

# 糸島平野における微動観測に基づく地下構造の推定

## および地震動特性の評価に関する研究

石橋 陸

### 1. はじめに

糸島半島は福岡県西部に位置する半島で火山、可也山、柑子岳などの山々がある一方で、その南側の麓に東西に広がる糸島平野が存在しており起伏に富んだ地形となっている。太田・松田 (1994) <sup>1)</sup> では 1898 年の糸島地震の際に可也村小金丸、元岡村元岡、今宿村今宿 (+横濱) で被害程度「大」、気象庁震度階 5 の強 (一部 6) に相当する被害があったことが報告されており、今後もこのような地震が発生する可能性が考えられる。また、平成 30 年には九州大学伊都キャンパスの移転が完了し多くの教職員、学生が在籍している。伊都キャンパスでは移転にあたり切土・盛土といった大規模な地形の改変が行われており、石橋 (2020) <sup>2)</sup> では造成区分ごと、周辺の強震観測点における最表層の地盤震動特性について考察が行われているが、地震動の特性についての検討は行われていない。

本研究では、糸島平野で行われた微動観測から地下構造を推定し、これをもとに糸島平野、および伊都キャンパスにおける地震動特性についての考察を行う。

### 2. 対象地域の概要

糸島半島の強震観測点である気象庁の糸島市志摩初観測点 (SHIMA)、および防災科学技術研究所の K-NET 前原観測点 (FKO007、本研究では K04 とする) は、伊都キャンパスセンターゾーンから南西方向に約 4 km の距離で標高はそれぞれ約 8 m、約 6 m である。SHIMA は完新世の谷底平野、山間盆地、河川・海岸平野堆積物、FKO007 は後期更新世前期の段丘堆積物エ

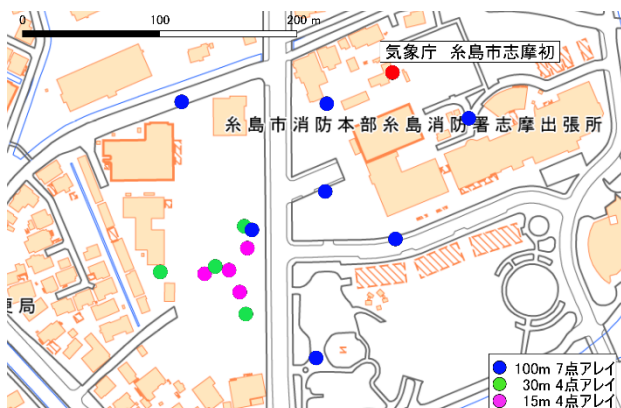


図 1 微動アレイ配置 (背景は地理院地図 <sup>4)</sup>)

リアに位置している。伊都キャンパス南に広がる糸島平野の大部分は SHIMA と同様の地質であり、東側には後期完新世の盛り土、埋立地、干拓地に分類される地域が広がる。伊都キャンパスの大部分のエリアは中生代白亜紀の糸島花崗閃緑岩が分布しており、北東部の一部に中生代三畳紀の三郡変成岩が分布している <sup>3)</sup>。

### 3. 微動観測の概要

#### 3.1. 微動アレイ観測の概要

観測点の配置を図 1 に示す。本研究では、正三角形の頂点とその重心の 4 点にセンサーを配置する 4 点アレイと正三角形の頂点と各辺の midpoint および重心の 7 点にセンサーを配置する 7 点アレイの 2 種類のアレイを用いた。観測は SHIMA 周辺で令和 3 年 10 月 19 日にアレイ半径 15 m、30 m の 4 点アレイ、11 月 18 日にアレイ半径 100 m の 7 点アレイを用いて実施された。半径 2 m、6 m の微動アレイ観測については石橋 (2020) による記録を用いた。4 点アレイでは、センサーに Lennartz Electronic 社製の速度計 LE-3D/5s を使用し、観測時間 30 分、7 点アレイではセンサーにミットヨ社製の可搬型過減衰加速度計 JEP-6A3-10 (感度 10 V/g) を使用し、観測時間は 2 時間とした。サンプリング周波数は 200 Hz、収録装置は白山工業社製 DATAMARK LS-8800 である。

#### 3.2. 単点微動観測の概要

単点微動観測は令和 3 年 10 月 5 日、6 日に実施された。観測地点は図 2 に示すように SHIMA から西方向および北方向に約 500 m 間隔で 5 点ずつ、糸島平野



