

地震動評価に用いる地盤モデルの再評価について

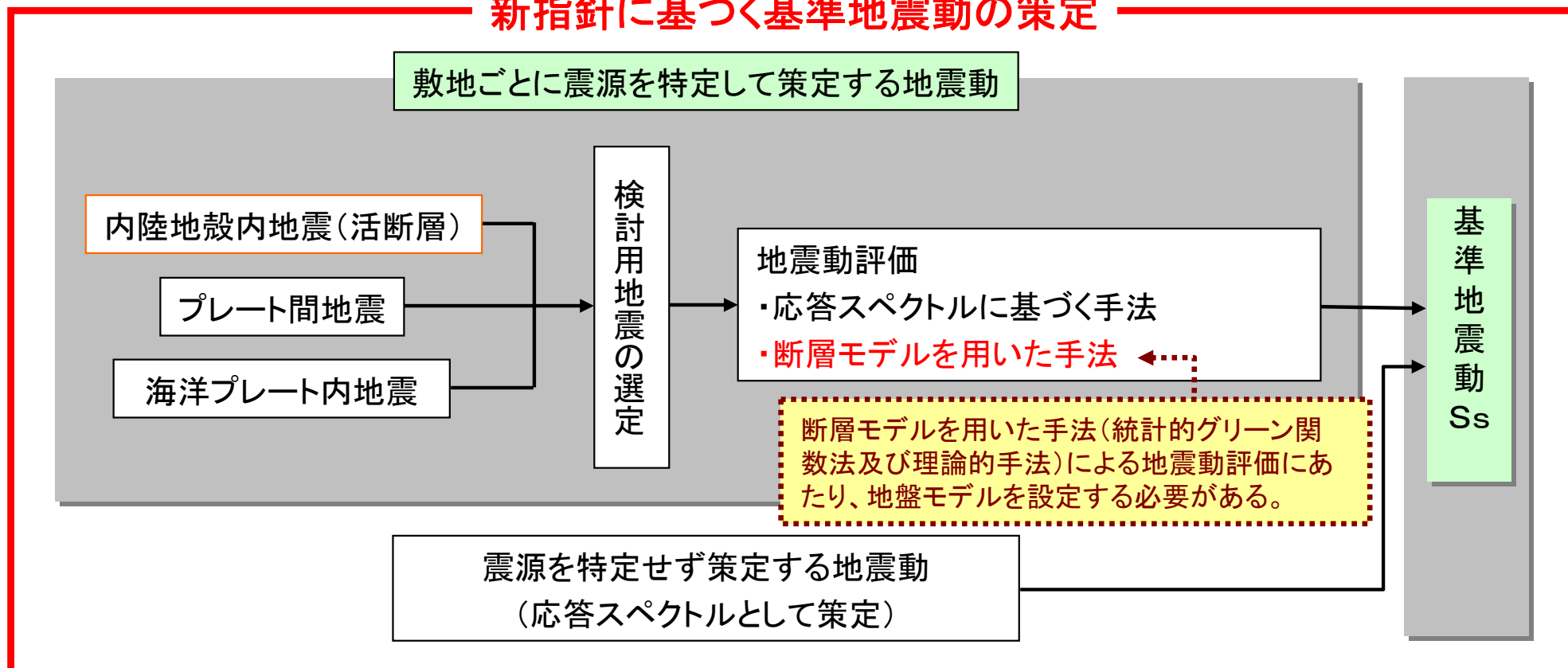
平成21年8月20日

日本原子力発電株式会社
独立行政法人日本原子力研究開発機構
関西電力株式会社

- 新耐震指針に基づく基準地震動 S_s の策定の流れ
- 当初設定した地盤モデルについて
- これまでの合同Cサブ会合における説明と頂いたコメント
- 地盤モデルの再評価
 - 地盤モデルの設定方法について
 - 経験的サイト増幅特性の評価
 - 地盤モデルの検討
- 表層の減衰定数についての検討
- 地震動評価に適用する地盤モデル

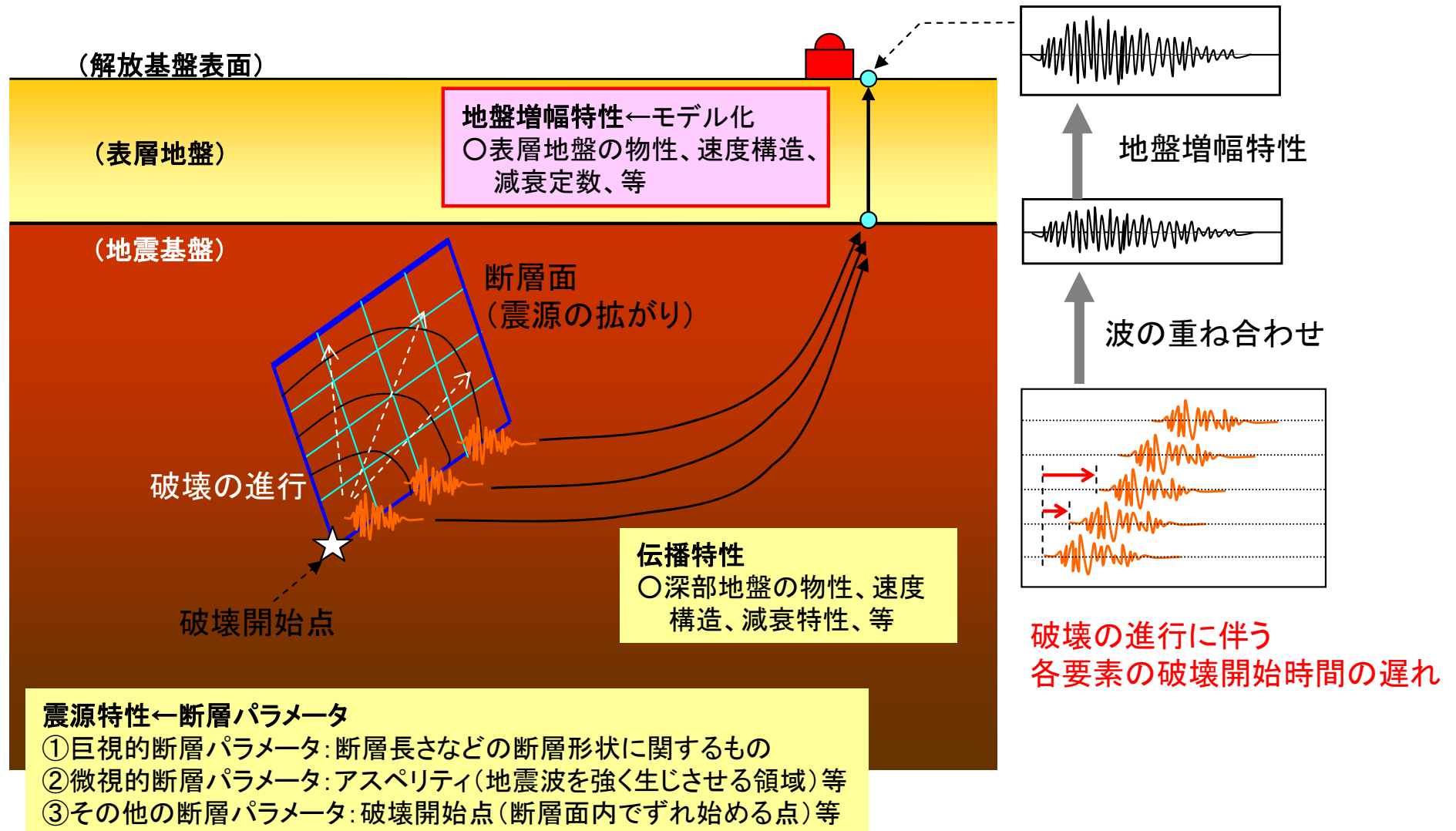
- 新耐震指針に基づき、選定した検討用地震に対して「応答スペクトルに基づく手法」及び「断層モデルを用いた手法」それぞれの地震動評価結果に基づき基準地震動 S_s を策定する。
- このうち「断層モデルを用いた手法」による地震動評価にあたり、若狭地区では短周期帯域に統計的グリーン関数法を、長周期帯域に理論的手法を適用したハイブリッド合成法を採用している。
- 統計的グリーン関数法及び理論的手法では、表層地盤の増幅特性を与えるために地盤モデルを設定する必要がある。

新指針に基づく基準地震動の策定



「断層モデルを用いた手法」の概要

- 想定すべき特定の地震について、震源特性・伝播特性・サイトの地盤増幅特性といった諸特性を考慮した地震動の時刻歴波形を予測する手法。



■地盤モデル設定(平成20年3月報告時)

モデル化の考え方

○浅部地盤構造

速度構造:

地震計設置位置のPS検層結果及び基礎岩盤の試掘坑内弾性波試験結果に基づき設定。

減衰定数:

若狭湾周辺の硬質岩盤観測点で同定されたVs2500m/s層での減衰定数を参照。

○深部地盤構造

速度構造:

微動アレー探査、地震計水平アレー観測及び地震波速度トモグラフィ解析結果に基づく。

減衰定数:

若狭湾周辺の地震観測記録を用いて地域的に推定されたQ値(佐藤・他,2007)を参照。

設定した地盤モデル

深さ (m)	EL (m)	層	層厚 (m)	密度 ρ (t/m^3)	S波速度 Vs (m/s)	P波速度 Vp (m/s)	Qs	減衰定数 (%)
0	5							
		1	33	2.5	1900	4300	16.7	3.0
33	-28	2	597	2.6	2200	4600	16.7	3.0
630	-625	3	770	2.6	2800	5130	50.0	1.0
1400	-1395	4	2600	2.6	3100	5310	50.0	1.0
4000	-3995	5	-	2.7	3600	6270	50.0	1.0

※もんじゅサイトにおける地盤モデルを示す

■浅部 ($V_s \leq 2500\text{m/s}$)

①浅部 ($V_s \leq 2500\text{m/s}$) の減衰定数は3%とする。

佐藤他(2007)より、若狭湾付近のK-NET、KiK-net観測点[図1]の中で、地中に $V_s=2500\text{m/s}$ の岩盤が存在するFKIH01(永平寺)観測点での地盤同定結果[表1]から、若狭湾周辺の $V_s=2500\text{m/s}$ 層での減衰定数は3%(Q値では16.7)と考えられる。

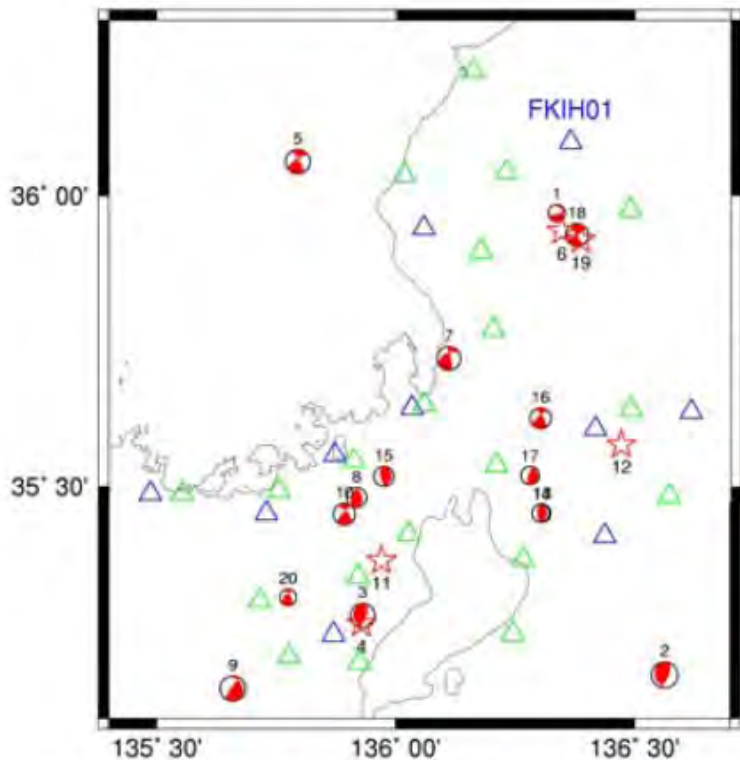


図1 解析に用いた地震の震央位置(気象庁)と強震観測点位置(Δ)。震央位置には、F-netのメカニズム解がある地震はそれを、ない地震は☆で表示した。

表1 FKIHO1 において同定された地盤構造

層番号	層厚* (m)	密度** (g/cm^3)	S波速度 (m/s)	減衰定数	P波速度* (m/s)
1	4.0	1.47	68.3	0.0067	500.0
2	2.0	2.19	600.1	0.1522	2500.0
3	14.0	2.61	990.0	0.0920	5000.0
4	44.0	2.61	1864.0	0.0490	5000.0
5	36.0	2.61	2500.0	0.0365	5000.0
6	-	2.61	2500.0	0.0365	5000.0

* 防災科学技術研究所

** P波速度からGardner et al. (1974)に基づき換算

委員コメント(1)

Q値が小さく設定される一番の根拠は永平寺の地盤モデルであるが、これをそのまま採用することは問題である。(4/9 第14回合同Cサブ会合)

■設定した地盤モデルと、経験的サイト増幅特性との比較

○鶴来・他(1997)に基づく評価手順

【手順①】もんじゅサイトで観測された地震について、観測記録からフーリエスペクトルを求める(これを「観測スペクトル」という)。

【手順②】対象とする地震の ω^{-2} 則に基づくスペクトル特性に距離減衰とQ値による減衰及び自由地表面の影響による増幅を考慮した地震基盤におけるスペクトルを算出する(これを「基盤スペクトル」という)。ここで、基盤スペクトルのパラメータは下記により設定した。

M_0	F-net(防災科学技術研究所)による
$\Delta \sigma$	既往検討において経験的グリーン関数法に用いられた要素地震の応力降下量を調査した上で平均応力降下量5MPaと設定
f_c	$f_c = 4.9e6 \times \beta \times (\Delta \sigma / M_0)^{1/3}$ により算定
Q値	$Q = 50f^{1.1}$ (佐藤・他(2007)による)
地震基盤の物性値	$\beta = 3.6 \text{ km/s}$

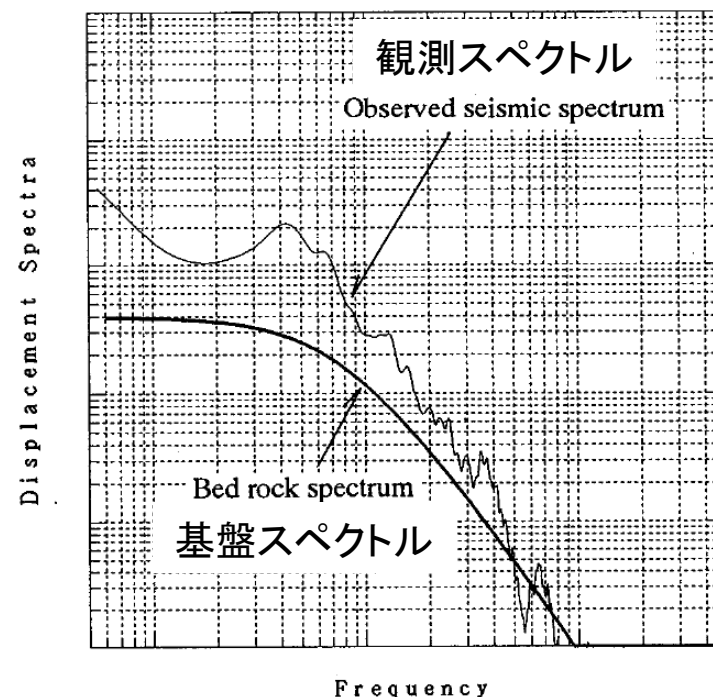
委員コメント(2)

(基盤スペクトルを決めるコーナー周波数 f_c を経験式から応力降下量により定めたとの説明で)応力降下量の5MPaが非常に大きすぎる。(4/9第14回合同Cサブ会合)

