



微動アレイ観測と単点微動観測による加賀平野南部及び邑知潟平野の 堆積平野速度構造モデルの検討

浅野公之¹⁾、岩田知孝²⁾、宮腰研³⁾、大堀道広⁴⁾

1) 正会員 京都大学防災研究所、助教 博士（理学）

e-mail : k-asano@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

2) 京都大学防災研究所、教授 理博

e-mail : iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

3) 一般財団法人地域地盤環境研究所、主席研究員 博士（理学）

e-mail : ken@geor.or.jp

4) 正会員 福井大学附属国際原子力工学研究所、准教授 工博

e-mail : ohorim@u-fukui.ac.jp

要 約

強震動予測に必要となる堆積平野の地下構造モデルの改良、高度化に資するため、石川県加賀平野南部および邑知潟平野において、微動アレイ観測および単点微動観測を実施した。得られた位相速度分散曲線およびH/Vスペクトル卓越周期の空間分布をもとに、平野内の堆積層構造の空間変化について議論するとともに、既存の地下構造モデルとの比較を行った。加賀平野において、小松周辺では手取川扇状地以北に比べて堆積層が急激に薄くなっていることが明らかとなった。邑知潟平野においては、七尾から羽咋に向かって、徐々に卓越周期が長周期化しており、堆積層厚が厚くなっていることが示唆される。

キーワード： 加賀平野、邑知潟平野、微動観測、速度構造モデル

1. はじめに

合理的な強震動予測を実施するためには、適切な震源モデルや伝播経路モデルに加え、地表から地震基盤までの堆積層の詳細な速度構造モデルが不可欠である。このため、全国各地において各種の物理探査（微動探査、重力探査、反射法地震探査、ボーリング調査など）が行われており、それらの探査結果や地質情報などを統合することにより全国規模の三次元地下速度構造モデルも構築されている^{1),2),3)}。本研究で研究対象としている石川県内には、森本・富樫断層帯や邑知潟断層帯といった主要活断層帯のほか、海域の活断層の存在も指摘されており⁴⁾、マグニチュード7前後の被害地震にもたびたび見舞われている⁵⁾。そのような内陸地殻内地震などによる強震動予測のためにも、地下速度構造に関する一次情報を充実させ、地下速度構造モデルの改良、高度化を進めることが必要である。これまでに、金沢市を中心とする加賀平野北部（金沢平野及び河北潟周辺）においては神野・他(2003)により、平野内10地点で微動アレイ探査が行われ、その結果と重力異常データに基づく三次元地下速度構造モデルが提案されている⁶⁾。また、2007年能登半島地震の被害地域を中心に、奥能登の輪島市や鳳珠郡穴水町では、主とし

て微動を利用した地盤速度構造に関する研究がなされてきている^{7),8),9)}。しかし、加賀平野南部（手取川扇状地以南）や邑知潟平野（図1）においては、これまで堆積平野部の地震基盤までのS波速度構造に関する情報は得られていない。我々は、2013年度より開始した「日本海地震・津波調査プロジェクト」（代表機関：東京大学地震研究所）の一環として、北陸地方の強震動予測のための堆積平野地下構造モデルを高度化することを目的に、金沢平野南部及び邑知潟平野において、微動アレイ観測と単点微動観測を実施した。

2. 微動アレイ観測

2.1 微動アレイ観測の概要

加賀平野南部の2地点（KMT：小松、MKH：美川）及び邑知潟平野の2地点（HKI：羽咋、NNO：七尾）において微動アレイ観測を実施した（図1）。小松、羽咋、七尾はそれぞれK-NET観測点の周辺、美川は石川県の震度計観測点の周辺でアレイを展開した。大きさの異なる2組の正三角形の頂点と重心1点からなる計7点で構成される二重正三角形アレイを展開した。内側の三角形の頂点は外側の三角形の各辺の中点に対応する。2組の正三角形の外接円の半径の比 $r_1:r_2$ は2:1である。それぞれの観測では、二重正三角形の大きい方の外接円の半径 $r_1 = 400$ m（以下、Sアレイ）、 $r_1 = 1600$ m（以下、Lアレイ）の異なる2式のアレイ観測を実施した。現地での観測は2013年12月16～19日の期間に実施した。

アレイを構成する各点には、固有周期5秒の三成分速度型地震計LE-3D/5s（Lennartz-Electronic製）を地表に設置し、データ収録装置LS-8800（A/D変換24bit、白山工業製）により微動波形を連続収録した。時刻較正は収録装置毎にGPS時計により行った。同時観測時間は、Lアレイは2時間、Sアレイは1時間以上を確保した。

