

志賀原子力発電所2号炉
震源を特定せず策定する地震動について

2025年9月12日
北陸電力株式会社

- 震源を特定せず策定する地震動については、申請時(2014年8月)以降の「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈等の一部改正」(2021年4月)を踏まえ、「標準応答スペクトルによる評価結果」を追加し、2021年11月に補正申請を行っている。
- また、補正申請時以降に実施した検討を踏まえて評価内容の一部見直しを行っている。
- 当資料は、これら申請時以降の追加検討や見直しを反映した震源を特定せず策定する地震動の評価の全体についてとりまとめたものである。
- 当資料の冒頭において、今回とりまとめた資料の概要を整理した。
 - I. 震源を特定せず策定する地震動の評価の概要(P.4～24)

目 次

【概要】

I. 震源を特定せず策定する地震動の評価の概要	4
-------------------------	---

【本章】

1. 震源を特定せず策定する地震動の評価方針	25	3. 地域性を考慮する地震動の評価	88
評価方針	26	3.1 検討対象地震の選定	90
評価フロー	27	3.2 2000年鳥取県西部地震に係る検討	92
2. 全国共通に考慮すべき地震動の評価	28	検討フロー	93
2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震に係る検討	30	3.2.1 地震諸元・断層諸元の整理	94
地震の概要	31	3.2.2 震源周辺の地質構造や変動地形等の特徴の整理	98
検討フロー	36	3.2.3 震源周辺と敷地周辺の類似性の検討	111
2.1.1 佐藤ほか(2013)による基盤地震動の確認	37	3.2.4 観測記録収集対象地震の判定	124
2.1.2 佐藤ほか(2013)以降の追加検討による基盤地震動の再評価	44	3.3 2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討	125
2.1.3 解放基盤表面における地震動の設定	63	検討フロー	126
2.2 標準応答スペクトルに係る検討	64	3.3.1 地震諸元・断層諸元の整理	127
標準応答スペクトルの概要	65	3.3.2 震源周辺の地質構造や変動地形等の特徴の整理	135
検討フロー	66	3.3.3 震源周辺と敷地周辺の類似性の検討	157
2.2.1 地震基盤相当面の設定	67	3.3.4 観測記録収集対象地震の判定	173
2.2.2 地震基盤相当面における模擬地震波の作成	68	4. 震源を特定せず策定する地震動の設定	175
2.2.3 解放基盤表面における地震動の評価	76	震源を特定せず策定する地震動の設定	177
2.2.4 解放基盤表面における地震動の設定	78		
		参考文献	179

震源を特定せず策定する地震動の評価方針 [1章] ー評価方針ー

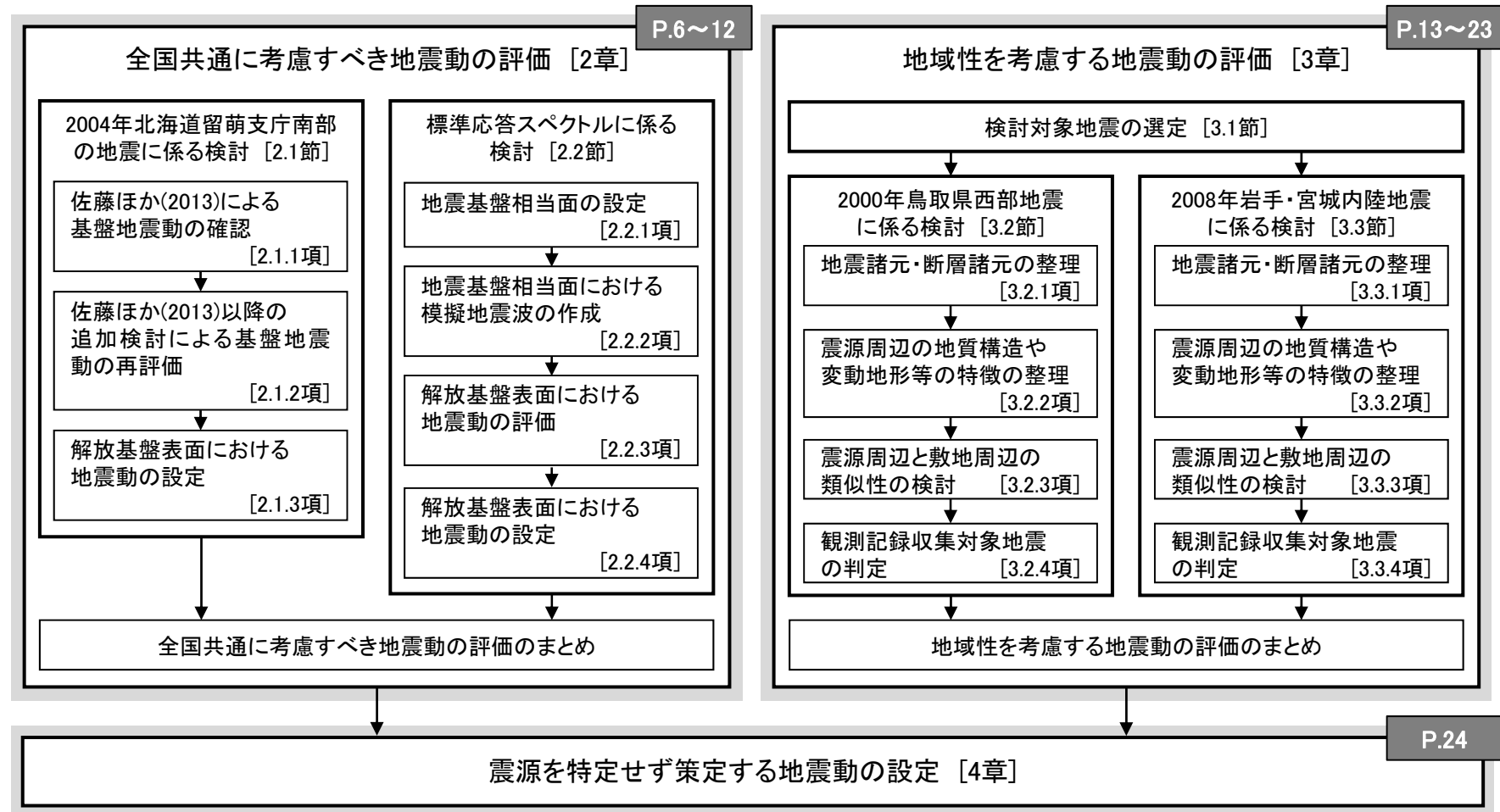
- 設置許可基準規則の解釈※別記2(以下、「解釈別記2」という)において、「『震源を特定せず策定する地震動』は、震源と活断層を関連づけることが困難な過去の内陸地殻内の地震について得られた震源近傍における観測記録を基に、各種の不確かさを考慮して敷地の地盤物性に応じた応答スペクトルを設定して策定すること。」とされており、「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」(以下、「審査ガイド」という)では下表のように記載されている。
- 審査ガイドの記載を踏まえ、震源を特定せず策定する地震動のうち、「全国共通に考慮すべき地震動」の評価については、「2004年北海道留萌支庁南部の地震に係る検討」及び「標準応答スペクトルに係る検討」を実施し、「地域性を考慮する地震動」の評価については、「2000年鳥取県西部地震に係る検討」及び「2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討」を実施する。

※ 実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈

	審査ガイドの記載	評価方針
全国共通に考慮すべき地震動	「全国共通に考慮すべき地震動」の検討対象地震の選定においては、地震規模のスケールリング(スケールリング則が不連続となる地震規模)の観点から、「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」が適切に選定されていることを確認する。 「全国共通に考慮すべき地震動」については、設置許可基準規則解釈別記2第4条第5項第3号②に掲げる知見を用いて解放基盤表面における応答スペクトル(地震動レベル)が設定されていること。 【設置許可基準規則解釈別記2第4条第5項第3号②】 「全国共通に考慮すべき地震動」の策定に当たっては、震源近傍における観測記録を基に得られた次の知見をすべて用いること。 ✓ 2004年北海道留萌支庁南部の地震において、防災科学技術研究所が運用する全国強震観測網の港町観測点における観測記録から推定した基盤地震動 ✓ 震源近傍の多数の地震動記録に基づいて策定した地震基盤相当面(地震基盤からの地盤増幅率が小さく地震動としては地震基盤面と同等とみなすことができる地盤の解放面で、せん断波速度$V_s=2,200\text{m/s}$以上の地層をいう。)における標準的な応答スペクトル(以下「標準応答スペクトル」という。)	「2004年北海道留萌支庁南部の地震に係る検討」 2004年北海道留萌支庁南部の地震について、防災科学技術研究所が運用する全国強震観測網(以下、「K-NET」という)の港町観測点における観測記録から基盤地震動を推定している佐藤ほか(2013)及び追加検討を踏まえて、解放基盤表面における地震動を設定する。 「標準応答スペクトルに係る検討」 - 標準応答スペクトルについて、地震基盤相当面から解放基盤表面までの地盤増幅特性を考慮した地震動を設定する。
地域性を考慮する地震動	「地域性を考慮する地震動」の検討対象地震の選定においては、「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震」についても検討を加え、必要に応じて選定されていることを確認する。 - 観測記録収集対象の地震としては、以下の地震のうち震源近傍において地震動が観測されたものを個別に検討する必要がある。 ① 活断層の密度が少なく活動度が低いと考えられる地域で発生した地震 (例:2000年鳥取県西部地震) ② 上部に軟岩や火山岩、堆積層が厚く分布する地域で発生した地震 (例:2008年岩手・宮城内陸地震) 「地域性を考慮する地震動」については、検討対象地震の震源周辺及び敷地周辺における地質構造や変動地形の類似性等を検討し、その結果を踏まえて必要に応じて収集した観測記録に基づき適切な応答スペクトル(地震動レベル)が設定されていること。	「2000年鳥取県西部地震に係る検討」 「①活断層の密度が少なく活動度が低いと考えられる地域で発生した地震」として2000年鳥取県西部地震を検討対象地震とする。 - 震源周辺と敷地周辺における地質構造や変動地形の類似性等を検討し、観測記録収集対象の地震とするか判定する。 「2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討」 「②上部に軟岩や火山岩、堆積層が厚く分布する地域で発生した地震」として2008年岩手・宮城内陸地震を検討対象地震とする。 - 震源周辺と敷地周辺における地質構造や変動地形の類似性等を検討し、観測記録収集対象の地震とするか判定する。

震源を特定せず策定する地震動の評価方針 [1章] ー評価フローー

- 震源を特定せず策定する地震動の評価にあたっては、下記の流れで評価を行う。
 - ・ まず、全国共通に考慮すべき地震動の評価(2004年北海道留萌支庁南部の地震に係る検討、標準応答スペクトルに係る検討)を実施する。(2章で説明)
 - ・ 次に、地域性を考慮する地震動の評価(2000年鳥取県西部地震に係る検討、2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討)を実施する。(3章で説明)
 - ・ 最後に、2章及び3章の評価を踏まえ、震源を特定せず策定する地震動を設定する。(4章で説明)
- 震源を特定せず策定する地震動の評価フローを下記に示す。



全国共通に考慮すべき地震動の評価 [2章]

- 2章では、解釈別記2及び審査ガイドの記載を踏まえ、2004年北海道留萌支庁南部の地震及び標準応答スペクトルに係る検討を行い、それぞれについて敷地の解放基盤表面における地震動を設定した。
- 各節での検討内容・結果の概要と参照ページを以下に示す。

－ 2004年北海道留萌支庁南部の地震に係る検討 [2.1節]－

佐藤ほか(2013)による基盤地震動の確認[2.1.1項]、佐藤ほか(2013)以降の追加検討による基盤地震動の再評価[2.1.2項] **(P.7～8参照)**

- 「佐藤ほか(2013)」及び「佐藤ほか(2013)以降に実施した追加検討」を踏まえ、水平方向については最大加速度 609cm/s^2 、鉛直方向については最大加速度 306cm/s^2 となる地震動を2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動として再評価した。

解放基盤表面における地震動の設定[2.1.3項] **(P.9参照)**

- 再評価した基盤地震動に保守性を考慮した地震動(水平方向: 620cm/s^2 、鉛直方向: 320cm/s^2)を敷地の解放基盤表面における「2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動」として設定した。

－ 標準応答スペクトルに係る検討 [2.2節]－

地震基盤相当面の設定[2.2.1項]、地震基盤相当面における模擬地震波の作成[2.2.2項]、解放基盤表面における地震動の評価[2.2.3項] **(P.10参照)**

- 地震基盤相当面を敷地の地下構造モデルのS波速度 $3,160\text{m/s}$ の層上面であるEL-1.19kmに設定したうえで、地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波を複数の方法(一様乱數位相を用いる方法及び実観測記録位相を用いる方法)により作成し、敷地の地下構造モデルを用いて解放基盤表面における地震動を評価した。

解放基盤表面における地震動の設定[2.2.4項] **(P.11参照)**

- 位相の違いによる地震基盤相当面から解放基盤表面までの伝播特性に与える影響を比較検討のうえ、一様乱數位相を用いる方法による解放基盤表面における地震動を「標準応答スペクトルを考慮した地震動」として設定した。

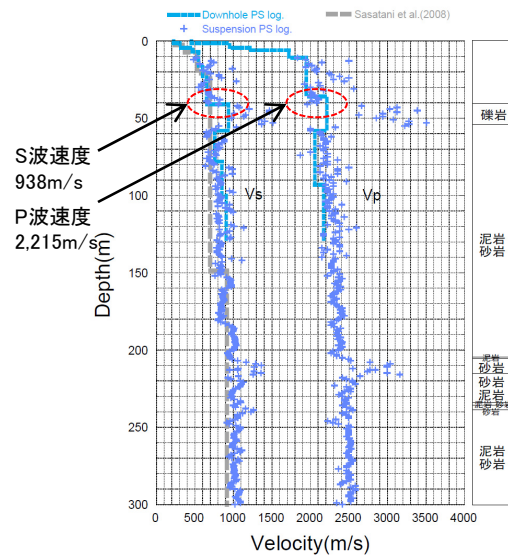
－ まとめ－

全国共通に考慮すべき地震動の評価のまとめ **(P.12参照)**

- 全国共通に考慮すべき地震動の評価結果として、2.1節及び2.2節を踏まえ、「2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動」及び「標準応答スペクトルを考慮した地震動」をP.12のとおり設定した。

佐藤ほか(2013)による基盤地震動の確認 [2.1.1項]

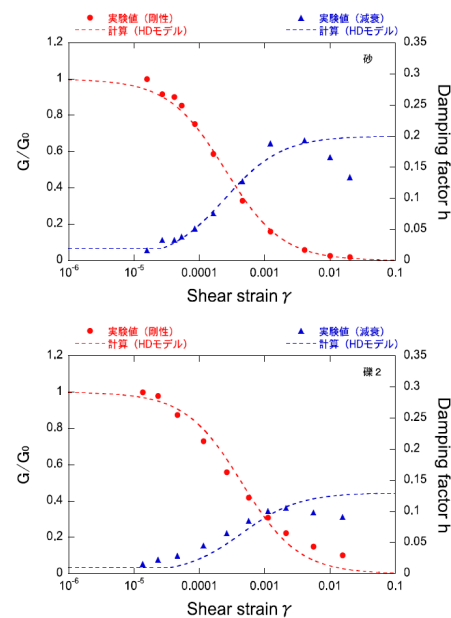
- 佐藤ほか(2013)では, K-NET港町観測点(HKD020)における物理探査結果及び室内試験結果を用いて, 基盤層GL-41m($V_s=938\text{m/s}$)における基盤地震動(水平方向(EW成分): 585cm/s^2 , 鉛直方向: 296cm/s^2)を評価していることを確認した。



K-NET港町観測点 (HKD020)
におけるPS検層結果

佐藤ほか(2013)に一部加筆

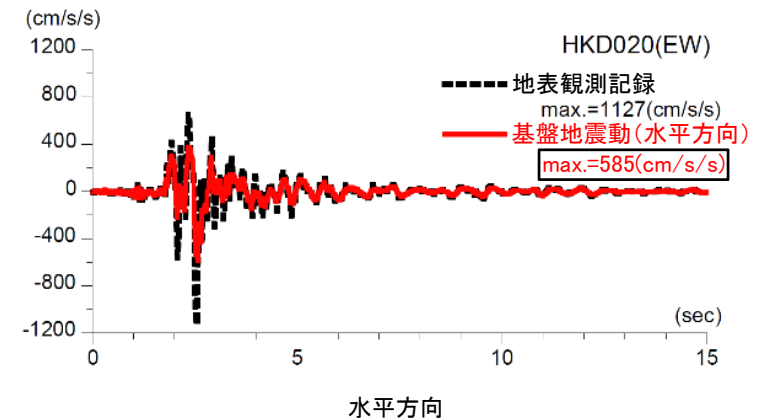
[2.1.1項]



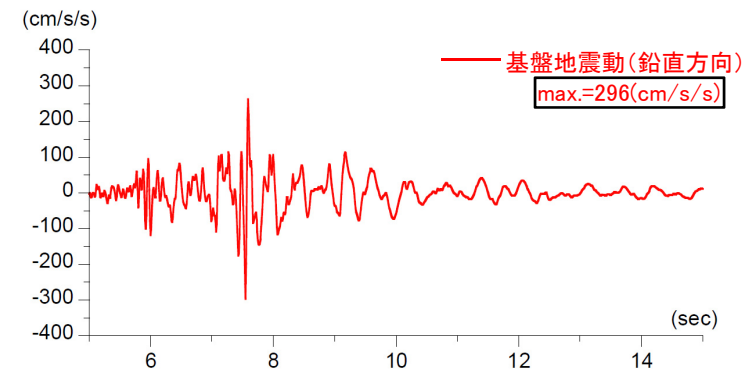
室内試験により設定した
地盤の非線形特性(砂, 礫2)

佐藤ほか(2013)より抜粋

[2.1.1項]



水平方向



鉛直方向

佐藤ほか(2013)による基盤地震動

佐藤ほか(2013)に一部加筆

[2.1.1項]

佐藤ほか(2013)以降の追加検討※による基盤地震動の再評価 [2.1.2項]

- 佐藤ほか(2013)以降に実施した追加検討①～④の結果、K-NET港町観測点(HKD020)における基盤地震動の最大加速度は、水平方向については追加検討②の最大加速度609cm/s²が、鉛直方向については追加検討③の最大加速度306cm/s²が最も大きくなったことから、これらを2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動として再評価した。

※ 第59回審査会合(2013.12.18)「川内原子力発電所・玄海原子力発電所 震源を特定せず策定する地震動について(コメント回答)」, 第72回審査会合(2014.1.24)「高浜発電所・大飯発電所 震源を特定せず策定する地震動について(コメント回答)」, 第83回審査会合(2014.2.20)「泊発電所 震源を特定せず策定する地震動について」等による指摘を踏まえ、電力各社において実施。

[2.1.2項]

2004年北海道留萌支庁南部の地震のK-NET港町観測点(HKD020)の基盤地震動に係る検討結果

左:佐藤ほか(2013), 右:佐藤ほか(2013)以降の追加検討

	佐藤ほか(2013)	
	水平方向	鉛直方向
GL0m ～ GL-6m	室内試験結果を考慮した等価線形解析	体積弾性率一定とした線形解析
GL-6m ～ GL-41m	減衰定数を一律1%とした線形解析	
最大 加速度	585 cm/s ²	—
	—	296 cm/s ²

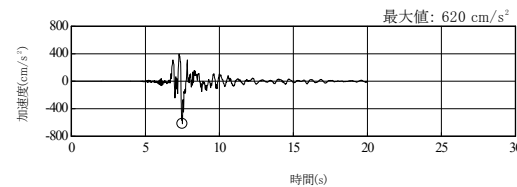


佐藤ほか(2013)以降の追加検討			
追加検討①	追加検討②	追加検討③	追加検討④
水平方向	水平方向	鉛直方向	鉛直方向
室内試験結果を考慮した等価線形解析	室内試験結果を考慮した等価線形解析	表層部のPS検層の再測定結果を反映した地盤モデルを用い、体積弾性率一定とした線形解析	地下水位の状況を踏まえポアソン比一定とした線形解析
	減衰定数を一律3%とした線形解析		体積弾性率一定とした線形解析
561 cm/s ²	609 cm/s ²	—	—
—	—	306 cm/s ²	262 cm/s ²

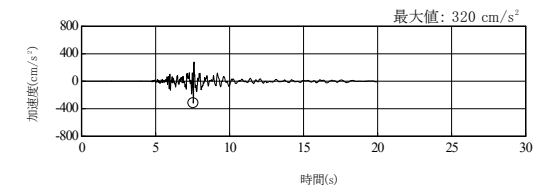
609 cm/s² : 再評価した基盤地震動

解放基盤表面における地震動の設定 [2.1.3項]

- 震源を特定せず策定する地震動の評価に反映する2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動として、前項において再評価した基盤地震動(水平方向:609cm/s², 鉛直方向:306cm/s²)を採用する。
- 敷地のS波速度(1,500m/s)及びP波速度(3,190m/s)は、K-NET港町観測点(HKD020)の基盤層のS波速度(938m/s)及びP波速度(2,215m/s)を上回っているため、敷地の解放基盤表面における地震動として、再評価した基盤地震動(水平方向:609cm/s², 鉛直方向:306cm/s²)を用いることは保守的な評価である。
- 敷地の解放基盤表面における地震動の設定にあたっては、再評価した基盤地震動にさらなる保守性を考慮し、水平方向の最大加速度を620cm/s², 鉛直方向の最大加速度を320cm/s²に嵩上げ(位相特性を変えずに振幅特性のみ変更)し、「2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動」として下記のとおり設定した。



水平方向



鉛直方向

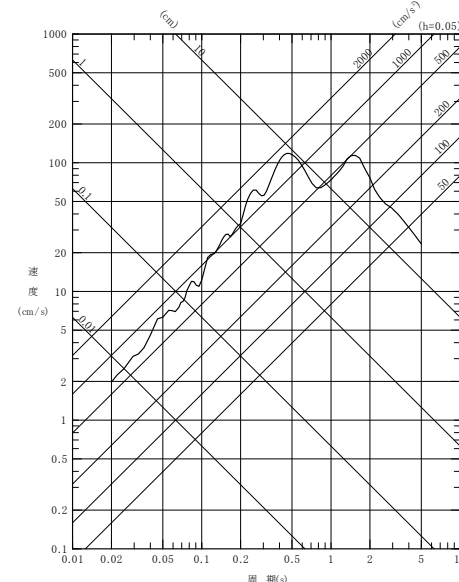
加速度時刻歴波形

[2.1.3項]
基盤におけるS波速度及びP波速度の比較

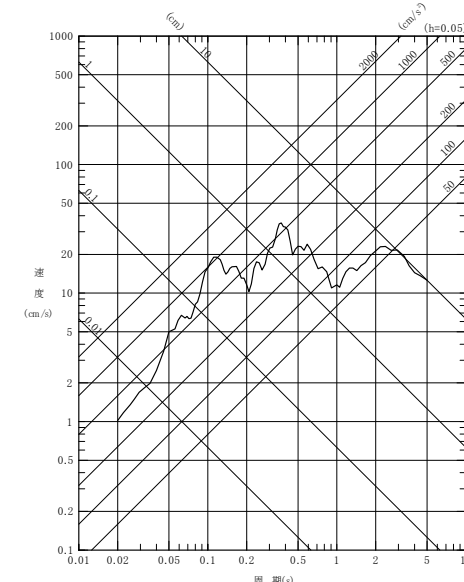
	K-NET港町観測点(HKD020)の基盤層(GL-41m)	志賀原子力発電所の敷地の解放基盤表面(EL-10m)
S波速度	938m/s※1	1,500m/s※2
P波速度	2,215m/s※1	3,190m/s※2

※1 K-NET港町観測点(HKD020)の基盤層におけるS波速度及びP波速度はP.7左図のPS検層結果を参照

※2 敷地の解放基盤表面におけるS波速度及びP波速度は次頁下中表の速度データを参照



水平方向



鉛直方向

応答スペクトル

2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動

[2.1.3項]

地震基盤相当面の設定 [2.2.1項]

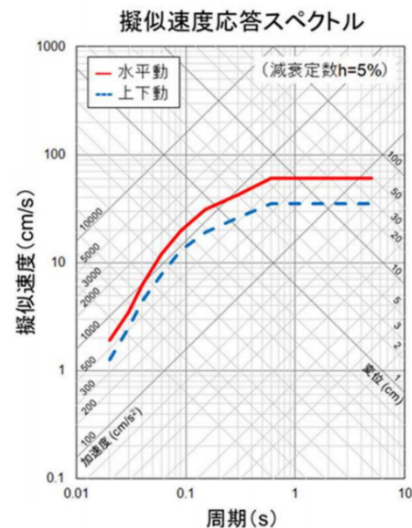
- 地震基盤相当面を、標準応答スペクトルが定義される地盤のS波速度 ($V_s=2,200\text{m/s}$ 以上)を踏まえ、敷地の地下構造モデルのS波速度 $3,160\text{m/s}$ の層上面であるEL-1.19kmに設定した。

地震基盤相当面における模擬地震波の作成 [2.2.2項]

- 一様乱数位相を用いる方法及び実観測記録位相を用いる方法により、地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波を作成した。

解放基盤表面における地震動の評価 [2.2.3項]

- 地震基盤相当面から解放基盤表面までの地震波の伝播特性を反映するため、作成した地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波(一様乱数位相を用いる方法及び実観測記録位相を用いる方法)を、敷地の地下構造モデルの地震基盤相当面に入力し、解放基盤表面における地震動を評価した。



地震基盤相当面における
標準応答スペクトル
解釈別記2より抜粋

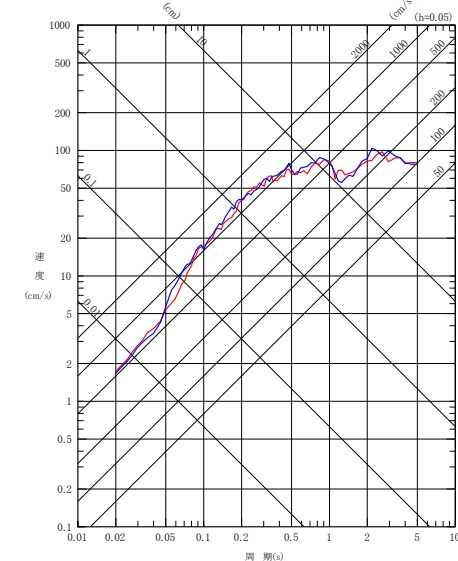
[2.2.1項]

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 ρ (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 ▽	-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

— : 設定した地震基盤相当面

— 一様乱数位相を用いる方法(水平方向)
— 実観測記録位相を用いる方法(NS方向)



NS方向
解放基盤表面における地震動の応答スペクトル

[2.2.3項]

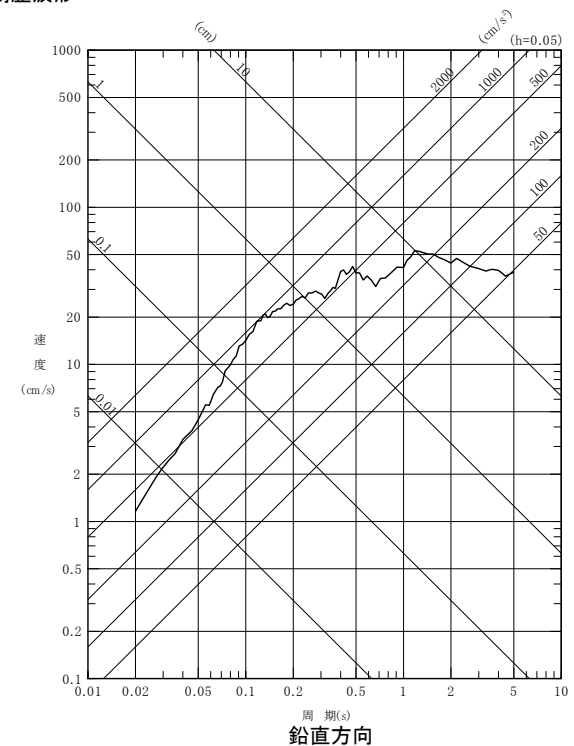
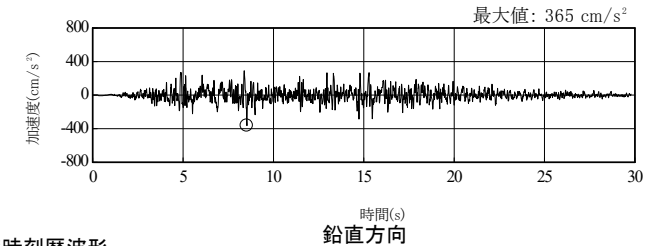
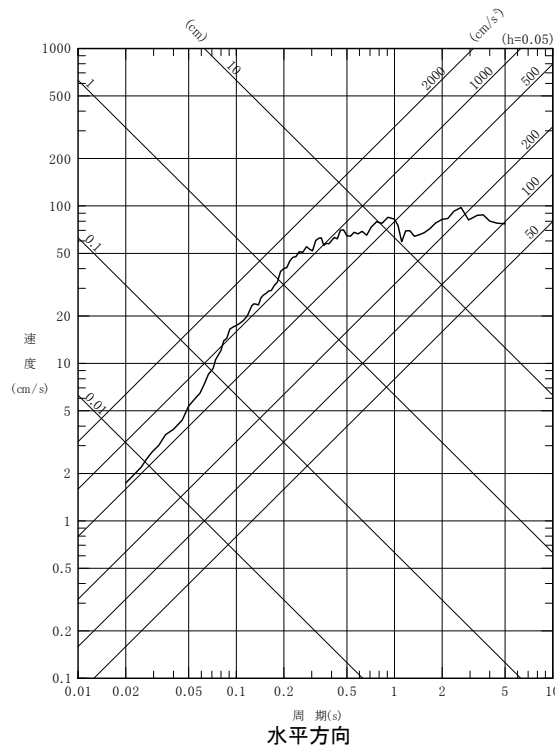
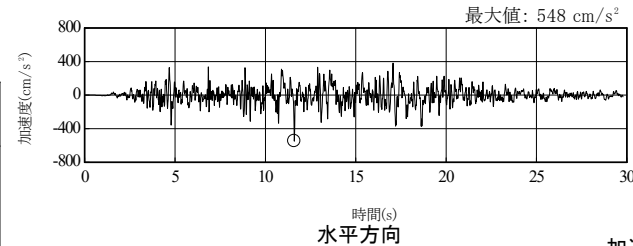
解放基盤表面における地震動の設定 [2.2.4項]

- 位相の違い(一様乱數位相及び実観測記録位相の違い)により、地震基盤相当面から解放基盤表面までの伝播特性に与える影響はなく、一様乱數位相を用いる方法の方が解放基盤表面における地震動の最大加速度が大きく、強震部の継続時間が長いことを踏まえて、一様乱數位相を用いる方法による解放基盤表面における地震動を「標準応答スペクトルを考慮した地震動」として下記のとおり設定した。

[2.2.4項]

複数の方法による地震動を比較した結果

項目	比較結果
① 加速度時刻歴波形	【最大加速度】 - 解放基盤表面における地震動の最大加速度は、一様乱數位相を用いる方法の方が、実観測記録位相を用いる方法より大きい。 【強震部の継続時間】 - 強震部の継続時間は、地震基盤相当面及び解放基盤表面における地震動ともに、一様乱數位相を用いる方法の方が、実観測記録位相を用いる方法より長い。 【振幅包絡形状】 - 一様乱數位相及び実観測記録位相ともに、地震基盤相当面と解放基盤表面における地震動の加速度時刻歴波形の振幅包絡形状の傾向は大きく変わらない。
② 応答スペクトル	【応答スペクトルの大きさ】 - 地震基盤相当面において作成した模擬地震波の応答スペクトルは、一様乱數位相を用いる方法と実観測記録位相を用いる方法で同程度である。 - 解放基盤表面における地震動の応答スペクトルは、一様乱數位相を用いる方法と実観測記録位相を用いる方法で概ね同程度である。 【応答スペクトル比の大きさ】 - 地震基盤相当面において作成した模擬地震波に対する解放基盤表面における地震動の応答スペクトルの比率による増幅率は、一様乱數位相を用いる方法と実観測記録位相を用いる方法で概ね同程度である。



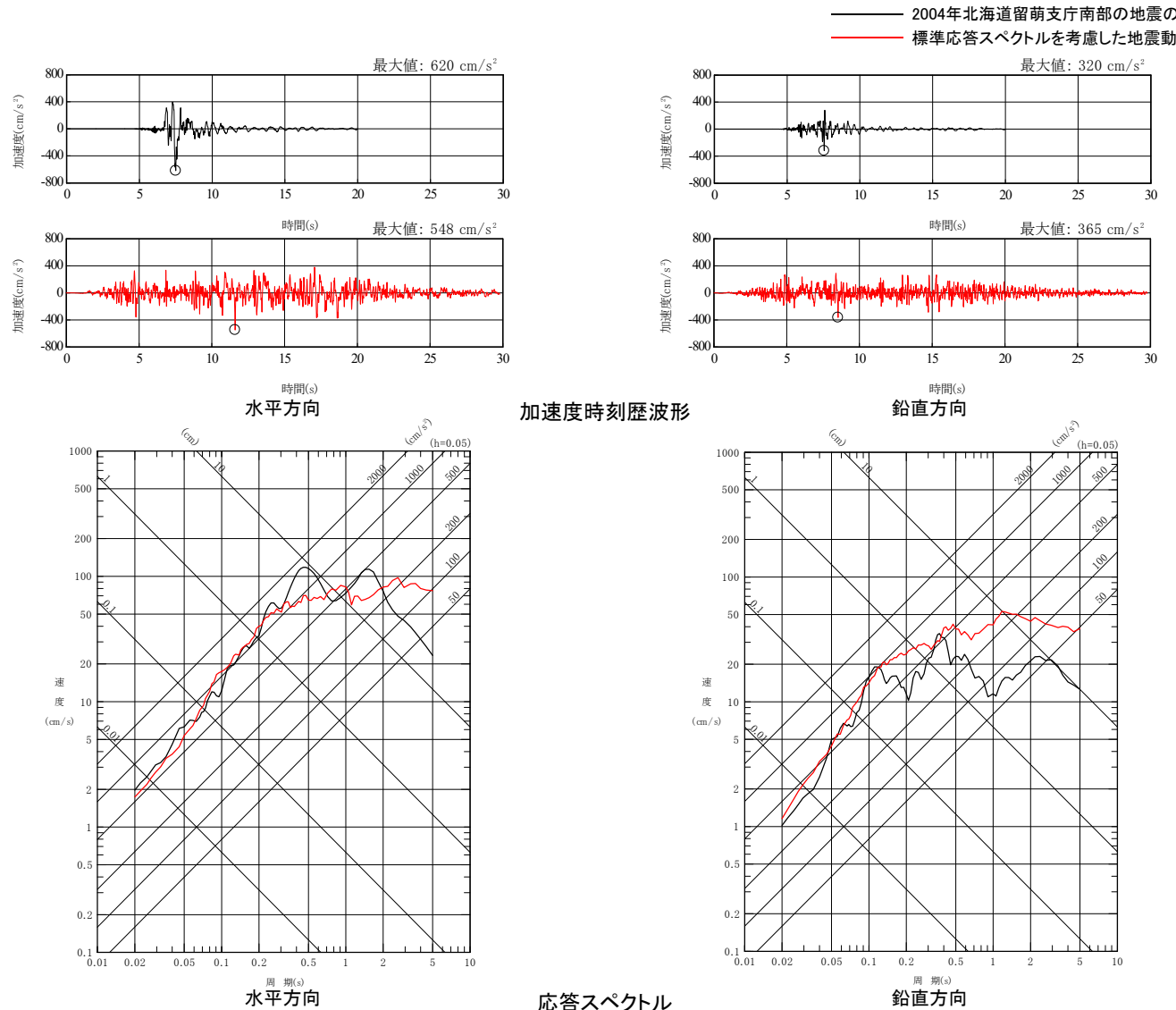
標準応答スペクトルを考慮した地震動
[2.2.4項]

