

## 福井県の KiK-net 観測地点の P 波速度構造と減衰特性

安井 譲<sup>\*1</sup>, 西川隼人<sup>\*2</sup>

### P wave Velocity and Damping Structure of KiK-net Observation Sites in Fukui Prefecture

Yuzuru Yasui and Hayato Nishikawa

By using a divided soil model, P wave velocity and damping structures of KiK-net observation sites in Fukui Prefecture, were examined by optimizing the observed seismic vertical transfer function, through the genetic algorithm. As a result, P wave soil velocity models with P wave damping coefficients were proposed. The obtained empirical relationship of the internal damping coefficients of the sites is as follows. The value of internal damping coefficient is about 59, in case of the P wave velocity being less than 1700m/s, and is 117 in other case. Moreover, it is said that P wave damping factor has as about twice value as the S wave ones up to 10%.

**Keywords:** P 波速度, P 波減衰, 分割地盤モデル, GA, 上下伝達関数, KiK-net, 福井県

#### 1. はじめに

地震観測記録を適切に評価するためには当該地点の速度構造と減衰特性を評価しておく必要がある. 著者ら<sup>1)</sup>は福井県の 7 つの KiK-net<sup>2)</sup>観測地点の地震観測記録から得られる水平動の伝達関数を逆解析して S 波速度構造とその減衰特性を求めた. その際, 速度と減衰のトレードオフの関係を避けるため PS 検層により得られている 1 次元 S 波成層地盤モデルの各層を細分割して自由度を増したモデルを用いた. 本研究は, 同様な手法を用いて上下動の伝達関数を逆解析して P 波速度構造とその減衰特性を求めることを試みたものである. ところで, P 波速度と P 波減衰を扱った研究のうち特に減衰特性に着目して既往の研究を概観すると次のようまとめられる. まず, 阿部ら<sup>3)</sup>は鉛直アレー観測で得られた地震観測記録の初期微動部の上下伝達関数を 1 次元 P 波成層地盤モデルで検討して, P 波減衰を S 波減衰の 2 倍に設定すると観測値をよく近似できるとしている. 藤堂ら<sup>4)</sup>は, P 波減衰と S 波減衰の周波数依存性がほぼ同じであること, P 波減衰は S 波減衰より大きくその割合は P 波と S 波の速度比で関係づけられるとしている. 佐藤 (浩) ら<sup>5)</sup>も同様な検討を行い藤堂らの考察を検討・吟味している. また, 野畑ら<sup>6)</sup>や佐藤 (智) <sup>7)</sup>は, 地震観測記録の 3 成分を同時に考慮して入射角と P 波減衰を含む表層地盤構造を同定することを試み

\*1 土木環境工学科 \*2 舞鶴工業高等専門学校

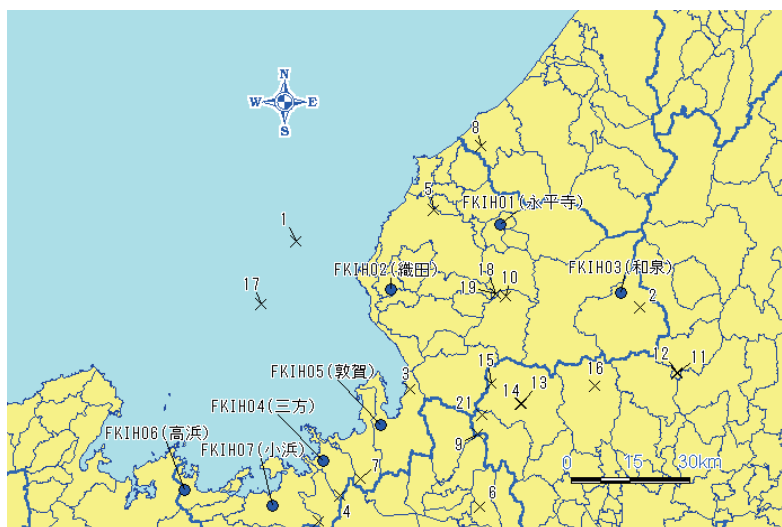


図-1 対象とした地震 (×) と KiK-net 観測点 (●)

