Fri. Oct 30, 2020

ROOM A

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

[S15]AM-1

chairperson:Susumu Kurahashi(Aichi Institute of Technology), chairperson:Masatoshi Miyazawa(DPRI, Kyoto Univ.)
9:00 AM - 10:15 AM ROOM A

[S15-10] Estimation of fault slip distribution using back propagation calculation of seismic waves by data assimilation - Numerical experiments

○Shibata Yugo[1], Furumura Takashi[1] （1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo）

9:00 AM - 9:15 AM

[S15-11] Near-field Observations and Slip Distribution for the 2014 Orkney, South Africa Earthquake

○James Mori[1], Tatsunari Yasutomi[1] （1.DPRI Kyoto University）

9:15 AM - 9:30 AM

[S15-12] Generation of long period velocity pulses near surface fault during the 2008 Wenchuan earthquake

○Susumu Kurahashi[1], Kojiro Irikura[1] （1.Aichi Institute of Technology）

9:30 AM - 9:45 AM

[S15-13] Ground motion prediction equations for PGAs and PGVs from strong motion generation areas of a megathrust earthquake

○Masatoshi Miyazawa[1], Ryota Kiuchi[2,3], Kazuki Koketsu[4] （1.DPRI, Kyoto Univ., 2.Graduate School of Science, Kyoto Univ., 3.Kozo Keikaku Engineering Inc., 4.ERI, Univ. of Tokyo）

9:45 AM - 10:00 AM

[S15-14] Comparison of seismic motions in Hokkaido from intraslab, interplate, and outer-rise earthqukakes of Northeastern Japan

○Yasumaro Kakehi[1] （1.Graduate School of Science, Kobe University）

10:00 AM - 10:15 AM

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

[S15]AM-2

chairperson:Nobuyuki Morikawa(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience), chairperson:Kosuke Chimoto(Tokyo Institute of Technology)
10:30 AM - 11:15 AM ROOM A

[S15-15] Analysis of residual data between observed strong-motion and calculated one from a ground motion prediction equation based on a prototype strong-motion database

○Nobuyuki Morikawa[1], Asako Iwaki[1], Takahiro Maeda[1], Hiroyuki Fujiwara[1] （1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience）

10:30 AM - 10:45 AM

[S15-16] Effect of Source Fault Rupture Propagation on Residual of Spectral Inversion Results

○Kazuhiro Somei[1,2], Kimiyuki Asano[3], Tomotaka Iwata[3] （1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Geo-Research Institute, 3.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University）

10:45 AM - 11:00 AM

[S15-17] Residual Analysis of Block Inversion for Estimating the Inhomogeneous Attenuation Structure of the Western Hokkaido

○Yusuke Tomozawa[1], Kenichi Kato[1], Kiichiro Nojiri[2] （1.Kobori Research Complex, 2.Hokkaido Electric Power Company）

11:00 AM - 11:15 AM

Room A | Regular session | S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

[S16]AM-2

chairperson:Nobuyuki Morikawa(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience), chairperson:Kosuke Chimoto(Tokyo Institute of Technology)
11:15 AM - 12:00 PM ROOM A

[S16-01] Detection of Underground Velocity Discontinuity in Osaka and Kyoto Basins using S-wave Autocorrelation Functions

○Shuta Fukutome[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1] （1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan）

11:15 AM - 11:30 AM

[S16-02] Imaging the Kanto Basin bedrock with seismic noise and earthquake autocorrelation functions

○Loic Viens[1], Chengxin Jiang[2], Marine A. Denolle[3] （1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, Japan, 2.Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, ACT, Australia, 3.Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University, Cambridge, MA, USA）

11:30 AM - 11:45 AM

[S16-03] Spatial velocity variation detection using cross

©Seismological Society of Japan

correlation of dense linear array microtremor records

○Kosuke Chimoto[1], Hiroaki Yamanaka[1] （1.Tokyo Institute of Technology）

11:45 AM - 12:00 PM

Room A | Regular session | S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

[S16]PM-1

chairperson:Takumi Hayashida(IISEE, Building Research Institute), chairperson:Masayuki Nagano(Tokyo University of Science)

1:00 PM - 2:15 PM ROOM A

[S16-04] Seismic amplification evaluation in shallow subsurface structure for response evaluation of long period buildings constructed in the Tokyo metropolitan area

○Masayuki Nagano[1], Kenta Suzuki[1], Tomohiro Oguchi[1], Shigeki Senna[2] （1.Tokyo University of Science, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience）

1:00 PM - 1:15 PM

[S16-05] Characteristics of teleseismic S-wave response of the Kanto sedimentary basin: Analysis of teleseismic earthquakes with different size and azimuth

○Yue Nakagawa[1], Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2] （1.Graduate School of Nanobioscience and Department of Materials System Science ,Yokohama City University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo）

1:15 PM - 1:30 PM

[S16-06] Estimation of subsurface structure based on microtremor observations at Mukawa, Oiwake and Hayakita districts of Yufutsu, Hokkaido

○Shinichi Matsushima[1] （1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University）

1:30 PM - 1:45 PM

[S16-07] Velocity Structure Model of the Hakodate Plain, Hokkaido

○Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1], Kunikazu Yoshida[2], Naoto Inoue[2], Kazuhiro Somei[2], Ken Miyakoshi[2], Michihiro Ohori[3] （1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Geo-Research Institute, 3.Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui）

1:45 PM - 2:00 PM

[S16-08] Direct estimation of Vs30 from SPAC or CCA coefficients

○Takumi Hayashida[1], Toshiaki Yokoi[1] （1.IISEE, Building Research Institute）

2:00 PM - 2:15 PM

Room A | Regular session | S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

[S16]PM-2

chairperson:Kimiyuki Asano(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

2:30 PM - 3:30 PM ROOM A

[S16-09] Study on Seismic Response of the Aratozawa Dam based on Temporary Seismic Observation Data

○Shuji Kumagai[1], Shunichi Kataoka[2], Hidenori Mogi[3], Hideki Nagumo[4], Wataru Okamura[5] （1.Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2.Hirosaki University, 3.Saitama University, 4.Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 5.KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc.）

2:30 PM - 2:45 PM

[S16-10] Wave propagation analysis using deep borehole seismic observation data

○Tomiichi Uetake[1], Kazuhito Hikima[1], Akihiro Shimmura[1], Masatoshi Fujioka[1] （1.Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.）

2:45 PM - 3:00 PM

[S16-11] Influence of medium between surface and borehole seismometer on borehole seismic record

○Shinako Noguchi[1], Yoshihiro Sawada[1] （1.Association for the Development of Earthquake Prediction (ADEP)）

3:00 PM - 3:15 PM

[S16-12] Data driven estimation of site effects using recurrent neural networks

○Mona Izadi[1], Shinichi Matsushima[2] （1.Department of Architecture and Architectural Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University）

3:15 PM - 3:30 PM

©Seismological Society of Japan

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

[S15]AM-1

chairperson:Susumu Kurahashi(Aichi Institute of Technology), chairperson:Masatoshi Miyazawa(DPRI, Kyoto Univ.)

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

[S15-10] Estimation of fault slip distribution using back propagation calculation of seismic waves by data assimilation - Numerical experiments

○Shibata Yugo[1], Furumura Takashi[1] （1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo）

9:00 AM - 9:15 AM

[S15-11] Near-field Observations and Slip Distribution for the 2014 Orkney, South Africa Earthquake

○James Mori[1], Tatsunari Yasutomi[1] （1.DPRI Kyoto University）

9:15 AM - 9:30 AM

[S15-12] Generation of long period velocity pulses near surface fault during the 2008 Wenchuan earthquake

○Susumu Kurahashi[1], Kojiro Irikura[1] （1.Aichi Institute of Technology）

9:30 AM - 9:45 AM

[S15-13] Ground motion prediction equations for PGAs and PGVs from strong motion generation areas of a megathrust earthquake

○Masatoshi Miyazawa[1], Ryota Kiuchi[2,3], Kazuki Koketsu[4] （1.DPRI, Kyoto Univ., 2.Graduate School of Science, Kyoto Univ., 3.Kozo Keikaku Engineering Inc., 4.ERI, Univ. of Tokyo）

9:45 AM - 10:00 AM

[S15-14] Comparison of seismic motions in Hokkaido from intraslab, interplate, and outer-rise earthqukakes of Northeastern Japan

○Yasumaro Kakehi[1] （1.Graduate School of Science, Kobe University）

10:00 AM - 10:15 AM

©Seismological Society of Japan

Estimation of fault slip distribution using back propagation calculation of seismic waves by data assimilation - Numerical experiments

*Shibata Yugo[1], Furumura Takashi[1]

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

はじめに

一般に、大地震の震源断層すべり分布の推定は、地震波伝播のグリーン関数を用いたインバージョン解析に基づき行われる。これに対し、地震アレイ観測の波形データから震源断層すべり分布を直接イメージングするBack Projection（BP）が、近年、2004年スマトラ島地震（Ishii et al, 2005）や東北地方太平洋沖地震（Naercklin et al., 2012）などの巨大地震の震源過程解析に活用されるようになった。BPでは、仮定した断層面上の各点からの地震波放射に対応する見かけ速度でアレイ記録をスタッキングし、断層面上のエネルギー放射領域の時・空間変動を推定するものである。

さらに、アレイ観測記録を運動方程式の時間反転計算により震源に向けて発震時まで逆伝播させることで震源イメージングを行うTime reversal seismic source imaging （TRI）の近地・遠地アレイ観測データへの適用がLarmat et al. (2006)らによって提案されて以来、2004年スマトラ島地震（Larmat et al., 2006）や氷河の崩壊に伴う地震（Larmat et al., 2008）、火山性微動（Larmat et al., 2009）など各種の震源のイメージングへの活用を通して有効性が示されてきた。TRIでは、３次元地震波伝播シミュレーションに大きな計算資源を必要とするが、不均質な伝播経路の影響を考慮して、全波形記録の震源に向けた逆伝播を行うことで、震源イメージングの高解像度化が期待できる。しかし、Kremers et al. (2011)は各種数値実験に基づきTRIは点震源のイメージングには有効だが、その空間分解能、特に深さ方向の解像度に限界があり、大地震の地震断層すべり分布推定への適用は困難であると述べている。

データ同化を用いた新しいTRI

前述のTRIでは、地震波逆伝播計算にアレイ観測波形を直接または空間補間して入力される。このとき、観測点間隔が地震波の波長に比べて十分小さくないと球面状にばらばらに広がる波動場からは逆伝播波動場が適切に再構築されない。また、地震波逆伝播計算から求められる波動場は、観測点の位置で観測波形に完全に置き換えられるため、スムーズな波動場が再構築されにくい問題もある。

そこで本研究では、TRIにデータ同化の仕組みを導入し、逆伝播計算の結果と観測データが持つ誤差分布を考慮して適切に同化することでこの問題を解決し、逆伝播波動場を適切に再構築して震源イメージングの空間解像度を高めることを試みた。データ同化手法には、近年の津波（Maeda et al., 2015）や地震波（Hoshiba and Aoki, 2015; Furumura et al., 2019; Oba et al., 2020）の予測で広く用いられる最適内挿法を利用した。データ同化を用いたTRIは、既に古村・前田（2020）によって、中小地震の点震源のイメージングに適用され有効性が示されている。本研究では、これを大地震の断層すべり分布解析への適用に向け、その有効性を数値実験により検討した。

地震断層すべりイメージングの数値実験

まず、データ同化TRIの数値実験に用いる理論地震波形を２次元差分法計算により用意した。計算領域は、南海トラフを南北に横断する三重県沖～日本海の650 km×50 kmの範囲とし、JIVSM（Koketsu et al., 2012）を用いて、堆積層・地殻・マントル構造とフィリピン海プレートを組み込んだモデルを用意した（図1）。設定した36 km×12 kmの震源断層モデルには２つのアスペリティを設定し、右下のアスペリティは、左上のおよ

© 日本地震学会

そ9/10の大きさである（図１赤の長方形）。破壊開始点は断層中心に置き、破壊伝播速度Vr=3.2 km/sで断層面上の各格子点から地震波を放射させた。断層メカニズムは鉛直縦ずれ断層とし、地震発生から145秒間の地震波形を計算した。

次に、TRIの数値実験では時間を反転させた２次元差分法計算により、約10 km間隔の観測点から地震波を逆伝播させた。ここで、地震波動場の誤差分布が相関距離20 kmのガウス分布に従うと仮定し、また観測波形と計算結果の誤差の大きさが同程度であると仮定して、最適内挿法の重み関数を設定した。

データ同化を用いたTRI計算により得られた地震断層すべりイメージを図２に示す。ここでは、TRIの各時間ステップにおいて差分計算の各格子点の弾性エネルギーを求め、上位5格子点の合計エネルギーが最大となった時刻（4.5秒）での弾性エネルギーの分布を図示している。与えた断層すべりモデル（図１）と比較して、２つのアスペリティが分離した断層すべり分布のイメージングが適切に行われていることが確認できる。これに対して、データ同化を行わない、従来のTRIから求められた地震断層すべりイメージは、アスペリティを解像できずKremers et al. (2011)が指摘したとおりの結果となった。

なお、本実験では簡単のために、地震断層すべりの時間変化を考慮せず、弾性エネルギーが最大となった時刻の地震断層すべりを推定したが、巨大地震の震源解析では、断層すべりの時・空間的変化のイメージングが必要である。また、用いる地震波の周波数帯や観測点密度、またデータ同化パラメータがTRIの時間分解能に影響することが考えられる。数値実験によりこれらを確認し、大地震の実観測データを用いたTRIの有効性の検証を行う必要がある。

© 日本地震学会

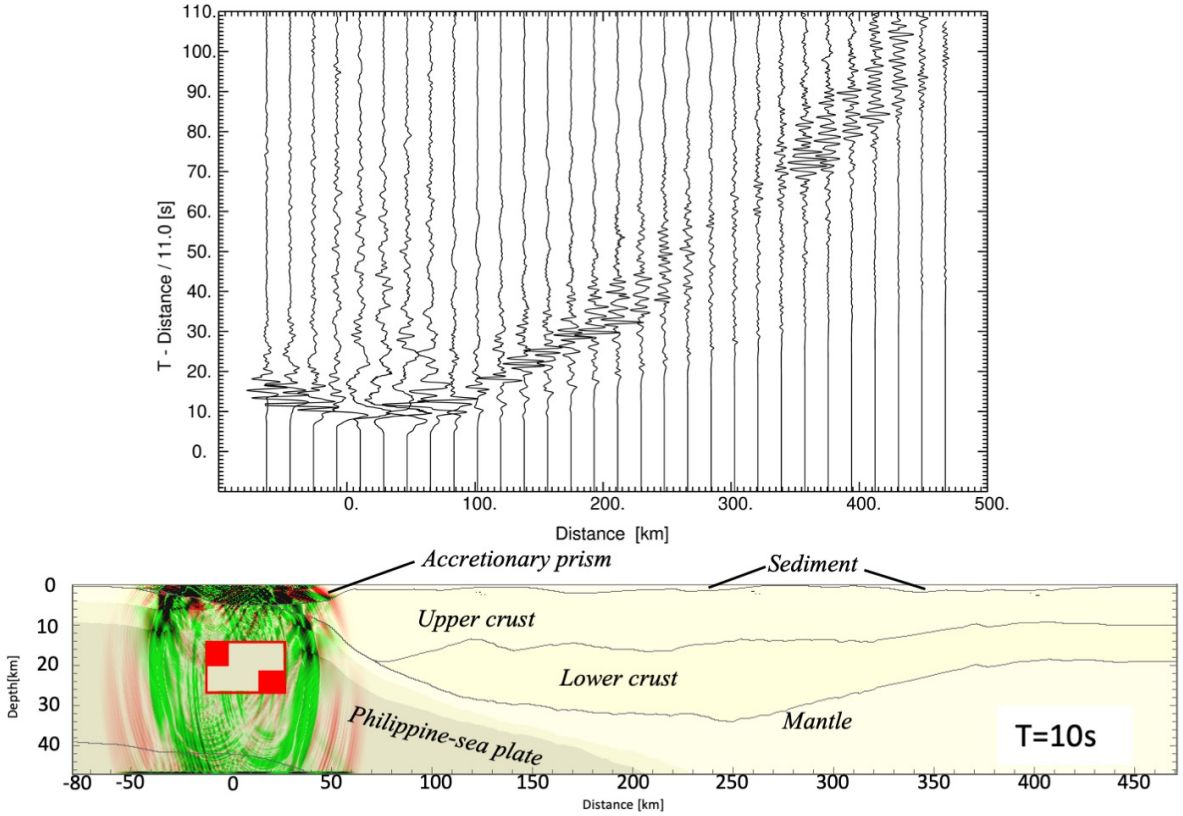


図1. Forward計算で得られた、地表観測点の地震波形水平動成分（時間スケールは11 km/sでReduce）、及び発震時刻から10秒後の波動場のスナップショット（赤はP波、緑はS波を表す）。赤の長方形では、震源断層面と地震モーメントを示している。

