

Thu. Oct 14, 2021

ROOM A

Room A | Special session | S21. Seismic spectral analyses for earthquake source physics, earth structure estimation, and strong motion assessment

AM-1

chairperson:Takahiko Uchide(Geological Survey of Japan, AIST), Kazuhiro Somei(Geo-Research Institute)

9:00 AM - 10:00 AM ROOM A (ROOM A)

[S21-01] [Invited] Introduction to the SCEC Community Stress Drop Validation Study

Annemarie Baltay², Rachel Abercrombie³, OTaka'aki Taira¹ (1.Berkeley Seismological Laboratory, 2.U.S. Geological Survey, 3.Boston University)

9:00 AM - 9:15 AM

[S21-02] Quantification of the Complexities in Rupture Processes of Small Earthquakes by Multiple Spectral Ratio Analyses

OTakahiko UCHIDE¹ (1.Geological Survey of Japan, AIST)

9:15 AM - 9:30 AM

[S21-03] Spatial pattern in frictional properties on the subducting Philippine Sea Plate off the east of Kyushu Island

OTakuji YAMADA¹ (1.Ibaraki University)

9:30 AM - 9:45 AM

[S21-04] Horizontal Site Amplification Factors and Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of S-wave Part and Whole Duration: Needs of Different Correction Function

OHiroshi KAWASE¹, Eri Ito¹, Kenichi Nakano² (1.Disaster Prevention Research Institute, 2.HAZAMA ANDO CORPORATION)

9:45 AM - 10:00 AM

Room A | Regular session | S19. Seismology, general contribution

AM-1

chairperson:Masumi Yamada(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

10:00 AM - 10:30 AM ROOM A (ROOM A)

[S19-01] Characteristics of earthquake swarm activity in central Nagano prefecture as seen from the time variation of background seismic activity estimated by the point process model

OTakao KUMAZAWA¹, Yoshiko Ogata² (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.The Institute of Statistical Mathematics)

10:00 AM - 10:15 AM

[S19-02] Estimation of the source of the explosive sound on April 26, 2021 in Hokkaido, Japan

OMasumi YAMADA¹ (1.DPRI Kyoto University)

10:15 AM - 10:30 AM

Room A | Regular session | S15. Strong ground motion and earthquake disaster

AM-2

chairperson:Eri Ito(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University), Nobuyuki Morikawa(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

11:00 AM - 12:15 PM ROOM A (ROOM A)

[S15-01] Non-recorded Strong Impulsive Vertical Seismic Waves - Part 3 -

- Powerful seismic difficult waves to record by a seismograph -

OHiroshi MAEHARA¹ (1.Geosystem Research Institute)

11:00 AM - 11:15 AM

[S15-02] Expansion of Ground Motion Prediction

Equation Based on Prototype Strong-Motion Database

ONobuyuki MORIKAWA¹, Hiroyuki Fujiwara¹, Asako Iwaki¹, Takahiro Maeda¹ (1.NIED)

11:15 AM - 11:30 AM

[S15-03] An attenuation model of strong motions

considering transmission coefficient of S-waves in the layered structure

OTomonori IKEURA¹ (1.Kajima Technical Research Institute)

11:30 AM - 11:45 AM

[S15-04] Characteristics of sPL and PL phase:

Applicability to real-time source depth estimation

OKeishi OSUGA¹, Takashi Furumura¹ (1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

11:45 AM - 12:00 PM

[S15-05] High-Resolution Immediate Fault Slip Estimation of Large Earthquakes Using Seismic Backpropagation

OYugo SHIBATA¹, Takashi Furumura¹, Takuto Maeda² (1.Earth Research Institute, the University of Tokyo, 2.Hirosaki University)

12:00 PM - 12:15 PM

Room A | Regular session | S15. Strong ground motion and earthquake disaster

PM-1

chairperson:Atsushi Nozu(Port and Airport Research Institute),
Shohei Yoshida(Ohsaki Research Institute, Inc.)
1:30 PM - 3:00 PM ROOM A (ROOM A)

2:45 PM - 3:00 PM

[S15-06] Evaluation of ground motion by kinematic source

model considering dynamic rupture process of
branch fault for 1896 Rikuu earthquake

○Shuji KUMAGAI¹, Hiroaki MATSUKAWA², Yuta
MITSUHASHI², Yusuke SAIJO² (1.Tohoku Electric
Power Co.,Inc., 2.Kozo Keikaku Engineering Inc.)

1:30 PM - 1:45 PM

[S15-07] Complex Source Characterization of the 1944

Tonankai Earthquake from Simulated Collapse
Ratios of Wooden Houses

○Eri Ito¹, Kenichi Nakano², Haruko Sekiguchi¹, Hiroshi
Kawase¹ (1.Disaster Prevention Research Institute,
Kyoto University, 2.HAZAMA ANDO CORPORATION)

1:45 PM - 2:00 PM

[S15-08] **Estimate of the rupture process of the 2021 off-
Fukushima earthquake based on the finite-fault
source inversion Inferred from strong motion
records**

○Shohei Yoshida¹, Kenichi Tsuda², Chen Ji³, Ralph
Archuleta^{3,4}, Toshiaki Sato¹ (1.Ohsaki Research
Institute, Inc. , 2.Shimizu Corporation, 3.University of
California, Santa Barbara, 4.RJA Ground Motion
Analysis, Inc.)

2:00 PM - 2:15 PM

[S15-09] Strong motion simulation with the SPGA model
for the Onagawa Nuclear Power Plant

○Atsushi NOZU¹ (1.Port and Airport Research
Institute)

2:15 PM - 2:30 PM

[S15-10] Strong motion simulation of a hypothetical M7-
class intraslab earthquake in the Tokyo Bay
region using MeSO-net observation data

○Wataru SUZUKI¹, Takeshi KIMURA¹, Hisahiko KUBO¹,
Shigeki SENNA¹ (1.National Research Institute for
Earth Science and Disaster Resilience)

2:30 PM - 2:45 PM

[S15-11] Study on correction of the rupture propagation
effect of elemental earthquakes used in the
empirical Green's function method.

○Junpei KANEDA¹, Shinya TANAKA¹, Yoshiaki
HISADA² (1.Tokyo Electric Power Services Co., Ltd.,
2.Prof.,Kogakuin Univ.)

Room A | Special session | S21. Seismic spectral analyses for earthquake source physics, earth structure estimation, and strong motion assessment

AM-1

chairperson:Takahiko Uchide(Geological Survey of Japan, AIST), Kazuhiro Somei(Geo-Research Institute)

Thu. Oct 14, 2021 9:00 AM - 10:00 AM ROOM A (ROOM A)

[S21-01] [Invited] Introduction to the SCEC Community Stress Drop Validation Study

Annemarie Baltay², Rachel Abercrombie³, OTaka'aki Taira¹ (1.Berkeley Seismological Laboratory, 2.U.S. Geological Survey, 3.Boston University)

9:00 AM - 9:15 AM

[S21-02] Quantification of the Complexities in Rupture Processes of Small Earthquakes by Multiple Spectral Ratio Analyses

OTakahiko UCHIDE¹ (1.Geological Survey of Japan, AIST)

9:15 AM - 9:30 AM

[S21-03] Spatial pattern in frictional properties on the subducting Philippine Sea Plate off the east of Kyushu Island

OTakuji YAMADA¹ (1.Ibaraki University)

9:30 AM - 9:45 AM

[S21-04] Horizontal Site Amplification Factors and Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of S-wave Part and Whole Duration: Needs of Different Correction Function

OHiroshi KAWASE¹, Eri Ito¹, Kenichi Nakano² (1.Disaster Prevention Research Institute, 2.HAZAMA ANDO CORPORATION)

9:45 AM - 10:00 AM

[Invited] Introduction to the SCEC Community Stress Drop Validation Study

Annemarie Baltay², Rachel Abercrombie³, *Taka'aki Taira¹

1. Berkeley Seismological Laboratory, 2. U.S. Geological Survey, 3. Boston University

We introduce a community stress drop validation study using the 2019 Ridgecrest earthquake sequence, in which researchers are invited to use a common dataset to estimate earthquake stress drop. Earthquake stress drop is a key parameter in many ground motion, rupture simulation, and source physics problems in earthquake science. In theory stress drop relates the average slip on a fault to rupture area, and, in practice, it quantifies the higher frequency ground motions of an earthquake. We seek to understand the physical controls and methodological reasons for similarity or differences in stress drop estimates, so that they can be used more reliably by the earthquake science community. The common dataset consists of 2 weeks of earthquakes following the 2019 Ridgecrest M6.4 earthquake, including nearly 13,000 earthquakes of M1 and greater, recorded on stations within 100 km. This dataset and related information are available from the Southern California Earthquake Center (SCEC) Web site:

<https://www.scec.org/research/stress-drop-validation>. We are soliciting stress drop estimates from community participants on any subset of these events, using a variety of methods. We are correlating and comparing these resulting stress drops as they are made available in a meta-analysis, to understand why similarities or differences arise. We will examine which earthquakes or methods generate grossly similar or different results in the first round of analyses. We will then share the findings and encourage individuals and groups to revisit their analyses and investigate the principal sources of discrepancies and uncertainties. We will present an overview of the study, and preliminary results. As a community study, all are invited to join!

Quantification of the Complexities in Rupture Processes of Small Earthquakes by Multiple Spectral Ratio Analyses

*Takahiko UCHIDE¹

1. Geological Survey of Japan, AIST

震源過程は、解像度に限界はあるものの、断層すべりインバージョン解析やバックプロジェクション解析といった地震学的なデータ解析によって、その特徴が明らかにされてきている。主に一方向に破壊が伝播する場合もあれば、逆方向の明瞭な破壊伝播を伴う場合もある。破壊が始まってから、一度収まるとそのまま終わって、単一の破壊域を持つというものもあれば、複数の場所を次々に破壊するという場合もある。このような多様性を生む原因として、破壊される断層にかかる応力や摩擦特性などが考えられるが、それらを直接知ることは容易ではない。破壊過程の複雑性は、そのような断層の物理的条件を知る手掛かりとなりうるものと考えられる。

多数の地震の破壊過程の特徴を定量化する方法として地震波スペクトル解析がある。観測波形のスペクトルから伝播特性やサイト特性を除去して、オメガ2乗モデルなどのスペクトルモデルに合わせることで、震源過程の特徴を地震モーメントやコーナー周波数といったパラメータに落とし込む。円形クラックモデル (e.g., Brune, 1970) を仮定することで、地震モーメントとコーナー周波数を応力降下量に変換する。

伝播特性とサイト特性を除去する方法として、解析対象の地震のスペクトルと、その近傍で発生したより小さい地震のスペクトル（経験的グリーン関数 (EGF)）との比を取るスペクトル比法がある。解析対象地震とEGF地震との伝播経路が似通っていることを利用したものであるが、伝播経路のわずかな違いが誤差の要因となってしまう。そこで、EGF地震として選ぶことができる地震が多数存在する場合、それらの結果を統合すれば、EGF地震の選択に伴う誤差を低減させることができると考えられる。Uchide and Imanishi (2016)が提案した多重スペクトル比法はそのような考え方で開発された解析法である。各EGF地震について、解析対象地震との間のスペクトル比をオメガ2乗モデルで合わせた際の残差を求める。その残差スペクトルを中央値スタッキングすることで、EGFの選択に依らない残差スペクトルが得られる。この残差スペクトルは解析対象地震の震源スペクトルに起因すると考える。そのため、残差スペクトルをオメガ2乗モデルに重ね合わせたものが解析対象地震の震源スペクトルであると考えられる。

多重スペクトル比法を日本各地の内陸の20 km以浅で発生した地震に適用する。残差スペクトルがほぼ平坦で、オメガ2乗モデルがよく成り立つ例もあれば、残差スペクトルが起伏に富んでいて、震源スペクトルがオメガ2乗モデルから大きく外れて、コーナー周波数が2つあるように見えるような場合もある。同様の傾向は2019年米国カリフォルニア州リッジクレスト地震の余震でも見られる。このような複雑性の地域性が、その原因を知るための手掛かりの一つになると考えられる。

The earthquake source processes have been characterized by seismological data analysis such as finite-fault slip inversion analyses and back-projection analyses, although the resolution is limited. Some earthquakes are unilateral, while some others are bilateral. Some have single rupture patches, while some others multiple ones. Such diversity may be due to the stress and frictional properties of the fault being ruptured, but it is not easy to measure them directly. Nevertheless, the complexity of the rupture process may provide a clue to the physical properties of such faults.

Seismic spectral analyses quantify characteristics of the rupture process of many earthquakes. By removing propagation and site effects from the observed spectra and fitting them to a spectral model

(e.g., the omega-square model), the characteristics of the earthquake source process are reduced to parameters such as seismic moment and corner frequency, which can be converted into stress drops by assuming a circular crack model (e.g., Brune, 1970).

The spectral ratio method removes propagation and site effects by taking the ratio of the spectrum of the target event to that of a nearby smaller earthquake (empirical Green's function (EGF)). This method takes advantage of the fact that the propagation paths of the target event and the EGF event are similar. However, slight differences in the propagation paths produce errors. The errors caused by the selection of EGF event will be reduced by integrating such errors in analyses using different EGF events. The multiple spectral ratio method proposed by Uchide and Imanishi (2016) was developed based on this idea. We fit the EGF and target events' spectral ratios by the omega-square model and then obtain the residuals. By median-stacking the residual spectra, we can obtain the residual spectra independent of the choice of EGF. We consider that this residual spectrum is due to the source spectrum of the target event. Therefore, the residual spectrum superimposed on the omega-square model is considered the source spectrum of the earthquake to be analyzed.

We applied the multiple spectral ratio method to inland earthquakes that occurred at depths greater than 20 km in Japan. In some cases, the residual spectra are almost flat, and the omega-square model holds well. In contrast, in other cases, the residual spectra are undulating, and the source spectra deviate from the omega-square model so much that they appear to have two corner frequencies. A similar trend is seen in the aftershocks of the 2019 Ridgecrest earthquake. The regional variety will be a clue to the earthquake source complexity.

Spatial pattern in frictional properties on the subducting Philippine Sea Plate off the east of Kyushu Island

*Takuji YAMADA¹

1. Ibaraki University

1. はじめに

九州東方沖では、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震が繰り返し発生している。本研究では、2003年1月から2020年12月に九州東方沖で発生した小地震 ($4.0 \leq M_w \leq 5.0$) のうち、2.で説明するとおり、プレート境界面の摩擦特性を反映していると考えられる140地震を選び出し、応力降下量の解析を行った。

2. 解析地震の選択基準

本研究では深さ方向の震源決定精度を考慮して、Baba *et al.* (2002), Hirose *et al.* (2008), Nakajima and Hasegawa (2007) の推定したフィリピン海プレート境界面から ± 15 km の深さで起きた小地震 ($4.0 \leq M_w \leq 5.0$) を選び、解析対象とした。

解析対象の地震の規模の下限と上限は、以下の理由から設定した。マグニチュードが3.5を下回る地震では、特に低周波数帯の信号-ノイズ比が悪かった。そこで、経験的グリーン関数 (EGF) として用いる地震を $M_w 3.5$ とし、コーナー周波数の決定精度を確保するため、解析対象地震はEGFと0.5以上のマグニチュードの開きをもつ地震 ($M_w \geq 4.0$) とした。また、応力降下量は各地震の断層面の大きさに応じた平均値として求められるため、解析対象地震の断層面が大きすぎると、空間不均質性の議論に不適である。よって、解析対象地震の規模の上限は $M_w 5.0$ とした。

なお本研究では、気象庁によって決定されたマグニチュード M_{jma} がモーメントマグニチュード M_w に等しいと仮定しているが、この仮定の妥当性についても検討済みである。また、解析対象地震のうち、防災科学技術研究所によってメカニズム解が求められている地震については、フィリピン海プレートの沈み込みと調和的な節面を持つことを確認済みである。

3. 応力降下量解析

Yamada *et al.* (2021) の手法を用いて、応力降下量の解析を行った。まず、2003年から2020年に発生した $M_w 3.5$ の地震のうち、解析対象の小地震 ($4.0 \leq M_w \leq 5.0$) の震源から最短距離にある地震の観測波形をEGFとした。次に、解析対象の地震の観測波形スペクトルをEGFのスペクトルでデコンボリューションし、震源スペクトルがオメガ2乗モデルに従うとの仮定のもと、解析対象地震のコーナー周波数を求めた。最後に、断層面が円形であり、かつ破壊伝播速度がS波速度の90%であると仮定して、Madariaga (1976) のモデルを用いてコーナー周波数から応力降下量を計算した。

4. 結果および考察

小地震の応力降下量の解析結果から、プレート境界の摩擦特性、特に剪断強度の空間不均質分布を推定することができる (Yamada *et al.*, 2021)。各地震の応力降下量の解析結果をもとに、緯度・経度それぞれ0.1度ごとに平滑化した応力降下量分布を図1.に示す。

