

3. 3. 2 強震動予測

目 次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 8か年の年次実施計画
 - 1) 平成25年度
 - 2) 平成26年度
 - 3) 平成27年度
 - 4) 平成28年度
 - 5) 平成29年度
 - 6) 平成30年度
 - 7) 平成31年度
 - 8) 平成32年度
- (e) 平成25年度業務目的

(2) 平成25年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の実施方法
- (c) 業務の成果
 - 1) 微動アレイ探査及び単点微動観測
 - a) 調査の概要
 - b) 微動アレイ観測
 - c) 微動アレイ解析によるS波速度構造の推定
 - d) 金沢平野及び邑知潟平野における単点微動観測
 - 2) 地震波形記録の収集
 - 3) 地震波形記録を用いた既存地下速度構造モデルの検証
 - 4) 強震動予測のための震源モデルの検討
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献
- (f) 成果の論文発表・口頭発表等
- (g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

(3) 平成26年度業務計画案

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

3.2 強震動予測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
京都大学防災研究所	教授	岩田 知孝
	准教授	関口 春子
	助教	浅野 公之
鳥取大学大学院工学研究科	教授	香川 敬生
	助教	野口 竜也
福井大学附属国際原子力工学研究所	准教授	大堀 道広
東京工業大学大学院総合理工学研究科	教授	山中 浩明
	助教	地元 孝輔
東京大学地震研究所	助教	三宅 弘恵
独立行政法人防災科学技術研究所	領域長	藤原 広行
社会防災システム研究領域		
独立行政法人防災科学技術研究所	主任研究員	森川 信之
社会防災システム研究領域災害リスク研究ユニット		
独立行政法人産業技術総合研究所	主任研究員	堀川 晴央
活断層・地震研究センター		

(c) 業務の目的

サブテーマ（２）で構築された沿岸地域の断層形状モデルにもとづいて、強震動予測のための震源断層モデルに必要なパラメータを検討し、震源モデルの特性化を行う。従来の速度構造モデルや必要な微動観測などを行い、対象地域の地下速度構造モデルの高度化を進める。これらの情報を組み合わせて、対象断層帯が活動した場合の強震動予測を行い、地震動分布の特徴を調べる。

(d) 8か年の年次実施計画

1) 平成25年度：

近年発生している内陸被害地震の震源モデルを収集し、強震動生成の観点に立った震源モデル特性化を行う。地下速度構造モデルの集約情報に基づいて、探査が必要な地域（北陸地方等）において微動アレイ探査、単点微動調査等を行う。対象地域における地震波形記録の収集を行う。

2) 平成26年度：

近年発生している内陸被害地震の震源モデルを収集し、強震動生成の観点に立った震源

モデル特性化を継続する。地下速度構造モデルの集約情報に基づいて、探査が必要な地域（富山等の北陸地方）において微動アレイ探査、単点微動調査等を行う。対象地域における地震波形記録の収集を継続する。

3) 平成 27 年度：

探査が必要な地域において微動アレイ探査、単点微動調査を継続する。対象地域における地震波形記録の収集を継続する。前年度まで検討した特性化震源モデルのプロトタイプを提案する。プロトタイプ特性化震源モデルに基づいて、対象地域の被害地震の地震動の再現を試み、妥当性の検証と問題点を抽出する。本調査研究サブテーマ 2 等で得られた震源断層モデルにプロトタイプ特性化震源モデル、及び更新された地下速度構造モデルを用いて、北陸地方における強震動予測を実施する。

4) 平成 28 年度：

対象地域の地震記録の収集、地震記録や微動記録等を用いた地下構造モデルの検証、改良を継続する。プロトタイプ特性化震源モデルに基づく被害地震の地震動の再現による強震動評価を継続し、妥当性の検証を継続する。

5) 平成 29 年度：

対象地域の地震記録の収集、地震記録や微動記録等を用いた地下構造モデルの検証、改良を継続する。プロトタイプ特性化震源モデルの妥当性の検証に基づき、震源モデルの改良を行う。本調査研究サブテーマ 2 等で得られた震源断層モデルにプロトタイプ特性化震源モデル、及び更新された地下速度構造モデルを用いて、山陰地方等における強震動予測を実施する。

6) 平成 30 年度：

対象地域の地震記録の収集、地震記録や微動記録等を用いた地下構造モデルの検証、改良を継続する。前年度までの検討を踏まえて特性化震源モデルの改訂版を提案する。必要に応じて、前年度までの強震動予測結果を再検討する。

7) 平成 31 年度：

対象地域の地震記録の収集、地震記録や微動記録等を用いた地下構造モデルの検証、改良を継続する。本調査研究サブテーマ 2 等で得られた震源断層モデルにプロトタイプ特性化震源モデル、及び更新された地下速度構造モデルを用いて、北海道、東北北部等の日本海側における強震動予測を実施する。

8) 平成 32 年度：

地下構造モデルを改訂する。本調査研究サブテーマ 2 等で得られた震源断層モデルに、強震動予測のための改訂特性化震源モデル、及び更新された地下速度構造モデルを整理して提案する。

(e) 平成25年度業務目的

強震動予測の高度化には、強震動予測のための震源モデル及び地下構造モデルの高度化が必要である。地震本部の活動により、強震動予測レシピと全国の地下構造モデルが整備され、地震動予測地図作成をはじめとする強震動予測に活用されてきた。地下構造モデルは一般には地球物理学的探査を踏まえた情報によって構築されているが、既往情報の多寡によってそのモデルの性能が決まる。また強震動予測手法は、実地震データに基づいて検証を行って、方法の妥当性を確認し、更新していく必要がある。今年度は、地下構造モデルに対しては、北陸地方を対象として、既存集約情報に基づいて、探査が必要な地域において微動アレイ探査、単点微動調査等を行う。また、地下構造モデルの妥当性検証に不可欠な、対象地域における地震波形記録の収集を行う。強震動予測のための震源モデルに関しては、既往不均質震源モデルの集約に基づいて、特性化震源モデルの高度化のための準備をすすめる。

(2) 平成25年度の成果

(a) 業務の要約

文献調査に基づき、地震基盤までの堆積層の速度構造情報が不足している金沢平野南部及び邑知潟平野を25年度の現地調査対象領域として設定し、微動アレイ観測（4地点）及び単点微動観測（28地点）を実施した。微動アレイ観測により得られた上下動微動波形記録にSPAC法を適用して位相速度を求め、Rayleigh波基本モードの分散曲線をフィッティングすることによりS波速度構造を推定した。また、単点微動観測によるH/Vスペクトル比の卓越周波数の空間変化から、地震基盤深度の空間分布に関する情報を得た。石川県及び福井県内に位置する強震・震度観測点の地震波形記録を収集した。収集した地震波形記録を解析して得られたR/Vスペクトル比をJ-SHIS深部地盤構造モデルから計算された理論R/Vスペクトル比と比較し、地下構造モデルの検証並びに改良の必要な箇所の洗い出しを行った。近年発生した内陸被害地震の震源モデルを収集し、強震動生成の観点に立った震源モデル特性化について検討を開始した。

(b) 業務の成果

1) 微動アレイ探査及び単点微動観測

a) 調査の概要

強震動予測を実施するためには、適切な震源モデルに加え、地表から地震基盤までの堆積層の詳細なS波速度構造モデルが不可欠である。北陸地方における堆積層までの速度構造情報を拡充するため、既往の探査の空白域において、新たに微動アレイ探査及び単点微動観測を実施した。

まず、微動アレイ探査の調査地点の選定のために、石川県及び福井県における地震観測や微動観測に基づく地下構造調査に関する文献調査を実施した。このうち、微動アレイ探査によって地表から地震基盤までのS波速度構造が推定されている文献¹⁾⁻⁸⁾を表1に示す。文献調査の結果、福井平野、敦賀平野及び金沢平野北部においては既往研究によって多数

の微動アレイ探査がなされているが、金沢平野南部及び邑知潟平野においては、地震基盤までのS波速度構造に関する情報が得られていないことが把握された。

このため、本年度は、金沢平野南部の2地点（小松市、白山市美川浜町）及び邑知潟平野の2地点（羽咋市、七尾市）において、微動アレイ探査を実施し、S波速度構造を推定した。また、これら微動アレイ探査の地点を中心にいくつかの測線を設定し、測線上で単点微動観測を実施し、基盤深度の空間変化に関する情報を得た。

表1 微動アレイ探査による地下構造調査に関する既往文献

調査地域	文献	調査地点数	調査地点
福井平野及び加越台地	山中・他(2000) ¹⁾	5地点	福井市（福井） 坂井市（春江、丸岡、坂井、三国）
福井平野	安井・野口(2005) ²⁾	2地点	永平寺町（KiK-net 永平寺） 福井市（K-NET 福井）
福井平野	安井・他(2008) ³⁾	6地点	福井市（板垣、菅谷、山室） 坂井市（春江、東荒井、丸岡）
鯖江盆地	安井・他(2011) ⁴⁾	5地点	鯖江市（東陽中学校、中河小学校、東公園、南グラウンド、豊小学校）
敦賀平野	小嶋・他(2008) ⁵⁾	11地点	敦賀市（松原、敦賀病院、敦賀南小、きらめきスタジアム、東洋町、中郷、日本原子力研究開発機構、呉羽町、総合運動公園、栗野中学校、和久野）
金沢平野	神野・他(2003) ⁶⁾	10地点	金沢市（A3、B1、B2、B3、C1、C2、X1地点） かほく市（X2地点） 白山市（A1地点） 野々市市（A2地点）
奥能登地域	山中・他(2008) ⁷⁾	1地点	輪島市門前町
奥能登地域	堀川・他(2010) ⁸⁾	2地点	輪島市中心部、輪島市町野地区

b) 微動アレイ観測

金沢平野南部の2地点（KMT：小松、MKH：美川浜）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、美川浜は石川県震度計観測点の周辺でアレイを構成した。各地点では、最大アレイ半径 $R_{\max}=400\text{ m}$ （以下、Sアレイ）、 $R_{\max}=1600\text{ m}$ （以下、Lアレイ）の異なる2回のアレイ観測を実施した。それぞれの観測では、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（図2～5）。2組の正三角形の外接円の半径の比は2：1である。現地での観測は2013