【手順③】観測スペクトルと基盤スペクトルの比を求める。これが対象とした地震での地盤増幅特性である。

【手順④】別の観測地震について手順①～③を実施。各地震での地盤増幅特性を求める。

【手順⑤】手順④で算出した各地震での地盤増幅特性の平均をとり、もんじゅサイトにおける平均的な地盤増幅特性を算出する。

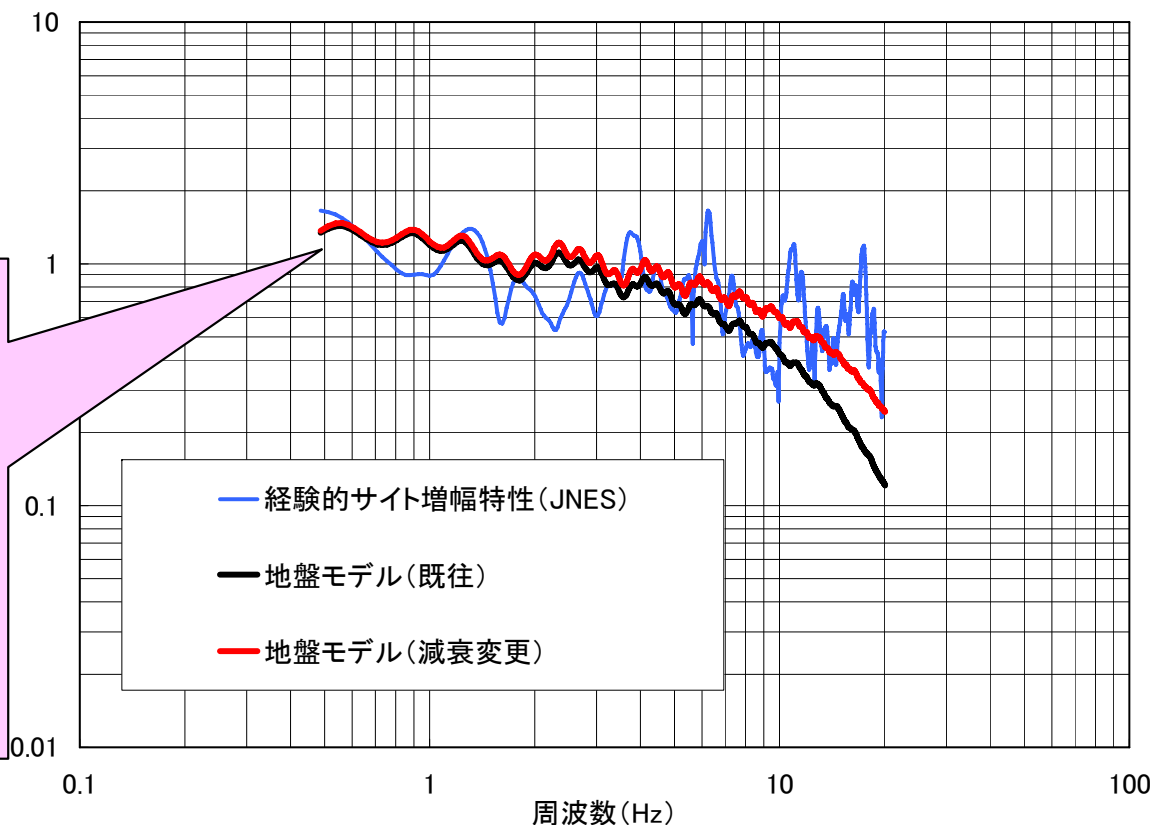


鶴来・他(1997)の手法の概念図に加筆

■ 検討の結果

深さ630m以深のQs値を100 (0.5%)とすることにより、JNESによるもんじゅサイトの経験的サイト増幅特性と、特に1~10Hzの周波数領域において地盤増幅率の傾向が整合することを確認した。

深さ (m)	EL (m)	層	層厚 (m)	密度 ρ (t/m ³)	S波速度 Vs (m/s)	P波速度 Vp (m/s)	Qs	減衰定数 (%)
0	5	1	33	2.5	1900	4300	16.7	3.0
33	-28	2	597	2.6	2200	4600	16.7	3.0
630	-625	3	770	2.6	2800	5130	100.0	0.5
1400	-1395	4	2600	2.6	3100	5310	100.0	0.5
4000	-3995	5	-	2.7	3600	6270	100.0	0.5

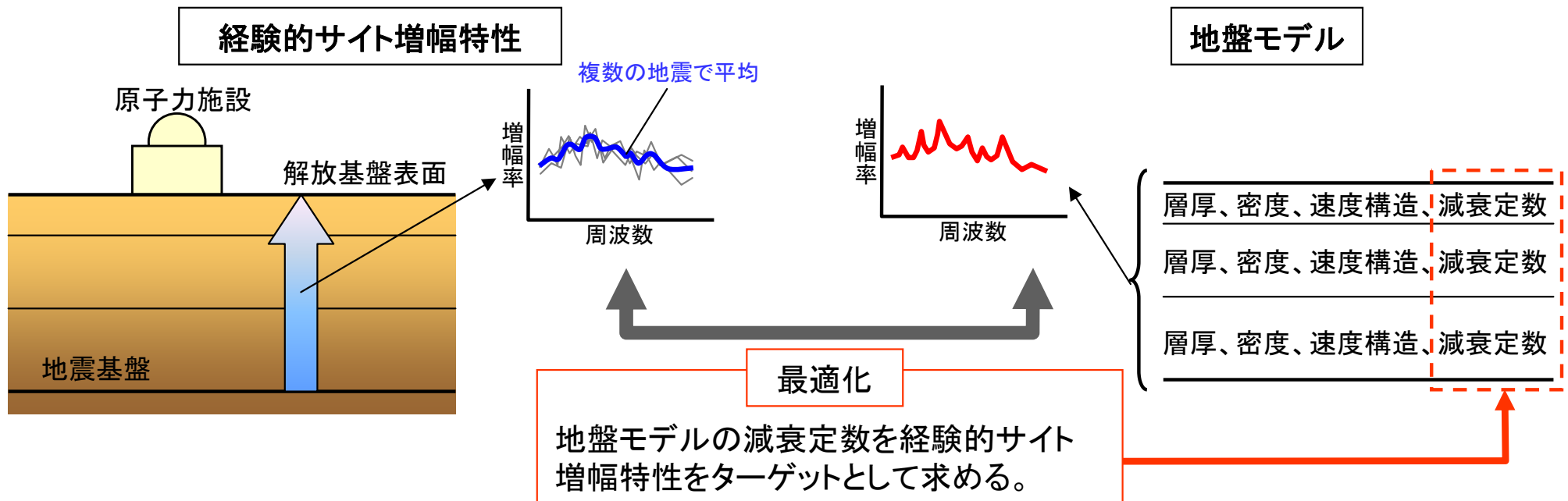


浅部は3%で変更せず、深さ630m以深のQ値を50→100にすることで、JNESの求めたもんじゅの経験的サイト増幅特性と概ね整合することを説明(4/28)。

委員コメント(3)
 JNESの求めた経験的サイト増幅特性と適合させたというが、10Hz以上が合っているとは言えない。(4/28第15回合同Cサブ会合)

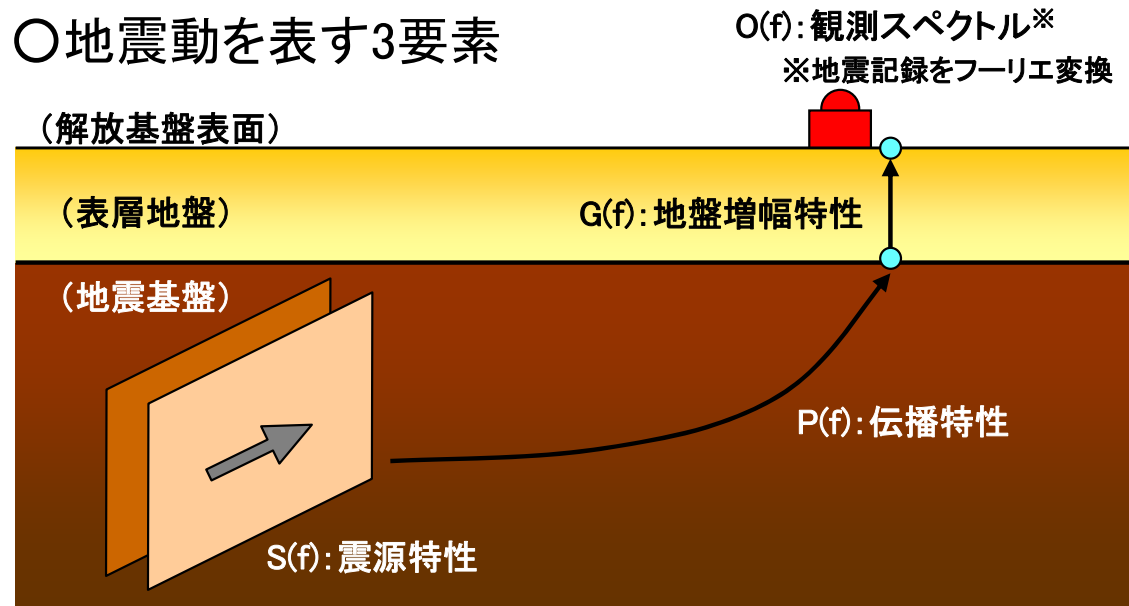
■ 地盤モデルの設定方法について

- 地盤モデル再設定のために、目標とする経験的サイト増幅特性を、もんじゅサイトの観測記録及び防災科学技術研究所KiK-netの地中観測記録を用いて再評価する。
- 速度構造は、敷地内外で実施された調査結果により得られたものを基本として、減衰定数を再評価した経験的サイト増幅特性に対して幅広い周波数帯域において適合するように設定する。
- 浅部地盤の減衰定数については、これまでの佐藤・他(2007)によるFKIH01(永平寺)の最適地盤解析結果によるのではなく、経験的サイト増幅特性に適合する減衰定数を用いる事とする。

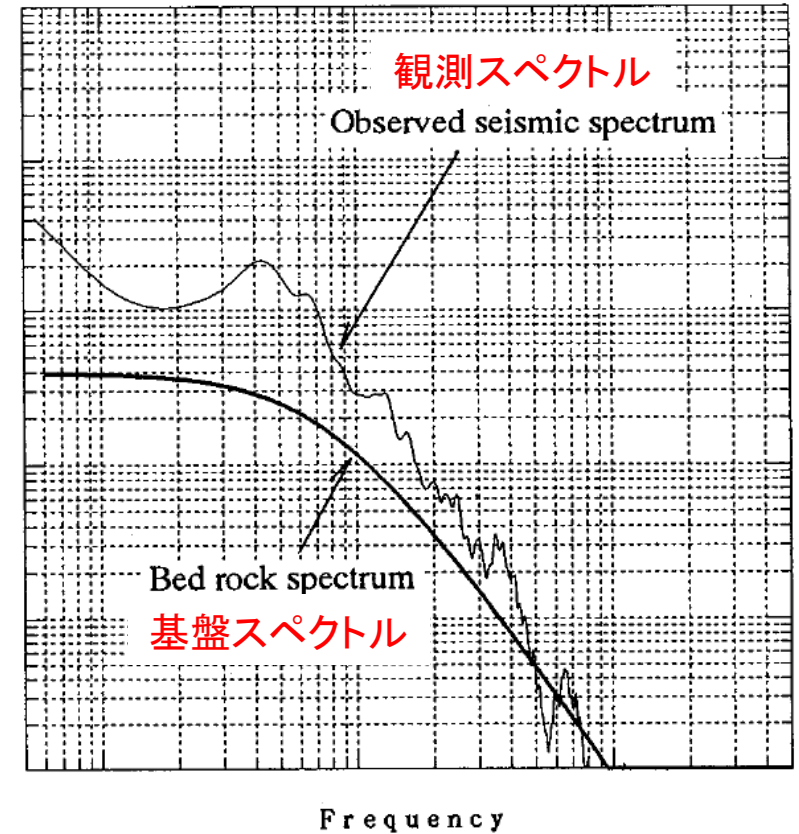


■ 経験的サイト増幅特性

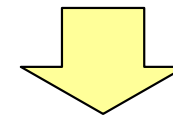
○ 地震動を表す3要素



観測スペクトル $O(f)$
 = 震源特性 $S(f)$ × 伝播特性 $P(f)$ × 地盤増幅特性 $G(f)$



鶴来・他(1997)の手法の概念図に加筆



○ 経験的サイト増幅特性の評価手法

鶴来・他(1997)に基づき地盤増幅特性を、地震観測記録から震源特性及び伝播特性を取り除くことによって評価。

$$\frac{\text{観測スペクトル } O(f)}{\text{基盤スペクトル } B(f)} = \frac{\text{震源特性 } S(f) \times \text{伝播特性 } P(f) \times \text{地盤増幅特性 } G(f)}{\text{震源特性 } S(f) \times \text{伝播特性 } P(f)}$$

$$= \text{地盤増幅特性 } G(f)$$

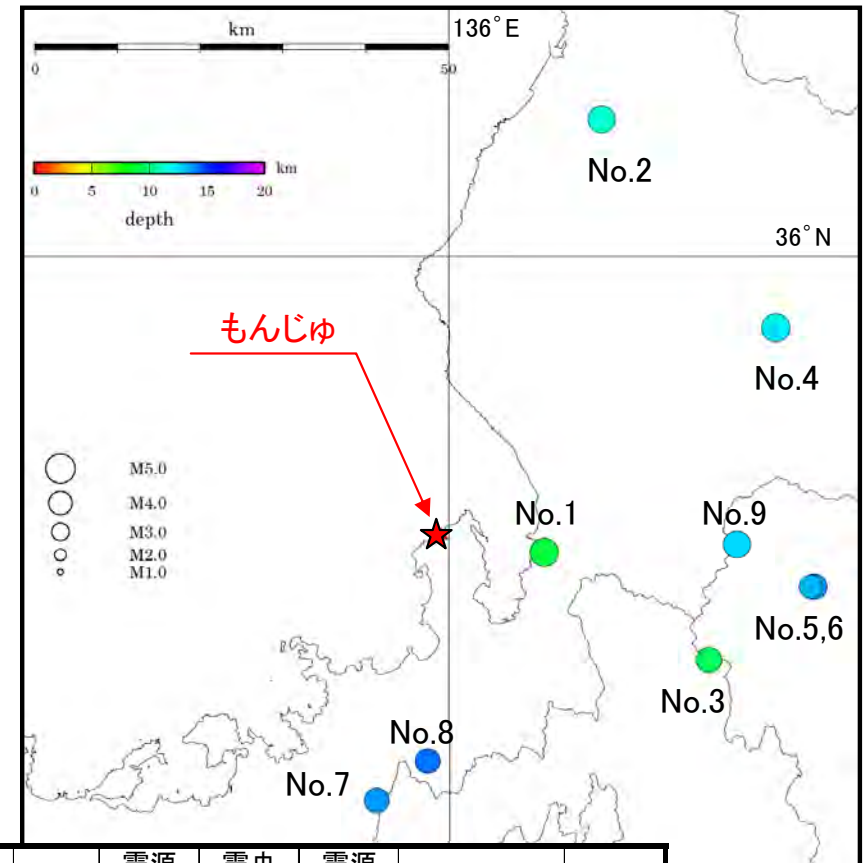
対象地震毎に地盤増幅特性 $G(f)$ (観測スペクトル $O(f)$ と基盤スペクトル $B(f)$ の比) の平均を、求める経験的サイト増幅特性とする。

■ 検討対象とする地震観測記録

敷地近傍の内陸地殻内地震の中小地震とする。
 検討対象とする地震観測記録の選定条件は以下の通り。

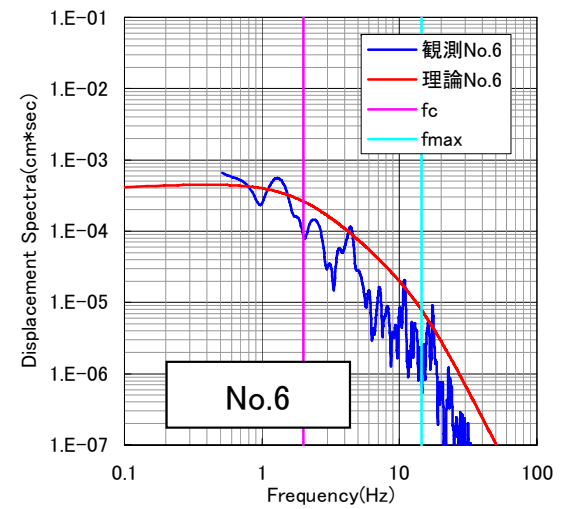
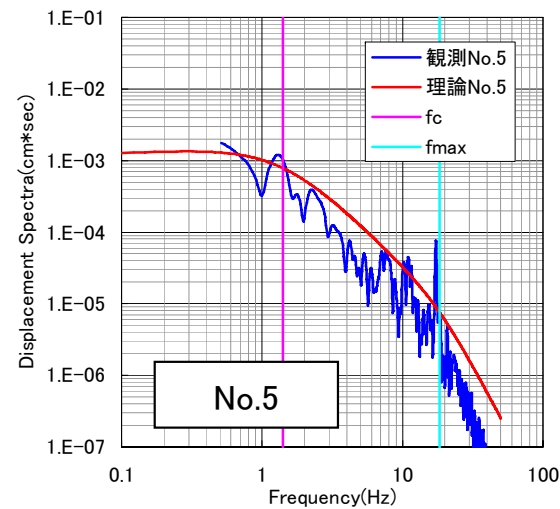
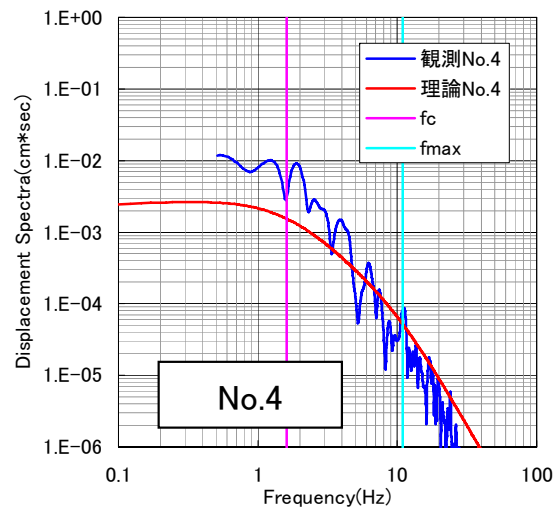
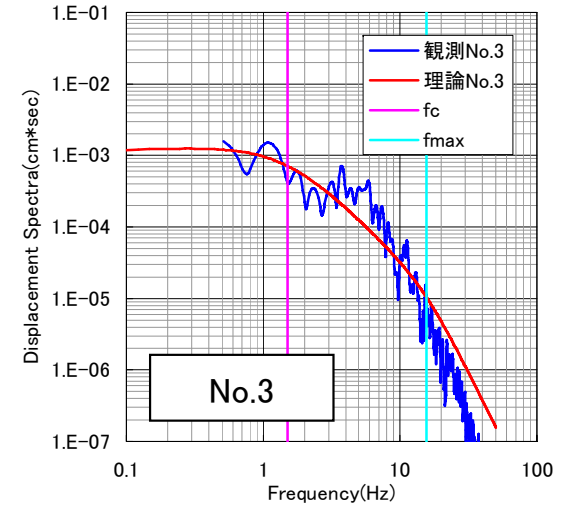
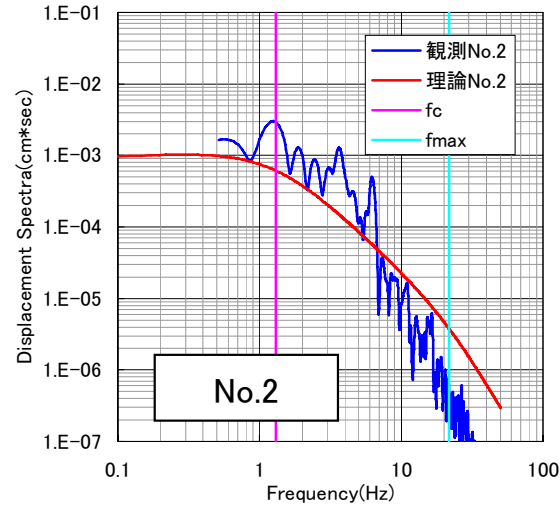
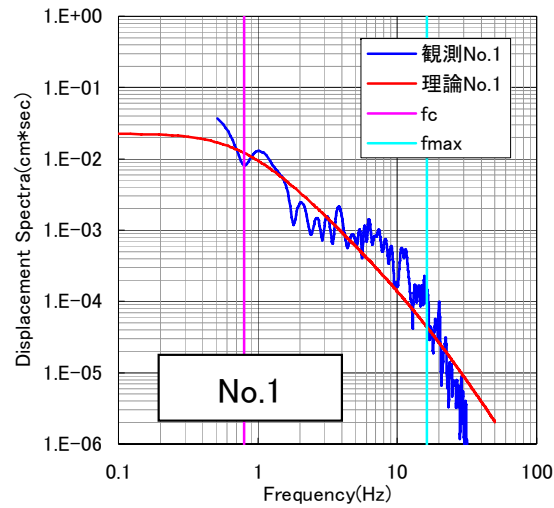
- ① M_j 4以上5以下
- ② 震源深さ30km以浅
- ③ 震央距離50km以内
- ④ F-netメカニズム解及びKiK-net観測記録が得られていること