北海道南東沖 (Yamada *et al.*, 2017) や東北地方東方沖 (Yamada *et al.*, 2021) の太平洋プレートの沈み込みに伴う小地震の解析結果と比べると、全体的に応力降下量が小さい。これは、九州東方沖のフィリピン海プレート上の摩擦強度が相対的に低いことを示唆していると考えられる。また、より小さな空間スケールでの結果に着目すると、1996年日向灘地震の震源域 (図1.の赤枠A) の南隣に、応力降下量大きい領域が見られる。すなわち、この領域では剪断強度が高く、日向灘地震の際にバリアとして働いたのかもしれない。小地震の応力降下量の解析結果から推定される摩擦特性の空間分布は、動的破壊シミュレーションの剪断強度分布として使用することを通して、強震動予測の精度向上にも貢献できると考えられる。

参考文献：

- Baba *et al.* (2002), PEPI, [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00044-4](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00044-4)
- Hirose *et al.* (2008), JGR, <https://doi.org/10.1029/2007JB005274>
- Madariaga (1976), BSSA, 66 (3): 639-666
- Nakajima and Hasegawa (2007), JGR, <https://doi.org/10.1029/2006JB004770>
- Yagi *et al.* (1999), GRL, <https://doi.org/10.1029/1999GL005340>
- Yamada *et al.* (2017), PEPS, <https://doi.org/10.1186/s40645-017-0152-7>
- Yamada *et al.* (2021), EPS, <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01326-8>

謝辞：本研究では、Hi-net（防災科学技術研究所）、気象庁、鹿児島大学、九州大学、高知大学の観測点の地震波形データと、気象庁の一元化震源およびP, S検測値を使用しました。記して感謝いたします。

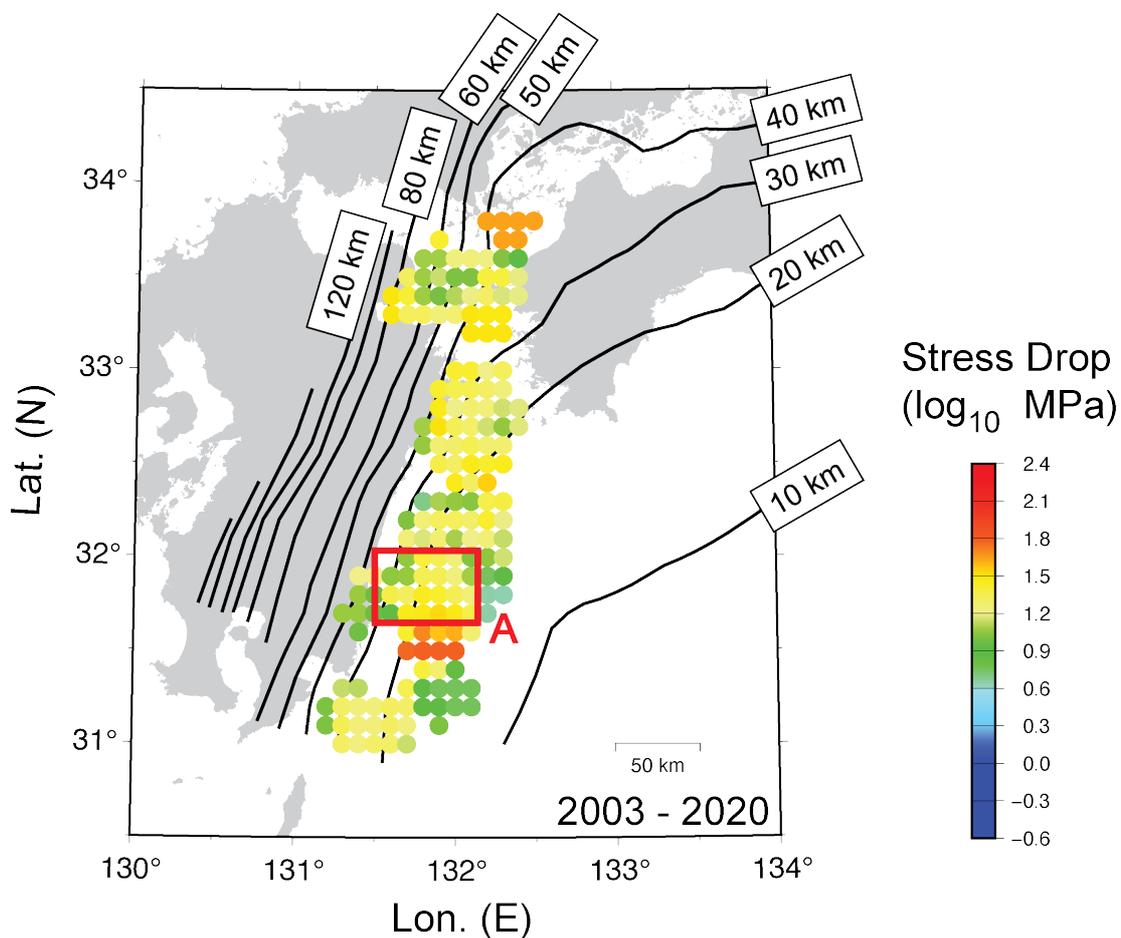


図1. 応力降下量の空間分布。黒線はフィリピン海プレート上面の深さを表す (Baba *et al.*, 2002; Hirose *et al.*, 2008; Nakajima and Hasegawa, 2007)。赤枠で示された領域Aは、1996年日向灘地震の震源域を示す (Yagi *et al.*, 1999)。

Horizontal Site Amplification Factors and Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of S-wave Part and Whole Duration: Needs of Different Correction Function

*Hiroshi KAWASE¹, Eri Ito¹, Kenichi Nakano²

1. Disaster Prevention Research Institute, 2. HAZAMA ANDO CORPORATION

観測地震動の水平サイト増幅特性(HSAF)をサイト固有の値として求めることは強震動予測のためには必要不可欠である。本研究では、まず一般化スペクトル・インバージョン法(GIT, 仲野・他, 2019)を用いて、K-NET, KiK-net, 気象庁, およびCEORKAの観測データを対象に、露頭地震基盤相当の基準サイトの地震動に対する各地点のHSAFを求めた。さらにHSAFだけでなく、観測上下動を用いて同じ基準サイト地震動に対する上下動増幅特性VSAFも求めた。その分離したHSAF・VSAFに基づいて、水平/上下スペクトル比(EHVR)を求め、Ito et al. (2021)の方法を拡張する形で、HSAFを直接推定する上下動補正関数(VACF)を提案した。

まず、主要なS波部分(マグニチュードに応じて5~15秒間)についてのみ切り出し、そのHSAFとVSAFを抽出した。それをsHSAF・sVSAFと表す。観測地震動のS波部スペクトルをFs_{ij}(水平動)・Gs_{ij}(上下動)とし、その震源スペクトルをSs_i、伝播経路特性をPs_{ij}とすると、後者の2つは共通なので

$$sHSAF = \langle Fs_{ij} / (Ss_i * Ps_{ij}) \rangle \quad (1)$$

$$sVSAF = \langle Gs_{ij} / (Ss_i * Ps_{ij}) \rangle \quad (2)$$

と表すことができる。ここで<>は平均操作を表す。またこのS波部の水平/上下スペクトル比sEHVRは

$$sEHVR = \langle Fs_{ij} / Gs_{ij} \rangle \quad (3)$$

と得られるので結局

$$sHSAF = sEHVR * sVSAF \quad (4)$$

となる。このsVSAFの平均値が補正関数sVACFである。ここまでは既にIto et al. (2021)に示された通りである。

次に、全く同様にS波到達以降の全継続時間(以下「S波部」に対応させて「全波」と呼びwを前に付ける)のHSAFとVSAF(wHSAFとwVSAF)を求める。その際、重要なことは震源特性と伝播経路特性はそのままS波部のものを参照することである。すなわち観測地震動の全波スペクトルをFw_{ij}(水平動)・Gw_{ij}(上下動)とすると

$$wHSAF = \langle Fw_{ij} / (Ss_i * Ps_{ij}) \rangle \quad (5)$$

$$wVSAF = \langle Gw_{ij} / (Ss_i * Ps_{ij}) \rangle \quad (6)$$

が得られ、全波の水平/上下スペクトル比wEHVRは

$$wEHVR = \langle Fw_{ij} / Gw_{ij} \rangle \quad (7)$$

と得られる。S波部と同様に

$$wHSAF = wEHVR * wVSAF \quad (8)$$

となるのでwVSAFの平均値が全波用の補正関数wVACFに相当する。ここでS波部に対して分離解析をしたのと同様に全波に対して独立した分離解析をしないでS波部から求めた震源スペクトルと伝播経路特性を使う理由は、概念として、基盤が露頭している盆地端部まではS波として伝播し、そこで盆地生成表面波に変換された波動の寄与がS波部サイト特性に追加的増幅として付加されると考えたからに他ならない。伝播経路間のS波の散乱によって基盤入射波の後続動を形成したS-Coda波は、理論的にS波あるいはP波の増幅特性で増幅し、sHSAF・sVSAFに一致するので全波サイト特性との差の原因とはなり得ない。

以上の2つの時間区間の分離サイト特性を比較したところ、wHSAFとwVSAFは、2Hz以下の低周波数領域において、盆地生成表面波の寄与により、sHSAF・sVSAFに比べてはるかに大きい(3倍から10倍の)付加的増幅を示すことがわかった。全波サイト特性とS波部サイト特性の比WSRを水平成分・上下成分について

$$WSR_h = wHSAF / sHSAF \quad (9)$$

$$WSRv = wVSAF / sVSAF \quad (10)$$

のように求めると、水平動から求めたWSRhも上下動から求めたWSRvも非常によく一致しており、ほぼ1 : 1の関係にあることがわかった。全2593地点の平均値を求めると、0.3Hzで最大値2.5倍を取り、1Hzで2倍、3Hzで1.5倍となる滑らかな関数が得られた。標準偏差は約倍／半分である。このことは、WSRが盆地生成表面波の寄与を含んだ全波サイト特性をS波やP波の増幅特性によって規準化したものであることを考えると驚くべきことである。

上記のことから、EHVRの全波とS波部の比、すなわちWSRh_vを求めればほぼ1になることが期待される。求めてみると0.3Hzで1.0、1Hzで0.8、3Hzで0.7となり、広い周波数範囲で1.5倍／0.7倍の範囲に収まった。これは過去EHVRを求める際に、地震動の継続時間に対して注意を払って来ずとも安定して求められてきたことと符合する。しかし、このことは同時に式(8)で得られるwVSAFの平均値を用いないと正しいwHSAFが得られないことを意味する。そこで本研究では全波の水平動サイト特性を全波の水平上下比から簡便に求めるための新しいVACF、すなわちwVACFを提案した。それはすなわち

$$wVACF = sVACF * WSRv \quad (11)$$

で求められる。直接的に式(8)に示されたwVSAFの平均値から求めるよりも式(11)から求めた方が安定性が高かった。その妥当性を検証した事例をFig.1に示した。

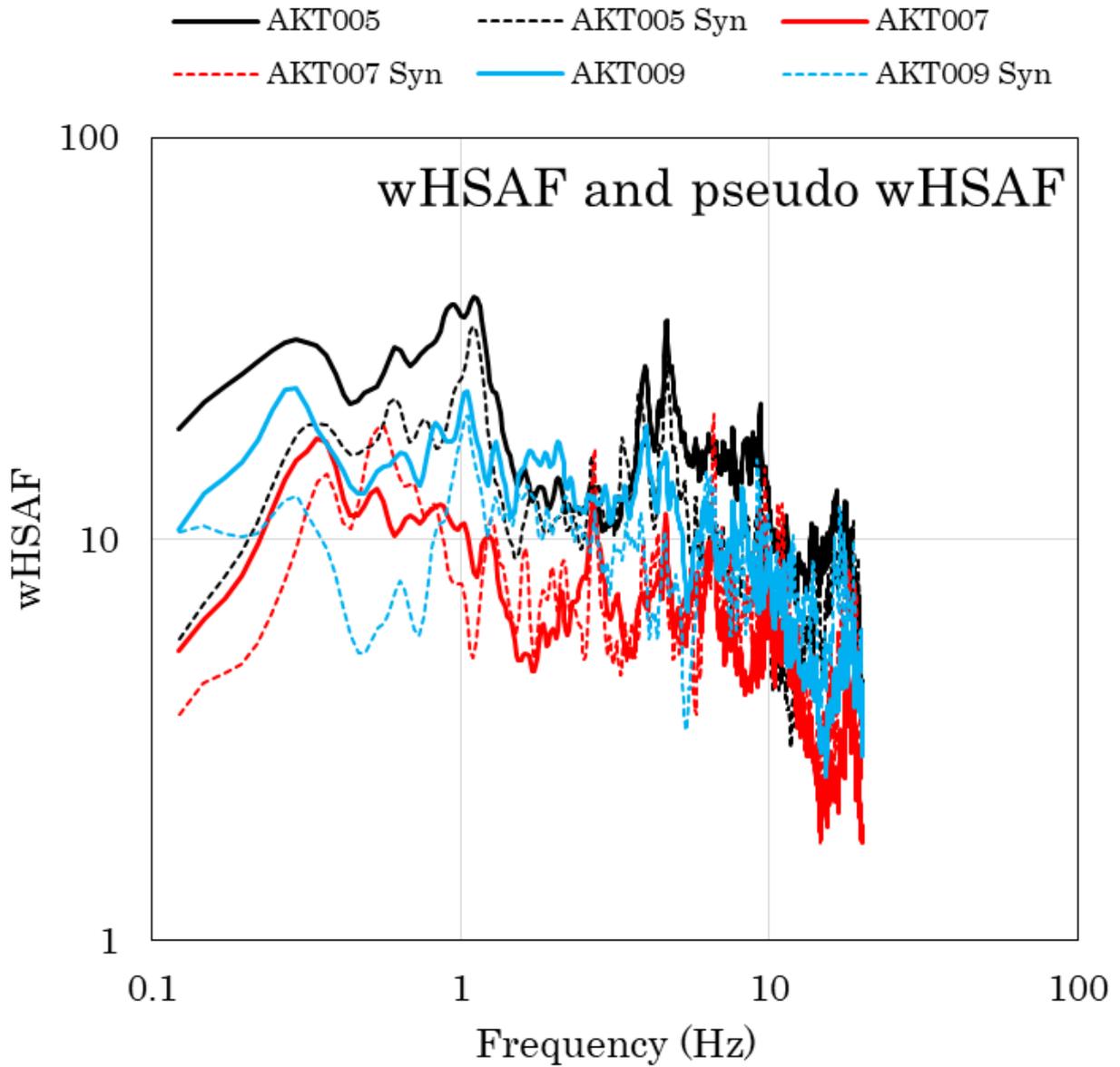


Fig.1 Examples of the comparison between observed wHSAF (solid) and synthetic pseudo-wHSAF= $wEHVR * sVACF * WSRv$ (dotted).

