Fri. Oct 30, 2020

ROOM B

Room B | Regular session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

[S09]AM-1

chairperson:Kazuaki Ohta(NIED), chairperson:Akiko Takeo(ERI, University of Tokyo)
9:00 AM - 10:15 AM ROOM B

[S09-07] Long-term temporal variation of deep low frequency tremor seismicity
〇Kazushige Obara[1] （1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo）
9:00 AM - 9:15 AM

[S09-08] Full automation for the CMT analysis of deep very low frequency earthquakes
〇Akiko Takeo[1], Kazushige Obara[1] （1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo）
9:15 AM - 9:30 AM

[S09-09] Detection and evaluation of tremor migration beneath Kii Peninsula
〇Takuya Maeda[1], Kazushige Obara[1], Akiko Takeo[1], Takanori Matsuzawa[2] （1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience）
9:30 AM - 9:45 AM

[S09-10] Tectonic tremor activity along the Japan trench before the 2011 Tohoku-oki earthquake
〇Hidenobu Takahashi[1], Hino Ryota[1], Naoki Uchida[1], Ryosuke Azuma[1], Susumu Kawakubo[1], Kazuaki Ohta[2], Masanao Shinohara[3] （1.Tohoku University, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3.Earthquake Prediction Research Center, Earthquake Research Institute, University of Tokyo）
9:45 AM - 10:00 AM

[S09-11] Detailed tremor activity beneath the eastern Shikoku and Kii Channel, Japan, revealed by dense seismic observation
〇Kazuaki Ohta[1], Katsuhiko Shiomi[1], Takanori Matsuzawa[1] （1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience）
10:00 AM - 10:15 AM

Room B | Regular session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

[S09]AM-2

chairperson:Keisuke Yoshida(Tohoku University), chairperson:Tomoaki Nishikawa(DPRI, Kyoto University)
10:30 AM - 12:00 PM ROOM B

[S09-12] Earthquake swarm detection along the Hikurangi Trench, New Zealand: insights into the relationship between seismicity and slow slip events
〇Tomoaki Nishikawa[1], Takuya Nishimura[1], Yutaro Okada[2] （1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Graduate School of Science, Kyoto University）
10:30 AM - 10:45 AM

[S09-13] Detection of shallow very low frequency earthquakes and estimation of energy rate of low frequency tremors in the Costa Rica subduction zone
〇Satoru Baba[1], Kazushige Obara[1], Shunsuke Takemura[1], Akiko Takeo[1], Geoffrey A. Abers[2] （1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.Cornell University）
10:45 AM - 11:00 AM

[S09-14] Events enduring and scaling in cellular automaton models due to competing timescales of stress accumulation and rupture propagation
〇Kota Fukuda[1], Takahiro Hatano[2], Kimihiro Mochizuki[1] （1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Department of Earth and Space Science Osaka University）
11:00 AM - 11:15 AM

[S09-15] Detection of Temporal Change in Seismic Attenuation near Earthquake Source during Intense Fluid-Driven Seismicity following 2011 Tohoku-Oki earthquake
〇Keisuke Yoshida[1] （1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University ）
11:15 AM - 11:30 AM

[S09-16] Relationship between migration diffusivity and the duration of earthquake swarms
〇Yuta Amezawa[1], Takuto Maeda[1], Masahiro Kosuga[1] （1.Graduate school of Science and Technology, Hirosaki University）
11:30 AM - 11:45 AM

[S09-17] Simulation of inland earthquake activity using Coulomb stress change during the megathrust earthquake cycle in southwest Japan
〇Tsukasa Mitogawa[1], Takuya Nishimura[2] （1.Graduate School of Science, Kyoto University,

©Seismological Society of Japan

2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University）
11:45 AM - 12:00 PM

Room B | Regular session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

[S09]PM-1

chairperson:Koichiro Obana(JAMSTEC), chairperson:Masashi Ogiso(MRI)
1:00 PM - 2:15 PM ROOM B

[S09-18] Master event location estimation method using seismic amplitude: application to volcanic tremors occurred at Meakandake volcano
〇Masashi Ogiso[1], Kiyoshi Yomogida[2]
（1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2.Hokkaido Univ.）
1:00 PM - 1:15 PM

[S09-19] Estimating Earthquake Rupture Process Using Second Degree Moments
~Application to a swarm-like seismicity in the northern Ibaraki and Iwaki areas~
〇Naoto Yokotani[1], Aitaro Kato[1], Kazushige Obara[1], Shin'ichi Sakai[1], Takashi Iidaka[1], Tetsuya Takeda[2]
（1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo., 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience）
1:15 PM - 1:30 PM

[S09-20] Relationship between the subducting plate boundary and fault geometry of the 2016 Mw7.8 Kaikoura Earthquake, New Zealand, based on high precision aftershock distribution
〇Yuta Kawamura[1], Satoshi Matsumoto[1], Tomomi Okada[2], Miu Matsuno[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[2], Stephen Bannister[4], John Ristau[4], Martha Savage[5], Clifford Thurber[6], Richard H Sibson[7] （1.Kyushu University, 2.Tohoku University, 3.Kyoto University, 4.GNS Science, 5.Victoria University of Wellington, 6.University of Wisconsin - Madison, 7.University of Otago）
1:30 PM - 1:45 PM

[S09-21] Faults geometry of outer-rise normal-faulting earthquakes in the central Japan trench based on the ocean bottom seismograph observations
〇Koichiro Obana[1], Tsutomu Takahashi[1], Yojiro Yamamoto[1], Yasuyuki Nakamura[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Shuichi Kodaira[1] （1.JAMSTEC）
1:45 PM - 2:00 PM

[S09-22] Relative hypocenter determination using wave correlation around P-wave first motion with sampling frequency of 10 kHz
〇Yuki Noda[1], Yoshihisa Iio[2] （1.Kyoto University Graduate School of Science, 2.Kyoto University Disaster Prevention Research Institute）
2:00 PM - 2:15 PM

Room B | Regular session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

[S09]PM-2

chairperson:Hideo Aochi(BRGM), chairperson:Makoto Matsubara(NIED)
2:30 PM - 3:30 PM ROOM B

[S09-23] Characterization of deep lower limit of seismogenic zone (D90) in the region of low heat flow region beneath Japanese Islands
〇Makoto Matsubara[1], Tomoko Elizabeth Yano[1], Hiroshi Sato[2] （1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo）
2:30 PM - 2:45 PM

[S09-24] The diveristy of source parameters in deep earthquakes with waveform similarity
〇Ayako Tsuchiyama[1], Junichi Nakajima[1] （1.Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology）
2:45 PM - 3:00 PM

[S09-25] Method to Evaluate the Probability of Earthquake Occurrence Using Information of Small Events
〇Hiroki Tanaka[1], Ken Umeno[1] （1.Kyoto University）
3:00 PM - 3:15 PM

[S09-26] Detection of rate change of induced seismicity using ETAS model
〇Hideo Aochi[1], Julie Maury[1], Thomas Le Guenan[1]
（1.BRGM）
3:15 PM - 3:30 PM

©Seismological Society of Japan

Room B | Regular session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

[S09]AM-1

chairperson:Kazuaki Ohta(NIED), chairperson:Akiko Takeo(ERI, University of Tokyo)

Fri. Oct 30, 2020 9:00 AM - 10:15 AM ROOM B

[S09-07] Long-term temporal variation of deep low frequency tremor seismicity

〇Kazushige Obara[1] （1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo）

9:00 AM - 9:15 AM

[S09-08] Full automation for the CMT analysis of deep very low frequency earthquakes

〇Akiko Takeo[1], Kazushige Obara[1] （1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo）

9:15 AM - 9:30 AM

[S09-09] Detection and evaluation of tremor migration beneath Kii Peninsula

〇Takuya Maeda[1], Kazushige Obara[1], Akiko Takeo[1], Takanori Matsuzawa[2] （1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience）

9:30 AM - 9:45 AM

[S09-10] Tectonic tremor activity along the Japan trench before the 2011 Tohoku-oki earthquake

〇Hidenobu Takahashi[1], Hino Ryota[1], Naoki Uchida[1], Ryosuke Azuma[1], Susumu Kawakubo[1], Kazuaki Ohta[2], Masanao Shinohara[3] （1.Tohoku University, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3.Earthquake Prediction Research Center, Earthquake Research Institute, University of Tokyo）

9:45 AM - 10:00 AM

[S09-11] Detailed tremor activity beneath the eastern Shikoku and Kii Channel, Japan, revealed by dense seismic observation

〇Kazuaki Ohta[1], Katsuhiko Shiomi[1], Takanori Matsuzawa[1] （1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience）

10:00 AM - 10:15 AM

©Seismological Society of Japan

Long-term temporal variation of deep low frequency tremor seismicity

*Kazushige Obara[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

深部低周波微動は、沈み込みプレート境界面におけるすべり現象としてのスロー地震の一部を構成するとともに、地球潮汐応答や遠地地震による誘発現象など、外的要因に対して敏感に反応する特徴を有することから、隣接する固着域における応力蓄積など周囲の状態変化を反映するモニタリング指標と考えられる（Obara and Kato, 2016）。西南日本では、微動の発見（Obara, 2002）から約20年に渡ってほぼ均質なカタログが構築されており（Obara et al., 2010）、その間における微動活動の経年的な変化とその要因について検討を行った。

解析には、防災科学技術研究所の微動クラスタリングカタログ（Obara et al., 2010）を使用した。微動は深さとともに活動頻度が高くなるという深さ依存の特徴を有する（Obara et al., 2011）ことから、微動活動の経年変化を議論するためには、発生深度を考慮する必要がある。そのため、西南日本における微動分布をプレート傾斜方向の幅のほぼ中心を境に、浅部側と深部側に分割した。境界線を設定する際には、微動のバイモーダルな分布（Obara et al., 2010）なども考慮している。

いずれの領域にも、エピソディックではなく常時微動が発生する、いわゆるスィートスポットが点在しているが、それらを除くと、一般的な特徴として、浅部側では大規模なエピソードがやや長めの間隔でエピソディックに発生するのに対して、深部側では小規模なエピソードが頻繁に発生する。ただし、浅部側の活動は、さらにその浅部側で発生する長期的スロースリップイベント（SSE）に影響を受け、その期間は発生頻度が高まる。例えば、豊後水道では2003, 2010, 2014, 2019年に長期的SSEが発生し、その周辺の浅部側微動が活発化した。これらの誘発微動活動を詳細に観察すると、その時空間発展はそれぞれ異なる。2003年は四国西部陸域から豊後水道海域の約50 ㎞の範囲で微動活動がほぼ同時に起き始めたのに対し、2010年では豊後水道海域西部から四国西部陸域に向かって1日約2 kmもの遅い速度で伝播していた。また、2014年の誘発微動活動は長期的SSEの規模の違いを反映し2010年に比べ小規模であるが、活動域は2010年のときより東方にも広がっており、SSEのすべり面が東西方向にも異なっていたことを示唆する。このような長期的SSEによる影響は、豊後水道ほど顕著ではないが、東海SSE（2003~2005年、2013年）、志摩半島（2016年以降）でも見られる。

更に長期間の変化に注目すると、四国西部の広い範囲で2015年以降から微動活動度が低下しており、それは超低周波地震の網羅的検出結果とも調和的である（Baba et al., 2018）。この領域では、2004-2005年及び2012-14年ごろにわずかな微動活動の活性化が見られ、豊後水道長期的SSEからさらに東側に長期的SSEがゆっくり広がることによる影響と解釈されている（Takagi et al., 2016）が、それ以降しばらく長期的SSEが起きていなかったためかもしれない。一方、豊後水道長期的SSEによる顕著な地殻変動が始まる約1年前から同海域でわずかに微動活動が増加しており、先行的な滑りが生じていたことを反映している可能性がある。

© 日本地震学会

Full automation for the CMT analysis of deep very low frequency earthquakes

*Akiko Takeo[1], Kazushige Obara[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

スロー地震の一種である超低周波地震は広帯域地震計の周期20–50秒前後で観測される。西南日本の豊後水道から東海地域にかけてのプレート境界においては深さ約35kmで深部超低周波地震が発生しており、低周波微動活動と同期していることが知られている。そのモーメントマグニチュードは3前半と小さいため既存のCMT解析 (Ito et al. 2009) における検出数は年間約50個である。この数は超低周波地震活動の地域性や微動活動との関連性を統計的に議論し、プレート境界非定常滑りの物理を明らかにするためには十分とは言えない。

そこで、本研究では新学術領域研究「スロー地震学」によって展開・維持されている広帯域臨時観測BC-DENSE (Broadband Campaign for Deep Extent of Nankai Slow Eathquake) 20点の3成分記録及び防災科学技術研究所の広帯域観測網F-netの3成分記録を用いてCMT解析を行った。解析地域は豊後水道を含む四国西部 (2018/1–2020/7) と紀伊半島北東部 (2020/1–2020/7)、東海地域 (2020/4–2020/7)の3地域である。基本的な手法はGRiD MT (Tsuruoka et al. 2009; Takeo et al. 2010) と同じである。より多くのシグナルを自動的に検出し、かつ誤検出を少なくするよう従来の手法を改良し適用し、後述するように誤検出率約1%で年間500イベント以上の検出に成功した。

まず、CMT解析時の波形の重み付けについて再考した。臨時観測点は公園や学校の隅に設置していることが多く人間活動に伴うノイズが不定期に入る。また、超低周波地震は通常の地震と異なり連続的に発生しながら移動する特徴がある。そこで、周辺観測点上下動のRMS振幅分布から距離による重み付き平均を計算し推定RMS振幅とした。この推定RMS振幅とその観測点のRMS振幅の比を重みとして用いることで、イベントが連続してもノイズレベルに近い小さなシグナルを検出できるようになった。

