

Mon. Oct 24, 2022

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

9:30 AM - 10:15 AM JST | 12:30 AM - 1:15 AM UTC | ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S14] AM-1

chairperson: Masajiro Imoto (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S14-01] On the Brownian passage time distribution model of refinement for the Kanto M8 class recurrent paleoearthquakes*Masajiro IMOTO¹, Nobuyuki MORIKAWA¹, Hiroyuki FUJIWARA¹ (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S14-02] On the probability of successive occurrence of Nankai Trough earthquakes*Yo Fukushima¹, Tomoaki Nishikawa², Yasuyuki Kano³ (1. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S14-03] Evaluation of crustal deformation and seismicity data for earthquake probability estimation in the Chugoku region*Taro Hara¹, Hiroaki Takahashi² (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University)

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

10:30 AM - 11:00 AM JST | 1:30 AM - 2:00 AM UTC | ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S11] AM-2

chairperson: Hideo Aochi (BRGM)

10:30 AM - 10:45 AM JST | 1:30 AM - 1:45 AM UTC

[S11-01] Ground oscillations generated by the passage of Tsunamis : Observations and numerical simulations*Hideo AOCHI^{1,2}, Masumi Yamada³, Tung-Cheng Ho³ (1. BRGM, 2. Laboratoire de Geologie, Ecole Normale Supérieure, CNRS UMR 8538, PSL Research University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S11-02] Magnetic field observation using highly-sensitive SQUID magnetometers near the hypocentral area in Noto Peninsula*JUN KAWAI¹, MIKI KAWABATA¹, MASAKAZU MIYAMOTO¹ (1. Kanazawa Institute of Technology, Applied Electronics Laboratory)

Room D | Regular session : S13. Crustal fluids and earthquake

11:00 AM - 11:45 AM JST | 2:00 AM - 2:45 AM UTC | ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S13] AM-2

chairperson: Osamu MURAKAMI (Tono Geoscience Center, Japan Atomic Energy Agency)

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

[S13-01] Activity and waveform characteristics of deep low-frequency earthquakes in volcanic regions*Ryo KURIHARA¹ (1. Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture)

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

[S13-02] Shear wave splitting analysis for the crust in Iwaki area, Fukushima Prefecture, northeast Japan (2)*Tsuyoshi WATANABE¹, Shinya Hiratsuka², Koji Shimada¹ (1. Japan Atomic Energy Agency, 2. N/A)

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

[S13-03] Shear wave polarization anisotropy around the source area of the swarm earthquakes in the Noto peninsula*Osamu MURAKAMI¹ (1. Tono Geoscience Center, Japan Atomic Energy Agency)

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

3:45 PM - 5:15 PM JST | 6:45 AM - 8:15 AM UTC | ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S12] PM-2

chairperson: Hironori Kawakata, Kentaro Omura (NIED)

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

[S12-01] In-situ stress at the basement under Osaka plain (5) - In-situ stress measurement using rock core samples -*Kentaro OMURA¹, Akio Funato², Takatoshi Ito³ (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Earthquake and Tsunami Research Division, 2. Fukada Geological Institute, 3. Institute of Fluid Science, Tohoku University)

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

[S12-02] Constitutive Properties and Frictional Behavior of Simulated Fault Zone of Halite Developed in Granular Medium*Chengrui Chang¹, Hiroyuki Noda², Gonghui Wang², Tetsuo Yamaguchi¹ (1. Univ. Tokyo, 2. Kyoto Univ.)

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

[S12-03] Investigation of stress field in the north-central Kinki district by dense seismic observation near the active faults*Toshio TANAKA¹, Yoshihisa Iio², Hiroshi Katao², Masayo Sawada², Kazuhide Tomisaka² (1. Kyoto University Graduate School of Science, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University Research Center for Earthquake Hazards)

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

[S12-04] Evaluation of the source-location accuracy for AE events occurring in experiments under GPa-order high pressures*Hironori KAWAKATA¹, Tomohiro Ohuchi² (1. Ritsumeikan Univ., 2. Ehime Univ.)

4:45 PM - 5:00 PM JST | 7:45 AM - 8:00 AM UTC

[S12-05] Elastic wave transmission experiment to evaluate the accuracy of absolute AE locations in a cylindrical sample*Teruki Inanishi¹, Hironori Kawakata¹, Shiro Hirano¹, Masayuki Nakayama¹ (1. Ritsumeikan University)

5:00 PM - 5:15 PM JST | 8:00 AM - 8:15 AM UTC

[S12-06] Frictional behavior of clayey gouge at intermediate velocity range*Hanaya Okuda¹, Takehiro Hirose², Asuka Yamaguchi¹ (1. Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo, 2. Kochi Institute for Core Sample Research, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

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

📅 Mon. Oct 24, 2022 9:30 AM - 10:15 AM JST | Mon. Oct 24, 2022 12:30 AM - 1:15 AM UTC | 🏢 ROOM D
5th floor (Training Room 520)

[S14] AM-1

chairperson: Masajiro Imoto (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S14-01] On the Brownian passage time distribution model of refinement for the Kanto M8 class recurrent paleoearthquakes

*Masajiro IMOTO¹, Nobuyuki MORIKAWA¹, Hiroyuki FUJIWARA¹ (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S14-02] On the probability of successive occurrence of Nankai Trough earthquakes

*Yo Fukushima¹, Tomoaki Nishikawa², Yasuyuki Kano³ (1. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

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

[S14-03] Evaluation of crustal deformation and seismicity data for earthquake probability estimation in the Chugoku region

*Taro Hara¹, Hiroaki Takahashi² (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University)

On the Brownian passage time distribution model of refinement for the Kanto M8 class recurrent paleoearthquakes

*Masajiro IMOTO¹, Nobuyuki MORIKAWA¹, Hiroyuki FUJIWARA¹

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

はじめに

政府地震調査委員会(以後 地震調査委員会, 2014)は, 相模トラフ沿いに発生する関東M8級地震の地震確率をParsons (2008, JGR)に倣った方法で評価している. Parsons (2008)の方法はOgata (1999, JGR)の式と同等であり, Brownian Passage Time (BPT)分布のばらつきをあらわすパラメータ (以後ばらつき) が小さく偏る [井元他(2022a, 地震; 2022b, Jpgu)]. 井元他(2021年度地震学会)は, 古地震時系列から想定される全ての地震間隔に基づく尤度幾何平均による最尤法を提案している. これに従えば, 平均間隔362.5年ばらつき0.49となる. しかしながら, 用いた古地震時系列には不確定期間が連続する部分が含まれ, 極端に短い地震間隔を反映してばらつきがやや大きくなっている. 本報告では, 不確定期間の連続部分について尤度式を見直しデータを忠実に反映したばらつき値を求める, また, 関東M8級地震については歴史地震も存在するので, 古地震時系列と歴史地震時系列を同時に解析した結果も紹介する.

BPT分布の尤度幾何平均

井元他(2022a)によると, 古地震時系列に対する更新過程モデルの尤度幾何平均は(1)式 (表1) で与えられる. ここで, (a_i, b_i) は地震発生年の不確定期間で, 各発生年はそれぞれの不確定期間で一様に分布すると仮定している. 被積分関数の対数を対数の和に置換え, 自明な積分を実行して(2)式を得る. この式では, 地震間隔毎に対数尤度が平均され, その後全間隔の和を求めている. 地震間隔がBPT分布に従う場合, 確率密度関数は(3)式となる. モデルパラメータ μ および α をそれぞれ平均間隔およびばらつきと呼ぶ. 同一のBPT分布に従う独立な2個の地震間隔の和 d は, $\mu_d = 2\mu$ $\alpha_d = \alpha/\sqrt{2}$ をモデルパラメータとするBPT分布(4)式に従う. これを用いて(2)式を変形して地震発生年を特定しない場合を含む式を導くことができる. m 個の地震間隔のうち, j 番目の間隔が発生年を特定できない地震1個を含む地震間隔とする. このとき, 最尤推定値は, (5),(6)式で表される. ここで, 地震間隔および逆数の平均は(7),(8) で表される.

関東M8級地震

ここでは, 地震調査委員会(2014)に記載された古地震時系列を採用する (表2). 9個の古地震うち3番の地震が, 前後の地震(2番, 4番)から発生期間が与えられている. 表2の○印はモデルパラメータ推定に用いた地震であり, 下段に各Data set に対する尤度幾何平均による最尤推定値が与えられている. Data set Aの計算では表2にある3番地震の不確定期間をそのまま用いている. Data set Bから Data set Eでは, 3番地震の発生年を特定せず2個の地震間隔の和として2番と4番の発生間隔を用いている.

各不確定期間で発生年を無作為に選んだ時系列 (モンテカルロ時系列, 10000個) から得たばらつきの累積分布を図1に示す. Data set Aは青で Data set Bは赤で印されている. 0.1~0.9の範囲で0.1刻み (+印) で値を得ている. 0.5におけるばらつきが中央値を表す. その右隣の縦線は尤度幾何平均によるばらつき (表2) である. Data set Aではモンテカルロ時系列の中央値と表2の最尤推定値との間に一定の差が見られるが, Data set B ではその差が縮小している. 両者の0.9 (90%)点を比べるとData set A では80%点に比べ大きく右に湾曲していて, ばらつきの大きい時系列の存在が示唆される. これに対しSet Bでは, 極端に短い地震間隔が含まれないためばらつきが抑えられている. 尤度幾何平均の最尤推定値は, 想定される全ての地震間隔が再現する場合の対数尤度期待値が最も大きいモデルであり (2022b), モンテカルロ時系列の中央値とは違った意味を持つ.

