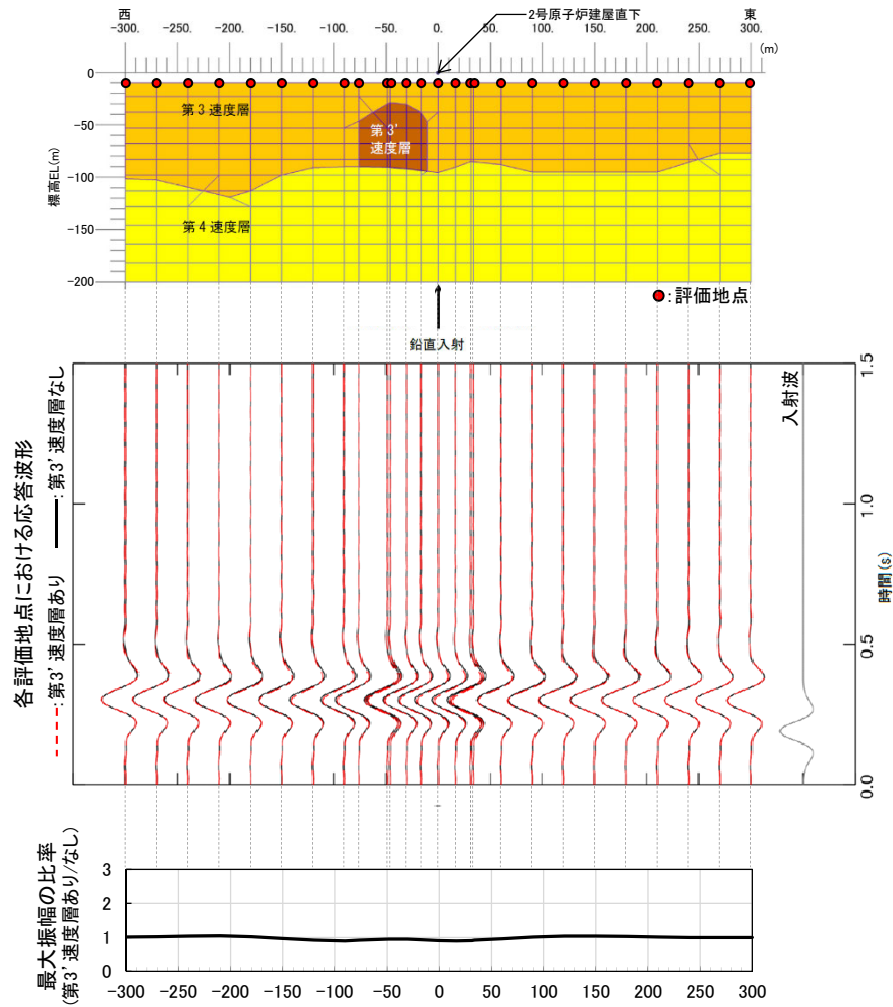


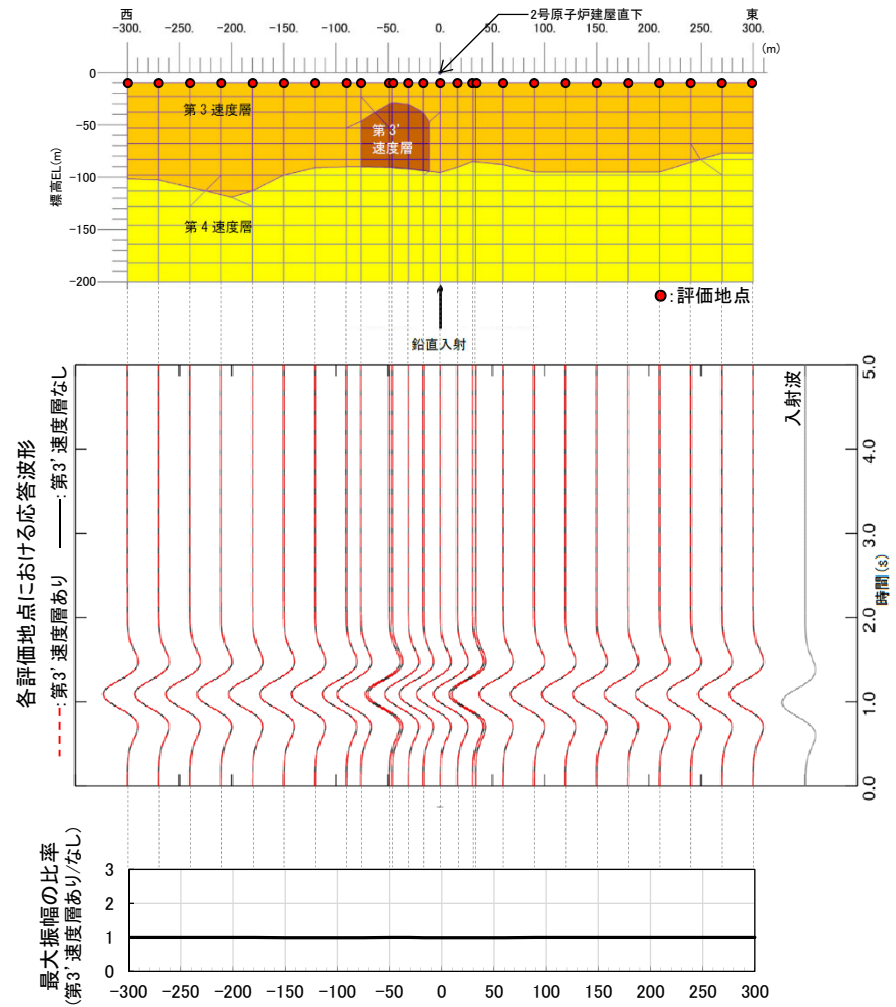
## 4.1(2) 検討結果 —鉛直入射—

○ 鉛直入射した場合の第3'速度層をモデル化した2次元FEMモデルと第3'速度層をモデル化しない2次元FEMモデルの解放基盤表面における応答波形を比較した結果、最大振幅及び位相に顕著な違いは見られない。



入射波: リッカー波(中心周期0.2秒)

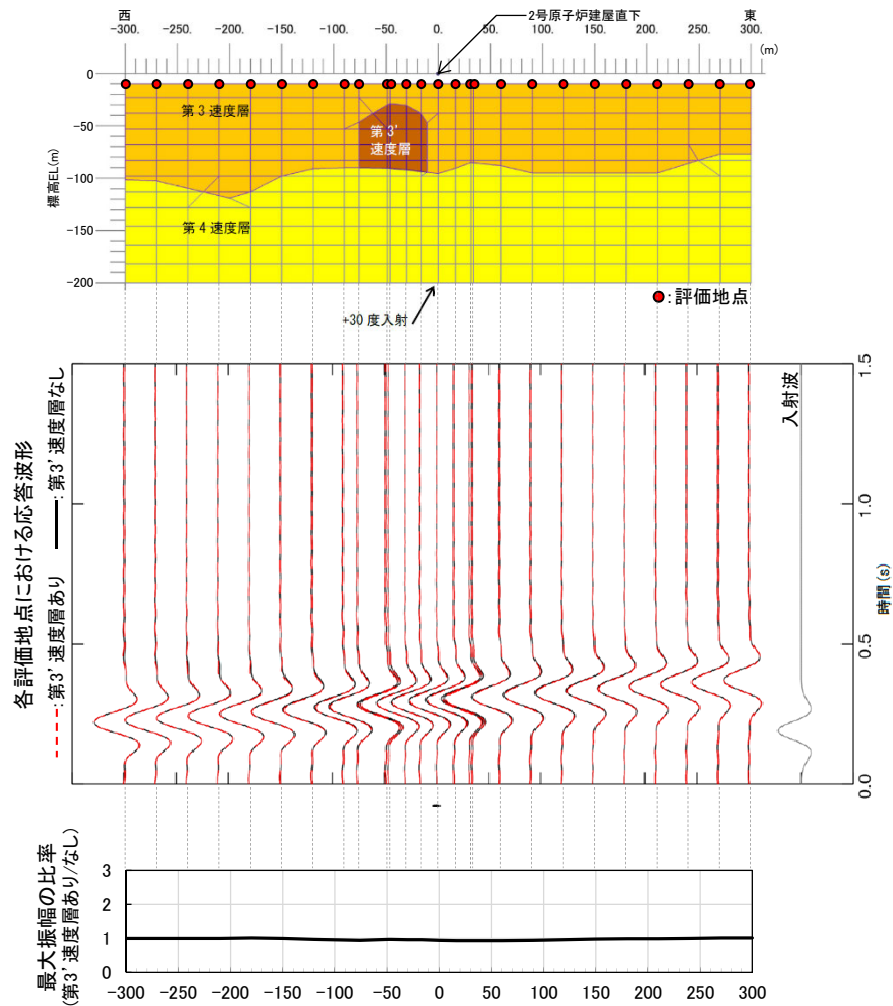
※ モデル図は便宜上、第3'速度層をモデル化した2次元FEMモデルを示している。



入射波: リッカー波(中心周期1.0秒)

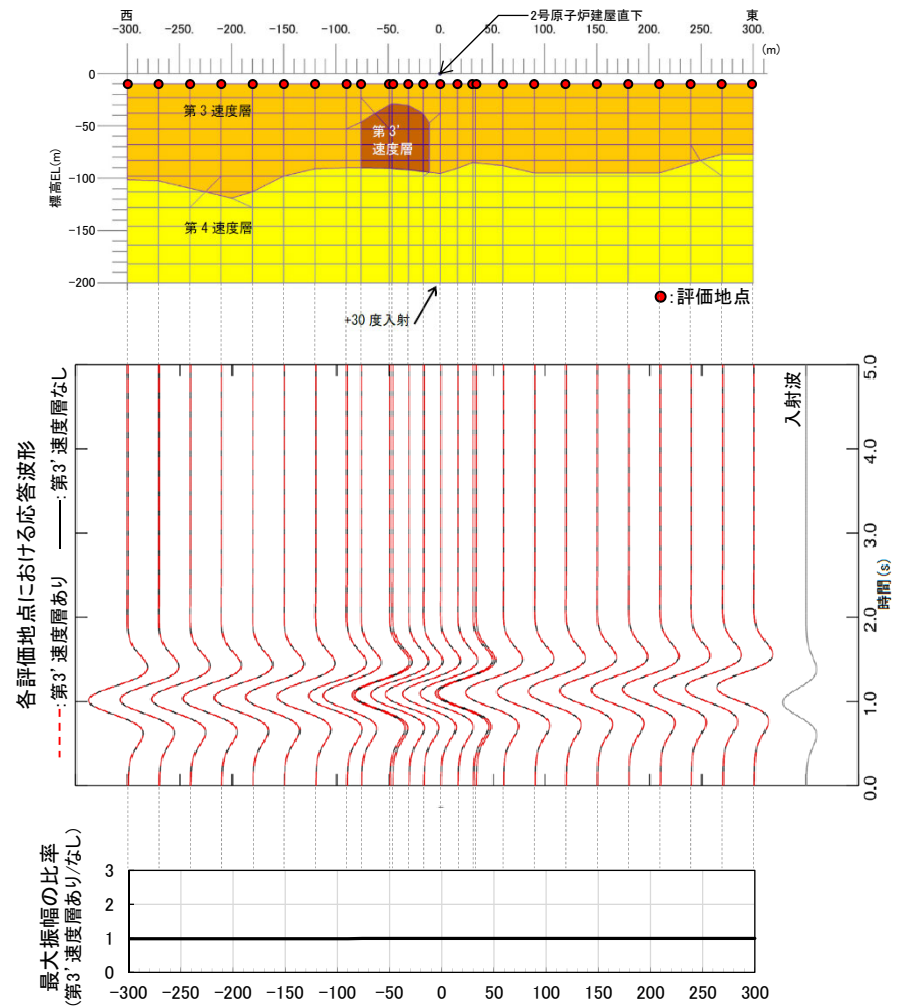
## 4.1(2) 検討結果 —斜め入射(+30°)—

○ 斜め入射(+30°)した場合の結果は、鉛直入射の場合と同様、最大振幅及び位相に顕著な違いは見られない。



入射波: リッカー波(中心周期0.2秒)

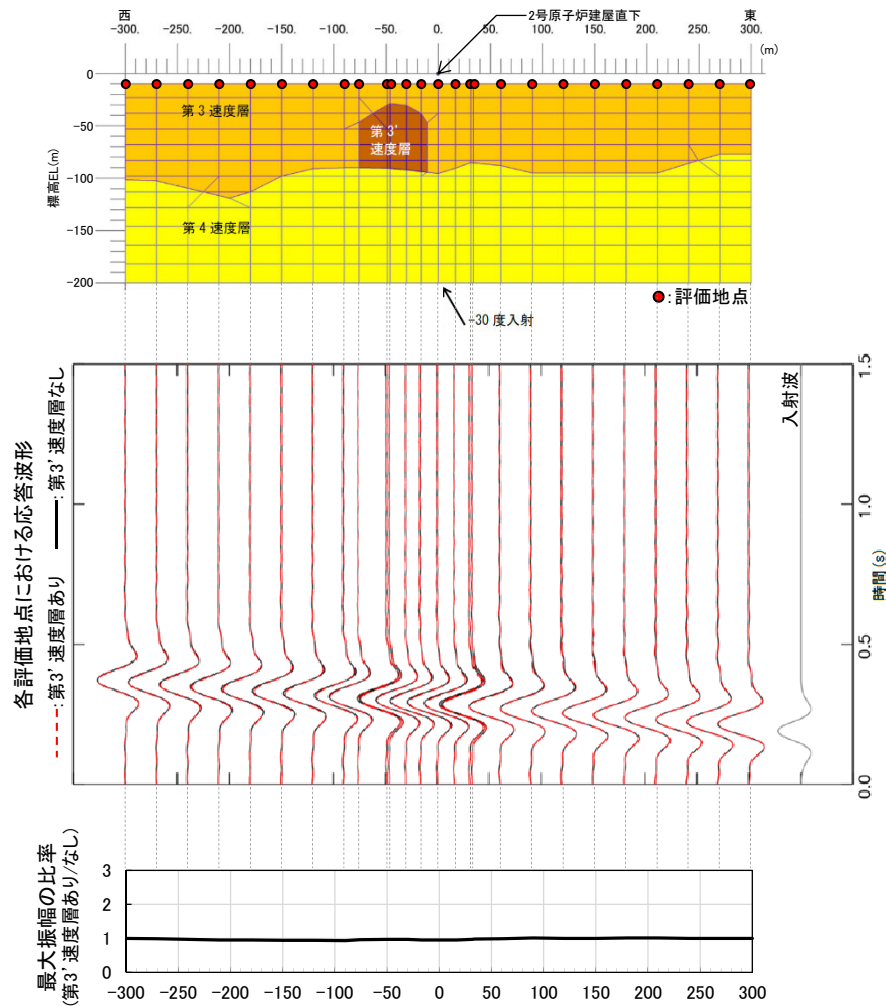
※ モデル図は便宜上、第3'速度層をモデル化した2次元FEMモデルを示している。



入射波: リッカー波(中心周期1.0秒)

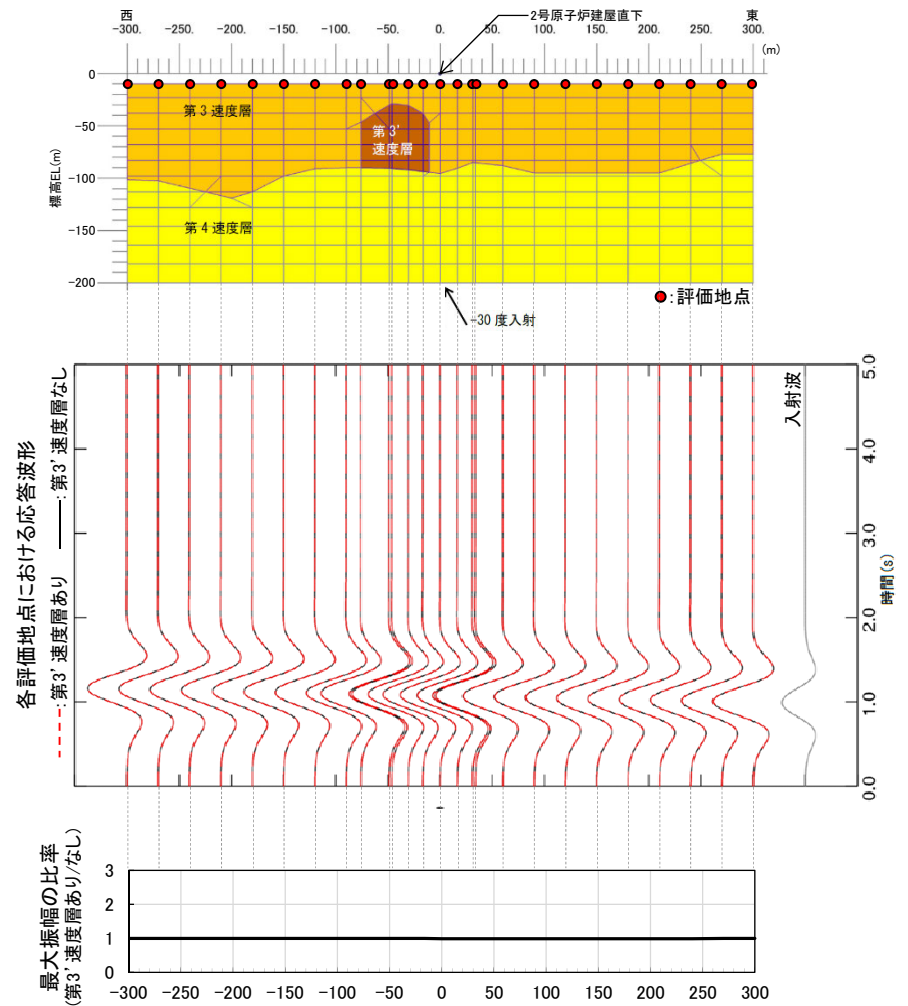
## 4.1(2) 検討結果 —斜め入射(-30°)—

○ 斜め入射(-30°)した場合の結果は、鉛直入射の場合と同様、最大振幅及び位相に顕著な違いは見られない。



入射波: リッカー波(中心周期0.2秒)

※ モデル図は便宜上、第3'速度層をモデル化した2次元FEMモデルを示している。



入射波: リッカー波(中心周期1.0秒)

## 4.1(2) 検討結果 ーまとめー

---

- 第3'速度層が地震動へ与える影響を確認するため、第3'速度層をモデル化した2次元FEMモデル及び第3'速度層をモデル化しない2次元FEMモデルに地震波を入力し、解放基盤表面における応答波形を比較した結果、最大振幅及び位相に顕著な違いは見られず、第3'速度層が解放基盤表面における地震動へ与える影響は小さいことを確認した。
- 以上、1章から3章の調査及び検討並びに本節の検討を踏まえ、敷地及び敷地周辺の地下構造は成層かつ均質と判断する。



---

## 4.2 地下構造モデルの設定

## 4.2 地下構造モデルの設定 ー概要ー

- 文献調査, ボーリング調査及び微動アレー探査により, 敷地の地下構造モデルを1次元で検討する。
- 設定した地下構造モデルの概要を下表に示す。

設定した地下構造モデル

	標高EL	層厚 (m)	S波速度 Vs (km/s)	P波速度 Vp (km/s)	密度 $\rho$ (t/m <sup>3</sup> )	減衰定数 h (%)	Q値
解放基盤表面 ▽	-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
	-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
	-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
地震基盤 ▽	-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
	-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
	-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
	-3km	2,500	3.5	5.6	2.7	0.250	200
	-5.5km	12,500	3.6	6.3	2.7	0.185	270
	-18km	10,000	3.9	6.8	2.8	0.125	400
	-28km	$\infty$	4.4	7.6	3.1	0.100	500

- : ボーリング調査結果
- : 微動アレー探査結果
- : Vs-Vp関係(大深度ボーリング調査結果による関係)
- : 文献(岩田・関口(2002))
- : 文献(Iidaka et al.(2008))
- : 文献(Iidaka et al.(2003))
- : Vs-Vp関係(地殻構造の平均的な関係)

## 4.2 地下構造モデルの設定 —解放基盤表面の設定—

### ■「解放基盤表面」の定義（「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」より抜粋）

基準地震動を策定するために基盤面上の表層や構造物が無いものとして仮想的に設定する自由表面であって、著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当な拡がりを持って想定される基盤の表面をいう。ここでいう「基盤」とは、概ねせん断波速度 $V_s=700\text{m/s}$ 以上の硬質地盤であって、著しい風化を受けていないものをいう。

### ■敷地地盤の特徴（1.2節）

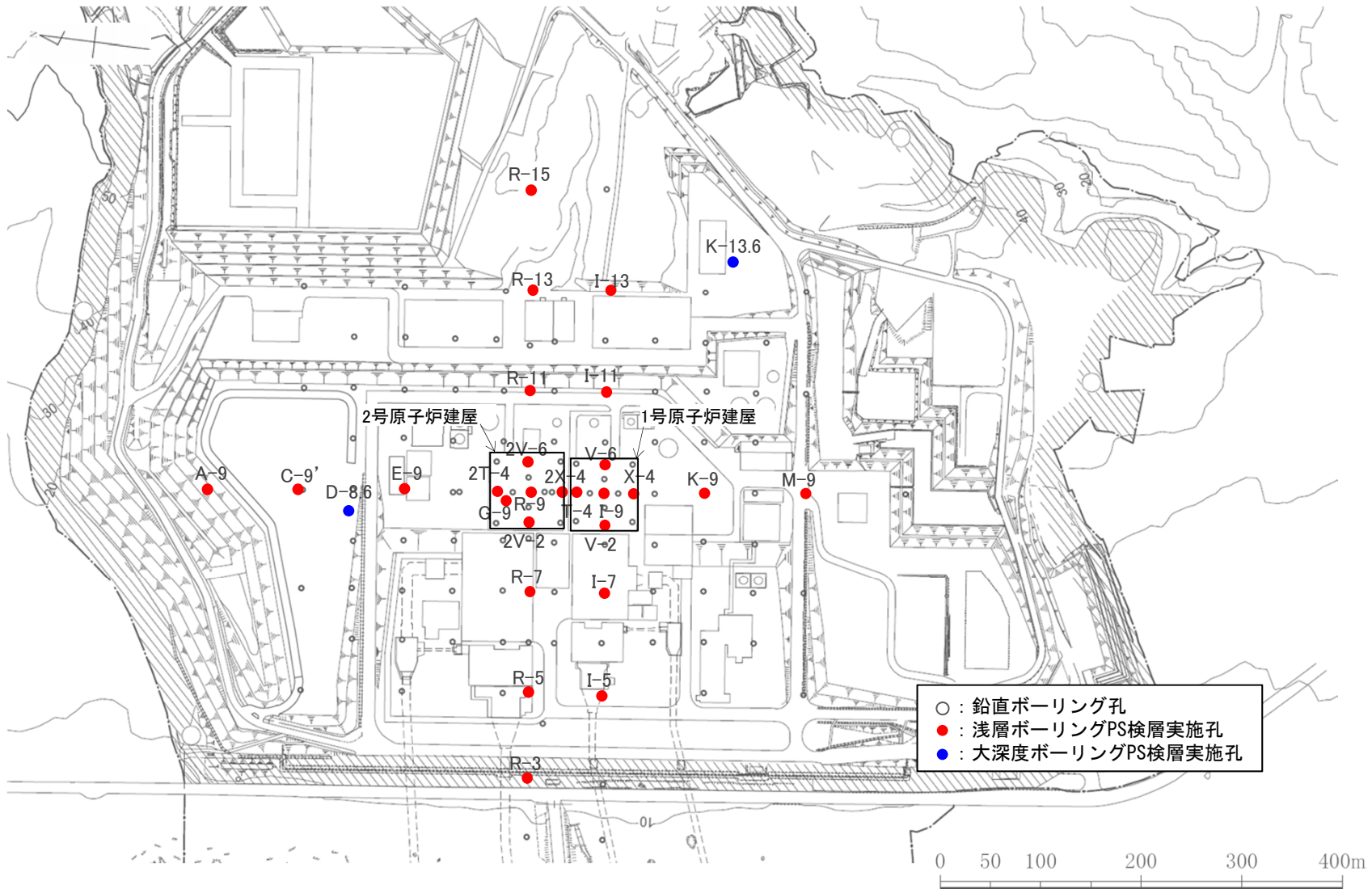
- 敷地の地質・地質構造は、安山岩(均質)、安山岩(角礫質)及び凝灰角礫岩からなる新第三紀の岩稲階の別所岳安山岩類が広く分布し、ほぼ水平な構造と判断される。
- 敷地浅部の速度構造は、第1速度層から第4速度層に分類され、概ね水平な層構造を呈す。
- 第3速度層以深は、せん断波速度が $1500\text{m/s}$ 以上の硬質岩盤であり、著しい風化は認められない。



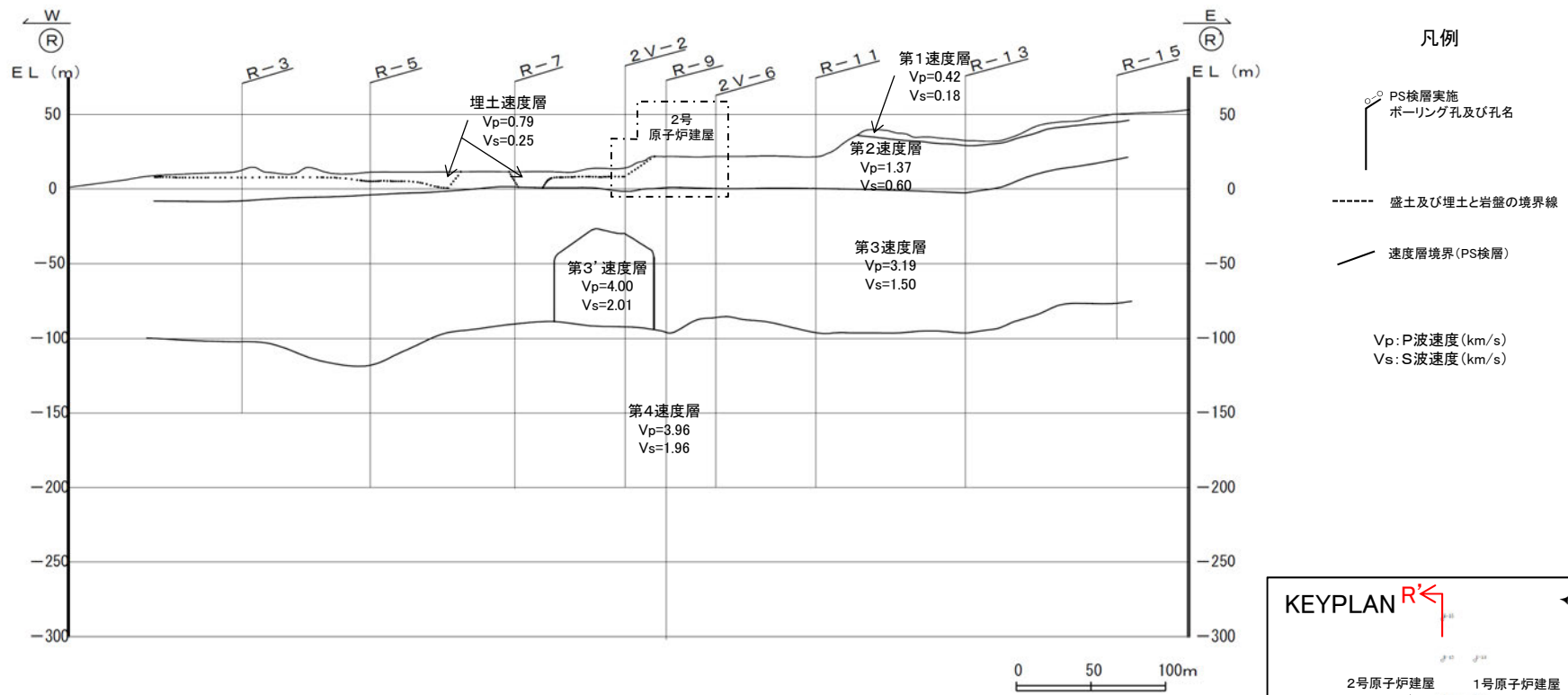
- 以上より、敷地地盤は、安山岩を主体とした別所岳安山岩類が広く分布し、ほぼ水平で相当な拡がりをもっており、せん断波速度が $1500\text{m/s}$ である第3速度層におけるEL-10mの位置を解放基盤表面として設定する。

## 4.2 地下構造モデルの設定 –EL-200m以浅の速度構造及び密度の設定–

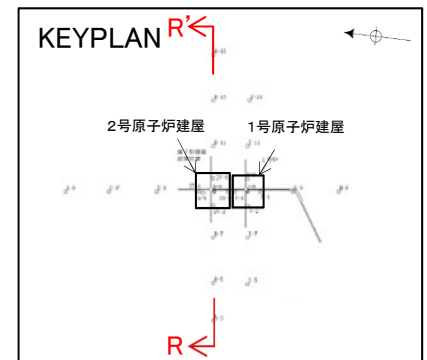
○ EL-200m以浅のS波速度, P波速度及び密度については, 敷地内で実施した多数の浅層ボーリング孔を用いたPS検層結果及び密度試験結果に基づき設定した。

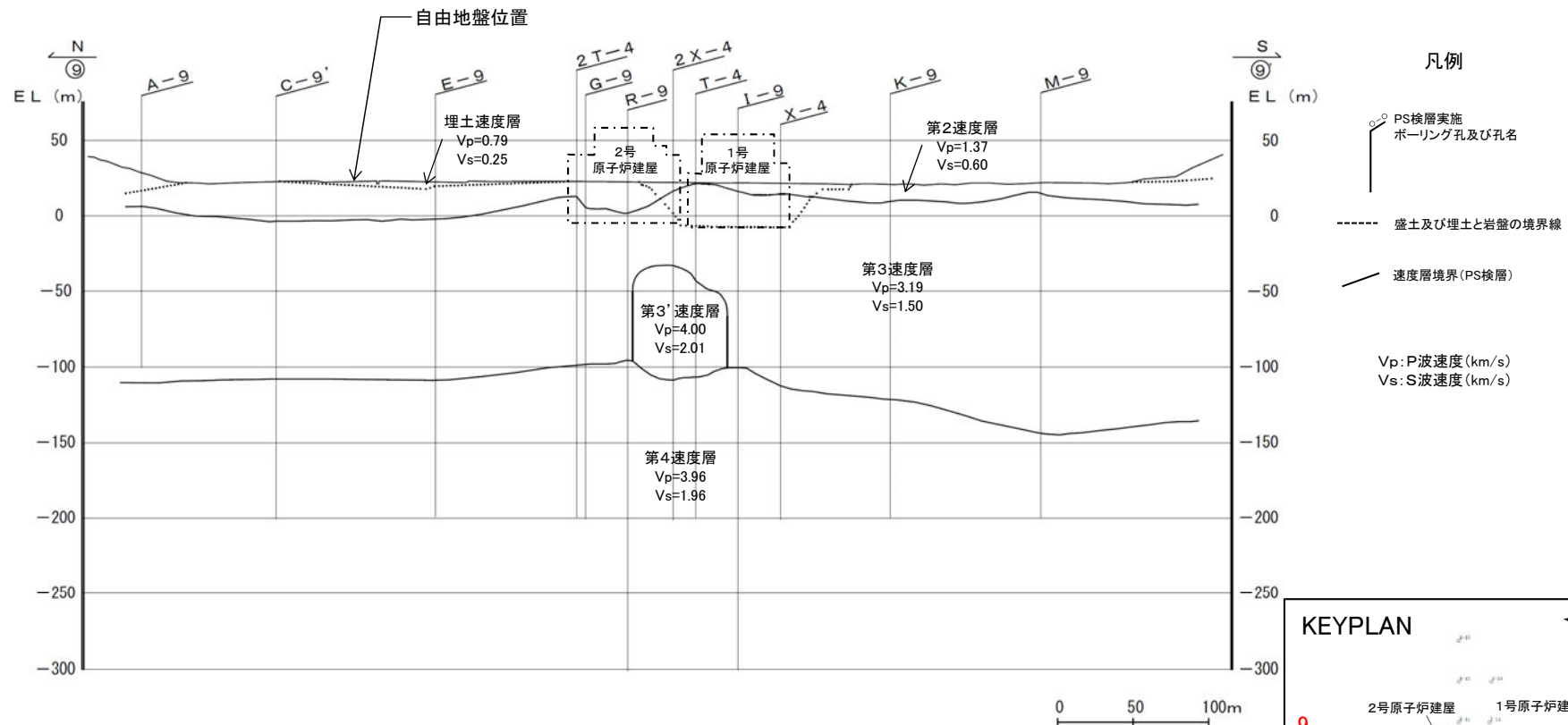


原子炉設置位置付近のPS検層実施孔位置図



PS検層結果に基づく速度層断面図 (R-R')