次に、計算の高速化を行なった。OpenMPによる並列化やI/Oの統合を進めた結果、1地域1日のデータ解析時間が約80分、25並列では約4分程度となった。ただし、この時間はシグナル候補に対する100回のブートストラップを含むが、1秒へのダウンサンプルなどのデータの下処理は含まない。使用メモリは約1GBである。

最後に、超低周波地震を自動的に検出するためのアルゴリズムを検討し、条件A-Fを定義した。すなわち、A: VR>10%、B: VR>平面VR-3%、C: P軸とT軸のブートストラップ推定誤差の和<50度、D: 通常の地震ではない、E: MT解独立5成分と地域平均MT解との相関係数の絶対値>0.5、F: F1又はF2、F1: 3イベント/日以上、F2: 距離とHi-net 2-8 HzのRMS振幅の相関係数<-0.5、である。ここで条件Eは超低周波地震のメカニズムがプレート沈み込みと対応し各地域でほぼ一定であること、条件F1は超低周波地震がスロースリップイベント発生時に群発すること、条件F2は超低周波地震が低周波微動活動と同期することを利用している。

ブートストラップ計算が高速化されたこと、及び、条件B-Fの取捨選択を自動で行えることから条件Aの閾値を低く設定して小さなシグナルも可能な限り検出することができた。実際、条件Aを満たすもののうち、条件A-Cを満たすものの割合はわずか約1%である。また、誤検出率も推定できるようになった。条件A-Eを満たすもののうち条件Fを満たさないものは約0.1個/日/地域である。条件F1を満たす日数は年間約30日であることから、条件A-Fを満たすもののうち誤検出数は年間約3個/地域と推定された。これはA-Fを満たす全検出数の約1%であり、カタログの約99%は信頼できることを示す。

以上の改良を行った結果、四国西部では約2年半で1029個、紀伊半島北東部では約半年で98個のイベントを検出した。東海地域では観測開始が遅かったことと一部の観測点の地震計が故障したことなどから条件A-Dを満

© 日本地震学会

たすイベントが13個と少なかった。その結果、条件E-Fがうまく適用できず検出数が0個になった。ただし、13イベントのうち4イベントは目視で低周波微動と同期した超低周波地震であると確認できた。今後は各超低周波地震イベントの震源時間関数を求めるほか、同時に発生する低周波微動の位置を詳細に決定し震源の広がりについて考察したいと考えている。

© 日本地震学会

Detection and evaluation of tremor migration beneath Kii Peninsula

*Takuya Maeda[1], Kazushige Obara[1], Akiko Takeo[1], Takanori Matsuzawa[2]

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

西南日本やCascadiaなどで発生する深部低周波微動は、短期的スロースリップイベント(SSE) とともにEpisodic Tremor and Slip (ETS ; Rogers and Dragert, 2003) を構成し、1日約10 kmの速度で、プレート形状の走向 (strike) 方向に移動することが知られている。このような移動する微動のメインフロントが通過した後に、比較的小規模で高速度の移動現象がしばしば確認されている。例えば、メインフロント移動の10~20倍の速度で反対方向に移動するRapid Tremor Reversal (RTR ; Houston et al., 2011) やメインフロント移動のおよそ100倍の速度でプレートの傾斜 (dip) 方向に移動するstreak (Ghosh et al., 2010) などが挙げられる。ここではこれらの様々な微動の移動現象をマイグレーションと呼ぶ。マイグレーションの特徴として、その移動方向や移動速度がマイグレーションの継続時間に依存することが知られている。例えば、西南日本では、継続時間が短いマイグレーションはdip方向、長い継続時間の場合はstrike方向に卓越する (Ide, 2012; Obara et al., 2012)。Cascadiaでも、時間窓が長くなるに従い、strike方向に移動するマイグレーションの割合が大きくなることが報告されている (Bletery et al., 2017)。

本研究では、微動マイグレーションの特徴をより詳細に明らかにするため、従来とは異なる手法により、複数の時間窓におけるマイグレーションの抽出と、マイグレーションの移動方向、移動速度、アスペクト比の推定を行った。ここでアスペクト比とは、1つのマイグレーションを構成する微動分布における、移動方向の長さとそれと直交する方向の長さの比を指す。解析にはエンベロープ相関・振幅ハイブリッド法による微動カタログを用いた (Maeda and Obara, 2009)。解析対象地域は紀伊半島中部から北東部にかけての領域、解析期間は2001年1月~2020年5月とし、ETSだけでなく期間中に発生した小規模な活動も含めて解析を行った。解析に用いた時間窓は1h, 2h, 4h, 8hの4通りで、その半分の時間長で時間窓をずらしながら全期間について解析することにより、その時間窓の長さを継続時間とするマイグレーションの探策を行った。設定された時間窓の中に含まれる全ての微動が、ある一つの方向に移動すると仮定して、その移動方向を10度刻みで変化させ、移動方向に投影した距離と微動の発生時刻との相関係数が最大となる方向を推定した。この時、回帰直線からの残差が2σを超える微動源については外れ値として除去し、移動方向を再計算した。この回帰直線の傾きから、マイグレーションの速度を推定した。また、それぞれの時間窓において、外れ値を除いたデータからマイグレーションの重心を求めた。この重心を通る移動方向の直線と微動源との距離の標準偏差σ’を計算し、移動方向の長さを時間窓内での移動距離、それに直交する横方向の長さを±3σ’としてアスペクト比を求めた。なおこの時、マイグレーションを構成する微動群から空間的に離れた点を外れ値として除去し、マイグレーションの方向と速度を再計算した。また、1つの時間窓における微動数が20個未満の場合及び、時間窓を4等分したいずれかにおいて微動源が3点未満の場合、マイグレーションとしては採用しないこととした。

約20年間の微動活動をまとめて解析した結果、マイグレーションの移動方向は、時間窓の長さによらずdip方向に卓越する。一方、移動速度は時間窓が1, 2, 4, 8 hのときにそれぞれ5, 3, 2, 1 km/h付近にピークを持ち、時間窓が長くなるに従って低下した。また、アスペクト比は、大部分のマイグレーションで1より大きく、時間窓の長さとともに増加傾向にあることから、マイグレーションの多くは移動方向に対して直交方向の広がりを持って進行していることが明らかになった。以上の結果を既往研究 (Obara et al., 2012) と比較するといくつか相違点が見られる。この違いは、既往研究では一次元的な移動を前提として、ETSなどの大規模活動中のマイグレーションを抽出したのに対し、本研究で小規模な活動を含めて解析し明らかにされたように、マイグレーションのほとんどが面的に進行する現象であることに起因する可能性がある。

© 日本地震学会

Tectonic tremor activity along the Japan trench before the 2011 Tohoku-oki earthquake

*Hidenobu Takahashi[1], Hino Ryota[1], Naoki Uchida[1], Ryosuke Azuma[1], Susumu Kawakubo[1], Kazuaki Ohta[2], Masanao Shinohara[3]

1. Tohoku University, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Earthquake Prediction Research Center, Earthquake Research Institute, University of Tokyo

近年，世界各地の沈み込み帯を中心に，通常地震と比べゆっくりとした断層のすべり現象が観測されるようになった(たとえば，Obara & Kato, 2016)．低周波微動（微動）はスロー地震の一形態と考えられており，南海トラフやカスケディアでは，想定される巨大地震震源域の深部もしくは浅部側で観測されている．微動は，卓越周波数や時定数の異なる超低周波地震（VLFE）やスロースリップイベントと，しばしば時空間的に近接して発生しており，広帯域のスロー地震現象の一側面を表していると考えられている (たとえば，Ide, 2008)．微動は海溝型巨大地震同様，プレート境界面上の断層のすべり現象である可能性が高く，その活動の時空間的な分布の把握は巨大地震震源近傍でのプレート境界面のすべりの時空間変化を捉えるという観点から重要である．

さらに，日本海溝海底地震津波観測網（S-net）により，日本海溝沿いでも広く低周波微動が発生していることが明らかになったが（Tanaka et al., 2019; Nishikawa et al., 2019），南海トラフなどと異なり，その発生深さの範囲は必ずしも大地震震源域の深さ範囲と棲み分けているわけではなく，複雑な空間分布をしており興味深い．一方で，2011年東北地方太平洋沖地震以後の微動の活動は，この地震の余効変動の影響を何らかの形で受けている可能性もあり，東北沖地震発生以前の微動活動の理解は，微動と巨大地震との関連を考えるうえで極めて重要である．VLFEは東北沖地震前にも発生していたことが明らかになっている (Matsuzawa et al., 2015; Baba et al., 2020)ことから，東北沖地震前にも微動は発生していた可能性が高い．そこで，本研究では，東北沖地震前に日本海溝沿いで実施した海底地震観測のデータを用いて微動を検知し，その分布を明らかにする．

東北沖地震前の2007-2008年に設置されていた海底地震計記録に対して，エンベロープ相関法（e.g., Obara, 2002）を適用して微動検出を試みた．観測期間は２つに分けられ，前半(2007年10月16日-2008年6月22日)は38-40.5°Nの48観測点，後半(2008年5月20日–10月27日)は35-37°Nの45観測点が展開されていた．エンベロープ相関法は原理的に通常地震も同様に検出してしまうが，先行研究を参考に継続時間が20秒以上で検出されたイベントを微動と同定した．震源決定の際には，海底地震計直下の堆積層による走時遅延を観測点ごとに補正した．

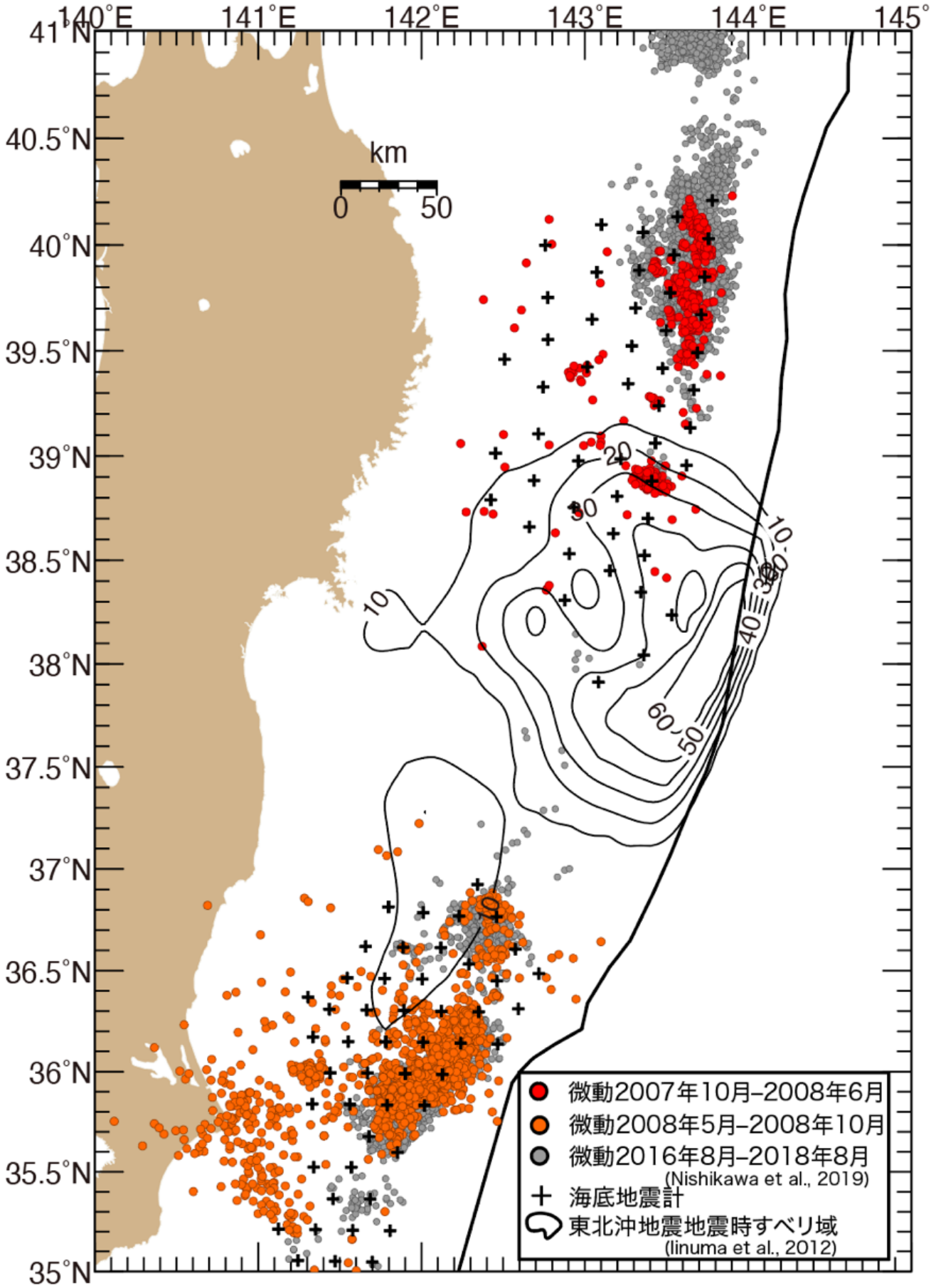
その結果，岩手県沖(39.5–40.25°N)，宮城県沖(39°N)，そして福島・茨城県沖(35.5–37.0°N) で微動を検出した（図）．それら震央分布はNishikawa et al. (2019) と概ね一致し，海溝軸から50 km程度陸側に分布している．また，岩手県沖と宮城県沖においては一週間以内で続発する微動クラスタを６つ観測し，それぞれの活動期の中で～20 km/dayで震源が移動していることも確認できた．なお，福島・茨城県沖での微動活動に関しては，通常地震との弁別が不完全であり，詳細な特徴を明らかにするために，微動の判別条件を検討しているところで，図の震央分布も暫定的なものとなっている．