表-1 対象とした地震の諸元

No.	発生地域	地震発生日時				緯度 (°N)	経度 (°E)	深さ(km)	M <sub>JMA</sub>
1	福井県沖	1999年	11月	7日	3:34 :01.6	36.0583	135.7933	15	5
2	福井県嶺北	2000年	3月	24日	23:00 :21.5	35.9067	136.7533	9	4.2
3	福井県嶺南	2000年	6月	5日	9:54 :41.2	35.7200	136.1100	9	4.9
4	福井県嶺南	2001年	4月	16日	19:05 :18.0	35.4800	135.9167	14	4.2
5	福井県嶺北	2002年	8月	18日	9:01 :01.8	36.1283	136.1767	11	4.7
6	滋賀県北部	2002年	11月	19日	18:36 :15.9	35.4533	136.3050	14	3.9
7	福井県嶺南	2003年	3月	13日	21:04 :56.0	35.5183	135.9733	14	4.2
8	石川県加賀地方	2003年	6月	5日	23:14 :21.5	36.2733	136.3100	12	4.1
9	岐阜県美濃中西部	2003年	12月	23日	14:34 :40.6	35.6183	136.3000	9	4.4
10	福井県嶺北	2004年	10月	5日	8:33 :51.4	35.9333	136.3767	12	4.8
11	岐阜県美濃中西部	2005年	6月	20日	14:04 :28.0	35.7567	136.8550	9	4.6
12	岐阜県美濃中西部	2005年	6月	20日	21:38 :24.8	35.7583	136.8567	9	4.3
13	岐阜県美濃中西部	2006年	2月	16日	23:10 :45.4	35.6883	136.4217	14	4.4
14	岐阜県美濃中西部	2006年	2月	18日	16:21 :10.6	35.6883	136.4183	13	4.1
15	岐阜県美濃中西部	2007年	1月	22日	2:16 :07.8	35.7333	136.3367	13	4.5
16	岐阜県美濃中西部	2007年	4月	28日	9:27 :24.6	35.7283	136.6250	10	4.6
17	若狭湾	2007年	8月	31日	23:36 :57.2	35.9150	135.6967	16	4.4
18	福井県嶺北	2007年	12月	21日	14:22 :54.5	35.9383	136.3483	7	4.5
19	福井県嶺北	2007年	12月	21日	16:01 :08.6	35.9383	136.3483	7	4.2
20	福井県嶺南	2008年	8月	8日	4:35 :16.2	35.4200	135.8550	15	4.2
21	岐阜県美濃中西部	2009年	2月	18日	6:47 :07.0	35.6617	136.3133	9	5.2

ている．また，蓑和ら<sup>8)</sup>は，強震記録の逆解析から P 波減衰定数を同定して深部でもその値は大きく，周波数依存性があることを示している．これらの研究では文献 8)を除き，周波数のべき乗に逆比例する減衰モデルを用いているが，吉田ら<sup>9)</sup>は，小林ら<sup>10)</sup>による散乱減衰と内部減衰の和で表される S 波減衰モデルの 2 倍の値を P 波減衰として与えれば，観測と計算による上下伝達関数がよく一致するとしている．本研究では，各種の減衰モデル<sup>11)</sup>のうち物理的に解釈し易い上記の小林他による S 波減衰モデルと相似な P 波減衰モデルを仮定して，P 波散乱減衰係数と P 波内部減衰係数を逆算することを試みた．これらの減衰係数のうち周波数に比例しない内部減衰係数を直接的に同定した研究<sup>12)</sup>は少なく，得られた諸特性は貴重な知見を示すものであると考える．

## 2. 対象とした地震と伝達関数

図-1 に KiK-net 観測地点とともに，対象とした地震の震央位置を示した．また，表-1 にはそ

これらの地震の諸元を示してある．上下動の伝達関数については，P 波到達から S 波到達までを切り出しそれに零データを付加して 81.92 秒としたものを計算に用いた．波形を切り出す際には両端にコサインテーパーを施したウィンドウをかけた．また，バンド幅 0.4Hz の Parzen ウィンドウを用いてスペクトルを平滑化した．

### 3. 逆解析の概要

既報<sup>1)</sup>の研究で用いた 1 次元 S 波成層分割地盤モデルは，探索パラメータの自由度を増す目的で，次のような考えのもとに作成した．まず，対象とする観測地点の公表地盤モデル（PS 検層モデル<sup>2)</sup>）の各層をいくつかの層に分けて分割モデルを作成する．岩地盤の速度構造は深さ方向に地盤の不均質性に関連すると思われる揺らぎがある<sup>13)</sup>といわれている．そこで揺らぎの波長の 1/5 程度の厚さで岩質地盤を分割することとした．揺らぎの波長を 50m 程度とすると分割する厚さは 10m 程度となる．また，岩質地盤以外の軟質地盤（表層土や礫など）では，逆解析の上限の 10Hz のときの S 波速度  $V_S$  の波長の 1/5 程度の厚さで分割した．このとき分割モデルの層数は，FKIH01～FKIH07 に対してそれぞれ，16,15,25,25,22,20 および 18 であった．ここに，FKIH01（永平寺）では，S 波速度が 130m/s で厚さ 7m の表層があるとする小アレイ観測結果<sup>14)</sup>を考慮して分割モデルを作成している．今回の上下伝達関数の検討に用いる 1 次元 P 波成層分割地盤モデルの分割数と分割幅は S 波の場合と同じものを用いた．このモデルの軟質地盤の分割厚さは，30Hz のときの P 波速度  $V_P$  の波長の 1/5 程度に対応している．また，密度  $\rho$  は水平伝達関数の逆解析で同定された S 波速度  $V_S(m/s)$ <sup>1)</sup>を用いて下式<sup>15)</sup>で計算される値を用いた．

