

不整形地盤における
地盤震動特性に関する研究

2023年1月

西村 武

目次

1. <u>序論</u>	1
1.1 研究背景.....	1
1.2 不整形地盤の地盤震動特性に関する既往研究.....	3
1.3 研究目的.....	5
1.4 著者らの学術論文について.....	6
1.5 本論文の構成.....	6
2. <u>解析方法</u>	9
2.1 微動記録の解析	
2.1.1 3成分単点観測の解析.....	9
2.1.2 アレイ観測記録の解析.....	12
2.1.3 地盤構造モデルの推定.....	15
2.1.4 層厚分布および基盤傾斜角分布の推定.....	16
2.1.5 微動H/Vスペクトルの水平異方性.....	17
2.2 地震記録の解析.....	18
3. <u>2016年鳥取県中部の地震の被害地域における地盤震動特性</u>	22
3.1 はじめに.....	22
3.2 観測	
3.2.1 建物被害エリアについて.....	24
3.2.2 対象地域における先行研究について.....	24
3.2.3 観測概要.....	24
3.3 対象地域の地盤震動特性	
3.3.1 微動H/Vの卓越周期.....	26
3.3.2 地盤構造.....	28
3.4 地盤増幅特性と建物被害の関係	
3.4.1 各地点の地盤増幅度.....	31
3.4.2 被害地域の層厚分布.....	32
3.4.3 微動H/Vを用いた地盤増幅度の評価.....	35
3.4.4 建物被害の要因について.....	38

3.5	まとめ	40
4.	<u>数値解析</u>	44
4.1	数値解析の既往研究について	44
4.2	解析モデル	44
4.3	片側不整形地盤における地盤震動特性	
4.3.1	水平成層モデルの数値解析結果	47
4.3.2	Model1 の数値解析結果	47
4.3.3	Model2 の数値解析結果	50
4.3.3	表層厚が地盤増幅に与える影響について	52
4.4	まとめ	54
5.	<u>北栄町西園・由良および倉吉平野北西部の地盤震動特性</u>	55
5.1	対象地域の既往研究について	55
5.2	西園・由良地域の地盤震動特性	
5.2.1	西園・由良地域の地質および微動観測	56
5.2.2	西園・由良地域の地盤構造モデル	57
5.2.3	西園・由良地域の地盤震動特性と建物被害との関係	59
5.3	倉吉平野北西部の地盤震動特性	
5.3.1	倉吉平野北西部の地盤増幅度 F_v と建物被害との対応	61
5.3.2	倉吉平野北西部の地盤震動特性と建物被害との関係	62
5.4	まとめ	65
6.	<u>不整形地盤の地盤震動特性</u>	66
6.1	対象地域について	66
6.2	人工造成地の地盤震動特性	68
6.3	地すべり地域の地盤震動特性	
6.3.1	北海道勇払郡厚真町の地震地すべり地域	84
6.3.2	鳥取市国府町楠城・雨滝の地すべり地域	89
6.3.3	北海道紋別郡遠軽町生田原の地すべり地域	95

7. <u>結果の整理およびデータの利活用</u>	108
7.1 結果の整理	
7.1.1 各地域の地盤震動特性.....	108
7.1.2 水平動成分の異方性について.....	110
7.2 データ整理および活用	
7.2.1 地盤情報のデータベース.....	111
7.2.2 Web-GIS のシステム.....	113
7.2.3 Web-GIS の活用.....	117
7.3 まとめ.....	118
8. <u>まとめ</u>	123

謝辞

第 1 章 序論

1.1 研究背景

1995年1月17日に発生した兵庫県南部地震では、多くの建築・土木構造物が倒壊あるいは破損し、人的被害も甚大であった。特に六甲山に沿う神戸市から西宮市までの長さ20km、幅1kmの領域では構造物が壊滅的な被害を受けた。この領域は後に「震災の帯」と呼ばれ、今現在も周知されている。地震発生後、このような領域で被害が甚大であった原因に関し、各研究分野から様々な説が打ち出された。このうち強震動の研究分野で有力な説のひとつとして指摘されているのは、神戸市中心部直下に存在する地盤構造の不整形性による地震動増幅である。「震災の帯」での地震動増幅は、下方から伝播する直達波と、北側の六甲山側より発生した水平方向に伝わる波が特定の領域で増幅干渉する現象により説明されている(川瀬・松島, 1998)。また「震災の帯」における地震動増幅の他の要因として、震源断層の破壊過程や厚さ10-100mの軟弱表層地盤による地震動の増幅などが指摘されている。このように当該地震は地盤の不整形性を考慮した地震動増幅を評価することの重要性を示唆しており、特に堆積盆地周縁部の地下構造を精度良く推定することは、強震動予測の高精度化における重要課題のひとつとなっている。

一般に地表面上で得られた地震動の特性は、①震源の特性、②震源から基盤上面までの距離減衰特性(伝搬経路特性)、③基盤上から地表面上までの表層地盤の特性(サイト増幅特性)の3つに分離して考えることができる。この中の表層地盤の特性は、各地域の地震力を設定する際には最も重要なものであるが、敷地周辺の地下構造が水平方向に連続していると仮定して1次元的に評価される場合がほとんどである。しかし、構造物が多く建設される堆積平野では堆積層と基盤との内部境界面は水平に無限に広がることはなく、ある傾斜角を持って自然に堆積層が薄くなるか、断層などで急激に厚さが変化するなどといった水平方向に不規則を有している。そのために鉛直下方から上昇してきた地震波は、この傾斜面で屈折して斜め方向に平野内に入り込むことになり、これらの影響を考慮できるように2次元以上で表層地盤を評価して震動特性を求めることが必要になる。

このような不整形地盤に対して、常時微動探査を用いた研究がこれまで数多くなされている。ここで微動探査について説明すると、常時微動探査法は数ある物理探査手法の中でも探査システムが非常に小規模であり、解析に用いる振動源に関しても波浪などの自然現象または人工活動などに誘発される交通振動などのシグナルであるため、非常に探査コストが安価である。そのため、当該手法を用いた地下構造モデル推定に関する調査・研究がこれまでに多数実施されている(例えば山中・山田, 2006; 吉見・他, 2008)。特に、地震計を複数台使用して実施する常時微動アレイ探査は、地震動計算の際に重要なパラメータとなるS波速度構造を推定できるというメリットがある。微動を用いた地下構造探査手法は、反射法などに比べて精度や分解能において劣る反面、コストや機動性に優れている。また反射法やボーリング探査の地質情報データをリファレンスとして、微動探査結果を外挿点や内挿点に用いることで、比較的信頼できる2, 3次元地下構造が構築できると考えられている(Uebayashi,

2003). 微動探査としては、アレイ観測の上下動成分に基づくレイリー波の分散曲線を用いる手法と 3 成分単点観測に基づく H/V スペクトルを用いる手法が主流となっている(例えば Horike, 1985 ; Yamanaka et al., 1994). これらの両手法の適用はほとんどの場合、水平成層モデルに基づいて解析がおこなわれている。しかしながら、内部構造が不規則な地盤において、微動 H/V スペクトルと分散曲線から推定された基盤面深度は、基盤面の不規則性が顕著であるほどその結果が異なることが報告されており(Uebayashi, 2003), 傾斜地盤などの不整形性を有する地盤上では、1次元問題を仮定した時の適用性が課題となる。

近年、地盤に不整形性を有する様々な地域で地震被害が報告されている。不整形地盤のひとつである地すべり地域は、内部境界面形状および地表面形状の両方に不規則性を有する地盤である。国土の 7 割を山地が占める日本では、このような地域において地震動評価を行うことは重要である。近年、地震による大規模な地すべりが発生しており、2009 年のスマトラ島沖地震(Fikri and Wang, 2009)や 2018 年の北海道胆振東部地震(Osanai et al., 2019)では、強い地盤震動により広範囲に地すべりが発生した。これらの地域には火山灰や風化した岩石層が存在し、過去に地すべりが繰り返し発生した可能性がある。またこれらの地域では強い地震動が広範囲の地すべりを誘発したため、地すべり地域の地下構造を調査し、斜面災害も考慮することが重要である。

他の地盤に不整形性を有する地域として、人工造成地が挙げられる。高度成長期以降、山麓地域や丘陵地の斜面の谷埋め盛土造成地が相次いで開発され、その地震被害が懸念されている。2011 年の東北地方太平洋沖地震の被害調査(釜井, 2011 ; 森・風間, 2012)によれば、谷埋め盛土造成地の盛土部や切り盛り境界部において、地すべりや地盤の隆起・沈下に伴う建物の倒壊やライフラインの損傷、道路・擁壁等の亀裂や崩落などの被害が数多く発生し、切土部に比べて被害が甚大であることが報告されている。これは谷埋め部分の S 波速度は切土部に比べて小さく地震動の増幅が起りやすいことなど、盛土と切土の地盤の特徴が異なることに起因すると考えられている。また都市郊外ではニュータウン等で大規模な宅地造成が行われ、現在人工造成地として平坦な地形となっている地域が多く存在するが、それらの地域では切土・盛土地盤が複雑に分布しており、地点ごとに地震時の地盤震動特性や建物被害が大きく異なると想定される。これらを踏まえ、人工造成地における詳細な地盤構造の把握、および地震動評価をおこなうことは重要である。

また平野部の自然地盤が堆積しているような地域でも、地盤の不整形を有する場合が存在する。2016 年鳥取県中部の地震の被害地域では、微動記録の解析結果と建物被害分布と比較した結果、その傾向は地盤増幅率の 1 次元的な指標では説明できないことが判明している(西村・他, 2021)。また堆積層厚が急激に変化する領域で被害が生じており、これらの被害は 2 次元あるいは 3 次元的な地盤構造の変化によって生じた可能性があり、地盤の不整形性が疑われている。これらの詳細は第 3 章に記載している。

1.2 不整形地盤の地盤震動特性に関する既往研究

微動探査による不整形地盤に関する研究として、元木・他(2013)は微動アレイ計測に基づく傾斜基盤構造の推定をおこなっている。傾斜地盤を対象に、PS 検層モデルを参考に複数の 1 次元地盤構造モデルを構築することにより傾斜基盤構造を評価した結果、微動アレイ計測から求めた表層地盤の S 波速度は、表面波探査の結果とよく対応したことから、推定された工学的基盤の深度は、サイト周辺の法面付近を除いて掘削調査とよく対応する結果が得られたことを報告している(図 1.1)。また数値計算による 1 次元と 2 次元モデルの位相速度の差は短周期で小さく、長周期で大きくなる結果が得られ、これは波長によって地盤の不整形性の影響を与える空間範囲が異なるためだと考えられている。

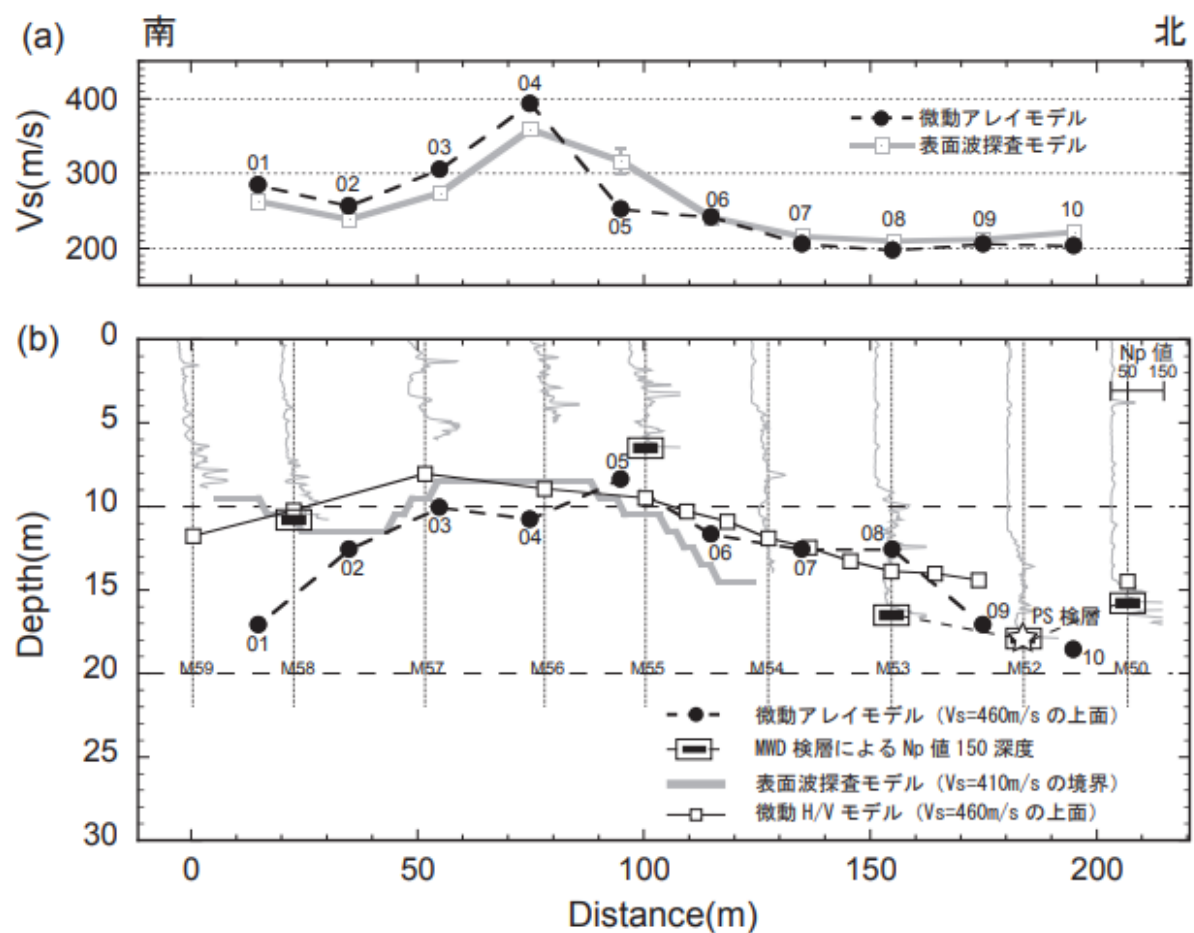


図 1.1 微動計測による位相速度と H/V スペクトルを用いて逆解析した S 波速度構造モデルと表面波探査および MWD 検層結果の比較

(a) 微動アレイモデルの第 1 層 S 波速度と表面波探査による S 波速度, (b) 各種探査法による工学的基盤深度(元木・他, 2013)

上林・他(2009)は大阪平野南部の盆地地形の地域を対象に、微動 H/V スペクトルと分散曲線を用いた地下構造の推定手法について、観測記録に基づき傾斜基盤領域における両手法の頑健性について検討を行っている。上林・他(2009)によると微動 H/V スペクトルの卓越周波数と分散曲線から同定した基盤面深度について、基盤傾斜は緩やかな臨海部では両者とボーリングによる探査結果が一致する一方で、基盤傾斜が急な丘陵部において、H/V スペクトルとボーリングによる探査結果は一致するが、SPAC 法により推定した分散曲線に対応する基盤面深度はボーリング結果より 3 倍程度深くなる。さらに F-K 法による推定位相速度は高周波数帯域において SPAC 法と一致するが、基盤面深度の同定において重要な周波数帯である分散曲線の勾配が大きい部分において水平成層構造では説明困難な値を示すとともにそのバラツキが大きくなっており、これらの結果は傾斜基盤構造における基盤面深度推定において、微動の H/V スペクトルの方が分散曲線より頑健性があることを示唆している、と報告している。

田中・他(2021)は常時微動観測とボーリング調査結果を併用した工学的基盤形状の推定手法を提案している。この手法は、地点間のグリーン関数を同定する理論をもとに、2 点同時の微動観測による鉛直スペクトル比と基盤深度の関係を整理するものである。提案手法で評価された深度は、図 1.2 のような実地盤サイトにおいてボーリング調査などの調査深度と概ね一致することを示し、当手法の適用性を明らかにした。一方でスペクトル比に複数のピークが混在する場合に、特定の基盤に対応するピーク周期が決めきれない可能性を指摘している。実際の地盤では表層部分に礫などで構成される硬い中間層が存在したり、表層の S 波速度が漸増するミラージュ層になっている例も少なくない。そのような地盤における微動の解析では、複数の観測点のスペクトルを俯瞰し、共通のピークを見つけ出すなどの特別な注意が必要である。

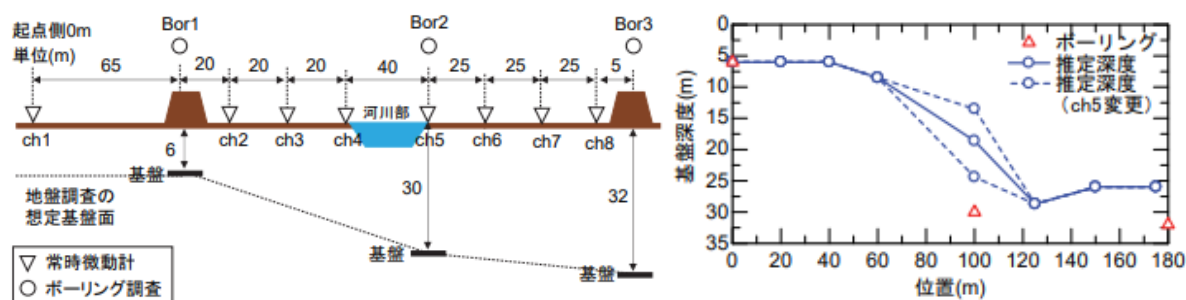


図 1.2 不整形サイトによる観測状況(左図)と提案手法で推定された基盤深度分布(右図)
(田中・他, 2021)

地すべり地域における微動探査の特徴として、秀島・他(1991)は観測対象の地すべり地域という都合上、微動の振動源が少ないこと、地すべり域内の各成分の増幅は地すべり域外のものと比較して大きいことを挙げている。地すべり域内の観測点において速度成分の水平軌跡を確認したところ、すべり頂部のクラックに直交する結果であり、和田・他(1974)による既往研究と同様な結果を示した。また和田・他(1974)は地すべり地域のような地盤構造が複雑な地域では、スペクトルは周波数帯によって複数のピークを有することから、単に 1 つの

卓越周期のみに注目し、垂直方向のみの地盤構造と対比するのは危険であると提言している。

人工造成地における微動探査の研究として、伊藤・小嶋(2019)は以下のように特徴をまとめている。微動 H/V スペクトル比から得られた卓越周期は、切土部で短く盛土部で長い傾向が認められたが、盛土厚さと単純な線形関係で表すことはできないようであり、盛土地盤下部の S 波速度構造の影響を加味する検討が必要であることが確認された。谷埋め盛土全体の S 波速度構造の推定を試みた結果、標高データに基づく切り盛り分布と概ね近い構造が推定できる可能性がある。また卓越周期の微動特性は、盛土層のみを対象とした場合、卓越周期と盛土厚さの明瞭な関係は認められなかったが、基準深さを洪積層下部とすることによって、卓越周期と推定地盤の明瞭な線形関係が確認できる。

1.3 研究目的

一般に不整形地盤は「水平方向に地形的及び地質的に不規則な地盤」と定義され、半無限均質地盤や水平成層地盤と対比して用いられる。例えば、沖積平野の傾斜した境界に到達した地震波は、斜め方向に屈折して平野内部に入り込み、斜め方向に重複反射するなど複雑な挙動をすることになる。これらの現象を踏まえて表層地盤の震動特性として評価するためには、実地盤上で地震観測・微動観測等を行って実証的に求めるか、不整形性を評価できる 2 次元・3 次元地盤モデルを作成して数値解析的に求めることが必要となる。また不整形地盤は不整形さを有する部分に着目して、①崖地形や谷地形のように地表面形状が不規則な地盤、②沖積谷や埋立地のように表層地盤と基盤との内部境界面形状が不規則な地盤、③丘陵地などでの切り盛り造成地のように地表面形状と内部境界面形の両方に不規則性を有する地盤の 3 つのタイプに分類することができる。これらのうち本研究で議論する不整形地盤は、内部境界面のみに不規則性を有する「2016 年鳥取県中部の地震の被害地域」および「人工造成地」、地表面と内部境界面の両方に不規則性を有する「地すべり地域」の 3 パターンである。既往研究の事例で紹介しているように、不整形地盤における地盤震動特性を把握する研究はこれまで数多くなされているが、それぞれの研究が 1 つのパターンの不整形地盤として完結しており、様々な地域における事例を比較し、集約する研究事例は少ない。また実地盤による現地観測を活用することで、より詳細な地盤構造の推定を可能とし、基盤形状の変化による地盤震動特性の遷移を把握することが本論文の特徴である。

本論文では 2016 年鳥取県中部の地震の被害地域、人工造成地、地すべり地域の 3 つのパターンによる不整形地盤の地盤震動特性を、実地盤による常時微動観測および地震動観測から評価する。まず 2016 年鳥取県中部の地震の被害地域を事例に、多次元的な地盤増幅を考慮する必要がある地域について議論する。次に 2 次元有限要素法による数値解析を行い、その結果を用いて不整形地盤による地盤増幅度を定性的・定量的に評価する。その後数値解析の結果を基に、2016 年鳥取県中部の地震の被害地域において基盤形状に伴う 2 次元的な増幅効果の影響について検討し、当該地域において建物被害と不整形地盤における地盤震動特性の影響について考察する。次に人工造成地および地すべり地域について、不整形地盤を考慮した

地盤震動特性に関して地域ごとにその特徴を整理する。最後にこれらの解析結果を総括したデータベースを作成し、不整形地盤における地盤増幅指標の活用方法について提案する。

1.4 著者らの学術論文について

本研究に関して、対象地域の地盤震動特性を微動および地震動観測から考察した以下の4編の論文について学術誌に掲載されている。

- 2016年鳥取県中部の地震における建物被害と地盤震動特性の関係（西村・他，2021）
- Estimation of subsurface structures and ground motion characteristics in the areas damaged in the 2016 Central Tottori Prefecture Earthquake in Japan（Nishimura et al., 2021）
- Estimation of subsurface structure based on microtremor and seismic observations in area damaged by 2018 Hokkaido Eastern Iwate Earthquake, Hokkaido, Japan（Noguchi et al., 2021）
- Estimation of subsurface structure of landslide area based on microtremor observation in the Hojoshima, Nawashiro and Amedaki area, Tottori, Japan（Noguchi et al., 2021）

また上記の論文の解析結果をまとめ、データベースを構築する手法やその活用方法に関する以下の論文も掲載されている。

- Construction of Web-GIS for integrating geophysical survey data with geotechnical information in the San'in region, southwest Japan（Nishimura et al., 2022）

本研究ではこれらの内容をまとめているが、不整形地盤に関する考察や結果の見直し、追加があれば、より詳細な検討を加えている。

1.5 本論文の構成

本論文の構成は以下に示す通りである。

第1章「序論」では、本研究の背景および目的、既往研究について述べた。

第2章「解析方法」では、本研究で実施した常時微動観測や地震観測の解析方法についてまとめる。

第3章「2016年鳥取県中部の地震の被害地域における地盤震動特性」では、2016年鳥取県中部の地震の被害地域をモデルケースに、1次元的な地盤増幅だけでは現象を説明できない事例について議論する。

第4章「数値解析」では、2次元有限要素法による数値解析をおこない、不整形地盤による地盤増幅の影響を評価し、モデル化を行う。

第5章「北栄町西園・由良および倉吉平野北西部の地盤震動特性」では前章の数値解析の結果を基に、基盤傾斜による地盤増幅と建物被害との対応について議論する。

第6章「不整形地盤における地盤震動特性」では、不整形地盤と考えられる地域にて微動観測を実施し、地盤の不整形性を考慮した地盤震動特性について評価する。

第 7 章「結果の整理およびデータの利活用」では前章までに得られた解析結果を整理する。その後、それらの結果および既往研究での解析結果を Web 上でデータベース化し、結果の視認性および利便性の向上を試みる。最後に 3 種の不整形地盤について、各地域における解析結果の活用方法について提案する。

第 8 章「まとめ」では、本研究で得られた成果を総括する。

参考文献

- Fikri Faris and Wang Fawu: Investigation of the initiation mechanism of an earthquake- induced landslide during rainfall: a case study of the Tandikat landslide, West Sumatra, Indonesia, *Geoenvironmental Disasters* 2014 1:4., doi:10.1186/s40677-014-0004-3, 2014.
- 伊藤雅基, 小嶋啓介: 常時微動観測に基づく盛土造成地の地盤構造の推定に関する事例研究, *自然災害科学 J. JSNDS*, 38, 3, pp.389-405, 2019.
- 川瀬博, 松島信一: 「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, *地震第 2 輯*, 第 50 巻, pp.431-449, 1998.
- 釜井俊孝: 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震によって発生した造成地盤の地すべり, *自然災害科学*, Vol.30, No.2, pp.193-197, 2011.
- Horike, M. : Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized area, *J. Phys. Earth*, 33, pp59-96, 1985.
- 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.
- 森友宏・風間基樹: 2011 年東北地方太平洋沖地震における仙台市泉区の谷埋め盛土造成宅地の被害調査, *地盤工学ジャーナル*, Vol.7, No.1, pp.163-173, 2012.
- 西村武, 野口竜也, 香川敬生: 2016 年鳥取県中部の地震における建物被害と地盤震動特性の関係, *土木学会論文集 A1 (構造・地震工学)*, 77 巻, 4 号, pp.321-336, 2021.
- Nishimura I., Noguchi T. and Kagawa T., Estimation of subsurface structures and ground motion characteristics in the areas damaged in the 2016 Central Tottori Prefecture Earthquake in Japan, *International Journal of GEOMATE*, Vol. 20, Issue 82, pp.15-21, 2021.
- Nishimura I., Noguchi T. and Kagawa T., Construction of Web-GIS for integrating geophysical survey data with geotechnical information in the San'in region, southwest Japan, *Earth, Planets and Space*, Vol.74, Issue 1, 2022.
- Noguchi T., Nishimura I., Ono Y. and Kohno M., Estimation of subsurface structure based on microtremor and seismic observations in area damaged by 2018 Hokkaido Eastern Iwate Earthquake, Hokkaido, Japan, *International Journal of GEOMATE*, Vol. 20, Issue 81, pp.8-15, 2021.
- Noguchi T., Nishimura I. and Kagawa T., Estimation of subsurface structure of landslide area based on microtremor observation in the Hojoshima, Nawashiro and Amedaki area, Tottori, Japan, *International Journal of GEOMATE*, Vol. 21, Issue 88, pp.48-53, 2021.

- Osanai N., Yamada T., Hayashi S., Kastura S., Furuichi T., Yanai S., Murakami Y., Miyazaki T., Tanioka Y., Takiguchi S. and Miyazaki M., Characteristics of landslides caused by the 2018 Hokkaido Eastern Iwate Earthquake, *Landslides*, DOI:10.1007/s10346-019-01206-7, 2019.
- 田中浩平, 坂井公俊, 飯山かほり, 盛川仁: 常時微動の鉛直成分 2 点同時観測による工学的基盤形状の推定手法の提案, *土木学会論文集 A1 (構造・地震工学)*, 77 巻, 1 号, pp.219-228, 2021.
- Uebayashi H. : Extrapolation of irregular subsurface structures using the horizontal-to-vertical spectral ratio of long-period microtremors, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 570-582, 2003.
- 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.
- 秀島好昭, 今井敬典, 中村和正: 地すべり斜面における常時微動観測と一考察, *開発土木研究所月報*, No.457, pp.11-18, 1991.
- 和田卓彦, 加茂幸介, 古沢保, 尾上謙介: 地すべり地の Crack 群の雑微動に対する影響, *地震* 第 2 輯, 第 26 巻, pp. 316-325, 1974.
- 山中浩明, 山田伸之: 強震動評価のための関東平野の 3 次元 S 波速度構造モデルの構築, *物理探査*, Vol. 59, pp. 549-560, 2006.
- Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H., and Niwa M. : Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, pp1831-1841, 1994.
- 吉見雅行, 吉田邦一, 関口春子, 堀川晴夫, 竿本英貴, 松浦旅人: 常時微動アレイ探査で推定した大分平野の S 波速度構造, *活断層・古地震研究報告*, Vol. 8, pp. 295-315, 2008.

第2章 解析方法

2.1 微動記録の解析

2.1.1 3成分単点観測の解析

解析には、微動データ表示ツール-TremorDataView-(防災科学技術研究所(以下 NIED と表記する), 2008)を用いた。各観測点で得られた NS, EW, UD の3成分の観測波形から車や人など、観測点周辺の人工振動や交通振動等による非定常ノイズが少ない区間を、1区間 20.48 秒として5区間以上抽出した。これらをFFT(高速フーリエ変換)した後、(2.1.1)式の対数ウィンドウ関数(大町・他, 1994)で平滑化した。

$$W_B(f, f_c) = a \left[\frac{\sin(b \log_{10}(f/f_c))}{b \log_{10}(f/f_c)} \right]^4 \quad (2.1.1)$$

ここで、 a , b は係数、 f_c はウィンドウの中心周波数である。 a は水平/上下スペクトル比を求める際に消去されるので、 b のみ設定すればよい。(2.1.1)式において係数 $b=20$ で平滑化した後、成分ごとに平均フーリエスペクトル S_{NS} , S_{EW} , S_{UD} を求めた。また水平2成分(NS, EW)のフーリエスペクトル S_H を以下のように相乗平均した。

$$S_H(\omega) = \sqrt{S_{NS}(\omega) \cdot S_{EW}(\omega)} \quad (2.1.2)$$

平均フーリエスペクトルの水平動 S_H と上下動 S_{UD} の比をとり、これを微動 H/V とする。 ω は角周波数である。

$$H/V(\omega) = S_H(\omega)/S_{UD}(\omega) \quad (2.1.3)$$

微動 H/V の性質について、時松・他(1992)は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について以下のように検討している。微動の震動源の多くは地表面や海底面などにあるとされていることから、微動をレイリー波として考えた場合、その H/V は地下構造のみに依存する。レイリー波の粒子軌跡は楕円軌道であるため、その H/V は楕円軌道の形状を示す。つまり、水平成分より上下成分が大きければ楕円軌道は縦長に扁平する。大町・他(1994)は水平2層弾性地盤モデルを用いた数値計算により、レイリー波の粒子軌跡の周期特性を求め、この現象を確認した。その結果に基づき、H/V についての概念を述べる。

表層の S 波速度が V_{S1} 、基盤の S 波速度が V_{S2} である水平2層弾性地盤モデル(図 2.1.1)を考える。このとき、インピーダンス比 α を

$$\alpha = V_{S1}/V_{S2} \quad (V_{S1} < V_{S2}) \quad (2.1.4)$$

とし、表層厚 H を以下のように設定する.

$$H = \lambda/4 = V_{S1} \cdot T/4 = 1 \cdot V_{S1}/4 \quad (2.1.5)$$

λ : 波長(m)

V_{S1} : S波速度(m/s)

T : 周期(s)(ここでは $T=1$ と仮定する)

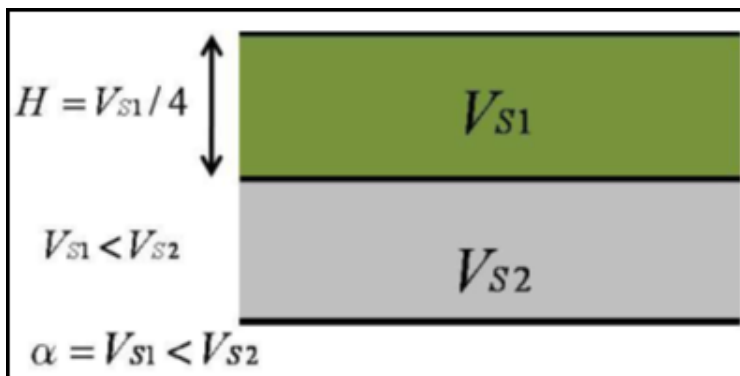


図 2.1.1 水平 2 層弾性地盤モデル(大町・他, 1994)

地表におけるレイリー波の振幅は、周期によって著しく変動する。そして、その変動状況はレイリー波の粒子軌跡の形状を考えると明らかになる。また、表層の厚さが(2.1.5)式の 2 層地盤では高次モードの遮断周期が 1 秒以下のため、S 波の卓越周期付近に高次モードが存在しない。このため、ここでは基本モードだけを考える。

レイリー波基本モードの粒子軌跡は、長周期側と短周期側の極限では地盤構造によらず逆転の楕円形を描く。そしてそれらの中間領域では、図 2.1.2 に示す 3 つの状況のうち 1 つとなるが、その支配要因は表層と基盤のコントラストである。つまり、基盤に比べ表層がどの程度軟らかいのが意味をもつ。この α が大きい場合、粒子軌跡は周期によって形状変化を示すものの全周期範囲にわたって逆転する楕円のままである。ある程度 α が小さい場合周期が短周期から長周期へ変動すると、ある周期 T_1 で水平動振幅が 0 となって楕円軌道は逆転から順転に移行する。さらに周期が長くなると、楕円軌跡は順転から逆転へと移行するが、この周期 T_2 では水平動振幅が 0 になる場合と上下動振幅が 0 になる場合とがある。また、このような粒子軌跡の周期特性に対して振幅比の周期変化、すなわち H/V のスペクトルも 3 種類に大別でき、その 3 つのタイプの典型的な H/V のスペクトルを両対数グラフで示すと、図 2.1.3 のようになる。タイプ 1 は V 字型、タイプ 2 は W 字型、タイプ 3 は逆 N 字型と呼ぶことができる。タイプ 1 では、両振幅とも 0 となる周期がないので谷もピークも比較的なだらかになっている。タイプ 2 では、2 つの周期 T_1 と T_2 で水平振幅が 0 となるため、これら 2 つの周期で深い谷を形成している。タイプ 3 では、 T_1 で水平振幅が 0 となるため深い谷となるが、 T_2 で上下動振幅が 0 となるので鋭いピークとなっている。

これらをまとめると、表層地盤と基盤のコントラストが大きいとき、 H/V はタイプ 3 であり、コントラストが小さくなるにつれ、タイプ 2、タイプ 1 へと移行していくことがわかる。この概念に従えば、実際の微動の H/V を用いて、表層地盤と基盤のコントラストについての推定が可能である。

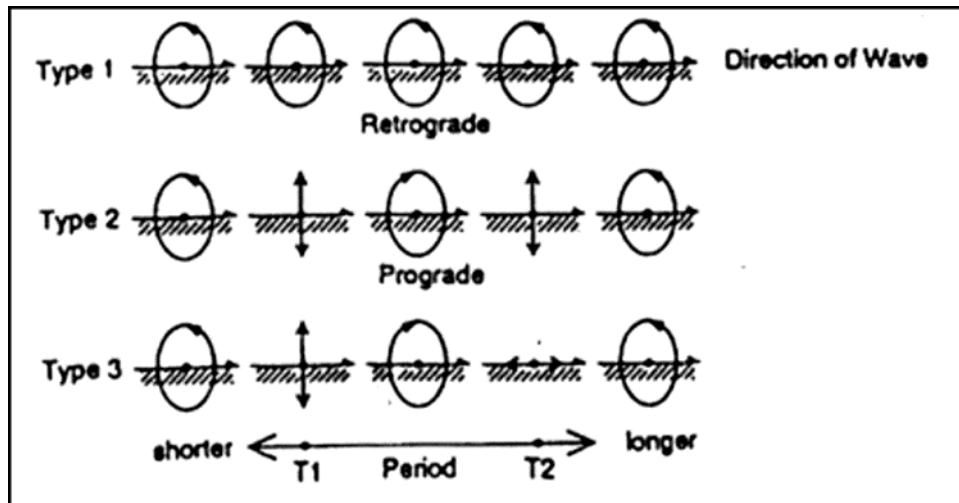


図 2.1.2 レイリー波基本モードの粒子軌道から見た地盤分類(大町・他, 1994)

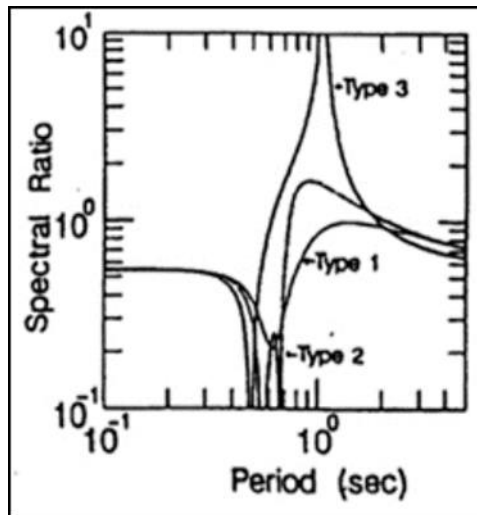


図 2.1.3 各地盤タイプのレイリー波の振幅比スペクトル (大町・他, 1994)

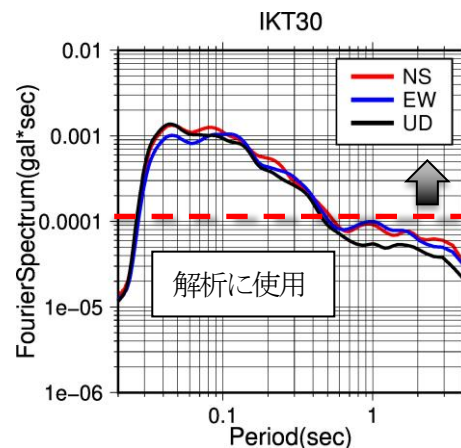


図 2.1.4 フーリエ振幅スペクトルと解析に使用する周期帯

本研究では、微動 H/V のピークが現れた周期を卓越周期とし、さらにそのピーク値を読み取り、それぞれの分布図を作成した。なお山際の観測点の場合、微動の振幅レベルが小さい可能性があるため、使用した地震計の最小感度を意識しながら解析を行った。今回微動観測に使用した地震計は白山工業製の JU410 であることから、図 2.1.4 のようにフーリエ振幅スペクトルで 10^{-4} (gal*sec)を上回る周期帯を解析に使用した。また後述する推定地盤構造モデルより、ピークに対応する層の境界を確認しながら卓越周期の読み取りを行った。ピークが複数ある地点では、その個数分だけ卓越周期を読み取り、それぞれの層境界に対応した分布図を作成した。

2.1.2 アレイ観測記録の解析

アレイ観測記録の解析は、オープンソースの微動アレイ解析ツール(長・他, 2009)を用いて、SPAC法(Aki, 1957)あるいはCCA法(Cho et al., 2006)により位相速度分散曲線を求めた。SPAC法およびCCA法の概要を述べた後に、本研究におけるアレイ観測記録の解析手順を示す。

(a) SPAC法

SPAC法はAki (1957) によって、微動から表面波の位相速度を検出する方法として開発された。物理探査ハンドブック (物理探査学会, 1998) にならってその概要を述べる。

まず、2つの仮定をする。

仮定1: 微動は水平方向に伝わる平面波から構成され、時間 t と水平面での位置ベクトル $\mathbf{r}(x,y)$ で変数する時間的にも定常な多次元確率過程 $\mathbf{u}(t,\mathbf{r})$ である。

仮定2: 微動には主に表面波 (ここではレイリー波) で構成されていて、その中の一つのモード (多くの場合基本モード) が最も優勢で、角周波数 $\omega(=2\pi f)$ と波数 k は一つの曲線 $[\omega, k(\omega)]$ を満たす関数関係にある。

以後簡単のために、微動観測の場を極座標で表す (図 2.1.5)。いま、座標の原点を中心とする半径 r の円形アレイを考え、アレイの中心 $(0,0)$ とするとき、これらの記録について空間自己相関関数

$$S(t, \theta) = E[U^*(t, 0, 0)u(t, r, \theta)] = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T}^T (t, 0, 0)u(t, r, \theta) dt \quad (2.1.6)$$

を定義する。ただし、*は複素共役である。いま定常確率過程として微動 $\mathbf{u}(t,\mathbf{r},\theta)$ を

$$u(t, r, \theta) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} e^{j\omega t + jr k \cos(\theta - \varphi)} d\zeta(\omega, k, \varphi) \quad (2.1.7)$$

のように、スペクトル表示する。ここで、 φ は微動の到来方向であり、 ζ は

(1) 全ての ω, k, φ について

$$E[|d\zeta(\omega, k, \varphi)|] = 0 \quad (2.1.8)$$

(2) 全ての ω, k, φ について

$$E[|d\zeta(\omega, k, \varphi)|^2] = dH(\omega, k, \varphi) \quad (2.1.9)$$

(3) 互いに異なる $\omega, \omega' (\omega \neq \omega')$ ならびに2組の $(k, \varphi), (k', \varphi')$ および $\varphi \neq \varphi'$ について

$$E[|d\zeta^*(\omega, k, \varphi)d\zeta(\omega', k', \varphi')|] = 0 \quad (2.1.10)$$

を満たす二重直交確率過程である。なお、 H は微動 \mathbf{u} の積分スペクトルである。一般に微動のスペクトルは周波数および到来方向に関して連続かつ微分可能と考えられるから、式(2.1.9)は

$$E[|d\zeta(\omega, k, \varphi)|^2] = dH(\omega, \varphi) = h(\omega, \varphi) d\omega d\varphi \quad (2.1.11)$$

と書ける. ここで, $h(\omega, \varphi)$ は微動の「周波数-方位スペクトル密度」で, これを全方位について積分すると, アレイ内の微動のパワースペクトル $h_0(\omega)$

$$h_0(\omega) = \int_0^{2\pi} h(\omega, \varphi) d\varphi \quad (2.1.12)$$

を得る. 式(2-7)を式(2-6)に代入すると, 式(2.1.8)~式(2.1.11)の関係から, 空間自己相関関数は

$$S(r, \theta) = \int_{-\infty}^{\infty} e^{[jrk \cos(\theta - \varphi)]} h(\omega, \varphi) d\varphi d\omega \quad (2.1.13)$$

と書ける.

ここで, 円形アレイの中心観測点と円周上の方位 θ の観測点との間の空間自己相関関数のうち, 角周波数 ω と $\omega + d\omega$ の間の成分 $S(\omega; r, \theta)$ について円形アレイ内で方位平均をとり, これをアレイ内の微動のパワースペクトル $h_0(\omega)$ で規格化して, 「空間自己相関関数」 $\rho(\omega, r)$ を定義する. 式(2.1.11), (2.1.12)により

$$\rho(\omega, r) \equiv \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{S(\omega; r, \theta) d\theta}{h_0(\omega)} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} e^{[jrk \cos(\theta - \varphi)]} d\theta \quad (2.1.14)$$

と書け, 第1種0次ベッセル関数の定数により, これは

$$\rho(\omega, r) = J_0(rk) = J_0\left(\frac{2\pi fr}{c(f)}\right) \quad (2.1.15)$$

となる. ただし, $k = \omega/c(\omega)$ ($c(\omega)$ はレイリー波の位相速度), $\omega = 2\pi f$ を用いた.

以上で明らかのように, 複雑な地表面の振動である微動を, 半径 r の円形アレイで観測し, これより周波数 f 成分の波を抽出してその空間自己相関関数を求めれば, 第1種0次ベッセル関数を介して, その周波数のレイリー波の位相速度を容易に推定することができる. このように定義した空間自己相関係数はアレイを展開した場所に固有の量であり, これから推定される位相速度はアレイ直下の地下構造を反映している.

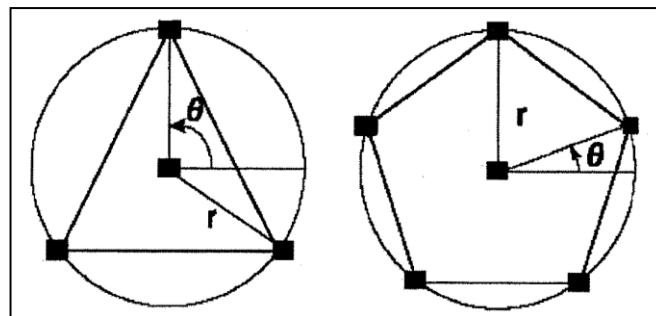


図 2.1.5 円形アレイの模式図

(b) CCA 法

CCA 法は Cho et al. (2006) によって微動アレイ記録から表面波の位相速度を検出する方法として開発されたものである。Tada et al. (2010) にならって、その概要を述べる。

円形アレイの中心を原点とする極座標系 (r, θ) を考え (図 2.1.4), 各地震計における微動の鉛直成分の時刻歴波形を $Z(t, r, \theta)$ と表記する。時刻歴波形を方位角 θ に関してフーリエ級数展開したときの 0 次, 1 次フーリエ係数をそれぞれ次のように定義する。

$$Z_0(t, r) = \int_{-\pi}^{\pi} Z(t, r, \theta) d\theta \quad (2.1.16)$$

$$Z_1(t, r) = \int_{-\pi}^{\pi} Z(t, r, \theta) \exp(-i\theta) d\theta \quad (2.1.17)$$

$Z_0(t, r)$ と $Z_1(t, r)$ のパワースペクトル密度は,

- (1) 上下動の微動場にはレイリー波が卓越する。
- (2) 異なる方向から異なる位相速度で到来する波は互いに無相関である。
- (3) レイリー波の波数は周波数の多価関数である。

という仮定のもとで、それぞれ次の式で表されることが理論的に知られている。

$$G_{Z_0Z_0}(r, r; \omega) = 4\pi^2 \sum_{q=1}^M f_0^{(q)}(\omega) J_0^2(rK^{(q)}(\omega)) \quad (2.1.18)$$

$$G_{Z_1Z_1}(r, r; \omega) = 4\pi^2 \sum_{q=1}^M f_0^{(q)}(\omega) J_1^2(rK^{(q)}(\omega)) \quad (2.1.19)$$

ただし, M はレイリー波のモードの個数, $f_0^{(q)}(\omega)$ は周波数 ω で到来するレイリー波の第 $(q-1)$ 次モードのパワー, $J_m(\cdot)$ は第 1 種 m 時ベッセル関数, $K^{(q)}(\omega)$ はレイリー波第 $(q-1)$ 次モードの波数である。ここで, 微動の上下動にはレイリー波の基本モードのみが卓越する ($M=1$) という過程を設け, 式(2.1.18), (2.1.19)の相互関係の比をとると次式のようになる。

$$\frac{G_{Z_0Z_0}(r, r; \omega)}{G_{Z_1Z_1}(r, r; \omega)} = \frac{J_0^2(rK(\omega))}{J_1^2(rK(\omega))} \quad (2.1.20)$$

ただし, モードの次数 (q) の表記は省略した。式(2.1.20)左辺のスペクトル比は半径 r の円形アレイ上の観測記録より求められる既知量であるので, この式を逆解析することで唯一の未知量である右辺のレイリー波の波数 $K(\omega)$ を求めることが可能となる。レイリー波の位相速度 $c(\omega)$ の推定値は $c(\omega) = \omega/K(\omega)$ の関係により, ただちに導かれる。

様々な周波数 ω に対して以上の手順を繰り返せば, ω の関数としてのレイリー波位相速度 $c(\omega)$, すなわち位相速度分散曲線を求めることができ, これをもとに観測点直下の地盤構造を間接的に推定することが可能となる。

ここで, 2.1.2(a)の SPAC 法について, 波長 λ の適用範囲はアレイ半径に対し,

$$2R \leq \lambda \leq 10R \quad (2.1.21)$$

と定義されている (宮腰, 1995)。つまり, ある程度深い地下構造の把握には少なくとも数 m のアレイ半径が必要になる。CCA 法の波長 λ の適用範囲は広く, 半径 $0.3m$ の極小アレイで

数 10m 以上の波長領域に至るまで適用が可能であることが実証されている (長・他, 2008). よって CCA 法は観測の場所選定及び実施が容易になる.

(c) アレイ観測記録の解析手順

以下に, 本研究におけるアレイ観測記録の解析手順を示す. なおオープンソースの解析ツールについて, 長・他(2010)にならってその概要を述べる.

① 観測波形から利用可能なデータの抽出

利用したツールではデータ抽出は自動で行われる. まず, 全地震計の全成分について, 観測波形データから線形トレンドを差し引き, 全波形の平均自乗根値 RMS_{all} を計算する. 次に, 波形データをセグメント長で分割したデータの各部分(各部分は半分ずつ重なっている)において, RMS_{seg} を次式で計算する.

$$RMS_{seg} = [全波形と同様に求めた各部分の RMS] / RMS_{all} \quad (2.1.22)$$

最後に, 0.1 秒刻みで RMS_{seg} のヒストグラムを作成して最頻値を求め, 全地震計全成分の RMS_{seg} が同時に最頻値になるデータセグメントを利用可能なセグメントとする. 以上によって, ノイズの影響が少ない多くのデータ抽出が可能になる.

② 円周データを方位平均する

円周沿いのフーリエ級数展開におけるフーリエ係数の計算により, すべて円周上の記録を積み付き方位平均する.

③ スペクトルの推定

①および②の結果と, FFT(高速フーリエ変換)および平滑化を用いてスペクトル推定を行う. なお本研究では Parzen ウィンドウ 0.3Hz で平滑化している.

④ ③で得られたスペクトルを利用し, スペクトル比, 位相速度, S/N 比などを計算する.

⑤ ①で得られたセグメント数を任意の数で除したセグメントクラスターの回数分, ②から④の手順を繰り返す.

⑥ 繰り返し求めた④の結果を用いて平均および標準偏差を計算し, 結果を出力する.

なお山際の観測点の場合, 微動の振幅レベルが小さい可能性があるため, 微動単点の解析と同様に使用した地震計の最小感度に留意しながら解析を行う.

2.1.3 地盤構造モデルの推定

微動アレイ観測の解析で求めた位相速度分散曲線とアレイ中心の 3 成分単点観測記録より得られた H/V を用いて, 地盤構造モデルの推定を行った. 本研究では, アレイ解析による位相速度分散曲線と単点観測による微動 H/V の形状に一致するように地盤構造モデルを与え, 位相速度分散曲線の理論曲線を求めていく順解析(フォワードモデリング)を行った. H/V および位相速度分散曲線の理論値の計算には微動データ表示ツール TremorDataView(NIED, 2008)を使用した. 以下にフォワードモデリングの手順を示す.