Room A | Regular session | S19. Seismology, general contribution

AM-1

chairperson: Masumi Yamada (Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

Thu. Oct 14, 2021 10:00 AM - 10:30 AM ROOM A (ROOM A)

[S19-01] Characteristics of earthquake swarm activity in central Nagano prefecture as seen from the time variation of background seismic activity estimated by the point process model

○Takao KUMAZAWA¹, Yoshihiko Ogata² (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. The Institute of Statistical Mathematics)

10:00 AM - 10:15 AM

[S19-02] Estimation of the source of the explosive sound on April 26, 2021 in Hokkaido, Japan

○Masumi YAMADA¹ (1. DPRI Kyoto University)

10:15 AM - 10:30 AM

Characteristics of earthquake swarm activity in central Nagano prefecture as seen from the time variation of background seismic activity estimated by the point process model

*Takao KUMAZAWA¹, Yoshihiko Ogata²

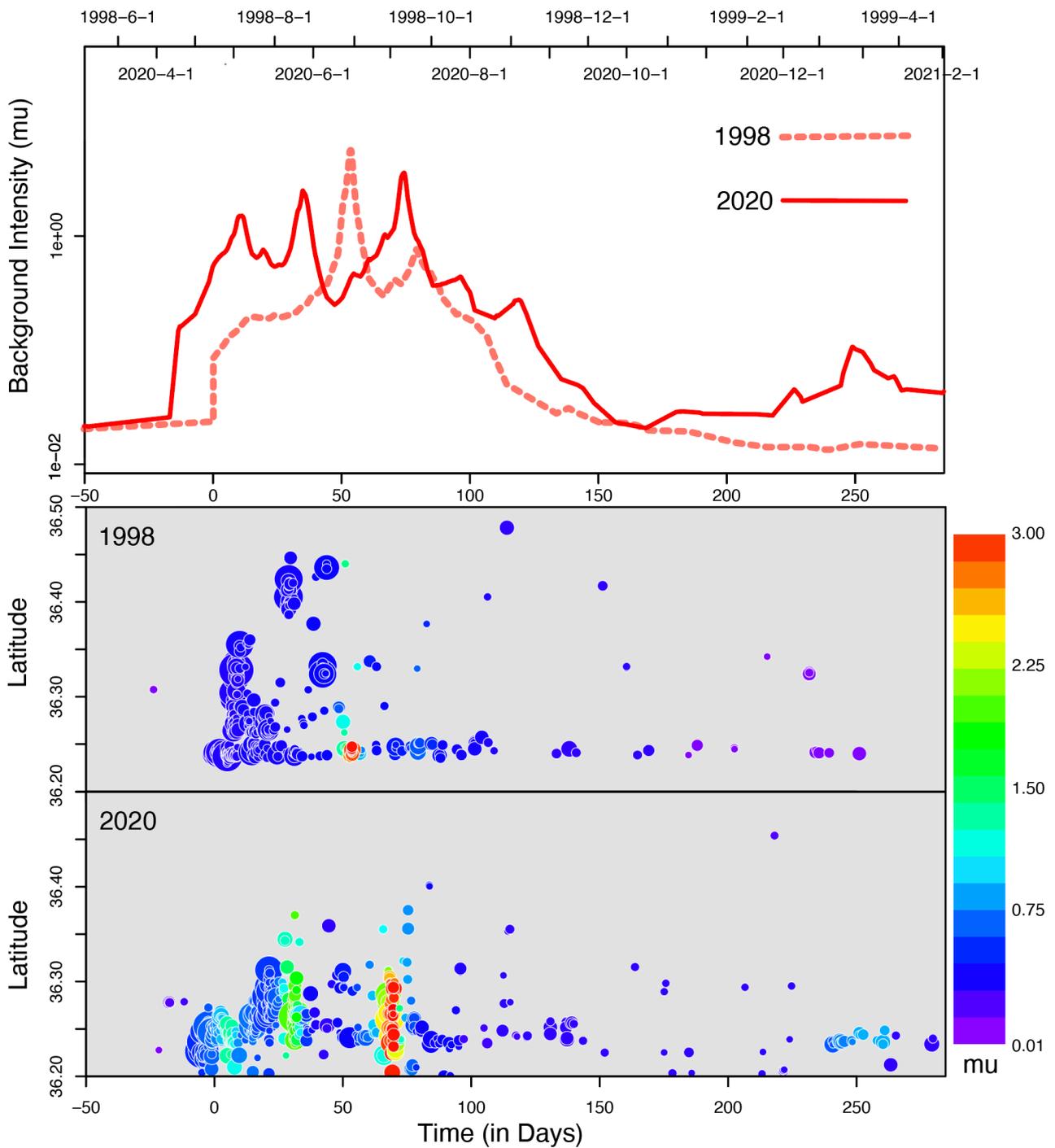
1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. The Institute of Statistical Mathematics

地震時系列データからは様々な統計量を抽出できるが、中でも背景地震活動強度は地震活動の予測の観点からも重要な意味を持つ。我々の研究ではETASモデルの背景地震活動度の時間変動をベイズ法で推定する点過程モデルを用い、長野県中部の群発地震活動に適用して、その地震活動の特徴を調べた。

1998年8月から長野県中部・上高地において始まった群発地震活動は10月にかけて長野・岐阜県境付近を北上しつつ活動域が拡大して多くの地震が観測された。その活動の時空間分布、マグニチュード分布、メカニズム、 b 値などが予知連会報で報告されている。2020年の活動は7月から始まり同地域の南部で起きた。

2020年の群発地震も1998年の場合と同様に、地震のメカニズムはストレス場を反映した、北西-南東方向を圧縮軸に持つ、横ずれ断層型が多いが、これらは飛騨山脈（北アルプス）に連なる火山地帯の付近の群発地震なので、熱水やマグマ流体の移動や間隙圧の拡散に関連していることも考えられる。これらの群発地震は時空間的には両期間とも初期には南端地域から北に推移している。1998年の群発活動はより浅い方向への広がりも見えるが、これは北方にも延びたためである。

背景地震活動度の時間方向への推移は、1998年では群発開始後50日頃に背景活動度が常時より数十倍～数百倍のピークに達している。これは南端領域で深部に活動が集中しているが、これらは全てM3.5以下の小地震である。2020年には同様なピークが3度あった。深さ方向には広く分布している。2020年末からの背景活動度の増加も見られたが、小さな活動で収まった。



(上段) 背景地震活動度 (μ) の時間変化. 赤点線は 1998 年、赤実線は 2020 年の活動時.

(中下段) 地震活動の時空間分布.

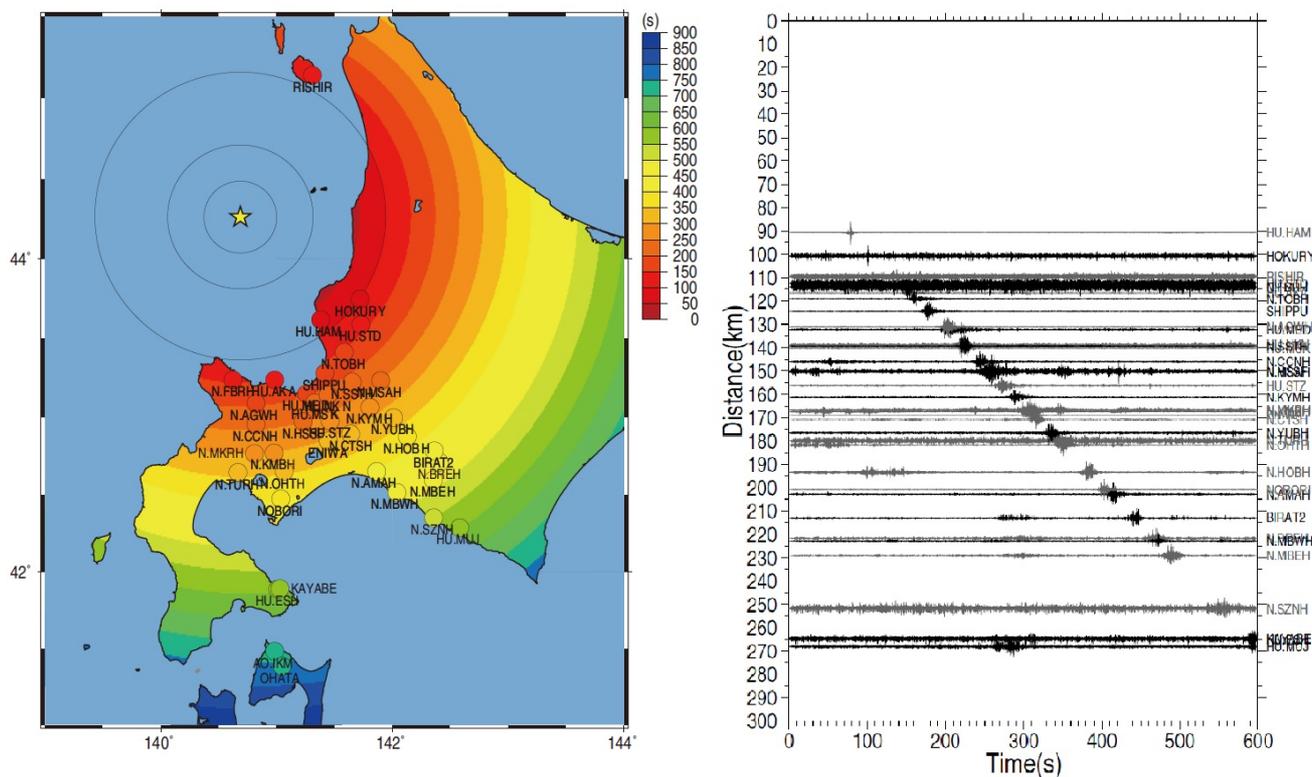
半径はマグニチュード、色は対応する時刻の背景地震活動度に対応する.

Estimation of the source of the explosive sound on April 26, 2021 in Hokkaido, Japan

*Masumi YAMADA¹

1. DPRI Kyoto University

An explosive sound was heard over a wide area of Sapporo city, Hokkaido, Japan on April 26, 2021. It was accompanied by minor shaking and was considered likely to be a sonic boom produced by a fireball. However, no luminous phenomenon was observed. We analyzed seismic data to identify the source of the sonic boom, and estimated the trajectory of the object from the associated signal arrival times. The source was located approximately 100 km off the west coast of Hokkaido, at an altitude of 50 km. The elevation angle was higher than 66 degrees and the estimated velocity was higher than that of a fighter plane. We compared trajectory models estimated from optical and seismic observations for past sonic boom events, and they were found to be in good agreement. Although our trajectory model is simplified and assumes that sound and the fireball have a constant speed, the model is highly accurate. The results show that seismic data can be used to estimate the trajectory of objects producing sonic booms, even when visual observations are unavailable.



Room A | Regular session | S15. Strong ground motion and earthquake disaster

AM-2

chairperson: Eri Ito (Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University), Nobuyuki Morikawa (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

Thu. Oct 14, 2021 11:00 AM - 12:15 PM ROOM A (ROOM A)

**[S15-01] Non-recorded Strong Impulsive Vertical Seismic Waves - Part 3 -
- Powerful seismic difficult waves to record by a seismograph -**

○ Hiroshi MAEHARA¹ (1. Geosystem Research Institute)

11:00 AM - 11:15 AM

**[S15-02] Expansion of Ground Motion Prediction Equation Based on Prototype
Strong-Motion Database**

○ Nobuyuki MORIKAWA¹, Hiroyuki Fujiwara¹, Asako Iwaki¹, Takahiro Maeda¹ (1. NIED)

11:15 AM - 11:30 AM

**[S15-03] An attenuation model of strong motions considering transmission
coefficient of S-waves in the layered structure**

○ Tomonori IKEURA¹ (1. Kajima Technical Research Institute)

11:30 AM - 11:45 AM

**[S15-04] Characteristics of sPL and PL phase: Applicability to real-time source
depth estimation**

○ Keishi OSUGA¹, Takashi Furumura¹ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

11:45 AM - 12:00 PM

**[S15-05] High-Resolution Immediate Fault Slip Estimation of Large Earthquakes
Using Seismic Backpropagation**

○ Yugo SHIBATA¹, Takashi Furumura¹, Takuto Maeda² (1. Earth Research Institute, the University of Tokyo, 2. Hirosaki University)

12:00 PM - 12:15 PM

Non-recorded Strong Impulsive Vertical Seismic Waves - Part 3 - - Powerful seismic difficult waves to record by a seismograph -

*Hiroshi MAEHARA¹

1. Geosystem Research Institute

地震計でこれまで正確に観測できていない、強烈な衝撃的鉛直地震波動が働き、構造物に多大な被害を起こしたことが、土木学会関西支部の調査研究委員会活動で明らかになり、その報告書を一昨年春に同支部より公開しました^{1>}。この報告書では橋脚の被害事例を中心に、100年余りに作られた海震の震度階表<ルドルフの表,1898年-10段階,シーベルグの表,1923年-6段階>と、船舶工学者から指摘の語句"海震で船舶が損壊する時の地震波は、疎密波である事は常識である"を交え、問題の波とその被害の存在を説明しています。その後、耐震基準にこの問題の波が考慮されていない欠陥の改善を目指し、この研究成果に関する発表や広報活動を進めているが^{2>}、この問題の波が地震計で観測できていないため、この現象の理解が進展しにくい状況があります。そこで今年は、なぜ地震計で観測できていないのかの課題に焦点を当てることにしました。

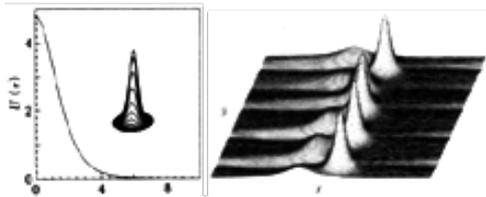
この問題の波は通常地震波とは異なり、1.高周波、2.局在波、3.威力波である3種類の性質を持つため、従来の地震計では観測できない訳です。しかし、この点の理解も広まっていないので、3種類の性質に視点を置き3回に分けて発表することにしました<土木-関西, 土木-全国, 地震-秋季>。本稿はこのシリーズの<その3>で副題を“地震計で捉え難い威力波”としています。

問題の強烈な衝撃的鉛直地震波動はどのような波かは、まだ正確には観測できていないのと、発生状態に多様性を持つことや、その発生原因が未解明なこともこの波の状態を理解し難くしています。最近になり重要な資料の確認ができ、その資料の要点を急遽、今年地盤工学会の第56回発表会<7.13>で先に紹介しました。そこでは発生原因について説明していませんが、地殻ブロックの動きを予想せず資料が別途得られていたので、地殻ブロックの動きに伴う境界部の圧力変化が物質の相変化を促し、それが問題の波の発生原因と考えれば、多様な発生形態や前述の3種類の特性を持つことも説明できるようになると考えられます^{2>}。

こうした展望を背景に、本稿では“地震計で捉え難い威力波”として以下に3番目の論点を述べます。

次頁の図1.a,は単独で生じる衝撃的鉛直地震波のイメージで、それが連成した場合が図1.b,です。釣鐘型をしていますが、頭部が平坦な場合で、さらに断面が長円や長楕円形の場合も予想されます。図2は岩<約5tf>が跳出した写真<長野県西部地震>で、図3は石碑<約3tf>が慰霊碑の台上から5.8m程跳ばされた写真<熊本地震>です。広域地震観測網の観測点では、地面に埋め込まれた長さ1mで80cm角のコンクリート台<約1.5tf>の上に地震計が装着されています。問題の地震波は5tfや3tfの物体を簡単に跳び出さず威力を持ちますので、観測台<約1.5tf>は簡単に浮き上がることが予想されます。図4<地表, 熊本地震>, 図5<胆振東部地震>および図6.a,<岩手・宮城内陸地震>に示すUD波形は、突き上げ加速度が1400gal程度以上になると、波形の上向きと下向きで極端な非対称な形が記録されることを示します。すなわち観測台が突上げられて周面摩擦抵抗が働き、浮き上がる状態の加速度と、下向き加速度<1G相当>の状態を反映していると見られます。この傾向は図7.a,b,のクリスチャーチ地震<余震, 2011>の記録にも顕著に見られます。周面摩擦を考慮すると1.5G以上の上向き加速度の威力を持つ地震波が作用すると、観測台が浮き、正確な地震波動は観測できなくなることを意味します。

また、図4<益城>, 図6.b,c,<東成瀬>の地上と地中の記録を見ると、地表での最大加速度時に対応する波は地中の記録に見られません。すなわち地中では素通りした波が観測台を動かさず状況が、記録されたことを表しています。地震計による地震波の観測は、地震学の発展だけでなく、国家的な課題の重要施設の耐震および安全対策の根幹に係る観測ですので、このような欠陥は早急に改善しなくてはなりません。



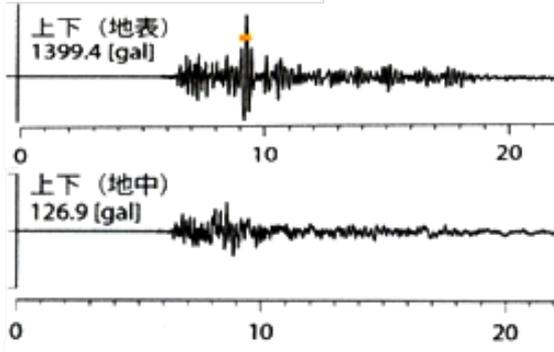
(a)切断図と立体図 (b)連成する波
図 1 釣鐘型孤立波の例 (リト)



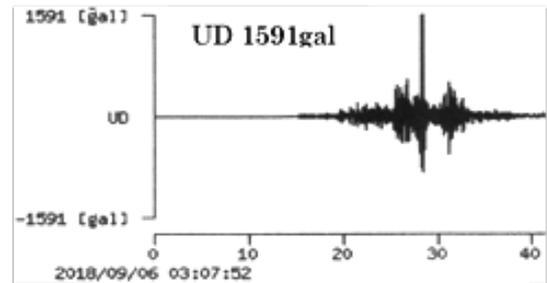
長野県西部地震 (1984, M6.8)
図 2 巨岩[約 5tf] の跳出し



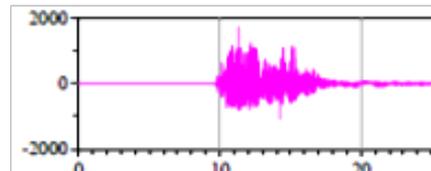
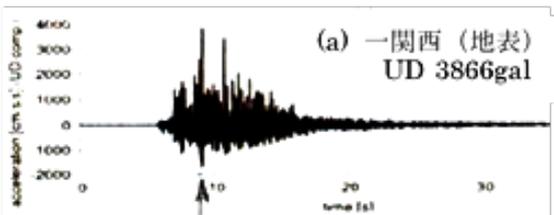
熊本地震 (2016, M6.5, M7.3),
石碑 [約 3tf] は 5.8m 程飛翔
図 3 慰霊塔施設 飛散状況



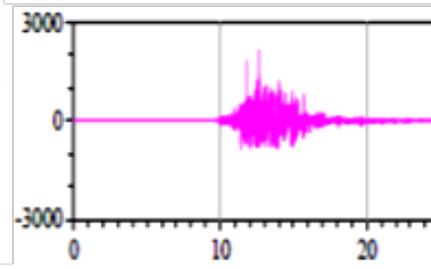
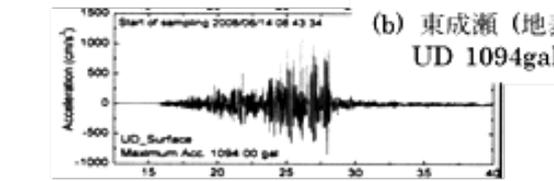
熊本地震 (前震, 2016.4.14, M6.5)
図 4 KiK-net 益城の UD 波形



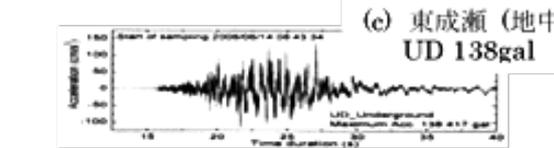
胆振東部地震 (2018, M6.7)
図 5 K-NET 追分の UD 波形



(a) PRPC ; UD 1851gal (震央 8km)



(b) HVSC ; UD 2161gal (震央 3km)



Christchurch 地震 [逆断層+右横スレ]
(余震 2011.2.21, M6.3, D5km)

岩手・宮城内陸地震 (2008, M7.2)
図 6 一関西と東成瀬の UD 波形

図 7 上下動波形の代表例

参考文献

- 1) 土木学会関西支部, 都市直下地震での鉛直方向の免震構造に関する調査研究委員会報告書, 平成 31 年 3 月.
https://www.jsce-kansai.net/wp-content/uploads/2019/06/chosa_chokka_2017-2018.pdf
- 2) 前原博: 海震と強烈な衝撃的鉛直地震動に関する考察, 一新しい地震観の構築に向けて一, 日本船長協会 [船長] 第 138 号, p48-86, 2021.1.

