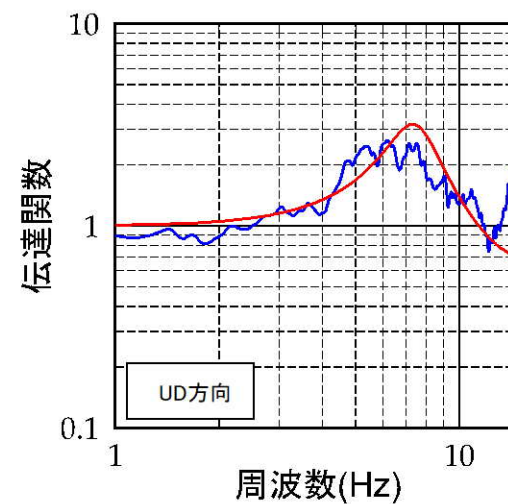
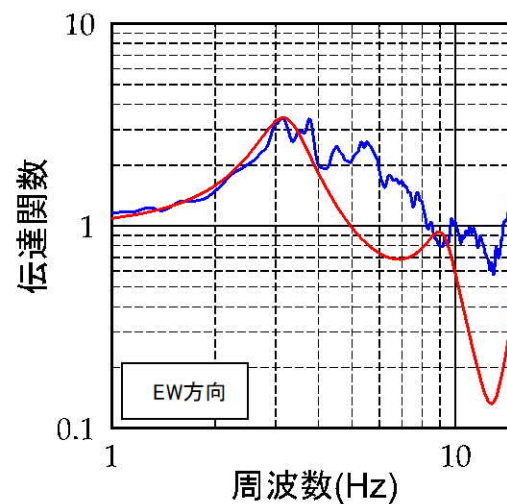
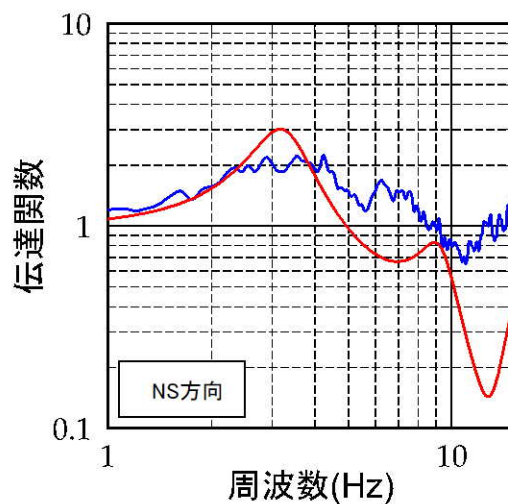
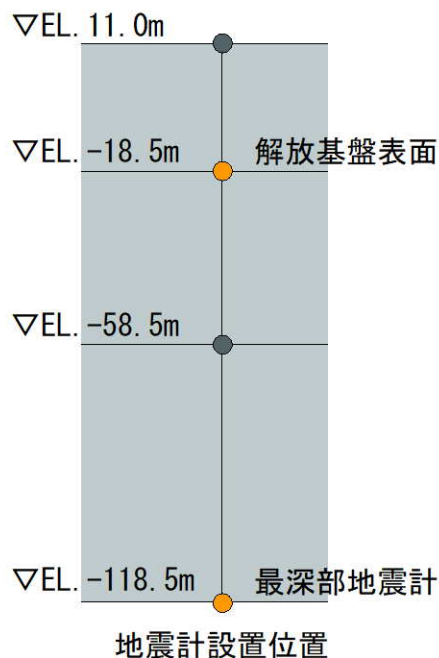


【補足①】地震観測記録の伝達関数との整合性に関する検討（周波数依存型）

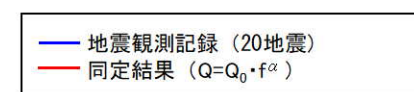
【補足①】地震観測記録の伝達関数との整合性に関する検討（周波数依存型）

■ 地震観測記録との整合性

- 前頁までの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4Hz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



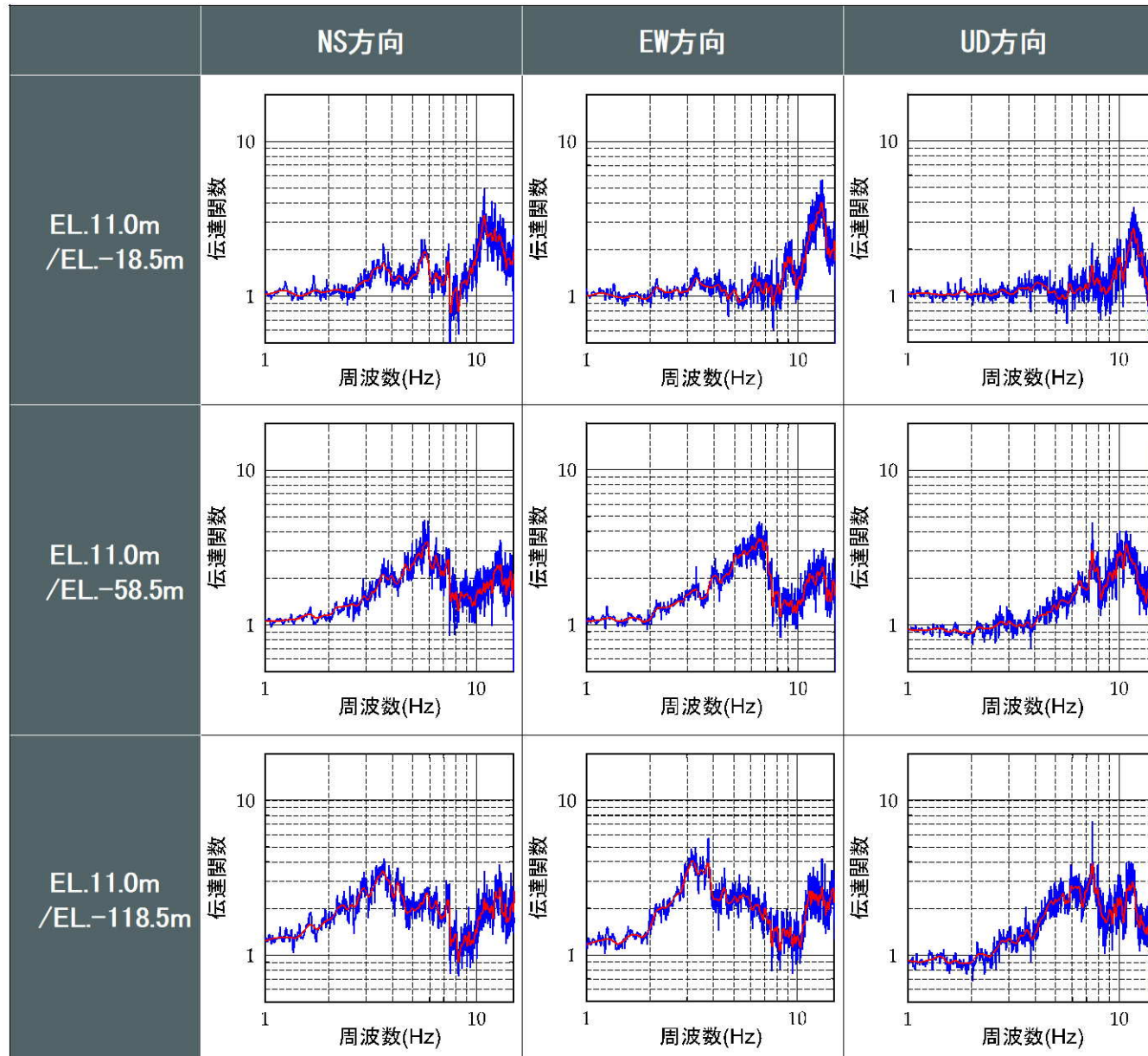
今回の伝達関数の比較
(EL.-18.5m/EL.-118.5m)



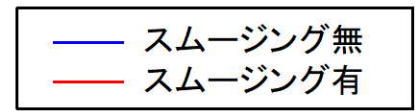
※観測記録の伝達関数はParzen Window 0.2Hzでスージング

【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（周波数依存型）

■ 地震観測記録のスミージングによる影響確認



- 今回の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（20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（20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。

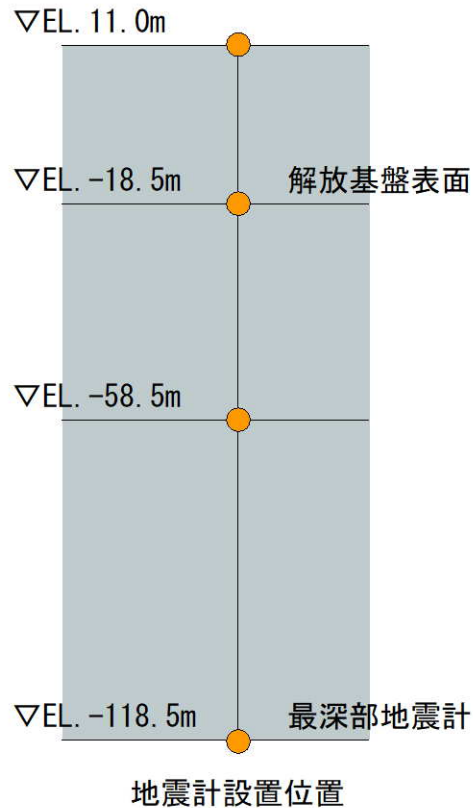


【補足①】地震観測記録の伝達関数との整合性に関する検討（周波数依存型）

■ 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）



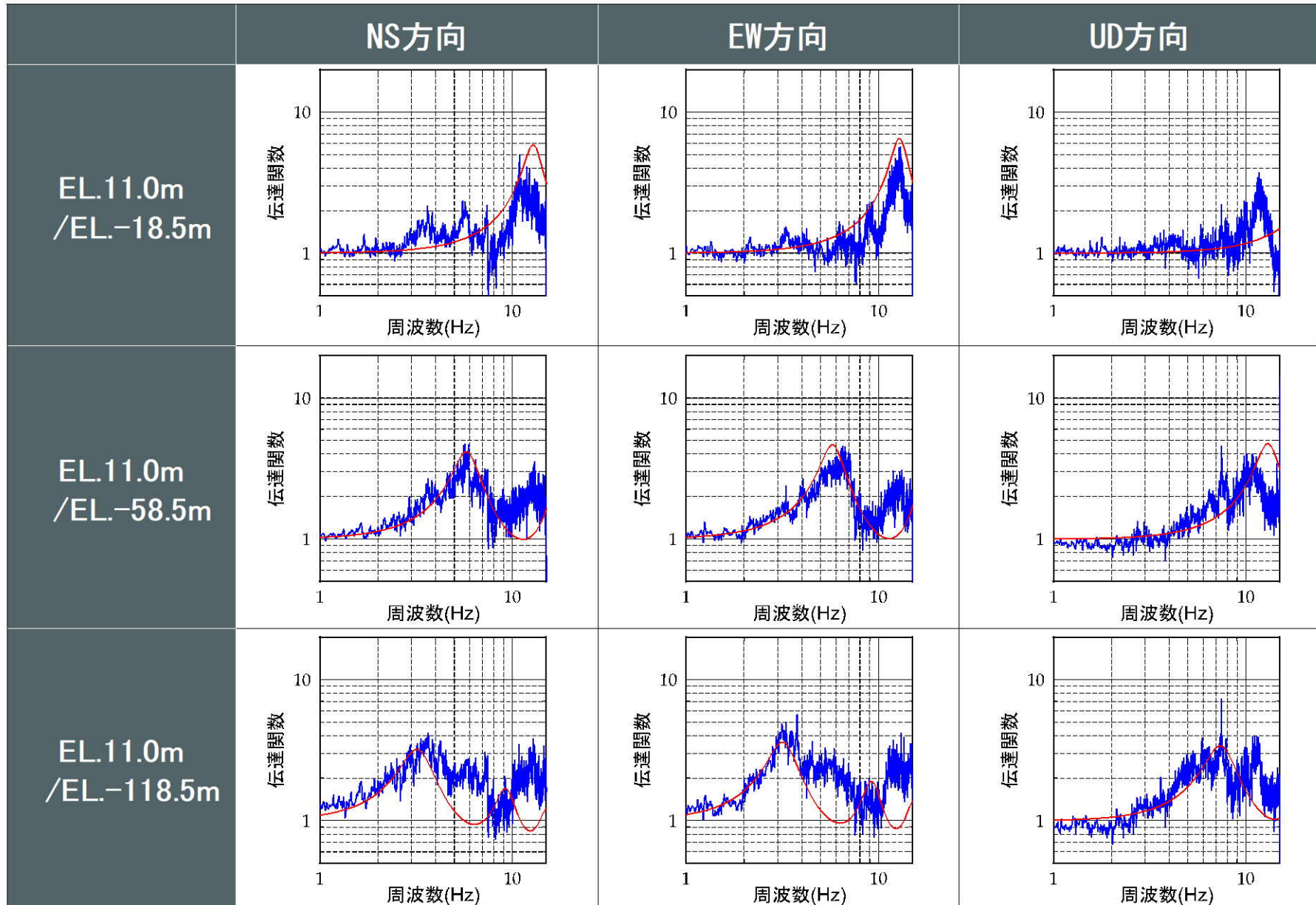
| 項目 | 条件 |
|----------------|---|
| 対象地震の選定条件 | M5.4以上、震央距離200km程度以内の内陸地殻内地震 |
| 対象地震数 | 20地震 |
| ターゲットとする観測伝達関数 | 20地震の平均伝達関数（NS, EW, UD成分） <ul style="list-style-type: none"> ・ EL. 11.0m/EL. -18.5m ・ EL. 11.0m/EL. -58.5m ・ EL. 11.0m/EL. -118.5m 観測記録全区間を使用 <u>ウィンドウ処理なし</u> |
| 同定方法 | 層厚、密度、S波速度Vs及びP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（周波数依存型）

■ 地盤減衰（Q値）の同定結果（スムージング無）

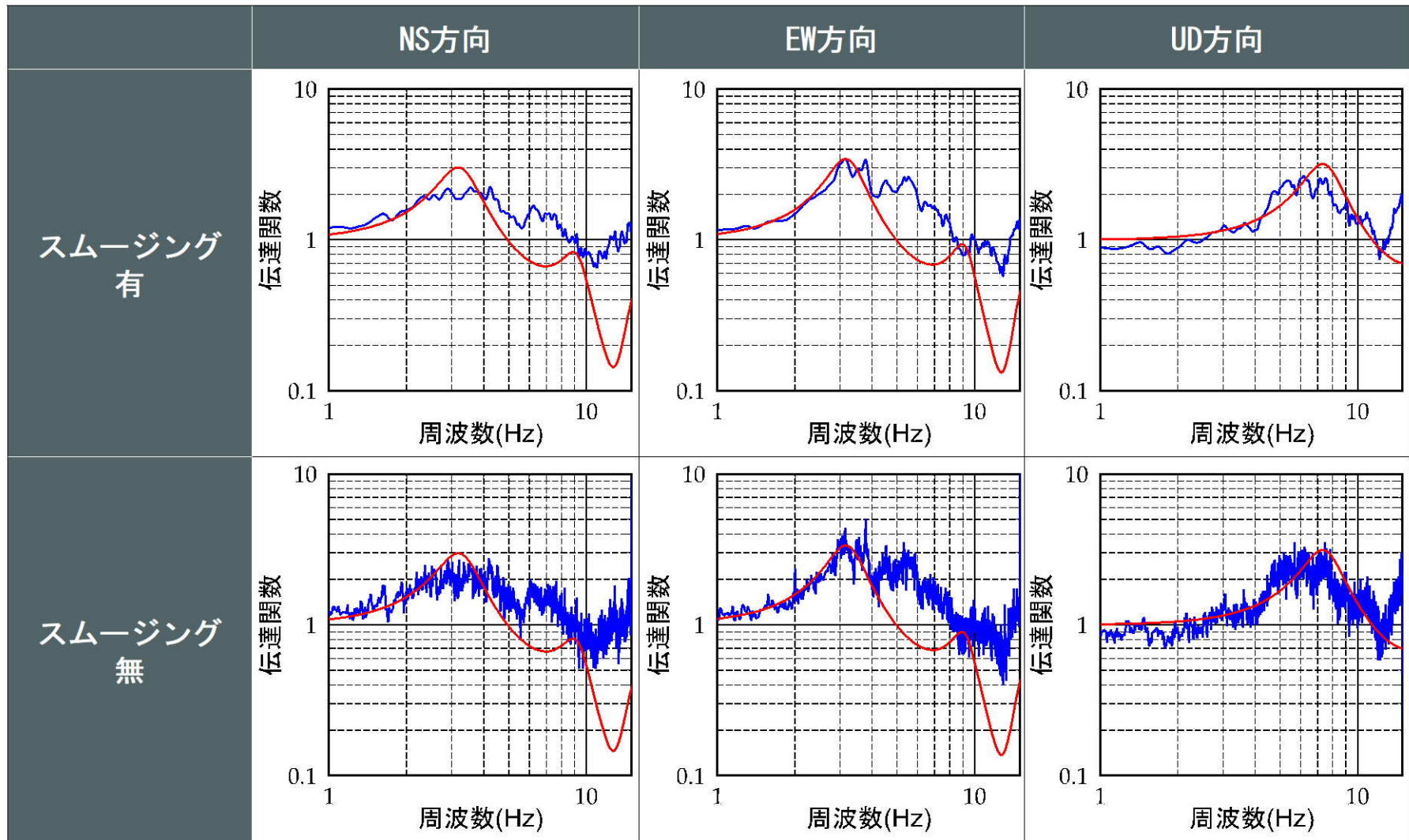
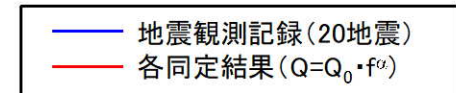
— 地震観測記録(20地震)
 — スムージングの影響確認($Q=Q_0 \cdot f^\alpha$)



【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（周波数依存型）

■ 地盤減衰（Q値）の同定結果の比較（EL. -18.5m/EL. -118.5m）

- ・ 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。

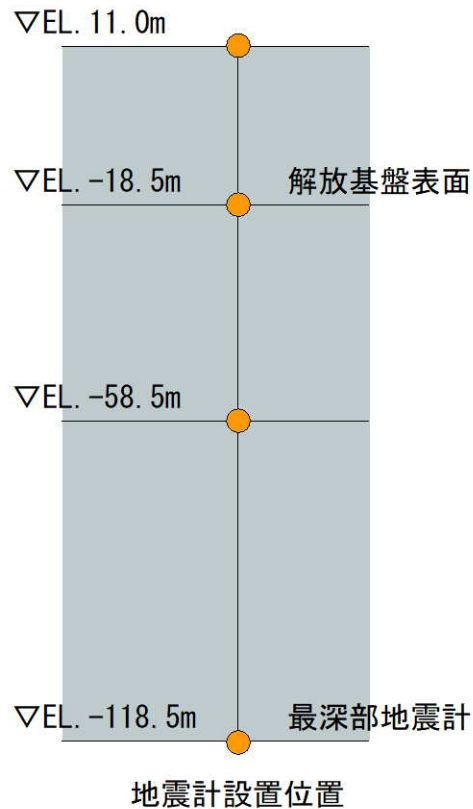


【補足①】地震観測記録の伝達関数との整合性に関する検討（周波数依存型）

■ 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）による地盤減衰の同定における解析条件
（Vs、Vpの同定解析の影響確認用）



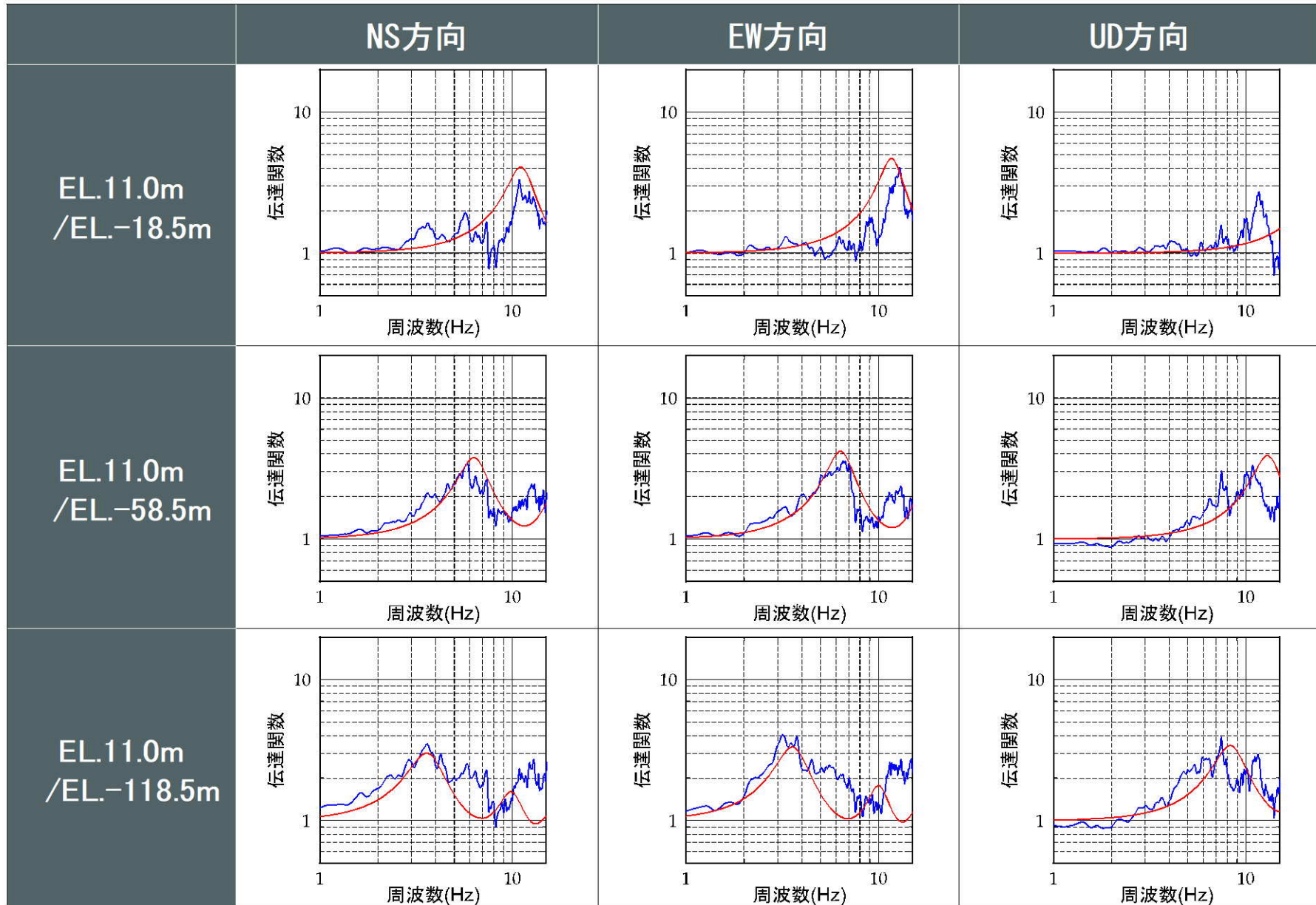
| 項目 | 条件 |
|----------------|---|
| 対象地震の選定条件 | M5.4以上、震央距離200km程度以内の内陸地殻内地震 |
| 対象地震数 | 20地震 |
| ターゲットとする観測伝達関数 | 20地震の平均伝達関数（NS, EW, UD成分） <ul style="list-style-type: none"> EL. 11.0m/EL. -18.5m EL. 11.0m/EL. -58.5m EL. 11.0m/EL. -118.5m 観測記録全区間を使用 Band幅0.2HzのParzenウィンドウ |
| 同定方法 | <u>層厚は各地震計観測点の距離、</u> <u>密度は既許可の地下構造モデルの値を参照し、</u> <u>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（周波数依存型）

■ 地盤減衰（Q値）の同定結果（Vs、Vp同定解析）

— 地震観測記録(20地震)
 — Vs、Vpの同定解析の影響確認 ($Q=Q_0 \cdot f^\alpha$)