PS検層結果に基づく速度層断面図(9-9')

自由地盤位置の速度構造及び密度

層区分	標高EL	Vs (km/s)	Vp (km/s)	密度 (t/m <sup>3</sup> )
埋土速度層	+21m ~ +17.1m	0.25	0.79	2.20
第2速度層	+17.1m ~ -4.9m	0.60	1.37	1.97
第3速度層	-4.9m ~ -108.9m	1.50	3.19	2.37
第4速度層	-108.9m ~ -200m	1.96	3.96	2.38

設定した地下構造モデル

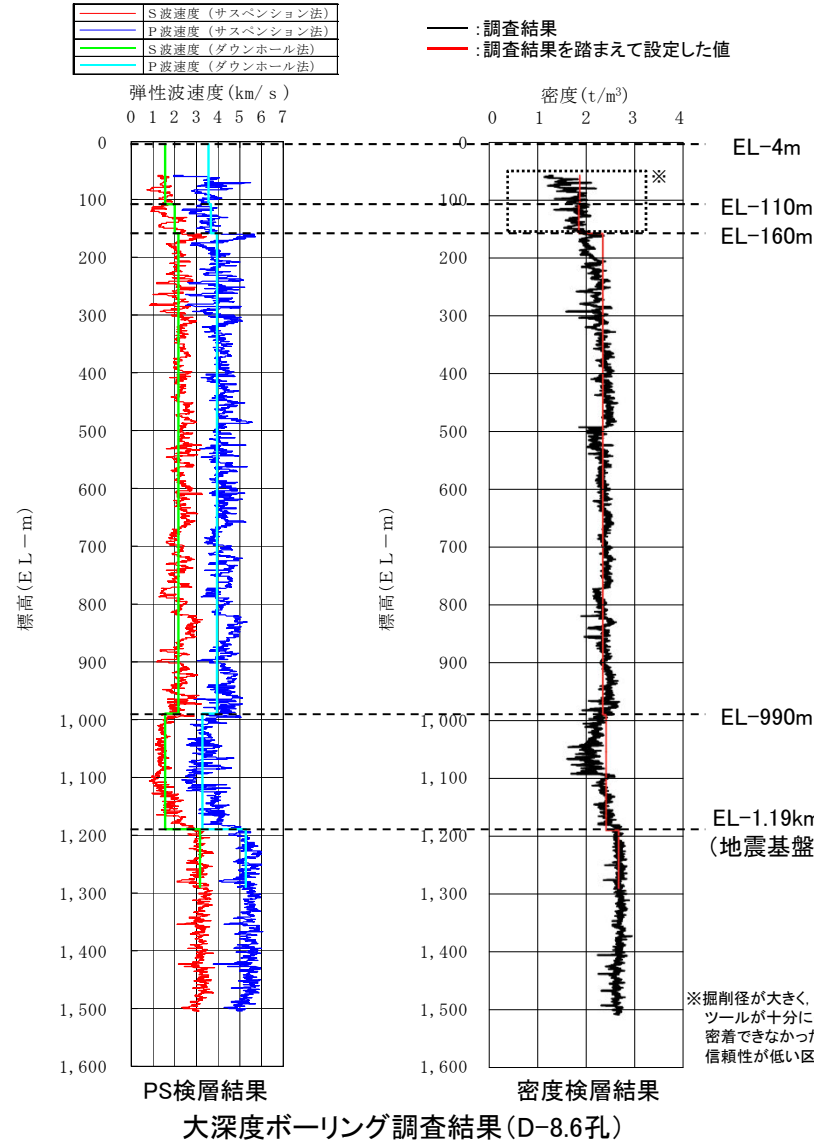
標高EL	層厚 (m)	S波速度 Vs (km/s)	P波速度 Vp (km/s)	密度 $\rho$ (t/m <sup>3</sup> )	減衰定数 h (%)	Q値
-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
-3km	2,500	3.5	5.6	2.7	0.250	200
-5.5km	12,500	3.6	6.3	2.7	0.185	270
-18km	10,000	3.9	6.8	2.8	0.125	400
-28km	$\infty$	4.4	7.6	3.1	0.100	500

98.9 : 浅層ボーリング調査結果に基づき設定した範囲



## 4.2 地下構造モデルの設定 –EL-200mから地震基盤の速度構造及び密度の設定–

- S波速度が3km/s程度以上とされる地震基盤は、大深度ボーリング調査結果(D-8.6孔)を踏まえEL-1.19kmに設定した。
- また、EL-200mから地震基盤のS波速度、P波速度及び密度については、大深度ボーリング孔(D-8.6孔)を用いたPS検層結果及び密度検層結果に基づき設定した。



層区分毎の速度及び密度

層区分	標高EL	Vs (km/s)	Vp (km/s)	密度 (t/m³)
1 (第3速度層)	-4m ~ -110m	1.55	3.55	1.87*
2 (第4速度層)	-110m ~ -160m	2.00	3.69	1.85*
3	-160m ~ -990m	2.14	3.92	2.34
4	-990m ~ -1190m	1.56	3.26	2.41
5	-1190m ~ -1290m	3.16	5.29	2.67

※掘削径が大きく、測定ツールが十分に孔壁と密着できなかったため、信頼性が低い区間

設定した地下構造モデル

標高EL	層厚 (m)	S波速度 Vs (km/s)	P波速度 Vp (km/s)	密度 ρ (t/m³)	減衰定数 h (%)	Q値
-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
-3km	2,500	3.5	5.6	2.7	0.250	200
-5.5km	12,500	3.6	6.3	2.7	0.185	270
-18km	10,000	3.9	6.8	2.8	0.125	400
-28km	∞	4.4	7.6	3.1	0.100	500

□ : 大深度ボーリング調査結果に基づき設定した範囲

## 4.2 地下構造モデルの設定 –EL-1.19km以浅の減衰の設定–

○ EL-1.19km以浅の減衰は、浅層ボーリング孔(R-9孔)及び大深度ボーリング孔(D-8.6孔)を用いたQ値測定結果を踏まえて設定した。

層区分毎のQ値

調査位置	層区分	標高EL	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Q値
R-9孔	1 (第3速度層)	1.1m ~ -97.0m	1.48	2.92	10
	2 (第4速度層)	-97.0m ~ -301.0m	2.00	3.78	9
D-8.6孔	1 (第3速度層)	-4m ~ -110m	1.55	3.55	8.11
	2 (第4速度層)	-110m ~ -160m	2.00	3.69	7.58
	3	-160m ~ -990m	2.14	3.92	27.42
	4	-990m ~ -1190m	1.56	3.26	46.95

設定した地下構造モデル

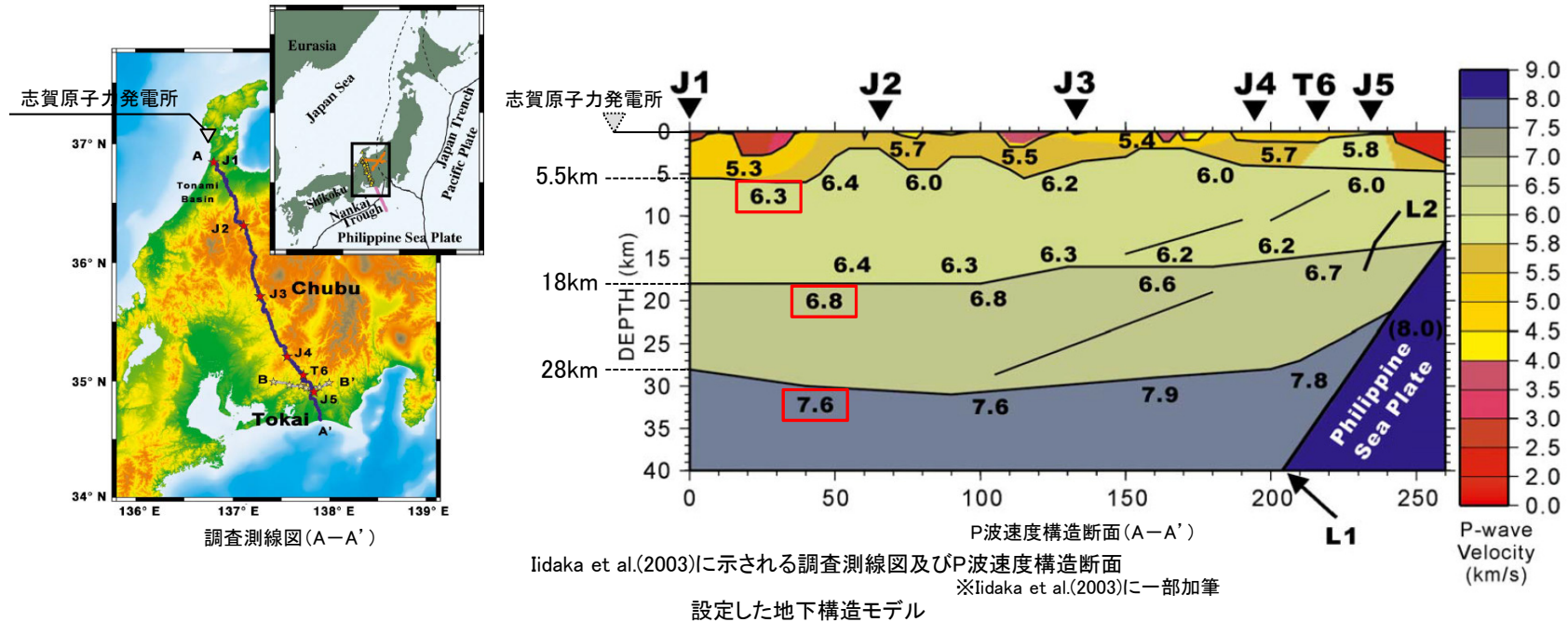
標高EL	層厚 (m)	S波速度 Vs (km/s)	P波速度 Vp (km/s)	密度 $\rho$ (t/m <sup>3</sup> )	減衰定数 h (%)	Q値
-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
-3km	2,500	3.5	5.6	2.7	0.250	200
-5.5km	12,500	3.6	6.3	2.7	0.185	270
-18km	10,000	3.9	6.8	2.8	0.125	400
-28km	$\infty$	4.4	7.6	3.1	0.100	500

□: 浅層ボーリング調査結果及び大深度ボーリング調査結果を踏まえて設定した範囲

※Q値は、 $Q=1/2h$ の関係式より算出した。(調査結果を上回るQ値になるように減衰定数hを設定)

## 4.2 地下構造モデルの設定 –EL-5.5km以深の速度構造の設定–

- EL-5.5km以深のP波速度構造は, Iidaka et al.(2003)で示されるP波速度構造を参考に設定した。
- S波速度は地殻構造の平均的な $V_s-V_p$ 関係に基づき設定した。



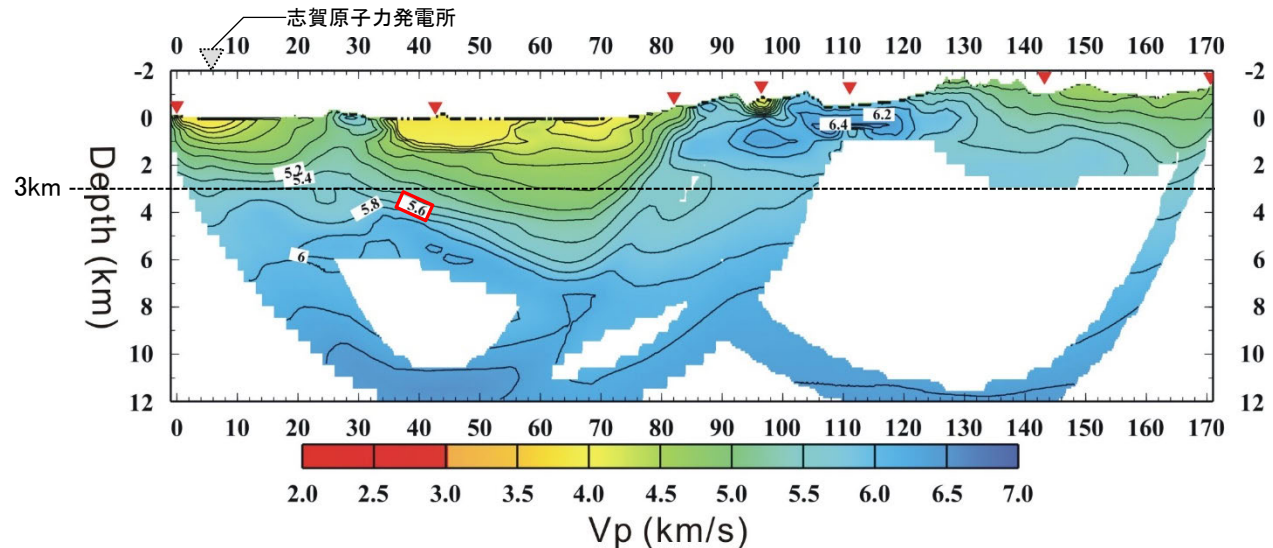
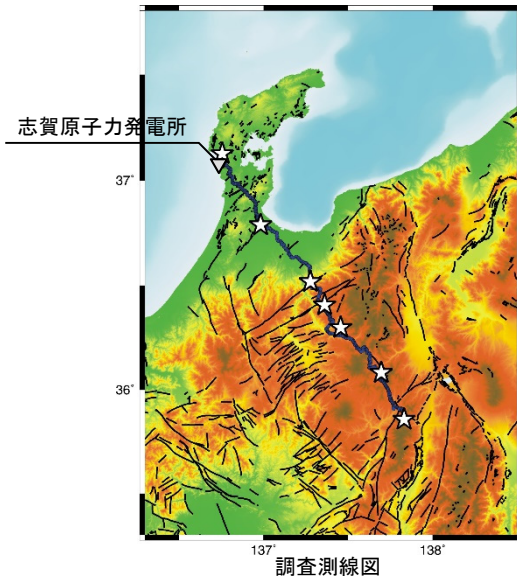
標高EL	層厚 (m)	S波速度 $V_s$ (km/s)	P波速度 $V_p$ (km/s)	密度 $\rho$ ( $t/m^3$ )	減衰定数 $h$ (%)	Q値
-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
-3km	2,500	3.5	5.6	2.7	0.250	200
-5.5km	12,500	3.6	6.3	2.7	0.185	270
-18km	10,000	3.9	6.8	2.8	0.125	400
-28km	$\infty$	4.4	7.6	3.1	0.100	500

■: Iidaka et al.(2003)を参考に設定した範囲

■: 地殻構造の平均的な $V_s-V_p$ 関係に基づき設定した範囲

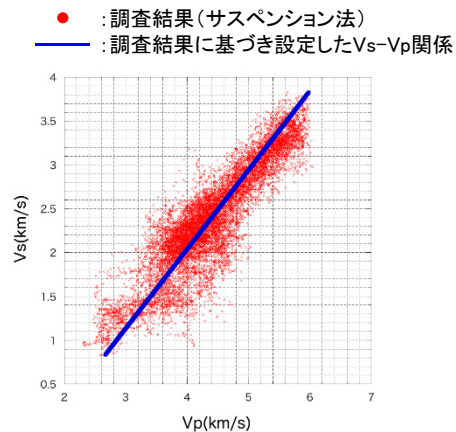
## 4.2 地下構造モデルの設定 –EL-3kmからEL-5.5kmの速度構造の設定–

- EL-3kmからEL-5.5kmのP波速度は, Iidaka et al. (2008)で示されるP波速度構造を参考に設定した。
- S波速度は大深度ボーリング調査結果(D-8.6孔)による $V_s-V_p$ 関係に基づき設定した。



Iidaka et al.(2008)に示される調査測線図及びP波速度構造断面

※Iidaka et al.(2008)に一部加筆



設定した地下構造モデル

標高EL	層厚 (m)	S波速度 $V_s$ (km/s)	P波速度 $V_p$ (km/s)	密度 $\rho$ ( $t/m^3$ )	減衰定数 $h$ (%)	Q値
-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
-3km	2,500	3.5	5.6	2.7	0.250	200
-5.5km	12,500	3.6	6.3	2.7	0.185	270
-18km	10,000	3.9	6.8	2.8	0.125	400
-28km	$\infty$	4.4	7.6	3.1	0.100	500

■: Iidaka et al. (2008)を参考に設定した範囲

■: 大深度ボーリング調査結果による $V_s-V_p$ 関係に基づき設定した範囲

## 4.2 地下構造モデルの設定 –EL-1.19km以深の減衰及び密度の設定–

- EL-1.19km以深の減衰及び密度は、岩田・関口(2002)で用いられている地下構造モデルの $Q_s$ 値及び密度を参考に設定した。
- 岩田・関口(2002)は、震源近傍で得られている強震記録と測地データをもとに、2000年鳥取県西部地震の詳細な断層破壊過程及びその震源モデルに基づく震源域強震動を推定し、推定された強震動分布には破壊伝播速度の空間変化等の破壊過程の複雑な要素が強く影響していること等を報告している。岩田・関口(2002)で用いられている地下構造モデルは、京都大学防災研究所地震予知センター鳥取地震観測所が震源決定に用いている速度構造を参考とした1次元モデルであり、2000年鳥取県西部地震の震源過程解析及び震源域強震動シミュレーションに用いられており、シミュレーション波形は観測記録とよく対応することが確認されている。
- なお、設定した減衰及び密度は、Horikawa(2008)に示される深部の地下構造モデル(京都大学防災研究所による北陸地方の震源決定において採用されている地下構造モデル)とも整合的である。

京都大学防災研究所地震予知センター鳥取地震観測所  
が震源決定に用いている速度構造を参考とした1次元モデル

Top depth of the layer (km)	$V_p$ (km/s)	$V_s$ (km/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	$Q_p$	$Q_s$
0	5.5	3.18	2.6	400	200
2.	6.1	3.53	2.7	550	270
16.	6.7	3.87	2.8	800	400
38.	7.8	4.51	3.1	1000	500

※岩田・関口(2002)より抜粋

京都大学防災研究所による北陸地方の震源決定において  
採用されている地下構造モデル

$H$	$V_p$	$V_s$	$\rho$	$Q_p$	$Q_s$
$4 - H_s$	5.5	3.2	2.6	400	200
20	6.1	3.53	2.7	600	300
16	6.65	3.84	2.8	800	400
$\infty$	8.0	4.62	3.2	1000	500

$H$ : Thickness (km),  $V_p$ : P-wave velocity (km/s),  $V_s$ : S-wave velocity (km/s),  $\rho$ : Density (g/cm<sup>3</sup>),  $H_s$ : Net thickness of a sedimentary part (km).

※Horikawa(2008)より抜粋

設定した地下構造モデル

標高EL	層厚 (m)	S波速度 $V_s$ (km/s)	P波速度 $V_p$ (km/s)	密度 $\rho$ (t/m <sup>3</sup> )	減衰定数 $h$ (%)	Q値
-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
-3km	2,500	3.5	5.6	2.7	0.250	200
-5.5km	12,500	3.6	6.3	2.7	0.185	270
-18km	10,000	3.9	6.8	2.8	0.125	400
-28km	$\infty$	4.4	7.6	3.1	0.100	500

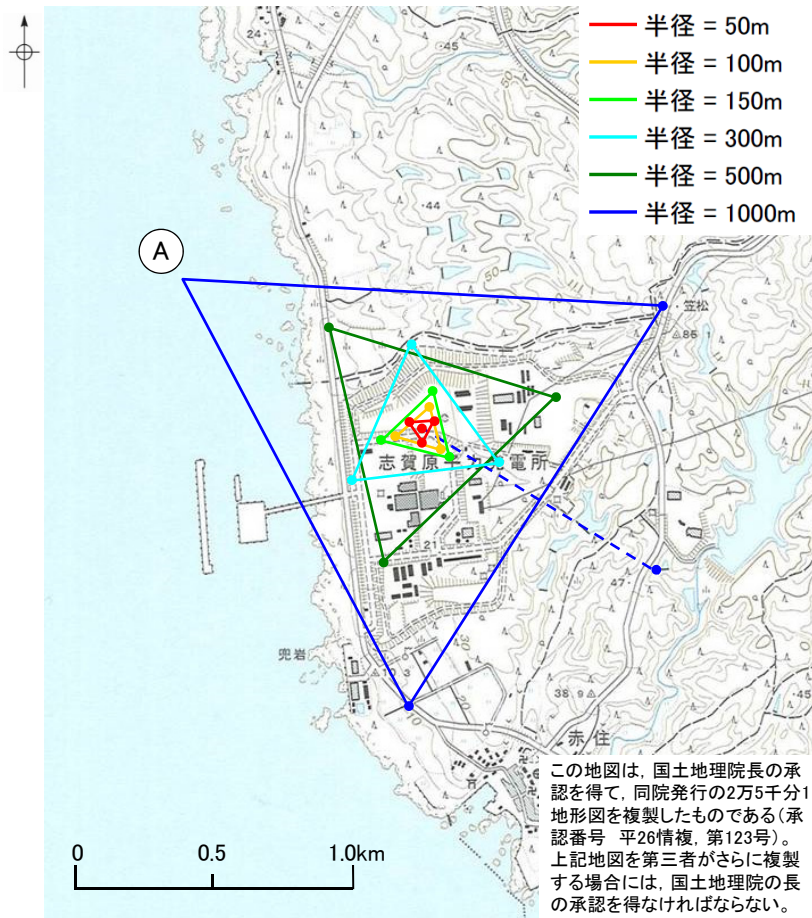
□: 岩田・関口(2002)を参考に設定した範囲

※減衰定数 $h$ は、 $h=1/2Q$ の関係式より算出した。

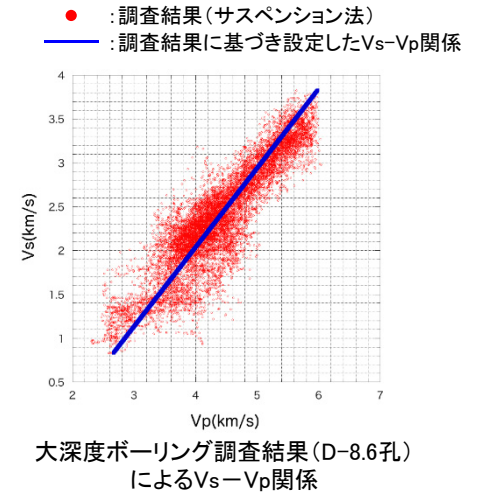
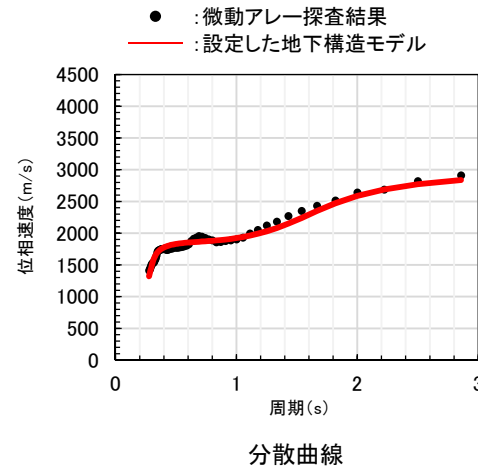


## 4.2 地下構造モデルの設定 –EL-1.19kmからEL-3kmの速度構造の設定–

- EL-1.19kmからEL-3kmのS波速度構造は、敷地における微動アレー探査結果(Aアレー)に基づき設定した。
- EL-1.79kmからEL-3kmのP波速度は大深度ボーリング調査結果(D-8.6孔)による $V_s-V_p$ 関係に基づき設定した。



敷地における微動アレー探査地点(Aアレー)



設定した地下構造モデル

標高EL	層厚 (m)	S波速度 $V_s$ (km/s)	P波速度 $V_p$ (km/s)	密度 $\rho$ ( $t/m^3$ )	減衰定数 $h$ (%)	Q値
-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
-3km	2,500	3.5	5.6	2.7	0.250	200
-5.5km	12,500	3.6	6.3	2.7	0.185	270
-18km	10,000	3.9	6.8	2.8	0.125	400
-28km	$\infty$	4.4	7.6	3.1	0.100	500

- : 微動アレー探査結果に基づき設定した範囲
- : 大深度ボーリング調査結果による $V_s-V_p$ 関係に基づき設定した範囲

## 4.2 地下構造モデルの設定 – 設定した地下構造モデル –

➤ 以上の検討を踏まえ、下表の通り、敷地の地下構造モデルを設定した。

設定した地下構造モデル

	標高EL	層厚 (m)	S波速度 Vs (km/s)	P波速度 Vp (km/s)	密度 $\rho$ (t/m <sup>3</sup> )	減衰定数 h (%)	Q値
解放基盤表面 ▽	-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
	-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
	-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
地震基盤 ▽	-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
	-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
	-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
	-3km	2,500	3.5	5.6	2.7	0.250	200
	-5.5km	12,500	3.6	6.3	2.7	0.185	270
	-18km	10,000	3.9	6.8	2.8	0.125	400
	-28km	$\infty$	4.4	7.6	3.1	0.100	500



---

## 5. 地下構造モデルの妥当性確認

## 5. 地下構造モデルの妥当性確認

- 地下構造モデルが適切に設定されていることを確認するため、申請時以降に得られた知見や大深度地震観測記録等を用いた検討を実施する。妥当性確認の概要を下図に示す。

### 5.1 深部速度構造の妥当性確認

地下構造モデルの深部速度構造は主として文献を参考に設定している。ここでは、地下構造モデルの深部速度構造が適切に設定されていることを確認することを目的として、申請時以降に得られた知見において評価された敷地位置における深部速度構造と設定した地下構造モデルの深部速度構造を比較する。

### 5.2 減衰構造の妥当性確認

地下構造モデルのEL-1.19km以浅の減衰構造はボーリング調査結果を踏まえて設定している。ここでは、地下構造モデルの減衰が適切に設定されていることを確認することを目的として、

- 地震波干渉法を敷地内の鉛直アレー地震観測記録に適用することにより減衰を推定し、設定した地下構造モデルの減衰と比較する。(5.2.1項)
- 敷地内で実施したボーリング調査により得られた岩石コアを用いて超音波試験により減衰を推定し、設定した地下構造モデルの減衰と比較する。(5.2.2項)
- 敷地内の鉛直アレー地震観測記録(大深度地震観測記録を含む)のS波直達上昇波を用いて減衰を推定し、設定した地下構造モデルの減衰と比較する。(5.2.3項)

### 5.3 地盤増幅特性の妥当性確認

地下構造モデルの地盤増幅特性が適切に設定されていることを確認するため、敷地内の鉛直アレー地震観測記録(大深度地震観測記録を含む)を用いた逆解析により推定した地下構造モデルと設定した地下構造モデルの地盤増幅率を比較する。

設定した地下構造モデル

標高EL	層厚 (m)	S波速度 Vs (km/s)	P波速度 Vp (km/s)	密度 $\rho$ (t/m <sup>3</sup> )	減衰定数 h (%)	Q値
-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.36	3.000	16.67
-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
-3km	2,500	3.5	5.6	2.7	0.250	200
-5.5km	12,500	3.6	6.3	2.7	0.185	270
-18km	10,000	3.9	6.8	2.3	0.125	400
-28km	$\infty$	4.4	7.6	3.1	0.100	500

: 5.1節で確認する範囲  
: 5.2節で確認する範囲  
: 5.3節で確認する範囲

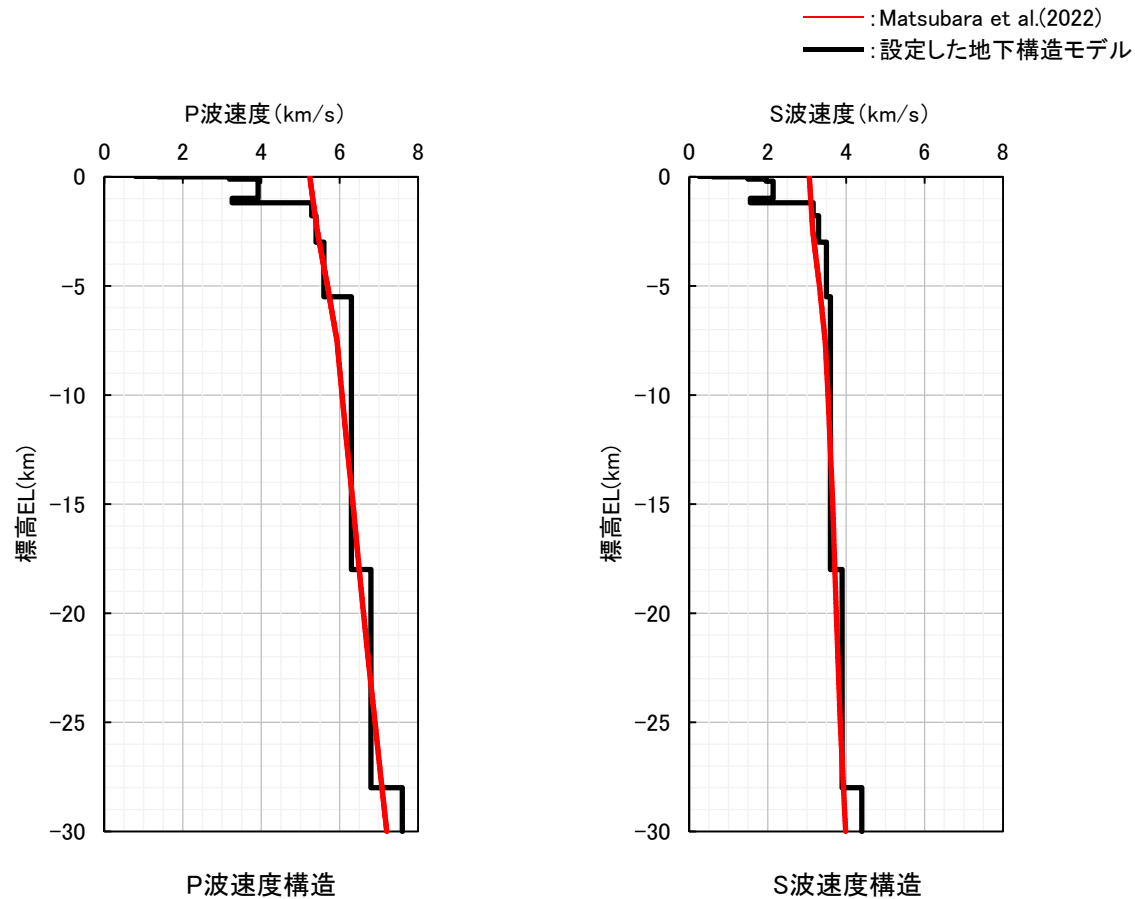
地下構造モデルの妥当性確認の概要

---

## 5.1 深部速度構造の妥当性確認

## 5.1 深部速度構造の妥当性確認

- 地下構造モデルの深部速度構造は主として文献を参考に設定している。ここでは、地下構造モデルの深部速度構造が適切に設定されていることを確認することを目的として、申請時以降に得られた知見(Matsubara et al.(2022)(詳細は2.2節))において評価された敷地位置における深部速度構造と設定した地下構造モデルの深部速度構造を比較する。
- Matsubara et al.(2022)により評価された敷地位置における深部速度構造は、設定した地下構造モデルの深部速度構造と調和的である。