Expansion of Ground Motion Prediction Equation Based on Prototype Strong-Motion Database

*Nobuyuki MORIKAWA¹, Hiroyuki Fujiwara¹, Asako Iwaki¹, Takahiro Maeda¹

1. NIED

観測記録に基づく地震動予測式（以下、GMPE）については、観測記録の蓄積とともに多くの研究が行われるようになり、近年では機械学習などにより式の形が明確でない地震動予測モデル（GMM）の構築も行われつつある。日本においても、様々な目的に応じてそれぞれの研究者（グループ）によりGMPEやGMMが提案されているが、強震動予測に用いるという観点から、ほとんどがモーメントマグニチュード（以下、Mw）5程度以上の地震が対象となっている。

我々は、これまでに日本全国を対象とした地震ハザード評価に適用することを目的としたGMPEを構築してきた。さらに、K-NETおよびKiK-net観測記録に関して、気象庁、F-netおよびSRCMOD（Mai and Thingbaijam, 2014）による震源パラメータ、観測点のPS検層データおよび地震ハザードステーションJ-SHISの地下構造モデルと紐づけた新たな強震動データベース試作版を構築し（森川・他, 2020; JpGU）、さらに既往のGMPE（MF13; 司・翠川, 1999）に対する残差のデータベースも作成してきた（森川・他, 2020; 2020年度秋季大会）。データベースは100万を超える記録（注：3成分で1記録、KiK-netの地表と地中は別記録としている）から成るが、日本の多くのGMPEの適用範囲となっているMw5.0以上、断層最短距離200km以内の記録の数は約1/7にすぎない。しかしながら、観測点ごとの揺れやすさや限定した地域内での地震動の減衰特性をより精度よく評価するためには、規模の小さい地震や遠距離など振幅が小さいながらも多数存在する観測記録を活用することが有効である。

本検討では、この「残差データ」を用いて、Morikawa and Fujiwara (2013) の GMPE について小振幅域まで適用できる拡張を行う。具体的には規模の小さな地震（Mw3.5以上）および遠距離（断層最短距離500km以内）に適用できる補正項を求める。また、重要構造物等を対象とした強震動予測において必要とされてきている上下動についても、水平動に対する「残差データ」を用いて水平動に対する比のGMPEとあわせて同様の補正項を導出する。なお、本検討では、地表の観測記録のみを用い、KiK-netの地中記録は用いていない。

Mw5.5未満の規模の小さな地震については、Mwの二次式でモデル化されている元の式に対して、Mwの一次式のモデルに変化するようにモデル化する。ただし、周期2秒程度以上の長周期成分では、Mw4.0程度とそれ未満で残差の傾向が変わる様子が見られ、観測記録にノイズが含まれている影響を受けているようである。断層最短距離200km超については、森川・他（2003）と同様の補正を行う。このとき、地震タイプ（地殻内地震、海溝型プレート間地震、海溝型プレート内地震）による違いはほとんど見られなかった。なお、長周期成分では遠方の補正に関する効果が小さい。上下動については、Morikawa and Fujiwara (2013) の適用範囲においてはおおむね定数の補正項として表されることが確認された。一方で、今回の検討対象となる拡張領域に対しては、水平動（RotD100）に対して求められる係数と若干の違いが見られた。

今後、小振幅データにおける長周期成分のデータの扱いや海溝型プレート間地震とプレート（スラブ）内地震の分類に関するデータベースの改修を行うとともに、観測点ごとの揺れやすさである「サイト係数」の導出、ばらつきの分布形状についての検討を進める予定である。

An attenuation model of strong motions considering transmission coefficient of S-waves in the layered structure

*Tomonori IKEURA¹

1. Kajima Technical Research Institute

【1.はじめに】内陸地震の震源近傍では震源から放射されそのまま上昇伝播して観測点に到達する直達S波が最大の入射成分となる可能性がある。ただし、直達S波は、三次元の幾何減衰効果、Q値減衰効果の他に成層構造中の透過率の影響により震源深さhの数倍程度以上の震央距離 Δ で消失する。実際に、直達SH波の透過率は、例えば我が国の陸域の平均的な速度構造モデルであるJMA2001[上野他(2002)]では、 $\Delta=3h\sim 4h$ 付近で0となる[池浦(2019)]。一方、この付近から遠方では、直達S波以外の、震源から様々な射出角で放射され反射・屈折・散乱を経て観測点に到達したS波群のみで地震動が構成され、強震動の主体となる波動成分は距離レンジで異なる。そこで、本研究では直達S波とそれ以外の間接的なS波群の距離減衰特性の違いを考慮して地震動の距離減衰モデルを設定し、近畿～中国地方における内陸地震の地震動への適用を試みた。

【2.内陸地震による地震動の距離減衰モデル】震源距離rにおける周波数fの地震動振幅A(f)を直達S波の振幅DS(f)と間接的なS波群の振幅IS(f)のベクトル和で表し、DS(f)とIS(f)をそれぞれ以下のように表す。

$$\cdot A(f) = \{DS^2(f) + IS^2(f)\}^{0.5} \cdots(1)$$

$$\cdot DS(f) = S(f) \times r^{-1} \text{CTR}(h, \Delta) \exp[-b_{DS}(f)r] \times G(f) \cdots(2)$$

$$\cdot IS(f) = S(f) \text{CIS} \times r^{-0.5} \exp[-b_{IS}(f)r] \times G(f) \cdots(3)$$

ただし、S(f)とG(f)はそれぞれ震源特性とサイト特性、CTR(h, Δ)はJMA2001を仮定した場合の直達S波の透過率、CISは間接的なS波群の生成効率、 $b_{DS}(f)$ と $b_{IS}(f)$ はそれぞれ直達S波と間接的なS波群のQ値効果による距離減衰係数である。

なお、(3)式で表される間接的なS波群としては、震源から様々な射出角で放出され地殻内にトラップされて伝播する様々なS波成分の混在状態を想定している。その場合、波動エネルギーの拡散は三次元的な実体波よりもむしろ二次元的な表面波に近づくので幾何減衰効果を $r^{-0.5}$ とした。また、そのQ値減衰効果も直達S波とは区別して距離減衰係数 $b_{IS}(f)$ を考えた。さらに、そういったS波群の起源となる震源特性は明らかでないため、震源スペクトルに乗じる係数としてS波群の生成効率CISを設けた。

以上のモデルを観測データに当てはめる際には、個々の観測地震動を各々の地点の相対サイトファクターで割り算して得られる基盤換算地震動[例えば、池浦(2018)]を用いることで、G(f)を未知数から除外することができる。その場合、残る未知数は各地震の震源特性S(f)とS波群の生成効率CIS、および直達S波と間接的なS波群の距離減衰係数 $b_{DS}(f)$ 、 $b_{IS}(f)$ である。これらの推定は、対数をとって線形化する方式が適用できず、非線形最適化問題となる。ここでは微分を用いない共役勾配法(PARTAN)[コワリック・オズボーン(1970)]を適用する。

【3.近畿～中国地方の6地震への適用結果】本研究では、近畿～中国地方の内陸地震の基盤換算地震動[池浦(2018)]を用いて上記のモデルの有効性を調べることで、表1の地震の $\Delta \leq 10h$ の地点を対象に上記の距離減衰モデルを当てはめた。震央と観測地点の分布は図1のとおりである。また、上記のモデルを当てはめた結果を検討するにあたり、従来法による結果として、同じデータで地震層別回帰分析を行い、震源特性の地震項と距離減衰係数を参照することとした。

まず、地震項から#6) 2018/06/18大阪府北部の地震(M6.1)を基準とした各地震の震源スペクトル比を求め、従来法の結果(LSQ)と比較して図2に示す。小規模地震の低周波数側でやや違いが見られるものの従来法とほぼ同じ結果が得られている。また、図3では距離減衰項から一律にS波速度3.5kmを仮定して求めたQ値を比較している。これによると、従来法のQ値(Q_{LSQ})は1.3Hzで発散気味であり、同じ周波数で直達S波のQ値(Q_{DS})は発散している。しかし、それを除けば、Q値の大小関係は、概ね従来法(Q_{LSQ}) > 間接的なS波群(Q_{IS}) > 直達S波(Q_{DS})である。図4はS波群の生成効率CISの評価結果であり、全周波数帯域で0.1をやや下回る程度の結果であるが、数値としては、地震項とのトレードオフがあるため、決定精度に課題を残している。図5では、全データにわたって求めた誤差の対数標準偏差 σ につき、その倍率 $\exp[\sigma]$ で従来法による結果

と比較している。本検討のモデル (DS+IS) による誤差のばらつきは、従来法 (LSQ) のそれと大差ない。最後に図6では震源距離30km以内のデータで観測／計算の倍率を比較した。本研究のモデル (DS+IS) はばらつきの幅は従来法 (LSQ) と大差ないものの、平均値が全帯域で概ね1倍であり、従来法に比べて良い推定となっている。

【4. まとめ】直達S波と間接的なS波群について異なる距離減衰特性を仮定し、両者の和で観測地震動を説明する距離減衰モデルを設定した。また、それを近畿～中国地方の内陸地震に適用し、震源近傍における地震動の再現性が従来法に比べて向上する結果を得た。今後も改良を加えつつ、他地域での検討を試みる。

【参考文献】池浦(2018)日本地震工学シンポジウム，池浦(2019)日本地震学会2019年秋季大会，コワリック・オズボーン(1970)非線形最適化問題（培風館），上野他(2002)験震時報。

表 1 地震諸元

	Date	Origin Time	North Lat. (degN)	East Long. (degE)	Depth (km)	M _{JMA}
#1	2001/01/12	08:00:04.25	35.4660	134.4900	10.59	5.6
#2	2001/08/25	22:21:25.12	35.1518	135.6600	8.18	5.4
#3	2011/07/05	19:18:43.44	33.9905	135.2342	7.33	5.5
#4	2013/04/13	05:33:17.75	34.4188	134.8290	14.85	6.3
#5	2016/10/21	14:07:22.57	35.3805	133.8562	10.61	6.6
#6	2018/06/18	07:58:34.14	34.8443	135.6217	12.98	6.1

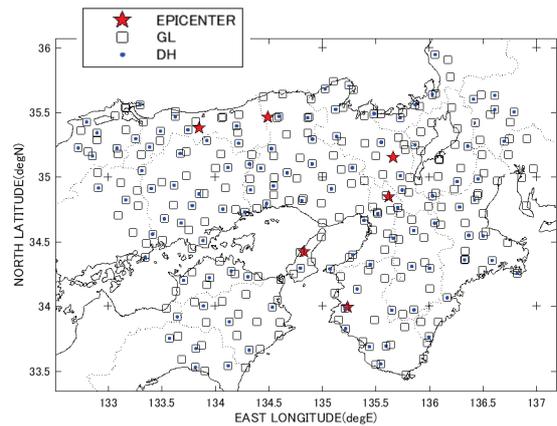


図 1 震央と観測地点の分布

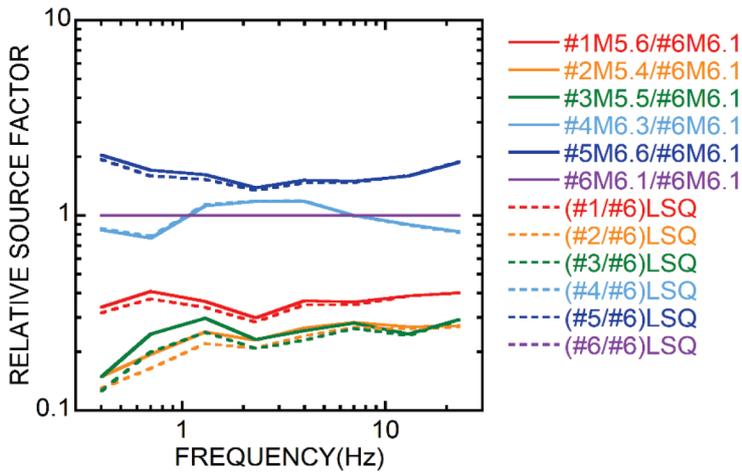


図 2 震源スペクトル比

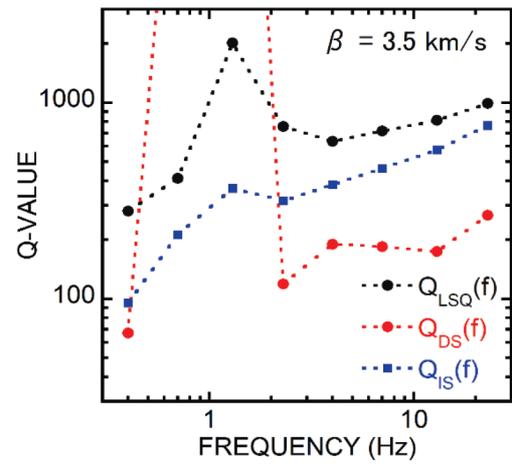


図 3 Q 値

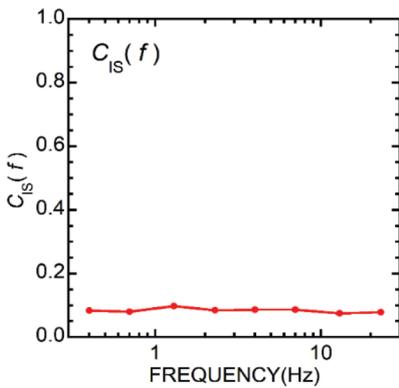


図 4 CIS

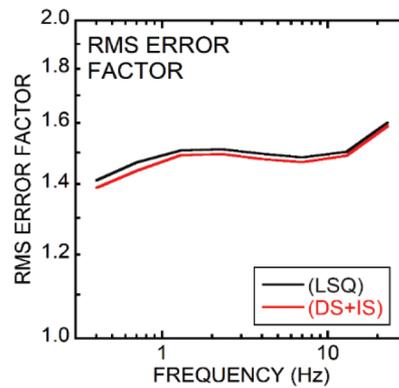


図 5 誤差の対数標準偏差の倍率

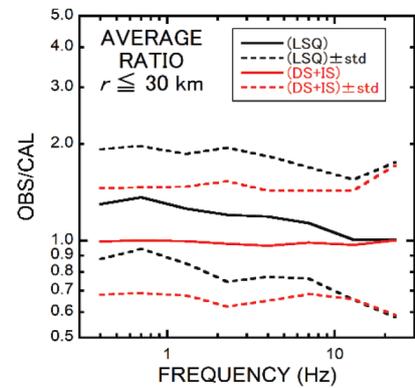


図 6 震源近傍の観測/計算の倍率

Characteristics of sPL and PL phase: Applicability to real-time source depth estimation

