第46回地盤震動シンポジウム(2018)

地盤構造はどこまで分かるのか? 一地盤構造評価の現状と課題―

2018.11.2

一般社団法人 日本建築学会 構造委員会 振動運営委員会 地盤震動小委員会 The 46th Symposium of Earthquake Ground Motion (2018)

How Much Can We Know the Subsurface Structure? - State of the Art and Problems of Evaluation of the Subsurface Structure -

November 2018

Tokyo

The Research Subcommittees on the Earthquake Ground Motion The Architectural Institute of Japan 第46回地盤震動シンポジウム(2018)

地盤構造はどこまで分かるのか? 一地盤構造評価の現状と課題―

目 次

1. 主旨説明

永野正行 ……… 1

2. 地盤構造評価の新展開と課題

- 2・1 地盤構造評価に向けた微動アレイ解析のベンチマークの概要と成果 大堀道広・上林宏敏・長郁夫・新井洋・吉田邦一・鈴木晴彦・高橋広人・萩原由訓・ 野畑有秀・早川崇・林田拓己・横井俊明・岸俊甫・関口徹・小嶋啓介・凌甦群・ 元木健太郎・中川博人・野口竜也・土田琴世・永野正行……… 3
- 2-2 Spatial Autocorrelation (SPAC)系微動アレイとその適用範囲 長 郁夫 ……… 15
- 2-3 拡散波動場理論に基づく水平上下スペクトル比の概要とその適用例
 - 松島信一 …… 21
 - 佐藤浩章 ……… 29

2-4 地震波干渉法の概要・適用例

3. 地盤増幅特性評価の新展開と課題

3-1 常時微動 H/V ピーク周期のばらつきに基づく基盤傾斜判定法の提案

元木健太郎 ……… 35

- 3-2 スペクトルインバージョンによる地盤増幅特性の評価 仲野健一 …… 45
- 3-3 平均 S 波速度による地盤増幅特性の評価 三浦弘之 …… 55

4. 特別講演

 4-1
 地盤構造と地震動増幅—我々はどこから始めてどこまで掘り進んだのか?

 川瀬
 博……… 63

5. 地盤構造評価の検証と活用事例

5-1 大阪平野・京都盆地の地盤構造モデル検証事例

浅野公之・関口春子・岩田知孝……… 77

- 5-2 関東地域における広帯域強震動評価のための浅部・深部統合地盤モデルの構築 先名重樹・若井淳・谷田貝淳・前田宜浩・松山尚典・藤原広行 ……… 85
- 5-3 相模トラフの地震による地震動評価事例

佐藤智美・中川博人・小山信・佐藤俊明・

藤堂正喜・大川出・先名重樹 ……… 93

6. 資料

6-1 平成 30 年 6 月 18 日大阪府北部の地震の震源像と大阪平野における強震動の概況 上林宏敏・浅野公之・関口春子 ………105 6-2 2018 年北海道胆振東部地震における強震動
高井伸雄・重藤迪子・一柳昌義・高橋浩晃・前田宜浩 ………115
6-3 第 45 回地盤震動シンポジウム (2017)報告
川辺秀憲 ………121

The 46th Symposium of Earthquake Ground Motion (2018)

How Much Can We Know the Subsurface Structure? - State of the Art and Problems of Evaluation of the Subsurface Structure -

TABLE OF CONTENTS

1. Introduction

(Masayuki Nagano) ······ 1

2. New development and problems of evaluation of the subsurface structure

	· ·			
2-1	Preliminary results of benchmark test of array analyses for evaluation of S-wave velocity structures using simulated microtremor waveforms (Michihiro Ohori, Hirotoshi Uebayashi, Ikuo Cho, Hiroshi Arai,			
	Kunikazu Yoshida, Haruhiko Suzuki, Hirohito Takahashi, Y Arihide Nobata, Takashi Hayakawa, Takumi Hayash	Yoshinori Hagiwara, ida Toshiaki Yokoi		
	Shunsuke Kishi, Toru Sekiguchi, Keisuke Kojima, Suqun L Hiroto Nakagawa, Tatsuya Noguchi, Kotoyo Tsuchida	ing, Kentaro Motoki, a, Masayuki Nagano) ······ 3		
2-2	Microtremor array processing methods relevant to the space (SPAC) method and their applicabilities	atial autocorrelation (Ikuo Cho) 15		
2-3	The overview and examples of application of the horizontal ratio based on the diffuse field theory (S	l-to-vertical spectral Shinichi Matsushima) ······ 21		
2-4	Outline and applications of seismic interferometry	(Hiroaki Sato) ······ 29		
3. New	w development and problems of evaluation of the site amj	olifications		
3-1	A proposal of a proxy to represent an irregularity of sedim mobile microtremor measurements	ent interfaces using (Kentaro Motoki) 35		
3-2	Site amplifications evaluated by generalized inversion technology	nique (Kenichi Nakano) ······ 45		
3-3	Evaluation of site amplification based on aver velocity	age shear wave (Hiroyuki Miura) 55		
4. Spe	ecial lecture			

4-1	Underground structures and earthquake site	amplifications – Where did we
	start and where have we reached?	(Hiroshi Kawase) ······ 63

5. Validation and application of evaluation of the subsurface structure

5-1	Validation of sedimentary basin velocity structure model in the Osaka plains and Kyoto basins (Kimiyuki Asano, Haruko Sekiguchi, Tomotaka Iwata)
5-2	Modeling of the subsurface structure from the seismic bedrock to the ground surface for a broadband strong motion evaluation in Kanto area (Shigeki Senna, Atsushi Wakai, Atsushi Yatagai, Takahiro Maeda, Hisanori Matsuyama, Hiroyuki Fujiwara)
5-3	Examples of strong motion predictions for earthquakes along the Sagami trough (Toshimi Satoh, Hiroto Nakagawa, Shin Koyama, Toshiaki Sato, Masanobu Tohdo, Izuru Okawa, Shigeki Senna)

6. Appendix

6-1	Source	image	of the	earth	quake i	in Os	aka-fu	Hokub	u on	18	June
	2018	and o	overview	of th	le stror	ng gro	ound n	notions	in t	he (Dsaka

	plain due to its event
	(Hirotoshi Uebayashi, Kimiyuki Asano, Haruko Sekiguchi)105
6-2	Strong ground motions during the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake
	(Nobuo Takai, Michiko Shigefuji, Masayoshi Ichiyanagi, Hiroaki Takahashi, Takahiro Maeda) 115
6-3	The Report of the 45th Symposium of Earthquake Ground Motion
	(Hidenori Kawabe) ·······121

1. 主旨説明

2. 地盤構造評価の新展開と課題

3. 地盤増幅特性評価の新展開と課題

4. 特別講演

5. 地盤構造評価の検証と活用事例

6.資料

第46回地盤震動シンポジウム(2018)の開催にあたって

主旨説明

The 46th Symposium of Earthquake Ground Motion (2018)

Introduction

永野正行*1 Masayuki NAGANO

Subsurface structure and its effect on ground motion amplification have been important issues in the Sub Committee on Ground Motion in related with ground motion evaluation, prediction, building damage during the massive earthquake, as well as the structural design of various types of buildings. This year's symposium focuses on recent development of evaluation of subsurface structure and ground motion amplification. We will discuss what we learned from the benchmark test project for microtremor exploration method on subsurface structures using artificially generated ambient vibration. In addition to that, further discussion will be made for new development for detection of subsurface structure and/or site amplification characteristics. Prior to the main topics, quick reports on two earthquakes in this year, the 2018 Northern Osaka Prefecture earthquake and the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake, will be presented.

1. はじめに

近年、国内では多数の自然災害が発生している。西日 本で多数の人的被害,建物被害を伴った平成30年7月豪 雨(西日本豪雨)では、岡山県真備町が河川氾濫により壊 滅的な被害を受けた。また、建築学会大会期間直前に大 阪を通過し、記録的な高潮や関西空港の連絡橋へのタン カー衝突等が発生した台風 21 号, 9月 30 日午後 8 時以 降に全ての首都圏 JR の計画運休が実施された台風 24 号 の被害なども記憶に新しいところである。1995年兵庫県 南部地震(MJ7.3)を契機とした国内の地震活動も活発であ り,6月18日には大阪府北部の地震(M₁6.1),学会大会最 終日である9月6日には北海道胆振東部地震(M16.7)が発 生した。前者は大阪エリアで発生した地震としては,1995 年兵庫県南部地震以来である。規模は必ずしも大きいも のではないが、大都市部で直下地震が発生した場合の社 会的影響が大きいものであることを改めて認識させられ た。後者では、北海道で初めて震度7を記録した。地盤 震動による建物被害も多少程度見られたが、広範囲で発 生した土砂災害、札幌市他で発生した液状化被害などが 社会問題となった。特に厚真町周辺では大規模な土砂崩 れにより多数の犠牲者を出したが、台風21号やその前の 雨量が影響した可能性も指摘されており、複合災害への 対策もスコープに入れざるを得ない状況となる。

避難等への時間的余裕が多少なりともある豪雨災害と 異なり,地震災害の場合は発生直後の対応は限定される。 そのため,事前にある程度準備しておくことが求められ る。建物の耐震性向上は,その大きな対策の一つとなる。 建物直下の地盤構造は、入力地震動の大きさを支配し、 大地震時には建物被害分布に直接影響する。地盤構造や それによって引き起こされる地震動増幅は、建築分野に おける建物応答評価や耐震性能評価、さらにその先の BCPや生活継続計画にとっても重要なテーマとなること は言うまでもない。

2. 本年度のテーマと微動利用に関わる過去のシンポジ ウム

小委員会幹事で次期主査である上林宏敏氏(京都大学) が中心となり,科研費と小委員会直下のWG共同で微動 アレイ解析に関する研究プロジェクトを精力的に進めて いる。そこでは,多くの研究者が参加したベンチマーク テストの実施により,重要な成果が得られている。また, 近年では,微動や強震記録に基づき地盤構造やそれに伴 う地盤増幅特性を評価し,それを設計用入力地震動に反 映させる等の活用事例も多く見られる。そこで本年度の 地盤震動シンポジウムは『地盤構造はどこまで分かるの か?ー地盤構造評価の現状と課題』のタイトルとし,先 の微動ベンチマークテストを核に,地盤構造やそれに伴 う地盤増幅特性に関わる議論を進めることとした。

ところで、当小委員会では、地盤震動シンポジウムの 第2回から直近2年分を除く資料の全てが以下のページ に掲載している。

『過去の地盤震動シンポジウム一覧』 http://news-sv.aij.or.jp/kouzou/s4/past/past_sympo.htm 膨大な資料なので全てに目を通すことは大変であるが、 これを見れば、国内における地盤震動研究の流れが一目 で分かるような充実した資料となっている。今回のテー マの1つとなっている微動研究については、今から約30 年前の1989年第17回に、「微動の工学的利用についてー その現状と可能性ー」として、特集が組まれている。そ の経緯については、大堀道広氏(福井大学)の報告で詳細 に述べされている。さらに存在する最も古い資料である 今から45年前の1973年第2回地盤震動シンポジウム 「ストレン・レベルによる地震動」では、微動と地震動 特性の関係が議論されている。Kanai&Tanaka(1954)を端 緒とする微動研究が、地盤震動研究の重要テーマとして 早い段階から建築分野でも認識され、議論されていたこ とが分かる。

3. 本シンポジウムの構成

最初に、2018年に発生した大阪府北部の地震,北海道 胆振東部地震について,地震動,地盤震動の観点から速 報を紹介する。前者については上林宏敏氏(京都大学) より,後者については高井伸雄氏(北海道大学)にご講 演いただく。これらは本年度のシンポジウムを企画した 後に発生したものであるが,急遽プログラムに取り入れ させていただいた。

本テーマの最初のセッションでは、『地盤構造評価の新 展開と課題』として、話題提供3題を予定する。最初に 大堀道広氏(福井大学)より、先に述べた地盤構造評価 ベンチマークの概要と、多数グループによる SPAC 法と FK 法のとりまとめ結果を紹介していただく。ベンチマ ークプロジェクトで SPAC 法のとりまとめを担当してい ただいた長郁夫氏(産業技術総合研究所)には SPAC 法 の基礎理論や適用範囲を詳細に説明していただく。最近 の地盤構造評価法として、松島信一氏(京都大学)より 拡散波動場理論を、佐藤浩章氏(電力中央研究所)より 地震波干渉法を用いた、研究成果を紹介していただく。 やや難しい話が続くが、基礎的な用語や考え方は、2016 年に刊行した『地盤震動と強震動予測-基本を学ぶため の重要項目-』を適宜参照していただきたい。

午後からのセッションでは、『地盤増幅特性評価の新展 開と課題』として、3題の講演をお願いした。最初に、元 木健太郎氏(小堀鐸二研究所)から、単点微動を用いて 基盤不整形を評価するアプローチについて解説をお願い する。仲野健一氏(安藤ハザマ)はS波部、後続部を含 めたスペクトルインバージョンによる地盤増幅特性の評 価について、その特徴や活用方法、課題等を議論する。 三浦弘之氏(広島大学)には、地表から30mの地盤の平 均S波速度であるVs30に基づく地盤増幅特性について、 その適用性や限界を紹介していただく。

本年度の特別講演は、京都大学教授の川瀬博先生にお 願いした。川瀬先生は国内における地盤震動研究の第一 人者であるだけではなく、地震工学分野全般で多数の研 究業績を残している。3 代前の小委員会主査であり、昨 年増刷された『最新の地盤震動研究を活かした強震波形 の作成法』の企画立案を進められた。今回は「地盤構造 と地震動増幅」のタイトルで講演を予定している。サイ ト増幅評価の歴史から,最新の評価法まで網羅しており, 本シンポジウムの企画にも合致する。生涯現役を自認す る川瀬先生を囲んで,活発な議論を期待する。

後半は、『地盤構造評価の検証と活用事例』として、最 新の研究成果を含む話題3題を紹介していただく。最初 に、浅野公之氏(京都大学)は、大阪平野・京都盆地の 地盤構造モデルの構築と、差分シミュレーションや前半 で紹介した解析手法による検証事例について、最近の研 究事例を紹介する。次に、関東地域で進めている浅部・ 深部統合地盤モデルの構築とその検証について、先名重 樹氏(防災科学技術研究所)よりお話を頂く。佐藤智美 氏(大崎総合研究所)には、南海トラフ沿いの巨大地震 による長周期地震動の評価を行っており、これを相模ト ラフ沿いの地震に適用した事例を紹介していただく。

本シンポジウムの終わりに、「地盤構造評価の現状と課 題」のテーマで総合討論を予定する。参加していただい た皆様から質疑、コメントを頂きながら議論していきた い。地震速報を急遽差し込んだため、議論の時間が少し 短くなった点はご容赦いただきたい。

4. おわりに

今回のシンポジウムで資料を作成していただき,講演 していただく講師の皆様,および参加の皆様に厚く御礼 申し上げます。今回のシンポジウムでは,鹿島の引田智 樹委員に,タスクグループ(TG)のリーダーとして,構成, 発表者等をとりまとめていただきました。準備に関わっ た TG メンバーおよびご協力いただいた委員の皆様にこ こに謝意を表します。最後に今年発生した2つの地震お よび台風,豪雨等の自然災害で亡くなられた方々のご冥 福をお祈りするとともに,被災された方々にお見舞い申 し上げます。



写真 地盤震動小委員会が作成した刊行物。写真左: 『最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法』 (2009),写真右:『地盤震動と強震動予測一基本を学ぶ ための重要項目ー』(2016)

地盤構造評価に向けた微動アレイ解析のベンチマークの概要と成果

PRELIMINARY RESULTS OF BENCHMARK TEST OF ARRAY ANALYSES FOR EVALUATION OF S-WAVE VELOCITY STRUCTURES USING SIMULATED MICROTREMOR WAVEFORMS

大堀道広^{*1}, 上林宏敏^{*2}, 長郁夫^{*3}, 新井洋^{*4}, 吉田邦一^{*5}, 鈴木晴彦^{*6}, 高橋広人^{*7}, 萩原由訓^{*8}, 野畑有秀^{*8}, 早川崇^{*9}, 林田拓己^{*4}, 横井俊明^{*4}, 岸俊甫^{*10}, 関口徹^{*11}, 小嶋啓介^{*1}, 凌甦群^{*12}, 元木健太郎^{*13}, 中川博人^{*4}, 野口竜也^{*14}, 土田琴世^{*15}, 永野正行^{*16} Michihiro OHORI, Hirotoshi UEBAYASHI, Ikuo CHO, Hiroshi ARAI, Kunikazu YOSHIDA, Haruhiko SUZUKI, Hirohito TAKAHASHI, Yoshinori HAGIWARA, Arihide NOBATA, Takashi HAYAKAWA, Takumi HAYASHIDA, Toshiaki YOKOI, Shunsuke KISHI, Toru SEKIGUCHI, Keisuke KOJIMA, Suqun LING, Kentaro MOTOKI, Hiroto NAKAGAWA, Tatsuya NOGUCHI, Kotoyo TSUCHIDA, and Masayuki NAGANO

In this study, we aim to clarify the applicability of the microtremor exploration method on irregular subsurface structures, based on the simulated microtremor data calculated by the three-dimensional difference method. A benchmark test was carried out in two stages using different structure models: a simplified model of one-layered bedrock with inclined subsurface for the first stage and a realistic model of the Osaka sedimentary basin for the second stage. For the first stage, estimated Rayleigh-wave phase velocity results from all participants showed a small deviation and reproduced well the theoretical ones even in a case of inclined angle of 10 deg. For the second stage, discrepancy of the estimated phase velocity and the S-wave velocity structure between array analyses and model showed a strong dependence up on the degree of the subsurface irregularity beneath the site. The usage of the H/V spectral ratio as well as the phase velocity successfully constrained the searching range of the S-wave.

1. はじめに

地下構造探査法の一つとして今日では微動が広く利 用されているが、微動は地盤震動シンポジウム(以降、"シ ンポジウム"とする)においても長年にわたり重要なテー マとして位置づけられてきたように思われる。特に1989 年に開催された第17回シンポジウムでは「微動の工学的 利用について—その現状と可能性—」をメインテーマと し、微動を用いた地盤震動研究に関する当時の現状と問 題点が多岐にわたり報告され,活発な議論が展開されて いる^{1,2)}。筆者らの中の数名もこのシンポジウムを聴講 しており、総合討論における H/V スペクトルに端を発し た"微動は表面波か実体波か"の激しい議論を目の当たり にして,これまでのシンポジウムの中でも印象深いもの として記憶している。この時に共有された問題意識の一 つは、微動を特徴づける波の発生源とそれを伝える地下 構造の両方が不明な中で、微動から信頼できる地下構造 の情報を得るためには、観測法や解析法の開発とともに その妥当性や適用範囲を多数の観測事実によって裏付け て行くことが重要であるということである。また、観測 結果と地下構造モデルを結びつける際に仮定される平行 成層構造の近似についても、検証の必要性が指摘されて いた。当時懸念された課題は、今なお解決を目指して取 り組まれているのが現状である。

この時のシンポジウムでは、松島・岡田³より、微動 アレイ観測記録の解析法と地下構造の推定事例が紹介さ れ、多くの研究者に強いインパクトを与えた.当時は Aki⁴や Horike⁵⁾を除けば先行研究がほとんどなかった SPAC 法⁴⁾(当時の略称は"SAC 法")やFK 法⁶⁰の両手法 について、その特徴と適用事例が報告されている。昨年 のシンポジウムの時松⁷⁰の特別講演においても、微動ア

*1 福井大学 Univ. of Fukui	*2 京都大学 Kyoto Univ.
*3 産業技術総合研究所 Geological Survey of Japan, AIST	*4 建築研究所 Building Research Institute
*5 地域地盤環境研究所 Geo-Research Institute	*6 応用地質 Oyo Co.
*7 名城大学 Meijo Univ.	*8 大林組 Obayashi Co.
*9 清水建設 Shimizu Co.	*10 フジタ Fujita Co.
*11 千葉大学大学院 Chiba Univ.	*12 ジオアナリシス研究所 Geo-Analysis Institute Co.
*13 小堀鐸二研究所 Kobori Research Complex Inc.	*14 鳥取大学大学院 Tottori Univ.
*15 阪神コンサルタンツ Hanshin Consultants Co.	*16 東京理科大学 Tokyo Univ. of Science

レイ観測を用いた研究^{例えば、8)、9)}を精力的に始めるきっか けが松島・岡田 3の講演であったと語られ、その影響の 大きさを再認識させられた。以降、微動アレイ観測に基 づく表面波の位相速度の推定とこれを用いた地下構造モ デルの推定は、多くの研究者により受け入れられ、適用 事例が積み重ねられている^{例えば、10-13)}。しかし、先述のよ うに微動の発生源が明確でないことから、地下構造探査 法として微動を利用する際の適用範囲を明らかにするこ とは、今も重要な課題である。一方、微動アレイ観測の 適用事例が増えるにつれて、基盤に不整形性が見られる 堆積地盤上における検討例も増えつつあり14-17、野外観 測で得られる微動の特性についての理解を深めるために も、微動の数値シミュレーションを用いて、発生源や地 下構造を既知とする条件下にてアレイ解析を行い、引き 出される地下構造の情報に関する信頼性を検討すること が重要性を増している¹⁸⁾⁻²⁰⁾。

本稿で紹介する微動アレイ解析に関する研究プロジ ェクト(以降、"本プロジェクト")では、不整形地盤構 造モデルを用いた模擬微動波形を観測記録と見なし、参 加者が使用する微動解析法やそのためのデータ処理過程 の違いが同定位相速度や推定速度構造に及ぼす影響につ いて評価することを目的として、2回にわたるベンチマ ークテストを実施している。1回目のベンチマークテス トは、堆積層の厚さが異なる二層地盤を傾斜基盤で接続 した単純な不整形地盤モデルを用いた微動シミュレーシ ョン波形より、参加者が算出した位相速度の結果を整理 し、ばらつきの評価を行っている 21)-26)。2回目のベンチ マークテストは、より現実的な3次元速度構造として大 阪堆積盆地モデルを用いた微動シミュレーション波形よ り、参加者が算出した位相速度と対象地点直下のS波速 度構造の推定結果を整理し、ばらつきの評価を行ってい る27),28)。なお、1回目のベンチマークテストでは参加者 にあらかじめ地下構造モデルの詳細を提示していたが、2 回目は大阪堆積盆地モデルを用いたことのみを伝えてお り、出力位置を知るのは波形作成者のみとした。ここで は、1回目を"ベンチマークテスト"、2回目を"ブライ ンドテスト"と呼び、両者を区別することにする。本稿 では、提出された結果を概観した中間的な報告を行う。

ところで、本稿で紹介するベンチマークテストに類似 する先行研究として、2006年に開催された第3回ESG 国際シンポジウムのイベントとして行われた微動に関す るブラインドプレディクションがあげられる。ESG

["Effects of Surface Geology on Sesimic Motion (表層地質 が地震動に与える影響)"の略称]とは、IASPEI (国際 地震学&地球内部物理学協会)と IAEE (国際地震工学 会)が1987年より共同で取り組んでいる研究課題であり、 国際的な枠組みでの研究プロジェクトとして現在も継続

している。ESG のブラインドプレディクションの内容は Cornou et al.²⁹⁾の詳細報告があり、さらに工藤³⁰⁾による丁 寧な解説も見られる。本研究プロジェクトに先行する研 究として位置付けられるが、参加者に配布された微動の シミュレーション波形は、Hisada³¹⁾が開発した Green 関 数の解析コードを用いており、地下構造モデルは平行成 層構造が用いられている。(このほかに野外観測により得 られた微動観測波形も配布されている。)本プロジェクト では不整形地盤における微動探査法の適用性に着目して おり、参加者に配布する微動のシミュレーション波形も 不整形性を有する堆積地盤を対象に3次元有限差分法³²⁾ を用いて作成している点が大きく異なる。ESG のブライ ンドプレディクションの結果については、本プロジェク トの考察時にも言及する。なお、ESG のブラインドプレ ディクションの後も、欧米豪の研究者らによる新たなブ ラインドテストやレビューを経て、微動の利活用におけ るガイドライン作りが精力的に行われている³³⁾⁻³⁷⁾。

2. 単純な不整形地盤におけるベンチマークテスト 2.1 概要

対象とする不整形地盤構造モデルは、堆積層の厚さが 異なる二つの水平成層を傾斜基盤面で接続した、単純な3 次元地下構造モデルとし、傾斜角0をパラメータとしてい る(図1左)。3次元差分法を用いて、このモデルの外周 に沿った地表面上の複数点を加振して発生する模擬微動

(速度)波形を計算した。差分法におけるモデル領域は、 水平2方向は84 km、深さ方向は31.5 kmとした。加振点(震 源)はモデル周辺部(縁より7 km内側)に均等間隔(5 km) となるよう配置(計56点)した。計算ケースは、0=5°,10°, 90°の3ケースとした。各加振点にはシングルフォースの 加振力を与え、そのx,y,z方向の成分比は1:1:2とした。 加振力の周波数特性(振幅)は0.1Hzにピークを有し、そ れよりも低周波数側と高周波数側において振幅が滑らか に減少するスペクトル形状とし、位相はランダムとした。

3次元差分法による模擬波形の計算は、時間間隔0.004s、 132,500 ステップ(継続時間 530s)とした。差分法にお けるグリッド間隔×グリッド数は水平各方向に関しては 0.1km×840、鉛直方向に関しては0.05km×30+0.3km×80と した。波形の出力は20ステップ毎、すなわち0.08sとし た。波形の出力は20ステップ毎、すなわち0.08sとし た。波形が定常状態となるには80sほどかかることから、 参加者にはそれ以降の波形を利用することが望ましいこ とを周知した。波形出力点は、図1左に示す傾斜基盤部 (Site B)と水平成層部(基盤層の浅い方がSite A とし、 深い方がSite C)の3サイトとした。各サイトのデータ は3.2km四方に囲まれた矩形領域内の格子点(33×33地 点を一つのデータセットとする)で構成される。なお、 Site A, B, C の中心の座標(単位は km)は、順に、(32, 42)、(42,42)、(52,42)とする。

2.2参加状況と位相速度の解析条件

参加者が用いたアレイ解析法は、SPAC法^{4),33),34)}とFK 法^{6),9}に大別される。参加者には、解析時に用いるアレ イ配置(図1右)として、SPAC法ではSq5Pを、FK法 ではGrid9pをそれぞれ用いるようにリクエストしてい る。SPAC法(ここでは、オリジナルのSPAC法⁴⁾と、 拡張SPAC法³⁸、CCA法³⁹⁾を含む)を用いた参加者は 11チーム、FK法^{6),9}を用いた参加者は6チームであった。 複数の解析条件を試した参加者も見られ、傾斜角とサイ トごとに提出された位相速度は、SPAC法が13セット、 FK法が6セットとなった。アレイ解析では上下成分を 用いた Rayleigh 波位相速度の算出がリクエストされてい るが、オプションとして水平成分を用いてSPAC法³⁵⁾ やFK法^{41),42)}によりLove 波の位相速度を算出する例も3 チーム見られた。

2.3 位相速度の推定結果

図2には、SPAC法による位相速度をサイトごとに重ね 書きし、理論値とともに示す。同図には2種類の理論値が 描かれており、FWは各サイト直下の地下構造に対して、 平行成層構造を仮定して地表点加振による全波動場を用 いて算出されており、表面波ばかりでなく実体波も考慮 されている²³。SWは表面波(ここではRayleigh波)の基 本モードばかりでなく高次モードまでを考慮しており、 見かけの位相速度と呼ばれる⁴³。

図2より明らかなように、傾斜角90°とした場合のSite B を除けば、アレイ解析より得られた位相速度はばらつき も小さく、周波数が高くなるにつれて理論値に良く一致 する結果を示している。また低周波数側の推定位相速度 にややばらつきが見られるが、SWがピークとなる周波 数(f_{sw})よりも低くなると、FWの結果に近づくように 見える。なお、SWの位相速度のピーク値はRayleigh波の 1次モードで決まっており、ピーク周波数(f_{sw})は、Site Aが0.70Hz、Site Bが0.35Hz、Site Cが0.23Hzとなっている。 これよりも低周波数側では基本モードのみが存在するた め、SWの位相速度にはオーバーハングが現れている。 一方、FWの位相速度は、実体波の存在によりf_{sw}の低周 波数側でも比較的緩やかに変化し、一次元波動理論によ るS波入射に対する卓越周波数(f₀:ここではf_{sw}の約0.8 倍)近傍でなだらかなピークを与えている。さらに周波 数が低くなると、FWの位相速度は基本モードのそれに 近づいている。

図2に対応するFK法の結果の掲載は文献²⁵⁾を参照されたい。FK法による結果にもSPAC法による結果と同様の特徴が観察されているが、SPAC法に比較してf_{sw}付近から低周波数側において大きなばらつきを示す結果となった。

各参加者の提出した位相速度は、この後、サイトごと に一定の周波数間隔 df (=0.005Hz)でリサンプリングして、 平均値と標準偏差を計算し、変動係数と理論値に対する バイアスを評価しており^{24,25)}、別稿にて報告する。

このベンチマークテストでは、傾斜角 10°の場合にも、 SPAC 法と FK 法のいずれの方法からも f_{sw} よりもやや高 い周波数帯域で参加者の結果のばらつきは小さく、理論 値との良い対応が見られることから、地下構造の推定に おいてアレイ解析の結果を安心して用いることができる ことがわかる。平行成層構造の近似が妥当なのは傾斜角 5°くらい^{例えば 40}とされるが、この目安は地盤条件にもよ るであろうが、少し幅を持つとみなしても良さそうであ る。



図1 傾斜基盤を有する単純な二層地盤モデルとアレイ配置



図2 参加者のSPAC法による位相速度の結果の重ね書きと理論位相速度との比較 (FW は全波動場の理論値²³⁾, SW は表面波の理論値⁴³⁾, その他の線は全参加者の結果)

3. 大阪堆積盆地を用いたブラインドテスト

3.1 概要

大阪堆積盆地モデル⁴⁵⁾を対象とする模擬微動波形の作 成では、脈動を想定するため震源は海域にランダムに分 布させ、海底面地形に対して法線方向にシングルフォー スとして加振した¹⁸⁾。継続時間は 1048 秒としたが、盆 地内で波形が定常となる後半の 850 秒程度の区間を解析 対象とした。堆積層の最低S波速度(Vs)は0.38km/sとし、 深度と共に漸増する。基盤層の Vs は深度 0~3.3km を 2.7km/s、3.3~12km を 3.2km/s、それ以深を 3.4km/s とし た。堆積層におけるグリッドサイズは水平 100m、鉛直 50m とした。

参加者には図3に示す10サイト(Site 1-10)の時刻歴 波形データの鉛直成分を提供した。ただし、位相速度に 加えてH/Vスペクトルも速度構造推定に利用する参加者 には3成分の波形を提供した。参加者ごとの速度構造推定に用いた物理量(種類)の一覧を表1に示す。13チームが参加し、速度構造推定において、位相速度のみを利用したケース(Rayleigh 波高次モードも含む)は11、H/Vスペクトルも加えたケースは5となった。各サイトの波形出力点は、前章のベンチマークテストと同様であり、 3.2km四方に囲まれた矩形領域内の格子点(33×33地点を一つのデータセットとする)で構成される。各チームに共通する課題として、各サイトの中心点の1次元速度構造を推定することとした。速度構造推定に際して、層数や基盤層のVs等の拘束条件は提示せず、参加者が任意に設定した。選定した10サイトは大阪平野の南側及び中~北側に分布し、基盤面深度が異なり、サイト内においても基盤面深度が大きく異なるサイトも存在する。



図3 大阪堆積盆地モデル⁴⁰の基盤面深度と模擬微動波形を配布した10サイト (右側は図 7、図 8 の速度構造を抽出した地点)

3.2 参加状況と位相速度の解析条件

大阪堆積盆地モデルを用いたブラインドテストには、 13 チームが参加した。参加者が用いたアレイ解析法は SPAC法^{4,38,39}とFK法^{6,9}に大別されるが、両手法を試 した参加者が2チーム見られた。位相速度の推定結果に 戸惑う参加者も見られ、両手法を試した上でFK法の結 果を選択したチームも見られた。アレイ解析では上下成 分を用いてRayleigh波位相速度を算出したチームがほと んどであったが、3成分を用いたSPAC法⁴⁰によるLove 波の位相速度の算出例も1チーム見られた。アレイ解析 に用いる観測点配置は、図1右と同じく野外観測を意識 した標準的な形状を推奨しているが、サイトごとに多地 点の計算波形が配布されていることから、SPAC法につ いてはアレイ配置を数通り試したチームもあり、サイト ごとに提出された位相速度は最大 20 セットとなった

(SPAC 法が 15 セット、FK 法が 5 セット)。一方、基 盤層深さが浅い 2 サイト (Site 3, 10) については、位相 速度を未提出としたチームも見られた。サイトごとに参 加者による位相速度の推定結果のばらつきや位相速度の 比較対照値に対するバイアスの評価を行う際には、地下 構造モデルの推定時に用いられた位相速度を優先し、

表1 参加者が速度構造推定に用いた物理量



SPAC 法については最大 10 セットを、FK 法については 最大 5 セットを用いた。ここで位相速度の"比較対照値" とは模擬微動データ作成に用いた大阪堆積盆地モデルの 各サイトのアレイ中心点直下の地下構造モデルに基づき 計算される Rayleigh 波の見かけの位相速度⁴³⁾を意味し、 参加者が推定した地下構造モデルに対する位相速度の理 論値と区別する。

3.3 位相速度の推定結果

模擬微動データ作成時の差分法のグリッドサイズから解析上有効となる周波数範囲は0.9Hz 程度以下と見積もられ、多くの参加者も1Hz以下の位相速度を提出していた。このため基盤層深さが比較的深いサイトの方が、低周波数から高周波数にかけての位相速度の分散性を観察しやすいことから、以降はSite 1, 4, 5, 7 に着目し、4サイトの各種位相速度を整理し、例示する。

図4にはSPAC法により算出された10チームの位相速 度の平均値(赤色実線)と平均値±標準偏差(桃色のハ ッチ部)を示す。同図にはアレイ中心点の地下構造モデ ルに対する Rayleigh 波の見かけの位相速度⁴³⁾(比較対照 値、黒色実線)と基本モードの位相速度(参考値、黒色 点線)を重ねて描いている。同様にして、図5には5チ ームが参加した FK 法の結果を示す。続いて、図6には Site 1,7について SPAC 法による位相速度を用いて参加 者が推定した地下構造モデルに対する Rayleigh 波の位相 速度の理論値について平均値と平均値±標準偏差を算出 して示す。さらに、図7には Site 1,7についてサイト内 の地下構造の変化に伴う見かけの位相速度の空間変化を 確認するためにアレイ中心点の比較対照値(黒色実線) とともにその周辺16地点(図3右上を参照)についての 計算値(灰色実線)を重ね書きして示す

図4より、SPAC 法による位相速度は概ねばらつきが 小さく、比較対照値にも概ねよく対応していることがわ かる。ただし、詳細に見ると SPAC 法の位相速度は比較 対照値よりもやや速くなるバイアスが観察される。その 度合いはSite 4,5よりも、Site 1において大きいことから、 サイト直下の不整形性との関連が示唆される。同様のバ イアスは、図5に示すFK法の結果にも見られる。特に FK 法の結果では分散性が顕著となる周波数帯域(0.2~ 0.4Hz) において、位相速度が比較対照値よりも速くなっ ている。SPAC 法に比較して、FK 法の方は位相速度結果 が速くなる傾向は、ESG のブラインドプレディクション ^{29), 30)}や最近の事例⁴⁰⁾も含めてしばし見受けられる。図6 より、SPAC 法による位相速度結果をもとに推定された 地下構造モデルを用いた位相速度の理論値は図4と類似 しており、各参加者の地下構造モデルの推定における位 相速度の再現性が高いことがわかる。図3からも観察さ れるように、Site 1 ではアレイ中心点における基盤層ま での深さが約1kmあり、広域には基盤が北西方向に傾斜 し、サイト内にはアレイ中心点に対して±250mの基盤層 深さの違いが見られる。これを反映するように、図7に 示す Site 1 の地下構造モデルに対する位相速度の理論値



図4 SPAC 法による位相速度(推定値)と比較対照値の例



図5 FK 法による位相速度(推定値)と比較対照値の例



図6 推定地下構造による位相速度(理論値)と比較対照値の例



図7 推定地下構造による位相速度(理論値)と比較対照値の例

は、アレイ中心点の理論値(比較対照値)に対して顕著 なばらつきが見られる。Site 1 の基盤の平均的な傾斜角 は約6°と見積もられ、前章のベンチマークテストの結果 に照らし合わせれば、アレイ解析の適用範囲内とみなせ るが、Site 1 は Site 4,5 に比べて位相速度の推定値の比較 対照値に対するバイアスがやや大きく、基盤の不整形性 が影響を与えていると推察される。このほか、Site 7 は ほぼ全域にわたり水平成層性(基盤層深さは約 1.3km) を有するものの)、アレイ東端において基盤層に大きな段 差(約900m)があり、基盤層が約400m前後まで急激に 浅くなっている。これが Site 7 の低周波数側の位相速度 のばらつきを大きくする一因と推察される。Site 7 に関 するアレイ解析の結果は、 図 4 の SPAC 法では 0.3Hz 程度以下で理論値との差異が顕著であり、図5のFK法 では0.2~0.3Hzにおいてばらつきが大きなばらつきが見 られる。0.3Hzにおける位相速度の理論値に対応する波

長は4~5km と見積もられ、Site 7 の全域の波動場に東端 の段差の影響が現れていると推察される。Site 4,5 では、 サイト内の各地点の位相速度にはばらつきがほとんど見 られず、図3から読み取れるように水平成層性が高いこ とが確認できる。さらなる詳細検討として、波動の到来 方向を確認し、サイトに入射する直前の波動がどのよう な地下構造の影響を受けていたかを分析する予定である。

3.4 地下構造の推定結果

図8に大阪堆積盆地モデルの各サイトの中心点及びその周辺16地点(図3右上の配置)の直下S波速度構造 (青色の実線と破線)と参加者が評価した中心点での推 定S波速度の平均とばらつき(標準偏差)を示す。なお、 位相速度のみ用いた11ケースの結果をgroup-Aと称し灰 色で、H/Vスペクトルを含めた5ケースの結果をgroup-B と称し桃色で表す。同図より、H/Vスペクトルを用いる



図8 推定されたS波速度構造の平均とばらつき



図9 鉛直S波入射時の1次ピーク周波数の平均とばらつき

ことで、よりターゲットに近い構造が得られることが分かる。H/V スペクトルのピーク値や周波数特性が速度構造を探索する際の拘束条件として有効に作用したものと思われる。一方、Site 7 の基盤面深度において、group-Aとgroup-Bはターゲットに比べて明瞭に浅く評価されている。このサイトは上町断層帯による基盤面の段差がサイト端部に分布しており、強い不整形が速度構造推定に影響した可能性がある。

図9には推定速度構造モデルの下方より平面S波を鉛 直入射させた時の伝達関数から読み取ったピーク周波数

(堆積層により生じたものを識別)から、group-A と group-B に分けて算出した平均と標準偏差をターゲット 速度構造から求めた同ピーク周波数と比較するために示 す。盆地端部の Site 3、上町断層帯近傍(下盤側)に近 い Site 6,7、平野北縁部に東西方向に連なる地溝帯に近い Site 10 といったサイト内及びその近傍において基盤面不 整形度合いが比較的大きなサイトでは、両者にやや差が 見られるものの、総じて推定モデルから求めたピーク周 波数の平均値はターゲットのそれにほぼ対応しているこ とがわかる。

4. まとめと今後の展望

本研究では、不整形地盤における微動探査法の適用性 を明らかにすることを目指し、3次元差分法シミュレー ションにより計算された波形を模擬微動データとみなし、 参加者が微動アレイ解析より算出した位相速度やH/Vス ペクトルをもとに地下構造推定モデルを推定するベンチ マークテストを実施した。 はじめに、二つの水平成層を傾斜基盤面で接続した単 純な3次元地下構造モデルを対象としたベンチマークテ ストを実施した。その結果、傾斜角10°程度であれば、 SPAC 法と FK 法のいずれも、f_{sw}よりもやや高い周波数 帯域では参加者の結果のばらつきが小さく、理論値との 良い対応が見られ、アレイ解析の結果を地下構造の推定 に安心して用いることができるという知見が得られた。

次に、大阪堆積盆地のブラインドテストを実施した。 その結果、平行成層性の高いサイトでは、比較対照値と した Rayleigh 波の見かけの位相速度⁴³⁾に対応する結果が 得られた。ただし、詳細に見ると、推定された位相速度 にはやや速くなるバイアスが観察され、各サイトの不整 形性の度合いや卓越する波動の到来方向とを関連づけて 再検討する必要がある。

さらに、大阪堆積盆地の推定地下構造は個々のチーム やケース毎にばらつきがあるものの、それらをアンサン ブル平均することにより、不整形性が強いサイトを除け ば、ターゲットとなる速度構造に収束する傾向が見られ た。このことは、異なる条件下で数多くのインバージョ ンを実施し、それらの平均値をとることによって、意味 のある結果が得られる可能性があることを示している。

今後の検討課題として、位相速度とH/Vスペクトルを 同時に考慮する⁴⁷⁾ことで推定パラメータをどのように拘 束できるかについても精査する必要がある。

最後に、本稿はまだ中間報告の段階ではあるが、本プ ロジェクトを通じてのこれまでの所感を述べ、今後の展 望とする。今回のように、微動アレイ観測やその解析に 関心を持つ参加者が同じ波形データを分析し、解析条件 や解析結果を比較し合うことで、それぞれが体得してき たさまざまな解析のノウハウやデータ処理の工夫を共有 することができた。例えば、スペクトル解析の際の波形 の切り出し方やウィンドウの種類等の解析条件の詳細に も、解析コードの作成者の嗜好や出身の大学研究室に受 け継がれる伝統が見られ、解析結果を改善するための手 がかりを与えてくれそうである。また、参加者の用いた 手法から、FK法による水平2成分の解析法についても、 既往の方法^{20),41)}とは異なる定式化があることを知らさ れた [土田ほか⁴²⁾]。このほかにも、微動シミュレーシ ョン波形を分析する過程で、これまで温めていた解析法 のアイデアが形になる成功例も見られた。例えば、全波 動場における位相速度の評価法「上林ほか²³⁾」や、回転 成分の算出とそれを用いた Love 波位相速度の推定 [吉 田・上林48)] などがあげられる。我々がアレイ解析のコ ードを開発する際には、平行成層構造における Rayleigh 波の基本モードの位相速度を有する平面波が水平方向か ら伝播するような簡単な例題波形を用いて、手法やコー ドの妥当性を検証するのが一般的であると思われるが、 今回のベンチマークテスト及びブラインドテストのよう に波動源と地下構造が明確な条件下でのより本格的な微 動シミュレーションによるアレイ記録を手にすることで、 当初の目的以外にも新しい成果が生まれており、今後も 派生した成果が大いに期待できる。

今回得られた知見を本プロジェクトの参加者だけの ものとするのではなく、より多くの研究者・技術者と情 報共有を図るためにも、ベンチマークテストやブライン ドテストを通じて集約した各種データを公開することが 有用であると考える。

謝辞

本研究は、科研費基盤研究(B)「堆積平野における不整 形地盤構造のモデル化精度が強震動予測に及ぼす影響の 評価(課題番号:15H04080、研究代表者:上林宏敏)」 を利用した。最後に、本研究は日本建築学会地盤震動小 委員会地盤構造推定WGとの連携により実施されたこと を記す。

参考文献

- 武村雅之:第17回地盤震動シンポジウムの記録「微動の工学的利用について―その現状と可能性―」, 第18回地盤震動シンポジウム, pp. 92-93, 1990.
- 日本建築学会,地盤震動-現象と理解-, pp. 283-284, 2005.
- 松島健,岡田広:長周期微動の利用による深層地盤 構造の推定,第 17 回地盤震動シンポジウム, pp. 41-46, 1989.

- Aki, K.: Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 35, pp. 415-456, 1957.
- Horike, M.: Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas, J. Phys. Earth, Vol. 33, pp. 59-96, 1985.
- Capon, J.: High-resolution frequency wavenumber spectrum analysis, Proc. IEEE, Vol. 57, pp. 1408-1418, 1969.
- 時松孝次:わたしの地盤震動研究を振り返る,第46 回地盤震動シンポジウム, pp.51-62, 2017.
- 8) 時松孝次,宮寺泰生:短周期微動に含まれるレイリ 一波の特性と地盤構造の関係,日本建築学会構造系 論文報告集, No. 439, pp. 81-87, 1992.
- 9) 時松孝次,新井洋,酒井潤也:短周期微動に含まれ る表面波の性質と地盤構造の関係,日本建築学会構 造系論文集, No. 472, pp. 47-55, 1995.
- 香川敬生,澤田純男,岩崎好規,南荘淳:常時微動アレー観測による大阪堆積盆地深部S波速度構造のモデル化. Vol. 51, pp. 31-401, 1998.
- 佐藤智美、川瀬博、松島信一、杉村義広:アレー微 動観測に基づく仙台市とその周辺地域での地下深 部S波速度構造の推定、日本建築学会構造系論文集, No. 503, pp. 101-108, 1998.
- 山中浩明, 佐藤浩章, 栗田勝実, 瀬尾和大: 関東平野 南西部におけるやや長周期微動のアレイ観測-川 崎市および横浜市のS波速度構造の推定-, Vol. 51, pp. 355-365, 1999.
- 13) Kudo K., Kanno T., Okada H., Ozel O., Erdik M., Sasatani T., Higashi S., Takahashi M., and Yoshida K.: Site-specific issues for strong ground motions during the Kocaeli, Turkey, earthquake of 17 August 1999, as inferred from array observations of microtremors and aftershocks, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 92, pp. 448–465, 2002.
- Uebayashi H.: Extrapolation of irregular subsurface structures using the horizontal-to-vertical spectral ratio of long-period microtremors, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 93, pp. 570–582, 2003.
- 15) 上林宏敏, 川辺秀憲, 釜江克宏, 宮腰研, 堀家正則: 傾斜基盤構造推定における微動H/Vスペクトルの頑 健性とそれを用いた大阪平野南部域の盆地構造モ デルの改良, 日本建築学会構造系論文集, No. 642, pp. 1453-1460, 2009.
- 16) 元木健太郎,渡辺哲史,加藤研一,武居幸次郎,山 中浩明,飯場正紀,小山信:微動アレイ計測に基づ

く傾斜基盤構造の推定,日本建築学会構造系論文集, No. 688, pp. 1081-1088, 2013.

- 中川博人,林田拓己,横井俊明,鹿嶋俊英,小山信: いわき市役所における傾斜基盤を対象にした微動 観測,日本地震工学会論文集,Vol. 15, pp. 60-71, 2015.
- 18) Uebayashi H., Kawabe H., and Kamae K.: Reproduction of Microseism H/V Spectral Features using a Three-Dimensional Complex Topographical Model of the Sediment-Bedrock Interface in the Osaka Sedimentary Basin, Geophys. J. Int., Vol. 189, pp. 1060-1074, 2012.
- 新井洋,上林宏敏:大阪堆積盆地における水平成層 仮定のH/Vスペクトル逆解析による基盤震度の推定 誤差,日本建築学会大会学術講演梗概集B2, pp. 207-208, 2013.
- 20) 新井洋, 上林宏敏:大阪堆積盆地の不規則地下構造 に起因する脈動H/Vスペクトルの変化に関する一検 討,日本建築学会大会学術講演梗概集B2, pp. 345-346, 2014.
- 21) 長郁夫,上林宏敏,大堀道広,永野正行:不整形地 盤構造への各種微動探査手法の適用性に関する数 値実験(その1 段差・傾斜基盤構造モデルにおける SPAC/CCA 法の適用例),日本建築学会大会学術講 演梗概集B2, pp.1111-1112, 2016.
- 22) 大堀道広, 上林宏敏, 長郁夫, 永野正行: 不整形地 盤構造への各種微動探査手法の適用性に関する数 値実験(その2 段差・傾斜基盤構造モデルにおける FK法の適用例), 日本建築学会大会学術講演梗概集 B2, pp.1113-1114, 2016.
- 23) 上林宏敏,長郁夫,大堀道広,永野正行,新井洋: 微動アレイ解析のベンチマークテスト(その1 全 波動場における見かけ位相速度),日本建築学会大 会学術講演梗概集B2, pp. 337-338, 2017.
- 24) 長郁夫,上林宏敏,大堀道広,永野正行,新井洋, 萩原由訓,野畑有秀,横井俊明,林田拓己,岸俊甫, 関口徹,小嶋啓介,凌甦群,中川博人,野口竜也, 鈴木晴彦,高橋広人,吉田邦一:微動アレイ解析ベ ンチマークテスト(その2 SPAC 系手法による 位相速度),日本建築学会大会学術講演梗概集B2, pp. 339-340, 2017.
- 25) 大堀道広、上林宏敏、長郁夫、永野正行、新井洋、 早川崇、岸俊甫、関口徹、元木健太郎、土田琴世: 微動アレイ解析のベンチマークテスト(その3 FK 法による位相速度),日本建築学会大会学術講演梗 概集B2, pp. 341-342, 2017.
- 26) 岸俊甫, 関口徹, 上林宏敏, 長郁夫, 大堀道広:微 動アレイ解析のベンチマークテスト(その4 数値)

解析に基づくアレイ形状が微動から推定される分 散曲線へ与える影響の検討),日本建築学会大会学 術講演梗概集B2, pp.343-344,2017.

- 27) 上林宏敏,大堀道広,長郁夫,新井洋,吉田邦一, 萩原由訓,野畑有秀,林田拓己,岸俊甫,関口徹, 小嶋啓介,元木健太郎,中川博人,野口竜也,鈴木 晴彦,高橋広人,土田琴世,永野正行:微動を用い た速度構造推定のベンチマークテスト(その1 大 阪堆積盆地モデルを用いた速度構造推定),日本建 築学会大会学術講演梗概集B2, pp.613-614, 2018
- 28) 大堀道広、上林宏敏、長郁夫、新井洋、吉田邦一、 萩原由訓、野畑有秀、林田拓己、岸俊甫、関口徹、 小嶋啓介、元木健太郎、中川博人、野口竜也、鈴木 晴彦、高橋広人、土田琴世、永野正行:微動を用い た速度構造推定のベンチマークテスト(その2 大 阪堆積盆地モデルを用いた位相速度推定)、日本建 築学会大会学術講演梗概集B2、pp.615-616,2018
- 29) Cornou C., Ohmberger M., Boore D. M., Kudo K., and Bard P,-Y.: Derivation of structural models from ambient vibration array recordings: results from an international blind test, Third Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Vol.2, 92p., Grenoble, France, 2006.
- 30) 工藤一嘉: ローカルサイトエフェクト研究を振り返って—ESG研究と最近のBlind Predictionに関連して —,第35回地盤震動シンポジウム, pp. 55-64, 2007.
- 31) Hisada, Y.: An efficient method for computing green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths (Part 2), Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 85, pp. 1080-1093, 1995.
- 32) Pitarka A.: 3D Elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, Bull. Seismol. Soc. Am. Vol. 89, pp. 54–68, 1999.
- 33) Foti, S., Parolai S., Albarello D., and Picozzi M.: Application of surface-wave methods for seismic site characterization, Surv. Geophys., Vol. 32, 2011.
- 34) Molnar, S., Ventura C. E., Boroschek R., and Archila M.: Site characterization at Chilean strong-motion stations: comparison of downhole and microtremor shear-wave velocity methods, Soil Dynam. Earthquake Eng., Vol. 79, pp. 22-35, 2015
- 35) Garofalo, F., Foti S., Hollender F., Bard P.-Y., Cornou C., Cox B. R., Ohmberger M., Sicilia D., Asten M., Di Giulio G., Forbriger T., Guillier B., Hayashi K., Martin A., Matsushima S., Mercerat D., Poggi V., and Yamanaka H.: InterPACIFIC project: Comparison of invasive and non-invasive methods for seismic site characterization.

Part I: Intra-comparison of surface wave methods, Soil Dyn. Earthq. Eng., Vol. 82, pp. 222–240.

- 36) Foti. S., Hollender F., Garofalo F., Albarello D., Asten M., Bard P.-Y., Comina C., Cornou C., Cox B., Giulio D. G., Forbriger T., Hayashi K., Lunedei E., Martin A., Mercerat D., Ohrnberger M., Poggi V., Renalier F., Sicilia D., and Socco V.: Guidelines for the good practice of surface wave analysis: A product of the InterPACIFIC project, Bull. Earthq. Eng., 2017.
- 37) Asten, M. W. and Hayashi K.: Application of the spatial auto-correlation method for shear-wave velocity studies using ambient noise, Surv. Geophys., Vol. 39, pp. 633–659, 2011.
- 38) 凌甦群,岡田広:微動中の表面波検出法としての空間自己相関法の任意アレイへの応用,第91回物理探査学会学術講演論文集,pp.272-275,1994.
- 39) Cho, I., Tada T., and Shinozaki Y.: A Generic formulation for microtremor exploration methods using three-component records from a circular array, Geophys. J. Int., Vol. 165, pp. 236-258, 2006.
- 40) 松島健,岡田広:微動探査法(2)一長周期微動に含ま れるラブ波を識別する試み一,物理探査学会第82回 学術講演会講演論文集, pp.5-8, 1990.
- 斎藤正徳:水平2 成分アレーを用いた縦波・横波成 分の分離,物理探査, Vol. 60, No. 4, pp. 297-304, 2007.
- 42) 土田琴世,堀家正則,伊藤信一,羽田浩二:二種類の最尤法に基づく水平動f-kスペクトル解析法比較,物理探査学会第135回学術講演会論文集,pp.97-100,2016.
- 43) Tokimatsu, K., Tamura, S., and Kojima, H.: Effects of multiple modes on Rayleigh wave dispersion characteristics, Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, Vol. 118, pp. 1529-1543, 1992.
- 44) 吉田望: 地盤の地震応答解析, 鹿島出版会, 256p., 2010.
- 45) 堀家正則、山田浩二、大阪堆積盆地三次元モデルと その応用、号外地球 (55)、 pp. 35-43, 2006.
- 46) 上林宏敏,大堀道広,川辺秀憲,釜江克宏,山田浩二,宮腰研,岩田知孝,関口春子,浅野公之:和歌山平野の3次元地下構造モデル構築と中央構造線断層帯による強震動予測,日本地震工学会論文集,印刷中.
- 47) Arai H. and Tokimatsu K.: S-wave velocity profiling by joint inversion of microtremor dispersion curve and horizontal-to-vertical (H/V) spectrum, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 95, pp. 1766–1778, 2005.
- 48) 吉田邦一, 上林宏敏: 微動アレイ記録から求めた回

転成分によるラブ波位相速度の推定,物理探査, Vol. 71, pp. 15-23, 2018.

Spatial Autocorrelation (SPAC)系微動アレイとその適用範囲

MICROTREMOR ARRAY PROCESSING METHODS RELEVANT TO THE SPATIAL AUTOCORRELATION (SPAC) METHOD AND THEIR APPLICABILITIES

長 郁夫*1 Ikuo CHO

In general, the SPAC relevant methods are superior to the FK methods in that they can deal with long wavelength ranges in terms of simple seismic arrays composed of few seismometers. Such proerties of the SPAC relevant methods can be explained from an algorithmic perspective: The FK methods need to rsolve multiple waves ariving from different directions, but the SPAC relevant methods do not. Therefore, the SPAC relevant methods are deterimed only from incoherent noise levels. A miniature array with rasius about 1m is an application based on such understanding. On the other hand, the lower limits of the analyzable wavelength ranges for the SPAC relevant methods are explained why we use a triangular array and wavelength ranges larger than twice the array radius or more in the standard SPAC method. It is also shown that the concept of the directional aliasing is usable for the evaluation of the applicability condition of a simple two-point array.