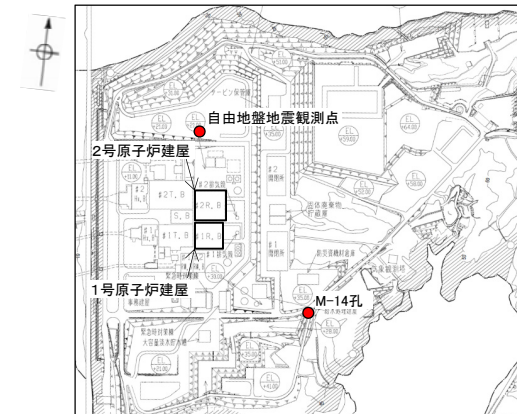
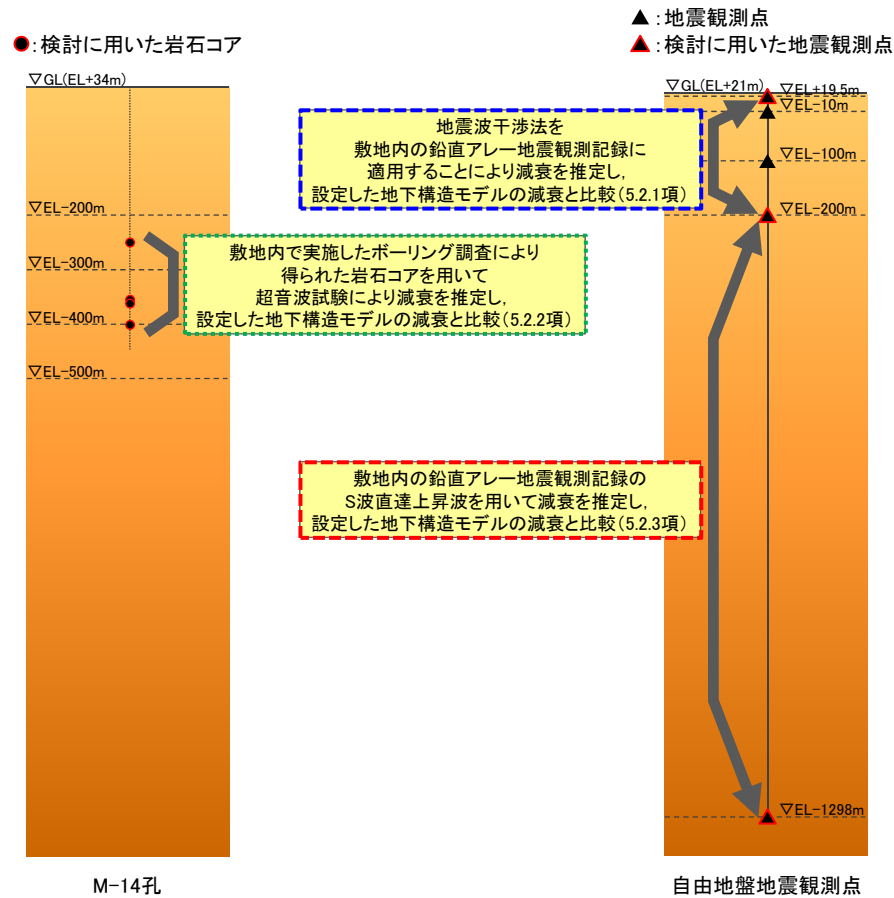
Matsubara et al.(2022)により評価された敷地位置における速度構造と設定した地下構造モデルの比較

---

## 5.2 減衰構造の妥当性確認

## 5.2 減衰構造の妥当性確認 ー概要ー

- 地下構造モデルのEL-1.19km以浅の減衰構造はボーリング調査結果を踏まえて設定している。ここでは、地下構造モデルの減衰が適切に設定されていることを確認するため、敷地内で得られた岩石コアや鉛直アレー地震観測記録を用いた検討を実施する。減衰構造の妥当性確認の概要を下図に示す。



調査位置図

設定した地下構造モデル

解放基盤表面	標高EL	層厚 (m)	S波速度 Vs (km/s)	P波速度 Vp (km/s)	密度 ρ (t/m <sup>3</sup> )	減衰定数 h (%)	Q値
▽	-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
	-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
地震基盤	-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
▽	-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
	-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
	-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
	-3km	2,500	3.5	5.6	2.7	0.250	200
	-5.5km	12,500	3.6	6.3	2.7	0.185	270
	-18km	10,000	3.9	6.8	2.8	0.125	400
	-28km	∞	4.4	7.6	3.1	0.100	500

- : 5.2.1項で確認する範囲  
 ---: 5.2.2項で確認する範囲  
 ---: 5.2.3項で確認する範囲

減衰構造の妥当性確認の概要

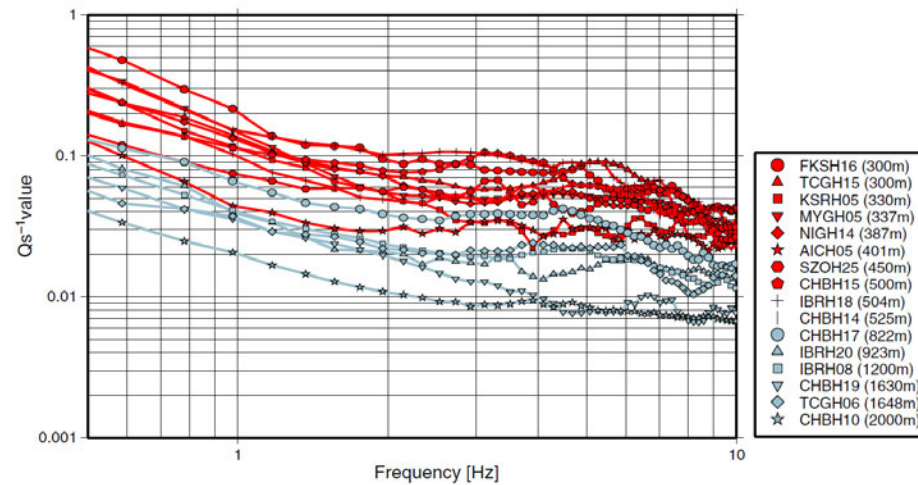
---

## 5.2.1 地震波干渉法を用いた減衰の検討



## 5.2.1(1) 検討概要

- Fukushima et al.(2016)は、地震波干渉法を用いて、鉛直アレー地震観測点における地表及び地中地震観測点間の減衰を推定する手法を提案しており、本手法をKiK-netの地震観測記録に適用することにより16観測点における $Q_s^{-1}$ を推定し、推定された $Q_s^{-1}$ は、周波数の増加とともに2~3Hz程度までは減少するが、それ以上の周波数ではほぼ一定になるとしている。
- 本検討においては、地下構造モデルの減衰が適切に設定されていることを確認することを目的として、本手法を敷地内の鉛直アレー地震観測記録に適用することにより減衰を推定し、設定した地下構造モデルの減衰と比較する。



Fukushima et al.(2016)に示される推定された $Q_s^{-1}$ 値

※Fukushima et al.(2016)より抜粋

## 5.2.1(1) 検討概要 —減衰の推定方法—

○ 減衰の推定方法の概要を以下に示す。

1. 地表の地震観測記録に対して地中の地震観測記録をデコンボリューションすることにより入射波と反射波を分離する。デコンボリューション波形のフーリエスペクトル $W_\varepsilon$ は下式により求める。

$$W_\varepsilon(\omega) = \frac{u_b(\omega) u_s^*(\omega)}{|u_s(\omega)|^2 + \varepsilon} \quad (1)$$

$u_b$  : 地中記録のフーリエスペクトル  
 $u_s$  : 地表記録のフーリエスペクトル  
 $\varepsilon$  : 地表記録のパワースペクトル(平均)の1%  
 $\omega$  : 角周波数  
 \*は共役複素数を示す。

2. 分離された入射波に対する反射波の伝達関数 $H$ を評価する。

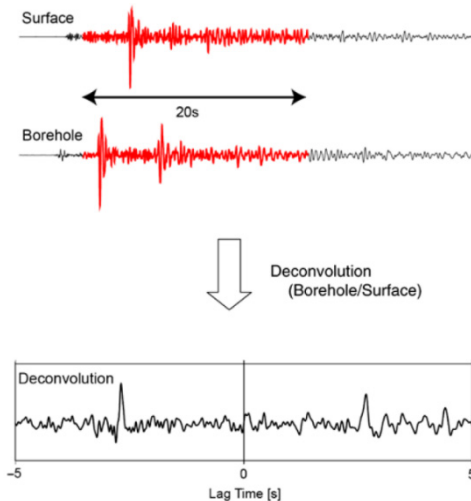
$$H(f) = \frac{S_{xy}(f)}{S_{xx}(f)} \quad (2)$$

$S_{xy}$  : 入射波と反射波のクロススペクトル  
 $S_{xx}$  : 入射波のパワースペクトル  
 $f$  : 周波数

3. 伝達関数から $Q$ 値を推定する。

$$Q_S^{-1}(f) = -\frac{\ln[H(f)]}{\pi f \tau'} \quad (3)$$

$\tau'$  : 地震観測点間のS波往復走時



Fukushima et al.(2016)に示される地表と地中で  
得られた観測波形とデコンボリューション波形

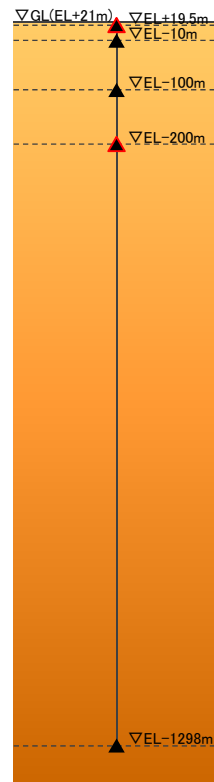
※Fukushima et al.(2016)より抜粋

※ 推定した $Q$ 値の有効周波数範囲は, Riga et al.(2019)を参考に検討した。

## 5.2.1(2) 検討の対象とした地震

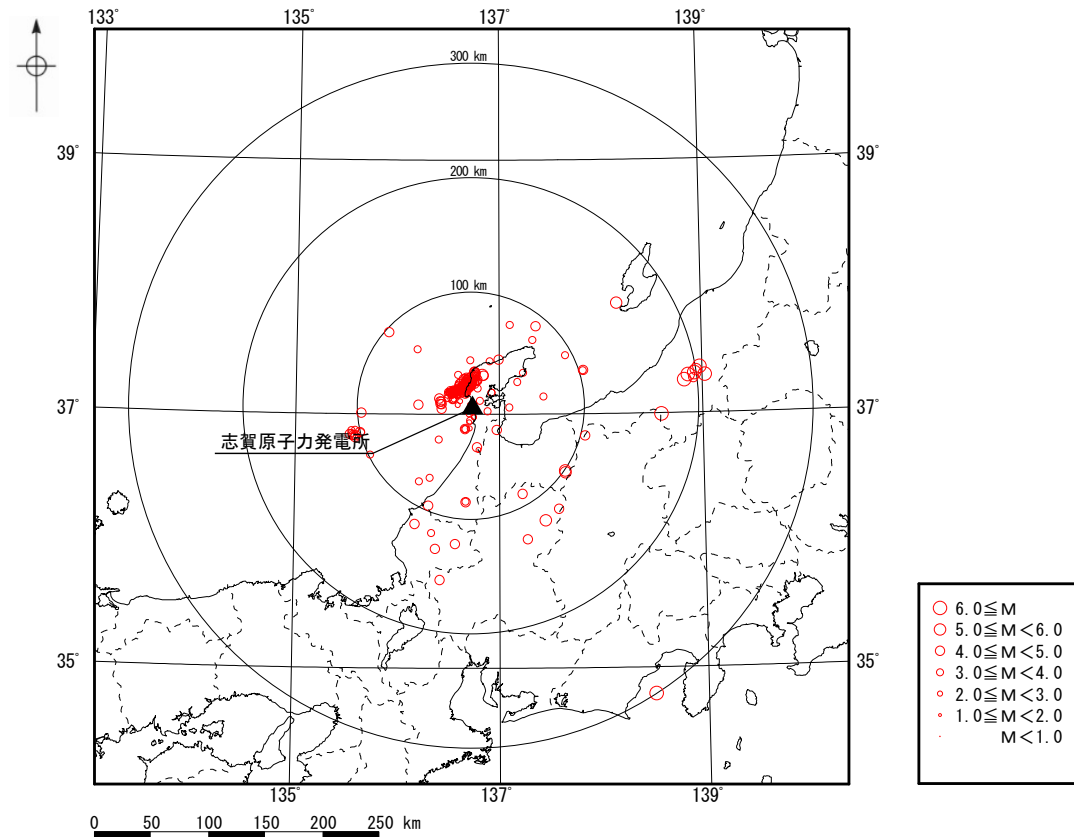
- 検討対象区間は、地震観測記録が一定程度得られている自由地盤地震観測点におけるEL+19.5m～EL-200mとした。
- 検討の対象とした地震は、自由地盤地震観測点におけるEL+19.5m観測点及びEL-200m観測点において同時に観測された地震のうち、EL+19.5m観測点で最大加速度 $1\text{cm/s}^2$ 程度以上が観測された地震を基本とし、表面波が卓越している地震等は除外した。

- ▲: 地震観測点
- ▲: 検討に用いた地震観測点



自由地盤地震観測点

検討に用いた地震観測点



検討の対象とした地震の震央分布図

○ 検討に用いた地震の諸元を以下に示す。

検討に用いた地震の諸元(1/3)

No.	震源情報					
	日付	時刻	北緯 (°)	東経 (°)	深さ (km)	M
1	2000/04/07	00:40	37.5058	136.2000	28.49	3.8
2	2000/04/11	18:47	37.4198	136.7212	17.76	3.7
3	2000/06/07	06:27	36.8262	135.5745	16.20	4.0
4	2000/06/07	06:36	36.8418	135.5535	11.19	3.7
5	2000/06/12	04:57	36.8630	135.5523	19.10	3.8
6	2000/06/13	06:44	36.8105	135.5895	19.69	4.3
7	2000/06/17	20:17	36.8158	135.5615	20.56	3.7
8	2000/06/22	20:36	36.8328	135.5383	17.66	4.6
9	2000/07/06	01:58	36.8667	135.5898	19.27	3.8
10	2001/01/22	09:43	37.1975	136.7928	17.69	3.7
11	2001/04/14	20:09	37.0477	137.1045	19.25	3.8
12	2001/06/13	02:51	36.8233	135.5972	20.43	4.5
13	2002/05/24	16:43	37.4560	137.6562	21.16	3.4
14	2002/08/18	09:01	36.1288	136.1772	11.46	4.7
15	2002/09/08	00:11	35.9712	136.5718	9.70	4.2
16	2002/11/15	07:29	36.3055	136.6753	7.64	3.6
17	2002/11/17	13:47	36.3020	136.6735	7.66	4.7
18	2003/02/11	18:34	36.0577	136.3402	5.64	3.9
19	2003/02/22	12:34	36.4932	136.3228	17.04	3.6
20	2003/05/14	23:13	37.2473	137.1840	12.80	3.1
21	2003/06/05	23:14	36.2742	136.3100	12.45	4.1
22	2003/08/10	17:31	36.6718	135.7408	20.89	3.8
23	2003/08/18	14:53	37.3383	137.8337	21.44	4.1
24	2003/08/18	15:10	37.3367	137.8295	20.57	3.9
25	2003/10/05	00:29	36.0073	137.2803	12.56	4.5
26	2003/10/12	15:19	36.8495	135.6380	23.72	4.7
27	2003/10/13	21:46	36.8478	135.6503	26.40	3.3
28	2004/01/26	05:16	37.2762	136.6845	9.65	3.1
29	2004/06/07	13:21	36.9698	136.7570	8.28	2.9
30	2004/09/21	08:43	37.6968	137.1100	13.82	3.6
31	2004/09/25	20:42	36.8822	136.7152	7.48	2.4
32	2004/10/05	08:33	35.9333	136.3782	12.38	4.8
33	2004/10/05	23:49	37.6390	135.9165	0.00	4.5
34	2004/10/23	17:56	37.2925	138.8672	13.08	6.8
35	2004/10/23	18:03	37.3540	138.9833	9.38	6.3
36	2004/10/23	18:11	37.2530	138.8295	11.52	6.0
37	2004/10/23	18:34	37.3063	138.9300	14.17	6.5
38	2004/10/25	06:04	37.3300	138.9468	15.20	5.8
39	2004/10/27	10:40	37.2918	139.0333	11.60	6.1
40	2004/11/06	01:27	36.7138	136.8002	13.28	2.4
41	2005/03/24	20:07	36.3667	137.2303	11.02	4.1
42	2005/03/27	05:20	37.6862	137.3667	14.99	4.1
43	2005/03/31	03:18	37.4113	136.9128	11.31	3.9
44	2006/02/16	23:10	35.6885	136.4227	13.67	4.4
45	2006/03/26	09:44	37.0180	136.8908	12.85	3.9
46	2006/05/04	10:17	37.1325	137.4412	16.30	3.9
47	2006/08/05	02:07	37.3192	137.2397	6.83	3.7
48	2006/10/03	22:42	37.0022	135.6502	30.99	4.6
49	2007/01/08	18:59	37.2668	138.9198	13.34	4.8
50	2007/02/18	09:48	36.7942	136.4107	14.38	3.4

No.	震源情報					
	日付	時刻	北緯 (°)	東経 (°)	深さ (km)	M
51	2007/03/25	10:36	37.1972	136.6995	11.20	4.1
52	2007/03/25	10:43	37.2058	136.7212	10.53	3.0
53	2007/03/25	10:49	37.2007	136.6878	11.61	3.4
54	2007/03/25	11:02	37.2472	136.6788	6.58	3.2
55	2007/03/25	11:19	37.2670	136.7007	6.84	4.2
56	2007/03/25	11:25	37.1993	136.7040	12.02	3.3
57	2007/03/25	11:43	37.2165	136.6927	8.55	3.6
58	2007/03/25	11:51	37.2267	136.7350	11.19	3.5
59	2007/03/25	11:53	37.2383	136.6932	8.89	3.1
60	2007/03/25	11:58	37.2335	136.6178	2.78	4.2
61	2007/03/25	12:40	37.2903	136.7323	8.75	4.0
62	2007/03/25	12:55	37.1840	136.6227	8.70	2.8
63	2007/03/25	13:02	37.2082	136.7180	12.48	3.9
64	2007/03/25	13:23	37.2125	136.6260	5.70	3.4
65	2007/03/25	13:27	37.2282	136.6397	2.84	3.2
66	2007/03/25	13:28	37.1927	136.6203	6.53	3.2
67	2007/03/25	13:31	37.1697	136.5370	2.06	3.1
68	2007/03/25	13:54	37.2200	136.7163	10.82	3.4
69	2007/03/25	13:56	37.2143	136.6877	10.17	3.5
70	2007/03/25	14:03	37.1407	136.6062	8.24	2.3
71	2007/03/25	14:08	37.2065	136.7062	12.50	3.5
72	2007/03/25	14:16	37.2825	136.7627	8.37	3.7
73	2007/03/25	14:18	37.1938	136.6810	9.47	2.6
74	2007/03/25	14:41	37.2303	136.7263	10.09	3.5
75	2007/03/25	14:50	37.2177	136.6473	6.93	2.5
76	2007/03/25	15:13	37.2218	136.7192	9.63	3.2
77	2007/03/25	15:23	37.2142	136.6935	10.42	3.0
78	2007/03/25	15:25	37.1572	136.6850	11.06	3.8
79	2007/03/25	15:26	37.2065	136.6077	4.18	3.7
80	2007/03/25	15:43	37.2940	136.7718	8.90	4.5
81	2007/03/25	15:48	37.2915	136.7790	8.31	3.4
82	2007/03/25	15:57	37.2288	136.7337	11.42	3.8
83	2007/03/25	16:05	37.2145	136.7022	10.88	3.0
84	2007/03/25	16:19	37.2023	136.6110	2.88	2.7
85	2007/03/25	16:29	37.2212	136.6677	6.94	3.1
86	2007/03/25	16:39	37.1587	136.6385	10.33	3.2
87	2007/03/25	16:53	37.2203	136.6657	7.72	3.7
88	2007/03/25	17:08	37.1823	136.6767	10.31	3.4
89	2007/03/25	17:17	37.2353	136.6810	8.18	3.0
90	2007/03/25	17:54	37.2437	136.7302	9.91	3.8
91	2007/03/25	18:11	37.3043	136.8395	13.45	5.3
92	2007/03/25	18:23	37.2982	136.8520	11.91	4.2
93	2007/03/25	18:41	37.2270	136.6088	1.23	3.6
94	2007/03/25	19:02	37.1868	136.6477	10.69	3.5
95	2007/03/25	19:07	37.2012	136.6545	9.46	3.1
96	2007/03/25	19:11	37.1478	136.6377	6.88	2.3
97	2007/03/25	19:16	37.2095	136.6850	9.94	2.7
98	2007/03/25	19:53	37.1722	136.5560	7.13	3.0
99	2007/03/25	21:02	37.2350	136.6530	4.80	3.4
100	2007/03/25	21:26	37.2265	136.6990	9.68	3.4

※ 表に示す地震のうち、各地震のデコンボリューション波形が全地震のデコンボリューション波形の平均と相関が低い地震(灰色箇所)は解析の対象から除外した。

検討に用いた地震の諸元(2/3)

No.	震源情報					
	日付	時刻	北緯 (°)	東経 (°)	深さ (km)	M
101	2007/03/25	22:28	37.2453	136.7673	10.42	3.5
102	2007/03/25	22:49	37.2753	136.6982	7.51	3.8
103	2007/03/25	22:55	37.2257	136.7228	10.10	2.9
104	2007/03/25	23:49	37.2383	136.7405	10.74	3.3
105	2007/03/25	23:58	37.2273	136.7268	9.81	2.8
106	2007/03/26	00:21	37.2185	136.6508	5.58	3.6
107	2007/03/26	00:55	37.1587	136.5948	6.23	2.8
108	2007/03/26	00:58	37.2410	136.6678	5.71	2.5
109	2007/03/26	01:10	37.1723	136.6195	8.58	2.3
110	2007/03/26	01:35	37.1777	136.6550	9.97	2.6
111	2007/03/26	02:14	37.1578	136.6695	11.96	4.2
112	2007/03/26	02:25	37.1838	136.5938	6.95	3.7
113	2007/03/26	02:34	37.2102	136.7128	11.98	3.5
114	2007/03/26	03:02	37.2285	136.6845	7.98	2.6
115	2007/03/26	03:21	37.2345	136.7445	11.13	3.6
116	2007/03/26	03:32	37.2723	136.7765	11.66	3.2
117	2007/03/26	04:01	37.1457	136.5717	8.82	2.7
118	2007/03/26	04:09	37.1783	136.5787	8.16	3.0
119	2007/03/26	04:36	37.2178	136.6312	5.82	3.1
120	2007/03/26	06:00	37.2305	136.7317	10.07	2.6
121	2007/03/26	06:46	37.2975	136.7705	10.08	3.4
122	2007/03/26	07:11	37.2347	136.7413	11.27	3.3
123	2007/03/26	07:22	37.1693	136.5117	7.29	3.6
124	2007/03/26	07:49	37.1637	136.5193	5.11	3.5
125	2007/03/26	07:56	37.1672	136.5302	6.60	2.8
126	2007/03/26	08:39	37.1508	136.5330	7.28	3.2
127	2007/03/26	09:48	37.1682	136.5635	0.00	3.2
128	2007/03/26	09:52	37.2363	136.7088	8.89	3.3
129	2007/03/26	09:55	37.2313	136.6435	0.48	3.3
130	2007/03/26	11:27	37.1798	136.5400	6.64	3.1
131	2007/03/26	11:31	37.2122	136.6860	9.75	2.4
132	2007/03/26	11:58	37.2183	136.7320	13.58	3.6
133	2007/03/26	12:05	37.2410	136.6783	6.79	3.6
134	2007/03/26	12:47	37.1605	136.6862	10.25	2.6
135	2007/03/26	13:05	37.1992	136.6440	8.87	2.9
136	2007/03/26	13:47	37.2703	136.6570	4.30	4.4
137	2007/03/26	14:42	37.1712	136.5305	2.51	3.5
138	2007/03/26	15:25	37.2552	136.7163	9.24	3.4
139	2007/03/26	15:50	37.1208	136.5005	3.41	3.3
140	2007/03/26	16:41	37.2353	136.6785	8.12	3.5
141	2007/03/26	17:58	37.2325	136.7342	10.17	3.1
142	2007/03/26	18:02	37.2762	136.7007	5.91	4.6
143	2007/03/26	18:26	37.1935	136.6602	10.03	3.6
144	2007/03/26	18:35	37.1630	136.5608	8.44	3.6
145	2007/03/26	18:37	37.1607	136.5617	8.41	3.0
146	2007/03/26	19:26	37.2042	136.6857	9.71	2.8
147	2007/03/26	20:13	37.2383	136.7275	10.32	3.2
148	2007/03/26	21:04	37.1993	136.6122	6.89	3.6
149	2007/03/26	21:30	37.1863	136.6473	9.55	3.9
150	2007/03/26	21:42	37.2618	136.7047	6.96	3.9

No.	震源情報					
	日付	時刻	北緯 (°)	東経 (°)	深さ (km)	M
151	2007/03/26	22:11	37.1868	136.5630	1.65	3.0
152	2007/03/26	22:36	37.2547	136.7982	12.15	3.3
153	2007/03/26	23:05	37.1600	136.5217	9.19	3.2
154	2007/03/26	23:55	37.2388	136.6703	8.28	3.4
155	2007/03/27	01:59	37.2947	136.7658	9.03	3.9
156	2007/03/27	02:51	37.1833	136.6605	11.10	2.5
157	2007/03/27	03:09	37.1737	136.6550	11.01	2.3
158	2007/03/27	06:48	37.1802	136.5483	5.44	3.6
159	2007/03/27	07:16	37.1143	136.5472	6.82	4.1
160	2007/03/27	07:35	37.1095	136.5505	4.34	3.1
161	2007/03/27	07:58	37.1105	136.5578	0.00	2.8
162	2007/03/27	08:32	37.2013	136.7315	10.96	2.9
163	2007/03/27	09:38	37.2158	136.6868	9.03	3.1
164	2007/03/27	09:42	37.2607	136.6877	6.24	3.5
165	2007/03/27	11:27	37.2017	136.6677	11.69	2.8
166	2007/03/27	11:33	37.2267	136.6793	7.43	3.8
167	2007/03/27	12:28	37.2430	136.7492	10.63	3.8
168	2007/03/27	16:40	37.1768	136.6485	10.15	2.4
169	2007/03/27	20:11	37.2183	136.6840	10.12	3.3
170	2007/03/27	22:12	37.0967	136.6192	0.00	2.7
171	2007/03/27	23:04	37.1767	136.6183	8.11	3.5
172	2007/03/28	00:57	37.2510	136.7215	9.89	4.0
173	2007/03/28	08:08	37.2223	136.7088	13.29	4.9
174	2007/03/28	10:16	37.1887	136.6582	9.33	2.6
175	2007/03/28	11:34	37.1738	136.6177	8.82	2.5
176	2007/03/28	13:05	37.2820	136.6832	6.79	4.7
177	2007/03/28	14:36	37.2760	136.6782	6.97	3.5
178	2007/03/28	19:34	37.2303	136.7328	10.02	2.5
179	2007/03/28	21:14	37.2340	136.6855	8.59	2.9
180	2007/03/28	21:16	37.1903	136.5823	6.10	3.8
181	2007/03/28	22:11	37.1912	136.7118	11.55	2.9
182	2007/03/28	23:54	37.2477	136.6823	7.06	3.2
183	2007/03/29	00:15	37.2507	136.7848	11.51	3.3
184	2007/03/29	03:17	37.1610	136.6705	10.55	3.2
185	2007/03/29	03:39	37.2243	136.7048	9.75	2.8
186	2007/03/29	04:32	37.2457	136.7000	7.96	3.4
187	2007/03/29	09:06	37.1838	136.6515	9.57	2.3
188	2007/03/29	09:34	37.1868	136.5962	2.68	2.3
189	2007/03/29	10:46	37.2297	136.6888	8.31	3.8
190	2007/03/29	15:34	37.1782	136.6275	10.83	3.5
191	2007/03/29	19:27	37.1903	136.6463	10.83	2.7
192	2007/03/30	02:05	37.2265	136.7278	11.39	3.5
193	2007/03/30	02:48	37.2018	136.6653	9.71	2.7
194	2007/03/30	04:58	37.1112	136.5505	0.67	3.2
195	2007/03/30	14:04	37.3042	136.5998	8.31	3.7
196	2007/03/30	15:57	37.2447	136.7453	9.83	3.1
197	2007/03/31	08:09	37.2347	136.7598	13.47	4.4
198	2007/03/31	10:27	37.2195	136.6482	6.17	3.2
199	2007/03/31	13:17	37.1920	136.6612	9.98	2.7
200	2007/03/31	15:34	37.2397	136.6897	6.35	3.3

※ 表に示す地震のうち、各地震のデコンボリューション波形が全地震のデコンボリューション波形の平均と相関が低い地震(灰色箇所)は解析の対象から除外した。

検討に用いた地震の諸元(3/3)

No.	震源情報					
	日付	時刻	北緯 (°)	東経 (°)	深さ (km)	M
201	2007/03/31	20:32	37.1905	136.5962	5.73	2.6
202	2007/03/31	22:37	37.1628	136.6873	10.19	2.3
203	2007/03/31	23:58	37.1440	136.5983	8.68	2.8
204	2007/04/01	00:03	37.1548	136.5867	7.65	2.2
205	2007/04/01	01:44	37.2382	136.6980	9.26	3.0
206	2007/04/01	10:25	37.2203	136.6010	3.20	3.4
207	2007/04/01	14:54	37.2367	136.7335	10.25	2.9
208	2007/04/02	02:51	37.2105	136.6898	12.41	4.2
209	2007/04/02	08:01	37.2073	136.6468	6.99	4.1
210	2007/04/02	14:33	37.2438	136.7423	10.30	3.0
211	2007/04/02	17:25	37.2203	136.6478	5.05	3.2
212	2007/04/02	21:28	37.2063	136.6407	8.10	2.9
213	2007/04/05	15:14	37.0735	136.4387	8.33	4.3
214	2007/04/06	15:18	37.2673	136.7902	11.68	4.3
215	2007/04/06	21:42	37.0955	136.4252	6.82	4.7
216	2007/04/06	23:55	37.0922	136.4342	6.72	4.3
217	2007/04/10	00:55	37.1673	136.5450	7.47	3.2
218	2007/04/10	21:19	37.1478	136.5823	9.20	2.9
219	2007/04/11	22:11	37.0742	136.4268	8.20	4.3
220	2007/04/12	16:24	37.2248	136.7413	10.01	3.0
221	2007/04/13	01:06	37.2300	136.6870	8.17	3.3
222	2007/04/13	09:02	37.1687	136.5165	0.00	3.7
223	2007/04/14	10:25	37.1790	136.6102	9.82	2.9
224	2007/04/14	18:19	37.1587	136.6808	11.24	3.0
225	2007/04/16	15:29	37.1802	136.5553	0.47	4.0
226	2007/04/26	11:30	37.2342	136.7443	10.90	3.9
227	2007/05/02	20:44	37.3307	136.7628	6.59	4.7
228	2007/05/04	14:08	37.1908	136.6578	10.28	3.1
229	2007/05/05	18:22	37.1608	136.6712	11.28	2.9
230	2007/05/07	02:13	37.2748	136.7637	8.95	3.4
231	2007/05/12	13:42	37.1683	136.5023	5.78	3.8
232	2007/05/13	03:01	37.1762	136.6095	10.18	2.9
233	2007/06/08	03:17	37.2245	136.6762	7.75	3.4
234	2007/06/22	03:34	36.8780	136.6677	7.50	4.6
235	2007/06/22	16:47	36.8777	136.6648	6.33	3.0
236	2007/06/26	20:04	36.8768	136.6748	7.84	3.4
237	2007/07/09	16:00	37.3243	136.7580	10.04	4.2
238	2007/07/17	10:58	37.1837	136.5212	0.00	3.5
239	2007/07/20	08:58	37.0372	136.4387	9.29	4.1
240	2007/07/28	06:30	37.1578	136.5498	8.19	3.3
241	2007/08/02	16:03	37.1735	136.6245	10.55	3.1
242	2007/08/16	18:52	37.0703	136.7162	2.50	0.7
243	2007/09/20	20:05	37.1485	136.4970	8.94	3.9
244	2007/12/18	02:53	37.2365	136.7477	9.22	3.9
245	2008/01/22	16:20	37.3202	136.7693	11.70	4.0
246	2008/01/22	16:22	37.3178	136.7792	11.05	3.6
247	2008/01/26	04:33	37.3188	136.7733	11.30	4.8
248	2008/02/05	12:52	37.1827	136.6557	10.60	2.8
249	2008/03/17	07:00	37.0693	136.2100	7.06	4.5
250	2008/03/20	00:05	37.1612	136.5595	9.94	3.3