図 2 単点微動観測地点 (伊都キャンパスの地図は九州大学新キャンパス地質調査位置図 <sup>5)</sup>)

を横切る南北 2 km、東西 6 km の領域を設定し、南北、東西方向の間隔をそれぞれ約 500 m と約 2 km とした合計 29 点である。なお、K04 は石橋 (2020) における微動アレイ観測の記録を用いた。サンプリング周波数は 200 Hz、観測時間は各観測点で 15 分以上とした。

#### 4. 解析の概要

##### 4.1. SPAC 法による位相速度の算出

本研究では Rayleigh 波基本モードの位相速度の抽出に空間自己相関法 (SPAC 法)<sup>6)</sup>を用いた。15 m、30 m アレイの記録は、観測によって得られた加速度波形にバンドパスフィルターを掛けながら積分し、速度波形を算出した。10.24 秒を 1 ブロックの解析長として、その半分ずつを重ねながら観測された微動記録を分割した。そして、分割されたブロックのうちスペクトルの形状が安定しているものを選択し、SPAC 法を適用して Rayleigh 波基本モードの位相速度を算出した。

##### 4.2. 水平動と上下動のスペクトル比の算出

観測された加速度波形について、40.96 秒を 1 ブロックの解析長としてその半分ずつを重ねながら分割し各区間の水平動と上下動のスペクトル比 (H/V スペクトル) を求めた。その平均値から最も偏差が大きいものを除外して平均をとるという操作を区間数が 10 になるまで繰り返し、その平均値を最終的な H/V スペクトルとした。スペクトルの偏差を算出する周波数帯は 0.5~20 Hz とした。伊都キャンパスの記録は 2018 年に行われた 93 点の単点微動観測の記録を用いた。

##### 4.3. S 波速度構造の推定

微動アレイ観測を行った SHIMA の地下構造は J-SHIS V3.2 の深部地盤モデル<sup>7)</sup> ( $V_s=600, 1100, 1400, 1700, 2700$  m/s) の S 波速度に最表層の S 波速度を追加し層厚を変化させながら分散曲線と H/V スペクトルをおおむね満足する地下構造を推定した。単点微動の観測を行った地点については H/V スペクトルを用いて地下構造の推定を行った。1 層目は S 波速度と層厚、2 層目以降は層厚を変化させ H/V スペクトルを満足する速度構造の推定を行った。K04 は最表層の S 波速度として、石橋 (2020) の際に推定された 180 m/s を与えている。その際、密度  $\rho$  (g/cm<sup>3</sup>) は(1)式<sup>8)</sup>に示した S 波速度  $V_s$  (m/s) からの換算式を用いて算出した。また、P 波速度  $V_p$  (m/s) は(2)式<sup>9)</sup>に示した S 波速度  $V_s$  (m/s) からの換算式を用いて算出した。

$$\rho = 1.4 + 0.67\sqrt{V_s/1000} \quad (1)$$

$$V_p = 1.11V_s + 1290 \quad (2)$$

図 3 に SHIMA と K04 における S 波速度構造と H/V スペクトル、SHIMA の位相速度の分散曲線を示す。本

研究で求めた位相速度の分散曲線において 100 m アレイによって求められた位相速度は約 3 Hz で約 2 km/s を示しているが、100 m アレイの分散曲線を満足する構造を与えると H/V のピークが低周波数側に推移したため 30 m までのアレイ半径の分散曲線をおおむね満足するように地下構造を推定した。位相速度の算出は、ノイズが少ないと考えられる夜間に観測を行うことや手法を変更するなどして改善を図る必要があり、S 波速度構造の推定に関しては位相速度と H/V の観測値と理論値の誤差を定量的に評価できる手法を用いてより精度を高めることが今後の課題であると考ええる。

#### 5. 地震記録を用いた地下構造の妥当性の検討

SHIMA と K04 の両方で観測された強震記録に 1 次元重複反射理論<sup>10)</sup>を適用して地下構造の妥当性の検討を行った。 $Q_s$  値は全層で S 波速度の 1/15 とし周波数依存性は考慮しない。検討には、2 つの観測点で伝播経路特性、震源特性に違いがないないと考えられる伊予灘、大分県南部で発生したスラブ内地震 (2014 年 3 月 14 日、2015 年 7 月 13 日の地震) の記録の Transverse 成分を用いた。各地震の諸元を表 1 に示す。解析では、まず SHIMA の観測記録から推定した S 波速度構造を用いて地震基盤 ( $V_s=2700$  m/s) における地震波形を算出し、地震基盤における入射波は SHIMA と K04 で同等であると仮定して K04 の S 波速度構造を用いて地表における地震波形を求めた。波形を求める際には各観測点と各地震の震源距離による補正を行っている。なお、地盤による地震動の増幅は線形を仮定した。各地