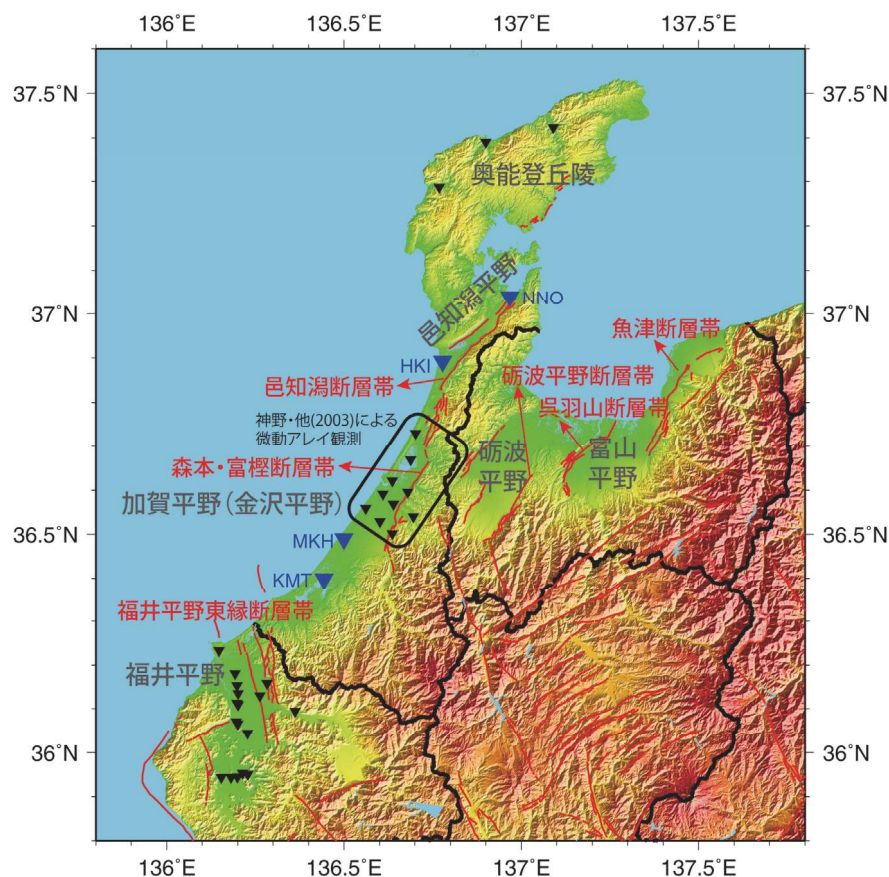


図1 石川県周辺の地形、本研究による微動アレイ調査地点（青逆三角印）及び既往文献^(6),7),9)-13)による微動アレイ調査地点（黒逆三角印）

2.2 位相速度の推定

微動アレイ観測で得られた微動波形の上下動成分を用い、空間自己相関法（SPAC法）¹⁴⁾により表面波（Rayleigh波）の位相速度を推定した。それぞれの二重正三角形アレイに対して実現可能なすべての組み合わせのアレイ半径について解析を行った。微動の上下動成分を用い、81.92秒間を解析区間の単位として80秒ずつずらしながら、時間的、空間的に安定した微動波形が得られている区間に対してSPAC法を適用し、微動中に含まれる表面波（ここではRayleigh波）の位相速度を推定した。なお、フーリエスペクトルを求める際にParzenウィンドウ（ウィンドウ幅0.14648Hz）を用いてスムージングを行った。Sアレイ、Lアレイともに、約2Hz以下の帯域では、アレイを構成する各点のパワースペクトルの形状は類似しており、相関のある信号が取得されていることを確認した。ただし、NNOについては、特にLアレイの1Hz以下の低周波数側のパワースペクトルの一致が悪く、適切な分散曲線が得られなかったため、本検討においては使用しなかった。各地点で得られた位相速度を図2に示す。

加賀平野南部のMKHの位相速度は、神野・他(2003)による金沢市南部～野々市市にかけての観測視点（例えば、同文献のA2地点）での結果⁶⁾に近い値が得られている。MKHよりも南西に位置するKMTでの位相速度は、MKHに比べて全体的に速い結果が得られた。邑知潟平野においては、北東端のNNOの方が、南西端のHKIに比べて0.5Hz以上の位相速度がやや速い結果が得られた。

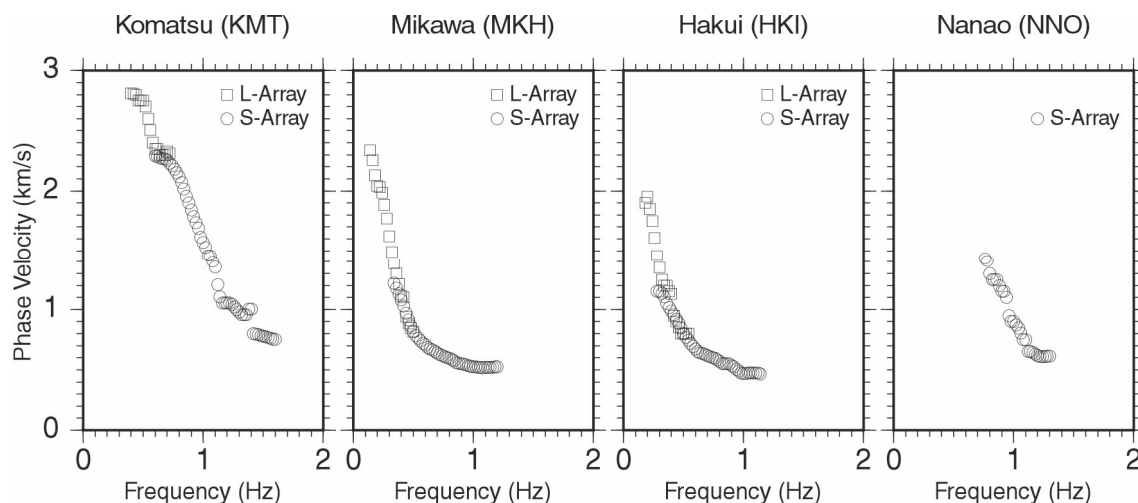


図2 SPAC法により推定されたRayleigh波の位相速度

2.3 S波速度構造の推定

図2の位相速度データを説明する一次元S波速度構造を推定した。ここでは、微動アレイ観測により推定された位相速度をRayleigh波の基本モードの位相速度であると仮定して、解析を実施した。一次元の層構造を仮定し、各層の速度及び密度は、全国規模で整備されている国立研究開発法人防災科学技術研究所の地震ハザードステーション（J-SHIS）の全国深部地盤構造モデルV2²⁾（以下、J-SHISモデル）による構造モデルの物性値を基準とした。ただし、このモデルの最小S波速度は600m/sであるため、K-NET観測点のPS検層結果などを参照して、完新統などに相当するような低速度層を表層部分に追加した。J-SHISで与えられている層区分のうち、いずれの層を半無限層と仮定するかについては、各地点で推定された位相速度の情報をもとにそれぞれ設定した。

