

Tue. Sep 17, 2019

ROOM A

Room A | General session | S15. Strong Ground Motion and Earthquake Disaster

[S15]AM-1

chairperson: Takashi Furumura (Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Kotoyo Tsuchida (HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.)

9:15 AM - 9:45 AM ROOM A (Clock Tower Centennial Hall)

[S15-19] Propagation of distinctive Love-wave pulses in continental and oceanic environment

*Takashi Furumura¹, Brian LN Kennett² (1.

Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research School of Earth Sciences, Australian National University)

9:15 AM - 9:30 AM

[S15-20] Strong Motion Estimation based on Presumed Velocity Model of Yokote Basin

Keita Sato¹, *Shinichi Matsushima², Florent De Martin³ (1. West Japan Railway Company, 2. Disaster

Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. French Geological Survey)

9:30 AM - 9:45 AM

Room A | General session | S16. Subsurface Structure and Its Effect

[S16]AM-1

chairperson: Takashi Furumura (Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Kotoyo Tsuchida (HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.)

9:45 AM - 10:30 AM ROOM A (Clock Tower Centennial Hall)

[S16-01] Seismological bedrock waves derived from site amplification factors by the generalized spectral inversion

*Eri Ito¹, Kenichi Nakano², Hiroshi Kawase¹ (1. DPRI, Kyoto University, 2. HAZAMA ANDO CORPORATION)

9:45 AM - 10:00 AM

[S16-02] Feasibility study on inference of the phase velocity of Love waves from horizontal array microtremor recordings by MLM method

*Kotoyo Tsuchida¹, Masanori Horike¹, Kouji Yamada¹, Masaki Suehiro¹, Sayumi Yoshida¹ (1. HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.)

10:00 AM - 10:15 AM

[S16-03] Estimation of Velocity Structure Model in the Tsugaru Plain Using Microtremor Array Observation and Strong Motion Records

*Kimiyouki Asano¹, Tomotaka Iwata¹, Kunikazu Yoshida²,

Michihiro Ohori³, Ken Miyakoshi² (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Geo-Research Institute, 3. Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui)

10:15 AM - 10:30 AM

Room A | General session | S08. Earthquake Source Processes and Physics of Earthquakes

[S08]AM-2

chairperson: Ryosuke Ando (University of Tokyo), Akemi Noda (NIED)

10:45 AM - 12:00 PM ROOM A (Clock Tower Centennial Hall)

[S08-01] Numerical experiments for estimating evolution of long-term slow slip in the Bungo Channel with Ensemble Kalman Filter, using GNSS data

*Megumi Fujita¹, Takuya Nishimura², Kazuro Hirahara^{3,4}, Mamoru Hyodo⁵, Shin'ichi Miyazaki¹ (1. Graduate school of Science, Kyoto University, 2.

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Institute of Education, Research, and Regional Cooperation for Crisis Management Shikoku, Kagawa University, 4. RIKEN, 5. JAMSTEC)

10:45 AM - 11:00 AM

[S08-02] Earthquake generation scenarios based on a mechanical model using geodetic data

*Akemi Noda¹, Tatsuhiko Saito¹, Eiichi Fukuyama^{1,2}

(1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Department of Civil and Earth Resource Engineering, Kyoto University)

11:00 AM - 11:15 AM

[S08-03] Dynamic rupture simulation of the 2019 M7.1 Ridgecrest, CA, earthquake: Effects of 3-D fault geometry

*Ryosuke Ando¹, Yosuke Aoki², Makoto Otsubo³ (1. School of Science, University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3. National Institute of Industrial Science and Technology)

11:15 AM - 11:30 AM

[S08-04] Comparison of Source Location Methods: CCF-based SSA and ASL

*Theodorus Permana¹, Takeshi Nishimura¹, Hisashi Nakahara¹ (1. Tohoku Univ.)

11:30 AM - 11:45 AM

[S08-05] Frequent observation of identical onsets of large and small earthquakes

*Satoshi Ide¹ (1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo)

11:45 AM - 12:00 PM

Room A | General session | S08. Earthquake Source Processes and Physics of Earthquakes

[S08]PM-1

chairperson:Saeko Kita(Building research institute), Suguru Yabe(AIST)

1:30 PM - 3:00 PM ROOM A (Clock Tower Centennial Hall)

[S08-06] **Enhanced dynamic triggering of a shallow slow slip event in the Nankai subduction zone due to the overlying sedimentary wedge**

*Satoshi Katakami¹, Yoshihiro Kaneko², Yoshihiro Kaneko¹ (1. DPRI, Kyoto Univ., 2. GNS Science, NZ)

1:30 PM - 1:45 PM

[S08-07] **Scaled energy estimation for shallow slow earthquakes in the Nankai trough**

*Suguru Yabe¹, Takashi Tonegawa², Masaru Nakano² (1. AIST, 2. JAMSTEC)

1:45 PM - 2:00 PM

[S08-08] **Slow earthquake signals in the microseism frequency band (0.1–1.0 Hz)**

*Koki Masuda¹, Satoshi Ide¹, Kazuaki Ohta², Takanori Matsuzawa³ (1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

2:00 PM - 2:15 PM

[S08-09] **Detection of shallow low-frequency earthquakes beneath the Japanese Islands**

*Junichi Nakajima¹, Akira Hasegawa² (1. Earth and Planetary Sciences, School of Science, Tokyo Institute of Technology, 2. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

2:15 PM - 2:30 PM

[S08-10] **Focal mechanisms of deep-low frequency earthquakes beneath Zao, Iwatesan and Hijiori**

*Genki Oikawa¹, Naofumi Aso¹, Junichi Nakajima¹ (1. Tokyo Institute of Technology)

2:30 PM - 2:45 PM

[S08-11] **Interactions between the intraslab earthquakes and episodic slow slips beneath Kii Peninsula controlled by fluid migration**

*Saeko Kita¹, Heidi Houston², Sachiko Tanaka³, Youichi Asano³, Takuo Shibutani⁴, Naoki Suda⁵ (1. Building Research Institute, 2. USC, 3. NIED, 4. DPRI, Kyoto

University, 5. Hiroshima University)

2:45 PM - 3:00 PM

Room A | General session | S08. Earthquake Source Processes and Physics of Earthquakes

[S08]PM-2

chairperson:Takehito Suzuki(Aoyama Gakuin University), Naofumi Aso(Tokyo Institute of Technology)

3:15 PM - 4:45 PM ROOM A (Clock Tower Centennial Hall)

[S08-12] **Inertia term governs displacement of stick-slip experiment**

*Shinichi Oba¹, Yuta Mitsui² (1. Graduate School of Science and Technology, Shizuoka University, 2. Faculty of Science, Shizuoka University)

3:15 PM - 3:30 PM

[S08-13] **Paradox in Rupture Propagation Velocity**

*Eiichi Fukuyama^{1,2}, Shiqing Xu¹, Futoshi Yamashita¹ (1. Nat'l Res. Inst. Earth Sci. Disas. Res., 2. Dept. Civil and Earth Resources Eng., Kyoto University)

3:30 PM - 3:45 PM

[S08-14] **Understanding of temporal evolution of the eddy viscosity in porous media and its seismological implications**

*Takehito Suzuki¹ (1. Aoyama Gakuin University)

3:45 PM - 4:00 PM

[S08-15] **Numerical simulation of earthquake sequence on rough faults**

*So Ozawa¹, Eric M. Dunham² (1. University of Tokyo, 2. Stanford University)

4:00 PM - 4:15 PM

[S08-16] **Earthquake triggering by dynamic and static stress changes**

*Shingo Yoshida¹, Takuto Maeda², Aitaro Kato¹ (1. Earthquake Research Institute, Univ. Tokyo, 2. Hirosaki Univ.)

4:15 PM - 4:30 PM

[S08-17] **Rupture simulation in a temporally stochastic stress field**

*Naofumi Aso¹, Ryosuke Ando², Satoshi Ide² (1. Tokyo Institute of Technology, 2. University of Tokyo)

4:30 PM - 4:45 PM

Room A | General session | S15. Strong Ground Motion and Earthquake Disaster

[S15]AM-1

chairperson: Takashi Furumura (Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Kotoyo Tsuchida (HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.)

Tue. Sep 17, 2019 9:15 AM - 9:45 AM ROOM A (Clock Tower Centennial Hall)

[S15-19] Propagation of distinctive Love-wave pulses in continental and oceanic environment

*Takashi Furumura¹, Brian LN Kennett² (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research School of Earth Sciences, Australian National University)

9:15 AM - 9:30 AM

[S15-20] Strong Motion Estimation based on Presumed Velocity Model of Yokote Basin

Keita Sato¹, *Shinichi Matsushima², Florent De Martin³ (1. West Japan Railway Company, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. French Geological Survey)

9:30 AM - 9:45 AM

Propagation of distinctive Love-wave pulses in continental and oceanic environment

*Takashi Furumura¹, Brian LN Kennett²

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Research School of Earth Sciences, Australian National University

Abstract: The dispersion of Love waves traveling in low-velocity layer below the surface attenuates and elongates the wave shape with distances. However, in a typical continental structure, the group velocity of the Love wave becomes nearly constant in period 10-20 sec., leading to pulses of Love-waves over a distance of several hundred kilometers. A similar phenomenon in the much longer-period band (50-400 s) was called the G-wave by Gutenberg. In this study we examined the generation and propagation of Love-wave pulses observed from regional to teleseismic distances in continental and oceanic structure based on the analysis of observed broadband record and numerical simulation of wave propagation.

1. 大陸構造とLove波の伝播特性

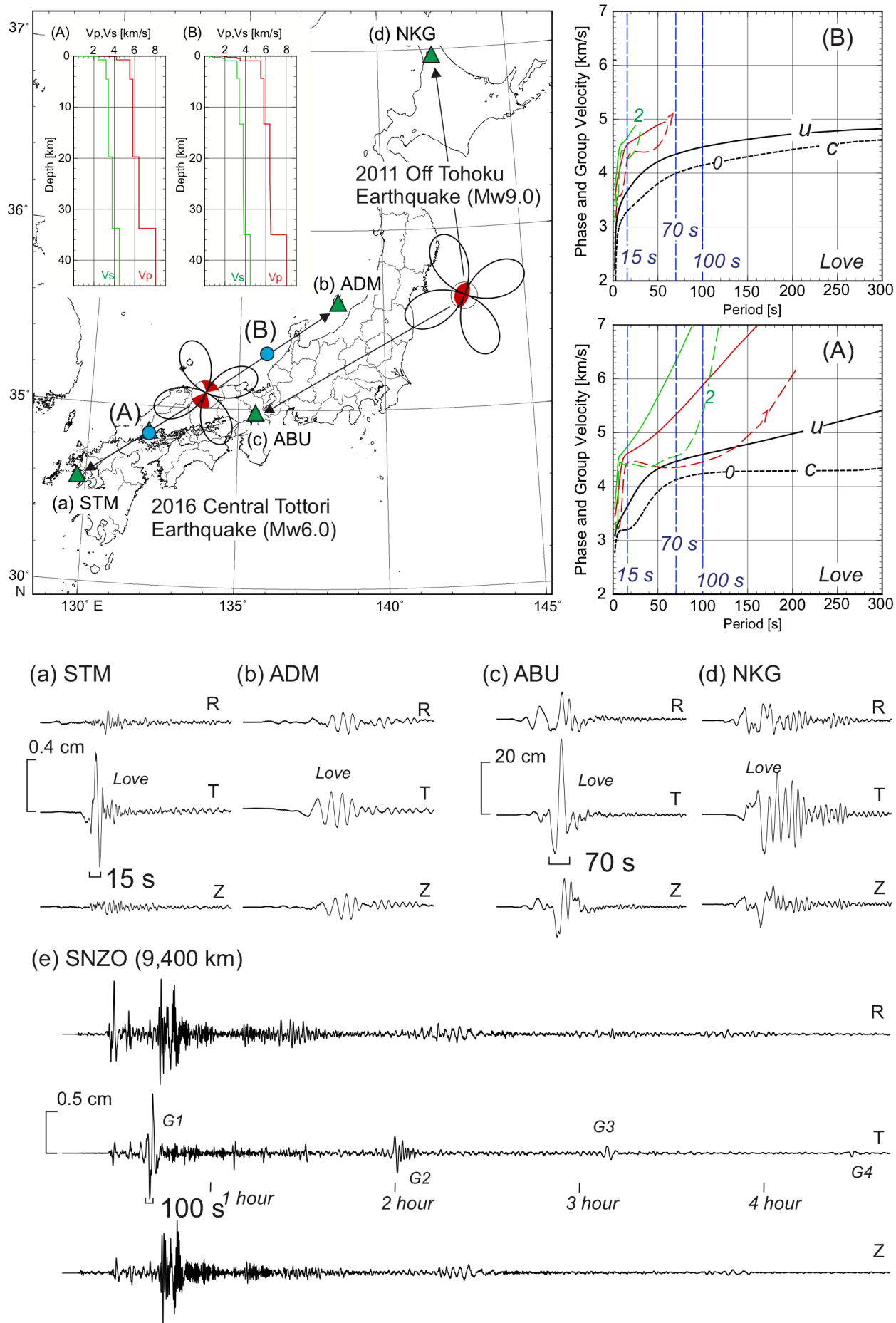
地表下の低速度層内を伝わるLove波は、伝播につれて分散により波群が長くそして振幅が小さくなる。ところが、一定の堆積層を有する大陸構造では、周期10-20秒にLove波の群速度が一定となる周期帯があり、パルス状のLove波が大きな振幅を保ちながら遠地まで伝播することができる（Furumura and Kennett, 2001；河本, 2017）が、海域経路では分散を起こして減衰する。同様の大幅Love波パルスは、より長周期帯（50秒～400秒）でも見られ、GutenbergによりG波と名付けられている。G波は、大陸構造より海域構造のほうが分散が少ない。本研究では、これらLove波パルスの大陸地殻ないし海域構造における伝播特性を、広帯域観測データ解析と地震波伝播シミュレーションにより評価する。

