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

山中浩明*・元木健太郎*・山田伸之**・福元俊一*³・山田悦子*³・瀬尾和大*

要 旨

2007 年能登半島地震では、能登半島北部地域を中心に大きな被害が発生した。とくに、震源域の輪島市門前町中心部の走出や道下地域で木造家屋の倒壊が数多くみられた。この地域は、南北を山地に挟まれた八ヶ川沿いに広がっており、地盤条件は良好ではない。Yamanaka et al. (2008) は、この地域で余震観測を実施し、被害の多かった地点では表層地盤による地震波の増幅を示唆する明瞭な卓越周期が存在することを明らかにした。こうした地盤増幅特性を理解するために、この余震観測が行われた 7 地点において半径 1m から 1km までの複数のアレイで微動の上下成分の観測を実施し、周期 0.1 秒から 3 秒の間でレイリー波の位相速度を求めた。各地点での位相速度の逆解析により、深部および表層地盤の 1 次元 S 波速度構造を明らかにした。これらの地盤モデルを用いて、門前町地域での S 波の地盤増幅特性について検討した。表層地盤に対する S 波の 1 次元理論増幅特性の卓越周期は、余震観測による地盤増幅特性の卓越周期とほぼ一致しており、地盤モデルが妥当なものであることがわかった。また、観測増幅特性のピーク振幅は、得られた地盤モデルの深さ 30m までの平均 S 波速度と線形関係にあることがわかった。しかし、ピーク振幅の絶対値は、1 次元地盤モデルでは説明できず、表層地盤の 2・3 次元構造の影響の可能性が示唆された。

キーワード：2007 年能登半島地震・微動探査・レイリー波・位相速度・S 波速度構造・地盤増幅

1. はじめに

2007 年能登半島地震は震源の浅い地殻内地震であり、能登半島北部の輪島市や穴水市などで木造家屋の倒壊や斜面崩壊などの被害が生じた（気象庁，2007）。被害がとくに激しかった地域は、震源域の輪島市門前町であり、古い木造家屋の倒壊が数多くみられた（例えば、諸井ほか，2008；村田ほか，2007）。地形的にみて、能登半島北部の大部分は山地や丘陵地に分類されており、表層が厚い地域は少なく、地盤条件が良好な地域が多いと考えられる。しかし、多くの市や町での住宅は主要河川や海岸に沿った地域に集中して存在している。それらの地域では、周辺の山地や海・河川に囲まれており、局所的に地盤条件が悪くなっていると考えられる。能登半島地震で被害の多かった門前町もこうした地域に位置しており、

南北の山地に挟まれた八ヶ川沿いに広がっている。巨視的な地質図（北陸地方土木地質図編纂委員会，1990）によれば、周辺の山地の地質は第三紀の岩盤であり、八ヶ川やそれに流入する河川沿いに沖積層が存在している。この沖積層がある地域では、地盤条件は良好ではないと考えられる。この地域の中心部にある輪島市役所門前総合支所には震度計が設置されており、本震時に震度 6 強および最大加速度 1.6G が観測されている（気象庁，2007）。しかし、強震記録についてこれ以上の情報がなく、地震動特性については不明な点が多い。Yamanaka et al. (2008) は、この地域で 2007 年能登半島地震の余震観測を実施し、表層地盤による地震波の増幅を示唆する明瞭な卓越周期が存在することを指摘した。さらに、この地域では、微動観測から地盤震動特性を明らかにすることが行われている（新井ほか，2007；元木ほか，2007）。

2008 年 2 月 15 日原稿受付；2008 年 8 月 14 日受理

* 東京工業大学・大学院総合理工学研究科
〒227-8503 神奈川県横浜市緑区長津田町 4259

** 福岡教育大学 教育学部 理科教育講座（地学）
〒811-4192 福岡県宗像市赤間文教町 1-1

*³ 東京ソイルリサーチ

〒152-0021 東京都目黒区東が丘 2-11-16

第 116 回(平成 19 年度秋季)学術講演会にて一部を発表

従って、被害原因やその分布を考える際には、実際に地盤による増幅がどの程度であったかを適切に評価しなければならない。しかし、この地域では、地下構造データ、とくにS波速度データが多数あるわけではなく、地盤特性を評価するためには、第一に地下構造の探査やモデル化の検討を行うことが必要となる。

この研究では、輪島市門前町において実施された能登半島地震の余震観測に基づく地盤増幅特性を理解することを目的として同地域において微動探査を実施し、S波速度構造を明らかにし、その結果から地盤増幅特性についての検討を行った。