① ボーリングデータ(NIED, 2006)や既往の研究(たとえば野口・他(2019)など)を参考に, 初期地盤構造を仮定する. その際 1/4 波長則を用いて微動 H/V のピークに対応する境界を確認しながらモデリングを行った. 近傍のボーリングデータから層の境界を見定め, $V_s=400\text{m/s}$ 以下までの表層の層厚を決定し, 1 層目の S 波速度は位相速度分散曲線の高周

波側で一定になる最小位相速度を読み取って決定した。密度は既存のモデルを、P 波速度 V_p は以下の関係式(狐崎・他, 1990)により、S 波速度 V_s から算出した。

$$V_p = 1.11 \times V_s + 1290(\text{m/s}) \quad (2.1.23)$$

なお、P 波速度は精度を考慮して 10(m/s)刻みでの概略値とした。

- ② 仮定したモデルから計算される位相速度の理論曲線と理論 H/V を、観測から求めた位相速度分散曲線と H/V に対してそれぞれ比較する。両者に差がある場合、その差が観測値全体について小さくなるように、順次仮定したモデルの層厚、S 波速度、層数を修正する。
- ③ ①②のように作成した地盤構造モデルを、近傍のボーリングデータのない観測点に適用し、総合的に層の繋がりを意識したモデルを作成する。

本研究では同時に 2 種類の観測値を比較しており、より精度の高い地下構造の推定ができると考える。なお、同時に合わせる事が困難な場合は位相速度分散曲線を優先してモデリングを行っている。

2.1.4 層厚分布および基盤傾斜角分布の推定

表層地盤の S 波速度と読み取った卓越周期を利用して、式(2.1.24)の 4 分の 1 波長則で表層の層厚を推定した。表層の S 波速度は、式(2.1.25)のように重み付き平均で求めた換算 S 波速度を使用した。

$$H = \frac{\bar{V}_s \cdot T_p}{4} \quad (2.1.24)$$

$$\bar{V}_s = \frac{\sum_{i=1}^n V_{s_i} H_i}{\sum_{i=1}^n H_i} \quad (2.1.25)$$

以下に層厚分布および基盤傾斜角分布の作成手順を述べる。

- ① 微動 H/V スペクトルから読み取った卓越周期と、推定されたアレイ観測による地盤構造モデルより、式(2.1.24)、式(2.1.25)を用いて各観測点の推定層厚を求める。
- ② 山地や切土地点など明らかに硬質な地盤が地表に存在する地点について、層厚 0m としたダミーデータを追加する。
- ③ IDW 法(逆距離加重法)を用いて内挿補間し、推定層厚のラスタ化をおこなう。(層厚分布の作成)
- ④ 国土地理院の DEM(数値標高データ)などの現在の標高値と、推定層厚の差をとり基盤標高分布を作成する。
- ⑤ 基盤標高分布から基盤傾斜角分布を作成する。

なお内挿補間やラスタ化の処理には ESRI 製の ArcGIS を用いた。IDW 法と傾斜角の算出の詳細については章末の付録に示す。

2.1.5 微動 H/V スペクトルの水平異方性

微動 H/V スペクトルについて図 2.1.6 のように、卓越周期付近で NS・EW 方向に値の相違が確認されることがある。この水平動成分の異方性は基盤の傾斜や地表面形状の不整形性などによる多次的な影響を反映していると考えられる。そこで地盤の不整形性による影響を明らかにするために、以下の mismatch という指標を用いて定量化した。

$$mismatch = \sum |\log \left(\frac{S_{NS}(f)}{S_{EW}(f)} \right)| \Delta f \quad (2.1.26)$$

$S_{NS}(f)$: フーリエスペクトルの NS 成分

$S_{EW}(f)$: フーリエスペクトルの EW 成分

Δf : タイムウィンドウの幅(今回は 1/20.48Hz)

たとえば図 2.1.5 の微動 H/V スペクトルについて、周期 0.07-0.40 秒の mismatch を求めると、それぞれ 1.24(NS07)、1.74(NS16)、0.82(NS20)であり、水平動成分の異方性が大きいほど mismatch の値は大きくなる。

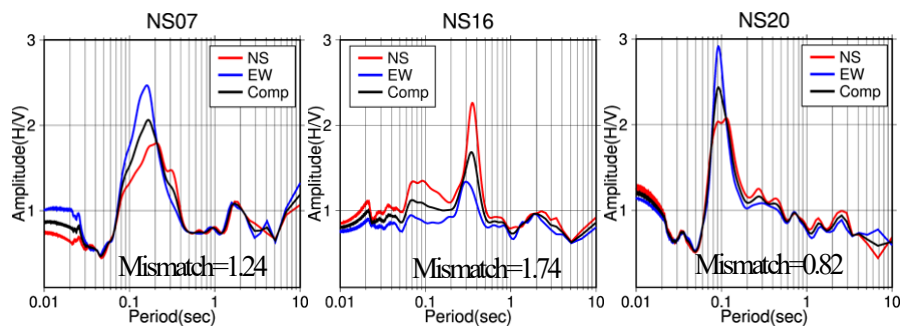


図 2.1.6 水平異方性がみられた微動 H/V スペクトルと mismatch の例

2.2 地震記録の解析

地震動 H/V スペクトルを用いて深部地盤構造の推定を試みた。地震動から H/V スペクトルを評価するため、Kawase et al.(2011)はランダムに分布した十分な数の震源群によって生じる地盤震動に拡散波動場理論を適用して下に示す計算式を導いた。

$$HVR_j^D(f) = \sqrt{\frac{2V_{p0} T_{Hj}(f)}{V_{s0} T_{Vj}(f)}} \quad (2.2.1)$$

$HVR_j^D(f)$: 拡散波動場理論に基づく j 地点の地震動 H/V スペクトル

V_{p0} : 地震基盤の P 波速度

V_{s0} : 地震基盤の S 波速度

$T_{Hj}(f)$: 地震基盤に対する j 地点の水平(S 波)伝達関数

$T_{Vj}(f)$: 地震基盤に対する j 地点の上下(P 波)伝達関数

f : 振動数

地表面の観測記録を用いて計算する H/V (式(2.2.1)の左辺)は以下の要領で計算を行った。

- ① 水平動・上下動共に、S 波初動から 20.48s を切り出す。
- ② 切り出した波形の両端に半周期の時間が 0.5 秒で立ち上がるコサインテーパーを施し、フーリエ変換を行い、その振動数領域は 0.01~50Hz を対象として、バンド幅 0.2Hz の Parzen ウィンドウを用いてスペクトルを平滑化する。
- ③ 零データを 2048 個付加して 40.96s のデータとし、各成分のフーリエスペクトルを算出する。
- ④ 水平動成分は 2 方向のスペクトルの自乗和平方根とし、これを上下動のスペクトルで除したものを観測地震の数で平均して、これを地震動の H/V としている。

地震動 H/V を用いて、逆解析による地盤構造モデルを推定する。推定の手順は以下の通りである。

- ① $V_s=700\text{m/s}$ 以浅の浅部構造は上述した微動観測により得られた地盤構造モデル、深部構造は既往研究 (たとえば野口・他(2019)など) による地盤構造モデルをベースにする初期モデルを作成する。
- ② 拡散波動場理論(Kawase et al., 2011)に基づく理論 H/V を用いて浅部から深部の地盤構造モデルをフォワードモデリングで推定する。
- ③ 推定したモデルをベースに遺伝的アルゴリズム(GA)と焼きなまし法(SA)によるハイブリッドヒューリスティック探索(山中, 2007)による逆解析で最終的に地盤構造モデルを求める。

なお減衰定数: h は初期モデルの S 波速度: $V_s=300\text{m/s}$ 未満を 0.03, $V_s=300\text{-}700\text{m/s}$ を 0.02, 700m/s 以上は 0.01 と拘束させた。インバージョンのプログラムソースは安井・他(2014)によるものを使用した。インバージョンの設定は以下の通りである。遺伝的アルゴリズムについては、試行回数 10 回、標本数 30、世代数 300、交叉確率 0.7、動的突然変異およびエリート選択を考慮、焼きなまし法については温度低下関数

$$T_k = T_0 \exp(-ck^a) \quad (2.2.2)$$

の係数 $a : 0.5$, $c : 1.0$, 初期温度 T_0 を 100、温度更新回数を 10 とした。探索の対象は S 波速度と層厚とし、P 波速度は S 波速度の換算式(式(2.2.3))から算出したものを使用した。密度は以下の S 波速度の換算式(太田外・他, 2001)を用いた。

$$\rho = 1.4 + 0.67\sqrt{V_S} \quad (2.2.3)$$

V_S : S 波速度(km/s)

付録

付録 2.1 Inverse Distance Weighting (逆距離加重法)

Inverse Distance Weighting (IDW)は対象点 x の値 $u(x)$ を, 周辺 N 点 x_i の値 $u(x_i)$ ($i=0,1,\dots,N$)を使って以下の式(2.1)および式(2.2)で補間する手法である(Watson and Philip, 1985).

$$u(x) = \frac{\sum_{i=1}^N w_i(x)u(x_i)}{\sum_{j=1}^N w_j(x)} \quad (2.1)$$

$$w_i(x) = \frac{1}{d(x, x_i)^p} \quad (2.2)$$

式から分かる通り, 距離の逆数を重みとした荷重平均で値を求めることになる。

p の値は小さいほど近傍点の値の影響が大きくなり, 通常は 1 (距離そのもの) ~2 (距離の 2 乗) を採用することが多い。距離が近い周辺の点ほど相関が強いと考えるため, 推定する領域の中心に近い点ほど, 値を平均する際の影響(加重)が大きくなる。また IDW は加重平均をとるため, 推定された値はサンプルとなる点の最小値や最大値を逸脱せず, サンプルの範囲に収まるという特徴がある。

付録 2.2 ArcGIS による傾斜角の算出について

傾斜角の算出には ArcGIS の傾斜角(slope)ツールを使用した。これはラスターサーフェイスの各セルの傾斜を計算するツールである。ESRI 社の Slope ツールの詳細を参考に以下に傾斜角の算出方法をまとめる。

傾斜角の計算方法には平面計算と測地線計算が存在するが, 本研究では対象とする領域がごく狭い範囲であることから平面計算を使用した。平面方法の場合, 傾斜角は特定のセルの値とその隣接セルの値とを比較したときの最大変化率として算出される。二次元の直交座標系を使用し, 投影された平面上で計算が実行され, 傾斜角の値は 3 次有限差分推定ツールを使用して算出される。

計算について, 3セル×3セルの隣接するセルを対象とする。計算を実行するには処理セルに隣接しているセルのうち, 少なくとも 7 つのセルが有効な値を保持している必要がある。有効なセルの数が 7 未満である場合, 計算は実行されずその処理セルの出力は NoData になる。また出力ラスターの最も外側にあるセルは, 入力データセットの境界沿いにあり, 必要なだけの有効な隣接セルに囲まれていないため NoData になる。

傾斜角 (slope_degrees) を計算するための式は以下の通りである。

$$\text{slope_degrees} = \arctan \left(\sqrt{\left(\frac{dz}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dz}{dy}\right)^2} \right) * \frac{180}{\pi} \quad (2.3)$$

計算式について，中央セルから各隣接セルへの水平方向 (dz/dx) および垂直方向 (dz/dy) でのサーフェスの変化率 (差分) として傾斜角を計算する．中央セルの値，およびそれを囲む 8 つのセルの値は横方向の差分と縦方向の差分を決定する．付録図 2.1 のように隣接セルを a～i の文字で識別すると，傾斜方向の計算対象となるセルは e である．セル e の X 方向の変化率は式(2.4)で計算される．

$$\frac{dz}{dx} = \left(\frac{(c + 2f + i) * 4}{\text{wght1}} - \frac{(a + 2d + g) * 4}{\text{wght2}} \right) / (8 * x_cellsize) \quad (2.4)$$

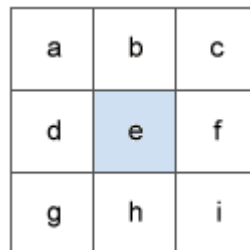
ここで wght1, wght2 は有効なセルの水平加重計数値を表し，以下に例を示す．

- c, f, i の値がすべて有効である場合，wght1 = (1+2*1+1) = 4
- i が NoData の場合，wght1 = (1+2*1+0) = 3
- f が NoData の場合，wght1 = (1+2*0+1) = 2

隣接位置が a, d, g である場合を除き，同様の手順が wght2 にも適用される．セル e の Y 方向の変化率は，式(2.5)で計算される．

$$\frac{dz}{dy} = \left(\frac{(g + 2h + i) * 4}{\text{wght3}} - \frac{(a + 2b + c) * 4}{\text{wght4}} \right) / (8 * y_cellsize) \quad (2.5)$$

ここで wght3 と wght4 は(dz/dx)の計算と同様の手順で算出される．



付録図 2.1 中央セルの傾斜角算出についての概略図

参考文献

- Aki, K. : Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull.Earthq.Res.Inst., 35, pp415-456, 1957.
- 物理探査学会：物理探査ハンドブック - 手法編 -, 1998.
- 防災科学技術研究所：防災科学技術研究所研究報告，第 313 号，2008.
- 防災科学技術研究所：Geo Station, <<https://www.geo-stn.bosai.go.jp/>>[2019/10/09 閲覧]
- 長郁夫，多田卓，篠崎祐三：一般理論が切り開く微動アレイの可能性：解析ツール BIDO の

- 公開，日本地震学会講演予稿集，2009.
- Cho, I., Tada T. and Shinozaki Y. : Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records, *J. Geophys. Res.*, 111, B09315, 2006.
- ESRI : 傾斜角 (Slope) ツールの詳細-ArcGIS Pro | ドキュメント, <<https://pro.arcgis.com/ja/pro-app/2.9/tool-reference/3d-analyst/how-slope-works.htm>> [2023/2/7 閲覧]
- 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，山根修一，奥住宏一：地震動予測のための深層地盤 P・S 波速度の推定，*自然災害科学*，9-3，pp.4-10，1990.
- Kawase,H., Sanchez-Sesma, F.J. and Matsushima,S. :The optimal use of horizontal-to-vertical ratios of earthquake motions for velocity inversions based on diffuse-field theory for plane waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol.101, No.5, pp.2001-2014, 2011.
- 紺野克昭，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*第 525 号，pp.247-259，1995.
- 宮腰研：微動探査法における表面波位相速度推定の基礎的研究，*北海道大学理学研究科博士論文*，1995.
- 野口竜也，中井翔，日高大我，吉見和，上野太士，西川隼人，吉田昌平，香川敬生：微動および地震観測に基づく鳥取県中部域の地盤構造推定と地盤震動特性の把握，*日本地震工学論文集*，19 卷，5 号，特集号「第 15 回日本地震工学シンポジウム」その 2，2019.
- 大町達夫，紺野克昭，遠藤達哉，年縄巧：常時微動の水平動と上下動のスペクトル比を用いる地盤周期推定方法の改良と適用，*土木学会論文集* N0.489/1-27, pp.251-260, 1994.
- 太田外氣晴，江守克彦，河西良幸：耐震基礎耐震・振動・制御，*共立出版*，p. 339，2001.
- Tada, T., I. Cho, and Y. Shinozaki : New horizons in the utility of horizontal-motion microtremors, *Proc. 7th International Conference on Urban Earthquake Engineering, Center for Urban Earthquake Engineering, Tokyo Institute of Technology.*, 2010.
- 時松孝次，宮本泰生：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，*日本建築学会構造系論文報告集* 第 439 号，pp.81-87，1992.
- 山中浩明：ハイブリッドヒューリスティック探索による位相速度の逆解析，*物理探査*，Vol.60, pp.265-275, 2007.
- 安井譲，西川隼人，前田寿郎，長郁夫，小嶋啓介，額額一起，宮島昌克：地震動 H/V スペクトルによる地盤構造逆解析の適用性—福井地域の記録を用いた研究事例—，*土木学会論文集* A1 (構造・地震工学) Vol.70, No.4, [特]地震工学論文集, Vol.33, pp.628-643, 2014.
- Watson, D. F., and G. M. Philip.,:A Refinement of Inverse Distance Weighted Interpolation.*Geoprocessing* 2:315 – 327. 1985.

第3章 2016年鳥取県中部の地震の被害地域における地盤震動特性

この章では2016年鳥取県中部の地震で広範囲に軽微な建物被害が確認された件について、特に被害が集中していた地域をモデルケースとして、1次元的な地盤増幅だけでは建物被害などの現象を説明できない事例について議論する。

3.1 はじめに

2016年10月21日に鳥取県中部を震源とする $M_{JMA}6.6$ の地震が発生し、鳥取県倉吉市葵町、北栄町土下、湯梨浜町龍島で最大震度が6弱であった(地震調査研究推進本部, 2016)。この地震による建物被害は屋根瓦落下等が特徴的であり、北栄町の平野部や、湯梨浜町の間麓部など、限られた地域に集中してみられた(香川, 2017; Kagawa et al., 2017)。当該地震は北北西-南南東方向に走向を持つほぼ鉛直傾斜の左横ずれ断層型の破壊であり、断層破壊の進行方向にあたる倉吉市や北栄町東部に向かって強震動が放射されたと考えられる。特に被害がみら

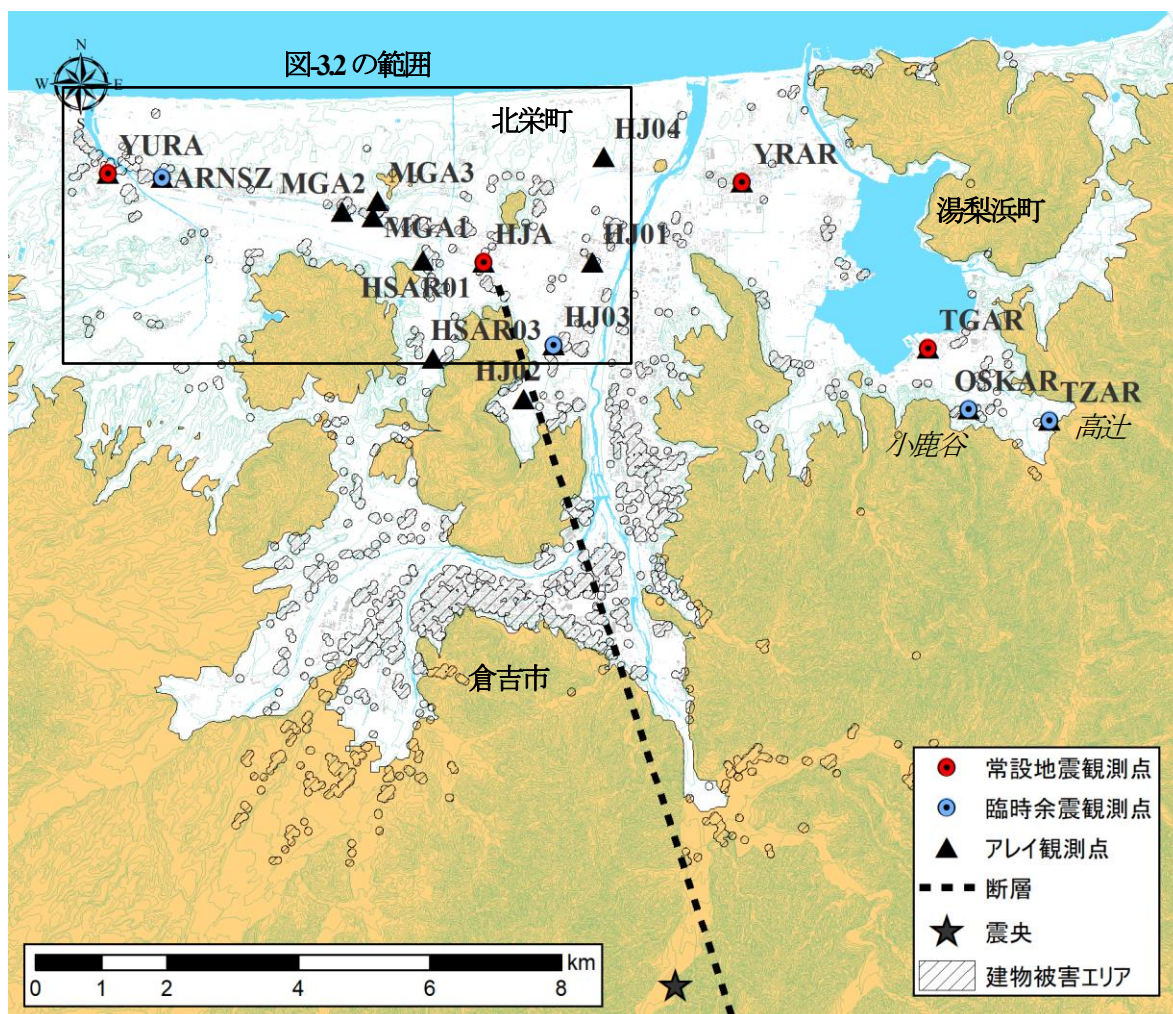


図 3.1 2016年鳥取県中部の地震の断層・震央(地震調査研究推進本部, 2016), 建物被害エリア, 各観測点の分布

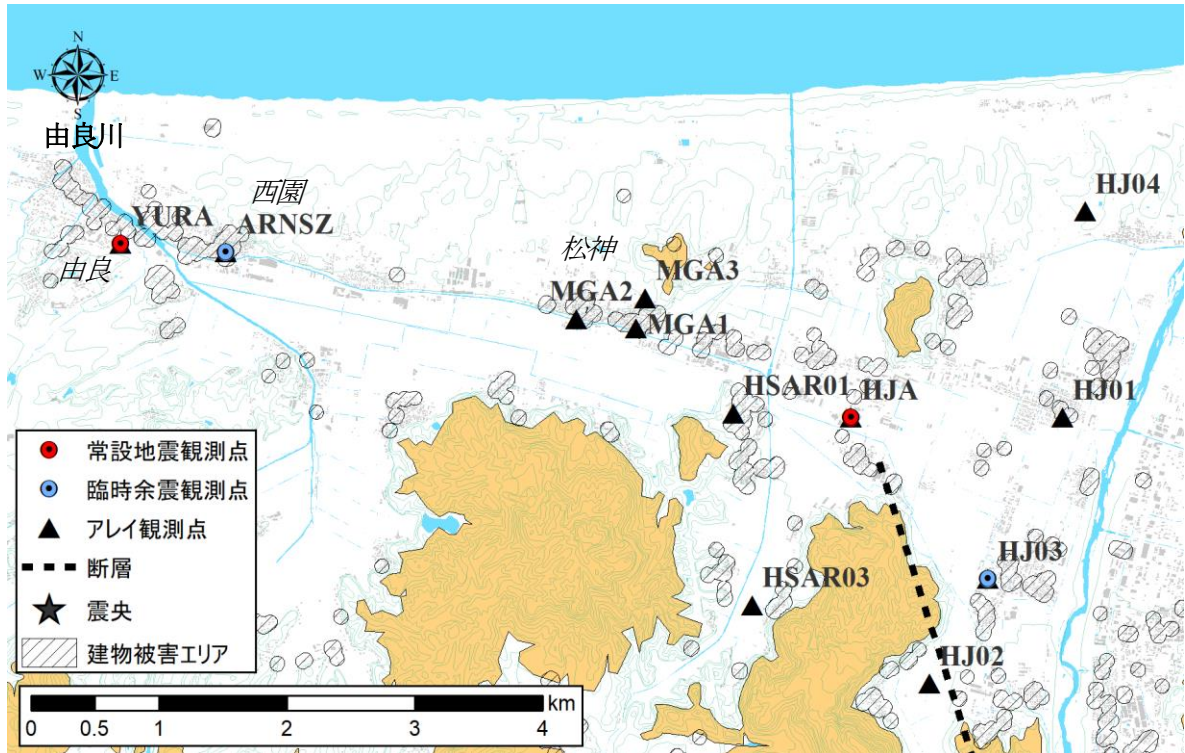


図 3.2 北栄町における建物被害エリアと各観測点の分布

れた北栄町西園・松神地域ではごく一部の老朽化した木造倉庫などに倒壊が確認された。被害集中域で老朽化した建物の被害については耐震性能の低下も考えられるが、多くの被害が局所的に集中した要因は、地盤構造の違いによるサイト増幅もその要因のひとつとして考えられる。

この地震の強震記録は防災科学技術研究所の K-NET および KiK-net, 鳥取県内自治体の強震観測点, 鳥取大学が設置した臨時観測点等で得られている(香川・他, 2017)。強震記録の分析結果より、地盤構造の違いによるサイト増幅の差異が確認された(Kagawa et al., 2017)。また、震源近傍の北栄町土下(HJA)および湯梨浜町龍島(TGAR), 久留(YRAR)では地震記録とそのスペクトル解析から強い非線形効果による地盤応答が疑われている(野口・他, 2018)。

このように震源特性や建物自体の耐震性, 地盤の非線形特性が建物被害の要因として考えられるが、本研究では地盤増幅特性のみに着目して研究を実施した。この地域では野口ら(2019)が特に被害がみられた北栄町西園(ARNSZ)および松神地域(MGA1-3)で稠密微動観測を実施しており、その結果から建物被害と微動 H/V の卓越周期の関連性は薄く、H/V の形状に影響する可能性が高いことを指摘している。本研究では、北栄町由良(YURA)や倉吉平野北西部(HJ01-04)や北栄町土下周辺(HJA)で建物被害との関連性について検討を行うために、強震観測点や被害地点において追加で微動観測を実施し、過去に実施された研究成果(野口・他, 2019; 西村・他, 2019)も加えて地盤構造を推定した。さらに、余震記録から深部地盤構造の推定を行い、総合的に建物被害との関連性について検討した。

3.2 観測

(1) 建物被害エリアについて

2016年鳥取県中部の地震の本震による建物被害は、北栄町の平野部、湯梨浜町の山麓部に局所的にみられた。図3.1、図3.2は衛星画像から判別したブルーシート被覆状況(本田・他, 2017)と現地視察および聞き取り(香川, 2017)から作成した被害分布である。山地を黄土色、等高線を黄緑で示している。本研究では、被害がみられた住宅から半径50mの範囲を建物被害エリアとした。全域の建物被害エリアの特徴として、山際に近い地域や平野部の限られた地域に被害が集中していることがわかる。由良川の左岸側の由良地域と右岸側の西園地域で特に被害がみられ、老朽化した木造家屋の倒壊や大破がみられたことが報告されている。

(2) 対象地域における先行研究について

既往の研究(Kagawa et al., 2017; 野口・他, 2019; 西村・他, 2019)では微動の3成分単点観測が北栄町で456点、湯梨浜町で296点行われており、微動のアレイ観測は常設強震観測点で4点(HJA, YURA, YRAR, TGAR)、臨時余震観測点で3点(OSKAR, TZAR, ARNSZ)、被害地域で3点(MGA1-3)の計10点で実施されている(図3.1, 図3.2)。また鳥取県中部地震の余震を用いた地震記録の解析が、常設強震観測点4点(HJA, YURA, YRAR, TGAR)と臨時余震観測点2点(ARNSZ, HJ03)で行われている(野口・他, 2019)。

微動H/Vの卓越周期は、倉吉平野北西部の臨海部(YURA, ARNSZ, MGA1-3付近)や東郷池の北西側(YRAR付近)で1秒前後、内陸の平野部(HJ01-03, HJA付近)や東郷池の南側(TGAR付近)で0.5-0.7秒である。これは $V_s=400\text{m/s}$ 以下の軟らかい堆積層の厚さに対応していると考えられる。また、北栄町と湯梨浜町ともに山際に近い地域から平野部へ向かって微動H/Vの卓越周期が長くなる傾向がみられている。

(3) 観測概要

微動の3成分単点観測は住宅地を中心に北栄町で114点実施した。屋根瓦落下の被害がみられた地域では観測点の間隔を50mおきに設定した。計測機器には白山工業製の3成分の加速度型地震動計JU410を使用した。増幅倍率を100倍、観測時間は10-15分間程度とした。サンプリング周波数は平野部では100Hz、山地近傍では200Hzとした。

微動のアレイ観測は臨時余震観測点(HJ03)で1点、被害地点(HJ01-02, HJ04, HSAR01, HSAR03)で5点の計6点で観測を行った。計測機器には3成分単点観測と同じJU410を4台用いてGPSクロックにより同期させる仕様とした。地震計は円の中心に1台、正三角形を作るように円周上に3台を配置させた。サンプリング周波数は内陸部で山地近傍のHSAR03のみ1000Hz、そのほかの平野部で200Hzとし、増幅倍率は3成分単点観測と同様に設定し、観測時間は15分程度、アレイ半径はHJ01-04では1-30mの範囲、HSAR01とHSAR03では1-

10m の範囲で行った。

臨時余震観測として、野口ら(2019)による観測点に加え、建物被害がみられた小鹿谷および高辻地域の中心地に各 1 地点(OSKAR, TZAR)で実施した結果も加えた。小鹿谷地域は 2017 年 7 月 24 日から 2018 年 7 月 2 日まで、高辻地域は 2015 年 10 月 20 日から 2020 年 9 月まで観測を実施している。観測機器は東京測振製のセンサー一体型記録計 CV-374A を使用し、サンプリング周波数は 100Hz に設定した。観測システムはいずれも NS, EW, UD の 3 成分を同時に測定する 3 成分一体型である。設置状況としては、外部電源が確保できる屋内の建物の出入り口など硬質な基礎の上に設置し、GPS クロックによる同期、常時連続観測をおこなう仕様としている。

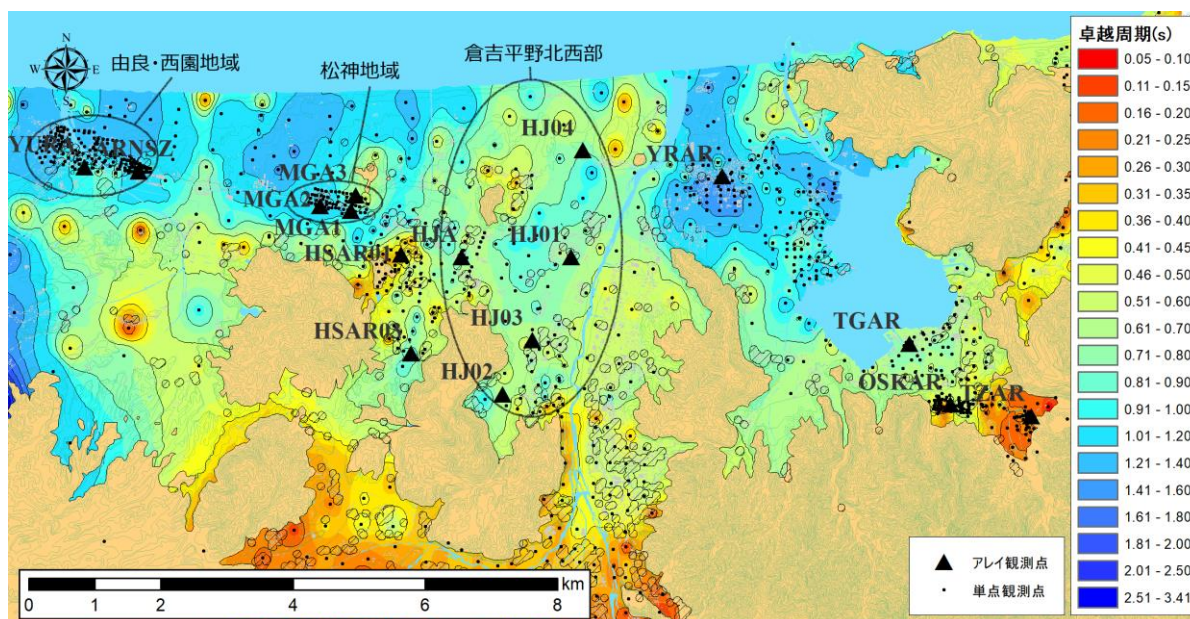


図 3.3 鳥取県中部域における卓越周期分布図（コンター線は 0.2 秒間隔）

3.3 対象地域の地盤震動特性

(1) 微動 H/V の卓越周期

図 3.3 に鳥取県中部域，図 3.4 に倉吉平野北西部の卓越周期分布図を示す．分布図のコンター間隔は 0.2 秒である．多くは明瞭なピークが 1 つだけの単峰型のスペクトルだが，山際などの一部の地域では複数みられる場合があり，その場合は周辺の地形・地質を考慮して微動 H/V の卓越周期の読み取りを行った．例えば図 3.4 の 19_HJ16 の微動 H/V の卓越周期は 0.23 秒と 0.50 秒，隣り合う 19_HJ15 は 0.73 秒である．両地点は平野部に位置しており，卓越周期が著しく変化するとは考えにくいことから 19_HJ16 は対応する周期として 0.50 秒と読み取った．なお本研究ではこの読み取った周期を微動 H/V の卓越周期とする．

図 3.3 より湯梨浜町における微動 H/V の卓越周期は YRAR 周辺で 0.8-1.6 秒，TGAR 周辺で 0.4-0.8 秒，山際に近い OSKAR と TZAR で 0.1-0.6 秒の範囲で分布している．北栄町では YURA や ARNSZ の由良・西園地域で 1.0-1.6 秒，MGA1-3 の松神地域で 0.3-1.0 秒，HJA や HSAR01，HSAR03 で 0.3-1.0 秒，HJ01-04 で 0.3-1.0 秒の範囲で分布している．倉吉平野北西部では，HJA と HJ01 周辺で微動 H/V の卓越周期が局所的に長周期化する傾向がみられた．図 3.5 はアレイ観測における中心点の微動 H/V にレイリー波基本モードの理論 H/V(図中の Theory)を重ねたものである．微動 H/V の形状に注目すると，倉吉平野北西部(HJA)や東郷湖周辺(YRAR)では

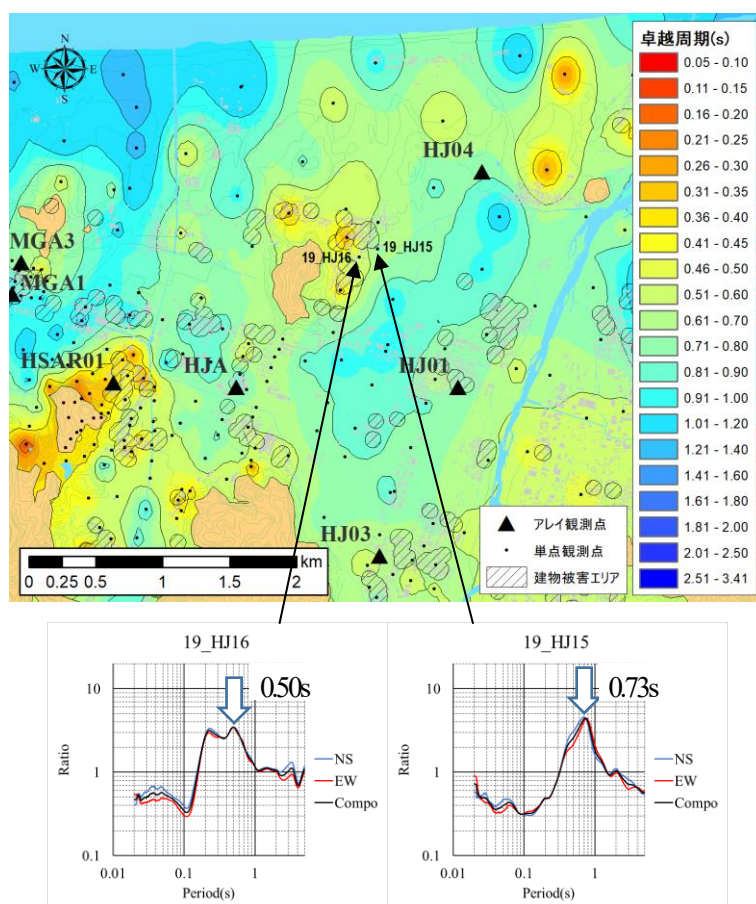


図 3.4 倉吉平野北西部の卓越周期分布図と微動 H/V

図中の黒矢印に示す単峰型の鋭いピークを持つ観測点が多く、西園・由良地域(ARNSZ, YURA)や松神地域(MGA1, MGA2)では複数のピークを持つ観測点が多いことがわかった。これは表層の速度構造の違いを反映していると考えられる。

H/V スペクトルについて平野部の山際に近い観測点では、基盤の傾斜による水平動成分の顕著な異方性は確認されず、山際に近づくにつれて卓越周期が徐々に短くなる傾向がみられた。これは山際へ向かって堆積層が徐々に薄くなる様子を表しており、基盤構造の不整形性による微動 H/V スペクトルへの影響はこの地域では認められなかった。

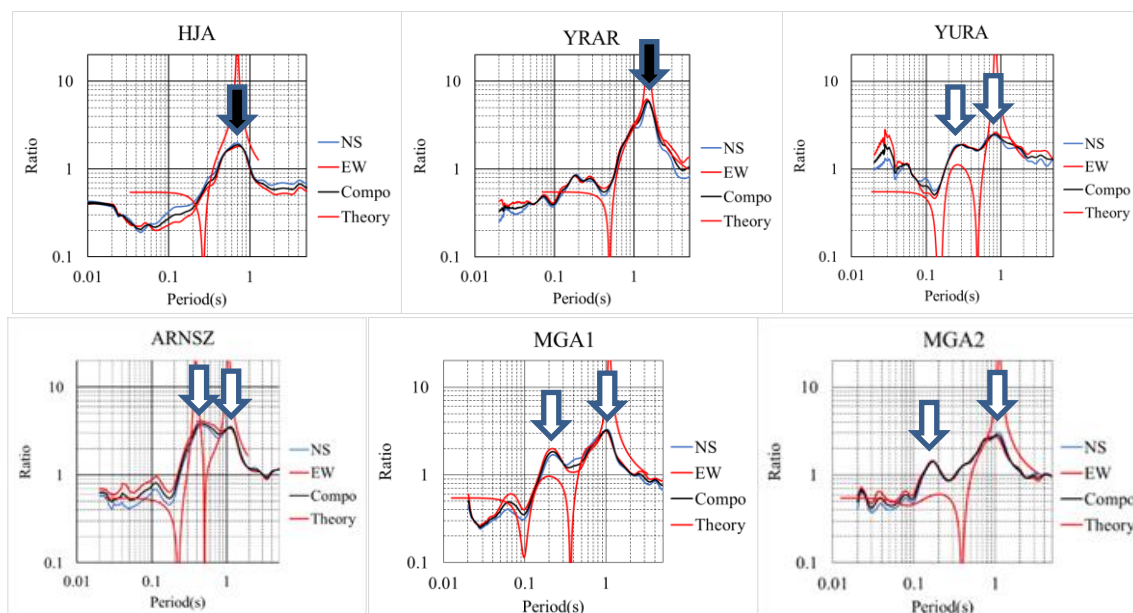


図 3.5 アレイ観測における中心点の微動 H/V
(赤線はレイリー波基本モードの理論 H/V を示す)

表 3.1 微動解析による地盤構造モデル

観測点	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	観測点	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	観測点	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$			
YRAR	33	1.6	1430	140	HJ01	15	1.7	1400	120	MGA1	4	1.6	1400	100			
	75	1.8	1730	400		10	1.8	1600	200		30	1.8	1510	200			
	100	2.1	2070	700		30	1.9	1700	400		100	1.9	1850	500			
	∞	2.2	2620	1200		150	2.1	2070	700		∞	2.2	2620	1200			
TGAR	9	1.6	1390	90		∞	2.2	2620	1200	MGA2	5	1.6	1400	150			
	8	1.7	1510	200	HJ02	15	1.7	1400	100		23	1.7	1510	200			
	50	1.8	1730	400		20	1.8	1500	200		20	1.8	1620	300			
	100	2.1	2070	700		30	1.9	1700	400		50	1.9	1850	500			
∞	2.2	2620	1200	250		2.1	2070	700	60		2.1	2070	700				
OSKAR	8	1.6	1400	100		∞	2.2	2620	1200	∞	2.2	2620	1200	MGA3	35	1.7	1510
	3	1.7	1510	200	HJ03	25	1.7	1400	140	10	1.7	1430	130				
	30	1.8	1730	400		40	1.9	1700	400	10	1.9	1850	500				
	100	2.1	2070	700		200	2.1	2070	700	∞	2.2	2620	1200				
∞	2.2	2620	1200	∞		2.2	2620	1200	ARNSZ	10	1.7	1430	130				
TZAR	4	1.6	1390	100	HJ04	40	1.7	1500		190	10	1.7	1510	200			
	4	1.7	1510	200		30	1.9	1700		400	70	1.8	1730	400			
	100	2.1	2070	700		100	2.1	2070		700	60	2.1	2070	700			
	∞	2.2	2620	1200		∞	2.2	2620	1200	∞	2.2	2620	1200				
HJA	9	1.6	1380	80	HSAR01	9	1.8	1550	230	YURA	11	1.7	1490	180			
	5	1.7	1460	150		80	2.1	2070	700		65	1.8	1730	400			
	10	1.8	1510	200	∞	2.2	2620	1200	80		2.1	2070	700				
	12	1.9	1730	400	HSAR03	10	1.7	1460	50		∞	2.2	2620	1200			
∞	2.2	2620	1200	30		1.8	1510	200	青色		平野部の観測点						
				40		1.9	1730	400	橙色		山麓部の観測点						
				∞	2.2	2620	1200	※建物被害エリアと重なる点は下線で表示									

(2) 地盤構造

表 3.1 に地盤構造モデルを、付録図 3.1(章末)にモデリングした際のレイリー波基本モードの位相速度分散曲線を重ねて示す。表 3.1 において、山麓部の観測点は青色、平野部の観測点は橙色、建物被害エリアと重なる点は下線で示す。観測点周辺のボーリングデータ(防災科学技術研究所, 2006, 中国地方基礎地盤研究会, 1995)より、表 3.1 の $V_s=100m/s$ 以下は泥、粘土あるいはシルト層、 $V_s=200m/s$ 以下は砂層だと考えられる。表 3.1 より $V_s=50-300m/s$ の低速度層は厚さ 8-48m であり、平野部で厚く、山際に近い内陸部で薄くなる傾向がみられる。建物被害がみられた山麓部の観測点(OSKAR, TZAR, HJ03, HSAR01)では表層に $V_s=200m/s$ 以下の低速度層が十数 m 堆積しており、それ以深は $V_s=700m/s$ 以上の軟岩層が存在することがわかった。一方で建物被害がみられた平野部の観測点(HJ01, MGA1-3, ARNSZ, YURA)では HJA を除いて $V_s=700m/s$ 上面までの層厚が 45-134m と比較的厚いことがわかった。非線形応答が疑われる土下(HJA), 龍島(TGAR), 久留(YRAR)では表層に S 波速度 80-140m/s のシルトあるいは砂層がみられ、この層が非線形応答に関与した可能性が高い。

微動アレイ記録の解析では 1000m/s を超える位相速度が得られていないため、より深部の地盤構造モデルを推定することを目的として強震観測点における地震動 H/V スペクトルの解析を行った。地震記録の解析の対象とした地震は 2017 年 5 月から 2018 年 7 月の期間内に発生した最大震度 2 以上の 19 個である(付録表 3.1(章末))。この地震動 H/V および拡散波動場理論(Kawase et al., 2011)に基づく理論 H/V を用いて深部構造モデルの推定を行った。表 3.2 に得

られた地盤物性データを，図 3.6 に S 波速度構造の柱状図を，付録図 3.2 に地震動 H/V とモデル推定で求められた理論 H/V の比較図を示す．図 3.6 中の数字は工学的基盤($V_s=600\text{m/s}$)までの深度を表している．表 3.2 の地震動解析による地盤構造モデルより，平野部(TGAR, YRAR, HJA, ARNSZ)ほど $V_s=600\text{m/s}$ 以上の基盤深度が深くなる傾向がみられ，これは平野部で微動 H/V の卓越周期が長周期化する傾向と一致する．山麓部で隣接している OSKAR と TZAR は浅部構造が大きく異なっており，基盤の傾斜や起伏が想定される． $V_s=700\text{m/s}$ より深部の基盤速度について，北栄町西部の YURA と ARNSZ で遅く，それ以外の観測点で速いことがわかった．工学的基盤($V_s=600\text{m/s}$)までの深度は HJA と YURA で 120m 程度，ARNSZ と HJ03 で 80m 程度であり，北栄町では基盤深度に大きな差はなかった．一方で湯梨浜町の基盤深度は平野部の YRAR で最も深く 111m，山麓部の TZAR で最も浅く 12m であり，周囲の地形を反映していることがわかった．

表 3.2 地震動解析による地盤構造モデル

TGAR 地震動モデル

層厚(m)	ρ (t/m ³)	Vp(m/s)	Vs(m/s)	h
9.0	1.60	1240	90	0.057
8.0	1.70	1315	200	0.047
29.7	1.82	1381	400	0.050
63.8	2.01	1859	825	0.069
126.2	2.08	3245	1032	0.027
427.5	2.35	5100	2035	0.059
∞	2.56	5500	3000	0.010

YRAR 地震動モデル

層厚(m)	ρ (t/m ³)	Vp(m/s)	Vs(m/s)	h
33.0	1.65	1081	140	0.061
78.0	1.78	1402	324	0.016
89.3	2.01	1828	834	0.022
260.0	2.21	2623	1461	0.019
400.0	2.37	4504	2130	0.060
∞	2.56	5500	3000	0.010

OSKAR 地震動モデル

層厚(m)	ρ (t/m ³)	Vp(m/s)	Vs(m/s)	h
5.0	1.60	1246	90	0.091
35.6	1.87	1319	487	0.034
51.5	1.95	1774	674	0.031
106.1	2.07	3502	1006	0.021
355.2	2.31	4879	1859	0.059
∞	2.56	5500	3000	0.010

TZAR 地震動モデル

層厚(m)	ρ (t/m ³)	Vp(m/s)	Vs(m/s)	h
6.0	1.60	1441	90	0.092
6.4	1.75	1722	268	0.014
92.6	2.00	1803	801	0.015
190.4	2.16	3567	1293	0.013
330.0	2.36	4594	2051	0.056
∞	2.56	5500	3000	0.010

YURA 地震動モデル

層厚(m)	ρ (t/m ³)	Vp(m/s)	Vs(m/s)	h
11.0	1.68	1438	180	0.051
43.5	1.85	1562	458	0.019
66.5	1.90	2518	561	0.079
110.5	2.14	3738	1232	0.022
361.8	2.32	4635	1898	0.050
∞	2.56	5500	3000	0.010

HJA 地震動モデル

層厚(m)	ρ (t/m ³)	Vp(m/s)	Vs(m/s)	h
8.0	1.59	1270	80	0.093
36.3	1.82	1338	394	0.063
75.0	1.91	1568	580	0.017
105.6	2.22	2680	1485	0.035
413.6	2.39	5196	2195	0.061
∞	2.56	5500	3000	0.010

HJ03 地震動モデル

層厚(m)	ρ (t/m ³)	Vp(m/s)	Vs(m/s)	h
25.0	1.7	1540	140	0.035
47.9	1.8	1576	306	0.013
32.4	2.0	2436	727	0.052
250.5	2.1	3707	1017	0.019
255.0	2.4	4476	2170	0.022
∞	2.6	5500	3000	0.010

ARNSZ 地震動モデル

層厚(m)	ρ (t/m ³)	Vp(m/s)	Vs(m/s)	h
9.0	1.59	1207	80	0.093
8.8	1.83	1300	407	0.057
69.3	1.87	1337	493	0.051
94.2	1.98	1613	757	0.046
164.2	2.05	2896	935	0.046
435.9	2.29	3981	1761	0.058
∞	2.56	5500	3000	0.010

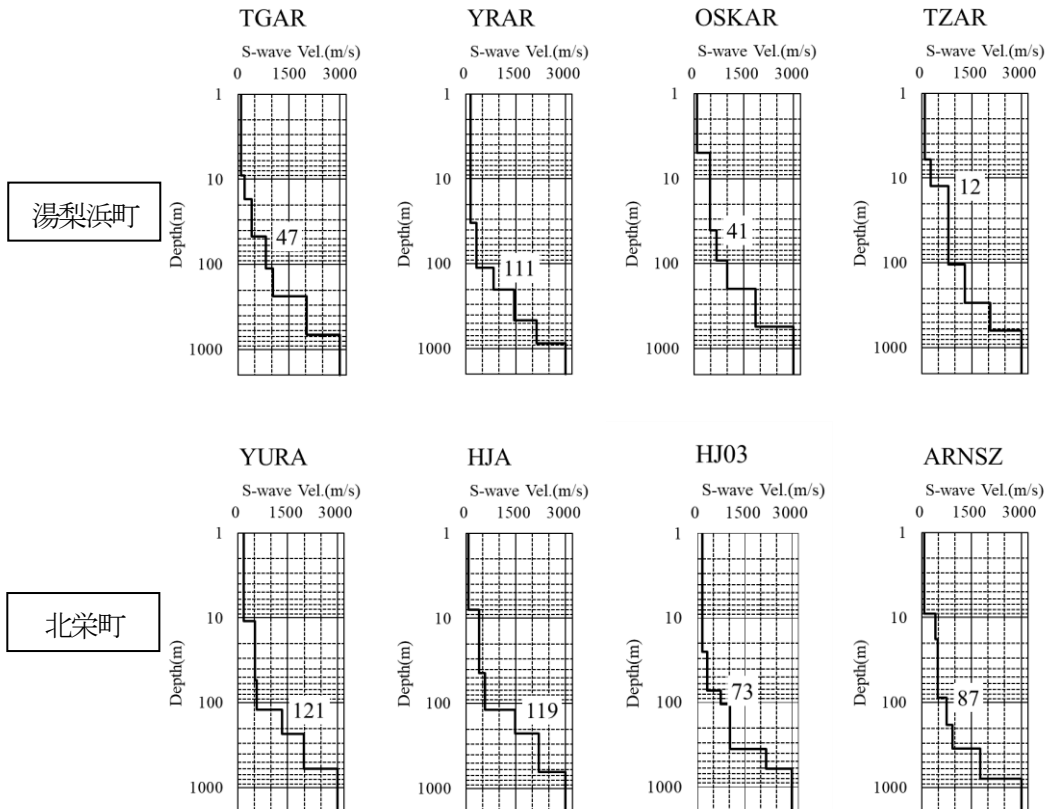


図 3.6 地震動解析による S 波速度構造の柱状図
(数字は工学的基盤(Vs=600m/s)までの深度を表す)

3.4 地盤増幅特性と建物被害との関係

(1) AVS30 および地盤増幅度 ARV

地盤増幅度の簡易指標である AVS30 と ARV を用いて各地点の地盤増幅度を評価した。ここでは、ある程度狭い領域での被害の相違を考察する立場で、工学的基盤相当層での地震動を共通とし、まずは表層地盤の増幅度のみに着目している。ARVは基盤層($V_s=600\text{m/s}$)に対する地表最大速度の増幅率であり以下の式(3.1)で算出する(Midorikawa et al., 1994)。表 3.3 に各地点の AVS30 と ARV を示す。AVS30 は地下 30m までの平均 S 波速度を表しており、本研究では微動観測で推定された地盤モデルから計算した。表-3.3 より湯梨浜町の平野部の観測点である YRAR, TGAR は ARV が 2.2-2.6 程度で被害がみられない。北栄町の平野部では全域で ARV が 1.6-2.6 程度であるが、この地域で値が最小の YURA(ARV=1.65)で被害がみられる。山麓部における観測点の ARV は 1.2-3.2 程度と同じ山麓部でも場所によって大小さまざまである。TZAR と HSAR01 は ARV が 1.5 以下と他の観測点と比較して小さいが被害がみられる。以上より ARV と今回の建物被害は平野部、山麓部ともに値の大小に関係なく被害がみられ、建物被害と対応しなかった。

$$\log ARV = 1.83 - 0.66 \log AVS30 \quad (3.1)$$

表 3.3 各地点の AVS30 と ARV

	YRAR	TGAR	OSKAR	TZAR	HJA
AVS30	140	174	220	328	142
ARV	2.59	2.25	1.98	1.48	2.56

	HJ01	HJ02	HJ03	HJ04	HSAR01
AVS30	160	133	157	190	434
ARV	2.37	2.68	2.40	2.12	1.23

	MGA1	MGA2	MGA3	ARNSZ	YURA
AVS30	176	194	200	197	276
ARV	2.22	2.09	2.05	2.07	1.65

	HSAR03	青色	平野部の観測点
AVS30	100	橙色	山麓部の観測点
ARV	3.24		

※建物被害エリアと重なる点は下線で表示

(2) 被害地域の層厚分布

建物被害が広範囲で確認された由良・西園地域と倉吉平野北西部について、表層地盤の S 波速度と 3.3.(1)項の解析で読み取った微動 H/V の卓越周期から、4 分の 1 波長則で表層の層厚を推定した。表 3.1 の S 波速度構造モデルより各地域で表層の S 波速度が様々であることから、地域ごとに S 波速度を設定した。由良川左岸側の由良および右岸側の西園地域においては微動 H/V の卓越周期は 0.6 秒より短周期側を T_{p2} 、長周期側を T_{p1} としてそれぞれの卓越周期に対して層厚を推定した。また S 波速度は表 3.1 の YURA および ARNSZ の地盤構造モデルから短周期側を $V_s=400\text{m/s}$ 上面、長周期側を $V_s=700\text{m/s}$ 上面として境界ごとに重み付き平均で S 波速度を算出した。

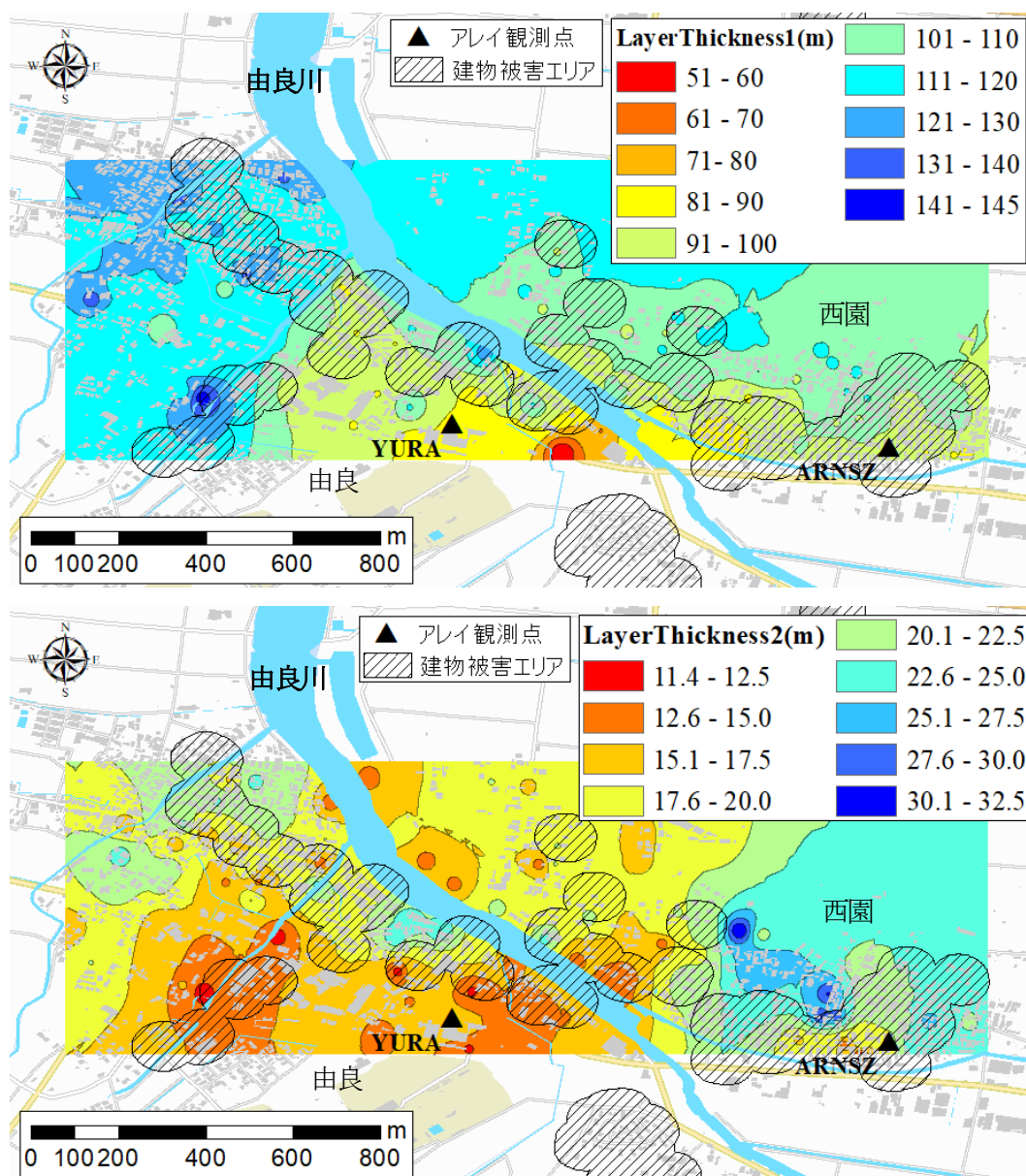


図 3.7 由良・西園地域における微動 H/V 卓越周期から推定した
表層地盤の層厚分布

(上図：長周期側の微動 H/V 卓越周期 T_{p1} ，下図：短周期側の微動 H/V 卓越周期 T_{p2})

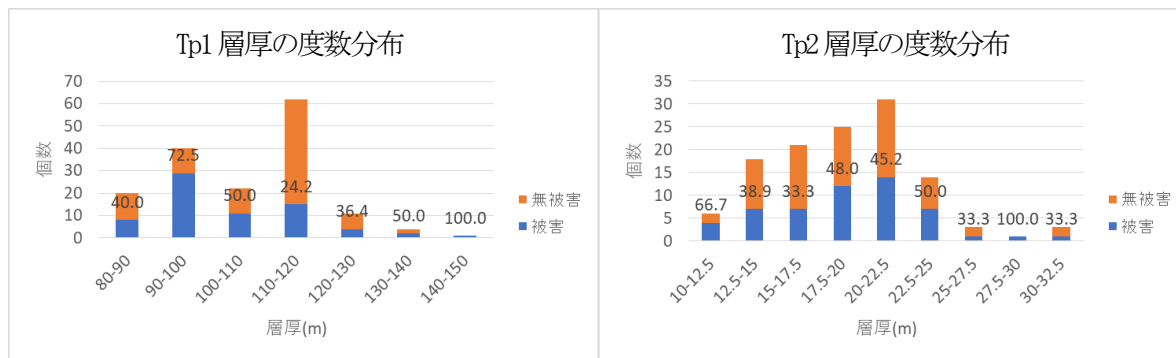


図 3.8 由良・西園地域における被害・無被害域に区分した層厚の度数分布

それぞれの微動 H/V の卓越周期に対する表層平均 S 波速度について、長周期側は由良で 368m/s、西園で 348m/s とし、短周期側は由良で 180m/s、西園で 165m/s とした。倉吉平野北西部では単峰型の微動 H/V が多くみられたため、単一の微動 H/V の卓越周期に対して層厚を推定した。倉吉平野北西部の S 波速度は松神地域で 350m/s、その他の地域では 268m/s とした。図 3.7 の由良・西園地域の層厚分布より、Tp1 による層厚は南から北西方向へ向かって深くなり、Tp2 による層厚は局所的に深くなる地点がみられる。被害分布と比較すると、Tp2 による層厚の急変部と建物被害が重なるエリアがみられた。

また由良・西園地域は高密度な観測が実施されているので、それぞれの層厚の区分ごとに建物被害エリア内の観測点と全観測点の割合（建物被害エリア内の観測点／全観測点）を算出し、建物被害との関連性について検討した。図 3.8 は微動観測点を被害域、無被害域に区分し、層厚で整理した度数分布であり、図中の数字は被害エリア内の観測点の割合を示す。Tp1 による層厚は 90-100m で被害観測点の割合は 72.5%と最も高く、110-120m で 24.2%と最も低いことがわかった。Tp2 による層厚は 10-12.5m で被害観測点の割合は 66.7%で最も高く、そのほかの範囲では 50%を下回ることがわかった。

図 3.9 より倉吉平野北西部の層厚は HJA 周辺で 40-50m、その西側と東側では 50m よりも厚くなっており、内陸部へ向かって層厚が薄くなる傾向がある。松神地域(MGA1-3)では局所的に層厚が厚くなり、西側へ向かって深くなることがわかった。HJA の北側の層厚が急変する山麓部や局地的に層厚が厚くなる松神地域において、層厚の急変部と被害分布が重なる領域が多くみられた。ここで、山際の層厚変化をより詳細に検討するために層厚分布から基盤の傾斜角を算出した。標高から層厚の値を引いて基盤標高とし、その基盤標高から傾斜角の分布を作成した。図 3.10 に倉吉平野北西部の基盤傾斜角の分布を示す。建物被害がまとまって確認された領域について述べると、松神地域や北条島地域(HSAR01 周辺)の傾斜角は 5-10 度、HJA 周辺の山麓部では 10-15 度である。傾斜角が最も急な領域は HJ02 周辺の山麓部で 25 度であり、この領域では建物被害エリアと重なっていることがわかる。

このように、由良・西園地域や松神地域、HJA 周辺の山麓部において層厚が急変する領域で被害が集中的にみられることから、建物被害は基盤の 2 次元あるいは 3 次元的变化が影響していると示唆される。

