

**Mon. Sep 16, 2019**

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

9:30 AM - 10:30 AM JST | 12:30 AM - 1:30 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

**[S15]AM-1**

chairperson: Sayumi Yoshida (HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.), Ritsuko Matsu'ura (Association for the Development of Earthquake Prediction)

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

[S15-01] Investigation to estimate high-frequency limit of Empirical Green's tensor derivatives (EGTD) using aftershocks

\*SAYUMI YOSHIDA<sup>1</sup>, MASANORI HORIKE<sup>1</sup> (1. HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.)

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

[S15-02] 3D Complete Nonlinear Methods for Soil-Building Interaction Based on an Input Wavefield

\*Masahiro Iida<sup>1</sup> (1. University of Tokyo, Earthquake Research Institute)

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

[S15-03] Evaluation of seismic motion on a subsurface level from the ground motion at a free surface position without plane-wave incidence assumption

\*Hiroshi Takenaka<sup>1</sup>, Masanao Komatsu<sup>1</sup>, Tomotsugu Watanabe<sup>1</sup>, Mitsutaka Oshima<sup>2</sup>, Takeshi Nakamura<sup>3</sup> (1. Department of Earth Sciences, Okayama University, 2. Shimizu Corporation, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

[S15-04] Estimation of the maximum seismic intensity of each 250m-mesh in Japan for 1585-2018

\*Ritsuko S. Matsu'ura<sup>1</sup>, Takeo Ishibe<sup>1</sup>, Koji Iwasa<sup>1</sup>, Mitsuko Furumura<sup>1</sup> (1. Association for the Development of Earthquake Prediction)

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

10:45 AM - 12:00 PM JST | 1:45 AM - 3:00 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

**[S15]AM-2**

chairperson:Hongjun Si(Seismological Research Institute Inc.), Yusuke Tomozawa(KOBORI RESEARCH COMPLEX INC.)

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

**[S15-05] On the large peak ground motion observed during the 2018 M6.6 Eastern Iburi, Hokkaido, Earthquake**\*Hongjun Si<sup>1</sup>, Mitsuko Furumura<sup>2</sup>, Ritsuko S. Matsu'ura<sup>2</sup> (1. Seismological Research Institute Inc., 2. Association for the Development of Earthquake Prediction)

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

**[S15-06] A broadband source model of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake**\*Kaori Nagai<sup>1</sup>, Kimiyuki Asano<sup>1</sup>, Tomotaka Iwata<sup>1</sup> (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

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

**[S15-07] Estimation of Inhomogeneous Attenuation Structure, Source and Site Effects of the Western Hokkaido Based on Block Inversion Analysis**\*Yusuke Tomozawa<sup>1</sup>, Kenichi Kato<sup>1</sup>, Kiichiro Nojiri<sup>2</sup> (1. Kobori Research Complex, 2. Hokkaido Electric Power Company)

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

**[S15-08] Attenuation Curves of Bedrock Motions due to Crustal Earthquakes in Japan and their Near Source Characteristics**\*Tomonori Ikeura<sup>1</sup> (1. Kajima Technical Research Institute, Kajima Corporation)

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

**[S15-09] Dynamic rupture simulation for moderate-sized strike-slip fault considering spatial heterogeneities on various initial conditions**\*Hiroshi Kawase Kawase<sup>1</sup>, Jikai Sun<sup>2</sup>, Arben Pitarka<sup>3</sup>, Fumiaki Nagashima<sup>1</sup>, Eri Ito<sup>1</sup> (1. DPRI, Kyoto University, 2. Grad. School of Eng., Kyoto University, 3. Laurence Livermore National Laboratory)

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

2:45 PM - 3:45 PM JST | 5:45 AM - 6:45 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

**[S15]PM-2**

chairperson:Hiroe Miyake(The University of Tokyo), Yosuke Nagasaka(Port and Airport Research Institute)

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

**[S15-10] Recipe for Predicting Strong Ground Motion on the SCEC Broadband Platform**\*Hiroe Miyake<sup>1</sup>, Asako Iwaki<sup>2</sup>, Nobuyuki Morikawa<sup>2</sup>, Takahiro Maeda<sup>2</sup>, Hiroyuki Fujiwara<sup>2</sup> (1. The University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

**[S15-11] Moment–Area Scaling Assuming Constant Stress Drop from Small to Great Crustal Earthquakes**\*Kazuhiro Hikima<sup>1</sup>, Akihiro Shimmura<sup>1</sup> (1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

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

**[S15-12] Source Model of the 2008 Northern Iwate Intraslab Earthquake using Ground Motion Records in Wide Area**\*Shuji Kumagai<sup>1</sup>, Shinya Tanaka<sup>2</sup>, Kensuke Arai<sup>3</sup> (1. Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2. TOKYO ELECTRIC POWER SERVICES CO.,LTD., 3. SHIMIZU CORPORATION)

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

**[S15-13] Pseudo point-source model with variable corner frequency: application to the Miyagi-Oki earthquake of 26 May, 2003**\*Yosuke Nagasaka<sup>1</sup>, Atsushi Nozu<sup>1</sup> (1. Port and Airport Research Institute)

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

4:00 PM - 5:15 PM JST | 7:00 AM - 8:15 AM UTC | ROOM A Clock Tower Centennial Hall

**[S15]PM-3**

chairperson:Naoki Hayashimoto(Japan Meteorological Agency), Kenji Kanjo(Takamisawa Cybernetics Co.Ltd.)

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

**[S15-14] Utilization of OBS data for Earthquake Early Warning**

\*Naoki Hayashimoto<sup>1</sup>, Jun Akutagawa<sup>1</sup>, Keishi Noguchi<sup>1</sup>, Ken Moriwaki<sup>1</sup>, Masahiko Morimoto<sup>1</sup>, Kuninori Okamoto<sup>1</sup>, Yuki Kodera<sup>2</sup>, Koji Tamaribuchi<sup>2</sup>, Mitsuyuki Hoshiba<sup>2</sup>, Takeshi Nakamura<sup>3</sup>, Takashi Kunugi<sup>3</sup>, Shin Aoi<sup>3</sup> (1. Japan Meteorological Agency, 2. Meteorological Research Institute, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

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

**[S15-15] Application of the Japanese Earthquake Early Warning Method (IPF method) to the 2018 Hualien earthquake in Taiwan**

\*Masumi Yamada<sup>1</sup>, Dayi Chen<sup>2</sup>, Koji Tamaribuchi<sup>3</sup> (1. DPRI, Kyoto University, 2. CWB, Taiwan, 3. MRI)

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

**[S15-16] Estimation of fault geometry to obtain an accurate seismic intensity in real time**

\*YING XIAO<sup>1</sup>, Masumi Yamada<sup>2</sup> (1. Key Laboratory of Earthquake Engineering and Engineering Vibration, Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration, 2. DPRI, Kyoto University)

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

**[S15-17] Is Mw so useful for earthquake early warning? : from viewpoint of real-time prediction of ground motion**

\*Mitsuyuki Hoshiba<sup>1</sup> (1. Meteorological Research Institute, JMA)

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

**[S15-18] Importance of the high-density observation for seismic strong motion disaster prevention**

\*kenji kanjo<sup>1</sup>, isao takahashi<sup>1</sup>, yoshinori shinohara<sup>1</sup>, rami ibrahim<sup>1</sup> (1. Takamisawa Cybernetics Co.Ltd.)

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

🏠 Mon. Sep 16, 2019 9:30 AM - 10:30 AM JST | Mon. Sep 16, 2019 12:30 AM - 1:30 AM UTC | 🏠 ROOM A  
Clock Tower Centennial Hall

**[S15]AM-1**

chairperson: Sayumi Yoshida (HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.), Ritsuko Matsu'ura (Association for the Development of Earthquake Prediction)

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

[S15-01] Investigation to estimate high-frequency limit of Empirical Green's tensor derivatives (EGTD) using aftershocks

\*SAYUMI YOSHIDA<sup>1</sup>, MASANORI HORIKE<sup>1</sup> (1. HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.)

---

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

[S15-02] 3D Complete Nonlinear Methods for Soil-Building Interaction Based on an Input Wavefield

\*Masahiro Iida<sup>1</sup> (1. University of Tokyo, Earthquake Research Institute)

---

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

[S15-03] Evaluation of seismic motion on a subsurface level from the ground motion at a free surface position without plane-wave incidence assumption

\*Hiroshi Takenaka<sup>1</sup>, Masanao Komatsu<sup>1</sup>, Tomotsugu Watanabe<sup>1</sup>, Mitsutaka Oshima<sup>2</sup>, Takeshi Nakamura<sup>3</sup> (1. Department of Earth Sciences, Okayama University, 2. Shimizu Corporation, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

---

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

[S15-04] Estimation of the maximum seismic intensity of each 250m-mesh in Japan for 1585-2018

\*Ritsuko S. Matsu'ura<sup>1</sup>, Takeo Ishibe<sup>1</sup>, Koji Iwasa<sup>1</sup>, Mitsuko Furumura<sup>1</sup> (1. Association for the Development of Earthquake Prediction)

# Investigation to estimate high-frequency limit of Empirical Green's tensor derivatives (EGTD) using aftershocks

\*SAYUMI YOSHIDA<sup>1</sup>, MASANORI HORIKE<sup>1</sup>

1. HANSHIN CONSULTANTS Co., Ltd.

## 1. はじめに

地震動グリーン関数の空間微分は、地震動予測等に利用できる重要な情報である。これを数値的に推定するためには地下構造モデルが必要となるため、現状では1Hz以上の高周波数成分を含むことは難しい。高周波数成分を含むグリーン関数空間微分を作成する方法の1つとして、観測記録を利用する方法がある。Plicka and Zahradnik (1998)は、複数の小地震記録を用いて、グリーン関数の空間微分 (EGTD) の推定法を提案した。この手法は、伝播経路や地盤のモデル化を必要とせず、また異なるメカニズム解の余震からでも任意のメカニズム解の地震動の計算ができる手法である。しかし、どの程度の範囲の余震を用いればどの程度の高周波数(限界高周波数)まで信頼できるEGTDが推定できるかが明らかになっていない。本研究では、これらの検討を、2016年に発生した熊本地震の余震記録を用いて実施した。

## 2. データと手法

今回使用した2016年熊本地震の余震記録はおおよそマグニチュード2～4の範囲の余震である。EGTDを推定するためには、断層パラメータ (走向・傾斜・滑り角)、地震モーメントやコーナー周波数からなる震源パラメータが必要となる。そのため、断層パラメータはP波初動から、地震モーメント、コーナー周波数は $\omega$ -2モデルを仮定してS波のフーリエスペクトルから算出した。

初めに、ある半径の球内に位置する6個以上からなる余震グループを設定し、次にPlicka and Zahradnik (1998)により提案された手法を用いてグループ化された余震群から3成分地震動のEGTDを推定した。更に、EGTDの推定に用いてない余震の観測波形 (検証余震波形) と推定したEGTDを用いて算出した地震動波形を、相関関数を指標として比較し、EGTDの限界高周波数を評価した。

## 3. 結果

EGTD推定のための地震グループ化半径を500m, 1000mにした場合、4 HzまでのEGTDが高精度で安定して推定できた。グループ化半径500mと1000mを比較すると半径500mの方がより高精度のEGTDが推定された。この結果は、グループ化をする余震はより接近したものを選択するとより高精度のEGTDが推定できることを意味する。これは、グループ化の範囲の代表的な長さ (直径) に対して、考慮している最短波長の比が、半径500mの方が大きいためであると考えられる。また、グループ化半径500mの場合はさらに10Hzまで高精度に推定できる可能性を示唆する結果となった。これらの結果は、比較的精度良く震源パラメータが決定できた余震記録を用いた場合である。一般に、規模の小さい地震の震源パラメータを一意的に決定することは難しい。しかし、震源インバージョン等に利用することを考えると、震源パラメータの精度がやや悪い余震記録からもEGTDを推定できるようにしたい。

EGTDの推定に利用することができる地震を増やすために、震源パラメータの決定精度が悪い余震記録に遺伝的アルゴリズム (GA) を用いて、余震波形に良く合う震源パラメータとEGTDの同時推定を行った。その結果、走向・傾斜・滑り角の検索範囲( $\pm 0.1$  radians)でパラメータの決定精度が悪い余震を用いても、4 HzまでのEGTDが求められることが確認できた。また、余震グループによっては、4 Hzより高い高周波数限界まで利用できるEGTDを推定できる場合があることもわかった。

この研究の結論は、以下の3点である。

- (1) 余震地震動波形から推定したEGTDは、少なくとも4Hzまでは充分信頼できる。
- (2) グループ化する余震はより接近したものを選択するとより高精度のEGTDが推定できる。
- (3) 余震の震源パラメータの精度がやや悪くてもEGTDの推定に利用できる。



# 3D Complete Nonlinear Methods for Soil-Building Interaction Based on an Input Wavefield

\*Masahiro Iida<sup>1</sup>

1. University of Tokyo, Earthquake Research Institute

1. 序 軟弱地盤で重要な短周期（周期数秒以下）表面波を適切に取り扱うために、入力地震波動場（波動が伝播している状態）に基づく、3次元建物-地盤相互作用解析法を提案した。その第一歩として、水平地震動を受ける多層地盤において、3次元線形相互作用解析を実施した [1]。次に、その解析法に、地盤の材料非線形を導入した [2]。提案法では、相互作用系と、波動場評価のための（数十mの浅い地下構造を含む）数百m以上の深い地下構造を使用する(図1)。短周期表面波が、浅い構造と深い構造の両方の物性に強く依存するからである。

本研究では、さらに上部構造と杭の材料非線形を導入し、垂直動も考慮する。解析法の効果を確認するために、メキシコ市の軟弱地盤の中層鉄筋コンクリート(RC)ビルと、東京湾の埋立区域の中層RCビルと木造建物、の3ケースの解析を実施する。そして、東京湾の埋立区域の中層RCビルのケースを説明する [3]。

2. 方法 図1の3次元相互作用系において、上部構造は集中質量のせん断モデル、摩擦杭に支えられる基礎は剛体である。杭は円筒要素、土は直方体要素、でモデル化される。数式は、ここでは割愛する。

3. 地盤応答 本研究に先立ち、3成分入力波動場に基づく、3次元非線形地盤解析法を使用して、東京湾の埋立区域の越中島観測点において、1923年関東地震(M=8.1)による線形、非線形、液状化地盤応答を実施した [4]。

非線形地盤では、地震動の振幅はあまり大きくならなかった。液状化地盤では、その剛性低下によって、表面波の振幅がきわめて大きくなった。

4. 非線形地盤における建物応答 本研究では、まず、非線形地盤において、8階建RCビルの非線形相互作用解析を実施する。建物（上部構造と杭）は、多少非線形挙動をする。1階や中間階、杭頭において被害が発生する可能性がある。

5. 液状化地盤における建物応答 次に、液状化地盤において、同じビルの非線形相互作用解析を実施する。建物の応答は、きわめて大きくなる。上部構造の層間変位とせん断力を見ると、1階だけが特に大きな応答になる。曲げモーメントを見ると、4mから8mの液状化層と、2mに位置する杭頭を含むその上の層において杭は降伏する。杭を有するRCビルでは、建物全体が液状化地盤の大きな応答に抵抗するので、1階で大きな層間変位やせん断力が発生すると考えられる。