2. 輪島市門前町での余震観測の概要

門前町における能登半島地震の余震観測は、Fig. 1のように門前町走出、道下、黒島の3地域で実施された(Yamanaka et al., 2008)。走出では、3地点(L1~L3)の観測点が設けられた。そのうち、L3は大加速度が観測された門前支所の震度計の付近である。道下には、八ヶ川に直交するように南北方向の4地点(L4からL7)に機器が設置された。L5は被害の多い地域にあり、その地域の南端にL6がある。また、八ヶ川付近のL7周辺には建物があまり存在していない。L4は、比較的地盤条件の良好な地域にある。以下の検討では、L4を基準点とした。さらに、海岸から切り立った斜面上の地域にある黒島地区でも3地点(K1, K2, K3)で余震観測を実施したが、微動探査を実施していないので、今回の検討からは外す

Fig. 1. Map showing aftershock observation stations denoted with solid squares in the lower figure. The square in the upper figure corresponds to the area for the lower map. Circles and a star in the upper figure denote epicenters of aftershocks and main shock.

ことにした。木造家屋の被害は、L3, L5, K1 付近で多くみられた。しかし、L7のように観測点周辺に元々建物が存在しない場合もあるので、注意が必要である。

各観測点では、加速度計とデータロガーが建物基礎もしくは地盤上に設置された。観測は、2007年3月31日から4月11日まで行われた。L1からL7の観測では、加速度計の3成分出力を連続的に記録するようにしている。トリガーによる地震観測ではないので、すべての地点でP波初動から地震記録が取得することができた。

得られた余震の観測記録のうち、以下の分析に用いたものは、Fig. 2に示すようにMjが2.5~4.8の余震によるものである。これらの地震の震源深さは2~14kmであり、ほぼ本震の断層面に対応している。これらの地震に対する各観測点の震源距離は、5~40kmの範囲である。また、加速度記録の最大値は、100cm/s²以下であり、地盤は線形的挙動をしていると考えられる。

Fig. 3には、得られた記録の例が示されている。図の波形は、加速度記録を積分して得られる東西方向の速度波形を示している。山地側の観測点であるL4とL1では、振幅が小さく、継続時間も短い。一方、沖積地盤上のL3やL7などの記録では、振幅が大きく、後続位相も多くみられる。これらの記録のS波初動部分から10秒間の部分に対するスペクトルを求め、それらをL4のスペクトルで除することによってスペクトル比を求めた。さらに、すべての余震記録から得られる結果を平均して最終的なスペクトル比とした。なお、スペクトルの計算では、水平2成分を合成したものを用いた。Fig. 4には、各地点でのスペクトル比が示されている。L3(門前総合支

Fig. 2. Distributions of a) JMA-magnitudes and focal depths for the aftershocks used in this study and b) hypocentral distances and peak ground accelerations of records obtained at stations in Fig. 1 during the aftershocks.

Fig. 3. Example of observed ground motions at stations in Fig. 1 during an aftershock. Each trace indicates ground velocity in the east-west direction.

所)のスペクトル比では、周期1秒に10倍程度の顕著に卓越したピークがみられる。そのほかの被害の大きい地域(L2, L5)でのスペクトル比にも、周期0.4~0.7秒に数倍の振幅を持つピークが認められる。一方、山地に近いL1のスペクトル比には、顕著なピークが認められず、ばらついているが、平均的にみればL4と同程度であると考えられる。このように、幅1km程度と狭い地域ではあるが、八ヶ川から両側の山地部の間で周期1秒以下の周期帯域での地盤増幅特性が大きく異なっていることがわかる。これらの地盤増幅は、工学的基盤よりも浅い沖積地盤の影響であると考えられる。

3. 微動観測による地盤構造探査

3.1 深部地盤構造

上記の余震観測が行われた地域において、深部地盤のS波速度構造を知るため、比較的規模の大きい地震計アレイでの微動探査を走出地域のL2とL3の間で実施した。観測では、半径500m程度円内に8台の地震計を配置して、微動の上下成分の観測が行われた。観測地点周辺では、被害を受けた建物の復旧工事が行われており、観測点設置上の制約が多く、アレイの形状は等方的ではなくなっている。観測は、昼間の1時間程度の間実施された。観測では、フィードバックタイプの上下成分地震計と記録器からなるシステムが用いられた。

Fig. 5. Comparison between phase velocity of vertical microtremors observed at a large array in Hashiride with fundamental Rayleigh wave phase velocity calculated for inverted S-wave velocity model in Fig. 6.

Fig. 4. Ratios of S-wave spectra at stations in Fig. 1 to that at the reference station of L4 derived from aftershock records.