*Keishi OSUGA¹, Takashi Furumura¹

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

1. 近地地震波形に見られるsPLとPL相 地殻内または海域のプレート境界で発生する浅発地震において、P波とS波の間に周期数秒～数十秒の、やや長周期の相の発生が顕著に認められる。図1は、2005年11月15日に三陸沖のプレート境界で発生した、深さ14 km、M7.0の地震の、F-net強震観測記録のZ成分のレコードセクションである。震源距離300 km付近においてP波の直後に周期20秒程度の大振幅の相が見られる様子がわかる。この相は、伝播距離とともに震幅が急激に減衰し、震源距離600 km以遠では、より長周期（周期30～50秒）の相に置き換わる様子もわかる。これらの相は、いずれも弱い正分散性を示し、粒子軌跡がPrograde（反時計回り）することから、表面波に分類されるsPL波とPL波と判断できる（図2）。sPLとPL波は、浅い震源から放射されたS波が地表でsP変換し、あるいは震源から放射されたP波が地殻内を多重広角反射しながら伝播する過程で干渉により生成したものと解釈できる。sPLとPL波は、Leaking modeの波と解釈することができ（Oliver and Major, 1960）、伝播の過程で地表において強いPS変換を起こすために、エネルギーがマントルにLeakingすることで一般に距離減衰が大きい。しかし、地表下に低速度層（堆積層）が存在すると、PS変換効率が低下するために遠地までP波が保存されるため（Leakingが抑えられるため）、数百km以上にわたって大きな振幅を保つことができる（Furumura & Kennett, 2018）。なお、巨大地震の際に、遠地（震源距離1000～10000 km）において上部マントルを広角反射により伝わるP波が同様のメカニズムにより超長周期（100～1000秒）の相を形成するが、これはW-phase（Kanamori, 1993）として知られている。本研究では、近地地震波形に見られるsPLとPL波を用いて、震源メカニズム、特に震源の深さを早期推定することを目的として、sPLとPL波の生成メカニズムと波形の震源深さ依存性を、観測データ解析と地震波伝播シミュレーションにより検討した。

2. 地震波伝播シミュレーション 近地地震波形に顕著に見られたsPLとPL波の生成と伝播特性を確認するために、3次元差分法（OpenSWPC; Maeda et al., 2017）を用いて地震波伝播シミュレーションを行った。宮城県沖～東北日本にかけての2300 km × 2300 kmの領域（図1a）を1 kmの格子間隔で離散化し、JIVSM（Koketsu et al., 2012）に基づき堆積層、地殻、マントル、プレート構造を設定した。前述の2005年11月15日の宮城県沖の地震の震源は、GCMT解析結果に基づきパルス幅6秒の三角型の震源時間関数により点震源で近似した。図3に、地震発生から65秒、75秒、85秒後の北西-南東方向の2次元断面の波動場（赤がP波、緑がS波を表す）を示す。震源から放射されたP波が地殻内において広角反射をしながら先行し、震源から放射されたS波が地表に臨界角で入射して大振幅のsP変換波を生成したものがこれに後続する様子が分かる。地殻を伝わるP波は、伝播とともに地表でPS変換を起こしてマントルへとSエネルギーがleakingするため、P波の減衰が大きい。そして、伝播距離が500 kmを超えるとsPLの振幅は急激に弱まり、先行するPL波に続く長い波群を持つPL波へと置き換わる様子もわかる。PL波はsPLより長い周期30～50秒の卓越周期を持ち、1000 km以上遠地まで伝播する。

3. sPLとPL振幅の深さ依存性 表面波の一種であるsPL及びPL相の振幅は、震源の深さに敏感であると考えられる。また、地表でSP変換により生じるsPLは、震源深さを反映したdepth phaseとして震源決定に特に有効であると期待される（Chong et al., 2010; Bao et al., 2013; Kim et al., 2017）。震源の深さとsPL及びPL相の振幅、そしてP～S初動付近の波形変化を見るために、深さの異なる震源に対する地震波形の差分法シミュレーションを行った。震源は、先の地震と同様の45度の逆断層型の点震源を仮定し、深さ6 km～深さ100 kmまでの震源深さに対する震央距離430 km（図3 a）と1080 km（図3 b）でのZ成分速度波形について相反定理を用いて計算した。震源の深さを関数とするレコードセクションを見ると、深さとともにsPLの波形と振幅が大きく変化し、また、深さとともにP～S間の到着時刻が直線的に遅れる（深いほどP～sPL時間が長くなる）ことから、P～S間の波形全体を用いたCMTインバージョンは、震源深さの拘束に有効と期待できる。一方、PL波は、表面波（Rayleigh波）と同様に震源深さとともに振幅が急激に小さくなるが、その波形変化はsPLほど顕著ではない。しかし、P波直後に到着することや、表面波より振幅が小さく巨大地震でも記録が振り切れにくい特性を活かして、大地震の震源メカニズムの早期推定に

活用できると考えられる。近年、W-phaseによる大地震のCMT解析 (e.g. Kanamori & Rivera, 2008) を、M6~7クラスの近地地震に適用する研究が進められており (引用)、これらの研究ではここで議論するsPLやPL波を含めた近地地震波形を解析対象としているものと考えられる。

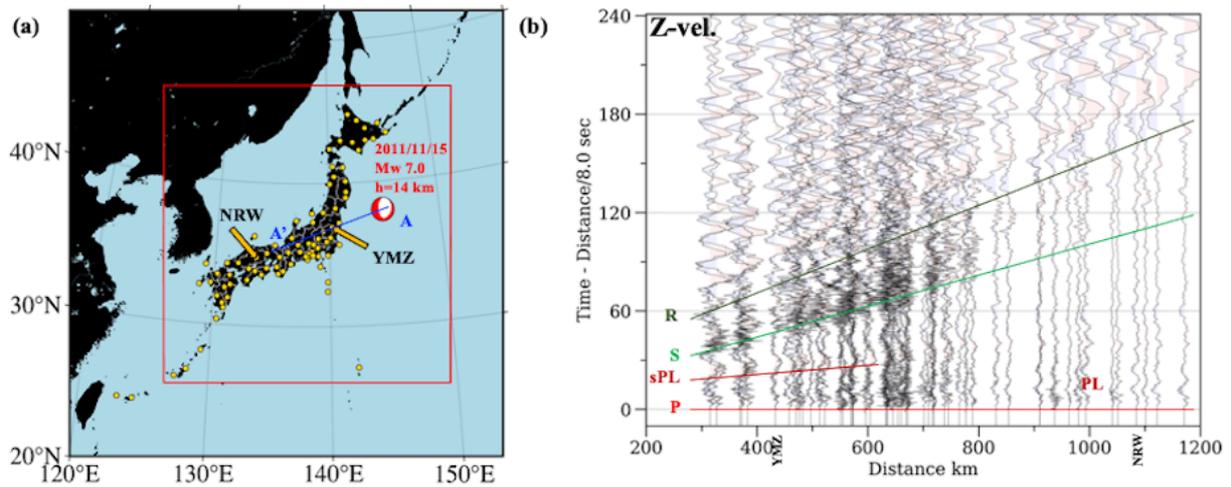


図1 (a) 2005年11月15日に発生した、三陸沖地震(M7.0, 深さ14 km)とF-net観測点、(b) F-netのZ成分のレコードセクション。3次元地震波伝播シミュレーションの範囲とスナップショット断面の側線を表す。

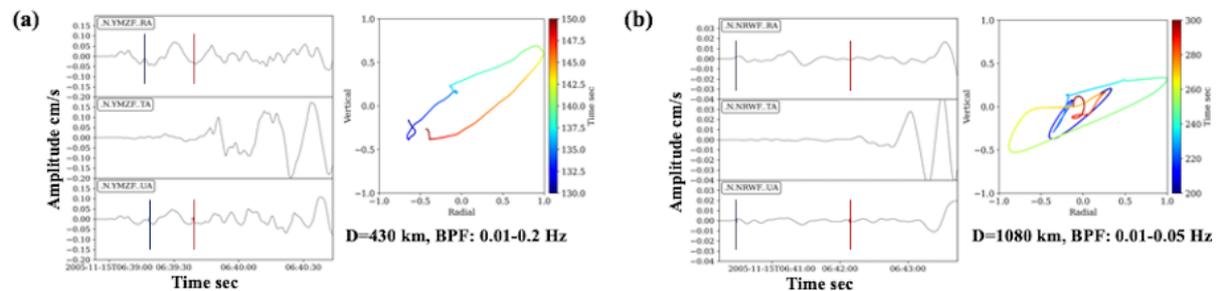


図2 (a) F-net YMZ (八満) 観測点 (D=430 km) および、(b) F-net NRW (成羽) 観測点 (D=1080 km)での3成分速度波形および、sPLとPL波の粒子軌跡。

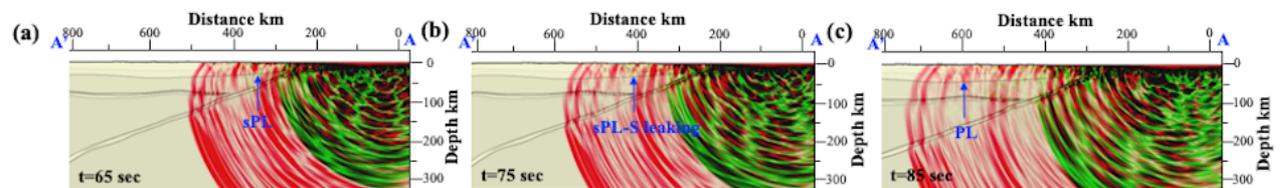


図3 3次元地震波伝播シミュレーションによる、北西-南東断面(図1a)の地震波伝播のスナップショット(赤はP波、緑はS波動場を表す)。地震発生から65秒、75秒、85秒後。

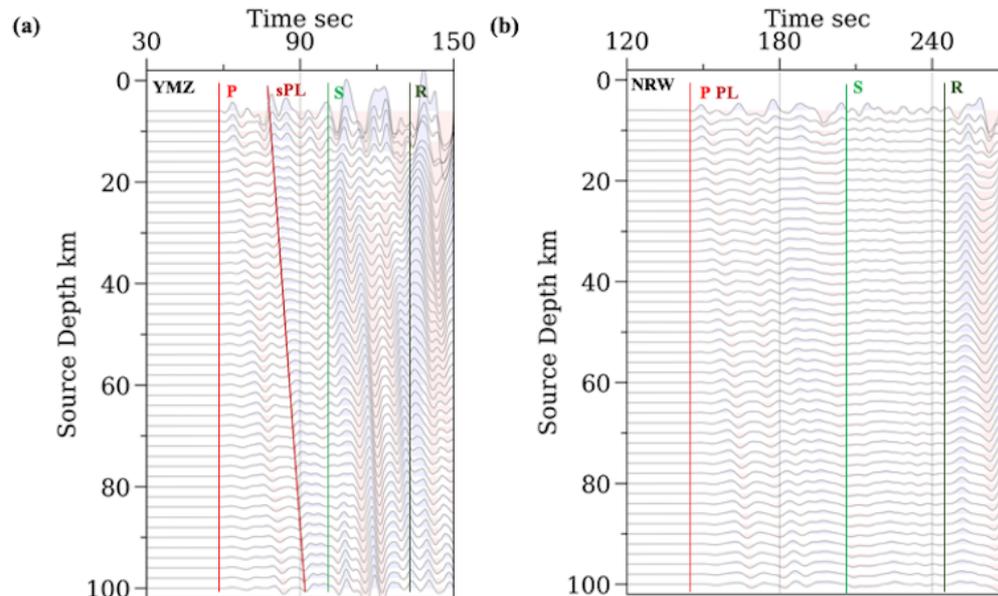


図4 震源の深さとZ成分速度波形。(a) 震源距離D=430 km、(b) D=1080 km。sPL波とPL波の最大振幅、及びS波の最大振幅の深さ変化を右に示す。

High-Resolution Immediate Fault Slip Estimation of Large Earthquakes Using Seismic Backpropagation

*Yugo SHIBATA¹, Takashi Furumura¹, Takuto Maeda²

1. Earth Research Institute, the University of Tokyo, 2. Hirosaki University

1. はじめに我々はこれまで、高密度地震観測データを用いた大地震の震源断層すべりの即時推定に向けて、地震波逆伝播による震源イメージング (Time Reversal Imaging ; TRI) 手法の利用を数値実験及び KiK-net観測データを用いて検討を進めてきた (柴田・古村・前田, 2020 ; 2021)。TRIでは観測点から震源に向けて逆伝播させた波動場が、一旦アスペリティに収束した後に、再び広がる問題 (Fink et. al., 2001) があり、特に複数のアスペリティを持つ大地震の断層滑りイメージングにおいて問題となっていた。また、地震波の位相が時間振動するために、震源イメージングの結果も時間振動を伴い移動することもイメージングの解像度を下げる問題があった。これらの問題に対し、本研究では従来の弾性エネルギーを用いた震源イメージングに対してP波とS波エネルギーの積を用いたイメージング (Artman et. al., 2010) を用いることで、時間解像度を高めることを試みた。また、逆伝播に用いる地震波形のヒルベルト変換を用いた、時間分解能の向上可能性についても理論地震波形を用いた数値実験により検討した。

2. TRIの数値実験 (1) 理論地震波形の計算 数値実験に用いる理論地震波形データを、図1aで与えた断層すべりモデルに基づき、3次元差分法計算により準備した。計算では、中部日本の水平460.8 x 460.8 km、深さ57.6 kmの範囲に、堆積層、地殻、マントル、太平洋/フィリピン海プレート の速度・減衰構造を JIVSM (Koketsu et al., 2012) に基づき設定した。太平洋プレート上面に、120 x 60 km の断層面を設定し、3つのアスペリティを置いた。断層面は3 x 3の小断層に分割し、断層面中央の震源から2.8 km/sの破壊伝播速度で震源時間関数3秒、滑り量2.0 m (背景領域はそれぞれ8秒と0.1 m) に対応する地震波を放射させた。以上のモデルを用いて、領域内の271点のKiK-net、S-net観測点での理論地震波形を用意した (図1b)。(2) 震源断層滑りイメージング TRI計算では、時間を反転した130秒間の理論地震波形をKiK-netとS-net観測点から震源に向けて逆伝播させ、与えた断層すべりモデルの再現を試みた。このとき、地震波形には0.05–0.2 Hzのバンドパスフィルタをかけ、さらに観測点間の波動場を相関距離10 kmのガウス分布関数で補間して地表の全格子点から逆伝播させることで、スムーズな逆伝播波動場を合成した。震源断層滑りのイメージングは、3成分速度場の振幅から計算した弾性エネルギーの総和と、速度場の発散と回転から求めたPとS波動場のエネルギーの積 (PSエネルギー重合) の総和の二つを用いて行い、両者を比較した。図2は、TRI結果から求めた太平洋プレート上面全体の弾性エネルギー総和の時間変化、図3は、TRIは全時間にわたり太平洋プレート上面に集まったエネルギーの分布である。弾性エネルギーを用いたイメージング結果 (図2b) は、発震時にアスペリティに収束した地震波が時間を遡ってさらに伝播するためにイメージがぼやけるが、PSエネルギー重合を用いたイメージングでは、観測点から逆伝播したP波とS波が同着する地点と時刻にのみイメージが行われるためこの問題が解消し、3つのアスペリティの解像度を高めることができた (図2a)。なお、DATRIにより得られた震源断層滑りイメージングでは、地震波の振幅が時間振動して 2π (絶対値を取る場合は π) の任意性があるために、イメージングの解像度を下げる問題があった。これは、地震波形に狭域のフィルタをかけた場合に特に問題となる。これを解決するために、本研究ではヒルベルト変換 ($\pi/2$ だけ位相をずらした) 地震波形についてもイメージングに用い、位相ずれあり/なしの結果の2乗平均平方根 (RMS) を取ることで、時間振動の影響を取り除くことができた。この2つの技法の組み合わせにより今後実データでもイメージングを試みる。