選定した地震観測記録の諸元と震央位置



No.	発生年月日	発生時刻	震央地名	緯度	経度	M_j	震源深さ (km)	震央距離 (km)	震源距離 (km)	M_0 (Nm)	F-net 品質
1	2000年06月05日	09時54分	福井県嶺南地方	35° 43.23'	136° 06.62'	4.9	8.9	11.3	14.4	7.99E+15	95.53
2	2002年08月18日	09時01分	福井県嶺北地方	36° 07.73'	136° 10.63'	4.7	11.5	46.4	47.8	2.35E+15	97.13
3	2003年12月23日	14時34分	滋賀県北部	35° 37.11'	136° 18.08'	4.4	9.3	31.4	32.8	1.44E+15	95.80
4	2004年10月05日	08時33分	福井県嶺北地方	35° 56.00'	136° 22.69'	4.8	12.4	41.3	43.1	4.86E+15	96.68
5	2006年02月16日	23時10分	岐阜県美濃中西部	35° 41.31'	136° 25.36'	4.4	13.7	39.8	42.0	2.39E+15	96.04
6	2006年02月18日	16時21分	岐阜県美濃中西部	35° 41.30'	136° 25.12'	4.1	13.1	39.4	41.5	7.60E+14	95.88
7	2001年04月16日	19時05分	福井県嶺南地方	35° 28.87'	135° 55.04'	4.2	13.6	29.4	32.4	1.06E+15	88.59
8	2003年03月13日	21時04分	福井県嶺南地方	35° 31.10'	135° 58.47'	4.2	14.2	24.6	28.5	9.16E+14	89.30
9	2007年01月22日	02時16分	福井県嶺北地方	35° 44.02'	136° 20.23'	4.5	12.6	31.6	34.0	2.82E+15	83.26

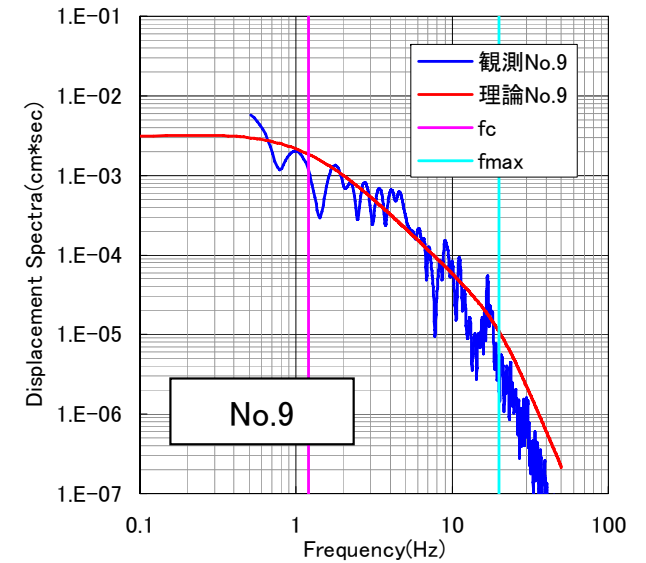
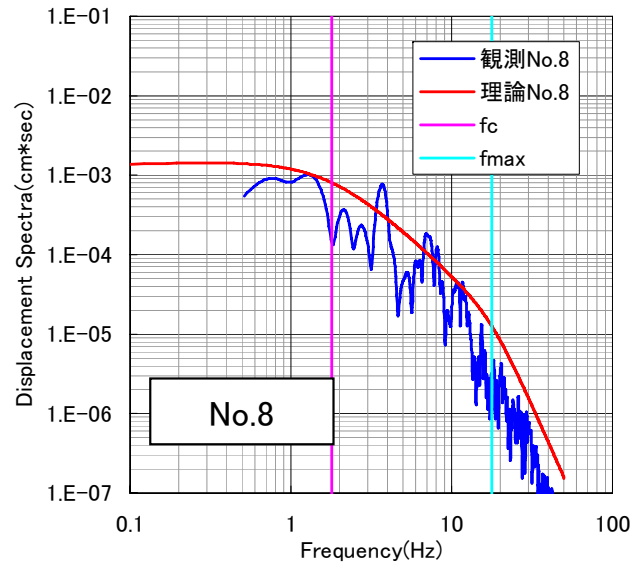
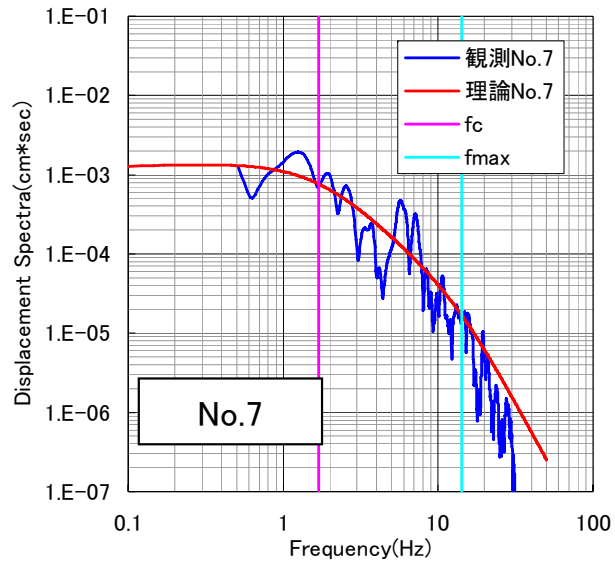
■ もんじゅサイトにおける観測スペクトルと推定した震源パラメータに基づく基盤スペクトル



凡例:

- 基盤スペクトル (ω^{-2} 則に従う理論スペクトル)
- 観測スペクトル

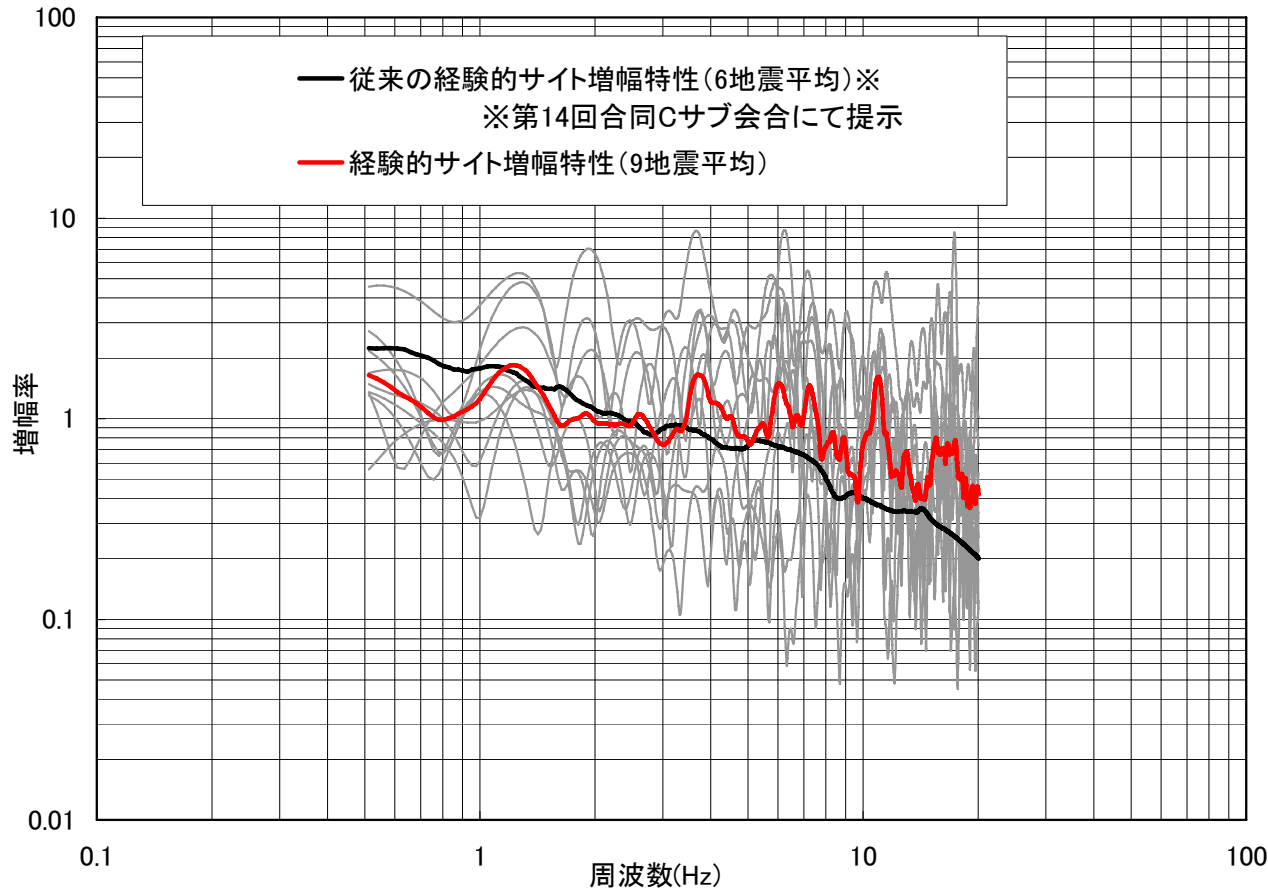
■ もんじゅサイトにおける観測スペクトルと推定した震源パラメータに基づく基盤スペクトル



凡例:

- 基盤スペクトル (ω^{-2} 則に従う理論スペクトル)
- 観測スペクトル

■求めた経験的サイト増幅特性



fc推定値の比較

(単位:Hz)

地震番号	再評価	従来評価
1	0.8	1.6
2	1.3	2.3
3	1.5	2.7
4	1.6	1.8
5	1.4	2.3
6	2.0	3.3
7	1.7	3.0
8	1.8	3.2
9	1.2	2.2

■再評価したもんじゅサイトの経験的サイト増幅特性は、従来の結果と比較して全体に大きくなった。これは複数のKiK-net地中観測記録からもとめた震源スペクトルを用いて震源パラメータ(コーナー周波数 f_c)を推定した結果、従来の推定値より低周波数側に推定されたことによる。

■地盤モデルの検討

- 再評価したもんじゅサイトの経験的サイト増幅特性を基本とする。
- 速度構造は、敷地内外で実施された調査結果により得られたものを基本として、減衰定数を経験的サイト増幅特性に適合するように設定する。

■経験的サイト増幅特性との適合の確認について

- 経験的サイト増幅特性との適合の確認には、下式による残差による。

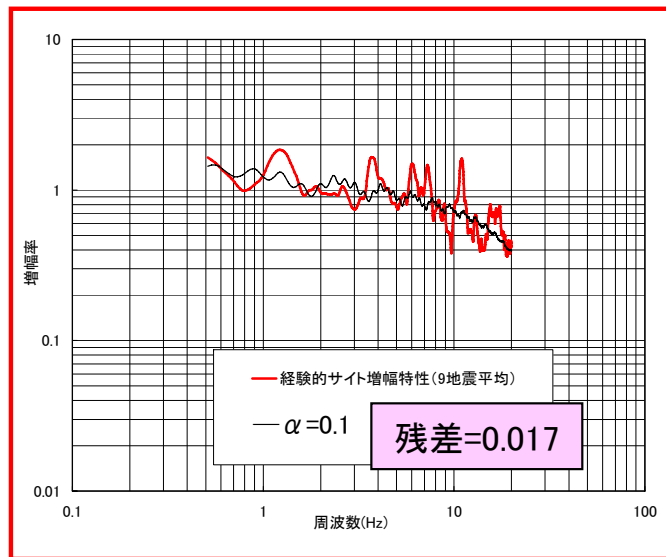
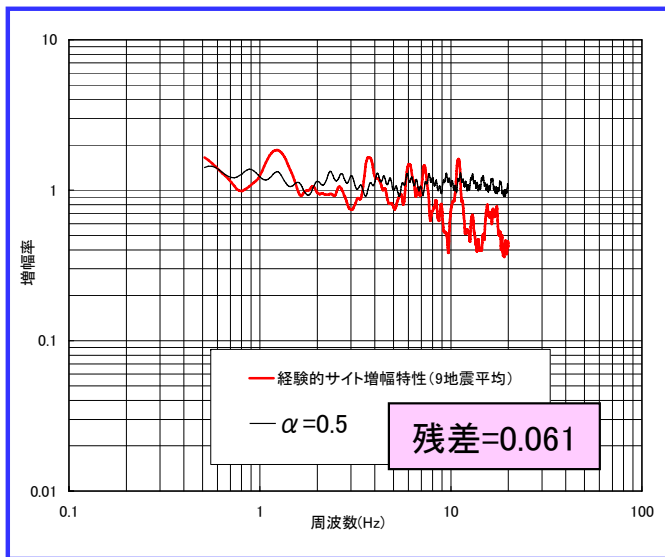
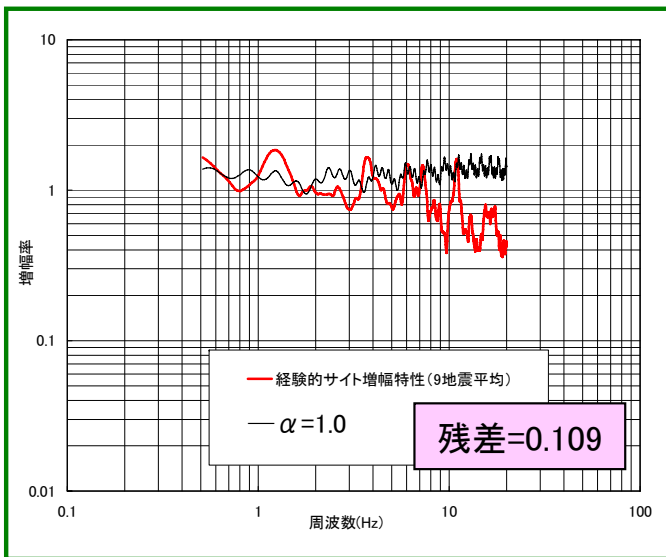
$$\text{残差} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\left| \log(a) - \log(b) \right| \right)^2$$

a: 経験的サイト増幅特性
b: 計算で求めた増幅特性

- 評価範囲については、観測記録の精度も勘案して評価範囲を2～20Hzとする。

■減衰定数の周波数依存性について

- 再検討により求めた経験的サイト増幅特性に対して、地盤の各層の減衰定数を周波数依存性($h=h_0f^{-\alpha}$)の関数モデルにて表されるものとする。
- 減衰定数の h_0 は後述の検討モデル①の値とし、周波数依存性を $\alpha=1.0$ 、 0.5 、 0.1 とモデル化した場合について、地震基盤から解放基盤への増幅率を求め、経験的サイト増幅特性と比較し周波数依存性の傾向について確認する。