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

P 波減衰モデルは物理的に解釈し易い小林他<sup>10)</sup>による S 波減衰モデルと相似な P 波減衰モデルを仮定した．即ち，所謂 P 波減衰定数  $h_P$  は式(2a)のように P 波散乱減衰定数  $h_{e,P}$  と P 波内部減衰定数  $h_{i,P}$  の和で表され， $h_{e,P}$  は P 波散乱減衰係数  $n_{e,P}$  と， $h_{i,P}$  は P 波内部減衰係数  $n_{i,P}$  と，それぞれ式(2b)と式(2c)に示されるような関係にあるものとした．ここに， $f$  は振動数である．

$$h_P = h_{e,P} + h_{i,P} \quad (2a)$$

$$h_{e,P} = \frac{n_{e,P}}{V_P} \frac{1}{f} \quad (2b)$$

$$h_{i,P} = \frac{n_{i,P}}{V_P} \quad (2c)$$

遺伝的アルゴリズム（GA）<sup>16),17)</sup>を用いて観測による伝達関数  $R_O(f_i)$  を上記の分割モデルの計算値  $R_C(f_i)$  で近似させることにより速度構造と減衰構造を逆算する．即ち，下式で示される評価関数  $E$  を最小にするような地盤構造を求める．

$$E = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \{R_C(f_i) - R_O(f_i)\}^2 \quad (3)$$

ここに、計算による伝達関数は1次元P波成層分割地盤モデルを用いて重複反射理論により算定するものとし、計算結果には0.4HzのParzenウィンドウを施した。また、同式の $f_i$ は*i*番目の振動数で、 $N$ はその総数である。ここに、振動数範囲は原則として1.5Hz～30Hzとしたが、上限の30Hzが伝達関数のピーク付近となるFKIH01とFKIH07についてはその上限の振動数が谷となるように、それぞれ1.5Hz～45Hzと1.5Hz～35Hzと上限値を拡張した。

GAによる逆算では、各層の $V_P$ 、 $n_{e,P}$ および $n_{i,P}$ を探索する。 $V_P$ の探索範囲は既存のPS検層モデル<sup>2)</sup>の0.75倍～1.25倍を原則としたが、永平寺の深さ20mまでの探索範囲は $V_S$ 同定時の事情<sup>1),14)</sup>を考慮して試行錯誤して定めた。 $n_{i,P}$ の探索範囲は、前報<sup>1)</sup>で逆算して求めたS波の集約モデルの $V_S$ 値が500m/sec以下のとき0～150とし、500m/sec以上のとき0～200とした。また、 $n_{e,P}$ は、最初は零として探索を行い $n_{i,P}$ だけでは近似が不可能と判断した場合に導入するものとした。その際、 $n_{e,P}$ の探索範囲は0～0.6 $V_P$ とした。なお、GA探索のその他の条件は以下のである。即ち、試行回数：10、世代数：300、個体数：400、ビット数：8、交叉確率：0.7、突然変異確率：0.01とし、グレイコード、動的突然変異およびエリート選択を考慮している。

#### 4. 速度構造と減衰特性の同定結果

図-2に分割モデルを用いて行った伝達関数の同定結果を観測値と比較して示した。図中の逆算とあるのがその同定結果であるが、両者は概ね一致している。ここに、散乱減衰を考慮する必要があったのはFKIH01(永平寺)とFKIH03(和泉)の2つの地点であった。また、同図の集約モデルはPSモデルの各層の厚さの範囲で分割モデルの速度と減衰の値を平均値したモデルである。集約モデルを用いて計算した伝達関数は25Hzあたりまで分割モデルによる結果とほとんど一致しており実用的には集約モデルを用いても十分な精度を有していると言える。図-3にP波速度構造の逆算結果を示したが、永平寺の浅層部分を除いて逆算値は公表されているPS検層モデルとほぼ一致している。図-4に $n_{i,P}$ の逆算結果を、図-5にはFKIH01(永平寺)とFKIH03(和泉)の $n_{e,P}$ の逆算結果を、それぞれ示してある。さらに、表-2には集約モデルの諸元の値を示した。同