堆積層部分の各層の層厚をマルコフ連鎖モンテカルロ法（Markov chain Monte Carlo method、以下、MCMC法）を用いた逆解析により推定した。MCMC法のアルゴリズムは、Metropolis-Hastings法^{15),16)}を用いた。各層の層厚の探索範囲は、0～50mから0～2000mの範囲で各層毎に適切な探索範囲となるよう試行錯誤的に設定した。100万回のサンプリングを実施し、初めの20万サンプルを破棄した残りのサンプルから、各層の層厚の平均値と標準偏差を推定した。

図3に各地点で推定された速度構造モデルとそれによるRayleigh波基本モード位相速度の理論分散曲

線を示す。理論Rayleigh波基本モードの分散曲線の計算には、プログラムパッケージDisper80¹⁷⁾を使用した。各地点とも、推定されたS波速度構造に基づく理論分散曲線は観測位相速度の分散性の特徴をよく説明している。ただし、今回の微動アレイ観測のアレイ半径は比較的大きいものとしていたため、表層のS波速度構造を十分に拘束するためには、より小さなアレイ半径による追加観測を実施し、高周波数の位相速度を推定する必要がある。

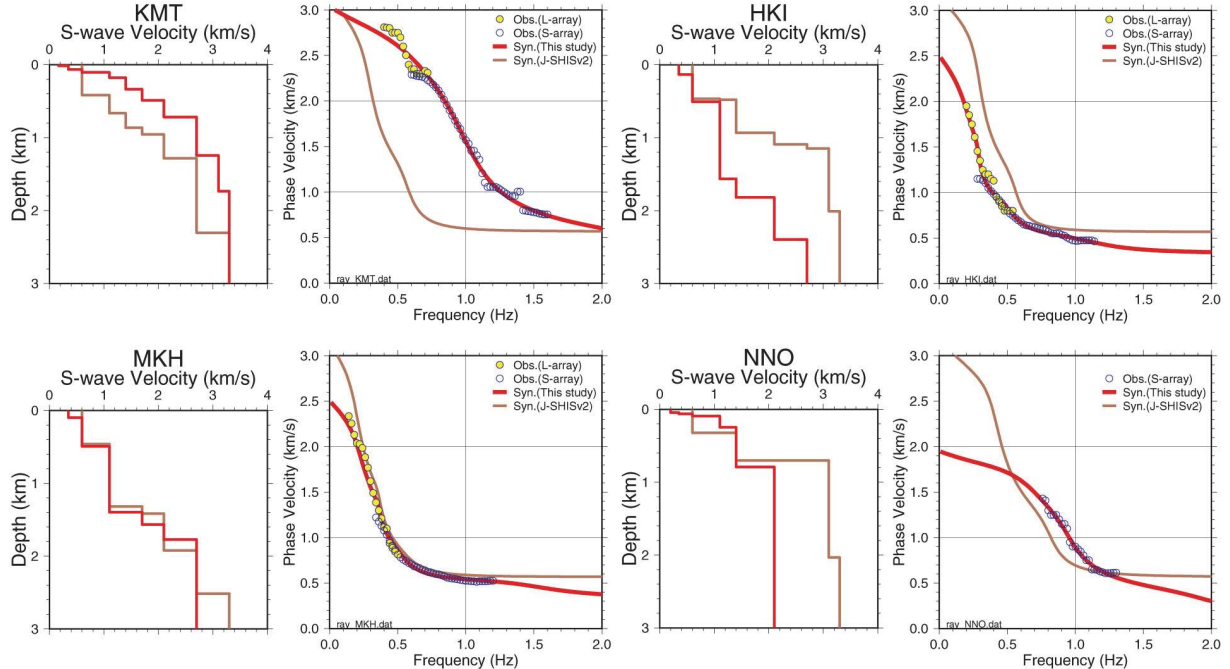


図3 本研究により推定されたS波速度構造（赤）及びJ-SHISモデル（茶）によるRayleigh波基本モードの理論位相速度とSPAC法により推定された位相速度の比較

3. 単点微動観測

3.1 単点微動観測によるH/Vスペクトル比の推定

微動アレイ観測で微動を観測した地点に加え、加賀平野南部及び邑知潟平野の各14地点で三成分の単点微動観測を実施した。地震計及び収録装置は微動アレイ観測と同一の機材を使用した。加賀平野南部においては、野々市市から小松市にかけて海岸線にほぼ平行な長さ約18kmの測線（金沢－小松測線）を設定するとともに、それに直交する2本の測線を設定した。1つは、白山市美川から能美郡川北町を経て白山市鶴来に至る、手取川扇状地をほぼ北西－南東に縦断する測線（美川－鶴来測線）とした。もう1つは、小松アレイの測定点を中心に小松市内を横断する測線とした。邑知潟平野においては、七尾市から鹿島郡中能登町を経て羽咋市に至る約20kmの七尾－羽咋測線、及び羽咋市付近で同測線に直交する短測線を設定した。

各地点で得られた観測微動波形について、通過交通等のノイズの影響を受けていない81.92秒間の解析区間を8区間以上抽出し、各解析区間の各成分の微動波形のフーリエスペクトルを計算した。水平動（ U_{NS} 及び U_{EW} ）と上下動 U_{UD} のスペクトル比（H/Vスペクトル比）を

$$H/V(f) = (U_{NS}^2(f) + U_{EW}^2(f))^{1/2} / U_{UD}(f) \quad (1)$$

により計算した。個々のスペクトルはKonno and Ohmachi (1998)の方法¹⁸⁾で平滑化を行った。各区間のH/Vスペクトル比をスタックすることにより、平均H/Vスペクトル比を得た。加賀平野南部の金沢－小松測線に沿って観測されたH/Vスペクトル比の例を図4上段に、美川－鶴来測線及び小松横断測線でのH/Vス