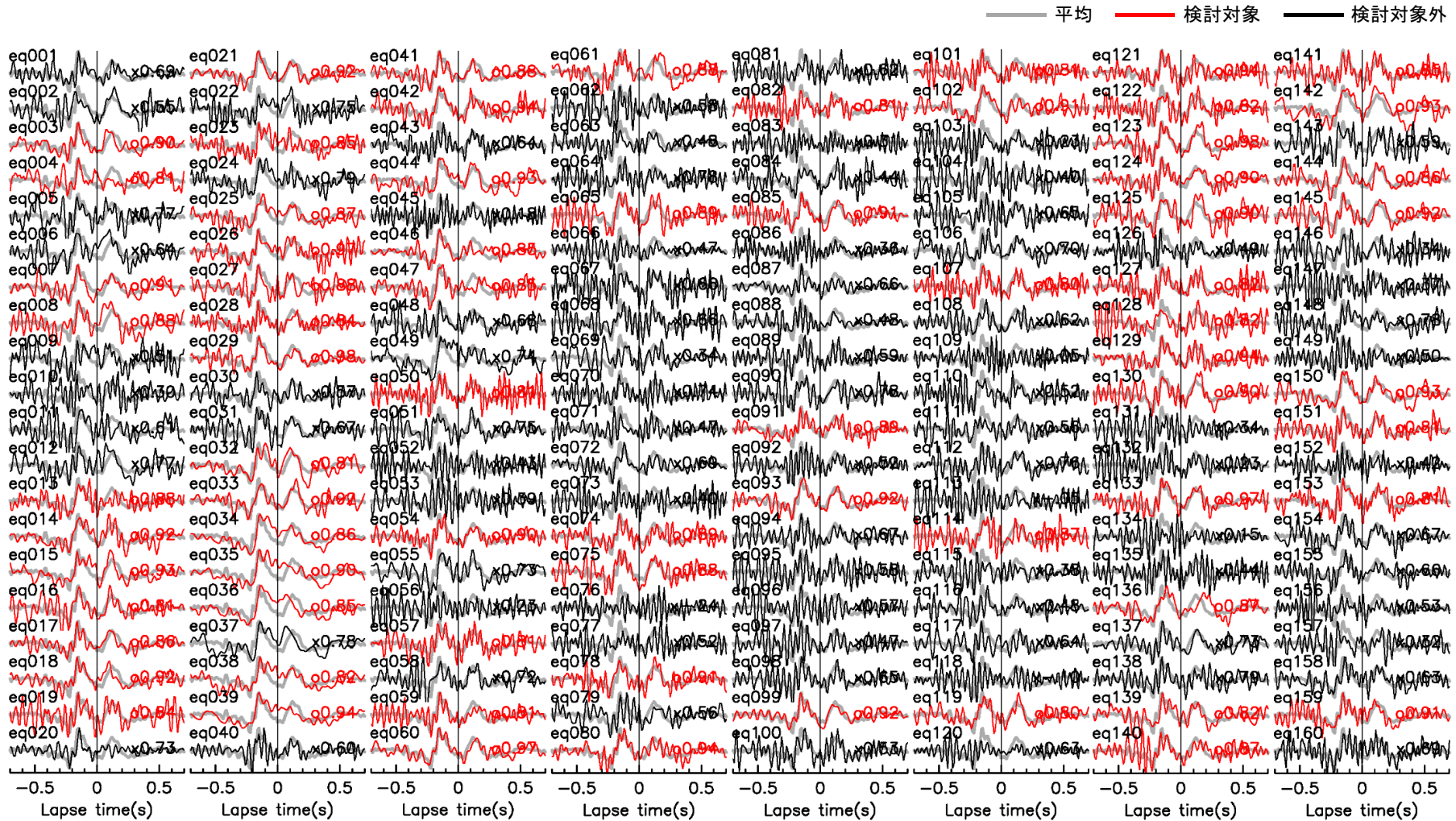
No.	震源情報					
	日付	時刻	北緯 (°)	東経 (°)	深さ (km)	M
251	2008/04/16	18:46	37.1178	136.4163	8.24	4.1
252	2008/04/29	06:58	37.2325	136.7308	10.91	3.8
253	2008/05/02	05:46	37.2347	136.6207	3.78	4.0
254	2008/06/28	11:36	37.1858	136.6510	10.65	3.0
255	2008/07/15	10:44	37.1452	136.5930	9.82	3.1
256	2008/07/15	14:41	37.1470	136.5913	10.35	3.9
257	2008/07/27	10:53	37.0998	136.8142	2.08	3.2
258	2009/05/23	05:15	37.1438	136.5355	10.91	3.9
259	2009/08/11	05:07	34.7862	138.4993	23.32	6.5
260	2010/10/31	06:58	36.9732	136.7580	9.21	2.3
261	2011/02/27	05:38	36.1563	137.4547	4.34	5.5
262	2011/03/12	03:59	36.9860	138.5978	8.38	6.7
263	2011/03/21	13:15	36.2480	137.5852	3.31	4.8
264	2011/10/05	18:59	36.5328	137.6502	0.68	5.4
265	2011/10/05	19:06	36.5488	137.6473	0.00	5.2
266	2011/12/08	01:12	37.5777	137.3338	9.82	3.9
267	2012/02/08	21:01	37.8653	138.1708	13.62	5.7
268	2012/05/28	15:31	37.4238	137.0007	12.85	4.0
269	2012/11/16	15:57	37.1613	136.5583	9.50	3.6
270	2013/04/04	01:58	36.7340	136.7850	12.93	4.2
271	2013/09/07	12:56	37.1630	136.6748	9.92	2.8
272	2013/10/14	05:28	36.9935	136.7050	8.87	2.3
273	2014/09/27	00:35	37.2377	136.6780	8.30	4.1
274	2014/11/16	17:37	37.2093	136.7325	10.10	3.1
275	2015/01/12	18:09	37.0672	136.5980	10.36	2.8
276	2015/04/21	05:15	36.9450	136.7195	7.58	3.1
277	2015/05/28	10:41	37.0725	136.7092	5.87	1.2
278	2016/07/01	08:04	36.8227	137.8457	0.00	4.6
279	2016/08/20	08:14	37.2592	136.6910	8.17	3.9
280	2017/04/01	19:43	37.3132	136.7688	5.11	3.6
281	2017/11/09	11:38	37.1642	136.9295	15.85	3.5
282	2017/11/09	12:23	37.1645	136.9287	15.72	3.7
283	2017/12/31	02:56	37.0820	136.7733	9.10	1.9
284	2018/01/05	11:02	36.8712	136.9803	13.65	4.0
285	2018/03/06	01:26	36.4650	136.2205	14.72	3.7
286	2018/09/29	05:22	36.9305	136.7102	5.60	2.1

※ 表に示す地震のうち、各地震のデコンボリューション波形が全地震のデコンボリューション波形の平均と相関が低い地震(灰色箇所)は解析の対象から除外した。



## 5.2.1(3) 検討結果 –デコンボリューション波形の評価結果–

- 評価したデコンボリューション波形を下図に示す。
- 減衰の推定にあたっては、全地震のデコンボリューション波形の平均と相関が高いデコンボリューション波形を用いた。



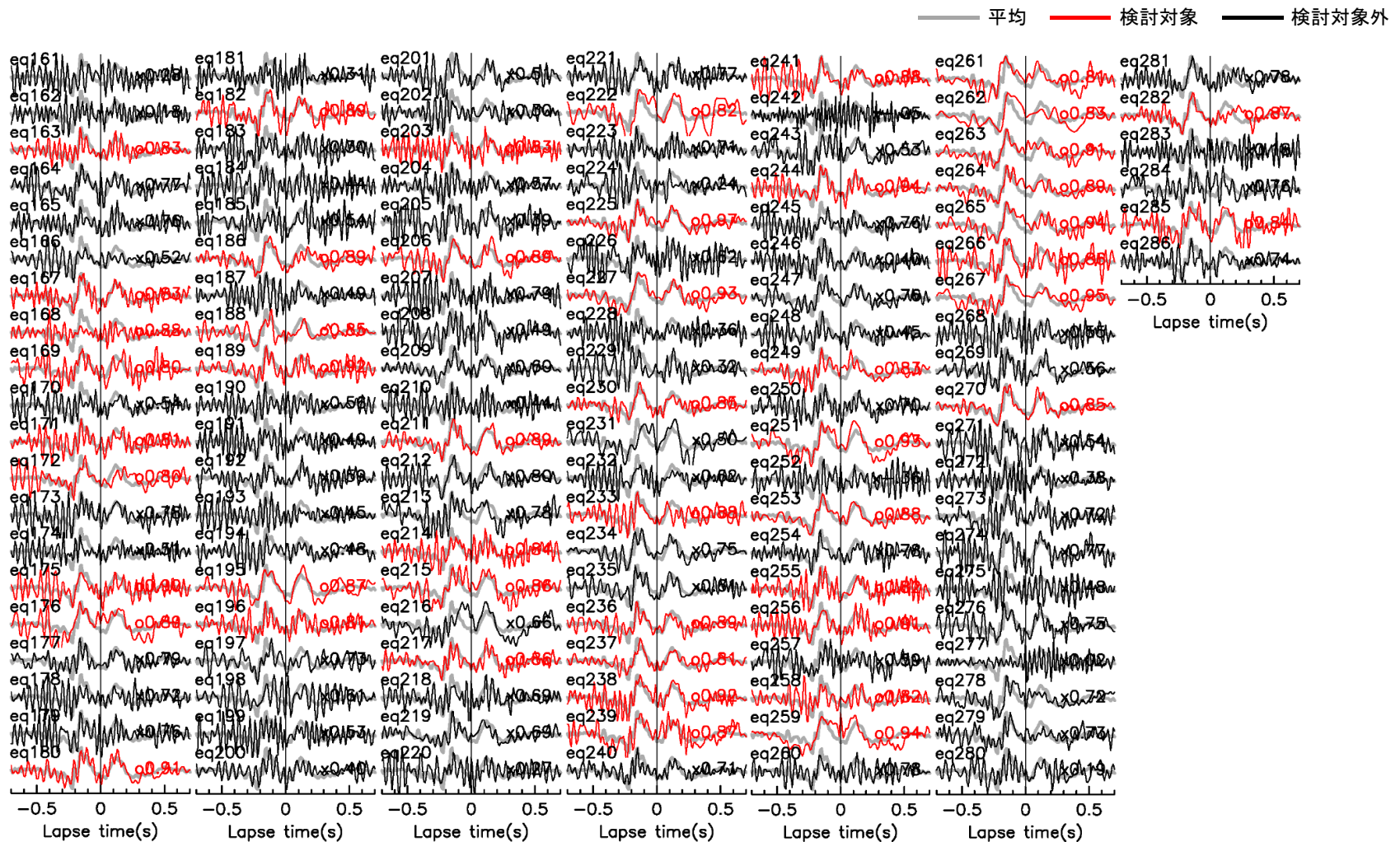
全地震のデコンボリューション波形の平均と各地震のデコンボリューション波形の相関(1/2)

※ 各波形の右側に示す数値は以下の式で示す相関 $\rho$ であり、これが0.8以上の波形を検討対象とした。数値の左の○と×はそれぞれ検討対象と検討対象外を示す。

$$\rho = \frac{\int x(t)a(t)dt}{\{\int x^2(t)dt\}^{0.5}\{\int a^2(t)dt\}^{0.5}}$$

$x(t)$ : 各地震のデコンボリューション波形  
 $a(t)$ : 全地震のデコンボリューション波形の平均





全地震のデコンボリューション波形の平均と各地震のデコンボリューション波形の相関(2/2)

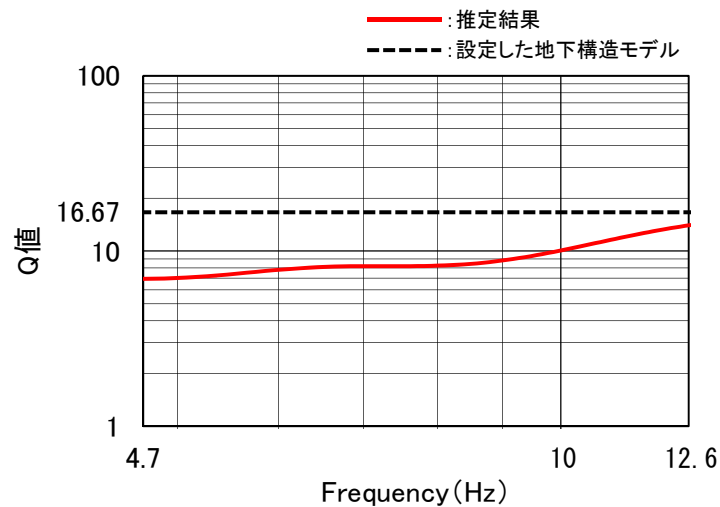
※ 各波形の右側に示す数値は以下の式で示す相関 $\rho$ であり、これが0.8以上の波形を検討対象とした。数値の左の○と×はそれぞれ検討対象と検討対象外を示す。

$$\rho = \frac{\int x(t)a(t)dt}{\{\int x^2(t)dt\}^{0.5}\{\int a^2(t)dt\}^{0.5}}$$

$$\begin{cases} x(t): \text{各地震のデコンボリューション波形} \\ a(t): \text{全地震のデコンボリューション波形の平均} \end{cases}$$

## 5.2.1(3) 検討結果 —減衰の推定結果—

- 推定されたQ値は振動数の増加とともに緩やかに増加する傾向が認められるが、設定した地下構造モデルのQ値を下回る。
- なお、この結果は敷地内のボーリング孔(R-9孔及びD-8.6孔)を用いたQ値測定結果(7.58~10)とも調和的である。



推定したQ値と  
設定した地下構造モデルのQ値の比較

設定した地下構造モデル

標高EL	層厚 (m)	S波速度 Vs (km/s)	P波速度 Vp (km/s)	密度 $\rho$ (t/m <sup>3</sup> )	減衰定数 h (%)	Q値
-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
-3km	2,500	3.5	5.6	2.7	0.250	200
-5.5km	12,500	3.6	6.3	2.7	0.185	270
-18km	10,000	3.9	6.8	2.8	0.125	400
-28km	$\infty$	4.4	7.6	3.1	0.100	500

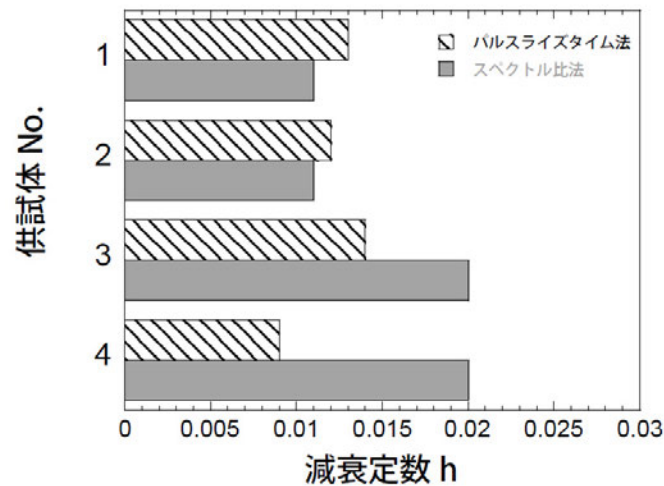
  : 妥当性を確認した範囲

---

## 5.2.2 岩石コアを用いた減衰の検討

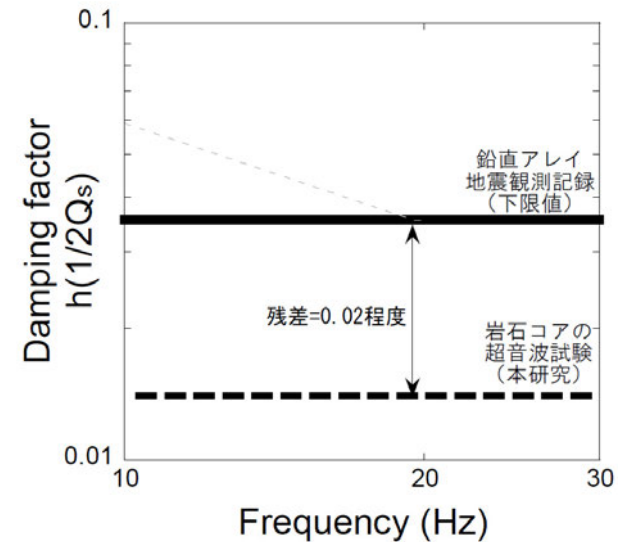
## 5.2.2(1) 検討概要

- 佐藤・岡田(2012)は、超音波試験による岩石コアの減衰測定の実用性を検討するとともに、測定された減衰と鉛直アレイ地震観測記録により評価された減衰の差異について考察している。超音波試験による岩石コアの減衰測定の実用性の検討については、代表的な測定方法であるパルスライズタイム法とスペクトル比法の2つの方法について行い、ほぼ同様の評価結果が得られることを示した。また、測定された減衰と鉛直アレイ地震観測記録により評価された減衰の比較を行い、鉛直アレイ地震観測記録により評価された減衰定数は、岩石コアから測定された減衰定数に対し、0.02程度大きく、鉛直アレイ地震観測記録により評価された減衰に含まれる付加効果の存在を示した。
- 本検討においては、地下構造モデルの減衰が適切に設定されていることを確認することを目的として、敷地内で実施したボーリング調査により得られた岩石コアを用いて超音波試験により減衰を推定し、設定した地下構造モデルの減衰と比較する。



パルスライズタイム法とスペクトル比法による  
岩石コアの減衰定数の比較

※佐藤・岡田(2012)より抜粋



鉛直アレイ地震観測記録に基づく岩盤層の減衰定数の下限値と  
岩石コアの超音波試験に基づく減衰定数(平均値)の比較

※佐藤・岡田(2012)より抜粋

## 5.2.2(1) 検討概要 —減衰の推定方法—

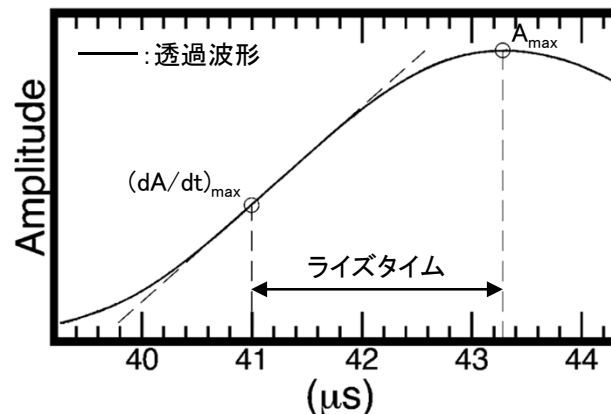
○ 本検討における減衰の推定方法は、佐藤・岡田(2012)において適用性が確認されているパルスライズタイム法を用いた。減衰の推定方法の概要を以下に示す。

- パルスライズタイム法は、減衰性媒質を透過する波動のパルス幅が透過時間及び媒質のQ値により拡大する現象に基づき、複雑な後続の波を使用しないで、透過波の初動パルスの時間幅(ライズタイム)のみを利用して減衰を推定する方法である。
- Gladwin and Stacey(1974)は、均質な岩盤とみなせるようなトンネル等での屋外実験から、透過波初動パルスのライズタイム $\tau$ とQ値について、以下のような実験式を得ている。

$$\tau = \tau_0 + c \frac{T}{Q}$$

$\tau_0$ : 入射波初動パルスのライズタイム  
 $T$ : 伝播時間  
 $c$ : 比例係数

- 上式のうち、比例係数Cは佐藤・岡田(2012)と同様に数値シミュレーションにより決定(C=0.553)し、Q値以外のその他のパラメータは超音波試験により求め、Q値を推定した。
- なお、透過波初動パルスのライズタイムの評価においては、Hatherly(1986)に基づき、初動パルスの最大値の時間と最大の傾きを示す時間の差をライズタイムと定義した。また入射波初動パルスのライズタイムは、Q値が150,000のアルミニウムを用いた超音波試験により得られた透過波初動パルスのライズタイムとした。

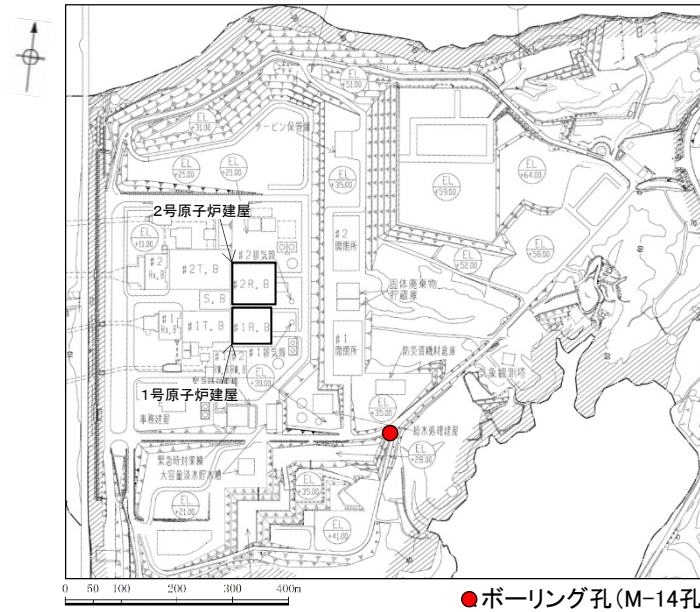


ライズタイムの評価例



## 5.2.2(2) 検討に用いた岩石コア

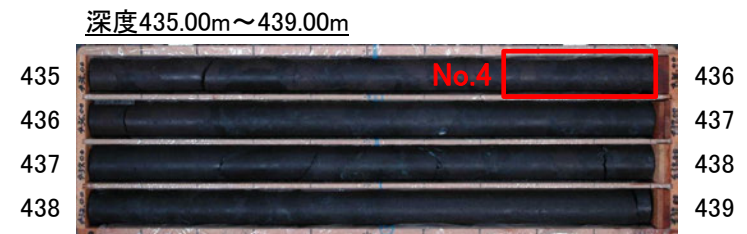
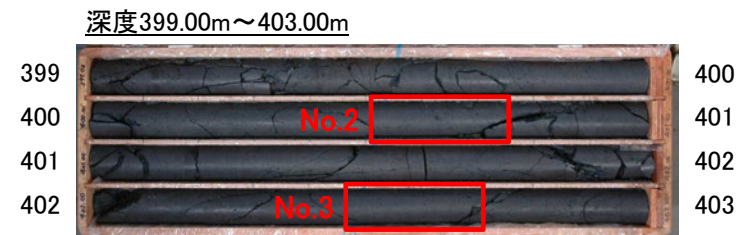
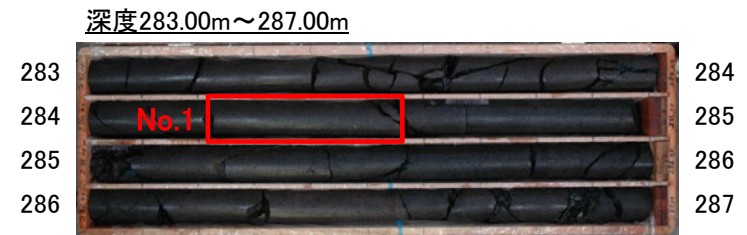
○ ボーリング孔(M-14孔)において採取した以下の区間の岩石コアを用いた。



ボーリング孔(M-14孔)の配置図

検討に用いた岩石コアの岩種及び区間

コア No.	岩種	区間	
		深度(m)	標高EL(m)
1	安山岩(均質)	284.20 ~ 284.55	-250.12 ~ -250.47
2	安山岩(均質)	400.50 ~ 400.75	-366.42 ~ -366.67
3	安山岩(均質)	402.45 ~ 402.70	-368.37 ~ -368.62
4	安山岩(角礫質)	435.73 ~ 436.00	-401.65 ~ -401.92



岩石コアの写真(M-14孔)

## 5.2.2(3) 検討結果

- 推定されたQ値(平均値)は30程度であり, 設定した地下構造モデルのQ値を下回る。
- なお, 佐藤・岡田(2012)による速度構造の不均質性に基づく減衰の付加効果を踏まえると, 今回検討した範囲における実際の地盤のQ値は, 推定されたQ値よりもさらに小さいものと考えられ, 敷地内の大深度ボーリング孔(D-8.6孔)を用いたQ値測定結果(27.42)とも調和的であると考えられる。

減衰の推定結果

コア No.	岩種	区間 標高EL(m)	入射波初動パルス のライズタイム $\tau_0(\mu s)$	透過波初動パルス のライズタイム $\tau(\mu s)$	伝播時間 T( $\mu s$ )	Q値
1	安山岩(均質)	-250.12 ~ -250.47	1.774	2.257	37.30	42.7
2	安山岩(均質)	-366.42 ~ -366.67		2.531	37.82	27.6
3	安山岩(均質)	-368.37 ~ -368.62		2.595	36.24	24.4
4	安山岩(角礫質)	-401.65 ~ -401.92		2.715	41.86	24.5
平均						29.8

設定した地下構造モデル

標高EL	層厚 (m)	S波速度 Vs (km/s)	P波速度 Vp (km/s)	密度 $\rho$ (t/m <sup>3</sup> )	減衰定数 h (%)	Q値
-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
-3km	2,500	3.5	5.6	2.7	0.250	200
-5.5km	12,500	3.6	6.3	2.7	0.185	270
-18km	10,000	3.9	6.8	2.8	0.125	400
-28km	$\infty$	4.4	7.6	3.1	0.100	500

1.500: 妥当性を確認した範囲

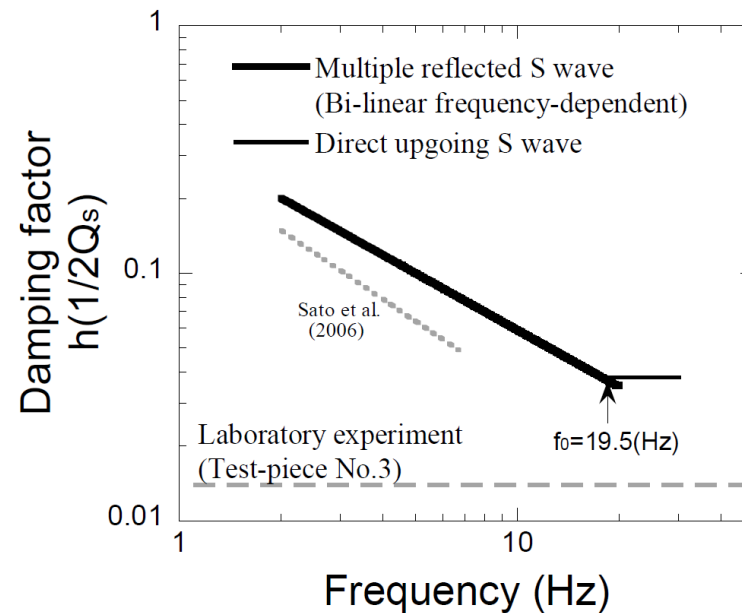


---

### 5.2.3 S波直達上昇波を用いた減衰の検討

## 5.2.3(1) 検討概要

- 佐藤(2012)は、地表に近い岩盤の減衰について、鉛直アレー地震観測記録により評価された減衰と岩石コアの超音波試験により測定された減衰を比較し、岩石コアの超音波試験により測定された減衰が相対的に小さくなる要因として、顕著な亀裂や不均質が存在しなかったことが考えられるとし、鉛直アレー地震観測記録により評価された減衰は亀裂や不均質によって付加的な減衰効果が発生していると推察している。鉛直アレー地震観測記録を用いた減衰の評価については、S波重複反射波のスペクトル比及びS波直達上昇波のスペクトル比のそれぞれを用いた方法について行われ、高周波数側で両者が対応することを示している。
- 本検討においては、地下構造モデルの減衰が適切に設定されていることを確認することを目的として、敷地内の鉛直アレー地震観測記録のS波直達上昇波を用いて減衰を推定し、設定した地下構造モデルの減衰と比較する。



佐藤(2012)に示される測定された減衰の比較

※佐藤(2012)より抜粋

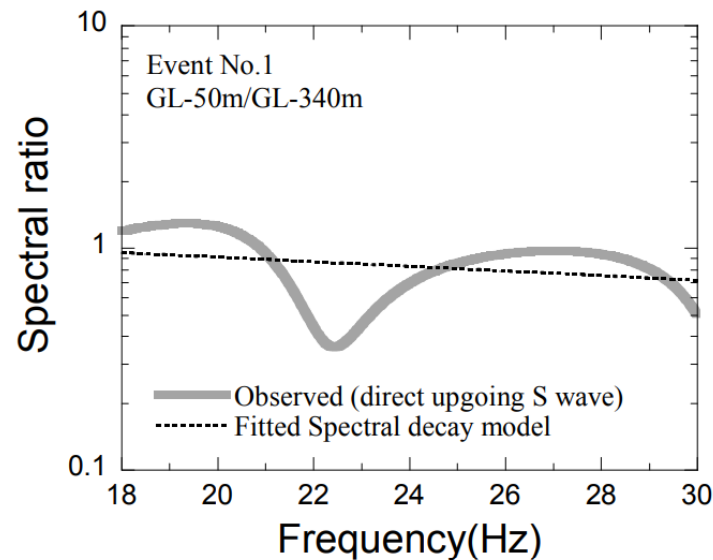
## 5.2.3(1) 検討概要 —減衰の推定方法—

○ 減衰の推定方法の概要を以下に示す。

- 佐藤(2012)によると, S波直達上昇波を用いた減衰の推定方法は, 地震観測点間を上昇するS波直達波のスペクトル比を用いる方法で, 反射波等の影響を受けにくい岩盤における地震観測記録を用いる場合に有効な方法であるとされている。
- 減衰の推定は, 鉛直アレー地震観測点におけるEL-1298mに対するEL-200mのS波直達上昇波のスペクトル比 $A/A_0$ を算定し, 下式のスペクトル低減モデルをフィッティングすることにより行った。

$$\ln\left(\frac{A(f)}{A_0(f)}\right) = -\frac{\pi t}{Q} f + c$$

$Q$  : Q値  
 $f$  : 周波数  
 $t$  : 地震観測点間の伝播時間  
 $c$  : 定数



佐藤(2012)に示される観測記録に基づくS波直達上昇波のスペクトル比と  
 スペクトル低減モデルによりフィッティングした結果の比較

※佐藤(2012)より抜粋

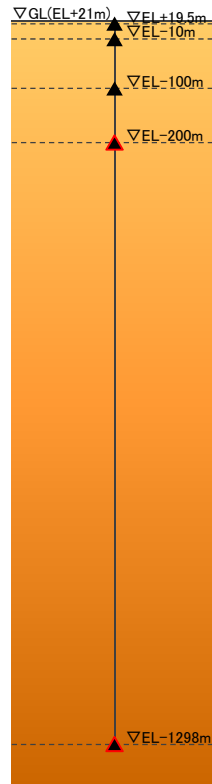
## 5.2.3(2) 検討の対象とした地震

- 検討対象区間は、反射波の影響が小さい自由地盤地震観測点におけるEL-200m～EL-1298mとした。
- 検討の対象とした地震は、自由地盤地震観測点のEL-1298m及びEL-200mにおいて同時に観測された地震のうち、敷地から100km以内において発生したM5以上の4地震とした。

