1．3．深部地下構造の評価（微動アレイ観測結果の妥当性確認）

■逆解析による地下構造モデルの探索について、層厚の探索範囲を拡張して探索を試みる。

地下構造モデル

No.	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	層厚 (km)	密度 (g/cm^3)
1	1.7	0.5	0.01 – 0.10	2.0
2	4.0	1.65	0.01 – 0.50	2.6
3	4.1	1.7	0.01 – 0.50	2.6
4	4.2	1.8	0.01 – 0.50	2.6
5	4.4	1.9	0.01 – 0.50	2.6
6	4.5	2.0	0.01 – 0.50	2.6
7	4.6	2.1	0.01 – 0.50	2.6
8	4.7	2.2	0.01 – 1.00	2.6
9	4.8	2.3	0.01 – 1.00	2.6
10	4.9	2.4	0.01 – 1.00	2.6
11	5.0	2.5	0.01 – 1.00	2.6
12	5.1	2.6	0.01 – 2.00	2.6
13	5.2	2.7	0.01 – 2.00	2.6
14	5.3	2.8	0.01 – 2.00	2.6
15	5.4	2.9	0.01 – 2.00	2.6
16	5.4	3.0	0.01 – 2.00	2.6
17	5.5	3.1	0.01 – 2.00	2.6
18	5.6	3.2	0.01 – 2.00	2.6
19	5.7	3.3	0.01 – 2.00	2.6
20	5.7	3.4	0.01 – 2.00	2.6
21	5.8	3.5	0.01 – 2.00	2.6
22	5.9	3.6	–	2.7

深部の層厚探索範囲を拡張する

深部の探索範囲を拡張した地下構造モデル

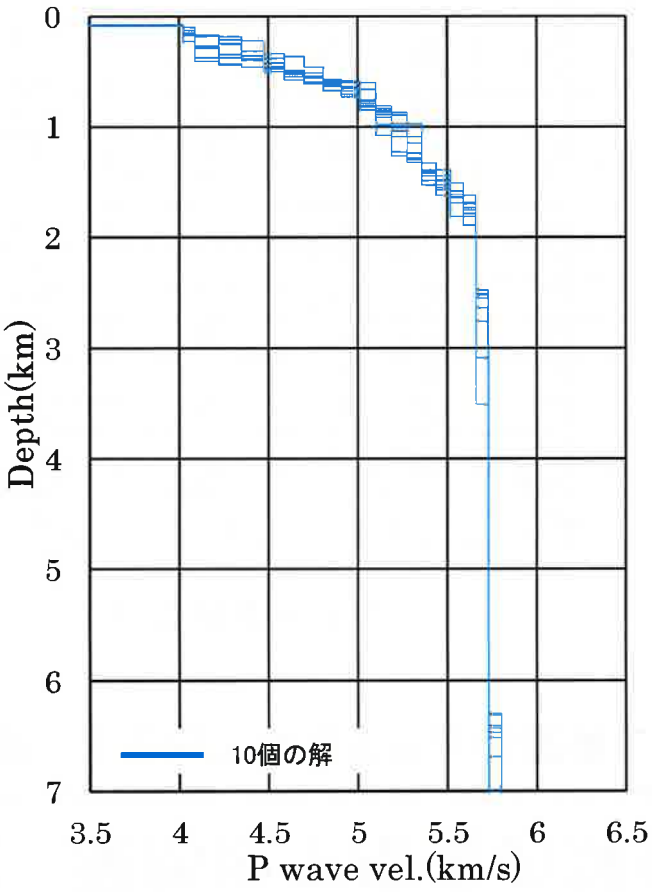
No.	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	層厚 (km)	密度 (g/cm^3)
1	1.7	0.5	0.01 – 0.10	2.0
2	4.0	1.65	0.01 – 0.50	2.6
3	4.1	1.7	0.01 – 0.50	2.6
4	4.2	1.8	0.01 – 0.50	2.6
5	4.4	1.9	0.01 – 0.50	2.6
6	4.5	2.0	0.01 – 0.50	2.6
7	4.6	2.1	0.01 – 0.50	2.6
8	4.7	2.2	0.01 – 1.00	2.6
9	4.8	2.3	0.01 – 1.00	2.6
10	4.9	2.4	0.01 – 1.00	2.6
11	5.0	2.5	0.01 – 1.00	2.6
12	5.1	2.6	0.01 – 2.00	2.6
13	5.2	2.7	0.01 – 2.00	2.6
14	5.3	2.8	0.01 – 2.00	2.6
15	5.4	2.9	0.01 – 2.00	2.6
16	5.4	3.0	0.01 – 2.00	2.6
17	5.5	3.1	0.01 – 2.00	2.6
18	5.6	3.2	0.01 – 2.00	2.6
19	5.7	3.3	0.01 – 4.00	2.6
20	5.7	3.4	0.01 – 4.00	2.6
21	5.8	3.5	0.01 – 4.00	2.6
22	5.9	3.6	–	2.7

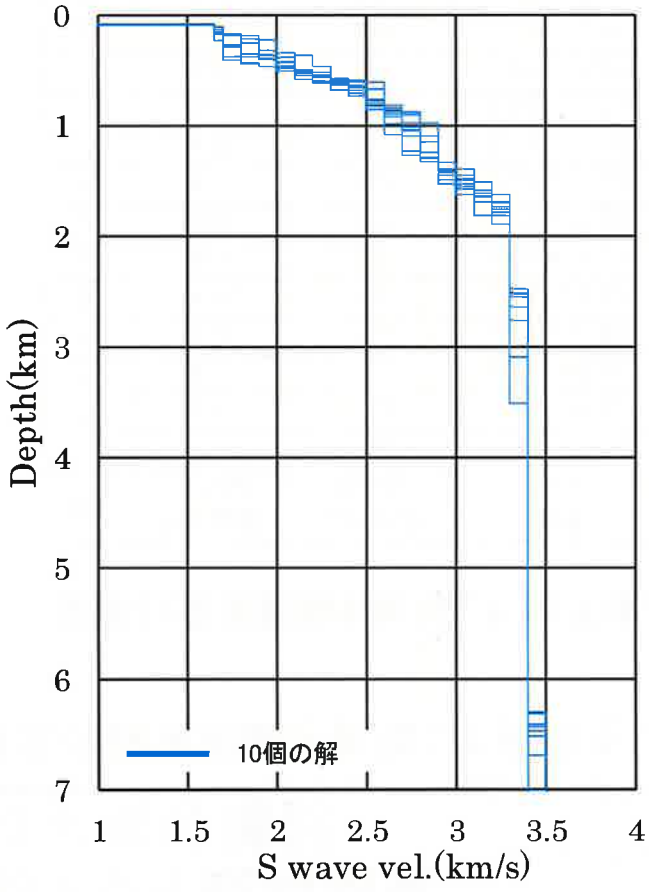
1．3．深部地下構造の評価（微動アレイ観測結果の妥当性確認）

■速度構造の探索方法

・逆解析は、遺伝的アルゴリズムと焼きなまし法という2種類の手法を組み合わせた山中（2007）による ハイブリッドヒューリスティック探索を用いて、初期乱数1個に対し、個体数を20、世代更新回数を800、温度更新回数を5世代ごとに1回として、探索を実施。

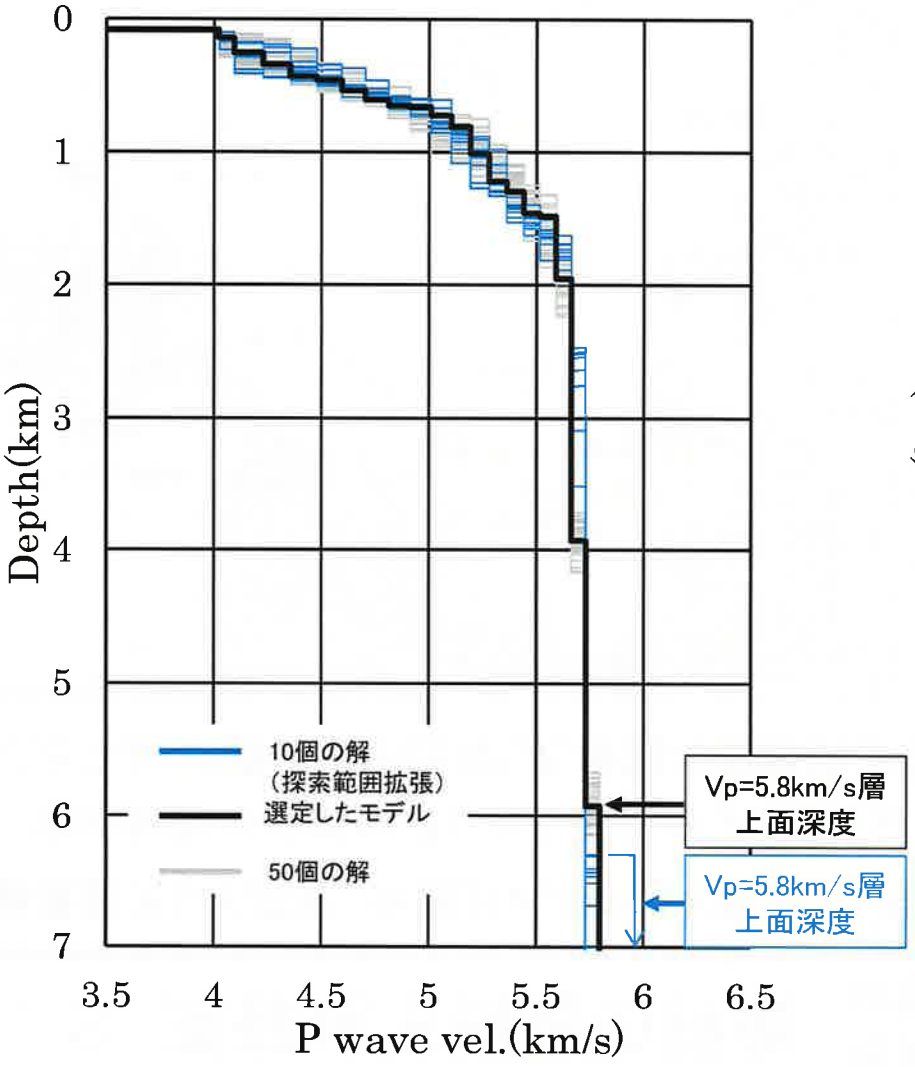
・以上の探索を10個の初期乱数に対して繰り返し実施し、地下構造モデルを得た。

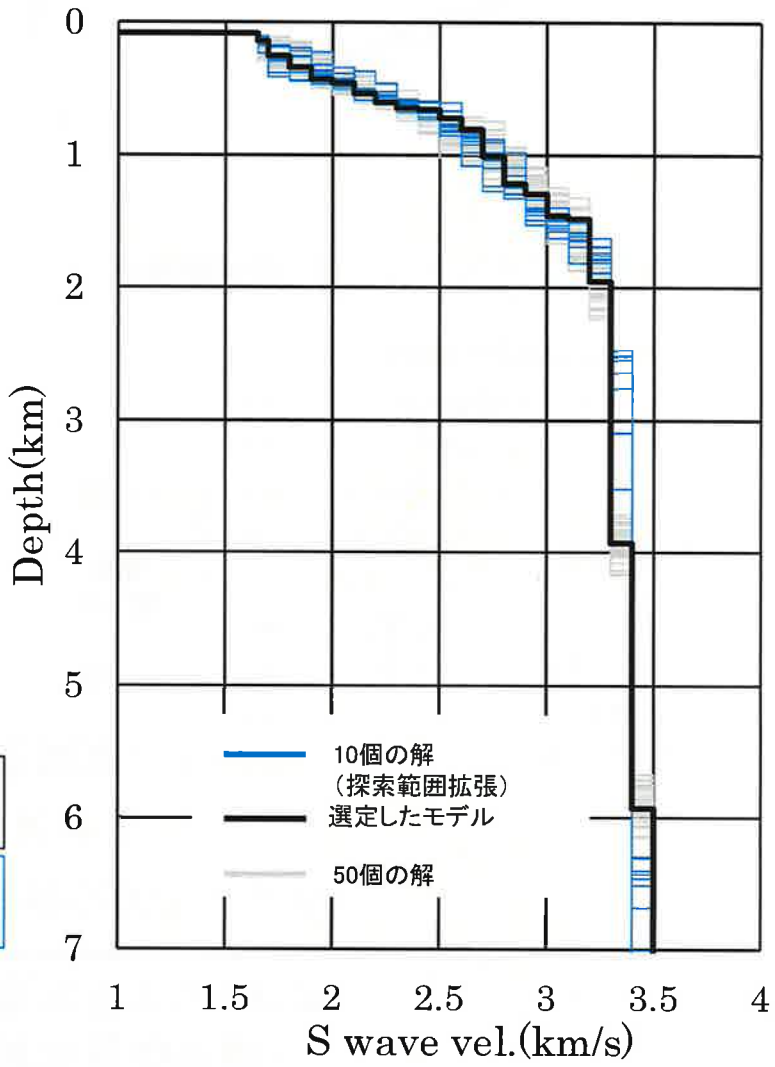




1．3．深部地下構造の評価（微動アレイ観測結果の妥当性確認）

■選択したモデルに対して、探索範囲を拡張した場合の結果を比較して示す。
探索範囲を拡張した場合も、Vp=5.8km/s層の上面深度が大きく変化することはないことを確認した。