ペクトル比の例を図4下段に示す。また、邑知潟平野の七尾一羽咋測線におけるH/Vスペクトル比の例を図5に示す。

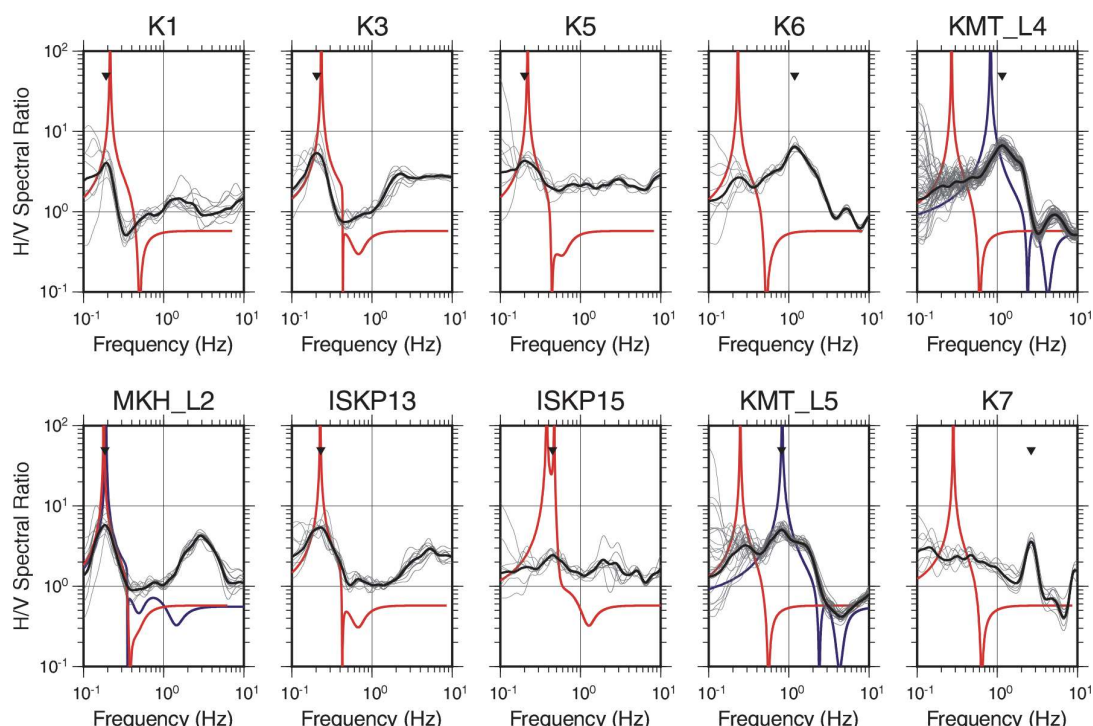


図4 加賀平野南部における微動H/Vスペクトル比の例（太実線：観測平均H/Vスペクトル比、細実線：各解析区間のH/Vスペクトル比、赤実線：J-SHISモデルによる理論Rayleigh波基本モード楕円率、青実線：微動アレイにより推定された速度構造モデルによる理論Rayleigh波基本モード楕円率、黒逆三角印：観測平均H/Vスペクトル比の卓越周波数）

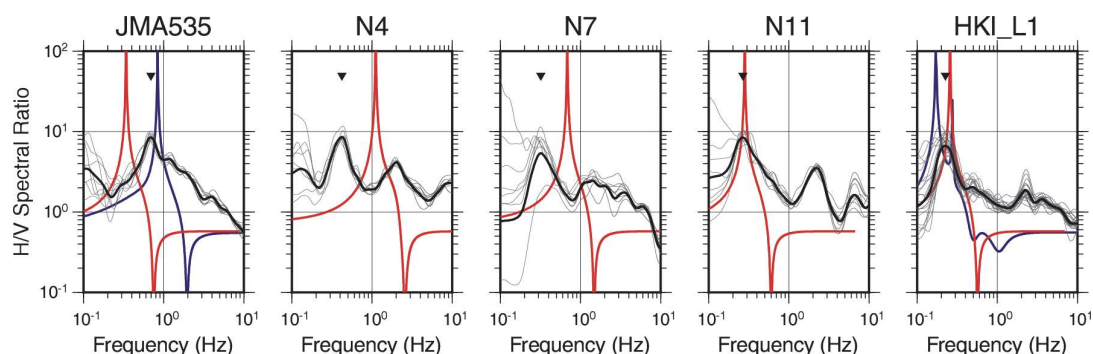


図5 邑知潟平野における微動H/Vスペクトル比の例（太実線：観測平均H/Vスペクトル比、細実線：各解析区間のH/Vスペクトル比、赤実線：J-SHISモデルによる理論Rayleigh波基本モード楕円率、青実線：微動アレイにより推定された速度構造モデルによる理論Rayleigh波基本モード楕円率、黒逆三角印：観測平均H/Vスペクトル比の卓越周波数）

3.2 微動H/Vスペクトル比の空間変化の特徴

得られたH/Vスペクトル比の卓越周期（卓越周波数の逆数）を読み取り、その空間変化を把握するため図6の地図上にカラースケールでプロットした。読み取った卓越周波数を図4及び図5中にも黒逆三角印で示している。微動アレイの空間的な広がりとの参照として、各地点における最大アレイ半径を構成する

アレイの中心点及び三角形の頂点の位置を図中に示している。図6の左図に、加賀平野南部におけるH/Vスペクトル比の卓越周期を示している。能美市付近を境にH/Vスペクトル比の卓越周期が急激に変化していることがわかる。北東側の野々市市から川北町にかけては約4～5秒の卓越周期を持つのに対し、能美市南部から小松市周辺では卓越周期が1秒前後となる。図4上段に示された金沢－小松測線に沿ったH/Vスペクトル比の例からも能美市以北と以南での卓越周期の違いは明瞭である。