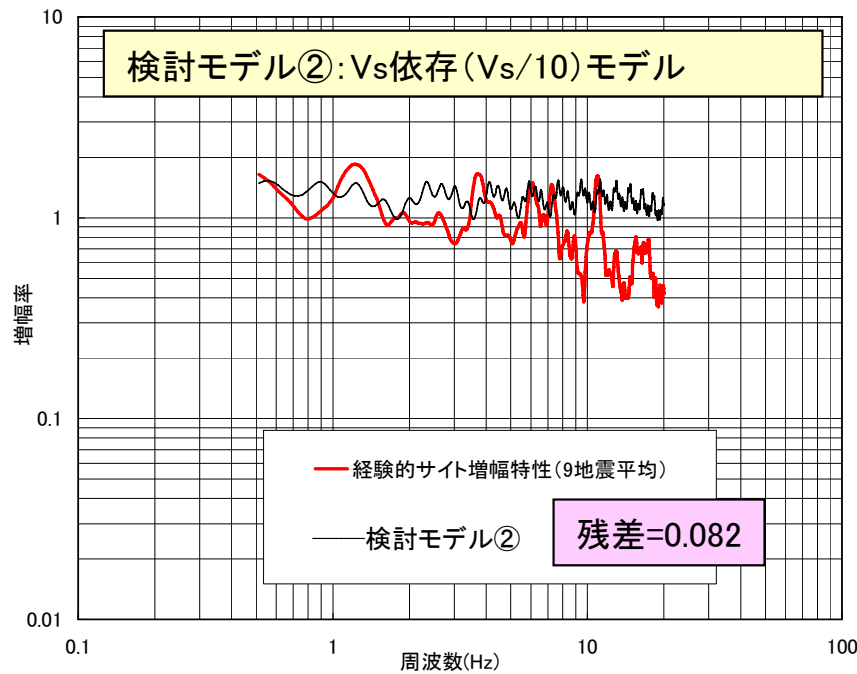
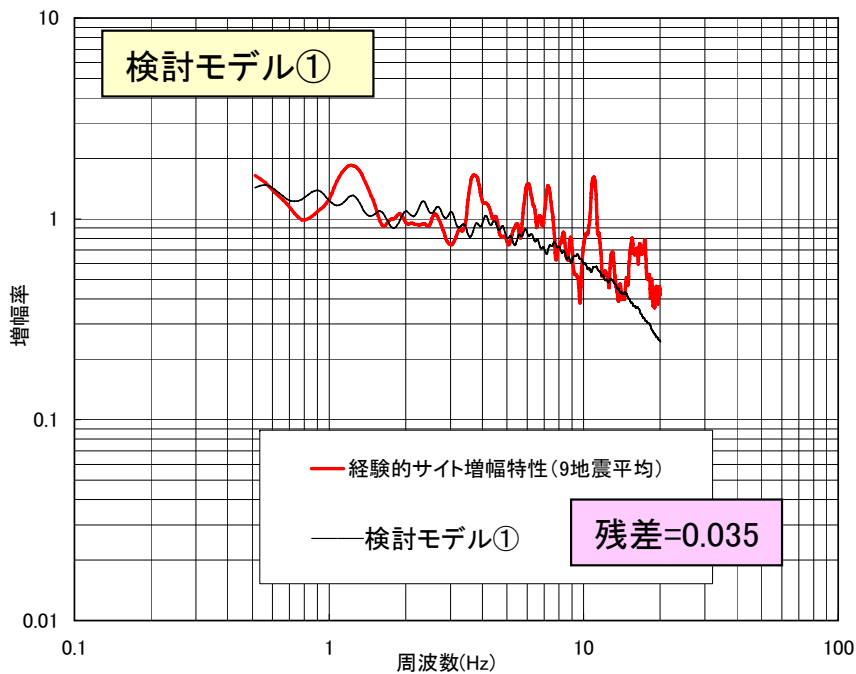


深さ (m)	EL (m)	層	層厚 (m)	密度 ρ (t/m ³)	S波速度 V_s (m/s)	h_0	$\alpha=1.0$	$\alpha=0.5$	$\alpha=0.1$
							α	α	α
0	5	1	33	2.5	1900	0.030	1.0	0.5	0.1
33	-28	2	597	2.6	2200	0.030			
630	-625	3	770	2.6	2800	0.005			
1400	-1395	4	2600	2.6	3100	0.005			
4000	-3995	5	-	2.7	3600	0.005			

➤ 再検討により求めた経験的サイト増幅特性に対して、減衰定数の周波数依存性は $\alpha=0.1$ の場合がより整合的であり、減衰定数の周波数依存性はほとんどないものと考えられる。

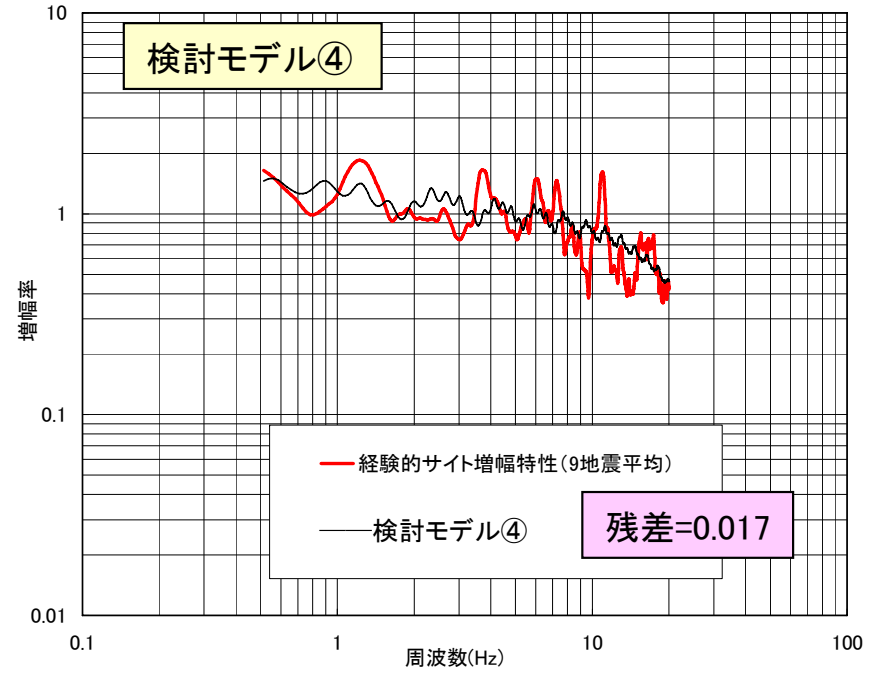
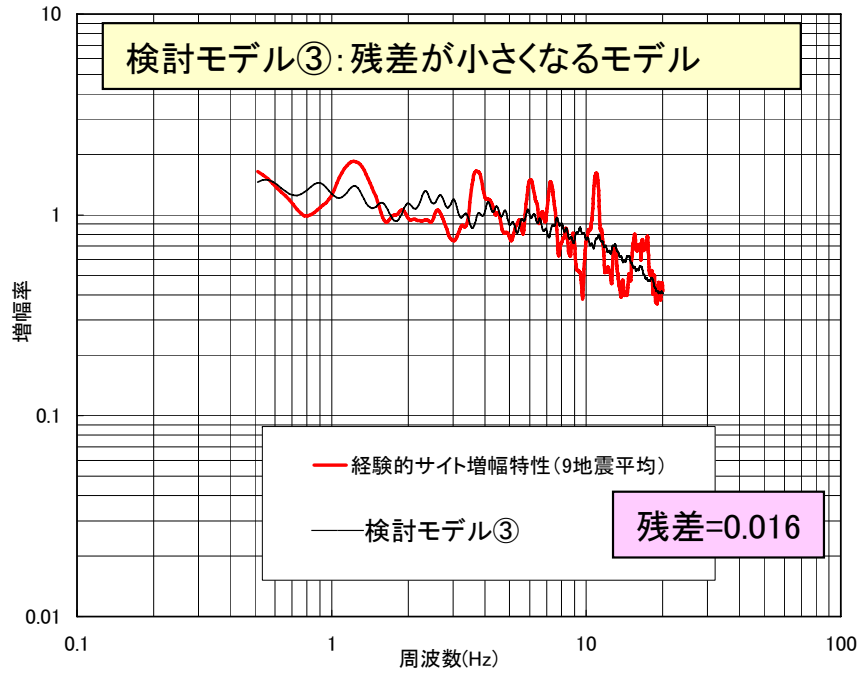
■ 経験的サイト増幅特性に適合するように減衰定数を設定する。

- 経験的サイト増幅特性との適合性は、経験的サイト増幅特性(9地震による平均)と検討する地盤モデルの増幅特性との残差により確認する。
- 周波数依存性については、考慮しない。



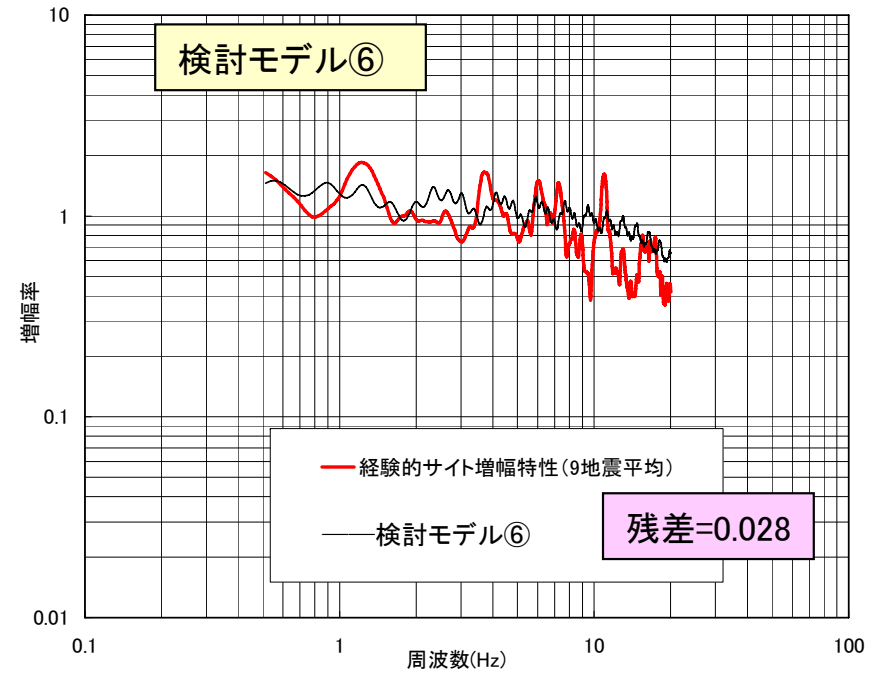
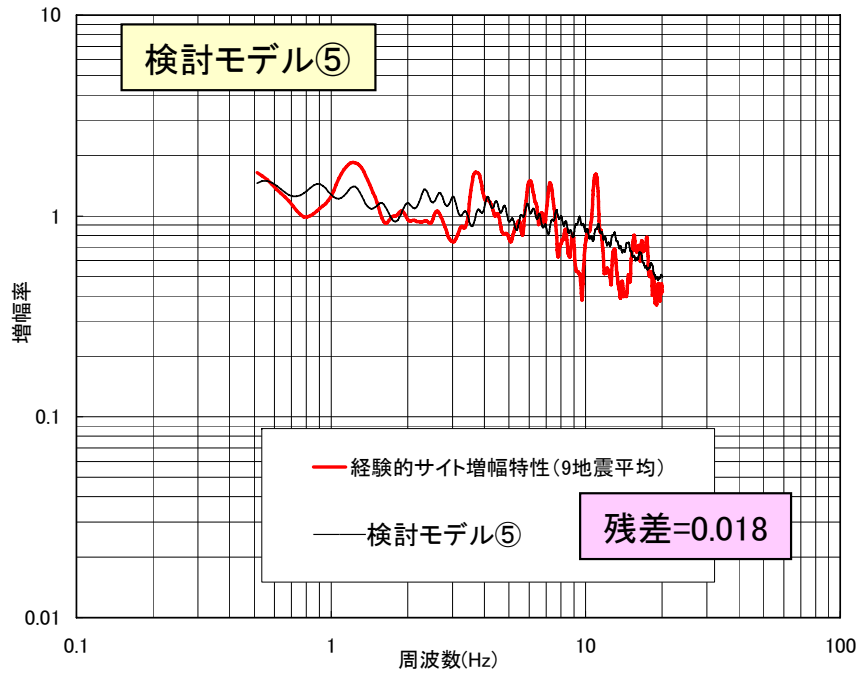
深さ (m)	EL (m)	層	層厚 (m)	密度 ρ (t/m ³)	S波速度 V_s (m/s)	P波速度 V_p (m/s)	Q_s	減衰定数 (%)
0	5	1	33	2.5	1900	4300	16.7	3.0
33	-28	2	597	2.6	2200	4600	16.7	3.0
630	-625	3	770	2.6	2800	5130	100.0	0.5
1400	-1395	4	2600	2.6	3100	5310	100.0	0.5
4000	-3995	5	-	2.7	3600	6270	100.0	0.5

深さ (m)	EL (m)	層	層厚 (m)	密度 ρ (t/m ³)	S波速度 V_s (m/s)	P波速度 V_p (m/s)	Q_s	減衰定数 (%)
0	5	1	33	2.5	1900	4300	$V_s/10$	0.263
33	-28	2	597	2.6	2200	4600	$V_s/10$	0.227
630	-625	3	770	2.6	2800	5130	$V_s/10$	0.179
1400	-1395	4	2600	2.6	3100	5310	$V_s/10$	0.161
4000	-3995	5	-	2.7	3600	6270	$V_s/10$	0.139



深さ (m)	EL (m)	層	層厚 (m)	密度 ρ (t/m ³)	S波速度 V_s (m/s)	P波速度 V_p (m/s)	Q_s	減衰定数 (%)
0	5	1	33	2.5	1900	4300	16.7	3.0
33	-28	2	167	2.6	2200	4600	16.7	3.0
200	-195	2'	430	2.6	2200	4600	50.0	1.0
630	-625	3	770	2.6	2800	5130	100.0	0.5
1400	-1395	4	2600	2.6	3100	5310	100.0	0.5
4000	-3995	5	-	2.7	3600	6270	100.0	0.5

深さ (m)	EL (m)	層	層厚 (m)	密度 ρ (t/m ³)	S波速度 V_s (m/s)	P波速度 V_p (m/s)	Q_s	減衰定数 (%)
0	5	1	33	2.5	1900	4300	16.7	3.0
33	-28	2	167	2.6	2200	4600	16.7	3.0
200	-195	2'	430	2.6	2200	4600	100.0	0.5
630	-625	3	770	2.6	2800	5130	100.0	0.5
1400	-1395	4	2600	2.6	3100	5310	100.0	0.5
4000	-3995	5	-	2.7	3600	6270	100.0	0.5



深さ (m)	EL (m)	層	層厚 (m)	密度 ρ (t/m ³)	S波速度 V_s (m/s)	P波速度 V_p (m/s)	Q_s	減衰定数 (%)
0	5	1	33	2.5	1900	4300	16.7	3.0
33	-28	2	597	2.6	2200	4600	50.0	1.0
630	-625	3	770	2.6	2800	5130	100.0	0.5
1400	-1395	4	2600	2.6	3100	5310	100.0	0.5
4000	-3995	5	-	2.7	3600	6270	100.0	0.5

深さ (m)	EL (m)	層	層厚 (m)	密度 ρ (t/m ³)	S波速度 V_s (m/s)	P波速度 V_p (m/s)	Q_s	減衰定数 (%)
0	5	1	33	2.5	1900	4300	100.0	0.5
33	-28	2	597	2.6	2200	4600	100.0	0.5
630	-625	3	770	2.6	2800	5130	100.0	0.5
1400	-1395	4	2600	2.6	3100	5310	100.0	0.5
4000	-3995	5	-	2.7	3600	6270	100.0	0.5

- 地盤モデルの検討ケースを複数検討したところ、表層の減衰定数を小さくするに従って、残差は大きくなった。
- 検討したモデルの中で、モデル③が最も残差が小さく評価された。

■地盤モデルの表層の減衰定数が3%程度になることの物理的意味について、以下に沿って検討した。

1) 岩盤の減衰定数に関する既往文献の調査

岩盤の減衰定数に関する知見のレビュー

地盤の不均質性と減衰定数の関連に関する知見の整理

2) もんじゅサイトの不均質性に関する検討

もんじゅサイトのPS検層データに基づく不均質強度の推定

既往検討による不均質強度と減衰定数との比較による考察

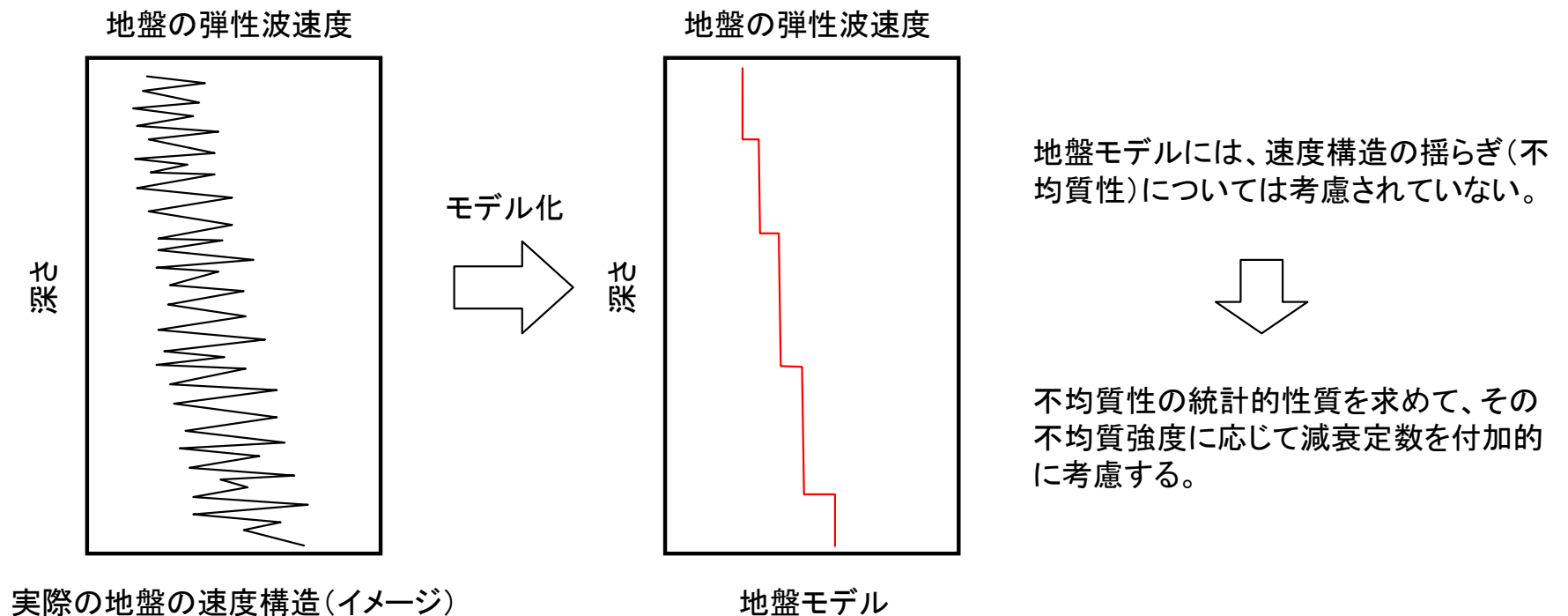
■岩盤の減衰定数に関する知見

- Abercrombie (1997)によれば、南カリフォルニアのCajon峠におけるボアホール地震観測の結果から地表付近の3km以浅の減衰の平均で $Q_p \sim 27 \pm 8$ 、この近傍の花崗岩サイトで ~ 50 であり、 Q_s は両地点とも $Q_s \sim 21 \pm 7$ で、周波数に依存しないQ値モデルでよく表現できる。
- 同文献によるボアホールを用いた既往研究のまとめ(下表)は、Q値は地表付近で非常に小さくなり、その傾向は岩種に依らないことを示している。
- 同文献は、地表に向かって急激に増加する減衰の主要な理由として、散乱や摩擦による減衰に寄与する岩石中の割れ目が地表付近の上載圧減少に伴って増加することや、この作用に伴う物性の不均質性の増加と推定している。