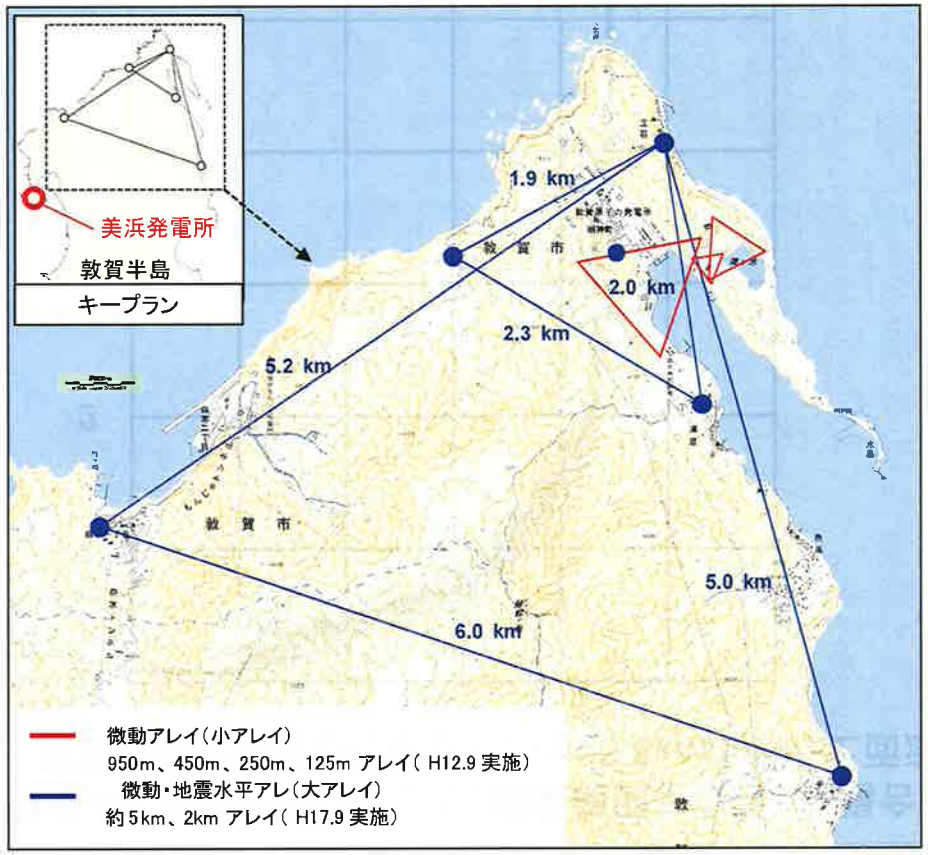




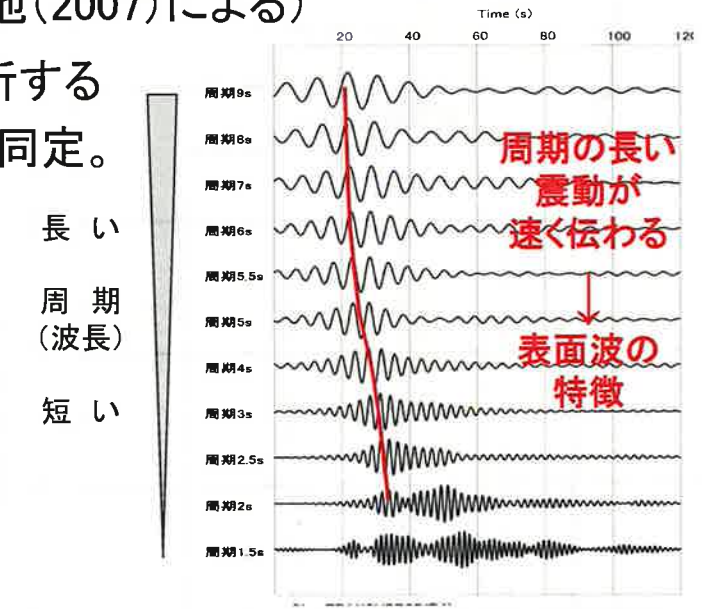
1．3．深部地下構造の評価（敦賀半島の微動・地震水平アレイ観測）

■微動アレイ探査、地震計水平アレイ観測（川里他（2007）による）

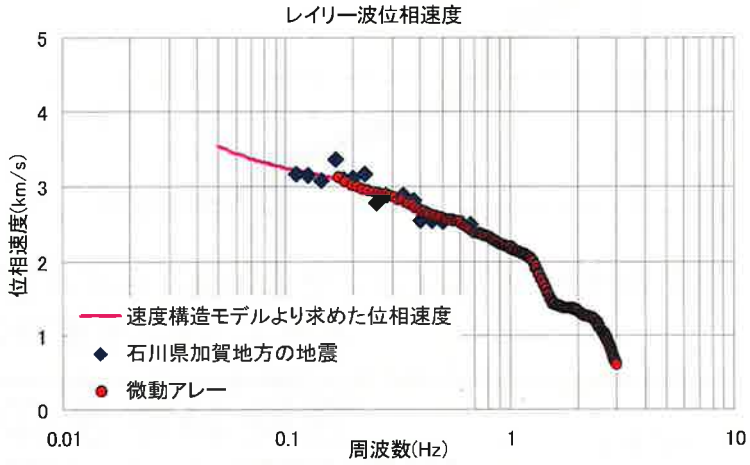
常時微動や自然地震による表面波を観測、分析することにより、表面波が伝播した地盤の速度構造を同定。



微動アレイ及び地震計水平アレイの観測点



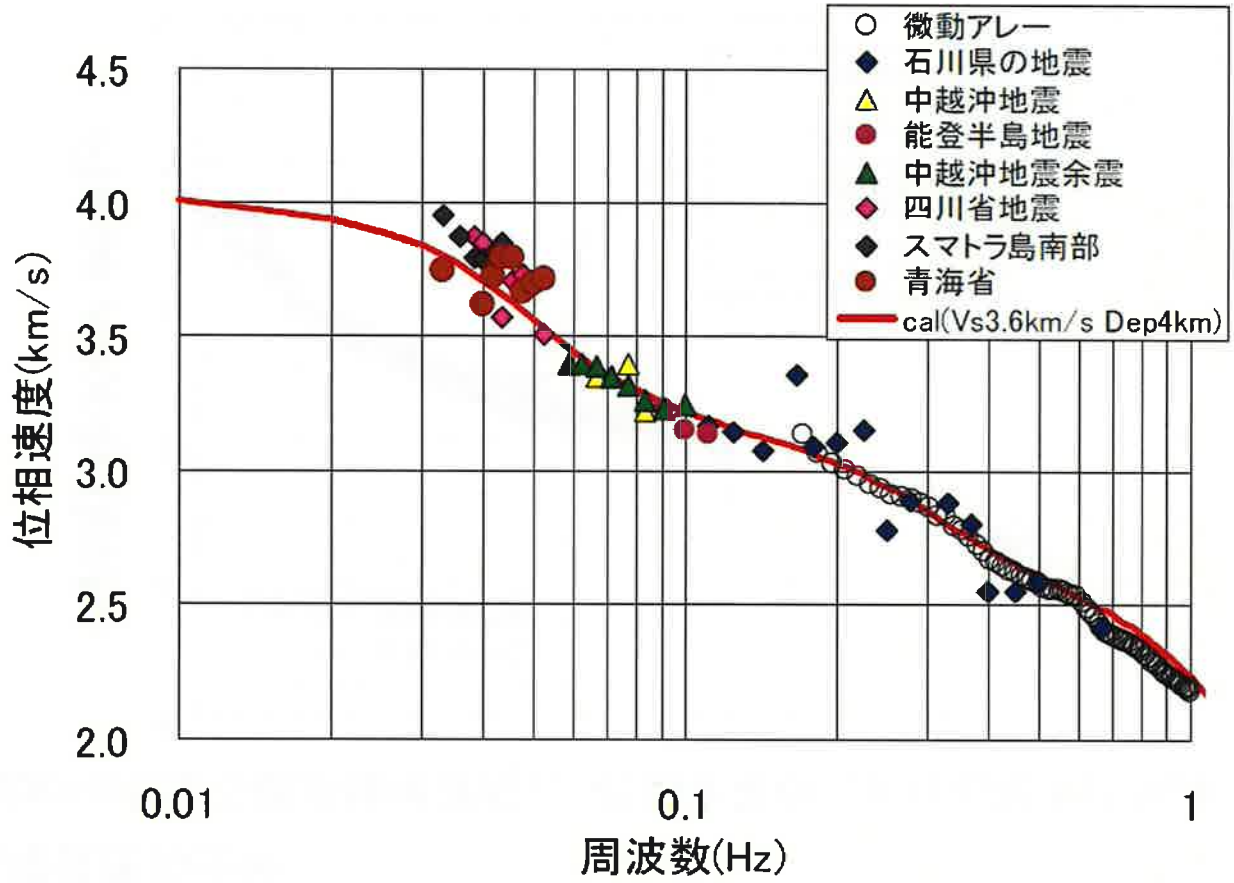
地震観測例　石川県加賀地方の地震



速度構造モデル及び観測から求めた位相速度

1．3．深部地下構造の評価（敦賀半島の微動・地震水平アレイ観測）

■微動アレイ探査、地震計水平アレイ観測（大場他（2010）による）
川里他（2007）に対して、その後の地震観測記録を追加。

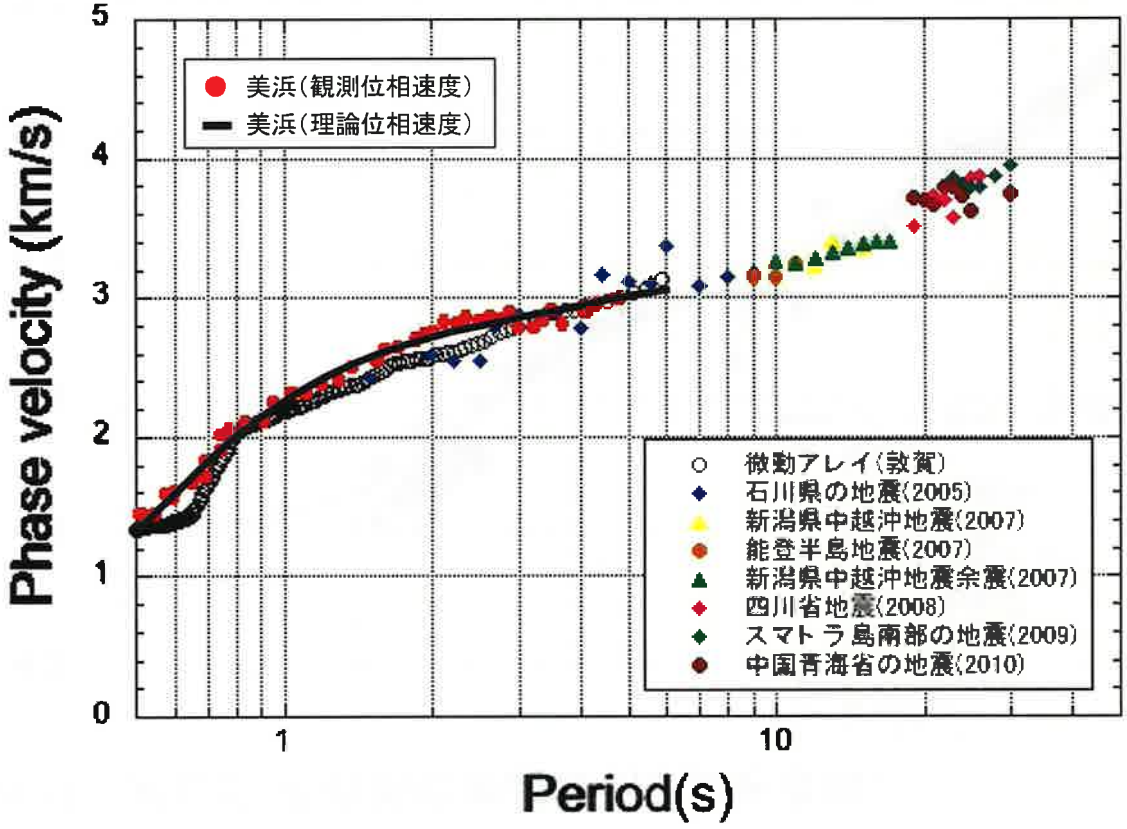


レイリー波の位相速度と微動探査による位相速度との比較
※ Cal は速度構造モデルより求めたレイリー波の理論位相速度

1．3．深部地下構造の評価（敦賀半島の微動・地震水平アレイ観測）

■観測位相速度の比較

大場他(2010)による観測位相速度と、美浜発電所における観測位相速度を比較する。



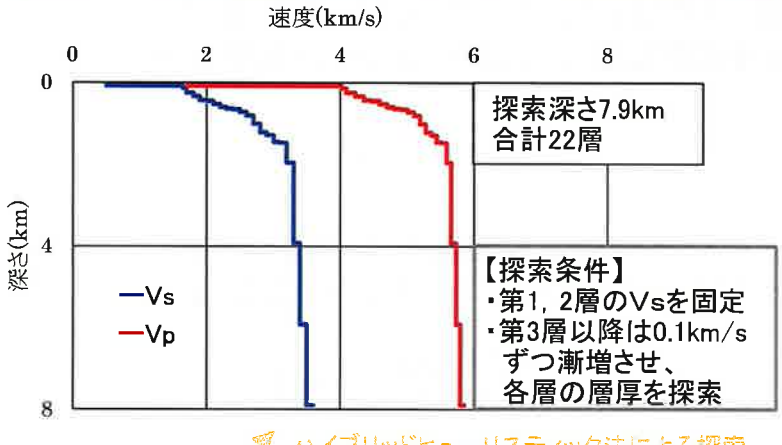
大場他(2010)による観測位相速度と美浜発電所での観測位相速度の比較図

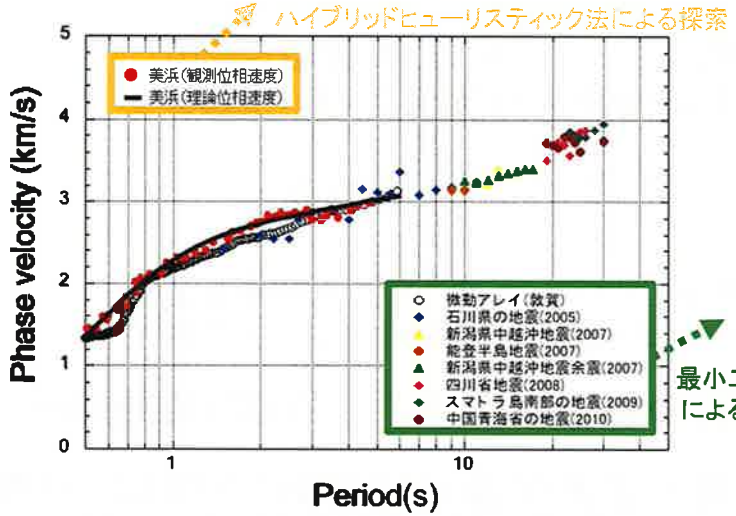
美浜発電所における観測位相速度は、敦賀半島の微動及び地震観測記録を用いて検討された大場他（2010）による観測位相速度と良く対応していることを確認した。