観測された上下成分の約82秒間の微動記録に対して周波数-波数スペクトル解析法(例えば、岡田ほか, 1990)を適用し、周波数-波数スペクトルを求め、その最大値の波数ベクトルから位相速度を推定した。Fig.5は、得られた位相速度を示している。図に示すように、周期0.5~3秒の間で分散性のある位相速度を得ることができた。つぎに、この観測された位相速度を基本モードのレイリー波によるものであると考えて、山中(2007)によるハイブリッドヒューリスティック探索法を用いて位相速度の観測値と理論値の差の2乗和が最小になるように逆解析を行い、深部地盤のS波速度構造を推定した。逆解析では6層構造を仮定し、Table 1に示すようにS波速度の探索範囲を比較的狭くし、層厚のそれを大きくすることにした。また、伊藤ほか(1994)を参考にして、最下層のS波速度は、3.2km/sで一定であると仮定した。

Table 1. Search areas of parameters of inversion of phase velocity from large array with inverted values

No	Search area		Inverted model		ρ (g/cm ³)
	Vs(km/s)	H(km)	Vs(km/s)	H(km)	
1	0.2~0.4	0.005~0.15	0.31	0.098	1.5
2	0.4~0.8	0.02~0.9	0.45	0.29	1.8
3	0.8~1.2	0.02~0.9	0.91	0.76	1.9
4	1.2~1.8	0.05~1.2	1.23	0.27	2.0
5	1.8~2.4	0.05~1.2	2.20	0.42	2.2
6	3.2	∞	3.2	-	2.5

Fig. 6. S-wave velocity profile for deep sediments derived from inversion of microtremor phase velocity in Fig. 5.

さらに、密度は、Table 1 のように事前に与えた値であるとし、P波速度は狐崎ほか(1990)による式に基づいてS波速度の関数であるとした。得られたモデルは、Fig. 6 および Table 1 に示すごとくである。S波速度 3.2km/s の地震基盤上面までの深度は約 1.8km であり、それほど浅いわけではない。また、第1層のS波速度は約 0.3km/s であり、工学的基盤のS波速度よりもやや小さく、厚さも約 100m と表層地盤としては厚くなっている。この表層は、やや長周期帯域の位相速度を解釈するために工学的基盤から地表までの地盤を1つの層に近似した場合の結果であり、後述する表層地盤とは厳密には異なるものであると考えられる。Fig. 5 には、このモデルに対する基本モードのレイリー波の理論位相速度も示されており、逆解析モデルによってやや長周期帯域の観測位相速度がよく説明できていることがわかる。

Fig. 7. Phase velocities obtained from vertical microtremors observed in small arrays at aftershock observation stations in Fig. 1.

3.2 表層地盤構造

走出と道下の両地域にある余震観測点において表層地盤のS波速度を知ることが目的として微動探査を実施した。各余震観測点では、半径 1~24m の小規模なアレイ（小アレイ）が展開され、微動の上下成分が観測された。各アレイでは、中心点と2つの円周上に7台の上下成分地震計を設置した。アレイサイズを変えて複数回の観測を行った。各アレイでの観測時間は 20~30 分である。用いた地震計は過減衰を有する加速度計であり、その出力を無線 LAN の機能を持ったデータロガーによって 0.01 秒間隔で AD 変換し、その信号を無線 LAN によってリアルタイムに PC へ送信した。0.01 秒程度のサンプリング間隔であれば、数十mの範囲に展開された7地点からのデータをほぼ取りこぼしなく収録できた。実際に今回の観測では、約 20 分間の観測でデータの取りこぼしが1つあるかないかという状況であった。この観測システムでは、ケーブルの配線や結線などの作業がなく、非常に迅速に観測を開始することができた。本研究では、1地点で1~3つのアレイでそれぞれ 20 分程度の微動観測を行ったが、上記の余震観測機器の撤収を含めて7

Table 2. Search areas of parameters of inversion of phase velocity from small arrays at aftershock observation stations

No.	L1, L4		L2, L3, L5		L6, L7	
	Vs (m/s)	H (m)	Vs (m/s)	H (m)	Vs (m/s)	H (m)
1	250~400	0.5~20	70~200	2~25	100~200	2~20
2	400~800	30~300	150~250	2~20	180~280	2~20
3	800~1000	∞	300~400	2~20	300~400	5~50
4			500~600	∞	400~800	30~300
5					800~1000	∞

地点でのアレイ観測をほぼ1日半で行うことができた。

各アレイの微動記録から空間自己相関法（岡田ほか，1990）に基づいて位相速度を算出した。Fig. 7には，得られたレイリー波の位相速度が示されている。これらの小アレイでの観測記録からは，周期0.05秒から1秒の間に位相速度が得られた。とくに，L7ではアレイ半径を大きくすることができたので，周期1秒付近までの位相速度を評価することができた。L1とL4の位相速度は，すべての周期帯域で他の地点よりも大きな値となり，低速度の表層が存在しないと考えられる。上述の

Fig. 8. S-wave velocity profiles for shallow soils over engineering bedrock from inversions of phase velocities in Fig. 7.

Fig. 9. Comparisons between phase velocities (circles) of vertical microtremors observed at small arrays at aftershock observation stations with fundamental Rayleigh wave phase velocity (solid lines) calculated for inverted S-wave velocity models in Fig. 8. Theoretical phase velocity for the model from borehole logging at L3 is also shown by a broken line.