図2 は地震発生後500年間における条件付き30年確率の推移を表す. Data set A, Data set B の他に, Parsons (2008)で得られた値 (ERC)を比較する. 経過年 0~250年ではばらつきの大きい方が30年確率は大きくなるが, およそ250年以後では逆転する. 今回新たに得られた値Data set Bによると, 大正関東地震が

らほぼ100年が経過し30年確率が徐々に増加する段階に差し掛かったと云える。歴史地震を含めた場合のばらつきはData set Bの0.40にほぼ等しい（表2）が、平均間隔がData set Bより短いので、100年経過時点での30年確率値はData set Bより大きくなる。

(1)	$\ln L(\theta) = \int_{a_1}^{b_1} \dots \int_{a_n}^{b_n} \ln \{ (\prod_{i=2}^n f_{\theta}(s_i - s_{i-1})) \prod_{j=1}^n \frac{1}{b_j - a_j} \} ds_n \dots ds_1$
(2)	$\ln L(\theta) = \sum_{i=2}^n \int_{a_i}^{b_i} \int_{a_{i-1}}^{b_{i-1}} \ln f_{\theta}(s_i - s_{i-1}) \frac{1}{b_{i-1} - a_{i-1}} \frac{1}{b_i - a_i} ds_{i-1} ds_i$
(3)	$f_{\theta}(t) = \sqrt{\frac{\mu}{2\pi\alpha^2 t^3}} \exp \left\{ -\frac{(t - \mu)^2}{2\mu\alpha^2 t} \right\}$
(4)	$f_{\theta}(d) = \sqrt{\frac{\mu_2}{2\pi\alpha_2^2 d^3}} \exp \left\{ -\frac{(d - \mu_2)^2}{2\mu_2\alpha_2^2 d} \right\} = \sqrt{\frac{4\mu}{2\pi\alpha^2 d^3}} \exp \left\{ -\frac{(d - 2\mu)^2}{2\mu\alpha^2 d} \right\}$
(5),(6)	$\hat{\mu} = \frac{1}{m+1} \sum_{i=1}^m \bar{t}_i, \quad \hat{\alpha}^2 = \hat{\mu} \frac{1}{m} \left[\sum_{i=1}^m \left\{ \frac{1}{\bar{t}_i} \right\} + 4 \frac{1}{\bar{t}_j} \right] - \frac{(m+1)}{m}$
(7)	$\bar{t}_i = \int_{a_{i+1}}^{b_{i+1}} \int_{a_i}^{b_i} (s_{i+1} - s_i) \frac{1}{b_i - a_i} \frac{1}{b_{i+1} - a_{i+1}} ds_i ds_{i+1}$
(8)	$\frac{1}{\bar{t}_i} = \int_{a_{i+1}}^{b_{i+1}} \int_{a_i}^{b_i} \frac{1}{s_{i+1} - s_i} \frac{1}{b_i - a_i} \frac{1}{b_{i+1} - a_{i+1}} ds_i ds_{i+1}$

表 1 式の一覧

Event		Occurrence year		Data set				
				A	B	C	D	E
震 災 目 録	cal yBP							
	1	5400	5300	○	○	○	○	○
	2	5000	4800	○	○	○	○	○
	3	4800	4250	○	*	*	*	*
	4	4250	3950	○	○	○	○	○
	5	3800	3600	○	○	○	○	○
	6	3300	3100	○	○	○	○	○
	7	3050	2850	○	○	○	○	○
	8	2750	2700	○	○	○	○	○
	9	2500	2400	○	○	○	○	○
歴 史 地 震	AD							
	1	永仁	1293				○	○
	2	明応	1495					○
	3	元禄	1703			○	○	○
		大正	1923			○	○	○
		MLE		362.5	362.5	346.7	353.0	320.9
				0.49	0.40	0.41	0.39	0.41

表 2 関東 M8 級の古地震と歴史地震

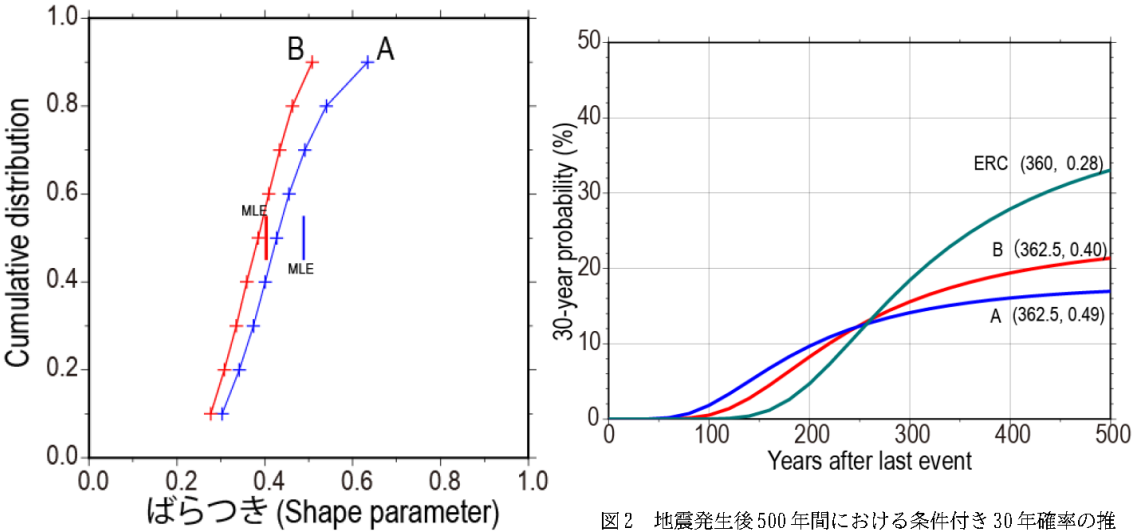


図 1 10000 個のモンテカルロ時系列に基づくばらつきの累積分布。縦線は尤度幾何平均によるばらつきを示す。A, B はそれぞれ表 2 の Data set A, Data set B に対応する。

図 2 地震発生後 500 年間における条件付き 30 年確率の推移。A, B はそれぞれ表 2 の Data set A, Data set B に対応する。ERC は Parsons (2008) で得られた値で地震調査委員会(2014)に対応する。

On the probability of successive occurrence of Nankai Trough earthquakes

*Yo Fukushima¹, Tomoaki Nishikawa², Yasuyuki Kano³

1. International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

現在、南海トラフ地震の発生する確率が平時より高まったと評価された場合、南海トラフ地震臨時情報が気象庁より発表される仕組みになっている。特に、ひとたび南海トラフ地震が発生して後発の地震が懸念される場合（いわゆる半割れケース）には「南海トラフ地震臨時情報（巨大地震警戒）」が発表されることとなっており、このケースが後発地震の発生確率が最も大きく、社会が最も厳しい状況に置かれることになる。

国の「南海トラフ地震の多様な発生形態に備えた防災対応検討ガイドライン」には、ISC-GEMグローバル地震カタログを使った解析に基づき（橋本・横田, 2019, JpGU）、半割れケースの場合に後発地震は十数回に1回程度の頻度で一週間以内に発生するという目安が示されている。しかし、昭和東南海地震（1944）と昭和南海地震（1946）が約2年、安政東海地震（1854）と安政南海地震が約30時間の時間差で連発したという事実は、南海トラフでの連発確率が世界での平均的な連発確率よりも大きい可能性を示唆している。そこで本研究では、南海トラフ地震連発確率について、過去の発生履歴を考慮した算出を行った。

南海トラフ地震の発生履歴に関する既往の研究成果の調査から、1361年（康安）、1498年（明応）、1605年（慶長）、1707年（宝永）、1854年（安政）、1944–1946年（昭和）の6事例のうち、時間差を置いた連発が3年以内に発生したのは2事例（安政と昭和）～4事例（康安と明応も追加）と評価した。これらから3年以内の連発確率を推定したところ、4.3%–96%（95%信頼区間）となった。この確率をグローバル地震カタログから推定した確率（5.3%–18%；福島・西川, 2020, 地震学会秋季大会）と比べると、推定範囲が重なっていることから、南海トラフでの連発確率が世界での平均的な連発確率と同程度であるという可能性（つまり、南海トラフでも本当に「十数回に1回程度」の頻度で連発する）は否定できないものの、南海トラフでの連発確率のほうが大きい可能性が高いと言える。

また、グローバル地震カタログの解析からは、連発の時間差と後発地震の発生頻度が一般的な余震発生経験則である大森・宇津則に従うことがわかった。そこで、同法則が南海トラフにも当てはまると仮定し、南海トラフでM8以上の地震が発生したあとに同規模の後発地震が発生する確率の時間的推移を算出したところ、6時間以内、1日以内、3日以内、1週間以内の後発地震発生確率は、それぞれ1.0%–53%、1.4%–64%、1.3%–72%、2.1%–77%と算出された。この結果は、先発地震の発生直後ほど後発地震が起こりやすく、しかもその確率がかなり高い可能性があることを数字で示すもので、後発地震への対応体制をできるだけ迅速に取る必要性を示している。

Evaluation of crustal deformation and seismicity data for earthquake probability estimation in the Chugoku region

*Taro Hara¹, Hiroaki Takahashi²

1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University

はじめに

内陸地震発生の長期的な評価として、主要活断層の確率予測や活断層の地域評価が地震本部によって行われている。これらの長期評価では、地質学的手法による活断層調査に基づくデータが主に用いられていて、地震活動データは参考として示されているが、測地データは用いられていない。地域評価では、地表の長さが短い活断層も評価対象となっているが、伏在活断層や、そもそも活断層が存在しない地域での評価が課題となっている。Nishimura (2021)では、GNSS速度データから得られるひずみ速度の空間分布を用いて西南日本の内陸地震の発生確率の推定が行われているが、南海トラフのプレート間固着の影響をモデルに基づき除去したデータを用いている。日本列島の地殻変動場には、海溝でのプレート間固着や地震時・地震後の余効変動の影響が時間的に複雑に内包されており、定量的な評価が課題である。一方、地震活動度を用いた評価も試みられており (Ogata, 2022)、歴史地震を含む地震活動カタログの利用や、余震の減衰時間と応力速度や地震の繰り返し間隔との関係も検討されている (Toda and Stein, 2018)。本研究では、内陸地震発生確率評価に向けて、GNSS速度データから求められるひずみ速度の空間分布と、余震継続時間の特性の検討を中国地方で行う。

地殻変動データによるひずみ速度の空間分布の推定

国土地理院F5座標データから、東北地方太平洋沖地震が発生する直前の2011年3月10日までの中国地方のGNSS観測点の水平成分速度を推定した。推定された南北変位速度、東西変位速度ごとに、10kmごとのグリッドでクリギング法を用いて空間補間を行ったのち、ひずみ速度に変換した。クリギング法では、既知のデータから求められた空間相関性をバリオグラムとしてモデル化し、任意の地点での最良線形不偏推定量を求める。今回は通常クリギング法を用いた。小林(2009)によると、クリギング法は長・短波の変動が混在する地殻変動場の空間特性を保ったまま補間することが可能である。

地震カタログによる余震継続時間と定常的な地震活動

Toda and Stein (2018)の手法に従い、気象庁地震カタログを用いて中国地方における過去30年以内に発生したM6.0以上の地震の余震継続時間を推定した。1997年山口県北部地震(M6.6)では約140年、2000年鳥取県西部地震(M7.3)では約1900年、2016年鳥取県中部地震(M6.6)では約180年、2018年島根県西部地震(M6.1)では約4700年という結果になった。余震の継続時間が長かった地震の震源付近には活断層は存在せず、短かった地震の震源付近には活断層が存在した。また、定常的な地震活動比較では、本震直後の地震発生数が似ている2016年鳥取県中部地震・2000年鳥取県西部地震と1997年山口県北部地震・2018年島根県西部地震の余震継続時間を比較した。両方とも、定常的な地震が活発なほうが余震継続時間は短くなるという性質を示していた。

