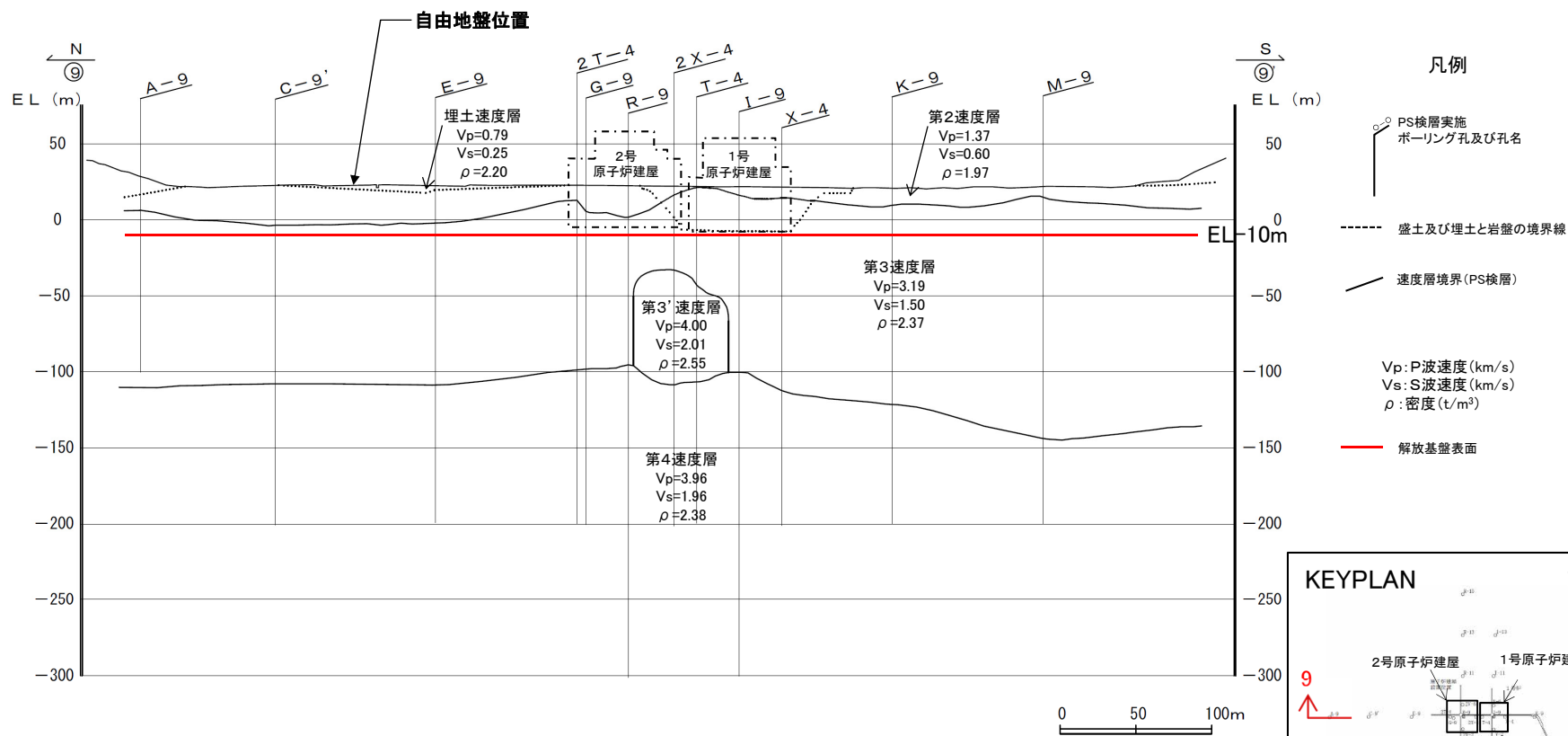


(4) 設定手順① EL-200m以浅のS波速度, P波速度及び密度(2/3)

- EL-200m以浅の速度構造及び密度構造断面(9-9'断面)を下図に示す。
- 地下構造モデルは, 自由地盤位置の速度構造及び密度構造に基づき設定した。自由地盤位置の速度構造及び密度構造を次頁に示す。



速度構造及び密度構造断面(9-9'断面)※

※ 速度構造及び密度構造断面の設定の詳細はP57参照。

2. 地下構造モデルの設定

(4) 設定手順① EL-200m以浅のS波速度, P波速度及び密度(3/3)

- 自由地盤位置の速度構造及び密度構造を左上表に示す。なお、この左上表の各層区分の境界の標高については、自由地盤位置の鉛直アレー地震計(EL+19.5m, -10m, -100m, -200m)の設置に際して実施したボーリング調査(PS検層)の結果(右上表)を踏まえて設定した。
- 地下構造モデルのEL-200m以浅のS波速度, P波速度及び密度は、左上表に示す速度構造及び密度構造に基づき設定した。

自由地盤位置の速度構造及び密度構造

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

自由地盤位置の鉛直アレー地震計設置に際して実施したボーリング調査(PS検層)の結果

層区分	標高EL	Vs (km/s)	Vp (km/s)
埋土速度層	+21m ~ +17.1m	0.23	0.55
第2速度層	+17.1m ~ +7.1m	0.52	2.00
	+7.1m ~ -4.9m	0.85	2.00
第3速度層	-4.9m ~ -22.9m	1.10	3.00
	-22.9m ~ -108.9m	1.52	3.00
第4速度層	-108.9m ~ -200m	2.00	3.75

※ 下線部は自由地盤位置の速度構造及び密度構造(左表)の層区分の境界の根拠とした値

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

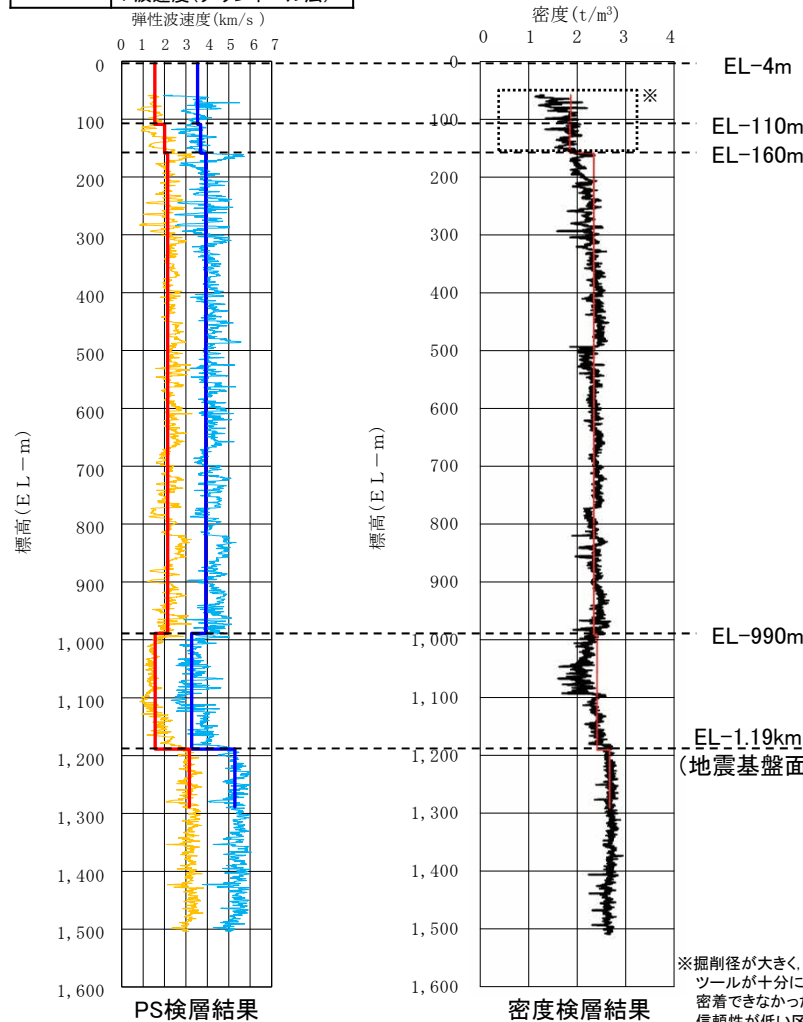
浅層ボーリング調査結果に基づき設定した範囲

2. 地下構造モデルの設定

(5) 設定手順② EL-200mからEL-1.5kmのS波速度, P波速度及び密度

- EL-200mからEL-1.5kmのS波速度, P波速度及び密度は, 大深度ボーリング調査により直接物性を確認できていることから, 当該深度の地下構造モデルのS波速度, P波速度及び密度はこの調査結果に基づき設定した。なお, 大深度ボーリング調査は2孔(K-13.6孔及びD-8.6孔)で実施しているが, 2孔の物性値(S波速度, P波速度及び密度)は同程度の値を示す(P66~67)ことから, 自由地盤位置において, より深部まで物性を把握できているD-8.6孔の調査結果に基づき設定した。
- また, D-8.6孔のPS検層結果よりS波速度が3km/s程度以上となる地震基盤面が深さ1.19kmに位置すること, 及び物理探査による地下構造の検討(1.2節)の結果より敷地周辺の地震基盤面は深さ1km程度であり, 概ね水平に分布していることを踏まえ, 敷地の地震基盤面はEL-1.19kmと設定した。

	S波速度(サスペンション法)
	P波速度(サスペンション法)
	S波速度(ダウンホール法)
	P波速度(ダウンホール法)



大深度ボーリング調査結果(D-8.6孔)

大深度ボーリング調査結果(D-8.6孔)による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

\* EL-1.19km~EL-1.5kmの物性値をEL-1.5km~1.79kmの区間まで適用できることについては, 設定手順⑤(P143~144)において確認

(6) 設定手順③ EL-1.19km以浅の減衰

- EL-1.19km以浅の減衰は、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によりQ値を確認しており、当該深度の地下構造モデルのQ値は、この調査結果に対して安全側に設定した。
- 浅層ボーリング調査(R-9孔)及び大深度ボーリング調査(D-8.6孔)によるQ値測定結果を下表に示す。
- EL-1.19km以浅の減衰は、安全側の設定となるよう、これらのQ値測定結果を下回らないように設定した。
- R-9孔とD-8.6孔の層区分1及び層区分2はそれぞれ第3速度層及び第4層速度層に対応するものとし、EL-10m～EL-108.9mのQ値は層区分1のQ値測定結果を、EL-108.9m～EL-200mのQ値は層区分2のQ値測定結果を上回るように設定した。またEL-200m～EL-990mのQ値はD-8.6孔の層区分3のQ値測定結果を、EL-990m～EL-1.19kmのQ値はD-8.6孔の層区分4のQ値測定結果を上回るように設定した。

最大振幅法によるQ値測定結果

調査位置	層区分	標高EL (m)	卓越周波数 (Hz)	Q値
R-9孔	1 (第3速度層)	1 ~ -97	24	10.4
	2 (第4速度層)	-97 ~ -301	25	8.9
D-8.6孔	1 (第3速度層)	-4 ~ -110	32	8.1
	2 (第4速度層)	-110 ~ -160	26	7.6
	3	-160 ~ -990	27	27.4
	4	-990 ~ -1190	22	47.0

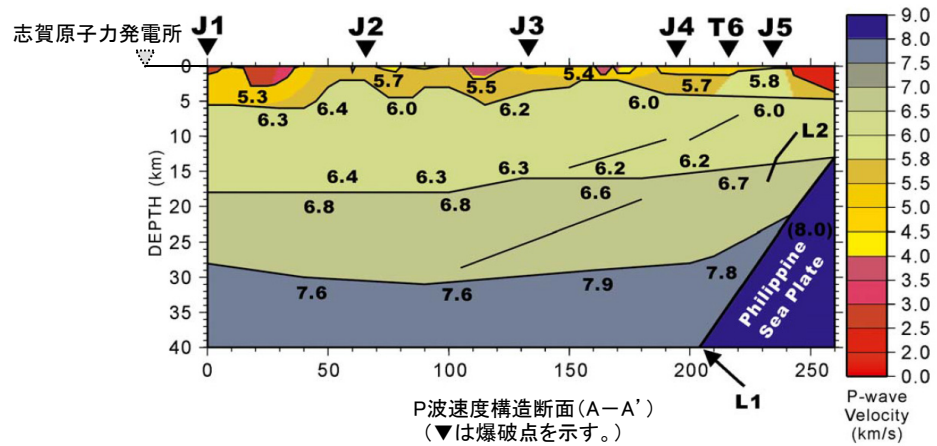
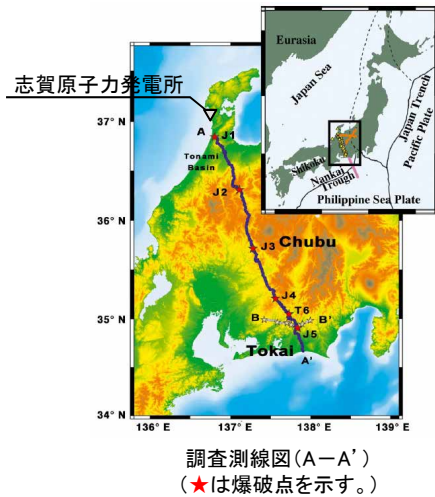
設定した地下構造モデル

標高EL	層厚 (m)	S波速度 Vs (km/s)	P波速度 Vp (km/s)	密度 ρ (t/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	∞	4.4	7.6	3.1	0.100	500

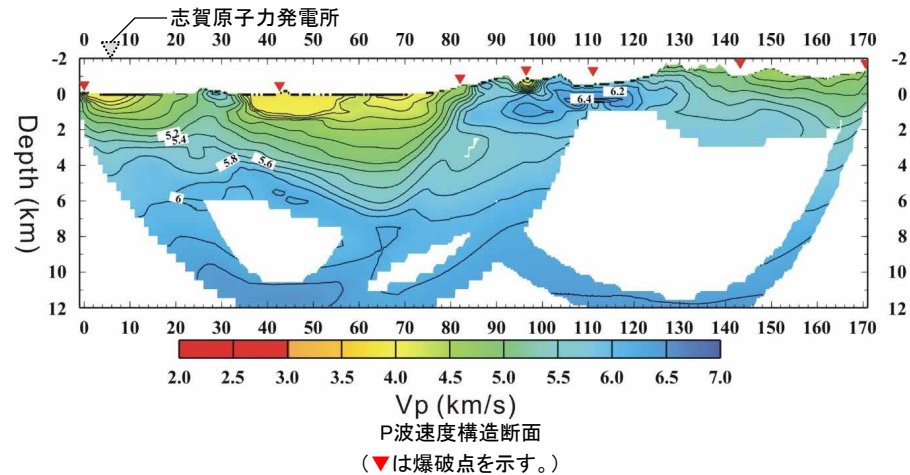
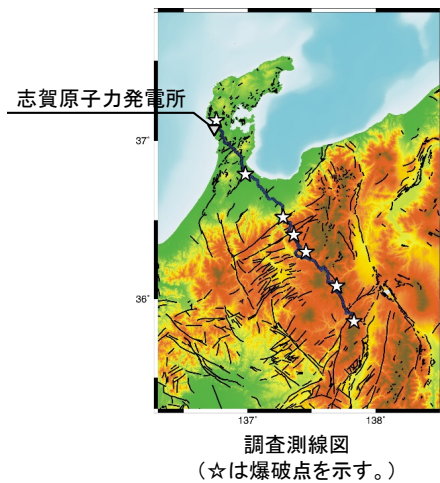
□: 浅層ボーリング調査結果及び大深度ボーリング調査結果に対して安全側に設定した範囲  
 Q値は、 $Q=1/2h$ の関係式より算出した。(調査結果を上回るQ値になるように減衰定数hを設定)

(7) 設定手順④ EL-3km以深のS波速度及びP波速度(1/3)

- 地下構造モデルのEL-3kmより深部の速度構造は文献に基づき設定した。
- 敷地周辺においては, Iidaka et al.(2003)(P76) 及びIidaka et al.(2008)(P77)により詳細なP波速度構造が求められている。Iidaka et al.(2003)は, Iidaka et al.(2008)と比較して調査測線が長く, 深さ40kmまでの大局的なP波速度構造が求められている。一方で, Iidaka et al.(2008)は, Iidaka et al.(2003)と比較して調査測線が短い, 敷地の近くにおいては深さ5km程度以浅についてより詳細なP波速度構造が求められている。
- このことを踏まえ, 深さ5km程度以深についてはIidaka et al.(2003), 深さ5km程度以浅についてはIidaka et al.(2008)に基づき設定した。



Iidaka et al.(2003)に示される調査測線図及びP波速度構造断面  
※ Iidaka et al.(2003)に一部加筆

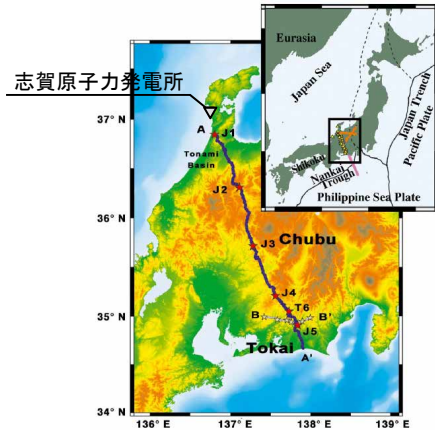


Iidaka et al.(2008)に示される調査測線図及びP波速度構造断面 ※ Iidaka et al.(2008)に一部加筆

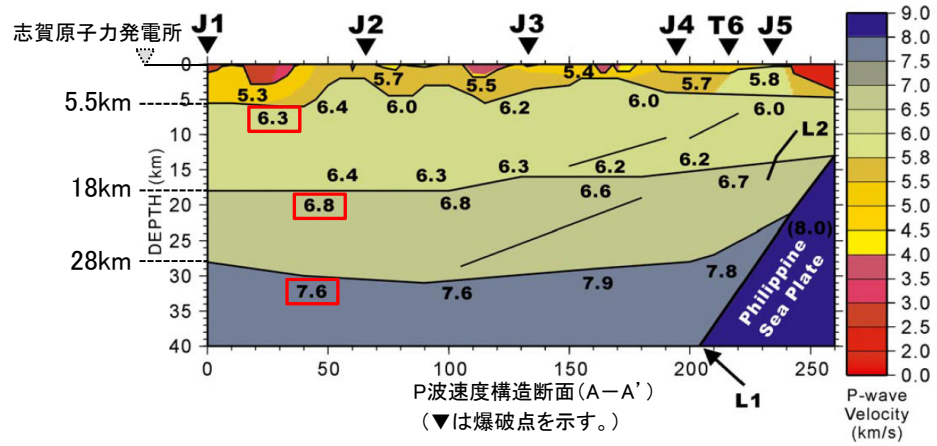
2. 地下構造モデルの設定

(7) 設定手順④ EL-3km以深のS波速度及びP波速度 (2/3)

- Iidaka et al.(2003)に示される敷地周辺の深さ5km程度以深のP波速度構造に基づき、地下構造モデルのEL-5.5km以深のP波速度構造を設定した。
- また、設定したP波速度に対応するS波速度は、地殻構造の平均的な $V_s - V_p$ 関係( $V_s = V_p / \sqrt{3}$ )に基づき設定した。



調査測線図(A-A')  
(★は爆破点を示す。)



Iidaka et al.(2003)に示される調査測線図及びP波速度構造断面

※ Iidaka et al.(2003)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

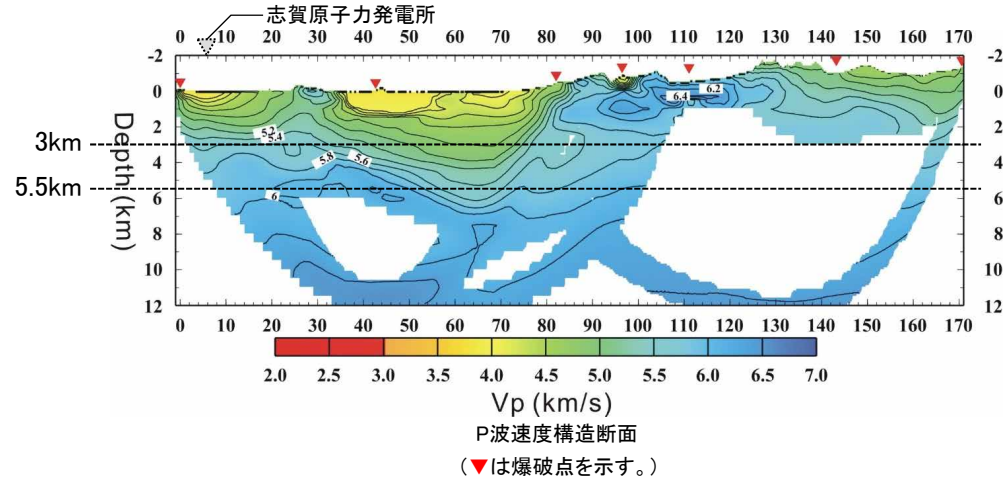
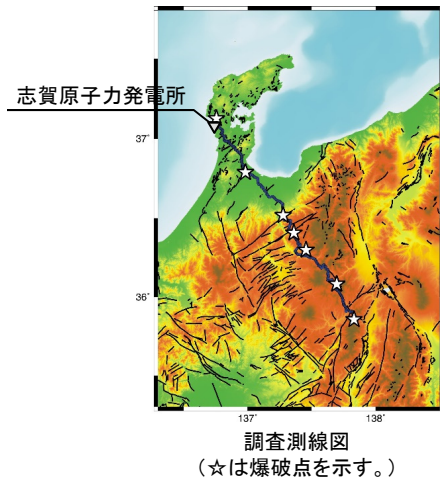
■: Iidaka et al.(2003)に基づき設定した範囲

■: 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

2. 地下構造モデルの設定

(7) 設定手順④ EL-3km以深のS波速度及びP波速度(3/3)

- Iidaka et al.(2008)に示されるP波速度構造に基づき、地下構造モデルのEL-5.5kmからEL-3kmまでのP波速度構造を設定した。
- Iidaka et al.(2008)に示される敷地の近くにおけるP波速度構造を見ると、深さ5.5kmから3kmの範囲において深さ方向の速度の変化は比較的緩やかであることから、深さ5.5km～3kmをひとつの層として設定することとし、この層のP波速度は深さ3km程度におけるP波速度値(5.6km/s)とした。
- また、設定したP波速度に対応するS波速度については、設定したP波速度(5.6km/s)が大深度ボーリング調査(D-8.6孔)におけるサスペンション法のVs-Vp関係のデータ(左下図中赤丸)の範囲内であることから、敷地の特性をより反映させるため、このVs-Vp関係のデータの直線近似(左下図中青線)に基づき設定した。

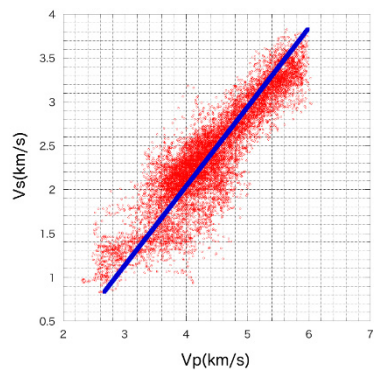


Iidaka et al.(2008)に示される調査測線図及びP波速度構造断面

※ Iidaka et al.(2008)に一部加筆

設定した地下構造モデル

○ :サスペンション法のVs-Vp関係のデータ  
— :直線近似



大深度ボーリング調査(D-8.6孔)におけるサスペンション法のVs-Vp関係

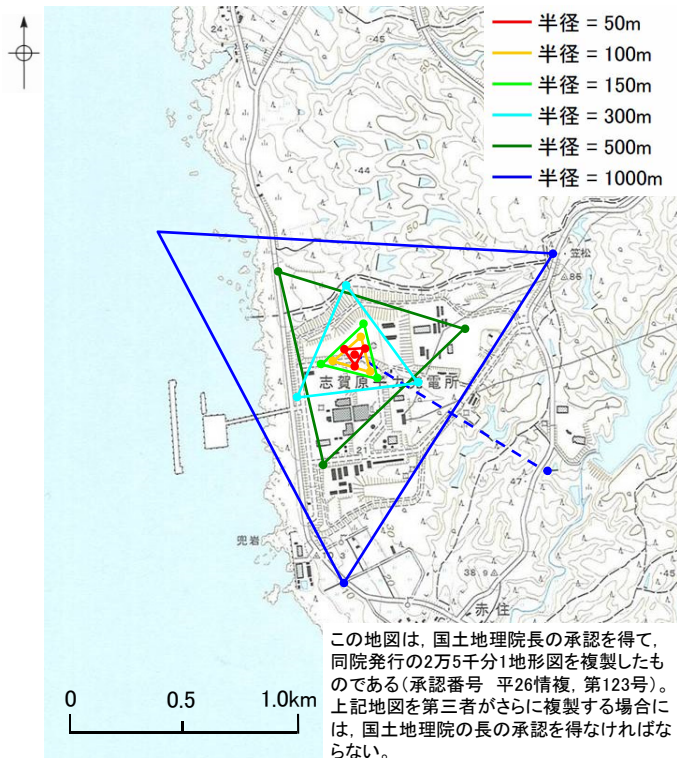
標高EL	層厚 (m)	S波速度 Vs (km/s)	P波速度 Vp (km/s)	密度 ρ (t/m <sup>3</sup> )	減衰定数 h (%)	Q値
-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
-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

■ :Iidaka et al.(2008)に基づき設定した範囲

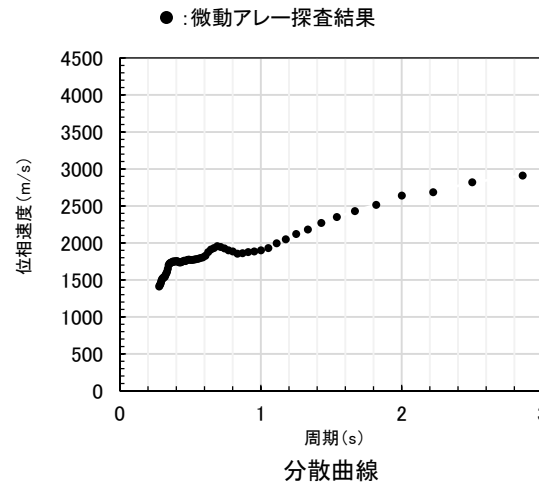
■ :大深度ボーリング調査結果によるVs-Vp関係に基づき設定した範囲

(8) 設定手順⑤ EL-1.19kmからEL-3kmのS波速度及びP波速度(1/2)

- 地下構造モデルのEL-1.19kmからEL-3kmのS波速度構造は、設定手順④までに設定したS波速度構造を拘束条件として微動アレー探査結果に基づき同定した。
- S波速度構造の同定は、敷地における微動アレー探査(Aアレー)により得られた分散曲線に整合する理論分散曲線を与える速度構造を探索することにより行った。
- 微動アレー探査地点、探査により得られた分散曲線及び探索範囲を下記に示す。



微動アレー探査地点(Aアレー)



探索範囲

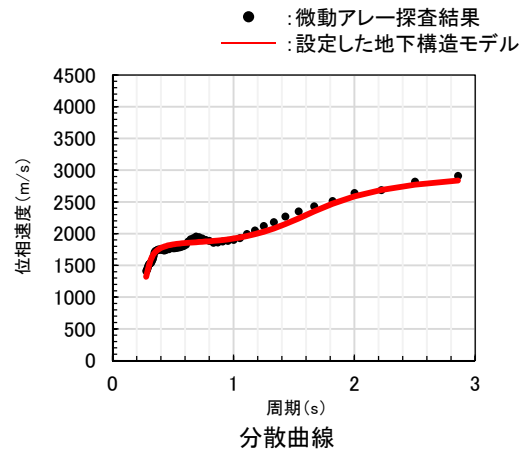
標高EL	No.	層厚 (m)	S波速度 Vs (km/s)
-10m	1	98.9	1.50
-108.9m	2	91.1	1.96
-200m	3	790	2.14
-990m	4	200	1.56
-1190m	5		3.16
	6		
-3000m	7	∞	3.5

- : 浅層ボーリング調査結果(設定手順①)
- : 大深度ボーリング調査結果(設定手順②)
- : 文献(Iidaka et al.(2008))(設定手順④)
- : 探索範囲



(8) 設定手順⑤ EL-1.19kmからEL-3kmのS波速度及びP波速度 (2/2)

- EL-1.19kmからEL-3kmの探索結果を下図に示す。
- 地下構造モデルのEL-1.19kmからEL-3kmのS波速度構造は、この探索結果に基づき設定した。
- また、設定したS波速度に対応するP波速度については、設定したS波速度(3.3km/s)が大深度ボーリング調査(D-8.6孔)におけるサスペンション法のVs-Vp関係のデータ(左下図中赤丸)の範囲内であることから、敷地の特性をより反映させるため、このVs-Vp関係のデータの直線近似(左下図中青線)に基づき設定した。



探索結果

標高EL	No.	層厚 (m)	S波速度 Vs (km/s)
-10m			
-108.9m	1	98.9	1.50
-200m	2	91.1	1.96
-990m	3	790	2.14
-1190m	4	200	1.56
-1190m	5	600	3.16
-1790m	6	1,210	3.3
-3000m	7	∞	3.5

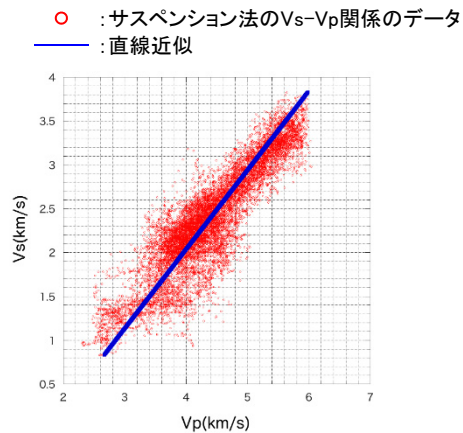
■ : 探索範囲

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/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	∞	4.4	7.6	3.1	0.100	500

■ : 微動アレー探索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Vs-Vp関係に基づき設定した範囲



大深度ボーリング調査(D-8.6孔)におけるサスペンション法のVs-Vp関係

(9) 設定手順⑥ EL-1.79km以深の密度及びEL-1.19km以深の減衰

- 地下構造モデルのEL-1.79km以深の密度及びEL-1.19km以深の減衰は文献に基づき設定した。
- 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(左上表)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。
- EL-1.79km以深の密度及びEL-1.19km以深の減衰は、設定した地下構造モデルの速度に概ね対応する岩田・関口(2002)で用いられている地下構造モデル(左上表)の速度の層の密度及び $Q_s$ 値に基づき設定した。なお、EL-1.79km~EL-5.5kmの密度は、一般的に深部ほど密度が大きくなることを踏まえ、EL-1.19km~EL-1.79kmの密度 $2.67\text{t/m}^3$ を下回らないよう設定した。
- なお、岩田・関口(2002)で用いられている地下構造モデル(左上表)の減衰及び密度は、Horikawa(2008)に示される地下構造モデル(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深部の地下構造モデル、左下表)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)	$\rho$ ( $\text{g/cm}^3$ )	$Q_p$	$Q_s$
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)に一部加筆

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  
採用されている深部の地下構造モデル

$H$	$V_p$	$V_s$	$\rho$	$Q_p$	$Q_s$
$4 - H_s$	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 ( $\text{g/cm}^3$ ),  $H_s$ : Net thickness of a sedimentary part (km).

