

第 I 部門

常時微動アレイ観測に基づく表層地盤速度モデルを用いた 2018 年大阪府北部の地震における工学的基盤上の地震動の推定

京都大学工学部	学生会員	○後藤 彰太
京都大学大学院工学研究科	学生会員	浅野 晃太
京都大学防災研究所	正会員	後藤 浩之
京都大学防災研究所	正会員	澤田 純男

1. はじめに

2018 年大阪府北部の地震は 2018 年 6 月 18 日午前 7 時 58 分に発生した。震央は大阪府高槻市であり、震源までの深さは 13km である。大阪府大阪市、高槻市、茨木市、枚方市、箕面市で震度 6 弱、京都府京都市、亀岡市など 12 の市町村で震度 5 強を観測したほか、近畿地方を中心に関東地方から九州の一部にかけて震度 5 弱～1 を観測した¹⁾。浅野ら²⁾によると、高槻市と茨木市における建物被害は一様ではなく、局所的に被害の大きい地域が認められたが、これらの被害の大きい地域は既存の V_s30 から推定される地盤増幅率の分布と対応しないことが示されている。一方で、茨木市の一部を対象とした調査によると、常時微動の卓越周期と被害分布に対応が見られることが指摘されている³⁾。

そこで本研究は震源域の地震観測点(図 1)において常時微動アレイ観測を行い、表層地盤の増幅特性を評価して工学的基盤上の地震動を推定し、表層地盤の影響と工学的基盤へ入射する地震動の影響とを分離することを試みる。

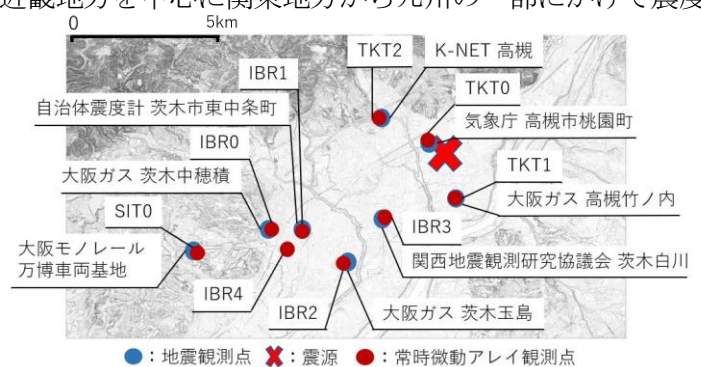


図 1 地震観測点と常時微動アレイ観測点

2. 常時微動アレイ観測

図 1 に示す TKT2 を除く 8 か所で常時微動アレイ観測を行った。TKT2 については既往研究によるデータ⁴⁾を用いた。なお、地震観測点でない IBR4 で観測を行った理由は後述する。アレイ半径を 2 m, 5m, 10m(ただし、TKT0 は 2m と 5m, IBR4 は 10m と 2m)とし、正三角形の頂点と外接円の中心に加速度計を置き、3 成分の観測を 30 分ずつ行った。

得られたデータから空間自己相関法⁵⁾を用いて求めた位相速度分散曲線と、対象地域の微地形区分⁶⁾を図 2 に示す。IBR2 や IBR3 などの氾濫平野や後背湿地では位相速度が低く、IBR0 や IBR1 の扇状地や自然堤防では位相速度が高く出ており、微地形区分による地盤の柔らかさに対応している。なお、丘陵に位置する SIT0 の位相速度が低く出ているが、旧地形図との対比により造成時に埋め立てられた地点であることを確認している。

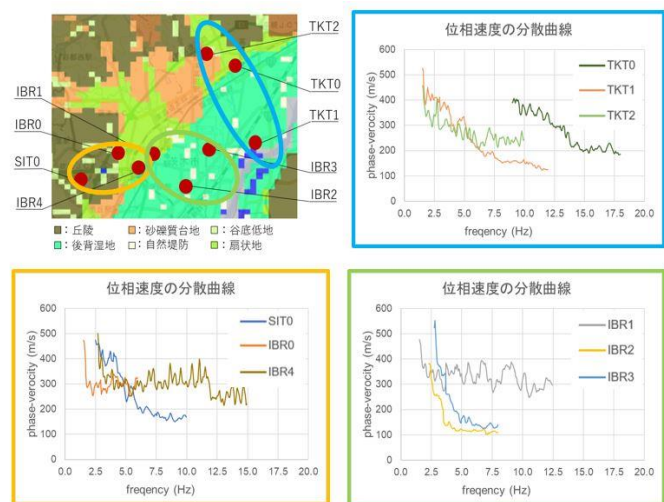


図 2 微地形区分図と位相速度の分散曲線

Shota GOTO, Kota ASANO, Hiroyuki GOTO, and Sumio SAWADA

goto.shota.28s@st.kyoto-u.ac.jp

3. 表層地盤の速度構造の推定

得られた位相速度分散曲線を満たすような地盤の速度構造を推定する。まず、工学的基盤を S 波速度 350m/s と仮定し、その深部に 500m/s の層も仮定する。350m/s より深い層は H/V スペクトルと Rayleigh 波の楕円率に対応するように深さを決める。浅い層では近傍のボーリングデータを参照して複数の層を定め、位相速度分散曲線に合うようにそれぞれの S 波速度を決めた。