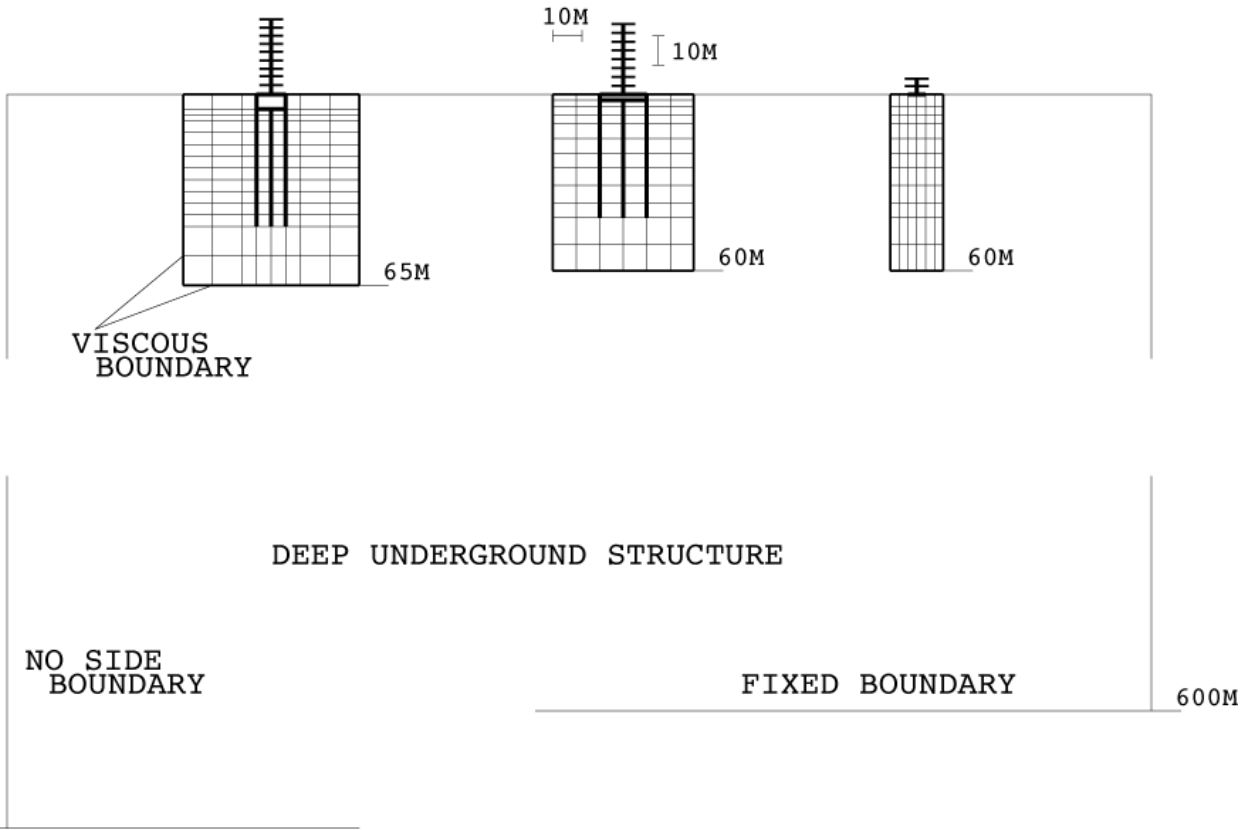
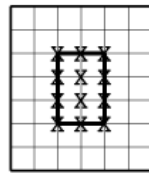
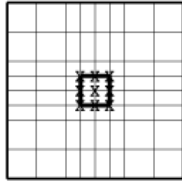
6. 議論と結論 他の2つのケースでは、特徴が異なる建物応答が得られたが、ここでは割愛する。また、建物の応答に、垂直動の影響は見られない。解析法は適切に機能し、特に中層RCビルの応答を適切に説明できた。

参考文献 [1] Iida (2013). Int. J. Geomechanics, ASCE, 13(4), 430-440. [2] Iida (2017). Int. J. Geomechanics, ASCE, 17(3), 04016081. [3] Iida (2019). Int. J. Geomechanics, ASCE (submitted). [4] Iida (2016). Int. J. Geomechanics, ASCE, 16(1), 04015026.

ROMA-C  
9-STORY RC

ECHUJIMA  
8-STORY RC

2-STORY W



## Evaluation of seismic motion on a subsurface level from the ground motion at a free surface position without plane-wave incidence assumption

\*Hiroshi Takenaka<sup>1</sup>, Masanao Komatsu<sup>1</sup>, Tomotsugu Watanabe<sup>1</sup>, Mitsutaka Oshima<sup>2</sup>, Takeshi Nakamura<sup>3</sup>

1. Department of Earth Sciences, Okayama University, 2. Shimizu Corporation, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

地震動による基礎地盤や施設の安定性評価などにおいて、解析地盤モデルの下端（基盤面）に入力する地震動を作成する際に、地表1点の地震動（以下「基準地震動」と呼ぶ）から地中のある深さにおける地震動（入射波）の分布を算定する必要がある（図1(a)）。従来、基準地震動を平面波の鉛直入射を仮定して1次元の多重反射理論に基づいて地中に戻し、鉛直入射平面波として解析モデル下端に入力することがしばしば行われている。しかし、このような鉛直入射平面波を仮定する設定では、入力地震動の水平動成分はS波として扱われる一方、上下動成分はP波として扱われる。その結果、主要動であっても、モデルでは上下動はP波として伝播することになり、自然現象を模擬（シミュレート）しているとはいえない。また、鉛直ではなく斜め入射の平面波を仮定する場合においても、一般に地震動には様々な水平スローネスを持つ波線の波が含まれており、それをひとつの水平スローネスの平面波を仮定して地中に戻すことは、特に多成分の継続時間の長い地震動を扱う場合には、やはり理論的な矛盾を生じてしまう。本研究では、平面波入射の仮定に基づかない、ひとつのシンプルな方法を提案する。

その方法とは、震源を含む地下構造モデル（図1(b))を用意し、時間関数がインパルス（デルタ関数）の食い違い震源を仮定して、地表の基準地震動の観測点と入力地震動が必要な地中位置（例えば、2次元解析モデルでは水平な直線状に分布）における地震動（理論波形）を計算し、地表位置の理論波形に対する地中位置の理論波形の伝達関数を基準地震動に作用して得られる波形を入力地震動に用いるというものである。この伝達関数は地中位置各点の理論波形を地表の理論波形でデコンヴォリューション（周波数領域で割り算）して得られるが、実際には以下のようにすれば直接伝達関数を計算する必要はない（地中の点の数だけデコンヴォリューションを実施する必要はない）。実際には、基準地震動を地表の理論波形でデコンヴォリューションして得られる波形（一種の「実効的な震源時間関数」）を地中の理論波形にコンヴォリューション（周波数領域で掛け算）するだけで（基準地震動に対応した）地中地震動が得られる。「実効的な震源時間関数」は一度計算すれば、それを地中の任意の点（今の場合は、入力地震動が必要な地中の全ての点）で共通に適用できる。理論波形の計算には、震源を含む地下構造モデルとして水平成層構造を採用すれば、reflectivity法（離散化波数法や波数積分法など）などの準解析的な手法で十分短周期まで計算可能である。また、地中の点の地震動を上昇波と下降波（いずれもエバネッセント波を含む）に分解することが可能なので、地中の理論波形に上昇波成分だけを用いることにより、入射波を算定することができる。

この方法だと、平面波入射を仮定することなく、解析モデルの下端全体の入力地震動を設定することができる。本発表では、地表における基準地震動から地中における入力地震動（入射波）を算定する具体的な手順を式と計算例によって示す。

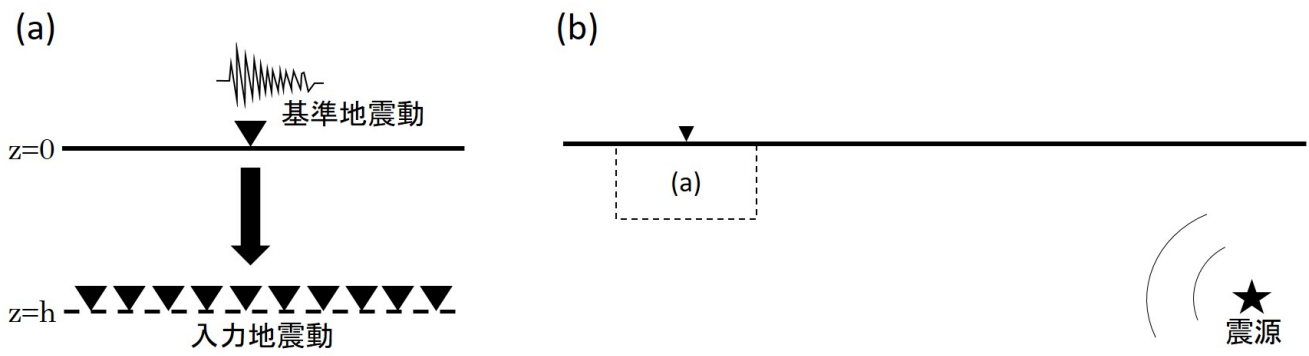


図1:(a)解析地盤モデル. (b)震源を含む地下構造モデル.

# Estimation of the maximum seismic intensity of each 250m-mesh in Japan for 1585-2018

\*Ritsuko S. Matsu'ura<sup>1</sup>, Takeo Ishibe<sup>1</sup>, Koji Iwasa<sup>1</sup>, Mitsuko Furumura<sup>1</sup>

## 1. Association for the Development of Earthquake Prediction

これまで、四半世紀近く、近世の被害地震の系統的な解析を実施して、震源域・深さ・規模の推定を系統的に蓄積し [e.g. 中村・松浦(2018)], 種々の歴史地震によって地震動の強さが推定された地点は、250mメッシュ以上の分解能で8000点以上蓄積されている [e.g. Matsu'ura (2017)]. 未だ安政東海・南海地震など解析が完了していない地震が1割程度残されているものの、この8000余点の分布と、Miyazawa and Mori (2009) による最近500年間の各地の既往最大震度分布図とは、大きな乖離がある。

最近、地震の場所とMw, 震源タイプ, 地点のAVS30と関連する直下のスラブの深さ, が与えられれば, 地点の計測震度を予測できる簡単な式ができた [Matsu'ura et al. (2019)]. この式は, 表層の影響も, 東日本の太平洋側で顕著である異常震域等も含まれており, 一切の後付け補正項が必要ない. 震源の深さの精度で式が切り替わる心配もない.

そこで, J-SHISの250mメッシュのAVS30の値, 及びCAMPモデル [Hashimoto et al. (2004)] を利用した国内陸地の各250mメッシュ直下のPAC及びPHSスラブの上面深さを用意して, 1585年以降2018年までに日本で発生したM6.8以上の地震による日本の全メッシュ毎の震度を推定した. 推定に用いた震源は, 1884年~1922年は宇津 (1999), 1923年~2018年は気象庁震源カタログ, さらに両者に松浦・石辺 (2018) など近代に関する個別の検討を加えた. 1585年から1884年までは松浦・ほか (2010) などの近世の解析結果 [e.g. Matsu'ura (2017)] をMに関わらず含め, 未解析のM6.8以上とされる大地震は宇佐美・ほか (2013) などを参考に震源および震源域を補充して用いた. 利用したカタログはすべて気象庁Mが与えられているので, Mwは気象庁Mより0.2小さいと仮定した. 使用した震度推定式は, Mw7.5以上は震源域からの最短距離を用いるので, 「日本の地震活動」等に示された震源域を参考とした.

こうして, 1585年以降434年間の既知の大地震による, 各メッシュの既往最大震度の全国推定図が得られた (図1). 比較のために, 1585年天正地震以降288年間の史料から判る範囲での既往最大の震度の分布図 [Matsu'ura (2017)] を示す. 比較して全国推定図の方が著しく赤い部分は, 例えば1894年根室沖, 1952年と2003年十勝沖地震等, 北海道東部の巨大地震のような明治以降しか地震履歴が判らない場所で発生した地震による高震度や, 濃尾地震・福井地震・鳥取地震・東北地方太平洋沖地震とその後の一連の珍しい場所の地震など, 近代以降の大地震による震度が既往最大となっている地域である. その他で両者は良く合致している. 蓄積された歴史地震の震度データ, 推定された歴史地震の震源, 現代データから導出された震度推定式が相互によく合致しており, 3つが一貫していることが確認できた. 一方, Miyazawa and Mori (2009) で周囲より高くなる中国山地は, この推定図では震度5.5以上にならない. 彼らの空間補間がうまく機能していない証左であり, 確率論的予測地図の検証には不向きであることを示している.

震度に対する地盤の影響は大きいので, 歴史地震データを用いて震源推定を行う際は, 史料地点の地盤の影響考慮が不可欠である. 逆に地盤の影響を推定できる程度の精度で位置が決まっている歴史地震の震度でなければ, 確率論的な震度予測の検証には使えないことがよく判る. 長期間の予測地図があれば, 今回のような全国推定最大震度を対応期間用に作成可能なので, 地図の検証が可能である.

本研究は地震調査研究推進本部の評価等支援事業の一部として文部科学省からの委託によって実施された.

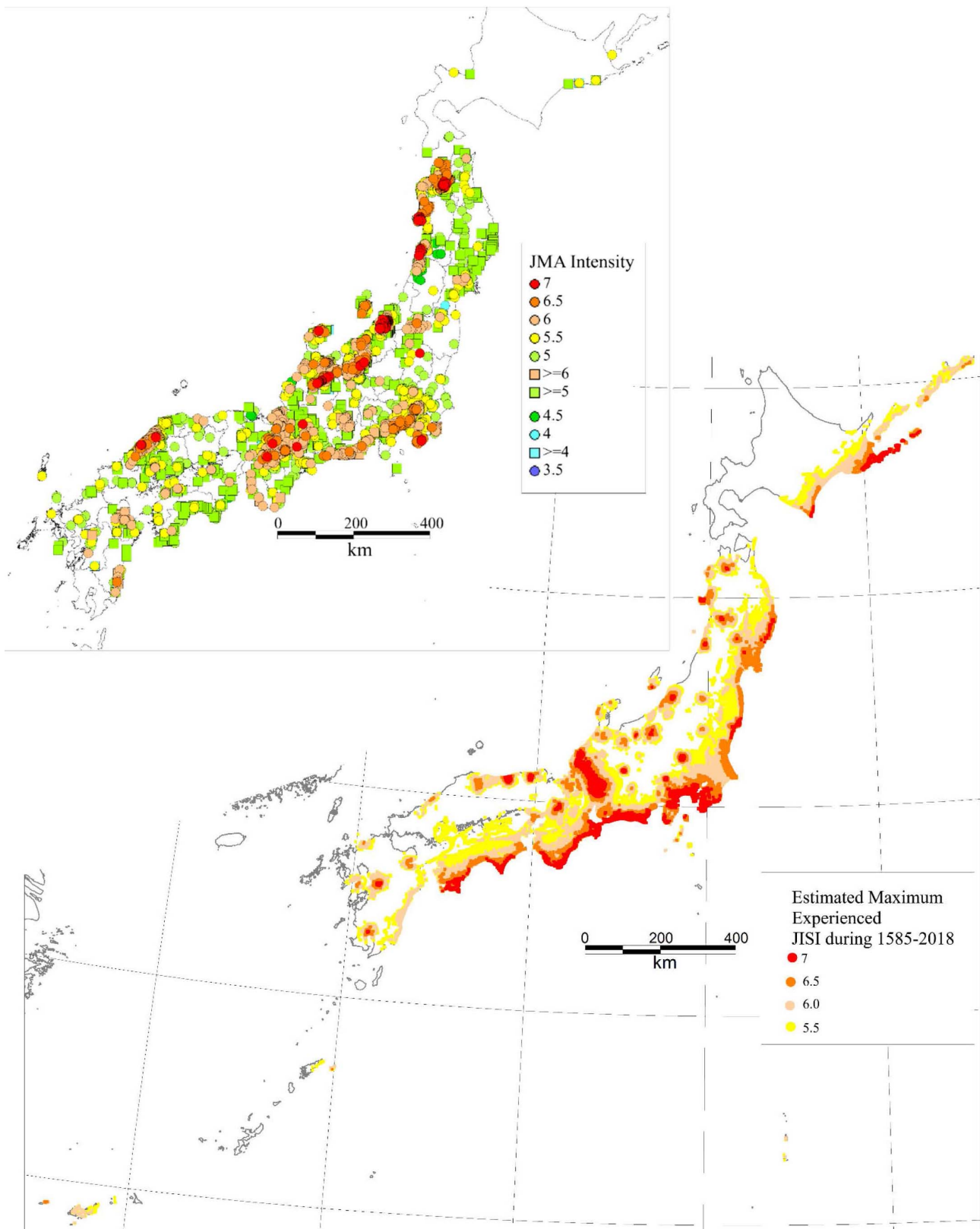


Fig. 1. 250m-mesh areas estimated to be experienced 5.5 or larger Japanese Instrumental Seismic Intensity in 1585-2018. Upper figure shows the maximum intensities experienced in the early modern [after Matsu'ura (2017)]. Intensities due to 1854 Ansei Tokai and Nankai earthquakes and some known historical large earthquakes are not yet included in the upper map.