年 12 月 16～19 日の昼間に実施した。表 2 に各アレイ観測の諸元をまとめている。

アレイを構成する各点には、固有周期 5 秒の 3 成分速度型地震計 LE-3D/5s (Lennartz-Electronic 製) を設置し、データ収録装置 LS-8800 (A/D 変換 24bit、白山工業製) により微動波形を収録した。時刻較正は収録装置毎に GPS 時計により行った。サンプリング周波数は L アレイ、S アレイともに 100Hz とした。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。

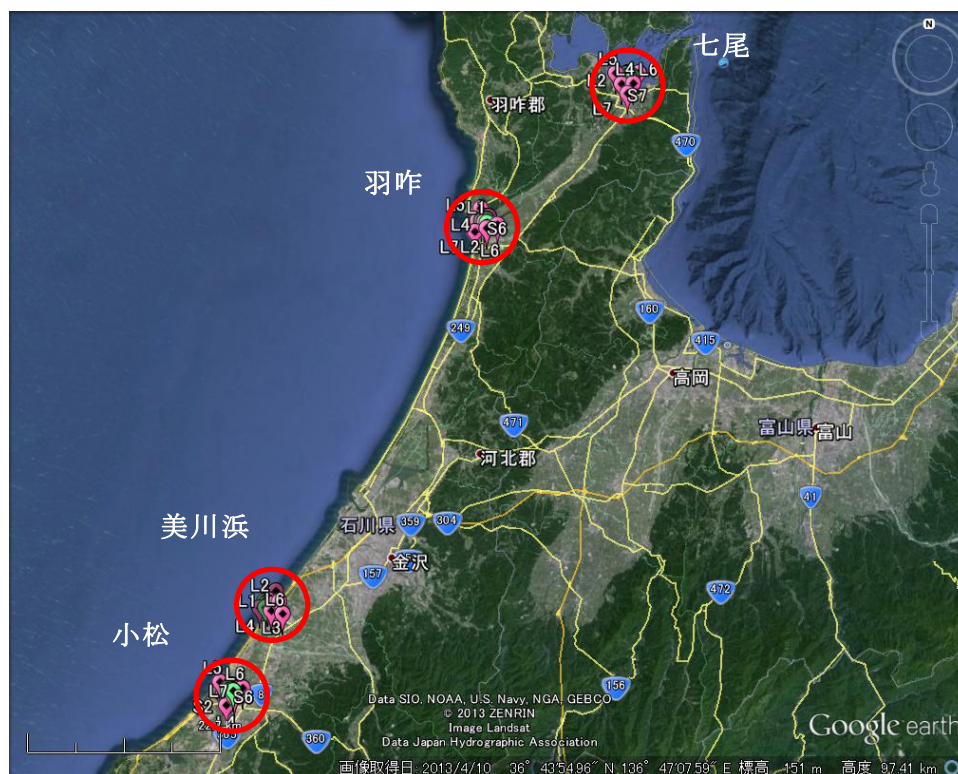


図 1 微動アレイ観測の実施地点（図中に赤丸で示した領域）

表 2 微動アレイ観測の諸元

	アレイ半径 (m)	中心点緯度 (度)	中心点経度 (度)	観測日	開始時刻	終了時刻
KMT-S	200, 400	36.39902	136.44376	2013/12/16	14:50	15:50
KMT-L	800, 1600	36.39862	136.44324	2013/12/16	11:00	13:00
MKH-S	200, 400	36.49061	136.49177	2013/12/17	14:10	15:30
MKH-L	800, 1600	36.49054	136.50002	2013/12/17	10:10	12:10
HKI-S	200, 400	36.89380	136.77949	2013/12/19	15:25	16:25
HKI-L	800, 1600	36.89201	136.77838	2013/12/18	10:05	12:05
NNO-S	200, 400	37.04374	136.96891	2013/12/19	12:05	13:05
NNO-L	800, 1600	37.04040	136.96759	2013/12/19	9:00	11:00



図2 小松アレイの観測地点（左：Sアレイ、右：Lアレイ）

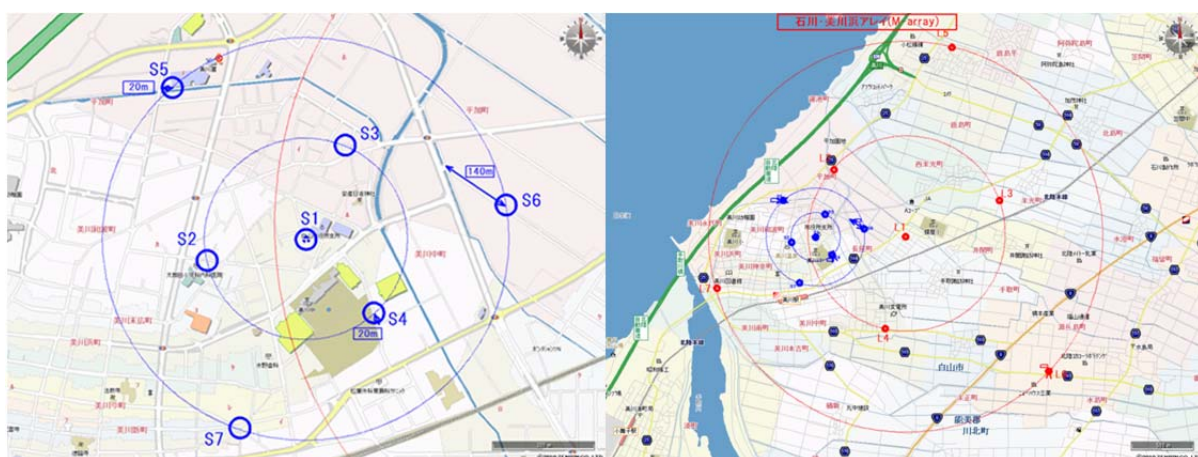


図3 美川浜アレイの観測地点（左：Sアレイ、右：Lアレイ）

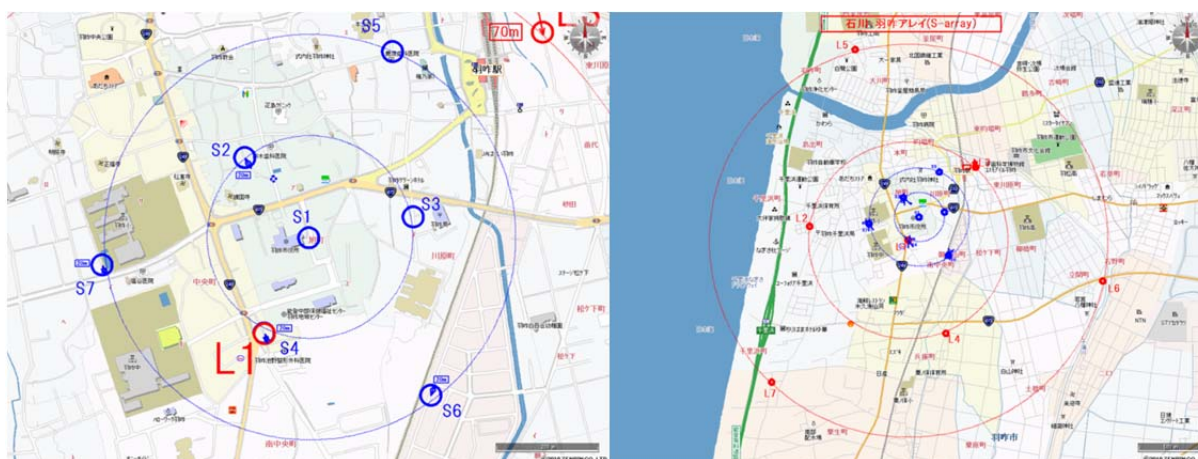


図4 羽咋アレイの観測地点（左：Sアレイ、右：Lアレイ）

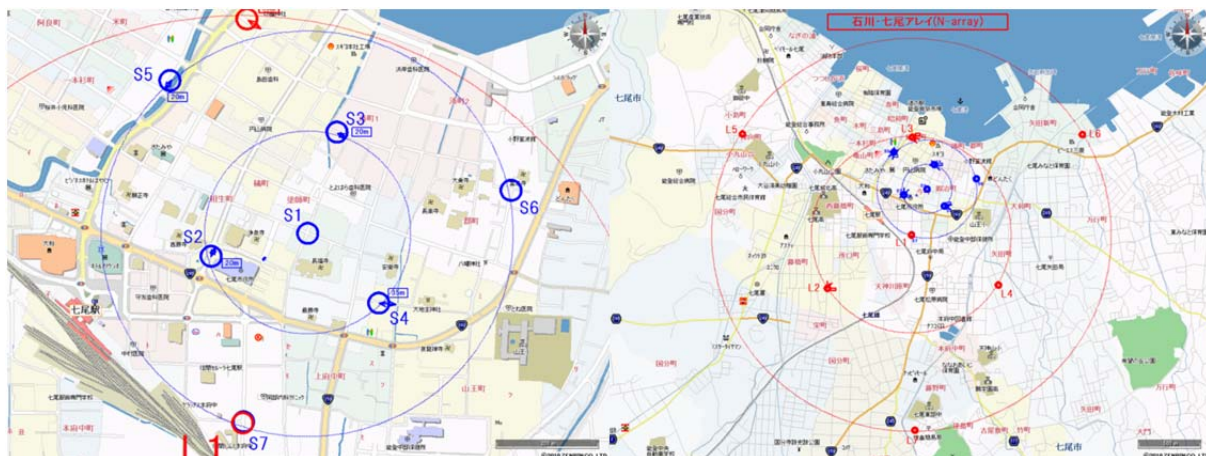


図5 七尾アレイの観測地点（左：Sアレイ、右：Lアレイ）

c) 微動アレイ解析によるS波速度構造の推定

i) Rayleigh 波位相速度の推定

アレイ直下の地下構造の情報を含む表面波の分散性（位相速度一周期の関係）を検出する。本業務では、空間自己相関法（以下、SPAC法；Aki, 1957）⁹⁾を用いた。SPAC法では基本的には円形アレイを展開し、中心点と半径 r の円周上に等間隔に設置した各観測点（今回の観測では正三角形の3つの頂点）の相関係数を方位平均した空間自己相関係数を求める。このとき、微動が定常確率過程であるという仮定から、空間自己相関係数は

$$\rho(f, r) = J_0\left(\frac{2\pi f}{c(f)} r\right)$$

と表現される。左辺は観測量（ ρ ：空間自己相関係数）であり、得られた空間自己相関係数 $\rho(f, r)$ は0次のベッセル関数 J_0 となることを意味している。左辺の観測量を満たすベッセル関数の変数を見つければ、半径 r における周波数 f での位相速度 $c(f)$ が求まる。