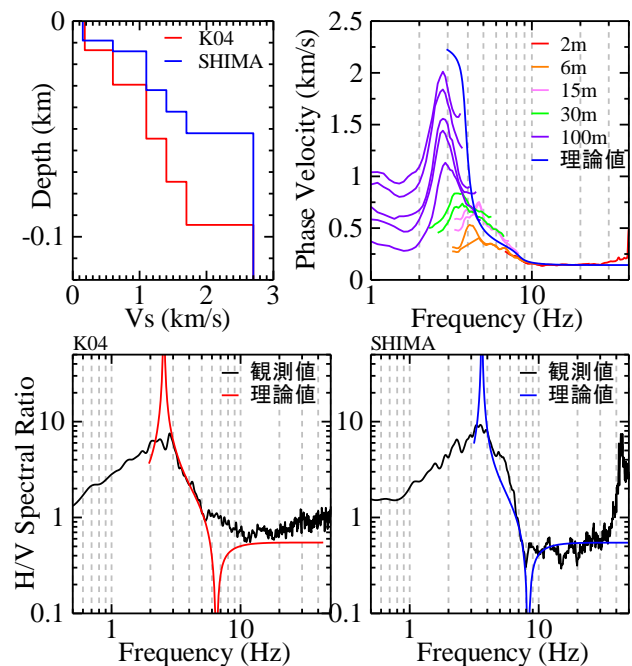


図 3 推定した S 波速度構造、観測と理論分散曲線、H/V スペクトル (赤 : K04、青 : SHIMA)

震記録における SHIMA、K04 の観測波形と解析によって求められた地震波形の Transverse 成分の S 波初動から 20.48 秒のフーリエスペクトルを図 4 に示す。SHIMA から推定された K04 のフーリエスペクトルは K04 における観測波のスペクトルをよく再現している。

## 6. 解析結果の検証と考察

### 6.1. H/V スペクトル

糸島平野で観測した微動記録の H/V スペクトルの例を図 5 に示す。糸島平野における H/V スペクトルは、J02 等、一部の観測点で 1 次ピークが明確でない点もあるが、多くの地点において 1 次ピークは明確である。J 列は山間の低地に沿っているが J02 は産業技術総合研究所によるシームレス地質図における花崗岩のエリアに近い点であることから比較的固い地盤が表層に表れていることが考えられる。また L、M、N 列では 1~2 Hz にピークが存在する地点があり、I、J、K 列では 1~2 Hz の 1 次ピークはみられなかったことから本研究で対象とした領域では東側へ向かうにつれて、1 次ピークが低周波数側に遷移していることが分かる。

伊都キャンパスでの微動記録から算出した H/V スペクトルはピークが明確でない点が多い。これは、伊都キャンパスが位置するエリアは糸島平野とは地質が異なることや、キャンパスの建設過程で大規模な造成が行われており、特に切土地盤では比較的強固な地盤が露頭していることが要因であると考えられる。

### 6.2. 計測震度差の分布図の作成

4、5 章における手法を、単点微動観測を行った他地点にも適用し、それぞれの地震における SHIMA を基準とした計測震度差を算出した。なお、計測震度の計算には NS、EW、UD の 3 成分が必要であるため、ここでは NS、EW、UD 成分について地震動の推定を行

った。なお、UD 成分については  $V_s$  を  $V_p$  に置き換え、 $Q_s$  値を 2 倍にして 1 次元重複反射理論を適用した。

図 6 に計測震度差の分布を J-SHIS V4 の微地形区分<sup>7)</sup>とともに示す。2014 年 3 月 14 日および 2015 年 7 月 13 日の地震の両方において、西側の地点で顕著な差はないが、L 列南側の扇状地の観測点や M、N 列の観測点で計測震度に 1 前後の差があることが推定された。

伊都キャンパス内においてはどちらの地震を用いた場合でも顕著な計測震度差はみられず、-0.2 から +0.3 の範囲であった。2015 年 7 月 13 日の地震を用いた場合にイーストゾーンおよびセンターゾーンの切土地点に他よりやや計測震度差が小さい -0.2、-0.1 の地点が集中している。また、伊都キャンパスウエスト 2 号館北側の 10 m 以上の盛り土のエリアの計測震度差は、どちらの地震を用いた場合でもやや大きくなり +0.1~+0.3 であった。