I. 震源を特定せず策定する地震動の評価の概要

全国共通に考慮すべき地震動の評価 [2章] ーまとめー

全国共通に考慮すべき地震動の評価のまとめ

- 全国共通に考慮すべき地震動の評価結果として、2.1節及び2.2節を踏まえ、「2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動」及び「標準応答スペクトルを考慮した地震動」を下記のとおり設定した。



I. 震源を特定せず策定する地震動の評価の概要

地域性を考慮する地震動の評価 [3章]

- 3章では、解釈別記2及び審査ガイドの記載を踏まえ、2000年鳥取県西部地震及び2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺の地質構造や変動地形等の特徴を整理し、震源周辺と敷地周辺の類似性の検討を行い、観測記録収集対象の地震とするか判定した。
- 各節での検討内容・結果の概要と参照ページを以下に示す。

－検討対象地震の選定 [3.1節]－

- 審査ガイドにおいて、地域性を考慮する地震として、「①活断層の密度が少なく活動度が低いと考えられる地域で発生した地震(2000年鳥取県西部地震)」、「②上部に軟岩や火山岩、堆積層が厚く分布する地域で発生した地震(2008年岩手・宮城内陸地震)」が例示されており、2022年6月8日の審査ガイドの改正以降に、①あるいは②に該当する地震が発生していないことから、2000年鳥取県西部地震及び2008年岩手・宮城内陸地震を検討対象地震として選定した。

－2000年鳥取県西部地震に係る検討 [3.2節]－

地震諸元・断層諸元の整理[3.2.1項]、震源周辺の地質構造や変動地形等の特徴の整理[3.2.2項]

- 2000年鳥取県西部地震の諸元及び震源周辺の特徴を整理し、敷地周辺との類似性の比較項目を下記のとおり設定した。
 - 1) 地体構造区分
 - 2) 地質・地質構造
 - 3) 断層地形、既知の活断層
 - 4) ひずみ集中帯
 - 5) 地震の発生状況

震源周辺と敷地周辺の類似性の検討[3.2.3項]、観測記録収集対象地震の判定[3.2.4項] (P.14～18参照)

- 2000年鳥取県西部地震の震源周辺と敷地周辺の類似性の検討結果より、震源周辺と敷地周辺は類似性がないと評価し、当該地震を観測記録収集対象外と判定した。

－2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討 [3.3節]－

地震諸元・断層諸元の整理[3.3.1項]、震源周辺の地質構造や変動地形等の特徴の整理[3.3.2項]

- 2008年岩手・宮城内陸地震の諸元及び震源周辺の特徴を整理し、敷地周辺との類似性の比較項目を下記のとおり設定した。
 - 1) 地体構造区分
 - 2) 地質・地質構造、地すべり地形
 - 3) 長大な活断層との位置関係
 - 4) ひずみ集中帯、地震発生状況、火山フロント等

震源周辺と敷地周辺の類似性の検討[3.3.3項]、観測記録収集対象地震の判定[3.3.4項] (P.19～23参照)

- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺と敷地周辺の類似性の検討結果より、震源周辺と敷地周辺は類似性がないと評価し、当該地震を観測記録収集対象外と判定した。

－まとめ－

地域性を考慮する地震動の評価のまとめ (P.14, 19参照)

- 地域性を考慮する地震動の評価結果として、3.2節及び3.3節を踏まえ、2000年鳥取県西部地震及び2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺と敷地周辺は類似性がないと評価し、両地震を観測記録収集対象外と判定した。

I.震源を特定せず策定する地震動の評価の概要

地域性を考慮する地震動の評価 [3章]－2000年鳥取県西部地震に係る検討 [3.2節]－(1/5)

○ 2000年鳥取県西部地震の震源周辺と敷地周辺の類似性の検討結果を以下に示す。

- 2000年鳥取県西部地震の震源周辺は、短く断続するリニアメント群や断層露頭が確認されているが、活断層として未成熟であり、変位基準となる地層・地形面が少ないことから、断層変位が見出しにくい地域である。
- 一方、敷地周辺は、大局的には震源周辺とは異なる地体構造区分に位置している(大局的比較)。また、**断層変位の見出しにくさの要因として重視した観点を含む比較項目において、震源周辺とは異なり、活断層が成熟し、断層地形が発達していること、変位基準や年代基準となる地層・地形面が分布していることから、断層変位が見出しにくい地域ではない**(個別比較)。
- その他の比較項目において、震源周辺と敷地周辺は、地質学的な特徴として、ひずみ集中帯及び地震の発生状況で一部類似性が認められるものの、敷地周辺には複数の活断層が認定されている点や、M6以上の地震が発生しているのは主に既知の活断層沿いである点において、震源周辺とは異なる(個別比較)。
- 以上のことから、2000年鳥取県西部地震の震源周辺と敷地周辺は類似性がないと評価し、当該地震を観測記録収集対象外と判定した。

赤字:断層変位の見出しにくさの要因として重視した観点

○:類似性あり △:一部類似性あり ×:類似性なし

2000年鳥取県西部地震の震源周辺と敷地周辺の類似性の検討結果

比較項目		着目点	2000年鳥取県西部地震の震源周辺	敷地周辺	類似性の検討結果
大局的比較	1)地体構造区分	地体構造区分の特徴(地形・地質(火山分布)、活断層の密度・断層型、地震活動等)が類似しているか。	- 震源周辺は、「三郡变成帯(Sa)」と「飛騨-隠岐帯(HO)」の境界に位置する。(P.98) - 地震地体構造区分は「中国山地・瀬戸内海(10C5)」に位置し、北半部は安定隆起域で北部に火山が分布し、活断層の密度は小である。(P.99) 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は中(1885年以降は北部で高)、東西圧縮横ずれ断層型である。(P.99)	- 敷地周辺は、「飛騨-隠岐帯(HO)」のうち飛騨帯内側地帯(i)に位置する。(P.111) - 地震地体構造区分は「能登(10C1)」に位置し、半島部は準安定域で第四紀火山は存在せず、活断層の密度は中である。(P.112) 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は中～低、逆断層型である。(P.112)	- 敷地周辺は、震源周辺とは異なる地体構造区分に位置する。 - 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、第四紀火山は分布せず、震源周辺に比べて活断層の密度が大きい。 - 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、浅発地震の発生頻度が低く、逆断層型の地震が発生している。 - 以上のことから、類似性はないと判断した。
	2)地質・地質構造	- 後期更新世以降の活動性を確認する年代基準となる地層・地形面が分布しているか。 - 断層変位を確認するための変位基準となる地層が分布しているか。	- 震源周辺を含む中国地方山間部は、侵食・剝削速度が大きいことや堆積地形面の発達が悪いことから、明瞭な変位基準や年代基準となる地層・地形面が少なく、断層変位が見出しにくい地域である。(P.103) 2000年鳥取県西部地震の震源断層の直線区間は、概ね古第三紀の花崗岩分布域に限られ、単一の岩体で構成されていることから、断層変位を確認するための地層境界等の変位基準が少なく、断層変位が見出しにくい地域である。(P.104)	- 敷地周辺の海岸沿いには、変位基準や年代基準となる海成段丘面が発達していることから、変位基準や年代基準となる地層・地形面が分布し、断層変位が見出しやすい地域である。(P.116) - 敷地周辺は、火山岩類や堆積岩が花崗岩等の基盤岩を直接覆っていることから、それらの地層境界が断層変位を確認するための変位基準となり、断層変位が見出しやすい地域である。(P.117)	- 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、海成段丘面が発達していることから、変位基準や年代基準となる地層・地形面が分布し、断層変位が見出しやすい地域である。 - 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、変位基準となる地層境界が分布し、断層変位が見出しやすい地域である。 - 以上のことから、類似性はないと判断した。
個別比較	3)断層地形・既知の活断層	- 活断層が分布しているか。十分発達しているか。 - 活断層が断層変位を示す断層地形(リニアメント等)が発達しているか。	2000年鳥取県西部地震は、若い未成熟な断層、主断層が形成されていない変位分散型の断層による地震である。(P.106) - 震源域周辺には、震源断層の走向で短く断続するリニアメント群・断層露頭が認められる。(P.106) 2000年鳥取県西部地震の震源周辺は、文献調査結果によれば活断層の分布は少なく、震源断層に対応する活断層は示されていない。(P.107)	- 敷地周辺は、日本海の形成時に伸長応力場で形成された古い正断層が現在の東西圧縮のもと、逆断層として再活動していることから、活断層が成熟している地域である。(P.119) - 敷地周辺は、連続性を有するリニアメント・変動地形が多数判読され、断層地形が発達している。(P.120) - 敷地周辺は、文献調査結果によれば複数の活断層が示されている。(P.120)	- 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、活断層が成熟し、断層地形が発達している地域である。 - なお、敷地周辺では、複数の活断層が認定されている点からも、震源周辺とは異なる。 - 以上のことから、類似性はないと判断した。
	4)ひずみ集中帯	当該地域を含む地質帯、ひずみ集中帯及び活断層周辺において地震が発生しているか。	- 震源周辺を含む山陰地域は、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階とされており、地質学的ひずみ集中帯は認められない。(P.109) - 震源周辺を含む山陰地域には、測地学的ひずみ集中帯が認められる。(P.109)	- 敷地周辺は、古い正断層が逆断層として再活動しており、活断層が成熟している地域である。敷地周辺では、その西部及び南部に複数の活断層が認定されていることから、その分布に沿って地質学的ひずみ集中帯が認められる。(P.122) - 敷地周辺には、測地学的ひずみ集中帯は認められない。(P.122)	- 敷地周辺では、震源周辺と同様にひずみ集中帯が認められる。 - しかし、震源周辺とは異なり、複数の活断層が認定されている地質学的ひずみ集中帯である。 - 以上のことから、一部類似性ありと判断した。
	5)地震の発生状況		- 震源周辺を含む山陰地域は、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階である。(P.109) - 震源周辺を含む山陰地域の測地学的ひずみ集中帯では、地震活動が活発であり、最近の約100年間にM6以上の地震が多発している。(P.109)	- 敷地周辺は、古い正断層が逆断層として再活動しており、複数の活断層が認定されている。(P.122) - 敷地周辺では、地質学的ひずみ集中帯で、最近の約100年間にM6以上の地震が発生している。これらの地震は、主に既知の活断層沿いで発生している。(P.123)	- 敷地周辺では、震源周辺と同様にひずみ集中帯内でM6以上の地震が発生している。 - しかし、震源周辺とは異なり、地震は主に既知の活断層沿いで発生している。 - 以上のことから、一部類似性ありと判断した。

I.震源を特定せず策定する地震動の評価の概要

地域性を考慮する地震動の評価 [3章] -2000年鳥取県西部地震に係る検討 [3.2節]-(2/5)

地体構造区分

(震源周辺:P.98~102, 敷地周辺:P.111~115)

2000年鳥取県西部地震の震源周辺

- 震源周辺は、「三郡変成帯(Sa)」と「飛騨-隠岐帯(HO)」の境界に位置する。

敷地周辺

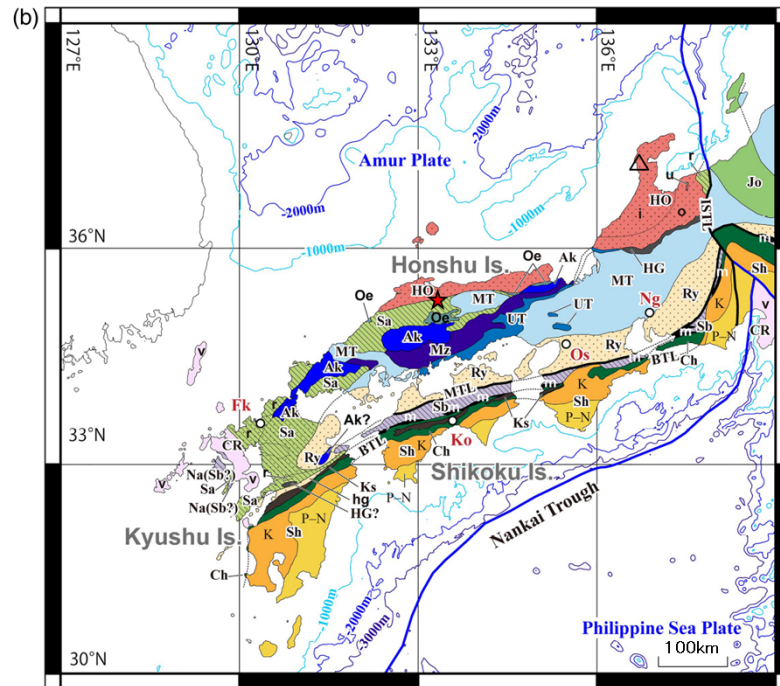
- 敷地周辺は、「飛騨-隠岐帯(HO)」のうち飛騨帯内側地帯(i)」に位置する。

2000年鳥取県西部地震の震源周辺

- 地震地体構造区は「中国山地・瀬戸内海(10C5)」に位置し、北半部は安定隆起域で北部に火山が分布し、活断層の密度は小である。
- 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885~2003年)は中(1885年以降は北部で高)、東西圧縮横ずれ断層型である。

敷地周辺

- 地震地体構造区は「能登(10C1)」に位置し、半島部は準安定域で第四紀火山は存在せず、活断層の密度は中である。
- 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885~2003年)は中~低、逆断層型である。

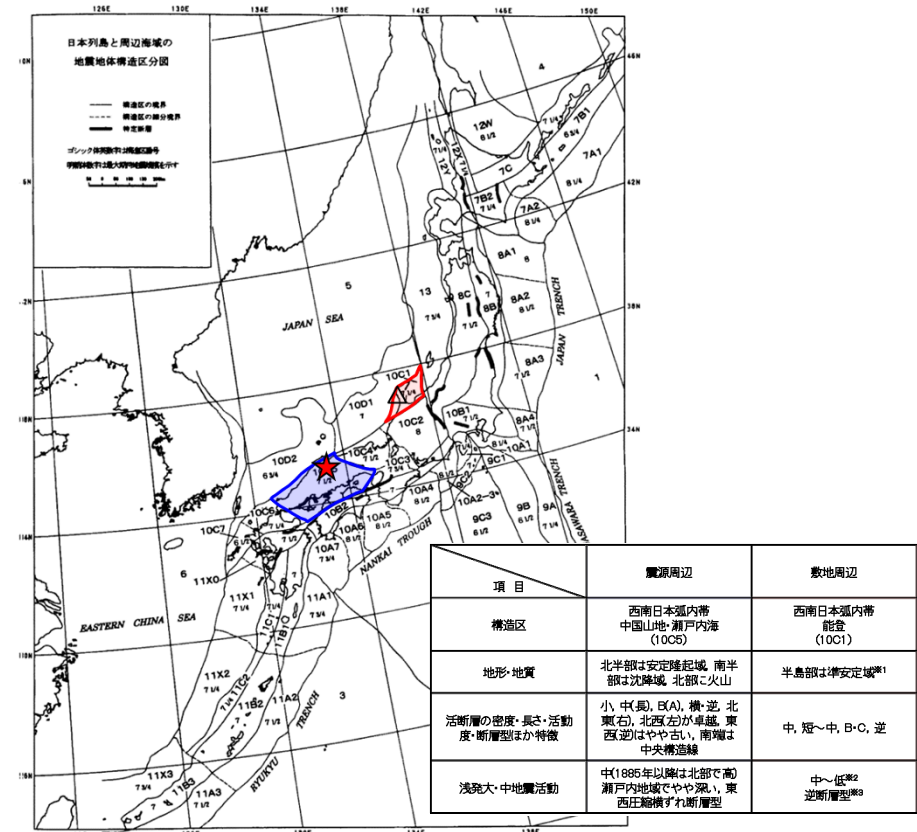


西日本の地体構造区分図

Wallis et al. (2020)に一部加筆

★: 2000年鳥取県西部地震の震央

△: 志賀原子力発電所



日本列島と周辺海域の地震地体構造区分

垣見ほか(2003)に一部加筆

類似性の検討結果 ×

- 敷地周辺は、震源周辺とは異なる地体構造区分に位置する。
- 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、第四紀火山は分布せず、震源周辺に比べて活断層の密度が大きい。
- 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、浅発地震の発生頻度が低く、逆断層型の地震が発生している。
- 以上のことから、類似性はないと判断した。

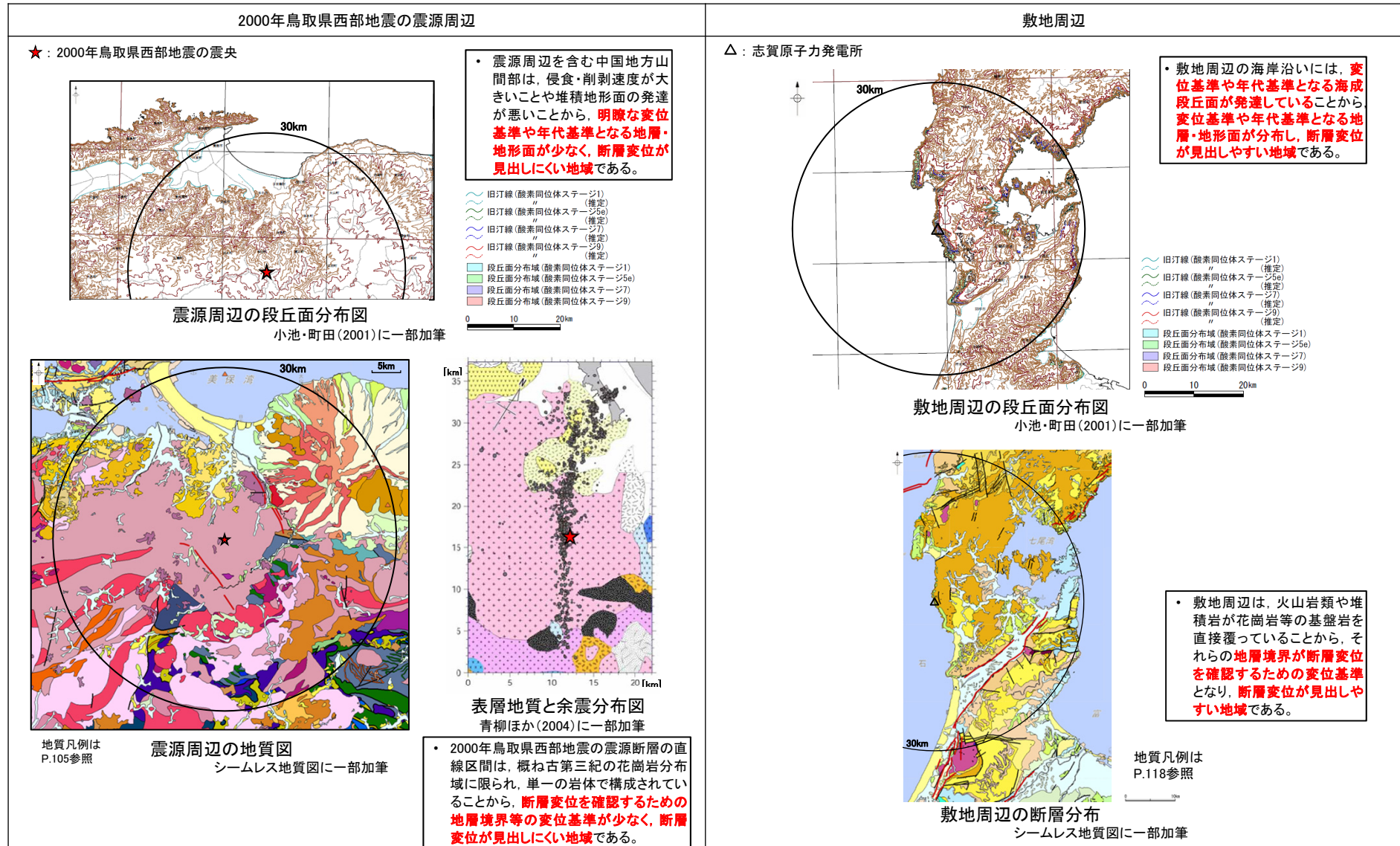
I.震源を特定せず策定する地震動の評価の概要

地域性を考慮する地震動の評価 [3章] -2000年鳥取県西部地震に係る検討 [3.2節]- (3/5)

赤字:断層変位の見出しにくさの要因として重視した観点

地質・地質構造

(震源周辺:P.103~105, 敷地周辺:P.116~118)



類似性の検討結果
×

- ・ 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、海成段丘面が発達していることから、**変位基準や年代基準となる地層・地形面が分布し、断層変位が見出しやすい地域**である。
- ・ 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、**変位基準となる地層境界が分布し、断層変位が見出しやすい地域**である。
- ・ 以上のことから、類似性はないと判断した。

I.震源を特定せず策定する地震動の評価の概要

地域性を考慮する地震動の評価 [3章] -2000年鳥取県西部地震に係る検討 [3.2節]- (4/5)

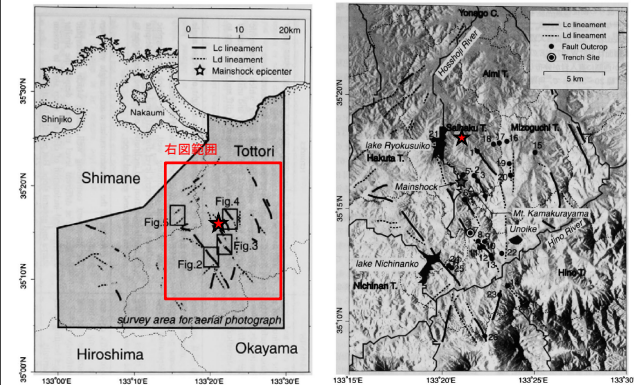
赤字:断層変位の見出しにくさの要因として重視した観点

断層地形・既知の活断層

(震源周辺:P.106~108, 敷地周辺:P.119~121)

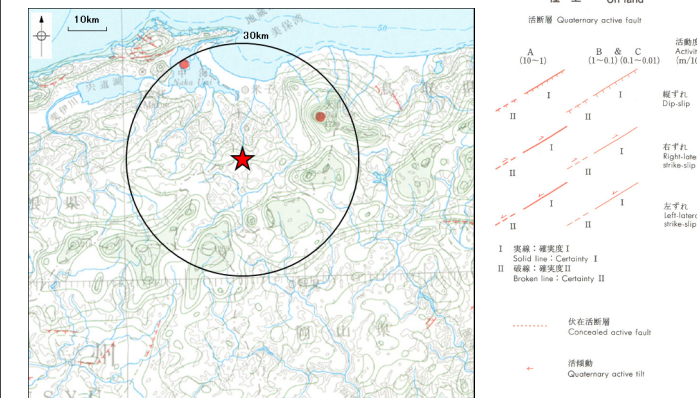
2000年鳥取県西部地震の震源周辺

★: 2000年鳥取県西部地震の震央



震源位置とリニアメント分布図(左図)
及びリニアメントと断層露頭地点(右図)
井上ほか(2002)に一部加筆

- 2000年鳥取県西部地震は、**若い未成熟な断層**、主断層が形成されていない変位分散型の断層による地震である。
- 震源域周辺には、震源断層の走向で**短く断続するリニアメント群・断層露頭**が認められる。

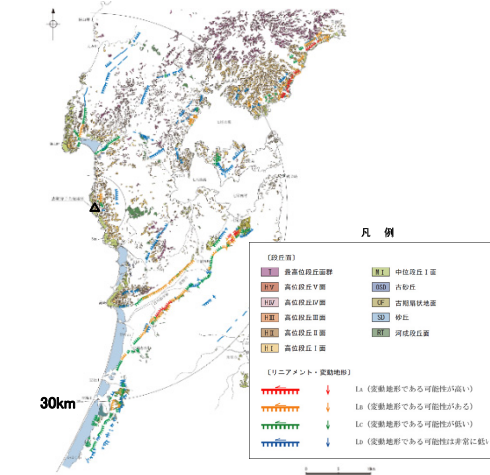


震源周辺の活断層分布図
活断層研究会(1991)に一部加筆

- 2000年鳥取県西部地震の震源周辺は、文献調査結果によれば活断層の分布は少なく、震源断層に対応する活断層は示されていない。

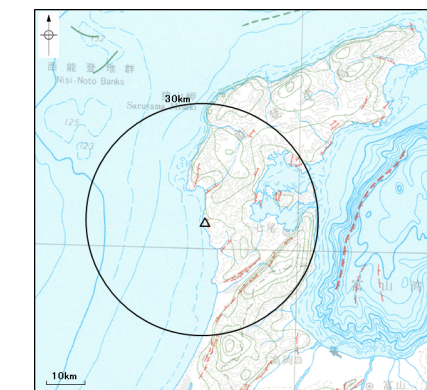
敷地周辺

△: 志賀原子力発電所



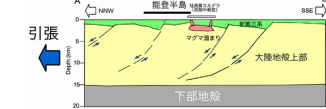
- 敷地周辺は、連続性を有するリニアメント・変動地形が多数判読され、**断層地形が発達している**。

敷地周辺陸域の段丘面
及びリニアメント・変動地形分布図
当社調査

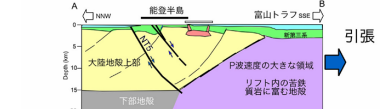


敷地周辺の活断層分布図
活断層研究会(1991)に一部加筆

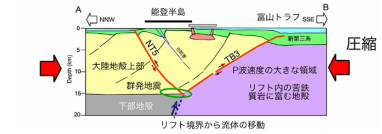
①大和海盆の拡大に伴う引張



②富山トラフの拡大に伴う引張

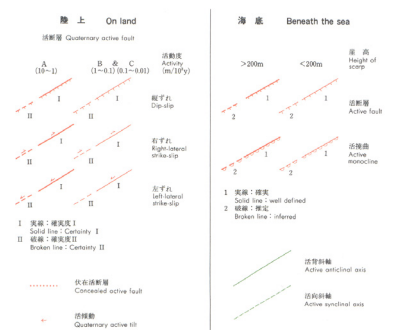


③現在



- 敷地周辺は、日本海の形成時に伸長応力場で形成された古い正断層が現在の東西圧縮のもと、逆断層として再活動していることから、**活断層が成熟している地域**である。

能登半島東部の主要断層形成プロセス
佐藤(2024)に一部加筆



- 敷地周辺は、文献調査結果によれば複数の活断層が示されている。

類似性の検討結果
×

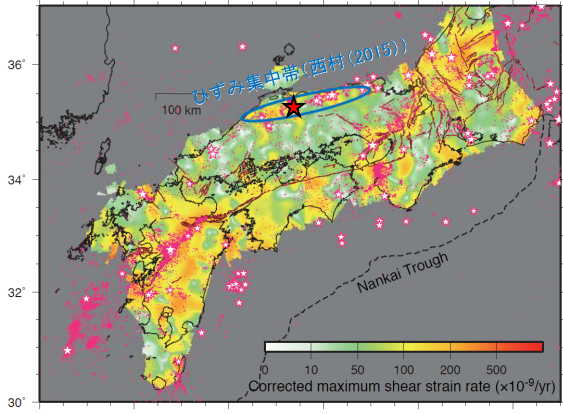
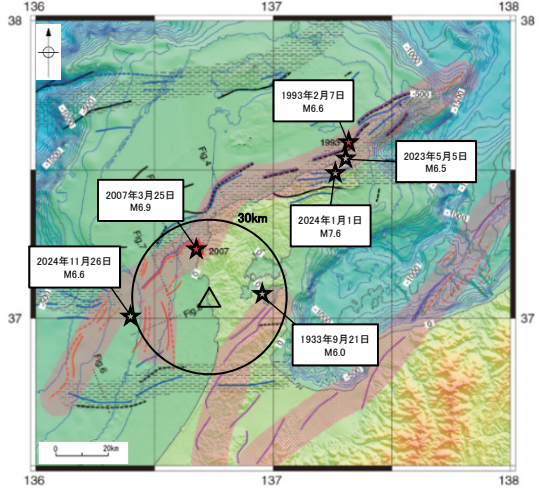
- 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、**活断層が成熟し、断層地形が発達している地域**である。
- なお、敷地周辺は、複数の活断層が認定されている点からも、震源周辺とは異なる。
- 以上のことから、類似性はないと判断した。

I.震源を特定せず策定する地震動の評価の概要

地域性を考慮する地震動の評価 [3章] -2000年鳥取県西部地震に係る検討 [3.2節]- (5/5)

ひずみ集中帯, 地震の発生状況

(震源周辺:P.109, 敷地周辺:P.122, 123)

2000年鳥取県西部地震の震源周辺	敷地周辺
【ひずみ集中帯】 - 震源周辺を含む山陰地域は、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階とされており、地質学的ひずみ集中帯は認められない。 - 震源周辺を含む山陰地域には、測地学的ひずみ集中帯が認められる。 【地震の発生状況】 - 震源周辺を含む山陰地域は、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階である。 - 震源周辺を含む山陰地域の測地学的ひずみ集中帯では、地震活動が活発であり、最近の約100年間にM6以上の地震が多発している。  ★ : 2000年鳥取県西部地震の震央 星印: 1923年～2016年のM6以上かつ深さ20km以浅の大地震 点: 1998年～2016年までのM2以上かつ深さ20km以浅の地震の震央 ひずみ速度分布 西村(2017)に一部加筆	【ひずみ集中帯】 - 敷地周辺は、古い正断層が逆断層として再活動しており、活断層が成熟している地域である。敷地周辺では、その西部及び南部に複数の活断層が認定されていることから、その分布に沿って地質学的ひずみ集中帯が認められる。 - 敷地周辺には、測地学的ひずみ集中帯は認められない。 【地震の発生状況】 - 敷地周辺は、古い正断層が逆断層として再活動しており、複数の活断層が認定されている。 - 敷地周辺では、地質学的ひずみ集中帯で、最近の約100年間にM6以上の地震が発生している。これらの地震は、主に既知の活断層沿いで発生している。  △: 志賀原子力発電所 ☆: 過去100年以内のM6以上の地震の震央位置(地震調査研究推進本部(2025)が示す主な被害地震と2024年11月26日の地震(M6.6)を加筆) 岡村(2007)に一部加筆 能登半島周辺の地質学的ひずみ集中帯と地震(M6以上)の発生状況

【ひずみ集中帯】

類似性の検討結果



- 敷地周辺は、震源周辺と同様にひずみ集中帯が認められる。
- しかし、震源周辺とは異なり、複数の活断層が認定されている地質学的ひずみ集中帯である。
- 以上のことから、一部類似性ありと判断した。

【地震の発生状況】

類似性の検討結果



- 敷地周辺は、震源周辺と同様にひずみ集中帯内でM6以上の地震が発生している。
- しかし、震源周辺とは異なり、地震は主に既知の活断層沿いで発生している。
- 以上のことから、一部類似性ありと判断した。

I.震源を特定せず策定する地震動の評価の概要

地域性を考慮する地震動の評価 [3章] —2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討 [3.3節]— (1/5)

○ 2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺と敷地周辺の類似性の検討結果を以下に示す。

- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺は、脆弱な火山砕屑岩等や弱線が断層変位を分散させた可能性があること、新規の火山噴出物や多数の地すべり地形により断層変位地形が消失していることから、断層変位が見出しにくい地域である。
- 一方、敷地周辺は、大局的には震源周辺とは異なる地体構造区分に位置している(大局的比較)。また、**断層変位の見出しにくさの要因として重視した観点を含む比較項目において、震源周辺とは異なり、脆弱な地層が分布せず弱線となる地質断層が少ないこと、新規の火山噴出物は認められず地すべり地形も少ないことから、断層変位の分散や断層変位地形の消失等は想定されず、断層変位が見出しにくい地域ではない**(個別比較)。
- その他の比較項目において、震源周辺と敷地周辺は、地質構造的な特徴として、ひずみ集中帯等で一部類似性が認められるものの、敷地周辺では、主要(長大)活断層帯の延長位置に断層を示唆する急変部が認められない点や、火山フロント等が分布しない点において、震源周辺とは異なる(個別比較)。
- 以上のことから、2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺と敷地周辺は類似性がないと評価し、当該地震を観測記録収集対象外と判定した。

2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺と敷地周辺の類似性の検討結果

赤字:断層変位の見出しにくさの要因として重視した観点

○:類似性あり △:一部類似性あり ×:類似性なし

比較項目		着目点	2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺	敷地周辺	類似性の検討結果
大局的比較	1)地体構造区分	・地体構造区分の特徴(地形・地質(火山分布)、活断層の密度・断層型、地震活動等)が類似しているか。	- 震源周辺は、「南部北上帯(SK)」に位置する。(P.135) - 地震地体構造区分は「東北日本弧内帯(8C)」に位置し、火山性内弧、隆起優勢、2つの火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(沈降帯)であり、島弧方向の逆断層や褶曲が発達している。(P.136) 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は高、東西圧縮逆断層型である。(P.136)	- 敷地周辺は、「飛騨-隠岐帯(HO)のうち飛騨帯内側地帯(i)」に位置する。(P.157) - 地震地体構造区分は「能登(10C1)」に位置し、半島部は準安定域で第四紀火山は存在せず、活断層の密度は中である。(P.158) 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は中～低、逆断層型である。(P.158)	- 敷地周辺は、震源周辺とは異なる地体構造区分に位置する。 - 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、第四紀火山は分布しない。 - 敷地周辺は、震源周辺と同様に逆断層型の地震が発生しているものの、浅発地震の発生頻度が低い点で震源周辺と異なる。 - 以上のことから、類似性はないと判断した。
	2)地質・地質構造、地すべり地形	- 震源断層での変位を分散させるような脆弱な地層(火山砕屑岩等)や弱線(地質断層等)が分布しているか。 - 断層変位地形を消失等させるような新規の火山噴出物や地すべり地形が分布しているか。	- 震源周辺は、中新世以降のカルデラ及び第四紀火山に囲まれ、脆弱化していることが多い火山砕屑岩等に厚く覆われている。(P.140) 2008年岩手・宮城内陸地震は、古い正断層が逆断層として再活動したことで引き起こされたものであるが、地震断層は主要震源断層沿いではなく、地質断層沿いに分布しており、震源での断層変位が地表付近に多数分布する弱線(地質断層等)で分散され、累積的な変位が見出しにくくなっている。(P.140) - 震源周辺は、新規の火山噴出物で断層変位地形が覆われている。(P.147) - 震源周辺は、大規模な地すべり地形が密集していることにより、断層変位地形が消失している。(P.148)	- 敷地周辺には、第四紀火山及びカルデラは存在せず、中新世の火山岩類等の硬質な岩盤が比較的浅所にまで分布していることから、変位を分散させるような脆弱な地層(火山砕屑岩等)は分布しない。(P.162) - 敷地周辺では、古い正断層が逆断層として再活動しているが、地質断層は部分的にしか認められず、断層変位が分散する蓋然性は低い。(P.162) - 敷地周辺は、新規の火山噴出物は認められず、断層変位地形の消失等は想定されない。(P.165) - 敷地周辺は、地すべり地形が一部の特定の範囲に認められるのみであり、断層変位地形の消失等は想定されない。(P.166)	- 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、火山地帯にないことから、脆弱な地層(火山砕屑岩等)が分布せず、弱線となる地質断層も少ないため、断層変位が分散する蓋然性は低い。 - 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、新規の火山噴出物は認められず、地すべり地形も少ないため、断層変位地形の消失等は想定されない。 - 以上のことから、類似性はないと判断した。
個別比較	3)長大な活断層帯との位置関係	・主要(長大)活断層帯の延長に位置しているか。延長に位置している場合、段丘の比高に基づく特徴、反射法地震探査断面等に断層を示唆する急変部が認められるか。	2008年岩手・宮城内陸地震の震源断層に対応する活断層は示されていない。震源は、長大な北上低地西縁断層帯の震源断層の南方延長に位置している。(P.149) - 震源となる断層が、河成段丘の比高に基づく検討により推定されている。(P.151) - 震源となる山地境界断層が、反射法地震探査断面に認められる。(P.153)	- 敷地周辺には、複数の主要(長大)活断層帯が分布し、敷地近傍は、それらのうち能都断層帯の西方延長に位置している。(P.167) - 能都断層帯の西方延長は、海上音波探査や航空レーザ計測等の詳細な調査により、断層を示唆する急変部は認められない。(P.167)	敷地近傍は主要(長大)活断層帯の延長に位置するものの、震源周辺とは異なり、敷地周辺には主要(長大)活断層帯の延長位置に断層を示唆する急変部が認められないことから、類似性はないと判断した。
	4)ひずみ集中帯、地震発生状況、火山フロント等	- ひずみ集中帯、地震活動帯に該当するか。 - 火山フロントや大規模な構造線等が分布しているか。	2008年岩手・宮城内陸地震は、地質学的ひずみ集中帯と測地学的ひずみ集中帯とが重なっている場所で発生した。(P.154) 2008年岩手・宮城内陸地震は、測地学的ひずみ集中帯に相当する2列の地震活動帯が収束する場所で発生した。(P.154) - 震源周辺を含む本荘-仙台構造線から荒屋カルデラまでの大規模トランスカレント断層で境される地域では、活発な地震活動が認められる。(P.155)	- 敷地周辺では、その西部及び南部に複数の活断層が認定されていることから、その分布に沿って地質学的ひずみ集中帯が認められる。(P.170) 2007年能登半島地震、令和6年能登半島地震及び石川県西方沖の地震の震源断層沿いで、活発な地震活動が認められ、それらは地震活動帯に該当する。(P.171) - 敷地周辺には、ひずみ集中帯として機能するような火山フロントや大規模な構造線が分布しない。(P.172)	- 敷地周辺では、震源周辺と同様に地質学的ひずみ集中帯が認められ、地震活動帯に該当する。 - しかし、敷地周辺は、震源周辺と異なり、火山フロントや大規模な構造線が分布しない。 - 以上のことから、一部類似性ありと判断した。