1．3．深部地下構造の評価（敦賀半島の微動・地震水平アレイ観測）

■微動アレイ観測から得た地下構造モデルと大場他(2010)で評価された地下構造モデル

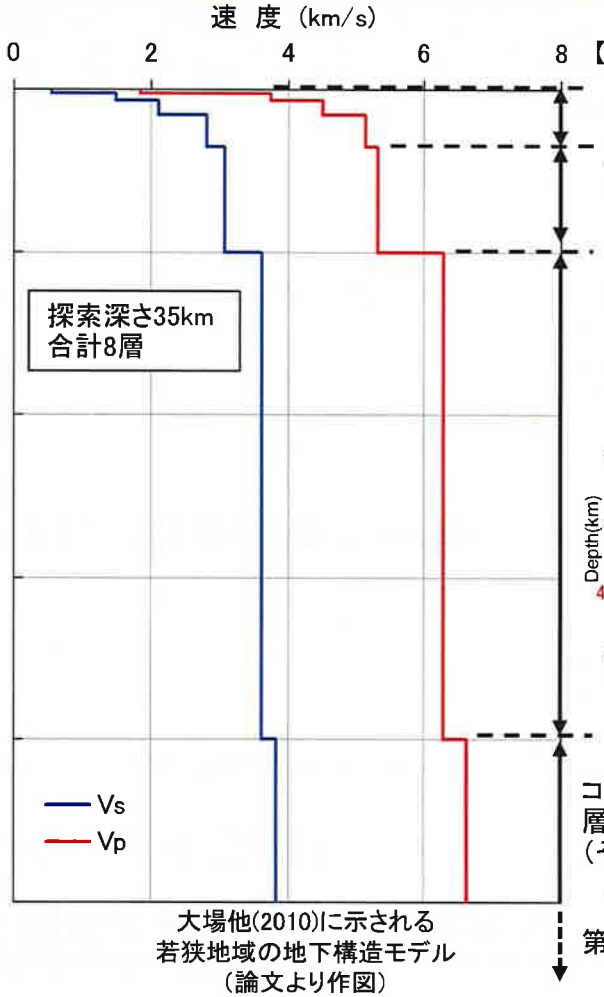
美浜発電所モデル





大場他(2010)と美浜で得られた位相速度の重ね描き

大場他(2010)のモデル



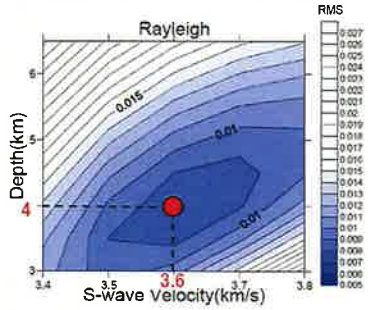
大場他(2010)に示される
若狭地域の地下構造モデル
（論文より作図）

【探索条件】

第1～4層は屈折法の結果から速度及び層厚を設定

第5層は速度及び層厚を探索

第6層
・Vs=3.6km/sとして層厚を探索
・誤差曲面による検討も実施



誤差曲面（一部加筆）

コンラッド面、モホ面に相当する層はZhao et al.(1992)を引用
（それぞれ第7層、第8層に該当）

第8層は左図に掲載されていない

初期条件の与え方や層分割数など、探索手法の違いにより相違は見られるが、全体傾向としては概ね調和的である。

1．4．減衰定数の評価（不均質強度の評価）

■Vs=2000m/s程度の岩盤の減衰定数の下限値と速度構造の不均質性に関する知見

➢佐藤他（2007）による不均質性の統計的性質の推定方法

a. 対象データとなる速度検層データV(z)に対して、(1)式をフィッティングすることにより深さ方向に増加する漸増（トレンド）成分（$V_0+V_1\cdot z$）を推定する。

$$V(z)=V_0+V_1\cdot z+\xi_0(z) \qquad (1)$$

b. 検層データから漸増成分を除去して$\xi_0(z)$を求め、平均速度で無次元化することにより、速度構造の不均質（揺らぎ）のデータ$\xi(z)$を抽出する。

$$\xi(z)=\frac{\xi_0(z)}{(V_0+V_1\cdot z)} \qquad (2)$$

c. 不均質データ$\xi(z)$のパワースペクトルP(k)を求め、$P(k)\propto k^{-\alpha}$を仮定したフィッティングから傾きαを求め、更にHurst指数νを次式(3)から求める。

$$\nu=\frac{\alpha-1}{2} \qquad (3)$$

d. 不均質データ$\xi(z)$の自己相関関数を求め、(4)式で示すフォンカルマン型の自己相関関数N(r)を仮定してフィッティングすることにより、標準偏差ε、相関距離aを求める。なお、Hurst指数νについては、c.で求めた値を用いる。

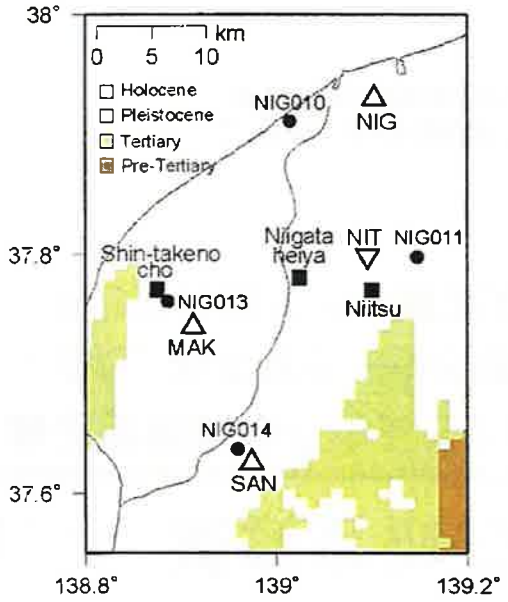
$$N(r)=\frac{\varepsilon^2 2^{1-\nu}}{\Gamma(\nu)}\left(\frac{|r|}{a}\right)^{\nu}K_{\nu}\left(\frac{|r|}{a}\right) \qquad (4)$$

ここに、rは相対的な距離、K_νはν次修正ベッセル関数、「はガンマ関数である。

1．4．減衰定数の評価（不均質強度の評価）

■速度構造の不均質性と付加減衰に関する知見

- 佐藤（2009）では、速度構造の不均質性が地震波の減衰の要因の一つであることが指摘されていることから、新潟平野や関東平野の地震基盤より上部の検層結果から求めた不均質強度と減衰定数の関係にも着目している。
- これによると、新潟平野地域の4地点におけるサイト増幅特性について、理論サイト増幅特性に速度構造の不均質性とそれと等価な効果をもたらす減衰定数の付加値を考慮すると、経験的サイト増幅特性と調和的なレベルとなるように改善されるとしている。

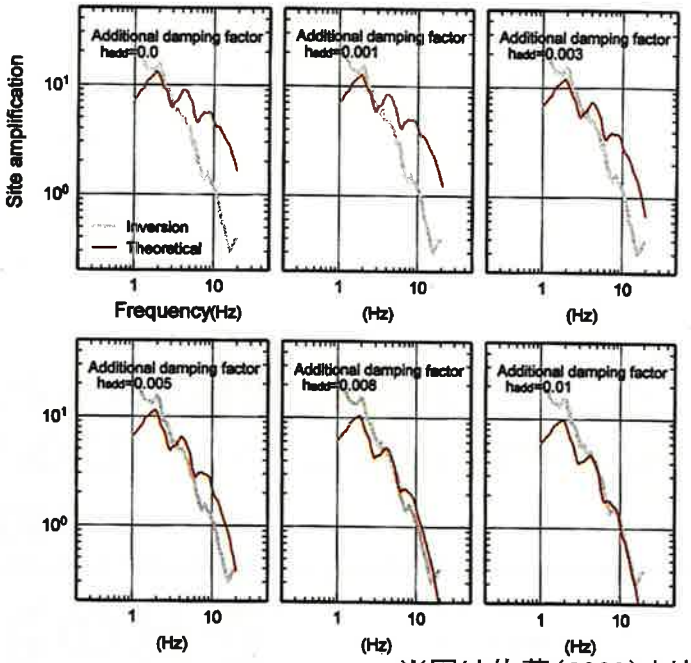


NIG014における経験的サイト増幅特性（灰太線）と表層地盤を考慮したSANの深部地盤モデルの減衰定数を変化させたときの理論サイト増幅特性（赤線）の比較　（右下図）

佐藤（2009）で対象とした石油公団による基礎試錐（■）、微動アレイ観測点（△）及び地震観測点（●）の位置（左図）

対象とした4地点の微動アレイに基づく深部地盤モデル

No.	Vs (m/s) (Thickness, in m)				Density (t/m^3)	Damping factor $h=h_0*f^{-a}$ ($f < f_0$), $h=h_0*f_0^{-a}$ ($f \geq f_0$)		
	NIG	NIT	MAK	SAN		h_0	a	f_0(Hz)
1	301.9 (183.3)	362.5 (114.8)	327.9 (195.7)	447.6 (295.8)	1.95			
2	637.2 (501.9)	581.1 (495.3)	753.2 (830.4)	1100.2 (950.0)	2.00			
3	1099.8 (1168.3)	1535.8 (1997.6)	1012.3 (791.9)	1474.3 (1263.8)	2.20	0.0137	0.68	5.0
4	2329.8 (1985.9)	1800.5 (1995.4)	2681.6 (361.1)	2601.3 (211.9)	2.40			
5	3000.0	3000.0	3000.0	3000.0	2.60			



※図は佐藤（2009）より抜粋

1．4．減衰定数の評価（不均質強度の評価）

■速度構造の不均質性と付加減衰に関する知見（続き）

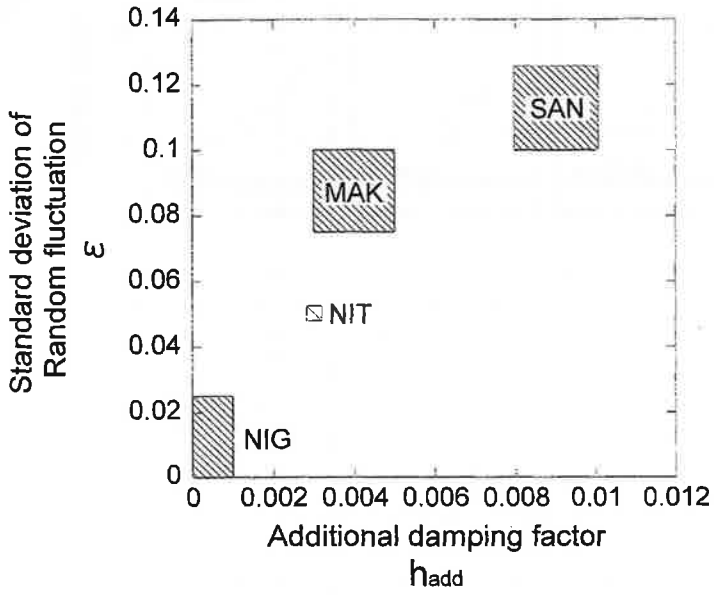
➢また、不均質データの標準偏差εが不均質強度を支配しており、平均的な減衰定数に対して付加すべき減衰定数とその地点で考慮すべき不均質強度は比例するとしている。

広帯域のサイト増幅特性で考慮すべき
不均質性の標準偏差（強度）の目安

	NIG (NIG010)	NIT (NIG011)	MAK (NIG013)	SAN (NIG014)
Standard deviation ε	0 ～0.025	0.05	0.075 ～0.1	0.1 ～0.125

広帯域のサイト増幅特性で考慮すべき
減衰定数の付加量

	NIG (NIG010)	NIT (NIG011)	MAK (NIG013)	SAN (NIG014)
Additional damping factor h_{add}	0 ～0.001	0.003	0.003 ～0.005	0.008 ～0.01

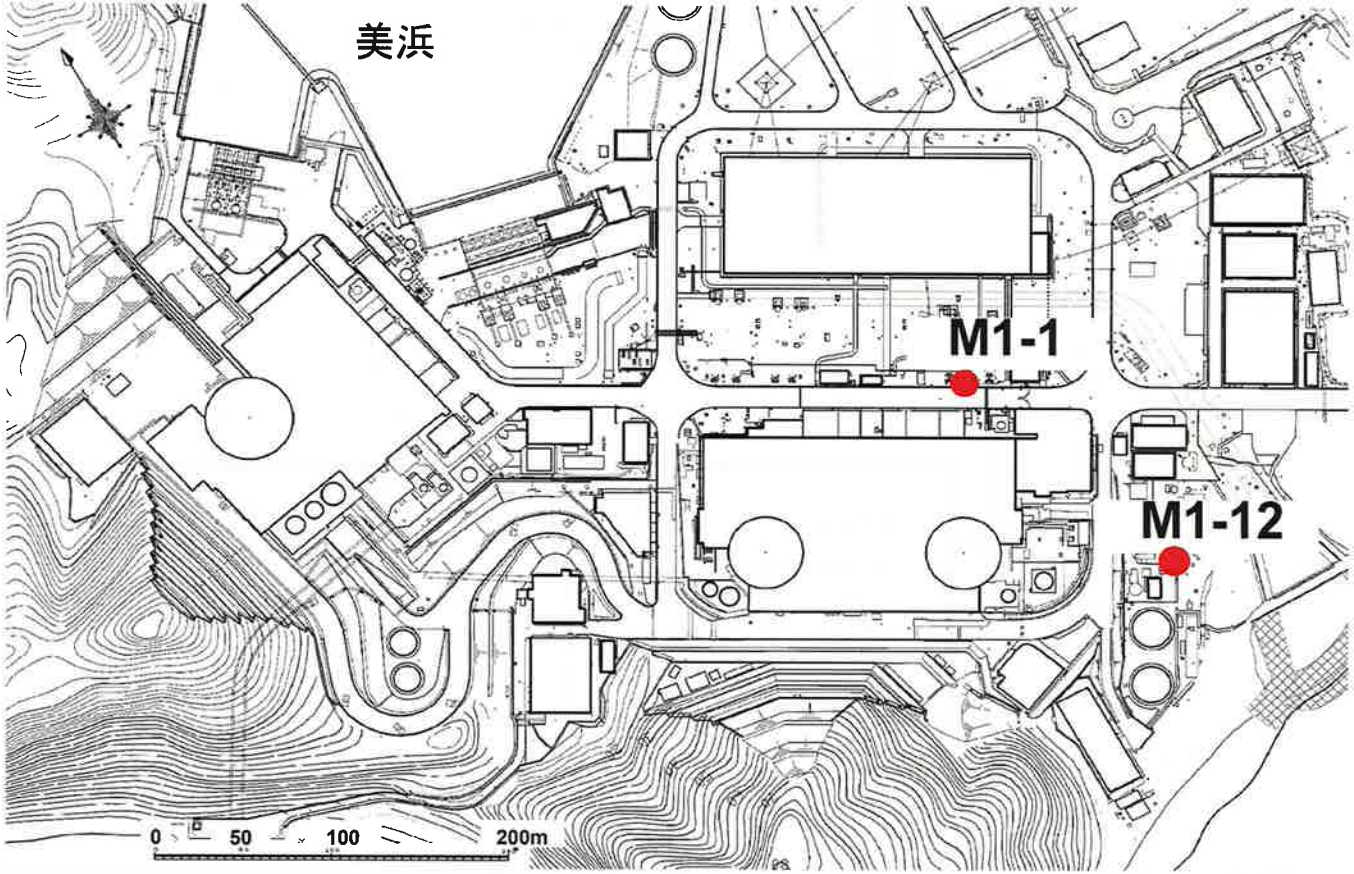


新潟平野地域での広帯域のサイト増幅特性評価において、
考慮すべき深部地盤の不均質性強度（標準偏差ε）と
それと等価な効果をもたらす減衰定数の付加量h_{add}の関係