結果と今後の展望

クリギング補間されたひずみ分布は、Okazaki et al.(2020)による結果と同様の空間特性を示し、地震活動が活発な山陰～山口県で比較的大きな地域が見られる。岡山県付近の大きなひずみの原因は不明である。余震の減衰からは、活断層付近で大きな応力速度が示唆された。一方、GNSSから得られるひずみ速度を直接的に地震発生確率評価に用いるためには、その場所の永年の応力蓄積に寄与しない成分の客観的な評価が必要である。内陸で起こる地震の規模は最大でもM8で一般的には活断層のサイズで規定され、活断層がない場所では最大でもM7程度と考えられる。ひずみ分布から10°数10km程度の短い空間波長成分のみをフィルタリングし

て抽出しNishimura (2021)の手法を適用することで、南海トラフの固着等による影響を除去した評価が行える可能性がある。その際、地震履歴や定常地震活動度、活断層の密度と長さ等の先駆的情報を、当該地域の先天的な地震発生能力を示す指標として、中規模地震の余震減衰時間を応力速度の指標として評価することで、地震発生確率評価を行う手法を検討している。非弾性ひずみ場と永年の応力場の評価には、産総研の地殻応力場データベースと主歪の偏差を用いることも考えられる。

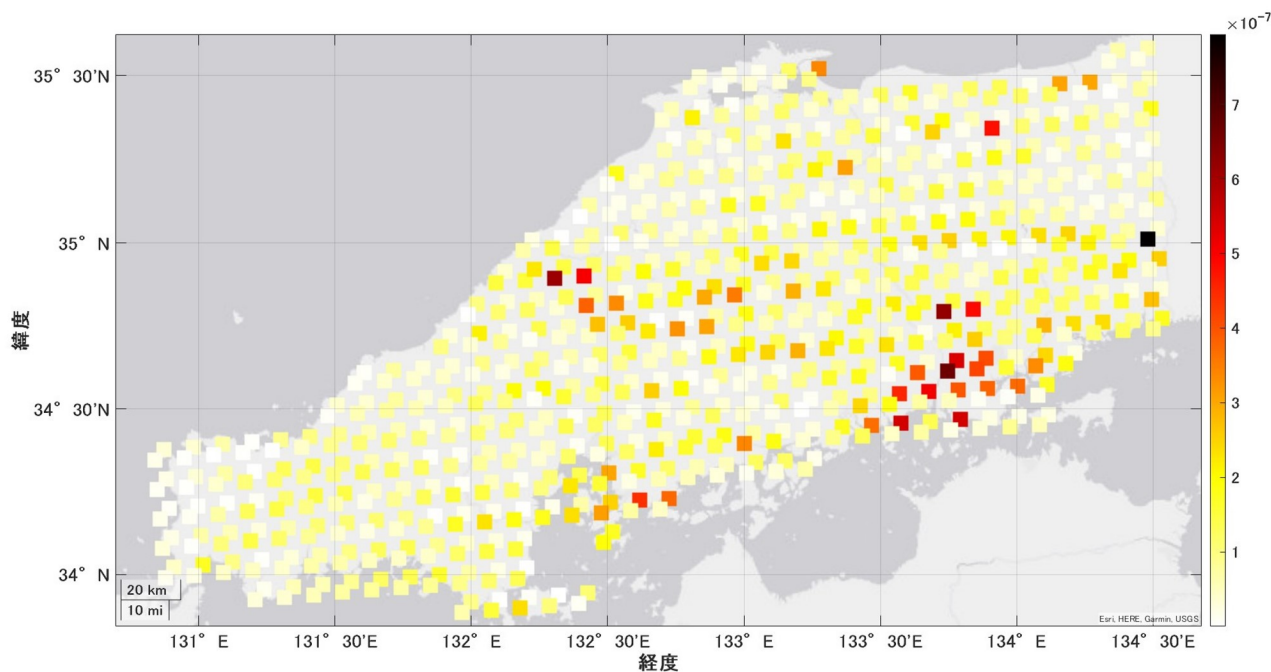


図1. クリギング法によって求められた中国地方の最大主ひずみ速度分布

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

📅 Mon. Oct 24, 2022 10:30 AM - 11:00 AM JST | Mon. Oct 24, 2022 1:30 AM - 2:00 AM UTC | 🏢 ROOM D
5th floor (Training Room 520)

[S11] AM-2

chairperson:Hideo Aochi(BRGM)

10:30 AM - 10:45 AM JST | 1:30 AM - 1:45 AM UTC

[S11-01] Ground oscillations generated by the passage of Tsunamis : Observations and numerical simulations

*Hideo AOCHI^{1,2}, Masumi Yamada³, Tung-Cheng Ho³ (1. BRGM, 2. Laboratoire de Geologie, Ecole Normale Supérieure, CNRS UMR 8538, PSL Research University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

[S11-02] Magnetic field observation using highly-sensitive SQUID magnetometers near the hypocentral area in Noto Peninsula

*JUN KAWAI¹, MIKI KAWABATA¹, MASAKAZU MIYAMOTO¹ (1. Kanazawa Institute of Technology, Applied Electronics Laboratory)

Ground oscillations generated by the passage of Tsunamis : Observations and numerical simulations

*Hideo AOCHI^{1,2}, Masumi Yamada³, Tung-Cheng Ho³

1. BRGM, 2. Laboratoire de Geologie, Ecole Normale Supérieure, CNRS UMR 8538, PSL Research University, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

The broadband seismic stations near coastlines can record the passage of Tsunami. An example was shown during the 2017 large Greenland Landslide (Chao et al., SRL, 2018; Paris et al. Pageoph, 2019) for which Tsunami traveled along a fjord over 30 km and damaged severely a small coastal village (Nuugaatsiaq) after 10-15 minutes of the estimated origin time of landslide and tsunami generation. Due the lack of coastal measurement such tidal gauge, this seismic station (NUUG) is only the measurement available to characterize the Tsunami passage. The landslide radiated strong seismic waves, detected as an event of magnitude of about 4.8 event in GFZ catalog. We first obtained the source time function as a single force from the teleseismic inversion using five broadband stations available on Greenland. Two large pulses with a time lag of about 100 s was clearly distinguished in the solution. In parallel, the landslide into the sea and tsunami (generation and propagation) were simulated using a finite difference method (Kelfoun et al., JGR, 2010; Shi et al., Ocean Modell., 2012). The area is discretized with 100 m grid over 65 km x 45 km. The volume of landslide and the slope angles were estimated after the available InSAR data (Paris et al., 2019) and digital elevation data. We adapted the model parameters to be consistent with the guessed tsunami propagation (period and wave height). At last, we calculated the ground oscillations both from the single force at the origin of landslide and the spatio-temporal evolution of tsunami height. Both terms were added as forces on the ground surface in the framework of the elastodynamic equation using a finite difference method. The ground motions from the landslide attenuate quickly in space and time, while the ones accompanied by tsunami propagation attenuate gradually, namely peak ground velocity attenuates with $1/\sqrt{r}$, where r is the distance from the origin. According to a synthetic case study, NUUG station (a few hundred meters from the coast) is sensible to the water level change within 2 km off the coast line. Our numerical test indicates that seismic station near the coast line can be used for monitoring the on-going tsunamis propagation.

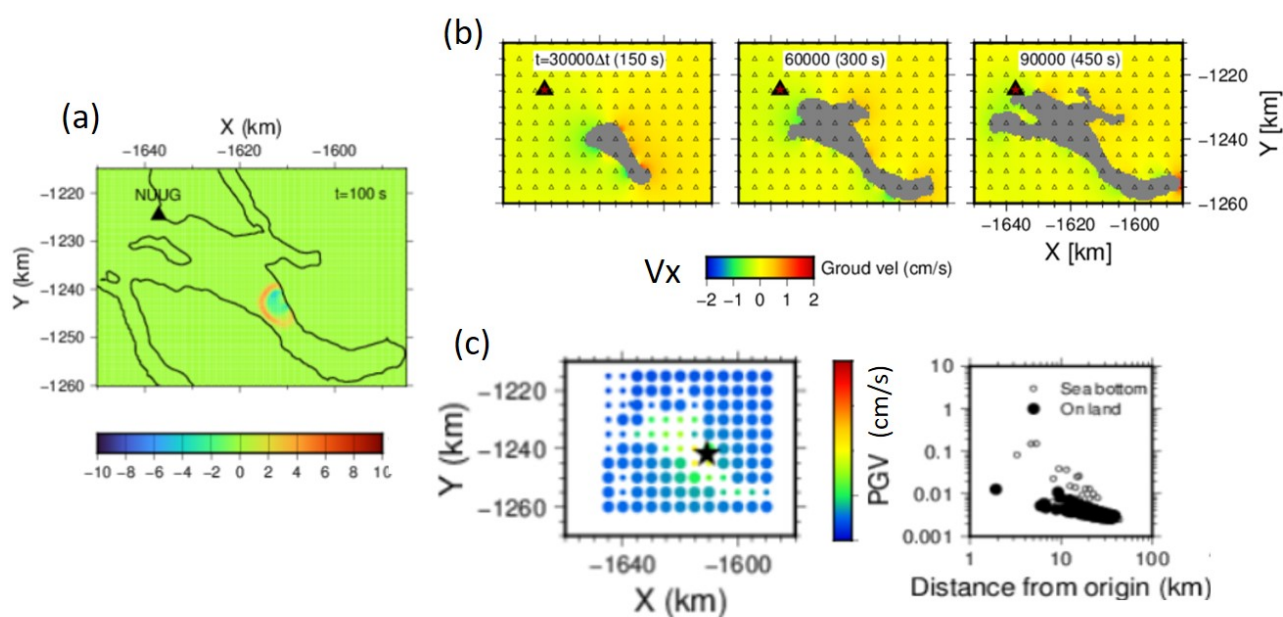


Figure: (a) A snapshot of landslide-tsunami simulation at time 100 s. NUUG station is about 30 km away from the origin of landslide and tsunami. (b) Snapshots of wave propagation on the ground surface (X component in velocity, without filter). A big triangle shows the position of NUUG, and smaller ones are the hypothetical receiver positions. The grey area indicates the implemented sources from Panel (a), showing the progress of tsunami propagation. (c) The peak ground velocity in space and in function of distance from the origin, for 2D horizontal component. The color scale and vertical axis of PGV are common. The star shows the position of tsunami generation, from which the distance is calculated. The solid big circles show the positions on land, while the others are at the sea bottom.