検討の対象とした地震の諸元

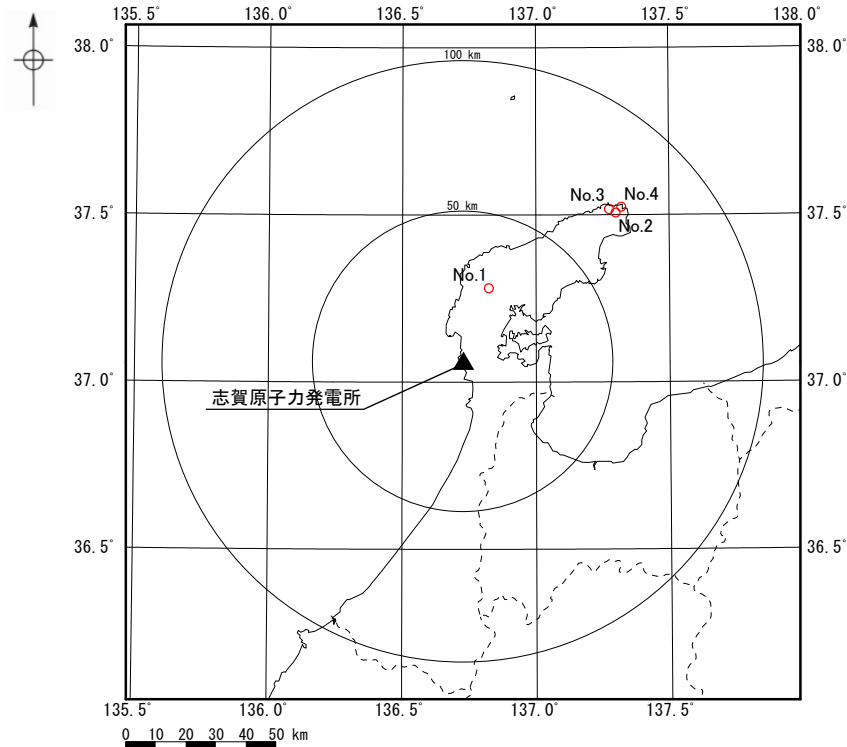
No.	震源情報						震央距離 (km)
	日付	時刻	北緯 (°)	東経 (°)	深さ (km)	M	
1	2020/03/13	02:18	37.2797	136.8245	12.33	5.5	25.8
2	2021/09/16	18:42	37.5053	137.3008	13.12	5.1	70.9
3	2022/06/19	15:08	37.5153	137.2763	13.14	5.4	70.1
4	2022/06/20	10:31	37.5220	137.3220	13.86	5.0	73.5

- ▲:地震観測点
- ▲:検討に用いた地震観測点



自由地盤地震観測点

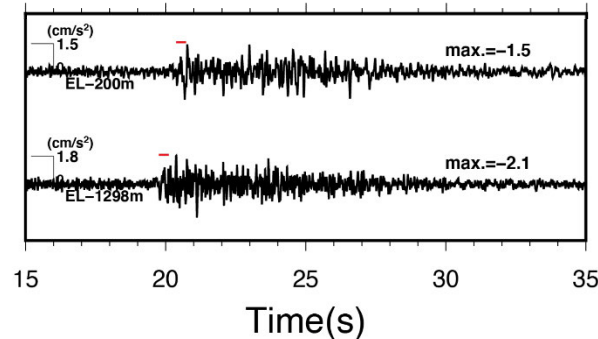
検討に用いた地震観測点



検討の対象とした地震の震央分布図

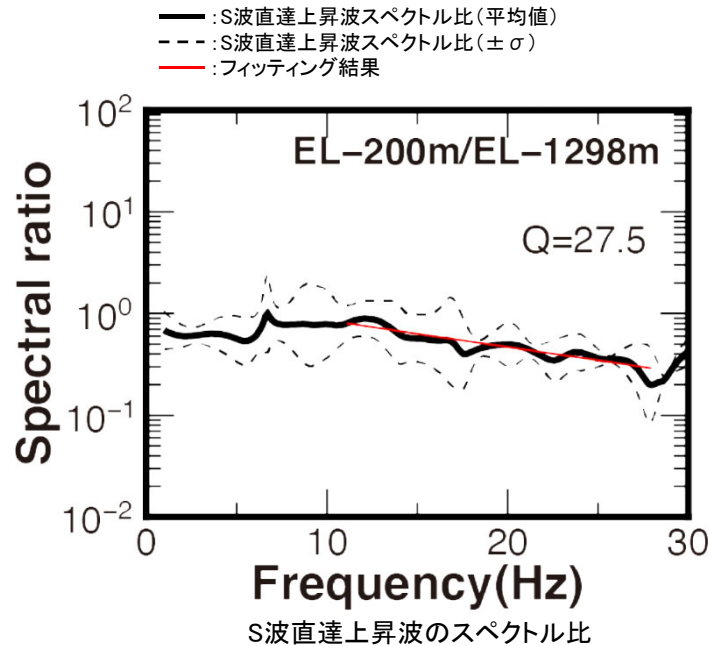
### 5.2.3(3) 検討結果

- 推定されたQ値は27.5であり、設定した地下構造モデルのQ値を下回る。
- なお、この結果は、敷地内の大深度ボーリング孔(D-8.6孔)を用いたQ値測定結果(27.42), 及び、同じくS波直達上昇波を用いた既往の一連の研究による地表に近い岩盤での平均的な $Q_s \sim 21 \pm 7$  (Abercrombie (1997))とも調和的である。



検討に用いた波形例

(赤線区間はS波直達上昇波として解析に用いた区間)



S波直達上昇波のスペクトル比

設定した地下構造モデル

標高EL	層厚 (m)	S波速度 Vs (km/s)	P波速度 Vp (km/s)	密度 ρ (t/m³)	減衰定数 h (%)	Q値
-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
-3km	2,500	3.5	5.6	2.7	0.250	200
-5.5km	12,500	3.6	6.3	2.7	0.185	270
-18km	10,000	3.9	6.8	2.8	0.125	400
-28km	∞	4.4	7.6	3.1	0.100	500

□: 妥当性を確認した範囲

※ S波直達上昇波として解析に用いる区間は、自由地盤地震観測点のEL+19.5mの地震観測記録で各深度の地震観測記録をデコンボリューションした波形により、入射波と反射波を分離したフェーズから確認した反射波の到達時間を踏まえて設定

---

### 5.3 地盤増幅特性の妥当性確認

## 5.3(1) 検討概要

- 地下構造モデルの地盤増幅特性が適切に設定されていることを確認するため、敷地内の鉛直アレー地震観測記録を用いた逆解析により推定した地下構造モデルと設定した地下構造モデルによる地盤増幅率を比較する。
- 逆解析は、自由地盤地震観測点における鉛直アレー地震観測点間の伝達関数を対象として行う。初期モデルは敷地におけるボーリング調査結果に基づき設定し、探索範囲を下表の通りとする。

初期モデル及び探索範囲

	標高EL	No.	層厚 (m)	密度 $\rho$ ( $t/m^3$ )	S波速度 $V_s$ (m/s)	P波速度 $V_p$ (m/s)	減衰定数 $h(f)$					
							水平			鉛直		
							$h_{min}$	$h_0$	$\alpha$	$h_{min}$	$h_0$	$\alpha$
▽ 地表	+21.0m	1	1.5	2.20	125~500	198~1580	0.0250 ~ 0.1000	0.01~1	0~2	0.0250 ~ 0.1000	0.01~1	0~2
	+19.5m ▲	2	2.4									
	+17.1m	3	22									
▽ 解放基盤	-4.9m	4	5.1	2.37	1500	3190	0.0500	0.01~1	0~2	0.0500	0.01~2	0~2
	-10m ▲	5	90									
	-100m ▲	6	8.9									
	-108.9m	7	91.1									
▽ 地震基盤	-200m ▲	8	790	2.34	2140	3920	0.0182	0.01~1	0~2	0.0182	0.01~1	0~2
	-990m	9	200									
	-1190m	10	108									
	-1298m ▲	11	$\infty$									

$$h(f) = h_0 \times f^{-\alpha} \text{ (ただし, } h_{min} \leq h(f) \leq 1 \text{)}$$

■ : 探索範囲

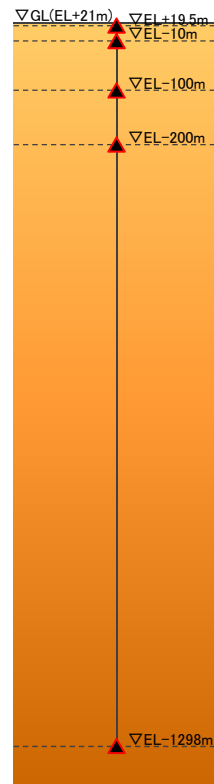
▲ : 検討に用いた地震観測点



## 5.3(2) 検討の対象とした地震

○ 検討の対象とした地震は、自由地盤地震観測点における各観測点において同時に観測された地震のうち、敷地から100km以内において発生したM5以上の4地震とした。

▲:地震観測点  
▲:検討に用いた地震観測点

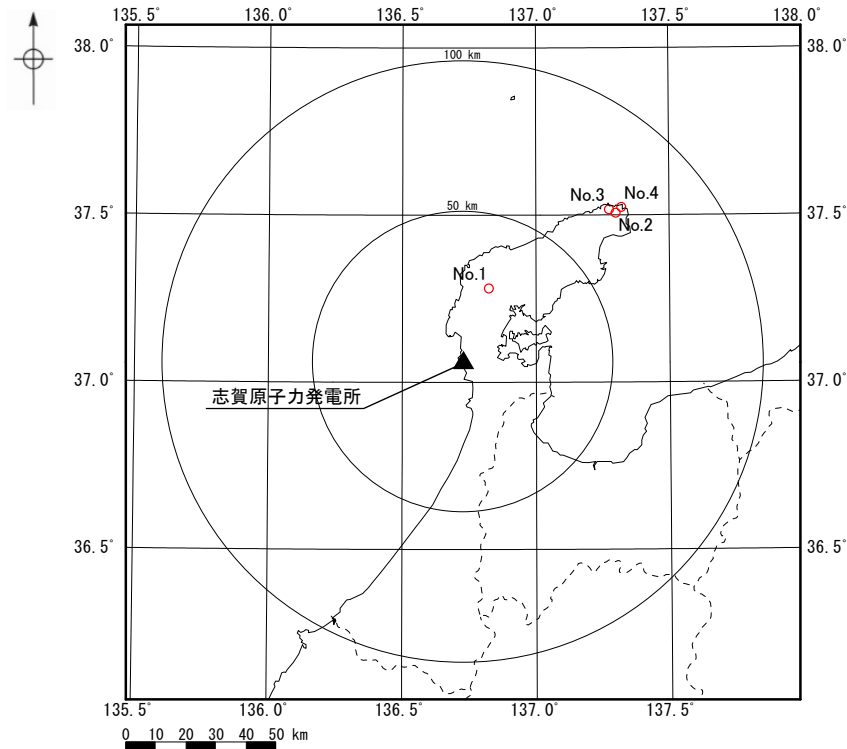


自由地盤地震観測点

検討に用いた地震観測点

検討の対象とした地震の諸元

No.	震源情報						震央距離 (km)
	日付	時刻	北緯 (°)	東経 (°)	深さ (km)	M	
1	2020/03/13	02:18	37.2797	136.8245	12.33	5.5	25.8
2	2021/09/16	18:42	37.5053	137.3008	13.12	5.1	70.9
3	2022/06/19	15:08	37.5153	137.2763	13.14	5.4	70.1
4	2022/06/20	10:31	37.5220	137.3220	13.86	5.0	73.5



検討の対象とした地震の震央分布図

### 5.3(3) 検討結果 — 逆解析結果 —

○ 逆解析の結果, 推定した地下構造モデルを下表に示す。

逆解析により推定した地下構造モデル

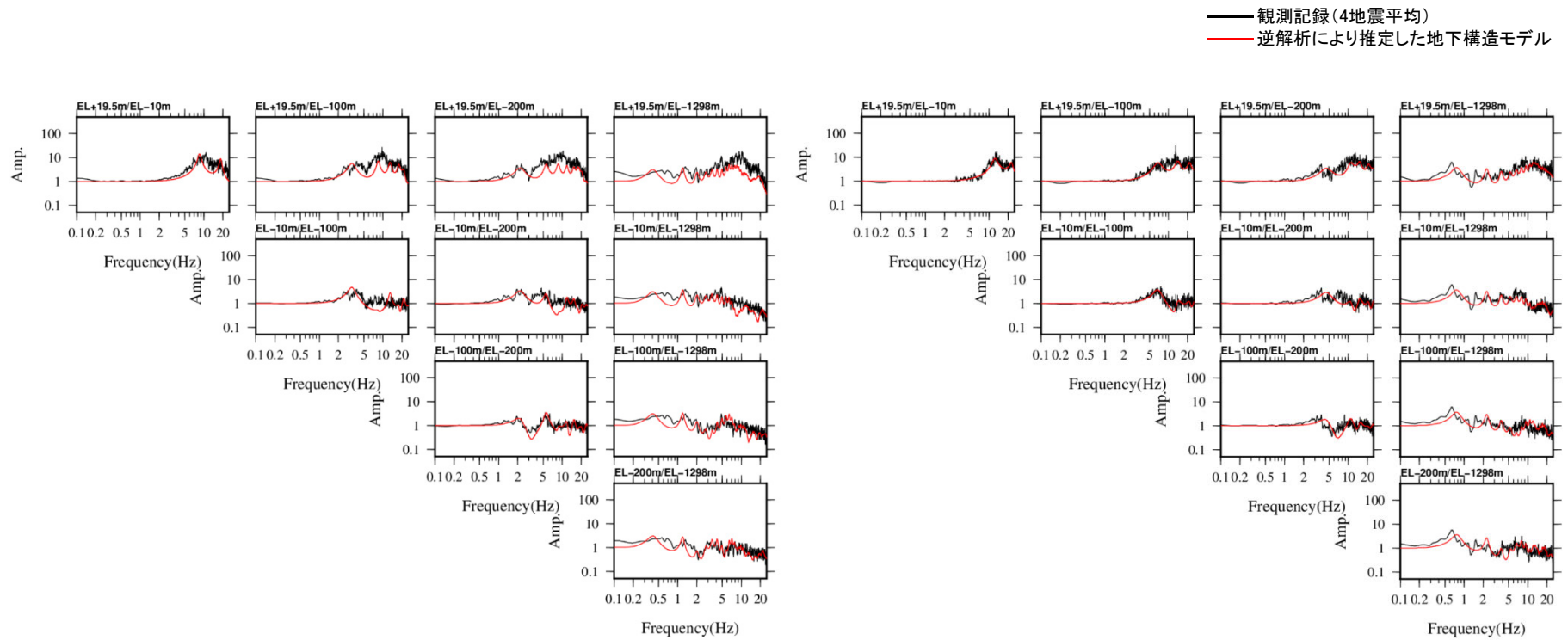
	標高EL	No.	層厚 (m)	密度 $\rho$ ( $t/m^3$ )	S波速度 $V_s$ (m/s)	P波速度 $V_p$ (m/s)	減衰定数 $h(f)$					
							水平			鉛直		
							$h_{min}$	$h_0$	$\alpha$	$h_{min}$	$h_0$	$\alpha$
▽ 地表	+21.0m	1	1.5	2.20	268	296	0.0369	0.754	1.236	0.0295	0.505	0.661
	+19.5m ▲	2	2.4									
	+17.1m	3	22									
▽ 解放基盤	-4.9m	4	5.1	2.37	1500	3190	0.0500	0.492	1.192	0.0500	1.190	1.105
	-10m ▲	5	90									
	-100m ▲	6	8.9									
	-108.9m	7	91.1	2.38	1960	3960	0.0182	0.042	1.714	0.0182	0.121	1.251
	-200m ▲	8	790									
	-990m	9	200									
▽ 地震基盤	-1190m	10	108	2.67	3160	5290	0.0106	0.042	1.714	0.0106	0.121	1.251
	-1298m ▲	11	$\infty$									

$h(f)=h_0 \times f^{-\alpha}$  (ただし,  $h_{min} \leq h(f) \leq 1$ )

■ : 探索範囲

▲ : 検討に用いた地震観測点

- 観測記録に基づく伝達関数と逆解析により推定した地下構造モデルによる理論伝達関数を比較した結果を下図に示す。
- 逆解析により推定した地下構造モデルによる理論伝達関数は観測記録に基づく伝達関数と整合的である。



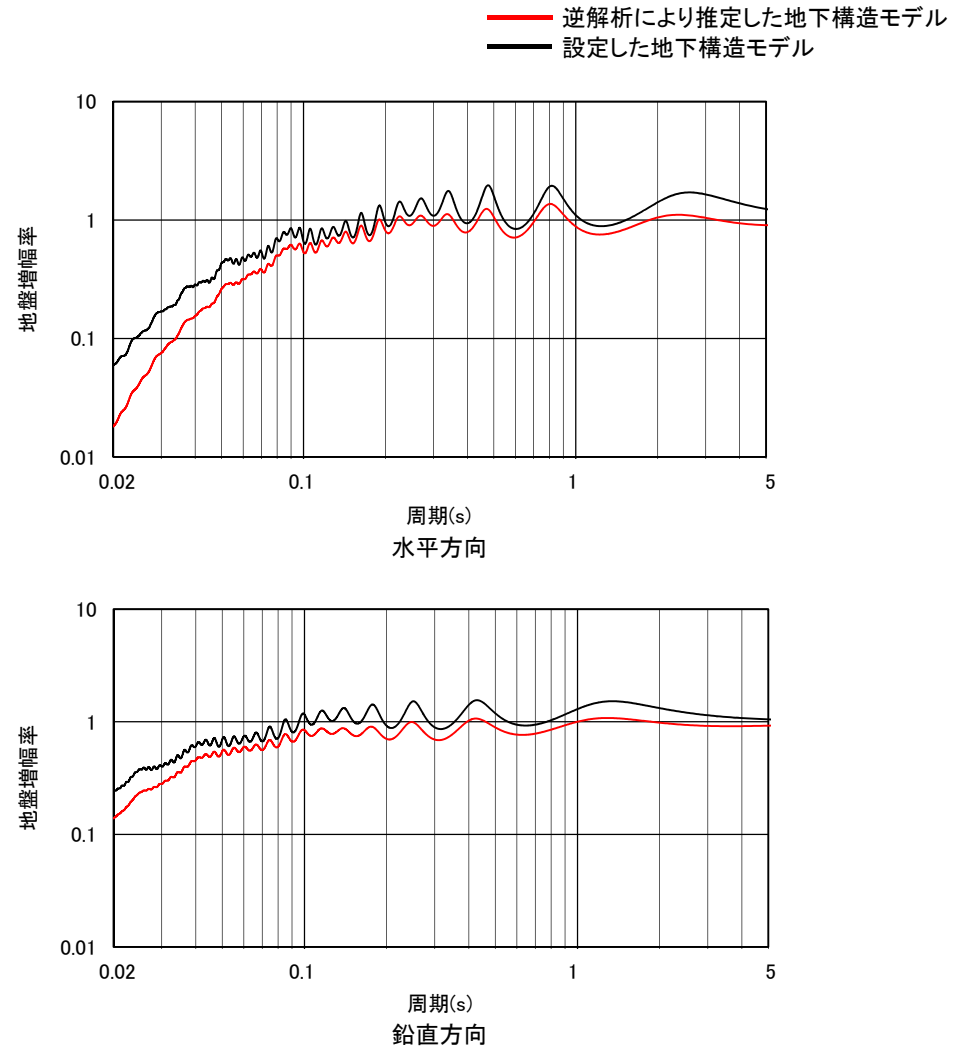
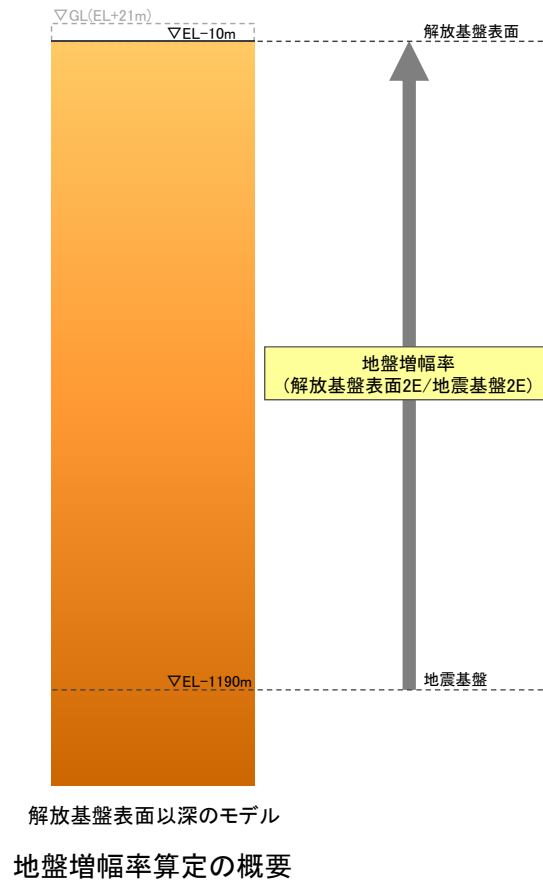
水平方向

鉛直方向

伝達関数

### 5.3(3) 検討結果 —地盤増幅率—

- 逆解析により推定した地下構造モデルと設定した地下構造モデルの地盤増幅率の比較の結果を下図に示す。
- 設定した地下構造モデルの地盤増幅率は、逆解析により推定した地下構造モデルの地盤増幅率を上回る。



逆解析により推定した地下構造モデルの地盤増幅率と  
設定した地下構造モデルの地盤増幅率の比較

---

## 5.4 地下構造モデルの妥当性確認のまとめ

## 5.4 地下構造モデルの妥当性確認のまとめ

### 【5.1 深部速度構造の妥当性確認】

- 申請時以降に得られた知見(Matsubara et al.(2022))において評価された敷地位置における深部速度構造は、設定した地下構造モデルの深部速度構造と調和的である。

### 【5.2 減衰構造の妥当性確認】

- 地震波干渉法を敷地内の鉛直アレー地震観測記録に適用することにより推定されたQ値は、設定した地下構造モデルのQ値を下回る。
- 敷地内で実施したボーリング調査により得られた岩石コアを用いて超音波試験により推定されたQ値は、設定した地下構造モデルのQ値を下回る。
- 敷地内の鉛直アレー地震観測記録のS波直達上昇波を用いて推定されたQ値は、設定した地下構造モデルのQ値を下回る。

### 【5.3 地盤増幅特性の妥当性確認】

- 敷地内の鉛直アレー地震観測記録を用いた逆解析により推定した地下構造モデルと設定した地下構造モデルの地盤増幅率を比較した結果、設定した地下構造モデルの地盤増幅率は逆解析により推定した地下構造モデルの地盤増幅率を上回る。
- 以上より、地下構造モデルの深部速度構造、減衰構造及び地盤増幅特性は適切に設定されており、地下構造モデルの妥当性を確認した。

---

## 6. 地震発生層の設定

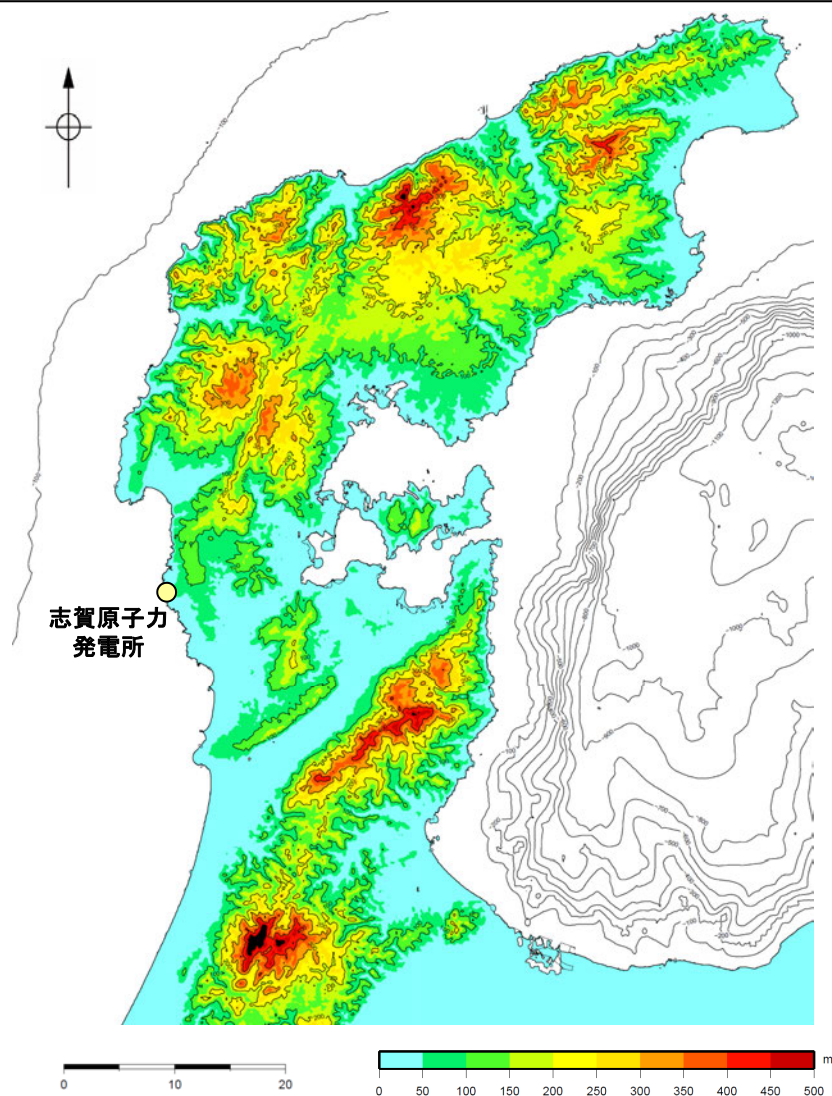


---

## 6.1 敷地周辺の地形・地質構造

## 6.1(1) 地形図

- 地震発生層は敷地周辺の特徴を踏まえて設定する。ここでは敷地周辺の地形・地質構造を整理する。
- 能登半島の地形図によれば、能登半島北部は、NE-SW方向に伸びる海岸線や低山・丘陵の稜線で特徴づけられ、低山・丘陵の稜線は北西側に偏在している。敷地が位置する能登半島中部は、標高200m以下の平頂丘陵となっている。

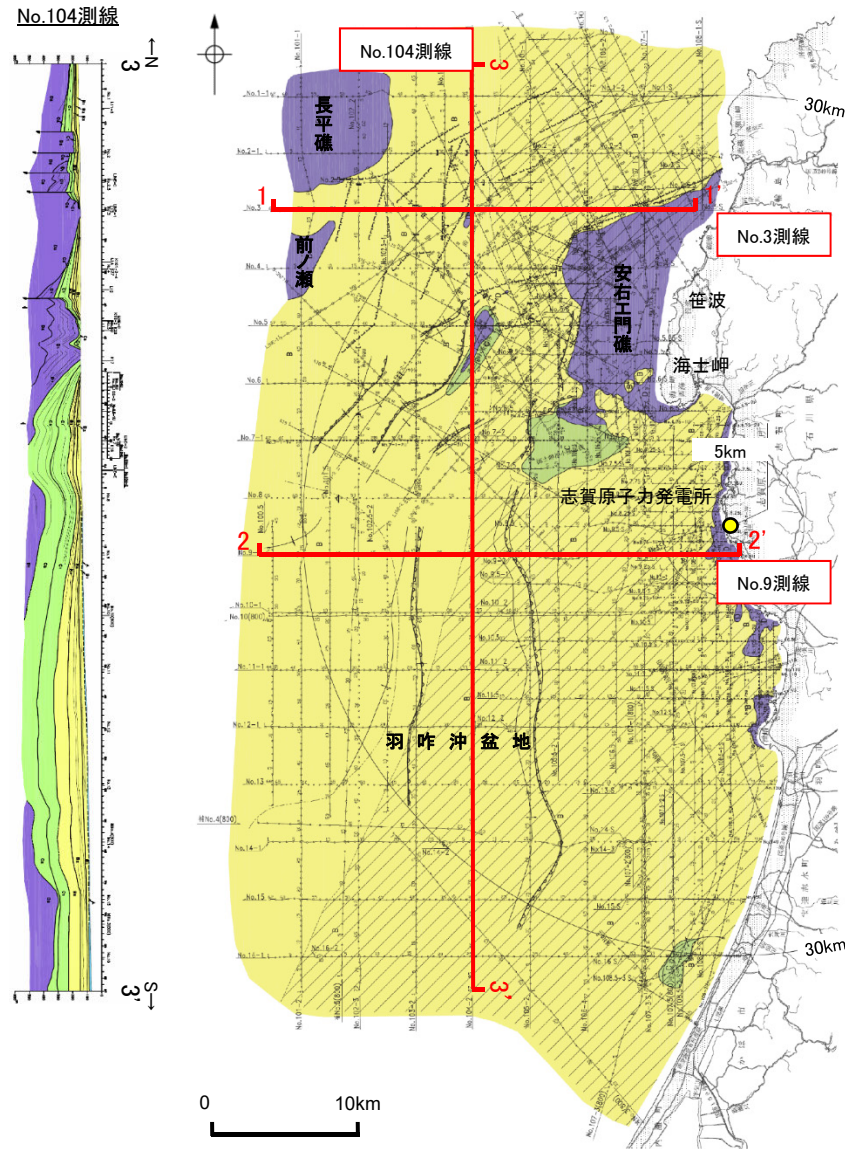


能登半島の地形図

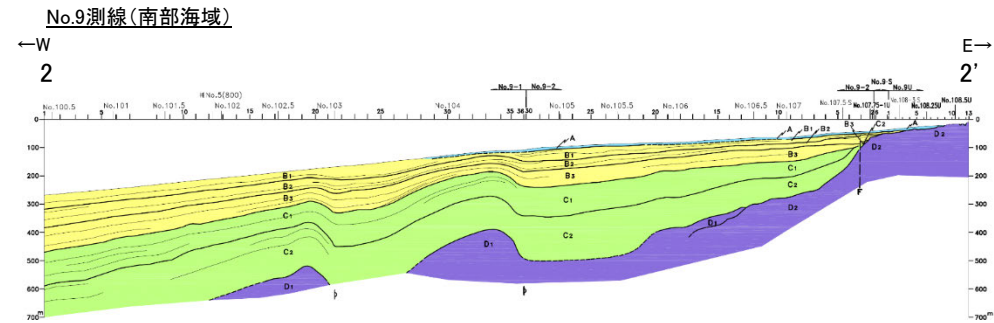
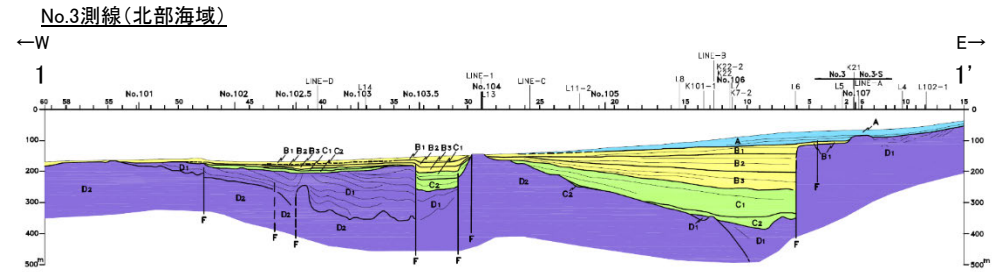
(国土地理院10mDEMを使用してGMT(Wessel and Smith(1998))により作成)