※図・表は佐藤（2009）より抜粋

1．4．減衰定数の評価（不均質強度の評価）

■敷地内で実施したボーリング孔のPS検層データを用いて地盤の不均質性を検討し、浅部で考慮すべき減衰定数との関係を評価。

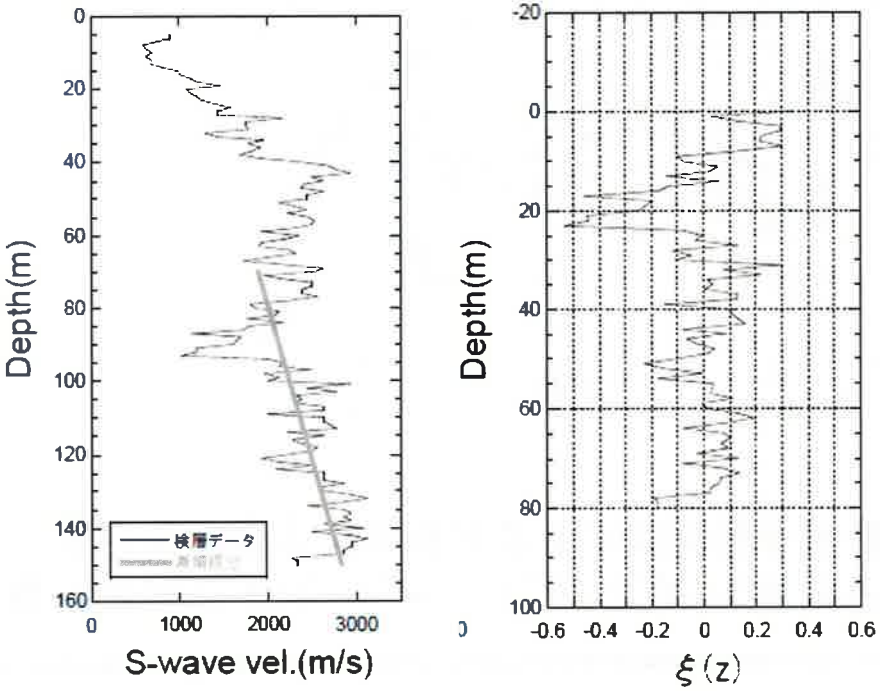


●：不均質強度検討に使用したPS検層孔

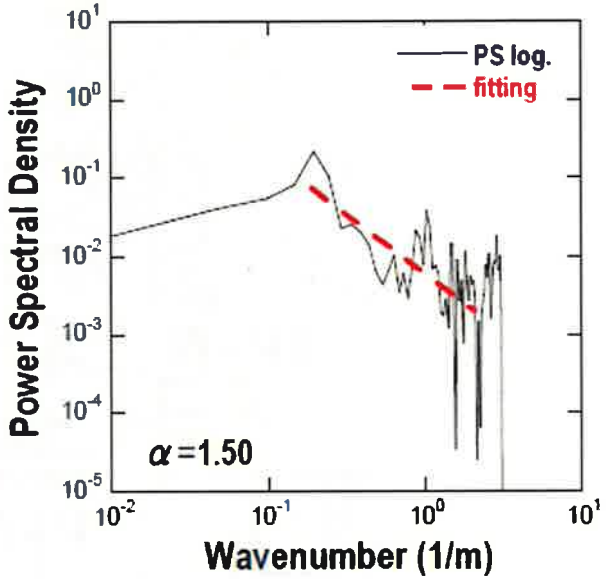
1．4．減衰定数の評価（不均質強度の評価）

美浜発電所（M1－1孔）のPS 検層（S 波速度）による不均質性の統計的性質の推定結果

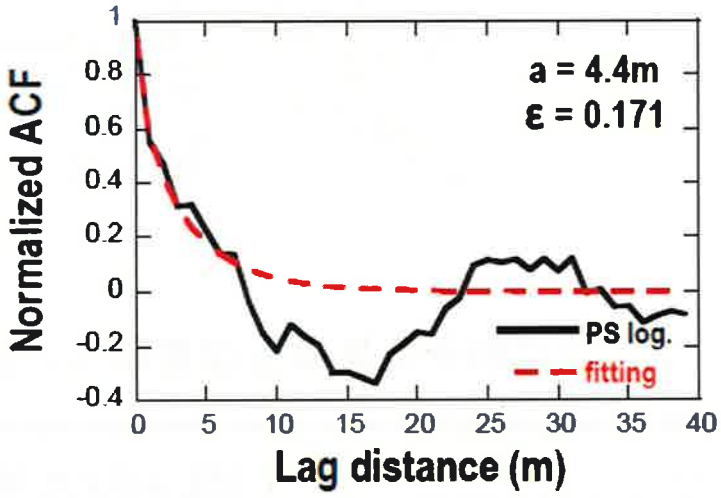
対象データ範囲（m）	平均S波速度（km/s）	漸増成分の傾き（1/s）	相関距離a（m）	Hurst指数 ν	標準偏差 ε
GL−70 ～−150	2.36	11.80	4.4	0.27	0.171



検層データに対するフィッティング結果（左）と
抽出された不均質データξ（z）（右）



不均質データのパワースペクトルと
フィッティング結果

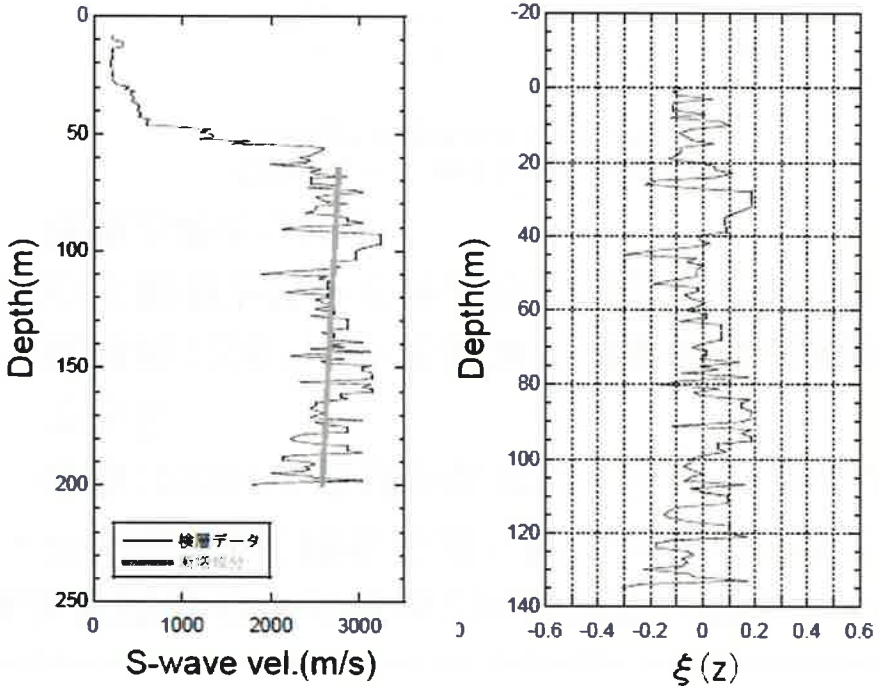


不均質データの自己相関関数とフィッティング結果

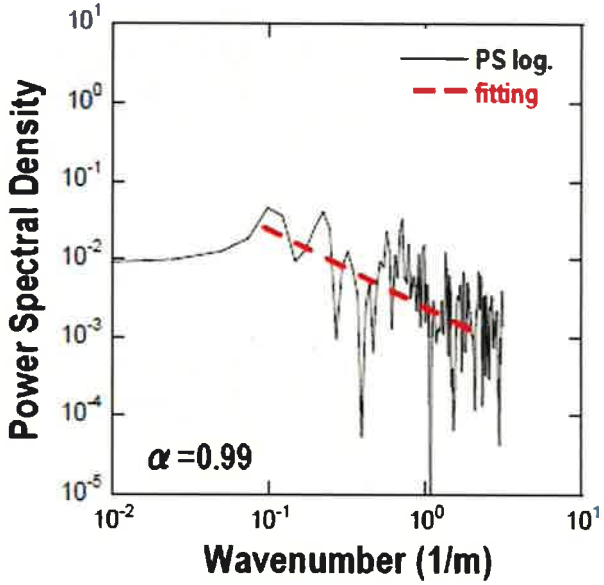
1．4．減衰定数の評価（不均質強度の評価）

美浜発電所（M1－12孔）のPS 検層（S 波速度）による不均質性の統計的性質の推定結果

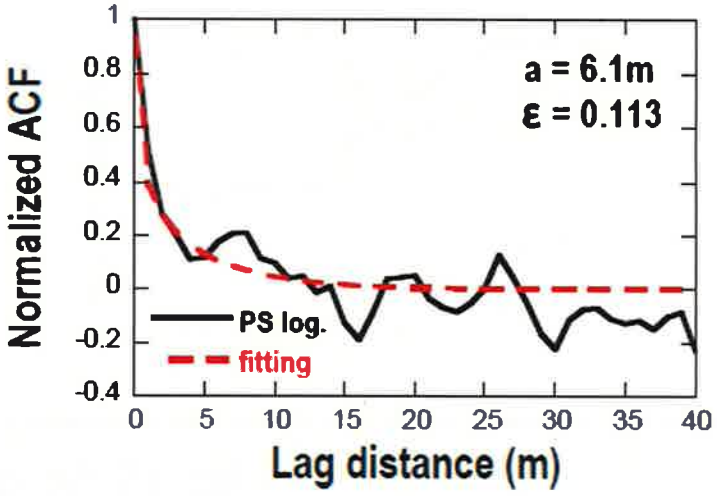
対象データ範囲（m）	平均S波速度（km/s）	漸増成分の傾き（1/s）	相関距離a（m）	Hurst指数 ν	標準偏差 ε
GL−65 ～−200	2.65	−0.44	6.1	0.13	0.113



検層データに対するフィッティング結果(左)と
抽出された不均質データξ(z)（右）



不均質データのパワースペクトルと
フィッティング結果



不均質データの自己相関関数とフィッティング結果

1．4．減衰定数の評価（不均質強度の評価）

■速度構造の不均質性と付加減衰に関する考察

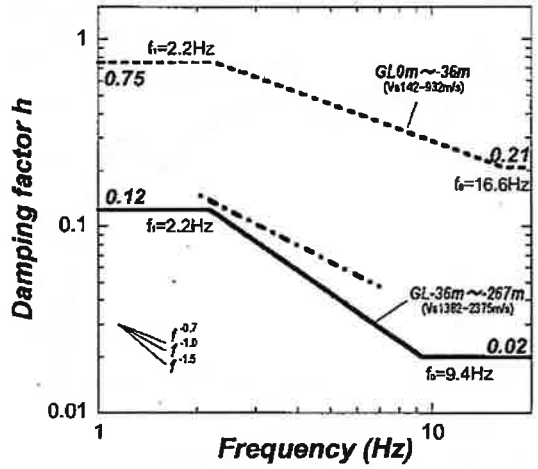
- ➢不均質強度（標準偏差）は0.11～0.17程度であり、佐藤（2009）の指標を参考にすると、大きめの数字である。
- ➢佐藤他（2007）による同等の速度構造の減衰定数の下限値と併せて考えると表層の減衰定数は3%程度と考えられる。

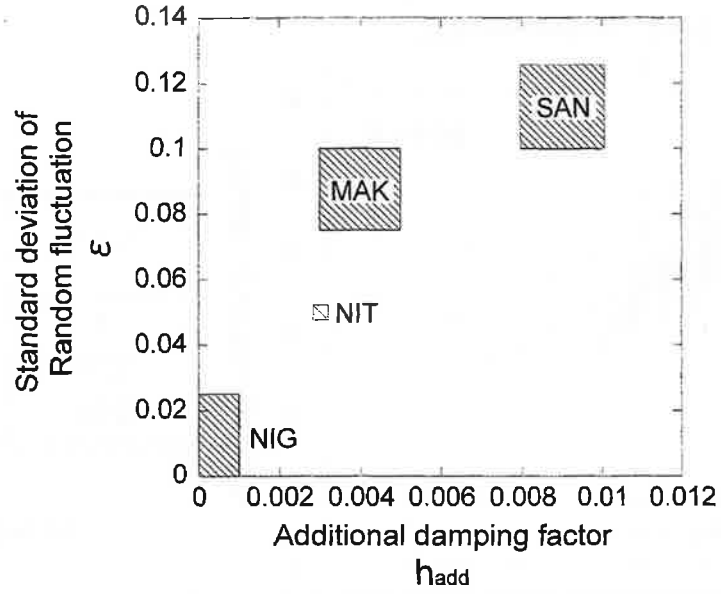
広帯域のサイト増幅特性で考慮すべき
不均質性の標準偏差（強度）の目安

	NIG (NIG010)	NIT (NIG011)	MAK (NIG013)	SAN (NIG014)
Standard deviation ε	0 ～0.025	0.05	0.075 ～0.1	0.1 ～0.125

広帯域のサイト増幅特性で考慮すべき
減衰定数の付加量

	NIG (NIG010)	NIT (NIG011)	MAK (NIG013)	SAN (NIG014)
Additional damping factor h_{add}	0 ～0.001	0.003	0.003 ～0.005	0.008 ～0.01