※ Horikawa(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 $\rho$ ( $\text{t/m}^3$ )	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

☐: 岩田・関口(2002)に基づき設定した範囲

※ 減衰定数 $h$ は、 $h=1/2Q$ の関係式より算出した。

## (10) 地下構造モデルの設定結果

➤ 以上により、敷地の地下構造モデルを下表の通り設定した。

設定した地下構造モデル

	標高EL	層厚 (m)	S波速度 $V_s$ (km/s)	P波速度 $V_p$ (km/s)	密度 $\rho$ ( $t/m^3$ )	減衰定数 $h$ (%)	Q値
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
地震基盤面 ▽	-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

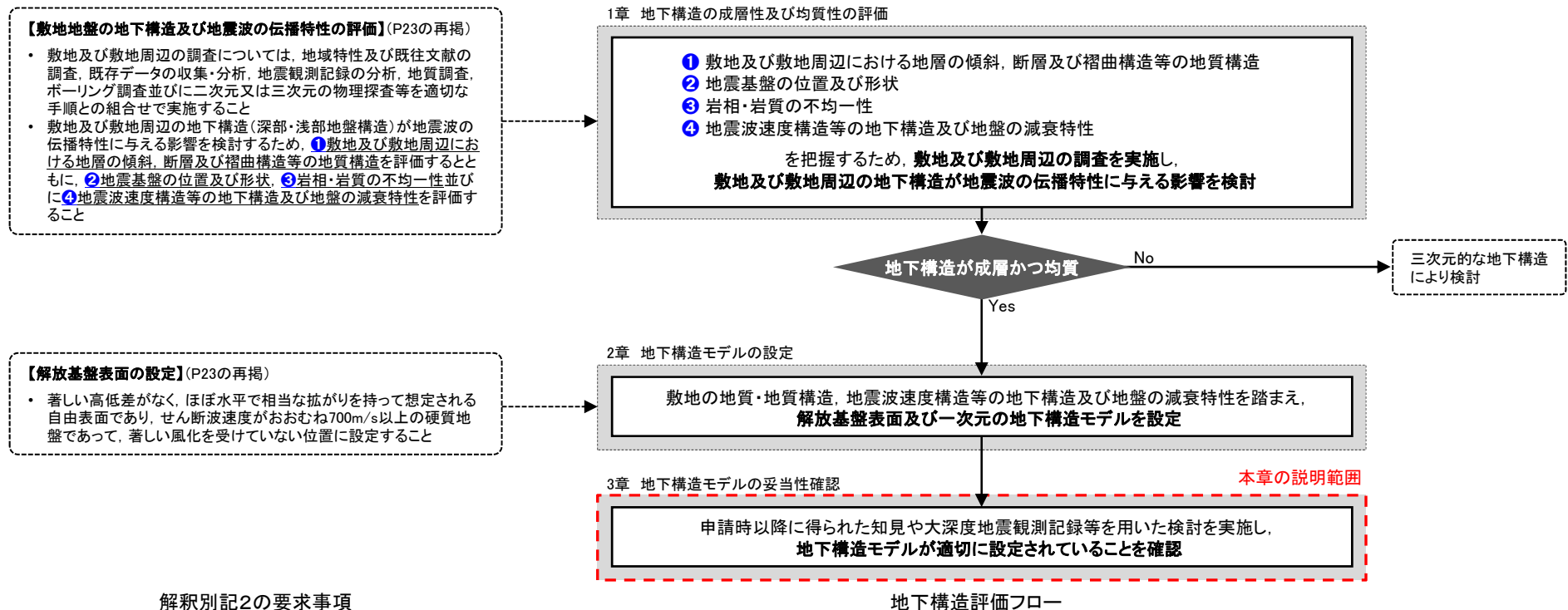
- : 浅層ボーリング調査結果に基づき設定
- : 大深度ボーリング調査結果に基づき設定
- : 浅層ボーリング調査結果及び大深度ボーリング調査結果に対して安全側に設定
- : 微動アレー探査結果に基づき設定
- : 文献に基づき設定

---

### 3. 地下構造モデルの妥当性確認

## (1) 地下構造モデルの妥当性確認の方法

- 2章では、「敷地近傍地下構造調査(精査)」及び「広域地下構造調査(概査)」により把握した敷地の地質・地質構造、地震波速度構造等の地下構造及び地盤の減衰特性を踏まえ、解放基盤表面及び一次元の地下構造モデルを設定した。
- 3章では、下図の地下構造評価フローに基づき、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し、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。
- 地下構造モデルの妥当性確認の手法等の概要を次頁に示す。



## (2) 地下構造モデルの妥当性確認の手法等の概要

○ 地下構造モデルの妥当性確認の手法等の概要を下図に示す。

### 3.1 深部速度構造の妥当性確認

地下構造モデル地震基盤面より深部の速度構造は主として文献に基づき設定している。ここでは、地下構造モデルの地震基盤面より深部の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、申請書の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速度構造と設定した地下構造モデルの速度構造を比較する。

### 3.2 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に対して安全側に設定している。ここでは、地下構造モデルの減衰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、以下を実施する。

- 地震波干渉法を敷地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。(3.2.1項)
- 敷地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。(3.2.2項)
- 敷地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。(3.2.3項)

### 3.3 地盤増幅特性の妥当性確認

地下構造モデルの地震基盤面から解放基盤表面まで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 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	2.36	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	2.8	0.125	400
-28km	∞	4.4	7.6	3.1	0.100	500

  : 3.1節で確認する範囲  
  : 3.2節で確認する範囲  
  : 3.3節で確認する範囲

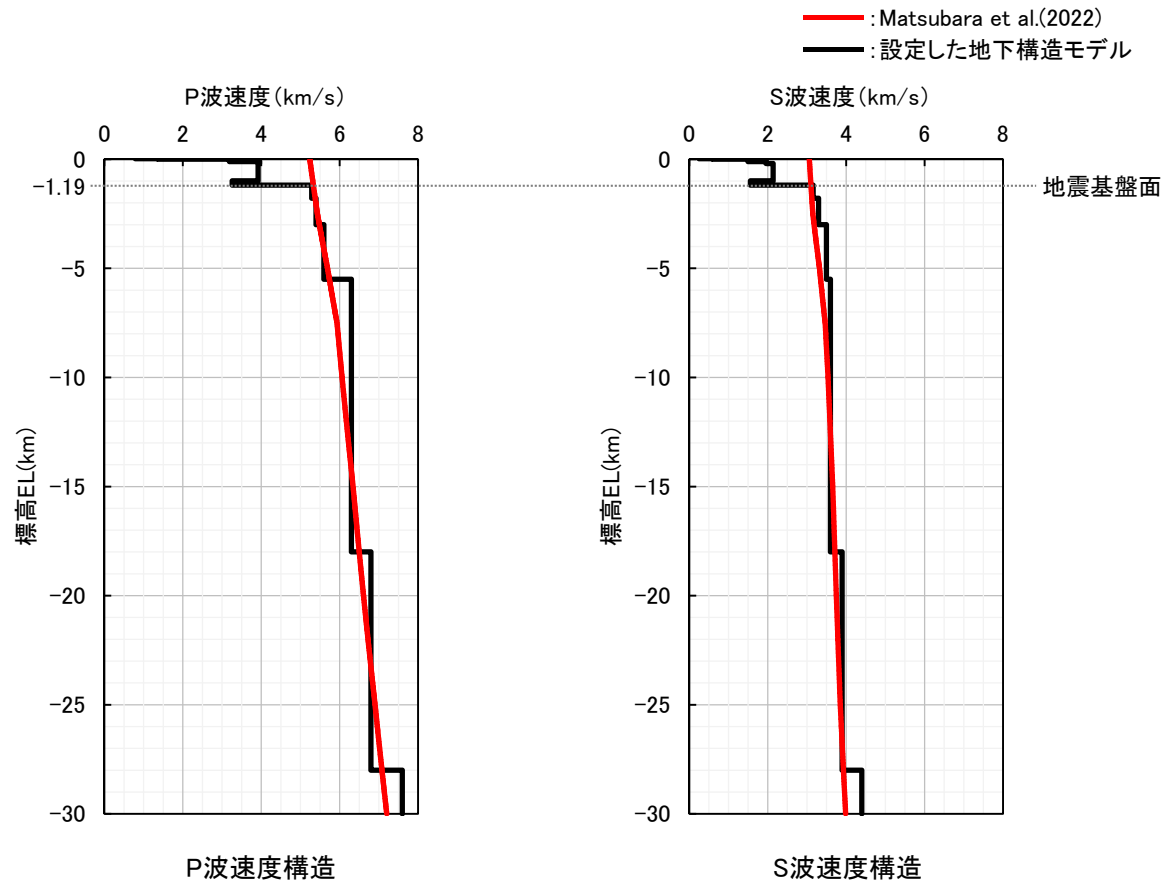
地下構造モデルの妥当性確認の手法等の概要

---

## 3.1 深部速度構造の妥当性確認

## 深部速度構造の妥当性確認

- 地下構造モデルの地震基盤面より深部の速度構造は主として文献に基づき設定している。ここでは、地下構造モデルの地震基盤面より深部の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)(P73~74))において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速度構造を比較した。
- Matsubara et al.(2022)により評価された敷地位置における地震基盤面より深部の速度構造は、設定した地下構造モデルの地震基盤面より深部の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

➤ Matsubara et al.(2022)により評価された敷地位置における地震基盤面より深部の速度構造と調和的であることから、設定した地下構造モデルの地震基盤面より深部の速度構造は適切に設定されていると考えられる。

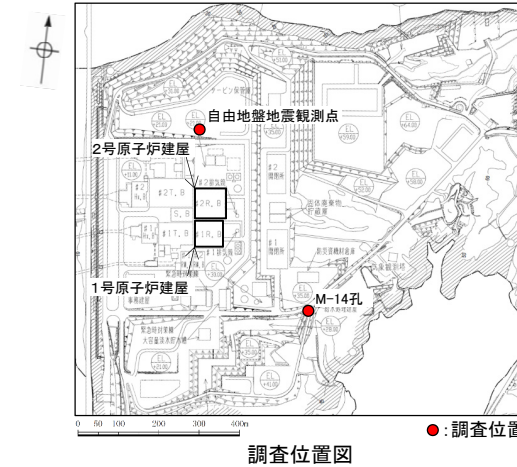
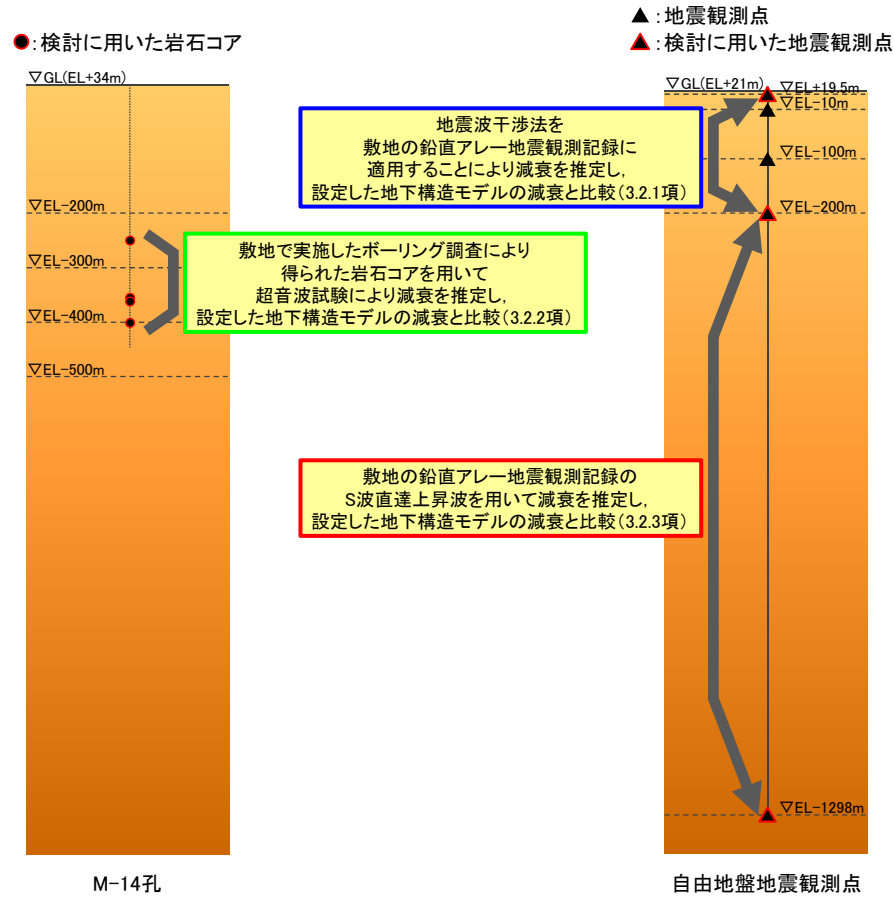


---

## 3.2 減衰構造の妥当性確認

## 減衰構造の妥当性確認の手法等の概要

○ 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に対して安全側に設定している。ここでは、地下構造モデルの減衰構造が適切に設定されていることを確認するため、敷地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した。減衰構造の妥当性確認の手法等の概要を下図に示す。



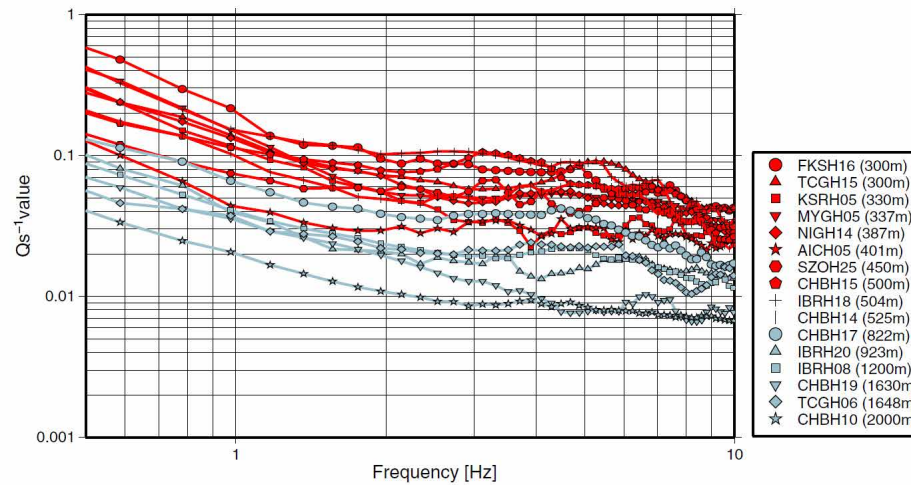
設定した地下構造モデル

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/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
地震基盤表面	-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

□: 3.2.1項で確認する範囲  
□: 3.2.2項で確認する範囲  
□: 3.2.3項で確認する範囲

(1) 検討方法

- 地下構造モデルの減衰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、Fukushima et al.(2016)に倣い、地震波干渉法を敷地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した。
- 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っている。



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

## (2) 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. 複数の地震観測記録について平均したデコンボリューション波形において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。

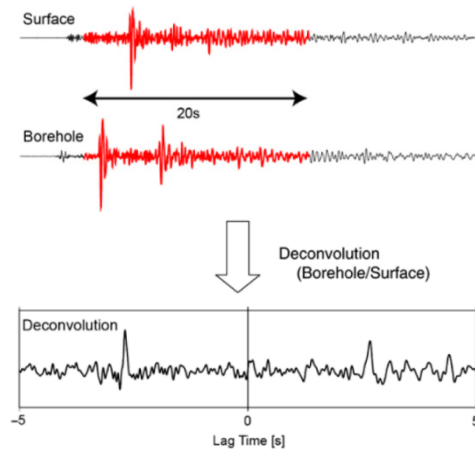
$$H(f) = \frac{S_{xy}(f)}{S_{xx}(f)} \quad (2)$$

$S_{xy}$  : 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

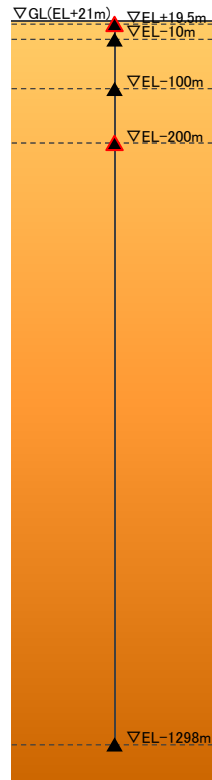
※ Fukushima et al.(2016)より抜粋

※ 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。

(3) 検討の対象とした地震 — 震央分布図 —

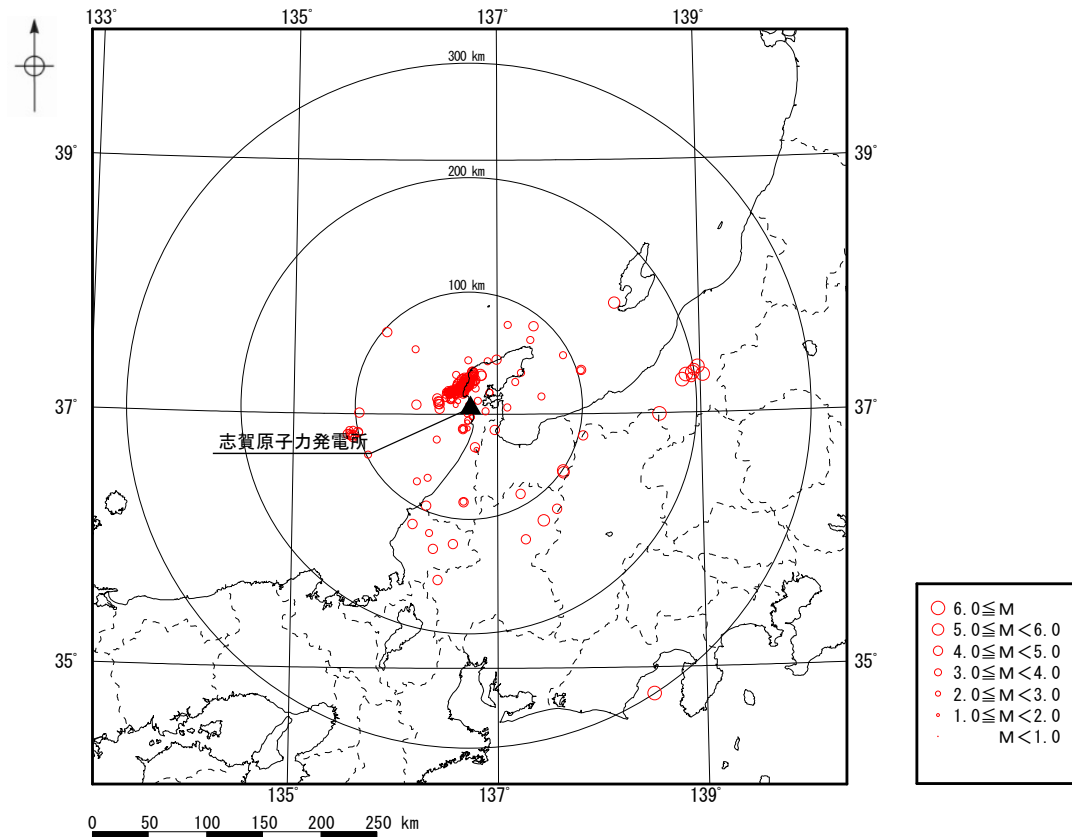
- 検討対象区間は、地震観測記録が多数得られている自由地盤地震観測点におけるEL+19.5m～EL-200mとした。
- 検討の対象とした地震の震央分布図を右下図に示す。検討の対象は、1999年9月～2018年9月に自由地盤地震観測点におけるEL+19.5mとEL-200mで同時に観測された地震のうち、EL+19.5mで最大加速度1cm/s<sup>2</sup>程度以上が観測された地震を基本とし、表面波が卓越している地震等は除外した286地震とした。

▲: 地震観測点  
▲: 検討に用いた地震観測点

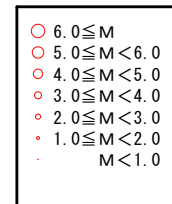


自由地盤地震観測点

検討に用いた地震観測点



検討の対象とした地震の震央分布図







(3) 検討の対象とした地震 —地震の諸元— (3/3)

検討に用いた地震の諸元\* (3/3)

\* 気象庁「地震月報(カタログ編)」に基づく

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

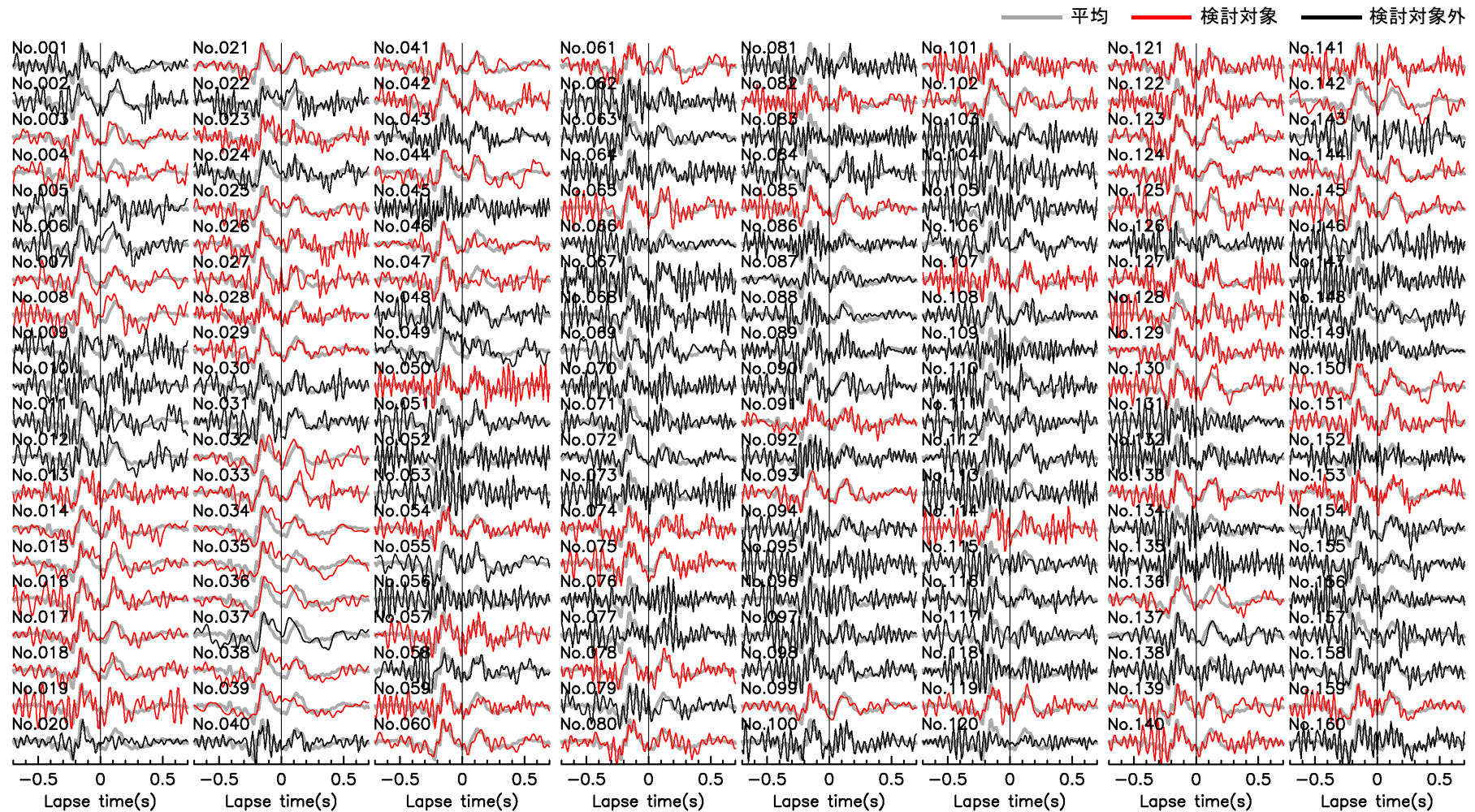
No.	震源情報					
	日付	時刻	北緯 (°)	東経 (°)	深さ (km)	M
251	2008/04/16	18:46	37.1178	136.4163	8.24	4.1
252	2008/04/29	06:58	37.2325	136.7308	10.91	3.8
253	2008/05/02	05:46	37.2347	136.6207	3.78	4.0
254	2008/06/28	11:36	37.1858	136.6510	10.65	3.0
255	2008/07/15	10:44	37.1452	136.5930	9.82	3.1
256	2008/07/15	14:41	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、解析の安定性を向上させるため解析の対象から除外した。