2. 近地で見られる15秒Love波パルス

2016年鳥取県中部地震（Mw6.2；深さ8 km）では、横ずれ断層の走行とその直交方向に周期15秒のLove波パルスが強く生成・伝播した（図a-STM）。九州のF-net STM観測点への中間地点（図A）の1次元速度構造（JIVSM；Koketsu, 2012）を用いてLove波の分散曲線を計算すると、周期15秒前後でLove波の基本モードの群速度が一定（ $u=3.2$ km/s）となり、パルス状のLove波が生成することがわかる。こうした特徴はRayleigh波の分散曲線には見られない。また、Love波パルスの位相速度（ $c=3.6$ km/s）は群速度よりずっと大きいために、パルス形状（位相）をサイクリックに変化させながら伝播することが、近地波動場のレコードセクションや地震波伝播シミュレーションから確認できる。一方、地殻が薄く（ <20 km）、堆積層が厚い日本海沿岸を伝播経路とする佐渡（ADM）観測点ではLove波パルスは見られず、振幅の小さな分散波形を示している（図b）。

3. 遠地で見られる40～300秒Love波パルス（G波）

より地震規模の大きな（Mw9.0）2011年東北地方太平洋沖地震（深さ24 km）の震源からは、Love波の放射の強い西南西方向の本州～九州～南西諸島にかけて、長周期（50～100秒）のLove波パルス（G波）の伝播が認められる（図c-ABU）。しかし、北海道（図d-NKG）では伝播経路の海域構造や石狩低地帯の厚い堆積層により長周期Love波パルスは分散を起こして崩れ、振幅が小さい。さらに遠地のIRIS 広帯域観測記録を調べると、震源距離とともにG波の卓越周期は長くなり、たとえばニュージーランド（図e-SNZO; 9,400 km）では周期100秒のG波が0.8 cmの振幅で記録されている。地殻が薄い海洋構造では、大陸構造よりも広い周期帯域（40～300秒）でG波が生成され、また群速度が位相速度に近い値を持つために、パルス形状（位相）を保ったまま、遠地まで伝播することができる。そして、対蹠点あるいは震央を通過する毎にPolar phase shiftにより位相が90度進む。



Observed Love wave pulses at regional distances; (a) (b) from the 2016 Central Tottori (Mw6.6) earthquake, and (c)(d) from the 2011 Off Tohoku (Mw9.0) earthquake. (e) shows a teleseismic record with long-period Love wave pulses (G1, G2,...). Focal mechanism and radiation pattern of Love wave is also shown. Right panels demonstrate the phase (c) and group (u) velocities of the fundamental (0) and 1st and 2nd higher-modes of Love wave

Strong Motion Estimation based on Presumed Velocity Model of Yokote Basin

Keita Sato¹, *Shinichi Matsushima², Florent De Martin³

1. West Japan Railway Company, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. French Geological Survey

常時微動観測で得られた水平上下スペクトル比及びRayleigh波位相速度分散曲線に基づいて推定された3次元地盤構造モデル（佐藤・他，2018）に基づき，横手盆地東縁断層帯北部を震源断層とした強震動シミュレーションを行うことで1896年陸羽地震の被害と強震動との関係について検討するとともに，横手盆地東縁断層帯南部を震源断層とした地震が発生した場合の横手市域における強震動予測を行う。

まず，横手盆地内で大きな被害をもたらした，1896年陸羽地震の強震動シミュレーションを行う。地震調査研究推進本部（以下，地震本部）が公開している横手盆地東縁断層帯北部の想定地震ケース1の断層モデル（地震本部，2005）を震源断層と想定する。地盤構造による影響を比較するため，佐藤・他(2018)の推定地盤構造モデルに加え，防災科学技術研究所のJ-SHISで公開されている深部地盤構造モデルを用いた強震動シミュレーションも行った。計算には，スペクトルエレメント法の一つである，EFISPEC3D（De Martin, 2011）を用いる。その結果，佐藤・他(2018)の推定地盤構造モデルを用いた場合に，横手市西側まで達する最大速度（PGV）が大きい領域が現れた。このようなPGV分布はJ-SHIS深部地盤構造モデルを用いた場合には見られず，1896年陸羽地震の際に被害の大きい地域が横手市周辺にも現れた原因については，横手市周辺で基盤深さが深くなる地盤構造による影響が大きいと考えられる。

次に，横手市付近を通る横手盆地東縁断層帯南部において，横手市に近い北側のアスペリティから破壊が開始する想定地震ケース4の断層モデル（地震本部，2005）を用いて，佐藤・他(2018)の推定地盤構造モデルに基づく強震動予測を行う。その結果，図に示すように横手市西側において基盤が急激に深くなっている領域においてPGVが大きくなり，特に東西方向で顕著に見られる。これは，横手市周辺における東西方向の基盤深さ変化の方が南北方向に比べて急峻であることや，破壊開始点が横手市のほぼ真東に位置していることが影響していると考えられる。

謝辞：本研究はJSPS科研費JP16K06573と東大地震研－京大防災研拠点間共同研究課題募集型研究「詳細地盤構造と活動セグメントの新たな解釈に基づく歴史地震の断層モデル構築に関する研究」の助成を受けた。

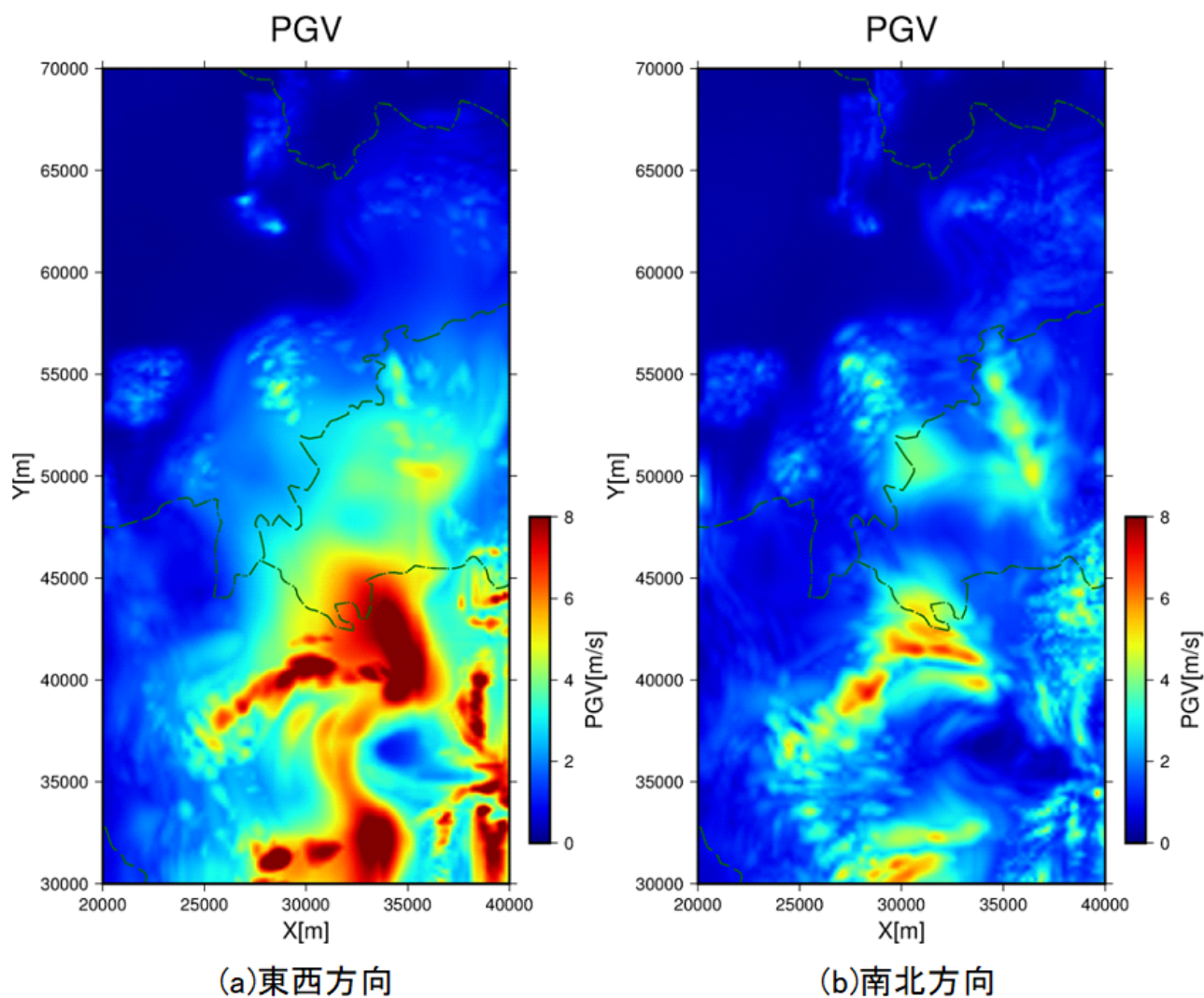


図 横手盆地東縁断層帯南部を震源とする地震の強震動予測による最大速度分布
($f < 1.0\text{ Hz}$)

Room A | General session | S16. Subsurface Structure and Its Effect

[S16]AM-1

chairperson: Takashi Furumura (Earthquake Research Institute, The University of Tokyo), Kotoyo Tsuchida (HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.)

Tue. Sep 17, 2019 9:45 AM - 10:30 AM ROOM A (Clock Tower Centennial Hall)

[S16-01] Seismological bedrock waves derived from site amplification factors by the generalized spectral inversion

*Eri Ito¹, Kenichi Nakano², Hiroshi Kawase¹ (1. DPRI, Kyoto University, 2. HAZAMA ANDO CORPORATION)

9:45 AM - 10:00 AM

[S16-02] Feasibility study on inference of the phase velocity of Love waves from horizontal array microtremor recordings by MLM method

*Kotoyo Tsuchida¹, Masanori Horike¹, Kouji Yamada¹, Masaki Suehiro¹, Sayumi Yoshida¹ (1. HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.)

