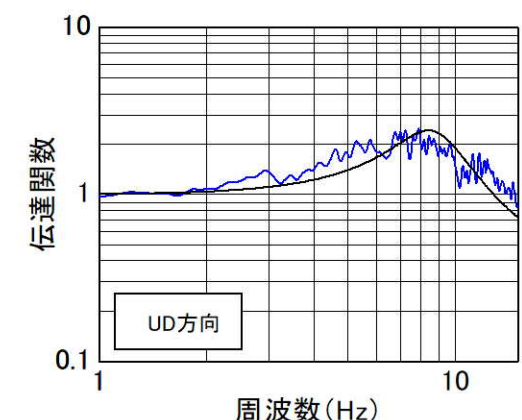
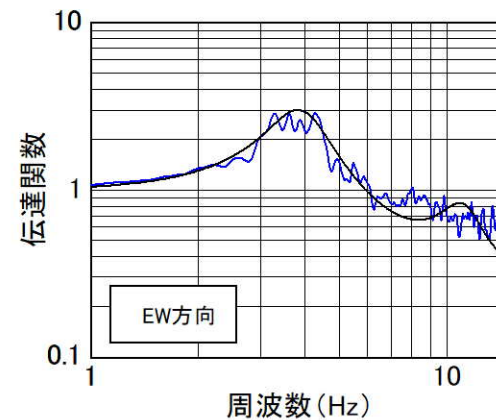
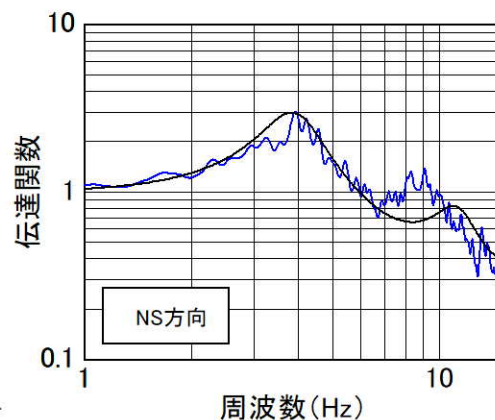
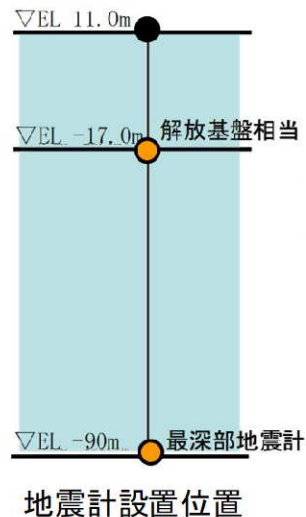


【補足①】地震観測記録の伝達関数との整合性に関する検討

【補足①】地震観測記録の伝達関数との整合性に関する検討

■ 地震観測記録との整合性

- 「3.2.1(1)a. 伝達関数（周波数依存型）による検討」において、地盤減衰の同定結果による理論伝達関数と地震観測記録による平均伝達関数を比較した結果、1次卓越周波数におけるピークは整合。
- 水平方向の7Hz以上については、地震観測記録の平均伝達関数と部分的に整合していない。
- 部分的に整合していない要因として考えられる以下の影響について、次頁以降で検討を実施し、影響のない事を確認。
 - 地震観測記録のスージングの影響
 - S波速度 V_s 、P波速度 V_p の同定解析の影響



今回の伝達関数の比較
(EL.-17.0m/EL.-90.0m)

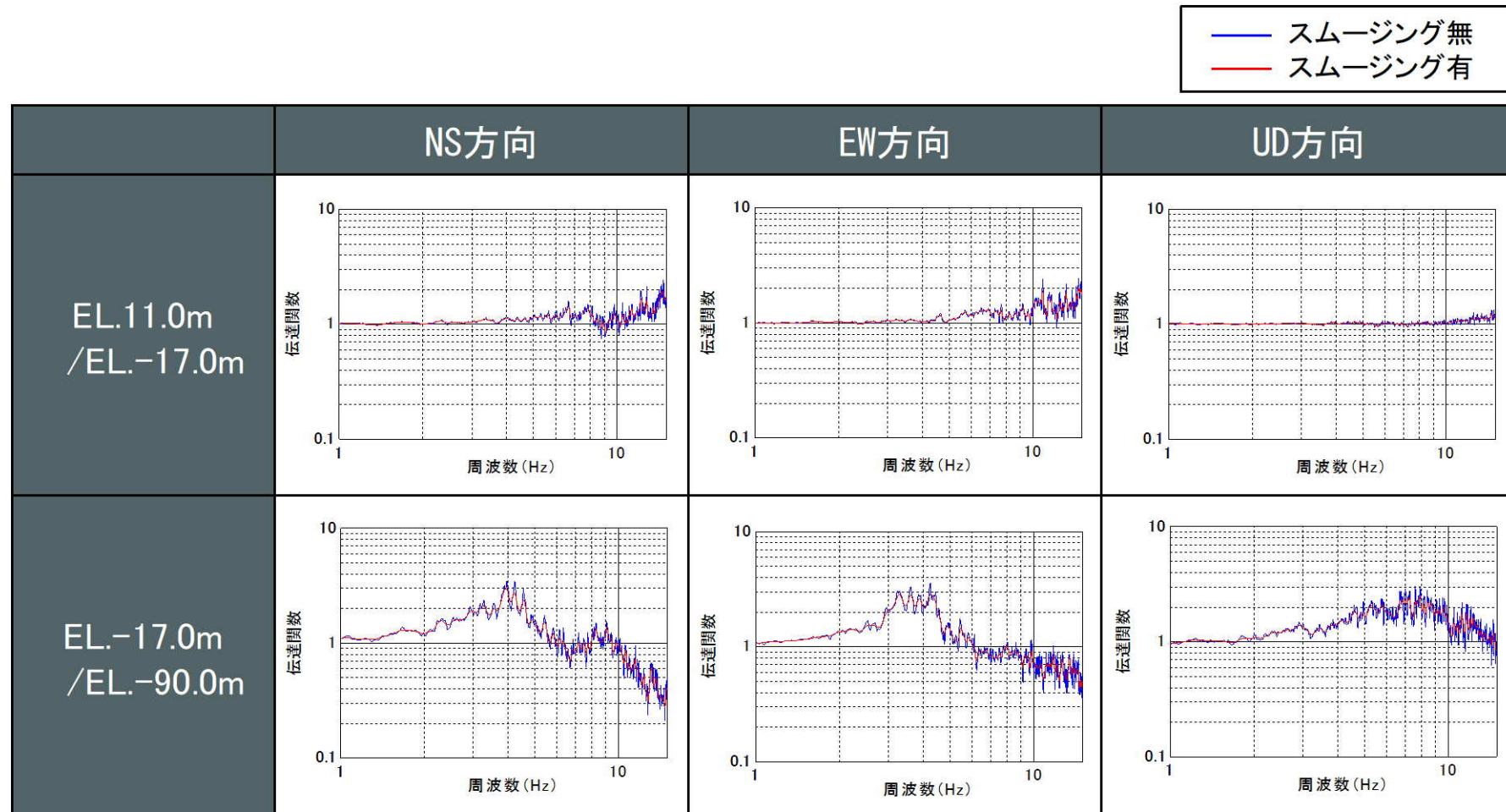
— 地震観測記録 (19地震)
— 今回同定結果 ($Q=Q_0 \cdot f^\alpha$)

※観測記録及び理論の伝達関数はParzen Window 0.2Hzでスージング

【補足①】 地震観測記録の伝達関数との整合性に関する検討

■ 地震観測記録のスミージングによる影響確認

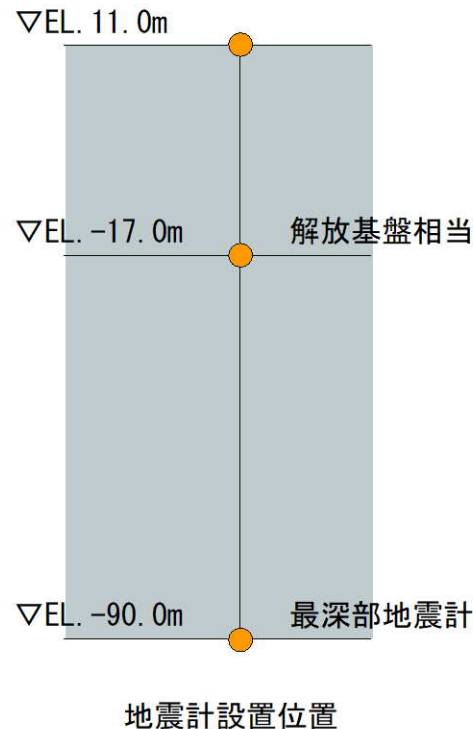
- ・ 伝達関数（周波数依存型）による地盤減衰の同定では、ターゲットとする観測伝達関数について、地震観測記録（19地震）の平均伝達関数のピークを明瞭にするため、観測記録にBand幅0.2HzのParzenウィンドウ処理によりスミージングを実施。
- ・ スミージングの有無により、地震観測記録（19地震）の平均伝達関数に大局的な差異は生じない。
- ・ スミージング無の場合の平均伝達関数を用いて地盤減衰の同定を実施し、今回の同定結果との比較を実施。



【補足①】地震観測記録の伝達関数との整合性に関する検討

■ 同定における解析条件

- ・ スムージングの有無のみを変更した解析条件で地盤同定を実施し、スムージングの影響を確認。



伝達関数（周波数依存型）による地盤減衰の同定における解析条件
（スムージングの影響確認用）

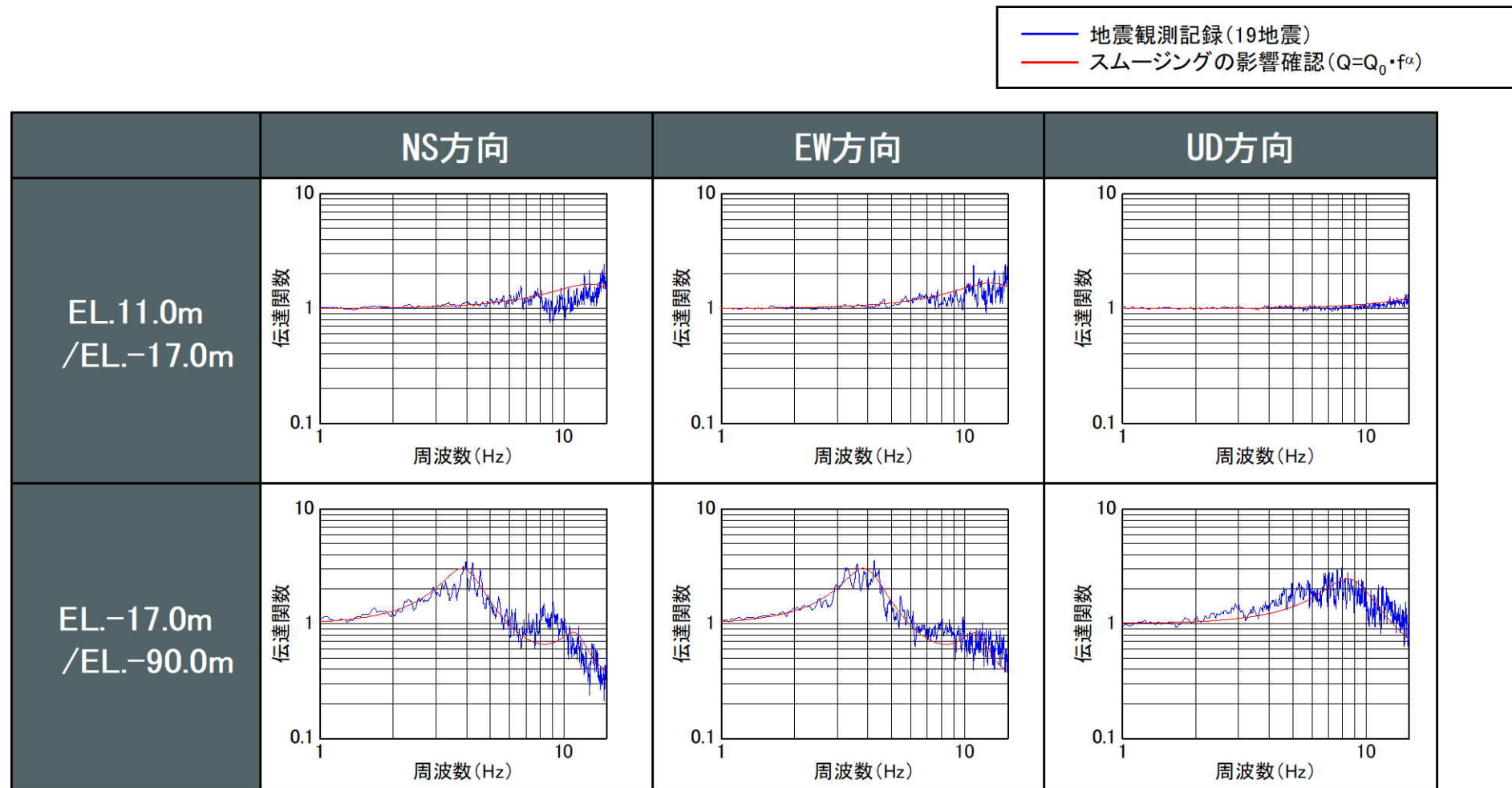
項目	条件
対象地震の選定条件	M5.4以上、震央距離200km程度以内の内陸地殻内地震
対象地震数	19地震
ターゲットとする 観測伝達関数	19地震の平均伝達関数（NS, EW, UD成分） ・ EL. 11.0m/EL. -17.0m ・ EL. -17.0m/EL. -90.0m P波・S波を含む40秒間を抽出 <u>ウィンドウ処理なし</u>
同定方法	層厚、密度、S波速度Vs及びP波速度Vpは、既許可の地下構造モデルの値を参照し、地盤減衰（Q値）を同定
Q値	$Q(f) = Q_0 \cdot f^\alpha$

※下線部は伝達関数（周波数依存型）による同定における解析条件からの変更点

【補足①】地震観測記録の伝達関数との整合性に関する検討

■ 地盤減衰（Q値）の同定結果（スムージング無）

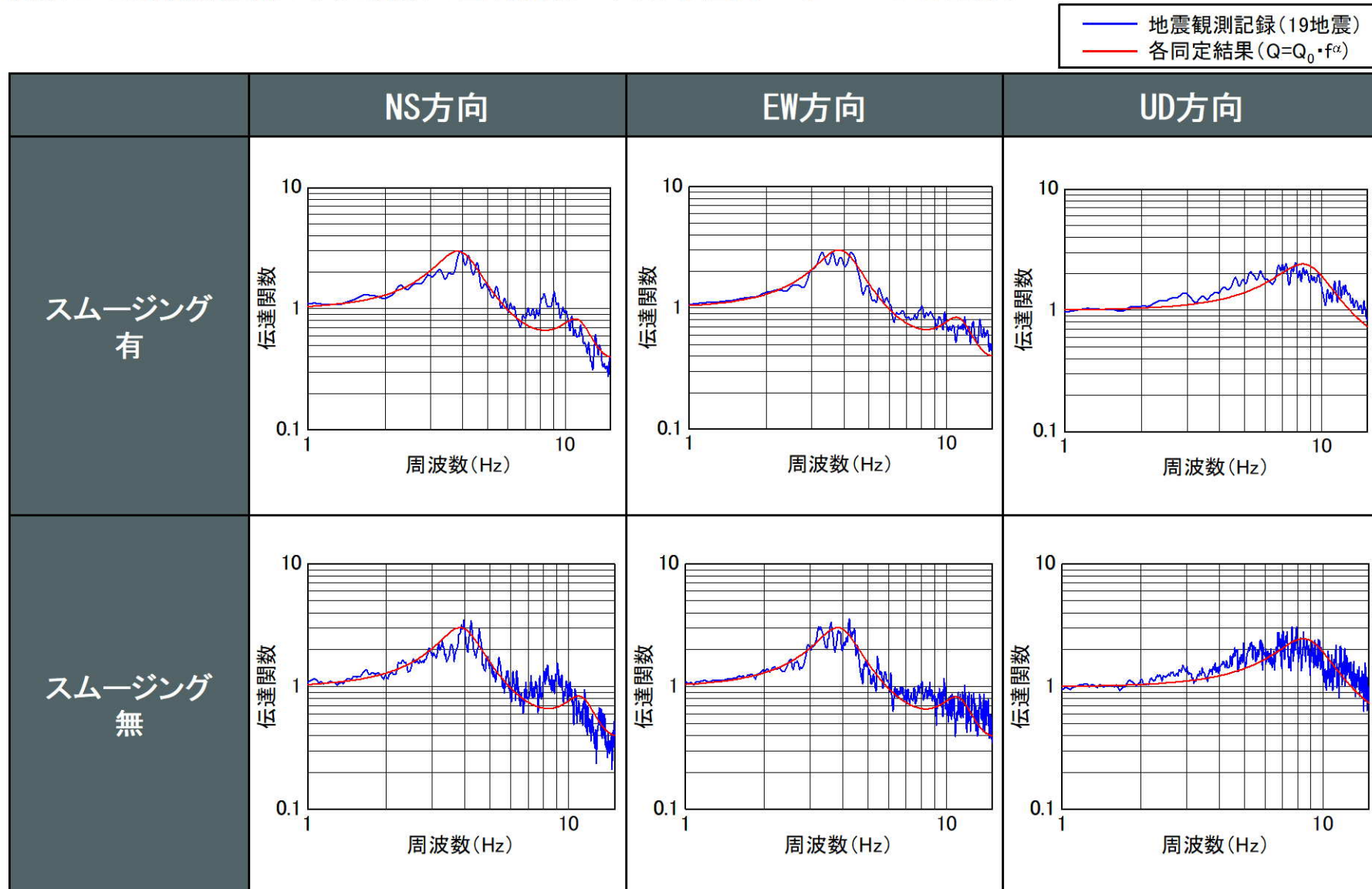
- ・ スムージング無で地盤同定を実施した場合の、同定結果の伝達関数と19地震の平均伝達関数を以下に示す。



【補足①】地震観測記録の伝達関数との整合性に関する検討

■ 地盤減衰（Q値）の同定結果の比較（EL. -17.0m／EL. -90.0m）

- ・ スムージング無の場合の平均伝達関数を用いて地盤減衰の同定を実施した結果、今回同定結果と比べて、理論伝達関数と地震観測記録の伝達関数の整合関係に大きな差異がないことを確認。



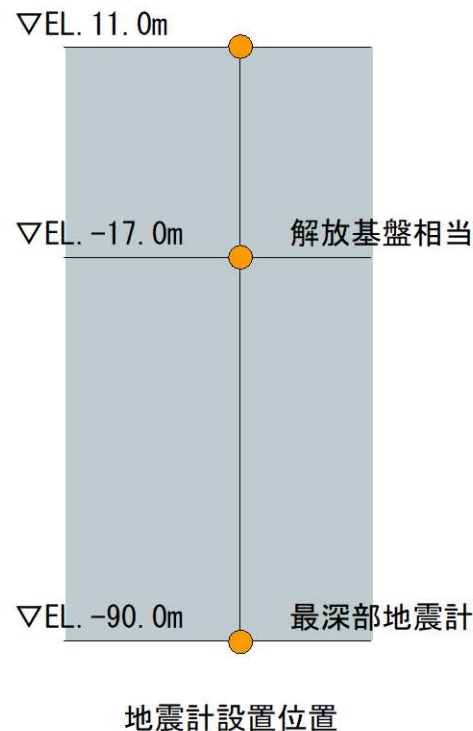
※観測記録（スムージング有のみ）及び理論（スムージング有のみ）の伝達関数はParzen Window 0.2Hzでスムージング

【補足①】地震観測記録の伝達関数との整合性に関する検討

■ S波速度Vs、P波速度Vpの同定解析の影響

- 地盤減衰（Q値）に加えて、S波速度Vs、P波速度Vpを対象とした地盤同定を実施し、Vs、Vpの同定解析の影響を確認。

伝達関数（周波数依存型）による地盤同定における解析条件
（Vs、Vpの同定解析の影響確認用）



項目	条件
対象地震の選定条件	M5.4以上、震央距離200km程度以内の内陸地殻内地震
対象地震数	19地震
ターゲットとする観測伝達関数	19地震の平均伝達関数（NS, EW, UD成分） ・ EL. 11.0m/EL. -17.0m ・ EL. -17.0m/EL. -90.0m P波・S波を含む40秒間を抽出 Band幅0.2HzのParzenウィンドウ
同定方法	<u>層厚、密度は既許可の地下構造モデルの値を参照し、S波速度Vs、P波速度Vp、地盤減衰（Q値）を同定</u>
Q値	$Q(f) = Q_0 \cdot f^\alpha$

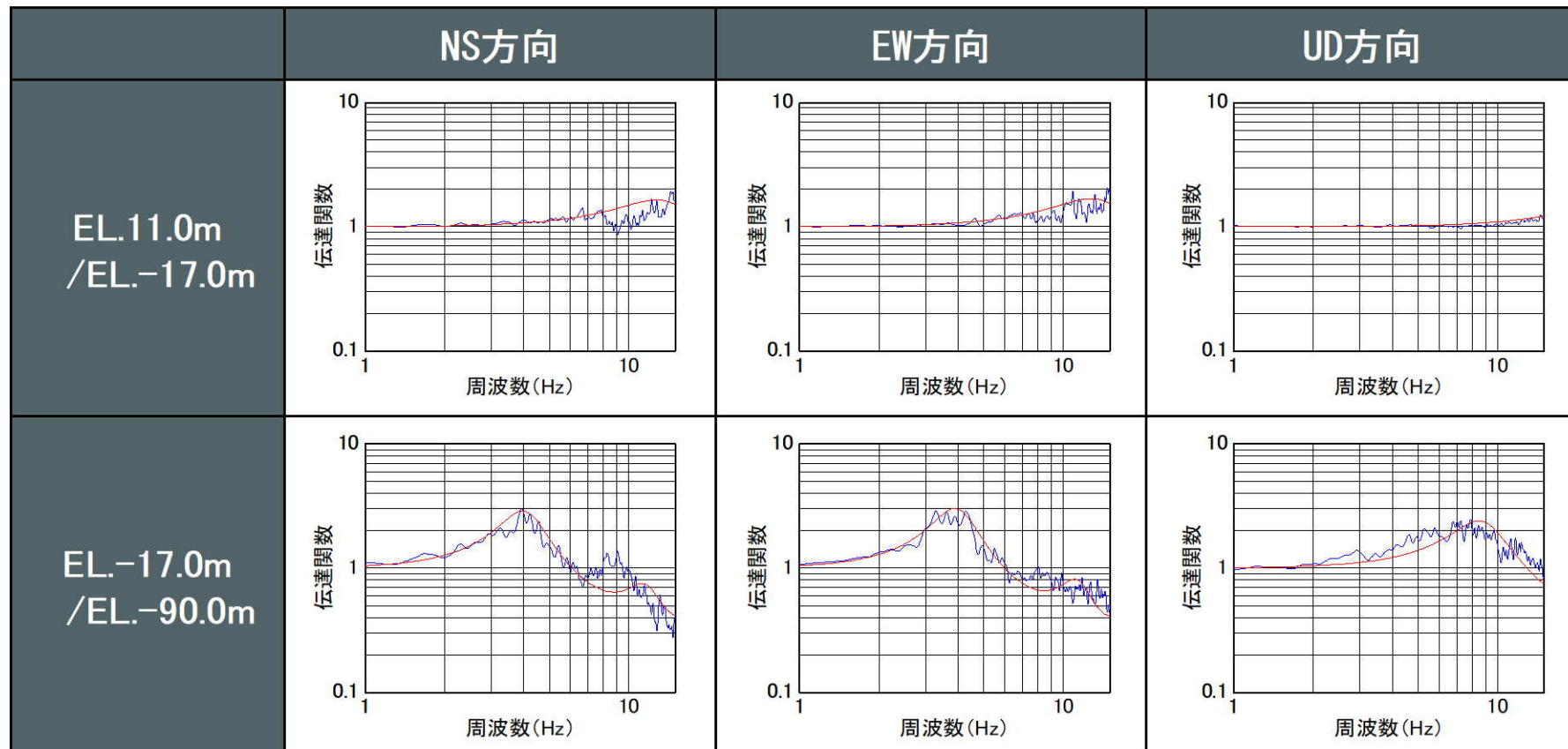
※下線部は伝達関数（周波数依存型）による同定における解析条件からの変更点

【補足①】地震観測記録の伝達関数との整合性に関する検討

■ 地盤減衰（Q値）の同定結果（Vs、Vp同定解析）

- 地盤減衰（Q値）に加えて、S波速度Vs、P波速度Vpを対象とした地盤同定を実施した場合の、同定結果の伝達関数と19地震の平均伝達関数を以下に示す。

— 地震観測記録(19地震)
— Vs、Vpの同定解析の影響確認($Q=Q_0 \cdot f^\alpha$)

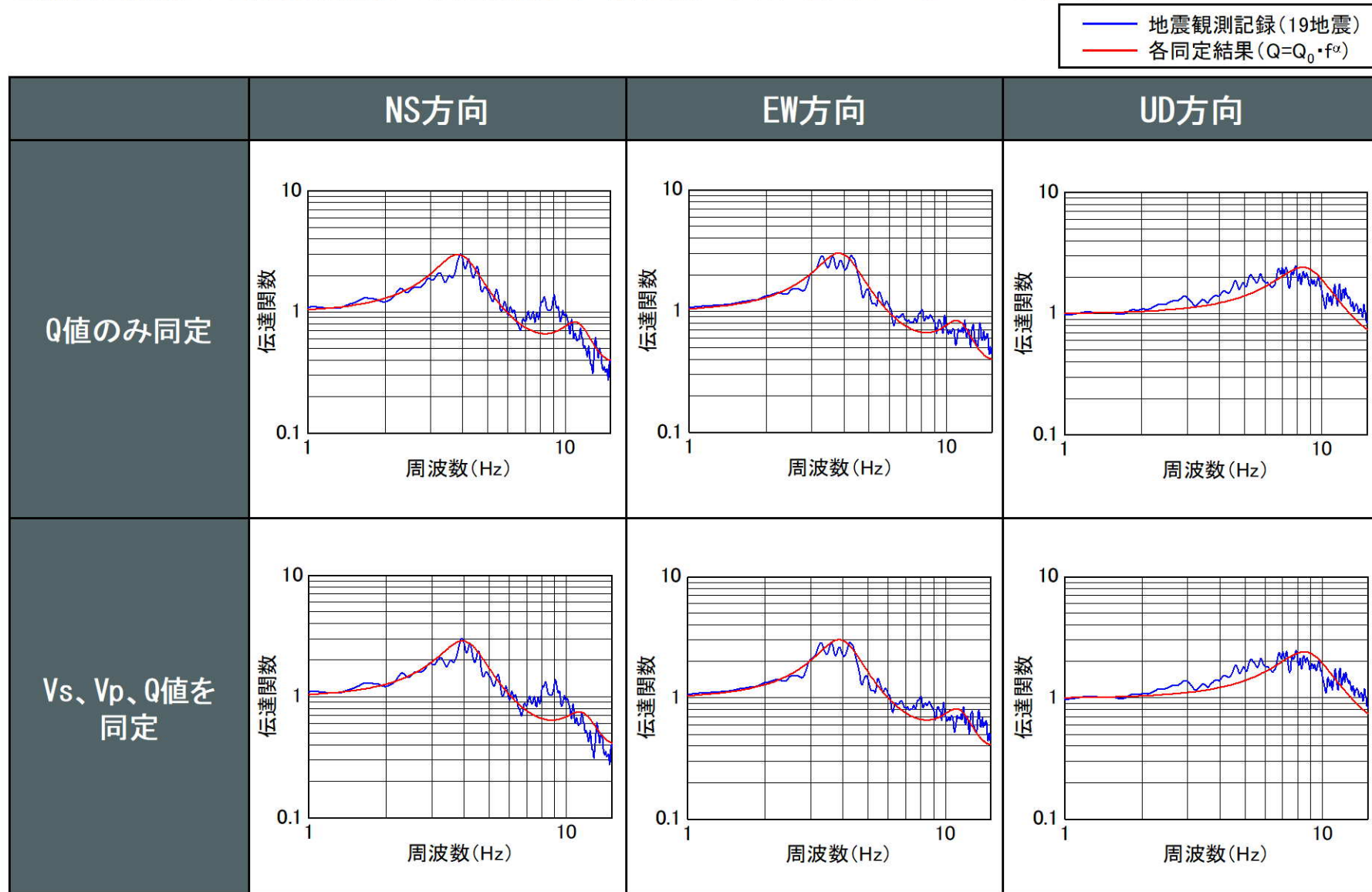


※観測記録及び理論の伝達関数はParzen Window 0.2Hzでスムージング

【補足①】 地震観測記録の伝達関数との整合性に関する検討

■ 地盤減衰（Q値）の同定結果の比較（EL. -17.0m／EL. -90.0m）

- 地盤減衰（Q値）に加えて、S波速度 V_s 、P波速度 V_p を対象とした地盤同定を実施した結果、今回同定結果と比べて、理論伝達関数と地震観測記録の伝達関数の整合関係に大きな差異がないことを確認。



※観測記録及び理論の伝達関数はParzen Window 0.2Hzでスムージング

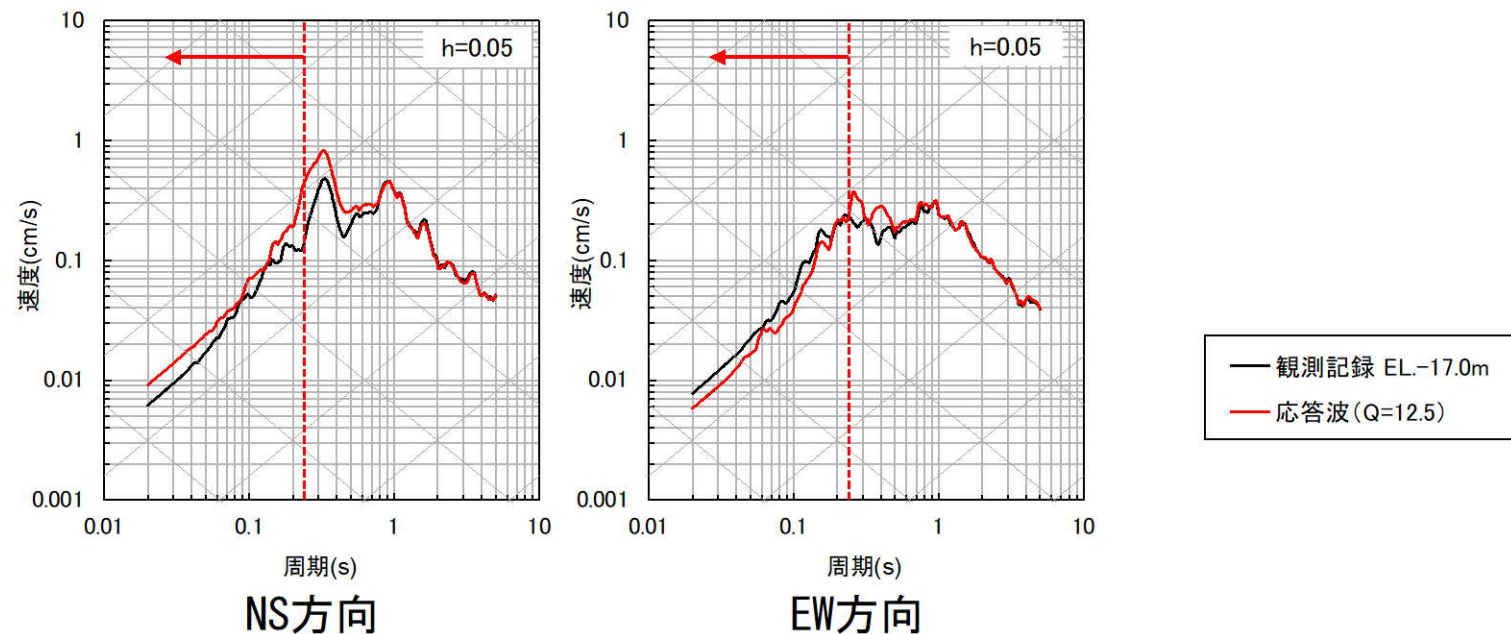
【補足②】 応答スペクトルによる確認における特異な地震観測記録の分析

【補足②】 応答スペクトルによる確認における特異な地震観測記録の分析

■⑩熊本県熊本地方の地震（EW方向）の記録の特異性確認

- ・ 地盤減衰 ($Q=12.5$) による応答波の応答スペクトルは、大半の地震において、地震観測記録の応答スペクトルと比べて、同等もしくは上回ることを確認。（例：⑩熊本県熊本地方の地震（NS方向））
- ・ ⑩熊本県熊本地方の地震（EW方向）では、0.25秒程度以下の短周期帯において、地盤減衰 ($Q=12.5$) による応答波の応答スペクトルが地震観測記録の応答スペクトルを下回ることを確認。
- ・ 上記傾向の要因として考えられる以下の影響について、確認を実施。
 - ・ 理論伝達関数の卓越周波数付近における入力波の振幅特性による影響
- ・ 次頁以降において、確認した結果、上記傾向の要因は、EL. -90mの地震観測記録において、設定した地下構造モデルの理論伝達関数の卓越周波数のピーク付近の周波数帯で数Hzにわたる振幅が小さい特性（凹）によるものと考えられ、設定した地下構造モデルの妥当性に影響はないと判断した。なお、標準応答スペクトルは数Hzにわたって振幅が小さい特性（凹）を有していないため、上記と同じ傾向は見られないと考えられる。

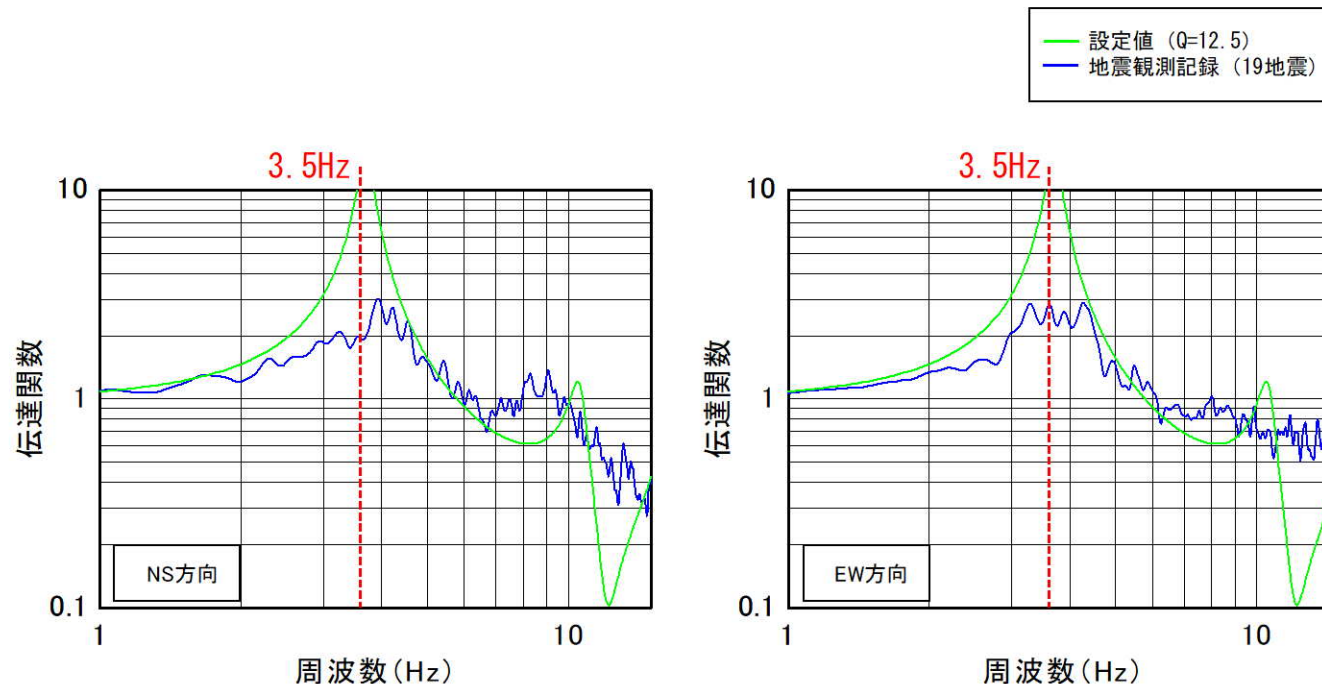
⑩熊本県熊本地方



【補足②】 応答スペクトルによる確認における特異な地震観測記録の分析

■ 伝達関数による傾向分析

- 地震観測記録（19地震）による平均伝達関数と理論伝達関数（ $Q=12.5$ ）を比較すると、3.5Hz程度の卓越周波数付近では、理論伝達関数（ $Q=12.5$ ）は、地震観測記録（19地震）による平均伝達関数を大きく上回る傾向。
- 一方、3.5Hz程度の卓越周波数付近を除く周波数帯において、理論伝達関数（ $Q=12.5$ ）は地震観測記録（19地震）による平均伝達関数を下回る傾向。