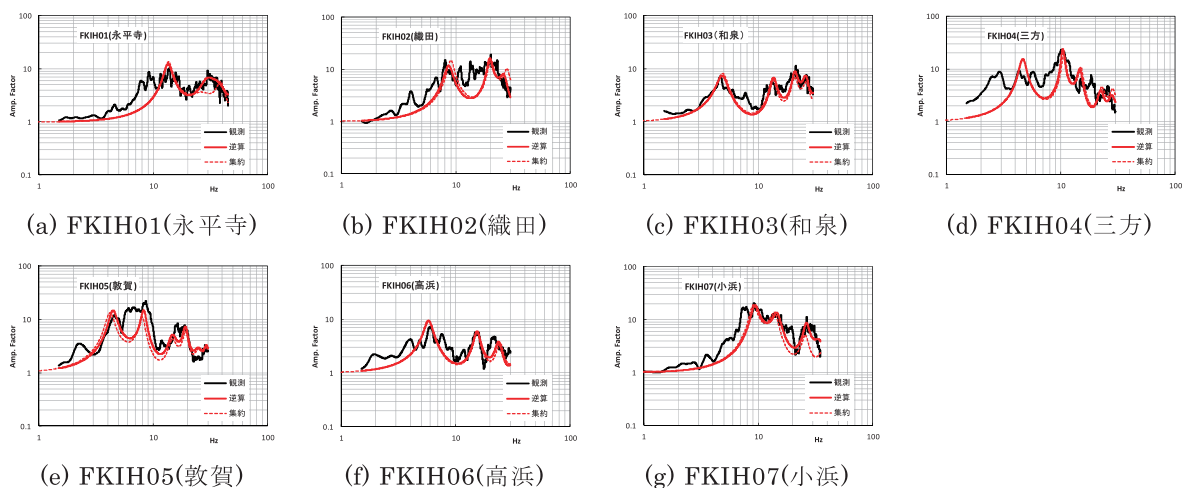


図-2 伝達関数

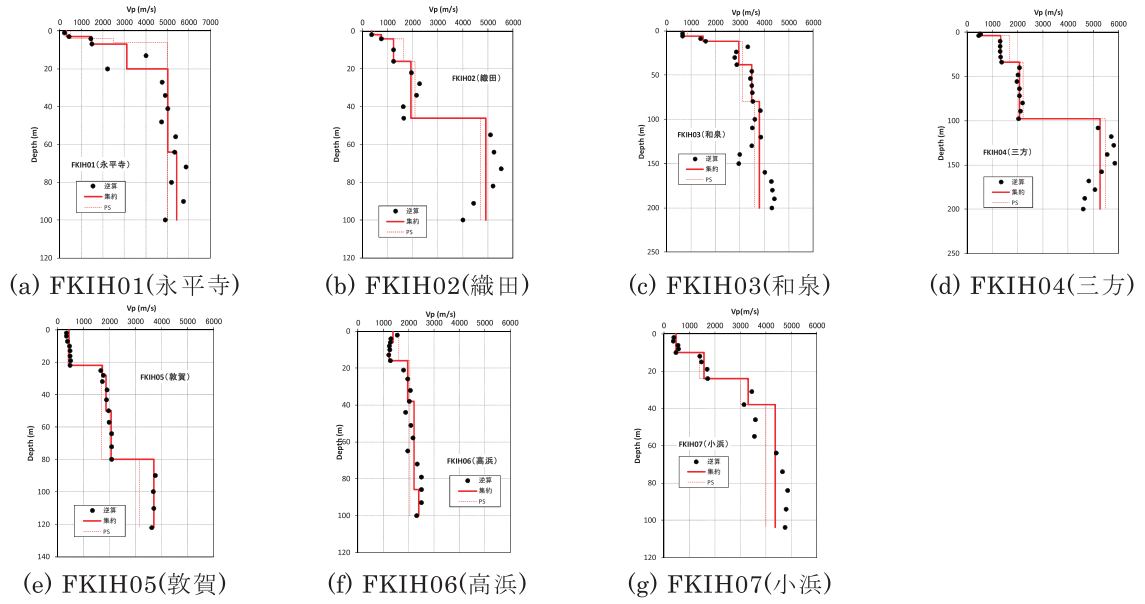


図-3 速度構造  $V_P$

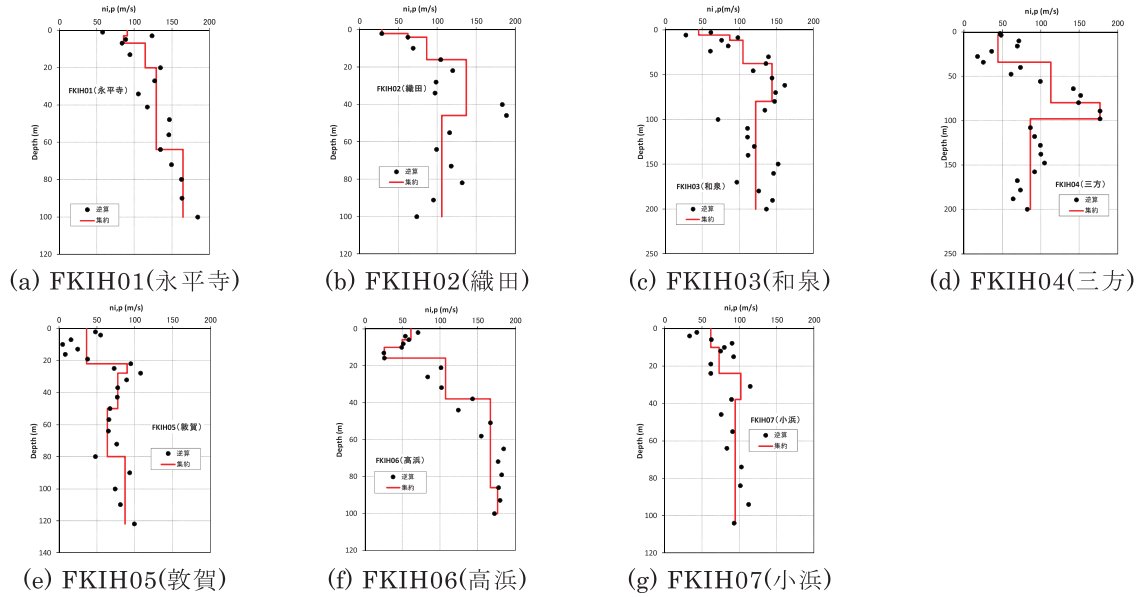


図-4 内部減衰係数  $n_{i,P}$

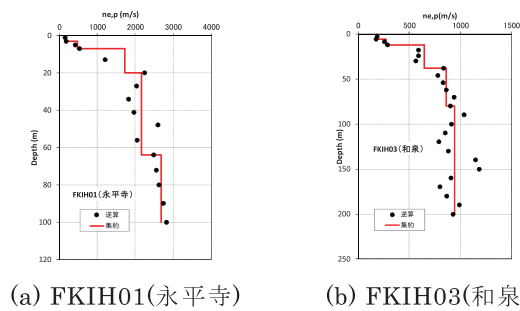


図-5 散乱減衰係数  $n_{e,P}$

表-2 集約モデル

(a) FKIHO1(永平寺)

層No.	厚さ (m)	深さ (m)	$\rho$ ( $t/m^3$ )	Vs (m/s)	ne,s (m/s)	ni,s (m/s)	Vp (m/s)	ne,p (m/s)	ni,p (m/s)
1	3	3	1.61	99	-	4.90	315	165	90.6
2	4	7	1.65	134	-	15.8	1461	472	85.7
3	13	20	2.20	1448	-	22.6	3111	1728	115
4	44	64	2.29	1787	-	23.7	5028	2160	130
5	36	100	2.39	2219	-	21.2	5432	2686	165

(e) FKIHO5(敦賀)

層No.	厚さ (m)	深さ (m)	$\rho$ ( $t/m^3$ )	Vs (m/s)	ne,s (m/s)	ni,s (m/s)	Vp (m/s)	ne,p (m/s)	ni,p (m/s)
1	22	22	1.66	157	-	5.71	437	-	36.3
2	6	28	1.72	233	-	7.92	1718	-	90.4
3	22	50	1.77	310	-	5.40	1866	-	78.0
4	30	80	1.88	516	-	9.20	2058	-	64.0
5	42	122	2.08	1047	-	17.2	3697	-	87.2

(b) FKIHO2(織田)