10:00 AM - 10:15 AM

[S16-03] Estimation of Velocity Structure Model in the Tsugaru Plain Using Microtremor Array Observation and Strong Motion Records

*KimiYuki Asano¹, Tomotaka Iwata¹, Kunikazu Yoshida², Michihiro Ohori³, Ken Miyakoshi² (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Geo-Research Institute, 3. Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui)

10:15 AM - 10:30 AM

Seismological bedrock waves derived from site amplification factors by the generalized spectral inversion

*Eri Ito¹, Kenichi Nakano², Hiroshi Kawase¹

1. DPRI, Kyoto University, 2. HAZAMA ANDO CORPORATION

多数のサイトで観測された多数の地震からの強震動を用いた一般化スペクトル・インバージョン手法(GIT)では、適切な基準観測点を選択すれば極めて安定的に震源・伝播経路・サイトの各特性を観測波形のフーリエスペクトルから直接分離することができる。得られたサイト特性は、基準観測点を地震基盤露頭波相当の水平動スペクトルとすれば、各サイトの水平動からは地震基盤入射波に対するS波増幅特性が得られる。上下動についても、同じ基盤露頭波の水平動を基準にすれば、それに対するP波増幅特性が得られる。このようにGITで求めた水平動と上下動のサイト増幅特性から、直接水平動の露頭波相当のスペクトルを逆算することができる。これはすなわち通常構造同定した上でなければできない入射波成分の逆算が経験的に（モデルを経ることなく）可能となるということを意味する。ただし、位相特性については地表面観測波のそれと同じと仮定するしか方法がない。

本検討では、提案する剥ぎ取り手法のフィジビリティの検討を目的として、最新の仲野・他(JAEE, 2018)で得られたサイト特性を利用し、熊本地震の本震を対象に予備的検討を実施した。彼らのGITでは幾何減衰 n には100km以上で周波数依存性を導入し、また減衰項 b は地域性を考慮して6地域に分割している点が特徴である。また地震タイプをプレート境界地震、スラブ内地震、地殻内地震の3つにわけ、異なる n や b を求めている。

GITでは、対象スペクトルが各特性の対数和となった方程式を解くためには拘束条件が最低1つは必要であるが、仲野・他(2018)ではYMGH01(防府)を基準点とし、同地点の地表で観測された水平動から風化層の理論サイト特性を剥ぎ取り、露頭岩盤相当のスペクトルに補正している。剥ぎ取り後の最下層S波速度は3,450m/sに達しており、分離サイト特性は地震基盤に対する地盤増幅率とみなせる。観測データとしては、1988年～2016年12月に観測されたJMA87型・JMA95型・K-NET・KiK-net・CEORKAの地震記録を収集し、気象庁マグニチュード $M_{JMA} \geq 4.5$ 、震源深さ ≤ 60 km、震源距離 ≤ 200 km、最小加速度 $\geq 0.2 \text{ cm/s}^2$ 、最大加速度 $\leq 200 \text{ cm/s}^2$ 、同一地震トリガー地点数 ≥ 3 の条件を満足するものを選定した。

分離されたサイト増幅特性で割り込んで得られた剥ぎ取り基盤波のPGAとPGVについて検討する。図1には九州全域のK-NET・KiK-net観測点、計185点における2016年熊本地震本震の観測波と分離したサイト増幅特性で割り込んで得られた剥ぎ取り基盤波の最大加速度PGAと震源距離の関係を示す。左が水平動から求めたもの、右が上下動から求めたものである。同様に剥ぎ取り基盤波の最大速度PGVと震源距離の関係を図2に示す。水平動の図ではNS・EW2成分とも同一距離に図化している。図中の式は回帰直線で、 R^2 はその決定係数である。この図から平均的にいってPGAは水平成分で観測波の約25%、上下成分で約50%に、PGVは水平成分で約40%、上下成分で約50~100%に振幅が減少していることが分かる。ばらつきを見ると多くの地点で平均からの偏差が有意に減少している。その結果、決定係数もPGAでは剥ぎ取り基盤波の方が高くなっている。ただしPGVについては、その決定係数は地表面データよりも悪化している。注目すべきは水平動と上下動から求めた基盤波最大値の違いで、地表面観測波では両者の差が大きいのに対して、剥ぎ取り基盤波ではその差は小さくなっており、これは上下動からも水平動の剥ぎ取り基盤波が得られることを示している。

図1・図2から明らかなのは、もともと偏差の大きい観測点では剥ぎ取りによってもその偏差が減少しない観測点が多いことで、その結果としてPGVでは決定係数が悪化したものと推察される。これらの地点の水平2成分と上下成分からの剥ぎ取り基盤波スペクトルを比較したところ、上下成分から求めたスペクトルが広い周波数範囲で平坦化しているのに対して、水平成分から求めたスペクトルではサイト増幅特性のピーク振動数以外の

振動数でピークが生じており、本震の際にサイト特性が非線形化し、弱震時のサイト特性とはずれが生じたため適切に剥ぎ取りができなかったものと推察された。

以上、多数の弱震動から求めたサイト増幅特性を除去して剥ぎ取り基盤波を作成し、その最大値PGA・PGVの距離減衰特性を調べたところ、剥ぎ取り基盤波の最大値は直線性が高く、ばらつきは平均的には減少しているが、剥ぎ取っても平均値には近づかずうまうま行かなかった観測点も散見された。その原因には本震時の地盤の非線形化が可能性として考えられ、これに対する解析上の対策が今後の課題である。

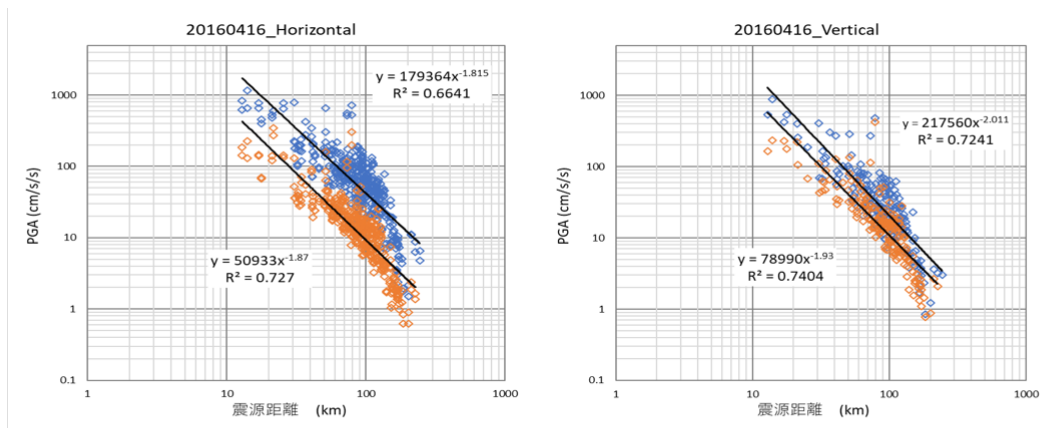


図1 剥ぎ取り基盤波の最大加速度PGAの距離減衰特性

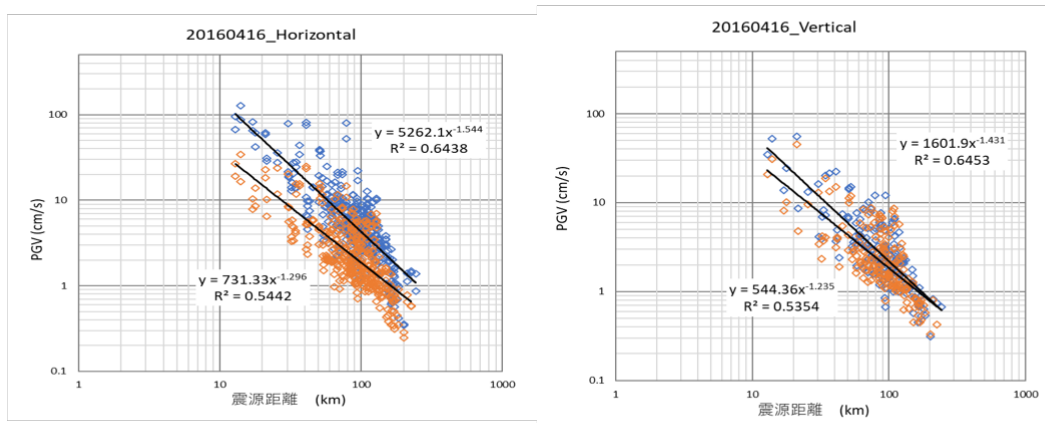


図2 剥ぎ取り基盤波の最大速度PGVの距離減衰特性

Feasibility study on inference of the phase velocity of Love waves from horizontal array microtremor recordings by MLM method

*Kotoyo Tsuchida¹, Masanori Horike¹, Kouji Yamada¹, Masaki Suehiro¹, Sayumi Yoshida¹

1. HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.

1. はじめに

地震動の増幅にとって最も重要とされる地盤のS波速度構造を調べるため、近年、簡易的かつ低コストで、大まかな速度構造の推定ができる微動探査が普及している。実用化されている手法としては、例えば、Horike (1985)、Capon (1969) によるf-k法や、Aki (1957)、Okada (2003) による空間自己相関関数 (SPAC) 法、長 (2004) によるCCA法などが挙げられる。これらの手法は全て、上下動成分からRayleigh波をターゲットとし、位相速度の分散性を推定する手法である。Rayleigh波は、地盤のS波速度構造に加え、P波の速度構造の影響も受ける。一方、同じ表面波であるLove波は、S波の速度構造のみの影響を受ける震動であるため、Rayleigh波より簡単にS波速度構造の推定に利用できる。しかし、Love波は水平動成分に含まれるため、Radial成分とTransverse成分を分離する必要がある。このため、需要があるにもかかわらず、実用的な手法が現れなかった。

今日、観測技術の発展で、3成分の地震計による観測が主流となり、容易に水平動成分が取得できるようになった。水平動成分からLove波の抽出を可能とする手法の開発は、実観測において、より正確なS波速度構造の推定を目指す上で重要であると考えられる。

我々は、以前に、Love波の抽出を可能とする水平動成分を用いた手法として、土田他 (2016) で最尤法に基づく新たなf-k法を提案した。本研究の目的は、この手法を観測した水平微動アレイデータに適用し実用性を確認することである。

このため、本発表では、愛知県西尾市において7点の微動アレイ観測を行った微動記録を用いる。推定した位相速度の妥当性の確認方法として、(1) 正分散、(2) Vertical 成分とRadial成分の位相速度の一致、(3) Vertical 成分の位相速度がTransverse成分の位相速度より小さい、の3評価基準で判定する。

更に、提案した手法の優位性を確認するため、既往の水平動成分を用いた位相速度推定法 (Tada et al. (2009) によるSPAC法、CCA法) により得られた位相速度との比較も行う。

2. 観測

愛知県西尾市において、7点の微動アレイ観測を行った。3成分の速度型地震計KVS300 (近計システム社製) を用いて、上下動、水平2成分の記録を200Hzサンプリング、24bitでおよそ30分間の連続収録を行った。

3. 解析手法

水平2成分を用いた位相速度推定法は、土田他 (2016) のf-k法である。この手法により得られた位相速度の妥当性や優越性を確認するため、他の2手法 (Tada et al. (2009) のSPAC法、CCA法) による位相速度の推定

も行った。

さらに、Rayleigh波が卓越すると、Radial 成分の位相速度とVertical成分の位相速度は、一致するはずである。これらが同じになれば、Love波を示すTransverse成分の位相速度も妥当である可能性が高くなる。この比較のため、Vertical成分の位相速度も推定する。具体的な手法として、f-k法（Capon, 1969）、SPAC法（Aki, 1957）、CCA法（Cho et al., 2004,2005）を用いた。ただし、f-k法以外の解析については、一部に、微動アレイ解析ツール“BIDO2.0” softwareを使用している。（Tada et al., 2010）

4. 評価基準

評価基準は、①推定された位相速度が、正分散していること、②推定されたRayleigh波の位相速度がVertical成分とRadial成分で一致すること、③推定されたTransverse成分（Love波）の位相速度が、位相速度が収束する低周波数帯域、高周波数帯域を除いて、Rayleigh波の位相速度よりも小さいこと、の3点である。

5. 結果

4節で述べた評価基準を満たすのは、土田他（2016）のf-k法で推定された位相速度のみであった。これは、この手法のみがLove波の位相速度推定の実用的な手法であることを示している。

Estimation of Velocity Structure Model in the Tsugaru Plain Using Microtremor Array Observation and Strong Motion Records

*KimiYuki Asano¹, Tomotaka Iwata¹, Kunikazu Yoshida², Michihiro Ohori³, Ken Miyakoshi²

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Geo-Research Institute, 3. Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui

文部科学省委託事業「日本海地震・津波調査プロジェクト」（2013～2020年度予定）では、日本海沿岸地域での地震動予測の高度化に資するため、微動アレイ探査等を用いた堆積平野の速度構造調査を進めている。2018年度からは青森県西部の津軽平野を対象とした調査を行っている。津軽平野は、ジュラ系付加体や白亜系花崗岩体を基盤とし、新第三系及び第四系が厚く堆積している。津軽平野の東縁には津軽山地西縁断層帯が存在し、特に断層帯南部において、平野側が相対的に沈降している（宮内・他, 1999）。津軽平野では、工学的基盤以浅の地盤構造や地震時サイト増幅特性に関する研究は片岡・菅原(2003)、片岡・山本(2007)などで行われているが、深部地盤速度構造に関する情報は国内の他の大規模堆積平野に比べると十分ではない。

