure of the old accretionary sediments revealed by reprocessing of OBS survey data in Nankai Trough

*Gou FUJIE¹, Kazuya Shiraishi¹, Takeshi Sato², Yasuyuki Nakamura¹, Gaku Kimura¹, Shuichi Kodaira¹ (1. JAMSTEC, 2. JMA)

Spatio-temporal variations in seismic structure detected by seismic interferometry using OBS records and their interpretation

*Takehiro Sato¹, Ryosuke Azuma¹, Ryota Takagi¹, Ryota Hino¹, Masanao Shinohara²

1. Tohoku University, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

地震波干渉法を用いた常時微動解析により、地震活動などに伴う観測点周囲の地下構造の時間変化が抽出可能である (e.g., Hobiger et al., 2012). 我々はこれまでに、日本海溝・千島海溝会合部で行われた2006～2007年の海底地震計 (ocean bottom seismometer, OBS) 連続記録の地震波干渉法解析をおこない (Sato et al., AGU, 2022; Sato et al., JpGU, 2023), (1) 中規模の近地地震 (Mj 6.2) に伴う地震波速度の最大0.2%程度の低下と地震後の回復, (2) 2回の千島列島沖巨大地震 (Mw 8.3のプレート境界地震, Mw 8.1のアウトターライズ地震) の後には海溝近傍の観測点に限定的に相関係数の低下, という変化が認められた. 一方で, 解析時の時間平滑化の影響により地震波速度や相関係数低下の時間スケールを正確に把握できておらず, こうした変化のメカニズムの議論が不十分であった. また, こうした大きな地震動入力時の変化とは異なり, (3) 観測網直近で発生した3回のテクトニック微動活動 (Kawakubo, 2021) 期間中には地震波速度, 相関係数とも変化は認められなかった. この結果は, 微動活動に伴って構造変化が観測された南海トラフ (Tonegawa et al., 2022) やヒクランギ (Wang et al., 2022) の事例と異なる. 日本海溝・千島海溝会合部で変化が検出されなかった原因に, 先行研究の地域と比較して活動の規模が小さい, あるいは震源域が深い, という2つの仮説が考えられる.

本発表では, 地震波速度や相関係数低下の時間スケールについてより詳細に考察するため, 時間平滑化をかけずに解析をおこなった. その結果, 地震波速度変化の分解能は約0.2%となり, 15日の時間窓で平滑化した場合の約0.05%から大幅に劣化したものの, 近地地震に伴う地震波速度低下が地震発生日にステップ的に起こっていることが確認できた. 一方で, 遠地巨大地震に伴う相関係数の低下は, Mw 8.3のプレート境界型地震では3日間程度, Mw 8.1のアウトターライズ地震では1日間にみられ, その後はすぐに回復したことがわかった. 相関係数が低下していた期間が, 2つの巨大地震直後にMw 6以上の余震活動が活発だった期間と対応することから, 相関係数の低下の原因には, 本震と規模の大きい余震からの地震動が観測波動場に混入したため, 観測点周囲の波動場が時間変化したことで, 相関係数の低下が生じたと考えられる.

スロー地震に伴う構造変化については, 観測事例を増やすことを目的として, 研究対象領域を三陸沖の海域まで拡張した. 三陸沖では2007～2008年に49台のOBSからなる稠密な観測網が展開された. この領域でも日本海溝・千島海溝会合部と同様にテクトニック微動活動を伴った非地震性の活動が活発である (Takahashi, 2021; Matsumoto et al., AGU, 2022) ことから, 日本海溝におけるスロー地震活動と構造変化の関係について議論を深めるための知見が得られることが期待される.

Estimation of P-wave velocity and Vp/Vs structure of upper crust off Sanriku, Japan by distributed acoustic sensing data

*Shun FUKUSHIMA^{1,2}, Masanao SHINOHARA², Kimihiro Mochizuki², Tomoaki Yamada², Ryota Hino³, Ryosuke Azuma³, Yoshihiro Ito⁴, Yusuke Yamashita⁴

1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 3. Research Center for Prediction of Earthquake and Volcanic Eruption, Graduate School of Science, Tohoku University, 4. Earthquake and Volcanic Eruption, Graduate School of Science, Tohoku University, 4. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

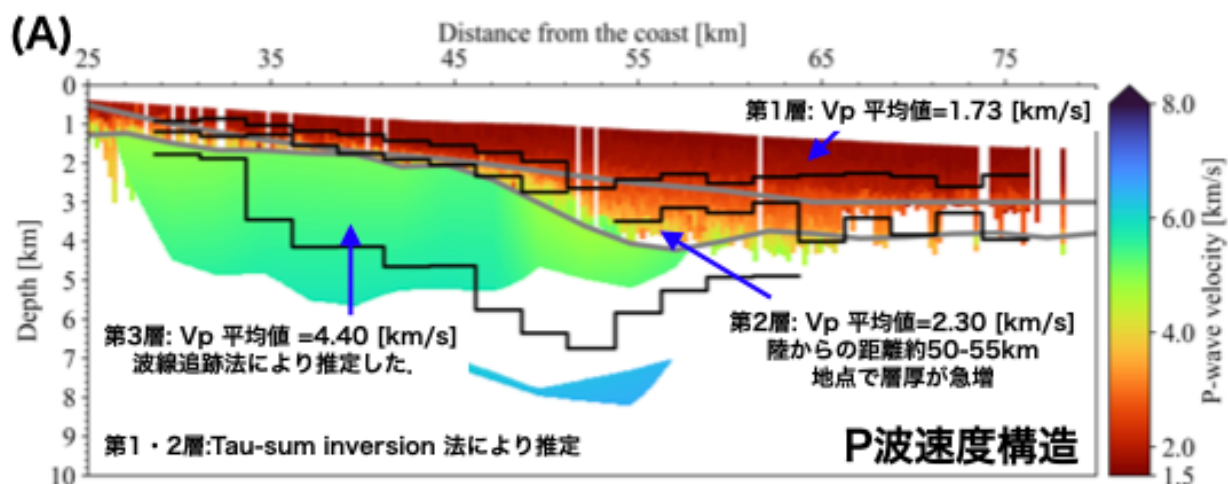
近年、光ファイバをセンサとして、歪みを数m間隔で数十km以上の連続長距離観測が行えるDistributed Acoustic Sensing(以下 DAS)が地球科学分野に応用されつつある(e.g., Zhan 2019). 地震学的な手法を稠密な DASデータに適用することにより、これまでとは格段に空間分解能が高い地震波速度構造を推定できると考えられる。特に高空間分解能構造決定がこれまで難しかった領域、例えば海域における最上部地殻(深さ10km以浅)のVp/Vsの詳細な2次元構造(ケーブル直下の鉛直+水平2次元構造)などに効果的と思われる。そこで、本研究では、岩手県三陸沖に敷設された光ケーブル式海底地震・津波観測システムを利用したDAS観測記録を用いて、ケーブル下の最上部地殻の詳細な地震波構造を推定した。