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

📅 Mon. Sep 16, 2019 10:45 AM - 12:00 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 1:45 AM - 3:00 AM UTC | 🏢 ROOM A  
Clock Tower Centennial Hall

**[S15]AM-2**

chairperson: Hongjun Si (Seismological Research Institute Inc.), Yusuke Tomozawa (KOBORI RESEARCH COMPLEX INC.)

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

[S15-05] On the large peak ground motion observed during the 2018 M6.6 Eastern Iburi, Hokkaido, Earthquake

\*Hongjun Si<sup>1</sup>, Mitsuko Furumura<sup>2</sup>, Ritsuko S. Matsu'ura<sup>2</sup> (1. Seismological Research Institute Inc., 2. Association for the Development of Earthquake Prediction)

---

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

[S15-06] A broadband source model of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake

\*Kaori Nagai<sup>1</sup>, Kimiyuki Asano<sup>1</sup>, Tomotaka Iwata<sup>1</sup> (1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

---

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

[S15-07] Estimation of Inhomogeneous Attenuation Structure, Source and Site Effects of the Western Hokkaido Based on Block Inversion Analysis

\*Yusuke Tomozawa<sup>1</sup>, Kenichi Kato<sup>1</sup>, Kiichiro Nojiri<sup>2</sup> (1. Kobori Research Complex, 2. Hokkaido Electric Power Company)

---

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

[S15-08] Attenuation Curves of Bedrock Motions due to Crustal Earthquakes in Japan and their Near Source Characteristics

\*Tomonori Ikeura<sup>1</sup> (1. Kajima Technical Research Institute, Kajima Corporation)

---

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

[S15-09] Dynamic rupture simulation for moderate-sized strike-slip fault considering spatial heterogeneities on various initial conditions

\*Hiroshi Kawase<sup>1</sup>, Jikai Sun<sup>2</sup>, Arben Pitarka<sup>3</sup>, Fumiaki Nagashima<sup>1</sup>, Eri Ito<sup>1</sup> (1. DPRI, Kyoto University, 2. Grad. School of Eng., Kyoto University, 3. Lawrence Livermore National Laboratory)

# On the large peak ground motion observed during the 2018 M6.6 Eastern Iburi, Hokkaido, Earthquake

\*Hongjun Si<sup>1</sup>, Mitsuko Furumura<sup>2</sup>, Ritsuko S. Matsu'ura<sup>2</sup>

1. Seismological Research Institute Inc., 2. Association for the Development of Earthquake Prediction

## 1. はじめに

2018年9月6日に発生した北海道胆振東部地震の際に、震央距離10km~20km程度の震源に近い観測記録を含む多数の強震記録が得られている。これらの観測記録には、断層最短距離において25km以上になっているにもかかわらず、最大加速度で1300ガル程度（IBUH01追分観測点）、最大速度で150カイン強（IBUH03厚真観測点）の大振幅地震動も含まれており、震源域周辺における地震動が大きかったことが示され、地震被害の原因を物語っている。本研究では、これらの強震記録を分析して、地震動距離減衰特性の観点から地震被害をもたらした地震動の特性を明らかにすることを目的としている。

## 2. データ

検討に用いた強震記録は、K-NET、KiK-netで得られた観測記録のうち、断層最短距離（FD）が300km以内のものとした。検討対象とした地震動指標は、最大加速度（PGA）と最大速度（PGV）で、その求め方は検討対象の地震動予測式にあわせて、（1）水平2成分のうち大きい方の値、（2）水平2成分のベクトル和または（3）その平均値、（4）ラジアル成分及びトランバース成分の最大値、などとした。一方、断層最短距離の計算に用いた断層モデルは、国土地理院による断層モデルを気象庁震源を含むように深い方にずらして25km~45kmの範囲にある部分とした。計算に用いた地震のマグニチュードは気象庁により $M_w$ は6.6、 $M_{JMA}$ は6.7とし、震源深さは37kmとした。

## 3. 検討方法

本研究では、国内で提案されている主な地震動予測式と観測記録の残差を計算し、残差の平均値が最も小さい3つの地震動予測式を選択し、観測値と予測値の比較検討を行ったうえ、その残差を用いて大振幅PGA、PGVの生成について考察を行う。なお、残差を計算する際には、それぞれの地震動予測式にあわせて必要な入力パラメータを与え、さらにその地震動予測式で用いられている地盤増幅率で観測記録を補正した。

## 4. 結果

国内で提案されている主な地震動予測式と観測記録の残差を計算し、その残差の平均値を求めた。その結果、平均残差の最も小さかった3つの地震動予測式はKanno et al. (2006、Kanno06と略す)、司・翠川（1999、SM99）及びMorikawa and Fujiwara（2013、MF13）によるものであった。これらの地震動予測式の予測値と観測値の比較検討の結果をPGVを例にして図1に示す。図の上段は予測値と観測値の比較、下段は残差と距離の関係をそれぞれ示しており、上段の図の凡例に地震動予測式の略称を示している。なお、これらの図のうち、Kanno06とMF13の2式についてPGVは水平2成分のベクトル和、対象地盤はそれぞれ $V_{S30}$  300m/sと $V_{S30}$  350m/sのものである。SM99についてPGVは水平2成分のうち大きい方の値、対象地盤は $V_{S30}$  600m/sである。図1から、いずれの結果も遠距離では地震動予測式と観測記録の整合は比較的よいが、近距離では観測記録は予測値を大きく上回ることが分かった。そこで、断層最短距離（FD）が35km程度以内の観測記録とKanno06式による残差と野津・長尾（2005）によりスペクトルインバージョンで求められた地震基盤相当からの増幅率との関係を調べた。その際に、野津・長尾（2005）による増幅率の周期0.5秒~1.6秒の平均増幅率をPGVと対応するものとした。その結果、平均増幅率が大きいほど残差が大きいことが見受けら

れ、振幅の大きい観測記録に深部地盤の影響がみられることが示唆された。

#### 参考文献

Kanno et al. (2006), BSSA;

気象庁、<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/cmt/fig/cmt20180906030759.html>;

国土地理院、<https://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H30-hokkaidoiburi-east-earthquake-index.html>;

野津・長尾(2005)、港空研資料1112;

Morikawa and Fujiwara (2013), JDR;

司・翠川(1999)、日本建築学会構造系論文集。

#### 謝辞

K-NET及びKiK-netの観測記録を使用した。本研究は文部科学省からの委託事業である「地震調査研究推進本部の評価等支援事業」の一部として実施した。記して関係者に感謝を申し上げます。

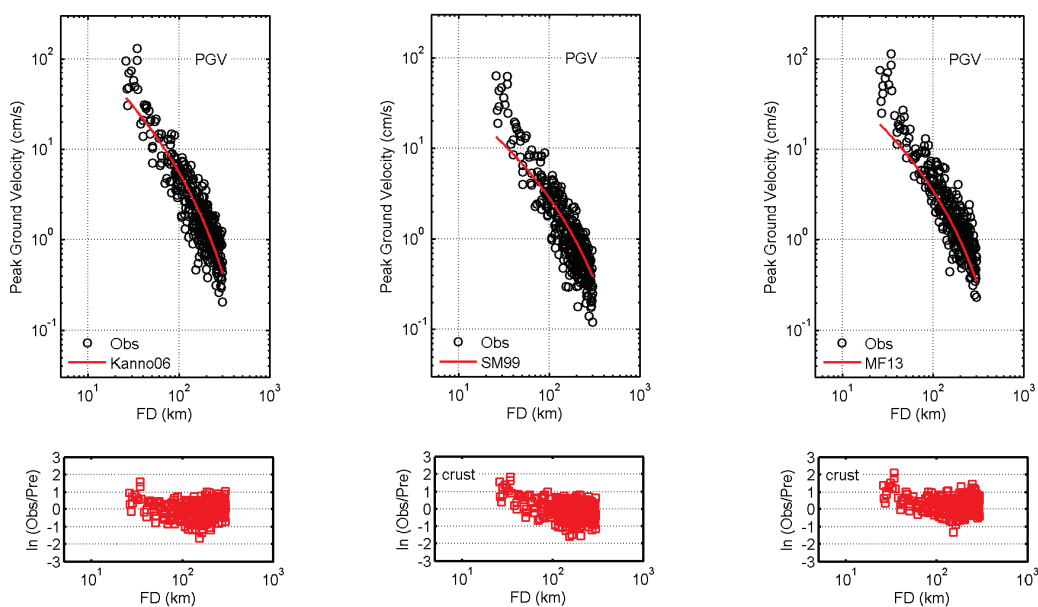


図1 観測値とGMPEの比較(上段)及び残差と距離の関係(下段)

# A broadband source model of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake

\*Kaori Nagai<sup>1</sup>, Kimiyuki Asano<sup>1</sup>, Tomotaka Iwata<sup>1</sup>

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

2018年9月6日3時7分にMj 6.7の2018年北海道胆振東部地震が発生した。気象庁による震源の深さは約37 kmであり、地震調査委員会（2018）によると、この地殻内地震の震源域を含む地域では、通常の陸域における地殻内の地震よりも深い場所でも多くの地震活動が見られる。したがって、今回のように震源が深く、複数の観測点で最大振幅が100 cm/sに達するような強震動をもたらした地震の震源特性と、この地域の観測点における強震時の地盤のふるまいを知ることは重要である。

この地震の震源近傍における複数の強震記録には、破壊開始点からの直達S波に続き、3つの顕著な波群が見られ、観測点によって波群間の振幅比や走時差が異なっている。それぞれの波群が強震動生成領域

(SMGA) [Miyake et al. (2003)] で発生したと仮定し、各波群の到着時刻を読み取り、Asano and Iwata (2012)の方法によりそれぞれの波群を生成したSMGAの破壊開始点について、震源に対する相対的な位置、時刻を推定した。断層面は、浅野・岩田（2019）による強震記録を用いた震源インバージョンで用いられている3つの面から構成されるものを参考にした。その結果、SMGA1（最初の主破壊）の破壊開始点は震央の約8 km南、SMGA2の破壊開始点は震央の約14 km南、SMGA3の破壊開始点は震央の約5 km北に位置し、順に破壊が開始したと推定された。この破壊の進展の特徴は、浅野・岩田（2019）による震源インバージョンの、破壊開始から約5秒後に主破壊が始まって南西に進展し、破壊開始から約11秒前後に北へと破壊が伝播したという特徴とおおまかに一致する。SMGA1、SMGA2の直上にはそれぞれ気象庁震度計47004とK-NET HKD126が存在し、どちらもEW成分で100 cm/sを超える大振幅を記録している。またSMGA3は、震源東側のK-NET HKD103とKiK-net HDKH01で観測された速度波形EW成分における明瞭なパルス波をもたらしたと考えられ、それぞれの波群の振幅の特徴と対応しているように見える。なお、47004とHKD126の2観測点における波形には地盤の非線形応答の影響が見られている。

推定した破壊開始点とK-NET, KiK-net, 気象庁震度計の強震記録を用いて、経験的グリーン関数法 [Irikura (1986), 入倉・他(1997)] により広帯域地震動を再現するSMGAモデルの構築を試みる。特に3つの波群をよく再現するSMGAモデルの推定によって観測点ごとの強震動の成因を探るとともに、推定したモデルを用いて地盤の非線形応答の影響が見られる観測点における波形を合成し検討を行う。

## 謝辞

本研究には、国立研究開発法人防災科学技術研究所K-NET, KiK-net, 気象庁震度計による強震記録を使用しました。また防災科学技術研究所F-netモーメントテンソル解、気象庁・文部科学省による一元化震源を使用しました。記して感謝申し上げます。

# Estimation of Inhomogeneous Attenuation Structure, Source and Site Effects of the Western Hokkaido Based on Block Inversion Analysis

\*Yusuke Tomozawa<sup>1</sup>, Kenichi Kato<sup>1</sup>, Kiichiro Nojiri<sup>2</sup>

1. Kobori Research Complex, 2. Hokkaido Electric Power Company

## 1. はじめに

北海道では活火山が存在するため、減衰構造が均質ではない可能性が考えられる。そこで、平成30年北海道胆振東部地震を含む北海道西部で発生した強震観測記録を収集し、震源特性、伝播経路特性、サイト増幅特性をブロックインバージョン解析により推定した。その際、伝播経路特性については空間的な不均質減衰構造を推定した。

## 2. データセット

K-NET、KiK-net及び泊地震観測点で観測された北海道西部で発生した地震の強震観測記録を収集した。記録の選定条件を以下に挙げる。2018年10月31日までに発生した地震を対象とした。M<sub>J</sub>は4.5以上とし、震源深さは北海道胆振東部地震の震源域では40 km以浅、その他の領域では30 km以浅とした。ただし、海溝型地震は対象外とした。震源距離は200 km以下とした。K-NET記録は、地盤の非線形化の影響を避けるため最大加速度が三成分ともに200 Gal以下の記録を用いた。KiK-netと泊地震観測点は地中観測記録を用いた。インバージョン結果を安定させるため5観測点以上の記録が得られている地震、5地震以上の記録が得られている観測点を対象とした。観測記録の健全性を確認し、選定した観測記録は、40地震207観測点の2798記録である。