微動アレイ観測ではサンプリング周波数100Hzで微動波形を収録したが、解析ではデータを50Hzデータにリサンプリングして解析を行った。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（Rayleigh波）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のスムージングの幅は0.14648Hzとした。図6に各観測点での平均パワースペクトルを示す。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が確かめられる。ただし、七尾アレイについては、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、むしろSアレイの高周波数側では類似している。七尾アレイについては、現実の地下構造の広がりに対して、アレイサイズが大きすぎて、一次元構造の波動場の仮定が十分には成り立たっていない可能性が考えられる。このため、七尾アレイの位相速度の解析においては、Sアレイによる結果のみを採用した。図7に各アレイで得られた観測位相速度を青丸印で示す。

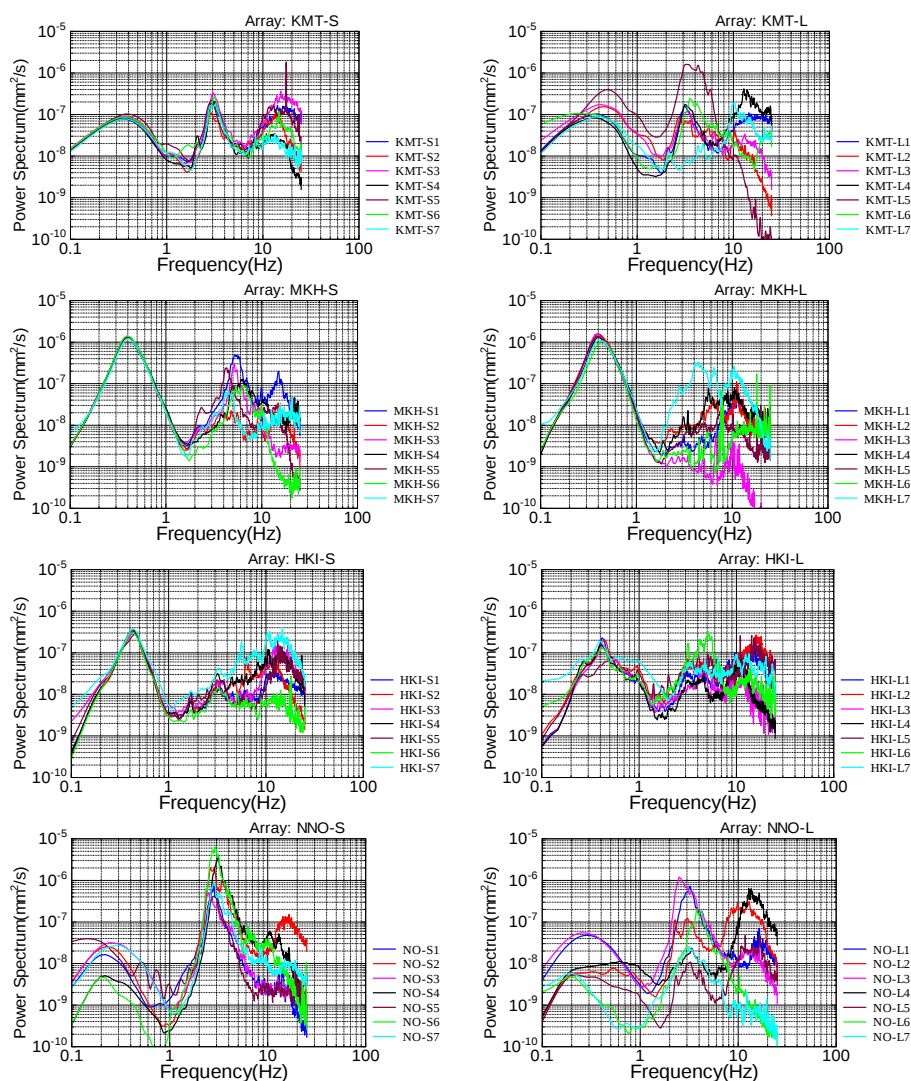


図6 各アレイで観測された微動のパワースペクトル

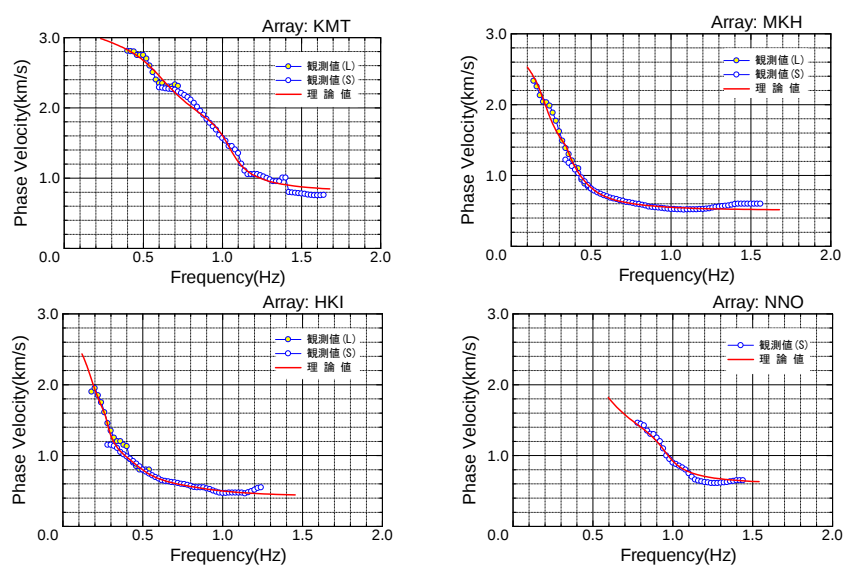


図7 観測位相速度（○印）と推定速度構造モデルによる理論Rayleigh波基本モードの分散曲線の比較

ii) S波速度構造モデルの推定

表面波位相速度の分散性を利用して、観測位相速度の分散性と一致するS波速度構造モデルを推定した。パラメータの推定においては、遺伝的アルゴリズム(Genetic Algorithm、以下GA)による速度構造のモデリング手法(長・他, 1999)¹⁰⁾を利用した。GAでは初期モデルとして層の数、各層の層厚の最大値・最小値、S波速度の最大値・最小値をあらかじめ与え、これらの範囲内で残差最小となる解を求めた。位相速度をフィッティングする対象周波数範囲は、データのS/N比、パワースペクトルやSPAC法で推定された位相速度を見て、観測点毎に適切な周波数範囲を設定した。

観測位相速度および神野・他(2003)の速度構造モデル⁶⁾を参照し、層数ができるだけ少ないモデルで観測位相速度が説明できるように試行錯誤を行い、4層+半無限構造モデルを採用した。ただし、七尾では前述の通りLアレイの周期1秒以上の長周期帯域の位相速度が利用できなかったため、3層+半無限構造モデルを仮定している。P波速度および密度はLudwig et al. (1970)による既存の統計資料¹¹⁾からS波速度の関数としている。小松、美川浜、羽咋、七尾において図8に一点鎖線で示すS波速度およびその層厚の探索範囲を設定し、速度構造モデルの推定を行った。その際、GAのパラメータとして、1世代当たりの個体数を10、世代数は5000世代とし、乱数の初期値を変えて10回試行し、残差が最小となった解を最適な速度構造モデルとした。

各地点で推定された速度構造モデルを図8に実線で示す。図7にそれぞれ観測位相速度とともに推定速度構造モデルによる理論Rayleigh波基本モードの位相速度分散曲線を重ねて示している。各観測点ともに推定地下構造モデルによるRayleigh波基本モードの位相速度分散曲線は観測位相速度とよく一致しており、観測位相速度をよく説明できる速度構造モデルが推定された。ただし、七尾に関しては、長周期側の位相速度情報が不足したため、推定S波速度構造モデルについて、次年度に追加観測の実施の必要性も含め再検討したい。