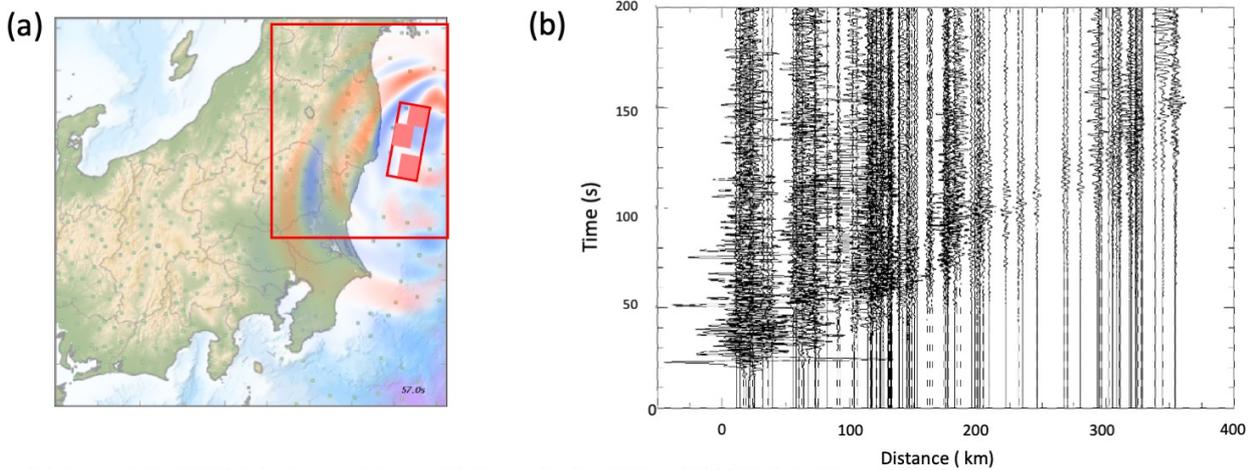


図1 (a) 計算領域と3つのアスペリティ（赤）を持つ断層滑りモデルの配置。
 (b) 計算から求められたKiK-net観測点での理論波形（NS成分速度波形）。

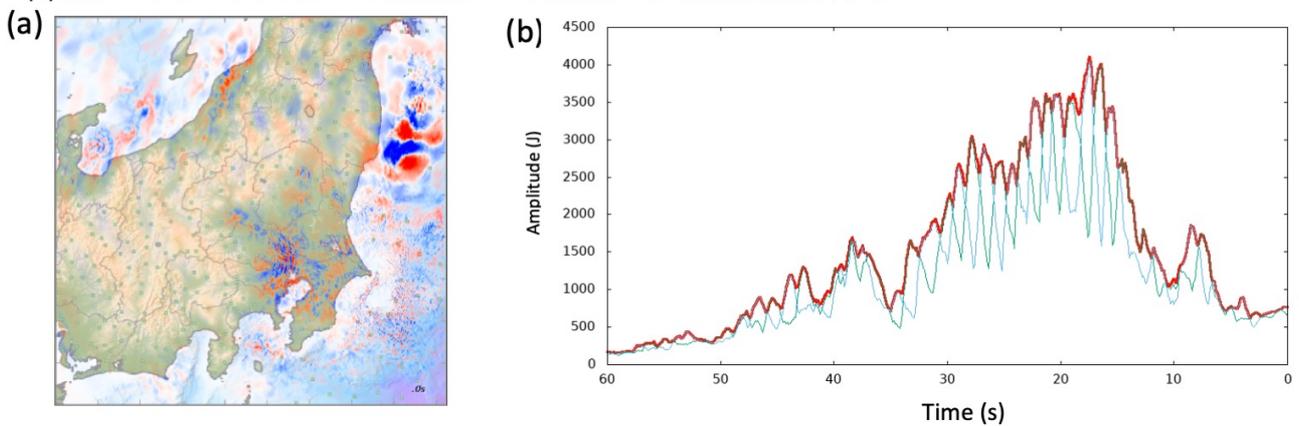


図2 (a) TRI計算における地表の地震波伝播のスナップショット。赤と青はNS, EW方向の揺れの強さを表す。
 (b) 太平洋プレート上面の弾性エネルギー最大値の時間変化（青線）、ヒルベルト変換を行った地震波形の逆伝播に用いた場合（緑線）、二つのRMSをとったもの（赤線）。

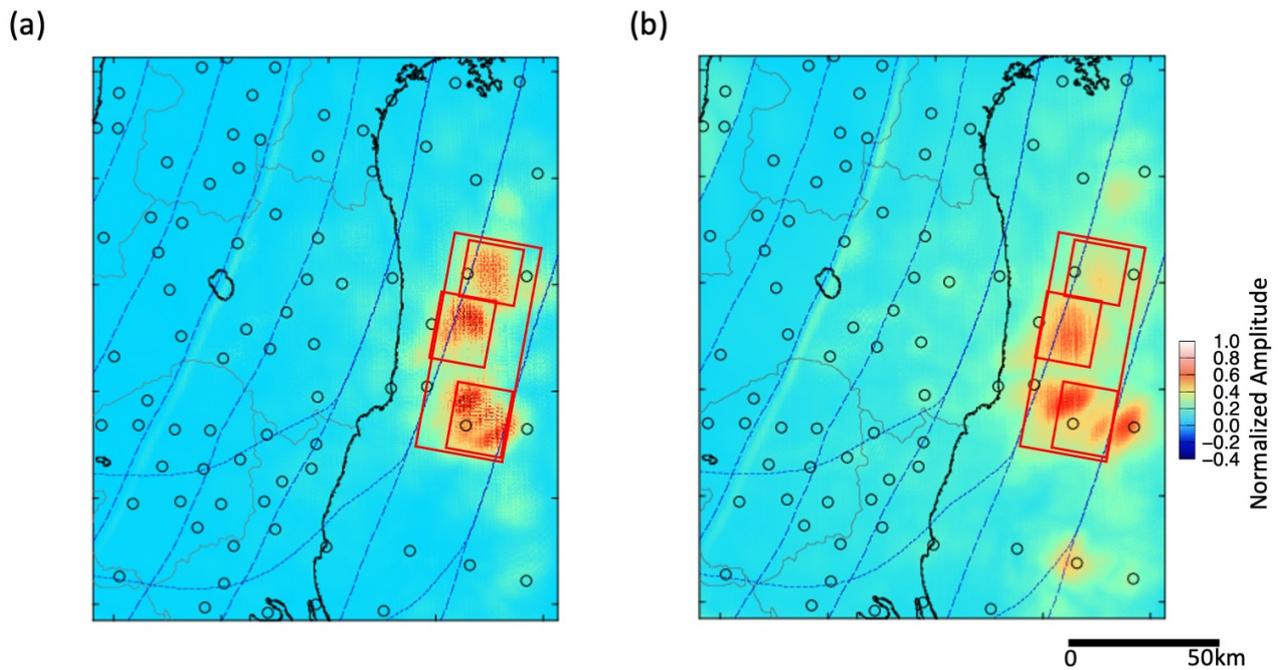


図3 TRI計算により得られた太平洋プレート上面での震源滑りイメージング結果（図1の赤枠の範囲を拡大）。
 (a) PSエネルギー重合を用いた場合。(b)弾性エネルギーを用いた場合。
 赤枠は、数値実験で与えた断層とアスペリティの位置を表す。白丸はKiK-netとS-net観測点を表す。

Room A | Regular session | S15. Strong ground motion and earthquake disaster

PM-1

chairperson:Atsushi Nozu(Port and Airport Research Institute), Shohei Yoshida(Ohsaki Research Institute, Inc.)

Thu. Oct 14, 2021 1:30 PM - 3:00 PM ROOM A (ROOM A)

- [S15-06] Evaluation of ground motion by kinematic source model considering dynamic rupture process of branch fault for 1896 Rikuu earthquake
○Shuji KUMAGAI¹, Hiroaki MATSUKAWA², Yuta MITSUHASHI², Yusuke SAIJO² (1.Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2.Kozo Keikaku Engineering Inc.)
1:30 PM - 1:45 PM
- [S15-07] Complex Source Characterization of the 1944 Tonankai Earthquake from Simulated Collapse Ratios of Wooden Houses
○Eri Ito¹, Kenichi Nakano², Haruko Sekiguchi¹, Hiroshi Kawase¹ (1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.HAZAMA ANDO CORPORATION)
1:45 PM - 2:00 PM
- [S15-08] **Estimate of the rupture process of the 2021 off-Fukushima earthquake based on the finite-fault source inversion Inferred from strong motion records**
○Shohei Yoshida¹, Kenichi Tsuda², Chen Ji³, Ralph Archuleta^{3,4}, Toshiaki Sato¹ (1.Ohsaki Research Institute, Inc. , 2.Shimizu Corporation, 3.University of California, Santa Barbara, 4.RJA Ground Motion Analysis, Inc.)
2:00 PM - 2:15 PM
- [S15-09] Strong motion simulation with the SPGA model for the Onagawa Nuclear Power Plant
○Atsushi NOZU¹ (1.Port and Airport Research Institute)
2:15 PM - 2:30 PM
- [S15-10] Strong motion simulation of a hypothetical M7-class intraslab earthquake in the Tokyo Bay region using MeSO-net observation data
○Wataru SUZUKI¹, Takeshi KIMURA¹, Hisahiko KUBO¹, Shigeki SENNA¹ (1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)
2:30 PM - 2:45 PM
- [S15-11] Study on correction of the rupture propagation effect of elemental earthquakes used in the empirical Green's function method.
○Junpei KANEDA¹, Shinya TANAKA¹, Yoshiaki HISADA² (1.Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 2.Prof.,Kogakuin Univ.)
2:45 PM - 3:00 PM

Evaluation of ground motion by kinematic source model considering dynamic rupture process of branch fault for 1896 Rikuu earthquake

*Shuji KUMAGAI¹, Hiroaki MATSUKAWA², Yuta MITSUHASHI², Yusuke SAIJO²

1. Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2. Kozo Keikaku Engineering Inc.

1896年陸羽地震では、東傾斜の主断層とそれに共役な西傾斜の分岐断層（川舟断層）で地表地震断層が認められた（松田・他、1980）(1)。この様に分岐断層が認められる場合、主断層と分岐断層が同時に活動した際の地震動評価は、特に分岐断層近傍を含めた領域の地震動予測を行う上で重要である。しかし、主断層と分岐断層を併せた特性化震源モデルの作成、及び特性化震源モデルを用いた地震動評価はこれまでにあまり行われておらず、モデル化に関する知見も十分に得られていない。

分岐断層のモデル化に必要な情報を得る事を目的とした研究例である熊谷・他(2020) (2)では、主断層と分岐断層を含めた断層運動の評価を動力学的アプローチにより行っている。具体的には、陸羽地震を対象に地表地震断層の変位量（松田・他、1980）を評価できるような2次元FEM解析により動力学モデルを構築し、主断層と分岐断層から放出されるエネルギーの比率や両断層の破壊伝播速度の違い等を評価している。

本研究では、特性化震源モデルの作成で従来行われてきた地震調査研究推進本部による、震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）に基づく手順により作成された特性化震源モデルに、熊谷・他(2020)の動力学的アプローチによる断層運動の評価結果を加味した運動学的な震源モデルを作成し地震動評価を行うことで、分岐断層のモデル化に資する知見を得ることを試みた。また、住家の全潰率・半潰率に基づき推定された地震動強さ（武村・他、2010、神田・武村、2011）(3), (4)との比較も行った。

まず、「レシピ」を参考に、主断層と分岐断層を対象にスケーリングモデルの考え方に則って、主断層及び分岐断層の運動学的な特性化震源モデル（図1、図2）を作成した。次に、熊谷・他(2020)を参考に、2次元FEM解析結果より得られた分岐断層の破壊過程に関する知見を、運動学的な特性化震源モデルに加味した震源モデルを別途作成した。震源モデルに加味した知見は、具体的には以下の2点である。①分岐断層の破壊伝播速度は主断層よりも遅い ②主断層の破壊が断層上端に到達した後に分岐断層の破壊が開始する。

続いて、「レシピ」に基づいて作成した特性化震源モデルと、2次元FEM解析結果の知見を加味して作成したモデルを用いて、統計的グリーン関数法による面的な地震動評価を行い、武村・他(2010)、神田・武村(2011)の震度分布より概算した陸羽地震時の工学的基盤上のPGV分布と比較を行った（図3、図4）。その結果、分岐断層周辺に着目すると、「レシピ」に基づいた特性化震源モデルによる地震動評価結果（図3）は過大評価となったが、2次元FEM解析結果の知見を加味した震源モデルによる地震動評価結果（図4）は分岐断層の破壊伝播速度を遅くさせた影響により地震動強さが小さくなり、PGV分布に近づく傾向となった。なお、主断層近傍では地震動強さに対する分岐断層の寄与は限定的であり、主断層由来の地震動が支配的であった。

本検討では2次元FEM解析結果から得られた分岐断層の破壊過程のうち、破壊伝播速度や破壊開始時刻に着目して運動学的な分岐断層の震源モデルの与条件としたが、分岐断層のモデル化に関する課題として、例えばより詳細な動力学的アプローチを実施し、その解析結果を運動学的な震源モデルの与条件とすることが挙げられる。一方、断層モデル全体の説明性向上に関する課題として、主断層に起因する地震動の再現性向上も必要である。そのために、例えば主断層のアスペリティの配置等の運動学的な特性化震源モデルの検討が挙げられる。また、本検討で用いた住家の全潰率・半潰率に基づき推定された地震動強さ（PGV）は情報として幅を含み、地震動評価結果との比較の際には留意が必要と考えられるため、地震動評価の妥当性確認方法の検討も課題である。

参考文献：(1)松田時彦・山崎晴雄・中田高・今泉俊文：1896年陸羽地震の地震断層，地震研究所彙報，55，1980.，(2)熊谷周治・広谷浄・三橋祐太・西條裕介：1896年陸羽地震の分岐断層から生じた地震動の評価（動力学的破壊シミュレーションによる予備的検討），JpGU-AGU Joint Meeting 2020，SSS15-P20，2020.，(3)武村雅之・高橋裕幸・津村建四郎：1914（大正3）年秋田仙北地震の被害データと震度分布，歴史地震，25，pp.1-27，2010.，(4)神田克久・武村雅之：震度データによる1914年秋田仙北地震の短周期地震波発

生域と地震規模の推定および1896年陸羽地震との比較, 地震, 第2輯, Vol63, pp.207-221, 2011.

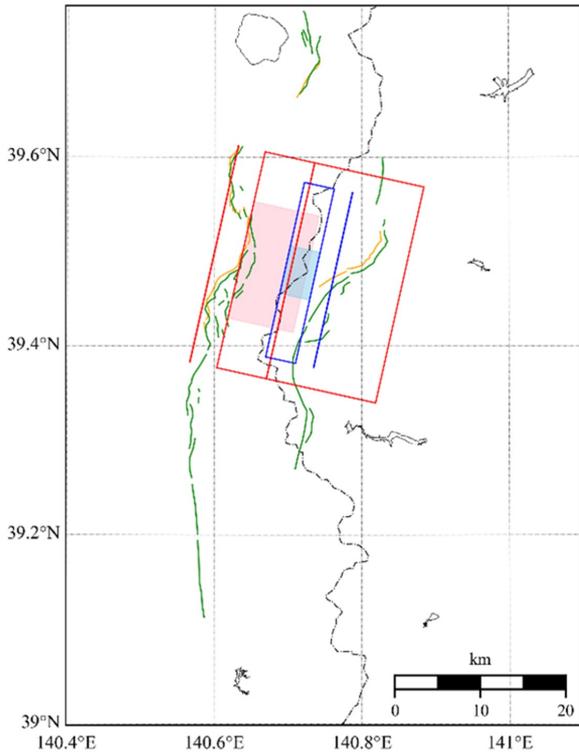


図1 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いた断層モデルの配置
赤線は主断層、ピンク色の領域は主断層のアスペリティ、青線は分岐断層を、水色の領域は分岐断層のアスペリティ

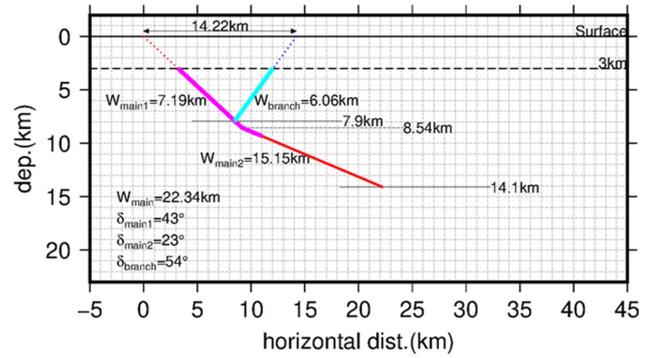


図2 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いた断層モデル断面図
赤線は主断層、ピンク色は主断層のアスペリティ、青線は分岐断層を、水色は分岐断層のアスペリティ

