

## 分割地盤モデルによる速度構造と減衰特性の同定 — 福井県の KiK-net 観測地点を対象として —

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

### The Identification of Velocity and Damping Structure Using Moderately Divided Soil Model - on KiK-net Observation Sites in Fukui Prefecture -

Yuzuru Yasui and Hayato Nishikawa

By using a moderately divided soil model compared to the former thin layered one, velocity and damping structures of KiK-net observation sites in Fukui Prefecture were reexamined by optimizing the observed seismic transfer function using the genetic algorithm. From the results soil velocity models having damping property were proposed. Theoretical H/V spectra of the fundamental mode of Rayleigh wave of the proposed velocity model matched better the microremor observation result. The obtained empirical relationships of the damping coefficients were almost the same as the former one, but as to rock a slight change was made. Namely, if the S wave velocity of rock was less than 1000m/s, the internal damping coefficients were about 33, and if more than 1000m/s, they were about 24.

Keywords: KiK-net, 福井県, S波速度構造, 地盤減衰, GA, 伝達関数

#### 1. はじめに

独立行政法人防災科学技術研究所は全国の約 700 ヶ所の地点の地表と地下に強震計を設置して地震観測を行っており、観測されるデータはインターネットを通じて公開されている。この観測網 (KiK-net)<sup>1)</sup> による地震記録は、それぞれの地域において地震防災予測や地震防災対策を考える上で貴重なデータとなっている。福井県には 7 つの KiK-net 観測地点があるが、これらの観測地震データを有効に活用するためには観測地点の公表速度構造の吟味と減衰特性の把握が不可欠である。前報では、FKIH01 (永平寺) 地点<sup>2),3)</sup>をはじめとする 7 つの観測地点について<sup>4)</sup>、1m ないし 2m 厚の細分割地盤モデルを用いてその地震時伝達関数を遺伝的アルゴリズム (GA)<sup>5),6)</sup>で逆解析して速度構造を照査するとともに減衰特性を明らかにすることを試みた。ここに、層厚を 1m ないし 2m としたのは速度と減衰のトレードオフの関係を避けるためである。ところで、この検討では、パソコンの容量の関係上 GA 探索の個体数を 30 程度にせざるを得ないなど解析結

---

\*1 土木環境工学科 \*2 舞鶴工業高等専門学校

果の分解能にやや難があった。そこで本報では、岩類の層の分割厚さを 10m 程度にするなどして層数を縮小したモデル（分割地盤モデルと称する）を設定し、個体数を十分に大きくとって GA 探索を行うこととした。対象とした地点は FKIHO1 を含む 7 地点で、これらの地点の速度構造を照査・検討するとともに前報で得られた減衰特性の傾向を確認することとした。

## 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 にはそれらの地震の諸元を示してある。主要動の伝達関数については、S 波到達から 5 秒間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。