まず、2020年に行われた制御地震探査DAS・海底地震計(OBS)データを用いてP波速度構造を推定した。制御震源にはエアガン4基を使用し、発震間隔は約100m、DASの観測点間距離は約5mである。最浅部のP波速度構造はTau-sum inversion法(e.g. Shinohara et al. 1994)により推定した。DAS記録とOBSに対して共通受信点記録を作成し、それぞれ距離-時間領域から τ (intercept time)- p (ray parameter)領域への変換を行った。DAS記録については、超稠密であることを利用して、隣接する51受信点のDAS記録を重合して τ - p 領域変換を行い、1次元P波速度構造を求めた。また、DASデータは長い区間に渡って、連続的に収録されていることから、約250m間隔に1次元P波速度構造を推定し、それらを配置することで、測線下の二次元P波速度構造を作成した(図A)。受震点にOBSを用いた場合は、OBS直下の一次元構造に限定されるが、DASは長距離に渡って、観測点密度が飛躍的に高いため、空間的に連続した1次元速度構造を推定することにより、2次元構造を求めることができる。続けて、深部のP波速度構造をOBSとDASによる初動走時を用いて、破線追跡法(Zelt and Smith 1992)により推定した。DAS記録を破線追跡法に用いることで、波線が大幅に増え、構造推定の空間分解能が向上する。推定されたP波速度構造は、4層からなっており、第1-3層目のP波速度の平均値は、それぞれ、1.73, 2.30, 4.40 km/sであり、各層の境界の深さは、それぞれ、2 km以浅、2-4 km、そして2-7 kmである(図A)。各層のP波速度の水平方向不均質を0.05, 0.8, 0.21 km/sの精度が把握することができた。また、層厚についても、例えば、第2層は、0.5 km程度から1 kmに水平距離50-55 kmで急増することが把握された。このように、DASデータに対して制御地震探査を適用することで、水平分解能が向上し、堆積層内における水平方向の不均質を明らかにすることができた。

S波速度構造についてはDAS記録に対してSpatial auto-correlation法(SPAC法, Aki 1957, Nakahara et al. 2021)を適用して得られた表面波の位相速度から推定した(Fukushima et al. 2022)。S波速度構造にはブートストラップ法により推定した誤差も含めて有意な3つの速度不連続面があり、制御地震探査により推定したP波速度構造と各層厚は整合的である。第1-3層目のS波速度は、0.44, 0.80, 1.40 km/sである。第4層目のS波速度は2 km/sより大きい。

稠密なDASデータに対して地震学的な手法を適用することによって、従来の海底地震計を用いた構造探査では求めることが難しかった海底下浅部のP波およびS波速度構造を空間分解の数kmで求めることができた。これらの結果から、さらにVp/Vsの詳細な空間分布を推定可能である。そこで、各層ごとのVp/Vs比の空間分布を、S波速度構造の分解能で求めた。第1-3層目のVp/Vs値は、それぞれ4.27, 2.88, 3.15であった。第1-3層のVp/Vs値の空間的な標準偏差は、それぞれ、1.28, 0.33, 0.40と第2層が最もばらつきが小さい結果になった。第4層については、S波速度は確定していないため、議論しない。第1層は、海岸からの距離55 km以遠において海底からの深さ1.5 km以内はVp/Vs値が6以上であるように、空間的な不均質は強く、Vp/Vs値の

ばらつきも最も大きい。第1層と第2・3層を比較すると、第2・3層の方が V_p/V_s の平均値は低い。また、空間的な V_p/V_s 値のばらつきも第一層と比較して小さい。第2層と第3層の速度境界は、P波およびS波速度は認識できる一方、ばらつきを考慮するとこれらの層の間では V_p/V_s 値に有意な変化はない。第1-3層はS波とP波速度、 V_p/V_s の値から堆積層であり、第4層は火成岩層から構成されると解釈される。これらの解釈は、これまでの研究と調和的である(e.g., Takahashi et al. 2004, JAMSTEC 2004, Regalla et al 2013)。



(A) 岩手県三陸沖に敷設された光ケーブル式海底地震・津波観測システムを利用したDAS観測記録に対して制御地震探査を適用して推定したP波速度構造。黒線はS波速度境界面を示す。灰色線はP波速度境界面を示す。

Lateral structure variation across the central part of the NE Japan Arc deduced from the 2019 onshore seismic profiling -II

*Takaya IWASAKI¹, Hiroshi Sato², Eiji Kurashimo³, Hirokazu Ishige⁴, Hidehiko Shimizu⁵, Tatsuya Ishiyama³, Takashi Iidaka³, Masanao Shinohara³, Shinji Kawasaki⁴, Susumu Abe⁴, Naoshi Hirata³

1. Association for the Development of Earthquake Prediction, 2. Shizuoka University Center for Integrated Research and Education of Natural Hazards, 3. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 4. JGI, Inc., 5. JOGMEC

Since 2021, we have conducted intensive analyses for seismic data which were collected in 2019 on the onshore seismic reflection/refraction line across the central part of the NE Japan arc (Sato et al., 2020a, b). This line, 150 km in length, was laid out from the Shonai Plain on the coast of the Sea of Japan to the eastern margin of the Kitakami Mountains on the Pacific coast. A velocity structure model so far obtained shows interesting structural features including the highly deformed sedimentary layers, the complicated Moho with a 2-km thick transition zone and the upper mantle reflectors at 38 and 46 km depths (Iwasaki et al., 2021a,b, 2022a,b, 2023).

Geologically, the surveyed area has been seriously affected by several tectonic processes since the Miocene backarc spreading (Sato et al., 2020a, b). Although our model shows the highly complicated sedimentary structure in the uppermost crust, the lateral structural variation, probably existing also within the crystalline upper/middle crust, has been left unclarified. Since 2022, we have reanalyzed our data to elucidate such structural heterogeneity by combining travel-time analysis and amplitude calculation based on the asymptotic ray-theory (Iwasaki et al., 2022b, 2023).

As the first step of the present study, we reevaluated the seismic velocity at the top of the crystalline crust. After removing travel-time fluctuations on the individual seismic traces arising from the shallow and local structure by using time-terms obtained along the profile (Iwasaki et al., 2022b), we made stacked section to enhance the first arrivals travelling the uppermost crust. This enabled us to trace the first arrivals 5-10 km further as compared with the original (unstacked) section and confirm our travel-time picking. The upper crustal velocities obtained through this process were almost consistent with the previous results (Iwasaki et al., 2022b, 2023).

Next, we calculated synthetic seismograms for 22 additional shots in the seismic reflection line (the western part of the profile) as well as 24 large energy shots used in the previous analyses. This calculation was aimed to identify shallow structural variation and local reflectors. The seismic data from the added shots revealed more precise structure of the sedimentary part in the western part of the profile.