地質学的資料の解釈に基づき、加賀平野の形成過程について議論されている既往研究^{19),20)}によれば、手取川以北は加賀平野と山地の境界に位置する森本・富樫断層帯の活動によって、平野側が沈降したために、第四系の堆積岩（大桑層、卯辰山層）や堆積物、扇状地礫層などが厚く堆積しているのに対し、手取川以南の小松市周辺地域においては、そのような大規模な沈降運動が生じなかったため、更新世の地層が相対的に薄く、背後の加賀山地を構成する新第三系下部中新統の流紋岩質火砕岩の上面が平野下においても浅い深度に存在すると考えられている。本研究で明らかとなったH/Vスペクトル比の卓越周期の変化はこのことと調和的である。また、工学的基盤より浅い表層の地質構造については、野々市市（K1地点付近）から能美市寺井町周辺（K5地点付近）にかけては、手取川扇状地に伴う扇状地堆積物が地表に分布している^{20),21)}。これに対し、能美市－小松市境付近から南西にかけては厚さ10～20 m程度の沖積層（砂、泥）が分布している^{20),21)}。小松市周辺で見られる周期1秒程度のピークは、前述の深い構造の空間変化とともに、この沖積層と工学的基盤との速度コントラストとも関係していると考えられる。ただし、K-NET小松（ISK011）の土質柱状図での沖積層相当層のS波速度は120～170 m/sであり、この層が厚さ20m程度で分布すると考えても、周期1秒付近のピークを沖積層の寄与のみで説明することは難しいため、前述の更新統の分布と併せて考える必要がある。

図6の右図は、邑知潟平野におけるH/Vスペクトル比の卓越周期の空間分布である。七尾湾周辺では卓越周期約1～2秒であるものが、邑知潟平野に沿って羽咋方面に向かうに従って、徐々に卓越周期が長くなっている。類似した堆積層が広く堆積しているとすれば、その堆積層厚が徐々に深くなっていくものと考えられる。HKI付近では卓越周期は約5秒となっている。

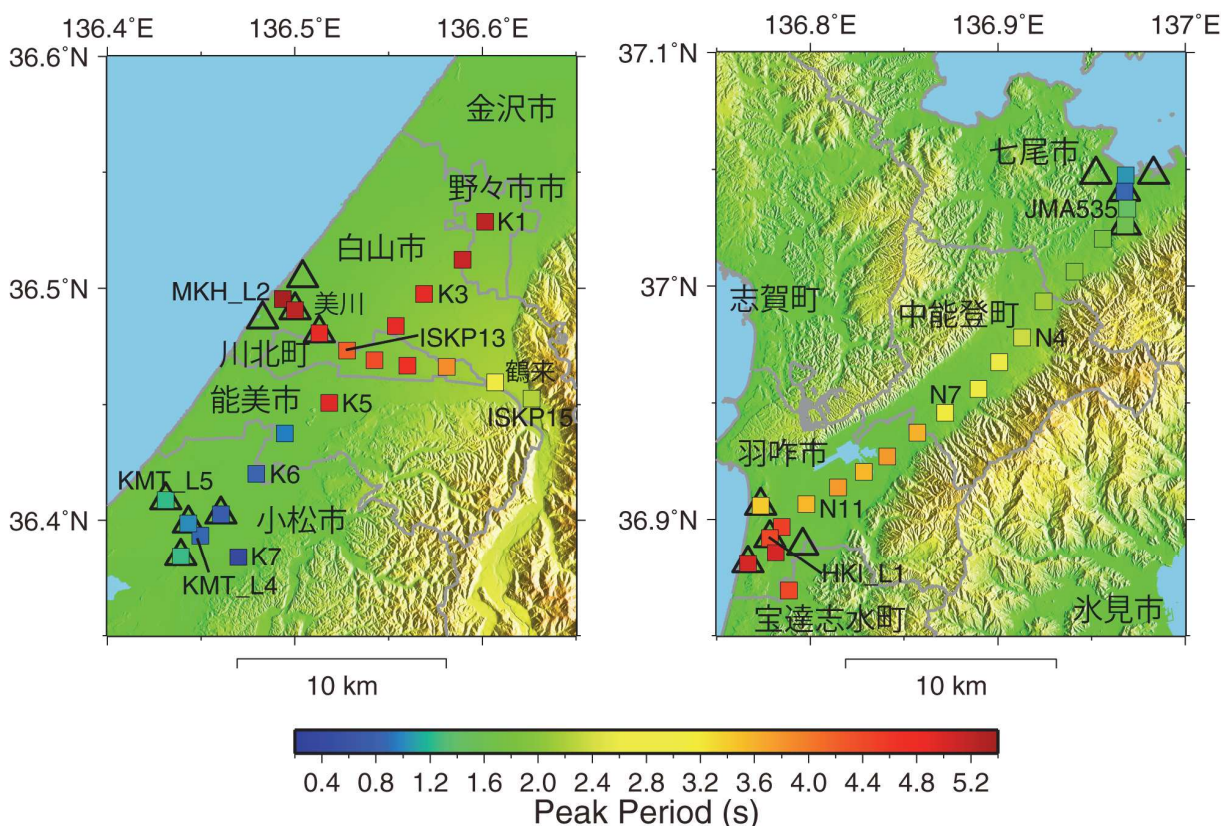


図6 加賀平野南部（左）および邑知潟平野（右）における単点微動H/Vスペクトル比の卓越周期（三角形は微動アレイ探索における最大アレイ半径をもつアレイを構成する中心点及び三角形の頂点の位置）

4. 既往の深部地盤速度構造モデルの検証

微動アレイ観測及び単点微動観測により得られた観測データをもとに、その地点での地盤速度構造モデルの推定や既存の三次元地盤速度構造モデルの改良を進めていくことが必要である。まず、速度構造モデル改良の方向性に関する知見を得るため、既往の三次元地盤速度構造モデルの説明力を検証することで、問題点等の把握を行った。この地域を含む地盤速度構造モデルとしては、森本・富樫断層帯の強震動予測を目的として作成された金沢平野の三次元地盤速度構造モデル⁶⁾のほか、全国的な地盤速度構造モデルとしては、J-SHISの全国深部地盤構造モデル^{1),2)}や長周期地震動予測地図作成のための全国1次地下構造モデル³⁾が挙げられる。ここでは、既存の三次元地盤速度構造モデルとして、J-SHISの全国深部地盤構造モデルV2²⁾（以下、J-SHISモデル）をもとにした検討結果を示す。