岩種	地点	Q値 深度範囲(m)	Qp	Qs	地震波速度深度範囲(m) / 速度(km/s)		出典
					Vp	Vs	
オフィオライト	Oroville	0-475	-	9	付近の代表値 / 5.8	付近の代表値 / 3.3	Malin et al. (1988)
		375-475	-	11			
花崗岩	Anza	0-150	6.5	9	0-5 / 0.3 5-15 / 0.9 15-25 / 2.1	0-2.5 / 0.2 2.5-22.5 / 0.9	Aster and Shearer (1991)
		150-300	27	26	25-70 / 3.8 70-160 / 4.8 160-∞ / 5.4	22.5-50 / 1.9 50-70 / 2.8 70-∞ / 2.8	
	Garner Valley	0-220	-	12	0-5 / 0.4 5-45 / 2.03 45-150 / 2.46 150-220 / 5.5 (深度図読)	0-18 / 0.22 18-45 / 0.58 45-150 / 1.31 150-220 / 2.5 (深度図読)	Archuleta et al. (1992)
第三系	Parkfield	0-200	6-11	8-19	1-233 / 2.03 1-198 / 1.32	1-233 / 0.9 1-198 / 0.64	Blakeslee and Malin (1991)
	Parkfield	0-300	-	10	0-300 / ~ 3.5 (速度図読、不均質)	-	Jongmans and Malin (1995)
		0-1000	-	37	0-1000 / ~ 3.7 (速度図読、不均質)	-	

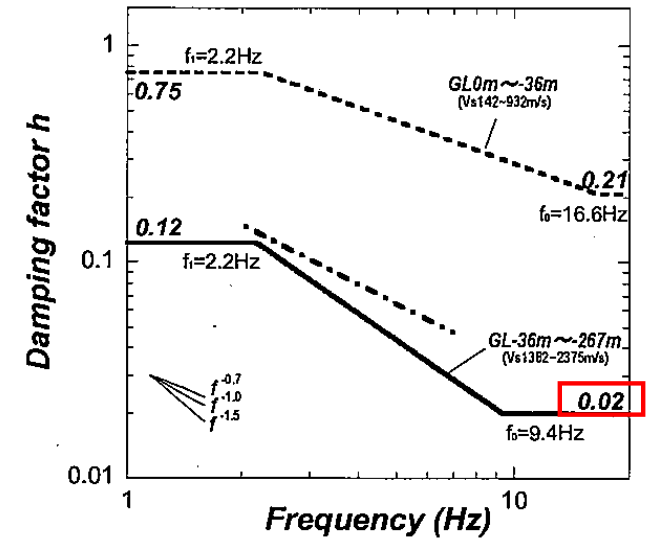
■速度構造の揺らぎと減衰定数との関連についての知見

- 鉛直アレイ観測記録から同定される地盤の減衰定数について、表層付近では、微小ひずみ域での履歴減衰(材料減衰)と比べて過大となる場合があることが知られている。
- これについて、佐藤(浩)・他(2007)、佐藤(浩)(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、速度構造の揺らぎ(不均質性)に着目し、地盤の不均質性の統計的性質を求めて、物理的なメカニズムの検討を行っている。
- 不均質性を地盤モデルに導入することは、減衰定数を付加的に考慮することと等価であり、不均質性が大きい地点での地盤モデルでは、付加すべき減衰定数を大きく設定する必要がある。



■Vs2000m/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

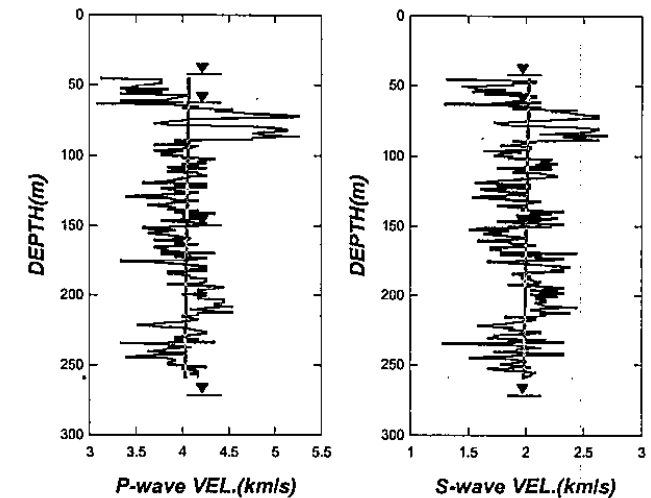
- 佐藤(浩)・他(2007)において、平均S波速度2000m/s程度の岩盤サイトにおける地盤の減衰定数を、鉛直アレイ観測記録を用いたスペクトル比の逆解析による同定結果から減衰定数の下限値を $h=0.02$ と求めている。
- また、同地盤のPS検層(約200m区間)による速度構造の解析から、不均質性の統計的性質を推定しており、統計的性質のうち不均質強度を支配しているとされている標準偏差 ε を、13.1%(0.131)と求めている。



同定された地盤の減衰定数

検討地点のPS検層結果に基づく地盤のランダムな不均質性の統計的性質

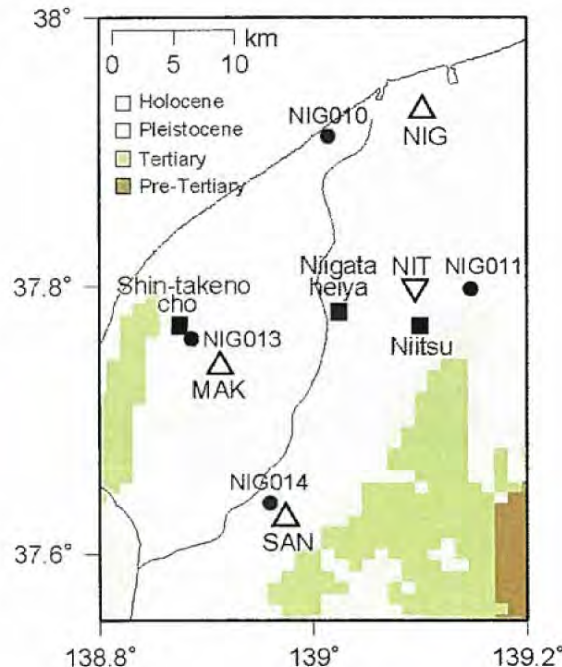
	平均速度 (km/s)	深さトレンド (1/s)	スペクトル指数 α	ν	a(m)	ε (%)
P-wave VEL.	4.05	-0.19	1.34	0.17	8.5	8.8
S-wave VEL.	2.00	-0.22	1.11	0.06	14.3	13.1



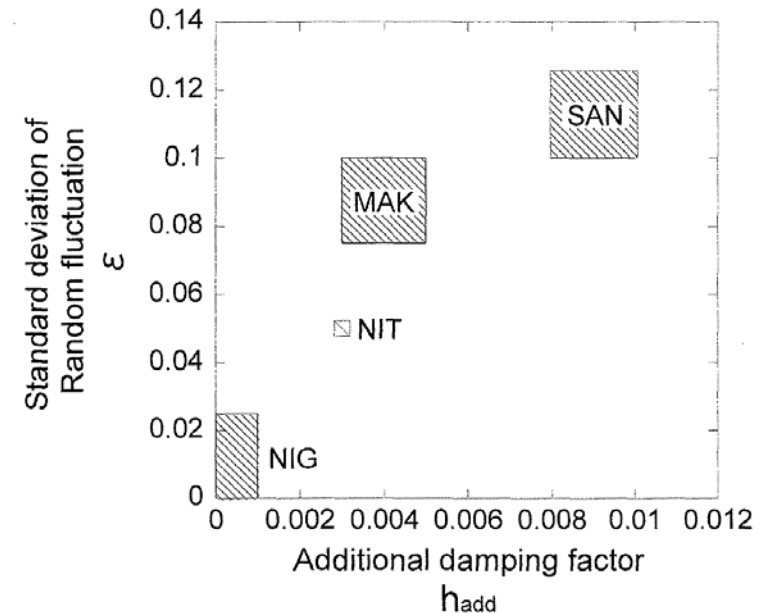
検討地点におけるサスペンション速度検層による速度構造(▼は地震計位置、直線は深さ方向のトレンド)

■速度構造の不均質性と付加減衰に関する知見

- 佐藤(浩)(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。
- 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。



佐藤(浩)(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(△)および地震観測点(●)の位置

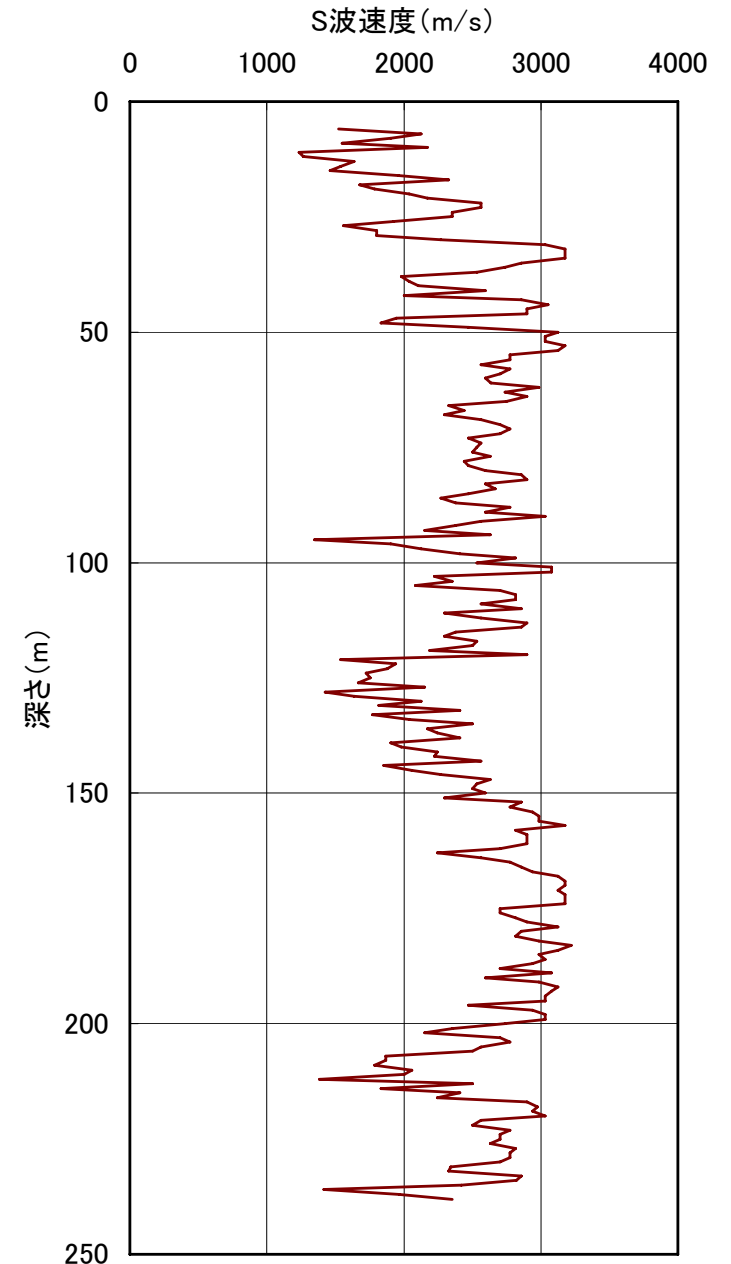
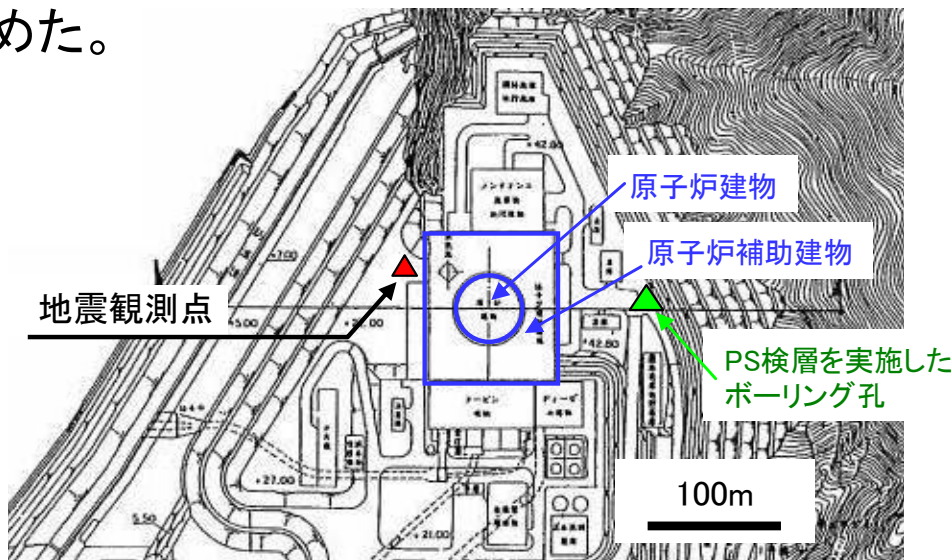


新潟平野地域での広帯域のサイト増幅特性評価において、考慮すべき深部地盤の不均質性強度(標準偏差 ε)とそれと等価な効果をもたらす減衰定数の付加量 h_{add} の関係

※図は佐藤(浩)(2009)より抜粋

■もんじゅサイトにおける比較的浅い部分の硬質岩盤の減衰定数について、地盤の速度構造の不均質性と減衰定数の関係について着目し、減衰定数の大きさに影響を及ぼす不均質強度の観点から検討した。

- 現状設定している地盤構造モデルにおいては、右図にみられるような速度構造の不均質性については考慮されていない。
- ここでは、佐藤(浩)・他(2007)に基づきもんじゅサイトにおけるPS検層データ(S波速度、200m区間)から、不均質性の統計的性質を示すパラメータを推定し、地盤の減衰定数の大きさに影響を及ぼす速度構造の不均質強度を求めた。

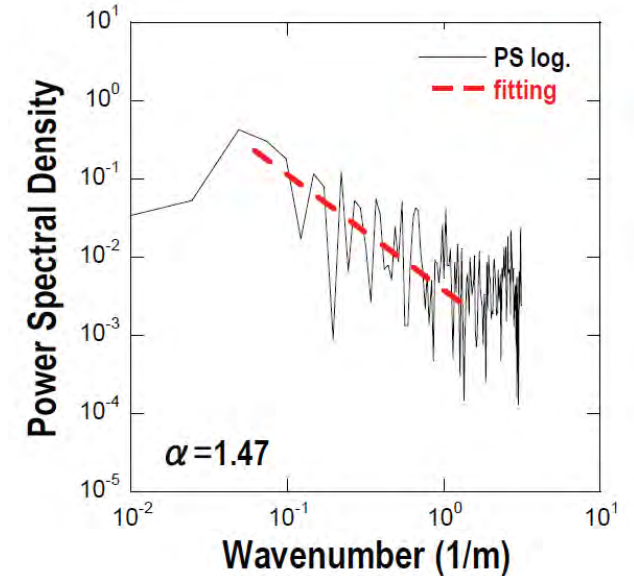


もんじゅサイトにおけるPS検層結果(S波速度)