1. はじめに

微動アレイ探査法¹⁾は、(i) 微動アレイ観測、(ii)位相速度の同定、(iii)速度構造の推定の3段階から成る。本報告は (ii)についての議論である。

位相速度解析法には大きく分けて、FK 法 (Frequency-Wavenumber (k) 法)²⁾ と 空 間 自 己 相 関 法 (Spatial Autocorrelation method; SPAC 法)³⁾がある。ここでは特に 近年広く用いられている SPAC 法とその関連法⁴⁾(以下、 SPAC 系手法)の適用性について、理論的に考察する。

Tada et al.⁴は様々な SPAC 系手法を提案している。本報 告で着目するのは、特に SPAC 法、CCA 法およびノイズ 補正 CCA 法(nc-CCA 法)である。通常の微動アレイ探査 で用いられている上下動成分の解析すなわちレーリー波 の位相速度解析に話題を限定する。

以下では SPAC 系微動アレイの特徴を述べた後、適用 限界の生成要因に触れ、長波長側の適用限界、短波長側 の適用限界について述べる。これらはそれぞれ半径 1m に満たないアレイ(極小アレイ)⁵⁾の適用性および2台の地 震計で構成される簡単なアレイ(2点アレイ)の適用性 に関連する話題となっている。紙数の関係により、具体 的な説明の対象は SPAC 法とし、その他の SPAC 系手法 については引用文献をあげるに留める。

2. SPAC 系微動アレイの特徴

2.1 SPAC 系手法のアルゴリズム

1 次元の波の伝搬を考える(図 1)。 位置 x, 時刻 t における波の振幅は $exp(-i\omega t - ik(\omega)x)$ と表されるので、 位置

*1 産業技術総合研究所

 $\rho = \exp(-irk(\omega)), \quad (1)$

となる。 $k(\omega)$ は角周波数 ω の波数、 $r = x_2 - x_1$ である。 従って、複素コヒーレンスを推定してその実部をとれば、 次式を用いて $k(\omega)$ を同定できる。

 $\mathcal{R}\rho = \cos(-irk(\omega)).$ (2)

 \Re は実部をとる記号である。一旦 $k(\omega)$ が得られれば位相 速度 $c(\omega)$ は関係式 $c(\omega) = \omega/k(\omega)$ を用いて計算できる。 実際の微動の波動場は2次元平面内の表面波伝播なの で、まず式(1)を次式で書き換える。

$$\rho = \exp(-ik(\omega)r\cos(\theta - \phi)), \quad (3)$$

 $heta, \phi$ はそれぞれ観測点 x_2 の方位および波の到来方向である(図2)。次に、観測点 x_2 が半径rの円周上にまんべんなく分布していると想定して、式(3)を θ で方位平均すれば次式を得る。

$$\rho_0 = J_0(rk(\omega)). \quad (4)$$

 $<math>
 \rho_0
 は
 複素
 コヒーレンスの
 実部の
 方位
 平均、
 <math>J_0(\cdot)
 は
 第1
 種
 0
 次
 ベッセル
 関数
 である。
 円形
 アレイ
 観測
 により
 左辺
 推定
 でき
 れば、
 式(4)を
 用い
 て<math>k(\omega)$ そして
 $c(\omega)$ を
推定
 で

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

きる。これが SPAC 法のアルゴリズムである。複素コヒ ーレンスの実部の方位平均は SPAC 係数と呼ばれている。 ただし、ここでは煩雑さを避けるため波の強度の方位分 布に関する議論は省略している。

SPAC 系手法のアルゴリズムはすべて同様の考え方を 基本とする。SPAC 法以外の SPAC 系手法では、方位平 均時に方位に依存する重みを付けることが異なるのみで ある。SPAC 法はその特殊ケース、すなわち、重みが方位 によらず1の場合と解釈できる ⁹。重みの取り方で式(4) とは異なる基礎式が得られ、式(4)とは別の情報を波動場 から抽出できる。詳しくは Cho et al.⁹を参照されたい。

2.2 FK 法との比較

FK 法のアルゴリズムは、Beam Forming⁷という概念で 直観的に理解できる。すなわち、FK 法では、どの方向か らどのような位相速度でアレイに到来する波が一番コヒ ーレント(位相、振幅が揃っている)かをグリッドサー チで分析する。その結果、実体波や表面波各種モードの 到来方向や位相速度の分布が得られる。我々は、そこか らターゲットとなる情報、例えばレーリー波の位相速度 の情報(分散曲線)だけを抽出する。このように、FK 法 は、波動場を構成する個々の平面波を分析(分解)して 評価する方法である。

FK 法は不規則なアレイジオメトリを許容する。しか し、長波長の波に対する分解能を維持するためには、大 口径のアレイが必須である。また、いろいろな方向から 波が到来する場合(一般的な微動の波動場に相当)、それ らの波を分解するために、多数の地震計でアレイを構成 しなければならない。

一方、SPAC 系手法は、波を分解する代わりに統合(積 分、平均)する。2.1節の説明の通り、波動場の情報は一 旦 SPAC 係数等と呼ばれる中間量(統計量)に集約され、 位相速度の情報はそこから抽出される。この中間量の集 約段階で、不要な情報(波の到来方向)はそぎ落とされ る。その結果、必要情報(位相速度)のみを含む統計量 を扱うことで、安定した推定が可能となっている。これ が、SPAC 系手法が FK 法と比較してより少ない地震計 でより長い波長帯域まで解析可能な理由である。

3. 適用限界の生成要因:統計的バラツキとバイアス

アレイ解析法には、一般に、適正な解析結果を得るた めの波長範囲(アレイサイズに対する相対波長の範囲. 適用限界)がある。具体的には、SPAC係数等の中間量の 推定精度が一定の許容範囲を超える点が適用限界という ことになる。ただし、ここで「推定精度」は統計的バラ ツキとバイアスの両方を指すこととする。統計的バラツ キは、実験のたびに異なる値が得られる場合の振れ幅(分 散)、バイアスは平均値の真値からのずれである。

SPAC 系手法による統計的バラツキの成因要因は微動 データが生来的に持つバラツキである。微動波形は定常 確率過程としてモデル化可能なことから分かる通り、デ ータ自体が統計的バラツキの産物である。よって、それ を用いて推定されるスペクトル密度も必然的にバラつく。 定常確率過程のスペクトルにおける統計的バラツキは古 くから詳しく研究されてきているので、理論的にもかな り正確な評価が可能である^{8,9}。

バイアスの主な生成要因は解析手法の定式化の際の 仮定からの逸脱である。したがってその要因は多岐にわ たり、総合的な評価は必ずしも簡単ではない。以下(4.2 節、6.1 節)では、その中で最も一般的と考えられる要因 を取り出して解説する。

4. 長波長側の適用限界

4.1 統計的バラツキ

スペクトル推定理論によれば、複素コヒーレンスpの 絶対値[p]の分散は次式で表される¹⁰。

$$Var\{|\hat{\rho}(\omega)|\} = (1 - \rho^2(\omega))^2 / (2N_d).$$
(5)

左辺のハット記号は推定値であることを示す。N_dはスペクトル推定に用いる標本数である。微動の波動場が等方的ならば複素コヒーレンスの絶対値は複素コヒーレンスの実部に一致する(正値の場合)ことから、上式は等方場における SPAC 法(SPAC 係数)の統計的バラツキの評価式と見なすことができる。

式(5)は、SPAC係数の分散はSPAC係数の値に依存し、 その値が1に近ければ分散は小さくなり、その極限で0 となることを示している。したがって、統計的バラツキ にのみ着目する限り(バイアスがなければ)、SPAC法は いくらでも長い波長帯域まで適用できる可能性がある。 別な言い方をすれば、統計的バラツキはSPAC法の長波 長帯域の解析を阻む主要因とはならない。

CCA 法の場合も同様の考察が可能である⁹。

4.2 インコヒーレントノイズのよるバイアス

SPAC 法や CCA 法の長波長帯域の解析を阻む主要因 はインコヒーレントノイズによるバイアスである。SPAC 法の場合について述べると、インコヒーレントノイズの 影響を受けた SPAC 係数 $\rho_0^{Noise}(\omega)$ とその影響のない理 想的な SPAC 係数 $\rho_0(\omega)$ とは次式で関係付けられる⁹。

$$\rho_0^{Noise}(\omega) = \frac{1}{1 + e(\omega)}\rho_0(\omega). \quad (6)$$

e(ω)は Signal-to-Noise Ratio (SNR)の逆数(Noise-to-Signal Ratio (NSR))である。

インコヒーレントノイズのない理想的な状態 ($e(\omega) = 0$. 式(4)で表される)では、長波長側の極限で SPAC 係数 は1に一致するが、現実には SNR は有限である ($e(\omega) \neq 0$)。よって、コヒーレンスは1に届かない。

その結果、位相速度分散曲線には「お辞儀」と呼ばれ る現象が見られる。すなわち、通常は低周波数側に向け て正分散して速度が徐々に高くなるが、ある周波数より 低周波数帯域では再び速度低下が見られるようになる (図3)。この分散曲線の折れ曲がり部が SPAC 法の長波 長側の適用限界ということになる(CCA 法でも同様)。

上述の現象は次のように理解できる。簡単のために十 分長波長側を扱うこととして、第1種0次ベッセル関数 を級数展開して $J_0(x) = 1 - x^2/4$ と近似すると、SPAC係 数 ρ_0 は、 $\rho_0(\omega) = 1 - (rk(\omega))^2/4$ となり、よって位相速 度は $c(\omega) = \pi r \omega / \sqrt{4(1 - \rho_0)}$ となる。この式は、 ρ_0 が低 周波数帯域で頭打ちされ一定値を取るならば、分散曲線 は原点を通る直線で表されることを示している。インコ ヒーレントノイズの影響により低周波数帯域で ρ_0 が低 下するならば、位相速度 $c(\omega)$ の低下に拍車がかかる。こ うして「お辞儀」部が形成される。

5. 極小アレイ

5.1 低ノイズ環境の実現

4節の検討結果を総合判断すると、SPAC 法や CCA 法 は、インコヒーレントノイズによるバイアスさえなけれ ば、いくらでも長い波長帯域まで適用できるということ になる。極小アレイ解析は、そのような考えの具体化と して理解することができる。

サイズが 100m を超えるような大きなアレイでは、通 常、アレイを構成する地震計ごとにその近傍に実体波の 励起源(交通振動、風で揺れる植生等)が存在するはず である。実体波は幾何減衰が大きいので他の地震計に伝 搬するまでに減衰して無視できるほど小さな振幅となる。 よって、各地震計近傍の実体波は、地震計ごとに無相関 なノイズすなわちインコヒーレントノイズとなる。

もしもすべての微動の励起源がアレイから十分遠方 にあるならば、実体波と比べて幾何減衰が小さい表面波 のみが平面波としてアレイに到来する。平面波はすべて の地震計に対して同じ大きさの波として記録されるので、 この場合、アレイデータに占めるインコヒーレントノイ ズの成分は非常に小さいであろう。

もちろん、大きなアレイの場合、上記の「もしも」は あくまでも仮定であって現実には期待できない。しかし、 半径 1m に満たないような極小アレイ(図4)であれば、 上段落で述べたような理想的な状況が実現されている可 能性が高い。このことは、ハドルテストを想像すれば直 観的に理解しやすい。

ハドルテストとは、地震計を同一地点に並べて微動を 記録し、観測機材の特性の同一性を検証するテストであ る。ハドルテストでは、地震計ごとの記録のバラツキは 地震計の周囲の振動環境のバラツキのせいではなく、観 測機材そのものの特性のバラツキのせいであると理解さ れる。半径 1m あるいはそれ以下のサイズのアレイによ る観測は、ハドルテストとほぼ同一の状況であるから、 観測機材の特性が一致していて自己ノイズが小さいなら ば、コヒーレンスはいくらでも1に近くなるであろう。

また、このような小さいサイズのアレイならば、微動 の振動源がアレイの外側にのみ存在するにように、そし てアレイからある程度離れた場所にあるようにアレイを 設置することが一般に可能である。すべての振動源はア レイを構成するすべてのセンサーから同程度に離れてい て、アレイに伝搬してくる波はすべて同じ大きさで各地 震計に記録されると期待される。

その結果、極小アレイにおけるインコヒーレントノイ ズの主な生成源は記録システム内部の自己ノイズだけと いうことになる。すなわち、極小アレイの SNR は観測機 材のスペックにのみ依存すると期待される。もしもこの 期待が現実に成立っているならば、極小アレイでは、観 測機材のスペックに応じて、アレイ半径に対する相対波 長として、通常の微動アレイ探査で解析可能と期待され る波長帯域を大きく越える長波長帯域まで扱えるだろう (例えば、アレイ半径の数 10 倍以上)。

他の SPAC 系手法のうちには以上の議論が成り立たな いものもある(長波長帯域で統計的ばらつきが大きくな り位相速度が解析できなくなるものがある)⁴⁾。しかし、 そのうち Centerless Circular Array Method (CCA 法)⁹につ いては同様な議論が成り立つ⁵⁾。

5.2 インコヒーレントノイズの補正

前節では、極小アレイならば低ノイズ環境が実現され る可能性があると述べた。本節ではさらに、極小アレイ ならばアルゴリズム的にノイズの影響を低減できる可能 性があるということを説明する。

SPAC 法と CCA 法でインコヒーレントノイズの影響 を含む基礎式はそれぞれ次式で表される⁹。

$$\begin{cases} \rho_0(\omega) = \frac{1}{1 + e(\omega)} J_0(rk(\omega)), \\ \rho_{CCA(\omega)} = \frac{J_0^2(rk(\omega)) + e(\omega)/N}{J_1^2(rk(\omega)) + e(\omega)/N}. \end{cases}$$
(7)

 $\rho_0(\omega)$ と $\rho_{ccA}(\omega)$ はそれぞれ SPAC 係数、CCA 係数であ

る。これらは観測量であり、 $k(\omega) \ge e(\omega)$ は未知数である。 この連立方程式の解として得られる位相速度は、インコ ヒーレントノイズ $e(\omega)$ を考慮した位相速度の推定値と いうことになる。

Tada et al.⁴によるノイズ補正 CCA 法(nc-CCA)では Cho et al.¹¹⁾による $e(\omega)$ の推定値を利用している。本報告では SPAC 法の基礎式(式(7)第一式)を用いて $e(\omega)$ を推定する 点が異なる。

一般に SPAC 法の解析可能波長帯域は長くてもアレイ 半径の 10 倍程度迄と考えられていることから、極小ア レイの活用という文脈で SPAC 法の基礎式を用いること に違和感がある読者もいるかもしれない。しかし、一般 的な「SPAC 法の解析可能波長帯域」はインコヒーレン トノイズの影響を考慮しない場合の通念であることに注 意が必要である。4 節の検討に基づけば、インコヒーレ ントノイズの影響を考慮した式(式(7)第一式)であれば、 アレイ半径の数 10 倍という波長帯域でも成立している はずである。

ただし、式(7)の導出には、すべての地震計に同じ大き さの SNR を仮定している。したがって、式(7)の利用に 問題があるとすれば、むしろその仮定の破綻の方である。 この仮定は、100m を超えるような大きなアレイではお そらく破綻するであろう。地震計ごとにインコヒーレン トノイズの生成環境が異なるからである(5.1 節)。

しかし、極小アレイならば、主要なインコヒーレント ノイズは記録系の自己ノイズと考えられるので、品質の そろった観測機材を用いること及びセンサーの設置状況 をできる限りそろえることで、SNR はすべてのセンサー で同程度となると期待できるように思われる。

5.3 極小アレイの適用限界

極小アレイの適用性に関する 5.1、5.2 節の根拠を考え ると、その適用限界も自ずと見えてくる。すなわち、ま ず、極小アレイを実施しても、インコヒーレントノイズ の小さい環境を構築できない限り、極小アレイは有効に 活用できない。これには、そもそも極小アレイを構成す る記録システムのスペックが低い場合(ハドルテストで コヒーレンスが大きくならない場合)が該当する。また、 地盤が硬質で微動レベルが低い場合、記録システムの自 己ノイズレベルと比べての微動の相対的な強度は小さく なるため、つまり SNR が低くなるので、一般に適用性が 低下する。

SNR がすべてのセンサーで同程度とならない場合と しては、地震計ごとに SNR が大きく異なるような、特性 のバラツキの大きな観測機材を利用する場合が上げられ る。また、極小アレイの設置面内に雑草や小石等があっ て均一な設置が望めない場合も該当する。 結局、最終的な適用範囲は、地震計の性能や設置のし やすさと微動レベルとの兼ね合いで決まるので、観測機 材ごとに経験的に決める必要がある。

経験的には、高スペックの地震計でも、ノイズ補正を 適用しても、数 Hz 以下では極小アレイの適用には難が あるように見える。これは、微動レベルには1Hz 付近に 強度の谷があるという一般的傾向と関係している可能性 がある。実際、微動のパワースペクトルを観察すると、 多くの地点において、数 Hz から低周波数側に向けて、 急激に微動強度が低下する傾向が見られる。したがって、 一般に数 Hz 以下では SNR が急激に低下する傾向がある と予想される。さらに、そのような観測機材のスペック の限界に近い周波数帯域では、インコヒーレントノイズ 一定のモデルも成り立ち難いかもしれない。

6. 短波長側の適用限界

6.1 方位エリアジングによるバイアス

SPAC 系手法の短波長側の適用限界は、円周上に並べられる地震計の個数に依存するバイアス—方位エリアジング¹²—に規定される。

SPAC 系手法で円形アレイを必要とするのは、円周沿いに微動記録を平均化するためである (2.1節)。この「平均化」は式 (3)から(4)の変換に該当し、本報告では示していないが、具体的には積分で表される。しかし、現実には、円周上に配置された有限個の地震計の記録を平均するのみである。つまり積分を級数で近似している。この離散化に起因して、方位エリアジングと呼ばれるバイアスが発生する 9。

本報告で取り上げている SPAC 系手法の中で短波長に 対する適用性が最も優れているは SPAC 法なので、以下

(6.2, 6.3 節を含む)では SPAC 法に関する評価を述べる。

円の中心点に1個、円周上にN個の地震計を配置した 「円形アレイ」(N+1点アレイ)による SPAC 係数の推定 値介₀は次式で表される¹³⁾。

$$\hat{\rho}_{0} = \begin{cases} J_{0}(rk(\omega)) + \sum_{j=1}^{\infty} D_{2jN}(\omega), (N \not{n} \not{n} \not{n} \not{m}) \\ J_{0}(rk(\omega)) + \sum_{j=1}^{\infty} D_{jN}(\omega). \quad (N \not{n} \not{n} \not{m} \not{m}) \end{cases}$$
(8)

ただし、

$$D_m(\omega) = 2(-1)^{m/2} J_m(rk(\omega)) W_m(\omega).$$
(9)

D_m(ω)が方位エリアジングによる誤差項である。なおここでは短波長側の問題を扱っているので、式(9)にはイン コヒーレントノイズの影響を考慮していない。 $D_m(\omega)$ は相対波長と波動場に依存する。 $J_m(\cdot)$ 、 $W_m(\cdot)$ がそれぞれ相対波長と波動場の評価に対応する。等方場では $W_m(\omega) = 0$ となり、方位エリアジングの項の影響はなくなる。一方、波が単一方向 ϕ_0 からのみ到来する場合、 $W_m(\omega) = 1$ となり方位エリアジングの影響は最大となる。詳細は原著¹³⁾を確認して頂きたい。

6.2 4 点アレイにおける短波長側の適用限界

SPAC 法では標準的に N=3 の4 点アレイ(三角形アレ イ)が用いられている。そこで、このアレイに単一方向 Ø₀からのみ微動の波を入射した場合を想定し、式(8)を 用いて、SPAC 係数の推定値を評価する。

図 5 にその結果を示す。同図によれば、SPAC 係数の 推定結果は、 $rk(\omega) > 3.5$ の帯域(相対波長2r以下)では 波の入射方向に依存して真値と大きく乖離するものの、 それ以外の長波長帯域では真値と良く一致する。これが 標準的な SPAC 法で三角形アレイが用いられ、短波長側 の適用限界が波長 2r とされる理由である。

7.2点アレイの適用性

6.2節の評価法は、実はかなり保守的である。現実には 微動の波が単一方向だけから到来するとは考えにくく、 通常は微動の波は四方八方から到来し、むしろ等方場に 近いと期待されるからである¹⁴。その場合、方位エリア ジングの影響はかなり軽減される。本節では、そのよう な観点から N=1 の 2 点アレイの適用性を評価する。

手順として、(現実には考えにくいが)まずは微動の波 が単一方向だけから到来する状況を想定して方位エリア ジングの影響を評価する。この場合、全波長帯域を通し て SPAC 係数の推定値は極端にバイアスされることを確 認できる (ここでは図示していない)¹³⁾。すなわち、この 場合、安心して利用可能な波長帯域は存在せず、「短波長 側の解析限界」という概念自体適用できない。

しかし、微動の波の到来方向にある程度のバラツキが あるという現実的なケースを想定して評価すると、状況 は一変する。具体的には、微動の波の到来方向が、 $\phi_0 e$ 中心として裾野の幅 ϕ_d でぼんやりとした広がりがある 場合(方位スペクトルという統計量が方位 $\phi_0 e$ 頂点とし て底辺が $2\phi_d$ の2等辺三角形で表される場合)を考える (図 6)。この時、式(9)の $W_m(\omega)$ は

$$W_m(\omega) = \frac{\sin^2(m\phi_d/2)}{(m\phi_d/2)^2} \cos(m\phi_0).$$
 (10)

と表される。そこで、 φ_d にいくつかの値を入れて方位エ リアジングの影響を含む SPAC 係数の推定値を評価する と、例えば、 $rk(\omega) > 20$ の帯域では $\phi_d > 135$ °であれば

8. まとめ

SPAC 系手法と FK 法のアルゴリズムの特徴的相違に 基づいて SPAC 系手法が少数の地震計で構成されるアレ イで長波長帯域まで解析できる理由を示した。また、 SPAC 法や CCA 法の長波長側の適用限界はインコヒー レントノイズに起因するバイアスに規定されることを示 した。そのような理解に基づく応用として、半径1m程 度の極小アレイの適用性と適用限界を論じた。

SPAC 系手法の短波長側の適用限界は方位エリアジン グと呼ばれるバイアスに規定されることを示し、この考 え方に基づいて、標準的な SPAC 法で三角アレイと 2r 以 上の波長帯域が利用される理由を述べた。また、方位エ リアジングに起因する誤差評価アプローチで SPAC 法に おける 2 点アレイの適用性を評価できることを示した。

参考文献

- Okada, H. (2003). The Microtremor survey method, *Geophysical Monograph Series* (Vol. 12). Tulsa, OK, Society of Exploration Geophysicists.
- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **35**, 415–457.
- Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proc. IEEE*, 57, 1408-1418.
- 4) Tada, T., I. Cho, and Y. Shinozaki (2007). Beyond the SPAC method: Exploiting the wealth of circular-array methods for microtremor exploration, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 97, 2080–2095.
- Cho, I., S. Senna, and H. Fujiwara (2013). Miniature array analysis of microtremors, *Geophysics*, 78, KS13–KS23.
- Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki (2006). A generic formulation for microtremor exploration methods using three-component records from a circular array, *Geophys. J. Int.*, 165, 236–258.
- Lacoss, R., E. J., Kelly, & M. N. Toksöz (1969). Estimation of seismic noise structure using arrays, *Geophysics*, 34, 21-38.
- Bendat, J. S., and A. G. Piersol (2010). Random data: analysis and measurement procedures, John Wiley & Sons.
- 9) Cho, I., Tada, T., & Shinozaki, Y. (2004). A new method to

determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms. *Geophysics*, **69**, 1535–1551.

- 10) Kendall, M. G., and A. Stuart (1963). The advanced theory of statistics. London, U.K., Griffin, 1.
- Cho, I., Tada, T., & Shinozaki, Y. (2006). Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records, J. Gophys. Res., 111, B09315. 12) Henstridge, J. D. (1979). A signal processing method for circular arrays, *Geophysics*, 44, 179-184.
- 13) Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki (2008). Assessing the applicability of the spatial autocorrelation method: A theoretical approach, *J. Geophys. Res.*, **113**, B06307,
- Chávez-García, F. J., and F. Luzón (2005). On the correlation of seismic microtremors, *J. Geophys. Res.*, 110, B11313.



図1 x軸に沿う波の伝搬。



図3 分散曲線に見られる「お辞儀」(3 地点分を表示)。 MSK の 5Hz 以下, AIST、YWR の 2~3Hz 以下が「お辞 儀」部(長波長側の適用限界)に該当する。



図4 極小アレイによる観測風景。手前の5個のプラス チックケース(風除け)内に地震計が設置してある。



図 5 N=3 の 4 点アレイ (三角アレイ) に単一方向から 微動波を入射した場合に得られる SPC 係数の推定値 (実 線)と真値 (薄太線)。推定値は左側の矢印の方向から入 射した 5 ケースをすべてプロットしている。



図 6 N=1の2点アレイに単一方向から広がりのある微 動波(中央、右)を入射した場合に得られる SPC 係数の 推定値(点線)と真値(薄太線)(左)。

拡散波動場理論に基づく水平上下スペクトル比の概要とその適用例

THE OVERVIEW AND EXAMPLES OF APPLICATION OF THE HORIZONTAL-TO-VERTICAL SPECTRAL RATIO BASED ON THE DIFFUSE FIELD THEORY

松島信一*1 Shinichi MATSUSHIMA

Horizontal-to-Vertical spectral ratios of microtremors (MHVRs) have been traditionally interpreted as representing either the Rayleigh wave ellipticity for a horizontally layered structure or directly the S wave amplification. However, based on the diffuse field theory, we have derived an alternative theoretical basis that MHVR corresponds to the square root of the ratio between the imaginary part of the horizontal Green's function and that of the vertical one. Under this condition, the one-dimensional (1D) horizontal layering assumption is not needed to interpret MHVRs. On the otherhand, if 1D horizontal layering is assumed, the imaginary part of Green's function on the surface is proportional to the transfer function from an arbitrary depth, so the theoretical horizontal-to-vertical spectral ratios of earthquakes (EHVRs) can be derived from the ratio of transfer functions. As observational evidence of non 1D MHVR, we discovered significant directional dependency in the MHVRs observed at a site in Uji campus, Kyoto University and a site close to the Onahama Port. At the Uji campus, The NS/UD component of MHVRs has a higher peak amplitude at around 0.5 Hz and the EW/UD component has a slightly higher peak frequency. At Onahama, there are sites where strong directional dependency is found.. Numerical analyses were performed by Spctral Element Method using a unit load on the surface to examine the effect of the two-dimensional (2D) basin structure to the MHVRs. We found that the directional dependence of MHVRs can be simulated, at least qualitatively, using a 2D velocity structure.

1. はじめに

常時微動の水平上下スペクトル比(MHVR)は、観測 場所や観測時間に制限が少ないことから、観測記録を得 ることが比較的容易であるため、MHVR から地盤の卓越 振動数を抽出し、地盤特性の分類やそれに基づく揺れや すさの地域分類などに活用されてきた^{例えば 1)}。MHVR に ついては、1980年代から多くの研究が行われ、実務の場 において工学的な利用が進められてきたが、その解釈に ついては諸説あり、長い間議論の的となってきた。伝統 的には、水平成層構造を仮定した、Rayleigh 波基本モー ドの楕円率^{2)~6)など}もしくはS波増幅率そのもの^{7)~10)など}、 と解釈されてきた。2000年代になると、これらの解釈に 加え、Rayleigh 波のみならず Love 波を加えた表面波につ いて、高次モードまで考慮し、MHVR を計算する方法が 提案された¹¹⁾。この方法では、Rayleigh 波基本モードの 楕円率による計算では出来なかった、MHVR の振幅を再 現することが可能となり、MHVR の解釈について大きく 前進した。ただし、Rayleigh 波と Love 波の振幅比もしく は微動源の水平動と上下動のエネルギーの比の情報が必 要となるため、実務の場ではなかなか普及しなかった。 一方、S波増幅率そのものであるという解釈については、 その簡便さから多くの研究や実務の場で利用されている ものの、対象地点の地盤構造の特性に依存すること 12)や

堆積層と基盤に大きなインピーダンスコントラストがない場合は成り立たないこと^{13,14}、が指摘されている。

2000 年代後半から 2010 年代にかけて、拡散波動場理 論 (DFT) ¹⁵⁾が提唱され、この理論に基づけば、MHVR は 加振点と受信点を同じにして水平方向変位加振した場合 の水平方向変位応答の Green 関数の虚部の水平2 成分の 和 $(Im[G_{11}] + Im[G_{22}])$ と上下方向変位加振した場合の 上下方向変位応答の Green 関数の虚部Im[G₃₃]の比の平 方根として表すことが出来る10ことが示された。これに 対し、微動は等方的ではない、つまり方位依存を示すこ とから拡散波動場を形成していないという指摘がある「の 18が、水平成層構造を仮定したり、振動数範囲を限定し たりした場合は拡散波動場が成り立つという研究^{例えば 19),} 20)もある。また、本稿で後述するように、不整形地盤が 存在する場合に微動は方位依存性を示すことも明らかと なっていることから、等方的でないことで DFT が成り立 たないことを証明するものではないとも考えられる。拡 散波動場が成立することを支持する状況証拠としては、 空間自己相関 (SPAC) 法^{例えば21),22)}によって表面波の位相 速度が抽出できることや近年の大発見である2地点の微 動の相互相関関数から2地点間のGreen 関数を抽出でき る^{例えば23)~20)}ことなどが挙げられる。

一方、地震動水平上下スペクトル比 (EHVR) について

は、Kawase ら²⁷⁾は Sánchez-Sesma ら¹⁶⁾の理論 MHVR の 定式化を拡張させることで、水平成層構造を仮定した場 合の理論 EHVR を導出した。これは、理論 EHVR は地 表と基準とする層(例えば、地震基盤)との間の水平動 と上下動の伝達関数の比に、基準とする層での P 波と S 波の速度の比による係数をかけることにより得られると いうものである。これにより、MHVR と EHVR は理論 的に異なること、いずれも直接的に S 波の伝達関すでは ないことが示された。両者の差を補正する手法が提案さ れている²⁸⁾。

本稿では、DFT に基づく MHVR と EHVR の理論解の 概要を述べたのち、観測上下スペクトル比との比較から その適用例を示す。

2. 理論水平上下スペクトル比

本章では、微動と地震動の理論水平上下スペクトル比 の定式化について、Sánchez-Sesma ら¹⁰および Kawase ら ²⁷に基づいて、その概要を示す。

2.1 理論 MHVR

Sánchez-Sesma ら¹⁶によれば、エネルギーが等配分されている(equipartition)とみなせる拡散波動場においては、地点 \mathbf{x}_{A} と \mathbf{x}_{B} の2地点間の変位の自己相関関数の平均は式(1)で表される²⁹。

$$\langle u_i(\mathbf{x}_{\mathrm{A}},\omega)u^*_j(\mathbf{x}_{\mathrm{B}},\omega)\rangle$$

= $-2\pi E_{\mathrm{S}}k^{-3}\mathrm{Im}[G_{ii}(\mathbf{x}_{\mathrm{A}},\mathbf{x}_{\mathrm{B}};\omega)]$ (1)

ここで、 $\mathbf{x}_{A} \ge \mathbf{x}_{B}$ は位置ベクトル、 ω は円振動数、 u_{i} は方向の変位、*は共役複素数、〈 〉は円周平均、 $E_{S} = \rho\omega^{2}S^{2}$ はS波のエネルギー密度、 $k = \omega/\beta$ はS波の波数、 β はS波速度、 S^{2} はS波のスペクトル密度である。Green 関数 $G_{ij}(\mathbf{x}_{A}, \mathbf{x}_{B}: \omega)$ は地点 \mathbf{x}_{B} におけるj方向の単位荷重による地点 \mathbf{x}_{A} におけるi方向の変位である。

ある点 \mathbf{x}_A におけるエネルギー密度は式(1)において $\mathbf{x}_A = \mathbf{x}_B$ とすることで式(2)のように求まる。

$$E(\mathbf{x}_{A}) = \rho \omega^{2} \langle u_{m}(\mathbf{x}_{A}) u^{*}_{m}(\mathbf{x}_{A}) \rangle$$

= $-2\pi \mu E_{S} k^{-1} \text{Im}[G_{mm}(\mathbf{x}_{A}, \mathbf{x}_{A})]$ (2)

ここで、 μ はせん断弾性係数である。また、式(2)はmに関する総和規約を示すが、総和規約を無視しても式(2)は成り立つ¹⁵⁾。このため、式(2)の左辺を $E_m(\mathbf{x}_A)$ として、方位mの方位エネルギー密度とすることができる。

 $E_1(\mathbf{x}, \omega)$ は $\langle u_1^2 \rangle = \langle H_1^2 \rangle$ に比例することから、水平上下スペクトル比は式(3)のように表される。

$$\frac{H(\omega)}{V(\omega)} = \sqrt{\frac{E_1(\mathbf{x},\omega) + E_2(\mathbf{x},\omega)}{E_3(\mathbf{x},\omega)}}$$
(3)

ここで、 E_1 、 E_2 および E_3 は方位エネルギー密度であり、 下付文字 1、2 は水平成分、下付文字 3 は上下成分を示 す。

微動が拡散波動場を形成しているとすれば、方位エネ ルギー密度は式(2)と式(3)の関係から、理論 MHVR は式 (4)で表される。

$$\frac{H(\omega)}{V(\omega)} = \sqrt{\frac{\mathrm{Im}[G_{11}(\mathbf{x}, \mathbf{x}; \omega)] + \mathrm{Im}[G_{22}(\mathbf{x}, \mathbf{x}; \omega)]}{\mathrm{Im}[G_{33}(\mathbf{x}, \mathbf{x}; \omega)]}}$$
(4)

式(4)は、加振点と受信点を同じにして水平方向変位加振した場合の水平方向変位応答の Green 関数の虚部の水平2 成分の和 ($Im[G_{11}] + Im[G_{22}]$)と上下方向変位加振した場合の上下方向変位応答の Green 関数の虚部 $Im[G_{33}]$ の比の平方根として表すことが出来ることを示す。このとき、Green 関数は三次元グリーン関数であるため、理論 MHVR は水平成層構造を仮定しなくても求めることが出来ることがわかる。

2.2 理論 EHVR

Kawase ら²⁷)は、水平成層構造を仮定して理論 EHVR について定式化した(式(5))。

$$\frac{H(\omega)}{V(\omega)} = \sqrt{\frac{\mathrm{Im}[G_{11}^{1D}(0,0;\omega)] + \mathrm{Im}[G_{22}^{1D}(0,0;\omega)]}{\mathrm{Im}[G_{33}^{1D}(0,0;\omega)]}}$$
(5)

水平成層構造をなす音響波動場では、自由境界表面に おける Green 関数の虚部は伝達関数に比例し、式(6)のよ うに表される。

$$Im[G(0,0;\omega)] = 4(\omega\rho_H c_H)^{-1} |TF(\omega)|^2$$
(6)

ここで、 $\rho_H \ge c_H$ はそれぞれ基準とする層の密度と速度である。式(6)は弾性波動場でも成り立ち、P波またはS波の場合には $c \ge \alpha$ または β と置き換えればよい。これは、既往の研究^{30,31)}による関係を再現したことになる。

式(5)と水平動と上下動に対応させた式(6)を組み合わせると、式(7)が導かれる。

$$\frac{H(0,\omega)}{V(0,\omega)} = \sqrt{\frac{2\alpha_H}{\beta_H} \frac{|\mathrm{TF}_1(0,\omega)|}{|\mathrm{TF}_3(0,\omega)|}}$$
(7)

ここで、括弧内の0は、EHVRを求めたい深さhを表すために導入し、ここでは地表面(h=0)を表す。この式は、深さhにおいても成り立つ。

このように、EHVR は地表(もしくは地中の任意深さ) と基準とする層(例えば、地震基盤)との間の水平動(S 波)と上下動(P波)の伝達関数の比に、基準とする層 でのP波とS波の速度の比による係数をかけることによ り得られる。

2.3 方位別の理論 MHVR

不整形地盤の存在が分かっている場所での観測 MHVR については、日本及び欧米において、複雑な谷や 盆地構造を考慮した数値実験や観測による研究が行われ てきている^{32)~37)。}三次元不整形地盤がある場合、直下の 一次元構造を用いた計算結果と比べ、観測 MHVR のピ ーク振幅の違いは顕著で、その差は 30~40%よりも大き くなることが指摘されている^{34),38)~41)}。また、不整形地盤 がある場合、観測 MHVR のピーク振動数は直下の一次 元構造から求まるピーク振動数と比べ、高くなる傾向に あることも指摘されている^{39),42),43)}。

このような現象の原因の1つは、不整形地盤によって MHVR が方位依存性を持つことが考えられる。Uebayashi ら⁴⁴は、大阪盆地の三次元地盤構造を考慮した微動のシ ミュレーション結果から、不整形地盤がある場所では、 水平成分の地盤応答が方向によって異なり、差の出る方 向は不整形地盤の構造の方向と対応することを示した。

そこで、MHVR の方依存性について検討を行うために、 方位別の理論 MHVR の定式化が行われた。微動が拡散 波動場を形成していると仮定すれば、式(3)の2つの水平 成分のうち1成分だけでも成り立つことになるため、方 位別の MHVR は、式(8)のようになる⁴⁵。

$$\frac{H_m(\omega)}{V(\omega)} = \sqrt{\frac{E_m(\mathbf{x},\omega)}{E_3(\mathbf{x},\omega)}} (m = 1, 2)$$
(8)

従って、方位別 MHVR は Green 関数の虚部から式(9) のように求まる。

$$\frac{H_m(\omega)}{V(\omega)} = \sqrt{\frac{\text{Im}[G_{mm}(\mathbf{x}, \mathbf{x}; \omega)]}{\text{Im}[G_{33}(\mathbf{x}, \mathbf{x}; \omega)]}} (m = 1, 2)$$
(9)

3. 拡散波動場に基づく水平上下スペクトル比の適用例

本章では、主に MHVR について観測と理論の比較を 行い、理論 MHVR の適用例を示す。なお、EHVR の適用 例については、Nagashima ら⁴⁶、Kawase ら⁴⁷⁾の成果を参 照されたい。

3.1 既往の研究との比較

Kawase ら⁴⁸は、DFT に基づく理論 MHVR の妥当性に ついて確認するため、MHVR に基づき地盤構造が同定さ れているいくつかの既往の研究について、理論 MHVR で どの程度観測 MHVR を再現できるかについて検討を行 った。例として、Arai and Tokimatsu¹¹⁾が Rayleigh 波と Love 波両方の高次モードまでを考慮した理論 MHVR (MMLR) により同定した地盤構造を用いて、DFT に基づく理論 MHVR を計算した結果を図1に示す。





(灰実線:DFTに基づく理論 MHVR、点線:Rayleigh 波 基本モードの楕円率、〇:観測 MHVR、黒実線:MMLRに 基づく理論 MHVR)

図1には、観測記録とともに Rayleigh 波基本モードの 楕円率も併せて示されている。Site E を除き、観測記録を よく再現しているとともに、MMLR ともよく整合してい ることがわかる。また、DFT に基づく理論 MHVR は、 MMLR に基づく理論 MHVR と同様に、Rayleigh 波基本 モードの楕円率から求まるピーク振動数や谷の振動数に 対応する振動数にピークと谷が表れることがわかる。ま た、ピーク振幅や谷の深さは観測 MHVR とよく合って いる。さらに、DFT による理論 MHVR は、MMLR によ る理論 MHVR よりも谷の部分の深さはより観測 MHVR に近い。これは、DFT に基づく場合は、表面波のみなら ず実体波の影響も考慮されているからだと考えられる。

図1では、観測 MHVR との合いは、DFT に基づく理 論 MHVR よりも MMLR による理論 MHVR の方が良い が、これは地盤構造が MMLR による理論 MHVR によっ て同定されたものを用いているためで、DFT に基づく理 論 MHVR によって観測 MHVR に合わせ込むことで、よ り良い一致が得られることが期待される。

3.2 京都盆地における地盤構造推定

吹原ら⁴⁹は、Nagashima ら⁴⁶の手法により、京都盆地 における強震観測点における EHVR を対象として同定 した地盤構造を、観測 MHVR に合う理論 MHVR となる 地盤構造を推定することで内・外挿し、京都盆地全体の 地盤構造を推定した。具体的には、13 地点の強震観測点 において同定された地盤構造から同一速度構造を構築し、 その速度構造を用いて微動観測点において基盤深さを推 定した。

図2には、強震観測点において同定された同一速度構 造モデルによる理論 MHVR を示す。1 次ピークは観測 MHVR とよく合うものの、観測 MHVR には明瞭に見ら れない 2 次ピークが存在する。この原因として、観測 MHVR の観測条件や 2 次ピークに対応する層のインピ ーダンスコントラストが小さいためにピーク震幅が大き くならないなどが考えられ、より詳細な検討が必要であ る。



図 2 EHVR により同定された地盤構造により計算された 理論 MHVR と観測 MHVR の比較⁴⁹ (灰実線:理論、濃実線:観測)

図3には、微動観測点における観測と理論のMHVRの 比較を示す。初期モデルの浅部地盤は関西圏地盤情報デ ータベース⁵⁰のボーリングデータ、深部地盤はJ-SHIS⁵¹⁾ の深部地盤構造モデルに基づいて作成され、それを1次 ピークの振動数が合うように、基盤深さを調整している。 その結果、観測 MHVR の1次ピーク振動数に合う理論 MHVR が推定されている。ここでは、水平成層構造を仮 定して理論 MHVR が計算されている。





3.3 京都大学宇治キャンパスにおける方位依存 MHVR

Matsushima ら⁴⁵は、図4に示すように、京都大学宇治 キャンパスにおける微動 MHVR に方位依存性が存在す ることを示した。



依存性を示す微動 MHVR⁴⁵ (濃実線:NS/UD、灰実線:EW/UD、濃点線:NS/UDの平



キャンパス東側の黄檗断層からキャンパス西側の京 都盆地南部に向かって基盤が傾斜して深くなることが、 MHVRの方位依存性の原因であると仮定し、キャンパス 周辺で実施された既往の反射法探査結果から図5に示す 二次元基盤構造モデルを構築して、DFT に基づき解析 MHVRを求めた。

解析には、スペクトルエレメント法 (SEM) ⁵²⁾を用い、 加振点がグリッドの格子点となるようにしてモデル最上 面(地表面)の対象点を加振したときの同じ点での応答 の Green 関数を三次元波動場において計算した。計算さ れた Green 関数の虚部を用いて、式(9)に従って求めた解 析 MHVR のうち、図4の site C 相当位置でのものを、観
測 MHVR と重ねて図 5 に示す。解析 MHVR の NS/UD 成分は EW/UD 成分と比べるとピーク振幅が大きく、ピ ーク振動数が低くなった。これは、定性的には図 4 に示 した観測 MHVR を模擬できている。特に、NS/UD のピ ーク振動数および NS/UD と EW/UD の谷の振動数は観 測 MHVR のそれとほぼ同じになっている。また、直下の 一次元構造による理論 MHVR との比較から、二次元基 盤構造の存在により、解析 MHVR のピーク振動数が高 くなること、ピーク振幅が 40%ほどに小さくなることが わかる。これは、既往の研究の成果と整合している。



図5 京都大学宇治キャンパス周辺の二次元基盤構造⁴⁵





3.4 小名浜港近傍における方位依存 MHVR

Matsushima ら⁵³は、福島県いわき市小名浜において図 7 に示す位置関係で微動観測を行ったところ、一部の観 測点で観測 MHVR に明瞭な方位依存性があることを示 した。ただし、方位依存性が見られる地点と見られない 地点が比較的近い距離で隣り合っている場合や、場所に よって方位依存性の方向が違っている場合などが見受け けられた。特に、図7のCl~C5地点では、NS/UDに約 3.5 Hzの振幅の大きなピークが見られるが、EW/UDには 明瞭なピークは見られない一方で、A6地点などでは EW/UDに約4 Hzの明瞭なピークが見られる反面NS/UD にはピークは見られない。また、C3地点を挟むF4地点 やE2地点においては約3.5 Hzにピークは見られず、10 Hz前後に方位依存性のない大きなピークが見られる。



このような狭い範囲で特性が変わる観測 MHVR のシ ミュレーションを行うために、図8に示す断面の二次元 地盤構造モデルを構築し、3.2節の宇治キャンパスの場合 と同様に、SEM による解析によって、E2、C3、F4 地点 における解析 MHVR を求めた。



図9にE2、C3、F4地点における解析 MHVR を示す。 C3地点においては、解析 MHVR は NS/UD に顕著なピ ークがある一方で、EW/UD にはピークがなく平坦とな っており、観測 MHVR の方位依存性をよく再現してい る。一方、E2 と F4 地点においては、直下の一次元地盤 モデルの特性から求まる卓越振動数にピークがあるが、 NS/UD と EW/UD はほぼ同じであり、観測 MHVR 同様、 方位依存性が見られない。ただし、C3 地点におけるピー ク振動数は観測 MHVR のピーク振動数と少しずれてい るため、地盤構造モデルのさらなるチューニングが必要 だと考えられる。

しかしながら、図9に示されるような、極端な方位依存性を持つ微動 MHVR でも、比較的単純な二次元地盤構造によって再現できる可能性があることが示された。 このことは、DFT に基づく MHVR の今後の可能性を示していると考えられる。

4. おわりに

本稿では、DFT に基づく水平上下スペクトル比の理論 の概要および主に MHVR の適用事例について述べた。 これまでの適用事例によって、観測 MHVR は理論また は解析 MHVR によって、これまで提案されてきていた 理論 MHVR と同程度もしくはそれ以上の精度で再現で きることが示した。

これらの成果は、長い間議論の的となってきた、「微動 の水平上下スペクトル比はどう解釈すれば良いのか?」 という問いへの答えを、DFTによる定式化によって提示 されたことを裏付けている。ただし、DFTの根幹をなす、 エネルギーの等配分 (equipartition) については、未だ「仮 説」の域を出ていない部分もある。

また、解析 MHVR は水平成層構造を仮定できないような不整形地盤構造を含む三次元地盤構造にも適用可能であり、より複雑な環境での地盤構造推定に適用出来る可能性があり、今後ますますの発展が期待される。

参考文献

- 野越三雄 微動のゾーニングへの応用,第17回地盤震動 シンポジウム,日本建築学会,pp.55-65,1989.7.
- 野越三雄、五十嵐亭: 微動の振幅特性(その2), 地震, 第 2 輯, 第24巻, 第1号, pp.26-40, 1971.3.

- 3) 堀家正則: 微動の位相速度及び伝達関数の推定, 地震, 田 2 輯, 第 33 巻, 第 4 号, pp.425-442, 1980.12.
- Lermo, Javier and Francisco J. Chávez-García: Are Microtremors Useful in Site Response Evaluation?, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, No. 5, pp.1350-1364, 1994.10.
- 5) Satoh, Toshimi, Hiroshi Kawase, Tomotaka Iwata, Sadanori Higashi, Toshiaki Sato, Kojiro Irikura, and Huey-Chu Huang: S-Wave Velocity Structure of the Taichung Basin, Taiwan, Estimated from Array and Single-Station Records of Microtremors, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 92, No. 5, pp.1267-1282, 2001.10.
- Malischewsky, Peter G. and Frank Scherbaum: Love's Formula and H/V-Ratio (Ellipticity) of Rayleigh Waves, Wave Motion, Vol. 40, Issue 1, pp.57-67, 2004.6.
- Nakamura, Yutaka: A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, Railway Technical Research Institute, Quaterly Report, Vol. 30, No. 1 pp.25-30, 1989.1.
- Nakamura, Yutaka: Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications, Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering. New Zeland (CD-ROM) Paper No. 2656. 2000.1.
- Bonnefoy-Claudet, Sylvette, Andreas Köhler, Cécile Comou, Marc Wathelet, and Pierre-Yves Bard: Effects of Love Waves on Microtremor H/V Ratio, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 98, No. 1, pp.288-300, 2008.2.
- Herat, Marijan: Model HVSR A Matlab® Tool to Model Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio of Ambient Noise, Computers and Geosciences, Vol. 34, Issue 11, pp.1514-1526, 2008.7.
- Arai, Hiroshi and Kohji Tokimatsu: S-Wave Velocity Profiling by Inversion of Microtremor H/V Spectrum, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 94, No. 1, pp.53-63, 2004.2.
- 12) Sato, Tsutomu., Yutaka Nakamura, and Jun Saita:. Evaluation of the Amplification Characteristics of Subsurface using



(実線:観測MHVR、破線:解析MHVR)

Microtremor and Strong Motion - the Studies at Mexico City, Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada, Paper No. 862, 13., 2004.8.

- 13) Haghshenas, Ebrahim, Pierre-Yves Bard, and Nikos Theodulidis: Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio, Bulletin of Earthquake Engineering, Vol. 6, Issue 1, pp.75-108, 2008.2.
- 14) Konno, Katsuaki and Tatsuo Ohmachi: Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 88, No. 1, pp.228-241, 2008.2.
- 15) Perton, Mathieu, Francisco J. Sánchez-Sesma, Alejandro Rodríguez-Castellanos, Michel Campillo, and Richard L. Weaver: Two Perspectives on Equipartition in Diffuse Elastic Fields in Three Dimensions, Journal of Acoustic Society of America, Vol. 126, Issue 3, pp.1125-1130, 2009.9.
- 16) Sánchez-Sesma, Francisco J., Miguel Rodríguez, Urusla. Iturrarán-Viveros, Francisco Luzón, Michel Campillo, Ludovic. Margerin, Antonio García-Jerez, Martha Suarez, Miguel A. Santoyo, and Alejandro Rodríguez-Castellanos. A theory for microtremor H/V spectral ratio: Application for a layered medium, Geophysical Journal International Express Letters, Vol. 186, Issue 1, pp.221-225, 2011.7.
- 17) Mulargia, Francesco and Silvia Castellaro: Passive Imaging in Nondiffuse Acoustic Wavefields, Physical Review Letters, Vol. 100, Issue 21, 218501, 2008.3
- 18) Mulargia, Francesco: The seismic noise wavefield is not diffuse, Journal of Acoustic Society of America, Vol. 131, Issue 4, pp.2853-2858, 2012.4.
- 19) Hennino, Renaud, Nicolas Trégourès, Nikolai M. Shapiro, Ludovic Margerin, Michel Campillo, Bart A. van Tiggelen, and Richard L. Weaver: Observation of equipartition of seismic waves, Physical Review Letters, Vol. 86, pp.3447–3450, 2001.4.
- 20) Margerin, Ludovic, Michel Campillo, Bart A. van Tiggelen, and Renaud Hennino: Energy partition of seismic coda waves in layered media : theory and application to Pinyon Flats Observatory, Geophysical Journal International, Vol. 177, pp.571–585, 2009.4.
- 21) Aki, Keiiti: Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 35, No.3, pp.415-456, 1957.12
- 22) Cho, Ikuo, Taku Tada, and Yuzo Shinozaki: Assessing the applicability of the spatial autocorrelation method: A theoretical approach, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Vol. 113, Issue B6, B06307, 2008.6.
- Shapiro, Nikolai M. and Michel Campillo: Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient

seismic noise, Geophysical Research Letters, Vol. 31, Issue 7, L07614, 2004.4.

- 24) Campillo, Michel: Phase and Correlation in 'Random' Seismic Fields, Pure and Applied Geophysics, Vol. 163, Issue 2-3, pp.475–502, 2006.3.
- 25) Stehly Laurent, Michel Campillo, Bérénice Froment, and Richard L. Weaver: Reconstructing Green's function by correlation of the coda of the correlation (C3) of ambient seismic noise, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Vol. 113, Issue B11, B11306, 2008.11.
- 26) Prieto, Germán A, Gregory C. Beroza: Earthquake ground motion prediction using the ambient seismic field, Geophysical Research Letters, Vol. 35, Issue 14, L14304, 2008.7.
- 27) Kawase, Hiroshi, Francisco J. Sánchez-Sesma, and Shinichi Matsushima: The Optimal Use of Horizontal-to-Vertical (H/V) Spectral Ratios of Earthquake Motions for Velocity Structure Inversions Based on Diffuse Field Theory for Plane Waves, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 101, No. 5 pp.2001-2014, 2011.9.
- 28) 森勇太,川瀬博,松島信一,長嶋史明; 微動と地震動 の観測水平上下スペクトル比の相違とそれに着目した地 盤構造同定手法の提案,日本地震工学会論文集,第16巻, 第9号,pp.13-32,2016.8.
- 29) Sanchez-Sesma, Francisco J., J. Alfonso Pérez-Ruiz, Francisco Luzón, Michel Campillo, and Alejandro Rodríguez-Castellanos: Diffuse fields in dynamic elasticity, Wave Motion, Vol. 45, Issue 5, pp.641–654, 2008.4.
- Claerbout, Jon. F.: Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response, Geophysics Vol. 33, Issue 2, pp.264–269, 1968.4.
- 31) Nakahara, Hisashi: Theoretical background of retrieving Green's function by cross- correlation: One-dimensional case, Geophysical Journal International, Vol. 165, Issue 3, pp.719–728, 2006.5.
- 32) Lachet, Corinne, Denis Hatzfeld, Pierre-Yves Bard, Nikos Theodoulidis, Christos Papaioannou, and Alekos Savvaidis: Site Effects and Microzonation in the city of Thessaloniki (Greece): Comparison of Different Approaches, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 86, No. 6, pp.1692–1703, 1996.12.
- 33) Bard, Pierre-Yves and SESAME participants: The SESAME Project: An Overview and Main Results, Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada, Paper no. 2207, 2004.8.
- 34) Cornou, Cécile, Jozef Kristek, Matthias Ohmberger, Giuseppe Di Giulio, Estelle Schissele, Bertrand Guillier, Sylvette Bonnefoy-Claudet, Marc Wathelet, Donat Faeh, Pierre-Yves Bard, and Peter Moczo:. Simulation of seismic ambient vibrations - II H/V and array techniques for real sites, Proceedings of the 13th World

Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada, Paper no. 1130.2004.8.

- 35) ESG: Proceedings of the International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Odawara, Japan, 1992.3.
- 36) ESG:. Proceedings of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Yokohama, Japan, 1998.12.
- 37) ESG: Proceedings of the Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Grenoble, France, 2006.8.
- 38) Wooleroy, Edward W. and Ron Street: 3D near-surface soil response from H/V ambient-noise ratios, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 22, Issues 9-12, pp.865–876, 2002.11.
- 39) Roten, Daniel, Donat F\u00e4h, C\u00e9cile Cornou, and Domenico Giardini: Two-dimensional resonances in Alpine valleys identified from ambient vibration wavefields, Geophysical Journal International, Vol. 165, Issue 3, pp.889-905, 2006.5.
- 40) Guéguen, Philippe, Cécile Cornou, Stéphane Garambois, and Julien Banton: On the Limitation of the H/V Spectral Ratio Using Seismic Noise as an Exploration Tool: Application to the Grenoble Valley (France), a Small Apex Ratio Basin, Pure and Applied Geophysics, Vol. 164, Issue 1, pp.115–134, 2007.1.
- 41) Guillier, Bertrand., Kuvvet Atakan, Jean-Luc Chatelain, J.nes Havskov, Matthias Ohmberger, Fabrizio Cara, Ane-Marie., Duval, Stratos. Zacharopoulos, Paula Teves-Costa, The SESAME Team (2007): Influence of instruments on the H/V spectral ratios of ambient vibrations, Bull.etin of Earthquake. Engineering, Vol. 6, Issue, 1 pp.3-31., 2007.7.
- 42) Steimen, Sibylle, Donat Fäh, Fortunat. Kind, Christian Schmid, and Domenico Giardini (2003). Identifying 2D Resonance in Microtremor Wave Fields, Bulletin of the Seismological Society of Americal. Vol. 93, No. 2 p.583-599, 2003.4.
- 43) Barnaba, Carla, Laura Marello, Alessandro Vuan, Francesco Palmieri, Marco Romanelli, Enrico Priolo, and Carla Braitenberg: The buried shape of an alpine valley from gravity surveys, seismic and ambient noise analysis, Geophysical Journal International, Vol. 180, Issue 2, pp.715–733, 2010.2.
- 44) Uebayashi, Hirotoshi, Hidenori Kawabe, and Katsuhiro Kamae: Reproduction of microseism H/V spectral features using a threedimensional complex topographical model of the sedimentbedrock interface in the Osaka sedimentary basin, Geophysical Journal International, Vol 189, Issue 2, pp.1060-1074, 2012.5.
- 45) Matsushima, Shinichi, Takanori Hirokawa, Florent De Martin, Hiroshi Kawase, and Francisco J. Sánchez-Sesma: The Effect of Lateral Heterogeneity on Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio of Microtremors Inferred from Observation and Synthetics, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.104, No.1, pp. 381-393, 2014.2.

- 46) Nagashima, Fumiaki, Shinichi Matsushima, Hiroshi Kawase, Francisco J. Sánchez-Sesma, Takashi Hayakawa, Toshimi Satoh, Mitsutaka Oshima: Application of H/V Spectral Ratios of Earthquake Ground Motions to Identify Subsurface Structures at and around the K-NET Site in Tohoku, Japan, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.104, No.5, pp. 2288-2302, 2014.10.
- 47) Kawase, Hiroshi, Yuta Mori, Fumiaki Nagashima: Difference of horizontal-to-vertical spectral ratios of observed earthquakes and microtremors and its application to S-wave velocity inversion based on the diffuse field concept, Earth, Planets and Space, Vol. 70, No. 1, 2018.2.
- 48) Kawase, Hiroshi, Shinichi Matsushima, Toshimi Satoh, and Francisco J. Sánchez-Sesma, Applicability of theoretical horizontal-to-vertical ratio of microtremors based on the diffuse field concept to previously observed data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 105, No. 6, pp. 3092-3103, 2015.12.
- 49) 吹原慧, 松島信一, 川瀬博: 強震動予測のための地 震動と微動を用いた京都盆地速度構造モデルの拡散 波動場理論による同定に関する研究, 日本地震工学 会論文集, 第15巻, 第6号, pp.60-76, 2015.11.
- 50) 関西圏地盤情報ネットワーク: 関西地盤情報データ ベース, https://www.kg-net2005.jp/index.html
- 51) 防災科学技術研究所: J-SHIS 地震ハザードステー ション, http://www.j-shis.bosai.go.jp/
- 52) De Martin, Florent: Verification of a Spectral-Element Method Code for the Southern California Earthquake Center LOH.3 Viscoelastic Case, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 101, No. 6, pp.2855-2865, 2011.12.
- 53) Matsushima, Shinichi, Hiroyuki Kosaka, and Hiroshi Kawase: Directionally dependent horizontal-to-vertical spectral ratios of microtremors at Onahama, Fukushima, Japan, Earth, Planets and Space, Vol. 69, No. 96, 2017.7.