伝達関数の比較

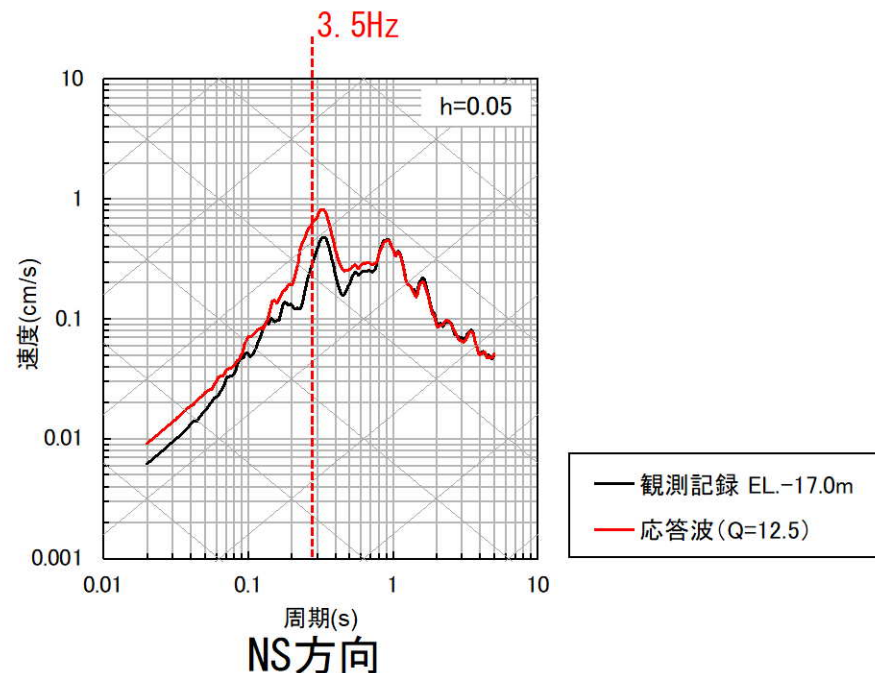
※観測記録及び理論の伝達関数はParzen Window 0.2Hzでスムージング

【補足②】 応答スペクトルによる確認における特異な地震観測記録の分析

■ 伝達関数による傾向と応答スペクトルによる傾向の差異

- ・ 応答波 ($Q=12.5$) の応答スペクトルを見ると、前頁の理論伝達関数 ($Q=12.5$) で大きなピークが見られた 3.5Hz (0.29秒) 程度の卓越周波数付近でピークが見られ、理論伝達関数 ($Q=12.5$) のピークが反映されている。
- ・ 一方、前頁の理論伝達関数 ($Q=12.5$) が地震観測記録の伝達関数を下回る周期帯では、応答波 ($Q=12.5$) の応答スペクトルが地震観測記録の応答スペクトルを上回り、フーリエ振幅スペクトルによる伝達関数とは異なる傾向。(例：⑯熊本県熊本地方の地震 (NS方向))

例：⑯熊本県熊本地方 (NS方向)

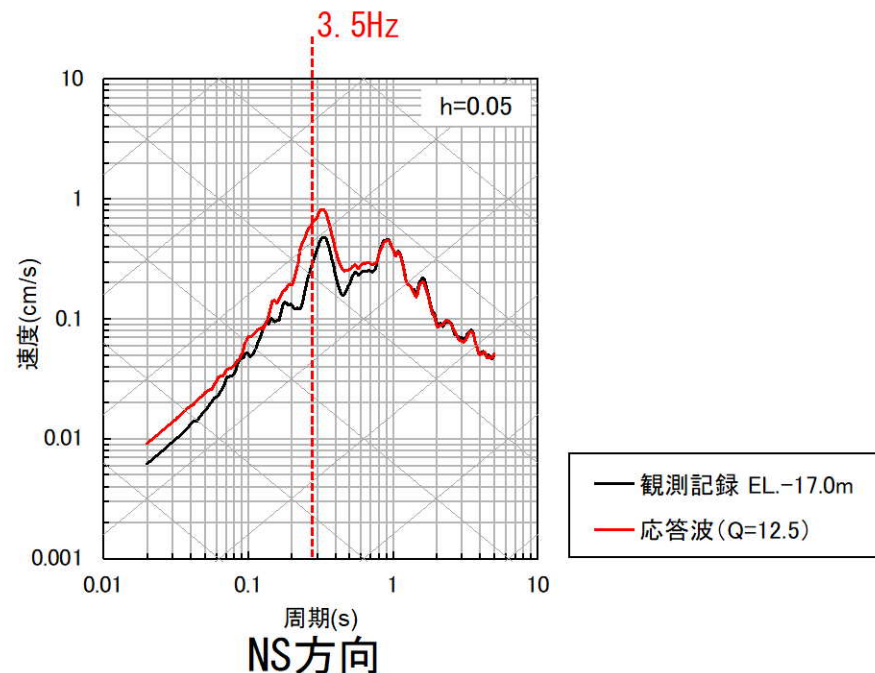


【補足②】 応答スペクトルによる確認における特異な地震観測記録の分析

■ 応答スペクトルの特性

- 前頁までを踏まえると、理論伝達関数 ($Q=12.5$) の卓越周波数付近 (3.5Hz程度) の大きなピークが当該周波数の周辺の周波数帯にも影響を与え、応答波 ($Q=12.5$) の応答スペクトルの短周期帯が嵩上げされる。
(例：⑯熊本県熊本地方の地震 (NS方向))
- ただし、入力波 (地震観測記録 (EL. -90.0m)) において、理論伝達関数 ($Q=12.5$) の卓越周波数付近の振幅が小さいと、理論伝達関数 ($Q=12.5$) のピークの影響が反映されず、応答波 ($Q=12.5$) の応答スペクトルの短周期帯が嵩上げされないと考えられる。

例：⑯熊本県熊本地方 (NS方向)

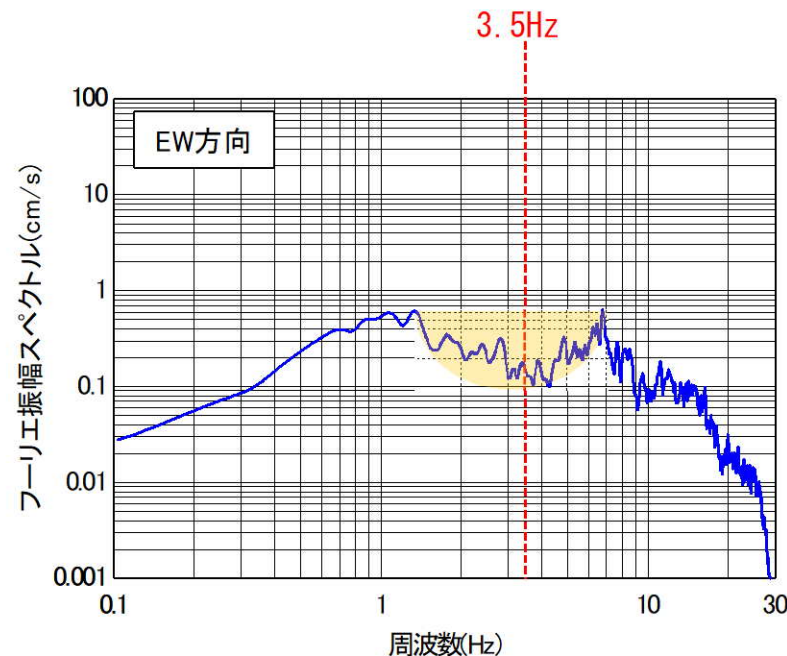
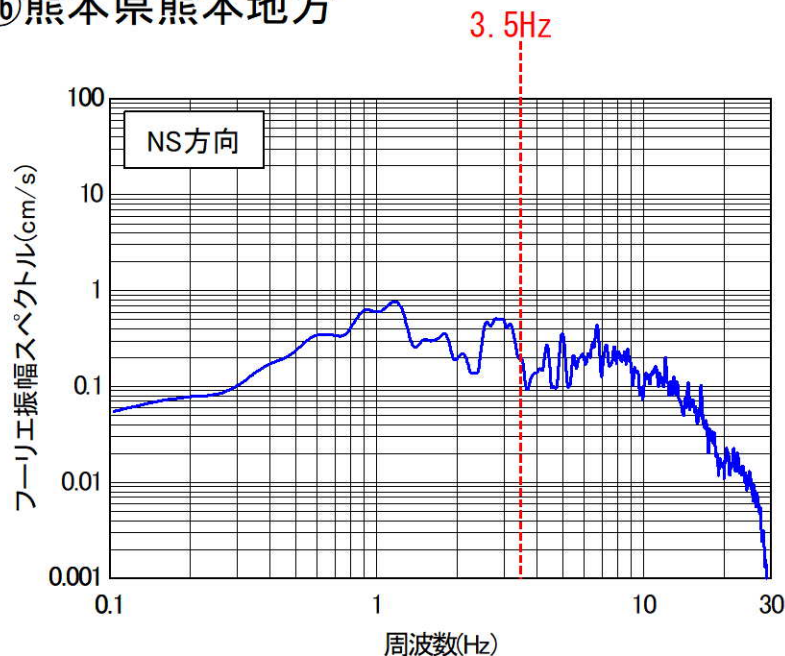


【補足②】 応答スペクトルによる確認における特異な地震観測記録の分析

■ ⑩熊本県熊本地方の地震（EW方向）のフーリエ振幅スペクトル（EL. -90.0m）の分析

- ⑩熊本県熊本地方の地震（EW方向）のフーリエ振幅スペクトルは、理論伝達関数（ $Q=12.5$ ）の3.5Hz程度の卓越周波数のピーク付近の周波数帯で数Hzにわたり振幅が小さい特性を確認。
- 上記の影響で、応答波（ $Q=12.5$ ）の応答スペクトルの短周期帯では、理論伝達関数（ $Q=12.5$ ）のピークの影響が反映されず、嵩上げされなかったことが、応答波（ $Q=12.5$ ）の応答スペクトルが観測記録の応答スペクトルを下回った1つの要因と考えられる。

⑩熊本県熊本地方

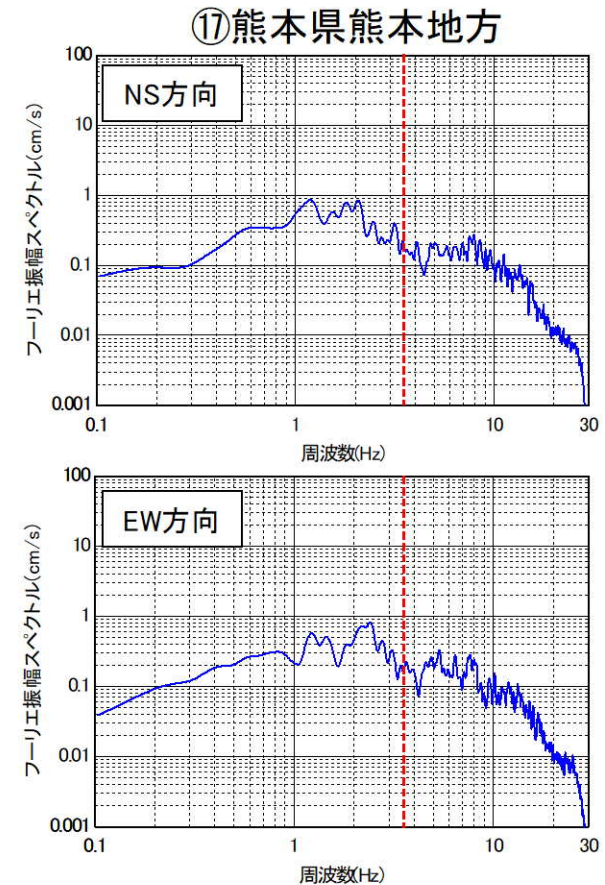
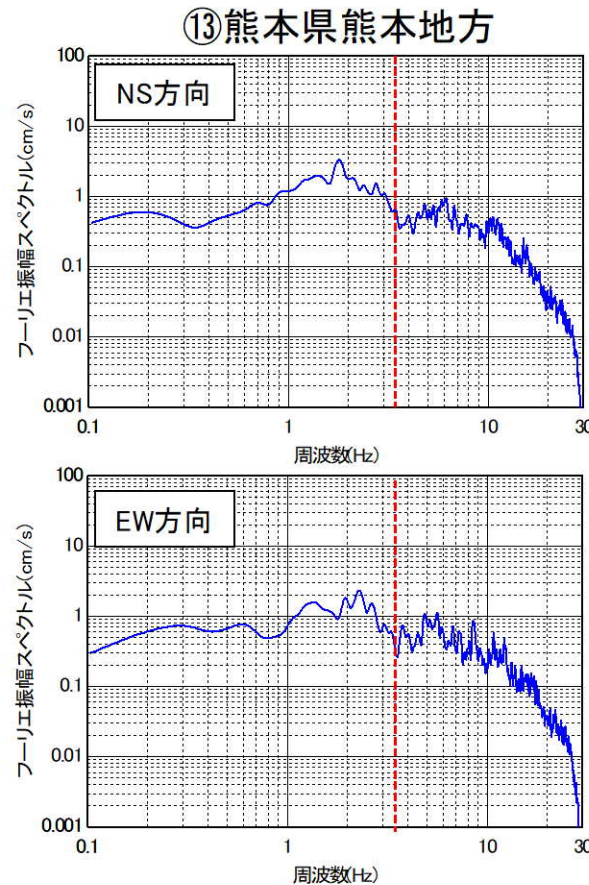
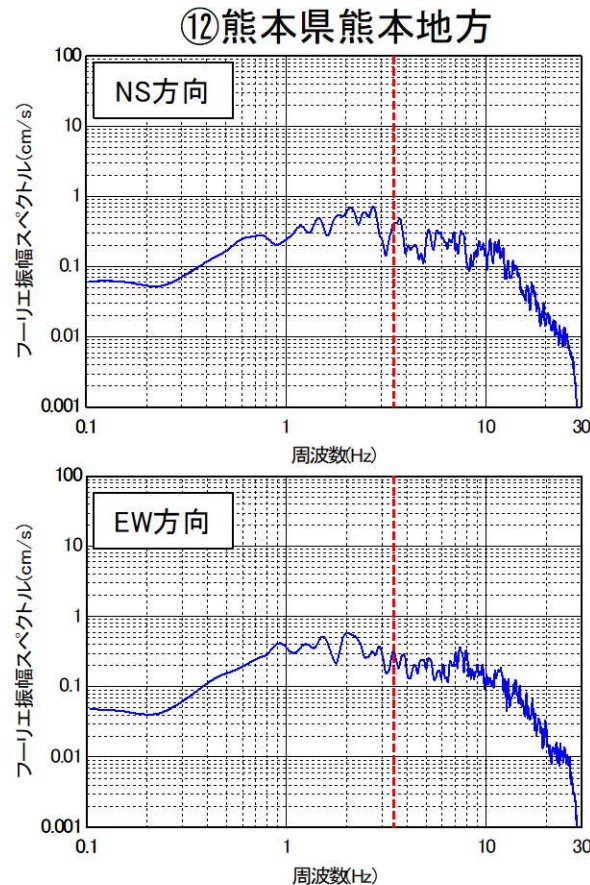


観測記録（EL. -90.0m）のフーリエ振幅スペクトル

【補足②】 応答スペクトルによる確認における特異な地震観測記録の分析

■ 要因の分析

- 前頁までの傾向が、⑬熊本県熊本地方の地震の震源近傍で発生した地震（⑫、⑬及び⑰の地震）において、同様の傾向が見られるか確認を実施。
- ⑫、⑬及び⑰の地震では、⑬熊本県熊本地方（EW方向）の短周期帯の応答スペクトルに見られたような応答波（ $Q=12.5$ ）の応答スペクトルが観測記録の応答スペクトルを下回る傾向は見られない。
- また、⑫、⑬及び⑰の地震の観測記録（EL. -90.0m）のフーリエ振幅スペクトルにおいて、理論伝達関数（ $Q=12.5$ ）の3.5Hz程度の卓越周波数のピーク付近の周波数帯で数Hzにわたり振幅が小さい特性は見られない。



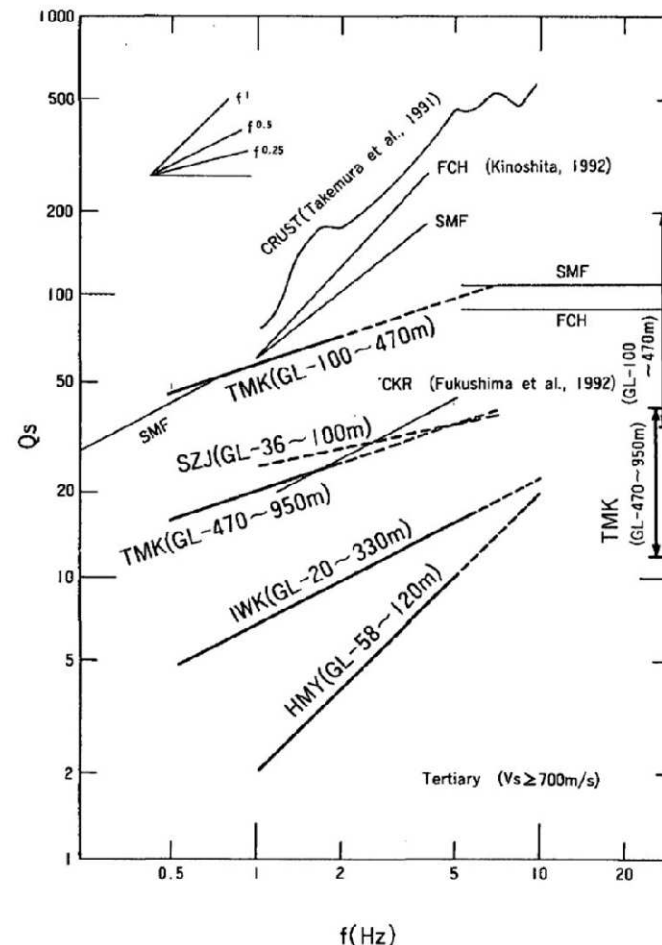
観測記録（EL. -90.0m）のフーリエ振幅スペクトル

【参考①】地盤減衰（Q値）の周波数依存性及び上限に関する知見

【参考①】地盤減衰（Q値）の周波数依存性及び上限に関する知見

■ 武村ほか(1993)²⁾の概要

- 第四紀層が比較的薄い堆積地盤の鉛直アレイ観測結果を用いて、スペクトル比の逆解析により地盤減衰の推定を行った結果、Q値は周波数とともに増加する傾向（周波数依存性）がみられたとされている。
- 富岡（TMK）におけるPS検層結果から推定された30Hz付近の値を今回求めた結果と考え合わせると、高周波数側でのQ値の頭打ちがみられたとされている。



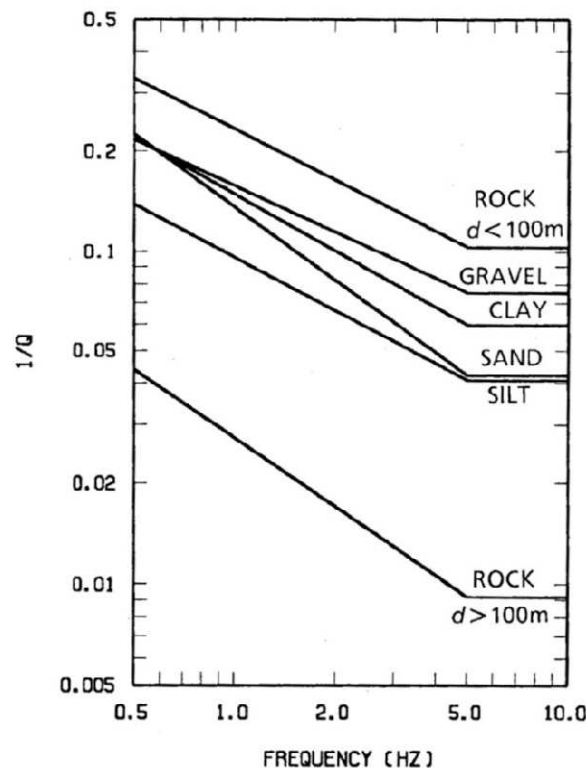
Vs=700m/s以上の深部におけるQ値の周波数依存性

武村ほか(1993)より抜粋

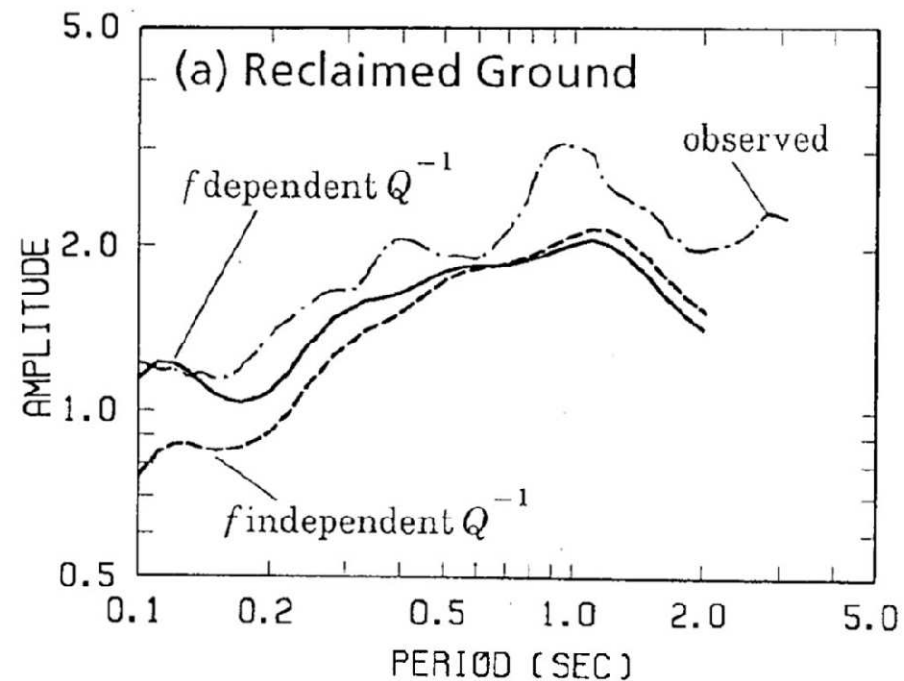
【参考①】地盤減衰（Q値）の周波数依存性及び上限に関する知見

■ 福島・翠川(1994)³⁾の概要

- 地盤減衰（ Q^{-1} 値）に関する数多くの既往研究結果に基づき、地盤減衰（ Q^{-1} 値）の関数モデルとして、対象とする周波数帯域（0.5Hz～5Hz）において周波数依存性を考慮したモデルが提案されている。
- 5Hz以上の高周波数帯域については、既往研究結果（武村ほか(1993)²⁾等）を踏まえ、地盤減衰（ Q^{-1} 値）を一定として設定している。
- 周波数依存性を考慮した地盤減衰（ Q^{-1} 値）を用いて計算した地盤増幅率は、周波数に依存しない地盤減衰（ Q^{-1} 値）を用いた場合に比べて、短周期領域（高周波数帯域）で、強震記録による地盤増幅率をよく説明しているとされている。



土質毎に設定した地盤減衰（ Q^{-1} 値）のモデル
（周波数依存を考慮）

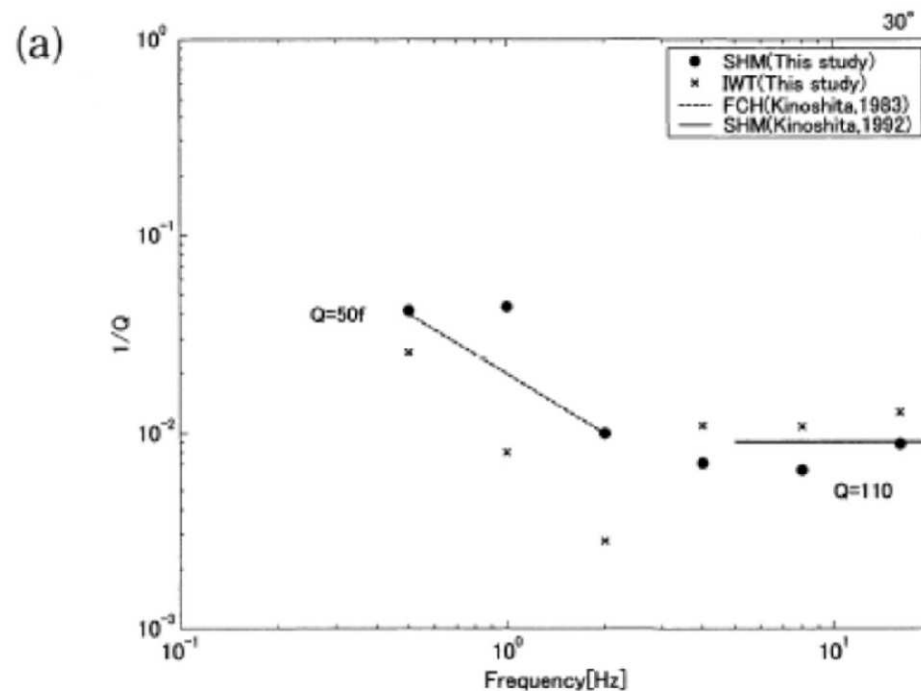


地盤増幅率の比較の例

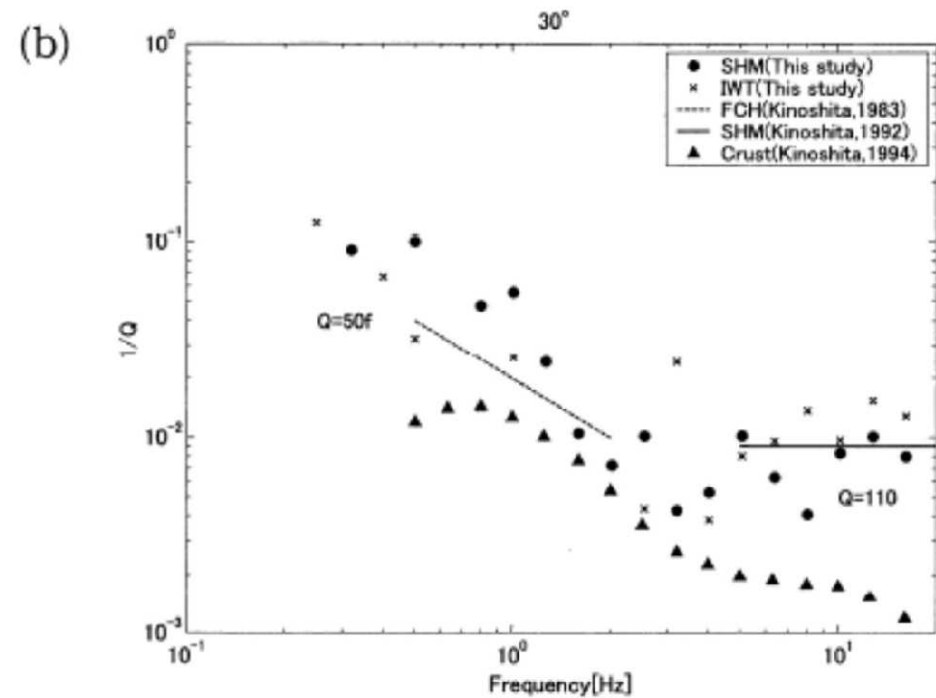
【参考①】地盤減衰（Q値）の周波数依存性及び上限に関する知見

■ 木下・大池(2002)⁴⁾の概要

- ・ 関東平野に存在する深層ボーリングでの鉛直アレイを対象に、地盤減衰（ $1/Q$ ）の関数モデルを設定せずに地盤減衰（ $1/Q$ ）が同定されている。
- ・ その結果、0.5～2Hzでは地盤減衰（ $1/Q$ ）が周波数とともに減少することを示している。一方で、2～16Hzにおいてほぼ一定の値となることが示されている。



(a) フーリエ振幅スペクトルをオクターブ帯域幅で平滑化した場合



(b) フーリエ振幅スペクトルを1/3オクターブ帯域幅で平滑化した場合

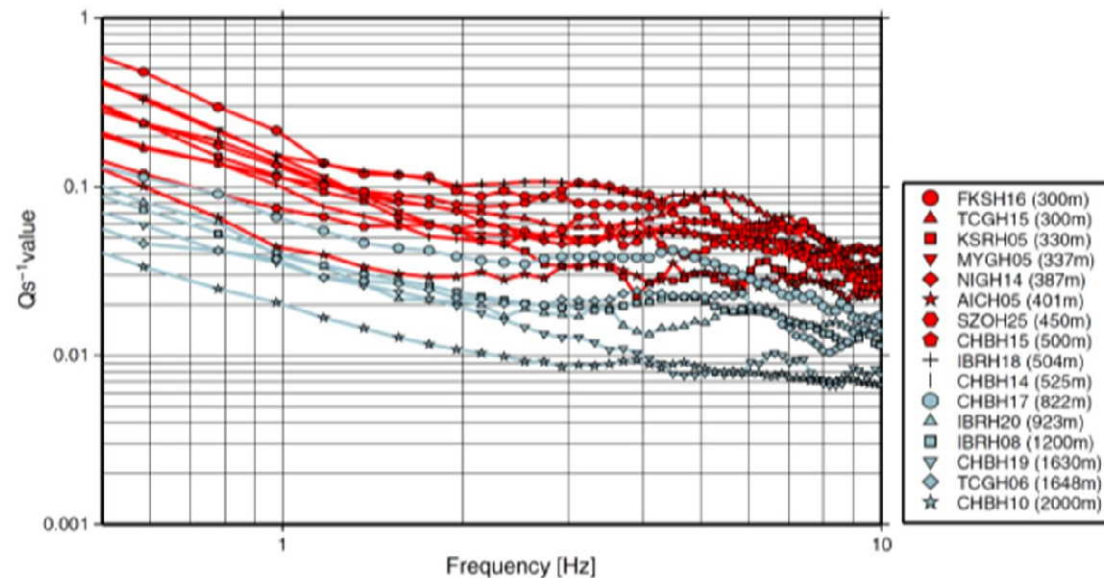
同定した地盤減衰（ $1/Q$ ）と既往研究による減衰定数の比較

木下・大池(2002)より抜粋

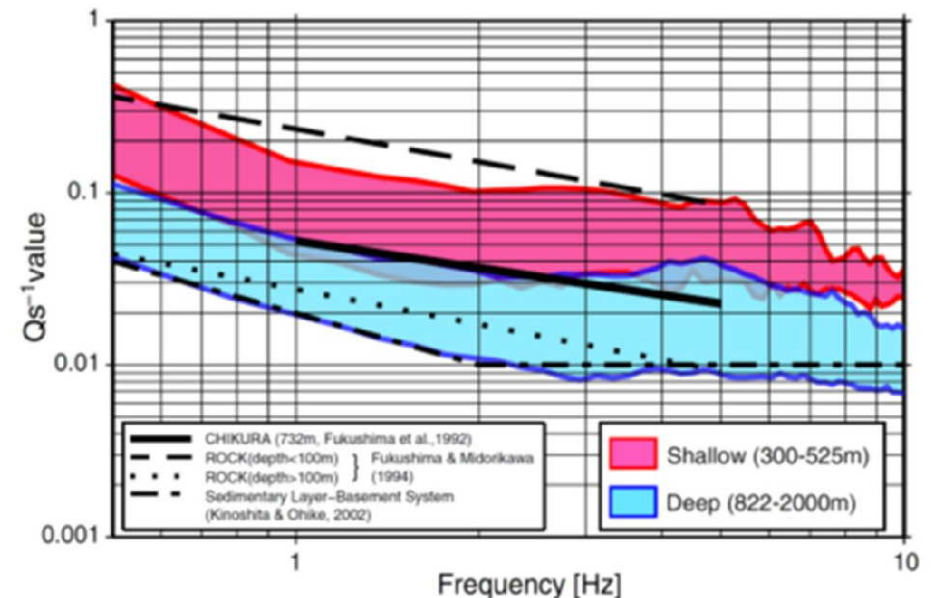
【参考①】地盤減衰（Q値）の周波数依存性及び上限に関する知見

■ Fukushima et al. (2016)⁵⁾の概要

- ボアホール記録のSH波を用いて地盤減衰（ Q_s^{-1} 値）を推定する方法として、デコンボリューションを用いた方法を提案し、KiK-netひたちなか（IBRH18）観測点を含む16箇所のKiK-net地中観測点を対象に、地盤減衰（ Q_s^{-1} 値）が推定されている。
- その結果、0.5～10Hzで安定して地盤減衰（ Q_s^{-1} 値）が得られ、約2～3Hzまでの振動数で減少するが、それより高い振動数ではほぼ一定になることが示されている。



16箇所のKiK-net地中観測点における地盤減衰（ Q_s^{-1} 値）の推定結果



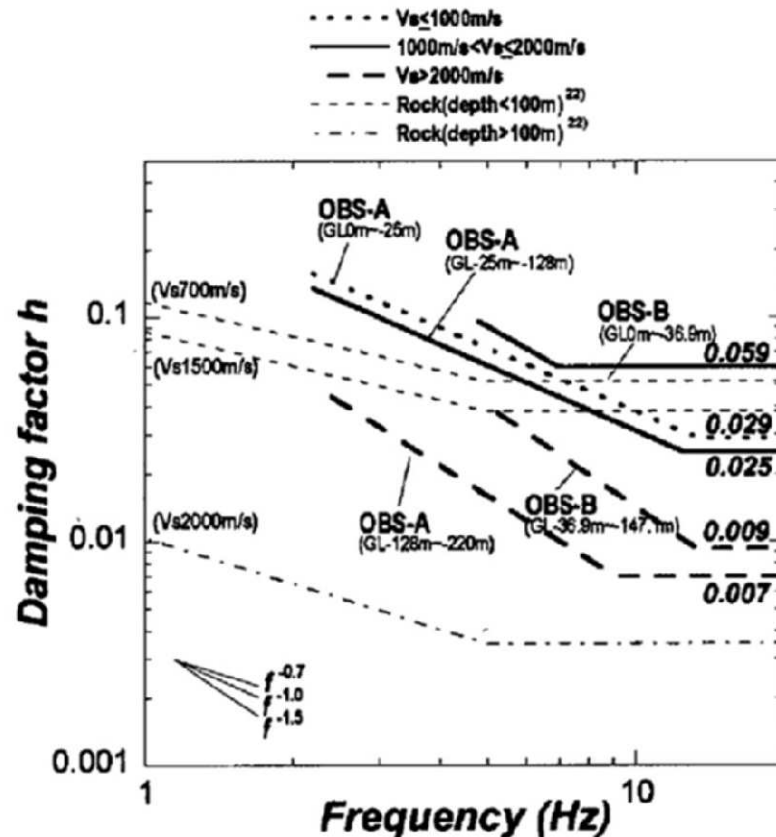
推定した地盤減衰（ Q_s^{-1} 値）と
既往研究による地盤減衰（ Q_s^{-1} 値）の比較

Fukushima et al.(2016)より抜粋

【参考①】地盤減衰（Q値）の周波数依存性及び上限に関する知見

■ 佐藤ほか(2006)⁶⁾の概要

- 岩盤の減衰定数には下限が存在することを示した木下・大池(2002)⁴⁾等の知見を踏まえ、スペクトル比の逆解析による岩盤の減衰定数の同定において、減衰定数がある周波数を境に、低周波数側では周波数に依存し、高周波数側では一定になることを表現したモデルが提案されている。



減衰定数の同定結果と既往の経験式の比較

OBS-Aにおける地盤構造と同定結果

Layer	Thickness (m)	Density (g/cm ³)	Vs (m/s)		Damping			Incident angle (deg.)	
					h ₀	α	f ₀ (Hz)	A-1	A-2
PS-log				Identified					
1	5	2.20	250 (100-400)	205	0.33	0.94	13.4	0.2	15.1
2	20	2.00	600 (400-1200)	935					
3	35	2.37	1430 (1000-1800)	1280	0.29	0.97	12.5		
4	68	2.37	1750 (1600-2000)	2000					
5	92	2.38	1960 (1800-2400)	2397	0.15	1.39	9.1		
6	-								

() : search limits for SA inversion

OBS-Bにおける地盤構造と同定結果

Layer	Thickness (m)	Density (g/cm ³)	V _s (m/s)		Damping			Incident angle (deg.)		
					h ₀	α	f ₀ (Hz)	B-1	B-2	B-3
	PS-log			Identified						
1	1.7	2.1	990	1016	0.68	1.25	7.0	12.8	28.8	19.3
2	17	2.1	(792-1188)							
3	8.6	2.55	1510							
4	9.6	2.55	(1208-1812)	1812						
5	18	2.66	2010 (1608-2412)	2358						
6	25	2.7	2210 (1768-2652)	1811						
7	27	2.68	2210 (1700-2610)	2610						
8	40.2	2.68								
9	-	2.68	2610	2610						