得られた速度構造を図 3 に示す。なお、工学的基盤の位置を赤い矢印で示す。IBR0 と IBR1 は他と比べて工学的基盤が深いことが認められた。このため、この 2 地点の中間位置において追加で常時微動アレイ観測を行った (IBR4)。この結果、IBR4 では IBR3 と同じ程度の深さに工学的基盤が求められた。これは IBR0 や IBR1 に比べて浅いため、この差がどの程度有意であるかは引き続き検討が必要である。また、TKT0 は他と比べて工学的基盤が浅い。周辺のボーリングデータを調べたところ、いずれも深さ数メートルから礫が見られることから、これが工学的基盤に対応していると考えられる。

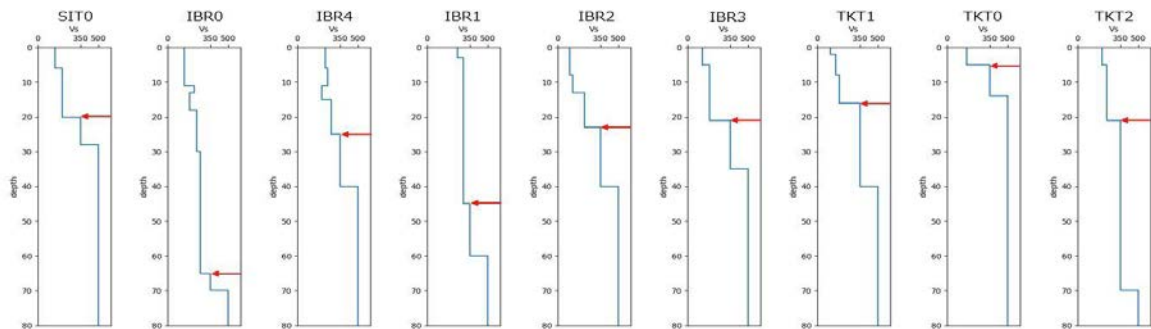


図3 速度構造モデル

4. 工学的基盤上の地震動の推定

表層地盤の速度構造を用いて、観測された地震動から工学的基盤上の地震動を推定する。解析には DYNEQ⁷を用い、動的変形特性は H-D モデルを用いた。推定された工学的基盤波(EW 成分)を図 4 に示す。玉島や白川は中穂積や東中条、万博よりも震源に近いが、工学的基盤上の速度波形の振幅はこれらの震源から遠い場所よりも小さい。K-NET 高槻や竹ノ内についても同じことが言える。茨木市と吹田市の地震観測点における工学的基盤上での地震動の速度応答スペクトルを図 5 に示す。中穂積や東中条、万博では玉島や白川と比べて短周期成分が大きいことがわかる。これらの理由については破壊の前方指向性により南西方向に伝わる波の振幅が大きくなった可能性等が考えられるが、より詳細な検討が必要である。

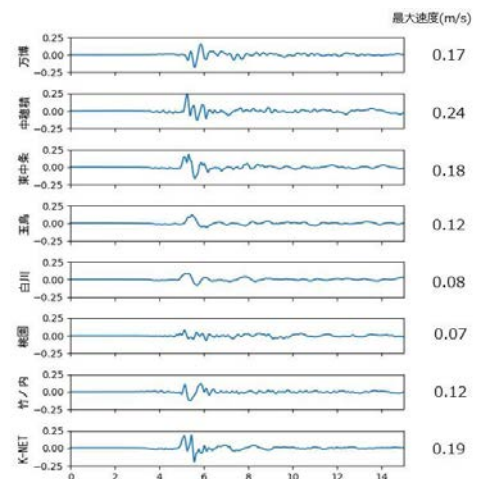


図4 工学的基盤上の速度波形(EW)

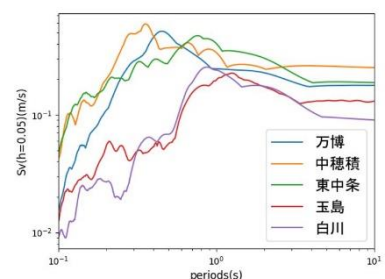


図5 速度応答スペクトル

謝辞

本研究は JSPS 科研費 (19H02224, 21H01418, 21K18791) の助成を受けて実施しました。

参考文献

- 1) 気象庁：震度データベース検索, <https://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.html#20180618075834>, (2022 年 1 月 25 日閲覧)
- 2) 浅野晃太, 後藤浩之, 奥村与志弘, 澤田純男: 2018 年大阪府北部の地震における高槻市・茨木市の建物被害分布と高槻市の被害要因に関する地理学的考察, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学) 77 巻, 4 号, p. I-638-I-648, 2021
- 3) 森伸一郎, 小林巧: 2018 年大阪府北部の地震における茨木市内の震度と地盤卓越振動数の関係, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学) 77 巻 4 号 p.I-490-I-502, 2020
- 4) Goto : Bayesian posterior mean velocity modeling as alternative to resolution guaranteed imaging, Proc.of the 6th IASPEI/IAEE International Symposium : Effect of Surface Geology on Seismic Motion, 2021
- 5) Keiiti Aki : Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors, Bull. Earthq.Res.Inst., 35, 415-457, 1957
- 6) J-SHIS 地震ハザードステーション, <https://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>, (2021 年 1 月 24 日閲覧)
- 7) 吉田望: DYNEQ A computer program for DYNAmic response analysis of level ground by EQuivalent linear method, Version 4.00, 2020, 関東学院大学