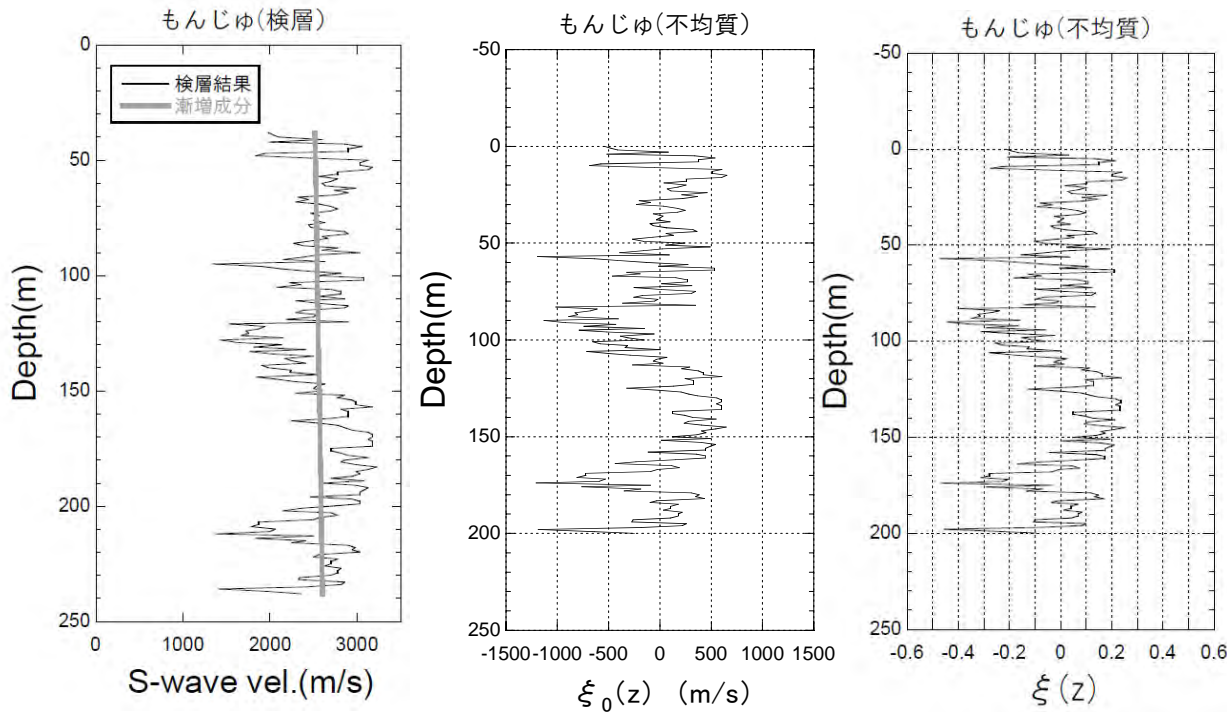
■ 不均質強度の解析結果

もんじゅの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

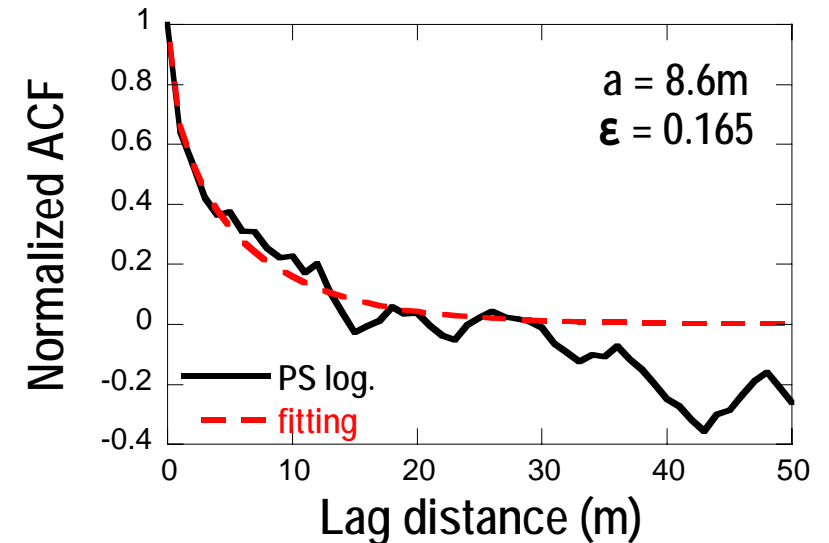
対象データ範囲(m)	平均S波速度(km/s)	漸増成分の傾き(1/s)	相関距離a(m)	Hurst指数 ν	標準偏差 ϵ
GL-38 ~-238	2.56	0.43	8.6	0.24	0.165



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



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 $\xi_0(z)$ (中)、 $\xi(z)$ (右)

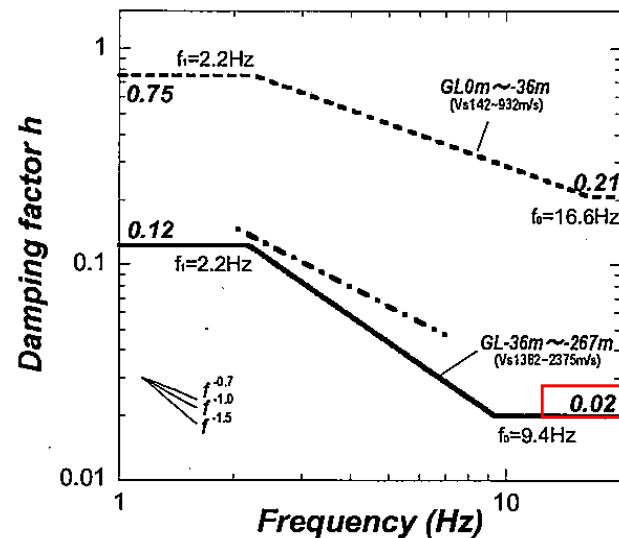


不均質データの自己相関関数とフィッティング結果

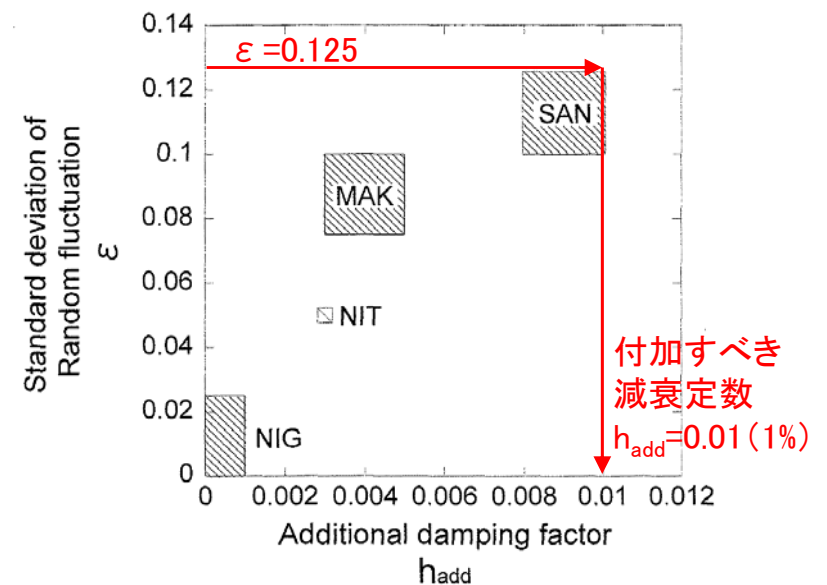
もんじゅサイトの不均質強度(標準偏差)は佐藤(浩)・他(2007)による平均S波速度2000m/s程度の岩盤サイトの値より大きい

■不均質強度に関する考察

- 佐藤(浩)・他(2007)による平均S波速度2000m/s程度の岩盤サイトでは、地盤同定の結果から、減衰定数の下限値は2%としている。
- もんじゅサイトで評価した不均質強度(標準偏差 ε)は0.165となった。この値は、佐藤(浩)・他(2007)による平均S波速度2000m/s程度の岩盤サイトの不均質強度0.131よりも大きい。
- また、佐藤(浩)(2009)において、速度構造の揺らぎから求めた不均質強度(標準偏差 ε)は付加すべき減衰定数と比例するとしており、不均質強度(標準偏差 ε)が0.125程度の地点では、付加すべき減衰定数を1%程度としている。
- 以上の知見及び検討結果を合わせて考察すると、もんじゅサイトの表層の減衰定数として少なくとも3%程度となりうる。

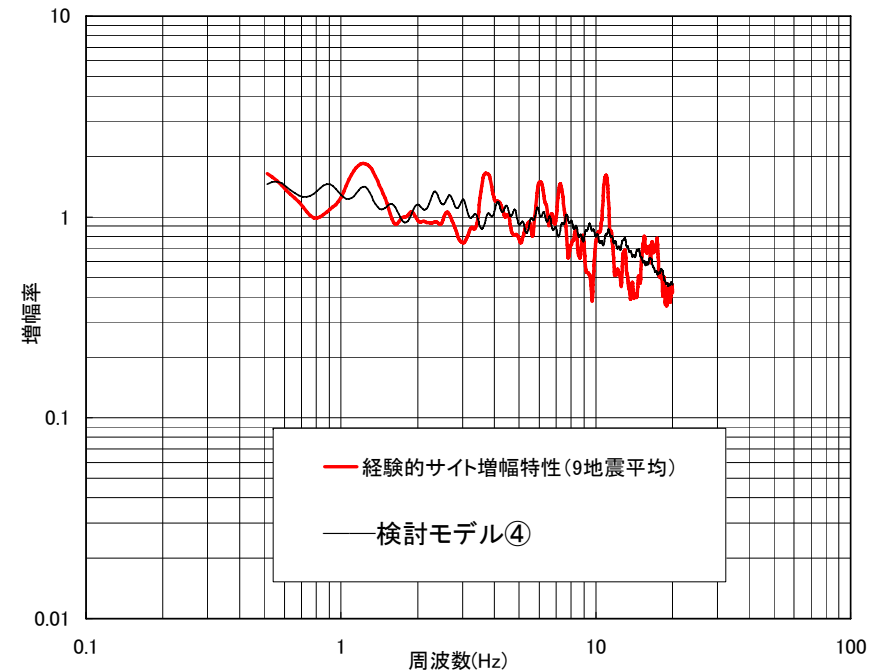


平均S波速度
2000m/s程度の
岩盤サイトにおける
減衰定数の下限値
 $h=0.02$ (2%)



■ 検討結果

- 再評価した経験的サイト増幅特性に適合する地盤モデルについて、残差を指標とし減衰定数を変えて検討した結果、前述の検討モデル③が最もよく適合し、次いでモデル④、⑤であった。
- 表層部の減衰定数3%の物理的意味について、岩盤の減衰定数に関する既往文献の調査により表層部の不均質性と減衰定数の関係に着目し、もんじゅのPS検層データから不均質強度を求めたところ、不均質性による付加減衰を考慮すると3%程度の値となり得る結果が示された。
- 国の委員会(合同Cサブ会合)においては、表層部についてPS検層データの検討から示される範囲はその値を用いて、不明なところは保守的な値を用いるべきではないかとのご意見を頂いた。
- 上記の検討結果及び国の委員会審議を踏まえ、もんじゅサイトの地震動評価に用いる地盤モデルとして右図に示すモデルを適用する。



深さ (m)	EL (m)	層	層厚 (m)	密度 ρ (t/m ³)	S波速度 V_s (m/s)	P波速度 V_p (m/s)	Q_s	減衰定数 (%)
0	5							
33	-28	1	33	2.5	1900	4300	16.7	3.0
200	-195	2	167	2.6	2200	4600	16.7	3.0
630	-625	2'	430	2.6	2200	4600	100.0	0.5
1400	-1395	3	770	2.6	2800	5130	100.0	0.5
4000	-3995	4	2600	2.6	3100	5310	100.0	0.5
		5	-	2.7	3600	6270	100.0	0.5

- 佐藤智美, 壇一男, 岡崎敦, 羽田浩二(2007): 若狭湾周辺の地殻内地震の記録を用いたスペクトルインバージョン解析, 日本地震学会講演予稿集, p3-66
- 鶴来雅人, 田居優, 入倉孝次郎, 古和田明(1997): 経験的サイト増幅特性評価手法に関する検討, 地震第2輯, 第50巻, p215-227
- 赤澤隆士, Petukhin Anatoly(2008): KiK-net地中記録を利用した中小地震の地震モーメントの簡易推定, 日本地震工学会大会-2008梗概集, 246-247
- R.E.Abercrombie(1997): Near-Surface Attenuation and Site Effects from Comparison of Surface and Deep Borehole Recordings, BSSA, Vol.87, No.3, pp.731-744
- 佐藤浩章, 山中浩明, 古村孝志, 早川崇, 岡嶋眞一(2005): 関東平野における堆積層の速度構造の揺らぎの統計的性質, 地球惑星関連学会2005年合同大会予稿集, S051-P014
- 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, 東京工業大学博士論文
- 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) - 硬質地盤における減衰メカニズムの解明 -, 電力中央研究所報告N07013

参 考 资 料

■ 震源スペクトルのパラメータ推定

検討対象の9地震に対し、若狭湾周辺の複数のKiK-net観測点の地中記録を用いて ω^{-2} 則に基づく震源特性 $S_i(f)$ のパラメータ(コーナー周波数 f_c 、高周波遮断周波数 f_{max} 、べき乗数 s)を推定する。

$$S_i(f) = \frac{R_{\theta\phi} \cdot F_s \cdot PRTITN}{4\pi\rho\beta^3} \cdot M_{0i} \cdot \frac{(2\pi f)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \cdot \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{f_{max}}\right)^{2s}}}$$

i: 地震番号 (No.1~9)

震源スペクトルを求める際に与えるパラメータ

地震モーメント	M_{0i}	F-net(防災科学技術研究所)による
ラディエーションパターン係数	$R_{\theta\phi}$	0.63
自由地表面の影響による増幅	F_s	2
エネルギー分配の係数	PRTITN	1
地震基盤の密度	ρ	2.7t/m ³
地震基盤のせん断波速度	β	3.6km/s

伝播特性 $P_i(f)$ は以下により求める。

$$P_i(f) = \frac{1}{R_i} \cdot \exp\left(\frac{-\pi f R_i}{Q\beta}\right)$$

i: 地震番号 (No.1~9)

震源距離	R_i	震源から各KiK-net観測点までの距離
地震基盤における減衰特性	Q	Q=50f ^{1.1} (佐藤・他(2007)による)
地震基盤のせん断波速度	β	3.6km/s

■ 波形処理の方法と推定方法

1. 対象とする観測点と地震観測記録

- 対象とする観測点は、より硬質の岩盤であるS波速度が2,000m/s以上の観測点とする。
- 震源距離は80km以下の観測点とする。

2. 波形の抽出方法

- 地震観測記録のS波到達時刻を読み取り、波形を切り出す。
- 利用波形は、S波到達の1秒前から10.24秒間とする。
- 波形の前後1秒間に、それぞれコサインテーパを施す。

3. コーナー周波数 f_c の抽出方法

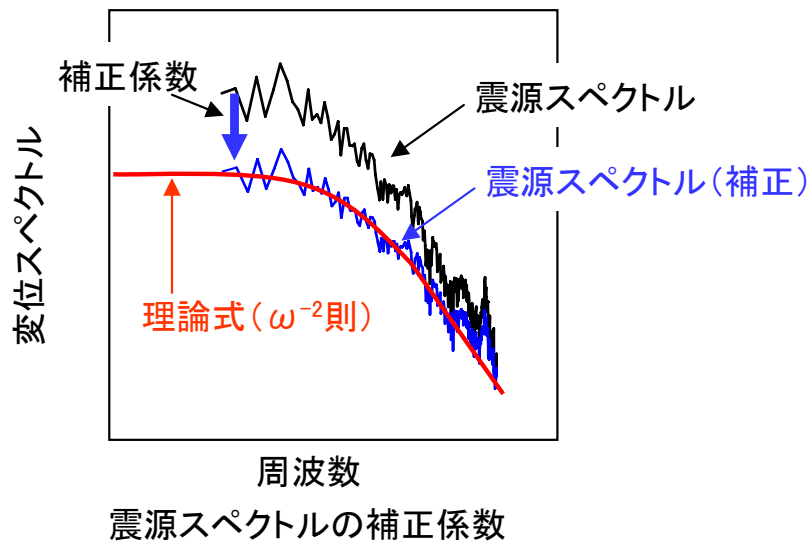
- 震源パラメータの推定方法は、多数のKiK-netの地中観測点の地震観測記録から求められる震源スペクトルに補正係数を乗じたものと、理論式とフィッティングさせる方法(赤澤・Petuhkin,2008)を用いる。
- 観測記録の信頼区間を確認した上で0.8Hzから10Hzの間で理論式に整合するように、推定する。

4. 高周波遮断周波数 f_{max} の抽出方法

- 「震源スペクトル」の平均に対して、F-netによる地震モーメント M_0 及び前項にて求めたコーナー周波数 f_c を既知として与えた上で、高周波遮断周波数 f_{max} 、べき乗数 s を焼きなまし法により求める。

■震源パラメータの推定方法

- ①多数のKiK-net観測点の地中地震観測記録から「震源スペクトル」(記録から得られるフーリエスペクトルを伝播経路特性で除する)を算出。
- ②震源と地中地震計設置位置付近における媒質のインピーダンス比の平方根で近似される係数を補正係数として、①の震源スペクトルを補正
- ③補正係数は、赤澤・Petuhkin(2008)で提案されている地震観測点の設置付近と震源付近の媒質のインピーダンス比の平均値を採用する
- ④上記の補正した震源スペクトルと、理論式をフィッティングさせることで震源パラメータを推定