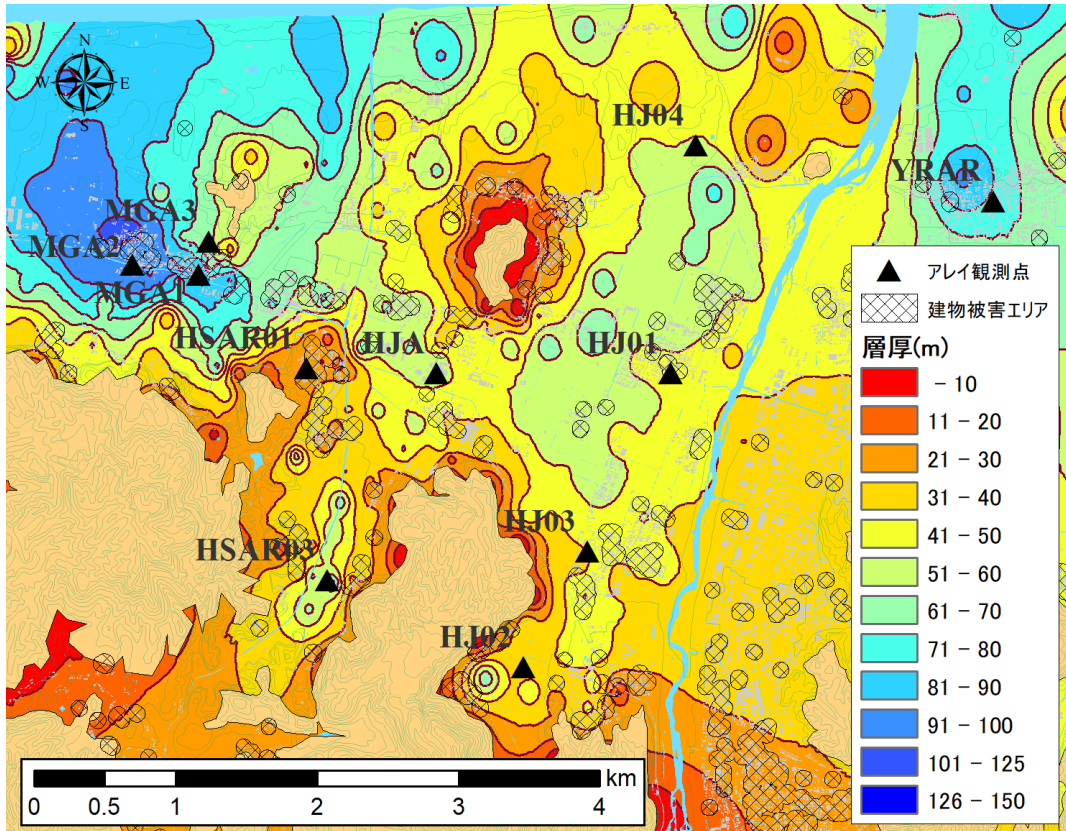


図 3.9 倉吉平野北西部における微動 HV 卓越周期から推定した表層地盤の層厚分布

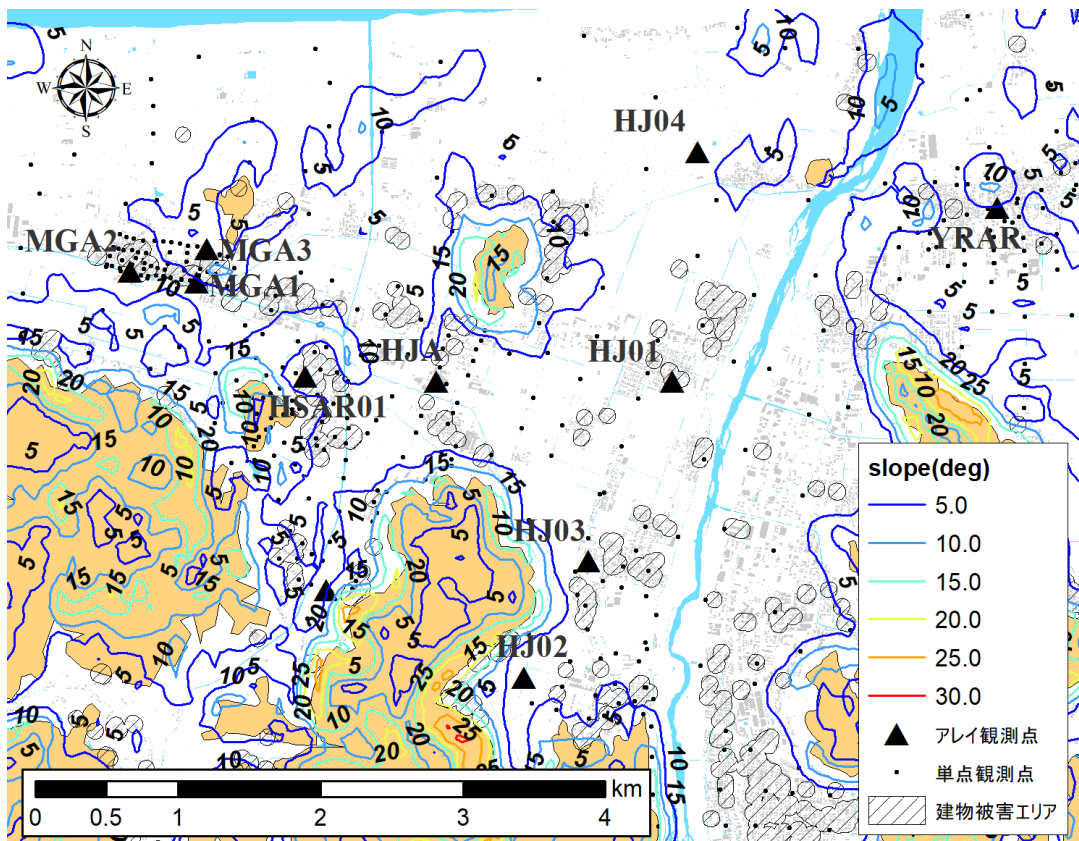


図 3.10 倉吉平野北西部における層厚分布から推定した基盤傾斜角分布
(コンター線は5度間隔)

(3) 微動 H/V を用いた地盤増幅度の評価

西川・他(2019)は地震観測記録から評価した地盤増幅度 F_v を微動 H/V のピーク値と卓越周期を用いて、経験的な地盤増幅度の評価を行う回帰式(3.2)を提案している。地震記録のサイト増幅特性は、KiK-netの地震基盤相当の層を基準とした相対値であり、スペクトルインバージョンによって求められている。その後地震記録から求められた地盤増幅度の観測値と式(3.2)による予測値の誤差二乗和が最小になるように回帰係数 c , d , e を決定している(表 3.4)。本研究では ARV による簡便な評価に加えて平面的な地盤増幅度の評価を行うために、由良・西園地域と倉吉平野北西部を対象に最大地動速度に対する地盤増幅度 F_v を算出し、被害との対応について検討を行った。微動 H/V に複数のピークが確認された由良・西園地域ではそれぞれの F_v について算出し、微動 H/V の卓越周期が 0.6 秒より長周期側を F_{v1} 、短周期側を F_{v2} とした。由良・西園地域で単峰型の微動 H/V が確認された地点では、微動 H/V の卓越周期が 0.6 秒より長周期であったため F_{v1} に分類して算出した。また 3.4.(2)項と同様にそれぞれの F_v の区分ごとに被害エリア内の観測点と全観測点の割合を算出した。図 3.11 に由良・西園地域の地盤増幅度の分布を示す。図 3.12 は微動観測点を被害域、無被害域に区分し、地盤増幅度で整理した度数分布であり、図中の数字は被害エリア内の観測点の割合である。図 3.13 に倉吉平野北西部の地盤増幅度の分布を示す。

$$\log F_v = c_1 + c_2 \log \alpha_m + c_3 \log f_m + c_4 \log (f_m^2 + d f_m + e) \quad (3.2)$$

α_m : 微動 H/V のピーク値
 f_m : 微動 H/V の卓越周波数(卓越周期の逆数)

表 3.4 式(3.2)における回帰係数(西川・他, 2019)

c1	c2	c3	c4	d	e
0.496	0.291	1.089	-0.817	0	0.468

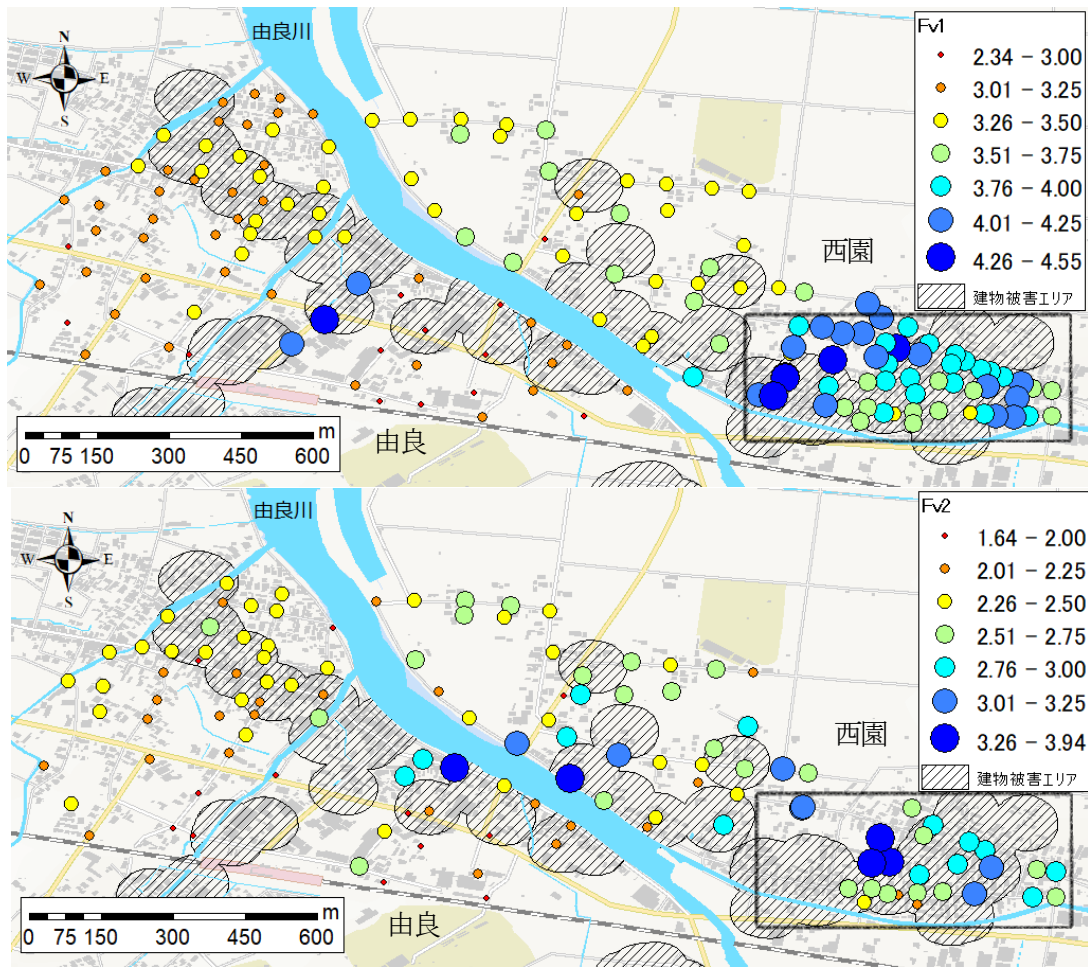


図 3.11 由良・西園地域における地盤増幅度
(上図：長周期側の地盤増幅度 Fv1，下図：短周期側の地盤増幅度 Fv2)

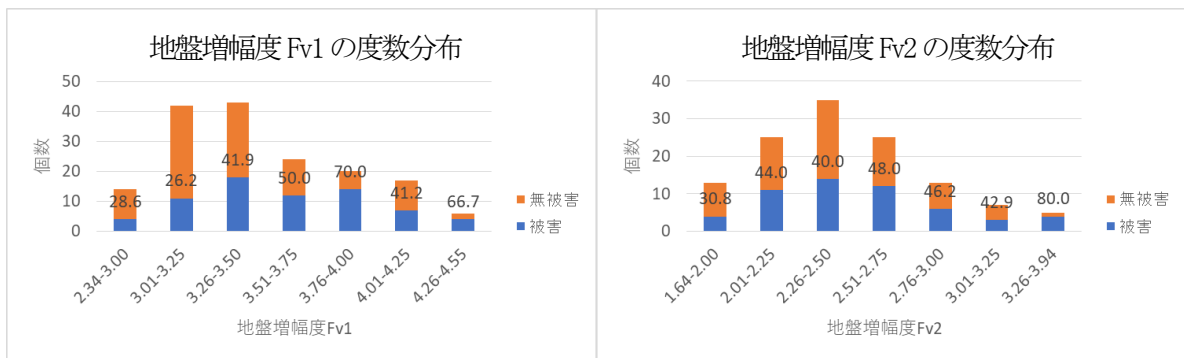


図 3.12 由良・西園地域における被害・無被害域に区分した地盤増幅度 Fv の度数分布

図 3.11 より由良川左岸側の由良地域では、どちらの Fv も川沿いに値の高い観測点がみられるが、平面的な違いはみられない。由良川右岸側の西園地域では、特に被害が集中した黒枠の領域では Fv1 と Fv2 とともに高い傾向がみられる。図 3.12 の地盤増幅度 Fv の度数分布より、Fv1 が 3.76-4.00 の範囲で被害観測点の割合が最も高く 70% であり、3.25 以下における割合は 30% を下回ることから、値の減少とともに被害観測点の割合も減少する傾向がみられる。一方で Fv2 が 3.25 以下の範囲では被害観測点の割合が 30-50% であり、値の大小に関わらず一定の被害が生じている。

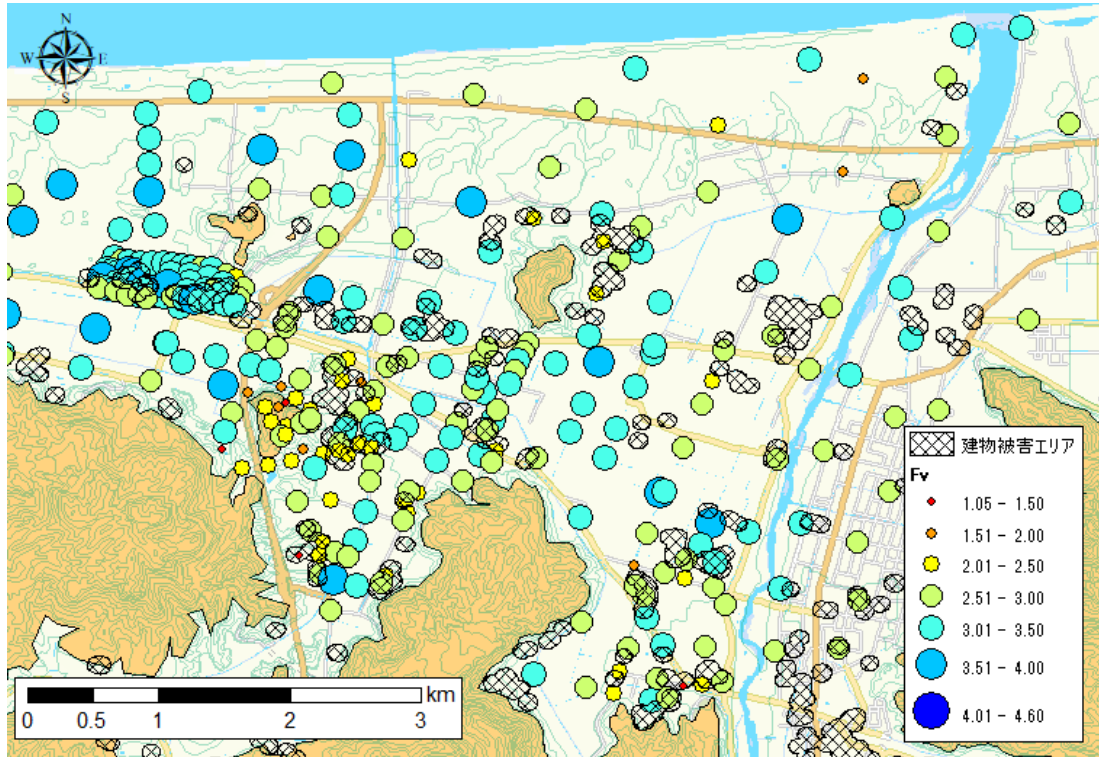


図 3.13 倉吉平野北西部における地盤増幅度 F_v

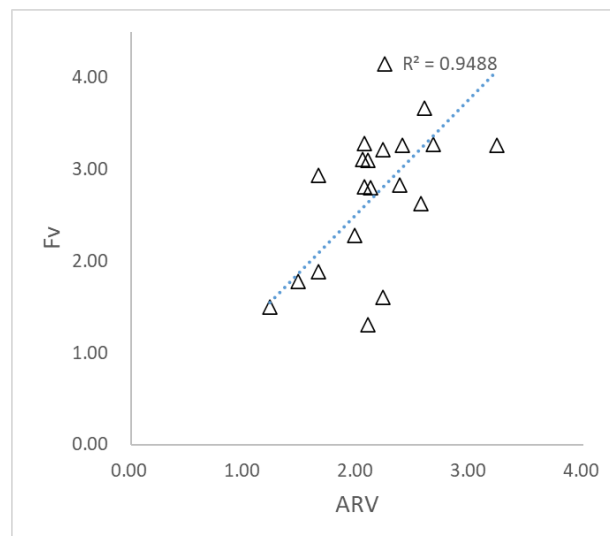


図 3.14 アレイ中心点における地盤増幅度 F_v と ARV の相関図

図 3.13 より倉吉平野北西部では平野部ほど F_v が高く、山麓部では低い傾向がみられる。被害エリアと比較すると、 F_v が 3.0 以上で被害が生じているように見えるが、同じ値でも被害がみられない地域があり、特に山際の観測点では 2.0 前後でも被害が生じている。これらより、地盤増幅度 F_v と今回の建物被害の対応性は低いことがわかる。

最後にアレイ中心点の微動 H/V を用いて地盤増幅度 F_v を算出し、ARV との比較を行った。図 3.14 はアレイ地点における ARV と F_v の相関図である。図から分かる通り R^2 値が 0.95 と相関が非常に高いことから F_v と ARV は対応することが分かる。このことから、微動アレイ探

査の地下構造モデルに基づく ARV に加えて、微動 H/V による Fv も増幅度の指標として活用可能なことが示唆される。

(4) 建物被害の要因について

前節より建物被害と微動観測から得られた地盤増幅特性を比較した結果、以下の通りとなった。

まず、各地域の微動 H/V の卓越周期分布と建物被害の分布傾向を比較すると、建物の固有周期帯(0.2-0.5 秒)に対応する領域に被害が集中していなかった。これより共振によって被害が発生した可能性は低いと考えられる。

次に地盤増幅特性と建物被害との関連性を検討した結果、微動アレイ探査の地下構造モデルに基づく ARV は平野部・山麓部ともに被害の傾向と一致しないことがわかった。微動 H/V の卓越周期とピーク値から求めた地盤増幅度 Fv についても同様に建物被害の傾向と一致しなかった。

以上のことから、当該地震による建物被害の傾向は 1 次元的な指標である微動 H/V の卓越

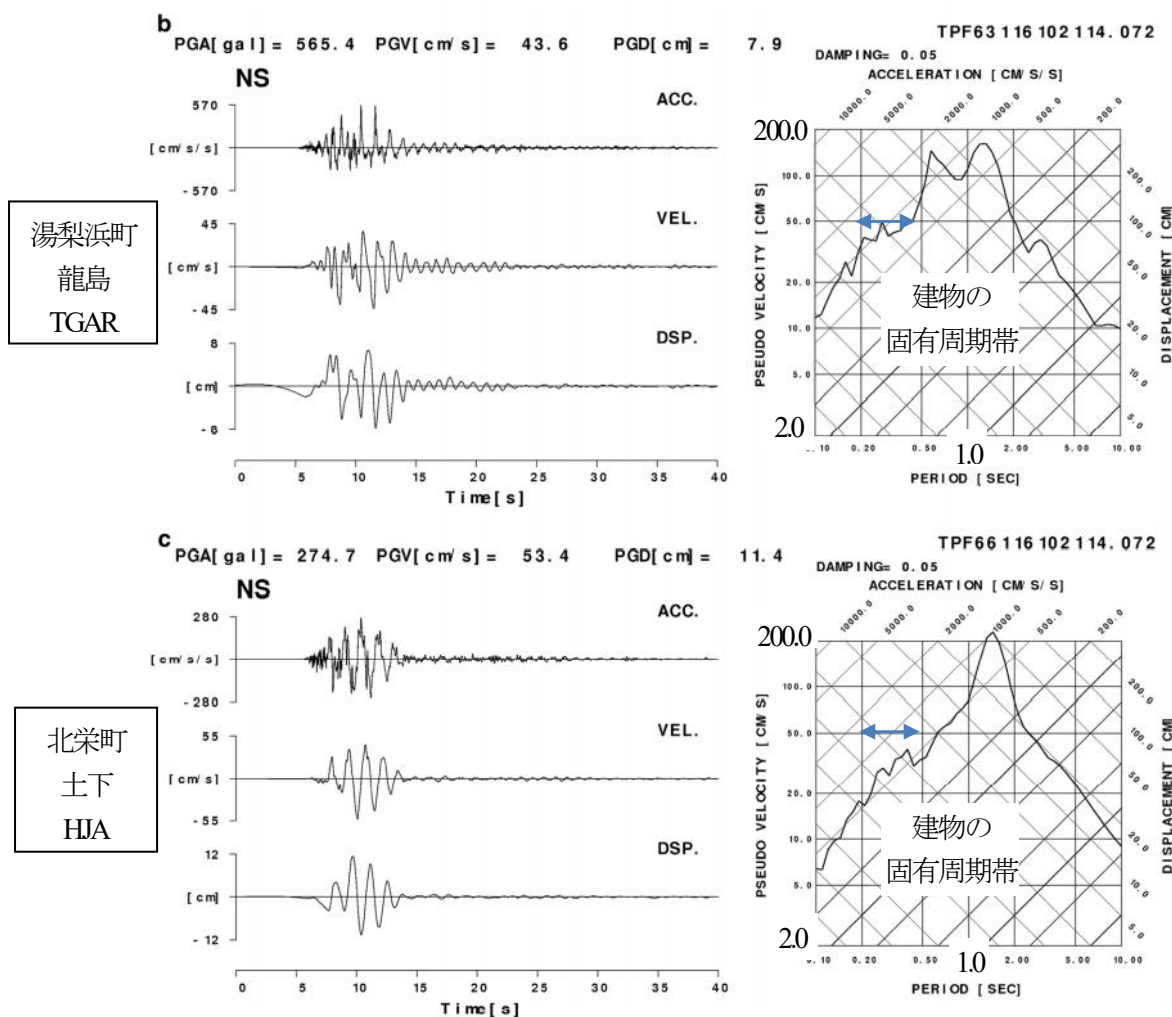


図 3.14 本震による湯梨浜町龍島(上図)と北栄町土下(下図)の強震動(Kagawa et al., 2017)

周期や微動観測に基づく地盤増幅率だけでは明白に説明できないことがわかった。

そこで地盤の2次元的な影響を考慮するために、微動 H/V の卓越周期から層厚分布を作成した結果、層厚の急変部で建物被害がまとまって確認された。これより、建物被害は工学的基盤の2次元あるいは3次元的な変化によって地震動が増幅したことが要因のひとつとして挙げられる。

今回の地震による被害は、屋根瓦の損傷や壁の亀裂など軽微な事例がほとんどであり、鳥取県中部の全域にわたって広範囲で確認された。Kagawa et al.(2017)による本震の応答スペクトル解析より(図3.14)、北栄町土下(HJA)と湯梨浜町龍島(TGAR)での建物の固有周期帯の地震動は甚大な被害をもたらした既往地震より小さく、健全な建物の被害は限定的であったと考えられる。断層近傍の倉吉平野北西部では屋根瓦被害といった軽微なものが多くみられたが、断層から遠く離れた由良・西園地域では木造家屋の倒壊が確認された。これは老朽化の著しい建物や、構造的に弱い建物は一般的な木造家屋よりも固有周期が長周期化し、耐震性が低いことで固有周期帯の地震動レベルが小さくとも損傷を受けてより長周期化し、周期1秒帯の共振によって倒壊した可能性がある。実際に当該地震で倒壊した建物は、瓦屋根で壁が少ない農器具小屋など非住家でメンテナンスがされていなかったと報告されている(香川, 2017)。

地表に軟らかい堆積層が厚く堆積している久留(YRAR)や土下(HJA)などの地域では、地盤の非線形化によって建物の固有周期帯域(0.2-0.5秒)の地震動が減衰したことで建物の初期損傷が抑えられ、地震動の卓越周期が被害に影響が大きいとされる周期1-2秒に長周期化したとしても、結果として被害が抑えられた可能性がある。

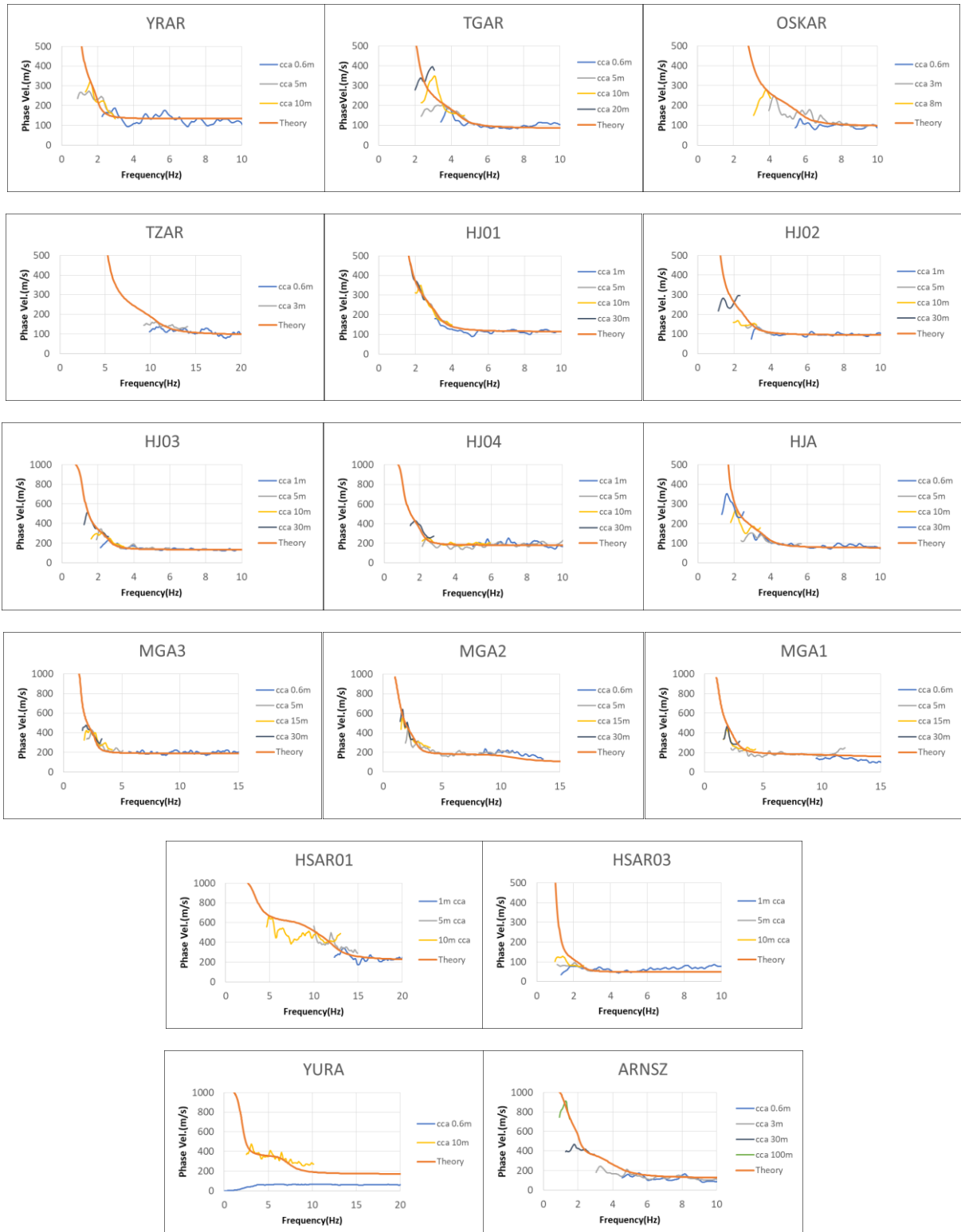
3.5 まとめ

2016年鳥取県中部の地震の被害地域を中心に微動観測を実施し、既往の研究によるデータと統合して地盤構造の推定を行い、地盤震動特性と建物被害との関連性について検討を行った。その結果、以下のことがわかった。

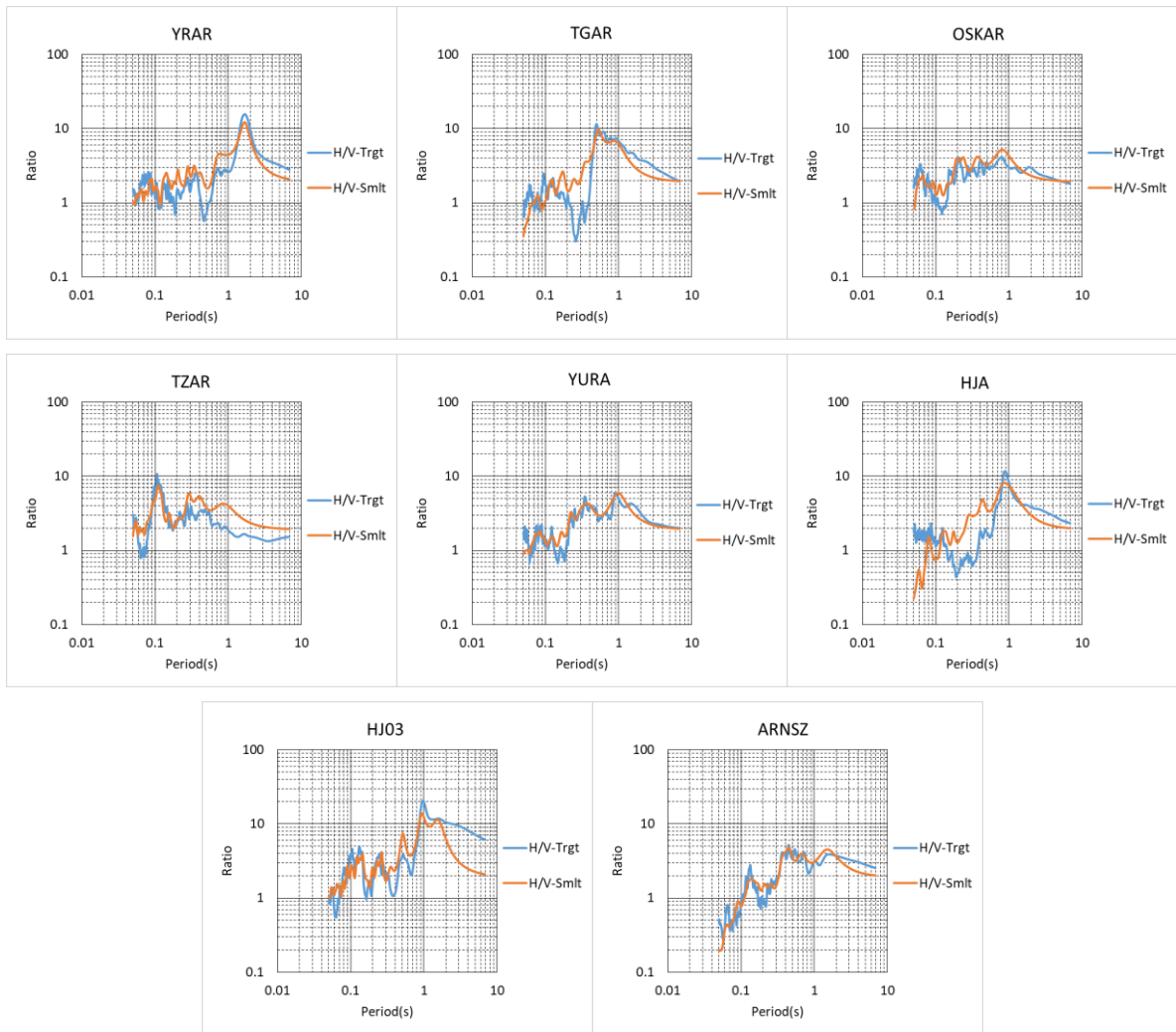
- a) 微動の3成分単点観測から得られた卓越周期は、内陸部から平野部へ向かって長周期化する傾向がみられた。
- b) 微動 H/V スペクトルの異方性について、平野部の山際に近い観測点にて水平動成分の顕著な異方性は確認されなかった。
- c) 微動アレイ観測記録より位相速度分散曲線が得られ、S波速度構造を推定した。非線形地盤応答が観測された土下、龍島、久留では表層に低速度なシルト・砂層が確認され、これらの層が非線形応答に影響した可能性が高い。
- d) 余震記録から深部地盤構造を推定した結果、工学的基盤($V_s=600\text{m/s}$)の深度について、北栄町では大きな変化はなかったが、湯梨浜町では平野部で浅く山麓部で深いことがわかり、周囲の地形を反映していることを確認した。
- e) 建物被害の傾向は1次元的な指標である微動 H/V の卓越周期や微動観測に基づく地盤増幅率だけでは明白に説明できないことがわかった。
- f) 地盤の2次元的な影響を考慮するために、表層のS波速度と微動の卓越周期から層厚を推定し、被害との比較を行った。建物被害は層厚が急変する領域で生じていることがわかり、2次元あるいは3次元的な地盤構造の変化が影響している可能性がある。
- g) 今回の地震による建物被害は軽微な事例がほとんどであったが、構造的に弱い建物は固有周期が長周期化し、周期1秒帯の共振によって倒壊したと想定される。

以降の第4章の数値解析ではこれらの解析結果を基に、不整形地盤を仮定した2次元モデルを作成し、基盤の不整形性が地震動増幅にどのように影響するのかを検討する。

付録 各サイトにおける観測，解析結果



付録図 3.1 アレイ観測点の位相速度分散曲線



付録図 3.2 地震観測点の地震動 H/V(青線)とモデル推定による理論 H/V(橙線)の比較

付録表 3.1 解析に用いた地震動の諸元

地震の発生日時	震央地名	緯度	経度	震源深さ	Mj
2017/5/27 22:50	福井県沖	36.0650	135.5433	17km	M5.1
2017/6/25 7:02	長野県南部	35.8667	137.5850	7km	M5.6
2017/8/6 3:51	鳥取県中部	35.4242	133.8310	10km	M2.6
2017/9/14 23:54	鳥取県西部	35.1950	133.4267	7km	M3.1
2017/10/2 21:27	鳥取県中部	35.3933	133.9183	9km	M2.4
2017/10/21 19:22	鳥取県西部	35.3033	133.3250	8km	M2.7
2017/10/27 10:54	鳥取県中部	35.3633	133.8750	11km	M3.8
2017/11/2 17:49	鳥取県中部	35.4283	133.8267	8km	M2.8
2018/1/23 16:17	鳥取県中部	35.4133	133.8450	11km	M3.6
2018/1/28 7:22	鳥取県中部	35.4250	133.8300	9km	M2.4
2018/2/6 17:14	鳥取県中部	35.3817	133.8900	10km	M2.7
2018/4/9 1:32	島根県西部	35.1833	132.5867	12km	M6.1
2018/4/9 1:56	島根県西部	35.1833	132.5750	10km	M4.8
2018/4/9 2:10	島根県西部	35.1717	132.5833	10km	M4.9
2018/4/12 8:31	鳥取県中部	35.4250	133.8217	9km	M2.4
2018/6/7 7:48	鳥取県中部	35.4283	133.8267	8km	M2.0
2018/6/18 7:58	大阪府北部	34.8433	135.6217	13km	M6.1
2018/6/26 7:07	鳥取県西部	35.2950	133.3417	12km	M3.5
2018/6/26 17:00	広島県北部	34.9300	132.8717	12km	M5.0

参考文献

- 防災科学技術研究所：Geo Station, <<https://www.geostn.bosai.go.jp/>>[2020/09/01 閲覧]
- 中国地方基礎地盤研究会：山陰臨海平野地盤図'95, 1995.
- 本田禎人, 望月貫一郎, 下村博之, 門馬直一：鳥取県中部地震での衛星画像によるブルーシート被覆建物の自動抽出, 日本災害情報学会, 第19回学会大会予稿集, pp.244-245, 2017.
- 地震調査研究推進本部：2016年10月21日鳥取県中部の地震の評価（平成28年11月10日）, <https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2016/22016102_tottori.pdf>[2020/09/01 閲覧]
- 香川敬生：2016年鳥取県中部の地震(M6.6)について, 地震ジャーナル, No.63, pp.14-22, 2017.
- Kagawa, T., Noguchi, T., Yoshida, S. and Yamamoto, S.: Effect of the surface geology on strong ground motions due to the 2016 Central Tottori Earthquake, Japan, Earth, Planets and Space, 69:106 DOI 10.1186/s40623-017-0689-0., 2017.
- 香川敬生, 野口竜也, 吉田昌平, 山本真二：2016年鳥取県中部の地震における鳥取大学の強震観測記録--鳥取県湯梨浜町高辻の記録--, 京都大学防災研究所年報, No.60 B, pp.350-353, 2017.
- Kawase, H., Sanchez-Seama, F.J. and Matsushima, S. : The optimal use of horizontal-to-vertical spectral ratios of earthquake motions for plane waves, Bull. Seism. Soc. Am. Vol.101, No.5, pp.2001-2014, 2011.
- Midorikawa, S., Matsuoka, M. and Sakugawa, K.: Site Effect of Strong- Motion Records Observed during the 1987-Chiba-kentoho-oki, Japan Earthq. Eng. Sympo, Vol.3, pp.85-90., 1994.
- 西村武, 野口竜也, 香川敬生：微動探査に基づく鳥取県湯梨浜町における地盤構造の推定, 第39回地震工学研究発表会予稿集, 2019.
- 西川隼人, 野口竜也, 宮島昌克, 香川敬生：微動 H/V の1次ピークの振動数と振幅に基づいた地盤増幅度評価式の検討, 日本地震工学会論文集, 第19巻, 第7号, 2019.
- 野口竜也, 西川隼人, 吉田昌平, 香川敬生：2016年鳥取県中部の地震における非線形地盤応答の基礎的検討, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学) Vol.74, No. 4, [特]地震工学論文集, Vol.37, 2018.
- 野口竜也, 中井翔, 日高大我, 吉見和, 上野太士, 西川隼人, 吉田昌平, 香川敬生：微動および地震観測に基づく鳥取県中部域の地盤構造推定と地盤震動特性の把握, 日本地震工学論文集, 19巻, 5号, 特集号「第15回日本地震工学シンポジウム」その2, 2019.

第4章 数値解析

本章では第3章の結果を基に、地盤の不整形性が地盤応答にどのような影響を与えるのかを検討する。そこで2次元有限要素法を用いた不整形地盤モデルを対象としたパラメータスタディを実施し、得られた結果の整理と考察を行う。

4.1 数値解析の既往研究について

小野ほか(2005)は不整形地盤が計測震度とPGA, PGVの増幅に与える影響について検討を行うために2次元有限要素法を用いた数値解析を実施している。図4.1のような片側傾斜基盤モデルを仮定し、Ricker-Wavelet波と実際の観測記録を入力地震動として浅部地盤の不整形性が地表面に与える影響について検討しており、基盤傾斜(H/L)やS波速度などの地盤パラメータを変化させて考察を行っている。それによると、傾斜基盤の影響を受けてPGA, PGVおよび計測震度が最大となる地点は、表層と基盤のインピーダンス比(S波速度の比)によって変化しないことが明らかとなった。

小野ら(2005)の検討ではPGA, PGVおよび計測震度に注目しており周波数特性について考慮していない。本研究では不整形地盤における表層地盤の周波数特性について検討するために、小野ほか(2005)と同様に浅部構造に不整形をもつ片側傾斜の地盤を仮定し、パラメータスタディを実施した。

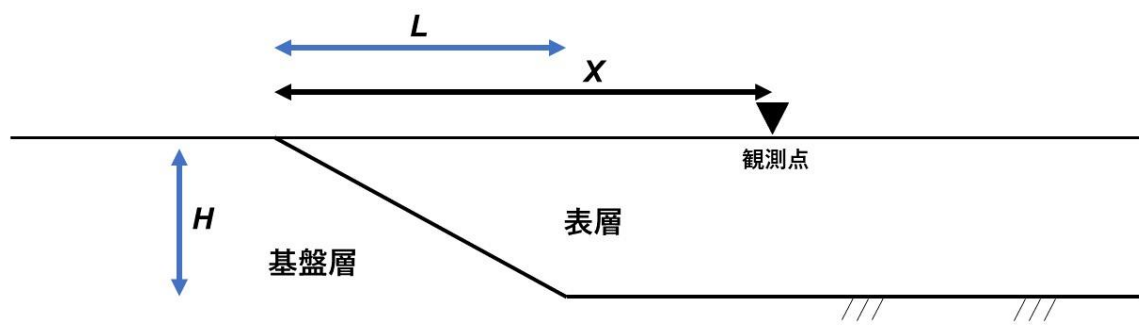


図 4.1 解析モデルの概略図

4.2 解析モデル

本研究では2次元有限要素法の解析ツールとしてFORUM8社の地盤の動的有効応力解析(UWLC)を用いて解析を行った。モデルは単純のため堆積層と基盤層からなる2層地盤とし既往研究と同様に図4.1のような片側傾斜基盤を仮定する。図4.1においてXは傾斜始点から観測地点までの水平長(m)、Lは傾斜部分の地表面における水平長(単位:m)、Hは表層の層厚で

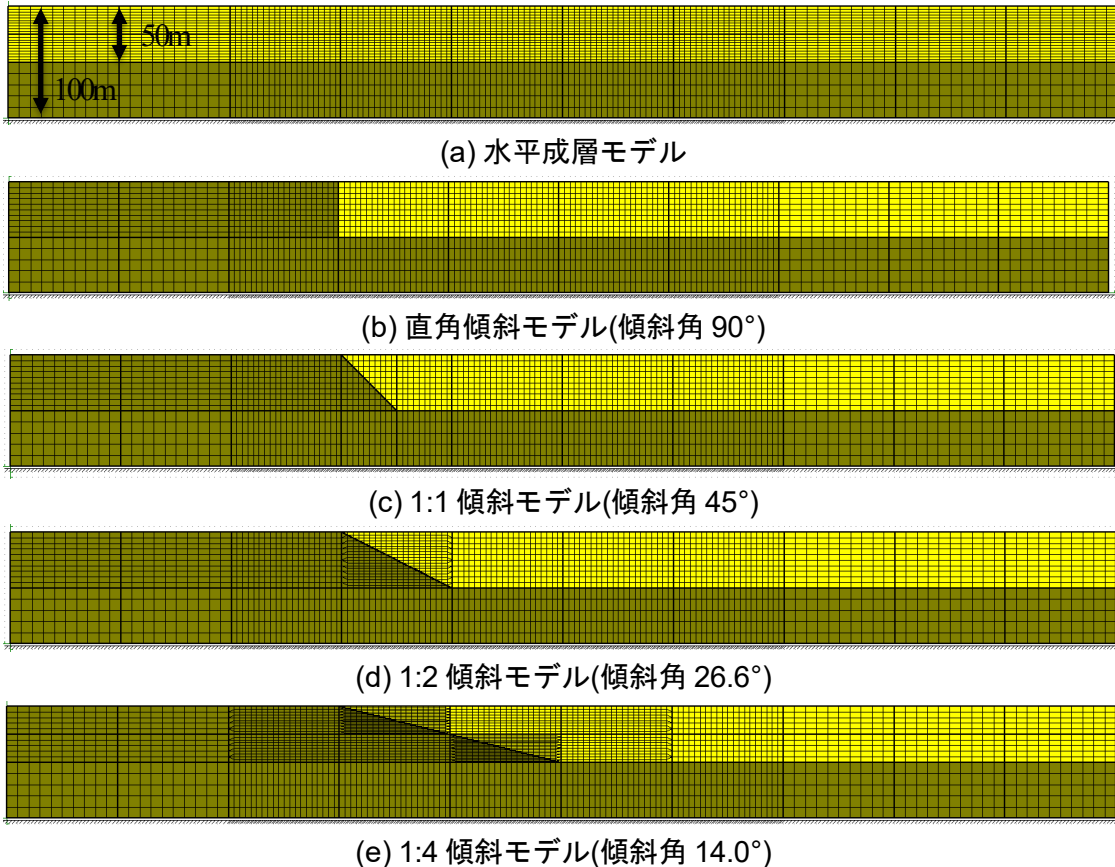


図 4.2 解析対象とした片側傾斜地盤モデル

表 4.1 解析モデルの地盤パラメータ

model1	ポアソン比	S波速度(m/s)	単位体積重量 (kN/m ³)	model2	ポアソン比	S波速度(m/s)	単位体積重量 (kN/m ³)
表層	0.45	100	15.7	表層	0.45	200	16.7
基盤層	0.45	400	19.6	基盤層	0.45	400	19.6

あり本研究では 50m とした。基盤の傾斜(H:L)は 1:1, 1:2, 1:4 の 3 種類と表層と基盤層の境界が地表面に対して垂直な直角モデル, 計 4 種類の不整形地盤モデルを仮定する(図 4.2)。また参考のために基盤傾斜のない水平成層モデルでも同様の解析を行う。

次に表層と基盤層の地盤パラメータを表 4-1 に示す。第 3 章の結果より, 本検討では基盤の不整形性による地盤増幅が疑われる倉吉平野北西部の地盤を基に, 単純化したモデルを作成した。基盤層の S 波速度を 400m/s として固定し, 表層の S 波速度を 100m/s(Model1), 200m/s(Model2)と変化させて解析を行った。なお地盤はすべて線形弾性とした。時刻歴の数値計算では Newmark- β 法($\beta = 1/4$)(Newmark, 1959)を用い積分時間間隔を 0.001 秒とした。減衰はレイリー減衰として, $\alpha=0.1714$, $\beta=0.00174$ に設定した。モデル側面および底面には粘性境界を用いて地震波の逸散を考慮している。入力地震波は図 4.3 の 100Hz の Ricker-Wavelet 波を疑似的にインパルス波形とみなし, P-SV 波としてモデルに入射させる。この波形は全周波数帯でフーリエ振幅スペクトルが一定となり, インパルス波形と同様の特徴をもつ。

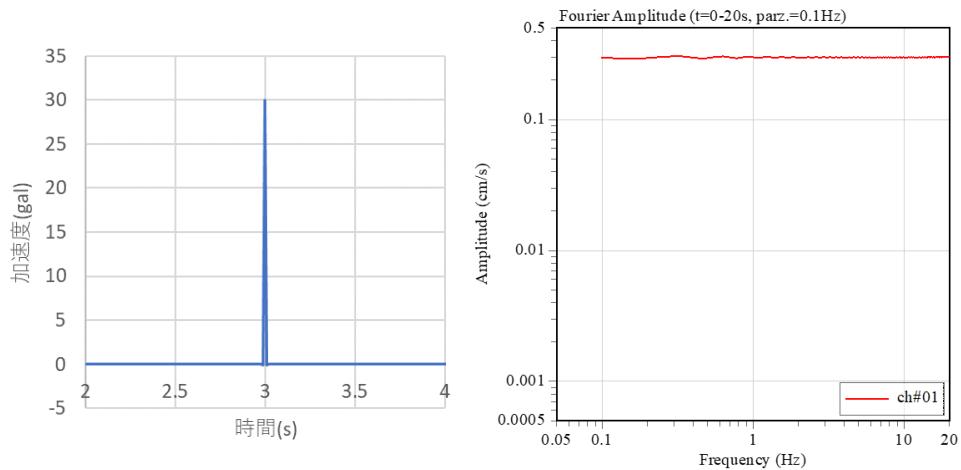


図 4.3 中心周波数 100Hz の Richer-Wavelet 波とフーリエ振幅スペクトル

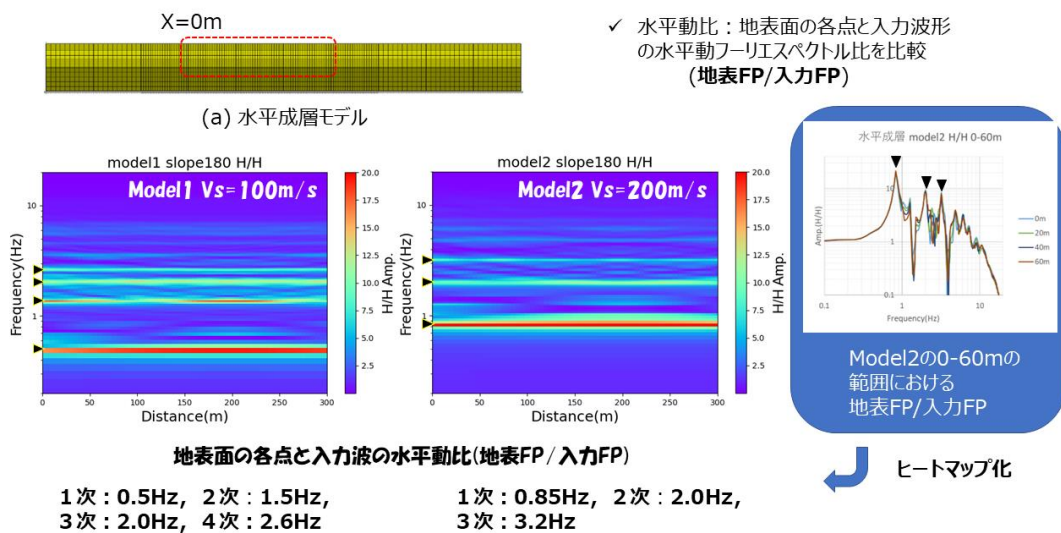


図 4.4 ヒートマップの作成について

解析結果について、以下の手順で整理する。

- ① Model1, Model2 の(a)水平成層モデルについて、地表面における地震波と入力地震波の水平動フーリエ振幅スペクトル比を 5m 間隔で算出する。
- ② 傾斜始点(X=0m)から X=300-400m 地点までの地表面の水平動フーリエ振幅スペクトル比について、図 4.4 のようにヒートマップを作成し、各モデルの水平成層モデルによる卓越モードを確認する。
- ③ (b)-(d)の片側傾斜モデルについて、同様に①の手順を行う。
- ④ ②と同様の手順でヒートマップを作成した後、水平成層モデルとの比をとった新たなヒートマップを作成する。

各片側傾斜モデルと水平成層モデルとの比をとることで、基盤の不整形性による影響を明らかにすることが可能である。

4.3 片側不整形地盤における地盤震動特性

4.3.1 水平成層モデルの数値解析結果

図 4.5 に Model1, Model2 の水平成層モデルについて, 入力地震波に対する水平動フーリエ振幅スペクトル比をヒートマップ化したものを示す. このヒートマップは横軸に距離, 縦軸に周波数, 色の違いは水平動比の大きさを表しており, 色が赤系統に近づくと強い増幅を示す. まず, 各モデルの水平成層モデルの卓越モードはそれぞれ Model1 で 0.5Hz(1次), 1.5Hz(2次), 2.5Hz(3次), Model2 で 1.0Hz(1次), 3.0Hz(2次), 5.0Hz(3次)である. 図 4.5(I)の Model1 では 0.5Hz, 1.5Hz, 2.0Hz, 2.6Hz に, 図 4.5(II)の Model2 では 0.8-0.9Hz, 2.0Hz, 3.2Hz にそれぞれピークがみられ, これらのピークは各モデルにおける地盤の卓越モードを概ね示している. また各モデルとも 1 次モードによる増幅が最も大きく, 2 次, 3 次モードになるにつれて徐々に小さくなる. 以降の解析ではこの結果を基に, 各片側傾斜地盤モデルとの比をとり, 基盤の不整形性による地盤増幅について考察をおこなう.

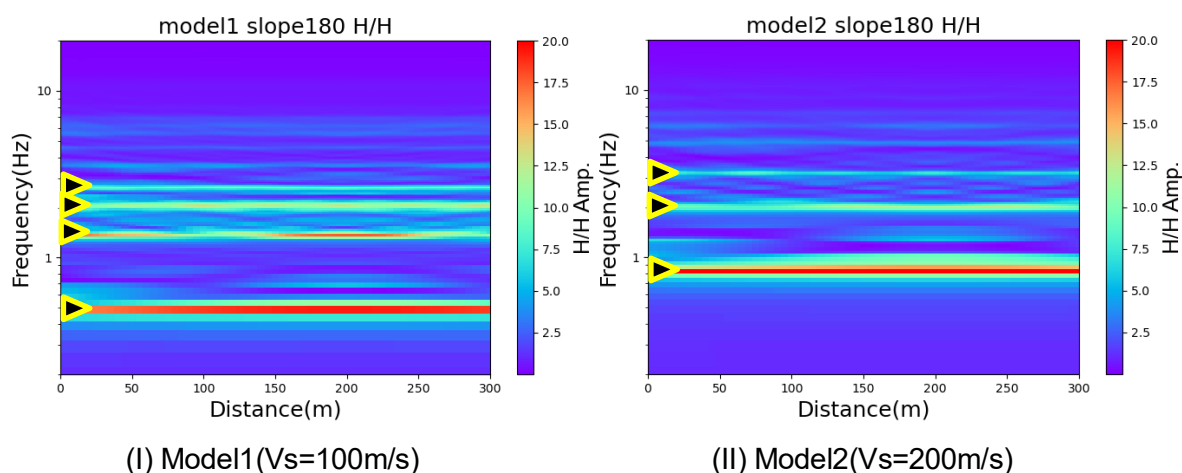


図 4.5 水平成層モデルのフーリエ振幅スペクトル比

4.3.2 Model1 の数値解析結果

図 4.6 に Model1 における基盤傾斜を 1 : 1 とした場合の 25m 間隔の地表面波形, 図 4.7 に水平成層モデルに対するフーリエ振幅スペクトル比をヒートマップで示す. ヒートマップ内の黒三角は基盤傾斜の終端部を示し, 以降のヒートマップでも同様の表現をおこなう.

図 4.6 の地表面波形をみると, 基盤傾斜部である 0-50m からおよそ 100m にわたって基盤傾斜の影響を受けて波形の形状が変化していることがわかる. 一方で 125m 以降の位相はほぼ同じである. 次に図 4.7 のフーリエ振幅スペクトル比をみると, ヒートマップより距離 50-150m の範囲(黒点線内)において 1.2-1.3Hz 帯で顕著な増幅が認められる. また黄色点線内の距離 50-100m では上記に加えて, 3Hz より高周波数帯での顕著な増幅が確認された.

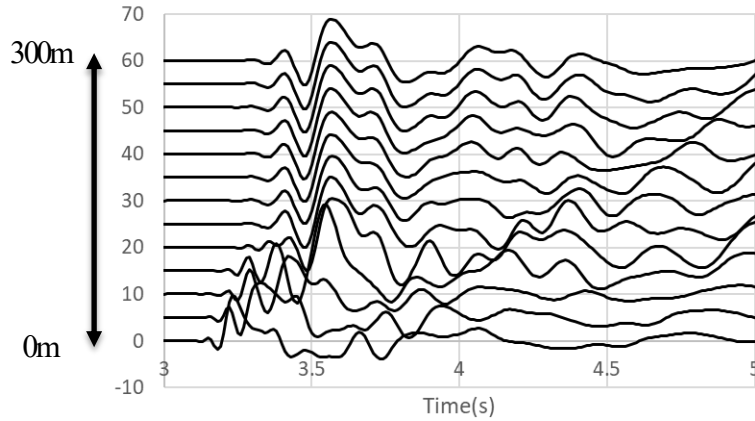


図 4.6 Model1 における(c)1 : 1 傾斜モデルの 25m 間隔の地表面波形

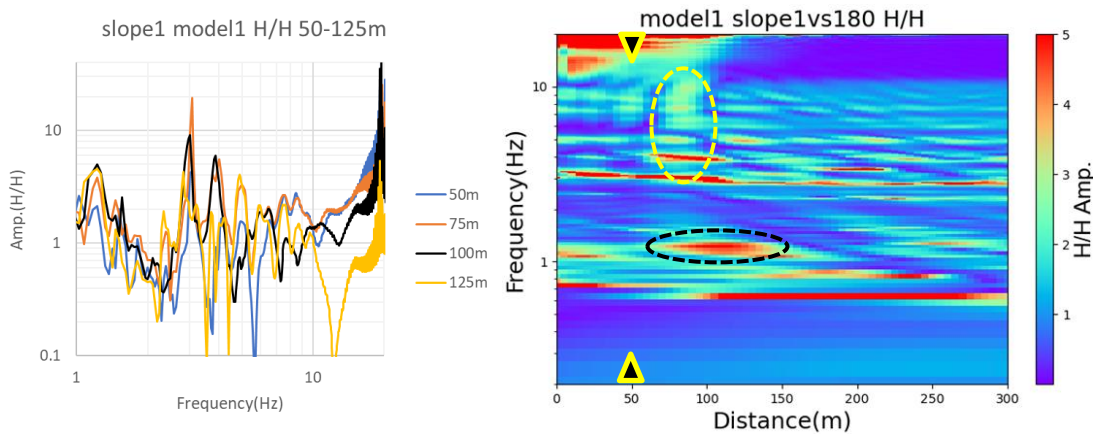
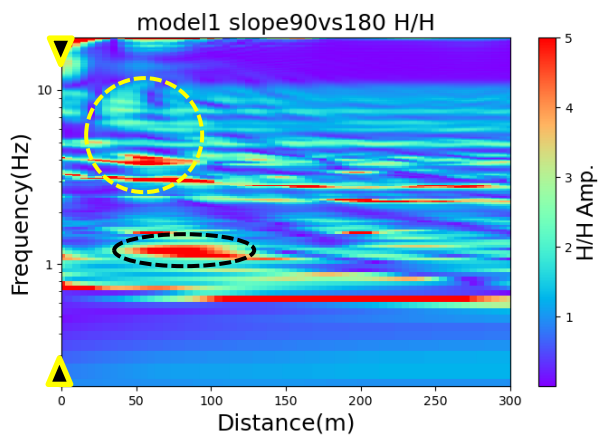


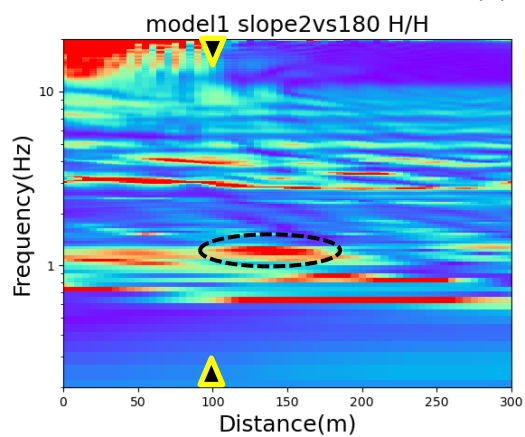
図 4.7 Model1 における(c)1 : 1 傾斜モデルの
水平成層モデルに対するフーリエ振幅スペクトル比

図 4.8 に Model1 の各地盤モデルにおける水平成層モデルに対する水平動フーリエ振幅スペクトル比をそれぞれ示す. Model1 の水平成層モデルの卓越モードは 0.5Hz(1 次), 1.5Hz(2 次), 2.5Hz(3 次)であるが, 全体的に 2 次, 3 次モード近傍の周波数帯で増幅していることがわかる. 図 4.5(b)の直角傾斜モデルおよび図 4.5(d)の 1:2 傾斜モデルでは, 図 4.7 の(a)1:1 傾斜モデルと同様に 1.2-1.3Hz 帯での顕著な増幅が認められ, その範囲は直角傾斜モデルで 25-125m(図 4.8(b)の黒点線内), 1:2 傾斜モデルで 100-180m(図 4.8(d)の黒点線内)である. また 1:1 傾斜モデルで確認された 4Hz 帯より高周波のピークは直角傾斜モデルのみ認められる(図 4.8(b)の黄色点線内). 図 4.8(e)の 1:4 傾斜モデルでは, 傾斜終端部の 200m 以降の範囲ではピークがみられる周波数帯は一樣で特定の範囲での明瞭なピークは確認されなかった. また 1:4 傾斜モデルでは 0-200m の範囲の基盤傾斜している領域(図 4.8(e)の黒点線内)で 4Hz 帯の増幅がみられた.