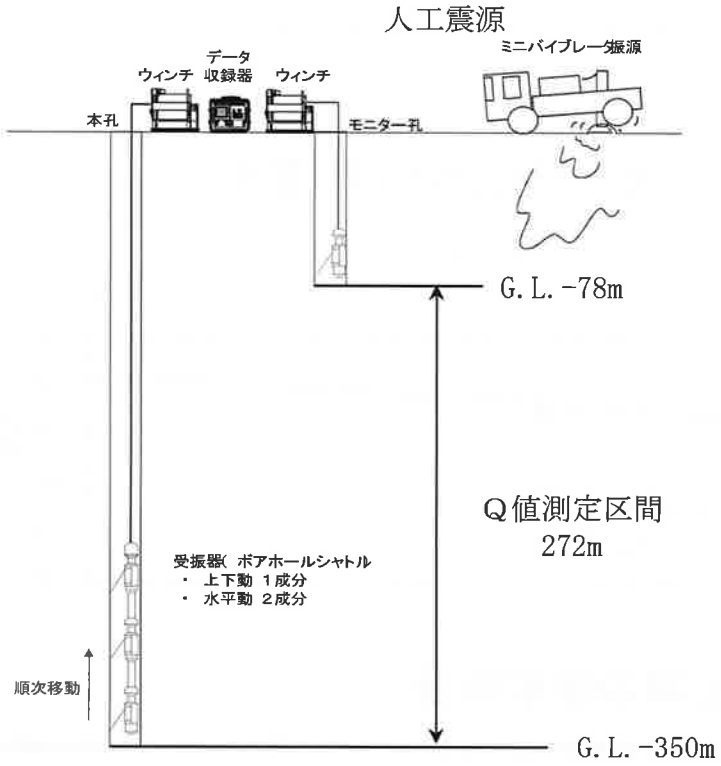


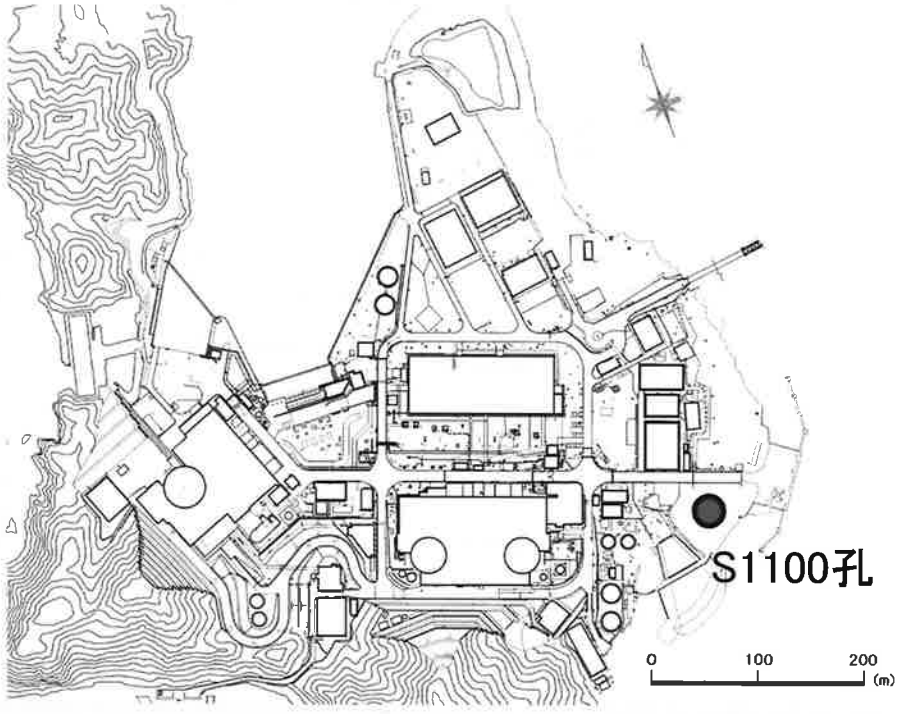
新潟平野地域での広帯域のサイト増幅特性評価において、考慮すべき深部地盤の不均質性強度（標準偏差ε）とそれと等価な効果をもたらす減衰定数の付加量h_{add}の関係

1．4．減衰定数の評価（Q値測定）

■敷地浅部の地下構造について（ボーリング孔を用いたQ値測定）

発電所構内のボーリング孔を用いて、ミニバイブレータ及び板たたき起振によるQ値測定を実施。

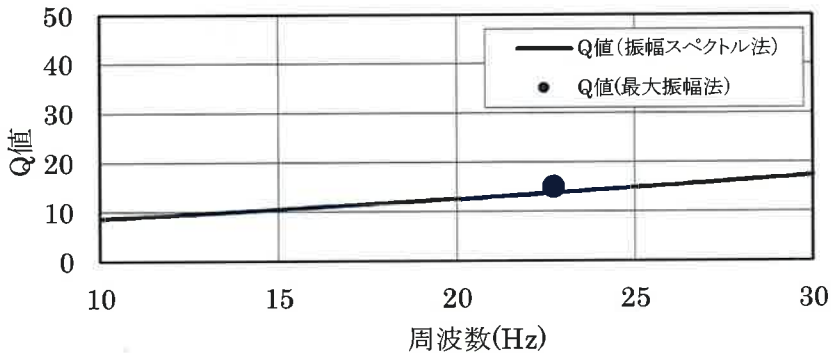




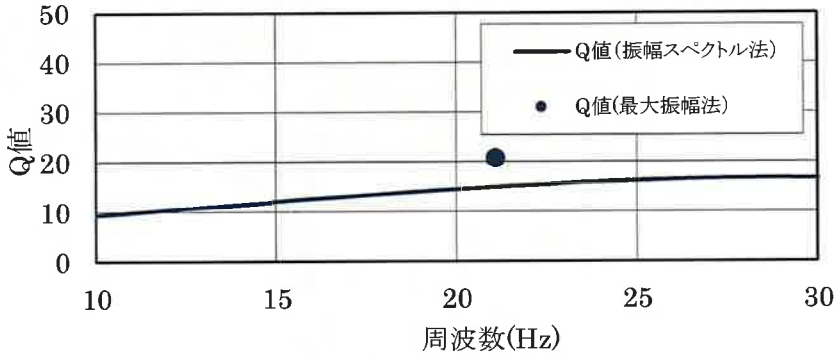
測定位置

1．4．減衰定数の評価（Q値測定）

敷地浅部の地下構造について（Q値測定結果）



S波・ミニバイブレータ



S波・板たたき

波種	起振源	解析深度区間 (m)	卓越周波数 (Hz)	Q値 (減衰定数(%))
S波	ミニバイブレータ	78 ～ 350	22.7	15.08(3.32)
	板たたき	78 ～ 350	21.1	20.70(2.42)

1．4．減衰定数の評価（減衰定数の設定）

■佐藤他(2007)及び佐藤(2009)の知見を基に、敷地内のPS検層結果から速度構造の不均質性と減衰定数の関係について着目して不均質強度を評価した結果、減衰定数は3%程度と判断した。

■敷地内でQ値測定を実施した結果、減衰定数は3%程度であった。

⇒浅部の減衰定数を3%とする。

1．5．地下構造モデルの策定のまとめ

■以上より、調査結果に基づく地下構造モデルを以下のとおり策定した。

調査結果に基づき策定した地下構造モデル

No.	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度※1 (g/cm³)	層厚 (km)	上面深度 (km)	Qs※2	減衰定数 (%)
1	4.0	1.65	2.6	0.06	0.00	16.67	3.0
2	4.1	1.7	2.6	0.11	0.06	16.67	3.0
3	4.2	1.8	2.6	0.03	0.17	16.67	3.0
3'	4.2	1.8	2.6	0.06	0.20	100.00	0.5
4	4.4	1.9	2.6	0.09	0.26	100.00	0.5
5	4.5	2.0	2.6	0.02	0.35	100.00	0.5
6	4.6	2.1	2.6	0.08	0.37	100.00	0.5
7	4.7	2.2	2.6	0.07	0.45	100.00	0.5
8	4.8	2.3	2.6	0.05	0.52	100.00	0.5
9	4.9	2.4	2.6	0.01	0.56	100.00	0.5
10	5.0	2.5	2.6	0.07	0.57	100.00	0.5
11	5.1	2.6	2.6	0.08	0.64	100.00	0.5
12	5.2	2.7	2.6	0.21	0.72	100.00	0.5
13	5.3	2.8	2.6	0.21	0.93	100.00	0.5
14	5.4	2.9	2.6	0.08	1.13	100.00	0.5
15	5.4	3.0	2.6	0.16	1.21	100.00	0.5
16	5.5	3.1	2.6	0.02	1.37	100.00	0.5
17	5.6	3.2	2.6	0.47	1.40	100.00	0.5
18	5.7	3.3	2.6	1.98	1.87	100.00	0.5
19	5.7	3.4	2.6	0.15	3.85	100.00	0.5
20	5.9	3.6	2.7	—	4.00	100.00	0.5

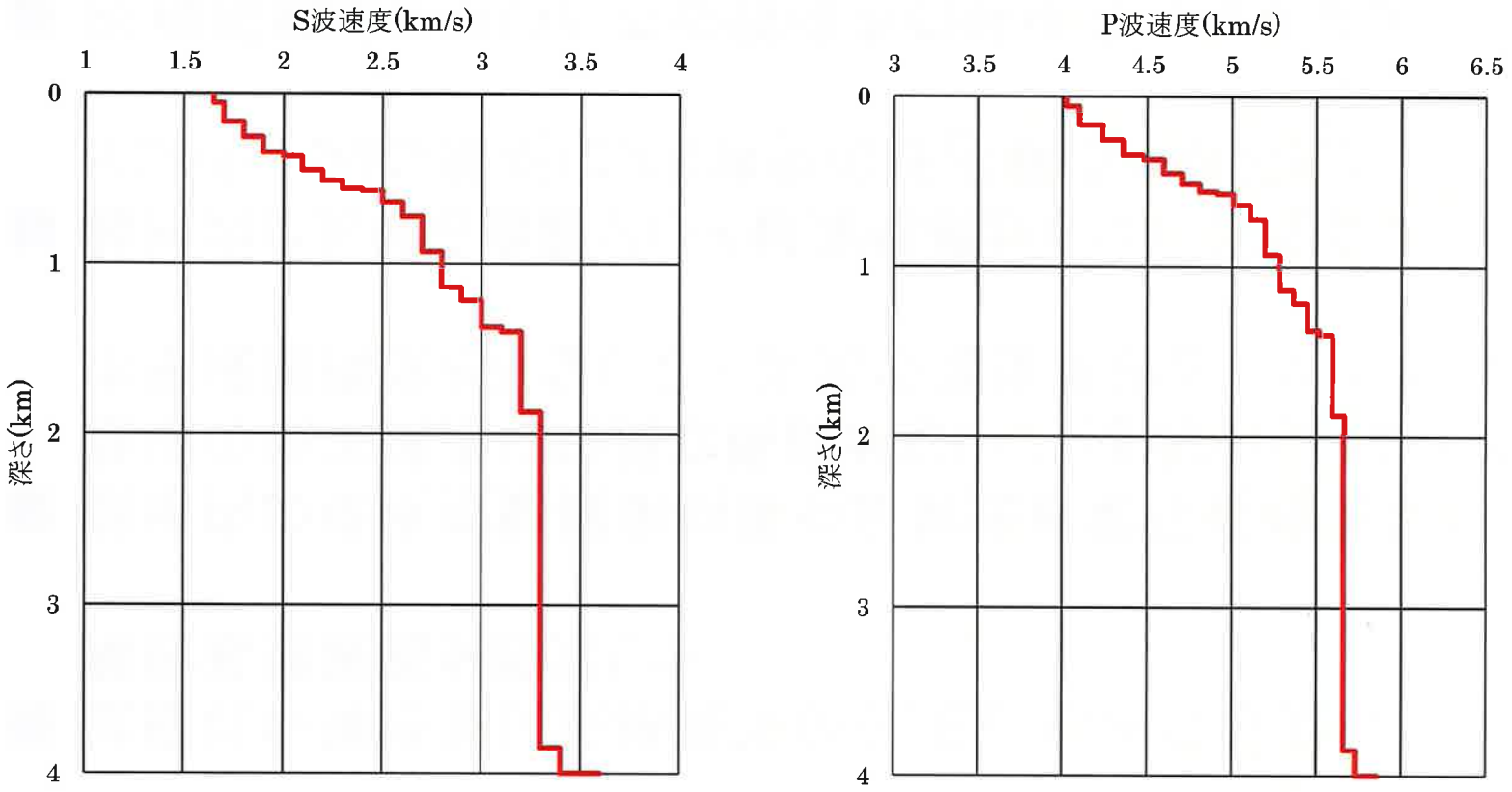
※1：浅部は敷地内でのボーリング調査結果から2.6g/cm³として設定し、地質調査結果から浅部と同質の花崗岩が深部まで分布していることから、深部も浅部と同等とみなして設定

2.7g/cm³は「琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価(地震調査研究推進本部平成16年6月21日)」等でも用いられている一般的な値を採用

※2：一般的な値としてQs=100を採用

1．5．地下構造モデルの策定のまとめ

■調査結果に基づき策定した地下構造モデルについて、速度構造を以下に示す。



調査結果に基づき策定した地下構造モデル

1．5．地下構造モデルの策定のまとめ

■ 試掘坑内弾性波試験結果等から、E.L.±0mの位置に解放基盤表面を設定した。

■ 敷地内の単点微動観測結果や反射法地震探査結果等から、敷地の地下構造に特異な構造がないことを確認したことから、水平成層構造とみなして一次元の速度構造をモデル化した。

■ 敷地内における微動アレイ観測結果から位相速度を求め、インバージョン解析により地盤の速度構造を推定した。

■ PS検層結果を用いた不均質強度の評価及びQ値測定の結果に基づき、減衰定数を設定した。

■ 以上により、調査結果に基づく地下構造モデルを策定した。

2. 地震発生層の評価

■地盤速度構造による地震発生層の検討

シナリオ地震の強震動予測

入倉孝次郎・三宅弘恵，2001，地学雑誌，110(6)

微小地震の浅さ限界Hsは**P波速度5.8～5.9km/sの層の上限と良い相関がある。**

近畿地方北部の地震波速度構造と地震発生層

吉井弘治・伊藤潔，2001，地球惑星科学連合学会2001年合同大会

1989年に実施された岐阜県藤橋村から兵庫県上郡町における人工地震探査データをもとに、波線追跡法によって地殻の詳細な速度構造を求め、得られた速度構造モデルと、地震活動の深さ断面とを比較し、地震発生層の上限は**速度構造が6km/s**となるところにおおむね一致していることが分かった。