層No.	厚さ (m)	深さ (m)	$\rho$ ( $t/m^3$ )	Vs (m/s)	ne,s (m/s)	ni,s (m/s)	Vp (m/s)	ne,p (m/s)	ni,p (m/s)
1	2	2	1.63	118	-	12.5	379	-	28.4
2	2	4	1.63	118	-	17.2	765	-	62.5
3	12	16	1.78	321	-	17.2	1250	-	86.6
4	30	46	1.96	690	-	16.9	1934	-	138
5	54	100	2.37	2114	-	19.4	4920	-	105

(f) FKIHO6(高浜)

層No.	厚さ (m)	深さ (m)	$\rho$ ( $t/m^3$ )	Vs (m/s)	ne,s (m/s)	ni,s (m/s)	Vp (m/s)	ne,p (m/s)	ni,p (m/s)
1	6	6	1.66	153	-	12.9	1375	-	61.0
2	4	10	1.76	288	-	14.2	1241	-	50.0
3	6	16	1.89	530	-	29.8	1243	-	25.8
4	22	38	1.92	599	-	37.0	1959	-	107
5	48	86	2.02	845	-	36.3	2202	-	167
6	14	100	2.15	1253	-	29.2	2408	-	176

(c) FKIHO3(和泉)

層No.	厚さ (m)	深さ (m)	$\rho$ ( $t/m^3$ )	Vs (m/s)	ne,s (m/s)	ni,s (m/s)	Vp (m/s)	ne,p (m/s)	ni,p (m/s)
1	6	6	1.77	313	101	14.2	657	180	44.8
2	6	12	1.93	619	234	12.3	1494	273	87.2
3	26	38	2.03	897	223	30.4	2959	645	105
4	42	80	2.11	1140	187	16.7	3482	862	144
5	120	200	2.23	1548	569	29.4	3800	942	121