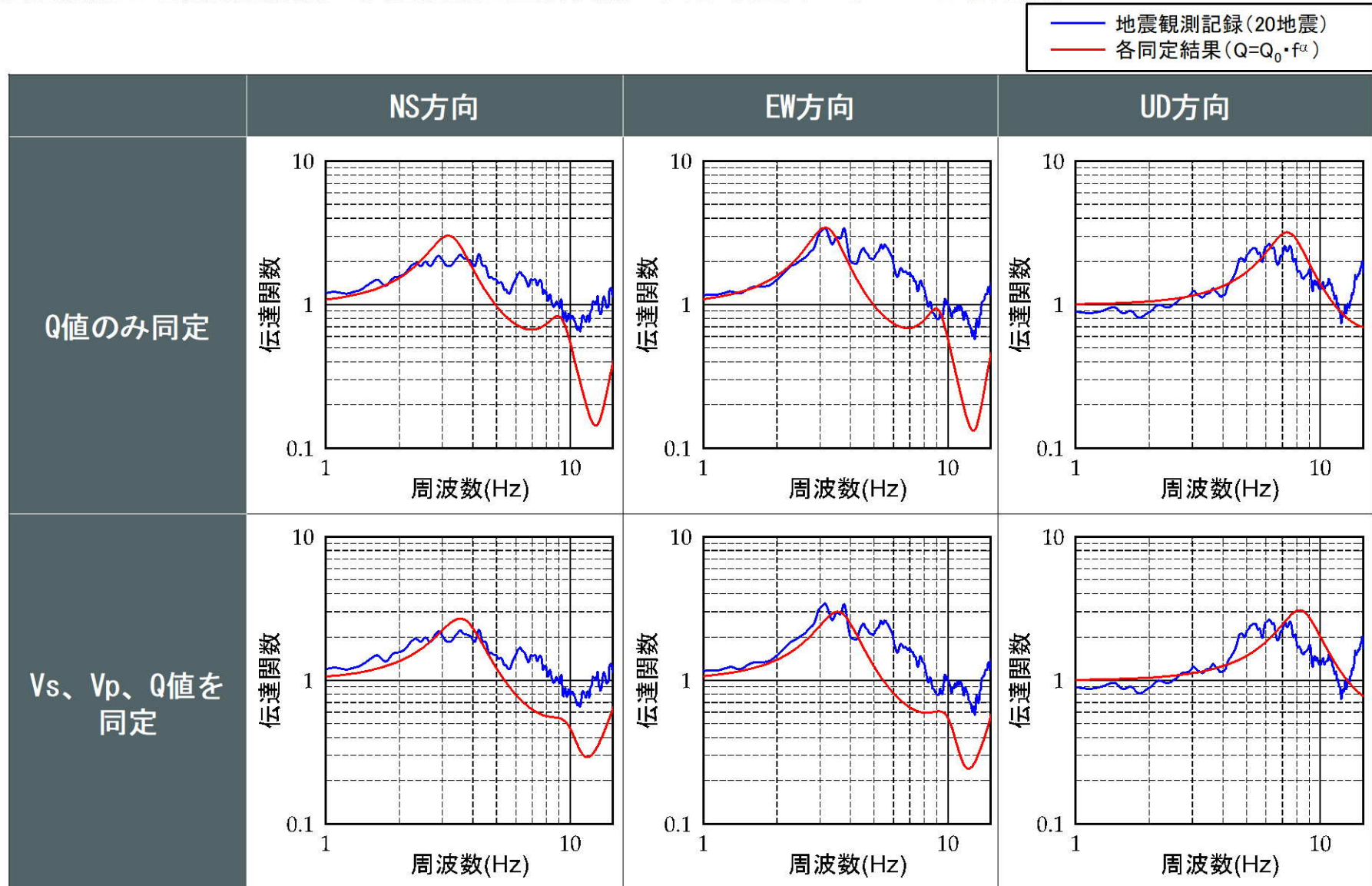


※観測記録の伝達関数はParzen Window 0.2Hzでスムージング

【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（周波数依存型）

■ 地盤減衰（Q値）の同定結果の比較（EL. -18.5m/EL. -118, 5m）

- 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。



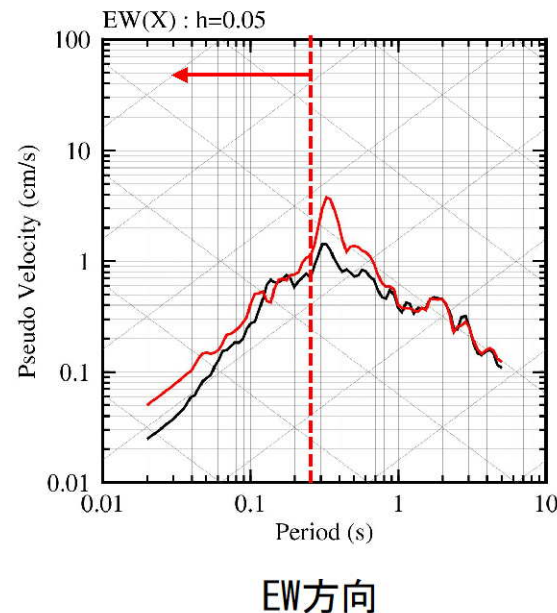
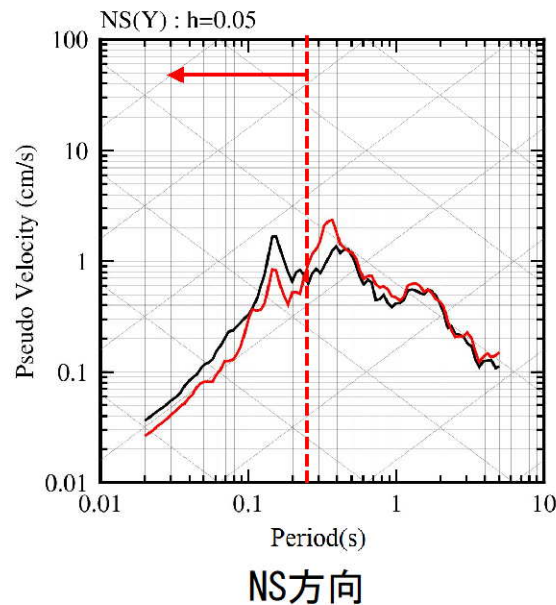
【補足②】 応答スペクトルによる確認における特異な地震観測記録の分析

【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

■ ②鹿児島県北西部地震（NS方向）の記録の特異性確認

- $Q=12.5$ の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：②鹿児島県北西部地震（EW方向））
- ②鹿児島県北西部地震（NS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。
 - a. 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（99～102頁）
 - b. 加速度時刻歴波形に見られる特徴的な位相による影響（103頁）
- 上記の確認により、複数の影響を受けている特異な地震観測記録であることを確認。

②鹿児島県北西部



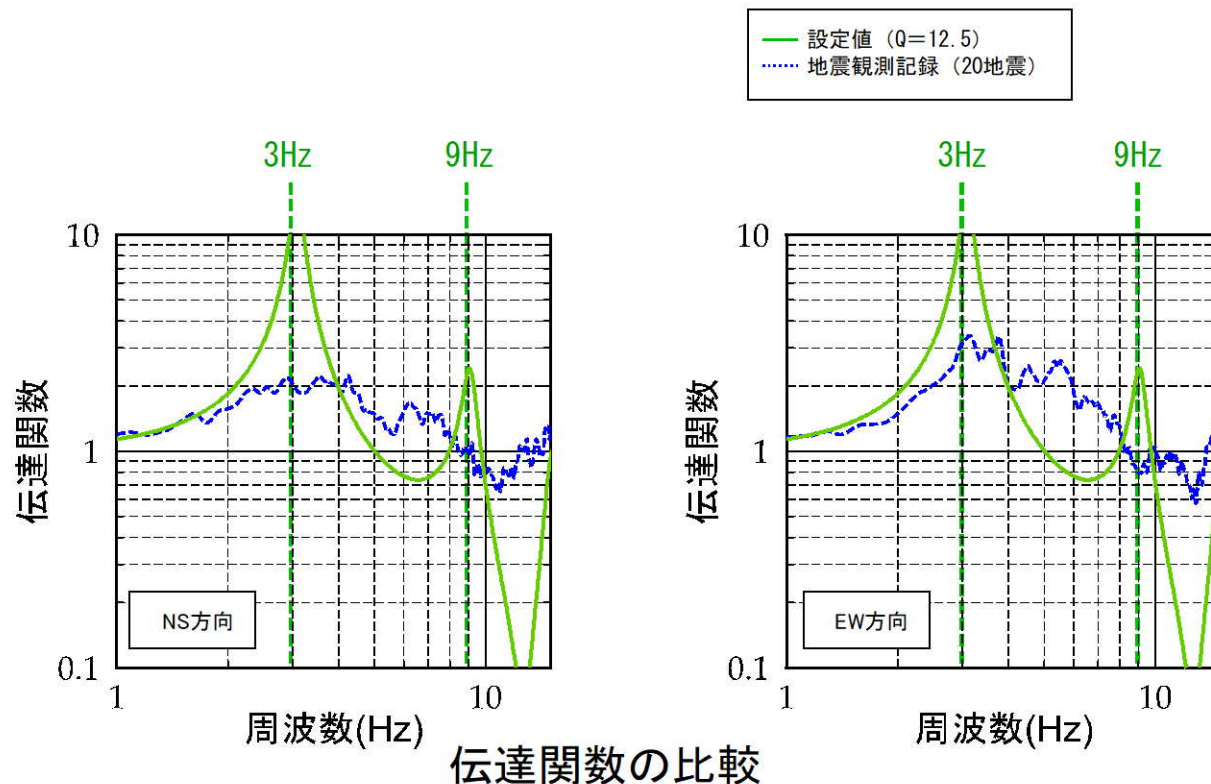
— 観測記録 EL. -18.5m
— 応答波 (Q=12.5)

【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

a. 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

■ 伝達関数による傾向分析

- 地震観測記録（20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、3Hz程度及び9Hz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（20地震）による平均伝達関数を大きく上回る傾向。
- 一方、3Hz程度及び9Hz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（20地震）による平均伝達関数を下回る傾向。



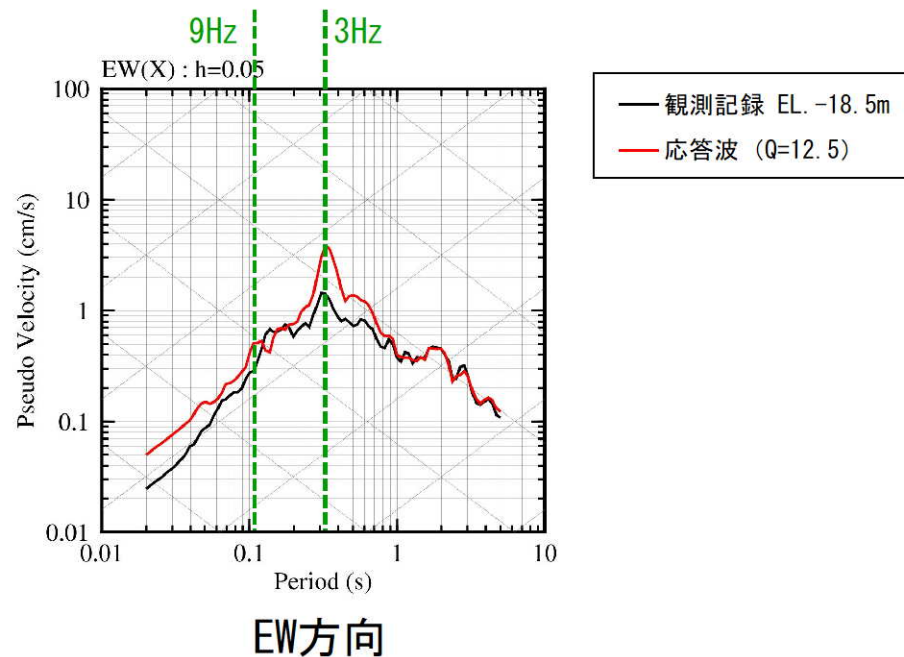
※観測記録の伝達関数はParzen Window 0.2Hzでスムージング

【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3Hz (0.33秒) 程度及び9Hz (0.11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：②鹿児島県北西部地震 (EW方向))

例：②鹿児島県北西部 (EW方向)

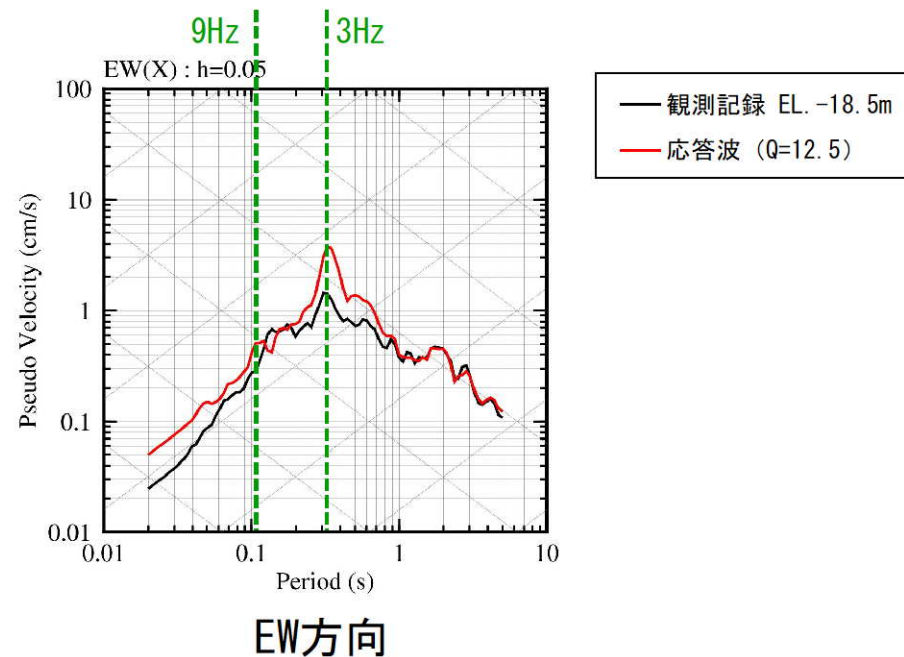


【補足②】 応答スペクトルによる確認における特異な地震観測記録の分析

■ 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 (3Hz程度及び9Hz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：②鹿児島県北西部地震 (EW方向))
- ただし、入力波 (地震観測記録 (EL. -118.5m)) 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。

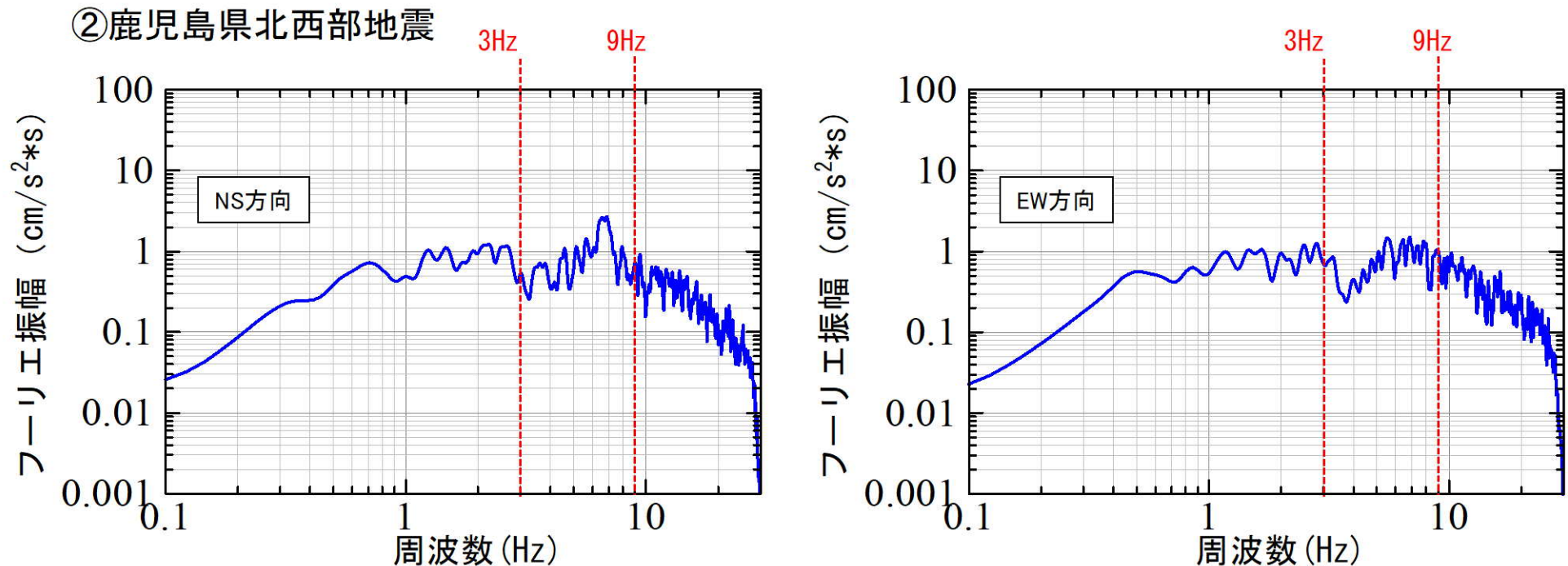
例：②鹿児島県北西部 (EW方向)



【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

■ ②鹿児島県北西部地震（NS方向）のフーリエ振幅スペクトル（EL. -118.5m）の分析

- ②鹿児島県北西部地震（NS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3Hz程度の卓越周波数付近で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。



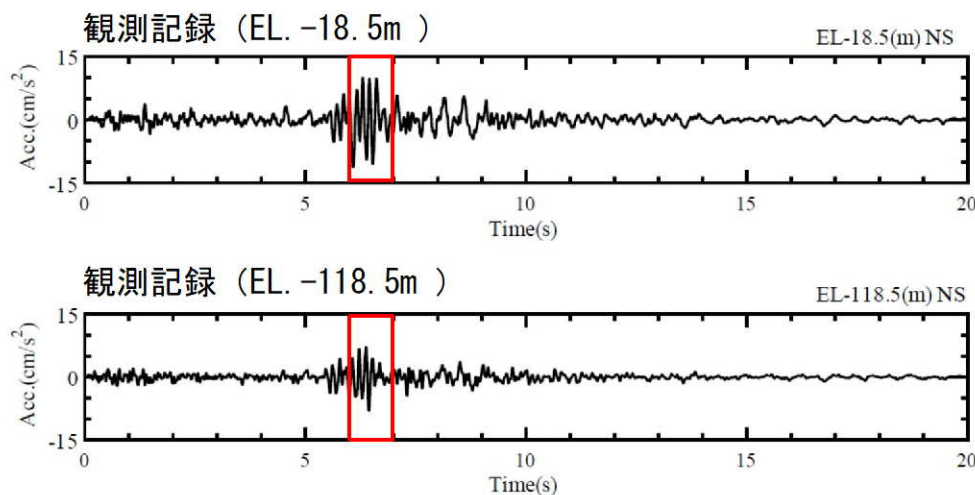
観測記録（EL. -118.5m）のフーリエ振幅スペクトル

【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

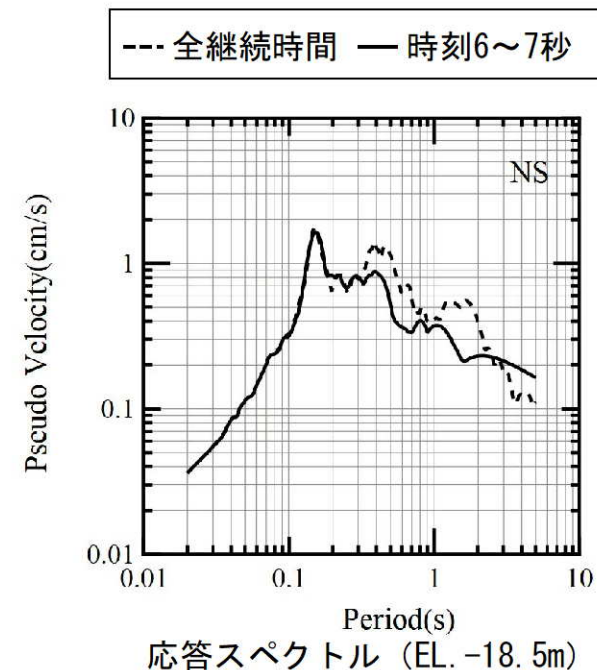
b. 加速度時刻歴波形に見られる特徴的な位相による影響

■ ②鹿児島県北西部地震の加速度時刻歴波形の分析

- ②鹿児島県北西部地震（NS方向）の観測記録の応答スペクトル（EL. -18.5m）には、周期0.15秒で特異なピークが見られる。
 - EL. -18.5mの観測記録の加速度時刻歴波形を見ると、時刻6～7秒に単一周期の正弦波が連続しているような特徴的な位相が見られる。
 - 単一周期の正弦波が連続している位相は応答スペクトルを増幅させる。
 - 周期0.15秒の応答スペクトルの特異なピークは、時刻6～7秒部分の正弦波が連続する特徴的な位相部分で生じている。
- この影響で、観測記録の応答スペクトルの短周期帯が嵩上げされたことが、応答波（ $Q=12.5$ ）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。



加速度時刻歴波形



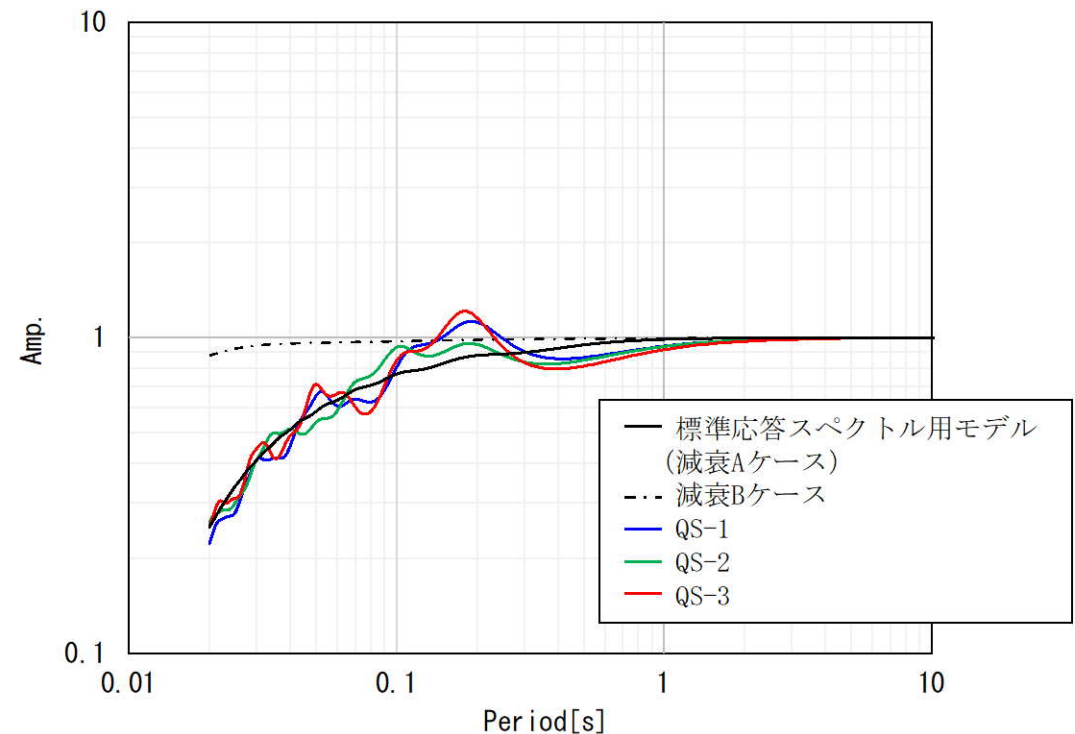
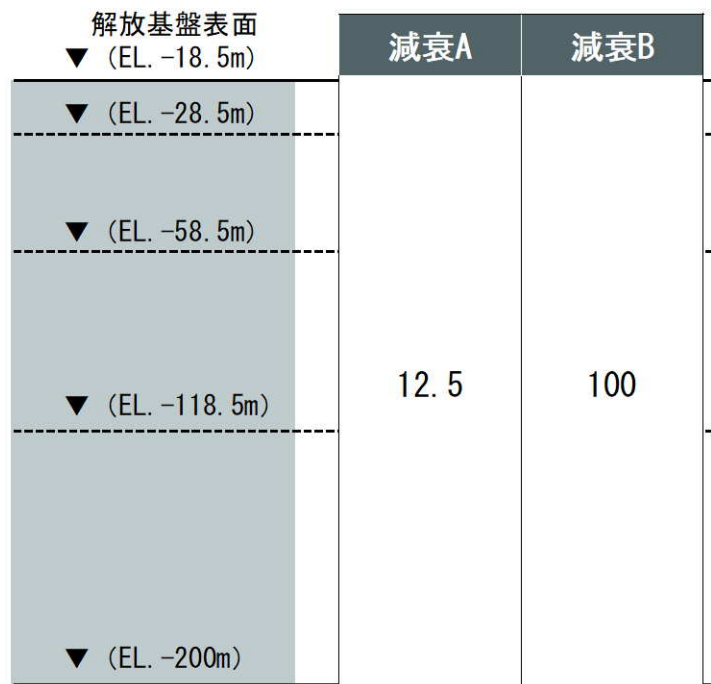
応答スペクトル (EL. -18.5m)