ように、L4は余震観測記録の解析において基準点とした地点であり、Fig. 7の位相速度は、L4を基準点とした仮定が妥当であることを示している。L1とL4以外の地点では、L6を除いて周期0.2秒以下で位相速度が200m/s以下となっており、厚い軟弱な表層の存在が示唆される。L6の位相速度の分散性は、両者の中間的な特徴を示しており、軟弱な表層が薄いと考えられる。

これらの位相速度から表層地盤のS波速度構造の推定を行った。Fig. 7をみてわかるように、L2やL3では、小アレイのアレイサイズが十分に大きくなかったために、得られた位相速度の周期範囲は、工学的基盤までの表層を決定するためには十分ではない。こうした場合には、前述の大アレイで観測された位相速度の一部を加えて、周期1.5秒までのデータとして表層地盤のS波速度構造の推定のための逆解析に用いた。大アレイでの観測は、L2とL3の間で行われており、位相速度の追加は大きな問題にならないと考えられる。同様の理由によって、L5に対しては、L7の周期0.4~0.7秒の位相速度を追加して逆解析に用いた。逆解析の方法は、上記の深部地盤構造の推定で用いたものと同様のものである。各地点の位相速度の逆解析でのS波速度と層厚の探索範囲は、Table 2に示すごとくである。L1とL4の位相速度の逆解析では、3層モデルを仮定した。第2層目が工学的基盤に相当していると仮定した。さらに、観測された位相速度が800m/sと大きいので、最下層には、より高速度を有する地層の存在も仮定した。そのほかの地点では、工学的基盤より浅部の地盤を3層でモデル化するとして、4層モデルを仮定した。ただし、L6とL7では、L1の場合と同じ理由によって工学的基盤の下により高いS波速度を有する地層を仮定し、5層モデルとした。

Fig. 8には、推定された表層地盤のS波速度構造モデルが示されている。山地に近い観測点であるL1とL4では、浅い部分に若干S波速度の小さい表層があり、10~15mで工学的基盤に対応するS波速度約400m/sを有する地層となる。それ以外の観測点に対する地盤モデルの表層のS波速度は、200m/s以下と小さく、工学的基盤までの深さも30から70mと深い。とくに、震度計の設置位置であるL3での工学的基盤の深度は約45mと深く、また、150m/s以下の低速度層の厚さも25mと厚い。さらに、八ヶ川に近い地点であるL7では、工学的基盤の深度が70mを超えている。各地点での位相速度から逆解析されたS波速度構造モデルに対する基本モードのレイリー波の理論位相速度と観測値との比較がFig. 9に示されている。観測位相速度は、逆解析モデルによってよく説明できていることがわかる。

L3から約100m離れた地点ではボーリング調査が行われ、N値の分布が明らかにされている。N値50以上となる地層(礫質)までの深度は、約37mとなっている。このN値の分布から、太田・後藤(1976)による経験式

Fig. 10. Comparison between S-wave profiles from inversion of microtremor phase velocity and borehole logging at L3.

を用いてS波速度を推定し、速度の値が類似した地層をまとめて5層モデルに近似した。このS波速度構造が微動探査による結果とFig. 10で比較されている。両者のモデルでは、S波速度の値は類似しているが、深度25mよりも深い部分では異なっている。両者の位置は100m程離れているので、直接的な比較は難しいと考えられる。新井ほか(2008)では、ボーリング地点と門前総合支所での微動観測によるH/Vスペクトルから2地点では工学的基盤深度が同様に約37mであるとしている。そこで、Fig. 10の点線で示されているボーリング資料によるS波速度構造の最下層が厚さ4mで500m/sの工学的基盤に達すると仮定してレイリー波の位相速度を計算した。その結果は、Fig. 9のL3の位相速度の比較の図に示すごとくであり、ボーリング資料によるS波速度構造モデルに対する理論位相速度は、明らかにL3で観測された位相速度よりも大きくなるのがわかる。このことは、門前総合支所ではボーリング地点より工学的基盤の深度が深いことを示している。

4. 地盤増幅特性の評価

4.1 余震記録とのスペクトル比

上記のように各地点で推定した表層地盤に対するS波の1次元増幅特性を計算した。計算結果を比較しやすくするために、計算ではすべての地点での工学的基盤のS波速度を500m/sに統一した。また、各層の減衰としては、Q値が周波数に依存せず、S波速度(m/s)の1/15であるとした。計算結果は、Fig. 11に示すごとくである。南北の山地に近い観測点であるL4やL1の増幅特性は、ごく表層の影響によって卓越周期が周期0.2秒以下となり、ピーク値も大きくはない。走出のL2とL3では、周期0.8から1秒に明瞭なピークがある。このピーク周期は、余震観測記録で認められるものと同じであり、門前総合支所での周期1秒の成分が表層地盤による増幅効果