I.震源を特定せず策定する地震動の評価の概要

地域性を考慮する地震動の評価 [3章] —2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討 [3.3節]— (2/5)

地体構造区分

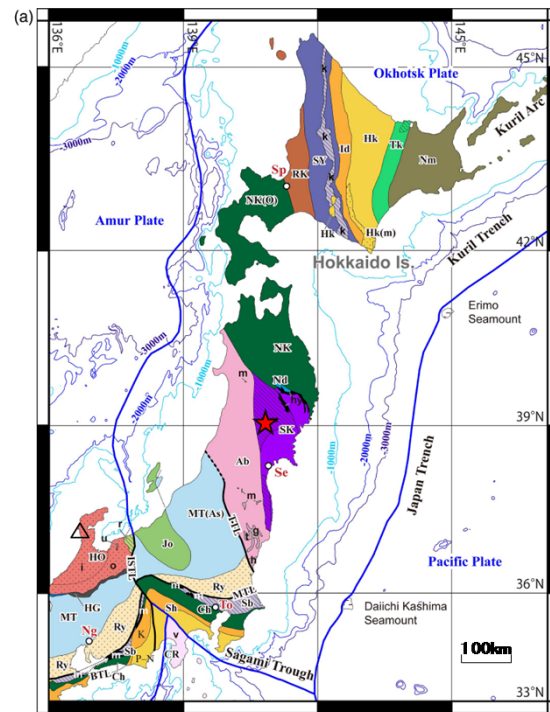
(震源周辺:P.135～139, 敷地周辺:P.157～161)

2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺
震源周辺は、「南部北上帯(SK)」に位置する。

敷地周辺
敷地周辺は、「飛騨-隠岐帯(HO)のうち飛騨帯内側地帯(i)」に位置する。

2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺
- 地震地体構造区は「東北日本弧内帯(8C)」に位置し、火山性内弧、隆起優勢、2つの火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(沈降帯)であり、島弧方向の逆断層や褶曲が発達している。 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は高、東西圧縮逆断層型である。

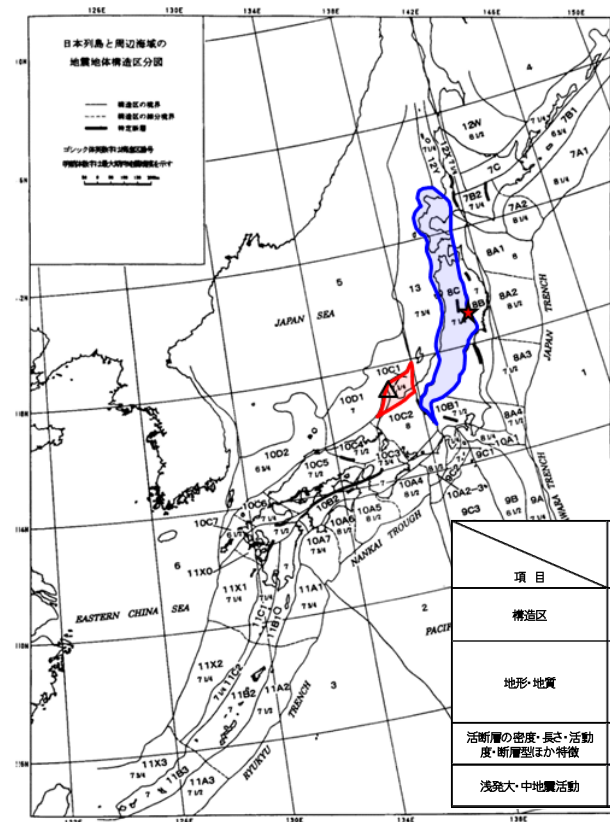
敷地周辺
- 地震地体構造区は「能登(10C1)」に位置し、半島部は準安定域で第四紀火山は存在せず、活断層の密度は中である。 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は中～低、逆断層型である。



東日本の地体構造区分図

Wallis et al. (2020)に一部加筆

★: 2008年岩手・宮城内陸地震の震央
△: 志賀原子力発電所



日本列島と周辺海域の地震地体構造区分

垣見ほか(2003)に一部加筆

項目	震源周辺	敷地周辺
構造区	東北日本弧内帯(8C)	西南日本弧内帯(能登(10C1))
地形・地質	火山性内弧、隆起優勢、脊梁山地・出羽丘陵の火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(沈降帯)、島弧方向の逆断層～褶曲発達	半島部は準安定域 ^{※1}
活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴	中、中、B、逆、島弧と平行、隆起帯基部に発達	中、短～中、B-C、逆
浅発大・中地震活動	高 東西圧縮逆断層型	中～低 ^{※2} 逆断層型 ^{※3}

類似性の検討結果
×

- 敷地周辺は、震源周辺とは異なる地体構造区分に位置する。
- 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、第四紀火山は分布しない。
- 敷地周辺は、震源周辺と同様に逆断層型の地震が発生しているものの、浅発地震の発生頻度が低い点で震源周辺と異なる。
- 以上のことから、類似性はないと判断した。

I.震源を特定せず策定する地震動の評価の概要

地域性を考慮する地震動の評価 [3章] —2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討 [3.3節]— (3/5)

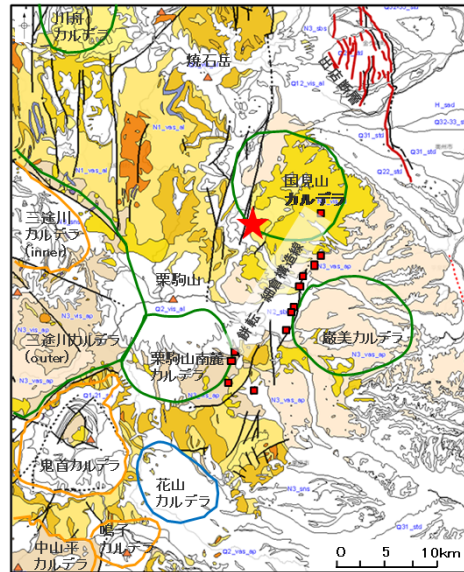
赤字:断層変位の見出しにくさの要因として重視した観点

地質・地質構造、地すべり地形

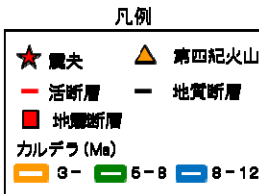
(震源周辺:P.140～148, 敷地周辺:P.162～166)

2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺

★: 2008年岩手・宮城内陸地震の震央



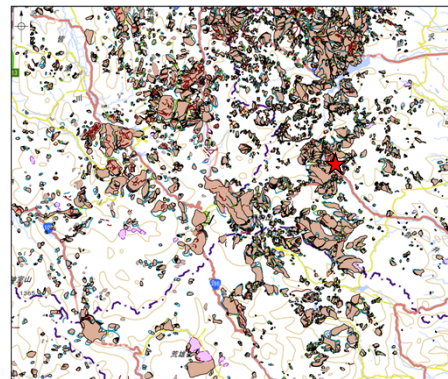
- 震源周辺は、中新世以降のカルデラ及び第四紀火山に囲まれ、**脆弱化**していることが多い**火山碎屑岩等に厚く覆われている**。
- 2008年岩手・宮城内陸地震は、古い正断層が逆断層として再活動したことで引き起こされたものであるが、地震断層は主要震源断層沿いではなく、地質断層沿いに分布しており、震源での断層変位が**地表付近に多数分布する弱線(地質断層等)で分散され、累積的な変位が見出しにくくなっている**。



地質凡例はP.141参照

産業技術総合研究所「20万分の1シームレス地質図」にカルデラ分布(吉田ほか(2005), 布原ほか(2008)を基に作成)及び断層痕跡・震央(遠田ほか(2010))を加筆

震源周辺の新第三紀火山噴出物とカルデラ構造



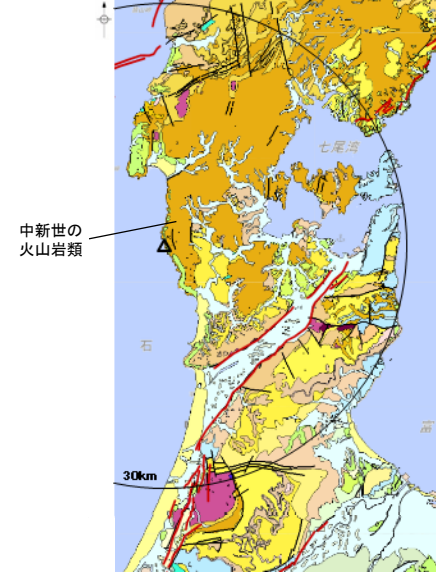
震源周辺の地すべり地形の分布

J-SHIS Map(防災科学技術研究所)に一部加筆

- 震源周辺は、**新規の火山噴出物で断層変位地形が覆われている**。
- 震源周辺は、**大規模な地すべり地形が密集していることにより、断層変位地形が消失している**。

敷地周辺

△: 志賀原子力発電所



- 敷地周辺には、第四紀火山及びカルデラは存在せず、中新世の火山岩類等の硬質な岩盤が比較的浅所にまで分布していることから、**変位を分散させるような脆弱な地層(火山碎屑岩等)は分布しない**。
- 敷地周辺では、古い正断層が逆断層として再活動しているが、**地質断層は部分的にしか認められず、断層変位が分散する蓋然性は低い**。

- : 断層(実在)
- - - : 断層(推定)
- : 活断層

シームレス地質図に一部加筆
地質凡例はP.118参照

敷地周辺の地質図



敷地周辺の地すべり地形の分布

J-SHIS Map(防災科学技術研究所)に一部加筆

- 敷地周辺は、**新規の火山噴出物は認められず、断層変位地形の消失等は想定されない**。
- 敷地周辺は、**地すべり地形が一部の特定の範囲に認められるのみであり、断層変位地形の消失等は想定されない**。

類似性の検討結果

×

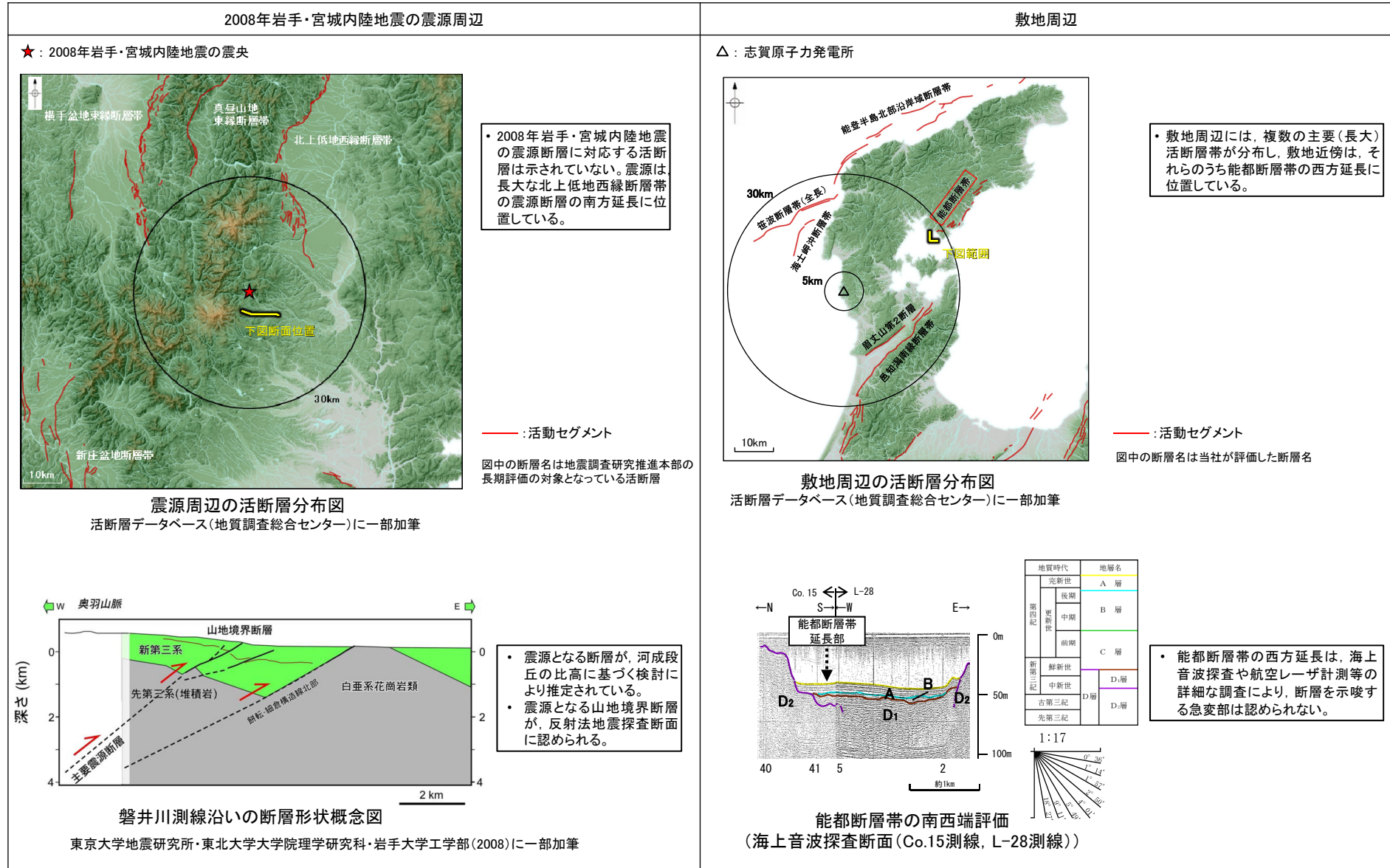
- 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、火山地帯にないことから、**脆弱な地層(火山碎屑岩等)が分布せず、弱線となる地質断層も少ないため、断層変位が分散する蓋然性は低い**。
- 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、**新規の火山噴出物は認められず、地すべり地形も少ないため、断層変位地形の消失等は想定されない**。
- 以上のことから、類似性はないと判断した。

I.震源を特定せず策定する地震動の評価の概要

地域性を考慮する地震動の評価 [3章] —2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討 [3.3節]— (4/5)

長大な活断層との位置関係

(震源周辺:P.149～153, 敷地周辺:P.167～169)



類似性の検討結果
×

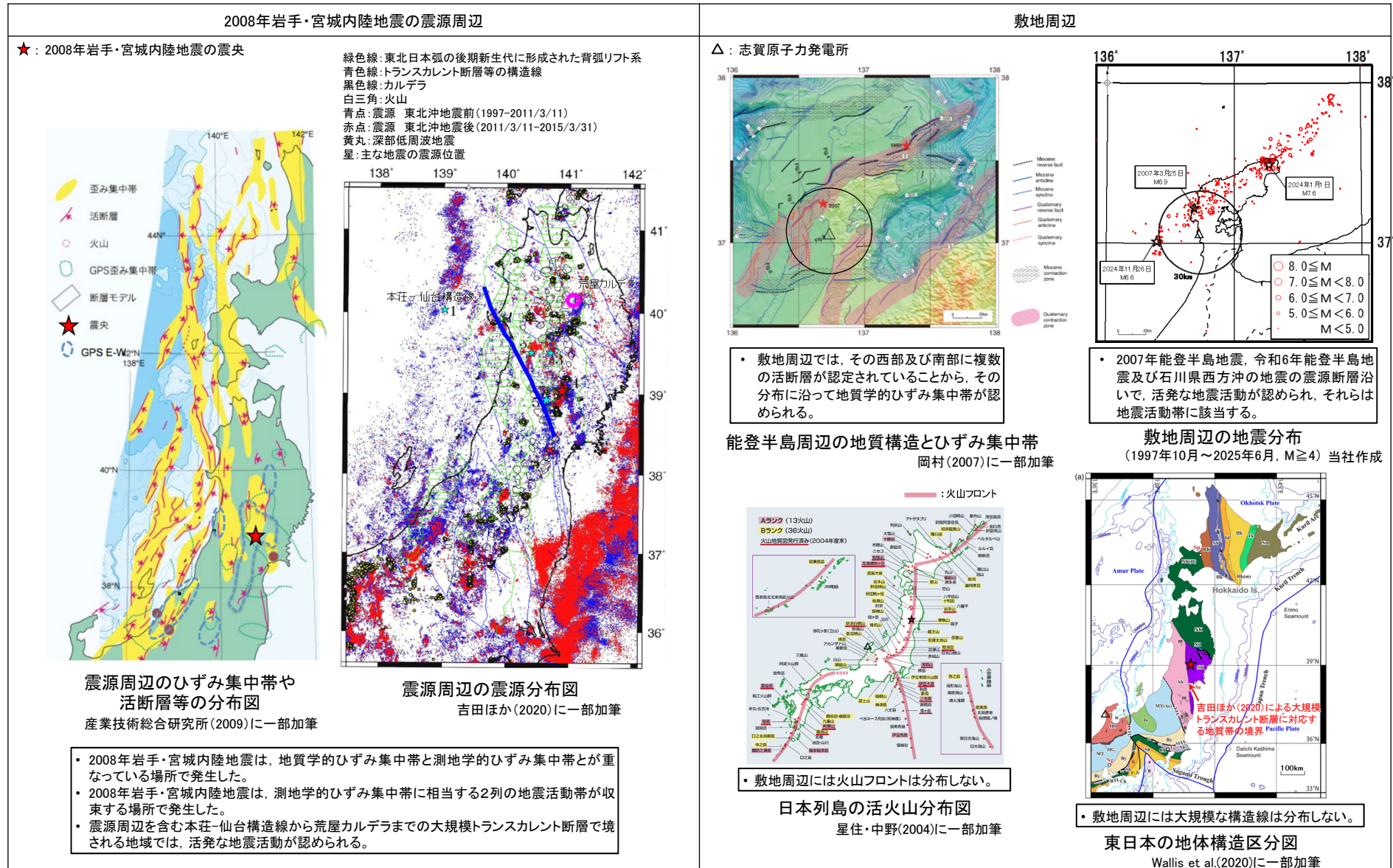
・敷地近傍は主要(長大)活断層帯の延長に位置するものの、震源周辺とは異なり、敷地周辺には主要(長大)活断層帯の延長位置に断層を示唆する急変部が認められないことから、類似性はないと判断した。

I.震源を特定せず策定する地震動の評価の概要

地域性を考慮する地震動の評価 [3章] —2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討 [3.3節]— (5/5)

ひずみ集中帯, 地震発生状況, 火山フロント等

(震源周辺:P.154, 155, 敷地周辺:P.170~172)



類似性の検討結果

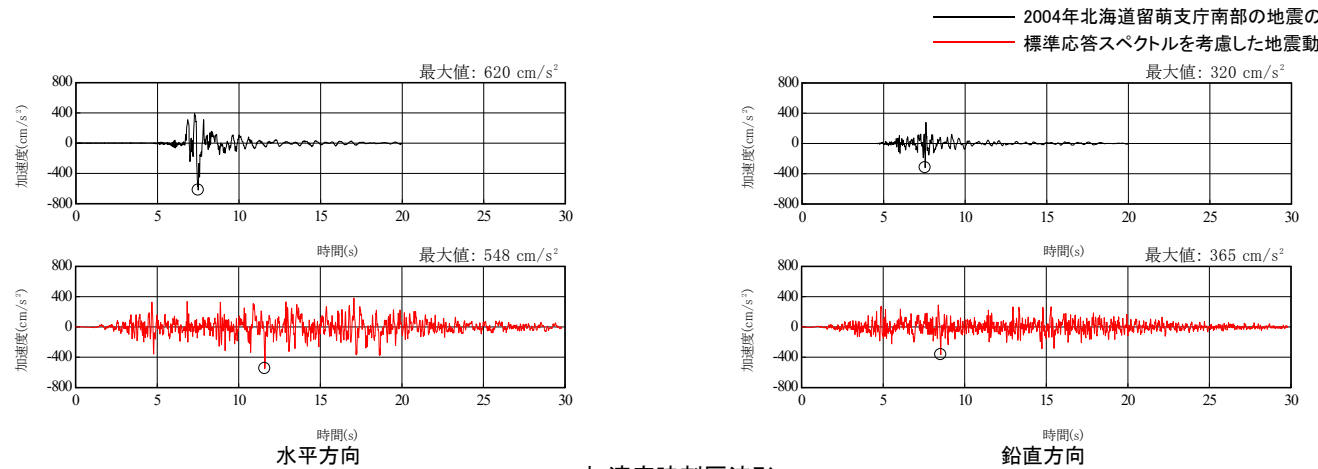


- 敷地周辺では、震源周辺と同様に地質学的ひずみ集中帯が認められ、地震活動帯に該当する。
- しかし、敷地周辺は、震源周辺と異なり、火山フロントや大規模な構造線が分布しない。
- 以上のことから、一部類似性ありと判断した。

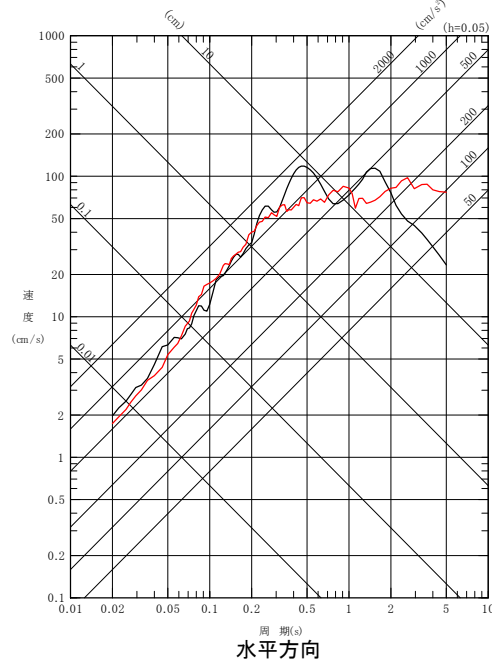
I.震源を特定せず策定する地震動の評価の概要

震源を特定せず策定する地震動の設定 [4章]

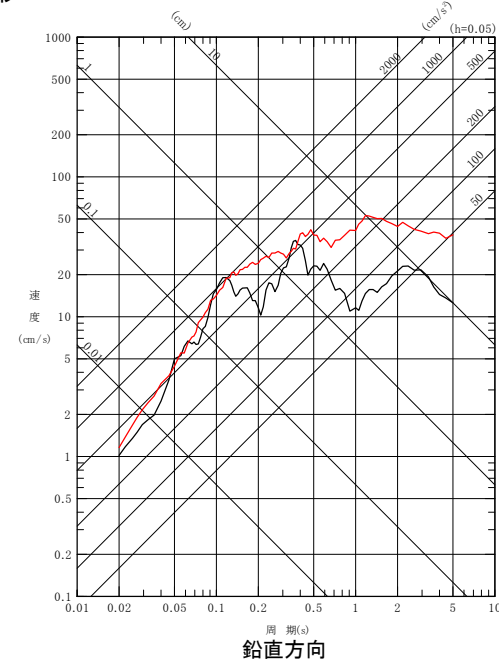
- 2章及び3章を踏まえ、震源を特定せず策定する地震動として「2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動」及び「標準応答スペクトルを考慮した地震動」を下記のとおり設定した。



加速度時刻歴波形



応答スペクトル



震源を特定せず策定する地震動 [4章]

1. 震源を特定せず策定する地震動の評価方針

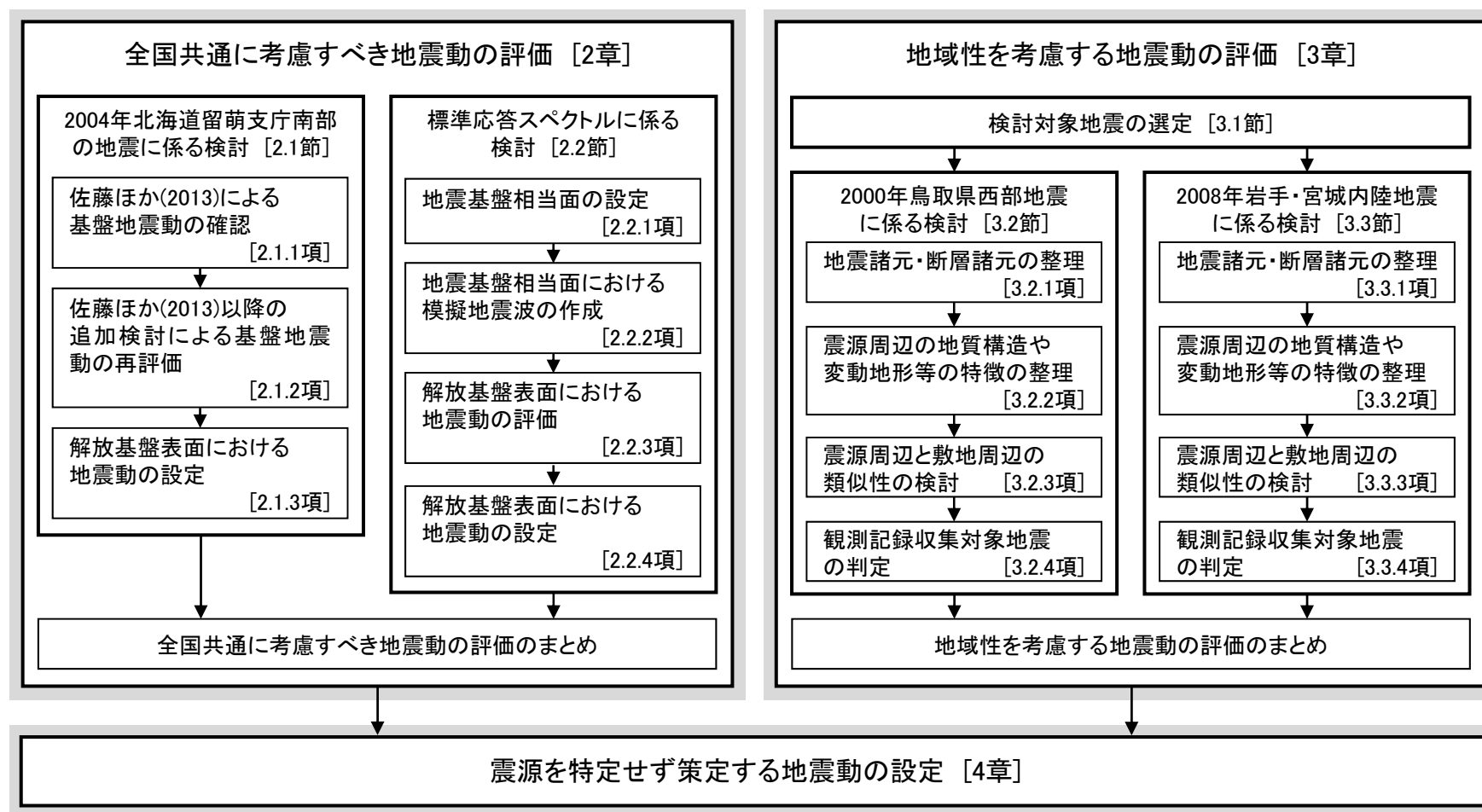
1. 震源を特定せず策定する地震動の評価方針
評価方針

- 解釈別記2において、「『震源を特定せず策定する地震動』は、震源と活断層を関連づけることが困難な過去の内陸地殻内の地震について得られた震源近傍における観測記録を基に、各種の不確かさを考慮して敷地の地盤物性に応じた応答スペクトルを設定して策定すること。」とされており、審査ガイドでは下表のように記載されている。
- 審査ガイドの記載を踏まえ、震源を特定せず策定する地震動のうち、「全国共通に考慮すべき地震動」の評価については、「2004年北海道留萌支庁南部の地震に係る検討」及び「標準応答スペクトルに係る検討」を実施し、「地域性を考慮する地震動」の評価については、「2000年鳥取県西部地震に係る検討」及び「2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討」を実施する。

	審査ガイドの記載	評価方針
全国共通に考慮すべき地震動	「全国共通に考慮すべき地震動」の検討対象地震の選定においては、地震規模のスケール（スケール則が不連続となる地震規模）の観点から、「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」が適切に選定されていることを確認する。 「全国共通に考慮すべき地震動」については、設置許可基準規則解釈別記2第4条第5項第3号②に掲げる知見を用いて解放基盤表面における応答スペクトル（地震動レベル）が設定されていること。 【設置許可基準規則解釈別記2第4条第5項第3号②】 「全国共通に考慮すべき地震動」の策定に当たっては、震源近傍における観測記録を基に得られた次の知見をすべて用いること。 ✓ 2004年北海道留萌支庁南部の地震において、防災科学技術研究所が運用する全国強震観測網の港町観測点における観測記録から推定した基盤地震動 ✓ 震源近傍の多数の地震動記録に基づいて策定した地震基盤相当面（地震基盤からの地盤増幅率が小さく地震動としては地震基盤面と同等とみなすことができる地盤の解放面、せん断波速度$V_s=2,200\text{m/s}$以上の地層をいう。）における標準的な応答スペクトル（以下「標準応答スペクトル」という。）	「2004年北海道留萌支庁南部の地震に係る検討」 2004年北海道留萌支庁南部の地震について、防災科学技術研究所が運用するK-NETの港町観測点における観測記録から基盤地震動を推定している佐藤ほか（2013）及び追加検討を踏まえて、解放基盤表面における地震動を設定する。 「標準応答スペクトルに係る検討」 - 標準応答スペクトルについて、地震基盤相当面から解放基盤表面までの地盤増幅特性を考慮した地震動を設定する。
地域性を考慮する地震動	「地域性を考慮する地震動」の検討対象地震の選定においては、「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震」についても検討を加え、必要に応じて選定されていることを確認する。 - 観測記録収集対象の地震としては、以下の地震のうち震源近傍において地震動が観測されたものを個別に検討する必要がある。 ① 活断層の密度が少なく活動度が低いと考えられる地域で発生した地震（例：2000年鳥取県西部地震） ② 上部に軟岩や火山岩、堆積層が厚く分布する地域で発生した地震（例：2008年岩手・宮城内陸地震） 「地域性を考慮する地震動」については、検討対象地震の震源周辺及び敷地周辺における地質構造や変動地形の類似性等を検討し、その結果を踏まえて必要に応じて収集した観測記録に基づき適切な応答スペクトル（地震動レベル）が設定されていること。	「2000年鳥取県西部地震に係る検討」 「①活断層の密度が少なく活動度が低いと考えられる地域で発生した地震」として2000年鳥取県西部地震を検討対象地震とする。 - 震源周辺と敷地周辺における地質構造や変動地形の類似性等を検討し、観測記録収集対象の地震とするか判定する。 「2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討」 「②上部に軟岩や火山岩、堆積層が厚く分布する地域で発生した地震」として2008年岩手・宮城内陸地震を検討対象地震とする。 - 震源周辺と敷地周辺における地質構造や変動地形の類似性等を検討し、観測記録収集対象の地震とするか判定する。

1. 震源を特定せず策定する地震動の評価方針 評価フロー

- 震源を特定せず策定する地震動の評価にあたっては、下記の流れで評価を行う。
 - ・ まず、全国共通に考慮すべき地震動の評価(2004年北海道留萌支庁南部の地震に係る検討、標準応答スペクトルに係る検討)を実施する。(2章で説明)
 - ・ 次に、地域性を考慮する地震動の評価(2000年鳥取県西部地震に係る検討、2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討)を実施する。(3章で説明)
 - ・ 最後に、2章及び3章の評価を踏まえ、震源を特定せず策定する地震動を設定する。(4章で説明)
- 震源を特定せず策定する地震動の評価フローを下記に示す。