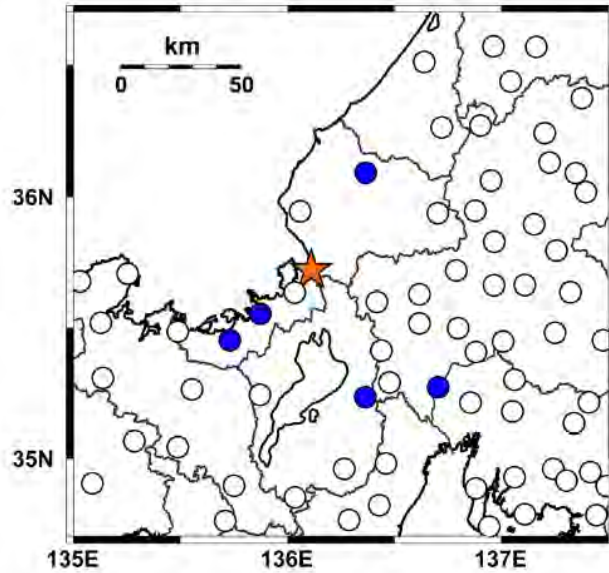
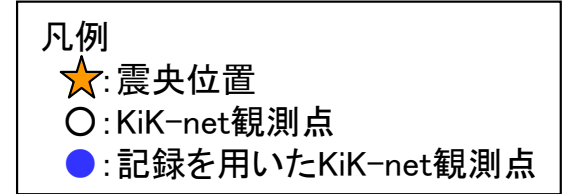
■インピーダンス比から得られる補正係数

インピーダンス比の算出方法

$$R = \sqrt{\frac{\rho_\alpha V_{s_\alpha}}{\rho_\beta V_{s_\beta}}} = \sqrt{\frac{\rho_\alpha V_{s_\alpha}}{2.7 \times 3600}}$$

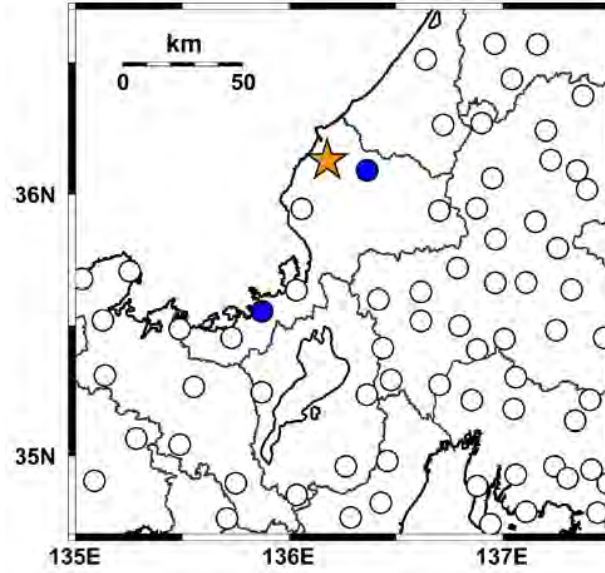
観測点名	インピーダンス比
FKIH01(永平寺)	0.819
FKIH04(三方)	0.795
FKIH07(小浜)	0.744
GIFH09(羽島)	0.898
GIFH21(美並)	0.766
GIFH22(金山)	0.925
GIFH25(谷汲)	0.747
SIGH01(多賀)	0.749
SIGH04(日野)	0.826
平均値	0.808

■ 検討対象の地震と記録を用いたKiK-net観測点(地震No.1~3)



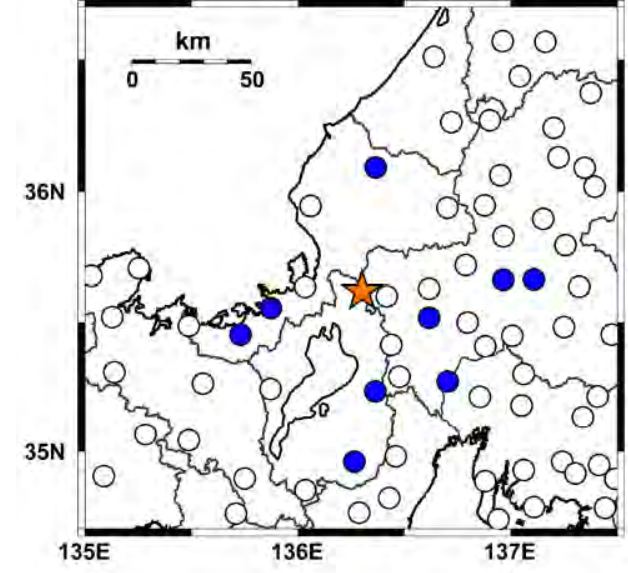
No.1

利用観測点
FKIH01(永平寺)
FKIH04(三方)
FKIH07(小浜)
GIFH09(羽島)
SIGH01(多賀)



No.2

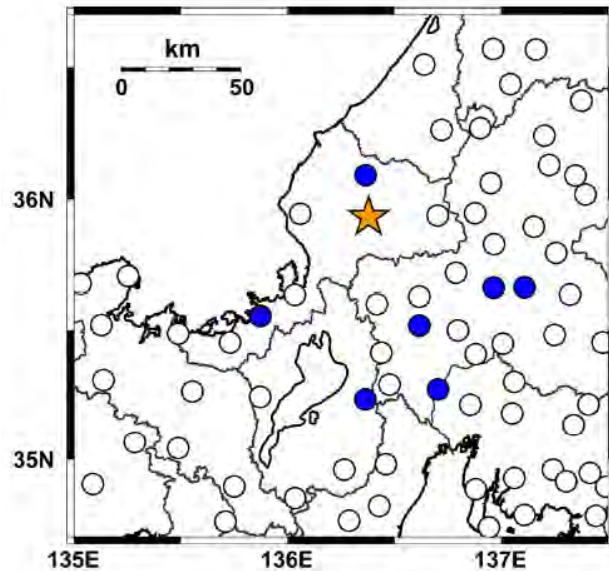
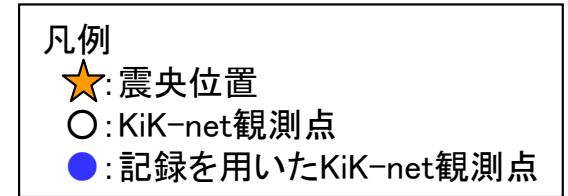
利用観測点
FKIH01(永平寺)
FKIH04(三方)



No.3

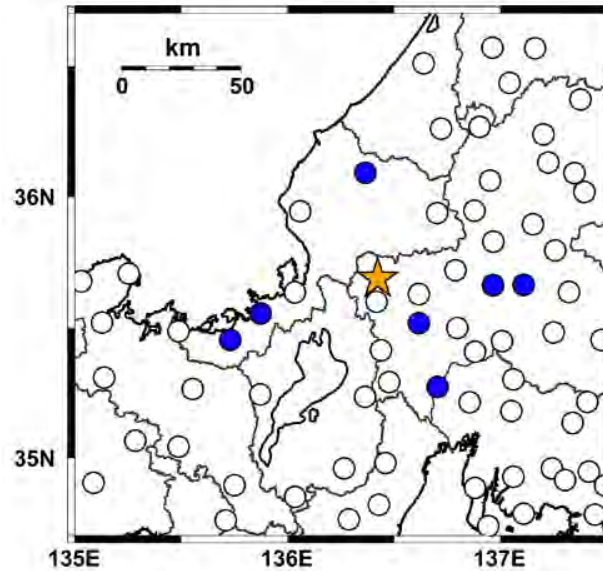
利用観測点
FKIH01(永平寺)
FKIH04(三方)
FKIH07(小浜)
GIFH09(羽島)
GIFH21(美並)
GIFH22(金山)
GIFH25(谷汲)
SIGH01(多賀)
SIGH04(日野)

■ 検討対象の地震と記録を用いたKiK-net観測点(地震No.4~6)



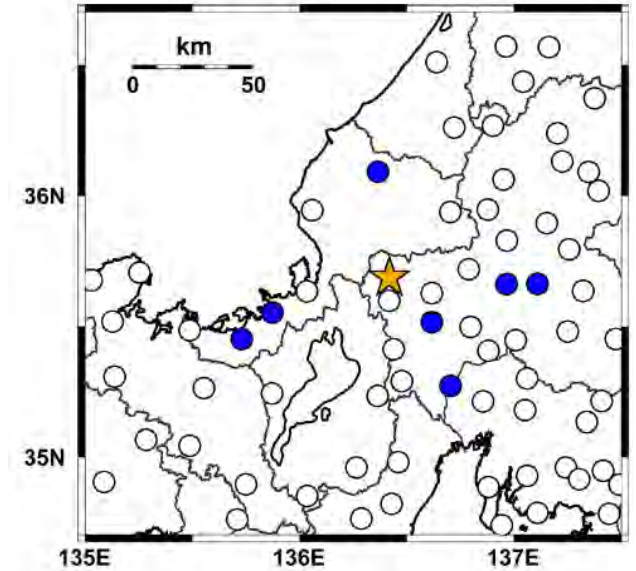
No.4

- 利用観測点
- FKIH01(永平寺)
 - FKIH04(三方)
 - GIFH09(羽島)
 - GIFH21(美並)
 - GIFH22(金山)
 - GIFH25(谷汲)
 - SIGH01(多賀)



No.5

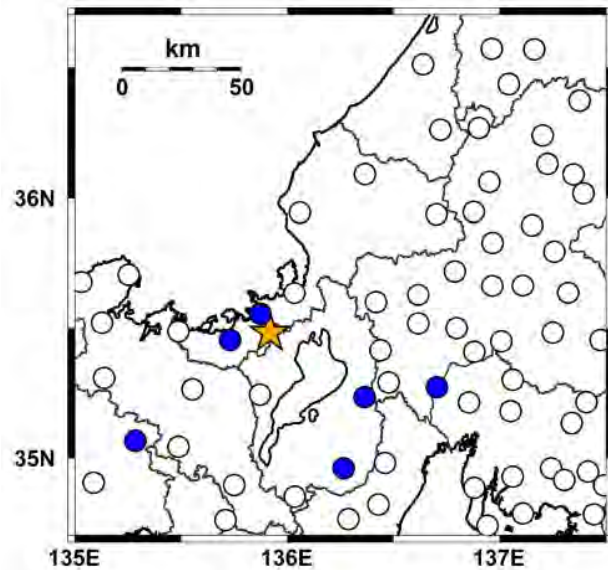
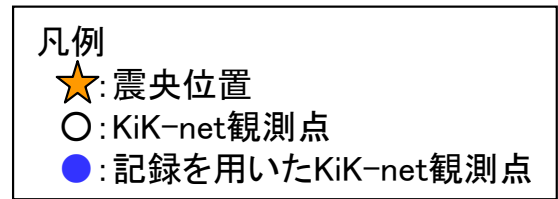
- 利用観測点
- FKIH01(永平寺)
 - FKIH04(三方)
 - FKIH07(小浜)
 - GIFH09(羽島)
 - GIFH21(美並)
 - GIFH22(金山)
 - GIFH25(谷汲)



No.6

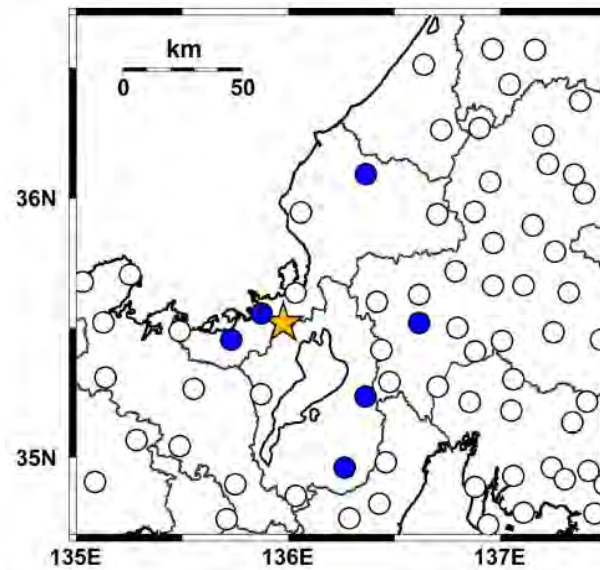
- 利用観測点
- FKIH01(永平寺)
 - FKIH04(三方)
 - FKIH07(小浜)
 - GIFH09(羽島)
 - GIFH21(美並)
 - GIFH22(金山)
 - GIFH25(谷汲)

■ 検討対象の地震と記録を用いたKiK-net観測点(地震No.7~9)



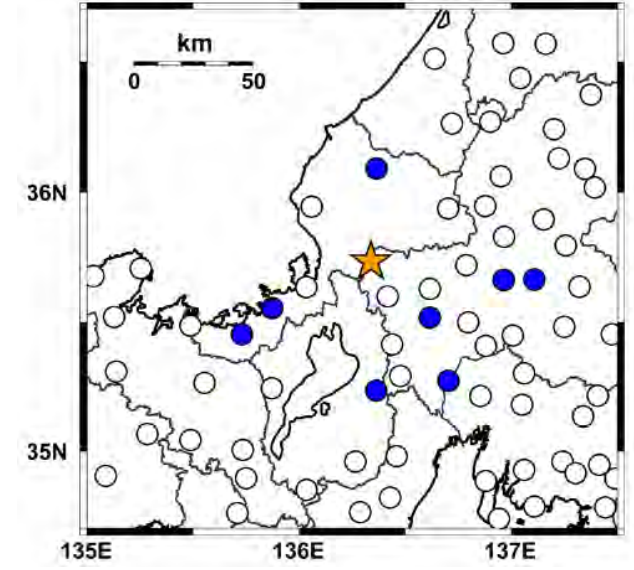
No.7

利用観測点
 FKIHO4(三方)
 FKIHO7(小浜)
 GIFHO9(羽島)
 SIGHO1(多賀)
 SIGHO4(日野)
 HYGHO4(篠山)



No.8

利用観測点
 FKIHO1(永平寺)
 FKIHO4(三方)
 FKIHO7(小浜)
 GIFH25(谷汲)
 SIGHO1(多賀)
 SIGHO4(日野)



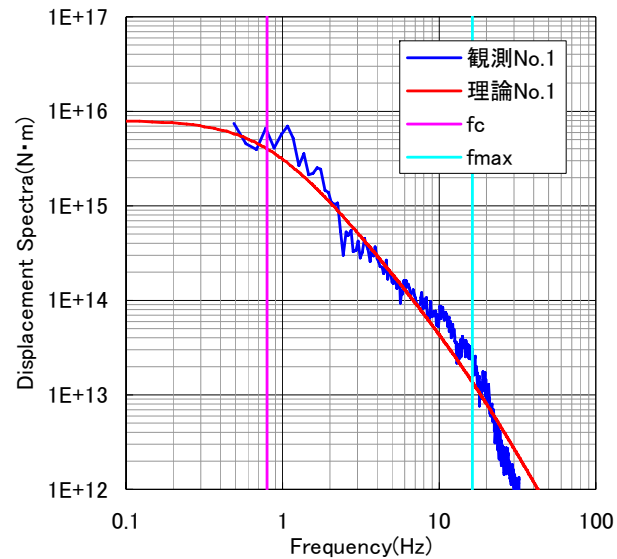
No.9

利用観測点
 FKIHO1(永平寺)
 FKIHO4(三方)
 FKIHO7(小浜)
 SIGHO1(多賀)
 GIFHO9(羽島)
 GIFH21(美並)
 GIFH22(金山)
 GIFH25(谷汲)

■ 推定されたコーナ一周波数 f_c 及び高周波遮断周波数 f_{max} (地震No.1~3)

凡例

- (Blue): KiK-net地中観測記録による震源スペクトルの平均
- (Red): 理論震源スペクトル
- (Magenta): f_c
- (Cyan): f_{max}

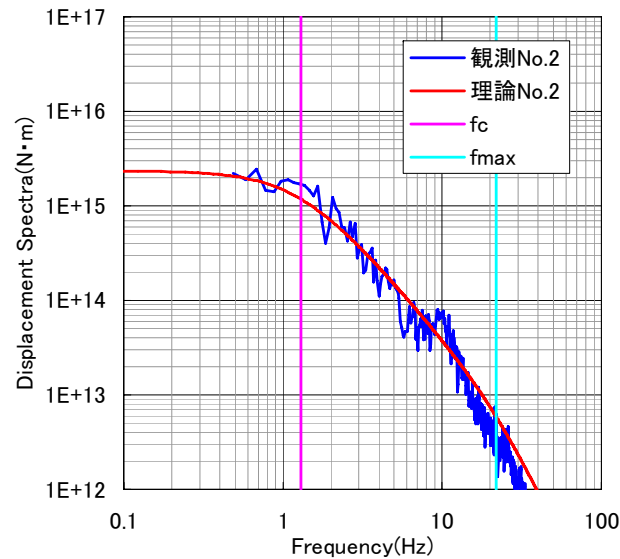


No.1

f_c : 0.8Hz

f_{max} : 16.3Hz

s : 1.00

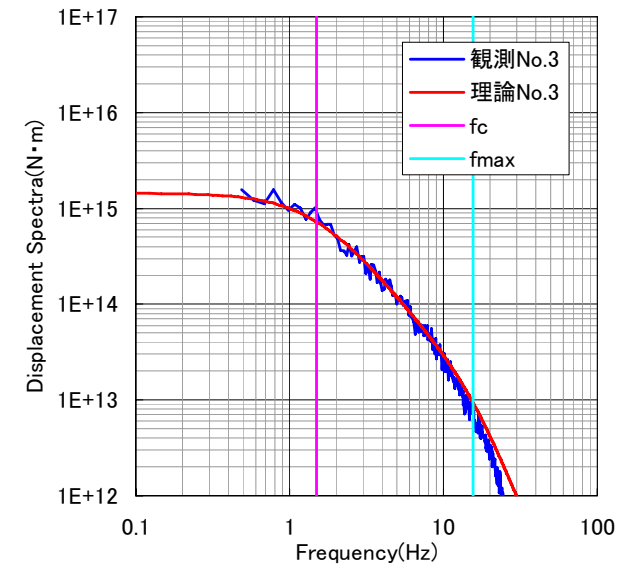


No.2

f_c : 1.3Hz

f_{max} : 21.8Hz

s : 1.48



No.3

f_c : 1.5Hz

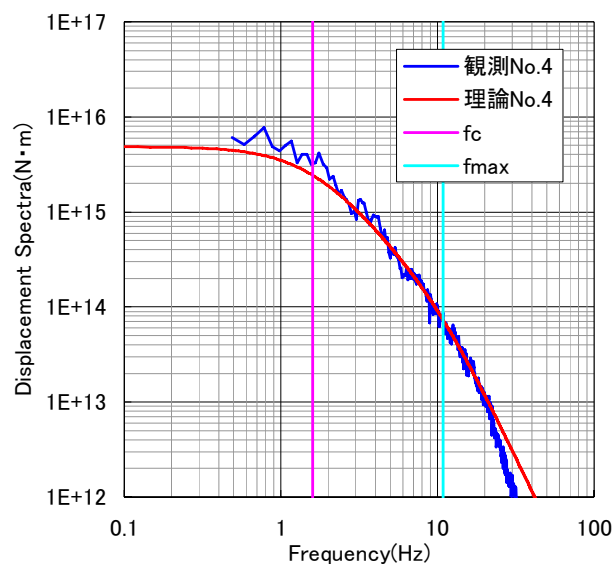
f_{max} : 15.6Hz

s : 1.93

■ 推定されたコーナ一周波数 f_c 及び高周波遮断周波数 f_{max} (地震No.4~6)