Particularly in the westernmost part, the uppermost low velocity layer with 2.2~3.1 km/s in the previous model is separated to the upper high velocity gradient part and lower part of low velocity gradient. A high velocity contrast (~0.8 km/s) existing in the sedimentary package at a depth of 3.5-4 km produces large amplitude reflection within an offset of 5-10 km. Such structural features are clearly different from those further east. The upper crystalline crust is divided into two parts. The upper part, 1.5-2.5 km thick, has a velocity of 5.65~5.8-5.8-5.9 km/s. This velocity is relatively high (5.8 km/s) in the western part (the backarc basin basalt area) but slightly decreases to 5.65~5.7 km/s in the middle and eastern parts beneath the felsic caldera complex (Ou backbone range) and the Kitakami river valley. In the felsic caldera complex, we recognized local reflectors with a velocity contrast of ~0.1 km/s at a depth of 4-6 km. The velocity contrast between the upper and lower parts is 0.1-0.2 km/s probably with a slight lateral change along the profile.

The uppermost crust in the easternmost part of the profile (beneath the Kitakami Mts.) is characterized by a very thin sediment and higher velocity crystalline part (5.8-5.9 km/s). This high velocity block descends to the west beneath a thick sedimentary package beneath the Kitakami river valley. Such structural

geometry is constrained down to about 5-km depth both from the travel times of the first arrivals and later phases.

Now our analysis is being focused on the middle crustal level. The boundary between the uppermost and middle crust is estimated to be at a depth of 10 km, while the boundary between the middle and lower crust at around 12-14 km depth. Wide-angle reflections from these interfaces were recognized in some shot records in the central and eastern parts of the profile, indicating that their depths and velocity contrasts show lateral change of 1-2 km and 0.1-0.2 km/s, respectively.

References

Iwasaki et al., 2021a. 2021 JpGU Meeting, SCG49-05. Iwasaki et al., 2021b. 2021 Fall Meeting of SSJ, S06-03. Iwasaki et al., 2022a. 2022 JpGU Meeting, SCG50-04. Iwasaki et al., 2022b. 2022 Fall Meeting of SSJ, S06-06. Iwasaki et al., 2023. 2023 JpGU Meeting, SCG62-P02. Sato et al., 2020a. 2020 JpGU-AGU Joint Meeting, MIS03-P05. Sato et al., 2020b. 2020 Spring Meeting of JAPT, 016.

Shallow crustal structure and slip tendency of normal faults in the outer rise of the Japan Trench

*Yue SUN¹, Ayumu Miyakawa², Koichiro Obana³, Ehsan Jamali Hondori⁴, Jin-oh Park¹

1. AORI, The University of Tokyo, 2. AIST (Advanced Industrial Science and Technology), 3. JAMSTEC (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology), 4. Geoscience Enterprise

日本海溝付近では、海溝型巨大地震が発生した後に、連動して巨大津波を引き起こすアウターライズ地震が発生している。例えば、海溝型地震である1896年明治三陸沖地震の後に、1933年に付近のアウターライズ地域では正断層型地震である昭和三陸沖地震が発生した。これらの地震の発生様式を解明するために、日本海溝アウターライズの浅部地殻構造を調査すること、そしてアウターライズで発達する正断層の現状解明することは重要な課題である。

日本海溝周辺における地質調査は長い間続けられていて、海底面下の構造を解明するのに多チャンネル反射法地震探査(MCS)が重要な役割を担っている。本研究は、日本海溝周辺において海洋研究開発機構(JAMSTEC)が1997年から取得したMCSデータおよび、東京大学大気海洋研究所が所有する可搬式MCSシステムを学術研究船に搭載し2019, 2020, 2022年3回の航海で取得したMCSデータに対し、深度変換などを施しMCS深度断面図を作成した。MCSデータを処理した結果、日本海溝アウターライズ地域広範囲の浅部地殻は、遠洋性堆積物・チャート・音響基盤層(玄武岩)の三つの層から成っていることが確認できた。そして正断層群が発達し、明瞭なホルスト・グラaben(地塁・地溝)構造が発達している。注目すべきは、一部の地域でチャート層の反射面が消失し、音響基盤が異常に不連続で低周波数となる現象が確認した。プチスポット火山の存在によってMCS測線の音響基盤がかく乱されている現象は多数の先行研究でも報告されているが、今回は三陸沖付近で広範囲の音響基盤異常が確認された。

本研究はMorris et al.(1996)で提唱されたSlip tendency (T_s) を利用し日本海溝アウターライズに発達する正断層群の活動性を評価する。 T_s は各断層面に作用するせん断応力と垂直応力の比であり、 T_s 値が大きいほど断層は再活動し易く、地震発生リスクも高いことが先行研究で報告されている。 T_s の計算方法としては、まず地震の発震機構を用い、Yamaji et al. (2006)で提唱された応力インバージョン法を利用し断層周辺の応力場を推定する。使用する地震発震機構データはJAMSTECが日本海溝周辺に設置した海底地震計(Obana et al. 2018, 2019, 2021)および防災科研(NIED)の広帯域地震観測網(F-net)によって記録されている、岩手沖及び宮城沖のアウターライズで発生した地震のメカニズム解データである。その後、MCS深度断面図及び海底地形図を利用し断層の方位角及び傾斜角を測定することで、断層面に作用するせん断応力と垂直応力を求める。

日本海溝周辺の海底地形図とMCSデータを分析した結果、1) 日本海溝周辺の断層の走向分布は海溝軸方向、磁気異常線方向、磁気異常線と垂直する方向の三つに集中している；2) 西傾斜を持つ断層は東傾斜を持つ断層より高い T_s を持つ傾向がある；3) 東北沖地震影響の領域では高い T_s を持つ断層の割合が高いことが分かった。

Crustal structure in the 17th century Kuril earthquake and its linkage to the occurrence of the large shallow slip

*Ryosuke AZUMA¹, Shuichi Kodaira², Ryota Hino¹, Gou Fujie², Koichiro Obana², Fumiaki Tomita³, Yusaku Ohta¹

1. RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku Univ., 2. JAMSTEC, 3. IRIDeS, Tohoku Univ.

北海道十勝沖～根室沖では500年周期で活動する巨大地震の発生が高い切迫度で危惧される。17世紀地震の断層モデルには海溝から数十キロの範囲のすべり量が深部側よりも相対的に大きい特徴があり、東北沖地震の事例と類似するため、千島海溝地震も浅部大すべりを起こす可能性がある。日本海溝宮城沖では、浅部大すべり域に限定して上盤内部に顕著な反射帯が観測され、浅部すべりの発生条件が構造によって規定される可能性が示唆される。以上を背景に、東北沖地震と17世紀地震でプレート境界浅部のふるまいが類似するならば、千島海溝においてもすべりの空間変化に対応する構造変化があると考え、17世紀地震震源域の構造、特に根室沖の既往探査 (Nakanishi et al., 2004) で技術的な制約のために未把握であったプレート境界浅部の把握を、稠密 OBS・MCS構造探査の解析により進めてきた (東・他、JpGU, 2023)。本発表では得られた2次元Vpモデルの特徴の抽出と解釈を進め、17世紀地震断層モデルとの空間比較からプレート境界深部／浅部すべりの境界を規定する構造とその役割を考察する。