J-SHISモデルからアレイ中心点直下の一次元速度構造を抽出することにより得られたRayleigh波基本モード位相速度の分散曲線を図3に示す。加賀平野南部に関しては、MKHでは観測と理論分散曲線は相互に近い結果が得られているが、KMTでの理論分散曲線はここで見ているすべての周波数において、観測よりもかなり遅い。このため、MKHにおいては微動アレイ観測から推定されたS波速度構造はJ-SHISモデルとほぼ同じであるのに対して、KMTで推定されたS波速度構造の堆積層厚はJ-SHISモデルの半分程度である。邑知潟平野のHKI、NNOにおいてもKMTほどではないものの、観測と理論での位相速度の違いが見られ、推定されたS波速度構造とJ-SHISモデルの違いとして現れていると考えられる。

次に、図7は加賀平野南部での金沢―小松測線、美川―鶴来測線において、観測H/Vスペクトル比の卓越周期とJ-SHISモデルの理論Rayleigh波楕円率（R/V）のピーク周期を比較したものである。あわせて、測線に沿ったS波速度構造も示している。深度断面を示している速度構造は微動を測定した各観測点を繋ぐことによって与えられた測線に沿った構造である。いくつかの観測点において、観測H/Vスペクトルと理論Rayleigh波楕円率の比較を図4に例として示している。美川―鶴来測線の全域及び金沢―小松測線の北東部においては、H/Vスペクトルと理論Rayleigh波楕円率の卓越周期は近い値が得られている。しかし、観測H/Vスペクトルの卓越周期では、前述の通り、北東部で長く、南西部で短いという空間的な違いが得られているが、モデルによる卓越周期は小松市付近においても金沢市から白山市にかけての領域と同様、約4秒前後の長周期側に寄った値となっている。

既往研究において金沢市内を中心に稠密に実施された微動アレイ探索の成果が、既存の三次元地盤速度構造モデル作成に反映されているため、その延長である白山市や川北町にかけての平野部においても、金沢市内と似たような構造が続いており、比較的信頼性の高い速度構造モデルがすでに得られていると考えられる。しかしながら、H/Vスペクトル比の卓越周期やKMTにおける位相速度の不一致から、小松市周辺においては、基盤深度を浅くし、堆積層厚を薄くするような修正を含め、速度構造モデルの見直しが必要であることがわかった。

図8は邑知潟平野での七尾―羽咋測線において、観測H/Vスペクトル比の卓越周期とJ-SHISモデルの理論Rayleigh波楕円率（R/V）のピーク周期を比較したものである。図7と同様に、測線に沿ったS波速度構造も示している。図5には、例示したいくつかの観測点において、理論Rayleigh波楕円率をプロットしている。測線の南西部（羽咋市付近）においては、J-SHISモデルによる理論Rayleigh波の楕円率は観測H/Vスペクトル比の卓越周期などの特徴をよく再現している。しかし、測線中央付近の基盤深度がやや浅く盛り上がっている場所（中能登町付近）においては、モデルによる卓越周期が観測に比べ短い。北東から南西に向かって堆積層が厚くなる全体的な特徴は、J-SHISモデルでも再現されているが、観測H/Vスペクトル比の特徴を再現するには、深度変化がもう少し連続的かつなだらかなようになるよう、邑知潟平野においても基盤深度及び堆積層の速度構造モデルの修正が必要であることが示唆される。

また、図4及び図5では、微動アレイのアレイ内に位置している地点について、微動アレイ観測から推定された速度構造モデル（図3）を用いて計算された理論Rayleigh波基本モードの楕円率も併せて示している。ただし、HKIアレイの中心点に位置するHKI_L1を除き、アレイの中心点での比較ではない。特に、小松市（KMT_L4、KMT_L5）や七尾市（JMA535）において、既存のJ-SHISモデルに比べH/Vスペクトルの再現性が大きく改善されたといえ、微動アレイ観測による速度構造モデル推定が有用であるといえる。