### 6.3. 考察

SHIMA と比較して震度が大きくなることが予想されるエリアは J-SHIS の微地形区分における干拓地、扇状地、三角州・海岸低地の一部にあたる部分に位置することが分かる。また、これらの地域は太田・松田(1994)にて被害程度「中」と判断された太郎丸、周船寺、波多江付近であり、今後発生する地震でも SHIMA と比較して大きな揺れとなることが予想される。

伊都キャンパスにおいては、本研究で用いた 2 つの地震について SHIMA との計測震度差は顕著でないことが推定された。しかしながら、10 m 以上の盛り土地点でやや大きく、切土地点でやや小さく推定されるなど、SHIMA との計測震度差の傾向に違いがある。また、H/V スペクトルのピークが明確でない地点においては、地下構造が構築できないため、計測震度の推定は行っていない。これらの地点では強固な地盤が露頭してい

表 1 検討に用いた地震記録

地震発生時刻	震央北緯	震央東経	震源深さ(km)	Mj
2014/03/14-02:07:00	33.69	131.89	78	6.2
2015/07/13-02:52:00	32.99	131.85	58	5.7

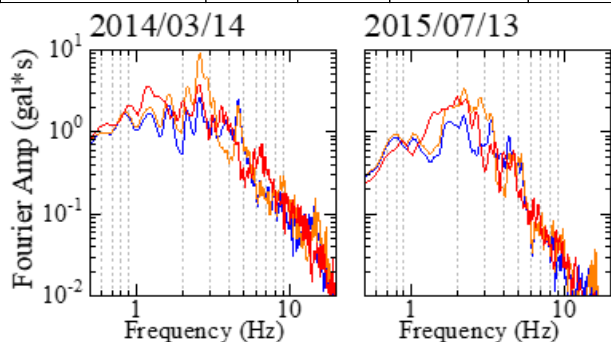


図 4 加速度フーリエスペクトル Transverse 成分 (青：SHIMA 観測、赤：FK0007、橙：本研究)

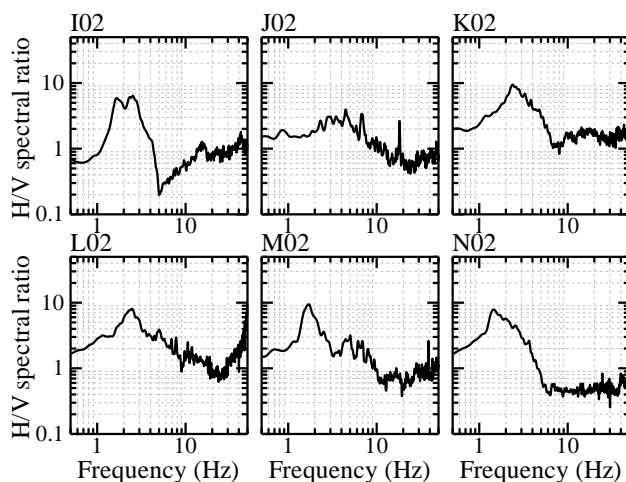


図 5 糸島平野における微動記録より算出した H/V スペクトルの例



ることが考えられるため、他の地点よりもやや計測震度が小さくなることが予想される。

## 7. まとめ

本研究では気象庁志摩初観測点 (SHIMA) 周辺で微動アレイ観測を行い、糸島平野において単点微動観測を行った。その記録から SPAC 法を用いて算出した Rayleigh 波基本モードの分散曲線と H/V スペクトルに基づく S 波速度構造の推定を行った。また、1 次元重複反射理論により評価した各地点の加速度波形を用いて計測震度を算出し、SHIMA を基準とした計測震度差の分布について考察を行った。

糸島平野における計測震度差は地震ごとにやや違いがみられるが、西側のエリアでは SHIMA と顕著な違いはみられず、南東側のエリアにおいて SHIMA と計測震度 1 程度の差があることが推定された。伊都キャンパスにおける計測震度差はどちらの地震においても顕著な差はみられなかった。しかしながら、10 m 以上

の盛り土の地点でやや大きく推定されたことや、切土の地点でやや小さく推定された場合もあるため、造成区分ごとの違いがあるものと思われる。また、伊都キャンパスでは H/V スペクトルのピークが明確でない地点が多く、比較的強固な地盤が露頭していることが考えられる。