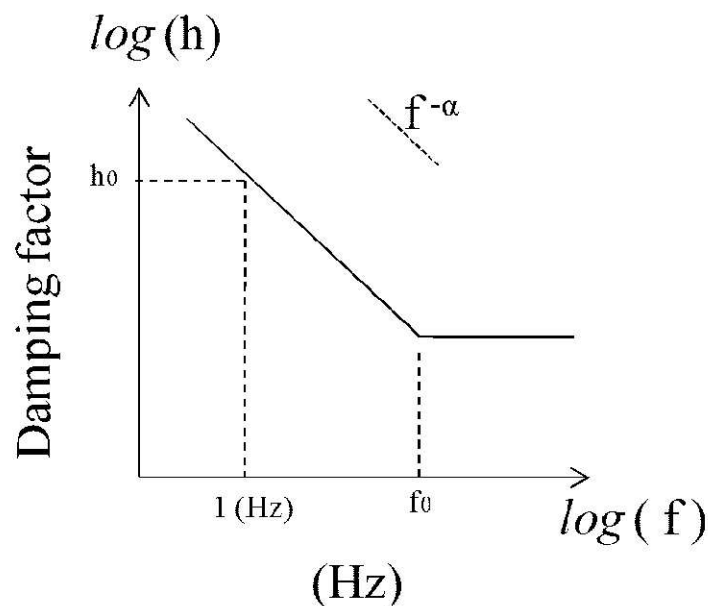
() : search limits for SA inversion

佐藤ほか(2006)より抜粋

【参考①】地盤減衰（Q値）の周波数依存性及び上限に関する知見

■ 佐藤(2012)⁷⁾の概要

- 既往研究で指摘されている地表に近い岩盤の減衰についての低周波数側（1～10Hz程度）では強い周波数依存が見られるが、高周波数側ではほとんど見られなくなる「10Hz付近での変移」を明確にすることを目的に、スペクトル比の逆解析から減衰を評価されている。
- バイリニア型周波数依存モデルを用いた評価から「10Hz付近での変移」の存在を明らかにしており、10～20Hzで周波数一定とすると既往の研究と調和的な結果とされている。また、この結果は、低周波数側の減衰を、単純に高周波数側に拡張することはできないとする指摘（Abercrombie(1998)⁸⁾）とも整合しているとされている。



バイリニア型周波数依存モデルの概略図

S波重複反射波スペクトル比の逆解析による減衰の評価結果

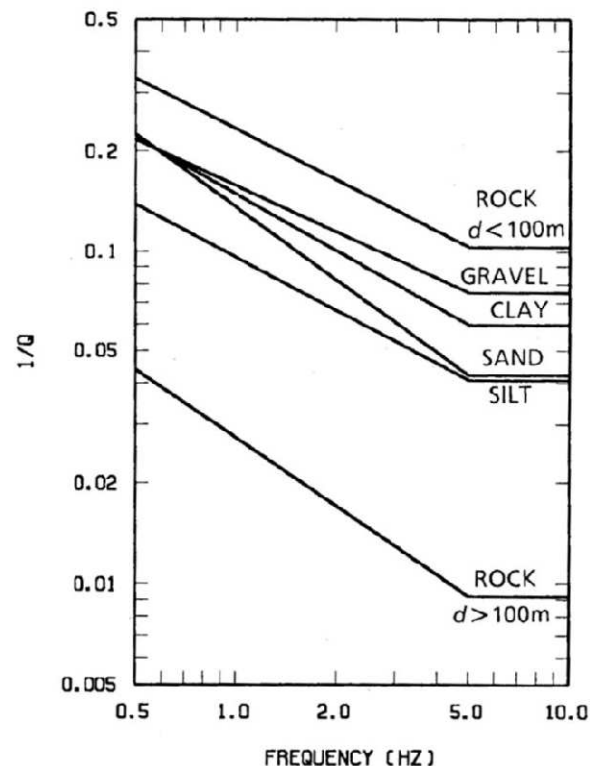
	GI ₁ (m)	Vs (m/s)	Damping factor h(1/2Qs)			
			h ₀	α	f ₀	h(f ≥ f ₀)
(Gravel)	0 ~ -7	321	0.98	0.94	18.2	0.064
		480				
		889				
(Granite)	-7 ~ -340	1595	0.34	0.76	19.5	0.035
		1608				
		2398				

佐藤(2012)より抜粋

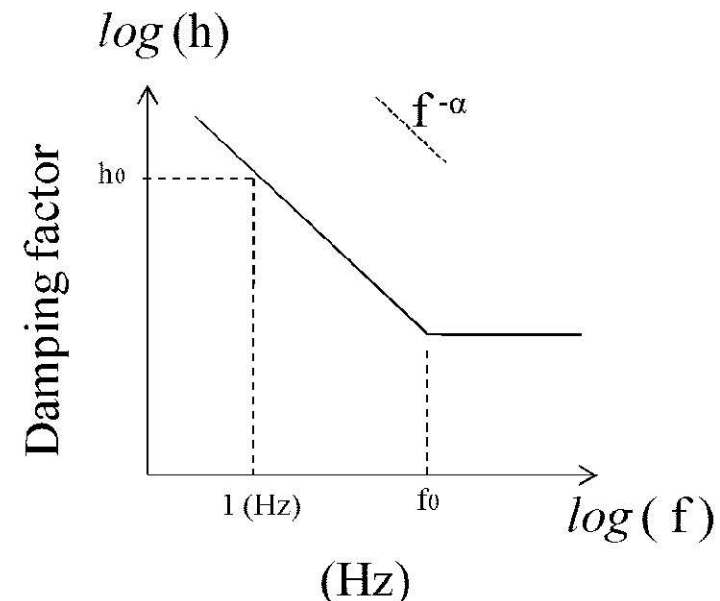
【参考①】地盤減衰（Q値）の周波数依存性及び上限に関する知見

■ 地盤減衰（Q値）の関数モデルの設定に関する知見の整理

- 伝達関数の逆解析に関する既往研究（例えば福島・翠川(1994)³⁾）では、対象とする周波数帯域で地盤減衰（Q値）が周波数のべき乗に比例する関数モデル（ $Q=Q_0*f^\alpha$ ）を用いている。
- 佐藤ほか(2006)⁶⁾では、ある周波数を境に、低周波数側では周波数に依存し、高周波数側では一定になることを表現したバイリニア型の関数モデルが提案されている。
- Fukushima et al. (2016)⁵⁾では、複数のKiK-net観測点を対象に地震波のデコンボリューションを用いる方法により、関数モデルを仮定せずに地盤減衰（Q値）を推定している。



福島・翠川(1994)による地盤減衰（Q値）の関数モデル
（周波数依存を考慮）



佐藤(2012)による地盤減衰（Q値）の関数モデル
（周波数依存及び上限値を考慮）

【参考②】ボーリング孔内Q値に関する知見

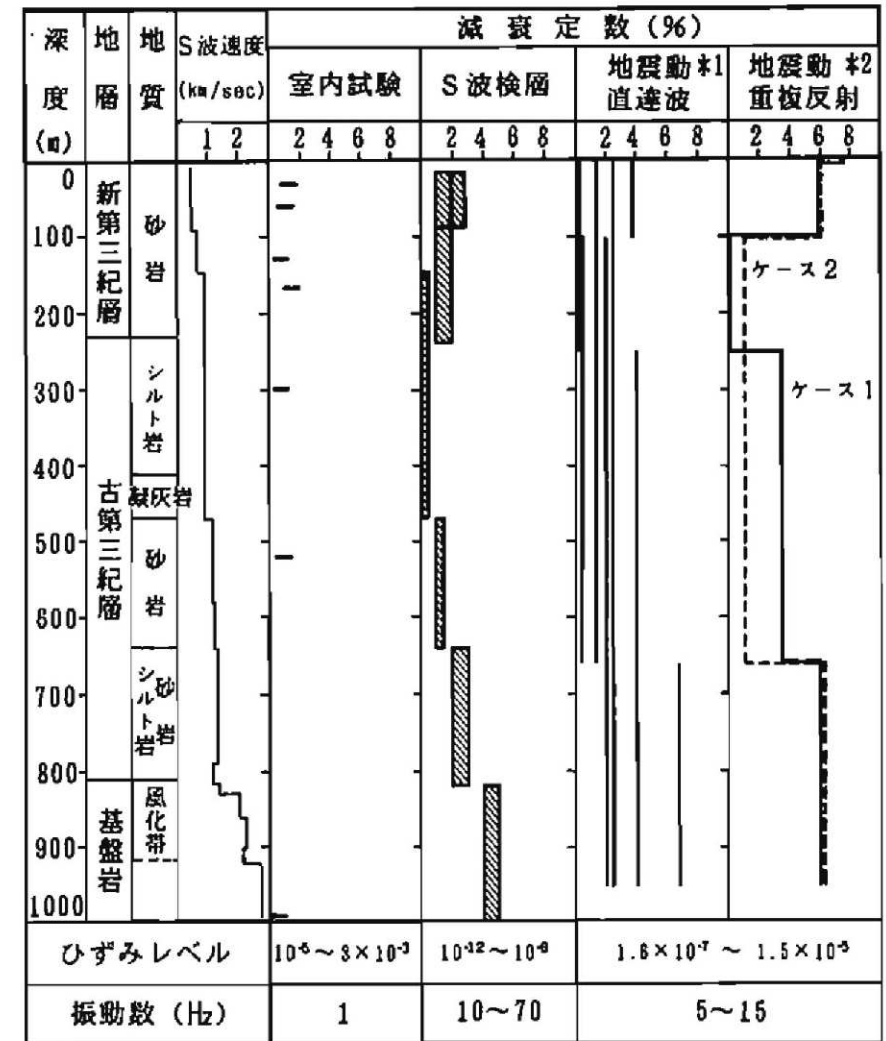
【参考②】ボーリング孔内Q値に関する知見

文献	概要
石田ほか(1987) ¹⁵⁾	・ S波検層による方法は、比較的純粋なSH波を発生させることができるが、一般に地震時に比べて、ひずみレベルが小さく、卓越振動数が高くなるという問題がある。 ・ 観測地震動を用いる方法は、地盤の地震応答解析を行なうときと同様の条件下で減衰性を評価できるという有利さはあるものの、地盤内での地震波動の伝播が非常に複雑であるため、観測地震動が解析の際に仮定した条件に適合するかどうかの問題である。 ・ S波検層と観測地震動の解析との関係は、ひずみレベルや振動数成分が異なるにも拘わらず、両者の全体の傾向は良く整合している。
小林ほか(2010) ¹⁶⁾	・ Q値測定は対象の周波数が数10Hz以上と実地震動のそれに比べて高く、且つひずみレベルが小さいという理解もあって、得られた減衰定数が地震動評価（耐震設計）に使われることはそう多くないのが現状。 ・ PS検層と鉛直アレー観測記録から評価される減衰定数において、信頼性のある同一周波数帯のS波に着目した場合、評価手法の違いによる差、あるいはひずみレベルの違いによる差はほとんどない結果が示された。
小林ほか(2013) ¹⁷⁾	・ PS検層は地表人工震源による弾性波動を扱っていることから対象の周波数が数10Hz以上と実地震動のそれに比べて高く、周波数帯域の違いによる適用上の問題から、PS検層により得られたS波の減衰特性が地震動評価に使われることはそう多くはない。 ・ 鉛直アレー観測及びPS検層から評価されるS波の減衰定数は、PS検層が適用対象とするおよそ10Hzより高周波数側でほぼ一致し、評価手法の違いによる差はほとんどないことが示された。
佐藤(2010) ¹⁸⁾	・ PS検層による減衰定数は、スペクトル比の逆解析により得られた同定結果の下限値の周波数軸上の延長上に位置しており、両者が減衰定数の下限値において良く対応していることが分かる。 ・ バイリニア型の周波数依存モデルの妥当性と高周波数側への拡張性、ならびにPS検層によって減衰定数の下限値を推定できる可能性を示している。

【参考②】ボーリング孔内Q値に関する知見

■ 石田ほか(1987)¹⁵⁾の概要

- ・ 同一地点に対する室内試験、S波検層および観測地震動に基づく地盤の減衰性の評価手法を示し、それらの結果の比較考察を実施。
- ・ 観測地震動を用いる方法は、地盤の地震応答解析を行なうときと同様の条件下で減衰性を評価できるという有利さはあるものの、地盤内での地震波動の伝播が非常に複雑であるため、観測地震動が解析の際に仮定した条件に適合するかどうかの問題である。
- ・ S波検層と観測地震動の解析との関係は、ひずみレベルや振動数成分が異なるにも拘わらず、両者の全体の傾向は良く整合している。S波検層で発生する波と地震動とは、地盤内での波の伝播の状況が対照的であり、両者のデータを用いて地盤の減衰を評価する方法は互いに弱点を補い合う関係にあるべきものと考えられる。



*1) 各観測点間ごとの値を示す

*2) 層分割の異なる2つの最適モデルを示す。

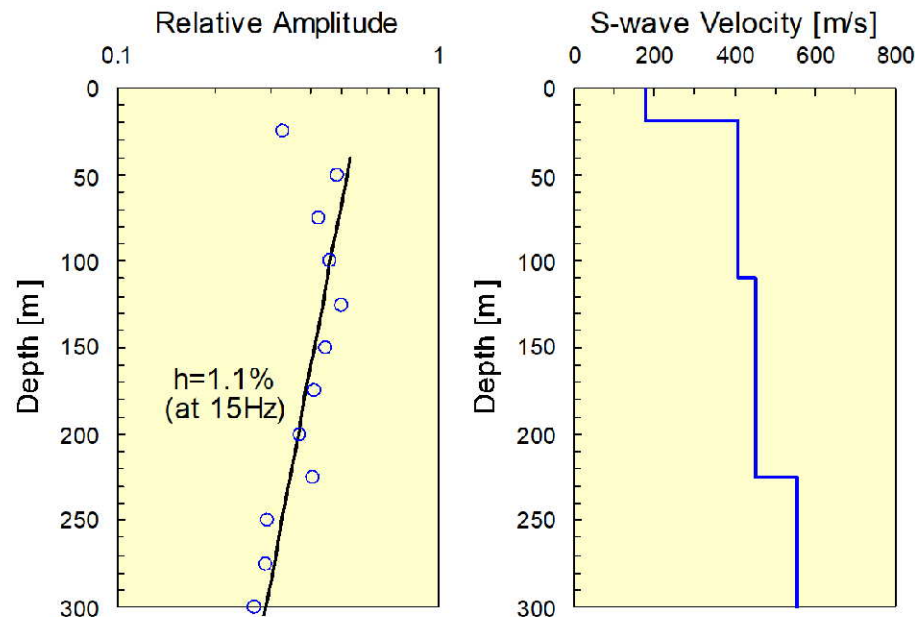
各種の手法による減衰定数の比較

石田ほか(1987)より抜粋

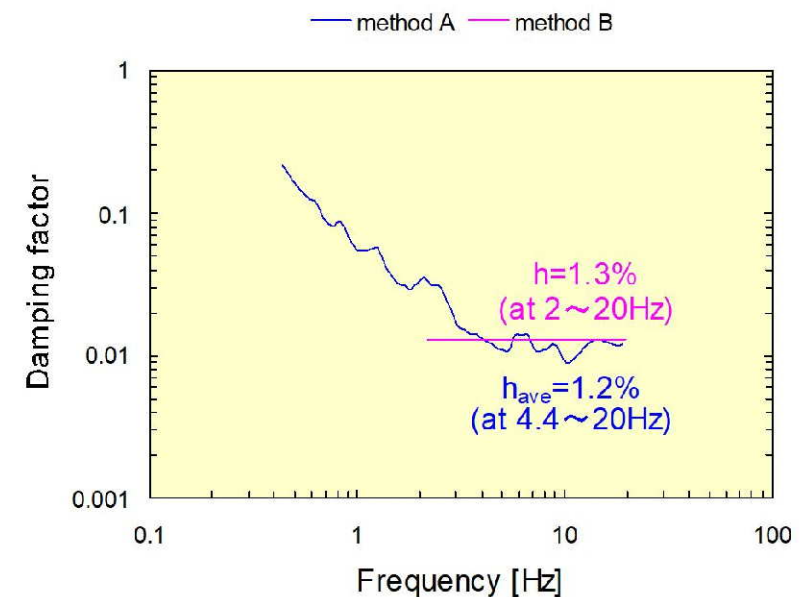
【参考②】ボーリング孔内Q値に関する知見

■ 小林ほか(2010)¹⁶⁾の概要

- Q値測定は対象の周波数が数10Hz以上と実地震動のそれに比べて高く、且つひずみレベルが小さいという理解もあって、得られた減衰定数が地震動評価（耐震設計）に使われることはそう多くないのが現状。
- 防災科学技術研究所の基盤強震観測網（KiK-net）成田観測点を事例対象として、（PS検層による）Q値測定と鉛直アレー観測から評価されるS波の減衰定数の関係性を数値実験及び実データから検討。
- 成田観測点において、PS検層記録と鉛直アレー観測記録に基づき評価される15Hzにおける減衰定数は共に同程度の値（等価減衰定数1.1～1.3%）を有する。
- PS検層と鉛直アレー観測記録から評価される減衰定数において、信頼性のある同一周波数帯のS波に着目した場合、評価手法の違いによる差、あるいはひずみレベルの違いによる差はほとんどない結果が示された。このことは、Q値測定により得られる地盤の減衰定数が地震動評価に適用できることを示唆している。



成田観測点のQ値解析結果及びS波速度構造



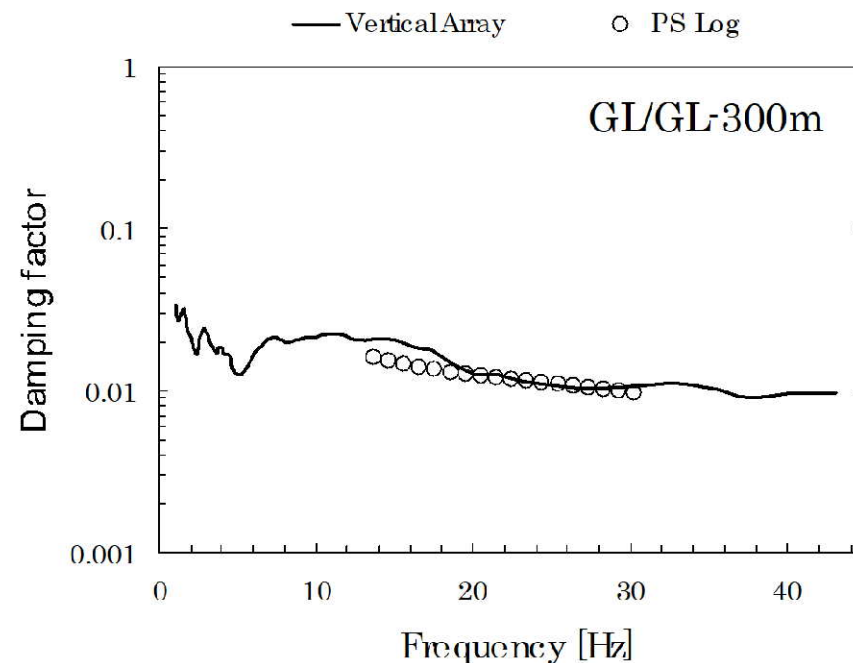
成田観測点の地盤同定解析結果

小林ほか(2010)より抜粋

【参考②】ボーリング孔内Q値に関する知見

■ 小林ほか(2013)¹⁷⁾の概要

- ほぼ水平な地質構造を持つ第四紀地盤テストフィールドにおいて、PS検層（ダウンホールPS検層）に基づく減衰定数の評価に関する実証試験を実施。
- 実証試験では、主として鉛直アレー観測による減衰定数の評価結果に対比させる形でPS検層の適用性を検討。
- 両手法から評価されるS波の減衰定数は、PS検層が適用対象とするおよそ10Hzより高周波数側でほぼ一致し、評価手法の違いによる差はほとんどないことが示された。

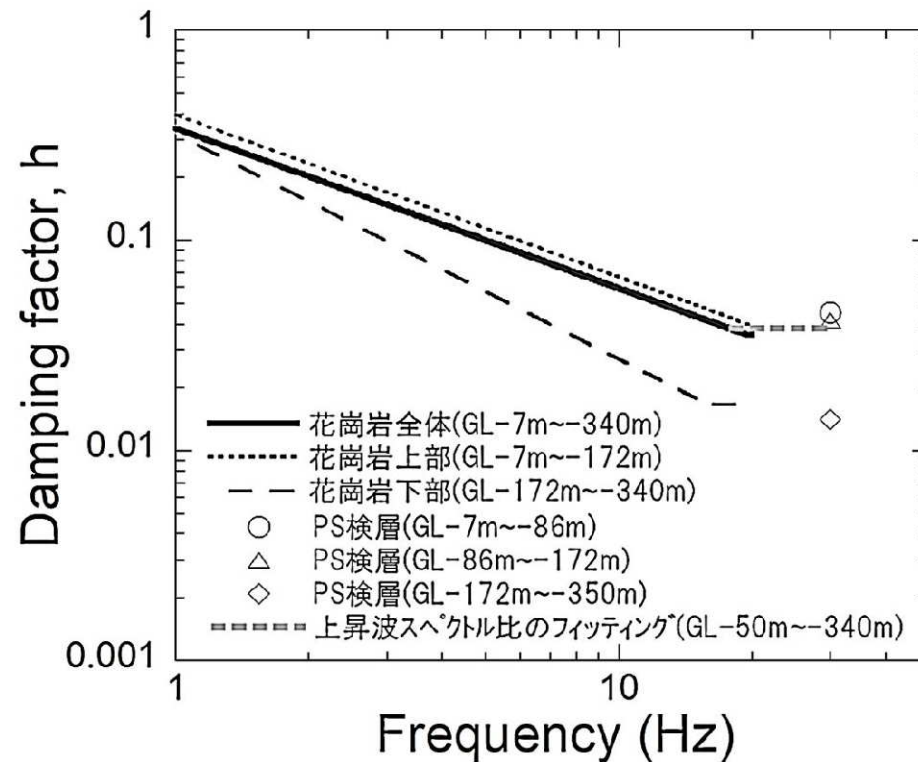


PS検層及び鉛直アレー記録に基づき推定された
S波の減衰定数の比較

【参考②】 ボーリング孔内Q値に関する知見

■ 佐藤 (2010)¹⁸⁾ の概要

- 花崗岩からなる硬質岩盤において鉛直アレイ観測とPS検層により得られるS波の減衰定数を比較検討。
- PS検層による減衰定数は、スペクトル比の逆解析により得られた同定結果の下限値の周波数軸上の延長上に位置しており、両者が減衰定数の下限値において良く対応していることが分かる。このことは、バイリニア型の周波数依存モデルの妥当性と高周波数側への拡張性、ならびにPS検層によって減衰定数の下限値を推定できる可能性を示している。



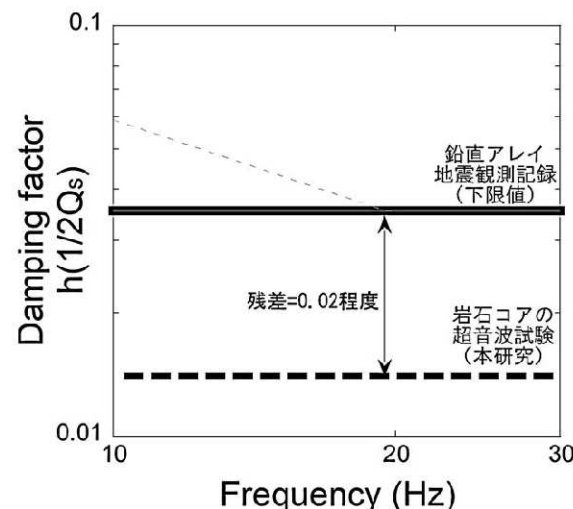
異なる手法による減衰定数の評価結果の比較

【参考③】 岩石コアQ値に関する知見

【参考③】 岩石コアQ値に関する知見

■ 佐藤・岡田 (2012)¹³⁾による知見

- 超音波試験によって評価した岩石コアの減衰について、岩石コア採取地点近傍の鉛直アレイ地震計の観測記録から評価した岩盤の減衰と比較することにより、亀裂やランダム性といった不均質な性質をもつ実際の岩盤と、亀裂などの顕著な不均質性のない岩石コアの減衰との差異から、評価地点の岩盤における減衰の付加量を検討。
- 鉛直アレイ地震観測記録による減衰は高々30Hzであるため、100kHz付近での減衰である岩石コアの超音波計測による評価結果とは、対象周波数が乖離している。
- 高々30Hzの鉛直アレイ地震観測記録による周波数に依存しない部分の減衰とkHzオーダーの岩石コアの超音波計測による減衰の比較は可能と考えられる。
- 鉛直アレイ地震観測記録を用いた評価結果による減衰定数の高周波数側の一定値と超音波を用いた岩石コア試験による評価結果は0.02程度の差異が見られ、鉛直アレイ地震観測による評価結果の方が大きい。
- 鉛直アレイ観測記録に基づき評価された減衰は、実際の岩盤を対象としているため、顕著な亀裂やランダム性の存在による減衰の付加効果が生じている。



鉛直アレイ観測記録に基づく減衰と岩石コアの超音波試験に基づく減衰の比較

※佐藤・岡田 (2012) より抜粋

【参考④】 経験的地盤増幅率による確認

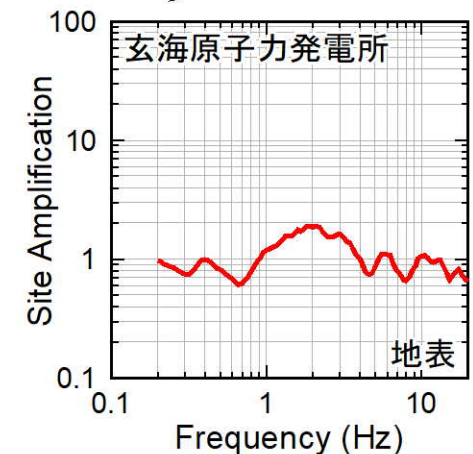
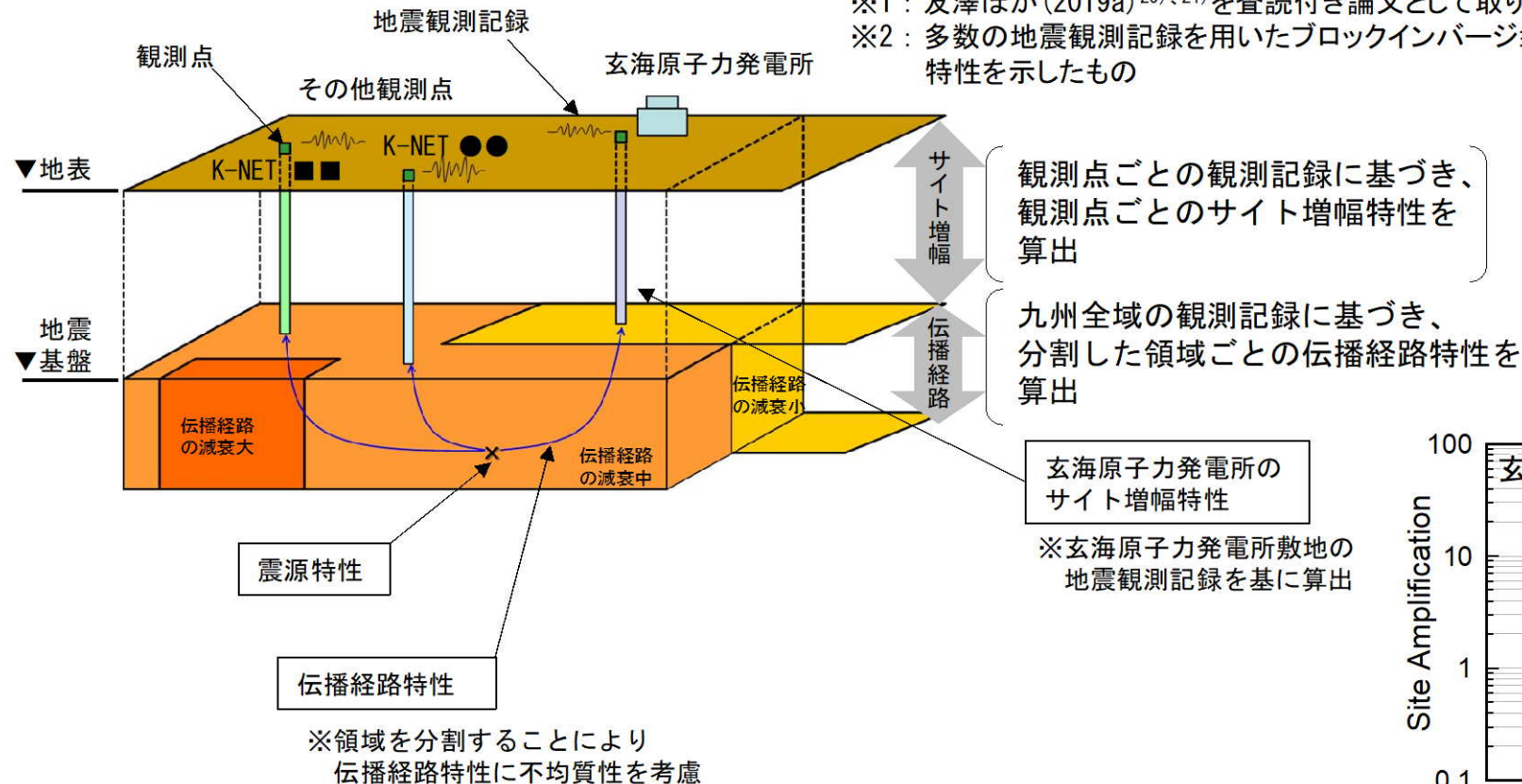
【参考④】 経験的地盤増幅率による確認

■ 友澤ほか(2021)¹⁹⁾に基づく経験的地盤増幅率を用いた検討

- 参考として、より一層の説明性の向上を目的に、「経験的地盤増幅率による検討」により、最深部地震計（EL. -90m）からEL. -200mまでの範囲で設定した地盤減衰（ $Q=12.5$ ）に矛盾がないことを確認する。
- 玄海原子力発電所の経験的地盤増幅率は、友澤ほか(2021)¹⁹⁾※1によるサイト増幅率※2を用いる。
 - 友澤ほか（2021）では、玄海原子力発電所敷地の地震観測記録を基に、地震基盤から地表までのサイト固有の増幅率を算出。
 - 友澤ほか（2021）のサイト増幅率は、伝播経路特性に不均質性を考慮したことで高い精度で算出された玄海原子力発電所敷地の地盤増幅特性である。

※1：友澤ほか(2019a)²⁰⁾、²¹⁾を査読付き論文として取り纏めたもの

※2：多数の地震観測記録を用いたブロックインバージョン解析により算出した平均的な特性を示したもの

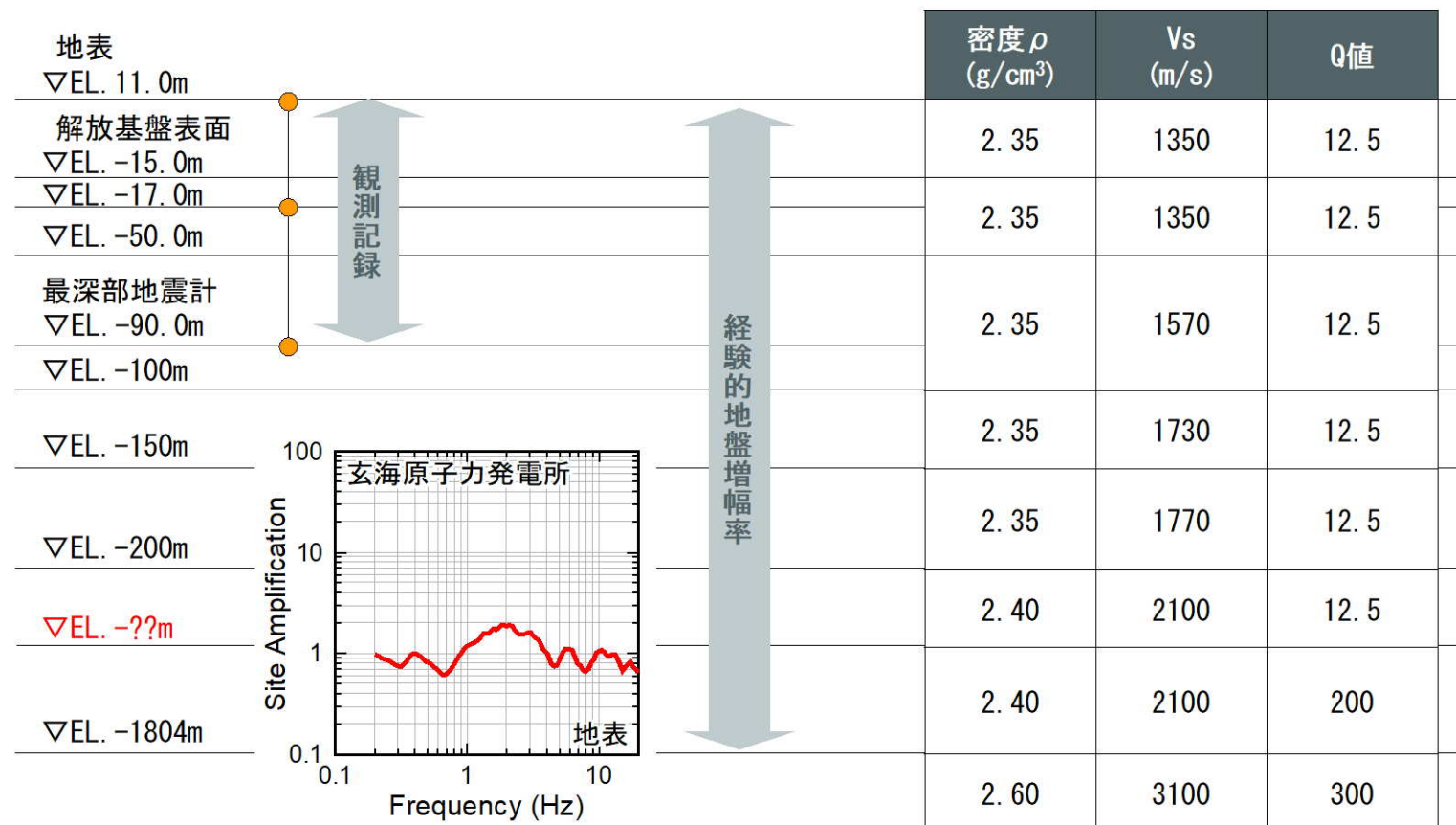


友澤ほか（2021）による震源特性・伝播経路特性・サイト増幅特性のイメージ

【参考④】 経験的地盤増幅率による確認

■ 経験的地盤増幅率を用いたQ=12.5層下面深度の探索

- ・ 最深部地震計以深の地盤減衰（Q値）について、より一層の説明性の向上を目的として、玄海原子力発電所の経験的地盤増幅率を用いて、Q=12.5の層下面深度を変数とした検討を実施する。
- ・ 最深部地震計以浅の地盤減衰（Q値）は、3.2.1項で設定したQ=12.5に設定する。
- ・ 経験的地盤増幅率と理論増幅率の残差が最小となるQ=12.5の層下面深度を探索する。



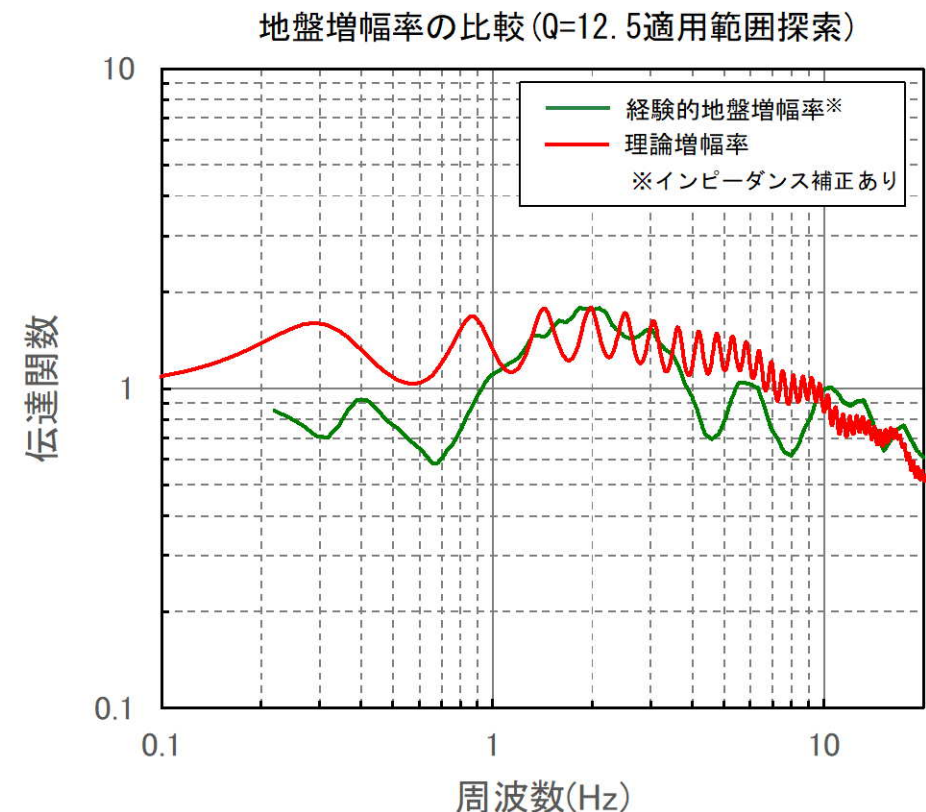
【参考④】 経験的地盤増幅率による確認

■ Q=12.5層下面深度の探索結果

- 探索の結果、残差が最小となるQ=12.5の層下面深度はEL. -260m。

- 参考として、より一層の説明性の向上を目的に、「経験的地盤増幅率による検討」により、最深部地震計（EL. -90m）からEL. -200mまでの範囲で設定した地盤減衰（Q=12.5）に矛盾がないことを確認した。