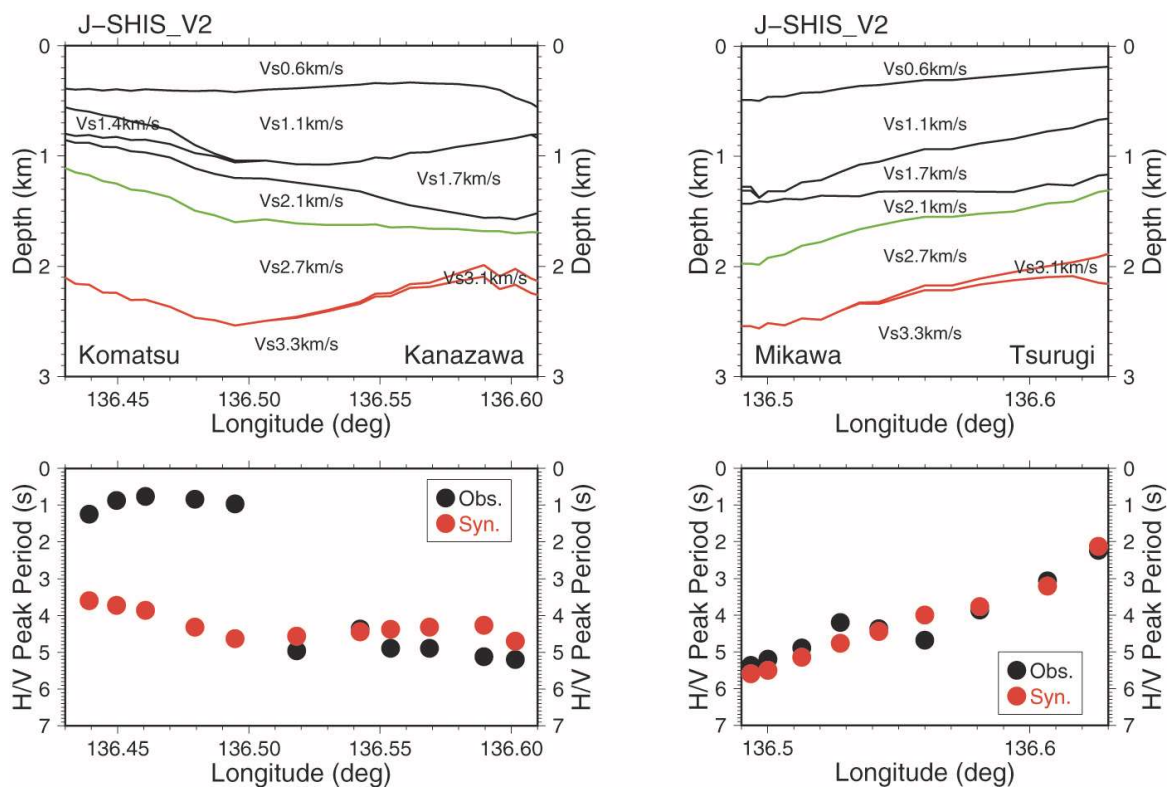


図7 加賀平野南部における観測H/Vスペクトル比（黒）とJ-SHISモデルによる理論Rayleigh波基本モード楕円率（赤）の卓越周期及び速度構造モデルの比較（左：金沢－小松測線、右：美川－鶴来測線）

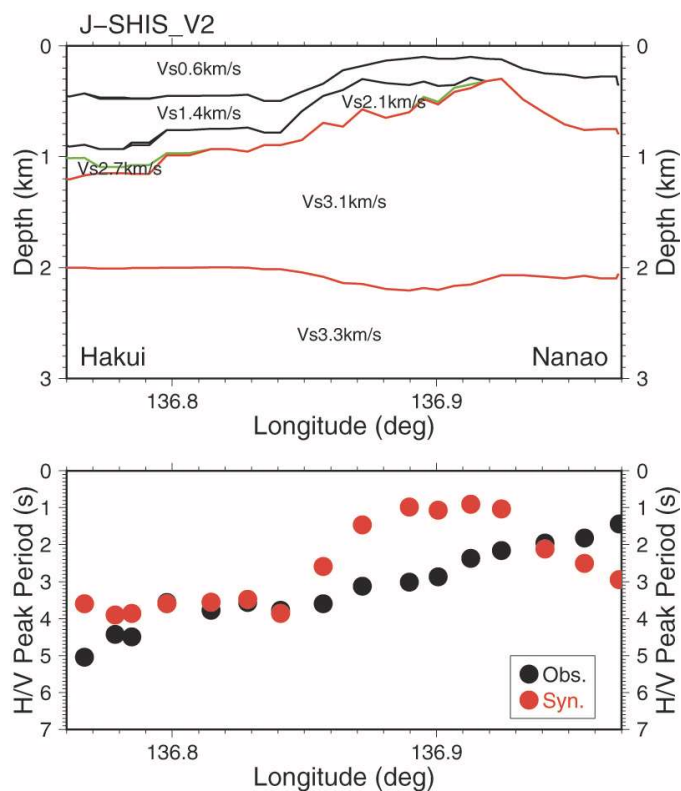


図8 邑知潟平野における観測H/Vスペクトル比（黒）とJ-SHISモデルによる理論Rayleigh波基本モード楕円率（赤）の卓越周期及び速度構造モデルの比較（七尾－羽咋測線）

5. まとめ

北陸地方における強震動予測のための三次元地盤速度構造モデルの改良を目的とし、地震基盤までのS波速度構造に関する既存調査データの不足している加賀平野南部（金沢市南部～小松市）及び邑知潟平野（七尾市～羽咋市）において、微動アレイ観測及び単点微動観測を実施した。微動アレイ観測によって得られた位相速度から、各アレイ観測地点のS波速度構造を推定したところ、白山市美川においては既存モデルと類似した結果が得られており、既往研究でモデル化されている金沢市周辺の速度構造がそのまま南へ延長していると考えられる。手取川扇状地以南の小松市周辺では、美川に比べて位相速度が速く、基盤深度が浅いことがわかった。加賀平野において、H/Vスペクトル比の卓越周期の空間変化を調べたところ、加賀平野北部の金沢から手取川扇状地にかけての地域では卓越周期が4~5秒であるのに対し、手取川扇状地以南の小松市周辺では約1秒程度であった。これらのことは新生代第四紀における森本・富樫断層帯の活動に係わる加賀平野の沈降運動が、手取川扇状地以北と以南で異なっているためと考えられる。J-SHISによる既存の深部地盤速度構造モデルと比較したところ、小松市周辺の構造に関して本研究の観測データを説明できるモデルとはなっておらず、速度構造モデル修正の必要性を確認した。邑知潟平野においては、七尾市から羽咋市に向かってなだらかに卓越周期が長周期化する特徴が見られたが、この特徴はJ-SHISモデルでは十分には再現されていない。各々の測線での単点微動観測によるH/Vスペクトル比の卓越周期の空間変化から示唆される堆積平野の地下構造に関する特徴は、微動アレイ観測によって得られたRayleigh波位相速度の分散曲線及び推定速度構造モデルの特徴とも整合的なものであった。今後、これらの情報を用いて、この地域の基盤深度や堆積層構造のモデルの改良を進めていく必要がある。

謝 辞

現地での微動観測は、一般財団法人地域地盤環境研究所、有限会社ジオアナリシス研究所、金沢大学理工学域環境デザイン学類地盤・地震工学分野建設防災工学研究室の皆様協力により行われた。国立研究開発法人防災科学技術研究所のJ-SHIS（<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>）によって公開されている深部地盤構造モデルデータを使用した。3名の匿名査読者による丁寧な査読意見により本稿は改善されました。本研究は文部科学省科学技術試験研究委託事業「日本海地震・津波調査プロジェクト」（代表機関：東京大学地震研究所）の一部として実施した。