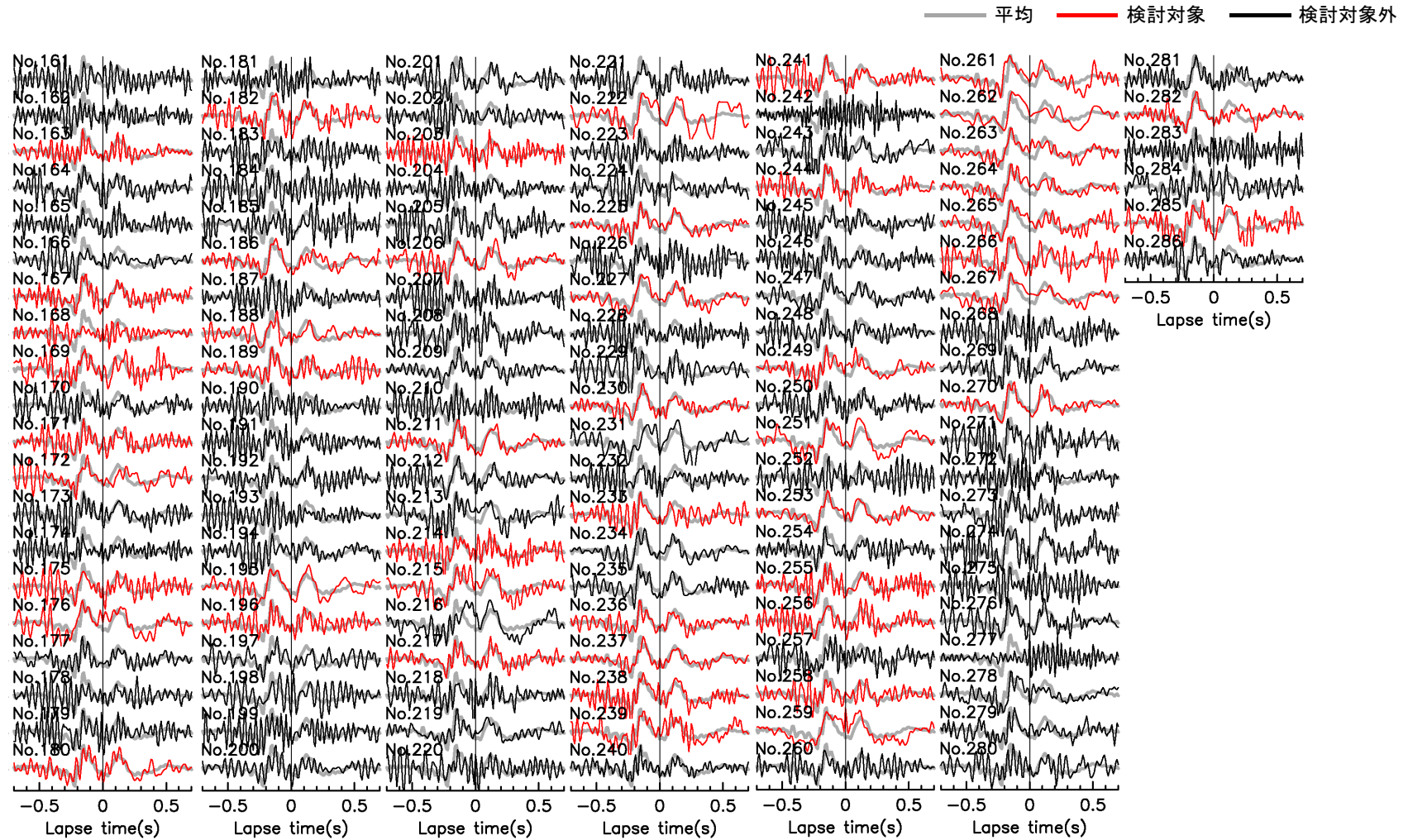
### (4) デコンボリューション波形の評価結果(1/2)

- 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、解析の安定性を向上させるため、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)

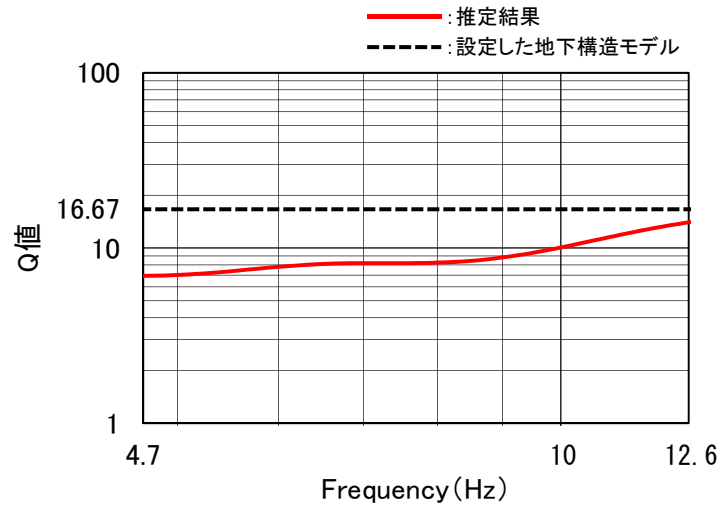
(4) デコンボリューション波形の評価結果(2/2)



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)

(5) 検討結果

- 推定した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。
- 推定したQ値は、検討対象区間(EL+19.5m~EL-200m)と概ね対応するR-9孔及びD-8.6孔の区間のQ値測定結果7.6~10.4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

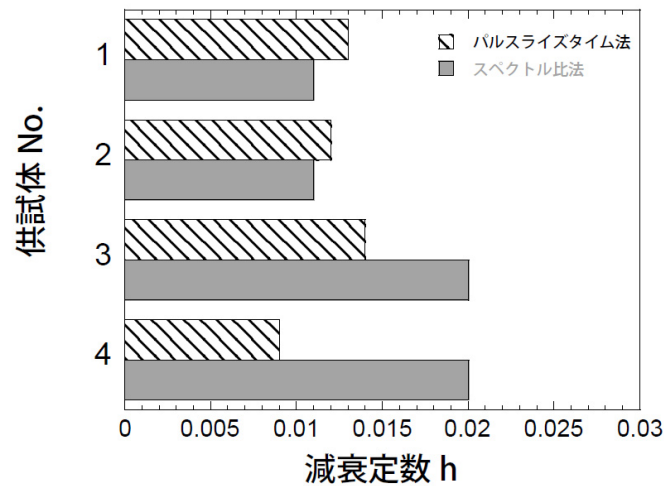
標高EL	層厚 (m)	S波速度 Vs (km/s)	P波速度 Vp (km/s)	密度 ρ (t/m <sup>3</sup> )	減衰定数 h (%)	Q値
-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	200
-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

- 推定したQ値が設定した地下構造モデルのQ値を下回ることから、設定した地下構造モデルのEL-10m~EL-200mの減衰構造は安全側に設定されていると考えられる。

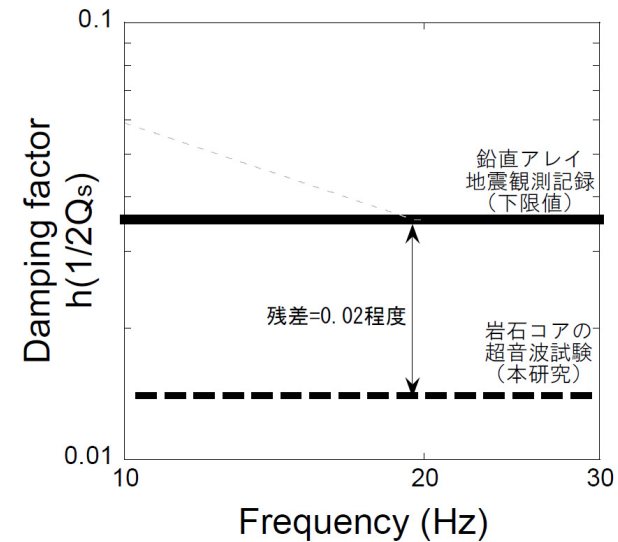
(1) 検討方法

- 地下構造モデルの減衰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、佐藤・岡田(2012)に倣い、敷地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した。
- 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ー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ている。また、測定された減衰と鉛直アレー地震観測記録により評価された減衰の比較を行い、鉛直アレー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、鉛直アレー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ている。



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



鉛直アレー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

## (2) 減衰の推定方法

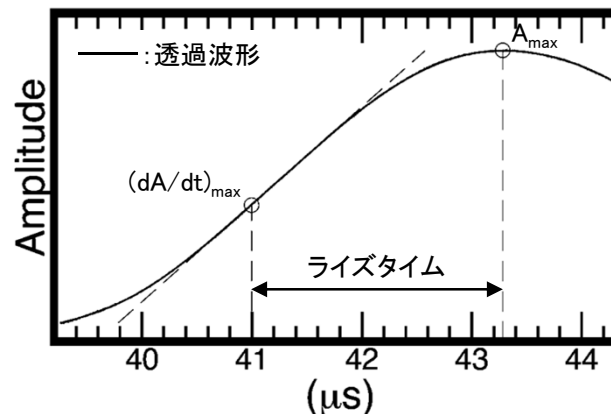
○ 本検討における減衰の推定方法は、佐藤・岡田(2012)において適用性が確認されているパルスライズタイム法を用いた。減衰の推定方法の概要を以下に示す。

- 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

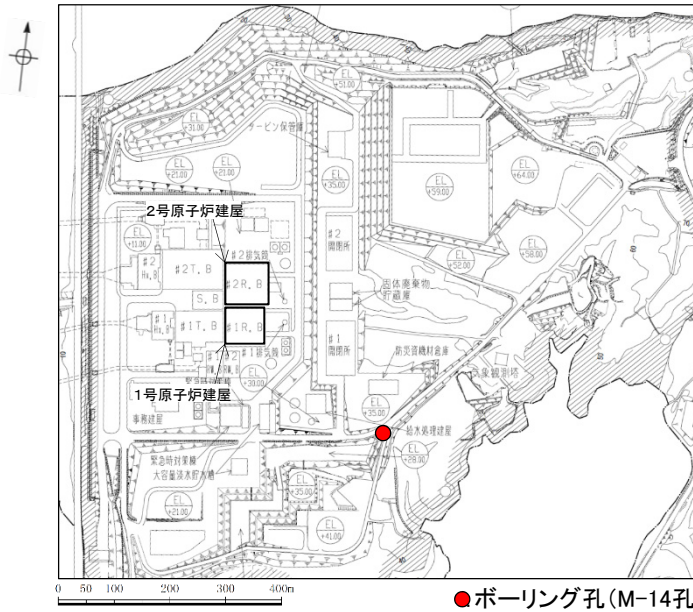
- 上式のうち、比例係数Cは佐藤・岡田(2012)と同様に数値シミュレーションにより決定(C=0.553)し、Q値以外のその他のパラメータは超音波試験により求め、Q値を推定した。
- なお、透過波初動パルスのライズタイムの評価においては、Hatherly(1986)に基づき、初動パルスの最大値の時間と最大の傾きを示す時間の差をライズタイムと定義した。また入射波初動パルスのライズタイムは、Q値が150,000のアルミニウムを用いた超音波試験により得られた透過波初動パルスのライズタイムとした。



ライズタイムの評価例

(3) 検討に用いた岩石コア

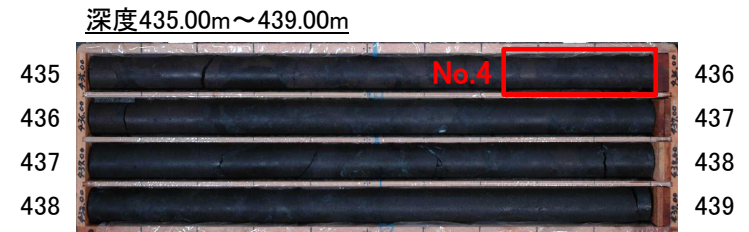
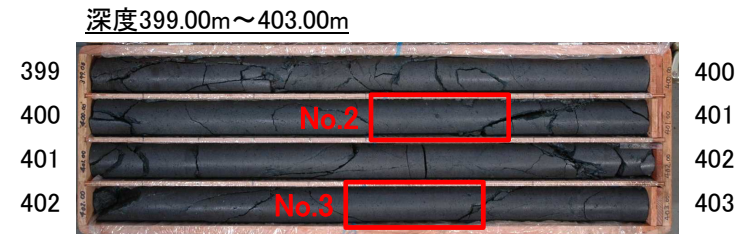
○ ボーリング孔(M-14孔)において採取した以下の区間の岩石コアを用いた。



● ボーリング孔(M-14孔)  
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)

(4) 検討結果

- 推定した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, 推定したQ値よりもさらに小さいものと考えられる。

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

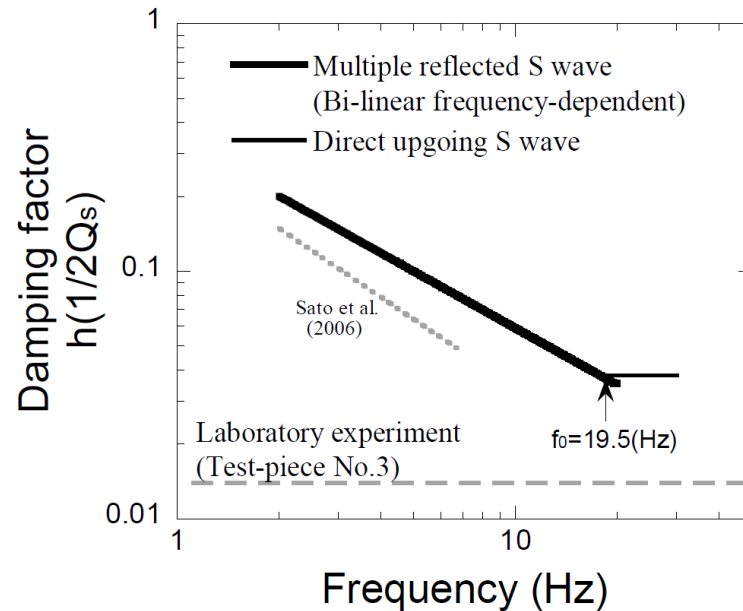
標高EL	層厚 (m)	S波速度 $V_s$ (km/s)	P波速度 $V_p$ (km/s)	密度 $\rho$ ( $t/m^3$ )	減衰定数 $h$ (%)	Q値
-10m	98.9	1.50	3.19	2.37	3.000	16.67
-108.9m	91.1	1.96	3.96	2.38	3.000	16.67
-200m	790	2.14	3.92	2.34	1.500	33.33
-990m	200	1.56	3.26	2.41	1.000	50
-1.19km	600	3.16	5.29	2.67	0.250	200
-1.79km	1,210	3.3	5.4	2.7	0.250	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

: 妥当性を確認した範囲

- 推定したQ値が設定した地下構造モデルのQ値を下回ることから, 設定した地下構造モデルのEL-200m~EL-990mの減衰構造は安全側に設定されていると考えられる。

(1) 検討方法

- 地下構造モデルの減衰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、佐藤(2012)に倣い、敷地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した。
- 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。また、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。



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



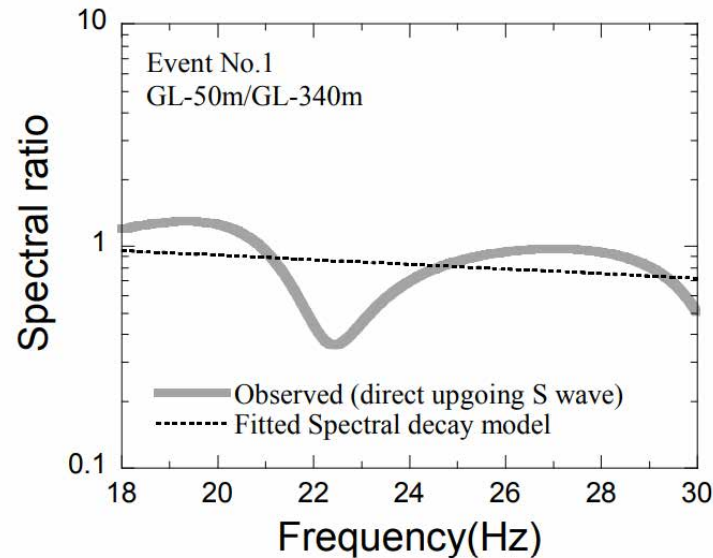
## (2) 減衰の推定方法

○ 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, 佐藤(2012)に倣い, 鉛直アレー地震観測点における2つの観測点間のS波直達上昇波のスペクトル比 $A/A_0$ ( $A$ は上部地震計のフーリエスペクトル,  $A_0$ は下部地震計のフーリエスペクトル)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

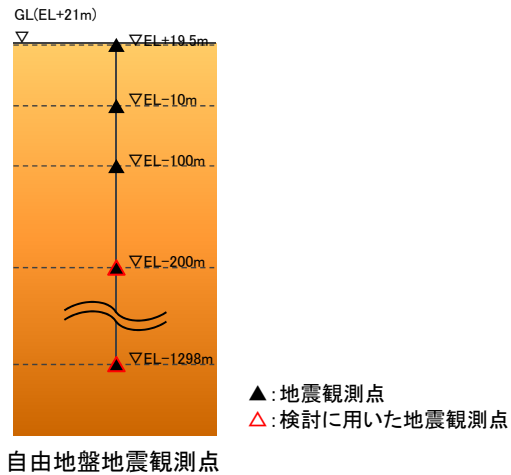


佐藤(2012)に示される観測記録に基づくS波直達上昇波のスペクトル比と  
 スペクトル低減モデルによりフィッティングした結果の比較

※ 佐藤(2012)より抜粋

### (3) 検討の対象とした地震

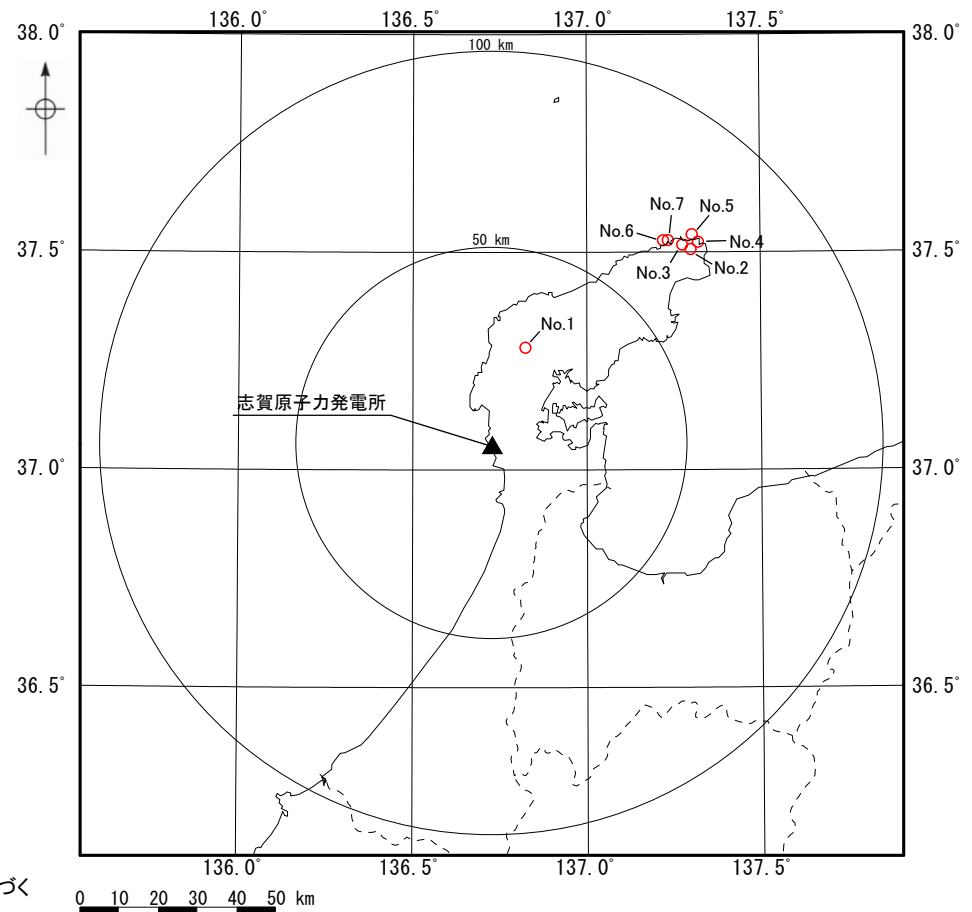
- 検討対象区間は、反射波の影響が小さい自由地盤地震観測点におけるEL-200m～EL-1298mとした。
- 検討の対象とした地震の諸元及び震央分布図を下記に示す。検討の対象は、2019年7月～2023年5月に自由地盤地震観測点におけるEL-1298mとEL-200mで同時に観測された地震のうち、敷地から100km以内において発生したM5以上の7地震とした。



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
5	2023/05/05	14:42	37.5390	137.3045	12.14	6.5	73.8
6	2023/05/05	14:53	37.5257	137.2218	12.81	5.0	67.7
7	2023/05/05	21:58	37.5263	137.2355	13.70	5.9	68.6

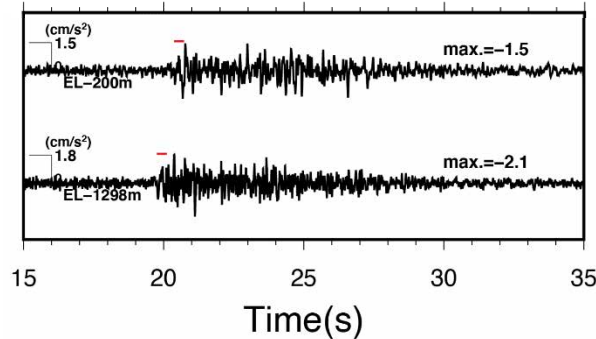
\* 気象庁「地震月報(カタログ編)」または防災科学技術研究所「Hi-net検測値データ」に基づく



検討の対象とした地震の震央分布図

(4) 検討結果

- 推定したQ値は26.81であり、設定した地下構造モデルのQ値を下回る。
- 推定したQ値26.81は、検討対象区間(EL-200m~EL-1298m)と概ね対応するD-8.6孔のEL-160m~EL-990mの区間のQ値測定結果27.4とも調和的である。

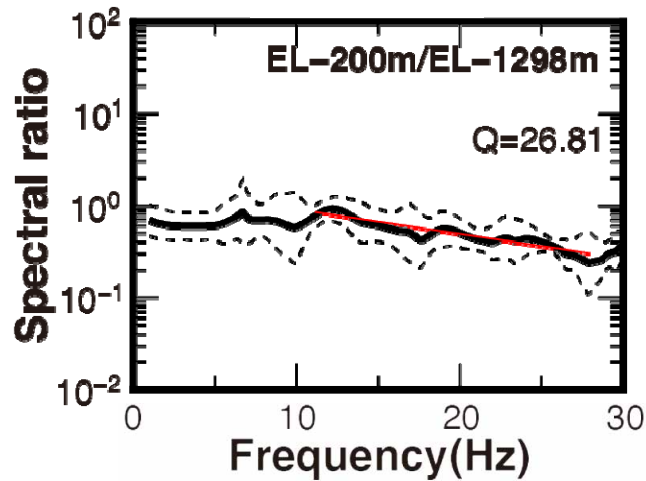


検討に用いた波形例

(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

- : S波直達上昇波スペクトル比(平均値)
- - - : S波直達上昇波スペクトル比(±σ)
- (red) : フィッティング結果



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

- 推定したQ値が設定した地下構造モデルのQ値を下回ることから、設定した地下構造モデルのEL-200m~EL-1.19kmの減衰構造は安全側に設定されていると考えられる。

---

### 3.3 地盤増幅特性の妥当性確認

(1) 検討方法

- 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した。
- 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った。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、探索範囲は下表の通りとした。

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	0.01~1	0~2	0.0250	0.01~1	0~2
	+19.5m ▲	2	2.4				~			~		
	+17.1m	3	22	1.97	300~1200	685~2740	0.1000	0.0500	0.01~2	0.0500	0.01~2	0~2
▽ 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	2.38	1960	3960	0.0182	0.01~1	0~2	0.0182	0.01~1	0~2
▽ 地震基盤面	-200m ▲	8	790	2.34	2140	3920	0.0106	0.01~1	0~2	0.0106	0.01~1	0~2
	-990m	9	200	2.41	1560	3260						
	-1190m	10	108	2.67	3160	5290	0.0106	0.01~1	0~2	0.0106	0.01~1	0~2
	-1298m ▲	11	$\infty$									

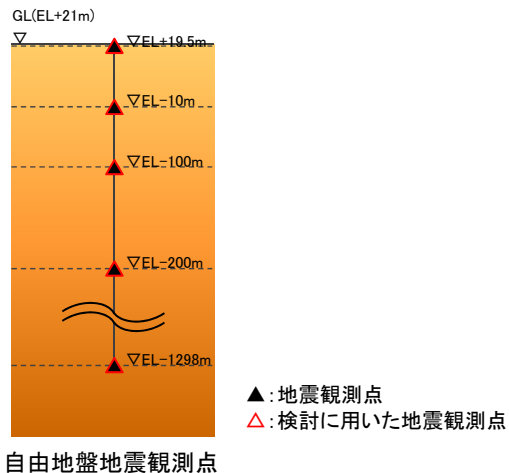
$h(f)=h_0 \times f^{-\alpha}$  (ただし、 $h_{min} \leq h(f) \leq 1$ )

探索範囲

▲ : 検討に用いた地震観測点

## (2) 検討の対象とした地震

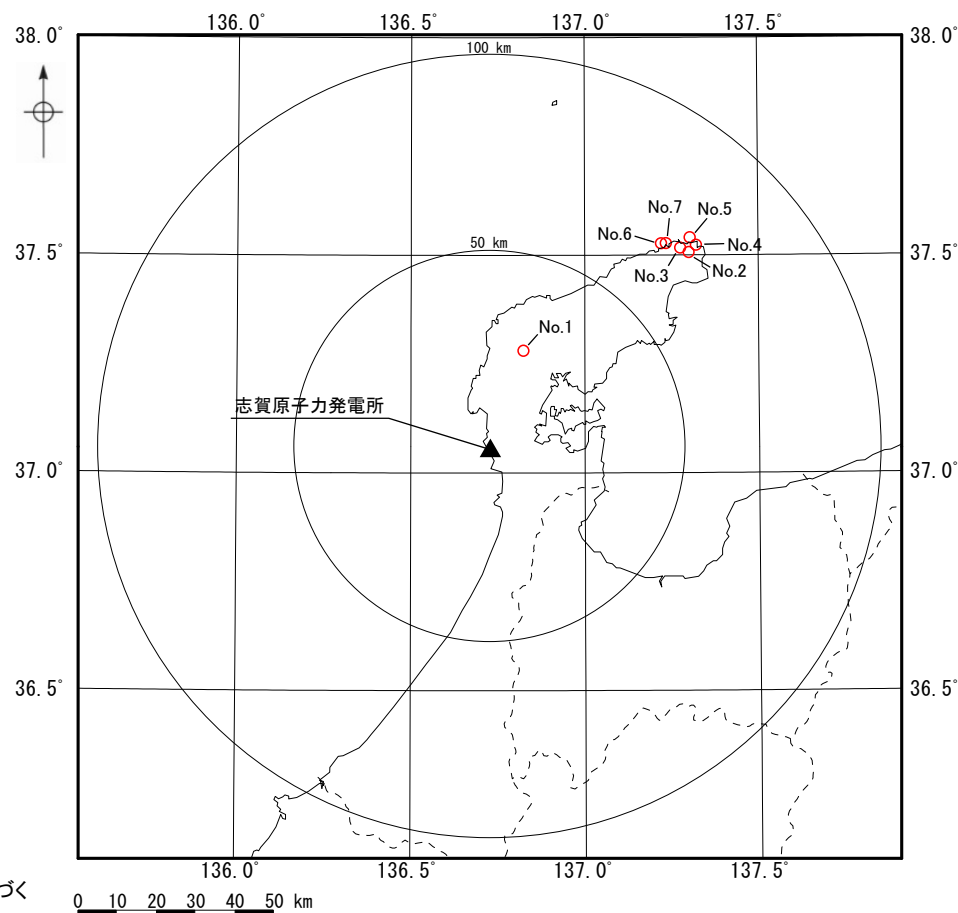
- 検討の対象とした地震の諸元及び震央分布図を下記に示す。
- 検討の対象は、2019年7月～2023年5月に自由地盤地震観測点における各観測点で同時に観測された地震のうち、敷地から100km以内において発生したM5以上の7地震とした。