Magnetic field observation using highly-sensitive SQUID magnetometers near the hypocentral area in Noto Peninsula

*JUN KAWAI¹, MIKI KAWABATA¹, MASAKAZU MIYAMOTO¹

1. Kanazawa Institute of Technology, Applied Electronics Laboratory

2021年の夏頃より能登半島先端部の地域を震源とする群発地震が続いており2022年8月現在も収束する気配は見られていない。2022年の6月19日にはM5.4の地震が発生し、珠洲市を中心に被害をもたらした。専門家によれば地下に存在する流体が地震活動に関係しているとの指摘があり、引き続き調査がなされているようである。

当研究所では3軸SQUID（超伝導量子干渉素子）磁力計を用いて、超低周波帯域における自然電磁波の高感度観測を行なっている。2022年の5月から、能登半島での群発地震活動に関連する磁気信号の検出を目的として、震源領域近傍にSQUID磁力計を設置し観測を続けている。SQUID磁力計の設置場所は珠洲市唐笠町で、震源領域の少し南側になる。また参照用として、輪島市門前町にもSQUID磁力計を設置し両者の検出信号の比較も行えるようにした。SQUID磁力計の磁場分解能は $25\sim 30\text{fT}/\sqrt{\text{Hz}}$ で、データ収録のサンプリング周波数は200Hz、観測信号はテレメトリによって転送されている。

今回、観測状況の紹介をするとともに、観測期間中に起こった地震と磁気信号の関係を議論したい。当方は地震の専門家ではないため、観測手法も含め、観測信号の解析・解釈などについての助言を求められたら大いに幸いである。

Room D | Regular session : S13. Crustal fluids and earthquake

📅 Mon. Oct 24, 2022 11:00 AM - 11:45 AM JST | Mon. Oct 24, 2022 2:00 AM - 2:45 AM UTC | 🏢 ROOM D
5th floor (Training Room 520)

[S13] AM-2

chairperson: Osamu MURAKAMI (Tono Geoscience Center, Japan Atomic Energy Agency)

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

[S13-01] Activity and waveform characteristics of deep low-frequency earthquakes in volcanic regions

*Ryo KURIHARA¹ (1. Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture)

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

[S13-02] Shear wave splitting analysis for the crust in Iwaki area, Fukushima Prefecture, northeast Japan (2)

*Tsuyoshi WATANABE¹, Shinya Hiratsuka², Koji Shimada¹ (1. Japan Atomic Energy Agency, 2. N/A)

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

[S13-03] Shear wave polarization anisotropy around the source area of the swarm earthquakes in the Noto peninsula

*Osamu MURAKAMI¹ (1. Tono Geoscience Center, Japan Atomic Energy Agency)

Activity and waveform characteristics of deep low-frequency earthquakes in volcanic regions

*Ryo KURIHARA¹

1. Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture

火山地域では深部低周波地震と呼ばれる通常の同規模の地震に比べて低い1-8 Hzに卓越する地震が発生している。これまでの研究で、この地震は多くの火山地域では深さ方向に複数の孤立したスポットに分かれて分布すること、定常的に発生する地域と群発的に発生する地域の両方があることなどがわかっている(Kurihara and Obara, 2021)。一方で、この地震の波形の特徴と活動の関係に関しては未知なことが多い。霧島山では、2011年の噴火時に深部低周波地震が活発化し、その波形が他の時期の深部低周波地震と比べてより低周波に卓越していることがわかっている(Kurihara et al., 2019)。一方で、2018年の噴火時には活発化は小規模でよくわかっていなかったため、本研究では2018年噴火時の活動の再検証を行った(Kurihara and Kato, submitted)。検出漏れを減らすため、まず1観測点でのマッチドフィルタ法(Kurihara et al., 2021)を適用し、この手法で2017-2018年、2010-2011年それぞれの深部低周波地震の検出を行った。次に、誤検出を除去するため、周辺複数の観測点を用いた波形の目視による確認で深部低周波地震を選択した。このようにしてカタログを作った結果、2017-2018年には75個、2010-2011年には1302個の深部低周波地震が検出された。このように発生数には大きな差があるものの、2017-2018年においても群発的な活動が地殻変動の開始時に対応するなど、浅部での火山活動と関連が見られる。一方で、小菅他2020を参考に波形の特徴をFrequency Index(ここでは、1-2 Hzの平均振幅と4-8Hzの平均振幅の比を用いて定義した)によって定量化すると、2017-2018年においてはFrequency Index の値は-2から0の間でばらつきが大きい一方で、2010-2011年では多くのイベントで-1以下のFrequency Indexを示す。つまり、2010-2011年では、低い帯域に大きなスペクトルを持つ深部低周波地震が多い。このような差は、深部低周波地震発生域周辺への流体供給ルートが2回の噴火で異なることによって生み出されていると推測できる。一方、箱根山では2015年噴火前後に深部低周波地震が活発化(Yukutake et al., 2019)したものの、Frequency Indexでは全期間を通じて値のばらつきも大きく、特に期間毎の顕著な違いが見られなかった。また富士山では、高周波のP波が観測される事例や、10秒程度の間隔で明らかに卓越周期の違う深部低周波地震が連発している例があった。このように、全国的にも波形の特徴は地震毎に大きく異なるケースも多い。これらの観測例から、この地震の発生には深部の流体の影響があり、深部の流体は波形の特徴にも影響を及ぼしていることが推測される。

Shear wave splitting analysis for the crust in Iwaki area, Fukushima Prefecture, northeast Japan (2)

*Tsuyoshi WATANABE¹, Shinya Hiratsuka², Koji Shimada¹

1. Japan Atomic Energy Agency, 2. N/A

地震発生において流体の存在は看過できない要素の一つで、その移動経路や賦存域の解明は、防災・減災の観点のみならず、高レベル放射性廃棄物の地層処分におけるサイト選定などに重要な知見をもたらす。原子力機構では、令和元年度よりS波スプリッティング解析を実施し、地殻内流体をとらえるための手法開発に取り組んでいる。例えば、渡部ほか（2021）は、平成23年東北地方太平洋沖地震（以下、東北地震）の発生後に地震活動が活発となった福島県浜通りから茨城県北部の地域を対象に同解析を実施し、速いS波の振動方向（ ϕ ）が東北日本弧に対して概ね平行な方向に並ぶこと、東北地震前後でそれらの方向に変化がないことなどを確認した。また、福島県浜通りの地震後に異常な湧水が確認された温泉近傍（Sato et al., 2020）の観測点で、速いS波と遅いS波の到達時間差（dt）が相対的に大きくなることを明らかにした。本研究では、渡部ほか（2021）で対象とした領域のdtの時間変化が期待されることから、2018年末までのデータを追加し再解析を行った。その結果、 ϕ の地域差やdtの時空間変化が明らかとなり、断層や構造線に沿って深部から浅部へと伝搬する地殻内流体を示唆する結果を得ることができた。

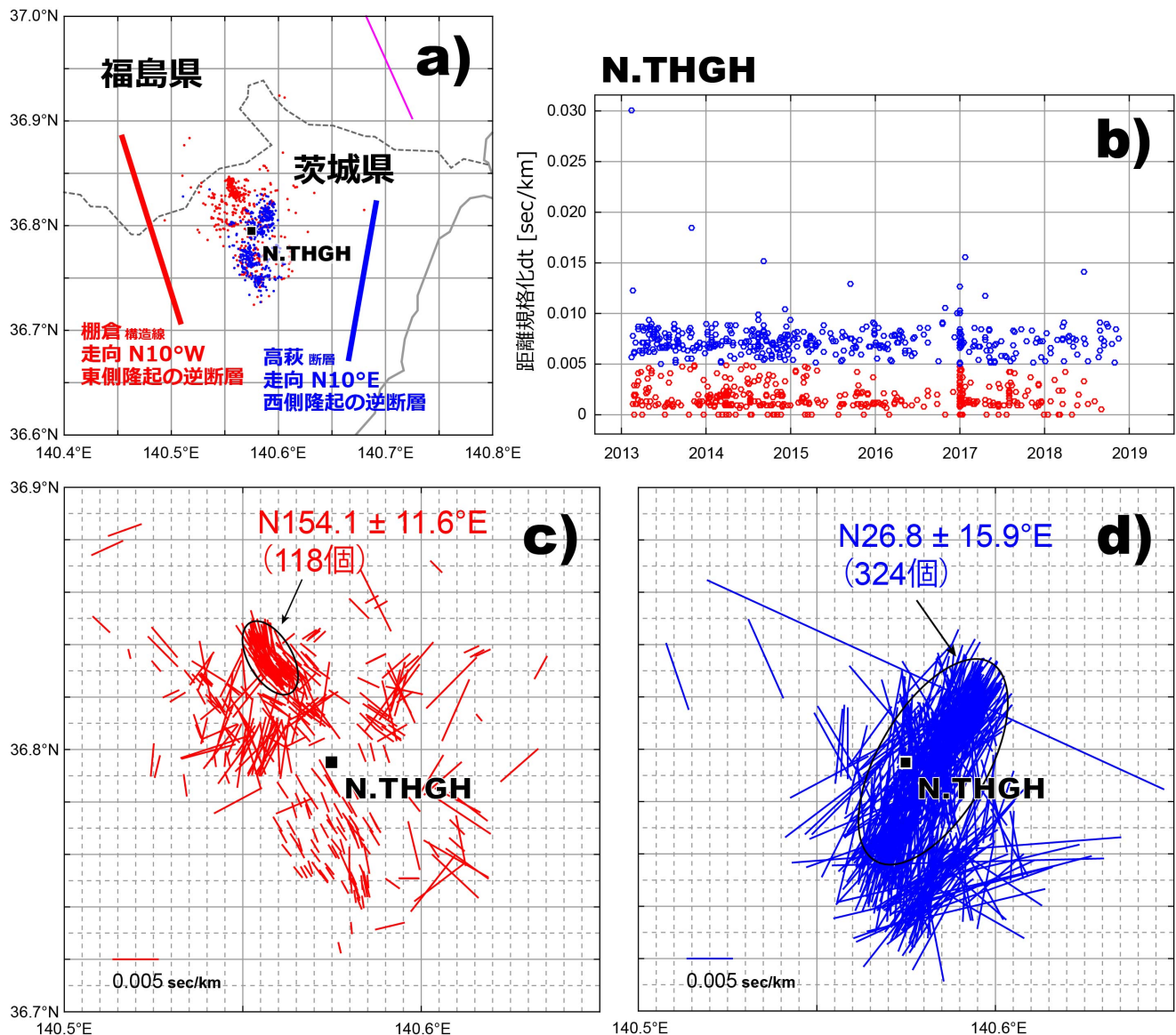
本研究では、2004年4月9日から2018年12月30日までに30 km以浅で発生したM1.0～3.4の16437イベントの地震波形を用いて解析を行った。利用した観測点は、福島・茨城・栃木県に位置する防災科学技術研究所、気象庁、東北大学が運営する21観測点である。解析には、Silver and Chan（1991）の手法を用い、SP変換波によるS波到達時の位相擾乱回避のため、入射角が35°以内の震源と観測点の組み合わせを対象とした。そして、速いS波と遅いS波の波形の相関係数が0.9以上となる4543イベントを採用した。なお、地震波速度構造は、Nakajima and Hasegawa（2007）を利用し、hypoDD法（Waldhauser and Ellsworth, 2000）で震源の再決定を行った。