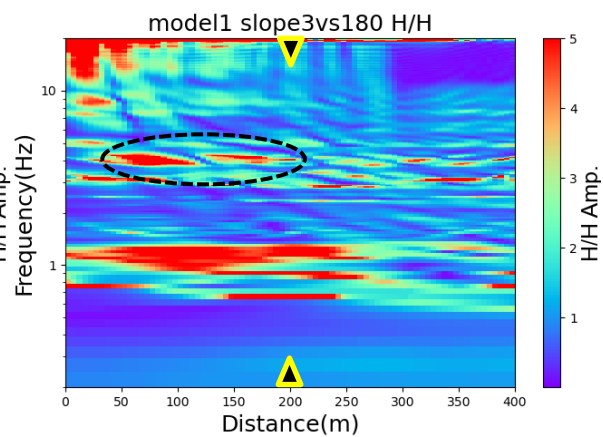
以上の結果をまとめると, Model1 において基盤傾斜が 26.6° 以上とある程度大きい場合, 傾斜端部から 80-100m の範囲で顕著な増幅がみられることがわかった. さらに基盤傾斜が急になると(基盤傾斜 45° 以上)より高周波数帯での増幅が認められた. また地盤の不整形性による地盤増幅の範囲は基盤傾斜の大きさに依存することが判明した. これにより基盤傾斜の大きさは地盤増幅の範囲を決めるパラメータとなることが示唆される. また基盤傾斜 14° 以下とある程度緩やかになると基盤が傾斜している領域で地盤増幅が認められた.



(b) 直角傾斜モデル



(d) 1:2 傾斜モデル



(e) 1:4 傾斜モデル

図 4.8 Model1 の水平成層モデルに対するフーリエ振幅スペクトル比

4.3.3 Model2 の数値解析結果

図 4.9 に Model1 における基盤傾斜を 1 : 1 とした場合の 25m 間隔の地表面波形, 図 4.10 に水平成層モデルに対するフーリエ振幅スペクトル比をヒートマップで示す. 図 4.9 の地表面波形をみると, Model1 と同様に基盤傾斜部である 0-50m からおよそ 100m にわたって基盤傾斜の影響を受けて波形の形状が変化している. 一方で 125m 以降の位相はほぼ同じである. 次に図 4.10 のフーリエ振幅スペクトル比をみると, 距離 50m, 75m, 100m, 125m のそれぞれの地点で 1.1-1.2Hz, 2.4-2.6Hz, 4Hz の周波数帯で明瞭なピークがみられ, 距離に応じてその大きさが変化していることがわかる. 図 4.10 のヒートマップより, 図中の黒点線内のように傾斜終端部の 50m から 100m の領域で 2.4-2.6Hz および 5Hz より高周波数帯での増幅が認められる.

図 4.11 に Model2 の各地盤モデルにおける水平成層モデルに対する水平動フーリエ振幅スペクトル比をそれぞれ示す. Model2 の水平成層モデルの卓越モードは 1.0Hz(1 次), 3.0Hz(2 次), 5.0Hz(3 次)であるが, Model1 と同様に全体的に 2 次, 3 次モード近傍の周波数帯で増幅していることがわかる. 図 4.11(b),(c),(d)のそれぞれの不整形モデルをみると, いずれの不整形モデルでも 1.1-1.2Hz, 2.4-2.6Hz, 4Hz でピークが認められる. これらのピークは基盤傾斜の大きさに依らず一定の範囲に確認されることから, 基盤の不整形性による増幅とは考えに

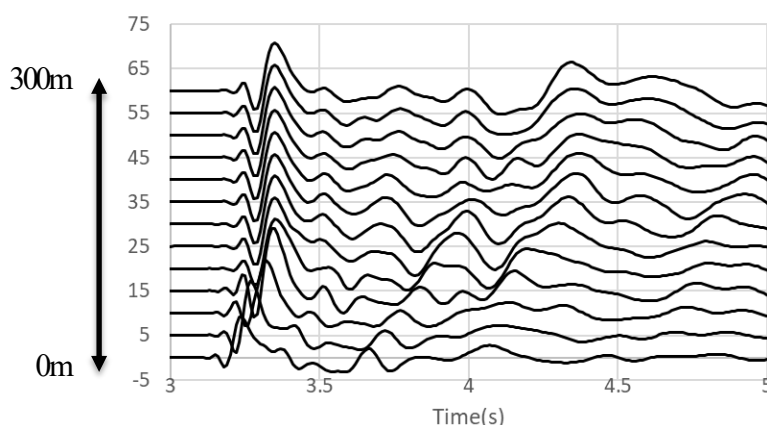


図 4.9 Model2 における(c)1 : 1 傾斜モデルの 25m 間隔の地表面波形

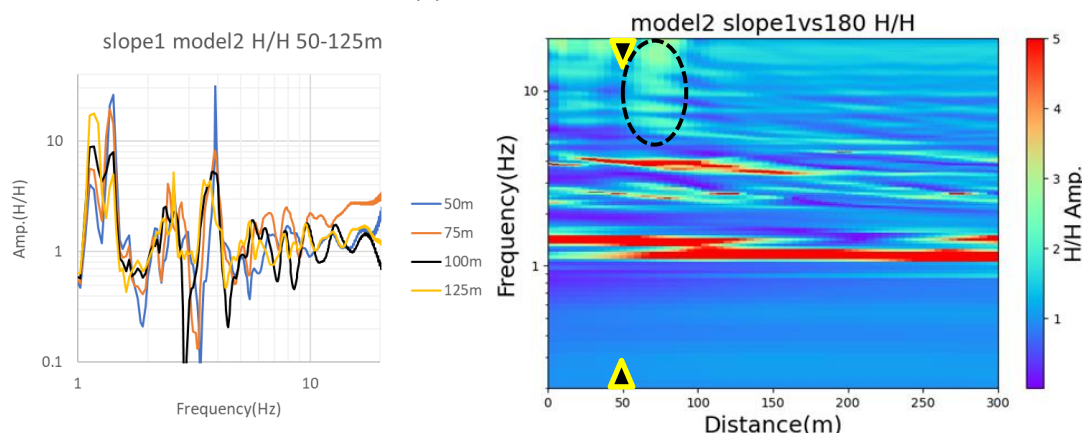


図 4.10 Model2 における(c)1 : 1 傾斜モデルの水平成層モデルに対するフーリエ振幅スペクトル比

くい。図 4.11(b)の直角傾斜モデルのヒートマップより、(c)1:1 傾斜モデルと同様に 25-75m の領域で 2.4-2.6Hz および 5Hz より高周波数帯での増幅が認められる(図 4.11(b)の黒点線内)。また 1:4 傾斜モデルでは 125-200m の範囲の基盤傾斜している領域(図 4.11(e)の黒点線内)で 5-6Hz 帯の増幅がみられた。

以上の結果をまとめると、インピーダンス比の小さいモデルでは基盤傾斜による地盤増幅の影響は小さくなること、基盤傾斜が 45° 以上とある程度大きいモデルでは高周波数帯での増幅が認められることがわかった。

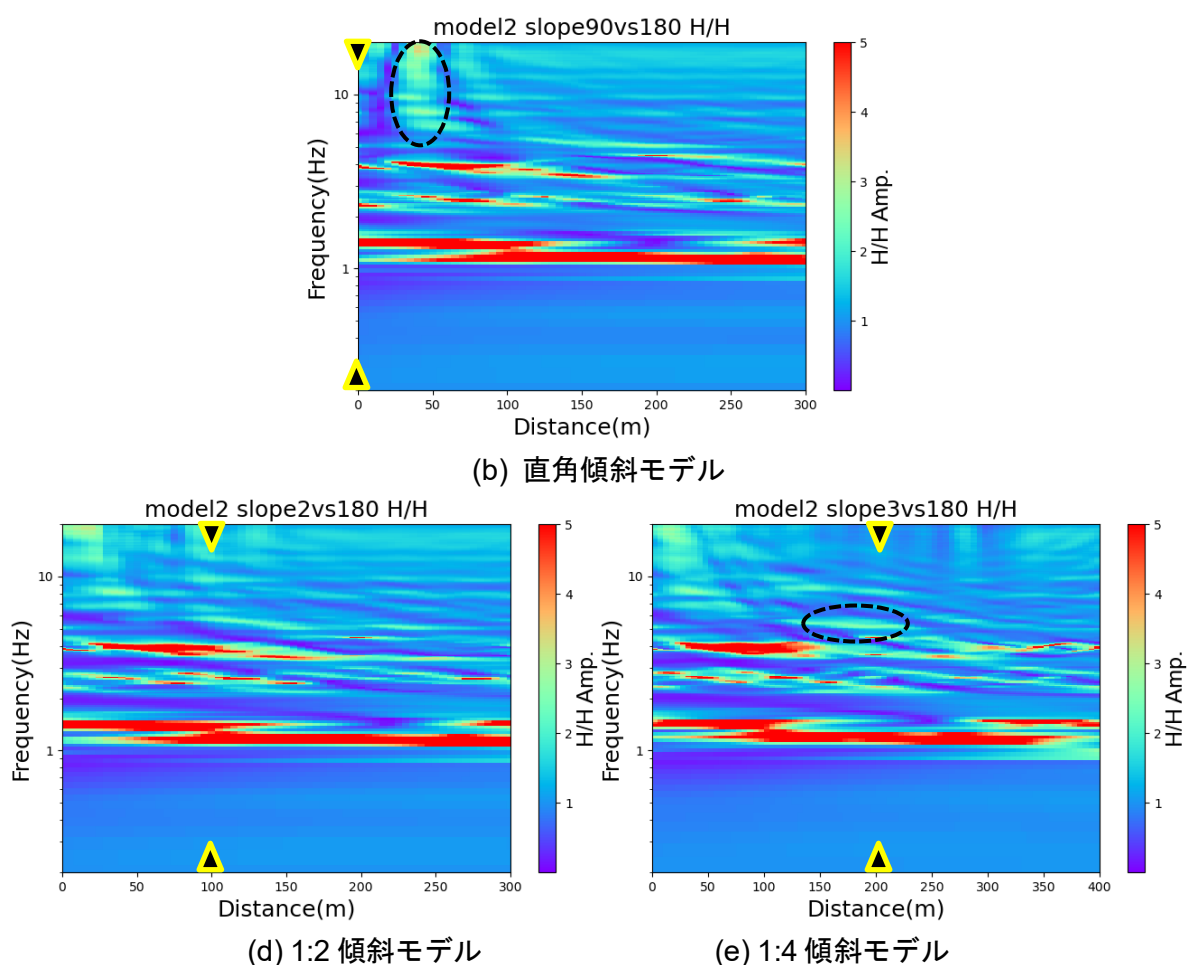


図 4.11 Model2 の水平成層モデルに対するフーリエ振幅スペクトル比

4.3.4 表層厚が地盤増幅に与える影響について

基盤傾斜がある程度大きい場合、傾斜端部から一定の範囲で顕著な増幅がみられることが判明した。ここでは Model1 をベースに表層の層厚を 1.5 倍したモデル、1/2 倍したモデルを作成し、表層厚の変化が地盤増幅に与える影響について検討する(図 4.12)。表層厚を 75m としたモデルを Model3、25m としたモデルを Model4 とし、1:1 傾斜モデルについて考察をおこなう。比較のためにまず、Model3 および Model4 の水平成層モデルにおけるフーリエ振幅スペクトルを算出する。その後 Model1 および Model2 と同様に水平成層モデルに対するフーリ

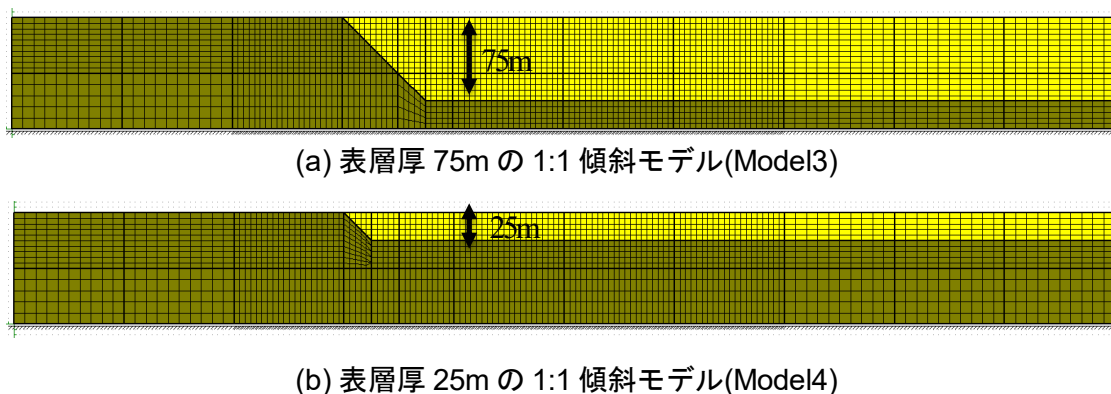


図 4.12 Model3 と Model4 の片側傾斜地盤モデル

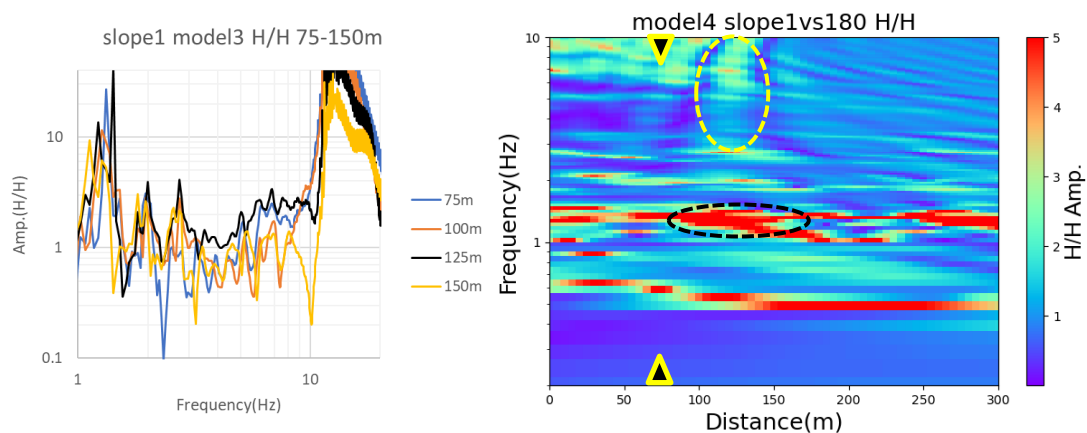


図 4.13 Model3 における水平成層モデルに対するフーリエ振幅スペクトル比

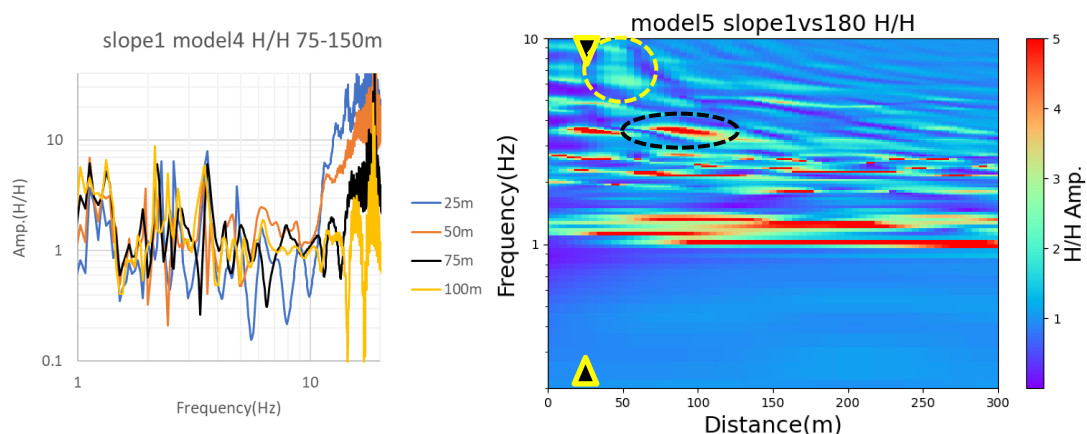


図 4.14 Model4 における水平成層モデルに対するフーリエ振幅スペクトル比

エ振幅スペクトル比をとり、ヒートマップを作成する。図 4.13 および図 4.14 に Model3 または Model4 における 1:1 傾斜モデルの水平成層モデルに対するフーリエ振幅スペクトル比を示す。

図 4.13 の Model3 における水平成層モデルに対するフーリエ振幅スペクトル比より、傾斜終端部の 75-175m の範囲で 1.5Hz(黒点線内)、75-150m の範囲で 3Hz 以上の高周波数帯にピークがみられ(黄色点線内)、特に距離 125m 地点で鋭いピークが確認できる。図 4.14 の Model4 における水平成層モデルに対するフーリエ振幅スペクトル比より、傾斜終端部付近の 50-125m の範囲で 3.5Hz(黒点線内)、25-75m の範囲で 6Hz のピークが認められる。

以上の結果をまとめると、傾斜端部から一定の範囲で地盤増幅が認められ、表層厚が厚くなるほどその範囲は拡大する傾向にあることがわかった。また表層の層厚によって地盤増幅が認められる周波数帯は異なり、その厚さが厚くなるほど低周波数帯に影響することが判明した。

4.4 まとめ

第 4 章では 2 次元有限要素法による数値計算により、地盤の不整形性が地盤応答にどのような影響を与えるのかを検討した。片側傾斜の不整形地盤を仮定し、地盤物性や基盤傾斜などを変化させながら、基盤の不整形性が表層地盤の地震動増幅に与える影響についてパラメータスタディを通して議論した。解析によって得られた成果を以下にまとめる。

- a) 傾斜端部から一定の範囲で特定の周波数帯において地盤増幅が認められる。その際、表層厚が厚くなるほどその範囲は拡大する傾向にある。
- b) ある程度傾斜が緩やかになると、基盤が傾斜している領域での地盤増幅が確認された。
- c) 基盤傾斜による増幅が確認された周波数帯は、水平成層モデルにおける 1 次ピークではなく、より高次のピークに影響する。
- d) 表層の層厚によって地盤増幅が認められる周波数帯は異なり、その厚さが厚くなるほど低周波数帯に影響する。
- e) 地盤の不整形性による地盤増幅の範囲は基盤傾斜の大きさに依存する。これは基盤傾斜の大きさが地盤増幅の範囲を決めるパラメータとなることが示唆される。
- f) 表層と基盤のインピーダンス比が小さい場合、基盤の不整形性による地盤増幅は小さくなる。

これらの数値解析の結果を用いて、後述する第 5 章では地盤の不整形性を考慮した地盤増幅について、第 3 章で議論した北栄町西園・由良および倉吉平野北西部について議論していく。

参考文献

小野祐輔，清野純史，秋吉将史：地震動強さ指標の分布に及ぼす地盤の不整形の影響，土木学会地震工学論文集，Vol.28，No.28，2005。

Newmark, N. M., A Method of Computation for Structural Dynamics, ASCE, Journal of the Engineering Mechanics Division, 85, EM3, 67-94, 1959.

第5章 北栄町西園・由良および倉吉平野北西部の

地盤震動特性

この章では2016年鳥取県中部の地震の被害地域である北栄町西園・由良および倉吉平野北西部について、第4章の数値解析の結果を基に基盤傾斜による地盤増幅と建物被害との対応について議論する。はじめに両地域で微動および地震動の地盤震動特性を整理する。それらを踏まえて不整形地盤が考えられる領域をそれぞれの地域毎で特定し、地盤の不整形性を考慮した地盤構造の特徴について述べる。最後にその特性から考えられる地震動の特徴について、地盤構造の局所的な変化による1次元的な増幅効果と、基盤形状に伴う2次元的な増幅効果の影響について検討し、当該地域において建物被害と不整形地盤における地盤震動特性の影響について考察する。

5.1 対象地域の既往研究について

2016年鳥取県中部の地震で集中して被害が確認された地域にて、既往研究で判明している地盤震動特性および建物被害との関係について、地域ごとの特徴を以下にまとめる。(西村・他, 2021; 小林, 2022).

- a) 微動の3成分単点解析結果から得られた微動H/Vスペクトルより、倉吉平野北西部では内陸から平野へ向かって長周期化する傾向がみられた。由良・西園地域では微動H/Vスペクトルに複数のピークが認められた。全域で卓越周期と建物被害との関係は見いだせない。
- b) 由良・西園地域において微動H/Vスペクトルの形状から建物被害との関連性を検討すると、ピークが3つ以上存在する点やピークが2つ存在し、そのピーク値が同程度の点付近で建物被害が確認された。
- c) 微動のアレイ解析結果より、表層にS波速度100-200m/s程度の低速度層が確認され、これらの層で非線形地盤応答に参与した可能性がある。
- d) 西川・他(2019)の微動観測に基づく地盤増幅度を算出した結果、由良・西園地域では全域で値が高く全体的に地震動の増幅が大きいことがわかった。これはどの場所でも建物被害が発生する可能性があったことを示唆している。一方倉吉平野北西部では、平野部で地盤増幅度は大きく山際で小さくなる傾向がみられた。これらの結果と建物被害とを比較すると、山際の一部の領域で対応しないことが判明した。
- e) 地盤の2次元的な影響を考慮するために、表層のS波速度と微動の卓越周期から層厚を推定し、被害との比較を行った。一部の領域で建物被害と層厚の急変部が対応しており、2次元あるいは3次元的な地盤構造の変化が影響している可能性がある。

これらの結果および課題を踏まえ、西園・由良地域および倉吉平野北西部にて、地盤の不整形性を考慮した地盤震動特性について整理し、改めて建物被害との対応を検討する。

5.2 西園・由良地域の地盤震動特性

5.2.1 西園・由良地域の地質および微動観測

西園・由良地域における東西方向の地質断面図を図 5.1 に示す(中国地方基礎地盤研究会, 1995). これによると由良川右岸側の西園は表層から砂, 粘土, 砂で構成されており, 深さ 30m 以深で基盤岩層が確認される. 一方で由良川左岸側の由良では粘土, 砂が交互に堆積しており, その下部にやや厚い砂層, 礫層がみられる. いずれの地域でも深さ 20m の領域で東西方向に地質およびその層厚が急激に変化していることが分かる. また西園や由良では中央部で砂, 粘土層が厚くなる盆地のような構造をしており, 内部構造の不整形性が疑われる. そこで本研究では S 波速度構造が東西方向に変化するのを確認するために, 盆地構造となっている領域を中心にアレイ観測を実施した.

図 5.2 中の青三角は既往のアレイ観測点である. 微動のアレイ観測を西園の被害が集中していた地域を中心に 5 点(YRAR6, NZAR1, NZAR2, NZAR3, NZL)実施した(図 5.2 の赤三角). NSL では地震計を 20m 間隔で, 直線状に 11 台配置する直線アレイを実施した.

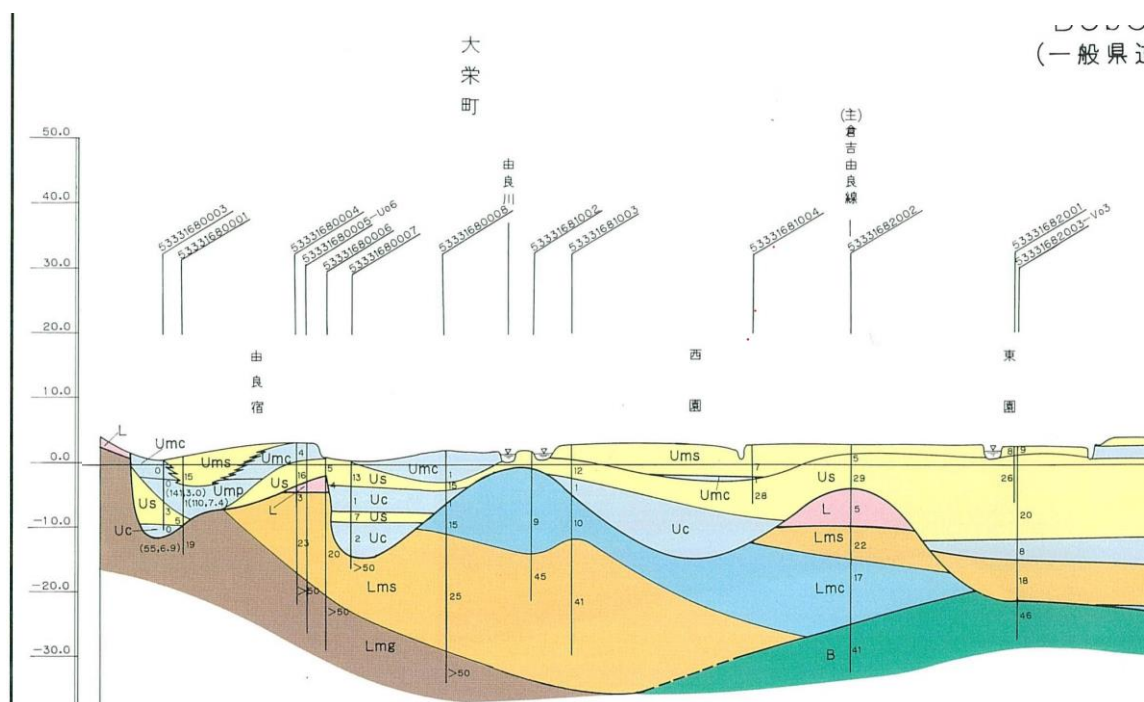


図 5.1 西園・由良地域の地質断面図(一部加工) (中国地方基礎地盤研究会, 1995)

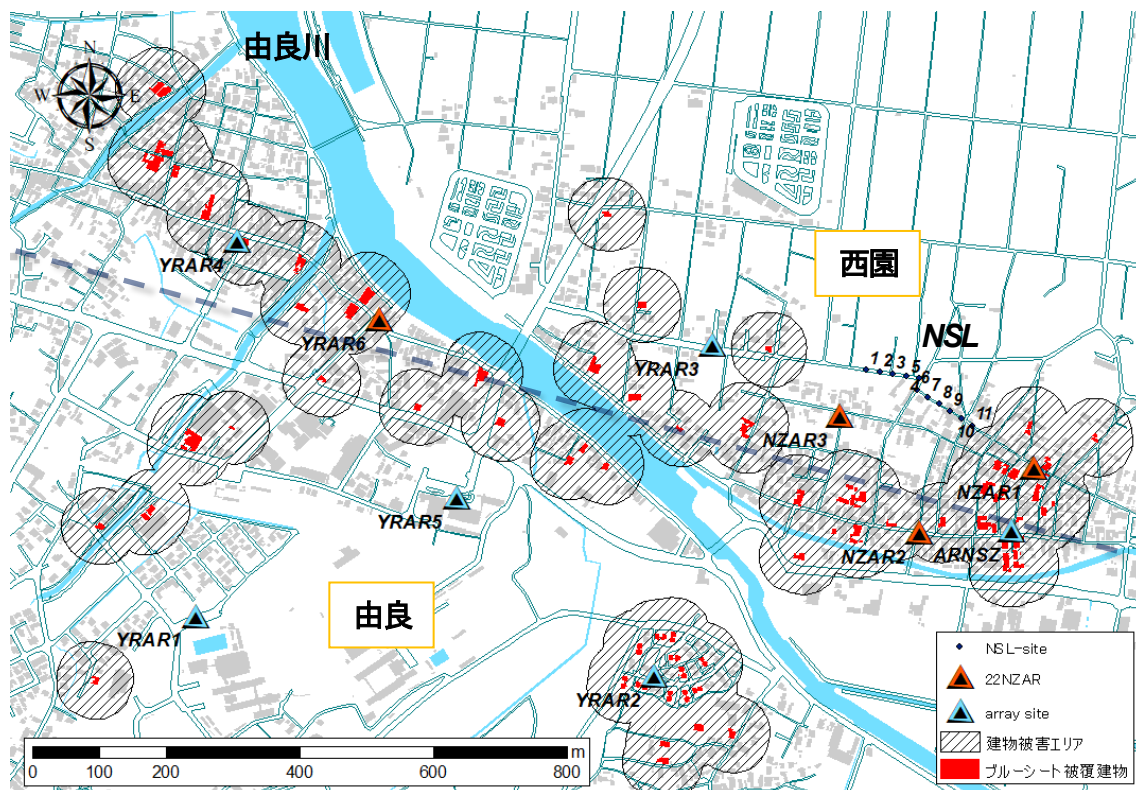


図 5.2 西園・由良地域のアレイ観測点（波線は地質断面図の位置）

5.2.2 西園・由良地域の地盤構造モデル

表 5.1 に地盤構造モデルを、図 5.3 にモデリングした際のレイリー波基本モードの位相速度分散曲線を重ねて示す。既往研究との比較のために表 5.2 に小林(2022)の西園・由良地域の地盤構造モデルを示す。表 5.1, 表 5.2 の地盤構造モデルより、全観測点で S 波速度 100m/s～200m/s の低速度層が推定された。西園地域の建物被害エリア外(NZAR3)では S 波速度 150m/s の低速度層が 19m と推定され、この領域で軟弱層が最も厚く堆積していると考えられる。また西園地域の建物被害が集中していたエリア(NZAR1, NZAR2, ARNSZ)では、表層の S 波速度がごく近傍の観測点で異なり、最大で 180m/s(NZAR2)、最小で 100m/s(ARNSZ)である。これよりこの地域では表層の S 波速度がごく狭い領域で変化していることが疑われる。また ARNSZ と NZAR1 の位相速度分散曲線(図 5.3)を見ると最小位相速度以外は概ね類似していることから、表層を除いて南北方向に S 波速度は変化していないことがわかった。由良地域において表層の S 波速度を比較すると、YRAR1, YRAR6 を除いて S 波速度 200m/s 前後である。特に、建物被害がみられた YRAR6 は S 波速度 100m/s と非常に低速度と、250m 程度離れた YRAR4 の半分程度の値であり、近傍で表層の S 波速度の変化が認められる。

次に東西方向の表層の S 波速度の違いについて確認するために、組合せごとに直線アレイ(NZL)の位相速度分散曲線を算出した。図 5.2 に示すように西側から順に番号を振り、NZL1～5 の総延長 80m, NZL6～11 の総延長 100m の側線について解析した。図 5.4 に直線アレイの位相速度分散曲線を示す。NZL1～5 の側線(図 5.4 の左図)では西側に向かうにつれ位相速度分散曲線が高周波側に推移しており、NZL4&5 が最も硬質な地盤であると推定される。また最小位相速度についても NZL1&2 は S 波速度 160m/s 程度、NZL4&5 は S 波速度 220m/s 程度

と表層の S 波速度の違いを確認した。NZL6~11 の側線(図 5.4 の右図)では NZL6~9 の間ではほぼ同じ位相速度が算出されているが、NZL9&10 でやや高周波に移動し、NZL10&11 では最小位相速度も変化している。最小位相速度について、NZL6~9 では S 波速度 160m/s 程度、NZL10&11 は S 波速度 220m/s 程度とこの側線でも同様に表層の S 波速度の違いが確認できる。これらの結果を踏まえると、西園地域ではごく狭い範囲で東西方向に表層地盤の構造が変化している可能性がある。

表 5.1 西園・由良地域の地盤構造モデル

NZAR1				NZAR2				NZAR3			
層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	Vp(m/s)	Vs(m/s)	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	Vp(m/s)	Vs(m/s)	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	Vp(m/s)	Vs(m/s)
12	1.7	1400	150	10	1.7	1500	180	19	1.7	1480	150
10	1.7	1510	200	15	1.8	1730	300	22	1.8	1730	300
70	1.9	1730	400	70	1.9	1820	500	70	1.9	1820	500
100	2.1	2070	700	100	2.1	2070	700	100	2.1	2070	700
150	2.3	2620	1200	150	2.3	2620	1200	150	2.3	2620	1200
∞	2.5	3950	2400	∞	2.5	3950	2400	∞	2.5	3950	2400

YRAR6				ARNSZ			
層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	Vp(m/s)	Vs(m/s)	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	Vp(m/s)	Vs(m/s)
15	1.7	1390	100	8	1.7	1400	100
10	1.8	1680	350	10	1.7	1510	200
25	1.9	1850	500	60	1.9	1730	400
80	2.1	2070	700	100	2.1	2070	700
300	2.3	2620	1200	150	2.3	2620	1200
∞	2.5	4070	2500	∞	2.5	3950	2400

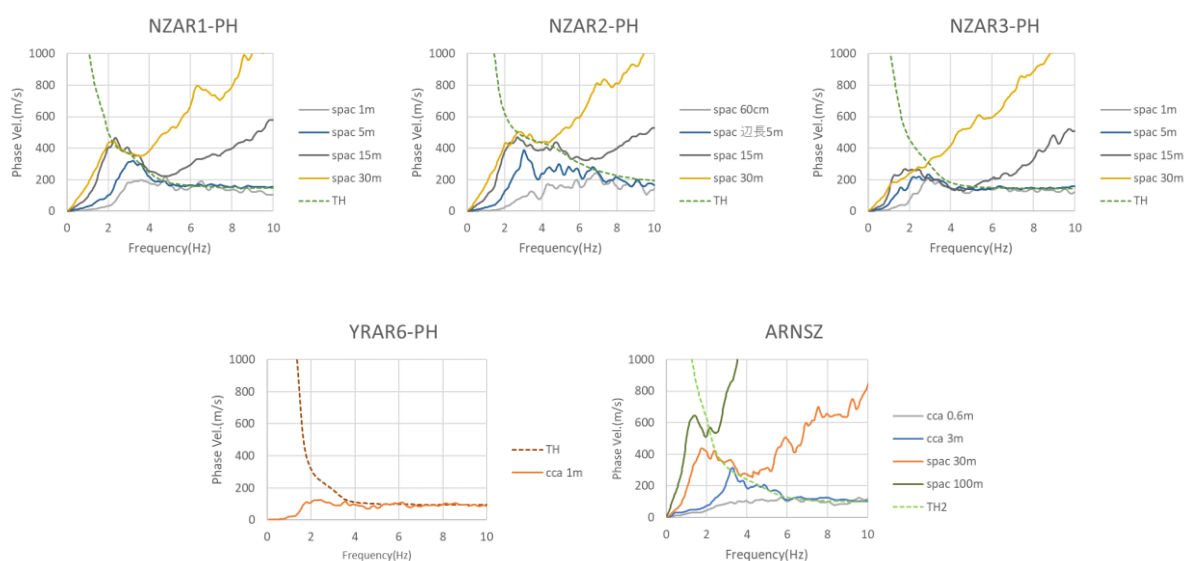


図 5.3 西園・由良地域の位相速度分散曲線

表 5.2 小林(2022)による西園・由良地域の地盤構造モデル

YRAR1				YRAR2			
層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	Vp(m/s)	Vs(m/s)	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	Vp(m/s)	Vs(m/s)
4.7	1.6	1470	160	8.3	1.6	1500	195
70	1.8	1780	440	70	1.8	1870	520
700	2.1	2622	1200	700	2.1	2622	1200
∞	2.6	4065	2500	∞	2.6	4065	2500

YRAR3				YRAR4				YRAR5			
層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	Vp(m/s)	Vs(m/s)	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	Vp(m/s)	Vs(m/s)	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	Vp(m/s)	Vs(m/s)
18.5	1.7	1523	210	5	1.7	1512	200	10	1.7	1512	200
65	1.9	1856	510	23	1.8	1679	350	15	1.8	1679	350
80	2	2156	780	25	1.9	1845	500	40	1.9	1845	500
650	2.2	2622	1200	80	2.0	2067	700	80	2	2070	700
1000	2.3	3230	1750	300	2.2	2622	1200	200	2.1	2775	1338
∞	2.6	4620	2500	∞	2.6	4065	2500	660	2.3	3493	1985
								∞	2.6	4620	3000

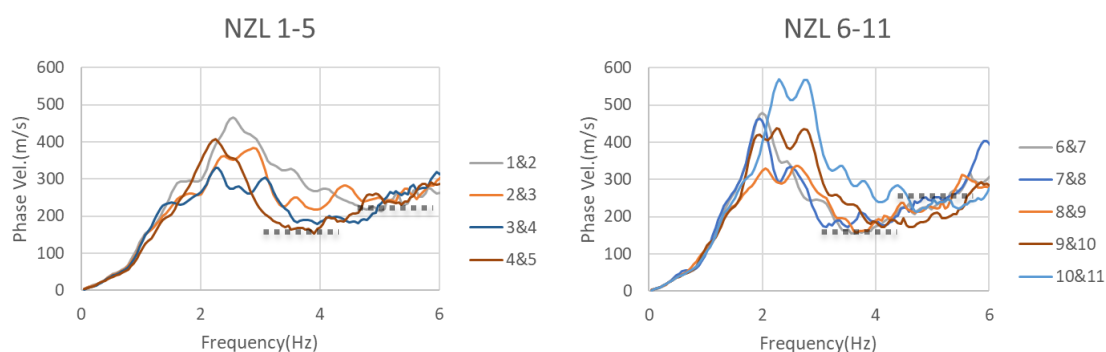


図 5.4 直線アレイ(NZL)の位相速度分散曲線
(波線は最小位相速度の位置を表す)

5.2.3 西園・由良地域の地盤震動特性と建物被害との関係

建物被害と基盤の傾斜による影響を確認するために、層厚分布から基盤傾斜を算出した。ここで第 4 章の数値解析の結果より、堆積層と基盤層のインピーダンス比が大きいほど基盤傾斜の影響を受けやすいことが判明している。西園・由良地域では微動 H/V スペクトルに複数のピークが認められているが、その中で最もインピーダンス比が大きい境界は表 5.1 および表 5.2 の地盤構造モデルより $V_s=300-400m/s$ の層を基盤層とみなした場合であり、この境界に対応する層厚についてのみ議論する。図 5.5 に西園・由良地域の基盤傾斜角分布を示す。1 次元的な指標との比較のため、西川・他(2019)による地盤増幅度 F_v の解析結果を重ねている。

図 5.5 より西園・由良地域の基盤傾斜について、特定の方向に一樣な傾斜がみられるのではなく、局所的な凹地が広く分布していることがわかる。その基盤傾斜角は 5-10 度程度であり、対応する表層厚(20m 程度)を考慮してもごく表層で変化していることが確認された。西園地域では基盤傾斜が 15 度を超える領域が確認され(図 5.5 の黒四角内)、その領域では地盤増幅度 F_v も比較的高い値を示している。

本研究における数値解析は片側傾斜を想定しているが、両側傾斜でも同様の領域で地盤が増幅すると仮定すると、基盤傾斜が 5-15 度と緩やかな場合は基盤が傾斜している領域で地盤

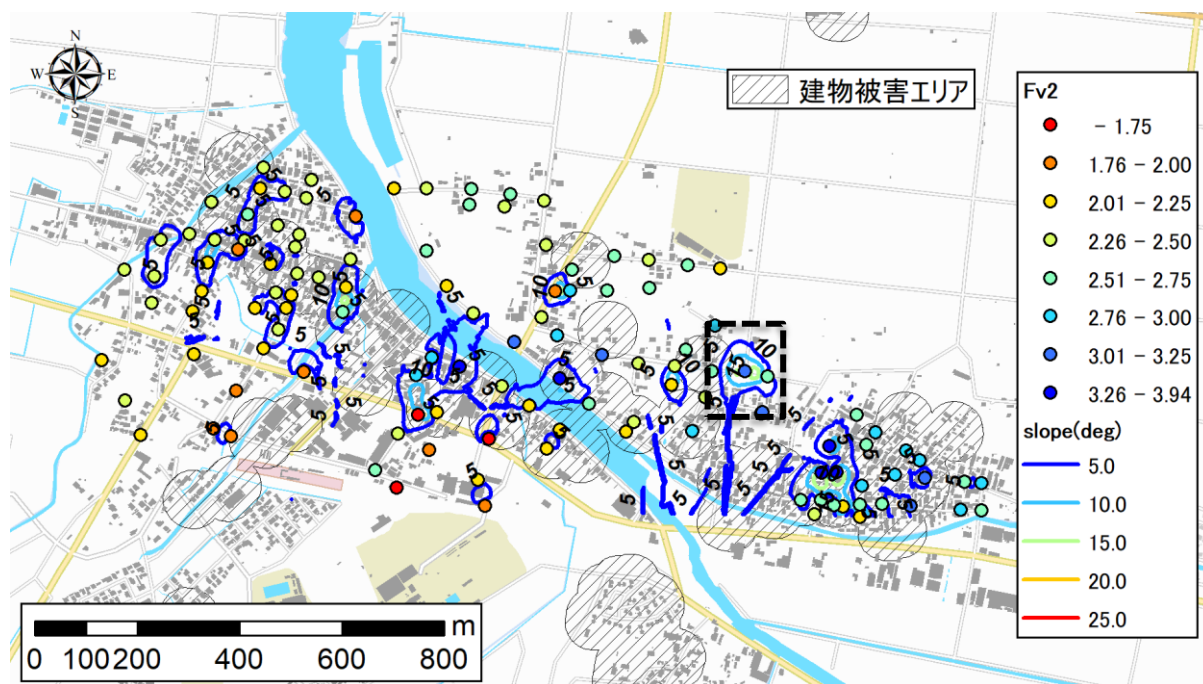


図 5.5 西園・由良地域の基盤傾斜角および地盤増幅度分布

増幅の可能性があることが分かっている。しかしながら、基盤傾斜の領域によらず平地でも建物被害が認められることから、基盤傾斜による地盤増幅の影響は低いと想定される。

西園・由良地域の建物被害について、地盤増幅度 Fv が他地域の平野部と比較して大きいことから、全域で地震動の増幅が起こりやすい環境だったと考えられる。その中で構造的に弱い建物は固有周期が長周期化し、周期 1 秒帯の共振によって倒壊したと想定される。

5.3 倉吉平野北西部の地盤震動特性

建物被害と基盤の傾斜による影響を確認するために、倉吉平野北西部では平野と山間部の境界において、基盤形状が変化する領域に注目する。西園・由良地域と同様に層厚分布から基盤傾斜を算出した。まず西川・他(2019)による地盤増幅度 F_v の1次元的な指標と建物被害との対応について確認する。その後建物被害と対応しない、つまり1次元的な指標だけでは説明できない領域について、第4章の数値解析結果を用いて基盤傾斜による2次元的な影響について検討する。

5.3.1 倉吉平野北西部の地盤増幅度 F_v と建物被害との対応

図5.5に倉吉平野北西部の基盤傾斜角分布を示す。1次元的な指標との比較のため、西川・他(2019)による地盤増幅度 F_v の解析結果を重ねている。倉吉平野北西部では平野部ほど F_v が高く、山麓部では低い傾向がみられる。江北(図5.6右上)では山際近傍で建物被害エリアが広く分布しているが、被害エリア内の F_v は2.0及び3.0以上と近傍の観測点で交互に分布していることがわかる。周辺の基盤傾斜角は10-15度程度であり、山際から平野部に向かって一様に傾斜している様子が確認できる。この基盤傾斜によって局所的に地盤震動特性が変化していることが疑われる。

北条島では(図5.6中央)基盤傾斜から少し離れた川沿いの領域で建物被害が確認されている。

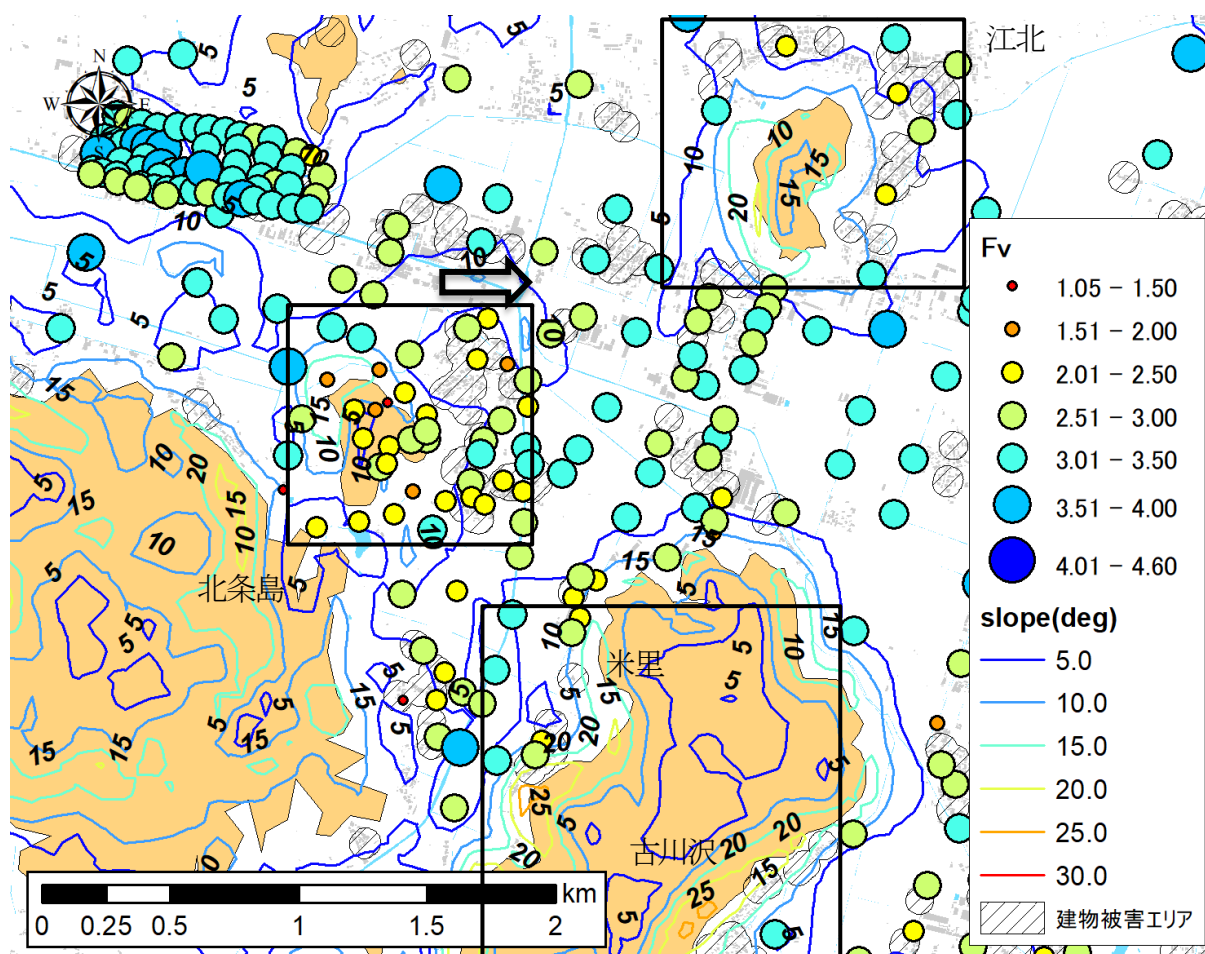


図 5.6 倉吉平野北西部の基盤傾斜角および地盤増幅度 F_v 分布

被害エリア内の地盤増幅度 F_v は 2.0-3.5 の範囲である程度まとまって分布しており、黒矢印方向のように平野部に近づく、つまり表層が厚くなるにつれ F_v が大きくなることがわかる。これらより北条島では基盤の傾斜による地盤増幅は確認されず、1 次元的な地盤増幅度 F_v で説明できることがわかる。

米里・古川沢(図 5.6 下部)では山際の基盤傾斜角が 20 度と、基盤傾斜が急な領域で建物被害がまとまって確認された。この領域での観測点は少ないが、地盤増幅度 F_v は平野部と同様に値が大きく、2.5-3.5 程度である。このように基盤傾斜によって平野部と同程度に地盤増幅度 F_v が大きくなる現象がみられ、基盤の不整形性による影響が想定される。

以上より、基盤傾斜の影響が疑われる江北および米里・古川沢にて第 4 章の数値解析結果を適用し、各地域で建物被害との対応を検討する。

5.3.2 倉吉平野北西部の地盤震動特性と建物被害との関係

第 4 章の数値解析結果より、基盤傾斜が 15 度以上で傾斜端部から表層厚の厚さ分の範囲、および基盤傾斜が 10 度以上で傾斜領域の範囲において地震動の増幅が認められることが判明している。倉吉平野北西部の表層厚はアレイ観測による地盤構造モデルより 40m 前後である。これらの結果を用いて傾斜角 10 度以上のコンター線から 80m の範囲をバッファリングして基盤傾斜による地盤増幅エリアとし、建物被害エリアとの対応を検討した。

(a) 江北

図 5.7 に江北の基盤傾斜による地盤増幅分布と建物被害分布について示す。なお図中の青い領域は数値解析によって求めた基盤傾斜による地盤増幅エリアである。図 5.7 より江北では、中央の山を囲うような地域で建物被害と地盤増幅エリアが一部重なる領域があることがわかった。図 5.8 に江北において建物被害が確認された 2 つの断面についてそれぞれ層厚の断面図を作成した。なお図 5.8 の黒枠の範囲は建物被害エリアを表す。ここで GIS を用いて算出した局所傾斜との比較のために、建物被害エリア内の平均傾斜を計算している。図 5.8 より建物被害が確認された領域は江北 1 では 250-620m の範囲、江北 2 では 320-510m の範囲であり、緩やかではあるが基盤が傾斜している箇所であることがわかる。平均傾斜は江北 1 で 6.8 度、江北 2 で 7.0 度であった。このように基盤傾斜が 7.0 度程度と緩やかであったため、数値解析による地盤増幅度と建物被害との対応がやや希薄であったと考えられる。

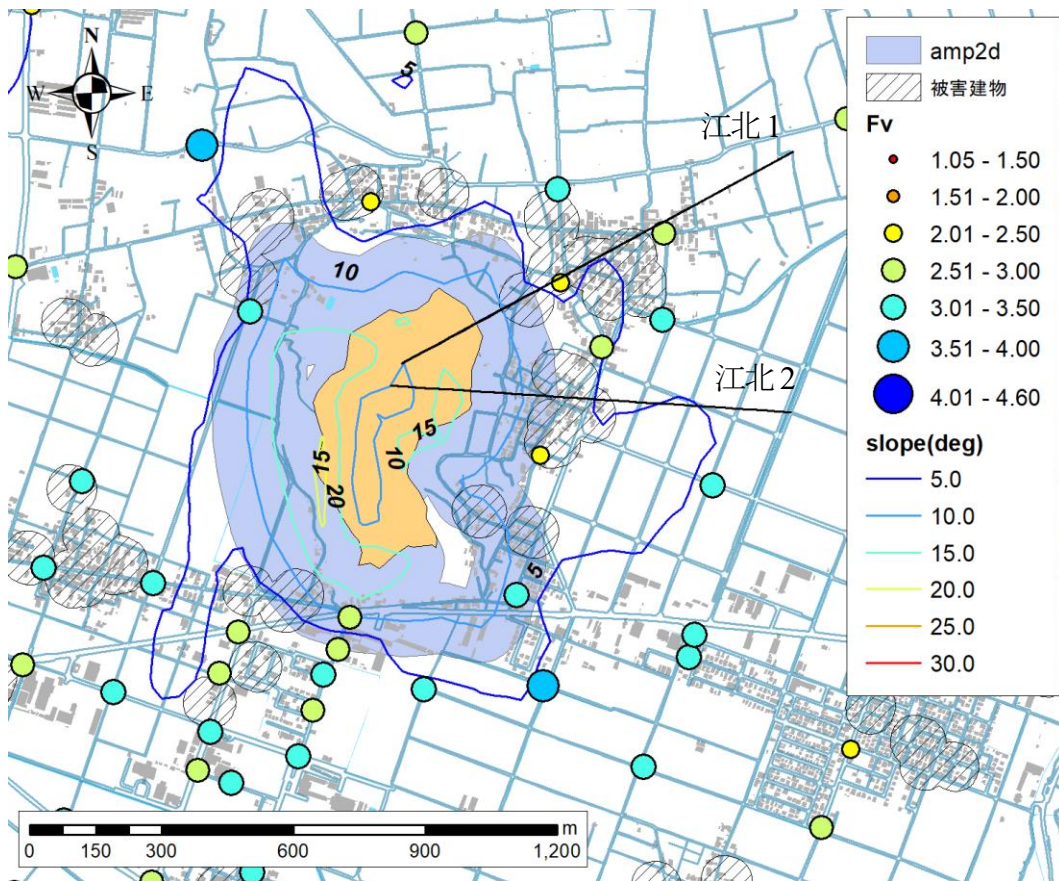


図 5.7 江北の基盤傾斜角および地盤増幅度分布

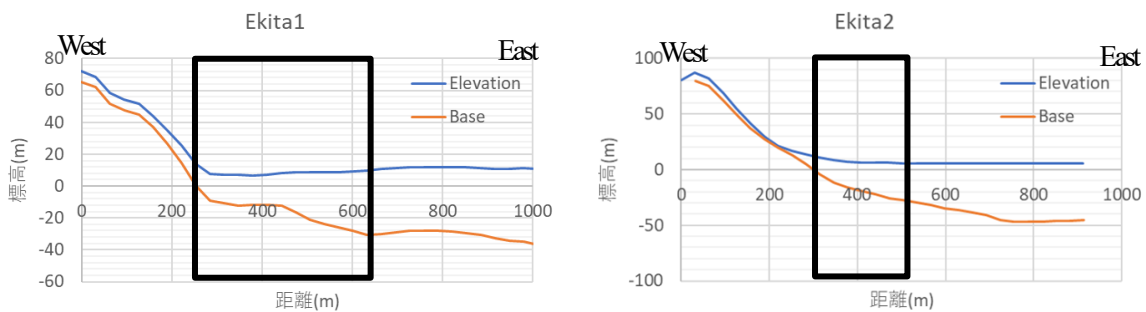


図 5.8 江北の層厚断面図(黒枠内：建物被害エリア)

(b) 米里・古川沢

図 5.9 に米里・古川沢の基盤傾斜による地盤増幅分布と建物被害分布について示す。図 5.9 より東側の米里および西側の古川沢では山際の集落がある場所に沿って、建物被害と地盤増幅エリアが対応する領域がある。図 5.10 に両地域の層厚断面図を示す。なお図中の黒枠内は建物被害エリアを表し、江北と同様に被害エリア内における平均傾斜を算出した。図 5.10 より米里では 320-460m の範囲で、古川沢は 1450-1730m の範囲と、建物被害は江北と同様に基盤傾斜部で発生していることがわかる。平均傾斜は米里で 18.6 度、古川沢で 15.0 度であり、江北と比較してやや急傾斜であることを確認した。ここで第 4 章の数値解析によると、ある程度傾斜が緩やかになると、基盤が傾斜している領域での地盤増幅が確認されること、基盤傾斜による増幅が確認された周波数帯は、水平成層モデルにおける 1 次モードではなく、よ