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
5	2023/05/05	14:42	37.5390	137.3045	12.14	6.5	73.8
6	2023/05/05	14:53	37.5257	137.2218	12.81	5.0	67.7
7	2023/05/05	21:58	37.5263	137.2355	13.70	5.9	68.6

\* 気象庁「地震月報(カタログ編)」または防災科学技術研究所「Hi-net検測値データ」に基づく



検討の対象とした地震の震央分布図

(3) 逆解析結果 — 推定した地下構造モデル —

○ 逆解析により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 <sup>3</sup> )	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	267	297	0.0365	0.553	1.118	0.0537	0.507	0.644
	+19.5m ▲	2	2.4									
	+17.1m	3	22									
▽ 解放基盤	-4.9m	4	5.1	1.97	980	1429	0.0500	0.464	1.177	0.0500	1.767	1.343
	-10m ▲	5	90									
	-100m ▲	6	8.9									
	-108.9m	7	91.1									
▽ 地震基盤面	-200m ▲	8	790	2.38	1960	3960	0.0182	0.042	1.948	0.0182	0.108	1.225
	-990m	9	200									
	-1190m	10	108									
	-1298m ▲	11	∞									

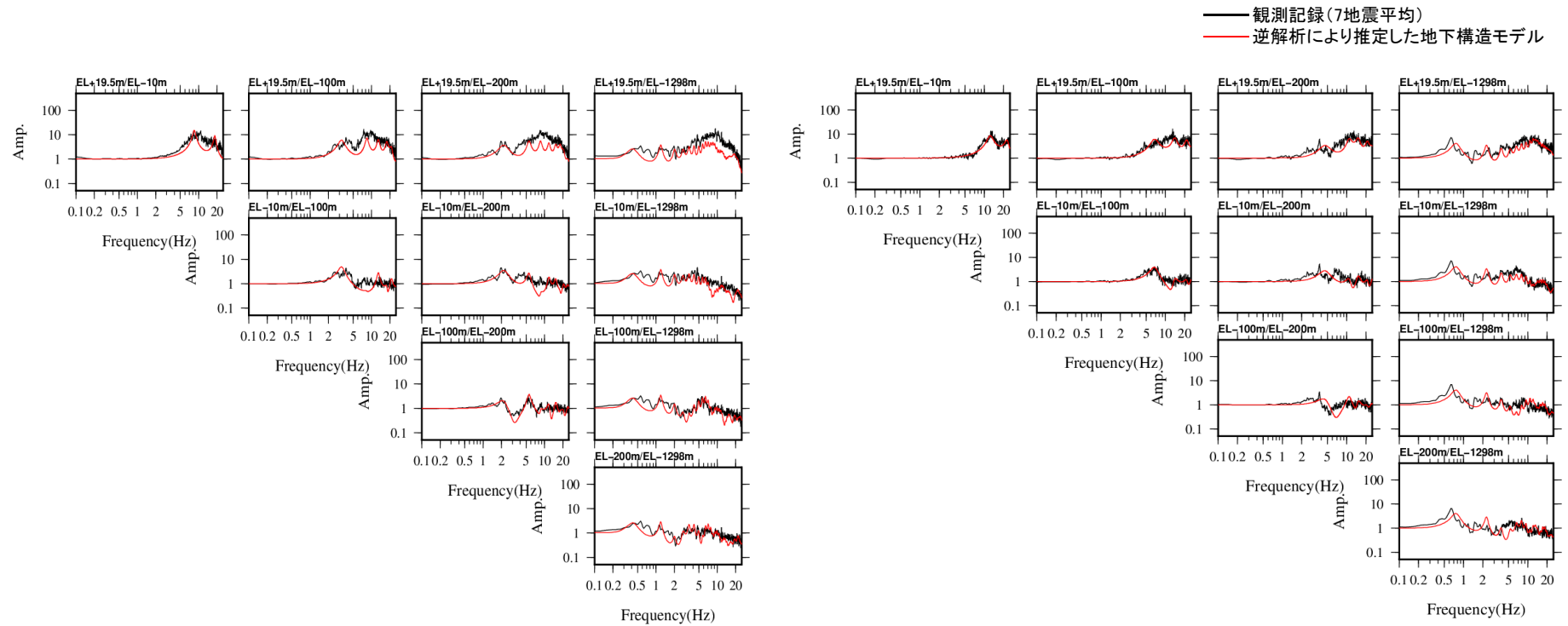
$h(f) = h_0 \times f^{-\alpha}$  (ただし,  $h_{min} \leq h(f) \leq 1$ )

■ : 探索範囲

▲ : 検討に用いた地震観測点

(3) 逆解析結果 — 観測記録の伝達関数と推定した地下構造モデルの伝達関数の比較 —

- 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

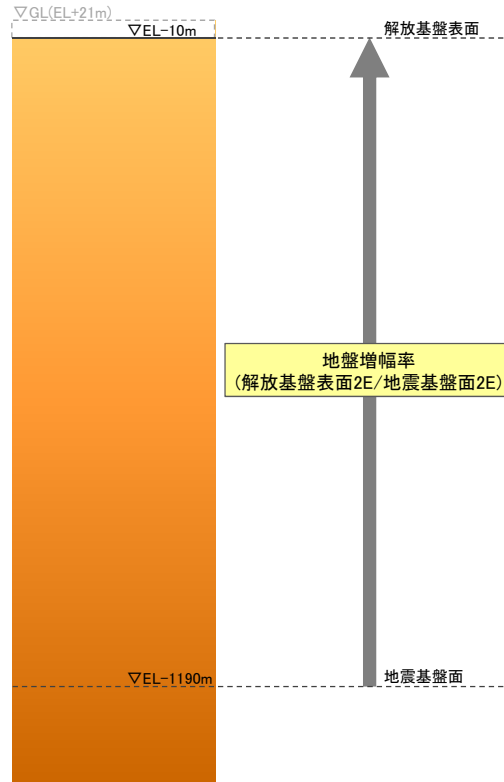
鉛直方向

伝達関数



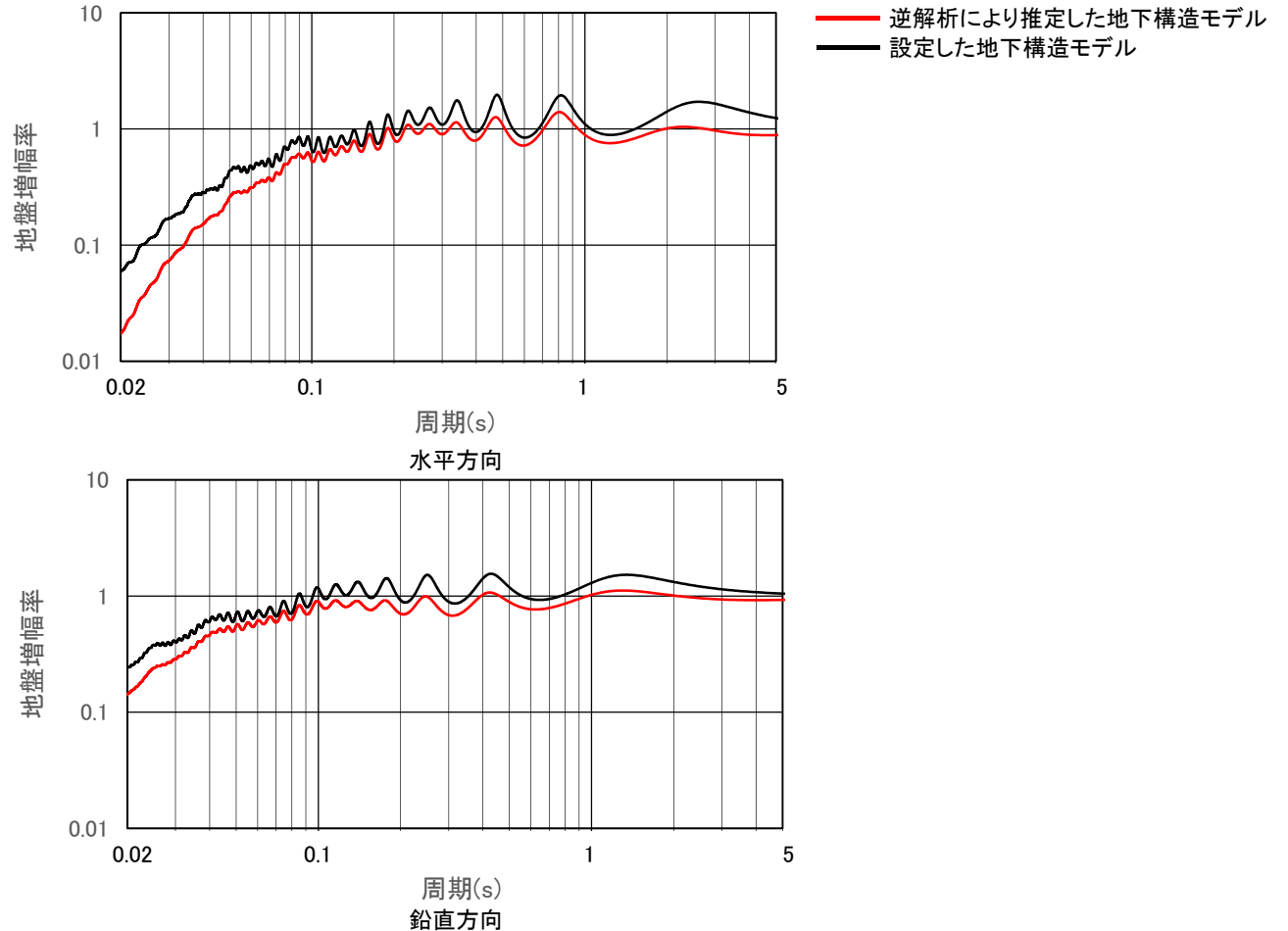
(4) 検討結果

- 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。



解放基盤表面以深のモデル

地盤増幅率算定の概要



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

- 設定した地下構造モデルの地盤増幅率は、推定した地下構造モデルの地盤増幅率を上回ることから、設定した地下構造モデルは安全側に設定されていると考えられる。

## まとめ

### 3.1 深部速度構造の妥当性確認

- 地下構造モデルの地震基盤面より深部の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))において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速度構造を比較した。
- Matsubara et al.(2022)により評価された敷地位置における地震基盤面より深部の速度構造と調和的であることから、設定した地下構造モデルの地震基盤面より深部の速度構造は適切に設定されていると考えられる。

### 3.2 減衰構造の妥当性確認

#### 3.2.1 地震波干渉法を用いた減衰の検討

- 地下構造モデルの減衰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、Fukushima et al.(2016)に倣い、地震波干渉法を敷地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した。
- 推定したQ値が設定した地下構造モデルのQ値を下回ることから、設定した地下構造モデルのEL-10m～EL-200mの減衰構造は安全側に設定されていると考えられる。

#### 3.2.2 岩石コアを用いた減衰の検討

- 地下構造モデルの減衰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、佐藤・岡田(2012)に倣い、敷地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した。
- 推定したQ値が設定した地下構造モデルのQ値を下回ることから、設定した地下構造モデルのEL-200m～EL-990mの減衰構造は安全側に設定されていると考えられる。

#### 3.2.3 S波直達上昇波を用いた減衰の検討

- 地下構造モデルの減衰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、佐藤(2012)に倣い、敷地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した。
- 推定したQ値が設定した地下構造モデルのQ値を下回ることから、設定した地下構造モデルのEL-200m～EL-1.19kmの減衰構造は安全側に設定されていると考えられる。

### 3.3 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した。
- 設定した地下構造モデルの地盤増幅率は、推定した地下構造モデルの地盤増幅率を上回ることから、設定した地下構造モデルは安全側に設定されていると考えられる。

➤ 以上により、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。

---

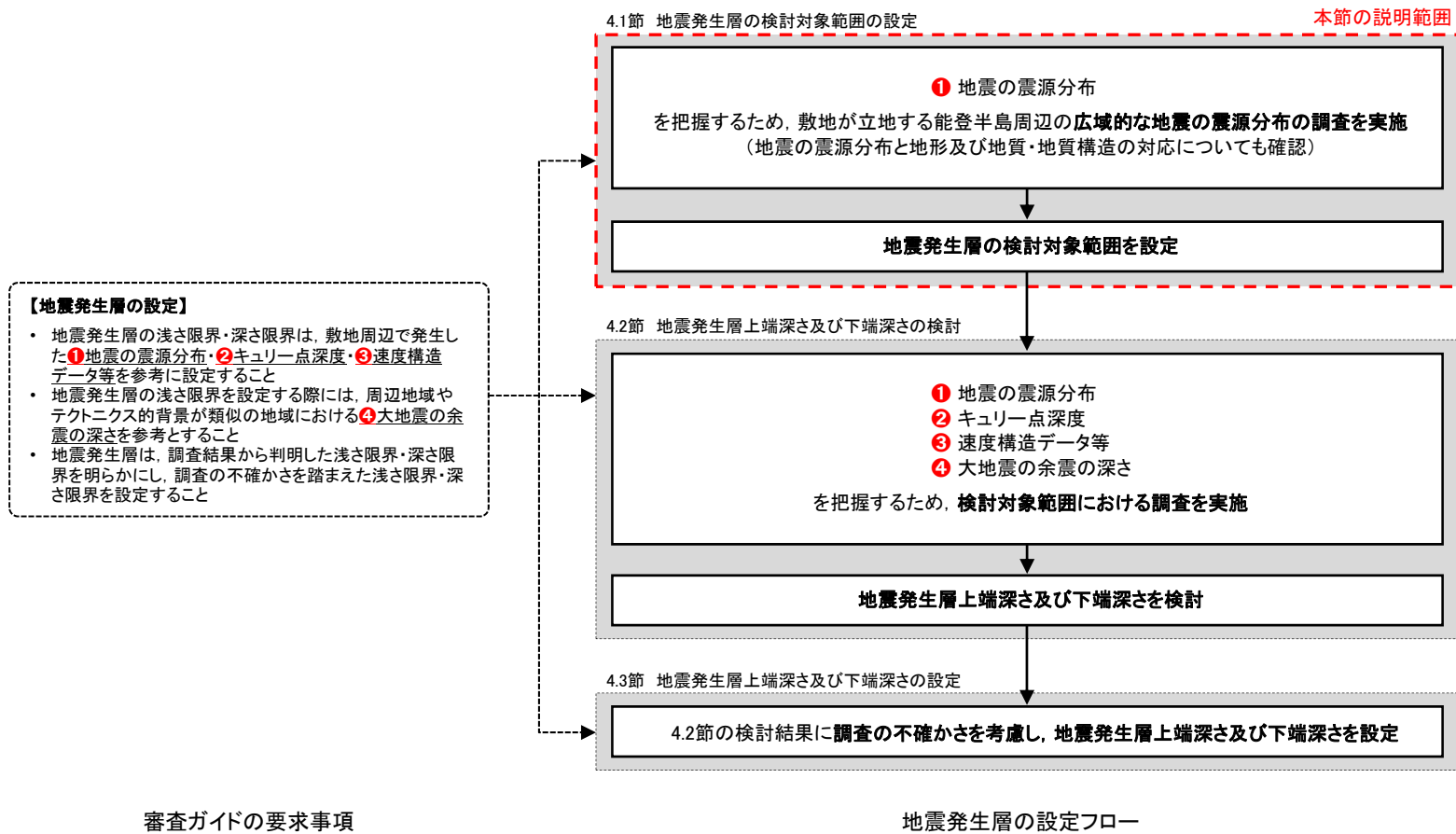
## 4. 地震発生層の設定

---

## 4.1 地震発生層の検討対象範囲の設定

## (1) 検討対象範囲の設定方法

- 4.1節では、敷地が立地する能登半島周辺の「①地震の震源分布」を把握するため、広域的な地震の震源分布の調査を行う。また、能登半島周辺の①を把握した結果を踏まえ、地震発生層の検討対象範囲を設定する。
- 広域的な地震の震源分布の調査の手法等の概要を次頁に示す。



## (2) 調査の手法等の概要

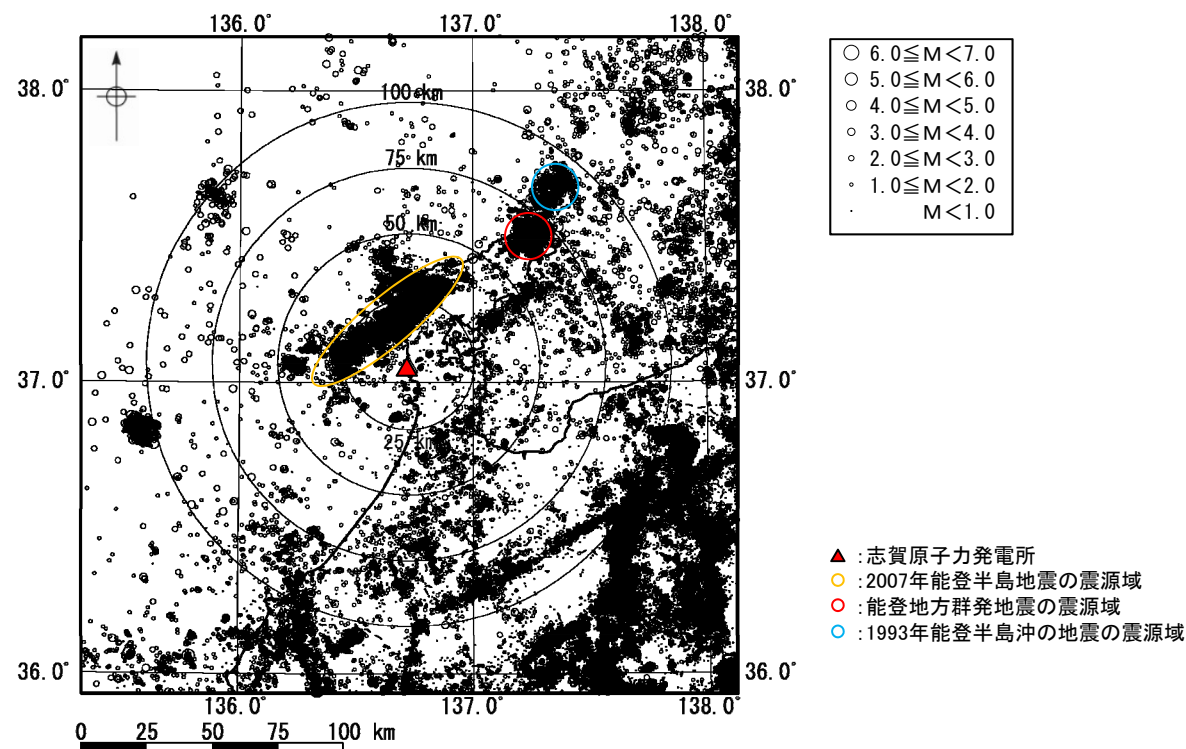
○ 広域的な地震の震源分布の調査の目的, 対象及び手法を下表に示す。

【調査の目的, 対象及び手法】

調査の目的		対象		手法		詳細説明
		水平方向	深さ方向	種別	内容	
①	地震の震源分布の把握	能登半島周辺	深さ30km以浅 (内陸地殻内)	気象庁「地震月報(カタログ編)」の震源データに基づく検討	震源データから, 地震の震源分布を確認する。 (地震の震源分布と地形及び地質・地質構造の対応についても確認する)	P182~188

## (1)能登半島周辺の地震の震央分布

- 1997年10月～2022年3月の気象庁「地震月報(カタログ編)」の震源データ(震源深さ30km以浅)を用いて、能登半島周辺の地震の震央分布を確認した。
- 敷地から半径50kmの範囲には北西方向に2007年能登半島地震、敷地から半径75kmの範囲には北東方向に2020年12月頃から活発化している石川県能登地方の一連の地震(以下、「能登地方群発地震」という)、敷地から半径100kmの範囲には北東方向に1993年能登半島沖の地震の集中がみられ、これらの地震は、能登半島北岸に沿って北東-南西方向の走向に分布している。

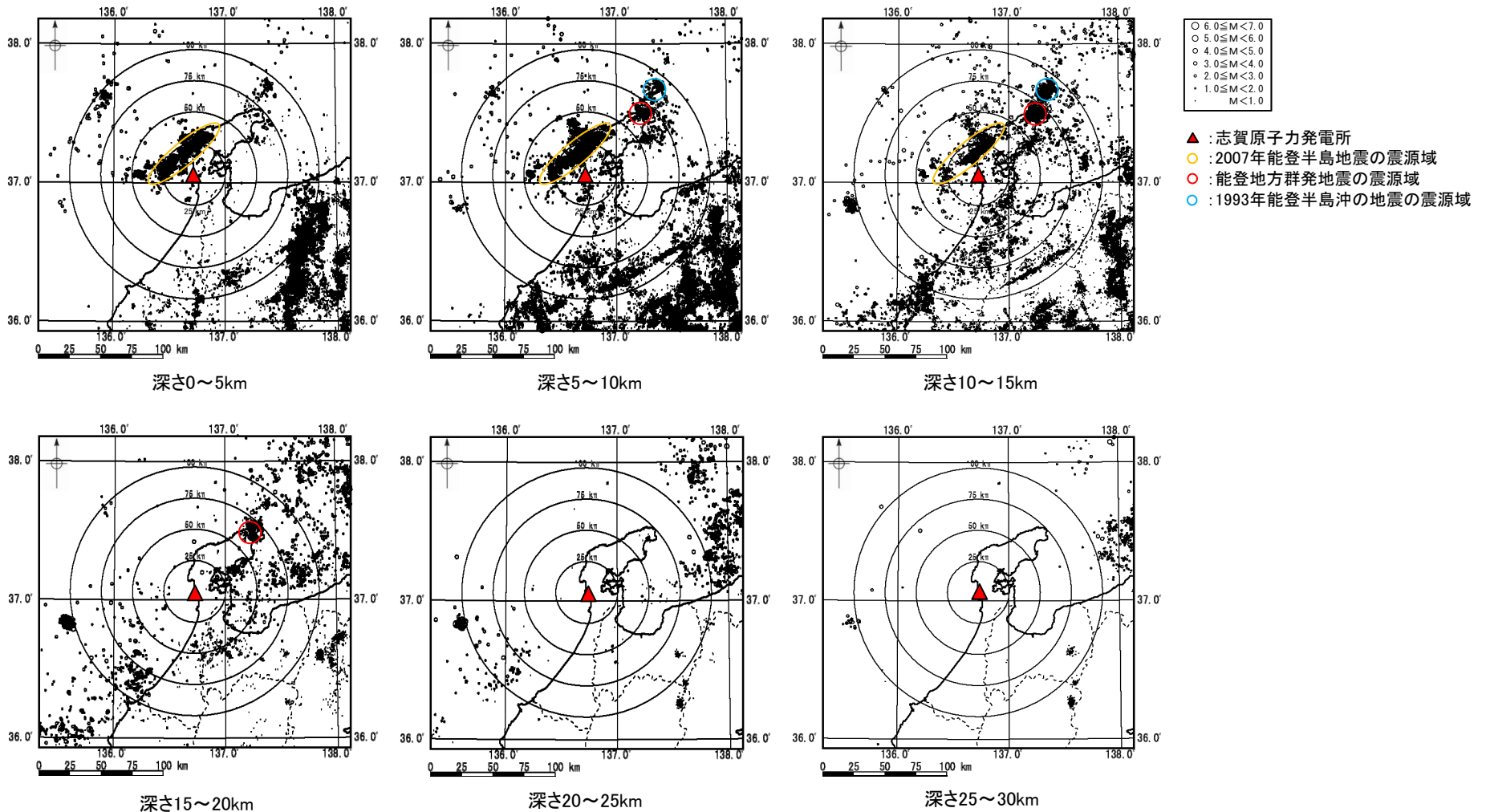


1997年10月～2022年3月の地震の震央分布図

- 能登半島周辺においては、2007年能登半島地震、能登地方群発地震及び1993年能登半島沖の地震の集中がみられ、これらの地震は、能登半島北岸に沿って北東-南西方向の走向に分布している。

## (2)能登半島周辺の深さ別の地震の震央分布

- 能登半島周辺の深さ別の地震の震央分布を確認した。
- 能登半島周辺においては、深さ20～30kmに地震はほとんどみられず、深さ15km以浅で比較的多く地震がみられる。
- 敷地周辺では、2007年能登半島地震の震源域において地震が深さ0～15kmに概ねN50° Eの走向で集中してみられる。敷地からやや離れたところでは、能登地方群発地震の震源域において地震が深さ5～20kmに、1993年能登半島沖の地震の震源域において地震が深さ5～15kmに集中してみられる。



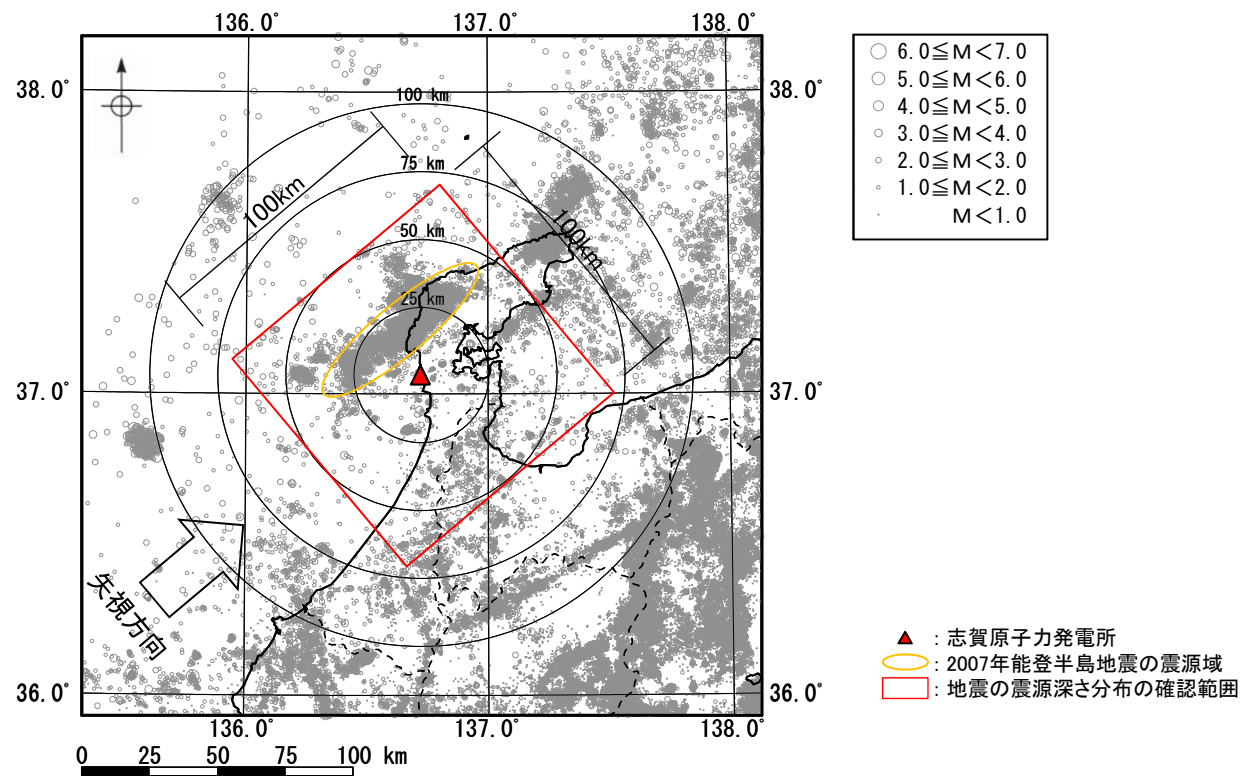
深さ別の地震の震央分布図

➤ 敷地周辺では、2007年能登半島地震の震源域において地震が比較的浅く、概ねN50° Eの走向で集中してみられる。



(3) 敷地周辺の地震の震源深さ分布(1/2)