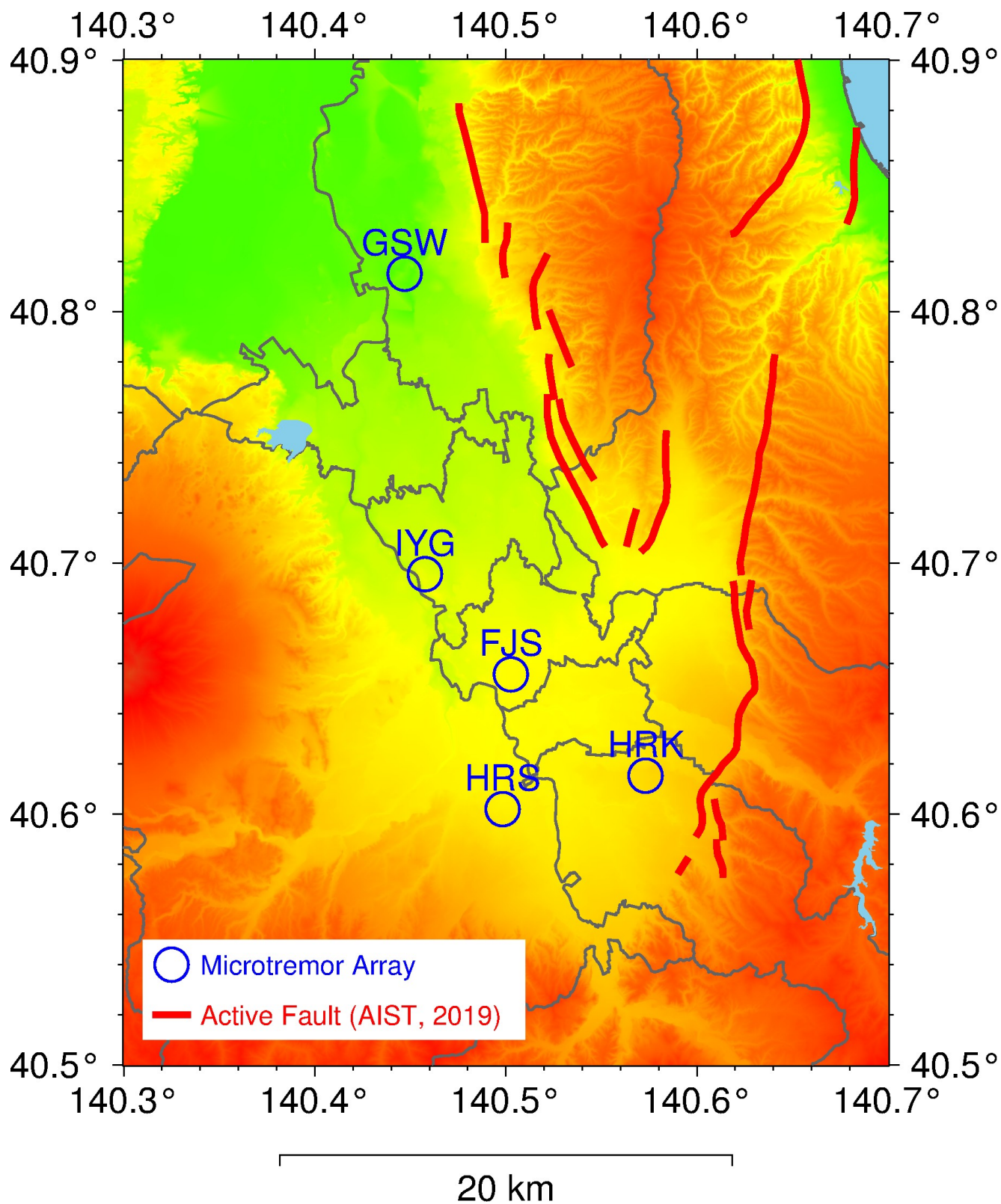
2018年11月に津軽平野中～南部の5強震・震度観測点（K-NET弘前、K-NET五所川原、藤崎町役場、板柳町役場、平川市尾上総合支所）周辺にて、アレイ半径15 m～1.5 kmの微動アレイ探査（LE-3D/5s+LS-8800を使用）を実施した。SPAC法により求めた位相速度を遺伝的アルゴリズム（GA）により逆解析し、S波速度構造を推定した。その結果、 V_s 2.7 km/s以上の基盤相当層の上面深度は、五所川原（GSW）で1.5 km、尾上（HRK）で2.1 km、弘前（HRS）で2.6 km、藤崎（FJS）で3.1 km、板柳（IYG）で3.7 kmと推定された。また、日本海拡大時に形成された新第三系に相当すると考えられる V_s 1.0～2.1 km/sの範囲の層厚が特に大きいという特徴がある。得られた基盤深度をBouguer重力異常（産総研, 2013）と比較すると、五所川原の基盤深度が相対的に浅いことは、五所川原周辺での高重力異常と対応しているが、藤崎及び板柳が低重力異常と対応しているようには見えなかった。そこで、本研究では微動アレイ探査とは独立のデータ及び解析手法によって、微動アレイ探査の結果を検証し、推定した速度構造モデルを高度化することを試みた。

地震動記録を用いた速度構造の解析法の一つとして、地震動記録の自己相関解析（地震波干渉法）により、観測点直下の速度不連続面により生じる反射波を検出する研究が堆積平野等でも行われている。例えば、国内では、関東平野の吉本・他(2008, 2009, 2014)、濃尾平野の渡辺・他(2011)などによる研究例がある。本研究では、微動アレイ中心点に近い、既設の強震・震度観測点で観測された強震記録に地震波干渉法を適用し、反射波相を検出することで、基盤面深度の推定を試みた。ここでは、S波Transverse成分（S波到着1秒前から11秒間）及びP波Vertical成分（P波到着1秒前から6秒間）を解析した。得られた自己相関関数から、Hilbert変換により解析信号を作成し、その瞬時位相を用いて、イベント記録間でcoherenceな位相を強調してスタックする手法であるPhase-weighted stacking (Schimmel and Paulssen, 1997)によりスタックした。

例えば、藤崎では基盤面（ V_s 2.7 km/sと仮定）からのS波反射波と見られる相の往復走時は約4.6秒と推定された。微動アレイ探査による最適解の往復走時は5.2秒であった。反射波の往復走時から期待される基盤深度は、微動アレイ探査による最適解の基盤深度よりは少し浅いが、観測位相速度を説明し得る範囲内であり、反射波往復走時と微動位相速度分散曲線を同時逆解析することでよりよい速度構造モデルを推定できる可能性もある。引き続き、地震波干渉法の解析に必要とするパラメータ（フィルターの帯域等）の検討を行うとともに、本発表では、微動アレイを実施した5地点について、同様に解析を行った結果を示し、重力異常分布や地質構造との関係について議論する。

謝辞：本研究は文部科学省科学技術試験研究委託事業「日本海地震・津波調査プロジェクト」として実施した

ものである。国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網及び青森県震度情報ネットワークシステムの強震波形記録を使用しました。関係の皆様深く感謝いたします。



Room A | General session | S08. Earthquake Source Processes and Physics of Earthquakes

[S08]AM-2

chairperson: Ryosuke Ando (University of Tokyo), Akemi Noda (NIED)

Tue. Sep 17, 2019 10:45 AM - 12:00 PM ROOM A (Clock Tower Centennial Hall)

[S08-01] Numerical experiments for estimating evolution of long-term slow slip in the Bungo Channel with Ensemble Kalman Filter, using GNSS data

*Megumi Fujita¹, Takuya Nishimura², Kazuro Hirahara^{3,4}, Mamoru Hyodo⁵, Shin'ichi Miyazaki¹ (1. Graduate school of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Institute of Education, Research, and Regional Cooperation for Crisis Management Shikoku, Kagawa University, 4. RIKEN, 5. JAMSTEC)

10:45 AM - 11:00 AM

[S08-02] Earthquake generation scenarios based on a mechanical model using geodetic data

*Akemi Noda¹, Tatsuhiko Saito¹, Eiichi Fukuyama^{1,2} (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Department of Civil and Earth Resource Engineering, Kyoto University)

11:00 AM - 11:15 AM

[S08-03] Dynamic rupture simulation of the 2019 M7.1 Ridgecrest, CA, earthquake: Effects of 3-D fault geometry

*Ryosuke Ando¹, Yosuke Aoki², Makoto Otsubo³ (1. School of Science, University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3. National Institute of Industrial Science and Technology)

11:15 AM - 11:30 AM

[S08-04] Comparison of Source Location Methods: CCF-based SSA and ASL

*Theodorus Permana¹, Takeshi Nishimura¹, Hisashi Nakahara¹ (1. Tohoku Univ.)

11:30 AM - 11:45 AM

[S08-05] Frequent observation of identical onsets of large and small earthquakes

*Satoshi Ide¹ (1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo)

11:45 AM - 12:00 PM

Numerical experiments for estimating evolution of long-term slow slip in the Bungo Channel with Ensemble Kalman Filter, using GNSS data

*Megumi Fujita¹, Takuya Nishimura², Kazuro Hirahara^{3,4}, Mamoru Hyodo⁵, Shin'ichi Miyazaki¹

1. Graduate school of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. Institute of Education, Research, and Regional Cooperation for Crisis Management Shikoku, Kagawa University, 4. RIKEN, 5. JAMSTEC

長期的スロースリップイベント(L-SSE)は海溝型巨大地震発生域深部のプレート境界面で発生する応力解放過程であると同時に、隣接する巨大地震発生領域への応力擾乱を与える過程でもある。L-SSEの活動が海溝型巨大地震の発生前に変化、もしくは直接的に海溝型巨大地震をトリガーする可能性が示唆されている。したがってL-SSEのすべりの時空間発展の推定及びその予測は、海溝型巨大地震発生域での応力蓄積過程を定量的に評価する上で重要な課題である。

Hirahara and Nishikiori (2018, JpGU)では、豊後水道L-SSEを想定して、逐次データ同化手法の一つであるアンサンブルカルマンフィルタ(EnKF)を人工の模擬GNSSデータに適用し、L-SSE発生域でのすべり発展と摩擦パラメータを推定する数値実験を行い、手法の有効性を示した。その発展として本研究では、実際のGNSS観測データにEnKFを適用し、豊後水道L-SSE発生域におけるすべり発展の推定を目指す。本研究においては、従来の平面断層のモデルにフィリピン海プレートの三次元形状を導入したより実際の豊後水道長期的SSEに近いモデルを用いて同化実験を行った。

フィリピン海プレートの境界面上に図1のように解析領域を設定し、12000個の三角形小断層セルに分割した。各小断層セルでの単位すべりによる応力変化はCominou and Dundurs (1975)により計算した。断層面上の摩擦力は速度状態依存摩擦則に従うとし、状態変数の時間発展にはスローネス則を用いた[Dieterich, 1979; Ruina, 1983]。速度強化($A-B>0$)の断層面に半径 $R=35\text{km}$ の円形の速度弱化($A-B<0$)パッチを設定した。本研究では臨界サイズ R_c [Rubin and Ampuero (2005), Chen and Lapusta (2009)]に対して $R/R_c<1$ の条件を満たすような摩擦パラメータを設定し豊後水道L-SSEを再現した。この時摩擦パラメータ A , L は断層面上で一様とし、 B についてはパッチ内外でそれぞれ一定とした。また、SSE領域の浅部に固着域(全7855セル)を設定し、深さ5~10 km (固着域Ⅰ), 10~25 km (固着域Ⅱ), 25-30 km (固着域Ⅲ)のそれぞれで固着速度を一定とした。このモデルから得られるすべり発展を真の状態とし、そこから計算される地表のGNSS観測点における変位速度に観測誤差を加えたものを模擬観測データとした。模擬観測データに対してEnKFを適用し、各小断層セルのすべり速度、状態変数及び、断層面での摩擦パラメータ A , L , SSEパッチ内の $B-A$, 固着域のすべり欠損速度を推定し、真値と比較した。なお、固着域におけるすべり速度の時間発展は考慮せず、時間発展はそれ以外のセルについてのみ計算した。またこの時、摩擦パラメータ及び固着域Ⅲの初期アンサンブルとしては、パラメータ空間からL-SSEを発生させるメンバーのみを選んで初期アンサンブルを生成した。固着域Ⅰ及びⅡのすべり欠損速度は真値の周りに10%の振幅で分布する初期アンサンブルを生成した。地表のGNSS観測点としてはGEONETの92観測点を使用し、同化間隔は5日とした。

結果として、複数回のL-SSEを経て真値への収束が見られ、プレート形状を入れたモデルの場合でもEnKFの有効性を確認することができた。本研究では観測データとしてはGNSS観測点における地表変位速度を使用していたが、実際のGNSS観測データは地表変位である。したがって今後実データを適用していくにあたり、地表変位から地表変位速度を得る、もしくは地表変位をそのまま観測データとして使用するという2通りの方法が考えられる。以前の平面断層モデルにおいては既にそれぞれの方法について開発が進んでおり[Fujita et al., 2019 JpGU]、今回導入したモデルにおいても同様の検証が必要である。また現在はSSEパッチ内で摩擦パラメータは一様としているが、より複雑なモデルの設定や実際のGNSS観測データの丁寧な補正が今後の課題として挙げられる。