## 3. 解析手法

対象領域に活火山がある場合などは減衰構造が複雑であることが予想される。このような領域において全領域で均質なQ値を仮定することは、同時に推定される震源特性とサイト増幅特性に誤差を生じさせる要因となる。本検討では、友澤ほか（2019）の手法を用いて伝播経路特性の最適な領域分割とそれに基づく不均質減衰構造を推定した。幾何減衰項は、仲野ほか（2014）に倣い、等価震源距離 $X_{eq} \leq 100$  kmでは $\gamma = 1.0$ 、 $X_{eq} > 100$  kmでは20 kmごとの距離範囲で周波数ごとの $\gamma$ を推定した。ただし、 $\gamma$ に1.0の上限を設けた。

KiK-net新冠（HDKH05）を基準観測点として選定し、その理論増幅特性を拘束条件として震源特性とサイト増幅特性のトレードオフを解消した。HDKH05では笠松ほか（2014）による最適化地盤モデルが得られており、地中観測点位置のS波速度と密度はそれぞれ1.882 km/s、2.33 g/cm<sup>3</sup>である。地震基盤相当まではインピーダンス比を考慮して補正した。地中観測点位置の理論増幅率（E+F/2E）を拘束条件とした。

ブロックインバージョン解析では、まずブロックサイズを0.8°×0.8°と大きく設定し、広域の不均質減衰構造を求めた。次に、最小ブロックサイズを0.4°×0.4°、0.2°×0.2°と段階的に小さくして、より詳細な不均質減衰構造を推定した。

推定した震源スペクトルに対して $\omega^{-2}$ モデルを当てはめた。規模の大きな地震では本検討の解析周波数範囲0.2~20 Hzの中にコーナー周波数 $f_c$ が含まれない可能性があるため、地震モーメント $M_0$ をF-netで公開されている値に固定して $f_c$ のみを推定した。 $M_0$ を固定したのは平成30年北海道胆振東部地震の本震のみであり、その他の地震では $M_0$ と $f_c$ の両方を推定した。

## 4. 推定結果

推定された領域分割に着目すると、恵庭岳や樽前山を含む領域ではlow-Qが推定された。平成30年北海道胆振

東部地震の震源域から高減衰帯がある方向への伝播は、特に短周期成分で大きく減衰したと考えられる。また、対象領域の東側にはややlow-Qな領域が広範囲に広がっている。日本海東縁部を含む領域のQ値は他の領域よりも相対的にhigh-Qとなった。2004年留萌支庁南部の地震の周辺では、活火山が無いにもかかわらずlow-Qが推定されている領域があった。これらの領域のQ値と佐藤（2010）によるQ値を比較すると定性的には整合した。

建物被害が集中したK-NET鶴川 (HKD126) では、1~3 Hz のサイト増幅率が10倍程度と大きかった。平成30年北海道胆振東部地震の本震の短周期レベルは、壇ほか（2001）の平均の1.5倍程度と推定された。

## 参考文献

笠松健太郎，池浦友則，岡崎敦：KiK-net地点における応答スペクトルのはぎとり倍率，日本建築学会大会学術講演梗概集，413-414，2014.

佐藤智美：逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則，日本建築学会構造系論文集，第75巻，第651号，pp.923-932，2010.

壇一男，渡辺基史，佐藤俊明，石井透：断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化，日本建築学会構造系論文集，第66巻，第545号，pp.51-62，2001.

友澤裕介，加藤研一，野尻揮一郎：地震動の伝播経路特性の領域分割に着目した不均質減衰構造・震源特性・サイト増幅特性の推定 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域を対象とした検討，日本建築学会構造系論文集，第84巻，第756号，pp.171-181，2019.

仲野健一，川瀬博，松島信一：スペクトルインバージョン手法に基づく強震動特性の統計的性質に関する研究，日本地震工学会論文集，第14巻，第2号，pp.67-83，2014.

# Attenuation Curves of Bedrock Motions due to Crustal Earthquakes in Japan and their Near Source Characteristics

\*Tomonori Ikeura<sup>1</sup>

1. Kajima Technical Research Institute, Kajima Corporation

強震動予測の高精度化に向けてK-NET・KiK-netデータをもとに基盤地震動の距離減衰特性を検討している。この検討でははじめに隣接観測地点のNetworkを用いた方法で広域の距離減衰関数を仮定せずに地震基盤相当の基準観測点に対する相対サイトファクター( $RSF$ )を評価し[池浦(2009), 池浦・加藤(2011)], その結果を用いて観測地震動( $OBS$ )から基盤地震動 $BRM(=OBS/RSF)$ を求めて距離減衰特性を観察してきた[池浦(2010), 池浦・友澤(2012), 池浦(2013), 池浦(2015a), 池浦(2017), 池浦(2018a), 池浦(2018b)]. 本報告では1997年以降に我が国で発生した $M6$ 以上の内陸地殻内地震29地震について,  $BRM$ の周波数4Hz付近における振幅の距離減衰曲線を概観し, 震源近傍における特徴について議論する。

図1では, a.東北・関東, b.中部・関東, c.近畿地方とその周辺, d.中国・九州の地方毎に, それぞれの地域で発生した内陸地震について, 震源距離を $r$ として $\ln(r)$ の多項式近似で評価された周波数4Hz付近の $BRM$ の加速度フーリエ振幅の距離減衰曲線を示しており, 地震発生年月日時分の数値で地震の区別をしている。図1a東北・関東では今年発生した山形県沖地震(201906182222)のみが火山帯の背弧側の地震, それ以外が前弧側の地震であり, 両者の勾配には大きな違いがある。また, 図2b中部・関東は火山帯あるいはその背弧側の地震で占められており, 図1aと比較すると, 背弧側の距離減衰特性が前弧側に比べて急峻であることが確認される。図1c近畿地方とその周辺, および図1dのうち中国地方の地震は極めてよく類似した曲線となり, いずれもS字型の特徴を示す。図1dのうち1997年の鹿児島県北西部の2地震と2016年の熊本の3地震の曲線はよく似た形状であり, 中国地方の3地震との違いが明確である。

これらの図のうち, 近畿・中国地方や東北・関東地方の太平洋側で火山帯から離れた地域で発生した地震で $r=20\sim 30\text{km}$ よりも近距離側で振幅が急増する特徴があることは特筆に値する。経験的な方法の地震動評価では距離減衰関数を $(1/r)\exp[-br]$ で仮定することが多いが, この関数形では回帰分析した場合に遠方の特徴で $b$ が決まり上に凸になる曲線となる。このため, 近距離側で下向きに凸になる特徴は再現されない。

もともと $(1/r)\exp[-br]$ は全無限一様媒質を仮定した距離減衰関数であるが, 現実の速度構造としてVJMA2001[上野他(2002)]を用い波線追跡でSH波の透過率[Aki and Richards(1980)]( $C_{\text{TRS}}$ )を算定すると図2のようになる。なお, 震源深さによるインピーダンスの違いは除去している。これによると,  $C_{\text{TRS}}$ は震源深さの3~4倍程度の震央距離でほぼ0であり, 内陸地殻内地震の深さを20kmとすると直達S波がほぼ0となりつつも到達できるのはせいぜい60~80km前後である。この辺りで観測される地震動は既に様々な反射波と屈折波の合成波群であり, その距離減衰特性をそのまま近距離側に伸ばしても正しい予測とはならない。そこで, 観測地点への直達S波の距離減衰特性につき, 2013/04/13淡路島の地震( $M6.3, h=15\text{km}$ )を取り上げて検討した結果を図3に示す。図3(1)は $r$ に対する $C_{\text{TRS}}$ の分布であり直達S波は約60kmで消失する。図3(2)は $C_{\text{TRS}}/r$ の $r$ に対する分布であるが, 直達S波の場合は震源特性が重なることを考慮してS波のRadiation Pattern係数( $C_{\text{RPS}}$ ; SHとSVのベクトル和)を $C_{\text{TRS}}/r$ に乗じた結果も示した。図3(3)では $f_c=1.3\text{Hz}, 4\text{Hz}, 13\text{Hz}$ の $BRM$ と $C_{\text{TRS}}/r^*C_{\text{RPS}}$ の対応関係を示している。これによると,  $C_{\text{TRS}}/r^*C_{\text{RPS}}\geq 0.003$ 程度以上では基盤地震動振幅との間で比例関係が見出せるので, その範囲では直達S波の寄与でモデル化できる可能性がある。

今後は他の地震でも同様の検討を行うとともに, この結果を踏まえて震源近傍における距離減衰特性のモデル化を試みたい。

【謝辞】 防災科学技術研究所K-NET, KiK-netのデータを活用させていただきました。記して感謝します。

【参考文献】 Aki and Richards(1980)Quantitative Seismology, 池浦(2009)地震学会秋季大会, 池浦(2010)地震工学シンポジウム, 池浦(2013)地震学会秋季大会, 池浦(2015)地球惑星科学学会連合大会, 池浦(2017)地球惑星科学学会連合大会, 池浦(2018a)鹿島技術研究所年報, 池浦(2018b)地震工学シンポジウム, 池浦・加藤(2011)地震工学会論文集, 池浦・友澤(2012)地震工学会年次大会, 上野他(2002)験震時報

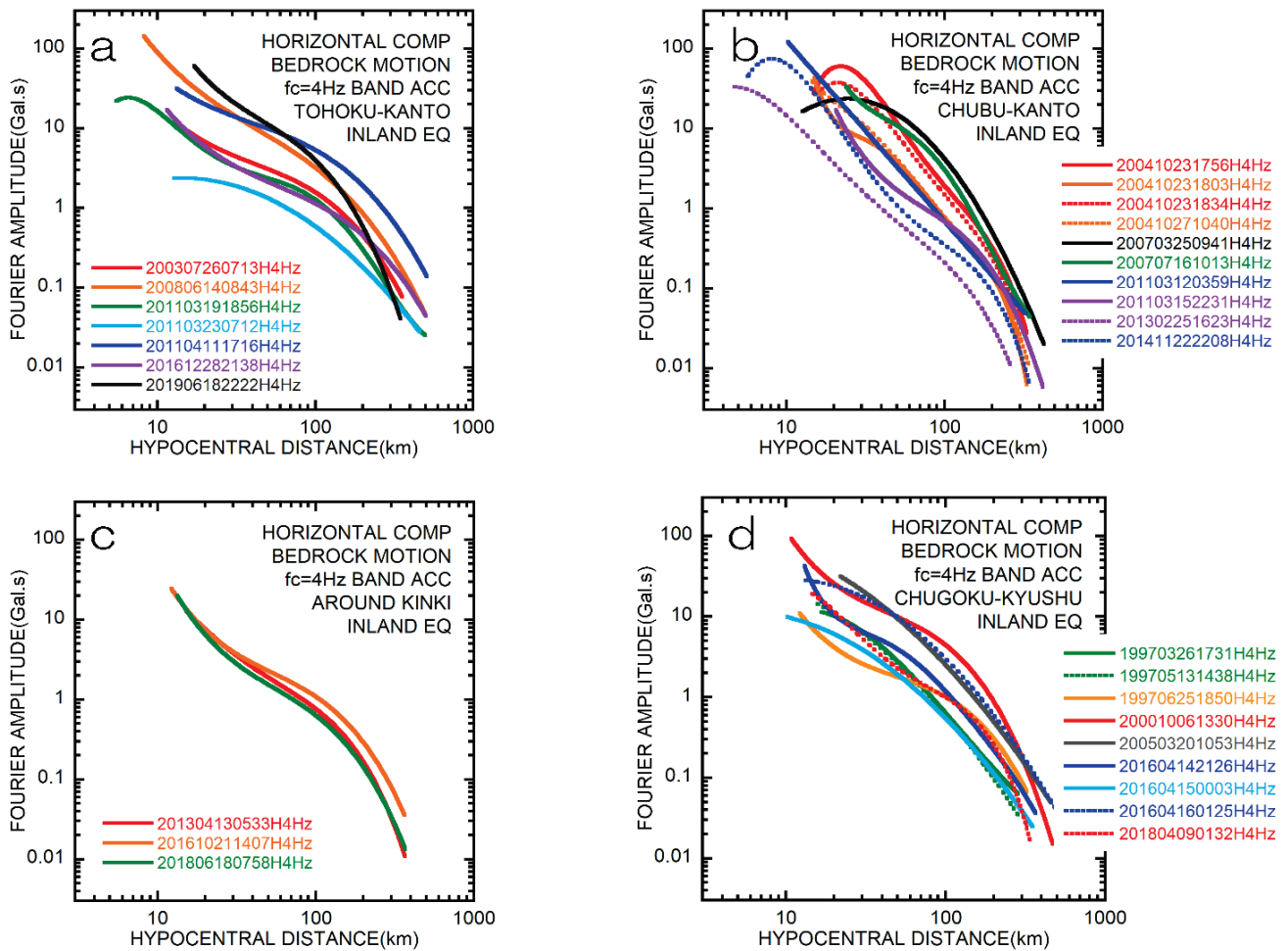


図1 周波数 4Hz 付近における基盤地震動水平成分加速度フーリエ振幅の距離減衰曲線

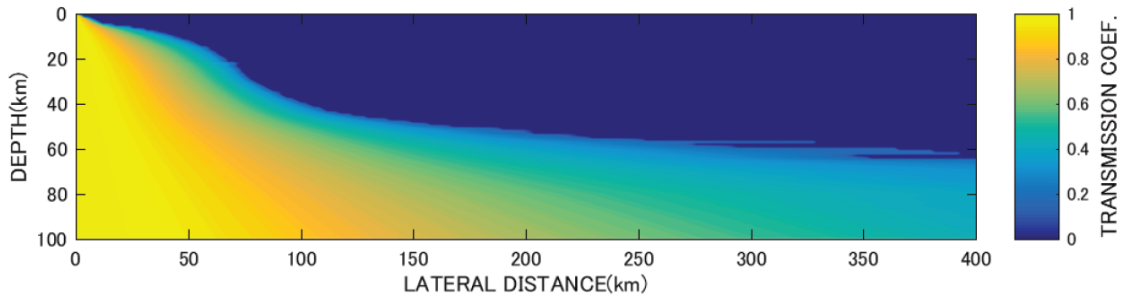
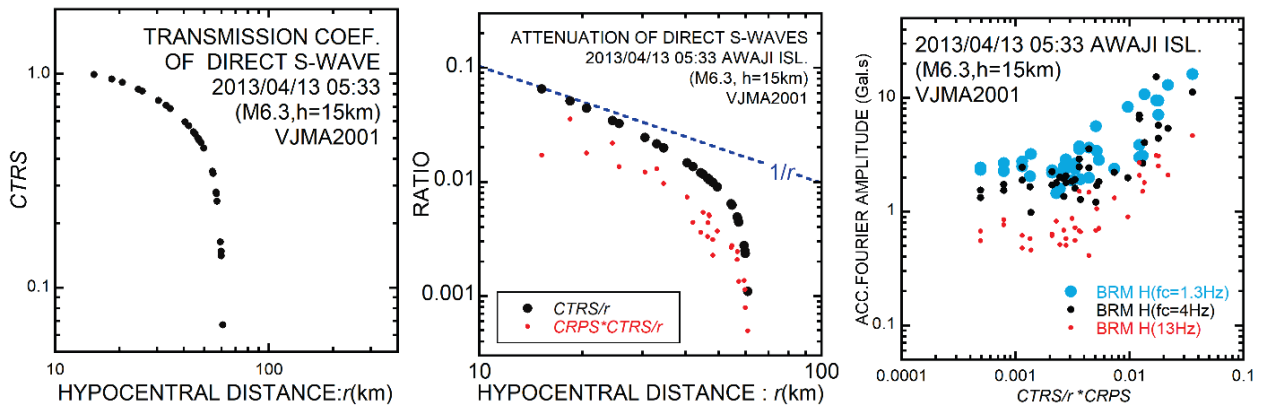