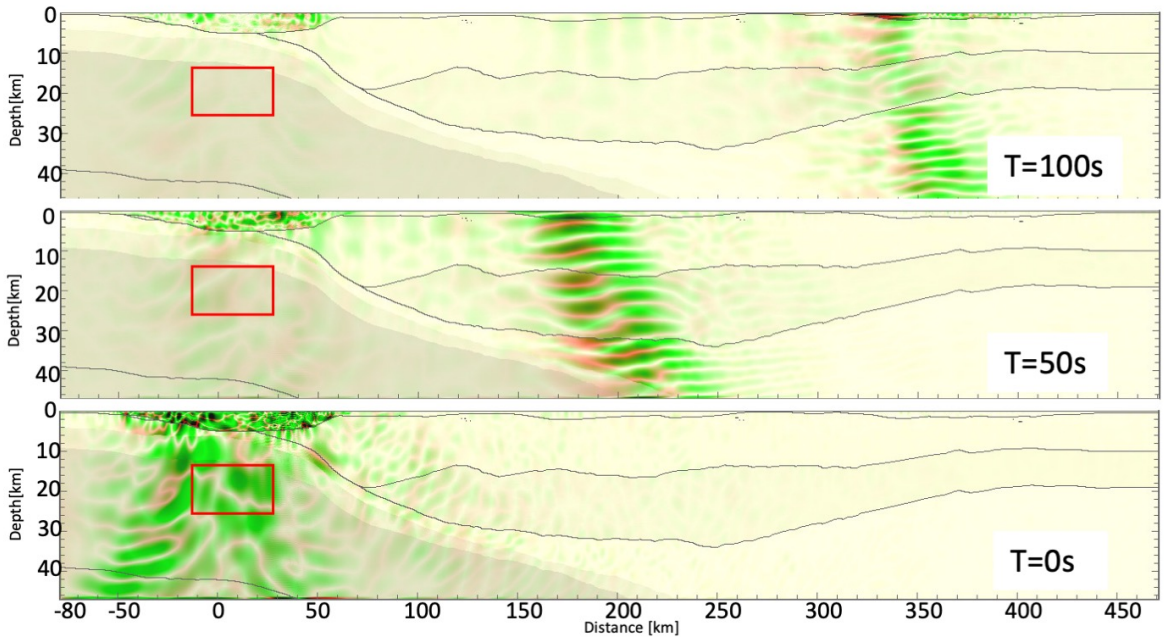


図2. 時間反転運動方程式の計算による逆伝播波動場のスナップショット。発震時刻から100 s, 50 s, 0 s（発震時）の波動場を表す。赤の長方形は断層震源の位置を表す。

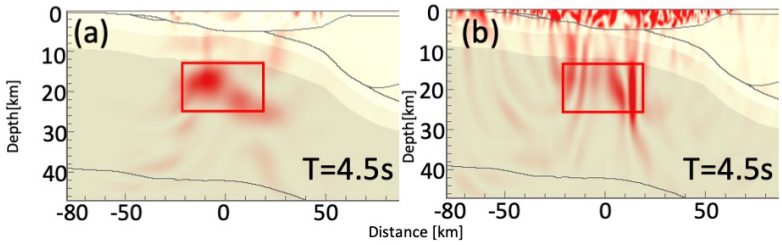


図3. 逆伝播波動場の弾性エネルギーの最大時刻（発震時から4.5秒後）のエネルギー分布。(a) データ同化を用いたTRI計算の結果、(b) データ同化を行わない場合。赤の長方形は断層震源の位置を表す。

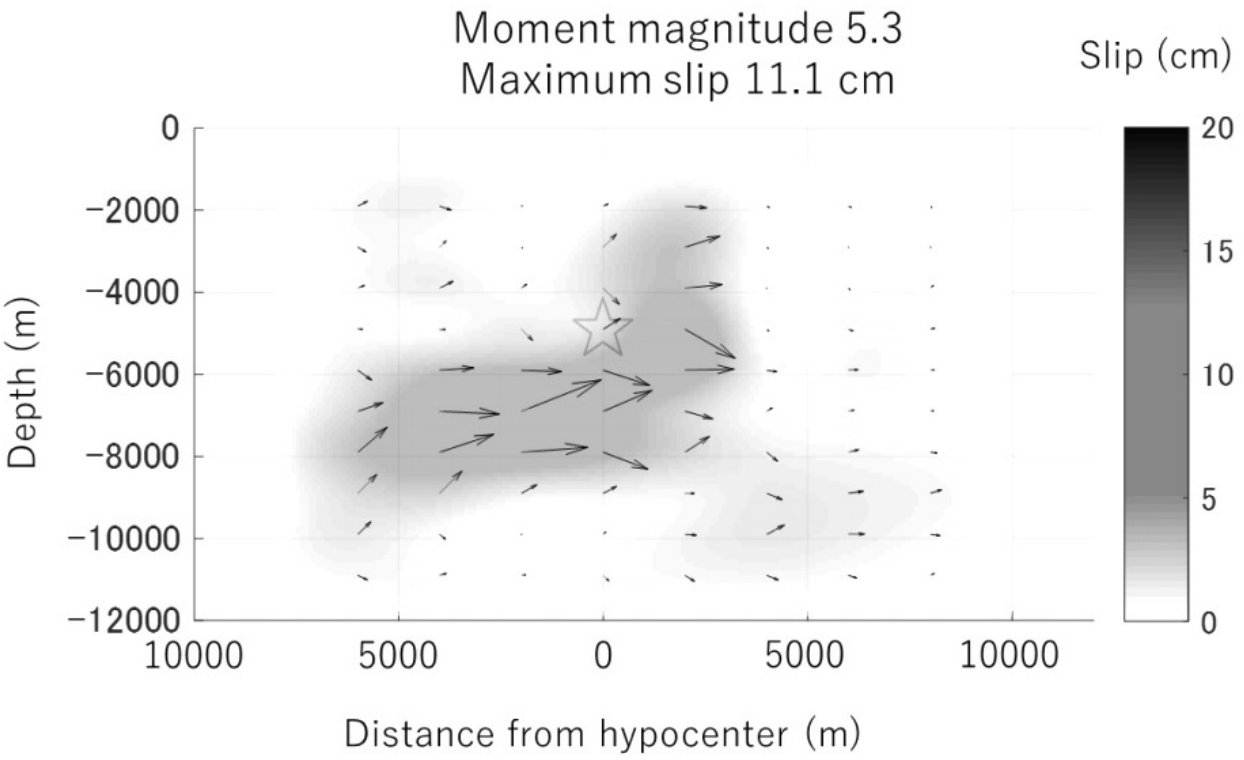
© 日本地震学会

Near-field Observations and Slip Distribution for the 2014 Orkney, South Africa Earthquake

*James Mori[1], Tatsunari Yasutomi[1]

1. DPRI Kyoto University

We examined the near-field records for the 2014 Orkney earthquake, Mw5.5, to infer source properties for this moderate-sized earthquake. The event was the largest recent earthquake associated with the deep gold mines of the region. Different from usual normal-faulting events that are induced on known structures of the mines, the M5 earthquake took place significantly below the mining horizon with a strike-slip mechanism on an unknown geologic structure. Seismic activity close to the Moab Khotsong and Great Noligwa mines is very well monitored by instruments installed on the surface and in the mine tunnels. The high sample-rate, 6 khz, geophones installed in the mine at depths of 1 to 3 km provide high-quality recordings of the mainshock and aftershocks.
The waveforms show that there is a small foreshock,about M1.8, located 1.6 km south of the mainshock hypocenter and at 0.6 sec before the mainshock. There is no evidence of any unusual character of the foreshock, or any significant deformation between the foreshock and mainshock.
Using lower frequency data, lower than 2.0 hz, the nearfield waveforms can be modeled using a finite fault slip inversion. The results show a slip distribution with two main patches of larger slip. One is located slightly shallower than the hypocenter to the north and another located slightly deeper than the hypocenter to the south. The area of the fault plane is relatively large for a M5 earthquake and this gives a rather small static stress drop.



© 日本地震学会

Generation of long period velocity pulses near surface fault during the 2008 Wenchuan earthquake

*Susumu Kurahashi[1], Kojiro Irikura[1]

1. Aichi Institute of Technology

2008年中国四川省を震源としたWenchuan earthquake (Mw8.0)が発生した。この地震では、地表地震断層が200 km以上に渡って現れ、最大で水平成分で4.9m、上下成分で6.5mの断層変位が確認されている（Yu et al, 2010）。また、既往のInSARによる地殻変動結果や波形インバージョン結果では，断層の北部と南部では傾斜角が異なるモデルが設定され解析がなされるなど，断層形状が複雑であることが示唆されている。（例えば国土地理院;2008, Koketsu et al.;2008）。さらに、図１（右）に示すように、この地域周辺のテクトニクスや余震分布などの結果より、南部のセグメントでは平行に延びる２本の断層での活動がみられ、震源断層は同じで地表に近づく際に２手に別れる形であることが示唆されている（例えばZhao et al;2011, Zhang et al.;2018）。

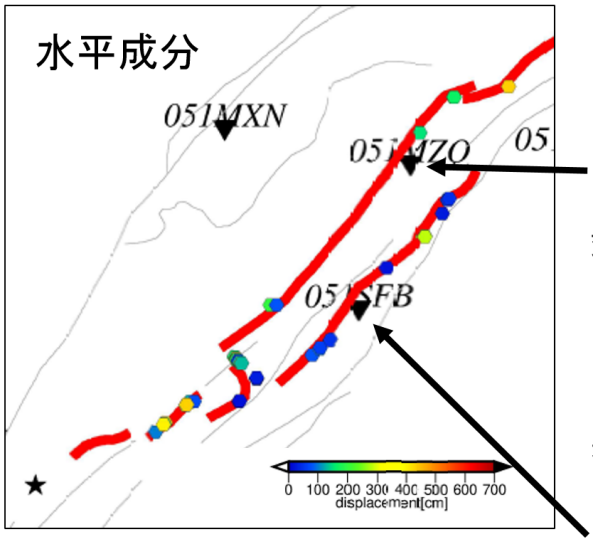
強震動記録については、China's National Strong Motion Observation Networkにより地表断層周辺地域においても複数の観測点で貴重な記録が得られている。地表地震断層付近には２観測点（MZQ観測点とSFB観測点）があり、最大加速度（フィルターなし）はMZQ観測点で約800gal，SFB観測点で約600galであった。また、最大速度、永久変位（ローパスフィルター：～1.0Hz）は、MZQ観測点では約100cm/s、100cm、SFB観測では約50cm/s、50cmであり、特にMZQでは長周期速度パルスおよび比較的大きな永久変位が観測されている（図１右）。

これらの観測記録を再現する震源モデルとして、Kurahashi and Irikura(2010)により、経験的グリーン関数法（Irikura, 1986）と離散化波数法（Bouchon, 1981）のハイブリッド法により強震動生成域(Strong motion generation area : SMGA)の震源モデルが構築されているが、単純化された一枚断層が想定されたもので、複雑な地表断層の幾何形状は考慮されていない。最近では、2016年熊本地震の事例のように地表付近に長周期速度パルスや永久変位を生成する領域（ここでは長周期地震動生成域（Long period generation area）：LMGAと呼ぶ）が存在する可能性が指摘されており（例えばIrikura et al.；2019）、Wenchuan earthquakeでもLMGAの存在がするか否かの検証は、強震動予測の観点からもきわめて重要である。

本研究では、Wenchuan earthquakeで活動した平行に走る２本の断層（図１右）を想定断層モデルして、MZQとSFB観測点の観測記録およびInSARによる永久変位値を再現する震源モデルを構築する。

謝辞：強震動記録は，中国地震局によるthe National Strong Motion Observation Networkの観測データを使用させていただきました。記して感謝申し上げます.

© 日本地震学会



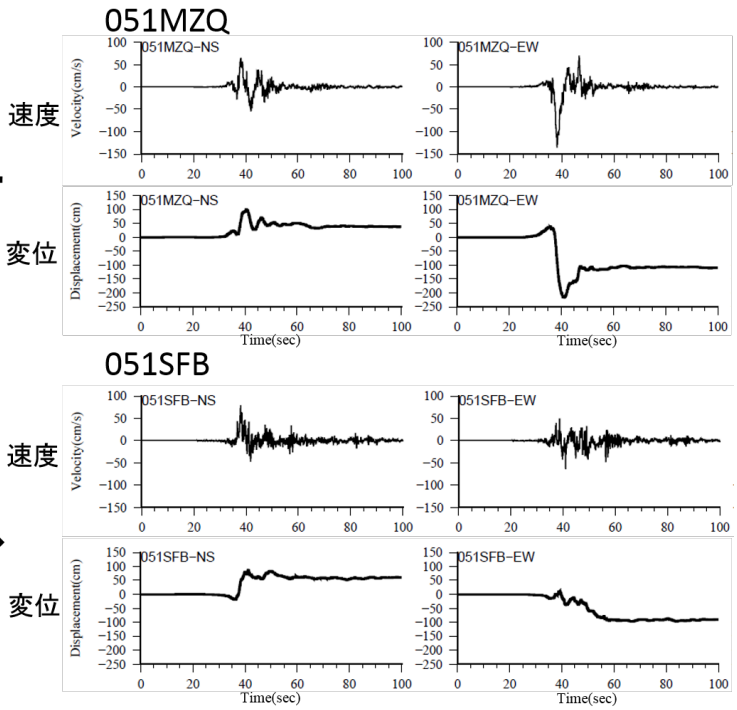


図1（右）対象とする断層の地表トレースおよび現地調査における水平動の変位（Yu et al.2010）
（左）MZQおよびSFB観測点の速度波形と変位波形

© 日本地震学会

Ground motion prediction equations for PGAs and PGVs from strong motion generation areas of a megathrust earthquake

*Masatoshi Miyazawa[1], Ryota Kiuchi[2,3], Kazuki Koketsu[4]

1. DPRI, Kyoto Univ., 2. Graduate School of Science, Kyoto Univ., 3. Kozo Keikaku Engineering Inc., 4. ERI, Univ. of Tokyo