地表 ▽EL. 11.0m	密度 ρ (g/cm ³)	Vs (m/s)	Q値
解放基盤表面 ▽EL. -15.0m	2.35	1350	12.5
▽EL. -17.0m	2.35	1350	12.5
▽EL. -50.0m	2.35	1350	12.5
最深部地震計 ▽EL. -90.0m	2.35	1570	12.5
▽EL. -100m	2.35	1570	12.5
▽EL. -150m	2.35	1730	12.5
▽EL. -200m	2.35	1770	12.5
▽EL. -260m	2.40	2100	12.5
▽EL. -1804m	2.40	2100	200
	2.60	3100	300

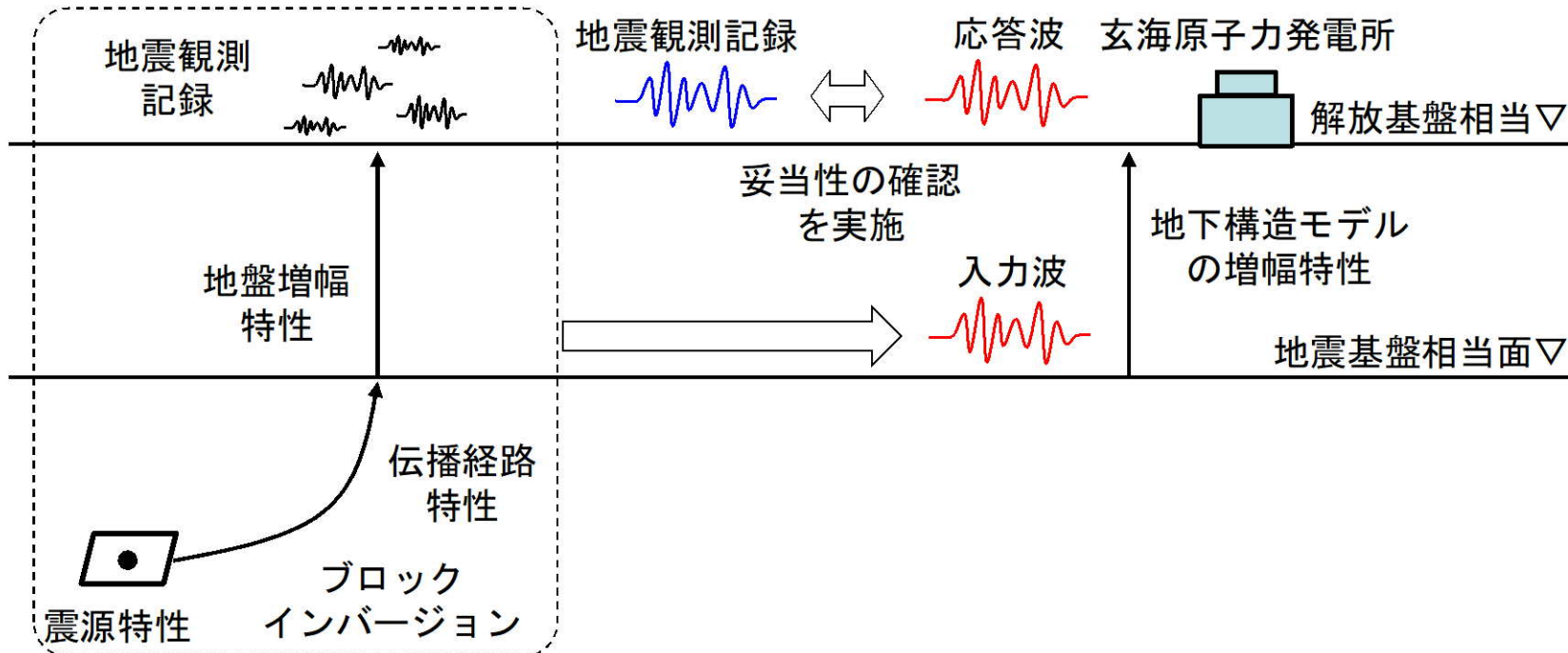


【参考⑤】 ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

- ・ 深部を含む全体の地下構造モデルについて、より一層の説明性の向上を目的として、友澤ほか（2021）¹⁹⁾によるブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認により、深部を含む全体を見ても、観測事実に基づいて浅部で確認した地下構造モデルの妥当性に矛盾がないことを確認する。
- ・ ブロックインバージョン結果を用いた地震波による応答波の応答スペクトルが、地震観測記録の応答スペクトルと比較して、スペクトル形状が概ね整合しており、過小評価となっていないことを確認する。
 - － ブロックインバージョン結果を用いた地震波は、地震基盤相当面においてブロックインバージョン結果を用いて作成した地震波を入力波として、「3.3 地下構造モデルの設定」において設定した地下構造モデルを用いて一次元波動論に基づいて算出する。



ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認のイメージ

設定した地下構造モデル		
解放基盤表面 ▽EL. -15m	Vs	Q値
▽EL. -50m	1350	12.5
▽EL. -100m	1570	12.5
▽EL. -150m	1730	12.5
▽EL. -200m	1770	12.5
地震基盤相当面 ▽EL. -1804m	2100	200
	3100	300

【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ ブロックインバージョン結果を用いた地震波作成

- 地震観測記録の応答スペクトルによる確認において対象とした19地震を対象に、深部を含む全体の地下構造モデルについて、より一層の説明性の向上を目的として、深部を含む全体を見ても、浅部で確認した地下構造モデルの妥当性に矛盾がないことを確認する。
- ブロックインバージョンは、観測記録に対する、震源特性・伝播経路特性・地盤増幅特性を掛け合わせた計算結果の残差が最小となるよう、3つの特性を分離する手法であり、個別の観測記録との残差が存在する（参考⑥、⑦）。これを踏まえ、(1)に加え(2)に基づき地震波を作成する。

(1) 震源特性に伝播経路特性を乗じた地震波（141～147頁）

- 個別の震源特性を用いるため、ブロックインバージョンで検討されている地震にしか適用できない。
- 震源特性に伝播経路特性を乗じるため、破壊伝播効果などの残差は含まれない。
- 残差の大小関係により、作成した地震波が過小もしくは過大評価されるため、更に、対象とした19地震から、残差が1.0に近い適切な地震を選定する。

(2) 地盤増幅特性により引き戻した地震波（148～159頁）

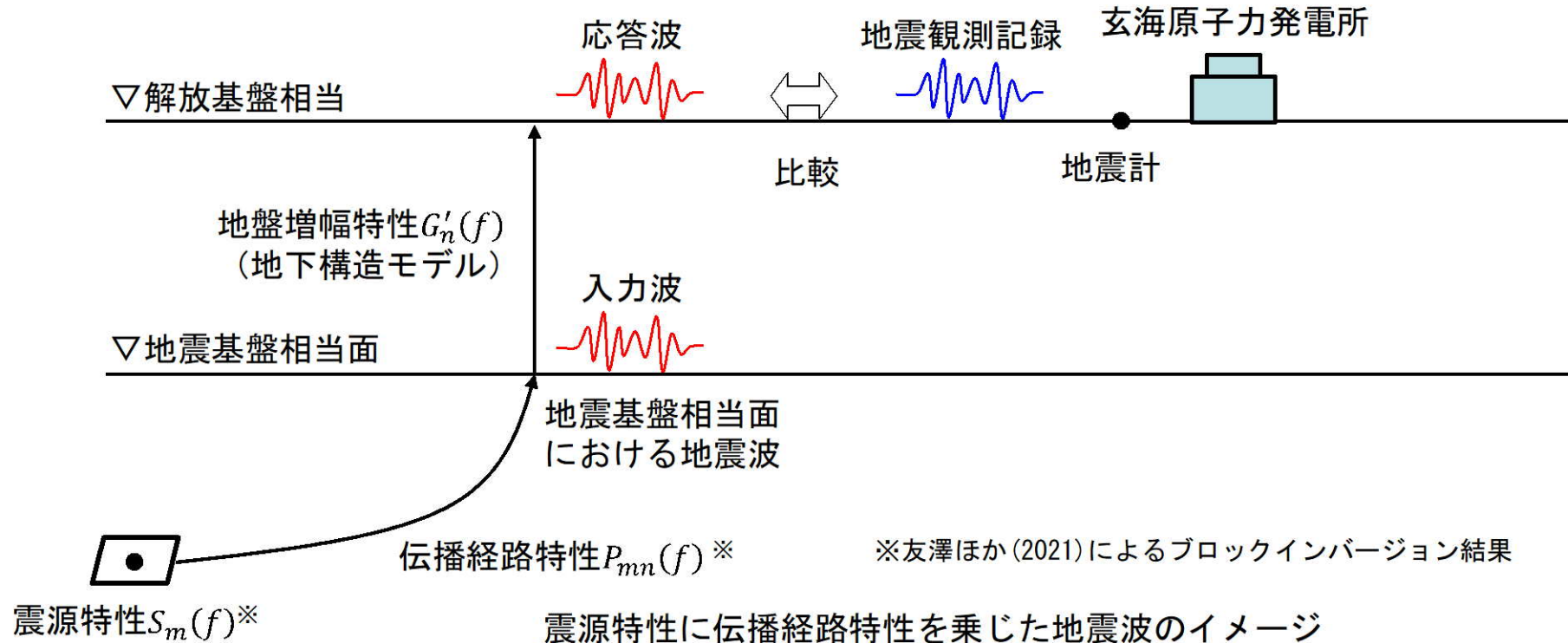
- どの地震に対しても1つの地盤増幅特性を用いるため、観測記録があれば、どの地震でも適用できる。
- 観測記録を地盤増幅特性を用いるため、破壊伝播効果などの残差が含まれる。
- 19地震全てを対象とする。

【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

(1) 震源特性に伝播経路特性を乗じた地震波による妥当性確認

- ・ 友澤ほか(2021)¹⁹⁾によるブロックインバージョン結果における震源特性に伝播経路特性を乗じて、地震基盤相当面における地震波を作成する。
- ・ 地震基盤相当面における地震波（上下）は、地震基盤相当面における地震波（水平）に、地震観測記録を基に算出した上下成分の水平成分に対する比率による補正を実施し、作成する。
- ・ 作成した地震波を地震基盤相当面に入力し、地下構造モデルを用いて一次元波動論により応答波を算出。
- ・ 算出した応答波と地震観測記録を比較して、浅部で確認した地下構造モデルの妥当性に矛盾がないことを確認する。
- ・ 算出した応答波のフーリエ振幅スペクトル $C_{mn}(f)$ は下式の通りであり、残差 $E_{mn}(f)$ が含まれない。

$$C_{mn}(f) = S_m(f)P_{mn}(f)G'_n(f) \quad \text{※}m\text{は地震に対する添え字、}n\text{は観測点に関する添え字}$$



【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ 検討対象地震の選定方法

- 本方法で用いる震源特性は、ブロックインバージョンの検討対象地震の震源特性を用いるため、地震観測記録の応答スペクトルによる確認において対象とした19地震のうち15地震から選定する。
- 本方法では、作成する地震波が過小もしくは過大評価にならないよう、更に上記15地震から残差が1.0に近い地震を対象とする。
- 算出した応答波のフーリエ振幅スペクトルと地震観測記録のフーリエ振幅スペクトルの適合度をAnderson (2004)¹⁰⁾による指標 (GOF : Goodness of Fit) で評価し、GOFがan excellent fitとなる地震のうち、全周期帯に亘って残差が1.0から大きく乖離していない地震を対象地震として選定する。

本方法で対象とした地震諸元 (計15地震)

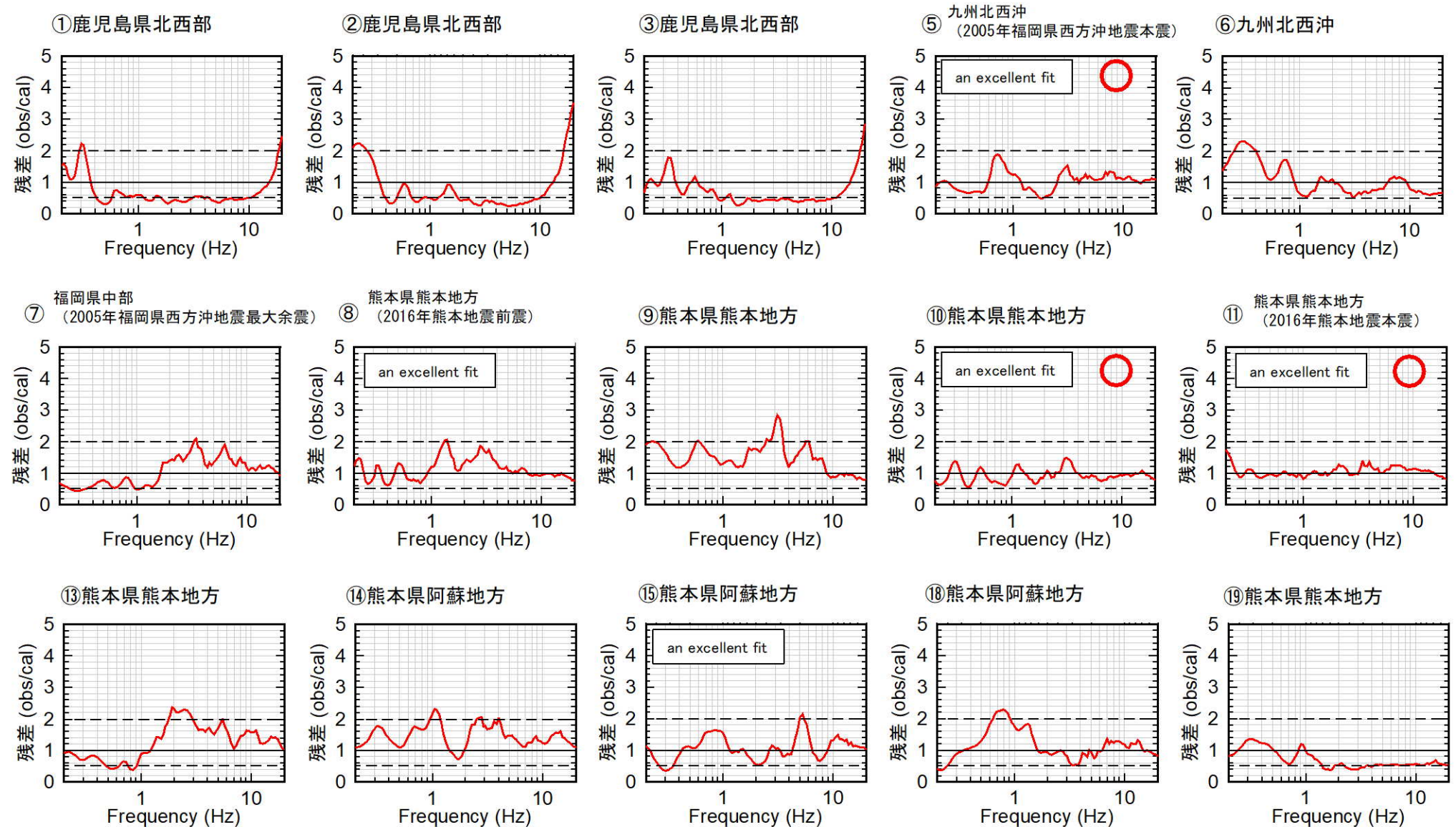
番号	地震名	発生日	M	震央距離 (km)	入射角 (°)
①	鹿児島県北西部	1997年3月26日	6.6	178	23
②	鹿児島県北西部	1997年4月3日	5.7	178	23
③	鹿児島県北西部	1997年5月13日	6.4	180	23
④	山口県	1997年6月25日	6.6	198	23
⑤	九州北西沖	2005年3月20日	7.0	40	22
⑥	九州北西沖	2005年3月22日	5.4	39	22
⑦	福岡県中部	2005年4月20日	5.8	46	22
⑧	熊本県熊本地方	2016年4月14日	6.5	125	23
⑨	熊本県熊本地方	2016年4月14日	5.8	126	23
⑩	熊本県熊本地方	2016年4月15日	6.4	126	23
⑪	熊本県熊本地方	2016年4月16日	7.3	121	23
⑫	熊本県熊本地方	2016年4月16日	5.4	121	23
⑬	熊本県熊本地方	2016年4月16日	5.9	123	23
⑭	熊本県阿蘇地方	2016年4月16日	5.9	132	23
⑮	熊本県阿蘇地方	2016年4月16日	5.8	138	23
⑯	熊本県熊本地方	2016年4月16日	5.4	119	23
⑰	熊本県熊本地方	2016年4月16日	5.4	123	23
⑱	熊本県阿蘇地方	2016年4月18日	5.8	140	23
⑲	熊本県熊本地方	2016年4月19日	5.5	132	23

【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ 検討対象地震の選定結果

- 全15地震のうち、GOFがan excellent fitとなる地震は5地震。
- このうち、全周期帯に亘って残差が1.0から大きく乖離していない地震として3地震を選定。

選定した3地震の図に
○印を記載

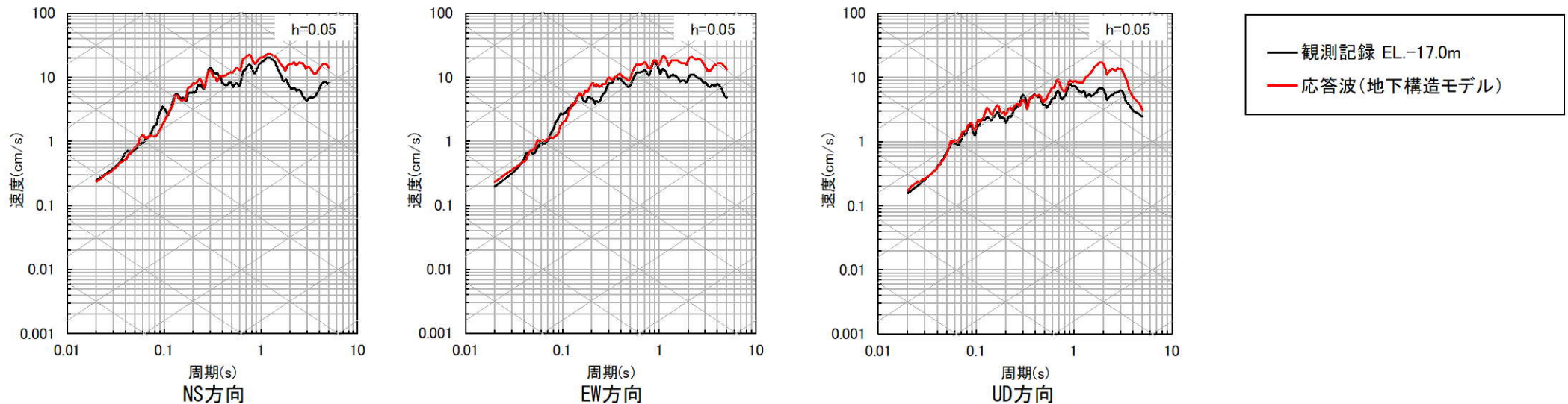


【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ 応答スペクトルの比較結果 (1/2)

- ブロックインバージョン結果を用いた地震波による応答波の応答スペクトルが、地震観測記録の応答スペクトルと比較して、スペクトル形状が概ね整合しており、過小評価となっていないことを確認した。(144～145頁参照)

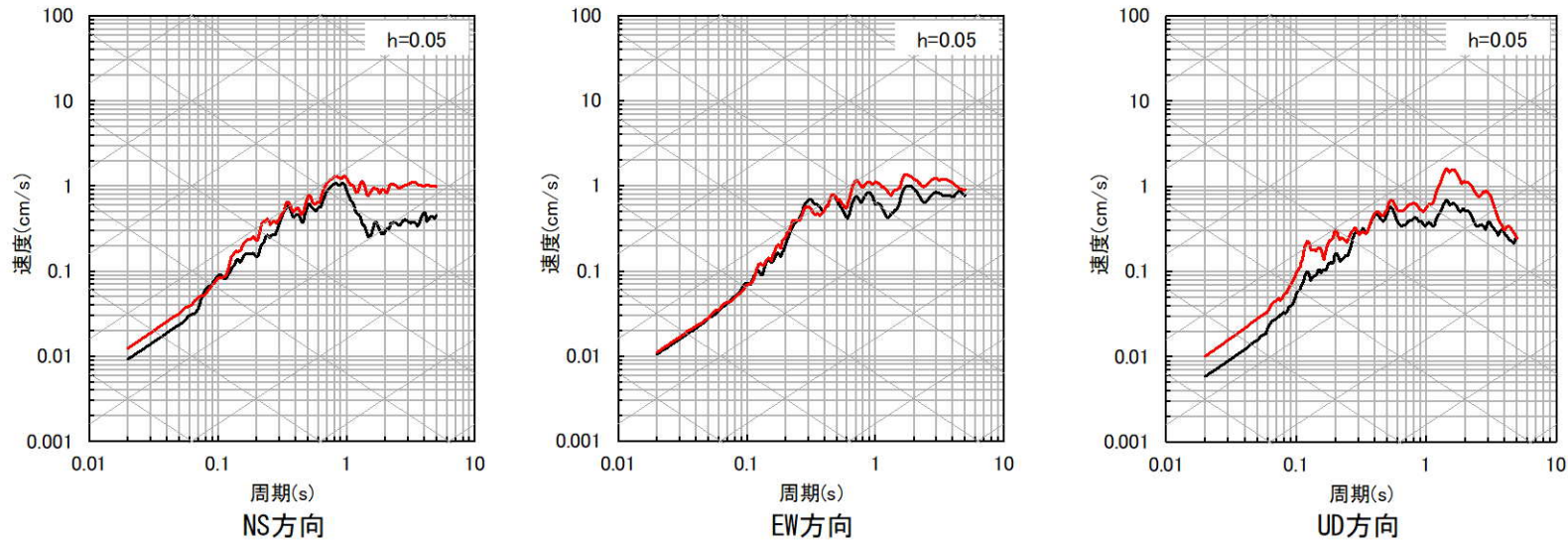
⑤九州北西沖（2005年福岡県西方沖地震本震）



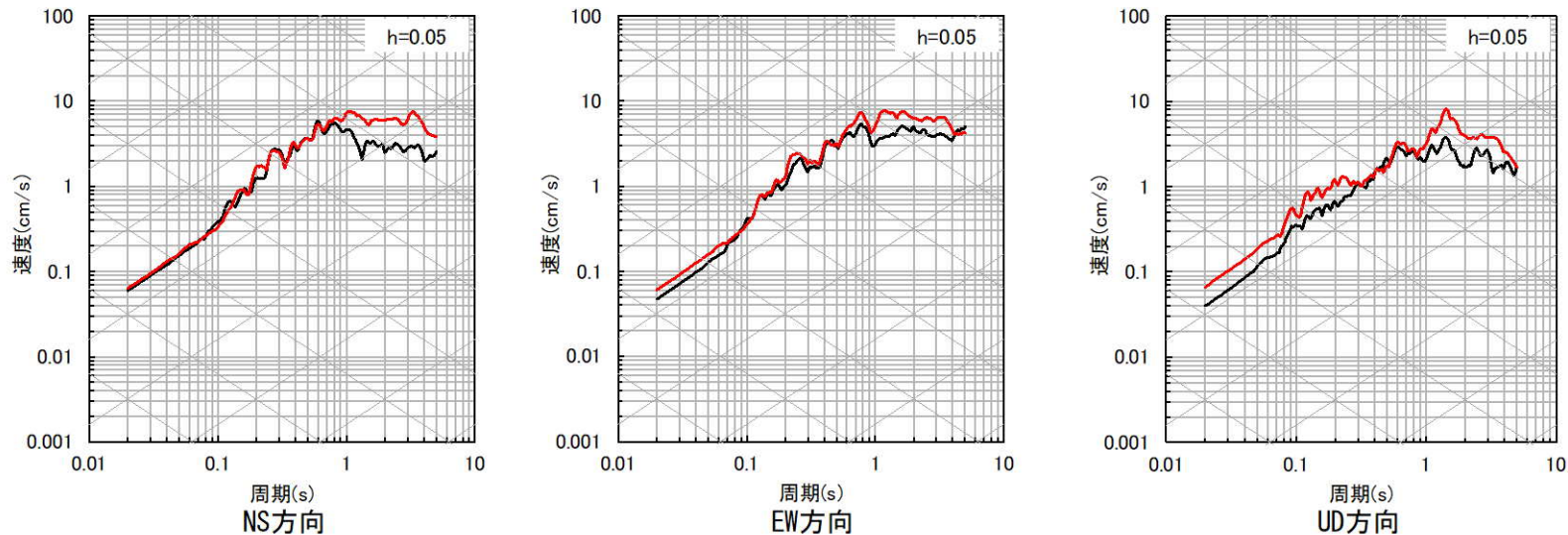
【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ 応答スペクトルの比較結果 (2/2)

⑩ 熊本県熊本地方



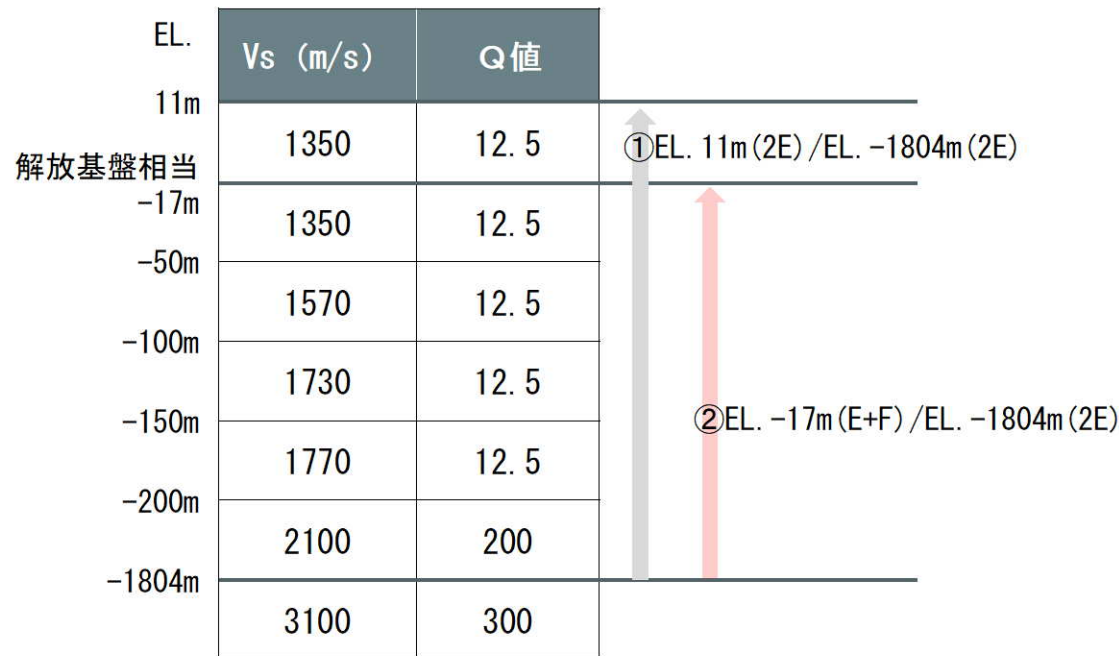
⑪ 熊本県熊本地方 (2016年熊本地震本震)



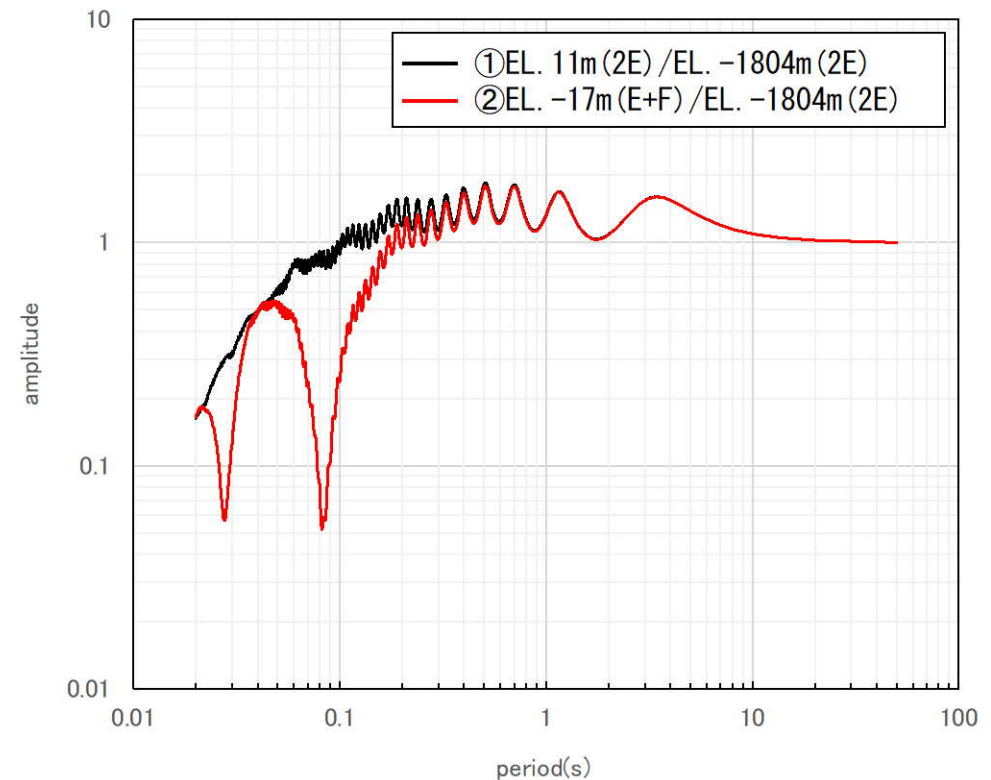
【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ 理論伝達関数（水平方向）の比較

- 「【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認」における応答スペクトルの比較では、解放基盤相当（EL. -17m）のE+F波で比較しているため、表層からの反射波の影響が含まれる。
- 反射波の影響を確認するため、①EL. -1804m（2E）と地表（2E）の理論伝達関数、②EL. -1804m（2E）と解放基盤相当（E+F）の理論伝達関数を比較すると、②では0.1秒付近に反射波による大きなトラフが存在するが、①では存在しない。
- 以上より、解放基盤相当の応答波（E+F）は、反射波の影響による0.1秒の大きなトラフにより、0.1秒付近において地震波が増幅されず、応答波（E+F）が観測記録（E+F）を下回る結果になったと考えられるため、次頁で反射波の影響を受けていない地表において算出した応答波（2E）で比較する。



※解放基盤表面 (EL. -15.0m) 上に層を追加

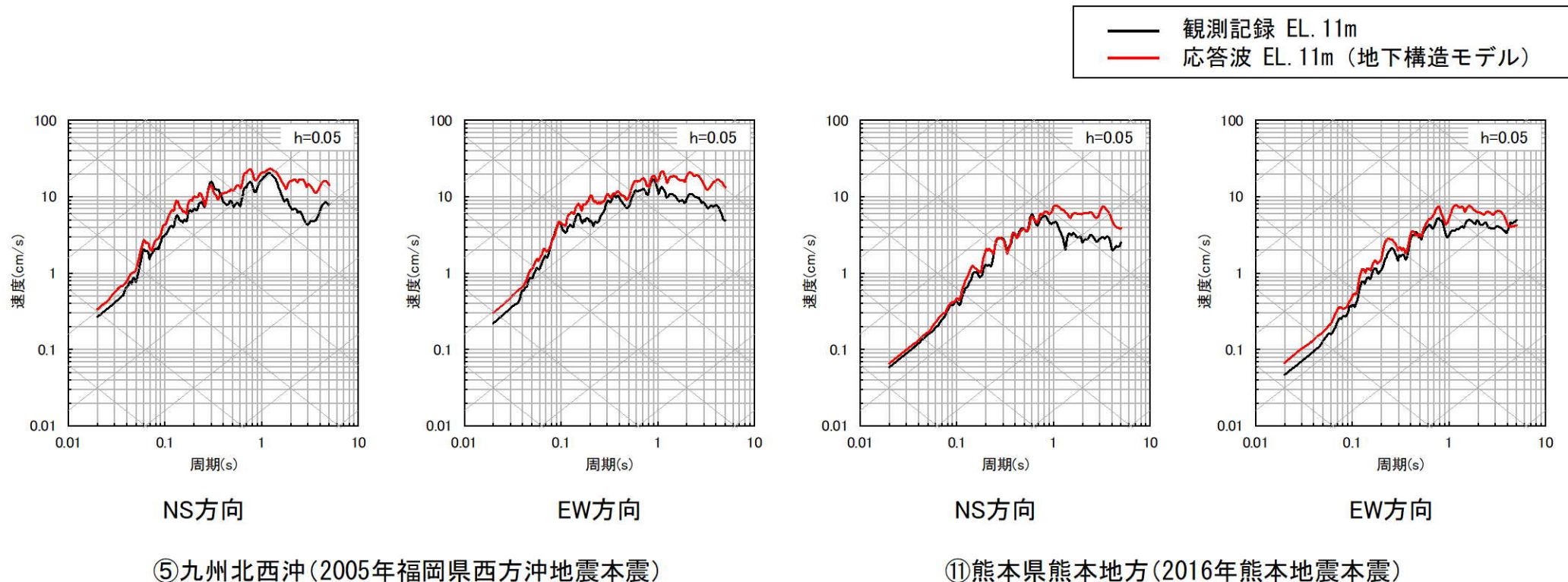


理論伝達関数

【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ 地表面における応答スペクトル（2E）の比較

- ⑤九州北西沖の地震（2005年福岡県西方沖地震本震）および⑪熊本県熊本地方の地震（2016年熊本地震本震）を用いて、反射波の影響を受けていない地表面（EL. 11m）において算出した応答波（2E）と観測記録（2E）を比較。
- 比較の結果、地下構造モデルを用いた応答波は、観測記録の応答スペクトルと比較して、スペクトル形状が概ね整合しており、過小評価となっていないことを確認した。



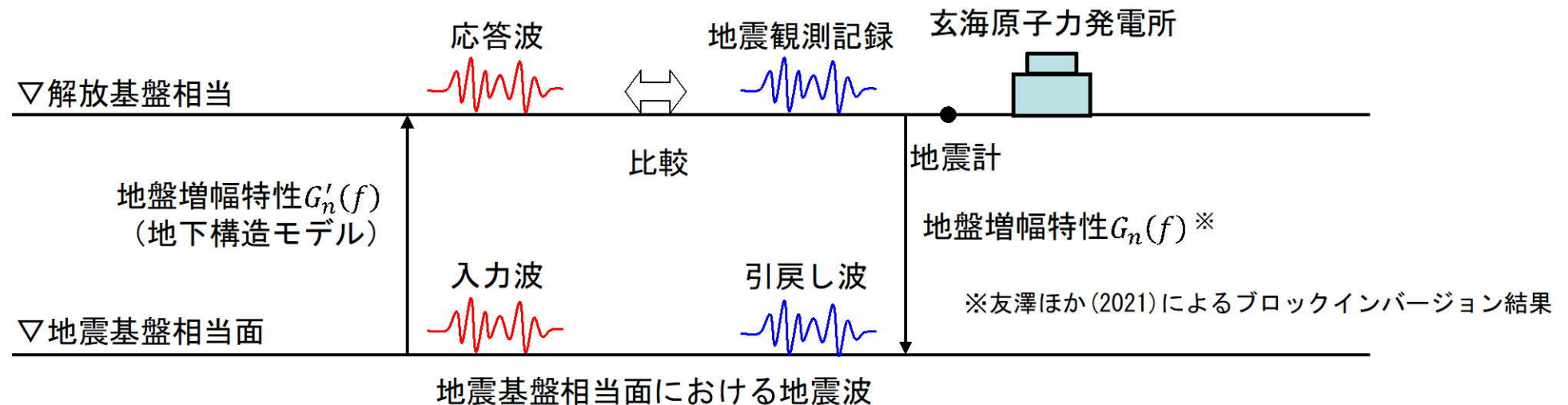
【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

(2) 地盤増幅特性により引き戻した地震波

- 地震観測記録（地表）を、友澤ほか(2021)¹⁹⁾によるブロックインバージョン結果における地盤増幅特性で除して、地震基盤相当面における地震波を作成する。
- 地震基盤相当面における地震波（上下）は、地震基盤相当面における地震波（水平）に、地震観測記録を基に算出した上下成分の水平成分に対する比率による補正を実施し、作成する。
- 作成した地震波を地震基盤相当面に入力し、地下構造モデルを用いて一次元波動論により応答波を算出する。
- 算出した応答波と地震観測記録を比較して、浅部で確認した地下構造モデルの妥当性に矛盾がないことを確認する。
- 算出した応答波のフーリエ振幅スペクトル $C'_{mn}(f)$ は下式の通りであり、残差 $E_{mn}(f)$ が含まれる。

$$\begin{aligned} C'_{mn}(f) &= \frac{O_{mn}(f)}{G_n(f)} * G'_n(f) = \frac{F_{mn}(f)E_{mn}(f)}{G_n(f)} * G'_n(f) = \frac{S_m(f)P_{mn}(f)G_n(f)E_{mn}(f)}{G_n(f)} * G'_n(f) \\ &= S_m(f)P_{mn}(f)G'_n(f)E_{mn}(f) \end{aligned}$$

※ m は地震に対する添え字、 n は観測点に関する添え字



地盤増幅特性により引き戻した地震波のイメージ

【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ 検討対象地震

- 本方法では、どの地震に対しても1つの地盤増幅特性を用いることから、観測記録があれば地震波の作成は可能であるため、網羅性の観点から、地震観測記録の応答スペクトルによる確認において対象とした19地震を対象とする。