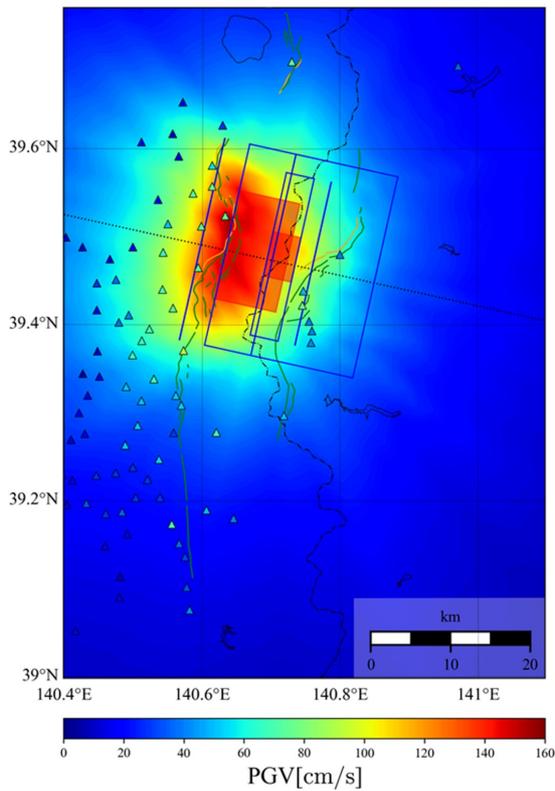


図3 FEM 解析結果を加味しない特性化震源モデルによる PGV の面的分布図

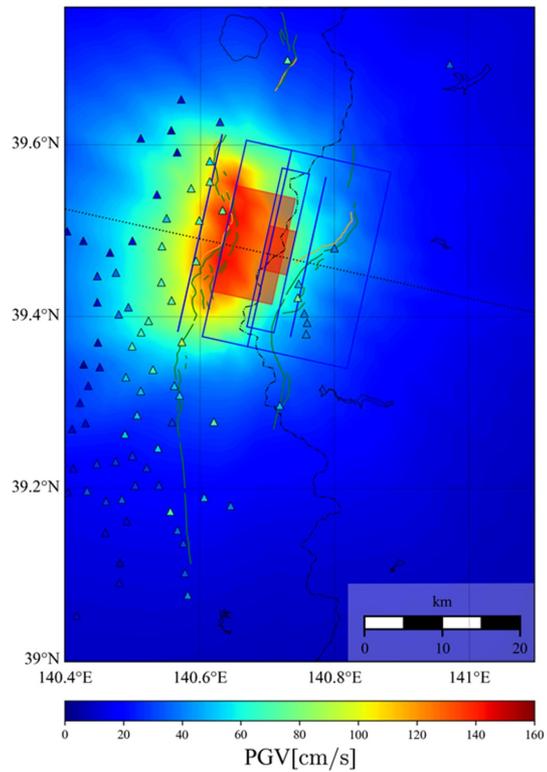


図4 FEM 解析結果（分岐断層の破壊伝播速度）を加味した特性化震源モデルによる PGV の面的分布図

Complex Source Characterization of the 1944 Tonankai Earthquake from Simulated Collapse Ratios of Wooden Houses

*Eri Ito¹, Kenichi Nakano², Haruko Sekiguchi¹, Hiroshi Kawase¹

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2. HAZAMA ANDO CORPORATION

2011年東北地方太平洋沖地震では、それまで十分に解明されてこなかった海溝型地震の震源特性（震源像）に関し、津波の発生に関係する周期20秒以上の長周期地震動生成域と、建物被害に直結する周期2秒以下のやや短周期地震動生成域が棲み分けられているという事実が得られた。今後さらに海溝型巨大地震を理解し、将来発生しうる被害を軽減するためには、基礎情報として過去の地震の詳細な震源破壊過程の物理モデルによる再現が重要である。しかしながら昭和の海溝型巨大地震である1923年関東地震、1944年東南海地震、1946年南海地震に関しては、長周期地震動生成域についてはある程度解明されている一方で、やや短周期地震動生成域に関しては十分に検討されていない。そこで本研究では、1944年東南海地震を対象に、滑り量・破壊伝播速度に不均質性を付与した震源モデル(不均質震源モデル)と分離手法による統計的グリーン関数による強震動作成手法を確立する。そして、新たに構築した1930年以前の建物被害モデルに強震動を入力して得られる建物被害分布と観測記録に残る被害分布を比較することで1944年東南海地震のSMGAの特徴を抽出する。まず、内閣府(2015)に基づくSMGAの配置と、不均質な滑り量・破壊伝播速度を有する震源モデルを標準モデルとして、破壊開始点(3種類)、強震動生成域(SMGA1~4)の位置(4種類)、SMGAの応力降下量(3種類)の異なる合計36ケースの不均質震源モデルを構築した。その上で、構築した震源モデルと仲野(2020)の統計的グリーン関数を用いて、武村・虎谷(2015)に記載されている被害観測地点のうち、建物倒壊率が1%以上の53地点において強震動を作成した。得られた強震動の最大加速度・最大速度はMorikawa and Fujiwara(2013)の経験式に概ね一致した。その後、1930年以前の建物被害評価モデルである戦前モデルを、吉田・他(2004)の建物被害予測モデルの各建築年代の耐力比と八木・他(2020)の常時微動結果から得られた各建築年代と固有振動数の関係式に基づき構築した。作成した強震動を入力して対象地点における倒壊率を算出し(計算倒壊率とする)、武村・虎谷(2015)の観測倒壊率と比較した。回帰直線の傾きと決定係数 R^2 を両者の一致度の指標としたところ、破壊開始点・4つのSMGAの位置が陸側に深く、応力降下量が大きいケース3-2-3が、36ケースの中では最も観測事実を説明する震源モデルであることが分かった。しかしながら、ケース3-2-3では、静岡県東部に広がる倒壊率40%以上の地点では計算倒壊率が過小評価となった。このことを受け、破壊開始点とSMGAの配置は同じで、SMGA1と2の面積と応力降下量を変更した不均質震源モデルを5ケース追加し比較した。その結果、SMGA2の応力降下量のみを60MPaに変更したケース3-2-5が新たに最も観測事実を説明するモデルとなることが分かった。このケースでは観測倒壊率40%以上の地点での一致度はケース3-2-3より改善されたが、依然過小評価となった。今回の結果から、40%以上の建物倒壊率を説明するためには、より強力なフォワードディレクティビティを静岡県東部に生じせしめるような震源破壊プロセスを考えていく必要があることが分かった。

Estimate of the rupture process of the 2021 off-Fukushima earthquake based on the finite-fault source inversion Inferred from strong motion records

*Shohei Yoshida¹, Kenichi Tsuda², Chen Ji³, Ralph Archuleta^{3,4}, Toshiaki Sato¹

1. Ohsaki Research Institute, Inc. , 2. Shimizu Corporation, 3. University of California, Santa Barbara, 4. RJA Ground Motion Analysis, Inc.

A Mw 7.1 intra-slab earthquake occurred off the coast of the Fukushima prefecture, northeastern Japan, at 23:07 on 13th February 2021 (JST). This earthquake generated strong shaking (the seismic intensity 6+ and 6- in JMA scale) along the coast of the Fukushima and Miyagi prefecture. In this study, we have estimated the rupture process of this event by the waveform finite-fault inversion method developed by Ji *et al.* (2002). We use three-components strong-motion records at 16 K-NET and KiK-net surface stations in the Fukushima and Miyagi prefecture. To improve the quality of the inversion results, we have introduced an individual 1D velocity structure model for each station in calculating Green's functions. First, we have constructed the 1D velocity model for each station. We interpolate the Japan Integrated Velocity Structure Model [JIVSM] (Koketsu *et al.*, 2012) for its subsurface, the seismic tomography model of Matsubara *et al.* (2019) for crust, and the PREM (e.g., Shearer, 2018) for mantle. Then, we calibrate these models by forward simulation for the record of a Mw 5 aftershock occurring in March 17, 2021. Consequently, we got good agreements in both arrival time and amplitude for the frequency range between 0.05~0.5Hz. For the inversion of the mainshock, we assumed one fault plane dipping 33 degrees to the east based on the aftershock distribution and F-net focal mechanism (Fukuyama *et al.*, 1998). The fault plane was divided into 2km by 2km sub-faults. We optimized five fault parameters (e.g. slip amplitude, rupture time, rake angle, starting and ending time of an assumed analytical slip-rate functions) for each individual sub-fault by minimizing an objective function defined in wavelet domain using simulated annealing (SA) inversion procedure. Our inverted results shown in the figure suggest that the fault rupture mainly propagated towards to the south-west. The area with large slip was detected on this side. The centroid time of the rupture of this asperity was about 10 sec from rupture initiation. Also, the area with large slip velocity is coincide with the area with large slip.

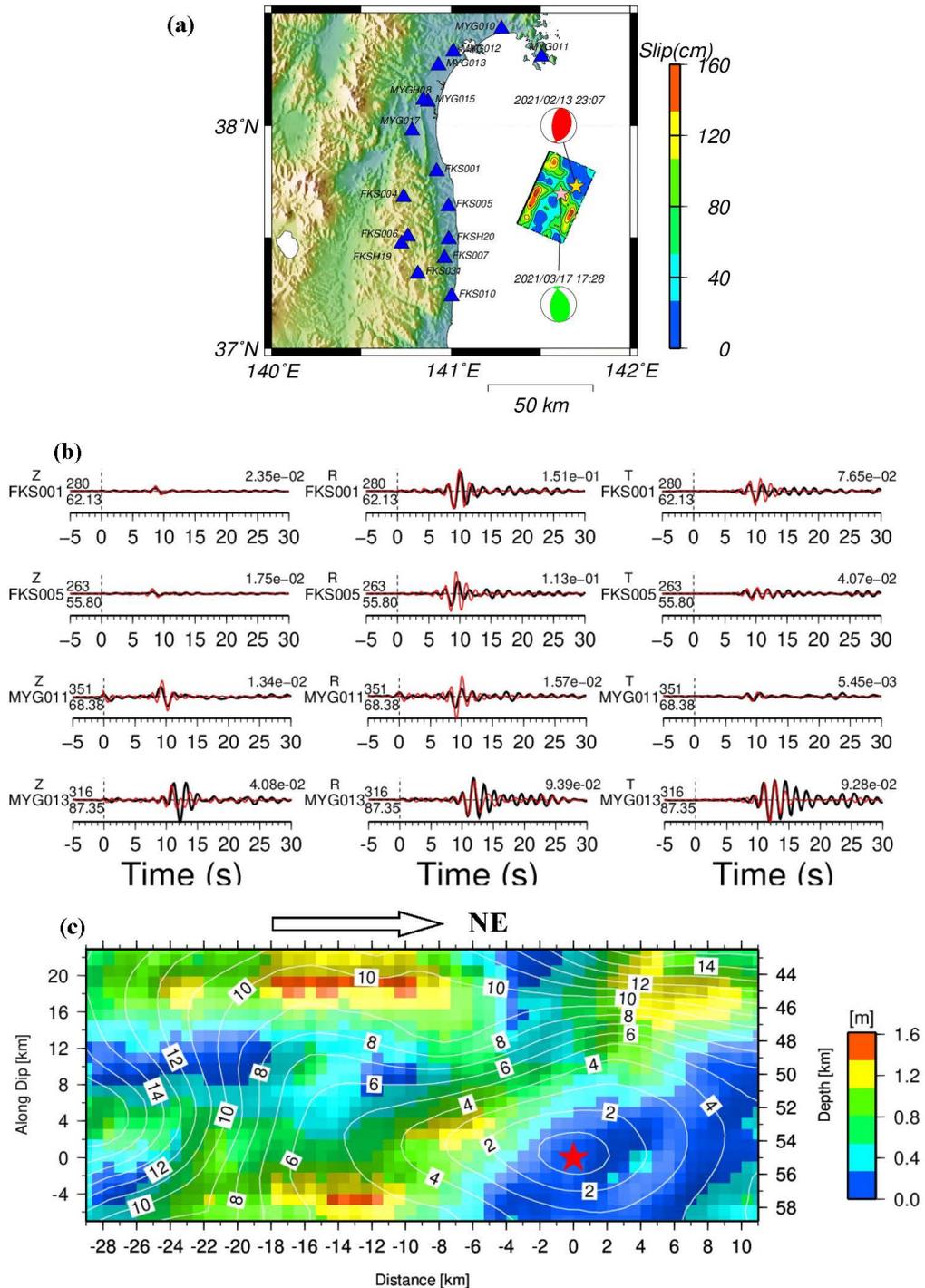


Figure: (a) Observation points used in our analysis, epicenters of main-shock and aftershock, and slip distribution of our inversion result. (b) Comparison of the observations (black line) and theoretical seismograms (red line) of the aftershock. (c) Slip distribution of Our inversion result. The contour lines in (c) denote the rupture time

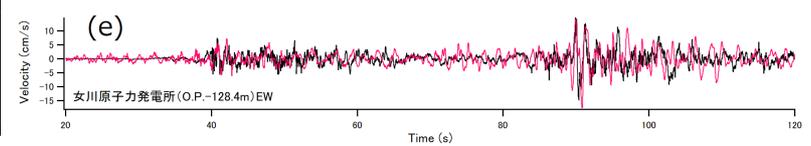
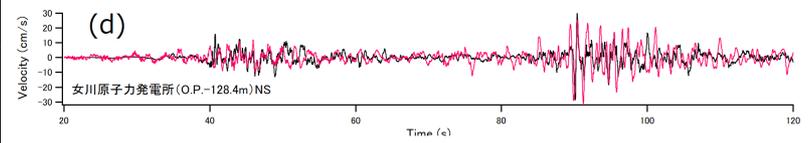
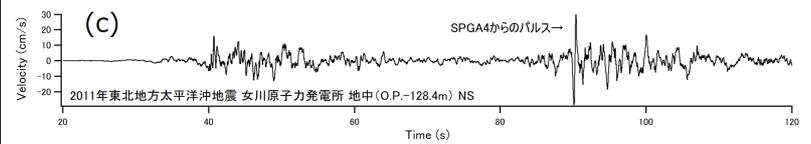
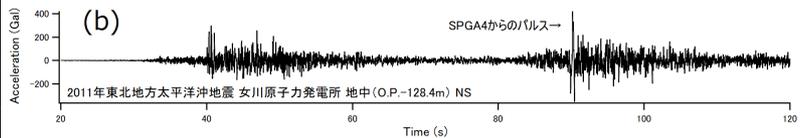
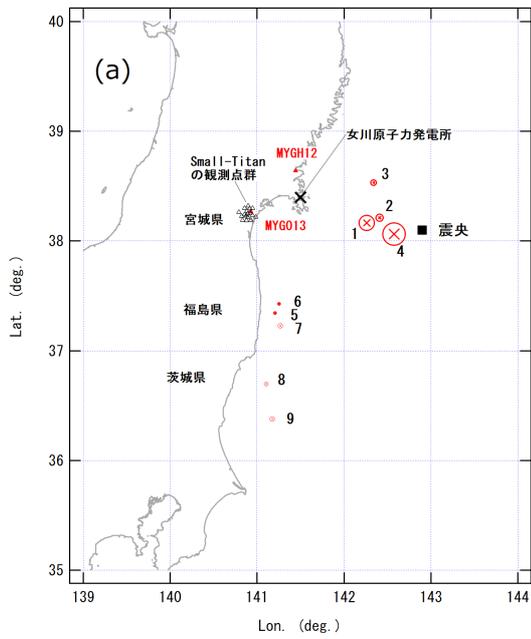
Strong motion simulation with the SPGA model for the Onagawa Nuclear Power Plant

*Atsushi NOZU¹

1. Port and Airport Research Institute

東北地方太平洋沖地震による強震動の特性としては、継続時間が長かったこと、遠方でも長周期地震動が観測されたことなどが語られることが多いが、仙台市内など震源近傍の多くの地点で周期1-2秒程度のパルス的な地震動が支配的であったことも、東北地方太平洋沖地震の強震動の重要な一側面である。これらのパルスの時定数の短さは、それらが一般にSMGAと呼ばれる一辺が数10km程度の領域ではなく、筆者がSPGAと呼ぶ一辺が数km程度の領域で生成されたことを物語っている（野津，2018，日本地震工学シンポジウム）。このうち最大のパルスは、筆者がSPGA4と呼ぶ領域（図(a)）で生成されたと考えられるが、この領域は仙台市から見て150kmも沖合である。それにも関わらず、仙台市内ではSPGA4に起因するパルスは地盤条件によっては100 cm/s以上あるいは震度7相当となった。すなわち、海溝型巨大地震のSPGAは150km離れた地点に震度7や100 cm/sの地震動を作り出すだけの力があるということであり、この点で内陸地殻内地震のアスペリティとは異なっている。東北地方太平洋沖地震の際、より陸域に近い場所でもSPGAの破壊は見られたが、それらは相対的に弱いものであった。SPGA4のような強いSPGAの破壊が陸域の近傍で生じなかったことは不幸中の幸いであった（野津，2015，科学）。SPGA4に起因するパルス波は女川原子力発電所でも観測されている。図(b)(c)は地中(-128m)でのNS成分（設置方位の補正は行っていない）の加速度波形と速度波形（周期10s以上をカットして周波数領域で積分）を示している。ここでの時間軸の原点は記録開始時刻で、記録開始の約90秒後にSPGA4からのパルスが到来し、そのときに加速度波形、速度波形とも最大値を示している。すなわち、SPGA4の破壊が女川原子力発電所に基準地震動を超える地震動をもたらしたと言える。筆者は、東北地方太平洋沖地震によるパルスを含む強震動を精度良く再現できる震源モデルとしてSPGAモデルを提案しているが（野津他，2012），同モデルによる女川原子力発電所での地震動の再現性については確認していなかったため、確認を行った。地震動の計算には修正経験的グリーン関数法