地震波干渉法の概要・適用例

OUTLINE AND APPLICATIONS OF SEISMIC INTERFEROMETRY

佐藤浩章*1 Hiroaki SATO

Seismic interferometry has attracted an attention as one of the new data processing technique for microtremors in recent years. In the seismic interferometry, Green's function (synthetic earthquake record) is extracted by a cross correlation of long-term microtremor records at two receivers. This means that it is possible to apply an evaluation technique of deep underground structures using earthquake records even in low earthquake activity areas since microtremor records can be observed anytime and anywhere. In this article, outline of seismic interferometry using microtremors and some application examples which are applied to estimation of deep underground structures are also introduced.

1. はじめに

強震動予測を行う上で,表層地盤のみならず深部地盤 まで含めた地下構造を精度よく把握することは重要であ る。深部地盤の地下構造に関する探査手法としては人工 振源を用いた屈折法・反射法地震探査が古くから行われ ているが,深さ数 km 以上を対象とする場合,大規模な 発破による周辺環境への影響や測線長の確保といった観 点から,探査の実施は容易ではない。そのため,1995 年 兵庫県南部地震以降の強震動評価の必要性の高まりとも に,それまでに我が国で精力的に研究開発が行われてお り,また探査の実施が比較的容易な常時微動を用いた地 下構造探査が,微動アレイ探査に代表されるように地盤 震動評価の分野で精力的に採用されてきた。

このように、当該分野に馴染みの深い常時微動を用いた地盤構造の評価法において、近年、常時微動を用いた物理探査における新しいデータ処理として、異なる受振点で観測された波動場の相互相関から、あたかもひとつの受振点を仮想的な振源とし、他の受振点で観測を行ったような地震波形(グリーン関数)を合成する地震波干渉法が注目されている。常時微動から地震波形が人工的に合成されるのであれば、例えば、これまで地震記録を用いて行っていた地下構造の評価手法を、常時微動を用いてできることになるため、地震活動度が低い地域でも実施できるといった利点が挙げられる。

本稿では、常時微動を用いた地震波干渉法について、 その概要と表面波としての特徴を利用した深部地盤構造 評価に関連した適用例について紹介する。

2. 常時微動記録を用いた地震波干渉法の概要

地震波干渉法では、空間的に一様な無数の震源で囲ま れた波動場の内部に異なる二つの受振点がある場合に、 各震源 x による波動を異なる二点 x_A と x_B で観測した際 のこれら二点の地震記録 G(x_A, x, t)と G(x_B, x, t)の相互相 関をとり, すべての震源 x についての相互相関を積分す ると, 点 x_B を震源として点 x_A で受振したときの地震波 形 G(x_A, x_B, t)を合成することができる。また, その逆で ある点 x_A を震源として点 x_B で受振したときの地震波形 G(x_B, x_A, t)も同様に合成することができる¹⁾。すなわち, 地震波干渉法とは, 異なる受振点で観測された地震記録 の相互相関により, あたかもひとつの受振点位置を仮想 的な震源,他の受振点で観測を行ったような地震波形(グ リーン関数)を合成することができる信号処理技術とし て説明される⁹。

これを常時微動の波動場で考えてみると,図1のよう に,時空間でランダムに発生する地表の微動源で囲まれ た内部の観測点 x_A と x_Bについて,二点の周辺付近の震 源 x からの位相の振幅は足し合わされ,それ以外の震源 からの波は互いに打ち消しあう。ここで,積分した際に 大きく寄与するこの位相の停留する点は,停留点 (stationary point)または停留位相(stationary phase)と呼ばれ る³⁾。常時微動は,震源が時空間上でランダムに発生す るので,空間的に一様となる条件を満足できるように, 観測は従来の微動測定とは異なり,少なくとも1ヶ月以 上,数ヶ月から数年といったある程度長期間の実施する ことが求められる。



図1 常時微動を用いた地震波干渉法の概念図

*1 電力中央研究所

3. 地震波干渉法におけるデータ処理

2 点間の常時微動記録から地震波干渉法によってグリ ーン関数を合成するためのデータ処理は、地震波干渉法 が適用できる仮定(震源が空間的,時間的に一様である) を満たした観測記録として取り扱う必要があるため、 様々な工夫が行われている。特徴的な処理の一つが、地 震や突発的なノイズなどの非定常な大振幅の影響を少な くするために、常時微動の時刻歴波形の振幅値を正負の 情報のみとする1ビット化処理(図2参照)である。こ うした処理は、シグナルの振幅情報が除去されてしまう ため、地震波干渉法による地震記録(グリーン関数)に ついては、主に位相情報が利用されることになる。この ほか、ある時間窓の絶対値データの平均をとり、その逆 数を重みとして用いる Running Absolute Mean (RAM) 法, スペクトルに対する処理としては、ある周波数範囲のス ペクトル振幅を一様とするスペクトル・ホワイトニング などが採用される 4。ただし、スペクトル・ホワイトニ ングについては波形に及ぼす影響が、大きいことも指摘 されているり。





図3には、典型的なデータ処理のフローを示す。まず、 長期間の常時微動の連続観測記録から最初の1日分のデ ータを切り出す。そのうち、最初の1時間のデータを対 象にアンチエイリアジング処理として帯域通過フィルタ



図3 地震波干渉法におけるデータ処理のフロー



図4 相互相関のスタック日数による変化の例

ー処理を行い、データ数の削減になる 1/10 から 1/5 程度 にリサンプリングを施したデータを作成する。このデー タに対して、上述の1ビット化などの振幅の処理が行わ れる。処理後データに対して、相互相関を計算する。こ の操作を1時間データ毎に 24 時間分行い、その時点で 24 個の相互相関を時間軸上で平均するスタック処理を することで、1 日分の相互相関となる。この1 日分の相 互相関を作成する操作をデータが取得された日程だけ実 施し、全ての日程分の相互相関をスタックする。

図4には、1日分の相互相関関数のスタック日数による変化の様子を示す。1日分の常時微動の相互相関関数では、ノイズ波形のようにみえるが、スタック日数が増すごとにある特定の位相が強調されていくことがわかる。 データ処理としては、データ取得日数の分だけ1日分の相互相関をスタックして、終了となる。

なお、3 成分で常時微動を取得した場合には、南北(N)、 東西(E)、上下(Z)の3 成分データの全ペア9 通りに ついて相互相関が計算できる。そこで、観測点ペアの2 点間の位置関係の方位角θを計算し、大円伝播経路を仮 定した次式に基づき座標変換を行うことにより、Radial 方向(RR)のペアと Transverse 方向(TT)のペアの相互相関 関数についても計算が可能である⁹。

 $\begin{pmatrix} RR \\ TT \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sin^2\theta & \sin\theta\cos\theta & \sin\theta\cos\theta & \cos^2\theta \\ \cos^2\theta & -\sin\theta\cos\theta & -\sin\theta\cos\theta & \sin^2\theta \end{pmatrix}$

$$\frac{\cos^2\theta}{\sin^2\theta} \begin{pmatrix} EE\\ EN\\ NE\\ NE\\ NN \end{pmatrix}$$

ここに、EE は東西と東西, EN は東西と南北, NE は南 北と東西, NN は南北と南北のそれぞれ成分を用いた相 互相関である。これにより、後述するように、レイリー 波やラブ波といった異なる波動タイプの観測量を推定す ることが可能となる。

地震波干渉法におけるデータ処理については、ここで 紹介した図3のフロー以外にも、例えば、常時微動の時 刻歴データに対する処理を行わず、2 点間コヒーレンシ ーを計算し、それをスタックして、最後に相互相関を計 算する方法もある。これは計算時間の省力化や場合によ ってはシグナルの合成が早いこともある。詳細は文献7) 等を参照されたい。

4. 地震波干渉法の地盤構造評価への適用例

4.1 地震波干渉法による常時微動の相互相関の性質

山中ほか 8は、常時微動記録から地震波干渉法により 得られた2点間の相互相関を、実際に片方の観測点近傍 で発生した浅い2地震の記録との比較を試みた。その結 果,図5のように、地震波形と相互相関には細かな位相 の差異はあるものの、大局的には長い時間にわたって波 形の山谷がよく一致していることを指摘している。これ ら2つの浅い地震による長周期成分は、表面波であると 考えられるので、常時微動記録に地震波干渉法を適用し て得られる相互相関の主成分は表面波であると考えられ る。すなわち、2 点間の Vertical 成分と Vertical 成分の相 互相関, Radial 成分と Radial 成分の相互相関はレイリー 波, Transverse 成分と Transverse 成分の相互相関はラブ波 の性質を有すると考えられる。したがって、常時微動記 録から地震波干渉法により得られる相互相関の群速度や 位相速度を測定することによって、地盤構造との関連付 け、ひいては地盤構造の同定が可能となる。



図5 一方の観測点近傍で発生した長周期地震動記録 と相互相関(微分形)との比較⁸⁾

4.2 相互相関から推定した群速度を用いる方法

相互相関から群速度を求 める代表的な方法として,長 周期地震動の記録に適用さ れてきたマルチプルフィル ター解析 %を利用する方法 がある。この方法は、図6に 示すように,マルチプルフィ ルター解析で得られる複数 の周期に狭帯域波形の包絡 波形から群遅延時間を求め, 大円近似の仮定による 2 点 間距離を群遅延時間で除す ことにより、各周期について 群速度が算出できる。山中・ 内山¹⁰では,4km離れた2点 間の相互相関から群凍度を





推定し,水平成層構造で近似した場合のS波速度構造を, 群速度の逆解析により推定している。しかしながら,推 定結果と複数の微動アレイ探査に基づく平均的な構造と の比較から,地震基盤の深度は概ね対応するものの,中 間層の速度に差異がみられた。この要因として,地震波 干渉法は,相互相関の計算用いる観測点間距離が,微動 アレイ探査よりも大きいことから,地下の水平成層仮定 が成り立たなくなる可能性を指摘している。よって,群 速度を直接インバージョンして,1次元(水平成層)の 地盤構造を推定する際には,2点間の平均的な構造とな るため,特に変化の大きい浅部については地域的に注意 が必要であることが示唆される。

一方,地震波干渉法において,任意の2点間の観測で, その2点間の平均的な地盤構造と関係する群速度を相互 相関から推定できることは,相対的に変化が小さいと考 えられる深部地盤構造の評価において有用である。例え ば,図8のように,浅海域を挟む約10km離れた半島で 常時微動観測を実施し,地震波干渉法による相互相関か ら,同じくマルチプルフィルター解析により得られた群 速度が図9である¹¹⁾。図9には,両半島のそれぞれの深 部地盤構造により計算された理論群速度も合わせて示さ れており,観測位相速度は両半島の深部地盤構造から得 られる理論群速度の中間的であり,レイリー波とラブ波 ともに両半島の平均的な理論群速度で観測群速度を良く



図8海域を挟む2つの半島での観測点配置11



説明できている。こうした結果は、半島に挟まれた浅海 域の深部地盤構造が連続的に変化していると考えれば説 明が可能である。つまり、地震波干渉法を適用すること によって、地盤構造の評価が大掛かりな海域についても、 常時微動により任意の2点間の平均的な構造をなること ができるという特徴も有している。ここで、向ごく観測 の難しい山間部においても有用よろのられる。

4.3 相互相関から推定した位相速度を用いる方法

ここでは、Yamanaka e al¹²による地震波干渉法による 常時微動の相互相関から位相速度を推定する方法を紹介 する。地震波干渉法では2つの観測点による常時微動記 録を用いて相互相関を計算するが、図10のように、1つ の観測点(基準点)に対して、離れた場所に複数の地震 計によるアレイ観測を実施する。この離れた1点と地震 計アレイ内の各観測点の相互相関を地震波干渉法により



図10 共通基準点を有する地震計アレイ

合成することで,離れた1点 の位置を擬似的な震源とし た人工的な長周期地震動の アレイ記録が合成できる。そ れにより,長周期地震動記録 に用いていた位相速度の推 定法 (F-K 法、センブランス 法)が利用できる。

図 11 は、図 8 の左側の半 島の 1 点 (OTM01) を基準点 として、右側の半島 (OSM01 から 05)を地震 計アレイとみなした相互



図 11 共通基準点と地震計ア レイの各観測点の相互相関¹¹⁾



図 12 共通基準点を有する相互相関の F-K スペクトル¹¹⁾

相関である。この5つの相互相関の顕著な位相が見られ る部分(0秒から10秒)にF-Kスペクトル解析を相互相 関に適用した結果が、図12のようにかる。 シグナル発生源、すなわち震源の方向にあらわれる。図 12をみると、図8の右側の半島の地震計アレイの重心か らみた、左側の半島の基準点として用いた OTM01 の方 向に合致している。このことは、常時微動記録から得ら れた図 11 に示され 数(人 工的な長周期地震 とを示 す結果ともいえる から得 られた位相速度と た微動 アレイ探査による 干涉法 による相互相関よ 2秒か

<u>ら5秒で推定されている。このデータだけでは、地盤構</u>造の評価は困難であるが、それより短周期側の微動アレイ探査による位相速度とは、周期2秒から3秒では同様で、それより長周期側では連続的となる正の分散性を示している。こうした特徴から、地震波干渉法による相互 相関より推定した位相速度は、微動アレイ観測による位 相速度の長周期側を補足したデータとして取り扱うこと



速度の比較 11)

ができると考えられる。つまり、微動アレイ探査におけ る深部地盤構造の評価における精度の向上に役立つこと が考えられる。

4.4 表面波速度のトモグラフィーを用いる方法

常時微動による地震波干渉法については,相互相関を 用いた表面波速度のトモグラフィーとして用いられるこ とが多い。表面波トモグラフィーは、それ自体が地盤構 造を表すものではないが、ある周期における表面波速度 の変化は、周期を深度と便宜的に置き換えてみれば、あ る深さにおける地震波速度の空間的な変化を簡便に概略 的に把握することが可能である。

図 14 は、80km 以上にわたり複数の断層が連動破壊 1891 年濃尾地震(M8.0)の断層帯(温見~根尾谷~梅原~ 岐阜-一宮)で実施された表面波トモグラフィーのための 観測点である。観測点は、断層帯を取り囲むように、北 西-南東方向に約 100km、それに直交する方向に約 40km となる領域で、10~20km 間隔に 19 点設置された。図 15 には、152 ペアに対して得られた相互相関を、2 点間距離 で並べた結果が示されている。正の時間は、相対的に北 西側の観測点を震源とする相互相関に該当しており、日 本海側からの常時微動が優勢であることが示唆されてい る。また、図 15 には、見かけ速度 2.5km/s および 3km/s の走時が併せて示されており、顕著なフェーズがおおよ そこの見かけ速度範囲で、観測エリアをほぼ一様に伝播 している特徴がみられる。

表面波トモグラフィーでは、2 点間の相互相関から推 定される群速度を,領域内で分割したセルに当てはめる。



おける常時微動観測点

図 15 相互相関を2点間距離で 並べた比較



図 16 相互相関ペアの組み合わせ(左)と各セルの総 通過距離の分布(右)





そのため、分割したセル内を経路とする2点間ペア、す なわち相互相関が多いセルほど、信頼性の高いセルの群 速度が得られる。図16には、相互相関を計算する2点間

> を結ぶ線を波線とみなし、114km× 40kmの領域についてセルを6km× 5km として分割した場合の各セル における波線の総通過距離が示さ れている。図16から、断層帯全体 に、波線が通過しているセルが存在 している。

> 図 17 は、深さ数 km 程度の速度 構造を反映していると考えられて いる周期 2 秒の群速度を用いたト モグラフィー解析結果と温見断層 と根尾谷断層の周辺で行われた微 小地震の地震波トモグラフィー解 析の結果の比較である。図 17 (左) から特徴的なのは、根尾谷断層の南 西部が群速度の高速度領域が存在 する。これは、図 17 (右下)の微小 地震の地震波トモグラフィー解析

による深さ3kmの結果(青柳・阿部2010)においても, 同様の位置にP波測度の高速度層が同様にみられ,調和 的である。このように地震波干渉法を用いた常時微動の 相互相関による群速度のトモグラフィー結果が,地震波 トモグラフィーと同様の地下構造の変化が抽出できるこ とは,地震活動度が低い地域における有効性を示してい る。また,群速度のトモグラフィー解析結果からは,相 対的に低速度の領域は,温見断層から根尾谷断層,さら に梅原断層の一部まで北西-南東方向に約70km連続して おり,1891年濃尾地震における断層帯の連動領域と対応 しており,断層の調査としても興味深い結果が得られて いる。

5. おわりに

地震波干渉法の適用では、観測点に対して全方位的に 広範囲にランダムかつ高密度に震源が存在していること が望ましいが、現実の自然震源の分布には偏りが生じて いる場合が多い。その場合、相殺されるはずの位相が実 際には震源と受振点の関係や境界条件のために生ずる

「偽像(ゴースト)」¹⁰として相互相関として現れる可能 性も指定されている。実際,得られた相互相関に非対称 性となる場合も多く,観測点周囲の海域と陸域の違いに よる震源分布の偏りが指摘されている。しかしながら, 今回の報告事例のように,相互相関から既往の知見と照 らしても矛盾のない結果が得られており,適用範囲の見 極めが重要となる。したがって,今後も,こうした点に 注意した上で,さらに適用事例を増やし,地盤構造評価 に積極的に活用されていくことが期待される。

なお,地震波干渉法の適用は,資源探査や二酸化炭素 貯留層のモニタリングを目的としても精力的に行われて いる。これについては,文献2)ほかを参照されたい。

謝辞

東京工業大学の山中浩明教授には,著者の地震波干渉 法の研究についてご助言・ご議論をいただきました。記 して謝意を表します。

参考文献

- Wappenaar, K. and J. Fokkema : Green 's function representations for Seismic Interferometry, Geophysics, Vol.71, pp. SI33-SI46, 2006.
- 2) 松岡俊文・白石和也:地震波干渉法によるグリーン
 関数合成と地下構造イメージング,物理探査, Vol. 61, pp. 133-144, 2008.
- Snieder, R., Wapenaar, K. and Larner, K: Spurious multiples in seismic interferometry of primaries, Geophysics, Vol.71, pp. SI111–SI124, .2006.

- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M. and Yang, Y.: Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, Geophys. J. Int., Vol. 169, pp.1239–1260, 2007.
- 5) 大見士朗:地震波干渉法による構造変化の検出手法 の開発,平成25年度年次報告,http://www.mext.go.jp.
- 6) Lin F., M.P. Moschetti and M.H. Ritzwoller: Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps, Geophys. J. Int. Vol.173, pp. 281-298, 2008.
- 地元孝輔,山中浩明:相互相関関数の振幅に着目した地震波干渉法のデータ処理に関する考察,物理探査, Vol. 65-4, pp. 237-250, 2012.
- 8) 山中浩明,地元孝輔,諸井孝文,池浦友則,纐纈一起,坂上実,中井正一,関口徹,小田義也:南関 東地域における微動の長期連続観測記録の地震波干 渉法処理による表面波の群速度の推定,物理探査, Vol. 63-5, pp. 409-425, 2010.
- Dziewonski, A., Bloch, and Landisman, M.: A technique for the analysis of transient seismic signals, , Bull. Seism. Soc. Am., Vol.59, pp.427-444, 1969.
- 山中浩明,内山知道:微動探査と地震波干渉法による松本盆地のS波速度構造の推定,物理探査,Vol.61-6, pp.469-482,2008.
- 11) 佐藤浩章,栗山雅之,東貞成,岡崎敦:地震波干 渉法による表面波の分散性データを用いた若狭湾地 域の深部地盤構造の推定,第14回日本地震工学シン ポジウム論文集,OS3-Thu-PM1-2,2014.
- 12) Yamanaka, H., K. Kato, K. Chimoto, and S. Tsuno: Estimation of surface-wave phase velocity from microtremor observation using an array with a reference station, Exploration Geophysics, Vol.46, 3, pp.267-275, 2012.
- Shapiro N.M., M.Campillo, L. Stehly and M.H.Ritzwoller: High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise, Science, 307, pp.1615-1618, 2005.
- 14) 佐藤浩章,栗山雅之,青柳恭平,芝良昭,東貞成: 1891年濃尾地震断層帯における長期間連続微動記録 から得られたレイリー波群速度のトモグラフィー解 析,日本地震学会秋季大会講演予稿集, P2-51, 2012.
- 15) 青柳恭平,阿部信太郎: 稠密臨時観測による濃尾地 震断層系北部の地震波速度構造,日本地震学会秋季 大会講演予稿集, P2-12, 2010.
- 16) Nakahara H.: A systematic study of theoretical relations between spatial correlation and Green's function in one-, two- and three-dimensional random scalar wavefields, Geophys. J. Int., 167(3), pp.1097–1105, 2006.

常時微動 H/V ピーク周期のばらつきに基づく基盤傾斜判定法の提案

A PROPOSAL OF A PROXY TO REPRESENT AN IRREGULARITY OF SEDIMENT INTERFACES USING MOBILE MICROTREMOR MEASUREMENTS

> 元木健太郎^{*1} Kentaro MOTOKI

The subject of this article is to see if a spatial variation of horizontal to vertical spectral ratios (HVSRs) of microtremors can be regarded as a proxy of an irregularity effect of sediment-basement interface in order to readily discriminate a flat layer site from an irregular layer site. We performed 3 investigations: 1) we evaluated coefficients of variation (CVs) of HVSRs' peak periods at 4 sites based on densely mobile microtremor measurements, 2) evaluated sensitivity for CVs by numerical simulations for wave propagation with complex media, and 3) compared power spectral density estimated from CVs with that calculated from subsurface structure model. We found that CVs were 1) obviously different between flat layer sites and irregular layer sites in observed microtremors, and 2) sensitive to the slope angle of sediment interfaces. We also found that 3) CVs were related to the irregularity of the basement interfaces. As a result, we propose that CVs of 0.1 is a threshold to sort out flat layer sites where amplification factor can be approximately calculated assuming stratified media.

1. はじめに

地盤の境界面に不整形がある場合、地震波の焦点効果 により1次元波動論による地盤増幅よりも振幅が大き くなる場合がある^{例えば1,2)}。地盤の不整形性が予測される 地域において地震動増幅の評価精度を高めるには、直下 の地盤構造のみならず境界面の深さ分布も調べる必要が ある。

地盤の不整形性を調べるためには、地下構造の線的または面的な分布の推定が必要となる。不整形性を調べる評価手法として、多数点での掘削調査^{例えば3)}や、複数の測線で表面波探査^{例えば4)}、連続的な微動アレイ測定^{例えば5)}などが挙げられる。予め地盤の不整形性が予測されている地域においては上記の評価が有効であるが、全てのサイトで同様な評価を行うことは経済的な面から効率的とはいえない。不整形性が小さい場合は1次元増幅率と大きく変わらないのことから、詳細な調査の前に、地盤不整形性の有無を簡便に識別できれば、地下構造探査の効率化が図れると考えられる。

簡便な地盤調査手法の一つとして単点微動があげられる。微動記録の水平上下スペクトル比(以降、HVSR と呼ぶ)のピーク周期が表層地盤の1次周期に近いことから、工学的基盤深さなどを推定するために補完的に利用されることも多い^{例えば刀}。HVSR が直下の地下構造を反映しているなら、多地点で計測した HVSR の変動により地盤の不整形性の大きさを表すことができる。不整形な地盤において、HVSR に基づく地盤同定は、微動アレイ測定よりも頑健であるという研究成果[®]もある一方で、地

盤不整形性が大きい場所付近では、推定誤差が大きくなることも報告されている^{例えば9)}。不整形性が大きい場所では、そこから発生する散乱実体波により表面波の HVSR から乖離が生じることが指摘されており¹⁰⁾、その乖離が推定誤差が大きくなる一つの要因と考えられる。そのような場合にも空間的に一様なHVSRになるとは考えにくく、HVSR に空間的な変動は現れると推測される。HVSR の空間変動と地盤の不整形性が関係するなら、HVSR が空間的に変動しているかを調べることによって、地盤の不整形性に関する情報が得られることになる。

そこで本論文では、HVSR のピーク周期(以降、ピー ク周期と呼ぶ)の空間変動に着目し、地盤の不整形性の 程度を表す指標になりうるかを検討した。まず、微動観 測記録に基づき、不整形性があるサイトと工学的基盤が 平坦なサイトのピーク周期の空間変動の違いを調査した。 次に、数値解析に基づき、ピーク周期の空間変動に及ぼ す地盤モデルの影響パラメータを検討し、数値解析結果 を用いて、ピーク周期の空間変動を確率変数として捉え、 地盤の不整形性との関係性を論じた。最後に、基盤傾斜 の有無を判定するための指標案を示すために、基盤傾斜 角の確率分布を用いて示し、設定した閾値に関して考察 を加えた。

2. ピーク周期の空間的変動の算出方法

本論文では微動記録から地盤モデルを介さず、微動の ピーク周期の空間変動と地盤の不整形性の関係を調査す る。空間変動の求め方の概念図を図1に示す。空間変動



図2 大和サイトで観測した波形とスペクトルの例。左図中のハッチは解析に用いる セグメントを表し、右図中の灰色線は各セグメントの、黒線はそれらの平均を表す。

は、対象地点とある距離の周辺地点で測定した微動ピーク周期の変動係数 CV(h)(=標準偏差/平均)によって 表現する。

囲の概念図

$$CV = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{N} \left(T_j - \mu \right)^2 / \mu \tag{1}$$

N : 観測点数、T_j:各観測点のピーク周期、 μ:ピーク周期の平均、j:観測点

ここで、j は図 1 に示す中心と周辺の観測点、nh は中 心と半径 h± Δ h の範囲内にある観測点数、T(xj)はピー ク周期/平均ピーク周期を表す。 μ は平均ピーク周期を 自分自身で基準化した値であるので、1 となる。

3章では微動の観測記録に、4章では数値計算結果に(1) 式を適用する。微動記録から HVSR を求める際は、より 定常的な振動を抽出するために、振幅の大きい非定常な 部分を除外し、残った記録を 10.24 秒間のセグメントに 分割した(図2左図)。記録や計算の各セグメントのフー リエスペクトルから HVSR を求め、それらの結果を平均 化して各観測点の HVSR とした(図2右図)。HVSR の 細かい山谷によってピーク周期の変動が左右されないよ うに、平坦サイトの連続観測記録を用いて対数型ウィン ドウ¹¹⁾の幅を調整して、スムージングを施した。データ 処理方法の詳細は元木・他(2016a)¹²⁾を参照されたい。

3. 観測記録に基づく HVSR のピーク周期の変動

地盤の不整形性の有無によるピーク周期の違いに焦 点を当てているので、基盤が傾斜している地域と平坦な 地域において微動測定した。具体的には、工学的基盤が 平坦な2サイト(大和・鶴見)に、工学的基盤が不整形 性を有している2サイトの計4サイトを対象とする。工 学的基盤が傾斜している名張サイトと、基盤が平坦な大 和サイトのピーク周期の分布を図3に示す。名張サイト は山地形を造成したサイトであり、コンターは MWD 検



図3(a)名張サイトのピーク周期分布と工学的基盤の深度、(b)大和サイトのピーク周期分布



図4 大和サイトにおける連続観測によるピーク周 期の時間推移





層³によって求めた工学的基盤の深度を表す。ピーク周期の変動を見ると、左図に示す名張サイトの変動が、大和サイトの変動よりも大きい。

ピーク周期の時間的変動を調べるため、4 つのサイト で数日間から1週間以上の連続観測を実施した。大和サ イトのピーク周期の推移を図 4 に示す。連続観測を 10 分間の長さに分割し、移動観測と同様に各 10 分間でピー ク周期を求めた。大和サイトの YMT01、YMT02 で平日 の昼間時刻で周期が短くなり、夜間時刻で長くなる日変 化が見られ、休日のピーク周期は平日の夜間の周期と同 程度で推移している。同じ地点でピーク周期が変動して いることは地下構造以外の要因があることを意味してお り、昼夜で変化する振動源の違いがピーク周期の違いに 反映していると推察できる。平坦サイトにみられるピー ク周期の変動について、元木・他 (2016a)¹²⁾で議論して おり、ピーク周期は振動源からの距離によって 5%程度 の変動が生じうることを示している。

各サイトのピーク周期を用いて、観測点間距離10m(名 張サイト、掛川サイト、大和サイト)または20m(鶴見 サイトのみ)ごとに変動係数を求めた。距離範囲を変化 させ、100mまで評価した変動係数を図5に示す。横軸 のhは観測点間距離を表し、縦軸のCV(h)は変動係数を 表す。図5には、基盤形状が不整形である名張サイトと 掛川サイトを黒で、平坦な大和サイトと鶴見サイトを灰 色で、変動係数の平均と標準偏差を示している。基盤の 不整形の有無によって、変動係数の値に明瞭な違いが認 められ、ピーク周期の空間変動への地盤不整形性の寄与 は大きいといえる。また、どの距離範囲でも平坦サイト と不整形サイトの値は±1σを考慮しても重ならないこ とから、地盤不整形性の程度を識別する指標となる可能 性を表している。

4. ピーク周期の変動係数と地盤不整形性の関係 4.1 数値計算の概要

ピーク周期の空間変動に寄与する、地盤不整形を表す パラメータを明らかにするため、不整形地盤モデルを用 いた微動シミュレーションを実施した。まず、シミュレ ーションによる観測記録の空間変動の再現性を確認し、 次に地盤モデルに関するパラメトリックスタディを行っ た。

数値解析の対象は、全ての観測点でピーク周期が求め られたことと、PS 検層結果が得られていることから名張 サイトとした。計算は3次元有限差分法を用いた。グリ ッド間隔に関して、周期 0.07 秒まで計算できるように、 水平方向は3mとした。鉛直方向は、表層付近について は地盤の不整形性ができるだけ細かく表現できるよう 1mと、最下層以深については下限周期 0.07 秒と最下層 Vs に基づき設定した。

層境界面は不整形な形状を設定している。加振点を配 置している平坦エリアは水平成層としており、各層の境 界面深さは対象エリアの平均値としている。不整形から 水平成層へ推移するエリアは、100mの幅を設けている。 モデル境界に位置する吸収領域は 20 グリッドを設定し た。

地盤モデルは、名張サイトの実地盤を再現するように、 PS 検層や MWD 検層 ³に基づいて構築し、このモデル を基本モデルとした。地盤の物性は PS 検層に基づき、 各層の値を表1に示す。地盤減衰は1Hz で 5%となる減 衰を与えた。表層付近の Vs は場所によって異なること も考えられるが、ここでは層境界の形状で地盤の不整形 性を表現する。ここで、ピーク周期に影響を与える層を 考察する。ここでは不整形地盤を対象としているので、

表1 地盤物性

表2 数値計算に用いる解析ケース

Layer and Material	Vs (m/s)	Vp (m/s)	density (cm/s)	Q
1	220	1500	1.7	
2	360	1900	1.8	
3	460	2000	2	1011.0
α	2200	3300	2.3	TUT
4 β	800	2200	2.1	
r	1200	2600	2.2	

model name	relative slope angle to Model A	relarive average depth of layer boundary to Model A	relative model size to Model A	material of the deepest layer listed in Table 2	note
Model A	1	1	1	α	basic model
Model B	1*	1	1	α	flat only on the deepest boundary
Model C	0	1	1	α	flat on all boundaries
Model D	0.5	1	1	α	half slop angles
Model E	1.5	1	1	α	1.5 times the slope angles
Model F	1	1.5	1.5	α	1.5 times the model size
Model G	1	2	2	α	2 times the model size
Model H	1	1	1	β	different material of the deepest layer
Model I	1	1	1	r	different material of the deepest layer



図 6 (a)観測記録によるピーク周期分布、(b)ModelA の計算結果のピーク周期分布、(c)ModelA の Tz 分布

正規モードが必ずしも支配的になると限らないが、レイ リー波の基本モードを確認すると第1層から第4層まで を考慮した場合にはピークは見られるが、第4層を除い た場合、明瞭なピーク周期は確認できなかった。実体波 が卓越した場合も速度コントラストの強い層境界のピー ク周期に対する寄与が大きいことから、第1層から第4 層までの層構造がピーク周期に寄与していると考えられ る。層境界の不整形性は、第1層と第2層の境界面をNp 値25の深度と、第2層と第3層の境界面を図3(a)に示す Np 値 150 の深度とした。第3 層と第4 層の境界面の分 布に関する情報が得られなかったため、第3層の厚さを 一定とした基本モデル(表2の Model A)と、第4層の上面 深度を一定としたモデル(表2の Model B)を設定した。 各検層地点のデータから Kriging 法 ¹³⁾を用いて面的な境 界面深度の空間分布を推定した。なお、Kriging 法には後 述のセミバリオグラムをモデル化した重み係数を用いて いる。

パラメトリックスタディのためのモデル化は、基本モ デルから地盤モデルのパラメータを変動させて設定した。 上述した Model A, B を含め、設定したモデルを表2に示 す。変動するパラメータは、境界面の傾斜、モデルサイ ズ、最下層の物性値とした。基本モデル (Model A)、最 下層上面を平坦とした Model B、および境界面の傾斜や モデルサイズを変動した。Model C~Gの第3層の厚さは 基本モデルと同様に一定としている。境界面の傾斜を変 動させたモデル (Model C, D, E) は、各層の境界面に対 して深さ分布から求められる平均深さを固定し、平均深 さから各地点の深さの差を、0倍(平坦)、0.5倍、1.5倍 し、定数倍した差を平均深さに加えて、境界面深さ分布 を設定した。モデルサイズを1.5倍、2.0倍と変更したモ デル (Model F, G) では、グリッド間隔をそれぞれ 1.5 倍、 2.0 倍と変更し、3 次元全ての方向に対して比例的に拡大 したモデルを設定した。振動源位置も比例的に離れた配 置となるが、振動源の時間関数に関しては、その他のモ デルと同じものを用いている。最下層の物性を変えたモ デル (Model H, I) は、最下層と表層間の速度コントラス トによる HVSR への影響を調べるため、最下層の Vs を 800,1200 と変更し、Vp もそれに合わせて変更した。

振動源は全てのケースで同じ条件を与えている。振動 源は地表点における上下加振、加振点数は25地点とし、 位置はランダム配置としている。振動源の時間関数は加 速度スペクトルでホワイトとなるように正規乱数を発生 させたものを用い、各振動源で異なる乱数を用いた。シ ミュレーションの継続時間は160秒間とした。

微動記録のピーク周期分布、基本モデル(Model A) 時のシミュレーション結果のピーク周期分布、および地 表から最下層上面までの鉛直方向のS波走時 Tz¹⁴の比 較を図6に示す。地盤モデルの各層の厚さが地盤周期に 関係すると考え、地盤モデルの不整形性を表す量として、 佐藤・他(2014)¹⁴⁾で提案されているTzを採用した。図6 の比較において、全体的な傾向として、北側で周期が長 く(境界面が深く)、南側で周期が短く(境界面が浅く) なる傾向や、図6中の矢印で示す東側の北から南に上が っていく谷形状は、それぞれ概ね対応している。しかし、 主に西側に見られる尾根状の形状(図6の破線で囲まれ ている範囲)は3つの結果で対応していないなど、細か な部分には相違が見られた。

4.2 数値計算と観測の計画

微動シミュレーション結果のピーク周期から、図5と 同様に距離範囲ごとにピーク周期の変動係数を求めた。 観測記録との比較を図7に示す。シミュレーション結果 には、基本モデルの Model A と第4層の上面を水平にし た Model B の値を示している。観測記録の結果と Model A の結果は、55m まで変動係数の値が大きくなり、55m よ





図7 観測記録と数値計算結果のピーク周期の変動係数 の比較

り長い範囲においてその傾きが小さくなる傾向はよく対応している。観測記録の変動係数の絶対値は、Model A と Model B の間にあり、Model A の結果に近い。

計算結果が観測記録と対応しない要因として、第3層 と第4層の境界面の深度分布に関する情報がないことと、 表層のVsが場所によって異なることなどが考えられる。 境界面の深度分布に関して図7の結果から考えると、第 4層の上面は水平よりも第3層の上面の形状(第3層の 厚さが一定)の方に近く、それよりもやや緩やかになっ ている形状と推定される。Model A の結果は観測記録よ りも値が大きいものの、変動係数の全体的な傾向は再現 していることから、以降の検討では、数値解析の結果を 基に議論を展開する。

4.3 基盤傾斜や深さに対する変動係数の感度

パラメトリックスタディに基づいてピーク周期の変 動係数に影響するパラメータを整理する。まず、層境界 面の傾斜を変動した ModelA, C, D, Eの結果を図8に示す。 各モデルの結果は全て、55m まで変動係数が上昇し、 55m より長い範囲で傾きが緩やかになる傾向はよく対 応している。一方、絶対値が傾斜によって明瞭に異なっ ており、変動係数の絶対値は層境界面の傾斜に対して感 度が高いことを表している。全ての層境界面を平坦とし た Model C の結果は、約2%と図5に示す大和サイトや 鶴見サイトなど観測記録よりも小さい。また大和サイト を対象にシミュレーションした結果(元木・他、2016a¹²⁾ の Fig.16)と比較しても小さいことから、地盤モデルの 違いに起因していると考えられる。

次に、モデルサイズの異なる Model A, F, G の結果の比 較を図 9 に示す。左図は観測点間距離を横軸にとり、右 図は観測点間距離を、サイズ倍率で除した値を横軸にと っている。変動係数の絶対値はほとんど同じであるが、 傾きが緩やかになる折れ曲がりの距離が異なっている (図 9(a))。サイズ倍率で割った距離でみると、各結果は ほぼ重なる(図 9(b))。変動係数の傾きが小さくなる距離 はサイズ倍率に比例することから、不整形な境界面形状 (以降、凹凸と呼ぶ)の水平方向の波長と関係すると考 えられる。

最後に、地盤物性の影響を見るため、速度コントラス トに変化を与えたモデル Model A, H, Iの結果は図には示 していないが、その差は図8に示す地盤モデルの傾斜に よる差よりも顕著に小さいことを確認した。従って、地 盤の速度コントラストが変動係数に及ぼす影響は、地盤 の不整形性による影響と比較して十分に小さく、考慮し なくても傾向は捉えられると考えられる。

以上の結果から、ピーク周期の変動係数の絶対値は地 盤モデルの層境界面の凹凸の振幅に、変動係数の傾きが 変動する距離は層境界面の凹凸の水平方向の波長に関係



0.40





図8 傾斜角を変動させた時の数 値計算によるピーク周期の変動 係数の比較

図 9 モデルサイズを変更させた時の数値計算によるピーク周期の変動係数の比較

し、それらに比べ最下層の地盤物性は変動係数にほとん ど影響がないことを明らかにした。

5. ピーク周期の変動係数と地盤不整形性の関係

ピーク周期の空間変動を確率変数とみなし、地盤の不 整形性との関係を検討するために、図10に示すように両 者をパワースペクトル密度に変換して直接的に比較する。 ここでの検討には、3章で行ったシミュレーションの結 果と地盤モデルを用いる。

まずピーク周期の変動係数から、ばらつきを表現する セミバリオグラム¹⁵⁾を介して、パワースペクトル密度に 導く。式の導出については、は元木・他(2016b)¹⁶⁾を参 照されたい。



図 10 ピーク周期の変動係数と地盤モデルによる 不整形性を比較するためのフローチャート

ピーク周期と比較する地盤モデルの不整形性に関す る変数は、周期と関係する量が望ましく、ここでは前述 のTz¹⁴とした。シミュレーション結果を用いて、ピーク 周期とTz¹⁴のパワースペクトル密度を比較する。ピーク 周期の変動係数を、関数形で表現された自己相関関数を 用いて近似する。ここでは、自己相関関数の関数形とし てフォンカルマン型¹⁷を採用する。

関数のパラメータについては、グリッドサーチで、モ デルとデータの差の L1 ノルムを最小とする各パラメー タを求めた。Model A 時のピーク周期の変動係数とそれ に適合するセミバリオグラムの平方根を図 11 に示す。



図11 ピーク周期による変動係数とフォンカルマン型で モデル化した変動係数

Tzのパワースペクトル密度は、ピーク周期の変動係数 と等価になるように次式でTzに基準化し、Tzを2次元 フーリエ変換して求めた。

ピーク周期の変動係数に基づく推定値と、Model Aの Tz'のパワースペクトル密度の比較を図12に示す。また、 図12には観測点間距離の2倍を波長とした時に対応する 波数範囲を示している。その波数範囲において、ピーク 周期の変動係数からの推定値と Tz'の値はよく対応して いる。



図12 地盤モデルのTzのパワースペクトルとピーク周期 の変動係数から推定したパワースペクトルの比較

基本モデル時と同様に、傾斜を変更した地盤モデル (Model D, E) と、モデルサイズを変更した地盤モデル (Model F, G) に対して、ピーク周期の変動係数と地盤 モデルの Tz'を波数領域で評価し、その比較を図 13 に示 す。全てのモデルにおいて、ピーク周期の変動係数から 推定した結果は Tz'とよく対応している。両者が対応する



図 13 傾斜角、モデルサイズを変えた時の地盤モデルの 不整形性とピーク周期によるパワースペクトルの比較

ことは、不整形地盤上のピーク周期と地盤モデルの凹凸 の程度が類似していることを表している。

上記の知見と元木・他(2016a)¹²⁾での結果から得られ る、ピーク周期の変動係数と観測点間距離の関係の概念 図を図14に示す。不整形性が0、つまり層境界面が平坦 である場合に変動係数は0とはならず、観測点と振動源 の距離関係によって5%程度の値を持つことが確認され ている¹²⁾。不整形がある場合、ここでのケーススタディ の結果(図12、13)において、パワースペクトル密度で よく対応することから、ピーク周期の変動係数には、地 盤の不整形性が寄与していると考えられる。ピーク周期 の変動係数は、境界面の傾斜に対して感度が高いことと、 不整形性の有無によって観測記録の結果が顕著に異なる ことから、ピーク周期の変動係数の大きさによって、地 盤の不整形性を考慮しなければならないサイトか、水平 成層構造で近似できるかを識別ができる可能性がある。



5. 変動係数と傾斜角度に関係に関する考察

ピーク周期の変動係数は、地盤の不整形性と関係があることから、ピーク周期の変動係数を調べると地盤の不整形性の程度が推定可能と考えられる。傾斜基盤の有無を判別するための適切な閾値を調べるため、変動係数が0.05、0.10、0.15、および0.20に対応する地盤モデルを設定し、傾斜角度との関係を求めた。

まず、変動係数をモデル化してパワースペクトル密度 を求め、ランダム位相を用いて確率的な地盤モデルを構 築した。ピーク周期の変動係数から傾斜角を求める際は、 図10のピーク周期の変動係数とTzのパワースペクトル が同じであることを仮定する。次に作成した地盤モデル の層境界の深度分布から傾斜角度を求めた。上記の手順 で複数のモデルを構築し、地盤傾斜角の確率分布を推定 した。



図 15 (a)変動係数が 0.05 の時の 2 層地盤モデルの層境界面深度、(b)変動係数が 0.20 の時の層境界面深度、(c)異なる変動係数を仮定した時の傾斜角に対する確率分布、(d)変動係数と傾斜角 10 度の超過確率

変動係数のモデル化にあたって、自己相関関数の関数 形はフォンカルマン型とした²⁰⁾。関数のパラメータには ハースト指数、相関距離、揺らぎがある。観測記録との 対応からハースト指数を1.0、相関距離を30mとし、揺 地盤モデルは、工学的基盤の平均深さが20mの2層モデ ルを想定し、2層目の境界深さを変数として、各モデル の変動係数を満たすように、層境界面深度分布を確率的 に求めた。モデルの水平方向のグリッドサイズを4m、 全体の幅を400mとした。変動係数が0.05の時と0.20の 時の1サンプルの層境界面深度分布の例を図15(a)(b)に それぞれ示す。ピーク周期の変動係数が大きいほど、層 境界面深度分布の変動が大きくなり、地盤の不整形性の 度合が異なることが確認できる。

次に層境界面深度分布から、基盤の傾斜角を求めた。 具体的には、直下のメッシュと周囲の8点の深さを用い て、最小二乗法で平面近似して傾斜角を求めた。その際、 ピーク周期の半波長に対応する40mのバンド幅のParzen ウィンドウを用いて平滑化した。傾斜角の確率分布の作 成に当たり、乱数の初期値を変えて10サンプルを作成し た。

各モデルの傾斜角の確率分布を図15(c)に示す。変動係 数0.05は平坦サイトに対応する値であり、傾斜角の確率 分布は概ね5度以下となっている。

各モデルの傾斜角が 10 度を超える確率を図 15(d)に示

す。変動係数 0.20 は基盤傾斜サイトの名張サイトや掛川 サイトの変動係数と近く、傾斜角 10 度以上となる確率が 高い。渡辺・他(2011)^のは、基盤の傾斜角が 10 度以上と なると、1 次元増幅率とは異なる増幅を示すことを指摘 している。変動係数が 0.2 を超える場合、1 次元増幅率と 異なる可能性が高いことを表している。判定の閾値に対 応する変動係数=0.1 の傾斜角は、10 度以下となる可能性 が高い。それは、傾斜角 10 度を不整形性の影響が現れる 基準と考えれば、変動係数=0.1 は保守的な設定になって いることを示している。

5. まとめ

常時微動に基づく基盤傾斜の簡易な判別法の構築を 目的として、HVSRのピーク周期の空間的変動係数に着 目して、基盤が平坦な2サイト、傾斜している2サイト における観測と、数値解析に基づく微動シミュレーショ ンを実施した。以下に得られた知見を示す。

- (1) 微動 HVSR のピーク周期の変動係数は、基盤が傾斜 しているサイトと平坦なサイトでその振幅に顕著 な違いが見られ、標準偏差を考慮しても両者は重な らない結果となった。
- (2) シミュレーションによって概ね観測記録のピーク 周期の変動係数は再現できた。変動係数は主に基盤 のサイズよりも傾斜角に影響される。



図 16 ピーク周期の変動係数に基づく傾斜判別フローチャート

- (3) ピーク周期の変動係数から推定したパワースペク トルは、地盤のTzのパワースペクトルに対応する。 それはピーク周期の変動係数が地盤の凹凸の大き さを表すことを示唆している。
- (4) ピーク周期の変動係数 0.1 によって、基盤傾斜濃霧 を判別できる可能性を示した。

ただし、本検討は4つのサイトの観測データに基づい たものであり、より信頼性を高めていくためには、基盤 傾斜が様々な多くのサイトにおける観測記録の蓄積が望 まれる。

謝辞

本研究は、国土交通省が実施した平成22、23年度の 建築基準整備促進事業による成果の一部をフォローアッ プしたものです。計測サイトの場所は藤森工業株式会社 三重事業所とタイコエレクトロニクス合同会社から提供 して下さいました。測定作業は、東京工業大学総合理工 学研究科山中研究室に手伝っていただきました。また本 研究の開始時から、故三浦賢治博士に議論して頂きまし た。ガンマ関数と第2種変形ベッセル関数のソースコー ドは SLATEC のライブラリ¹⁸⁾を参照しました。記してご 協力くださった関係各位に謝意を表します。

参考文献

- Ohori, M., K. Koketsu, and T. Minami, Seismic Responses of Three Dimensionally Sediment-Filled Vallyes due to Incident Plane Waves, J. Phys. Earth, Vol. 40, pp.209-222, 1992
- 元木健太郎・山中浩明・瀬尾和大・川瀬博:2005 年福岡 県西方沖の地震の余震観測に基づく警固断層周辺の不整

形地盤による地盤特性の評価、日本建築学会構造系論文 集、第602号、pp.129-136、2006.4

- 3) 西謙二・笹尾光・鈴木康嗣・武居幸次郎・實松俊明:回 転打撃式ドリルを用いた新しい地盤調査法、日本建築学 会技術報告集、第5号、pp.69-73、1997
- 4) 林宏一・鈴木晴彦・斎藤秀樹:人口震源を用いた表面波 探査の開発とその土木調査への適用、応用地質技術年報、 No.21、pp.9-39、2001
- 5) 元木健太郎・渡辺哲史・加藤研一・武居幸次郎・山中浩 明・飯場正紀・小山信:微動アレイ計測に基づく傾斜基 盤構造の推定、日本建築学会構造系論文集、第78巻、 第688 号、pp.1081-1088、2013.6
- (渡辺哲史・加藤研一・飯場正紀・小鹿紀英:工学的基盤の傾斜が表層地盤増幅特性に与える影響に関する基本的検討、日本建築学会技術報告集、第36号、pp.455-458、2011.6
- 7) 浅野公之・岩田知孝・岩城麻子・栗山雅之・鈴木亘:地 震および微動観測による石川県鳳珠郡穴水町における地 盤震動特性、地震、第2 輯、第62 巻、pp.121-135、2009
- 8) 上林宏敏・川辺秀憲・釜江克宏・宮腰研・堀家正則:傾斜基盤構造推定における微動 H/V スペクトルの頑健性 とそれを用いた大阪平野南部域の盆地構造モデルの改良、 日本建築学会構造系論文集、第 74 巻、第 642 号、 pp.1453-1460、2009.8
- 9) 新井洋・上林宏敏:大阪堆積盆地における水平成層仮定のH/Vスペクトル逆解析による基盤深度の推定誤差、日本建築学会大会学術講演梗概集、B-2、pp.207-208、2013.8
- 10) 中川博人・中井正一:斜面地盤が短周期微動のH/V スペクトルと分散曲線に与える影響、日本建築学会構造系論文集、第75巻、第656号、pp.1827-1835、2010.10
- 11) 紺野克明・大町達夫:常時微動の水平/上下スペクトル 比を用いる増幅倍率の推定に適した平滑化とその適用例、

土木学会論文集、No.525 / I-33、pp.247-259、1995

- 12) 元木健太郎・渡辺哲史・加藤研一・武居幸次郎・山中浩明・飯場正紀・小山信:微動の水平上下スペクトル比のピーク周期に見られる時間および空間変動-工学的基盤が平坦なサイトにおける観測事例とその解釈-、日本建築学会構造系論文集、第81巻、第721号、pp.437-445、2016.3
- 13) Cressie, N., Statistics for Spatial Data (Revised Edition), 1993
- 14) 佐藤智美・大川出・佐藤俊明・藤堂正喜・西川孝夫:サイト固有の特性を反映した経験式に基づく南海トラフ沿いの巨大地震に対する長周期地震動予測、日本建築学会構造系論文集、第79巻、第695号、pp37-46、2014.1
- Davis, J. C., Aaalysis of Sequences of Data, Statics and Data Analysis in Geology, pp.159-292, 2002
- 16) 元木健太郎・渡辺哲史・加藤研一・武居幸次郎・山中浩明・飯場正紀・小山信:微動の水平上下スペクトル比の ピーク周期の空間変動と表層地盤の不整形性の関係、日本建築学会構造系論文集、第81巻、第730号、pp.1983-1992、 2016.12.
- 17) Sato, H., and M. C. Fehler, and Takuto Maeda, 2.3.2 Mathmatical Description of Random Media, Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth, Springer, pp.19-27, 2012
- 18) SLATEC Common Mathematical Library, http://www.netlib.org/slatec/, 2015.11.6 参照

スペクトルインバージョンによる地盤増幅特性の評価

SITE AMPLIFICATIONS EVALUATED BY GENERALIZED INVERSION TECHNIQUE

仲野健一*1 Kenichi NAKANO

Strong ground motions are composed of source terms, path effects, and site amplifications. These are well known characteristics for strong ground motions. Generalized inversion technique (GIT) proposed by Andrews (1982) is an effective tool to evaluate the characteristics. In this report, I foucused on the site amplification evaluated by GIT, because the site amplification affects the difference of building damage depending on the site. At first, I introduced the summary of GIT and theoritical interpretations of the site amplifications estimated by GIT. Next, I presented the relationships between the site amplifications and the pamerters of underground structures. Finally, I discussed about the uses of site amplifications applicated in the prediction of strong ground motions, evaluation of seismic hazard, and seicmic zonation. Also I pointed out the future tasks with the site amplifications estimated by GIT.