東・他 (JpGU, 2023) による初期値依存性を考慮した2次元走時トモグラフィにより、既往探査では未把握であった島弧地殻よりも海溝側の、海溝から60 kmの範囲においてプレート境界の上盤の速度構造が著しく変化の様子が把握されている。千島前弧の先端部構造は、0-30 kmにVp < 3.5 km/sのウェッジ堆積物、30-60 kmにVpが海溝側 (4 km/s) から陸側 (5.5 km/s) へ水平方向に大きく増加する遷移帯で構成される。遷移帯内部には、MCSイメージングにより、厚さ5 kmほどにわたり積み重なって分布する不連続な反射面群が存在し、反射面のジオメトリが速度変化の向きと平行である様子からは、走時解析では解像の難しい薄い低速度層のような貫入構造の存在が示唆される。

本研究により把握された遷移構造における速度差 (4.0-5.5 km/s) の実態は、付加した古いウェッジ堆積物の固結具合に応じた速度増加 (Jamali Hondori and Park, 2022)、あるいは、島弧地殻先端部の水圧破壊による速度低下 (von Huene et al., 1994) を示すものと考えられる。一方、遷移帯内部の反射性の成因には、遷移帯の下端付近の温度環境 (65 km付近で100°C、Nakanishi et al., 2004) で活発化するプレート間堆積物の脱水反応 (Kimura, 2012)、あるいは、遷移帯が古いウェッジ堆積物で構成される場合には圧密による排水によって供給されるであろう水の存在が考えられる。そうした水の分布域から海底面への排水路がない場では、静水圧より高い状態の間隙圧が維持される (Jamali Hondori and Park, 2022)。実際、反射面群から海底へ伸びるような反射構造はみとめられず、遷移帯が高間隙圧状態にあると推察される。

このようなVp遷移帯はN断層とS断層の境界部に位置しており、両断層間の地震時の振る舞い方の違いへの関与が伺える。津波地震を含む浅部すべり域の上盤プレート構造には、一般的に、Vpが~6 km/sより遅く海溝に近づくほど減少するために、剛性率が著しく低下する傾向がある (Sallarés and Ranero, 2019)。根室沖のS断層上に、~6 km/s よりも有意に低速度の遷移帯とウェッジが分布する様子は、Sallarés and Raneroの示したトレンドに矛盾せず、他の津波地震発生場と同様の地震学的構造の特徴を有することを示唆する。一方、根室沖に認められる構造ーすべりの空間的な対応性は、東北沖における力学的固着強度の変化域 (Kubota et al., 2022) と反射帯 (Kodaira et al., 2017) との間にも酷似してみられる。こうした対応関係の共通性から、顕著な内部反射構造を持つVp遷移帯の形成がプレート境界の固着範囲を規定するひとつの要素であることが示唆され、根室沖S断層が東北沖において固着の弱い浅部大すべり域に対応すると考えられる。宮城沖では、JFAST掘削試料の摩擦実験 (Ujiie et al., 2013) やプレート境界摩擦発熱の計測 (Fulton et al., 2013)、プレート境界すべり面の間隙圧分布 (Jamali Hondori and Park, 2022) によって、浅部大すべり域の摩擦強度が極めて低いことが指摘されており、同じような特性を根室沖のS断層も備えているかもしれない。

Detailed structure of the old accretionary sediments revealed by reprocessing of OBS survey data in Nankai Trough

*Gou FUJIE¹, Kazuya Shiraishi¹, Takeshi Sato², Yasuyuki Nakamura¹, Gaku Kimura¹, Shuichi Kodaira¹

1. JAMSTEC, 2. JMA

南海トラフ・熊野灘海域では、ケーブル式の海底地震津波観測網(DONET)により海底観測が10年以上も継続されているほか、2019年にはプレート沈み込み巨大地震発生帯の実態把握を目指した超深度科学研究掘削も実施されているなど、世界でもっとも注目され、詳しく研究されているプレート沈み込み帯の一つである。人工震源を用いた海域地震探査についても例外ではなく、大規模な三次元反射法地震探査(2003年、2006年)に加えて、海底地震計(OBS)を稠密(1km間隔)に展開した屈折法地震探査(2004年)も実施されているなど、地下構造イメージング研究でも先端的・大規模な調査が集中して実施されてきた海域である。

海域地震探査は海底下の構造を把握するもっとも効果的なアプローチであり、その解析技術は常に進歩し続けている。たとえば、熊野灘の三次元反射法地震探査データは、2007年にMoore et al. (2007, Science)が当時の最先端の技術で詳細な地下構造のイメージングに成功した後、2019年にはShiraishi et al. (2019, G3)が10年の解析技術の進化を生かすことで、沈み込みプレート境界付近に厚い高速度層の詳細を把握するなど、沈み込みプレート境界付近の描像を刷新することに成功した。

稠密OBS探査データについては、まず2008年に古典的な走時解析による長波長P波速度構造モデルが報告された後(Nakanishi et al., 2008, JGR)、2012年には波形インバージョン(FWI)解析による高解像度地震波速度構造モデルが報告された(Kamei et al., 2012, EPSL)。Kamei et al. (2012)のFWI解析は、走時解析ではまったく確認できなかったプレート境界付近の低速度層を検出することに成功するなど、走時解析とは文字通り桁違いの高い解像度でP波速度構造をモデル化できることを示した画期的な研究成果であった。しかし、これらの先行研究から既に10年以上が経過し、解析技術の更なる高度化が進むとともに、実データへの適用に関する知見の蓄積も進んできた。

そこで本研究では、過去10年間にJAMSTECで得られたFWIの実データ適用に関する知見をフル活用して、稠密OBS探査データを再解析した。その結果、BSRなど前弧海盆の詳細な堆積層構造などFWI解析によって捉えられた浅部の地震波速度構造は地震波反射法探査結果と非常に整合的であることが明らかになった。さらに、プレート境界付近では、Kamei et al. (2012) が指摘した低速度層の他に、Shiraishi et al. (2019)が三次元地震波反射法データに基づいて指摘した高速度層も存在していることが明らかになった。また、超深度掘削点(C0002)における Logging データと比較したところ、FWI解析結果は Logging データと非常に一致を示すことも分かった。このように、最先端のFWI解析技術を用いることで、過去10年に進展した反射法や掘削研究と整合性の高い地震波速度構造モデルを得ることができた。