(g) FKIHO7(小浜)

層No.	厚さ (m)	深さ (m)	$\rho$ ( $t/m^3$ )	Vs (m/s)	ne,s (m/s)	ni,s (m/s)	Vp (m/s)	ne,p (m/s)	ni,p (m/s)
1	10	10	1.69	182	-	15.1	473	-	61.5
2	14	24	1.85	447	-	11.9	1576	-	72.6
3	14	38	2.07	1015	-	31.4	3299	-	102
4	66	104	2.35	2023	-	30.5	4374	-	94.2

(d) FKIHO4(三方)

層No.	厚さ (m)	深さ (m)	$\rho$ ( $t/m^3$ )	Vs (m/s)	ne,s (m/s)	ni,s (m/s)	Vp (m/s)	ne,p (m/s)	ni,p (m/s)
1	4	4	1.73	236	-	10.1	502	-	47.4
2	30	34	1.73	250	-	5.13	1328	-	43.7
3	46	80	1.92	603	-	14.8	2073	-	113
4	18	98	1.99	764	-	14.5	2085	-	177
5	102	200	2.44	2410	-	24.7	5264	-	86.3

表には  $V_S$  のほか、S 波散乱減衰係数  $n_{e,S}$  と S 波内部減衰係数  $n_{i,S}$  の値も示してある。

## 5. P 波減衰特性の考察

図-6 には、 $h_{i,p}$  と  $V_p$  との関係を示したが、 $V_p$  が大きくなると減衰が小さくなる傾向がみられ、 $V_p=5,000\text{m/s}$  付近で 2~3% の値となっている。図-7 には  $h_{i,p}$  と  $V_S$  との関係を示した。 $V_S$  が大きくなると減衰が小さくなる傾向がみられるが、 $V_p$  の場合とくらべるとその低減傾向はなめらかでないようである。ところで、R.E.Abercrombie<sup>12)</sup>は、深さ 3km 以浅の地表付近の岩質地盤の P 波の  $Q_p$  値は  $27 \pm 8$  と得られたとしている。 $Q_p$  と  $h_{i,p}$  の関係は  $h_{i,p} = 1/2Q_p$  で表されるから、 $h_{i,p}$  は 1.4~2.6% となる。図-6 にはこの上下限値をプロットしてあるが、逆算値はこの上下限値にほぼ対応している。ここに、当該地盤の速度は、 $V_p \approx 5.39 \pm 0.45(\text{km/s})$  である。

図-8 に  $n_{i,p}$  と  $V_p$  との関係を示したが、 $V_p$  が 1700m/s あたりのところを境に異なった値をとるようである。そこで、その閾値を 1700m/s として平均をとると、閾値以下の場合には 59 (m/s : 以後の記述では単位を略す) で、閾値以上の場合には 117 となった。

ところで、S 波構造は与えられているが P 波の速度構造は得られていない場合がある。このような場合、P 波減衰と  $V_S$  との関係がわかっているれば都合がよい。そこで、P 波内部減衰定数  $h_{i,p}$  を、