であるとの解釈を支持している。一方、道下の L5 と L7 では、走出に比べて、やや短い周期 0.5 秒付近に卓越周期がある。これらの観測点より南側の L6 では、卓越周期が 0.3 秒とさらに短くなっている。このように、道下地域の卓越周期分布には系統的な変化が認められる。

つぎに、これらの表層地盤の増幅特性と余震観測から得られたスペクトル比の関係を比較する。上で述べたよ

うに余震観測記録の分析では、L4 を基準点としてスペクトル比を求めている。そこで、Fig. 11 の各地点での表層地盤モデルに対する理論増幅特性を L4 のそれで除することによって、余震観測によるスペクトル比と比較できるようにした。Fig. 12 は、各地点での比較を示している。全体的に観測スペクトル比の振幅が計算結果よりも 3 倍から数倍大きくなっている。しかし、卓越周期は、比較的良好に計算値と一致している。とくに、震度計の設置位置にある L3 のスペクトル形状は、2 次モードのピーク周期まで含めてよく対応している。L1 の計算増幅特性比は周期 0.2 秒以上ではフラットであるが、観測結果では周期 0.4 秒に振幅の小さいピークがある。しかし、他の地点の観測結果と比べると、ほぼ平坦で観測スペクトル比の特徴は計算結果に類似していると考えられる。

4.2 AVS30 と増幅特性

表層地盤の増幅効果は、深さ 30m までの平均 S 波速度 (AVS30) やレイリー波の位相速度によって簡便に評価されることが多い (例えば、翠川・松岡, 1995)。そこで、上記の表層地盤の S 波速度構造から AVS30 を求め、余震観測からえられたスペクトル比と比較した。Fig. 13a には、AVS30 と余震観測のスペクトル比のピーク振幅との関係が示されている。ばらつきはあるが、両者に

Fig. 11. Amplifications of S-wave in shallow soil models shown in Fig. 8.

Fig. 12. Comparisons of observed spectral ratios from aftershock records (solid lines) with ratios of theoretical 1D amplifications of S-wave (broken lines) in shallow soil models shown in Fig. 8. The ratios are calculated using L4 as a reference station.

Fig. 13. Relation between site amplification from aftershock records and averaged S-wave velocity up to 30m (AVS30) in S-wave profile in Fig. 8. a) Relationship between peak amplitudes of spectral ratios and AVS30. b) Relationship between ratio of peak ground velocity and AVS30. c) Relationship between AVS30 and phase velocity of Rayleigh wave having a wave-length of 40m.

は右下がりの線形関係があり、スペクトル比 (R) は、AVS30 を用いて

$$\log(R) = 6.37 - 2.42 \log(\text{AVS30})$$

によって近似できる。また、L4 に対する最大地動速度の比 (Rpgv) についても AVS30 との関連を調べた。Fig. 13b に示すように、両者には、

$$\log(\text{Rpgv}) = 2.073 - 0.841 \log(\text{AVS30})$$

なる関係があることがわかる。この式による最大速度比は、翠川・松岡 (1995) による式よりも小さくなっている。今回、基準点とした L4 では S 波速度がやや小さい極表層があり、その影響が入っていることによってやや小さめの結果になっていると考えられる。

以上の結果は、AVS30 と地盤増幅特性の比較であるが、微動探査から直接得られる波長 40m のレイリー波の位相速度が AVS30 とほぼ同じであることが示されている (紺野・片岡, 2000)。そこで、本研究の微動探査の結果においても、波長 40m 程度のレイリー波の位相速度の観測値と AVS30 を比較したところ、Fig. 13c に示すように紺野・片岡 (2000) の指摘のとおり、両者はよく一致していることが確認できる。

以上のように、この地域においても特定の波長のレイリー波の位相速度や AVS30 によって地盤増幅特性の評価が可能であることが確認でき、小規模なアレイでの微動観測による位相速度データを蓄積すれば、この地域での地盤増幅特性のより詳細な空間的分布を得ることができると考えられる。

5. 考察

5.1 門前町の計測震度観測点での 1 次元地盤増幅

門前総合支所に設置された震度計付近の観測点である L3 での表層と深部地盤を合わせた S 波速度構造モデルに対する S 波の 1 次元増幅特性を計算した。計算に際して、深部地盤と浅部地盤モデルの接続する際には、工

学的基盤の S 波速度を 500m/s とした。さらに、各層の減衰は、上述のように Q 値が S 波速度の 1/15 であると仮定した。さらに、増幅特性を計算する際に考慮する地層の違いによって生じる増幅特性の差異を理解するために、計算で半無限媒質と仮定する地層を変えた場合の増幅特性の計算も行った。

Fig. 14 には、計算結果が示されている。当然ながら、図のなかで最も増幅率が大きいものは、S 波速度 3.2km/s の地震基盤より上にある堆積層を考慮した場合の増幅特性である。この増幅特性の全体的なスペクトル形状は、S 波速度 2.2km/s 層を半無限媒質と考えた場合の結果と広い周期範囲で類似しており、この地域での地震動を考える場合には、S 波速度 2.2km/s を基盤として考えても大きな問題はないと考えられる。ほぼすべての増幅特性には、周期約 1 秒に卓越するピークがみられることから、この卓越したピークは、工学的基盤までの表

Fig. 14. Variation of amplification factors with different S-wave velocities for the bottom layer of S-wave model at L3. The S-wave velocity model is made from combination of inverted profiles in Figs. 6 and 8.