## 6.1(2) 海底地質図

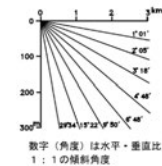
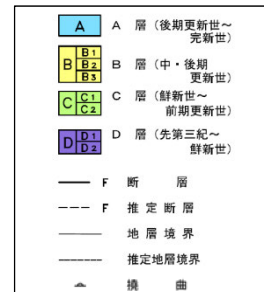
○ 敷地前面調査海域の海底地質図によれば、海士岬付近を境にして、北方はD層(先第三紀～鮮新世)の隆起が認められ、南方は第四系が厚く分布する海盆(羽咋沖盆地(岡村(2007a)))となっており、南北で地質構造が異なっている。



敷地前面調査海域の海底地質図  
(音波探査により取得したデータをもとに当社作成)



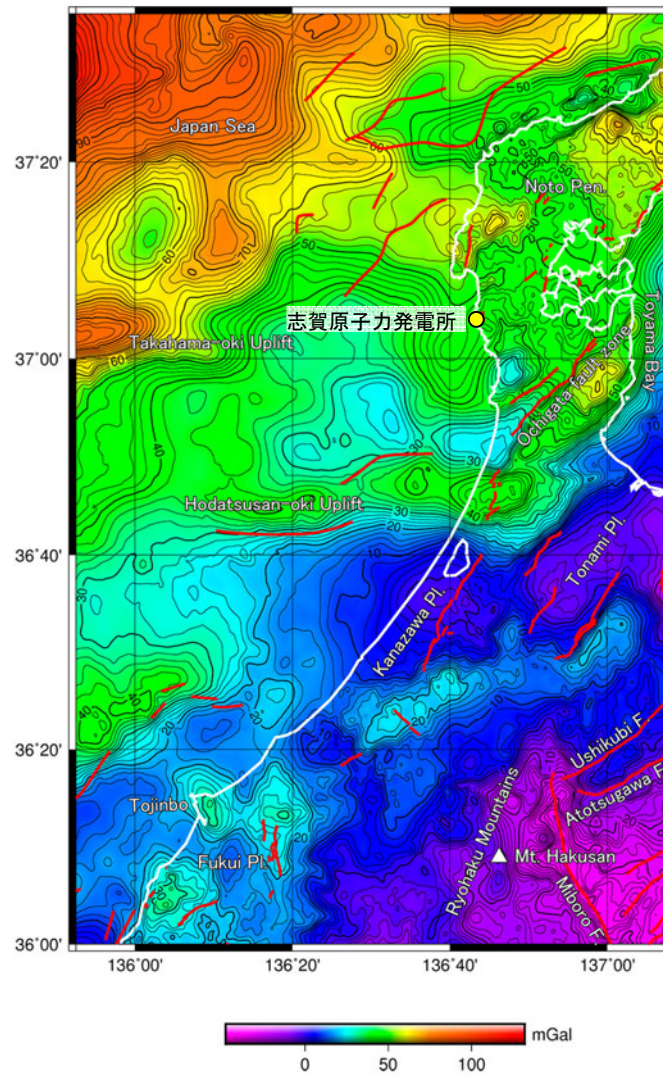
### 凡例





## 6.1(3) 重力異常(ブーゲー異常図)

○ 村田ほか(2018)によれば、能登半島周辺の重力異常は、北西方向の日本海に向かって大きくなる傾向がある。



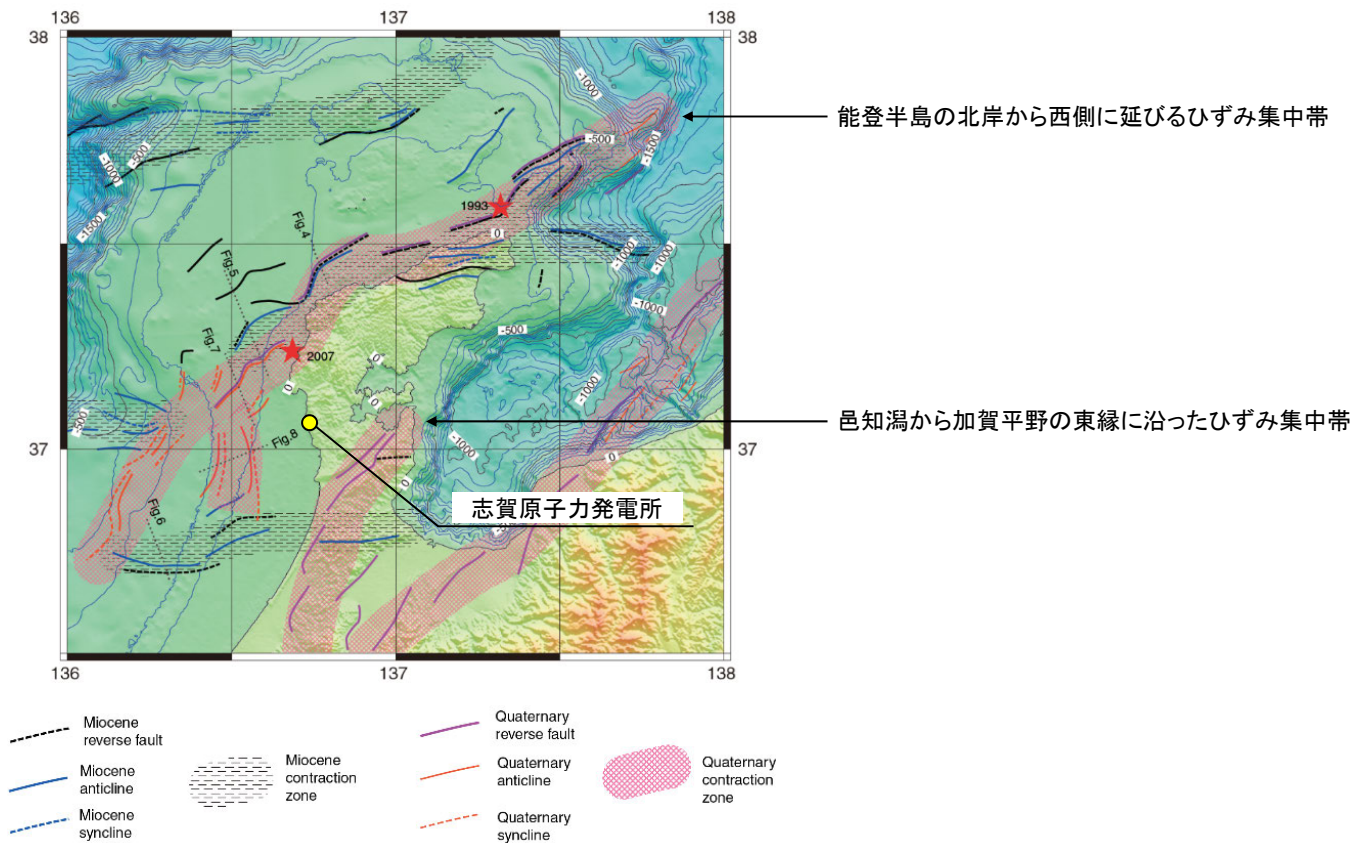
村田ほか(2018)に示される敷地周辺のブーゲー異常図

仮定密度:  $2.35\text{g/cm}^3$ , コンター間隔:  $2\text{mGal}$   
陸域の赤実線は活断層(中田・今泉(2002))  
海域の赤実線は断層(山本ほか(2000), 岡村(2002, 2007))

※村田ほか(2018)に一部加筆

## 6.1(4) ひずみ集中帯

- 岡村(2007b)は、能登半島周辺の海底地質図をまとめたデータを基に、能登半島とその周辺海域の地質と活断層について紹介しており、能登半島周辺とその周辺海域に、2列のひずみ集中帯が認められるとしている。
- 一つは能登半島の北岸から西側に延びる全長約180kmのひずみ集中帯が認められ、2007年能登半島地震はこのひずみ集中帯の中で発生している。またこのひずみ集中帯の約50km南側には、邑知潟から加賀平野の東縁に沿った別のひずみ集中帯を形成している。
- 敷地が位置する能登半島中部は、これらのひずみ集中帯の間に位置している。



岡村(2007b)に示される能登半島周辺の地質構造とひずみ集中帯

※岡村(2007b)に一部加筆

---

## 6.2 敷地周辺の地震発生層の検討

---

## 6.2.1 敷地周辺の地震分布による検討

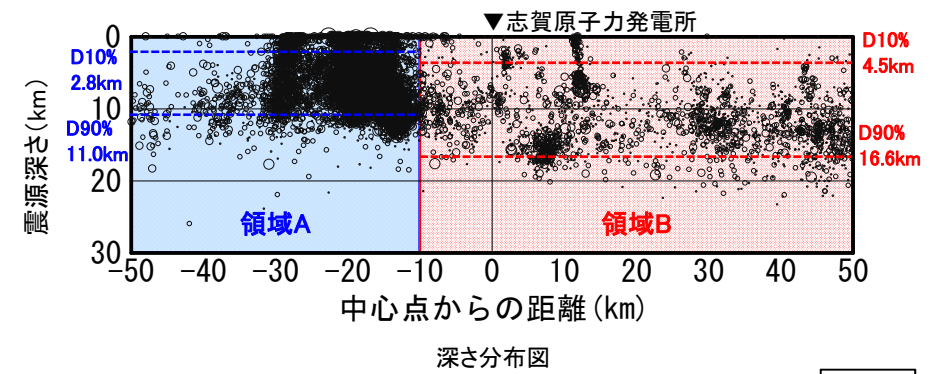
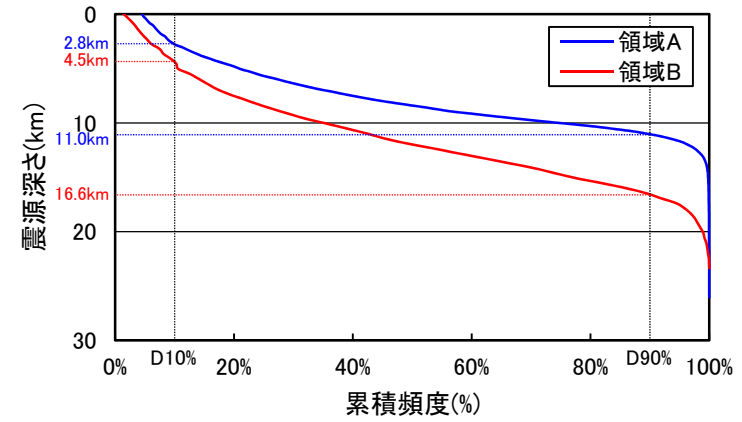
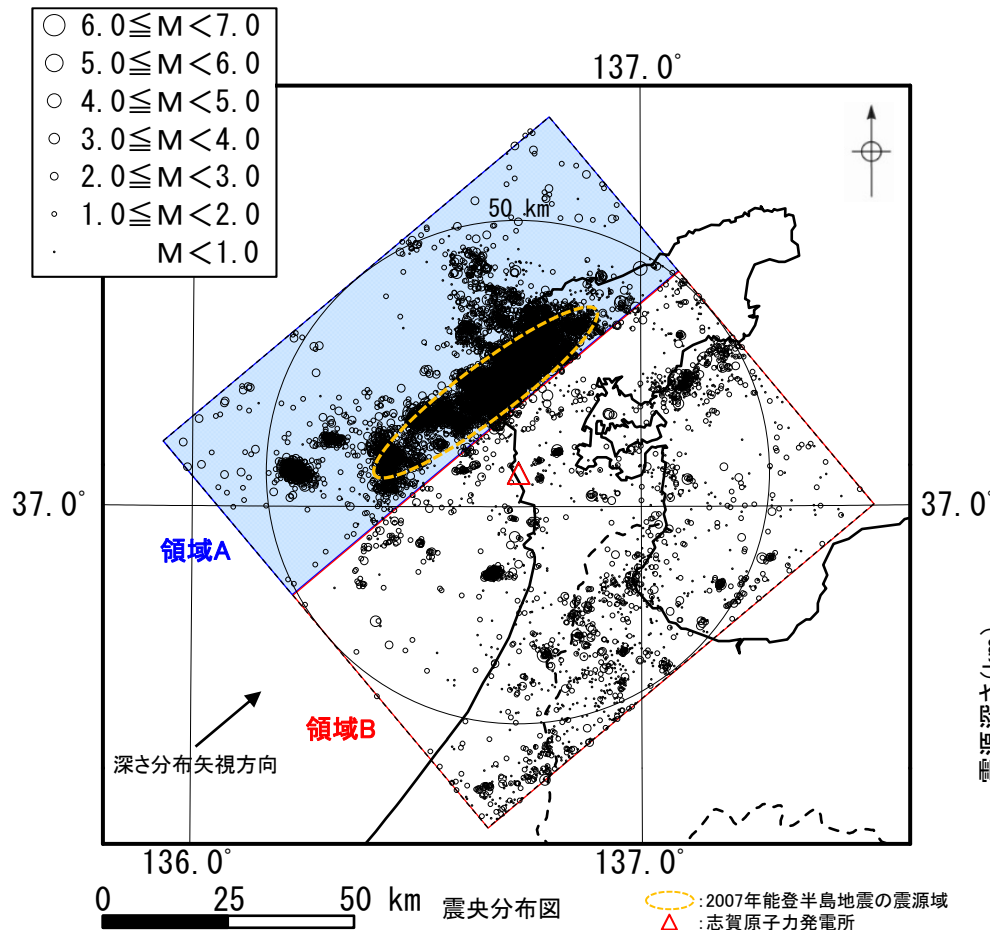


## 6.2.1(1) 気象庁地震カタログデータに基づく検討

- 1997年10月から2021年3月までの気象庁地震カタログデータを用いて、敷地を中心に100km四方の範囲を対象に地震分布を確認したところ、2007年能登半島地震の震源域を含む範囲（領域A）とそれ以外の範囲（領域B）で右表の通り傾向が異なる。
- また、この気象庁地震カタログデータを用いて、地震発生層上端及び下端の目安とされるD10%及びD90%の深さを求めると、領域Aではそれぞれ2.8km及び11.0km、領域Bではそれぞれ4.5km及び16.6kmとなる。
- 敷地周辺の地形・地質構造（6.1節）や地震分布の傾向を踏まえ、以降、敷地周辺を領域Aと領域Bに区分して検討を行う。

敷地周辺の地震分布の傾向

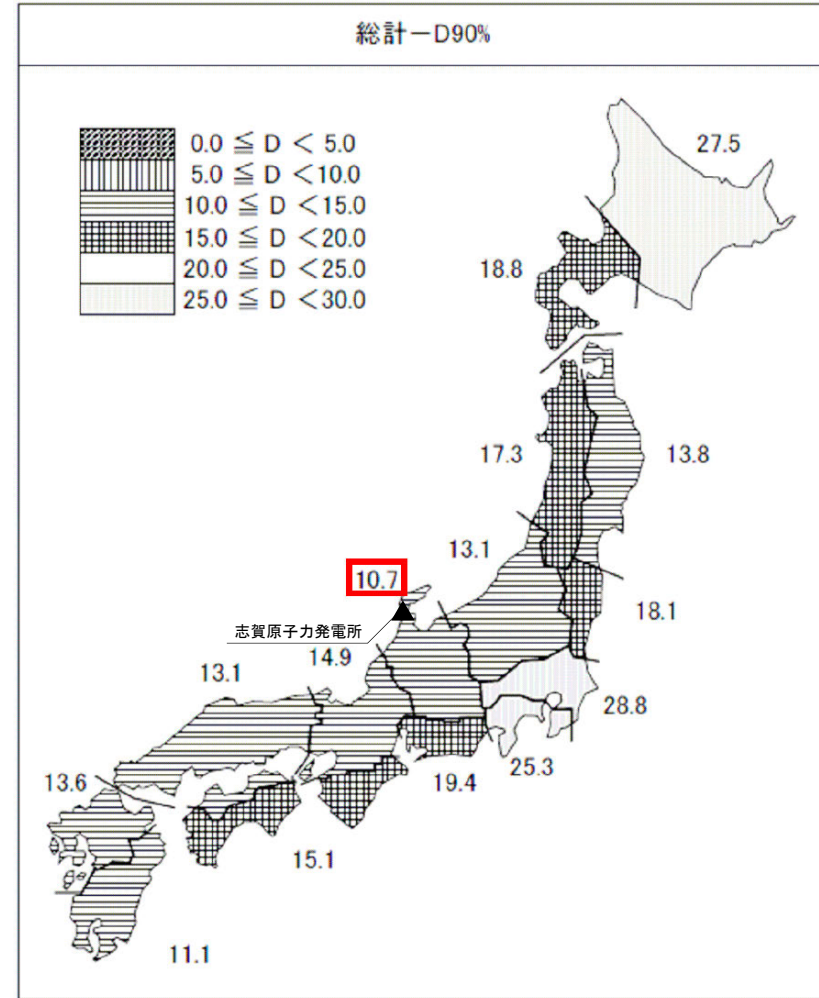
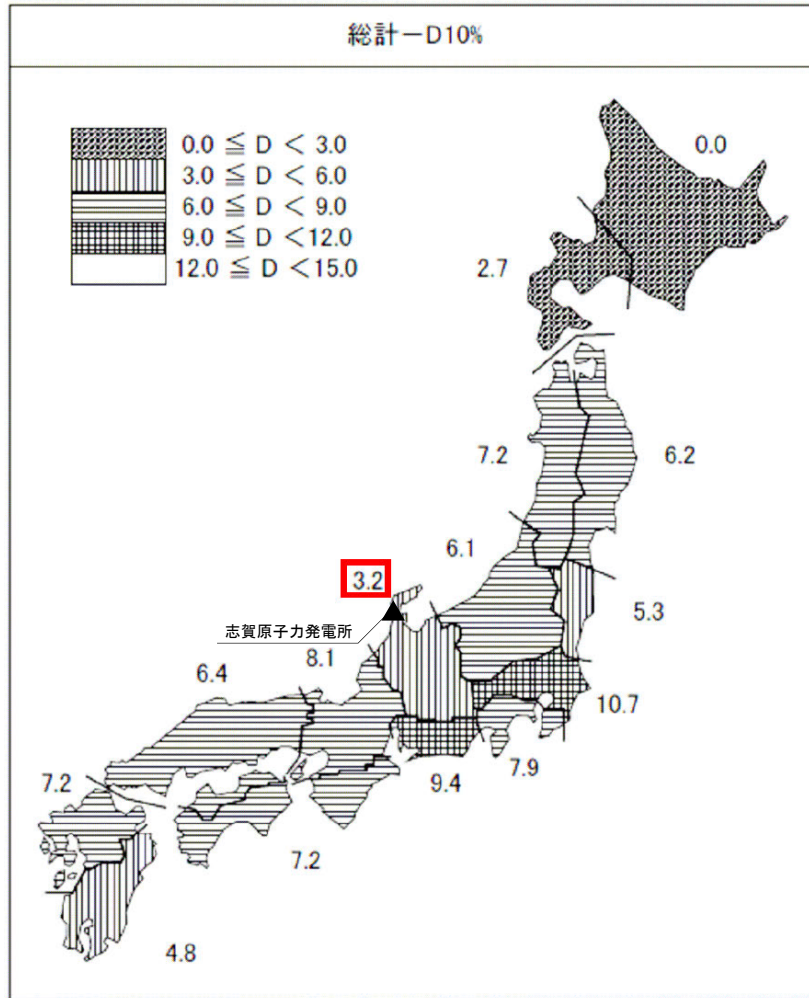
検討項目	領域A	領域B
地震発生数	多い。	領域Aと比較して、少ない。
平面分布	集中がみられる。	領域Aと比較して、均質に分布している。
深さ分布	浅い。	領域Aと比較して、深い。



D10%及びD90%を算出する際に用いた地震の分布(1997年10月～2021年3月)

## 6.2.1(2) (独)原子力安全基盤機構(2004)に基づく検討

- (独)原子力安全基盤機構(2004)は、全国を15の地震域に区分し地殻内地震の地震発生層上下端の検討を行い、それぞれの地震域におけるD10%及びD90%を示している。
- これによると、敷地が位置する地域(中部)(領域A, 領域Bを含む)では、D10%及びD90%はそれぞれ3.2km及び10.7kmとされている。



(独)原子力安全基盤機構(2004)による敷地周辺のD10%及びD90%

※ (独)原子力安全基盤機構(2004)に一部加筆

---

## 6.2.2 敷地周辺の速度構造による検討

## 6.2.2 敷地周辺の速度構造による検討 — 微小地震とP波速度構造に係る既往の知見 —

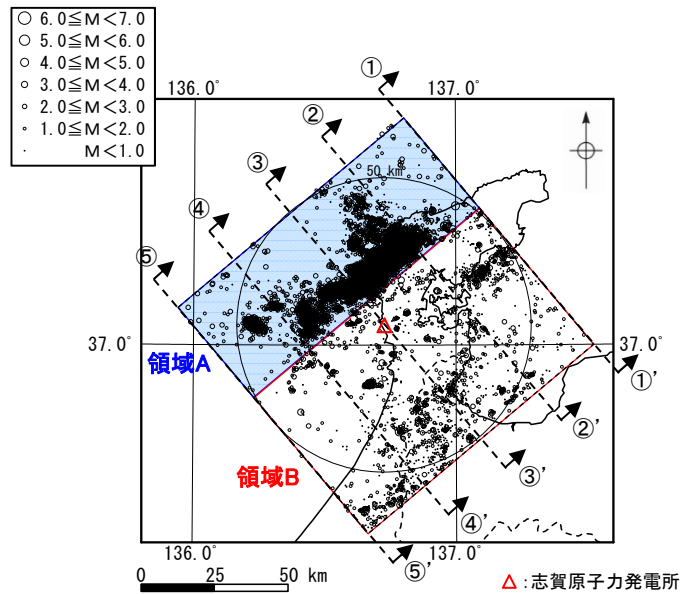
- 敷地周辺の速度構造による検討においては、微小地震とP波速度構造に係る既往の知見を参考に、P波速度が5.8km/sの層の上端深さを検討する。

### 微小地震とP波速度構造に係る既往の知見

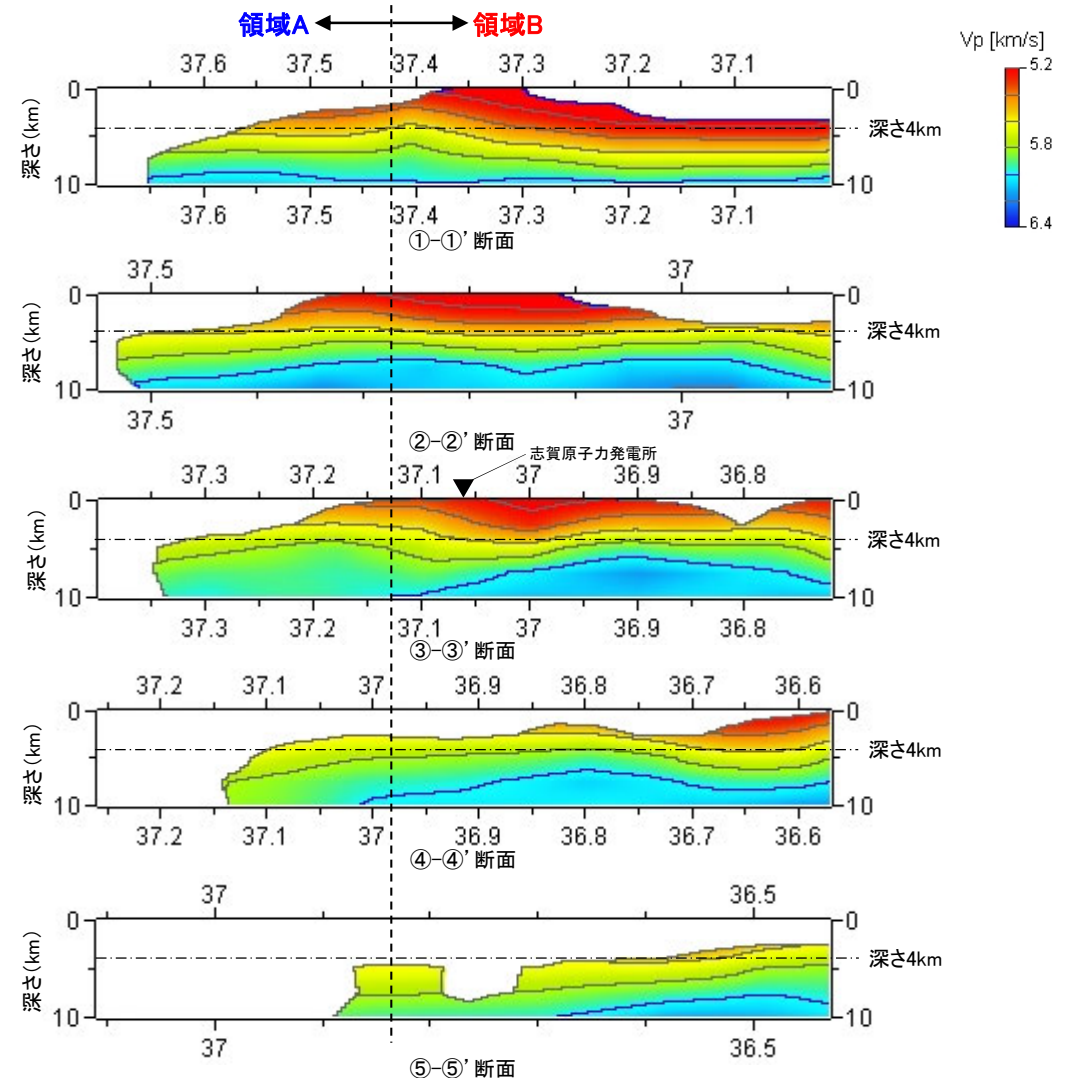
知見	知見の概要
入倉・三宅(2001)	微小地震の浅さ限界はP波速度5.8～5.9km/sの層の上限と良い相関がある。
吉井・伊藤(2001)	近畿地方北部で行われた人工地震探査のデータをもとに、波線追跡法による解析から、詳細な速度構造モデルを得ることができた。得られた速度構造モデルと、地震活動の深さ断面とを比較してみると、地震発生層の上限は速度構造が6km/sとなるところにおおむね一致していることが分かった。

## 6.2.2(1) Matsubara et al.(2022)に基づく検討

- Matsubara et al.(2022)(詳細は2.2節)により評価された敷地周辺のP波速度構造によると、比較的浅部まで速度構造が評価されている①-①'、②-②'及び③-③'断面においては、領域Bから領域Aにかけて、P波速度が大きくなる傾向が見られる。
- また、地震発生層上端に相当するP波速度が5.8km/sの層の上端深さは、敷地周辺(領域A、領域Bとも)においては4km程度以深に位置している。



区分した領域及び速度構造断面位置図

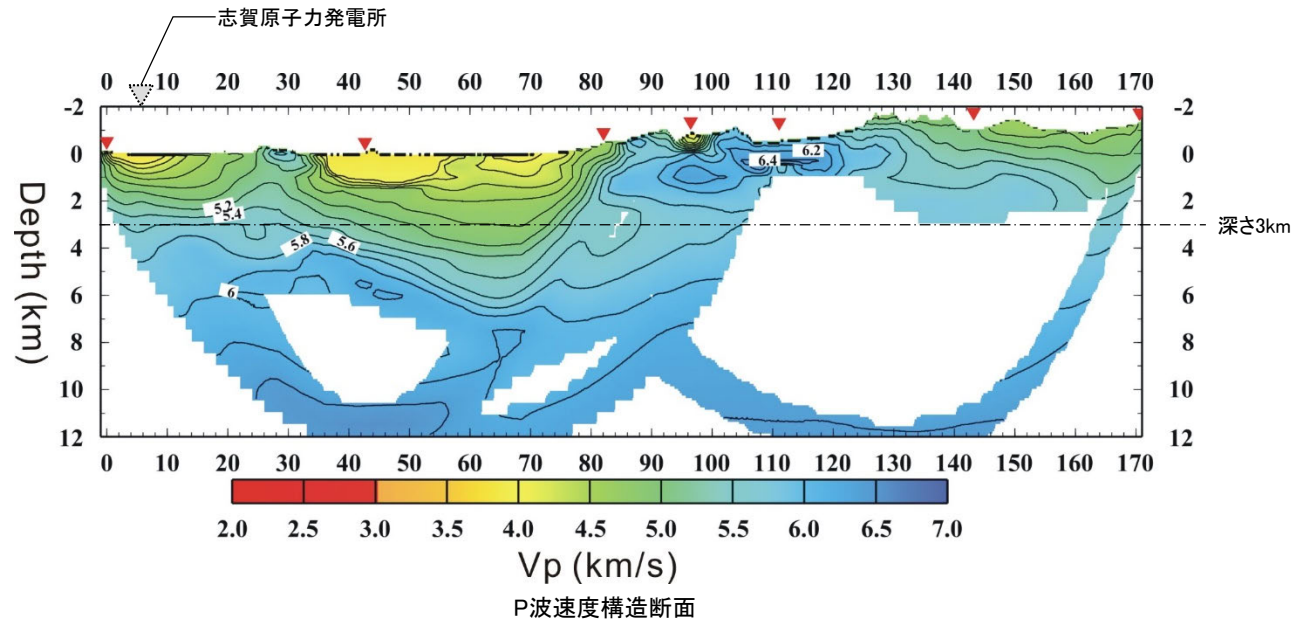
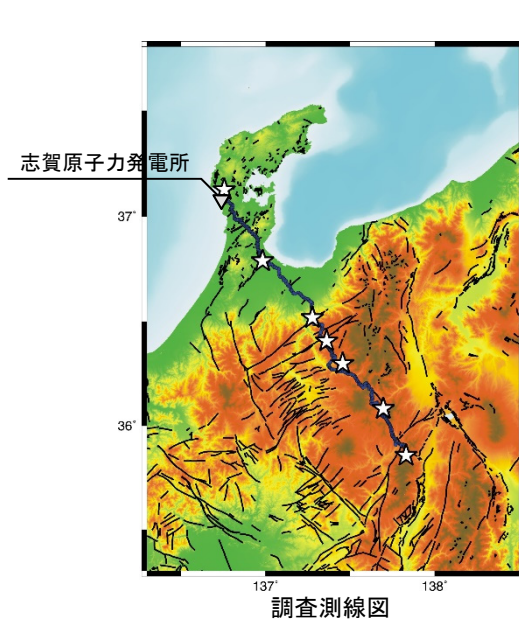


Matsubara et al.(2022)により評価された敷地周辺のP波速度構造断面  
 ※Matsubara et al.(2022)に一部加筆



## 6.2.2(2) Iidaka et al.(2008)に基づく検討

○ Iidaka et al.(2008)のP波速度構造断面によると、地震発生層上端に相当するP波速度が5.8km/sの層の上端深さは、敷地周辺(領域B)においては3kmよりも深いところに位置している。