地震動の距離減衰式について、2011年Mw9.0東北地方太平洋沖地震のような巨大地震の近地観測記録が得られるようになって以降、既存のモデルを単純に適用するだけではモデルと観測値とのばらつきが大きい等の問題点が指摘されてきた。主にこれは断層滑りが一様でないことに起因しており、特に研究対象とされる強震動の殆どは、強震動生成域と呼ばれる断層面上の特定領域から放射された波で構成されている。従って、より不確実性の小さい距離減衰式の構築のためには、そのような強震動生成域を基準とした距離減衰の特徴を調査する必要があることが指摘されている（e.g., Midorikawa et al., 2012; Goda & Atkinson, 2014）。既存の距離減衰式では、対象とする地震の規模や断層面全体からの最短距離と言った、断層滑りが完了した後に分かる最終的なパラメータに基づくため、東北地方太平洋沖地震に見られるような複数の強震動生成域に対して個別に適用することは出来ない。このことに起因する予測値のばらつきは、断層面積が巨大になるほど無視できない効果として現れてくる。また、地震動に関して全波動場シミュレーションが可能となった今日においても、断層パラメータや構造に関する不確実性は大きく、従って巨大地震による強震動のシナリオ予則のためにも、個々の強震動生成域に対する距離や規模に基づき強震動が推定できる距離減衰式を求める必要がある。本研究では、2003年十勝沖地震、2011年東北地方太平洋沖地震の個別の強震動生成域に着目し、そのMwと距離に基づくPGA及びPGVの距離減衰の特徴を調べる。用いる強震動生成域は、Kamae & Kawabe (2004)によるAsp-1、Kurahashi & Irikura (2013）によるSMGA1、SMGA3である。PGA及びPGVについては、K-NETおよびKiK-netの地表記録から、当該強震動生成域から到達した波群を走時に基づいて選び出し、RotD50 (Boore, 2010)と水平二成分ベクトル振幅の最大値を採用する。基本となる距離減衰式は、強震動生成域からの距離対してS波の幾何減衰を仮定し、Mw依存項、散乱・内部減衰に起因する距離減衰項、補正項をパラメータとする基本的な形を用いている。また表面波の影響を避けるために強震動生成域からの距離が400kmまでの観測点記録を用いる。モデル推定の結果、モデルに対するデータの対数標準偏差は0.236-0.237の範囲内であり、求められたモデルはデータをよく説明できていると考える。また東北地方太平洋沖地震に限ればPGAとPGVに対して、対数標準偏差は0.213と0.207であり、既存のモデルでは説明の難しかったPGVのモデル化も出来ている。1/Qに相当する減衰項は0.007と推定され、Kanno et al. (2006)による値、0.003-0.004よりも減衰が強い。これは、本研究では2003年十勝沖地震の記録数が全記録数の約4割を占め、北海道下での上部マントルの強い減衰構造の影響が現れているためと考える。例えば、東北地方太平洋沖地震のみの記録を用いた場合は、PGAとPGVについてそれぞれ0.0046と0.0019と低い値に求まる。Mwに関する依存項は、司・翠川(1999)やKanno et al. (2006)よりも大きく値が推定されているが、これは用いたデータセットにおける強震動生成域のMwの幅がMw7.5-7.8と狭く、十分に値が拘束されないためである。総じて、これまでの距離減衰式と比較可能なモデルパラメータは、合理的な値に求まっている。

© 日本地震学会

Comparison of seismic motions in Hokkaido from intraslab, interplate, and outer-rise earthqukakes of Northeastern Japan

*Yasumaro Kakehi[1]

1. Graduate School of Science, Kobe University

筧・小笠原（連合大会，2019）は東北日本の宮城県沖で発生するスラブ内，プレート境界，アウターライズ地震による地震動について詳しい検討を加えた。その際，観測データとしては，東北日本弧という島弧に直交する2次元断面を意識し，島弧に直交する方向におよそ一列に並ぶ3タイプの地震による東北日本での地震動を解析した。ただし，観測点が陸上にしかないため，震央位置が異なる3タイプの地震による観測データの震央距離が系統的に異なり，同一条件での比較が難しいという問題があった。

そこでこの研究では，東北日本の3タイプの地震による地震動を北海道で観測したデータを解析した。解析には，宮城県沖で発生した2003年スラブ内地震（M_W 7.0，気象庁一元化震源による深さ72.03 km，以下イベントSと呼ぶ），2011年プレート境界地震（M_W 7.2，気象庁一元化震源による深さ8.28 km，以下イベントPと呼ぶ），2005年アウターライズ地震（M_W 7.0，防災科技研F-net解による深さ14 km，以下イベントOと呼ぶ）という3地震の防災科技研のK-NET，KiK-net強震データを使った。この3地震は規模がほぼ同じで，図に示すように震央が東北日本弧に直交する方向にほぼ一直線に並ぶ。北海道の観測点を対象にする場合，3地震の間で震央距離に系統的な差はなく，おおよそ同程度だと考えてよい。

イベントPとOは震源が浅いという点で共通しており，イベントSのみ震源が非常に深いので，単純に考えるとイベントPとOによる地震動とイベントSによる地震動との間に大きな違いが見られることが予想される。図に3地震によるPGA（Peak Ground Acceleration，加速度最大振幅）の空間分布と道東前弧側の観測点KSRH07での速度波形を示す。PGAの空間分布を見ると，予想に反し，北海道での加速度レベルはイベントSとOが同程度で，イベントPのみが他の2者と異なり加速度レベルが低いことがわかる。KSRH07での観測波形を見ると，これも予想に反し，イベントSとPでは高周波成分の卓越するS波の後に低周波数の表面波が明瞭に見えるのに対し，イベントOのみが他の2者と異なり，波形全体で高周波成分が卓越し，低周波数の表面波の振幅は相対的に小さい。

以上のように，同程度の震央距離を持つ3地震の北海道での観測データの比較から，単なる震源深さの違い以外の因子が3地震による波動場の形成に深く関わっていることが推定される。不可解なのは，(1) 震源の深いイベントSの観測波形で，震源の浅いイベントPと同程度に表面波の振幅が大きいこと，(2) 震源の浅いイベントOで，低周波数の表面波の振幅が小さいこと，の2点である。(1)に関しては現時点では合理的な説明を思い付くことができない。(2)については，イベントOの低周波数の表面波の振幅レベルは普通で，実体波の高周波成分の振幅レベルが異常に高いと考え，その原因として，イベントOの震源が射出する高周波レベルがそもそも高い and/or 高Q値の海洋性プレートないしスラブを地震波が伝播するために高周波成分の振幅が落ちない，という説明が可能かもしれない。

また，3地震に共通して，北海道の前弧側と背弧側で加速度の振幅レベルが系統的に異なり，前弧側で加速度振幅（高周波地震波の振幅）が大きいのに対し，背弧側で加速度振幅が小さくなっていることが図より見てとれる。これは東北日本と同様に，北海道の背弧側の媒質の減衰が大きい（例えばNakamura and Shiina (EPS, 2019)）ことによると考えられる。観測記録を詳しく検討すると，前弧と背弧のコントラストは，イベントSとOで明瞭で，イベントPでは相対的に不明瞭であることがわかる。スラブ内地震とアウターライズ地震でコントラストが明瞭で，プレート境界地震では不明瞭という特徴は，筧・小笠原（連合大会，2019）によって東北日本の観測データで確認された特徴と一致する。イベントPとOは震源が浅いという点で共通するにも関わらず，この前弧／背弧のコントラストについても異なる特徴が見られるわけで，これもまた単純には理解しがた

© 日本地震学会

い。前弧／背弧のコントラストは，地震波形で高周波成分が卓越するほど明瞭になるので，この事実を説明するには，イベントOの方が特異で，Oによる実体波の高周波成分のレベルが北海道のみならず東北日本においても異常に高いと考えるのが合理的であろう。ただし，その原因を震源に求めるのか，あるいは高Q値のスラブ中を伝播することに求めるのか（この場合，伝播経路の全く異なる東北日本と北海道のいずれでも同じ特徴が見られることに注意する必要がある）は難しい問題で，詳しい検討が必要であると考えられる。

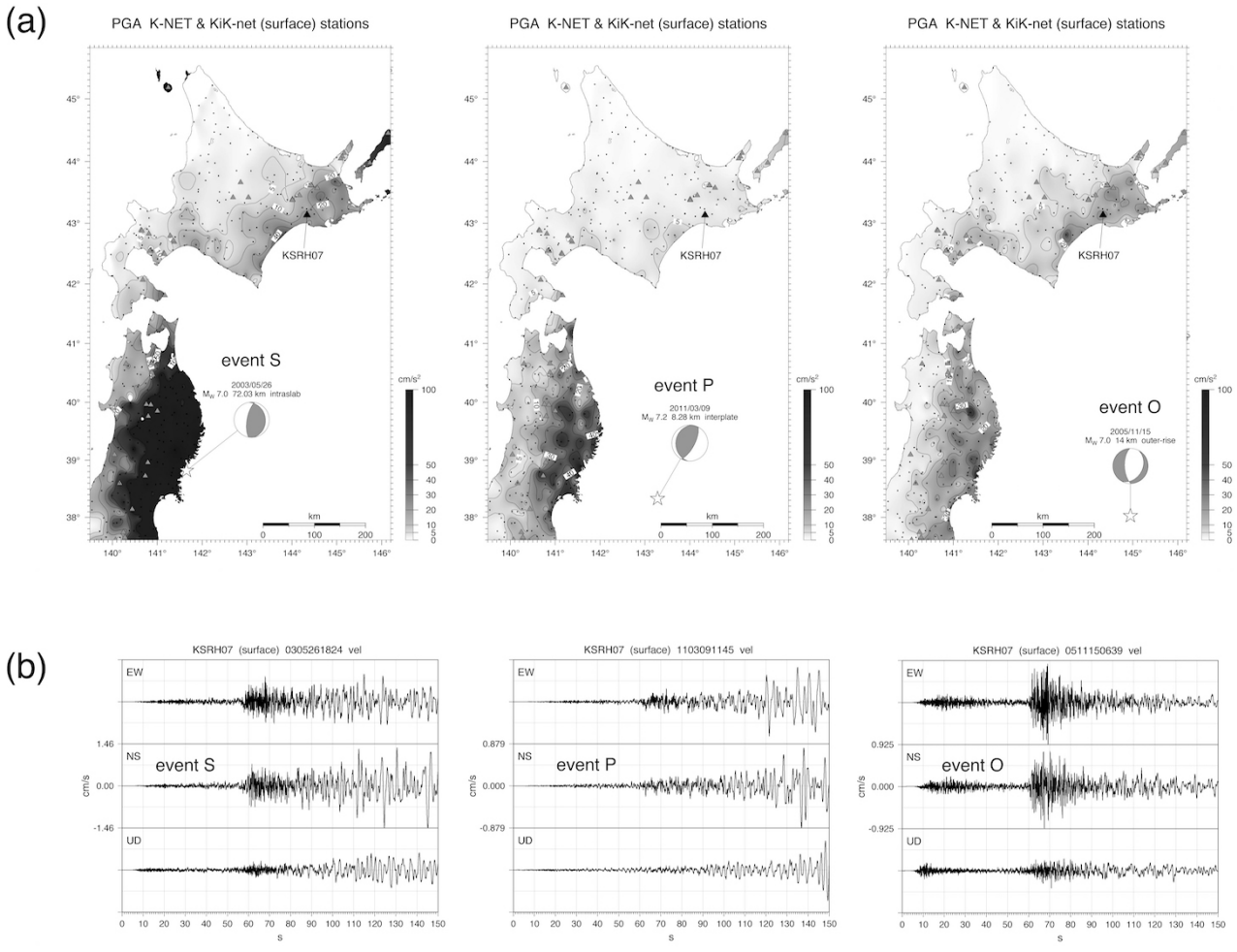


図. (a) 3 地震の PGA（Peak Ground Acceleration）の空間分布。(b) 3 地震の道東前弧側観測点 KSRH07（阿寒郡鶴居村）での速度波形。

© 日本地震学会

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

[S15]AM-2

chairperson:Nobuyuki Morikawa(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience),
chairperson:Kosuke Chimoto(Tokyo Institute of Technology)
Fri. Oct 30, 2020 10:30 AM - 11:15 AM ROOM A

[S15-15] Analysis of residual data between observed strong-motion and calculated one from a ground motion prediction equation based on a prototype strong-motion database

○Nobuyuki Morikawa[1], Asako Iwaki[1], Takahiro Maeda[1], Hiroyuki Fujiwara[1] （1.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience）

10:30 AM - 10:45 AM

[S15-16] Effect of Source Fault Rupture Propagation on Residual of Spectral Inversion Results

○Kazuhiro Somei[1,2], Kimiyuki Asano[3], Tomotaka Iwata[3] （1.Graduate School of Science, Kyoto University, 2.Geo-Research Institute, 3.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University）

10:45 AM - 11:00 AM

[S15-17] Residual Analysis of Block Inversion for Estimating the Inhomogeneous Attenuation Structure of the Western Hokkaido

○Yusuke Tomozawa[1], Kenichi Kato[1], Kiichiro Nojiri[2] （1.Kobori Research Complex, 2.Hokkaido Electric Power Company）

11:00 AM - 11:15 AM

©Seismological Society of Japan

Analysis of residual data between observed strong-motion and calculated one from a ground motion prediction equation based on a prototype strong-motion database

*Nobuyuki Morikawa[1], Asako Iwaki[1], Takahiro Maeda[1], Hiroyuki Fujiwara[1]

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

森川・他（2020; JpGU）では、様々な強震動予測モデルの構築、改良、検証を可能とする強震動統一データベースの構築を目指して、2018年までのK-NET、KiK-netによる全観測記録について、気象庁およびF-netによる震源情報、PS検層データと地震ハザードステーションJ-SHISより公開されている地下構造モデルに基づく観測点情報と紐づけした試作版を構築した。

一方で、我々はすでに地震動予測式を提案している (Morikawa and Fujiwara, 2013) が、観測値と予測値との残差（あるいは比）のデータを分析することは、後述するように予測式そのものの改良や地震動予測結果のばらつき分布形状の詳細なモデル化につながる。そこで、上述の強震動データベース試作版における観測値とMorikawa and Fujiwara (2013) の予測値に対する振幅比（計測震度については差）から成る「残差データ」を作成した。このとき、モーメントマグニチュードが推定されていない地震については気象庁マグニチュードを用い、地震規模や震源距離に対する適用範囲外の場合であってもそのまま外挿して予測値を求めている。

この「残差データ」について、地震規模や震源距離等との関係を検討することにより、既存式への追加補正項の適用による改良の方針を定めることが可能となる。それにより、既往式の適用範囲外となるマグニチュード5未満の地震や250km程度より遠い観測点に拡張して適用できる補正項を追加することで、例えば、観測記録に基づく観測点の経験的な揺れやすさ（森川・他、2008）を評価する場合において、小規模・遠方の観測記録も用いることも可能となり、精度の向上も見込まれる。一方で、「残差データ」は強震動予測結果におけるばらつきに相当する。そのため、「残差データ」の分布形状そのものについての詳細な検討も行う。ここでは、特に大振幅域における対数正規分布（計測震度の場合は正規分布）の妥当性に着目して検討を進める。

© 日本地震学会

Effect of Source Fault Rupture Propagation on Residual of Spectral Inversion Results

*Kazuhiro Somei[1,2], Kimiyuki Asano[3], Tomotaka Iwata[3]

1. Graduate School of Science, Kyoto University, 2. Geo-Research Institute, 3. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

染井・他 (2019) は2016年熊本地震系列の強震記録にスペクトルインバージョン（例えば，岩田・入倉, 1986）を適用し，各地震の震源特性や各観測点のサイト特性を求めて，地下構造モデルの増幅特性の検証を行った．ここで得られた各特性に対し，各観測点の観測スペクトルから，あるイベントの伝播経路特性，当該観測点のサイト特性を周波数領域で除したもの（以下，観測点震源スペクトル）の中に，震源方位依存性を示しているイベントがあることを見出したこと（染井・他, 2020）から，本研究では，この方位依存性が震源断層の破壊指向性によると考え，解析を進めた．