図2 JMA2001 の S 波速度構造に基づく直達 SH 波の透過率



(1)  $C_{TRS}$  と  $r$  の関係

(2)  $C_{RPS} * C_{TRS} / r$  と  $r$  の関係

(3)  $C_{RPS} * C_{TRS} / r$  と BRM の関係

図3 2013/04/13 05:33 淡路島の地震(M6.3,h=15km)による直達 S 波の距離減衰特性

## Dynamic rupture simulation for moderate-sized strike-slip fault considering spatial heterogeneities on various initial conditions

\*Hiroshi Kawase<sup>1</sup>, Jikai Sun<sup>2</sup>, Arben Pitarka<sup>3</sup>, Fumiaki Nagashima<sup>1</sup>, Eri Ito<sup>1</sup>

1. DPRI, Kyoto University, 2. Grad. School of Eng., Kyoto University, 3. Lawrence Livermore National Laboratory

滑り弱化モデルに基づく震源の非線形動的破壊シミュレーションにより、長周期から周期1秒前後のやや短周期域まで計算可能になってきた。その結果、これまで運動学的震源インバージョン結果に基づいて推計されてきたアスペリティあるいはSMGAの応力降下量を動的に再評価することが可能となってきた。またパラメタを適切に与えればこれらの運動学的インバージョンで得られた滑り量分布を再現できる可能性も見えてきた。

そこで本検討では、動的断層パラメタのうち断層面の微視的構成則を支配するパラメタの平均値とばらつき、およびその深さ方向分布に着目して、特に強震動予測レシピで設定されている明瞭なアスペリティあるいはSMGAを背景領域のランダムな不均質モデルに組み込み、その位置や深さ、応力降下量分布等に関するパラメトリック解析を行った。ベースとしたモデルはPitarka et al. (2009)が用いた、運動学的震源インバージョンによる滑り量の空間分布から求めた $k^2$ モデル(Mai and Beroza, 2002)に基づき断層面上のパラメタをランダムに変動させたモデルである（応力変動は $k^1$ を仮定）。解析方法はDalguer and Day (2007)のsplit-node FDMであり、通常の滑り弱化構成則を用いる。解析対象とした断層モデルは長さ最大25km、幅最大18kmで、マグニチュードは6.5~6.7相当の地殻内地震で、鉛直の完全横ずれ断層である。地盤構造は一次元平行成層地盤で厚さ500mの堆積層、500mの軟岩層の下に5kmの深さまで浅部岩盤構造を仮定し、5km以深には半無限の基盤が広がっているものとした。アスペリティはレシピに従って大小2つを設定し、その応力降下量は断層全体の平均応力降下量3.2MPaの2倍の6.4MPaとした。主要なパラメタとして、アスペリティ深さ、アスペリティ間距離、破壊開始点位置、臨界滑り弱化変位量 $D_c$ 、地表面付近の応力降下量の勾配、応力降下量変動幅の深さ依存性、および堆積盆地構造を選定した。

例えば、アスペリティ深さをパラメタとして、断層面上の平均滑り量と最大滑り量、および地表面上の平均速度と最大速度について得られた結果からは、アスペリティが浅いほど平均滑り量も最大滑り量も大きくなること、アスペリティが浅いほど平均地表面速度(PGA)も大きくなること、アスペリティが浅いほど最大PGAも大きくなる傾向にあるがその変動幅が大きいくこと、がわかった。同様に、破壊開始点位置をパラメタとして得られた結果から、破壊開始点位置に平均滑り量・最大滑り量とも大きな影響は受けないが、わずかに浅い方が大きいくこと、平均PGAも最大PGAも大きな影響を受けないが、非常に深い場合や浅い場合にはわずかに小さくなること、がわかった。このパラスタの結果から、アスペリティ内の滑り量分布には破壊伝播のフォワードディレクティブティ効果が影響していることがわかった。これは当然地表面での断層表出位置とサイズにも影響を与える。

地表面表出長さとその滑り量（オフセット量）に最も大きな影響を与えるのが断層浅部の応力降下量の設定である。添付図の左には浅部5kmでの応力降下量の勾配を小さくして0kmでも多少の応力降下量を与えたケース、中央にはそれを大きくして0kmでは負の応力降下量になるようにしたケースの応力降下量分布（上）と計算された滑り量分布（下）を示す。アスペリティ間距離は最小としている。この図から、アスペリティが深くても浅部に応力降下量を与えると地表面表出する断層滑り量はかなり大きくなること、浅部に応力降下量を与えなければそれは滑り量も小さく地表表出長さも短くなること、がわかる。図の右には応力降下量の勾配を変動させた際の最大滑り量・平均滑り量の変動（上）と、PGAの最大値と平均値の変動（下）を示したが、最大滑り量は浅い部分に応力降下量を仮定した場合には少し増大するが、平均滑り量はほとんど変化しないこと、しかしPGAには大きな影響があり、勾配が緩いほど最大PGAは著しく大きくなること、がわかる。これは断層運動が表出することでその近傍観測点に対するその運動に伴う速度パルスが観測されるため、破壊に伴ってエネルギーが放出され能動的に浅い部分が動くことは結果として局所的に大きな速度パルスを生成する

地点が生じることを示しており、そこでは非現実的な解を与える可能性が指摘できる。

今回は導入アスペリティの応力降下量自体は深さによらず同じとしたが、応力降下量の深さ依存性を与える影響は大きく、断層浅部での運動をコントロールする断層面上のパラメタに深さ依存性を導入することで、SMGAからのパルスと地表に表出する断層すべりの両者を統一的に表現する現実的な断層破壊シミュレーションが可能になるものと期待される。

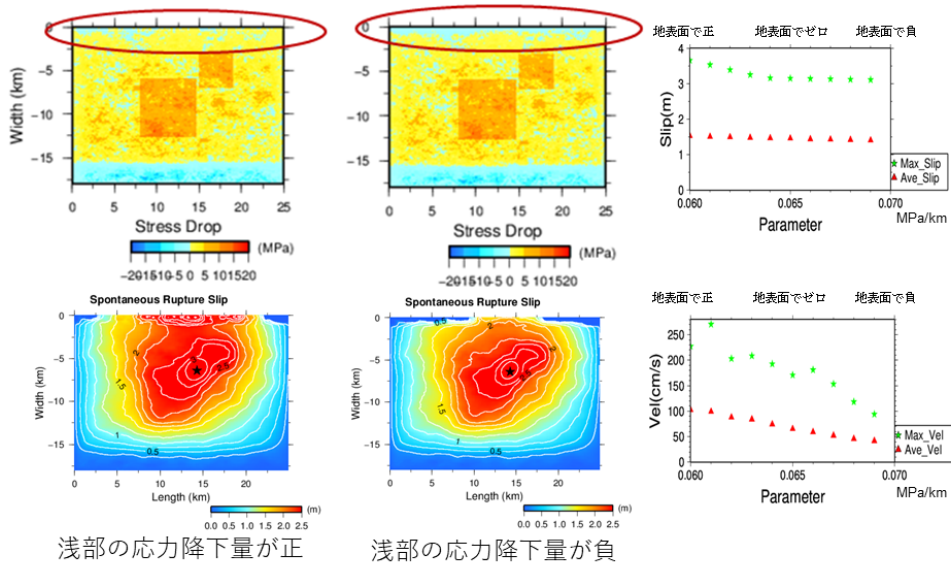


図 浅部の応力降下量の勾配による最終滑り量の変化と地表面最大速度

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

🏠 Mon. Sep 16, 2019 2:45 PM - 3:45 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 5:45 AM - 6:45 AM UTC | 🏠 ROOM A  
Clock Tower Centennial Hall

**[S15]PM-2**

chairperson:Hiroe Miyake(The University of Tokyo), Yosuke Nagasaka(Port and Airport Research Institute)

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

[S15-10] Recipe for Predicting Strong Ground Motion on the SCEC Broadband Platform

\*Hiroe Miyake<sup>1</sup>, Asako Iwaki<sup>2</sup>, Nobuyuki Morikawa<sup>2</sup>, Takahiro Maeda<sup>2</sup>, Hiroyuki Fujiwara<sup>2</sup> (1. The University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

---

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

[S15-11] **Moment–Area Scaling Assuming Constant Stress Drop from Small to Great Crustal Earthquakes**

\*Kazuhito Hikima<sup>1</sup>, Akihiro Shimmura<sup>1</sup> (1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.)

---

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

[S15-12] Source Model of the 2008 Northern Iwate Intraslab Earthquake using Ground Motion Records in Wide Area

\*Shuji Kumagai<sup>1</sup>, Shinya Tanaka<sup>2</sup>, Kensuke Arai<sup>3</sup> (1. Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2. TOKYO ELECTRIC POWER SERVICES CO.,LTD., 3. SHIMIZU CORPORATION)

---

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

[S15-13] Pseudo point-source model with variable corner frequency: application to the Miyagi-Oki earthquake of 26 May, 2003

\*Yosuke Nagasaka<sup>1</sup>, Atsushi Nozu<sup>1</sup> (1. Port and Airport Research Institute)

# Recipe for Predicting Strong Ground Motion on the SCEC Broadband Platform

\*Hiroe Miyake<sup>1</sup>, Asako Iwaki<sup>2</sup>, Nobuyuki Morikawa<sup>2</sup>, Takahiro Maeda<sup>2</sup>, Hiroyuki Fujiwara<sup>2</sup>

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

米国・南カリフォルニア地震センター SCEC で構築されている広帯域地震動プラットフォームは、第三者が Verification と Validation (コード検証と妥当性確認) が行える国際的な強震動ツール群である。内陸地震を対象とした複数の震源モジュールとグリーン関数モジュールが公開され、随時更新されている。シミュレーションによる偶然的バラツキの評価を目的としており (e.g., Iwaki et al., 2017), 1つのシミュレーション当たり50ケースを計算し、平均と標準偏差を得ることを基本としている。そのため、アスペリティ位置を含むすべり分布は常に、場合によっては破壊開始点もランダムに配置する特徴がある。2019年4月に公開された v19.4.0 バージョン <https://github.com/SCECcode/BBP> では、米国・韓国・日本の約8種類の強震動予測手法が実装されており、地震調査研究推進本部の強震動予測レシピに関しては、下記2種類の手法が実装されている。

<Irikura Recipe Method 1> 単一セグメントと複数セグメントに対応している。震源モジュールは、地震調査研究推進本部の強震動予測レシピを実装している。特性化震源モデルの破壊伝播速度は可変であるが、Pitarka et al. (2017, 2019) の検討に基づき、強震動予測レシピで採用しているS波速度の72%ではなく80%を基準値として設定している。グリーン関数モジュールは、Graves and Pitarka (2010, 2016) に準拠し、長周期側は一次元水平成層構造を対象としたFK法と、短周期側は Boore (2009) および Frankel (1995) に基づく統計的グリーン関数法のハイブリッド波形合成計算が行われる。

<Irikura Recipe Method 2> 単一セグメントに対応している。震源モジュールは、Irikura Recipe Method 1 と同じく地震調査研究推進本部の強震動予測レシピを実装している。グリーン関数モジュールは、長周期側は Irikura Recipe Method 1 と同じく一次元水平成層構造を対象としたFK法であるが、短周期側は地震調査研究推進本部の強震動予測レシピで採用されている壇・佐藤 (1998) の統計的グリーン関数法のハイブリッド波形合成計算が行われる。このうち、地震調査研究推進本部の強震動予測レシピの統計的グリーン関数法は、v19.4.0 に先駆けて、先名・藤原 (2011) および防災科学技術研究所 J-SHIS から公開されている。SCEC 広帯域地震動プラットフォームの Irikura Recipe Method 2 の説明書に記載しているが、注意事項として、長周期側と短周期側の地震動計算を行う前に、ユーザーは両者に入力する震源の応力降下量 (stress drop) の整合性を確認する必要がある。また、断層上端が極めて浅い場合に地盤増幅特性が足りないことがあるため、現在調整を進めている。

これらの2手法は震源モデルおよび長周期側のグリーン関数の計算は同一であるが、短周期側のグリーン関数が異なるため、現時点では2手法による広帯域地震動計算結果が若干異なることを確認している。原因として、Irikura Recipe Method 1 の短周期側の計算には、応力パラメータ (Brune stress parameter) が一律 5 MPa と仮定されているが、Irikura Recipe Method 2 では、強震動予測レシピでその都度計算された応力降下量を使用する違いがある。また、Pitarka et al. (2019) では、2016年熊本地震の計算において最適な応力パラメータはやや高めめの 6 MPa であるとの報告がなされており、地域性や破壊伝播速度を含めた今後の検討が必要である。本発表では、単一セグメントの日米の内陸地震を対象として、SCEC 広帯域地震動プラットフォームに実装されている複数の手法による検証結果を紹介する。

本研究の一部は、独立行政法人日本学術振興会の二国間交流事業オープンパートナーシップ共同研究による支援を得た。



# Moment–Area Scaling Assuming Constant Stress Drop from Small to Great Crustal Earthquakes

\*Kazuhiro Hikima<sup>1</sup>, Akihiro Shimmura<sup>1</sup>

1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.