本方法で対象とした地震諸元（計19地震）

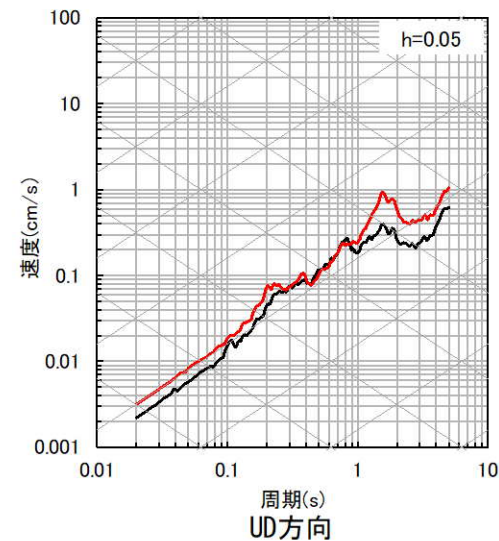
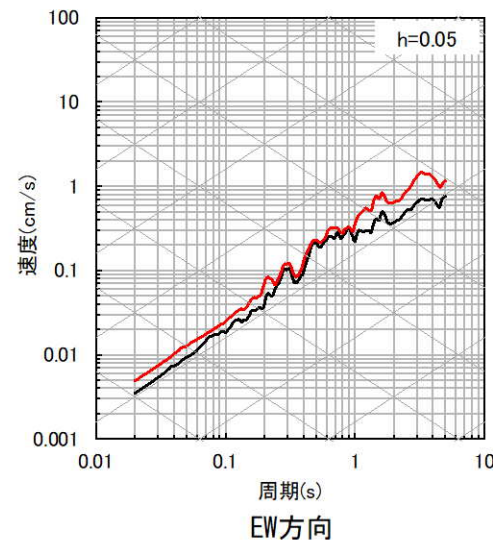
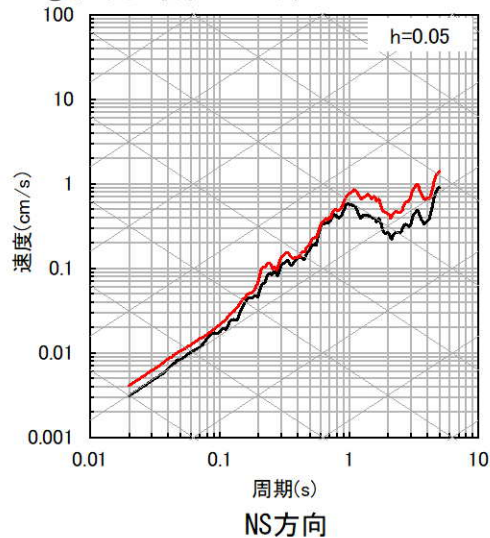
番号	地震名	発生日	M	震央距離 (km)	入射角 (°)
①	鹿児島県北西部	1997年3月26日	6.6	178	23
②	鹿児島県北西部	1997年4月3日	5.7	178	23
③	鹿児島県北西部	1997年5月13日	6.4	180	23
④	山口県	1997年6月25日	6.6	198	23
⑤	九州北西沖	2005年3月20日	7.0	40	22
⑥	九州北西沖	2005年3月22日	5.4	39	22
⑦	福岡県中部	2005年4月20日	5.8	46	22
⑧	熊本県熊本地方	2016年4月14日	6.5	125	23
⑨	熊本県熊本地方	2016年4月14日	5.8	126	23
⑩	熊本県熊本地方	2016年4月15日	6.4	126	23
⑪	熊本県熊本地方	2016年4月16日	7.3	121	23
⑫	熊本県熊本地方	2016年4月16日	5.4	121	23
⑬	熊本県熊本地方	2016年4月16日	5.9	123	23
⑭	熊本県阿蘇地方	2016年4月16日	5.9	132	23
⑮	熊本県阿蘇地方	2016年4月16日	5.8	138	23
⑯	熊本県熊本地方	2016年4月16日	5.4	119	23
⑰	熊本県熊本地方	2016年4月16日	5.4	123	23
⑱	熊本県阿蘇地方	2016年4月18日	5.8	140	23
⑲	熊本県熊本地方	2016年4月19日	5.5	132	23

【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ 応答スペクトルの比較結果 (1/10)

- ブロックインバージョン結果を用いた地震波による応答波の応答スペクトルが、地震観測記録の応答スペクトルと比較して、スペクトル形状が概ね整合しており、過小評価となっていないことを確認した。(150～159頁参照)

① 鹿児島県北西部

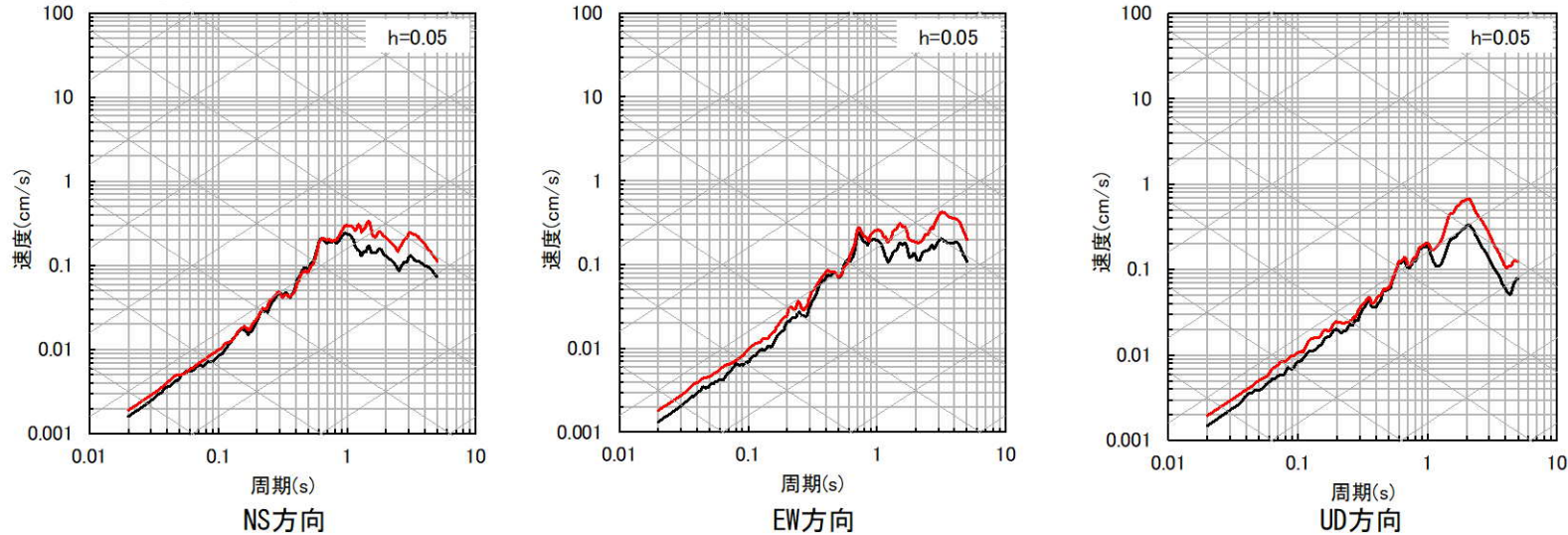


— 観測記録 EL.-17.0m
— 応答波(地下構造モデル)

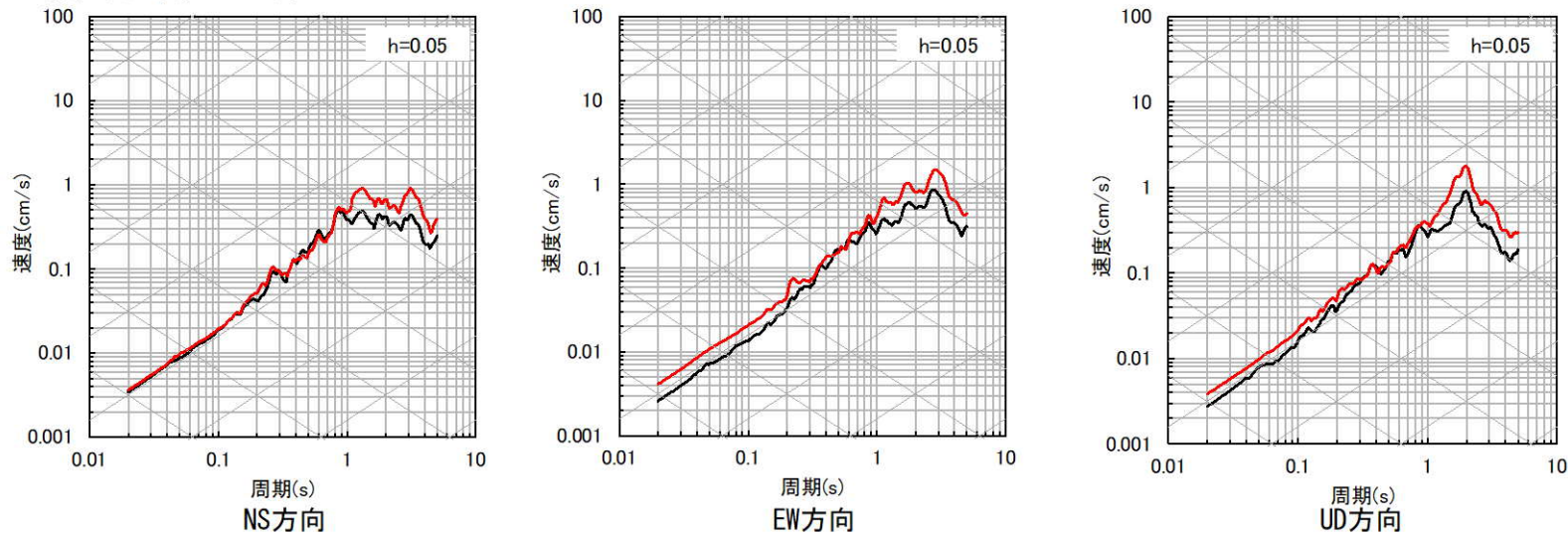
【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ 応答スペクトルの比較結果 (2/10)

② 鹿児島県北西部



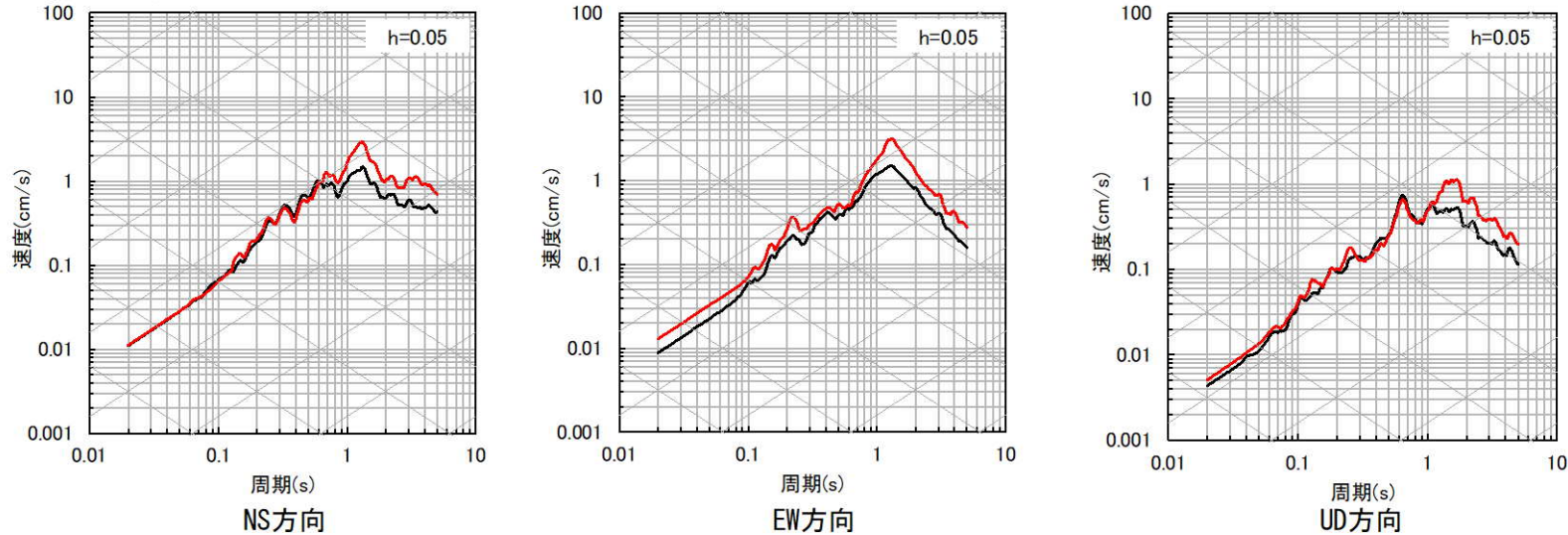
③ 鹿児島県北西部



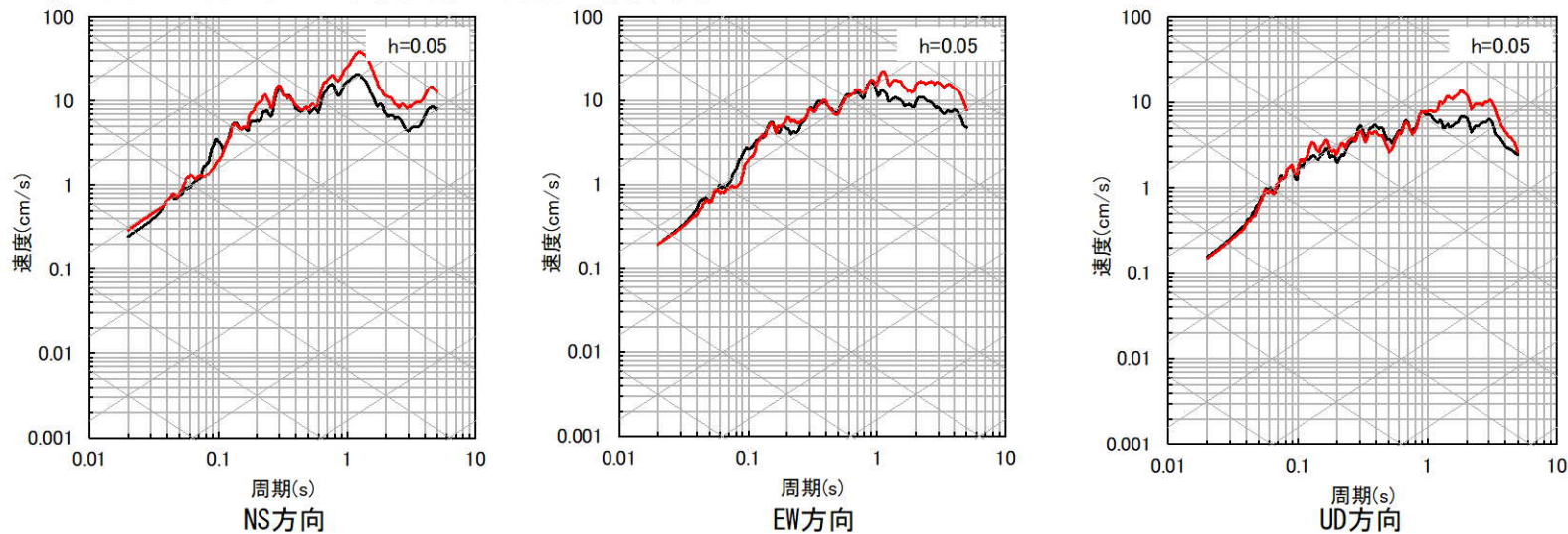
【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ 応答スペクトルの比較結果 (3/10)

④山口県



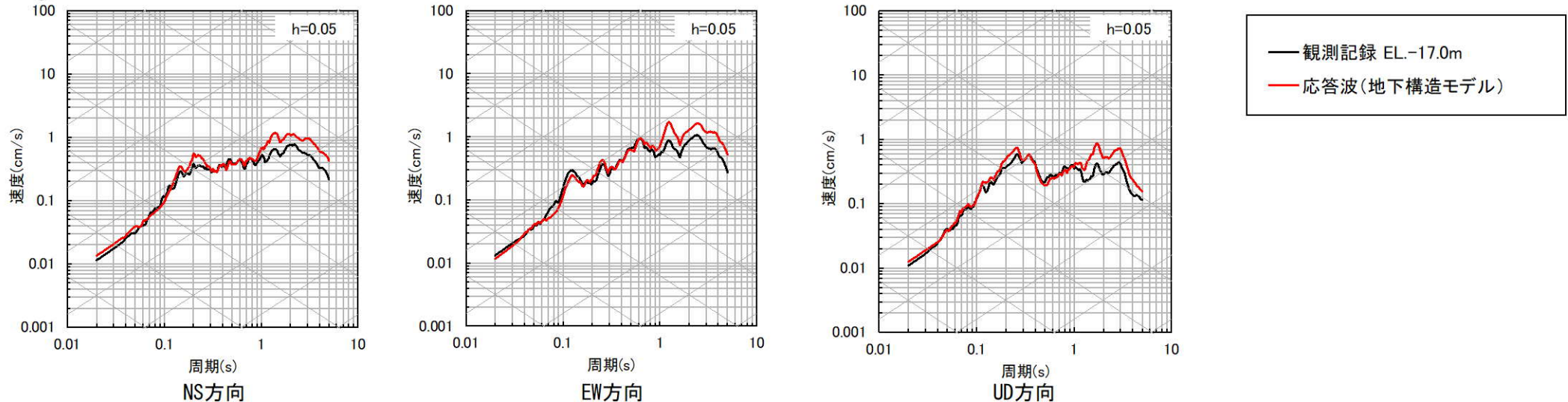
⑤九州北西沖 (2005年福岡県西方沖地震本震)



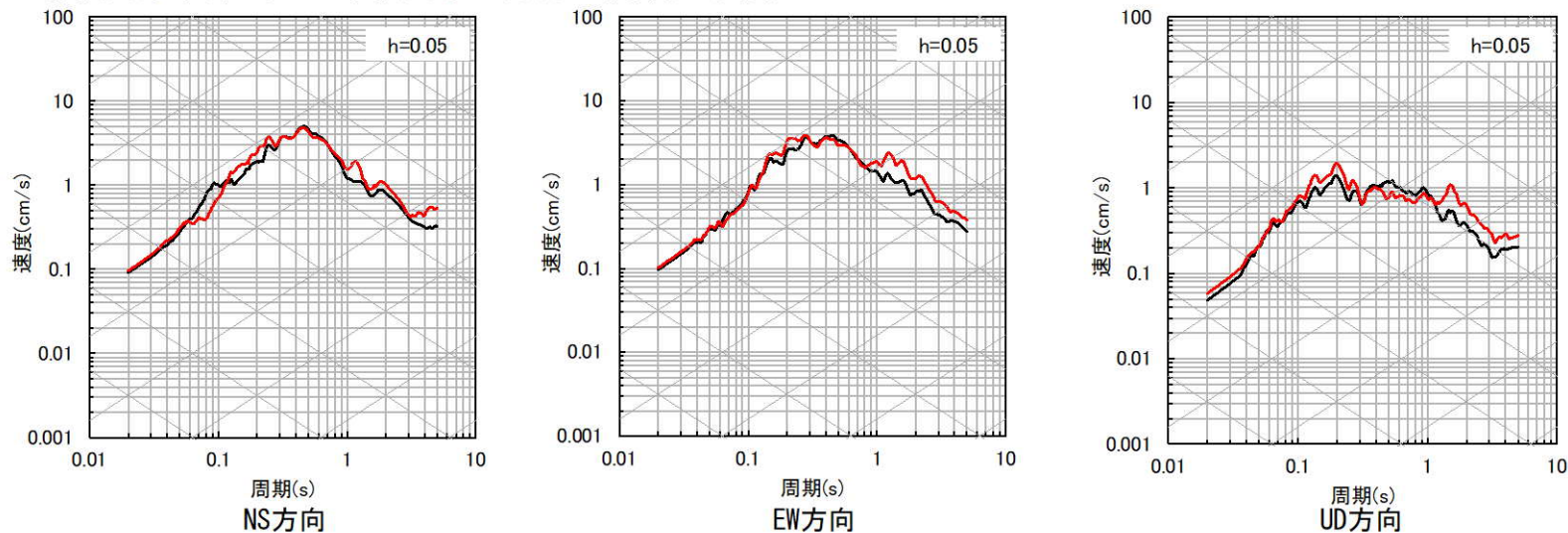
【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ 応答スペクトルの比較結果 (4/10)

⑥九州北西沖



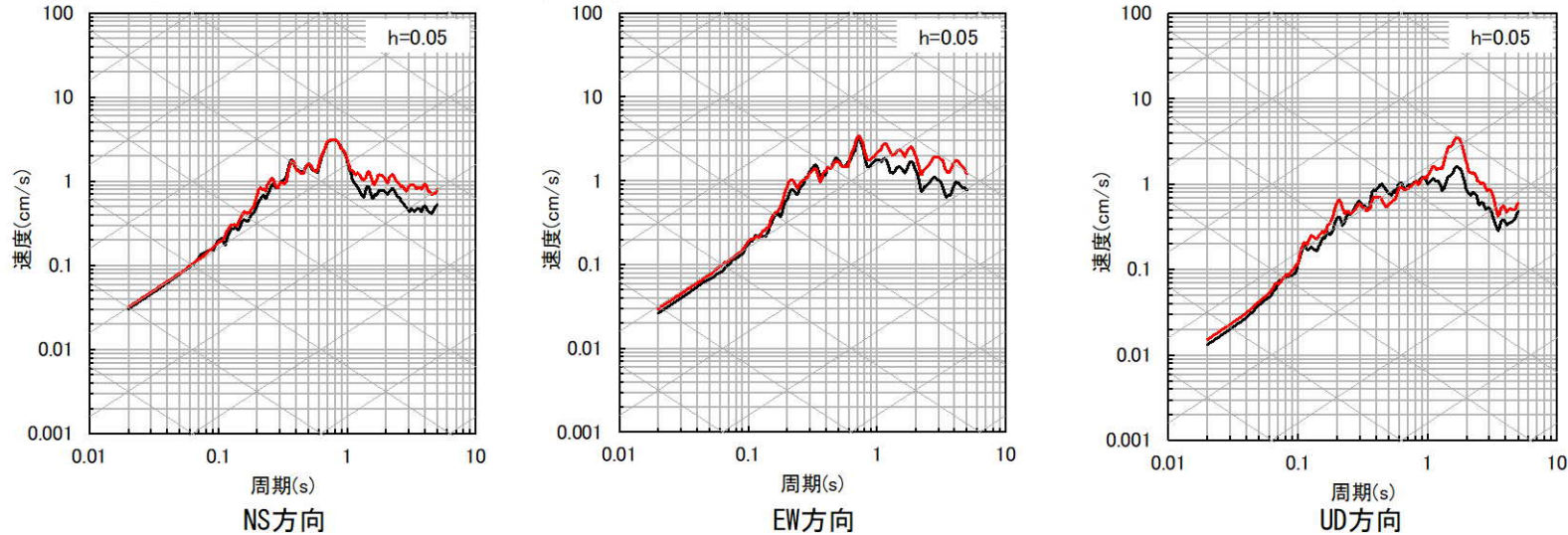
⑦福岡県中部 (2005年福岡県西方沖地震最大余震)



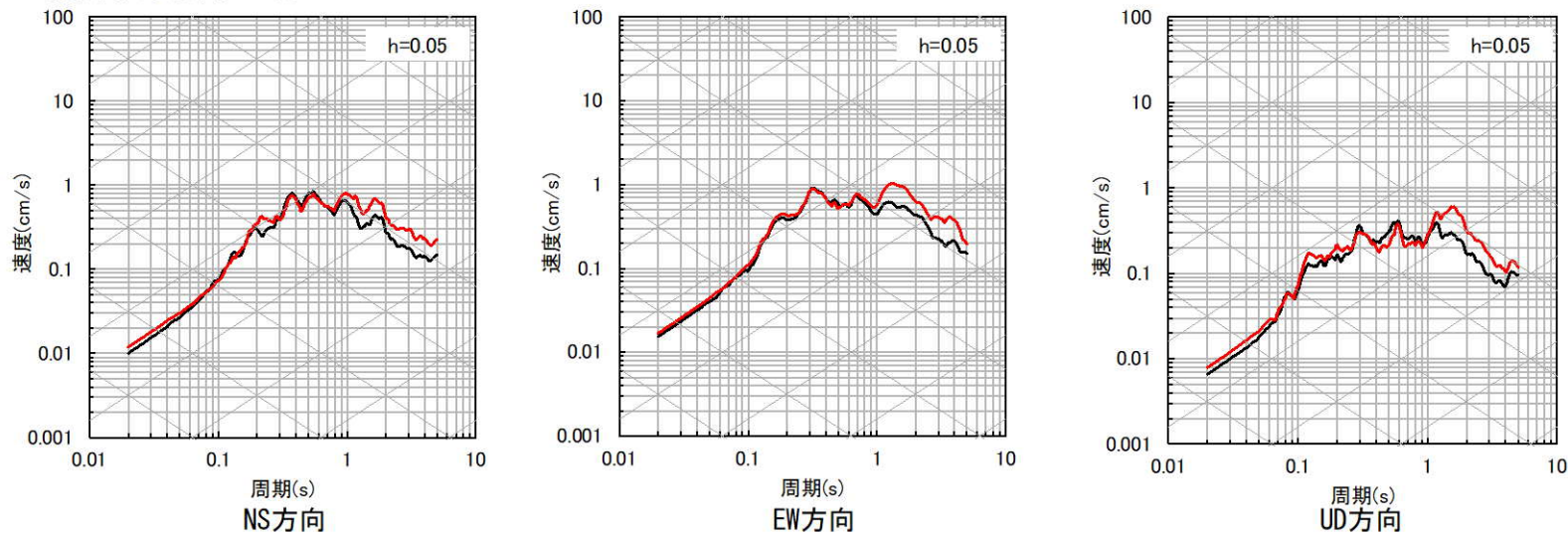
【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ 応答スペクトルの比較結果 (5/10)

⑧熊本県熊本地方 (2016年熊本地震前震)



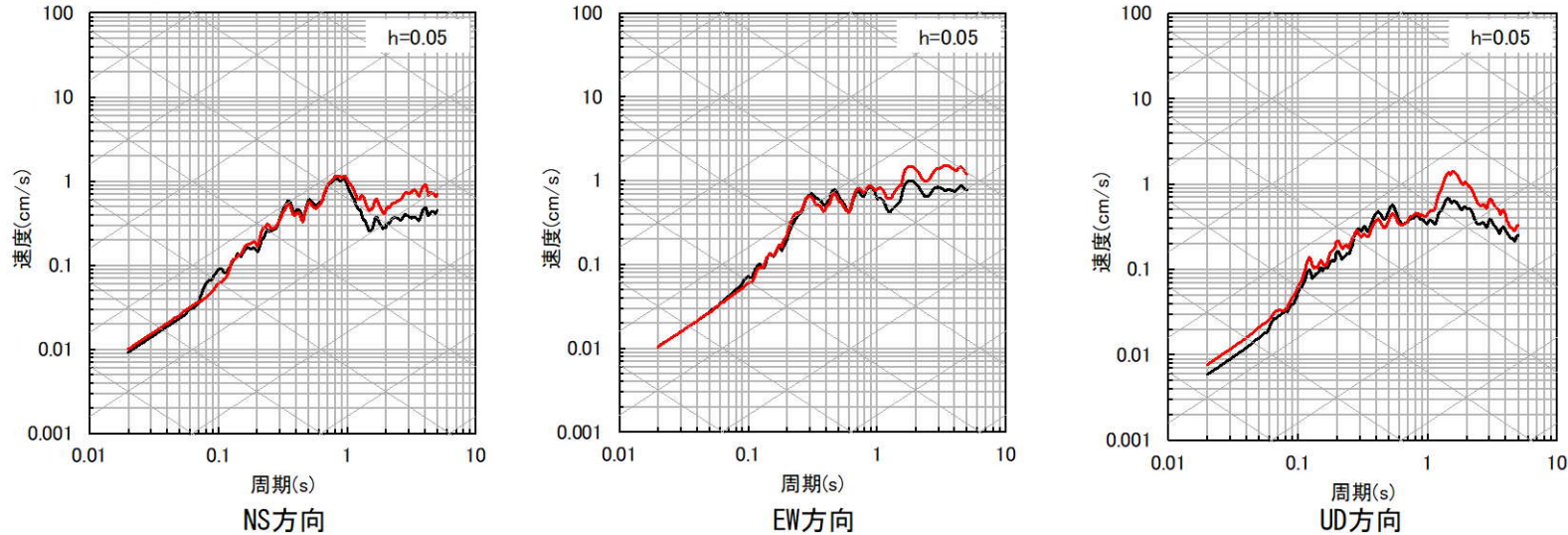
⑨熊本県熊本地方



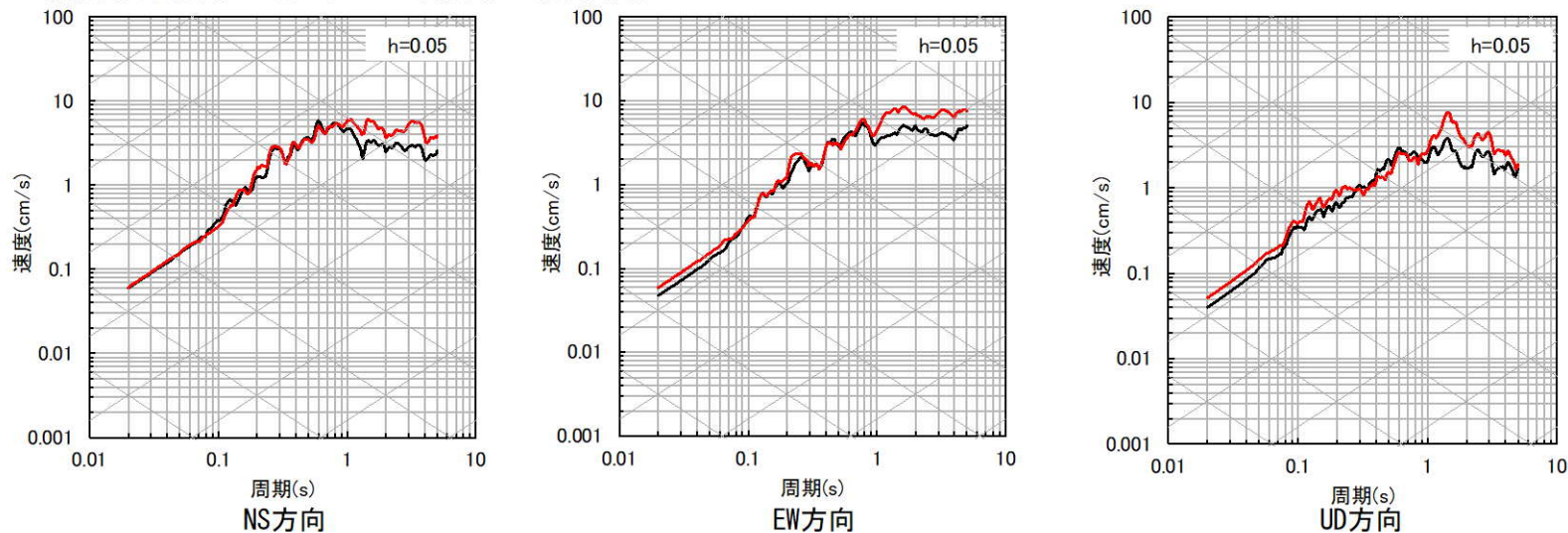
【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ 応答スペクトルの比較結果 (6/10)

⑩熊本県熊本地方



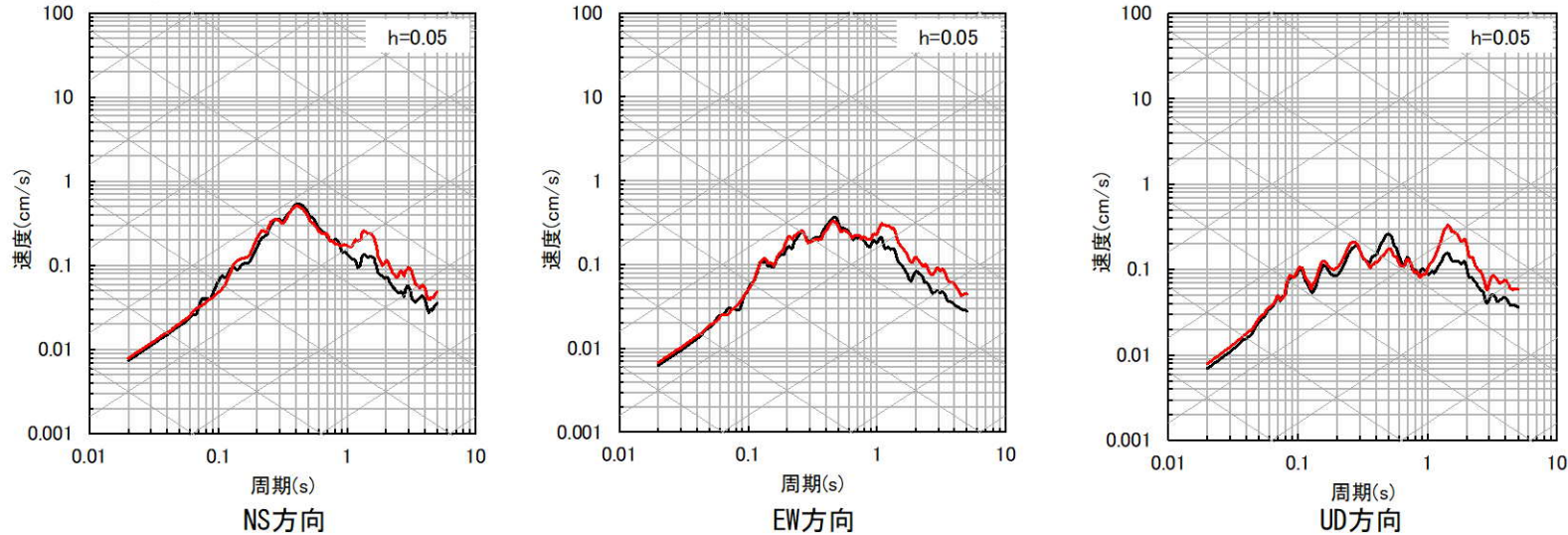
⑪熊本県熊本地方 (2016年熊本地震本震)



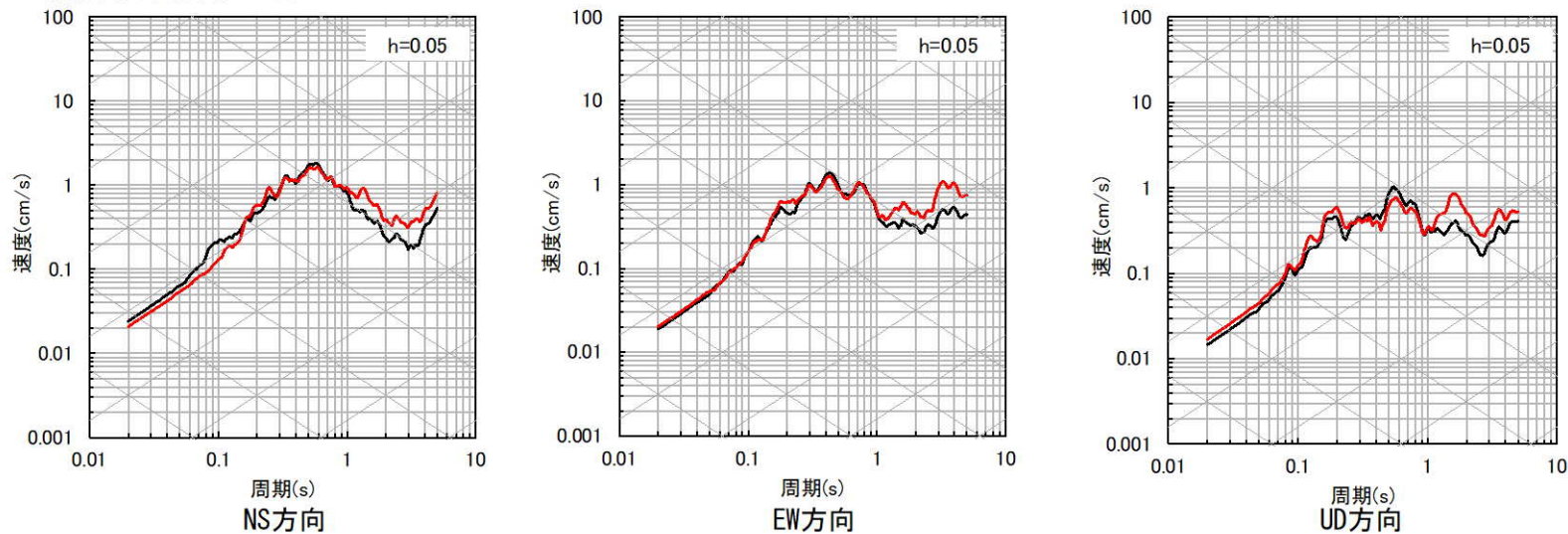
【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ 応答スペクトルの比較結果 (7/10)