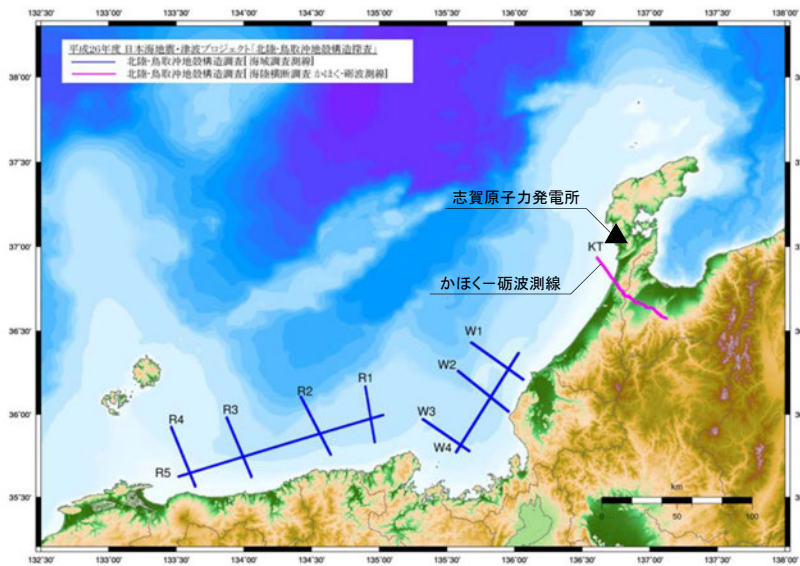


Iidaka et al.(2008)に示される調査測線図及びP波速度構造断面

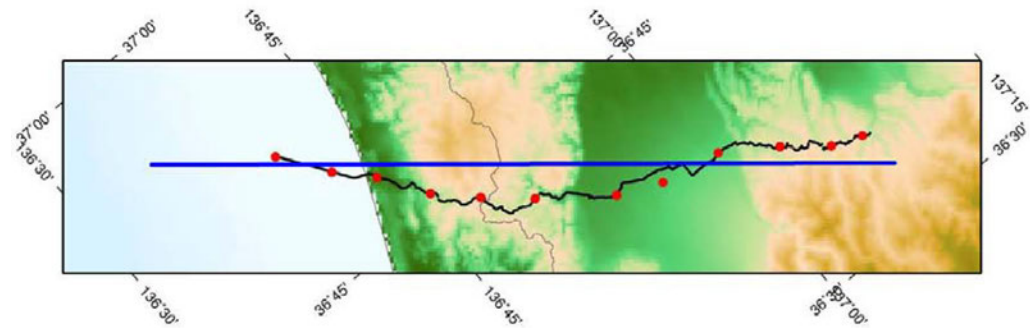
※Iidaka et al.(2008)に一部加筆

## 6.2.2(3) 日本海地震・津波調査プロジェクト(2015)に基づく検討

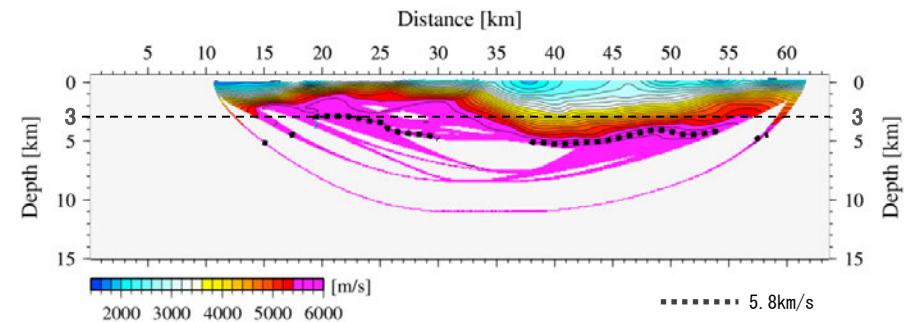
- 日本海地震・津波調査プロジェクトは、2013年9月から8か年に渡り、日本海の沖合から沿岸域及び陸域にかけての領域でデータを取得し、日本海の津波波源モデルや沿岸・陸域における震源断層モデルを構築するなどの検討を実施している。
- 日本海地震・津波調査プロジェクト(2015)は、海域は石川県羽咋郡宝達志水町の海岸を基点として北西へ18km、陸域は同基点から富山県富山市八尾町に至る約45kmの測線(かほくー砺波測線)における海陸統合の反射法地震探査を実施している。
- かほくー砺波測線におけるP波速度構造断面によると、地震発生層上端に相当するP波速度が5.8km/sの層の上端深さは、敷地周辺(領域B)においては敷地に向かって3kmより深くなっている。



調査測線概略図



調査測線位置図



P波速度構造断面

日本海地震・津波調査プロジェクト(2015)に示される調査測線図及びP波速度構造断面

※日本海地震・津波調査プロジェクト(2015)に一部加筆

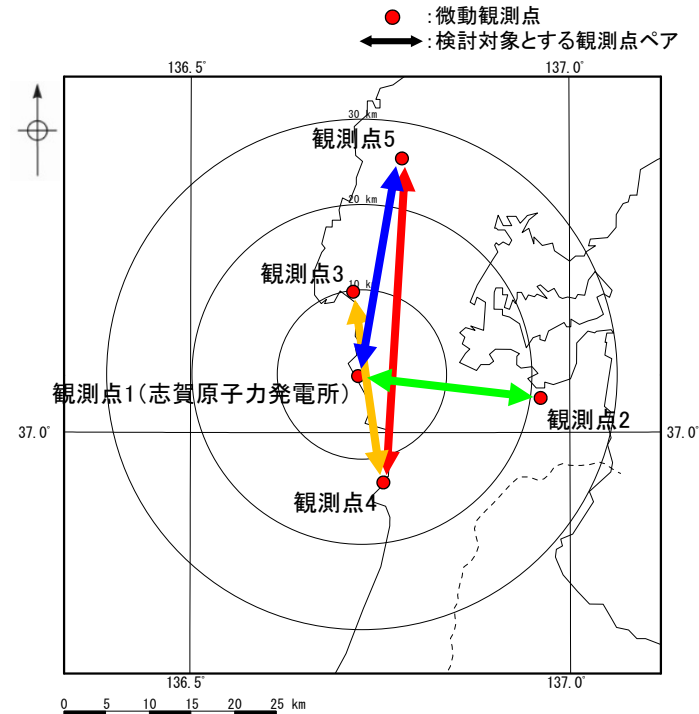


## 6.2.2(4) 群速度に基づく検討

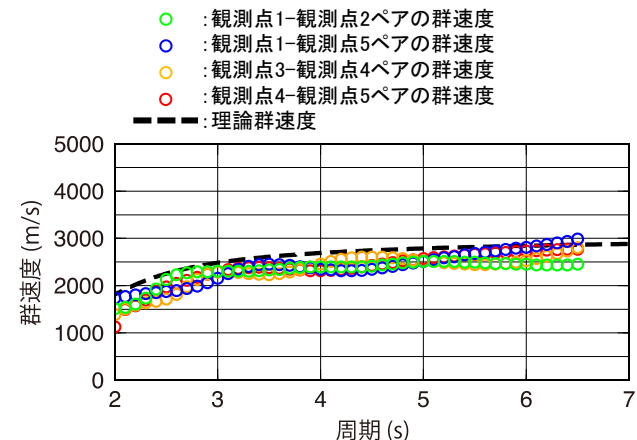
- 敷地の地下構造モデルのEL-3kmにおけるP波速度は5.6km/sであり、地震発生層上端に相当するP波速度が5.8km/sの層の上端深さは、敷地においては3kmより深い。
- 敷地及び敷地周辺で実施した広域微動観測記録に基づき評価した群速度は、敷地の地下構造モデルに基づく理論群速度に対して同程度もしくはやや小さいことを踏まえると、敷地周辺(領域B)の地震発生層上端深さは3kmより深いものと考えられる。

敷地の地下構造モデル

標高EL	層厚 (m)	S波速度 $V_s$ (km/s)	P波速度 $V_p$ (km/s)	密度 $\rho$ ( $t/m^3$ )	減衰定数 $h$ (%)	Q値
-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
-3km	2,500	3.5	5.6	2.7	0.250	200
-5.5km	12,500	3.6	6.3	2.7	0.185	270
-18km	10,000	3.9	6.8	2.8	0.125	400
-28km	$\infty$	4.4	7.6	3.1	0.100	500



微動観測点配置図



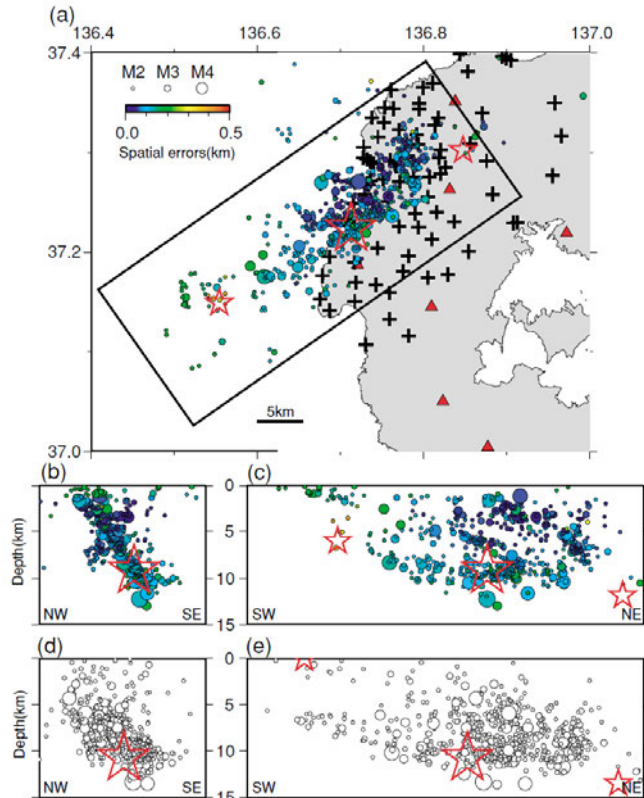
広域微動観測記録に基づき評価した群速度と敷地の地下構造モデルに基づく理論群速度の比較

---

### 6.2.3 2007年能登半島地震に係る知見による検討

## 6.2.3(1) Sakai et al.(2008)

- Sakai et al.(2008)は、2007年能登半島地震の正確な余震分布を決定するため、地震発生の半日後から震源域周辺の陸域において高密度な臨時地震観測(88箇所)を実施し、余震分布を決定している。
- 本震周辺の余震は、高角(60°)で南東方向に傾斜し、深さ2~13kmの範囲に分布しているとしている。

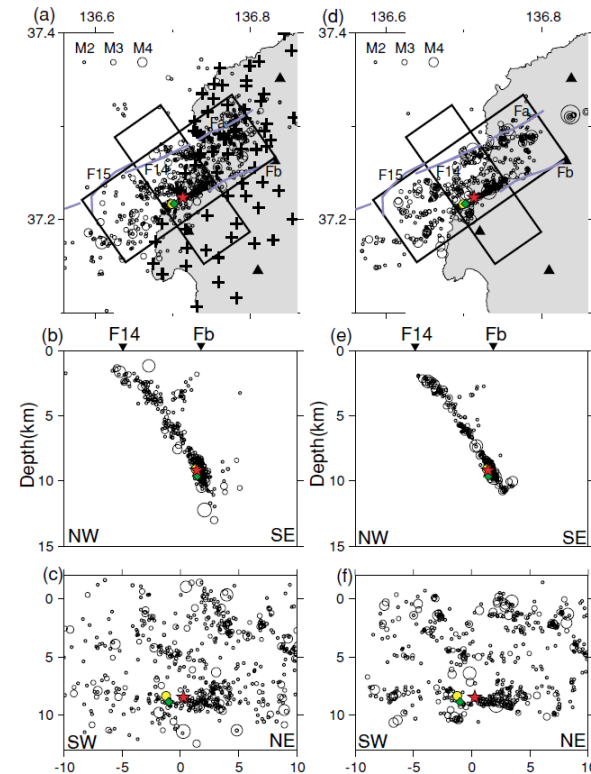


3月25日~4月18日の陸域の地震記録を用いて決定された余震分布

- (a): 臨時地震観測以後(3月25日~4月18日)の陸域の地震記録を用いて決定された余震分布,  
 (b): (a)を南西からみた鉛直断面, (c): (a)を南東からみた鉛直断面,  
 (d): 気象庁一元化震源カタログによる余震を南西からみた鉛直断面,  
 (e): 気象庁一元化震源カタログによる余震を南東からみた鉛直断面,

☆: 本震, ☆: 最大余震, +: 臨時地震観測点, ▲: 常設地震観測点,  
 震源決定の精度は震源の色で示されている。

※Sakai et al.(2008)より抜粋



臨時地震観測以後と以前の余震分布

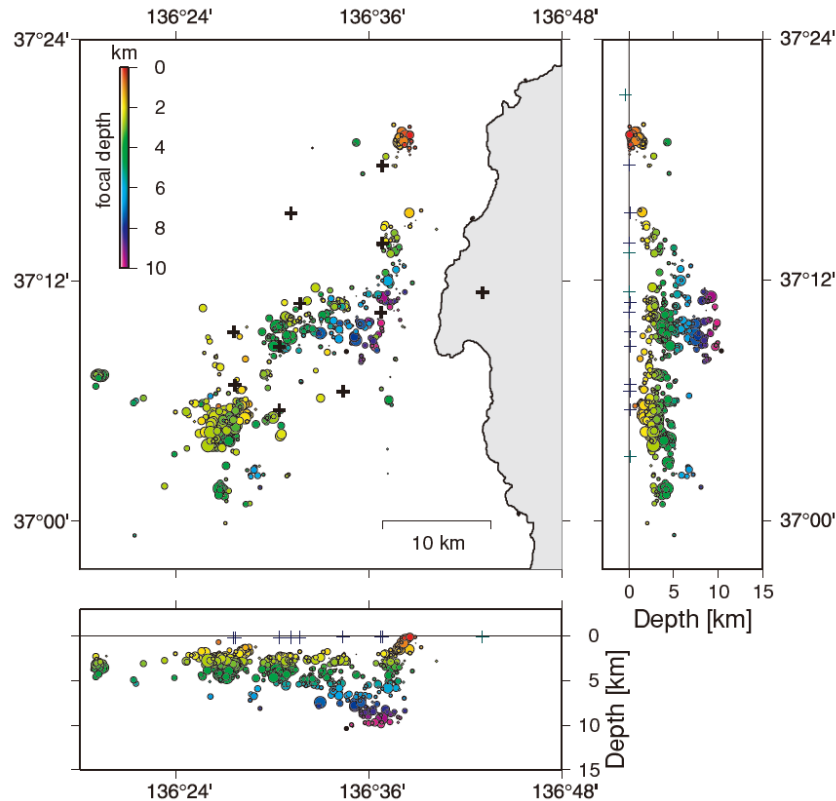
- (a): 臨時地震観測以後(3月25日~4月18日)の陸域の地震記録を用いて決定された余震分布,  
 (b): (a)を南西からみた鉛直断面, (c): (a)を南東からみた鉛直断面,  
 (d): 臨時地震観測以前(3月25日9~17時)に発生した地震を再決定した余震分布,  
 (e): (d)を南西からみた鉛直断面, (f): (d)を南東からみた鉛直断面,

☆: 本震, ◆: 前兆現象, ●: 前震, +: 臨時地震観測点, ▲: 常設地震観測点,  
 F14・F15: 活断層(片川ほか(2005)), Fa・Fb: 地質断層(北陸地方土木地質図編纂委員会(1990))

※Sakai et al.(2008)より抜粋

## 6.2.3(2) Yamada et al.(2008)

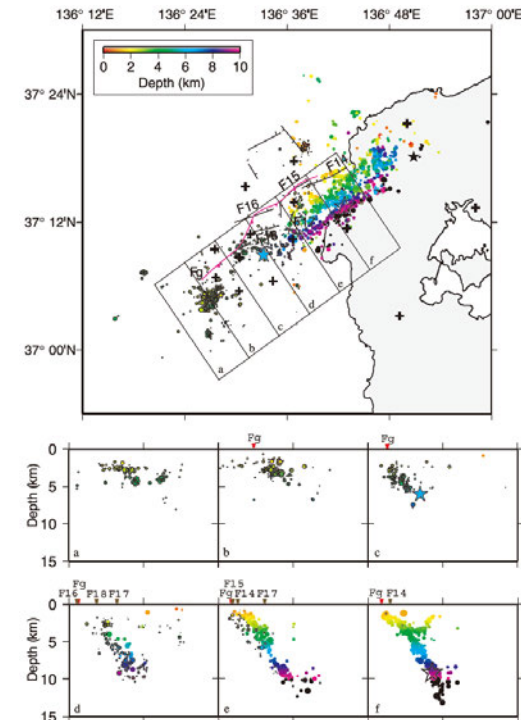
- Yamada et al.(2008)は、2007年能登半島地震の震源域周辺の海域における余震活動を調査するため、2007年4月6日から5月8日まで海底地震計による臨時地震観測(10箇所)を実施し、海域における余震分布を決定している(陸域における地震観測(4箇所)の記録も使用)。余震は主に本震の南西側で発生し、その震源深さについて、東側は2~10km程度であり、西側は2~5kmに限定されているとしている。また、海域における臨時地震観測の範囲においては、北側のクラスターを除き、深さ2kmより浅い余震はほとんどなく、また深さ15kmより深い余震はみられなかったとしている。
- また、地震観測網の空間的な範囲の観点から、海域と陸域の臨時地震観測網はそれぞれ海域と陸域の震源分布に対してよりよく決定できるとし、海域の臨時地震観測網により決定した震源分布と陸域の臨時地震観測網により決定された震源分布(Sakai et al.(2008))を統合し、海域の最大余震より北東側における震源深さの範囲は2~13kmとし、高角(約60°)で南東方向に傾斜しているとしている。



4月6日~5月8日の陸域及び海域の地震記録を用いて決定された震源分布  
(円の大きさはマグニチュードに対応)

⊕は地震観測点

※Yamada et al.(2008)より抜粋



陸域における臨時地震観測網により決定された震源分布と統合した震源分布  
(上段:震源分布, 下段:上段の図中矩形内の深さ分布(円の大きさはマグニチュードに対応))

⊕は地震観測点, F14~F16:活断層(片川ほか(2005)), Fg:活断層(岡村(2008)),

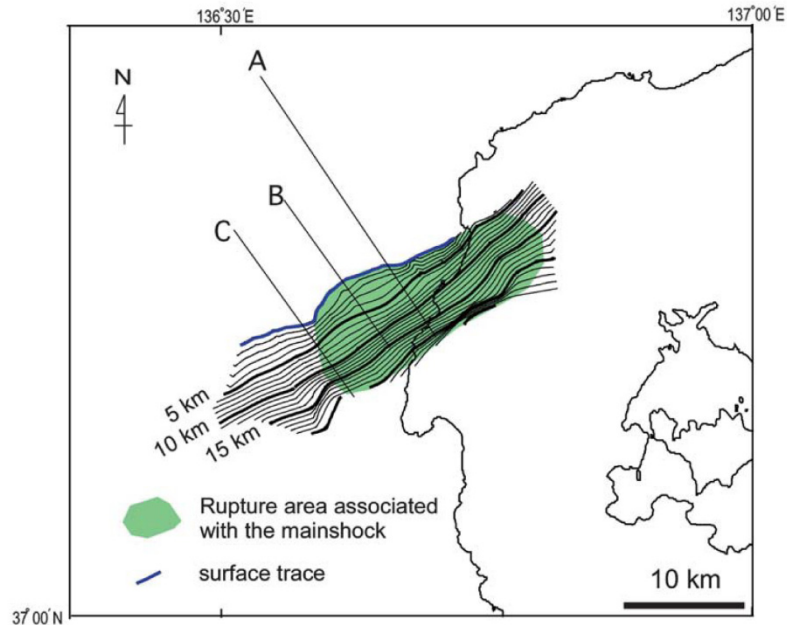
☆:本震, ★:陸域の最大余震, ★:海域の最大余震,

▼:海底の活断層位置(片川ほか(2005)), ▼:海底の活断層位置(岡村(2008))

※Yamada et al.(2008)より抜粋

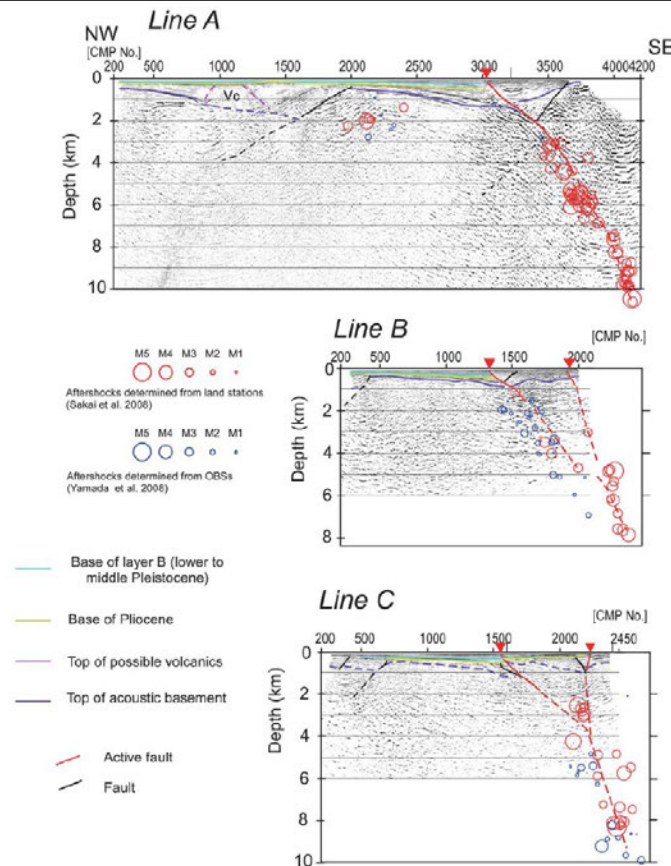
### 6.2.3(3) 佐藤ほか(2007a, 2007b)

- 佐藤ほか(2007a)は、2007年能登半島地震震源域において二船式の交互発震による反射法地震探査を実施し、測線Aにおいて深さ4~6km程度まで震源断層をイメージングすることに成功している。また、反射法地震探査から求めた震源断層と陸域及び海域の臨時地震観測網による余震分布(Sakai et al.(2008)及びYamada et al.(2008))を対応させることで、深さ2~10km程度まで断層傾斜角が60° であるとしている。
- 佐藤ほか(2007b)は、臨時地震観測網による余震分布、反射法地震探査を組み合わせ、統合的に2007年能登半島地震の震源断層の形状を求めるとともに、地質構造との対応から中新世に正断層として形成された既存の南傾斜の高角(約60°)断層が右横ずれ成分を持った逆断層運動を行うことによって発生したとしている。



余震分布と反射法地震探査から推定される震源断層の形状  
(等高線間隔は深さ方向に1km)

※佐藤ほか(2007b)より抜粋



震源断層を横断する反射断面

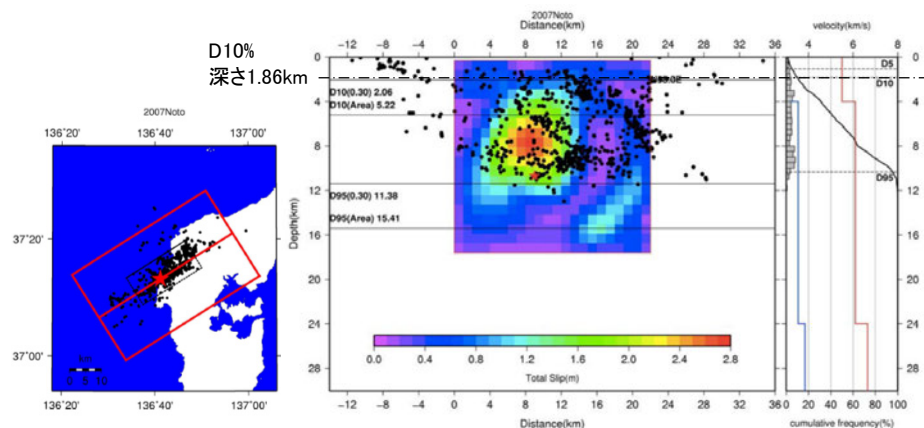
(測線から幅1km以内の震源をプロット。余震分布はSakai et al.(2008)とYamada et al.(2008), 反射断面は佐藤ほか(2007a)に基づく。また三角形は井上ほか(2007)に基づく活断層の痕跡を示す。)

※佐藤ほか(2007b)より抜粋



## 6.2.3(4) (財)地域地盤環境研究所(2011)

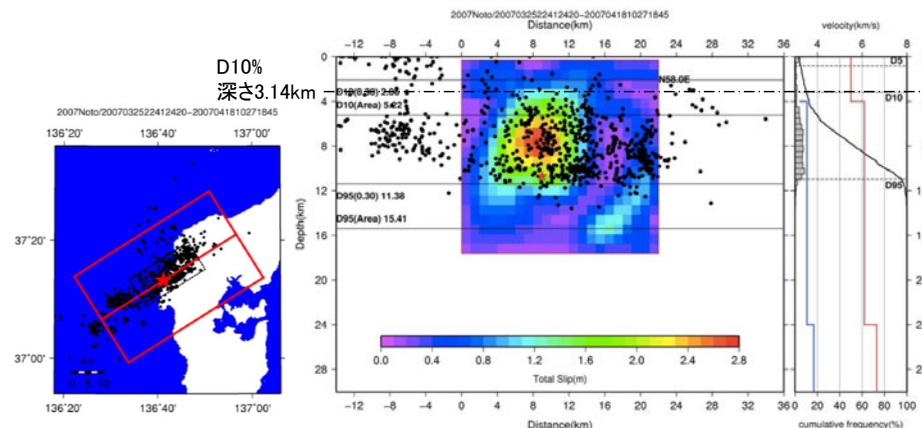
- (財)地域地盤環境研究所(2011)は、近年発生した被害地震を対象に、臨時地震観測網で高精度に決定された余震分布や臨時地震観測網と同時期・同一領域の気象庁一元化震源の余震分布からD10%を求めている。
- この検討結果より、2007年能登半島地震震源域について、臨時地震観測網によるD10%は深さ1.86km、気象庁一元化震源によるD10%は3.14kmとされ、気象庁一元化震源による余震分布は、臨時地震観測網における余震分布よりも深くなる傾向であることが示された。



2007年能登半島地震の臨時地震観測網による震源分布

左: 2007年能登半島地震の断層モデル(Horikawa(2008))と臨時地震観測網による余震分布、  
右: 臨時地震観測網による余震分布のヒストグラムとHorikawa(2008)によるP波速度(赤線)・S波速度(青線)

※(財)地域地盤環境研究所(2011)に一部加筆



2007年能登半島地震の気象庁一元化震源データによる震源分布

左: 2007年能登半島地震の断層モデル(Horikawa(2008))と気象庁一元化震源データによる余震分布、  
右: 気象庁一元化震源データによる余震分布のヒストグラムとHorikawa(2008)によるP波速度(赤線)・S波速度(青線)

※(財)地域地盤環境研究所(2011)に一部加筆

※ 臨時地震観測網による余震分布と気象庁一元化震源データによる余震分布のデータ期間は同じ(余震分布のデータ期間: 2007年3月25日22時41分~4月18日10時27分)。

※ 図中の赤星は震源を示す。

### 【本知見に対する当社の分析】

[本知見において用いられた余震データ]

- データの期間及び余震分布の形状から陸域の臨時地震観測網による余震分布(Sakai et al.(2008))と考えられる。

[余震分布の精度]

- Sakai et al.(2008)に示される余震分布(6.2.3(1)の左図)によれば、海の最大余震以西において震源が浅くなる傾向が認められるが、海の最大余震以東における本震周辺の震源と比較して震源決定精度は低い。
- Yamada et al.(2008)は、陸域の臨時地震観測網は陸域の震源分布に対して、海域の臨時地震観測網は海域の震源分布に対してよりよく決定できるとしている。また、海域の臨時地震観測網により決定した最大余震以西の海域においては深さ2kmより浅い余震はほとんどないとしている(6.2.3(2))。

[分析結果]

- 本知見に示されるD10%は、海の最大余震以西における震源決定精度の低いデータの影響により、2kmより浅くなっているものと考えられる。

## 6.2.3(5) 2007年能登半島地震に係る知見のまとめ

○ 2007年能登半島地震に係る知見について、概要、震源域の上端深さ及び評価に用いたデータを下表に示す。

2007年能登半島地震に係る知見による検討結果

知見	知見の概要	震源域の上端深さ	評価に用いたデータ		
			余震データ		反射法地震探査データ
			陸域の臨時地震観測網	海域の臨時地震観測網	
Sakai et al.(2008)	<ul style="list-style-type: none"> <li>震源域周辺の陸域において高密度な臨時地震観測(88箇所)を実施し、余震分布を決定している。</li> </ul>	2km	○ (2007年3月25日 ～4月18日)	—	—
Yamada et al.(2008)	<ul style="list-style-type: none"> <li>震源域周辺の海域において海底地震計による臨時地震観測(10箇所)を実施し、海域における余震分布を決定している(陸域における地震観測(4箇所)の記録も使用)。</li> <li>また、決定した震源分布と陸域の臨時地震観測網により決定された震源分布(Sakai et al.(2008))を統合している。</li> </ul>	2km	○ (2007年3月25日 ～4月18日) ※Sakai et al.(2008)	○ (2007年4月6日 ～5月8日)	—
佐藤ほか(2007a,2007b)	<ul style="list-style-type: none"> <li>反射法地震探査により深さ4～6km程度まで震源断層をイメージングしており、陸域及び海域の臨時地震観測網による余震分布(Sakai et al.(2008)及びYamada et al.(2008))を対応させることで、深さ2～10km程度まで断層傾斜角が60°であるとしている。</li> <li>また、余震分布や反射法地震探査、地質構造との対応から既存の高角(約60°)断層が右横ずれ成分を持った逆断層運動を行うことによって発生したとしている。</li> </ul>	2km [知見の記載内容から当社が判断]	○ (2007年3月25日 ～4月18日) ※Sakai et al.(2008)	○ (2007年4月6日 ～5月8日) ※Yamada et al.(2008)	○
(財)地域地盤環境研究所(2011)	<ul style="list-style-type: none"> <li>臨時地震観測網による余震分布からD10%を求めている。</li> </ul>	1.86km	○ (2007年3月25日 ～4月18日)	—	—
2007年能登半島地震の震源域の上端深さ		2km			

➤ 2007年能登半島地震に係る上記の知見を整理した結果、佐藤ほか(2007a, 2007b)は、陸域・海域の余震データ及び反射法地震探査データを組み合わせて震源断層の形状を求めており、最も重視すべき知見と考え、**2007年能登半島地震の震源域の上端深さを2kmと判断する。**