S-net (2016-18年)および本研究(2007-08年)による微動活動を比較するうえで，微動との同期が期待できるVLFEの2003–2018年の連続した活動の記録(Baba et al., 2020)が参考になる．東北沖地震の地震時すべり域内である宮城県沖では，VLFEは地震前は9ヶ月に一度程度の間隔で発生していたが，東北沖地震後は静穏化している．一方で，地震時すべり域の外側となる岩手沖や福島・茨城沖では，2011年の地震後にVLFEの活動度が上昇している．これらを念頭に微動活動に着目すると，宮城県沖での微動活動はVLFEと同様に，東北沖地震後に低くなっていると期待されるが，実際2016-2018年の期間では宮城県沖の微動発生数は岩手県沖の0.5 %

© 日本地震学会

であるのに対し，2007-08年では37.7%であった．これは巨大地震の地震地時すべり域が地震後に再固着している可能性を示唆する．東北沖地震前の福島・茨城県沖では，2008年7月19日に福島県沖で発生した M6.9のプレート境界型地震の直後から顕著なVLFEの活発化が観られるが，我々の海底地震観測の期間はこの時期に対応しており，これに伴う微動活動が捉えられていると考えられる．

© 日本地震学会


140°E
141°E
142°E
143°E
144°E
145°
41°N
40.5°N
40°N
39.5°N
39°N
38.5°N
38°N
37.5°N
37°N
36.5°N
36°N
35.5°N
35°N
km
0
50
10
20
30
40
50
60
微動2007年10月–2008年6月
微動2008年5月–2008年10月
微動2016年8月–2018年8月
(Nishikawa et al., 2019)
海底地震計
東北沖地震地震時すべり域
(Iinuma et al., 2012)

© 日本地震学会

Detailed tremor activity beneath the eastern Shikoku and Kii Channel, Japan, revealed by dense seismic observation

*Kazuaki Ohta[1], Katsuhiko Shiomi[1], Takanori Matsuzawa[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

南海トラフ沈み込み帯に発生する深部微動はスロースリップと同期して頻繁に観測され，巨大地震の想定震源域の下限設定の根拠にもなっている．活動が盛んでよく研究されている四国西部の微動と比べて東部の微動は活動が低調であり，その震源分布には不明瞭な部分が多い．また四国と紀伊半島の間にある紀伊水道は微動の観測されないギャップとなっている一方，地殻変動データからは長期的スロースリップの存在が報告されている．本研究では，四国東部に展開した稠密地震観測データを用いて四国東部ならびに紀伊水道下の微動活動の詳細を調べた．

四国東部における稠密観測は，文部科学省による「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」の一環として，2015年10月から2019年9月までの4年にかけて展開され，Hi-netの観測網の空白域を補うように15-24点の臨時観測点に固有周期1Hzの3成分短周期地震計が設置された．本研究ではこの臨時観測データおよび同期間の周辺16点のHi-net速度波形データにエンベロープ相関法(Obara, 2002)を適用し，微動の検出と震源決定を行なった．解析にはIde (2010)の震源決定コードを用いた．

得られた四国東部の微動の震源分布の特徴は明瞭な線状構造である．微動は北西–南東に線状の列をなすおよそ15の小クラスタから構成されており，大部分はN50°–70°Wの方角を示した．また，活動を見ると四国東部内で完結する小規模な活動がおよそ1ヶ月毎，東部から中部にかかる大規模な活動がおよそ3ヶ月毎に起こっていた．想定震源域の下限の議論ともなる香川県下の最北端の微動クラスタは孤立的，或いは小規模な活動の一部として発生することはあっても大規模な活動と陽に連動する様子は見られなかった．
紀伊水道においては，四国東部から紀伊半島の微動分布をそのまま繋ぐような震源を持つ微動活動が確認された．報告されている長期的スロースリップイベントの主すべりの北端付近にあたる(Kobayashi, 2014)．活動は低調であるが，比較的明瞭な活動として，4年間の観測期間中に3–7日程度の継続期間を持つ小規模な活動が3回観測された．これらはいずれも紀伊水道下から開始し，東西の両方向に震源が伝播する様子が見られた．また，これらの活動は四国・紀伊半島の微動のいずれとも連動せず，独立した活動であった．

微動分布の線状配列はプレート運動に起因すると考えられており，四国西部では過去と現在のフィリピン海プレートの沈み込み方向を反映する二種類の配列が報告されている(Ide, 2010)．四国東部の微動分布はほとんどが東西寄りの現在のプレート運動の向きに近く，西部と比べても比較的”若い”微動であると考えられる．また，北端の微動クラスタはプレート境界すべりの一部としての連動性は低いと考えられるが，その南側(up-dip側)の微動の空白域の挙動は不明であり，さらなる調査が必要であろう．紀伊水道下のプレート構造の詳細はまだよくわかっておらず，Ide et al.(2010)ではプレートが断裂している可能性に言及している．紀伊水道の独立した微動活動はこのような複雑なプレート構造を反映しているのかもしれない．

© 日本地震学会

Room B | Regular session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

[S09]AM-2

chairperson:Keisuke Yoshida(Tohoku University), chairperson:Tomoaki Nishikawa(DPRI, Kyoto University)
Fri. Oct 30, 2020 10:30 AM - 12:00 PM ROOM B

[S09-12] Earthquake swarm detection along the Hikurangi Trench, New Zealand: insights into the relationship between seismicity and slow slip events

〇Tomoaki Nishikawa[1], Takuya Nishimura[1], Yutaro Okada[2] （1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Graduate School of Science, Kyoto University）

10:30 AM - 10:45 AM

[S09-13] Detection of shallow very low frequency earthquakes and estimation of energy rate of low frequency tremors in the Costa Rica subduction zone

〇Satoru Baba[1], Kazushige Obara[1], Shunsuke Takemura[1], Akiko Takeo[1], Geoffrey A. Abers[2] （1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2.Cornell University）

10:45 AM - 11:00 AM

[S09-14] Events enduring and scaling in cellular automaton models due to competing timescales of stress accumulation and rupture propagation

〇Kota Fukuda[1], Takahiro Hatano[2], Kimihiro Mochizuki[1] （1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.Department of Earth and Space Science Osaka University）

11:00 AM - 11:15 AM

[S09-15] Detection of Temporal Change in Seismic Attenuation near Earthquake Source during Intense Fluid-Driven Seismicity following 2011 Tohoku-Oki earthquake

〇Keisuke Yoshida[1] （1.Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University ）

11:15 AM - 11:30 AM

[S09-16] Relationship between migration diffusivity and the duration of earthquake swarms

〇Yuta Amezawa[1], Takuto Maeda[1], Masahiro Kosuga[1] （1.Graduate school of Science and Technology, Hirosaki University）

11:30 AM - 11:45 AM

[S09-17] Simulation of inland earthquake activity using Coulomb stress change during the megathrust earthquake cycle in southwest Japan

〇Tsukasa Mitogawa[1], Takuya Nishimura[2] （1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University）

11:45 AM - 12:00 PM

©Seismological Society of Japan

Earthquake swarm detection along the Hikurangi Trench, New Zealand: insights into the relationship between seismicity and slow slip events

*Tomoaki Nishikawa[1], Takuya Nishimura[1], Yutaro Okada[2]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. Graduate School of Science, Kyoto University

Earthquake swarms, which are anomalous increases in the seismicity rate without a distinguishable mainshock, often accompany aseismic transients, such as fluid migration and episodic aseismic slip along faults. Investigations of earthquake swarm activity can provide insights into the causal relationship between aseismic processes and seismicity. Furthermore, earthquake swarms can be used as potential indicators of aseismic transients that have previously escaped detection. For example, attempts have been made to detect offshore SSEs by examining the earthquake swarm activity in subduction zones, such as the Aleutian and Japan trenches (e.g., Reverso et al., 2015; Nishikawa et al., 2019).

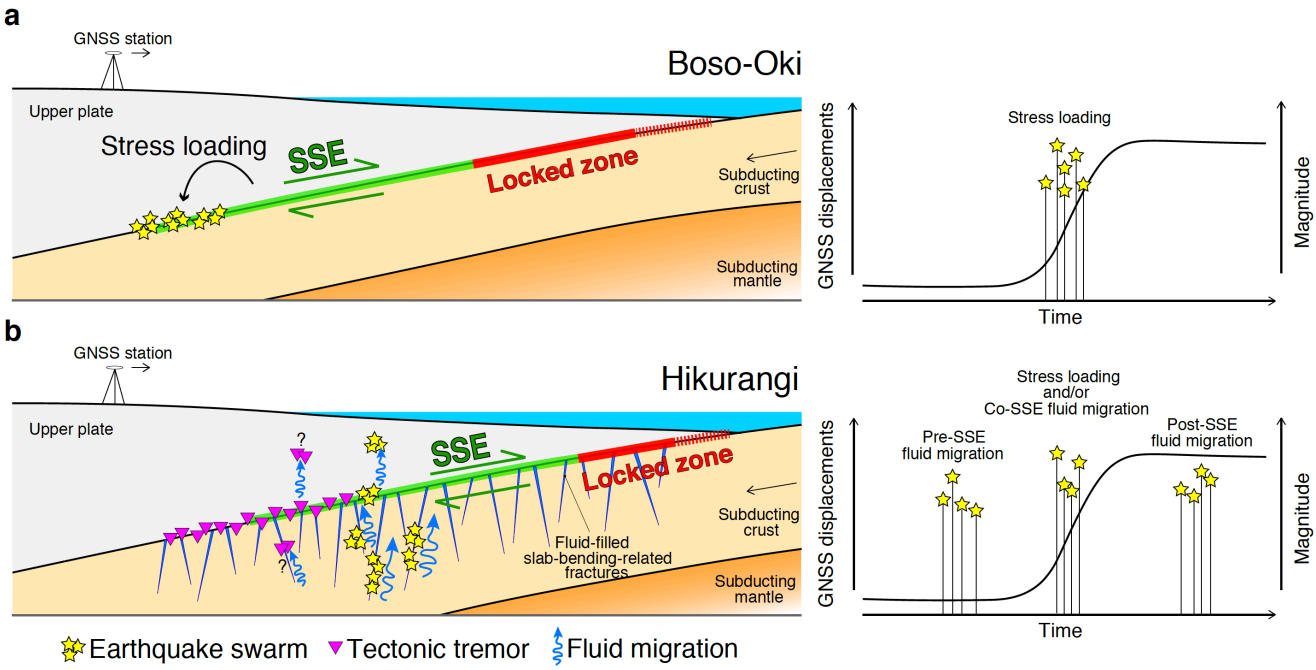
Slow slip events (SSEs) along the plate interface in the Hikurangi Trench, New Zealand, are often accompanied by intensive earthquake swarms. However, the detailed spatiotemporal distribution of these earthquake swarms is still unclear. Here we apply the earthquake swarm detection method published in Nishikawa and Ide (2018) to seismicity along the northern and central Hikurangi Trench and create a new earthquake swarm catalog. We then compare our new earthquake swarm catalog with Global Navigation Satellite System (GNSS) time series data, and existing SSE and tectonic tremor catalogs, to both elucidate the causal relationship between aseismic transients and seismicity and detect new aseismic transients.

We extracted M3.0 or larger earthquakes from the GeoNet earthquake catalog for the 1997–2015 analysis period. We selected the location of our study region to encompass the source regions of shallow SSEs along the northern and central Hikurangi Trench. We then applied the earthquake swarm detection method published in Nishikawa and Ide (2018) to the seismicity. This method objectively distinguishes earthquake swarms from ordinary mainshock–aftershock sequences using the epidemic-type aftershock sequence model (Ogata, 1988; Zhuang et al., 2002). As a result, we detected 119 earthquake swarm sequences along the Hikurangi Trench. Most of the detected earthquake swarm sequences were intraplate events, and their epicenters were mainly distributed along the east coast of the North Island, with a sparse inland distribution.

We then compared the new earthquake swarm catalog with GNSS time series data, and existing SSE (Wallace & Beavan, 2010; Wallace et al., 2012; Wallace & Eberhart-Phillips, 2013; Wallace et al., 2016) and tectonic tremor (Todd & Schwartz, 2016; Todd et al., 2018; Romanet & Ide, 2019) catalogs. We detected eastward GNSS displacements caused by SSEs following the method published in Nishimura et al. (2013) and Nishimura (2014). We found that 14 of the detected earthquake swarm sequences occurred within 14 days of the SSE occurrence periods and were located either within or on the periphery of the SSE source regions. Furthermore, the detected earthquake swarms often occurred close in time to transient eastward GNSS displacements potentially due to SSEs that have previously escaped detection. The earthquake swarms sometimes preceded or succeeded the GNSS displacements by more than a week, suggesting the earthquake swarm seismicity rate in the Hikurangi Trench is not correlated with SSE slip or stress loading rates. Similar to earthquake swarms, tectonic tremor bursts were sometimes delayed by more than a week with respect to the transient GNSS displacements.