⑫ 熊本県熊本地方



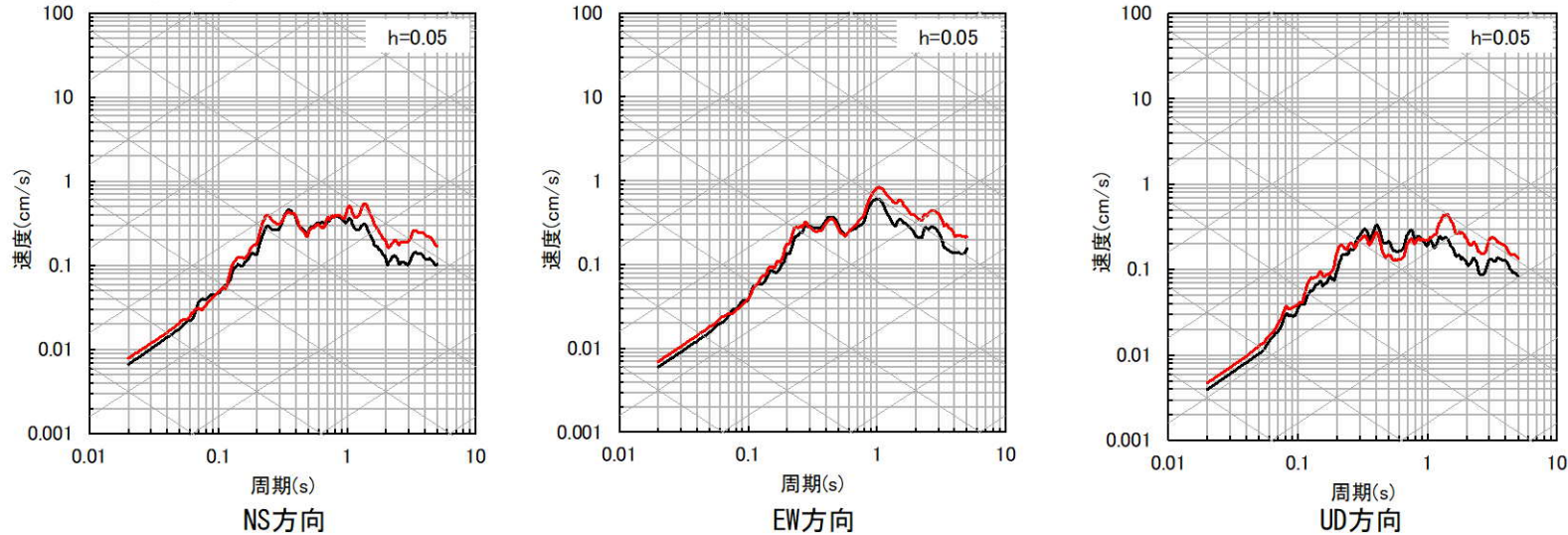
⑬ 熊本県熊本地方



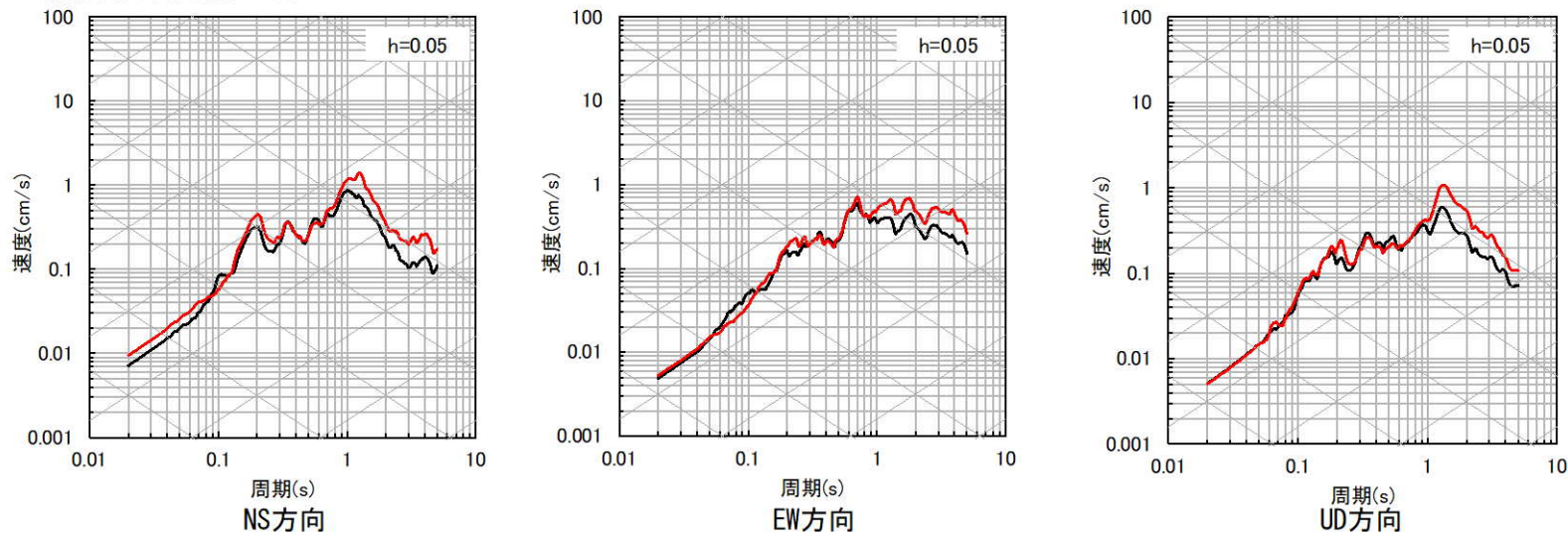
【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ 応答スペクトルの比較結果 (8/10)

⑭ 熊本県阿蘇地方



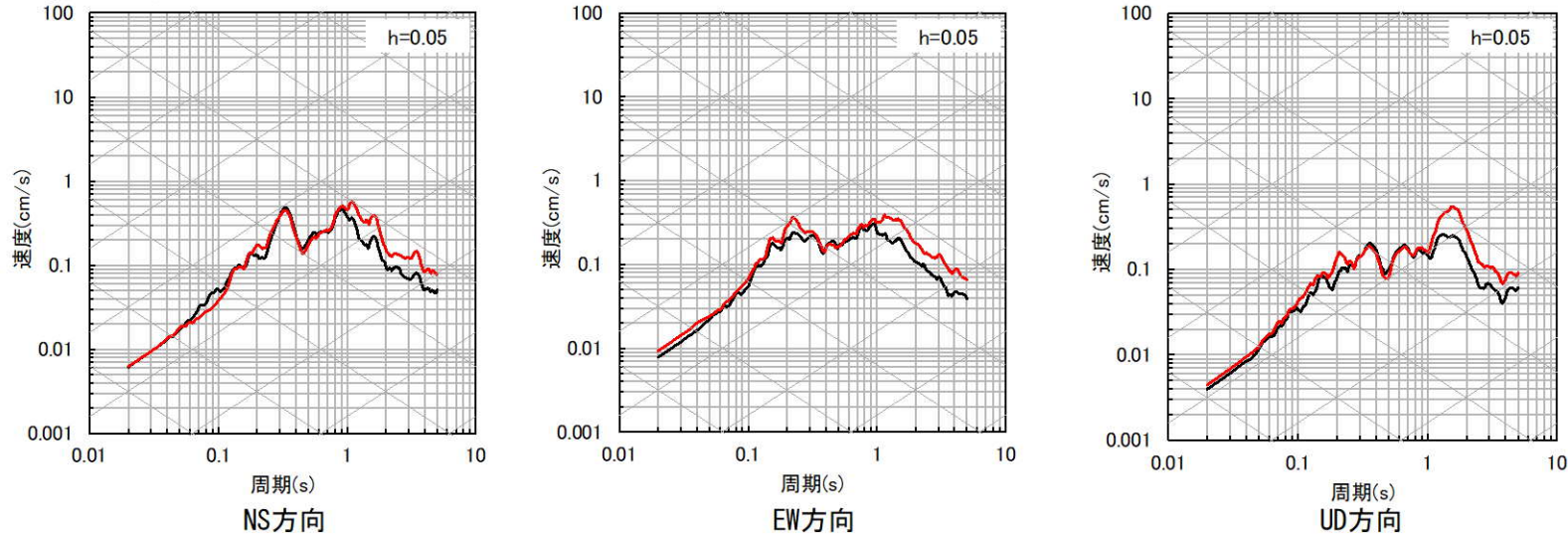
⑮ 熊本県阿蘇地方



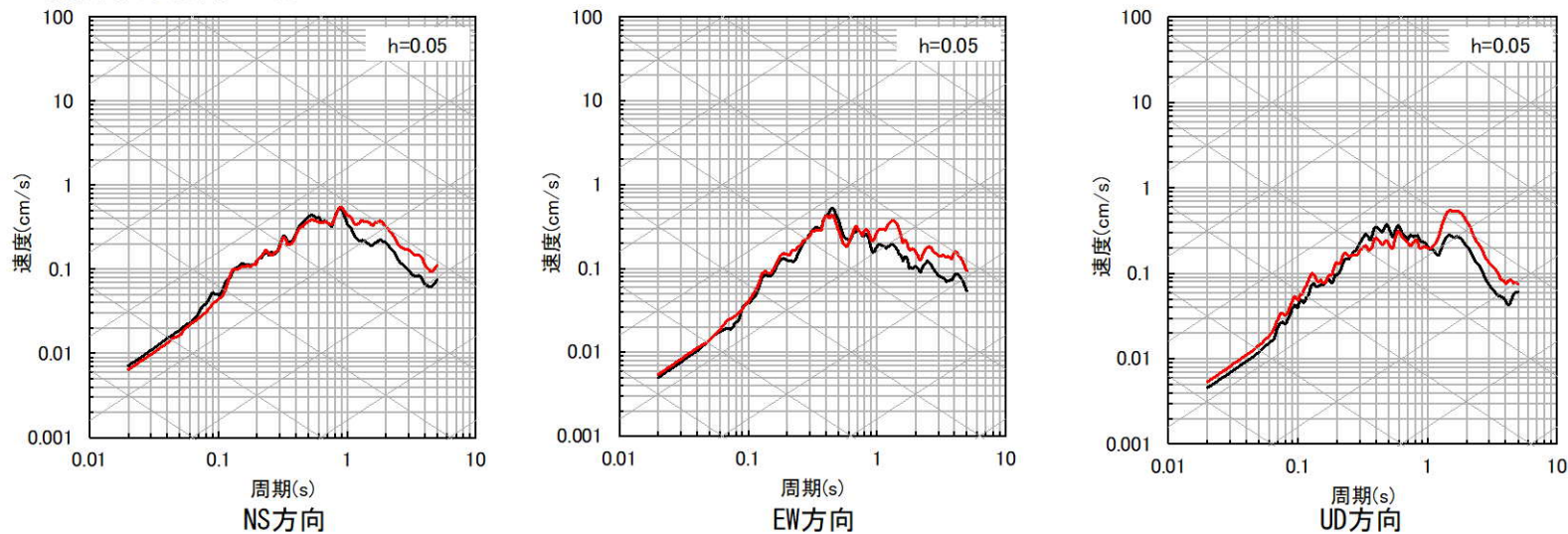
【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ 応答スペクトルの比較結果 (9/10)

⑩ 熊本県熊本地方



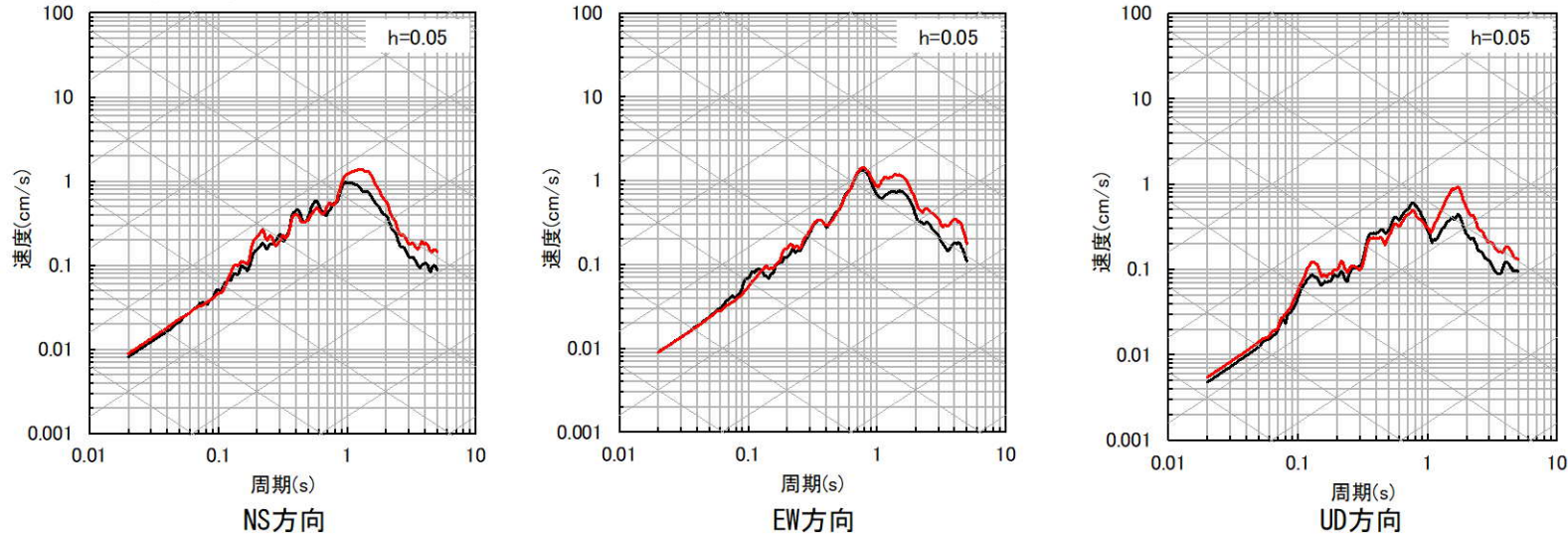
⑪ 熊本県熊本地方



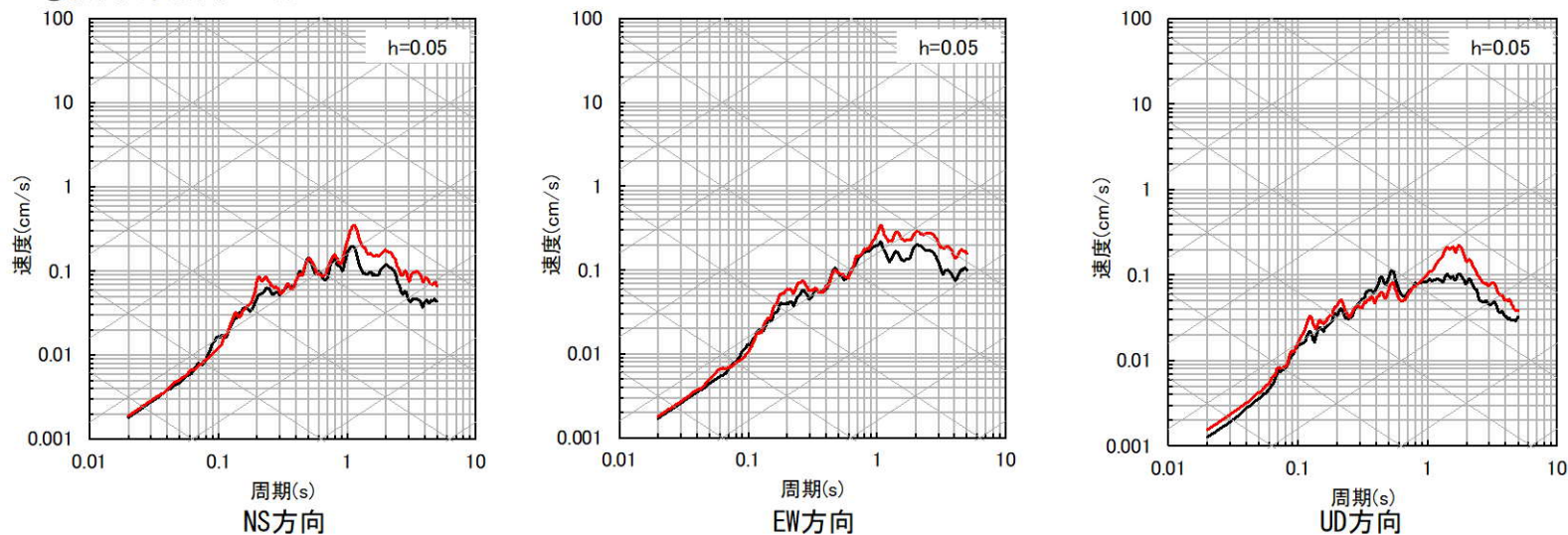
【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

■ 応答スペクトルの比較結果 (10/10)

⑮ 熊本県阿蘇地方



⑯ 熊本県熊本地方

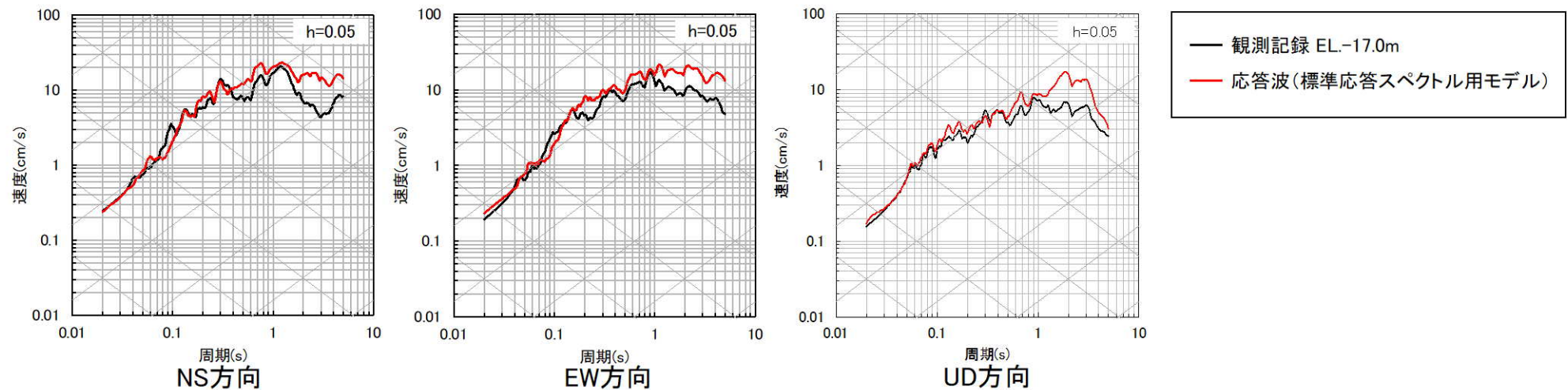


【参考⑤】ブロックインバージョン結果を用いた地震波による確認

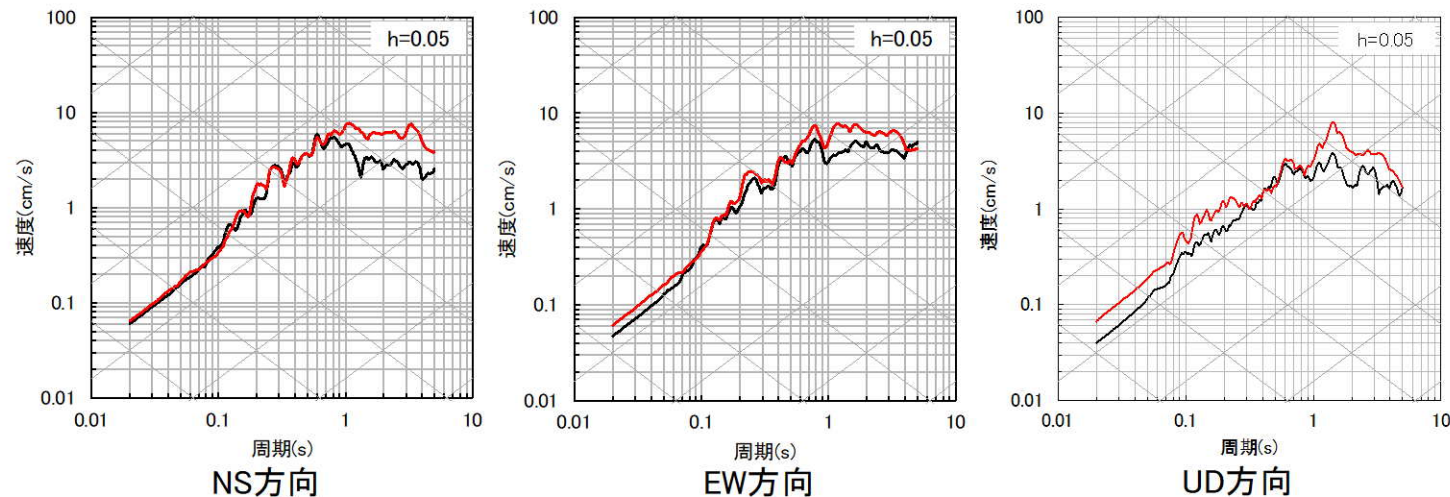
■ 標準応答スペクトル用モデルによる応答スペクトル

- 敷地で観測された規模の大きな地震である、2005年3月20日福岡県西方沖地震本震および2016年4月16日熊本県熊本地震本震を用いて、(1)の方法に基づき、標準応答スペクトル用モデルによる解放基盤相当（EL. -17m）での応答波と観測記録の応答スペクトルによる比較を実施。

⑤九州北西沖（2005年福岡県西方沖地震本震）



⑪熊本県熊本地方（2016年熊本地震本震）



【参考⑥】 友澤ほか（2021）のブロックインバージョン結果の確認

【参考⑥】 友澤ほか（2021）のブロックインバージョン結果の確認

(1) 伝播経路特性 $P_{mn}(f)$

- 伝播経路特性の不均質減衰構造の推定結果によると、鹿児島県の霧島山、桜島、開聞岳周辺、大分県の九重山、湯布院周辺、長崎県の西方で周辺よりも相対的に減衰が大きい領域が推定。
- 1997年鹿児島県北西部地震、2005年福岡県西方沖地震、2016年熊本地震の周辺で個別に検討された既往研究によるQ値と大きく乖離しないことが確認されている。

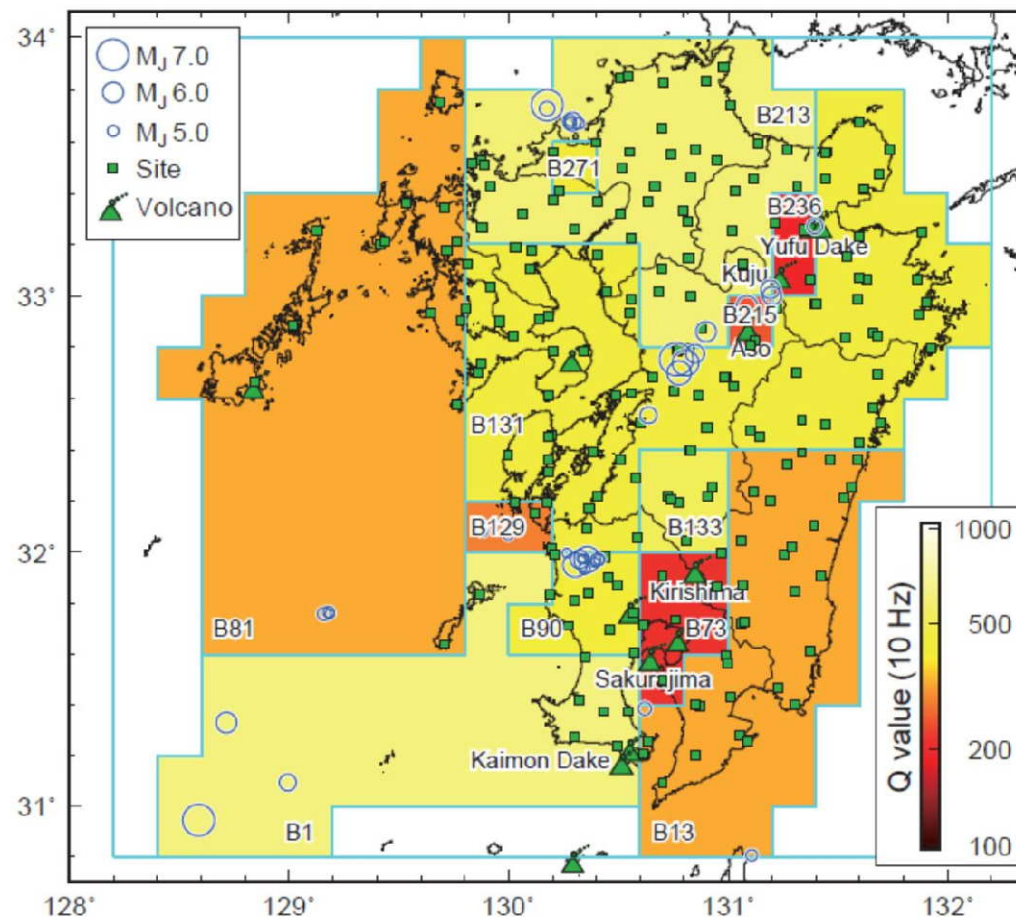


Fig. 4 Estimated inhomogeneous attenuation structure

※友澤ほか（2021）より抜粋

【参考⑥】 友澤ほか（2021）のブロックインバージョン結果の確認

(2) 震源特性 $S_m(f)$

- ・ 1997年鹿児島県北西部地震、2005年福岡県西方沖地震、2016年熊本地震の地震規模の大きな主な地震を対象に、推定した震源スペクトルとフィッティングした ω^{-2} モデルとの比較の結果（Fig. 9）、いずれの地震も ω^{-2} モデルとの対応関係はよいことが確認されている。
- ・ 本論文で推定した M_0 は、F-netの M_0 と比較すると多くの地震で一定の範囲で推定されており（Fig. 10）、短周期レベルについても既往の研究と同様の傾向になるとされている（Fig. 12）。

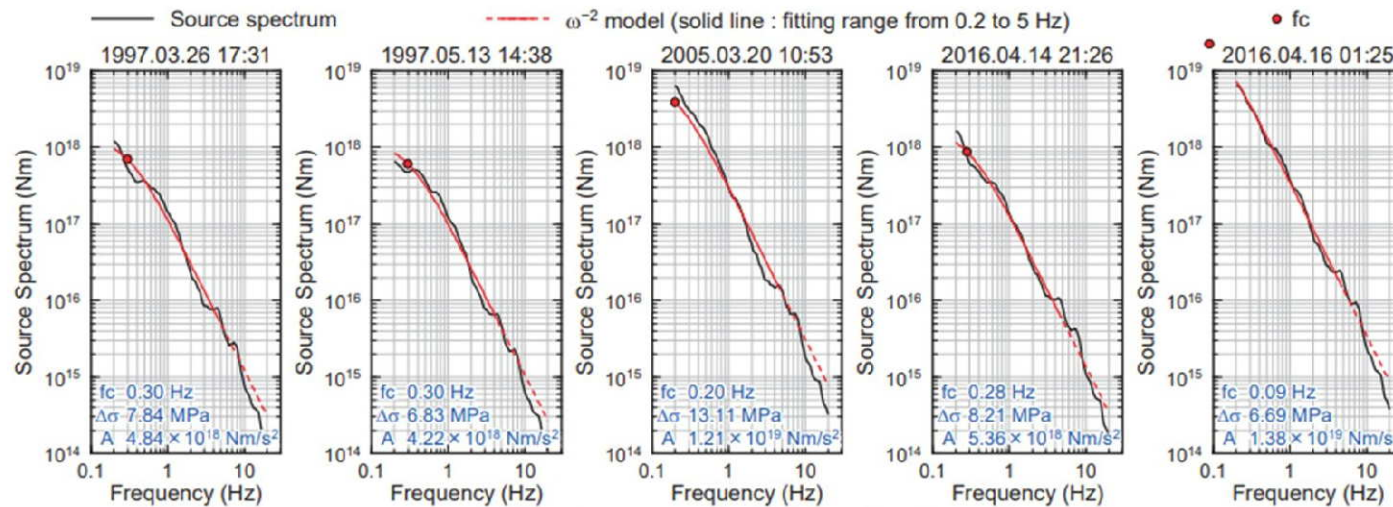


Fig.9 Source spectrum of each earthquake

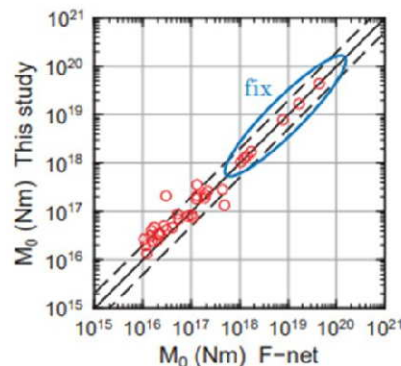


Fig.10 Comparison of M_0 of F-net to that of this study

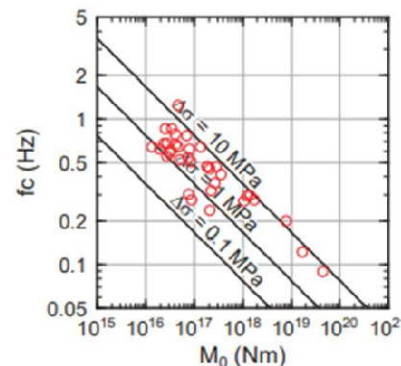


Fig.11 Scaling relation between M_0 and f_c

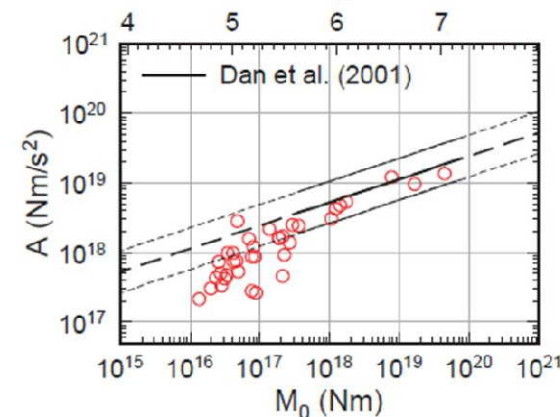


Fig.12 Scaling relation between M_0 and A

※友澤ほか（2021）より抜粋

【参考⑥】 友澤ほか（2021）のブロックインバージョン結果の確認

(3) 地盤増幅特性 $G_n(f)$

- 岩盤相当の観測点において、推定したサイト増幅率と地盤モデルに基づく理論増幅率を比較した結果、均質な減衰構造を仮定した場合よりも不均質減衰構造を仮定した場合の残差が小さく、理論増幅率との対応がよいことを確認しており、既往の文献に基づく均質な減衰構造よりも改善する傾向がみられている。

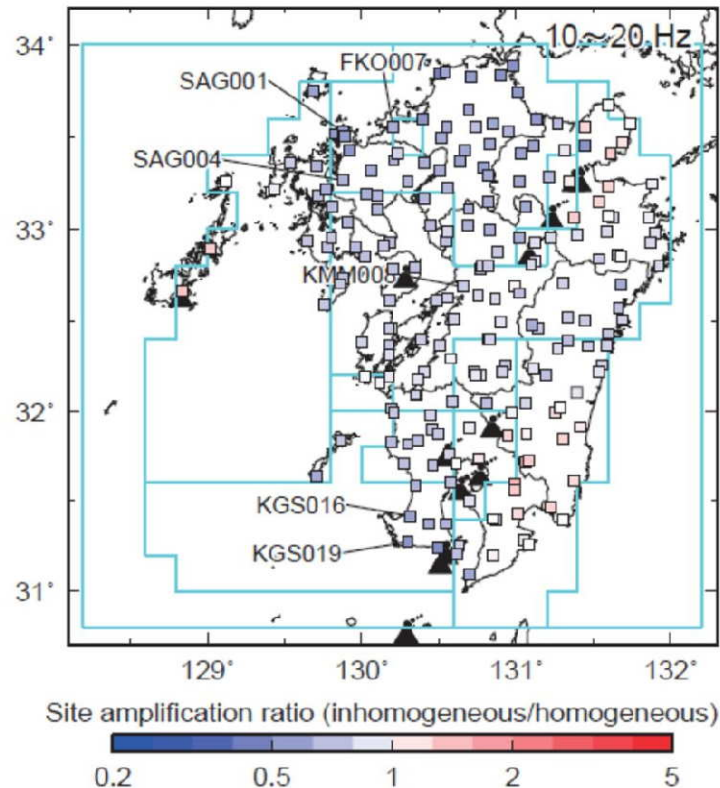


Fig.13 Spatial distribution of site amplification ratio

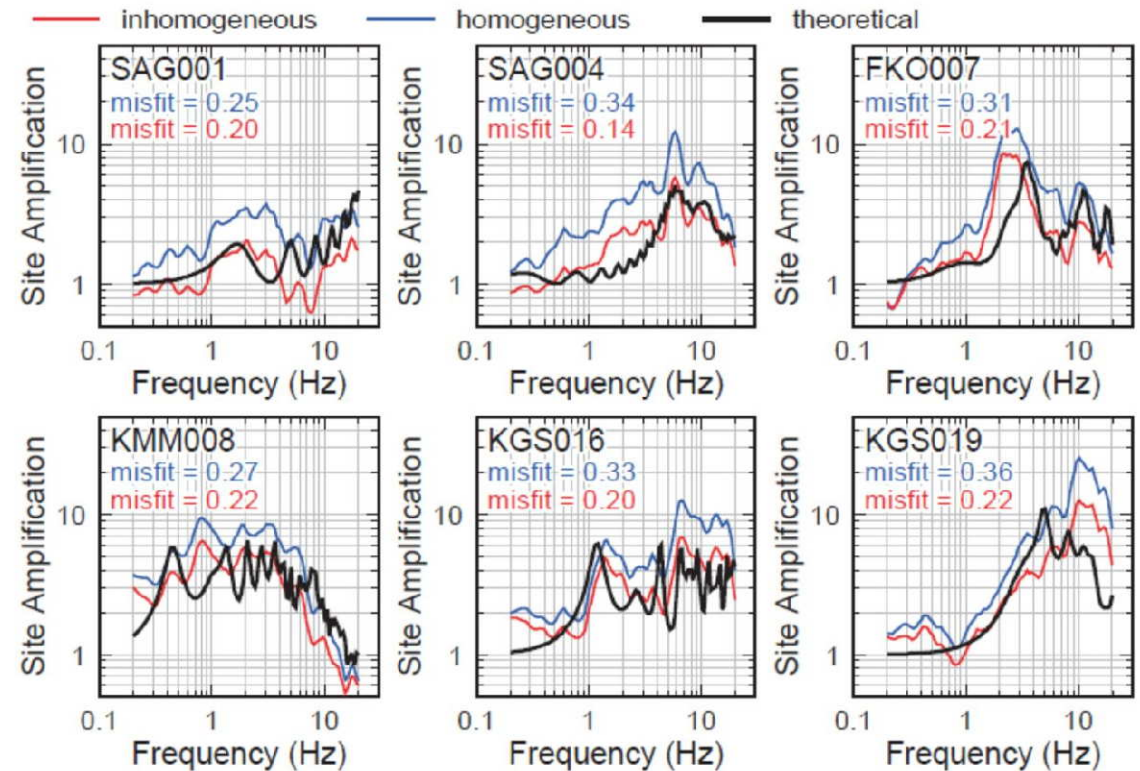


Fig.14 Comparison of estimated and theoretical site amplifications

【参考⑦】 ブロックインバージョンにおける残差

【参考⑦】 ブロックインバージョンにおける残差

■ ブロックインバージョンにおける残差による3つの特性の分離

- ブロックインバージョンでは、 m 地震・ n 観測点のフーリエ振幅スペクトル $F_{mn}(f)$ は、震源特性 $S_m(f)$ 、伝播経路特性 $P_{mn}(f)$ 、地盤増幅特性 $G_n(f)$ の3つのスペクトル成分によりモデル化。

$$F_{mn}(f) = S_m(f)P_{mn}(f)G_n(f) \quad ※mは地震に対する添え字、nは観測点に関する添え字$$

- ブロックインバージョンにおける震源特性 $S_m(f)$ 、伝播経路特性 $P_{mn}(f)$ 、地盤増幅特性 $G_n(f)$ の3つのパラメータは、 m 地震・ n 観測点の観測記録のフーリエ振幅スペクトル $O_{mn}(f)$ と計算によるフーリエ振幅スペクトル $F_{mn}(f)$ の残差の二乗和が最小になるように分離される。

$$O_{mn}(f) = F_{mn}(f)E_{mn}(f) = S_m(f)P_{mn}(f)G_n(f)E_{mn}(f)$$

- 友澤ほか(2021)では、ブロックインバージョンによる分離された3つの特性が、既往研究から得られた知見などを踏まえ、適切であることが確認されている。(参考⑥)

【参考⑦】ブロックインバージョンにおける残差

■ ブロックインバージョン解析における残差の要因

- 観測記録のフーリエ振幅スペクトル $O_{mn}(f)$ と計算によるフーリエ振幅スペクトル $F_{mn}(f)$ の残差 $E_{mn}(f)$ は下式で表される。

$$E_{mn}(f) = O_{mn}(f) / F_{mn}(f) \quad \text{※}m\text{は地震に対する添え字、}n\text{は観測点に関する添え字}$$