2. 全国共通に考慮すべき地震動の評価

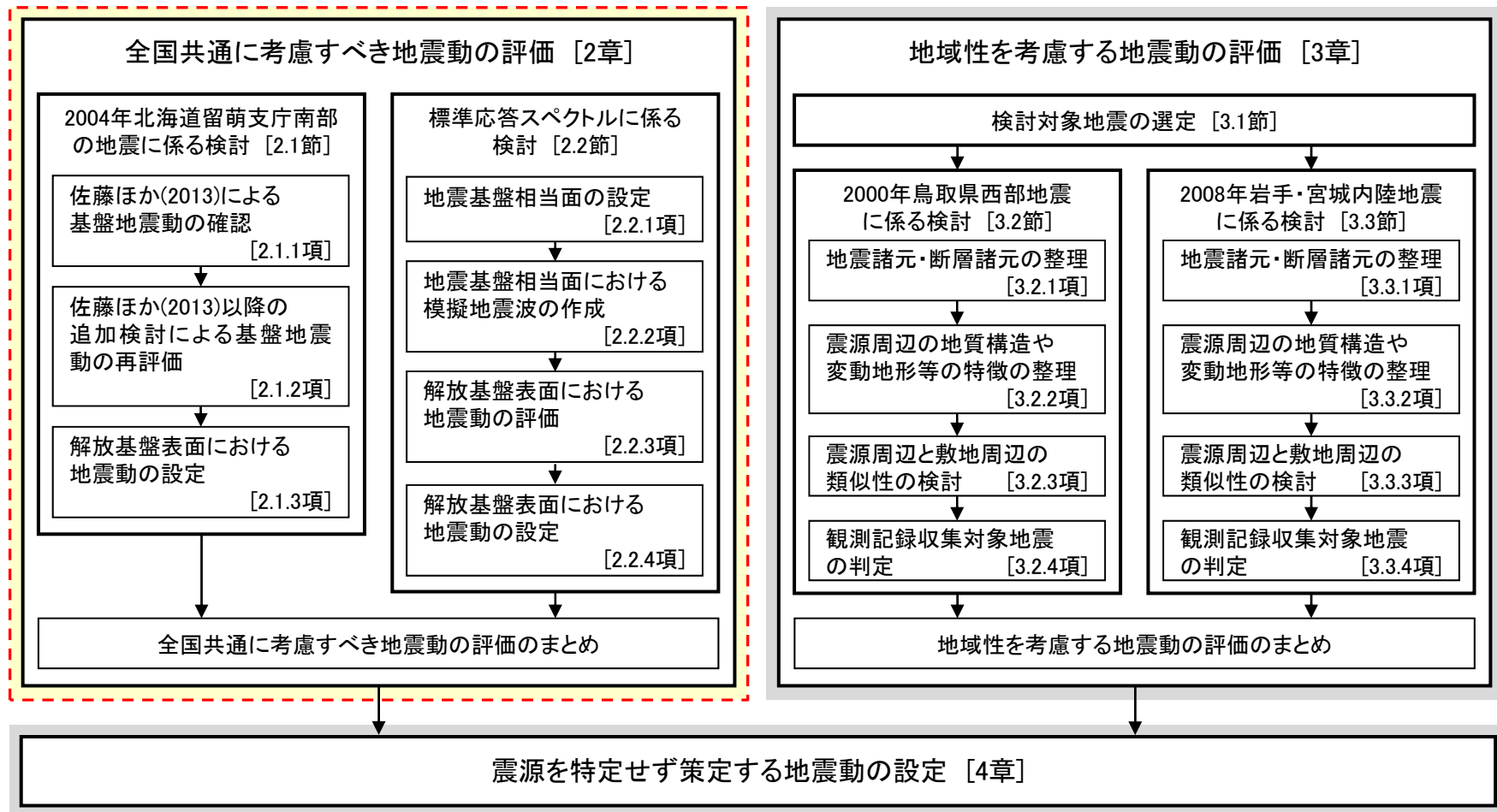
2. 全国共通に考慮すべき地震動の評価

本章の説明範囲

○ 本章において、「全国共通に考慮すべき地震動の評価」について説明する。

- ・ 2004年北海道留萌支庁南部の地震に係る検討では、佐藤ほか(2013)及び追加検討を踏まえて、解放基盤表面における地震動を評価する。
- ・ 標準応答スペクトルに係る検討では、標準応答スペクトルに対し、地震基盤相当面から解放基盤表面までの地盤増幅特性を考慮した地震動を評価する。

本章の説明範囲



2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震に係る検討

2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震に係る検討 地震の概要

- 2004年北海道留萌支庁南部の地震は、北海道内陸西部のひずみ集中帯の深さ約9kmで発生した、東南東－西北西方向に圧力軸をもつ逆断層型の地震である。

1. 地震発生日時

- 発生日時：2004年12月14日 14時56分頃
- 地震規模：Mj6.1(Mw5.7)
- 震源深さ：約9km
- 震源位置：北緯44.077°，東経141.7°

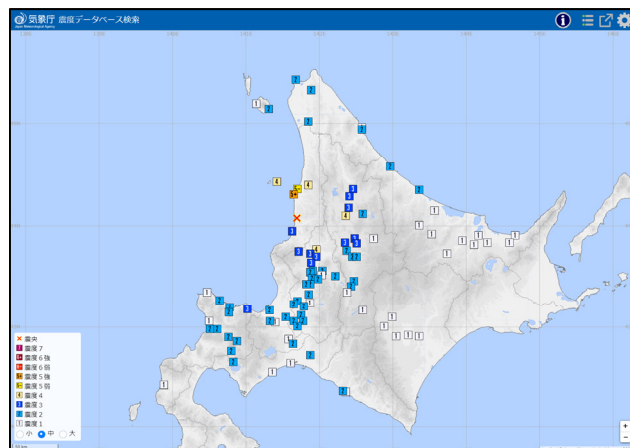
2. 各地の震度

- 震度5強：苫前町
- 震度5弱：羽幌町
- 震度4：初山別村，剣淵町，秩父別町

3. 地震発生メカニズム

- 発震機構解より、東南東－西北西方向に圧力軸を持つ逆断層型の地震。
- 本震位置より60km南方で1995年に発生したM5.9の地震の発震機構解は東西圧縮の逆断層型であり、この地域の東西圧縮の応力場と調和的である。
- 北海道内陸西部では、やや規模の大きな地震は、ひずみ集中帯で比較的多く発生するようである。

震源深さ及び震源位置は気象庁地震月報(カタログ編)，MwはF-net，地震発生メカニズムは気象庁(2005a)，その他は気象庁震度データベースより抜粋

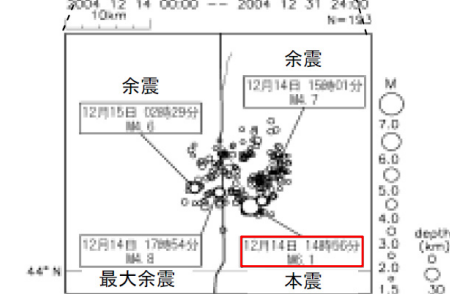


2004年北海道留萌支庁南部の地震の震度分布
気象庁震度データベースより抜粋



領域aの拡大図

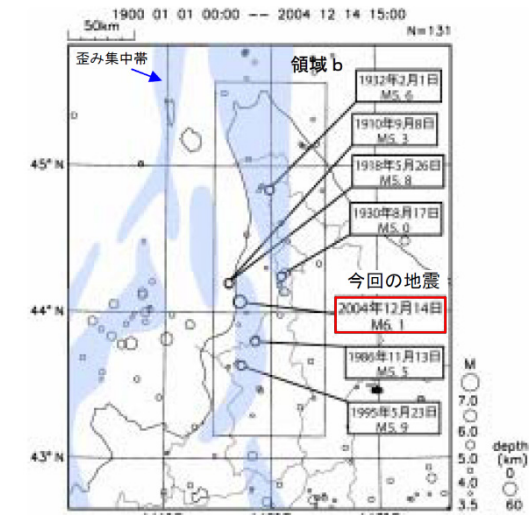
(2004年12月14日～M_j≥1.5)



本震及び余震の状況

(2004年12月14日～12月31日，M_j≥1.5)

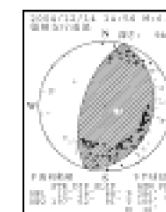
気象庁(2005b)に一部加筆



※ 震央分布図に表記した歪み集中帯のデータは、「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」(東京大学出版会,2002)を使用した。

震央分布図(1900年～，M_j≥3.5)

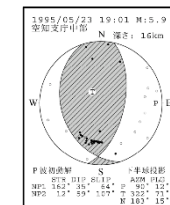
気象庁(2005b)に一部加筆



本震の発震機構
(P波初動解)

気象庁(2005b)より抜粋

1995年5月23日の地震



1995年に発生した地震の
発震機構解

地震調査研究推進本部(2005)より抜粋

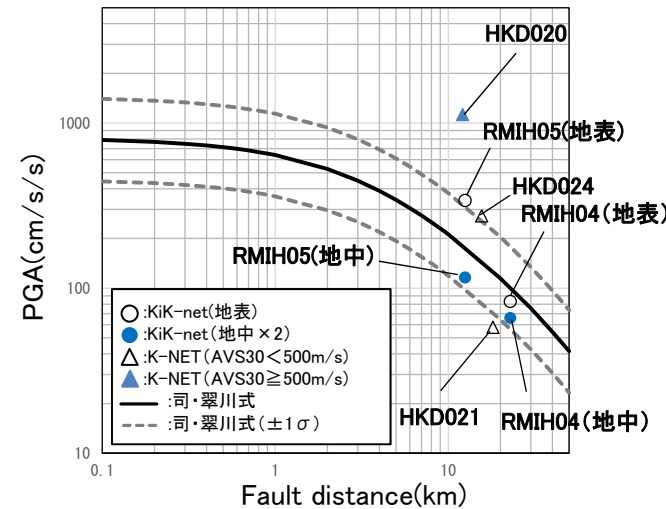
地震の概要 ー観測記録 ①震源距離30km以内の観測記録(K-NET, KiK-net)ー

- 震源距離30km以内の防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET:全国強震観測網, KiK-net:基盤強震観測網)における観測記録は、下表の5記録であった。
- これらのうち震源距離が最も近いK-NET港町観測点(HKD020)において、最大加速度 $1,127.2\text{cm/s}^2$ が観測されており、司・翠川(1999)の距離減衰式の $+1\sigma$ を上回る。

震源距離30km以内の観測点(K-NET及びKiK-net観測点)における最大加速度

観測点			震源距離 (km)	AVS30 (m/s)	最大加速度(cm/s^2)※		
					NS成分	EW成分	UD成分
K-NET (地表)	HKD020	港町	12.1	562.7	535.7	1,127.2	368.4
	HKD024	達布	15.6	337.2	184.9	274.0	73.5
	HKD021	留萌	18.1	302.0	57.5	44.6	20.0
KiK-net (地表・地中)	RMIH05	小平西	12.5	218.1	340.4 (57.8)	236.1 (36.8)	66.2 (27.4)
	RMIH04	小平東	22.8	543.3	83.0 (23.8)	81.8 (32.7)	36.5 (25.9)

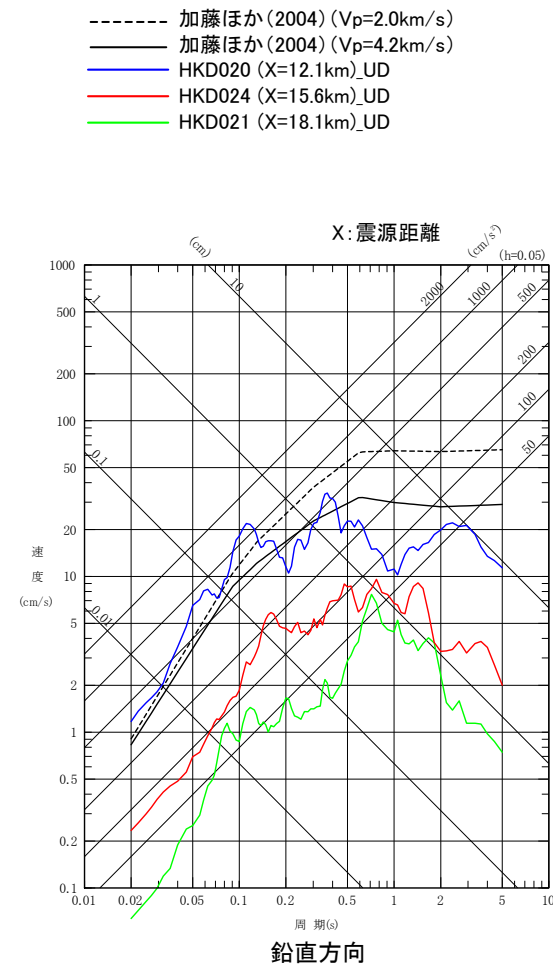
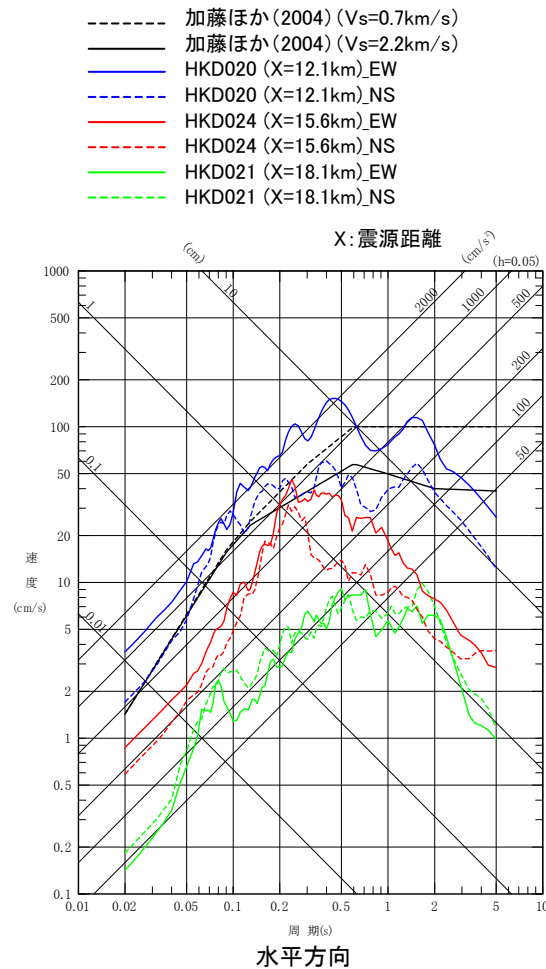
※ () の数値は地中記録を示す



距離減衰式との関係

地震の概要 ー観測記録 ②加藤ほか(2004)による応答スペクトルとの比較(K-NET観測点の地表観測記録)ー

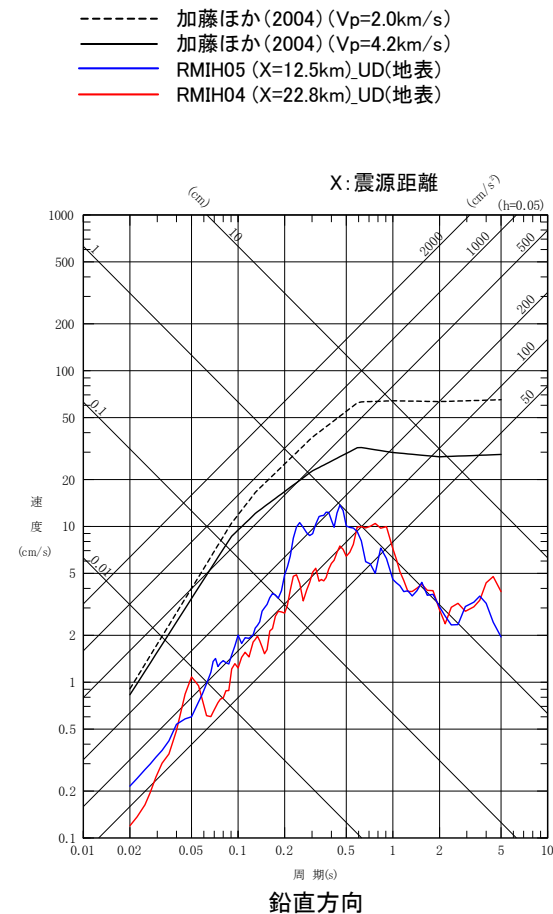
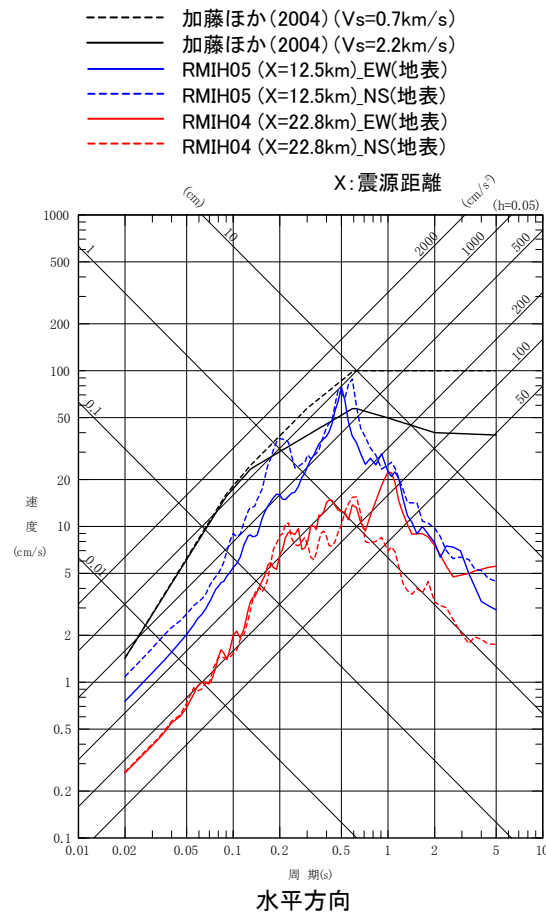
- 加藤ほか(2004)による応答スペクトルとK-NET観測点の地表観測記録の応答スペクトルを下図に示す。
- K-NET港町観測点(HKD020)の地表観測記録の応答スペクトルは、加藤ほか(2004)による応答スペクトルを大きく上回る。
- また、K-NET達布観測点(HKD024)及びK-NET留萌観測点(HKD021)の応答スペクトルは、K-NET港町観測点(HKD020)のEW成分及びUD成分の応答スペクトルに包絡される。



K-NET観測点の地表観測記録の応答スペクトルと加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

地震の概要 ―観測記録 ③加藤ほか(2004)による応答スペクトルとの比較(KiK-net観測点の地表観測記録)―

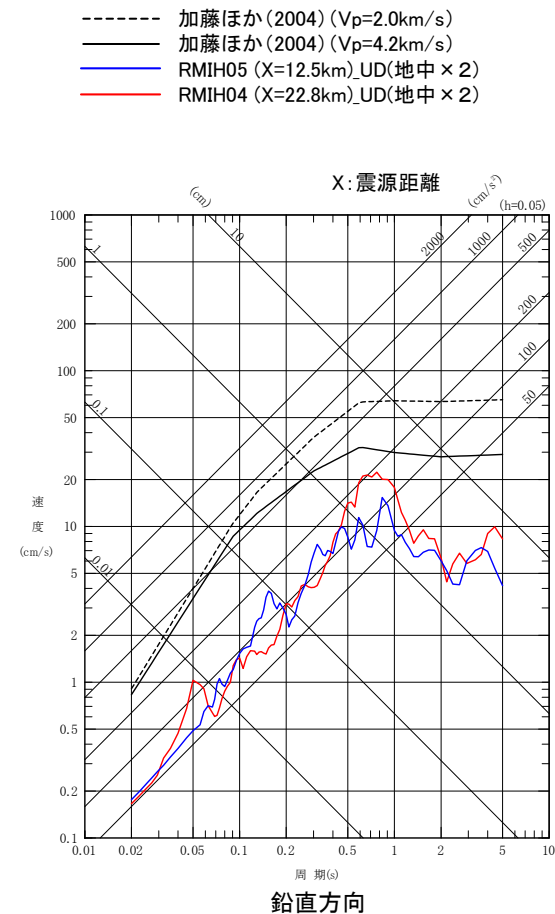
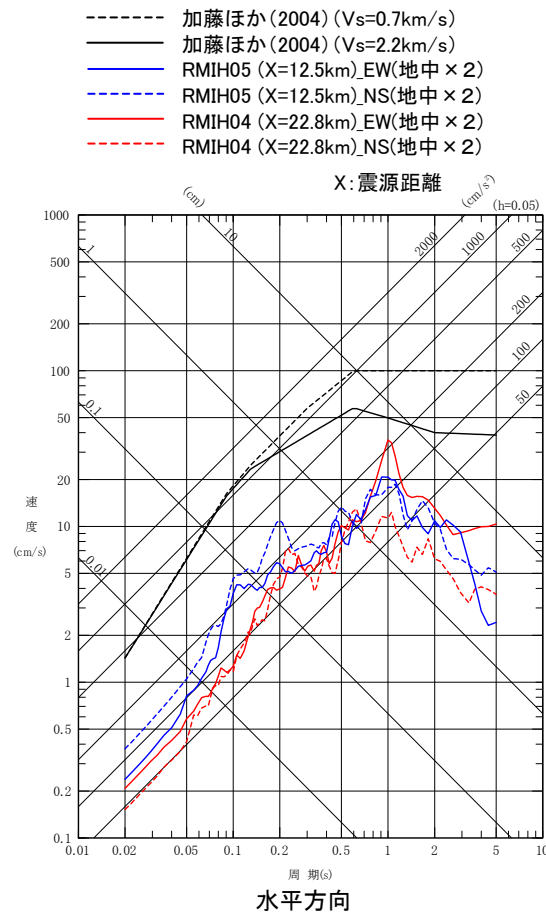
- 加藤ほか(2004)による応答スペクトルとKiK-net観測点の地表観測記録の応答スペクトルを下図に示す。
- KiK-net観測点の地表観測記録の応答スペクトルは、全て加藤ほか(2004)による応答スペクトルに包絡される。



KiK-net観測点の地表観測記録の応答スペクトルと加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

地震の概要 ―観測記録 ④加藤ほか(2004)による応答スペクトルとの比較(KiK-net観測点の地中観測記録)―

- 加藤ほか(2004)による応答スペクトルとKiK-net観測点の地中観測記録の2倍の応答スペクトルを下図に示す。
- KiK-net観測点の地中観測記録の2倍の応答スペクトルは、全て加藤ほか(2004)による応答スペクトルに包絡される。



KiK-net観測点の地中観測記録の2倍の応答スペクトルと加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

検討フロー

- 検討フローを下記に示す。
- まず、佐藤ほか(2013)によるK-NET港町観測点(HKD020)における基盤地震動の評価結果を確認する。次に、佐藤ほか(2013)以降に実施した追加検討※を踏まえ、K-NET港町観測点(HKD020)の基盤地震動を再評価する。さらに、再評価した基盤地震動にさらなる保守性を考慮し、敷地の解放基盤表面における「2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動」として設定する。

※ 第59回審査会合(2013.12.18)「川内原子力発電所・玄海原子力発電所 震源を特定せず策定する地震動について(コメント回答)」, 第72回審査会合(2014.1.24)「高浜発電所・大飯発電所 震源を特定せず策定する地震動について(コメント回答)」, 第83回審査会合(2014.2.20)「泊発電所 震源を特定せず策定する地震動について」等による指摘を踏まえ、電力各社において実施。

佐藤ほか(2013)による基盤地震動の確認 [2.1.1項]

- ・ 佐藤ほか(2013)により評価されているK-NET港町観測点(HKD020)のGL-41mの基盤面における基盤地震動の評価結果を確認する。



佐藤ほか(2013)以降の追加検討による基盤地震動の再評価 [2.1.2項]

- ・ 佐藤ほか(2013)以降に実施した追加検討(室内試験結果、減衰定数の不確かさ、PS検層の再測定結果及び地下水位の状況を踏まえた検討)を踏まえ、K-NET港町観測点(HKD020)の基盤地震動を再評価する。



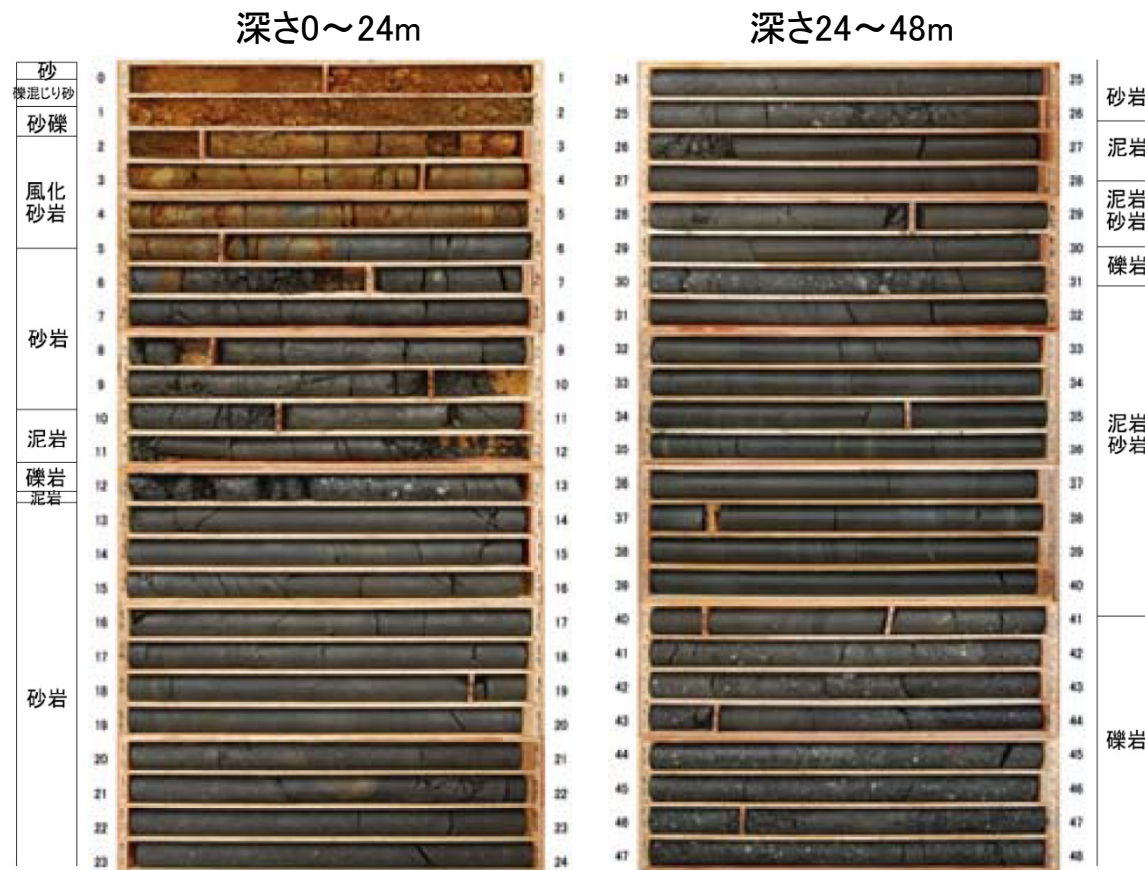
解放基盤表面における地震動の設定 [2.1.3項]

- ・ 再評価した基盤地震動にさらなる保守性を考慮し、敷地の解放基盤表面における「2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動」として設定する。

検討フロー

(1) K-NET港町観測点(HKD020)の物理探査(1/3)

- 佐藤ほか(2013)では, K-NET港町観測点(HKD020)の地質構造及び速度構造の把握を目的として, 地震計設置地点の北西約5mの同一標高位置にて, 300mまでの深さ(GL-300m)のボーリング掘削をオールコア採取で実施している。
- GL-13m付近の深さまでの岩盤は亀裂が多く, 岩盤が脆いことを示唆している。また, それ以深の岩盤層については, 泥岩・砂岩の互層が主体で, そのうちGL-30m付近, さらにGL-41m以深に礫岩層が存在する構成となっている。

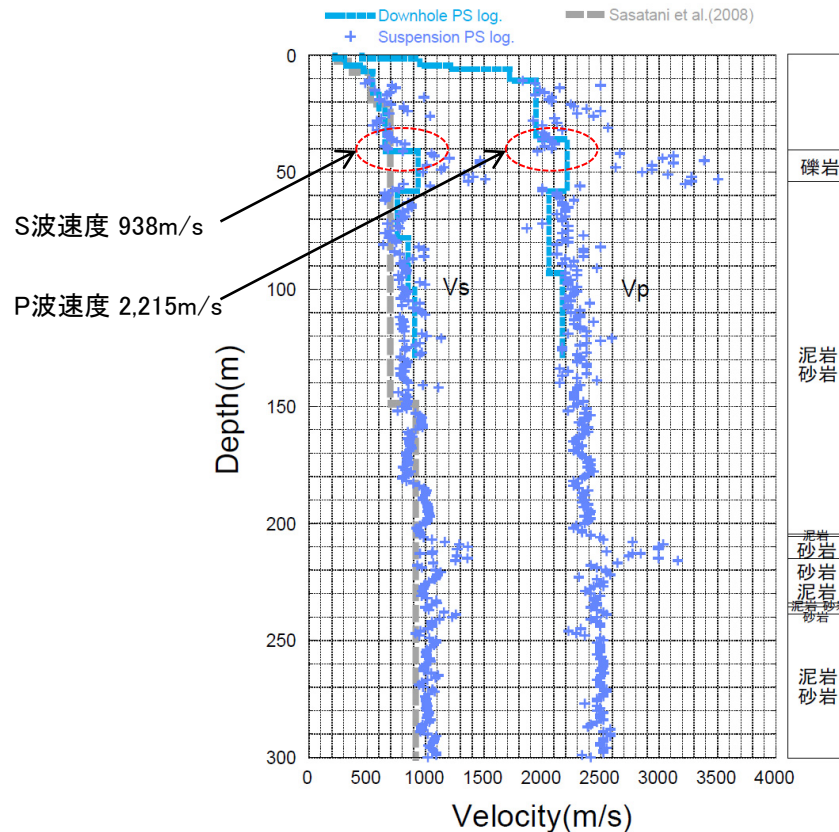


K-NET港町観測点(HKD020)におけるボーリングコア写真
(左: 深さ0～24m, 右: 深さ24～48m)

佐藤ほか(2013)に一部加筆

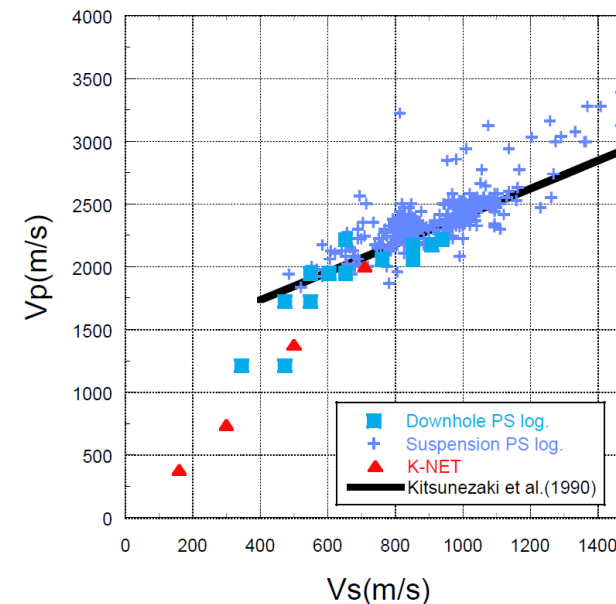
(1) K-NET港町観測点(HKD020)の物理探査(2/3)

- 佐藤ほか(2013)では、ボーリング孔を用いて、GL-150mまではダウンホール法とサスペンション法、GL-300mまではサスペンション法によるPS検層を実施している。
- GL-50m付近までは、笹谷ほか(2008)の微動アレー探査に基づくS波速度構造と佐藤ほか(2013)の調査によるS波速度構造は十分に対応していない。しかし、GL-58m以深の泥岩・砂岩互層が続く部分のS波速度構造については、大局的にサスペンション法によるS波速度構造とほぼ対応している。
- PS検層によるS波速度構造から、 V_s が700m/s以上となる明瞭な速度境界としての基盤層を、 V_s が938m/sとなるGL-41mに設定している。また、その深さの V_p が2,215m/sであるため、 V_p の観点からみても基盤層の深さは妥当としている。
- 狐崎ほか(1990)による既往の経験式から V_s が700m/s以上では、 V_p が2,000m/sを超えている。



K-NET港町観測点(HKD020)におけるPS検層結果と
笹谷ほか(2008)によるS波速度構造

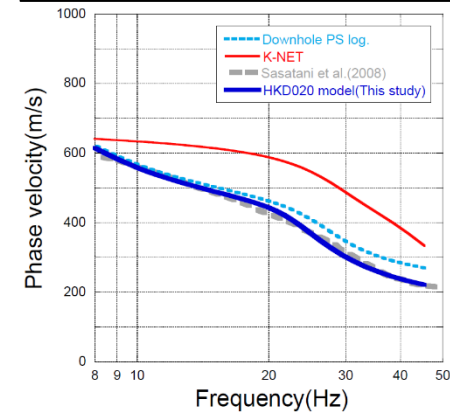
佐藤ほか(2013)に一部加筆



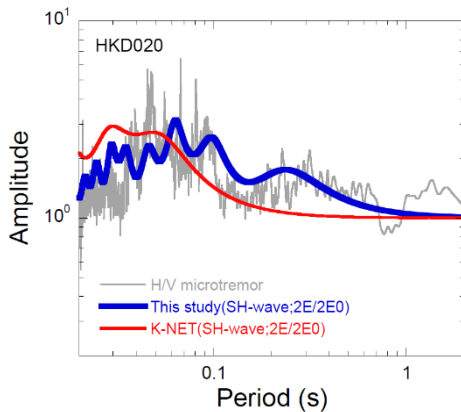
K-NET港町観測点(HKD020)におけるPS検層結果による
 V_p — V_s 関係と既往の経験式の比較
佐藤ほか(2013)より抜粋

(1) K-NET港町観測点(HKD020)の物理探査(3/3)

- 佐藤ほか(2013)では、ダウンホール法によるPS検層結果のVsが500m/s以下のGL-6mまでのS波速度を、笹谷ほか(2008)による位相速度を説明できるように若干修正し、K-NET港町観測点(HKD020)の地盤モデルを作成している。
- K-NET港町観測点(HKD020)の地盤モデルによるSH波の理論増幅特性の卓越周期は、微動H/Vスペクトルの卓越周期と周期0.02秒程度のごく短周期までよく対応している。K-NET地盤情報によるSH波の理論増幅特性は、微動H/Vスペクトルの卓越を説明できない。
- 以上から、佐藤ほか(2013)によるK-NET港町観測点(HKD020)の地盤モデルは、より妥当なモデルであると結論づけている。

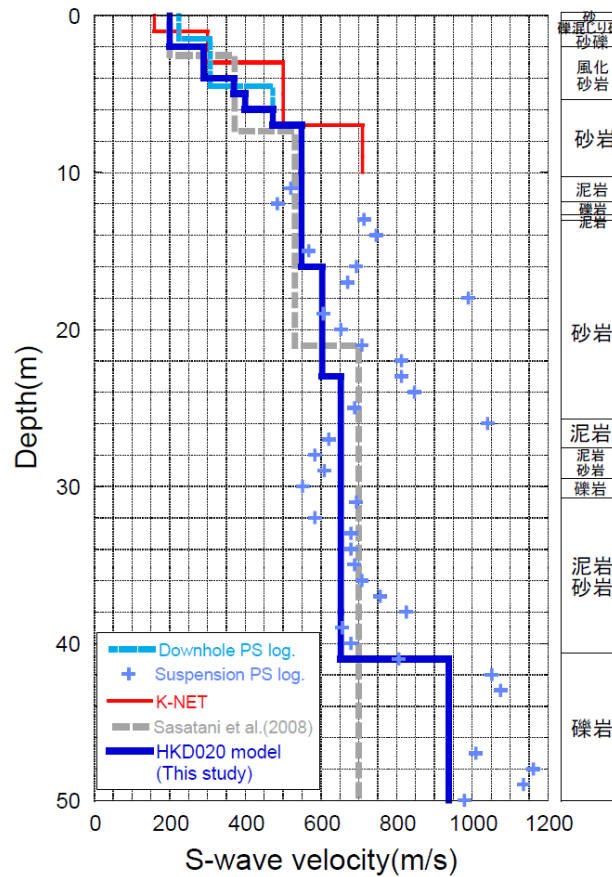


K-NET港町観測点(HKD020)における
レイリー波位相速度の比較
佐藤ほか(2013)より抜粋



K-NET港町観測点(HKD020)における
微動H/Vスペクトルと地盤モデルに基づく

SH波の理論増幅特性の比較 佐藤ほか(2013)より抜粋



K-NET港町観測点(HKD020)における
S波速度構造の比較

佐藤ほか(2013)より抜粋

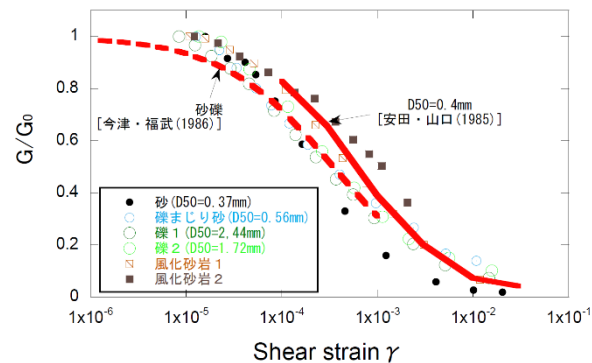
K-NET港町観測点(HKD020)における地盤モデル

上面 深度 (m)	P波速度 Vp(m/s)	S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ (10^3kg/m^3)	層厚 H(m)	減衰 定数 h	非線形 特性
0	457	200	1.90	0.5	0.02	砂
0.5		200	2.00	0.5	0.03	礫混じり砂
1		200	2.00	1.0	0.02	礫1
1.5	952					
2	952	290	2.00	1.0	0.01	礫2
3		290	2.00	1.0	0.01	風化砂岩1
4		370	2.00	1.0	0.01	風化砂岩2
5		400	2.00	1.0	0.01	風化砂岩2
6	1722	473	2.00	1.0	0.01	—
7		549	2.00	9.0	0.01	—
16		604	2.06	7.0	0.01	—
23		653	2.06	18.0	0.01	—
38	2215					—
41	938	2.13	—	0.01	—	