層地盤の影響が支配的であると考えられる。このことは、上記の余震観測に見られる周期1秒付近の明瞭なピークは表層地盤によると解釈したことの妥当性を示している。一方、周期2秒以上の長周期成分については、少なくともS波速度2.2km/s層までの深部地盤の影響を考慮しないと適切に評価できない。また、周期0.8秒や0.5秒などの成分は、表層地盤だけでは説明できず、深部地盤の影響による高次モードのピークであることがわかる。こうした深部地盤の高次モードによる短周期のピークの存在は、能登半島の他の強震観測点での増幅特性でも指摘されており（加藤・池浦，2007），それほど特殊な場合ではないと考えられる。より精度の高い短周期地震動の評価では、深部地盤の影響も考慮することが重要となることがわかる。このように、表層地盤と深部地盤で影響を及ぼす周期帯域が周期1～2秒で区別されるだけでなく、短周期成分の卓越周期にも深部地盤が影響していることには、強震動特性を評価する際に注意が必要である。上述のFig. 12のスペクトル比の説明では、周期1秒のピークを表層地盤の影響のみで評価している。これは、基準点とのスペクトル比を求めることで深部地盤の影響が除去されていると考えているためである。

5.2 観測および理論スペクトル比の差について

Fig. 12に示した余震観測によるスペクトル比と理論値の比較では、ピーク周期の一致は確認できたが、ピーク振幅の観測値は、計算値よりも数倍大きく、今回明らかにした地盤モデルでは十分に説明できなかった。理論増幅率の計算では、簡単のためにQ値がS波速度の1/15で一定であると仮定した。しかし、実際には周波数依存性があることが知られている。例えば、佐藤（2003）は、 $Q^{-1} = 42.8/V_s f^{-0.41}$ によってQ値をモデル化している。この結果によれば、L3のモデルでの表層のS波速度は約140m/sであり、周期1秒でのQ値は3程度となる。Fig. 11の増幅特性の計算に用いたQ値は $V_s/15$ により表層では約9としており、周期1秒でのQ値は大きく違うわけではない。したがって、減衰のモデル化によって周期1秒のピーク振幅が観測値と理論値で数倍程度異なることを解消できる可能性は小さいと考えられる。

本研究での位相速度の逆解析では、周期0.1秒程度までのデータを用いている。この周期帯域の位相速度に大きな影響を及ぼさない低速度の極表層が深度1～2mに存在することも考えられる。仮に、Fig. 8のL3のS波速度構造にS波速度50m/sを有した極表層が厚さ2mで存在するとして、S波の増幅特性を計算した。その結果、こうした極表層の存在も周期1秒の増幅特性への影響は少なく、やはり観測と計算のスペクトル比の差異を説明できないことがわかった。一方、上記のスペクトル比の理論値の計算の際には深部地盤モデルは考慮してい

ない。表層地盤の下に深部地盤を加えた場合、深部地盤のモデルが同じであれば、スペクトル比への影響が少ない。基準点とL3は約1.5km離れており、両地点での深部地盤が異なるもあると考えられる。この場合には、Fig. 12のスペクトル比の理論値も異なる可能性があり、両者が合わない理由のひとつとなり得る。

この地域では南北を山地に囲まれており、東西方向に伸びた谷状の地盤となっている。こうした盆地状の地盤では、地盤の2・3次元的影響によって2次的な表面波が発生することが多くの研究で指摘されている（例えば、日本建築学会，2005）。この地域の場合には、谷の幅は約1kmであり、S波初動の到着からそれほど遅くない時間に表面波がL3などの観測点に現れる可能性がある。上に述べたスペクトル比の計算では、S波初動後の10秒間の部分を用いたが、Fig. 3をみると、S波初動後の10秒間に後続する表面波も含まれているようにもみえる。そこで、微動探査の結果に基づいて走出地域の南北方向の表層地盤の2次元断面を作成し、2次元モデルでの地震波の増幅を評価した。

Fig. 15aには、仮定した表層地盤の2次元断面が示されている。この2次元モデルは、微動探査による1次元モデルを水平方向に線形補間することによって作成したものである。L4は道下地域の観測点ではあるが、山地で

Fig. 15. Results of 2D computation of S-wave amplification. a) 2D model for north-south cross section of shallow soils across the Hakka river. b) Comparison of ratios of spectra of ground motion observed at L3 to that at L4 with those computed in 2D (solid line) and 1D (dotted line) models.