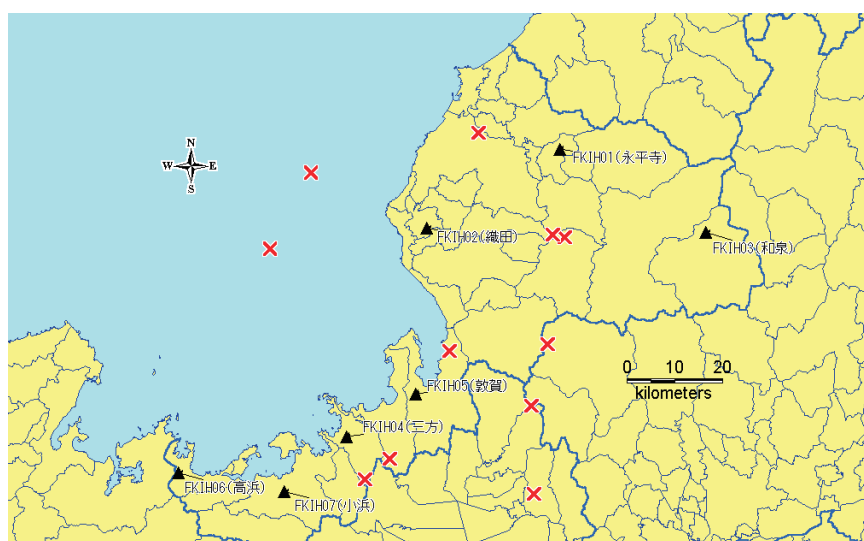


図-1 対象とした地震（×）と KiK-net 観測点（▲）

表-1 対象とした地震の諸元

	発生地域	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03:34:1.6	36.0583	135.7933	15	5
2	福井県嶺南	2000年6月5日09:54:41.2	35.7200	136.1100	9	4.9
3	福井県嶺南	2001年4月16日19:05:18.0	35.4800	135.9167	14	4.2
4	福井県嶺北	2002年8月18日09:01:1.8	36.1283	136.1767	11	4.7
5	滋賀県北部	2002年11月19日18:36:15.9	35.4533	136.3050	14	3.9
6	福井県嶺南	2003年3月13日21:04:56.0	35.5183	135.9733	14	4.2
7	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
8	福井県嶺北	2004年10月5日08:33:51.4	35.9333	136.3767	12	4.8
9	岐阜県美濃中西部	2007年1月22日02:16:7.8	35.7333	136.3367	13	4.5
10	若狭湾	2007年8月31日23:36:57.2	35.9150	135.6967	16	4.4
11	福井県嶺北	2007年12月21日14:22:54.5	35.9383	136.3483	7	4.5

## 3. 逆解析の概要

対象とする観測地点の公表地盤モデル（PS 地盤モデル）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  $\eta$  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  $50\text{m}$  程度とすると分割する厚さは  $10\text{m}$  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  $S$  波速度の波長の  $1/5$  程度の厚さで分割することとした。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 である。ここに、FKIH01（永平寺）では小アレイ観測結果<sup>8)</sup>、即ち  $S$  波速度が  $130\text{m/s}$  で厚さ  $7\text{m}$  の表層があるとされていること、を考慮して分割モデルを作成している。

遺伝的アルゴリズム（GA）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、式(1)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。ここで、計算による伝達関数は  $S$  波構造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  $0.4\text{Hz}$  の Parzen ウィンドウを施すものとする。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。

GA による逆算では、各層の  $S$  波速度  $V_s$  と散乱減衰係数  $n_e$  と内部減衰係数  $n_i$  を探索する。 $V_s$  の探索範囲は既存の PS 検層データの  $0.75$  倍～ $1.25$  倍を原則とし、 $n_i$  の探索範囲は、前報の成果を参考にして、 $V_s$  の目標値が  $500\text{m/sec}$  以下のとき  $0\sim 20$  とし、 $500\text{m/sec}$  以上のとき  $0\sim 50$  とした。また、散乱減衰係数  $n_e$  は零として探索を行い  $n_i$  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、 $n_e$  の探索範囲は  $0\sim 0.4V_s$  とした。ここに、所謂減衰定数  $h$  は散乱減衰定数  $h_e$  と内部減衰定数  $h_i$  の和で表され、 $h_e$ 、 $n_e$  と  $h_i$ 、 $n_i$  との間には式(2b)と式(2c)のような関係<sup>9)</sup>があるものとしており、また、単位体積あたりの質量  $\rho_i$  は  $S$  波速度  $V_{si}$  と式(3)のような関係<sup>10)</sup>があるものとしている。

$$E = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \{R_c(f_i) - R_o(f_i)\}^2 \quad \cdots(1)$$

$$h = h_e + h_i \quad \cdots(2a)$$

$$h_e = \frac{n_e}{V_s} \frac{1}{f} \quad \cdots(2b)$$

$$h_i = \frac{n_i}{V_i} \quad \cdots(2c)$$

$$\rho_i = 1.4 + 0.67\sqrt{V_s/1,000} \quad \cdots(3)$$

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

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。FKIH03(和泉)と FKIHO7(小浜)地点では周期特性の近似にやや難があるがその他の 5 地点についての近似度は良好であるといえる。なお、散乱減衰を考慮する必要があったのは FKIHO3(和泉)地点のみであった。言い換えれば FKIHO3(和泉)以外の地点

の地盤の減衰は振動数に対して一定の値をとることになる。

図-3 に S 波速度構造の逆算結果を, 図-4 に内部減衰係数  $n_i$  の逆算結果を, それぞれ示した。

また, 図-5 には FKIHO3 (和泉) の散乱減衰係数  $n_e$  の逆算結果を示してある。

集約モデルは PS モデルの各層の速度と減衰の値を, 分割モデルの平均値としたモデルである。表-2 に集約モデルの諸元の値を示した。図-2 に集約モデルを用いて計算した伝達関数も示してあるが, 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-6 に, 集約モデルを用いて計算したレイリー波の基本モード <sup>11)</sup>の H/V スペクトルと微動観測による H/V スペクトルを比較したものを示した。同図には PS モデルを用いて計算したレイリー波の基本モードの H/V スペクトルも示してある。ここに, P 波速度は S 波速度との関係を表す狐崎らの経験公式 <sup>12)</sup>により定めた。同図から集約モデルの観測値に対する近似度は, FKIHO3(和泉)と FKIHO7(小浜)地点を除いて, PS モデルと同程度か, より一致する傾向に改良されていることがわかる。