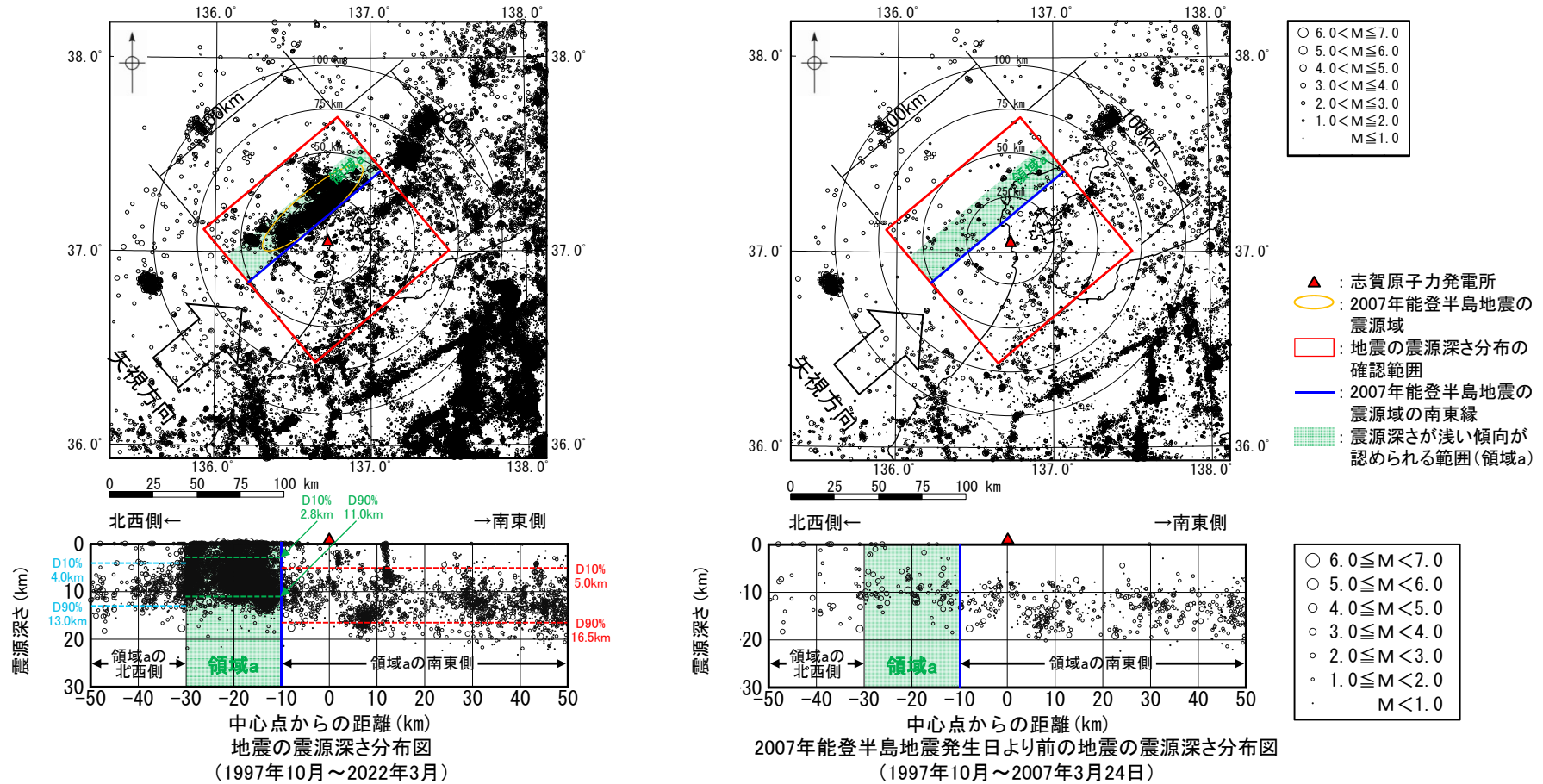
○ 能登半島周辺の深さ別の地震の震央分布より、敷地周辺では、2007年能登半島地震の震源域において地震が比較的浅く、概ねN50° Eの走向で集中してみられることから、この震源域を含む敷地を中心とする100km四方の範囲について、N50° Eに直交する断面の震源深さ分布を確認した。



地震の震源深さ分布の確認範囲

### (3) 敷地周辺の地震の震源深さ分布(2/2)

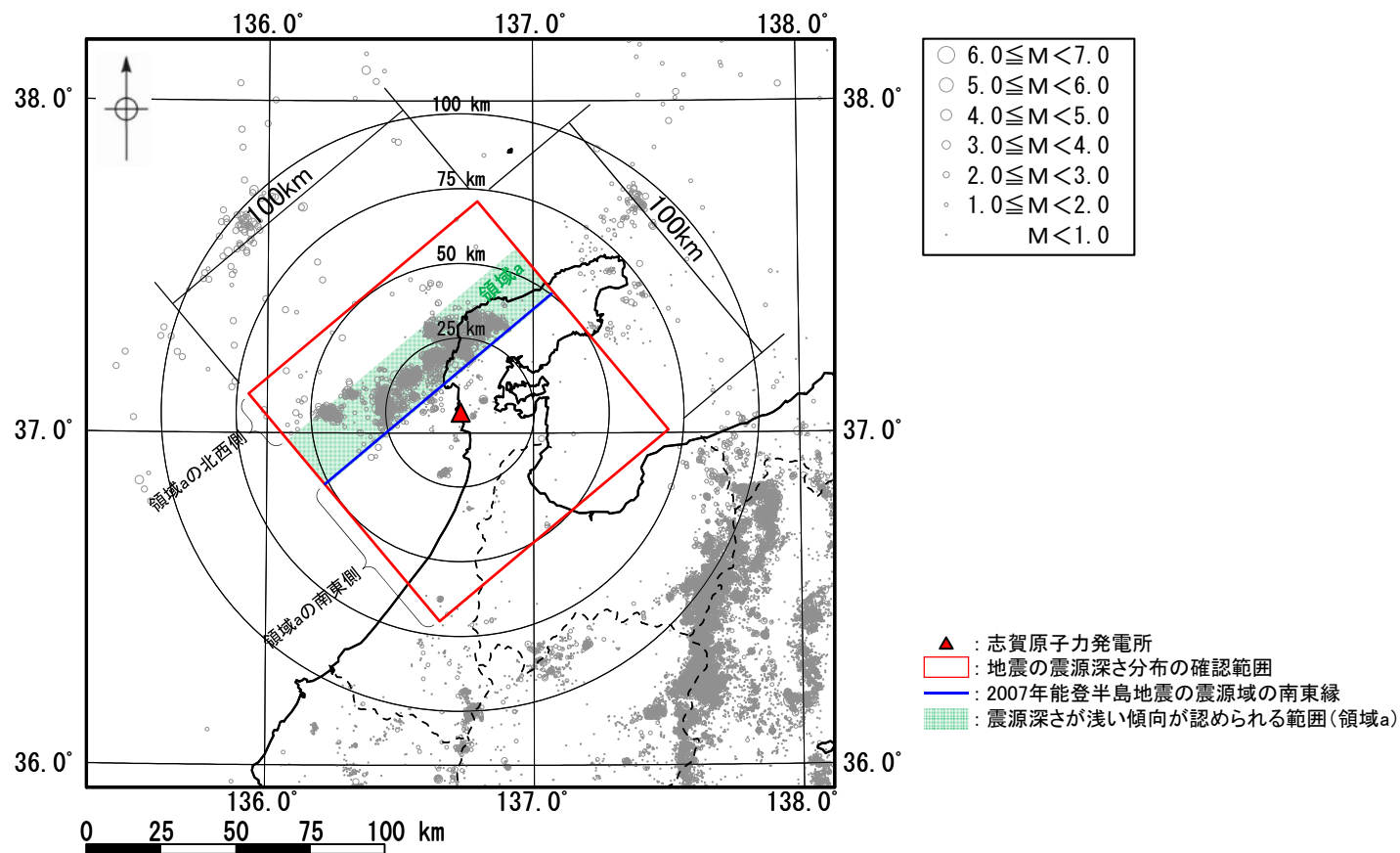
- 敷地周辺の地震の震源深さ分布を左下図に示す。
- 中心点から北西側の-10km程度において、2007年能登半島地震の震源域の南東縁がみられ、これより北西側の20km程度の範囲の震源深さは、浅い傾向が認められる(以下、この傾向が認められる範囲を、20km(北西-南東方向)×100km(北東-南西方向)の範囲として「領域a」という)。また、領域aの北西側及び南東側は震源深さが深い傾向が認められ、領域aの北西側は、領域aの南東側に比べてやや浅い傾向が認められる。(左下図に、領域a、領域aの北西側及び南東側のD10%及びD90%も併せて示す。)
- また、上記で認められた震源深さ分布の傾向が、2007年能登半島地震発生日より前においても認められるか確認するため、当該地震発生日より前の地震の震源深さ分布についても確認した。当該地震発生日より前の地震の震源深さ分布を右下図に示す。
- 当該地震発生日より前の地震の震源深さ分布においても、震源データは少ないものの、上記で確認した傾向と概ね同様の傾向が認められる。



- 2007年能登半島地震の震源域の南東縁の北西側の20km程度の範囲(領域a: 20km(北西-南東方向)×100km(北東-南西方向)の範囲)の震源深さは、領域aの北西側及び南東側よりも浅い傾向が認められる。
- また、領域aの北西側は、領域aの南東側に比べて震源深さがやや浅い傾向が認められる。

(4) 敷地周辺の地震の震央分布と地形及び地質・地質構造の対応 (1/3)

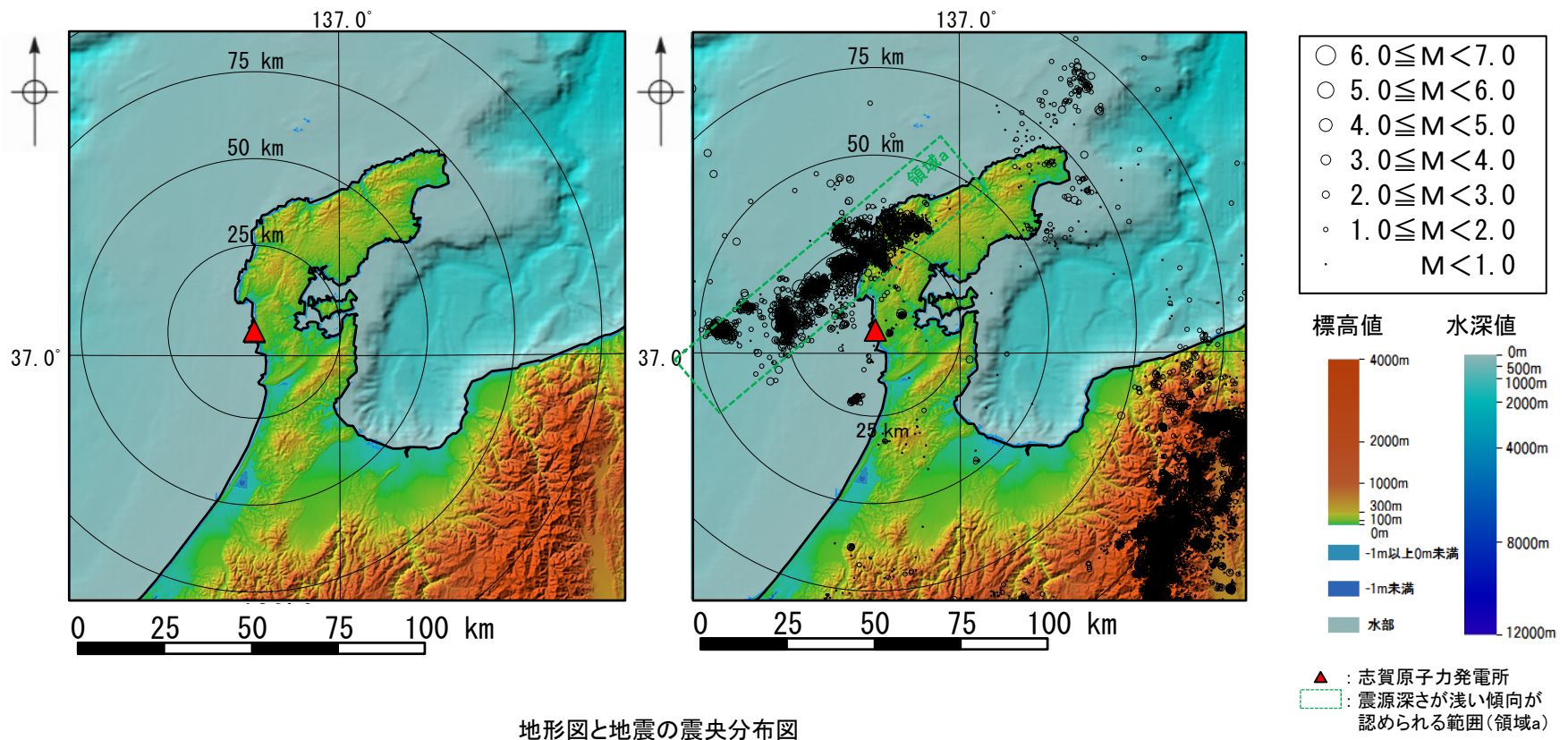
- 敷地周辺の地震の震源深さ分布の調査においては、2007年能登半島地震の震源域の南東縁の北西側の20km程度の範囲(領域a: 20km(北西-南東方向) × 100km(北東-南西方向)の範囲)の震源深さが、領域aの北西側及び南東側よりも浅い傾向が認められた。
- ここでは、領域aの震源深さが浅い地震(深さ0~5kmの地震)の震央分布と地形及び地質・地質構造の対応を確認した。



深さ0~5kmの地震の震央分布図及び領域aの位置図

(4) 敷地周辺の地震の震央分布と地形及び地質・地質構造の対応(2/3)

- 深さ0～5kmの地震の震央分布と能登半島周辺の地形の対応を下图に示す。
- 能登半島周辺の地形図によれば、能登半島北部の海岸線や低山・丘陵の稜線は北東-南西方向に延びており、低山・丘陵の稜線は北西側に偏在している。一方、敷地が位置する能登半島中部の地形は、標高200m以下の平頂丘陵となっている。深さ0～5kmの地震は、能登半島北部に偏在する低山・丘陵の稜線及びその延長方向に集中してみられる。

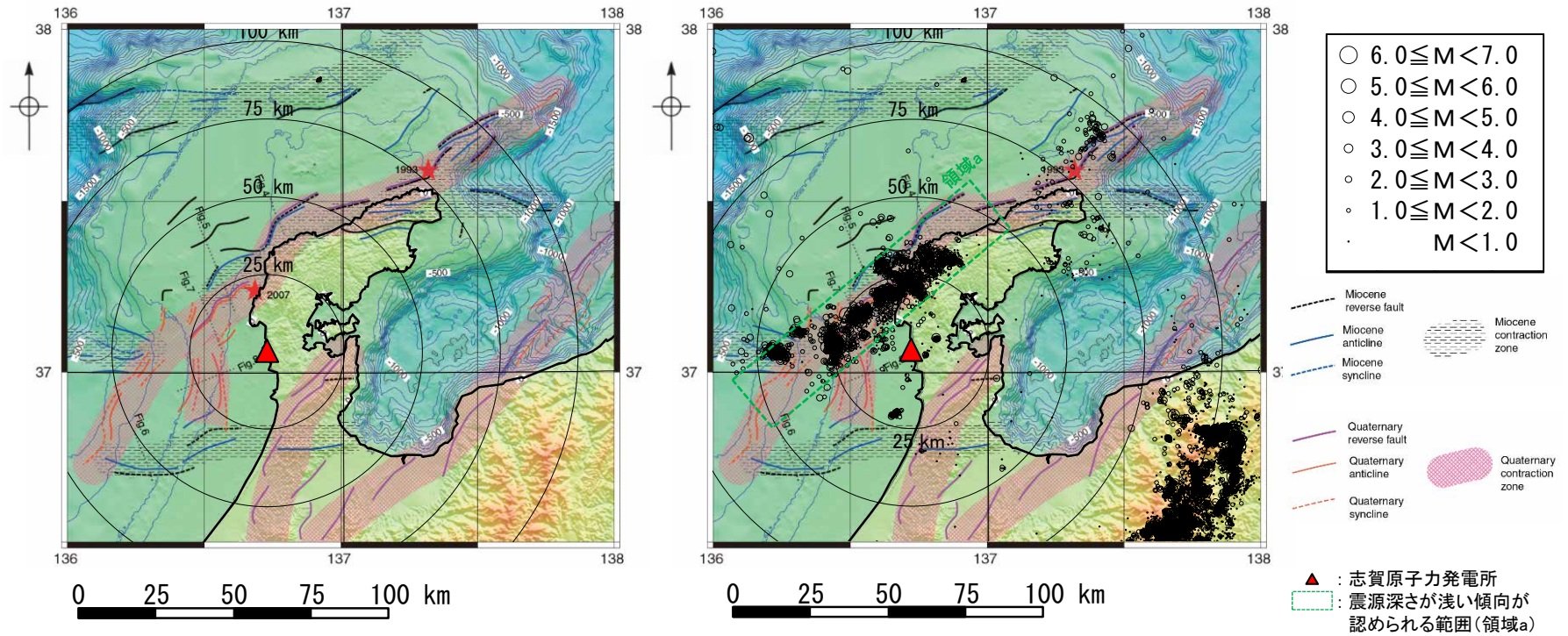


地形図と地震の震央分布図  
 (左図: 地形図, 右図: 地形図+深さ0～5kmの地震の震央分布図)

※国土地理院地理院地図(電子国土Web)に一部加筆

(4) 敷地周辺の地震の震央分布と地形及び地質・地質構造の対応 (3/3)

- 深さ0~5kmの地震の震央分布と能登半島周辺の地質・地質構造の対応を下図に示す。
- 岡村(2007)の地質・地質構造図によれば、3列の第四紀ひずみ集中帯がみられる。深さ0~5kmの地震は、これら第四紀ひずみ集中帯のうち、能登半島の北東沖から南西沖まで、北東-南西方向の走向をもつ断層群が断続的に分布する全長約180kmの第四紀ひずみ集中帯に集中してみられる。

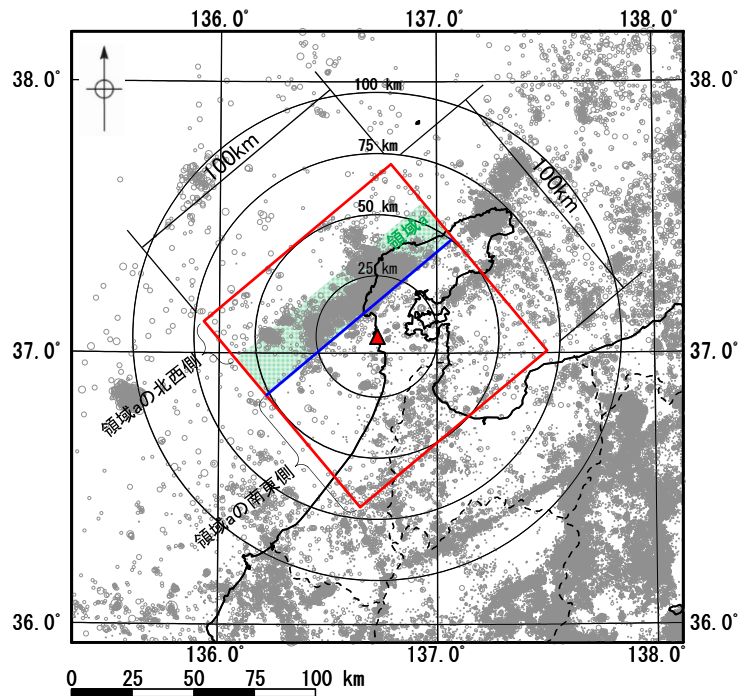


地質・地質構造図と震央分布図  
 (左図:地質・地質構造図, 右図:地質・地質構造図+深さ0~5kmの地震の震央分布図)  
 ※岡村(2007)に一部加筆

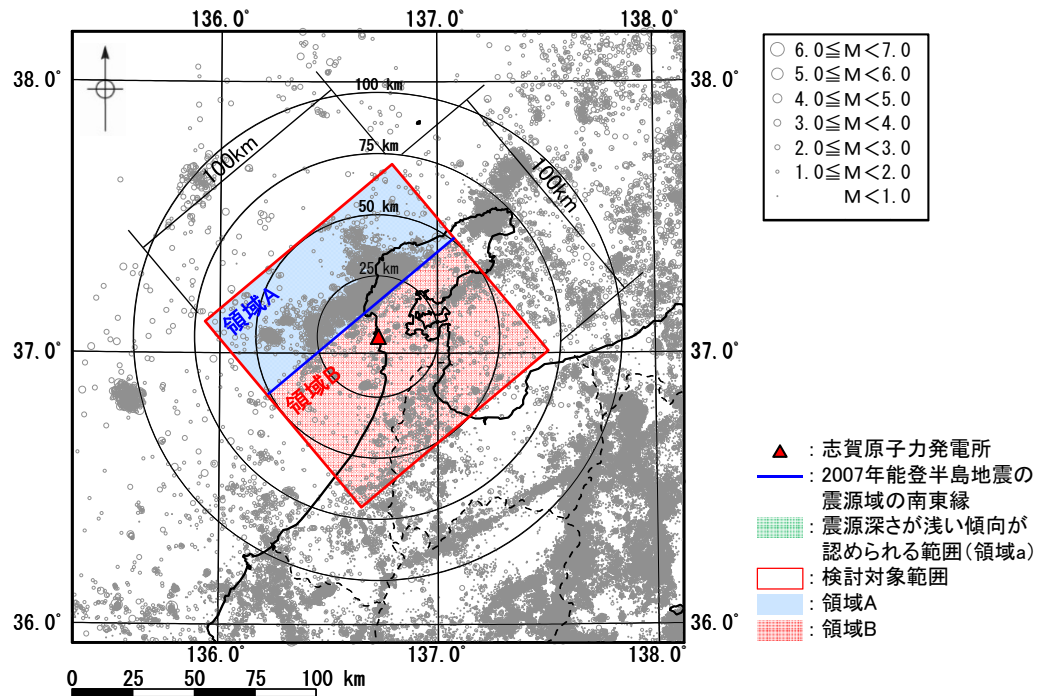
➤ 深さ0~5kmの地震の震央分布と地形及び地質・地質構造の対応を確認した結果、能登半島北部に偏在する低山・丘陵の稜線及び能登半島の北東沖から南西沖の断層群や第四紀ひずみ集中帯は、いずれも北東-南西方向の走向で分布しており、領域aの震源深さが浅い地震の震央分布と整合的である。

## 地震発生層の検討対象範囲の設定

- 4.1.1項の広域的な地震の震源分布の調査の結果、敷地周辺では、2007年能登半島地震の震源域において地震が概ねN50° Eの走向で集中し、この震源域の南東縁の北西側の20km程度の範囲(領域a: 20km(北西-南東方向) × 100km(北東-南西方向)の範囲)の震源深さは、領域aの北西側及び南東側よりも浅い傾向が認められる。このことから、地震発生層の検討対象範囲は、領域aを含む敷地を中心とする100km四方の範囲とする。(左下図)
- また、能登半島北部に偏在する低山・丘陵の稜線及び能登半島の北東沖から南西沖の断層群や第四紀ひずみ集中帯は、いずれも北東-南西方向の走向で分布し、領域aの震源深さが浅い地震の震央分布と整合的である(P187~188参照)ことから、検討対象範囲は領域aとそれ以外の範囲に区分できるものと考えられる。さらに、領域aの北西側は、領域aの南東側に比べて震源深さがやや浅い傾向が認められることも考慮し、検討対象範囲は、2007年能登半島地震の震源域の南東縁を境界として、北西側を領域A、南東側を領域Bと区分して設定する。(右下図)



領域aと検討対象範囲の位置図



設定した地震発生層の検討対象範囲

- 地震発生層上端深さ及び下端深さの検討対象範囲は、震源深さが浅い傾向が認められる範囲を含む敷地を中心とする100km四方の範囲とし、2007年能登半島地震の震源域の南東縁を境界として、北西側を領域A、南東側を領域Bと設定する。

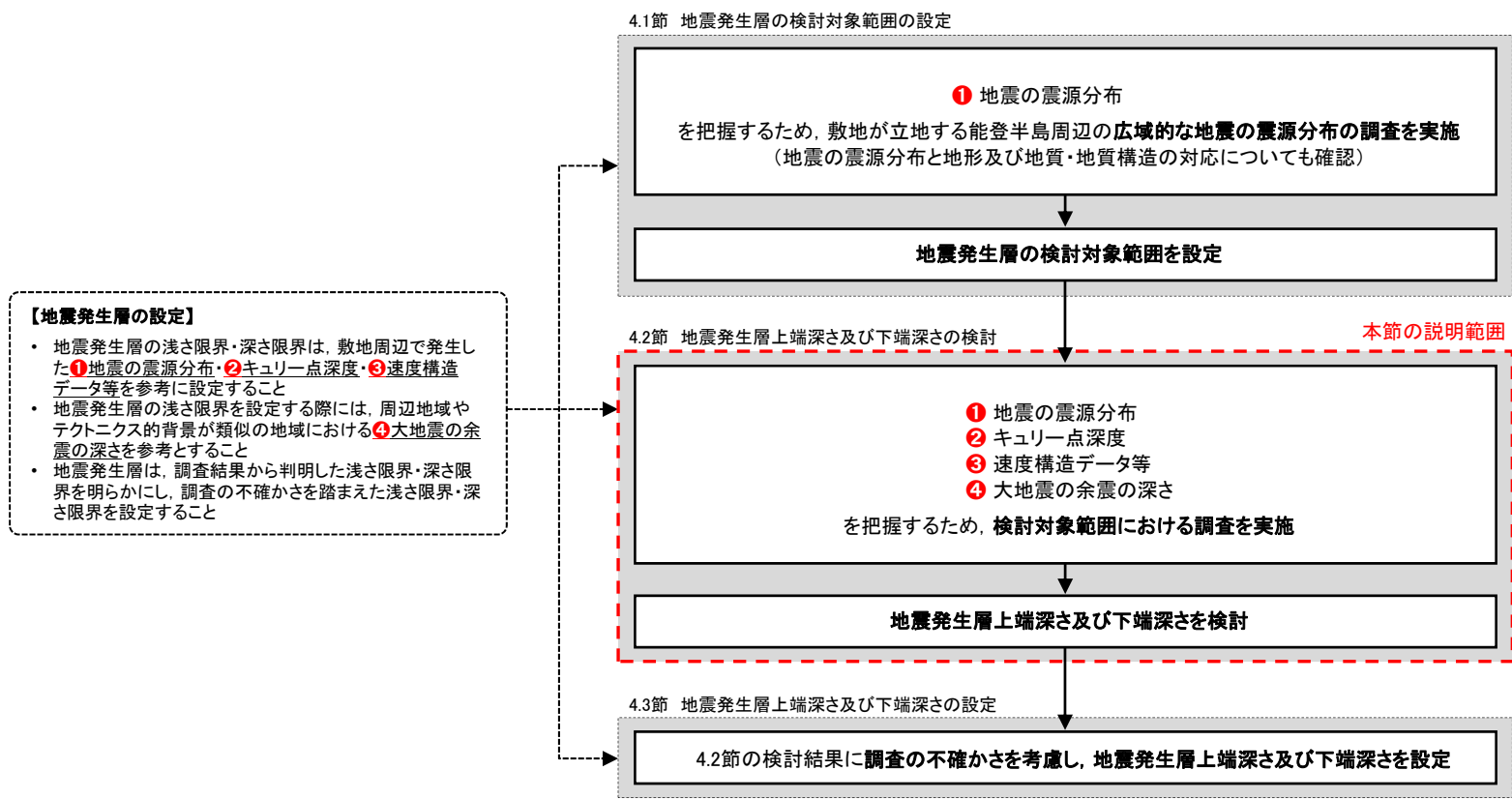
※ 検討対象範囲は領域aを含む敷地を中心とする100km四方の範囲とし、2007年能登半島地震の震源域の南東縁を境界として、北西側を領域A、南東側を領域Bと設定したが、敷地を中心とする125km四方の範囲及び150km四方の範囲とした場合においても、領域Aが領域Bに対して、震源深さが浅くなる傾向を気象庁「地震月報(カタログ編)」の震源データに基づく検討により確認している。(詳細は補足説明資料(P227)参照)