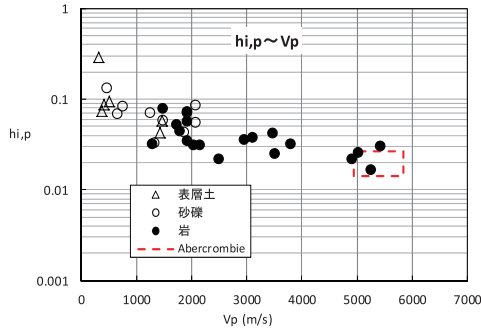


図-6  $h_{i,p} \sim V_p$

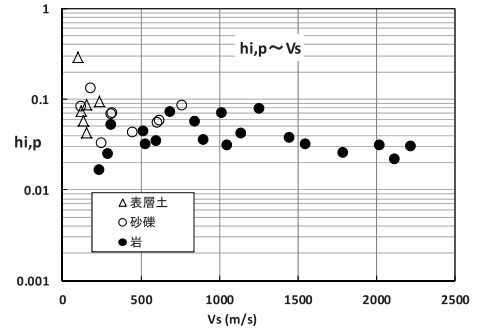


図-7  $h_{i,p} \sim V_s$

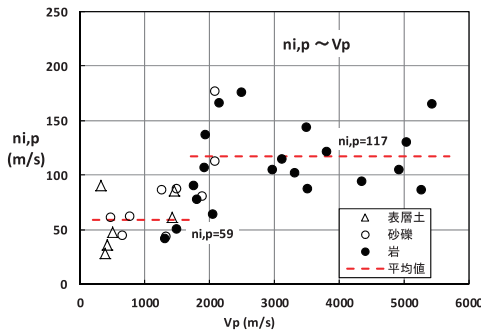


図-8  $n_{i,p} \sim V_p$

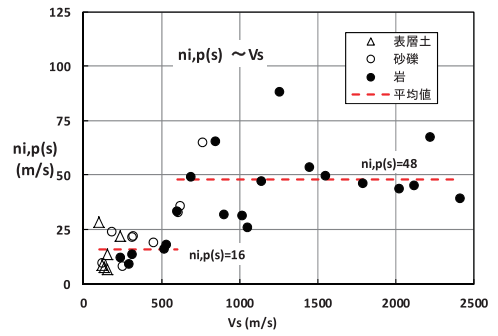


図-9  $n_{i,p(s)} \sim V_s$

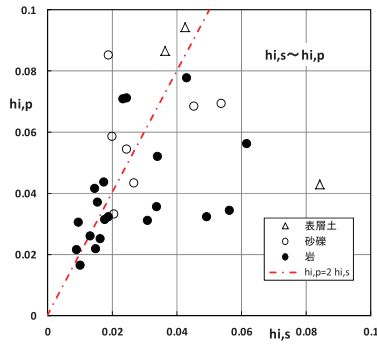


図-10  $h_{i,p} \sim h_{i,s}$

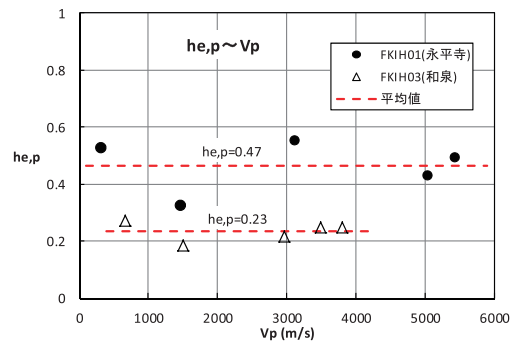


図-11  $h_{e,p} \sim V_p$

$V_s$  と関連付けた P 波内部減衰係数  $n_{i,p(s)}$  を用いて次式で定義することとする。

$$h_{i,p} = \frac{n_{i,p(s)}}{V_s} \quad (4)$$

図-9 に  $n_{i,p(s)}$  と  $V_s$  との関係を示したが、 $V_s$  が 600m/s 前後のところを境に異なった値をとるようである。そこで、その閾値を 600m/s として平均をとると、閾値以下の場合には 16 で、以上の場合には 48 となった。既報<sup>1)</sup>によれば S 波内部減衰係数  $n_{i,s}$  は  $V_s$  が 1000m/s 以上の地盤では 24 であったから、 $n_{i,p(s)}$  は  $n_{i,s}$  の丁度 2 倍の値となっている。一方、小林らの結果<sup>9),10)</sup>から求まる  $n_{i,s}$  を

2 倍したものを  $n_{i,P(S)}$  と考えると堆積岩で 30 となり、本研究の結果 ( $V_s$  が 600m/s 以上で 48) はその 1.6 倍と大きめに得られている。なお、図-6 の内部減衰定数と図-8 の減衰係数をみると、P 波速度が 2000m/s 以下の地盤ではその地盤種別による差は明確には現れていない。

図-10 に内部減衰定数  $h_{i,P}$  と  $h_{i,S}$  との関係を示した。同図には  $h_{i,P} = 2h_{i,S}$  の直線を示してあるが  $h_{i,S}$  が 5% くらいまでは同定された  $h_{i,P}$  は  $h_{i,S}$  の 2 倍程度の値<sup>3),4),5),9)</sup>となっている。これは、 $n_{i,P(S)}$  が  $n_{i,S}$  の 2 倍になっているとの上記の考察と調和的である。

最後になったが、図-11 に、永平寺地点と和泉地点の P 波散乱減衰定数  $h_{e,P}$  と P 波速度  $V_p$  との関係を示した。同図から、 $h_{e,P}$  は  $V_p$  や深さに依存せず、地点ごとに固有の値を示すことが窺われる。ここに、永平寺の平均値は 47% で、和泉の平均値は 23% であった。

## 6. まとめ

分割地盤モデルを用いて福井県の 7 つの KiK-net 観測点の地震時上下伝達関数を逆解析して P 波速度と P 波減衰を同定した。その結果、以下のような知見を得た。