図-7 に内部減衰係数  $n_i$  と S 波速度  $V_s$  との関係を示した。岩の  $n_i$  について着目すると,  $V_s$  の値が 1000m/s 以下の場合は平均して 33.4, 1000m/s 以上の場合は 24.2 となった。また, 砂礫について平均すると 13.6, 表層土は 10.5 と得られた。これら  $n_i$  の値をまとめて表-3 に示した。図-8 に散乱減衰係数  $n_e$  と散乱減衰定数  $h_e$  と S 波速度  $V_s$  との関係を示した。ここに, 減衰定数  $h_e$  の平均値は 0.25 であった。減衰に関するこれらの知見は既往の研究結果 <sup>7), 9), 13), 14)</sup>と照査・検討しておく必要があろう。

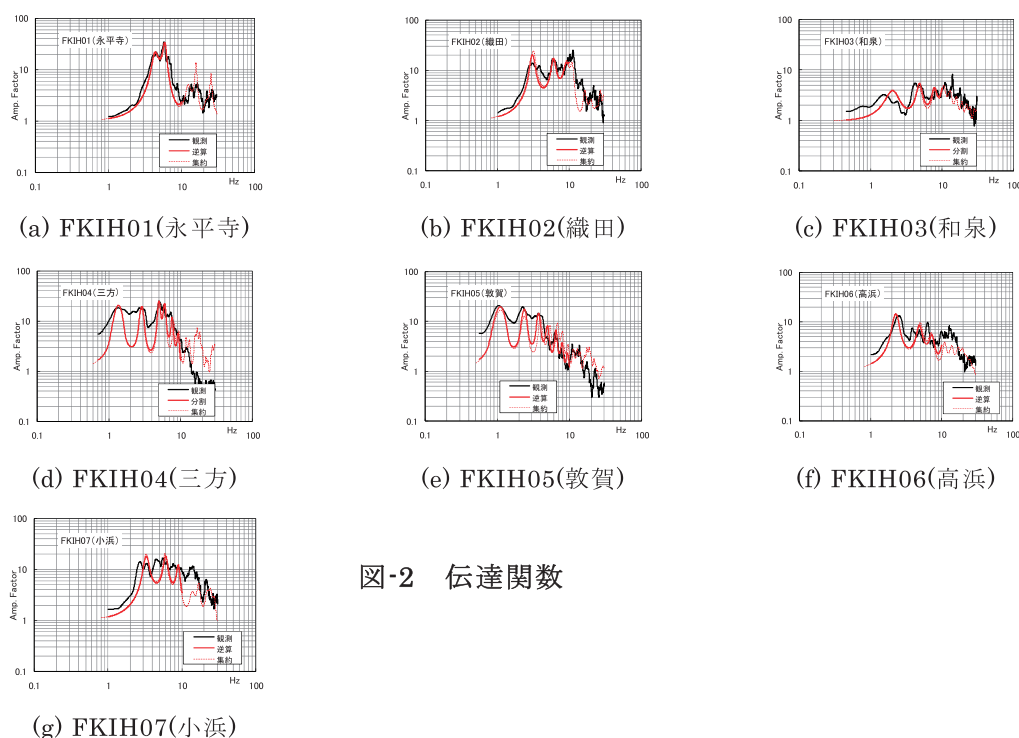
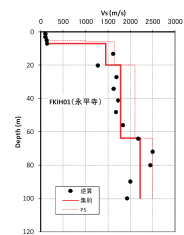
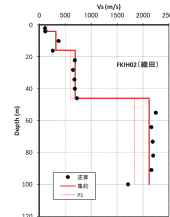


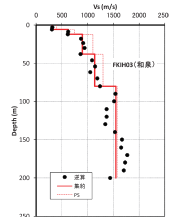
図-2 伝達関数



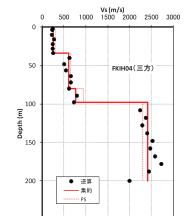
(a) FKI01(永平寺)