得られた ϕ の空間分布は、沿岸部の観測点で、東北日本弧に対して概ね平行な方向が示され、東北日本の広域応力場である東－西から西北西－東南東方向とは異なる結果となった。これは、先行研究（例えば、Iidaka et al., 2014）と調和的であった。また、dtを震源距離で除した距離規格化dt（以下、ndt）の平均値の空間分布は、福島県浜通りの地震後に異常な湧水が確認された温泉近傍の観測点（IWAKMZ）で最大、付近に断層や構造線が存在する観測点で相対的に大きな値となり、顕著な空間変化が生じていることがわかった。ndtの時間変化については、直下で多くの地震が発生した7観測点で明瞭な時間変化を確認することができた。一方、N.THGH観測点ではndtの明瞭な時間変化は確認できなかったが、それらが速いndtと遅いndtのグループに分離しているような結果が得られた（図a, b）。そこで、暫定的にndtを0.005 [sec/km] で分割したところ、 ϕ の平均について、速いndtのグループはN154.1±11.6°E、遅いndtのグループはN26.8±15.6°E方向に分布することが示された（図b-d）。この観測点は、走向N10°Wで東傾斜、東側隆起の逆断層である棚倉構造線と走向N10°Eで西傾斜、西側隆起の逆断層である高萩断層（産業技術総合研究所, 2015）に挟まれた場所に位置し、速いndtの ϕ 分布は西側の棚倉構造線の走向に近く、遅いndtの ϕ 分布は東側の高萩断層の走向に近いことがわかった（図a）。このことから、ndtの遅速は個々の断層付近の流体の多寡（賦存量）を反映しているものと予想される。一方、hypoDD法で再決定した2002年2月から2020年3月までの震源分布は、同観測点付近で経度と深さ方向の断面を南方から見ると「y」字型の分布を示した。これらの震源は、西側の棚倉構造線側で深さ3 kmから7 kmまで、東側の高萩断層側で深さ3 kmから10 kmまで直線状に分布し、約7 kmの深さで互いに交わっている。同観測点で得られたS波スプリッティング解析の結果をこれらの断面にプロットすると、南から北へ向かうにつれてそれらの震源が深部から浅部へと移動する様子が確認できた。Umeda et al.

（2015）は、この観測点付近で2013年11～12月に電磁探査を実施し、深さ20～30 kmに低比抵抗体が存在し、そこから上昇した流体が直上の地震活動を生じさせたと結論付けている。以上の結果から、低比抵抗体起源の地殻内流体が、深部まで震源が伸びる高萩断層を伝わって上昇し、深さ約7 kmの分岐点で二つの経路に分

かれ、さらに浅部まで上昇したと考えられる。高萩断層側のndtが高萩断層側のそれよりも遅い（長い）ことは、高萩断層に相対的に多くの流体が供給されていることを示していると考えられる。

本研究には、経済産業省資源エネルギー庁委託事業「令和3年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分にに関する技術開発事業（JPJ007597）（地質環境長期安定性評価技術高度化開発）」の成果の一部を利用した。また、本研究では、防災科学技術研究所によって公開されている気象庁一元化地震データ及び連続波形データを使用した。データ収集に携わった研究機関関係者に感謝致します。



図a) 解析で得られたN.THGH観測点付近の震央分布と断層・構造

図b) N.THGH観測点でとらえた地震のndtの時間変化

図c) 速いndtグループのφ分布

図d) 遅いndtグループのφ分布

図a-dを通して、赤色は速いndt、青色は遅いndtグループに属する地震の結果を示す。

Shear wave polarization anisotropy around the source area of the swarm earthquakes in the Noto peninsula

*Osamu MURAKAMI¹

1. Tono Geoscience Center, Japan Atomic Energy Agency

2018年6月頃から、能登半島北東部において群発地震活動が始まり、この群発地震活動は現在も継続している。さらに、2020年12月から珠洲GNSS観測点において、約2cmを超える隆起が観測されており、西村(2022)は、深さ約14kmの球状圧力源でこの隆起変動が説明できるとしている。これらの群発地震活動や地殻変動は、珠洲近傍での地殻流体の存在(移動)を示唆している。このような地殻流体の存在や移動による現象の解明は、地震発生場の理解や地質環境長期安定性評価技術の開発などにとって重要である。

断層のような不均質構造や地殻流体の検出に有用なツールの1つとしては、S波スプリッティング解析がよく知られている。そこで本研究では、能登半島群発地震の震源域付近の常設地震観測点で記録された連続地震波形データを用いたS波スプリッティング解析を行うことにより、領域内のS波偏向異方性の推定を試みた。

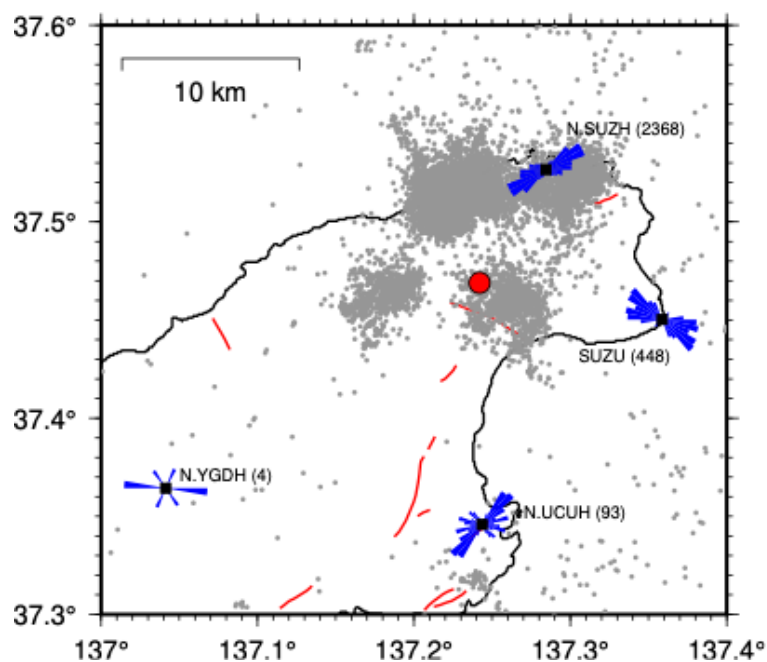
解析にあたっては、気象庁一元化震源カタログから、解析対象領域内で2004年4月1日から2022年5月31日までに発生したMj1.0以上の地震8384個(深さ20km以下)を選んだ。これらの地震について、群発地震域周辺に展開されている常設地震観測点(Hi-net, 気象庁)で観測された連続波形データを用いた。はじめに、Matsubara et al. (2019)による地震波速度構造を用いて、各観測点における1次元速度構造を仮定した。この仮定した速度構造と気象庁一元化震源から、それぞれのイベントによる各観測点に到来する地震波の入射角を推定し、入射角35度未満の震源-観測点ペアのみに解析対象を限定した。これは、入射角が高角度な場合に生じる、地表でのS-P変換波の影響(e.g., Booth and Crampin, 1985)を排除するためである。入射角35度未満の観測点-震源ペアについて、Silver and Chan (1991)の手法を適用して、速いS波の偏向方向および、速いS波と遅いS波とのarrival timeの差を推定した。

上述の解析の結果、群発地震の震源域内に位置する観測点N.SUZHでは、概ね北東-南西方向の速いS波の偏向方向が観測され、群発地震の震源域の東に位置する観測点SUZUでは、南東-北西方向の速いS波の偏向方向が観測された。観測点SUZUの偏向方向は、この領域周辺の最大水平圧縮応力の方向(e.g., Hiramatsu et al., 2015)と概ね平行であることから、stress-induced anisotropyを反映していると考えられる。一方で、観測点N.SUZHの速いS波の偏向方向は、最大水平圧縮応力の方向とは大きく異なる。能登半島北岸沖には、概ね海岸線と平行な走向の活断層が示されている(岡村ほか, 2010)。その活断層の走向方向と本研究で得られた速いS波の偏向方向が調和的であることから、この観測点N.SUZHで得られた速いS波の偏向方向は、structure-induced anisotropyを反映していると考えられる。

群発地震の震源域の直上に位置する観測点N.SUZHでは、多くのイベントについて速いS波の偏向方向が推定できた。そこで、いくつかの期間に分割してみた。例えば、2022年3月の1ヶ月間での平均方位は76であったが、2022年4月の平均方位は70であり、2022年5月の平均方位は76であった。これらの3つの期間について、t検定を行ったところ、3月と4月の平均方位が等しいという帰無仮説は有意水準5%で棄却され、4月と5月の平均方位が等しいという帰無仮説も有意水準5%で棄却された(なお、3月と5月の平均方位が等しいという帰無仮説は有意水準5%で棄却されなかった)。この平均方位の変動については、いくつかのモデルが考えられるが、間隙流体圧の変化が原因であると考えている。

謝辞: 本研究では、防災科学技術研究所 Hi-netならびに気象庁地震・津波検知網の地震波形データを使用させていただきました。また、本研究は、経済産業省資源エネルギー庁委託事業「令和4年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に係る技術開発事業(JPJ007597)(地質環境長期安定性評価技術高度化開発)」の成果の一

部である。



能登半島の群発地震の震源域周辺におけるS波偏向異方性. rose diagram (青) で示した. 観測点名の後の数字は, 利用できたイベントの数を表す. 赤の丸は, 西村(2022)による球状圧力源の位置を示す. グレーの点は, 2004年4月1日から2022年5月31日までのMj1.0以上の震源(気象庁一元化震源)を示す. 赤線は活断層.