【はじめに】 断層面積( $S$ )と地震規模(地震モーメント( $M_0$ ), マグニチュード( $M$ ))とのスケーリングは地震活動の理解や、想定地震の地震動予測等に不可欠である。内陸地殻内地震のスケーリングについては、地震発生層の厚さの制限のために、地震規模によりスケーリングが変化し、 $M < 7$ 程度の小～中規模地震では応力降下量( $\Delta\sigma$ )=一定を仮定し、大地震ではすべり量( $D$ )が断層長さ( $L$ )に比例するL-modelを前提とした式(2-stage, bilinear scaling)や、さらに長大な断層では $D$ =一定(W-Model)となる3-stageのスケーリングも提案されている(Murotani *et al.*, 2015)。しかし、これらでは各ステージでの物理条件が異なるため、中小地震と大地震で地震規模との関係や $\Delta\sigma$ の値が変化する。一方で、物性値としての観点からは $\Delta\sigma$ は地震規模によらずほぼ一定となるのが適当なように思われる。引間・新村(2018)では既存の応力降下量の計算式をもとに、中小～大地震まで $\Delta\sigma$ が一定となるような $M_0 \sim S$ のスケーリングについて検討を行った。本報告ではそれを元に既存データとの関係を整理し直した結果を紹介する。

【スケーリングの定式化】 Chinnery (1964) による地表垂直横ずれ矩形断層に対する応力降下量の計算式をもとに検討を行う。Anderson *et al.* (2017) は、既にこの式を使い $M_w \sim L$ のスケーリングを検討している。それらを発展させ、 $M_0 \sim S$ の関係を導出した。これらの関係は地表断層が生じるような規模の地震に適応可能である。一方、地中断層については、Chinnery (1969)による地中横ずれ矩形断層に対する応力降下量の計算式を元に、同様に $M_0 \sim S$ の関係を導出した。なお、これらの応力降下量計算式では、一般的なクラックモデルのような断層面上で応力降下量が一樣となるモデルと異なり、すべり量が一樣な場合の断層中心での応力降下量が計算される。そのため、その補正として、Chinneryの式により求まる応力降下量の値を2倍したものが、クラックモデルでの応力降下量に相当するとしてスケーリング式を導出した。導出した式の概要は図に示す。また、仮定した補正係数が妥当かどうかをチェックするため、定式化したスケーリング式により設定される平均すべり量を仮定した断層モデルにより、実際に仮定した応力降下量が計算されることを、Okada (1992)を用いた静的ひずみのモデル計算を行って確認した。

【実地震データとの比較】 過去の実地震のパラメータのデータベースとしては、長大地震の震源パラメータを含み、また信頼性の観点から既に整理がされているものを既往文献を参照して使用した。具体的には、Somerville *et al.* (1999), Murotani *et al.* (2015), 及び、Stirling *et al.* (2002)の断層パラメータのうち信頼性の高いデータを整理したHashimoto (2007)からパラメータを収集し、重複する地震を除外して使用した。これらの地震のうち、 $M_0 = 7.5 \times 10^{18}$  Nm以上の地震を対象に適切なパラメータを設定した。はじめに、断層長さとの関係について整理し、長大断層では断層幅が概ね飽和していることを確認した。その平均値は17.8 kmであった。次に、その値をもとに、飽和断層幅 $W_{max} = 18$  kmと設定した上で、各地震との残差が最小となる応力降下量の値をグリッドサーチにより求めた。その結果、 $\Delta\sigma = 3.0$  MPaが得られた。これらの値により、地表地震断層に対するスケーリング式が設定される。なお、横ずれ断層と縦ずれ断層との間に有意な差は見られなかったため、両者を一括して検討した。

【おわりに】 飽和断層幅 $W_{max}$ を18 km程度、応力降下量 $\Delta\sigma = 3.0$  MPaと設定した場合に、提案式と既存データとは良い対応を示した。今後は、これらの式に対して、国内外の地震を含む、より新しいデータベースを精査した上で追加し検討していく必要がある。また、地中断層となる規模が小さな地震についても、合わせて検討を進めていきたい。

<参考文献> 引間和人・新村明広: 地震規模によらず応力降下量が一定となる内陸地殻内地震のスケーリング

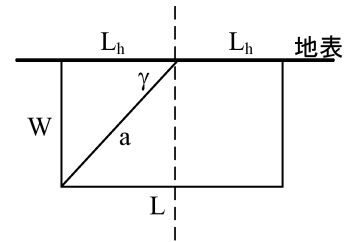
に関する検討, 第15回日本地震工学シンポジウム, PS1-01-01, PP.2656-2665, 2018.

### ○地表垂直横ずれ矩形断層を仮定した $M_0$ - $S$ の関係式

$$M_0 = \frac{\pi}{\sqrt{C_{LW}C(\gamma)}} \Delta\sigma S^{3/2}, \quad L/C_{LW} < W_{max} \quad (1a)$$

$$M_0 = \frac{\pi}{C(\gamma)} \Delta\sigma W_{max} S, \quad L/C_{LW} \geq W_{max} \quad (1b)$$

(1a)は飽和断層幅 $W_{max}$ 以下の幅の場合, (1b)は断層幅が飽和した場合



両辺の対数をとると以下で表される.

$$\log M_0 = \frac{3}{2} \log S + \log \Delta\sigma + \log \left\{ \frac{\pi}{\sqrt{C_{LW}C(\gamma)}} \right\}, \quad L/C_{LW} < W_{max} \quad (2a)$$

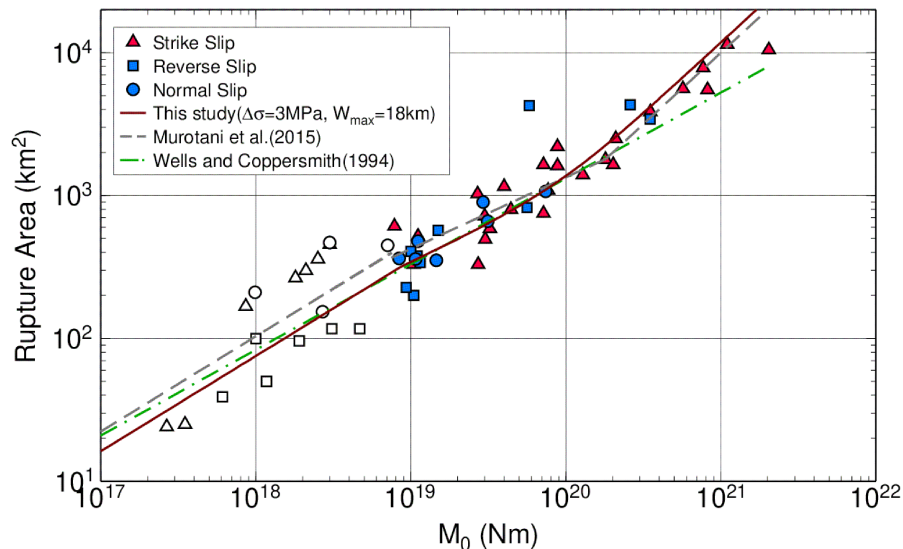
$$\log M_0 = \log S + \log \Delta\sigma + \log \left\{ \frac{\pi}{C(\gamma)} W_{max} \right\}, \quad L/C_{LW} \geq W_{max} \quad (2b)$$

$$L_h = L/2, \\ a = (L_h^2 + W^2)^{1/2}, \\ C_{LW} = L/W$$

ここで,  $C(\gamma)$ は形状を表す係数で, 以下の式で計算される.

$$C(\gamma) = 2 \cos \gamma + 3 \tan \gamma - \frac{\cos \gamma \sin \gamma (3 + 4 \sin \gamma)}{(1 + \sin \gamma)^2} \quad (3)$$

### ○既存データとの比較



$D_s=3.0$ MPa,  $W_{max}=18$  km としたときの (2) 式の関係 (実線) と断層パラメータとの比較.

Murotani *et al.* (2015), Wells and Coppersmith (1994) も比較のためにプロットした. 白抜ききの点は規模が小さいためパラメータ設定に用いなかった地震.

## Source Model of the 2008 Northern Iwate Intraslab Earthquake using Ground Motion Records in Wide Area

\*Shuji Kumagai<sup>1</sup>, Shinya Tanaka<sup>2</sup>, Kensuke Arai<sup>3</sup>

1. Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2. TOKYO ELECTRIC POWER SERVICES CO.,LTD., 3. SHIMIZU CORPORATION

2008年7月24日0:26の岩手県沿岸北部のスラブ内地震（Mw6.8）を対象として、浅野・岩田(2009)では経験的グリーン関数法により震源モデルの推定を行っている。しかしながら、震源モデルの推定に用いたのは岩手県内のKiK-net観測点のみであり、特に破壊開始点やライズタイムといったパラメータは、震源直上の4観測点のみから決定されている。このように、震源との位置関係が限定された観測点のみで震源モデルを推定すると、決定されたモデルパラメータに本震時の指向性効果が含まれてしまう可能性がある。そこで、本稿においては、より広域で観測記録を再現可能な震源モデルの推定を目指して、青森県の観測点も加えて浅野・岩田(2009)のモデルパラメータの再検討を行った。

検討対象観測点として、浅野・岩田(2009)で用いられている岩手県内のKiK-net観測点に加えて、青森県内の観測点も用いた。経験的グリーン関数としては、浅野・岩田(2009)と同様に2008年7月24日11:27の余震（Mw5.1）を用いた。

まず、岩手県内の観測点と青森県内の観測点それぞれについて、本震と余震のフーリエスペクトル比を確認した。その結果、岩手県内と青森県内ではフーリエスペクトル比の特徴に有意な差が見られた。また、浅野・岩田(2009)の震源モデルを用いて経験的グリーン関数法で青森県内の観測点の地震動を計算したところ、観測記録と必ずしも整合しない結果となった。

そこで、浅野・岩田(2009)モデルのパラメータを再検討することで、青森県内の観測点にも適用可能な震源モデルの構築を試みた。具体的には、ライズタイム及び強震動生成域（SMGA）の破壊開始点、破壊開始時刻を再検討した。これらのパラメータを変動させ、検討対象とした全ての観測点で再現性が高くなる最適モデルの選定を行った。最適モデルの選定には減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルの適合度を基準とした。適合度の定量化のために、Dreger *et al.* (2015)によるCombined Goodness-of-fit(CGOF)を用いた。その結果、2つのSMGAのうち、大きいほうのSMGAの破壊開始点を中央下端付近に変更すると再現性が向上することが分かった。また、ライズタイムについては、青森県内の観測点では、長めにした方が観測記録の再現性が良く、岩手県内の観測点では短めの方が観測記録の再現性が良いことが分かった。浅野・岩田(2009)モデルのライズタイムの値は同規模のスラブ内地震と比較して短くなっており、この傾向を反映していると考えられる。SMGAの破壊時刻は浅野・岩田(2009)と同程度となった。得られた震源モデル(図1)を用いて地震動評価を行うことで、浅野・岩田(2009)の震源モデルに比べて青森県内の観測点の再現性が向上することと共に、岩手県内の観測点においても、浅野・岩田(2009)の震源モデルと同程度の再現性となることを確認した(図2)。

謝辞： 本研究では、防災科学技術研究所KiK-netの強震記録を使用しました。

参考文献： 浅野・岩田(2009), 日本地球惑星科学連合2009年大会, S152-009. Dreger *et al.* (2015), Seismological Research Letters, Vol. 86, pp. 39-47. Suzuki *et al.* (2009), Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 99, No. 5, pp. 2825-2835.

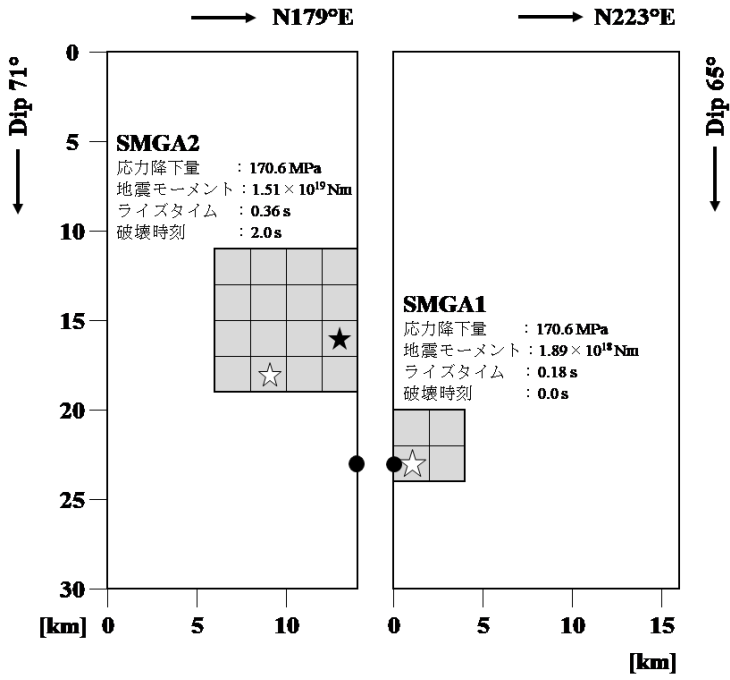


図1 震源モデルの概念図

巨視的断層面はSuzuki *et al.* (2009)、☆：破壊開始点、●：セグメントが接する点  
 ★：Asano and Iwata (2009)の破壊開始点 (SMGA1は共通)

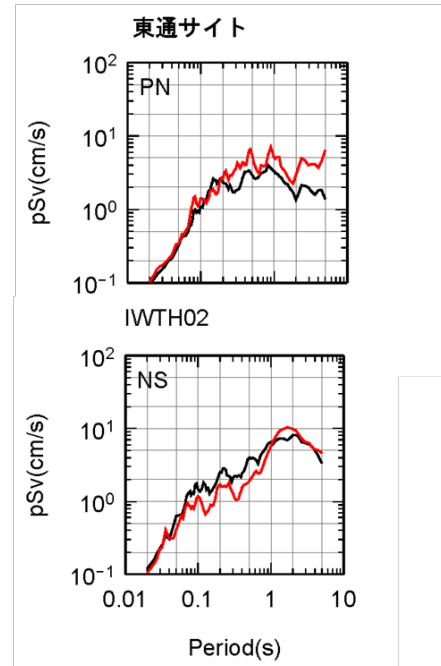


図2 地震動評価結果と観測記録の比較

赤線：地震動評価結果、黒線：観測記録  
 東北電力東通サイトはプラントノース成分、IWTH02はNS成分

## Pseudo point-source model with variable corner frequency: application to the Miyagi-Oki earthquake of 26 May, 2003

\*Yosuke Nagasaka<sup>1</sup>, Atsushi Nozu<sup>1</sup>

1. Port and Airport Research Institute

2003年5月26日に発生した宮城県沖の地震(M<sub>J</sub>7.1)は逆断層成分を主とするスラブ内地震であり、これまでに様々な強震動シミュレーションのための震源モデルが提案されている。若井ら(2014)、野津・長坂(2019)は疑似点震源モデルと呼ばれるサブイベントの時空間的な広がりや陽には考慮しないモデルにより、3つのサブイベントを用いて強震動シミュレーションを行った。全体的な再現性は良好であったが、3つめのサブイベントについては観測記録に見られるディレクティビティの影響を再現できなかったことを課題として挙げている。また、浅野ら(2004)は経験的グリーン関数法を用いて3つの強震動生成領域(SMGA)からなるモデルを提案している。このモデルによると、最後に破壊する3つ目のSMGAは南側から破壊し北へ広がるとしている。そこで、本検討では、疑似点震源モデルにおいてディレクティビティの影響を考慮するため、新たにコーナー周波数に方位依存性を導入する改良を行った。また、改良したモデルを2003年5月26日に発生した宮城県沖の地震に適用し、モデルの検証を行った。

モデルの改良の出発点としては野津・長坂(2019)の震源モデルを用いた。最後に破壊するサブイベント3にのみコーナー周波数の方位依存性を導入してディレクティビティを考慮するが、コーナー周波数は理想的なユニラテラル破壊でのコーナー周波数の理論式を参考に次のように表すこととした。 $f_c(\theta) = f_{c0} / (1 - A \cos \theta)$ 、ここで $f_{c0}$ はディレクティビティの影響がないときのコーナー周波数、 $\theta$ は破壊進行方向と対象地点方向のなす角、 $A$ はディレクティビティの程度を表す係数である。理想的なユニラテラルな破壊であれば $A = V_r / V_s$ となり、 $A$ がこの値より小さければ破壊がより等方的であることを意味する。本モデルでは対象地点が破壊進行方向にあるときはコーナー周波数は大きくなり、バックワード側では小さくなる。既存の疑似点震源モデルに対して新たに導入されたパラメータは、係数 $A$ 、および破壊進行方向を表す角度の2つである。本手法は小断層の重ね合わせを行わないため、合成スペクトルに干渉による谷が現れないことが利点として挙げられる。

野津・長坂(2019)の震源モデルのサブイベント1および2のパラメータは固定し、フォワードモデリングによりサブイベント3のパラメータを再決定した結果、地震モーメントは $0.9 \times 10^{19}$  Nm、 $f_{c0} = 0.5$  Hz、 $A = 0.70$ 、破壊進行方向は $-20^\circ$ となった。なお、破壊進行方向は滑り角の表示方法を参考に角度で表すこととし、走向方向に破壊が進むとき $0^\circ$ 、浅部に破壊が進むとき $90^\circ$ とした。浅野ら(2004)に従い、サブイベント3は走向 $190^\circ$ 、傾斜 $69^\circ$ の面にあるとしたため、 $-20^\circ$ は北向きで少し深部へ進む破壊を表し、浅野ら(2004)の傾向と一致している。その他のパラメータは野津・長坂(2019)と同じとした。野津・長坂(2019)ではサブイベント3の地震モーメントは $1.2 \times 10^{19}$  Nm、コーナー周波数は $0.4$  Hzであった。