1. はじめに

地殻内部の断層破壊等によって生じた震動が伝播し て地面等で観測される揺れは特に地震動と呼ばれる。地 震動は主に震源、伝播、地盤増幅特性(サイト特性やサ イト増幅特性とも呼ばれる)によって構成されている^{1),2)}。 その内、震源特性は断層破壊現象に伴う地震動生成過程 を、伝播特性は震源から放出された地震動の波動伝播に 伴う減衰を、地盤増幅特性はサイト固有の地盤増幅を意 味している。これらは地震動特性もしくは強震動特性と 呼ばれることがある。物的・人的に被害を生じさせる地 震動は、特に強震動と呼ばれ、理工学の双方から精力的 に研究が進められている。

地震被害調査において、同じ地域に建設された同様の 構造形式の建築物でも、数十m程度離れているだけで、 地震被害が大きく異なる事例が報告されている^{例えば3)}。こ のことは、強震動特性の内、地盤増幅特性が最も強く影 響していると考えられる^{4,5}。

1995年兵庫県南部地震を契機として、防災科学技術研 究所によって全国強震観測網(K-NET)のと基盤強震観 測網(KiK-net)^のが運用されている。その他にも、気象 庁自治体や関西地震観測研究協議会等で精力的に地震観 測網が維持管理されている。これらの強震観測網で得ら れた強震観測記録は、理学のみならず耐震工学の様々な 分野で活用されている。

上記のような地震観測網で得られた強震観測記録に 基づいて、地震動を構成する3つの強震動特性を評価する ための強力な手法がAndrews⁸によって考案された。これ

はGeneralized Inversion Technique (GIT)と呼ばれ、日本で は岩田・入倉%によって広く認知された(以下、スペク トルインバージョンもしくはGITと呼ぶ)。その後、地 震観測網の充実、および、日本全体の地震活動度の活発 化等に伴う地震観測記録の増加によって、スペクトルイ ンバージョン実施例は、国内外間わず増加している10)~15)。 筆者も日本全国で得られた強震観測記録を用いてスペク トルインバージョンを実施し、その有効性を確認してい る16~18)。この手法で求められた強震動特性は、地震動の 生成要因を理解するのに重要であると同時に、統計的グ リーン関数法のための要素地震波を生成すること等にも 用いられる19。また、疑似点震源モデル20)では強震動予 測において直接的に地盤増幅特性が用いられている。一 方で、地盤増幅特性は特定の地盤の揺れやすさを表す指 標と見做せることから、それを地震ハザード評価に活用 する研究も提案されている^{例えば21)}。

2017年4月から評定建物では長周期地震動に対する構造安全性の検討が求められるようになったが²²⁾、それにはサイト固有の地盤増幅に関するパラメータを考慮する手法^{23,24)}が採用されており、このことはサイト固有の地盤増幅特性を適切に評価することが重要であることが社会的に認知され始めていることを示唆している。

以上のことから、本稿ではスペクトルインバージョン で評価される地盤増幅特性に着目し、まずその物理的解 釈について述べ、次いで地盤増幅特性と地下構造モデル との関係について考察する。そして、地盤増幅特性の利 活用に関する現状と今後の課題について議論したい。

Technical Research Institute, HAZAMA ANDO CORPORATION

2. スペクトルインバージョン

本章ではまずスペクトルインバージョンについて概 説する。スペクトルインバージョンの実施には地震観測 記録のデータベースが必要となるが、ここでは一例とし て筆者が文献¹⁸⁾で構築したものを紹介し、併せて同デー タベースに基づいてスペクトルインバージョンを実施し た際の解析条件について述べる。なお、以下では主に水 平動の地盤増幅特性を対象にして議論を展開する。

2.1 解析手法

地震観測で得られた地震動のスペクトル(パワー・ス ペクトルやフーリエスペクトル振幅等)をO(f)、震源特 性をS(f)、伝播特性をP(f)、サイト特性をG(f)とおけば、 これらの関係は式(1)のように表現される。

$$O(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot G(f) \tag{1}$$

スペクトルインバージョンとは、一言でいえば地震観 測記録から強震動特性を推定する手法である。一般的に 入力から出力を推定するのが順問題、出力から入力もし くは入出力の関係を推定するのが逆問題と呼ばれる。式 (1)の左辺の地震観測記録を出力、右辺の強震動特性を入 力と考えれば、スペクトルインバージョンとは出力から 入力の構成要素を推定する逆問題と捉えることができる。 従って、特定の拘束条件下において、種々の解法を適用 して解くことが可能である。

スペクトルインバージョンは、1982 年 Andrews⁸によって、震源とサイト周辺(伝播と地盤の双方を含む)の 影響をモデル化し、その常用対数を取ることで、式(2)の ような線形結合による定式化がなされた。

$$\log O_{ij}(f) = \log S_i(f) + \log P_j(f)$$
(2)

ここで、*O*_jはi番目の地震でj番目のサイトでの観測波 形のパワー・スペクトル、*S*_iはi番目の震源スペクトル、 *P*_jはj番目のサイト周辺のローカルな影響を考慮したパ ラメータである(なお、式(1)の*P*とは物理的意味が異な る点に注意されたい)。ただし、岩田・入倉⁹で指摘され ているように、式(2)における*P*_jや拘束条件の物理的意義 は不明瞭であった。

岩田・入倉⁹は、S 波の遠方近似解に基づいて式(1)を モデル化し、強震動特性(震源・伝播・地盤増幅特性) をそれぞれの線形結合によって表現することで、 Andrews⁸の定式化を式(3)のように拡張した。

$$\log O_{ij}(f) = -\log X^{ref} + \log S_i(f) + \log G_j(f) -(\log e) \cdot (\pi X_{ij} / Q_S V_S)$$
(3)

ここで、 X^{ref} は基準化のための任意の距離である。また、 式(3)の左辺の観測スペクトルは震源距離 X_{ij} と X^{ref} の比に よって補正されている。彼らは $G_j \ge 2$ の拘束条件の元、 Lawson and Hanson²⁵⁾による拘束条件付最小二乗法のプロ グラムによってこの式を解いている。ただし、彼らの定 式化は対象とするイベントや適用領域が限定的であった ことから、地震タイプや伝播経路ごとの差異等は考慮さ れていなかった。

岩田・入倉 ⁹を始め、地震観測網が整備される以前の スペクトルインバージョンに関する研究の多くは、解析 対象領域やデータ数が限られていた。しかし、地震観測 網が整備されるにつれ、長期間の多数のデータを扱って 日本全国を対象とした研究も実施されている。時空間的 に広範囲なデータを対象とする場合、伝播特性(波動伝 播に伴う減衰)は、地域や地震タイプによって異なると 考えられる。既往研究においては、地震タイプ別に対象 領域を複数の地域に分割した上で、伝播特性を評価する ことが有効であるとされている^{11),14),15}。

ここでは、川瀬・松尾¹¹⁾や Nakano et al.¹⁷で導入された フーリエスペクトル振幅を対象にした定式化を示す。た だし、式が煩雑となるため震源距離 X を除く変数につい ての振動数成分を省略している点に注意されたい。

$$\log O_{ij} = \log S_{i} - n_{l(i)} \cdot \log X_{ij} + \sum_{k} b_{l(i)k} \cdot X_{ijk} + \log G_{j}$$
(4)
$$X_{ij} = \sum_{k} X_{ijk}$$
(5)

ここで S_i はi番目の地震の震源特性、 G_j はj地点の地盤 増幅特性である。またnは幾何減衰を表しており、理論 的には実体波で 1.0、表面波では 0.5 となる。文献^{11,17)} では100km以降では20km間隔毎に別途評価させている。 bは内部減衰と散乱減衰の双方の影響を表す項である。 式(5)において、bには地域性を考慮することとして、第 四紀の火山の分布や糸魚川-静岡構造線などで 6 地域(kで表す)に分割し、地震タイプを Type B (プレート境界 地震)、Type I (プレート内地震)、Type C (地殻内地震)の3 つに分類している。なお、減衰項に乗じられている X_{ij} は震源距離であり、 X_{ik} はそのうち領域kを通る見かけの 距離である。

式(4)を解くためには拘束条件が必要となる。ここでは、 文献^{11),17)}と同様にYMGH01(防府)を基準点とし、同地点 の地表で観測された地震観測記録から地盤増幅特性を剥 ぎ取り、露頭岩盤相当(2E)のスペクトルに補正するこ とで拘束させる。なお、地盤増幅特性の剥ぎ取りのため、 ボアホール底と地表でのスペクトル比により地盤構造同 定で得られた最適モデルから、一次元重複反射理論に基 づいて露頭岩盤相当から地表面までの地盤増幅率(伝達 関数)を別途計算している。従って、他地点の地盤増幅 特性は、この基準観測点に対する増幅比として求まる (2E/2E)。剥ぎ取り後の基準観測点(YMGH01)のS波 速度は3,450m/sに達しており、推定された地盤増幅特性 は地震基盤に対する地表面までの地盤増幅率とみなせる。

伝播特性は主に減衰に関わる項である。波動伝播に伴う減衰は、主に幾何減衰、内部減衰、散乱減衰で表現され、スペクトルインバージョンにおいては、主に幾何減 衰項と内部減衰+散乱減衰の2つの項で構成されること が多い。内部減衰+散乱減衰は式(4)のbで表現されてい るが、これは岩田・入倉ッと同様にして式(6)により物理 値であるQ値に変換することができる。

$$Q^{-1}(f) = \left(-b(f) \cdot V_s \cdot \ln 10\right) / (\pi \cdot f) \tag{6}$$

ここで、bは内部減衰+散乱減衰を表す項、Vsは伝播する 岩盤内のS波速度である(3,500m/sと設定した)。Q値は 一般に品質係数と呼ばれる物理量であり、媒質の吸収に よるエネルギーの減少に関係する値である。

本節で示した定式化以外にも、みかけ入射角を考慮し たパラメータを減衰項に導入することで定式化を行った 事例もある²⁰。しかし彼らによれば、みかけ入射角考慮 の有無は、地盤増幅特性に影響しないことが併せて指摘 されている。

2.2 データセットの構築

スペクトルインバージョンは、先に述べたように逆問 題であることから、その解析結果はインプットデータに 強く依存する。従って、目的に応じて適切にデータセッ トを構築しなければならない。本稿で扱うデータセット は、Nakano et al.¹⁷⁾のデータセットに以下の強震波形を追 加する形で構築したものを用いる;1)気象庁 87 型電磁 式強震計、2)気象庁 95 型震度計、3)全国強震観測網 (K-NET)、4)基盤強震観測網(KiK-net)、5)関西地震 観測研究協議会(CEORKA)。なお、当該期間・機関の 地震記録に対して、気象庁マグニチュード $M_{JMA} \ge 4.5$ 、 震源深さ ≤ 60 km のデータを選定した。ただし、地殻 内地震については余震記録等を含めるため一部 4.0 \le $M_{JMA} \le 4.5$ のデータも含んでいる。この時、事前処理と して、地震波形は全て K-NET 形式の書式に統一した。

地震タイプの判定は、地殻内地震では震源深さが基本 的に 25km 以浅で震源が内陸部にあるもの(海域にある が地殻内地震であると明らかなものも含む)、海溝型地震 について、プレート内地震は震源深さが基本的に 25km 以深で沈み込むプレートの内部に位置するもの、さらに プレート境界地震は、沈み込むプレート上面に位置し、 かつCMTの発震機構解(1997 年以前はHarvard^{27),28)}、そ れ以後は Freesia²⁹⁾を参照)が低角逆断層であるものとし て分類した。ただし、既往研究等から別途地震タイプを 判別した場合はその限りではない。また、本研究で用い る地震モーメント*M*₀は上記いずれかのCMT 解を参照し た(一部のイベントでは気象庁 *M*_{JMA}から換算した³⁰)。

データセットに含まれる地震波形の震源距離と地震 規模の分布を図1に示す。震源距離は震源位置と各観測 地点を結ぶ直線距離とした。図1(a)は震源深さ30km 以 浅、図1(b)は震源深さ30kmより深い場合を示す。これ らを見れば、海溝型の地震では震源深さ30kmより浅い ものも含まれていることがわかる。また、震源距離・地 震規模について非常に幅広い範囲の地震波形が含まれて いることがわかる。なお、マグニチュード *M*_{JMA} や発震 位置等の震源情報は、気象庁震源カタログを参照した。

図2に、本研究で対象とした地震観測地点を機関毎に 示す。また、2.1節で述べたように地域毎に異なる伝播特 性を考慮するために区分けした領域を併せて示す。図中 の凡例が地震観測地点位置、数字が分割した領域番号を 示している。









図2 分割した領域と地震観測地点

2.3 解析条件

解析条件は、震源距離 ≦ 200km、最小加速度 ≧ 0.2 cm/s^2 、最大加速度 $\leq 200 cm/s^2$ 、同一地震トリガー地点 数 ≥ 3 の条件に合致する加速度時刻歴波形を用いる。 詳細は既報¹⁸⁾を参照されたい。ただし CEORKA のデー タについては別途FFTによる1階微分で加速度時刻歴波 形に変換した。上記に該当するデータに対して、まず日 本付近のS波の走時表 (1997年10月以前は83A 走時表、 それ以降は JMA2001 走時表)を用いて、S 波初動以降を マグニチュードに応じた時間区間 (M_{JMA} ≤ 6 で5秒、6 < M_{IMA} < 7 で 10 秒、7 < M_{IMA} で 15 秒)で切り出し、 前後に2 秒のコサインテーパをつけた。ここでは断層最 短距離や等価震源距離は用いず、破壊開始点から各観測 点までの直線距離をとる震源距離 X_{ii}を採用した。ターゲ ットとなる水平動フーリエスペクトルFiiにはNSとEW 成分の RMS 値を用いる。また、フーリエスペクトルは バンド幅 0.1Hz の Parzen window により平滑化する。

式(4)に基づくスペクトルインバージョンで直接的に 評価された地盤増幅特性は、実体波がメインの主要動(S 波部)から推定されたものであるから、物理的には地震 基盤に入射したS波の堆積層での地盤増幅率を意味する。 ただし、野津・長尾¹⁰⁾で指摘されているように、S波部 分のみからスペクトルインバージョンで評価された地盤 増幅特性には、盆地生成表面波等が除かれていることに なる。従って、このS波を対象として評価した地盤増幅 特性を地震動予測に用いる場合、地震動の後続波群が有 する長周期のパワーを再現できない可能性がある。その ため、ここでは文献¹⁸⁾と同様に、下記の手順で後続波群 の影響を含めた地盤増幅特性を評価する。ただし、Q値 については1段階目で評価された減衰項を2段階目で直 接的に用いる。なお、以下では「地盤増幅特性」と「サ イト特性」を同義に用いることをお断りしておく。

- S 波走時表を参照して、観測記録の S 波部を M_{JMA} に応じた短い継続時間で切り出した観測スペクトル に対してスペクトルインバージョンを実施し、震源 スペクトル、伝播特性、サイト特性を推定する。
- 観測記録から後続波形を含む 327.68s 区間(記録長 不足の場合0詰め)を切り出した観測スペクトルを、
 1)で評価した震源スペクトルと伝播特性の積で割り 込むことで、個別地震時サイト特性を計算する。
- 3) 特定のサイトで地震毎に評価された個別地震時サイト特性を対数平均することで、主要動部と後続波群を含む観測記録からサイト特性を改めて推定する。

本稿では、1)で求められたサイト特性を「S 波サイト 特性 (Site Amplification with S-wave; SA-S)」、3)で求めら れたそれを「全波サイト特性(Site Amplification with full-waves; SA-SS)」と表記する。ここで後者は、物理的には、①すべての後続動はサイト直下の基盤入射S波に対する付加的増幅として評価できる、②その付加的増幅をもたらす波動の盆地内の伝播特性は基盤を伝播するS波と同じである、と仮定したことに相当する。

3. スペクトルインバージョンで評価した地盤増幅特性

3.1 S 波部を対象にした場合

図3に、スペクトルインバージョンで推定された水平 動のS波サイト特性(SA-S)を示す。また、一次元重複 反射理論による地震基盤に対する地表までの理論地盤増 幅率(2E/2E)を併せて示す。前者は点線、後者は実線で ある。理論地盤増幅率の計算にあたっては、地震調査研 究推進本部の深部地盤構造モデル³¹⁾とボーリング調査に より得られている K-NET の浅部地盤構造を、Vs が連続 的に繋がるように接続して地盤モデルを作成した。浅層 地盤の減衰定数は与えられていないため、堆積層地盤で 経験的に用いられる Qs = Vs/15の関係から略算的に算 定し、ここでは振動数に対して1.0乗で依存させている。 なお Vs = 3,400m/s の層を基盤面として一次元重複反射 理論による理論地盤増幅率を計算している。



図3で示したサイトは概ね1Hz以上に卓越周期を有す るが、これらは主に平野部の縁にあり、特に堆積層が薄 く基盤深度が浅い地点であることが影響していると考え られる。また図3の比較から、S波サイト特性は一次元 重複反射理論で計算される理論地盤増幅率と概ね整合し ていることが確認できる。従って、スペクトルインバー ジョンで推定されるS波サイト特性は、2章で示した定 式化における仮定の通り、地震基盤に対する地表面まで の地盤増幅率として物理的に解釈できることを示してい る。このことから、地震観測記録が面的および量的に蓄 積していくことで、地盤構造が不明な場所でも、スペク トルインバージョンによって精度の高いS波の地盤増幅 率を直接得ることが可能であると考えられる。

3.2 全波部を対象にした場合

ここでは、2.3 節で示した2種類のサイト特性(S波サ イト特性と全波サイト特性)について比較し、地震波形 の後続波群の有無が、地盤増幅特性評価に与える影響に ついて考察する。



図4 S波サイト特性と全波サイト特性の比較

図4にS波サイト特性と全波サイト特性の比較を示す。 太実線は全波サイト特性 (SA-SS)、細点線は全波サイト 特性 (SA-SS) のばらつきを示し (平均± σ)、一点鎖線 はS波サイト特性 (SA-S) を示している。

全体的な傾向としては、一点鎖線に比べて太実線は振 幅値が大きくその傾向は短周期に比べて長周期で顕著で あること、両者のスペクトル形状そのものはよく似通っ ていることがわかる。特に OSKH02 における S 波サイト 特性(SA-S)の周期3秒付近では明瞭なピークは見えて いないが、主要動と後続波群を含めた波形から計算した 全波サイト特性 (SA-SS) では周期 3~4 秒にピークがあ り、周期7秒付近においてもややピークのような形状が 見られる。堆積盆地の卓越周期は当該地点の基盤深度や 伝播経路(波動到来方位)等にも左右されるため一概に は言えないが、濃尾平野の卓越周期については約1.5~5 秒とする研究³²⁾があり、OSKH02 がある大阪平野の此花 地区については周期5~7秒付近に卓越周期が表れるこ とが地震観測記録等を用いた分析によって指摘されてい る³³⁾。以上のことを勘案すれば、S 波サイト特性(SA-S) より全波サイト特性(SA-SS)の方が観測事実と整合し ていると考えられる。ただし、彼らの指摘とここで示し た地盤増幅特性との間には卓越周期に関してやや差異が あるようにも見えるが、それは全体的な平均値で見てい るためであり、地震発生位置や伝播経路を考慮して整理 すれば、整合性が向上すると考えられる。

4. 地下構造モデルと地盤増幅率

4.1 基盤深度との関係

ここでは基盤深度と特定周期での地盤増幅特性(全波 サイト特性)の空間分布について考察する。図5に、関 東地方の地震基盤(Vs=3.2km/s)の上面深度と周期 3.3 秒 (0.3Hz) および周期 0.1 秒 (10Hz) での全波サイト特 性(SA-SS)を併せて示す。前者が上段、後者が下段で ある。また、図中の領域内の濃淡が基盤深さを、丸印内 の濃淡が地盤増幅率を示している(濃いほど値が大きい)。 なお、基盤深度は地震本部の地下構造モデル³¹⁾を参照し て設定した。この図から、周期 3.3 秒においては、明ら かに基盤深度が深いほど増幅率が大きい傾向が確認でき る。特に東京湾周辺から北西にかけて深い部分があり、 そこに沿って増幅率が大きく、それより浅い部分では増 幅率が小さくなっている。子細にみれば、茨城県南部か ら栃木県南部、および、千葉県北部にかけて基盤がそれ ほど深くないのに増幅率が大きくなっている領域が見ら れる。これらの地域では、関東ローム層等が厚く堆積し ていると考えられ、堆積層厚だけではなく低速度層の影 響が大きく表れているものと推察される。一方、周期0.1

秒の場合、基盤深度と増幅率の間には明瞭な相関関係は 確認できない。このことは地盤増幅率の短周期成分は基 盤深度だけでは説明できないことを示唆している。図 6 に近畿地方の地震基盤(Vs=2.9km/s)の上面深度と周期 3.3 秒 (0.3Hz) および周期 0.1 秒 (10Hz) での全波サイ ト特性(SA-SS)を併せて示す。前者が上段、後者が下 段である。近畿地方の周期3.3秒においては、大阪湾周

辺の基盤深度が深い領域で増幅率が大きいが、その他の 基盤深度が深い領域ではそれほど増幅率は大きくなって いない。このことは、先と同様に基盤深度だけでなく、 堆積層の速度構造が地盤増幅特性に影響することを意味 しており、地盤増幅の影響をモデル化する際には留意す る必要がある。また短周期になると相関が見られなくな る傾向は関東地方と同様である。



Site amplification

4.2 地下構造パラメータとの関係

ここでは、スペクトルインバージョンで評価される地 盤増幅特性と地下構造パラメータの関係について考察す る。本節では全波サイト特性(SA-SS)を対象とし、地 下構造パラメータとしては、30m以深までの平均S波速 度 AVS30、S 波の堆積層伝播時間 Tz を用いる。なお K-NET サイトでは表層 20m までの情報しか無いため、 Kanno et al. ³⁴⁾の関係式を用いて AVS20 から AVS30 に換 算している。なお、Tz は鉛直下方入射した S 波が堆積層 内を伝播する時間として、式(7)で定義される²³⁾。

$$T_z = \sum_{i=1}^{N} H_i / V s_i \tag{7}$$

ここで、*H*_i、*V*_{Si}は、それぞれ i 層の層厚、S 波速度であ り、N は基準とする層からの層数である。なお、関東地 方では 地震 基盤 面を Vs=3.2km/s 、近畿 地方では Vs=2.9km/s と設定した。

図7(A)、(B)に、関東地方と近畿地方での全波サイト特 性(SA-SS)とTzの関係をそれぞれ示す。なお、関東地 方では全体的な傾向を掴むため、関東地方のサイトには 千葉県、東京都、神奈川県、栃木県、群馬県、埼玉県、 茨城県の各サイトを選択し、近畿地方では詳細に検討す るため、大阪堆積盆地周辺(大阪湾周辺)の CEORKA と大阪府内のK-NETとKiK-netのサイトを選定した。こ こでは紙面の都合から0.3Hz(周期3.3秒)、5Hz(周期 0.2秒)での全波サイト特性(SA-SS)を示している。ま た、全体的な相関関係を把握するため、回帰式とその相 関係数 R²を併記している。これらの比較から、全波サ イト特性(SA-SS)はTzと正の相関を有していることが わかる。ただし、その傾向は長周期側の0.3Hzで見られ、 対象を盆地内地点に限定した近畿地方でより明瞭である。

図 8(A)、(B)に、関東地方と近畿地方での全波サイト特 性(SA-SS)と AVS30の比較をそれぞれ示す。図を見れ ば明らかであるが、各周波数において相関自体はやや弱 いが負の相関を有している。また、近畿地方においてや や相関が強くなっていることがわかる。なお、近畿地方 の比較では、Tz に比べて AVS30ではデータ数が大きく 減少しているが、それは CEORKA ではボーリング情報 が公開されていないためである。また、AVS30の比較に おいて KiK- net サイトは用いていない。

5. 地盤増幅特性の活用と課題

本章では、スペクトルインバージョンで評価した地盤 増幅特性の主な使われ方を整理し、その活用における留 意点等について議論したい。







図8 全波サイト特性とAVS30の関係

波サイト特性は、地震基盤に入射したS波に対する地表 面までの増幅率(地盤増幅率)として物理的に解釈でき ること、②S波および後続動を対象とした全波サイト特 性の場合には、S波サイト特性に加えて、盆地生成表面 波等の長周期成分を考慮できること、③全波サイト特性 については領域を絞って整理することで地下構造パラメ ータとの相関が強くなる傾向が確認できたことの3点で ある。これらは、スペクトルインバージョンで評価した 地盤増幅特性を工学的に利用する際の物理的解釈やその 妥当性を与えるものと考えられる。

以下に、地盤増幅特性の主な活用例を示す。

- 地下構造モデル推定
- 2 強震動予測
- 3 地震ハザード評価
- ④ サイスミックゾーネイション

まず、個々の活用例について概説する。①の地下構造 モデル推定においては、地盤増幅特性(サイト特性)を ターゲットにして、それを適切に説明できる地下構造モ デルを推定するものである^{例えば 35), 36)}。推定に際しては、 地盤の物性値をパラメータとして、一次元重複反射理論 等に基づいて、ハイブリッドヒューリスティック法 (HHS)や遺伝的アルゴリズム(GA)等が用いられる ことが多い。これらによって推定された地下構造モデル は、②の強震動予測等に積極的に用いられている。ただ し、この手の推定問題においては、同定するパラメータ 間にトレードオフが存在するため、適切な手法や探索範 囲を選択する必要がある。また、地盤増幅特性を用いて 3 次元地盤構造モデルを経験的に補正する試みも行われ ている³⁷。

②の強震動予測においては、

①で推定した地下構造モ デルを用いる場合と地盤増幅特性を直接的に用いる場合 が考えられる。前者では、波数積分法や差分法等の理論・ 解析的手法が、後者では、統計的グリーン関数法や疑似 点震源モデル等の半経験的手法のそれが主に該当する。 長周期地震動などを対象とした場合は直接的に地下構造 モデルや地盤増幅特性を用いることができる。ただし、 大地震かつ震源近傍を計算対象とする場合、任意の基盤 までの地下構造モデルを用いて基盤地震動を計算するか、 スペクトルインバージョン等で評価した地盤増幅特性で 基盤に引き戻すことで基盤相当における要素波形を作成 した上で波形合成法に基づいて地震動を計算し、その地 震動を基盤以浅の表層地盤に入力して逐次非線形や等価 線形解析等を行う必要がある。なお、理論・解析的手法 では約1-2Hzから長周期域を、半経験的手法では短周期 域を対象にして地震動が計算される。一般には、これら をマッチングさせるハイブリッド法3%がよく用いられる。 ③の地震ハザード評価においては、例えば、特定の地 点において、ある大きさ以上の地震動を経験する危険度 (確率) が評価されることが多い。面的に評価を行った 場合、俗にいうハザードマップとして整理され、それが

後述のサイスミックゾーネイション³⁹において活用され る。この時、地震発生確率はもちろん重要であるが、「地 盤の揺れやすさ」は特定の地点における危険度評価に強 く反映される。例えば、地震本部の地震ハザード評価⁴⁰ には、工学的基盤から地表までの最大速度増幅率が考慮 されている。近年、最大値指標に比べてより詳細な影響 度を考慮するため、直接的にスペクトルインバージョン で評価された地盤増幅特性を考慮した事例もある^{例えば 21}。

④のサイスミックゾーネイション(サイスミックゾー ニングとも呼ばれる)³⁹は、社会防災や国土の工学的利 用のための基礎資料として必要不可欠なものである。そ の要素として、先に挙げた地震ハザード評価や地震リス ク評価が位置づけられ、これらを勘案して総合的な地震 危険度が可視化される(その先駆的存在として河角マッ プ⁴¹⁾が有名である)。近年、港湾関係において、スペク トルインバージョンで評価した地盤増幅特性が、直接的 にサイスミックゾーネイション等に活用されており⁴²、 このことは、地盤増幅特性評価の社会的重要性を示唆し ている。

最後に、既に述べたことも含まれるが、スペクトルイ ンバージョンで評価される地盤増幅特性の課題について 述べておく。先に挙げた①~④に共通するものとして、 まずスペクトルインバージョンによって得られる地盤増 幅特性は基本的に平均的な特性であるということである。 従って、地震タイプ依存や伝播経路依存(方位依存)等 を考慮するためには、全波サイト特性(平均値と分散値) を評価し、地震タイプや方位依存等について整理した上 で活用することが望ましい。既往研究においても、伝播 経路の違い(到来方向)による表面波の励起が地盤増幅 特性に与える影響が指摘されている^{例えば 43)}。地盤増幅特 性の研究においては、フーリエスペクトル振幅を使った ものが多いが、地震動は振幅情報と位相情報の双方で構 成される。表面波の影響を考慮する場合、継続時間が長 い地震動を評価しないといけない。従って、今後位相情 報にも着目した検討が必要になると推察される。また、 1995 年以降に全国の強震観測網は急速に整備されたが、 ピンポイントな地盤増幅特性評価には耐えがたいのが現 状であり、依然として地震観測地点は限られている。今 後、任意地点のための地盤増幅特性評価方法や適切な空 間補完方法に関する研究等を進めていく必要がある。

さらに、①と②に関して言えば、長周期地震動を対象 とした深部もしくは全体系としての地下構造モデル推定 には適しているが、その推定方法の選択や表層地盤の非 線形性を考慮するためには、前述のような工夫が必要と なる。また、③と④に関しては、一般には平均的な種々 の特性・傾向を勘案して地震危険度等を評価することが 目的であると考えられるが、特定のイベントや地域の特 性等を考慮する場合には、評価された地盤増幅特性がど のような性質を有しているか理解した上で活用すること で、適切な地震ハザード評価やサイスミックゾーネイシ ョンに繋がるものと推察される。

6. まとめ

本稿のまとめは以下の通りである。

- スペクトルインバージョンによって評価された地 盤増幅特性の内、S波を対象として評価した場合のS波サイト特性は一次元重複反射理論の計算結 果と整合する。従って、地震基盤に対する地表までの地盤増幅率(2E/2E)として物理的に直接解釈 することが可能である。
- S 波とその後続動を含めて評価した全波サイト特性は、S 波サイト特性に比べて長周期域でピーク

がより明瞭になることがわかった。またその傾向 は大阪平野や関東平野など堆積盆地やその沿岸部 で顕著に見られることがわかった。

- 本稿ではまず全波サイト特性は全体の傾向を掴む ことを目的としていたことから、平均値と分散値 として評価している。しかしながら、既往研究で も指摘されているように、地震規模、地震タイプ や地震動伝播経路によって地盤増幅特性は大きく 変動する可能性があるため、特定の事象に着目す る場合、その解釈には注意が必要である。
- スペクトルインバージョンで評価した地盤増幅特 性の利活用について主だったところを整理し、地 盤増幅特性を活用する際の留意点と今後の課題に ついて議論した。

謝辞

本研究では気象庁、防災科学技術研究所、関西地震観測研究協議会によって公開されている地震観測記録を使用 させて頂きました。また、本研究は京都大学川瀬博先生 との議論に依るところが大きい。一部の作図にはGMT⁴⁴ を用いています。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 日本建築学会:地盤震動一現象と理論-,2005.
- 日本建築学会:地盤震動と強震動予測―基本を学ぶ ための重要項目、日本建築学会、2016.
- 3) 後藤浩之,澤田純男,吉田望,羽田浩二:2011年東北 地方太平洋沖地震の地震動による福島県浪江町建築 被害の悉皆調査,土木学会論文集A1(構造・地震工 学), Vol.70, No.4(地震工学論文集第33巻), I_1061-I_1070,2014.
- Kawase, H., Matsushima, S., Nagashima, F., Baoyintu and Nakano, K. : The cause of heavy damage concentration in downtown Mashiki inferred from observed data and field survey of the 2016 Kumamoto earthquake, Earth, Planets and Space, Vol. 69, No.3, doi:10.1186/s40623-016-0591-1, 2017.
- 5) Hisada, Y., Kaneda, J., Teramoto, A., Murakami, M., Masuzawa, Y., Yanagida, Y., Shindo, T., Suzuki, H., Sakai, S., Mori, K., Nakano, K., Tojo, Y., Kimoto, K., Tanaka, S. and Kobayashi, W. : Strong ground motions and damage investigation of buildings near the surface faulting of the 2016 Kumamoto earthquake in Japan, 16th World Conference on Earthquake Engineering, No.5001, 2017.
- Kinoshita, S. : Kyoshin net (K-NET), Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.69, No.4, pp.309-332, doi:10.1785/gssrl.69.4.309, 1998.
- 7) Aoi, S., Kunugi, T. and Fujiwara, H. : Strong-motion

seismograph network operated by NIED: K-NET and KiK-net, J. Japan Assoc. Earth. Eng., Vol. 4, Issue 3, pp. 65-74, doi:10.5610/jaee.4.3_65, 2004.

- Andrews, D.J. : Separation of source and propagation spectra of seven Mammoth Lakes aftershocks, Proc. of Workshop 16, Dynamic Characteristics of Fault, U. S. Geol. Sur. Open File Rep., pp.82-591, USGS, pp.437-454, 1982.
- 9) 岩田知孝,入倉考次郎:観測された地震波から震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み,地震第2輯,第39巻,pp.579-593,1986.
- 10) 佐藤智美, 巽誉樹: 全国の強震記録に基づく内陸地震 と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学 会構造系論文集, 第556号, pp.15-24, 2002.
- 川瀬博, 松尾秀典: K-NET, KiK-net, JMA震度計観測 網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各 特性の分離解析, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第1 号, pp.33-52, 2004.
- 12) 野津厚, 長尾毅: スペクトルインバージョンに基づく 全国の港湾等の強震観測地点におけるサイト増幅特 性,港湾空港技術研究所,資料, No.1112, 2005.
- 13) 野津厚,長尾毅,山田雅行:スペクトルインバージョンに基づく全国の強震観測点におけるサイト増幅特性とこれを利用した強震動評価事例,日本地震工学会論文集,第7巻,第2号(特集号),pp.215-234,2007.
- 14) Oth, A., Parolai, S. and Bindi, D. : Spectral analysis of K-NET and KiK-net data in Japan, Part I: Database compilation and peculiarities, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.101, No. 2, pp.652-666, doi: 10.1785/0120100134, 2011.
- 15) Oth, A., Bindi, D., Parolai, S. and Giacomo, D.D. : Spectral analysis of K-NET and KiK-net data in Japan, Part II: On attenuation characteristics, source spectra, and site response of borehole and surface stations, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.101, No. 2, pp.667-687, doi: 10.1785/0120100135, 2011.
- 16) 仲野健一,川瀬博,松島信一:スペクトルインバージョン手法に基づく強震動特性の統計的性質に関する研究 その1 フーリエスペクトル・応答スペクトルから分離した平均特性,日本地震工学会論文集,第14巻,第2号,pp.67-83,2014.
- 17) Nakano, K., kawase, H. and Matsushima, S. : Statistical properties of strong ground motions from the generalized spectral inversion of data observed by K - NET, KiK - net, and the JMA shindokei network in Japan, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.105, No.5, pp.2662-2680, doi: 10.1785/0120140349, 2015.
- 18) 仲野健一, 川瀬博, 松島信一: 1988年から2016年まで に観測された強震記録から分離したサイト特性に関

する研究,京都大学防災研究所年報,第61巻 B, pp.282-300,2018.

- 19) Kawase, H., Ito, S. and Kuhara, H. : Strong motion prediction for Fukuoka city based on distinctive asperities and statistical Green's functions. Proc. 6th Int. Conf. Seism. Zona., Palm Springs, California, CD-ROM, pp.6, 2000.
- 20) 野津厚:強震動を対象とした海溝型巨大地震の震源 モデルをより単純化する試み一疑似点震源モデルに よる2011年東北地方太平洋沖地震の強震動シミュレ ーションー,地震第2輯,第65巻,pp.45-67,2012.
- 21) 今泉翔,水谷由香里,菅井径世,森保宏:サイト増幅 特性の空間分布を用いた任意地点での地震ハザード 評価法,日本建築学会学術講演梗概集,構造II, pp.83-84,2018.
- 22) 国土交通省:国住指第1111号 超高層建築物等における南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動対策について(技術的助言), 2016, http://www.mlit.go.jp/common/001136168.pdf(閲覧日:2018 年5月24日).
- 23) 佐藤智美,大川出,西川孝夫,佐藤俊明,関松太郎: 応答スペクトルと位相スペクトルの経験式に基づく 想定地震に対する長周期時刻歴波形の作成,日本建 築学会構造系論文集,第75巻,第649号, pp.521-530, 2010.
- 24) 佐藤智美,大川出,西川孝夫,佐藤俊明:長周期地震動の経験式の改良と2011年東北地方太平洋沖地震の長周期地震動シミュレーション,日本地震工学会論文集,第12巻,第4号,pp.354-373,2012.
- 25) Lawson, C. L. and Hanson, R. J. : Solving least squares problems., Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 1974.
- 26) 天池文男,小林喜久二:見かけ入射角を考慮したスペクトルインバージョン解析法,日本地震工学会論文集,第16巻,第9号,pp.33-45,2016.
- Dziewonski, A.M., Chou, A.T. and Woodhouse, H.J. : Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, J. Geophys. Res., Vol.86, pp.2825-2852, doi:10.1029/JB086iB04p02825, 1981.
- 28) Ekström, G., Nettles, M. and Dziewonski, M.A. : The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, Phys. Earth Planet. Inter., pp.200-201, 1-9. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002, 2012.
- 29) 福山英一,石田瑞穂, D., S., Dreger,川井啓廉:オンライン広帯域地震 波形を用いた完全自動メカニズム決定,地震 第2輯,第51巻,第1号, pp.149-156, 1998.
- 30) 武村雅之:日本列島およびその周辺地域に起こる浅 発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震 第2輯, 第43巻, pp.257-265, 1990.

- 31) 地震調査研究推進本部:「長周期地震動予測地図」 2012年試作版 付録2 全国1次地下構造モデル(暫 定版),2012, <u>https://www.jishin.go.jp/</u>(閲覧日:2018 年2月13日).
- 32) 多賀直恒, 富樫豊, 宮崎正: 濃尾平野周縁部の長周期 微動特性:たい積地盤と振動源の特性の分離, 日本 建築学会構造系論文集, 第324号, pp.95-103, 1982.
- 33) 寺島芳洋, 高橋広人, 福和伸夫, 護雅史: 堆積盆地に おける地盤と超高層建物との共振現象に関する研 究:その1 大阪平野の地盤周期の分析と強震動予測, 日本建築学会学術講演梗概集, 構造II, pp.151-152, 2012.
- 34) Kanno, T., Narita, A., Morikawa, N., Fujiwara, H. and Fukushima, Y. : A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recorded data, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 96, No. 3. pp.879-897, doi:10.1785/0120050138, 2006.
- 35) 川瀬博, 松尾秀典: K-NET, KiK-net, JMA震度計観測 網による強震記録から分離したサイト増幅特性とS 波速度構造との対応, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第4号, 2004.
- 36) 山中浩明, 大堀道弘, 翠川三郎: 地震記録に基づく地 盤増幅特性の逆解析による関東平野のシームレスS 波速度構造モデルの推定, 日本建築学会学術講演梗 概集, 構造II, pp.47-48, 2009.
- 37) 早川崇:関東平野における長周期地震動のサイト増幅特性と三次元速度構造モデルの改良に関する研究, 早稲田大学大学院創造理工学研究科学位論文,2015.
- 38)日本建築学会:最新の地盤震動研究を活かした強震 波形の作成法,2009.
- 39)日本建築学会:地震動と地盤一地盤震動シンポジウム10年の歩み一,1983.
- 40) J-SHIS : 地震ハザードステーション, http://www.j-shis.bosai.go.jp/(閲覧日:2018年9月30日).
- 41) Kawasumi H. : Measures of earthquake danger and expectancy of maximum intensity throughout Japan as inferred from the seismic activity in historical times, Bull., Earthq. Res. Inst., Vol.29, No.3, pp.469-482, 1951.
- 42) 日本港湾協会:港湾の施設の技術上の基準・同解説,
 2007.
- 43) 高橋広人,平井敬,福和伸夫:地震記録に基づくサイト特性と地震波到来方向の関係に関する研究,日本建築学会学術講演梗概集,構造II, pp.47-48, 2015.
- 44) Wessel, P. and Smith, H.F.W. (1998): New, improved version of Generic Mapping Tools released, Eos Trans. AGU, Vol.79, No.47, p.579, 1998.

平均S波速度による地盤増幅特性の評価

EVALUATION OF SITE AMPLIFICATION BASED ON AVERAGE SHEAR WAVE VELOCITY

三浦弘之*1 Hiroyuki Miura*1

Average shear wave velocity in upper 30m (Vs30) has been used for the simplified site classification and site amplification especially when the available soil profile data is limited. In order to examine the applicability of the Vs30-based site amplification model, the relationships between the Vs30 and the average velovities in less than and greater than 30m, and the relationships between the average velovities and theoretical amplifications are discussed. The empirical ground motion prediction equations for response spectra based on the attenuation relationship and the Vs30-based site amplification model are applied to the observed data in recent large crustal earthquakes. Although the response spectra are underestimated at the sites located near the fault, the observed response spectra are well reproduced at other sites. It is also found that that the residuals are decreased in shorter periods by including the empirical nonlonear site amplifications.

1. はじめに

表層地盤の増幅特性は、地表面での地震動に大きな影 響を及ぼすため、その把握は強震動予測・評価のために は非常に重要である. 地盤増幅特性を把握するには、PS 検層から得られるS波速度構造を用いて,重複反射理論 等によって周波数(周期)毎の増幅率を得ることが望ま しい. ボーリング調査が実施されている場合は、標準貫 入試験によるN値からS波速度構造を推定する¹⁾ことも 行われる.近年では、微動アレイ探査によってS波速度 構造を推定する方法2,3)が広く用いられるようになり,平 野内における表層地盤から深部地盤までの地盤構造の把 握に利用されている^{例えば、4)}.また最近では、より簡便に S 波速度構造を推定する方法として、単点微動観測によ る水平/上下スペクトル比(H/Vスペクトル比)を用いる 手法も提案されている 5,0. しかし、広域の面的な強震動 評価を考えた場合、全ての地点で上記に示す方法で地盤 に関する情報を収集することは困難である.

一方で,地表から深さ30mまでの地盤の平均S波速度 (Vs30)が地表の震度分布や地盤増幅率と相関があるこ とがBorcherdt et al. ⁷により見いだされた.その後,わが 国でも,強震記録の分析からVs30と最大加速度・最大 速度の増幅度の関係が検討されている⁸.Vs30を用いる ことにより簡便に地盤増幅特性を評価できることから, Vs30は欧米の耐震基準で用いられる地盤分類の指標と して利用されるようになり^{9,10},距離減衰式等からなる 強震動予測式においても地盤増幅率の評価にVs30が標 準的に組み込まれている^{11,12}.さらに,面的な地震動評 価を目的として、微地形区分や傾斜等の地形情報とVs30の関係を調べることにより、広域のVs30マップの作成 も行われている^{13~16}.

Vs30 は地盤に関する情報をひとつの定量的な指標と して表せるという利点がある一方で、単一の指標で地盤 増幅を表現するのは適切でないとの批判もある^{例えば,17}. また、Vs30による地盤分類よりも、土質や層厚を考慮し た地盤分類の方が、地盤増幅度を評価するのには適して いるとの指摘もある¹⁸⁾.一般に、平均S波速度と地盤増 幅特性の関係式は、地震観測記録の回帰分析によって得 られることから、深さ毎の平均S波速度の特徴や周期特 性の関係、地震観測記録との誤差の大きさについて明ら かにしておく必要がある.本稿では、主として平均S波 速度から周期毎の地盤増幅特性を評価する方法に着目し て、まずS波速度構造モデルが得られている地点につい て、各種深さの平均S波速度の関係および理論増幅率と の関係を整理し、考慮する地盤深さと周期特性の関係を 明らかにする.また、近年の地殻内地震を対象として、 距離減衰式と Vs30 による地盤増幅モデルを用いた計算 値と観測値を比較することによって, 地震動予測式の誤 差の大きさに関する検討を行う.

2. 平均S波速度の特徴

2.1 各深さ毎の平均S波速度の関係

一般的に、平均S波速度として深さ30mまでの値が用いられることが多いが、対象とする周期帯域によっては異なる深さの平均S波速度を用いる方が適切な場合も考

えられる.そこで本章では、様々な深さまでの平均S波 速度を計算し、それぞれの関係を調べることとした.同 様の検討は既に文献¹⁹で行われており、本稿でも防災科 学技術研究所のK-NETおよびKiK-netでのPS検層によ るS波速度構造モデルを用いて検討を行うこととした. まず、公開されているS波速度構造モデルから、以下の 式によりある深さzまでの平均S波速度Vszを計算する.

$$Vsz = \frac{z}{\sum_{i=1}^{n} h_i / Vs_i}$$
(1)

ここで, *h*_iは各層の層厚(m), *Vs*_iは各層のS波速度(m/s), *n* は対象深さまでの層数を表す.各地点のPS 検層が実施 された深さに応じて,深さ *z*=10m, 20m, 30m, 50m, 100m, 200m, 300m までのVsz (それぞれ, Vs10, Vs20, Vs30, Vs50, Vs100, Vs200, Vs300)を算出した.ここ で,K-NET では最大で深さ 20m までのモデルしか得ら れていないため,モデルの最下層の深さと最下層のS波 速度を利用して,文献²⁰⁾の方法により,全地点のVs30 を算出した.得られたVs30の内訳を表1に示す.

KiK-net データのみを用いて、Vs30 とその他のVszの 関係をプロットしたものを図1に示す.図1および表2 中には、データ数*N*、および両者の値を下記の式で近似 した場合の*a*,*b*の値および相関係数*r*の値も示している.

$$\log Vsz = a + b \cdot \log Vs30 \tag{2}$$

図をみると、Vs20 とVs50 はVs30 と最も相関が高く、 Vs10 やVs100 でもVs30 との相関係数は0.9 程度と比較 的高い.Vs200 以上になるとデータ数が少ないこともあ り、相関は低下する.また、表3には、各深さの平均 S 波速度同士の相関係数の一覧を示す.深さが近いの平均 S 波速度同士は相関係数は 0.9 以上と高いが、Vs10 と Vs300 のように深さが大きく異なると、相関は 0.5 以下 と低下する.Vs30 やVs50 がそれ以外の平均 S 波速度と 相関が高いことがわかる.

次に,式(2)による近似値と実際の logVsz の残差を計算 し,その標準偏差 σ_{RES} を求めた.表2には σ_{RES} の値も示 している.Vs20との σ_{RES} の値は0.035,Vs300との σ_{RES} の値は0.117となった.これは,Vs30からVs20ないし Vs300の値を推定した場合,それぞれ0.92~1.08倍,0.76 ~1.31倍程度の誤差が現れることを意味する.深さ10~ 100mまでの地盤を考えると,Vs30とその他のVszとの バラツキは小さいことがわかる.

表1 使用した地盤データ数

Site class	$V_{a}20(m/s)$	Number of sites		
	V \$50(III/S)	K-NET	KiK-net	
Α	(Vs30≧1500)	0	2	
В	$(760 \le Vs30 \le 1500)$	27	70	
C	(360 <vs30≦760)< td=""><td>451</td><td>353</td></vs30≦760)<>	451	353	
D	(180 <vs30≦360)< td=""><td>456</td><td>173</td></vs30≦360)<>	456	173	
E	(Vs30≦180)	77	14	
	Total	1,011	612	



図1 深さ30mの平均S波速度(Vs30)とその他の深 さの平均S波速度の関係

表 2 各深さの平均 S 波速度のデータ数と式(2)にお ける係数,相関係数および標準偏差

	N	a	b	r	σ_{RES}
Vs10	612	-0.56	1.14	0.90	0.097
Vs20	612	-0.14	1.02	0.98	0.035
Vs50	513	0.16	0.97	0.98	0.042
Vs100	195	0.53	0.87	0.91	0.086
Vs200	51	0.86	0.76	0.85	0.107
Vs300	27	1.38	0.56	0.64	0.117

2.2 平均 S 波速度と理論増幅率の関係

平均S波速度と地盤増幅度の関係については,主に観 測データに基づく検討が行われてきたが,ここでは地盤

表3 各深さの平均S波速度同士の相関係数

	Vs10	Vs20	Vs30	Vs50	Vs100	Vs200	Vs300
Vs10	/	0.95	0.90	0.82	0.76	0.71	0.49
Vs20	-	/	0.98	0.93	0.86	0.81	0.60
Vs30	-	-		0.98	0.91	0.85	0.64
Vs50	-	-	-	/	0.96	0.90	0.72
Vs100	-	-	-	-		0.97	0.87
Vs200	-	-	-	-	-		0.98
Vs300	-	-	-	-	-	-	

構造モデルによる理論増幅率との関係を調べた.まず, K-NET および KiK-net の地盤モデルに対して,S波速度 が 600m/s 前後 (500~700m/s)の層を基盤と設定し,そ れ以浅の地盤の増幅率を算出した.なお,地盤モデルが 基盤に達しない地点は除外した.Q値については各層の S波速度の 1/5 とし,S波速度が 400m/s 以上の場合はQ 値を 400 として計算した.

次に、各地点で計算した理論増幅率に対して、周期を 0.1~3.0 秒まで 10 分割し, それぞれの周期帯域での増幅 率の平均値を算出した.この値と各 Vsz との関係を調べ た.図2は一例として、Vs30と各周期帯での平均増幅率 の関係をプロットしたものを示す. 周期 0.1~0.3 秒まで は増幅率のバラツキが大きく,明瞭な関係は確認できな いが,周期0.3~1.5秒までの増幅率との相関は高く,Vs30 が小さい地点ほど増幅率が大きくなる関係が確認できる. Vsz が 600m/s 以上のデータに対して、Vsz と各周期帯の 増幅率の平均値との相関係数を算出した結果を図3に示 す. Vs10は周期 0.2~0.3 秒の増幅率と相関が高いが、そ れ以上の周期の増幅率とは相関は良くない、Vs20とVs30 は概ね同様の傾向にあり、周期 0.3~0.7 秒で最も相関が 高くなり、それ以上の周期では緩やかに相関が低くなる. Vs50は周期0.5秒程度以下の短周期の増幅率とは相関が やや低く,周期0.7~1秒付近の増幅率と最も相関が高く なる. また、Vs100 は周期1 秒以下の増幅率とは相関は 低く、周期1~2秒の増幅率と相関が高い、全体として、 既往の研究でも指摘されているように21)、考慮する深さ が大きくなるほど長周期帯域の増幅率と相関が高くなる ことがわかる.この結果をみると、ひとつの平均S波速 度で全ての周期帯域の増幅率を精度良く評価することは 難しいことがわかる.ただし、Vs20やVs30は全ての周 期帯域で平均以上の相関を示していた.

次に,計算した理論増幅率に対して,地震動の最大速 度と相関が高く^{22,23},主な建築物の固有周期をカバーす る周期 0.1~2.5 秒までの積分値を求め,基盤面での積分 値に対する比を地盤の増幅度として算出した.各深さの 平均 S 波速度(Vsz)と得られた増幅度の関係を図 4 に 示す. Vsz の値が小さい地点ほど増幅度が大きく,Vsz が大きくなるにつれて増幅度は1 に近づく傾向が確認で きる.いずれの Vsz も増幅度と比較的相関は良く,特に





Vs20~Vs50では比較的バラツキが小さいようにみえる. Vszの値が600m/s以下の地点に対して、Vszと増幅度の 相関係数を計算した結果を図5に示す.いずれのVszと も相関係数は0.8以上であり、特にVs20~Vs50で0.9程 度と高くなっていることが確認できる.また、わずかで



はあるが Vs30 との相関係数が最も高いことがわかる.

以上の検討から、短周期側の増幅率は Vs10 と相関が 高く、長周期側の増幅率は Vs50 や Vs100 と相関が高く なり、全ての周期帯域の増幅率をひとつの平均 S 波速度 で精度良く表現することは難しいものの、Vs30 は全周期 帯域にわたって相関は高く、また周期 0.1~2.5 秒の増幅 率の積分値との相関は、その他の Vsz と比べて最も高い ことから、表層地盤の増幅特性を表す指標の代表値とし てある程度妥当であると判断できる.

3. 平均S波速度を用いた地震動予測式による計算値と 観測値とのパラツキ評価

3.1 Vs30を用いた加速度応答スペクトルの予測式

前章で示した通り、地盤に関する情報が限られた条件 下では、Vs30による地盤増幅特性の評価が有効である. また、簡便かつ面的に強震動評価を行う場合、距離減衰 式と組み合わせることが有効となる.本稿では、加速度 応答スペクトルに対する既存の距離減衰式および Vs30 による地盤増幅特性の評価式による予測誤差を評価する ことを目的として,近年の地殻内地震を対象として観測 値との誤差の大きさを検討する.なお,本検討は文献²⁴ で検討した内容に,2016年10月に発生した鳥取県中部 の地震,2018年6月に発生した大阪府北部の地震のデー タを加えて再度解析を行ったものである.

加速度応答スペクトルの距離減衰式として,文献^{25~27)} によるものがある.文献²⁵⁾はVs=550m/s程度の基盤層に 対する応答スペクトルの予測式であり,文献^{26,27)}は基準 地盤での応答スペクトルおよびVs30等を用いて地盤増 幅特性も評価できる予測式となっている.また,Vs30を 用いた地盤増幅モデルとしては,文献²⁸⁾によるものがあ り,さらに地盤の非線形性の影響を考慮するモデル²⁹⁾も 提案されている.本研究では,基盤層に対する応答スペ クトルの予測式²⁵⁾とVs30による地盤増幅特性^{28,29)}を掛 け合わせる手法を適用し,その他の手法^{26,27)}による結果 と比較することとした.

地表面での応答スペクトルの計算の流れを図6に示す. まず,地震のマグニチュードや設定される断層面からの 距離を用いて,基盤面における加速度応答スペクトルを 算出する.次に,各地点のVs30を用いて地盤増幅率を 掛け合わせ,線形時における地表面での応答スペクトル を求める.さらに,最大速度の大きさ³⁰に応じて地盤の 非線形特性を算出し,これを掛け合わせることで,非線 形時における地表面での応答スペクトルを算出する.そ れぞれの手法の詳細については,それぞれの文献^{25,28,29}) を参照されたい.

一例として、Mw=7.0、震源深さ D=15km、断層からの 距離 10km、地点の Vs30=180m/s の条件下で計算される 擬似速度応答スペクトルを図7に示す.線形時の大きな 増幅、非線形時における短周期側の増幅の低減が確認で きる.ただし、既往の研究³¹⁾でも指摘されている通り、 文献²⁹⁾の非線形性のモデルは、強震時における地盤の長 周期化をうまくモデル化できていないという問題点が挙 げられる.

3.2 観測記録とのバラツキ評価

本検討では、それぞれのモデルを構築する際に利用されていない、近年発生した地殻内地震を対象として、予 測式の適用性を検討する.対象とした地震は、2011年3 月12日の長野県北部の地震(Mw6.3、深さ8km)、2013 年3月14日の淡路島付近の地震(Mw5.8、深さ15km)、 2014年11月22日の長野県神城断層地震(Mw6.4、深 さ5km)、2016年4月14日の熊本地震(Mw6.1、深さ 12km)、同年4月16日の熊本地震(Mw7.1、深さ13km)、 同年10月21日の鳥取県中部地震(Mw6.2、深さ11km)



図6 距離減衰式と Vs30 による地盤増幅モデルを用 いた加速度応答スペクトルの予測手法





および 2018 年 6 月 18 日の大阪府北部の地震(Mw5.7, 深さ 13km)である.これらの地震で観測された記録の うち、本検討では強震時における観測値とのバラツキを 評価するため、震度 5 強以上の揺れを観測した地点の水 平成分データ(計 76 地点:計 152 個)を用いた.各地震 の断層位置と対象とした観測点の分布を図 8 に示す. 2011~2016 年の地震の断層モデルについては、文献²⁴⁾ を参照されたい.2016 年鳥取県中部の地震および 2018 年大阪府北部の地震については、文献^{32,33}による断層モ デルを用いた.

これらの観測点のうち、K-NET、KiK-net 観測点についてはPS検層による地盤データから計算されるVs30を用いた.既存の研究によりS波速度構造モデルが推定さ



図8 対象とした地震の断層と観測点位置

れている観測点^{34,35}については,推定されたモデルから Vs30を算出した.それ以外の震度観測点については以下 の手順で Vs30 を推定することとした.まず,J-SHIS³⁶⁾ の浅部地盤モデルから対象地点における Vs30 を抽出す る.次に,各観測点での微動観測データから H/V スペク トル比を計算し,文献³⁷⁾の方法により微動 H/V スペク トル比の形状から Vs30 に応じた地盤分類種別(B~E) を推定した.なお,一部の観測点では微動データが得ら れなかったため,弱震時の地震観測記録の H/V スペクト ル比を代用として利用した.J-SHIS のモデルによる Vs30 と H/V スペクトル比による地盤分類種別が一致する場 合は,J-SHIS による Vs30 を採用した.両者が一致しな い場合は,H/V スペクトル比による分類結果を優先し, 各分類種別における Vs30 の中央値を与えることとした.

観測記録による擬似速度応答スペクトルと予測式で得られた応答スペクトルの比較を図9に示す. 熊本地震による益城町や西原村のような特徴的な長周期パルスが卓越する記録については再現が困難であるものの, 観測値と概ね一致する地点も少なくないことがわかる.ただし,大阪府北部の地震については,地震の規模から推定される地震動強さよりも大きな値が観測されたことが指摘さ





れており³³⁾,本解析でも全体的に過小評価の傾向にあった.

水平2成分の記録それぞれに対して、予測式による計 算値からの残差を計算し、断層距離との関係をプロット したものを図10に示す.図中の破線は標準偏差の幅を表 す.いずれの周期帯においても、断層ごく近傍の地点の バラツキは比較的小さい.断層距離が3~20km程度の地 点のバラツキが大きくなり、特に残差が正側に大きい(計 算値が観測値を過小評価する)地点が多くなる.周期5 秒以上では断層距離が10km以上の地点で、計算値が過 小評価となる地点が多くなった.

周期毎の残差の標準偏差を計算した結果を図 11 に示 す.図には比較のため、地盤の非線形性を考慮しなかっ た場合の計算値に対する残差、既往の地震動予測式^{26,27)} による値に対する残差も示している.既往の予測式に比 べて本手法による残差の方が全体的に小さく,また,地 盤の非線形性を考慮しない場合よりも考慮した場合の方 が,特に短周期で残差が小さくなっていることがわかる. このため,地盤の非線形性を考慮するモデルを取り入れ たことの効果が確認できる.

4. まとめ

本研究では、K-NET および KiK-net の地盤データを用 いて、各種深さの平均 S 波速度同士の関係を検討した上 で、平均 S 波速度と理論増幅率の関係を整理した.考慮 する深さと増幅率の相関を求めたところ、周期 0.2 秒程 度は深さ 10m、周期 0.3~0.6 秒は深さ 20~30m、周期 0.7 ~0.9 秒は深さ 50m、周期 1~2 秒は深さ 100m の平均 S


2011Nagano, * 2013Awaji,
 2014Nagano,
 2016/4/14Kumamoto,
 2016/4/16Kumamoto,
 2016Tottori,
 2018Osaka





波速度と相関が高いことを示した.また,周期0.1~3秒の増幅率の積分値と最も相関が高くなるのは,深さ30mの平均S波速度(Vs30)であり,平均的な地盤増幅特性を評価する指標として,Vs30が有効であることを示した.

Vs30 による地盤増幅特性モデルの適用性を検討する ために、近年の地殻内地震の断層近傍で観測された加速 度応答スペクトルと Vs30 を用いた地震動予測式による 計算値を比較し、そのバラツキを評価した.長周期パル スのような特徴を再現することはできなかったが、全体 としてはある一定の精度で応答スペクトルを再現するこ とができることを示した.

謝辞

本研究では、防災科学技術研究所 K-NET, KiK-net の 地盤データおよび地震データを利用した.気象庁,長野 県,新潟県,兵庫県,熊本県,鳥取県,岡山県の地震記 録を使用した.理論増幅率の積分値の計算方法について は、松岡昌志氏(東京工業大学環境・社会理工学院教授)にご教授いただいた.データ解析には広島大学工学 部第四類の及部豊元氏に協力いただいた.記して謝意を 表する.

参考文献

- 太田裕,後藤典俊:S波速度の他の土質的諸指標から推定 する試み、物理探鉱、第29巻、第4号,pp.31-41,1976.
- 2) 岡田広,松島健,森谷武男,笹谷努:広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法,物理探査,第43巻, pp.402-417,1990.
- Cho, I., T. Tada and Y. Shinozaki: Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records, *J. Geophys. Res.*, 111, B09315, doi:10.1029/2005JB004235, 2006.
- 4) 先名重樹・他: 強震動評価のための千葉県・茨城県における浅部・深部統合地盤モデルの検討,防災科学技術研究所研究資料,第370号,116p,2013.
- Arai, H. and Tokimatsu, K.: S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.94, No.1, pp.53-63, 2004.
- Sanchez-Sesma, F. J.: Modeling and inversion of the microtremor H/V spectral ratio: Physical basis behind the diffuse field approach, *Earth, Planets and Space*, 62:92, DOI: 10.1186/s40623-017-0667-6, 2017.
- Borcherdt, R. D., Gibbs, J. F., and Fumal, T. E.: Progress on ground motion predictions for the San Francisco bay region, California, U.S. Geological Survey Circular, 807, 13-25, 1979.
- Midorikawa, S., Matsuoka, M., and Sakugawa, K.: Site effects on strong-motion records observed during the 1987 Chiba-Ken-Toho-Oki, Japan earthquake, *Proceedings of the 9th Japan Earthquake Engineering Symposium*, Vol.3, pp.E085-E090, 1994.
- Building Seismic Safety Council (BSSC): NEHRP recommended seismic provisions for new buildings and other structures, Part 1 (Provisions) and Part 2 (Commentary to ASCE/SEI 7), Federal Emergency Management Agency, Washington, D.C., 2009
- 10) European Committee for Standardization (CEN): Eurocode 8:

Design of structures for earthquake resistance – Part. 1: General rules, seismic actions and rules for buildings, European Committee for Standardization, Brussels, 2004.