佐藤ほか(2013)より抜粋

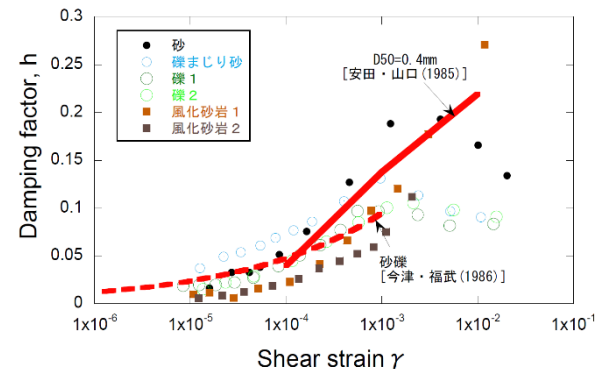
(2) K-NET港町観測点 (HKD020) の基盤地震動評価(1/4)

- 佐藤ほか(2013)では, GL-6mまでの土質地盤の6点において, GPサンプリングにより試料採取し, 0.2Hzの正弦波による繰り返し三軸試験によって, 地盤の剛性 G 及び減衰定数 h のひずみ γ 依存性を取得している。
- ひずみレベルが 10^{-4} オーダーで G/G_0 が0.6程度, すなわち初期の剛性から4割程度低下している。
- G/G_0 のひずみ依存性に関する既往の経験式との対応がよい。
- 室内試験を実施した砂, 礫混じり砂, 礫, 風化砂岩に対応するGL-6m程度までの地盤は, 強震時に非線形性を生じやすい特性であるとしている。



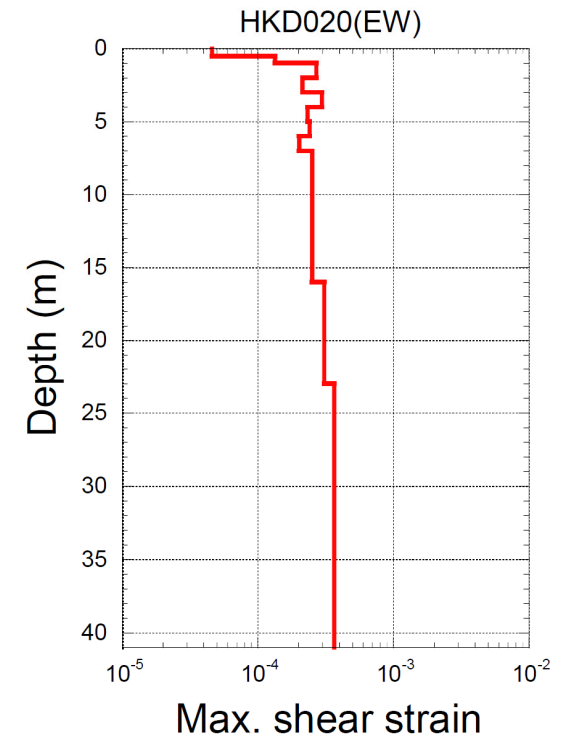
K-NET港町観測点 (HKD020)における
表層地盤の G/G_0 の
ひずみ依存性と既往の経験式の比較

佐藤ほか(2013)より抜粋



K-NET港町観測点 (HKD020)における
表層地盤の減衰定数 h の
ひずみ依存性と既往の経験式の比較

佐藤ほか(2013)より抜粋

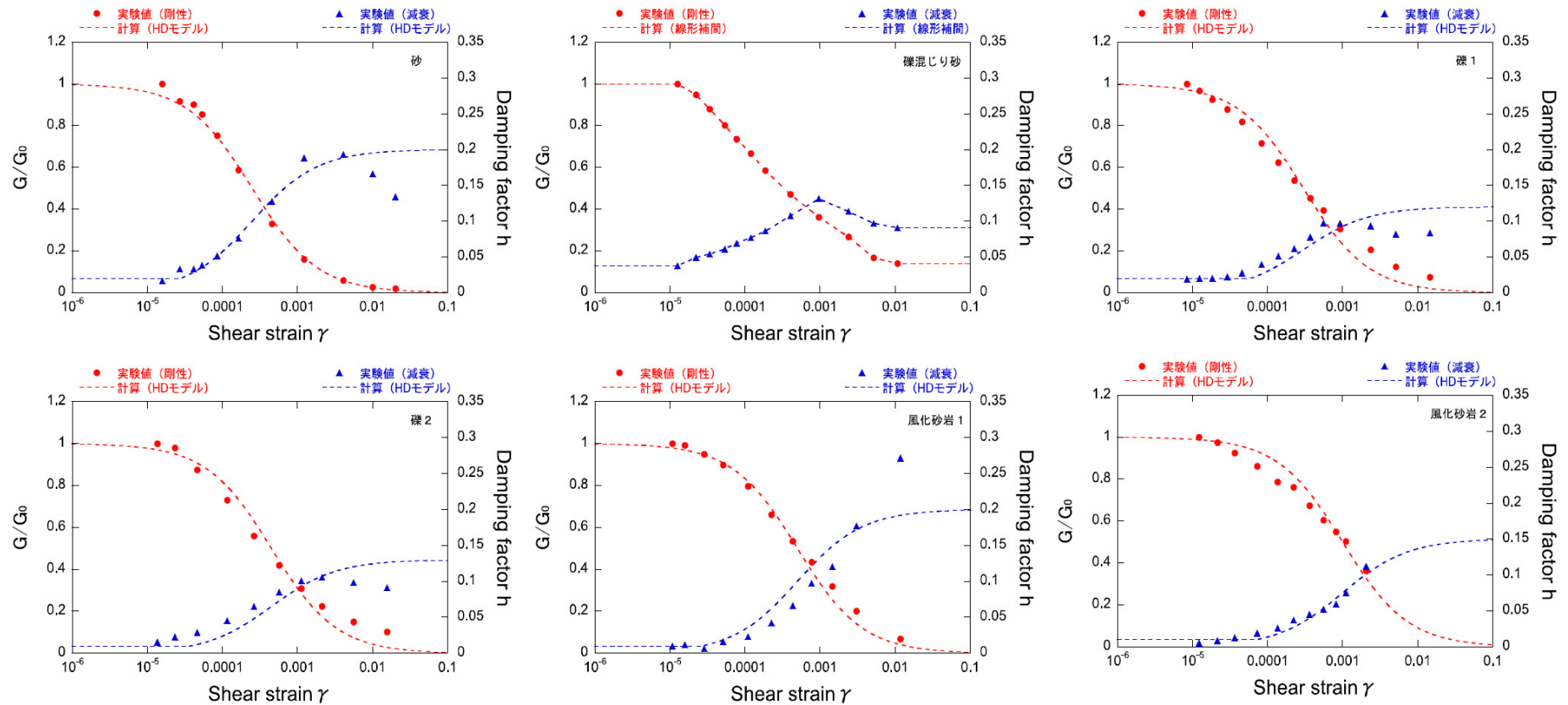


2004年北海道留萌支庁南部の地震時の地盤の
最大せん断ひずみの深さ分布の試算結果
(線形解析)

佐藤ほか(2013)より抜粋

2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震に係る検討 2.1.1 佐藤ほか(2013)による基盤地震動の確認
 (2) K-NET港町観測点(HKD020)の基盤地震動評価(2/4)

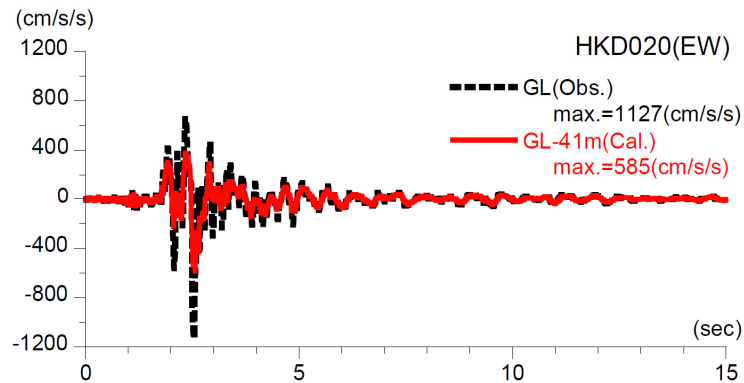
○ 佐藤ほか(2013)では, GL-6mまでの層については, 室内試験結果を用いてHDモデル等により非線形特性($G/G_0 \sim \gamma$, $h \sim \gamma$)を設定している。



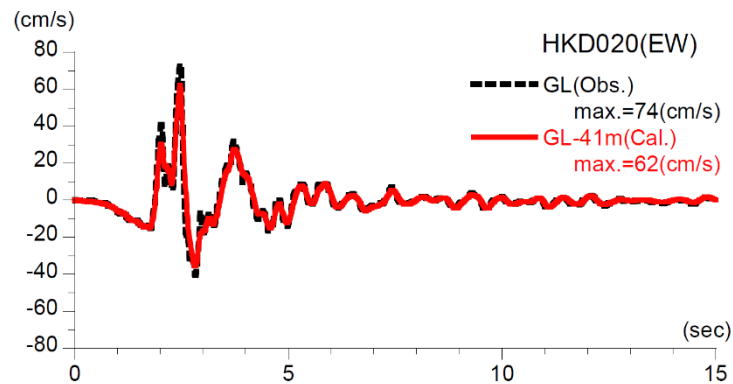
等価線形解析において設定した地盤の非線形特性
 佐藤ほか(2013)より抜粋

(2) K-NET港町観測点(HKD020)の基盤地震動評価(3/4)

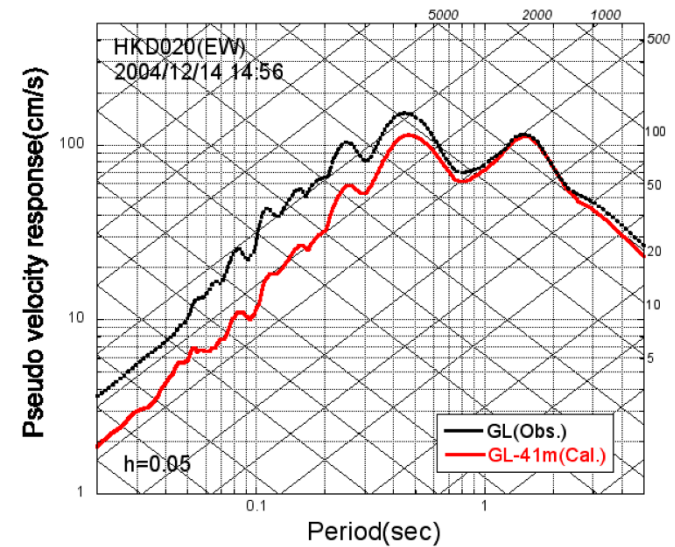
- 佐藤ほか(2013)では, K-NET港町観測点(HKD020)における物理探査結果及び室内試験結果を用いて, 観測記録に対して観測点の地盤物性を適切に考慮して基盤地震動が評価されている。また, 水平方向(EW成分)について, 等価線形解析により, GL-41mでの基盤地震動として, 最大加速度は 585cm/s^2 と評価している。



推計された基盤地震動と地表観測記録の比較
佐藤ほか(2013)より抜粋



速度に変換した基盤地震動と地表観測記録の比較
佐藤ほか(2013)より抜粋



疑似速度応答スペクトルの比較
佐藤ほか(2013)より抜粋

➤ 佐藤ほか(2013)では、K-NET港町観測点(HKD020)における物理探査結果及び室内試験結果を用いて、基盤層GL-41m($V_s=938\text{m/s}$)における基盤地震動(水平方向(EW成分): 585cm/s^2 、鉛直方向: 296cm/s^2)を評価していることを確認した。



検討内容

- 佐藤ほか(2013)では、K-NET港町観測点(HKD020)について、水平方向については、GL-6mまでの室内試験結果を考慮した等価線形解析(GL-6m以深は線形を仮定し、減衰定数は1%に設定)を行い、GL-41mの基盤面における基盤地震動を評価している。また、鉛直方向については、一次元波動論による線形解析(体積弾性率一定)により、GL-41mの基盤面における基盤地震動を評価している。
- ここでは、佐藤ほか(2013)以降に実施した下記の追加検討を踏まえ、K-NET港町観測点(HKD020)における基盤地震動を再評価する。

追加検討①: GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(水平方向)

GL-6m以深の線形仮定の妥当性を確認するため、GL-6mからGL-41mまでの室内試験結果を用いて、GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動(水平方向)を評価。

追加検討②: GL-6mからGL-41mまで減衰定数を3%とした基盤地震動評価(水平方向)

GL-6m以深の減衰定数の不確かさを考慮し、GL-6mまで非線形、GL-6m以深は減衰定数を3%とした基盤地震動(水平方向)を評価。
(減衰定数3%は、微小ひずみ時の減衰定数の上限に対応)

追加検討③: PS検層の再測定結果を踏まえた基盤地震動評価(鉛直方向)

表層部のPS検層の再測定結果を反映した地盤モデルを用いて、基盤地震動(鉛直方向)を評価。(解析方法は佐藤ほか(2013)と同様)

追加検討④: 地下水位の状況を踏まえGL-6mまでポアソン比一定とした基盤地震動評価(鉛直方向)

K-NET港町観測点(HKD020)における地下水位の状況を踏まえ、GL-6mまではポアソン比一定、GL-6m以深は体積弾性率一定とした基盤地震動(鉛直方向)を評価。

2004年北海道留萌支庁南部の地震のK-NET港町観測点(HKD020)の基盤地震動に係る検討

左: 佐藤ほか(2013)、右: 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

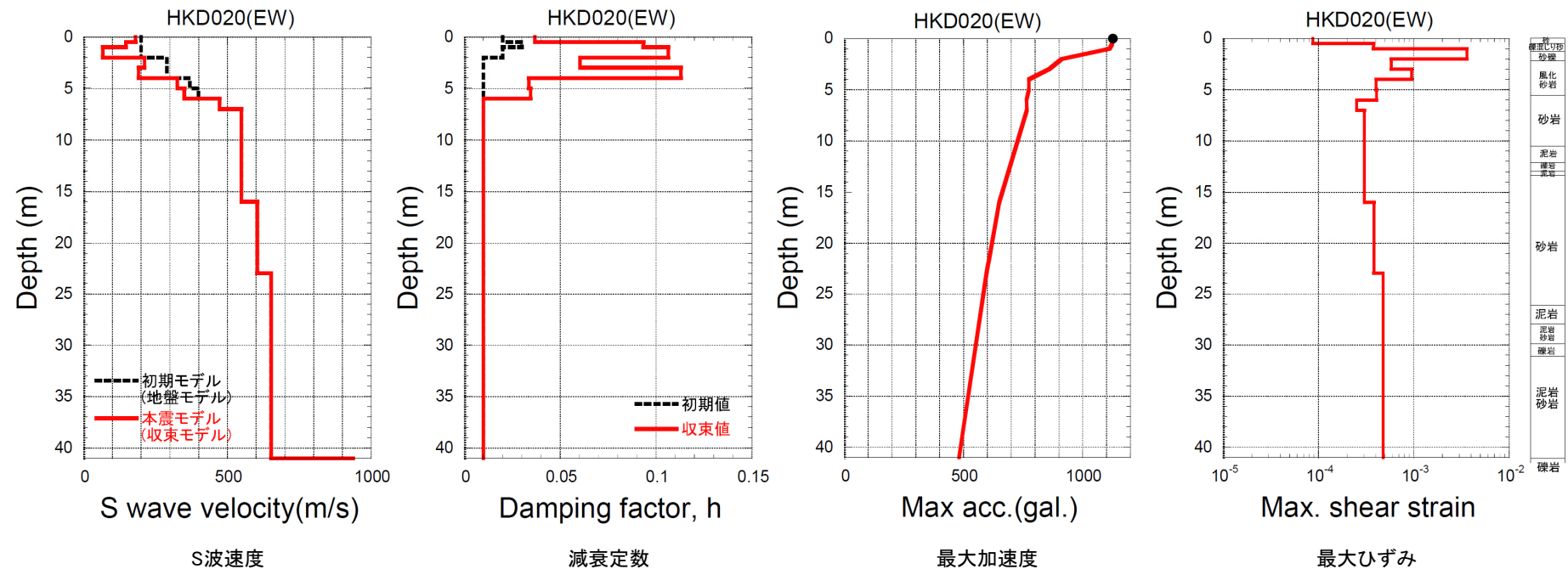
	佐藤ほか(2013)	
	水平方向	鉛直方向
GL0m ～ GL-6m	室内試験結果を考慮した等価線形解析	体積弾性率一定とした線形解析
GL-6m ～ GL-41m	減衰定数を一律1%とした線形解析	



佐藤ほか(2013)以降の追加検討			
追加検討①	追加検討②	追加検討③	追加検討④
水平方向	水平方向	鉛直方向	鉛直方向
室内試験結果を考慮した等価線形解析	室内試験結果を考慮した等価線形解析	表層部のPS検層の再測定結果を反映した地盤モデルを用い、体積弾性率一定とした線形解析	地下水位の状況を踏まえポアソン比一定とした線形解析
	減衰定数を一律3%とした線形解析		体積弾性率一定とした線形解析

(1)追加検討①: GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(水平方向)(1/9)

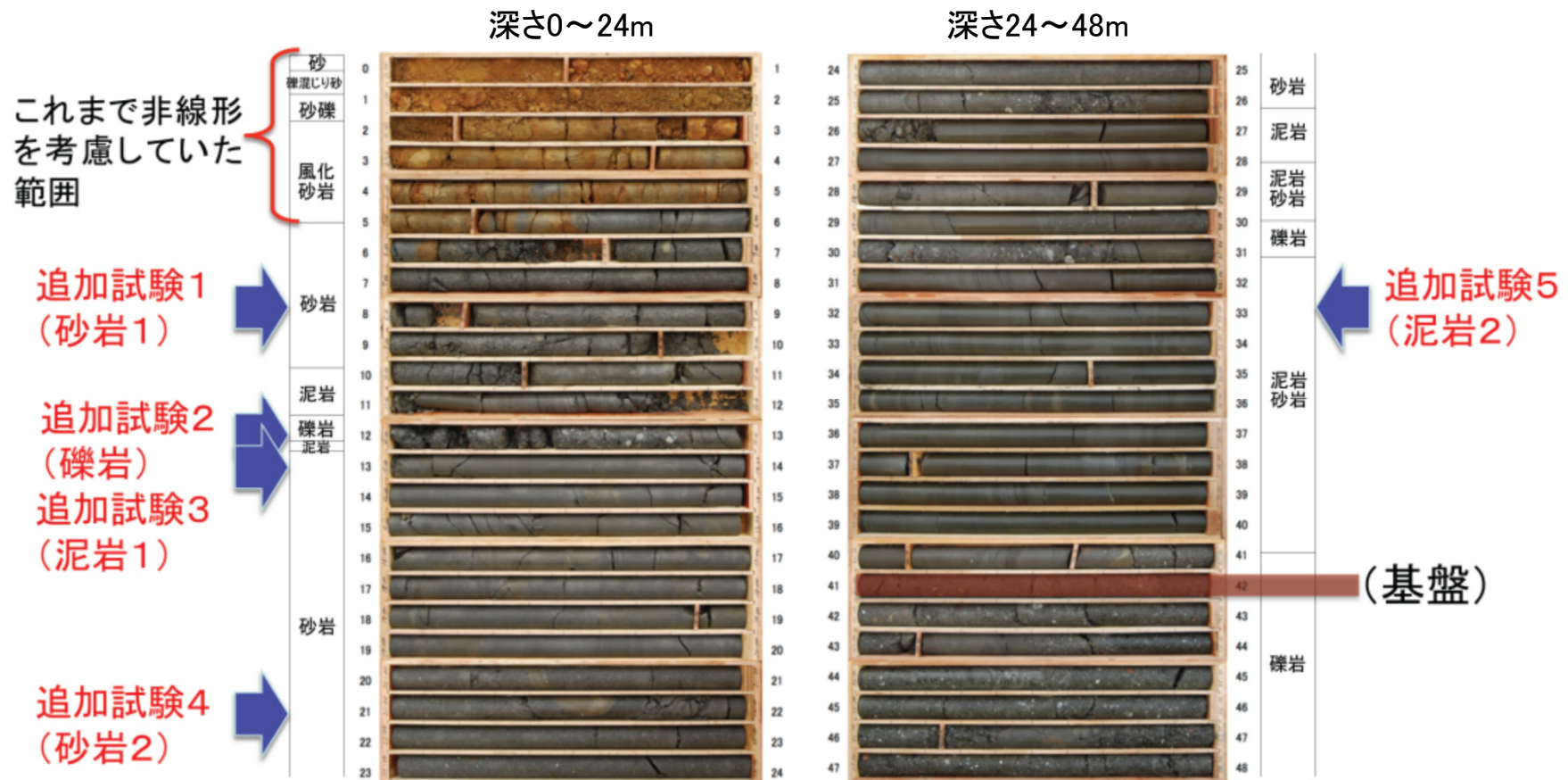
- 佐藤ほか(2013)では、GL-6mまでの室内試験結果を考慮した等価線形解析を行い、GL-41mの基盤面における基盤地震動を推定している。この際、GL-6m以深は線形地盤を仮定し、減衰定数は風化砂岩の2サンプルについて室内試験で得られた微小ひずみ時の減衰定数1%を与えている。
- ここでは、GL-6m以深の線形仮定の妥当性を確認するため、GL-6mからGL-41mまでの室内試験結果を用いて、GL-41mまで非線形性を考慮して基盤地震動評価を行った。



収束物性値、最大加速度及び最大ひずみの深さ分布
佐藤ほか(2013)より抜粋

(1) 追加検討①: GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(水平方向)(2/9)

○ GL-6mからGL-41mまでの5種類の地層における試料を対象に室内試験を実施した。

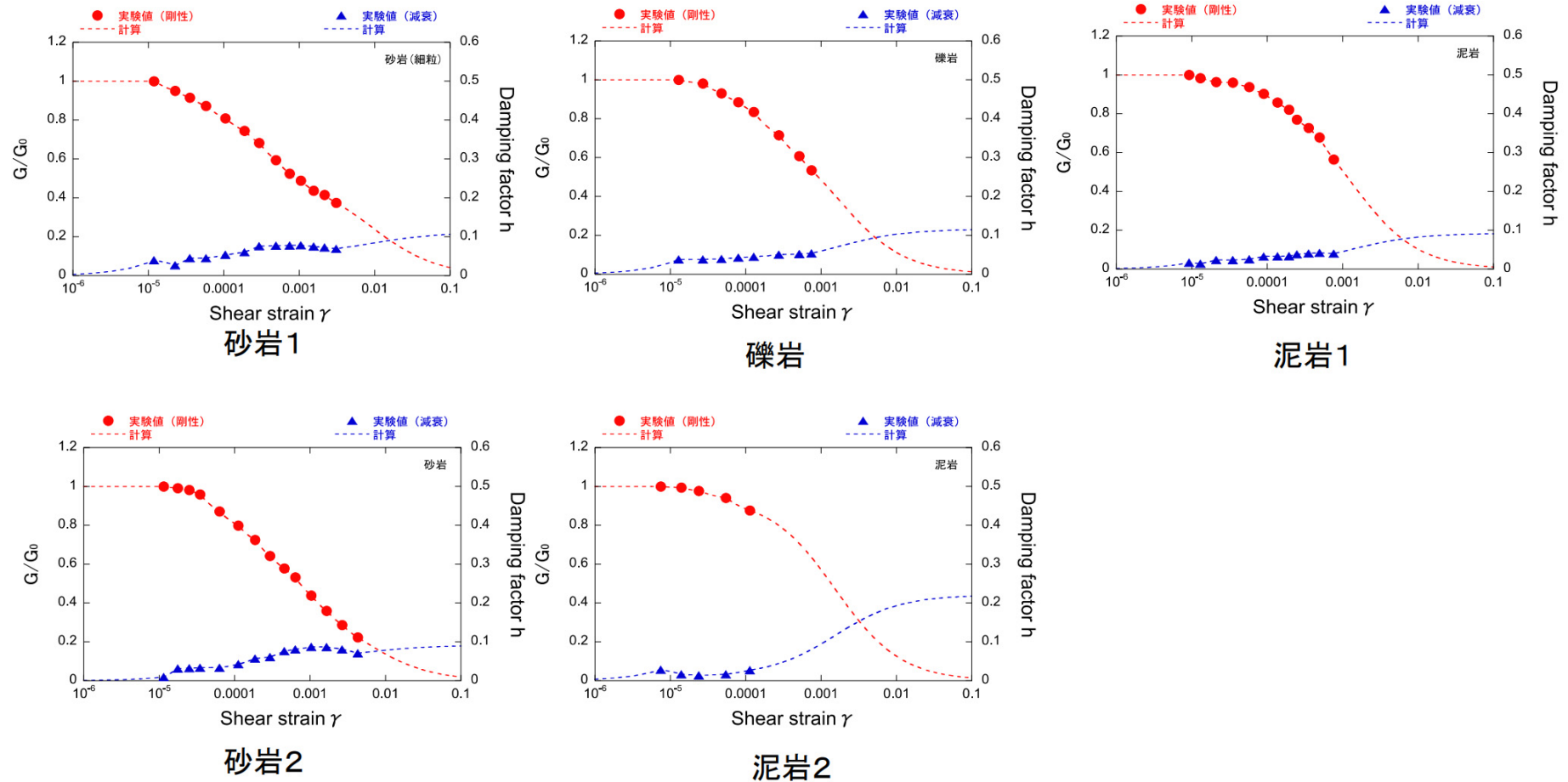


K-NET港町観測点(HKD020)におけるボーリングコア写真
(左: 深さ0~24m, 右: 深さ24~48m)

佐藤ほか(2013)に一部加筆

(1) 追加検討①: GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(水平方向)(3/9)

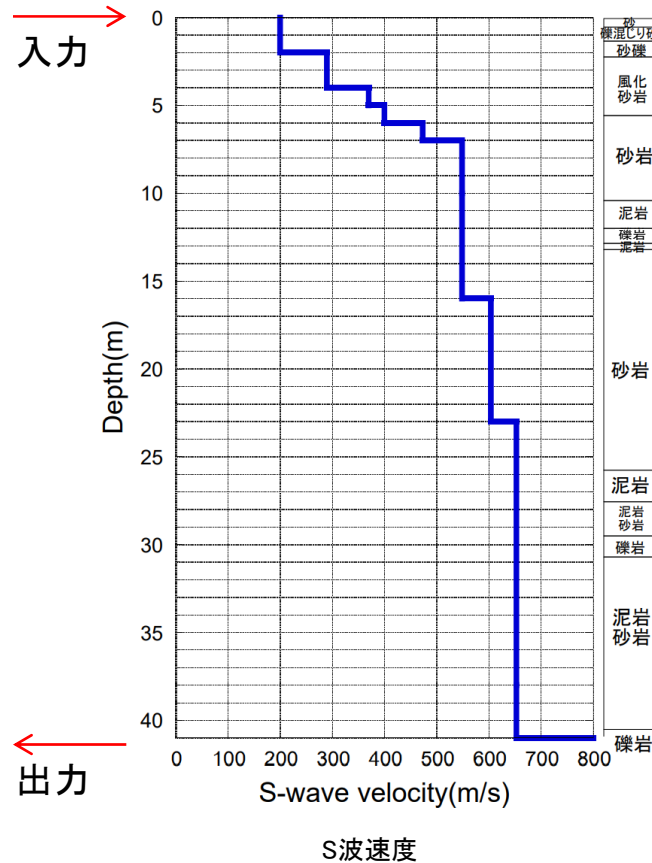
○ 追加の室内試験結果によりGL-41mまでの非線形特性を設定した。



追加の室内試験による地盤の非線形特性

(1) 追加検討①: GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(水平方向)(4/9)

- 地表観測記録を入力として、GL-41mまで非線形性を考慮した等価線形解析から、GL-41m($V_s=938\text{m/s}$)における基盤地震動を評価した。



等価線形解析に用いる地盤モデル

S波速度 $V_s(\text{m/s})$	密度 ρ (1000kg/m^3)	層厚 $H(\text{m})$	減衰定数 h (初期値)	非線形特性
200	1.9	0.5	0.02	砂
200	2.0	0.5	0.03	礫混じり砂
200	2.0	1	0.02	礫1
290	2.0	1	0.01	礫2
290	2.0	1	0.01	風化砂岩1
370	2.0	1	0.01	風化砂岩2
400	2.0	1	0.02	砂岩1
473	2.0	1	0.02	砂岩1
549	2.0	3	0.02	砂岩1
549	2.0	2	0.01	泥岩1
549	2.0	1	0.03	礫岩
549	2.0	0.5	0.01	泥岩1
549	2.0	2.5	0.01	砂岩2
604	2.06	7	0.01	砂岩2
653	2.06	18	0.015	泥岩2
938	2.13	17	0.01	—

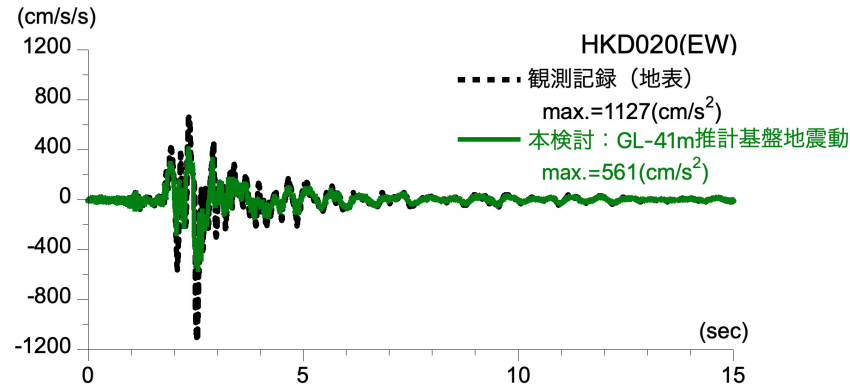
赤字: 佐藤ほか(2013)からの変更箇所

等価線形解析の条件

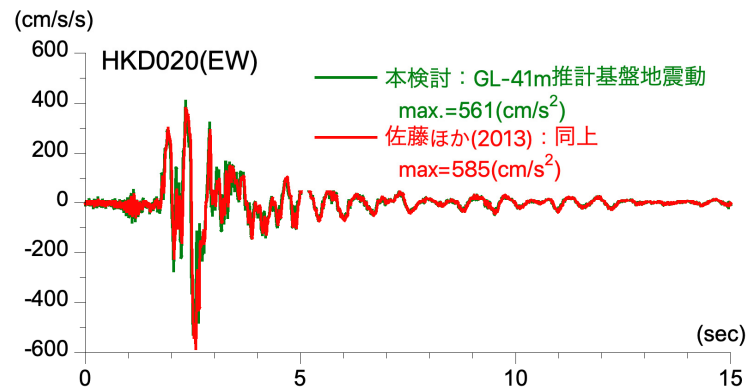
- ✓ 有効ひずみ $\gamma_{\text{eff}} = 0.65 \gamma_{\text{max}}$
- ✓ 収束判定値(前のモデルとの差異): 1%以内
- ✓ 最大繰り返し計算回数: 30回

(1)追加検討①: GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(水平方向)(5/9)

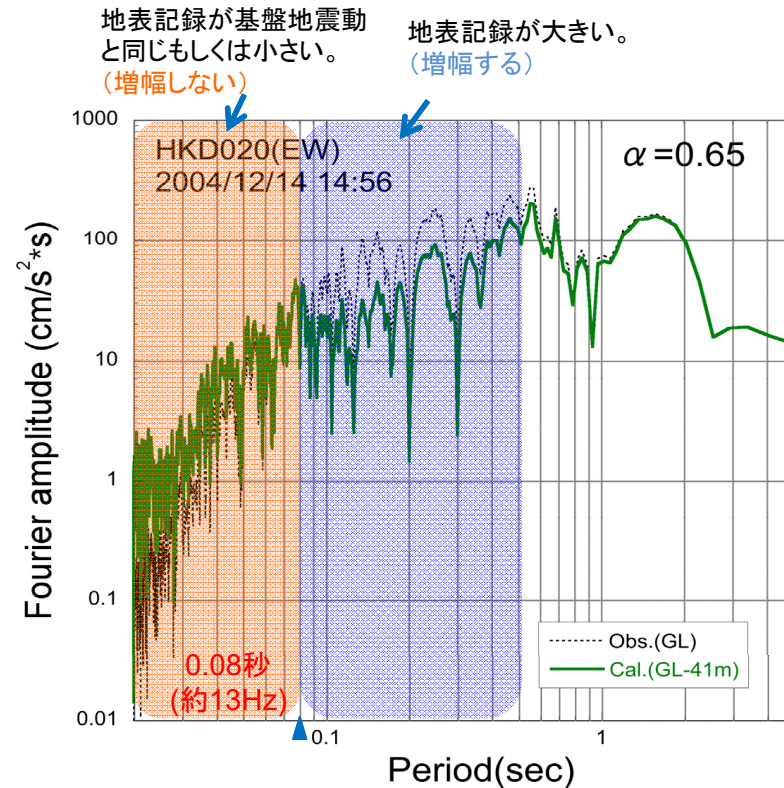
○ GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動の最大加速度は 561cm/s^2 となり、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585cm/s^2)と比較して、やや小さく評価された。