さらに、我々の新しいFWI解析結果は、これまで他の研究では検出できなかった興味深い構造的な特徴も描き出している。もっとも注目される点の一つは、古い付加体堆積物内に覆瓦構造(imbricated structure)が明瞭にイメージングされた点である。これまでも反射断面で観測される断片的な反射波から古い付加体内の覆瓦構造の存在は示唆されていたが、連続的・明瞭に覆瓦構造をイメージングできたのは画期的である。興味深いことに、覆瓦構造を構成する各 thrust は厚い高速度層の上面付近に収斂し、その下にある低速度層である underthrust sediment には到達していないように見える。この観測事実は、underthrust、高速度層を含めた付加体の形成史を紐解くための一つの重要な鍵となることが期待される。

本講演では、FWI解析の詳細や信頼性を示すとともに、得られた地下構造モデルに基づき、巨大地震やスロー活動と地下構造の関係性や高速度層など特徴的な構造の形成に関して議論する。

Room C | Regular session : S06. Crustal structure

📅 Wed. Nov 1, 2023 3:15 PM - 3:45 PM JST | Wed. Nov 1, 2023 6:15 AM - 6:45 AM UTC | 🏢 Room C F202

[S06] PM-2

chairperson: Ryosuke Azuma

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

[S06-07] Integrated data analysis of MCS reflection and OBS wide-angle seismic surveys in the Nankai Trough

*Kazuya SHIRAIISHI¹, Gou Fujie¹, Ryuta Arai¹, Yasuyuki Nakamura¹ (1. JAMSTEC)

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

[S06-08] Subduction structure of the Kyushu-Palau Ridge that causes upper-plate fracture zones and weak interplate coupling

*Ryuta ARAI¹, Kazuya Shiraishi¹, Yasuyuki Nakamura¹, Gou Fujie¹, Seiichi Miura¹, Shuichi Kodaira¹, Dan Bassett², Tsutomu Takahashi¹, Yuka Kaiho¹, Yohei Hamada¹, Kimihiro Mochizuki³, Rie Nakata³, Masataka Kinoshita³, Yanxue Ma³, Yoshitaka Hashimoto⁴, Kyoko Okino⁵ (1. JAMSTEC, 2. GNS Science, 3. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 4. Kochi University, 5. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo)

Integrated data analysis of MCS reflection and OBS wide-angle seismic surveys in the Nankai Trough

*Kazuya SHIRAI¹, Gou Fujie¹, Ryuta Arai¹, Yasuyuki Nakamura¹

1. JAMSTEC

沈み込み帯の地質構造や発達過程を理解するためには、沈み込む海洋プレートと付加プリズムの大局的形状のみならず、付加体内部の詳細な変形構造を知ることが重要である。しかしながら、前弧海盆堆積物に被覆された、複雑な変形構造が想定される古い付加体内部の不均質構造は、一般的な反射法データ解析手法で描像するのは困難である場合が多い。また、海上反射法探査で曳航するハイドロフォンストリーマーケーブルの長さの制約により、付加体内部の特に深い部分では速度情報の推定に不確定性が伴い、海洋地殻上面などの深部構造からの反射波の結像が低下する場合や、海底地震計による広角反射法探査から推定される速度構造および構造境界の解釈深度に相違が生じる場合がある。そこで、本研究では、南海トラフ室戸沖および日向灘において近接する約100kmの測線で実施された、海上反射法探査および海底地震計による広角反射法探査で取得されたデータを対象として、反射波信号の高S/N化処理および統合的解析の適用により、反射波プロファイルの改善を試みた。

対象とするデータセットは、室戸沖SIN136測線は海溝と直交、日向灘HYU01測線は海溝とほぼ並行な方向に位置する。それぞれ異なる調査航海で取得され、海上反射法探査では、総容量7,800cu.in. (127.8ℓ) または10,600 cu.in. (173.7ℓ) のエアガンアレイによる50m間隔の発震を、曳航長5.5kmのハイドロフォンストリーマーケーブルで観測し（「かいれい」室戸沖KR19-E03航海、「かいめい」日向灘KM20-05航海）、広角反射法探査では、総容量10,600 cu.in. (173.7ℓ) のエアガンアレイによる200m間隔の発震を、2km間隔で設置した海底地震計により観測した（「かいめい」室戸沖KM19-09航海および日向灘KM20-05航海）。既存解析では、海上反射法探査は、一般的なデータ前処理として、多重反射波や多様なノイズを抑制するための各種処理、エアガンバブルやゴースト反射を抑制する処理などを適用し、反射波速度解析を通じて時間領域および深度領域の重合前マイグレーションまで実施された（Nakamura et al., 2022）。また、海底地震計広角反射法探査データについては、長大オフセットを活かした初動走時トモグラフィに加えて波形インバージョンを適用することで高解像度な広域速度構造が得られた（藤江ほか, 2022; Arai et al., 2023）。

本研究で実施した追加解析では、海上反射法探査データに対する上述の一般的な前処理に加えて、まず、反射波データから抽出される地震波アトリビュートに基づき、共通中点から一定範囲内の地震波トレースを重合して反射波信号の高S/N化を図る、異傾斜反射波の重畳に対応した共通反射面重合法（multi-dip reflection surface method, MDRS法）（Aoki et al., 2010; 檜原ほか, 2021）を適用した。次に、海底地震計による広角反射法データから波形インバージョンで推定された速度情報を基にして、高S/N化された海上反射法探査データを用いた速度モデルの最適化と重合前深度マイグレーションを適用した。

追加解析の結果、既存解析の描像では不鮮明であった付加体内部には、室戸沖では多重の断層と褶曲を伴う変形構造や日向灘では複数の急傾斜な構造を示唆する、空間連続的な反射波群が明瞭になった。また、これらの構造はいずれも、海底地震計探査データの波形インバージョンから推定された地震波速度の空間変化によく対応している。追加処理前後の入力データを同一速度モデルで解析した結果の比較から、MDRS法による反射波データの品質改善効果を確認できた。また、既存解析結果で最大数kmの相違が見られた沈み込んだ海洋地殻上面の深度について、海底地震計による広角反射法探査から推定された速度構造を基にすることで、反射波の結像する深度および形状が補正され、両方で整合的な深度を示す反射波プロファイルが得られた。これらの結果は、海上反射法探査の反射波プロファイル改善と共に、海底地震探査データの波形インバージョンによる速度推定結果の妥当性も示すもので、海上反射法探査と海底地震計探査の統合的な解析が相互に有効であることが示された。

Subduction structure of the Kyushu-Palau Ridge that causes upper-plate fracture zones and weak interplate coupling

*Ryuta ARAI¹, Kazuya Shiraishi¹, Yasuyuki Nakamura¹, Gou Fujie¹, Seiichi Miura¹, Shuichi Kodaira¹, Dan Bassett², Tsutomu Takahashi¹, Yuka Kaiho¹, Yohei Hamada¹, Kimihiro Mochizuki³, Rie Nakata³, Masataka Kinoshita³, Yanxue Ma³, Yoshitaka Hashimoto⁴, Kyoko Okino⁵

1. JAMSTEC, 2. GNS Science, 3. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 4. Kochi University, 5. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo

九州パラオ海嶺が沈み込む日向灘海域では、海溝軸近傍において低周波微動が発生するだけでなく (Yamashita et al., 2015, 2021)、海底に泥火山が広く分布することから (Ujiie, 2000)、海山沈み込み・スロー地震発生・流体挙動のそれぞれの因果関係について広く議論されている。例えば、Akuhara et al. (2023) は海底地震観測データのレシーバー関数解析に基づいて、低周波微動発生域直上の上盤プレート内 (深さ3–4 km) に流体を示唆する低速度帯が存在することを示した。Arai et al. (2023) は稠密な屈折法探査データの解析によって、深さ10–13 kmに位置するプレート境界から海底面まで鉛直につながる幅数kmの低速度帯が複数存在することを発見した。この低速度帯は九州パラオ海嶺が沈み込むことで生じた破砕帯と解釈され、流体を豊富に含むとされるスロー地震の発生領域と連結していることから、プレート境界からの流体の上昇経路となっており、その一部は流体の出口となる海底面に泥火山を生じている、と考えられている。本発表では、Arai et al. (2023) による解析対象域をさらに東方に広げることで、上記の上盤プレート内の破砕帯が分布する範囲を明らかにするとともに、それらと相関するスラブの不均質構造について議論する。

海洋研究開発機構海域地震火山部門では、南海トラフ全体のプレート沈み込み構造を高解像度で明らかにし、プレート境界断層での多様なすべり現象の発生要因を理解することを目的として、2018年度より稠密な地震波構造探査を実施している。2021年度には、鹿児島県東方沖から南海トラフに平行な方向に延びるHYU01測線 (Arai et al., 2023) の東方延長に海底地震計50台を2 km間隔で展開し (HYU03測線)、屈折法データを取得した。

これらHYU01測線とHYU03測線を統合した屈折法データに対して波形インバージョン解析を適用することでP波速度を高解像度で推定したところ、先行研究で指摘した上盤プレート内の低速度帯が南海トラフに平行な方向に約100 kmにわたって存在することがわかった。この約100 kmという幅は海底地形から推定される九州パラオ海嶺の幅より数倍広い。また、この低速度帯の直下に沈み込むフィリピン海プレートの地殻の厚さは約10 kmと推定され、通常の海洋性地殻よりも有意に厚いことがわかった。さらに、HYU01-03測線周辺の既存反射法探査データを用いて沈み込む直前のフィリピン海プレートの構造を確認したところ、基盤の起伏が大きい領域が九州パラオ海嶺より約60 km東方まで存在することもわかった。これら一連の結果は、九州パラオ海嶺の東縁部に特異な地殻が数10 kmにわたって存在し、これらが沈み込んだ際に九州パラオ海嶺の本体と合わせて上盤プレート内の破砕帯の形成に関わっていることを示唆している。

HYU01-03測線の東端は高知県足摺岬の南方沖まで到達するが、ここでは日向灘海域とは対照的に大きなすべり欠損が存在することが指摘されている (Yokota et al., 2016)。上記の上盤プレートの破砕帯の分布およびフィリピン海プレート構造の空間変化は、このプレート間固着の東西方向 (トラフと平行な方向) に不均質な分布ともよい相関がある。つまり、上盤プレートの不均質構造と同様に、プレート境界における地震発生様式の多様性も九州パラオ海嶺およびその周辺の特異なスラブ構造によって規定されている可能性がある。

Room C | Regular session : S05. Geothermal science

📅 Wed. Nov 1, 2023 3:45 PM - 4:00 PM JST | Wed. Nov 1, 2023 6:45 AM - 7:00 AM UTC | 🏢 Room C F202
[S05] PM-2

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

[S05-01] Heat flow anomalies as indicator for subseafloor excess pore fluid promoting slow earthquakes around seamounts

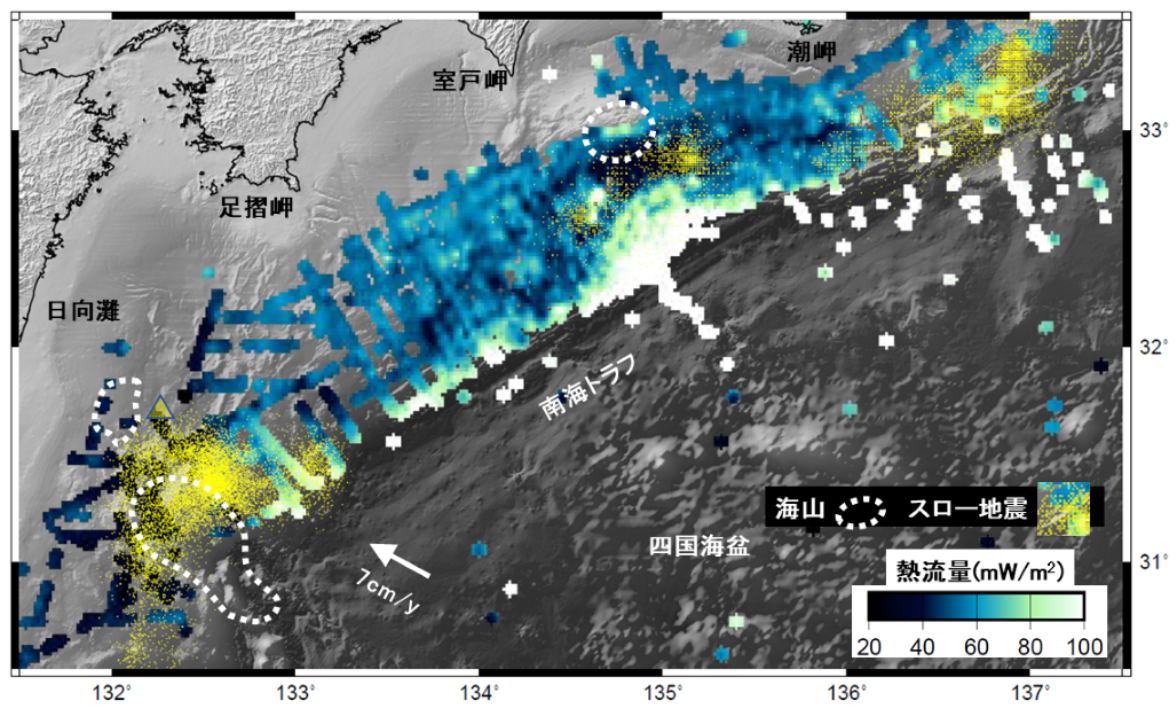
*Masataka KINOSHITA¹, Yoshitaka Hashimoto², Yohei Hamada³, Rie Nakata¹ (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Kochi University, 3. JAMSTEC)

Heat flow anomalies as indicator for subseafloor excess pore fluid promoting slow earthquakes around seamounts

*Masataka KINOSHITA¹, Yoshitaka Hashimoto², Yohei Hamada³, Rie Nakata¹

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Kochi University, 3. JAMSTEC