- Abrahamson N. A., W. J. Silva and R. Kamai: Summary of the ASK14 ground motion relation for active crustal regions, *Earthquake Spectra*, Vol.30, pp.1025-1055, 2014.
- 12) Ambraseys N. N., J. Douglas, S. K. Sarma, and P. M. Smit: Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East: Horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration, *Bulletin of Earthquake Engineering*, Vol.3, pp.1-53, 2005.
- 13) 松岡昌志, 若松加寿江, 藤本一雄, 翠川三郎: 日本全国地 形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均S波 速度分布の推定, 土木学会論文集, 第 794/I-72 号, pp.239-251, 2005.
- 14) Wald, D. J. and Allen, T. I.: Topographic slope as a proxy for seismic site conditions and amplification, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.97, No.5, pp.1379-1395, 2007.
- 15) Iwahashi, J., Kamiya, I. and Matsuoka, M.: Regression analysis of Vs30 using topographic attributes from a 50-m DEM, *Geomorphology*, Vol.117, No.1-2, pp.202-205, 2010.
- 16) Wakamatsu, K. and Matsuoka, M.: Nationwide 7.5-arc-second Japan engineering geomorphological classification map and Vs30 zoning, *Journal of Disaster Research*, Vol.8, No.5, pp.904-911, 2013.
- 17) Castellaro, S., Mulargia, F., and Rossi, P. L.: Vs30: Proxy for seismic amplification?, *Seismological Research Letters*, Vol.79, No.4, pp.540-543, 2008.
- 18) Lee. V. W. and Trifunac, M. D.: Should average shear-wave velocity in the top 30m of soil be used to describe seismic amplification?, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol.30, pp.1250-1258, 2010.
- 19) Boore, D. M., Thompson, E. M. and Cadet, H.: Regional correlations of Vs30 and velocities averaged other depths less than and greater than 30 meters, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.101, No.6, pp.3046-3059, 2011.
- 20) 翠川三郎, 野木淑裕: 深さ 30m までの地盤の平均 S 波 速度を深さの浅いデータから推定する方法について、日 本地震工学会論文集、第15巻,第2号, pp.91-96, 2015.
- 21) 川瀬博, 松尾秀典: K-NET, KiK-net, JMA 震度計観測網 による強震観測記録から分離したサイト増幅特性とS波 速度構造との対応, 日本地震工学論文集, 第4巻, 第4号, pp.126-145, 2004.
- 22) 小林啓美,長橋純男:重要建築物の耐震設計を対象とした地震動強さを評価する簡便な尺度としての地震動最大振幅,日本建築学会論文報告集,第210号,pp.11-22,1973.
- 23) 松岡昌志: シリーズ「新・強震動地震学基礎講座」第9 回 地震動の地盤増幅特性の面的な推定,日本地震学会

ニュースレター, 第70巻, 第NL4号, pp.20-21, 2017.

- 24) 三浦弘之, 宮内旺: 平均 S 波速度に基づく経験的な応答 スペクトル評価手法の適用性の検討 -近年の地殻内地震 での観測記録との比較-, 日本地震工学会・大会, P4-27-1-6, 2016.
- 25) 内山泰生, 翠川三郎: 震源深さの影響を考慮した工学的 基盤における応答スペクトルの距離成衰式, 日本建築学 会構造系論文集, 第606 号, pp.81-88, 2006.
- 26) Kanno, T., Narita, A., Morikawa, N., Fujiwara, H., and Fukushima, Y.: A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recorded data, *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol.96, pp.879-897, 2006.
- 27) Morikawa, N., and Fujiwara, H.: A new ground motion prediction equation for Japan applicable up to M9 mega-earthquake, *Journal of Disaster Research*, Vol.8, pp.878-888, 2013.
- 28)山口亮,翠川三郎: 地盤の平均 S 波速度を用いた地盤増 幅率の推定手法の改良,日本地震工学会論文集,第11巻, 第3号,pp.85-101,2011.
- 29) 山口亮, 翠川三郎: 観測記録に基づく地盤増幅率の非線 形特性のモデル化, 日本地震工学会論文集, 第14巻, 第1 号, pp.56-70, 2014.
- 30) 司宏俊, 翠川三郎: 断層タイプ及び地盤条件を考慮 した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学 会構造系論文集, 第 523 号, pp.63-70, 1999.
- 31)池田孝,加藤研一,石田寛: 地震観測記録に基づく地盤増 幅率の非線形性のモデル化,日本地震工学会論文集,第 18巻,第2号,pp.130-146,2018.
- 32) 防災科学技術研究所: 近地強震記録を用いた 2016 年 10 月 21 日 鳥取県中部で発生した地震の震源インバージョ ン解析, http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/Tottori_ 20161021/inversion/inv_index.html, (2018/9/4 閲覧).
- 33) 浅野公之: 2016年6月18日大阪府北部の地震 -地震・地 震動、大阪北部地震被害調査速報会資料, 2018.
- 34) 青木雅嗣, 内山泰生, 山本優: 2016 年鳥取県中部の地震の 地震動特性評価 (その2) K-NET 倉吉の地盤構造評価, 日 本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.155-156, 2017.
- 35) 野口竜也,西川隼人,吉田昌平,香川敬生:鳥取県内の地 震観測点における地盤構造の把握とサイト特性の評価, 土木学会論文集 A1, Vol.72, No.4, pp.1646-1658, 2016.
- 36) 防災科学技術研究所. J-SHIS 地震ハザードステーション, http://www.j-shis.bosai.go.jp/, (2018/9/3 閲覧).
- 37) 野木淑裕, 翠川三郎, 三浦弘之:常時微動による地盤分類 とそれに基づく強震時の地盤特性に関する予備的分析, 日本建築学会構造系論文集,第723号, pp.843-850, 2016.

地盤構造と地震動増幅 —我々はどこから始めてどこまで掘り進んだのか?

UNDERGROUND STRUCTURES AND EARTHQUAKE SITE AMPLIFICATIONS - WHERE DID WE START AND WHERE HAVE WE REACHED ?

> 川瀬 博^{*1} Hiroshi KAWASE

From as early as 1920's researchers in Japan noticed strong effects of surface geology on seismic motions and have been investigating the issue in order to quantify site amplification factors due to soft surface sediments. The history of 46 times of the Symposium of Ground Vibrations shows our progress from 1972 till present. In the other side of the Pacific Ocean the degree of influence of underground structures had been a target of discussion until the 1985 Michoacan, Mexico earthquake, which revealed strong long-period site amplification of lucstrine clay layers inside Mexico City. Since then a lot of studies have been performed by many seismologists and earthquake and geotechnical engineers on the effects of surface geology on seismic motions not only in both sides of the Pacific Ocean but also around the world, especially in Europe. Yet we have not reached the common conclusions on how to delineate the underground structures with sufficient precision and how to predict site amplification factors for strong input. In this report the author would like to introduce a couple of key points for successful quantitative evaluation of underground structures and subsequent site amplification factors. Despite of the main theme of this year's symposium, the author would like to suggest that we no longer need to have precise underground structures but can estimate site amplification factors of input S-wave directly from the observed data, either from earthquakes or microtremors.

1. はじめに

本シンポジウムの基調講演では招待講演者がその研 究の足跡を振り返り、その経験から若い研究者に託す想 いを語ることが多いのであるが、依然として現役の研究 者と自負している私としては、著者の約40年間の研究経 験から、自分と同じ轍を踏まないように若い研究者に伝 えたいことももちろんあるのであるが、本報告ではここ 数年間著者とそのチームが取り組んできている拡散波動 場理論に基づく研究成果についての最新の知見と、それ が何故うまく行くのか、そのポイントをお伝えしたい。

最初に結論を述べておくと、水平上下スペクトル比 (Horizontal-to-Vertical Ratio,以下 HVR)を使ったサイト増 幅特性(Site Amplification Factor,以下 SAF)評価法につい て、(ある条件下では)もはや議論の余地はなくその解釈 は確定したと言えること、そしてそれを使えば(今年の シンポジウムの主旨には沿えなくて申し訳ないが)もは や地盤震動特性評価のために直下の地下構造を求める必 要はなく、直接 SAF が推定できることをお示しする。

2. 地盤震動研究の発展の略歴史

最初に我々はどこから始めてどこまで来たのかを簡 単に振り返ってみたい。すべてを網羅するスペースはな いし能力もないので、あくまで著者視点による限られた 概略の歴史に過ぎないことをご理解いただきたい。 最初に地震動の特性が地盤の速度構造の差異によっ て大きく異なっていることを明らかにしたのは高橋・平 能(1941)¹⁾である。彼らは東京で観測された山の手と下町 の観測記録の特性が大きく異なるという観測事実を、直 下の地盤の速度構造を単純な2層構造と仮定して、その 理論増幅特性の差異で説明することに世界で初めて成功 した。これは地震動特性がその地下構造の増幅特性の影 響を強く受けていることを観測と理論の両方で示した極 めて先駆的な研究である。なお、彼らの研究はその前に 石本(1931)²⁾のさらに先駆的な地盤増幅に関する山の手 と下町の地震動特性の違いに関する観測報告があっての 成果であることを記しておきたい。

定性的には地盤構造の違いが構造物の被害率に大き く影響していることは関東大震災の被害の地域別差異と して北澤³⁾や表⁴⁾によって報告されている。その後地盤 増幅に関する理論的展開が妹澤・金井^{例には 50)}をはじめと する研究者によって行われ、それらの成果をもとに金 井・他⁷⁾は常時微動のゼロクロッシングの頻度曲線から 地盤の卓越振動数を把握する方法を提案し、それによっ て地盤増幅の違いを反映させるための地盤種別を決定す る方法を提案した。それがあったので新耐震制定の際に は地盤種別に対応した地震荷重 (Rt 曲線) が導入された。 上記の金井らの研究は 1950~60 年代になされたもの

であるが、1944年東南海地震・1946年の南海地震とそれ

*1 京都大学防災研究所

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

に続く 1948 年の福井地震を最後に日本列島は静穏期に 入る。その後は1995 年の兵庫県南部地震をもって再び活 動期に入るまで、日本では大きな内陸被害地震は起きな くなった。しかし東北日本における沈み込み帯地震(プ レート境界地震とスラブ内地震)に関しては1952 年十勝 沖地震、1968 年十勝沖地震、1978 年宮城県沖地震、1993 年釧路沖地震、1994 年北海道東方沖地震および三陸はる か沖地震、2003 年十勝沖地震等 10 年に1 回の割合で被 害地震が発生した。また日本海東縁の沈み込み帯でも 1964 年新潟地震、1983 年日本海中部地震、1993 年北海 道南西沖地震と相次いで被害地震が発生した。

このうち特に地盤震動研究の上で特筆すべきは 1968 年十勝沖地震で、その際に八戸港湾において周期 2.5 秒 が卓越した継続時間の長い波形が SMAC 型強震観測装 置によって記録され、その原因究明が当時喫緊の課題と なった。結果として当時超高層建物の設計用地震動をど うすべきかで研究が盛んにおこなわれていた工学分野で 「やや長周期地震動」という専門用語が人口に膾炙する ようになった[®]。最終的にはこの八戸港湾でのやや長周 期地震動は盆地生成表面波であることが明らかにされる のであるが[®]、深部地盤構造を把握するのも難しく、ま たそれを二次元/三次元の盆地構造のサイト応答として シミュレーションする技術もない当時としては、その解 明は困難を極めたものと推察される。

なお 1964 年新潟地震では信濃川流域の砂質地盤での 液状化が大きな問題となったが、その観測波形の長周期 の後続動そのものも長く液状化のせいであるとされてき た¹⁰¹¹⁾。しかし工藤ら¹²⁾¹³は液状化解析を通して後続動 は長周期の盆地生成表面波であることを明らかにした。 現在では極めて深い新潟盆地構造によって約 10 秒を卓 越周期とする盆地応答があることが明らかとなっている。 本来であればこの時点で我が国において盆地生成表面波 に関する研究が他国に先駆けて進展していたはずのとこ ろ、液状化だけに注目が集まってしまったのは不幸なこ とであった。種がなければいくら表層が液状化しようと も出現のしようがないわけで、考えてみれば当たり前の ことだったのであるが、人間の思い込みというのは眼前 に見えているものまで見えなくするので恐ろしい。

同じことだと言ってしまうのは些か失礼かと思うの だが、実は1931年今村明恒は既に1930年北伊豆地震に よる東京本郷での観測波形の報告¹⁴⁾において、おそらく は丹沢山地で変換されたきれいな盆地生成 Love 波を煤 書きの地震記象として公表しているのであるが、それが 記象中最大値を記録しているにもかかわらず論文中には 全く言及されていない。

実は 1977 年に卒論テーマを選択する際に私が希望したのはこの後続の「やや長周期地震動の生成要因」の謎

解きであったのだが、当時の指導教員の小堀鐸二教授が 命じたのは構造物―地盤相互作用系のシミュレーション 解析であった。それもあって、また兄弟子の篠崎祐三助 手(当時)の不整形地盤研究15の影響もあり、1980年に 清水建設に就職すると当時流行であった不整形地盤解析 のための擬似三次元 FEM コード(FLUSH の上位互換コ ード)の自社開発を、当時所属していた原子力グループ の総力を挙げて行い、平行して当時一世を風靡した境界 要素法 BEM コードを開発し、さらに福和伸夫氏(現名 古屋大教授)がそれらをハイブリッド化し、それを小さ な堆積盆地の地震観測シミュレーションに適用した¹⁰。 観測事実の再現が主目的だったのでそれには成功したが、 その際に提示した盆地表面上の応答分布に後述するエッ ジ効果が表れているのに我々は気づいていなかった。図 1にその応答図を示しておく。これも「見ようとしない ものは見えない」という事例の一つであろう。



図1 小規模盆地における周波数応答(実線)と直下の地盤の一次元応答(〇)の比較¹⁶

盆地生成表面波については、上述の十勝沖地震の八戸 港での観測報告の後にはなるが、1975年に鳥海博士が 「大阪は二度揺れる」としてまず観測事実を報告し¹⁷⁾、 後にそれが大阪盆地の対岸で生成・伝播する盆地生成表 面波であることを明らかにした¹⁸⁾¹⁹⁾。これは世界に先駆 けて大規模堆積盆地における盆地生成表面波の生成と伝 播を観測事実から見出したものとして特筆に値する研究 である。

世界に目を転じると、教科書的に研究のレビューを行

った著書²⁰⁾²¹⁾にも記したが、Hudson(1972)²²⁾の論文が代表 するように、当時の米国では観測記録によって地盤の影 響がまちまちで、表層地質では地震動の性質は決まらな いというのが漠然とした共通認識であった。それに対し て問題提起をしたのが当時カリフォルニア地質調査所で 強震観測網整備の舵を取っていた Brain Tucker 博士とカ リフォルニア工科大学の Bill Iwan 教授であった。彼らは 国際世論に訴えようと、IASPEI と IAEE の合同の「表層 地質が地震動に与える影響に関するワーキンググループ (Joint Working Group on Effects of Surface Geology on Strong Motions, JWG-ESG)」を設立、そこで blind prediction 実験 で我々の表層地質の影響評価能力を明らかにしようと考 えた。1985 年当時カリフォルニアでは Park Field で 1966 年の地震の再来が中期的に予知されており、地震の発生 を待つ状態だったのでそこに test site を設けた。一方、そ の活動を支援するために、工藤一嘉・入倉孝次郎・岡田 広ら先達に代表される日本の地盤震動研究者が小田原に test site を設けた。そして 1992 年に第一回の ESG 国際シ ンポジウムを小田原で開催し、blind prediction の結果を持 ち寄ってそれを評価した。その結論はここでは記さない が、残念ながら予期したように終わったとは言い難い。 さらに 1995 年の兵庫県南部地震を受けて 1998 年には横 浜で第二回の ESG 国際シンポジウムを開催し、その際に は結果をあらかじめ開示した open prediction 実験を行っ た。その結果は「観測データがあれば予測のばらつきは 小さいがなければ大きくなる」という至極当然の結果で あった。プロシーディングスの第3巻を参照してほしい。

実は米国の強震動地震学の世界において、地盤構造が 与える影響が如何にシステマティックで重大なものであ るかに関して、広く認識を改めさせることができたのは 他でもない 1985 年 Michoacan, Mexico 地震のおかげであ った。Michoacan 地震では震源域から 380km 離れた Mexico City において周期 2~5 秒のまさに「やや長周期 地震動」が卓越し、多くの超高層建物を倒壊させたので ある。そしてその第一義的な要因は表層に 20m~50m も 堆積した湖成粘土層であった。当時の米国の研究者はそ の大きな影響に驚嘆したのである。50m の軟弱埋め立て 層のすぐ傍に暮らしている我々にとっては、このやや長 周期の地盤増幅自体はいまさら驚くほどのことではなか ったのであるが。

しかし、何故そのやや長周期地震動が3分以上の長い 継続時間を有していたのかについては浅部の一次元表層 増幅だけでは説明がつかない。私にとって幸いなことに、 メキシコ地震の特集が第14回地盤震動シンポジウム (1986)で組まれ、そこに初めてご招待いただいた²³⁾。当 時の私にとっては地盤震動シンポジウムに呼ばれて講演 をするのが夢だったのでこれはうれしかった。そこでは BEM 解析によって、深部地盤内にトラップされる盆地生成表面波が継続時間延伸の原因であるという解釈を提示している。それはその後の3層構造盆地による説明へと進化した²⁴⁾。しかし内部減衰が大きいと深部盆地内の生成表面波は比較的短期に消滅するという主張もあり(だがやや長周期表面波の内部減衰に関する定量的研究は少ない)、未だにその生成原因について完全に決着がついているとは言い難い。なお実はこのメキシコ盆地をターゲットにした時刻歴計算では後述の盆地端部のエッジ効果が明瞭に示されているのであるが、当然のことながらその指摘を一切していない。継続時間にしか目が行ってないのである。図2に簡単な台形形状をした二次元盆地(上)のSH 波入射時の時刻歴波形にエッジ効果が現れている例(下)を示す²⁴⁾。



話をJWG-ESG に戻すと、それでも先のJWG-ESG が 世界の研究者に対して地盤構造の影響に関する研究の発 展に果たした役割は大きいと言わざるを得ない。2006 年 にはフランスのグルノーブル大学の主催で第三回の ESG 国際シンポジウムが開催され、盆地応答の数値解析 手法の精度に関する blind prediction と微動観測から地下 構造を求める blind prediction が行われ、それからさらに 多くの一斉数値解析実験のプロジェクトが派生した。

盆地生成表面波に関しては 1998 年の第二回 ESG 国際 シンポジウムで行った神戸市内を横断する測線で課題を 出した open prediction が、盆地端部構造が如何に重要か を世界に知らしめるよい機会となった。特に盆地端部で の下方からの直達 S 波と盆地端部で生成・伝播する盆地 生成回折波+表面波が増幅的に干渉しあう「エッジ効果」 ²⁵⁻²⁷⁾が、盆地端部から少し離れた地点で大きな振幅をも たらすことが広く認識されたことは、その後の当該分野 の研究の進展にとって非常に意義深かったものと思って いる。図3には盆地生成回折波+表面波ありの場合とな しの場合の地表面振幅の比較をした結果²⁷⁾を転載してお く。上部に示したのが逆算した基盤入射波である。



図 3 二次元矩形盆地端部における岩盤側入射波のある 場合(実線)とない場合(点線)の地表面最大速度の比較²⁷⁾

これ以降のことは2012年にUC Santa Barbara で第4回 ESG 国際シンポジウムが開かれ、2016年に台北で第5 回 ESG 国際シンポジウムが開かれて、それぞれ設定され た固有テーマについての現状認識と将来展望について議 論がなされてきているが、最近の話になるので情報収集 するのもそう困難ではないものと推察する。なお2021 年3月には第6回 ESG 国際シンポジウムを京都で開催す る予定であり、blind prediction も行われる予定なので、是 非ご参加いただきたい。

以上の地盤震動研究発展の略歴史を簡単にまとめる と、現象の解明にはまず高精度な観測データができるだ け数多く必要なこと、さらに現象に対応した理論と解析 ツールの開発が必要なこと、そしてその解析ツールに使 う実地盤の構造情報が極めて重要なこと、である。これ を私が地盤震動研究の三極構造と名付けたのは 1990 年 のことである²⁸⁾。その構図は今も何も変わっていないが、 解析能力・情報量とも圧倒的に増加している。しかしま だどこでも自由に精度よく予測できる状態に至っている とまではいえない。ここで肝に命じるべきは「我々は見 たいものしか見えない」という苦い教訓であろう。

3. 地盤構造の同定とサイト増幅

3.1 様々な構造同定手法

さて、上述のように地盤震動研究の歴史をざっと振り 返って明らかになったことは、実地盤の構造情報の重要 性である。そのうち特に振幅が大きく構造物の耐震設計 に用いられる水平動の予測に不可欠なS波速度の同定が 重要である。どのような情報から何を同定するかについ ては様々な方法が提案されており、どの方法も一長一短 がある。そのすべてを網羅する力量もスペースもないが、 昨今の流行は非破壊的探査であり、その主なものは屈折 法、反射法、SASW(2点間表面波探査法)、MASW(多 点間表面波探査法)、Remi法(直線アレーで最小位相速 度を用いる方法)、多点アレー法(アレーで分散曲線を求 める方法、自由配置のF-K法と同心円配置のSPAC法が ある)、GFR法(2点間の相互相関関数からGreen 関数を 推定する方法、別名 interferometry 法)、そして単点の水 平上下スペクトル比 HVR を用いた方法である。前4者 は制御震源(地表面を加振すること)が必要である。後 4者は通常は制御震源を用いない方法であるが、Remi法 以外は微動以外に地震動にも適用可能である。

地盤構造同定の手順はどの方法も基本的に同一であ る。まず観測可能な状態に対応した理論解を構築する。 次に理論解の仮定にできるだけ忠実に観測を行う。最後 に得られた観測結果に理論解が合うように構造を同定 (逆算)する。書くのは簡単だが、それぞれのステップ で陥りやすい穴がいくつも開いている。

理論解が間違っていれば論外だが、観測が理論の仮定 と対応しないことはよくある。これは観測値の取り扱い には解釈が伴うためで、例えば屈折法ではどの波群をど の層の境界で屈折してきたS波と考えるかは経験がもの を言う。F-K 法で位相速度が逆分散を示した場合にそれ を根拠なく高次モード混入のせいにすることはよく見ら れる。勝手な解釈をする前に観測がおかしいかもしれな いと常に疑うことが重要である。よって観測には冗長性 が必要で、計測データを 100%有効活用できるなどとは 思わない方がよい。定常性を仮定した方法では観測時間 を長くしたり時間帯を変えたりすることで結果が大きく 変わることもある。最後に構造を同定するステップも基 本的にトリッキーである。かつては同定には多くの計算 時間が必要だったので使える(同定できる)パラメタは 限られていた。そして試行を減らせるのでニュートン法 のような理論解の微分を用いる数学的方法が好まれてい た。その場合常に初期値依存性が問題となる。今日では ランダムサーチでありながらモンテカルロシミュレーシ ョンよりずっと効率的なアルゴリズムのおかげで数十個 のパラメタを一度に同定することも(理論解の速さにも よるが)困難ではなくなっている。しかし同時に同定結 果の信頼性も揺らぐことになる。なおこの手の GA や SA と称される方法では単一の初期値は必要とされないので 強い依存性はない(探索範囲の設定には依存する)。

さて、すでにここまでに第46回地盤震動シンポジウ ムの主題である地盤構造評価に関する最新の知見が開陳 されているはずである。そこには我々が最近開発し、適 用事例を積み重ねてきている自己相関関数に対する拡散 波動場理論²⁹⁾の応用例の報告も含まれているようである。 その中で我々の、弱震動の水平上下比 EHVR をターゲッ トに HHS 法を適用する S 波速度構造同定手法 ³⁰⁾³¹、およ びその応用として微動の水平上下比 MHVR から得られ る擬似 EHVR(pEHVR)をターゲットにした S 波速度構造 同定手法 ³²⁾³³は、いずれも地震基盤から地表面までの全 堆積層の S 波速度が直接求まるという、従来の方法には ない利点をもっている。これは、地震動の場合拡散波動 場は地震基盤以深の震源を含む地殻内で形成されると考 えられるからである。ここではまずそれらの検討事例を 紹介する。

3.2 EHVR を用いた S 波速度構造同定

地震動に対する拡散波動場の理論的展開の詳細につい ては文献³⁴⁾を参照されたい。重要なことはこの理論は震 源から放射された実体波とそれが震源と観測点直下の地 震基盤レベルの間で散乱して生じるコーダ波に対するも のであり、震源から放射され盆地端部で変換された盆地 生成表面波等のコヒーレントな二次散乱波の寄与を含ん だものではないということである。もちろん明瞭な二次 元/三次元構造が存在している場合にはそれに対して拡 散波動場が入射しその結果が観測されると考えれば、二 次元/三次元構造の実体波入射に対する Green 関数を求 めて構造同定をすればよい(地震波 GFR 法)のであるが、 計算負荷の点で現時点ではまだ実用的とは言い難い。

また前述のように拡散波動場は直下の一次元成層地 盤構造に入射する前の実体波に対して形成されると考え られるので、地震基盤においていわゆるエネルギーの当 配分(Equipartition of energey)が生じ、その結果入射波の水 平上下比が理論的に確定する。

さて、我々が欲しいのは水平動のサイト増幅特性(Site Amplification factor, SAF)であり、従ってそれを計算できるS波速度構造を同定したい。しかし拡散されているとは言え、個々の地震の入射スペクトルの絶対値は震源と 震源距離により大きく変動するので、それを直接使うことは難しい。よって3成分を観測し、その水平上下スペクトル比(EHVR)を計算することで、入射振幅の影響を打ち消す。上述のように地震動のS波部を切り出してその EHVRを求めると、それは以下の式(1)のように表され、

$$EHVR = \frac{H(\omega)}{V(\omega)} = \sqrt{\frac{\text{Im}[G_{horizontal}^{Eq}(0,0;\omega)]}{\text{Im}[G_{vertical}^{Eq}(0,0;\omega)]}}$$
$$= \sqrt{\frac{\alpha_{H}}{\beta_{H}}} \frac{|TF_{horizontal}(\omega)|}{|TF_{vertical}(\omega)|}}$$
(1)

鉛直入射するS波の伝達関数TFhorzontalの絶対値を、同じ く鉛直入射するP波の伝達関数TFverticalの絶対値で割った ものに比例する。比例常数が先に述べた地震基盤での水 平上下スペクトル比の逆数である。観測 EHVR がこの理 論 EHVR に一致するように構造を同定する。なおこの式 は水平1 成分用の式で、2 成分の自乗和振幅を用いると きにはそれを√2 で割って1 成分化する必要がある。

式(1)から明らかなように、この EHVR を用いた同定で はS波速度の他にP波速度と密度が必要となる。しかし 通常P波速度のコントラストはS波速度に比して小さく、 EHVR に与える影響はそれだけ小さい。また密度も同様 に変動幅は小さくその影響は小さいので、同定ではS波 速度からP波速度および密度へのマッピング関数を設定 し、S波速度の最適化に伴ってP波速度や密度を変化さ せるようにしている。

図4にはK-NET 観測点の MYG006 を例として、得ら れた観測EHVR(緑)、20mのPS検層だけの理論EHVR(橙)、 観測EHVR をターゲットに10回同定した各試行で得ら れた最適解の理論EHVR(灰)、および10回の試行の中で 最小の残差を示した理論EHVR(赤)を比較して示す³¹⁾。 この結果から、PS 検層モデルはピーク自体が観測に一致 していないこと、10回の試行の結果は非常によく似た EHVR を再現すること、最小残差解は観測EHVR を広い 周波数範囲にわたって説明できることがわかる。









同定解析の結果得られたS波速度構造を図5に示す。 層数は14層としている。一部の層で10回の試行の最適 解間で特に深い層で推定S波速度にばらつきが生じてい るが、多くの層ではほぼ同じ結果が得られており、安定 した同定が実行できていることを示している。なおこの EHVR単独の地盤構造同定では、減衰の影響がS波とP 波で相殺されてしまうのでほとんど拘束することができ ない。従って地表/地中比(ボアホール観測のある場合) との同時同定を行う場合を除き、減衰は h=1.1%(Q=45) で固定している。なお同定に際して探索範囲は浅部はボ ーリング PS 検層値、深部は J-SHIS の全国深部速度構造 モデル³⁵を参照している。

最後に、EHVR 同定で得られた MYG006 地点での速度 構造に対する S 波および P 波の鉛直入射の一次元理論解 を用いて、仲野・他(2014, 2015)³⁶⁾³⁷⁾が一般化スペクトル 分離解析で求めた S 波部分の水平動 SAF および上下動 SAF と比較したのが図 6 である。減衰 Q 値は 1Hz で速 度の 1/15 とし、周波数に比例するものとした。この結果 から、両者の全体的な振幅レベルと傾向はよく合ってい ることがわかる。しかし理論 S 波 (水平) SAF は低振動 数域の振幅が過小評価傾向となっている。その周波数範 囲で理論 P 波 SAF が観測 SAF とピーク振動数にずれが 生じているので、EHVR で S 波と P 波の構造を同時にモ デル化することの限界を示唆しているものと思われる。



図 6 仲野・他 ³⁶³⁷が分離した S 波部分の SAF(水平と 上下:黒)と EHVR から同定した S 波速度構造で計算さ れる一次元理論 S 波 SAF と P 波 SAF(赤)

この他の事例は例えば文献³⁸⁾³⁹⁾を参照されたい。また 拡散波動場理論の基盤でのEHVRの検証例⁴⁰⁾も報告され ている。なお地表面記録を用いているのに地震基盤から のS波速度構造の絶対値(S波速度と層厚)が求まるこ

とに対して疑問の声を聞くが、これはピーク振動数だけ でなく EHVR のスペクトル形状そのものを用いている ためである。それをご理解いただくために Kawase et al. (2016)41)で提示したパラスタ事例を紹介しておく。図7 には MYG006 の同定した構造をレファレンスにして、そ の構造(表1)の下層から2層ずつを取り除いて、新た な最下層を半無限地盤とみなしたときの理論 EHVR の 変化を図化したものである。破線が観測値である。図か ら、モデル化する全層厚を浅くすればするほど、低振動 数側のピークが表現できなくなるというのは期待される 通りである。しかし、高振動数側も多くのピークでその 振動数はほぼ同一であるものの、ピーク間の振幅が異な っており、深い層までモデル化すればするほど谷の深い シャープなピーク形状となることがわかる。これは高振 動数域には浅い部分での重複反射が寄与する分も含まれ ているが、基本的には基盤から以浅の堆積層全体の挙動 として地表面での応答結果が生じるためである。

以上のことから、SAF のモデル化は地震基盤から上の 全堆積層に対してすべきであって、工学的基盤で層を 2 つに分離し、それぞれの SAF を掛け合わせたり、周波数 で分けて評価することは適切ではない。

表 1 MYG006 の 14 層モデルによる同定構造



図7 MYG006の14層の同定構造から下層を2層ずつ取 り除いていったときの理論 EHVR の変化

3.3 MHVR を用いた S 波速度構造同定

以上のように、複数地震による地震動が観測されてい ればEHVRを用いて構造が同定できる。しかし地震観測 網を設置するのは相応のコストが必要であり、また地震 発生頻度が低い地域では十分な数の地震を観測するのに 長い期間が必要となる。これに対して微動観測の場合1 台の3成分微動計によって高々30分ほどの観測を行うこ とで微動の水平上下比MHVRを得ることができる。

しかし MHVR に関してはそれが直ちに SAF として利 用できるという中村の提案⁴³以降、多くの議論を呼び、 地盤震動シンポジウムでも第2回・第17回で特集的に取 り上げられている。なお、やや長周期域の MHVR に関 しては、先に述べた八戸港湾でのやや長周期地震動の原 因分析のための一連の研究の最終報として、塩野・他に よる Rayleigh 波の楕円率による解釈⁴⁴が中村⁴³に先立つ 先駆的研究として存在しているので再評価しておきたい。

MHVR を地下構造同定に用いるに際しては、それに対応する理論解が必要であるが、そもそも震源の正体がはっきりしない、あるいはサイトや時間帯、周波数帯によって変動していると思われる微動の場合、対象サイトによって得られる結果が異なっており、その策定にはこれまで多くの研究者の取組と議論があった。何回かレビュー論文が出版されているのでそれを参照いただきたいが、最近 Lunedei and Malischewsky (2015)による優れたレビューが出版されているので是非参考にしていただきたい⁴⁴)。

そこにも記載されているように、MHVR の理論解とし て、最近になって Sánchez-Sesma et al. (2011)²⁹は拡散波動 場の仮定に基づいた Green 関数の虚部による表現を求め、 それを構造逆算に使えるように留数定理に基づいた高速 評価法を導入した⁴⁵。この解から MHVR と EHVR は同 じではないことが理論的にも明白となった。これは波動 のタイプが、地震動の場合は地中震源からの実体波、微 動の場合は地表震源からのすべての波動が寄与している からである。

留数定理のおかげで計算速度が速くなったとはいえ、 MHVRの厳密解には波数積分が必要となるが、EHVRの 場合は1波数の成層応答で解が得られる。そこで我々は 微動と地震動の HVRの違いを経験的に補正することを 考え、その比 EMR を提案した³²⁾³³⁾。ここでは EMR 補正 に関する部分だけを紹介する。

EHVR の MHVR に対する比が EMR である。我々はそ の EMR を、まず K-NET と KiK-net の観測点 100 点で計 測した微動の MHVR を求め、同一地点の地震動の EHVR に対する比を取って計算した。得られた結果を MHVR の基本ピーク振動数(ピーク中最も低振動数のもの)で 正規化し、MHVR のピーク振動数で5 つのカテゴリ(0.1 ~1Hz、1~2Hz、2~5Hz、5~10Hz、10~20Hz)に分けた。 その結果を図8に示す。





MHVR と EMR から得られた擬似 EHVR(pEHVR)を観 測 EHVR と比較した例を図9に示す。これらは仙台市内 の地震観測点で計測した微動と比較したもので上述の平 均化操作には用いていないサイトである。



図9 仙台における観測点での EMR 補正³²⁾

得られた pEHVR をターゲットに前節のHHS 法で速度 構造を逆算する。得られた S 波速度構造の、深さ 30m と 100m までの平均 S 波速度を求め、EHVR をターゲット にして得られた構造を真値とみなして同様に平均 S 波速 度を求め、図 10 に図示した。赤丸が pEHVR を使った場 合、青丸が MHVR を EHVR の代わりに使った場合であ る。図から pEHVR を使って得られる構造は EHVR から 得られる構造とよく似たものとなることがわかる。



図 10 仙台サイトの pEHVR と MHVR を用いた同定構 造の深さ別平均値の EHVR 同定値に対する対応関係³²⁾

4. サイト増幅特性 SAF を直接推定する方法

4.1 EHVR を用いる方法

3章で述べたように、EHVR あるいは微動から換算した pEHVR を用いれば基盤から地表面までのS波速度構造を(方法によってはP波速度構造も)求めることができる。通常であればその構造を使って平行成層を仮定して一次元波動論でもってサイトの理論S波SAFを計算し、それを基盤地震動とコンボリューションすれば地表面での地震動が推定できる。地盤が二次元/三次元不整形地盤の場合には有限要素法やスペクトル要素法、有限差分法などの方法で各地点での理論S波SAFを計算し、それとコンボリューションするか、あるいは震源も領域内に含めて理論波形を計算すればよい。

しかし昨今のように、全国に 5,000 点以上の強震観測 点が置かれている状況下では、そのデータを用いて一旦 広域の地盤構造モデルを作成し、そのモデルから理論 SAF を計算して、震源・伝播経路モデルと合積計算を行 うのはある意味効率が悪いと言わざるを得ない。また、 3章で示した我々の EHVR や pEHVR を用いた方法以外 の7 つの方法では、得られた速度構造がどの範囲の領域 を代表しているかが定かではなく、また常に S 波速度が 3km/s 以上の地震基盤までの速度構造が求められるわけ ではないので、広域の地盤構造モデルの構築には複数の 手法を組み合わせた複雑なスキームが必要であり、それ がまたモデルの精度にも影響を与える。さらに、その7 手法では観測地震動の直接的なS波増幅をターゲットに しているわけではないので、一旦地盤構造モデルを作成 した上で、それが観測地震動のSAFを精度よく再現でき ているかどうかの検証作業が不可欠となる。

そこで我々は最近流行のData-driven評価スキームを提案する。中村(1986)⁴²⁾が MHVR はS波のSAF に等しいと 主張したとき、その理論的根拠としてよく理解できない 2 つの説明がなされているが、拡散波動場の考え方に基 づいて単純に考えれば、以下の条件が満足されれば MHVR≒水平動(S波)SAFとなるものと考えられる。

- ① MHVR と EHVR の比は1 に等しい。
- ② 基盤での水平上下比は1に等しい。
- ③ 基盤と地表面の間の上下増幅率は1に等しい。

このうち①については既に EMR の形で経験的補正関数を求めており、それが1でないことは明らかである。

②については以下で示すように、地震基盤相当の地盤 では経験的にほぼ1であり、拡散波動場理論からも約1.3 となることが示されており、妥当な仮定であると言える。 図11にはS波部分の上下成分も含めたGITで求められ る基準観測点での上下水平比を示すが、0.12~15Hzの間 の平均一標準偏差と拡散波動場理論から期待される基盤 のS波速度とP波速度の比の平方根がよく一致している ことがわかる。これは文献⁴⁰⁾の報告とほぼ同じである。



図11 基準観測点でのV_BH_BRの観測値(灰)と平均値(黒), 平均±標準偏差(●付点線),および理論解(破線)

最後に③については、以下にGITで分離した上下動応 答値が示すように、決して1に近くはなく、サイトごと に固有の増幅特性を有しており、その補正なしにはHVR はSAFと等しいということは考えられない。

これまで中村仮説を検証しようとした多くの論文で は、一次ピーク振動数はほぼ等しいが振幅は過小評価さ れる、とする論文が多かったが、その原因はこの①と③ にあったのである。

さて、新規に対象サイトで地震観測を行い、その地点 での複数の観測記録から我々が必要としている S 波の SAFを直接抽出するにはどうすればよいのであろうか? 王道は観測記録から地盤構造を逆算し、その理論 SAF を 計算することであるが、既にデータは得られているので あるから、それを活用して簡便に求めることはできない のであろうか?

ここで我々はGIT の結果³⁶⁾³⁷⁾を活用することを考えた。 GIT ではある地震 *i* の地点 *j* での観測水平動の S 波部分 のフーリエスペクトル振幅 *F*_{S *ii*}は

$$\log F_{S_{ij}} = \log S_{S_{i}} + \log P_{S_{ij}} + \log H_{S_{j}}$$
(2)

のように震源項 S_{S_j} と伝播経路項 P_{S_j} とサイト項 H_{S_j} の 対数和で表される。この H_{S_j} は水平動サイト増幅特性 HSAF に他ならない。同様に同じく S 波部分の上下動フ ーリエスペクトル G_{S_i} は

$$\log G_{S_{ij}} = \log S_{S_{i}} + \log P_{S_{ij}} + \log V_B H_B R + \log V_{S_{i}}$$
(3)

で表される。これはサイト直下の地震基盤までは同じS 波として伝播し、そこでP波に変換されて地表面での上 下動として観測されると考えるからである。同様にして $V_{S,j}$ は上下動サイト増幅特性 VSAF である。また V_BH_BR は先に述べた地震基盤での拡散波動場の水平上下振幅比 の逆数で、S波振幅をP波振幅に換算する係数である。

以上の準備の下で EHVR と HSAF の関係を考える。式 (3)から地表面での EHVR は

$$EHVR = \left\langle \frac{F_{S_{ij}}}{G_{S_{ij}}} \right\rangle = \left\langle \frac{H_{S_{ij}}}{V_{S_{ij}} * V_B H_B R} \right\rangle \tag{4}$$

と書ける。従って HSAF は

$$HSAF = \left\langle H_{S_{ij}} \right\rangle = EHVR * \left\langle V_{S_{ij}} * V_B H_B R \right\rangle$$
(5)

で得られる。ここで< >は平均操作を表す。式(5)はすな わちHSAFはEHVRにVSAFと基盤での水平上下比の逆 数を掛け合わせることで求まることを意味している。

同一サイトにそのまま式(5)を適用したらそれは循環 論になるので、森・他(2016)³²⁾と同様にサイトをカテゴリ に分け、カテゴリ毎に平均化した経験的補正関数を求め る。その補正関数を VH_BR_{EMP} と表せば結局、

$$HSAF = EHVR * VH_{R}R_{EMP}$$
(6)

で任意地点のS波増幅率が得られる。VH_BR_{EMP}は基準観 測点での水平スペクトルに対するある地点での地表上下 スペクトルの比の平均値である。基盤での水平上下比の 逆数は式(1)に示したように理論的には基盤のS波速度と P波速度の比の平方根になるが、GITで得られる VSAF を用いる場合には、基準観測点での水平スペクトルを分 母に分離されるので、自動的に VH_BR が分離されている。

経験的 VH_BR 関数を求める前に、分離解析で得られた S 波部分の観測 EHVR と観測 HSAF の振幅関係が果たし て期待される通りに違いがあるかどうかを見ておく。図 12 には HSAF の振幅を縦軸にとり、EHVR の振幅を横軸 にとって両者の関係を示した。左がピーク振幅(最大値) に対する関係、右が 0.1~20Hz の平均振幅に対する関係 である。図から明らかに最大振幅で見ると HSAF は 1.7 倍ほど EHVR のそれより大きく、平均振幅では 2.2 倍も 大きいことがわかる。しかし個々の対応の幅は大きく、 決して高い相関関係にはなっていない。



図 12 EHVR(横軸)と HSAF(縦軸)のピーク振幅(左)およ び平均振幅(右)の関係(図中の数字は回帰係数)

このように上下動増幅の補正が必要であることが明 らかとなったので、GIT で上下動と水平動の同時分離解 析から得られた VSAF×V_BH_BR で EHVR を補正する。地 震波が 10 以上あった 1,699 地点を対象にして、EHVR の ピーク(最大値)振幅が 5 以上の地点と 5 未満の地点に 分け、さらにピーク振動数が 1Hz 以下、1Hz~5Hz、5Hz ~10Hz、10Hz 以上の 4 カテゴリに分け、各カテゴリの VH_BR_{EMP} を求めた。その結果を図 13 に示す。図からピ ーク振幅による違いは極めて小さいこと、ピーク振動数 による違いはあるがそれほど大きくないこと、ピーク振 動数が低いほど補正量は多く、それが 1Hz 以下の場合に 補正量は最大で 1Hz において約4 倍となることがわかる。

最後に、以上の HSAF 直接推定手法でどれほど観測 HSAF が EHVR から推定できるかを検証する。今回は地 震数が 10 以上の地点だけで平均しているので、平均操作 の際には用いていない地震数が 9 であった地点を対象と して比較を行った。図 14 にはその一例を示すが、単純な 補正関数であるにもかかわらず、分離した HSAF をよく 再現できていることがわかる。なお、ある地点での実 VH_BR が補正関数よりも大きい場合には HSAF は過小評 価となる。安全側の HSAF が欲しい場合には平均+標準









図 14 観測 HSAF(黒)と EHVR および経験的上下増幅補 正関数(図 13)から求めた推定 HSAF(赤)の比較(ピーク振 動数 1Hz 以下、上は振幅小の地点、下は振幅大の地点)

偏差の補正関数を掛け合わせることも考えられる。なお 図13の補正関数には15Hz以上で基準サイトにおけるP 波増幅のピーク(図11)が見られているので、これを水 平動の基準地震動に対するサイトの上下動の相対増幅率 とみなすには、この周波数帯域に対しては問題がある。

4.2 微動の水平上下比 MHVR を用いる方法

ここまで来ればもうおわかりだと思うが、微動データ しかない場合にはまず EMR を用いて MHVR から pEHVR に変換し、それを式(6)で HSAF に変換すればよ い。しかし、EHVR の場合は地震観測されていることが 前提なので、カテゴリ分けが EHVR のピーク(最大値) 振動数を使ったものになっている。微動を利用する場合 には微動の情報だけで経験値を使える方が便利なので、 微動用に VH_BR_{EMP}を改めて計算する。その際には EMR を求めたのと同じサイトの VH_BR だけを用いて、同じ微 動の一次ピーク振動数によるカテゴリを用いた。図 15 にその補正関数を示す⁴⁰。カテゴリは異なるがその特性 は EHVR 用の図 13 とよく似ていることがわかる。



図 15 微動の一次ピーク振動数でカテゴリ分けした経 験的上下動増幅補正関数 VH_BR_{EMP}⁴⁶⁾



図 16 観測 HSAF(黒)と MHVR, EMR, および経験的上 下増幅補正関数(図 15)から求めた推定 HSAF(赤)の比較 図16には得られた2つの補正関数で求めた推定HSAF と観測HSAFを比較して示す。こちらの場合は平均化に 用いたサイトでの比較であるが、観測HSAFを精度よく 推定できることがわかる。このように MHVR であって も地震動の水平上下比との関係を補正し、さらに上下動 増幅を補正することによって、直接的にS波のサイト特 性が推定できるので、単点微動を測りさえすれば、苦労 してその直下の地下構造を求める必要はないといえる。 こちらについても過小評価の可能性が気になるのであれ ば、平均+標準偏差の補正関数を用いることもできる。

最後に、盆地生成表面波の寄与と応答スペクトルに対 する評価方法について言及しておく。既にレビューして きたように、盆地生成表面波の寄与は軟弱な堆積盆地内 においては、特にやや長周期域で大きく、それを無視す ることは危険側の評価となる。ここでの評価は分離解析 ³⁰³⁷⁾がS波の主要動部分を対象にしたものであったので、 得られる HSAF も S 波の主要動部分のものとなる。現在 全継続時間の観測スペクトルを S 波主要動部の観測スペ クトルで割り込んだ全波スペクトル比を用いて全波のサ イト特性を抽出することを試みており⁴⁷⁾、その全波/S 波サイト特性比をサイトごとに抽出して同様のことを行 うことにより、盆地生成表面波を含む HSAF が評価でき るものと考えている。

応答スペクトルについては、既にS波主要動部に対し ては応答スペクトルでのサイト増幅も求めており³⁶⁾³⁷⁾、 ここで提示したHSAFを同じスキームによって応答スペ クトルに対して求めることは原理的に可能だが、物理的 意味が明確でない応答スペクトルを用いて同じようにし て補正を行うことが妥当かどうか疑問の余地があるため、 我々としてはフーリエスペクトル場で得られた推定 HSAF に変換係数を掛けて応答スペクトル振幅を直接評 価できないかを模索中である。

5. まとめ

本報告では、初めに地盤構造と地震動増幅の研究がどのように始まり、どのように進展してきたかについて概観したあと、拡散波動場理論に基づく EHVR あるいは MHVR を用いた地下構造逆算手法の有効性を紹介した。 さらにその考え方を敷衍し、これまでちゃんとした理論 的裏付けなく直接的に HSAF と結び付けられてきた EHVR あるいは MHVR を、上記拡散波動場の考え方に 基づいて再解釈し、1回または2回、経験的補正関数を 掛け合わせることにより、直接的に HSAF が評価できる 方法の概要と適用事例を紹介した。

我々が提案する地下構造逆算手法にしても、経験的 HSAF 評価法にしても、極めて上手く観測事実を説明で きるので、これまで速度構造の逆算において速度と層厚 のトレードオフに悩まされてきた研究者から、「何故こ の方法だけそんなにうまく行くのか?」という怨嗟の声 が聞こえてくる。そう言いたくなる気持ちはよくわかる が、我々はこの成功は偶然得られたものではないと考え ている。その成功のカギをまとめると以下の通りである。

- (1) 最大加速度 PGA や最大速度 PGV、あるいは応答ス ペクトルなど SAF の複雑な関数となる最大値指標 を使わず、物理的意味の明瞭なフーリエスペクトル の SAF を用いたこと。
- (2) 多くの波動が混在している全継続時間波形を用い ず、S波主要動部のみに焦点を当てたこと。
- (3) 定義が不明確で、そのスペクトルの物理的意味が不明瞭な工学的基盤などの中途半端なレベルに基準を置かず、それ以下の層構造の影響が無視できるS波速度3km/s以上の地震基盤に基準を置いたこと。

まず、応答スペクトルなどの最大値指標は、そもそも の波動のフーリエスペクトルの複雑な関数となっており、 それを直接予測しようとする限り、その評価に不確定性 は避けられないものである。それは端的に言ってその値 が元の値の(例えば震源スペクトルの)直接的な合積結 果として得られているわけではないからである。物理的 意味が明白なのは時刻歴波形そのものか、その周波数情 報であるフーリエスペクトルである。

次に、S波主要動部分に焦点を当てることが問題を簡 単にすることはその伝播経路を考えれば明らかである。 各種地下構造探査手法の紹介で述べたように、逆算過程 で上手くいかない理由の一つが観測の実態と理論の仮定 の食い違いにあるので、どんな波動が混在しているかが 事前にわからない全継続時間の波形ではなく、S波がそ の主要構成要素と考えられる、短い継続時間の波形部分 に対象を限ることは、両者を対応付け易くするという意 味において大きな意義がある。3.1 で述べたように、観測 値の特質と逆算に用いる理論解は対応している必要があ るのだから。

最後に地震基盤をレファレンスとすることの意義は いくら強調してもし過ぎることはない。強震動を予測す るという観点に立てば、「工学的基盤」なるものを基準と することには物理的にも工学的にも意味を見出すことは できない。工学的基盤をレファレンスにした途端に、そ こでの入力地震動が極めて大きなサイト依存性を持つこ とになるわけで、結果としてレファレンスとしての意味 を失うことになる。周期範囲を限ればサイト特性を定義 するのに有効だとする見解は図7に示した理論増幅率の 比較で明らかに否定されている。

一方、地震基盤をレファレンスにすれば、そこでのスペクトルレベルは震源項×伝播経路項で一意に定まり、 個別の設定を考える必要がない。また基準点のS波速度 が一定なので、それと最表層のインピーダンスコントラ ストで相対増幅率が決まるため、振幅情報自体を活用す ることができる。観測値からの地下構造の同定に苦労し ている多くの研究者は我々が振幅自体を同定に使ってい ることに非常に懐疑的である。しかしレファレンスを地 震基盤におけば絶対値振幅が活用可能となる。それはど のような地点であっても地震基盤からのS波増幅が地表 面応答に直接的に表れているからである。これを言い換 えると、地表面での観測値は人間が勝手に決めた「工学 的基盤」からの増幅で決まっているわけではない。何故 ならその「工学的基盤」での入射振幅レベルがそもそも 同一ではないから。「対象が高振動数域のスペクトルだか ら浅層地盤だけで決まっているはず」という思い込みが 間違っていることは既に示した通りである。

最後に、ボーリングによる PS 検層やサスペンション ロギングに対する世間の過度の信頼感について言及して おきたい。

逆算精度の高いいかなる方法を提案しようとも、原位 置における破壊的検査法である PS 検層やサスペンショ ンロギング等の直接的 S 波速度計測法が真値であるとい う思い込みが多くの研究者に未だに巣喰っている。実態 はこれらの方法も、非破壊的探査手法と同様の一つの観 測サンプル収集法に過ぎず、得られた速度構造は本来、 非破壊的探査手法と同程度の信頼性しかないものとして 扱われるべき存在である。しかし、それが原位置の調査 であり、長年に渡り(しかし特に具体的な証明なく)速 度探査法の王座に君臨してきたが故に、依然としてそれ だけが正解であり、それに合わないのであれば合わない 逆算結果の方がおかしいと暗黙裡に考えられている。

しかし、非破壊的探査手法で速度構造を求め、強震動 増幅特性とその速度構造の理論解を比較したことのある 研究者なら、別途取得したボーリング調査結果に基づく 理論解では観測事実がうまく説明できないというケース は、たまにあるというレベルではなく、普通に生じるの が実態であるということを知っている。それは検層結果 自体が不正確という場合もあろうが、むしろ地震波は観 測点直下のボーリングライン上の局所的な速度構造では なく、より広域の平均的構造に影響されていることが理 由なのではないかと考えられる。もしそうなら、ピンポ イントで計測されているボーリング調査結果だけを真値 とみなす必然性はなく、観測事実を説明できる構造に勝 るものはないのではないかと思料するものである。

ボーリング調査結果だけが正解であって他の方法で 求めた速度構造など信用できないと思い込んでいる研究 者・技術者は、そう思い込む自由は尊重するので、せめ て地盤増幅をよりよく説明する速度構造を求める新しい 方法を研究開発し、その普及を図ろうとする我々地盤震 動研究者の邪魔はしないでほしい。最新の知見を活かし た強震動予測手法⁴⁸⁾を、ご自分は信じないからといって、 その普及を全力を挙げて阻止しようとした方のように。 見たくないものは見えないのだから。

謝辞

強震記録は、K-NET・KiK-net に関しては防災科学技 術研究所から、震度計データは気象庁・気象協会から入 手しました。本報告の作成には、京都大学防災研究所社 会防災研究部門地震リスク評価高度化(阪神コンサツタ ンツ)研究分野の長嶋史明特定助教・伊藤恵理特定研究 員、安藤ハザマ技術研究所の仲野健一研究員の協力を得 ました。関係各位に深く感謝の意を表します。

参考文献

- 高橋龍太郎・平能金太郎(1941):軟弱地盤に於ける 地震動,地震研究所彙報,東京帝國大學地震研究所彙 報, Vol.19, No.3, 534-543.
- 石本巳四雄(1931): Comparaison accelerometrique des secousses sismiques dans deux parties de la ville de Tokyo (東京市内二ヶ所(本郷、丸ノ内)における地震動加速 度比較), Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo Imperial University, Vol.10, No.1, 171 – 187.
- 3) 北澤五郎(1926):木造被害調查報告,震災豫防調查 會報告, Vol.100, No.3, 1-53.
- 表俊一郎 (1927): The relation between the earthquake damages and the structure of ground in Yokohama, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol.27, No.1-4, 63-68.
- 5) 妹澤克惟 (1930): Possibility of the free-oscillations of the Surface-layer excited by the Seismic-waves (地震波によ つて土地の固有振動が誘起される可能度に就いて), Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo Imperial University, Vol.8, No.1, 1-11.
- 6) 金井清(1952): Relation between the nature of surface layer and the amplitudes of earthquake motions(地表層の 性質と地震動振幅との關係), Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol.30, No.1, 31 – 37.
- 7) 金井清・田中貞二・長田甲斐男(1954): Measurement of the Micro-tremor. I(常時微動の測定 第1報), Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol.32, No.2, 199-209.
- 8) 地盤震動小委員会(1976):「強震動におけるやや長 周期成分について―耐震解析用地震動の再検討ー」
 第 4 回地盤震動シンポジウム,日本建築学会(http:// news-sv.aij.or.jp/ouzou/s4/past/archive_pdf/04_1976.pdf).

- 9) 翠川三郎・三浦弘之 (2010): 1968 年十勝沖地震の八 戸港湾での強震記録の再数値化,日本地震工学会論 文集 第 10 巻,第 2 号,12-21.
- 中川恭次・和泉正哲:建物の地震応答(第6章),新 潟地震調査報告,日本建築学会,168-174,1964.
- Heaton, T.H. and S.H. Hartzell (1988) : Earthquake Ground Motions, Annual Rev. Earth and Planet. Sci., 16(1), 121-145, doi:10.1146/annurev.ea.16.050188.001005.
- 12) Kudo, K., T. Uetake, and T. Kanno (2000) : Re-evaluation of nonlinear site response during the 1964 Niigata earthquake using the strong motion records at Kawagishi-cho, Niigata city, Proc. 12 World Conf. Earthq. Eng., No. 0969
- 工藤一嘉(2010): 1964 年新潟地震と川岸町における強震記録,日本地震工学会誌,第23号,14-19.
- 14) 今村明恒(1931):北伊豆大地震の計測學的研究,東 京帝國大學地震研究所彙報, Vol.9, No.1, 36-49.
- 15) 小堀鐸二・篠崎祐三 (1977): 不整形地盤の振動特性, 地震, 第2輯, 第50巻, 127-142.
- 16) 福和伸夫・佐藤俊明・川瀬博・中井正一(1985): 不 整形性を有する沖積地盤の地震観測シミュレーション, -BEM と FEM の結合解法による解析-, 構造工学 論文集, 31B, 1-10.
- 17) 鳥海勲(1975): 平野の地震動特性について, 第4回 日本地震工学シンポジウム, 129-136.
- 18) 鳥海勲(1985):沖積平野堆積層における表面波の構造について:入力・生成過程,日本建築学会学術講演 梗概集,構造 B-I, 27-28.
- 19) 鳥海勲(1996):大阪平野のあとゆれについて,第24 回地盤震動シンポジウム,日本建築学会,65-70.
- Kawase, H. (1993): Effects of surface and subsurface irregularities, Earthquake Motion and Ground Conditions, Part I, Ch.3, Section 3.3, 日本建築学会地盤震動小委員 会編, 118-155.
- 21) Kawase, H. (2003) : Site effects on strong ground motions, International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part B, W.H.K. Lee and H. Kanamori (eds.), Academic Press, London, 1013-1030.
- Hudson, D.E. (1972) : Local distribution of strong earthquake ground motions, Bull. Seismo. Soc. Am., 62, 1765-1786.
- 23) 川瀬博(1986):強震地動の時間変動特性に着目した 不整形地盤解析,第14回地盤震動シンポジウム,地盤 震動小委員会,日本建築学会,55-62.
- 24) Kawase, H. and K. Aki (1989) : A study on the response of a soft basin for incident S, P, and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico

City, Bull. Seismo. Soc. Am., 79, 1361-1382.