© 日本地震学会

SSE-induced stress loading is not a plausible triggering mechanism for these pre-SSE and post-SSE earthquake swarms. We instead propose that high fluid pressure within the slab, which accumulated before the SSEs, may have caused intraplate fluid migration, which in turn triggered the pre-SSE earthquake swarms (see Figure). Using an earthquake focal mechanism analysis, Warren-Smith et al. (2019) inferred that there was a build-up of fluid pressure within the subducting slab before SSEs in the Hikurangi Trench. Such an accumulation of pressurized fluids may break a low-permeability seal, allowing fluid migration along preexisting intraplate faults prior to an SSE, which reduces the shear strength of the faults (e.g., Raleigh et al., 1976; Yamashita, 1998) and potentially triggers pre-SSE earthquake swarms. Furthermore, the occurrence of an SSE along the plate boundary enhances the permeability of the surrounding rocks via strain-induced fracture opening (Rivet et al., 2011). This may induce fluid movement/drainage from intraslab faults to the plate boundary and overriding plate after an SSE has occurred (Warren-Smith et al., 2019). Such post-SSE fluid migration may trigger post-SSE earthquake swarms and delayed tremor bursts.



© 日本地震学会

Detection of shallow very low frequency earthquakes and estimation of energy rate of low frequency tremors in the Costa Rica subduction zone

*Satoru Baba[1], Kazushige Obara[1], Shunsuke Takemura[1], Akiko Takeo[1], Geoffrey A. Abers[2]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Cornell University

Slow earthquakes, such as low frequency tremors (LFTs), very low frequency earthquakes (VLFEs), and slow slip events (SSEs), are fault slip events with slower slip speed than regular earthquakes and occur mainly in subduction zones. In the Costa Rica subduction zone, thrust type large earthquakes with Mw of 7–8 occur repeatedly. Jiang et al. (2012; 2017) pointed out that large slip areas of SSEs were distributed in both downdip and updip areas of the coseismic slip of large earthquakes. Outerbridge et al. (2010) located LFTs in downdip of the coseismic slip area of large earthquakes, whereas Walter et al. (2011; 2013) found LFTs and VLFEs that occur in the updip.

To clarify the relationship between the distributions of slow earthquakes and large regular earthquakes, we detected VLFEs in the Costa Rica subduction zone by the matched-filter technique. We used waveforms of a temporary seismic network, Tomography Under Costa Rica and Nicaragua (TUCAN; Abers and Fischer, 2003), recorded from August 2004 to January 2006. We computed synthetic waveforms at stations from each virtual source grid using OpenSWPC (Maeda et al., 2017) and a 3D velocity model. The grids were widely distributed on the plate boundary beneath both onshore and offshore areas. The focal mechanisms were assumed to be consistent with the geometry of the plate boundary and with plate motion. After applying a band-pass filter of 0.02–0.05 Hz, we calculated cross-correlation coefficients between the synthetic and observed seismograms every 1 s, and selected events whose cross-correlation coefficients exceeded the threshold defined as 9.5 times the median absolute deviation of the distributions. After removing false detections, we also estimated seismic moments and durations of detected VLFEs based on the synthetic waveforms.

As a result, we detected 76 VLFEs mostly in September 2004 and August 2005. Most of VLFEs are located near the trench axis, in the depth range of 5–10 km, updip of the coseismic slip areas of large earthquakes. Furthermore, we found LFT signals in a frequency range of 2–8 Hz within the same time windows of VLFEs. We estimated energy rate functions of such LFTs assuming that an LFT occurs in the same location as the accompanying VLFE. Energy rate functions of LFTs were evaluated based on envelope waveforms in a frequency range of 2–8 Hz. The range of energy rates of LFTs is $10^{3.5}$–$10^{5.5}$ J/s. We estimated the scaled energy from the ratio between the seismic energy rate of an LFT and the seismic moment rate of the corresponding VLFE. The range of scaled energy of slow earthquakes in the Costa Rica subduction zone is 10^{-9}–10^{-8}, which is similar to that of shallow slow earthquakes in the Nankai subduction zone (Yabe et al., 2019).

© 日本地震学会

Events enduring and scaling in cellular automaton models due to competing timescales of stress accumulation and rupture propagation

*Kota Fukuda[1], Takahiro Hatano[2], Kimihiro Mochizuki[1]

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Department of Earth and Space Science Osaka University

普通の地震の破壊伝播スケールはプレート運動による応力蓄積の時間スケールに比べるととても小さい為、従来のシミュレーションにおいては、破壊伝播中のローディング効果は殆ど無視されてきた。しかし、継続時間が長く、ストレスドロップの小さいイベントである微動においてはこの効果を無視できない可能性がある。我々はこの効果を定量的に評価する為の物理パラメターとして"応力解放レートと応力蓄積レートの比"に注目した。このパラメターは"応力蓄積の時間スケールと破壊の時間スケールの比"と考えることもでき、破壊伝播中のローディング効果を表す。観測データを用いてこのパラメターのオーダー評価を行うと、普通の地震に比べて、SSE発生時の微動ではこのパラメターは5〜6桁大きくなった。したがって、我々は従来より地震の統計性質(GR則や大森則)をよく再現するとして知られているセルオートマトンモデルであるOlami-Frder-Christensen(OFC) モデルにこのパラメターを導入して新しいモデルを作成した。この新しいモデルでは、先のパラメターの増加に伴って、永続的な継続時間と共に、モーメントMoと継続時間Tに関するスケーリング関係としてMo∝Tという結果が得られた。このような結果は、破壊伝播と応力蓄積の時間スケールの競合が、普通の地震とは異なる微動のスケーリング特徴を引き起こしている可能性を示唆している。また、本発表ではこのパラメターの統計分布への影響についても紹介する。

© 日本地震学会

Detection of Temporal Change in Seismic Attenuation near Earthquake Source during Intense Fluid-Driven Seismicity following 2011 Tohoku-Oki earthquake

*Keisuke Yoshida[1]

1. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University

The occurrence of earthquakes may be heavily influenced by increases in pore pressure as it decreases fault strength (Hasegawa et al., 2005; Hubbert & Rubey, 1959; Nur & Booker, 1972; Sibson, 1992). It is possible that the seismogenic zone has a larger amount of fluids than the surrounding crust (Mindaleva et al., 2020); as such, it is crucial to develop a means of monitoring the behaviour of fluid at depth to understand the mechanisms influencing earthquake occurrence.

This study uses a novel, simple approach to examine near-source attenuation in the focal region of intense swarm activity in the Yamagata-Fukushima border region, Japan, which is considered to be triggered by fluid movement following the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Terakawa et al., 2013; Yoshida et al., 2016). Whilst the obtained *Q-1* values vary over a wide range, their median values exhibit characteristic temporal variation; *Q-1* was large for the initial ~50 days, and significantly decreased, becoming almost constant after 50 days. These temporal patterns are similar to those independently obtained for background seismicity rates, b-values, stress drops, and fault strength (Yoshida et al., 2016, 2017, 2019; Yoshida & Hasegawa, 2018). The synchronous change supports the hypothesis that swarm was triggered by fluid movement following the 2011 Tohoku-Oki earthquake, and suggest that source and seismicity characteristics and seismic attenuation were altogether affected by pore pressure.

The results from this study suggest that seismic attenuation intensity is higher near the earthquake source than in the surrounding crust in some situations. Localised higher attenuation near the source produces a systematic estimation error of earthquake source effects; the attenuation is erroneously estimated as a part of the earthquake source signal. It is therefore important to examine the intensity and the frequency dependence of near-source attenuation to accurately estimate earthquake source properties.

The method used in this study successfully detected a high attenuation anomaly in the initial period of the swarm, predicted by the fluid-diffusion model proposed in previous studies (Yoshida et al., 2016, 2017, 2019; Yoshida & Hasegawa, 2018). The present method would be helpful to monitor *Q-1* at seismogenic depths in various regions and understand the states of potential seismogenic zones and the occurrence mechanism for earthquakes.

© 日本地震学会

Relationship between migration diffusivity and the duration of earthquake swarms

*Yuta Amezawa[1], Takuto Maeda[1], Masahiro Kosuga[1]

1. Graduate school of Science and Technology, Hirosaki University

はじめに

群発地震は，本震のような明瞭な最大規模の地震を欠き，地震活動が一定期間継続する現象である．その継続期間は数時間から数年と様々であるが，非大森則的な地震活動の時間継続特性を評価することが難しいため，群発地震の継続期間とそれ以外の活動様式とを関係付ける明確な指標は存在していない．ゆえに，群発地震の継続期間を規定する要因を調べることは，群発地震の発生と継続についての物理的メカニズムを解明し，活動の時空間発展を予測するために重要である．

一方で，群発地震に伴い震源マイグレーション（地震活動域の時空間的移動）が観測される場合がある．震源マイグレーションは，拡散モデル（Shapiro et al., 1997）で説明され，その拡散係数により活動の時空間発展の特徴を定量化できる．継続期間と拡散係数を対比させた議論を行った研究例もあるが，個別の群発地震に対する検討に留まっている．

そこで本研究では，東北地方太平洋沖地震により東北日本内陸で誘発された複数の群発地震について，その継続期間と震源マイグレーションの拡散係数を統一的基準のもとで推定し，両者の関係を調べた．

方法

解析には気象庁一元化震源カタログを用い，東北日本内陸の群発地震のうち震源マイグレーションが観測された森吉・角館・月山・仙台・米沢ー喜多方周辺での活動について，2011/3/11から2019/12/31に発生したマグニチュード1以上，20 km 以浅の地震を扱った．

震源マイグレーションに対する拡散モデルの適用は，空間原点と時間原点からの距離と経過時間をデータとして行う．本研究では，時間原点は群発地震の最初の地震の発生時刻とし，空間原点は以下のように探索した．まず，間隔 0.2 km で分割したグリッドを仮の空間原点とする．次に，時間順の10地震毎に，仮の空間原点からの距離の最外縁（震源マイグレーションの前線）位置を，距離分布の四分位範囲内での95パーセンタイル値として決定する．その最外縁データに拡散モデルを当てはめてRMS残差を計算し，残差が最小となる空間原点位置とその時の拡散係数を，対象とする群発地震活動を説明する拡散モデルの最適値とした．

群発地震の継続期間は，マグニチュード1以上の地震の積算数が最終的な積算数の90%に達した時点までとし，これをEVT90 [day] と定義した．なお，現在も活動が継続しているものは現時点での積算数を最終的な積算数とした．

結果

群発地震の継続期間と震源マイグレーションの拡散係数のそれぞれ対数には，負の相関があることが明らかになった（Fig.1）．両者の関係の冪指数は-0.5から-1.0であり，拡散係数が小さい（大きい）ほど，群発地震の継続期間は長期（短期）であった．推定された拡散係数の値の範囲は0.01－5 m^2/s で，先行研究の推定値からの大きな逸脱はない．

さらに，世界各地の群発地震について，先行研究で求められた拡散係数と継続期間の関係を調べた．継続期間は先行研究に記述があればそれを用い，なければ活動時系列などから概算した．本研究と同領域のものには我々が求めたEVT90を用いた．その結果，本研究と同様の負の相関が成立することを確認した（Fig.2）．

議論

Fig.2のプロットには火山・非火山・地熱地域が含まれることから，群発地震発生域のテクトニックな条件に関わらず，負の相関は一般的に成り立つ可能性がある．ただし，Fig.1の分布は１本の直線で近似可能であるのに

© 日本地震学会

対し，Fig. 2の分布には折れ曲り点があるようにも見える．
群発地震の継続期間と震源マイグレーションの拡散係数の関係は，特定の場合についてはいくつかの解釈が行われている．例えば，活動が短期終了するものについて，水などの低粘性流体によって比較的高速な震源マイグレーションを伴う群発地震が駆動されたという解釈（Shelly et al., 2016）や，活動が長期継続するのは，硬質な深成岩による低透水率な環境のためであるという解釈（Hauksson et al., 2019）がなされている．
先行研究での解釈の前提となっているように，十分高い間隙圧が維持される時間を群発地震の継続期間と考えると，継続期間は流体の粘性が比較的小さい（大きい）場合は短期化（長期化），地殻の透水率が小さい（大きい）と長期化（短期化）すると解釈できる．すなわち，拡散係数は流体の粘性や地殻の透水率を反映すると考えられ，これらは群発地震の継続期間を規定する要因の一部だと考えられる．

謝辞
本研究では気象庁一元化震源カタログの震源データを使用しました．記して謝意を表します．

© 日本地震学会

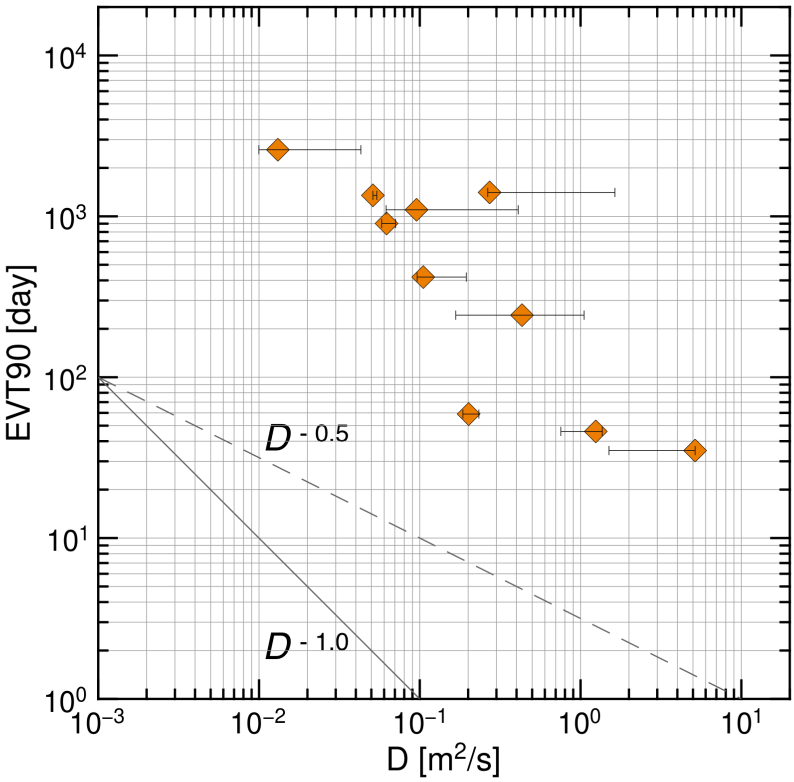


Fig.1 Scatter plot between EVT90 and *D* value. Orange diamonds denote the points of *D* value and EVT90 of each region estimated in this study. Black bars indicate the range of *D* values in the top 25% of the smallest order of fitting RMS.