---

## 4.2 地震発生層上端深さ及び下端深さの検討

(1) 検討方法

- 4.2節では、4.1節で設定した検討対象範囲の「①地震の震源分布」、「②キュリー一点深度」、「③速度構造データ等」及び「④大地震の余震の深さ」を把握するため、検討対象範囲における調査を実施する。また、検討対象範囲の①～④を把握した結果を踏まえ、地震発生層上端深さ及び下端深さを検討する。
- 検討対象範囲における調査の手法等の概要を次頁に示す。



審査ガイドの要求事項

地震発生層の設定フロー



(2) 調査の手法等の概要

○ 検討対象範囲における調査の目的と各調査の対象及び手法を下表に示す。

【調査の目的と各調査の対象及び手法】

調査の目的		対象		手法		詳細説明
		水平方向	深さ方向	種別	内容	
①	地震の震源分布の把握	検討対象範囲※	上端深さ 下端深さ	気象庁「地震月報(カタログ編)」の震源データに基づく検討	領域A及び領域BにおけるD10%及びD90%を求める。	P193～194
				文献調査	領域A及び領域BにおけるD10%及びD90%を確認する。	P193, P195
②	キュリー点深度の把握		下端深さ	文献調査	キュリー点深度分布図から、領域A及び領域BにおけるD90%と相関があるキュリー点深度を確認する。	P211～212
③	速度構造データ等の把握		上端深さ	文献調査	速度構造断面から、領域A及び領域BにおけるP波速度が5.8km/sの層の上端深さを確認する。	P196～199
				群速度に基づく検討	敷地周辺の微動観測記録による群速度と敷地の地下構造モデルによる理論群速度を比較することで、領域BにおけるP波速度が5.8km/sの層の上端深さを検討する。	P196, P200
			下端深さ	文献調査	コンラッド面深さの図から、領域A及び領域Bにおけるコンラッド面深さを確認する。	P207～210
④	大地震の余震の深さの把握		上端深さ	文献調査	検討対象範囲の領域Aで発生した2007年能登半島地震について、当該地震の震源域の上端深さに関する知見を整理し、当該地震の震源域の上端深さを総合的に判断する。	P201～206

※ 4.1節で設定した敷地を中心とする100km四方の範囲

## (1) 検討方法

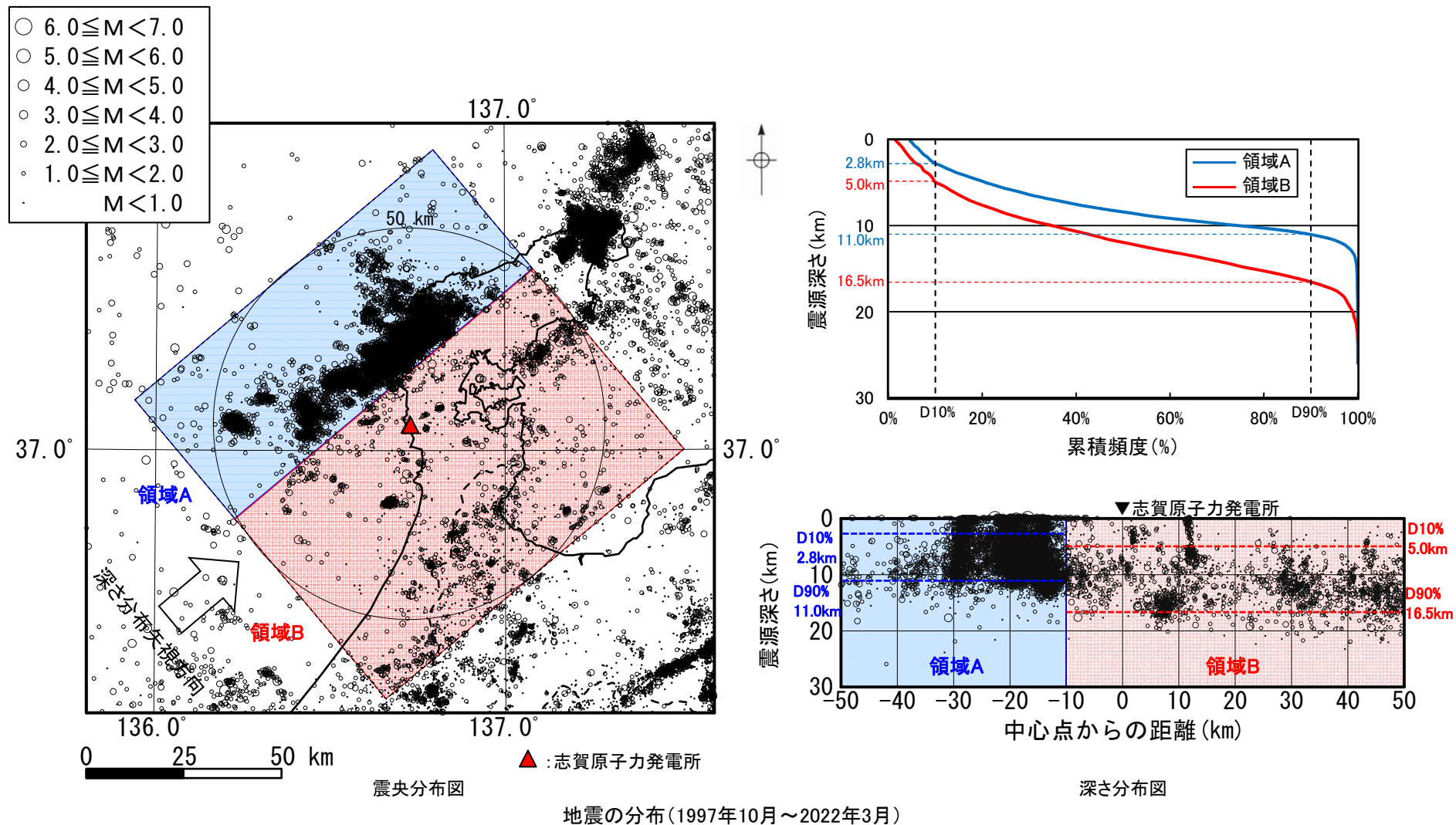
- 検討対象範囲の地震発生層上端深さ及び下端深さを検討するため、地震の震源分布による検討を実施した。
- 下表に示す既往の知見によると、地震数を浅い方から積算して10%及び90%になる深さ(D10%及びD90%)は、地震発生層上端深さ及び下端深さの目安になり得る。
- 地震の震源分布による検討は、気象庁の震源データに基づく検討及び文献調査により行った。
- 気象庁の震源データに基づく検討では、領域A及び領域BにおけるD10%及びD90%を求めた。
- 文献調査では、文献に示されている領域A及び領域BにおけるD10%及びD90%を確認した。

地震発生層とD10%及びD90%に係る既往の知見

知見	知見の概要
地震調査研究推進本部(2020)	地震発生層下限および断層モデル上端の深さは微小地震の深さ分布から決めることができるとしている。
伊藤(2002)	地震数を浅い方から積算して、10%、90%になる深さは地震の上限と下限の目安として用いることができるとしている。

(2) 気象庁の震源データに基づく検討

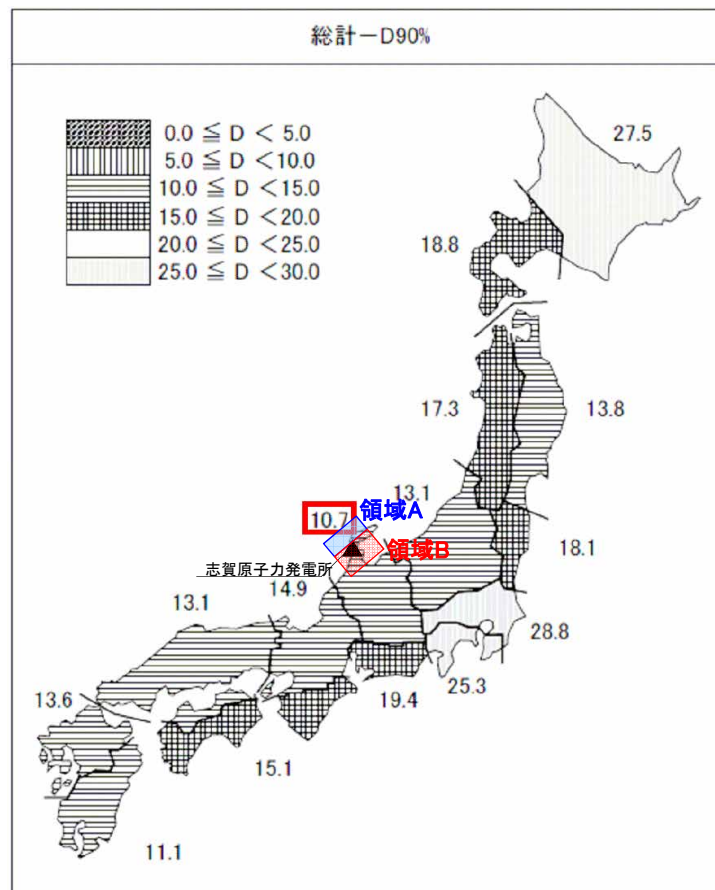
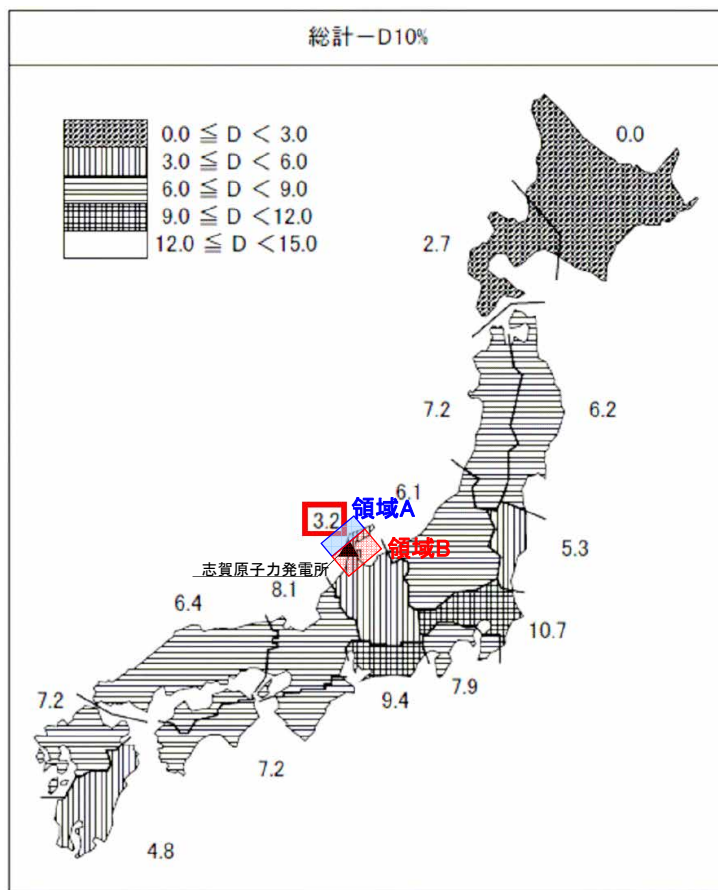
○ 1997年10月から2022年3月までの気象庁「地震月報(カタログ編)」の震源データ(震源深さ30km以浅)を用いて, 検討対象範囲のD10%及びD90%を求めると, 領域Aではそれぞれ2.8km及び11.0km, 領域Bではそれぞれ5.0km及び16.5kmとなる。



➤ 気象庁の震源データに基づく検討によれば, 地震発生層上端深さ及び下端深さは, 領域Aについてはそれぞれ2.8km及び11.0km, 領域Bについてはそれぞれ5.0km及び16.5kmであると考えられる。

(3) (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端深さ及び下端深さの検討を行い、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、敷地が位置する地震域では、領域A、領域Bとも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D10%及びD90%

※ (独)原子力安全基盤機構(2004)に一部加筆

- (独)原子力安全基盤機構(2004)に基づく検討によれば、地震発生層上端深さ及び下端深さは、領域A、領域Bともそれぞれ3.2km及び10.7kmであると考えられる。

## (1) 検討方法

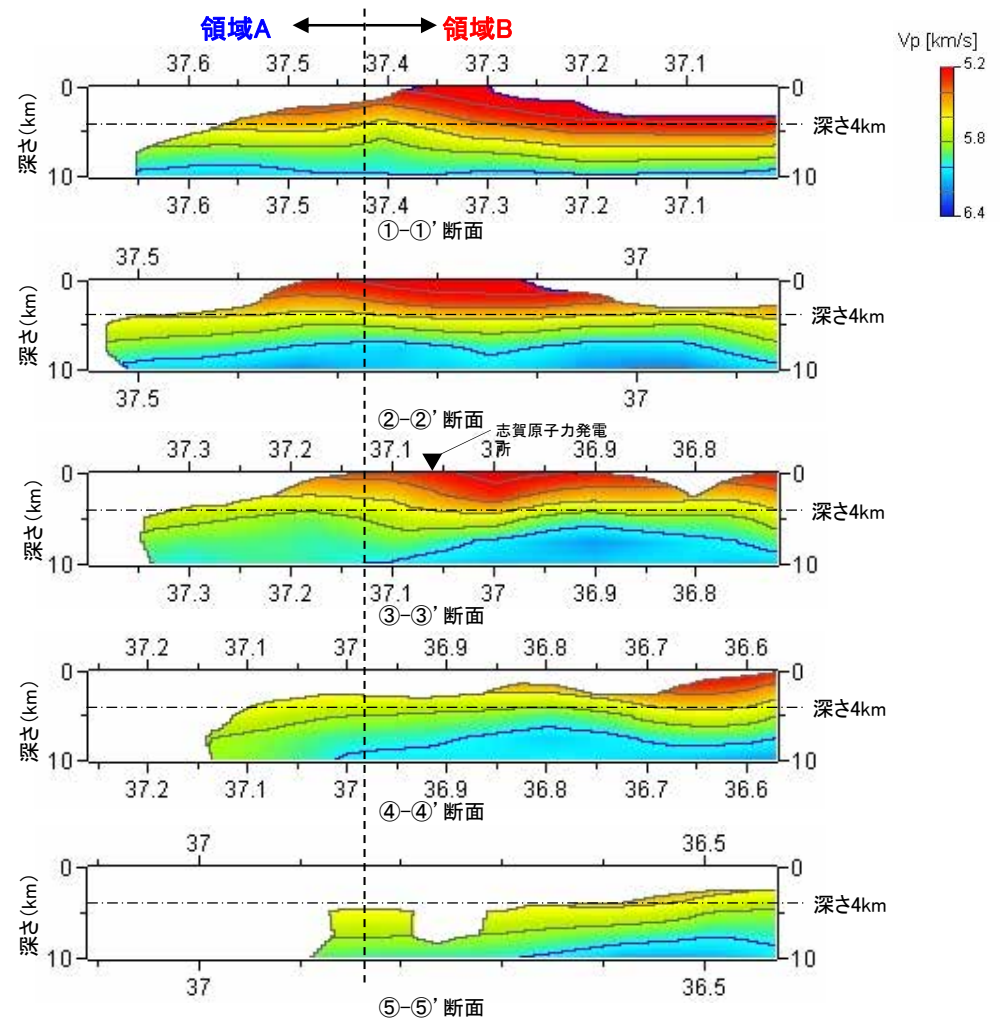
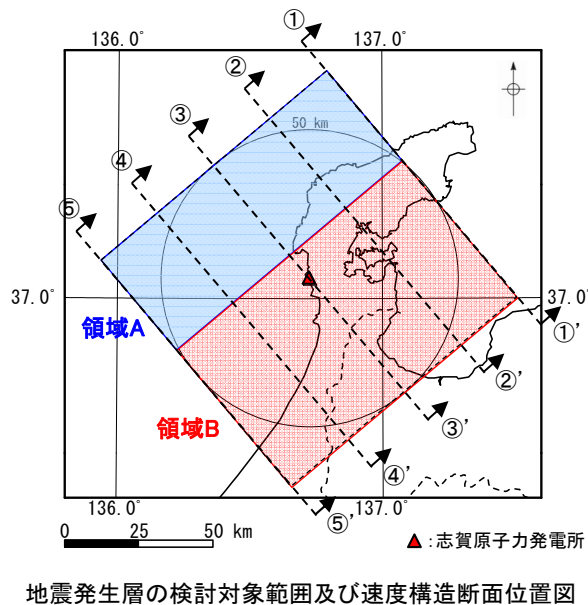
- 検討対象範囲の地震発生層上端深さを検討するため、速度構造による検討を実施した。
- 下表に示す入倉・三宅(2001)及び吉井・伊藤(2001)の微小地震とP波速度構造に係る既往の知見によると、P波速度が5.8～6km/sの層の上端深さは地震発生層上端深さの目安となり得る。
- 速度構造による検討は、文献調査及び群速度に基づく検討により行った。
- 文献調査では、文献の速度構造断面から、領域A及び領域BにおけるP波速度が5.8km/sの層の上端深さを確認した。
- 群速度に基づく検討では、敷地周辺の微動観測記録による群速度と敷地の地下構造モデルによる理論群速度を比較することで、領域BにおけるP波速度が5.8km/sの層の上端深さを検討した。

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。

(2) Matsubara et al.(2022)に基づく検討

- Matsubara et al.(2022)(P73~74)により評価された検討対象範囲のP波速度構造断面によると、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みられる。
- また、P波速度が5.8km/sの層の上端深さは、領域A、領域Bにおいては4km程度以深に位置している。



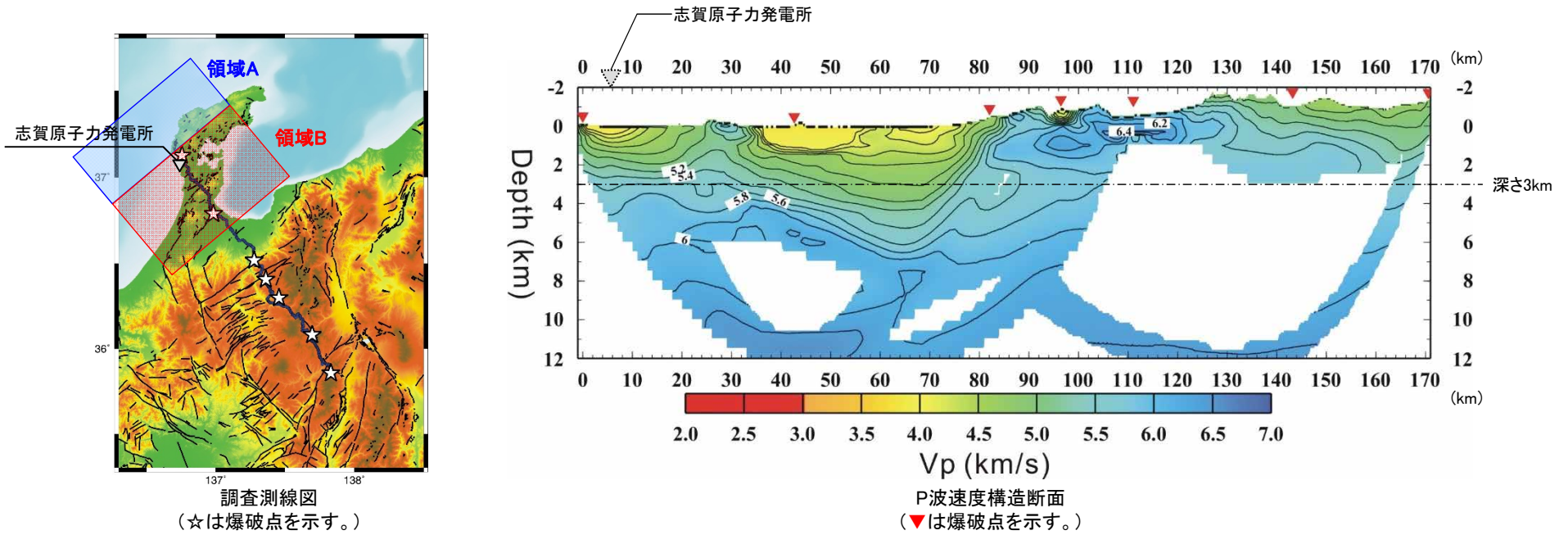
Matsubara et al.(2022)により評価された検討対象範囲のP波速度構造断面

※ 防災科学技術研究所のソフトウェアを用いて表示したものの一部加筆

➤ Matsubara et al.(2022)に基づく検討によれば、領域A、領域Bの地震発生層上端深さは、4km程度以深であると考えられる。

(3) Iidaka et al.(2008)に基づく検討

○ Iidaka et al.(2008) (P77)のP波速度構造断面によると、P波速度が5.8km/sの層の上端深さは、領域Bにおいては3kmよりも深いところに位置している。



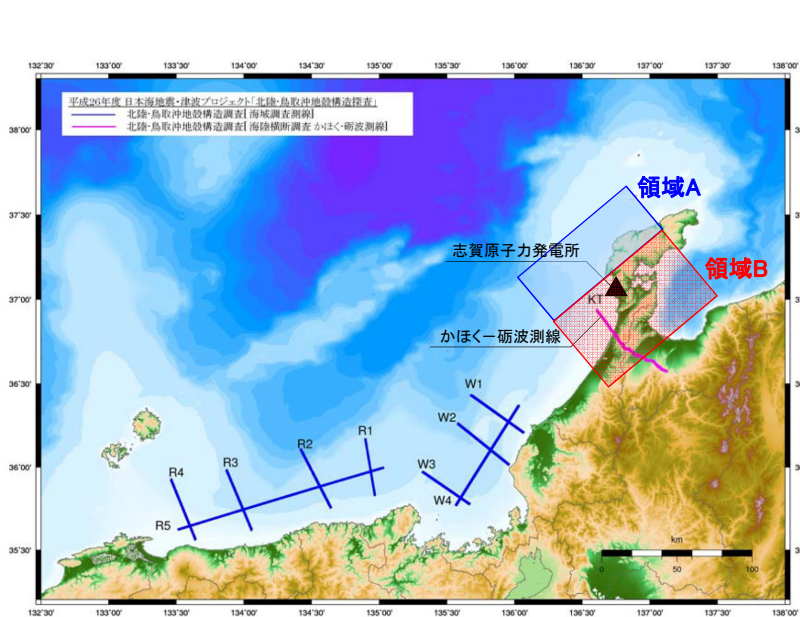
Iidaka et al.(2008)に示される調査測線図及びP波速度構造断面

※Iidaka et al.(2008)に一部加筆

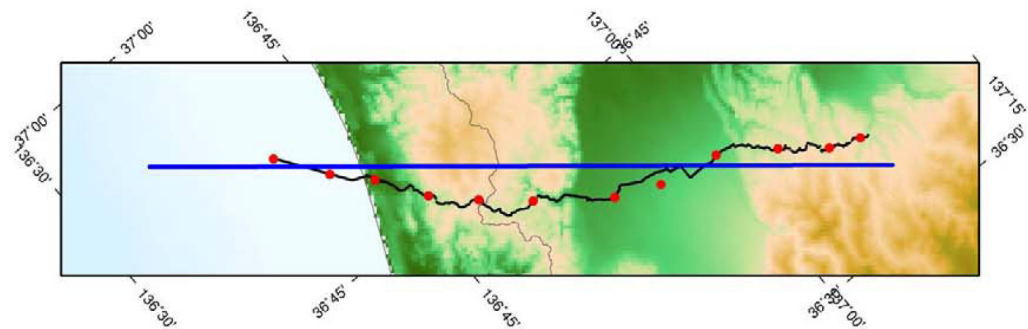
➤ Iidaka et al.(2008)に基づく検討によれば、領域Bの地震発生層上端深さは、3kmより深いと考えられる。

(4) 日本海地震・津波調査プロジェクト(2015)に基づく検討

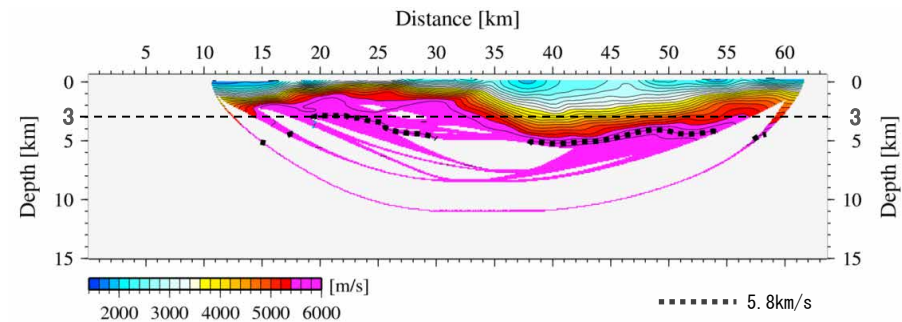
- 日本海地震・津波調査プロジェクトは、2013年9月から8か年に渡り、日本海の沖合から沿岸域及び陸域にかけての領域でデータを取得し、日本海の津波波源モデルや沿岸・陸域における震源断層モデルを構築するなどの検討を実施している。
- 日本海地震・津波調査プロジェクト(2015)は、海域は石川県羽咋郡宝達志水町の海岸を基点として北西へ18km、陸域は同基点から富山県富山市八尾町に至る約45kmの測線(かほく-砺波測線)における海陸統合の反射法地震探査を実施している。
- かほく-砺波測線におけるP波速度構造断面によると、P波速度が5.8km/sの層の上端深さは、領域Bにおいては概ね3kmより深い。



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

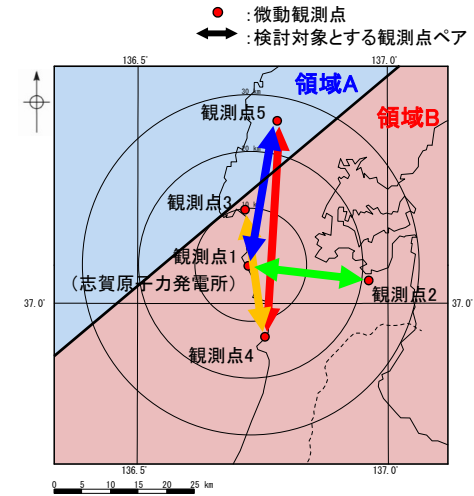
※日本海地震・津波調査プロジェクト(2015)に一部加筆

➤ 日本海地震・津波調査プロジェクト(2015)に基づく検討によれば、領域Bの地震発生層上端深さは、3kmより深いと考えられる。



### (5) 群速度に基づく検討

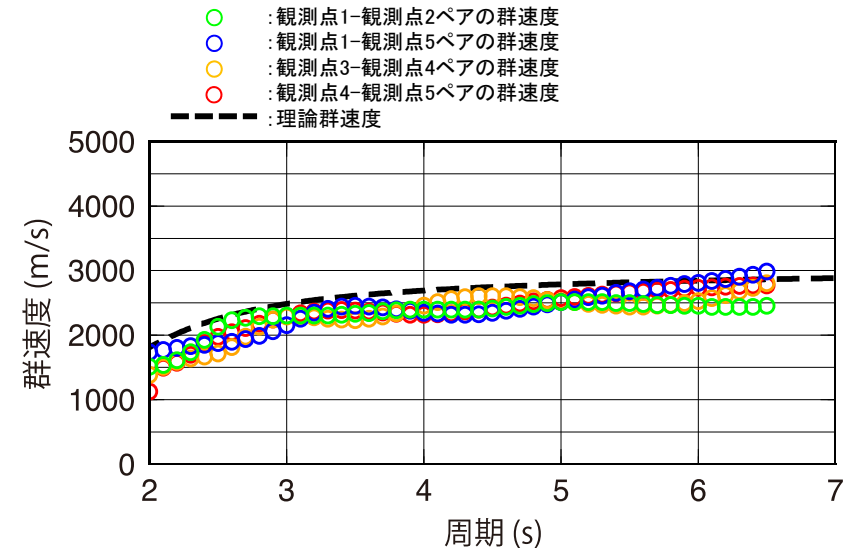
- 敷地周辺の微動観測記録による群速度 (P87) と敷地の地下構造モデル (P146) による理論群速度を比較し、領域BにおけるP波速度5.8km/sの層の上端深さを検討する。
- まず、敷地の地下構造モデル (左下表) によれば、EL-3kmにP波速度5.6km/sの層の上端深さがあること、地震基盤面 (EL-1.19km) 以深でP波速度が徐々に増大していることを踏まえると、P波速度5.8km/sの層の上端深さは、敷地においてはEL-3kmよりも深い。
- つぎに、群速度の比較 (右下図) によれば、敷地周辺の微動観測記録による群速度 (色丸) は、敷地の地下構造モデルによる理論群速度 (黒破線) に対してやや小さいものと同程度であることから、領域Bは敷地と同様な速度構造が広がっているものと考えられる。
- 以上により、領域BにおけるP波速度5.8km/sの層の上端深さは、EL-3kmより深いと考えられる。