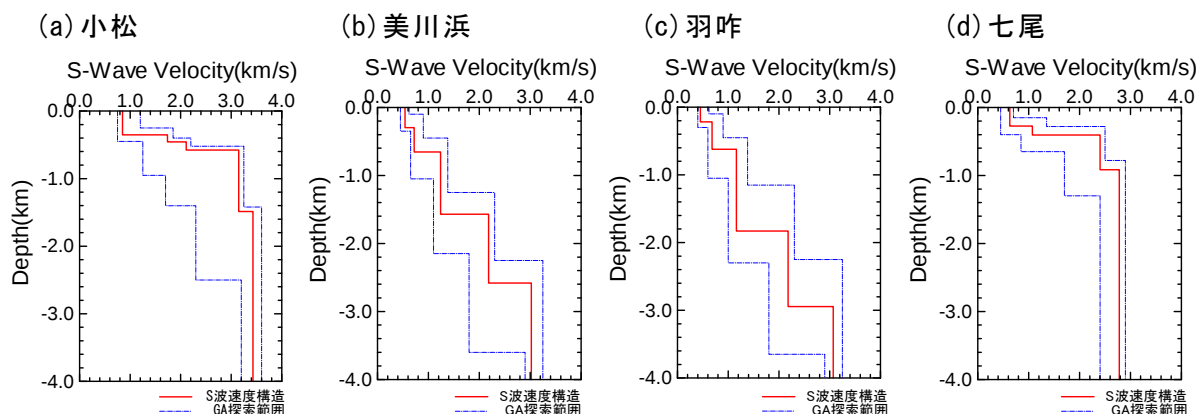


図8 微動アレイ探査により推定されたS波速度構造モデル

d) 金沢平野南部及び邑知潟平野における単点微動観測

微動アレイ探査によって地震基盤までの堆積層の S 波速度構造の情報が得られた 4 地点を基準とし、地震基盤深度に関する情報を水平方向に補完するため、単点微動観測を計 28 地点で実施し、その H/V スペクトル比の卓越周波数の空間分布を検討した。地震計及びデータ収録装置は微動アレイ観測と同一の観測システムを使用した。各観測点において、サンプリング周波数 100 Hz で、3 成分の微動を約 20 分収録した。現地での観測は 2013 年 12 月 14 日～24 日の昼間に実施した。

金沢平野南部においては、野々市市から小松市にかけての海岸線にほぼ平行な金沢－小松測線（測線長約 18km）を設定した。またそれに直交する 2 つの測線を設定した。一つは白山市美川浜町から白山市鶴来町にかけての美川浜－鶴来測線とし、もう一つは小松微動アレイを中心として小松市内を横断する小松横断測線とした。邑知潟平野においては七尾市と羽咋市を結ぶ測線長約 20 km の七尾－羽咋測線と羽咋アレイを中心として七尾－羽咋測線に直行する短い測線、羽咋－宝達志水測線を設定した。

各地点で得られた観測微動波形について、目視で交通ノイズ等を取り除き、比較的定常な微動波形が得られている 81.92 秒間の解析区間を 10 区間用いて、各成分のフーリエスペクトルを計算した。水平動と上下動のスペクトル比（以下、H/V スペクトル比）を

$$H/V = \frac{\sqrt{U_{NS}^2 + U_{EW}^2}}{U_{UD}}$$

により計算した。10 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。その際、新たに単点微動観測を行った観測点に加え、測線の延長上に存在する微動アレイの観測点の微動波形データも解析した。図 9 に単点微動観測による H/V スペクトル比の例を示す。

次に、得られた H/V スペクトル比の卓越周波数を読み取った。基盤形状の空間変化に関する情報を得るため、H/V スペクトル比の卓越周波数の空間変化を調べた。図 10 は各観測点の H/V スペクトル比から読み取った卓越周波数を地図上にプロットしたものであり、各観測点を表す四角の色が卓越周波数に対応する。ただし、一部の観測点において卓越周波数の特定が困難であったため、そのような観測点では白抜きでプロットしている。

金沢平野南部（図 10（左））に関しては、白山市と小松市の間に位置する能美市付近で卓越周波数が約 0.2Hz から 1Hz へと急激にシフトしており、堆積層の厚さが能美市－小松市では、金沢市－白山市に比べ浅くなっていることが示唆される。このことは、美川浜と小松での微動アレイにより求められた基盤深度の違い（図 8）とも調和的である。

邑知潟平野（図 10（右））に関しては、邑知潟平野の北東端である七尾市内での卓越周波数は約 0.6～1Hz であったのに対し、南西端の羽咋市内では 0.2Hz 前後であった。図 10(右)から、七尾市（北東）から羽咋市（南西）にかけて、卓越周波数が徐々に低くなっている様子がわかる。

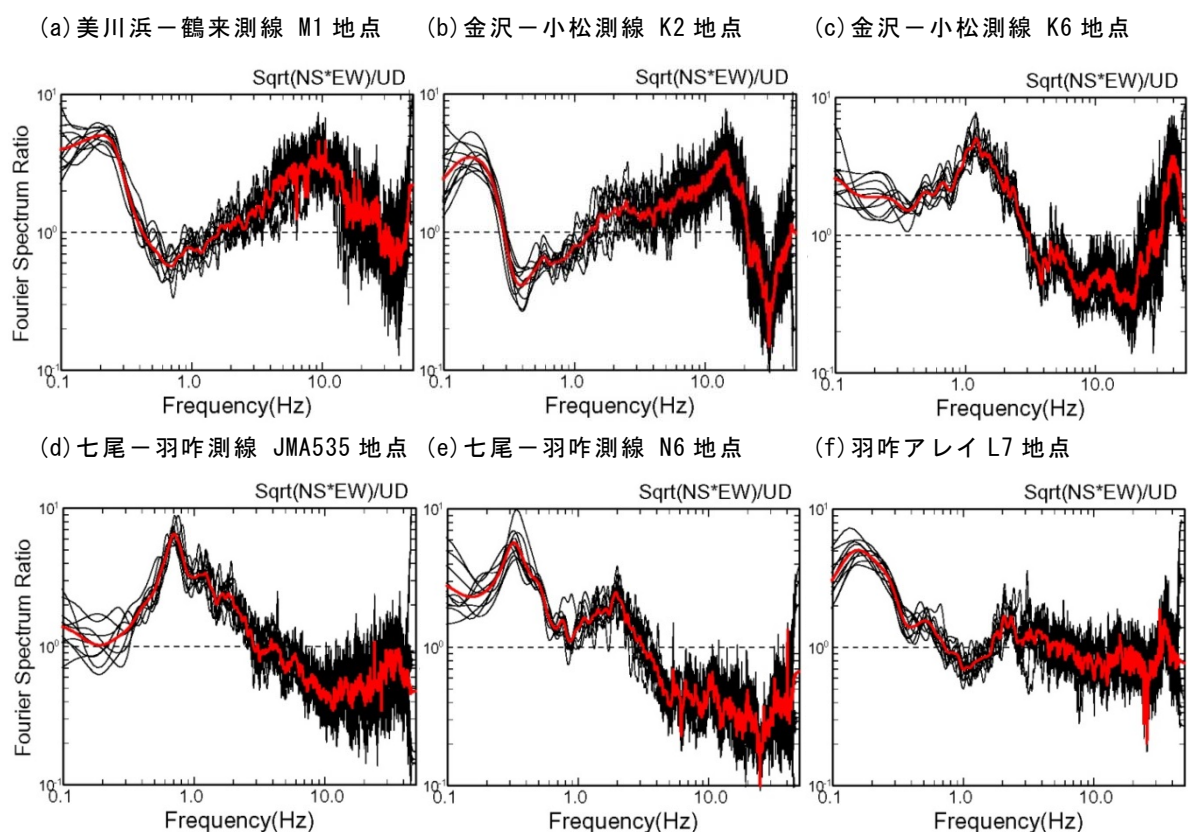


図9 単点微動観測による H/V スペクトル比の例 (赤: 平均, 黒: 各区間のスペクトル比)

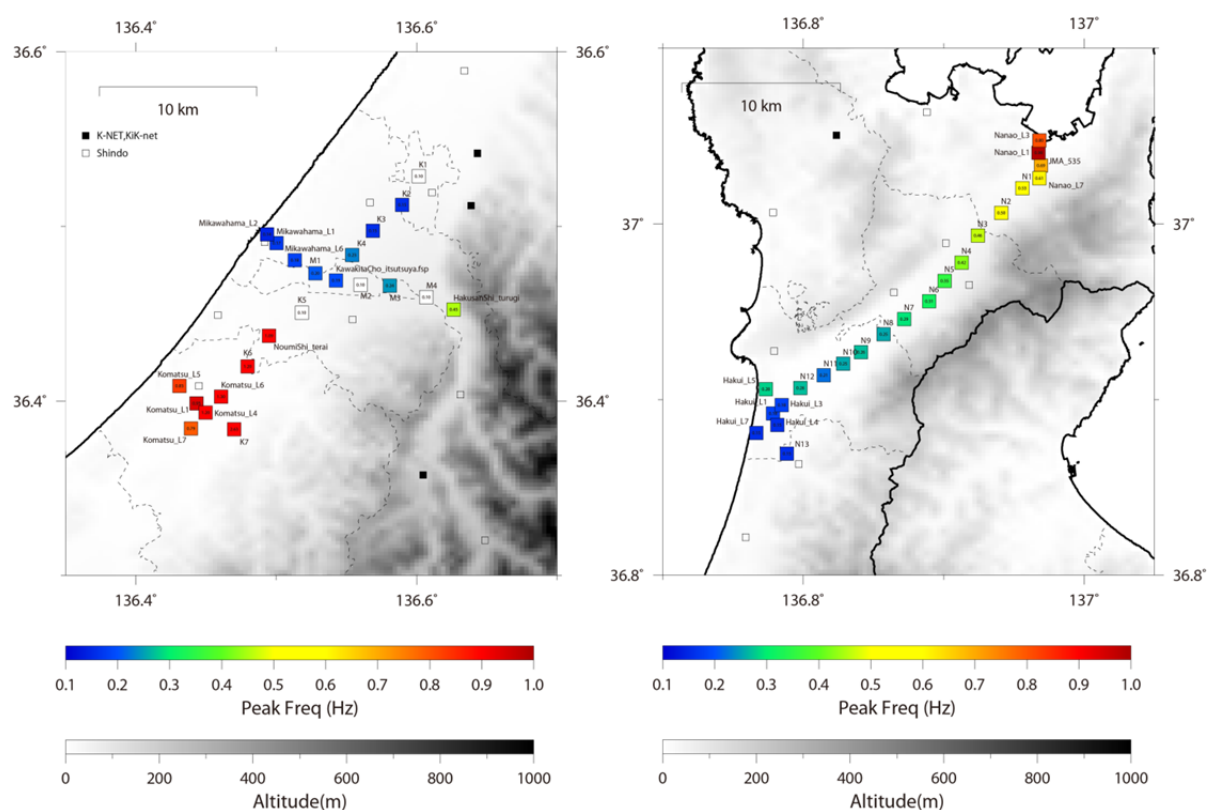


図10 H/V スペクトル比の卓越周波数の空間分布 (左: 金沢－小松測線、美川浜－鶴来測線、小松横断測線、右: 七尾－羽咋測線、羽咋－宝達志水測線)