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

📅 Mon. Oct 24, 2022 3:45 PM - 5:15 PM JST | Mon. Oct 24, 2022 6:45 AM - 8:15 AM UTC | 🏢 ROOM D 5th floor (Training Room 520)

[S12] PM-2

chairperson:Hironori Kawakata, Kentaro Omura(NIED)

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

[S12-01] In-situ stress at the basement under Osaka plain (5) - In-situ stress measurement using rock core samples -

*Kentaro OMURA¹, Akio Funato², Takatoshi Ito³ (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Earthquake and Tsunami Research Division, 2. Fukada Geological Institute, 3. Institute of Fluid Science, Tohoku University)

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

[S12-02] Constitutive Properties and Frictional Behavior of Simulated Fault Zone of Halite Developed in Granular Medium

*Chengrui Chang¹, Hiroyuki Noda², Gonghui Wang², Tetsuo Yamaguchi¹ (1. Univ. Tokyo, 2. Kyoto Univ.)

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

[S12-03] Investigation of stress field in the north-central Kinki district by dense seismic observation near the active faults

*Toshio TANAKA¹, Yoshihisa Iio², Hiroshi Katao², Masayo Sawada², Kazuhide Tomisaka² (1. Kyoto University Graduate School of Science, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University Research Center for Earthquake Hazards)

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

[S12-04] Evaluation of the source-location accuracy for AE events occurring in experiments under GPa-order high pressures

*Hironori KAWAKATA¹, Tomohiro Ohuchi² (1. Ritsumeikan Univ., 2. Ehime Univ.)

4:45 PM - 5:00 PM JST | 7:45 AM - 8:00 AM UTC

[S12-05] Elastic wave transmission experiment to evaluate the accuracy of absolute AE locations in a cylindrical sample

*Teruki Inanishi¹, Hironori Kawakata¹, Shiro Hirano¹, Masayuki Nakayama¹ (1. Ritsumeikan University)

5:00 PM - 5:15 PM JST | 8:00 AM - 8:15 AM UTC

[S12-06] Frictional behavior of clayey gouge at intermediate velocity range

*Hanaya Okuda¹, Takehiro Hirose², Asuka Yamaguchi¹ (1. Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo, 2. Kochi Institute for Core Sample Research, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)

In-situ stress at the basement under Osaka plain (5) - In-situ stress measurement using rock core samples -

*Kentaro OMURA¹, Akio Funato², Takatoshi Ito³

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Earthquake and Tsunami Research Division,
2. Fukada Geological Institute, 3. Institute of Fluid Science, Tohoku University

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。本観測井では、ボアホールテレビュア検層による、ボアホールブレイクアウトの観察から、応力方位を推定し、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なり、コア変形法の適用できることが示されている。

今回の例では大阪府の此花観測井(北緯34°39'45.92", 東経135°23'22.53", 掘削深度約2033m)の基盤に達する深度2035.5mコアと田尻観測井(北緯34°23'52.14", 東経135°17'01.24", 掘削深度約1532m)の同じく基盤となる深度1202.4mおよび1494.8m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、コア変形法の適用可能と判断した。一方、外周を測った岩石コアそのもの、ないし、隣接する岩石コアを円盤状に切断し、地盤工学会基準JGS 2551-2009「圧裂による岩石の引張り強さ試験方法」に準拠して荷重し、引張破壊に至る前の弾性変形をひずみゲージで計測して、ヤング率とポアソン比を求めた。応力解放に伴う半径方向の弾性変形量と弾性定数をコア変形法の理論式にあてはめて、応力値を求めたところ、60 MPaから100MPaとなる差応力値となった。この値は、近畿周辺における、応力解放法、水圧破碎法等の孔井内原位置地殻応力測定の結果と比べて、大きな値となっているが、栃木県足尾、兵庫県猪名川といった、群発地震の活発な地点における差応力値と同等にもみえる。大きな差応力に意味があるかどうか、さらに周辺の観測井コアのコア変形法による応力値とも比較しながら、考えていく必要がある。一方、ボアホールブレイクアウトから求まった応力方位は、周辺の広域応力方位に整合的で、水平最大圧縮応力方位は、ほぼE-W方向となった。1995年兵庫県南部地震のあと、地震時に活動した野島断層周辺では、地震前後で応力方位が変化する測定例があったが、ここでは、断層からの距離が遠く、有意な方位の変化はみられなかった。

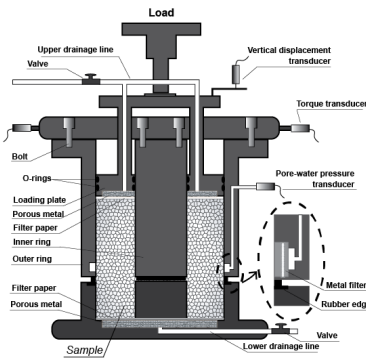
本測定例では、岩石コアの採取深度が1000mを越える深部であったことから、コア変形法により有意な応力値が得られ、周辺の応力測定結果とあわせて、広域応力分布について、今後の議論に活用できるものと考えられる。さらに、過去の孔井掘削の岩石コアを活用した原位置応力測定事例の増えることが期待される。

Constitutive Properties and Frictional Behavior of Simulated Fault Zone of Halite Developed in Granular Medium

*Chengrui Chang¹, Hiroyuki Noda², Gonghui Wang², Tetsuo Yamaguchi¹

1. Univ. Tokyo, 2. Kyoto Univ.

Tectonic faults and landslides exhibit an extensive spectrum of velocities. A key motivation of this study is to better understand the physical processes that dictate the slow-to-fast transition of frictional behavior in earthquakes and landslides by combining the friction measurements and microscopic analysis of the experimental fault zone. We simplify the questions as (1) the effect of the comminution rate and segregation of granular material in determining the friction coefficient; (2) the connection between the frictional parameters and the development of shear fabric with the increasing displacement of shear. We employ a unique ring-shear configuration that has a large shear box (18.0 cm in outer diameter, 12.0 cm in inner diameter, and 10.9 cm of available sample height) to contain a larger volume of granular particles than that of conventional rotary or direct shear configurations for fault mechanics. It could produce experimental shear zones of large dimensions at significantly great shear displacements (Figs. a-c). The ring-shear apparatus is in Kyoto University and has been used in studies of landslide behavior. It should be emphasized that a shear zone is developed within the granular medium. In most of the previous friction experiments, a simulated shear zone of a millimeter scale is defined by the amount of gouge sandwiched between hard host rocks and cannot grow to be thicker. We use analog granular materials with two initial size distributions, i.e., coarse and fine halite particles, to examine the constitutive properties and frictional behavior. We vary the total normal stress from 0.2 to 1.0 MPa and the slip rate from about 0.001 cm/s to 10 cm/s for velocity-step tests. We begin with a run-in process for materials to reach a steady state of friction, and a substantial weakening ($\mu \approx 0.4$) is observed at a low slip rate (0.05 cm/s) under higher normal stress (e.g., 0.6 MPa as shown in Fig. d). We stop and hold the tests for about 1,000 seconds and the fine halite weakens rapidly once the shear is resumed. We then perform velocity-step tests and reproduce unstable stick-slip and stable sliding behaviors at relatively low and high slip rates, respectively (Fig. e). The experimental shear zone is observed after the shear test (Figs. b-c). The thickness of the shear zone is tens of millimeters. The thickness of the shear zone is from several millimeters to tens of millimeters and it is larger in coarse granular media. A spring-slider model is used to fit the stable velocity-step tests to obtain the frictional properties in a rate- and state-dependent friction law. Finally, we combine the measurements of frictional parameters, observation of shear zone development, and comminution and packing of particles to dissect the key issue that how they interact and regulate slow and fast motion.



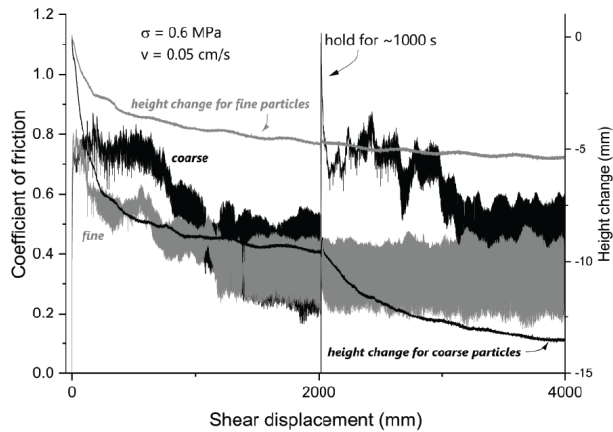
(a) The ring-shear configuration



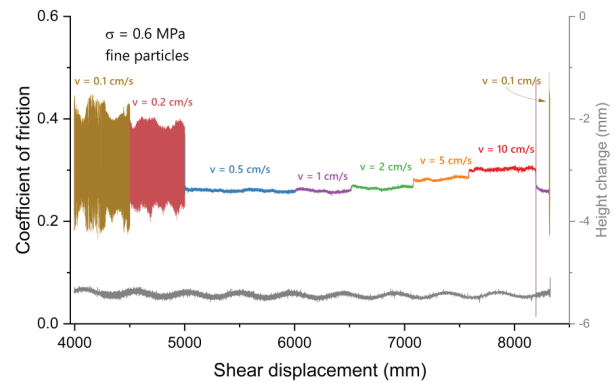
(b) A photo of an experimental shear zone in coarse halite particles (thick)



(c) A photo of an experimental shear zone in fine halite particles (thin)



(d) Run-in phases for two materials under normal stress of 0.6 MPa. We stop and hold the tests for ~1000 s and the fine material shows rapid weakening when the shear is resumed



(e) Results of velocity-step tests on fine particles under normal stress of 0.6 MPa, showing unstable stick-slip and stable sliding

Investigation of stress field in the north-central Kinki district by dense seismic observation near the active faults

*Toshio TANAKA¹, Yoshihisa Iio², Hiroshi Katao², Masayo Sawada², Kazuhide Tomisaka²

1. Kyoto University Graduate School of Science, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University Research Center for Earthquake Hazards