凡例

- : KiK-net地中観測記録による震源スペクトルの平均
- : 理論震源スペクトル
- : f_c
- : f_{max}

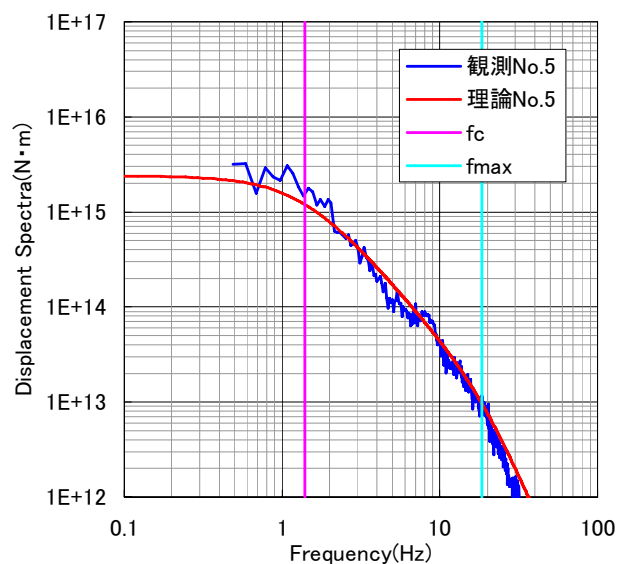


No.4

f_c : 1.6Hz

f_{max} : 10.9Hz

s : 1.45

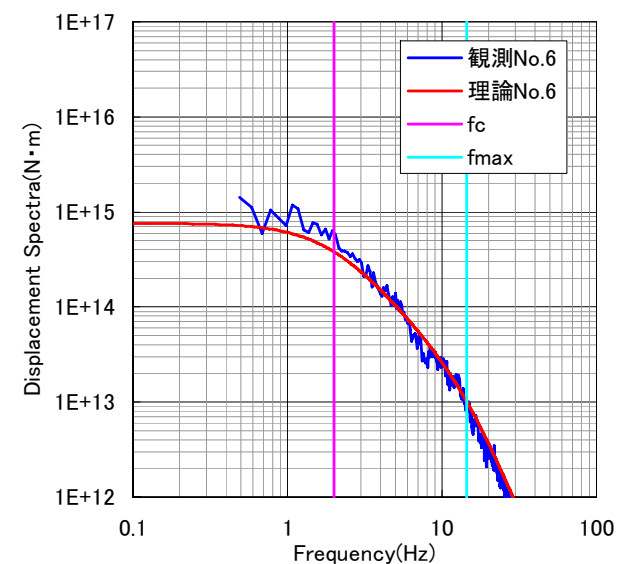


No.5

f_c : 1.4Hz

f_{max} : 18.4Hz

s : 1.78



No.6

f_c : 2.0Hz

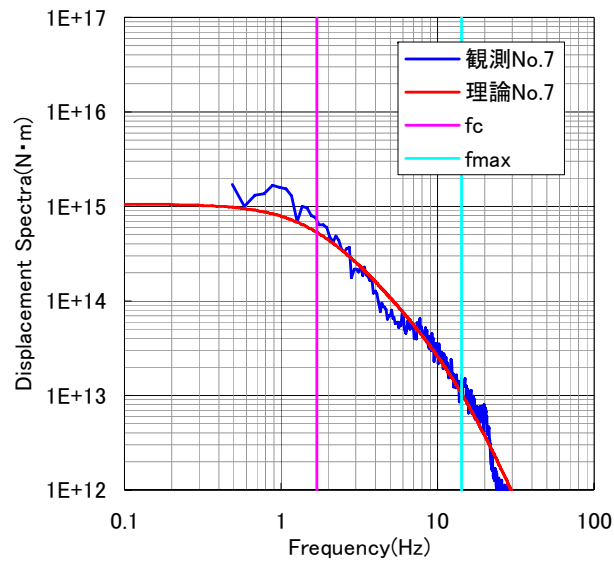
f_{max} : 14.5Hz

s : 1.82

■ 推定されたコーナー周波数 f_c 及び高周波遮断周波数 f_{max} (地震No.7~9)

凡例

- : KiK-net地中観測記録による震源スペクトルの平均
- : 理論震源スペクトル
- : f_c
- : f_{max}

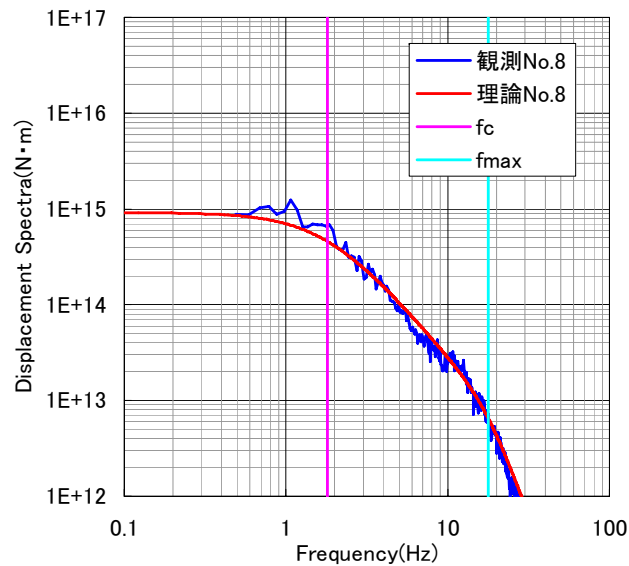


No.7

f_c : 1.7Hz

f_{max} : 14.2Hz

s : 1.65

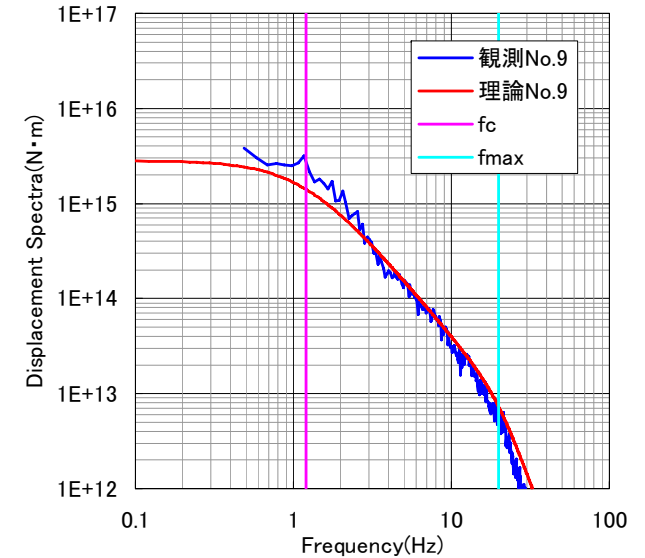


No.8

f_c : 1.8Hz

f_{max} : 17.7Hz

s : 2.61



No.9

f_c : 1.2Hz

f_{max} : 20.0Hz

s : 2.68

■もんじゅサイトにおける観測スペクトルの算定

もんじゅサイトで観測された検討対象の9地震について、観測記録からフーリエスペクトルを求める。

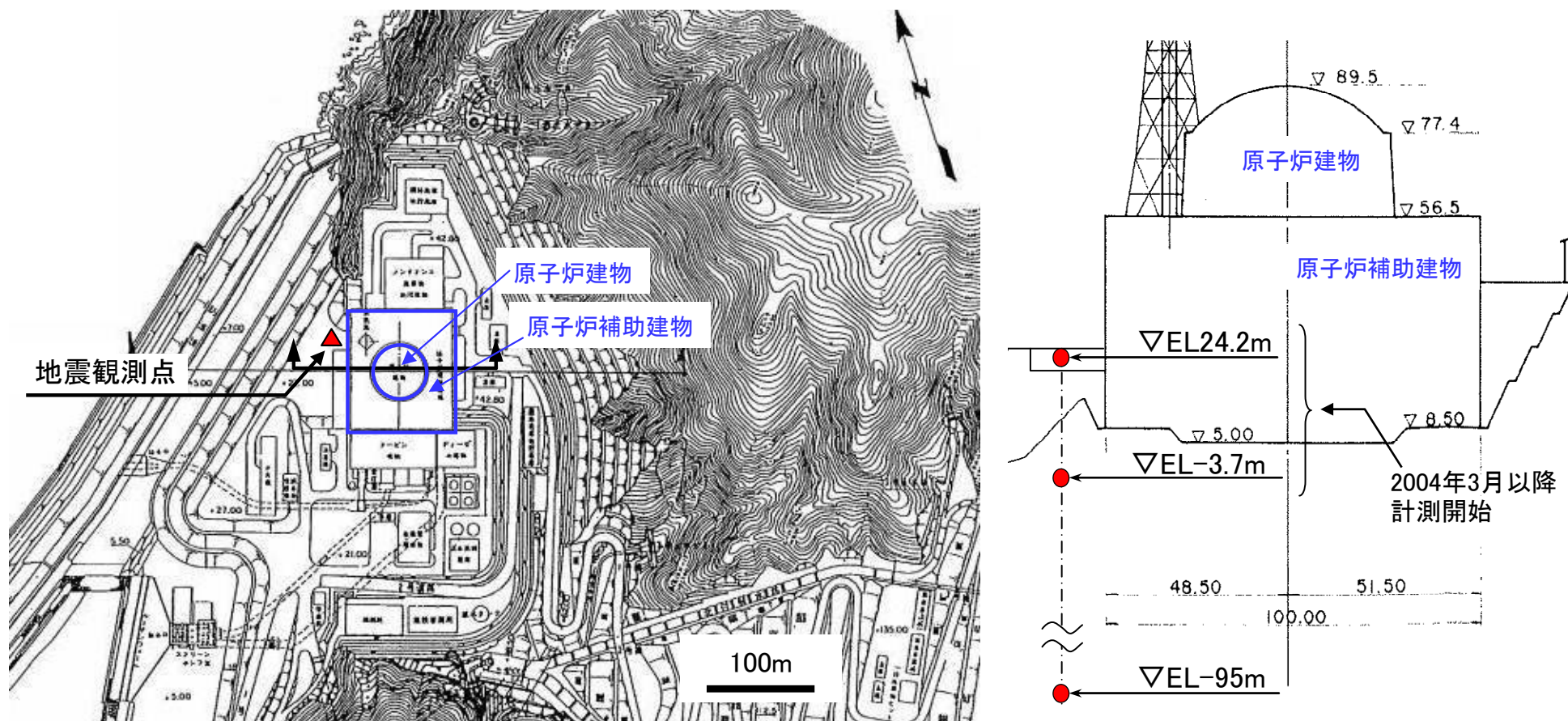
1. 波形の抽出方法

- 検討対象9地震の震源距離及び方位角を算出し、座標変換(R-T変換)した上で Transverse成分(TR成分)を算出する。用いた記録の観測位置(EL)は、鉛直アレイ観測開始後の地震(No.4,5,6,9)についてはEL-3.7m位置の記録を、それ以前の地震(No.1,2,3,7,8)については、EL-95m位置の記録を用いる。
- 観測記録からS波到達時刻を読み取り、波形を切り出す。
- 利用波形は、S波到達の1秒前から4秒間とする。
- 波形の前後1秒間に、それぞれコサインテーパーを施す。

2. 観測スペクトルの算出

- 前項で求めた波形より地中観測記録(E+F)のフーリエ振幅スペクトルを算出し、別途求めた最適化地盤モデルに基づくはぎ取りの伝達関数を乗ずることにより、解放基盤表面位置におけるフーリエ振幅スペクトル(2E)を算出する。スペクトルはParzenウィンドウ(バンド幅0.2Hz)で平滑化を行う。

「もんじゅ」においては、建設時から地中EL-95mにおける地震観測を継続してきている。また、2004年3月に、地表付近の盛土部分(EL24.2m)及び岩盤と盛土の境界層に近い岩盤中の地点(EL-3.7m)にそれぞれ地中地震計を設置し、これ以降は計3点による鉛直アレー地震観測を実施している。3点の地震計はいずれも強震計であり、NS,EW,UDの3方向の加速度を計測している。



■Vs2000m/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(浩)・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。

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

- 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。

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

- 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。

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

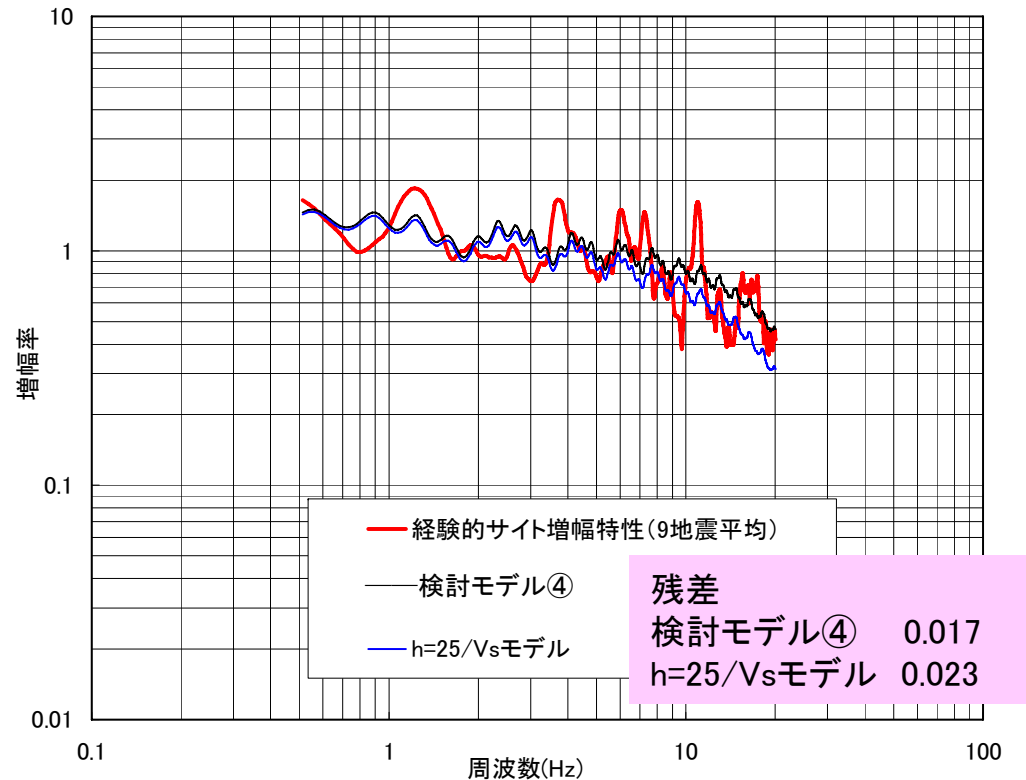
- d. 不均質データ $\xi(z)$ の自己相関関数を求め、(4)式で示すフォンカルマン型の自己相関関数 $N(r)$ を仮定してフィッティングすることにより、標準偏差 ε 、相関距離 a を求める。なお、Hurst指数 ν については、c.で求めた値を用いる。

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

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

■h=25/Vsモデルの検討

- 地盤の各層の減衰定数をh=25/Vsの関数モデルにて表される場合について検討した。
- 適用する地盤モデル(検討モデル④)とh=25/Vsモデルを比較すると、経験的サイト増幅特性との適合性を示す残差はh=25/Vsモデルの方が大きい値となった。また、増幅率を比較すると、h=25/Vsモデルの方が増幅率が小さく評価された。



検討モデル④

深さ (m)	EL (m)	層	層厚 (m)	密度 ρ (t/m ³)	S波速度 Vs (m/s)	P波速度 Vp (m/s)	Qs	減衰定数 (%)
0	5	1	33	2.5	1900	4300	16.7	3.0
33	-28	2	167	2.6	2200	4600	16.7	3.0
200	-195	2'	430	2.6	2200	4600	100.0	0.5
630	-625	3	770	2.6	2800	5130	100.0	0.5
1400	-1395	4	2600	2.6	3100	5310	100.0	0.5
4000	-3995	5	-	2.7	3600	6270	100.0	0.5

h=25/Vsモデル

深さ (m)	EL (m)	層	層厚 (m)	密度 ρ (t/m ³)	S波速度 Vs (m/s)	P波速度 Vp (m/s)	Qs	減衰定数 (%)
0	5	1	33	2.5	1900	4300	38	1.32
33	-28	2	597	2.6	2200	4600	44	1.14
630	-625	3	770	2.6	2800	5130	56	0.89
1400	-1395	4	2600	2.6	3100	5310	62	0.81
4000	-3995	5	-	2.7	3600	6270	72	0.69