推計された基盤地震動と地表観測記録の比較



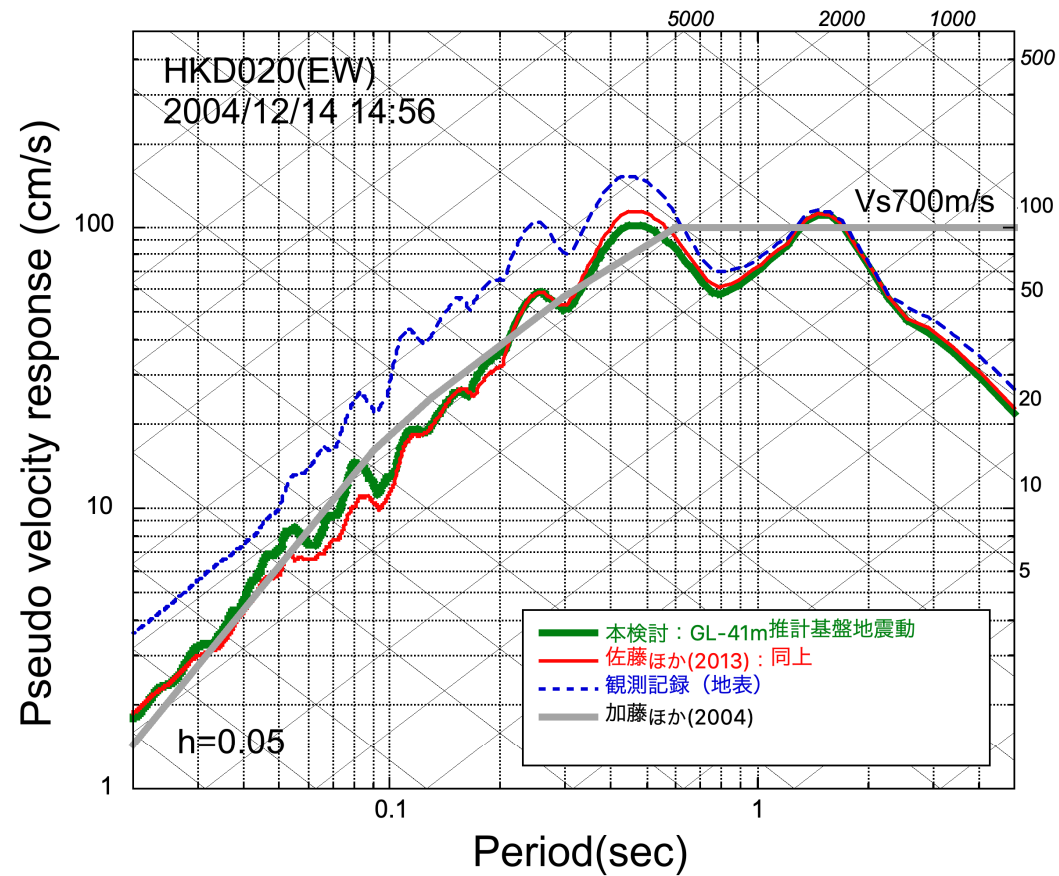
本検討と佐藤ほか(2013)の比較



推計した基盤地震動と地表観測記録の
加速度フーリエスペクトルの比較

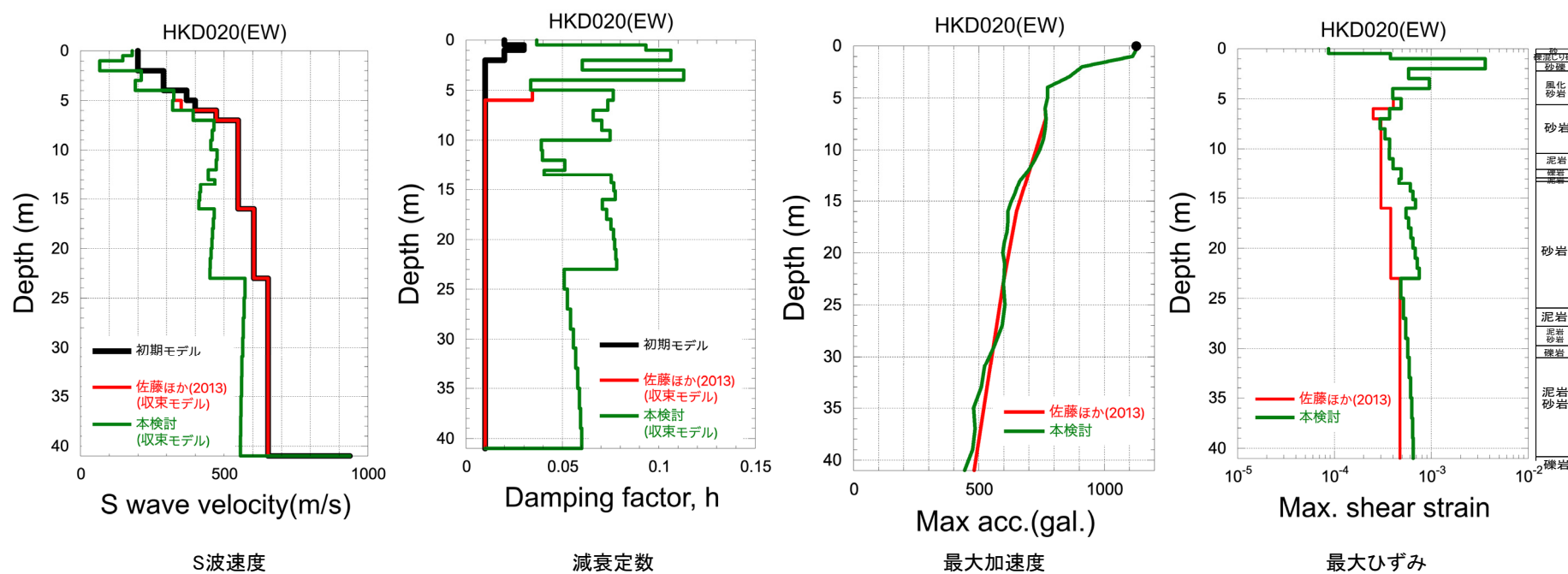
(1) 追加検討①: GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(水平方向)(6/9)

○ GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動の応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。



疑似速度応答スペクトルの比較

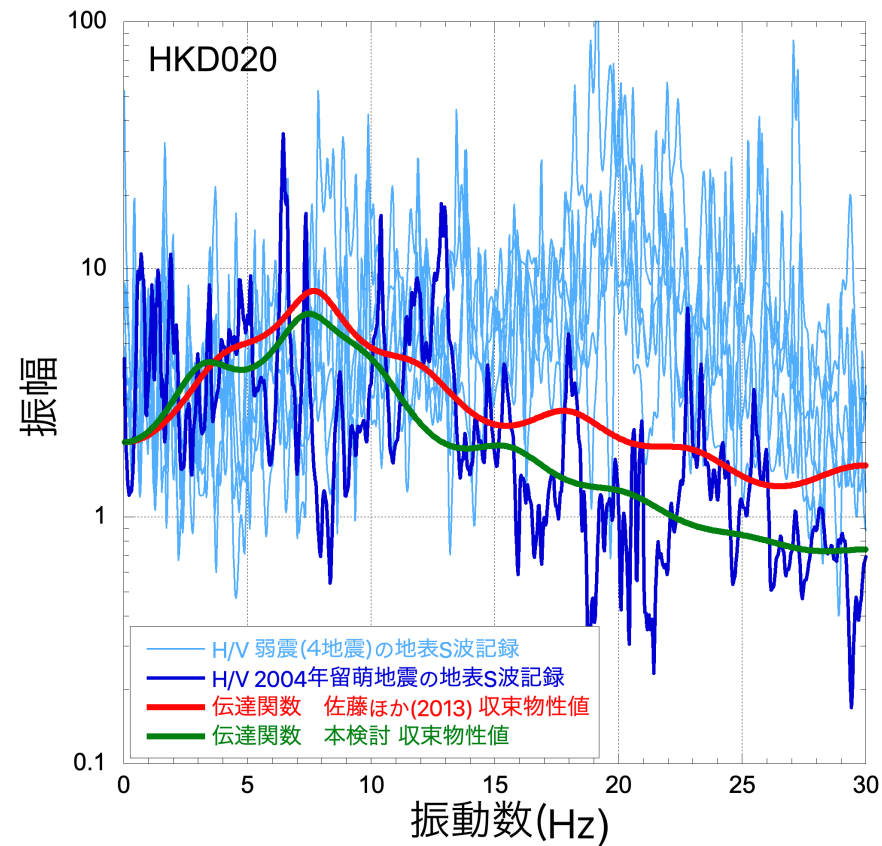
○ 収束物性値の深さ分布によると、GL-6m以深における減衰定数の収束物性値は概ね5%程度となっている。



収束物性値, 最大加速度及び最大ひずみの深さ分布

(1) 追加検討①: GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(水平方向)(8/9)

- GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価に用いた収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と比較して、深部の減衰定数が1%から5%程度になったことにより、10Hzより高振動数側で小さくなっている。
- また、本検討による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の伝達関数と比較して、本震時のH/Vスペクトルに認められる顕著なピーク(12Hz, 18Hz, 23Hz等)の再現性の点で劣っている。
- 以上より、本震時のH/Vスペクトルと伝達関数の比較では、佐藤ほか(2013)の伝達関数の方が本震時のH/Vスペクトルの特徴をよく再現している。



収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルの比較

(1)追加検討①: GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(水平方向)(9/9)

○ 追加検討①の検討結果をまとめると下記のとおりとなる。

- 2004年北海道留萌支庁南部の地震におけるK-NET港町観測点(HKD020)の観測記録について、追加の室内試験結果を用いてGL-41mまで非線形性を考慮し、水平方向の基盤地震動を評価した。
- 基盤地震動の最大加速度は 561cm/s^2 となり、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585cm/s^2)と比較して、やや小さく評価された。また、基盤地震動の応答スペクトルは佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。
- 収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と比較して、高振動数側で小さくなっており、また、ピークの再現性の点で劣っている。
- 本震時のH/Vスペクトルと伝達関数の比較では、佐藤ほか(2013)の伝達関数の方が本震時のH/Vスペクトルの特徴をよく再現している。

(2) 追加検討②: GL-6mからGL-41mまで減衰定数を3%とした基盤地震動評価(水平方向)(1/4)

- 佐藤ほか(2013)の地盤モデルに基づき, GL-6mまで非線形, GL-6m以深を減衰定数の不確かさを考慮するため一律3%として基盤地震動を評価し, 佐藤ほか(2013)における評価結果と比較する。(減衰定数3%は, 微小ひずみ時の減衰定数(P.48)の上限に対応)

等価線形解析に用いる地盤モデル

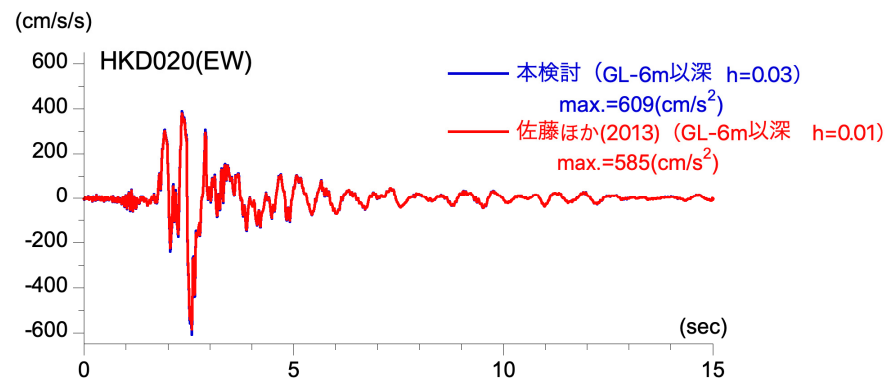
S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ (1000kg/m ³)	層厚 H(m)	減衰定数h (初期値)	非線形特性
200	1.9	0.5	0.02	砂
200	2.0	0.5	0.03	礫混じり砂
200	2.0	1	0.02	礫1
290	2.0	1	0.01	礫2
290	2.0	1	0.01	風化砂岩1
370	2.0	1	0.01	風化砂岩2
400	2.0	1	0.01	風化砂岩2
473	2.0	1	0.03	—
549	2.0	3	0.03	—
549	2.0	2	0.03	—
549	2.0	1	0.03	—
549	2.0	0.5	0.03	—
549	2.0	2.5	0.03	—
604	2.06	7	0.03	—
653	2.06	18	0.03	—
938	2.13	17	0.03	—

減衰定数3%
として評価

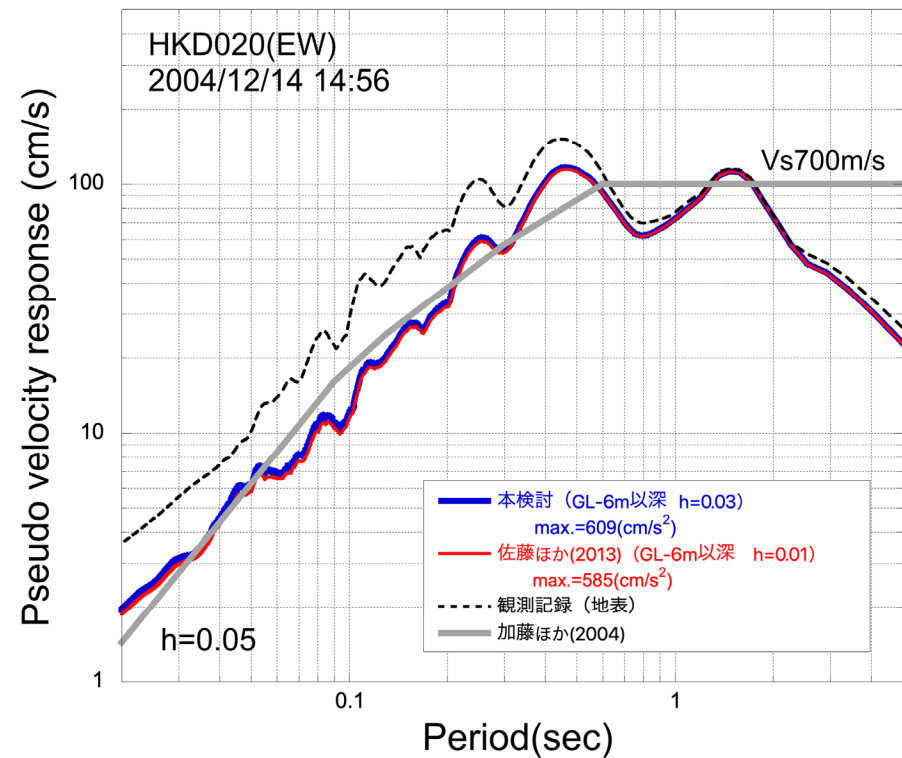
赤字: 佐藤ほか(2013)からの変更箇所

(2) 追加検討②: GL-6mからGL-41mまで減衰定数を3%とした基盤地震動評価(水平方向) (2/4)

- 佐藤ほか(2013)の地盤モデルに基づき, GL-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価した結果, 最大加速度は 609cm/s^2 となり, 佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585cm/s^2)と比較して, やや大きく評価された。また, 応答スペクトルは, 佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。



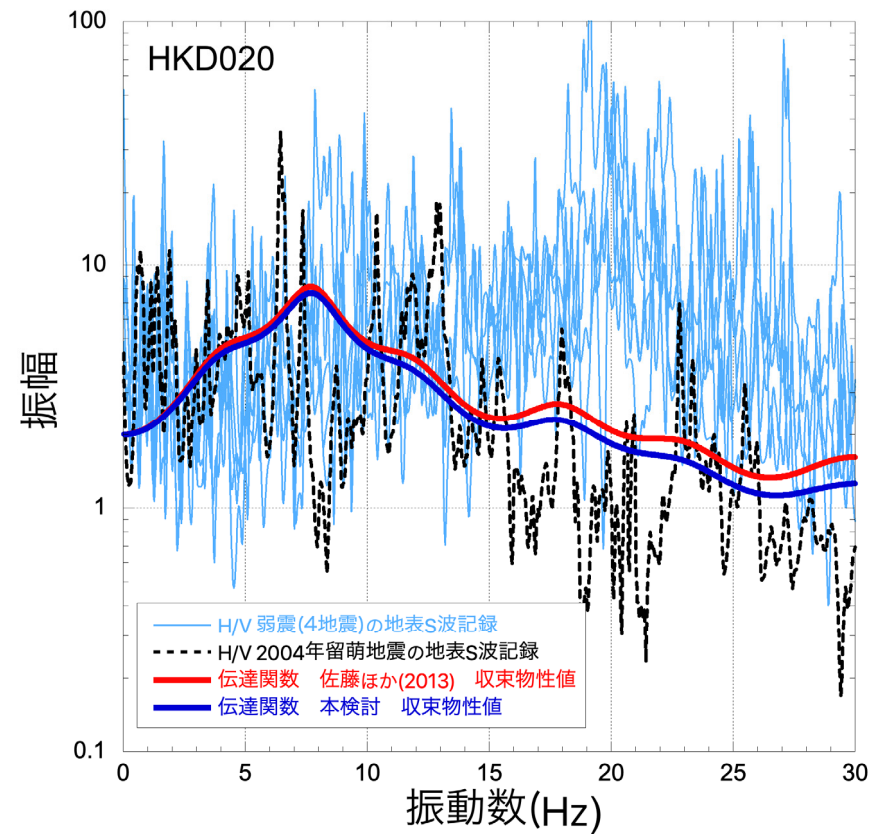
加速度時刻歴波形の比較



疑似速度応答スペクトルの比較

(2) 追加検討②: GL-6mからGL-41mまで減衰定数を3%とした基盤地震動評価(水平方向) (3/4)

○ 収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と同様に、本震時のH/Vスペクトルの特徴をよく再現している。



収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルの比較

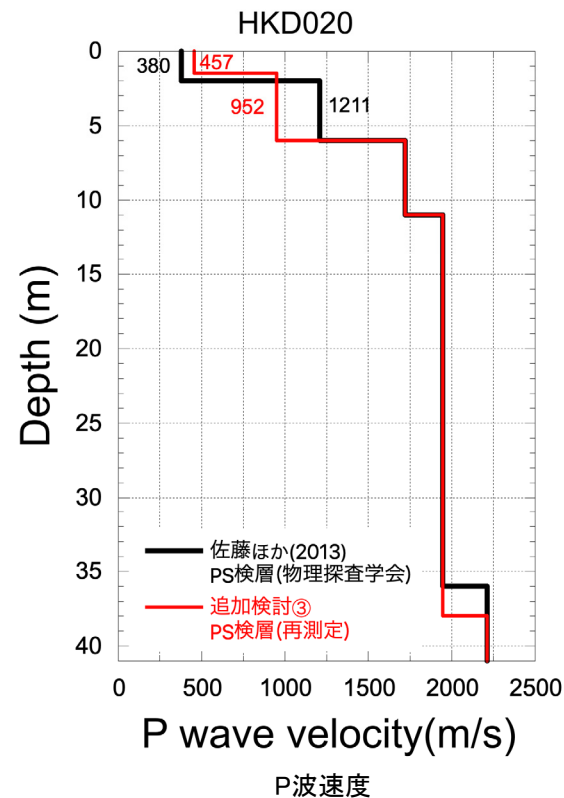
(2) 追加検討②: GL-6mからGL-41mまで減衰定数を3%とした基盤地震動評価(水平方向)(4/4)

○ 追加検討②の検討結果をまとめると下記のとおりとなる。

- 2004年北海道留萌支庁南部の地震におけるK-NET港町観測点(HKD020)の観測記録について、佐藤ほか(2013)の地盤モデルに基づき、GL-6m以深を減衰定数3%として、水平方向の基盤地震動を評価した。
- 基盤地震動の最大加速度は 609cm/s^2 となり、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585cm/s^2)と比較して、やや大きく評価された。また、応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。
- 収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と同様に、本震時のH/Vスペクトルの特徴をよく再現している。

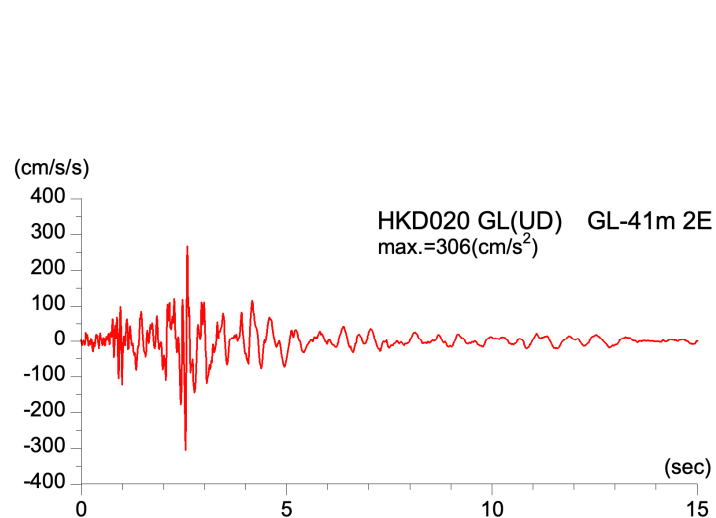
(3) 追加検討③: PS検層の再測定結果を踏まえた基盤地震動評価(鉛直方向)(1/3)

- 佐藤ほか(2013)における鉛直方向の基盤地震動の評価結果は、物理探査学会(2013.10)報告時点での地盤モデルに基づいていた。一方、佐藤ほか(2013)はこの地盤モデルが笹谷ほか(2008)の位相速度を説明できないことから、表層部のPS検層を再測定している。
- 再測定の結果、GL-6m以浅のP波速度は、佐藤ほか(2013)において鉛直方向の基盤地震動を評価した時の地盤モデルとは異なっていたため、追加検討③では、P波速度を再設定した地盤モデルを用いて鉛直方向の基盤地震動を評価した。なお、S波速度は、再測定の結果、物理探査学会(2013.10)報告時点での地盤モデルとほぼ同程度であった。

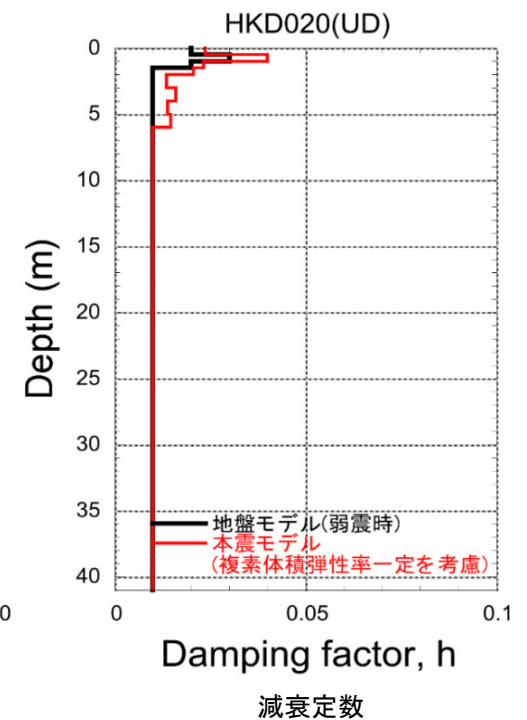
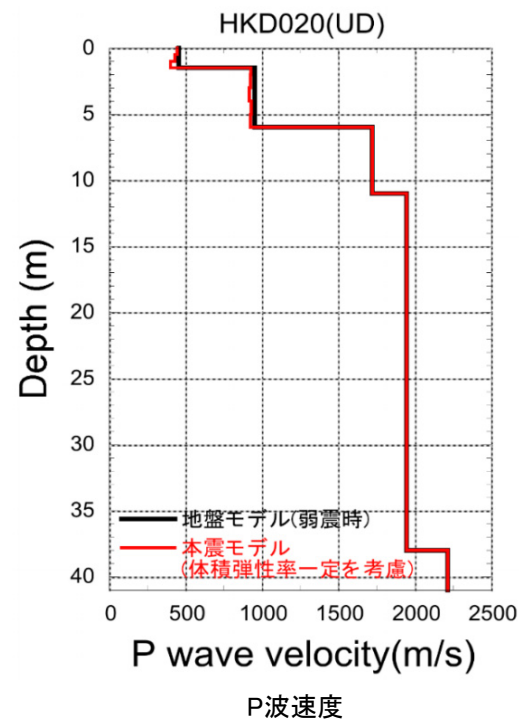


(3) 追加検討③: PS検層の再測定結果を踏まえた基盤地震動評価(鉛直方向)(2/3)

○ PS検層の再測定結果を反映した地盤モデルを用いて、体積弾性率を一定として基盤地震動を評価した結果、最大加速度は 306cm/s^2 であり、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(296cm/s^2)と比較して、やや大きく評価された。



加速度時刻歴波形



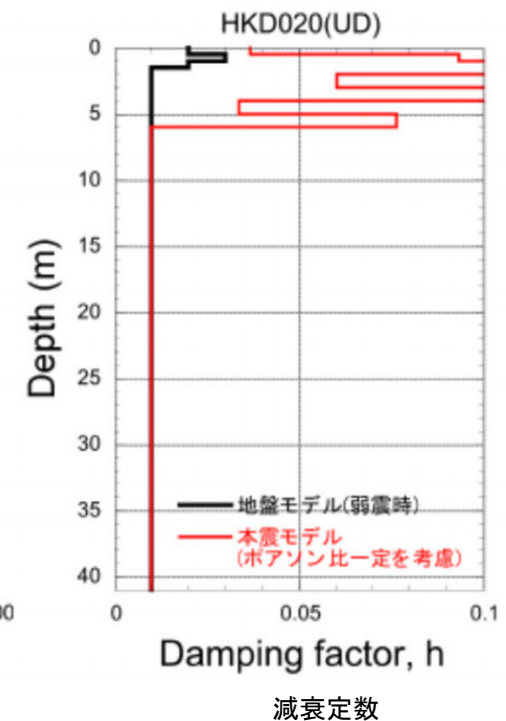
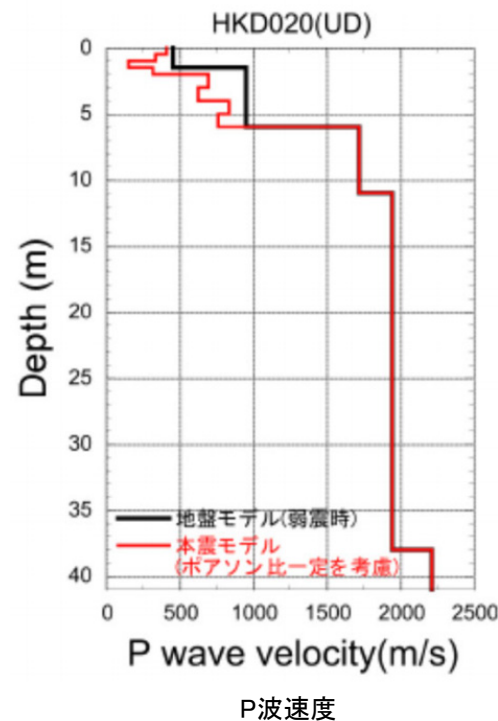
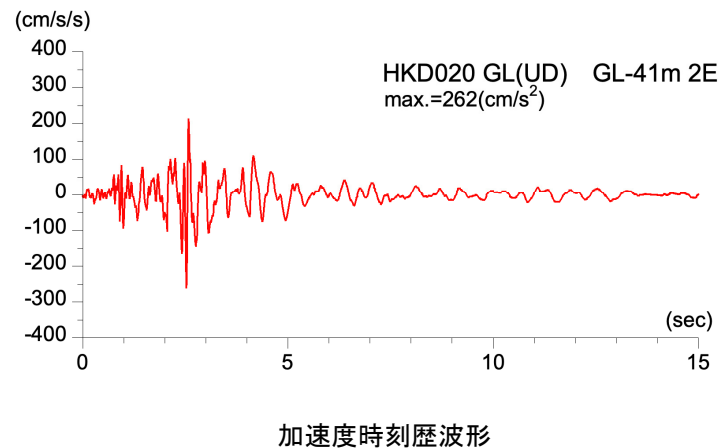
(3) 追加検討③: PS検層の再測定結果を踏まえた基盤地震動評価(鉛直方向)(3/3)

○ 追加検討③の検討結果をまとめると下記のとおりとなる。

- 物理探査学会(2013.10)報告時点での地盤モデルは笹谷ほか(2008)の位相速度を説明できないことから、表層部のPS検層の再測定結果を踏まえ、P波速度を再設定した地盤モデルを用いて、体積弾性率を一定として鉛直方向の基盤地震動を評価した。
- 基盤地震動の最大加速度は 306cm/s^2 となり、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(296cm/s^2)と比較して、やや大きく評価された。

(4) 追加検討④: 地下水位の状況を踏まえGL-6mまでポアソン比一定とした基盤地震動評価(鉛直方向)

- 佐藤ほか(2013)及び追加検討③の鉛直方向の基盤地震動評価は、体積弾性率一定として評価しているが、地下水位の状況を踏まえ、GL-6mまでポアソン比一定、GL-6m以深は体積弾性率一定として基盤地震動(鉛直方向)を評価した。
- 体積弾性率一定とした場合と比較して、GL-6mまでポアソン比一定とした場合、S波速度の低下に伴ってP波速度も低下するため、最大加速度は小さくなっている。
- その結果、最大加速度は 262cm/s^2 となり、追加検討③の体積弾性率を一定とした結果(306cm/s^2)は保守的な結果となっている。



追加検討①～④の検討結果を踏まえた基盤地震動の再評価

- 追加検討①～④より、基盤地震動の最大加速度は、水平方向については追加検討②(609cm/s²)が、鉛直方向については追加検討③(306cm/s²)が最も大きい。

2004年北海道留萌支庁南部の地震のK-NET港町観測点(HKD020)の基盤地震動に係る検討結果

左:佐藤ほか(2013), 右:佐藤ほか(2013)以降の追加検討

	佐藤ほか(2013)		佐藤ほか(2013)以降の追加検討			
	水平方向	鉛直方向	追加検討①	追加検討②	追加検討③	追加検討④
GL0m ～ GL-6m	室内試験結果を考慮した等価線形解析	体積弾性率一定とした線形解析	室内試験結果を考慮した等価線形解析	室内試験結果を考慮した等価線形解析	表層部のPS検層の再測定結果を反映した地盤モデルを用い、体積弾性率一定とした線形解析	地下水位の状況を踏まえポアソン比一定とした線形解析
GL-6m ～ GL-41m	減衰定数を一律1%とした線形解析			減衰定数を一律3%とした線形解析		体積弾性率一定とした線形解析
最大 加速度	585 cm/s ²	—	561 cm/s ²	609 cm/s ²	—	—
	—	296 cm/s ²	—	—	306 cm/s ²	262 cm/s ²

609 cm/s² : 再評価した基盤地震動

- 佐藤ほか(2013)以降に実施した追加検討①～④の結果、K-NET港町観測点(HKD020)における基盤地震動の最大加速度は、水平方向については追加検討②の最大加速度609cm/s²が、鉛直方向については追加検討③の最大加速度306cm/s²が最も大きくなったことから、これらを2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動として再評価した。

解放基盤表面における地震動の設定

- 震源を特定せず策定する地震動の評価に反映する2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動として、前項において再評価した基盤地震動(水平方向:609cm/s², 鉛直方向:306cm/s²)を採用する。
- 下表に示すとおり, K-NET港町観測点(HKD020)の基盤層(GL-41m)におけるS波速度は938m/s, P波速度は2,215m/sであり, 一方, 敷地の解放基盤表面(EL-10m)におけるS波速度は1,500m/s, P波速度は3,190m/sである。
- 敷地のS波速度及びP波速度は, K-NET港町観測点(HKD020)の基盤層のS波速度及びP波速度を上回っているため, 敷地の解放基盤表面における地震動として, 再評価した基盤地震動(水平方向:609cm/s², 鉛直方向:306cm/s²)を用いることは保守的な評価である。

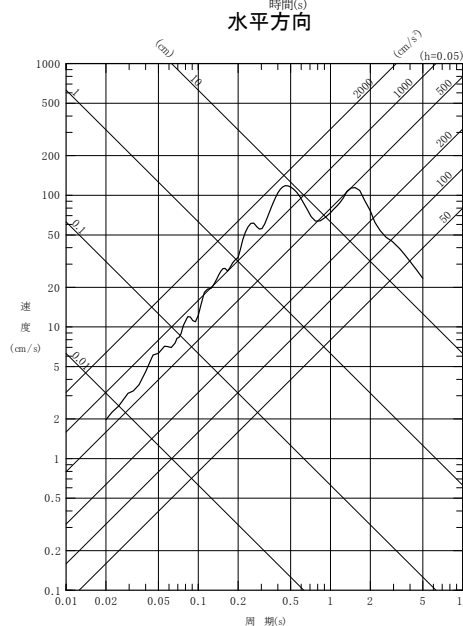
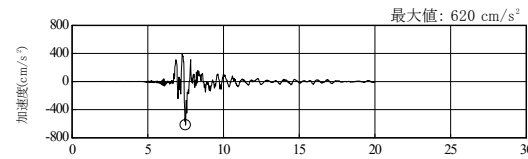
- 敷地の解放基盤表面における地震動の設定にあたっては, 再評価した基盤地震動にさらなる保守性を考慮し, 水平方向の最大加速度を620cm/s², 鉛直方向の最大加速度を320cm/s²に嵩上げ(位相特性を変えずに振幅特性のみ変更)し, 「2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動」として下記のとおり設定した。

基盤におけるS波速度及びP波速度の比較

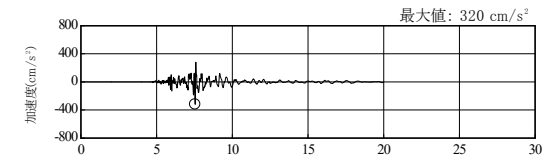
	K-NET港町観測点(HKD020)の基盤層(GL-41m)	志賀原子力発電所の敷地の解放基盤表面(EL-10m)
S波速度	938m/s※1	1,500m/s※2
P波速度	2,215m/s※1	3,190m/s※2

※1 K-NET港町観測点(HKD020)の基盤層におけるS波速度及びP波速度はP.38左図のPS検層結果を参照

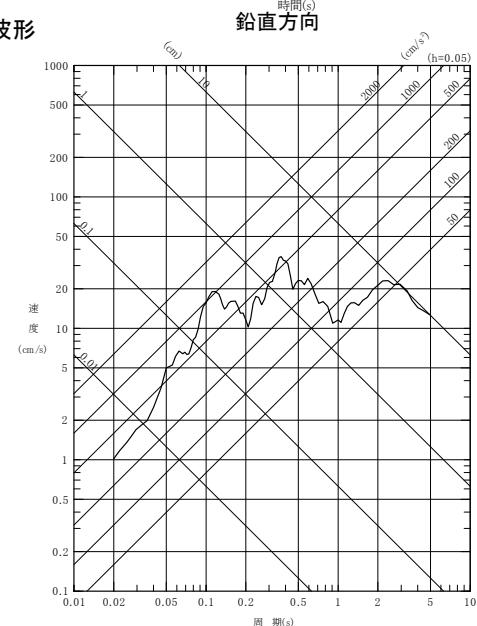
※2 敷地の解放基盤表面におけるS波速度及びP波速度はP.67下表の速度データを参照