ここでは引き続き，観測点カバレッジの良い2016年熊本地震系列の79地震（M_w: 3.4－5.3）について，観測点震源スペクトルを求め，そのばらつきの特徴を調べた．イベントに対して観測点震源スペクトルのコーナー周波数のばらつきは大きいが，それよりも高周波数側では，観測点震源スペクトルのばらつきは徐々に小さくなることや，スペクトルのfall-off rateが観測点によって異なることが観察できた．ここでは観測点震源スペクトルをω^{-n}震源スペクトル形状によってモデル化し，コーナー周波数とfall-off rate（n）をグリッドサーチによって推定した．対象周波数範囲は変位観測点震源スペクトルの0.2－10 Hzとした．コーナー周波数は，0.1－10.0 Hzの範囲を0.01 Hz間隔で探索し，fall-off rateは，0.5－4.0 の範囲を0.1間隔で探索した．低周波数側のフラットレベルは，F-netのMT解の地震モーメントによって固定した．その結果，複数の地震で観測点震源スペクトルのコーナー周波数とfall-off rateに系統的な震源方位依存性がみられた．例えば，2016年4月19日17時52分の地震（M_w 5.3）は，観測点毎に推定されたコーナー周波数とfall-off rateが震央から南南西側の観測点でともに大きく，北北東側の観測点で小さい傾向を示した．一方で，この地震の近くで発生した2016年4月19日20時47分の地震（M_w 4.9）の観測点震源スペクトルには，同様の方位依存性は見られない．従って，この方位依存性は，減衰構造の空間不均質といった地下構造の影響では無いと考えられる．そこで，M_w 5.3の地震に見られる方位依存性は，断層破壊指向性の影響によるもの，という作業仮説をたて，観測点毎のコーナー周波数のばらつきを，線震源のユニラテラル破壊を仮定したdirectivity function（Ben-Menahem, 1961）によって説明することを試みた．directivity functionの破壊速度とS波速度の比は0.82に仮定し，破壊の水平方向を北から0から359度の範囲で，鉛直方向を真下から上向きに0から180度の範囲で，それぞれ1度間隔で探索し，Boatwright (2007) の残差関数が最小となる方向をグリッドサーチで推定した．なお，Boatwright (2007) は観測最大加速度（速度）を用いて破壊方向を推定したが，ここでは観測点毎の推定コーナー周波数を使用した．その結果，上述したM_w 5.3の地震の水平・鉛直方向の破壊は，それぞれ破壊開始点（震源）からN194°E，真下から上向きに124度の方向と推定された．

観測点震源スペクトルの方位依存性は断層破壊指向性の影響によるもの，という作業仮説を検証するため，経験的グリーン関数法を用いた地震動シミュレーション（0.2－10 Hz）によって，観測地震動を説明する強震動生成域と破壊伝播方向を推定した．その結果，仮定した気象庁CMT解の断層面上で震源から南南西（N214°E）及び浅部に向かって強震動生成域が破壊したことがわかった．観測点毎のコーナー周波数のばらつきから推定した破壊伝播方向は，線震源仮定という違いがあるものの，両者は概ね一致する．従って，ここで得られた観測点震源スペクトルの方位依存性は震源断層の破壊伝播によるものと考えられる．一方，観測点カバレッジがよくない観測データセットによるスペクトルインバージョンによって得られる震源特性もしくはコーナー周波数は，破壊伝播が含まれたみかけのものである可能性がある．系列内の他の地震についても破壊方向推定を行い，複雑な破壊様式を推定できるかどうかや，観測点が地表にのみ分布することによる破壊方向の推定精度について調べる．

© 日本地震学会

謝辞：国立研究開発法人防災科学技術研究所 K-NET，KiK-net，F-net広帯域強震計，気象庁計測震度計，熊本県震度情報ネットワークシステムの強震記録を使用した．本研究は京都大学防災研究所共同研究（令和2年度 萌芽的共同研究 2020H-01）によって実施されている．

© 日本地震学会

Residual Analysis of Block Inversion for Estimating the Inhomogeneous Attenuation Structure of the Western Hokkaido

*Yusuke Tomozawa[1], Kenichi Kato[1], Kiichiro Nojiri[2]

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

1. はじめに

前報（友澤ほか，2019）では、2018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（不均質Q値構造）、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、気象庁震源データに基づく検討を行っていたが、強震波形を用いた震源インバージョン解析結果であるAsano and Iwata (2019)、Kubo et al. (2019)、Kobayashi et al. (2019) を参照すると、2018年北海道胆振東部地震の本震の大すべり領域は気象庁の震源よりも浅い位置に推定されている。本検討では、Kobayashi et al. (2019) のモデルに基づく等価震源距離を用いて再度ブロックインバージョン解析を行い、本震の震源特性の推定に与える影響を検討した。また、伝播経路特性を均質と仮定する場合と、不均質と仮定する場合の2通りの解析結果の残差を分析し、不均質性を考慮する利点を検討した。なお、検討に用いたデータセットとブロックインバージョン解析手法は、前報（友澤ほか，2019）と同様のため、本報告では割愛する。

2. 距離指標が震源特性に与える影響

2018年北海道胆振東部地震の本震の距離指標を変更した影響を検討した。例えばKiK-net追分 (IBUH01) での距離を比較すると、震源距離は45 km、Kobayashi et al. (2019) の断層モデルに基づく等価震源距離は35 kmとなる。ただし、距離80 km以遠では、どちらの距離指標でも概ね等しくなった。距離指標を変更してブロックインバージョン解析を行った結果、2018年北海道胆振東部地震の本震の短周期レベルは、前報（友澤ほか，2019）の約8割の1.38×10^{19} Nm/s^{2}となった。

3. 残差の分析

伝播経路特性を均質と仮定する場合と、不均質と仮定する場合の2通りの解析結果の残差を分析した。2018年北海道胆振東部地震の本震の残差（観測／計算）の標準偏差を比較したところ、不均質を考慮した方が特に高周波数側で残差の標準偏差が減少した。地震ごとに評価した残差は、2004年留萌支庁南部の地震でも同様に減少したが、全ての地震では減少しなかった。不均質減衰構造と震源位置との相対的な位置関係により、減衰構造の不均質性を考慮した効果が表れる地震と表れない地震があると考えられる。
次に、残差の空間分布の偏りの改善について検討した。残差の空間分布を図1に示す。残差の空間相関特性を評価するために、マクロ空間相関（例えば、Wang and Takada (2005)、糸井 (2011)）の考え方を用いた。既往研究と同様に、相関係数R (km) を2観測点間の距離h (km) を用いて $R(h)=\exp(-h/r)$ の指数関数でモデル化した。なお、相関距離r (km) は相関係数が1/eとなる距離である。2点間の距離と相関係数の関係を指数関数でモデル化した結果を図2に示す。伝播経路特性の不均質性を考慮した方が相関距離が低減し、残差の空間分布の偏りが改善していることを定量的に確認した。

参考文献

友澤裕介, 加藤研一, 野尻揮一朗: ブロックインバージョン解析に基づく北海道西部の不均質減衰構造・震源特性・サイト増幅特性の推定, 日本地震学会秋季大会, S15-07, 2019.9.
Asano, K. and T. Iwata: Source rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake deduced

© 日本地震学会

from strong-motion data considering seismic wave propagation in three-dimensional velocity structure, Earth, Planets and Space, Vol.71, 101, doi: 10.1186/s40623-019-1080-0, 2019.
Kubo, H., A. Iwaki, W. Suzuki, S. Aoi, and H. Sekiguchi: Estimation of the source process and forward simulation of longperiod ground motion of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi, Japan, earthquake, Earth, Planets and Space, Vol.71, 98, doi: 10.1186/s40623-019-1079-6, 2019.
Kobayashi, H., K. Koketsu and H. Miyake: Rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake derived from strong motion and geodetic data, Earth, Planets and Space, Vol.71, 63, doi: 10.1186/s40623-019-1041-7, 2019.
Wang, M., and T. Takada: Macrospatial Correlation Model of Seismic Ground Motions, Earthquake Spectra, Vol. 21, No. 4, pp. 1137-1156, 2005.
糸井達哉: 地震動強さのマクロ空間相関を用いた地震動予測に関する数値研究, 構造物の安全性および信頼性, Vol. 7, JCOSSAR 2011論文集, 2011.

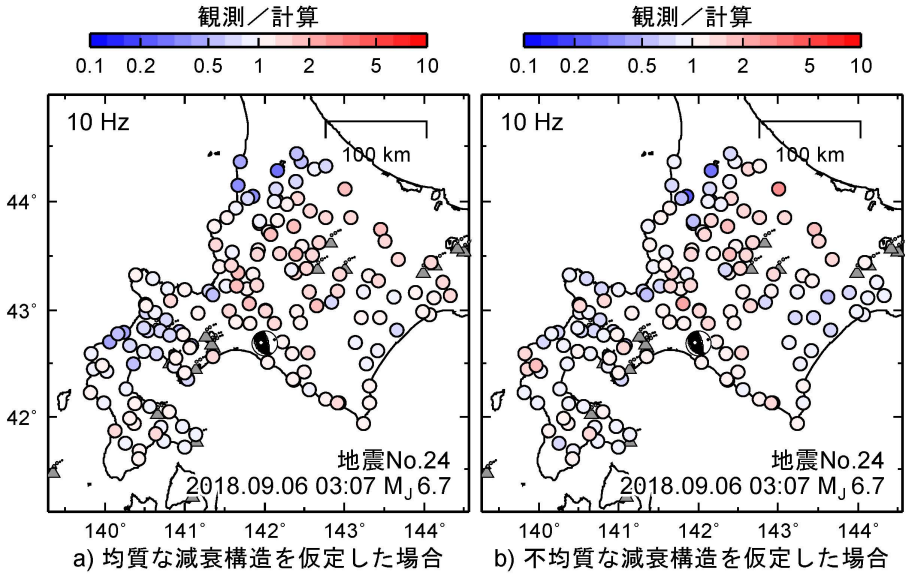


図１　残差の空間分布

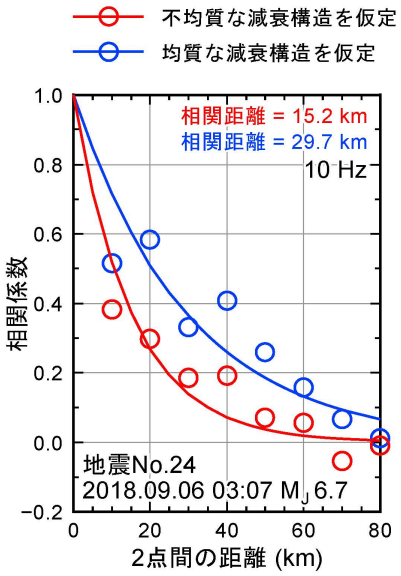


図２　相関距離と相関係数

© 日本地震学会

Room A | Regular session | S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

[S16]AM-2

chairperson:Nobuyuki Morikawa(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience),
chairperson:Kosuke Chimoto(Tokyo Institute of Technology)
Fri. Oct 30, 2020 11:15 AM - 12:00 PM ROOM A

[S16-01] Detection of Underground Velocity Discontinuity in Osaka and Kyoto Basins using S-wave Autocorrelation Functions

○Shuta Fukutome[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1] （1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan）

11:15 AM - 11:30 AM

[S16-02] Imaging the Kanto Basin bedrock with seismic noise and earthquake autocorrelation functions

○Loic Viens[1], Chengxin Jiang[2], Marine A. Denolle[3] （1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, Japan, 2.Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, ACT, Australia, 3.Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University, Cambridge, MA, USA）

11:30 AM - 11:45 AM

[S16-03] Spatial velocity variation detection using cross correlation of dense linear array microtremor records

○Kosuke Chimoto[1], Hiroaki Yamanaka[1] （1.Tokyo Institute of Technology）

11:45 AM - 12:00 PM

©Seismological Society of Japan

Detection of Underground Velocity Discontinuity in Osaka and Kyoto Basins using S-wave Autocorrelation Functions

*Shuta Fukutome[1], Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan

1．はじめに

大阪平野と京都盆地は主に大阪層群と呼ばれる堆積層に覆われた盆地であり，その三次元速度構造は様々な物理探査によってモデル化されている(例えば、堀川・他, 2003; 京都府, 2006; Iwata et al., 2008; Sekiguchi et al., 2016)．2018年大阪府北部の地震では震源直上の堆積層観測点で地震動予測式より強い揺れが観測され，堆積盆地構造による地震動増幅が見られるとともに，震源モデルと地下構造モデルに基づく地震波伝播特性の研究がおこなわれている（例えば，Sekiguchi et al., 2020）．地下構造モデルは各種の情報を内外挿して作成されているため，モデル作成に使われていない，強震記録などの別のデータを利用してモデルの妥当性の検証が必要である．

Pham and Tkalcic (2017)では遠地地震波形P波記録の自己相関関数によってモホ面や氷床ー岩盤境界などの地下の速度不連続面で生じた多重反射波の応答を検出しており，またその手法は堆積層などのより浅い構造にも応用可能であると述べている．震源が十分遠いあるいは不連続面での速度コントラストが十分大きいと不連続面以浅では，ほぼ鉛直に伝播するとみなせるため，直達波と反射波の時間差と波の速さから不連続面の深さを推定することが可能である．Fukutome et al. (2020)では，強震波形記録S波部分の自己相関関数を用いて大阪・京都盆地での盆地基盤面と地表面間の多重反射波を検出を試みた．本研究ではイベント数を増やすと同時に，地下構造や震源の違いによる自己相関関数の振る舞いを明らかにすることを目的として，既存のモデルを用いた理論波形による自己相関関数解析を行った．

2．京都盆地及び大阪平野での自己相関解析

本研究では京都及び大阪での強震観測点の強震波形記録からS波の到達が明瞭に見えているイベント記録を選び出し，トランスバース成分にスペクトルホワイトニングとフィルタを適用した後，自己相関関数を計算しスタックした．ここではスタックに解析信号を用いて瞬時位相のずれで重みをつけるPhase Weighted Stack (PWS) (Schimmel and Paulssen, 1997)を用いた．

手法の検証のため，盆地基盤までのPS検層がなされているKiK-netの4観測点
(KYTH07，KYTH08，OSKH02，OSKH05)の地表での強震記録の自己相関関数解析を行った．その結果2地点(KYTH07，OSKH05)ではスペクトルホワイトニングとフィルタのパラメータを適切に調節することで，基盤での反射波と推定される応答を検出することができ，それらの結果は既存のモデルから予想されるものと整合性があった．しかし，その他の2地点では既存のモデルから推定される応答とは異なる結果となった．この理由を考察するために地下構造や震源の特徴によって自己相関関数がどのような影響を受けるかを考察する必要があると考えた．

3．理論波形による自己相関関数解析

© 日本地震学会

地下構造や震源の特性が自己相関関数に及ぼす影響を考察し，自己相関関数解析の手法をより精査するために理論波形を用いた検証を行った．観測点のPS検層結果を利用して一次元速度構造モデルを与え，使用した地震の震源パラメータを与えて離散化波数法(Bouchon，1981)によって観測点での理論波形を計算し，２．と同様の手法で自己相関関数解析を行った．

本研究ではモデルによる自己相関関数の結果から実際のデータでの解析の結果を考察することに加えて，震源の深さや震源距離などのパラメータと自己相関関数を比較することでそれぞれが結果に及ぼす影響を考察し，実際のデータでの解析を行う上でのデータ選定の基準を考察した．またホワイトニングやフィルタのパラメータを変化させることで結果を比較し，それぞれのパラメータの定量的な決定方法を確立することを目的として解析を行った．例えば，OSKH02でKiK-netのPS検層記録に基づく単純な速度構造モデルを仮定して理論波形を計算した予察的な結果では，基盤からの理論反射波走時に対応する信号が現れる地震とそうでない地震が見られた．関東平野の先行研究(例えば，地元・山中，2018)に比べ，近畿地方では解析に使うイベント数が限られるため，イベント選択が特に重要と考えられる．今後，他の地点での比較や，より詳細な速度構造モデルを用いた検討，震源パラメータや放射特性が自己相関関数に及ぼす影響の考察等を行い，データ選択と得られる自己相関関数の関係について整理を行って，反射波を検出するためのより効果的な解析が行えるように手法の整理を行う．

謝辞：国立研究開発法人防災科学技術研究所KiK-netの強震波形記録を使用しました．記して感謝いたします．

© 日本地震学会

Imaging the Kanto Basin bedrock with seismic noise and earthquake autocorrelation functions

*Loic Viens[1], Chengxin Jiang[2], Marine A. Denolle[3]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, Japan, 2. Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, ACT, Australia, 3. Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University, Cambridge, MA, USA

Sedimentary basins can strongly amplify seismic waves from earthquakes. To better predict strong ground motions, a good understanding of both the sediment thickness and the internal basin structure is required. In this study, we map the deep and complex bedrock shape of the Kanto Basin, Japan, using ambient seismic noise and earthquake autocorrelation functions (ACFs). Noise ACFs are computed using one month of continuous data recorded by the vertical component of 287 MeSO-net stations located in the greater Tokyo area. Earthquake ACFs are obtained from the vertical records at MeSO-net stations of 50 Mw 6+ teleseismic earthquakes, which occurred between May 2017 and April 2020. Noise and earthquake ACFs both contain P-wave reflections from the sediment-to-bedrock interface that yield a consistent bedrock depth. The bedrock depths obtained with both methods also agree well with that from existing 3-D velocity models. Noise and earthquake ACFs open new opportunities to refine images of complex sedimentary structures and better mitigate the associated seismic risk.