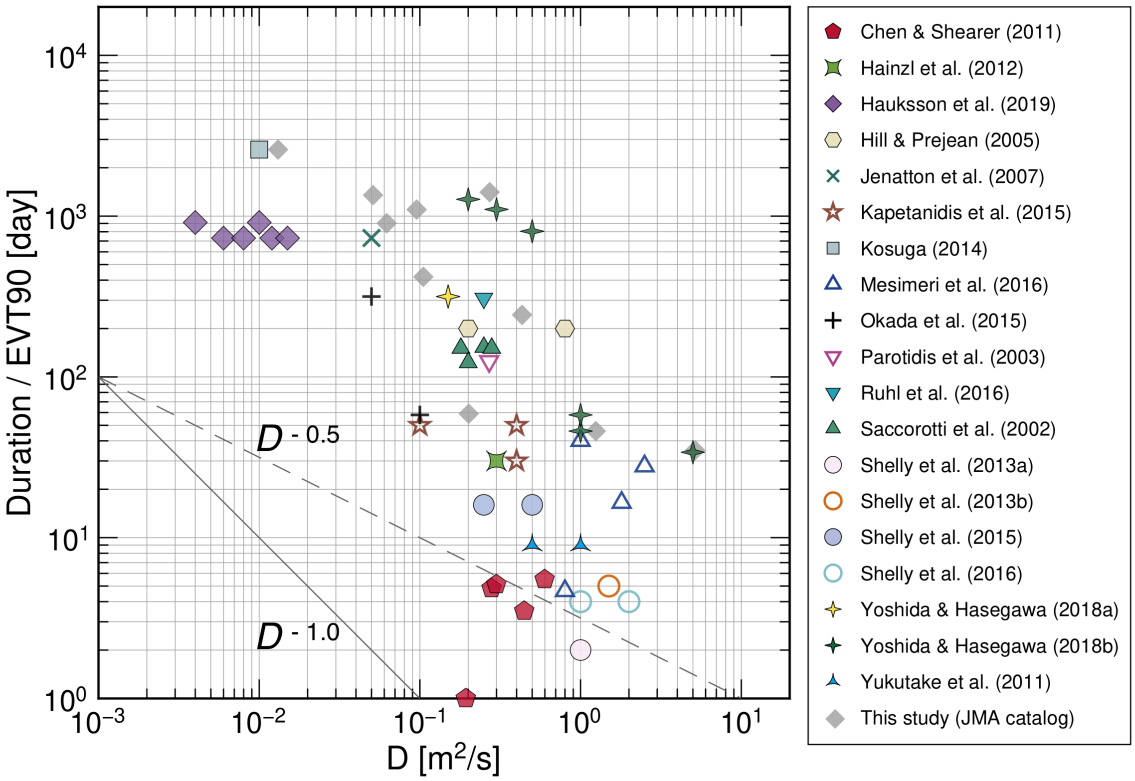


Fig.2 Scatter plot between the duration and *D* value previously reported in various environment worldwide. Each symbol denotes the point of *D* value and duration (or EVT90). The symbols indicate the previous studies in the legend. Light gray diamonds are the same as the plotting points in Fig.1.

© 日本地震学会

Simulation of inland earthquake activity using Coulomb stress change during the megathrust earthquake cycle in southwest Japan

*Tsukasa Mitogawa[1], Takuya Nishimura[2]

1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

西南日本では世界的に類のない詳細な地震履歴によって，南海トラフ沿いのメガスラスト巨大地震が約100-200年周期で発生し，この地震の約50年前から10年後にかけて内陸大地震が活発化する傾向が明らかとなっている．このような傾向はメガスラスト地震が内陸部に応力変化をもたらすことで内陸地震の発生時期を調整しているという仮説のもと，CFS（Coulomb Failure Stress）によって説明する数値モデルが提案されてきた．しかし，先行研究のモデルは近年GNSS（Global Navigation Satellite System）観測によって明らかとなった現在の地殻変動は考慮されていない．本研究では観測された地殻変動を再現するためにGNSSデータから推定されたブロック間断層の形状とすべり速度（Nishimura et al., 2018）を組み込んだ．そして，内陸断層間での応力変化も考慮したCFSを用いてメガスラスト地震サイクル中の内陸地震活動のシミュレーションを行った．媒質は，弾性層厚さを40 kmの弾性一半無限マクスウェル粘弾性水平二層構造を仮定し，計算にはFukahata and Matsu’ura (2006)のコードを使用した．内陸断層の応力源はメガスラスト断層と内陸断層のそれぞれでの固着と滑り（地震）に分けられる．地震間の固着は，メガスラスト断層にはNishimura et al. (2018)のバックスリップ速度を与え，内陸断層にはブロック間相対運動に0.1を乗じたものを与える．地震時の滑りは，メガスラスト断層では100年周期 で蓄えられたバックスリップを全て解放するように滑りを発生させ，内陸断層では内陸断層面に一様滑りD（$=2\times10^{-5}\times$断層長さ）を与えたときのCFSの絶対値を断層強度とし，断層強度を超えた時にCFSが0に戻るように滑りを発生させる．ただし，内陸断層での地震が完全に周期的になることを避けるために断層強度は標準偏差で5 %の摂動を与える．このような条件のもと，数千回のメガスラスト地震サイクル中の内陸断層での地震活動のシミュレーションを行うことでメガスラスト地震サイクル中の内陸地震の発生時期に関する一般的な傾向を調べた．なお，西南日本の見かけの摩擦係数はかなり小さい可能性が指摘されているため（例えば，Shikakura et al. 2014; Mitogawa and Nishimura, 2020），見かけの摩擦係数は0とした．シミュレーションの結果，四国や近畿南部，山陰地域の内陸断層で歴史地震に見られるような地震前後に活発化する傾向が得られた．一方で，九州や近畿北部ではメガスラスト地震サイクルが内陸地震の活動時期へ与える影響が小さく，地震間はほぼ一定の割合で内陸地震が発生する．次に，四国と山陰，近畿の内陸断層に対して地域毎に内陸地震の発生時期を調べた．四国の内陸断層ではメガスラスト地震後12年から内陸地震が発生し始めるが，地震後50年までに発生する地震はこの地域の全地震の約3 %に過ぎない．地震後約50年から約70年後にかけて1年毎の発生割合は急激に増加し，その後次の地震まで徐々に発生割合が増加する．また，山陰地域の内陸断層ではメガスラスト地震後20年は全く地震が発生せず，その後徐々に内陸地震が発生し，50年後以降で発生割合がほぼ一定となるパターンが得られた．一方，近畿の内陸断層では全内陸地震のうち約20 %がメガスラスト地震と同時に内陸地震が発生するが，歴史地震で見られるような地震後約10年の間での活発化の傾向は見られない．ただし，本モデルで仮定した摩擦係数0や弾性層厚さ40 kmなどのパラメーターは確定的なものではないため，これらのパラメータの影響についても検討する必要がある．

© 日本地震学会

Room B | Regular session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

[S09]PM-1

chairperson:Koichiro Obana(JAMSTEC), chairperson:Masashi Ogiso(MRI)
Fri. Oct 30, 2020 1:00 PM - 2:15 PM ROOM B

[S09-18] Master event location estimation method using seismic amplitude: application to volcanic tremors occurred at Meakandake volcano

〇Masashi Ogiso[1], Kiyoshi Yomogida[2] （1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2.Hokkaido Univ.）

1:00 PM - 1:15 PM

[S09-19] Estimating Earthquake Rupture Process Using Second Degree Moments ~Application to a swarm-like seismicity in the northern Ibaraki and Iwaki areas~

〇Naoto Yokotani[1], Aitaro Kato[1], Kazushige Obara[1], Shin'ichi Sakai[1], Takashi Iidaka[1], Tetsuya Takeda[2] （1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo., 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience）

1:15 PM - 1:30 PM

[S09-20] Relationship between the subducting plate boundary and fault geometry of the 2016 Mw7.8 Kaikoura Earthquake, New Zealand, based on high precision aftershock distribution

〇Yuta Kawamura[1], Satoshi Matsumoto[1], Tomomi Okada[2], Miu Matsuno[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[2], Stephen Bannister[4], John Ristau[4], Martha Savage[5], Clifford Thurber[6], Richard H Sibson[7] （1.Kyushu University, 2.Tohoku University, 3.Kyoto University, 4.GNS Science, 5.Victoria University of Wellington, 6.University of Wisconsin - Madison, 7.University of Otago）

1:30 PM - 1:45 PM

[S09-21] Faults geometry of outer-rise normal-faulting earthquakes in the central Japan trench based on the ocean bottom seismograph observations

〇Koichiro Obana[1], Tsutomu Takahashi[1], Yojiro Yamamoto[1], Yasuyuki Nakamura[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Shuichi Kodaira[1] （1.JAMSTEC）

1:45 PM - 2:00 PM

[S09-22] Relative hypocenter determination using wave correlation around P-wave first motion with sampling frequency of 10 kHz

〇Yuki Noda[1], Yoshihisa Iio[2] （1.Kyoto University Graduate School of Science, 2.Kyoto University Disaster Prevention Research Institute）

2:00 PM - 2:15 PM

©Seismological Society of Japan

Master event location estimation method using seismic amplitude: application to volcanic tremors occurred at Meakandake volcano

*Masashi Ogiso[1], Kiyoshi Yomogida[2]

1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 2. Hokkaido Univ.

地動振幅のみを利用した震源決定法(Amplitude source location: ASL)は、火山性微動をはじめとした相の着信時を利用した震源決定が困難なイベントの震源推定に広く用いられている。ASL法ではサイト補正を行った観測振幅の空間分布から震源位置を推定するため、サイト特性の推定精度が震源位置の精度に多大な影響を与える。そこで、本研究では、振幅比を用いてサイト特性を除去し、基準イベントの震源に対する相対的な位置を推定するという新たな手法を提案する。

定式化の概要は次の通りである。同一観測点において、震源位置の基準となるマスターイベントの観測振幅とサブイベントの観測振幅の比は、マスターイベントとサブイベントの震源振幅項の比と距離減衰及び内部減衰項の比の積で表現できる。その際、マスターイベント及びサブイベントの震源距離の差がそれぞれの震源距離に比べてごく小さいという近似を行い、また、両辺の対数を取ることによって、震源振幅の比及び相対震源の位置(3成分)の4成分を未知数とする線形の方程式が得られる。したがって、4点以上の観測データがあれば標準的な最小二乗法を用いて相対震源の位置を推定できる。本研究の定式化は走時を用いたマスターイベント法(例えばAoki, 1974, JPE)と同様の考え方に基づいており、振幅を用いたマスターイベント法と呼ぶことができる。

この振幅を用いたマスターイベント法を用いて、2008年11月16日に北海道東部の雌阿寒岳で発生した火山性微動の震源推定を行った。図(a)に観測波形を示す。この火山性微動はOgiso and Yomogida (2012, JVGR)によってASL法で震源が推定され、phase1～3における震源域が異なっていることがわかっている。Ogiso and Yomogida (2012) と異なる1次元の速度・減衰構造を導入してASL法を適用したところ、Ogiso and Yomogida (2012)と同様の結果が得られた(図b)。本研究で提案する相対震源決定を行ったところ、各phaseの震源域のまとまりがASL法の結果よりも向上し、また、震源域のすみ分けの様子がASLの結果とは異なることがわかった(図c)。この微動はTakahashi et al. (2018, JVGR)による低比抵抗領域で発生し、また、クラックの開口を示唆する地殻変動が重畳していたことがわかっている(Aoyama and Oshima, 2015, EPS)。Ogiso and Yomogida (2012)ではphase1からphase2にかけて微動震源が深部に移動し、その後phase3にかけて北東方向に移動したと解釈されるが、本研究の結果に基づくとphase1の微動が低比抵抗域の南東端で発生し、その後、phase2と3の間に深部から浅部へ移動したと解釈される。Phase2は低比抵抗域の深部で活性化した火山性流体が地殻変動を引き起こしつつ上昇する際の微動を、phase3は上昇した流体が浅部で発生させた微動をそれぞれ観測したというモデルが想定できる。