広角反射法および屈折法解析による近畿地方の地殻構造の推定

廣瀬一聖・伊藤潔，2006，京都大学防災研究所年報，第49号B，pp307－321

浅い地殻内で発生する微小地震は、**P波速度が5.8～6.4km/s**の層に集中しており、その上下には地震波速度境界が存在する。

2. 地震発生層の評価

■地盤速度構造による地震発生層の検討

若狭周辺地域において、大都市大震災軽減化特別プロジェクト（大大特）による大規模な地下構造探査が実施されており、近畿地方北部の浅い地震活動は地震波速度Vp=5.8～6.3km/sの層に集中し、その深さは**約5～16km程度**であった。

○新宮－舞鶴測線（2004）の探査結果

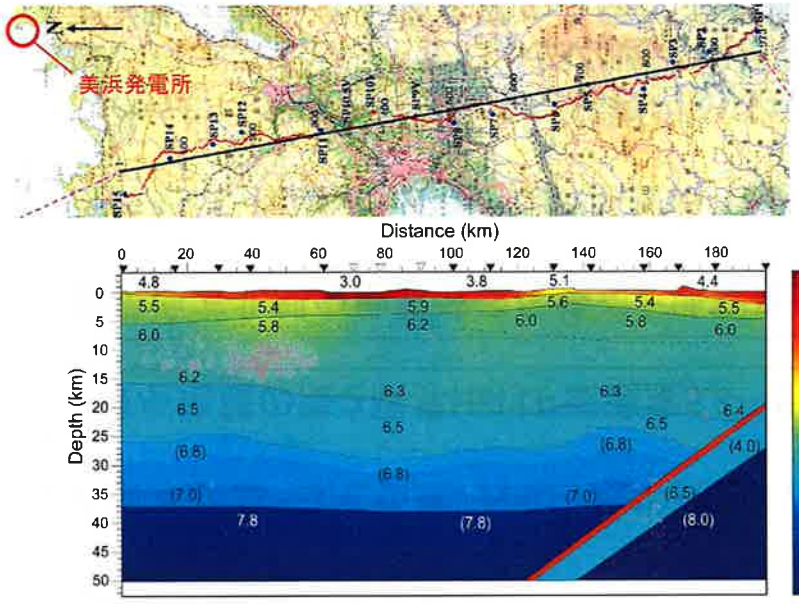


Fig. 9 P-wave velocity structure for the. Numerals show P-wave velocities in km/s. Parentheses show assumed velocity value. Small black and red dots (about 35-40km deep) show earthquakes and low-frequency earthquakes, respectively after Hirose and Ito (2007).

伊藤他（2007）に一部加筆

○藤橋－上郡測線（1989）の再解析結果

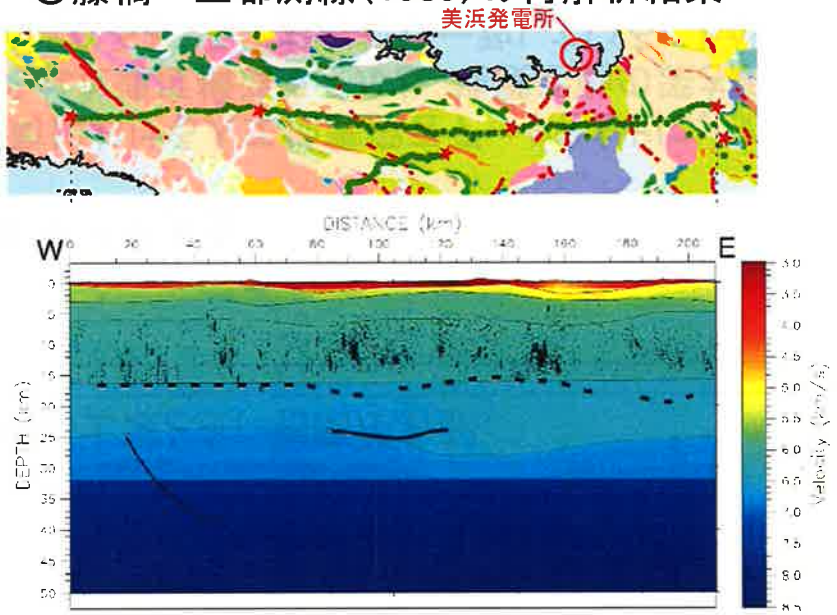


図 16　藤橋－上郡測線の地震波速度構造に、測線周辺の震源分布と反射法解析によって見出された反射面を重ねた。

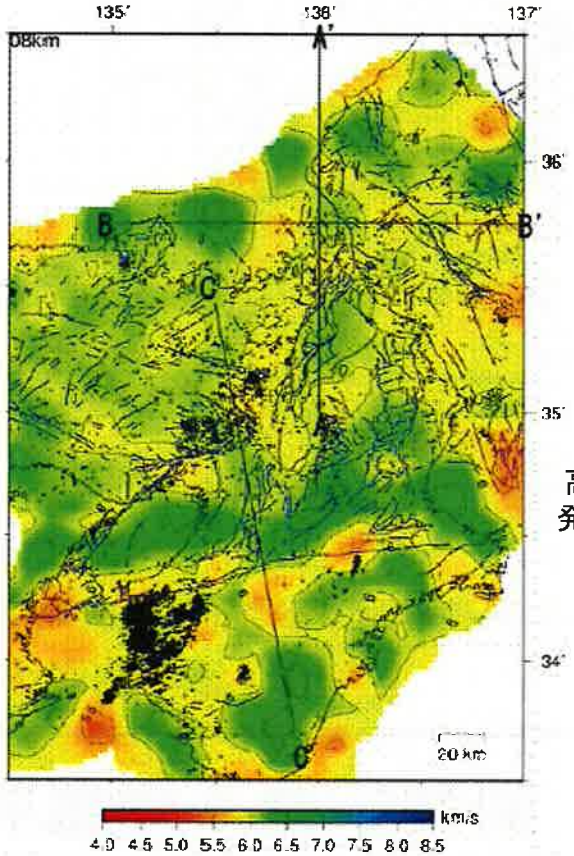
伊藤他（2006）に一部加筆

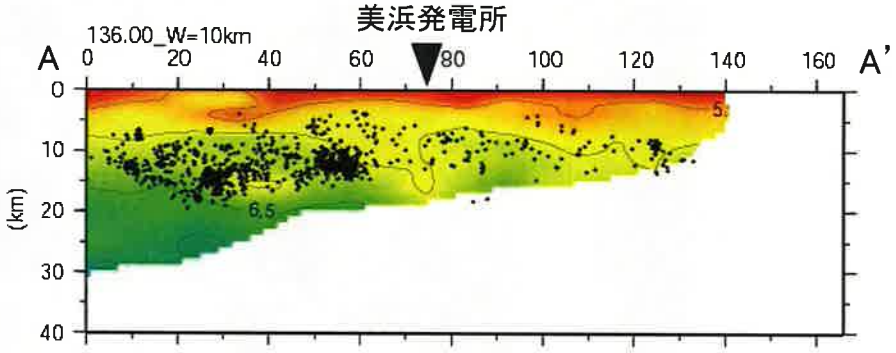
地震発生層はVp=5.8～6.4km/s層に対応すると考えられることから、断層上端深さはVp=5.8km/s層の上面深度により設定する。

2. 地震発生層の評価

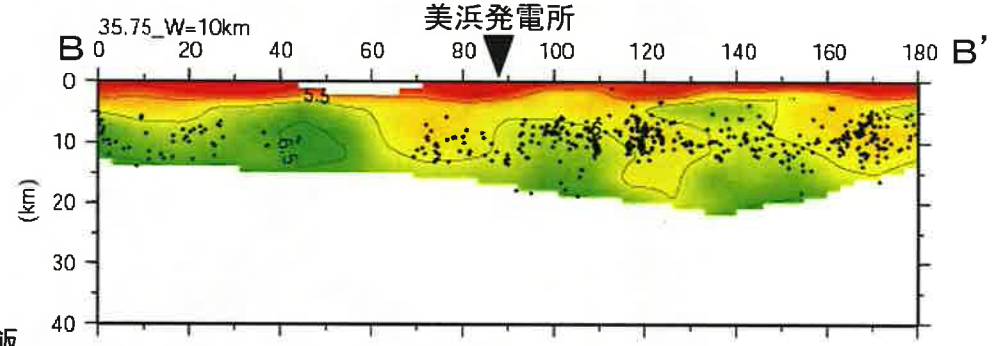
■地震波速度トモグラフィ解析による検討（川里他（2007）による）

敷地周辺を取り囲むような震源と観測点の
観測記録を用いて、地震波の伝播を
インバージョンし、速度構造が求められている。
敷地周辺の地震発生層の上限は、
概ね深さ4km以深となっている。