© 日本地震学会

Spatial velocity variation detection using cross correlation of dense linear array microtremor records

*Kosuke Chimoto[1], Hiroaki Yamanaka[1]

1. Tokyo Institute of Technology

微動を用いたサイト特性や地下構造の推定は古くから行われてきた。微動アレイはS波速度構造モデルの推定に用いられており（Okada, 2003）、H/Vは地盤の卓越周期の推定（野越・五十嵐, 1971）や、２次元のコンターマップにより卓越周期の空間変化を推定することに用いられている（時松ほか, 1997）。近年では微動の連続観測によるモニタリングによって速度構造の時間変化の検出に用いられはじめている（Wegler et al., 2009）。モニタリングにおいては、微動の相関関数のわずかな変化を定量的に捉えるためにStretching法（Sens-Schonfelder and Wegler, 2006）が多く用いられている。モニタリングは年単位の膨大なデータを利用してその変化を観察しているが、もし空間方向にも同様に多くのデータが得られれば、同じ手法によって速度構造の微細な空間変化を捉えられるのではないかと考えた。

そこで、空間的に多くの微動データを得るために複数のセンサーによる微動アレイ計測を測線上で高密度に実施した。千葉県成田市において、100mの各測線に8個のセンサーJEP6A3-10を12.5m間隔で設置し15-20分の同時測定を行った。南北方向に総長4kmの測線において、39のリニアアレイにより312点の微動が得られた。微動は測線に沿ってトランスバース方向とラディアル方向の水平２成分と上下成分を計測した。なお、測線南端から3.1kmのリニア微動アレイにおいては１時間の測定を行なっており、この観測点をStretching法のためのリファレンスとする。

得られた微動記録は、まず、各センサーにより計測された単点微動の解析によりH/Vを推定してそのコンターマップを作成することで、測線上の卓越周期の空間変化を推定した。H/Vには共通して周波数0.2Hzにピークが認められ、深部地盤によるものと考えられるが、その空間変化はほとんど見られなかった。一方で、周波数1-10Hzにもピークが見られるが、この空間変化は著しい。

Stretching法による速度変化の検出は、微動の自己相関や相互相関、単点相互相関に対して行われる。そこで、12.5m間隔で設置したリニア微動アレイの隣り合う観測点同士の相互相関関数を推定した。上下方向の関数を周波数1-4Hzでフィルタ処理をした。遅れ時間0秒付近で振幅が大きくなっているが、これは微動の相互相関関数によくみられる現象であり、細心の処理により取り除くこともできるが、このように共通して現れていることから速度変化の検出には影響しないと考え、ここでは無視する。注目されたいのは２つ目のピークであり、測線中央では1秒に現れ、測線北部では0.5秒程度と速い。リファレンス地点ではさらに速い。測線南部は変化が著しく、これはH/Vにも見られていることから、速度構造の変化も著しいことが示唆される。

Stretching法によりリファレンス観測点における関数に対して各関数の速度変化率を測定して検出された空間速度変化は、測線北端で25%を超え、測線中央では50%に達した。リファレンス関数との相関係数は、測線中央から北部にかけて高く、検出された変化の品質が確保されていることもわかる。

© 日本地震学会

Room A | Regular session | S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

[S16]PM-1

chairperson:Takumi Hayashida(IISEE, Building Research Institute), chairperson:Masayuki Nagano(Tokyo University of Science)

Fri. Oct 30, 2020 1:00 PM - 2:15 PM ROOM A

[S16-04] Seismic amplification evaluation in shallow subsurface structure for response evaluation of long period buildings constructed in the Tokyo metropolitan area

○Masayuki Nagano[1], Kenta Suzuki[1], Tomohiro Oguchi[1], Shigeki Senna[2] （1.Tokyo University of Science, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience）

1:00 PM - 1:15 PM

[S16-05] Characteristics of teleseismic S-wave response of the Kanto sedimentary basin: Analysis of teleseismic earthquakes with different size and azimuth

○Yue Nakagawa[1], Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2] （1.Graduate School of Nanobioscience and Department of Materials System Science ,Yokohama City University, 2.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo）

1:15 PM - 1:30 PM

[S16-06] Estimation of subsurface structure based on microtremor observations at Mukawa, Oiwake and Hayakita districts of Yufutsu, Hokkaido

○Shinichi Matsushima[1] （1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University）

1:30 PM - 1:45 PM

[S16-07] Velocity Structure Model of the Hakodate Plain, Hokkaido

○Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1], Kunikazu Yoshida[2], Naoto Inoue[2], Kazuhiro Somei[2], Ken Miyakoshi[2], Michihiro Ohori[3] （1.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2.Geo-Research Institute, 3.Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui）

1:45 PM - 2:00 PM

[S16-08] Direct estimation of Vs30 from SPAC or CCA coefficients

○Takumi Hayashida[1], Toshiaki Yokoi[1] （1.IISEE, Building Research Institute）

2:00 PM - 2:15 PM

©Seismological Society of Japan

Seismic amplification evaluation in shallow subsurface structure for response evaluation of long period buildings constructed in the Tokyo metropolitan area

*Masayuki Nagano[1], Kenta Suzuki[1], Tomohiro Oguchi[1], Shigeki Senna[2]

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

2011年東北地方太平洋沖地震（以下，3.11本震）の際には，震源から350km以上離れた首都圏で震度5前後の長周期長時間地震動が観測された。特に，東京湾沿岸部では周期1.5 ~3.5秒のやや長周期成分が卓越する地震動が観測され，超高層集合住宅の地震応答や室内被害に影響を与えた[永野，2012]。東京湾沿岸部とその少し内側で得られた観測記録の比較では，地震動のやや長周期成分が異なっていた。このことから，周期1.5 ~3.5秒成分の地盤増幅は，主にS波速度400m/s以上の工学的基盤より浅部の表層地盤の非線形挙動を含む応答により発生したものと推察される。浅部表層地盤による地震動増幅に関する検討は，大地震時の地震動評価および建物の耐震設計の際にも重要であり，実設計では建設地点でのPS検層結果に基づき地盤増幅特性および入力地震動が評価されている。首都圏には800棟以上の超高層集合住宅が建設されているが，地盤データ収集は困難であり，大地震時における応答を包括的に評価することが難しい。一方，近年では膨大な地点での微動計測を通じ浅部深部統合地盤モデルが構築されつつあり[Senna et al., 2019]，これを利用することにより，任意の地点で地表位置等での地震動増幅を評価することが可能となる。

本研究では関東地域で構築された浅部深部統合地盤モデルを利用し，首都圏に建つ長周期建物の応答評価に資する浅部表層地盤の地震動増幅評価を実施した。浅部深部統合地盤モデルは2020年1月時点のデータを利用する。これらは約250m間隔の4分の1地域メッシュごとでS波速度等が推定されている(図1)。このモデルを超高層集合住宅の建設位置と組み合わせることで，表層地盤による地震動増幅を含めた，地震時の超高層集合住宅の建物応答を予測することが可能となる。工学的基盤での地震動が必要なるが，本研究では3.11本震時に首都圏で観測された地震動の振幅レベルをイメージし，告示波レベル2の1/2を用いる。構築した超高層集合住宅のデータベースから建設位置の浅部表層地盤モデルを用い，模擬地震波を工学的基盤から入力した浅部表層地盤の応答を逐次非線形応答解析により算出する。浅部地盤にある土質記号を簡易的に粘性土，砂質土に分類し，それぞれに非線形特性を設定して逐次非線形解析を行う。非線形モデルにはHDモデル[古山田，2003]を使用する。地震波として乱数位相を持つ告示波を20波用意し，全地震波による応答の平均を算出した。地表位置で評価した地震動について，20波で平均した周期2～4秒の最大$_pS_V$(h=5%)を図2に示す。得られた結果の傾向は，お台場エリアでやや過小評価気味であるが，3.11本震時の観測記録と概ね整合する。超高層集合住宅DB[鈴木・他，2020]に基づき建物階数より汎用多質点系曲げせん断モデルを構築した。浅部表層地盤のGL-6m位置で評価した地震波を，建物モデルへの入力地震動として利用し，建物の非線形応答解析を行なった。各建物の最大層間変形角の最大値から建物応答を評価した結果を図3に示す。

図の作成にGMTを利用させて頂きました。

© 日本地震学会

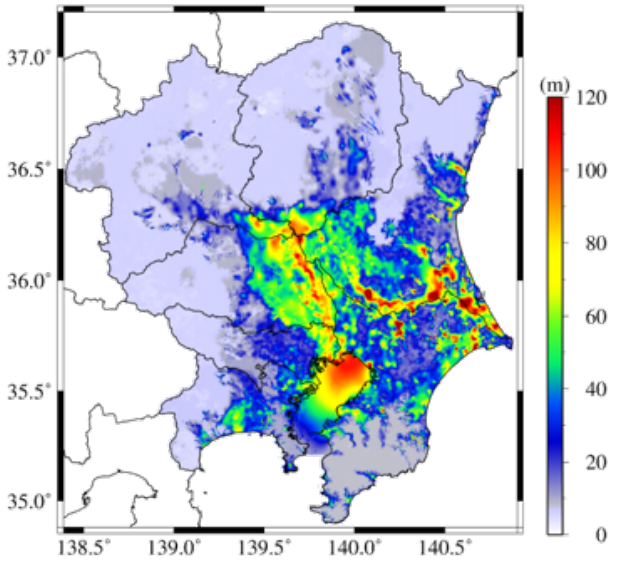


図1 工学的基盤深さ分布図

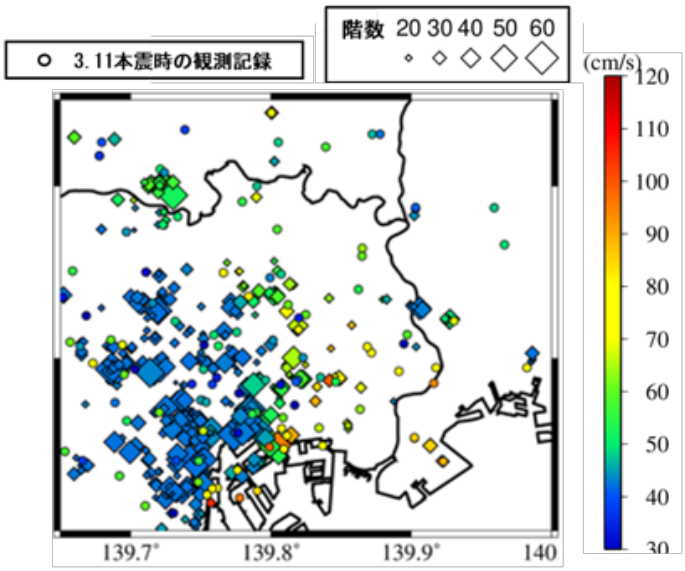


図2 告示波1/2レベル入力時の地表地震動
の最大pSv分布図(周期2～4秒)

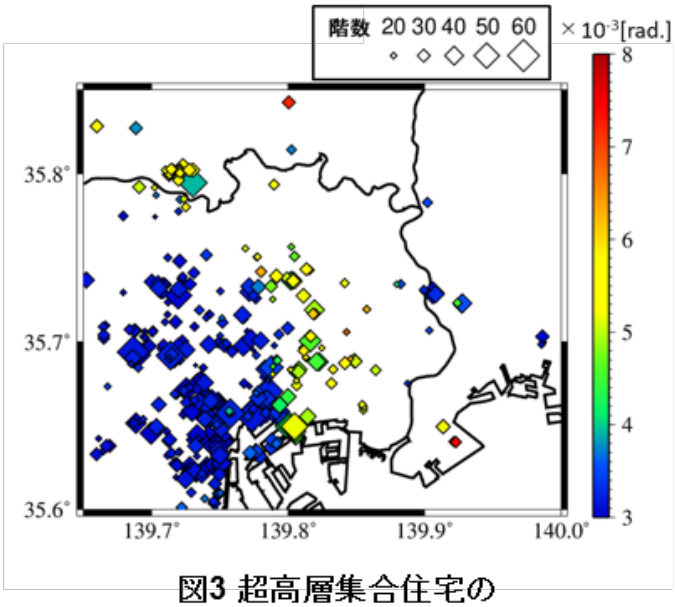


図3 超高層集合住宅の
最大層間変形角の最大値分布

© 日本地震学会

Characteristics of teleseismic S-wave response of the Kanto sedimentary basin: Analysis of teleseismic earthquakes with different size and azimuth

*Yue Nakagawa[1], Kazuo Yoshimoto[1], Shunsuke Takemura[2]

1. Graduate School of Nanobioscience and Department of Materials System Science ,Yokohama City University, 2. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

はじめに

大規模な堆積盆地では，地震の発生に伴って周期数秒以上のやや長周期地震動（以下，長周期地震動）が発生することが知られている．これまで関東堆積盆地については，その周囲で発生した浅発地震を解析対象として長周期地震動の発生メカニズムに関する研究が行われてきた[例えば，Koketsu and Kikuchi (2000)]．一方で，首都圏にはMeSO-netが稠密に敷設され，その連続記録が利用可能であり，遠地地震の実体波を用いた関東堆積盆地のS波応答を解析することが可能と考えられる．試験的解析としてアラスカ沖で発生したMw7.9の地震などのS波およびその直後の後続相の解析を実施したところ，地震基盤深度に対応して地震動が大きくなる特徴が確認され[中川・他(JpGU-AGU 2020)]，堆積盆地構造の解析に有用であることが期待される．本研究では，遠地地震を用いた関東堆積盆地の構造解析を目指し，地震規模と方位角の異なる地震を追加で解析し，堆積盆地のS波応答の規模と方位変化を調べた．

データと解析手法

MeSO-netおよびF-netで記録された，関東堆積盆地から震央距離30˚～80˚で発生した遠地地震の波形を解析した．先行的に解析したアラスカ沖，パプアニューギニア，イラクで発生した地震に加え，アラスカ，ハワイ，ニュージーランドで発生した地震を追加で解析した．それぞれのモーメントマグニチュードは7.1，6.9，7.3である．ただし，ニュージーランドで発生した地震の波形については地震規模は十分であると期待されたが，都市部でのノイズレベルが高かったため，解析結果から除外することにした．観測波形記録に加え，平面波入射シミュレーションによる計算波形も解析に使用した．全国１次地下構造モデル [Koketsu *et al.* (2012)] を仮定し，地震波伝播の評価にはOpenSWPC [Maeda *et al.* (2017)] を用いた．解析の周期帯域は5～20秒とした．中川・他(JpGU-AGU 2020)と同様に速度波形の振幅を２乗して時間積分し，S波と後続相のエネルギーを評価した．地震波エネルギーについて，堆積盆地外のF-net観測点の平均値に対する堆積盆地内のMeSO-net観測点の値の比率（以下，増幅率）を求め，堆積盆地内における増幅率の空間変化の特徴について調べた．

解析結果

アラスカとハワイで発生した地震について，地震動の水平成分では，S波とその後続波が堆積盆地内において5～20倍程度増幅されることが確認できた．この解析結果は先行で解析した規模の大きな地震と整合するものであり，地震の規模や方位角に依らず，関東堆積盆地内では遠地地震のS波とその後続波部分において，堆積盆地外と比べて大きな地震動が発現することが明らかになった．また，地震基盤深度が3 kmより深い地点において後続波の振幅が大きくなる傾向が見られることを確認した．