敷地周辺の微動観測点配置図

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

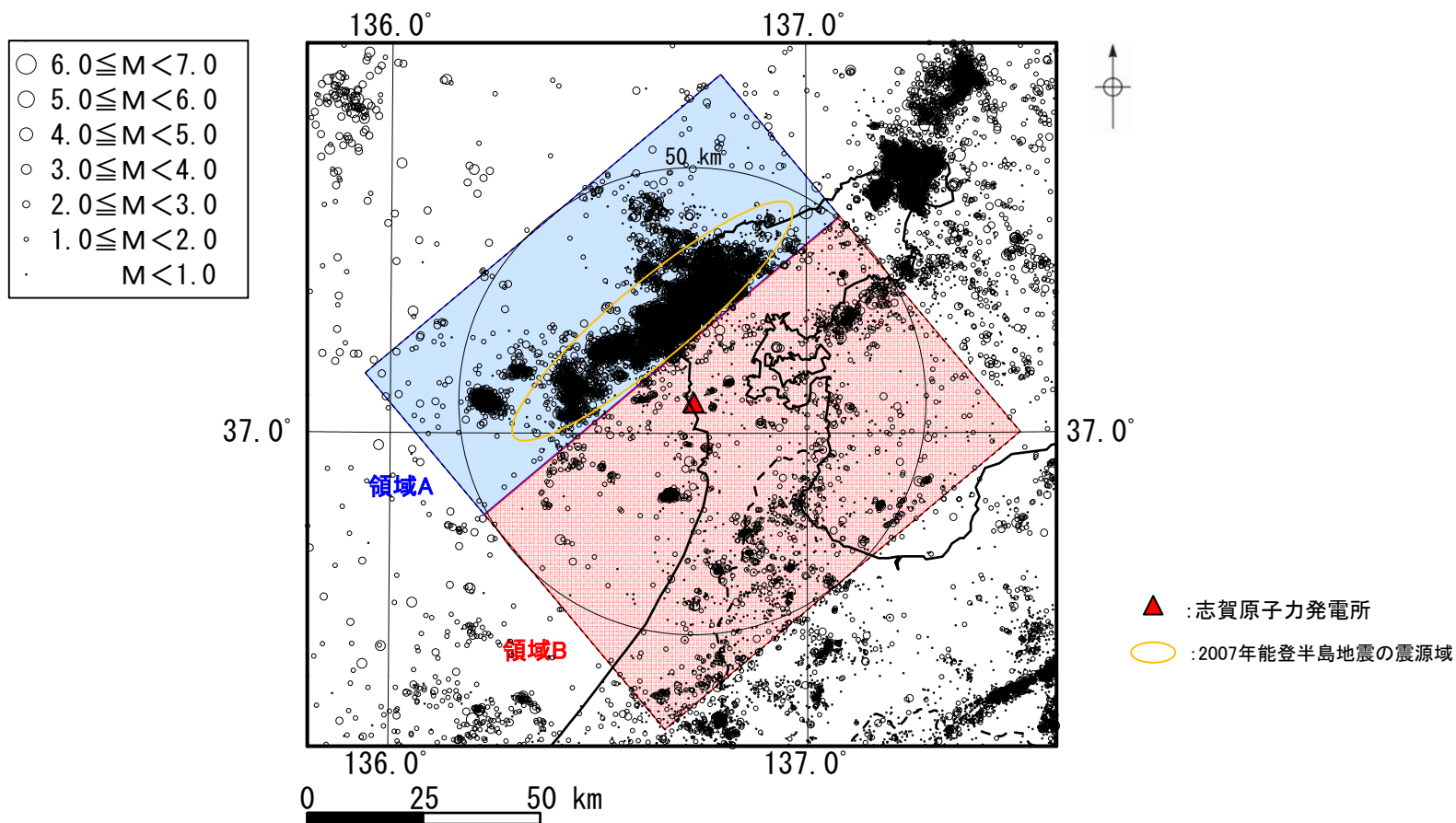


敷地周辺の微動観測記録による群速度と敷地の地下構造モデルによる理論群速度の比較

➤ 群速度に基づく検討によれば、領域Bの地震発生層上端深さは、3kmより深いと考えられる。

(1) 検討方法

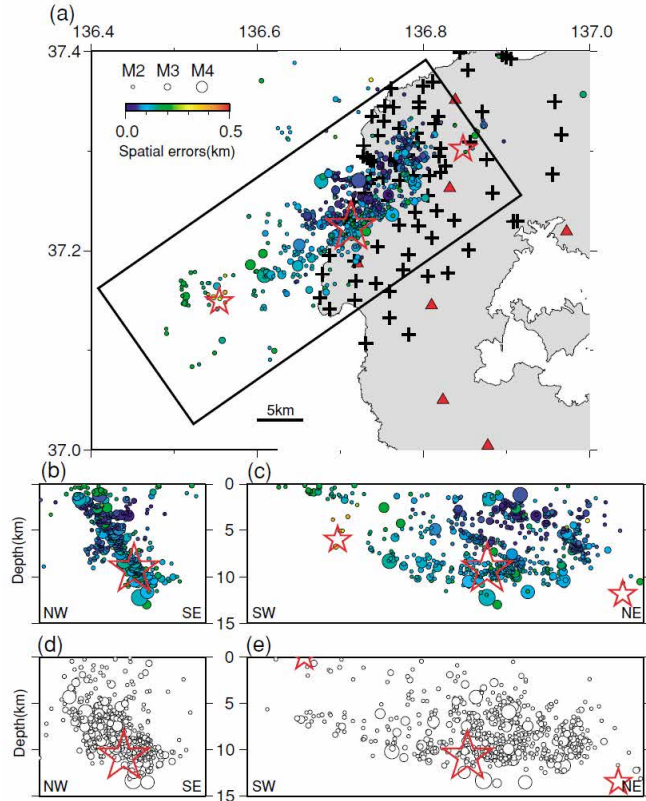
- 検討対象範囲の領域Aで発生した2007年能登半島地震について、当該地震の震源域の上端深さを検討するため、当該地震に係る知見を確認した。
- 確認する知見は、震源域周辺における臨時地震観測等の調査データに基づく震源域の上端深さに関する知見(Sakai et al.(2008), Yamada et al.(2008), 佐藤ほか(2007a, 2007b), (財)地域地盤環境研究所(2011))とした。
- 当該地震の震源域の上端深さは、各知見について震源域の上端深さ及び評価に用いたデータを整理し、総合的に判断した。



地震発生層の検討対象範囲及び2007年能登半島地震の震源域

(2) Sakai et al.(2008)に基づく検討

- 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。

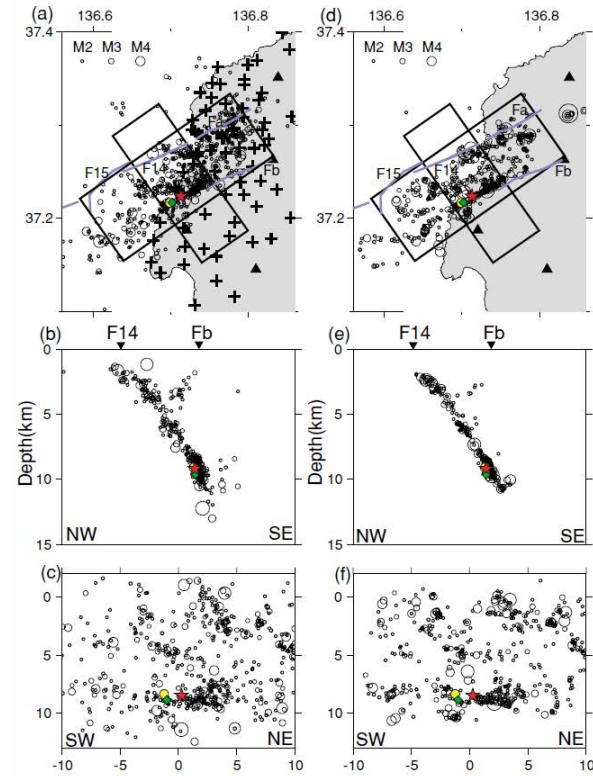


3月25日~4月18日の陸域の地震記録を用いて決定された余震分布

- (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

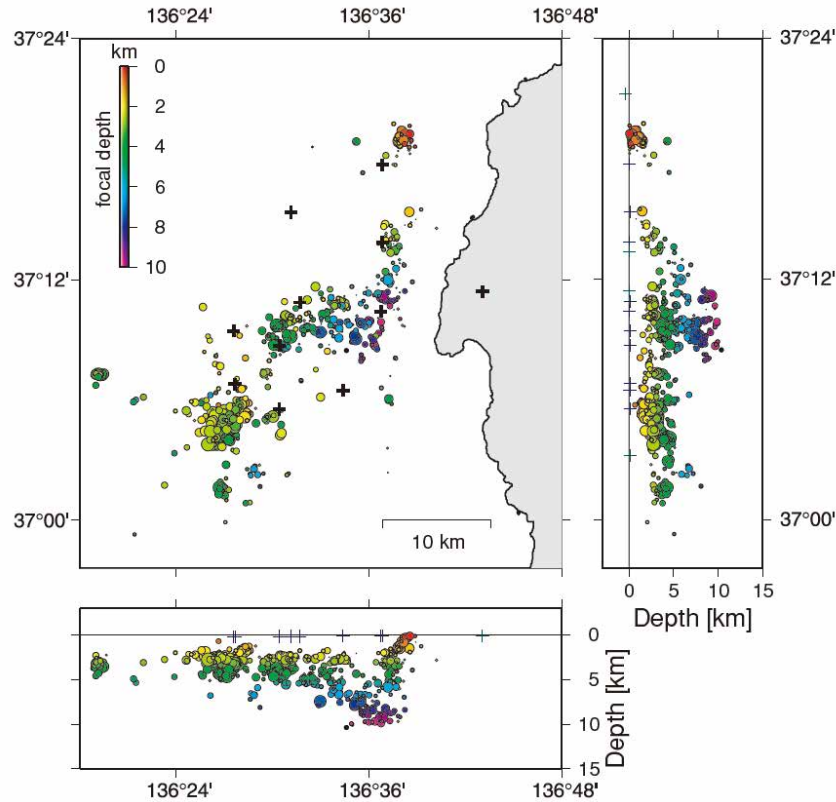
- (a): 臨時地震観測以後(3月25日~4月18日)の陸域の地震記録を用いて決定された余震分布,
- (b): (a)を南西からみた鉛直断面, (c): (a)を南東からみた鉛直断面,
- (d): 臨時地震観測以前(3月25日9~17時)に発生した地震を再決定した余震分布,
- (e): (d)を南西からみた鉛直断面, (f): (d)を南東からみた鉛直断面,

☆: 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

### (3) Yamada et al.(2008)に基づく検討

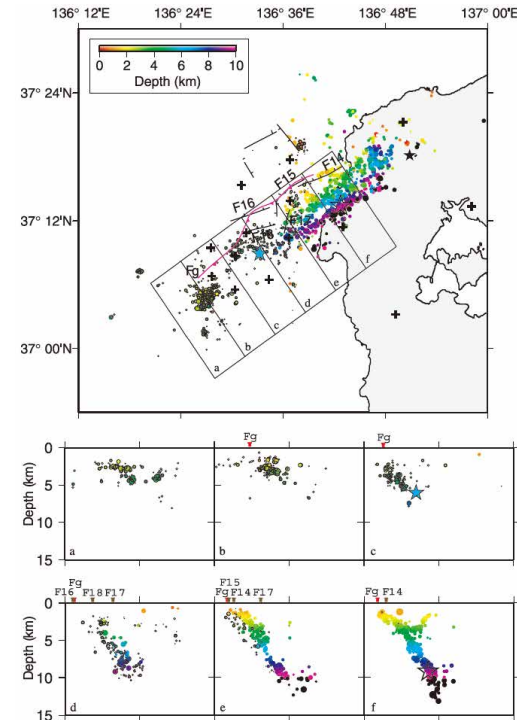
- Yamada et al.(2008)は、2007年能登半島地震の震源域周辺の海域における余震活動を調査するため、2007年4月6日から5月8日まで海底地震計による臨時地震観測(10箇所)を実施し、海域における余震分布を決定している(陸域における地震観測(4箇所)の記録も使用)。余震は主に本震の南西側で発生し、その震源深さについて、東側は2~10km程度であり、西側は2~5kmに限定されているとしている。また、海域における臨時地震観測の範囲においては、北側のクラスターを除き、深さ2kmより浅い余震はほとんどなく、また深さ15kmより深い余震はみられなかったとしている。
- また、地震観測網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)),

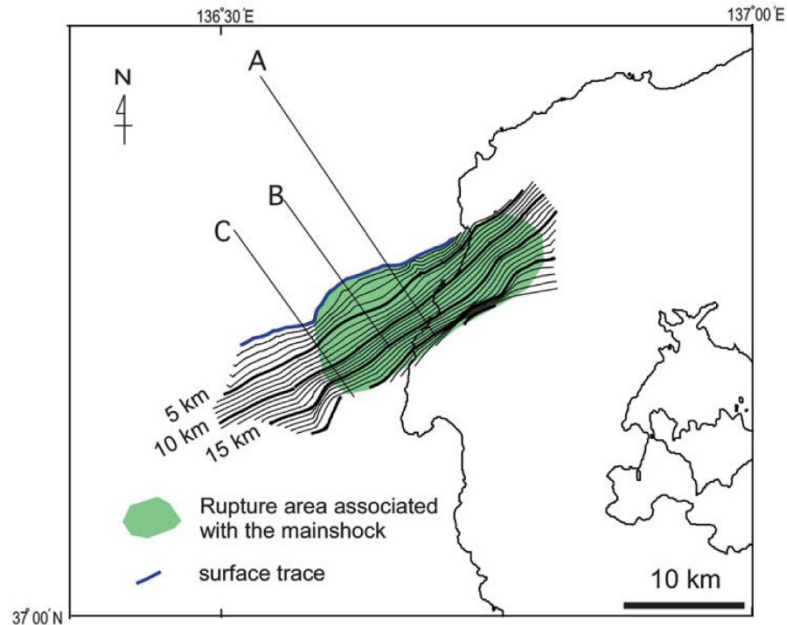
☆:本震, ★:陸域の最大余震, ★:海域の最大余震,

▼: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

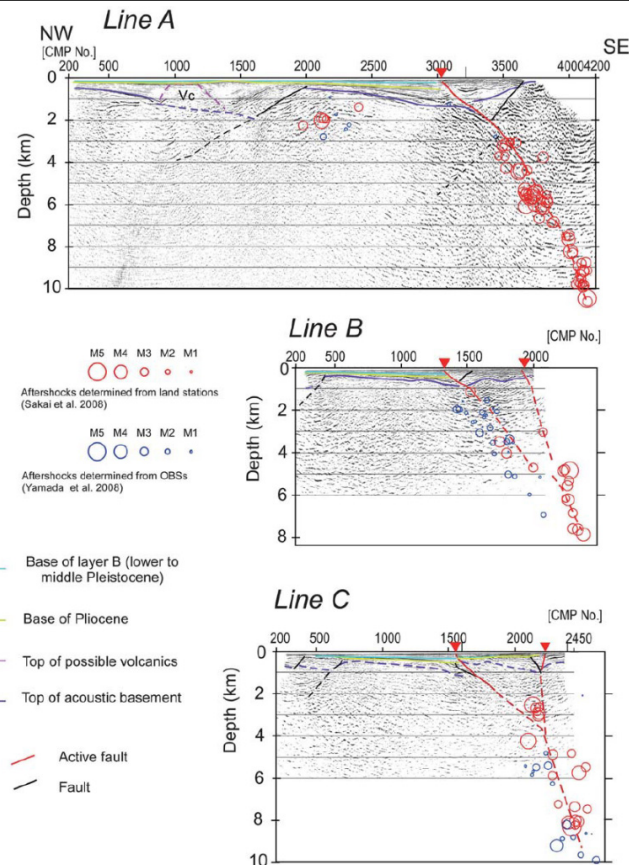
(4) 佐藤ほか(2007a, 2007b)に基づく検討

- 佐藤ほか(2007a)は、2007年能登半島地震の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



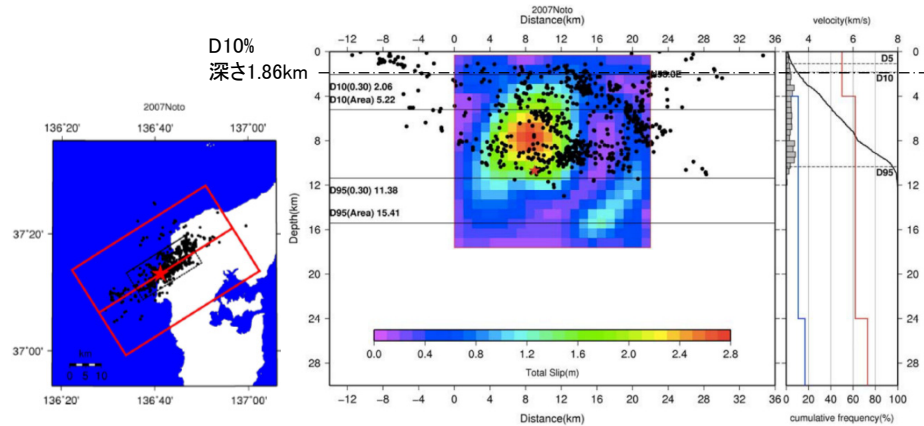
震源断層を横断する反射断面

(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

(5)(財)地域地盤環境研究所(2011)に基づく検討

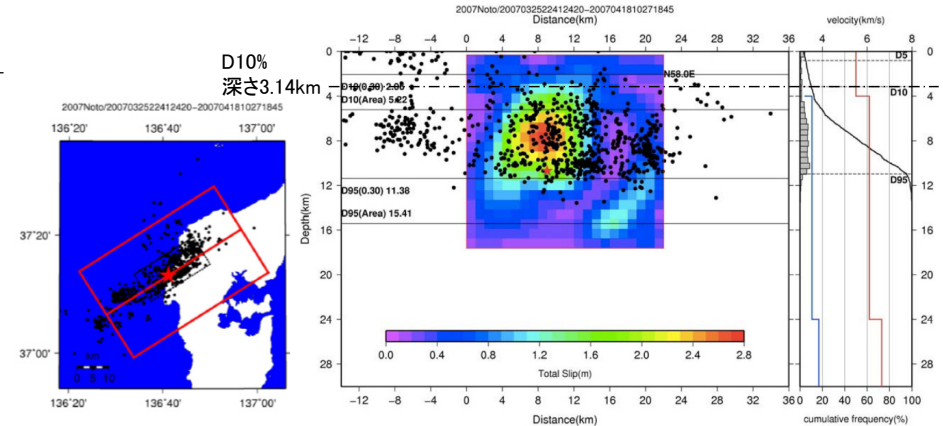
- (財)地域地盤環境研究所(2011)は、近年発生した被害地震を対象に、臨時地震観測網で高精度に決定された余震分布や臨時地震観測網と同時期・同一領域の気象庁一元化震源の余震分布からD10%を求めている。
- この検討結果より、2007年能登半島地震の震源域について、臨時地震観測網によるD10%は深さ1.86km、気象庁一元化震源によるD10%は3.14kmとされ、気象庁一元化震源による余震分布は、臨時地震観測網における余震分布よりも深くなる傾向であることが示された。



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(P202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(P203)。

[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) 検討結果

○ 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。

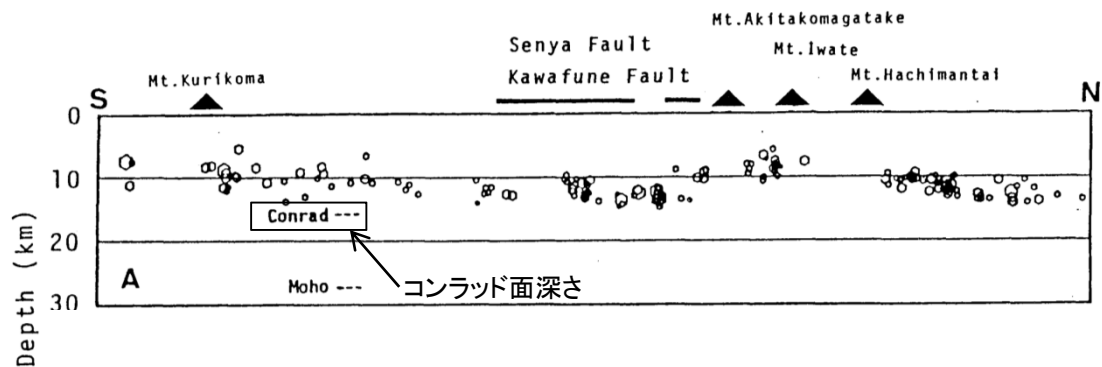
2007年能登半島地震に係る知見による検討結果

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。**

(1) 検討方法

- 検討対象範囲の地震発生層下端深さを検討するため、上部地殻と下部地殻の境界であるコンラッド面深さによる検討を実施した。
- 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ことから、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。
- コンラッド面深さによる検討では、既往の知見によるコンラッド面深さの図から、領域A及び領域Bにおけるコンラッド面深さを確認した。

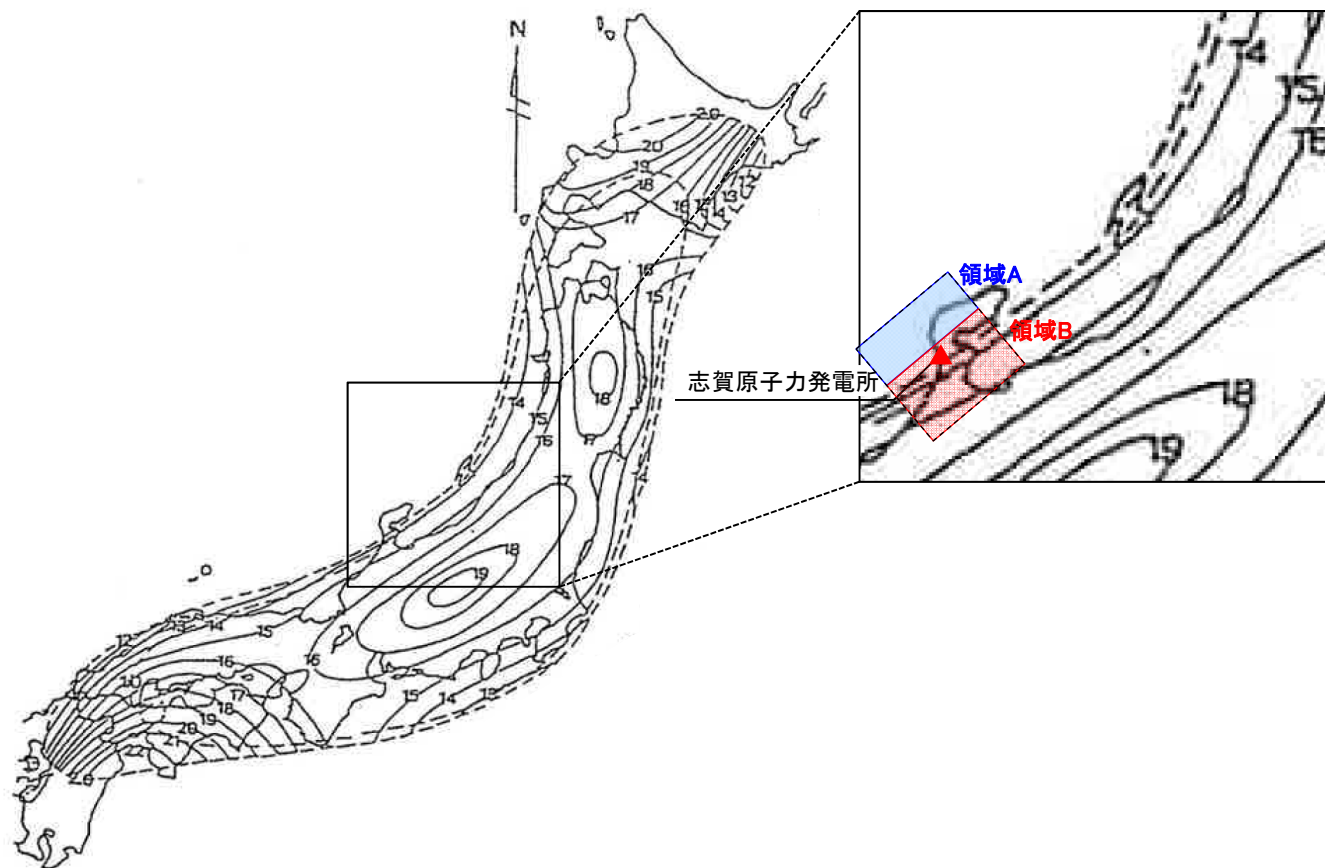


長谷川(1991)に示される微小地震の震源分布とコンラッド面深さの例  
 ※長谷川(1991)に一部加筆



## (2) Zhao et al.(1994)に基づく検討

- Zhao et al.(1994)によるコンラッド面深さによると、領域Bでは14~15km程度とされている。なお、領域Aについては、領域A全体が深度コンターの外側に位置していることから、検討の対象外とした。