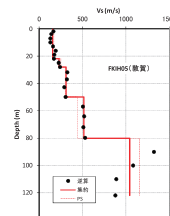
(b) FKI02(織田)



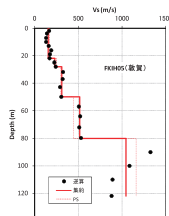
(c) FKI03(和泉)



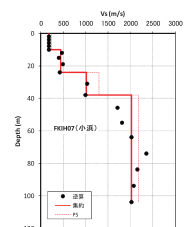
(d) FKI04(三方)



(e) FKI05(敦賀)

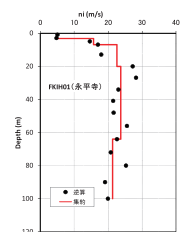


(f) FKI06(高浜)

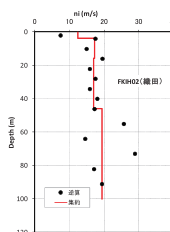


(g) FKI07(小浜)

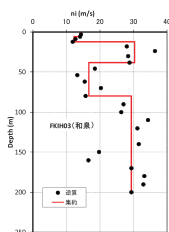
図-3 速度構造



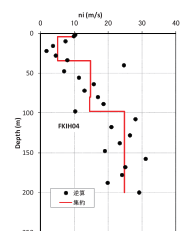
(a) FKI01(永平寺)



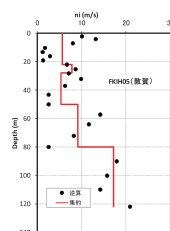
(b) FKI02(織田)



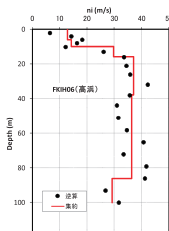
(c) FKI03(和泉)



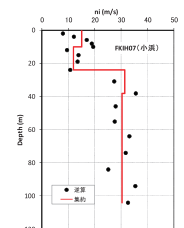
(d) FKI04(三方)



(e) FKI05(敦賀)



(f) FKI06(高浜)



(g) FKI07(小浜)

図-4 内部減衰係数  $n_i$

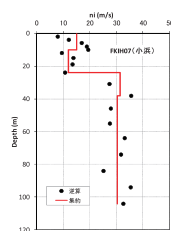


図-5 散乱減衰係数  $n_e$

表-2 集約モデル

(a) FKIH01(永平寺)

層No.	厚さ (m)	深さ (m)	$\rho$ ( $t/m^3$ )	$V_s$ (m/s)	$n_e$ (m/s)	$n_i$ (m/s)
1	3	3	1.61	99	-	4.90
2	4	7	1.65	134	-	15.8
3	13	20	2.20	1448	-	22.6
4	44	64	2.29	1787	-	23.7
5	36	100	2.39	2219	-	21.2

(b) FKIH02(織田)

層No.	厚さ (m)	深さ (m)	$\rho$ ( $t/m^3$ )	$V_s$ (m/s)	$n_e$ (m/s)	$n_i$ (m/s)
1	4	4	1.63	118	-	12.5
2	12	16	1.78	321	-	17.2
3	30	46	1.96	690	-	16.9
4	54	100	2.37	2114	-	19.4

(c) FKIH03(和泉)

層No.	厚さ (m)	深さ (m)	$\rho$ ( $t/m^3$ )	$V_s$ (m/s)	$n_e$ (m/s)	$n_i$ (m/s)
1	6	6	1.77	313	101	14.2
2	6	12	1.93	619	234	12.3
3	26	38	2.03	897	223	30.4
4	42	80	2.11	1140	187	16.7
5	120	200	2.23	1548	569	29.4

(d) FKIH04(三方)

層No.	厚さ (m)	深さ (m)	$\rho$ ( $t/m^3$ )	$V_s$ (m/s)	$n_e$ (m/s)	$n_i$ (m/s)
1	4	4	1.73	236	-	10.1
2	30	34	1.73	250	-	5.13
3	46	80	1.92	603	-	14.8
4	18	98	1.99	764	-	14.5
5	102	200	2.44	2410	-	24.7

(e) FKIH05(敦賀)