近畿地方の中北部には有馬-高槻断層帯、三峠・京都西山断層帯、三方・花折断層帯、琵琶湖西岸断層帯などの活断層が分布しており、日本で活断層が最も集中している地域の一つである。この地域の応力場の解析は、既に、藤野・片尾(2009)、青木ほか(2012)、飯尾(2021)などによってなされている。西南日本における最大主応力(σ_1)の向きは概ね東西方向(Huzita, 1980)である。近畿地方中北部でも σ_1 はほぼ東西方向を向いている。この地域で走向が東西に近い断層帯としては、右横ずれ断層の有馬-高槻断層帯と左横ずれ断層の三峠断層帯がある。一般走向は、有馬-高槻断層帯はN80°E(地震調査委員会, 2001)、三峠断層帯はN70°W(地震調査委員会, 2005)である。これらの断層帯では、 σ_1 の方位が東西であるならば、横ずれ運動は起こりづらいと思われる。そこで、 σ_1 の方位が地域によらず厳密に一樣であるかどうかを詳細に検討し、その後、 σ_1 の方位と断層の走向の関係を考察した。解析は、近畿地方の中北部の、東西80km、南北90kmの領域で行った。解析に際しては、満点システムと名づけられている稠密観測網(三浦ほか, 2010)および領域内の高感度定常観測点から得られた多数のデータを用いた。2008.11.17~2018.3.29に発生した地震の波形からメカニズム解を求め、応力テンソルインバージョンにより応力場を推定した。グリッドの大きさは、東西、南北各10km、深さ2.5kmとした。深さについては、藤野・片尾(2009)、青木ほか(2012)は約10km、飯尾(2021)は5kmなので、1/4、1/2であり、鉛直方向の変化を詳しく調べる設定とした。有馬-高槻断層帯付近の深さ10kmでは、 σ_1 の方位角の最適解は東方から時計回りに回転していて104°であった。この方位と一般走向とのなす角度は24°であった。また、三峠断層帯付近では σ_1 の方位角の最適解は東方から反時計回りに回転していて81°であり、この方位と一般走向とのなす角度は29°であった。また、断層帯に近いほど回転角が大きい傾向があることもわかった。これらの結果は、解析領域内の応力場は一樣ではなく、横ずれ断層に対して、横ずれ運動を起こしやすい向きに σ_1 は回転していることを示していた。 σ_1 の方位角の回転の原因を解明するために、上部地殻内の脆性断層帯の深部延長として、下部地殻内に延性断層帯が伸びていると仮定し、そこに滑り運動があるとした場合、上部地殻にはどのような影響があるかを調べた。その結果、上部地殻内の断層帯の近くで回転している応力場は、延性断層帯内の滑り運動によって説明が可能であることが分かり、上部地殻の活動は下部地殻の活動と密接に関係していることが示唆された。近畿地方の中北部で、走向が南北に近い断層帯としては、花折断層帯と琵琶湖西岸断層帯がある。この二つの断層帯は近接している。本発表では、花折断層帯付近において、メカニズム解の解析を通して分かった特徴も整理する。

Evaluation of the source-location accuracy for AE events occurring in experiments under GPa-order high pressures

*Hironori KAWAKATA¹, Tomohiro Ohuchi²

1. Ritsumeikan Univ., 2. Ehime Univ.

岩石試料の破壊にともない、微小破壊（アコースティック・エミッション、以下AE）が発生し、その地震との類似性から地震学分野において多くの研究が実施されてきた。マルチアンビル型高圧発生装置を用いたGPaオーダーの高圧力環境においてもAE計測は古くから実施されている（例えばKawakata and Shimada, 1995）。高圧試験はやや深発地震の理解の深化に貢献すると考えられることからAE解析の高度化は重要な課題であるが、一般的な液体圧、ガス圧の三軸試験に比してデータの取り扱いに注意を要する。

第一にマルチアンビル型高圧発生装置は固体媒体によって圧力をかけるため、試料に直接トランスデューサを貼り付けることはできず、圧媒体の外に配置される6個のアンビル背面に貼り付けて計測する。すなわち、AEシグナルは試料内部、圧媒体、アンビルを伝播してから記録される。第二に試料の大きさが直径5 mm弱、高さ10 mm弱と非常に小さいことも特徴である。一般的な圧電素子タイプのトランスデューサ、広帯域型のトランスデューサ（川方・大内, 2021）問わず、受感面の直径は4 mm以上であるため、試料の大きさ、すなわちAEの震源域に対して受感面の大きさが無視できない。圧電素子を用いた10 Mspsでの計測による震源位置決定がde Ronde et al. (2007; GJI)によって実現されたが、試料内外に震源が分布する結果となっている。時間分解能、トランスデューササイズ、伝播経路の複雑さなどを考慮するとその精度評価は必須であるが、これまで高圧試験において震源位置精度の評価は実施されていない。

そこで本研究では、沈み込むスラブ内浅部の温度圧力条件下（1-2 GPa, 400-900°C）での実験が可能な愛媛大学地球深部ダイナミクス研究センター所有のD-DIA型超高圧変形装置 Madonna I を利用し、AEの震源位置の推定精度の評価をおこなう。評価は、仮想震源をコンピュータ内で再現してその計算走時を利用して実施する数値実験と、疑似試料として石英ビーズを充填させた円柱カプセルを用いて静水圧化で発生させたAEシグナルを利用して実施する計測実験の2種類でおこなわれた。

試料は直径3 mm、高さ5.5 mmであり、圧媒体は封圧下において約9 mmの立方体形状をしている。アンビルにはトランスデューサ貼り付け用の細工を施し、試料中心から22.55 mm離れた位置にトランスデューサが配置させる。試料内の弾性波速度は8000 m/s程度であるため、信号計測のサンプリング周波数は100 Mspsとすることで、1サンプル以内の伝播距離を0.1 mm弱とした。

数値実験においては、仮想震源を試料内部に配置させ、トランスデューサは直径6 mmに設定し、受感面の中で最も早く波が届く点までの経路長をもとに走時を計算した。計算された走時に乱数的な揺らぎを与えて到達時刻データとして、受感面中心を受振点座標として震源決定を実施した。構造を単純化させ一様構造を仮定すると、トランスデューサの大きさを経路長に反映させても読み取り誤差がない場合には、震源位置のずれはほとんど認められなかった（図1a）。これはトランスデューサを試料から20 mm近く離れた位置に配置していることで受感面の大きさの影響が低減されていることに起因していると推察される。±5サンプル以内の一様乱数で読み取り誤差を加えた場合には1 mm未満の震源のずれが見られた（図1 b, c）。

計測実験においては、1台のトランスデューサが不調であったため、5つしか使用することができず、一様構造を仮定した場合、震源位置のばらつきが大きく、試料外に推定されるものも一定数見られた。そこで使用するトランスデューサを5つに減らし、標準偏差10サンプルの正規乱数で読み取り誤差を加えた場合の数値実験を実施した結果、推定誤差が1 mmを超えるものも見られ、試料中央付近に仮想震源を設定したにもかかわらず、試料外に推定される震源も見られた。試料が非常に小さいため、読み取り精度を上げることは非常に重要であり、絶対精度、相対精度ともに向上させる取り組みが必要である。本発表では構造の影響についても触れる予定である。

謝辞：本研究はJSPS科研費 JP19H00722の助成を受けたものである。

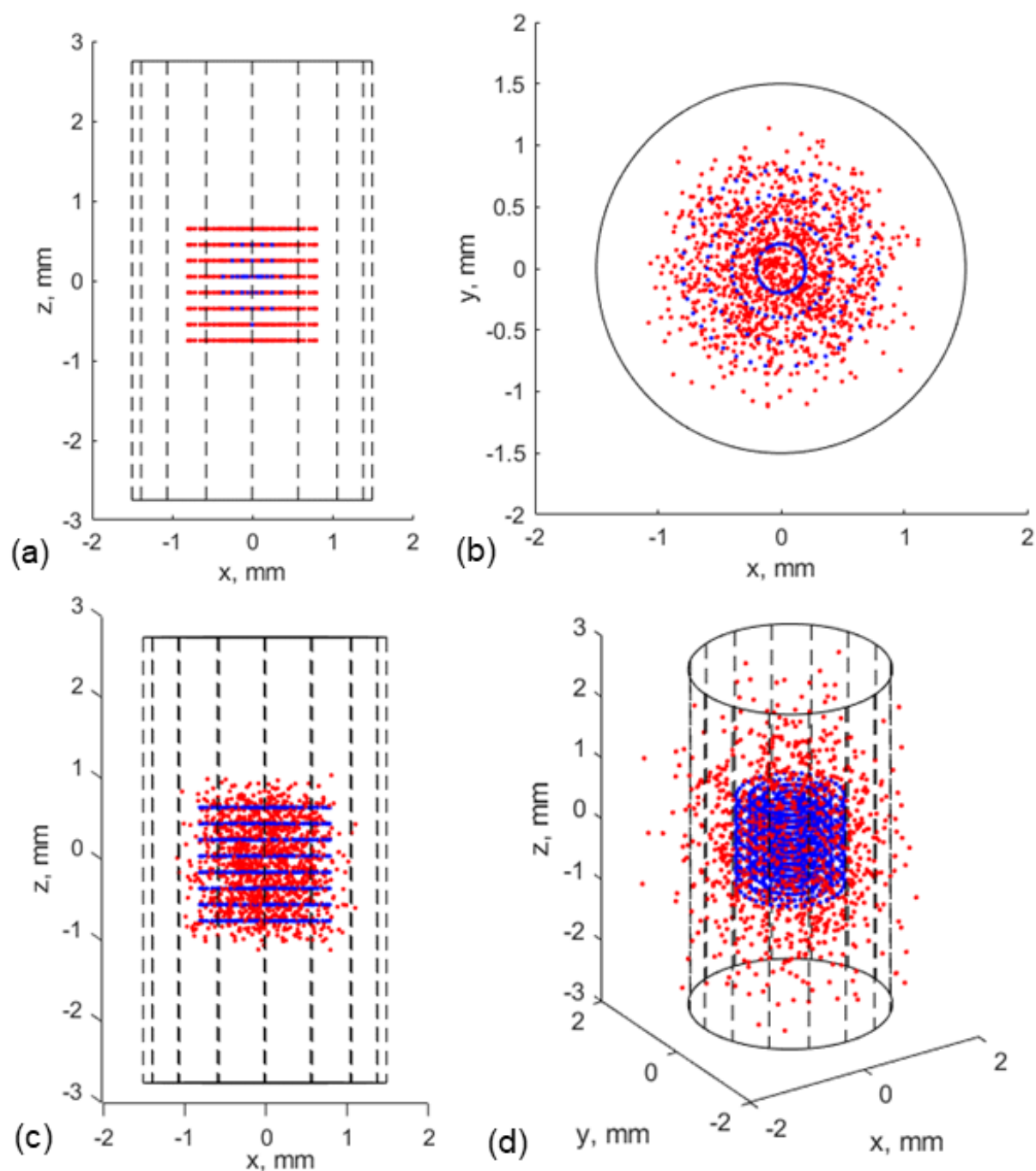


図1. 仮想震源（青点）からの計算走時から推定された震源位置（赤点）. (a)読み取り誤差を与えなかった場合の側面投影. (b) ± 5 サンプル以内の一樣乱数で読み取り誤差を加えた場合の上面投影. (c) ± 5 サンプル以内の一樣乱数で読み取り誤差を加えた場合の側面投影. (d)使用するトランスデューサを5つに減らし、標準偏差10サンプルの正規乱数で読み取り誤差を加えた場合の斜方投影.