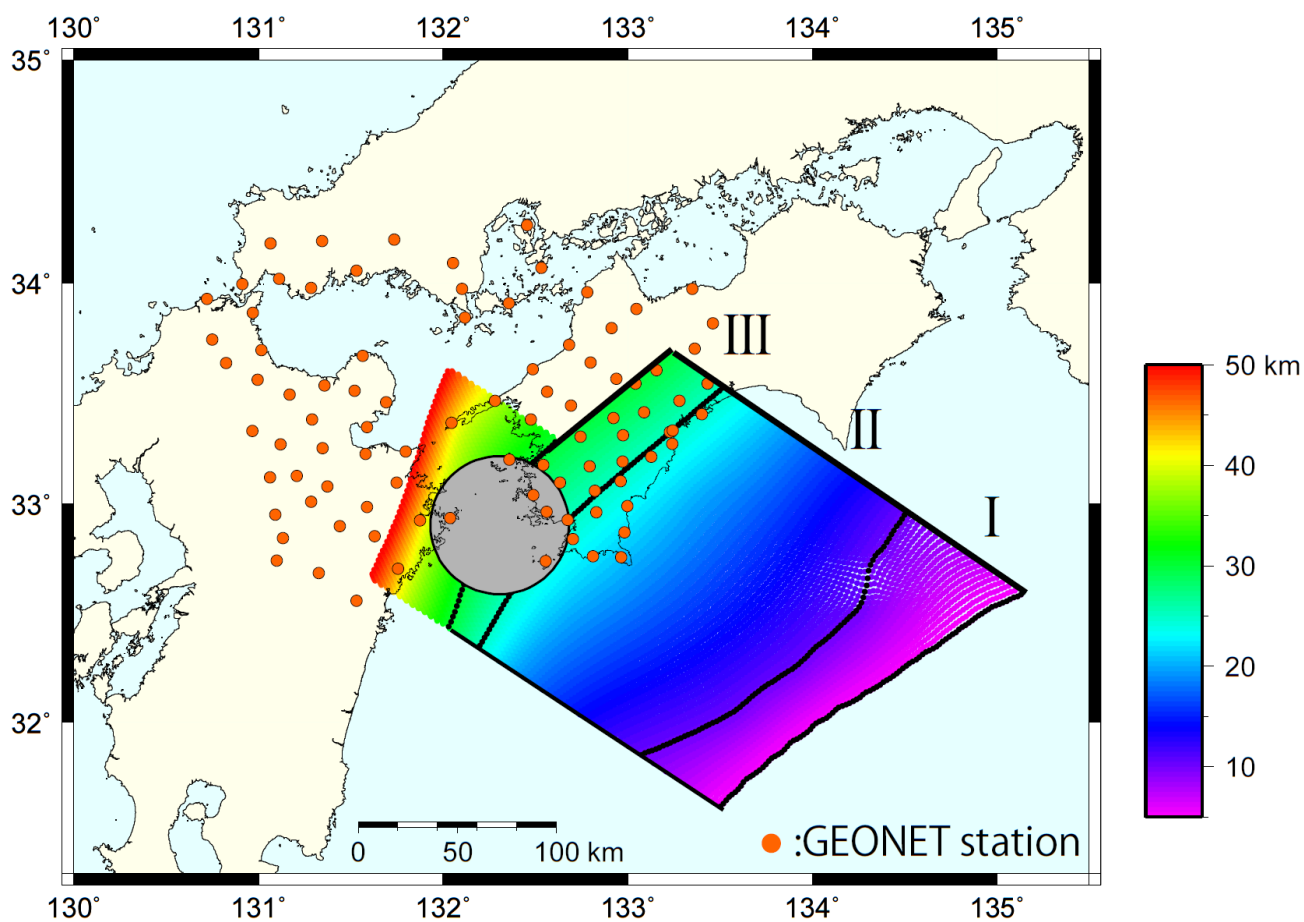


図1：解析領域(全12000セル)

灰色の円は半径35kmの速度弱化パッチ、I～Ⅲはそれぞれ固着域ですべり欠損速度の真値は順に4.0cm/yr, 5.0cm/yr, 4.5cm/yr.

摩擦パラメータの真値はA=100 kPa, B= 120 kPa(SSE領域内), B=30 kPa(SSE領域外), L=16 mm

Earthquake generation scenarios based on a mechanical model using geodetic data

*Akemi Noda¹, Tatsuhiko Saito¹, Eiichi Fukuyama^{1,2}

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Department of Civil and Earth Resource Engineering, Kyoto University

1. はじめに

過去に南海トラフで発生したプレート境界地震の震源域はいくつかの破壊セグメント（固有地震断層面）に分かれると考えられており、その組み合わせは地震イベントによって異なる（石橋・佐竹, 1998, 瀬野, 2012, 地震2）。また、安政東海・南海地震や昭和東南海・南海地震のように複数のセグメントが時間差を置いて連動破壊したケースも見られる。異なるセグメントの組み合わせで地震が発生する例は、相模トラフでも報告されている（Sato et al., 2016 EPS）。

従来の地震発生シナリオ構築では、基本的に、過去に発生した地震から経験的に震源域が設定されてきた。しかし、将来の地震が過去の地震の連動パターンと全く同じように発生するとは限らない。一方で、測地観測の稠密化・高精度化の恩恵を受け、今や測地インバージョン解析を通じてプレート間すべり遅れ速度が推定できるようになった。そして、すべり遅れ速度の推定結果からプレート境界におけるせん断応力の変化速度も計算することができる。本講演では、プレート境界の応力蓄積に基づく震源域の設定と、それを用いた地震発生シナリオの構築方法を提案する。

2. 測地観測に基づく震源域の設定

プレート境界の破壊挙動が、駆動力としてのプレート境界のせん断応力と、それに抵抗する摩擦力に支配されることを考慮すれば、震源域のセグメンテーションは、せん断応力と摩擦特性の空間不均質性に規定されると考えられる。

せん断応力の増加は弾性歪みエネルギーの蓄積を意味する。地殻内に蓄えられた弾性歪みエネルギーを消費して断層すべりが進展するため、せん断応力の大きさはすべりを引き起こすポテンシャルに対応する。一方、摩擦特性は、すべりがどのように起こるか、その破壊様式（定常すべり、スロースリップ、地震時の高速破壊、余効すべり）を決定する。動力学的なシミュレーションでは、せん断応力と摩擦特性の空間分布を入力として、破壊の自発的な成長と停止といった動的な震源過程を計算することが出来るが、摩擦パラメータの推定には不確定性が大きく、現状では高精度な予測は難しい。本研究では、すべりを引き起こすポテンシャルに注目し、せん断応力の蓄積量に基づいて地震時の最終すべり分布を予測する。これは、蓄えられた弾性歪みエネルギーがすべて地震時の高速破壊で解消されると仮定することと同義である。

南海トラフ沿いのプレート境界に関しては、GNSS変位速度データからプレート間すべり遅れ速度分布が推定されている（Noda et al., 2018 JGR）。このすべり遅れ速度からプレート境界のせん断応力の変化速度を計算すると、室戸半島沖、紀伊半島南西沖、南東沖に局所的ピークを持つ分布が得られた。今後、この局所的ピークをアスペリティと呼ぶ。地震は、単独あるいは複数のアスペリティに蓄積したせん断応力を解放する過程であると考え、シナリオを構築する。

3. 地震発生シナリオの構築

まず、地震時に応力解放するアスペリティを選択する。単独のアスペリティ、あるいは隣り合う複数のアスペ

リティの組み合わせが候補となる。そして、地震間のせん断応力の増加分が地震時に解放されると考え、選択されたアスペリティのせん断応力速度と蓄積時間の積を、地震時の応力降下量として設定する。次に、応力降下量の設定と同じ応力変化を引き起こす地震時すべり分布をインバージョン解析により求める。さらに、地震時すべりが周辺の応力蓄積域に及ぼすローディングの影響を評価するために、周辺のアスペリティにおけるせん断応力の変化量を計算する。

本講演では、上記の手順で構築したシナリオの検討結果について報告する。

Dynamic rupture simulation of the 2019 M7.1 Ridgecrest, CA, earthquake: Effects of 3-D fault geometry

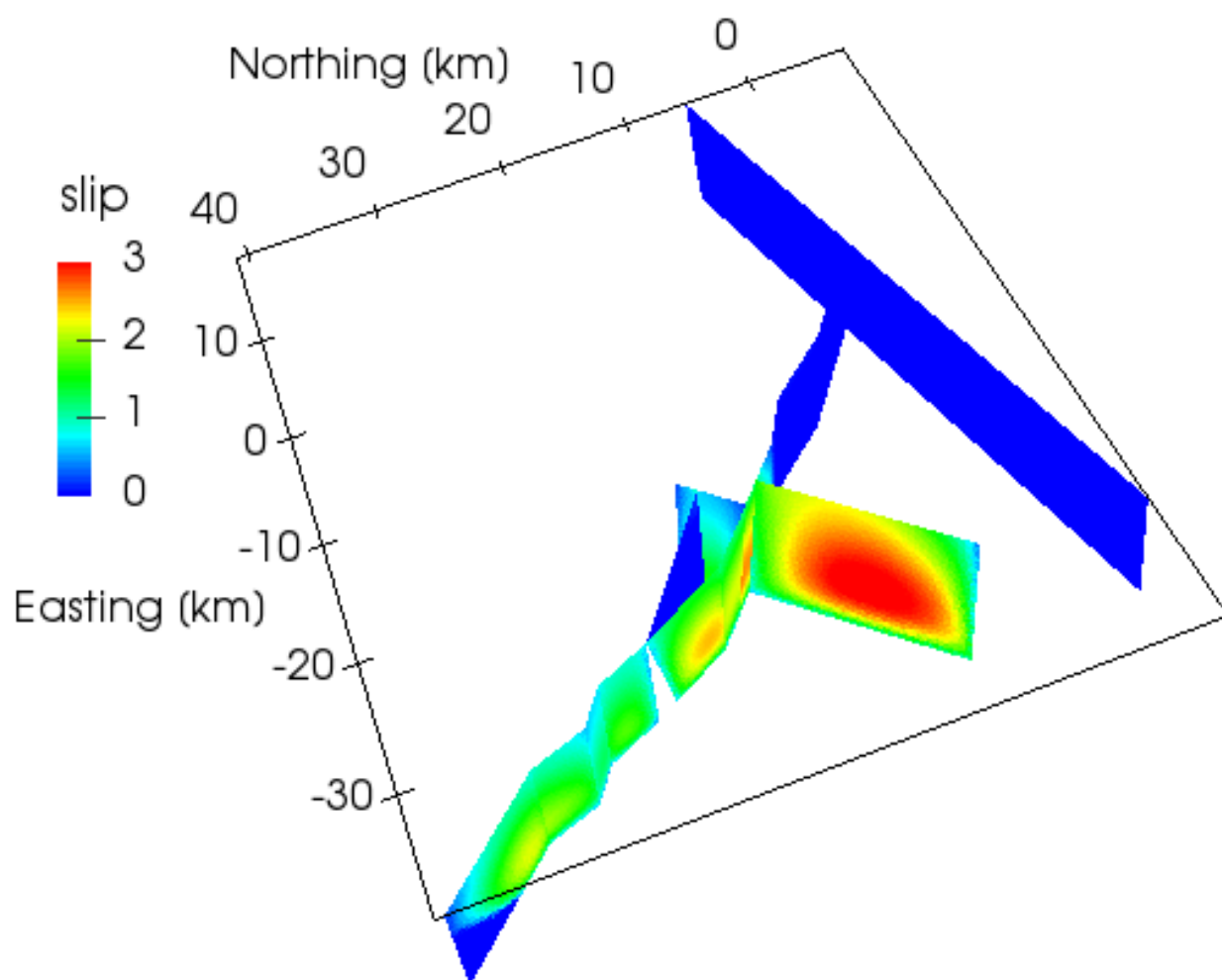
*Ryosuke Ando¹, Yosuke Aoki², Makoto Otsubo³

1. School of Science, University of Tokyo, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 3. National Institute of Industrial Science and Technology

The 2019 M7.1 Ridgecrest earthquake occurred on July 6, 2019, preceded by the M6.4 foreshock on July 4. This earthquake sequence presents observational evidence indicating the involvement of the geometrical fault complexity in controlling dynamic rupture processes. Aftershock distributions clearly show the foreshock rupture propagates through a conjugate fault system with two major fault surfaces. The surface breaks deduced from the InSAR imageries shows several kinks in the main strand of the surface fault, leading to the along-strike variation of the fault surfaces. Although the earthquake seems not to occur on a known major fault, the observed surface breaks appear to match with the previously documented quaternary fault traces (<https://earthquake.usgs.gov/hazards/qfaults/>) in some part. In this study, we aim to simulate the dynamic rupture process of the Ridgecrest earthquake to understand the effects of the non-planar fault geometry.

We construct our physics-based model considering the 3-D fault geometry, the slip-weakening friction law, and the regional stress field. The 3-D fault embedded in the elastic half-space (Fig.) is constrained based on the aftershock distributions and the InSAR derived surface deformation. The regional stress field is constrained by referring to the previous estimates (Hardebeck and Hauksson, 2001), indicating the predominant N-S compression and the strike-slip regime. The characteristic slip weakening distance D_c is a few tens of cm.