Zhao et al.(1994)によるコンラッド面深さ

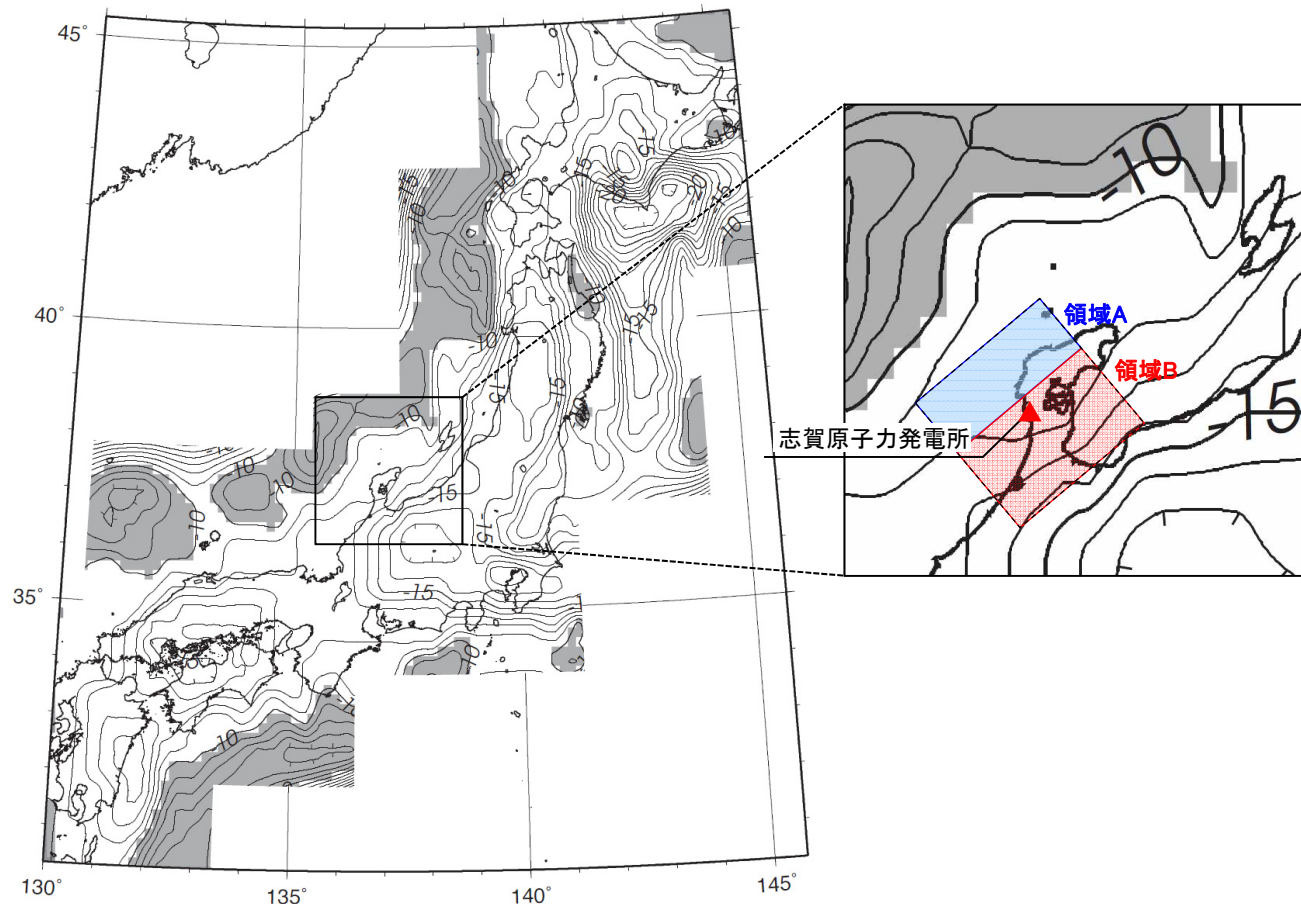
※Zhao et al.(1994)に一部加筆

※ 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。

- Zhao et al.(1994)に基づく検討によれば、地震発生層下端深さは、領域Bで14~15km程度であると考えられる。

### (3) 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、領域Aでは11~12km程度、領域Bでは12~14km程度とされている。



河野ほか(2009)によるコンラッド面深さ

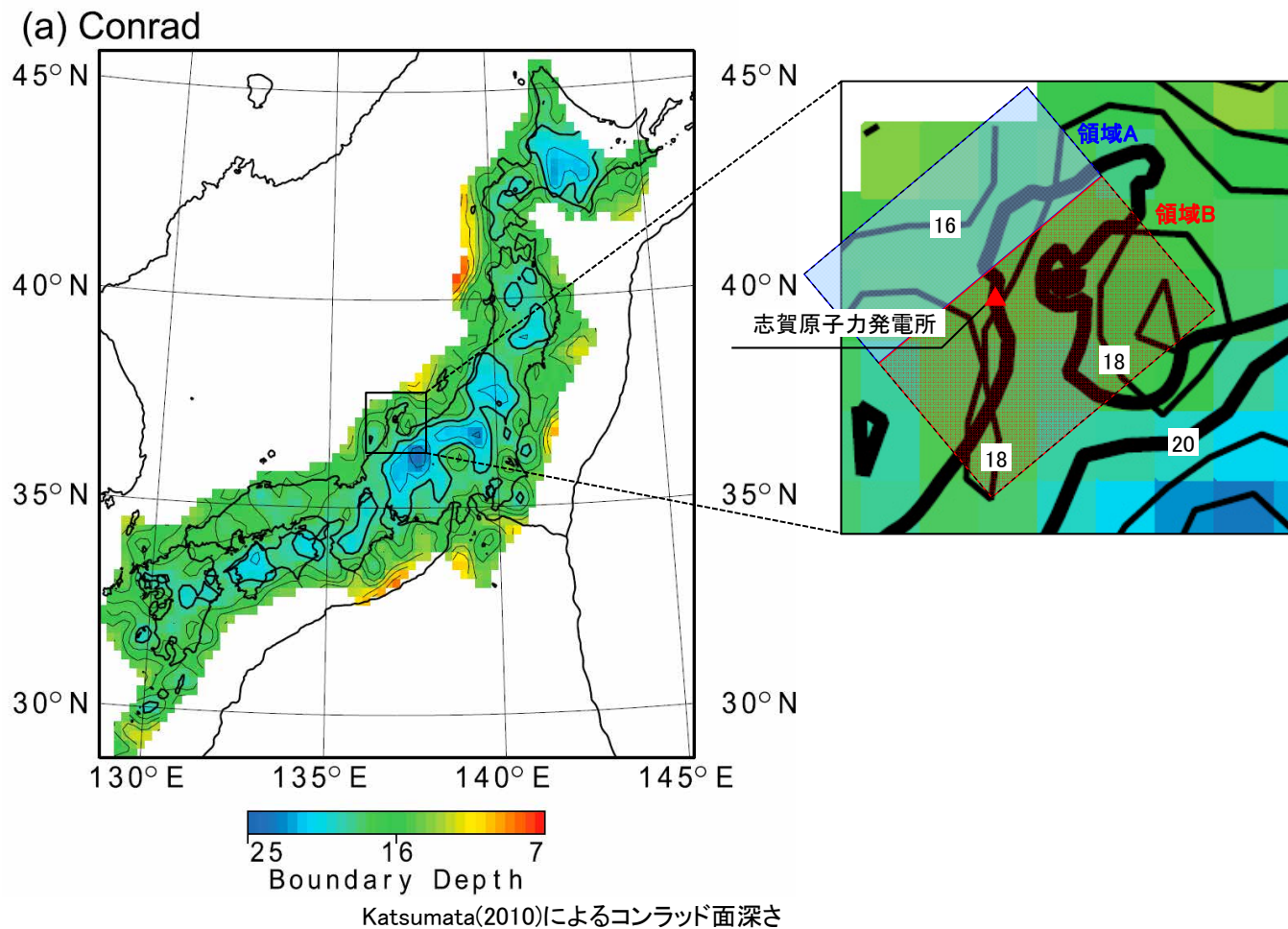
※ 灰色箇所は10kmより浅い領域を示す。

※河野ほか(2009)に一部加筆

- 河野ほか(2009)に基づく検討によれば、地震発生層下端深さは、領域Aで11~12km程度、領域Bで12~14km程度であると考えられる。

(4) 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、領域Aでは16~18km程度、領域Bでは18km程度とされている。



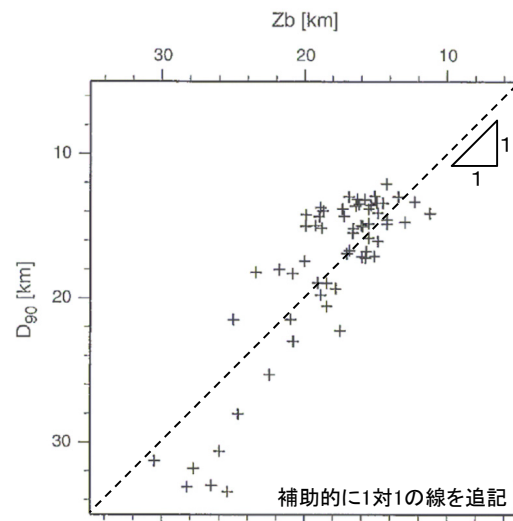
※ コンター間隔は2km, 太い等高線は深さ20kmを示す。

※Katsumata(2010)に一部加筆

➤ Katsumata(2010)に基づく検討によれば、地震発生層下端深さは、領域Aで16~18km程度、領域Bで18km程度であると考えられる。

### (1) 検討方法

- 検討対象範囲の地震発生層下端深さを検討するため、キュリー一点深度による検討を実施した。
- Tanaka and Ishikawa(2005)は、D90%とキュリー一点深度の間には相関があるとしている。また、伊藤(2002)は、D90%が地震の下限の目安として用いることができるとしていることから、キュリー一点深度は地震発生層の下端深さの目安になり得る。
- キュリー一点深度による検討では、既往の知見によるキュリー一点深度分布図から、領域A及び領域BにおけるD90%と相関があるキュリー一点深度を確認した。

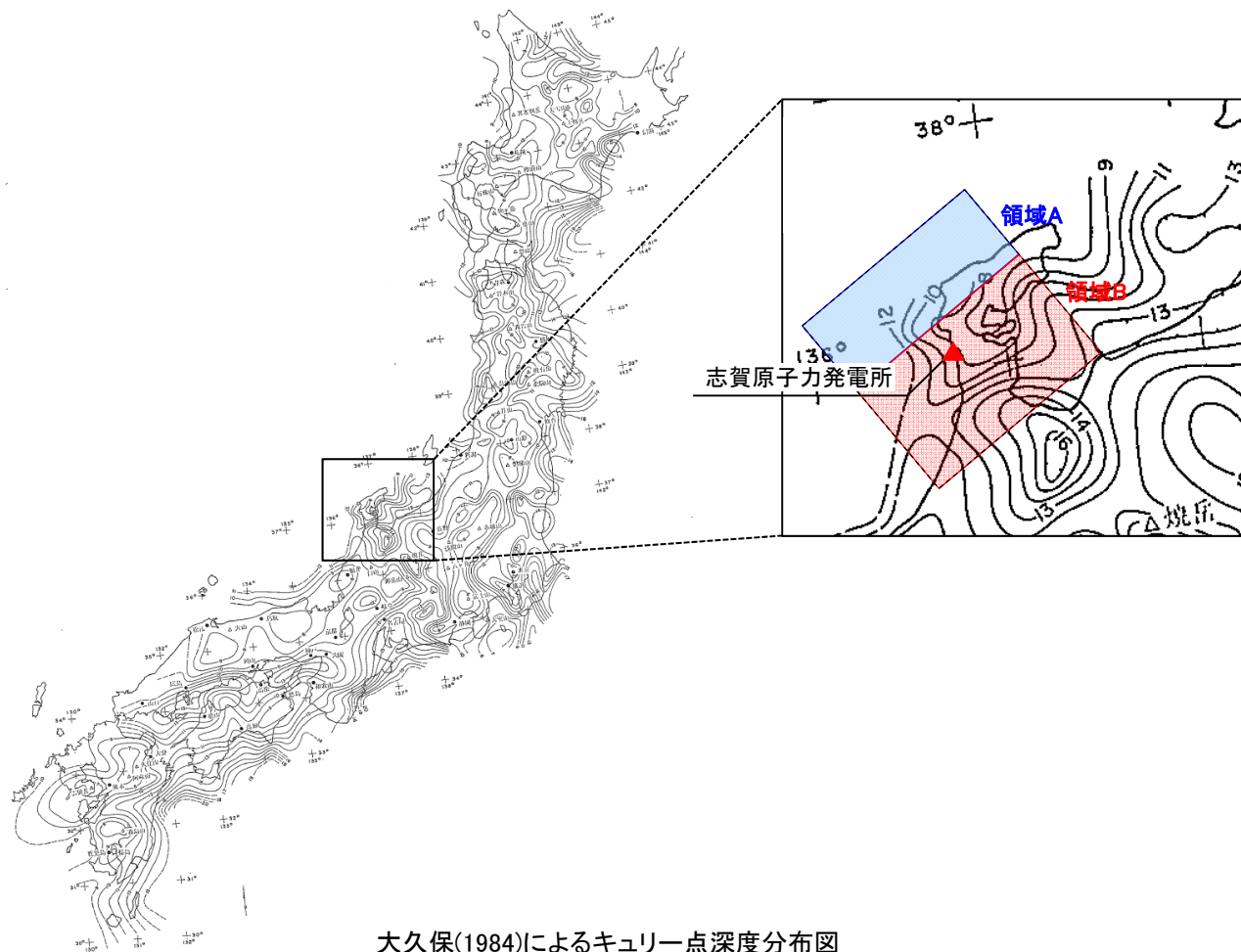


Tanaka and Ishikawa (2005)による  
キュリー一点深度 (Zb) とD90%の関係

※Tanaka and Ishikawa (2005)に一部加筆

## (2) 大久保(1984)に基づく検討

○ 大久保(1984)による日本列島のキュリー点深度分布図によると、領域Aでは8~12km程度、領域Bでは8~15km程度であり、D90%はそれぞれ8~12km程度、8~15km程度となる。



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

➤ 大久保(1984)に基づく検討によれば、地震発生層下端深さは、領域Aで8~12km程度、領域Bで8~15km程度であると考えられる。

---

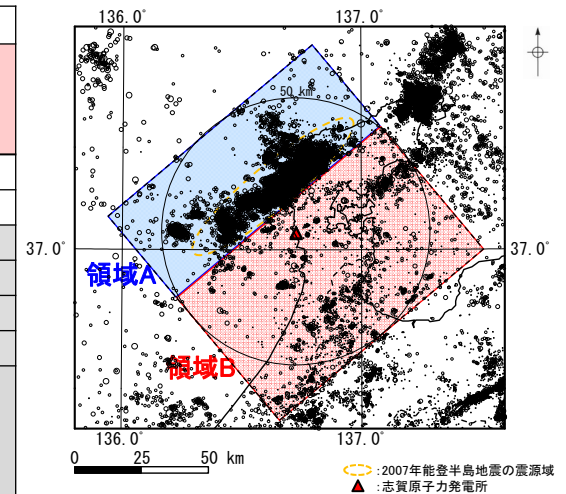
## 4.3 地震発生層上端深さ及び下端深さの設定

## 地震発生層上端深さ及び下端深さの設定(まとめ)

- 4.2節の地震発生層上端深さ及び下端深さの検討結果を下表に示す。
- 地震発生層上端深さ及び下端深さは、4.2節の検討結果から推定される地震発生層上端深さ及び下端深さに対して、調査の不確かさを考慮して設定した。
- 領域Aの上端深さは、検討対象範囲における地震の震源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、検討対象範囲における地震の震源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～5.0km」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、検討対象範囲における地震の震源分布、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。

地震発生層上端深さ及び下端深さの検討結果

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				
地震の震源分布	気象庁の震源データ [D10%, D90%]	2.8km		5.0km	11.0km	16.5km
	(独)原子力安全基盤機構(2004) [D10%, D90%]	3.2km		3.2km	10.7km	10.7km
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%]					
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	
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～5.0km	8km～18km程度	8km～18km程度
設定した地震発生層		2km		3km	18km	



地震発生層の検討対象範囲

\* 検討対象外

- 4.2節の検討結果に調査の不確かさを考慮し、地震発生層を領域Aについては上端深さ2km、下端深さ18km、領域Bについては上端深さ3km、下端深さ18kmに設定した。

## 参考文献

---

- 紘野義夫(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
  - 国土地理院地理院地図(電子国土Web) : <<https://maps.gsi.go.jp/>> (参照2023-7-14)
  - 岡村行信(2007) : 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
  - 地震調査研究推進本部(2020) : 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
  - 伊藤潔(2002) : 地殻内地震発生層, 月刊地球, 号外No.38, 114-121

- 
- 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

---

## 補足説明資料

## 補足説明目次

---

補足1. EL-200m以浅の各速度層の弾性波速度及び密度の算出方法	.....	221
補足2. 速度層断面図と地質断面図の重ね合わせ	.....	222
補足3. 地震基盤面の深さが群速度及びH/Vスペクトル比へ影響を与える周期帯	.....	225
補足4. 短周期側においてH/Vスペクトル比が観測点により変動することについての分析	.....	226
補足5. 地震発生層の検討対象範囲を125km四方及び150km四方の範囲とした場合の 気象庁の震源データに基づく検討	.....	227

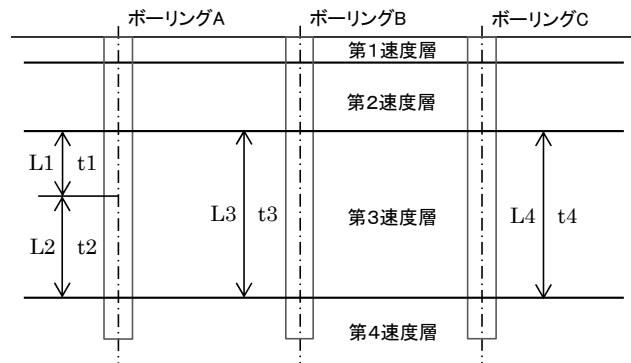
# 補足1. EL-200m以浅の各速度層の弾性波速度及び密度の算出方法

## ■ 弾性波速度 (Vp, Vs)

各速度層の弾性波速度 (Vp, Vs) は、各速度層の全層厚を全伝播時間で割ることにより算出している。

$$\text{各速度層の弾性波速度 } V = \frac{\sum L_i}{\sum t_i}$$

ここに、  
 $L_i$  : 速度層の層厚  
 $t_i$  : 速度層の伝播時間



上図における第3速度層の弾性波速度の算出例

$$V = \frac{L1 + L2 + L3 + L4}{t1 + t2 + t3 + t4}$$

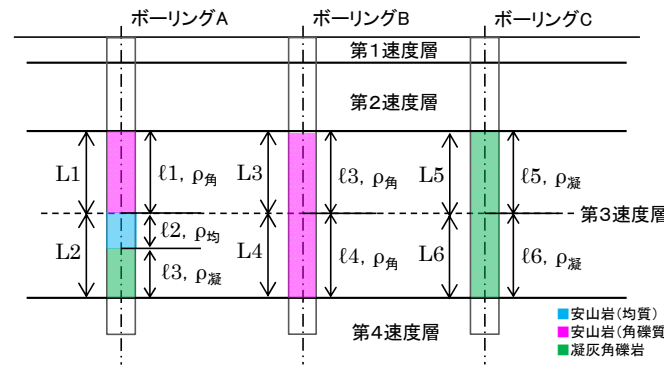
イメージ図

## ■ 密度 (ρ)

各速度層の密度 (ρ) は、埋土・第1・第2速度層は全層を1区間とし、第3・第4・第3'・第4'速度層は深度方向に概ね20mを1区間として細分化し、地質の密度と区間毎の地質の分布割合をもとに算出している。

$$\text{各速度層の密度 } \rho = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \rho'_j, \quad \rho'_j = \frac{\sum (\ell_i \times \rho_{\text{地質}})}{L_j}$$

ここに、  
 $\rho'_j$  : 1区間の平均密度  
 $n$  : 区間数  
 $\ell_i$  : 1区間における地質毎の長さ  
 $\rho_{\text{地質}}$  : 地質毎の密度 (右表)  
 $L_j$  : 1区間の長さ



上図における第3速度層の密度の算出例

$$\rho = \frac{1}{6} \times \left\{ \frac{(\ell1 \times \rho_{\text{角}})}{L1} + \frac{(\ell2 \times \rho_{\text{均}}) + (\ell3 \times \rho_{\text{凝}})}{L2} + \frac{(\ell3 \times \rho_{\text{角}})}{L3} + \dots \right\}$$

イメージ図

地質毎の密度

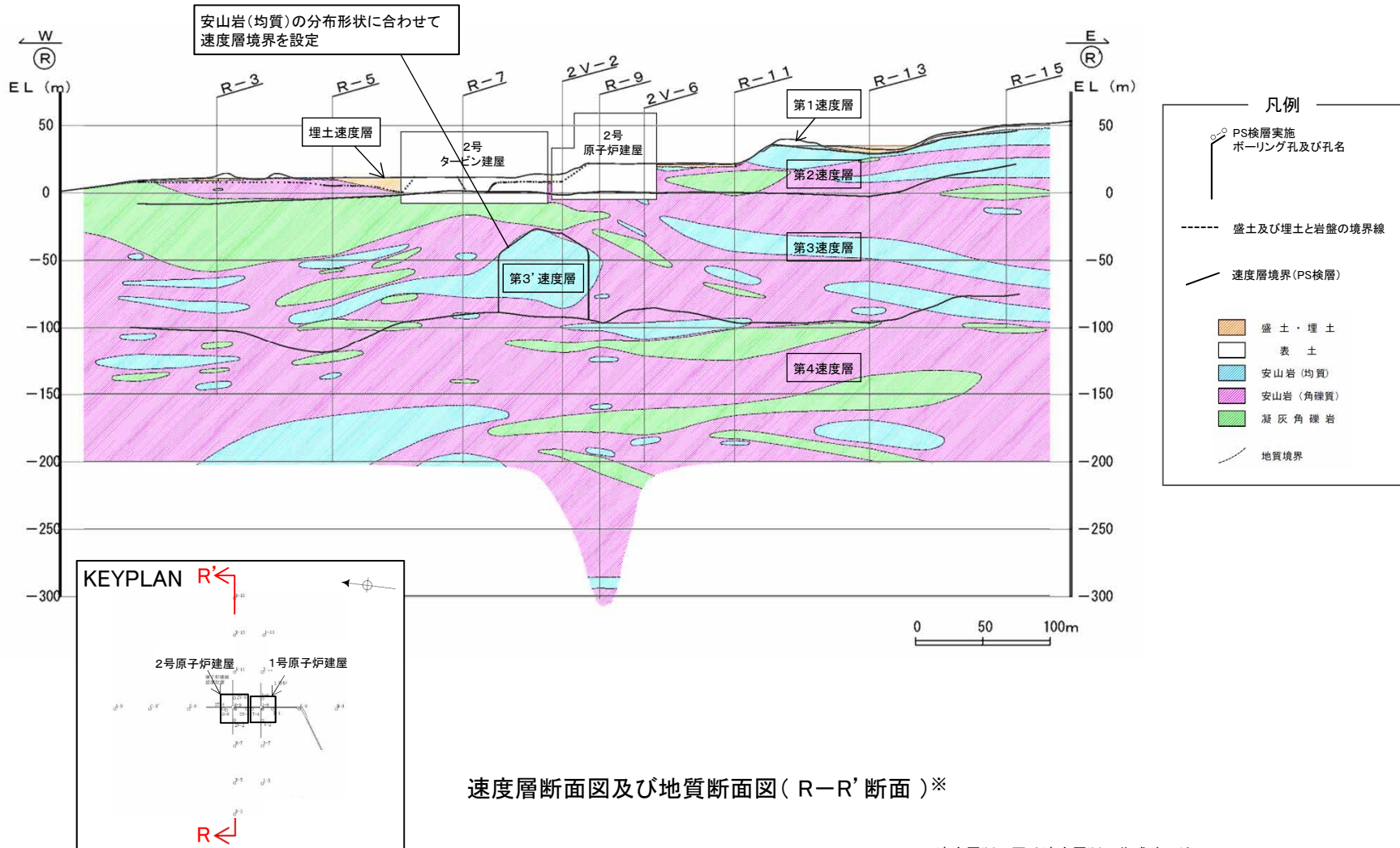
地質	岩級区分	密度 <sup>※1</sup> ρ (t/m <sup>3</sup> )
安山岩 (均質)	[Ba]	2.68
安山岩 (角礫質)	[Bb]	2.27
凝灰角礫岩		2.28
安山岩 (均質)	[Ca]	2.38
安山岩 (角礫質)	[Cb]	2.16
凝灰角礫岩		2.13
安山岩 (均質)	[Da]	1.53
安山岩 (角礫質)	[Db]	1.51
凝灰角礫岩		1.51 <sup>※2</sup>
表土		1.75
埋土		2.20

※1 敷地で実施した試験結果に基づき設定

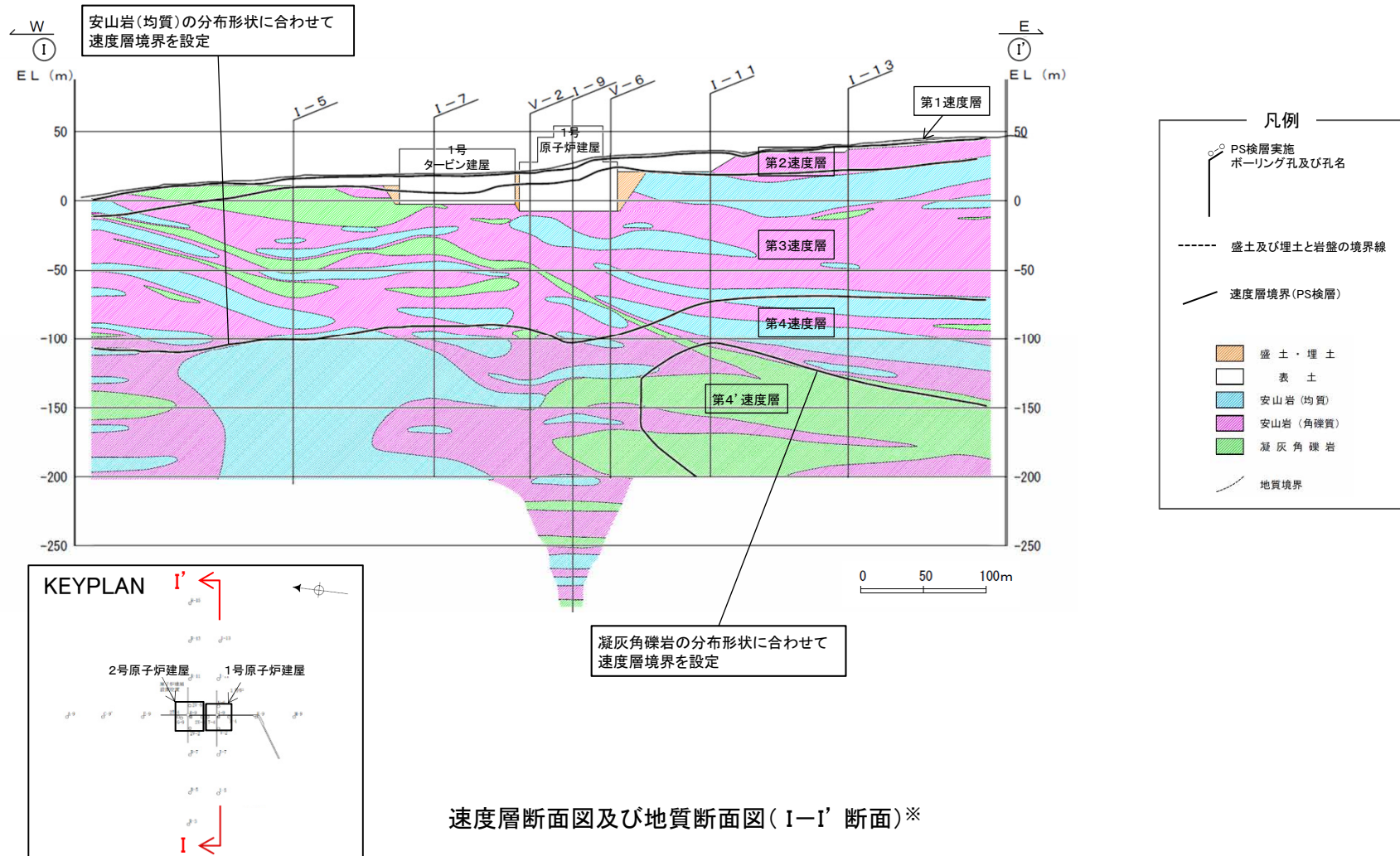
※2 分布範囲が小さく試験を実施していない凝灰角礫岩 [Db級] については、凝灰角礫岩 [Bb級] 及び [Cb級] と安山岩 (角礫質) [Bb級] 及び [Cb級] の密度値がそれぞれ同程度であることを踏まえ、安山岩 (角礫質) [Db級] と同一の値としている。

補足2. 速度層断面図と地質断面図の重ね合わせ

【速度層断面図と地質断面図の重ね合わせ ( R-R' 断面 )】



## 【速度層断面図と地質断面図の重ね合わせ ( I-I' 断面 )】



速度層断面図及び地質断面図 ( I-I' 断面 ) ※

※ 速度層断面図は速度層断面作成時の地形  
地質断面図は現地形