Elastic wave transmission experiment to evaluate the accuracy of absolute AE locations in a cylindrical sample

*Teruki Inanishi¹, Hironori Kawakata¹, Shiro Hirano¹, Masayuki Nakayama¹

1. Ritsumeikan University

§はじめに

地震について理解するために岩石を用いた室内実験は古くから行われてきた（例えば, Mogi, 1962）. 圧縮破壊実験では, 自然地震に比べると規模ははるかに小さいが, 震源近傍の媒質の弾性特性等の時間変化を観測できる点や, 地震の疑似現象としてのせん断破壊の一生を一般的な自然地震の発生周期に比べてはるかに短い期間で観察できる点が特徴として挙げられる. また, 破壊の進展を制御することが可能（例えば, Lockner et al., 1991; Yoshimitsu et al., 2009）であり, 自然地震では観察することが困難な岩石の破壊面の観察（例えば, Moore and Lockner, 1995）や, X線CTスキャンを用いた岩石内部の状態の観察（例えば, Kawakata et al., 1999）等を容易に行うことが出来る. Yoshimitsu et al. (2014)は円筒形のWesterly花崗岩を用いた破壊実験を行い, 6794個のAEの震源決定を行うとともに, 地震モーメントとコーナー周波数を推定し, 自然地震との類似性を示した.

断層に相当する破壊面及びその周囲でどのように微小破壊が発生するかを, 震源分布の時空間発展から調べることは破壊準備や進展について理解する上で非常に重要であり, 破壊進展との関係を調べるためにはAE震源の絶対位置精度についても評価する必要がある. しかし, 先行研究においてAE震源の絶対位置精度については議論がなされていない. 天然試料内に震源を設置し, 震源決定を行う事は困難であるが, アナログ試料であれば作成が可能であり実験を行うことが出来る. そこで, 本研究では円筒形のアナログ試料内に震源を埋設して弾性波透過実験を行い, AE震源の絶対位置精度を評価した.

§実験方法

アナログ試料としてモルタルを使用して成型することで, 試料内部に震源を設置することが可能となる. しかし, 一般的なPZT素子は直径5 mm程度以上あり試料内に埋め込むと試料に対して震源が大きすぎるため適切な評価が実施できない. そこで, 本研究では, 太さ1.45mmの釘を試料内に埋設し, 釘の頭部にPZT素子を貼り釘の先端から弾性波を放射することで, 釘の先端部が震源として推定されるか検証した. しかし, 釘の全体がモルタルに埋まっていると, 釘全体が震源となってしまうため, ストローの中に釘を通し, 釘の先端以外はモルタルに接触していない試料を作成した. この際, ストローの先端にはパテを詰めることで, モルタルがストロー内を逆流して釘の先端以外がモルタルに埋設されてしまうことを防いでいる（写真1）. このようにして, 釘の先端2 mmが試料中心付近に埋設されている円筒形試料（直径51.3 mm, 高さ93.4 mm）を作成した（写真2）. 図1に予備実験の際に使用した試料のCT画像を示した. ただし予備実験では, 太さ2.7 mmの釘を使用した.

弾性波計測には, センサとして広帯域トランスデューサを8つ(TR1~TR8)使用し, 試料の側面にエレクトロンワックスで貼り付けた. 釘頭部のPZTに矩形の電気信号を繰り返し与えて弾性波を放射し, サンプル周波数は20 Msps, スタック回数は400回で記録した.

§結果

予備実験として試料表面に配置したトランスデューサのひとつを震源とした弾性波透過試験を実施してP波速度を推定した結果, 3700 m/sであった. P波速度, センサ座標, 初動到達時刻から, 震源決定を行った（図2）. ジャックナイフ法により, 震源決定に使用するセンサを8つ, 7つ, 6つのすべての組み合わせとして合計で37通りの震源を求めた. TR2とTR6を除いた6つのセンサで震源決定を行った場合のみ, 釘の先端から大きく外れた震源決定結果となった. これは, TR2とTR6を除いたことにより, x軸方向正かつy軸方向負の位置と, x軸方向負かつy軸方向正の位置にセンサがなくなり, センサ配置に偏りが出来たことによると考えられる（図2右）. TR2とTR6以外の6センサから求めた値を除いて推定された36通りの結果において, 釘の埋設し

ている部分の中心部からx方向へのずれの平均は0.6 mm, 標準偏差は1.2 mm, y方向へのずれの平均は-0.6 mm, 標準偏差は1.2 mm, z方向へのずれの平均は-0.6 mm, 標準偏差は0.7 mmとなった。震源分布は, x方向には系統的に正に, y方向z方向には系統的に負にずれた結果となった。また, x方向y方向へのずれの標準偏差は釘の太さよりも大きい結果となり, z方向へのずれの標準偏差は釘の埋設部より小さい値となったが, センサ配置に大きな偏りがない限りは, 真の震源に対して数mm以内に震源が推定できることが分かった。

謝辞：本研究は文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画（第2次）」の支援を受けた。

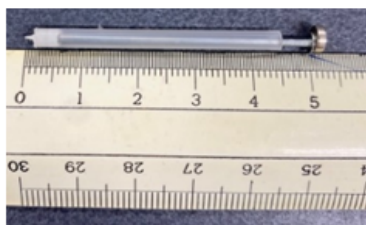


写真1 ストローに釘を通し
先端にパテを詰めたもの

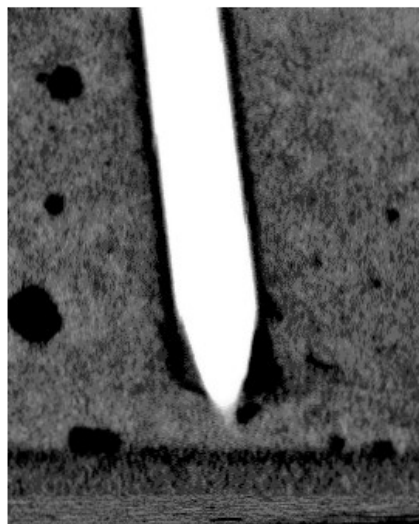


図1 予備実験で作成した試料のCT画像を拡大した図
白い部分が釘を表し、黒い部分が空洞、
灰色の部分がモルタルを示している。



写真2 モルタルで作成した円筒形試料

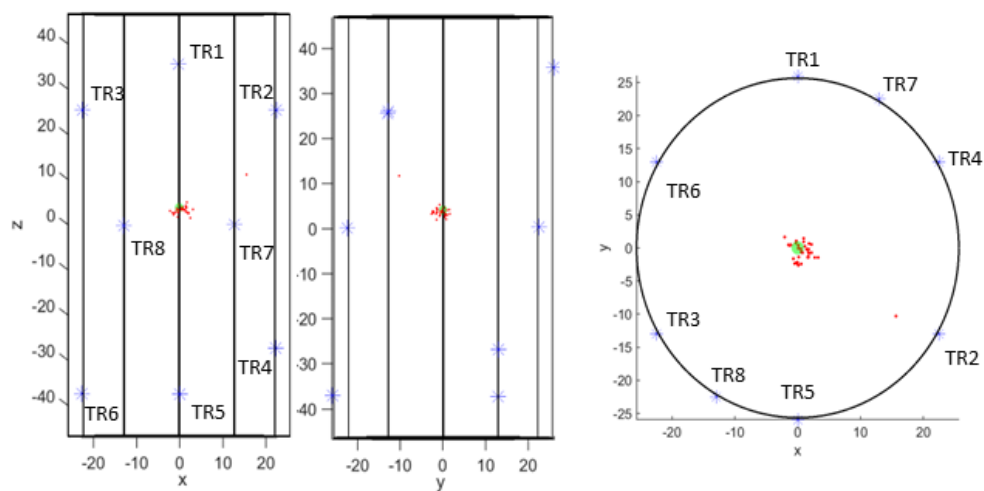


図2 トランスデューサを青米印、釘の埋設部の中央を緑丸、震源決定結果を赤点で示した。
(左) $x-z$ 平面 (中) $y-z$ 平面 (右) $x-y$ 平面に投影したもの

Frictional behavior of clayey gouge at intermediate velocity range

*Hanaya Okuda¹, Takehiro Hirose², Asuka Yamaguchi¹

1. Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo, 2. Kochi Institute for Core Sample Research, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

粘土鉱物は摩擦係数が低く、沈み込み帯にも多く存在することから、沈み込み帯における断層挙動の議論に粘土鉱物の摩擦特性の理解は不可欠である。しかし、粘土鉱物を含む断層ガウジの摩擦挙動は中速度条件では十分に理解されておらず、そのような断層におけるすべりが高速すべりに移行するか、もしくは低速すべりに留まるかはよくわかっていない。そこで本研究では、石英-スメクタイト混合物および火山ガラス-スメクタイト混合物のガウジに対して、有効垂直応力5–12.5 MPa、流体圧10 MPaまたは窒素ガス乾燥条件、すべり速度10 $\mu\text{m/s}$ –3 mm/sで摩擦実験を行い、その滑り挙動と地震との関連性を検討した。その結果、粘土を少量（～15%）含むガウジの定常摩擦強度は、流体圧存在下かつ0.1–3 mm/sの速度条件において急激に低下することがわかった。また、すべり速度を下げると摩擦強度は指数関数的に低速度条件での摩擦強度への回復を示し、これらの弱化および強化に要したすべり距離は約0.1 mであった。このような摩擦強度の急激な変化は、粘土鉱物が含まれていない場合や乾燥した系では観察されなかった。したがって、流体存在下における粘土鉱物の存在がこの挙動の鍵を握っていると考えられる。なおガウジ近傍の温度測定や、有限要素法による熱拡散・流体拡散のモデリングからは、摩擦熱による流体圧の上昇は摩擦強度に影響していないことが示されている。発表では、観測されたすべり挙動の物理的背景と、断層すべり力学への影響について議論したい。