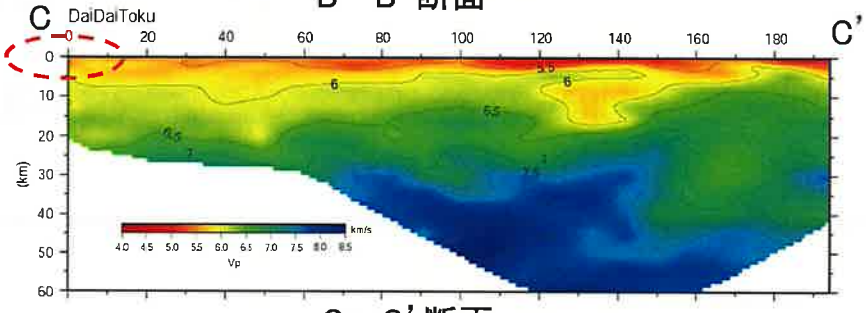


A－A’断面



B－B’断面

高浜・大飯
発電所周辺

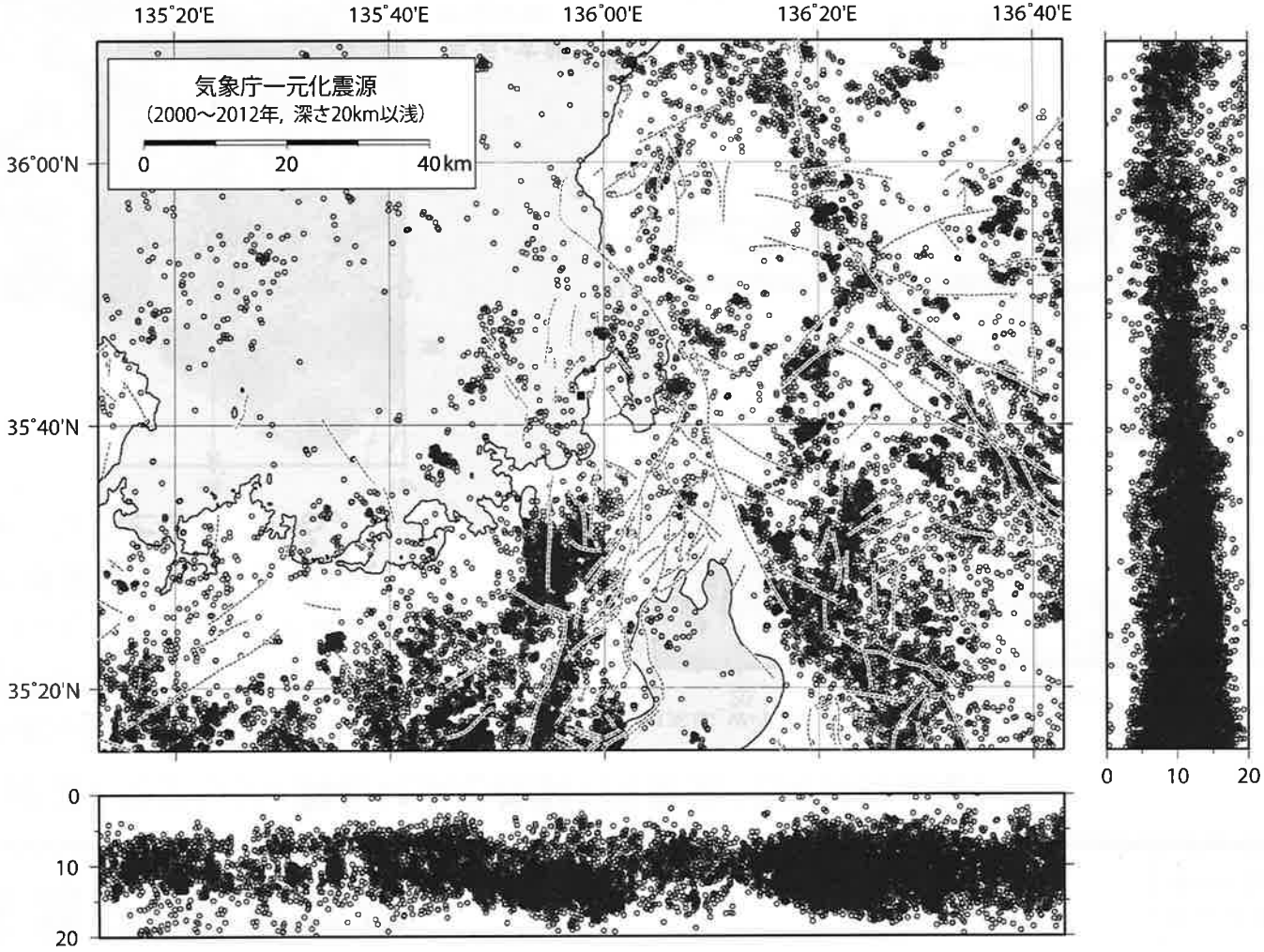


C－C’断面

2. 地震発生層の評価

■微小地震に関する検討

若狭地域の微小地震の発生分布について調査すると、地震の発生は深さ 5～20km程度の間に分布している。

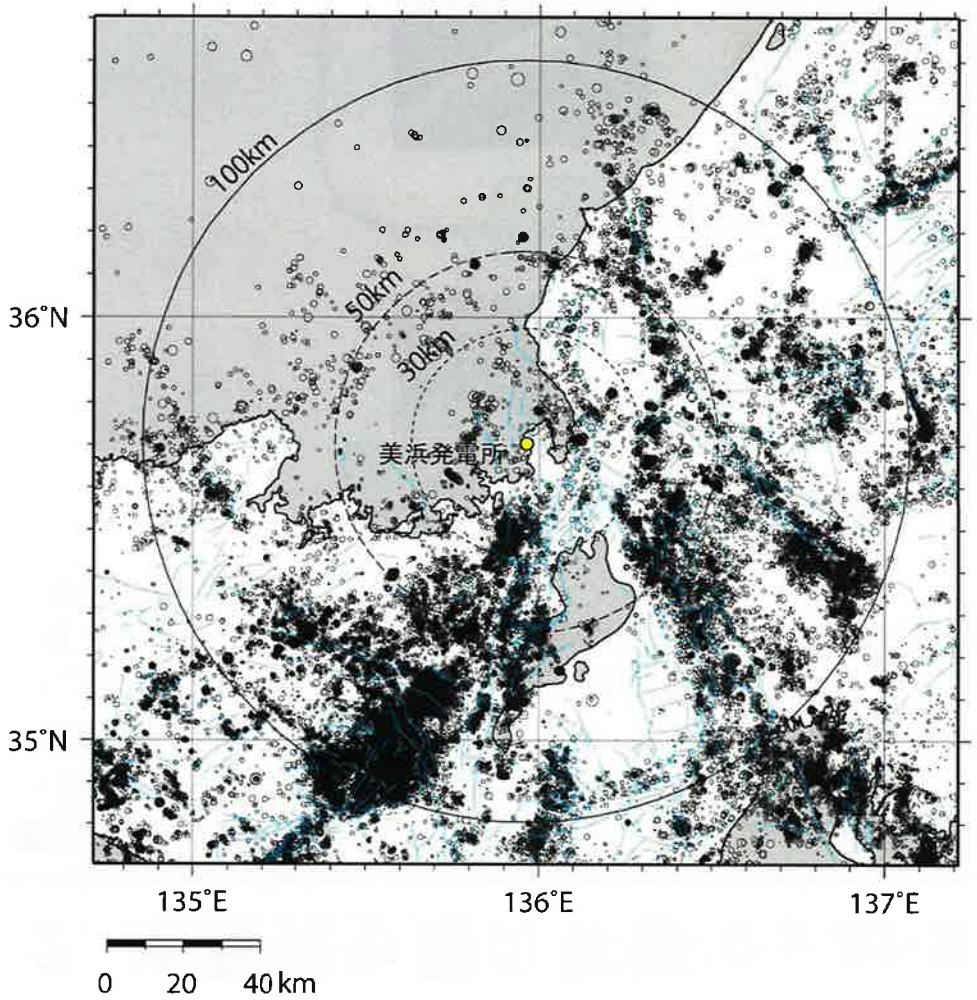


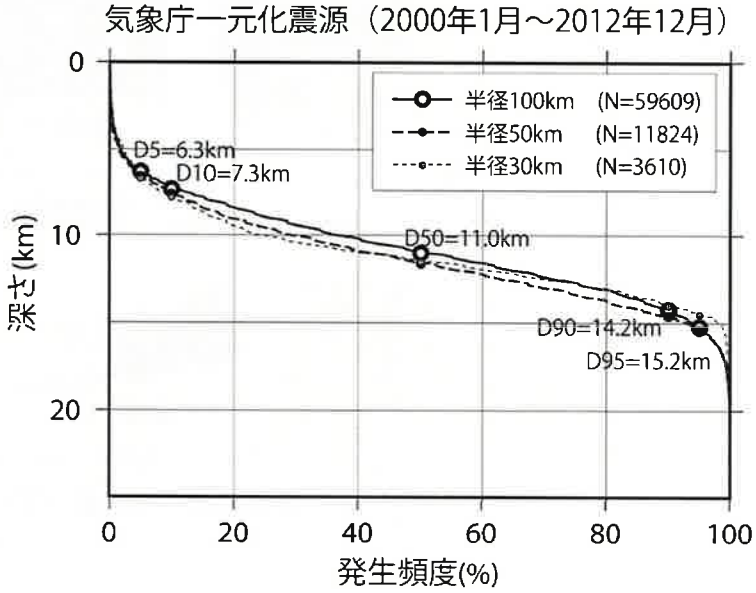
2. 地震発生層の評価

■微小地震記録を用いた検討（美浜発電所）

伊藤・中村（1998）を参考に、敦賀半島を中心とする半径100km以内の地震発生状況を統計的に評価すると、地震の10%発生頻度深さ（D10%）は約7km、地震の90%発生頻度深さ（D90%）は約15kmであった。

伊藤・中村（1998）によれば、D90%は地震発生層の下限より2～3km浅いとされていることから、地震発生層の下限は18km程度と推定できる。





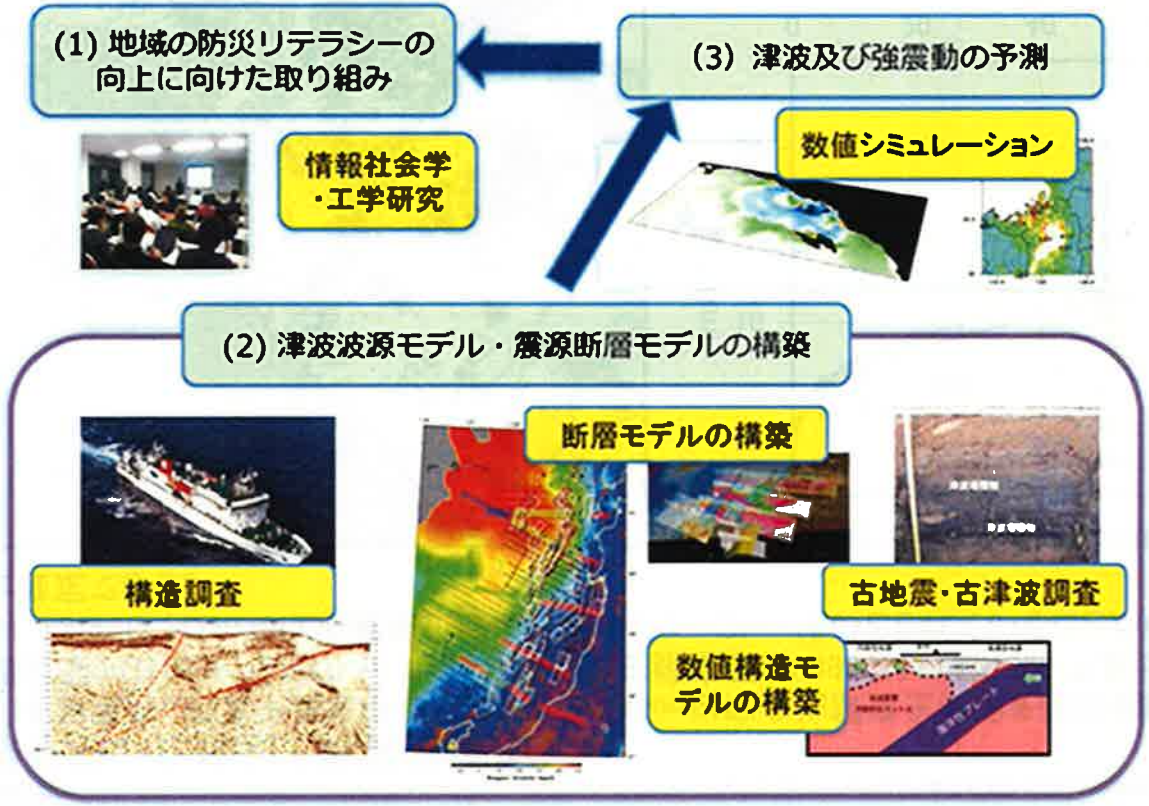
領域半径	100km	50km	30km
D5	6.3km	6.6km	6.7km
D10	7.3km	7.6km	7.8km
D50	11.0km	11.6km	11.5km
D90	14.2km	14.6km	14.0km
D95	15.2km	15.4km	14.5km
地震個数N	59,609	11,824	3,610

2. 地震発生層の評価（日本海地震・津波調査プロジェクト）

■日本海地震・津波調査プロジェクト（委託元：文部科学省、委託先：東京大学）の概要

・2013年9月から8ヵ年に渡り日本海沖合から沿岸帯及び陸域にかけての領域で観測データを取得し、日本海の津波波源モデルや沿岸・陸域における震源断層モデルを構築する。

・これらのモデルを用いて津波・強震動シミュレーションを行い、防災対策をとる上での基礎資料を提供するとともに、地震調査研究推進本部の実施する長期評価・強震動評価・津波評価に資する基礎データを提供する。



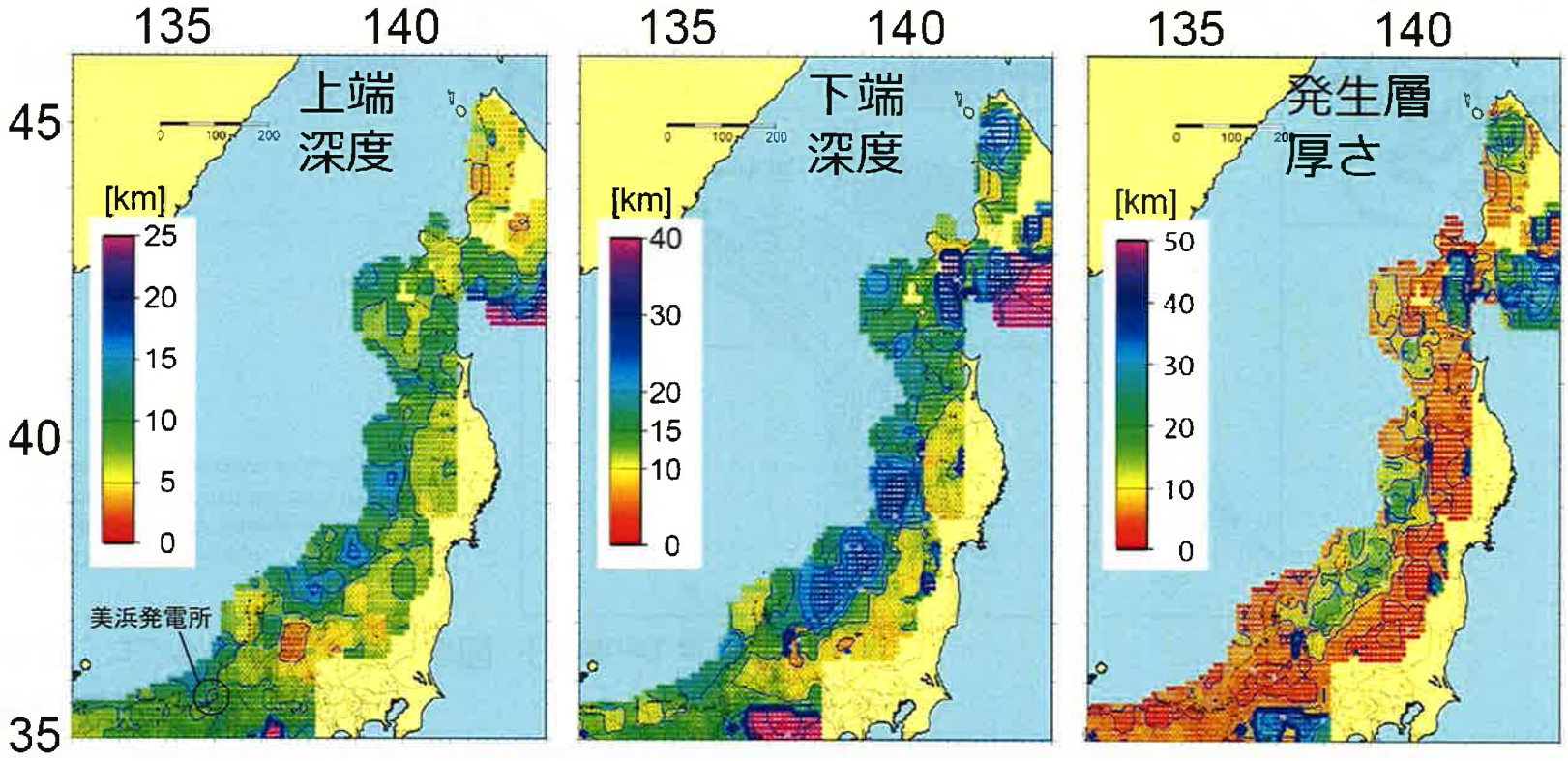
日本海地震・津波プロジェクトの仕組み

※日本海地震・津波プロジェクトホームページより抜粋

2. 地震発生層の評価（日本海地震・津波調査プロジェクト）

■日本海地震・津波調査プロジェクトの平成26年度第2回運営委員会において、地震発生層の上端及び下端深さの設定方法及びその結果が報告されている。

- 地表から10%の地震：地震発生層上端
- 地表から90%の地震：地震発生層下端



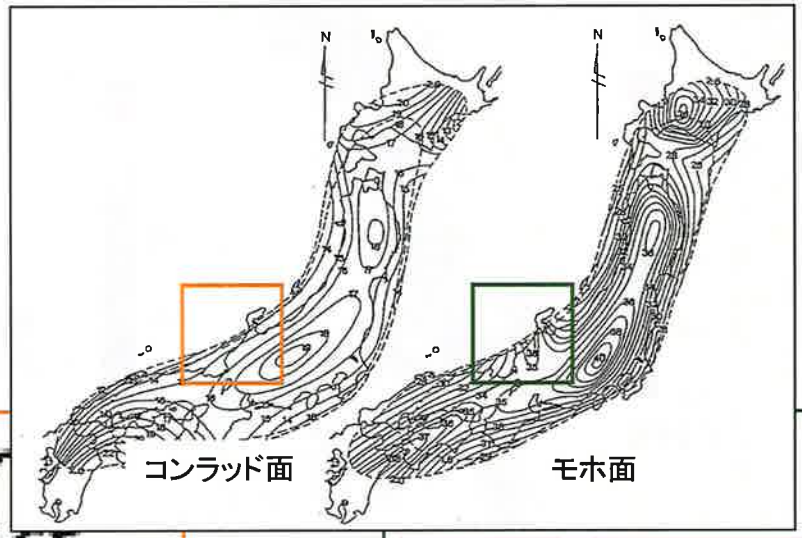
※（平成26年度第2回運営委員会資料「2-5-2 沿岸域の地震活動の把握」）の図に一部加筆