平面波入射シミュレーションから評価した増幅率と観測された増幅率を比較したところ，水平成分のS波の後続波の増幅率が堆積盆地内で大きくなる傾向を概ね再現できた．モデルシミュレーションにより，入射した遠地地震のS波に関東堆積盆地が作用して後続波が励起され，その波群が同盆地内にトラップされる現象であることを確認した．すなわち，遠地地震の実体波を利用することで堆積盆地のS波応答を安定的に評価できる可能性があり，より詳細な評価を進める必要がある．

謝辞

© 日本地震学会

防災科学技術研究所のF-netおよびMeSO-netの地震波形記録を使用しました．地震動シミュレーションには東京大学情報基盤センターの富士通PRIMERGY CX600M1/CX1640M1(Oakforest-PACS)を利用しました．本研究は，ERI JURP <2020-S-04>の支援を受けて実施しました．

© 日本地震学会

Estimation of subsurface structure based on microtremor observations at Mukawa, Oiwake and Hayakita districts of Yufutsu, Hokkaido

*Shinichi Matsushima[1]

1. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

平成30年（2018年）北海道胆振東部地震の際に建物などの被害が多くみられた北海道勇払郡のむかわ町、厚真町追分、厚真町早来において、建物被害と地盤増幅特性との関係を調べるために、常時微動観測を実施した。微動観測は、2018年11月22日～24日にかけて、それぞれの地区において単点微動観測及びアレイ微動観測を行った。それぞれの地区における単点微動観測点における水平上下スペクトル比のピーク振動数分布を求めたところ、ピーク振動数が観測した範囲内で大きく変化する地区と概ね同じとなる地区があった。各地区にはそれぞれ防災科学技術研究所の強震観測網（K-NET）（防災科学技術研究所, 2019a）の観測点があるため、その近くにおいて単点微動観測及びアレイ微動観測を行った。K-NETでのボーリング調査による地盤構造の物性値とJ-SHIS（防災科学技術研究所, 2019b）の速度構造から、表層から深部にかけての初期地盤構造モデルを作成し、理論水平上下スペクトル比と理論位相速度分散曲線が観測結果に合うようにS波速度（V_S）と層厚を同定した。これらの速度構造を基本モデルとして、それぞれの地区での単点微動観測に基づく観測水平上下スペクトル比のピーク振動数が説明出来るように、単点微動観測点の層厚を同定した。本研究の観測結果からは、浅部地盤構造の影響のみが顕著に観測されたため、層厚の同定はV_S = 600 m/sの層よりも浅い層を対象とした。単点微動観測点で同定された地盤速度構造から作成した各層の下端のコンターマップより、地区によっては、複雑な深さ分布を示す層が存在し、それに伴い地震動分布も複雑であったことが示唆される。今後は、これらの地盤構造を用いて、地盤増幅特性の把握及び平成30年（2018年）北海道胆振東部地震の際の地震動分布について詳細に検討を行う。

謝辞：本研究は京都大学大学院工学研究科建築学専攻を令和2年3月に修了した叶婷（Ye Ting）氏の修士論文の内容の一部である。微動観測の一部は、JSPS科研費18K19952の助成により実施した。また、微動観測は、北海道大学大学院工学研究院の中嶋唯貴助教（当時、現准教授）と岩崎祥太郎氏、京都大学防災研究所浅野公之准教授、佐伯琢磨特任准教授（当時、現神戸学院大学教授）、長嶋史明特任助教、永井夏織氏および松島研究室の学生（浜辺亮太氏、松下隼人氏）（当時）の協力を得た。記して感謝の意を表す。

© 日本地震学会

Velocity Structure Model of the Hakodate Plain, Hokkaido

*Kimiyuki Asano[1], Tomotaka Iwata[1], Kunikazu Yoshida[2], Naoto Inoue[2], Kazuhiro Somei[2], Ken Miyakoshi[2], Michihiro Ohori[3]

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

函館平野は南側を津軽海峡に面し，東西を上磯山地と亀田半島に囲まれた沖積平野であり，平野の西縁では，逆断層である函館平野西縁断層帯が丘陵・段丘と低地との地形境界をなしている［太田・他, 1994］．函館平野の基盤は中生界の上磯層群であり，北斗市内の温泉ボーリングでは，完新世から中新世までの堆積層の下に深度1,325 mで上磯層群の石灰岩に達している［北海道立地質研究所, 2004］．函館平野における地震被害としては，震度5を記録した1968年十勝沖地震によるものが知られている．また，函館平野西縁断層帯の想定地震はM7.0～7.5であり，最新活動時期が約14,000年前以後，2020年1月1日時点の地震後経過率が0.02～1.1，今後30年以内の発生確率がほぼ0～1%と評価され，長期評価ではAランクとされている［地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2020］．これまで函館平野では，石油・天然ガス関連の構造探査，活断層調査，温泉学的研究等が行われたものの，地震動の増幅に大きく関わる深部地盤構造に関する詳細な調査はほとんど行われていなかった．本研究では，函館平野における地震動予測の高度化と地盤情報に関する知見の拡充に資するため，新たに大半径の微動アレイ探査を行い浅部から深部までの地盤構造を調査した．微動アレイ探査の結果に加え，既往の反射法地震探査の情報も取り入れ，函館平野の深部地盤構造モデルを新たに作成した．

微動アレイ観測は，函館市2地点（HAK，MHR），北斗市2地点（KMI，OON），七飯町1地点（NNE）の計5地点で，2017年9月25～28日の日中に実施した．各地点で，最小半径10～12 mから最大半径630～1,380 mまでの5～6種類の異なる半径の正三角形アレイによる観測を行った．地震計はLE-3D/5s（大半径）とSMAR-6A3P（小半径）を用い，ともにLS-8800で収録した．上下動記録にSPAC法を適用し，約0.3～10 Hzの範囲（位相速度がとても小さいNNEでは5 Hzまで）で位相速度を推定した．位相速度分散曲線をRayleigh波基本モードでモデル化することにより，各地点の一次元S波速度構造を推定した．深部地盤モデルの層構造のパラメータはJ-SHIS V2のものに揃え，層厚のみを探索した．浅部地盤については1～2層を仮定し，S波速度と層厚の両方を探索した．また，平野西部のOONやKMIでは，0.5～1 Hzの位相速度を説明するため、V_S 約0.8 km/sの層を追加する必要があった．推定されたV_S 3.1 km/s上面深度は，海岸に近いHAKやKMIで約2.9～3.3 kmと深く，やや内陸のOONやNNEでは約1.6～2.0 km，MHRで約0.7 kmであった．全体的にV_S > 1 km/sの層が堆積層に占める割合が大きい．V_S 0.6～0.8 km/sの層厚は平野東部で薄く，西部で厚い．これは中部～下部更新統の富川層の層厚変化と対応し，函館平野西縁断層帯の活動で平野西部が沈降しているためである．

次に，微動アレイ探査及び既往の反射法地震探査［石油公団, 1981; 佐藤・他, 2019］の情報からコントロールポイントを設定し，スプライン関数による空間補間により函館平野の三次元深部地盤モデルを作成した．地質構造とS波速度構造の対応付けは，佐藤・他 (2019)による渡島半島横断深部反射法地震探査測線の地質構造解釈と微動アレイによるS波構造モデルを相互比較することにより，検討した．得られた三次元深部地盤モデルは，微動アレイや反射法地震探査の結果と同様，函館平野西縁断層に向かって西下がりに堆積層厚が深くなるモデルとなった．既存のJ-SHIS V2モデルのうち、函館平野の部分を本研究で作成したモデルで置き換えることで渡島半島周辺の広域の地盤構造モデルを準備し、重力異常及び中規模地震の地震動のシミュレーションを行った．それぞれシミュレーション結果を観測データと比較することで，既往のJ-SHIS V2に比べて，モデルが改善されたことを確認できた．

謝辞：本研究は文部科学省委託「日本海地震・津波調査プロジェクト」（代表機関：東京大学地震研究所）の一環で実施しました．微動アレイ観測では，有限会社ジオアナリシス研究所と一般財団法人地域地盤環境研究

© 日本地震学会

所の皆様のご協力を得ました．東京大学地震研究所佐藤比呂志教授には渡島半島横断深部反射法地震探査の資料をご提供頂きました．記して感謝いたします．

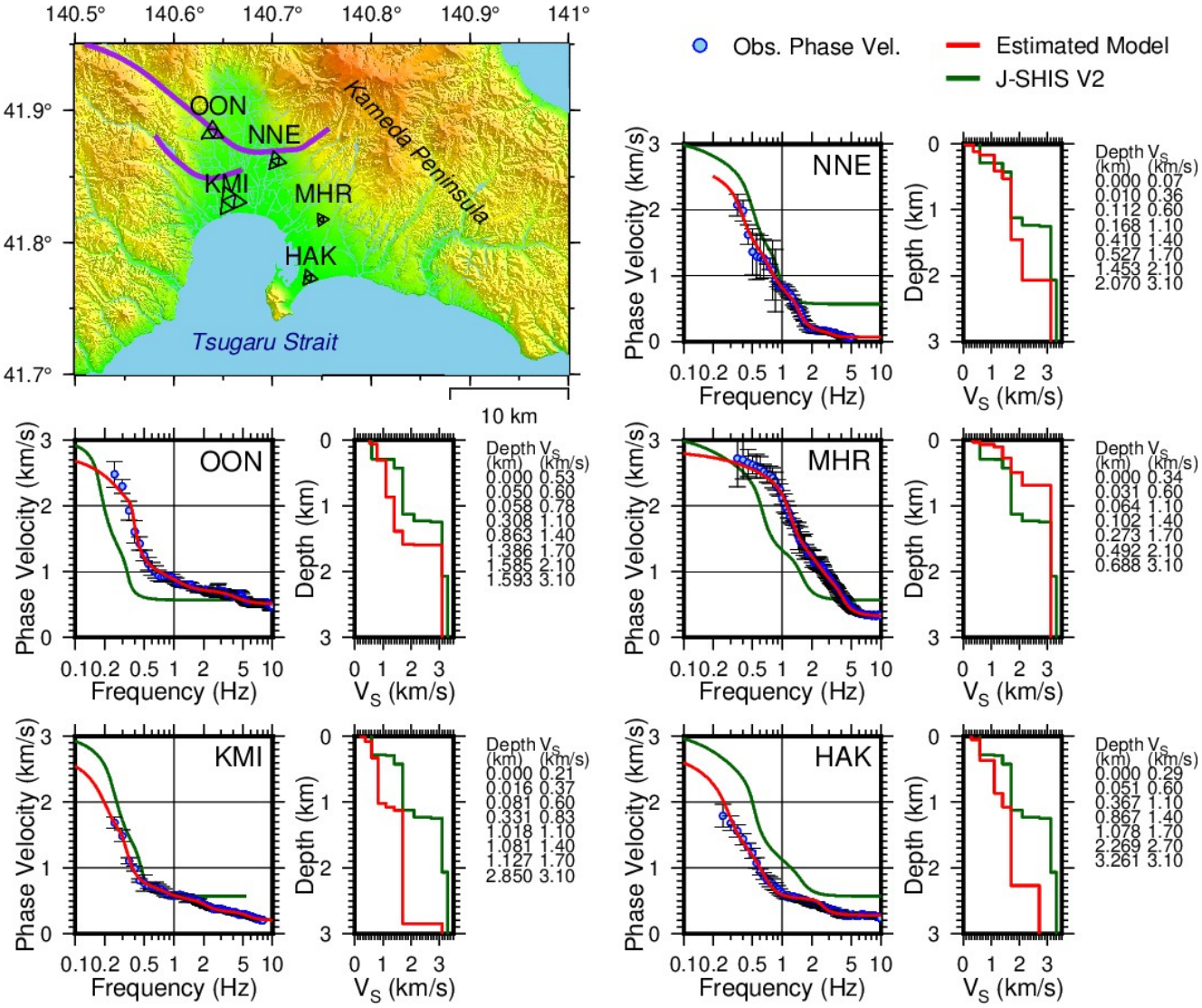


Fig.1: Phase velocity dispersion curves and S-wave velocity models in the Hakodate Plain. Map of the microtremor array survey sites is shown in the top left panel. The purple lines indicate the seismic reflection survely lines by Sato et al. (2019).

© 日本地震学会

Direct estimation of Vs30 from SPAC or CCA coefficients

*Takumi Hayashida[1], Toshiaki Yokoi[1]

1. IISEE, Building Research Institute

地表から深さ30mの平均S波速度（Vs30）は，地震時の地盤増幅度の評価や地盤種別と高い相関があることが知られており，地震時の揺れやすさの簡便な指標として地震動予測およびハザード評価，諸外国における耐震設計等において汎用的に用いられている．対象地点のVs30を推定する手法としては，検層記録からの直接推定，微地形分類（松岡・他，2005）や斜面傾斜（Wald and Allen, 2007; Iwahashi et al., 2010）からの推定などの多岐にわたる手法が提案されている．常時微動記録からVs30を推定する場合，アレイ探査によって最終的に得られたS波速度構造に基づいて導出する手順が一般的であるが，解析の過程において導出されるRayleigh波の位相速度からS波速度構造を介すことなくVs30を求める手法（例えばBrown et al., 2000; 紺野・片岡, 2000; Albarello and Gargani, 2010）も広く用いられている．Hayashida(2020JpGU)は，機械学習の分類問題を用いることで，SPAC法（Aki, 1957; Okada, 2003）の初期段階の出力情報であるSPAC係数から，Vs30に準拠した地盤種別分類を行うことが可能であることを示した．これはSPAC係数とVs30との間に何らかの相関関係が潜在することを示唆している．もし，SPAC係数から地盤種別のみならずVs30をも効率的に推定することが出来れば，精度が解析者の熟練度や用いるソフトウェア，解析時の前提条件等に左右されないため，客観的かつ簡易的な表層地盤の揺れやすさの評価が可能になる．
本研究では，まず，任意に生成した3層からなる1,901パターンの浅部地盤モデルからRayleigh波の理論位相速度を1-20Hzの範囲で導出し，アレイ半径を5～30mとした場合の1m毎の距離における理論SPAC係数を求めた（全49,426パターン）．次に，それぞれのSPAC係数が低周波数側から漸減する際に0.9, 0.8, 0.7, …0の値を取る時の周波数をf0.9, f0.8, f0.7, …f0.0（fx）と定義し，fxとVs30の相関関係を調べた．その結果，任意のセンサー間距離でのVs30とfxには強い相関関係があり（図1に一例を示す），線形回帰によってfxからVs30を推定することが可能であることを確認した．本検討によって得られた経験式を，防災科学技術研究所KiK-netの検層記録を元に導出した理論SPAC係数（=擬似観測値）に適用してVs30の推定を試みたところ，適切な距離ならびにfxの範囲を選定することでVs30を概ね推定することができた（図2に一例を示す）．また，アレイ半径を0.6mおよび1mとしたCCA法による極小アレイ探査（Cho et al.，2012）から得られるCCA係数に対しても同様の検討を行ったところ，CCA係数が500-1000になる周波数とVs30の相関は高く，CCA係数からのVs30の直接推定も可能であることが分かった．今後は実探査記録での検証事例を蓄積することで，本手法の実用化を目指す．