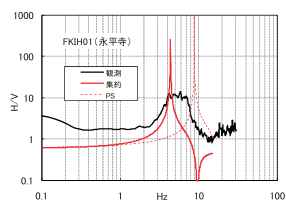
層No.	厚さ (m)	深さ (m)	$\rho$ ( $t/m^3$ )	$V_s$ (m/s)	$n_e$ (m/s)	$n_i$ (m/s)
1	22	22	1.66	157	-	5.71
2	6	28	1.72	233	-	7.92
3	22	50	1.77	310	-	5.40
4	30	80	1.88	516	-	9.20
5	42	122	2.08	1047	-	17.2

(f) FKIH06(高浜)

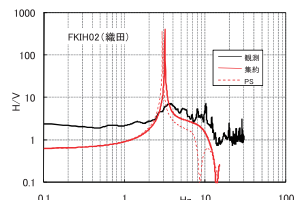
層No.	厚さ (m)	深さ (m)	$\rho$ ( $t/m^3$ )	$V_s$ (m/s)	$n_e$ (m/s)	$n_i$ (m/s)
1	6	6	1.66	153	-	12.9
2	4	10	1.76	288	-	14.2
3	6	16	1.89	530	-	29.8
4	22	38	1.92	599	-	37.0
5	48	86	2.02	845	-	36.3
6	14	100	2.15	1253	-	29.2

(e) FKIH07(小浜)

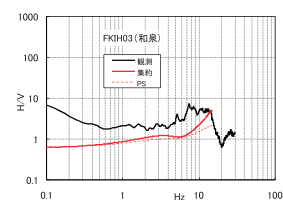
層No.	厚さ (m)	深さ (m)	$\rho$ ( $t/m^3$ )	$V_s$ (m/s)	$n_e$ (m/s)	$n_i$ (m/s)
1	10	10	1.69	182	-	15.1
2	14	24	1.85	447	-	11.9
3	14	38	2.07	1015	-	31.4
4	66	104	2.35	2023	-	30.5



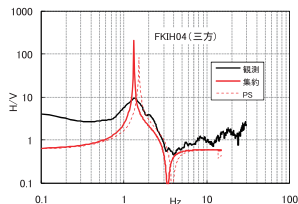
(a) FKIH01(永平寺)



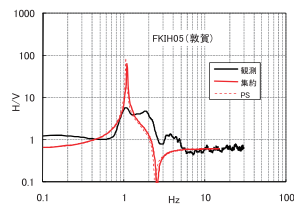
(b) FKIH02(織田)



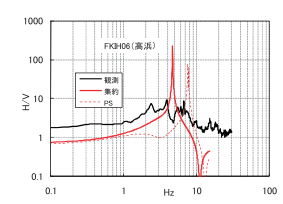
(c) FKIH03(和泉)



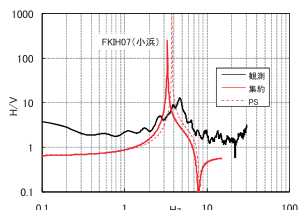
(d) FKIH04(三方)



(e) FKIH05(敦賀)



(f) FKIH06(高浜)



(g) FKIH07(小浜)