水平方向



加速度時刻歴波形



鉛直方向

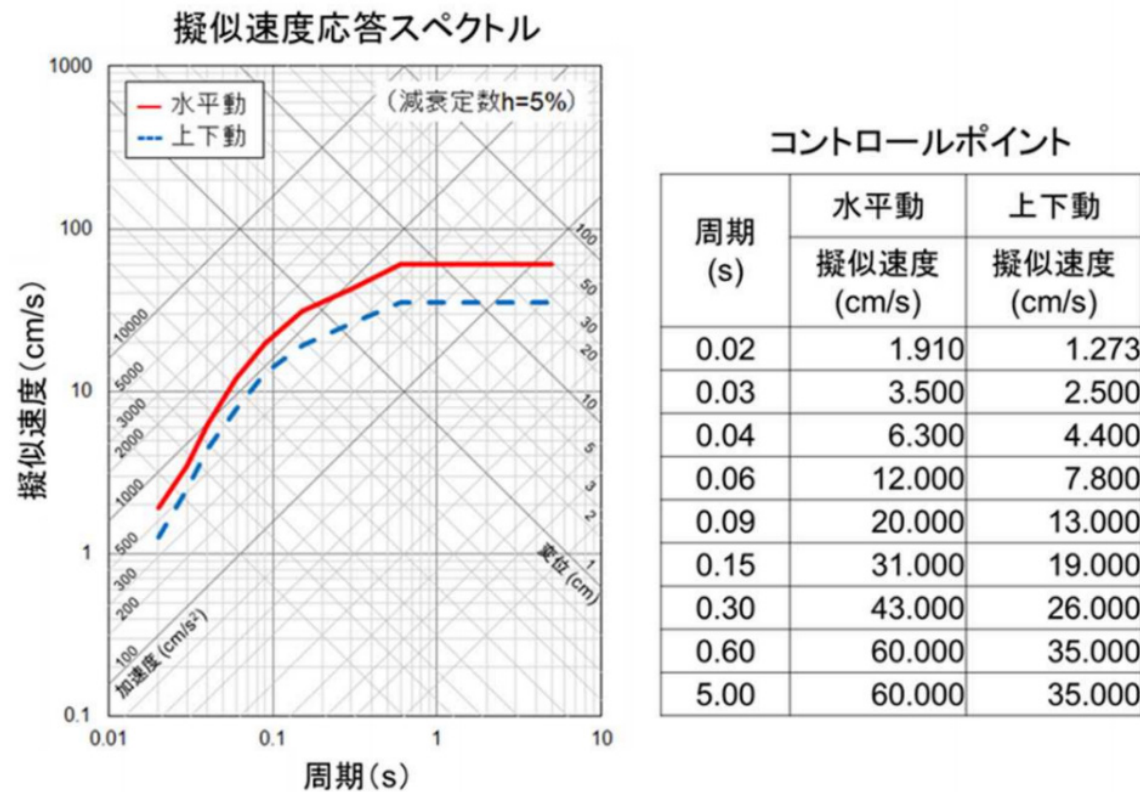
応答スペクトル

2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動

2.2 標準応答スペクトルに係る検討

2.2 標準応答スペクトルに係る検討 標準応答スペクトルの概要

- 解釈別記2において、標準応答スペクトルは「震源近傍の多数の地震動記録に基づいて策定した地震基盤相当面（地震基盤からの地盤増幅率が小さく地震動としては地震基盤面と同等とみなすことができる地盤の解放面で、せん断波速度 $V_s=2,200\text{m/s}$ 以上の地層をいう。）における標準的な応答スペクトル」として定められている。
- 審査ガイドにおいては、この標準応答スペクトルを用いて、解放基盤表面における応答スペクトルが設定されていること、地震動の継続時間及び振幅包絡線の経時的变化等の特性が適切に考慮されていること、並びに模擬地震動を作成する場合には複数の方法（例えば、正弦波の重ね合わせによる位相を用いる方法、実観測記録の位相を用いる方法等）により検討が行われていること等を確認することとされている。



地震基盤相当面における標準応答スペクトル

解釈別記2より抜粋

検討フロー

- 検討フローを下記に示す。
- 解釈別記2及び審査ガイドの記載を踏まえ、敷地の地下構造モデルにおいて地震基盤相当面を設定のうえ、複数の方法(一様乱數位相を用いる方法及び実観測記録位相を用いる方法)により、地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波を作成し、作成した模擬地震波を地震基盤相当面に入力し、解放基盤表面における地震動を評価する。また、位相の違い(一様乱數位相及び実観測記録位相の違い)による地震動の相違、及び地震基盤相当面から解放基盤表面までの伝播特性に与える影響の相違を確認のうえ、解放基盤表面における代表波を選定し、「標準応答スペクトルを考慮した地震動」として設定する。

地震基盤相当面の設定 [2.2.1項]

- ・ 敷地の地下構造モデルにおいて、地震基盤相当面(地震基盤からの地盤増幅率が小さく地震動としては地震基盤面と同等とみなすことができる地盤の解放面で、せん断波速度 $V_s=2,200\text{m/s}$ 以上の地層)を設定する。

地震基盤相当面における模擬地震波の作成 [2.2.2項]

- ・ 複数の方法(一様乱數位相を用いる方法及び実観測記録位相を用いる方法)により、地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波を作成する。

解放基盤表面における地震動の評価 [2.2.3項]

- ・ 地震基盤相当面から解放基盤表面までの地震波の伝播特性を反映するため、作成した地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波を敷地の地下構造モデルの地震基盤相当面に入力し、解放基盤表面における地震動を評価する。

解放基盤表面における地震動の設定 [2.2.4項]

- ・ 複数の方法(一様乱數位相を用いる方法及び実観測記録位相を用いる方法)による地震動を比較することにより、位相の違いによる地震動の相違、及び地震基盤相当面から解放基盤表面までの伝播特性に与える影響の相違を確認のうえ、解放基盤表面における代表波を選定し、「標準応答スペクトルを考慮した地震動」として設定する。

検討フロー

地震基盤相当面の設定

- 地震基盤相当面から解放基盤表面までの地震波の伝播特性の反映については、地下構造評価において設定した敷地の地下構造モデルを用い、標準応答スペクトルに適合する模擬地震波を地震基盤相当面に入力し、敷地の解放基盤表面における地震動を評価することにより行う。敷地の地下構造モデルを下表に示す。
- 地震基盤相当面は、解釈別記2において、「地震基盤からの地盤増幅率が小さく地震動としては地震基盤面と同等とみなすことができる地盤の解放面で、せん断波速度 $V_s=2,200\text{m/s}$ 以上の地層」とされていることを踏まえ、敷地の地下構造モデルのS波速度 $3,160\text{m/s}$ の層上面であるEL-1.19kmに設定する。※

※ 敷地の地下構造モデルのEL-200m～EL-990mのS波速度 $2,140\text{m/s}$ は、解釈別記2において定義された地震基盤相当面のS波速度の下限值 $2,200\text{m/s}$ に近い値であるが、その直下のEL-990m～EL-1.19kmにS波速度 $1,560\text{m/s}$ となる、解釈別記2において定義された地震基盤相当面のS波速度の下限值 $2,200\text{m/s}$ を大きく下回る層があることから、本検討における地震基盤相当面は、敷地の地下構造モデルのS波速度 $3,160\text{m/s}$ の層上面であるEL-1.19kmに設定する。

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 ρ (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 ▽	-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

— : 設定した地震基盤相当面

- 地震基盤相当面を、標準応答スペクトルが定義される地盤のS波速度($V_s=2,200\text{m/s}$ 以上)を踏まえ、敷地の地下構造モデルのS波速度 $3,160\text{m/s}$ の層上面であるEL-1.19kmに設定した。

(1) 一様乱数位相を用いる方法(1/3) 一模擬地震波の作成方法一

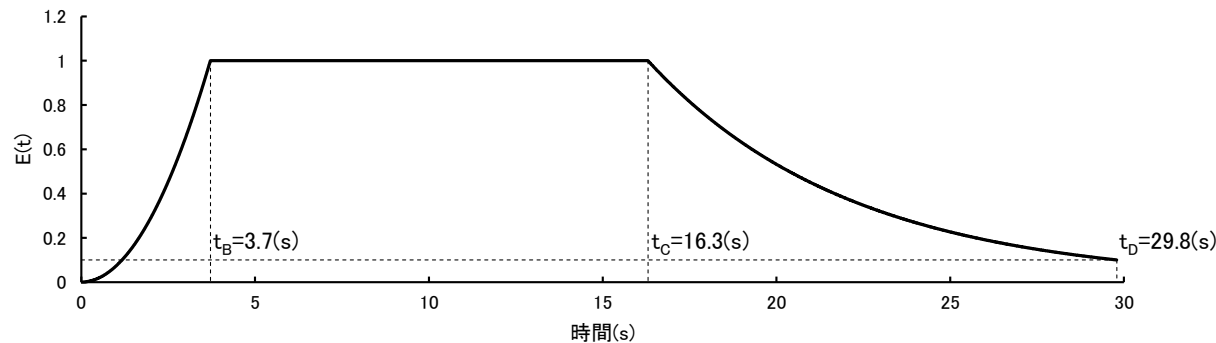
- 一様乱数位相を用いる方法による模擬地震波は、一様乱数の位相をもつ正弦波の重ね合わせにより作成する。
- 振幅包絡線の経時的变化については、Noda et al.(2002)の方法に基づき、下記に示す形状とする。
- 振幅包絡線の経時的变化の設定に用いる地震規模Mについては、全国共通に考慮すべき地震の規模(Mw6.5程度未満)に幅があることを踏まえ、継続時間が長めとなるようM7.0※¹とする。また、等価震源距離 X_{eq} については、敷地周辺の地震の震源深さ分布※²を踏まえ、敷地近傍で発生する地震を想定し、継続時間が長めとなるよう10kmとする。

※¹ 審査ガイドにおける「全国共通に考慮すべき地震」の規模は、Mw6.5程度未満とされており、武村(1990)の M_0 -M関係及びKanamori(1977)の M_0 -Mw関係によりMw6.5をMに換算すると6.9となる。ここで、審査ガイドでは「Mw6.5程度未満」と幅を持って示されていることから、換算から求められるMについても幅を持たせ、模擬地震波の継続時間が長めとなるようM7.0として設定した。

※² 敷地周辺の地震の震源深さ分布のD10%とD90%の中央深さを参照した。

Noda et al.(2002)の方法による振幅包絡線の経時的变化

	継続時間(s)	振幅包絡線の経時的变化(s)		
		t_B	t_C	t_D
水平方向	29.8	3.7	16.3	29.8
鉛直方向	29.8	3.7	16.3	29.8



$$t_B = 10^{0.5M-2.93}$$

$$M = 7.0$$

$$t_C - t_B = 10^{0.3M-1.0}$$

$$X_{eq} = 10 \text{ [km]}$$

$$t_D - t_C = 10^{0.17M+0.54\log X_{eq}-0.6}$$

$$\text{振幅包絡線 } E(t) = \begin{cases} (t/t_B)^2 & 0 < t \leq t_B \\ 1.0 & t_B < t \leq t_C \\ e^{\frac{\ln(0.1)}{t_D-t_C}(t-t_C)} & t_C < t \leq t_D \end{cases}$$

敷地周辺の地震の震源深さ分布

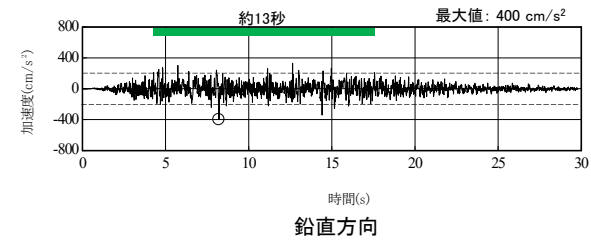
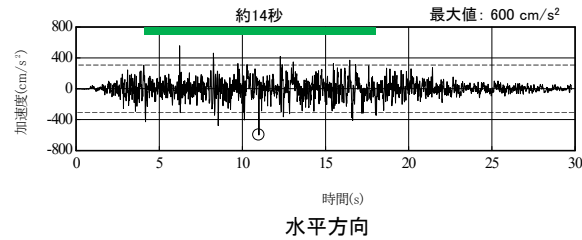
	D10%	D90%	D10%とD90%の中央深さ
気象庁の震源データに基づく評価	3.8km※ ³	11.7km※ ³	7.8km
原子力安全基盤機構(2004)による評価	3.2km※ ⁴	10.7km※ ⁴	7.0km

※³ 気象庁の震源データ(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、期間:1997年10月~2025年6月、震源深さ:30km以浅)を用いて評価した敷地周辺(敷地から半径30kmの範囲)のD10%及びD90%。

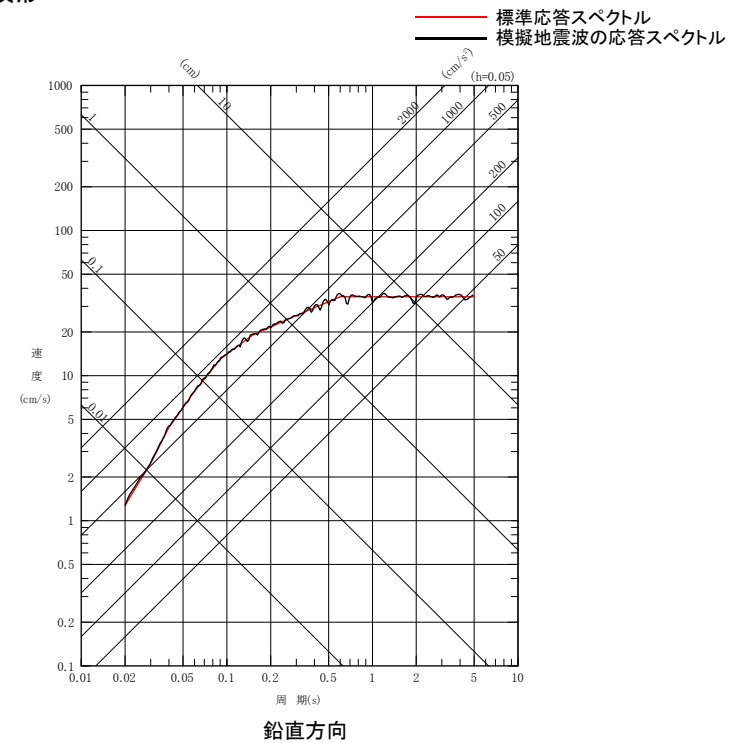
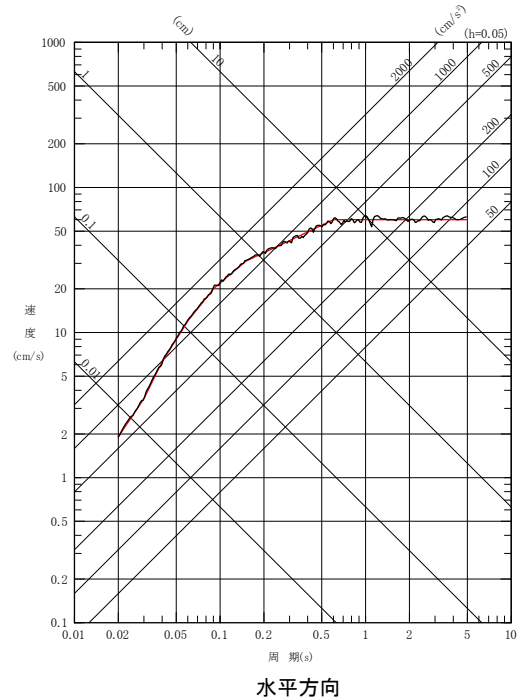
※⁴ 原子力安全基盤機構(2004)により評価されている志賀原子力発電所が位置する地震域(中部)のD10%及びD90%。

(1) 一様乱数位相を用いる方法(2/3) ー 模擬地震波の作成結果(1/2) ー

- 標準応答スペクトルを目標とする応答スペクトルとし、一様乱数位相を用いる方法により模擬地震波を作成した。
- 加速度時刻歴波形の最大加速度は水平方向で 600cm/s^2 、鉛直方向で 400cm/s^2 となっている。また、強震部の継続時間※は水平方向で約14秒、鉛直方向で約13秒となっている。



加速度時刻歴波形



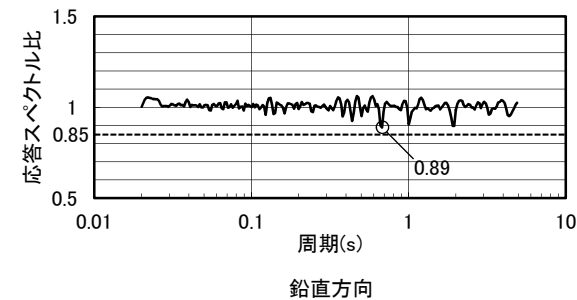
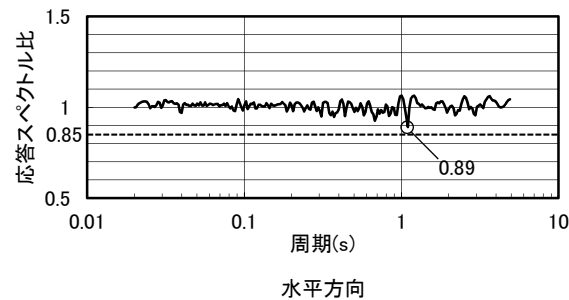
応答スペクトル

地震基盤相当面において作成した模擬地震波の作成結果

※ 強震部の継続時間は、地震動の振幅が最大加速度の50%（図中の黒点線---）以上となる区間として算定した。なお、図中の緑実線（—）は強震部の継続時間を示す。

(1) 一様乱數位相を用いる方法(3/3) 一模擬地震波の作成結果(2/2) -

- 標準応答スペクトルを目標とする応答スペクトルとし、一様乱數位相を用いる方法により作成した模擬地震波(前頁参照)は、日本電気協会(2021)に示される適合度の条件(目標とする応答スペクトルに対する模擬地震波の応答スペクトル比が0.85以上、応答スペクトル強さの比が1.0以上)を満足していることを確認した。



目標とする応答スペクトルに対する模擬地震波の応答スペクトル比

応答スペクトル強さの比(SI比)

	SI比(周期0.1~2.5秒)
水平方向	1.00
鉛直方向	1.00

$$S I 比 = \frac{\int_{0.1}^{2.5} S_F(T) dT}{\int_{0.1}^{2.5} \overline{S_F}(T) dT} \geq 1.0$$

$$\left[\begin{array}{l} S_F(T) : \text{模擬地震波の応答スペクトル (cm/s)} \\ \overline{S_F}(T) : \text{目標とする応答スペクトル (cm/s)} \\ T : \text{周期 (s)} \end{array} \right]$$

2.2 標準応答スペクトルに係る検討 2.2.2 地震基盤相当面における模擬地震波の作成

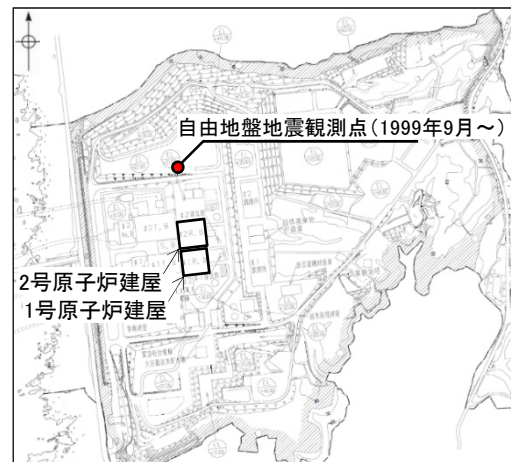
(2) 実観測記録位相を用いる方法(1/5) ー 模擬地震波の作成方法 ー

【模擬地震波作成に用いる地震の選定方針】

- 実観測記録位相を用いる方法では、模擬地震波の作成に用いる地震について、審査ガイドにおいて「震源を特定せず策定する地震動」が過去の内陸地殻内の地震について得られた震源近傍における観測記録に基づくものとされていること、「全国共通に考慮すべき地震」の規模がMw6.5程度未満とされていること、及び、原子力規制庁(2019)において、Mw6.5程度の地震の断層が収まる半径10km程度の範囲を震源近傍としていることを踏まえ、敷地から半径10km以内において発生した震源深さ20km以浅のM5～7の地震を対象とし、条件に該当する地震がない場合は条件を拡張したうえで選定する。
- 条件に該当する地震が複数ある場合は、地震規模や敷地における最大加速度を考慮※¹して模擬地震波の作成に用いる地震を選定する。

【模擬地震波作成に用いる地震観測点】

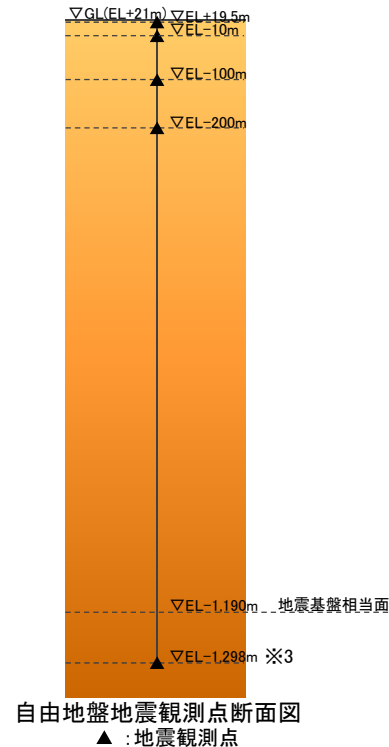
- 実観測記録位相を用いる方法による模擬地震波は、敷地の地盤物性を適切に反映するため、敷地の自由地盤地震観測点(1999年9月から観測開始)において観測された深部の観測点※²における地震観測記録の位相を用いて作成する。



自由地盤地震観測点配置図

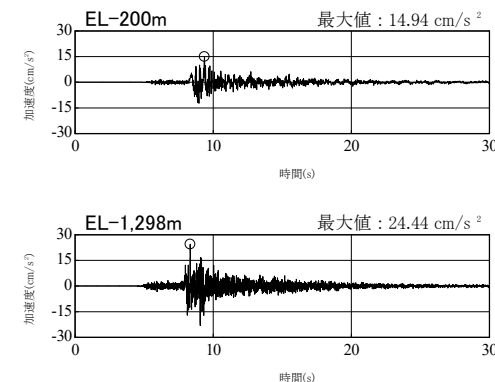
<条件>

- ・地震観測点：自由地盤地震観測点
- ・観測期間：1999年9月～2025年6月
- ・震央距離：10km以内
- ・震源深さ：20km以浅
- ・地震規模：M5～7



自由地盤地震観測点断面図

▲：地震観測点



経時特性(時間軸での地震動の形や継続時間)の特徴は大きく変わらない

EL-1,298m観測点とEL-200m観測点において
観測された加速度時刻歴波形
(次頁表No.6地震により観測された加速度時刻歴波形(EW方向)を例示)

- ※¹ 強震動の経時特性(時間軸での地震動の形や継続時間)の特徴を模擬地震波に反映できるよう、また、建屋・構築物への応答に及ぼす影響を確認する観点から観測記録の継続時間が長くなるよう、地震規模や敷地における最大加速度の大きさを考慮する。
- ※² 標準応答スペクトルは地震基盤相当面($V_s=2,200\text{m/s}$ 以上)で策定されているため、自由地盤地震観測点のうち地震基盤相当面に近いEL-1,298mの観測点における観測記録を用いることが適切と考えられるが、EL-1,298m観測点では地震観測装置の不具合により観測記録が少ないこと、及び、EL-1,298m観測点とEL-200m観測点において観測された加速度時刻歴波形の経時特性の特徴は大きく変わらないこと(右上図)を踏まえ、EL-1,298m観測点($V_s=3,160\text{m/s}$)及びEL-200mの観測点($V_s=2,140\text{m/s}$)とした。
- ※³ EL-1,298m観測点については2019年7月より観測を開始し、2022年11月26日以降地震観測装置の不具合により断続的な観測を行っていたが、2024年7月6日に観測不能となり観測を停止した。現在、EL-1,298m観測点の地震観測装置の取替え工事を実施しており、2026年2月頃より観測を再開する予定。

(2) 実観測記録位相を用いる方法(2/5) ー 模擬地震波作成に用いる地震の選定ー

- 前頁の条件において地震を検索した結果、敷地から半径10km以内において該当する地震がなかったため、敷地から半径30km以内に条件を拡張し再検索を行った。該当する地震の諸元及び震央分布図を下記に示す。
- これら該当する地震のうち、地震規模が大きいこと及び敷地における最大加速度が大きいことを踏まえ(前頁※1)、No.1の地震(2007年能登半島地震)を選定し、EL-200m観測点の地震観測記録の位相を用いる。

拡張した条件に該当する地震の諸元※1

No.	震源情報						震央 距離 (km)	深部の観測点の最大加速度(cm/s ²)					
	日付	時刻	北緯 (°)	東経 (°)	深さ (km)	M		EL-200m観測点			EL-1,298m観測点※2		
								NS	EW	UD	NS	EW	UD
1	2007/03/25	09:41	37.2207	136.6860	10.70	6.9	18.1	155.95	155.00	110.02			
2	2007/03/25	09:43	37.2558	136.7238	0.00	5.1	21.6	5.83	12.35	4.10			
3	2007/03/25	18:11	37.3043	136.8395	13.45	5.3	28.8	4.26	5.47	4.43			
4	2007/03/26	07:16	37.1668	136.4893	0.00	5.3	24.2	11.74	11.14	10.26			
5	2007/06/11	03:45	37.2442	136.6547	7.29	5.0	21.3	23.65	14.77	14.62			
6	2020/03/13	02:18	37.2797	136.8245	12.33	5.5	25.8	13.68	14.94	13.51	19.41	24.44	19.62
7	2024/01/01	16:12	37.1550	136.6583	9.23	5.7	12.1	61.08	104.12	48.19	—	—	—
8	2024/01/01	16:18	37.1985	136.8197	11.29	6.1	17.4	30.23	32.93	30.45	—	—	—
9	2024/01/01	16:56	37.2622	136.8567	13.78	5.8	25.2	31.99	27.08	17.47	—	—	—
10	2024/01/01	17:07	37.1102	136.6108	0.41	5.3	11.7	12.09	12.33	10.94	—	—	—
11	2024/01/02	10:17	37.2220	136.7225	10.21	5.6	17.9	29.25	24.51	16.55	25.57	25.75	27.87
12	2024/01/06	05:26	37.2172	136.8325	12.06	5.4	19.7	28.41	19.79	12.59	—	—	—
13	2024/11/26	22:47	37.0087	136.3975	7.46	6.6	29.9	26.91	35.69	13.83			
14	2024/11/26	22:48	37.0050	136.4303	3.09	5.0	27.1	2.44	2.64	1.85			

斜線：地震観測前または観測停止によりデータなし

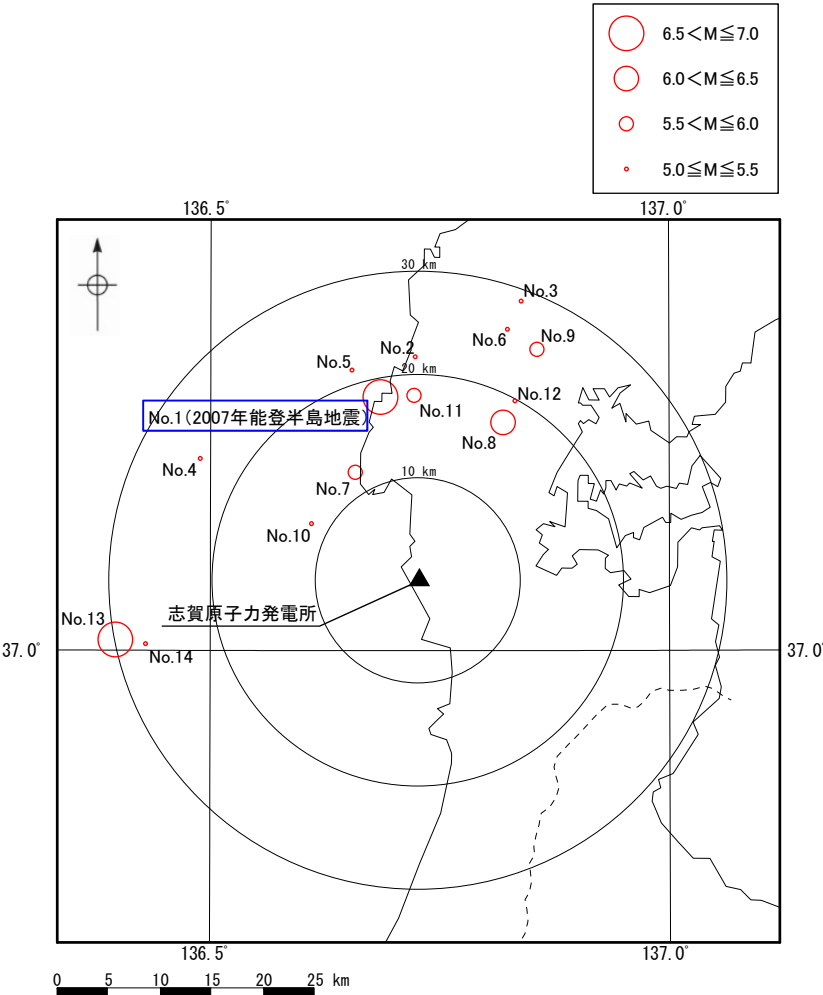
—：地震観測装置の不具合により欠測

□：選定した地震

<条件>

- ・地震観測点：自由地盤地震観測点
- ・観測期間：1999年9月～2025年6月
- ・震央距離：30km以内
- ・震源深さ：20km以浅
- ・地震規模：M5～7

赤字は拡張した条件



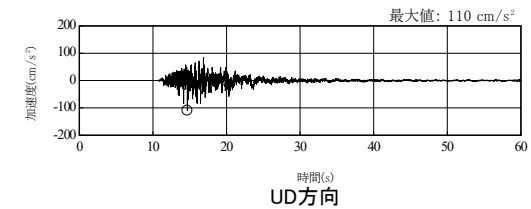
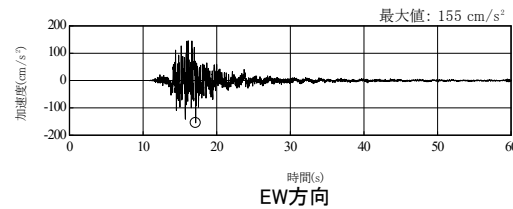
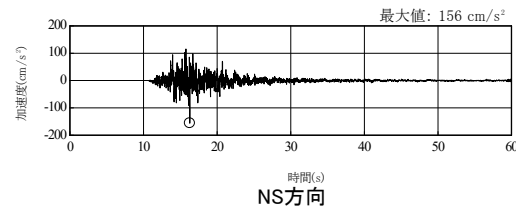
拡張した条件に該当する地震の震央分布図

※1 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。

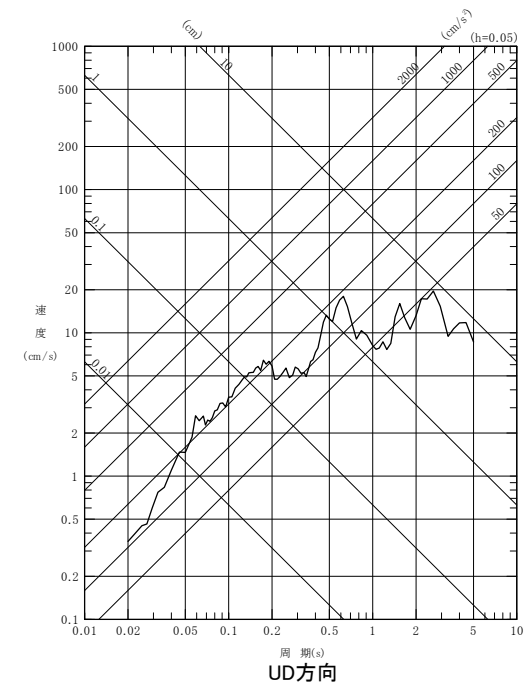
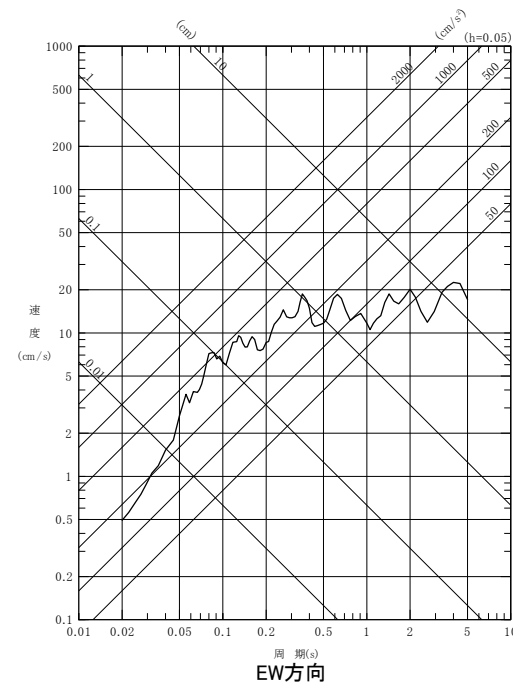
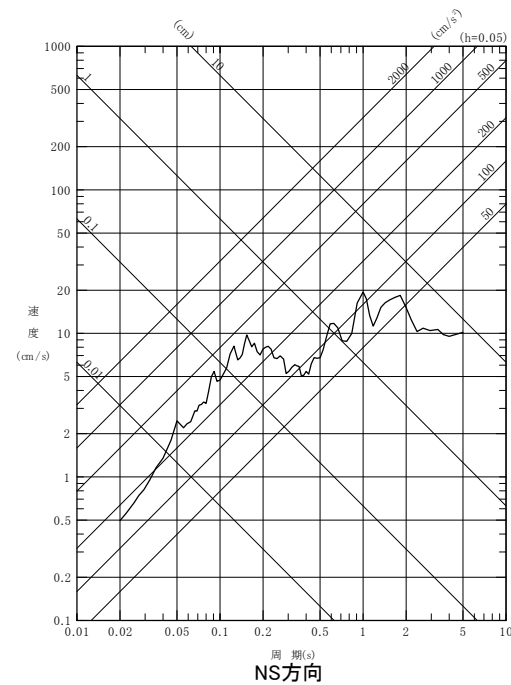
※2 EL-1,298m観測点については2019年7月より観測を開始し、2022年11月26日以降地震観測装置の不具合により断続的な観測を行っていたが、2024年7月6日に観測不能となり観測を停止した。現在、EL-1,298m観測点の地震観測装置の取替え工事を実施しており、2026年2月頃より観測を再開する予定。