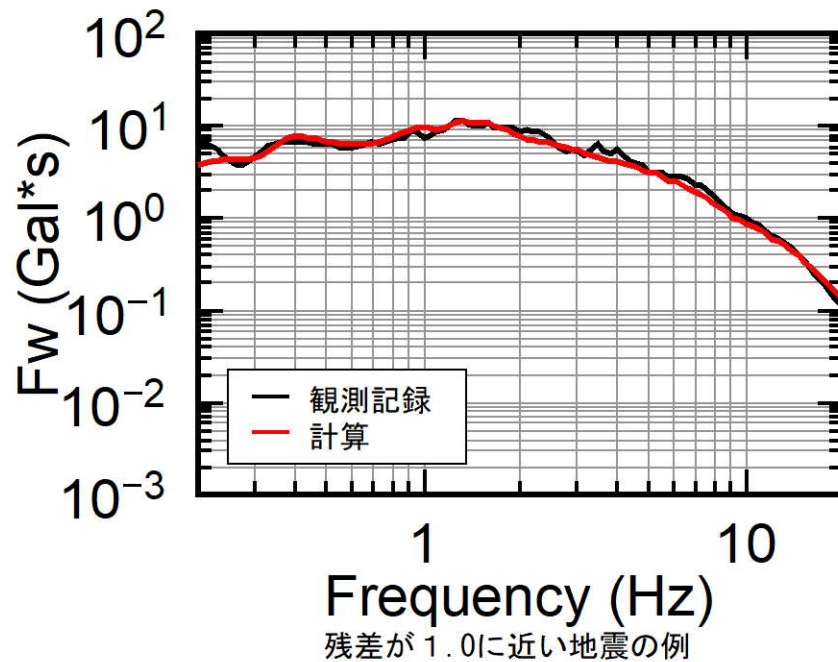
- 地震ごと、観測点ごとに残差 $E_{mn}(f)$ は異なるため、ブロックインバージョン結果を用いた地下構造モデル全体の妥当性確認における地震基盤相当面の地震波の作成では、この残差 $E_{mn}(f)$ の取扱いに留意する必要がある。
- 観測記録のフーリエ振幅スペクトル $O_{mn}(f)$ と計算によるフーリエ振幅スペクトル $F_{mn}(f)$ の残差 $E_{mn}(f)$ は、下記の要因等が考えられる。
 - 震源の破壊伝播効果、放射特性
 - 表面波などのS波部分以外の波形
 - 各特性の推定誤差 など
- 残差 $E_{mn}(f)$ が1.0に近いほど、観測記録 $O_{mn}(f)$ と計算 $F_{mn}(f)$ が一致する。

$$O_{mn}(f) = F_{mn}(f)E_{mn}(f) \quad \text{※}m\text{は地震に対する添え字、}n\text{は観測点に関する添え字}$$

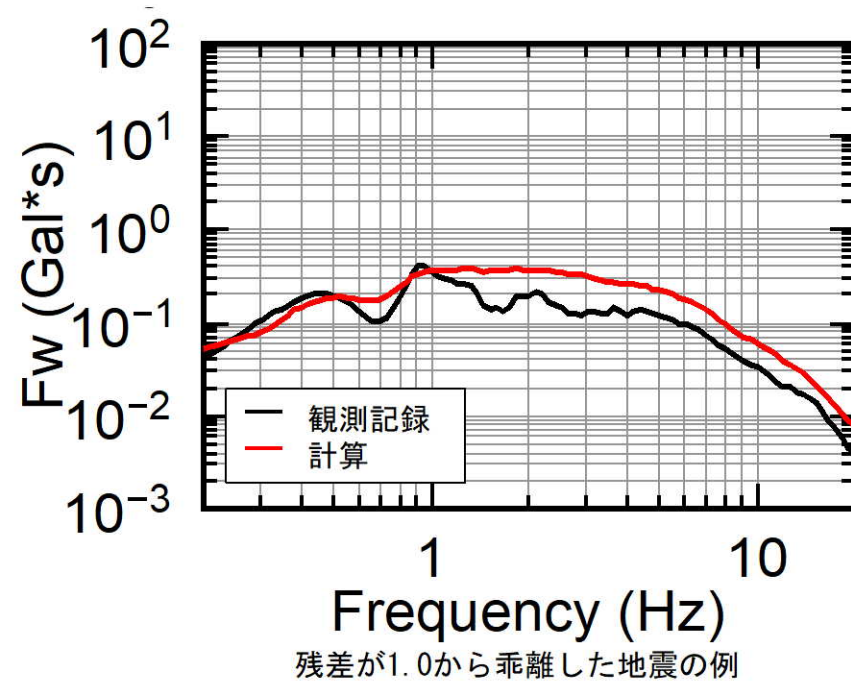
【参考⑦】ブロックインバージョンにおける残差

■ 地震ごとの残差について

- 破壊伝播効果などの影響を受けている地震では、観測記録のフーリエ振幅スペクトル $O_{mn}(f)$ と計算によるフーリエ振幅スペクトル $F_{mn}(f)$ に差がみられ、残差 $E_{mn}(f)$ が1.0から乖離する。



⑪熊本県熊本地方（2016年熊本地震本震）



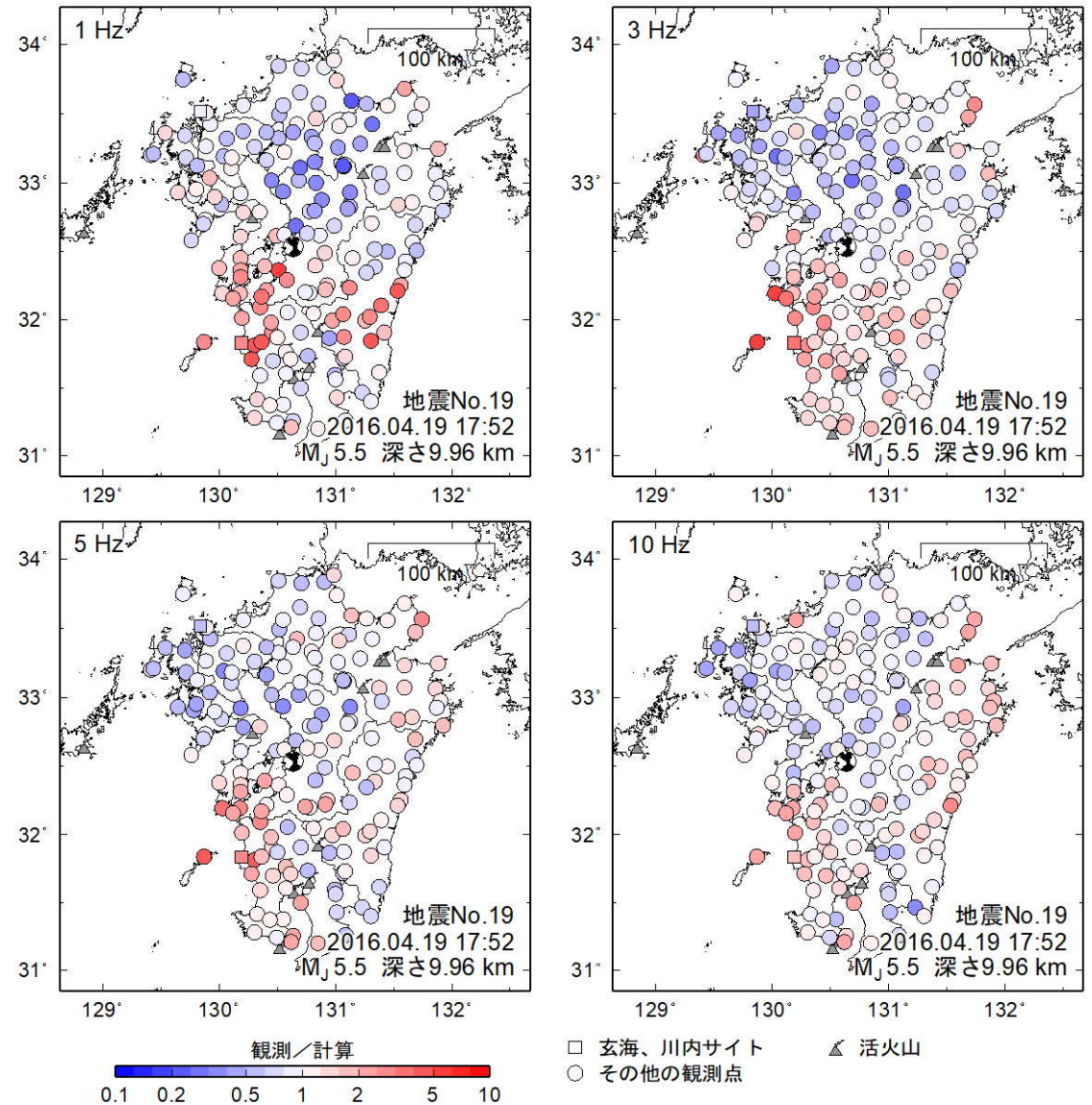
⑲熊本県熊本地方の地震

玄海原子力発電所の地震ごとのフーリエ振幅スペクトルの比較の例

【参考⑦】ブロックインバージョンにおける残差

■観測点ごとの残差の空間分布

- ブロックインバージョン解析において、震源特性 $S_m(f)$ は全観測点の平均的な特性を算出したものであり、方位性を有する破壊伝播効果等は考慮されていない。観測点ごとの残差の空間分布に偏りがある場合、破壊伝播効果などの影響を受けていると考えられる。



⑩熊本県熊本地方の地震

残差の空間分布の例

【参考⑧】 友澤ほか（2021）の概要

【参考⑧】友澤ほか（2021）の概要

■ 友澤ほか（2021）¹⁹⁾の概要

- 友澤ほか（2021）¹⁹⁾では、九州地域で発生した地震の強震観測記録（K-NET、KiK-net及び硬質岩盤地点である玄海原子力発電所（GNK）と川内原子力発電所（SND））を収集し、九州地域の震源特性・伝播経路特性・サイト増幅特性をブロックインバージョン解析²²⁾により推定。
- その際に、九州地域では活火山が存在し、減衰構造が均質でない可能性も考えられるため、伝播経路特性の不均質性を考慮。（友澤ほか（2019b）²²⁾では、火山帯周辺では伝播経路特性が複雑であることから、観測記録を震源特性・伝播経路特性・サイト増幅特性に分離する際には、伝播経路特性のモデル化に不均質性を考慮することの重要性を指摘。）
- 検討に用いた観測記録は、以下の方針により選定（36地震・216観測点の3380記録）。
 - 震源深さ20km以浅の内陸地殻内地震
 - M_J4.8以上の地震
（ただし、対象地震の地域の偏りを避けるため2016年熊本地震の震源域はM_J5.5以上）
 - K-NET地表観測記録、KiK-net地中観測記録、川内原子力発電所地表観測記録、玄海原子力発電所地表観測記録を対象
 - 地表の最大加速度が三成分とも200cm/s²以下（地盤の非線形化の影響を避けるため）
 - 等価震源距離200km以内

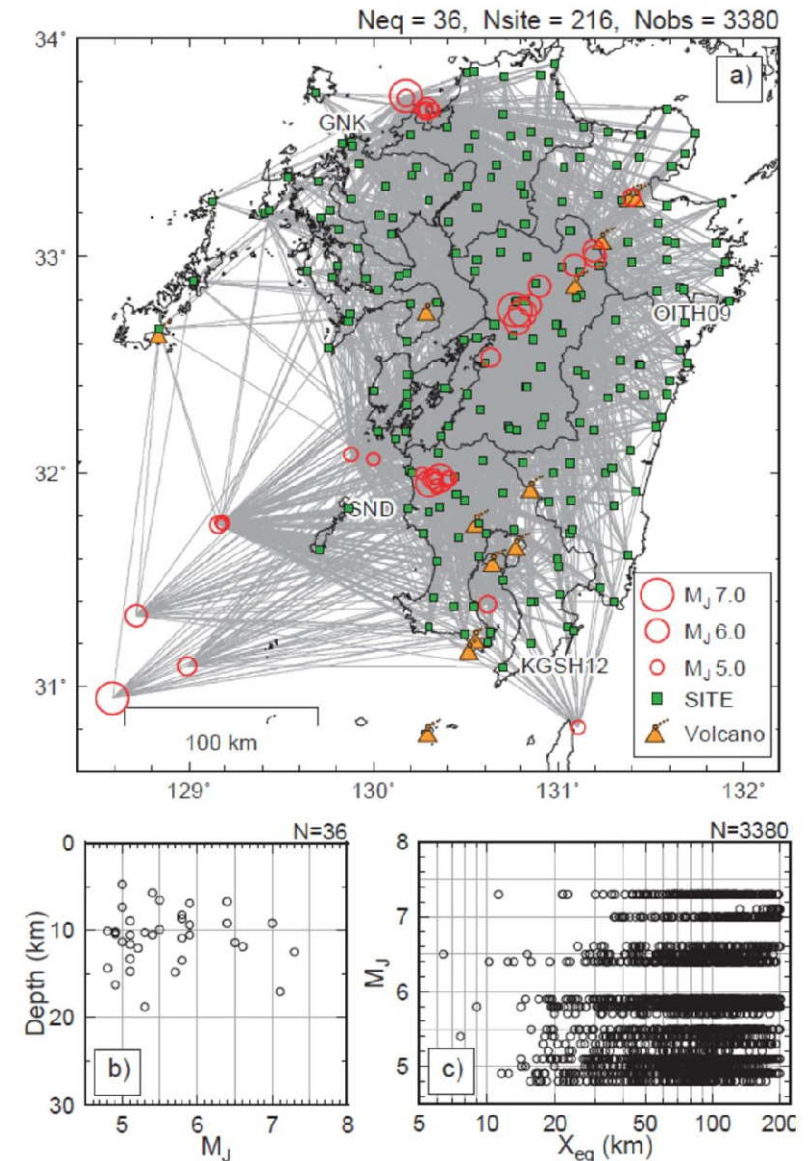


Fig.1 Dataset used in this study. a) Epicenters (○) and sites (■). Location of volcano is also shown. b) M_J vs focal depth, c) Equivalent hypocentral distance vs M_J

※友澤ほか（2021）より抜粋

【参考⑧】友澤ほか（2021）の概要

■ 検討に用いた地震

- ・ 友澤ほか(2021)¹⁹⁾において、検討に用いた36地震の諸元を下記に示す。

検討に用いた地震諸元（計36地震）

番号	地震名	発生日	Mj	震源深さ (km)
①	鹿児島県北西部	1997年3月26日	6.6	11.9
②	鹿児島県北西部	1997年3月26日	4.9	10.2
③	鹿児島県北西部	1997年4月3日	5.7	14.8
④	鹿児島県北西部	1997年4月4日	4.8	14.3
⑤	鹿児島県北西部	1997年4月5日	5.2	12.0
⑥	鹿児島県北西部	1997年4月9日	5.1	10.5
⑦	鹿児島県北西部	1997年5月13日	6.4	9.2
⑧	鹿児島県北西部	1997年5月14日	5.1	8.9
⑨	鹿児島県北西部	2003年4月12日	4.9	10.3
⑩	鹿児島県北西部	2003年11月30日	4.8	10.1
⑪	九州南西沖	2004年12月12日	5.1	14.7
⑫	九州南西沖	2004年12月13日	4.9	16.2
⑬	九州南西沖	2004年12月14日	5.3	18.8
⑭	九州北西沖	2005年3月20日	7.0	9.2
⑮	九州北西沖	2005年3月22日	5.4	10.5
⑯	福岡県中部	2005年4月10日	5.0	4.7
⑰	福岡県中部	2005年4月20日	5.8	13.5
⑱	福岡県中部	2005年4月20日	5.1	13.3

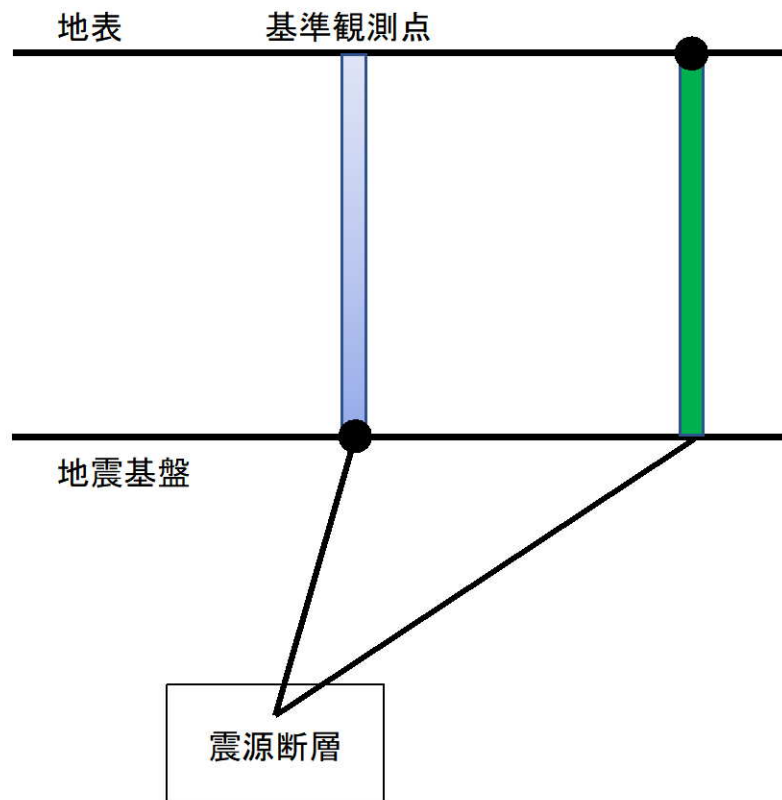
番号	地震名	発生日	Mj	震源深さ (km)
⑲	福岡県中部	2005年5月2日	5.0	11.4
⑳	天草灘	2006年2月4日	5.1	11.6
㉑	天草灘	2012年8月17日	4.9	10.5
㉒	種子島近海	2015年8月17日	5.0	7.4
㉓	薩摩半島西方沖	2015年11月14日	7.1	17.0
㉔	薩摩半島西方沖	2015年11月15日	5.9	9.4
㉕	熊本県熊本地方	2016年4月14日	6.5	11.4
㉖	熊本県熊本地方	2016年4月14日	5.8	8.3
㉗	熊本県熊本地方	2016年4月15日	6.4	6.7
㉘	熊本県熊本地方	2016年4月16日	7.3	12.5
㉙	熊本県熊本地方	2016年4月16日	5.9	10.6
㉚	熊本県阿蘇地方	2016年4月16日	5.9	6.9
㉛	熊本県阿蘇地方	2016年4月16日	5.8	10.9
㉜	大分県中部	2016年4月16日	5.4	5.7
㉝	熊本県阿蘇地方	2016年4月18日	5.8	8.6
㉞	熊本県熊本地方	2016年4月19日	5.5	10.0
㉟	薩摩半島西方沖	2016年5月7日	5.5	6.5
㊱	鹿児島湾	2017年7月11日	5.3	10.2

【参考⑧】友澤ほか（2021）の概要

■ 一般的なスペクトルインバージョン解析

- 一般的なスペクトルインバージョン解析では、観測されたフーリエ振幅スペクトルから震源スペクトル、伝播経路のQ値、地盤増幅率を推定する。
 - 伝播経路のQ値は、全領域均質な減衰構造を仮定。
 - 1つの基準観測点の理論増幅率で拘束。
- フーリエ振幅スペクトル $F_{mn}(f)$ は以下の式でモデル化。

$$F_{mn}(f) = \frac{\pi f^2 R_{\theta\phi} F_s}{\rho \beta^3} S_m(f) \frac{1}{X_{mn}} \exp\left(-\frac{\pi X_{mn} f}{Q(f) \bar{\beta}}\right) G_n(f)$$



推定するパラメータ

- $S_m(f)$: m 地震の震源スペクトル
- $Q(f)$: Q値（全領域均質な減衰構造を仮定）
- $G_n(f)$: n 地点の地盤増幅率

既知パラメータ

- ρ : 震源媒質の密度
- β : 震源媒質のS波速度
- $R_{\theta\phi}$: 震源放射特性係数
- F_s : 自由表面による増幅
- $\bar{\beta}$: 伝播経路の平均S波速度
- X_{mn} : m 地震の n 観測点への震源距離

【参考⑧】友澤ほか（2021）の概要

■ ブロックインバージョン解析

- 友澤ほか(2021)¹⁹⁾のブロックインバージョン解析の一般的なスペクトルインバージョン解析との主な相違点は以下の通り。
 - 伝播経路のQ値は、領域を分割・統合し、不均質な減衰構造を仮定。
 - 2つの基準観測点の理論増幅率で拘束。
- フーリエ振幅スペクトル $F_{mn}(f)$ は以下の式でモデル化。

$$F_{mn}(f) = \frac{\pi f^2 R_{\theta\phi} F_s}{\rho \beta^3} S_m(f) \frac{1}{(X_{mn})^\gamma} \prod_{j=1}^J \exp\left(-\frac{\pi x_{mnj} f}{Q_j(f) \bar{\beta}}\right) \sqrt{\frac{\rho \beta}{\rho_b \beta_b}} G_n(f)$$

推定するパラメータ

- $S_m(f)$: m 地震の震源スペクトル
 $Q_j(f)$: j 番目の領域のQ値
 $G_n(f)$: n 地点の地盤増幅率

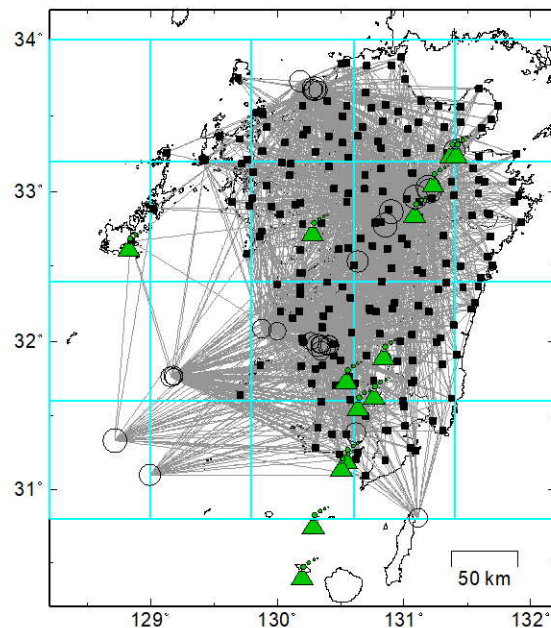
既知パラメータ

- ρ : 震源媒質の密度 (=2.7g/cm³)
 β : 震源媒質のS波速度 (=3.4km/s)
 $R_{\theta\phi}$: 震源放射特性係数 (=0.63)
 F_s : 自由表面による増幅 (=2)
 $\bar{\beta}$: 伝播経路の平均S波速度 (=3.4km/s)
 X_{mn} : m 地震の n 観測点への震源距離
 x_{mnj} : j 番目の領域の伝播距離
 γ : 幾何減衰項
 ρ_b : 地震基盤の密度 (=2.65g/cm³)
 β_b : 地震基盤のS波速度 (=3.2km/s)

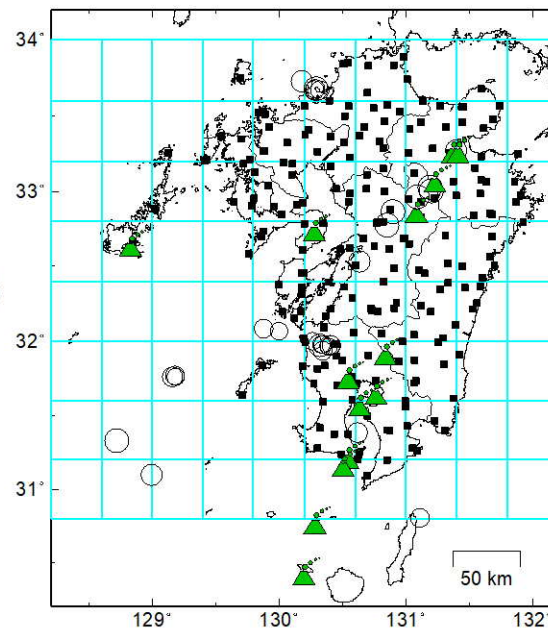
【参考⑧】 友澤ほか（2021）の概要

■ 不均質減衰構造の推定

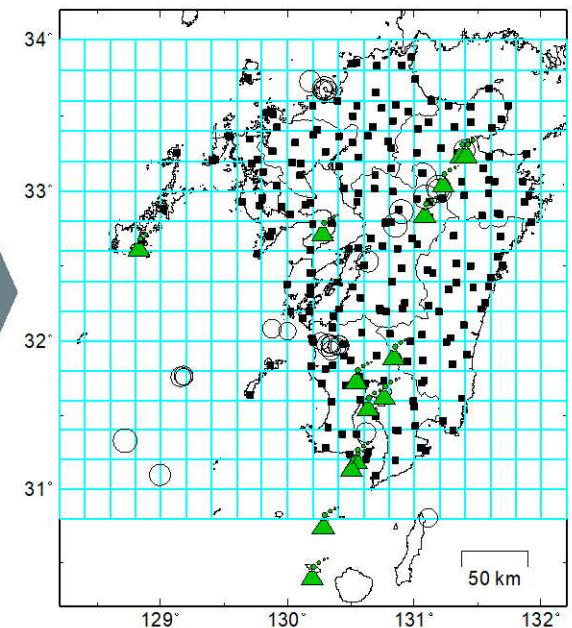
- 領域分割の推定においては、まずは、ブロックサイズを大きく設定し、広域な不均質減衰構造を求め、徐々に最小ブロックサイズを小さくして、より詳細な不均質減衰構造を推定。



①初期領域分割 $0.8^{\circ} \times 0.8^{\circ}$ として
最小ブロック $0.8^{\circ} \times 0.8^{\circ}$ と設定



②左記の条件で推定した領域分割を初期値として
最小ブロック $0.4^{\circ} \times 0.4^{\circ}$ と設定

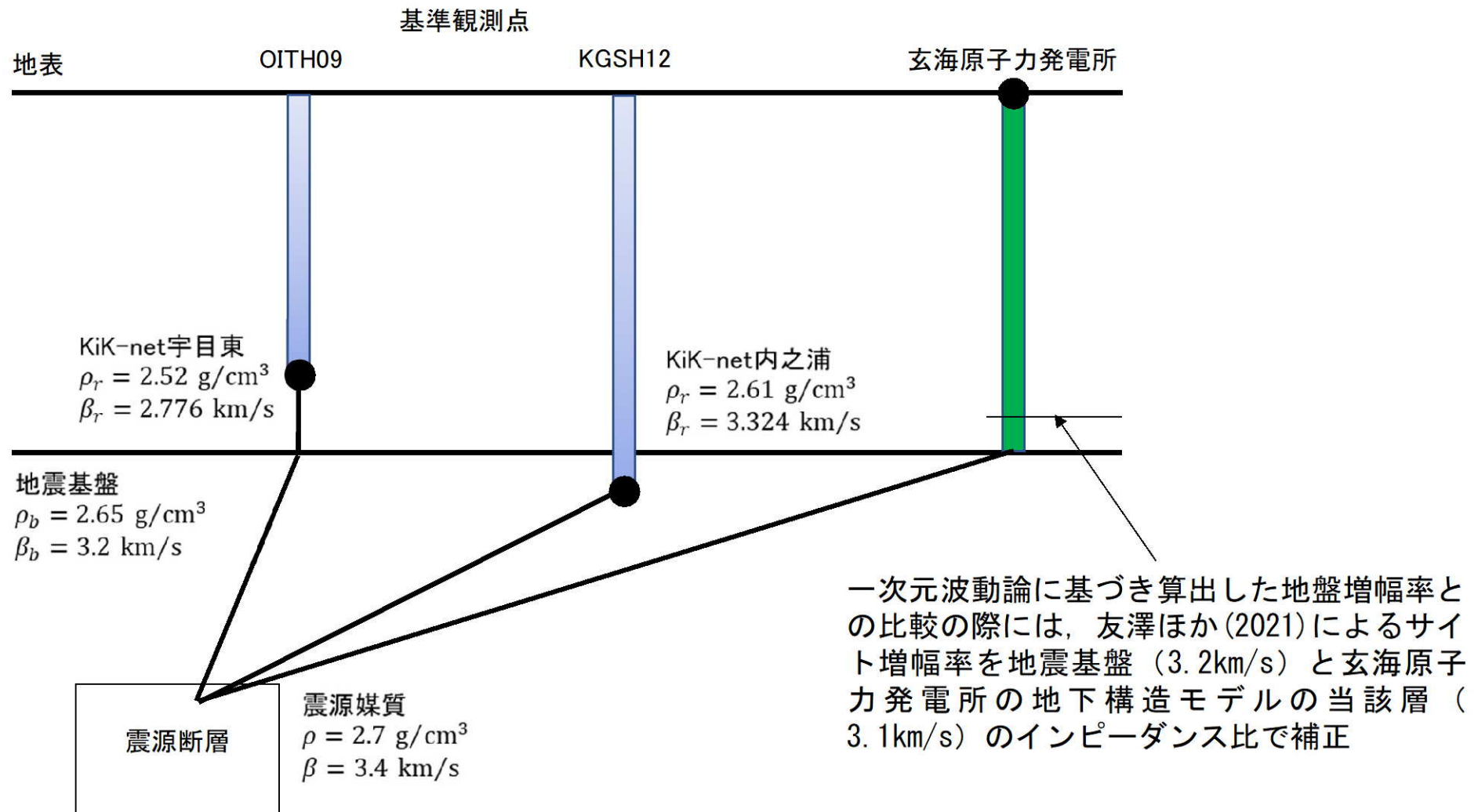


③左記の条件で推定した領域分割を初期値として
最小ブロック $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$ と設定

【参考⑧】友澤ほか（2021）の概要

■ 基準観測点

- 友澤ほか(2021)¹⁹⁾では、KiK-net宇目東(OITH09)とKiK-net内之浦(KGSH12)の2観測点を基準観測点として選定し、その地中観測点位置の理論増幅特性(E+F)/2Eを拘束条件として震源特性とサイト増幅特性のトレードオフを解消。
- 地震基盤から基準観測点の地中観測点への増幅率はインピーダンス比を考慮。



【参考⑧】 友澤ほか（2021）の概要

- 笠松ほか(2014)²³⁾の最適化地盤モデルによると、基準観測点として選定したKiK-net宇目東(OITH09)とKiK-net内之浦(KGSH12)の地中観測点位置は、地震基盤と見なせるため、基準観測点に適していると判断。
- 笠松ほか(2014)²³⁾では、観測点の地表／地中の伝達関数を算定し、それに鉛直入射を仮定した一次元波動論を当てはめる逆解析に基づいて最適化を検討。

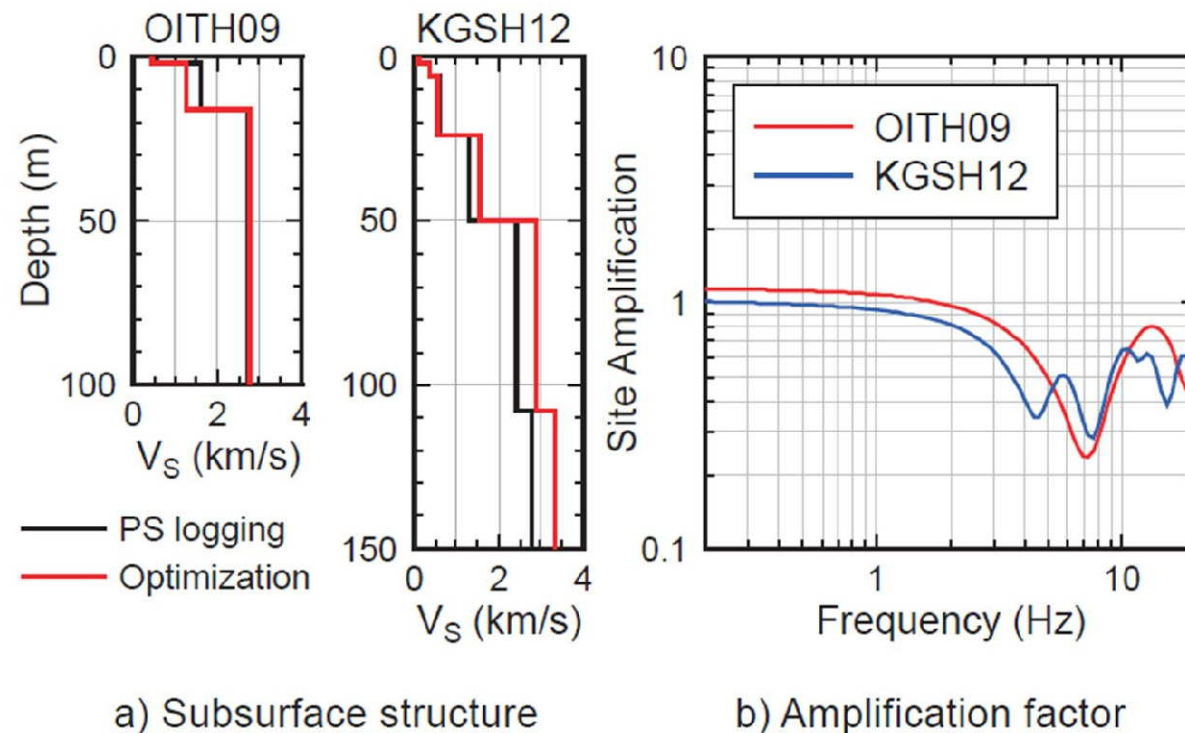


Fig. 2 Subsurface structure of reference stations and theoretical amplification factors as constraint condition

【参考⑧】 友澤ほか（2021）の概要

■ 不均質減衰構造の推定結果

- 伝播経路特性の不均質減衰構造の推定結果によると、鹿児島県の霧島山、桜島、開聞岳周辺、大分県の九重山、湯布院周辺、長崎県の西方で周辺よりも相対的に減衰が大きい領域が推定。

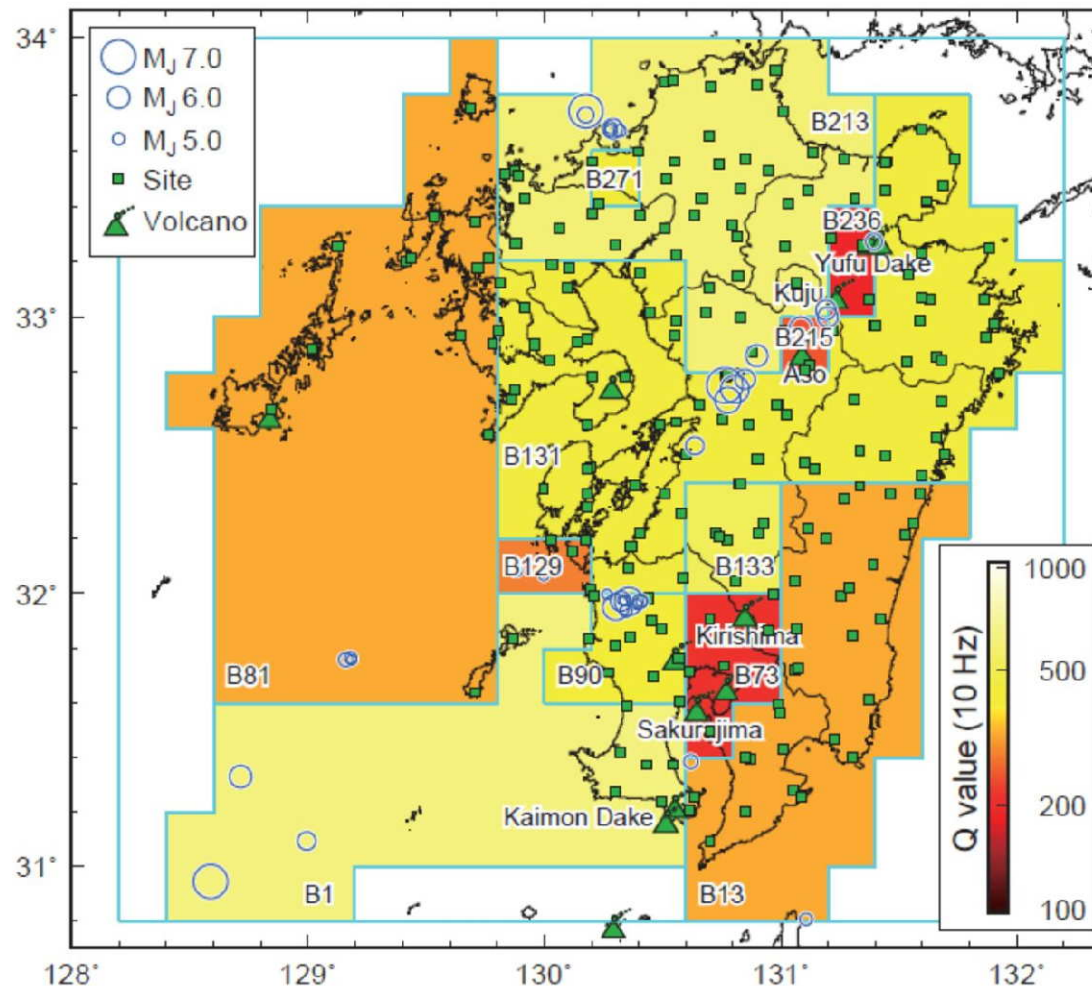


Fig. 4 Estimated inhomogeneous attenuation structure

※友澤ほか（2021）より抜粋

【参考⑧】 友澤ほか（2021）の概要

■ サイト増幅率の推定結果

- 岩盤相当の観測点において、推定したサイト増幅率と地盤モデルに基づく理論増幅率を比較した結果、均質な減衰構造を仮定した場合よりも不均質減衰構造を仮定した場合の残差が小さく、理論増幅率との対応がよいことを確認。