は表層地盤は大きく変わらないとして、図に示した走出地域の南北断面のモデル作成の際に用いた。2次元地盤モデルの応答計算では、SH波動場を考え、応力-ひずみで表現された弾性体の運動方程式を差分近似し、食い違い格子によって離散化した。減衰は、山田・山中(2003)と同様に差分式に導入し、各層のS波速度の1/15とした。計算方法の詳細は、山田・山中(2003)に示されている。入力としては、工学的基盤から鉛直に入射するSH波を考え、2007年3月30日14:04の余震(深さ8.3km, Mj3.7)の際にL4で観測された東西方向の速度波形から、L4での1次元地盤モデルに基づいて工学的基盤への入射波を求め、それを入力波とした。加速度から積分する際には、周期0.2~5秒のバンドパスフィルターを操作させた。Fig. 15bには、L4とL3地点での計算波形のスペクトルの比が示されている。図の観測スペクトル比が複数の地震に対するスペクトル比の平均値であるが、2次元モデルでの計算結果は1つの入力に対するスペクトル比である。そのために、計算結果のほうがスペクトル比の変動が大きくなっている。周期1秒のピーク振幅については、観測値をまだ十分に説明できていないが、その他の周期帯域での計算結果は、観測値と同程度の振幅となっている。また、2次元モデルのスペクトル比の計算値は、1次元モデルの場合よりも大きくなっており、より観測には近い値になっている。このことは、観測スペクトル比の絶対振幅まで含めた地盤増幅特性の理解には、表層地盤の3次元的な構造の影響を考慮する必要があることを示唆している。

6. まとめ

2007年能登半島地震で被害の多かった輪島市門前町において地盤震動特性を理解することを目的として余震観測および微動探査を実施した。門前町の走出および道下地域での余震観測は7地点で実施された。被害の多い地域での余震観測記録から得られる地盤増幅特性には、周期0.5~1秒で卓越するピークが認められた。余震観測が行われた地域で規模の大きいアレイでの微動観測記録の分析によって、やや長周期帯域のレイリー波の位相速度を算出し、地震基盤に至るまでの堆積層のS波速度構造を明らかにした。さらに、余震観測が実施された7地点において、規模の小さいアレイでの微動観測を実施し、工学的基盤までの表層地盤のS波速度構造を推定した。得られたS波速度構造から計算される地盤増幅特性の卓越周期は、余震観測結果による結果と一致しており、余震記録にみられる周期0.5から1秒の成分が表層地盤に起因することがわかった。しかしながら、観測された増幅特性のピークの振幅値は、計算値よりも大きく、表層地盤の1次元増幅では説明できなかった。表層地盤の2次元モデルに基づく増幅特性を評価したところ、1次

元増幅率よりも大きな値で観測値にはより近いものであり、地盤の2・3次元的影響の可能性が示唆された。

謝 辞

2名の査読者からは貴重なご意見を頂きました。本研究の一部は、文部科学省科学研究費補助金(2007年能登半島の余震に関する調査研究)および21世紀COE(都市地震工学の展開と体系化)による支援を受けました。余震および微動観測に際しては、多くの方々のご協力を頂きました。ボーリング資料は、門前東小学校のご厚意によるものです。記して、感謝いたします。

参 考 文 献

- 新井 洋・森井雄史・山田真澄・清水秀丸・林 康裕(2008): 2007年能登半島地震の震源域における最大地動速度の評価と木造住宅被害の要因分析, 日本建築学会構造系論文集, **624**, 227-234.
- 北陸地方土木地質図編纂委員会(1990): 北陸地方土木地質図解説書, 38-41 および地質図.
- 伊藤 潔・和田博夫・渡辺邦彦・堀川晴彦・佃 為成・酒井 要(1994): 1993年能登半島沖地震, 京都大学防災研究所年報, **37**, B-1, 325-341.
- 加藤研一・池浦友則(2007): K-NETとKiK-net強震記録に基づく2007年能登半島地震の震源・伝播・地盤増幅特性, 日本地震学会講演予稿集2007年度秋季大会, P1-040, 168.
- 気象庁(2007): 平成19年3月地震・火山月報(防災編), 46-49.
- 狐崎長琅・後藤典俊・小林芳正・井川 猛・堀家正則・斎藤徳美・黒田 徹・山根一修・奥住宏一(1990): 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**, 1-17.
- 紺野克昭・片岡俊一(2000): レイリー波の位相速度から地盤の平均S波速度を直接推定する方法の提案, 土木学会論文集, **647/I-51**, 415-423.
- 太田 裕・後藤典俊(1976): S波速度を他の土質的諸指標から推定する試み, 物理探査, **29**, 251-261.
- 翠川三郎・松岡昌志(1995): 国土数値情報を利用した地震ハザードの総合的評価, 物理探査, **48**, 519-529.
- 諸井孝文・釜田正毅・池田 孝(2008): 2007年能登半島地震による建物被害および気象庁震度との関係-過去の地震との比較を通じて-, 歴史地震, **23**, 投稿中.
- 元木健太郎・山中浩明・山田伸之・菅原達哉・馬淵ゆみ・瀬尾 和大(2007): 2007年能登半島地震の被災地門前町における余震観測と微動測定, 2007年度日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造2-B, 175-176.
- 村田 晶・池本敏和・宮島昌克・後藤正美・鈴木祥之・村西進也(2007): 2007年能登半島地震における建物被害調査-その2建物悉皆調査結果-, 日本地震工学会大会2007梗概集, 26-427.