Preliminary simulations confirm the existence of spatially varying potential stress drop (initial tractions) on the fault surfaces, which can play important roles to control the dynamic rupture process. The NE-SW trending conjugate fault broken during the foreshock oriented optimally in the applied regional stress field, while the NW-SE trending main fault broken during the mainshock is also in the optimal orientation. The simulations demonstrate the dynamic rupture transfer among multi-fault segments and the rupture sometimes hesitates on misoriented segments, which may explain the occurrence of the foreshock.



Comparison of Source Location Methods: CCF-based SSA and ASL

*Theodorus Permana¹, Takeshi Nishimura¹, Hisashi Nakahara¹

1. Tohoku Univ.

Source location determination of volcanic tremors is a challenge in seismology due to unclear phase arrivals of P- and S-waves, which makes conventional hypocenter methods using phase arrival times inapplicable. Previous studies have proposed alternative methods using spatial distributions of seismic amplitudes, called the amplitude source location (ASL) method (e.g. Battaglia & Aki, 2003; Kumagai *et al.*, 2010), which have been applied at various volcanoes. Another is the method using the seismic cross-correlation functions (CCFs), which is called the CCF-based Source Scanning Algorithm (CCF-based SSA) method proposed by Droznin *et al.* (2015). Both methods work by performing a grid search to find an optimal point that represents the source location. However, the CCF-based SSA method by the previous study does not determine the source depth, and there are only a small number of studies that apply the method to real data. We recently modified the CCF-based SSA method to determine the horizontal location and source depth (Permana *et al.*, submitted). In this study, the performances of CCF-based SSA and ASL methods to locate seismic sources are compared. We use seismic records of volcano-tectonic earthquakes (VTs) at Izu-Oshima and Sakurajima volcanoes. The VT hypocenters located by using an arrival time method (Hirata and Matsuura, 1987) are used as the reference. By assuming that S-wave is dominant in the waveforms, we locate the VTs using CCF-based SSA and ASL methods and calculate the misfits by comparing the obtained source locations with the reference hypocenters.

The results show that the misfits for the ASL method are more horizontally shifted from the reference than those for CCF-based SSA method, although the standard deviations of the ASL method are smaller. The results also show that the ASL method is much affected by the selection of the constant S-wave velocity, quality factor Q, and site amplification factors: S-wave velocity and Q have a more significant effect on the source depth, while the site amplification factor affects the horizontal location. On the other hand, the CCF-based SSA method does not show such systematic biases in the locations, but slightly larger standard deviations of up to about 2 km are obtained. In both methods, the configuration of seismic stations has an important role in constraining the source location.

We finally point out the advantage of using CCF-based SSA method as it requires smaller number of the initial information and is able to consider a complex velocity model.

Frequent observation of identical onsets of large and small earthquakes

*Satoshi Ide¹

1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo

どんな巨大地震でも、その始まりは小さな岩盤の破壊である。その破壊が複雑な断層システム上で次々に広がっていけば小地震から中規模地震、超巨大地震になることもある。このような破壊成長プロセスの予測可能性は地震発生物理学の長年の問題であり、緊急地震速報などの可能性に関わる問題である。Okuda and Ide (2018)は那珂沖の約M5の地震の始まりが、M3の地震の始まりとよく似ていることを発見した。これまでも統計的に地震の始まりが自己相似的だという報告であったが、特定の地域の地震について、多数の観測点でほぼ同じ地震波形が同定されたことは初めてである。この発見がどの程度珍しいのか、もしくはむしろ普遍的なのか、北海道から関東までの沈み込み帯について網羅的に調査したのが本研究である。

約15年の気象庁カタログから、解析地域において約2000個のM4.5以上の地震（大地震）を抽出し、個々の大地震の付近10 km以内で発生したM4未満の地震（小地震）とのペアを作る。国内の地震観測点（防災科学技術研究所、気象庁、北海道大学、東北大学、弘前大学、東京大学、青森県、東京都、海洋研究開発機構）のうち大地震から近い順に10点を選び、上下動P波の立ち上がり最初0.2秒を比較する。2つの波形のうち大きいほうのRMS振幅で規格化した相互相関係数の10点での平均を最大化するように、相関係数を比較する範囲を決定する。同じような操作をUchida and Matsuzawa (2013)の繰り返し地震カタログに含まれる繰り返し地震のペアについて行くと、最大化した相互相関係数CCmaxの平均は0.85になるところ、大小地震の組み合わせでは、80ペア（57地震）でCCmax>0.9、356ペア（200地震）でCCmax>0.8以となる。ほとんどは低角逆断層の海溝型地震であり、それ以外のメカニズムのものは少ない。またこのようなペアは主に陸地に近いところに検出されるのは減衰の影響であろう。

海溝型の地震のペアの時間間隔は様々で10年以上になるものも多いが、それ以外の地震は前震や余震としてしか似た小地震を見つけることができない。それでも数時間以内の直前前震は海溝型でない地震により多く観察される。これは両タイプの地震発生準備過程の違いを示唆する。

この大小地震の始まりの類似性は、プレート境界に永続的に存在する階層的な構造不均質を示唆する。ある時はその小階層しか破壊しないが、別の時には小階層から大階層までを破壊することが起きると考えると理解しやすい。その違いが震源近傍のわずかな物理条件の違いに依存するとすると、破壊の最終サイズの予測可能性は大幅に制限されるだろう。

Room A | General session | S08. Earthquake Source Processes and Physics of Earthquakes

[S08]PM-1

chairperson:Saeko Kita(Building research institute), Suguru Yabe(AIST)

Tue. Sep 17, 2019 1:30 PM - 3:00 PM ROOM A (Clock Tower Centennial Hall)

[S08-06] Enhanced dynamic triggering of a shallow slow slip event in the Nankai subduction zone due to the overlying sedimentary wedge

*Satoshi Katakami¹, Yoshihiro Kaneko², Yoshihiro Kaneko¹ (1. DPRI, Kyoto Univ., 2. GNS Science, NZ)

1:30 PM - 1:45 PM

[S08-07] Scaled energy estimation for shallow slow earthquakes in the Nankai trough

*Suguru Yabe¹, Takashi Tonegawa², Masaru Nakano² (1. AIST, 2. JAMSTEC)

1:45 PM - 2:00 PM

[S08-08] Slow earthquake signals in the microseism frequency band (0.1–1.0 Hz)

*Koki Masuda¹, Satoshi Ide¹, Kazuaki Ohta², Takanori Matsuzawa³ (1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

2:00 PM - 2:15 PM

[S08-09] Detection of shallow low-frequency earthquakes beneath the Japanese Islands

*Junichi Nakajima¹, Akira Hasegawa² (1. Earth and Planetary Sciences, School of Science, Tokyo Institute of Technology, 2. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University)

2:15 PM - 2:30 PM

[S08-10] Focal mechanisms of deep-low frequency earthquakes beneath Zao, Iwatesan and Hijiori

*Genki Oikawa¹, Naofumi Aso¹, Junichi Nakajima¹ (1. Tokyo Institute of Technology)

2:30 PM - 2:45 PM

[S08-11] Interactions between the intraslab earthquakes and episodic slow slips beneath Kii Peninsula controlled by fluid migration

*Saeko Kita¹, Heidi Houston², Sachiko Tanaka³, Youichi Asano³, Takuo Shibutani⁴, Naoki Suda⁵ (1. Building Research Institute, 2. USC, 3. NIED, 4. DPRI, Kyoto University, 5. Hiroshima University)

2:45 PM - 3:00 PM

Enhanced dynamic triggering of a shallow slow slip event in the Nankai subduction zone due to the overlying sedimentary wedge

*Satoshi Katakami¹, Yoshihiro Kaneko², Yoshihiro Kaneko¹

1. DPRI, Kyoto Univ., 2. GNS Science, NZ

The dynamic triggering of slow slip events (SSEs) is rarely observed, even though regional earthquakes often trigger tectonic tremors and very low-frequency earthquakes. Shallow SSEs have been inferred from temporal changes in borehole pressure across the DONET network (offshore of Kii Peninsula, Japan) that immediately followed the 2011 Tohoku-Oki (~700 km hypocentral distance), 2016 Mieken Nanto-Oki (occurred beneath the borehole network), and 2016 Kumamoto (~600 km hypocentral distance) earthquakes and lasted for up to two weeks in the shallow part of the Nankai subduction zone. Here we identify the shallow SSEs that may have been dynamically triggered by regional earthquakes. We identify a possible shallow SSE in 2004 that was triggered by the Kii-hanto Nanto-Oki earthquake using tectonic tremor and very low-frequency earthquakes, as the borehole network was not yet installed. We quantify the dynamic Coulomb stress changes due to causal events in the Philippine Sea Plate that could be distributed shallow SSE source faults. The passing seismic waves from the Tohoku-Oki, Mie-ken-Oki, and Kumamoto earthquakes induced calculated Coulomb stress changes of >100, 50, and 20 kPa, respectively. Furthermore, the clear causal earthquakes (Kii-hanto Nanto-Oki, Tohoku-Oki, and Mieken Nanto-Oki earthquakes) that triggered shallow SSEs induced large, long-duration Coulomb stress perturbations (>10 kPa for ~30 sec), which suggests that a shallow SSE may be triggered under these conditions. Shallow SSEs are therefore more likely to be dynamically triggered than their deep counterparts due to enhanced stress perturbations induced by the sedimentary wedge.

Scaled energy estimation for shallow slow earthquakes in the Nankai trough

*Suguru Yabe¹, Takashi Tonegawa², Masaru Nakano²

1. AIST, 2. JAMSTEC

南海トラフでは地震・津波観測システム（DONET）が整備され海域観測が発展したことにより、スロー地震の地震波シグナルである浅部低周波微動や浅部超低周波地震が観測され、海溝近傍のプレート境界浅部で浅部スロー地震が発生していることが明らかになった。南海トラフの深部スロー地震は深さ30-40kmで発生しているのに対して、浅部スロー地震は深さ数kmで発生しており、両者の地震発生環境は大きく異なる。地震発生環境の違いは、地震活動の特徴に反映される可能性がある。南海トラフのスロー地震は、巨大地震の固着域から安定滑り領域にプレート境界の特性が変化する脆性塑性遷移領域で発生していると考えることができ、塑性的な振る舞いを支配する岩石の流動則は温度や圧力といった地震発生環境に依存するため、深部と浅部のスロー地震の間にはその挙動に違いがある可能性がある。

Yabe et al. (2019, JGR) では、熊野沖に展開されるDONET1のデータを用いて、浅部スロー地震のScaled Energyの推定を試みた。浅部低周波微動から地震波エネルギーを、浅部超低周波地震から地震モーメントを推定した。両者の比であるScaled energyを計算したところ、 10^{-9} - 10^{-8} 程度と、深部スロー地震の値とほぼ同程度か若干高い値となった。本研究では、Yabe et al. (2019, JGR) の手法を四国沖に展開するDONET2のデータに適用することで、四国沖の浅部スロー地震に対してScaled energyの推定を行った。浅部スロー地震に対するScaled energyのデータ数を増やすことで、深部スロー地震よりも若干高いと推定された熊野沖浅部スロー地震のScaled energyが普遍的なものであるのか、空間的なばらつきの範囲内であるのかを検証した。その結果、DONET2の室戸沖（Gノード）付近のクラスターではScaled energyが 10^{-9} - 10^{-8} 程度と熊野沖浅部スロー地震のScaled energyに近い値が求まったのに対して、紀伊水道沖（Fノード付近）のクラスターではScaled energyが 10^{-10} - 10^{-9} 程度と深部スロー地震の値に近い値が求まった。このことから浅部スロー地震のScaled energyには震源クラスターごとにばらつきがあり、その範囲内で深部スロー地震と同程度の値を持つと考えられる。

Slow earthquake signals in the microseism frequency band (0.1–1.0 Hz)

*Koki Masuda¹, Satoshi Ide¹, Kazuaki Ohta², Takanori Matsuzawa³

1. Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

スロー地震は大地震の発生領域に隣接した領域で発生する、プレート境界の応力変化に敏感といった性質を持っており、この約20年間精力的に調べられてきた。スロー地震はその特徴的な時定数で微動と低周波地震（2-8 Hz）、超低周波地震（10-100秒）、スロースリップイベント（>1日）に分けられる。低周波地震と超低周波地震の間の周波数帯域は脈動ノイズが卓越しており、スロー地震の信号を検出するのは難しい。我々が脈動帯域と呼ぶこの帯域では、例外的に、沈み込み帯浅部での海底地震計による近地観測、ノイズの偶然小さいタイミング、という状況で低周波地震と超低周波地震に伴う信号が検出された例が報告されているが（Kaneko et al., 2018）、深部スロー地震のこの周波数帯域における信号の特徴は全く明らかになっていない。