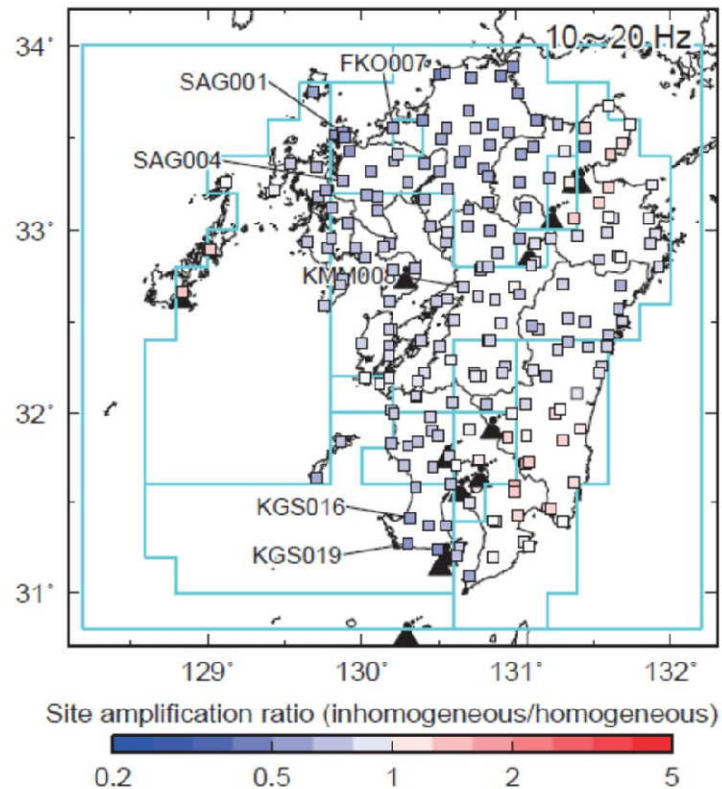


Fig.13 Spatial distribution of site amplification ratio

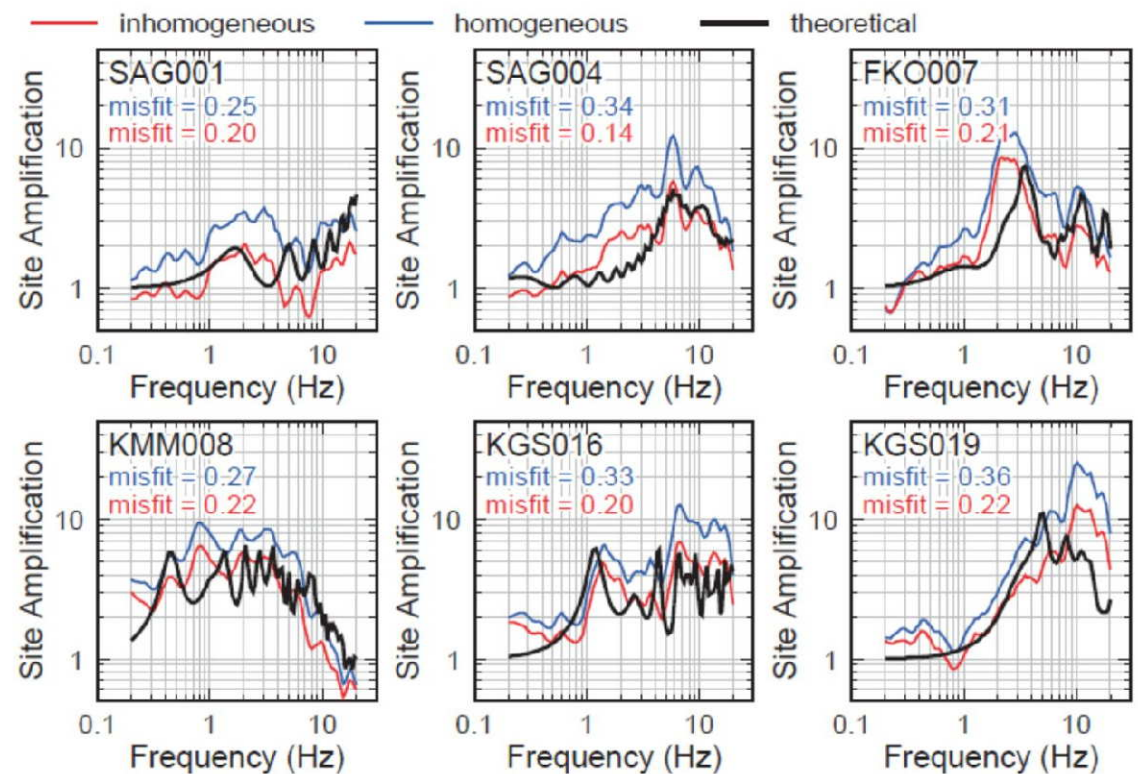


Fig.14 Comparison of estimated and theoretical site amplifications

【参考⑧】 友澤ほか（2021）の概要

■ 回帰残差の比較

- 全領域で均質な減衰構造を仮定してスペクトルインバージョン解析を行った場合と、ブロックインバージョン解析により減衰構造に不均質性を考慮した場合の回帰残差の標準偏差を比較。
- 伝播経路特性のモデル化に不均質性を考慮することにより、特に高周波数側でばらつきの値が最大15%低減。

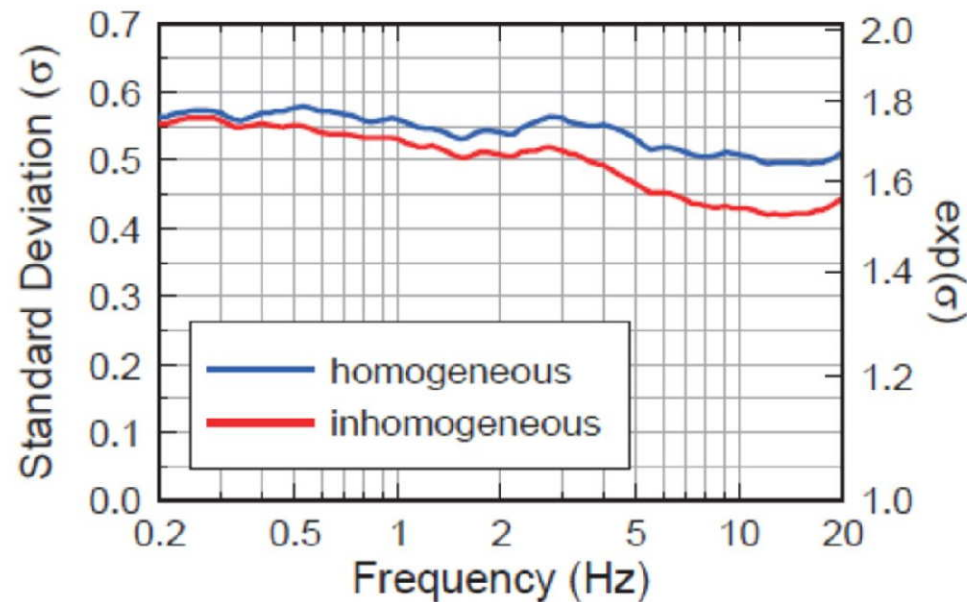


Fig.15 Comparison of standard deviation

【参考⑨】 既許可の地下構造モデル

【参考⑨】既許可の地下構造モデル

■ 既許可の地下構造モデル

- 既許可では、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」のうち「断層モデルを用いた手法による地震動評価」において、長周期帯の理論的手法による地震動評価への適用を目的に、解放基盤以深の地下構造モデルを設定。

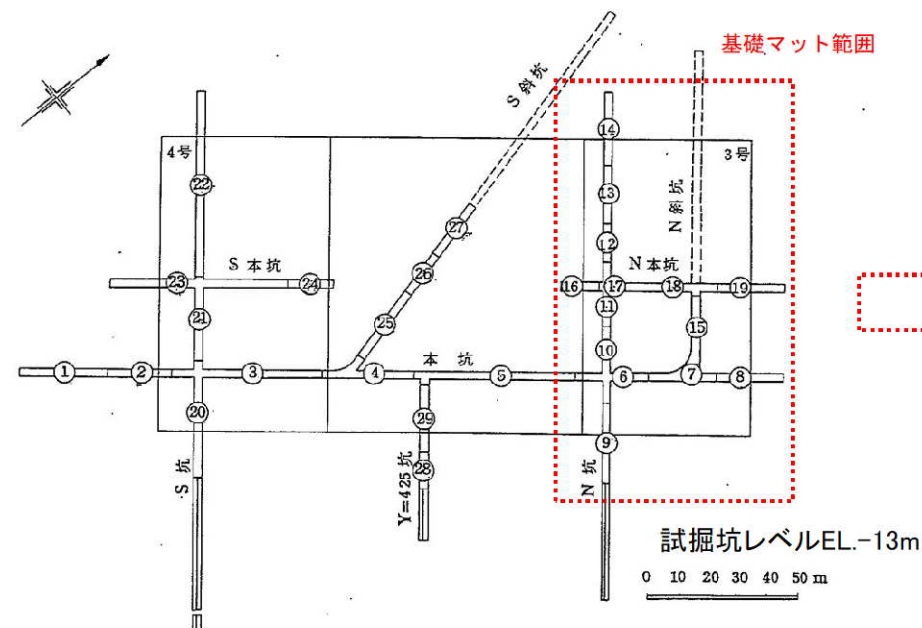
既許可における長周期帯の理論的手法に用いる一次元地下構造モデル

EL. 解放基盤表面	層上面 (km)	密度 ρ (g/cm ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Q 値	設定根拠	
						Vs、Vp	Q値
-15m	0. 0	2. 35	1350	3000	100	試掘坑内 弾性波試験	慣用値 (Vs/15~10)
-50m	-0. 035	2. 35	1570	3440	100	PS検層	
-100m	-0. 085	2. 35	1730	3470	100		
-150m	-0. 135	2. 35	1770	3650	100		
-200m	-0. 185	2. 40	2100	4000	200	地震調査委員会 (2007)	
-1804m	-1. 789	2. 60	3100	5500	300		
-3015m	-3. 0	2. 70	3500	5900	300	地震調査委員会 (2003)	
-20015m	-20. 0	3. 00	3800	6600	500		
-33015m	-33. 0	3. 30	4300	7600	500		

【参考⑨】既許可の地下構造モデル

■ 既許可の地下構造モデルの設定（解放基盤表面～EL. -50mまで）

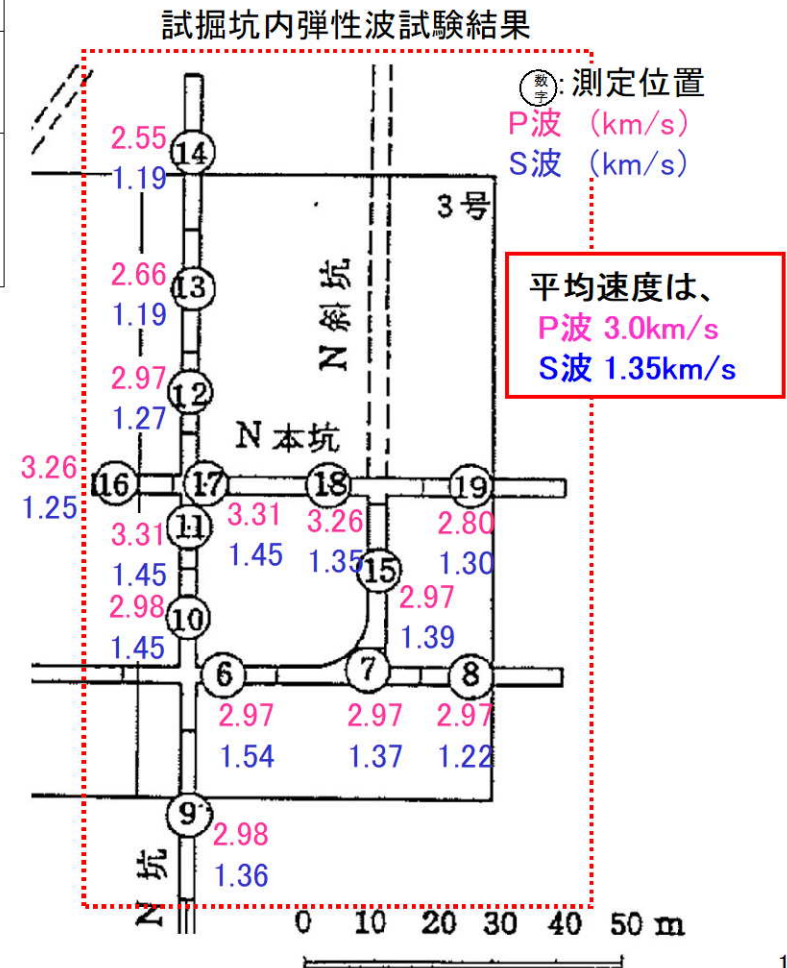
EL. 解放基盤表面	層上面 (km)	密度 ρ (g/cm ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Q 値	設定根拠 (Vs、Vp)
-15m	0.0	2.35	1350	3000	100	試掘坑内 弾性波試験
-50m	-0.035	2.35	1570	3440	100	PS検層
-100m	-0.085	2.35	1730	3470	100	
-150m	-0.135	2.35	1770	3650	100	
-200m	-0.185	2.40	2100	4000	200	地震調査委員会 (2007)
-1804m	-1.789	2.60	3100	5500	300	
-3015m	-3.0	2.70	3500	5900	300	地震調査委員会 (2003)
-20015m	-20.0	3.00	3800	6600	500	
-33015m	-33.0	3.30	4300	7600	500	



拡大

第402回審査会合資料より抜粋（一部修正）

- 解放基盤表面～層上面-0.035kmまでのP波速度及びS波速度については、3号炉基礎マット範囲における試掘坑内弾性波試験結果の加重平均により算出。密度 ρ については、岩石試験結果より設定。



【参考⑨】既許可の地下構造モデル

■ 既許可の地下構造モデルの設定 (EL. -50m ~EL. -200mまで)

EL. 解放基盤表面	層上面 (km)	密度 ρ (g/cm ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Q 値	設定根拠 (Vs、Vp)
-15m	0.0	2.35	1350	3000	100	試掘坑内 弾性波試験
-50m	-0.035	2.35	1570	3440	100	PS検層
-100m	-0.085	2.35	1730	3470	100	
-150m	-0.135	2.35	1770	3650	100	
-200m	-0.185	2.40	2100	4000	200	地震調査委員会 (2007)
-1804m	-1.789	2.60	3100	5500	300	
-3015m	-3.0	2.70	3500	5900	300	地震調査委員会 (2003)
-20015m	-20.0	3.00	3800	6600	500	
-33015m	-33.0	3.30	4300	7600	500	

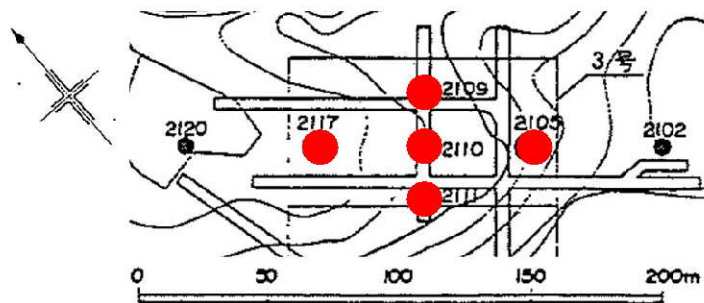
第402回審査会合資料より抜粋(一部修正)

PS検層結果

3 号 側					
ボーリング孔番	2105、2109、2110、2111、2117				
標 高	P波速度	S波速度	動ポアソン比	動弾性係数	
EL. (m)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ν_d	E_d ($\times 10^8$ kg/cm ²)	
-15--50	3.35	1.45	0.38	1.45	
-50--100	3.44	1.57	0.37	1.68	
-100--150	3.47	1.73	0.33	1.98	
-150以深	3.65	1.77	0.35	2.10	

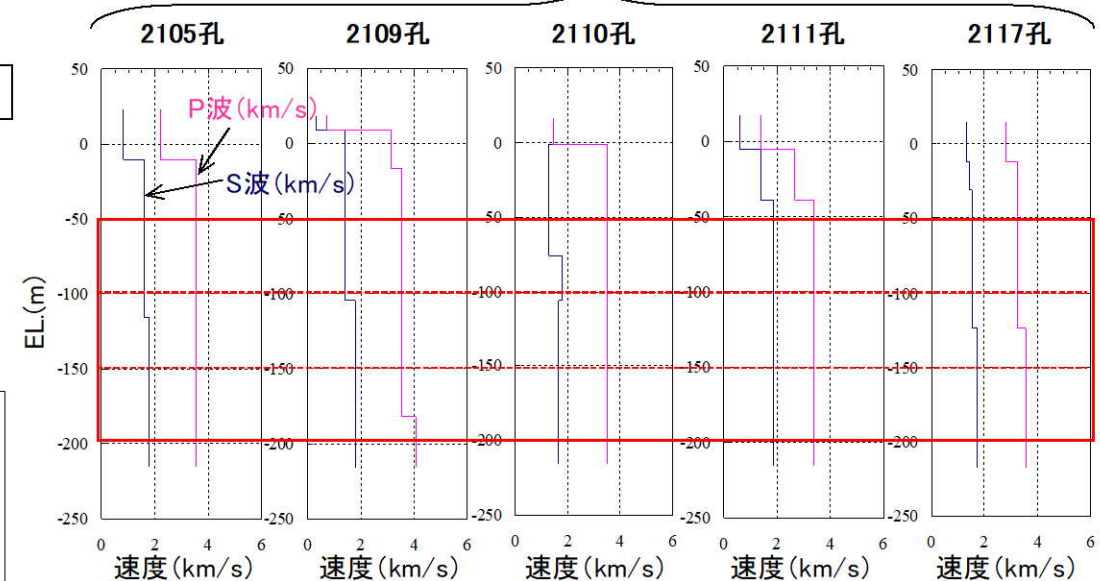
↑ 平均値

PS検層位置



● PS検層位置

- 層上面-0.035km~-0.185kmまでのP波速度及びS波速度については、3号炉基礎マット範囲におけるPS検層結果を採用。密度 ρ については、解放基盤表面~層上面-0.035kmと同様に設定。



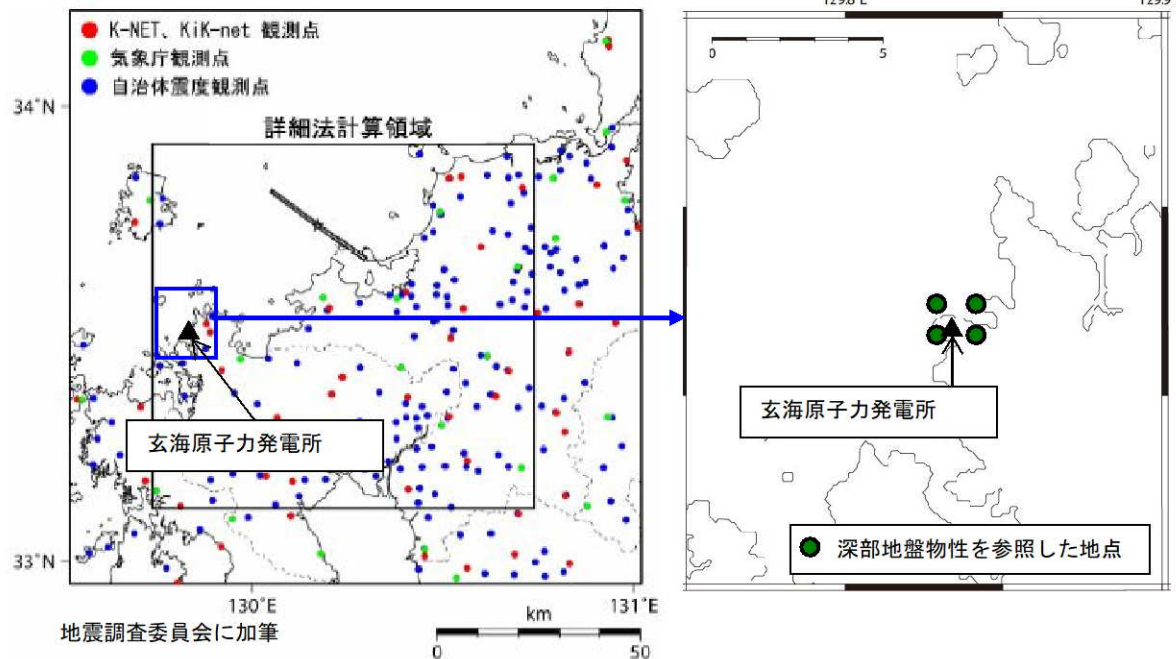
【参考⑨】既許可の地下構造モデル

■ 地下構造モデルの設定 (EL. -200m以深)

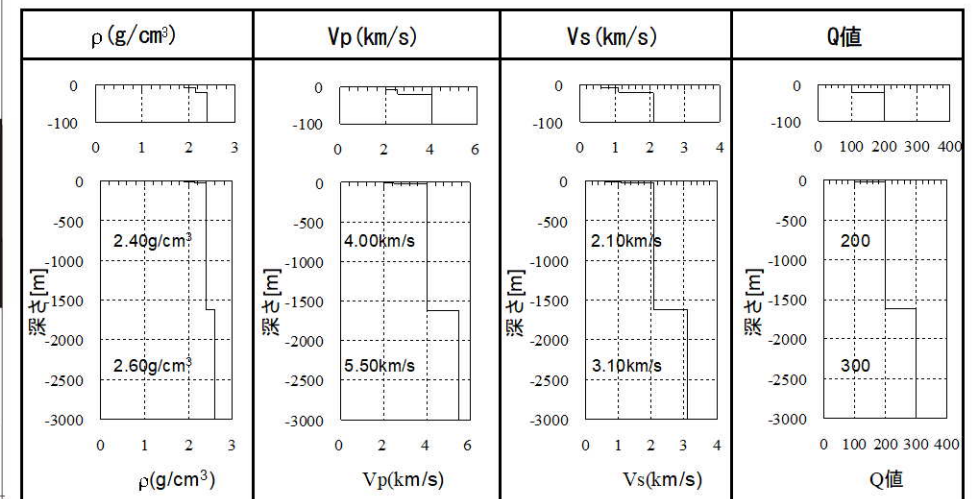
EL. 解放基盤表面	層上面 (km)	密度 ρ (g/cm ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Q 値	設定根拠 (Vs、Vp)
-15m	0.0	2.35	1350	3000	100	試掘坑内 弾性波試験
-50m	-0.035	2.35	1570	3440	100	PS検層
-100m	-0.085	2.35	1730	3470	100	
-150m	-0.135	2.35	1770	3650	100	
-200m	-0.185	2.40	2100	4000	200	
-1804m	-1.789	2.60	3100	5500	300	地震調査委員会 (2007)
-3015m	-3.0	2.70	3500	5900	300	地震調査委員会 (2003)
-20015m	-20.0	3.00	3800	6600	500	
-33015m	-33.0	3.30	4300	7600	500	

第402回審査会合資料より抜粋(一部修正)

- 「2005年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証」(地震調査委員会(2007))における詳細法(ハイブリッド法)の計算領域に、玄海原子力発電所周辺も含まれており、玄海原子力発電所周辺の深い地盤構造の物性値が設定されている。
- EL. -200m~EL. -3015mまでは、地震調査委員会(2007)の地盤構造の物性値を用い、玄海原子力発電所を囲む4地点の平均値をもとに各速度層の境界を設定。
- EL. -3015m以深については、地震調査委員会(2003)等を参考に設定。



4地点の平均値

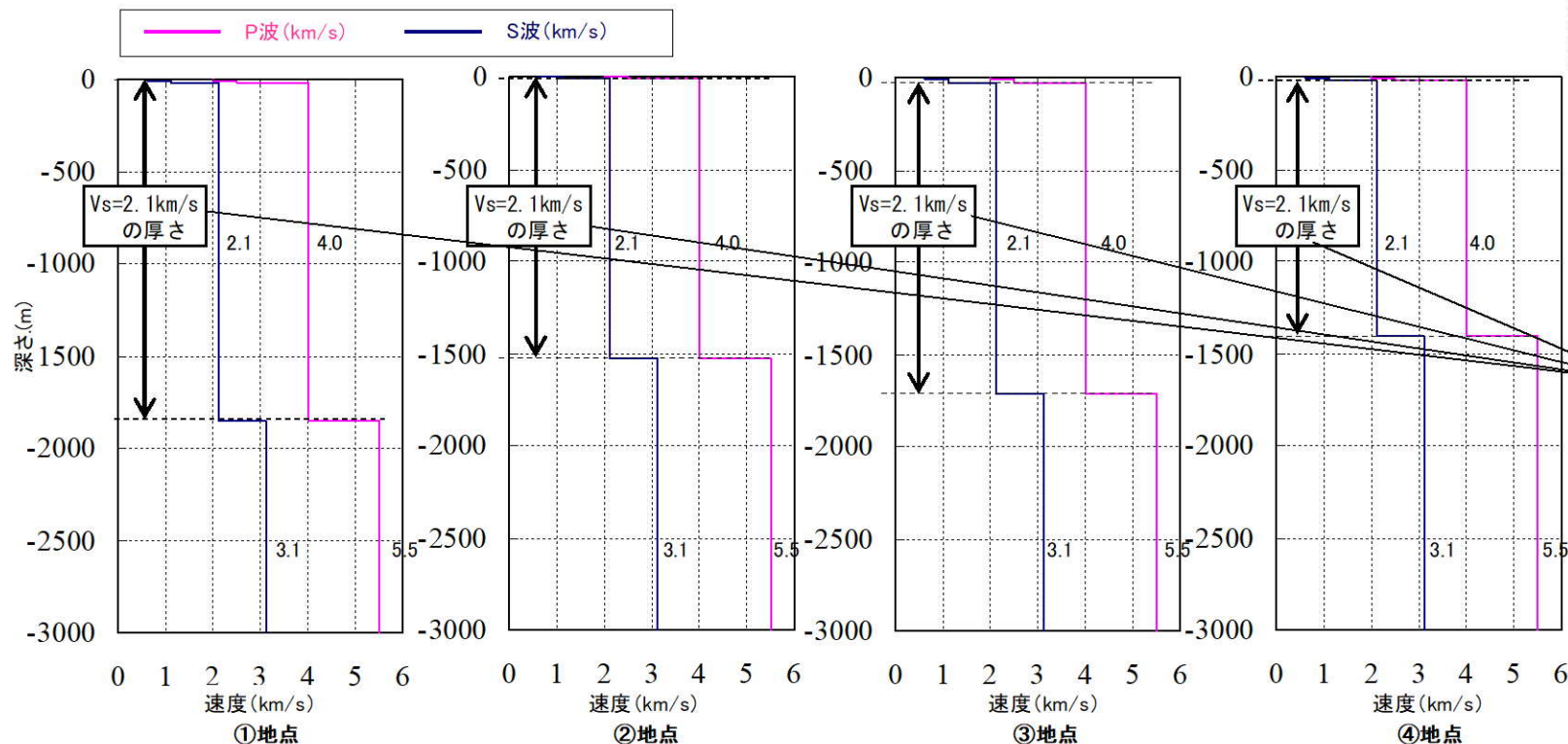
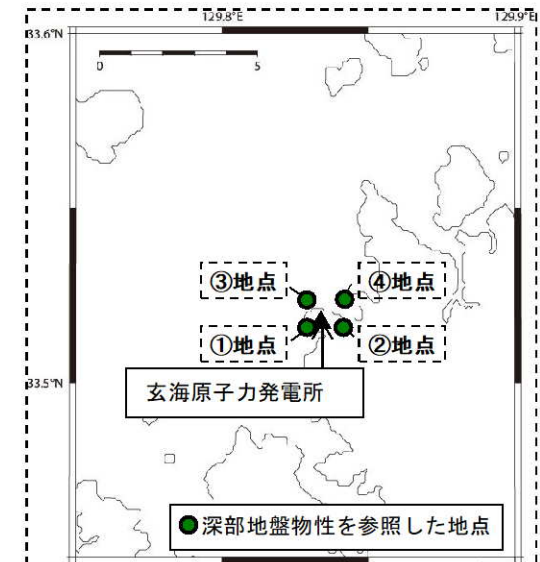


【参考⑨】 既許可の地下構造モデル

■ 地下構造モデルの設定 (EL. -200m～EL. -3015mまで)

第402回審査会合資料より抜粋(一部修正)

- 地震調査委員会(2007)では、各種物理探査結果、PS検層データ(K-NET, KiK-net)、ボーリング調査結果、地形・地質解釈資料等を整理し、地震観測記録に基づく調整を行い、深い地盤構造を設定している。
- 玄海原子力発電所のEL. -200m以深の速度層は、地震調査委員会(2007)により物性値 ($V_s=2.1\text{km/s}$ 、 $V_s=3.1\text{km/s}$) を定め、玄海原子力発電所周辺の4地点の $V_s=2.1\text{km/s}$ に対応する地盤厚さの平均値から、 $V_s=2.1\text{km/s}$ の第5層をEL. -200mからEL. -1804mとする。
- 第5層 ($V_s=2.1\text{km/s}$) の下層の第6層 ($V_s=3.1\text{km/s}$) は、地震調査委員会により3km以深の地下構造が示されていることから、EL. -1804mからEL. -3015mまでとする。

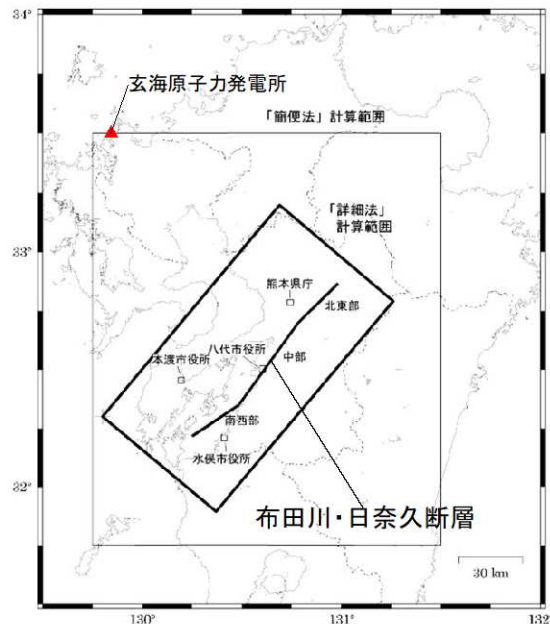


・ $V_s=2.1\text{km/s}$ の厚さの平均値から、第5層 ($V_s=2.1\text{km/s}$) は、EL. -200mからEL. -1804mと設定する

【参考⑨】既許可の地下構造モデル

■ 地下構造モデルの設定（EL. -3015m以深）

EL. 解放基盤表面	層上面 (km)	密度 ρ (g/cm ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Q 値	設定根拠 (Vs、Vp)
-15m	0.0	2.35	1350	3000	100	試掘坑内 弾性波試験
-50m	-0.035	2.35	1570	3440	100	PS検層
-100m	-0.085	2.35	1730	3470	100	
-150m	-0.135	2.35	1770	3650	100	
-200m	-0.185	2.40	2100	4000	200	地震調査委員会 (2007)
-1804m	-1.789	2.60	3100	5500	300	
-3015m	-3.0	2.70	3500	5900	300	地震調査委員会 (2003)
-20015m	-20.0	3.00	3800	6600	500	
-33015m	-33.0	3.30	4300	7600	500	



地震調査委員会(2003)に加筆

第402回審査会合資料より抜粋（一部修正）

- EL. -3015m以深は、地震調査委員会（2003）をもとに設定した。
- 地震調査委員会（2003）では、布田川・日奈久断層帯の地震を想定した地震動評価を実施しており、地震基盤より深い地下構造モデルが示されている。その中では、Zhao et al. (1992)、八木原ら(2001)の文献に基づき、上部地殻、下部地殻、上部マントルに対応した速度構造を設定している。
- 玄海原子力発電所の震源モデルの設定においては、地震発生層（Vp=5.8km/s～6.4km/s程度）を、保守的に厚さ17km（上端深さ-3km、下端深さ-20km）と設定している。（第8層上端の標高は-20km）
- 地震発生層以深の地震波速度、密度及びQ値は地震調査委員会（2003）を参照している。

地震調査委員会（2003）による各層のモデルパラメータ

名称	上面深度 (km)	層厚 (km)	S 波速度 (km/s)	P 波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	Q
上部地殻	3	14	3.5	5.9	2.70	300
下部地殻	17	16	3.8	6.6	3.00	500
上部 マントル	33	∞	4.3	7.6	3.30	500

参考文献 (1/2)

- 1) S. Noda, K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo and T. Watanabe (2002): RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering, Oct. 16-18, pp. 399-408.
- 2) 武村雅之, 池浦友則, 高橋克也, 石田寛, 大島豊(1993): 堆積地盤における地震波減衰特性と地震動評価, 日本建築学会構造系論文報告集, 第446号, pp. 1-11, 1993年4月.
- 3) 福島美光, 翠川三郎(1994): 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.
- 4) 木下繁夫, 大池美保(2002): 関東地域の堆積層-基盤系におけるS波の減衰特性 -0.5~16Hz-, 地震第2輯, 第55巻, pp. 19-31.
- 5) R. Fukushima, H. Nakahara, and T. Nishimura(2016): Estimating S-Wave Attenuation in Sediments by Deconvolution Analysis of KiK-net Borehole Seismograms, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 106, No. 2, pp. 552-559.
- 6) 佐藤浩章, 金谷守, 大島靖樹(2006): 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.
- 7) 佐藤浩章(2012): 地震動評価のための地表に近い岩盤における減衰の測定とそのモデル化, 物理探査, 第65巻第1&2号(2012), pp. 37-51.
- 8) R. E. Abercrombie(1998): A Summary of Attenuation Measurements from Borehole Recordings of Earthquakes: The 10 Hz Transition Problem, Pure appl. geophys., 153 (1998), pp. 475-487.
- 9) Riga, Evi, F. Hollender, A. Roumelioti, P.-Y. Bard, and K. Pitilakis (2019): Assessing the Applicability of Deconvolution of Borehole Records for Determining Near-Surface Shear-Wave Attenuation, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 109, No.2, pp. 621-635.
- 10) John G. ANDERSON(2004): QUANTITATIVE MEASURE OF THE GOODNESS-OF-FIT OF SYNTHETIC SEISMOGRAMS, 13th World Conference on Earthquake Engineering Vancouver, B.C., Canada, Paper No. 243, August 1-6, 2004.
- 11) 地盤工学会(2013): 地盤の弾性波速度検層方法, JGS1122-2013, 2013年3月
- 12) 信岡大, 東宏幸, 大場政章(2012): PS検層の手法を用いた地盤減衰特性(Q値)の評価, 物理探査, 第6巻, 第1&2号, 79-90, 2012年
- 13) 佐藤浩章, 岡田哲実(2012): 地震観測記録に基づく地震動の減衰特性(その5) -実岩盤における減衰付加効果の解明のための岩石コアの減衰測定-, 電力中央研究所報告, N11063, 2012年5月
- 14) M. N. Toksöz, D. H. Johnston, and A. Timur(1979), Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. Laboratory measurements, Geophysics, 44, 4, pp. 681-690

参考文献 (2/2)

- 15) 石田寛, 太田外気晴, 原昭夫, 高橋克也(1987): 室内試験、S波検層および観測地震動に基づく地盤の減衰評価, 第15回地盤震動シンポジウム, 1987年8月
- 16) 小林源裕, 儘田豊, 堤英明(2010): PS検層と鉛直アレ観測記録から評価される地盤の減衰定数の関係性, 物理探査学会第122回学術講演会論文集(2010), 37-40, 2010年
- 17) 小林源裕, 儘田豊, 堤英明, 安藤誠, 鈴木晴彦, 松山尚典(2013): PS検層による地盤のS波の減衰定数の評価に関する検討ー鉛直アレ観測による減衰定数との比較ー, 物理探査, 第66巻, 第3号, 153-165, 2013年
- 18) 佐藤浩章(2010): 地震観測記録に基づく地震動の減衰特性(その4)ー地表に近い岩盤における減衰定数の評価と速度の揺らぎとの関係ー, 電力中央研究所報告, N10004, 2010年8月
- 19) 友澤裕介、加藤研一、中尾隆、本村一成、赤司二郎(2021):九州地域の震源特性・不均質伝播経路特性・サイト増幅特性の推定 強震観測記録のブロックインバージョン解析に基づく検討、日本建築学会構造系論文集、第86巻、第790号、1597-1606、2021年12月.
- 20) 友澤裕介, 加藤研一, 中尾隆, 本村一成, 赤司二郎(2019a): 九州地方の震源特性・伝播経路特性・サイト増幅特性の推定(その1) ブロックインバージョン解析に基づく不均質減衰構造の推定, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 21238, 2019年9月.
- 21) 中尾隆, 本村一成, 赤司二郎, 友澤裕介, 加藤研一(2019a): 九州地方の震源特性・伝播経路特性・サイト増幅特性の推定(その2) 距離減衰特性の方位性、サイト増幅特性、震源特性, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 21239, 2019年9月.
- 22) 友澤裕介、加藤研一、野尻揮一郎(2019b): 地震動の伝播経路特性の領域分割に着目した不均質減衰構造・震源特性・サイト増幅特性の推定 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域を対象とした検討、日本建築学会構造系論文集、第84巻、第756号、171-181、2019年2月.
- 23) 笠松健太郎、池浦友則、岡崎敦(2014): KiK-net地点における応答スペクトルのはざとり倍率、日本建築学会大会学術講演梗概集、21207、2014年9月.