【補足③】 PS検層モデルによる伝達関数に見られる特徴的なピークの解釈

【補足③】 PS検層モデルによる伝達関数に見られる特徴的なピークの解釈

■ 地盤減衰（Q値）による影響確認

- 今回の標準応答スペクトル用モデルは地盤減衰（Q値）を鉛直アレイの地震観測記録や最新の知見に基づく評価により設定している。
 - 特徴的なピーク（水平：0.1～0.2秒付近）の生成要因を確認するため、地盤減衰（Q値）を変更した検討を実施。
 - 標準応答スペクトル用モデルの地盤減衰（Q値）を大きくした場合（既許可の地盤減衰（ $Q=100$ ）とした場合）でも、QS-1及びQS-3の特徴的なピークを再現できない。
- ▼
- QS-1～QS-3の伝達関数に見られる特徴的なピークは、地盤減衰（Q値）によるものではないと考えられる。



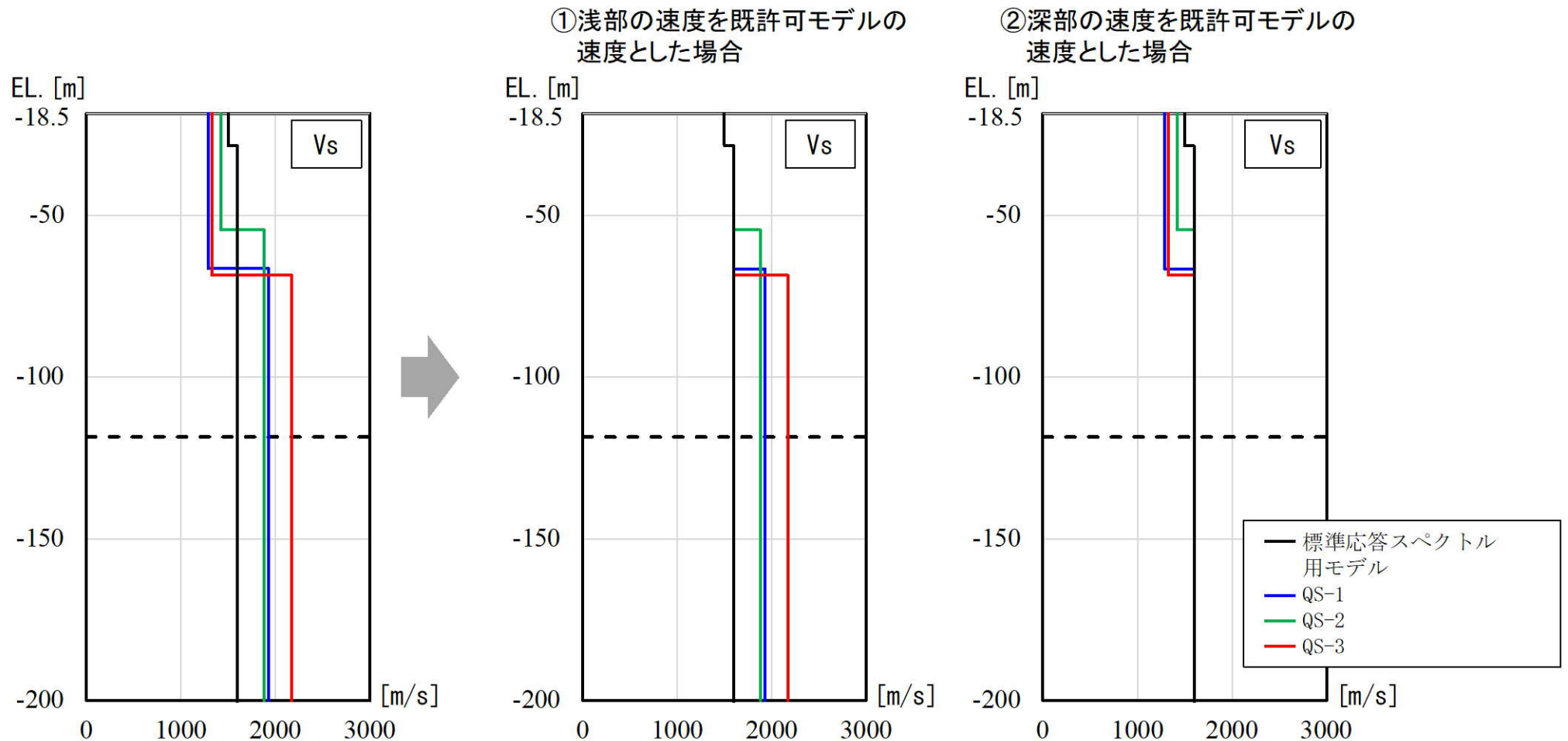
【補足③】PS検層モデルによる伝達関数に見られる特徴的なピークの解釈

■ 速度構造による影響確認

- 標準応答スペクトル用モデルは、速度構造のコントラストがほとんどない。一方、PS検層モデルは、全孔ともに、標準応答スペクトル用モデルと比べてコントラストが大きい。
- 特徴的なピーク（水平：0.1~0.2秒付近）との関連性を確認するため、速度構造を以下に設定した検討を実施。

①浅部の速度を既許可モデルの速度とした場合（浅部の速度のみを速くした場合）

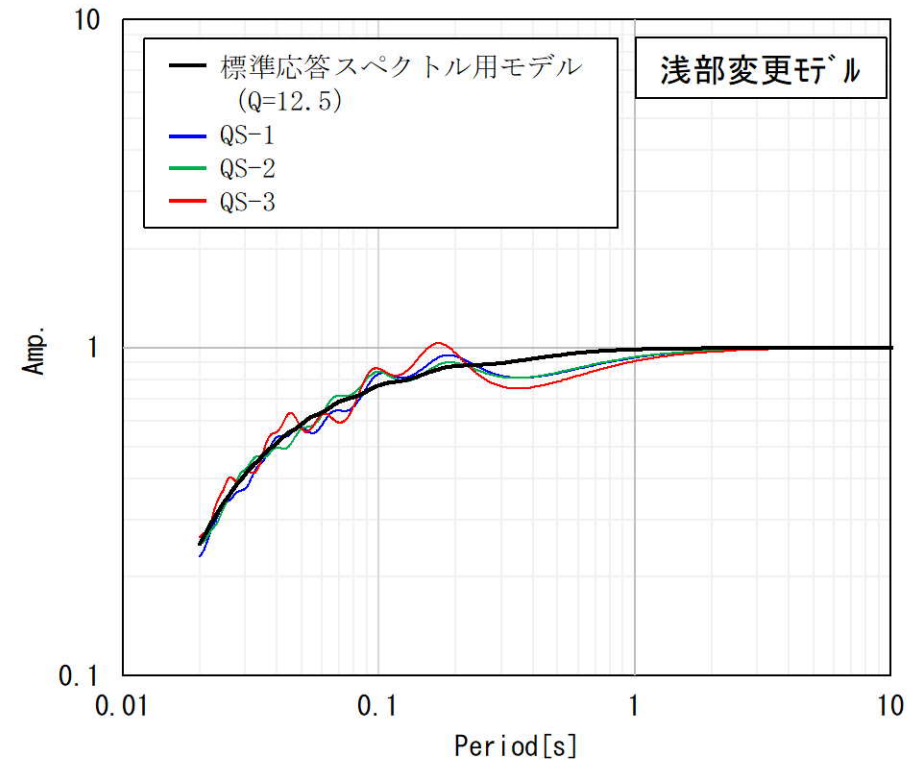
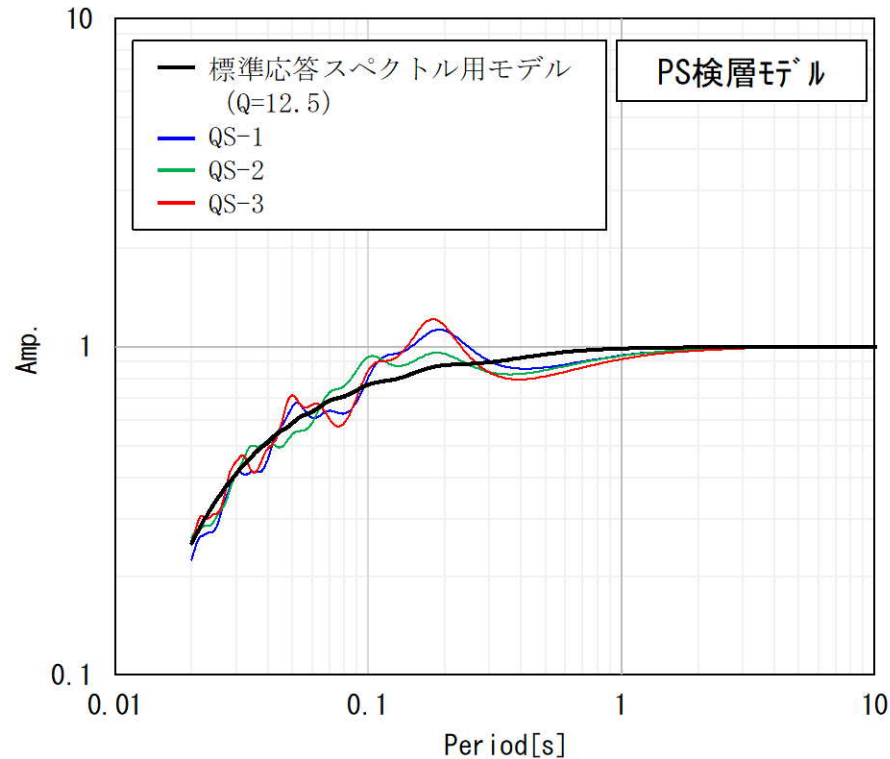
②深部の速度を既許可モデルの速度とした場合（深部の速度のみを遅くした場合）



【補足③】 PS検層モデルによる伝達関数に見られる特徴的なピークの解釈

■ ①浅部の速度を既許可モデルの速度とした場合（浅部の速度のみを速くした場合）

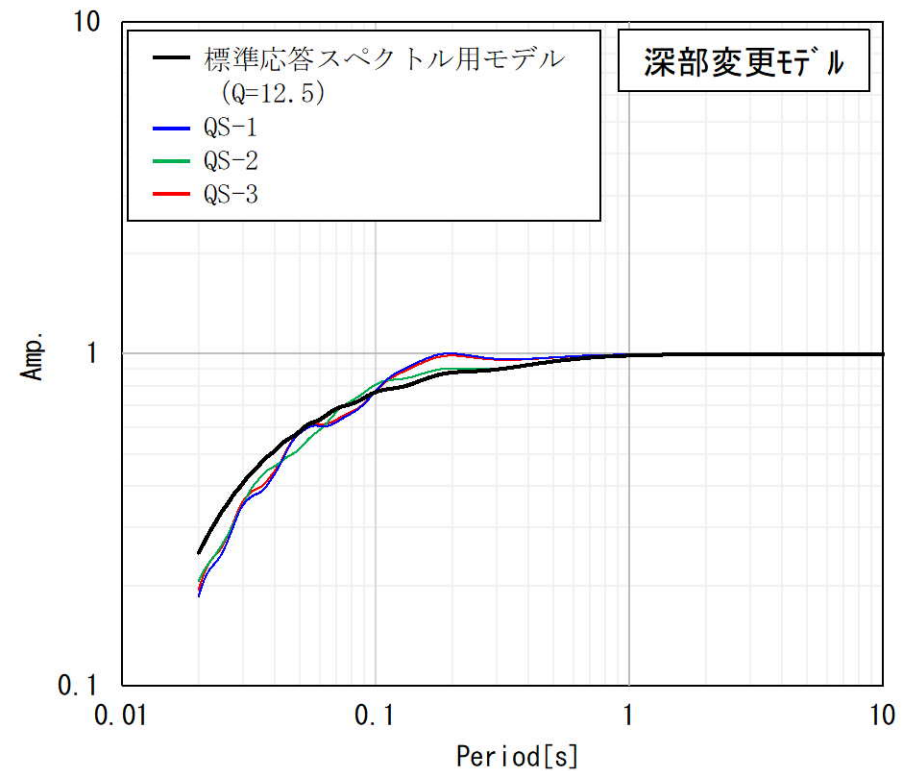
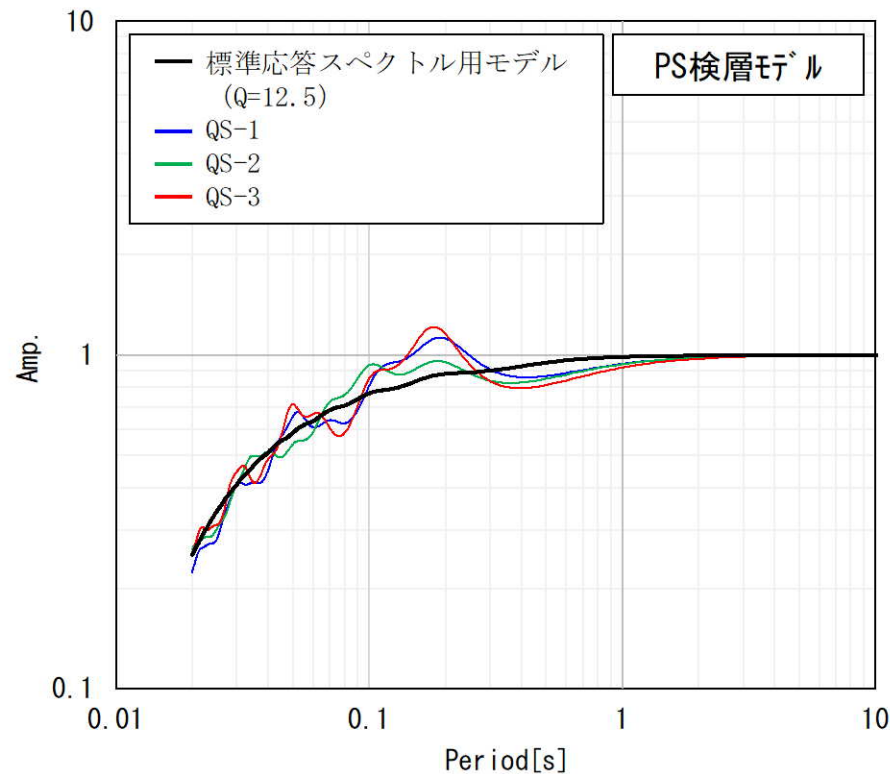
- 浅部の速度を変更した結果、QS-1～QS-3の伝達関数は、0.1～0.2秒付近に見られた特徴的なピークが低減される。



【補足③】 PS検層モデルによる伝達関数に見られる特徴的なピークの解釈

■ ②深部の速度を既許可モデルの速度とした場合（深部の速度のみを遅くした場合）

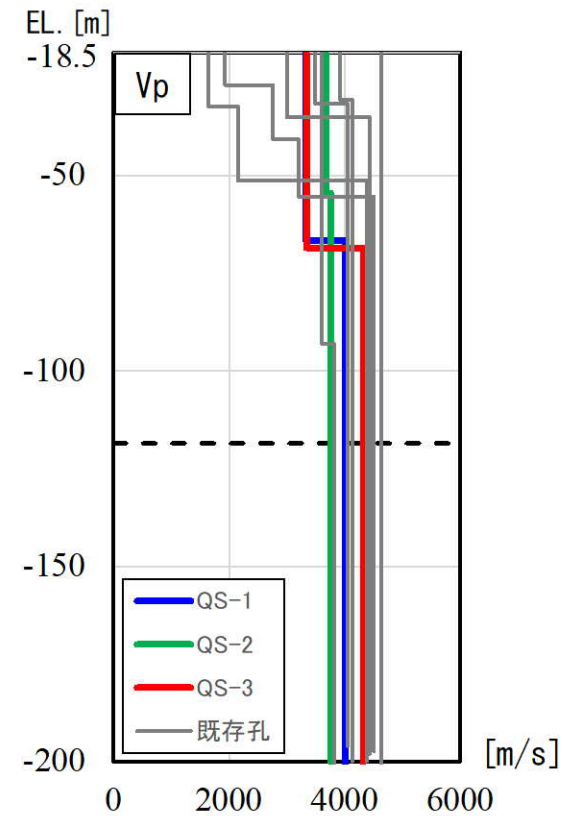
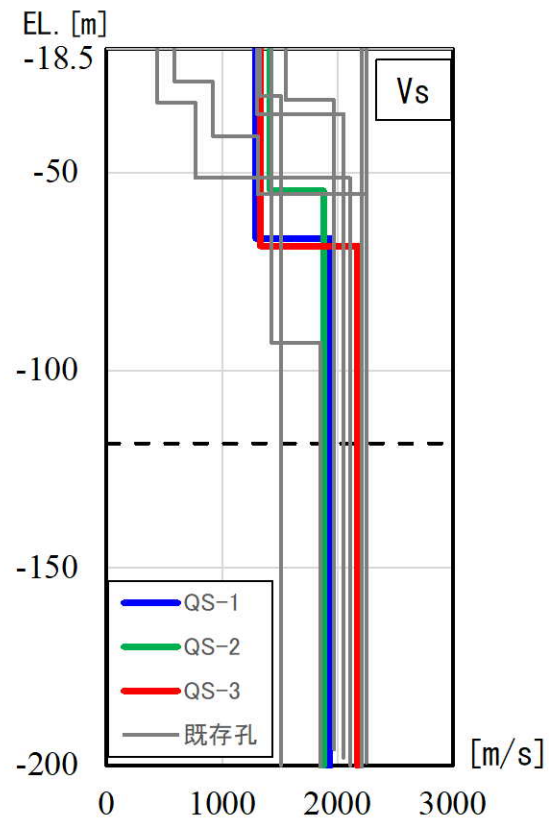
- 深部の速度を変更した結果、QS-1～QS-3の伝達関数は、0.1～0.2秒付近に見られた特徴的なピークが低減される。
- QS-1～QS-3の伝達関数に見られる特徴的なピークは、速度構造のコントラストによるものであると考えられる。



【補足③】 PS検層モデルによる伝達関数に見られる特徴的なピークの解釈


■ 既存のPS検層結果との比較

- 今回得られたPS検層結果と既存の原子炉設置位置付近のPS検層結果の速度構造は、大きく変わらない。



【補足③】 PS検層モデルによる伝達関数に見られる特徴的なピークの解釈

■ 特徴的なピークの解釈のまとめ

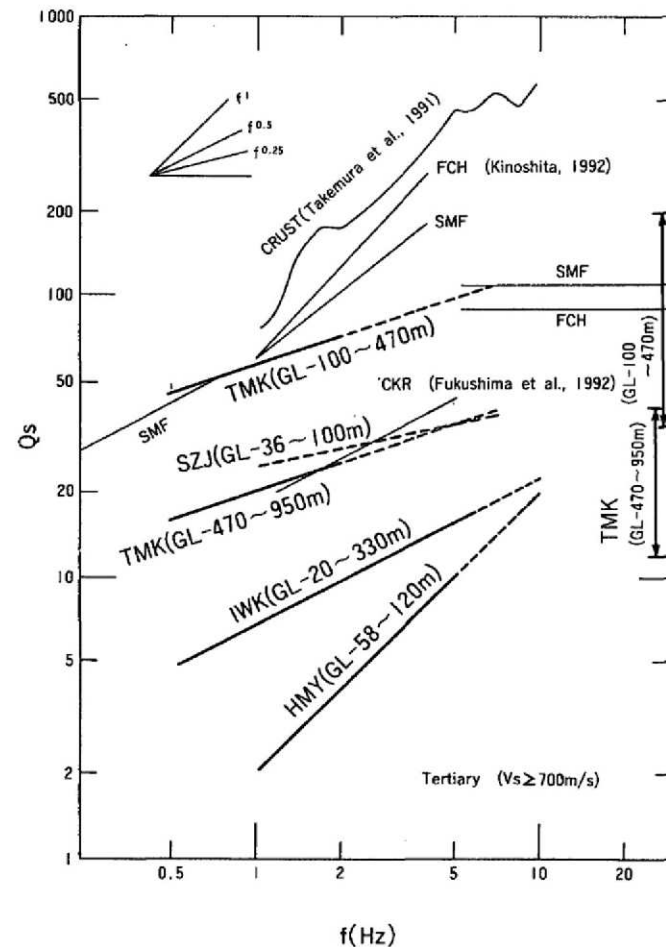
- 特徴的なピーク（水平：0.1～0.2秒付近）は、速度構造のコントラストによるものであると考えられる。
 - 追加ボーリングによるPS検層結果と既存の原子炉設置位置付近のPS検層結果の速度構造は、大きく変わらない。
 - 既許可の地下構造モデルの速度構造は、PS検層、鉛直アレイ地震観測や微動アレイ観測などに基づく多面的な検討を実施しているが、既往のPS検層においても、速度構造のコントラストが大きいことを把握した上で、敷地の平均的な特性を反映していると考えられる鉛直アレイ地震観測や微動アレイ観測を基に、速度構造を設定しており（参考⑥参照）、標準応答スペクトル用モデルの速度構造も同様の考え方にに基づき設定。
- 
- 追加調査ボーリングのPS検層を踏まえても、標準応答スペクトル用モデルの速度構造の設定は妥当であると判断。