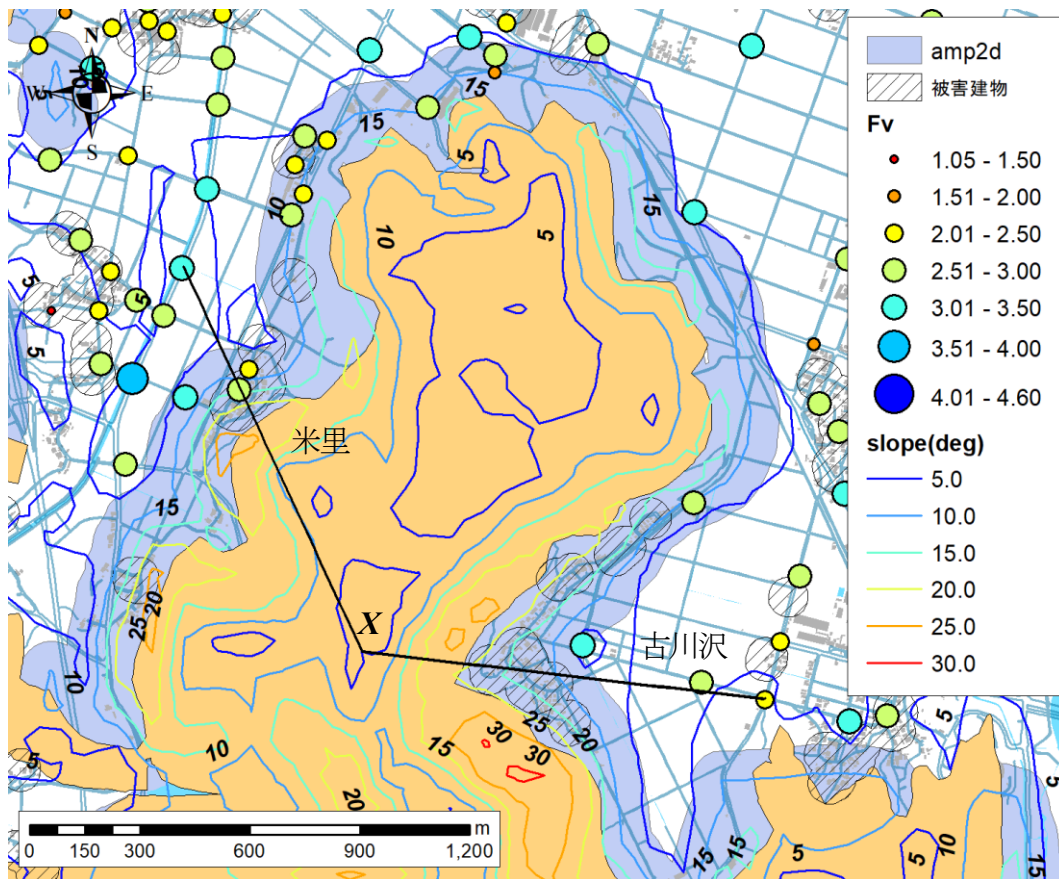


図 5.9 米里(西側)および古川沢(東側)の基盤傾斜角および地盤増幅度分布

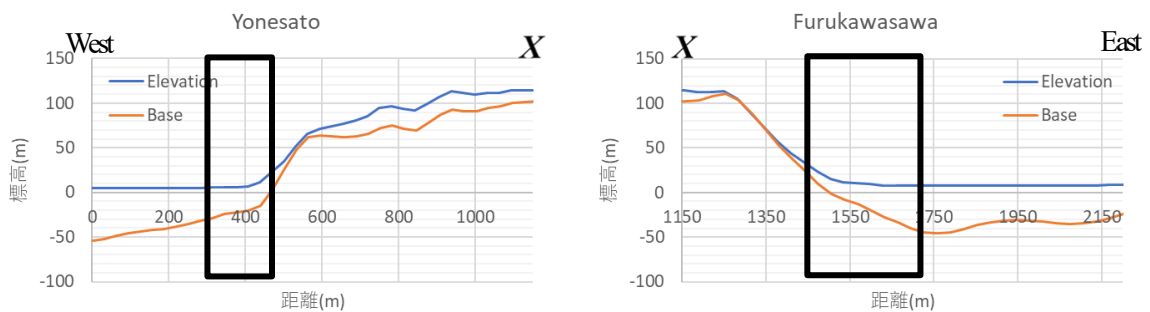


図 5.10 米里・古川沢の層厚断面図(黒枠内：建物被害エリア)

り高次の固有モードに影響することが判明している。当該地域の高次モードは 3-5Hz 帯、いわゆる木造家屋の固有周期帯に対応する。これらより、米里および古川沢では基盤の不整形性による地盤増幅により、本震時の建物被害に影響を及ぼした可能性がある。

5.4 まとめ

2016年鳥取県中部の地震で建物被害が集中して認められた北栄町由良・西園地域および倉吉平野北西部において、基盤の不整形による地盤増幅と建物被害との関係を検討した結果、以下の知見が得られた。

- a) 西園地域の建物被害がみられた領域で、ごく狭い範囲内でも表層のS波速度に変化がみられ、この違いは主に東西方向に認められた。
- b) 由良地域で建物被害が確認された地点の表層のS波速度は100m/sであり、東に250m離れた点の半分程度の値であることがわかった。
- c) 西園地域の直線アレイ記録を解析した結果、東西方向に位相速度が変化することがわかった。これはごく狭い範囲で表層地盤が東西方向に変化していることを示唆している。
- d) 基盤の不整形性による地盤増幅を検討するために、層厚分布から基盤傾斜分布を作成した。西園・由良地域の基盤傾斜について、特定の方向に一様な傾斜がみられるのではなく、局所的な凹地が広く分布しており、その傾斜角は10度以下と緩やかであることがわかった。倉吉平野北西部では山際で傾斜角20度程度の比較的急な基盤傾斜が確認された。
- e) 数値解析結果を基に2次元的な影響を考慮した地盤増幅エリアを作成し、建物被害エリアとの対応を検討した結果、山際の領域で対応する地域が存在した。
- f) 数値解析の結果および本検討によると、2016年鳥取県中部の地震による建物被害と基盤傾斜による地震動の増幅は基盤傾斜が10度以上の山際の地域で対応することが判明した。

参考文献

中国地方基礎地盤研究会：山陰臨海平野地盤図’95，1995。

地震調査研究推進本部：2016年10月21日鳥取県中部の地震の評価（平成28年11月10

日），<https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2016/22016102_tottori.pdf>[2020/09/01 閲覧]

小林理沙：微動探査による北栄町由良・西園地区の地盤構造推定と2016年鳥取県中部の地震による建物被害との関連，鳥取大学令和3年度卒業論文，2022。

西川隼人，野口竜也，宮島昌克，香川敬生：微動H/Vの1次ピークの振動数と振幅に基づいた地盤増幅度評価式の検討，日本地震工学会論文集，第19巻，第7号，2019。

西村武，野口竜也，香川敬生：2016年鳥取県中部の地震における建物被害と地盤震動特性の関係，土木学会論文集A1（構造・地震工学），Vol.77，No.4，I_321-I_336，2021。

野口竜也，中井翔，日高大我，吉見和，上野太士，西川隼人，吉田昌平，香川敬生：微動および地震観測に基づく鳥取県中部域の地盤構造推定と地盤震動特性の把握，日本地震工学論文集，19巻，5号，特集号「第15回日本地震工学シンポジウム」その2，2019。

第 6 章 不整形地盤の地盤震動特性

この章では第 5 章の結果を受け、不整形地盤が疑われる切り盛り造成地、地すべり地域の 2 種のフィールドについて、これらの地域の多次元的な影響を踏まえた地盤震動の特徴について議論する。そこでまず、対象地域ごとに微動および地震動の地盤震動特性を整理する。それらを踏まえて不整形地盤が考えられる領域をそれぞれの地域毎で特定し、地盤の不整形性を考慮した地盤構造の特徴について議論する。最後にその特性から考えられる地震動の特徴について、地盤構造の局所的な変化による 1 次元的な増幅効果と、基盤形状に伴う 2 次元的な増幅効果の影響について検討し、不整形地盤における地盤震動特性について考察する。

6.1 対象地域について

本研究で議論する対象地域は以下の通りである。

a) 切り盛り造成地(6.2)

切り盛り造成地は表層地盤と内部境界面の形状が不規則な地盤である。このような人工造成地は高度経済成長期以降相次いで開発され、その地域の地震被害が懸念されている。近年の相次ぐ地震災害では、盛土地盤の軟弱性に起因する被害が顕在化しており、大規模な地震が発生するたびに周辺の切土地盤と比較して被害が甚大であったことが報告されている。これは谷埋め部分の S 波速度は切土部に比べて小さく地震動の増幅が起りやすいことなど、盛土と切土の地盤の特徴が異なることに起因すると考えられる。また都市郊外ではニュータウン等で大規模な宅地造成が行われ、現在人工造成地として平坦な地形となっている地域が多く存在するが、それらの地域では切土、盛土地盤が複雑に分布しており、地点ごとに地震時の地盤震動特性や建物被害が大きく異なると想定される。

本研究では切土と盛土が複雑に分布する鳥取市北園および若葉台を対象地域とし、それぞれの地域の微動観測から得られた地盤構造の特徴について整理する。その後人工造成による地下構造の不整形性が地盤震動特性にどのように影響するのかを検討する。なお若葉台では地震動観測も実施しており、地震記録の解析から基盤の多次元的な影響について整理する。

b) 地すべり地域(6.3)

地すべり地域は地表面および内部境界面の形状が不規則な地盤である。この地域は山麓部にある傾向が強く、微動の振動源が小さいことから微動探査を実施するには不向きな場所として知られている。本研究では敢えてそのような地域で微動探査を行うことによって、山地の形状によって震動方向に異方性があるのかなどを確認する。また、地すべり移動体の上で微動観測を実施することで、地すべり堆積物をどの程度評価できるのかを試みる。

また、本研究で対象とした地すべり地域は大きく分けて二つあり 1)直近に地震地すべりが発生した地域(急傾斜の地すべり地盤)、2)防災科学技術研究所(以降、NIED とする)が地すべり地形だと分類した地域(緩傾斜の地すべり地盤)である。2)について、NIED は 5 万分の 1 の地すべり地形分類図を公開している。この分類図は 1970 年代に撮影されたモノクロ空中写真の実体視を通して、地すべり変動によって形成された地形的痕跡である「地すべり地形」について、その外形と基本構造(滑落崖・移動体)をマッピングし、1:50,000 地形図にその分

布を示した図面である(NIED, 2014)。この地図を参考に対象地域を選定した。本研究で取り扱う地域は次の通りである。

1)急傾斜の地すべり地盤

- ・北海道勇払郡厚真町の地震地すべり地域(6.3.1)

2)緩傾斜の地すべり地盤

- ・鳥取市国府町楠城・雨滝(6.3.2)
- ・北海道紋別郡遠軽町生田原(6.3.3)

6.2 人工造成地の地盤震動特性

i) はじめに

谷埋め盛土地盤などの人工造成地は高度経済成長期以降相次いで開発され、その地域の地震被害が懸念されている。近年の相次ぐ地震災害では、盛土地盤の軟弱性に起因する被害が顕在化しており、大規模な地震が発生するたびに周辺の切土地盤と比較して被害が甚大であったことが報告されている。これは谷埋め部分の S 波速度は切土部に比べて小さく地震動の増幅が起りやすいことなど、盛土と切土の地盤の特徴が異なることに起因すると考えられる。また都市郊外ではニュータウン等で大規模な宅地造成が行われ、現在人工造成地として平坦な地形となっている地域が多く存在するが、それらの地域では切土、盛土地盤が複雑に分布しており、地点ごとに地震時の地盤震動特性や建物被害が大きく異なると想定される。

国土交通省はこのような大規模盛土造成地に対して、宅地耐震化推進事業により変動予測の調査や滑動崩落防止などの耐震性向上の促進を行っている。地方自治体ではこの事業の一環により、大規模造成地を抽出するために丘陵地の造成宅地地盤の切盛図を作成している。この切盛図は旧地形図と現地形図の比較から起こしたものであり、「大規模盛土造成地マップ」として各自治体のホームページなどで公開されている。たとえば鳥取市では図 6.2.1 に示す 8 地域が大規模盛土造成地に指定されている(鳥取市, 2021)。さらに 2 次調査が行われる場合は、ボーリング調査だけでなく、盛土部の剛性等を調べる表面波探査などの詳細な調査が実施された。



図 6.2.1 鳥取市内の大規模盛土造成地マップ(一部加筆)(鳥取市, 2021)

本研究では図 6.2.1 中の大規模盛土造成地に指定されている鳥取市北園地区(図中の 28 地点)および鳥取市若葉台地区(図中の 23 地点)を対象に微動観測を実施し、切盛造成地の地盤構造を推定した結果をまとめる。その後地盤の不整形性を考慮した地盤震動特性について議論する。

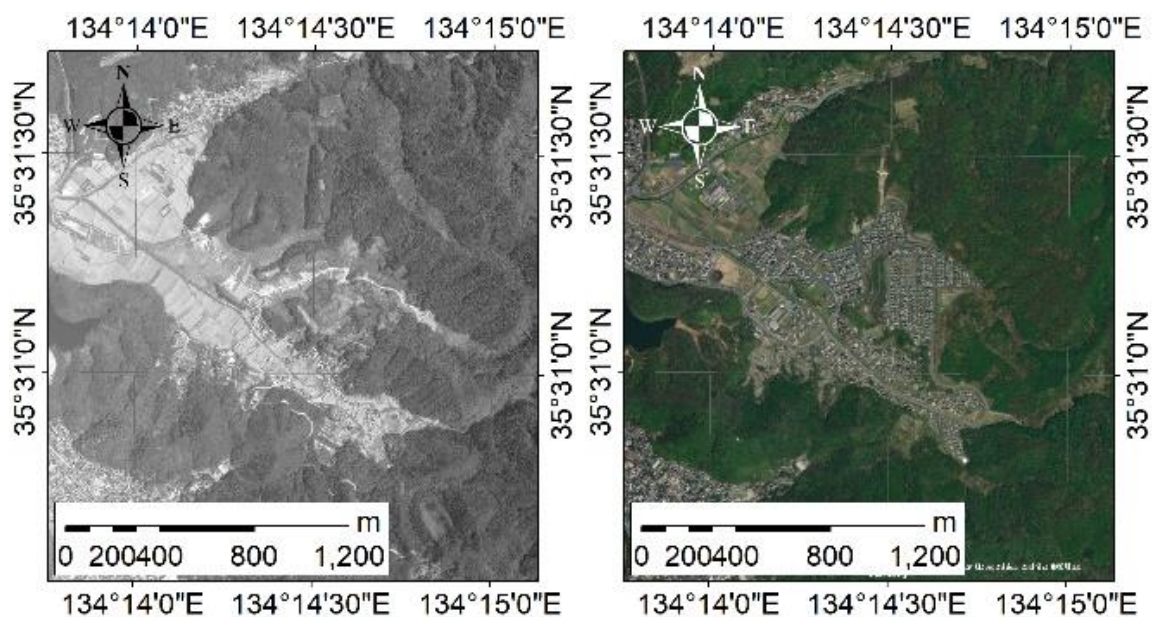


図 6.2.2 北園地域における宅地造成前(左図)と造成後(右図)の航空写真
(国土地理院, 1982 年撮影)

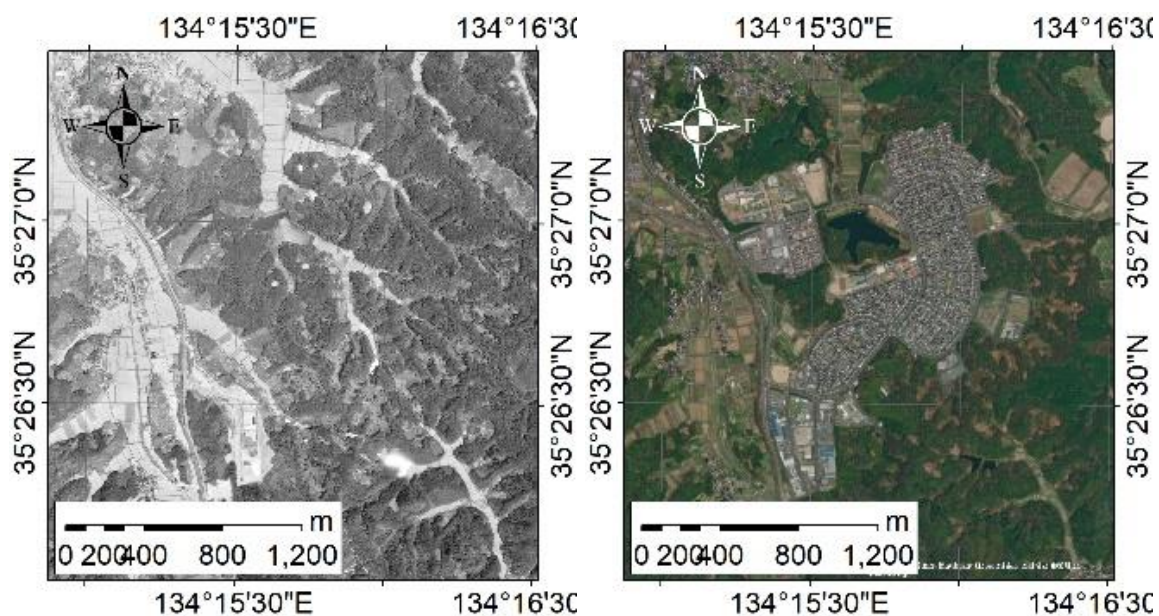


図 6.2.3 若葉台地域における宅地造成前(左図)と造成後(右図)の航空写真
(国土地理院, 1984 年撮影)

ii) GIS による宅地造成地の切り盛り厚さ推定

図 6.2.2 および図 6.2.3 の左図は両地域の造成前の航空写真を、右図は造成後の航空写真を示す。本研究では、造成前の地形図と現在の地形図の標高差をとることにより、その差を切り盛り厚さとした。旧地形図について、北園では昭和 59 年発行の 2 万 5 千分の 1 地形図(国土地理院, 1984)を、若葉台では昭和 50 年発行の 2 万 5 千分の 1 地形図(国土地理院, 1975)を使用した。GIS は ESRI 社製の ArcGIS を用いてそれぞれの地域で切り盛り厚さを求めた。切り盛り厚さの推定方法は以下の通りである。

- 1) 旧地形図をスキャナで読み取りデジタル化する。
- 2) GIS のジオリファレンス機能により、デジタル化したデータを現在の地形図の位置に合わせる。
- 3) 旧地形図の標高線に沿ってラインを作成し、各等高線に標高値を入力する。
- 4) ANUDEM(Hutchinson, 2000)による内挿補間によってラスタライズした、造成前の標高分布を作成する。
- 5) 現地形図には国土地理院が発行している 5mメッシュの数値標高データ(DEM)を使用し、逆距離加重法 (IDW) によって内挿してラスタライズする。
- 6) 旧標高と現標高の差をラスタライズ演算で空間的に求め、その値を切り盛り厚さとした。北園と若葉台の切り盛り厚さ分布を図 6.2.4 に示す。

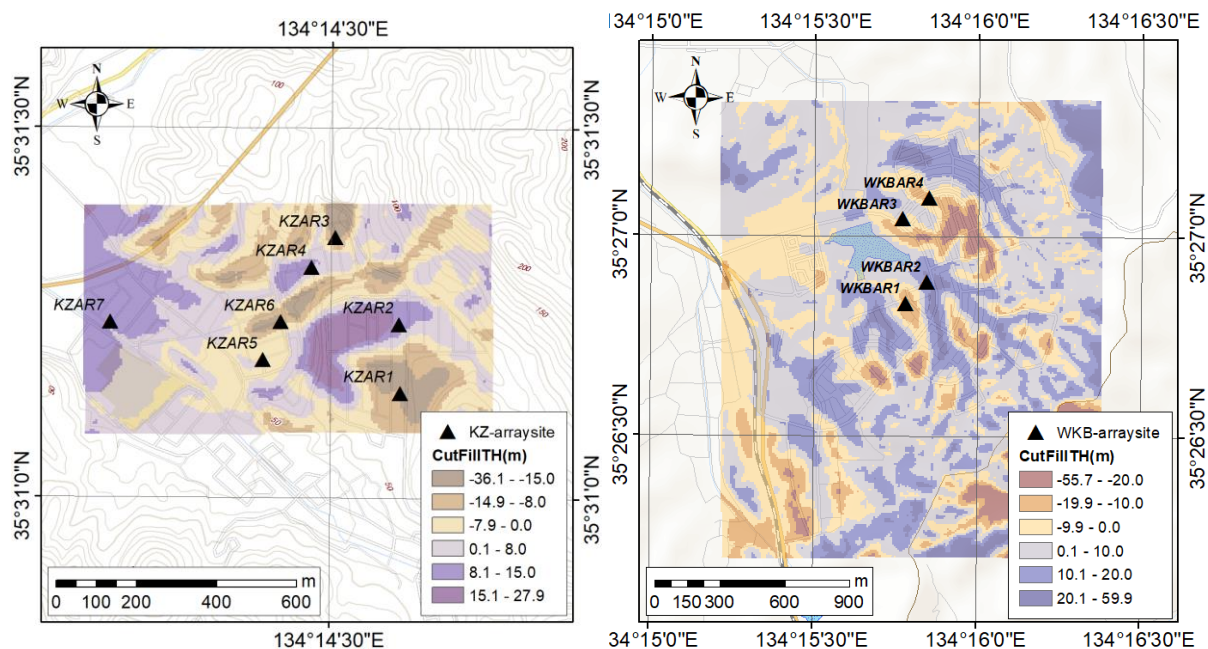


図 6.2.4 切り盛り分布図と微動アレイ観測点(左図: 北園, 右図: 若葉台)

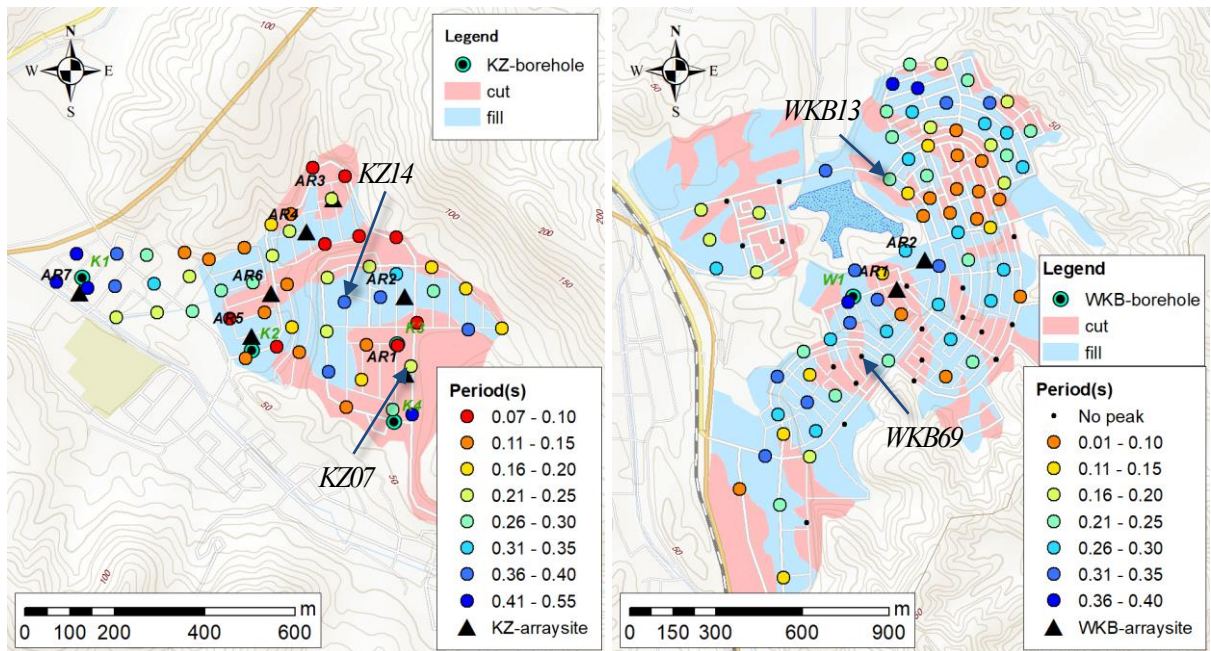


図 6.2.5 卓越周期分布図 (左図: 北園, 右図: 若葉台)

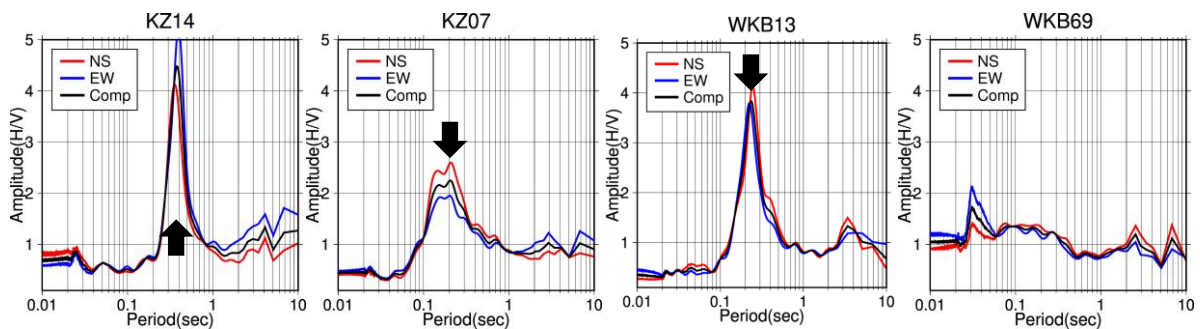
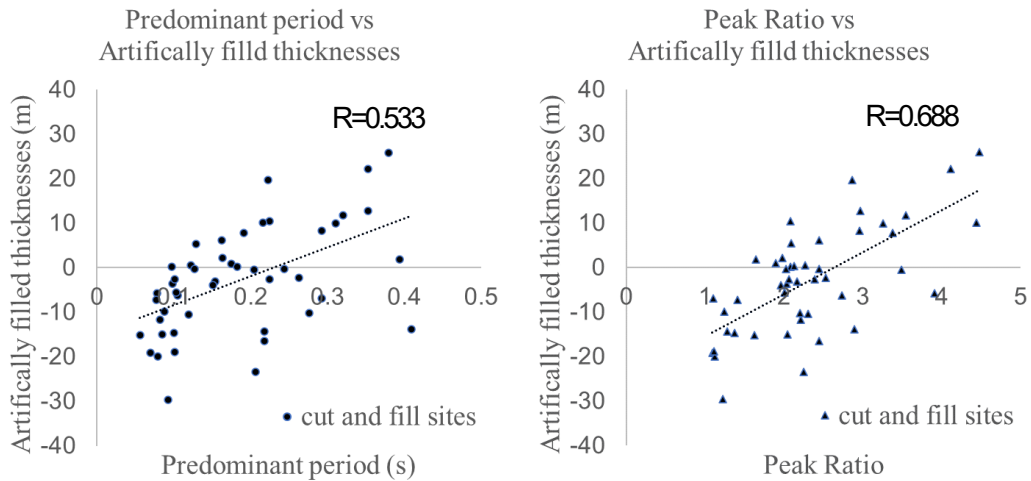


図 6.2.6 微動 H/V スペクトルの一例

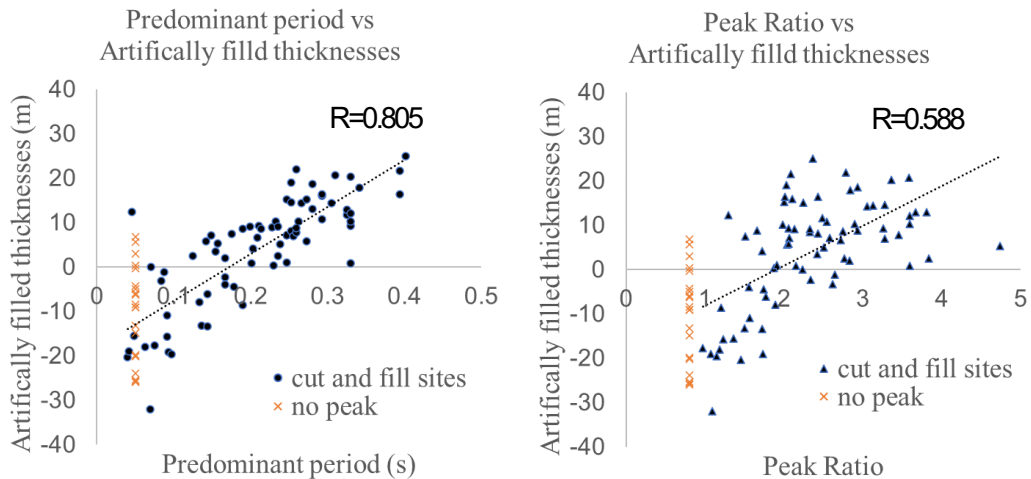
iii) 微動 H/V スペクトルおよび卓越周期分布

微動の3成分単点観測を鳥取市北園で53点、鳥取市若葉台で94点の計147点実施した。作成した切り盛り厚さ分布を参考に、切土部・盛土部において50m間隔で地震計を配置した。図6.2.5に卓越周期分布分布を、図6.2.6は両地域の盛土と切土の代表的な微動H/Vスペクトルを示す。盛土部では0.1-0.4秒の範囲に明確なピークを持つH/Vスペクトルが得られている。一方、切土部のH/Vスペクトルは卓越周期が0.1秒程度かそれ以下であり、ピークが不明瞭な箇所が多く見られた。特に若葉台では、切土部のH/Vスペクトルの形状はほぼ平坦であり、ピークが認められない傾向が顕著である。

図6.2.7は北園と若葉台の観測地点における造成前後の標高差と、微動のH/Vスペクトルの卓越周期およびピーク値との関係を示している。若葉台において、明確なピークのない切土部の観測点は、卓越周期を0.05秒、ピーク値を0.8とし別のマークで表記されている。また北園の自然地盤に相当する観測点は、切土・盛土に該当しないので除外している。北園では、卓越周期と造成前後の標高差との間に強い相関は見られないが、ピーク値との間にはある程度の相関が見られる。一方若葉台では、卓越周期およびピーク値の両方と標高差に一定の相



(a) 北園



(b) 若葉台

図 6.2.7 切り盛り厚さと微動の卓越周期およびピーク値の関係

関が見られる．これは，若葉台は山間部に軟弱地盤がほとんどないためと考えられ，特に卓越周期との相関が高い．一方北園は造成前に，山の近くでも風化した自然地盤や耕作地があり，造成によってその厚さが地域ごとで均一ではなくなったために，相関がみられなかったと想定される．

iv) 地盤構造の推定

アレイ観測は盛土部で 2 点(WKBAR2, WKBAR3), 切土部で 2 点(WKBAR1, WKBAR4)の 4 点, 北園では盛土部で 3 点(KZAR2, KZAR4, KZAR5), 切土部で 3 点(KZAR1, KZAR3, KZAR6), 自然地盤で 1 点(KZAR7)の 7 点, 2 地点合わせて計 11 点で観測を実施した．表 6.2.1 に地盤構造モデルを, 図 6.2.8 にモデリングした際のレイリー波基本モードの位相速度分散曲線を重ねて示す．アレイ観測の解析によって得られた S 波速度構造モデルと観測点近傍のボーリングデータを図 6.2.9 に示す．図 6.2.9 の S 波速度構造は赤線が切土部, 青線が盛土部のアレイ観測点である．なお北園のボーリングデータは造成前に取得されたものである．北園

表 6.2.1 地盤構造モデル

KZAR1				KZAR2				KZAR3			
層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$
				6	1.6	1480	170				
6	1.6	1430	130	8	1.6	1510	200	5	1.8	1630	300
25	1.7	1620	300	35	1.8	1630	400	5	2.1	2100	700
40	2.1	2100	700	40	2.1	2100	700	2000	2.3	3500	2000
150	2.2	2960	1500	150	2.2	2960	1500	∞	2.6	5500	3000
∞	2.6	5500	3000	∞	2.6	5500	3000				

KZAR4				KZAR5				KZAR6			
層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$
				7	1.8	1510	200	10	1.9	1730	400
7.5	1.7	1510	200	15	1.9	1730	400	100	2.1	2400	1000
5	2.1	2100	700	50	2.1	2100	700	2000	2.3	3070	1600
2000	2.3	3070	2000	2000	2.3	3070	1600	∞	2.6	5500	3000
∞	2.6	5500	3000	∞	2.6	5500	3000				

KZAR7				WKBAR1				WKBAR2			
層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$
11	1.8	1460	150					20	1.7	1570	250
7	1.9	1730	300	13	1.9	1850	500	13	1.9	1850	500
50	2.1	2100	700	250	2.1	2620	1000	250	2.1	2620	1200
2000	2.3	3070	1600	∞	2.4	4070	2500	∞	2.4	4070	2500
∞	2.6	5500	3000								

WKBAR3				WKBAR4			
層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$
9	1.6	1510	200	20	1.9	1850	500
20	1.9	1850	500	250	2.1	2620	1000
250	2.1	2620	1200	∞	2.4	4070	2500
∞	2.4	4070	2500				

の K2 付近の盛土の厚さは、切り盛り厚さ分布(図 6.2.4)より数 10m と考えられる。盛土層の S 波速度は、KZAR5 から 200m/s と推定された。KZAR6 の表層部の S 波速度は 400m/s であった。このことから、盛土部よりも切土部の S 波速度が高いことが確認された。しかし、KZAR1 と KZAR2 では、切土・盛土にかかわらず、表層の S 波速度が 150m/s の層が数 m あり、S 波速度が 400m/s 以下の層が 30m 以上あることがわかる。したがって、この地域の地盤震動特性は、盛土の厚さだけでなく、盛土層の下にある風化層にも影響を受けることがわかる。

若葉台の W1 付近の盛土の厚さは約 22m であり、WKBAR2 より盛土層の S 波速度は 250m/s と推定された。WKBAR3 の盛土部では、盛土層の S 波速度は 200m/s と推定され、WKBAR2 と比較してやや遅い層が確認された。切土部である WKBAR1, WKBAR4 では、表層に $V_s=500m/s$ 以上の非常に硬質な層があると推定された。

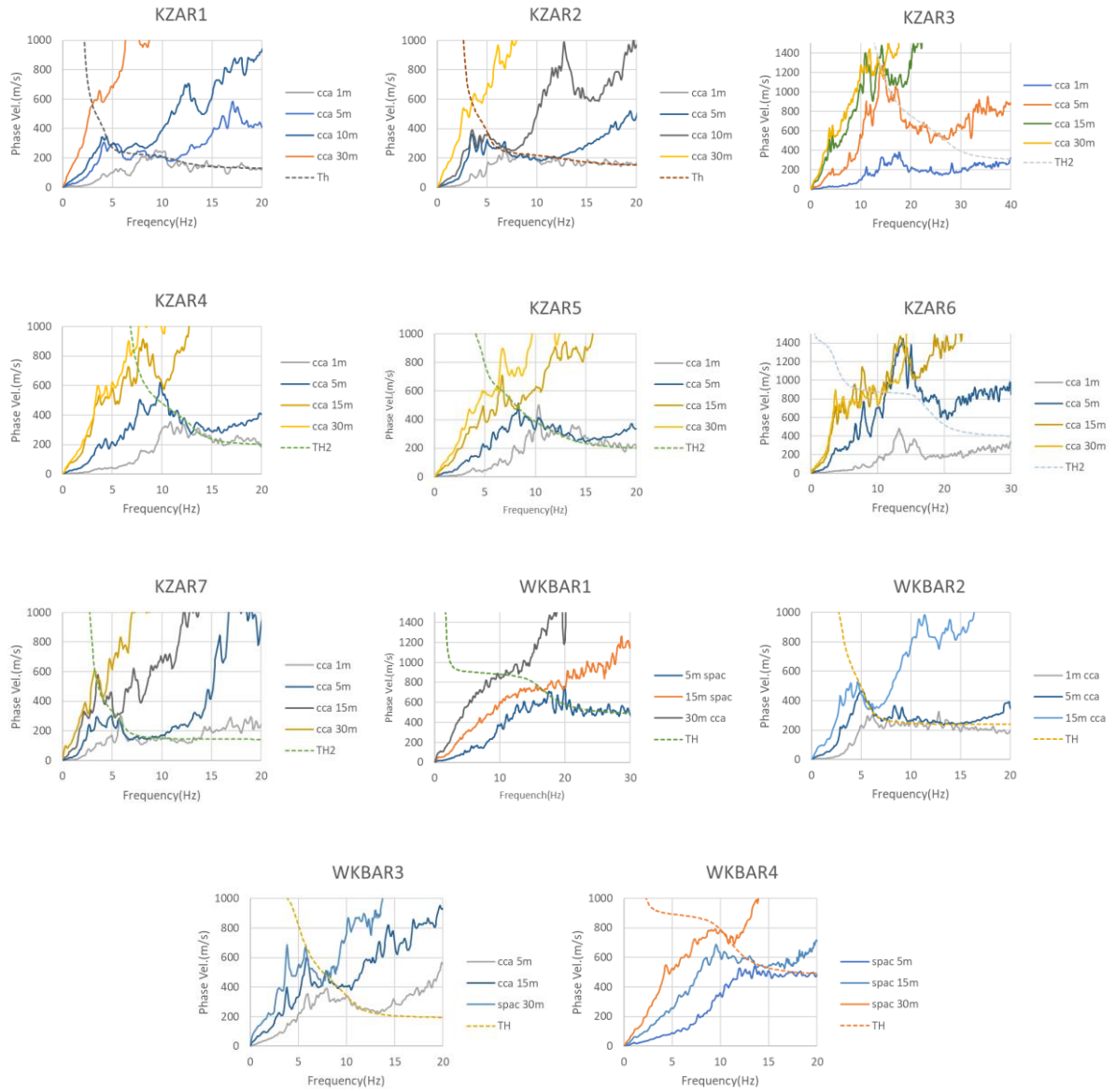
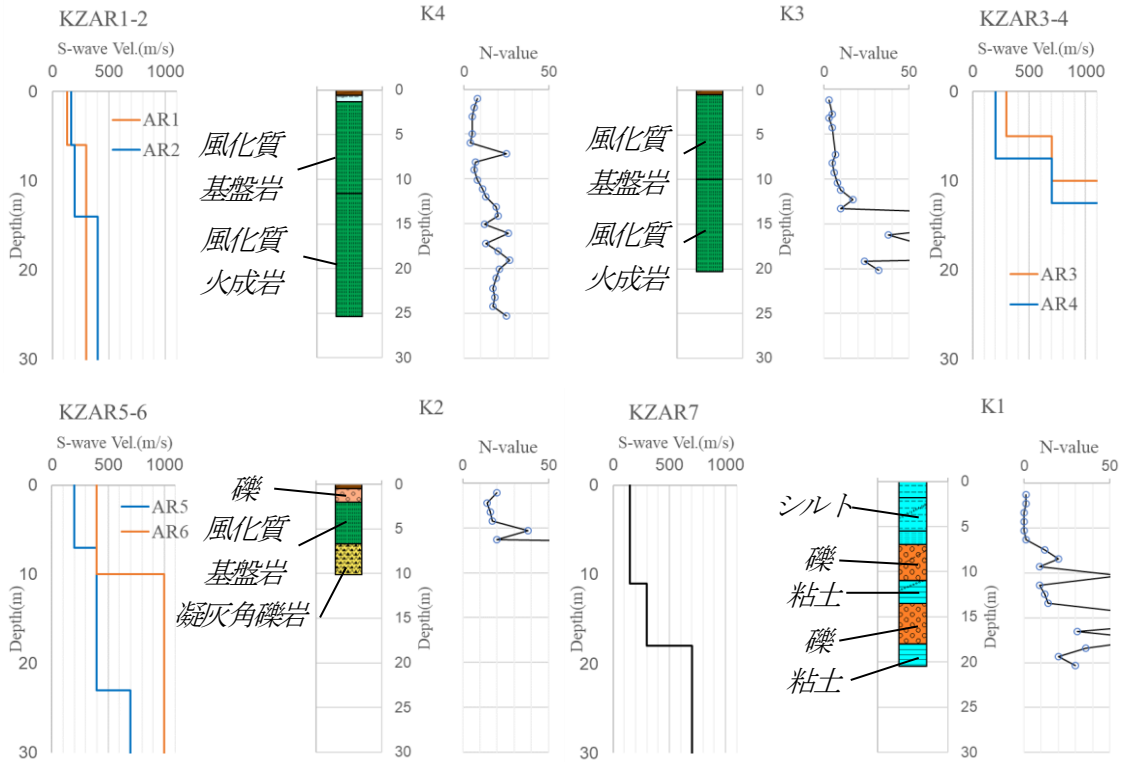
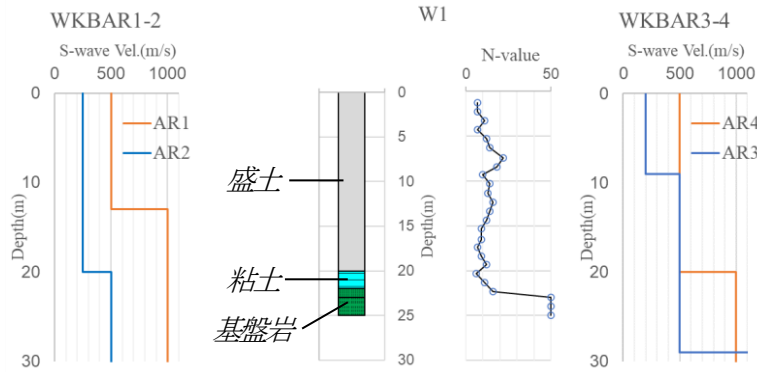


圖 6.2.8 位相速度分散曲線



(a) 北園



(b) 若葉台

図 6.2.9 S波速度構造とアレイ観測点近傍のボーリングデータ
(赤線：切土部, 青線：盛土部)

vi) 切り盛り造成地の不整形地盤を考慮した地盤震動特性

vi-a) 微動観測結果に基づく切り盛り厚さの推定

推定された S 波速度と読み取った卓越周期から、1/4 波長則より層厚を推定した。S 波速度は、両地域で推定モデル(表 6.2.1)の $V_s=500\text{m/s}$ の上面までを堆積物として加重平均により算出した。表 6.2.2 に以降の層厚推定に用いた各位置の S 波速度の換算値を示す。若葉台で明確なピークを持たない切土地点の層厚は、アレイ観測結果に基づき 0m とした。両地域とも硬

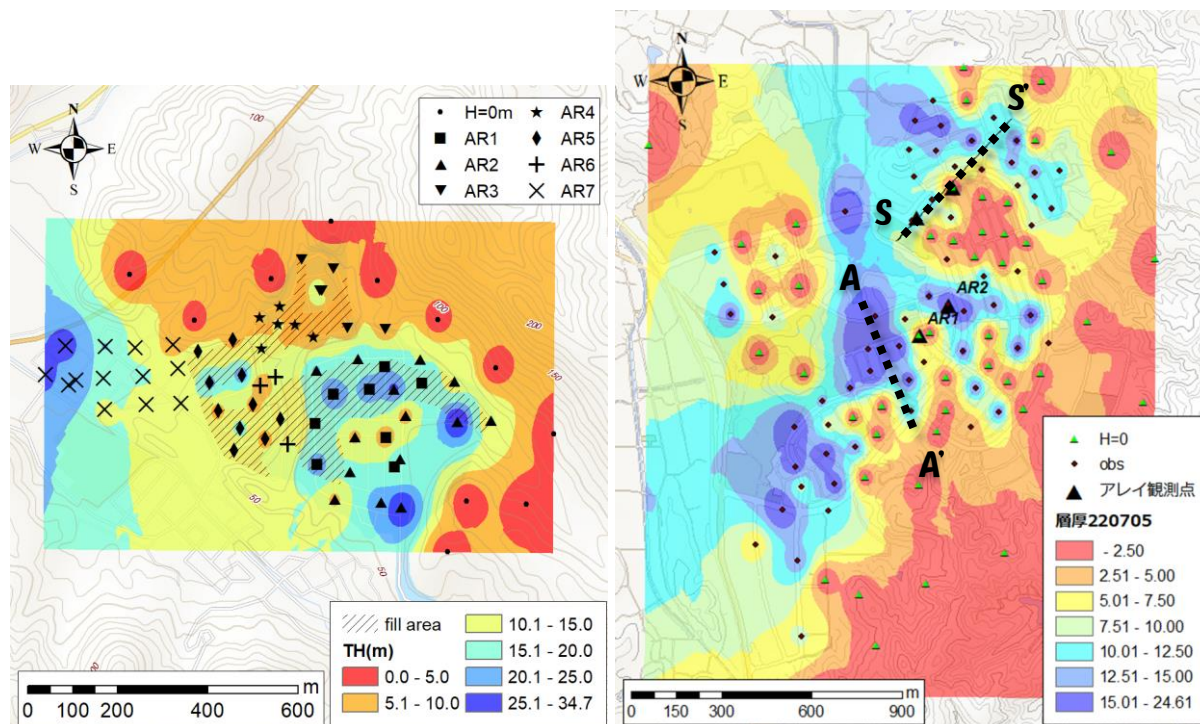


図 6.2.10 推定層厚分布(左図：北園，右図：若葉台)

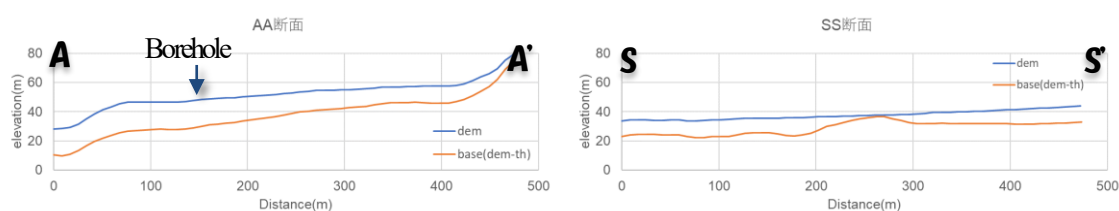


図 6.2.11 若葉台における推定層厚の断面図

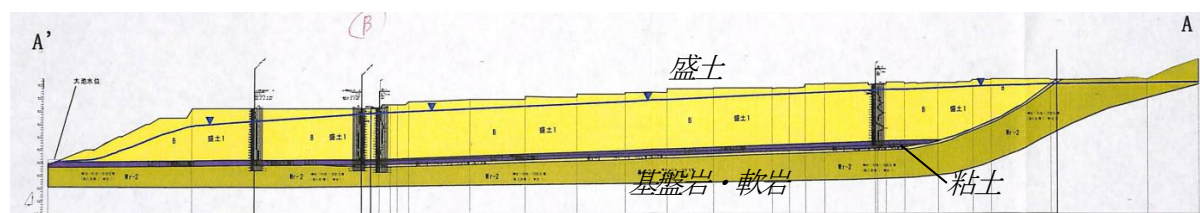


図 6.2.12 若葉台の断面 AA'における地質断面図(一部加工)
(中電技術コンサルタント株式会社, 2009)

表 6.2.2 層厚推定に用いた平均 S 波速度

	Site	Converted Vs(m/s)
Kitazono	KZAR1(cut)	267.1
	KZAR2(fill)	339.2
	KZAR3(cut)	300.0
	KZAR4(fill)	200.0
	KZAR5(fill)	336.4
	KZAR6(cut)	400.0
	KZAR7	208.3
Wakabadai	WKBAR all sites	250.0

い山間部の数地点で層厚 0m のダミーデータを追加している。各観測点の推定層厚を求めた後、逆距離荷重法 (IDW) に基づく補間によりラスタ化の処理を行った。

作成した層厚分布を図 6.2.10 に示す。両地域とも堆積層の厚い地点は概ね盛土部に相当することがわかる。層厚は北園で最も深い地点で 20m 程度、若葉台で 30m 程度であることが確認された。北園の切土部では盛土部より厚い層が確認される。これは、この地域の微動の H/V スペクトルが盛土層の深部に起因する地盤構造の速度コントラストを反映していると考えられるからである。

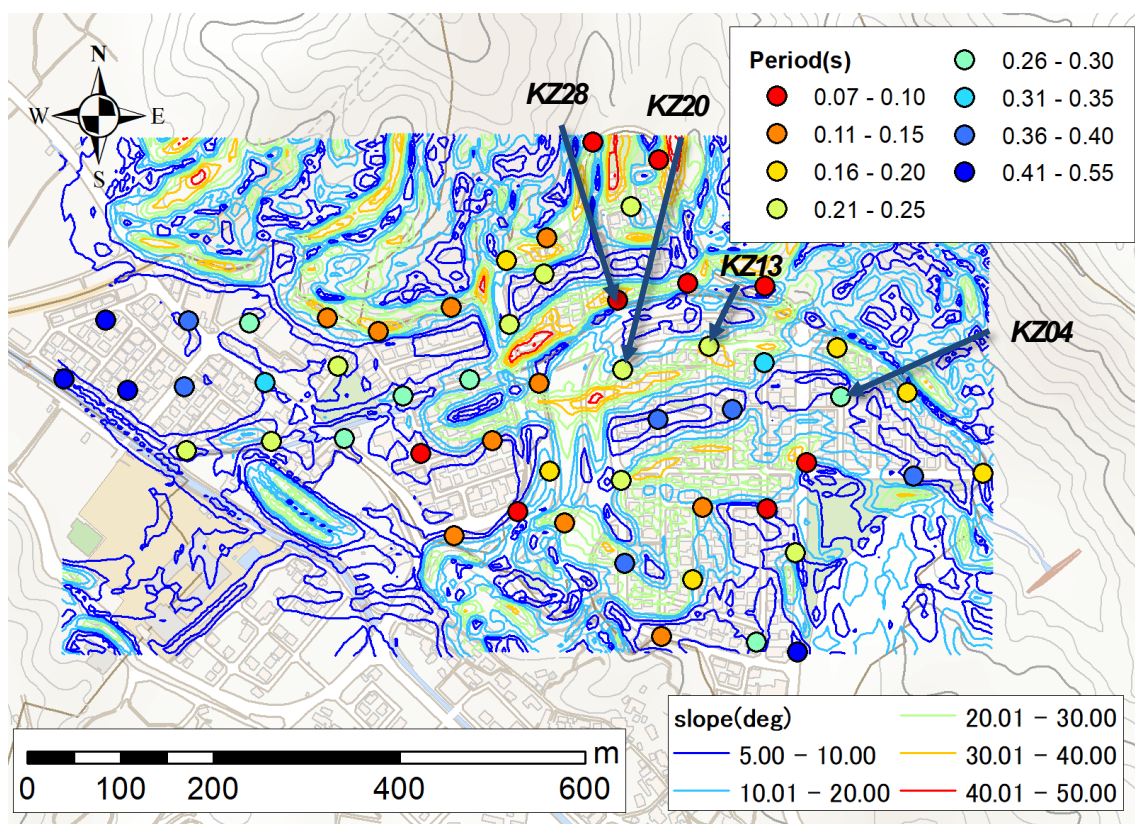
若葉台において、現地調査が実施された断面 AA' と 2 つの地震観測点(WKBAR3, WKBAR4)を通る断面 SS' について、層厚の断面図を作成した。図 6.2.11 において青線は国土地理院の数値標高モデル(DEM)、橙線は DEM から推定層厚を引いた工学的基盤の標高(BASE)である。現地調査結果(中電技術コンサルタント株式会社, 2009)によると若葉台の地盤は、上部から盛土層(黄色)、粘土層(紫色)、基盤岩・軟岩(茶色)の順に構成されている(図 6.2.12)。断面 AA' における微動の推定層厚は北へ向かって盛土厚が厚くなり、150m 地点のボーリング付近では盛土厚 18m と推定された。地質調査結果と比較すると、北側端部の微動観測データが存在しない点を除いて盛土厚は最大で 20m 程度であり、概ね対応していることがわかった。断面 SS' では 250m 地点の中央部で盛土厚がほぼ 0 になり、その両側で徐々に厚くなる様子が確認できた。

一般的に切り盛り造成地では、H/V スペクトルの卓越周期は盛土層の層厚に対応すると考えられるが、北園では盛土層より下部の風化層や自然地盤を含めた層厚に対応していると、これまでの解析結果から示されている。一方で若葉台では層厚分布と切り盛り分布が概ね対応したことや、切り盛り厚さと卓越周期との相関が高いことから、H/V スペクトルの卓越周期は盛土層の層厚に対応していると考えるのが妥当である。

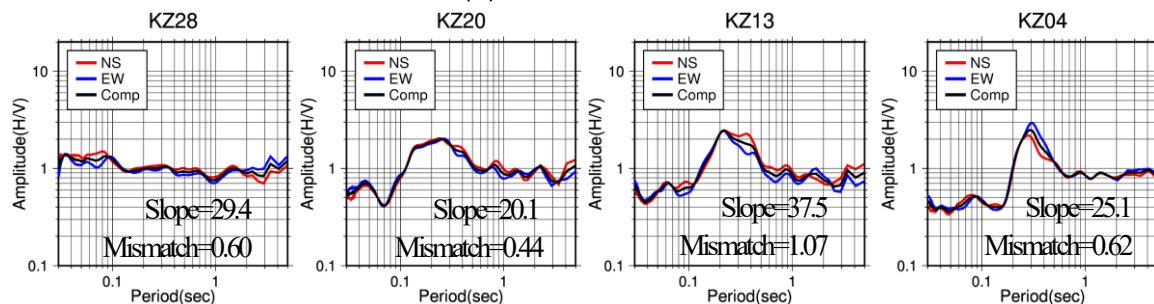
vi-b) 微動 H/V スペクトルの水平異方性と基盤傾斜

推定層厚分布からもわかる通り，切り盛り造成地では狭い範囲で層厚が急激に変化しており，基盤傾斜による地盤震動特性への影響が想定される．そこで，基盤傾斜と微動 H/V スペクトルの関係を確認するために，図 6.2.4 の GIS で作成した切り盛り分布から基盤傾斜角分布を作成した．北園および若葉台における基盤傾斜角分布と微動 H/V スペクトルそれぞれ図 6.2.13，図 6.2.14 に示す．微動 H/V スペクトル中の slope は観測点における基盤傾斜角を，mismatch は式(2.1.26)で求めた周期 0.1-0.6 秒の範囲における水平動成分の異方性指標を示す．

まず北園について，微動 H/V スペクトルの水平動の異方性が認められた観測点は KZ13，KZ04 と非常に少なく，その mismatch は KZ13 で 1.07，KZ04 で 0.62 である．KZ28(slope=29.4°)，KZ20(slope=25.1°)における mismatch はそれぞれ 0.60，0.44 と，NS，EW 方向のスペクトルは一致しており，基盤の不整形性による水平動への影響は確認されなかつ



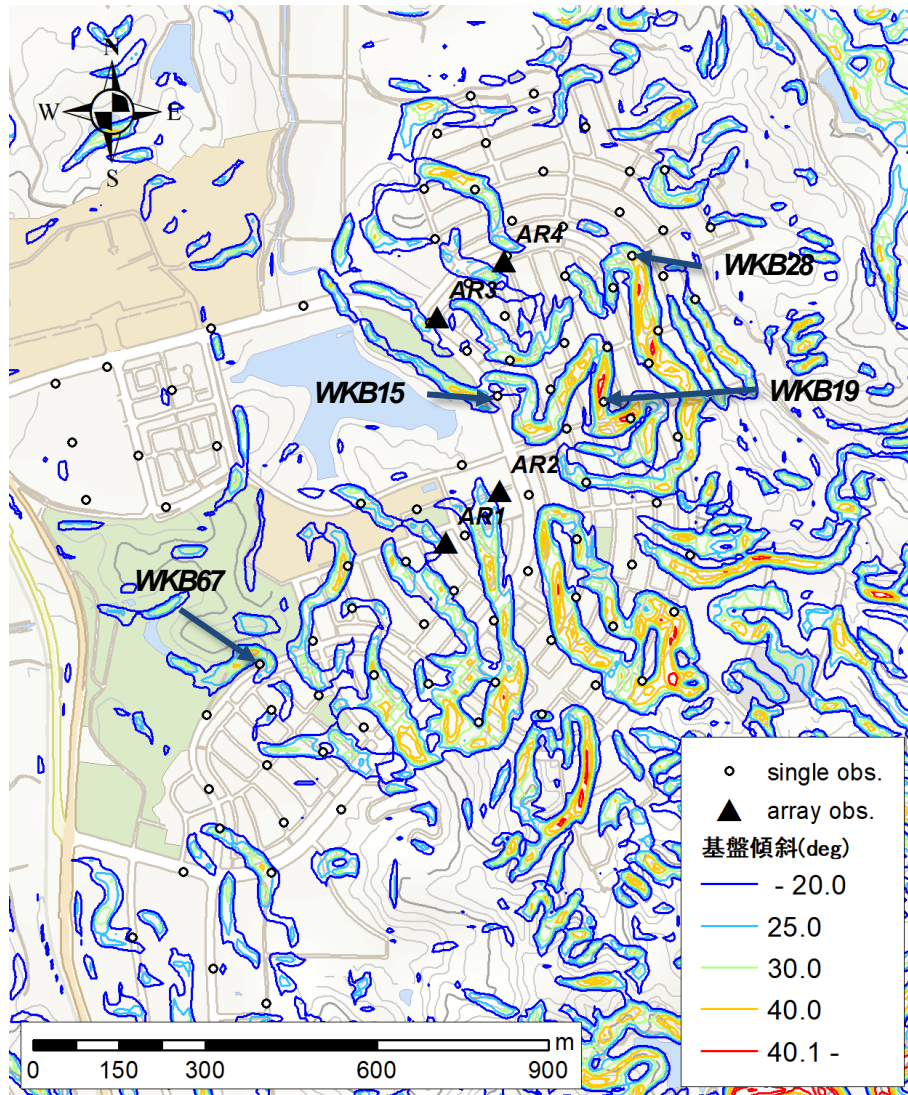
(a) 基盤傾斜角分布



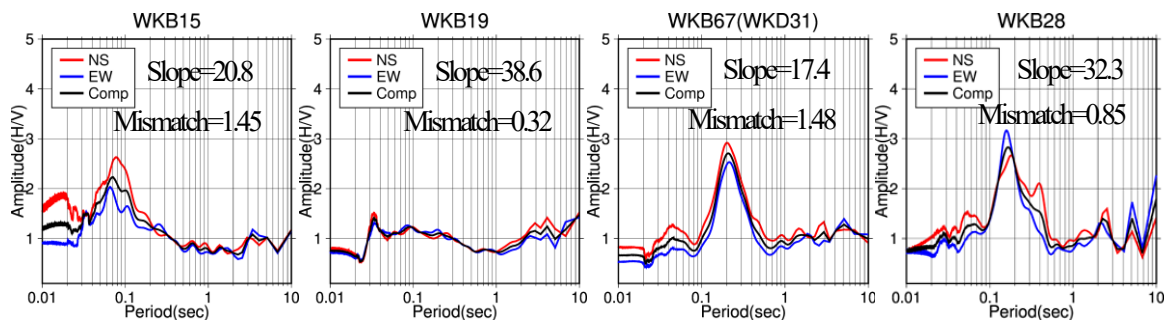
(b) 微動 H/V スペクトルの一例

図 6.2.13 北園における基盤傾斜角分布と微動 H/V スペクトル

た. 表 6.2.1 のアレイ観測による地盤構造モデルより, 北園の盛土層の S 波速度は 200m/s 前後, 基盤層の S 波速度は 300-400m/s である. このように北園は造成前の山の近くでも風化した自然地盤や耕作地が存在したことから, 盛土層と基盤層のインピーダンス比が小さい. 第 4 章の数値解析の結果より, 表層と基盤層のインピーダンス比が小さいと基盤の不整形による影響が小さくなることが判明している. これらより北園において微動 H/V スペクトルの水平動の異方性は確認されなかったと想定される.