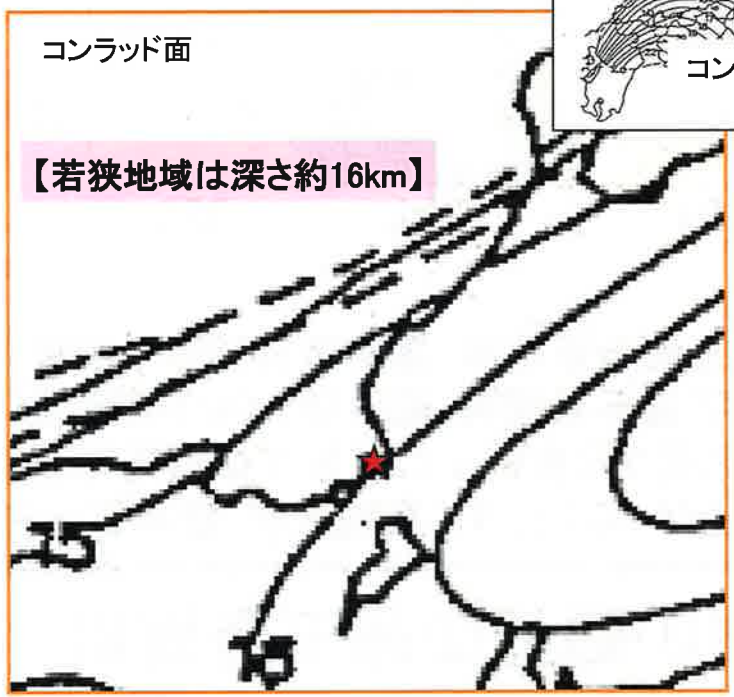
2. 地震発生層の評価

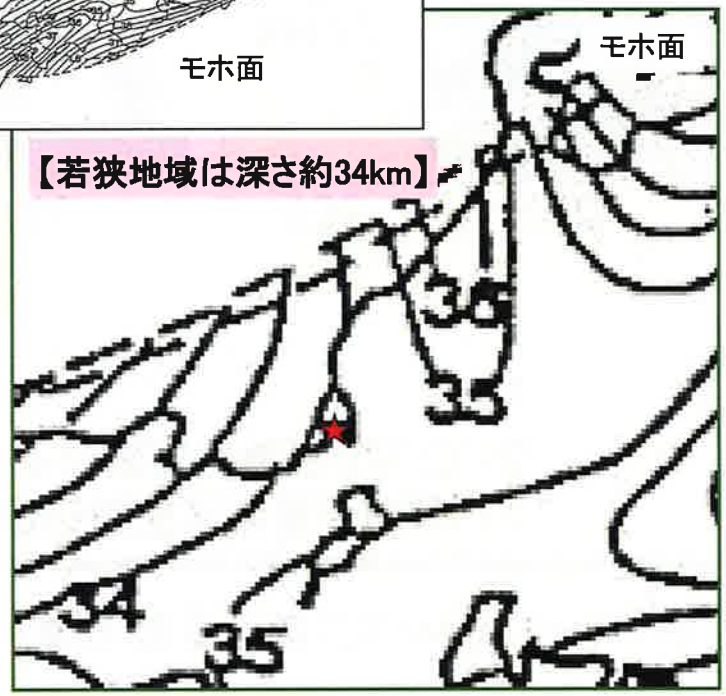
■既往文献による検討

モホ面、コンラッド面の等深線図　[Zhao,et al.(1992)]

Zhao,D., S.Horiuchi, and A.Hasegawa(1992): Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, Tectonophysics, 212, 289-301







2. 地震発生層の評価

① 地盤速度構造による検討

(1)地盤速度構造による地震発生層の検討

地震発生層に関する文献調査から、Vp=5.8～6.4km/s層と地震発生層には相関があることが分かった。

大大特による大規模な地下構造探査によれば、近畿地方北部の浅い地震活動はVp=5.8～6.3km/sの層に集中し、その深さは約5～16km程度であった。

(2)地震波速度トモグラフィ解析による検討

川里他(2007)によると、敷地周辺における地震発生層の上限は、概ね深さ4km以深となっている。

(3)美浜発電所の地下構造モデルによる検討

発電所の敷地内で取得した観測データに基づいて地下構造モデルを検討した結果、Vp=5.8km/s層の上面深度は5kmよりも深く評価された。

② 微小地震記録を用いた検討

(1)周辺地域における地震発生状況の調査

若狭地域の微小地震の発生分布について調査した結果、地震の発生は深さ 5～20kmに見られた。

(2)地震発生状況の統計的評価

伊藤・中村(1998)を参考に、若狭地域の地震の10%発生頻度深さ(D10%)は約7km、地震の90%発生頻度深さ(D90%)は約15kmであった。

美浜発電所における断層上端深さ及び下端深さは、以下のとおり設定できることを確認した。

上端	下端
4km	18km

2. 地震発生層の評価

■近畿地方の地盤速度構造に関する文献調査を行った。
内陸地殻内地震について、地震発生層はVp=5.8～6.4km/s層に対応すると考えられることから、断層上端深さはVp=5.8km/s層の上面深度により設定することとした。

■敷地周辺の微小地震の発生状況について整理した。
微小地震は深さ約5～20kmの範囲で発生しており、
統計的評価から、D10%は約7km、D90%は約15kmであった。

■発電所敷地におけるVp=5.8km/s層の上面深度が5km以深であることや、微小地震の発生状況から、断層上端深さを4km、下端深さを18kmとして設定できることを確認した。

■以上の検討結果から、断層上端深さを4kmとして設定することは妥当と考えるが、美浜発電所の審査におけるこれまでの経過を考慮し、断層上端深さを3kmと設定する。
なお、地下構造モデルについては、深さ3kmまでのモデルを用いて、全ての地震動評価を実施することとする。

3. 地震動評価に用いる地下構造モデル

■断層モデルを用いた手法による地震動評価のための地下構造モデルを以下のとおり策定した。

美浜発電所の地震動評価に用いる地下構造モデル

No.	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度※1 (g/cm³)	層厚 (km)	上面深度 (km)	Qs※2	減衰定数 (%)
1	4.0	1.65	2.6	0.06	0.00	16.67	3.0
2	4.1	1.7	2.6	0.11	0.06	16.67	3.0
3	4.2	1.8	2.6	0.03	0.17	16.67	3.0
3'	4.2	1.8	2.6	0.06	0.20	100.00	0.5
4	4.4	1.9	2.6	0.09	0.26	100.00	0.5
5	4.5	2.0	2.6	0.02	0.35	100.00	0.5
6	4.6	2.1	2.6	0.08	0.37	100.00	0.5
7	4.7	2.2	2.6	0.07	0.45	100.00	0.5
8	4.8	2.3	2.6	0.05	0.52	100.00	0.5
9	4.9	2.4	2.6	0.01	0.56	100.00	0.5
10	5.0	2.5	2.6	0.07	0.57	100.00	0.5
11	5.1	2.6	2.6	0.08	0.64	100.00	0.5
12	5.2	2.7	2.6	0.21	0.72	100.00	0.5
13	5.3	2.8	2.6	0.21	0.93	100.00	0.5
14	5.4	2.9	2.6	0.08	1.13	100.00	0.5
15	5.4	3.0	2.6	0.16	1.21	100.00	0.5
16	5.5	3.1	2.6	0.02	1.37	100.00	0.5
17	5.6	3.2	2.6	0.47	1.40	100.00	0.5
18	5.7	3.3	2.6	1.98	1.87	100.00	0.5
19	5.9	3.6	2.7	—	3.00	100.00	0.5

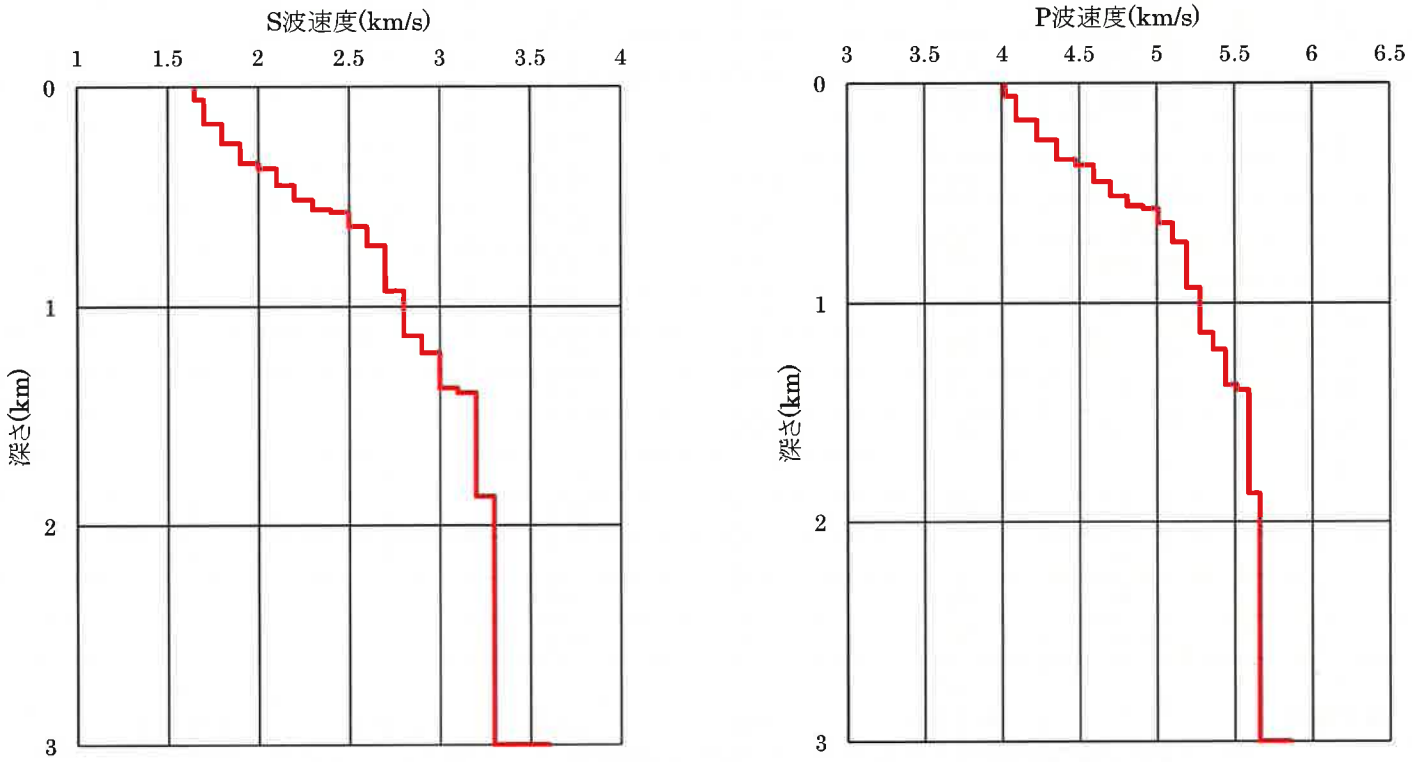
※1：浅部は敷地内でのボーリング調査結果から2.6g/cm³として設定し、地質調査結果から浅部と同質の花崗岩が深部まで分布していることから、深部も浅部と同等とみなして設定

2.7g/cm³は「琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価(地震調査研究推進本部平成16年6月21日)」等でも用いられている一般的な値を採用

※2：一般的な値としてQs=100を採用

3. 地震動評価に用いる地下構造モデル

■断層モデルを用いた手法による地震動評価のための地下構造モデルについて、速度構造を以下に示す。



美浜発電所の地震動評価に用いる地下構造モデル

参考文献

- 大場政章・鈴木晴彦・野畑有秀・田中清和(2010)：水平アレー地震観測記録を用いた地下深部速度構造の推定，物理探査学会第123回学術講演会論文集(2010)，p.37-p.40
- 狐崎長琅・後藤典俊・小林芳正・井川猛・堀家正則・斉藤徳美・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9-3p.1-p.17
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake: Seismic refraction, in A. E. Maxwell ed.,The Sea-Ideas and observations on progress in the study of the seas, 4, Part 1, Wiely-interscience, New York, 1970,p.53-p.84
- 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，物理探査第60巻第3号(2007)p.265-p.275
- 川里健・大場政章・引間和人・鈴木晴彦・増田徹(2007)：若狭湾地域における地震発生層の推定　その２ー地震波トモグラフィ解析とまとめー,地球惑星科学関連学会合同大会予稿集,S152ーP016
- 佐藤浩章・東貞成・芝良昭・佐藤清隆・高橋裕幸・敦賀隆史(2007)：地震観測記録に基づく地震動の減衰特性(その3)ー硬質地盤における減衰メカニズムの解明ー，電力中央研究所報告N07013
- 佐藤浩章(2009)：広帯域強震動予測のための新潟平野における深部地盤のモデル化とサイト増幅特性評価，電力中央研究所報告N08
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001)：シナリオ地震の強震動予測,地学雑誌, Vol. 110, No. 6, p. 849ーp.875
- 吉井弘治・伊藤潔(2001)：近畿地方北部の地震波速度構造と地震発生層，地球惑星科学連合学会2001年合同大会，Sz-P006

参考文献

- 廣瀬一聖・伊藤潔(2006)：広角反射法および屈折法解析による近畿地方の地殻構造の推定，京都大学防災研究所年報第49号B,p.307-p.321
- 伊藤潔・廣瀬一聖・澁谷拓郎・片尾浩・梅田康弘・佐藤比呂志・平田直・伊藤谷生・阿部進・川中卓・井川猛(2007)：近畿地方における地殻および上部マントルの構造と地震活動，京都大学防災研究所年報第50号B平成19年4月,p.275-p.288
- 伊藤潔・廣瀬一聖（2006）：人口地震記録を用いた近畿地方の地震波速度構造，大都市大震災軽減化特別プロジェクトⅠ地震動（強い揺れ）の予測「大都市圏地殻構造調査研究」（平成17年度），549-559.
- Shinohara et al.(2008):Precise after shock distribution of the 2007 Chuetsu-oki Earthquake obtained by using an ocean bottom seismometer network,Earth Planets Space,60,1121-1126,2008
- 伊藤潔・中村修一(1998)：西南日本内帯による地震発生層の厚さの変化と内陸大地震,京都大学防災研究所年報,第41号,B-1,p.27－35
- Zhao,D., S.Horiuchi and A.Hasegawa(1992)：Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, Tectonophysics, Vol.212,p.289－p.301
- 松原誠(2015)：日本海地震・津波プロジェクト,平成26年度第2回運営委員会資料,「2-5-2 沿岸域の地震活動の把握」