対象地点および速度波形(0.2-2 Hz)の観測との比較を図に示す。野津・長坂(2019)では特に震源直上付近と南側の地点でS波部後半のパルスが過大評価であったが、本モデルでは改善されている。今後は他の地震での検証が課題となるが、内陸地殻内地震などで対象地点によって大きく異なるときにどの程度コーナー周波数が変動するかなどを調べる必要がある。

謝辞

本検討では防災科学技術研究所の強震観測記録を使用しました。ここに記して謝意を表します。

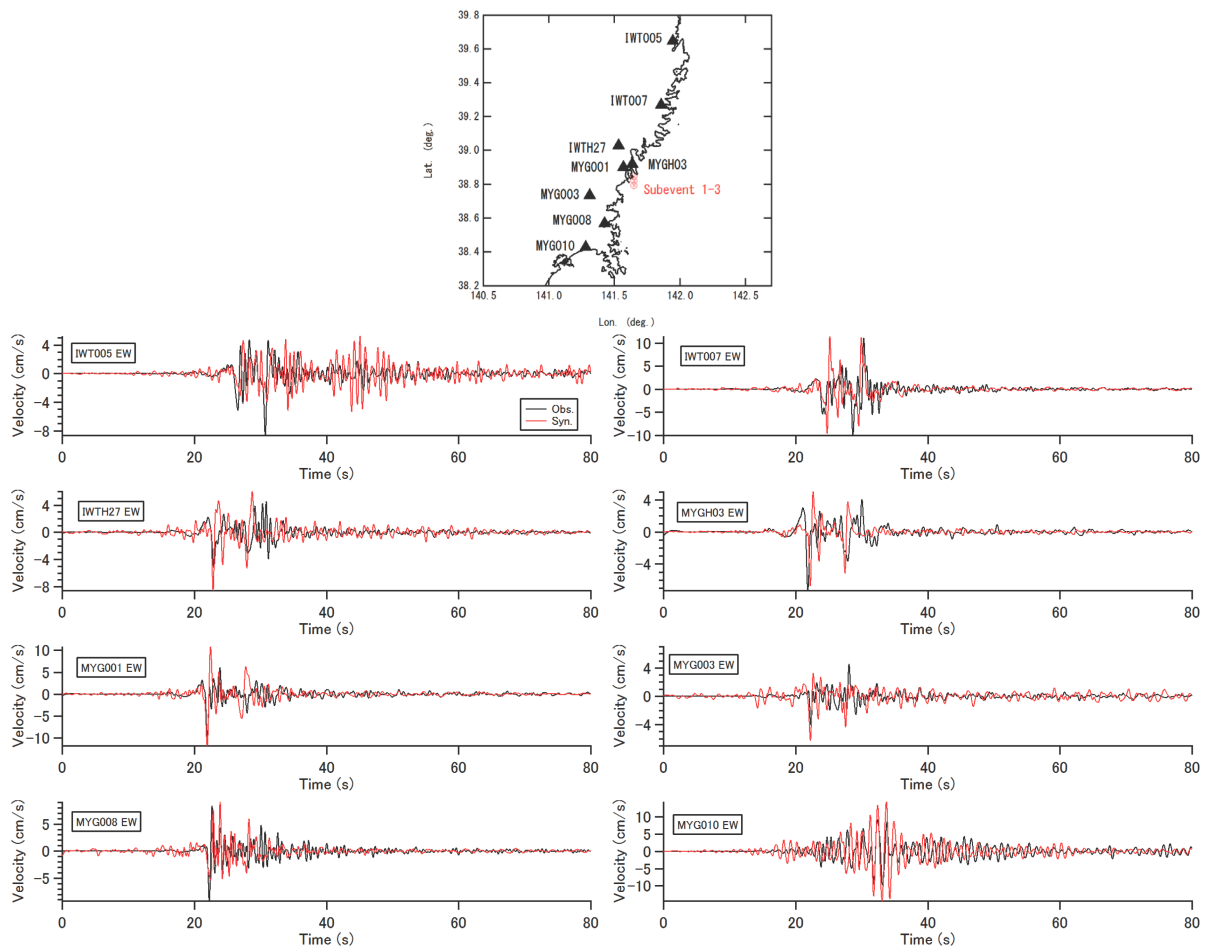
参考

浅野公之, 岩田知孝, 入倉孝次郎, 2004, 2003年5月26日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション, 地震2, 57, 171-185.

野津厚, 長坂陽介, 2019, 疑似点震源モデルによる強震動シミュレーションのスラブ内地震への適用, 港湾空港技術研究所報告, 58, 41-71.

若井淳, 長坂陽介, 野津厚, 2014, 疑似点震源モデルによる2003年5月26日宮城県沖スラブ内地震の強震動

シミュレーション, 土木学会論文集A1(構造・地震工学), 70, I\_818-I\_829.



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

🏠 Mon. Sep 16, 2019 4:00 PM - 5:15 PM JST | Mon. Sep 16, 2019 7:00 AM - 8:15 AM UTC | 🏠 ROOM A  
Clock Tower Centennial Hall

**[S15]PM-3**

chairperson:Naoki Hayashimoto(Japan Meteorological Agency), Kenji Kanjo(Takamisawa Cybernetics Co.Ltd.)

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

**[S15-14] Utilization of OBS data for Earthquake Early Warning**

\*Naoki Hayashimoto<sup>1</sup>, Jun Akutagawa<sup>1</sup>, Keishi Noguchi<sup>1</sup>, Ken Moriwaki<sup>1</sup>, Masahiko Morimoto<sup>1</sup>, Kuninori Okamoto<sup>1</sup>, Yuki Kodera<sup>2</sup>, Koji Tamaribuchi<sup>2</sup>, Mitsuyuki Hoshiba<sup>2</sup>, Takeshi Nakamura<sup>3</sup>, Takashi Kunugi<sup>3</sup>, Shin Aoi<sup>3</sup> (1. Japan Meteorological Agency, 2. Meteorological Research Institute, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

---

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

**[S15-15] Application of the Japanese Earthquake Early Warning Method (IPF method) to the 2018 Hualien earthquake in Taiwan**

\*Masumi Yamada<sup>1</sup>, Dayi Chen<sup>2</sup>, Koji Tamaribuchi<sup>3</sup> (1. DPRI, Kyoto University, 2. CWB, Taiwan, 3. MRI)

---

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

**[S15-16] Estimation of fault geometry to obtain an accurate seismic intensity in real time**

\*YING XIAO<sup>1</sup>, Masumi Yamada<sup>2</sup> (1. Key Laboratory of Earthquake Engineering and Engineering Vibration, Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration, 2. DPRI, Kyoto University)

---

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

**[S15-17] Is Mw so useful for earthquake early warning? : from viewpoint of real-time prediction of ground motion**

\*Mitsuyuki Hoshiba<sup>1</sup> (1. Meteorological Research Institute, JMA)

---

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

**[S15-18] Importance of the high-density observation for seismic strong motion disaster prevention**

\*kenji kanjo<sup>1</sup>, isao takahashi<sup>1</sup>, yoshinori shinohara<sup>1</sup>, rami ibrahim<sup>1</sup> (1. Takamisawa Cybernetics Co.Ltd.)

## Utilization of OBS data for Earthquake Early Warning

\*Naoki Hayashimoto<sup>1</sup>, Jun Akutagawa<sup>1</sup>, Keishi Noguchi<sup>1</sup>, Ken Moriwaki<sup>1</sup>, Masahiko Morimoto<sup>1</sup>, Kuninori Okamoto<sup>1</sup>, Yuki Kodera<sup>2</sup>, Koji Tamaribuchi<sup>2</sup>, Mitsuyuki Hoshiba<sup>2</sup>, Takeshi Nakamura<sup>3</sup>, Takashi Kunugi<sup>3</sup>, Shin Aoi<sup>3</sup>

1. Japan Meteorological Agency, 2. Meteorological Research Institute, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

気象庁では令和元年6月27日より、国立研究開発法人防災科学技術研究所が運用している「日本海溝海底地震津波観測網 (S-net)」および「地震・津波観測監視システム (DONET)」の観測データの緊急地震速報への活用を開始した。

海底地震計のデータは、海域で発生する地震に対して情報発表の迅速化に寄与することが期待される反面、陸上の観測点とは異なる設置環境や地盤特性に起因した地震波の増幅や、地震計が傾くことによって地震による揺れが過大に観測されるなどといった海底地震計特有の課題に対処する必要があった。本発表では、海底地震計データの活用のために実施した自動処理での対策と活用による効果について紹介する。

緊急地震速報では地震波を観測してから可能な限り早く情報を発表するため、発表する処理中枢の処理だけではなく、個別の観測点で自動処理（地震波の検測や到来方向の推定、最大振幅の算出など）を実施している。観測点での処理において、S-netは地震計の3成分が任意の方向を向いていることから各成分の回転補正が必要となる。加えて、特に強震動に見舞われた際には、揺れの途中で地震計の姿勢がわずかに変化し、重力加速度成分が地震動中に加速度オフセット変化として混入することがある。海底地震計の観測点処理においては、これらの異常を検知する処理を搭載し、中枢側に送信する情報に追加した。また、中枢側では、海底地震計データの振幅値をマグニチュード (M) 計算に安定的に取り込むため、上下動変位M (林元・他、2019) の利用や、海底地震計においては多点で有効な振幅が得られるまで当該観測点での地点MをM計算の統計処理に参加させないなどといった異常振幅対策を実装した。

発表では、実事例をもとに海底地震計データの活用の効果について紹介する予定である。

## Application of the Japanese Earthquake Early Warning Method (IPF method) to the 2018 Hualien earthquake in Taiwan

\*Masumi Yamada<sup>1</sup>, Dayi Chen<sup>2</sup>, Koji Tamaribuchi<sup>3</sup>

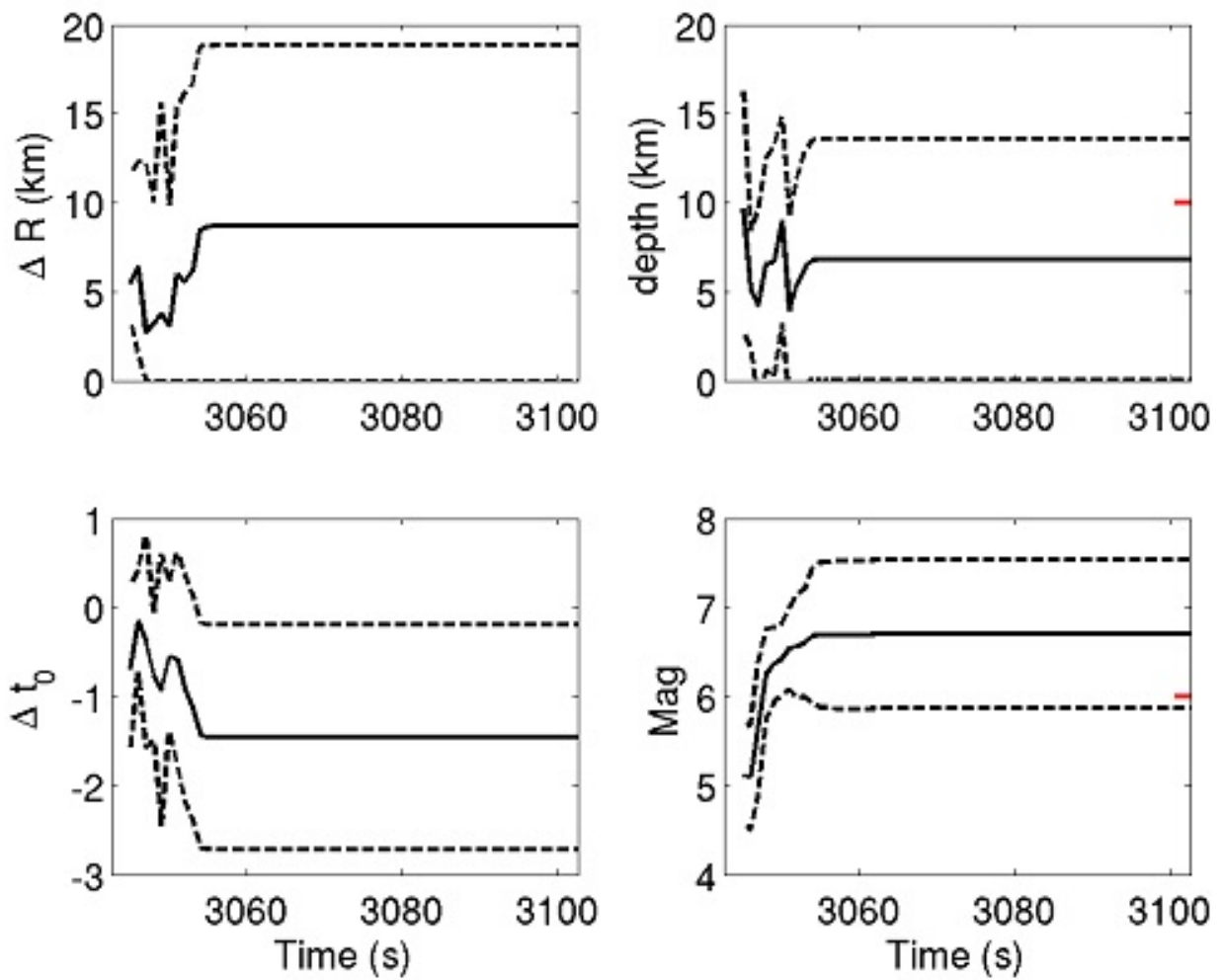
1. DPRI, Kyoto University, 2. CWB, Taiwan, 3. MRI

In Japan, earthquake early warning has been issued to public people since 2007 October. During the 2011 Tohoku earthquake, 44 false warnings (i.e., the largest expected seismic intensities were overestimated by at least two intensities or larger) were issued in a month, due to a large number of aftershocks (Sagiya et al., 2011).

The IPF method was developed in order to classify multiple earthquakes occurred at the same time (Liu and Yamada, 2014; Tamaribuchi et al., 2014; Yamada et al., 2014; Wu et al., 2015). Classical hypocenter determination method treats the P-wave arrivals of multiple stations within a certain short period of time as a single earthquake. Therefore, it becomes unreliable in the case of multi-event, because of the mixed waveforms from different sources. The IPF method uses Bayesian formulation that considers the possibility of having more than one event present at any given time, by using a likelihood function including the information of amplitude and non-triggered stations. The method has an advantage to determine the source location of multiple earthquakes occurred simultaneously. The method is effective especially right after a large earthquake, when many aftershocks occur closely in time and space.

We applied the IPF method used for the Japanese earthquake early warning system to the dataset of the 2018 Hualien earthquake in Taiwan. Figure shows the time series of the estimated source parameters (location error, depth, origin time, and magnitude). Note that the left side of the horizontal axis is the occurrence time of the earthquake. We assume there is no data transmission latency. At 3 s after the earthquake occurrence, the three stations were triggered and the event was detected. The location error is less than 10 km, but the magnitude was estimated as 5.1. The magnitude increased as the rupture propagated and the amplitude of the seismic signal became larger. The estimation was converged at 13 s after the origin time.