(a) 基盤傾斜角分布



(b) 微動 H/V スペクトルの一例

図 6.2.14 若葉台における基盤傾斜角分布と微動 H/V スペクトル

次に若葉台について，WKB15(mismatch=1.45)やWKB28(mismatch=0.85)など切土と盛土の境界部でNS，EW方向の異方性が認められる観測点が分布している．WKB19(mismatch=0.32)のようにH/Vスペクトルが平坦な地点では有意な異方性は確認されなかった．WKB67(mismatch=1.48)近傍の観測点ではEW成分よりもNS成分の方が大きい，これは観測点北側の山地形による基盤傾斜の影響を受けていると考えられる．表6.2.1のアレイ観測による地盤構造モデルより，若葉台の盛土層のS波速度は200-250m/s，基盤層のS波速度は500m/sである．若葉台は山間部に軟弱地盤がほとんどなく，盛土層と硬質な基盤層の単純な2層モデルとして考えることができ，そのインピーダンス比は北園と比較して大きい．このことから北園よりも基盤傾斜による水平動異方性の影響を受けやすいと想定される．

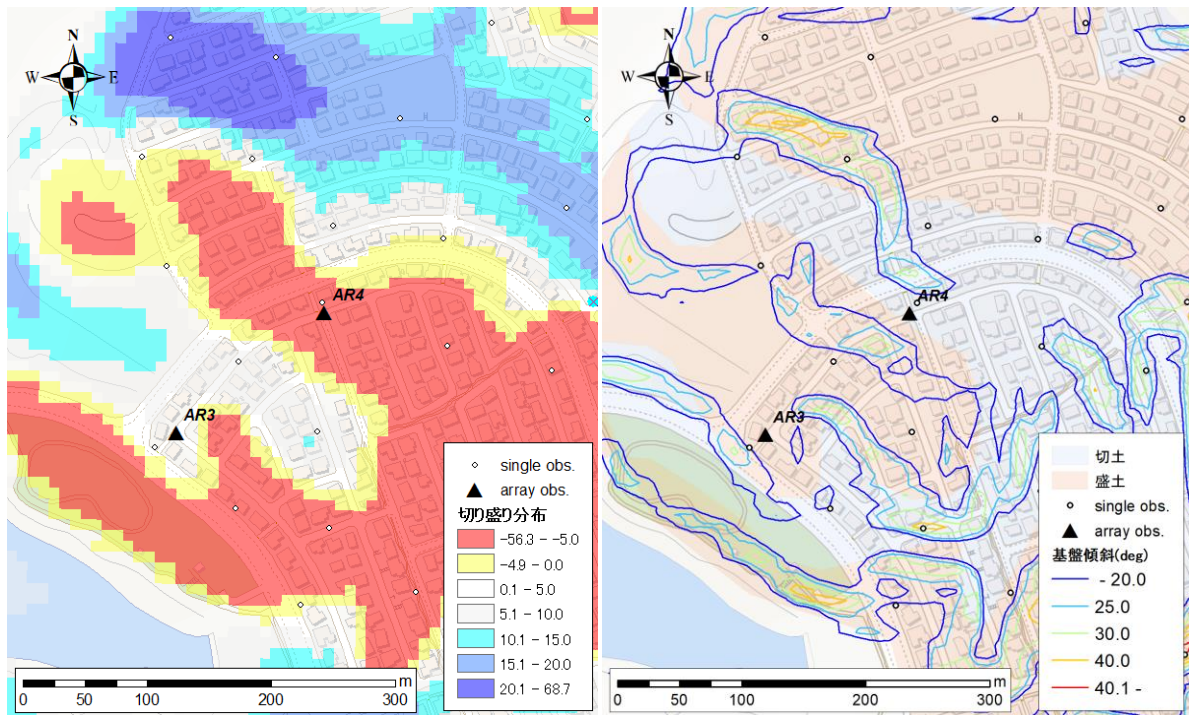


図 6.2.15 地震観測点周辺の切り盛り分布(左図)および傾斜角分布(右図)

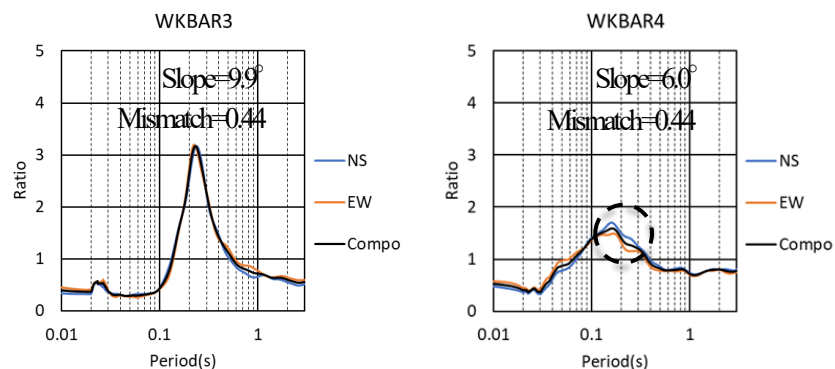


図 6.2.16 地震観測点における微動 H/V スペクトル

vi-c) 地震動 H/V スペクトルおよび H/H スペクトルの水平異方性

若葉台の地震計は切土部(WKBAR4)と盛土部(WKBAR3)にそれぞれ 1 か所設置している。これまでの解析で若葉台は基盤形状が複雑に変化していることが判明しており、これら地震計設置場所でも周辺の地盤の不整形性により、地表面の地震動特性に影響している可能性がある。そこでまず地震計を設置した場所についてその特徴をまとめる。図 6.2.15 の切り盛り分布より、切土部の WKBAR4 は旧地形では尾根部分に位置しており、少なくとも 5m 以上の切土がなされている。一方盛土部の WKBAR3 は、0.1-5.0m とさほど大規模には盛土されていないことがわかる。次に基盤傾斜角分布より切土部および盛土部における地震観測点の傾斜角(slope)はそれぞれ 6.0° 、 9.9° であり、盛土部で僅かに傾斜が大きいものの両地点は基盤傾斜の緩やかな地点に存在する。図 6.2.16 の地震観測点における微動 H/V より、周期 0.08-0.60 秒の範囲で水平動の異方性指標 mismatch を算出すると盛土部(WKBAR3)と切土部(WKBAR4)ともに 0.44 である。AR4 の微動 H/V スペクトルをみると図 6.2.16 に示す黒点線内のように周期 0.1-0.2 秒帯で僅かに NS 成分が大きいことが確認できる。この水平動の異方性は WKBAR4 が旧地形図より尾根部分に該当することより、南北方向に基盤傾斜が急になっていることが影響している可能性がある。

地震動 H/V スペクトルの解析の対象とした地震は 2022 年 5 月から 2022 年 7 月の期間内に発生したマグニチュード 3 以上の地震 11 個である(表 6.2.3)。その中で切土部と盛土部の両観測点で地震記録が存在するのは 4 個である。図 6.2.17 に切土部(WKBAR4)および盛土部(WKBAR3)の地震動 H/V スペクトルを示す。両地点で 0.1 秒および 0.2 秒に 2 つのピークがみられ、特に盛土部(WKBAR3)ではより明瞭なピークが確認できる。

微動 H/V スペクトルに水平動成分の異方性が確認された切土部(WKBAR4)の観測点について、地震動 H/V スペクトルにも同様の現象が確認できないか検証した。水平動成分ごとに H/V スペクトルの平均を算出し NS、EW 方向それぞれを比較する。図 6.2.18 に切土部の NS、EW 方向それぞれの地震動 H/V スペクトルを示す。図より EW 方向のスペクトルは周期 0.2 秒に明瞭なピークを持ち、盛土部の地震動 H/V と類似した形状である。一方で NS 方向は周期

表 6.2.3 本研究で解析対象とした地震

地震の発生日	地震の発生時刻	震央地名	緯度	経度	深さ	M	切土部	盛土部
2022/5/2	22:27:29	京都府南部	35° 02.7' N	135° 33.9' E	13 km	2.8	○	
2022/5/3	15:50:38	鳥取県中部	35° 25.4' N	133° 59.0' E	13 km	4.3	○	
2022/5/9	1:58:54	京都府南部	35° 02.5' N	135° 34.9' E	14 km	3.1	○	
2022/5/21	21:35:52	京都府南部	35° 03.1' N	135° 34.8' E	14 km	3.5	○	
2022/6/3	5:05:35	京都府南部	35° 02.5' N	135° 33.9' E	12 km	3.4	○	
2022/6/21	9:53:36	大阪湾	34° 28.9' N	135° 04.0' E	15 km	3.3	○	
2022/6/28	5:06:19	京都府南部	35° 06.5' N	135° 41.8' E	15 km	3.2	○	
2022/7/8	8:00:50	大阪府南部	34° 29.5' N	135° 32.8' E	14 km	3.3	○	○
2022/7/13	16:12:50	兵庫県南西部	34° 45.7' N	134° 25.9' E	19 km	3.3	○	○
2022/7/17	7:51:40	大阪湾	34° 30.6' N	135° 22.3' E	14 km	3.2	○	○
2022/7/20	21:10:27	鳥取県西部	35° 26.6' N	133° 24.7' E	14 km	3.4	○	○

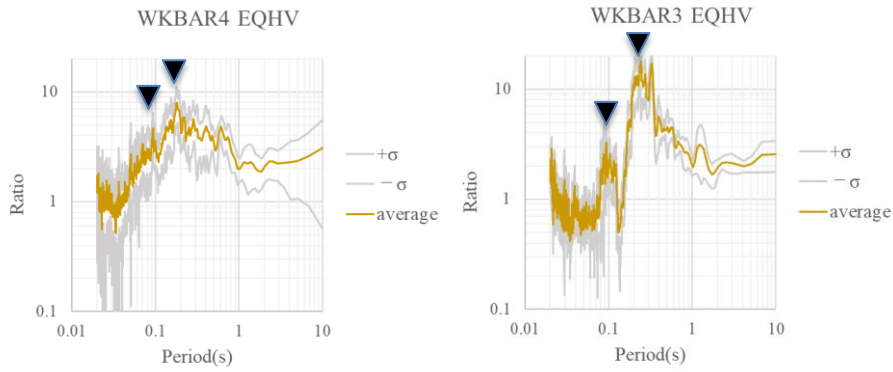
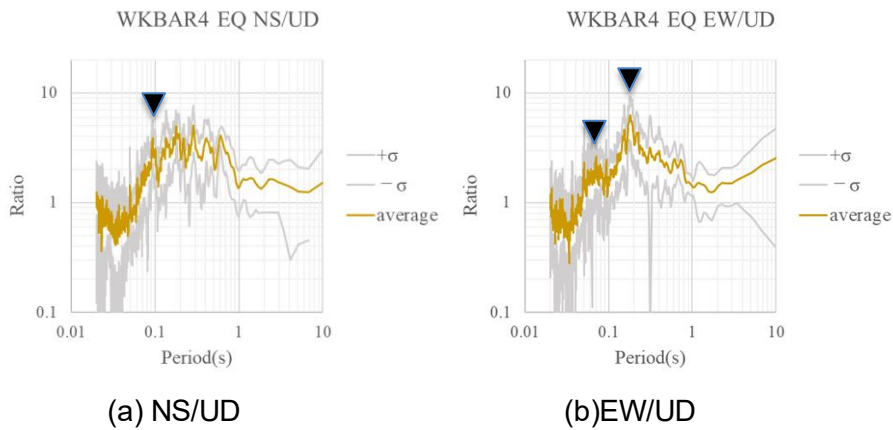


図 6.2.17 地震動 H/V スペクトル



(a) NS/UD (b)EW/UD
図 6.2.18 切土部における各水平動成分の地震動 H/V スペクトル

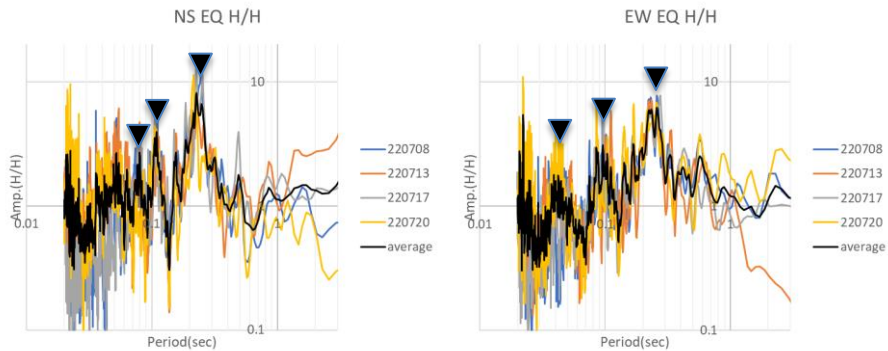


図 6.2.19 地震動 H/H スペクトル

0.1-0.6 秒の範囲で複数のピークを持ち、EW 成分とは明白に異なる形状をしている。このように地震動 H/V スペクトルでも同様に NS 成分の異常が確認され、周辺の基盤形状の影響を受けていることが示唆される。

図 6.2.19 に切土部(WKBAR4)を基準とした水平 2 成分それぞれの水平動スペクトル比(盛土/切土)を示す。水平 2 成分でスペクトル形状を比較すると、0.1-1.0 秒帯において概ね類似しており、ともに 0.1 秒および 0.2-0.3 秒帯に一つずつピークがみられた。また EW 方向の 3 次ピークは 0.04 秒であるが、NS 方向では 0.08 秒であるように周期 0.1 秒以下で水平動成分に違い

が確認された。NS 成分について、明瞭な 1 次ピークと比較して 2 次、3 次ピークは周辺の基盤形状の影響を受けている可能性がある。

vii) まとめ

鳥取市北園および若葉台の大規模盛土造成地において微動観測および地震動観測を実施した。微動・地震記録から切土・盛土の地盤構造を推定した。それらの解析結果を用いて不整形地盤による地盤震動特性への影響について議論した。結果、以下のような知見が得られた。

- a) 若葉台のように、造成前の軟弱地盤が堆積していない場所では、微動 H/V スペクトルの卓越周期は、盛土厚さと高い相関があることがわかった。
- b) 微動 H/V スペクトルのピーク値は、造成前の軟弱層の有無に関わらず、盛土の厚みと一定の相関があることがわかった。
- c) 推定された S 波速度構造は、主に盛土部に軟弱な堆積物が堆積し、切土部には堆積していないことを示している。将来の地震災害のリスクを予測する上で重要な要素となると考えられる。
- d) 両地域の推定表層厚分布と切盛分布の比較では、同様の傾向を示した。
- e) 切り盛り分布から基盤傾斜角を算出し、微動 H/V スペクトルの水平動異方性との関係を調査した結果、基盤傾斜が大きくなる領域と異方性が大きい地点と対応がみられた。この結果は基盤傾斜による影響を示唆している。
- f) 地震記録から H/V スペクトルおよび H/H スペクトルを算出した結果、盛土部では一部の周期帯で顕著に揺れやすいことが判明した。また切土部において水平動成分の異方性が認められたが、これは周辺地盤の影響を受けている可能性がある。

6.3 地すべり地域の地盤震動特性

6.3.1 北海道勇払郡厚真町の地震地すべり地域

i) はじめに

2018年北海道胆振東部地震は、北海道胆振東部地方で発生し、厚真町、安平町、むかわ町など複数の地点で震度6強を記録した。気象庁(2018)が推定した震度分布図によると、北海道胆振東部地域の広い範囲で震度6強または7と推定された。この地震により、震源に近い厚真町付近で広範囲に地すべりが発生した。また、むかわ町や安平町では局地的に建物の被害が発生した(内閣府, 2019)。このような被害の原因を調査するためには、地下構造や強震動特性を調べる必要がある。筆者らは地滑り発生地点、建物被害発生地点、震度6強以上を観測した地点において、微動観測および臨時余震観測を実施し地盤構造の推定をおこなった(Noguchi et al., 2021)。ここでは厚真町の地すべり地域において、地盤の不整形性を考慮した微動および地震動解析の結果について整理する。



図 6.3.1-1 観測地点 (赤線で囲ったエリアは図 6.3.1-4 で拡大図を示す)

ii) 地すべり地域における微動

図 6.3.1-1 に厚真町地すべり地域(ATM)の位置を示す. ここでは山側 (ATM_T) に 1 台, 山麓 (ATM_B) に 1 台の地震計を設置し同時観測を実施した. ATM_Bはアレイ観測点 (ATM) とほぼ同じ位置に設置し, ATM_Tは後述の地震観測で使用する地震計の近くに設置した. 図 6.3.1-2 にアレイ中心点の微動 H/V スペクトルを, 図 6.3.1-3 に位相速度分散曲線を示す. 微動 H/V スペクトルより, ATMは明確なピークが存在しその卓越周期は 0.25 秒である. 表 6.3.1-1 の S 波速度構造より, Vs=75 m/s の超低速度層の層厚は 4m であり, その下部に Vs = 150 m/s および 300 m/s の層がそれぞれ数 m 推定された. この地域の地質条件として, 樽前火山灰層が広く分布している(廣瀬・他, 2018). したがって地すべり地 (ATM) の第 1 層は樽前火山の火山灰層に対応し, 地盤モデルの第 1 層は崩落層に対応すると考えられる.

図 6.3.1-4 は地すべりの観測地点の位置を地形図に示したものである. 地すべりが発生した場所 (オレンジ色の部分) を地形図に重ね, 本研究で使用した微動の観測点を示している. 図 6.3.1-5 に山側 ATM_Tと山麓 ATM_Bの微動 H/V スペクトルを示す. 水平動の NS 成分を青線, EW 成分をオレンジ線, 合成値を黒線で示す. いずれの地点でも 0.2 秒付近に明確なピークを確認することができる. 0.1 秒付近にもピークがあり, ATM_Tでは 0.25 秒以下の短周期帯の中で ATM_Bより高い値となっている. また ATM_Tでは EW 成分が NS 成分より大きい, ATM_Bでは水平両成分に差はない. 両点間のスペクトルに対する水平成分 H_T/H_B (NS 方向と EW 方向の合成値) のスペクトル比を算出した結果を図 6.3.1-6 に示す. 図 6.3.1-6 より H_T/H_Bは 0.08-0.25 秒の周期帯で徐々に増加している.

表 6.3.1-1 地盤構造モデル

ATM			
Thickness (m)	ρ (t/m ³)	Vp(m/s)	Vs(m/s)
4	1.5	1370	75
3	1.6	1460	150
3	1.7	1620	300
60	1.9	1900	550
250	2.1	2070	700
∞	2.2	2620	1200

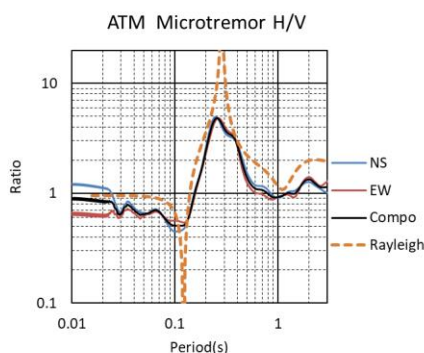


図 6.3.1-2 アレイ中心点の微動 H/V スペクトル

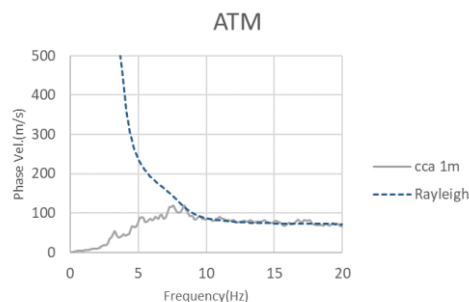


図 6.3.1-3 位相速度分散曲線

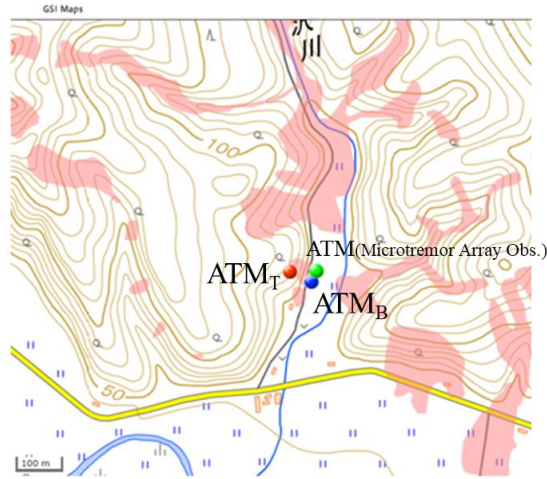


図 6.3.1-4 地すべり地域の地形図と観測点(オレンジ色は地すべりの範囲を表す)

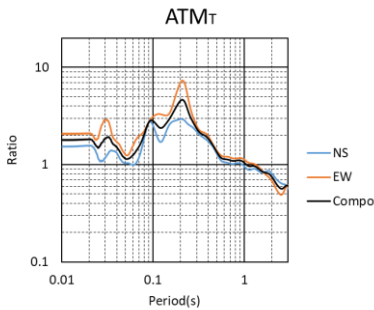


図 6.3.1-5 ATM 地点の微動 H/V スペクトル

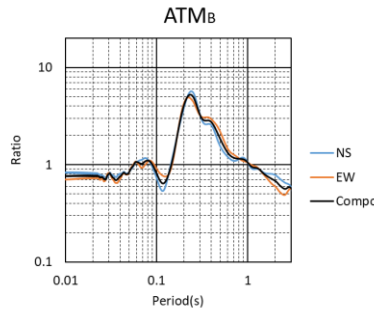


図 6.3.1-6 ATM 地点の水平動(H_T/H_B)スペクトル

表 6.3.1-2 観測された地震の諸元

Date and time	Latitude	Longitude	Depth	Magnitude
11/08/2018 0:54:32.2	42°33.7' N	141°56.2' E	24km	Mj 3.2
11/08/2018 11:15:13.4	42°13.7' N	141°23.5' E	104km	Mj 3.7
11/08/2018 11:34:24.8	42°47.1' N	142°0.5' E	37km	Mj 2.7

iii) 地すべり地域における地震動

2018年11月7日、8日に厚真町の地すべり地域で臨時地震観測を実施し、この期間内に3つの地震が記録された。観測された地震の諸元を表 6.3.1-2 に、3つの観測地震記録の速度波形を図 6.3.1-7 に示す。また NS 方向を縦軸、EW 方向を横軸とした水平成分の速度記録の粒子軌跡を図 6.3.1-8 に示す。地震動 H/V スペクトルを図 6.3.1-9 に示す(黒線は3回の地震値の平均を示す)。

すべての地震で EW 成分の振幅が NS 成分の振幅より大きい(図 6.3.1-7)。また水平成分の粒子軌跡から EW 方向が卓越し、卓越する方向の軸がやや時計回りに回転していることがわかる(図 6.3.1-8)。さらに観測点付近の地形図(図 6.3.1-4)から、傾斜の方向が粒子軌跡の卓越する方向とほぼ同じであることがわかる。地震動 H/V の特徴として、0.2秒のピーク付近で

EW 成分が NS 成分よりも大きくなっている (図 6.3.1-9). このような地震動特性が地すべりに寄与している可能性がある.

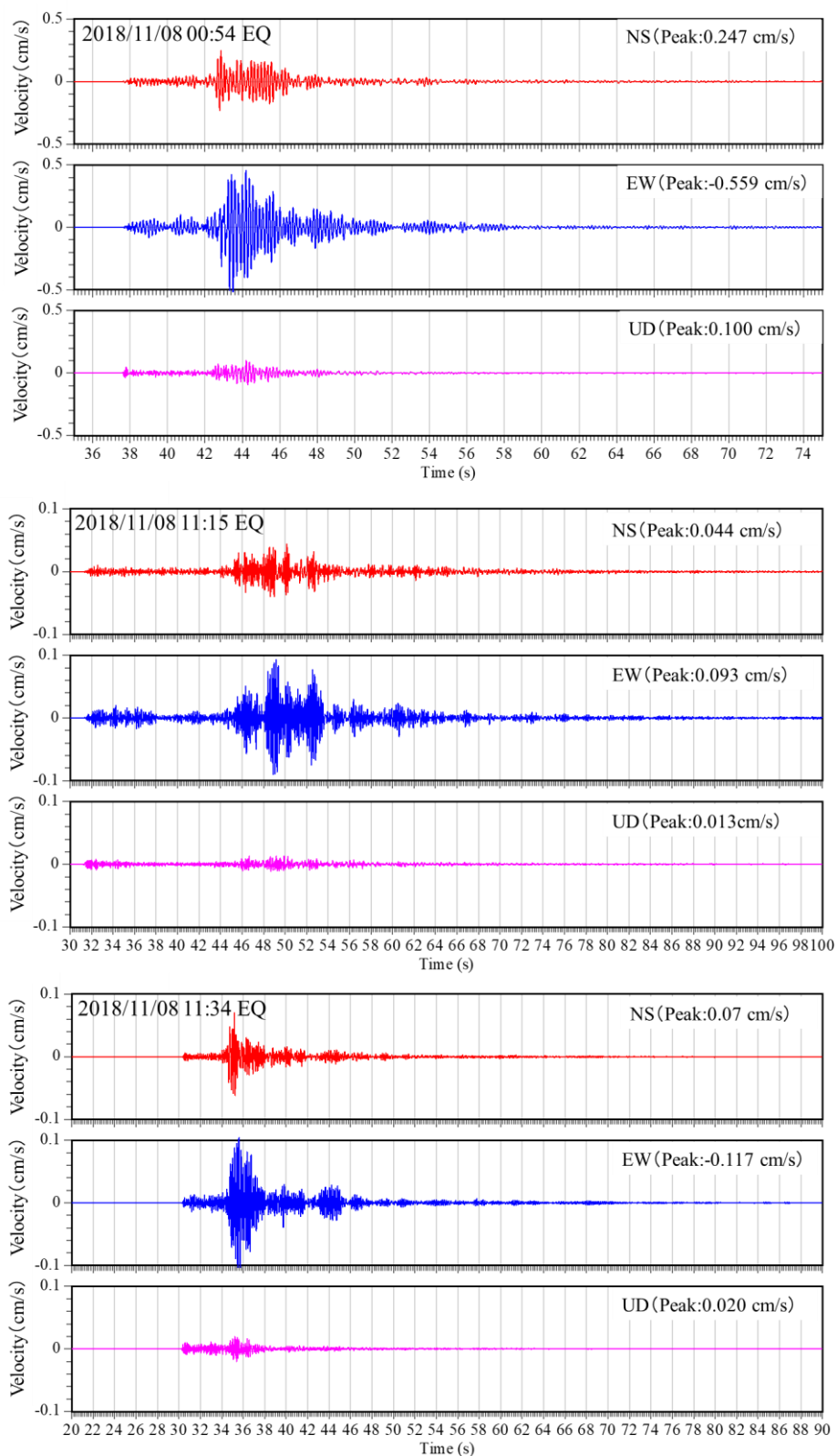


図 6.3.1-7 観測された地震動の速度波形

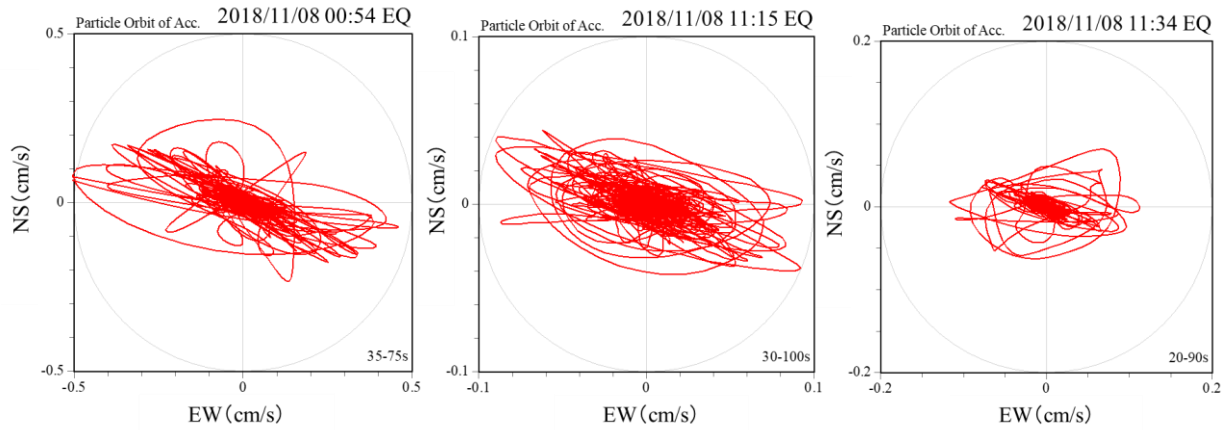


図 6.3.1-8 水平動成分の粒子軌跡

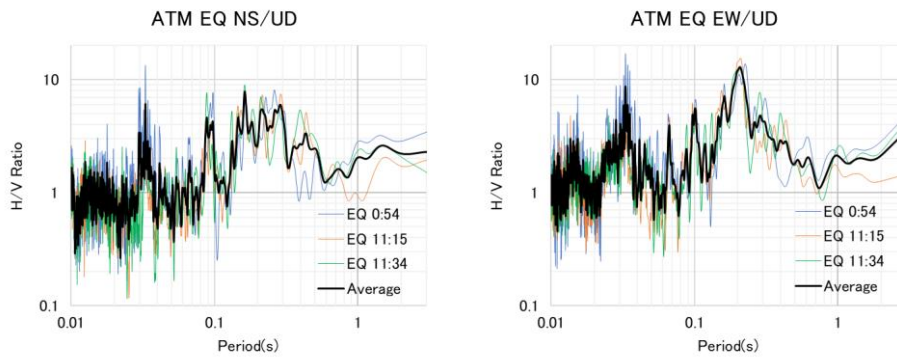


図 6.3.1-9 厚真(ATM)における地震動 H/V

iv) まとめ

- a) 厚真町の地すべり地では微動 H/V の卓越周期が 0.25 秒であり，表層には $V_s=75-80\text{m/s}$ の火山灰層が存在していた．この付近の斜面でこの層が崩落した可能性がある．
- b) 地すべり地の微動と地震動の特徴として，EW 成分の地震動の振幅は山麓より山側で大きいことがわかった．加えて微動では 0.25 秒以下の周期域で H/V が大きく，地震動では 0.2 秒のピーク付近で EW 成分の H/V が NS 成分より大きいことが分かった．

6.3.2 鳥取市国府町楠城・雨滝の地すべり地域

i) はじめに

近年、地震による大規模な地すべりが発生している。2009年のスマトラ島沖地震(Fikri and Wang, 2009)や2018年の北海道胆振東部地震(Osanai et al., 2019)では、強い地盤震動により広範囲に地すべりが発生した。これらの地域には火山灰や風化した岩石層が存在し、過去に地すべりが繰り返し発生した可能性がある。またこれらの地域では強い地震動が広範囲の地すべりを誘発したため、地すべり地域の地下構造を調査し、斜面災害も考慮することが重要である。

筆者らは防災科学技術研究所が公表している地すべり地形分布図(NIED, 2005)から地すべり地形と判定された鳥取県の3地区(北条島, 楠城, 雨滝)(図 6.3.2-1)で微動探査を実施した(Noguchi et al., 2021)。ここでは鳥取市国府町楠城・雨滝を対象に微動観測で得られた結果を整理し、不整形地盤を考慮した地盤震動特性について議論する。

ii) 楠城・雨滝地域の微動 H/V スペクトルおよび卓越周期分布

微動観測は3成分単点観測を楠城(28点), 雨滝(17点)において, 100mから200m間隔で計35点実施した。楠城地域の卓越周期分布を図 6.3.2-2に, 微動 H/V スペクトルを図 6.3.2-3に示す。なお図中のクリーム色の領域は地すべり移動体である。地すべり地形分布図より楠城地域の地すべりはA, B, Cの3ブロックに分類できる。卓越周期分布より全域で0.1-0.3秒の短周期と長周期の点がランダムに分布しており, 滑落崖や地すべり移動体の領域によらない分布傾向であることがわかる。図 6.3.2-3の微動 H/V スペクトルの形状に注目すると, 地すべり移動体下部に位置するNSXでは0.1秒および0.2-0.3秒帯にそれぞれ1つのピークがみられ, 周辺の観測点でも同様の傾向がみられた。地すべり移動体内部の観測点では図 6.3.2-3

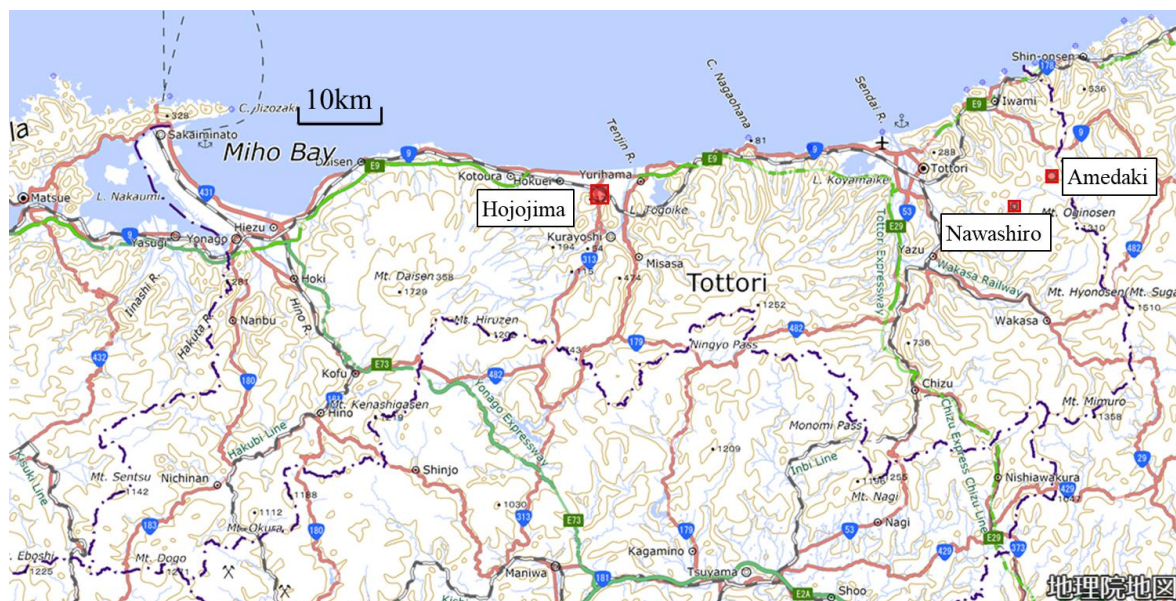


図 6.3.2-1 北条島・楠城・雨滝の位置関係

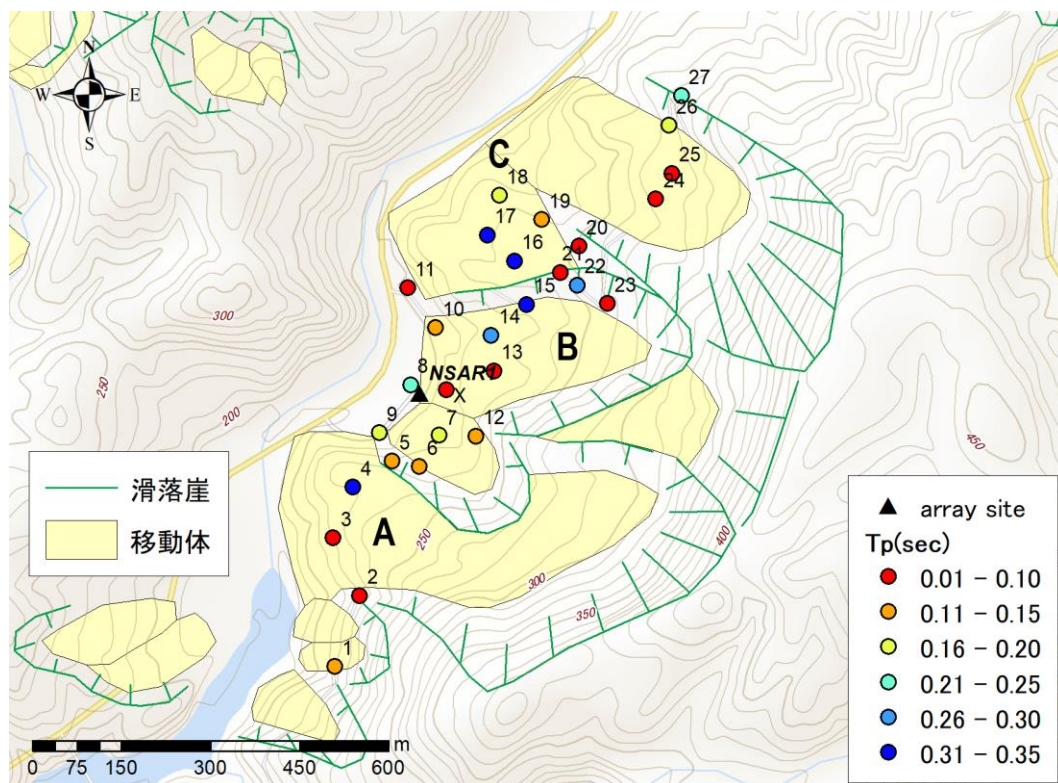


図 6.3.2-2 楠城地域の卓越周期分布

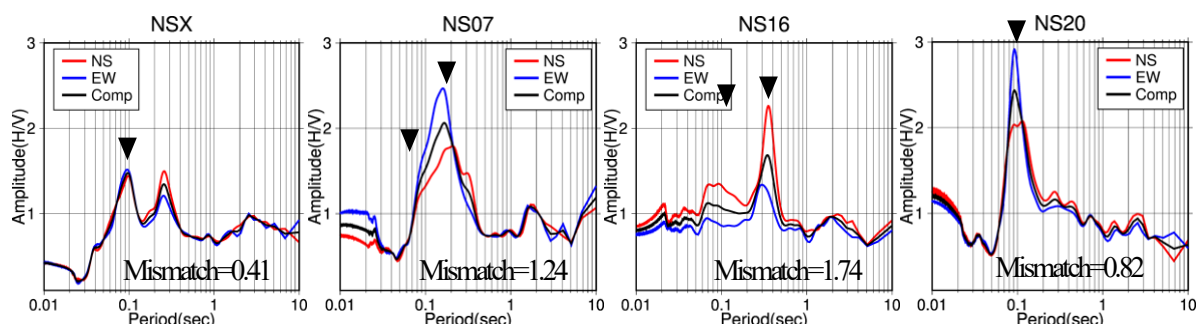


図 6.3.2-3 楠城地域の微動 H/V スペクトル

にみられるように卓越周期付近の帯域で NS, EW 方向のスペクトルに違いが認められた。特に B ブロックと C ブロックの境界でその傾向は顕著になり、NS16 地点では NS, EW 成分が 2 倍程度異なることが確認された。

次に雨滝地域の卓越周期分布を図 6.3.2-4 に、微動 H/V スペクトルを図 6.3.2-5 に示す。雨滝地域では地すべり移動体の周期は 0.1-0.3 秒程度が主に分布している。移動体内部では AM09 のように 0.1 秒付近に明瞭なピークが確認された。また雨滝地域における滑落崖では、H/V スペクトルはフラットな形状がほとんどで卓越周期を読み取ることができなかった(図 6.3.2-5)。

iii) 楠城・雨滝の地盤構造モデル

各観測点の位相速度分散曲線を図 6.3.2-6 に示す。実線は各半径について求めた曲線、赤の破線は地盤構造モデルに基づいたレイリー波の理論値である。得られた地下構造モデルのパラメータを表 6.3.2-1 に示す。表 6.3.2-1 の地盤構造モデルから、S 波速度構造は以下の通りで

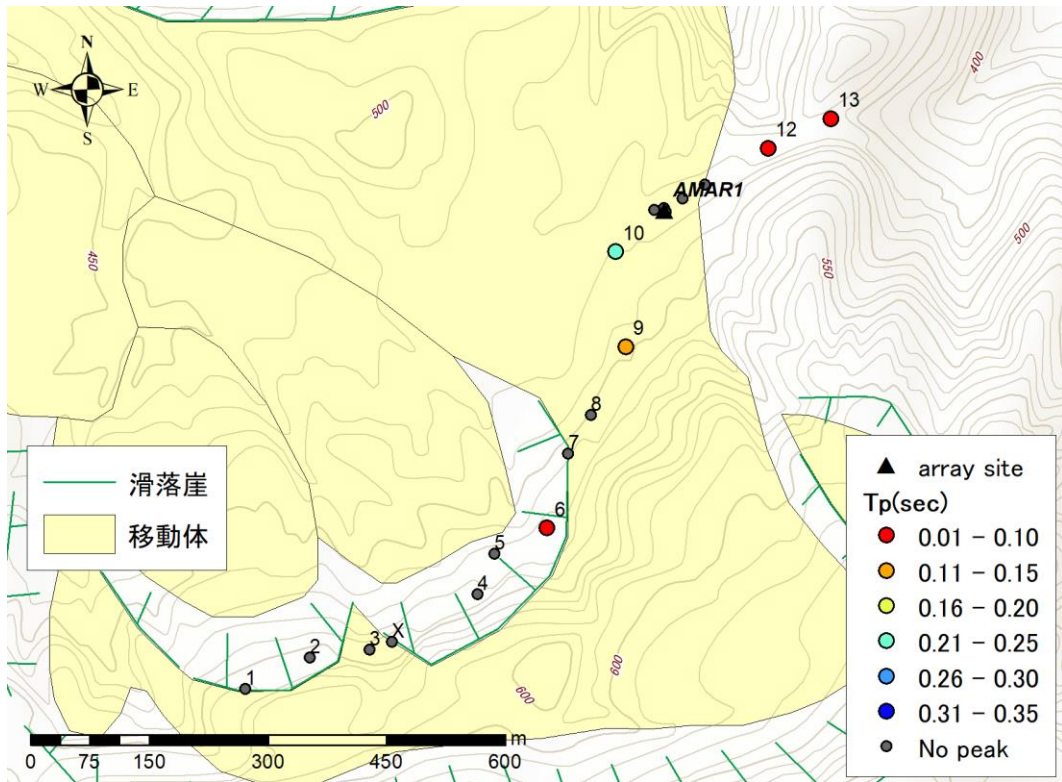


図 6.3.2-4 雨滝地域の卓越周期分布

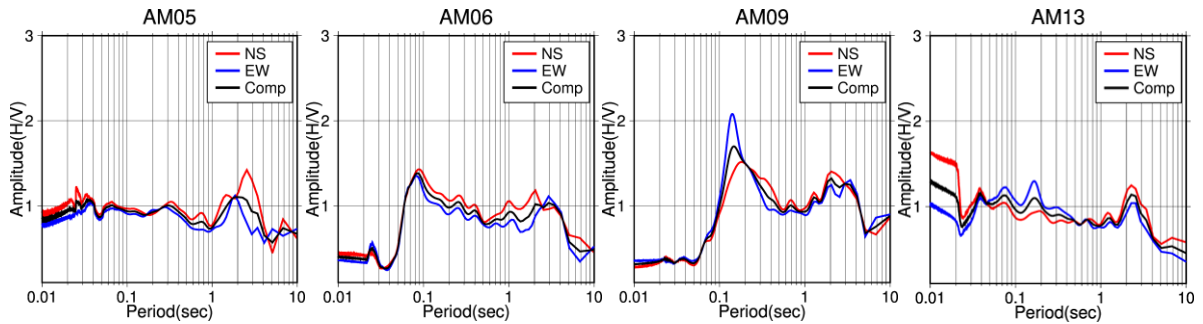


図 6.3.2-5 雨滝地域の微動 H/V スペクトル

ある。楠城地区（NSAR1）では、地すべり移動体の堆積層の S 波速度は速く（200m/s-350m/s）、層厚も 21m と厚い。NSAR1 モデルは B ブロックの地下構造を示しており、他のブロックも同様であると考えられる。雨滝（AMAR1）では、地すべり移動体の堆積層の S 波速度は遅く（130m/s-250m/s）、層厚は 13m である。この地域は広大な地すべり地形であり、観測地点は移動体のほぼ中央に位置している。

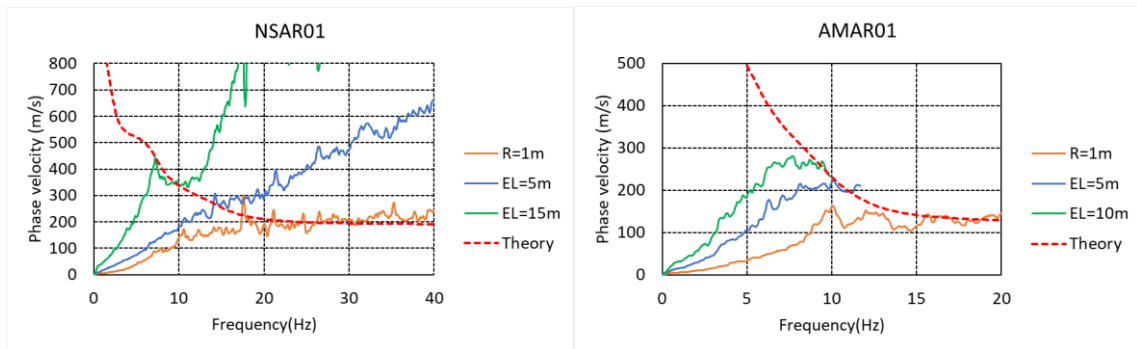


図 6.3.2-6 楠城・雨滝地域の位相速度分散曲線

表 6.3.2-1 地盤構造モデル

NSAR01				AMAR01			
Thickness (m)	ρ (g/cm^3)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Thickness (m)	ρ (g/cm^3)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
6	1.7	1460	200	5	1.6	1460	130
15	1.8	1560	350	8	1.7	1570	250
100	1.9	1970	600	100	1.9	1970	600
250	2.1	2300	900	250	2.1	2300	900
∞	2.2	2620	1200	∞	2.2	2620	1200

iv) 楠城地域の不整形地盤を考慮した地盤震動特性

iv-a) 楠城地域の層厚分布

H/V スペクトルの卓越周期は地すべり移動体の堆積層の層厚に対応すると考えられる。そこで得られた地盤構造モデルから地すべり移動体の堆積層の平均 S 波速度を算出した。平均 S 波速度は層厚の加重平均により算出し、その平均 S 波速度と読み取った卓越周期を用いて 1/4 波長則から層の厚さを推定した。層厚の空間的な特徴を把握することを目的としているため、ある程度面的に観測点が分布している楠城地域を対象として分布図を作成した。なお平均 S 波速度は 307m/s として層厚を算出した。硬い山間部の数地点で層厚 0m のダミーデータを追加している。各観測点の推定層厚を求めた後、逆距離荷重法 (IDW) に基づく補間によりラスタ化の処理を行った。図 6.3.2-7 に楠城地域の層厚分布を示す。層厚分布より楠城地域では移動体中央部の標高が低い領域ほど層厚が厚く、滑落崖に近づくほど薄くなる傾向があり、20m を超える地点がある。B ブロックと C ブロックの境界で特に層厚が厚くなっており、滑落崖に該当する領域でも層厚 10m 以上と厚く推定されていることがわかる。

iv-b) 傾斜と微動 H/V スペクトルの関係

地表面の傾斜と微動 H/V スペクトルの関係を考察するために、傾斜分布を作成した。微動 H/V スペクトルについて、楠城地域では卓越周期付近の周期帯において NS, EW 方向に値の相違が確認された。この水平動成分の異方性は基盤の傾斜や地表面形状の不整形性などによる多次元的な影響を反映していると考えられる。そこで地盤の不整形性による影響を明白にするために NS, EW 方向の異方性を mismatch として式(2.1.26)を用いて指標化した。楠城の卓越周期分布より全域で 0.1-0.3 秒が分布していることから、その周期帯を含むよう周期 0.07-

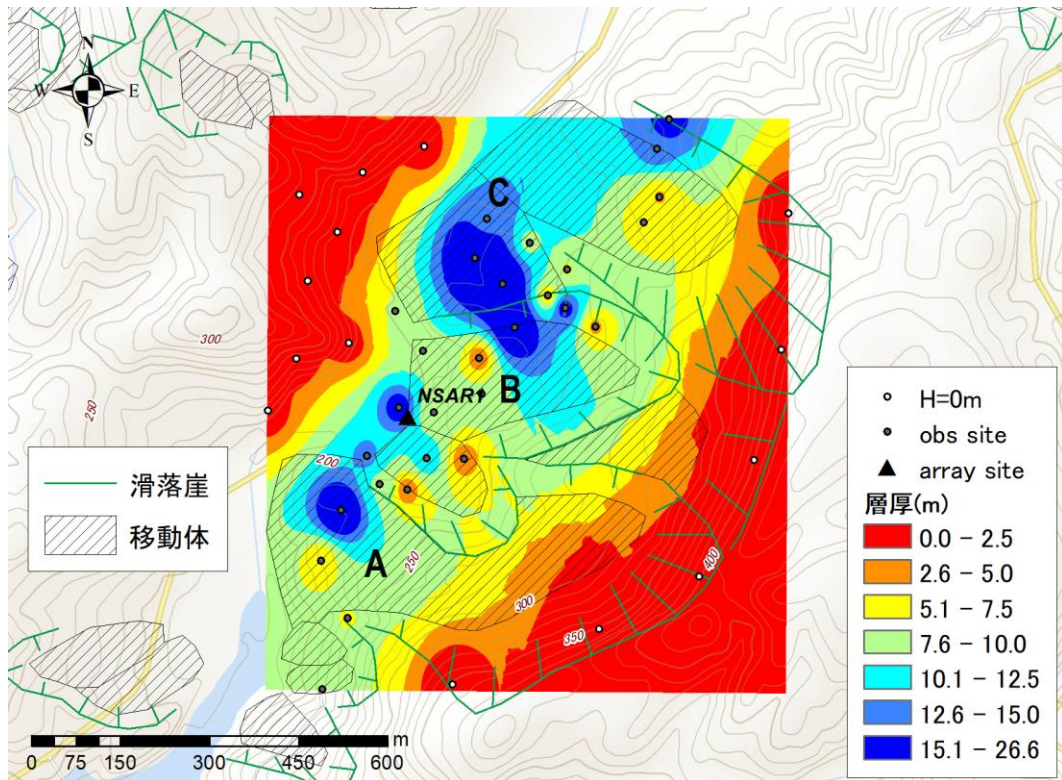


図 6.3.2-7 楠城地域の層厚分布

0.40 秒の範囲で mismatch の値を算出した。例えば図 6.3.2-3 の微動 H/V スペクトルにおける mismatch の値は NSX で 0.41, NS16 で 1.74 となり, NS, EW 方向の異方性が大きいほど mismatch の値は大きくなる。図 6.3.2-8 に楠城地域の傾斜角および mismatch 分布を示す。

地表面の傾斜角について、地すべり移動体内部では概ね 20 度以下であり、移動体内部へ向かうにつれて徐々に緩やかになる傾向がみられる。一方で移動体の縁に該当する領域では傾斜は大きくなり、その傾斜角は 25 度以上となっている。次に mismatch について、B ブロックの地すべり移動体端部で値が大きい観測点が固まって分布している。C ブロックでは移動体中央部で mismatch の値が大きい観測点が認められるが、滑落崖では分布傾向に偏りがみられなかった。最後に図 6.3.2-9 のように縦軸に地表面の傾斜角、横軸に mismatch をとると $R=0.410$ で僅かながら相関がみられることがわかった。

v) まとめ

地すべり地形分布図に基づき、地すべり地形と判断された鳥取市国府町の 2 地域で微動探查を実施した。その結果、各地域における微動の卓越周期分布、地盤構造モデル、地すべり移動体の層厚分布を得ることができた。その結果は以下の通りである。

- 各地域において、H/V スペクトルの卓越周期は 0.1 秒から 0.35 秒の範囲であった。
- 地すべりの地形分類や地質によって、H/V スペクトルの形状が局所的に変化し、複数のピークが確認されることがわかった。
- アレイ観測に基づく各地域の地盤構造モデルから、地すべり移動体の表層 S 波速度は 130m/s-350m/s、楠城で 21m、雨滝で 13m と推定された。

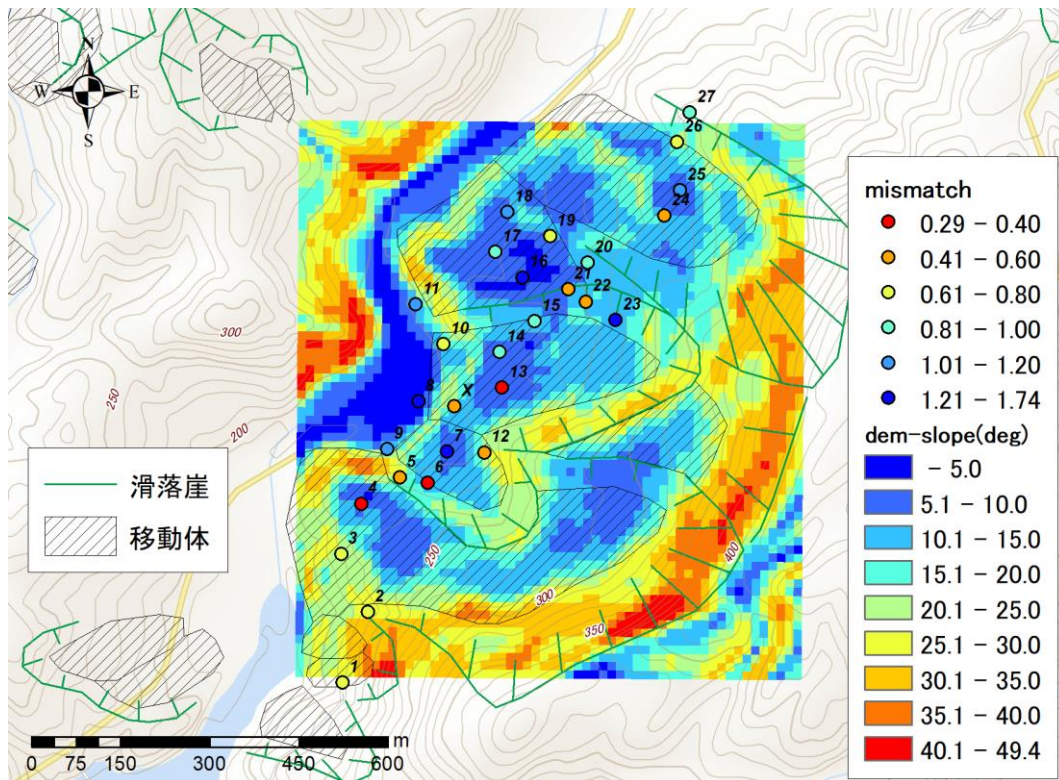


図 6.3.2-8 楠城地域の傾斜角および mismatch 分布

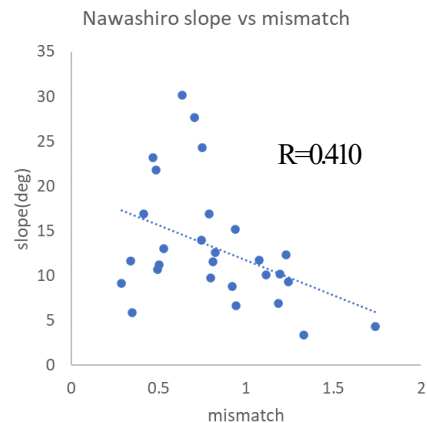


図 6.3.2-9 地表面の傾斜角と mismatch の関係

- d) 推定された S 波速度構造モデルと H/V スペクトルの卓越周期から、1/4 波長則を用いて表層の厚さを算出し分布図を作成した。その結果、地すべり移動体の中心部で表層の厚さが増加する傾向にあることがわかった。
- e) 標高から地表面の傾斜角分布を作成した結果、傾斜角は地すべり移動体の外縁で急になり、移動体内部では徐々に緩やかになることが判明した。
- f) 基盤の不整形性の影響を考慮するために、微動 H/V スペクトルの水平動成分の異方性を指標化したところ、地すべり移動体下部でその値が大きい領域がみられた。
- g) 地表面の傾斜角と NS, EW 方向の異方性指標について、僅かな相関があることを確認した。