【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。



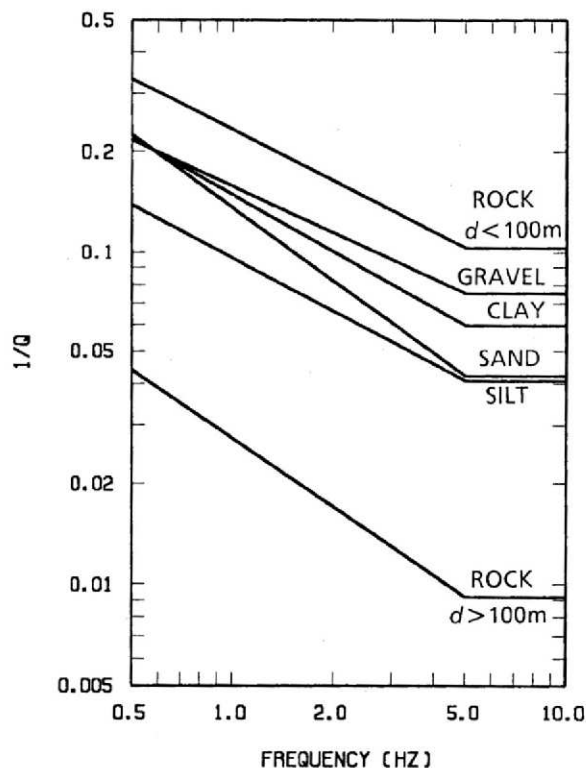
Vs=700m/s以上の深部におけるQ値の周波数依存性

武村ほか(1993)より抜粋

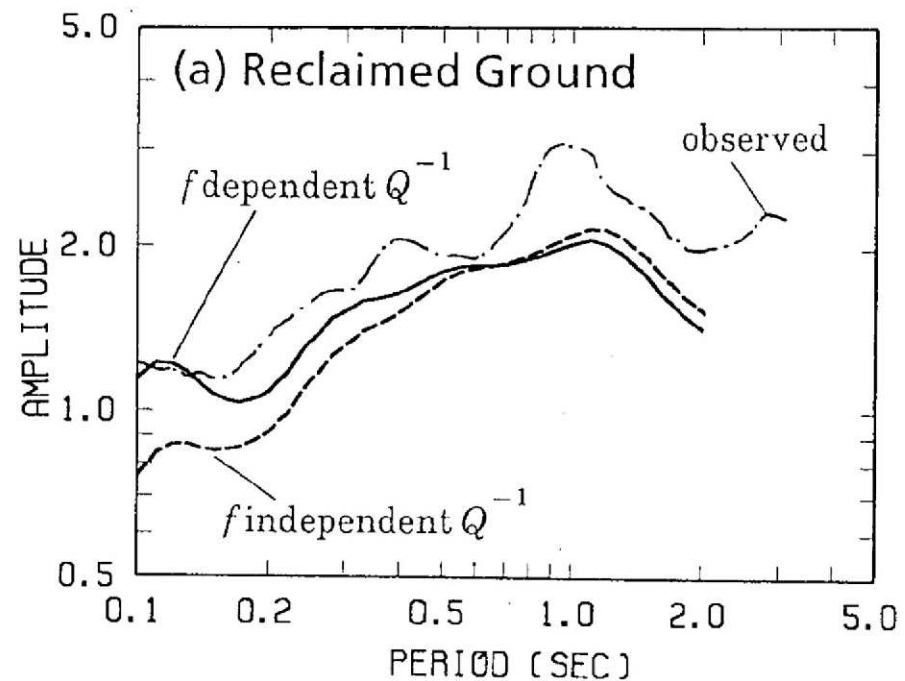
【参考①】地盤減衰（Q値）の周波数依存性及び上限に関する知見

■ 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）



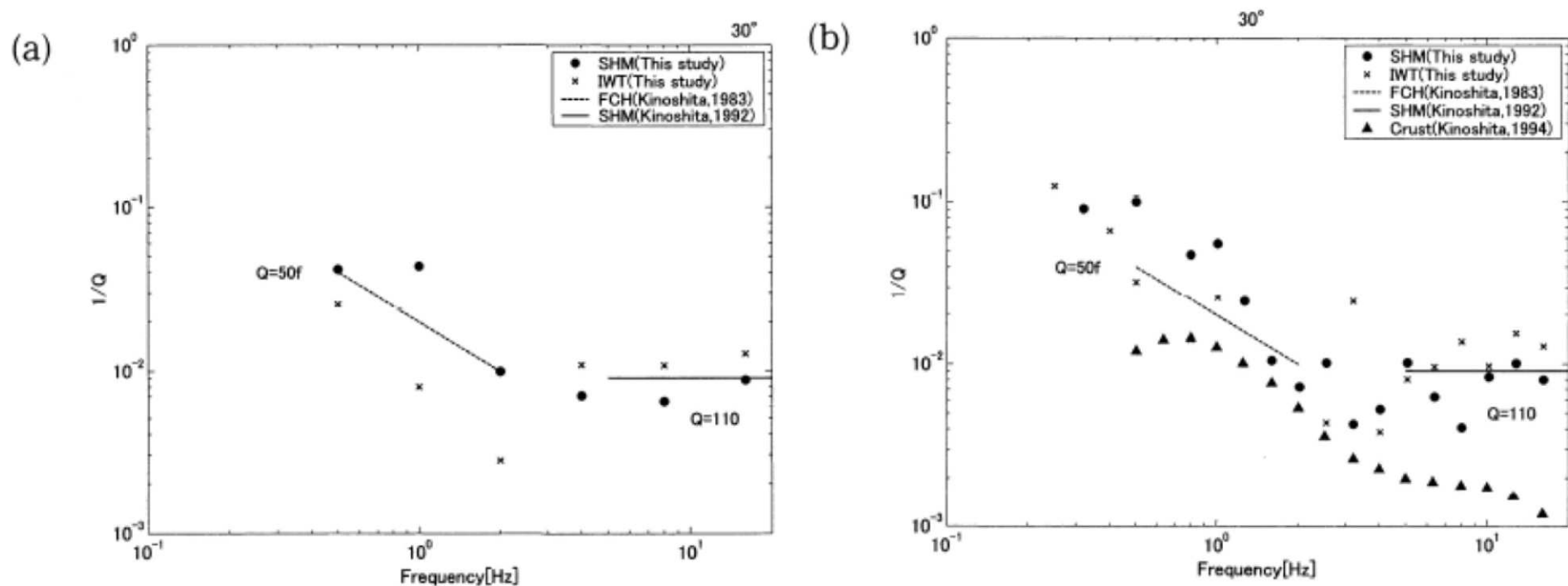
地盤増幅率の比較の例

福島・翠川(1994)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

■ 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

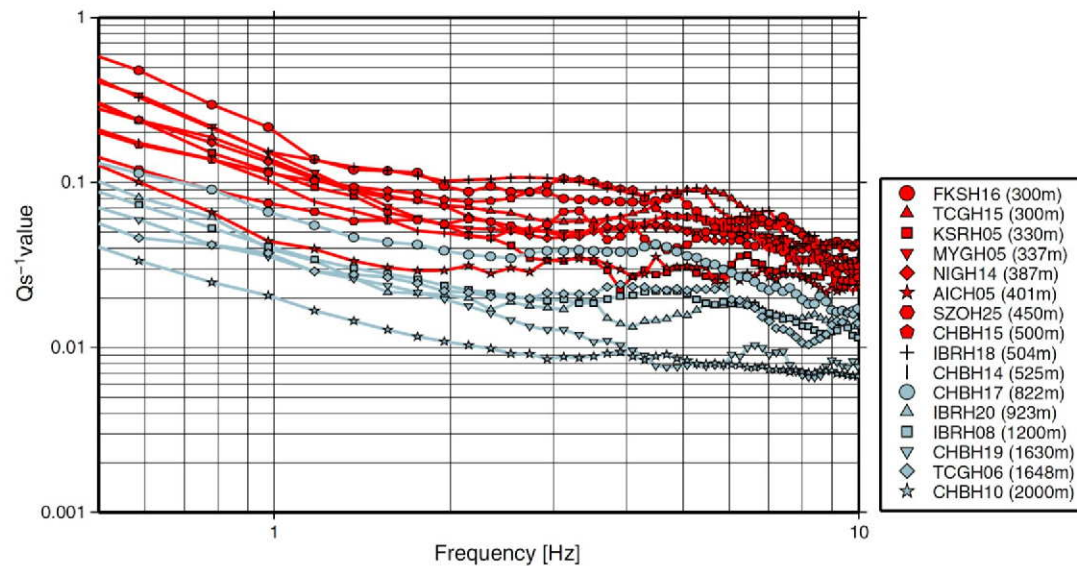
同定した地盤減衰（ $1/Q$ ）と既往研究による減衰定数の比較

木下・大池(2002)より抜粋

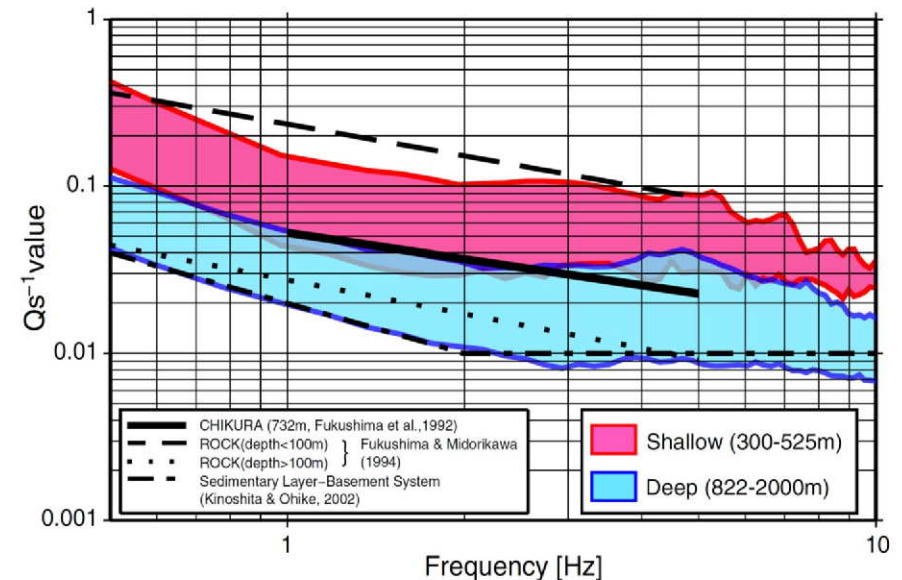
【参考①】地盤減衰（Q値）の周波数依存性及び上限に関する知見

■ 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



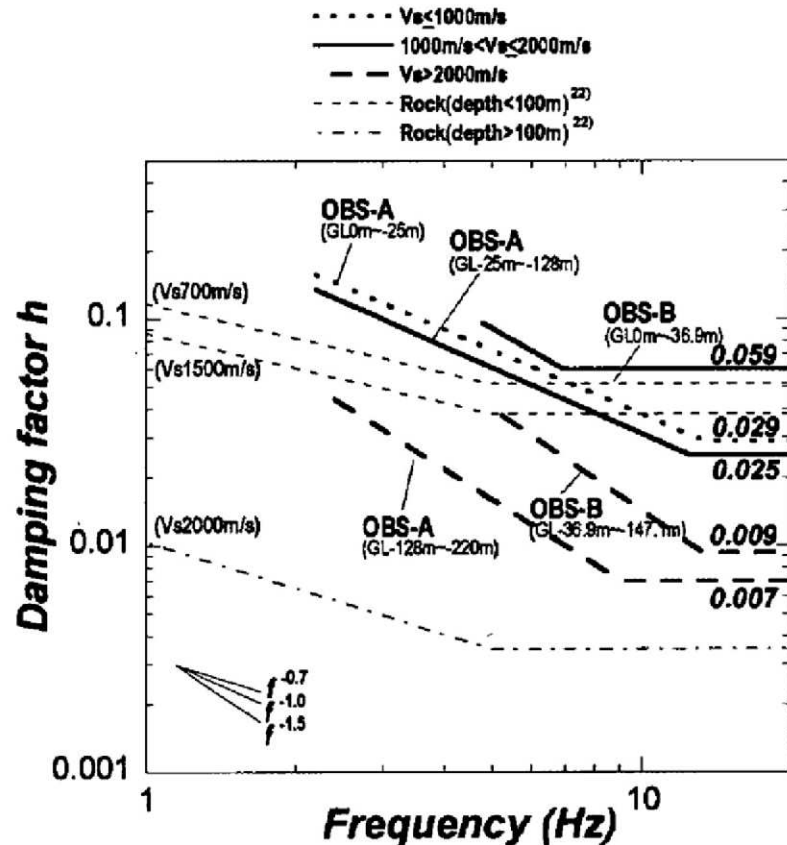
推定した地盤減衰（ Q_s^{-1} 値）と
既往研究による地盤減衰（ Q_s^{-1} 値）の比較

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) | Vs (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) | 1812 | | | | | | |
| 3 | 8.6 | 2.55 | 1510 | 1812 | | | | | | |
| 4 | 9.6 | 2.55 | (1208-1812) | 2358 | | | | | | |
| 5 | 18 | 2.66 | 2010 (1608-2412) | 1811 | 0.45 | 1.50 | 13.3 | | | |
| 6 | 25 | 2.7 | 2210 (1768-2652) | 2610 | | | | | | |
| 7 | 27 | 2.68 | 2210 (1700-2610) | 2610 | | | | | | |
| 8 | 40.2 | 2.68 | 2610 | 2610 | | | | | | |
| 9 | - | 2.68 | - | - | - | - | - | - | - | - |

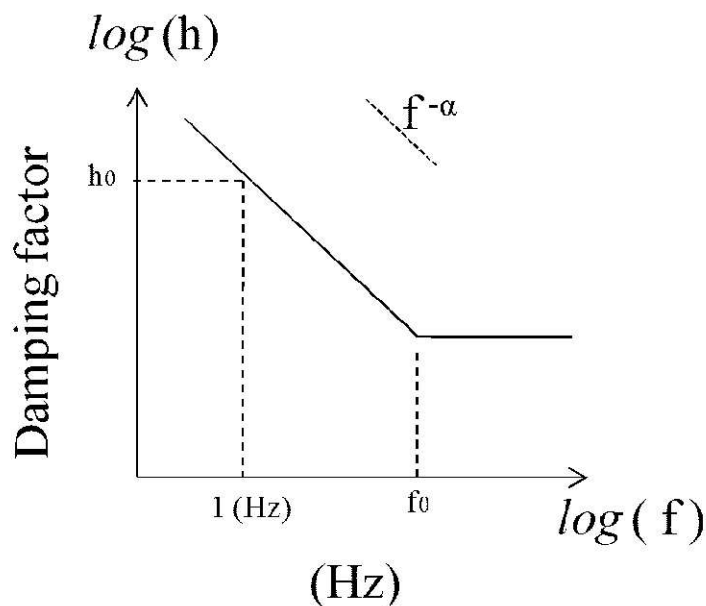
() : search limits for SA inversion

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

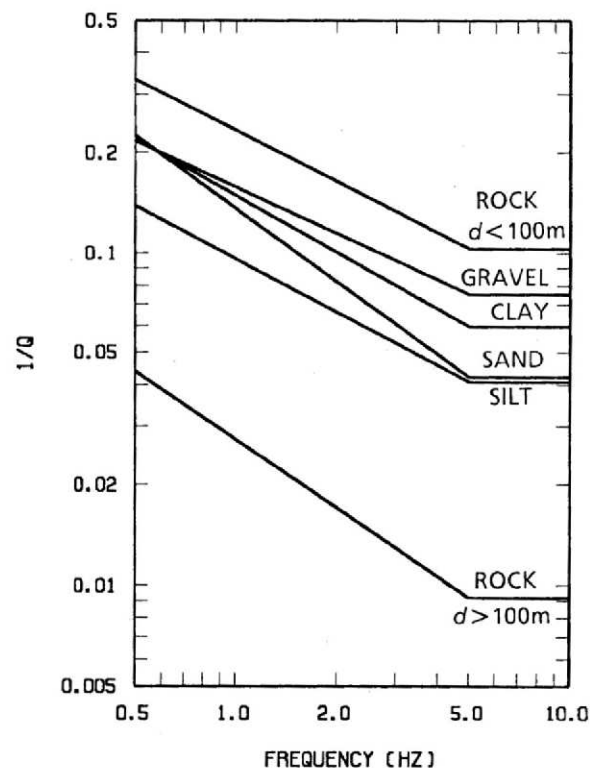
| | GI _s (m) | Vs (m/s) | Damping factor h(1/2Qs) | | | |
|-----------|---------------------|----------|-------------------------|------|----------------|----------------------|
| | | | h ₀ | α | f ₀ | h(f≥f ₀) |
| (Gravel) | 0 ~ -7 | 321 | 0.98 | 0.94 | 18.2 | 0.064 |
| | | 480 | | | | |
| (Granite)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

佐藤(2012)より抜粋

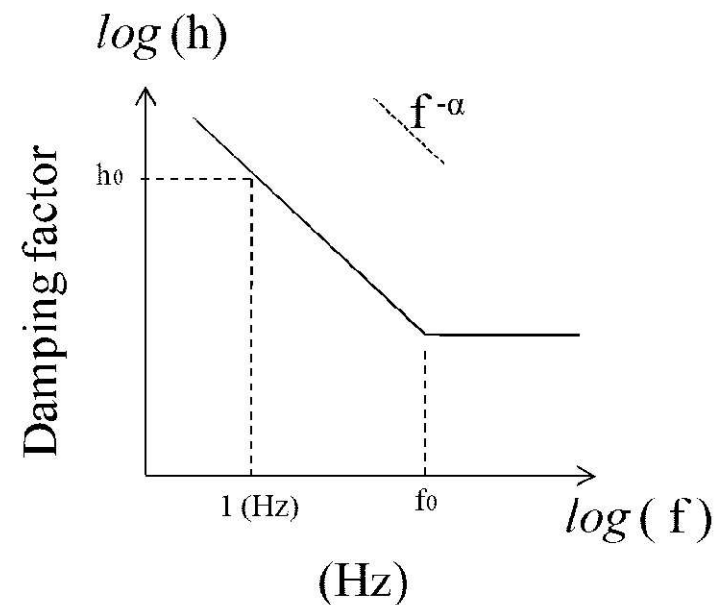
【参考①】地盤減衰（Q値）の周波数依存性及び上限に関する知見

■ 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

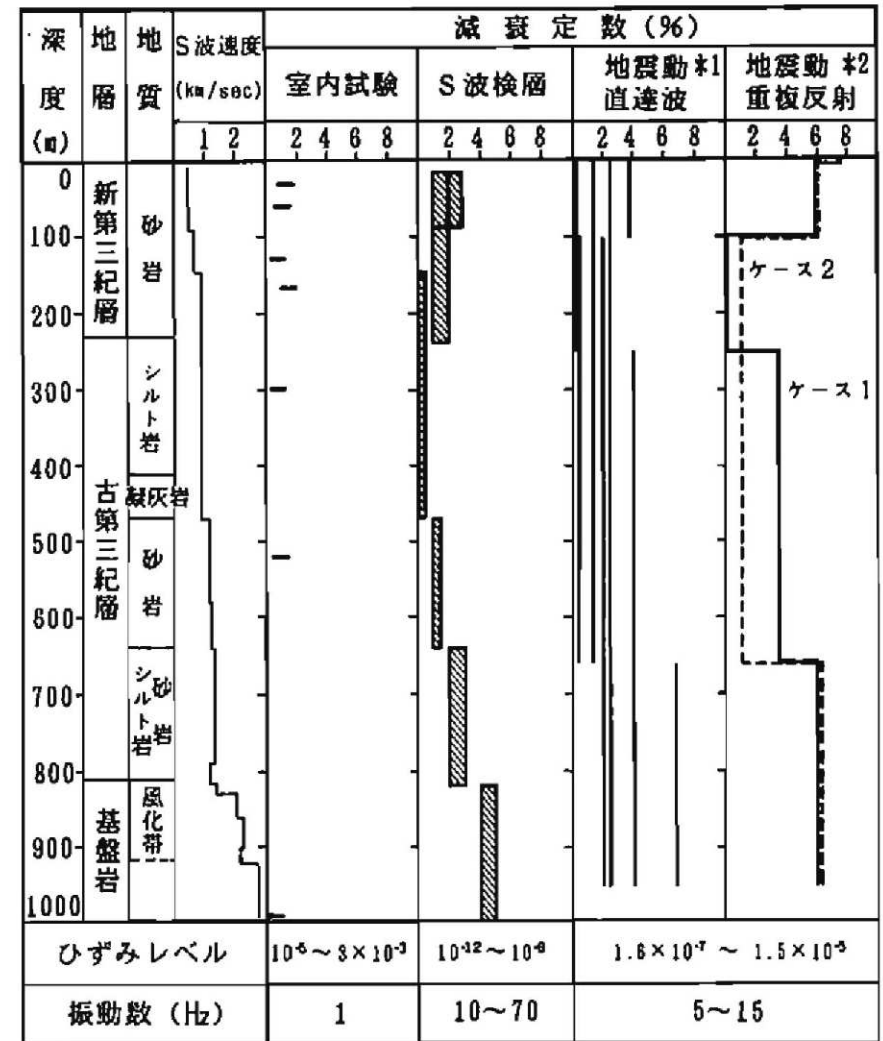
【参考②】ボーリング孔内Q値に関する知見

| 文献 | 概要 |
|---------------------------|--|
| 石田ほか(1987) ¹⁸⁾ | <ul style="list-style-type: none"> ・ 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) ¹⁹⁾ | <ul style="list-style-type: none"> ・ 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) ²⁰⁾ | <ul style="list-style-type: none"> ・ 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) ²¹⁾ | <ul style="list-style-type: none"> ・ 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值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)¹⁸⁾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

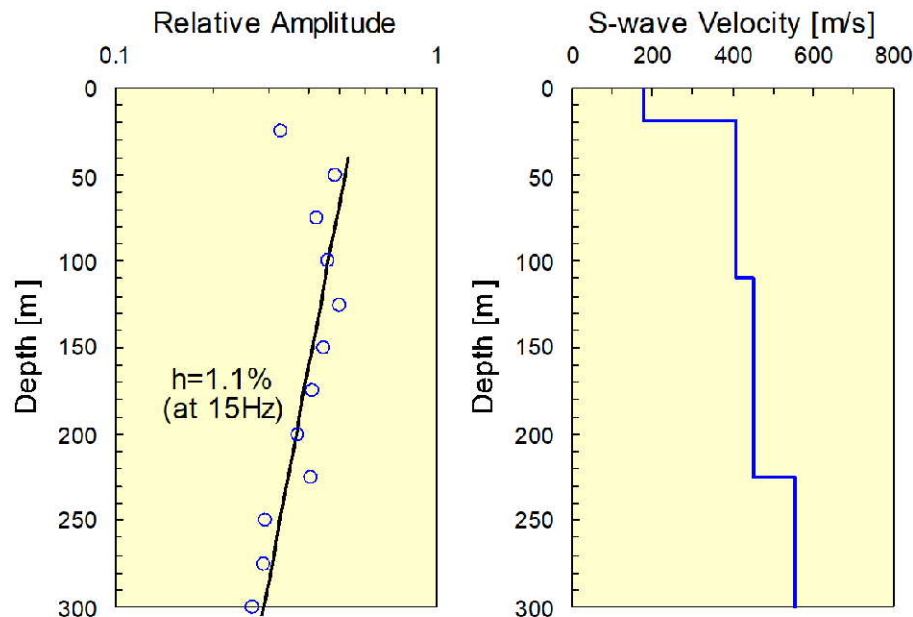
*2) 層分割の異なる2つの最適モデルを示す。

各種の手法による減衰定数の比較

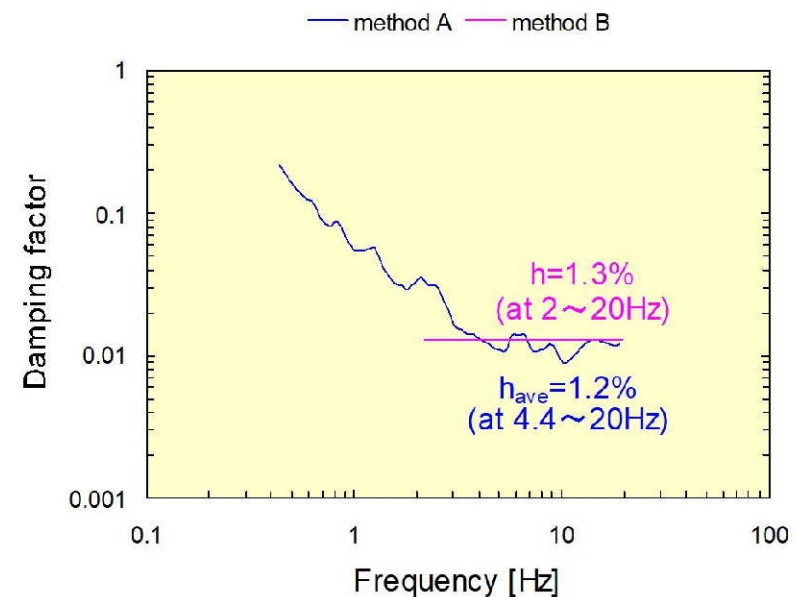
【参考②】ボーリング孔内Q値に関する知見

■ 小林ほか(2010)¹⁹⁾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



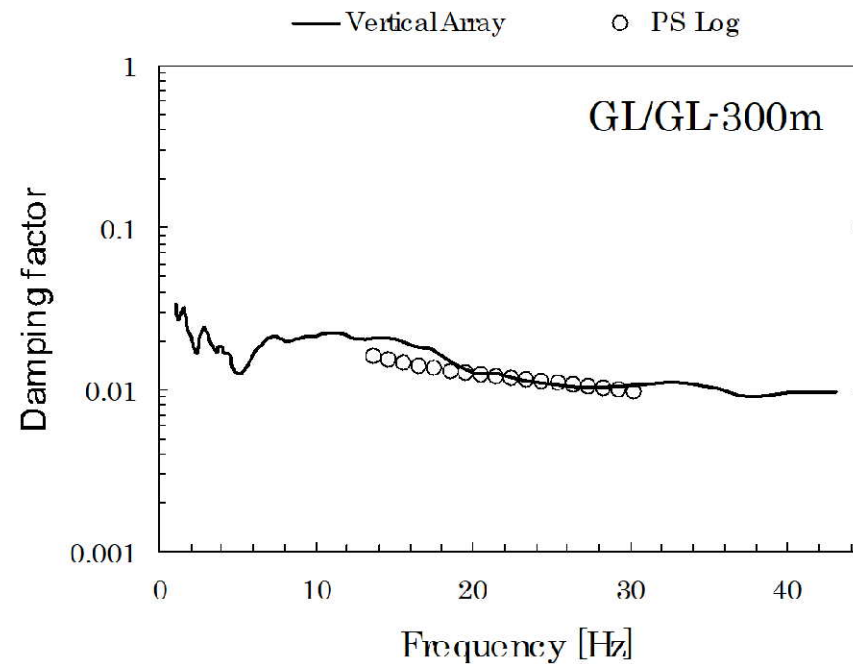
成田観測点の地盤同定解析結果

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)²⁰⁾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。