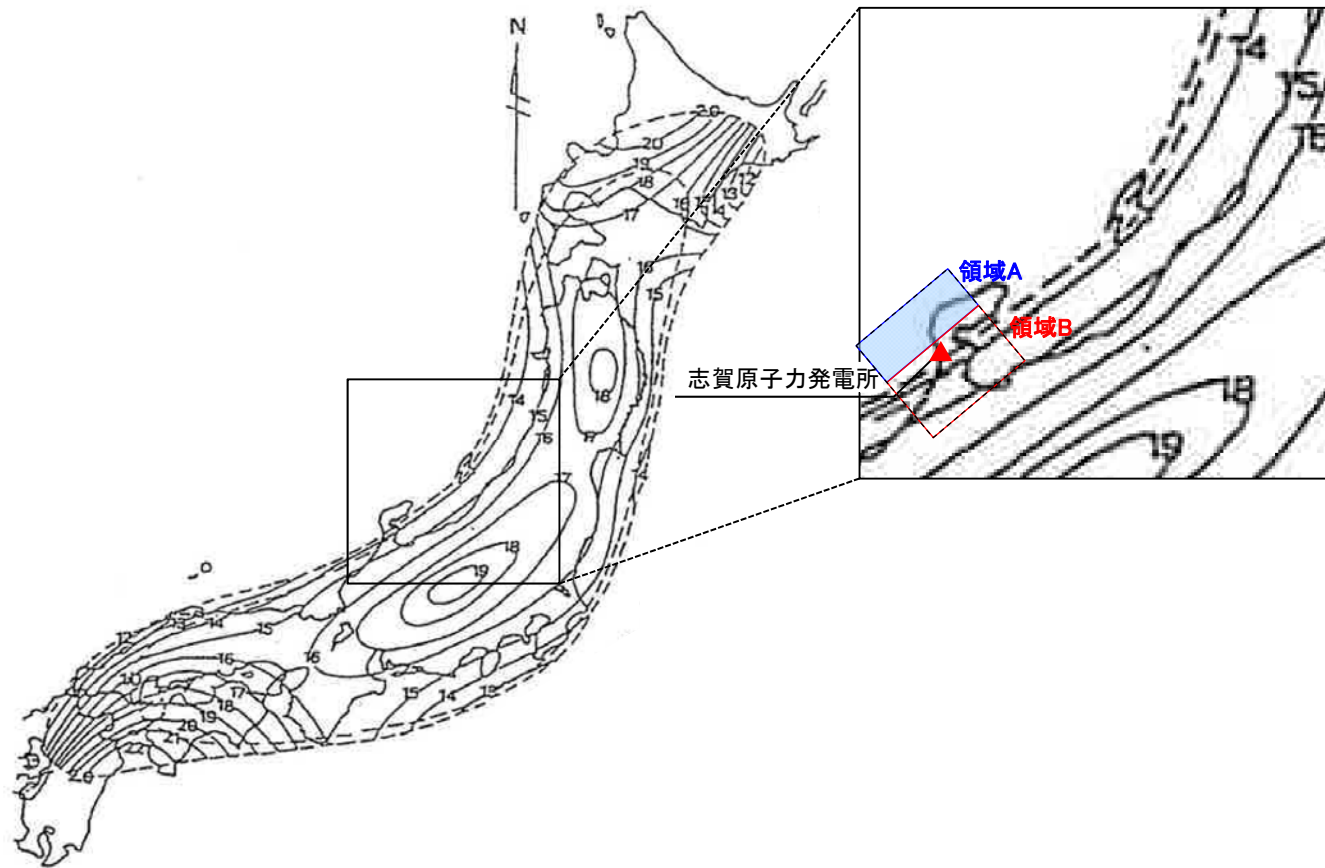
---

## 6.2.4 敷地周辺のコンラッド面深さによる検討



## 6.2.4(1) Zhao et al.(1994)に基づく検討

- 長谷川(1991)では、内陸地殻内地震は上部地殻で発生し、下部地殻ではほとんど発生しないとされている。
- 上部地殻と下部地殻の境界であるコンラッド面深さは地震発生層の下端深さの目安になり得ることから、コンラッド面深さに係る既往の知見を参考に、敷地周辺の地震発生層下端深さを検討する。
- Zhao et al.(1994)によるコンラッド面深さによると、敷地周辺(領域B)のコンラッド面深さは14~15km程度とされていることから、地震発生層の下端深さは14~15km程度となる。



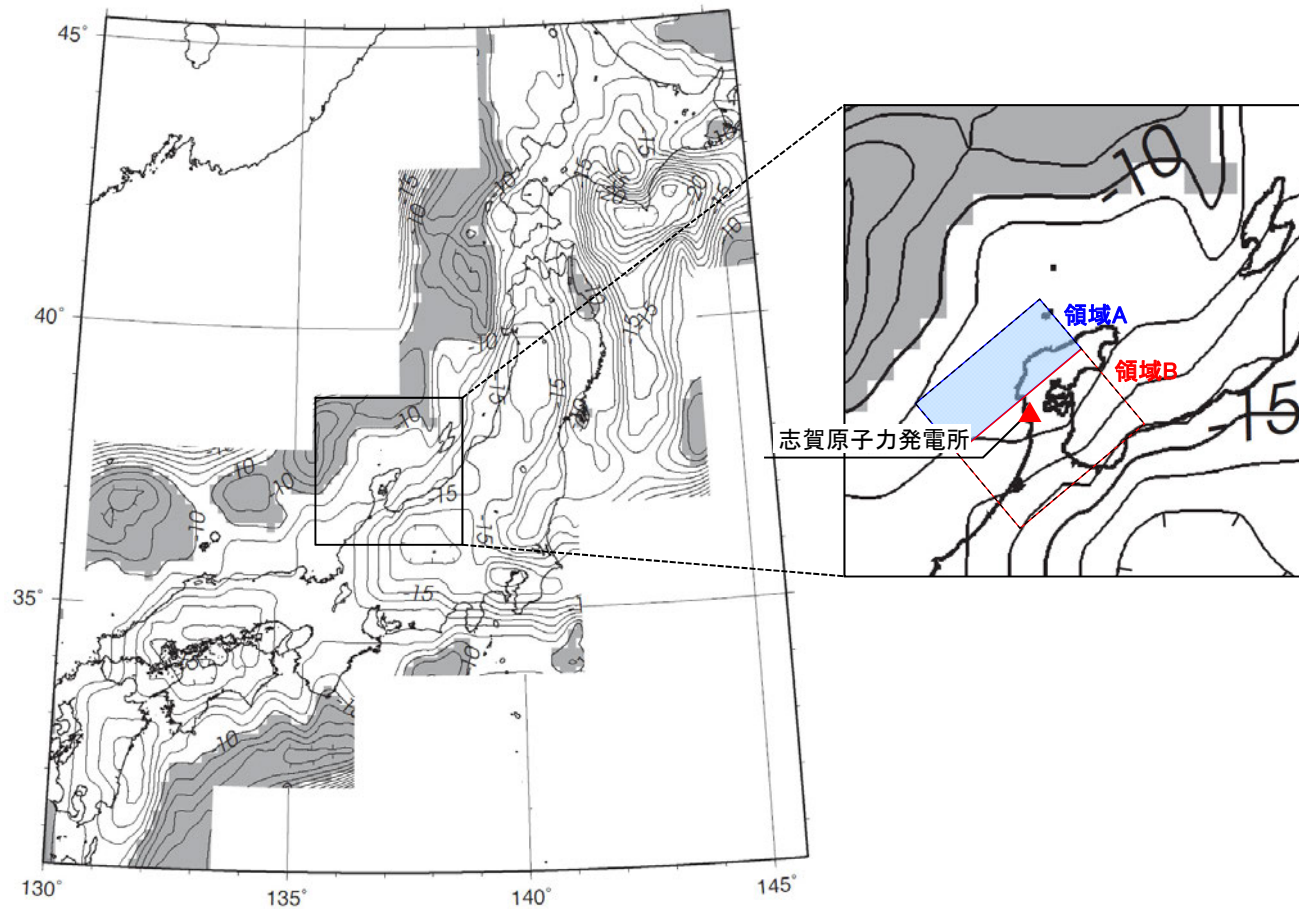
Zhao et al.(1994)によるコンラッド面深さ

※Zhao et al.(1994)に一部加筆

※ 実線は深度コンターを、破線は推定した深度の標準誤差を示す。外側の破線は標準誤差が2km以内、内側の破線は標準誤差が1km以内の領域を囲んでいる。

## 6.2.4(2) 河野ほか(2009)に基づく検討

- 河野ほか(2009)は、重力異常データを用いて日本列島周辺の三次元的地殻構造を推定している。
- 河野ほか(2009)によるコンラッド面深さによると、敷地周辺において、領域Aでは11~12km程度、領域Bでは12~14km程度とされていることから、地震発生層の下端深さはそれぞれ11~12km程度、12~14km程度となる。



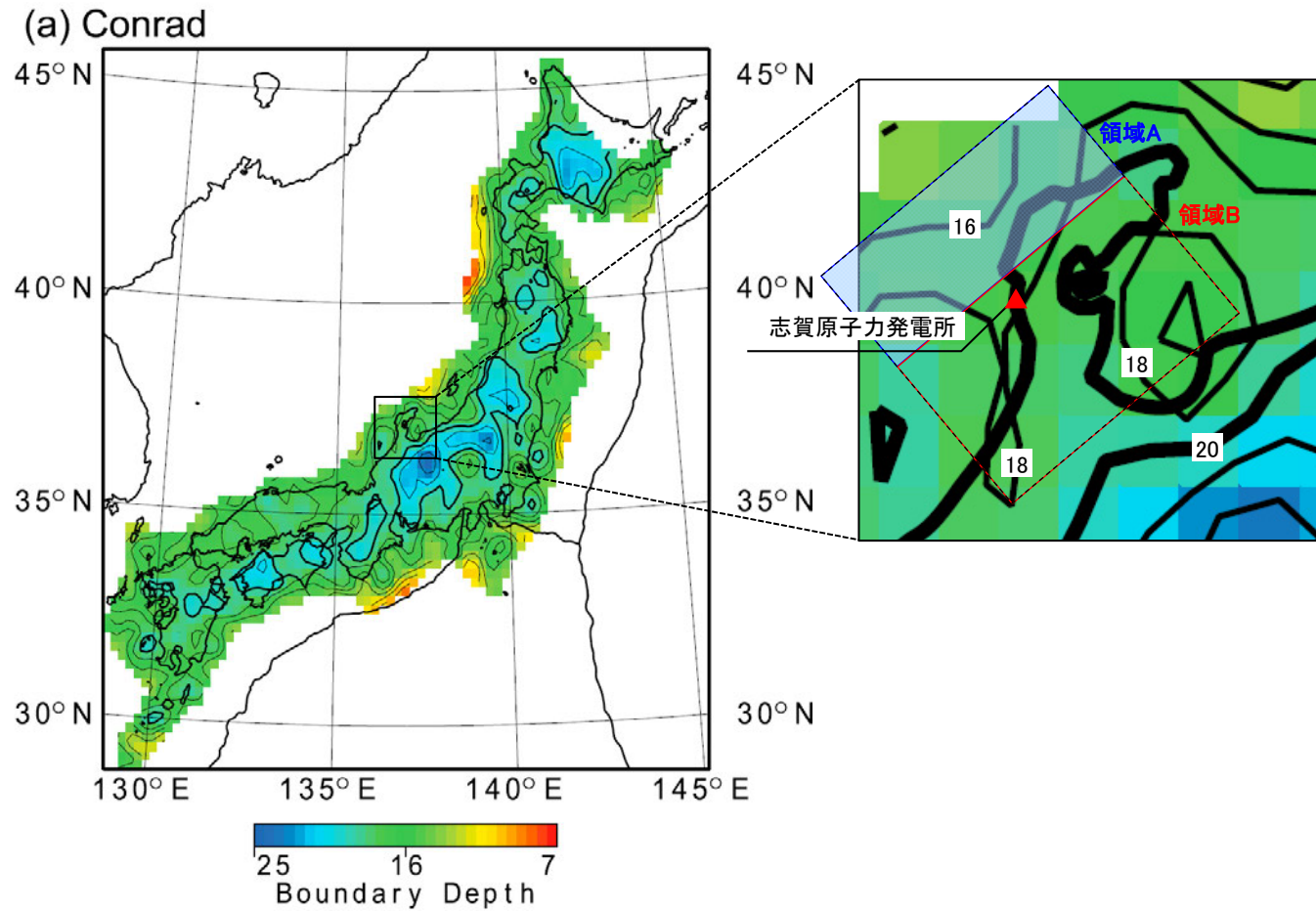
河野ほか(2009)によるコンラッド面深さ

※河野ほか(2009)に一部加筆

※ 灰色箇所は10kmより浅い領域を示す。

## 6.2.4(3) Katsumata(2010)に基づく検討

- Katsumata(2010)は、地震波トモグラフィーにより日本列島の地殻構造を推定している。
- Katsumata(2010)によるコンラッド面深さによると、敷地周辺において、領域Aでは16~18km程度、領域Bでは18km程度とされていることから、地震発生層の下端深さはそれぞれ16~18km程度、18km程度となる。



Katsumata(2010)によるコンラッド面深さ

※Katsumata(2010)に一部加筆

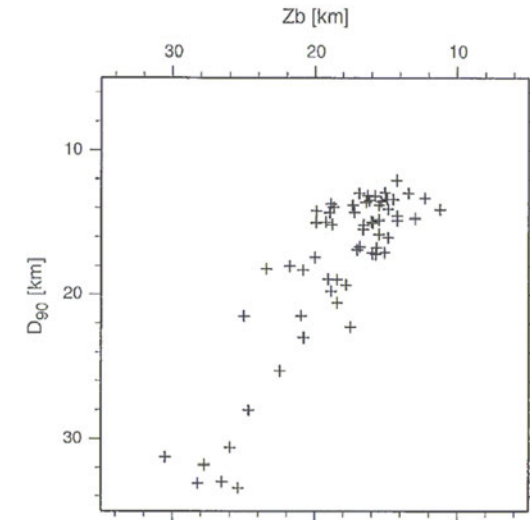
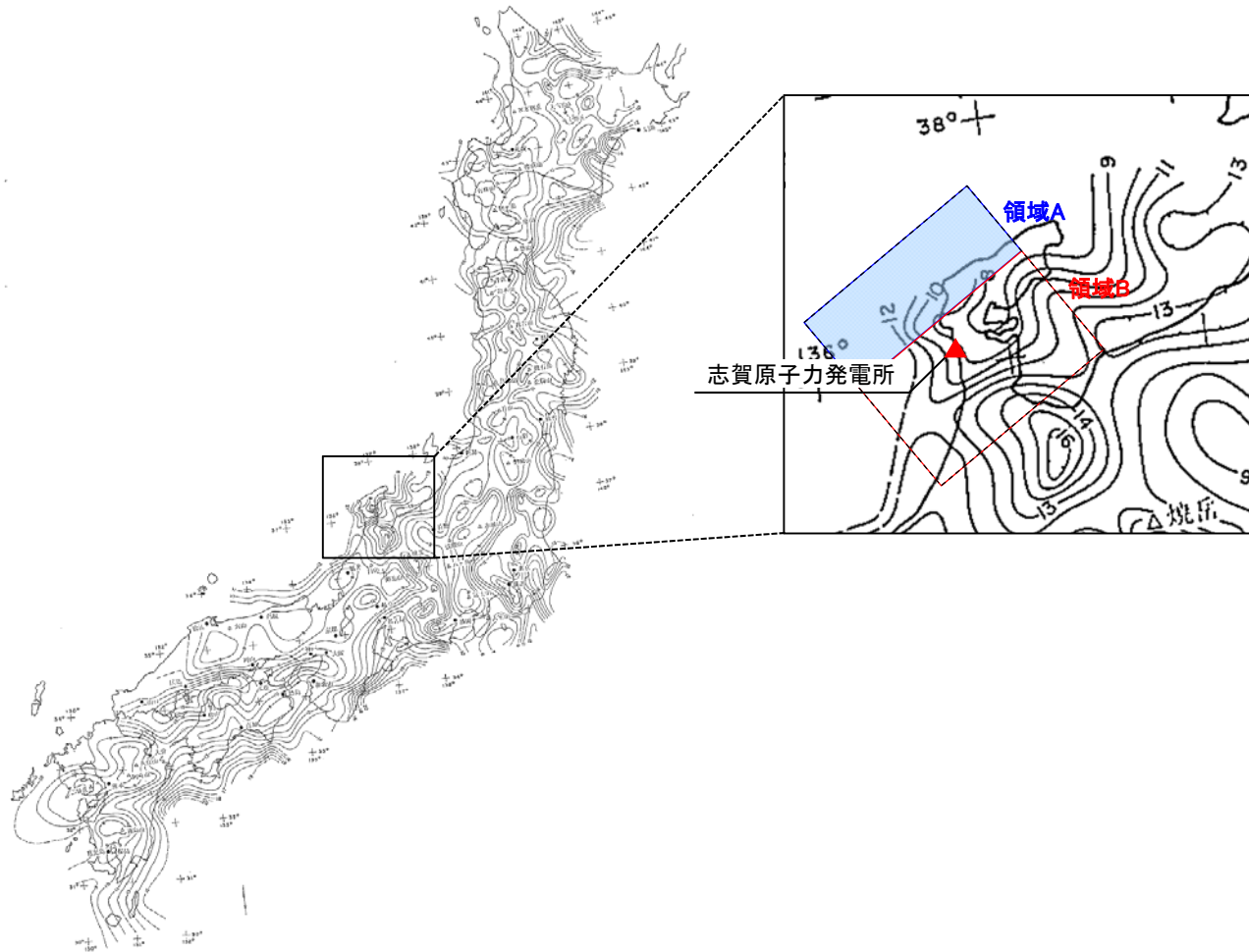
※ コンター間隔は2km, 太い等高線は深さ20kmを示す。

---

## 6.2.5 敷地周辺のキュリー一点深度による検討

## 6.2.5(1) 大久保(1984)に基づく検討

- Tanaka and Ishikawa (2005) は、D90%とキュリー点深度の間には相関があるとしている。
- 大久保(1984)による日本列島のキュリー点深度分布図によれば、敷地周辺において、領域Aでは8~12km程度、領域Bでは8~15km程度であり、D90%とキュリー点深度の関係からすると、D90%はそれぞれ8~12km程度、8~15km程度となる。



Tanaka and Ishikawa (2005)による  
キュリー点深度(Zb)とD90%の関係  
※Tanaka and Ishikawa (2005)より抜粋

大久保(1984)によるキュリー点深度分布図  
※大久保(1984)に一部加筆

---

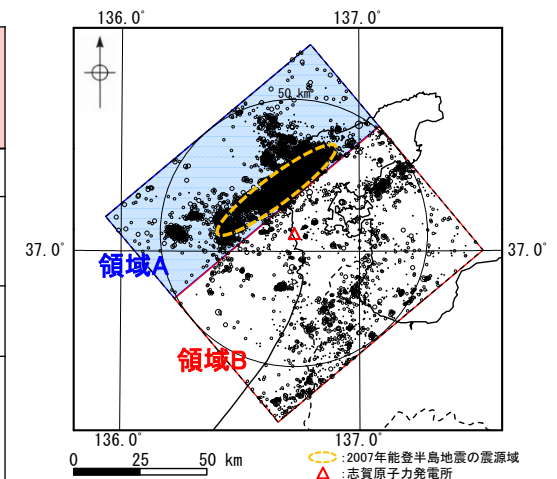
## 6.3 地震発生層の設定

## 6.3(1) 敷地周辺の特徴

- 6.1～6.2節の検討結果より、下表の通り、敷地周辺の特徴を整理した。
- これらの特徴を踏まえ、地震発生層は、敷地周辺を領域A(2007年能登半島地震の震源域を含む範囲)及び領域B(領域A以外の範囲)に区分し、それぞれ上端深さ及び下端深さを設定する。

敷地周辺の特徴

検討項目	領域A		領域B
	2007年能登半島地震の震源域		
敷地周辺の地形・地質構造 (6.1節)	地形図	低山・丘陵の稜線が偏在している。	標高200m以下の平頂丘陵となっている。
	海底地質図	D層(先第三紀～鮮新世)の隆起が認められる。	第四系が厚く分布する海盆となっている。
	重力異常 (ブーゲー異常図)	北西方向の日本海に向かって大きくなる傾向がある。	領域Aと比較して、小さい。
	ひずみ集中帯	能登半島の北岸から西側に延びる全長約180kmのひずみ集中帯が認められ、2007年能登半島地震はこのひずみ集中帯の中で発生している。	敷地が位置する能登半島中部は、能登半島の北岸から西側に延びる全長約180kmのひずみ集中帯と邑知潟から加賀平野の東縁に沿ったひずみ集中帯の間に位置している。
敷地周辺の地震分布 (6.2.1項)	地震発生数	多い。	領域Aと比較して、少ない。
	平面分布	集中がみられる。	領域Aと比較して、均質に分布している。
	深さ分布	浅い。	領域Aと比較して、深い。
敷地周辺の速度構造 (6.2.2項)	速度構造	領域Bから領域Aにかけて、P波速度が大きくなる傾向が見られる。	領域Aと比較して、小さい。
2007年能登半島地震に係る知見 (6.2.3項)	反射法地震探査・余震分布	2007年能登半島地震の震源域の上端深さは、2kmと判断される。	検討対象外
敷地周辺のコンラッド面深さ (6.2.4項)	コンラッド面深さ	領域Bから領域Aにかけて、浅くなる傾向がみられる。	領域Aと比較して、深い。
敷地周辺のキュリー点深度 (6.2.5項)	キュリー点深度	領域Bから領域Aにかけて、浅くなる傾向がみられる。	領域Aと比較して、深い。



地震発生層の設定において区分した領域



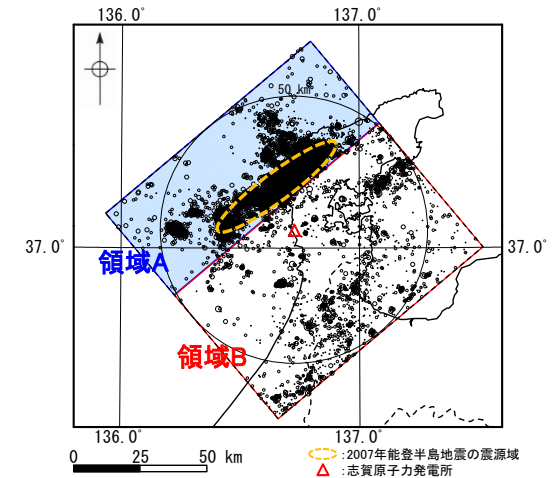
## 6.3(2) 地震発生層の設定

- 6.2節の検討結果から推定される地震発生層に対して、調査の不確かさを考慮して地震発生層を設定する。
- 領域Aの上端深さは、敷地周辺の地震分布及び速度構造による検討結果を踏まえると、2.8km～4km程度以深である。一方、領域Aで発生した2007年能登半島地震の震源域の上端深さは2kmである。以上のことから、領域Aの上端深さについては、安全側に、全域を2kmと設定した。
- 領域Bの上端深さは、敷地周辺の地震分布及び速度構造による検討結果を踏まえると、3kmより深い～4km程度以深であるが、調査の不確かさを考慮し、3kmと設定した。
- 領域A及び領域Bの下端深さは、敷地周辺の地震分布、コンラッド面深さ及びキュリー点深度による検討結果を踏まえると、8km～18km程度であるが、調査の不確かさを考慮し、18kmと設定した。

地震発生層の検討結果

検討項目	上端深さ			下端深さ		
	領域A		領域B	領域A	領域B	
	2007年能登半島地震の震源域					
敷地周辺の地震分布	気象庁地震カタログデータ [D10%, D90%]		2.8km	4.5km	11.0km	16.6km
	(独)原子力安全基盤機構(2004) [D10%, D90%]		3.2km	3.2km	10.7km	10.7km
敷地周辺の速度構造	Matsubara et al.(2022)		4km程度以深	4km程度以深		*
	Iidaka et al.(2008)		—	3kmより深い		*
	日本海地震・津波調査プロジェクト(2015)		—	3kmより深い		*
	群速度		—	3kmより深い		*
2007年能登半島地震に係る知見	Sakai et al.(2008) [余震分布]		2km	*		
	Yamada et al.(2008) [余震分布]					
	佐藤ほか(2007a, 2007b) [反射法地震探査, 余震分布]					
	(財)地域地盤環境研究所(2011) [D10%]					
敷地周辺のコンラッド面深さ	Zhao et al.(1994)		*	—	14～15km程度	
	河野ほか(2009)		*	11～12km程度	12～14km程度	
	Katsumata(2010)		*	16～18km程度	18km程度	
敷地周辺のキュリー点深度	大久保(1984)		*	8～12km程度	8～15km程度	
検討結果から推定される地震発生層			2km	2.8km～4km程度以深	3kmより深い～4km程度以深	8km～18km程度
設定した地震発生層			2km		3km	18km

\* 検討対象外



地震発生層の設定において区分した領域

## 参考文献

---

- 鮎野義夫(1993):石川県地質誌新版・石川県地質図(10万分の1)説明書,石川県・北陸地質研究所
- 本多亮・澤田明宏・古瀬慶博・工藤健・田中俊行・平松良浩(2012):金沢大学重力データベースの公表,測地学会誌, 58, 4, 153-160
- 国土地理院(2006):<[http://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/gravity/grv\\_serach/gravity.pl](http://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/gravity/grv_serach/gravity.pl)>(参照2006-12-21)
- The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001): Gravity measurements and database in southwest Japan, Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM), Bull. Nagoya University Museum, Special Rep., No.9
- Yamamoto, A., Shichi, R., Kudo, T.(2011): Gravity database of Japan (CD-ROM), Earth Watch Safety Net Research Center, Chubu Univ., Special Publication, No.1
- Hiramatsu, Y., Sawada, A., Kobayashi, W., Ishida, S., Hamada, M.(2019): Gravity gradient tensor analysis to an active fault: a case study at the Togi-gawa Nangan fault, Noto Peninsula, central Japan. Earth, Planets and Space, 71:107,8
- 澤田明宏・平松良浩・小林航・浜田昌明(2021):重力異常解析による眉丈山第2断層の断層構造の推定,日本地球惑星科学連合2021年大会, SSS10-P05
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013):日本重力データベースDVD版,数値地質図P-2,産業技術総合研究所地質調査総合センター
- 石田聡史・宮本慎也・吉田進(2018):志賀原子力発電所前面海域における海底重力探査の概要,電力土木2018年11月号, 398, 110-114
- Matsubara, M., T. Ishiyama, T. No, K. Uehira, M. Mochizuki, T. Kanazawa, N. Takahashi, and S. Kamiya(2022): Seismic velocity structure along the Sea of Japan with large events derived from seismic tomography for whole Japanese Islands including reflection survey data and NIED MOWLAS Hi-net and S-net data, Earth, Planets and Space, 74, 171
- Iidaka, T., T. Iwasaki, T. Takeda, T. Moriya, I. Kumakawa, E. Kurashimo, T. Kawamura, F. Yamazaki, K. Koike, and G. Aoki(2003): Configuration of subducting Philippine Sea plate and crustal structure in the central Japan region, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL.30, NO.5, 23-1-23-4
- Iidaka, T., T. Iwasaki, E. Kurashimo, A. Kato, F. Yamazaki, H. Katao, and The Research Group for the 2007 Atotsugawa Fault Seismic Expedition (2008): Fine seismic structure around the Atotsugawa fault revealed by seismic refraction and reflection experiments, The 7th General Assembly of Asian Seismological Commission and The 2008 Fall meeting of Seismological Society of Japan, B41-05

- 
- 石川県(1997):1:33,000漁場環境図「富来・志賀・羽咋海域」, 石川県
  - Wapenaar, K.(2004):Retrieving the Elastodynamic Green's Function of an Arbitrary Inhomogeneous Medium by Cross Correlation, PHYSICAL REVIEW LETTERS, 93, 254301
  - Shapiro, N. M. and M.Campillo(2004):Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL.31, L07614
  - 岩田知孝・関口春子(2002):2000年鳥取県西部地震の震源過程と震源域強震動, 月刊地球/号外, No.38, 182-188
  - Horikawa,H.(2008):Characterization of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake, Earth Planets Space, 60, 1017-1022
  - Fukushima, R., 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, 552-559
  - Riga, E., F. Hollender, Z. Roumelioti, P.-Y. Bard, and K. Ptilakis (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, 621-635
  - 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減衰測定-, 電力中央研究所報告
  - Gladwin M. T. and F. D. Stacey(1974):Anelastic Degradation of Acoustic Pulses in Rock, Phys. Earth Planet. Int., 8, 332-336
  - Hatherly, P. J.(1986) :Attenuation measurements on shallow seismic refraction data, Geophysics, 51, 250-254
  - 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, 1&2号, 37-51
  - Abercrombie, R. E.(1997):Near-Surface Attenuation and Site Effects from Comparison of Surface and Deep Borehole Recordings, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 87, No.3, 731-744

- 
- Wessel, P., Smith, W.H.F.(1998) : New, improved version of the generic mapping tools released. Eos. Trans. AGU 79, 579
  - 岡村行信(2007a) : 20 万分の1能登半島西方海底地質図及び同説明書, 海洋地質図, no.61(CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター
  - 村田泰章・宮川歩夢・駒澤正夫・名和一成・大熊茂雄・上嶋正人・西村清和・岸本清行・宮崎光旗・志知龍一・本多亮・澤田明宏(2018) : 金沢地域重力図(ブーゲー異常), 重力図, no. 33, 産業技術総合研究所地質調査総合センター
  - 岡村行信(2007b) : 能登半島及びその周辺海域の地質構造発達史と活構造, 活断層・古地震研究報告, No.7, P.197-207
  - 独立行政法人 原子力安全基盤機構(2004) : 地震記録データベースSANDELのデータ整備と地震発生上下限層深さの評価に関する報告書, JNES/SAE04-017
  - 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001) : シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110(6), 849-875
  - 吉井弘治・伊藤潔(2001) : 近畿地方北部の地震波速度構造と地震発生層, 地球惑星科学連合学会2001年合同大会, Sz-P006
  - 日本海地震・津波調査プロジェクト(2015) : 平成26年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書
  - Shin'ichi Sakai, Aitaro Kato, Takashi Iidaka, Takaya Iwasaki, Eiji Kurashimo, Toshihiro Igarashi, Naoshi Hirata, Toshihiko Kanazawa, and the group for the joint aftershock observation of the 2007 Noto Hanto Earthquake (2008) : Highly resolved distribution of aftershocks of the 2007 Noto Hanto Earthquake by a dense seismic observation, Earth Planets Space, 60, 83-88
  - Tomoaki Yamada, Kimihiro Mochizuki, Masanao Shinohara, Toshihiko Kanazawa, Asako Kuwano, Kazuo Nakahigashi, Ryota Hino, Kenji Uehira, Takeo Yagi, Naoto Takeda, and Shinichi Hashimoto (2008) : Aftershock observation of the Noto Hanto earthquake in 2007 using ocean bottom seismometers, Earth Planets Space, 60, 1005-1010
  - 佐藤比呂志・阿部進・斉藤秀雄・加藤直子・伊藤谷生・川中卓(2007a) : 二船式による2007年能登半島地震震源域の反射法地震探査, 東京大学地震研究所彙報, 第82号, 275-299

- 
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・金沢敏彦・宮崎真一・加藤直子・酒井慎一・山田知朗・宮内崇裕・伊藤谷生・平田直 (2007b): 反射法地震探査・余震観測・地殻変動から見た2007年能登半島地震の特徴について, 東京大学地震研究所彙報, 第82号, 369-379
  - 財団法人 地域地盤環境研究所(2011): 震源を特定せず策定する地震動に関する計算業務 報告書
  - 長谷川昭(1991): 微小地震活動の時空特性, 地震第2輯, 第44巻特集号, 329-340
  - Zhao,D.,A.Hasegawa,and H.Kanamori(1994) : Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional,and teleseismic events, Journal of Geophysical Research,Vol.99, No.B11,22313-22329
  - 河野芳輝・島谷理香・寺島秀樹(2009): 重力異常から推定される日本列島周辺の三次元地殻構造, 地震第2輯, 第61巻特集号, S247-S254
  - Katsumata, A.(2010) : Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by travelttime analysis, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.115, B04303
  - Tanaka,A. and Y.Ishikawa(2005) : Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness : The Japanese islands case study,Physics of the Earth and Planetary Interiors,152,257-266
  - 大久保泰邦(1984): 全国のキュリ一点解析結果, 地質ニュース, 362号, 12-17