6.3.3 北海道紋別郡遠軽町生田原の地すべり地域

i) はじめに

北海道オホーツク総合振興局紋別郡遠軽町生田市街地東部に隣接する山腹から山麓には、滑落崖の高さ約 80m、幅約 800m、全長約 1800m の古期大規模地すべり地域がみられる(図 6.3.3-1, 図 6.3.3-2)。この古期大規模地すべり移動体脚部の標高 180~245m の斜面において、幅 800m、奥行き 150m の 10.85ha の範囲が生田原南地すべり防止区域に設定された(納谷・他, 2005)。この地すべり防止区域における 5 つの地すべりと 2 つの崩壊をそれぞれ生田原神社地すべり、生田原野球場地すべり、生田原公園地すべり、F 地すべりおよび H 地すべりと、C 崩壊および G 崩壊と仮称する(納谷・他, 2005 ; 河野・前田, 2010)。

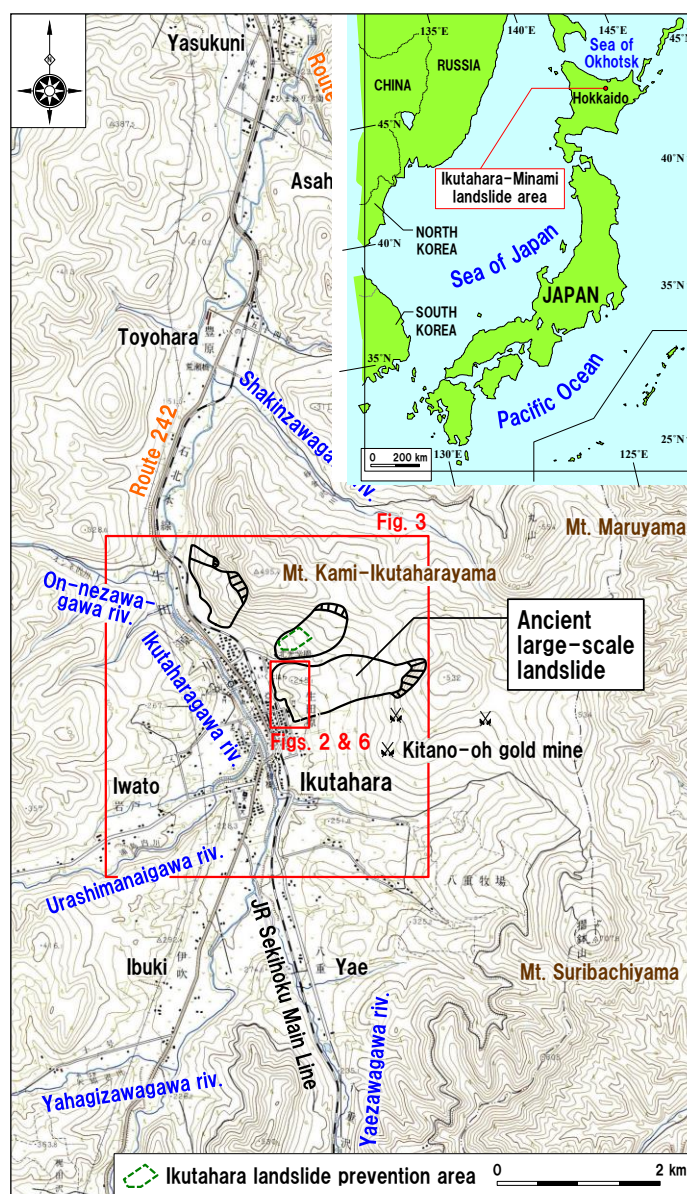


図 6.3.3-1 北海道生田原南地すべり防止区域と古期大規模地すべりの地形図 (前田・他, 2011)

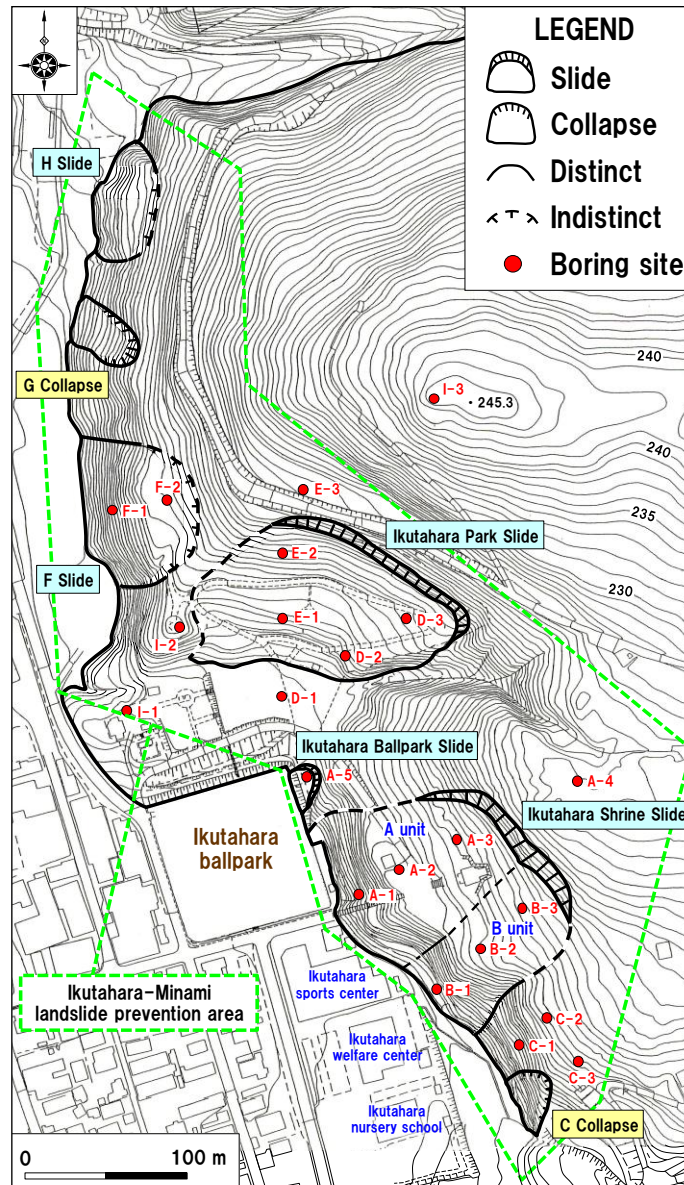


図 6.3.3-2 生田原南地すべり防止区域における地すべり地形図
およびボーリング位置図(前田・他, 2011)

この地域はボーリングデータなどの地質情報データが豊富に存在し、地すべり移動体の堆積層厚や 2 次元の断面構造がわかっている。ここでは地すべり防止区域に指定されている生田原公園にて微動観測を実施した結果を整理し、地盤の不整形性を考慮した地すべり地域における地盤震動特性の特徴についてまとめる。

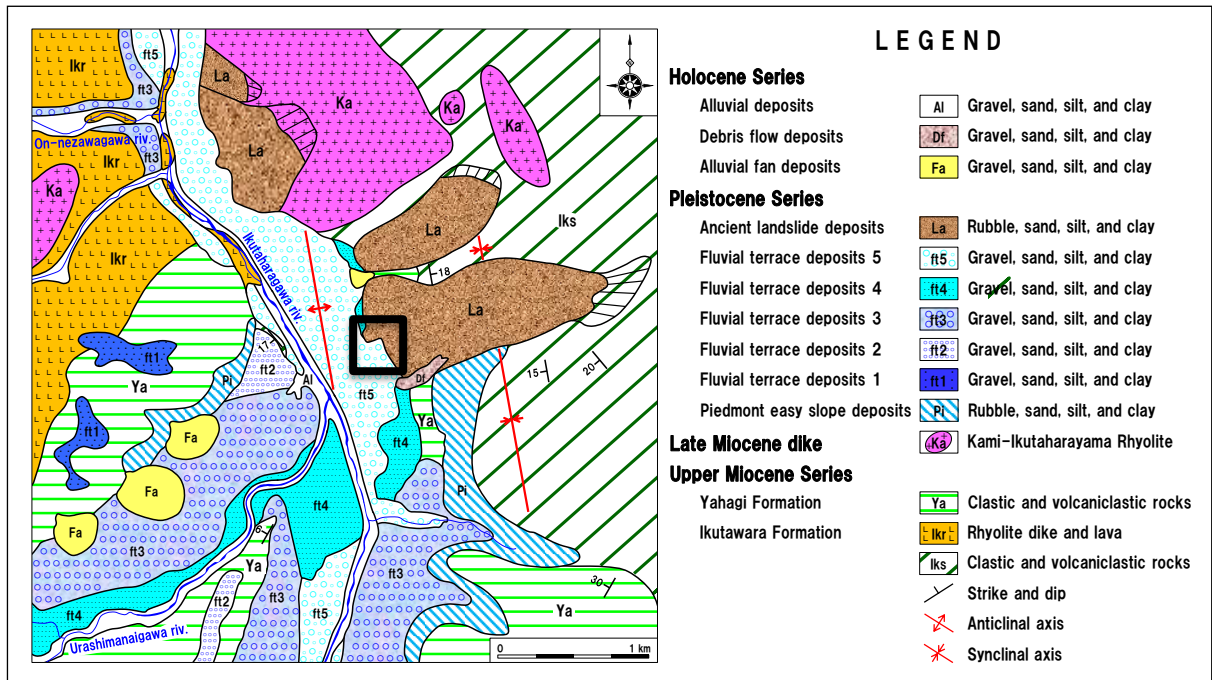


図 6.3.3-3 生田原南地すべり地域の地質図(一部加工)(前田・他, 2011)

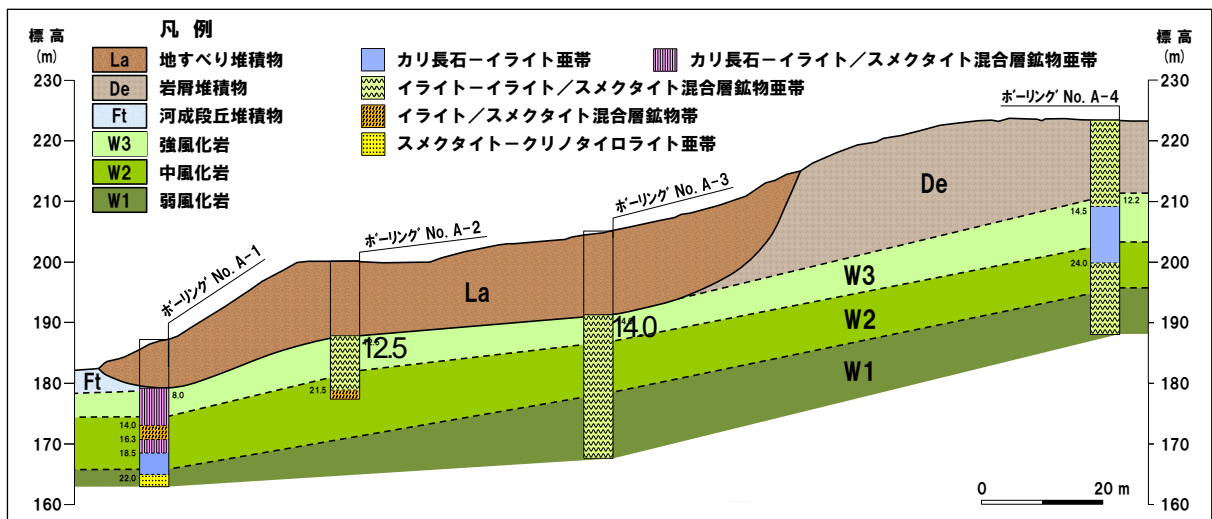


図 6.3.3-4 生田原神社地すべり A ユニットにおける地質断面図(前田・他, 2011)

ii) 対象地域の地質環境について

以下、前田・他(2011)より引用する。

「生田原南地すべり地域の地質は、上部白亜系～古第三系暁新統湧別郡層を基盤岩とし、主に上部中新統生田原層および矢矧層、後期中新世の上生田原山流紋岩岩脈類、第四系更新統山麓緩斜面堆積物、河成段丘堆積物および古期地すべり堆積物と、完新統沖積扇状地堆積物、土石流堆積物および沖積層からなる(図 6.3.3-3)。これらの地質のうち、地すべりの基岩や移動体は主に生田原層の構成岩である。生田原層は、本地域に広く分布し、主に凝灰質礫岩、砂岩および泥岩、凝灰岩、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、流紋岩溶岩および安山岩溶岩からなる陸成層である。これらの岩類では続成作用、熱水変質作用および風化作用を受けている。」

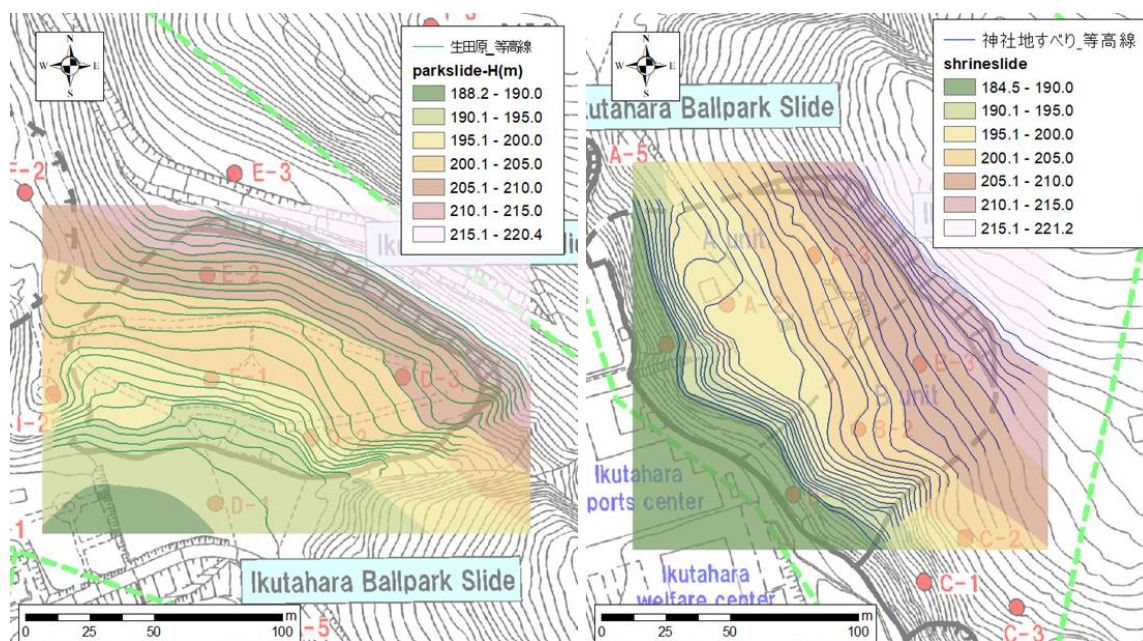
図 6.3.3-3 中に本研究で観測対象とした生田原公園の場所を黒実線で示す。地質図によると対象地域は主に古期地すべりの堆積物や沖積段丘堆積物である礫、砂、シルト、粘土が確認される。図 6.3.3-4 に生田原神社地すべりの範囲内である A ユニットにおける地質断面図を示す。各点で表層に地すべり堆積物が 8-14m 確認され、その下部は風化岩層となっている。

iii) GIS による詳細な標高値の算出

生田原南地すべり地域では前田・他(2011)による既往研究により、1m 間隔の等高線が得られる詳細な地形図が作成されている。本研究では GIS を用いて国土地理院による数値標高データ (DEM) よりも詳細な標高値を算出した。後述する地盤の不整形性による地盤震動特性についての議論を行うために、生田原公園地すべりおよび生田原神社地すべりの範囲のみ適用した。以下にその手順を示す。

- 1) ジオリファレンス処理により、詳細な地形図のデータを対象地域の位置に合わせる。
- 2) 地形図の標高線に沿ってラインを作成し、各等高線に標高値を入力する。
- 3) ANUDEM(Hutchinson, 2000)による内挿補間を行い、標高分布を作成する。

図 6.3.3-5 に得られた標高の分布を示す。



(a)生田原公園地すべり

(b)生田原神社地すべり

図 6.3.3-5 GIS を用いて算出した標高分布

iii) 生田原南地すべり地域の微動 H/V スペクトルおよび卓越周期分布

微動観測では生田原南地すべり地域において、100m から 200m 間隔で計 63 点の 3 成分単点観測を実施された。生田原南地すべり地域の卓越周期分布およびピーク値分布を図 6.3.3-6 に示す。また生田原公園地すべり内および生田原神社地すべり内の H/V スペクトルの一例をそれぞれ図 6.3.3-7、図 6.3.3-8 に示す。生田原南地すべり地域の卓越周期分布は、地すべり移動

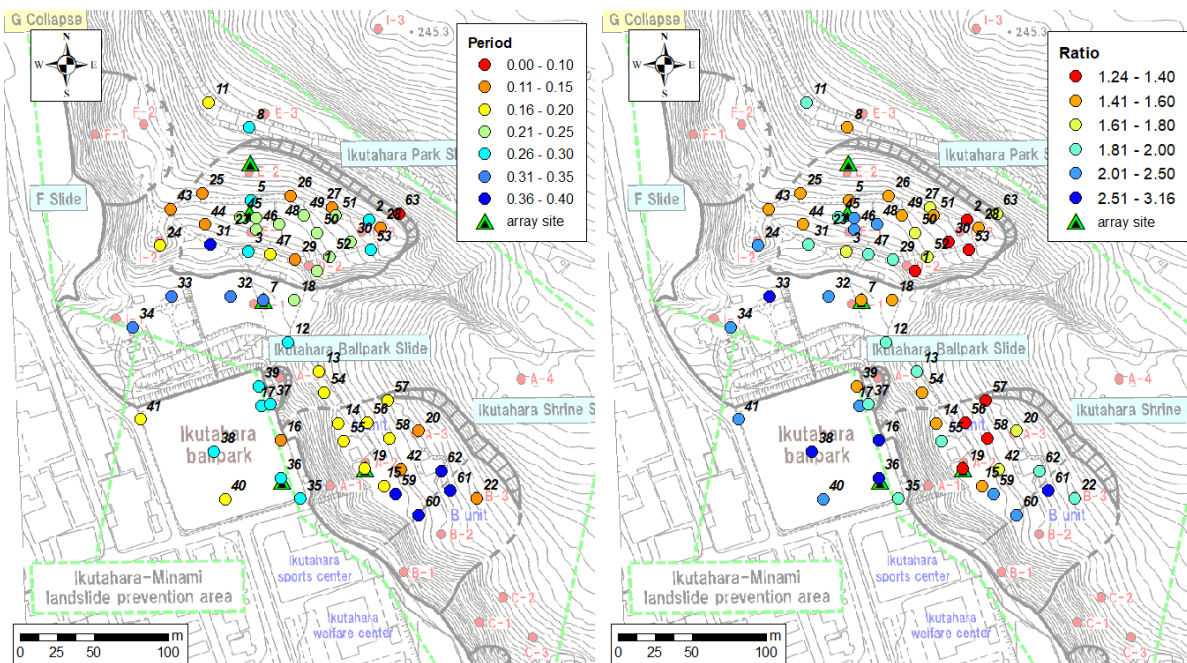


図 6.3.3-6 生田原南地すべり地域の卓越周期分布(左図)およびピーク値分布(右図)

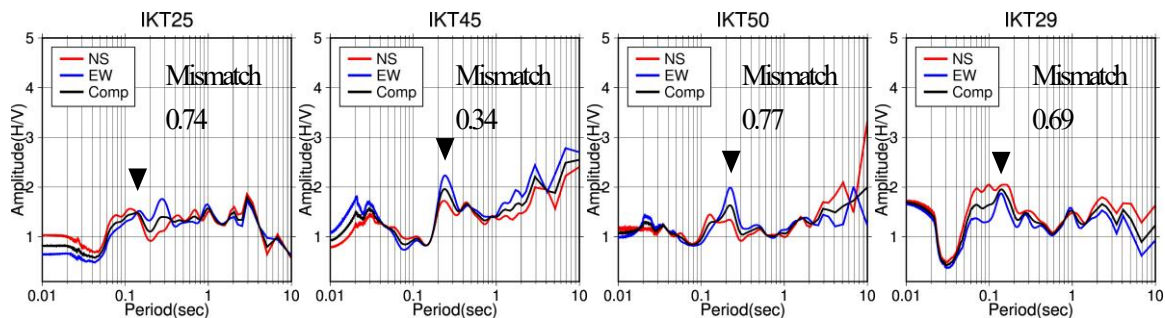


図 6.3.3-7 生田原公園地すべりにおける微動 H/V スペクトル

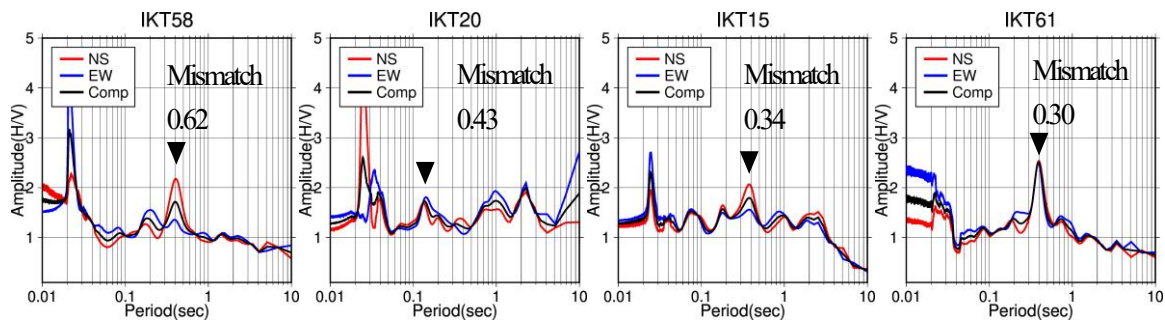


図 6.3.3-8 生田原神社地すべりにおける微動 H/V スペクトル

体の領域で 0.1-0.4 秒の範囲で分布している。生田原公園地すべりおよび生田原神社地すべりともに、地すべり移動体の中央部で卓越周期が長く、ピーク値も大きい傾向がみられた。また地すべり移動体の端部や山麓部の平坦な地点では卓越周期 0.2-0.3 秒程度が主に分布している。生田原公園地すべりの H/V スペクトル(図 6.3.3-7)を見ると、移動体の中央部に向かうにつれて 0.2-0.3 秒の範囲に明瞭なピークが現れる傾向がみられた。生田原神社地すべりの H/V スペクトルに注目すると(図 6.3.3-8), IKT58 や IKT15 のように 0.2 秒と 0.3-0.5 秒の範囲にピークを持つ観測点が複数みられた。一方で IKT61 のように 0.3-0.5 秒の範囲に明瞭なピークが 1 つだけ見られる観測点も確認され、主に移動体の中央部に集中してみられた。

iv) 生田原南地すべり地域の地盤構造モデル

アレイ観測は地形やそれぞれの地すべりの範囲によって地下構造が異なると想定し、様々な場所でアレイ観測点を配置した。図 6.3.3-9 に示すように生田原公園地すべり内で 2 点 (IKTAR3, IKTAR4)、生田原公園の平坦な場所で 1 点 (IKTAR2)、生田原神社地すべり内で 2 点 (IKTAR5, IKTAR7)、生田原の野球場で 1 点 (IKTAR6) の計 6 地点で実施された。得られた地盤構造モデルのパラメータを表 6.3.3-1 に、各観測点の位相速度分散曲線を図 6.3.3-10 に示す。

表 6.3.3-1 の地盤構造モデルから、S 波速度構造は以下の通りである。生田原神社地すべり内において、アレイ観測による地すべり堆積物の S 波速度は IKTAR5 では 200m/s、その上部の IKTAR7 では 170m/s と推定された。また層厚について、IKTAR5 で 9m、IKTAR7 で 13m と上部でやや厚く堆積していることを確認した。これは図 6.3.3-4 の地質図による A-2(IKTAR5)

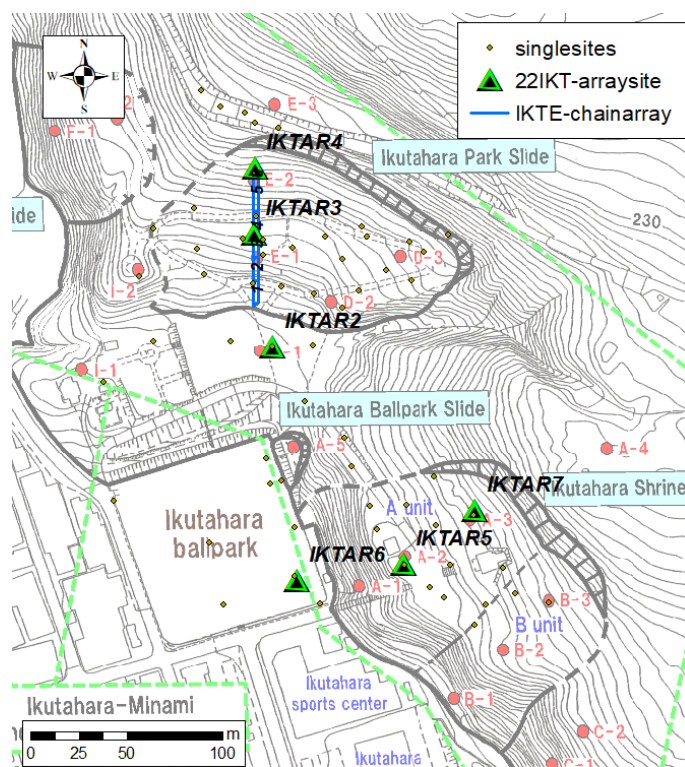


図 6.3.3-9 生田原南地すべり地域のアレイ観測位置

および A-3(IKTAR7)の地すべり堆積物について、より上部に位置する A-3 の方でより層厚が厚い事実と対応している。

生田原公園地すべり内(IKTAR3, IKTAR4)では、表層の S 波速度は移動体中央部の IKTAR3 で 130m/s、滑落崖近傍の IKTAR4 で 200m/s であり、移動体中央部でやや低い S 波速度が推定された。生田原公園地すべり下部(IKTAR2)では、表層の S 波速度は 150-200m/s であり、層厚は 17m と他地点と比べて厚い。生田原野球場(IKTAR6)における表層の S 波速度は 150m/s であり、その下部に S 波速度 300-500m/s の層が 30m 程度確認された。下部層は図 6.3.3-4 より風化岩層だと考えられる。

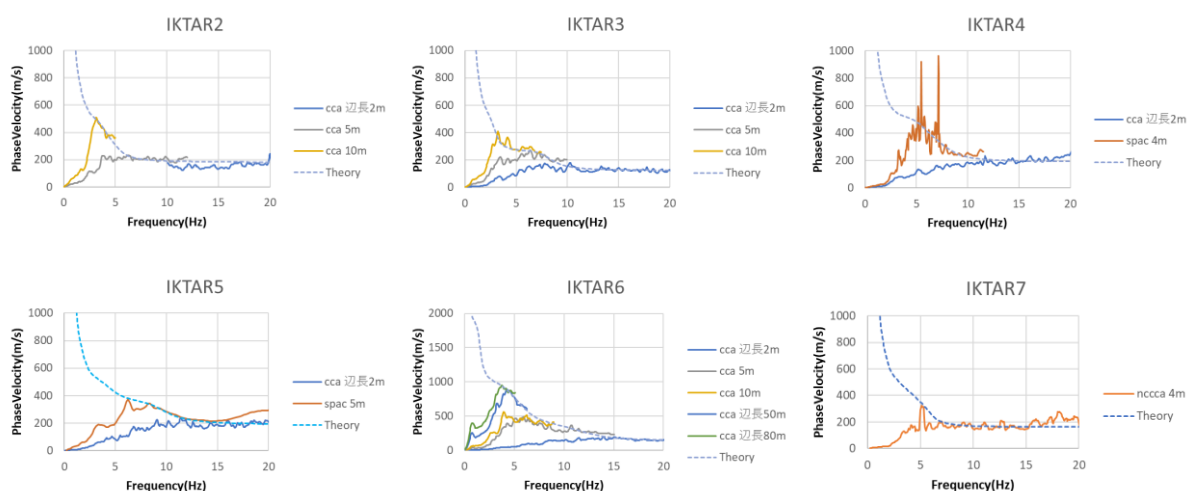


図 6.3.3-10 生田原南地すべり地域における位相速度分散曲線

表 6.3.3-1 生田原南地すべり地域における地盤構造モデル

IKTAR2				IKTAR3				IKTAR4			
層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$
2	1.6	1460	150	7	1.6	1460	130	11	1.7	1510	200
15	1.7	1510	200	40	1.7	1620	300	20	1.8	1730	400
30	1.8	1730	400	120	1.9	1960	600	100	1.9	1960	600
100	1.9	1960	600	180	2.2	2290	900	180	2.2	2290	900
180	2.2	2290	900	210	2.3	2620	1200	210	2.3	2620	1200
210	2.3	2620	1200	∞	2.5	3950	2400	∞	2.5	3950	2400
∞	2.5	3950	2400								

IKTAR5				IKTAR6				IKTAR7			
層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	層厚(m)	$\rho(t/m^3)$	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$
9	1.7	1510	200	5	1.6	1460	150	13	1.7	1510	170
30	1.8	1730	400	6	1.7	1620	300	35	1.8	1730	400
100	1.9	1960	600	25	1.9	1850	500	100	1.9	1960	600
180	2.2	2290	900	50	2.2	2290	900	180	2.2	2290	900
210	2.3	2620	1200	250	2.3	2620	1200	210	2.3	2620	1200
∞	2.5	3950	2400	∞	2.5	3950	2400	∞	2.5	3950	2400

v) 生田原南地すべり地域の不整形地盤による地盤震動特性

v-a) 生田原南地すべり地域の層厚分布

生田原公園地すべり(IKTAR3, IKTAR4)および生田原神社地すべり(IKTAR5, IKTAR7)において、得られた地盤構造モデルから、S波速度と卓越周期を用いて1/4波長則に基づく堆積層の厚さを推定した。これらの領域ではH/Vスペクトルの卓越周期は地すべり移動体の堆積層の層厚に対応すると考えられる。そこで移動体内部の各観測点において、地すべり堆積物に相当する1層目のS波速度の値を用いた。それぞれの地すべりエリア内で2つのアレイ観測点が存在するが、2地点の平均S波速度を用いて算出した。平均S波速度は生田原公園地す

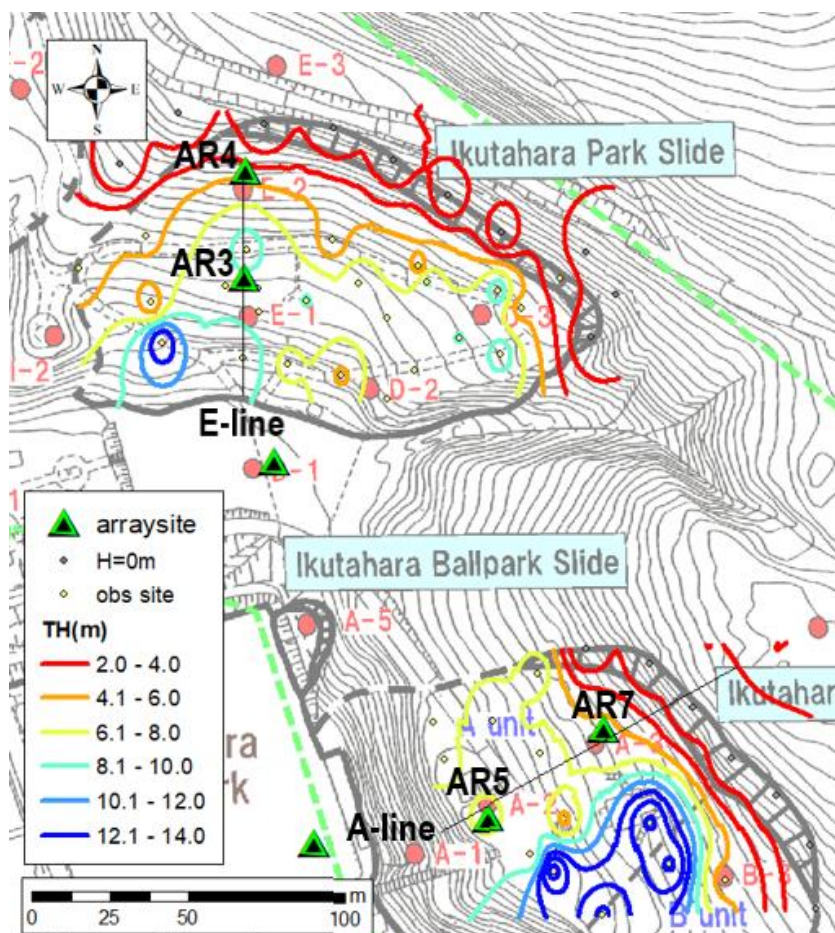


図 6.3.3-11 生田原南地すべり地域のアレイ観測位置

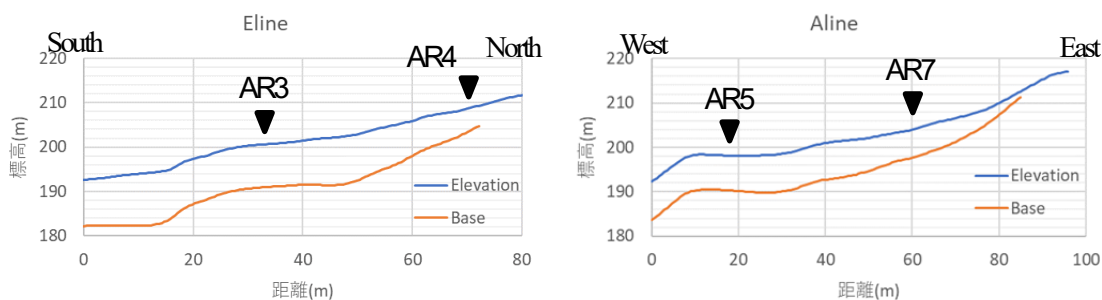


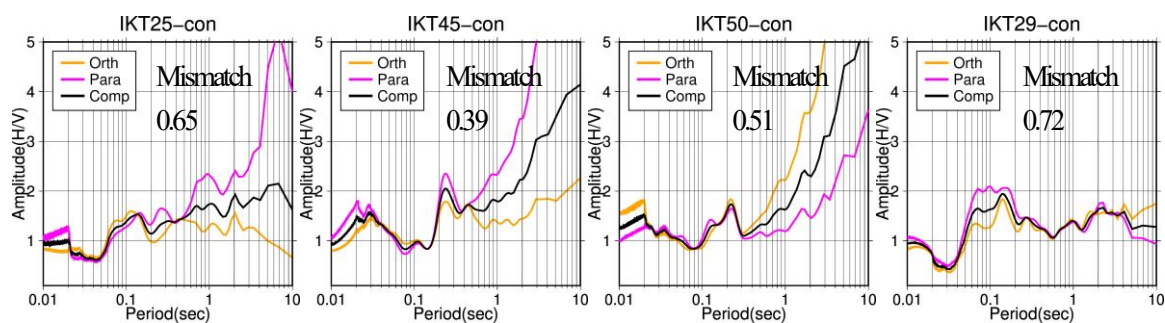
図 6.3.3-12 EラインおよびAラインの推定断面図

べりで 185m/s, 生田原公園地すべりで 185m/s である。また硬い山間部の数地点で層厚 0m のダミーデータを追加している。図 6.3.3-11 に生田原南地すべり地域の層厚分布を示す。なお図中のコンター線は 2m 間隔である。

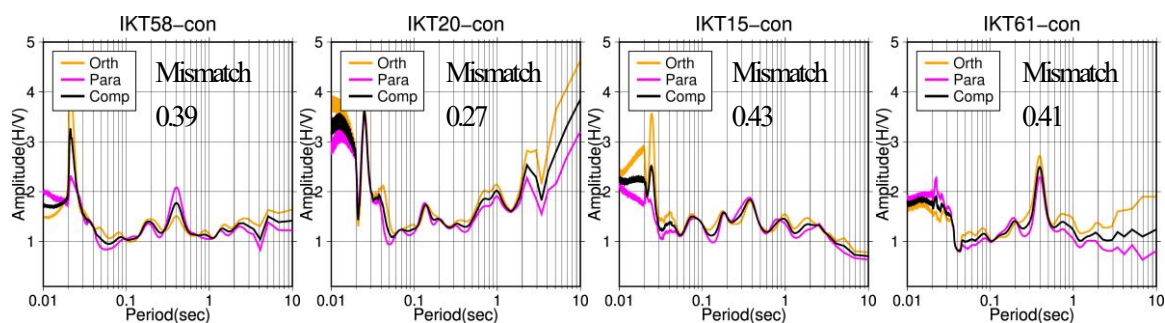
分布図より地すべりエリアの両地域において、推定層厚は移動体中央部で厚くなる傾向がみられ特に生田原神社地すべりでその傾向が顕著にみられた。推定最大層厚は公園地すべりで 12m, 神社地すべりで 16m であり、生田原神社地すべりでやや厚いことがわかった。最後にそれぞれの地すべり地域を横断する E ラインおよび A ラインについて 2 次元の推定層厚断面図を作成した。図 6.3.3-12 について青線は標高、橙線は標高から層厚を引いた推定基盤標高である。E ラインおよび A ラインの断面図より、滑落崖から下方へ向かって層厚が徐々に厚くなる様子が確認された。また A ラインにおいて IKTAR5 および IKTAR7 に対応する地点のボーリングデータによると、図 6.3.3-4 の地質図より地すべり堆積物はそれぞれ 12.5m, 14.0m である。本解析による推定断面図では IKTAR5 および IKTAR7 の表層厚はそれぞれ 7.8m, 6.3m と推定され、ボーリングデータと比較するとやや薄くなることがわかった。

v-b) 傾斜と微動 H/V スペクトルの関係

図 6.3.3-7 および図 6.3.3-8 の微動 H/V スペクトルより、たとえば IKT50 のように一部の観測点でピークがみられる周期帯において水平動成分の不一致が確認された。この水平動成分の異方性は地表面形状の不整形性による多次元的な影響を反映していると考えられる。そこ



(a) 生田原公園地すべり



(b) 生田原神社地すべり

図 6.3.3-13 斜面方向に主軸を回転させた微動 H/V スペクトル

で地盤の不整形性による影響を明白にするために水平動成分の異方性を mismatch として式(2.1.26)を用いて指標化した。微動 H/V スペクトルについて傾斜による影響を確認するために、地表面の傾斜方向に沿って主軸を回転させ、斜面に直交する成分(Orth), 斜面に平行する成分(Para)として新たにスペクトルを算出した。図 6.3.3-13 に主軸を斜面方向に沿って回転させた微動 H/V スペクトルを示す。生田原の卓越周期分布より全域で 0.1-0.4 秒が分布していることから、その周期帯を含むよう周期 0.1-0.6 秒の範囲で mismatch の値を算出した。例えば図 6.3.3-13 の微動 H/V スペクトルにおける mismatch の値は IKT61 で 0.41, IKT29 で 0.72 となり、水平動成分の異方性が大きいほど mismatch の値は大きくなることが確認できる。また地表面の傾斜角は図 6.3.3-5 の GIS を用いて算出した標高分布を用いて計算した。図 6.3.3-14 に生田原南地すべり地域における地表面の傾斜角(slope)分布および mismatch 分布を示す。

生田原公園地すべりでは mismatch の値が大きい、つまり水平動成分の異方性が大きく、特に地すべり移動体の縁でその傾向が顕著にみられる。図 6.3.3-13(a)の微動 H/V スペクトルより、生田原公園地すべりでは斜面に対して平行方向の成分(Para)が大きくなる傾向にある。生田原神社地すべりでは野球場の平地と比較して大きい、神社手前の傾斜が 5 度以下の平

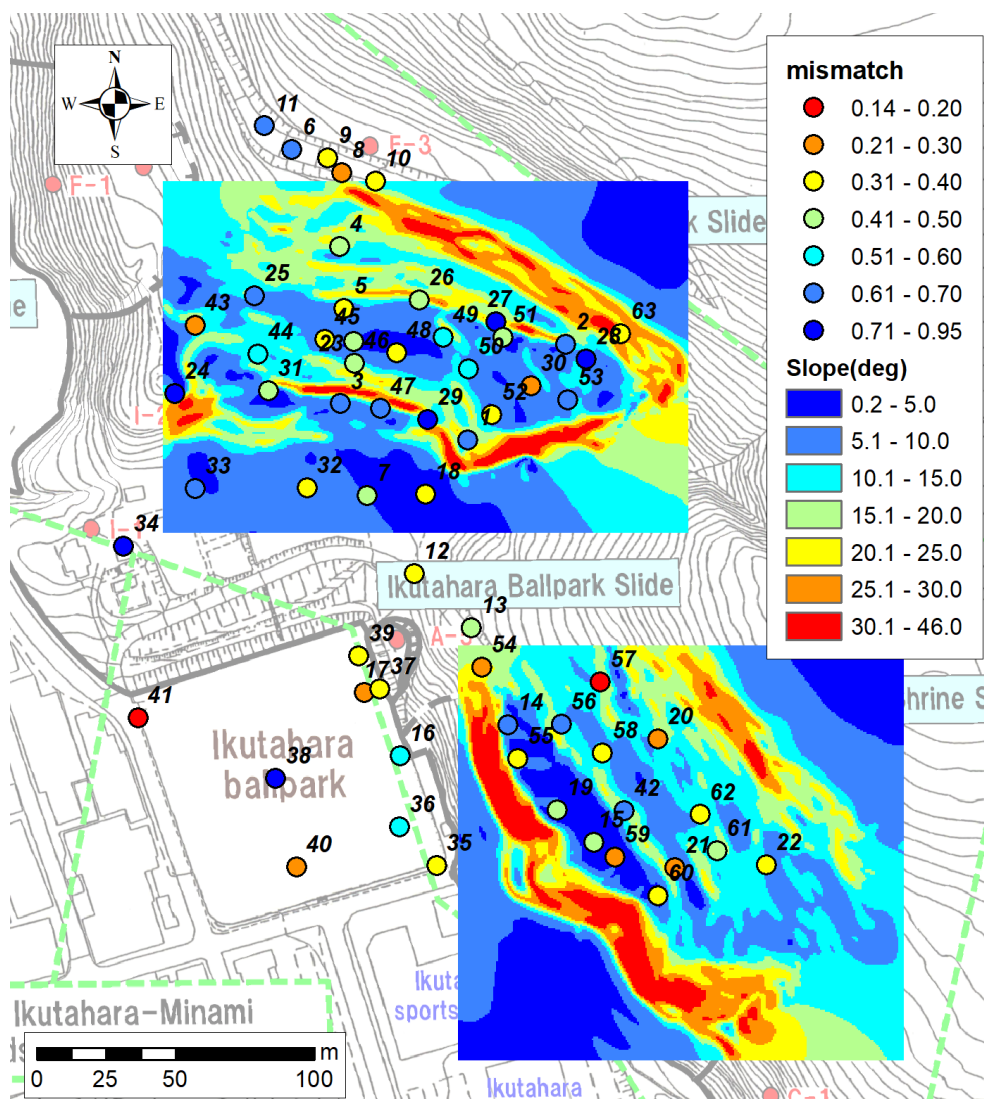
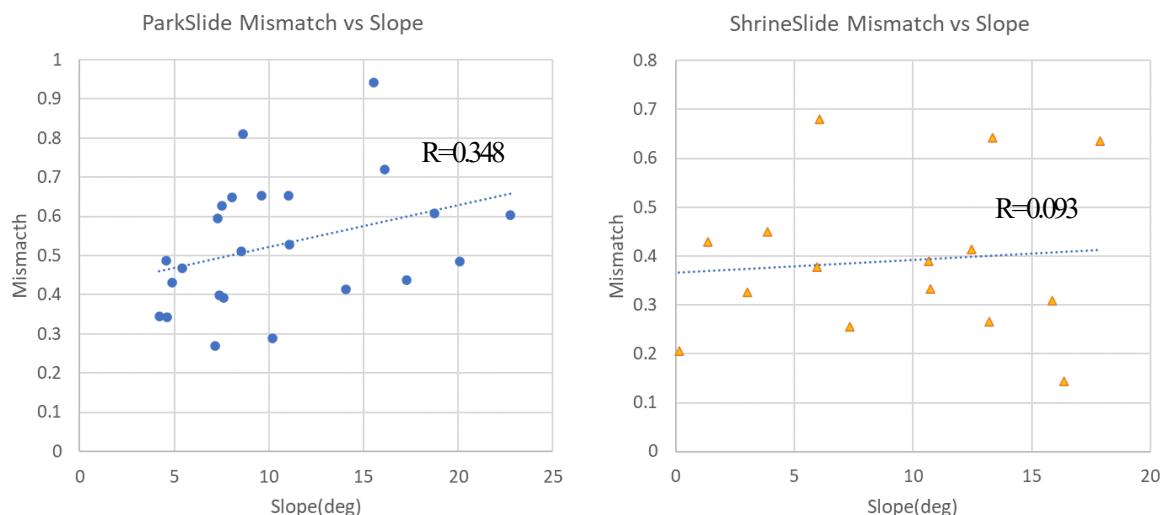


図 6.3.3-14 生田原における地表面の傾斜角および mismatch 分布



(a)生田原公園地すべり

(b)生田原神社地すべり

図 6.3.3-15 生田原における傾斜角および mismatch の相関図

垣部では小さくなる。図 6.3.3-13(b)の微動 H/V スペクトルより、生田原神社地すべりでは mismatch の値は 0.50 以下と小さく、水平動成分の顕著な異方性は認められなかった。

最後に図 6.3.3-15 のようにそれぞれの地すべり地域内で縦軸に傾斜角、横軸に mismatch をとる相関図を作成した。なお生田原公園地すべりにおいて IKT63(mismatch=0.36, slope=30.7°)のみ明白に外れた地点にプロットされるため、除外して相関係数を算出した。図 6.3.3-15 より各地域の相関係数は生田原公園地すべりで $R=0.35$ 、生田原神社地すべりで $R=0.09$ であり、公園地すべりでは僅かながらの相関がみられた。

vi) まとめ

古期地すべり地形である北海道紋別郡遠軽町の生田原南地すべり地域にて微動探査を実施した。その結果、微動の卓越周期分布およびピーク値分布、地盤構造モデル、地すべり移動体の層厚分布を得ることができた。本研究で得られた知見は以下の通りである。

- H/V スペクトルの卓越周期は地すべり移動体中央部に向かうにつれて長周期になり、ピーク値も大きくなる傾向がみられた。
- アレイ観測に基づく地盤構造モデルより、地すべり移動体の S 波速度は 130m/s-200m/s、層厚は 7-11m と推定された。またより上部の観測点で地すべり堆積物が厚く推定され、既往研究による現地調査の結果と対応した。
- 推定された S 波速度構造モデルと H/V スペクトルの卓越周期から、1/4 波長則を用いて表層の厚さを算出し分布図を作成した。その結果、地すべり移動体の中心部で表層の厚さが増加する傾向にあることがわかった。
- 基盤の不整形性の影響を考慮するために、微動 H/V スペクトルの水平動成分の異方性を指標化したところ、地すべり移動体の外縁部でその値が大きい領域がみられた。
- 地表面の傾斜角と水平動成分の異方性の指標とはわずかな相関があることを確認した。

参考文献

- 防災科学技術研究所：5万分の1地すべり地形分布図 第21集「宮津・鳥取」図集，
Vol.260，2005.
- 防災科学技術研究所：5万分の1地すべり地形分布図 第25集「松江・高梁」図集，
Vol.278，2005.
- 防災科学技術研究所：防災科学技術研究所 研究資料「1:50,000地すべり地形分布図」シリーズ，2014.
- 泉谷 恭男，島 坦：常時微動測定による地すべり地盤調査の一手法，土木学会論文報告集第
309号・1981年5月，pp.159-162，1981.
- 長郁夫，多田卓，篠崎祐三：一般理論が切り開く微動アレイの可能性：解析ツール BIDO の
公開，日本地震学会講演予稿集，2009.
- Cho, I., Tada T. and Shinozaki Y. : Centerless circular array method: Inferring phase velocities of
Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records, *J. Geophys. Res.* , 111,
B09315, 2006.
- 中電技術コンサルタント株式会社：平成21年度鳥取市大規模盛土造成地の変動予測調査 現
地調査結果概要，2009.
- Fikri Faris and Wang Fawu: Investigation of the initiation mechanism of an earthquake- induced
landslide during rainfall: a case study of the Tandikat landslide, West Sumatra, Indonesia,
Geoenvironmental Disasters 2014 1:4., doi:10.1186/s40677-014-0004-3, 2014.
- Hutchinson, M.F., Optimising the degree of data smoothing for locally adaptive finite element
bivariate smoothing splines. *Australian & New Zealand Industrial and Applied Mathematics Journal*
42(E): C774-C796, 2000.
- 気象庁：平成30年北海道胆振東部地震の評価，2018.
<https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2018/20180906_iburi_3.pdf>[2022/10/05 閲覧]
- 国土地理院：25000分の1地形図「鳥取北」1984.
- 国土地理院：25000分の1地形図「稲葉山」1975.
- 国土地理院：航空写真(1982年撮影) 整理番号CG821X コース番号C10 写真番号15,
<<https://mapps.gsi.go.jp/maplibSearch.do?specificationId=591410>>[2023/02/09 閲覧]
- 国土地理院：航空写真(1984年撮影) 整理番号CG842X コース番号C9 写真番号3,
<<https://mapps.gsi.go.jp/maplibSearch.do?specificationId=592574>>[2023/02/09 閲覧]
- 河野宣勝，前田寛之：軟岩－中硬岩境界領域におけるスメクタイトを含む細粒凝灰岩の円柱
（縦）点載荷強さと一軸圧縮強さの関係－北海道生田原南地すべり移動体の上部中新統生
田原層の例－，地すべり，Vol.33，No.1，pp.1-8，2010.
- 前田寛之，納谷宏，植松聡，河野勝宣：熱水変質帯地すべりの地質的特徴－北海道生田原南地す
べり地域の例－，*Landslides - Journal of the Japan Landslide Society* Vol.48，No.3，May , pp.139-
146，2011.
- 納谷宏，植松悟，牧野彰人，前田寛之，八幡和則：北海道生田原南地すべりの発生機構，第
44回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp.63-66，2005.

内閣府：平成 30 年北海道胆振東部地震に係る被害状況等について， 2019.

<http://www.bousai.go.jp/updates/h30jishin_hokkaido/pdf/310128_jishin_hokkaido.pdf>
[2022/10/05 閲覧]

Osanai, N, Yamada T., Hayashi S., Kastura S., Furuichi T., Yanai S., Murakami Y., Miyazaki T., Tanioka Y., Takiguchi S., Miyazaki M., Characteristics of landslides caused by the 2018 Hokkaido Eastern Iburu Earthquake, Landslides, DOI:10.1007/s10346-019-01206-7, 2019.

Takai N., Shigefuji M., Horita J., Nomoto S., Maeda T., Ichiyanagi M., Takahashi H., Yamanaka H., Chimoto K., Tsuno S., Korenaga M. and Yamada N.: Cause of destructive strong ground motion within 1–2 s in Mukawa town during the 2018 Mw 6.6 Hokkaido eastern Iburu earthquake, Earth, Planets and Space, Vol. 71, 2019, 10.1186/s40623-019-1044-4.

鳥取市：大規模盛土造成地マップ(盛土分布図)， 2021.

<<https://www.city.tottori.lg.jp/www/contents/1224578073019/files/maptottori.pdf>>[2022/10/05 閲覧]

USGS：M 7.6 - southern Sumatra, Indonesia, 2009.

<<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000h237/impact>>[2020/09/01 閲覧]

廣瀬亘，川上源太郎，加瀬善洋，石丸聡，輿水健一，小安浩理，高橋良：平成 30 年北海道胆振東部地震に伴う厚真町およびその周辺地域での斜面崩壊調査（速報），北海道地質研究所報告，第 90 号，33 - 44， 2018.

汪 發武，ワフィドモハマード，張 帆宇，竹内 篤雄：インドネシア西スマトラ島における 2009.9.30 M7.6 地震によって発生した Tandikek および Malalak 高速長距離運動地すべり， Journal of the Japan Landslide Society Vol.48, No.4, July, pp.215-220, 2011.