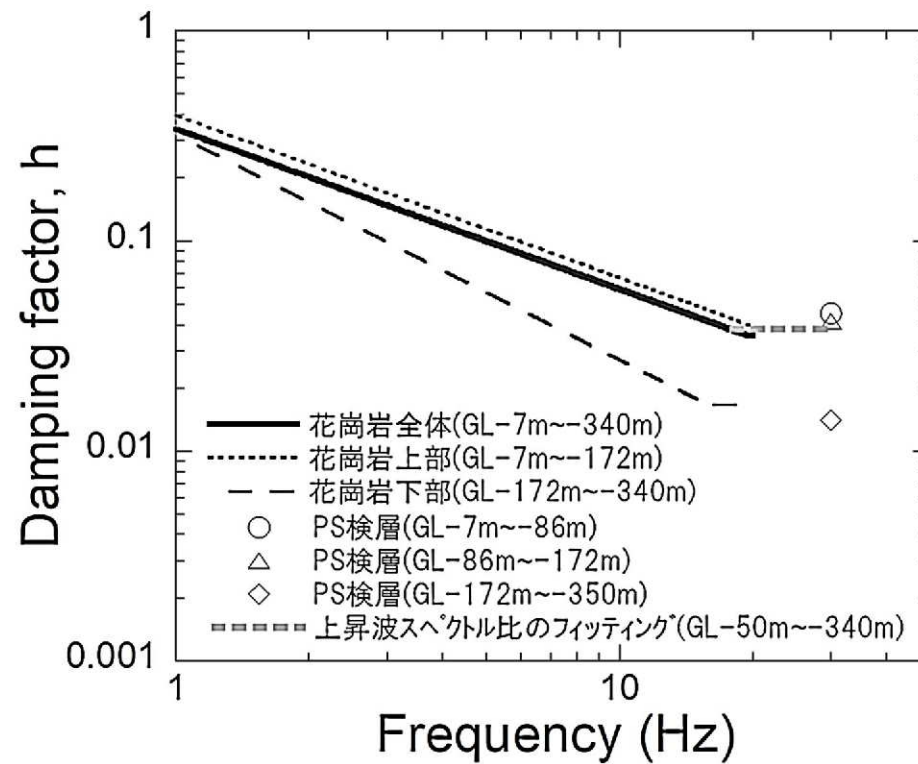


PS検層及び鉛直アレー記録に基づき推定された
S波の減衰定数の比較

【参考②】 ボーリング孔内Q値に関する知見

■ 佐藤 (2010)²¹⁾ 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。



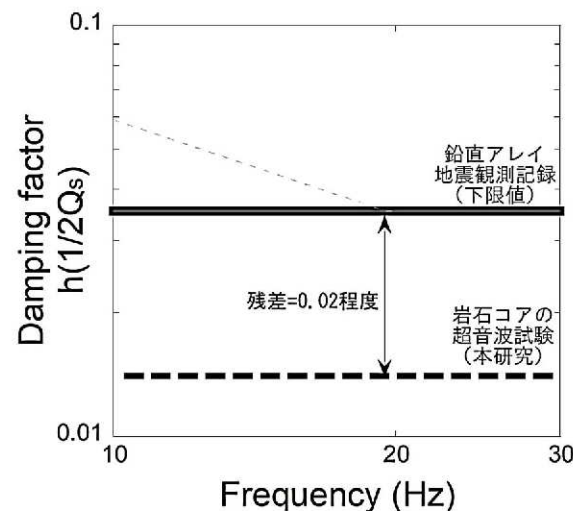
異なる手法による減衰定数の評価結果の比較

【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)¹⁴⁾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】 既許可における地震動評価

【参考④】既許可における地震動評価

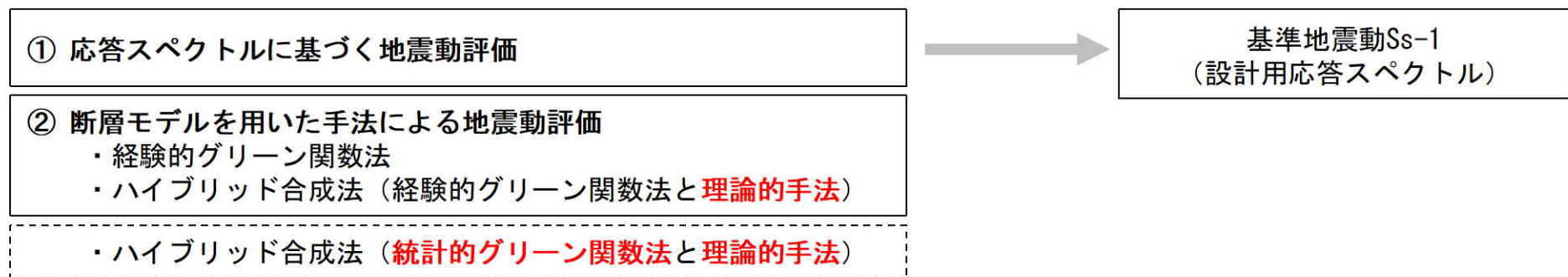
■ 既許可における「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」

① 応答スペクトルに基づく地震動評価

- Noda et al. (2002)¹⁾の手法により、解放基盤表面 ($V_s=1500\text{m/s}$) における地震動を評価。
- 「応答スペクトルに基づく地震動評価」においては、地下構造モデルを使用していない。

② 断層モデルを用いた手法による地震動評価

- 敷地地盤で得られた観測記録を要素地震として用いた経験的グリーン関数法により解放基盤表面における地震動を評価。
 - 長周期帯は理論的手法により解放基盤表面の地震動評価を実施し、短周期帯の経験的グリーン関数法による地震動評価結果を周期0.8秒で接続したハイブリッド合成法による評価を実施。
 - 長周期帯における理論的手法への適用を目的に設定した解放基盤表面以深の地下構造モデルを使用。
- ▼
- 検討用地震の「応答スペクトルに基づく手法」による地震動評価結果を包絡して、基準地震動 S_s-1 を策定。
 - 基準地震動 S_s-1 は、「断層モデルを用いた手法」による地震動評価結果を上回ることから、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」の基準地震動は、基準地震動 S_s-1 で代表。
 - 基準地震動 S_s-1 は、地下構造モデルを使用していない。

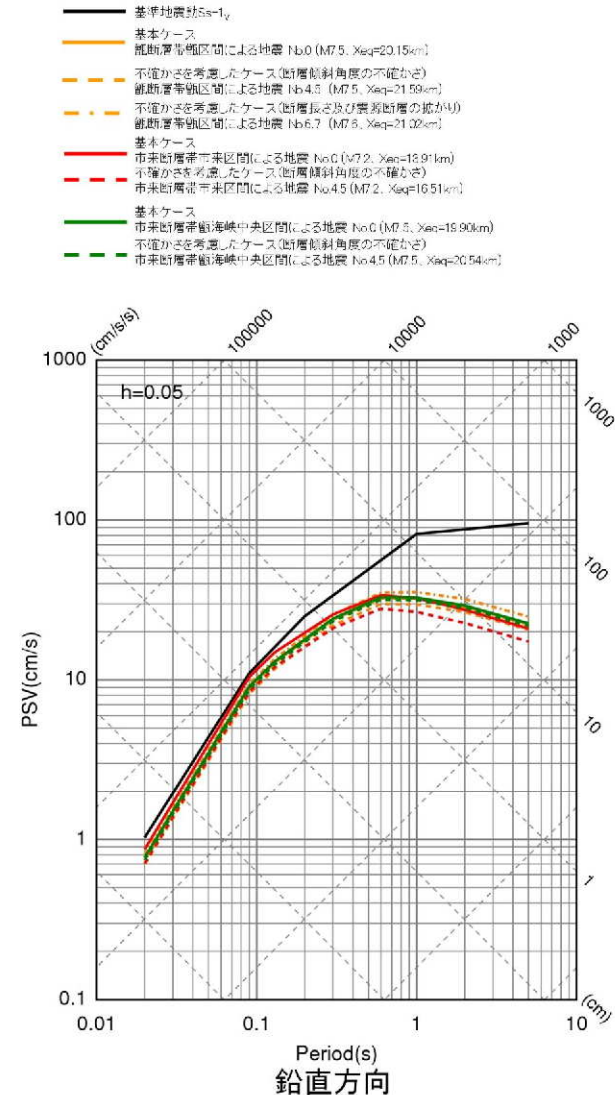
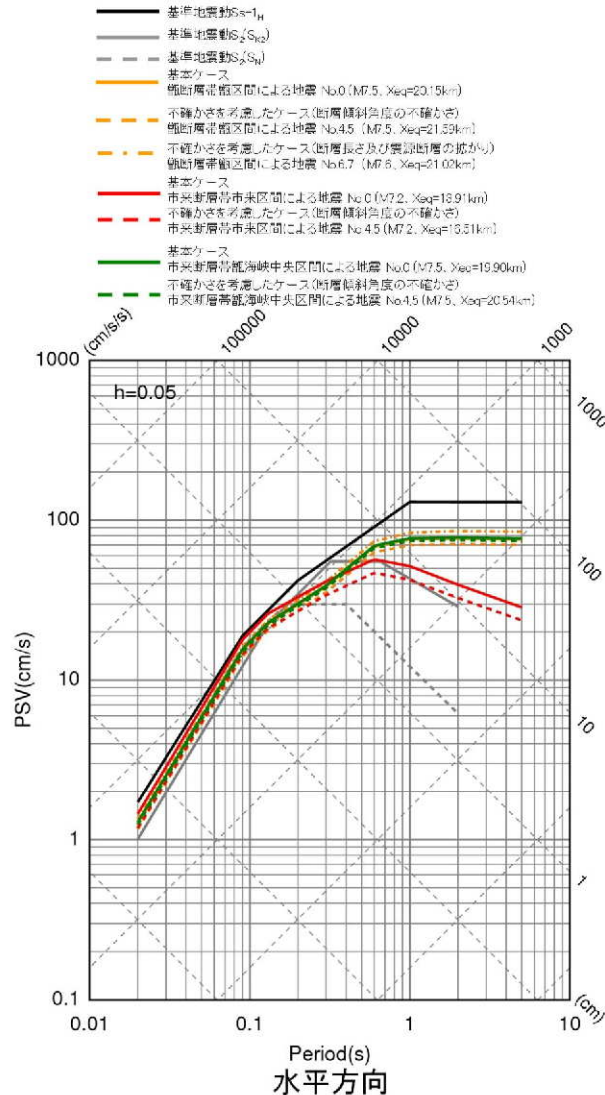


※経験的グリーン関数法の妥当性確認として統計的グリーン関数法の評価を実施

※**朱書き部**は既許可の地下構造モデルを使用

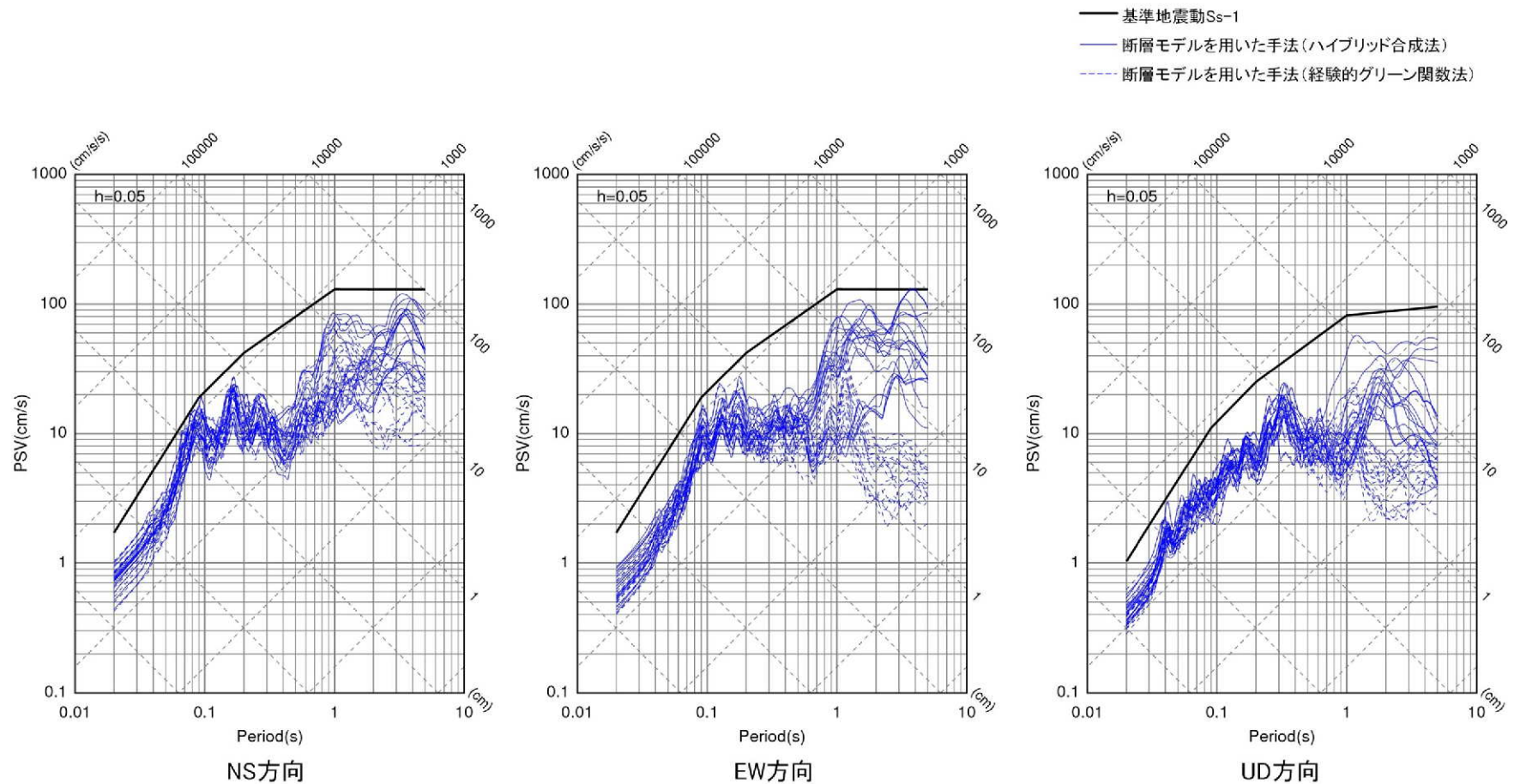
応答スペクトルによる手法に基づく基準地震動 S_s の策定

- 水平方向の基準地震動 S_{s-1} は、検討用地震の応答スペクトルによる評価結果、及び旧耐震指針に基づく基準地震動 S_2 を包絡して設定する。
- 鉛直方向は、Noda et al.(2002)¹⁾に基づき設定する。



断層モデルを用いた手法に基づいた基準地震動S_s-1の策定

- 基準地震動S_s-1は、断層モデルを用いた手法による地震動評価結果を上回ることから、敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の基準地震動はS_s-1で代表させる。



【参考④】既許可における地震動評価

■ 既許可における「震源を特定せず策定する地震動」

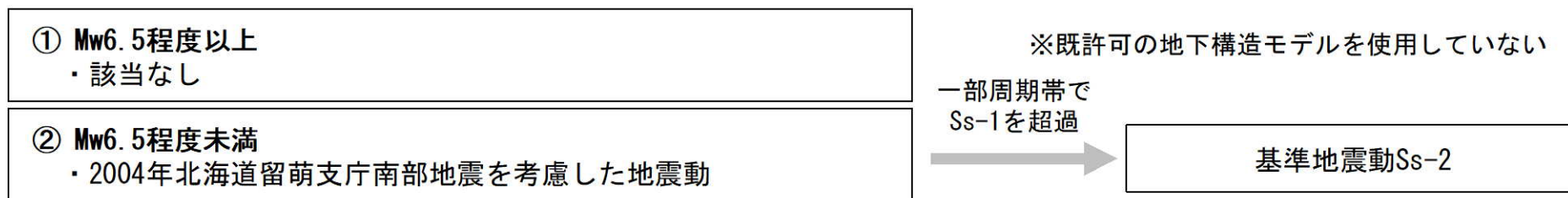
① Mw6.5程度以上

- 2000年鳥取県西部地震及び2008年岩手・宮城内陸地震の2つの地震の震源域周辺は、川内原子力発電所周辺と地質学的・地震学的背景が異なり、同様の地震は発生しないと考えられるため、該当なし。

② Mw6.5程度未満

- 2004年北海道留萌支庁南部地震の震源近傍のK-NET港町観測点の解放基盤波に当社独自の検討から余裕を持たせた地震動を設定。設定した地震動が、一部の周期帯で基準地震動Ss-1を上回ることから、基準地震動Ss-2として策定。
- K-NET港町観測点の解放基盤波（ $V_s=938\text{m/s}$ におけるはぎとり波）を、川内原子力発電所の解放基盤表面（ $V_s=1500\text{m/s}$ ）の地震動として採用。
- 「震源を特定せず策定する地震動」においては、地下構造モデルを使用していない。

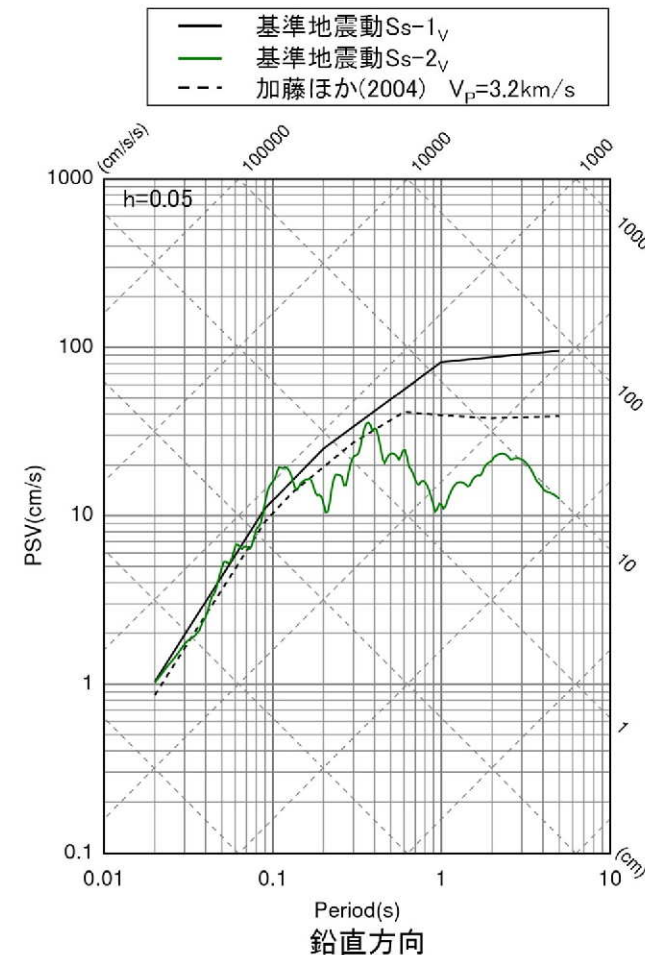
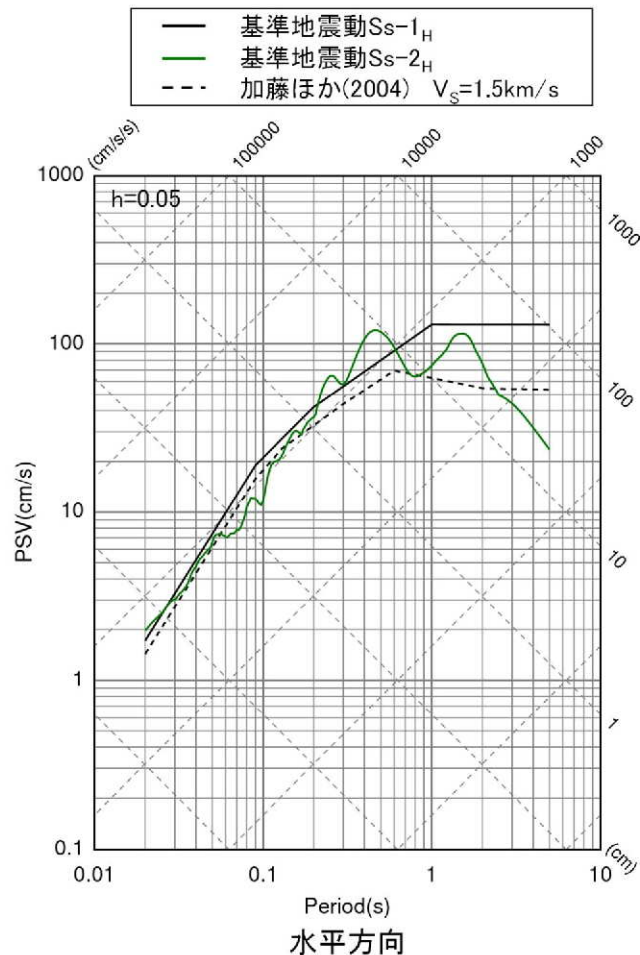
- 基準地震動Ss-2は、地下構造モデルを使用していない。



震源を特定せず策定する地震動による基準地震動Ssの策定

- 基準地震動Ss-1に加え、「震源を特定せず策定する地震動」として、2004年北海道留萌支庁南部地震におけるK-NET港町観測点の解放基盤波に当社独自の検討から余裕を持たせた地震動を、基準地震動Ss-2として追加。

⇒ 下図中緑線



【参考④】既許可における地震動評価

■ 既許可における「免震構造施設を対象とした地震動」

- 免震構造施設を対象とした基準地震動について、免震構造の周波数特性に着目した地震動評価を実施し基準地震動 S_s-L を策定。

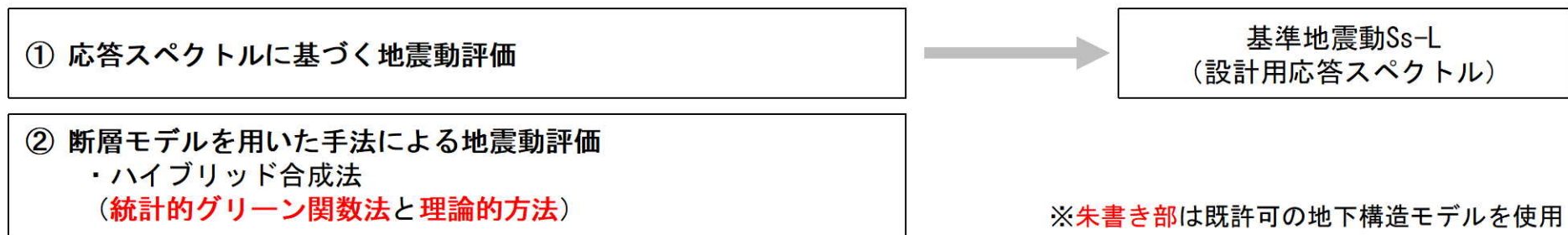
① 応答スペクトルに基づく地震動評価

- 長大な活断層を対象に、Noda et al. (2002)¹⁾の手法により、解放基盤表面 ($V_s=1500\text{m/s}$) における地震動を評価。
- 「応答スペクトルに基づく地震動評価」においては、地下構造モデルを使用していない。

② 断層モデルを用いた手法による地震動評価

- 琉球海溝におけるプレート間地震を対象に、長周期帯は理論的方法により解放基盤表面の地震動評価を実施し、短周期帯の統計的グリーン関数法による地震動評価結果を周期2.5秒で接続したハイブリッド合成法による評価を実施。
- 「断層モデルを用いた手法による地震動評価」において解放基盤表面以深の地下構造モデルを使用。

- 応答スペクトルに基づく地震動評価結果を基に、長周期領域が基準地震動 S_s-1 を上回るよう基準地震動 S_s-L として策定。
- 基準地震動 S_s-L は、「断層モデルを用いた手法」による地震動評価結果を大きく上回ることから、「免震構造施設を対象とした地震動」の基準地震動は、基準地震動 S_s-L で代表。
- 基準地震動 S_s-L は、地下構造モデルを使用していない。