2) 地震波形記録の収集

本年度は、北陸地方の石川県及び福井県の地震波形記録の収集を実施した。福井県および石川県では、全国展開されている独立行政法人防災科学技術研究所の強震観測網（K-NET）、基盤強震観測網（KiK-net）、気象庁の計測震度計観測点に加えて、自治体震度情報ネットワークシステムによる計測震度計観測点が設置されている。石川県危機管理監室危機対策課及び福井県安全環境部危機対策・防災課のご協力により、これらの県の震度情報ネットワークシステムの地震波形記録を収集した。

石川県震度情報ネットワークシステムは計 27 地点に東京測振製 VIP-18 計測震度計が設置されている。本年度は 2010 年 7 月から 2013 年 11 月までの地震波形記録の提供を受けた。波形データは WIN32 準拠の震度計メーカー独自形式のフォーマットで収録されている。測定範囲は±3072gal、AD 変換は 24bit、サンプリング周波数は 100Hz である。

福井県震度情報ネットワークシステムは計 31 地点に明星電気製 S210 計測震度計が設置されている。本年度は 2010 年 2 月から 2013 年 10 月までの地震波形記録の提供を受けた。波形データは強震 WIN32 形式のフォーマットで収録されている。測定範囲は±3000gal、AD 変換は 24bit、サンプリング周波数は 100Hz である。

表 3 に各機関における強震観測点数をまとめている。これらの観測網で取得された地震波形記録の整理ならびにリストアップを行った。図 11 に地震波形記録を収集した観測点の地図、図 12 に記録された地震の震央分布を示す。図 12 では丸印の大きさがマグニチュード、色で震源深さを表しており、石川県または福井県の震度計において 1 観測点以上で記録された 110 地震の震央をプロットしている。これらには北陸地方で発生した中小地震に加え、2011 年東北地方太平洋沖地震（M9.0）の記録などが含まれている。収集した地震波形記録の例として、図 13 に 2011 年 11 月 18 日 3 時 57 分に福井県嶺北地方で発生した地震（M_{JMA}4.8、深さ 7.2km）の際に福井県及び石川県の震度計で観測された波形を示す。

表 3 石川県及び福井県における強震観測点数（2013 年 11 月現在）

	石川県	福井県
（独）防災科学技術研究所 K-NET	15	11
（独）防災科学技術研究所 KiK-net	9	7
気象庁計測震度計	11	7
石川県震度情報ネットワーク	27	
福井県震度情報ネットワーク		31