今後、糸島地震と同様の地震が発生することも考えられるため、S 波速度構造の精度を上げることや 2・3 次元的な計算を行うことにより、糸島半島におけるより詳細な地震動特性の検討を行う必要がある。

## 謝辞

本研究では、気象庁および防災科学技術研究所の K-NET の強震記録を用いました。記して謝意を表します。

## 参考文献

- 1) 太田恵美子、松田時彦：糸島地震（1898 年、福岡県）について、特に村落別被害分布、九州大学理学部研究報告、地球惑星科学、18(2)、pp131-155、1994
- 2) 石橋陸：微動アレイ観測に基づく九州大学伊都キャンパスの地盤震動特性に関する研究、九州大学卒業研究、55p.、2020
- 3) 産総研地質調査総合センター：20 万分の 1 日本シートレス地質図 V2、<https://gbank.gsj.jp/seamless/>（参照 2022 年 1 月 26 日）
- 4) 国土地理院：地理院地図、<https://www.gsi.go.jp/>（参照 2022 年 1 月 26 日）
- 5) 九州大学施設部施設整備課：九州大学新キャンパス地質調査位置図、CAD データ、2017
- 6) Aki, K.: Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 35, pp. 415-456, 1957
- 7) 防災科学技術研究所：J-SHIS 地震ハザードステーション、<https://doi.org/10.17598/nied.0010>、2019
- 8) 太田外氣晴、江守勝彦、河西良幸：耐震・振動・制御、共立出版、339p.、2001
- 9) 狐崎長琅、後藤典俊、小林芳正、井川猛、堀家正則、斉藤徳美、黒田徹、山根一修、奥田宏一：地震動予測のための P、S 波速度の推定、自然災害科学、Vol.9、No.3、pp.1-17、1990
- 10) Schnabel, P. B., Lysmer, J. and Seed, H. B.: SHAKE A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, University of California, Berkeley, Report No. EERC75-30, 1972

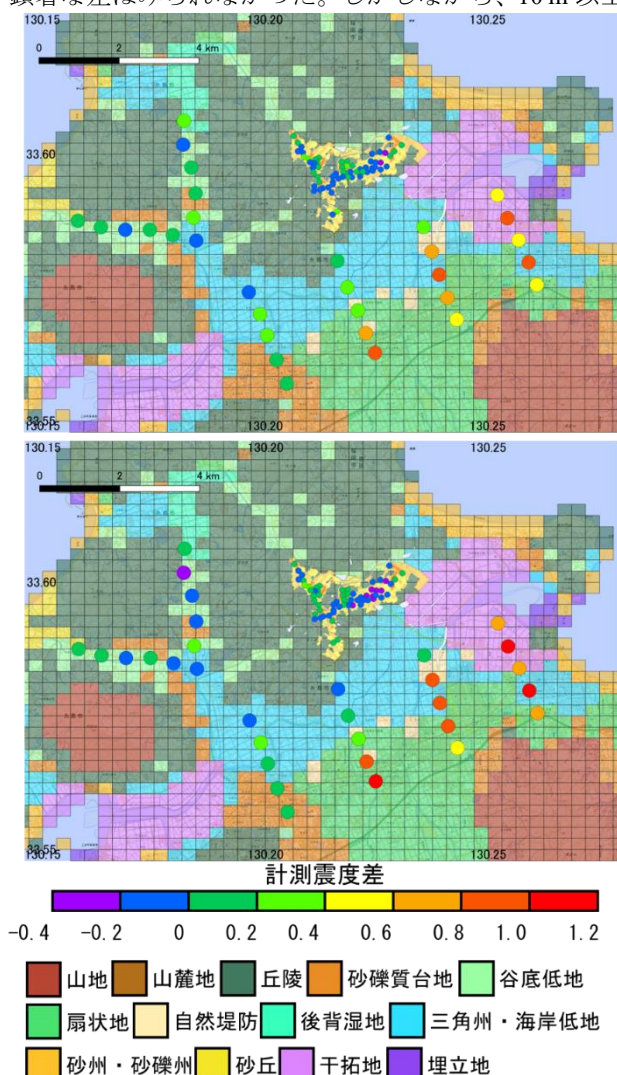


図 6 SHIMA を基準とした計測震度差分布 (上: 2014 年 3 月 14 日、下: 2015 年 7 月 13 日) 背景は微地形区分図<sup>7)</sup>