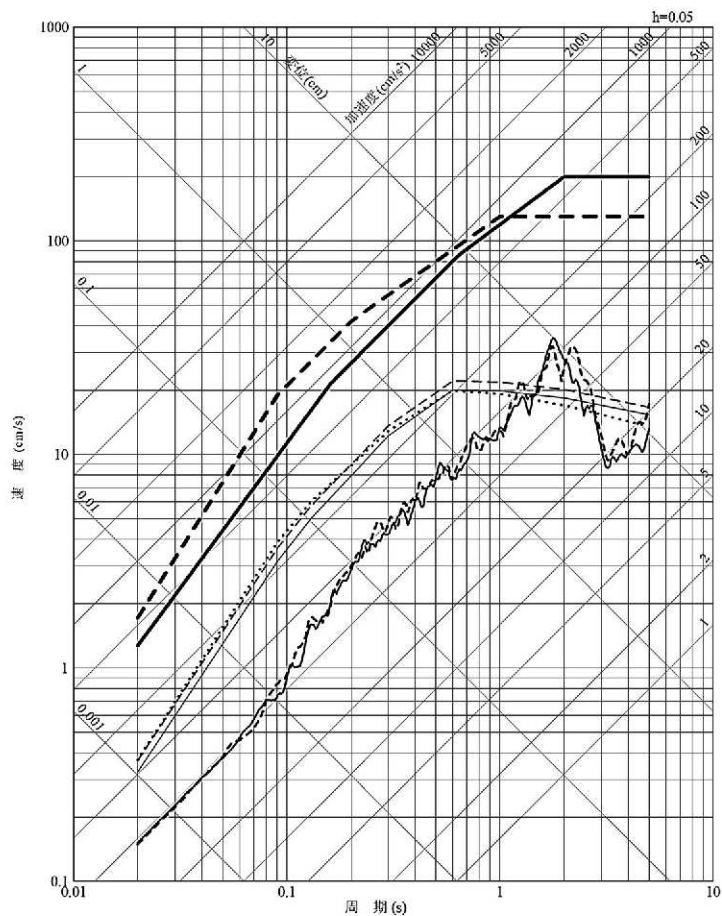


※朱書き部は既許可の地下構造モデルを使用

【参考④】 既許可における地震動評価

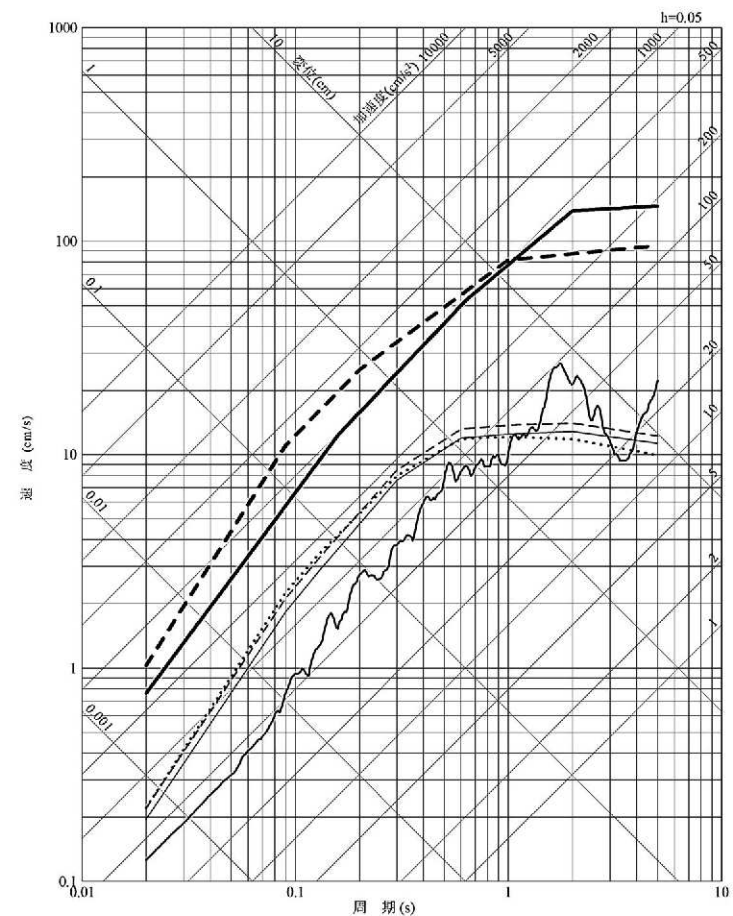
設置変更許可申請書（平成29年2月8日許可）

- Ss-L_H
- - - Ss-L_H
- 琉球海溝におけるプレート間地震の断層モデルを用いた手法（ハイブリッド合成法）NS 方向
- - - 琉球海溝におけるプレート間地震の断層モデルを用いた手法（ハイブリッド合成法）EW 方向
- 布田川・日奈久断層帯による地震の応答スペクトルに基づく手法（Noda et al. (2002)）
- 甕島西方断層による地震の応答スペクトルに基づく手法（Noda et al. (2002)）
- - - 長崎海脚断層による地震の応答スペクトルに基づく手法（Noda et al. (2002)）



第 7.5.7.6 図 免震構造施設設計用基準地震動 Ss-L の設計用応答スペクトルと地震動評価結果（水平方向）

- Ss-L_V
- - - Ss-L_V
- 琉球海溝におけるプレート間地震の断層モデルを用いた手法（ハイブリッド合成法）UD 方向
- 布田川・日奈久断層帯による地震の応答スペクトルに基づく手法（Noda et al. (2002)）
- 甕島西方断層による地震の応答スペクトルに基づく手法（Noda et al. (2002)）
- - - 長崎海脚断層による地震の応答スペクトルに基づく手法（Noda et al. (2002)）



第 7.5.7.7 図 免震構造施設設計用基準地震動 Ss-L の設計用応答スペクトルと地震動評価結果（鉛直方向）

【参考⑤】 既許可の地下構造モデル

【参考⑤】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. | 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 |
| 解放基盤表面 -18.5m | 0.0 | 2.70 | 1500 | 3200 | 100 | 試掘坑内 弾性波試験 | 慣用値 (Vs/15~10) |
| -28.5m | -0.01 | 2.70 | 1600 | 3700 | 100 | 鉛直アレイ及び微動アレイ の速度構造を基に設定 | |
| -480m | -0.462 | 2.70 | 2150 | 4400 | 200 | 微動アレイの速度構造を 基に設定 | |
| -1018.5m | -1.0 | 2.70 | 3010 | 5200 | 200 | 宮腰ほか(2004) | |
| -2018.5m | -2.0 | 2.70 | 3240 | 5600 | 300 | | |
| -3018.5m | -3.0 | 2.70 | 3500 | 5900 | 300 | | |
| -17018.5m | -17.0 | 3.00 | 3800 | 6600 | 500 | 地震調査委員会 (2003) | |
| -33018.5m | -33.0 | 3.30 | 4300 | 7600 | 500 | | |

【参考⑤】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. -28.5mまで）

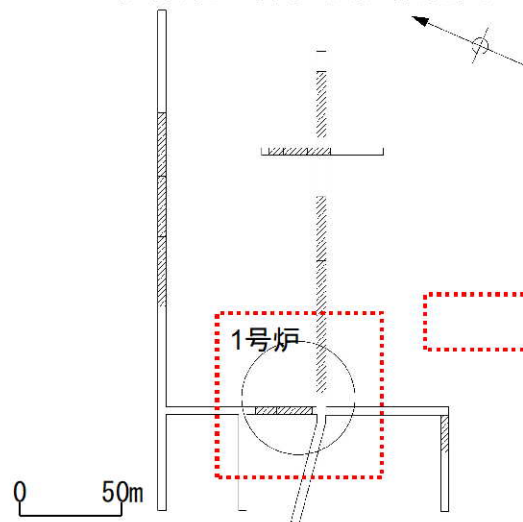
第18回審査会合資料より抜粋（一部修正）

| EL. | 層上面 (km) | 密度 ρ (g/cm ³) | Vs (m/s) | Vp (m/s) | Q値 | 設定根拠 (Vs、Vp) |
|-----------|----------|--------------------------------|----------|----------|-----|------------------------|
| 解放基盤表面 | | | | | | |
| -18.5m | 0.0 | 2.70 | 1500 | 3200 | 100 | 試掘坑内弾性波試験 |
| -28.5m | -0.01 | 2.70 | 1600 | 3700 | 100 | 鉛直アレイ及び微動アレイの速度構造を基に設定 |
| -480m | -0.462 | 2.70 | 2150 | 4400 | 200 | 微動アレイの速度構造を基に設定 |
| -1018.5m | -1.0 | 2.70 | 3010 | 5200 | 200 | 宮腰ほか(2004) |
| -2018.5m | -2.0 | 2.70 | 3240 | 5600 | 300 | |
| -3018.5m | -3.0 | 2.70 | 3500 | 5900 | 300 | 地震調査委員会(2003) |
| -17018.5m | -17.0 | 3.00 | 3800 | 6600 | 500 | |
| -33018.5m | -33.0 | 3.30 | 4300 | 7600 | 500 | |

- 解放基盤表面～層上面-0.01kmまでのP波速度及びS波速度については、炉心位置周辺における試掘坑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。

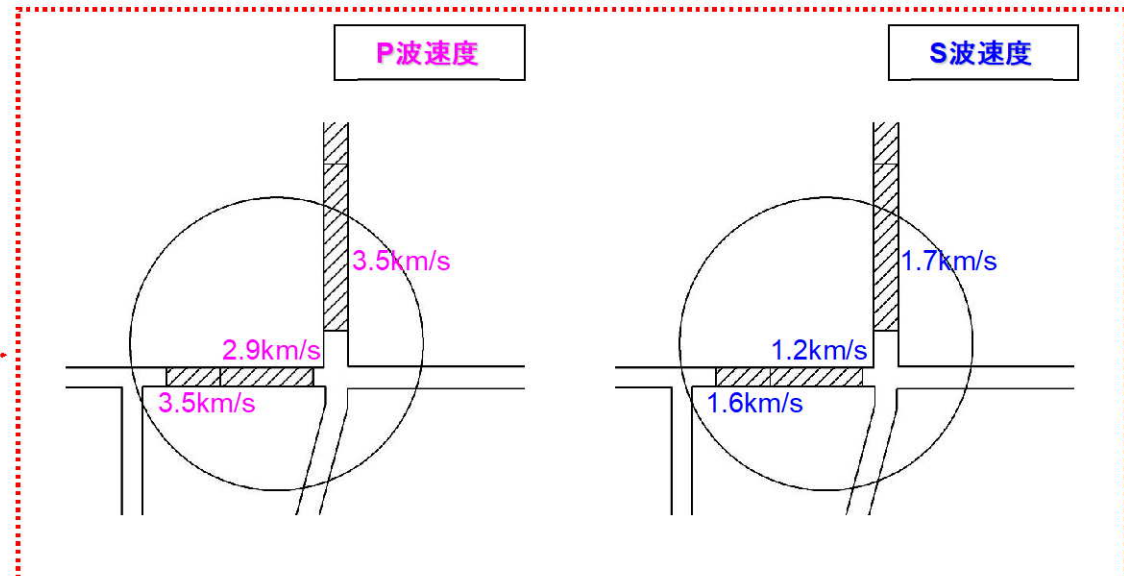
平均速度は、
P波 3.20km/s
S波 1.50km/s

試掘坑内弾性波試験範囲



試掘坑レベルEL.-12m

試掘坑内弾性波試験結果



【参考⑤】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. -28.5~EL. -1018.5mまで)

| EL. | 層上面 (km) | 密度 ρ (g/cm ³) | Vs (m/s) | Vp (m/s) | Q値 | 設定根拠 (Vs、Vp) |
|-----------|----------|--------------------------------|----------|----------|-----|------------------------|
| 解放基盤表面 | | | | | | |
| -18.5m | 0.0 | 2.70 | 1500 | 3200 | 100 | 試掘坑内弾性波試験 |
| -28.5m | -0.01 | 2.70 | 1600 | 3700 | 100 | 鉛直アレイ及び微動アレイの速度構造を基に設定 |
| -480m | -0.462 | 2.70 | 2150 | 4400 | 200 | 微動アレイの速度構造を基に設定 |
| -1018.5m | -1.0 | 2.70 | 3010 | 5200 | 200 | 宮腰ほか(2004) |
| -2018.5m | -2.0 | 2.70 | 3240 | 5600 | 300 | |
| -3018.5m | -3.0 | 2.70 | 3500 | 5900 | 300 | |
| -17018.5m | -17.0 | 3.00 | 3800 | 6600 | 500 | 地震調査委員会(2003) |
| -33018.5m | -33.0 | 3.30 | 4300 | 7600 | 500 | |

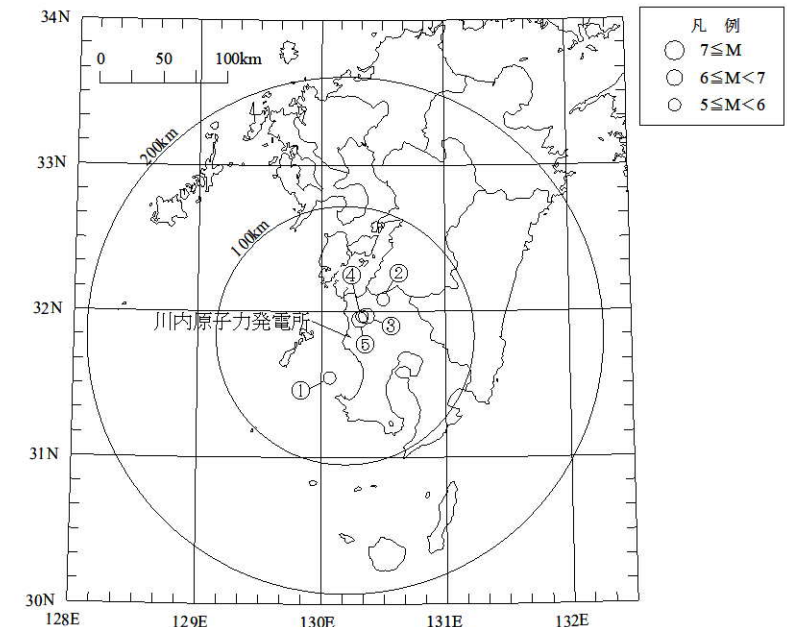
第18回審査会合資料より抜粋(一部修正)

- 層上面-0.01km~-0.462kmまでのP波速度及びS波速度については、敷地における鉛直アレイ地震観測記録及び微動アレイ観測記録に基づく地盤同定による速度構造を基に設定。
- 層上面-0.462km~-1.0kmまでのP波速度及びS波速度については、微動アレイ観測記録に基づく地盤同定による速度構造を基に設定。

◆敷地における鉛直アレイ地震観測記録に基づく地盤同定

検討対象地震の地震諸元

| 番号 | 地震名 | 発生日 | M | 深さ (km) | 震央距離 (km) | 備考 |
|----|------------|------------|-----|---------|-----------|----|
| ① | 九州西側海域の地震 | 1984年8月15日 | 5.5 | 13.00 | 34 | |
| ② | 鹿児島県北西部の地震 | 1994年2月13日 | 5.7 | 5.20 | 40 | |
| ③ | 鹿児島県北西部地震 | 1997年3月26日 | 6.6 | 11.85 | 22 | 本震 |
| ④ | 鹿児島県北西部地震 | 1997年4月3日 | 5.7 | 14.79 | 20 | |
| ⑤ | 鹿児島県北西部地震 | 1997年5月13日 | 6.4 | 9.24 | 17 | 本震 |



検討対象地震の震央位置

【参考⑤】既許可の地下構造モデル

- 敷地で観測された鉛直アレイ地震観測記録を用いた逆解析により、EL. 11.0m~EL. -118.5mまでの地盤同定を実施。
- 地盤同定にあたっては、遺伝的アルゴリズムを用い、各地震計観測点間の伝達関数を目的関数に設定。
- 検討対象地震は、敷地で観測された主な5地震を対象。
- 地盤減衰 (Q値) は慣用値 ($V_s/15\sim 10$) を基に設定。

第18回審査会合資料より抜粋(一部修正)

鉛直アレイ観測記録に基づく地盤同定結果

NS方向

| 層 | 層上面 EL (m) | 密度 ρ (g/cm ³) | V_s (km/s) | 減衰 | |
|---|---------------|-----------------------------------|-----------------|-------|----------|
| | | | | Q_0 | α |
| 1 | 11.0 | 2.70 | 1.29 | 1.29 | 0.45 |
| 2 | -18.5 | 2.70 | 1.78 | 1.47 | 0.45 |
| 3 | -58.5 | 2.70 | 1.80 | 1.47 | 0.45 |

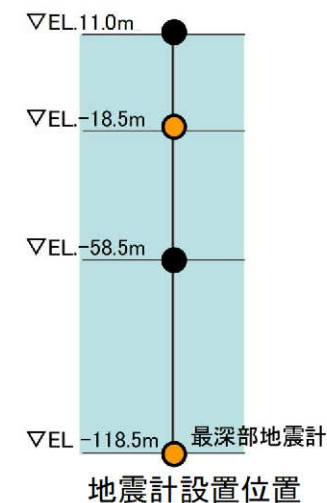
EW方向

| 層 | 層上面 EL (m) | 密度 ρ (g/cm ³) | V_s (km/s) | 減衰 | |
|---|---------------|-----------------------------------|-----------------|-------|----------|
| | | | | Q_0 | α |
| 1 | 11.0 | 2.70 | 1.34 | 1.73 | 0.32 |
| 2 | -18.5 | 2.70 | 1.60 | 1.85 | 0.32 |
| 3 | -58.5 | 2.70 | 1.78 | 1.93 | 0.32 |

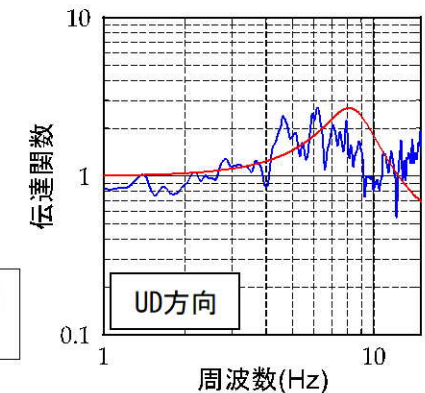
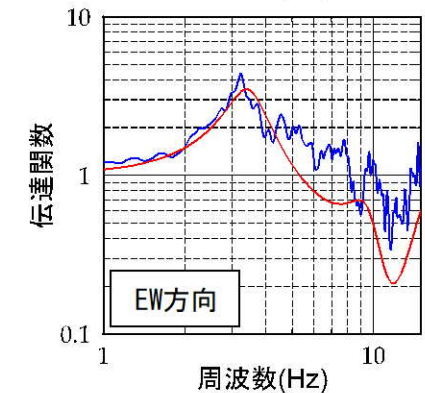
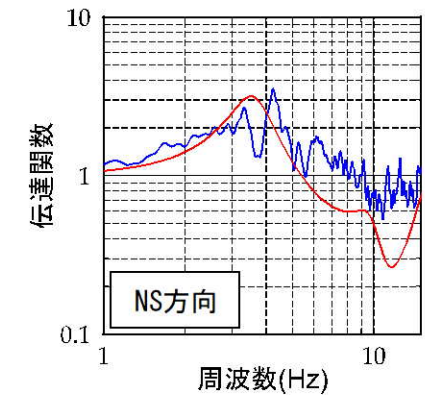
UD方向

| 層 | 層上面 EL (m) | 密度 ρ (g/cm ³) | V_p (km/s) | 減衰 | |
|---|---------------|-----------------------------------|-----------------|-------|----------|
| | | | | Q_0 | α |
| 1 | 11.0 | 2.70 | 3.05 | 0.70 | 0.48 |
| 2 | -18.5 | 2.70 | 4.07 | 0.78 | 0.48 |
| 3 | -58.5 | 2.70 | 4.11 | 0.78 | 0.48 |

※ $Q(f) = Q_0 \cdot f^\alpha$



— 理論伝達関数(同定地下構造モデル)
— 地震観測記録による伝達関数

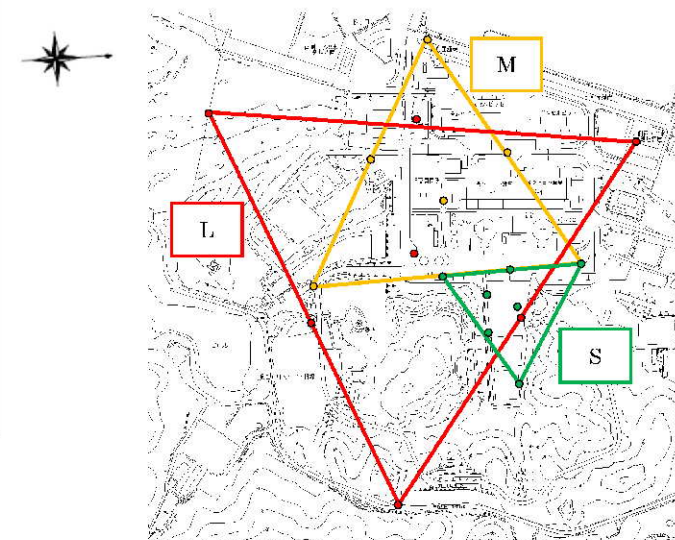


【参考⑤】既許可の地下構造モデル

◆微動アレイ観測記録に基づく地盤同定

- 一辺が約930mのLアレイ、約570mのMアレイ、約280mのSアレイについて、それぞれの頂点3点、中点3点、重心位置の計7点で微動観測を実施。
- 微動観測から得られたそれぞれの分散曲線に対して、アレイサイズに応じた推定可能範囲により、Lアレイは0.45-1Hz、Mアレイは1-2.5Hz、Sアレイは2.5-5.8Hzの帯域を切り出して重ね合わせ、観測分散曲線を作成し、S波速度の同定を実施。
- EL. -28.5mからEL. -118.5mまでは、鉛直アレイ地震観測記録及び微動アレイ観測結果による平均的な速度構造を採用。
- EL. -118.5mからEL. -1018.5mまでは、微動アレイ観測結果を採用。

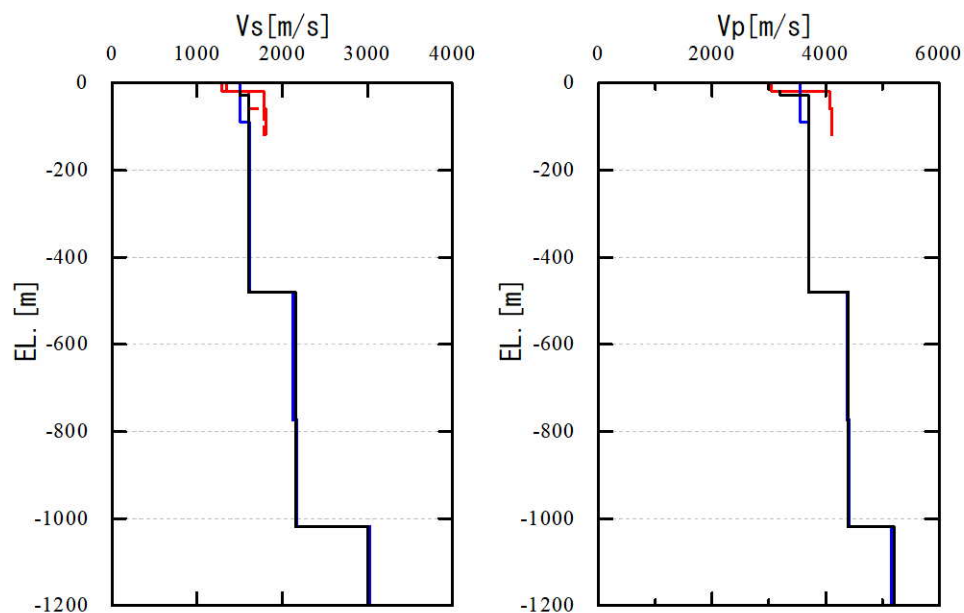
第18回審査会合資料より抜粋(一部修正)