The offline simulation shows that we can detect the mainshock at 3 s after the origin time, and the magnitude is estimated as 6.3 at 7s after the origin time. The largest foreshock was detected at 4 s after the origin time, but the following  $M_{\text{p}}5.2$  earthquake was not detected, since the P-wave arrival was contaminated by the coda of the first event. The result shows that the IPF method can be applicable for the Taiwanese seismic network.



Time series of the estimated source parameters.  
Origin time is 15:00 on February 6

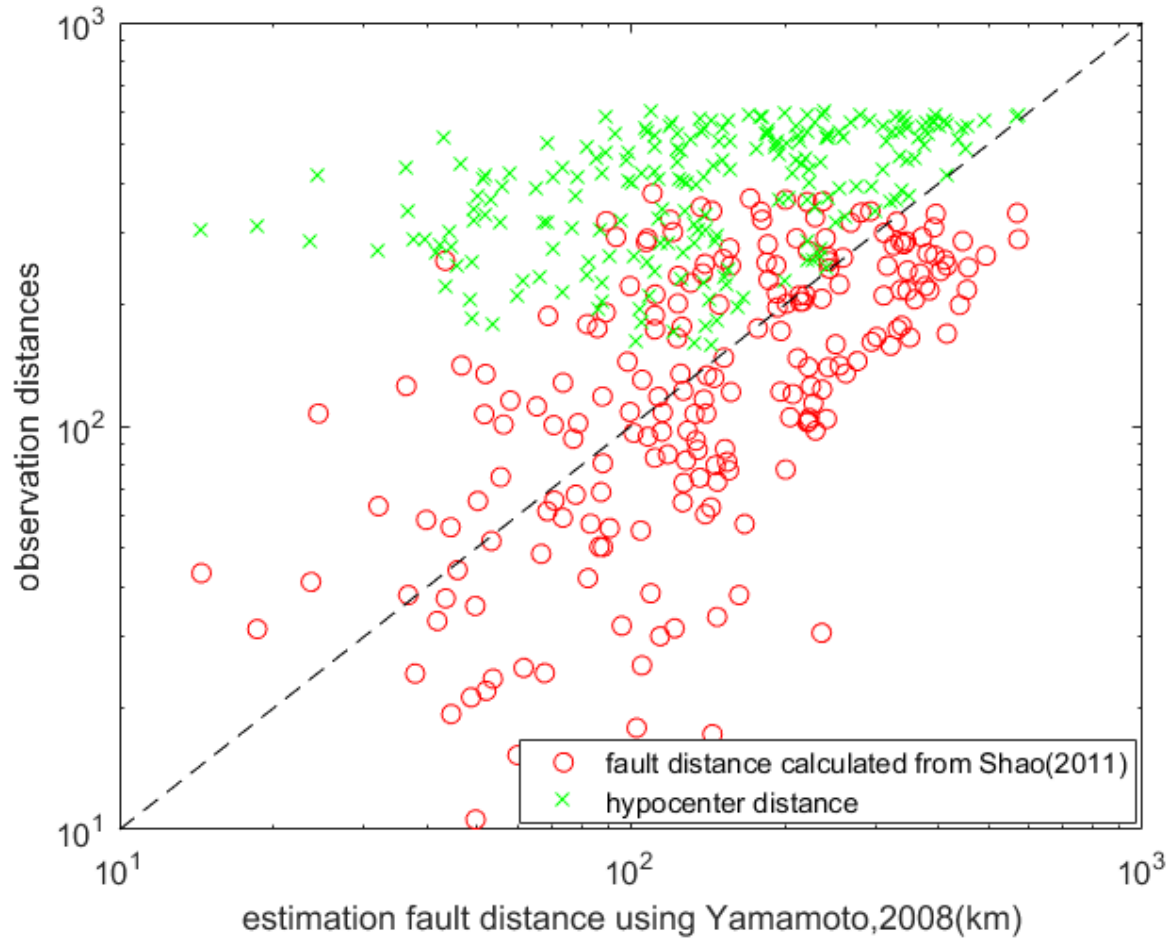
## Estimation of fault geometry to obtain an accurate seismic intensity in real time

\*YING XIAO<sup>1</sup>, Masumi Yamada<sup>2</sup>

1. Key Laboratory of Earthquake Engineering and Engineering Vibration, Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration, 2. DPRI, Kyoto University

To get the seismic intensity more rapidly and accurately, we find a method to inferring the geometry of the rupture in real-time. Most of the Earthquake Early Warning system can determine the magnitude and hypocenter location only few seconds after P-wave data. For small earthquakes, we use point source model to predict seismic intensity. But for moderate-to-large earthquake, the extent of fault rupture may be hundreds of kilometers, which will cause underestimation of seismic intensity in the place near to the fault but far from the epicenter. To get the seismic intensity more accurately and rapidly, we propose a method to estimate the surface projection of a fault in real-time.

The method is based on the GMPE of shaking intensity proposed by Yamamoto et al. (2008). As the shaking intensity has a good correlation with fault distance, we can get fault distance of every site from estimated shaking intensity and published magnitude. We parameterize the fault geometry with epicenter, fault length, fault width, strike, and relative location of the fault to the epicenter. We find the most suitable parameters for fault dimension by minimizing the fault distance estimated from the GMPE and the fault distance estimated from the parameterized source model. The most probable parameter set is obtained by the grid search. We test the performance of this method on the 2011 Tohoku earthquake dataset. Figure 1 shows the fault distance estimated from the GMPE, and observed distance. For the observation, we used hypocenter distance and fault distance based on the Shao's source model. It shows the station close to the fault will cause more difference between hypocenter distances and fault distance. And the fault distance we calculated from the GMPE have a good correlation with observed fault distance. In our example of Tohoku earthquake, we showed that using the site with hypocenter distance less than 400km can get a good prediction of fault geometry. The azimuthal coverage is important for the robust parameter estimation.



# Is Mw so useful for earthquake early warning? : from viewpoint of real-time prediction of ground motion

\*Mitsuyuki Hoshihara<sup>1</sup>

1. Meteorological Research Institute, JMA

はじめに：

地震動即時警報の分野で、我々は、“揺れから揺れを直接予測する”という考え方に則り、現時点の波動場を推定し、そこから未来の波動場を予測する手法（波動場推定法）の構築を進めている。一方で、いったん震源位置とモーメントマグニチュード（Mw）、さらにはスリップ量分布を迅速に推定し、地震動予測式（GMPE）により揺れの大きさを予測する考え方（震源情報推定法）を進めている研究も多くある。後者の考えでは、Mwやスリップ量分布をいかに正確に、また、迅速に推定するかがカギとなるので、それらを追求する研究が多いものの、揺れの予測の正確性や迅速性の観点まで進めて議論しているものは多くない。

そこで、地震動の即時予測の観点から、地震動即時警報でのMwやスリップ量分布の有効性について考察する。

周波数の違い：

（超高層ビルなどの特殊な建築物を除けば）被害に関係する地震動の周波数は、数秒から数Hz、つまり、およそ1Hz付近であることが知られており、地震動即時警報でも、この帯域の地震動の即時予測が求められる。一方、Mwは永久変位、あるいは、かなりの低周波から求められることが多い。Mwが同じ地震であれば、震源からの輻射量は、低周波側では同じと思われるものの、1 Hz付近の高周波側では、ストレスドロップの違いなどにより異なることも多い。よって、Mwを正確に求めたとしても、必ずしも、1 Hzの波の輻射量を正確に推定したことはない。

輻射域の違い：

2011年の東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）では、多くの研究者が日本海溝付近に大きなスリップ量が分布する震源像を求めている。これらは、低周波側の解析により求められたものであり、高周波の解析による震源像はかなり異なっている（Kurahashi and Irikura, 2011; Asano and Iwata, 2012, など）。彼らは、4～5個の強震動生成域（SMGA）から高周波が輻射したと推定している。これらのSMGAは、大きなスリップの場所とは異なり陸域にかなり近い（図1）。同様に、低周波と高周波の生成域の違いは、2004年Sumatra地震（Mw9.2）や2010年Maule地震（Mw8.8）でも報告されている（Lay et al., 2012）。このことは、正確にスリップ量分布を求めても、かならずしも、1 Hzの波の輻射の分布を推定したことはないことを示唆している。

タイミングの違い：

最近の報告（Minson et al. (2018), 干場 (2016) など）では、破壊の進展に伴うMwの時間発展をリアルタイムで推定できたとしても、震源域付近では、GMPEを介した予測は強震動の出現の後になる（つまり、警報が間に合わない）ことを指摘している。Mwの時間発展は単調増加すること、また、GMPEを介した揺れの強さの予測もMwの増加とともに時間的に単調増加することにより、揺れの強さの予測が最も大きくなるのは、破壊の終了時点になる。一方、強い揺れが輻射するのは、当然、破壊の終了よりも前である。同様に、破壊の途中の時刻 $t_c$ の時点でMwの時間発展をリアルタイムで推定できたとしても、Mwが最大となるのは $t_c$ の時

点であって、強い揺れが輻射していた時間は $t_c$ よりも前である。強い揺れが輻射する時間は $M_w$ が最大になる時間（つまり、 $t_c$ ）よりも前であることにより、警報が間に合わないことが生じる。

さいごに：

一般に、波動現象の予測は、波源（域）と輻射量が分かれば行うことができる。これを地震動現象に当てはめると、震源（域）と”マグニチュード”が分かれば未来を予測することができる、となる。では、このマグニチュードとして、 $M_w$ が最も適切なのであろうか。地震動即時警報で求められているのは、1 Hz付近の揺れであって、 $M_w$ に対応する周波数ではない。この周波数の違いにより、輻射量や輻射域、輻射のタイミングが異なることが生じうる。地震動即時警報にとって、かなり低周波から推定される $M_w$ やスリップ量は、強い揺れを予想するための直接的な証拠ではなく、間接的なものと位置づけられるだろう。

謝辞：K-net, KiK-net, 気象庁観測点の波形を使用した。

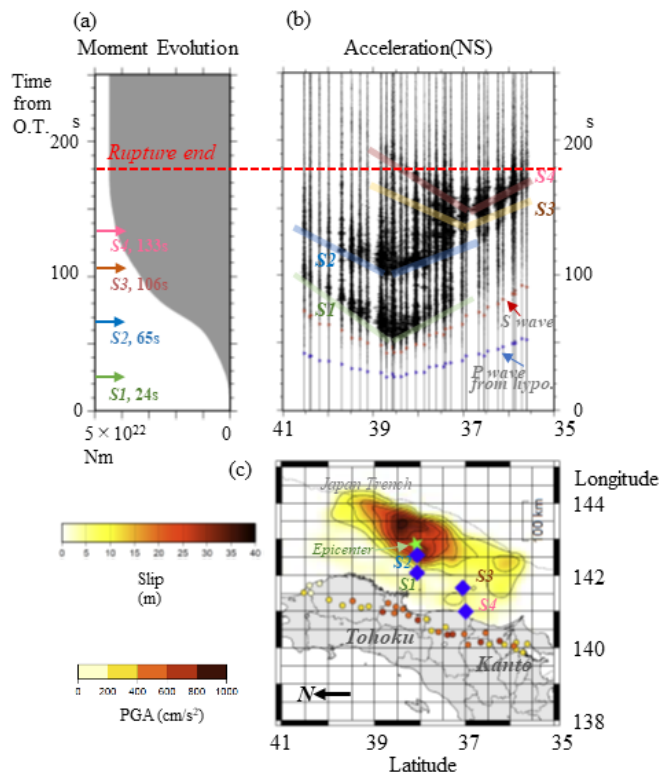


図1. (a) 2011年東北地方太平洋沖地震の地震モーメントの時間発展 (JMA, 2012) と強震動が生成した時間 (Asano and Iwata, 2012). (b) 図1cの地点で観測された加速度 (NS成分). (c) スリップ量分布 (JMA, 2012) と4つのSMGA (青ダイヤモンド, Asano and Iwata, 2012). 小さな丸は、図1bで用いた観測点を示す。

## Importance of the high-density observation for seismic strong motion disaster prevention

\*kenji kanjo<sup>1</sup>, isao takahashi<sup>1</sup>, yoshinori shinohara<sup>1</sup>, rami ibrahim<sup>1</sup>

1. Takamisawa Cybernetics Co.Ltd.

観測される地震動は震源・経路・サイトの項の相乗効果で示される。強震動はサイトの効果により震度分布の細部が大きく異なる場合があるため防災上高密度観測の必要性が求められる。また、地震波はP波で約6km/sec.、S波で約3.5km/sec.で伝播する現象であるため、これをリアルタイム（秒単位）に捉えるためには、観測点間の距離は伝播する波の速度と同等ないしはそれ以下でなければならないことは自明のことである。

1996年から、日本全国の県レベルの自治体では計測震度計の整備を行いその数は4,000点を数え市街部では4～5kmの設置間隔を示し、都市部(東京都・大阪・京都府)では2～3kmの設置間隔を示しているが、その仕様は地震検知後10秒毎に計測震度を求め60秒後にその最大値をモデム通信により気象庁に送信して、地震発生約3分後に各地の震度として集計・発表されている。

我々は、上記自治体計測震度計で観測された秒パケットのPGA（表層最大加速度）をJ-SHIS（NIED）に示された表層増幅率から工学基盤でのPGAを求め、この工学基盤のPGAから再度J-SHISの表層増幅率を用いて、P、S伝播速度内の表層の1kmメッシュの震度をもとめ、面的なリアルタイム震度と最大値でクリップした最大震度分布図を作成した【手法-1】。また、震源で放射されるS/P波の振幅比5倍を用いて、上下動成分を5倍した面的震度分布は入射数秒でほぼ最大震度分布を近似しているため予測に使用できることを示している【手法-2】。

現在、世界各国で強震動予測をリアルタイムで行なうための、緊急地震速報（EEW）の配信が実現しているが、地震波検出およびデータ処理時間により制約を受ける”ブラインド・ゾーン”（Kuyuk and Allen（2003））が問題となっている。日本の気象庁（JMA）の発表するEEWも使用している観測網（平均観測点間距離20km）と震度5弱以上の判定（求めた震源情報（震央・規模（M）と距離減衰の経験式による）のため、約8秒の時間を要していることから、約40kmほどのブラインドゾーンをしめすため、内陸直下に発生する被害地震では、最も警報を必要とする破壊域中心部にその情報が届かないという現実問題を抱えている。

講演では、上記自治体データを用いてリアルタイム（秒単位）に震度および最大震度分布を動画で示すことにより、高密度観測網は発生した地震の規模（大・小）、深い・浅い、遠い・近いという震源情報を即時に得ることが出来ることを、P波検知は主要動到達前にゆれの強さと分布を把握できることを示す。

また、東京都周辺で深さ50～60kmに発生したM5クラスの地震をOmega-Squea-Source-Modelにより、M7クラスに波形を評価し、上記手法により”首都直下地震”の強震動予測も試みた。

このように自治体独自の観測網で強震動予測が可能であり、得られた情報は地震防災に役立つものである。気象庁は処理データを集約することで、各観測点データをテレメータすることなく、緊急地震速報を改善することが可能である。