参考文献

- 1) 藤原広行、河合伸一、青井真、森川信之、先名重樹、工藤暢章、大井昌弘、はお憲生、早川譲、遠山信彦、松山尚典、岩本鋼司、鈴木晴彦、劉瑛：強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討、防災科学技術研究所研究資料、No.337、2009年。
- 2) 藤原広行、河合伸一、青井真、森川信之、先名重樹、東宏樹、大井昌弘、はお憲生、長谷川信介、前田宜浩、岩城麻子、若松加寿江、井元政二郎、奥村俊彦、松山尚典、成田章：東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討、防災科学技術研究所研究資料、No.379、2012年、349pp。
- 3) Koketsu, K., H. Miyake, and H. Suzuki: Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1, Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering, Paper no. 1773.
- 4) 片川秀基、浜田昌明、吉田進、廉澤宏、三橋明、河野芳輝、衣笠善博：能登半島西方海域の新第三紀～第四紀地質構造形成、地学雑誌、Vol.114、No.5、2005年、pp.791-810。
- 5) 地震調査研究推進本部地震調査委員会編、日本の地震活動―被害地震から見た地域別の特徴―（第2版）、2009年、496pp。
- 6) 神野達夫、先名重樹、森川信之、成田章、藤原広行：金沢平野における3次元地下構造モデル、物理探査、Vol.56、No.5、2003年、pp.313-326。
- 7) 山中浩明、元木健太郎、山田伸之、福元俊一、山田悦子、瀬尾和大：2007年能登半島地震の余震観測と微動探査による輪島市門前町の地盤震動特性の評価、物理探査、Vol.61、No.5、2008年、pp.385-396。
- 8) 浅野公之、岩田知孝、岩城麻子、栗山雅之、鈴木亘：地震および微動観測による石川県鳳珠郡穴水町における地盤震動特性、地震第2輯、Vol. 62、No.2-3、2009年、pp.121-135。

- 9) 堀川晴央、杉山長志、馮少孔、徳丸哲義：新潟および奥能登地域における微動アレイ探査、平成21年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告、地質調査総合センター研究速報、No.54、2010年、pp.89-93.
- 10) 山中浩明、栗田勝美、瀬尾和大、小嶋啓介、佐藤浩章、宮腰研、赤澤隆士：微動アレイ観測による福井平野のS波速度構造の推定、地震第2輯、Vol.53、No.1、2000年、pp.37-43.
- 11) 安井譲、野口竜也：KiK-net 永平寺観測地点とK-NET 福井観測地点の地盤速度構造の検討、福井工業大学研究紀要、No.35、2005年、pp.177-182.
- 12) 安井譲、森本鉄郎、野口竜也：微動アレイ観測に基づく福井平野の深部地盤速度構造の照査・検討、福井工業大学研究紀要、No.38、2008年、pp.199-206.
- 13) 安井譲、野口竜也、小嶋啓介、香川敬生、白崎貴也、橋本勇一、中谷英史、堀川晋壺：鯖江盆地の微動アレイ観測、福井工業大学研究紀要、No.41、2011年、pp.208-214.
- 14) Aki, K.: Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol.35, No.3, 1957, pp.415-456.
- 15) Metropolis, N., A.W. Rosenbluth, M.N. Rosenbluth, and A.H. Teller: Equation of State Calculations by Fast Computing Machines, Journal of Chemical Physics, Vol.21, No.6, 1953, pp.1087-1092.
- 16) Hastings, W.K.: Monte Carlo Sampling methods using Markov chains and their applications, Biometrika, Vol.57, No.1, 1970, pp.97-109.
- 17) Saito, M.: DISPERS80: A subroutine package for the calculation of seismic normal-mode solutions, in D.J. Doornbos ed., Seismological Algorithms, Academic Press, 1988, pp. 293-319.
- 18) Konno, K. and T. Ohmachi: Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.88, No.1, 1998, pp. 228-241.
- 19) 鮎野義夫、三浦静、藤井昭二：北陸地方の海岸平野の形成過程、地質学論集、No.7、1972年、pp.91-100.
- 20) 鮎野義夫：加賀平野、アーバンクボタ、No.31、1992年、pp.48-55.
- 21) 鹿野和彦、原山智、山本博文、竹内誠、宇都浩三、駒澤正夫、広島俊男、須藤定久、20万分の1地質図幅「金沢」、通商産業省工業技術院地質調査所、1999年.

(受理：2015年3月31日)

(掲載決定：2015年10月9日)

Study on Underground Velocity Structure Model in the Kaga Plain And the Ochigata Plain Using Microtremor Observations

ASANO Kimiyuki ¹⁾, IWATA Tomotaka ²⁾, MIYAKOSHI Ken ³⁾
and OHORI Michihiro⁴⁾

1) Member, Assistant Professor, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Dr. Sci.

2) Professor, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Dr. Sci.

3) Chief Researcher, Geo-Research Institute, Dr. Sci.

4) Member, Associate Professor, Research Institute of Nuclear Engineering, University of Fukui, Dr. Eng.

ABSTRACT

Microtremor array observations and single-station microtremor observations are conducted in the Kaga plain and

the Ochigata plain, Ishikawa prefecture, Japan, to improve the three-dimensional velocity structure model for strong motion prediction in this area. The lateral variation of the peak periods estimated from the H/V spectra and phase velocity estimated from the array observation are discussed in terms of three-dimensional structure of subsurface sediment layers and bedrock depth. The peak period is relatively short around Komatsu city in the southern part of the Kaga plain compared to the northern and central part of the Kaga plain, indicating the change in the bedrock depth or thickness of sediment layers, which is not well considered in the present velocity structure models. In the Ochigata plain, our observations indicate the need for improving the present model to explain that the thickness of sediment layers gradually increases along the observation line from northeast to southwest.

Keywords: Kaga Plain, Ochigata Plain, Microtremor Observation, Velocity Structure Model