本研究では、南海トラフ沈み込み帯に属する四国西部の領域について、高周波数帯域の信号を用いて大規模な波形重合を行い、脈動帯域におけるスロー地震の信号の解析を行う。まず、合成テンプレート波形を作成し、マッチドフィルタ解析を行うことで四国西部の領域での低周波地震の検出を行った（Ohta & Ide, 2017）。GPUを利用することで計算の高速化を達成し、Hi-netの9観測点における2005年から2015年までの速度計データから約70万の波形を検出した。これらの時間分布から低周波地震はエピソード的な現象であること、空間分布からイベントが発生しやすいパッチ上の領域が断層面上に存在することが分かり、このことは既往研究と整合的である。次に、この検出結果を用いてHi-netの観測点と同じ場所に設置されている高感度加速度計の波形を重合する。重合した波形に0.25秒から0.5秒、0.5秒から1秒、1秒から2秒、2秒から4秒、4秒から8秒、8秒から16秒、16秒から32秒、32秒から64秒の8種類のバンドパスフィルタを適用したところ、全ての帯域で位相のそろった波形が確認できた。これはスロー地震が0.25秒から64秒までの広い周期帯で信号を持っていることを示している。さらに、バンドパスフィルタを適用する前の重合波形に対する各帯域の相対振幅の周波数帯域依存性は ω^2 -モデルに従う合成波形と異なっており、スロー地震が普通の地震と異なる物理を持っていることを示唆する。

Detection of shallow low-frequency earthquakes beneath the Japanese Islands

*Junichi Nakajima¹, Akira Hasegawa²

1. Earth and Planetary Sciences, School of Science, Tokyo Institute of Technology, 2. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University

内陸で発生する深部低周波地震は、卓越周波数が約2～5 Hzで、一般にP波が不明瞭でS波の励起が大きいという特徴がある（鶴川・小原, 1993; Hasegawa & Yamamoto, 1994）。1990年代までは、深部低周波地震は主に火山周辺で発生すると考えられてきたが、近年では大阪湾から琵琶湖にかけての領域や島根県東部など、火山から遠く離れた領域でも深部低周波地震が数多く発生していることがわかってきた。深部低周波地震の多くはモホ面近傍（深さ25–35 km）で発生していることから、地殻深部のメルトまたはメルトの固化により生じた流体の移動が深く関係していると考えられてきた。

一方で、データが蓄積されるにつれて上部地殻でも低周波地震が発生し、深さ10–50 kmの広い深さ範囲で発生していることがわかってきた（例えば、小菅, 2016）。また、2008年岩手・宮城内陸地震や2016年熊本地震の余震の中に低周波成分に富む地震があることが報告されている（例えば、防災科学技術研究所, 2008; 小菅・他, 2010; 木村・鶴川, 2018）。さらに、函館市周辺の活動では、低周波地震と通常の地震がほぼ同じ場所で発生していることも分かってきた（野口・他, 2018; 吉田・他, 2019）。このように、低周波地震は必ずしも「深部」で発生するわけではなく、地殻浅部の発生例も多く報告されている。そこで本研究では、日本列島の内陸で発生した地震の波形解析から、気象庁が低周波地震と認定していない地震を新たに検出し、その時空間分布の特徴を明らかにしたので報告する。

解析に使用したのは、2003年から2016年までに陸域下で発生した約920,000個の地震（M0–2.5, 深さ35 km以浅で太平洋プレートとフィリピン海プレートよりも浅い地震）であり、気象庁一元化のS波読み取り値から3秒の時間窓で速度振幅スペクトルを計算した。そのスペクトルに対して、低周波帯（Al: 2–5 Hz）と高周波帯（Ah: 10–15 Hz）の平均振幅から $FI = \log(Ah/Al)$ で定義されるFI値（Buurman & West, 2010; 小菅・春山, 2018; Hotovec-Ellis et al., 2018）を計算した。低周波成分が卓越するとFI値は負の大きな値となる。また、速度振幅スペクトルのピーク周波数（fp）を計算し、FIとfpの2つの指標で低周波地震の検出を行った。ここでは気象庁一元化震源に含まれる低周波地震のFI値とfpの分布を参考に、FI<-0.75, fp<5 Hzを低周波地震候補とした。選ばれた低周波地震候補は約9200個であり、そのうち約1200個は深さ15 km以浅で発生した地震である。

深さ15 km以浅で発生している低周波地震候補の多くはM6.5以上の内陸地震の余震の中に多く含まれ、本震発生直後に集中して発生しているという特徴がある。この結果は、2016年熊本地震などで報告されているように、余震活動の中に多くの低周波地震が含まれることを示している。また、日高地方と北海道北部においては比較的広い範囲で低周波地震が発生している領域があることも明らかになった。これらの結果は、低周波地震は必ずしも「深部」で発生するわけではなく、上部地殻においても少なからず発生していることを示している。火山地域ではない地殻浅部でも低周波地震が発生しているという事実は、低周波地震の発生にはマグマやメルトの存在や脆性破壊領域よりも高温の条件などは必須ではないことを示唆している。今後は低周波地震候補とされた地震の波形を精査し、誤検出を減らすとともに、内陸地震（本震）と低周波地震発生の時空間関係を定量化するなど、低周波地震の発生条件を明らかにしていく予定である。

謝辞：本解析には気象庁一元化震源及びその読み取り値を使用いたしました。感謝いたします。

Focal mechanisms of deep-low frequency earthquakes beneath Zao, Iwatesan and Hijiori

*Genki Oikawa¹, Naofumi Aso¹, Junichi Nakajima¹

1. Tokyo Institute of Technology

1. 背景

東北日本の活火山周辺では深さ20~40kmといった地殻内部地震よりも深い領域で微小地震が観測されている。この地震は2~8Hzの地震波を励起することから低周波地震(以下LFE)と呼ばれている。そのメカニズムはCLVDや体積変化成分といった非Double-Couple成分を持った多種多様な解が推定されており(例えば Nakamichi et al., 2003)、クラックと断層の相互作用やマグマの冷却などが発生モデルとして考えられている。しかし、LFEは規模が小さいため解析例は少なく、普遍的な発生プロセスの解明には未だ至っていない。そこで、本研究では東北日本でLFE活動が活発な蔵王、岩手山、肘折の3領域についてメカニズムを決定し、火山ごとのメカニズムの比較及び、蔵王や肘折で見られている2011年の東北地方太平洋沖地震前後での活動変化とメカニズムの関連性を調べた。

2. データ・手法

本研究ではHi-net、東北大学、気象庁の100Hzサンプリング地震計によって記録された地震波形を用いた。気象庁のカタログのうち2003年~2017年に発生し、マグニチュード0.5以上のLFEを解析対象とした。震源は気象庁により決定されたデータを用い、射出角や入射角の計算にはJMA2001を使用した。メカニズムの決定にはS波とP波の振幅比を用いた。本研究では、伝搬経路や自由表面の影響を補正するために、最初にメカニズムが既知である通常の地震を使って振幅比を補正し、次にDouble-Couple、Single-Force、CLVD、Tensile-Crackの4つのモデルから期待される理論振幅比と補正された観測振幅比の残差が最小となる解をグリッドサーチにより推定した。最後にモデル間の比較をAIC(赤池情報量基準)によって行い、イベントごとに最適なモデルと震源パラメータを決定した。

3. 結果と議論

蔵王で29個、岩手山で24個、肘折で21個のLFEについてメカニズムを決定した。全体的な特徴としてはDouble-Couple型のLFEが多く、その割合は蔵王で62%、岩手山で75%、肘折で86%であった。特に岩手山ではNakamichi et al., 2003と似たメカニズムを持つイベントも得られた。また蔵王、肘折では2011年東北地方太平洋沖地震の前後でメカニズムや発生位置に変化が見られた。蔵王では地域応力場と整合的であったDouble-Couple型のメカニズムが活動の活発化とともに変化しており、肘折では東北地震前の発生領域より深い場所でDouble-Couple型の規模が大きいイベントが発生しているという特徴が得られた。これらの活動やメカニズムの変化は東北地震によって生じた応力変化の粘弾性的応答や流体の拡散によって発生していると考えられる。一方、岩手山では東北地震前後で明瞭な活動やメカニズムの変化は見られなかったが、発生場所ごとに違いが見られた。岩手山では山体北部、山体直下、山体南部の3箇所でLFEが発生しており、領域毎に見るとメカニズムは多様であったが、同じ領域内では似通っているLFEも存在した。この結果は領域毎に発生プロセスは異なるが、同じ領域では単一の物理過程が発生に寄与していると考えられる。特に山体直下に関しては非Double-CoupleのLFEが多い傾向であった。山体直下のLFEは深さ10km以浅で発生しており、岩手山では浅部における活発なマグマ活動の存在を示しているのかもしれない。

謝辞：本研究では防災科研、気象庁、東北大学地震・噴火予知研究観測センターの波形記録を用いました。また、解析には気象庁の一元化読み取り値を使用しました。記して感謝いたします。

Interactions between the intraslab earthquakes and episodic slow slips beneath Kii Peninsula controlled by fluid migration

*Saeko Kita¹, Heidi Houston², Sachiko Tanaka³, Youichi Asano³, Takuo Shibutani⁴, Naoki Suda⁵

1. Building Research Institute, 2. USC, 3. NIED, 4. DPRI, Kyoto University, 5. Hiroshima University

Slow slips are thought to be related to geofluids and sometimes occur near the times of intraslab earthquakes. Studies have examined the interaction of slow slip with intraslab earthquakes, showing that even slow deformation on the plate interface has the potential to change the stress field (Warren-Smith et al. 2019) and seismicity (Han et al. 2014) within the subducting slab. However, detailed processes and relationships between intraslab earthquakes, slow slip phenomena and geofluids are not known. In the present study, we found changes in seismicity rates, b-values, and stresses in the Philippine sea slab before and after the times of slow slip episodes beneath Kii peninsula, southwestern Japan. At 1 month before the slow slip times, seismic rate and b-value of intraslab earthquakes become high, which is consistent with the effects of fluid-induced seismicity (Bachmann et al. 2012) and “geofluid injection” seismicity beneath northeastern Japan (Yoshida et al. 2017; 2018). Stress orientations in the upper-plane earthquakes suggest that the plate boundary just beneath the slow slip zone is weakly locked before slow slip times, becoming unlocked afterwards, whereas updip of the zone, it becomes more locked after slow slip. These interpretations of the degree of locking on plate boundary are consistent with results from Cascadia based on LFE recurrence patterns (Sweet et al. 2019) in that the locking on the plate boundary there appears to increase as one goes updip through the ETS zone. Our results suggest that monitoring of intraslab earthquakes may provide a means to evaluate not only slow slip activity but also plate boundary conditions.

Room A | General session | S08. Earthquake Source Processes and Physics of Earthquakes

[S08]PM-2

chairperson: Takehito Suzuki (Aoyama Gakuin University), Naofumi Aso (Tokyo Institute of Technology)

Tue. Sep 17, 2019 3:15 PM - 4:45 PM ROOM A (Clock Tower Centennial Hall)

[S08-12] Inertia term governs displacement of stick-slip experiment

*Shinichi Oba¹, Yuta Mitsui² (1. Graduate School of Science and Technology, Shizuoka University, 2. Faculty of Science, Shizuoka University)

3:15 PM - 3:30 PM

[S08-13] Paradox in Rupture Propagation Velocity

*Eiichi Fukuyama^{1,2}, Shiqing Xu¹, Futoshi Yamashita¹ (1. Nat'l Res. Inst. Earth Sci. Disas. Res., 2. Dept. Civil and Earth Resources Eng., Kyoto University)

3:30 PM - 3:45 PM

[S08-14] Understanding of temporal evolution of the eddy viscosity in porous media and its seismological implications

*Takehito Suzuki¹ (1. Aoyama Gakuin University)

3:45 PM - 4:00 PM

[S08-15] Numerical simulation of earthquake sequence on rough faults

*So Ozawa¹, Eric M. Dunham² (1. University of Tokyo, 2. Stanford University)

4:00 PM - 4:15 PM

[S08-16] Earthquake triggering by dynamic and static stress changes

*Shingo Yoshida¹, Takuto Maeda², Aitaro Kato¹ (1. Earthquake Research Institute, Univ. Tokyo, 2. Hirosaki Univ.)