第7章 結果の整理およびデータの利活用

本章では前章まで議論してきた不整形地盤の地盤震動特性について、本研究で判明した現象を地域ごとに整理する。その後将来の強震動予測に有用な地盤情報データベースと、その実用化を目的とした Web ブラウザによる GIS システムの開発手順を示す。最後に構築した本研究で対象とした 3 種の不整形地盤の地域において GIS システムの活用方法について提案する。

7.1 結果の整理

7.1.1 各地域の地盤震動特性

これまでの解析で判明した、各地域の地盤震動特性を整理すると以下の通りである。
北栄町西園・由良および倉吉平野北西部(第5章)

西園地域の建物被害がみられた領域で、ごく狭い範囲内でも表層の S 波速度に変化がみられ、この違いは主に東西方向に認められた。

由良地域で建物被害が確認された地点の表層の S 波速度は 100m/s であり、東に 250m 離れた点の半分程度の値であることがわかった。

西園地域の直線アレイ記録を解析した結果、東西方向に位相速度が変化することがわかった。これはごく狭い範囲で表層地盤が東西方向に変化していることを示唆している。

基盤の不整形性による地盤増幅を検討するために、層厚分布から基盤傾斜分布を作成した。西園・由良地域の基盤傾斜について、特定の方向に一律な傾斜がみられるのではなく、局所的な凹地が広く分布しており、その傾斜角は 10 度以下と緩やかであることがわかった。倉吉平野北西部では山際で傾斜角 20 度程度の比較的急な基盤傾斜が確認された。

数値解析結果を基に 2 次元的な影響を考慮した地盤増幅エリアを作成し、建物被害エリアとの対応を検討した結果、山際の領域で対応する地域が存在した。

数値解析の結果および本検討によると、2016 年鳥取県中部の地震による建物被害と基盤傾斜による地震動の増幅は基盤傾斜が 10 度以上の山際の地域で対応することが判明した。

人工造成地(6.2)

若葉台のように、造成前の軟弱地盤が堆積していない場所では、微動 H/V スペクトルの卓越周期は、盛土厚さと高い相関があることがわかった。

微動 H/V スペクトルのピーク値は、造成前の軟弱層の有無に関わらず、盛土の厚みと一定の相関があることがわかった。

推定された S 波速度構造は、主に盛土部に軟弱な堆積物が堆積し、切土部には堆積していないことを示している。将来の地震災害のリスクを予測する上で重要な要素となると考えられる。

両地域の推定表層厚分布と切盛分布の比較では、同様の傾向を示した。

切り盛り分布から基盤傾斜角を算出し、微動 H/V スペクトルの水平動異方性との関係を調査した結果、基盤傾斜が大きくなる領域と異方性が認められる地点と対応がみられた。この結果は基盤傾斜による影響を示唆している。

地震記録から H/V スペクトルおよび H/H スペクトルを算出した結果、盛土部では一部の周期帯で顕著に揺れやすいことが判明した。また切土部において水平動成分の異方性が認められたが、これは周辺地盤の影響を受けている可能性がある。

北海道勇払郡厚真町の地震地すべり地域(6.3.1)

厚真町の地すべり地では、微動 H/V の卓越周波数が 5Hz であり、表層には $V_s=75-80\text{m/s}$ の火山灰層が存在していた。この付近の斜面でこの層が崩落した可能性がある。

地すべり地の微動と地震動の特徴として、EW 成分の地震動の振幅は山麓より山側で大きいことがわかった。加えて微動では 4Hz 以上の周波数帯域で H/V が大きく、地震動では 5Hz のピーク付近で EW 成分の H/V が NS 成分より大きいことが分かった。

鳥取市国府町楠城・雨滝の地すべり地域(6.3.2)

各地域において、H/V スペクトルの卓越周期は 0.1 秒から 0.35 秒の範囲であった。

地すべりの地形分類や地質によって、H/V スペクトルの形状が局所的に変化し、複数のピークが確認されることがわかった。

アレイ観測に基づく各地域の地盤構造モデルから、地すべり移動体の表層 S 波速度は 130m/s-350m/s、層厚は楠城で 21m、雨滝で 13m と推定された。

推定された S 波速度構造モデルと H/V スペクトルの卓越周期から、1/4 波長則を用いて表層の厚さを算出し分布図を作成した。その結果、地すべり移動体の中心部で表層の厚さが増加する傾向にあることがわかった。

標高から地表面の傾斜角分布を作成した結果、傾斜角は地すべり移動体の外縁で急になり、移動体内部では徐々に緩やかになることが判明した。

基盤の不整形性の影響を考慮するために、微動 H/V スペクトルの水平動成分の異方性を指標化したところ、地すべり移動体下部でその値が大きい領域がみられた。

地表面の傾斜角と水平動の異方性指標について、わずかな相関があることを確認した。

北海道紋別郡遠軽町生田原の地すべり地域(6.3.3)

H/V スペクトルの卓越周期は地すべり移動体中央部に向かうにつれて長周期になり、ピーク値も大きくなる傾向がみられた。

アレイ観測に基づく地盤構造モデルより、地すべり移動体の S 波速度は 130m/s-200m/s、層厚は 7-11m と推定された。またより上部の観測点で地すべり堆積物が厚く推定され、既往研究による現地調査の結果と対応した。

推定された S 波速度構造モデルと H/V スペクトルの卓越周期から、1/4 波長則を用いて表層の厚さを算出し分布図を作成した。その結果、地すべり移動体の中心部で表層の厚さが増加する傾向にあることがわかった。

基盤の不整形性の影響を考慮するために、微動 H/V スペクトルの水平動成分の異方性を指

標化したところ、地すべり移動体の外縁部でその値が大きい領域がみられた。

地表面の傾斜角と水平動の異方性指標とはわずかな相関があることを確認した。

7.1.2 水平動成分の異方性について

本研究では微動 H/V スペクトルについて、水平動成分の異方性を基盤の傾斜や地表面形状の不整形性などによる多次元的な影響を反映していると考え、地盤の不整形性による影響を明らかにするために、以下の **mismatch** という指標を用いて定量化した。

$$mismatch = \sum |\log \left(\frac{S_{NS}(f)}{S_{EW}(f)} \right)| \Delta f \quad (2.1.26)$$

(再掲)

$S_{NS}(f)$: フーリエスペクトルの NS 成分

$S_{EW}(f)$: フーリエスペクトルの EW 成分

Δf : タイムウィンドウの幅(今回は 1/20.48Hz)

前章までの解析で水平動成分の異方性について判明したことを以下にまとめる。

- 倉吉平野北西部では、基盤構造が一様に傾斜している山際に近い観測点において、微動 H/V スペクトルの水平動成分の異方性は確認されなかった。
- 人工造成地について、切り盛り分布から基盤傾斜角を算出し、微動 H/V スペクトルの水平動異方性との関係を調査した結果、基盤傾斜が大きくなる領域と異方性が大きい地点との対応がみられた。
- 地すべり地域について、微動 H/V スペクトルの水平動成分の異方性を指標化したところ、地すべり移動体下部や移動体外縁部でその値が大きい領域がみられた。また地表面の傾斜角と水平動の異方性指標について、わずかな相関があることを確認した。

これらより明白に基盤や地表面に不整形性を有する地点にて、水平動成分の異方性指標 **mismatch** が大きくなる傾向があることが判明した。一方で片側傾斜基盤が想定される平野部の山際地点では微動 H/V スペクトルに異方性が認められなかった。今回の解析では山際地点において水平動成分の異方性指標が活用できないという結果となったが、これは山際地点における微動観測点数の少なさが影響していると考えられる。今後は微動観測地点の選定やデータの蓄積などを通して、この指標の有効性を検証していく所存である。

7.2 データ整理および活用

本研究では今ある現状のツールを最大限利用して、各地域の地盤震動特性の把握をおこなった。本研究で得られた知見や、既往研究による解析結果を今後活用していくことを考慮すると、データベースとして整理してあることが望ましい。またそれらのデータが Web 上で容易に確認できるシステムであれば、現存するボーリングデータなどの地質情報との比較・検討を地図上で簡単に行うことができる。以上の条件を満足するようなツールとして、Web 上でデータベースとして活用できる「Web-GIS」の作成を試みた。

既存の類似の作業例としては、地震ハザード評価結果や評価に用いた地盤情報については地震ハザードステーション (J-SHIS) (防災科学技術研究所, 2005) が行っている。またボーリングデータについては, Kuni-Jiban (国土交通省, 2008), Geo-station (防災科学技術研究所, 2006) が行った作業も紹介されている。山陰地方については, 島根県のボーリングデータを閲覧できるサイトがある (土壌研究センター島根, 2005)。これらのサイトでは各機関が管理する情報しか利用できず, 自身の情報を追加したり動作仕様を変更したりすることはできない。ここではこれらのサイトの地盤情報データと自身の解析結果を容易に比較・検討できるツールを作成することを目的とした。

7.2.1 地盤情報のデータベース

本研究では山陰地方を対象地域とした(図 7.1)。地盤情報のデータベースには, 微動探査 (Noguchi and Nishida, 2002 ; Ishida et al., 2013 ; 野口・香川, 2015 ; Nishimura et al., 2021 ; 吉川・他, 2002 ; 安達・他, 2006) や重力探査の結果 (安達・他, 2007 ; 安達・他, 2009 ; 野口・他, 2020 ; 駒沢, 2013 ; 西日本重力研究会, 2001), 地震観測に基づく地盤構造の解析

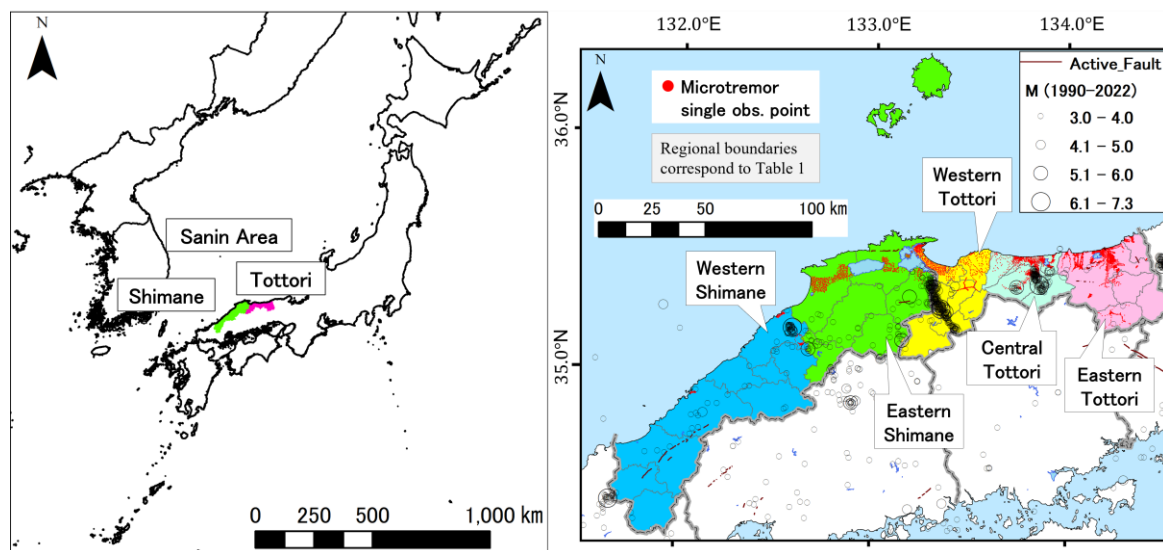


図 7.1 山陰地方 (左図) と各地域の位置関係 (右図)

右図には活断層の位置, 1990 年 1 月 1 日から 2022 年 5 月 31 日までのマグニチュード 3 以上の震源分布, 微動単点観測地点の位置が示されている。

表 7.1 地盤情報データベースの内容と各参考文献・観測方法ごとの観測点数

Area	Geotechnical Information		References	Area	Geotechnical Information		References
	Microtremor				Gravity survey		
	Single-obs.	Array-obs.					
Eastern Tottori	389	22	Noguchi and Nishida(2002)	Tottori	2417	Noguchi and Nishida(2002)	
	2744	123	Ishida et al.(2013)			Ishida et al.(2013)	
Central Tottori	1536	93	Noguchi and Kagawa(2015), Nishimura et al.(2021)			Noguchi and Kagawa(2015)	
Western Tottori	656	18	Yoshikawa et al.(2002)			Yoshikawa et al.(2002)	
Eastern Shimane	623	10	Adachi et al.(2006), Adachi et al.(2007), Adachi et al.(2009)			Adachi et al.(2006), Adachi et al.(2007), Adachi et al.(2009)	
Western Shimane	283	18	Noguchi et al.(2009), Noguchi et al.(2020)	3342	Komazawa(2013)		
Total	6231	284		1755	The Gravity Research Group in Southwest Japan(2001)		
				Total	7514		
Area	Seismic observation		References	Area	Borehole	References	
Tottori, Shimane	10		Noguchi et al.(2016)	Tottori, Shimane	3706	Chugoku Region Foundation Research Association(1995)	

(野口・他, 2016), 鳥取県と島根県のボーリングデータ (中国地方基礎地盤研究会, 1995) などがある。システムで使用するデータ構造として, これらのデータはポイントデータとして使用される。解析結果に関連する属性情報は位置情報とともに付加されている。

2021年9月時点の観測領域と対応する研究成果, データ内容の一覧を表7.1に示す。また参考文献や観測方法ごとの観測点数も表7.1に示す。鳥取県と島根県の地域は表7.1に示した地域に対応している。また図7.1には微動の3成分単点観測地点も示している。地震防災に関わる情報を得ることが目的であったため, 平野部の都市部を中心に調査を実施したことより, 微動単点の分布は不均一である。他の探査や既存の地盤情報では, 人口密集地でのデータが多い。

微動探査は鳥取県 (鳥取市, 倉吉市, 米子市, 境港市), 島根県 (松江市, 出雲市, 安来市, 大田市, 浜田市) の平野部, 鳥取県 (智頭町, 大山町) の人口密集した山地とその周辺を対象にしている。重力探査データは平野部では500m毎, 山間部では1-2km毎に取得でき, 島根県の一部を除く対象地域のほぼ全域をカバーしている。単点微動, 微動アレイ, 重力探査, ボーリング調査の平均間隔は, それぞれ約0.1-1km, 1-5km, 1km, 0.1-1kmであった。また各調査タイプに対応する点の総数は, それぞれ6000点以上, 280点以上, 7500点以上, 3700点以上である。

微動調査の結果は, 3成分単点観測から推定されるH/Vスペクトル比の卓越周期と表層の層厚, 位相速度分散曲線, 観測から得られた地盤構造モデルである。観測中に撮影した写真も掲載している箇所も存在する。重力探査の結果は各観測点でのブーゲー異常と, 解析で得られた基盤標高の格子点データである。地震観測の結果は, 地震動のH/Vスペクトル比と地盤構造モデルである。ボーリングデータには, 調査地の土質条件, 層厚, N値などが含まれている。またこれらのボーリングデータから推定した断面地質図を画像として表示することも可能である。

7.2.2 Web-GIS のシステム

本研究では Web ブラウザを使って様々な地盤情報を地図上に表示するシステム（以降 Web-GIS と呼ぶ）を作成した。オープンソースの JavaScript ライブラリである Leaflet を用いて、Web ブラウザから簡易的に地盤情報を表示するようにした。図 7.2 に Web-GIS のディレクトリ構成と微動単点観測点の表示に関連するファイル構成を示す。本システムを動作させるためのファイル構成は以下の通りである。

- 1) ブラウザで表示するための Html ファイル
- 2) レイヤーの設定や属性情報のポップアップ表示機能
- 3) タイル型地図を読み込むための JavaScript ファイル
- 4) Web ページのスタイル設定用の CSS ファイル

ファイル情報には、観測方法、データ型、参考文献、観測点名、位置情報などが含まれる。ベースマップとオプションのオーバーレイのタイル型地図は、国土地理院が提供する地図システムに基づいている。ベースマップは標準地図、淡色地図、航空写真を使用した。図 7.3 は Web-GIS での地図表示の例である。オプションで土地利用図、色別標高図、地形分類図、地質図を重ね合わせることができる（図 7.3 の右側メニュー）。Web-GIS の表示機能・操作については、微動調査の結果を表示した例（図 7.3, 図 7.4, 図 7.5）で説明する。図 7.3 は微動の単点観測による情報を表示した例である。

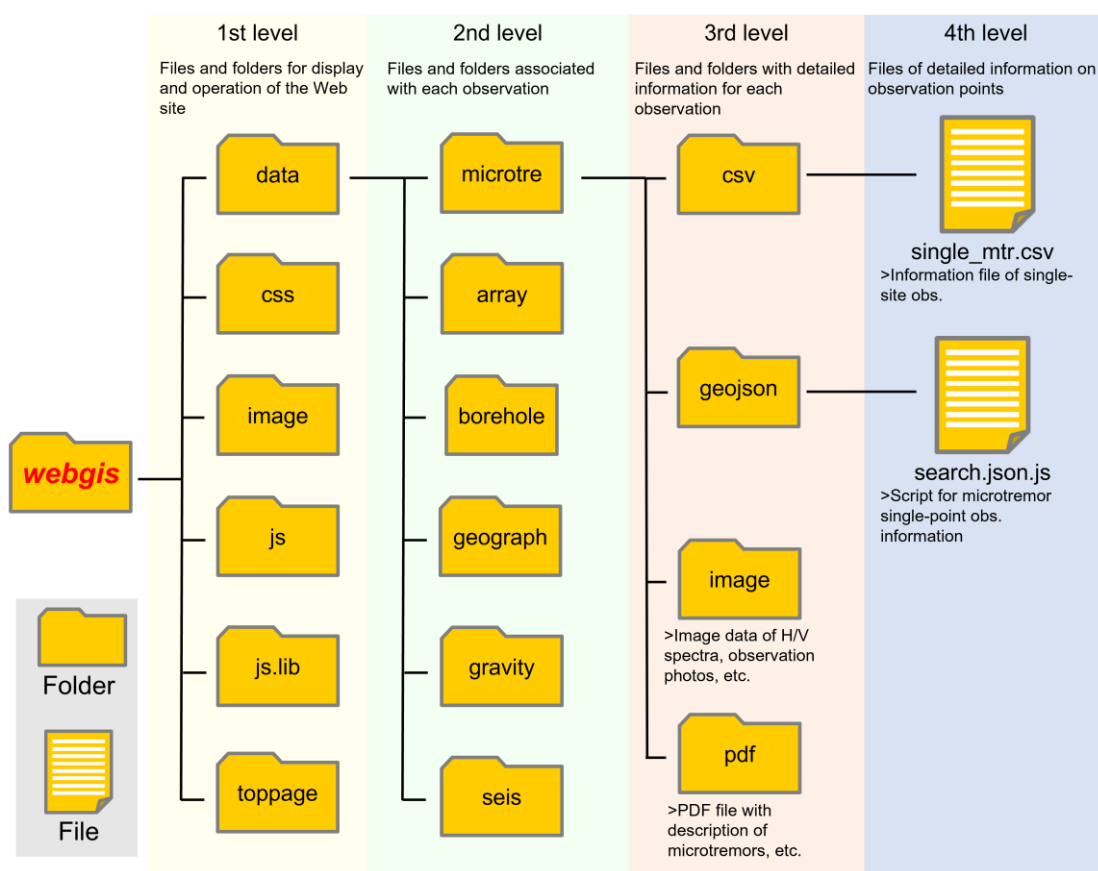


図 7.2 Web-GIS のディレクトリ構成と微動単点観測点の表示に関連するファイル構成

微動観測の地図上に3成分微動観測点の位置と、その点でのH/Vスペクトル比の卓越周期を色分けした丸印で表示している。アレイ観測点の位置は四角い記号で表示される。狭い地域内に多数の点が存在するため、地図の縮尺に応じてクラスタ表示機能を使用している。自動クラスタ表示の例を図7.3の2つの赤い長方形で示す。個々の調査地点を一度に確認することは視認性の問題上不都合である。そこで地図の縮尺に応じて、クラスタリングの範囲を数段階に切り替えている。なおクラスタ内の数字はその範囲における調査点数を示している。さらに地図を拡大すると、各点ごとに色の異なる円形シンボルが表示される。色分けは0.1秒刻みで赤から青へ、最大4.0秒までグラデーションになっている。

図7.3(下段地図)にサークルカラーのシンボルを用いた地図の一例を示す。山麓の卓越周期は平野部より短く、変動幅も狭い。これらの変化を強調するために、図7.3の右側のメニューから「05b.microtremor single-site obs. (Foothills) (山地近傍の卓越周期)」機能として、0.05秒刻みで0.7秒まで色が変化する分布図が選択できるようになっている。ユーザーが丸印をクリックすると、画面右側に別ウィンドウが表示され、観測地点の名前、卓越周期の値、参考文献へのリンク、H/Vスペクトル比のグラフ、あれば観測時の写真などが表示される(図7.4)。今後は微動H/Vと地盤構造モデルから、表層上部30mの平均S波速度とその地点の堆積層の層厚を表示する予定である(現在はNoDataに設定している)。

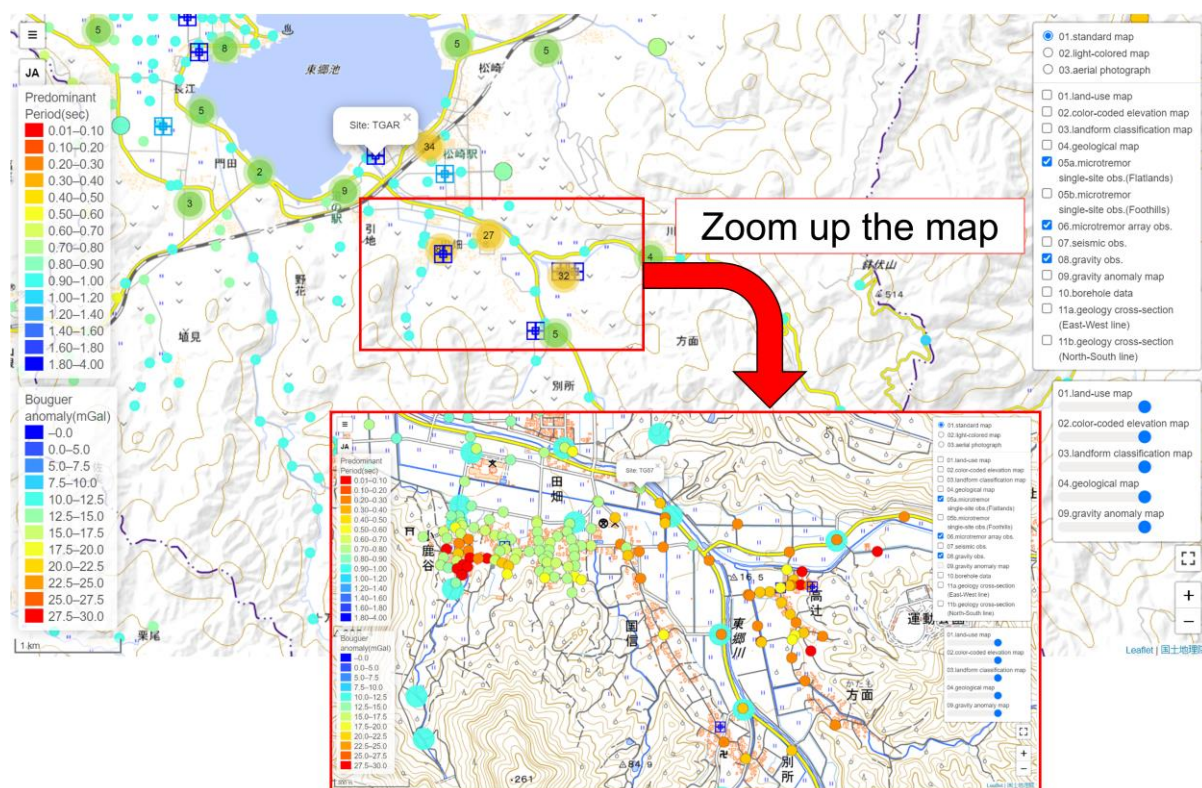


図7.3 クラスタをシンボル化した地図と、円の色をシンボル化した地図の例
 シンボルの中央にはクラスタ化した点の数が表示される。
 カラーシンボルは左の凡例の色に従って表示される。

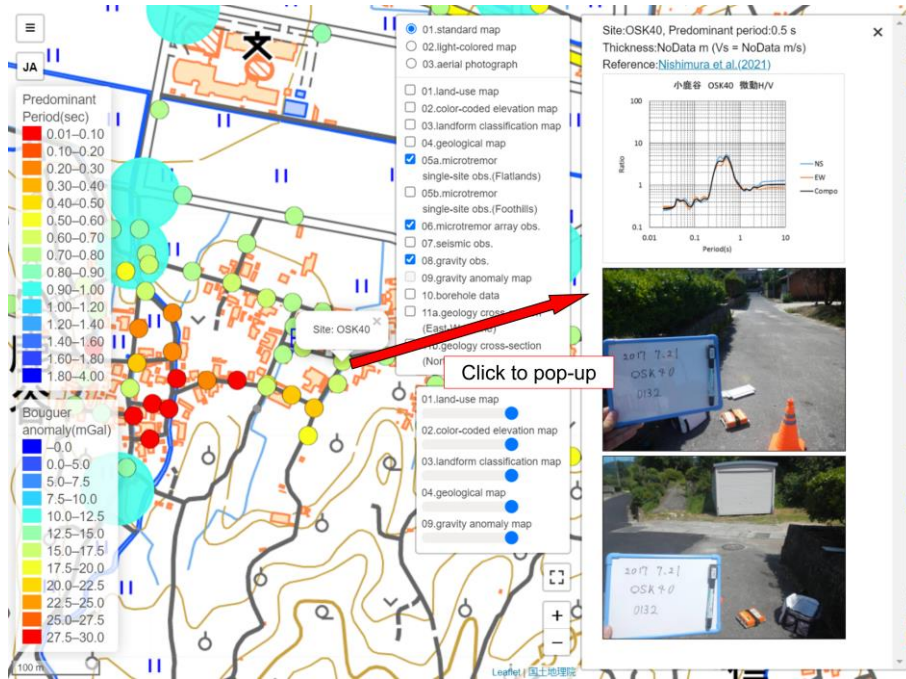


図 7.4 微動単点観測の詳細情報のウィンドウ例
 単点観測マップの右側のウィンドウには、
 基本情報, HW スペクトル比, 観測地点の写真などが表示される。

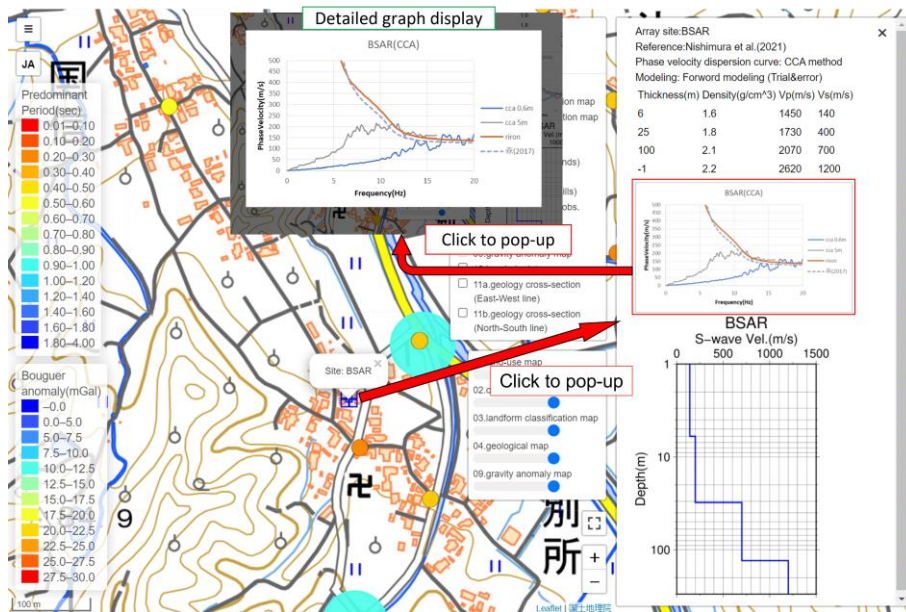


図 7.5 アレイ観測の詳細情報のウィンドウ例
 アレイ観測図の右側のウィンドウには
 地盤構造モデル, 位相速度分散曲線, S 波速度モデルのグラフが表示される。

微動アレイ観測点の四角いマークをクリックすると、右側に観測点名, 地盤構造モデル, 位相速度分散曲線, 推定 S 波速度構造モデルが、結果の参考文献とともに表示される (図 7.5). 右側の図 (図 7.5 右下のグラフ) をクリックすると、分散曲線の詳細なグラフを確認することができる (図中央). 最後に重力異常図, 地震観測点情報の例をそれぞれ図 7.6 (野口・香川, 2015), 図 7.7 に示す。

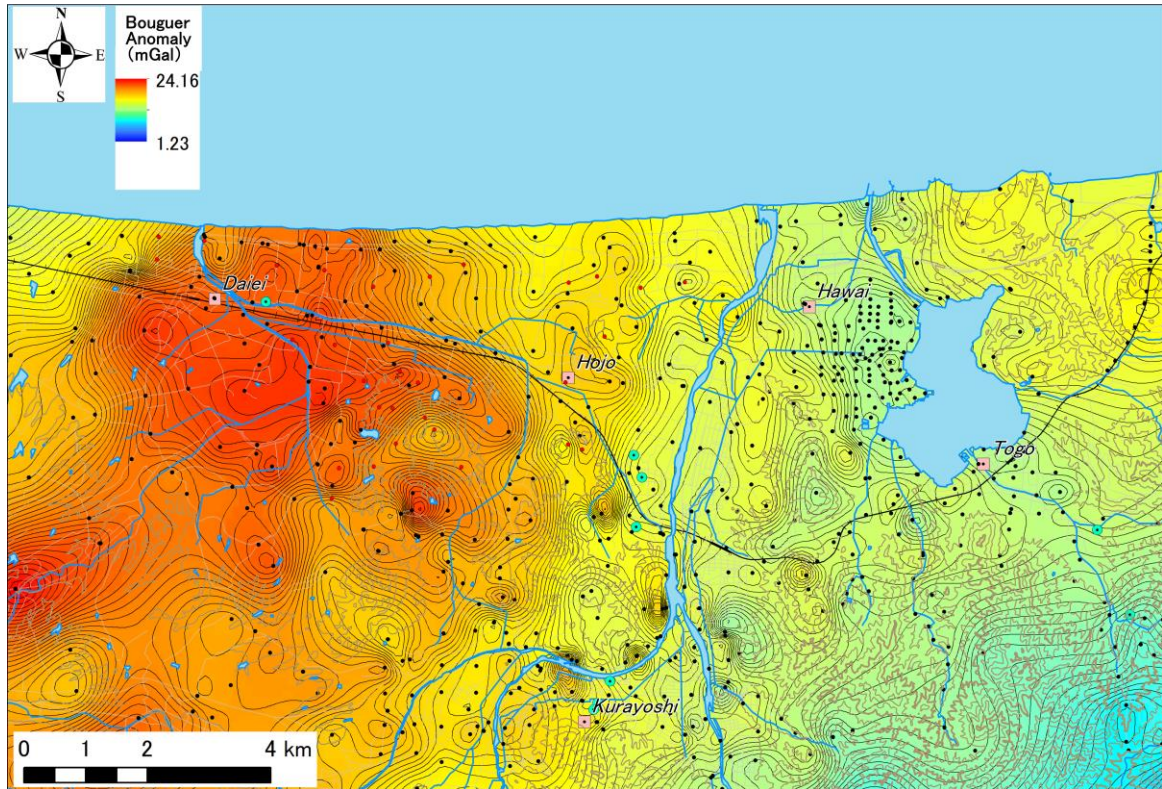


図 7.6 ブーゲー異常図の詳細情報ウィンドウ例

Code:TogoOffice, Name: togo
 Operator: TottoriPref
 Number of EQ: 13
 Source: 2020_nishimura
 Reference: 2021_nishimura

Subsurface structure model based on seismic observations

Thickness (m)	Density (g/cm ³)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Attenuation factor: h
14.6	1.63	1111.4	115.5	0.075
9	1.87	1335.5	483.2	0.019
66.4	1.99	1686.4	779.6	0.011
142.1	2.05	3762.4	948.8	0.006
369.3	2.38	4588.3	2164.9	0.004
∞	2.56	5500	3000	0.003

TogoOffice

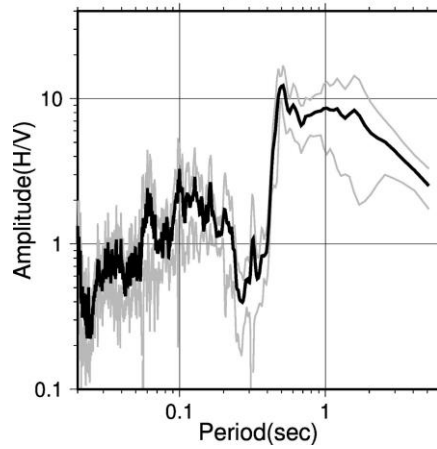


図 7.7 地震観測の詳細情報のウィンドウ例

観測点情報, 推定地下構造, 地震動のHVスペクトル図が表示される。

7.2.3 Web-GIS の活用

このデータベースと Web-GIS は、現在鳥取大学で活用されている。Web-GIS は複雑な手順を踏まずにブラウザからアクセスでき、難しい設定や操作を必要としない直感的で分かりやすい画面構成となっている。また解析後すぐにデータを更新し、地図上で結果を確認できる既存情報との重ね合わせ比較システムを、ユーザーからのフィードバックや自己操作による対話応答型システムとして構築した。これにより、地図上で既往の解析結果と比較でき、効率的に解析を行うことができる。また地下構造モデルの推定精度を向上させることも期待できる。

本研究ではこれまで不整形地盤における地盤震動特性について、地盤情報や自らの解析結果などを最大限活用しながら考察をおこなってきた。これらの成果は、構築した Web-GIS を通じて即時的に公開することが可能である。以下にこれまで議論してきた 3 つの不整形地盤ごとに、Web-GIS の活用方法について記述する。

2016 年鳥取県中部の地震の被害地域

本田・他(2017)は 2016 年鳥取県中部の地震の建物被害について、衛星画像からブルーシート被覆状況を判別している。本研究ではこのブルーシート被覆建物を軽微な建物被害とみなして建物被害分布を作成し、各解析から得られた地盤震動特性と比較・検討を行ってきた。このように地震被害に関してその分布データが取得できれば、自らが解析した結果や各地質データと照らし合わせる事が可能となる。将来的には当該地震以外の被害分布を取得し、地盤震動特性の考察として使用できることが期待される。

また現状数値解析結果から求めた基盤傾斜による地震動増幅や微動の卓越周期はそれぞれ個別のレイヤーとして扱っている。その他 Web-GIS では地質調査総合センターによる地質データや国土地理院による治水地形分類など様々なパラメータが存在する。今後はそれらの地盤情報データと地盤震動特性を複合し、新たな地盤増幅度として活用していくことが望まれる。特に 1 次元的な指標として求められる微動解析データについて、数値解析による基盤傾斜を考慮した地盤増幅を 1 つのパラメータとすることで、疑似的に地盤の多次元性を考慮した増幅度を求めることができる。

人工造成地

人工造成地について、国土地理院(2015)はタイルレイヤーとして人工改変地形の分布図を提供している。これは国土地理院の保有する旧版地形図（明治初期～）や空中写真（昭和 40 年代～）、史料などと最新のデータを比較することにより取得されている。この分布と本研究の解析で得られた結果を比較すると、盛土地形や切土地形の卓越周期や S 波速度構造などの地盤震動特性の違いを確認することができる。また微動解析による推定盛土厚分布が把握でき、詳細な盛土厚の取得が可能である。本研究では地盤の不整形性による影響について考察するために、一部の地域で基盤傾斜分布を作成した。造成前の旧地形図があれば、他の地域でも作成することが可能であり、各地域における基盤傾斜と微動解析の結果の比較が容易

にできる。

地すべり地域

地すべり地域について、防災科学技術研究所は 5 万分の 1 の地すべり地形分類図(NIED, 2014)を公開しており、Web 上でその分布を確認できる。現状の Web-GIS には地すべり地形分類図のデータは含まれていないが、将来的に追加されるとすると、地すべり地形周辺の微動 H/V スペクトルによる卓越周期や S 波速度構造を知ることができ、移動体内外の比較が可能である。地すべり地形分類図では分からなかった堆積層厚の把握をすることができる。

他の地すべりに関するハザード指標として、河野・他(2020)による AHP 法を用いた地すべり危険度分布がある。AHP 法とは 2 つ以上の評価基準がある中で意思決定を行う(今回の場合は地すべり危険度)方法の 1 つである。彼らは AHP 法による地すべり危険度に関する評価項目(標高, 斜面傾斜角, 斜面型, 集水度, 地質および植生)の一対比較において、地すべり地形分布と評価項目の関係を数値化したものを導入した。この研究で作成された地すべりハザードマップは、地すべり危険度が大きくなるにつれて、地すべり地形分布割合が大きくなる傾向がみられたことが報告されている。河野・他(2020)による評価では 20 万分の 1 日本シームレス地質図(地質調査総合センター, 2015)を使用している。ここで地質に関する新たなパラメータとして、本研究の解析で求められた微動の卓越周期や層厚を活用すれば、より精度の高い地すべりハザードマップの作成が期待できる。

7.3 まとめ

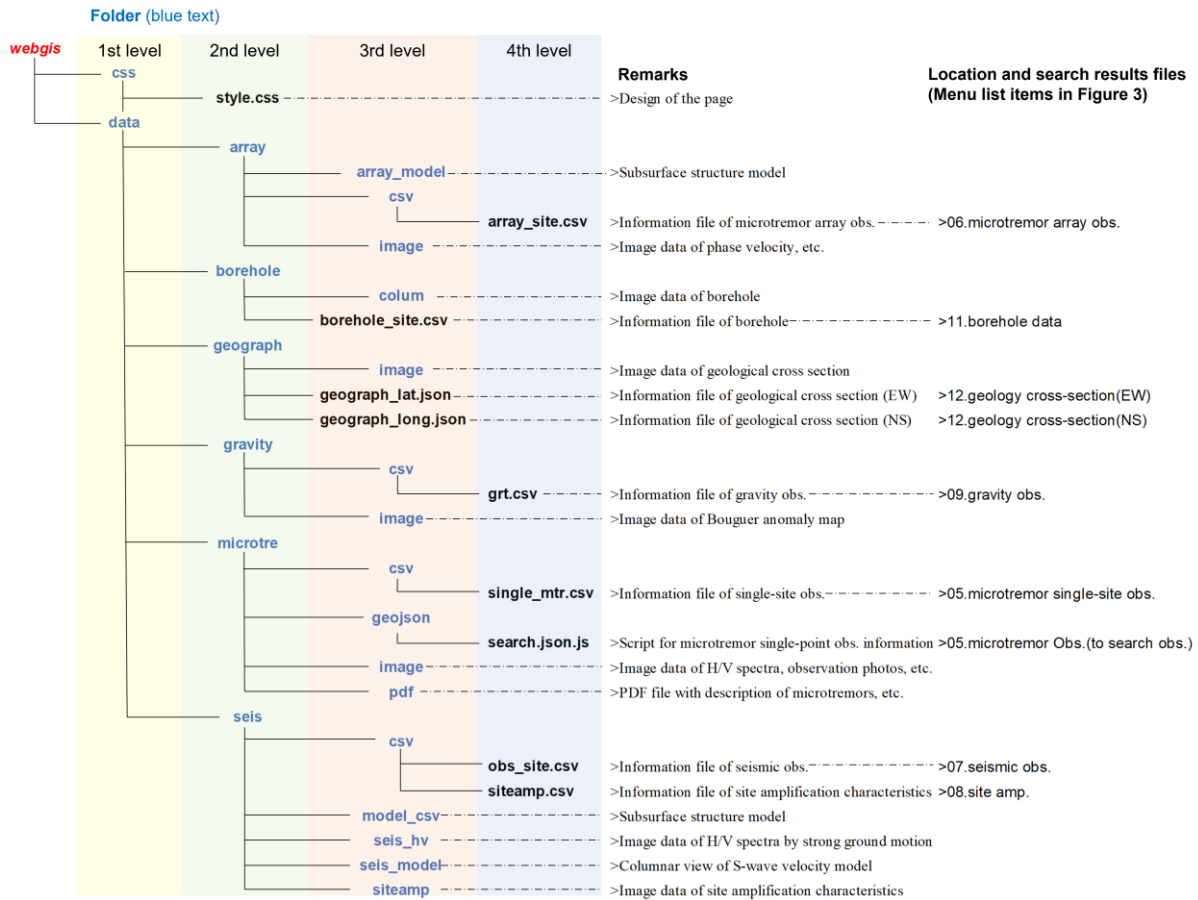
第 7 章では不整形地盤の地盤震動特性について、本研究で判明した現象を地域ごとに整理した後、山陰地方における将来の強震動予測に有用な地盤情報データベースと、その実用化を目的とした Web ブラウザによる GIS システムの開発手順を示した。データベースと GIS システムは、研究者や技術者への利用・普及を促進することで、地盤調査の計画・解析の効率と精度を高めることが期待される。例えば、既存の地盤情報を事前に調査することで新規の地盤構造物を効率的に調査したり、過去の調査結果と調査データの解析結果を容易に比較することで推定精度を向上させたりすることが可能である。最後に構築した、本研究で対象とした 3 種の不整形地盤の地域において GIS システムの活用方法について提案した。今後はそれぞれの地域で地盤情報データと地盤震動特性を複合した、新たな地盤増幅度として活用していくことが期待される。

付録表 7.1 Web-GIS のメインページと操作画面のディレクトリ構成

Folder (blue text) File (black text)

	1st level	2nd level	Remarks
webgis	image		>Markers to be displayed on GIS
		icon	
	js		>Scripts for GIS implementation
		gis.js	>Scripts for GIS implementation (English version)
		gis_English.js	
	js.lib		>Javascript library
		GeoCSV.js	*Note; only important libraries are described.
		jquery3.5.1.min.js	
		leaflet.js	
	toppage		
		css	
		images	
		js	
		link.html	>Link page
		main.html	>Main page
		manual.html	>Operation Manual
		reference.html	>Terms of Use
		tos.html	
		English.html	>Elements and structure of the page (English site)
		index.html	>Elements and structure of the page (Japanese site)

付録表 7.2 Web-GIS で表示される各観測点情報, 解析結果のディレクトリ構造



付録表 7.3 微動単点観測の情報を詳細に記述したデータファイル(single_mtr.csv)の項目

class	style	source	reference	title	id	lat	lng	period	thick	vs
microtre	point	2018_nishimura	Nishimura et al.(2021)	OSK01	1	35.46052	133.90087	0.64	NoData	NoData
microtre	point	2018_nishimura	Nishimura et al.(2021)	OSK02	2	35.46052	133.90122	0.62	NoData	NoData
microtre	point	2018_nishimura	Nishimura et al.(2021)	OSK03	3	35.45995	133.90053	0.47	NoData	NoData
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮

class > Type of observation	lat > Latitude
style > Type of data	lng > Longitude
source > Observer's information	period > Predominant period
reference > Author(s) of paper (year)	thick > Layer thickness
title > Site name	vs > Average of S-wave velocity
id > Code number	

参考文献

- Adachi M, Noguchi T, Nishida R, Motoki K, Seo K (2007) Estimation of quaternary and S-wave velocity structure of Izumo plain using microtremors and microtremor array, Journal of Japan Association for Earthquake Engineering (in Japanese with English abstract) 19, Paper No.220
- 足立正夫, 野口竜也, 小村紘平, 西田良平 (2009) 出雲平野および松江平野の深部地盤構造, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol.65, No.1 (地震工学論文集第 30 巻), 97-103
- Adachi M, Motoki K, Seo K, Noguchi T, Nishida R (2006) Estimation of alluvial deposit and S-wave velocity structure of Matsue plain using microtremors and microtremor array, Proceedings of the 12th Japan Earthquake Engineering Symposium CD-ROM (in Japanese with English abstract), Paper No.46
- 中国地方基礎地盤研究会 : 山陰臨海平野地盤図' 95, 1995.
- Nakata T, Imaizumi T, eds. (2002) Digital active fault map of Japan, University of Tokyo Press, Product serial number: DAFM2313
- Ishida Y, Noguchi T, Kagawa T, Morikawa H (2013) Study on developing subsurface structure model using microtremor, gravity and magnetic data, 11th International Conference on Structural Safety & Reliability (ICOSSAR2013)
- Komazawa M (2013) Gravity grid data of Japan, gravity database of Japan, DVD edition, Digital Geoscience Map P-2, Geological Survey of Japan, AIST
- 河野勝宣, 野口竜也, 西村強 (2020) AHP 法および GIS を用いた中国地方における地すべりハザードマッピングの試み, Journal of the Japan Landslide Society Vol.57, No1, pp.3-11.
- Nishimura I, Noguchi T, Kagawa T (2021) Estimation of subsurface structure and ground motion characteristics in the damaged areas due to the 2016 central Tottori prefecture earthquake, Japan, International Journal of GEOMATE 20(82), 15-21
- 野口竜也, 足立正夫, 田原一志, 山下毅, 西田良平 (2009) 微動探査による島根県浜田市の地盤構造推定, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol.65, No.1 (地震工学論文集第 30 巻), 82-87
- 野口竜也, 香川敬生 (2014) 微動および重力探査による倉吉平野臨海部の地盤構造推定, 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), p. I_888-I_896
- Noguchi T, Nishida R (2002) Determination of subsurface structure of Tottori plain using microtremors and gravity anomaly, Journal of Natural Disaster Science, 24, 1-13
- Noguchi T, Nishimura I, Kagawa T (2020) Subsurface structure based on microtremor and seismic observation the Ohda area, Shimane prefecture, Japan, Proceedings of 17th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No. C000840.
- 野口竜也, 西川隼人, 吉田昌平, 香川敬生 (2016) 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 (構造・地震工学), Vol.72, No.4 (地震工学論文集第 35 巻), p. I_646-I_658
- Noguchi T, Watanabe K, Itaba S, Nishida R, Umeda Y (2004) Preparation and distribution of earthquake information for the disaster prevention program of Tottori prefecture preparation of a database using

- GIS, *Annals of Disaster Prevention Research Institute Kyoto University*, 47 C, 139-14
- 協同組合島根県土質技術研究センター (2005) しまね地盤情報配信サービス
<http://www.shimane.geonavi.net/shimane/naiyou.htm>. Accessed 22 Apr 2022
- The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001) Gravity database of southwest Japan (CD-ROM), *Bulletin Nagoya University Museum, Special Report, No.9*
- 気象庁 (2022) 震度データベース検索 <https://www.data.jma.go.jp/eqdb/data/shindo/index.html>.
Accessed 7 July 2022
- 防災科学技術研究所 (2005) Title of Japan seismic hazard information station (J-SHIS). <https://www.jshis.bosai.go.jp/>. Accessed 17 Jan 2022
- 防災科学技術研究所 (2006) Title of Geo-station. <https://www.geo-stn.bosai.go.jp/>. Accessed 17 Jan 2022
- 国土交通省 (2008) Title of Kunijiban. <https://www.kunijiban.pwri.go.jp/jp/>. Accessed 17 Jan 2022
- 国土地理院 (2015) 治水地形分類図 解説書, <https://www.gsi.go.jp/common/000106990.pdf>,
Accessed 13 Dec 2022
- Yoshikawa H, Morikawa H, Noguchi T, Terada K, Nishida R, Akamatsu J (2002) Bedrock structure in Yumigahama peninsula, west Japan inferred from gravity and microtremors, *Proceedings of the 11th Japan Earthquake Engineering Symposium CD-ROM (in Japanese with English abstract)*, Paper No.86

第8章 まとめ

本論文では地すべり地域、人工造成地、平野部の狭い範囲で地盤が水平方向に変化する地域の3種の不整形地盤について、実地盤による常時微動観測および地震動観測の解析結果に基づいて地盤震動特性を評価した。また2次元有限要素法による数値解析を実施し、不整形地盤による地盤増幅度を定性的・定量的に評価した。次に数値解析の結果や微動および地震動解析の結果を基に、不整形地盤を考慮した地盤震動特性に関して地域ごとにその特徴を整理した。最後にこれらの解析結果を総括したデータベースを作成し、不整形地盤における地盤増幅指標の活用方法について提示した。

以下、各章における成果をまとめる。

【第3章】

第3章では地盤の不整形性を考慮すべき事例について議論した。2016年鳥取県中部の地震で広範囲に軽微な建物被害が確認された件について、特に被害が集中していた地域をモデルケースに、地盤震動特性と建物被害との関連性について検討を行った。その結果、1次元的地盤増幅だけでは建物被害などの現象を説明できない事例について議論した。解析によって得られた成果を以下にまとめる。

- 微動アレイ観測記録より位相速度分散曲線が得られ、S波速度構造を推定した。非線形地盤応答が観測された土下、龍島、久留では表層に低速度なシルト・砂層が確認され、これらの層が非線形応答に影響した可能性が高い。
- 建物被害の傾向は1次元的地盤増幅指標である微動H/Vの卓越周期や微動観測に基づく地盤増幅率だけでは明白に説明できないことがわかった。
- 地盤の2次元的影響を考慮するために、表層のS波速度と微動の卓越周期から層厚を推定し、被害との比較を行った。建物被害は層厚が急変する領域で生じていることがわかり、2次元あるいは3次元的地盤構造の変化が影響している可能性がある。
- 今回の地震による建物被害は軽微な事例がほとんどであったが、構造的に弱い建物は固有周期が長周期化し、周期1秒帯域の共振によって倒壊したと想定される。

【第4章】

第4章では第3章の結果を受けて、2次元有限要素法による数値計算により、地盤の不整形性が地盤応答にどのような影響を与えるのかを検討した。片側傾斜の不整形地盤を仮定し、地盤物性や基盤傾斜などを変化させながら、基盤の不整形性が表層地盤の地震動増幅に与える影響についてパラメータスタディを通して議論した。解析によって得られた成果を以下にまとめる。

- 傾斜端部から一定の範囲で特定の周波数帯において地盤増幅が認められる。その際、表層厚が厚くなるほどその範囲は拡大する傾向にある。
- ある程度傾斜が緩やかになると、基盤が傾斜している領域での地盤増幅が確認された。

- 基盤傾斜による増幅が確認された周波数帯は、水平成層モデルにおける 1 次ピークではなく、より高次のピークに影響する。
- 表層の層厚によって地盤増幅が認められる周波数帯は異なり、その厚さが厚くなるほど低周波数帯に影響する。
- 地盤の不整形性による地盤増幅の範囲は基盤傾斜の大きさに依存する。これは基盤傾斜の大きさが地盤増幅の範囲を決めるパラメータとなることが示唆される。
- 表層と基盤のインピーダンス比が小さい場合、基盤の不整形性による地盤増幅は小さくなる。

【第 5 章】

第 5 章では 2016 年鳥取県中部の地震の被害地域である北栄町西園・由良および倉吉平野北西部について、第 4 章の数値解析の結果を基に基盤傾斜による地盤増幅と建物被害との対応について議論した。はじめに両地域で微動および地震動の地盤震動特性を整理し、それらを踏まえて不整形地盤が考えられる領域をそれぞれの地域毎で特定した後、地盤の不整形性を考慮した地盤構造の特徴について記述した。最後にその特性から考えられる地震動の特徴について、地盤構造の局所的な変化による 1 次元的な増幅効果と、基盤形状に伴う 2 次元的な増幅効果の影響について検討し、当該地域において建物被害と不整形地盤における地盤震動特性の影響について考察した。解析の結果、様々な課題はあるが、微動解析結果と数値解析結果を用いてある程度被害との対応について説明できた。解析によって得られた成果を以下にまとめる。

- 基盤の不整形性による地盤増幅を検討するために、層厚分布から基盤傾斜分布を作成した。西園・由良地域の基盤傾斜について、特定の方向に一様な傾斜がみられるのではなく、局所的な凹地が広く分布しており、その傾斜角は 10 度以下と緩やかであることがわかった。倉吉平野北西部では山際で傾斜角 20 度程度の比較的急な基盤傾斜が確認された。
- 数値解析結果を基に 2 次元的な影響を考慮した地盤増幅エリアを作成し、建物被害エリアとの対応を検討した結果、山際の領域で対応する地域が存在した。
- 数値解析の結果および本検討によると、2016 年鳥取県中部の地震による建物被害と基盤傾斜による地震動の増幅は基盤傾斜が 10 度以上の山際の地域で対応することが判明した。

【第6章】

第6章ではこの章では第5章の結果を受け、不整形地盤が疑われる人工造成地、地すべり地域の2種のフィールドについて、これらの地域の多次元的な影響を踏まえた地盤震動の特徴について議論した。解析によって得られた成果を以下にまとめる。

a)人工造成地

- 若葉台のように、造成前の軟弱地盤が堆積していない場所では、微動 H/V スペクトルの卓越周期は、盛土厚さと高い相関があることがわかった。
- 微動 H/V スペクトルのピーク値は、造成前の軟弱層の有無に関わらず、盛土の厚みと一定の相関があることがわかった。
- 推定された S 波速度構造は、主に盛土部に軟弱な堆積物が堆積し、切土部には堆積していないことを示している。将来の地震災害のリスクを予測する上で重要な要素となると考えられる。
- 両地域の推定表層厚分布と切盛分布の比較では、同様の傾向を示した。
- 切り盛り分布から基盤傾斜角を算出し、微動 H/V スペクトルの水平動異方性との関係を調査した結果、基盤傾斜が大きくなる領域と異方性が大きい地点と対応がみられた。この結果は基盤傾斜による影響を示唆している。
- 地震記録から H/V スペクトルおよび H/H スペクトルを算出した結果、盛土部では一部の周期帯で顕著に揺れやすいことが判明した。また切土部において水平動成分の異方性が認められたが、これは周辺地盤の影響を受けている可能性がある。

b)地すべり地域

b-1)急傾斜の地すべり地盤

北海道勇払郡厚真町の地震地すべり地域

- 厚真町の地すべり地では、微動 H/V の卓越周波数が 5Hz であり、表層には $V_s=75-80\text{m/s}$ の火山灰層が存在していた。この付近の斜面でこの層が崩落した可能性がある。
- 地すべり地の微動と地震動の特徴として、EW 成分の地震動の振幅は山麓より山側で大きいことがわかった。加えて微動では 4Hz 以上の周波数帯域で H/V が大きく、地震動では 5Hz のピーク付近で EW 成分の H/V が NS 成分より大きいことが分かった。

b-2)緩傾斜の地すべり地盤

鳥取市国府町楠城・雨滝の地すべり地域

- 各地域において、H/V スペクトルの卓越周期は 0.1 秒から 0.35 秒の範囲であった。
- 地すべりの地形分類や地質によって、H/V スペクトルの形状が局所的に変化し、複数のピークが確認されることがわかった。
- アレイ観測に基づく各地域の地盤構造モデルから、地すべり移動体の表層 S 波速度は $130\text{m/s}-350\text{m/s}$ 、層厚は楠城で 21m、雨滝で 13m と推定された。
- 推定された S 波速度構造モデルと H/V スペクトルの卓越周期から、1/4 波長則を用いて表層の厚さを算出し分布図を作成した。その結果、地すべり移動体の中心部で表層の

厚さが増加する傾向にあることがわかった。

- 標高から地表面の傾斜角分布を作成した結果、傾斜角は地すべり移動体の外縁で急になり、移動体内部では徐々に緩やかになることが判明した。
- 基盤の不整形性の影響を考慮するために、微動 H/V スペクトルの水平動成分の異方性を指標化したところ、地すべり移動体下部でその値が大きい領域がみられた。
- 地表面の傾斜角と NS, EW 方向の異方性指標について、僅かな相関があることを確認した。

北海道紋別郡遠軽町生田原の地すべり地域

- H/V スペクトルの卓越周期は地すべり移動体中央部に向かうにつれて長周期になり、ピーク値も大きくなる傾向がみられた。
- アレイ観測に基づく地盤構造モデルより、地すべり移動体の S 波速度は 130m/s-200m/s、層厚は 7-11m と推定された。またより上部の観測点で地すべり堆積物が厚く推定され、既往研究による現地調査の結果と対応した。
- 推定された S 波速度構造モデルと H/V スペクトルの卓越周期から、1/4 波長則を用いて表層の厚さを算出し分布図を作成した。その結果、地すべり移動体の中心部で表層の厚さが増加する傾向にあることがわかった。
- 基盤の不整形性の影響を考慮するために、微動 H/V スペクトルの水平動成分の異方性を指標化したところ、地すべり移動体の外縁部でその値が大きい領域がみられた。
- 地表面の傾斜角と NS, EW 方向の異方性指標とはわずかな相関があることを確認した。

【第 7 章】

第 7 章では不整形地盤の地盤震動特性について、本研究で判明した現象を地域ごとに整理した後、山陰地方における将来の強震動予測に有用な地盤情報データベースと、その実用化を目的とした Web ブラウザによる GIS システムの開発手順を示した。データベースと GIS システムは、研究者や技術者への利用・普及を促進することで、地盤調査の計画・解析の効率と精度を高めることが期待される。例えば、既存の地盤情報を事前に調査することで新規の地盤構造物を効率的に調査したり、過去の調査結果と調査データの解析結果を容易に比較することで推定精度を向上させたりすることが可能である。最後に構築した本研究で対象とした 3 種の不整形地盤の地域において GIS システムの活用方法について提案した。

以上、本研究で得られた成果は不整形地盤における地盤増幅について、4 種の不整形地盤における現地観測を通じて地盤震動特性の整理を行った。その結果、不整形地盤による地盤増幅が、微動探査の結果を用いて簡易的に算出できる可能性が見えてきた。

本研究では不整形地盤における地盤震動特性について、微動および地震動観測の解析結果から判明した特徴をまとめており、今後そのような地域で観測・解析を実施するときに、本研究の成果が有益な情報として貢献できることを期待する。

謝辞

本論文の作成にあたり、鳥取大学大学院工学研究科の香川敬生教授には、懇切丁寧な御指導、多数の御助力をいただきました。心より感謝を申し上げます。同研究科の野口竜也准教授には、本審査の副査としてだけでなく、数多くの観測に御助力頂き、解析についても大変貴重な意見を頂きました。同研究科の塩崎一郎准教授、小野祐輔教授には、本審査の副査として本研究の内容をより充実させる大変貴重な意見を頂きました。同研究科の河野勝宣准教授には、地すべり地域の観測・解析にあたり御助力を頂きました。ここに記して深く感謝申し上げます。

鳥取大学工学部土木工学科地圏環境工学研究室の学生各位には、本研究の作成にあたり多くの力添えを頂きました。本研究でデータベースとして取りまとめた常時微動探査および重力探査データは、当時鳥取大学工学部土木工学科地圏環境工学研究室に在籍していた方々により行われたものです。また Web-GIS について、2018 年度卒業生の西田健了氏が作り上げた Web サイトを基に作成しました。心より感謝申し上げます。微動記録の解析には(国研)産業技術総合研究所の長郁夫氏が作成された解析ツール BIDO および(国研)防災科学技術研究所の先名重樹氏が作成した解析ツール TremorDataView を利用させて頂きました。鳥取市若葉台北 4 丁目町内会には、地震観測にて場所と電源を提供していただきました。本研究では、防災科学技術研究所が公開・提供している K-NET および KiK-net の強震観測記録を使用しました。鳥取県内の自治体震度観測点の強震観測記録は鳥取県庁が取りまとめたものを提供して頂きました。国土地理院が提供している DEM(数値標高データ)について、使用させて頂きました。ここに記して深く感謝申し上げます。

最後に、博士課程での学業を支えてくださった家族、友人の皆様方に深く感謝申し上げます。