謝辞：本研究では，（国研）防災科学技術研究所が公開しているKiK-net観測点のPS検層記録を用いました．

© 日本地震学会

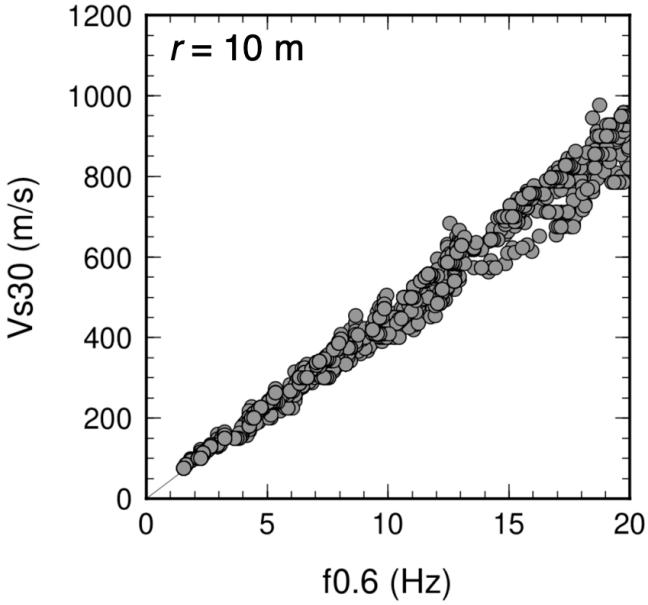


図１. 浅部地盤モデルより導出した理論SPAC係数において（センサー間距離r=10m），SPAC係数が0.6になる周波数とVs30の関係

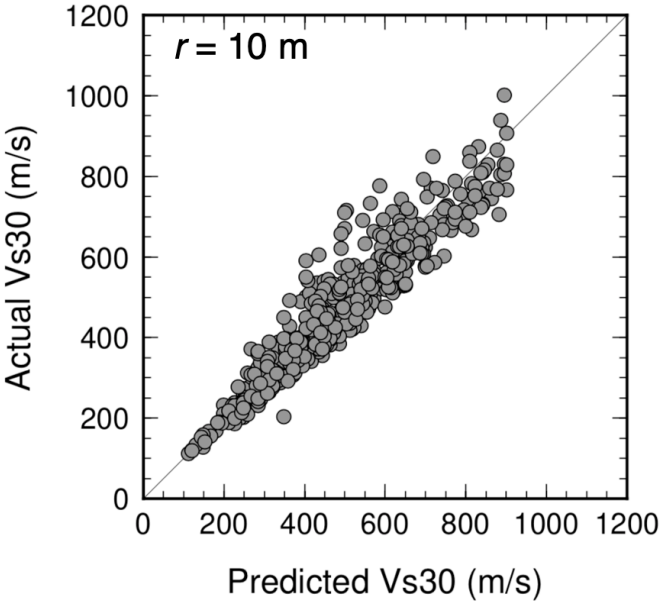


図２. 図１より得られたf0.6とVs30の関係を用いて，防災科研KiK-net観測点617点を対象に予測したVs30と実際の値との比較

© 日本地震学会

Room A | Regular session | S16. Subsurface structure and its effect on ground motion

[S16]PM-2

chairperson:Kimiyuki Asano(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)
Fri. Oct 30, 2020 2:30 PM - 3:30 PM ROOM A

[S16-09] Study on Seismic Response of the Aratozawa Dam based on Temporary Seismic Observation Data

○Shuji Kumagai[1], Shunichi Kataoka[2], Hidenori Mogi[3], Hideki Nagumo[4], Wataru Okamura[5]
（1.Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2.Hirosaki University, 3.Saitama University, 4.Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 5.KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc.）

2:30 PM - 2:45 PM

[S16-10] Wave propagation analysis using deep borehole seismic observation data

○Tomiichi Uetake[1], Kazuhito Hikima[1], Akihiro Shimmura[1], Masatoshi Fujioka[1] （1.Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.）

2:45 PM - 3:00 PM

[S16-11] Influence of medium between surface and borehole seismometer on borehole seismic record

○Shinako Noguchi[1], Yoshihiro Sawada[1] （1.Association for the Development of Earthquake Prediction (ADEP)）

3:00 PM - 3:15 PM

[S16-12] Data driven estimation of site effects using recurrent neural networks

○Mona Izadi[1], Shinichi Matsushima[2] （1.Department of Architecture and Architectural Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University, 2.Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University）

3:15 PM - 3:30 PM

©Seismological Society of Japan

Study on Seismic Response of the Aratozawa Dam based on Temporary Seismic Observation Data

*Shuji Kumagai[1], Shunichi Kataoka[2], Hidenori Mogi[3], Hideki Nagumo[4], Wataru Okamura[5]

1. Tohoku Electric Power Co.,Inc., 2. Hirosaki University, 3. Saitama University, 4. Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 5. KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc.

2008年岩手・宮城内陸地震において荒砥沢ダムの監査廊で観測された大加速度の地震動の生成要因を分析することを目的としてダム周辺で臨時地震観測※を実施し，ダム及びダム周辺の震動特性について検討した。

１．臨時地震観測の概要
臨時地震観測では，荒砥沢ダムを中心とする一辺900m程度の三角形の頂点3地点（下流側に追加1点）の合計4地点に地震計を2015年より設置している（図1）。これまでに，荒砥沢ダムの近辺で発生したM3程度以下の小地震及び東北～北海道地方で発生した地震の記録が得られている。一般に，ノイズレベルが小さく，付近で発生したM1以下の地震でもP波及びS波が明瞭である。

２．ダム及び臨時地震観測点のサイト特性
荒砥沢ダム周辺で発生したM1.7以上の地震による臨時地震観測点及び荒砥沢ダムの観測記録を用いてスペクトルインバージョン解析を行った。解析で使用する地震については，臨時地震観測点とダム監査廊の記録を使って震源再決定を行った。再決定された震源（深さ2~11km）は，気象庁より平均2~3km浅い結果となった。また，臨時地震観測点の中で比較的周辺の地形がなだらかなA地点で観測された記録に拡散波動場理論（Kawase et al.,2011）を適用して一次元地盤構造の推定を行い，表層約14mより下部はVs700m/s以上と推定した。
スペクトルインバージョン解析では，計算結果を安定させるために，A地点の理論増幅特性の他に友澤・他（2019）によるQ値を拘束条件に加えた。解析で得られたサイト特性と震源特性には，一部でA地点のサイト特性の影響が顕著に現れたため，インバージョンで求められた震源スペクトルに最もフィットする理論震源スペクトルを仮定して，各地点のサイト特性を求め直した。図2に各地点のサイト特性を示す。ダム監査廊におけるサイト特性は10Hz以下の周波数範囲では，6Hz付近で約1.5倍になることを除き増幅は概ね1以下であり，A地点よりも小さい。一方，高周波数（10Hz以上）では，ダム監査廊とＡ地点は同等であり，最大で３倍程度であった。このことから，ダム監査廊の支持地盤は岩盤的な震動特性を有していると推定され，PS検層結果（日本大ダム会議,2018）とも整合する。

３．ダム堤体の相互作用の影響
ダム堤体の影響を調べるために，上下流方向の2 次元FEMシミュレーション解析を行った。ダム堤体モデルの下部にはPS検層結果に基づく2層の地盤モデルを付加した（図3）。なお，ダム堤体は，モデル化後に小地震を用いた固有値解析により物性値を調整し，本震の計算では本震記録等をもとに算定した$G/G_0 \sim \gamma$曲線を用い等価線形解析を行っている。
シミュレーションによって得られた余震及び本震の伝達関数（ダム監査廊/入射２E）を図4に示す。ダム堤体の地震応答特性は，余震では2Hz～4Hz付近に増幅率の変動が見られるが，倍率は最大でも1.2倍程度であった。10Hz以上の周波数帯域でも顕著な増幅は見られない。一方，本震の結果は，2Hz以上の小刻みな変動が消えてなだらかな形状になるが，増幅率は全体的に1倍程度以下であった。これらの結果から，本震でのダム監査廊の記録に含まれるダム堤体の影響は小さいと考えられる。

４．まとめ
これらの検討から，2008年岩手・宮城内陸地震の本震時に荒砥沢ダムで大加速度記録が記録された要因は，ダム監査廊周辺の地盤やダム堤体の影響ではなく，ダム堤体に入力する前の段階にあった可能性が示唆さ

© 日本地震学会

れる。荒砥沢ダム周辺では地震発生層上端が浅い（例えば，Yoshida et al.,2014）ことや荒砥沢ダムの記録を用いた震源過程の検討においてダムの近傍にアスペリティが想定されている（例えば，吉田・他,2014）ことから，大加速度の主な要因として強震動を発した場所がダムに近かったことが考えられる。なお，本震時のダムの相互作用について本震時の影響を詳細に確認するには，ダムの非線形特性を時間領域で検討することが必要である。

※荒砥沢ダム臨時地震観測グループ［弘前大学 片岡俊一，埼玉大学 茂木秀則，北海道電力（株），東京電力HD（株），電源開発（株），日本原燃（株），リサイクル燃料貯蔵（株），東北電力（株）］による共同観測

謝辞：本検討を行うにあたり，宮城県によって観測された荒砥沢ダムの地震記録及び気象庁による読み取り値を使用させていただきました。また，（株）小堀鐸二研究所の友澤氏には荒砥沢ダム付近のQ値をご提示いただきました。

参考文献：Kawase et al.（2011）,Bull. Seism.Soc. Am.,Vol.101,No.5, 2001-2014.，友澤・他（2019）,建築学会構造系論文集,Vol.84,No.756,171-181.，一般社団法人 日本大ダム会議（2018）,大ダム会誌,No.243, 5-46.，Yoshida et al.（2014）,J. Geophys Res.,119,Doi:10.1002/2014JB011291.，吉田・他（2014）,地震学会2014年度秋季大会, S15-P19.



図１　臨時地震観測点の観測点分布
（※Google Earthより引用）

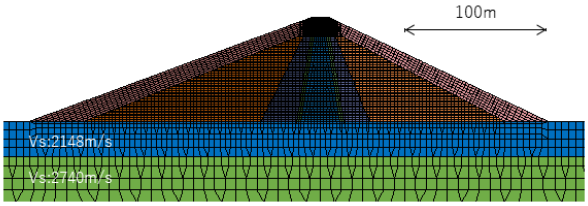


図3　FEMシミュレーションモデル

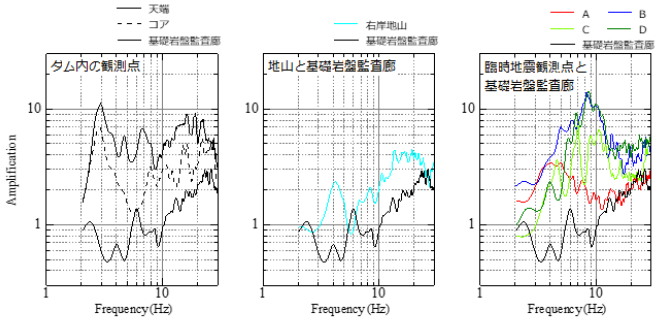


図2　各地点のサイト特性（自由表面の影響は含まない）

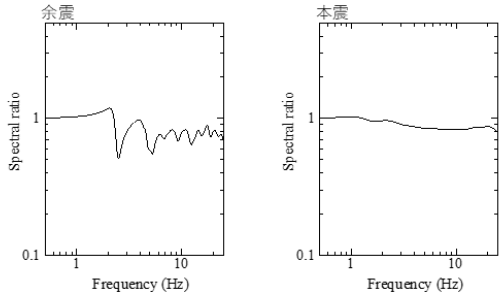


図4　FEMシミュレーション解析によって得られた伝達関数

© 日本地震学会

Wave propagation analysis using deep borehole seismic observation data

*Tomiichi Uetake[1], Kazuhito Hikima[1], Akihiro Shimmura[1], Masatoshi Fujioka[1]

1. Tokyo Electric Power Company Holdings, Inc.

1．はじめに
2007年新潟県中越沖地震（M6.8）により，柏崎刈羽原子力発電所で大加速度の地震動が観測されるとともに敷地南側と北側での加速度振幅の違いが注目された．その原因として敷地の厚い堆積層による増幅と地盤構造の不整形性の影響が指摘されている．敷地内の地震観測点拡充の一環として，大深度ボーリング孔を利用した観測が計画され，敷地南側では既設の地質調査ボーリング孔を利用した深さ1022 mでの観測が2014年に開始［Fujioka et al.(2016)］，敷地北側では新規に掘削した1500 m孔での観測が2017年に開始された．

2．柏崎刈羽原子力発電所における大深度観測の状況
大深度観測点は，敷地南側で新潟県中越沖地震後に掘削された地質調査孔を利用して地震計を設置したS孔(1022 m)，敷地北側に新規に掘削したE孔(1500 m)の2点である．両地点は，南北に1.3 km離れている．S孔は敷地内を貫く向斜軸上に，E孔は背斜軸上に位置しており，対応する地層境界の深さが大きく異なっている（椎谷層上面で約600 m）．大深度観測点の孔底には，サーボ型加速度計(±2000 cm/s^2)，過減衰動電型加速度計（±2000 cm/s^2），周期1秒の高感度速度計が収納されており，地表にはサーボ型加速度計，過減衰動電型加速度計が設置されている．収録装置の時刻はGPSで校正され，24 bit，100 Hzサンプリングで観測が行われている．
大深度観測開始以降，敷地近傍の地震活動は不活発で，マグニチュード(M)が4を超える地震は発生していない．そのためM5を超える地震の記録は，敷地から離れた地震の記録のみとなる．両地点で得られた地震で最大のMは，2019年6月18日の山形県沖の地震(M6.7)である．また，敷地周辺で発生する地震の震源深さは，10～20kmが多いが，2020年8月6日の新潟県中越地方の地震（M5.1，深さ186 km）のような深発地震も得られている．

3．大深度・地表間の地震波伝播
S孔及びE孔の大深度における波形と地表における波形（EW成分)のS波部分を図に示す．孔底の記録から目視で読み取ったS波初動が29秒の位置になるように揃えてある．また，下から上に向かって震央位置が南から北になるように波形を並べた．なお，波形は加速度波形に低周波数側のSNに応じてハイパスフィルターをかけて積分し，速度波形に直してある．孔底記録の二本目の縦線は，PS検層モデルから計算される孔底から地表へのS波の鉛直伝播時間の2倍の時刻を示した．S波が地表で反射して戻れば，この線の位置に入射波と同位相の波群が認められる．地表波形の図に引かれた線は，PS検層モデルから計算される地表へのS波初動の到着時刻である．
地震の規模によって有効な周波数が異なるため，近傍のMの小さな地震では短周期の継続時間の短い波形，遠方のMの大きな地震で周期の長い波形となっている．また，敷地近傍のMの小さな地震では継続時間が短いため，入射波のS波パルスが明瞭であれば，地表からの反射波も明瞭になると予想されるが，実際には入射波が明瞭であっても明瞭な地表反射波は見いだせない傾向がある．短周期の波動が，散乱や減衰により，表層で消費されてしまうためと考えられる．
孔底から地表への伝播時間は，概ねPS検層モデルから計算される時間となるが，遠方の地震では計算よりも早い傾向がある．遠い地震で，孔底-地表間の見かけ走時が早まるという現象は，波面を意識して斜め入射を考えれば解釈できる．また，敷地に近くても地表への走時が早い地震も見受けられる．距離と深さからみて入射角度がそれほど大きいとは考えられず，また，S孔とE孔で傾向が異なることから，地下構造の不整形性の影響とも考えられる．
深発地震の場合（2017年12月15日M4.1，2020年8月6日M5.1），地震波が鉛直に近い角度で入射すると考