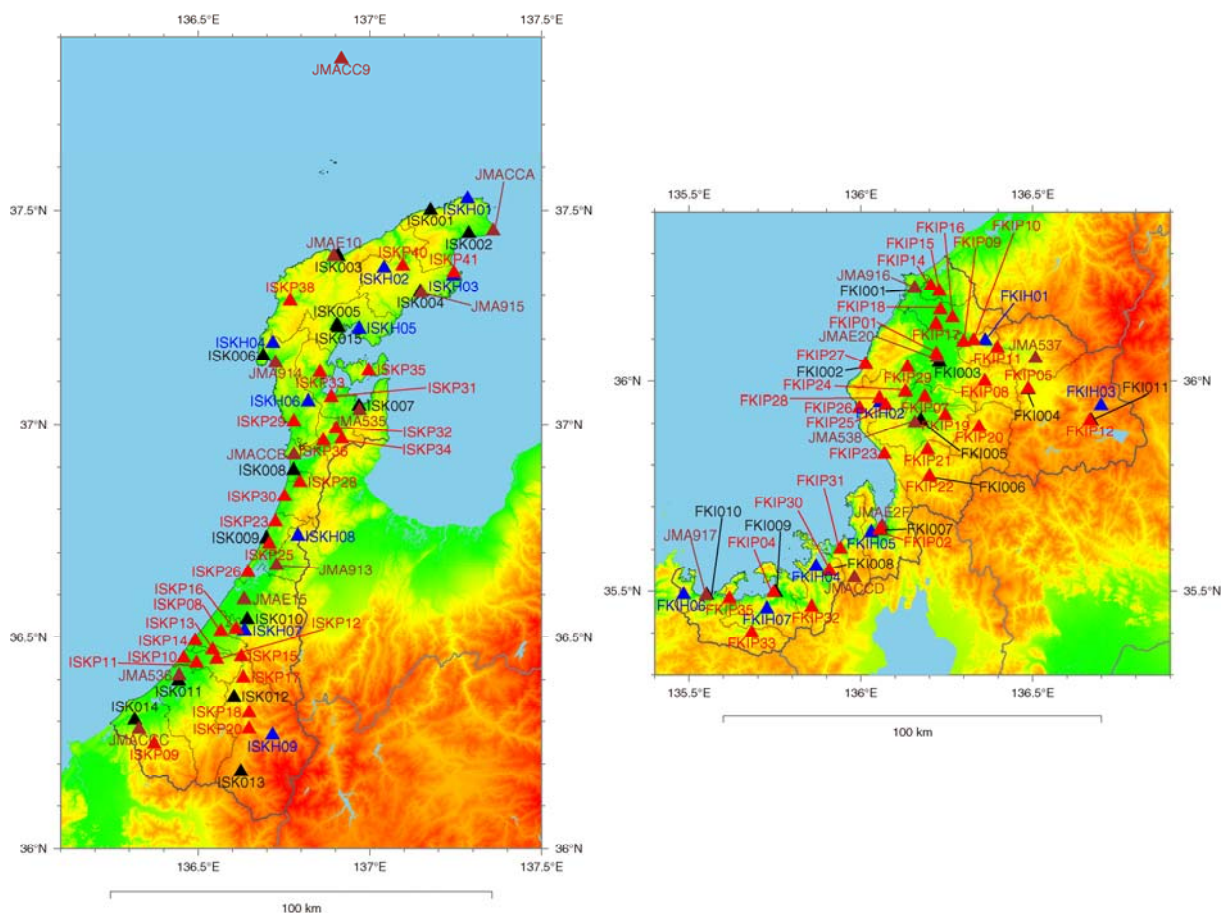


図 11 石川県及び福井県における強震観測点（赤：石川県及び福井県震度計、黒：K-NET、青：KiK-net、茶：気象庁震度計）

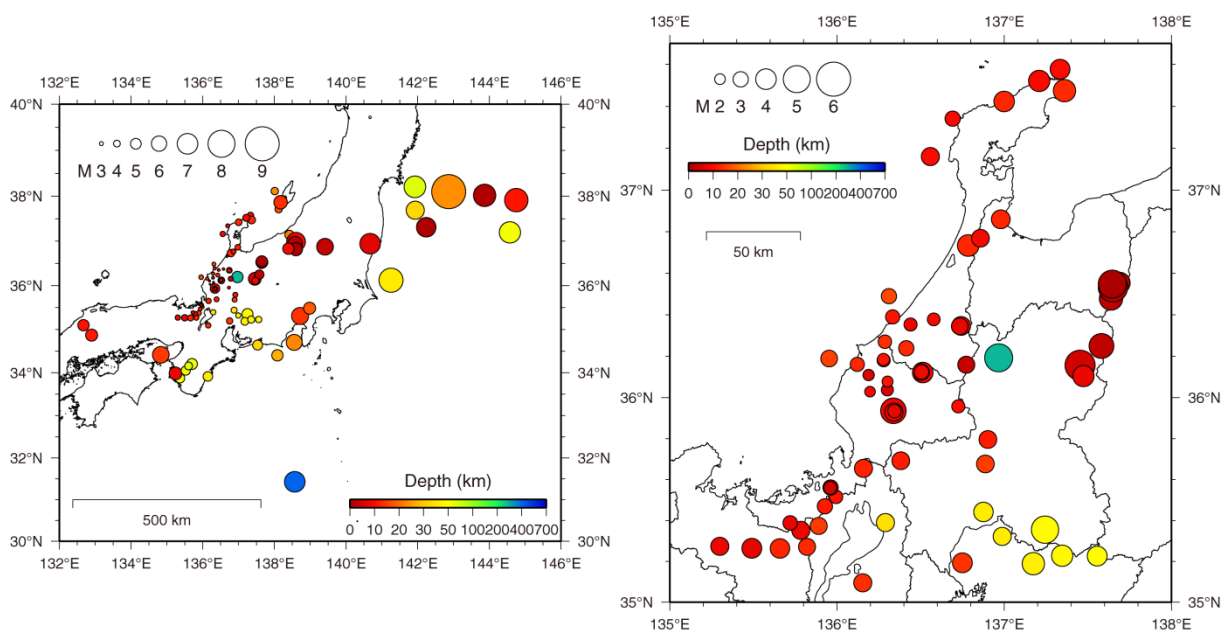


図 12 石川県及び福井県震度情報ネットワークシステムから地震波形記録を収集した地震の震央分布（左：日本全国、右：北陸地方の拡大図）

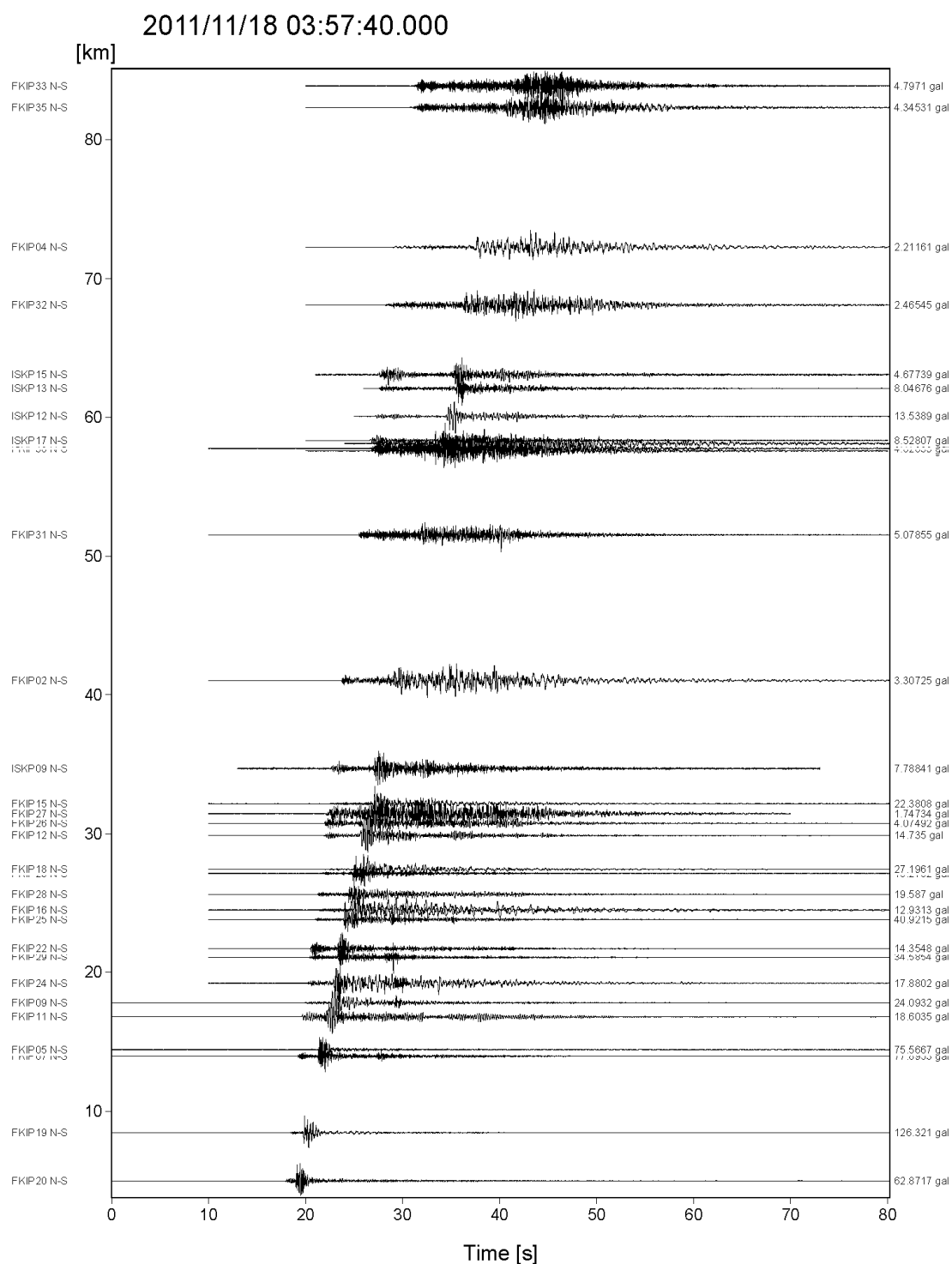


図 13 2011 年 11 月 18 日福井県嶺北の地震 ($M_{JMA}4.8$) による観測波形 (NS 成分)

3) 地震波形記録を用いた既存地下速度構造モデルの検証

本年度に収集・整理した福井県および石川県の強震観測点 (K-NET 及び KiK-net) と自治体震度情報ネットワークシステムの震度計観測点の地震波形記録 (図 11、12) を用い、地震波形記録の S 波以降の後続波部分の水平動成分と上下動成分の振幅スペクトル比を求めた。震度計の観測点に関しては本年度に波形記録を収集できた観測期間、K-NET 及び

KiK-net に関しては観測網運用開始以降に公開されているイベント波形記録を解析対象とした。本検討では地震動の水平動成分は震央位置と観測点の位置関係に基づいて Radial 方向と Transverse 方向に分解し、Radial 方向と上下動成分のスペクトル比 (R/V スペクトル比) を求めた。解析には北緯 33~40°、東経 133~141°の範囲で発生した M_{JMA} が 5.0 以上の地震を用いた。図 14 に解析に用いた地震の震央位置を示す。以下に解析手順の概略を示す。図 15 に解析例として、福井県震度情報ネットワークの FKIP07 観測点 (鯖江市) での 2011 年 12 月 14 日岐阜県南東部の地震 ($M_{JMA}5.1$) の記録によるものを示す。

① 横軸に時間、縦軸に震源距離を取った、Radial 成分の観測波形をペーストアップした図を作成し、S 波到達時刻を読み取る。読み取った波形から、S 波初動 20 秒後以降の 81.92 秒間の解析区間を抽出する (図 15 (左) の色のついた区間に対応)。なお、解析区間内において後続波が 20 秒以上取れない場合、その記録は解析に用いなかった。

② 抽出した後続波部分に解析区間 (81.92 秒間) の 10% のコサイン・テーパーをかけて、成分毎 (Radial 及び上下動成分) のフーリエスペクトルを計算し、Radial 成分を上下動成分で割ることにより R/V スペクトル比を求める (図 15 (右))。

③ 各観測点でイベント毎に得られた R/V スペクトル比をスタックし、その観測点の平均 R/V スペクトル比を求める。

以上の解析手順により、今回の解析では、福井県では全観測点 (49 地点) 中、平均 R/V スペクトル比が得られたのは 46 地点であった。また、石川県では全観測点 (51 地点) 中、平均 R/V スペクトル比が得られたのは 46 地点であった。1 観測点あたりの解析イベント数は最大で 58 イベントであった。図 16 に福井県及び石川県の一部の強震観測点での観測 R/V スペクトル比を例として示す。図 16 の太黒線が平均 R/V スペクトル比、黒細線が書くイベント記録の R/V スペクトル比である。

次に、既存の地下速度構造モデルの検証と改良すべき領域を把握するため、Rayleigh 波基本モードの楕円率 (以下、理論 R/V スペクトル比) を各観測点で計算し、観測平均 R/V スペクトル比と比較した。本年度は、独立行政法人防災科学技術研究所が運営している地震ハザードステーション (J-SHIS) で公開されている深部地盤速度構造モデル V1¹²⁾を用いて検討を行った。J-SHIS の深部地盤速度構造モデル V1 から、対象観測点が含まれるメッシュ (JIS X 0410 に準ずる 3 次地域メッシュ、約 1km 四方) の地下構造モデルを抽出し、一次元構造として仮定した理論 R/V スペクトル比を計算した。理論 R/V スペクトル比の計算には Saito(1988)による DISPER80¹³⁾を用いた。図 16 に観測平均 R/V スペクトル比 (黒太線) と重ねて、理論 R/V スペクトル比 (橙線) を示している。理論 R/V スペクトル比の計算に用いた S 波速度構造も併せて示している。

図 17 にそれぞれ福井県および石川県での観測 R/V スペクトル比のピーク周波数と理論 R/V スペクトル比のピーク周波数を比較し、目視で両者がよく一致していると判断した観測点を緑丸で示す。また、理論 R/V スペクトル比のピーク周波数に対し、観測 R/V スペクトル比が高周波数側にずれている観測点 (モデル堆積層が厚すぎる可能性が考えられる) は青丸、低周波数側にずれている観測点を赤丸で示す (モデル堆積層が薄すぎる可能性が考えられる)。なお、理論 R/V スペクトル比あるいは観測 R/V スペクトル比のピーク周波数が明瞭ではない観測点は図中に '?' で示している。図 17 では、深部地盤速度構造モデル V1 の基盤深度をカラーコンターで表している。

福井県に関しては、既存の物理探査情報が比較的充実している福井平野（福井市、永平寺町）や鯖江盆地（鯖江市）のほか、その周辺の武生盆地（越前市）、大野盆地（大野市）では観測と理論のピーク周波数がよく一致しているのに対し、嶺南の敦賀平野（敦賀市）から若狭地方にかけての地域や嶺北の坂井地区（あわら市、坂井市）において、モデル改良の必要性があることを把握できた。

石川県に関しては、金沢平野北部のかほく市内の観測点で一致がよいほか、能登半島にも、観測と理論のピーク周波数の一致が見られた観測点が多数存在する。ただし、能登半島には、観測と理論のピーク周波数の一致がよくない観測点も同様に存在しており、観測点毎のばらつきが大きい。これは、福井県や石川県加賀地方に比べ、能登半島には規模の小さな平野や盆地が多数分布しているため、既存モデルの良し悪しにばらつきが存在するためと考えられる。能美市以南の金沢平野南部から加賀地方にかけて、理論に比べ観測 R/V スペクトル比のピーク周波数が高周波側にずれている傾向が見られる。これは、微動アレイ探査や単点微動観測で明らかとなった能美市以北と以南での基盤深度の違いが適切にモデル化されていないためと考えられるため、次年度以降に地下構造モデルの改良を要する。