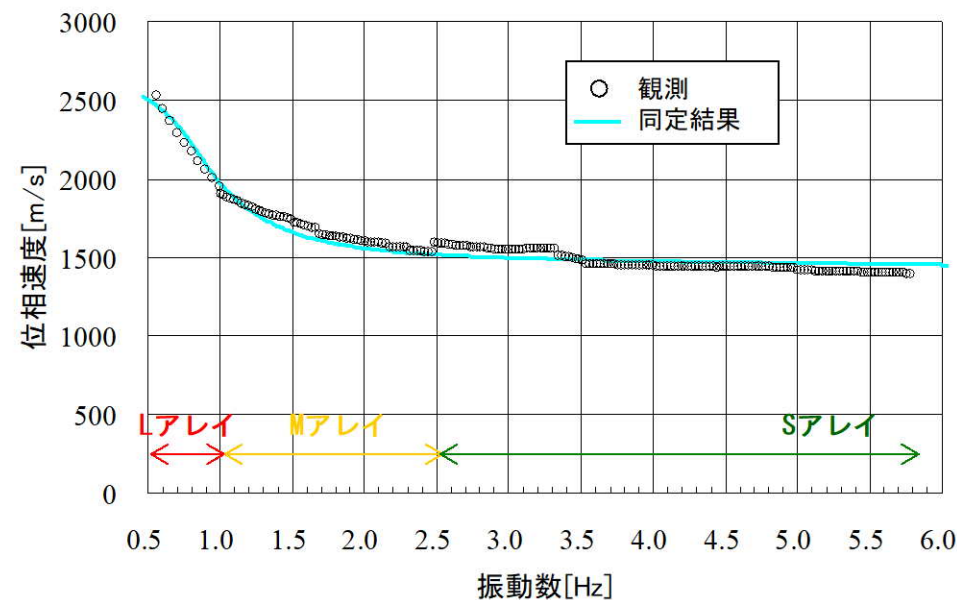
微動アレイ観測位置

— 同定結果 (伝達関数 NS方向)
 同定結果 (伝達関数 EW方向)
 — 同定結果 (微動アレイ)
 — 既許可の地下構造モデル

— 同定結果 (伝達関数 UD方向)
 — 同定結果 (微動アレイ)
 — 既許可の地下構造モデル



伝達関数及び微動アレイによる同定結果



観測分散曲線と理論分散曲線

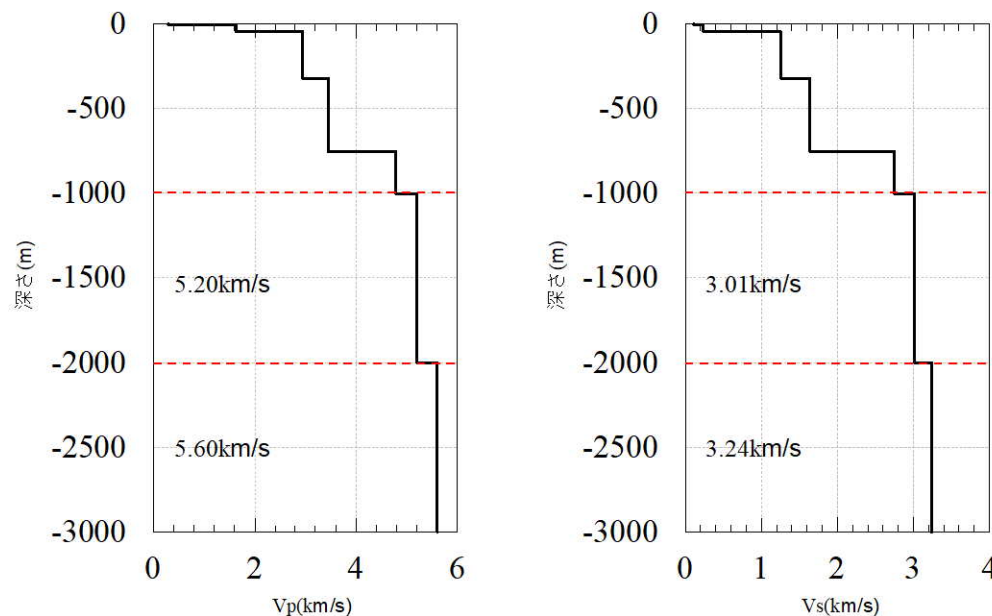
【参考⑤】既許可の地下構造モデル

■ 既許可の地下構造モデルの設定 (EL. -1018.5~EL. -3018.5mまで)

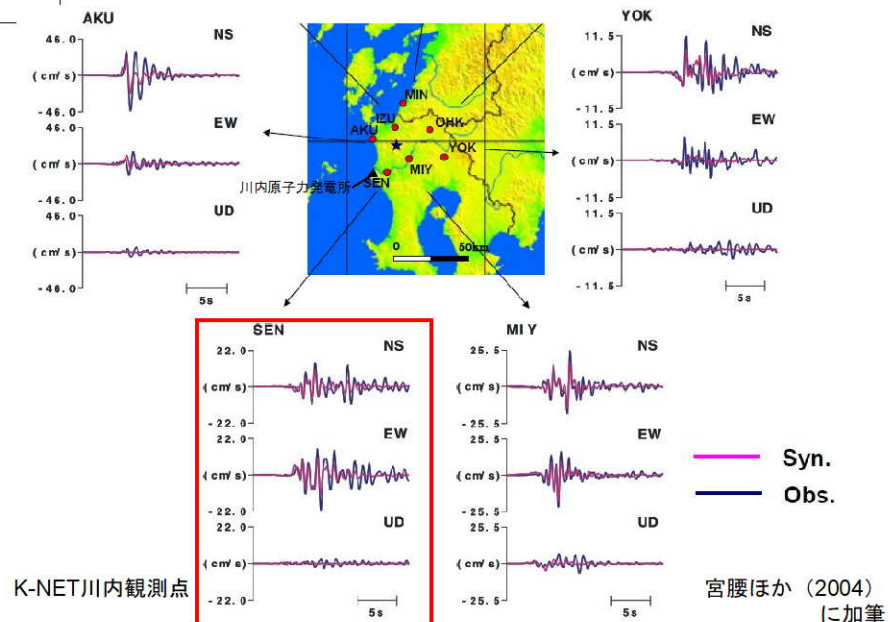
第18回審査会合資料より抜粋(一部修正)

| EL. | 層上面 (km) | 密度 ρ (g/cm ³) | Vs (m/s) | Vp (m/s) | Q値 | 設定根拠 (Vs、Vp) |
|-----------|----------|--------------------------------|----------|----------|-----|------------------------|
| 解放基盤表面 | | | | | | |
| -18.5m | 0.0 | 2.70 | 1500 | 3200 | 100 | 試掘坑内弾性波試験 |
| -28.5m | -0.01 | 2.70 | 1600 | 3700 | 100 | 鉛直アレイ及び微動アレイの速度構造を基に設定 |
| -480m | -0.462 | 2.70 | 2150 | 4400 | 200 | |
| -1018.5m | -1.0 | 2.70 | 3010 | 5200 | 200 | 宮腰ほか(2004) |
| -2018.5m | -2.0 | 2.70 | 3240 | 5600 | 300 | |
| -3018.5m | -3.0 | 2.70 | 3500 | 5900 | 300 | 地震調査委員会(2003) |
| -17018.5m | -17.0 | 3.00 | 3800 | 6600 | 500 | |
| -33018.5m | -33.0 | 3.30 | 4300 | 7600 | 500 | |

- 層上面EL. -1.0km~EL. -3.0kmまでの地盤物性値については、宮腰(2004)を参考に設定。
- 宮腰(2004)では、中規模地震(1997年3月26日鹿児島県北西部地震余震)のK-NET観測記録をもとに、R/Vレシーバ関数を用い、K-NET観測地点の地下構造モデルを推定している。
- 敷地から最も近いK-NET川内観測点で推定された地下構造を地震動評価に用いる



宮腰ほか(2004)により推定された地下構造モデル(K-NET川内観測点)



1997年3月26日鹿児島県北西部地震におけるK-NET観測記録と震源インバージョンの震源モデルによる計算結果

【参考⑤】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. -3018.5m以深)

| EL. | 層上面 (km) | 密度 ρ (g/cm ³) | Vs (m/s) | Vp (m/s) | Q値 | 設定根拠 (Vs、Vp) |
|-----------|----------|--------------------------------|----------|----------|-----|------------------------|
| 解放基盤表面 | | | | | | |
| -18.5m | 0.0 | 2.70 | 1500 | 3200 | 100 | 試掘坑内弾性波試験 |
| -28.5m | -0.01 | 2.70 | 1600 | 3700 | 100 | 鉛直アレイ及び微動アレイの速度構造を基に設定 |
| -480m | -0.462 | 2.70 | 2150 | 4400 | 200 | |
| -1018.5m | -1.0 | 2.70 | 3010 | 5200 | 200 | 宮腰ほか(2004) |
| -2018.5m | -2.0 | 2.70 | 3240 | 5600 | 300 | |
| -3018.5m | -3.0 | 2.70 | 3500 | 5900 | 300 | 地震調査委員会(2003) |
| -17018.5m | -17.0 | 3.00 | 3800 | 6600 | 500 | |
| -33018.5m | -33.0 | 3.30 | 4300 | 7600 | 500 | |

第18回審査会合資料より抜粋(一部修正)

- 層上面-3.0km以深については、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、地震基盤以深の地下構造モデルが示されている。



地震基盤以深の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 |

※地震調査委員会(2003)に加筆

【参考⑥】 既許可の地下構造モデルにおける速度構造の設定

【参考⑥】既許可の地下構造モデルにおける速度構造の設定

■ 既許可の地下構造モデルの速度構造の設定

第114回審査会合資料より抜粋

- 基準地震動の策定における地震動評価では、長周期帯における理論的方法による評価に用いる解放基盤以深の地下構造モデルは、地質調査結果及び既往の文献により、一次元地下構造モデルを構築している。
- 鉛直アレイ地震観測記録、微動アレイ探査による地下構造の同定結果は、理論的方法に用いた一次元地下構造モデルよりも、S波速度は小さい傾向にある。
- 観測結果から同定された速度構造は、平均的な地盤増幅特性を反映していると考えられるため、観測結果を踏まえ、地下構造モデルの再設定を行う。

長周期帯の理論的方法に用いた一次元地下構造モデル（見直し前）

| EL. (m) | 層 | 層上面 (km) | 密度 ρ (g/cm ³) | Vs (km/s) | Vp (km/s) | Q 値 | 備考 見直し対象範囲 |
|------------------|---|----------|--------------------------------|-----------|-----------|-----|--------------------------------------|
| 解放基盤表面 -18.5m | 1 | 0.0 | 2.70 | 1.50 | 3.20 | 100 | 試掘坑内 弾性波試験 |
| -28.5m | 2 | -0.01 | 2.70 | 2.15 | 4.25 | 200 | PS検層 |
| -78.5m | 3 | -0.06 | 2.70 | 2.60 | 4.30 | 200 | PS検層と宮腰ほか(2004) ⁸⁾ を接続 |
| -773.5m | 4 | -0.755 | 2.70 | 2.75 | 4.79 | 200 | |
| -1018.5m | 5 | -1.0 | 2.70 | 3.01 | 5.20 | 200 | 宮腰ほか(2004) ⁸⁾ |
| -2018.5m | 6 | -2.0 | 2.70 | 3.24 | 5.60 | 300 | |
| -3018.5m | 7 | -3.0 | 2.70 | 3.50 | 5.90 | 300 | 地震調査委員会 (2003) ⁹⁾ |
| -17018.5m | 8 | -17.0 | 3.00 | 3.80 | 6.60 | 500 | |
| -33018.5m | 9 | -33.0 | 3.30 | 4.30 | 7.60 | 500 | |

【参考⑥】既許可の地下構造モデルにおける速度構造の設定

■ 既許可の地下構造モデルの速度構造の設定

第114回審査会合資料より抜粋

- 原子炉建屋直下の解放基盤表面EL. -18.5mからEL. -28.5mまでの極浅部は、試掘坑弾性波試験、鉛直アレイ観測結果及び微動アレイ観測結果を比較し、従来通り、試掘坑内弾性波試験結果を用いる。
- EL. -28.5mからEL. -118.5mまでは、鉛直アレイ地震観測結果及び微動アレイ観測結果による平均的な速度構造として設定する。
- EL. -118.5mからEL. -1018.5mまでは、長周期帯における理論的方法による地震動評価に、観測事実から得られた平均的な地下構造特性を反映させるため、微動アレイの結果を基に設定する。

| ▽EL. 11m (GL=0m) | 従来 ¹⁾ の地下構造モデル | | 鉛直アレイ | | 微動アレイ | | 見直した地下構造モデル | | |
|------------------|---------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-------------|-----------|-------------------------|
| | Vs (km/s) | Vp (km/s) | Vs (km/s) | Vp (km/s) | Vs (km/s) | Vp (km/s) | Vs (km/s) | Vp (km/s) | |
| ▽EL. -18.5m | | | 1.34 | 3.05 | | | | | |
| ▽EL. -28.5m | 1.50 | 3.20 | | | | | 1.50 | 3.20 | 試掘坑内弾性波試験 |
| ▽EL. -58.5m | 2.15 | 4.25 | 1.60 | 4.07 | 1.50 | 3.55 | | | ・鉛直アレイ及び微動アレイの速度構造を基に設定 |
| ▽EL. -78.5m | | | 1.78 | 4.11 | | | 1.60 | 3.70 | |
| ▽EL. -118.5m | 2.60 | 4.30 | | | 1.61 | 3.71 | | | ・微動アレイの結果を基に設定 |
| ▽EL. -480m | | | | | 2.12 | 4.37 | | | |
| ▽EL. -773.5m | | | | | | | 2.15 | 4.40 | |
| ▽EL. -1018.5m | 2.75 | 4.79 | | | 2.17 | 4.42 | | | |

【参考⑥】 既許可の地下構造モデルにおける速度構造の設定

■ 既許可の地下構造モデルの妥当性確認

第114回審査会合資料より抜粋

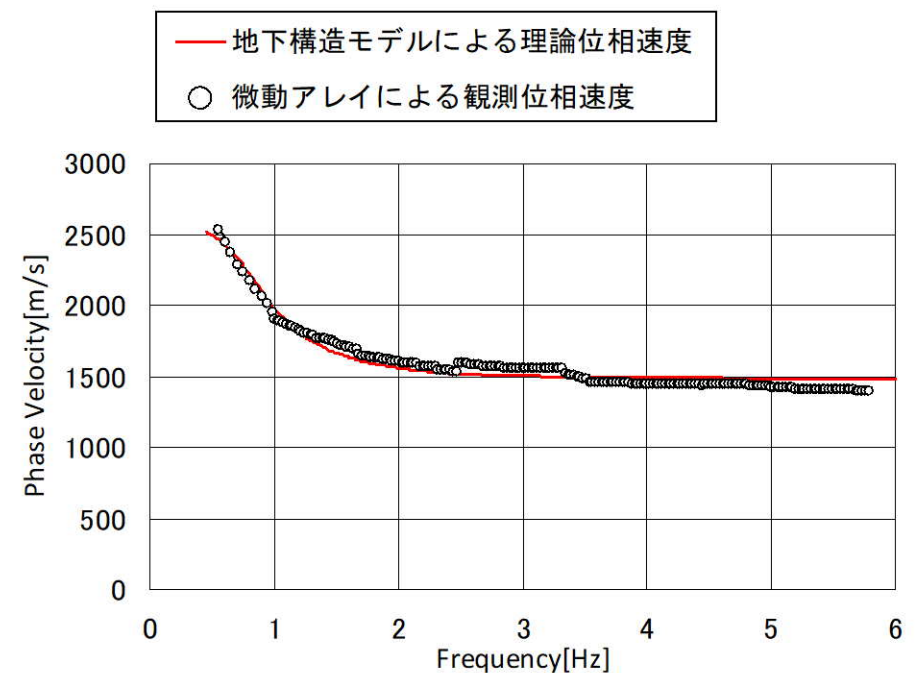
再設定した地下構造モデルと観測分散曲線の比較

■ 見直し後の地下構造モデルを基に、レイリー波の理論位相速度を算出し、微動アレイ探査結果から得られた観測位相速度と比較すると、両者はおおむね一致することを確認した。

地下構造モデル（見直し後）

| EL. (m) | 層 | 密度 ρ (g/cm ³) | Vs (km/s) | Vp (km/s) | Q値 |
|----------|---|-----------------------------------|-----------|-----------|-----|
| 11.0m | 0 | 2.7 | 1.50 | 3.20 | 100 |
| -18.5m | 1 | 2.7 | 1.50 | 3.20 | 100 |
| -28.5m | 2 | 2.7 | 1.60 | 3.70 | 100 |
| -480m | 3 | 2.7 | 2.15 | 4.40 | 200 |
| -1018.5m | 4 | 2.7 | 3.01 | 5.20 | 200 |

解放基盤表面 (EL. -18.5m) 上に0層を追加



理論位相速度と観測位相速度の比較

【参考⑥】既許可の地下構造モデルにおける速度構造の設定

■ 既許可の地下構造モデルの妥当性確認

第114回審査会合資料より抜粋

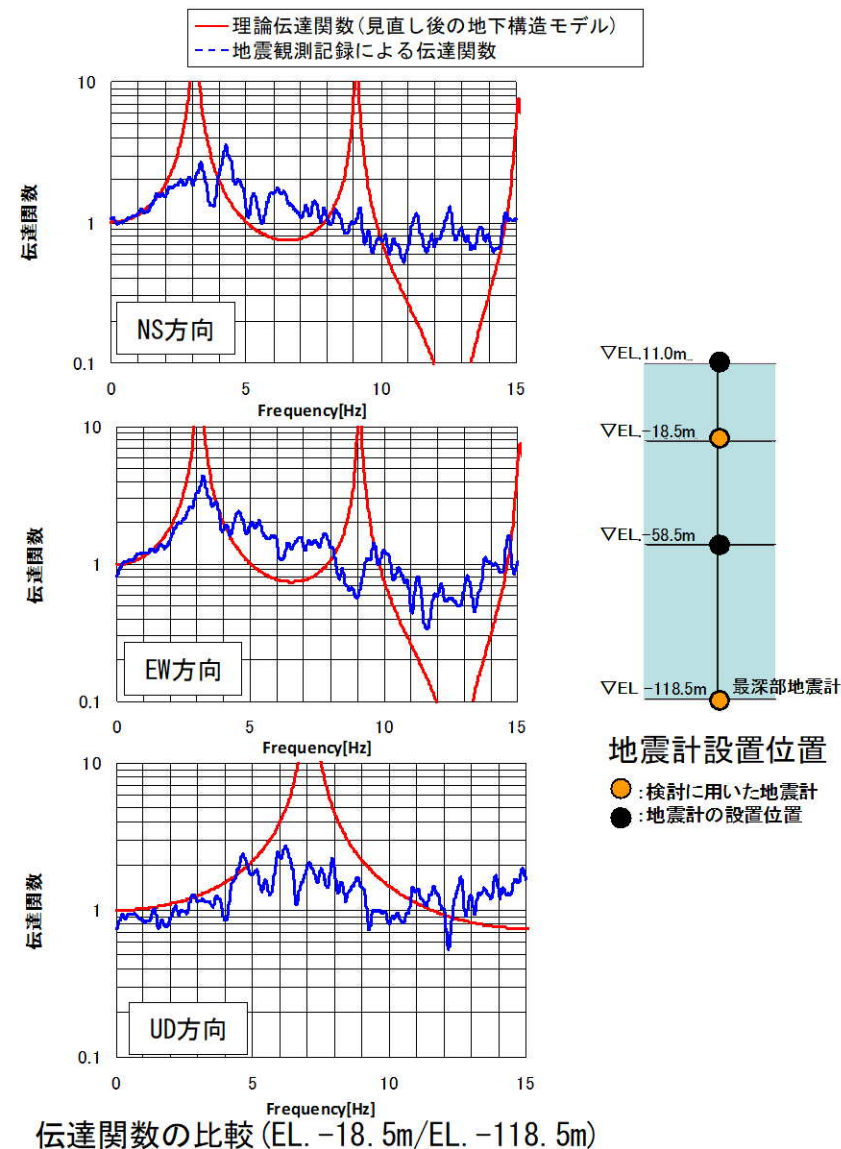
再設定した地下構造モデルと鉛直アレイ地震観測記録による伝達関数の比較

■ 見直し後の地下構造モデルから算出した伝達関数は、鉛直アレイ地震観測記録の伝達関数及び地震観測記録から同定された地下構造による理論伝達関数とほぼ整合していることを確認した。

地下構造モデル（見直し後）

| EL. (m) | 層 | 密度 ρ (g/cm ³) | Vs (km/s) | Vp (km/s) | Q値 |
|---------|---|-----------------------------------|-----------|-----------|-----|
| 11.0m | 0 | 2.7 | 1.50 | 3.20 | 100 |
| -18.5m | 1 | 2.7 | 1.50 | 3.20 | 100 |
| -28.5m | 2 | 2.7 | 1.60 | 3.70 | 100 |

解放基盤表面 (EL. -18.5m) 上に0層を追加



【参考⑦】 友澤ほか（2021）の概要

【参考⑦】 友澤ほか（2021）の概要

■ 友澤ほか（2021）¹¹⁾の概要

- 友澤ほか(2021)¹¹⁾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以内の内陸地殻内地震
 - 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

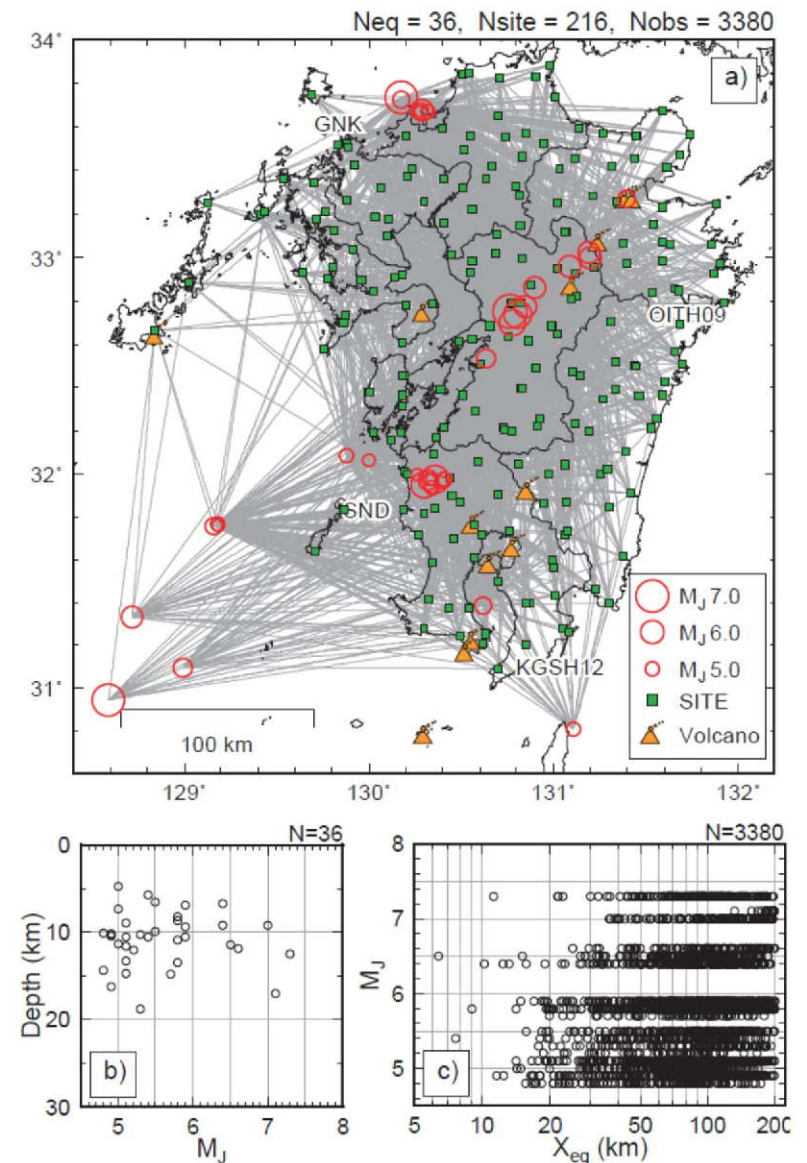


Fig.1 Dataset used in this study. a) Epicenters (○) and sites (■). Location of volcano is also shown. b) M_J vs focal depth, c) Equivalent hypocentral distance vs M_J