日本建築学会 (2005) : 地盤震動・現象と理論, 252-267.

岡田 廣・松島 健・森谷武男・笹谷 努 (1990) : 広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法, 物理探査, **43**, 402-417.

佐藤智美 (2003) : 鉛直アレーデータに基づく S 波の斜め入射を考慮した地盤の減衰定数の同定—焼き鈍し法の適用—, 日本建築学会構造系論文集, **569**, 37-45.

山田伸之・山中浩明 (2003) : 関東平野における地下構造モデルの比較のための中規模地震の地震動シミュレーション, 地震, **56**, 111-123.

Yamanaka, H., K. Motoki, N. Yamada, T. Sugawara, Y. Mabuchi, and K. Seo (2008) : Observations of ground

motion during aftershocks of the 2007 Noto Hanto earthquake in Monzenmachi, the Wajima city, for estimation of site amplification, *Earth Planet Space*, **60**, 1063-1067.

山中浩明 (2007) : 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, **60**, 265-275.

吉見雅行・吉田邦一・竿本英貴・長 郁夫 (2007) : 石川県穴水町・輪島市中心部・輪島市門前町における 2007 年能登半島地震の臨時強震観測, 2007 年地球惑星地球惑星科学関連学会合同大会, Z255-P037.

Estimation of local site effects in Monzenmachi, the Ishikawa prefecture, Japan, from microtremor array exploration and observation of aftershocks of the 2007 Noto-Hanto earthquake

Hiroaki Yamanaka*, Kentaro Motoki*, Nobuyuki Yamada**, Shun'ichi Fukumoto*³,
Etsuko Yamada*³ and Kazuoh Seo*

ABSTRACT

Heavy damage was experienced in cities and villages in the northern part of the Noto peninsula during the 2007 Noto-Hanto earthquake, Japan with an M_j of 6.9. In particular, many wooden houses were collapsed in Hashiride and Touge areas of Monzenmachi of the Wajima city. The areas are located in the focal region of the earthquake and covered with soft soils along the Hakka river that is sandwiched by mountains in the northern and southern ends of a Quaternary narrow valley with a width of 1 to 2 km. Yamanaka et al. (2008) conducted recording of ground motions from aftershocks at 11 stations in Monzenmachi to know local site amplifications. They found strong amplifications due to shallow soils at the damaged area. In this study, we conducted microtremor array explorations at the aftershock observation stations to reveal S-wave profiles. An S-wave profile of the deep sedimentary layers is deduced from an inversion of Rayleigh wave phase velocity estimated in array analysis of vertical microtremors observed in a large array in the Hashiride area. The depth to the basement having an S-wave velocity of 3.2 km/s is about 1.8 km in the profile. The shallow S-wave profiles over the engineering bedrock with an S-wave velocity of about 0.5km/s are also revealed from vertical microtremors derived in small arrays at each aftershock stations. The 1D amplifications of S-wave in the S-wave profiles show similar spectral features to those estimated from the aftershock records. However the peak amplitudes of the calculated 1D amplifications are smaller than those of the observed amplifications. Amplifications of S-wave in a two-dimensional model for the shallow soils in the north-south direction are calculated using a finite difference code. Although the calculated amplitudes are still smaller than the observed ones, the amplifications for the two models are larger than that of the 1D model. This suggests that 2/3D effects of the valley may be included in the estimation of the observed amplifications in the area.

Keywords: 2007 Noto—Hanto earthquake, microtremor array, Rayleigh wave, phase velocity, S-wave velocity, local site effects

Manuscript received February 15, 2008; Accepted August 14, 2008.

* The Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Tokyo Institute of Technology, Nagatsuta 4259, Midori-ku, Yokohama, Kanagawa 227-8503, Japan

** Fukuoka University of Education
1-1 Akamabunkyo-machi, Munakata City, Fukuoka Prefecture
811-4192, Japan

^{*3} Tokyo Soil Research
2-11-16 Higashigaoka, Meguro-ku, Tokyo 152-0021, Japan

A part of this paper was presented at the 116th SEGJ fall conference, 2007.