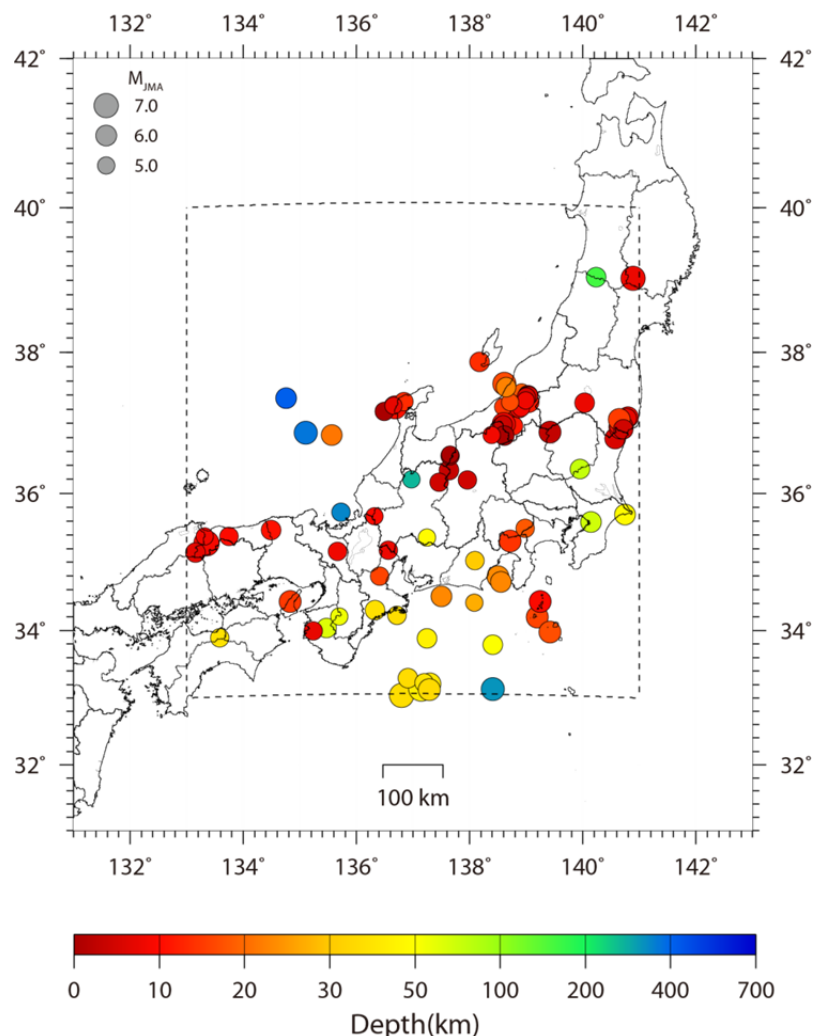


図 14 R/V スペクトル比の解析に用いた地震の震央分布

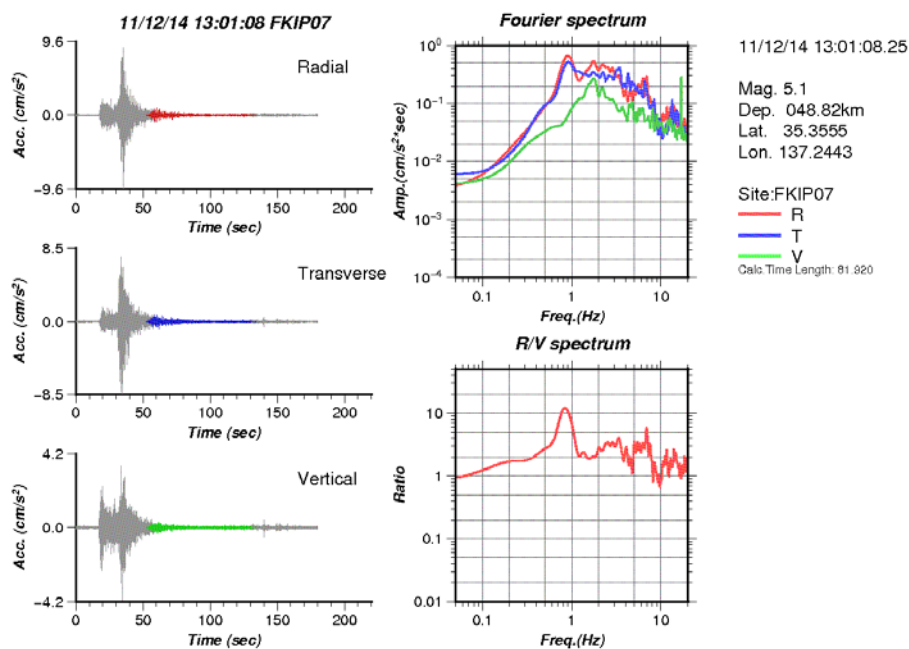
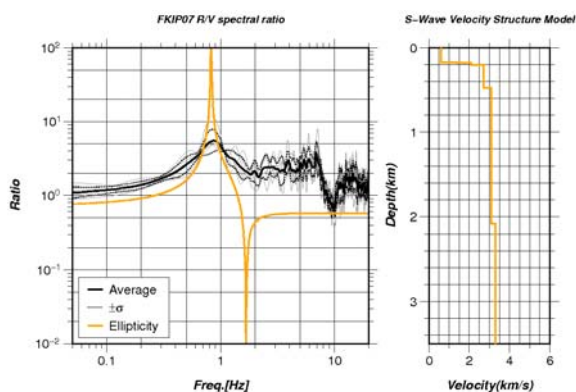
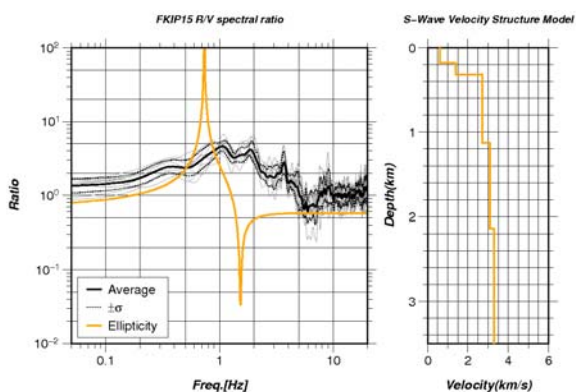


図 15 FKIP07 (鯖江) における 2011 年 12 月 14 日岐阜県南東部の地震 ($M_{JMA}5.1$) の地震波形記録の解析結果

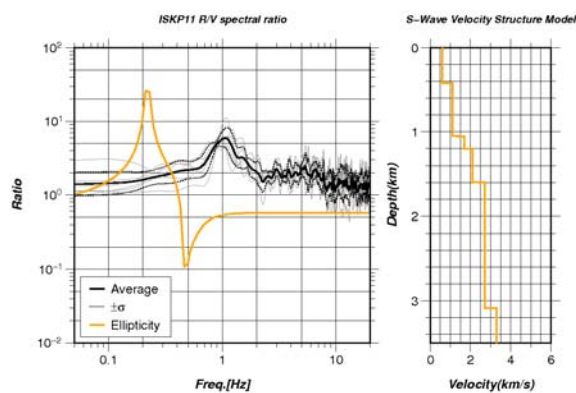
(a) FKIP07 鯖江市



(b) FKIP15 あわら市市姫 (旧金津町)



(c) ISKP11 能美市寺井 (旧寺井町)



(d) ISK009 七塚

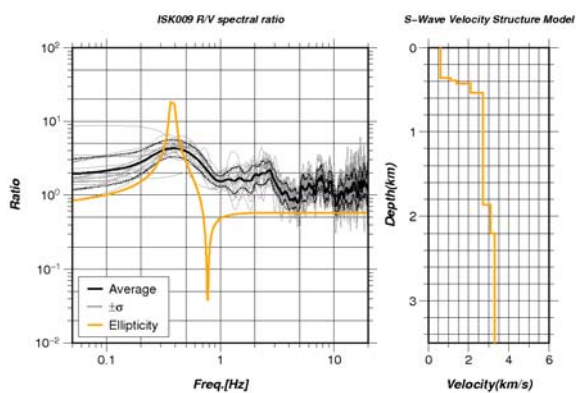


図 16 観測 R/V スペクトル比 (黒) と J-SHIS 深部地盤速度構造モデル V1 に基づく理論 R/V スペクトル比 (橙) の比較及び理論 R/V スペクトル比の計算に用いた S 波速度構造モデル