© 日本地震学会

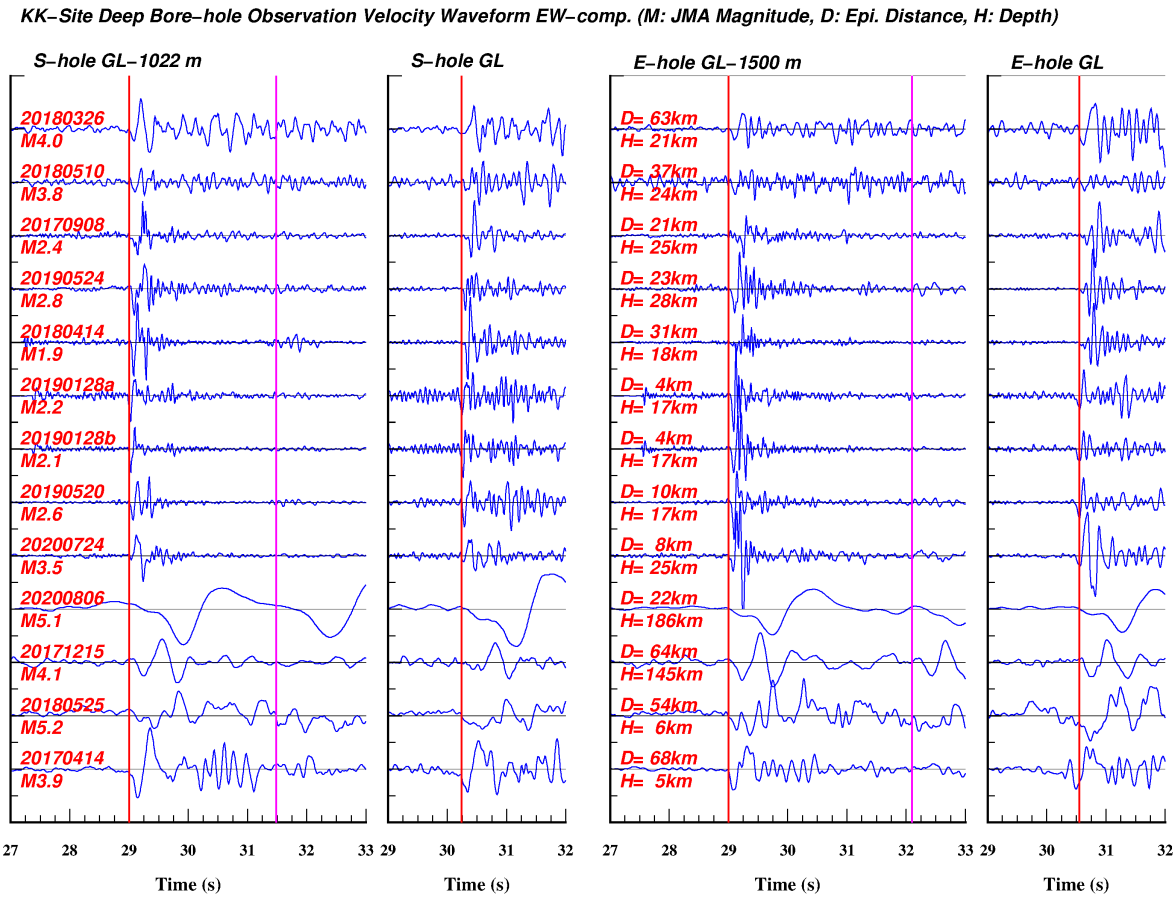
えられ，孔底から地表への伝播時間は，ほぼPS検層モデルと一致する．しかし，2つの地震で地表反射波の出方が異なっており，2020年の地震ではS孔，E孔とも地表反射波が明瞭であるのに対し，2017年の地震ではE孔では反射波が確認できるもののS孔の反射波は不明瞭である．両地震の波形では見かけの周期も大きく異なるため，地下構造の不整形の大きさを検討する材料になると考えている．

4．おわりに

柏崎刈羽原子力発電所の大深度地震観測記録を用いて，孔底（GL-1022m及びGL-1500m）と地表間の地震波伝播性状を検討した．地中から地表への伝播時間は，概ねPS検層結果と整合的であるが，遠方の地震では地表到達時刻が早まる傾向がある．また，地盤の不整形性に起因するとみられる到達時刻のずれも確認できた．今後，さらに検討を進める予定である．

文献

Fujioka, M., Hikima, K., Uetake, T., and Isaida, T., 2016, Deep vertical array observation in Kashiwazaki-Kariwa nuclear power station, *Proceedings of the 5th IASPEI/IAEE International Symposium: Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, P204E.



© 日本地震学会

Influence of medium between surface and borehole seismometer on borehole seismic record

*Shinako Noguchi[1], Yoshihiro Sawada[1]

1. Association for the Development of Earthquake Prediction (ADEP)

地震計は風波や人工の背景ノイズ震動を軽減するため，地中深くのボーリング孔底に設置される場合がある．特に高感度地震観測では背景ノイズの軽減は極めて重要であり，孔底設置の効果はたいへん大きい．また，振幅や継続時間の増幅など表層地盤による記録への影響を避けたい場合にも利用される．孔中地震計で観測される記録には，下方からの入射波と地表や表層からの反射波・屈折波が含まれるはずであるが，表層の弾性波速度は小さいため，その下方へ漏れる波動の影響は小さくなると期待される．一方で，孔底の地震記録が強震時の表層地盤の非線形応答の影響を受けたとする報告（若井・野津，2014）もある．本研究では，防災科研によるKiK-net強震観測網の記録を用いて，孔底の地震記録がそれより上の地盤の影響を受けるのか否かを調査する．

まず，青森県内のKiK-net観測点18点での地震記録を調べる．観測点に下方からほぼ鉛直入射する地震の記録を集めるため，震源深さは50 km以深とする．地震の規模や震源距離は様々である．震源・伝播経路によらない観測点の特徴をあぶり出すためには，十分に多数の多様な記録が必要となる．しかし背弧側では直下のプレート間・プレート内地震による振幅が小さくなるため， 7観測点では30セット未満の記録しか得られなかった．各地震についてS波部分10.24秒のタイムウインドウをとり，これに10 %のコサインテーパーをかけてフーリエ振幅スペクトルを計算し，さらに0.4 HzのParzenウインドウをかけて平滑化する．得られたスペクトルの水平2成分の相乗平均を水平動の振幅スペクトルとする．

結果をFig. 1に示す．地表記録（Fig. 1(a)）では，地震の規模にかかわらず概ね8 Hz付近を中心に振幅が大きい．こうした特徴は孔底記録（Fig. 1(b)）にはみられないことから，地表付近の地盤による増幅によると推察される．一方の孔底記録では，1 Hz，3 Hz付近をはじめいくつかの谷がみられる．これは，地表からの反射波が重なった際に節となる周波数と考えられる．すなわち，入射波の波長が孔深さの4倍，4/3倍，4/5倍...となるとき，孔底ではそれらの波長の反射波が入射波と打ち消しあって振幅が低下する．本孔の速度検層データに基づく水平動の地表と孔底の振幅スペクトル比（Fig. 1(d)）に現れるピークの位置は，これらの特定周波数に対応する．

この谷が現れる周波数は孔深さと媒質の弾性波速度および入射波の入射角に依存し，それより上方の表層地盤による地震動増幅とは関係がない．しかしながら，この影響がない場合孔底の振幅スペクトルはなだらかな山型になるとすれば，例えばFig. 1(b)の1 Hz付近の谷での振幅は平均して3分の1程度に落ち込んでいる．孔底など地中の観測記録を利用する場合，この現象が起きている可能性を考慮する必要がある．

これら地表と孔底のスペクトルの比をとったものがFig. 1(c)である．これは同(d)の物理量に対応するが，上に述べた節によるピークの位置は概ね(d)の理論値に対応している．これとは別に，(c)では5-10 Hz付近がなだらかな山になっているが，これが(a)地表振幅にみられる山に対応している．(c)のような地表と孔底のスペクトル比は，一般に地盤増幅特性を調べるのに用いられるが，そこに現れる山には，表層地盤による増幅の効果と，反射波による節の効果が混在していること，これらは比をとる前の振幅スペクトルを調べることで区別できることがわかった．

AOMH06のような特徴を見せる観測点は，データ不足の点を除いても他に10点ほどみられた．一方で，孔底の記録に明瞭な谷が現れない観測点もいくつかあった．こうした点では，地盤が水平成層構造ではなく，水平方向の不均質が強いなどの原因で，孔底まで届く反射波が弱い等のメカニズムが考えられる．

© 日本地震学会

孔底の地震記録について，孔底と地表の間の地盤の影響を調べた結果，地表反射波により特定周波数で振幅が打ち消される現象が多くみられた．今後さらに多数の地点およびデータを追加し，検層データ等の地盤情報との比較を行っていく．

謝辞

本研究では，防災科学技術研究所による基盤強震観測網KiK-netの観測データ（https://www.doi.org/10.17598/NIED.0004）および検層データを使用しています．また，気象庁による一元化震源カタログの震源情報を使用しています．記して感謝いたします．

参考文献

若井 淳, 野津 厚, KiK-net 地中観測点の記録に見られる表層地盤の非線形挙動の影響, 地震　第2輯, 2014-2015, 67 巻, 3 号, p. 99-104, https://doi.org/10.4294/zisin.67.99.

© 日本地震学会

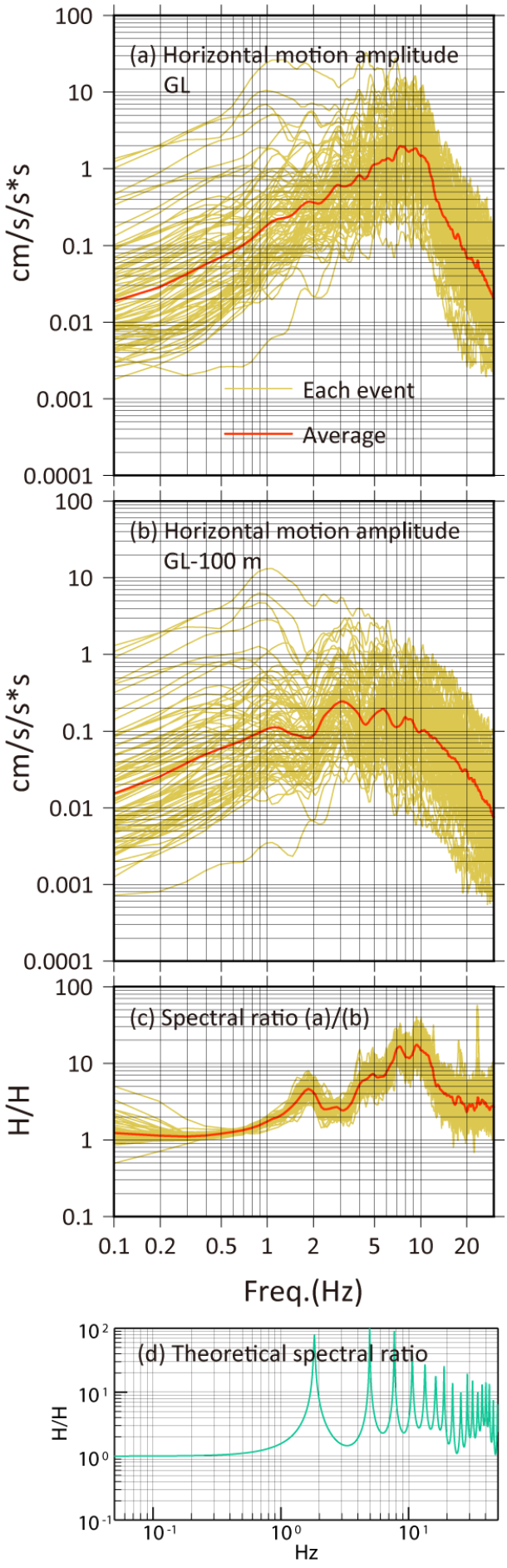


Fig. 1. Fourier amplitude spectra and spectral ratio for S-wave portion during earthquakes at KiK-net AOMH06. (a) Horisontal motion at GL, (b) Horisontal motion at GL-100 m, (c) Ratio of (a) to (b) and (d) theoretical spectral ratio for horizontal motion calculated from PS-logging data.

© 日本地震学会

Data driven estimation of site effects using recurrent neural networks

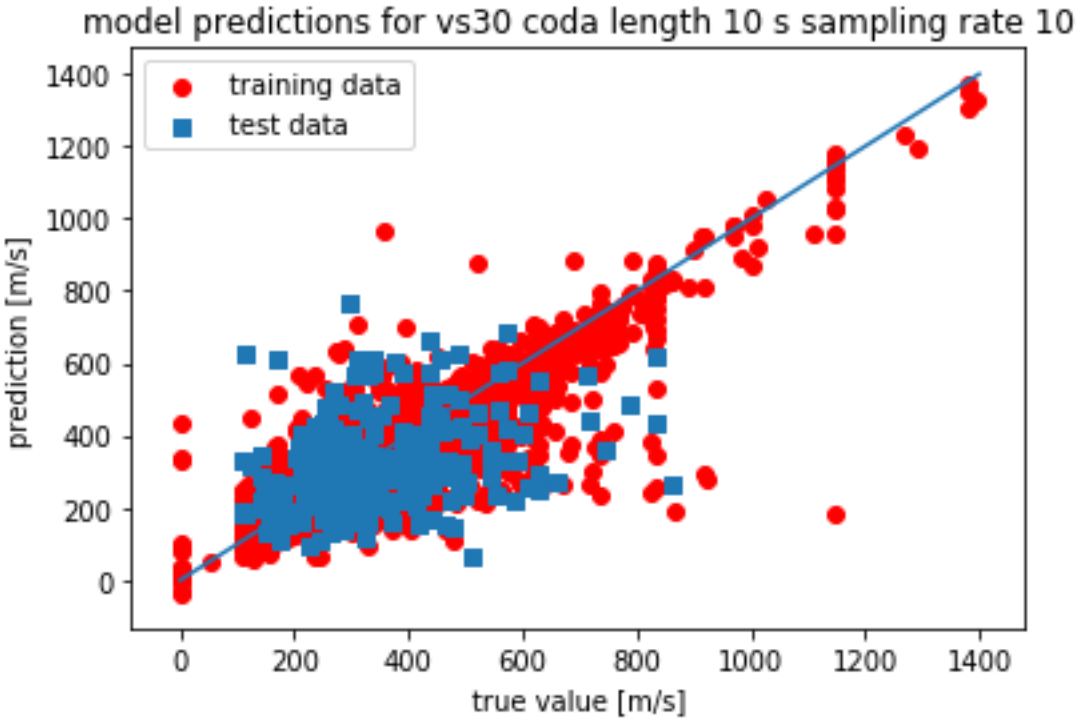
*Mona Izadi[1], Shinichi Matsushima[2]

1. Department of Architecture and Architectural Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

The purpose of this study is to utilize artificial neural networks to propose a novel method of evaluating site effects. A Long Short-Term Memory (LSTM) Recurrent Neural Network (RNN) is designed using Tensorflow 2 library in python language. A dataset of 3 component strong motion records from all Kyoshin Network (K-NET) and Kiban Kyoshin Network (KiK-net) stations maintained by National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED, 2019) across Japan are obtained. In order to limit the dataset to the linear soil response range, only records with peak ground accelerations (PGA) between 10 and 120 gal are used. From each strong motion timeseries data, a 10 second time window, identified as coda wave, is extracted. Ideally, coda waves are composed of mainly surface waves and thus contain information on shallow subsurface structure.

Utilizing available borehole soil profile data, a vector of proxies is defined to represent the site effect characteristics at each station. These site proxies are time averaged shear wave velocity down to 30m depth (VS30), depth of seismological bedrock (Db), surface to bedrock ratio of shear wave velocity (Cv) and fundamental frequency (f0). Using these samples, a separate RNN is trained to predict each site proxy from coda waves. The dataset was divided into a training set of 95% of samples and a test set of the remaining samples. The RNN architecture consists of two hidden LSTM layers, one dense output layer and a sigmoid activation function. The target vector values are all normalized to fall within a range of 0 and 1. Once the network is trained, all predicted values are denormalized for performance evaluation. The best results were achieved when the RNN was trained over 100 epochs to predict VS30 values, with mean absolute error of 47.8 m/s on training set and 111.59 m/s on test set. The bigger error value on test set shows that the network is overfitting, and the performance is not ideal yet. This is expected to improve in further development of the study, by hyperparameter tuning on the one hand, and revised definition of coda wave time window on the other hand.

© 日本地震学会


model predictions for vs30 coda length 10 s sampling rate 10
training data
test data
prediction [m/s]
true value [m/s]
0
200
400
600
800
1000
1200
1400

© 日本地震学会