- 1) 逆算された P 波速度構造は永平寺の浅層部分を除いて PS 検層モデルとほぼ一致した。また、これらの P 波速度とこれに対応する減衰係数を有する 7 地点の地盤モデルを提案した。
- 2) 7 地点のうち 5 地点は周波数依存性がない内部減衰のみで伝達関数を近似できた。得られた P 波内部減衰定数は P 波速度が大きくなるにつれて小さくなる傾向を示し、P 波速度が 5000m/s 程度の地盤の減衰定数は既往の同定値とほぼ一致した。また、P 波速度が 2000m/s 以下の地盤では内部減衰特性の地盤種別との関連を明瞭には確認できなかった。
- 3) P 波内部減衰定数と S 波内部減衰定数を比較したところ、S 波内部減衰定数の値が 5% くらいまでは S 波内部減衰定数の 2 倍程度の値をとる傾向があることが分かった。
- 4) P 波速度に関連づけた P 波内部減衰係数は、P 波速度が 1700m/s 以上の場合は 117、以下の場合 59 と、それぞれ得られた。また、S 波速度に関連づけた P 波内部減衰係数は、S 波速度の値が 600m/s 以上の場合は約 48、以下の場合 16 と、それぞれ得られた。
- 5) S 波速度の値が 600m/s 以上の場合の S 波速度に関連づけた P 波内部減衰係数の値 (48) は、 $V_s$  の値が 1000m/s 以上の場合の S 波内部減衰係数の値 (24) の 2 倍となった。これは、前項 3) の傾向と調和的である。
- 6) 周波数に逆比例する散乱減衰定数は P 波速度や深さに依存せず、地点ごとに固有の値を示すものと推察された。ここに、永平寺の平均値は 47% で、和泉の平均値は 23% であった。

## 謝辞

防災科学技術研究所の KiK-net のデータを使用致しました。ここに記して謝意を表します。

## 参考文献

- 1) 安井謙，西川隼人：福井県の KiK-net 観測地点の速度構造と減衰特性の検討，第 13 回日本地震工学シ



- ンポジウム論文集, CD-ROM, GO45-Fri-AM-2, pp.2299-2305, 2010.
- 2) 防災科学技術研究所: 基盤強震観測網 KiK-net, <http://www.kik.bosai.go.jp/kik/>
  - 3) 阿部康彦, 小林喜久二, 天池文男: 地盤の P 波減衰モデルに関する検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B, 構造 I, pp.141-142, 1993.
  - 4) 藤堂正喜, 羽鳥敏明, 千葉脩, 高橋克也, 武村雅之, 田中英朗: 堆積地盤における上下地震動の特性と Qp 構造, 日本建築学会構造系論文集, 第 475 号, pp.45-54, 1995.
  - 5) 佐藤浩章, 金谷守, 石川博之, 金戸俊道: 鉛直アレー記録に基づく上下動の減衰特性とシミュレーション, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 構造 II, pp.149-150, 2002.
  - 6) 野畑有秀, 大堀道広, 圓幸史朗, 三明雅幸: 硬質地盤における鉛直アレー地震観測記録を用いた表層地盤の同定, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 構造 II, pp.739-740, 2001.
  - 7) 佐藤智美: 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, 第 569 号, pp.37-45, 2003.
  - 8) 蓑和健太郎, 時松孝次: 柏崎刈羽原子力発電所鉛直アレー観測記録の逆解析から推定した地盤の P 波速度と減衰定数, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.3-4, 2009.
  - 9) 吉田治雄, 小林喜久二: 堆積地盤における P 波減衰と S 波減衰の関係, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 構造 II, pp.183-184, 2002.
  - 10) 小林喜久二, 久家英夫, 植竹富一, 真下貢, 小林啓美: 伝達関数の多地点同時逆解析による地盤減衰の推定, その 3) Q 値の基本式に関する検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 構造 II, pp.253-254, 1999.
  - 11) 佐藤浩章, 金谷守, 大鳥靖樹: 減衰定数の下限値を考慮したスペクトル比の逆解析による同定手法の提案—岩盤における鉛直アレー記録への適用と減衰特性の評価—, 日本建築学会構造系論文集, 第 604 号, pp.55-62, 2006.
  - 12) Rachel E. Abercrombie: Near-Surface Attenuation and Site Effects from Comparison of Surface and Deep Borehole Recordings, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.87, No.3, pp. 731-744, June 1997.
  - 13) 佐藤浩章, 東貞成, 芝良昭, 佐藤清隆, 高橋裕幸, 敦賀隆史: 地震観測記録に基づく地震動の減衰特性 (その 3) —硬質地盤における減衰メカニズムの解明—電力中央研究所地球工学研究所研究報告, N07013, 平成 2007.
  - 14) 安井譲, 野口竜也: K-net 福井観測地点と KiK-net 永平寺観測地点の地盤速度構造の検討, 日本地震工学会・大会 - 2004 梗概集, pp.328-329, 2005.
  - 15) 小林喜久二, 阿部康彦, 植竹富一, 真下貢, 小林啓美: 地震動初期微動部の上下動・水平動スペクトル振幅比の逆解析, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 構造 II, pp.307-308, 1995.
  - 16) 山中浩明, 石田寛: 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析, 日本建築学会構造系論文集, 第 468 号, pp.9-17, 1995.
  - 17) 石田良平, 村瀬治比古, 小山修平: パソコンで学ぶ遺伝的アルゴリズムの基礎と応用, 森北出版, 1997.

(平成 24 年 3 月 31 日受理)