- 25) 川瀬博(1995):堆積盆地が強震動に与えた影響、一メキシコシティの場合と神戸市の場合一,第23回地盤震動シンポジウム,地盤震動小委員会,日本建築学会, 83-91.
- 26) Kawase, H. (1996): The cause of the damage belt in Kobe: "The basin-edge effect", Constructive interference of the direct S-wave with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves, Seismo. Res. Lett., 67, No.5, 25-34.
- 27) 川瀬博・松島信一・R.W. Graves・P.G. Somerville (1998): 「エッジ効果」に着目した単純な二次元盆地構造の三次 元波動場解析-兵庫県南部地震の際の震災帯の成因 -, 地震, 第2輯, 50, 431-449.
- 28) 川瀬博(1990):表層地質が地震動に及ぼす影響に関する研究事例と今後の課題,第18回地盤シンポジウム,地盤震動小委員会,日本建築学会,71-78.
- 29) Sánchez-Sesma F.J., M. Rodríguez, U. Iturrarán-Viveros, F. Luzón, M. Campillo, L. Margerin, A. García-Jerez, M. Suarez, M.A. Santoyo, and A. Rodríguez-Castellanos (2011) : A theory for microtremor H/V spectral ratio: Application for a layered medium, Geophys. J. Int. Exp. Lett., 186, 221-225, doi:10.1111/j.1365-246X.2011. 05064.x.
- 30) Nagashima, F., S. Matsushima, H. Kawase, F.J. Sánchez-Sesma, T. Hayakawa, T. Satoh, and M. Oshima (2014) : Application of Horizontal-to-Vertical (H/V) spectral ratios of earthquake ground motions to identify subsurface structures at and around the K-NET site in Tohoku, Japan, Bull. Seismo. Soc. Am., Vol. 104, No. 5, 2288–2302, doi:10.1785/0120130219.
- 31) Nagashima, F., H. Kawase, and S. Matsushima (2017) : Estimation of horizontal seismic bedrock motion from vertical surface motion based on horizontal-to-vertical spectral ratios of earthquake motions, 16th World Conf. Earthq. Eng., Santiago Chile, January 9-13, 2017, Paper No.3685.
- 32) 森勇太・川瀬博・松島信一・長嶋史明(2016):微動 と地震動の観測水平上下スペクトル比の相違とそれ に着目した地盤構造同定手法,日本地震工学会論文 集,第16巻,第9号,13-32.
- 33) Kawase, H., Y. Mori, and F. Nagashima (2017) : Difference of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Observed Earthquakes and Microtremors and Its Application to S-Wave Velocity Inversion Based on the Diffuse Field Concept, Earth, Planets and Space, 70:1, doi; 10.1186/s40623-017-0766-4.

- 34) Kawase, H., F.J. Sánchez-Sesma, and S. Matsushima (2011) : The Optimal Use of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Motions for Velocity Inversions Based on Diffuse Field Theory for Plane Waves, Bull. Seismo. Soc. Am., 101, 2001-2014.
- 防災科学技術研究所:地震ハザードステーション
 J-SHIS, http://www.j-shis.bosai.go.jp/(最終アクセス日: 2018年9月14日).
- 36) 仲野 健一・川瀬 博・松島 信一 (2014): スペクト ルインバージョン手法に基づく強震動特性の統計的 性質に関する研究, その1 フーリエスペクトル・応 答スペクトルから分離した平均特性, 日本地震工学 会論文集, 第14巻, 第2号, 67-83.
- 37) 仲野健一・川瀬博・松島信一(2015):スペクトルインバージョン手法に基づく強震動特性の統計的性質に関する研究 その2分離した特性に対する詳細分析,日本地震工学会論文集,第15巻,第1号,38-59.
- 38) Ducellier, A., H. Kawase, and S. Matsushima (2013) : Validation of a New Velocity Structure Inversion Method Based on Horizontal-to-Vertical (H/V) Spectral Ratios of Earthquake Motions in the Tohoku Area, Japan, Bull. Seismo. Soc. Am., 103, 958-970.
- 39) 吹原慧・松島信一・川瀬博(2015): 強震動予測のための地震動と微動を用いた京都盆地速度構造モデルの拡散波動場理論による同定に関する研究,日本地震工学会論文集,第15巻,第6号,60-76.
- 40) 安井譲・西川隼人・小島啓介・前田寿朗・纐纈一起・ 宮島昌克(2013):サイト増幅特性を用いた地震動 H/V スペクトルの計算法に関する考察 ―福井地域の地 震観測記録を対象としてー,土木学会論文集 A1, Vol.69, No.4, I 280-I 290.
- 41) Kawase, H., F. Nagashima, and Y. Mori (2016) : Studies on the deep basin site effects based on the observed strong

ground motions and microtremors, 5th IASPEI / IAEE International Symposium: Effects of Surface Geology on Seismic Motion, August 15-17, 2016, Taipei, Taiwan.

- 42) 中村豊・上野真(1986):地表面震動の上下成分と水 平成分を利用した表層地盤特性推定の試み,第7回日 本地震工学シンポジウム,265-270.
- 43) 塩野計司・太田裕・工藤一嘉(1979):やや長周期の 微動観測と地震工学への適用(6)-微動に含まれる Rayleigh 波成分-, 地震, 第2輯, 32(2), 115-124, doi: 10.4294/zisin1948.32.2 115.
- 44) Lunedei, E. and P. Malischewsky (2015) : A Review and some new issues on the theory of the H/V technique for ambient vibrations, Ch.15, Ansal (ed.), Perspectives on European Earthquake Engineering and Seismology, Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering 39, Springer Open, doi:10.1007/978-3-319-16964-4_15.
- 45) García-Jerez, A., J. Piña-Flores, F.J. Sánchez-Sesma, F. Luzón, and M. Perton (2016) : A computer code for forward calculation and inversion of the H/V spectral ratio under the diffuse field assumption, Computers & Geosciences, 97: 67-78, doi:10.1016/j.cageo.2016.06.016.
- 46) Kawase, H., F. Nagashima, K. Nakano, and Y. Mori (2018) : Direct evaluation of S-wave amplification factors from microtremor H/V ratios: Double empirical corrections to "Nakamura" method, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Open Access, doi:10.1016/j.soildyn.2018. 01.049.
- 47) 仲野健一(2018): スペクトルインバージョンによる 地盤増幅特性の評価,第46回地盤震動シンポジウム, 地盤震動小委員会,日本建築学会,本資料.
- 48) 地盤震動小委員会:最新の地盤震動研究を活かした 強震波形の作成法,日本建築学会,2009.

大阪平野・京都盆地の地盤構造モデル検証事例

VALIDATION OF SEDIMENTARY BASIN VELOCITY STRUCTURE MODEL IN THE OSAKA PLAINS AND KYOTO BASINS

> 浅野公之*1、関口春子*1、岩田知孝*1 Kimiyuki ASANO, Haruko SEKIGUCHI, Tomotaka IWATA

This report reviews recent studies for validating the 3D velocity structure models of the Osaka and Kyoto sedimentary basins, southwest Japan. These three-dimensional velocity structure models have been developed by integrating many geophysical and geological surveys in these areas. For the Osaka basin, the latest velocity model has been validated by simulating low-frequency ground motions during moderate-to-large local earthquakes and the interstaton Green's functions obtained from continuous microtremor observations. The 3D velocity structure models have also been used for analyzing source rupture process of the 1995 Kobe and the 2018 northern Osaka earthquakes. For the Kyoto basin, its velocity structure model has been validated and imroved by using the dufused-wavefield H/V ratio method and R/V receiver functions at many stations in the basin.

1. はじめに

近畿地方を含む近畿三角帯
いには多数の活断層が分布 しており、第四紀に繰り返し発生した活断層の活動に伴 って、大阪平野、京都盆地、奈良盆地、和歌山平野など の堆積盆地が形成された。大阪平野(大阪盆地)の基盤 は中生代の白亜紀に形成された領家変成帯(主として花 崗岩)、京都盆地の基盤は中生代のジュラ紀付加体である 丹波帯(主としてチャート、頁岩、砂岩)が主である。 これらの盆地内には、新第三紀鮮新世から第四紀更新世 に堆積した海成粘土を含む大阪層群が厚く堆積している。 大阪層群最下部の堆積年代は約300万年前であり2、盆 地基盤において不整合の関係にある。このため、大阪平 野(大阪盆地)や京都盆地の特筆すべき特徴として、盆 地内の地震動増幅特性に寄与する盆地の基盤岩と堆積層 の速度コントラストが極めて大きいことが挙げられる。 これらの堆積盆地では、地震動の増幅や伸張、盆地生成 表面波、特徴的な後続波群などの観測事例が多数報告さ れている^{例えば3),4),5)}。したがって、将来の発生が予測され ている南海トラフ巨大地震や上町断層帯、中央構造線断 層帯など近畿地方周辺の活断層の地震等を対象とした強 震動予測において、地盤構造モデルの高精度化は極めて 重要である。地盤構造モデルは一度作成したら完成、と いうものではなく、地震動観測記録やその他の物理探査 情報などによって、絶えず検証、改良されていくべきも のである。

大阪平野の地盤構造に関しては、1980年代頃より、深 層ボーリング調査、反射法・屈折法地震探査、微動探査、

重力探査など各種の物理探査が行われ、それらの物理探 査結果や地質情報を統合することにより、三次元地盤構 造モデルの構築が精力的に行われてきた。京都盆地にお いても、1995年兵庫県南部地震以降、交付金を用いた地 下構造調査や自治体の地震被害想定調査を通じて、ボー リング掘削、速度・密度検層、反射法地震探査、微動ア レイ探査及び三次元地盤構造モデルの構築が進められて きた。また、和歌山平野 %及び奈良盆地 %における地盤 構造モデルの構築及び強震動予測事例に関する成果は昨 年度の第45回地盤震動シンポジウムにて、上林・他 (2017)によって報告されている⁸。本稿では、大阪平野及 び京都盆地を対象に、近年の地盤構造モデル検証事例を レビューする。ただし、強震動予測における地盤構造の 考え方では、地盤構造を深部地盤構造と浅部地盤構造に 区分するが、本稿では深部地盤構造モデルに関わる話題 を主として取り扱う。

2. 大阪平野における地盤構造モデル検証

2.1 大阪平野における深部地盤構造モデルのあゆみ

大阪平野では、香川・他 (1993)⁹にはじまり、宮腰・ 他. (1997, 1999)^{10,11}、Kagawa *et al.* (2004)¹²、Iwata *et al.* (2008)¹³と数次にわたり地盤構造モデルの改訂が行われ てきた。Iwaki and Iwata (2011)¹⁴は Iwata *et al.* (2008)を初 期モデルとして、波形インバージョンを用いたモデル修 正を試みた。これとは別に、大阪層群の堆積史や地質情 報、断層による基盤や地質構造の不連続を積極的に取り 入れたモデル化として、堀川・他 (2003)¹⁵や大阪府



図1(a) 大阪堆積盆地三次元地盤速度構造モデル¹⁸⁾の基 盤深度分布。(b) A-A'測線でのS波速度分布の深度断面。

(2005)¹⁰が提案されている。文部科学省「上町断層帯に おける重点的な調査観測」(代表機関:京都大学防災研究 所)では、堀川・他 (2003)の手法をベースに、同時面の 新たな表現手法と新規に取得した物理探査データを投入 し、最新の大阪堆積盆地三次元地盤構造モデルを構築し た^{17),18)}。図1に基盤深度分布及びS波速度構造の東西断 面の例を示す。基盤のS波速度3.1 km/s に対し、大阪層 群最下部では約1.0–1.3 km/s と、堆積層-基盤境界での 速度コントラストが大きい。このモデルの詳細について は、第41回地盤震動シンポジウムにて既に報告されてい る(関口・他, 2013)¹⁹。本稿では、それ以降の地盤構造 モデル検証・活用の事例について紹介する。

2.2 実地震の地震動シミュレーションによる検証

三次元地盤速度構造モデルの検証は、実際に発生した 地震の地震動シミュレーションにより検証することが最 も直感的である。

2013 年 4 月 13 日に淡路島で発生した地震(M_{IMA} 6.3) では、大阪湾岸地域で周期 3~7 秒程度の長周期地震動の 卓越した地震動が観測された。ただし、2011 年東北地方 太平洋沖地震のときの観測記録に比べれば、その周期帯 での擬似速度応答スペクトルは小さかった(周期 6.5 秒 で、此花や咲洲は約5分の1)。

地盤構造モデルの検証を目的に、F-netのメカニズム解 を参照し、逆断層型の点震源を与え、差分法による地震 動シミュレーションを行った。地震動シミュレーション におけるQ値は、S波速度の関数とした経験式($Q = \alpha V_s$ 、 ただし Vsの単位はm/s)として与えられることが多いが、 経験式の係数αについてもパラメータスタディを行った。 その結果、参照周期5秒を仮定したとき、 $Q=0.3 V_{s}$ とし ての値を設定した場合に、大阪平野内の観測波形記録の 継続時間や包絡形状をよく説明することが分かった(図 2)²⁰⁾。図3に代表的な地点での速度波形比較例(0.05-0.5 Hz)を示す。多くの地点で、現在の大阪堆積盆地三次元 地盤速度構造モデルは観測波形の振幅や継続時間の特徴 を良好に再現している。しかし、Asano et al. (2016)20)で指 摘されているように、淀川河口周辺の大阪湾岸地域にお いて、直達S波の約2分後に到達する顕著なLove波を 再現できていない。シミュレーション結果は神戸空港付 近での観測波形を良好に再現していることから、大阪湾 北部から淀川河口付近にかけての探査情報が不足してい るために基盤形状が適切に表現されておらず、速度構造 の改良が必要であると考えている。今後も地震動の再現 計算等を通じて、課題の抽出や修正を継続していく必要 がある。



図2 2013 年淡路島の地震を対象とした 0.05–0.5 Hz の RMS エンベロープの比較 (NS 成分、黒 : 観測、カラー : 計算)に基づく Q 値検討結果の例 ²⁰⁾。OSKP01:此花区 役所、OSKP37: 忠岡町役場、OSKP66:住之江消防署、 JMAEBE: 関西航空地方気象台、OSKP18:松原市役所、 CEOMOT: 関震協神戸本山。

		NS	EW	UD
	1.17	DP_TOS	1	防災研・富島観測室
cm/s	0.00	palate	Mondesta	-
s	-1.17 2.39	HYG024		K-NET東浦(淡路市東浦)
G	0.00	A pape do ano	Anteringeneer	-
	-2.39 1.35	CEOSMA	1	袖古須磨
cm/s	0.00		-1/4/40-0-00-00/10//000000-00-00-00-00-00-00-00-00-00-00-	http://www.commercedure.com
	-1.35 0.37	CEOMOT		油豆木山
s/mc	0.00	- Manapatha and the second and the second	-Witherstein and the state of the second	- Water and the state of the st
	-0.37	OSKBOI	het stath a st	
cm/s	0.00	- THIM AND THE PARTY PROVIDENT		此化区役所
	-2.24	OSKP66		
cm/s	0.00	- Alfania dev del contra la la la devenisa de	- ANTERNAL ANTERNAL ANTERNAL	1主之江月防者
	-1.23	OSKP37		中 四 四 小 1 日
cm/s	0.00		- Harris Martinger and a series	志回则役场
	-1.46	OSKP71		把士主应犯家
cm/s	0.00			塔中東区 (5)竹
	-0.77	OSKP18	1.ft and	
cm/s	0.00		- Ale Andrewski Antonio	松原市役所
	-1.11	OSKP24		四支十分支
cm/s	0.00			门具巾仅所
	-0.89	0 30 60 90 120 150 180 210 240 270 Time (s)	0 30 60 90 120 150 180 210 240 270 Time (s)	0 30 60 90 120 150 180 210 240 2 Time (s)

図3 2013 年淡路島の地震の地震動シミュレーションによる速度波形比較例(黒:観測波形、赤:合成波形)

関西地震観測研究協議会の尼崎観測点での局地地震 の記録には、直達S波に続いて、堆積層内の多重反射に よるとみられる繰り返し現れる後続波群が観測される²¹⁾。 尼崎観測点の1995年1月から2015年2月までの658記 録の水平震動軌跡を分析し、特徴的な波群を抽出した。 これらの記録には、3~4回の後続波群(相)が認められ るが、各波群の到達時刻差には震央方位依存性が見られ た。震央が北〜北北西に位置している場合、波群間の到 達時刻差が最も小さい²²⁾。彼らは、尼崎観測点付近にお いては、盆地基盤が北北西から南南東に向かって傾斜し ているために、多重反射波の到達時刻差に震央方位依存 性が見られると推測し、三次元地盤速度構造モデル¹⁸⁾を 用いた差分法による地震動シミュレーション (<2 Hz) による検証を行った。シミュレーション結果(図 4)に よれば、尼崎付近では多重反射波に対応する明瞭な相が 複数現れることが示された。しかし、尼崎観測点よりも 盆地端部に近い地点(図の+5 km 目盛付近)では、反射 波相と盆地生成表面波が重なることで、後続波群が不明 瞭になることが定量的に示された。また、このシミュレ ーションを通じて、現在の地盤速度構造モデルは 2 Hz まで十分に利用できることを確認できた。

このほか、2011 年東北地方太平洋沖地震の長周期地震 動を対象とした検証シミュレーションも、天藤・他 (2015)²³⁾、Iwata *et al.* (2016)²⁴⁾、酒井・他 (2014)²⁵⁾などに よって行われている。



図4 尼崎観測点を通る北西-南東測線に沿った速度波形の Transverse 成分のシミュレーション結果²²⁾

2.3 微動による観測点間グリーン関数を用いた検証

本シンポジウムの佐藤浩章博士の講演で紹介される ように、地盤震動の分野でも地震波干渉法の活用が普及 しつつある^{例えば 20, 27)}。ここでは、上町断層帯周辺の大阪 平野域を対象とした Asano *et al.* (2017)²⁸⁾の研究成果を紹 介する。

大阪平野内15地点に、速度型微動計VSE-15D6を臨時 展開し、連続微動観測を行った。1年間分の微動波形連 続記録を30分ごとの解析区間に分割し、地震波干渉法処 理29)を行い、観測点間グリーン関数を抽出した。抽出さ れた観測点間グリーン関数には、観測点間を伝播する Love 波や Rayleigh 波に対応する信号が得られた(図5)。 大阪堆積盆地三次元地盤速度構造モデル¹⁸⁾を用い、シン グルフォース震源に対する理論グリーン関数を差分法に より計算した。図5に尼崎臨時観測点(UEMC09)を震 源とした場合の、計算波形と観測波形の比較例を示して いる。図 5(a)の矢印は Love 波基本モード、図 5(b)の左側 の矢印は Rayleigh 波基本モードを指している。この図で 最も観測点間距離が長いのはUEMC14(田尻)であるが、 この距離範囲内で、いずれも、とくに低周波数帯域で、 理論グリーン関数と観測グリーン関数の走時、波形の特 徴の一致がよい。相対的に周波数が上がると、一致の悪





い観測点も見られるようになる。図 5(b)の Radial 成分に は、いくつかの観測点において Rayleigh 波より遅れて伝 播する波群(右側の矢印)が見られる。理論グリーン関 数にも同様の特徴が見られるため、三次元構造に起因す る Love 波の浸み出し、もしくは、マルチパスの影響で はないかと考えている。堆積盆地における表面波の位相 速度情報は微動アレイ探査によって詳細に取得すること ができるが、著者らは地震波干渉法による観測点グリー ン関数を地盤震動研究に用いることの利点は、群速度や 位相速度といった走時情報だけでなく、波形そのものを 活用できる点にあると考えている。

2.4 震源過程解析における活用事例

強震記録の波形インバージョン解析を行うことで、大 地震時の震源断層における時空間的な断層破壊過程(震 源過程)が詳細に明らかとなり、震源過程と断層近傍強震 動の関係などが議論されている。また、得られた震源モ デルの蓄積は、強震動予測手法の検証及び高度化にとっ ても極めて不可欠な情報となる。しかしながら、観測さ れた地震動は震源特性と伝播特性、サイト増幅特性のた たみ込みで表現されるため、高精度な震源過程解析には 信頼性の高い速度構造モデルが必要となる。Guo et al. (2015)³⁰は余震記録の波形あわせに基づいて、神戸周辺~ 大阪平野北部の既往の三次元速度構造モデル³¹⁾をチュー ニングした後、再構築した3次元速度構造モデルとボク セル有限要素法により計算されたグリーン関数を用いて、 1995年兵庫県南部地震の震源過程を再解析した。その結 果、断層周辺の強震記録の variance reduction が先行研究 に比して10%以上向上したと報告している。

2.5 2018 年 6 月 18 日大阪府北部の地震

2018年6月18日に大阪府北部で発生した地震(M_{JMA} 6.1)については、本シンポジウムにて上林准教授らによ り報告がなされる。ここでは、本講演に関わる部分のみ 簡単に紹介する。浅野・他 (2018)³²⁾は、強震記録(0.1-2 Hz)を用いて大阪府北部の地震の震源過程を解析する際、 大阪平野内の強震観測点については、前述の Sekiguchi et al. (2016)の三次元地盤構造モデルから抽出した一次元速 度構造モデルを用いてグリーン関数を計算した。大阪平 野外については JIVSM³³を用いた。信頼性の高い速度構 造モデルを用いることで、Mw 5.6 と地震規模が比較的小 さいにもかかわらず詳細な震源過程が求められ、この地 震が南北走向の逆断層と北東一南西方向の高角右横ずれ 断層の2枚の断層面の同時活動によることを明らかにし た(図 6)。また、関ロ・他 (2018)³⁴⁾は浅野・他 (2018) の震源モデルと Sekiguchi et al. (2016)の三次元地盤構造





モデルを用いた差分法シミュレーションにより、大阪平 野内の地震動説明力の検証を行っている(シミュレーシ ョンと観測の比較については、本シンポジウムでの上 林・他による報告でも紹介されている)。今後も多くの研 究者によって大阪府北部の地震の強震記録を用いた様々 な研究が進められ、この地域の地盤構造モデルの改良に 繋がることが期待される。

3. 京都盆地における地盤構造モデル検証

3.1 京都盆地における深部地盤構造モデル

京都盆地では、京都市消防局により、盆地内を南北に 縦断(堀川・巨椋池測線、久御山-八幡測線)、東西に横 断(丸太町測線、五条測線、久世橋測線、外環状測線、 山科測線)する反射法地震探査や微動アレイ探査、深層 ボーリング掘削と速度・密度検層(KD-0, KD-1, KD-2)、 重力探査が行われ、それらの物理探査情報をもとに三次 元地盤構造モデルが作られた³⁵⁾。また、京都府は府域の 地震被害想定を行うために、京都市のモデルを拡張、修 正し、京都盆地南部を含む盆地全体の三次元地盤構造モ デルを構築した³⁶⁾。

3.2 地震動、微動 H/V スペクトル比による検証

吹原・他 (2015)³⁷は、京都盆地内の K-NET 1 地点、 KiK-net 2 地点及び京都大学防災研究所が京都市内の消 防施設に設置した強震観測点 13 地点 ³⁸⁾を対象に、観測 された地震動の水平上下スペクトル比(HVR)を解析し た。彼らは、京都市によるモデル³⁵⁾をベースにした初期 モデルを設定し、拡散波動場理論に基づく理論地震動 HVR³⁹⁾によって観測点直下の S 波速度構造を同定した (図 7)。また、強震観測点を結ぶ南北、東西方向の 3 測 線で単点微動観測を行い、微動 HVR を求め、拡散波動 場理論に基づく微動 HVR⁴⁰によって、測線沿いの S 波速 度構造を同定し、既存の地盤構造モデル^{35,41)}との差異や 地震応答解析への影響を議論している。



図7 西京観測点における地震動HVR を用いたS波速度 構造の修正事例³⁷⁾(左:地震動HVR の観測と理論の比較、 右:修正前後のS波速度構造モデル)

3.3 レシーバ関数解析による検証

固体地球内部の速度不連続面に P 波が入射すると、速

度不連続面にて透過 P 波や反射 P 波のほかに透過 SV 波 と反射 SV 波が生成される。地表での地震記録には、透 過 P 波と透過 SV 波に走時差が生じることから、この走 時差を観測記録から抽出することで、観測点直下の速度 不連続面までの深度を推定することができる。そのよう な推定手法の一つがレシーバ関数解析であり、ここでは、 P 波部分の Radial 成分を上下動成分でデコンボリューシ ョンすることで、地震波形から震源及び伝播経路に関す る情報を取り除き、観測点近傍の応答関数(R/V レシー バ関数)を得る。明瞭な速度不連続面をもつ堆積盆地を 対象として適用事例も蓄積されつつある^{42,43}。堆積盆地 を対象とした場合、最も速度コントラストの大きい境界 面は、堆積層-基盤境界であるので、この解析で得られ る R/V レシーバ関数のピーク時刻は、基盤面での PS 変 換波と直達 P 波その走時差に対応する。

京都盆地及び周辺では、K-NET、KiK-net、気象庁、京 都市、関西地震観測研究協議会、京都大学防災研究所の 強震・震度観測点42地点で得られた地震動波形記録を対 象に、レシーバ関数解析を行った⁴⁴)。盆地内の観測点で の R/V レシーバ関数には、PS-P 走時差に対応する明瞭 なピークが見られた。PS-P 走時差は基盤深度の深い京都 盆地南部の巨椋池干拓地周辺で最も大きく、約 0.7-0.8 秒の走時差があった(図 8)。既存の京都府モデル³⁰で鉛 直入射を仮定した場合の理論 PS-P 走時差と比較したと ころ、走時差の一致の悪い観測点(KTG:樫原)や地盤構 造モデルでは盆地外になっているものの観測記録からは 厚い堆積層が示唆される観測点(KYTC20:醍醐) など、 主に盆地端部に近い地点で改善すべき点が明らかとなっ た。

彼らは、観測 R/V レシーバ関数から得られた PS-P 走時差に合うよう、京都府モデルの修正を試みた。堆積層 内の平均地震波速度を保ったまま、基盤深度を上下させ ることで、観測点直下の一次元速度構造モデルを修正し た。図9は関震協京都樫原観測点(KTG)におけるモデ ル修正例である。基盤深度を150 m から332 m に修正し た結果、観測 R/V レシーバ関数にみられる2 つのピーク の出現時刻や、波形をよく説明していることが分かる。 なお、この図では PS-P 走時差である0.54 秒付近のピー クに加え、約0.94 秒付近にも第2 ピークが見られるが、 これは PPPS 波と P 波の走時差に対応するものである。

4. まとめ

大阪平野及び京都盆地における地盤構造モデルの検 証事例について、近年の成果を概観した。地盤構造モデ ルの検証には、地震動シミュレーションによる手法の他 に、地震波干渉法、レシーバ関数解析、拡散波動場理論 など地震学分野で開発された新たな解析手法が地盤震動



図8(左)京都盆地内の強震・震度観測点におけるRNレシーバ関数(N:使用記録数、Peak time: PS-P 走時差、Depth: 京都府モデル³⁰の観測点直下の基盤深度)。(中)京都盆地におけるPS-P時刻差の空間分布と基盤深度の比較⁴⁴⁾。(右) RNレシーバ関数のPS-P時刻差と京都府モデルによる理論PS-P時刻差の比較。



図9 京都樫原観測点(KTG)における速度構造モデル 修正事例⁴⁴⁾(左:修正前後の測後構造モデル、右:京都府 モデル、修正モデルによる理論 R/V レシーバ関数と観測 R/V レシーバ関数の比較)

の分野にも積極的に取り入れられてきている。多種多様 な手法やデータを用いた検証を進めることで、よりロバ ストかつ信頼性の高い地盤構造モデル構築に繋がるので、 今後も継続的な研究が必要不可欠である。

なお、大阪平野、京都盆地、和歌山平野、奈良盆地な ど各地の堆積平野、盆地を対象に構築され、その説明力 が検証された三次元地盤構造モデルは、今後もこれまで のように、順次、J-SHIS⁴³⁾や JIVSM³²⁾といった全国規模 の地下構造モデル改訂に反映されていくことで、コミュ ニティモデル全体の高度化に繋がることが望ましい。

謝辞

強震記録は、国立研究開発法人防災科学技術研究所強 震観測網 K-NET、KiK-net、気象庁、大阪府、兵庫県、 京都府、京都市、関西地震観測研究協議会、国立研究開 発法人建築研究所、港湾地域強震観測及び京都大学防災 研究所より提供を受けました。大阪堆積盆地三次元地下 構造モデルの作成及び連続微動観測は平成 22~24 年度 文部科学省科学技術基礎調査委託「上町断層帯における 重点的な調査観測」(研究代表者:岩田知孝)の一部とし て実施されました。また、本稿で紹介した著者らの研究 成果の一部は文部科学省「災害の軽減に貢献するための 地震火山観測研究計画」の支援を受けています。京都大 学学術情報メディアセンター大型計算機システム Cray XE6 及び XC40 を使用しました。関係各位に深く感謝の 意を表します。

参考文献

- Huzita, K.: Tectonic development of the Median Zone (Setouti) of southwest Japan, since the Miocene with special reference to the characteristic structure of central Kinki area, *Journal of Geosciences, Osaka City University*, Vol. 6, pp.103–144, 1962.
- 2) 市原実: 大阪層群と大阪平野, アーバンクボタ, No.11, pp.26-31, 1975.
- 3) 鳥海熱: 大阪平野のあとゆれについて, 第 24 回地盤震動 シンポジウム論文集, pp.65-70, 1996.
- Hatayama, K., K. Matsunami, T. Iwata, and K. Irikura: Basin-induced Love waves in the eastern part of the Osaka basin, *Journal of Physics of the Earth*, Vol.43, No.2, pp.131-155, 1995.

- 5) 岩田知孝, 浅野公之: 2004 年 9 月 5 日紀伊半島沖・東海道 沖の地震による地震動, 地震第 2 輯, 第 58 巻, 第 3 号, pp.273-279, 2005.
- 6) 上林宏敏,大堀道広,川辺秀憲,釜江克宏,山田浩二, 宮腰研,岩田知孝,関口春子,浅野公之:和歌山平野の3 次元地下構造モデル構築と中央構造線断層帯による強震 動予測,日本地震工学会論文集,登載決定,2018.
- 7) 関ロ春子, 浅野公之, 岩田知孝: 奈良盆地の3 次元速度構 造モデルの構築と検証, 地質学雑誌, 登載決定, 2018.
- 8) 上林宏敏,大堀道広,川辺秀憲,釜江克宏,山田浩二, 岩田知孝,関口春子,浅野公之:中央構造線断層帯(金 剛山地東縁-和泉山脈南縁)周辺域の地下構造モデルの 高度化と強震動予測,第45回地盤震動シンポジウム論文 集,pp.63-74,2017.
- 9) 香川敬生,澤田純男,岩崎好規,南荘淳:大阪堆積盆地における深部地下構造のモデル化,第22回地震工学研究発表会講演概要,pp.199-202,1993.
- 10) 宮腰研,香川敬生,越後智雄,堀江佳平,澤田純男:大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化(その2). 第24回地震工学研究発表会講演論文集,33-36,1997.
- 11) 宮腰研,香川敬生,趙伯明,徳林宗孝,澤田純男:大阪 堆積盆地における深部地盤構造のモデル化(その3).第 25回地震工学研究発表会講演論文集,185-188,1999.
- 12) Kagawa, T., B. Zhao, K. Miyakoshi, and K. Irikura: Modeling of 3D Basin Structures for Seismic Wave Simulations Based on Available Information on the Target Area: Case Study of the Osaka Basin, Japan, *Bulletin of the Seismological Society* of America, Vol.94, No.4, pp.1353-1368, 2004.
- 13) Iwata, T., T. Kagawa, A. Petukhin, and Y. Onishi: Basin and crustal velocity structure models for the simulation of strong ground motions in the Kinki area, Japan, *Jorunal of Seismology*, Vol.12, No.2, pp.223-234, 2008.
- 14) Iwaki, A. and T. Iwata: Estimation of three-dimensional boundary shape of the Osaka sedimentary basin by waveform inversion, *Geophysical Journal International*, Vol.186, No.3, pp.1255-1278, 2011.
- 15) 堀川晴央,水野清秀,石山達也,佐竹健治,関口春子, 加頼祐子,杉山雄一,横田裕,末廣匡基,横倉隆伸,岩 淵洋,北田奈緒子, Arben Pitarka:断層による不連続構造 を考慮した大阪堆積盆地の3次元地盤構造モデル,活断 層・古地震研究報告,No.3, pp.225-259,2003.
- 16) 大阪府: 平成 16 年度大阪平野の地下構造調査に関する 調査成果報告書,2005.
- 17) 関ロ春子,吉見雅行,浅野公之,堀川晴央,竿本英貴, 林田拓己,岩田知孝:大阪堆積盆地3次元速度構造モデ ルの開発,日本地球惑星科学連合2013年大会予稿集, SSS33-P01,2013.
- 18) Sekiguchi, H., K. Asano, T. Iwata, M. Yoshimi, H. Horikawa, H. Saomoto, and T. Hayashida: Construction of a 3D Velocity

Structure Model of Osaka Sedimentary Basin, Proceedings of the 5th IASPEI/IAEE International Symposium on the Effect of Surface Geology on Seismic Motion, Taipei, paper P103B, 2016.

- 19) 関ロ春子,上町断層帯重点調査観測研究グループ:上町 断層帯と大阪平野南部の地下構造に関する新たな知見と それに基づく地震動予測,第41回地盤震動シンポジウム 論文集,pp.65-70,2013.
- 20) Asano, K., H. Sekiguchi, T. Iwata, M. Yoshimi, T. Hayashida, H. Saomoto, and H. Horikawa: Modelling of wave propagation and attenuation in the Osaka sedimentary basin, western Japan, during the 2013 Awaji Island earthquake, *Geophysical Journal International*, Vol.204, No.3, pp.1678-1694, 2016.
- 21) 赤澤隆士,香川敬生: 関震協・尼崎観測点の記録に見ら れる連続的な後続波,日本地震学会1996年秋季大会予稿 集,A69,1996.
- 22) 岩田知孝,浅野公之,田中宏樹:大阪堆積盆地北西部尼 崎観測点で観測される繰り返し地震波後続波群,号外地 球,第69号「竹村恵二教授退職記念特集号」,pp.142-146, 2018.
- 23) 天藤間一, 永野正行, 上林宏敏: 大阪湾沿岸部における 長周期地震動の地盤増幅特性および地震波入射方向入射 方向と上町断層帯の地盤構造の影響, 日本地震工学会 論文集, 第15巻, 第7号, pp.131-140, 2015.
- 24) Iwata, T., H. Kubo, K. Asano, K. Sato, and S. Aoi: Long-period Ground Motion Characteristics and Simulations in the Osaka Basin during the 2011 Great Tohoku Earthquake, *Proceedings* of the 5th IASPEI/IAEE International Symposium on the Effect of Surface Geology on Seismic Motion, Taipei, paper 1101A, 2016.
- 25) 酒井翔平, 吉村智昭, 宮本裕司: 2011 年東北地方太平洋 沖地震の震源から大阪平野に至る地震動シミュレーショ ン, 日本建築学会近畿支部研究報告集構造系, 第 54 号, pp.73-76, 2014.
- 26) 地元孝輔,山中浩明:南関東地域における地震波干渉法 に基づく表面波のスローネストモグラフィ解析,物理探 査,第64巻,第5号,pp.331-343,2011.
- 27) 林田拓己,吉見雅行,堀川晴央:中京地域堆積盆地にお ける表面波群速度の推定—Hi-net 連続地震観測記録を用 いた地震波干渉法に基づく検証—,地震第2輯,第66巻, 第4号,pp.127-145,2014.
- 28) Asano, K., T. Iwata, H. Sekiguchi, K. Somei, K. Miyakoshi, S. Aoi, and T. Kunugi: Surface wave group velocity in the Osaka sedimentary basin, Japan, estimated using ambient noise cross-correlation functions, *Earth, Planets and Space*, Vol.69, 108, doi:10.1186/s40623-017-0694-3, 2017.
- 29) Bensen, GD., M.H. Ritzwoller, M.P. Barmin, A.L. Levshin, F. Lin, M.P. Moschetti, N.M. Shapiro, and Y. Yang: Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface

wave dispersion measurements, *Geophysical Journal International*, Vol.169, No.3, pp.1239-1260, 2007.

- 30) Guo, Y., K. Koketsu, and T. Ohno: Analysis of the rupture process of the 1995 Kobe earthquake using a 3D velocity structure, *Earth, Planets and Space*, Vol.65, No.12, pp.1581-1586, 2015.
- 31) Afnimar, K. Koketsu, and K. Nakagawa: Joint inversion of refraction and gravity data for the three-dimensional topography of a sediment-basement interface, *Geophysical Journal International*, Vol.151, No.1, 243–254, 2002.
- 32) 浅野公之, 岩田知孝, Miroslav Hallo: 強震記録による 2018 年6月18日大阪府北部の地震の震源過程, 日本地震学会 2018年秋季大会予稿集, S24-09, 2018.
- 33) Koketsu, K., H. Miyake, and H. Suzuki: Japan integrated velocity structure model version 1, *Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering*, Lisbon, paper no. 1773, 2015.
- 34) 関口春子,岩田知孝,浅野公之:2018 年6月18日大阪 府北部の地震時の強震動シミュレーション,日本地震学 会2018年秋季大会予稿集,S24-15,2018.
- 35) 京都市: 平成 14 年度京都盆地の地下構造に関する調査 成果報告書,2003.
- 36) 京都府地震被害想定調查委員会:京都府地震被害想定調 查報告書,2006.
- 37) 吹原慧、松島信一、川瀬博: 強震動予測のための地震動 と微動を用いた京都盆地速度構造モデルの拡散は銅張り 論による同定に関する研究、日本地震工学会論文集、第 15巻、第6号, pp.60-76, 2015.
- 38) 鈴木祥之,小澤雄樹,藤原悌三:京都市域の地震応答観 測ネットワークと観測結果の考察,平成10年度日本建築 学会近畿支部研究報告集,pp.185-188,1998.
- 39) Kawase, H., F. J. Sánchez-Sesma, and S. Matsushima: The Optimal Use of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Motions for Velocity Inversions Based on Diffuse-Field Theory for Plane Wave, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.101, No.5, pp.2001-2014, 2011.
- 40) Sánchez-Sesma, F. J., M. Rodríguez, U. Iturrarán-Viveros, F. Luzón, M. Campillo, L. Margerin, A. García-Jerez, M. Suarez, M. A. Santoyo, and A. Rodríguez-Castellanos: A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium, *Geophyical Journal International*, Vol. 186, No.1, pp.221-225, 2011.
- 41)藤原広行,河合伸一,青井真,森川信之,先名重樹,東 宏樹,大井昌弘,はお憲生,長谷川信介,前田宜浩,岩 城麻子,若松加寿江,井元政二郎,奥村俊彦,松山尚典, 成田章:東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改 良に向けた検討,防災科学技術研究所研究資料, No.379, 349pp,2012.

- 42) Kurose, K. and H. Yamanaka: Joint inversion of receiver function and surface-wave phase velocity for estimation of shear-wave velocity sedimentary layers, *Exprolation Geophysics*, Vol.37, No.1, pp.93-101, 2006.
- 43) 鈴木晴彦,山中浩明:深部地盤のS波速度構造推定のための地震記録と微動探査データの同時逆解析,物理探査, 第63巻,第3号,pp.215-227,2010.
- 44) 浅野公之,岩田知孝,下村智也: 地震動観測記録を用い た京都盆地基盤深度モデルの検証,号外地球,第69号 「竹村恵二教授退職記念特集号」,pp.147-152,2018.

関東地域における広帯域強震動評価のための浅部・深部統合地盤モデルの構築 MODELING OF THE SUBSURFACE STRUCTURE FROM THE SEISMIC BEDROCK TO THE GROUND SURFACE FOR A BROADBAND STRONG MOTION EVALUATION IN KANTO AREA

先名重樹*1、若井淳*1、 谷田貝淳*2、 前田宜浩*1、 松山尚典*2、 藤原広行*1 Shigeki SENNA, Atsushi WAKAI, Atsushi YATAGAI, Takahiro MAEDA, HIsanori MATSUYAMA, Hiroyuki FUJIWARA

In order to estimate damage caused by strong ground motions from a mega-thrust earthquake, it is important to improve broadband ground-motion prediction accuracy in wide area. To realize it, it is one of the important challenges to sophisticate subsurface structure models. On the purpose of precisely reproducing characteristics of seismic ground motions, we have ever collected as many data as possible obtained by boring surveys and microtremor array surveys, and then have modeled subsurface structure from seismic bedrock to ground surface. At present, we are modeling subsurface structure in whole Kanto area, Japan. In this study, we attempt to sophisticate shallow subsurface structure models for Kanto area, where miniature array microtremor surveys have been conducted from the second half of 2014 to 2017.

1. はじめに

強震動予測を高度化するためには、0。1 秒から 10 秒 程度の広帯域の地震動特性を評価できるような地盤モデ ルの構築が重要な課題の1つである。そのためには、こ れまで別々にモデル化を実施してきた浅部地盤モデル1) と深部地盤モデル2)を統合し、観測記録を再現できるよ うなモデルの作成を進めていくことが不可欠である。本 研究では、まず、県単位の全域において自治体等からボ ーリングデータを収集し、初期の地質構造モデルを地表 から工学的基盤までを作成し、既往の深部地盤モデル2) を結合して、初期地盤モデル(地質モデル)を作成した。 次に、この初期地盤モデルを初期値として、K-NET、 KiK-net、気象庁および自治体等の地震観測点における地 震記録と、多数の常時微動によるアレイ探査の記録を面 的に収集し、地盤のS波速度構造、O値および増幅特性 等を求め、地盤モデルの高度化を行った。また、面的な 補間方法の検討も行い、約 250m メッシュ単位の浅部・ 深部統合地盤モデルを作成した。なお、モデルの検証と して、周期2秒よりも短周期側については、1次元重複 反射法による地震観測記録とサイト増幅特性等との比較 を、周期2秒よりも長周期側については、有限差分法³⁾ による地震観測記録との結果の比較をそれぞれ行い、既 往の地盤モデルに対しての高精度化の検証を行っている。 最終的には、関東地域全域における地震応答特性として、 250m メッシュの地盤モデルから計算される一次元重複 反射法による周期・増幅特性マップを作成した。ここで は関東地域のモデル化の取り組みについて報告する。

2. 地盤構造モデル作成の概要

本研究では、前述した既往研究による地盤構造モデル を利用し、都道府県単位で行う「広域版」の地盤モデル の作成方法として、微地形区分でも使用している約250m メッシュサイズ単位にて「浅部・深部統合地盤モデル」 の作成手法の検討を実施しており、現在までに、関東・ 東海地域、新潟県、および熊本県の一部(1都12県)に ついて検討を行っている 4,5。また、我々の既往研究と して、「地域版」として取り組んだ市町村単位における約 50m メッシュサイズの浅部・深部統合地盤モデルの作成 と手法の検討のについても本検討の参考とした。なお、 初期モデルとなるボーリングデータに基づく初期の浅 部・深部統合地盤モデル(初期地盤モデル)については、 作成する全領域において同一の品質レベルで作成されて いることが重要である。本研究では、初期の浅部地盤モ デルとして地質層序を3次元的に読み取り、山地を除く 全領域において空間的連続性を考慮した地盤モデルの構 築を行った。本研究等における地盤モデル化対象深さの 模式図を図1に、構築の流れを図2に示す。



- *1 防災科学技術研究所
- *2 応用地質株式会社

National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience OYO Corporation



図2 浅部・深部統合地盤モデル構築の流れ

3. 地盤構造モデル作成のための地盤データの収集

本研究では、関東地域全域において、自治体等が所有 している地盤に関する基礎的な情報調査としてボーリン グデータ、地震観測記録および常時微動観測データの収 集等を行った。ボーリングデータの収集は防災科研の「ジ オステーション」により、一般に公開しているデータと、 改めて自治体および民間から収集したボーリングデータ を XML 化(デジタルデータ化)し、主に浅部地盤のモ デル構築に利用した。地震観測記録については、K-NET、 KiK-net、気象庁、自治体(主に県)の観測記録を収集し た。収集した期間は、2001年4月1日~2015年3月31 日までのデータである。常時微動観測については、主に 工学的基盤以浅(浅部地盤構造)を対象とする極小アレ イ観測と地震基盤深さを対象とするアレイ観測を実施し ている。極小アレイ観測は、公的な施設や道路を対象に 約13、000 地点、アレイ観測は、K-NET、KiK-net、自治 体の震度観測地点等において、約500地点でそれぞれ実 施した。観測には一体型常時微動観測装置 JU410 および JU215(白山工業社製)を用いた。極小アレイによる微 動観測は、半径 60cm の正三角形のアレイと、一辺が 5 ~15m 程度の中心点のない不規則型の三角形のアレイ (図 3) を約 1~2km 間隔で設定している。極小アレイ の観測時間は15分である。一方、微動アレイ観測につい ては、約5km間隔でそれぞれ設定し、主に自治体の震度 計、K-NET、KiK-net の地震計が存在する位置を中心と して、半径 R=400m、200m、100m(一部では800m も実 施)の大きさの三角形のアレイと、一辺 75m、50m、25m のL字アレイを展開した。三角形アレイについては、半 径に応じて 60~120 分程度、L 字アレイ等の小さな長さ のアレイについては30分程度の観測をそれぞれ行った。



図3 微動アレイ観測 (上:極小アレイ観測、下:微動アレイ観測)

4. 初期地盤モデル(地質モデル)の構築

4.1 浅部地盤モデル

本研究での浅部地盤構造モデルの作成方法の流れは以下の通りである。

- 対象地域の地質層序を設定し、柱状図を地質で区分 する。
- 各柱状図から地層の連続性を読み取る。
- ③ 地層境界データの補間、メッシュへの割り振りにより、地質構造モデルを作成する。
- ④ ボーリングデータの標準貫入試験のN値からS波 速度へ変換し、速度構造モデルを作成する。

収集したボーリングデータの分布図を図4に示す。な お、③の補間については、すべての柱状図において地層 境界を求め、これらをつなぐことで層構造を作成し、約 250m メッシュ間隔の地盤モデルの中心における地層境 界深度を求めている。なお、地層構造内を構成する土質 のうち、最も大きな割合を占めるものをその地層の構成 土質とした。N値については、該当範囲のすべてのボー リングデータから最小二乗法により各層の代表値を求め、 N値とS波速度の関係式について PS検層データを元に 作成し、各層をS波速度に変換した。解析した地盤構造 データの空間補間によるモデル化方法の概念図を図5に 示す。



図4 関東地域のボーリングデータ(約31万本)分布図



図5 浅部地盤モデル構築(空間補間)の方法

4.2 深部地盤モデルと浅部深部統合地盤モデル(初期モ デル)

深部地下構造モデルの初期モデルについては、今後に おいて、広域に全国的に作成・評価することを視野に入 れているため、ここでは、全国一律に評価・作成された 全国地下構造モデル(J-SHISモデル)を使用することと した。前述の 4.1 節に示した浅い地盤モデルと結合する ことで、初期の浅部・深部統合地盤モデルとしている。 作成されたモデルの例を図6に示す。





5. 地盤構造モデルの修正解析

微動探査(アレイ)では、測定データにより得られた実 測分散曲線に対し、逆解析を行って地盤の速度構造を求 めた。なお、逆解析に際しては、近傍の強震観測点にお いて観測された地震波形のSコーダ波を用いてR/Vスペ クトルを求め、これを併せた同時逆解析(ジョイント・ インバージョン)を実施した。 同時逆解析の手法につ いては、 Arai and Tokimatsu(2004)^のおよび鈴木・山中 (2011)⁷⁾を参考とした。図7には逆解析のフローを示す。 なお、地震動のR/Vスペクトル比は、S波初動から20秒以 降の波形を抜き出し、ラディアル成分と上下動成分のフ ーリエスペクトルを求める。その際、バンド幅0.05Hzの Parzen Windowにより平滑化を行った。ジョイントインバ ージョンにおける位相速度およびR/Vスペクトルの残差 を以下のように定義した。

$$E_{PV} = \left(1/N^{PV} \right) \sum_{j=1}^{N^{PV}} \left[w(f_j) \left(C^o(f_j) - C^c(f_j) \right) \middle/ C^o(f_j) \right]^2$$
(1)

$$w(f_{j}) = 1.0(f_{j} > 1.0Hz)$$

$$w(f_{j}) = f_{j} * 0.5 + 0.5(f_{j} \le 1.0Hz)$$
(2)

ここで、*Npr*, *Co(f)*, *Cc(f)*はそれぞれ位相速度のデータ 数、周波数 *fj*における実測位相速度および理論位相速度 である。W(f)は、重み関数であり、高周波数ほど重み付 けを大きくした。同様に、R/V スペクトルの残差を以下 のように定義した。

$$E_{RV} = \left(\frac{1}{N^{RV}} \right)_{j=1}^{N^{RV}} \left[\left(\frac{RV^{o}(f_{j})}{RV_{max}^{o}} - \frac{RV^{c}(f_{j})}{RV_{max}^{o}} \right)^{2} \right]^{2}$$
(3)

ここで、N_{RV}、RV_o(f)、RV_o(f)、RV^omax、RV^emax</sub>はそれぞ れ位相速度のデータ数、周波数 fj における観測 R/V スペ クトル、理論 H/V スペクトル、観測 R/V スペクトルの最 大値および理論 H/V スペクトルの最大値である。これら の残差を用いて、観測データ全体の残差を以下のよう に定義した。

$$E = 0.5E_{PV} + 0.5E_{RV}$$
(4)

ジョイントインバージョンの結果例を図8に示す。



図7微動アレイの解析と地震記録とのジョイントインバ ージョンの手順



図8ジョイントインバージョン修正結果例(千葉県旭総 合支所)

6. 作成された地盤構造モデルの精度の検証

6.1 サイト増幅特性

観測点におけるサイト増幅特性の推定として、関東地 域の K-NET、KiK-net データ、自治体の震度計データ等 を用いた。地震記録は、主に千葉県、茨城県内で観測さ れた M5~M6 の中規模地震を用い、震源深さ 40 km 以上 で、千葉県、茨城県からの距離が 50 km 以内の地震を選 定した。 スペクトルインバージョン解析は、片岡・他 (2006)⁸⁾を参考として、震源スペクトルを求め、ω²でモデ ル化した。一方、サイト増幅特性を求める際の拘束条件 として、CHBH13 (成田)、IBRH14 (十王)、IBRH19 (つ くば) 等6地点において、地表地震計と孔中地震計のス ペクトル比を求め、S 波速度構造の同定を行った。用い た地震の震央位置・F-net とのモーメントの比較・伝播経 路のQ値を図9および表1に示す。



図9 スペクトルインバージョン用いた震央位置(左上) F-net による地震モーメントの比較(右上)・伝播経路の Q 値(右下)





ncv(Hz)

おり田丁

10

0.2

小金井

0.2

ncy(Hz)

6.20値

桧原

0.1

推定された観測増幅特性と理論増幅特性の比較によ り、補正係数(Q値)を推定した。補正係数は、以下の 式に示すような、バイリニア型の補正係数(Q値)を導 入した。fc は福島・翠川(1994)⁹を参考に 5Hz に固定 し、a、b については山中ほか(2009)¹⁰を参考に 10.6、0.44 にそれぞれ固定した。

ここで、Vs は各層の S 波速度(m/s)、f は周波数(Hz)で ある。 計算した震源スペクトルを示す。図9の F-net に よる地震モーメントとの比較では、概ね F-net に比べて 倍半分の範囲に概ねデータが分布している。伝播経路の 補正係数 (Q 値) については、周波数 4Hz 以上では、山 中ほか(2010)の結果とほぼ整合している。既往の研究結果(例えば、12))と比較しても大きく異なってはいない。 図 10 に計算されたスペクトル増幅率の図を示す。サイト 増幅率の比較の対象として、野津・長尾(2006)¹¹⁾との比較 も行っており、概ね調和的な結果となっている。

6.33次元差分法

修正した浅部・深部統合地盤構造モデルを用いて差分 法による地震動シミュレーションを行い長周期成分の地 震動の再現性によるモデルの検証を行った。ここでは1 秒よりも長周期側の検証を行っているため、浅部地盤構 造モデルを利用せず、Vs=350m/s を解放基盤として計算 した。ただし、比較対象の観測地震波形は、浅部地盤構 造モデルデータに基づき一次元重複反射法を用いて、 Vs=350 m/s 層の上面まで戻す処理を行っている。本検討 の計算に用いた浅部・深部統合地盤構造モデルの物性値 を表2に示す。差分計算のため、水平70m×鉛直35mの グリッド間隔の差分格子を作成した(表3)。O値は基本 的には、S 波速度の 1/5 とし、参照周期を 3 秒とした。 計算の対象とした地震は図11に示した5つの震源であり、 茨城県、千葉県、栃木県、群馬県、埼玉県、東京都、神 奈川県内の K-NET と KiK-net の 197 観測点での波形を出 力した。比較の対象とする観測記録は、浅部・深部統合 地盤構造モデルの浅部地盤構造モデルに基づいて一次元 多重反射法を用いて補正し、解放工学的基盤上で評価し た。差分法の計算結果の評価については、ここでは、観 測記録(data)に対する計算記録(model)の再現性を評 価する指標として、次式に示す GOF (=goodness-of-fit) および CGOF (combined GOF) (Dreger et al., 2015) を用 いた。GOF と CGOF は次式で表される(式7)。



表2本検討で用いる地下構造モデルの物性値

構造モデル								
格子サイズ (m)								
第1領域								
ċ	x1	dy1		dz1				
,	70	70		35				
格子数(第2領域は第1領域の3倍)								
	第1領域			第2領域				
nx1	ny1	nz1	nx2	ny2	nz2			
3789	4146	231	1263	1382	400			
計算時間間隔(秒)								
0.003125								

表3計算の概要

GOF = ln(data/model)

 $CGOF = \frac{1}{2} \left| \left\langle \ln(\text{data/model}) \right\rangle \right| + \frac{1}{2} \left\langle \left| \ln(\text{data/model}) \right\rangle \right\rangle$ (7)

CGOF式の右辺第一項はGOFの平均値の絶対値、第二項 は絶対値の平均値(つまり、平均と分散)を表している。 指標値の計算には、水平2成分のフーリエスペクトルの ベクトル合成値を用いている。深部地盤構造モデルは、 既往のモデルと比べ、地震基盤相当層(Vs=3200 m/s)の深 さ構造は、大きくは変わらないものの、広帯域化を行う 上で重要な工学的基盤相当層であるVs=350 m/s層を加え て評価を行ったことで、Vs=500~900 m/sの各層が大幅に 修正され、周期および増幅特性が2秒よりも長周期で、良 く合う結果となっている(図12)。



図12 本検討モデルによるCGOF値

それぞれの特徴的な境界層の上面深度を図13に示す。また、浅部・深部地盤モデルのAVS30(m/s)および工学的基盤以浅(Vs=400(m/s))による一次元重複反射理論による周期別の増幅率を図14に、地震基盤相当(Vs=3200(m/s))からの周期別の増幅率を図15にそれぞれ示す。



図13本検討による浅部・深部統合地盤構造モデルの深部 地盤のS波速度層上面深度(上段左からVs=350、500m/s、 中段左からVs=700、900m/s、下段左からVs=1500、3200m/s) コンターと深さ凡例は下左図(全図同じ凡例)



図14 浅部地盤モデルによるAVS30と、Vs=400(m/s)から 地表までの一次元重複反射法による周期毎(周期 0.5, 1.0, 2.0秒)の増幅倍率



図15 浅部・深部統合地盤モデルによる地震基盤相当層 (Vs=3200(m/s))から地表までの一次元重複反射法によ る周期毎(周期 2,4,6,8 秒)の増幅倍率

7. まとめ

本検討では、初期地質モデルを作成し、微動アレイ探 査、常時微動測定結果を用いて、浅部・深部統合地盤モ デルを作成した。さらに、作成した浅部・深部統合地盤 モデルを用いて、地盤の周期・増幅特性についての検証 を行った。全体的な傾向として、広帯域全体の周期特性 が改善されており、特に防災の観点で重要な周期1秒付 近およびそれよりも長周期側において結果が大幅に改善 されたといえる。この結果は、ボーリング柱状図データ を集めたことによる浅部モデル詳細化の効果だけでなく、 浅部と深部をつなぐ Vs=300~700(m/s)程度の工学的基盤 周辺の構造の精度が高くなったものと考える。なお、初 期地盤構造を作成する際に、ボーリングデータ収集密度 により地域によっては作成が難しいという点でも、この 手法を用いればどの地域においても特に工学的基盤周辺 の速度構造モデルが安定的に改善されるものと考える。 現時点で、本手法のモデル化は関東地域・東海地域およ び熊本地域といった、日本全体の 1/4 を作成するに至っ ている。今後日本全国への展開を視野に検討していく予 定である。

謝辞

本研究は、総合科学技術・イノベーション会議の SIP (戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエン トな防災・減災機能の強化」(管理法人:JST)によって 実施されました。

参考文献

三宅弘恵、纐纈一起,古村孝志,稲垣賢亮,増田徹,翠川三郎:首都圏の強震動予測のための浅層地盤構造モデルの構築,第12回日本地震工学シンポジウム論文集,214-217,2006.