© 日本地震学会

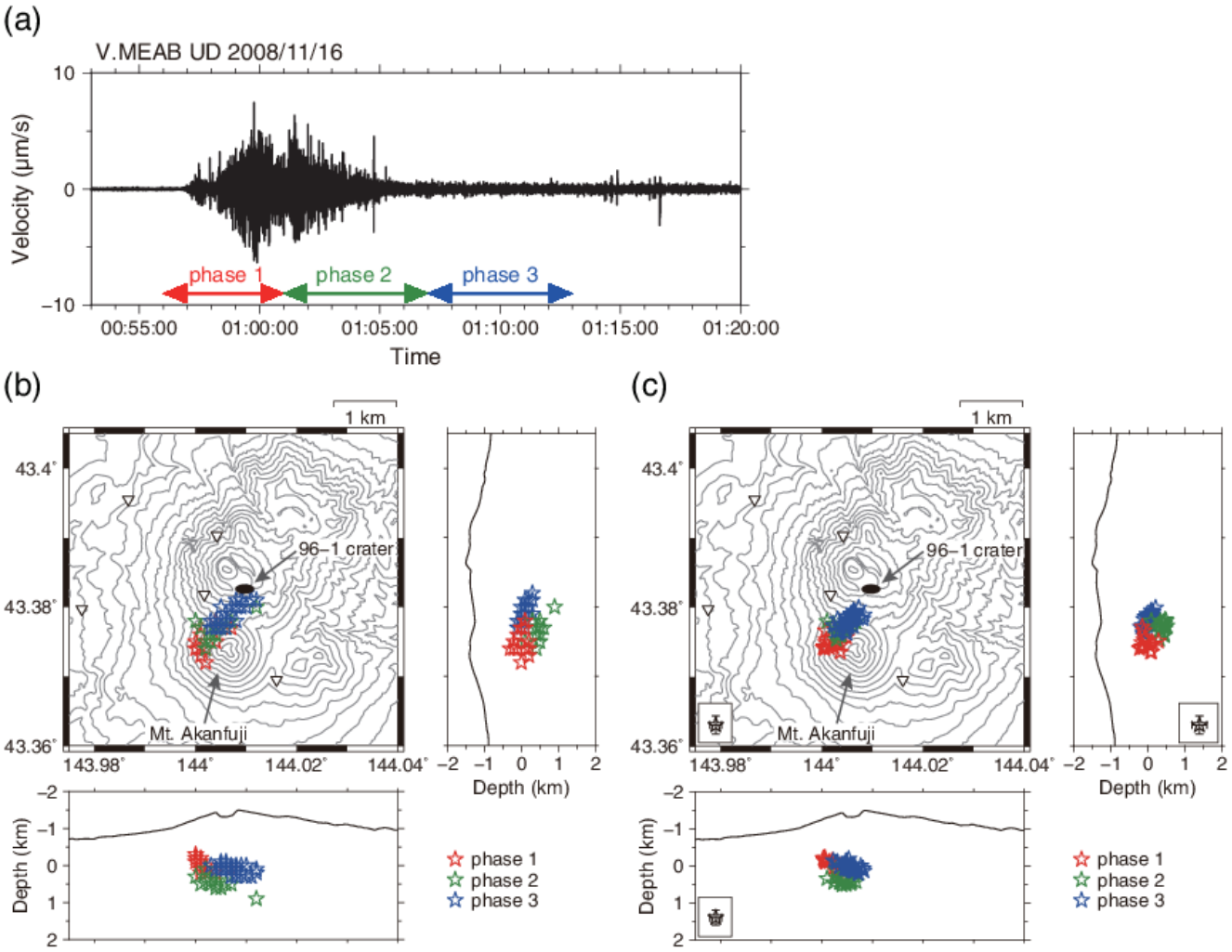


図 (a)2008年11月16日に発生した火山性微動の観測波形
(b)ASL法によって推定された火山性微動の震源
(c)本研究によって推定された火山性微動の相対震源

© 日本地震学会

Estimating Earthquake Rupture Process Using Second Degree Moments
~Application to a swarm-like seismicity in the northern Ibaraki and Iwaki areas~

*Naoto Yokotani[1], Aitaro Kato[1], Kazushige Obara[1], Shin'ichi Sakai[1], Takashi Iidaka[1], Tetsuya Takeda[2]

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

2011年東北沖地震の発生直後から、茨城県-福島県県境周辺の地域で地震活動が活発化した。その地震の多くが正断層のメカニズムを有しており、東北沖地震ののちの伸長場を反映している(Kato at al. 2013)。
本研究では、この地震活動の背景やこの地域の地震テクトニクスを明らかにするために、この地震活動を構成する地震の破壊過程を、second degree moment推定法（e.g., McGuire 2004）を用いて解析した。震源時間関数の一次モーメントがセントロイド時刻であり、その空間分布の一次モーメントがセントロイドの位置である。それに対して、それぞれの分散と共分散がsecond degree momentである。それらの偏差を特徴的継続時間、破壊域の特徴的長さ・幅、そして破壊中のセントロイドの移動速度として利用することで、破壊の伝播方向や破壊の伝播様式等を推定することができる(McGuire 2004; McGuire and Kaneko 2018; Meng et al. 2020)。
解析対象とした地震はFnetカタログ(NIED, 2019)に掲載されている2011年8月-2017年5月のMw3.5-4.9の176個のイベントである。また、震源時間関数を求めるために経験的グリーン関数（EGF）法を用いた。気象庁カタログに掲載されている同地域・同期間のイベントをEGFとして利用した。またEGFとするイベントは解析対象となるイベントより気象庁マグニチュードで1~2低く、震源間距離が2 km以内であるものを選び、deconvolutionが多くの観測点で安定して求められたものを最終的にEGFとしている。Deconvolutionには、Projected Landweber Method(PLD法)を用いた(e.g. Betero et al., 1997; Lanza et al., 1997; Vallée 2004)。
Hi-net(NIED, 2019)・気象庁・大学の基盤的地震観測網に加えて、この地域に設置されている稠密地震観測網(Kato et al., 2013)で記録された地震波形にバンドパスフィルターをかけ、各観測点での見かけの震源時間関数(ASTF)を求めた。フィルターの周波数帯域は、0.5－0.6×（EGFのコーナー周波数）であり、EGFの震源時間関数がデルタ関数として近似が成り立つ帯域を選択した（Yoshida 2019）。
各観測点で得られたASTFの分散を観測値として、震源時間関数の分散・震源時間関数の空間分布の分散・それらの共分散であるsecond degree moment の各量をinversionで推定する。推定されたsecond degree momentの各量から、特徴的継続時間 τ_c、破壊の特徴的長さL_c・特徴的幅W_c、破壊中のセントロイド移動速度$\boldsymbol{v}_0$、応力降下量$\Delta\sigma$、破壊様式を表す比Rを求めた。
176個の地震のうち安定した結果が得られたものについて、それぞれのR, $|\boldsymbol{v}_0|$, $\Delta\sigma$の空間分布に加えて、directivityの方向の頻度分布について注目すると、地震活動域の外縁部でunilateralな破壊を示した地震が多く、一方，活動域内部では，bilateralな破壊を示した地震が多いという傾向が見られた。また、unilateralに近い破壊様式を示した地震の多くは、directivityが地震活動の内側へ向くように見える。
本地域の地震活動の発生に対して、地殻流体の関与が指摘されており(Kato et al., 2013; Umeda et al. 2014)、今回の結果から、外縁部では地殻流体が存在する内側に向かって破壊が伝播し、一方内側では地殻流体がある程度均質に分布していることで等方に近い破壊伝播を示したと解釈される。

© 日本地震学会

Relationship between the subducting plate boundary and fault geometry of the 2016 Mw7.8 Kaikoura Earthquake, New Zealand, based on high precision aftershock distribution

*Yuta Kawamura[1], Satoshi Matsumoto[1], Tomomi Okada[2], Miu Matsuno[2], Yoshihisa Iio[3], Tadashi Sato[2], Stephen Bannister[4], John Ristau[4], Martha Savage[5], Clifford Thurber[6], Richard H Sibson[7]

1. Kyushu University, 2. Tohoku University, 3. Kyoto University, 4. GNS Science, 5. Victoria University of Wellington, 6. University of Wisconsin - Madison, 7. University of Otago

On November 14, 2016, the Kaikoura earthquake (Mw. 7.8) occurred in northeastern South Island, New Zealand. The main characteristic of this earthquake is that the co-seismic rupture process of the main shock was composed of slip on many faults. Clark et al. (2017) pointed out that the aftershocks of both strike-slip and reverse fault types frequently occurred and more than 20 faults were ruptured during the main shock. Moreover, Cesca et al. (2017) proposed a simple model that the complex rupture proceeded on three major faults in the northern, central and southern areas based on the aftershock distribution, focal mechanisms, geodetic and seismic waveform inversion. Two previous studies have relocated aftershocks using double-difference techniques (Mouslopoulou et al., 2019; Lanza et al., 2019). However, in these studies, it was difficult to determine the fault geometry in detail because of the sparse seismic station density within about 50 km. In this research, we added phase data from seismic stations that we deployed before the main shock in order to improve the accuracy of hypocenter location. Furthermore, we apply the double-difference earthquake relocation algorithm (Waldhauser and Ellsworth, 2000) and time-domain waveform cross-correlation (Poupinet et al., 1984), which further enhance the precision of the hypocenter locations.

As a result, the variance of the hypocenter distribution is reduced and the depth is also concentrated to 15 km or less. There are 10-kilometer long clusters that mainly show a north-south-southwest orientation. Nine fault planes were found from the relocated aftershock distribution through a principal component analysis and bootstrap resampling method. The bottom of the aftershock distribution reveals a curved surface deepening in the southwest direction, which is parallel to the slab determined by Williams et al. (2013).

© 日本地震学会

Faults geometry of outer-rise normal-faulting earthquakes in the central Japan trench based on the ocean bottom seismograph observations

*Koichiro Obana[1], Tsutomu Takahashi[1], Yojiro Yamamoto[1], Yasuyuki Nakamura[1], Gou Fujie[1], Seiichi Miura[1], Shuichi Kodaira[1]

1. JAMSTEC

2011年3月に発生した東北沖地震以降、日本海溝の海溝軸から海側のアウターライズ域においては、東北沖地震の本震の約40分後に発生したM7.6の地震をはじめとする太平洋プレート内部の正断層地震の活動が活発化しており、大規模な地震の発生と、それに伴う津波の被害が危惧されている(e.g. Lay et al., 2011)。アウターライズ域におけるプレート内正断層地震では、複数の断層が連動して破壊した可能性が指摘されている。例えばUchida et al. (2016)は、1933年昭和三陸地震の余震分布の再解析や津波記録から、２枚の傾斜方向の異なる正断層の複合破壊を指摘している。その他のアウターライズ域の地震においても、２枚の共役な正断層や横ずれ断層にそって余震が分布している様子（Hino et al., 2009, Obana et al., 2013）や、複数の平行な余震列を形成している様子（Obana et al., 2014）が捉えられている。一方で、アウターライズ域の大規模な地震の本震や、直後の余震活動を震源近傍の観測で捉えた例はほとんどない。JAMSTECでは、2017年9月から2018年7月にかけて、日本海溝中部の海溝軸周辺ならびに海溝海側において、超深海型を含む計45台の海底地震計（OBS）を用いた地震観測を実施した。この観測期間中、M6クラスの正断層型地震が複数（2017年9月21日M6.3、10月6日M6.3、11月13日M6.0）発生した。OBS観測記録の解析から、これらの地震の本震の破壊開始点や、余震分布、震源メカニズムを決定した。３つのM6クラスの地震のうち、OBS設置点のごく近傍で発生した2017年10月の地震(M6.3)では、破壊開始点を境に南北で傾斜方向の異なる余震分布が見られた。破壊開始点はその交点付近に位置しており、本震直後から両方の面上で余震が発生している。また、震央付近の海底地形では、海溝軸にほぼ平行なホルスト・グラーベン構造が不連続になるとともに、グラーベンに斜交する構造も見えている。OBS観測で得られた震源メカニズムは、正断層に加え、グラーベンに斜交する構造に沿った横ずれ型のメカニズムも得られている。他の２つの地震でも、走向や傾斜の異なる面や、隣接したグラーベンに沿った地震活動が、本震直後または数時間以内に発生している様子が捉えられた。これらの観測結果は、M6クラスのアウターライズ域のプレート内正断層地震であっても、複数の断層が連動して活動することを示している。より大規模なアウターライズ地震によって生じる津波の推定において、複数の断層の複合的な破壊による複雑な断層面形状を考慮することが必要である。

© 日本地震学会

Relative hypocenter determination using wave correlation around P-wave first motion with sampling frequency of 10 kHz

*Yuki Noda[1], Yoshihisa Iio[2]

1. Kyoto University Graduate School of Science, 2. Kyoto University Disaster Prevention Research Institute

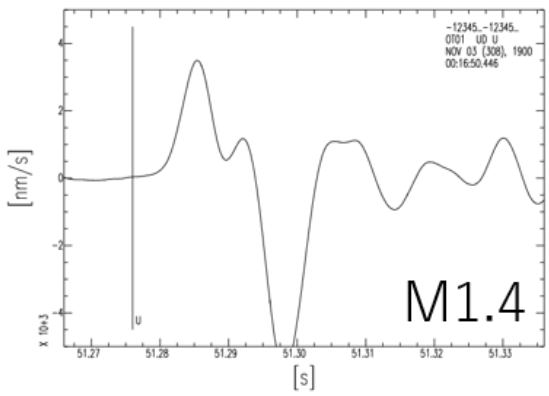
長野県西部地域では1995年6月から10kHzサンプリングによる地震観測が行われている。観測点は1984年長野県西部地震の余震域の東部を中心に設置されており、この地域では1976年8月以来地震活動が活発である。またこの地域では、震源が浅く信号が大きい地震が多い、岩盤が均質で固く非弾性減衰が小さい、観測点の周囲が静かでノイズレベルが小さいといった特徴があり、非常に地震観測に適した環境が整っている。そのため多数の微小地震データが得られ、シンプルな波形が観測できる。また、2008年8月からは満点システムによる250Hzサンプリングの観測も行われている。