※友澤ほか（2021）より抜粋

【参考⑦】友澤ほか（2021）の概要

■ 検討に用いた地震

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 |

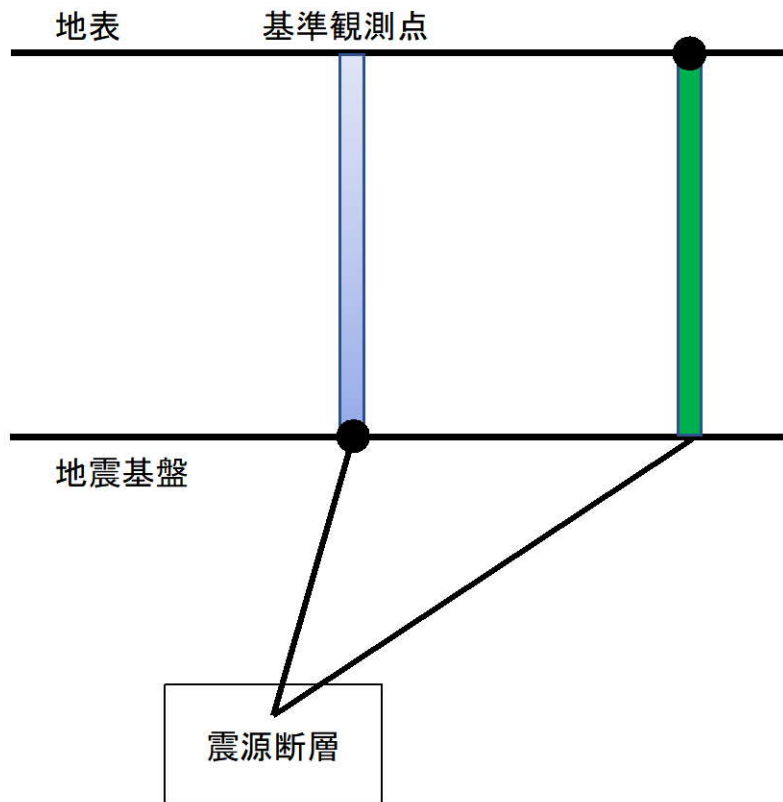
| 番号 | 地震名 | 発生日 | Mj | 震源深さ (km) |
|----|---------|-------------|-----|--------------|
| ⑲ | 福岡県福岡地方 | 2005年5月2日 | 5.0 | 11.4 |
| ⑳ | 天草灘 | 2006年2月4日 | 5.1 | 11.6 |
| ㉑ | 天草灘 | 2012年8月17日 | 4.9 | 10.5 |
| ㉒ | 種子島近海 | 2015年8月17日 | 5.0 | 7.4 |
| ㉓ | 薩摩半島西方沖 | 2015年11月14日 | 7.1 | 17.0 |
| ㉔ | 薩摩半島西方沖 | 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⑦】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⑦】 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)¹¹⁾ 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

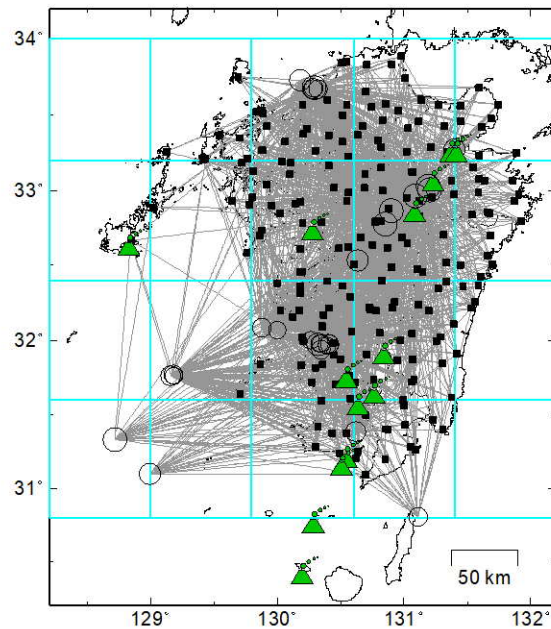
既知パラメータ

- 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)

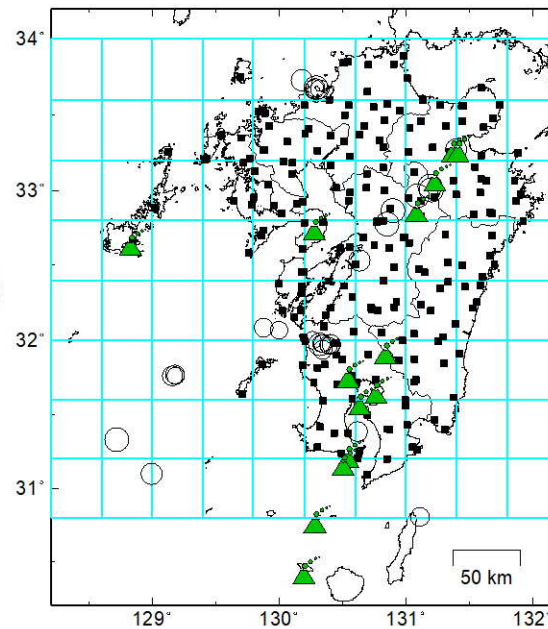
【参考⑦】 友澤ほか（2021）の概要

■ 不均質減衰構造の推定

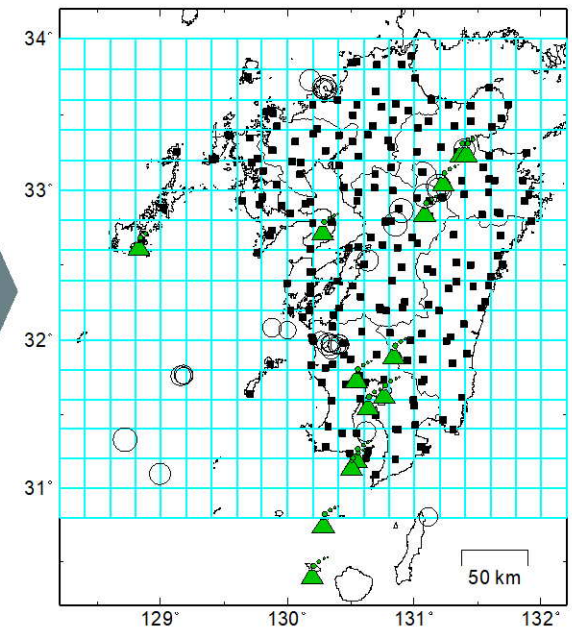
- 領域分割の推定においては、まずは、ブロックサイズを大きく設定し、広域な不均質減衰構造を求め、徐々に最小ブロックサイズを小さくして、より詳細な不均質減衰構造を推定。



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

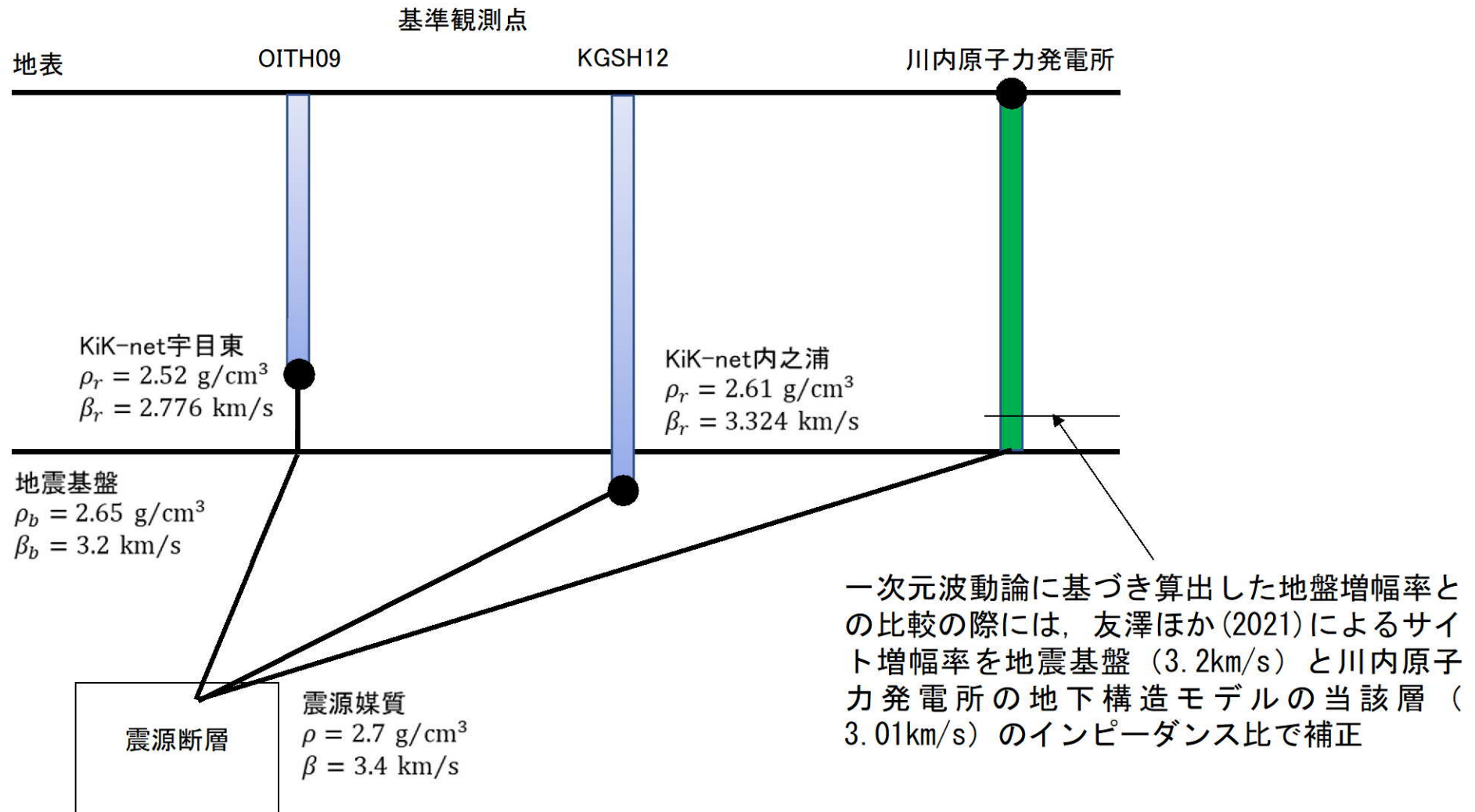


③左記の条件で推定した領域分割を初期値として
最小ブロック $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$ と設定

【参考⑦】友澤ほか（2021）の概要

■ 基準観測点

- 友澤ほか(2021)¹¹⁾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⑦】 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。

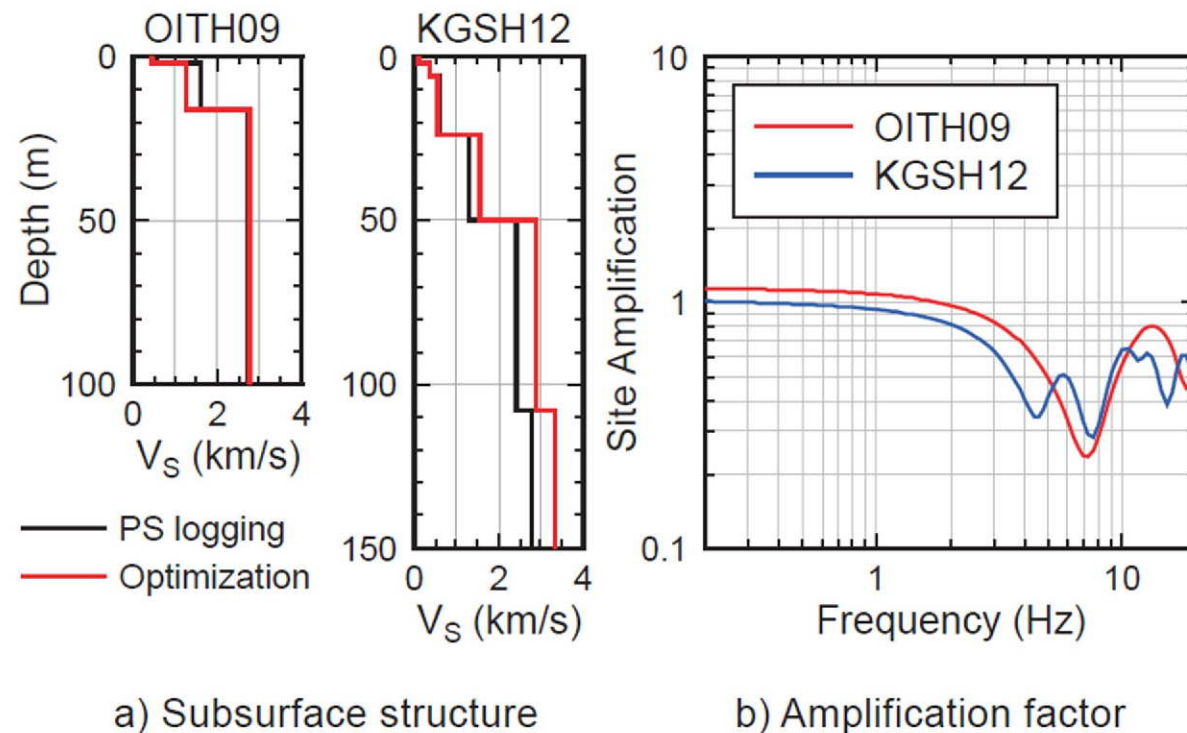


Fig. 2 Subsurface structure of reference stations and theoretical amplification factors as constraint condition

【参考⑦】 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。

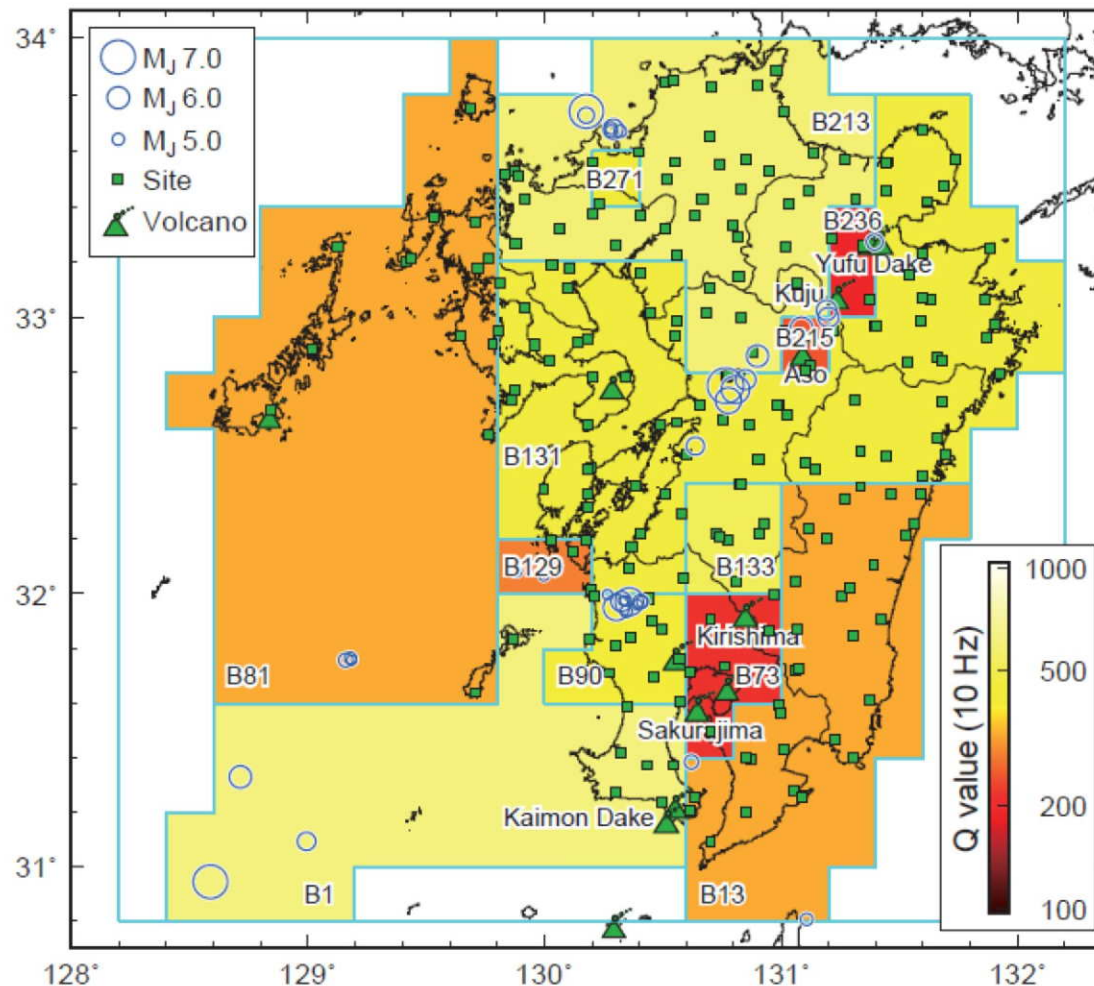


Fig. 4 Estimated inhomogeneous attenuation structure

※友澤ほか（2021）より抜粋

【参考⑦】 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。

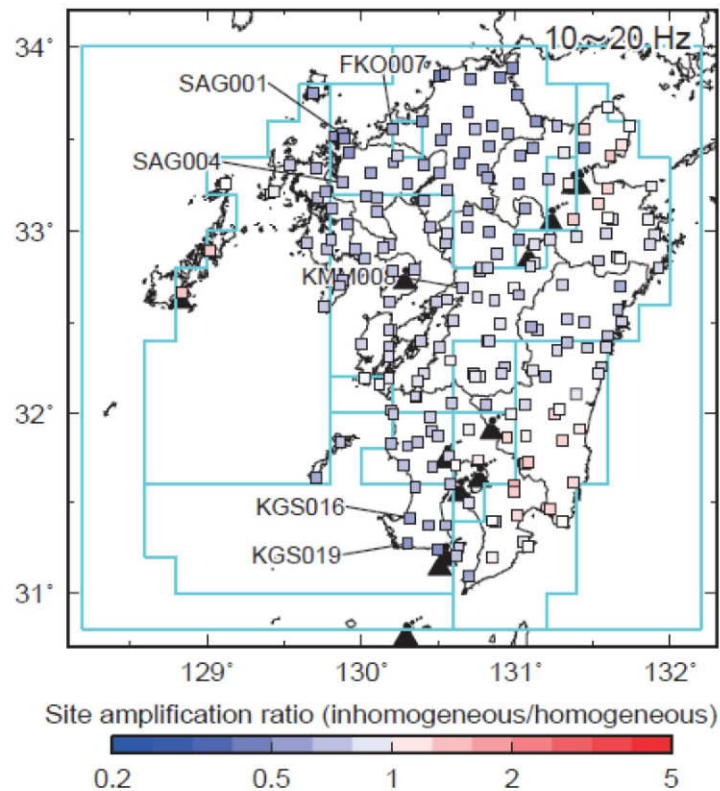


Fig.13 Spatial distribution of site amplification ratio

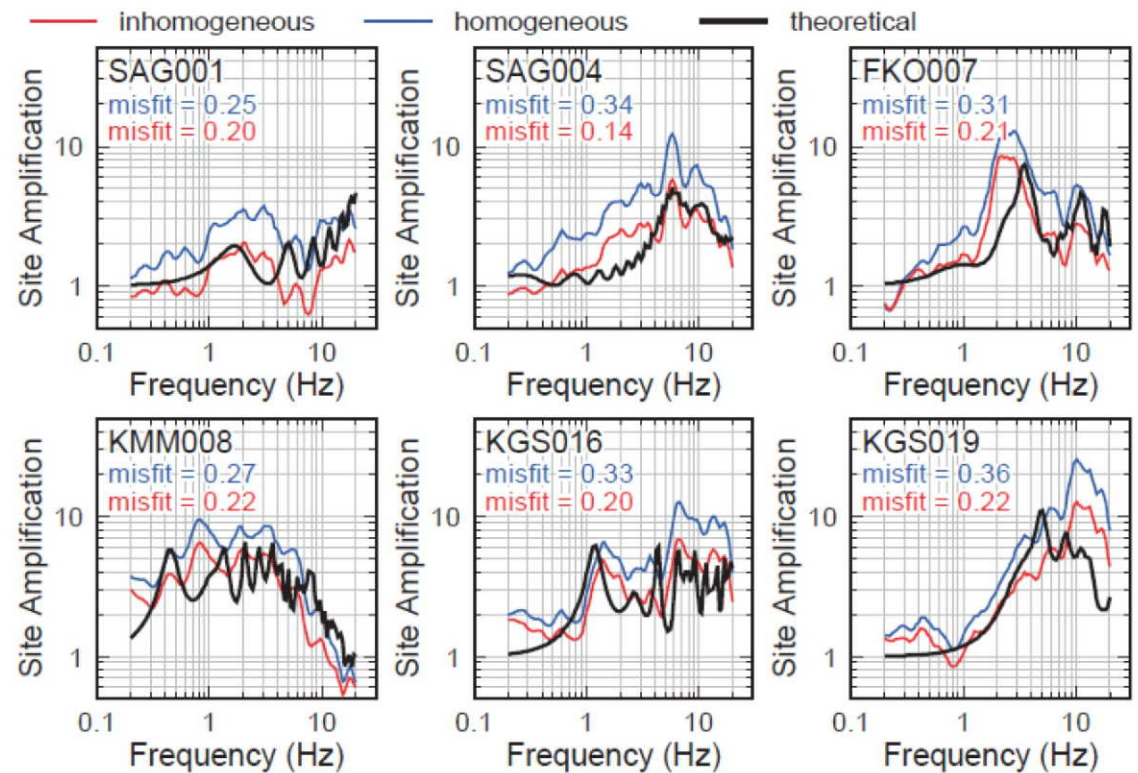


Fig.14 Comparison of estimated and theoretical site amplifications

【参考⑦】 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。

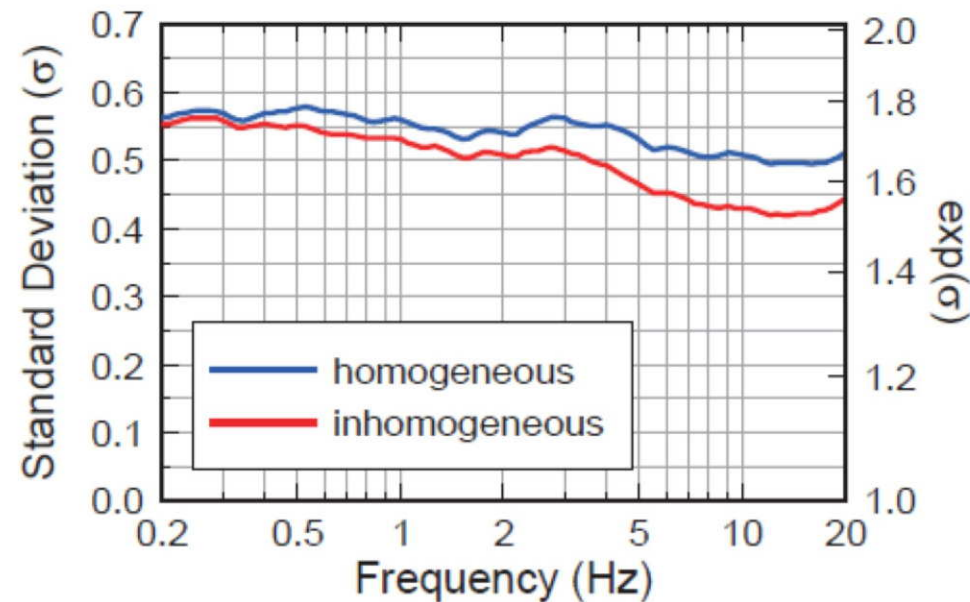


Fig.15 Comparison of standard deviation

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) 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.
- 12) 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.
- 13) 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.
- 14) 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

参考文献 (2/2)

- 15) 地盤工学会(2013) : 地盤の弾性波速度検層方法, JGS1122-2013, 2013年3月
- 16) 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
- 17) 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
- 18) 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
- 19) 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
- 20) 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—鉛直アレ観測による減衰定数との比較—, 物理探査, 第66巻, 第3号, 153-165, 2013年
- 21) 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) —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—, 電力中央研究所報告, N10004, 2010年8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ぎとり倍率、日本建築学会大会学術講演梗概集、21207、2014年9月。