2)藤原広行,河合伸一,青井 真,森川信之,先名重樹,工藤暢 章,大井昌弘,はお憲生,早川 譲,遠山信彦,松山尚典,岩本鋼 司,鈴木晴彦,劉瑛:強震動評価のための全国深部地盤構造 モデル作成手法の検討,防災科学技術研究所研究資 料,337,2009.

3) Aoi, S. and H. Fujiwara : 3-D finite-difference method using discontinuous grids, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **89**, pp.918-930, 1999.

4) Senna, S., T. Maeda, Y. Inagaki, H. Suzuki, N. Matsuyama, and H. Fujiwara : Modeling of the subsurface structure from the seismic bedrock to the ground surface for a broadband strong motion evaluation, Journal of Disaster research., Vol.8, No.5, pp.889-903, 2013.

5) Shigeki Senna, Yoshiaki Inagaki, Hisanori Matsuyama,

Hiroyuki Fujiwara, Examination of Integrated Velocity Model of Shallow and Deep Structure in Fujisawa City in Japan, 15th WCEE, Lisbon, paperNo.2861, 2012.

6) Arai, H., and K. Tokimatsu : S-Wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V Spectrum, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *94*, pp.53-63, 2004.

7) 鈴木晴彦,山中浩明:深部地盤のS 波速度構造推定の ための地震記録と微動探査データの同時逆解析,物理探 査,63,pp.215-227,2010.

8) 片岡正次郎,佐藤智美,松本俊輔,日下部毅明:短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式,土木学会論文集 A.62,4.pp.740-757,2006.

 9) 福島美光,翠川三郎:岩盤における観測記録に基づく Mw2項を考慮した地震動応答スペクトルの予測式;日本建築学会構造系論文集,447,pp.39~49,1993.

10) 山中浩明,中丸明子,栗田勝実,瀬尾和大:表層の地盤 特性を拘束条件にしたS波スペクトルのインバージョン によるサイト特性の評価,地震,51,pp.193-202,1998.

11) 野津 厚,長尾 毅:スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等におけるサイト増幅特性,港湾空港技術研究所資料,1112,2005.

12) 佐藤浩章: 広帯域強震動予測のための新潟平野にお ける深部地盤のモデル化とサイト増幅特性評価,電力中 央研究所研究報告書,N08,2009.

相模トラフの地震による地震動評価事例

EXAMPLES OF STRONG MOTION PREDICTIONS FOR EARTHQUAKES ALONG THE SAGAMI TROUGH

佐藤智美*1,中川博人*2,小山信*3,佐藤俊明*1,藤堂正喜*1,大川出*4,先名重樹*5 Toshimi SATOH, Hiroto NAKAGAWA, Shin KOYAMA, Toshiaki SATO, Masanobu TOHDO, Izuru OKAWA, Shigeki SENNA

We develop long-period and long-duration ground motion prediction equations for earthquakes along the Sagami Trough based on strong motion records. The site factors at the engineering bedrock are estimated using shallow structure models developed by NIED. The obtained amplification factors for acceleration response spectra are smaller than those for earthquakes along the Nankai Trough. The obtained site factors for group delay time are dependent on the shallow structure even in the period longer than the prediminant period of the shallow structure. The developed equations are applied to the 1923 Taisho Kanto type earthquake, the 1703 Genroku Kanto type earthquake and the hypothesized south Tokyo metropolitan earthquake. The ground motions predicted for the Kanto type earthquakes are consistent to the record observed at Hongo and ones predicted by 3D-FDM by HERP.

1. はじめに

筆者らは,発生確率が高い¹南海トラフ沿いの地震の 長周期・長時間地震動の予測式を作成し^{2,3}),超高層建築 物の設計用地震動策定に向けた検討⁴⁾を行ってきた。こ れに基づき,国土交通省⁵⁾が,「超高層建築物等における 南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動への対策 について」を公表し、2017年4月以降に超高層建築物等 を新築する際の大臣認定の運用が強化されている。しか し、この予測式は、相模トラフ沿いの地震は適用範囲外 である²。M8 クラスの相模トラフ沿いの地震の 50 年以



内の発生確率はほぼ 0~10%¹⁾であるが、ひとたび発生す れば、関東地方で大きな長周期・長時間地震動が生じる ことが懸念される。また、プレートの沈み込みに伴う M7クラスの地震の50年以内の発生確率は80%¹⁾と高い。

図1には、1966年から2013年までに評定(性能評価) を受けた超高層建築物,免震建築物の1次固有周期と棟 数の関係 4を示す。非免震超高層建築物の場合、固有周 期 1.5~2.5 秒の建築物が全体の 50%程度を占めている。 図 2 は関東以西におけるこれら長周期建築物の建設地 点の分布 %を示している。関東地域では、広範囲で長 周期建築物が集中していることが確認できる。ハイブ リッド法でサイト波を作成する場合、超高層建築物の 固有周期に近い周期2~3秒程度が接続周期となり,接 続周期付近でスペクトルレベルにギャップが生じる 場合もある。経験的予測式は、このような問題が生じ ない点や、パラメータが少なく簡便である点などで利 点がある。そこで、筆者らは、M8 クラスの相模トラフ 沿いの地震とプレートの沈み込みに伴う M7 クラスの首 都直下地震に対する超高層建築物の設計用地震動策定を 目指し,長周期・長時間地震動の経験的予測式を作成し, 適用を行っている。

その検討の中から、本研究では、本シンポジウムのタ ーゲットである地盤構造と関連の深い検討内容に焦点を 当てて記述するとともに、相模トラフ沿いの地震への適 用事例を紹介する。特に、防災科学技術研究所から提供 頂いた1都6県での約250mメッシュの浅部・深部統合 地盤モデル^{6,77}と、このモデル作成に用いた K-KET、 KiK-net 観測点直下の地盤構造を活用した、工学的基盤 での経験的地盤増幅率やサイト係数の算出とモデル化に ついて詳述する。そして、地震本部⁸が浅部・深部統合 地盤モデルを用いて三次元有限差分法により計算してい る、大正関東タイプの地震、元禄関東タイプの地震の計 算波と、予測式による計算波との比較を示す。また、内 閣府 %による M7 クラスの首都直下地震である都心南部 直下地震に対する統計的グリーン関数法による計算波と, 予測式による計算波との比較を示す。

2. データと手法

予測式作成には、1987年~2016年4月の全国の $M_J \ge$ 6.5 の海溝型地震の他、相模トラフ沿いの地震の伝播経路特性・地盤増幅特性を反映させるために、相模トラフ沿いの震源域の $M_J \ge 4.0$ の海溝型地震の強震記録を用いた。 また、震源近傍での適用性を高めるため、全国の $M_J \ge 6.0$ の地殻内地震と関東地方の $M_J \ge 4.0$ の地殻内地震の強震記録も補助的に用いた。強震観測記録は、K-NET、KiK-net(地表と地中)、気象庁 87型、気象庁 95型、工学院大学の記録の他、首都直下地震である 1987年千葉県東方沖地震($M_J6.7$)の記録¹⁰⁾である。図3には、用いた地震の震央位置(気象庁)・CMT 解(F-net, Global CMT)及び観測点位置を示す。図4には、Mwと断層最短距離 R_{np} の関係を示す。Mw3.7~8.2、 $R_{rup}1.2~250km$ の範囲にある。断層中心深さ(震源深さ)H は 75km 以下である。

固有周期 T での減衰定数 5%の加速度応答スペクトル S_A(T)は, (1)~(4)式でモデル化した。

 $\log_{10}S_A(T) = Sou(T) + b(T)R_{rup}$

 $-\log_{10}(R_{nup}^{2}+(d(T)10^{0.25Mw})^{2})^{0.5}+c_{0}(T)+c_{j}(T) (1)$

ここで, 震源項 Sou(T)は,

 $Sou(T)=a_1(T)M_w+a_4(T)Plog_{10}H$

S=0, スラブ内地震で P=0, S=1)であり、震源深さ H 依存のモデル化とした。中規模地震の記録の分析により、相模トラフ沿いのプレート境界地震とスラブ内地震のQ





値はほぼ同じであることが指摘されている¹¹⁾ため,bは 共通としている。Atkinson and Silva¹², Yenier and Atkinson¹³⁾ に基づき,(1)式第3項の震源近傍でのスペクトルレベル の頭打ちに関するモデル化を行った。M_h,M_{h2}は,広い Mwの範囲の震源のスケーリング則をモデル化するため に導入したヒンジマグニチュード^{例えば14)}である。その他 の小文字の係数が回帰係数であり,c_jはj観測点でのサ イト係数である。c₀は,TKYH13(檜原南)での地盤同定結 果に基づく,地震基盤相当でのサイト係数である。10⁹ を地盤増幅率と呼ぶ。二段階回帰分析手法を用いるが, (1)式による一段階目の回帰にのみ,震源近傍のデータが 多い地殻内地震のデータを用いている。

群遅延時間の平均値・分散 Z(T)は、佐藤他²⁰の式に A₂ を加えた、(5)式でモデル化する。

 $Z(T)=A_1(T) M_0^{1/3}-A_2(T)+B(T)X+C_j(T)$ (5) ここで、 M_0 は地震モーメント、X は震源距離である。 A_1 、 A_2 、B、 C_j が回帰係数であり、 C_j をjサイトのサイ ト係数と呼ぶ。群遅延時間の標準偏差のサイト係数は C₁⁰⁵である。A₂はスラブ内地震の係数であり、プレート 境界地震では0である。なお、Zの回帰式ではS波部以 降の観測継続時間が80秒以下のデータは除いた。

予測式は、周期1~10秒が主たる対象であるが、周期 0.1~1秒も同じ考え方で予測式を作成している。水平成 分(2成分の平均)、上下成分それぞれに対して、独立の回 帰式を作成しているが、以下では、水平成分の結果を中 心に記述する。

3. 予測式とサイト特性

図5には、本研究と南海トラフ沿いの地震の予測式²⁾のMw8,H=20kmのプレート境界地震に対する減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルpSvの周期2秒と5秒での距離減衰特性の比較を示す。南海トラフ沿いの地震の予測式で基準観測点としているFKSH19(都路)での値に揃えた。両式の違いは小さく、両式とも震源近傍では周期2秒の方が5秒より大きいことがわかる。

予測式作成に用いた関東地域の観測点間隔は,東京都 東部を除き 10km 前後である。そこで,SK-net¹⁵⁾のデータ を追加し,サイト係数 c_j, C_j算出地点を密にした。予測 式作成に用いたデータと同じ条件で選択した SK-net の データを用いて、予測式のサイト係数以外の回帰係数か ら算出した c_j , C_j を、各観測点で平均することにより SK-net でのサイト係数を算出している。

次に、地表での水平成分の観測波形から、防災科学技 術研究所の1都6県での約250mメッシュの浅部・深部 統合地盤モデル ^{0,7}と,モデル作成に用いられている K-NET, KiK-net 直下での浅部地盤モデルを用いて、工 学的基盤での波形を1次元波動理論に基づき算出した。 そして、各観測点において、地表での応答スペクトルと 工学的基盤での応答スペクトルの比の平均値で、地表で の地盤増幅率を補正して、工学的基盤での地盤増幅率を 算出した。本研究では、S波速度 Vs=400m/s 層を工学的 基盤と定義している。Q値は、Vs/10f^{0.4}(周波数 f>5Hz で 一定)かとした。なお、浅部・深部統合地盤モデルは、地 震本部^つから公開されているモデルとは若干異なる。図 6 には、浅部・深部統合地盤モデルの各層の層厚と Vs から 1/4 波長則に基づき略算した工学的基盤から地表ま での浅部地盤の固有周期 Ts を示す。浅部地盤の固有周期 が1秒以上の地域が広がっている。なお、図中の観測点 は、地盤増幅率の例を示す観測点である。

図7には、周期2秒での地表と工学的基盤での地盤増 幅率を示す。工学的基盤では、図6の浅部地盤の固有周 期Tsが長い領域で、地表よりやや小さくなり、空間的に やや平坦となっている。表面波が寄与する表面波の影響 は取り除けないが、S波の一次元的地盤増幅が取り除か れているためである。

図8には、TKY007(新宿)とKNG002(横浜)における地 表と工学的基盤での応答スペクトルの地盤増幅率と、3 種類の一次元理論地盤増幅率を示す。TKY007では、工 学的基盤から地表までの理論地盤増幅率の1次卓越周期 が約0.15秒であるため、周期1秒以上では地表と工学的 基盤での地盤増幅率はほぼ同じである。KNG002では、 工学的基盤から地表までの理論地盤増幅率の1次卓越周 期が1秒程度であるため、工学的基盤での応答スペクト ルの地盤増幅率は1秒付近を中心に地表での地盤増幅率 より小さくなっている。

群遅延時間の平均値

・標準偏差に対しても、同様にし て工学的基盤でのサイト係数を算出したが、地表と工学 的基盤でのサイト係数の違いはほとんどなかった。図 9 には、周期5秒における地震基盤から工学的基盤までの 地盤増幅率 C^Eと群遅延時間の平均値・標準偏差のサイト 係数 Cur を示す。図化上でコンター化したものである。 群遅延時間の平均値のサイト係数は、図6で示した浅部 地盤の固有周期が長い領域で大きい。群遅延時間の標準 偏差のサイト係数にも、顕著ではないものの同様の傾向 がみられる。観測 C_{tr}Eが Ts と相関が高いのは、浅部地 盤の固有周期より長い周期でも、表面波が浅部地盤の影 響を受けて、波群の重心が遅れて到達し、継続時間が伸 びるためと考えれる。最大値指標である SA より継続時間 の方が表面波の影響を受けやすいため、Cur Eに浅部地盤 の影響が強く表れたと考えられる。この結果は、工学的 基盤以深の地下構造モデルを用いた三次元有限差分法で は、このような浅部地盤の影響が十分には反映できない ことを意味している。

図 11 には、浅部・深部統合地盤モデルに基づく、 Vs=3.2km/s の地震基盤から工学的基盤までの Tz³⁾を示す。 図中には、後述の関東地震に対する計算地点も示してい る。C^Eは Tz と類似のパターンをしていることから、C^E は Tz を用いて(6)、(7)式でモデル化を行なった。

 $log_{10}C^{E}(T)=p_{0}(T)+p_{1}(T)Tz$ 0.2 \leq Tz \leq 1.0 (6) = $p_{0}(T)+p_{1}(T)+p_{2}(T)(Tz-1.0)$ 1.0<Tz \leq 3.51 (7) ここで、Tz<0.2s ではTz=0.2s の値で一定であり、観測 データがあるTz の最大値 3.51s 以上ではTz=3.51s の値 で一定であるとした。 p_{0} , p_{1} , p_{2} が回帰係数である。C $_{ur}^{E}$



図9本研究の周期5秒での工学的基盤の地盤増幅率CE・サイト係数CtorE分布


は、Tz とTsを用いて(8)式でモデル化を行った。

 $C_{tgr}^{F}(f)=r_{0}(f)+r_{1}(f)Tz+r_{2}(f)Ts$ 0.2 \leq Tz \leq 2.77 (8) ここで、Tz<0.2s では Tz=0.2s の値で一定である。千葉 県のデータのみとなる Tz>2.77s では C_{tgr}^{E} がほぼ一定で あったため、Tz=2.77s の値で一定とした。 r_{0} 、 r_{1} が回帰 係数である。作成した(6)~(8)式を用いることにより、浅 部・深部統合地盤モデルを用いて、1 都 6 県では、約 250m 間隔で予測が可能となっている。

図11には、周期2秒と5秒でのC^Eと、(6)、(7)式に基づく回帰式を示す。浅部地盤の影響がある周期3秒以下は、直下の地盤モデルを用いているK-net、KiK-net 観測点のみを用いた式を採用した。ただし、周期3秒以下でもK-net、KiK-net 観測点のみを用いた場合と、全館測点のデータを用いた場合の回帰式の違いは小さかった。Tz=1s付近で、回帰式より顕著に大きい観測点は、小田原付近の観測点である。植竹・工藤¹⁰は、小田原の足柄平



野内の観測点では、岩盤観測点に比べ0.5~2Hz で大きく 増幅することを示している。また、佐藤¹⁷は、KNG013(小 田原)での周期1秒付近のフーリエスペクトルの経験的 増幅率が関東地方の K-NET, KiK-net 観測点で最大であ ることを指摘している。

図 12 には、周期 5 秒での C_{ur}^{E} と、(8)式に基づく回帰 式を示す。 C_{ur}^{E} は、地表と工学的基盤でのサイト係数の



差がほとんどないことから、全観測点のデータを用いて 回帰式を作成している。回帰式は、Ts=0.5s と 1s と 1.5s の場合を示している。Tz=2s 付近で大きい観測点は、Ts の大きい埼玉県東部や東京都東部の観測点である。

図 13 には、佐藤他²⁾の南海トラフ沿いの地震に対す る予測式の周期5秒での地震基盤から地表までの地盤増 幅率と群遅延時間の平均・標準偏差のサイト係数を示す。 地盤増幅率が5倍以上の領域が広がり、10倍以上の領域 もあるなど、図9の相模トラフ沿いの地震に対する地盤 増幅率に比べて大きい傾向がある。群遅延時間の平均値 のサイト係数も60秒以上の領域が図9より広い。群遅延 時間の標準偏差の分布には、あまり系統的特徴がみられ ないが、SK-netの観測点を用いていないため、面的に粗 いことも影響している可能性がある。

図14には、TKY007(新宿)とKNG002(横浜)での本研究 と南海トラフ沿いの地震に対する予測式²⁾の工学的基盤 での地盤増幅率の比較を示す。佐藤他²⁾の地盤増幅率は、 本研究の地盤増幅率に比べて大きい。藤原・他¹⁸⁾は、相 模トラフ沿いの地震に対する三次元有限差分法による地 盤増幅率や、相模トラフ沿いの中規模地震の観測記録に 基づく地盤増幅率を求め、佐藤他²⁾の地盤増幅率より小 さいことを示している。藤原・他¹⁸⁾の地盤増幅率は本研 究の地盤増幅率とはほぼ同レベルであり、周期特性が小 さい特徴も類似している。したがって、本研究と佐藤他 ²⁾の違いは、震源位置の違いにより長周期地震動のサイ ト特性が異なることを反映したものと考えられる。

本研究の上下成分の周期5秒での地盤増幅率と群遅延時間の平均値・標準偏差のサイト係数を図15に示す。P 波の浅部地盤での固有周期はほぼ1秒以下であることから,地表での増幅率を工学的基盤での増幅率とみなしている。基準観測点は,TKYH13(檜原南)での地盤同定結果



に基づく、地震基盤相当での水平成分のサイト係数である。図9と比較すると、地盤増幅率は、周期5秒でも水 平成分に比べて明らかに小さいことがわかる。群遅延時 間の平均値・標準偏差のサイト係数は、水平成分との違 いは小さく、浅部地盤の固有周期 Ts 分布と類似の分布パ ターンがみられる。上下成分にも、浅部地盤の影響を受 けた表面波が寄与していることがわかる。詳細にみると 上下成分の群遅延時間の平均値のサイト係数は、水平成 分より千葉県沿岸部でやや大きい。上下成分の表面波は レイリー波であるが、水平成分はレイリー波とラブ波か ら成るという違いのためと考えられる。図16には、本研 究の TKY007(新宿)と KNG002(横浜)での水平成分と上下 成分の地盤増幅率の比較を示す。上下成分は水平成分の ほぼ半分の増幅となっている。

4. 予測式の適用と考察

4.1 関東地震

地震本部 ⁸が三次元有限差分法で長周期地震動を計算 している関東地震タイプの震源モデルを用いて、本研究 の予測式により時刻歴波形を作成した。S_Aと群遅延時間 の平均値・分散の予測式から時刻歴波形を作成する手法 は、佐藤・他 ^{19,2),3}と同じである。図 17 には、用いた震



源モデルと、復元波²⁰⁾が観測されている本郷と計算例を 示す地点(東京都庁,神奈川県庁)の位置を示す。大正関 東地震タイプは、T1 タイプ(Mw7.9,M0=8.7×10²⁰Nm)の巨 視的断層面を用いて計算を行った。元禄地震タイプは、 G1 タイプ(Mw8.4, M₀=4.4×10²¹Nm)とし、T1 タイプの断 層面と共通の西断層と, 東断層のセグメントに対して, M₀を断層面積の 3/2 乗に比例させて割り振った。西断層 は、M₀=1.2×10²¹Nm, Mw8.0, 東断層は、M₀=3.2×10²¹Nm, Mw8.3 である。Mw8.3 は、予測式のやや外挿となる。西 断層,東断層の断層中心深さは,それぞれ,17.5km, 17.2km である。T1 タイプ, G1 タイプとも, 地震本部® の破壊開始点の中から、大正関東地震に相当する地点を 第一破壊開始点として選んだ。Gl タイプの第二破壊開始 点は第一破壊開始点からの破壊が東断層に最初に到達す る地点とし,破壊伝播速度は2.7km/s⁸⁾とした。元禄関東 地震相当かそれ以上の平均発生間隔は約2300年で、今後 30年以内の発生確率はほぼ0%と推定されている)こと から,以下では,T1タイプを中心に検討結果を示す。

図18には、T1タイプに対する周期2秒と5秒での擬 似速度応答スペクトル pSv 分布を示す。震源近傍では、 周期2秒の方が5秒より大きい。図11で示したように周 期2秒と5秒での地盤増幅率の違いは小さく、図5で示 した距離減衰の違いが表れている。周期2秒では、神奈 川県の一部や千葉県南部の一部で100cm/sを超えるが、 周期5秒では超えないレベルである。

図 19 には大正関東地震の本郷での復元波(E13°N 成 分)²⁰⁾と、本郷から3km以内の5観測点での、予測式の平 均および平均+標準偏差の pSv の比較を示す。N13°W 成分は、復元されていないが、余震記録の分析等から E13°N成分の1.5倍程度と推定されてる。予測式で対象 としている水平2成分の幾何平均にすると、E13°N成 分の1.505=1.22 倍である。周期1~10 秒で、SAの予測式 の平均+標準偏差は、平均の1.6~1.7倍であるから、標 準偏差内で説明できる。図20には、復元波と、1地点で の周期 0.5~10 秒の速度波形の平均および平均+標準偏 差の計算波の比較を示す。標準偏差は、SA, 群遅延時間 の平均値・分散の全てに対して考慮している。なお、復 元波の矢印の2か所の欠落部は修復されていない²⁰⁾。本 震後に多数の余震が発生しており、気象庁の一元化震源 では、11時58分31.7秒の本震(MJ7.9)発生後、相模湾付 近で12時1分にM₁6.5,12時3分にM₁7.3の余震が推定 されている。武村 21)は、岐阜測候所での観測波形から、





本震の約3分後に東京湾北部付近でM7.2の余震が発生 したと推定している。この観測波と推定震源位置を考え ると、図20の復元波の150~180秒付近以降に余震の影 響が含まれているものと考えられる。また、Mw7.9とし たが、Mw8.0と推定している研究もあり⁹、Mw8.0では、 周期1~10秒でのpSvは、Mw7.9の場合の1.2~1.3倍と なる。以上のことを考慮すると、本研究の計算波は復元 波をほぼ再現しているといえる。

図 21 には、地震本部 ⁸の計算波と本郷での復元波 ²⁰ の速度応答スペクトルを示す。地震本部の計算波は、T1 タイプで破壊開始点が大正関東地震相当の場合(図 17)の 複数のシナリオのEW成分の計算波形の平均と平均±標 準偏差である。本研究と同様に、計算波は復元波のスペ クトルレベルとほぼ同レベルとなっている。



図 22 には、東京都庁と神奈川県庁での地震本部⁸の T タイプの公開計算波(平均と平均+標準偏差)と、その地 点から1~3km以内の強震観測点での本研究の計算波(平 均と平均+標準偏差)の pSv の比較を示す。地震本部⁸ の計算波は精度が良いとされている2秒以上を示した。 地震本部⁸の T タイプの 平均、平均+標準偏差の計算波 は、T1 タイプ(Mw7.9)と T2 タイプ(Mw8.0)の複数のシナ リオのうち速度応答スペクトルが平均、平均+標準偏差 に最も近い波の NS 成分と EW 成分であり、本研究は T1 タイプの計算波である。また、地震本部の計算波は Vs=350m/s 以上の層での計算波であるのに対して、本研 究の計算波は Vs=400m/s 以上の層での計算波である。こ のような違いも鑑みると、地震本部⁸と本研究の計算波 のスペクトルレベルは、おおむね対応しているといえる。

元禄関東地震タイプに対する計算波(平均)の pSv の比 較を図 23 に示す。本研究の Gl タイプ(Mw8.4)の計算波 は、地震本部のGタイプの計算波とほぼ同レベルである。 東京都庁は、両計算波ともほぼ告示レベル以下である。 神奈川県庁は、周期 3 秒以下では、両計算波とも告示レ ベルであるが、周期 1~3 秒で告示を超え、周期 1 秒では 200cm/s 程度と大きい。ただし、地震本部の計算波は、 Gl タイプ(Mw8.4)とG2 タイプ(Mw8.5)の複数のシナリオ のうち速度応答スペクトルが平均に最も近い波であり、 破壊開始点を含むシナリオが、本研究と対応していると は限らない。なお、東京都庁周辺の観測点数が T1 タイ プより少ないのは、S_Aより群遅延時間の平均値・分散の 予測式のデータがやや少ないためである。

東京都庁に近い TKY007(新宿)と神奈川県庁に近い KNG002(横浜)における、本研究のT1タイプの平均、平 均+標準偏差、G1タイプの平均の計算波の周期0.1~10 秒の速度波形を図24に示す。T1タイプの平均+標準偏 差の波の最大速度は、T1タイプの平均の計算波より大き いが、継続時間はG1タイプほど長くない。G1タイプの 平均は、最大速度はT1タイプの平均と同レベルである。 これは、(4)式のM_{h2}であるMw7以上では、M 依存性が 短周期ほど小さくなっており、最大速度に関与する周期

1 秒以下の M 依存性が 0 に近いためである。一方,長周 期成分の継続時間は T1 タイプの平均に比べ長くなって いる。G1 タイプは T1 タイプより震源域が広い効果が, 継続時間として表れている。

大正関東地震タイプに対する上下成分の計算波の pSv を図 25 に示す。本研究の T1 タイプ,地震本部の T タイ プとも平均のケースである。本研究と地震本部のスペク トルレベルはほぼ同レベルで,図 22 上段に示した水平成 分の半分程度である。上下成分の回帰係数は,地盤増幅 率以外は水平成分とほぼ同じであったため,図 16 に示し た地盤増幅率の違いが反映されている。

上述のように、相模トラフ沿いの中規模地震のデータ を多数用いることにより、伝播経路特性、サイト特性に 相模トラフ沿いの地震の特徴を反映させている。しかし、 予測式のデータセットに M8 クラスの相模トラフ沿いの 地震がないため、震源特性は、主として太平洋プレート の地震に基づいてモデル化されている。そこで、予測式 の M8 クラスの相模トラフ沿いの地震への適用性につい て、短周期レベル A を用いて考察する。図 26 には、震 度をターゲットとして推定されている大正関東地震の A と M₀の関係¹⁷⁾、地震本部⁸⁰の震源モデルの A(各タイプ の2種類の震源モデルのAの幾何平均値)とM₀の関係を、 自抜きのシンボルで示す。太平洋プレートのプレート境



PERIOD [s] 図 25 上下成分に対する本研究の T1 タイプ(Mw7.9)の 計算波(平均)と地震本部⁸⁾の T タイプ(Mw7.9 と Mw8.0) の計算波(平均)の比較

界地震に対する佐藤²²⁾の M₀-A 関係式²²⁾も示している。 相模トラフ沿いの地震^{8) 17)}では、佐藤²²⁾の M₀-A 関係式 で用いている震源のS波速度β、密度ρより小さい値が用 いられている。そこで、A を(ρβ)⁰⁵/(ρβ³)の比で補正した 値を色塗りのシンボルで示した。補正後の大正関東地震、 地震本部⁸⁰の震源モデルとも、佐藤²²⁾の M₀-A 関係とほ ぼ合っている。この結果は、本研究の計算波が、本郷で の復元波や地震本部の計算波とほぼ同レベルとなった結 果と整合しており、予測式の M8 クラスの相模トラフ沿 いの地震への適用性をサポートするものである。

4.2 都心南部直下地震

内閣府⁹⁾の都心南部直下地震(Mw7.3, H=43km)に対す る統計的グリーン関数法による計算波との比較を行った。 図 27 には、用いた内閣府⁹の巨視的断層面(鉛直断層)と 破壊開始点、本研究のスラブ内地震に対する予測式(平 均)に基づく周期2秒の pSv を示す。ごく一部の観測点で 100cm/s を超える程度である。図 28 には、TKY007(新宿)







と KNG002(横浜)での本研究と内閣府⁹の計算波の pSv と周期 0.1~10 秒の速度波形の比較を示す。内閣府⁹の計 算波は,水平2 成分の違いが非常に大きいが,本研究と 同じ水平2 成分の相乗平均値と比較を行う。内閣府⁹の 計算波は,統計的グリーン関数法であるため表面波は考 慮されておらず,周期3 秒以下が有効である。本研究の 計算波(平均)の pSv が内閣府⁹よりやや大きく,継続時間 が長い原因として,本研究の予測式では経験的に表面波 が考慮されていることが考えられる。予測式のデータセ ットには Mw7 以上のフィリピン海プレートのスラブ内 地震は含まれていないが,1987 年千葉県東方沖地震 (Mw6.7)や1855 年安政江戸地震(Mw7.1)の A が,太平洋 プレートのスラブ内地震に対する深さ依存の M₀-A 関係 ²³⁾とほぼ整合していること²⁴⁾からも, M7 クラスの首都 直下地震にも適用できる式となっていると考えられる。

4.3 首都圏での既往の設計用地震動

ここで紹介した相模トラフ沿いの地震に対する計算 波は、そのまま設計用地震動となるものではない。今後、 設計用地震動を策定するに向け、告示波以前に作成され た首都圏でのレベル2の設計用地震動を整理した結果を 簡単に紹介する。

臨海波²⁵⁾, BCJ-L2 波(センター波)²⁶⁾, New RC 波²⁷⁾, yoko rock 波(横浜模擬地震動)²⁸⁾の pSv と速度波形を図 29

に示す。臨海波は東京臨海部,BCJ-L2 波は東京周辺, New RC 波は東京, yoko rock 波はみなとみらい21 地区お よび新横浜地区での入力地震動である。既往の首都圏の レベル2の設計用地震動の pSv(h=5%)は、長周期におい て、横浜で最大 120cm/s、東京周辺では最大 100cm/s と 設定されている。また、BCJ-L2 波を除き、周期約6秒以 上では、告示以下となっていたことがわかる。

これらの設計用地震動は相模トラフ沿いの地震のみ を考慮したものではなく、複数の地震を想定した各種手 法による計算波や、既往設計のスペクトルや観測記録等 を鑑み設定されている^{25/29}。そこで、例として、BCJ-L2 波作成の際に、品川、浦安で波形合成法により計算され た波形の pSv(h=5%)を図 30²⁹に示す。BCJ-L2 波のスペク トルレベルは、周期 1 秒以下ではほぼ仮想南関東地震の レベルであるが、周期 1 秒以上では仮想南関東地震の計 算波より大きい。BCJ-L2 波の長周期で pSv=100cm/s と いうレベルは、周期 5 秒以上では仮想東海地震を包絡す るレベルとなっている。

5. まとめ

本研究では、筆者らが行っている相模トラフ沿いの地 震に対する長周期・長時間地震動の予測式の研究の内、 地盤構造と関連の深い検討内容に焦点を当てて記述する とともに、相模トラフ沿いの地震への適用事例を紹介し た。予測式は、水平成分、上下成分に対する減衰定数5% の加速度応答スペクトルSAと群遅延時間の平均値・分散 の予測式から成る。周期1~10秒が主たる対象であるが、 周期0.1~1秒も同じ考え方で予測式を作成している。本 研究では主として水平成分に関して記述しており、以下 にその内容をまとめる。

- 1) 相模トラフ沿いの地震については、M」≥4の多数の 記録をデータセットに含め、伝播経路・サイト特性 の地域性を考慮した。その結果、本研究で得られた S_Aの地盤増幅率は、南海トラフ沿いの地震の予測式 の地盤増幅率より小さい傾向が得られた。震源位置 により表面波の励起特性が異なることが反映された ものと考えられる。
- 2) 防災科学技術研究所の1都6県の浅部・深部統合地 盤構造モデルとモデル構築の際に用いられた K-NET, KiK-net 観測点直下の地盤モデルに基づき, 工学的基盤以浅の一次元的地盤増幅をはぎとり,工 学的基盤での地盤増幅率を算出した。S_Aの地表での 地盤増幅率は,周期1秒程度でも広い範囲で浅部地 盤の増幅があったが,工学的基盤ではその影響が除 かれた。
- 3)工学的基盤での群遅延時間の平均値・標準偏差のサイト係数は、浅部・深部統合地盤構造モデルに基づ

く工学的基盤から地表までの地盤の固有周期 Ts より 長周期でも、Ts との相関がみられた。表面波が浅部 地盤の影響も受け、継続時間が伸びていることを反 映したものと考えられる。この結果は、工学的基盤 以深の地下構造を用いた三次元有限差分法などでは、 このような影響を反映できないことを意味している。

- 4) プレート境界地震である大正関東タイプの地震と元 禄関東タイプの地震に予測式を適用し、本郷での復 元波や地震本部の三次元有限差分法の計算波とほぼ 同レベルとなることを示した。
- 5) スラブ内地震である都心南部直下地震に予測式を適 用したところ、内閣府の統計的グリーン関数法の計 算波と比べ、スペクトルはやや大きく、継続時間は やや長い波形が計算された。統計的グリーン関数法 では表面波が考慮されていないことを考慮すると、 整合する結果となっている。

上下成分に関しては、S_Aの地盤増幅率,群遅延時間の 平均値・標準偏差のサイト係数以外は水平成分とほぼ同 じ回帰係数が得られており,大正関東地震に対する東京 や横浜では,水平成分のほぼ半分のS_Aが推定された。

謝辞

本研究は、平成 28~29 年度の国土交通省建築基準整 備促進事業による成果の一部である。1 都 6 県での浅部・ 深部統合地盤モデルと K-NET, KiK-net 観測点直下での 地盤モデルは、防災科学技術研究所との共同研究協定に 基づくものである。また、地震本部から関東地震の断層 モデルのデータをご提供頂くとともに、公開計算波形を 用いました。本研究では、防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net の記録, F-net の CMT 解、気象庁の 87 型, 95 型 震度計の記録, 一元化震源情報、建築学会が収集した各 機関の 1987 年千葉県東方沖地震の記録、工学院大学の地 震記録を用いました。東京大学地震研究所が首都圏の自 治体等の協力を得て運営している SK-net の強震記録も 用いました。さらに、内閣府が公開している震源モデル, 計算波形を用いました。一部の図の作成には、GMT³⁰⁾を 用いました。記して、感謝致します。

参考文献

- 1) 地震本部:長期評価による地震発生確率値の更新について, https://www.jishin.go.jp/evaluation/long_term_evaluation /chousa_18feb_kakuritsu_index/(参照 2018.7.16)
- 2) 佐藤智美、大川出、西川孝夫、佐藤俊明:長周期地震動の経験式の改良と 2011 年東北地方太平洋沖地震の長周期地震動シミュレーション、日本地震工学会論文集、第12巻、第4号、pp.354-373、2012.9.
- 3) 佐藤智美,大川出,佐藤俊明,藤堂正喜,西川孝夫:サ

イト固有の特性を反映した経験式に基づく南海トラフ沿いの巨大地震に対する長周期地震動予測,日本建築学会 構造系論文集,第695号, pp.37-46, 2014.2.

- 4) 中川博人:海溝型巨大地震に対する設計用長周期地震動の作成に関する検討,第12回日中建築構造技術交流会論 文集,10pp.,2017.9.
- 5) 国土交通省:超高層建築物等における南海トラフ沿いの 巨大地震による長周期地震動への対策について、 http://www.mlit.go.jp/report/press/house05_hh_000620.html (参照 2018.7.16)
- 6) Senna, S., T. Maeda, Y. Inagaki, H. Suzuki, H. Matsuyama and H. Fujiwara: Modeling of the subsurface structure from the seismic bedrock to the ground surface for a broadband strong motion evaluation, Journal of Disaster Research Vol. 8, No.5, pp.889-903, 2013.1.
- 7) 地震本部:関東地方の浅部・深部統合地盤構造モデル, https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/underg round_model/integration_model_kanto/(参照 2018.7.16)
- 8) 地震本部:長周期地震動評価 2016 年試作版一相模トラフ巨大地震の検討,https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic hazard map/lpshm/16 choshuki/(参照 2018.7.16)
- 9) 中央防災会議(事務局内閣府)首都直下モデル検討会:首 都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8ク ラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に 関する報告書, http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou /senmon/shutochokkajishinmodel/(参照 2018.7.16)
- Architectural Institute of Japan: Digitized Strong-Motion Earthquake Records in Japan, Vol.1: The off East Coast of Chiba Prefecture Earthquake, December 17, 1987, 1992.
- 11) 佐藤智美:相模トラフ沿いの中規模スラブ内地震記録に 基づく表面波と散乱波を考慮した統計的グリーン関数, 日本地震工学会論文集,第15巻,第1号, pp.116-135, 2015.2.
- Atkinson, GM. and W. Silva: Stochastic Modeling of California Ground Motions, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.90, pp.255-274, 2000.4.
- 13) Yenier, E. and G M. Atkinson: Regionally Adjustable Generic Ground - Motion Prediction Equation Based on Equivalent Point - Source Simulations: Application to Central and Eastern North America, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.105, pp.1989-2009, 2015.8.
- 14) Campbell, K. W. and Y. Bozorgnia: NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response, Spectra Earthquake Spectra, Vol.30, pp.1087-1115, 2014.
- 15) 鷹野澄, 上原美貴: 首都圏強震動総合ネットワーク SK-net におけるデータ収集の現状, 東京大学地震研究所 技術研究報告, No.20, pp.1-10, 2014.
- 16) 植竹富一, 工藤一嘉: 遠距離大規模地震記録を用いた足

柄平野の広周波数帯域地震応答, 地震 第2輯, 第50巻, pp.397-414, pp.319-333, 1998.

- 17) 佐藤智美:改良統計的グリーン関数法に基づく 1923 年 関東地震の強震動生成域と強震動の推定,日本建築学会 構造系論文集,第719 号, pp.39-49, 2016.1.
- 18) 藤原広行, 森川信之, 前田宜浩, 岩城麻子:長周期地震動ハザード評価結果の活用の検討等, https://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/choshuki_shien/ h27/h27_3-4.pdf(参照2018.7.15)
- 19) 佐藤智美, 大川出, 西川孝夫, 佐藤俊明, 関松太郎: 応答 スペクトルと位相スペクトルの経験式に基づく想定地震 に対する長周期時刻歴波形の作成, 日本建築学会構造系 論文集, 第649号, pp. 521-530, 2010.5.
- 20) 横田治彦, 片岡俊一, 田中貞二, 吉沢静代: 1923 年関 東地震のやや長周期地震動, 今村式 2 倍強震計記録によ る推定, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 401 号, pp.35-45, 1989.7.
- 武村雅之:関東大震災 大東京圏の揺れを知る,鹿島出 版会, pp.1-139, 2003.5.
- 22) 佐藤智美: 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の 地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則,日本建築 学会構造系論文集,第651号, pp.923-932, 2010.5.
- 23) 佐藤智美:東北地方のアウターライズ地震、スラブ内地 震、プレート境界地震の短周期レベルと fmax 及び距離減 衰特性、日本建築学会構造系論文集、第 689 号、pp. 1227-1236, 2013.7.
- 24) 佐藤智美:経験的グリーン関数法に基づく 1855 年安政江 戸地震の広帯域震源モデルと首都圏及び広域での強震動 の推定,日本建築学会構造系論文集,第 727 号, pp.1423-1433, 2016.9.
- 25) 臨海部構造安全委員会・日本建築防災協会:臨海部にお ける大規模建物群の総合的な構造安全に関する調査・検 討報告書総集編, 1992.
- 26) 日本建築センター:日本建築センター模擬波(基盤波) BCJ-L1 及び BCJ-L2, https://www.bcj.or.jp/download /wave.html (参照 2018. 8.9)
- 27) 青山博之,平石久廣,桝田佳寛,阿部道彦,塩原等,上 之薗隆志,勅使川原正臣,野口博,藤谷秀雄:鉄筋コン クリート造建築物の超軽量・超高層化技術の開発,建築 研究報告, No.139, 2001.
- 28) 横浜市建設局:横浜標準波・横浜模擬地震動につい て, http://www.city.yokohama.lg.jp/kenchiku/shidou/ shidou/toriatukai/yokonami/ (参照 2018.8.9)
- 29) 設計用入力地震動研究委員会:設計用入力地震動作成手法技術指針(案),平成3年度成果報告書,https:// www.bcj.or.jp/src/download/wave guide.pdf(参照2018.8.9)
- Wessel, P. and Smith, W. H. F.: New, Improved Version of Generic Mapping Tools Released, EOS, AGU, 1998.

平成 30 年 6 月 18 日大阪府北部の地震の震源像と大阪平野における強震動の概況

SOURCE IMAGE OF THE EARTHQUAKE IN OSAKA-FU HOKUBU ON 18 JUNE 2018 AND OVERVIEW OF THE STRONG GROUND MOTIONS IN THE OSAKA PLAIN DUE TO ITS EVENT

上林宏敏^{*1}、浅野公之^{*2}、関口春子^{*2} Hirotoshi UEBAYASHI, Kimiyuki ASANO, Haruko SEKIGUCHI

The fault rupture process and the strong ground motion characteristics of the earthquake in Osaka-Fu Hokubu on 18 June 2018 (M_{JMA} 6.1) were outlined below as a preliminary report. The focal mechanism was composed of the strike-slip fault of the northeast-southwest strike and the reverse fault of the north-south strike. Among them, the forward directivity effect of the former fault caused the strong motions in the southwest direction from the epicenter in the Osaka plain. On the other hand, it was also suggested that the strong east-west directional motions observed at Minoh city is due to the S-wave radiation pattern of the latter fault and the graben distributed in the east-west direction along the Arima-Takatsuki fault zone. We reproduced the observed records of the target event in the Osaka plain at frequencies below 2 Hz using the source model based on the above-mentioned fault rupture process and the existing three-dimensional sedimentary basin model. Good agreement of the phases between the observed and simulated velocity waveforms was obtained for most stations. However, underestimation of the waveform amplitudes was recognized to be caused by setting of the source model.

1. はじめに

2018年6月18日7時58分に発生した大阪府北東部に 位置する高槻市を震源とする地震((34.8443, 135.6217)°、 深さ13km, M_{JMA}6.1;以下、本震という。)¹⁾では、高槻 市、茨木市、枚方市、箕面市及び大阪市北区において最 大震度6弱となった。また震度5強となった地点の分布 から、相対的に揺れが強かった領域が震央から北東(京 都市中京区)及び南西(大阪市淀川区)方向に分布する 傾向が見られた。それ以外にも、大阪府中〜北部、京都 府南部、滋賀県南部、奈良県北部及び兵庫県東部の広い 範囲で震度4以上となった^{1),2)}(図1)。

建物被害として、大阪府下の住家については全壊 14 棟、半壊 327 棟、一部破損 44,166 棟、非住家については 723 棟が報告されている(平成 30 年 8 月 8 日現在)³⁾。 また、京都府下においても住家の半壊 5 棟、一部損壊 2,675 棟が報告されている(平成 30 年 7 月 17 日現在)⁴⁾。 これら以外の都道府県での建物被害としては、奈良県で 数十棟、兵庫県で数棟のそれぞれ住家の一部破損が報告 されている⁵⁾。なお、住家被害は大阪府茨木市、高槻市 だけで合計 3 万棟超え、突出して多かった⁵⁾。被害の形 態としては、屋根瓦の落下やずれ、石灯籠、墓石、塀の 転倒や傾きが多く見られ、外壁のひび割れや脱落なども 見られた。これらは、後述するように震源域上やその周 辺部における強震動記録による速度応答スペクトルの特 徴(最大100cm/s前後であり,周期1秒より短周期にピークを持つ)とも対応しているように思われる。なお、日本建築学会ならびに学会員による建物等の被害調査の 速報が災害委員会のホームページ⁶で公開されている。

本報告は本震による前述の強震動域の広がりとも関 連する震源破壊過程と大阪平野における強震動の特徴に ついて、本原稿作成時点での著者らの評価結果を中心に 速報として取り纏めたものである。

2. 震源破壊過程

地震調査研究推進本部による評価²⁾を抜粋すると以下 となる。本震は地殻内で発生し、発震機構は西北西-東 南東方向に圧力軸を持つ型であり、周辺には東西方向に 延びる有馬—高槻断層帯、及び南北方向に延びる生駒断 層帯と上町断層帯などが存在している。地震(余震)活 動は東西約 5km、南北約 5km の領域で見られ、領域の 北部では東に傾斜した面状に、南部では南東に高角で傾 斜した面状に、震源が分布している。それらの発震機構 は横ずれ断層型と逆断層型が混在しているが、横ずれ断 層型の地震は領域の全域で、逆断層型の地震は領域の北 部で発生している。本震発震機構と地震活動の分布など から推定される本震の震源断層は、概ね南北2つの断層 で構成され、北側は東に傾斜する逆断層で、南側は南東 に高角で傾斜する右横ずれ断層であった。

*2 京都大学防災研究所

Kyoto University Institute for Integrated Radiation and Nuclear Science Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

^{*1} 京都大学複合原子力科学研究所



図1 平成30年6月18日の大阪府北部の地震(本震)による震度分布).2

F-net による本震の CMT 解⁷ (図 2 左側) では明瞭な 非ダブルカップル成分を伴うことが示された。また、速 度構造モデルの不確実性を考慮したベイジアン CMT 解 析^{8),9)}による結果でも同様のCMT解が求められ、共通な P軸を仮定した上で、それを2つのダブルカップル成分 に分解した。このうちモーメントの割合として大きい方 (約6割)は横ずれが主となり、小さい方(約4割)は 逆断層が主となる結果を得た(図2右側)¹⁰⁾。さらに、 これらの解析結果及び気象庁一元化震源カタログによる 余震分布を参照し、2 つのダブルカップルの各節面に対 応する2枚の断層面(逆断層成分が主となる断層①: 走 向 351°/傾斜 50°,横ずれが主となる断層②;走向 52°/傾 斜 77°)を設定し、マルチタイムウィンドウ線形波形イ ンバージョン法¹¹⁾により、震源破壊過程を推定した(図 3 及び図 4)。なお、地震モーメント総解放量は 3.27×10¹⁷ Nm (Mw 5.6)、最大すべり量1.35m となった。いずれの 断層も破壊開始点から浅部に向かって破壊が進み、特に 断層②については南西方向に破壊が進み、両断層はほぼ 同時(時刻差約 0.3 秒)に破壊が開始する結果が得られ た¹⁰⁾。また、主たるすべりは深さ約11~14kmの範囲に 限られた。





135.6



図3 推定された震源破壊過程¹⁰⁾(左側;最終すべり量と方向,右側;断層面の地表投影と余震分布)



図 4 推定された震源破壊過程に基づく 理論計算波形と観測波形の比較¹⁰



3.1 大阪平野における観測記録の概況

強震観測点で得られた本震の記録から PGV 及び PGA を求め、それらを地図上にマークすると(図 5)¹²⁾、相 対的に大きな値は冒頭に述べた震度が大きくなる領域と 同様に、震央から北東方向及び南西方向に向かう傾向と なった。特に、南西方向へはその傾向が顕著となった。 これは上述の断層②の破壊が進む方向とも一致し、ディ レクティビティ効果により揺れが大きくなったことが一 因と考えらる。観測で得られた PGV 及び PGA を予測式 ¹³⁾と比較すると(図 6)、震源距離が短くなるほど同式

(AVS30 を 300m/s と設定したときの平均値)を上回る 点が多く見られた。特に、震度6弱及び震度5強が観測 された地点を多く含む領域(震源距離約 20km 以内)の PGV については、上記の平均値に標準偏差を加えた予測 値も殆どの点で上回った。これらの原因としては、震源 特性と地盤構造両方の影響が考えられる。

関西地震観測研究協議会により示された大阪平野にお ける本震の観測波形と応答スペクトル¹⁴⁾を概観する。速 度波形(図7;各波形の振幅が各ピーク値で規準化され ていることに注意)において、震源域に近いSRKやTYN 以外の平野部の地点(観測点名をやや大きな文字で追記) では、堆積盆地構造によって生成した表面波と考えられ るS波主要動部と同等もしくは、それに近い振幅を持つ 長時間の後続波が見られた。図8に示す速度応答スペク トル(減衰5%)において、震源域に近い平野北部の地 点では周期1秒付近にピークを持つ単峰型の形状を示す が、上述の表面波による振幅が相対的に大きくなる平野 中部あるいは南部の地点では周期5秒程度まで平坦な形 状を示す傾向が見られた。



図5 最大速度(左側)と最大加速度(右側)の分布¹²⁾



3.2 北摂地域での記録の特徴

冒頭で述べたように、震度6弱が観測された地点は震 源域の上に位置する高槻市から西隣にある茨木市、さら に西側の箕面市にも及んだ。これら領域内の強震動記録 に基づいて、地下構造も参考にしながら、以下の観察を 行った^{15,16)}。

北摂山地部と平野部の境界に位置する有馬-高槻断 層帯は、全体として右横ずれが卓越するが、同断層に沿 って、南側には東西に延びる地溝帯(陥没構造)が存在 することが指摘されている¹⁷⁾。地溝帯の北縁は北側隆起 となるが、南縁では千里丘陵が存在しているように南側 隆起となる。この結果,箕面市の市街地が形成される範 囲には基盤岩上面深度が 1km を超えて陥没する構造が 見られ¹⁸⁾、それを段丘堆積層(中・後期更新世)が埋め る状態²⁰⁾となっている。

図9の数値は北摂域及びその周辺で得られた本震の強 震動記録を用いて算出した計測震度を示した。この内、 箕面市内とその近傍に位置する4地点(SSE,IMM,KYN は箕面市内に、FJS は吹田市となるが箕面市との市境界 極近傍に位置する。)の▲印は著者の一人が設置した観測 点¹⁹⁾を示し、IMM,FJS,KYNの3地点は地溝帯上に、SSE は山地部に位置する。計測震度において、SSE(4.5)に

		E-W			U-D							
	(s) 60	120	180	(s) 60	0 _	120	180	(s)	60	1:	20	180
-			5.819 (cm/s)				1.384 (cm/s)				1.	188 (cm/s)
KBU -		~	7.769 (cm/s)	. Hilbertown			11.768(cm/s)				5.	837 (cm/s)
	bul subset b con		18.556(cm/s)	- berkenhern	weed & A A A A A A A A A A A A A A A A A A		17.881(cm/s)	-	walkam	Malerman	3.	964 (cm/s)
	while the or a malance	- A.M. on A.A.	9.219 (cm/s)			~~~~~	18.656(cm/s)	-ultime	MMMMM	whatwo www.		972 (cm/s)
MRG_	- Harteral Mandala Anala	~M~MM~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	8.243 (cm/s)	- hallesnahlte	hand	/shown	8.001 (cm/s)		walthalan	www.	3.	619 (cm/s)
TTT-	- Martingor Monor	~~~~	11.913(cm/s)		hornan	~~~~~	14.946(cm/s)	-uillan	Warman	han man	3.	519 (cm/s)
TYN-	- Journal of the second		20.910(cm/s)	- Am			20.758(cm/s)	- Alemann			13	.352(cm/s)
SNM-		MMAAAA	2.793 (cm/s)		hoge we wanted	······	7.424 (cm/s) =	-luahua	handraam	Monan	mmmm	358 (cm∕s) ₩₩~~₩₩~~
TDO-	million	mmmmm	2.869 (cm/s)		man and a second	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	4.722 (cm/s) -		WWWWW	www.wharmour	mmmhi	027 (cm/s)
СНУ —			2.443 (cm/s)				1.240 (cm/s)		w/\		0.	886 (cm/s)
KM2 —		~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	0.704 (cm/s)		howwww.	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	0.763 (cm/s)		personal fill March Person	homenun		291 (cm/s)
SMA —			5.224 (cm/s)		••••••••••••••••••••••••••••••••••••••		4.836 (cm/s)	h	1717		2,	183 (cm/s)
MNZ —	yer		3.119 (cm/s)	- April -	.,		2.590 (cm/s)		*		2.	437 (cm/s)
OCU-		Maghhumm	1.775 (cm/s)	- Antrophysic	MMMMMM	www.	3.075 (cm/s) 	- WARMAN	Walutoweallyman ta	WAMMAM	mmmm	068 (cm/s) Www.www
SRK-			38.810(cm/s)	honor	*		25.487(cm/s)	Human	pourport	www	6.	109 (cm/s)
KTG —			12.035(cm/s)	-	********		10.816(cm/s)	-	harmon	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	3.	490 (cm/s)
YMD —		*****	7.251 (cm/s)		NMMmmmmmmmmmmmmmmmmmmmmmmmmmmmmmmmmmmm	w	5.779 (cm/s)		kalaantii kooma	han han have a second s	1.	834 (cm/s)
NRO —		~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	6.818 (cm/s)		www.www.	Annan	9.618 (cm/s)		hommon	www.www	4.	637 (cm/s)
HSD —			2.2/1 (cm/s)	- Mpron			1,244 (cm/s)		1		1.	098 (cm/s)
IMF —	www.	rllgppldparaentlynnann an a	U.910 (cm/s)	······	http://www.weiter.com	Myray	1.060 (cm/s)		w.d. total a state of the state of the	him 1000	0,	404 (cm/s)
KTR —			7 766 (en (s)	-	··-··		5,166 (cm/s)	-m/lim	· ·	· · · ·	2.	364 (cm/s)
DIG —			8 453 (cm/s)				2,351 (cm/s)	-Alfalma	/~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~		1.	197 (cm/s)
IHS —	Wp.400.00				~~~~		10.236(CM/S)		w/w.		3.	613 (cm/s)

図7 本震の観測速度波形¹⁴⁾



図8大阪平野における観測記録の応答スペクトル(減衰5%)¹⁴⁾



図9 大阪北摂地域とその周辺域における本震記録から算出した計測震度¹⁶⁾ (印は機関別の観測点、地図の濃淡は表層地質の違い²⁰⁾を表す)



比べて、地溝帯上の上述の3地点では1程度大きく、気 象庁が発表したO210(箕面市栗生外院)での震度6弱(計 測震度;5.5以上6.0未満)と同じ震度階に相当した。な お、FJSとKYNについては、水平動記録の一部にクリッ ピングが見られたため、その部分を復元した波形を用い て計測震度を算出した¹⁶。

地溝帯上の観測波形の特徴として, 時間軸上 2~5 秒 に見られる S 波主要動部の後に, それと同等の大きさの 振幅を有する 10 秒弱の継続時間を持つ波群が見られた。 この波群は特に東西成分において顕著に見られた。図 11 に擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%)を震源域上 及びその付近に位置する地点(上段)と地溝帯上とその 近傍に位置する地点(下段)に分けて示す。地溝帯上に 位置する地点では、東西成分において周期1秒前後のス ペクトルのピーク値が他の地点や成分に比べて大きくな る傾向が見られた。

図 12 に SSE に対する O210 および J406 を含む地溝帯 上の5 地点の速度波形から求めたフーリエスペクトル比 を示す。地溝帯の西側に位置する J406 を除き、約1 Hz 以 下のスペクトル比の値において、東西成分が南北成分に 比べて総じて大きくなった。特に 0.3~0.4Hz においてそ の傾向は顕著であり、本震以外の過去の地震¹⁹⁾や単点微



図 11 震源域上とその付近(上段)及び箕面市内(下段)における本震の疑似速度応答スペクトル¹⁶⁾



動観測及びそのシミュレーション²¹⁾によっても同様な結 果が得られた。一方、前述の断層面①の破壊の進行方向 とS波(SV波)放射特性の主軸方向(ディレクティビ ティ効果)にこれら観測点が存在することから、上述の 東西成分において振幅が大きくなった原因として、地下 構造のみならず、震源特性の影響も考えられる。

4. 強震動シミュレーション

前述の震源破壊過程に基づて設定した震源モデルと既 存の大阪及び京都南部・奈良の堆積盆地モデル^{22),23)}を用 いて、差分法²⁴⁾による本震の強震動シミュレーションを 行った²⁵⁾。地下構造モデルの最小S波速度は350m/s、堆 積層内のグリッド間隔は25m、有効周波数は2Hz以下と した。観測とシミュレーションの速度波形の比較から(図 14)、各観測点に見られる明瞭な後続波の相は多くが再現 された。ただし、振幅については全体的に過小評価とな った。前述の震源インバージョンによる再現波形(図4) も併せて観察すると、観測よりも振幅がやや過小評価と なっている地点が両図に共通して見られた。従って、差 分法による振幅の過小評価の一因として、震源モデルに よる可能性が考えられる。次に、シミュレーション波形 から求めた PGV の分布(図 14)は、上記のことから観 測より全般的にやや過小評価となっているが、震央から 南西方向へ揺れが強いことを表す濃い色合いの分布が広 がっており(図中に黒色の破線で囲む)、前述の観測に基 づく震度やPGVの分布状況とも対応する結果となった。 また、前述の周辺地点に比べて大きな計測震度となった 箕面市の地溝帯上に沿っても、濃い色合いが分布する結 果となった(図中に白色の破線で囲む)。

5. まとめ

2018 年 6 月 18 日に大阪府北部で発生した地震 (M_{JMA}6.1)による震源破壊過程及び大阪平野における強 震動の特徴を示した。以下に要点を示す。

- 震源破壊過程としては、南北走向の逆断層と北東-南西走向の横ずれ断層がほぼ同時に破壊したものと 考えられた。なお、主たるすべりは、深さ約11~14km の範囲に限られた。
- 2) 北東-南西走向の断層の破壊は深部から地表に向かって南西方向へ伝播しており、南西方向の大阪平野北部にディレクティビティ効果を生じさせ、その結果、PGV、PGA及び震度が大きくなる観測点が震央から南西方向に広がる結果となった。
- 3) PGV と PGA は既往の予測式に比べて、震源距離が近 い地点では大きい値となった。
- 4) 震源に近い大阪平野北部の観測点での速度応答スペクトルの最大値は100cm/s前後であり、周期約1秒より短周期にピークをもつ単峰型のスペクトル形状となる点が多かった。一方、平野中部や南部の速度波形において、盆地構造によって生成した後続波の振幅がS波主要動部に匹敵する地点もあった。
- 5) 箕面市域に東西に分布する地溝帯上の観測点におい ても、震度 6 弱に相当する観測記録が複数点で得ら れ、特に東西成分の振幅が大きくなる傾向が見られ た。これらの原因として、南北走向の逆断層による S 波放射特性と地下構造の影響が考えられた。
- 6) 推定した震源破壊過程に基づいて設定した震源モデルと既存の3次元堆積盆地モデルを用いて差分法による観測波形の再現を行った。震源モデルの設定に起因し、速度波形振幅がやや過小評価となったものの、多くの地点で後続波を含めた主な相は再現できた。また、2)および5)で述べた揺れが相対的に大きくなる領域も再現できた。

謝辞

国立研究開発法人防災科学技術研究所陸海統合地震津波 火山観測網(K-NET, KiK-net, Fnet),気象庁,関西地 震観測研究協議会,大阪府震度情報ネットワーク,京都 大学複合原子力科学研究所及び京都大学防災研究所、浅 沼組技術研究所の強震記録を使用しました.京都大学防 災研究所の岩田知孝博士には本文の推敲にあたり,助言 をいただきました。記して感謝致します。

参考文献

- 気象庁:平成30年6月18日07時58分頃の大阪府北部の地震について(平成30年6月18日)、 https://www.jma.go.jp/jma/press/1806/18a/kaisetsu2018061810 00.pdf(参照2018-06-30).
- 2) 地震調查研究推進本部地震調查委員会:2018 年 6 月 18

日大阪府北部の地震の評価(平成 30 年 7 月 10 日)、 https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2018/20180618 _osaka_2.pdf (参照 2018-07-15).