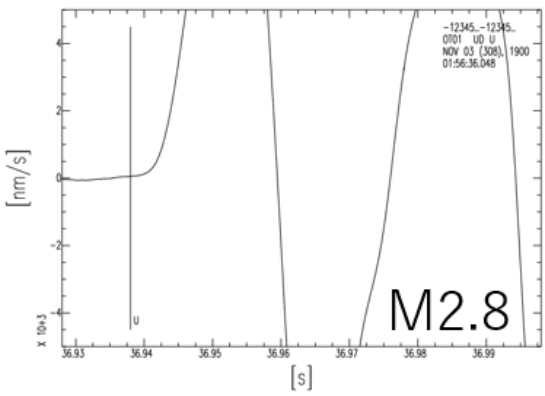
この研究では本震およびその前震をマグニチュード、発震時の前後関係、震央距離および鉛直距離から時空間的に定義し、前震それぞれについて本震に対する相対震源を決定した。

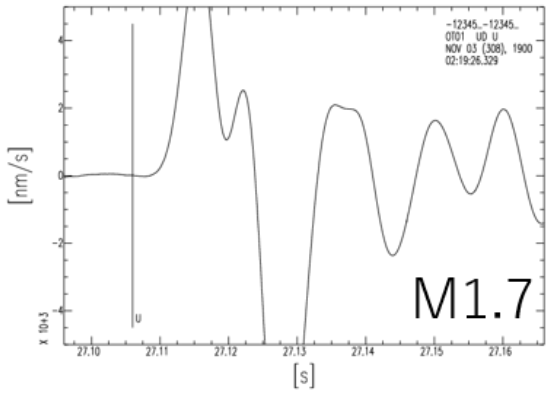
この研究で用いている波形データは10kHz速度波形の鉛直成分である。時空間的に定義した本震および前震活動の波形は、同じ観測点において、極性の違いはあってもP波初動の立ち上がりの数ミリ秒間の形状がよく似ていた。そこで本震とその前震から成るペアについて、ある観測点におけるP波初動付近の10ミリ秒程度の短いウインドウを用いて相互相関係数が最大になる時間差を求め、それをある観測点における２つの地震のP波到達時刻の差として扱った。このような値を用いて本震に対するその前震それぞれの相対震源決定をした。

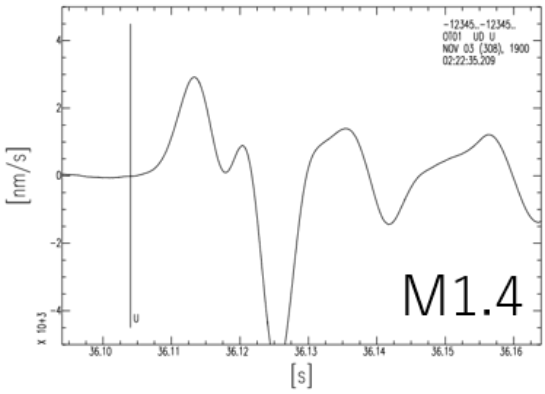
今後、相対震源決定の精度を数メートルまで高めたうえで震源周囲の応力変化を詳細に推定し、preslipモデルやcascadeモデルで説明されるような一連の前震活動の発生過程を解明していきたい。

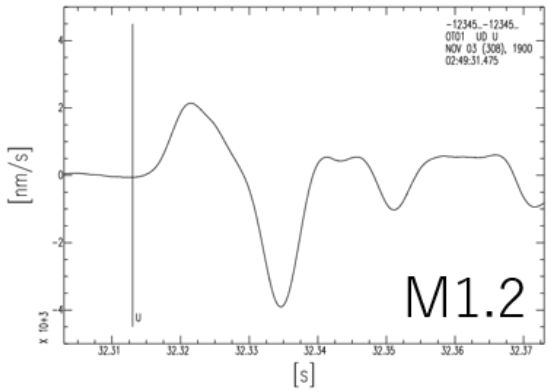
© 日本地震学会

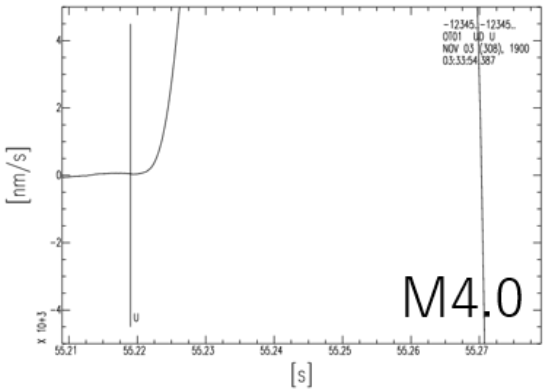

-12345..-12345..
0T01 UD U
NOV 03 (308), 1900
00:16:50.446
M1.4
[nm/s]
[s]


-12345..-12345..
0T01 UD U
NOV 03 (308), 1900
01:56:36.048
M2.8
[nm/s]
[s]


-12345..-12345..
0T01 UD U
NOV 03 (308), 1900
02:19:26.329
M1.7
[nm/s]
[s]


-12345..-12345..
0T01 UD U
NOV 03 (308), 1900
02:22:35.209
M1.4
[nm/s]
[s]


-12345..-12345..
0T01 UD U
NOV 03 (308), 1900
02:49:31.475
M1.2
[nm/s]
[s]


-12345..-12345..
0T01 UD U
NOV 03 (308), 1900
03:33:54.387
M4.0
[nm/s]
[s]

© 日本地震学会

Room B | Regular session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

[S09]PM-2

chairperson:Hideo Aochi(BRGM), chairperson:Makoto Matsubara(NIED)

Fri. Oct 30, 2020 2:30 PM - 3:30 PM ROOM B

[S09-23] Characterization of deep lower limit of seismogenic zone (D90) in the region of low heat flow region beneath Japanese Islands

〇Makoto Matsubara[1], Tomoko Elizabeth Yano[1], Hiroshi Sato[2] （1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo）

2:30 PM - 2:45 PM

[S09-24] The diveristy of source parameters in deep earthquakes with waveform similarity

〇Ayako Tsuchiyama[1], Junichi Nakajima[1] （1.Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology）

2:45 PM - 3:00 PM

[S09-25] Method to Evaluate the Probability of Earthquake Occurrence Using Information of Small Events

〇Hiroki Tanaka[1], Ken Umeno[1] （1.Kyoto University）

3:00 PM - 3:15 PM

[S09-26] Detection of rate change of induced seismicity using ETAS model

〇Hideo Aochi[1], Julie Maury[1], Thomas Le Guenan[1] （1.BRGM）

3:15 PM - 3:30 PM

©Seismological Society of Japan

Characterization of deep lower limit of seismogenic zone (D90) in the region of low heat flow region beneath Japanese Islands

*Makoto Matsubara[1], Tomoko Elizabeth Yano[1], Hiroshi Sato[2]

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

日本列島は地殻の変形と太平洋プレートやフィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震活動や地殻の変形に特徴づけられる。プレート境界の巨大地震に加えて、上盤プレート中の地震は被害と伴う地震の主な原因である。上盤プレート内で起こる地震の最大規模を推定する重要な要素である地震発生層の下限(D90)は、地表からD90までの間においてその領域下での地震の90%が発生していることを示す。本研究では三次元構造により再決定された震源カタログを用いてD90を推定した。

2000年10月から2017年12月までに東経129.2~146.3°、北緯30~46°、深さ0~100kmで発生した561,611個の地震を三次元地震波速度構造(Matsubara et al., 2019)を用いて再決定した。これらの地震のうち、活断層に起因する地震として、深さ25km以浅の地震を選び、ある点から±0.1°(約10km)の1辺が約20kmの矩形内における地震の数が11以上ある場合についてD90を算出した。領域の平均的なD90を推定する場合には、やや広い±0.25°(約25km)の1辺が約50kmの矩形内における地震の数から算出した。

我々の結果は既往の研究(Omuralieva et al., 2012)とほぼ一致した。浅いD90の地域は地殻熱流量が高い。D90のパターンは地殻熱流量(Matsumoto, 2007)や地温が300℃の深さであるD300degのパターン(Yano et al., 2020)と調和的である。

日本列島のD90はいくつかの特徴的な構造のところを除いて深さ約15kmである。活火山の下は共通して8km以浅という浅いD90で特徴づけられる。D90は前弧より背弧側が浅い。一方で冷たく厚い太平洋プレートの沈み込みにより、千島列島や東北日本、伊豆・小笠原弧等の前弧ではD90が深い。これらの領域での太平洋プレート上面境界の深さは25km以深であることからプレート境界の地震を含んでいないことから、上盤側プレート内の地震活動が深いところまで活発なこと示している。日高山脈や伊豆などの衝突帯ではD90が深く、モホ面の深さも深い(Matsubara et al., 2017)。関東地方南部や東海地方の太平洋岸ではD90が深いが、この領域においてはフィリピン海プレート上面境界が25km以浅のためプレート境界の地震を含んでいる。同時に、神縄・国府津-松田断層や富士川河口断層帯のようにプレート境界から連続的に地震活動が続いている領域でもある。

中新世における日本海拡大に伴い、本州北部の背弧側ではリフトが形成されたが、その後太平洋プレートの沈み込みに伴う圧縮場となり、リフトの形成は停止した(佐藤, 2014)。この中絶リフトの下ではD90は通常よりも深く20km以深まで達している。中絶リフトの中部・下部地殻の岩石は苦鉄質に富むため、この組成の違いによりD90が深くなっている。一方で、この領域のモホ面は浅い。中絶リフトの領域では伸長場時に地殻が薄くモホが浅くなり、さらに苦鉄質に富むマントル物質が大陸地殻に嵌入することにより下部地殻が高速度化し

© 日本地震学会

たため硬い物質が存在することになり、圧縮場において深部の硬い領域における地震活動が観測されると考えられる(佐藤, 2014)。西南日本においては中央構造線の南側のD90が9-10kmである。瀬戸内海に沿った地域ではD90は非常に深く、地殻熱流量が小さい地域と一致する。

本研究により得られた上盤プレートのD90は地殻熱流量やD300degと調和的な結果が得られた。内陸でのD90は、主として最近20Ma(2000万年)に発生したテクトニックな事象により形成された熱レジームやレオロジーに支配されていることを示唆する。

© 日本地震学会

The diveristy of source parameters in deep earthquakes with waveform similarity

*Ayako Tsuchiyama[1], Junichi Nakajima[1]

1. Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology

海溝から地球深部に向かって沈み込むスラブの深部で発生する深発地震は、その発生機構の解明が望まれている。そこで本研究では、太平洋スラブ内の200 km以深における相似地震の波形解析を行った。各地震に対して、P波、S波を含む40秒以上の時間窓で波形相関を計算し、5観測点以上でコヒーレンス値が0.9を超えるペアを相似地震群として定義した。その結果、中部日本領域の3252個の地震のうち、11個の地震が合計5つの相似地震グループを構成していた。次に、hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000)を用いて震源の再決定を行った結果、各グループはそれぞれ共通の断層面を形成するが、グループ内の個々の地震は同一断層面上の異なる場所で発生していることがわかった。さらに、個々の相似地震に対してスペクトル比法および減衰補正を用いて応力降下量、地震波放射エネルギー、地震波放射効率を推定した。その結果、推定された応力降下量は各グループ内ではほぼ同じ値であったが、グループ全体では10-100 MPaの多様性が存在していた。一方、単位モーメント辺りの地震波放射エネルギーと地震波放射効率の値は同一グループ内でも多様であった。本研究によって示された共通のスラブにおける相似地震の震源パラメータの多様性は、スラブ全体の特性よりも局所的な個々の断層の違いによって説明できると考えられる。従って、脱水反応に伴う流体の間隙水圧の上昇で破壊が始まり、塑性変形に伴う熱的な不安定性によって破壊が拡大するという複数の発生機構を用いることで説明できる可能性がある。

© 日本地震学会

Method to Evaluate the Probability of Earthquake Occurrence Using Information of Small Events

*Hiroki Tanaka[1], Ken Umeno[1]

1. Kyoto University

長期的な地震発生リスクを確率的に評価する上で, 地震の発生時刻の間隔についての統計性質は重要である. 地震の時間間隔分布は, M-T図にマグニチュード閾値(Mとする)を一つ設定して得られる点過程において, 隣接する点どうしの間隔(確率変数τ_Mで表す)の従う統計として得られる. この時間間隔分布の性質がカタログ解析により調べられてきた. なかでもマグニチュードの閾値を変えた際の時間間隔分布の性質を調べた研究は, スケールの異なるイベントの時間間隔の従う統計性質の間に普遍的な関係があることを示唆している[1,2]. それらの研究は, 地震の時間間隔の統計性質をその階層構造に注目して調べたものであるが, それらの階層間を繋ぐ方法・性質についてはあまり議論されてこなかった.

そうした階層間を橋渡しするには, 異なるマグニチュード閾値における時間間隔の間の条件付き確率を用いる方法が有効である[3]. この条件付き確率は, 異なる二つのマグニチュード閾値(mおよびM(>m)とする)における時間間隔の関係を, 大きい閾値(M)における時間間隔(τ_M)の中に含まれるという条件のもとで, 小さい閾値(m)での時間間隔(τ_m)の従う分布関数という仕方で与える. この条件付き確率には特徴的なスケール則がカタログ解析から見出されており, その性質より時間間隔分布の分布形を導くことができる.