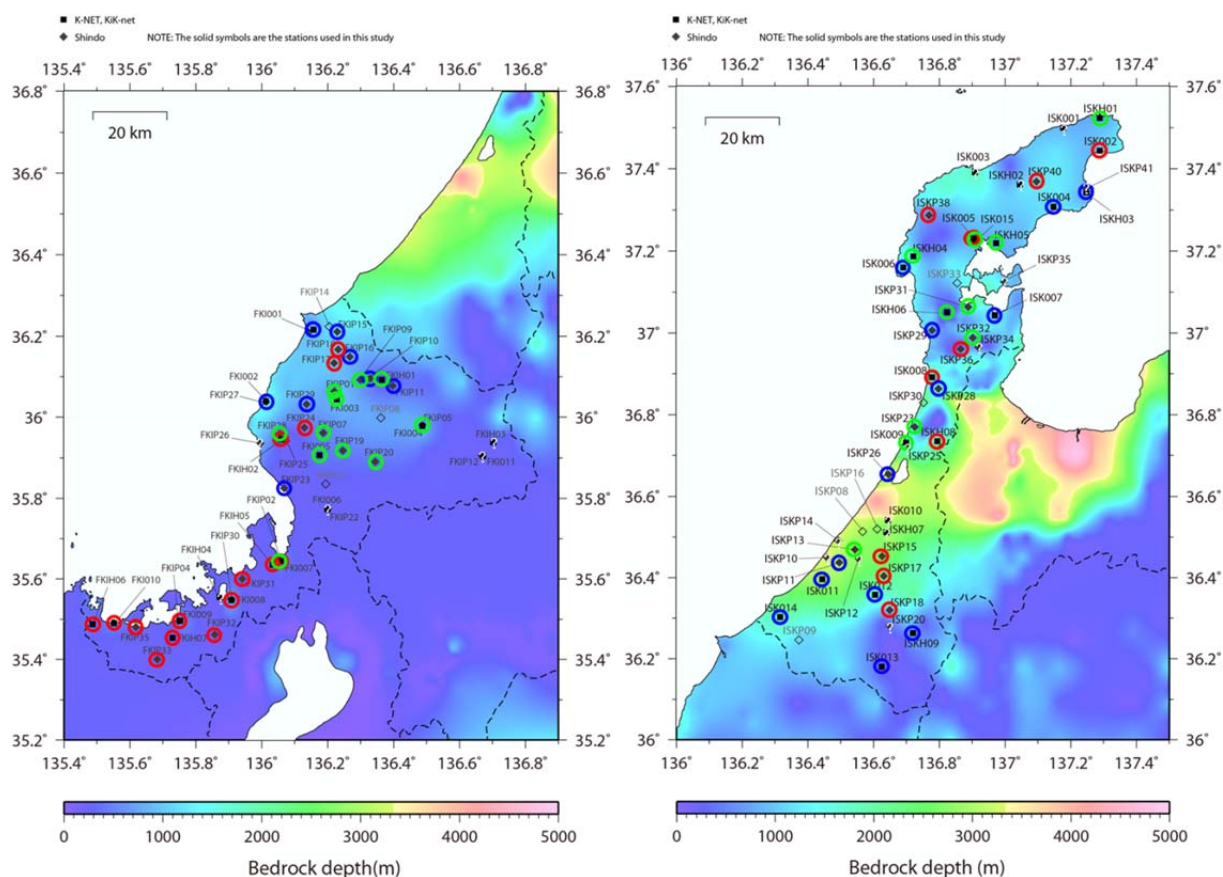


図 17 観測 R/V スペクトル比と J-SHIS 深部地盤速度構造モデル V1 に基づく理論 R/V スペクトル比のピーク周波数の比較（緑：よく一致、赤：観測＜理論、青：観測＞理論、？：ピーク周波数が不明瞭）

4) 強震動予測のための震源モデルの検討

強震動予測のための震源断層モデルについての考え方は、例えば岩田(2009)¹⁴⁾に解説があり、強震動予測のための震源モデルとしての特性化震源モデルの構築方法については、Irikura and Miyake (2011)¹⁵⁾にまとめられている。この特性化震源モデルの高度化は、このモデルの各パラメータの平均とばらつきといった情報を整理していくことによってすすめていくことができると考えられる。既往の内陸地殻内地震の強震動生成域のモデルを収集し^{16),17)}、地震規模依存性を確認した。図 18 が、強震動生成域の地震規模依存性に関する関係である。実線は Somerville et al.(1999)¹⁸⁾の不均質震源モデルのすべりの大きい領域に帯する経験式である。なお、イベントはひずみ集中帯内外において区別した。

強震動生成域の地震規模依存性は、Somerville et al.(1999)¹⁸⁾のアスペリティサイズと平均的には対応している。また、ひずみ集中帯内外でのイベント差は見られない。しかしながら、イベント毎に強震動生成域はばらついていて、倍半分程度のばらつきはありそうである。今回はデータの収集に終わっているが、元データの強震動生成域の推定精度を確認した上で、応力降下量の深さ分布（例えば、Asano and Iwata, 2011)¹⁹⁾といった情報も踏まえて、強震動生成域の特性を整理していく必要がある。

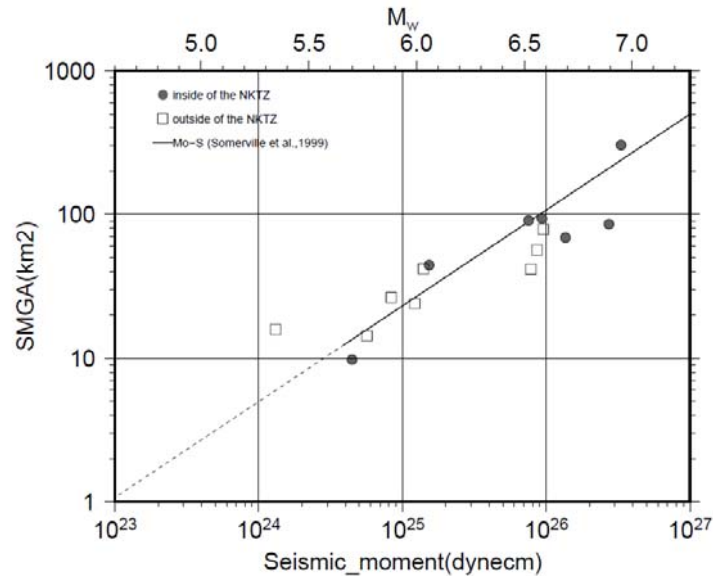


図 18 日本国内での 15 イベントの強震動生成域の地震規模依存性。●はひずみ集中帯内、□はひずみ集中帯外のイベント。実線（及び点線）は Somerville et al.(1999)の地震規模－アスペリティ領域の経験式（とその外挿）。

(c) 結論ならびに今後の課題

文献調査に基づき、地震基盤までの堆積層の速度構造情報が不足している金沢平野南部及び邑知潟平野を 25 年度の現地調査対象領域として設定し、微動アレイ観測（4 地点）及び単点微動観測（28 地点）を実施した。微動アレイ観測により得られた上下動微動波形記録に SPAC 法を適用して位相速度を求め、Rayleigh 波基本モードの分散曲線をフィッティングすることにより S 波速度構造を推定した。J-SHIS の S 波地下構造モデルと比較し、モデルの更新が必要な地域についての知見を得た。

単点微動観測による H/V スペクトル比の卓越周波数の空間変化から、地震基盤深度の空間分布に関する情報を得た。これに関しても地下構造モデルとの比較を行って、モデルの更新をすすめる地域についての知見を得た。

石川県及び福井県内に位置する強震・震度観測点の地震波形記録を収集した。石川県、福井県の自治体震度計収集には、各県庁のお世話になった。収集した地震波形記録を解析して得られた R/V スペクトル比を J-SHIS 深部地盤速度構造モデルから計算された理論 R/V スペクトル比と比較し、地下構造モデルの検証並びに改良の必要な箇所の洗い出しを行った。

近年発生した内陸被害地震の震源モデルを収集し、強震動生成の観点に立った震源モデル特性化について検討を開始した。

J-SHIS などの既往地下構造モデルと、今回の探査や解析結果によるモデル情報が一致していない地域に関しては、今後、探査情報を活かしたモデルの更新をどのようにしていくかを検討する必要がある。

(d) 引用文献

- 1) 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, pp.37-43, 2000.
- 2) 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, pp.177-182, 2005.
- 3) 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, pp.199-206, 2008.
- 4) 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, 堀川晋彦, 鯖江盆地の微動アレイ観測, 福井工業大学研究紀要, No.41, pp.208-214, 2011.
- 5) 小嶋啓介・野口竜也, 佐藤毅, 黒田貴紀: 常時微動観測に基づく敦賀平野の S 波速度構造の推定, 自然災害科学, Vol.27, No.1, pp.85-96, 2008.
- 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, pp.313-326, 2003.
- 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, pp.385-396, 2008.
- 8) 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, pp.89-93, 2010.
- 9) Aki, K.: Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, Vol.35, No.3, pp.415-456, 1957.
- 10) 長 郁夫, 中西一郎, 凌 甦群, 岡田 広: 微動探査法への個体群探索分岐型遺伝的アルゴリズム fGA の適用, 物理探査, Vol.52, No.3, pp.227-246, 1999.
- 11) Ludwig, W.J., Nafe, J.E., and Drake, C.L.: Seismic refraction, The Sea, A.E. Maxwell (Editor), Vol.4, Wiley-Interscience, New York, pp.53-84, 1970.
- 12) 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.
- 13) Saito, M.: DISPER80: A subroutine package for the calculation of seismic normal mode solutions, Seismological Algorithms, Academic Press, pp.293-319, 1988.
- 14) 岩田知孝: 強震動予測のための特性化震源モデル, 地震第 2 輯, Vol.61, 特集号, pp.S425-S431, 2009.
- 15) Irikura, K. and Miyake, H.: Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios, Pure Appl. Geophys., Vol.168, No.1-2, pp.85-104, doi:10.1007/s00024-010-0150-9, 2011.
- 16) 岩田知孝, 浅野公之: 震源断層モデル化手法の高度化, 科学技術振興費ひずみ集中帯の重点的観測調査・研究, 平成 24 年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・独立行政法人防災科学技術研究所, pp.374-399, 2013.
- 17) 染井一寛, 宮腰研, 入倉孝次郎: 経験的グリーン関数法に基づく 2013 年 2 月 25 日

栃木県北部の地震の震源モデルの推定, 日本地震学会 2013 年秋季大会予稿集, P3-63, 2013.

- 18) Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N., and Kowada, A.: Characterizing Crustal Earthquake Slip Models for the Prediction of Strong Ground Motion, Seism. Res. Lett., Vol. 70, No.1, pp.59–80, 1999.
- 19) Asano, K. and Iwata, T.: Characterization of Stress Drops on Asperities Estimated from the Heterogeneous Kinematic Slip Model for Strong Motion Prediction for Inland Crustal Earthquakes in Japan, Pure Appl. Geophys., Vol.168, No.1–2, pp.105–116, 2011.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等
なし

(f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定
1) 特許出願
なし

2) ソフトウェア開発
なし

3) 仕様・標準等の策定
なし

(3) 平成26年度業務計画案

近年発生している内陸被害地震の震源モデルを収集し、強震動生成の観点に立った震源モデル特性化を継続する。地下速度構造モデルの集約情報に基づいて、探査が必要な地域（富山等の北陸地方）において微動アレイ探査、単点微動調査等を行う。対象地域における地震波形記録の収集を継続する。