- 大阪府防災・危機管理指令部:大阪府北部を震源とする 地震(最終報)(平成30年8月8日14時00分)(URL 冗長により省略、上記キーワードで検索可)(参照 2018-09-28)
- 京都府災害対策本部:大阪府北部の地震の被害状況について(第 20 報)(平成 30 年 7 月 17 日 9 時 00 分) http://www.pref.kyoto.jp/kikikanri/news/documents/torimatome 300717.pdf (参照 2018-09-28)

			E	w				N	IS				U	D	cm/s
OSKH02	syn obs	-Am	m		Marga	_	î	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	mati	MM345	_		mar and a second		<u>1-14</u> 207
AMA	~~~	榆	MM	M	~~672 ~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	_		Mighana	www	~6.00 ~_^42~66				~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	87.60 358
OSKP01	~~~	has	hipy	$\sim \sim $	M-1578 M-1941	_		man	him	~~3.79 N/Y ^{6.92}			~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	\sim	~ <u>10.20</u>
HYGP08		My Ki	xha	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~5.34 ~~~8.48	_	-Mi	hm	~~~~~	~~~ 8.69	_	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	17.40 m2.47
OSKP45		have	mark	Marra		_		WWWW	W	<u>6.49</u> n1 7.6 2	_		~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~	<u>-14.90</u> 36 6
OSKP49		have	****	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	<u>549</u> 14.0 6	_	myther	have	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	<u>3.94</u> 8-89			~~~~	~~~~	11.90 193
OSKP68		pm	~~~~		6.57 17.27	_		www.		<u></u> 5.25 14.5 3	_				2.06 5.44
OSKP64		mw	www	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	741 21_19	_		~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~	<u>6.90</u> m .10,6 8			~~~~		<u>5</u> .19 5.77
47771	=1	WW	these	~~~~~		_	THE	mm	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~				when.	**********	24.00 445
OSK005	k	fm-	*~~~		<u>821</u> 16,03	_	- Martin	~~~~		<u>3.93</u> 5.59			****		<u>4.66</u> 2.58
OSK003	=	why	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	13.50	_	-Mp	m	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	<u>777</u> 1896	_		v	~~~~~	<u>14.20</u> 3.26
OSKP04	=	1. W	×	~~~~~	11.70 21.68	_	-MA	han	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	<u>9.76</u> 23.86	_		~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~	14.40 5.06
OSKP06	= ji	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~		<u>9.90</u> 21.79	_	-hum	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~		7.53 9.44	_	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~			<u>13.60</u> 3.59
TYN	=#X	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	·		7.19 14.71	_	Marin	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~		.7.75	_	Jun	*****		13.60 5.92
OSKP55		har	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	10.10 23.99	_	m	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~~	<u>5.98</u> 14.75	_	****	~~~~~		
OSKP25	=#	www	hank	vmm		_	-mm -mpwww	an and	~~~~~	8.12 12.94		howeness	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	·····	<u>3.21</u>
OSKP12	-1~	n-Wh mark	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~	15.20 31.03	_	Man	hann	~~~~~	15.00 24.34	_~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~	<u>4.86</u> 9.20
SRK	-1/17	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~	7.67 	_	Think	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~~		_~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~~	~~~~~	3.09
OSK002	-1W	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	******		7.30 22.86	_	Jum	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~		<u>3.90</u> 14.48		www.			<u>5.04</u> 4.72
OSKP08	 /ww	jan Mari	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	<u>5.09</u> 9.40	_	-m-	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~	<u>10.70</u> 21.39	_~~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	<u>3 23</u> 4.80
41407	-WW	~~~ M~~	~~~~~	~~~~	4.76 	_	-mm	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~		_~~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~		2.89 4.13
() 1	 0	20	30	40	Гт 0		20	30	40	0 0	10	20	30	40

図 13 同定された震源過程と3次元堆積盆地構造モデルを用いて得られた本震の再現波形²⁵⁾ (各波形の上段は差分法による計算、下段は観測を示す。)



- 5) 消防庁応急対策室:大阪府北部を震源とする地震による 被害及び消防機関等の対応状況(第28報)(平成30年7 月 29 日 9 時 30 分) http://www.fdma.go.jp/bn/ 8ba0c799508f7a25a8a522fb7a0f3fe18610a8d0.pdf (参照 2018-09-28)
- 日本建築学会災害委員会:2018年6月18日に大阪府北部で発生した地震に関する情報 http://saigai.aij.or.jp/saigai_info/20180618_osaka/20180618_osaka.html (参照2018-09-28).
- 防災科学技術研究所: F-net Project による広帯域地震波形を用いたメカニズム解析結果, http://www.fnet.bosai.go.jp/event/tdmt.php?_id=20180617225700&LANG=ja (参照 2018-6-30)
- Hallo, M., Asano, K. and Gallovič, F.: Bayesian inference and interpretation of centroid moment tensors of the 2016 Kumamoto earthquake sequence, Kyushu, Japan, Earth, Planets and Space, 2017, 69:134.
- Hallo, M and Gallovič, F: Fast and cheap approximation of Green functions uncertainty for waveform-based earthquake source inversions. Geophys J Int, 2016, 207,1012–1029.
- 10) 浅野公之・岩田知孝・Miroslav Hallo: 強震記録による

2018年6月18日大阪府北部の地震の震源過程、地震学会2018年秋季大会予稿集.S24-09.

- Hartzell, S. H. and T. H. Heaton: Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial valley, California earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 1983, 73, 1553-1583.
- 浅野公之:強震動分析,2018年大阪府北部の地震に関する情報交換会(2018年6月22日)資料, http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/k-asano/pdf/20180622osaka_ rep.pdf(参照2018-06-30).
- 13) 司 宏俊・翠川 三郎:断層タイプ及び地盤条件を考 慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式,日本建 築学会構造系論文集,64,pp.63-70,1996.
- 14) 関西地震観測研究協議会:2018年6月18日7時58 分に大阪府北部で発生した地震(Mj6.1)(7月10日赤 澤隆士作成), http://ceorka.sakura.ne.jp/major/ 201806180758/index.html(参照2018-07-15).
- 15) 上林宏敏: 2018 年6月18日大阪府北部の地震(Mj6.1) による箕面市とその付近での強震動記録、地震学会2018 年秋季大会予稿集,S24-14.

- 16) 上林宏敏: 2018 年 6 月 18 日の大阪府北部の地震 (Mj6.1)で得られた箕面市とその周辺での強震動アレ イ記録の特徴、日本地震工学会論文集(投稿中)
- 17) 戸田茂・川崎慎治・竹村恵二・岡田篤正:反射法探 査の断面に見られる有馬-高槻構造線に沿う地溝帯, 地震(第2輯),1995,48,pp.511-520.
- 18) 堀家正則・竹内吉弘・藤田崇・古和田明・井川猛・ 川中卓:北摂山地と大阪平野境界部の地下構造探査, 地震(第2輯),1998,51,pp.181-191.
- 19) 上林宏敏・堀家正則:大阪平野北縁部における地震 動アレイ観測と地震動特性(その3)、地震学会2002 年秋季大会予稿集.
- 20) 産総研地質調査総合センターウェブサイト: https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php#12,34.80818,13
 5.50938 (参照 2018-08-10).
- 21) Uebayashi, H., Kawabe, H. and Kamae, K.: Reproduction

of microseism H/V spectral features using a three-dimensional complex topographical model of the sediment-bedrock interface in the Osaka sedimentary basin, Geophys J Int, 2012, 189, 2, 1060-1074.

- 22) Sekiguchi, H.: Construction of a 3D Velocity Structure Model of Osaka Sedimentary Basin, Proc. 5th IASPEI/IAEE Int. Symp. on the Effect of Surface Geology on Seismic Motion, 2016, P103B.
- 23) 関口春子・浅野公之・岩田知孝:奈良盆地の3次元 速度構造モデルの構築と検証,地質学雑誌(印刷中).
- 24) Pitarka, A.: 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing. Bull. Seism. Soc. Am., 1999, 89, 54-68.
- 25) 関口春子・岩田知孝・浅野公之:2018 年 6 月 18 日 大阪府北部の地震時の強震動シミュレーション、地 震学会 2018 年秋季大会予稿集,S24-15.

2018年北海道胆振東部地震における強震動

STRONG GROUND MOTIONS DURING THE 2018 HOKKAIDO EASTERN IBURI EARTHQUAKE

高井伸雄*1, 重藤迪子*2, 一柳昌義*1, 高橋浩晃*1, 前田宜浩*3

Nobuo TAKAI, Michiko SHIGEFUJI, Masayoshi ICHIYANAGI, Hiroaki TAKAHASHI and Takahiro MAEDA

On 6 September 2018, the Hokkaido Eastern Iburi earthquake (M_j 6.7) occurred at depth of 37 km. The Maximum JMA intensity was 7. Major damage occurred with large landslide around the epicentral area and wooden buildings were destroyed in Mukawa town by the strong ground motions. Except for south-west area from the epicenter, high-frequency strong motions were recorded also in Sapporo metropolitan area. This caused the serious liquefaction damage in Sapporo Satozuka area. The maximum horizontal peak ground acceleration at the K-NET Oiwake station was 1,796 cm/s². We compared these values with the empirical attenuation formula for the strong ground motions: the peak accelerations and the peak velocities were larger than the predicted values inside radius 100 km. Moreover, predominant period (1 - 2 s) waves can be seen at K-NET Mukawa station where are near from serious wooden building damaged area.

1. はじめに

日高山脈は島弧-島弧衝突帯の造山活動により形成 され¹⁾,その西側には石狩東縁断層帯,東側には十勝平 野断層帯を有している.特に西側の石狩東縁断層帯は, 地震調査研究推進本部の評価により主要活断層の中では, 30 年発生確率がやや高いグループに位置づけられてお り²⁾,ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェク トの対象地点としても取り上げられている.2018年北海 道胆振東部地震はこの地域で発生したと考えられている. 本地震により多くの崖崩れによる建物被害,地震動によ る建物被害が発生し,また発電所被害から拡大して,北 海道全域が停電することで,札幌都市圏を含めた多くの 都市部でも混乱が生じた.

本稿では、本地震の概要を主に観測された強震記録から紹介し、その特徴を述べるものである.

2. 地震概要

2018 年 9 月 6 日 3:08 に発生した,北海道胆振東部地 震(震源深さ 35 km, M_j6.7) は、メカニズムと余震の震 源分布から東北東-西南西方向に圧縮軸を持つ高角逆断 層で,深い地殻内で発生し,想定されている石狩東縁断 層帯の主要断層の一部で発生したものでは無いと考えら れている³⁾.気象庁(JMA)が発表した各地の震度は, 厚真町鹿沼の7を最大として,震央から約 60 km 離れた 札幌市東区でも震度 6 弱が観測された⁴⁾. JMA による震 度 5 強以上の一覧を表 1 に示す.防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net および JMA により公開された加速度記 録による最大加速度(PGA)の分布と, F-net の震源メカ

*1	北海道大学	Hokkaido University
*2	九州大学	Kyushu University
*3	防災科学技術研究所	NIED

ニズムを図1に示す. 広い範囲で大きな加速度が記録され,札幌都市圏で震度5強以上が観測されている.本地 震の震源域では2017年7月1日に*M*_j5.1,深さ27kmの 地震が発生し,安平町で震度5弱が観測され,人的被害 が発生していた⁵.

現時点で公開されている震源断層モデルとしては、遠 地地震波形をもとにした震源過程(山中 の,八木・奥脇 ⁷)と、近地強震記録に基づく震源過程(気象庁 ⁸)、In-SAR と GNSS に基づく断層モデル(国土地理院⁹)があ り、いずれも、東傾斜の高角逆断層のモデルが提案され ている.また、八木・奥脇によれば、主破壊は南に伝播 し、南に行くに従い、ストライクスリップ成分が卓越す ると推定されている⁷.

表1 気象庁による発表震度(5強以上)

7	厚真町鹿沼
6強	厚真町京町* 安平町早来北進* 安平町追分柏が 丘* むかわ町松風* むかわ町穂別*
6 弱	札幌東区元町* 新千歳空港 日高地方日高町門別 * 平取町振内*
5 強	札幌北区太平* 札幌北区篠路* 札幌北区新琴似 * 札幌白石区北郷* 札幌手稲区前田* 江別市緑 町* 札幌清田区平岡* 千歳市北栄 千歳市若草* 千歳市支笏湖温泉* 恵庭市京町* 三笠市幸町* 長沼町中央* 苫小牧市旭町* 平取町本町* 新冠 町北星町* 新ひだか町静内山手町 新ひだか町静 内御幸町*

*はJMA以外の震度観測点



3. 被害概要

震央付近の山間部では広範囲に崖崩れが発生し¹⁰, そ れに伴い, 土木被害・建築物に被害が生じた. この建物 の倒壊により多くの人的被害が発生し, 2018 年 10 月 5 日現在での北海道による被害状況では, 死者 41 名, 重傷 17 名であり, 住家被害は全壊 394 棟, 半壊 1,016 棟に上 る¹¹⁾. 震央距離 50 km を超える札幌都市圏でも家具転倒 による死者が発生し, 札幌市清田区, 豊平区, 北広島市 等では液状化による家屋被害が多数発生し, 特に清田区 里塚での被害は甚大であった¹²⁾. また, 地震により北海 道電力苫東厚真火力発電所で被害が発生し¹³⁾, これによ り北海道全域の停電 (ブラックアウト) に発展し, 地震 動被害を受けなかった地域においても, 酪農・生産・流 通等多岐にわたり被害が拡大し, 全国にも影響が波及し た.

4. 強震動の広域分布と距離減衰特性

本地震による強震動の周期帯域による空間分布を把 握するため, K-NET, KiK-net および JMA による強震記 録を用いて、加速度応答を求め水平合成し、最大値を求め、擬似速度応答に変換した値の北海道の分布を図2に示す. 震央付近から特に北西にかけての石狩平野・勇払平野でいずれの周期でも振幅が大きく、周期0.3~3秒の帯域では30 cm/sを越える振幅が広範囲に分布している. なお、JMAでは長周期震度階級(試行)において、最大階級である長周期震度階級4を胆振地方中東部の厚真町鹿沼、石狩地方南部の千歳市・新千歳空港で発表している¹⁴.

地震動の距離減衰特性を把握するため、PGA、最大速度(PGV)、および応答値の震源距離との関係を図3に示す.既往の経験的な地震動予測式(PGA、PGV:司・翠川式¹⁵)、応答値:Kanno et al.¹⁰)との比較で見ると、PGA、PGV および周期1.0~3.0秒の応答で距離100 km 以内の地点での振幅が大きく、100 cm/s を超える応答を記録している地点もある.しかし、震源付近でも地域によって卓越する周波数帯域が異なるため、震源からの放射特性と地下構造と併せての検討が必要である.



図5 速度波形と加速度スペクトル.速度記録は0.05 Hz ハイパスフィルターを施している.



図4 震央および強震観測点位置. 臨時観測点の位置も同時に示す.

5. 特徴的な強震記録

ここでは、震源近傍(図 4)と石狩平野の代表的な強 震記録に関して、その周辺の被害の概要と併せて述べる. 地震動による建物被害は、むかわ町松風・花園と安平町 早来に集中しているが、なかでも、むかわ町松風・花園 は古い木造建物に層崩壊が発生しており、その建物被害 集中域は K-NET 鵡川(HKD126)周辺にある.また震度 7を観測した JMA 鹿沼(47004)の震度計は旧鹿沼中学 校の校庭に設置してあるが、校庭の地盤は流動化し、中 学校校舎も大きく被害を受けていた.これらの加速度記 録から積分した速度波形と加速度フーリエスペクトルを 図5に示す.両観測点共に1Hz以下にピークを持つ地震 動である.また、2003年十勝沖地震(Mj8.0)時に杭基礎 に被害が生じた厚真町立厚南中学校の校庭に位置する



図6 速度応答スペクトル(水平動, h=0.05).1995 年兵庫県南部地震 JR 鷹取(TKT)の記録を同時に示 す.

KiK-net 厚真(IBUH03)では、さらに低周波数側でピークを持つ地震動である(本地点は未選別データとなっている). K-NET 追分(HKD127)と KiK-net 追分(IBUH01)は PGA が 2g 近くに達する大きなものであったが、K-NET 早来(HKD128)と共に、1 Hz 以上の高周波数帯域でピークを持つ.なお、追分の2地点は同じ敷地内に位置し、直線距離にして100m足らずであるが、短周期帯域での振幅が大きく異なり、また両地点の微動 H/V スペクトル比の形状においても大きく異なっており、今後地形と表層地盤の影響の詳細な検討が必要である。これら観測点の速度応答スペクトルを見ると(図6)、同時に示す1995年兵庫県南部地震のJR 鷹取の応答と比較しても、HKD126、JMA 鹿沼において、1~2 秒での応答が大きく、





図8 HKD126を含む北西-南東測線のS波速度構造鉛直断面モデル(Hatayama et al.)

破壊力指標¹⁷を考えても,周辺での被害が多いことと整合する.また,IBUH03では周期2~3秒でピークを持っている.一方,短周期成分の卓越するKiK-net・K-NET追分,K-NET早来ではRC建物の壁や床スラブのひび割れ¹⁸,木造・石造建築物では外壁の剥落が目立った.また長周期成分の卓越しているK-NET鵡川,JMA 鹿沼観測点では,NS 成分と比較してEW 成分の振幅が大きい.

石狩平野の記録として,K-NET 北広島(HKD182)と K-NET 石狩(HKD178)のNS成分を2003年十勝沖地震 時の記録と加速度・速度波形,加速度フーリエスペクト ルで比較すると(図7),M8クラスの地震の後続の振幅 の大きさと共に,1Hz以上での本地震の振幅の大きさが 理解出来る.2003年十勝沖地震においても札幌市清田区 では液状化被害が発生しているが,今回とは場所が異な っており,また今回のような大規模ではない.当時との 現地の地下水位等の地盤状況の違いと合わせて,この周 波数特性の液状化発生への影響の検討が必要である.

6. 震源付近の地下構造

本地震の発生地域では、前述の通り、島弧ー島弧衝突 帯を成因とした、ひずみ集中帯に関わる観測・研究をは じめ19, 衝突帯における地殻構造の推定等の研究が進め られてきた. Iwasaki et al.^{20,21)}は、大規模な屈折法地震探 査により地殻・上部マントル構造を明らかにしており, また、国松・他22)は微動アレイ探査を用いて深部S波速 度構造を推定している. さらに Hatayama et al.23)では, 2003 年十勝沖地震で苫小牧の石油タンク被害の原因と なった周期7~8秒の長周期地震動励起の成因に関して、 微動アレイ探査に基づく地下構造との議論を詳細に行い, 表層(~1km)の軟弱な堆積層によりこの帯域の長周期 地震動が励起されていることを示し、再現に成功してい る. Hatayama et al.によるS波速度構造モデルの鉛直断面 をみると(図 8), HKD126付近で南東から北西にかけて 急激にS波速度1.3 km/sの層が深くなっている. 今後, 1~2 秒が卓越した地震動の生成要因をこれら地下構造 と震源特性とを踏まえて検討する必要がある.



図9 2018年9月14日6時54分の地震(M4.6)におけるHKD126・HUE04の速度波形および加速度フーリエスペクトルの比較

7. 余震観測・微動観測による検討

高震度地域において、地下構造・震源特性を把握する ため、6地点で臨時余震観測を実施した(図4).観測に は加速度強震計ミツトヨ社製JEP-6A3 (2V/g)、データロ ガー白山工業社製DATAMARKLS-8800を用いGPSによ る時刻校正をおこなっている.電源供給は車載用鉛蓄電 池と乾電池を併用し、全ての強震計はアスファルト舗装 道に接着剤により固定した.設置は2018年9月8日~ 10日に実施した.9月14日6時54分に発生した余震 (M_j4.6)に関して、本震で周期1~2秒応答の大きかっ たHKD126観測点で得られた記録を比較すると、周波数 特性が明瞭に異なり(図9)、HKD126観測点の本震時の 記録が、地下構造による影響によるものと推定される. なお、HUE04観測点の周辺では建物被害は見られないも のの、近傍の墓地での墓石転倒率はほぼ100%であった.

高震度域から石狩平野にかけて,約 20 点で単点微動 観測を実施した.観測にはサーボ型速度計 Lennertz 社製 Le3D-5s, データロガー白山工業社製 DATAMARK LS-7000XT (200 Hz サンプリング)を用いた.ここでは,上 記 HKD126 と HUE04 で得られた微動記録からノイズの 含まれない区間を 40.96 秒切り出し,NS 成分,EW 成分 のスペクトルおよび水平合成(二乗平方和)したスペク トルを上下動スペクトルで除し(0.5 Hz スムージング), 5 区間で平均をとった H/V スペクトル比を示す(図 10). 余震記録の比較でも明かになった両地点の周期帯域の違 いは見られるが,NS 成分と EW 成分での明瞭な異方性 は微動記録においては見られなかった.

8. まとめ

2018年北海道胆振東部地震で観測された強震記録と 観測点近傍の建物被害に関して報告した.大加速度が観



測された観測点においては高周波数域が優勢であり,大 きな建物構造物被害は見られなかったが,震源の南に位 置する HKD126 地点においては,建物被害を発生させる 周期 1~2 秒が優勢な強震記録が観測されており,その 近傍での建物被害も大きかった. HKD126 に関しては, 近傍の丘陵地での余震観測,微動観測結果と比較した. 地殻構造,浅部地盤構造が複雑に変化する地域であり, 今後は既往の地下構造・余震観測結果・微動観測結果を 基に検討を実施する.

謝辞

本観測の一部は文部科学省特別研究促進費「平成30年 北海道胆振東部地震とその災害に関する総合調査(代表: 高橋浩晃)」および科研費補助金(17H06215, 16K16370) により実施された.強震記録は、防災科学技術研究所お よび気象庁 (JMA), 1995 年兵庫県南部地震を鉄道総合 技術研究所²⁴⁾による.作図の一部はGMT²⁵⁾による.ここ に、記して感謝する.

参考文献

- 1) 木村学, 宮坂省吾, 亀田純: 揺れ動く大地 プレートと北 海道, 北海道新聞社 2018.
- 地震調査研究推進本部:石狩低地東縁断層帯,<u>https://w</u> ww.jishin.go.jp/regional seismicity/rs katsudanso/f006 i <u>shikari-teichi/</u>, 2010.
- 3) 気象庁:「平成30年北海道胆振東部地震」について(第5報), <u>http://www.jma.go.jp/jma/press/1809/06i/20</u> <u>1809061730 5.html</u>, 2018.
- (気象庁:「平成30年北海道胆振東部地震」について(第6報), <u>http://www.jma.go.jp/jma/press/1809/07c/2</u> 01809071600.html, 2018.
- 5) 北海道: 胆振地方中東部を震源とする地震による被害状況等(第2報), <u>http://www.pref.hokkaido.lg.jp/sm/ktk/</u> 20170701 iburichubu jishinhigai2.pdf, 2017.
- 6) 山中佳子: NGY地震学ノート No.68 9月6日北海道胆 振東部地震(M6.7), <u>http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/san</u> <u>chu/Seismo Note/2018/NGY68.html</u>, 2018.
- 7) 八木勇治, 奥脇亮: 2018年9月6日北海道胆振東部地震,

http://www.geol.tsukuba.ac.jp/~yagi-y/EQ/20180905/in dex.html, 2018.

- 気象庁: 2018 年9月6日 胆振地方中東部の地震-近 地強震波形による震源過程解析(暫定)-, <u>https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/event/20</u> 18090603075933near.pdf, 2018.
- 国土地理院:平成30年北海道胆振東部地震の震源断層 モデル(暫定),<u>http://www.gsi.go.jp/cais/topic180912-</u> index.html, 2018.
- 10) 北海道立総合研究機構・地質研究所:速報 006:厚真町 における斜面崩壊の概要, 2018.
- 北海道:平成 30 年北海道胆振東部地震による被害状況 等(第 73 報), 2018.
- 12) 西村聡, 渡部要一: 液状化被害(札幌市清田区・北区・東 区および苫小牧港), <u>https://www.jiban.or.jp/?page id=9</u> <u>397</u>, 2018.
- 北海道電力:北海道胆振東部地震により被害を受けた苫 東厚真発電所の点検結果と復旧見通しについて,<u>http://</u> www.hepco.co.jp/h30 iburi earthquake/index.html, 201 8.
- 14) 気象庁: 長周期地震動に関する観測情報(試行), <u>https:</u> //www.data.jma.go.jp/svd/eew/data/ltpgm explain/data /past/20180906030805/, 2018.
- 15) 司宏俊, 翠川三郎: 断層タイプ及び地盤条件を考慮した 最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造 系論文集, pp.63-70, 1999.
- 16) Kanno, T., Narita, A., Morikawa, N., Fujiwara, H., Fukus hima, Y.: A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, Bulletin of t he Seismological Society of America, 96, pp.879-897, 20 06.
- 17)境有紀,纐纈一起,神野達夫:建物被害率の予測を目的 とした地震動の破壊力指標の提案,日本建築学会構造系 論文集,pp.85-91,2002.
- 18) RC造SWG, 北. 被: 北海道胆振東部地震の建物被害に関 する初動調査報告(RC造), <u>http://saigai.aij.orjp/saigai</u> <u>info/20180906 hokkaido/20180906 hokkaido.html</u>, 20 18.
- 19) 茂木透: ひずみ集中帯発生に関わる地殻構造の研究, ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 総括成果報告書, p p.35-40, 2015.
- 20) Iwasaki, T., Ozel, O., Moriya, T., Sakai, S. i., Suzuki, S., Aoki, G., Maeda, T., Iidaka, T.: Lateral structural variati on across a collision zone in central Hokkaido, Japan, as revealed by wide-angle seismic experiments, Geophysical Journal International, 132, pp.435-457, 1998.
- 21) Iwasaki, T., Adachi, K., Moriya, T., Miyamachi, H., Mats ushima, T., Miyashita, K., Takeda, T., Taira, T., Yamada, T., Ohtake, K.: Upper and middle crustal deformation of an arc–arc collision across Hokkaido, Japan, inferred fro m seismic refraction/wide-angle reflection experiments, Te ctonophysics, 388, pp.59-73, 2004.
- 22) 国松直, 吉見雅行, 関口春子, 堀川晴央, 吉田邦一, 竿本 英貴, 馮少孔, 杉山長志: 微動アレイ探査による勇払平 野深部地下構造の推定, 活断層・古地震研究報告, 5, pp. 1-15, 2005.
- 23) Hatayama, K., Kanno, T., Kudo, K.: Control Factors of Spatial Variation of Long-Period Strong Ground Motions in the Yufutsu Sedimentary Basin, Hokkaido, during the Mw 8.0 2003 Tokachi-oki, Japan, Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, 97, pp.1308-1323, 2007.
- 24) 中村豊, 上半文昭, 井上英司: 1995 年兵庫県南部地震の 地震動記録波形と分析(II), JR 地震情報, 23d, 1996.
- 25) Wessel, P., Smith, W. H. F.: Free software helps map an

d display data, Eos, Transactions American Geophysical Union, 72, pp.441-441, 1991.

追記

震源モデルに関しては地震学会 2018 年度秋季大会, 緊急ポスターセッション「2018 年北海道胆振地方中東部 の地震」において,小割啓史・小松正直・竹中博士:2018 年北海道胆振東部地震の初期段階の破壊過程,浅野公之・ 岩田知孝:平成 30 年北海道胆振東部地震の強震動と震 源過程,染井一寛・宮腰研:経験的グリーン関数法を用 いた 2018 年北海道胆振東部地震の強震動シミュレーシ ョンと震源モデル,野津厚:2018 年北海道胆振東部地震 の震源断層の破壊過程の推定-経験的グリーン関数によ る波形インバージョン,元木健太郎・加藤研一:ハイブ リッドヒューリスティック法を用いた EGF に基づく 2018 年北海道胆振東部地震の SMGA の推定,等の報告 がなされている.

1. はじめに

第45回地盤震動シンポジウム「2016年熊本地震に学び、 将来の強震動予測を考える」が、日本建築学会地盤震動 小委員会と地盤基礎系振動小委員会の主催で、2017年11 月24日(金)10:00-17:20、建築会館ホールにて開催され た。参加者は合計169名(動画配信19名含む)であった。 司会は、午前:神野(九州大学)・浅野(京都大学)、午 後:高井(北海道大学)・三浦(広島大学)、総合討論: 大堀(福井大学)・引間(東京電力ホールディングス)が 担当した。

午前は、主旨説明に続き「2016 年熊本地震で得られた 知見」(3 題)の講演があった。昼食休憩後、午後には午 前中に引き続き、「2016 年熊本地震で得られた知見」(2 題) の講演の後に、時松(東京工業大学名誉教授)による特 別講演「わたしの地盤震動研究を振り返る」があった。 続いて、「最新の地盤震動研究」(3 題)の講演の後に総合 討論を行い、最後にまとめが行われた。以下、本シンポ ジウムの概要について報告する。

2. 主旨説明

地盤震動小員会主査の永野(東京理科大学)が、まず、 昨年のシンポジウムで紹介した熊本県益城町の臨時観測 点での本震記録について疑義が生じていること、及びそ の理由の説明を行った。また、この記録について関係者 にとったアンケートの結果を紹介し、現時点でこの記録 を使用するのは難しいと取りまとめた。

次に、昨年のシンポジウムの出席者に回答して頂いた アンケートの結果がシンポジウム資料の最後に掲載して あることを紹介した。

最後に、今回のシンポジウムの主旨説明を行った。昨 年のシンポジウムでとりあげた 2016 年熊本地震について はまだ多くの課題が残っているため、今年度のシンポジ ウムでは、熊本地震で得られた知見を整理した上で、大 都市圏を対象として行われている最新の地盤震動研究を 紹介し、幅広い議論を行いたいとの主旨説明がなされた。

3. 話題提供·特別講演

遠田(東北大学)は、「熊本地震の複雑な地表地震断層 とハザード評価への重要性」と題して、熊本地震の地表 地震断層の特徴を紹介し、活断層・地震ハザード評価に 対する重要性について指摘した。

2016年熊本地震では約30kmにわたり地表起震断層が現

れ、断層の主なセンスは右横ずれ、最大変位は布田川断 層で 2.2m 程度、日奈久断層で 80cm 程度、断層の屈曲部 分でずれが始まったとの震源断層の概要が報告された。 次に、前震の断層面は南東傾斜、本震の断層面はほぼ鉛 直であるとの報告(清水・他、2017)が紹介された。次 に、西原村大切畑ダム付近に見られた地表断層について、 この地表断層は段階的に杉型(left-stepping) 雁行配列を しており、典型的な右横ずれ断層であったとの紹介があ った。地表断層の段階的な雁行配列について、硬い岩盤 上に軟らかい地盤があると、軟らかい層で断層がねじれ てこういった現象が見られるが、阿蘇地域は阿蘇4火砕流 堆積物が厚く堆積しており、また地表付近では「黒ぼく」 と呼ばれる軟らかい層があり、こういった地盤の階層構 造が、階層的な雁行配列をもたらしたとの説明があった。

活断層・地震ハザードでは、事前に予測されていた断層 層(活断層トレース)と、今回の地震で観測された断層 がどの程度合っているかが重要であり、現在検証中の結 果として、事前の活断層トレースから 50m 以内の差であ った断層は 40%、よく使用される 95%の確率になるのは 500m となり、今後の活断層・地震ハザードに重要な示唆 を与えているとの報告があった。

起震断層について、熊本地震は横ずれの断層のみでな く、出ノロ断層では正断層の上下変位(10cm~1m 強)が 観測されており、2kmはなれて平行に走る横ずれの布田川 断層と地下でつながっており、地下では斜めに滑ってい る(スリップパーティショニングが生じた)と推測され ているとの知見が紹介され、また国内では琵琶湖西岸断 層帯と花折断層帯など同様の断層がいくつかあり、スリ ップパーティショニングの理解が起震断層区分・定義に とってきわめて重要であるとの説明があった。

活断層と火山の相互作用について、熊本地震では布田 川断層の北東端は阿蘇外輪山を横切り、カルデラ内に約 3km伸びていたが、カルデラ内では火山の噴火によるカル デラの沈下と断層の北東方向への成長が地層年代等から 分かるが、これらをもとに計算すると、布田川断層は 3cm/年の速度で成長していることとなり、断層の成長過 程を検証することのできる貴重な場所であるとの紹介が あった。阿蘇カルデラの西側の地震が起きていない地域 で誘発性のすべりが多く見られたが、現状ではこのすべ りの説明が難しく、また、これらのすべりのあった場所 は、もともとは活断層として見られていた場所であり、 ザード評価に関して重要な例であるとの紹介があった。

日本の地表地震断層では,過去目に見えて明らかな余 効すべりが確認された例はなかったが、熊本地震では余 効すべりを目で確認できるところが日奈久断層にあり、 地震発生直後の横ずれ変位量 50cm が、地震から1年後の 2017 年 4 月 5 日の計測では 70-75cm になっているとの紹 介があった。

久田(工学院大学)は、「2016年熊本地震の地表地震断 層近傍の強震動特性と建物被害調査」と題して、地表地 震断層の近傍で発生する特徴的な長周期地震動を整理し、 簡単な断層震源モデルを用いて、その特徴や成因を解説 した。次に、熊本地震の震源断層モデルを整理し、断層 近傍で観測された長周期地震動の物理的な解釈を説明し、 最後に、地表地震断層の直上の建物の被害の特徴につい て紹介した。

まず、地表地震断層の近傍で発生する特徴的な長周期 地震動について、震源断層の破壊伝播効果によって発生 する指向性パルスと、地表地震断層など浅い断層すべり に起因するフリングパルス/フリングステップの違いに ついて説明した後、単純な断層震源モデルによる断層近 傍強震動の特徴を紹介した。

次に、2016 年熊本地震(本震)の断層近傍の強震記録 として KiK-net 益城と益城町役場の記録を紹介し、これら の観測点は布田川断層の上盤に位置し、変位波形には断 層のすべりに起因するフリングステップと思われる永久 変位が記録されており、東に約1m、北に約0.5m移動し、 約0.7m 沈下した。また、西原村役場の強震記録でも同様

に EW と UD 成分の速度波形には明瞭なフリングパルス、 変位波形にはフリングステップが現れており、永久変位 では東向きに約 1.5m、北向きに約 0.5m 移動し、2m を超 える沈下を記録したとの説明があった。

続いて、熊本地震の震源断層モデルとして、Asano and Iwata(2016)、引間(2016)、Kubo et al.(2016)及び Kobayashi et al.(2017)のモデルと断層近傍強震動の再現結 果が紹介された。続いて、修正強震動予測レシピに基づ き熊本地震の断層近傍の強震動を再現し、その結果、 KiK-net 益城は、布田川断層の深部(地震発生層以深)の 指向性パルスと、浅部(地表地震断層)のフリングパル ス/ステップとの複合型パルスと解釈され、一方、西原村 は、布田川断層浅部のフリングパルス/ステップに加え、 出ノロ断層の指向性パルスとフリングパルスが複合化し た可能性があるとの説明があった。

最後に、地表地震断層の直上の建物被害(主に低層木 造)の特徴と対策を整理し、その結果、横ずれ断層の直 上ではべた基礎・耐震壁などで建物の変形被害を大きく 低減可能である。一方、縦ずれ断層の直上でも同様であ るが、建物全体が傾斜する可能性に注意する必要がある と結論付けた。

津野(鉄道総合技術研究所)は、「熊本平野で展開した 臨時地震観測とその地震動特性」と題して、熊本平野と その周辺地域の観測記録及び臨時地震観測で得られた地 震記録の特性と表層地盤調査の結果について紹介した。 まず、前震及び本震の最大加速度(PGA)及び最大速度 (PGV)分布より、熊本平野中央〜南部に位置する観測 点は、北部に位置する花岡山近傍の地点よりも PGV 値が 相対的に大きいことを示した。次に、観測波形より、前 震では震源近傍で1パルスの波形が観測されているのに対 し、本震は 2 パルスの波形が観測されているのに対 し、本震は 2 パルスの波形となっており、Asano and Iwata(2016)の震源モデルにある 2 つの大きなすべりの領域 がその本震のパルスを生成したとの解釈を示した。

余震観測・微動観測の結果から、北側の観測点では、 深くても 40m のところで工学的基盤が見えるが、南西に 向かって工学的基盤上面が深くなっており、南側の観測 点では、Vs200m/s 程度の低速度層が 30m 程度堆積してい ると報告した。本震記録から作成した粒子軌跡の図より、 周期 0.5~2 秒で強い偏向性を持つ北側観測点 (KM04(KR04))の地震動は、本震時の非線形性に加えて、

花岡山近傍の不整形地盤による 2 次元あるいは 3 次元の 地震動増幅効果が影響したことが示唆されると報告した。

野津(港湾空港技術研究所)は、2016年熊本地震の本 震について、震源近傍強震動を再現するための特性化震 源モデルの作成について報告した。

震源のモデル化に先立ち、震源近傍の益城町における 強震記録について、建物被害の原因となったと考えられ る周期1秒付近の成分を詳細に分析し、益城町宮園の EW 成分の記録では、フリングステップ開始時刻には、加速 度波形における周期1秒の主要動はすでに到来し終えてい ることが示された。次に観測記録のスペクトルの山谷に ついて考察し、KiK-net益城の地中記録のスペクトル(EW 成分)には0.55Hz、0.78Hz、1.55Hz、2.00Hzに谷があり、 このうち 0.78Hz と 2.00Hz は上昇波と下降波の干渉によ るものと考えられるが、0.55Hz と1.55Hz の谷は地表と地 中の両方に見られることから、何らかの震源特性に起因 するものであると考えられることが示された。

ここでは観測記録の周期1秒付近の成分をできるだけ再 現することを目的として、経験的サイト増幅・位相特性 を考慮した強震波形計算手法を用いて震源のモデル化が 行われた。モデル化の結果、3つのアスペリティから成る 震源モデルが得られ、益城町及びその周辺地域の観測記 録を良好に再現することができることが示された。

長(産業技術総合研究所)は、「常時微動による熊本県 益城町の地盤と建物被害に関する検討」と題して、常時 微動を用いた益城町の地盤推定について報告した。2016 年6月及び2017年1月に、益城町内で微動観測を実施し、 4 点アレイ、3 点不規則アレイデータに Centerless Circular Array method を適用してレイリー波位相速度の分散曲線を 得た。リニアアレイデータについては SPAC 法を適用した。 3 成分加速度計を用いた全点で H/V スペクトルを解析し て卓越周波数を同定した。

解析の結果として、益城町内の3つの測線に沿う地点の H/V スペクトルのピーク周波数、平均S波速度及び測線に 沿う断面のS波速度構造が示された。H/V スペクトルのピ ーク周波数は多くは2-3Hzに分布するが、台地縁辺傾斜部 の上部から下部、低地にかけてピーク周波数は低周波数 側にシフトし、傾斜部下部では 1-2Hz となる地点もある。 これは傾斜部の上部から下部にかけて工学的基盤までの 地層が厚くなる又は低速となるためと考えられる。低地 では東から西に向かって 1-3Hz から 0.8-0.9Hz に変化し、 西方向への沖積層の厚層化が示唆している。平均S波速度 について、最表層には Vs100m/s 以下の軟弱層が分布し、 平均区間速度が 300m/s を超える深度が傾斜部上部から下 部、低地に向けて徐々に深くなることが示された。

益城町における建物被害は、主として地盤変状以外が 要因であり、地盤の非線形性等の要因を考慮することで 特定の地域に建物被害が集中した原因を説明できる可能 性があるとの考えが示された。

時松(東京工業大学名誉教授、東京ソイルリサーチ顧問)は、「わたしの地盤震動研究を振り返る」と題して、 特別講演が行われた。はじめに、地震の研究の略歴が紹介された。その主な内容は、東京工業大学の吉見吉昭教授のもとでの卒業研究から博士課程修了までの研究、その後の東京工業大学の大町達夫先生の研究室でのアース ダムのせん断震動についての解析的研究、カリフォルニ ア大学バークレイ校 Harry Bolton Seed 教授のもとへの留学、 帰国後の研究についてであった。

次に、表面波を利用した表層S波速度構造探査法の開発 についての紹介があった。その主な内容は次のとおりで ある。(1) 地表面鉛直点震源から発するレイリー波と実体 波の特性、(2) 短周期微動に含まれるレイリー波の特性と 地盤構造の関係、(3) 短周期微動に含まれる表面波の性質 と地盤構造の関係、(4) 高次モードと回転軌跡(H/V スペ クトル)を考慮した逆解析によるS波速度構造の同定、 (5) 多次元S波速度構造断面の推定

次に、地盤の非線形挙動が地震動特性と建物被害に与 えた影響とその評価に関する研究についての紹介があっ た。その主な内容は次のとおりである。(1)表層の強震記 録から推定した地盤の非線形性状、(2)露頭基盤を含む 3 地点の強震記録から推定した非線形性状、(3)鉛直アレイ 記録から推定した非線形性状と基盤露頭波、(4)微動観測 から推定した神戸市住吉地区の深部 S 波速度と地震動、 (5) 2004 年新潟県中越地震時に表層地盤の非線形地震動増 幅特性が小千谷の木造住宅被害に与えた影響

上林(京都大学)は、「中央構造線断層帯(金剛山地東縁 -和泉山脈南縁)周辺域の地下構造モデルの高度化と強震動 予測」と題して、中央構造線断層帯(金剛山地東縁~和 泉山南縁)重点調査で行った和歌山平野の地下構造モデ ルの作成及び和歌山、奈良、大阪における中央構造線断 層帯の強震動予測について報告した。

和歌山平野の地下構造モデルの作成についての説明が あった。大阪平野及び奈良盆地の地下構造モデルについ ては、上町断層帯の重点調査で作成されたモデルを用い た。震源モデルについて、断層面を地質境界でモデル化 した傾斜角35度の低角モデルと、傾斜角75度の高角モデ ルの2ケースを設定した。工学的基盤上面の地震動計算に は、ハイブリッド法を用い、工学的基盤以浅については、 1次元等価線形解析を用いて地表面地震動を算出した。

計算の結果、和歌山平野については高傾斜角の震源モ デルの方が揺れは強く、工学的基盤上においても広く震 度6強もしくは局所的に震度7に達する揺れとなること が予測された。大阪平野については、低傾斜角の震源モ デルの方が揺れは大きく、工学的基盤上及び地表面上で 震度6強もしくは震度7に達する強い地震動が予測され た。奈良盆地については、微地形区分に基づく経験的な 手法により計測震度を計算したが、地表面において震度 6弱から震度7という結果が得られた。

高橋(名城大学)は、「名古屋市域における表層地盤の モデル化と強震動予測」と題して、名古屋市域における 工学的基盤以浅の地下構造モデルの構築及び同地域の強 震動シミュレーションの結果について報告した。名古屋 の地盤は東から丘陵地、台地、沖積低地の3つの地形に分 類することができ、これらの表層地盤モデルは9層で構成 されており、ボーリング調査結果などから各層の物性値 を推定した後、微動 H/V スペクトルと地盤モデルに基づ く理論 H/V スペクトルの比較により震動特性の検証の検 証を行っている。地盤の動的変形特性の設定は室内試験 結果に基づいて Ramberg-Osgood モデルを用いて設定され ている。

強震動シミュレーションは、昭和東南海地震及び伏在 断層を想定した直下型地震の2ケースの地震を対象に実施 され、その結果が示された。昭和東南海地震の強震動シ ミュレーションでは表層地盤モデルの妥当性を検証し、 内閣府発表の震度分布と比較では概ね良好な傾向が得ら れた。また、住家被害に基づく境・他(2004)の震度算定法 による震度(Ip)分布は被害震度の分布とよく対応してい る。想定直下地震のシミュレーションの結果、Ip分布は 強震動生成域からのディレクティビティの影響が大きい 分布となった。また、昭和東南海地震と比べて Vs30 が小 さい地盤ほど非線形性の影響が強く表れる結果となった。

加藤(小堀鐸二研究所)は、「東京湾岸地域の地盤震動 と設計用入力地震動の事例」と題して、東京湾岸地域の 地震記録に基づく揺れの特徴及び設計用入力地震動の事 例について報告した。ここでは、6 つの地震について、

KiK-net、MeSO-net、東京大学地震研究所、東京都港湾局、 国土交通省、港湾空港技術研究所、建築研究所、気象庁、 自治体、鹿島建設技術研究所による計 10 機関の地震記録 に基づき湾岸地域の揺れの特徴を紹介した。

次に、地震ハザード解析に基づき、大正関東地震、東 京湾北部地震、南海トラフの巨大地震を想定地震として 選定し、東京国際展示場付近を対象として工学的基盤に おける地震動(サイト波)の作成を行った結果が示された。

最後に、設計クライテリア(案)の設定として、従来 の中地震(レベル1)と大地震(レベル2)に加えて極大地震(レ ベル3)も設定し、動的設計を行う際の設計目標の目安が 提示された。

4. 総合討論

参加者を交えた議論に先立ち、司会の大堀(福井大 学)・引間(東京電力ホールディングス)が本日の各講演 内容を振り返り、論点を整理した。その後、会場からの 発言が続いた。

野津(港湾空港技術研究所):久田先生のフリングステッ プを対象としたシミュレーションについて、うまくいっ ていたが、西原村の振幅が足りない原因がラディエーシ ョンの節にあたっていたからとしたことは違うのではな いか。横ずれ断層でごくごく浅い表層に滑りを与えれば ラディエーションの節にならないのではないか。西原村 の振幅が足りない原因は、水平成層構造で計算を行って いて、西原村のごく浅い部分の剛性が小さいために、そ の部分にすべりを与えても大きな波が出ないことが原因 ではないのか。

久田 (工学院大学): レシピ・ベースで 2m すべりを地表 で与えて、そのフリングステップはでている。また、 2 つ示した修正モデルのうち1つ目は地表まで 4m 近くすべ らせていて、西原村の記録を説明できるが、地表付近で 4m もすべりがあると大きな痕跡が残るはずであるが、西 原村周辺では地表に大きな痕跡が出ておらず、地表を 4m すべらすのは不自然であるので、2 つ目のケースとして井 ノロ断層をすべらせたケースも示した。

野津: ラディエーションという説明が引っ掛かったので、 その点を指摘させて頂きました。

久田:承知しました。

新井(建築研究所): KiK-net 益城の地表の EW 成分をほ

ぼ再現できるとお話頂きましたが、NS 成分のほうはちょ っとあっていないように見えるという点と、KiK-net 益城 の地中の記録も多重非線形のパラメータをうまく使って 再現できているのかという点、地中と地表の間の波動伝 搬が1次元重複反射で説明できるのかという点について、 ご検討されていれば教えて頂きたい。

野津:まず多重非線形効果について、KiK-net 益城ではそ の効果が非常に小さい状態で計算されており、西原村小 森のような非線形は考慮していない。西原村に関しては 非線形を使わないと合わない。地中の記録については検 討していないので、どうなるかはわからない。私のシミ ュレーションでは経験的なサイト増幅特性を用いている が、経験的なものであるため、3 次元的な影響も入ってし まっていると考えている。

新井:KiK-netの速度構造は何を用いているか? 野津:経験的な増幅特性を使用して地震基盤から地表に 持ち上げているため、速度構造は使用していない。

北川(至誠館大学):野津先生にお聞きしたいのですが、 非線形性を取り扱う際に、地盤は RC と比べるとはるかに 粘弾性体であるのですが、応答計算をする際にひずみ速 度効果は考慮されているのか。

野津:ここで使用している非線形計算は、表層地盤の平 均的な剛性の落ち方と平均的な減衰定数の増加分の2つし か考慮していない。

加藤(小堀鐸二研究所):くの字型の屈曲で破壊が開始す るということはいつごろから認識されていたのか。

遠田(東北大学):断層が屈曲すると応力が集中し、また、 断層がステップしているところでも応力が集中するが、 そういった部分から破壊が始まりやすいということは 80 年代から 90 年代には議論していた。活断層の走向の変化 する場所や不連続になっている部分で破壊が始まりやす いという論文はいくつかでている。私個人としては微小 地震活動も関係していると考えている。

加藤:日本で過去に事例はあるか。

遠田:屈曲やセグメント境界から破壊が始まったという 議論は、産総研の佃さん、島崎さん、中田さんあたりが されているが、例外もあり、活断層研究者全員がこのこ とを信じているわけではない。

永野(東京理科大学):スリップパーティショニングなど いろいろな名称がありましたが、出ノロ断層と布田川断 層など3.5kmの中で2つの断層がすべったが、強震動に与 える影響は両方から出ていると考えてよいのか?

遠田:2つの断層が 3km から 4km の深さで合流するので はないかと考えているが、3km以浅で強い波が出るのかど うかについては、逆に久田先生等にお聞きしたい。

梅野(梓設計):設計者の立場から質問をさせていただき たいと思いますが、断層近傍の土地利用制限というとこ ろで、カリフォルニア州の 15m、徳島 40m の話と熊本の 500m とはずいぶん異なっているが、社会に対してどうすればよいかという視点でご意見を頂きたい。

遠田:本気で活断層を厳しく規制するのであれば、200、 300 から 500m 程度離さないと避けられないというデータ が熊本地震で出てきたということをお示ししたものであ って、個人的には、この地震の活断層の動きはレベル3の ようなものであり、そこまでする必要はないと考えてい る。また、熊本地震の場合、特に断層の上を火砕流堆積 物や柔らかい堆積物が覆っていて、これらにより変位が 分散した可能性がある。断層近傍の土地利用制限を厳し く評価するよりは、地震動を適切に評価するほうが良い と考えている。

広田:東京湾岸地域の地盤震動と設計用入力地震動の事 例に関連して、建築学会の見学会で都内の超高層ビルの 建設現場をいくつか訪ねたことがあるが、そのうち2か所 で荒川断層を考慮して設計を行っているという話を聞い たが、市販されている活断層地図を見ても荒川断層が載 っていない。その理由を教えて頂きたい。また、内陸の 秩父や埼玉県の小川町などにもいくつか断層があるが、 それら近傍の断層が動いた場合、湾岸地域への影響も大 きいかと思うが、いかがでしょうか。

加藤:荒川断層は国の調査で否定されている。埼玉県の 小川町に深谷断層があるが、この断層は地震ハザードで 考慮しており、それも踏まえて検討した結果選定された 地震について、地震動評価の結果を本日紹介した。

長(産業技術総合研究所):断層の極浅部まで考慮しない といけないということを益城に適用すると、益城町の下 に活断層があり、極浅部のすべりが建物被害に直接影響 したと考えることはできるのか。

久田:メインは布田川断層であり、木山断層のすべりは 数十センチ程度で考慮してもあまり効かないと考えてい る。

久田:新宿直下に活断層があると言っている人がいるが、 これに関して遠田先生に伺いたい。

遠田:都心に活断層があるということは以前から議論さ れていることであるが、表層の堆積物が少しずつずれて いるが、それが本当に震源になりうるかについてはまだ 議論されていない。

梅野:レベル3の話がありましたが、今では 400gal より はるかに大きい記録がいくつもでており、それを決めた 当時よりはるかに地震の活動度が高いという意識すると、 はたして高層や免震の設計はレベル2でよいのかと不安 を抱くのですが、そのあたりのことをお話頂きたい。ま た、なぜ 1.5 でよいのか、それに代わる根拠があれば教え て頂きたい。

久田:定性的には基準を3倍にするようなことがでてくる が、ピンポイントで将来の地震を正確に予測するのはほ ぼ不可能であり、そういうとてもあいまいな地震に対す る設計は、これまでのレベル2ではだめで、可能性として はすごく低くほぼゼロかもしれない地震についてレベル 3のカテゴリーを用意し、設計はあくまでもレベル2で 設計し、その設計したものに対しいろいろなタイプの地 震が来た場合どの程度の余裕度があるのかを検討する場 合にレベル3の地震を用いる。ただ、そのレベルを決め るのはコンセンサスの話で、国交省は2倍という値をだし たが、加藤さんは1.5倍程度と考えられた。

加藤:我々は想定外を作ってはいけない。そのためにレベル3を使って検討し、例えば層間変形角が 1/80 を超え るともう少し設計を考えるなどといったことが大事では ないかと考えている。1.5 倍の根拠について、破壊の伝搬 の揺らぎなどで地震動の評価結果はばらつくが、+1 σ をねらうと 1.5 倍ぐらいになるということと、公共施設の 重要施設は 1.5 倍の保有水平体力で設計することもあり、 それを入力に置き換えると 1.5 倍程度で良いかと考えてい るが、最終的には行政と我々の話し合いで決めていくも のであって、これが良いというのはなかなか言えないか もしれない。

宮崎(ダイナミックデザイン):ハザードの評価で気になるのは安政江戸地震ですが、直近で M7 を考慮すると安政 江戸地震の実績もカバーできると考えてよいのか。

加藤:それまでは検討していないので、わからない。ハ ザードの評価ででてきたのは南関東の地震で、そのタイ プの地震として東京湾北部地震を検討した。

宮崎:東京湾北部地震は 1923 年大正関東地震でひずみが 解放されたため可能性が低いとして想定しなくてよいという話になったのではないか。

久田:内閣府ではそういう解釈をしたが、そのように解 釈した理由は、東京湾北部地震のエリアまで滑らせない と埼玉のほうの震度分布を説明できないということであ るが、埼玉の震度は本震ではなく余震ではないのかとい う意見もあり、その場合は、東京湾北部地震の震源域で またすべる可能性があるというのが現状である。安政江 戸地震も揺れからするとそれほど大きくなく、火災で大 きな被害があったと考えられている。

北川:安全余裕度を見るということについて、建築セン ターでは免震など特殊なものでは 1.5 倍 75kine で応答計算 をやっておられたと記憶している。ただし、憲法の財産 権のもとに個人財産を保全するという考えに建築基準法 がぶら下がっているということを忘れてはいけない。地 震動から見るといくらでも大きくできるが、「設計用」と つく以上は、経済力等々いろいろなことを考え、私的財 産権を守るためにはどうすればよいかという考えを一方 で持って、今後色々と検討して頂ければよいのではない かと思う。また、荷重速度など新しい知見を取り入れて いって頂きたい。

(文中敬称略)