図-6 H/V スペクトル

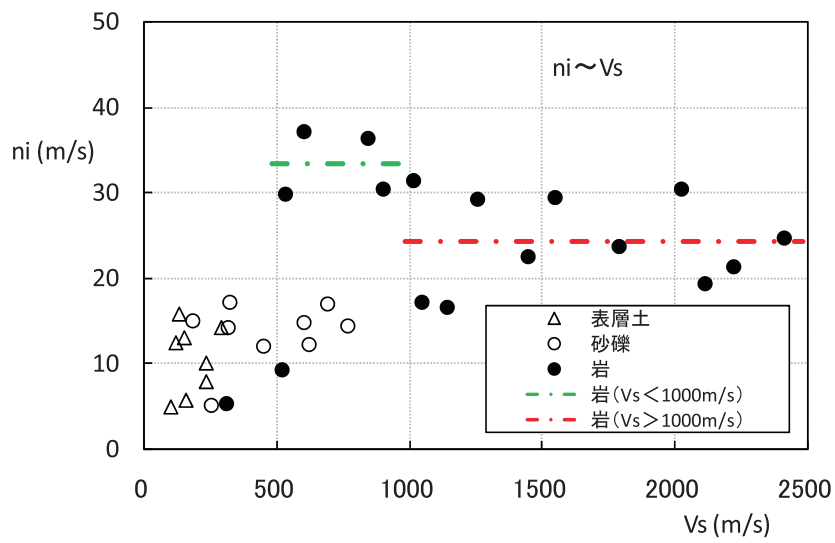


図-7 内部減衰係数  $n_i$  と  $V_s$  との関係

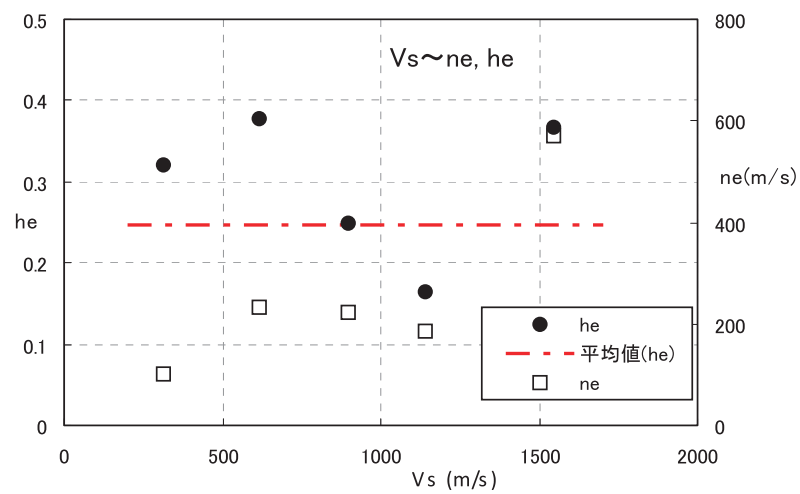


図-8 FKI03（和泉）の散乱減衰（ $n_e, h_e$ ）と  $V_s$  との関係

表-3 内部減衰係数  $n_i$

表層土	砂礫	岩 ( $V_s < 1000\text{m/s}$ )	岩 ( $V_s > 1000\text{m/s}$ )
10.5	13.6	33.4	24.2



## 5. まとめ

- 1) 岩質地盤を 10m 程度の厚さで分割し軟質地盤（表層土や礫など）を S 波速度の波長の 1/5 程度の厚さで分割して作成したモデル（分割モデル）を用いて福井県の 7 つの KiK-net 観測点の地震時伝達関数を逆解析した。
- 2) 分割モデルの S 波速度と減衰係数の逆算値を集約して、減衰構造を有する速度構造モデル（集約モデル）を提案した。
- 3) 提案モデルの速度構造を用いて計算したレーリー波の基本モードの H/V スペクトルは公表モデルのものに比べて微動の H/V スペクトルをよりよく近似できることを確認した。
- 4) 岩の内部減衰係数  $n_i$  については、 $V_s$  の値が 1000m/s 以下の場合は 33 程度、1000m/s 以上の場合 24 程度と、それぞれ得られた。
- 5) 7 地点のうち 6 地点は内部減衰のみで良好に伝達関数を近似できた。散乱減衰を必要とした FKI03 地点の散乱減衰定数  $h_e$  の値は 0.25 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) 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/>
- 2) 安井譲, 南東悠介, 藤田亮介, 西川隼人：KiK-net 永平寺観測地点の地震時伝達関数の逆解析—速度構造と減衰特性の検討—, 福井工業大学研究紀要, 第 39 号, pp.234-240, 2009.
- 3) 安井譲, 西川隼人, 南東悠介, 藤田亮介：細分割成層地盤モデルによる速度構造と減衰特性の逆解析—KiK-net 永平寺地点を例として—, 第 64 回年次学術講演会講演概要集, 土木学会, CD-ROM, I-309, pp.617-618, 2009.
- 4) 安井譲, 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, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 構造Ⅱ, pp.33-34, 2009.
- 5) 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.
- 6) 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, 1997 年 2 月.
- 7) 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—電力研究所報告, 研究報告 N07013, 平成 19 年 12 月.
- 8) 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.
- 9) 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イ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 年 6 月.
- 10) 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, pp.307-308, 1995.
- 11) 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：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.1-17, 1990.
- 12) 久田嘉章：成層地盤における正規モード解及びグリーン関数の効率的な計算法, 日本建築学会構造系論文集, 第 501 号, pp.49-56, 1997 年 11 月
- 13) 堀家正則：KiK-net データを用いた地盤入射波と地盤 Q 値の同定, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp.179-180, 2002.
- 14) 福島美光, 翠川三郎：周波数依存性を考慮した表層地盤の平均的な  $Q^{-1}$  値とそれに基づく地盤増幅率の評価, 日本建築学会構造系論文集, 第 460 号, pp.37-46, 1994 年 6 月.

(平成 22 年 3 月 31 日受理)