一方で, 異なるマグニチュード閾値の時間間隔を結びつける方法としては, 小さい閾値(m)においてある長さの間隔が見出されたという条件のもとで, それを含む大きい閾値(M)での間隔の長さがいくらになるか, という確率を用いることも考えられる. この確率は, 上で述べた条件付き確率とベイズの定理により結びつけられるもので, 閾値Mおよびmでの時間間隔における一対一の関係を与えるものである. さらにこのベイズの定理に基づいて, 閾値mにおいて次々に現れる時間間隔($\tau_m^{(1)}$, $\tau_m^{(2)}$, ...)に対してベイズ更新を行うことができる. こうして更新を行って得られる尤度は, 閾値Mにおける時間間隔分布に, それより小さい閾値(m)において出現する時間間隔の情報を取り込んだものである.

発表では, マグニチュードの時系列におけるベイズの定理, およびベイズ更新の適用方法を示した上で, ETASモデル[4]で生成した時系列に対してこのベイズ更新を行った結果について述べる. 図はそのような更新の例である. 図の横軸は前回のM以上の規模のイベントからの経過時間, 縦軸はn回更新したときの尤度($p_{Mm}(\tau_M|\tau_m^{(1)}, ..., \tau_m^{(n)})$)の対数, カラーバーは更新回数(n)を表している. 黒線は更新回数n=0回で, 時間間隔分布を表す. 尤度は更新回数10回ごとに示されている. 太線の左端はその更新回数までの経過時間, 右端は実際に次のM以上のイベントが発生した時の経過時間(図中に縦線で表示されている)を表している. この例では, 短い経過時間でM以上のイベントが発生した場合（図中左側の群）と長時間経過後イベントが発生した場合（図中右側の群）について, 更新が進むにつれて尤度の形が変化していき, 実際にMを超えるイベントが発生した時刻の付近でピークを示す様子が見て取れる. ただし, ベイズ更新の回数はあらかじめ決まっているわけではなく, 図に示したような良い予測がいつでも行えるわけではない. 発表では, M以上のイベントの発生時刻が尤度のピーク付近に現れる条件について議論する.

[1] A. Corral, Phys. Rev. Lett. 92, 108501 (2004).
[2] Y. Aizawa, T. Hasumi, and S. Tsugawa, Nonlinear Phenom. Complex Syst. 16, 116 (2013).
[3] H. Tanaka and Y. Aizawa, J. Phys. Soc. Jpn. 86, 024004 (2017).
[4] Y. Ogata, J. Am. Stat. Assoc. 83, 9 (1988).

© 日本地震学会

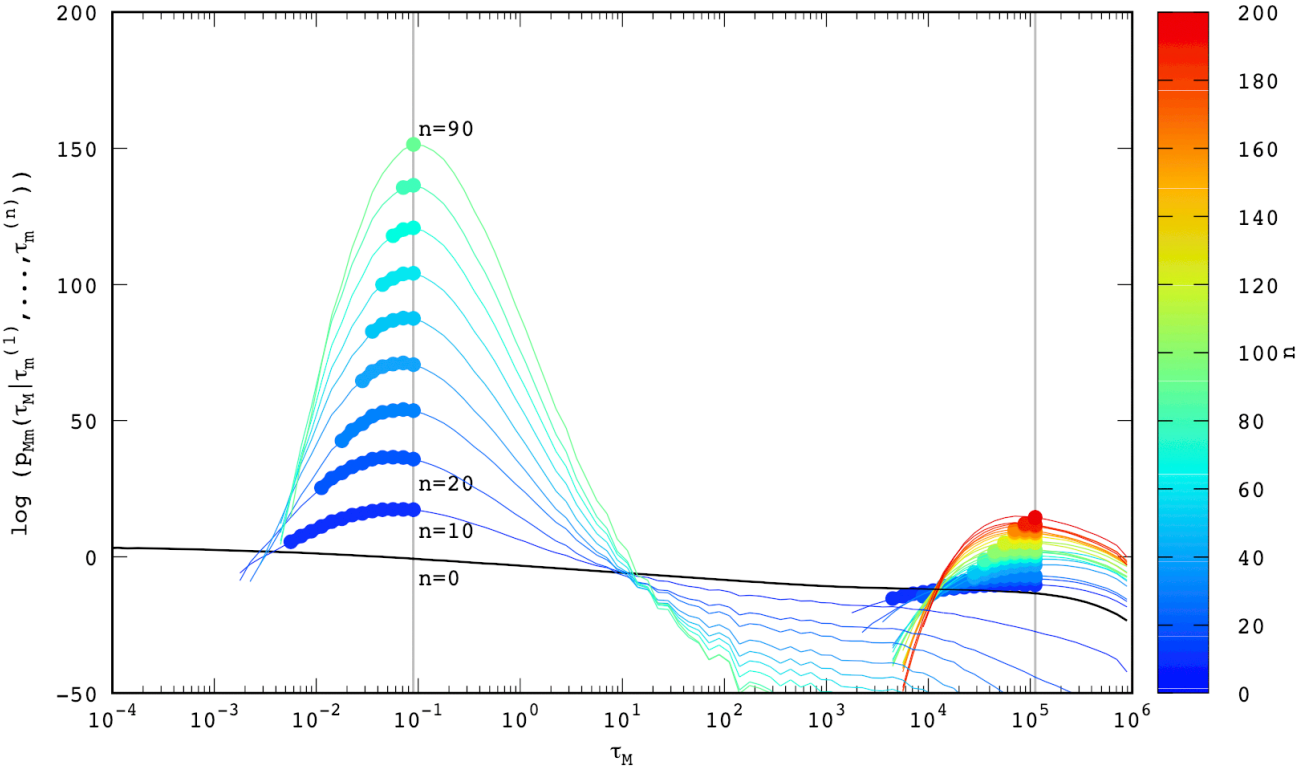


図1　ETASモデルに対してベイズ更新を適用して得られた大イベント(規模がM以上)発生の尤度の例. 横軸は前回の大イベントからの経過時間, 縦軸は尤度に対数をとったもの, カラーバーはベイズ更新の回数(n)を表す. 黒線はn=0回の時間間隔分布で, 尤度はn=10回ごとに表示されている. 太線の左端が各nでのそれまでの経過時間, 右端(縦の線)は実際に大イベントが発生したときの経過時間を示す. 図中には大イベントの発生時刻の異なる二つの例が示されている.

© 日本地震学会

Detection of rate change of induced seismicity using ETAS model

*Hideo Aochi[1], Julie Maury[1], Thomas Le Guenan[1]

1. BRGM

ETAS (Epidemic-Type Aftershock Sequence) model (e.g. Ogata, 1983, 1988) is widely used for natural seismicity, mostly supporting the stationarity of the background seismicity rate caused by tectonics. On the other hand, induced seismicity rate evolves with on-going operation (fluid injection, etc.) and the assessment of non-stationary seismicity is important. In this study, we apply the ETAS model to detect the seismicity change and aim to characterize the obtained ETAS parameters with the operation information such as injected fluid volume.

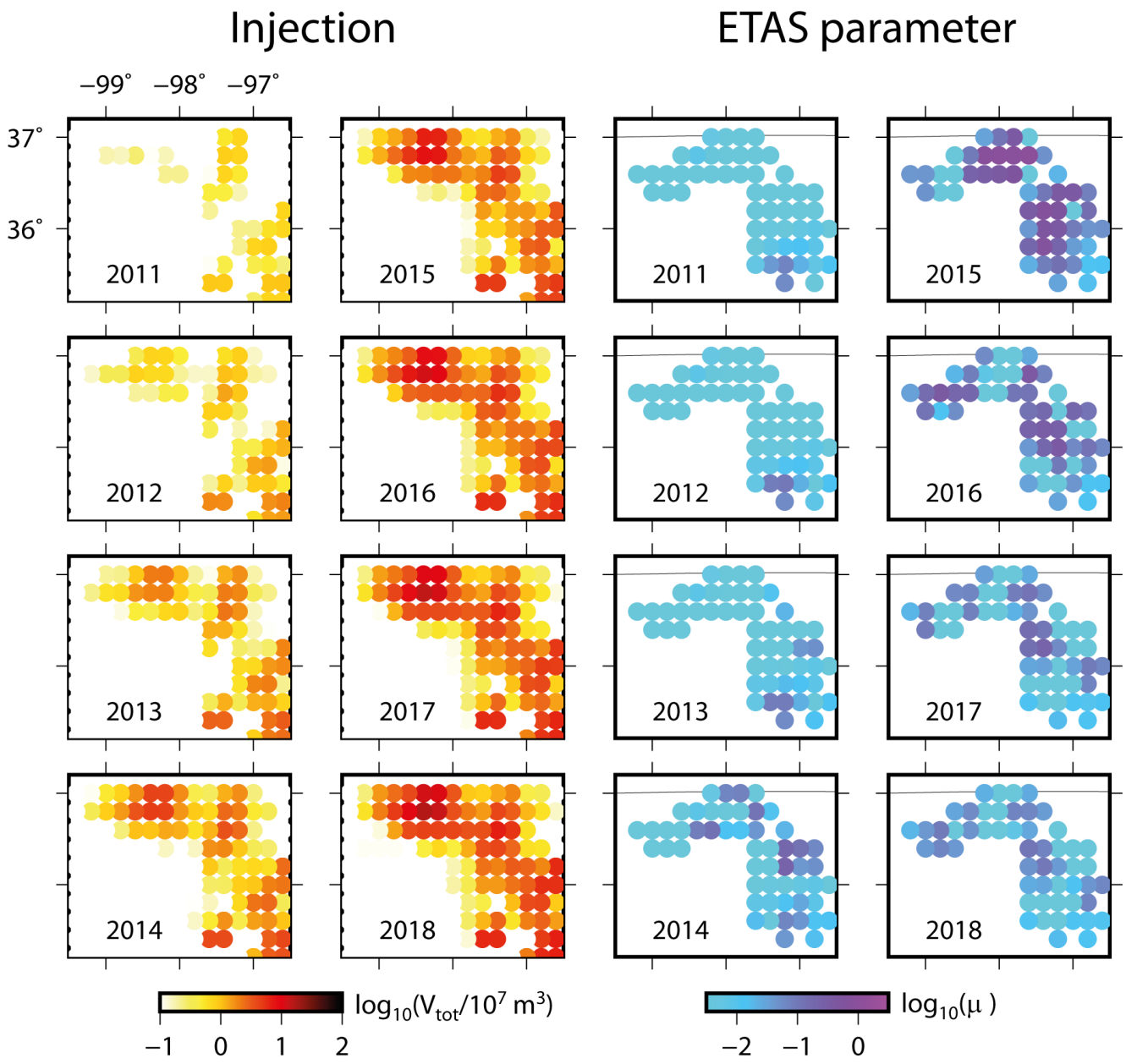
A standard, stationary ETAS model consists of five parameters (μ, K, α, c, p). The first parameter μ (number of earthquakes par day) is usually considered stationary. The other four concern the cumulative effect of the triggered events. The ratio between μ and K tells that the importance of the "induced" events with respect to "triggered" ones in a sequence. However no explicit formulation of variable μ is known for non-stationary seismicity. Therefore, we are going to decluster the observed seismicity into μ (hereafter called "declustered seismicity rate") and the triggered part.

We have applied ETAS model on different data sets: 2000 Soultz-sous-Forêt, France (stimulation test at deep geothermal site), 2010-2013 Rousse, France (CO_2 storage experiment in depleted gas reservoir) and 2010-2018 Oklahoma, USA (waste water injection, principally). In particular, the seismicity in Oklahoma expands in space and time due to massive injection from multiple wells. We carry out a systematic regression on Oklahoma data (Oklahoma Geological Survey). Spatially, we select each area with a radius of 20 km to have a sufficient number of earthquakes. Temporally, we fix a time window of 200 events, shifting by 50 events, such that the regression is stable enough. After some trials, we determine two variables of interest (μ, K) by fixing the three other parameters. Figure 1 shows the regression result on the declustered seismicity rate μ and the total injected volume on the same area based on the data reported by Oklahoma Corporation Commission, Oil and Gas Division. The variable K does not change significantly. In Figure 1, total volume injected in Arbuckle layers is calculated for each area, and μ is calculated at the 53 areas where there are more than 250 earthquakes recorded of magnitude larger than and equal to 2.3 between 2010 and 2018. The peaks of μ appears from the end of 2014 to 2015. We find that the appearance of high μ does not always corresponds to the high injected volume area

We then analyze among the parameters. The acceleration of μ can be fitted through an exponential function of normalized total injected volume with a ceiling (μ_{max}). After the peak, the attenuation phase can be fitted with an exponential decay of time passed. The values of μ_{max} (about 3-4 eq/day at maximum among them) are not related to the injection itself so that this should be an intrinsic seismic potential at each area. The acceleration and attenuation rates show certain tendency with the other parameters. For example, μ may not increase rapidly for a high μ_{max}. At average, a coefficient of 0.83 (yr^{-1}) is found for an exponential equation of decay. This is much slower (by a factor of 10 and more) than the one we found in the Rousse case. This is because the injection continues anyway in the Oklahoma case.

In conclusion, our statistical analysis allows to follow (forecast) the seismicity evolution with the injection once it begins. However, it is hard to precise the turning points (beginning of the seismicity increase and its peak). The parameters (seismic potential) should be information to learn from the field and

© 日本地震学会

understanding the turning points needs mechanical insights within a fracture system.

Acknowledgement: This work benefits the fundings through GEODENERGIES Miss-CO2 (˚ 10-IEED-0810-03) and the European Union’ s Horizon 2020 research and innovation programme under grant agreement number ENER/H2020/764531/SECURe.