沈み込み帯では、プレートの境界面の一部が定常的に滑り、他は固着一地震滑りを繰り返すという単純なモデルは、固着域の周囲で繰り返し発生するスロー地震の発見により根本的に見直されることとなった。スロー地震の原因の一つが地下の流体による間隙水圧異常とされる。一方海山や突起の沈み込みがスロー地震発生に大きく影響することが認識されてきた (Barnes+, 2020 など)。露頭観察・数値計算・実験により、海山沈み込みが上盤地層を变形・破碎し、応力や強度の不均質を生じることが推定された (Dominguez 1998 Tectonophys.; Sun+, 2020 Ngeo)。Wang & Bilek (2014 Tecto.) は、地震・測地研究から、沈み込み境界面の起伏が大きい場所では、プレート間の滑りはクリープが支配的だとした。海山周辺の高間隙流体圧がプレート間の固着を弱めクリープしている可能性も指摘された (Mochizuki+, 2008 Science; Ellis+, 2015 GJI)。宮崎沖日向灘、室戸岬沖などの前弧斜面下で頻繁にスロー地震が起きている (図) が、そこは海山などの「突起」が沈み込んだ場所と密接に関係するように見える。南海トラフの西端にあたる日向灘は、世界でも類を見ない複雑な現象が起きている沈み込み帯である。かつて島弧であった九州-パラオ海嶺 (KPR) が沈み込んでいることが、地下構造の異常 (Yamamoto+, 2013 Tecto) や地磁気異常 (Nakata+, 2020 JpGU) から推定された (図 3)。KPR を境として、北東側には若く平坦な四国海盆が沈み込み、南西側では古く凹凸に富む西フィリピン海盆が沈み込む。海溝の陸側では、北東側では固着が強く大規模な地震が発生するのに対し、その南西側は M8 級の巨大地震の記録は残っていない (Lallemand+ 2018 G3) ことから、固着が弱いとされる (Wallace+, 2009 Geology)。また Kinoshita+ (2020, JpGU) は、KPR およびその西側では熱流量が極めて低く、東側で熱流量が急激に高くなることを示した。KPR 上に位置する海山の周囲で微動・超低周波地震が時折発生し、震源位置が 30-60 km/day 程度で移動していることが観測された (Yamashita+, 2021 EPS; Tonegawa+, 2020 GJI)。その原因として海山上面やその上盤内の間隙流体の移動が提案されている。一方、沈み込んだ KPR の詳細な状況が、構造探査 (Park+ 2009 EPS) や地震波トモグラフィ (Arai+ NatureCom) によりマッピングされてきた。Arai+ は沈み込む海嶺が作る上盤プレート中に、スロー地震発生域から海底面までつながる流体経路を発見した。一方室戸沖は、土佐ばえ下にある沈み込んだ海山の南側で微動が頻発しており、さらに海山の上の熱流量が、付加体先端部 (40 km ~) に比べて有意に低いことが示された。その転移は海山の海側わずか 4 km の範囲で起こり、海側に向かって熱流量が倍増している。これは地形効果や堆積・浸食効果では説明が困難であり、その周囲に見いだされる断層や破碎帯を流路とした、流体の流出入の存在が想定される。沈み込んだ海山の周囲で微動・低熱流量という特徴は日向灘にも共通し、海山周辺の変形・破碎や、それら起因する流体移動が起こり、プレート境界の滑り様式が海山などの沈み込みによって大きな影響を受けることを示唆する。しかしながら、これまでの調査で、流体移動の直接的な証拠は得られておらず、スロー地震と流体の関与を結びつけることができていない。そこでまず、3次元有限要素法により、海山沈み込みによる応力場の擾乱を計算し、downdip側で圧縮、updip側で引張場になることが確認された。一方海山とその周辺に適当な浸透率分布を与え、KPR を境に沈み込むプレートの年代が海山をはさんで急変する熱的影響を評価したところ、海山内部を高浸透率に設定すると、海山内部で熱水循環が発生し熱流量が部分的に低くなることが示された。本発表ではこれを発展させ、応力擾乱を原動力として加えた多孔質弾性体による熱・流体移動シミュレーションを行う。その際、海山の通過跡 (海側) に破碎を想定し、間隙流体吸い込みによる低熱流量が再現できるかテストする予定である。図 紀伊半島以西の熱流量分布、スロー地震分布と沈み込んだ海山、熱流量分布。 (Nakamura+, 2022; Takemura+, 2019, 2022, Yamamoto+, 2022, Nakano+, 2018, Yamashita+, 2015, 2021, Tamaribuchi+, 2022, Ogiso+, 2022 ほか)。



Room C | Regular session : S12. Rock experiment, rock mechanics, and crustal stress

📅 Wed. Nov 1, 2023 4:00 PM - 4:30 PM JST | Wed. Nov 1, 2023 7:00 AM - 7:30 AM UTC | 🏢 Room C F202

[S12] PM-2

chairperson: Yasuo Yabe

4:01 PM - 4:16 PM JST | 7:01 AM - 7:16 AM UTC

[S12-01] Effect of water vapor on the microphysical processes of friction of quartz gouge

*Yasuo YABE¹ (1. Graduate School of Science, Tohoku University)

[S12-02] In-situ stress at the basement under Osaka plain (7) - In-situ stress measurement at NIED Osaka observation well by DCDA method -

*Kentarō OMURA¹ (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Earthquake and Tsunami Research Division)

Effect of water vapor on the microphysical processes of friction of quartz gouge

*Yasuo YABE¹

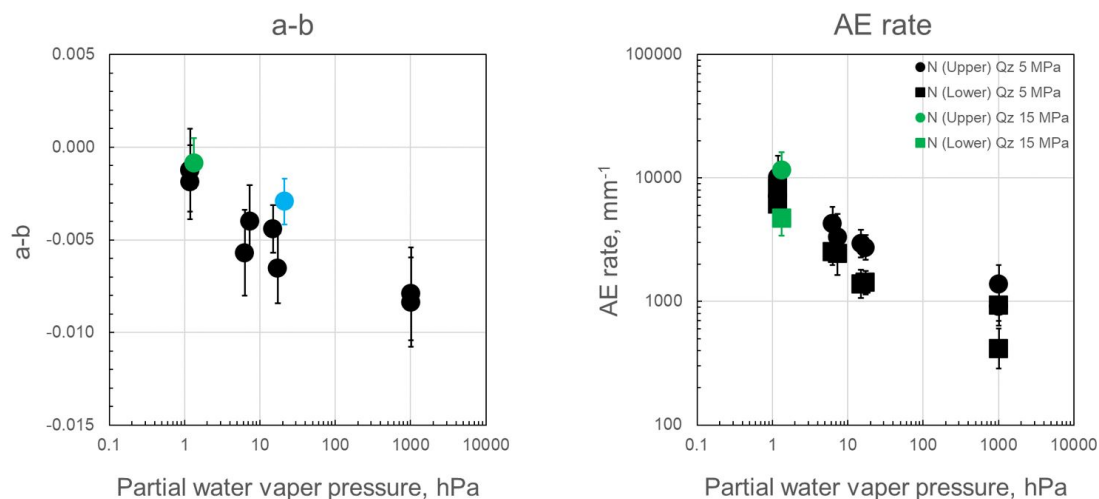
1. Graduate School of Science, Tohoku University