（https://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/tutorial_jpn/tutorial_049.pdf）を用いた。経験的サイト増幅特性は、女川原子力発電所地中(-128m)とK-NET北上における中小地震記録のスペクトル比と、K-NET北上における既存の経験的サイト増幅特性（野津・長尾，2005）をもとに算定した。位相特性としては2011年3月10日3:45の地震の記録を用いた。結果を図(d)(e)に示す（周期10s以上をカットして周波数領域で積分した速度波形、赤が計算結果）。約90秒付近のパルスの振幅・周期をはじめとして波形全体が比較的良好に再現されている。したがって東北地方太平洋沖地震によるパルスを含む強震動を精度良く再現するための震源モデルとしてのSPGAモデルの有効性が改めて確認できた。謝辞 東北電力および防災科学技術研究所が取得した強震記録を利用しました。ここに記して謝意を表します。



Strong motion simulation of a hypothetical M7-class intraslab earthquake in the Tokyo Bay region using MeSO-net observation data

*Wataru SUZUKI¹, Takeshi KIMURA¹, Hisahiko KUBO¹, Shigeki SENNA¹

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

首都圏に被害をもたらす、かつ発生頻度の高い地震として、関東直下のM7級の地震が懸念されている。中央防災会議（2004）ではそのようなM7級地震として「東京湾北部地震」や「多摩地震」といったフィリピン海プレート上面で発生するプレート間地震を想定していた。その後、中央防災会議（2013）は「東京湾北部地震」や「多摩地震」を想定していたプレート境界域では1923年関東地震により応力解放されていて、フィリピン海プレート内部の地震の方が蓋然性が高いとして、想定する地震のタイプをスラブ内地震に変更している。全国を均質にカバーする強震観測網K-NET及びKiK-netが構築されて以降、トリガによる強震記録の得られた東京湾を震央とする地震はいくつか発生している。2015年9月12日には M_{JMA} 5.2、深さ57 kmの地震が発生し、南関東地域を中心に加速度計が展開されているMeSO-net（首都圏地震観測網）により高密度の強震動データが得られている。F-netメカニズム解によればこの地震は北西―南東方向に伸張軸をもつ正断層型であり、震源深さを考慮するとフィリピン海プレート内のスラブ内地震と考えられる。この地震の近傍、震源間の距離10 km未満で、2004年8月25日に同様のメカニズム解を持つ M_{JMA} 4.4の地震が発生している。フィリピン海プレート内部に正断層構造が発達している可能性が示唆され、この震源メカニズムによる大規模地震を想定することは防災対策上必要と考えられる。本研究では関東直下の複雑な地下構造の影響やスラブ内地震特有の震源特性を適切に取り込んだ強震動評価を図るため、MeSO-net観測記録を用いた経験的グリーン関数（EGF）法による強震動シミュレーションを実施した。

2015年の地震の強震記録をEGFに用いるため、始めにその断層サイズとライズタイムを仮定する必要がある。鈴木・他（2021、連合大会）ではスケーリング則に基づきそれらのパラメータを仮定したが、本研究では2004年の地震の強震記録のEGFシミュレーションから、2015年の強震記録を再現するパラメータをグリッドサーチにより推定した。2004年にはMeSO-netが構築されていないため、K-NET及びKiK-netの強震記録を用いた。推定された断層サイズは1.0 km×1.8 km、ライズタイムは0.04秒であり、断層サイズはスラブ内地震のスケーリング則（岩田・浅野、2010）を外挿して想定される大きさ（7.5 km²程度）と比べて有意に小さかった。

続くM7級スラブ内地震の強震動シミュレーションについては中央防災会議（2013）が設定した強震動生成領域のサイズ（150 km²）と応力降下量（62 MPa）を参考に強震動生成領域を設定した。EGFの足し合わせ個数は強震動生成領域と2015年の地震のサイズの比より決定し、EGFの振幅の増幅倍率（応力降下量比）は強震動生成領域の地震モーメントと振幅を調整せずにEGFを足し合わせた場合の地震モーメントの比より決定した。始めの2015年の強震記録の再現も含め、Irikura（1986）によるEGF法を用いた。2015年の地震の南北走向と東西走向の2つの節面それぞれについて強震動シミュレーションを行い、それぞれ北方向と西方向に、断層の深部から浅部に向けて破壊が伝播すると仮定した。MeSO-netでは地震計が地中20 mに設置されており、強震動評価のためには地表相当に変換する必要がある。本研究ではMeSO-net観測点の地表における臨時観測により地表と地中で同時に観測した地震記録から推定した震度増分を用いて、地表相当の計測震度分布を推定した。

MeSO-net観測点におけるシミュレーション結果では地中20 mにおいても1,000 galを超えるような最大加速度が得られた。東京都西部から神奈川県北部や埼玉県南部にかけての地域や東京都の東部から埼玉県南部の地域に最大加速度の大きい領域が広がる様子が見られる。東西走向の断層モデルでは特に東京都西部の最大加速度が大きい領域が広くなり、地下構造特性に加えて破壊伝播の効果が影響したと考えられる。加速度応答スペクトルを見ると、周期0.2~0.3秒にピークを持つ観測点が多いが、1秒前後にピークを持つ観測点や0.2~0.3秒と1秒前後の2つのピークを持つ観測点も散見される。また、地表相当の計測震度分布では震度7となる点もみられ、南北走向の断層モデルでは千葉県や茨城県でも大きな計測震度が推定された。このように稠密なMeSO-netの観測記録を用いたEGFシミュレーションにより、想定される東京湾直下地震の地震動の

様々な特性を面的に評価することができた。

Study on correction of the rupture propagation effect of elemental earthquakes used in the empirical Green's function method.

*Junpei KANEDA¹, Shinya TANAKA¹, Yoshiaki HISADA²

1. Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 2. Prof., Kogakuin Univ.

1. はじめに

経験的グリーン関数法（以下、EGF）は過去に発生した地震の観測記録の再現に関しては実績もあり広く用いられている地震動評価手法の一つである。しかしながら、要素地震に含まれる破壊伝播効果の影響や補正等については十分な検討が行われていないと考えられる。金田・他（2020, 地震学会秋季大会）では2004年新潟県中越地震の余震（2004.10.27.10:40, Mw5.9）について破壊伝播効果の影響がある程度大きいことを確認したうえで、本震（2004.10.23.17:56, Mw6.6）の要素地震として用いた波形合成を行った。その結果、1Hz周辺で本震の観測記録に対して要素地震の破壊が近づく地点では過大評価、破壊が遠ざかる地点では過小評価する傾向を示した。これは本震と要素地震の破壊伝播特性が異なることが要因と考えられる。

本稿では本震と異なる破壊伝播特性の地震を要素地震として用いる場合を想定し、要素地震に含まれる破壊伝播効果の補正を行う。なお、対象周波数は工学的に重要とされる1Hz程度とする。

2. 検討方法

本検討ではHikima and Koketsu（2005）による2004年新潟県中越地震の本震と余震に加え、一回り規模の小さい小地震（2004.10.27.17:15, Mw3.7）を用いる。初めに、観測記録を用いて小地震に対する本震、余震のフーリエ振幅スペクトル比から震源からの方位に依存する破壊伝播特性の違いを整理する。最後に、要素地震に含まれる破壊伝播効果の補正とEGFを用いた波形合成による本震の観測記録の再現解析を行う。

3. 検討結果

3.1 本震と余震の破壊伝播特性の違い

本震と余震の破壊伝播特性について整理する。検討に用いる地震と観測地点を図1、表1に示す。小地震と震源位置・発震機構が近い場合、フーリエ振幅スペクトル比を算出することで伝播特性・サイト特性・震源放射特性が除去されると仮定すると、観測点間の違いは震源破壊過程による破壊伝播効果の影響として現れると考えられる。破壊伝播効果による方位依存性の評価には理論震源スペクトル比（本震、余震及び小地震を ω^{-2} モデルに基づく理論的な震源スペクトルでモデル化した時の小地震に対する比率）と観測スペクトル比（観測記録における小地震に対する比率）との比を算出し、0.5Hz~2.0Hzの幾何平均をディレクティビティ係数として評価する。本震と余震のディレクティビティ係数の分布を図2に示す。本震は北東側と南西側で振幅が大きくなるのに対して、余震では南西側で振幅が大きく、破壊伝播特性が異なることがわかる。また、図には小山（1987）による理論的な短周期の方位依存性を併せて示しており、2地震ともに理論的な方位依存性と整合していることが確認できる。なお、図中の数値は小山（1987）による方位依存性の算出に用いた方位角である。

3.2 要素地震の破壊伝播効果の補正検討

余震を要素地震として用いたときの破壊伝播効果の補正を試みる。要素地震の補正方法とEGFによる波形合成結果を図3に示す。図3(a)はHikima and Koketsu(2005)の震源逆解析結果に基づく特性化震源モデル

(SMGAのみを考慮する)で、要素地震の規模が大きいため要素断層は一辺4kmに再分割している。また、図3(b)は震源逆解析結果に基づいて設定した余震の特性化震源モデルであり、小地震を要素地震としたEGFで観測記録の再現解析を行い震源モデルの妥当性を確認している。ここで、EGFにおいて余震は要素断層に対してすべり方向の重ね合わせ数を1とすると、要素断層と余震が1対1に対応するため、本震のSMGAの要素断層内の破壊過程は図3(c)で表わせる。図より要素断層の主要なすべりの破壊方向は南西側であることがわかる。一方、本震の本来の破壊過程が破壊開始点から同心円状に広がるとすると図3(d)に示すようバイラテラル破壊と

なり、図3(c)とは乖離する。

本検討では要素断層内の破壊過程を図3(d)の破壊形状へ補正する。図3(e)に補正のイメージを示す。初めに図3(c)の震源逆解析結果に基づく破壊開始点（基本ケース）を設定し、余震を対象としたEGF（小地震を要素地震とする）を行う。次に破壊開始点を図3(d)の仮想破壊開始点とし、余震を対象としたEGFを行う。これらの波形合成結果のフーリエスペクトル比を算出し補正係数とする。この補正係数を余震の観測記録のフーリエスペクトルに乗じることで位相と振幅を補正する。この作業を全ての要素断層（sub_Fault_No1～5）で行った後、波形合成を行う。

余震において破壊が近づく地点のNIGH19と遠ざかる地点のNIGH08における波形合成結果（速度波形、観測記録とのフーリエ振幅スペクトル比）を図3(f)に示す。なお、補正係数の高周波数側にノイズが含まれていたため、速度波形は6Hz以下を示す。図には比較のため要素地震波の補正を行っていない場合も併せて示している。速度波形では両者とも観測記録の位相はおおむね再現できていることがわかる。次に観測記録とのフーリエ振幅スペクトル比では補正を行うことで2地点ともに1Hz周辺の残差が1に近づいていることが分かる。一方、より低周波数帯では過小評価、過大評価の傾向があり、今後の課題である。

謝辞

防災科学技術研究所による地震記録を使用させていただきました。図の作成にあたっては国土地理院の地理院地図とGMTを使用しました。ここに記して、お礼を申し上げます。

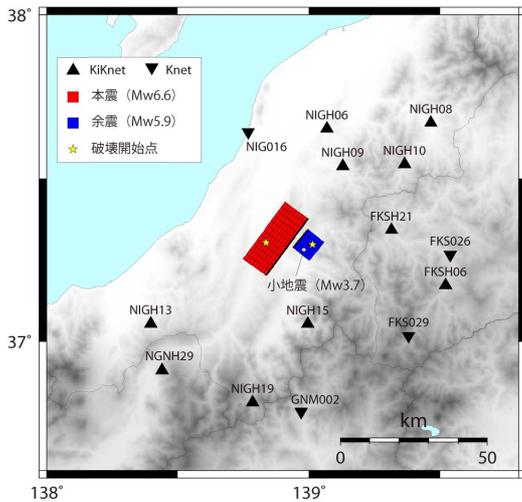


図1 観測地点位置と震源分布

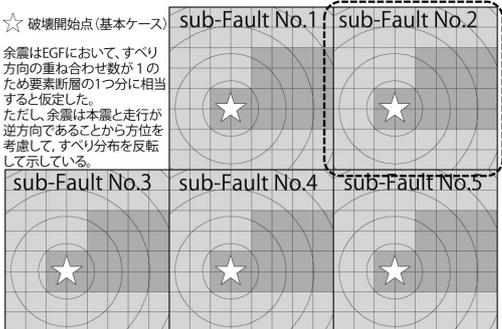
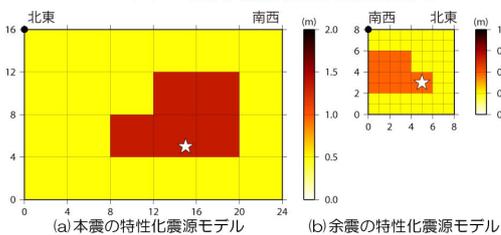
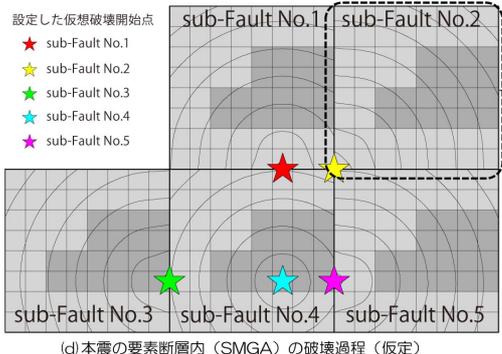


図3 要素地震の補正とEGFによる波形合成結果



(d) 本震の要素断層内 (SMAG) の破壊過程 (仮定)

表1 地震諸元

Name	date	Mw	Dep ^{※1} [km]	M ₀ ^{※1} [dyne · cm]	σ _{spec} ^{※2} [MPa]	σ _{gru} ^{※3} [MPa]	f _c [Hz]	発震機構 ^{※1}
本震	2004.10.23.17:56	6.6	5	7.53×10 ²⁵	-	9.4	0.18	
余震	2004.10.27.10:40	5.9	11	6.34×10 ²⁴	12.5	-	0.45	
小地震	2004.10.27.17:15	3.7	11	4.50×10 ²¹	3.2	-	3.20	

※1: F-net より設定.
 ※2: 田中 (2016) に小地震を追加したデータセットを用いたスペクトルインバージョン解析より推定.
 ※3: 小地震との観測スペクトル比と理論スペクトル比の対応が良い値を推定.

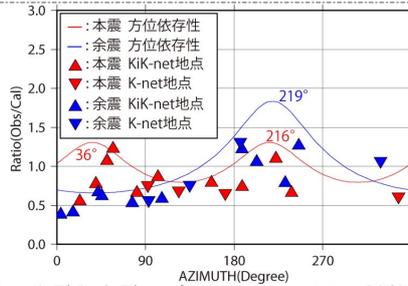
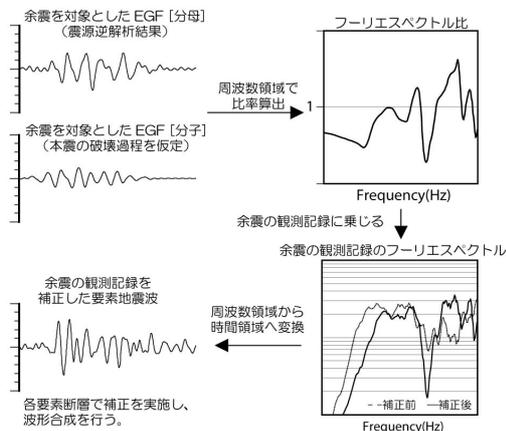
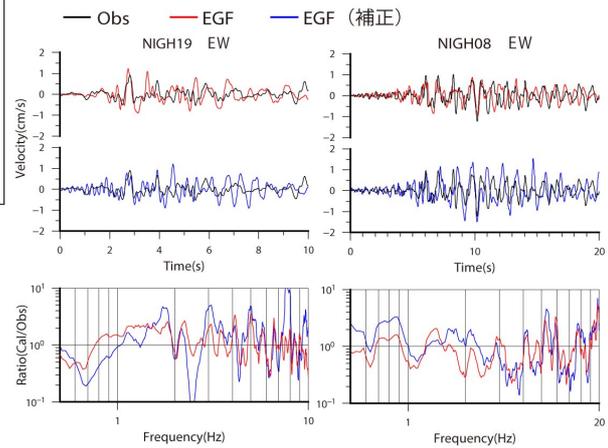


図2 本震と余震のディレクティビティ係数の分布



(e) 要素地震に含まれる破壊伝播効果の補正イメージ



(f) 波形合成結果と観測記録の比較 (6Hz 以上をカット)

図3 要素地震の補正とEGFによる波形合成結果