4:15 PM - 4:30 PM

[S08-17] Rupture simulation in a temporally stochastic stress field

*Naofumi Aso¹, Ryosuke Ando², Satoshi Ide² (1. Tokyo Institute of Technology, 2. University of Tokyo)

4:30 PM - 4:45 PM

Inertia term governs displacement of stick-slip experiment

*Shinichi Oba¹, Yuta Mitsui²

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

自然地震の大スケールにおける各種スケーリング関係はよく研究されているが、小スケールの研究は、観測分解能の限界のために難しい。一方、室内スティック・スリップ実験は、自然地震と様々な面で違いがあるものの、小スケールの現象を調べることが出来る。ここでは、すべり-長さスケーリング関係の観点から、せん断によって発生するガウジの影響や、荷重・剛性といったパラメータの影響を調べる。既往のスティック・スリップ実験のデータ（出版済論文14編）をもとに、試料の長さ、すべり量、荷重、剛性そしてガウジの層厚の相関分析、重回帰分析を行った。その結果、荷重と剛性値から成る特徴的時間とすべり量との間に強い正相関（0.936）が見られた。このことは、スティック・スリップ実験のすべり量が、慣性項で第一に支配されていることを示唆する。また、ガウジの層厚とすべり量との間にも強い負相関が見られたが、これは偏相関分析により、擬似相関と判断した。

Paradox in Rupture Propagation Velocity

*Eiichi Fukuyama^{1,2}, Shiqing Xu¹, Futoshi Yamashita¹

1. Nat'l Res. Inst. Earth Sci. Disas. Res., 2. Dept. Civil and Earth Resources Eng., Kyoto University

According to the Griffith fracture criterion, rupture propagation velocity is determined by the balance between the supplied energy (e.g. elastic strain energy) and the consumed one (e.g. fracture energy). Generally, rupture propagates with the velocity slower than S-wave velocity for Mode 3 and slower than Rayleigh wave velocity for Mode 2 rupture. In Mode 2 case, when the supplied energy is extremely large or the consumed energy is extremely small, the rupture propagates faster than the S wave velocity but still slower than the P wave velocity (termed supershear or intersonic rupture).

Recently, there are some experimental reports that the rupture can propagate faster than the P wave velocity (termed supersonic rupture). Gori et al. (2018) observed supersonic rupture propagation along a polymeric material interface by identifying the shock wave front of P waves with the high speed DIC measurement. Fukuyama et al (2019) found an emergent slow slip (EMS) events that propagates faster than the P wave velocity during the meter-scale biaxial rock friction experiments. The characteristics of the EMS events are as follows: 1) The onset of source time function was gentle compared to the regular stick slip (RGS) events. 2) Elastic waves were emitted at the rupture front of the EMS events. 3) Predominant frequency of the emitted waves was low compared to the RGS events. 4) Amount of stress drop was similar to that of the RGS but total amount of slip was about 1/5 of RGS.

It was reported that supersonic rupture occurred only when the extremely large energy was supplied for the rupture initiation (e.g. Gori et al., 2018). However, Fukuyama et al. (2019)'s data indicated that the supersonic rupture could occur even without large external energy supply. This could be achieved since the onset of the EMS rupture was very gentle and the consumed energy at the rupture front was small. Nevertheless, wave radiation was observed, which could be considered as a sort of shock wave generated at the supersonic rupture front.

If we assume that the EMS events occurred on a zero-thickness boundary between two rock specimens, all materials will behave elastically and all information has to propagate with elastic wave velocity. In this case, the rupture velocity cannot exceed the elastic wave velocity. In contrast, when a thin layer exists on the fault, which sheared during the EMS events, the thin layer could be deformed nonlinearly with high strain rates as Fukuyama et al. (2019) proposed. In this case, the rupture can propagate faster than the elastic wave velocities.

In summary, recent experimental observations raise a paradox with regard to rupture propagation velocity, which seemed difficult to resolve by the classical fracture mechanics theories. Therefore, we need to construct physical models to explain these new phenomena.

Understanding of temporal evolution of the eddy viscosity in porous media and its seismological implications

*Takehito Suzuki¹

1. Aoyama Gakuin University

断層岩をはじめとした多孔質媒質中の流れにおいて、それが乱流となる場合は広く理論的・実験的に扱われてきた。それを記述するモデルも多数あるが、特にk-epsilonモデルはしばしば用いられている [例えばPedras and de Lemos, 2001 (PdL)]。ここでkとepsilonはそれぞれ乱流エネルギーとその高波数領域への散逸率を表す。これらを用いて渦粘性率を求め、乱流の状態を考察していくというモデルである。

特に、kとepsilonの時間発展を考えるにあたって、多孔質媒質中では、平均流から擾乱へのエネルギーの移送が起こり続けることに注意されたい。平均流が空隙の壁に衝突することで乱れが生成されるからである。それゆえ、一様な平均流を伴う定常状態で有限のkとepsilonが存在し得る (PdL)。通常の乱流においては見られない特徴であるこの事実は、k-epsilon相空間上でアトラクタの連続的な分布を示唆する。このような特殊なアトラクタが存在する場合の解軌道の振る舞いを明らかにし、特に上述の渦粘性率の時間発展との関係を調べることは、地震学的・物理学的観点から重要である。

定式化についてはPdLに従う。大きさ u_D の一様平均流が存在するとすれば、系の並進対称性から支配方程式中の空間微分の項が全て消える。この時直線 $\epsilon = c_k u_D k / \sqrt{K}$ が二変数に共通のヌルクラインであることが分かり、また解軌道として $\epsilon = \epsilon_0 (k/k_0)^{C_2}$ も得られた。ここで c_k と C_2 はモデルパラメータ、 K は透水係数、 k_0 と ϵ_0 はそれぞれkとepsilonの初期値である。しばしば $c_k = 0.28$, $C_2 = 1.9$ が用いられる。ここで、k-epsilon相空間上で $0 < u_D k / \sqrt{K} < \epsilon$ を満たす領域を領域I, $\epsilon > c_k u_D k / \sqrt{K} > 0$ を満たす領域を領域IIとする。支配方程式から、領域I (II) では解軌道上を時間とともに右上 (左下) に移動することがわかった。これはヌルクラインが線状のアトラクタになることを示す。

一方渦粘性性は $\nu_T = C_{\mu} k^2 / \epsilon$ で与えられることに注意する。ここで C_{μ} は正定数である。ゆえに、その上では渦粘性が一定値となる曲線 (等渦粘性線) は $\epsilon = C_{\mu} k^2 / \nu_T$ で与えられ、原点を頂点とする放物線であることが分かる。先の解軌道の方程式と比較してみると、 $C_2 = 1.9 < 2$ から、等渦粘性線と解軌道の交点で前者の勾配の方が後者のそれより大きい。従って、解の運動方向も合わせて考えれば、領域I (II) では渦粘性率は増加 (減少) することが分かる。多孔質媒質中の乱流においては、渦粘性の時間変化がk-epsilon相空間上の領域によって異なることになる。

この振る舞いは、物理的には領域Iでは平均流から擾乱へのエネルギー供給が支配的、領域IIではエネルギー散逸の効果が支配的であることによる。これを理解するために、 $k = \text{const.}$ の直線を考えよう。この時、領域IIの方が領域Iよりもepsilonの値が大きい。変数epsilonはエネルギー散逸を表すため、領域IIではその効果がより強く働くのである。

こういった渦粘性の時間発展は、平均流の振る舞いにも影響を与え得る (例えばAkbari and Namin, 2013)。本モデルではこの効果を取り入れていないが、第一近似として本結果を拡張すると、領域I (II) ではより平均流を増加 (減少) させることが示唆される。こういった振る舞いから、例えば亀裂型とパルス型、あるいは通常の地震とゆっくり地震の振る舞いの違いを、乱流の観点から統一的に説明することを目指す。

Numerical simulation of earthquake sequence on rough faults

*So Ozawa¹, Eric M. Dunham²

1. University of Tokyo, 2. Stanford University

Faults have geometric complexity at a wide range of spatial scales and forms; here we focus on fractal roughness of the fault surface (e.g., Candela et al., 2012). Slip on a nonplanar fault causes spatially heterogeneous stress field (Dieterich & Smith, 2009), modulating the style of the next slip event on the same fault. Thus, it is important to investigate rupture dynamics on rough faults using sequence simulations of multiple spontaneously nucleating and propagating events, instead of a single dynamic rupture simulation with artificial nucleation procedures.

In this study, we model earthquake sequences on rough faults, using a finite-difference model which captures inertial dynamics and plastic deformation during dynamic rupture and a quasi-dynamic boundary integral model which simulates the interseismic period and nucleation. We use rate and state friction with dynamic weakening on the fault and Drucker-Prager off-fault plasticity.

Our numerical simulations show that the stress field becomes more heterogeneous with accumulating slip. Stress heterogeneity makes the rupture process of subsequent events increasingly more complicated (in terms of slip and rupture velocity fluctuations). Later events are more sensitive to the local geometry of the fault due to accumulated stress heterogeneity. The place of nucleation is highly sensitive to subtle changes in fault geometry and used parameters. Furthermore, we are going to show some preliminary results which account for viscoelastic relaxation during the interseismic period in the presentation.

Earthquake triggering by dynamic and static stress changes

*Shingo Yoshida¹, Takuto Maeda², Aitaro Kato¹

1. Earthquake Research Institute, Univ. Tokyo, 2. Hirosaki Univ.

動的小よび静的応力変動が地震をトリガーすることは知られている。遠地では静的応力変動がわずかなため、地震がトリガーされた場合は動的応力変動によると考えられるが、近地では両者が作用するので、余震発生等に対しどちらの寄与が大きいかわからない。本研究は動的小よび静的応力変動のトリガー効果を比較できるようにすることを目指している。

動的応力変動はOpenSWPC (Maeda et al., 2017)を前田が応力テンソルも求められるように改良したソフトウェアにより計算した。その計算手法では、粘弾性、複雑な地形形状、日本列島全体の不均質速度構造の仮定のもと安定な計算を可能とする最新鋭の数値計算技法を盛り込んでいる。

三重県沖でM6.1の地震が発生したと仮定し、プレート境界のある点におけるクーロン応力変動CFF(t)を計算した結果をFig.1に示す。点震源を仮定し、構造速度モデルはKoketsu et al. (2012)によるJIVSMを用いた。振動がおさまった後の値から静的なCFFsも求まる。動的なCFFdの最大値CFFd_maxはCFFsの値より大きいですが、動的なCFFのトリガー効果の方が大きいわけではない。静的なトリガー効果に焼き直すには、Yoshida(2018)が示したように応力変動の時間積分、摩擦パラメータ、間隙水圧などを含む関数CFFeqで評価する必要がある。

動的応力変動と静的応力変動のCFFの値が同じでも、擾乱が生じてから地震が発生するまでの時間は異なり、CFFの大きさでトリガー効果を比較することはできない。講演では、摩擦パラメータや間隙水圧がどのような値のときに、動的変動によるトリガー効果の方が静的なCFFによる効果より大きくなるか等について議論する。

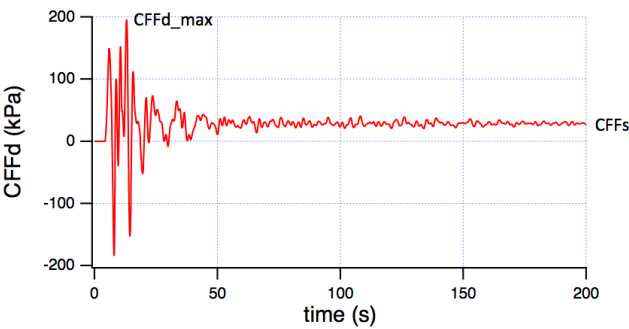


Fig.1

Rupture simulation in a temporally stochastic stress field

*Naofumi Aso¹, Ryosuke Ando², Satoshi Ide²

1. Tokyo Institute of Technology, 2. University of Tokyo

In statistical seismology, we handle an earthquake sequence as a stochastic process. For example, temporal stochasticity determines the exact timing of earthquakes. In seismic wave propagation, we also consider the stochastic term to account for the scattering effect. In source physics of earthquake rupture, on the other hand, people assume deterministic physics. For example, we run a rupture simulation by prescribing conditions deterministically, including fault geometry, initial stress, and friction law. However, we never know such conditions perfectly in real faults, and therefore, the rupture would evolve as if it was a stochastic process. Hence, the consideration of temporal stochastic term is necessary to understand the earthquake rupture process better.

Here, we perform mode III rupture simulation under the existence of temporally stochastic external stress. Different strength drop and initial stress level result in various ruptures from both crack-like and pulse-like ruptures to slow ruptures. It becomes pulse-like for low initial stress conditions, which is consistent with the previous study with spatial heterogeneity (Zheng and Rice, 1998). In these conditions, rupture propagates by inertia while less slip occurs in the central part of the fault. Low strength drop and low initial stress conditions will result in slow earthquakes. In these conditions, rupture can propagate only by stochastic force. The stress concentration at the rupture front gets smaller as it advances, and the chance of the propagation gets smaller and smaller, resulting in decelerating rupture propagation. Our model is a realization of previous Brownian walk model for slow earthquakes (Ide, 2008; Ide and Yabe, 2018) in a continuum system. Compared to the simplified model with nearest-neighbor assumptions, our model has an advantage in explaining “pulse-like” tremor front as we observe.