はじめに：石英ガウジの摩擦特性は、真実接点の変形過程を反映しており、試料表面の吸着水や実験雰囲気中の水蒸気の有無に影響を受けることが知られている（例えば、Dieterich and Conrad, 1984; Frye and Marone, 2002）。しかし、変形過程の詳細は不明な点が多い。本研究では、湿度を制御した雰囲気中で、石英ガウジの摩擦すべり実験を行い、その摩擦特性とAE活動の湿度依存性を明らかにする。また、その結果に基づいて、真実接点の変形過程について考察する。

実験方法：実験は、東北大学地震・噴火予知研究観測センター所有のロータリー式せん断試験機を用いて、乾燥状態（相対湿度7%）、室内状態、湿潤状態（相対湿度100%）、加水状態（間隙水圧は制御しない）の4通りの雰囲気中で行った。法線応力は5 MPaで一定に保った。石英ガウジは、セメント強さ試験用の標準砂（石英が98%）を乳鉢ですりつぶし、目開き106 μm のふるいを通したものを使用した。ガウジはあらかじめ1 gごとに取り分けて、相対湿度5%の容器で保管する。実験の際には、このガウジを、内径20 mm、外形30 mmの接触面を持つステンレス製の载荷ブロック間に素早く挟む。加水状態の実験では、この時に、0.25 mlの精製水を加えた。载荷ブロックに挟まれたガウジは、ステンレス製の容器で覆われ、容器内には湿度を調整した空気を送入して雰囲気を制御する。この状態で、一晩（約17時間）放置してから、法線応力を印加し、さらに1時間の圧密の後に実験を行う。すべり速度は、3-100 $\mu\text{m/s}$ の間で、すべり量1-2 mmごとに0.5桁刻みで変化させた。最大すべり量は約140 mmである。2つの状態変数を持つ速度・状態依存摩擦則を用いて、すべり速度変化に伴う摩擦係数の変化の観測値と理論値を、目視によりフィッティングして、摩擦構成則のパラメータを推定した。ガウジ層で発生するAEは、载荷ブロック内に設置したAEセンサーで観測する。AE活動は、単位すべり量当たりの発生数と振幅分布を特徴づける石本-飯田の m 値により評価する。

結果：実験開始直後は、ガウジの圧密等に伴うと思われる摩擦係数やAE活動の変動が大きいため、累積すべり量が50-120 mmのデータの平均値を水蒸気分圧に対してプロットする。水蒸気分圧は、実験中の室温と相対湿度の平均値から計算した。乾燥状態、室内状態、湿潤状態のそれぞれの水蒸気分圧は約1 hPa, 6-7 hPa, 15-17 hPaであった。加水状態の水蒸気分圧は1013 hPaとした。水蒸気分圧が増加の増加に伴い、(1) 摩擦構成則の a はわずかに減少し、(2) b は増加した結果、(3) $a-b$ は、 ~ 0 から ~ -0.08 へ減少した。一方、水蒸気分圧によらず、(4) 摩擦係数は ~ 0.7 で一定であり、(5) 状態変数の遷移距離（ D_c ）も一定であった。AE活動については、水蒸気分圧の増加に伴い、(6) AEの発生レートは減少するが、(7) m 値は2.0-2.2で一定であった。

議論と結論：結果の(6)と(7)から、水蒸気分圧の増加に伴い、ガウジ層内部の変形過程が、脆性的なものから塑性的なものに変化していくことが示唆される。その結果、真実接触面積の接触時間依存性が強まり、結果の(3)と(5)が示すように、ガウジ層全体としては不安定性が増加すると考えられる。



Effects of the partial water vapor pressure on (left) the rate dependence of friction ($a-b$ of the rate- and state-dependent friction law) and (right) the number of AE events per unit sliding distance (AE rate). Black and green symbols represent experimental results for 5 MPa and 15 MPa normal stress, respectively. Blue circle in the left panel indicates that for a granite test piece under 5 MPa normal stress. Solid circles and solid squares in the right panel stand for AE rate measured by AE sensor in the upper and the lower forcing block, respectively.

In-situ stress at the basement under Osaka plain (7) - In-situ stress measurement at NIED Osaka observation well by DCDA method -

*Kentaro OMURA¹

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Earthquake and Tsunami Research Division

日本列島の原位置の絶対応力に関するデータ、特に深さ500mを越える深部データは、陸域においても、数少ない状況にあるなか、掘削で採取された既存の岩石コアを用いた地殻応力測定法を適用し、信頼性の高い地殻応力データをはばひろく取得することを目指してきた。本発表では、防災科学技術研究所の、大阪平野にある深層地殻活動観測井における一連の原位置地殻応力測定の結果を報告する。本測定では、Funato and Ito (2017, IJRMMS)で設計され、防災科研に整備された装置でコア形状を計測し、コア変形法（DCDA法, Diametrical Core Deformation Analysis法）を適用して応力値を推定した。コア変形法では、地下深部から採取された岩石コアが、応力解放により弾性変形(膨張)することから、その変形量を計測し、岩石の弾性定数と掛け合わせて応力値を推定する。先行研究により、1000mを超えるような深部岩石コアでは、採取後の弾性変形が大きく、コア変形法の適用できることが示されている。

これまで、大阪平野における深層観測井の2つの例を報告してきたが、今回、新たに、大阪府の防災科研大阪観測井(北緯34°42'57.3", 東経135°31'11.6", 掘削深度1012.5m)を対象にした。深度615mまでは第四紀の大阪層群となる堆積岩(粘土, シルト, 砂礫)がおおい、その下に中生代領家帯となる基盤岩(花崗閃緑岩から閃緑岩)が分布している。そこで、深度1110.15-.30mで採取された岩石コアを用いた。採取後、15年以上経過したものではあるが、外周にそって直径がサインカーブ状に変化し、岩石コア断面が応力開放にともない楕円状に弾性変形していることが示された。岩石コアの弾性定数は、直接岩石試験による測定データがないため、同じ掘削井で実施されたPS検層による地盤のP波速度(5.5km/s), S波速度(3.0km/s)と、孔内密度検層による密度(2.7g/cm³)を用いて計算される弾性定数を適用することを試みることにした。

本測定例では、岩石コアの採取深度が500mを越える深部であったことから、コア変形法により有意な応力値が得られ、今後の議論に活用できるものと期待される。しかし、一方で、コア採取から時間が経過しており、経年の影響も慎重に検討する必要があるだろう。