(2) 実観測記録位相を用いる方法(3/5) ー実観測記録位相として用いる敷地で得られた観測記録ー

○ 選定した実観測記録(No.1の地震(2007年能登半島地震)のEL-200m観測点における観測記録)の加速度時刻歴波形及び応答スペクトルを下図に示す。



加速度時刻歴波形

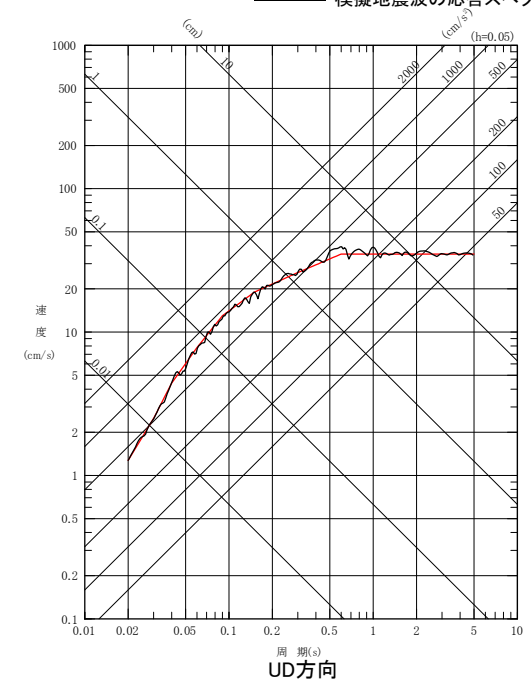
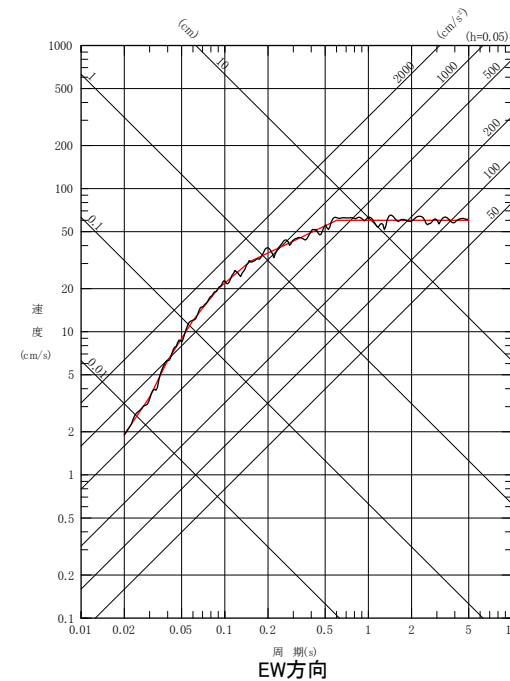
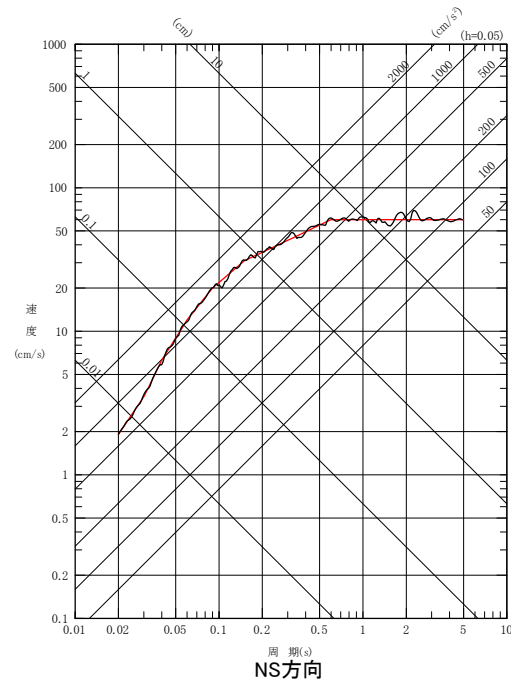
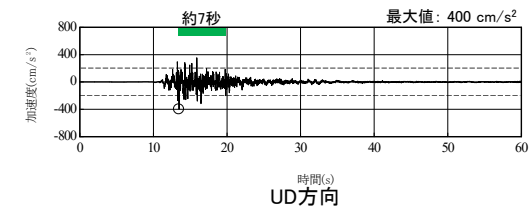
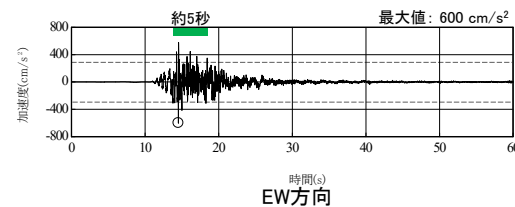
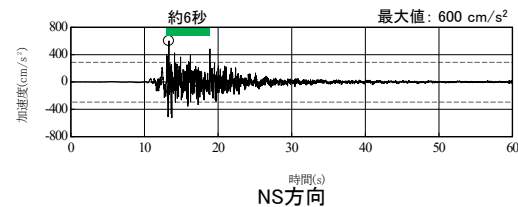


応答スペクトル

実観測記録(No.1の地震(2007年能登半島地震)のEL-200m観測点における観測記録)

(2) 実観測記録位相を用いる方法(4/5) ー 模擬地震波の作成結果(1/2) ー

- 標準応答スペクトルを目標とする応答スペクトルとし、実観測記録(No.1の地震(2007年能登半島地震)のEL-200m観測点における観測記録)の位相を用いて、模擬地震波を作成した。
- 加速度時刻歴波形の最大加速度はNS方向及びEW方向で 600 cm/s^2 、UD方向で 400 cm/s^2 となっている。また、強震部の継続時間※はNS方向で約6秒、EW方向で約5秒、UD方向で約7秒となっている。



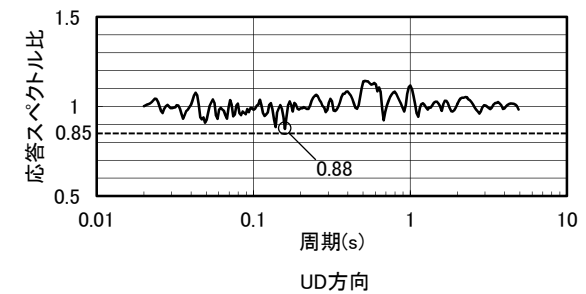
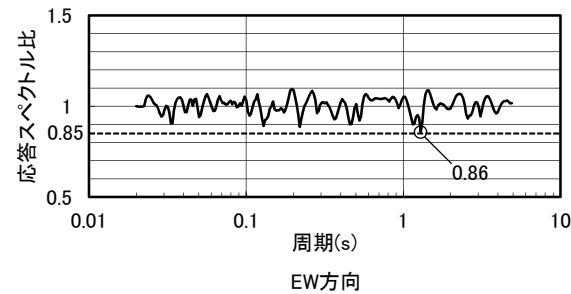
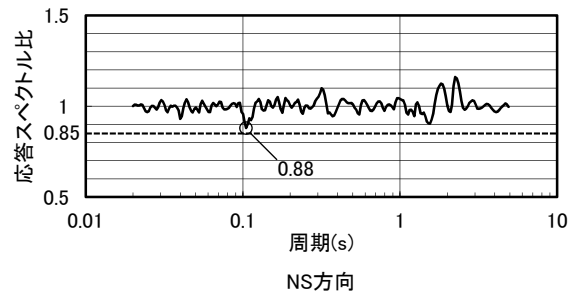
応答スペクトル

地震基盤相当面において作成した模擬地震波の作成結果

※ 強震部の継続時間は、地震動の振幅が最大加速度の50% (図中の黒点線---) 以上となる区間として算定した。なお、図中の緑実線(→)は強震部の継続時間を示す。

(2) 実観測記録位相を用いる方法(5/5) ー模擬地震波の作成結果(2/2)ー

- 標準応答スペクトルを目標とする応答スペクトルとし、実観測記録位相を用いる方法により作成した模擬地震波(前頁参照)は、日本電気協会(2021)に示される適合度の条件(目標とする応答スペクトルに対する模擬地震波の応答スペクトル比が0.85以上、応答スペクトル強さの比が1.0以上)を満足していることを確認した。



目標とする応答スペクトルに対する模擬地震波の応答スペクトル比

応答スペクトル強さの比(SI比)

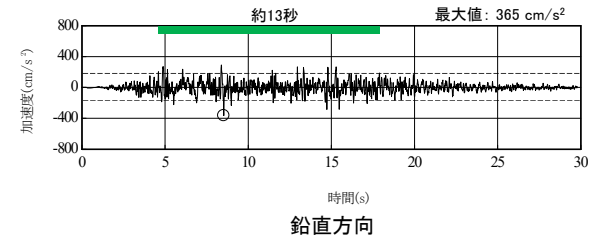
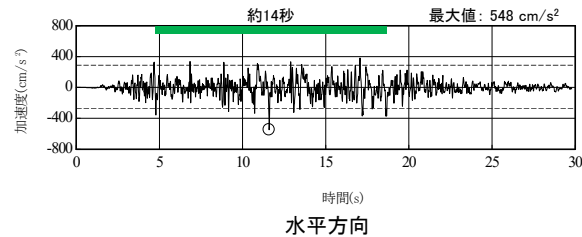
	SI比(周期0.1~2.5秒)
NS方向	1.02
EW方向	1.01
UD方向	1.03

$$S I \text{ 比} = \frac{\int_{0.1}^{2.5} S_V(T) dT}{\int_{0.1}^{2.5} \overline{S_V}(T) dT} \geq 1.0$$

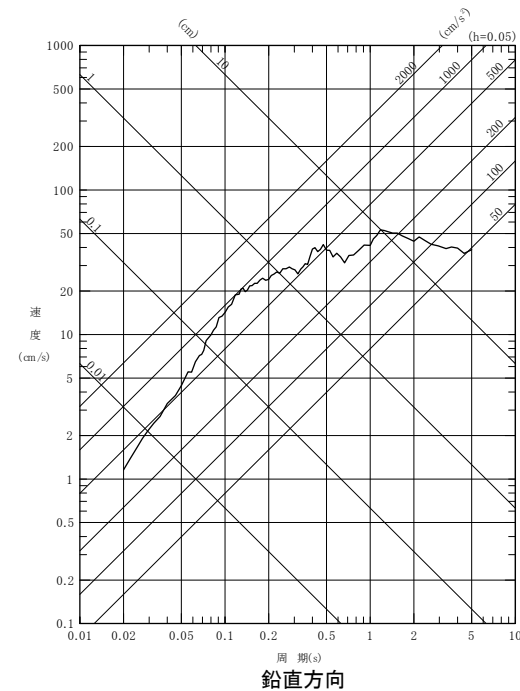
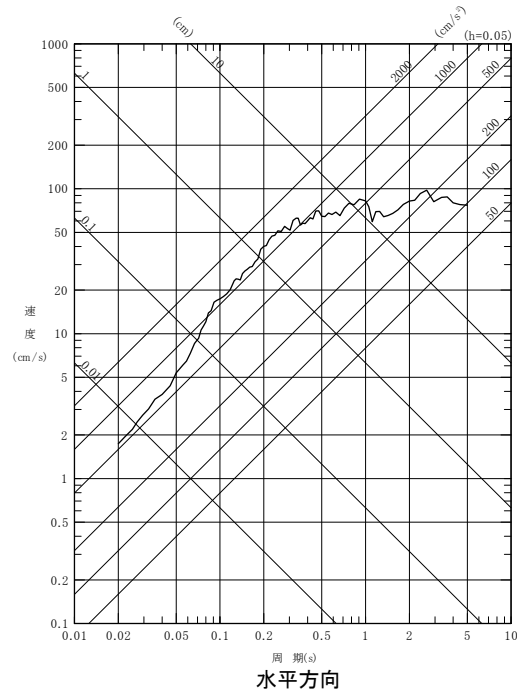
$$\left[\begin{array}{l} S_V(T) : \text{模擬地震波の応答スペクトル (cm/s)} \\ \overline{S_V}(T) : \text{目標とする応答スペクトル (cm/s)} \\ T : \text{周期 (s)} \end{array} \right]$$

(1) 一様乱数位相を用いる方法 ー解放基盤表面における地震動ー

- 一様乱数位相を用いた模擬地震波について、敷地の地下構造モデルを用いて、地震基盤相当面から解放基盤表面までの地震波の伝播特性を反映し、解放基盤表面における地震動を評価した。
- 加速度時刻歴波形の最大加速度は水平方向で 548 cm/s^2 、鉛直方向で 365 cm/s^2 となっている。また、強震部の継続時間※は水平方向で約14秒、鉛直方向で約13秒となっている。



加速度時刻歴波形



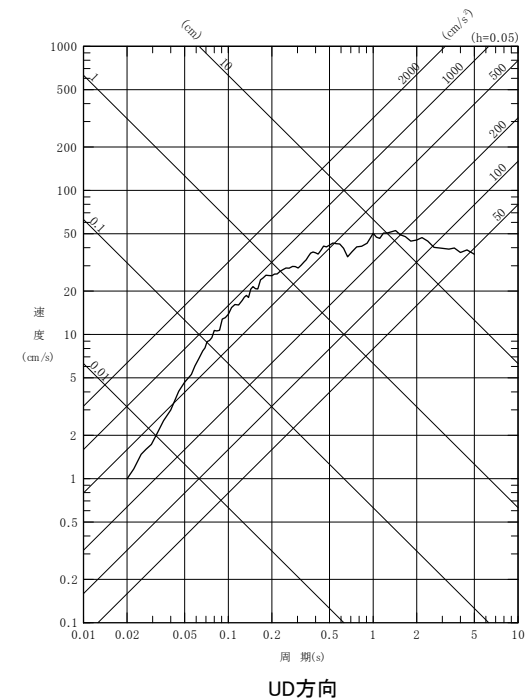
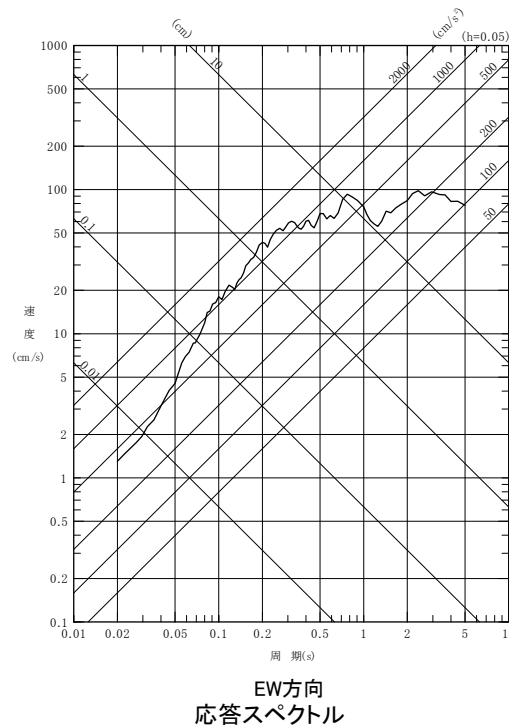
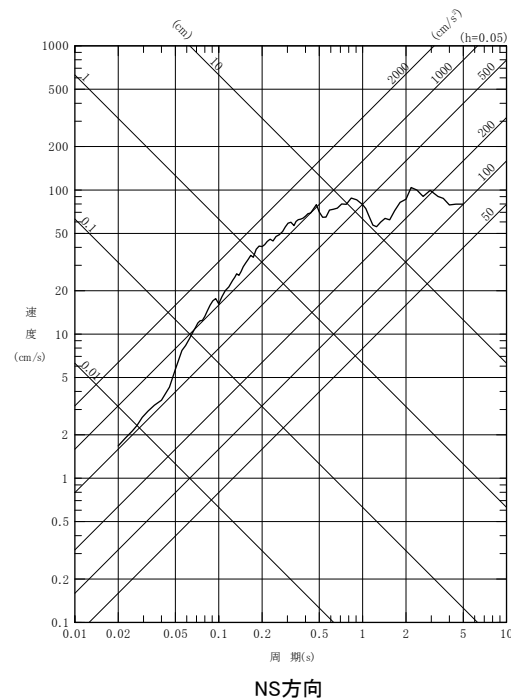
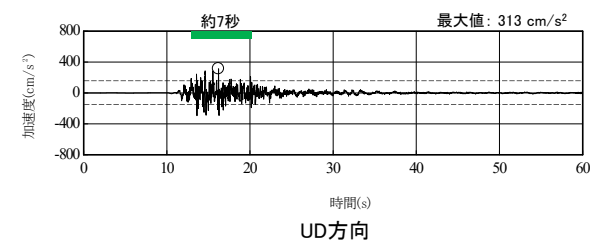
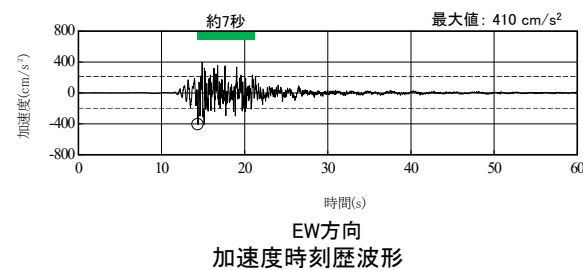
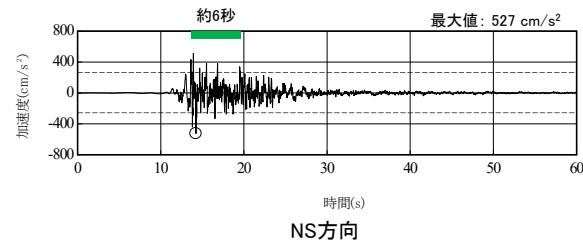
応答スペクトル

解放基盤表面における地震動

※ 強震部の継続時間は、地震動の振幅が最大加速度の50%（図中の黒点線---）以上となる区間として算定した。なお、図中の緑実線（—）は強震部の継続時間を示す。

(2) 実観測記録位相を用いる方法 ー解放基盤表面における地震動ー

- 実観測記録位相を用いた模擬地震波について、敷地の地下構造モデルを用いて、地震基盤相当面から解放基盤表面までの地震波の伝播特性を反映し、解放基盤表面における地震動を評価した。
- 加速度時刻歴波形の最大加速度はNS方向で 527 cm/s^2 、EW方向で 410 cm/s^2 、UD方向で 313 cm/s^2 となっている。また、強震部の継続時間※はNS方向で約6秒、EW方向で約7秒、UD方向で約7秒となっている。



解放基盤表面における地震動

※ 強震部の継続時間は、地震動の振幅が最大加速度の50% (図中の黒点線(---))以上となる区間として算定した。なお、図中の緑実線(—)は強震部の継続時間を示す。

(1) 複数の方法による地震動の比較(1/7) ー比較の方法ー

- 複数の方法(一様乱数位相を用いる方法及び実観測記録位相を用いる方法)による地震動について, 下記項目を比較することにより, 位相の違い(一様乱数位相及び実観測記録位相の違い)による地震動の相違, 及び地震基盤相当面から解放基盤表面までの伝播特性に与える影響の相違を確認し, 代表波を選定する。

比較項目		
項目	着目点	概要
①加速度時刻歴波形	- 最大加速度 - 強震部の継続時間 - 振幅包絡形状	- 解放基盤表面における地震動の最大加速度を比較する。 - 地震基盤相当面及び解放基盤表面における地震動の強震部の継続時間を比較する。 - 各位相の地震基盤相当面と解放基盤表面における地震動の加速度時刻歴波形の振幅包絡形状を比較する。
②応答スペクトル	- 応答スペクトルの大きさ - 応答スペクトル比の大きさ	- 地震基盤相当面及び解放基盤表面における地震動の応答スペクトルを比較する。 - 地震基盤相当面における地震動の応答スペクトルに対する解放基盤表面における地震動の応答スペクトルの比率による増幅率を比較する。

(1) 複数の方法による地震動の比較(2/7) — ① 加速度時刻歴波形の比較(水平方向) —

○ 地震基盤相当面において作成した模擬地震波及び解放基盤表面における地震動の水平方向の加速度時刻歴波形の比較図を下図に示す。

【最大加速度】

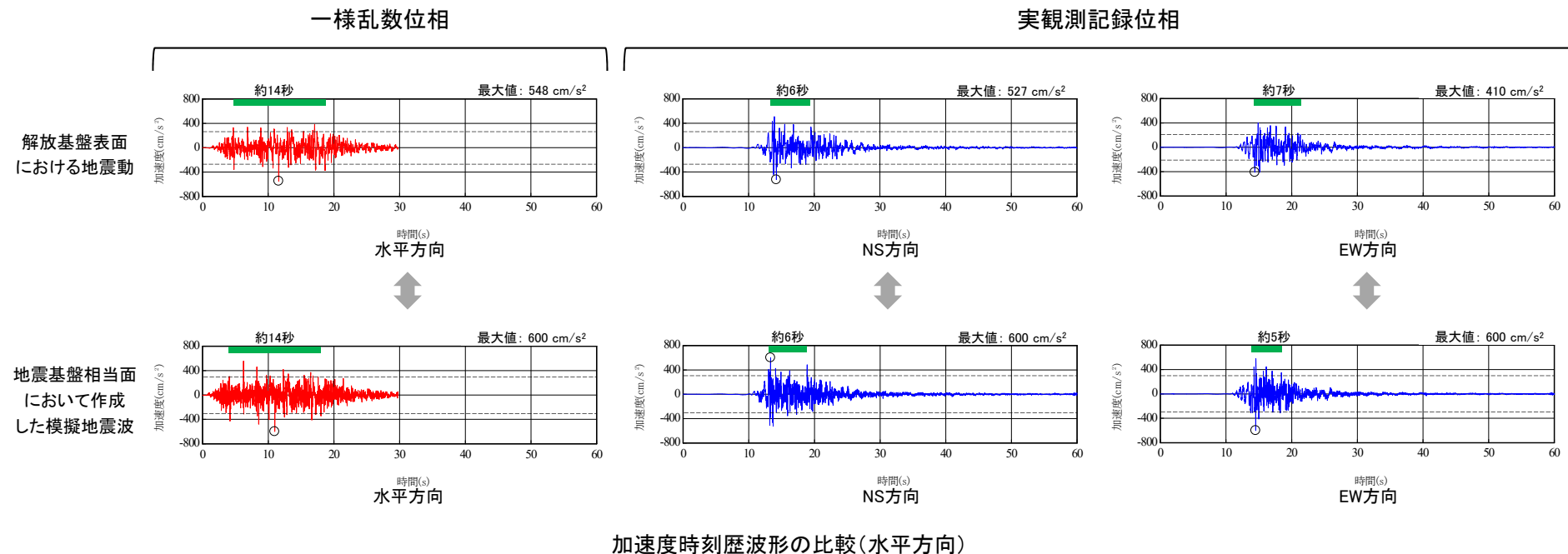
- 解放基盤表面における地震動の最大加速度は、一様乱数位相を用いる方法(水平方向: 548 cm/s^2)の方が、実観測記録位相を用いる方法(NS方向: 527 cm/s^2 , EW方向: 410 cm/s^2)より大きい。

【強震部の継続時間】

- 地震基盤相当面における地震動の強震部の継続時間※は、一様乱数位相を用いる方法(水平方向: 約14秒)の方が、実観測記録位相を用いる方法(NS方向: 約6秒, EW方向: 約5秒)より長い。また、解放基盤表面における地震動の強震部の継続時間※も同様に、一様乱数位相を用いる方法(水平方向: 約14秒)の方が、実観測記録位相を用いる方法(NS方向: 約6秒, EW方向: 約7秒)より長い。

【振幅包絡形状】

- 一様乱数位相及び実観測記録位相ともに、地震基盤相当面と解放基盤表面における地震動の加速度時刻歴波形の振幅包絡形状の傾向は大きく変わらない。



※ 強震部の継続時間は、地震動の振幅が最大加速度の50% (図中の黒点線---)以上となる区間として算定した。なお、図中の緑実線(—)は強震部の継続時間を示す。

(1) 複数の方法による地震動の比較(3/7) — ①加速度時刻歴波形の比較(鉛直方向) —

○ 地震基盤相当面において作成した模擬地震波及び解放基盤表面における地震動の鉛直方向の加速度時刻歴波形の比較図を下図に示す。

【最大加速度】

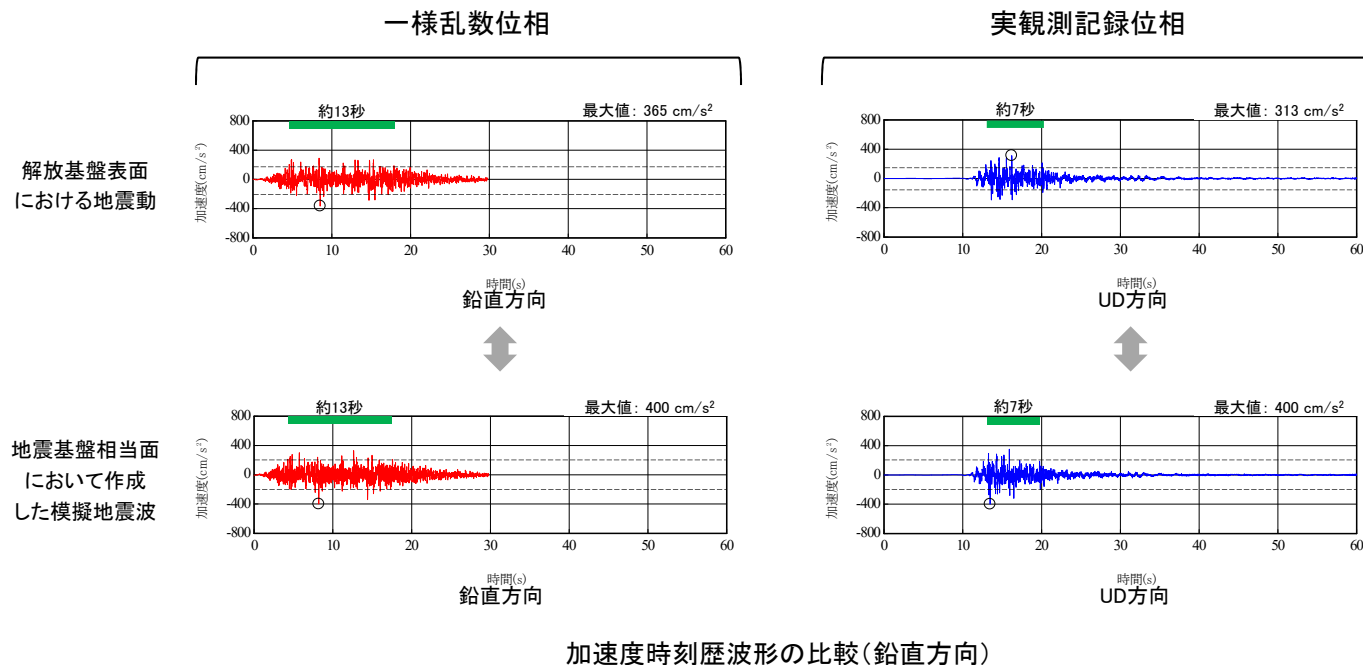
- 解放基盤表面における地震動の最大加速度は、一様乱数位相を用いる方法(鉛直方向: 365 cm/s^2)の方が、実観測記録位相を用いる方法(UD方向: 313 cm/s^2)より大きい。

【強震部の継続時間】

- 地震基盤相当面における地震動の強震部の継続時間※は、一様乱数位相を用いる方法(鉛直方向: 約13秒)の方が、実観測記録位相を用いる方法(UD方向: 約7秒)より長い。また、解放基盤表面における地震動の強震部の継続時間※も同様に、一様乱数位相を用いる方法(水平方向: 約13秒)の方が、実観測記録位相を用いる方法(UD方向: 約7秒)より長い。

【振幅包絡形状】

- 一様乱数位相及び実観測記録位相ともに、地震基盤相当面と解放基盤表面における地震動の加速度時刻歴波形の振幅包絡形状の傾向は大きく変わらない。



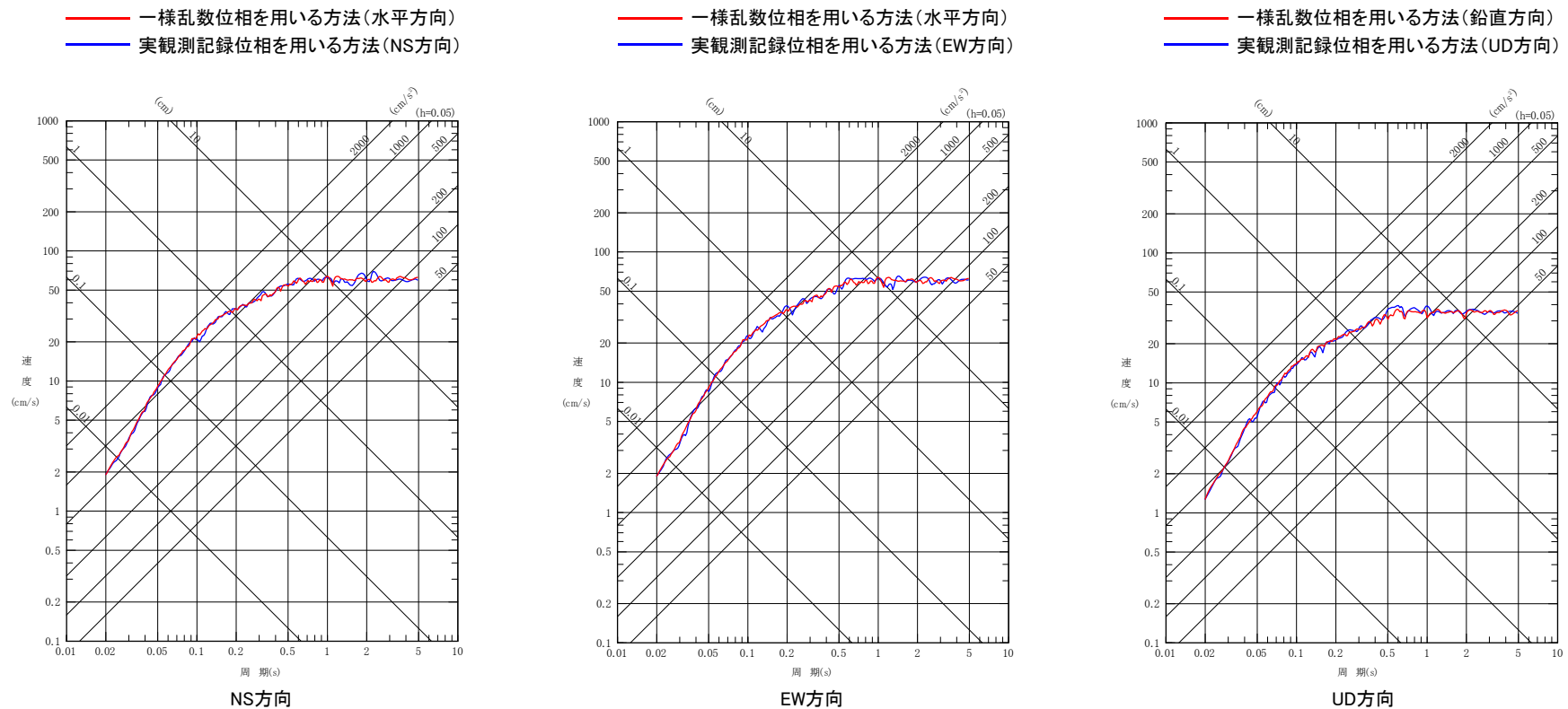
※ 強震部の継続時間は、地震動の振幅が最大加速度の50% (図中の黒点線(---))以上となる区間として算定した。なお、図中の緑実線(—)は強震部の継続時間を示す。

(1) 複数の方法による地震動の比較(4/7) - ② 応答スペクトルの比較(地震基盤相当面において作成した模擬地震波の比較) -

○ 地震基盤相当面において作成した模擬地震波の応答スペクトルの比較図を下図に示す。

【応答スペクトルの大きさ】

- 地震基盤相当面において作成した模擬地震波の応答スペクトルは、標準応答スペクトルに適合するよう作成していることから、一様乱数位相を用いる方法と実観測記録位相を用いる方法で同程度である。



地震基盤相当面において作成した模擬地震波の応答スペクトルの比較

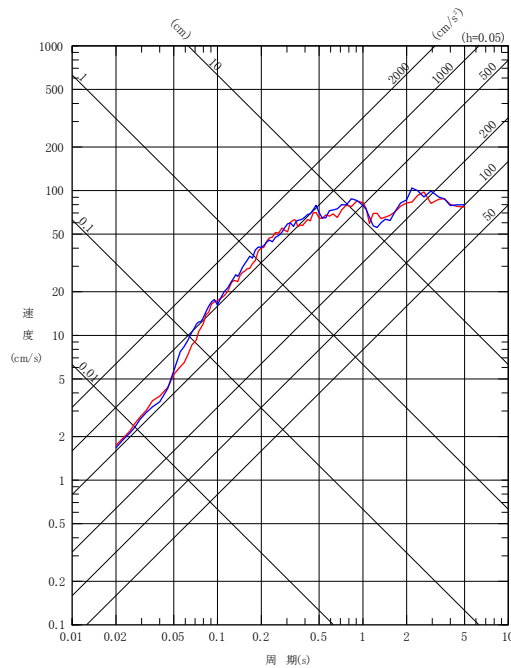
(1) 複数の方法による地震動の比較(5/7) —②応答スペクトルの比較(解放基盤表面における地震動の比較)—

○ 解放基盤表面における地震動の応答スペクトルの比較図を下図に示す。

【応答スペクトルの大きさ】

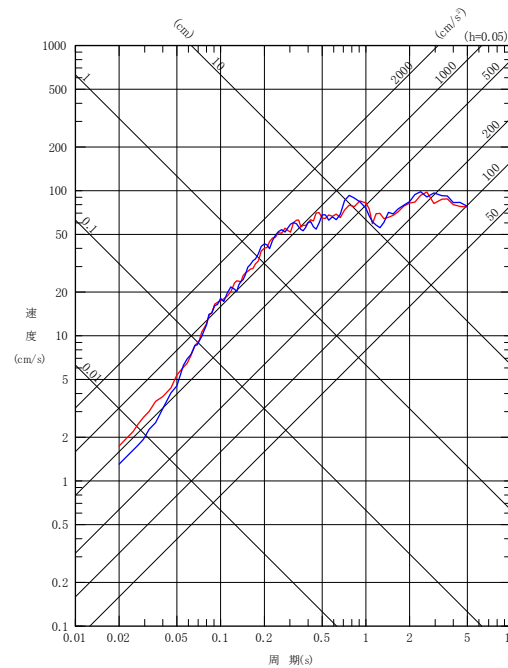
- 解放基盤表面における地震動の応答スペクトルは、局所的にはNS方向の周期0.05～0.08秒程度で実観測記録位相を用いる方法の方がやや大きく、また、EW方向及びUD方向の周期0.02～0.04秒程度で一様乱數位相を用いる方法の方がやや大きくなっているものの、3方向の全周期帯では、一様乱數位相を用いる方法と実観測記録位相を用いる方法で概ね同程度であり、位相の違いによる影響がないことを確認した。

— 一様乱數位相を用いる方法(水平方向)
— 実観測記録位相を用いる方法(NS方向)



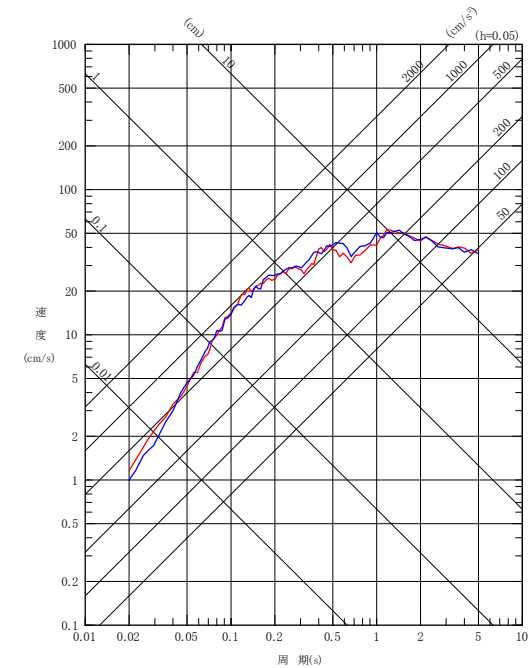
NS方向

— 一様乱數位相を用いる方法(水平方向)
— 実観測記録位相を用いる方法(EW方向)



EW方向

— 一様乱數位相を用いる方法(鉛直方向)
— 実観測記録位相を用いる方法(UD方向)



UD方向

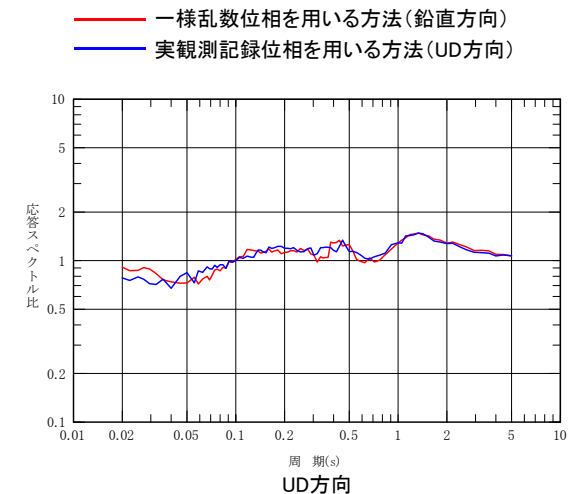
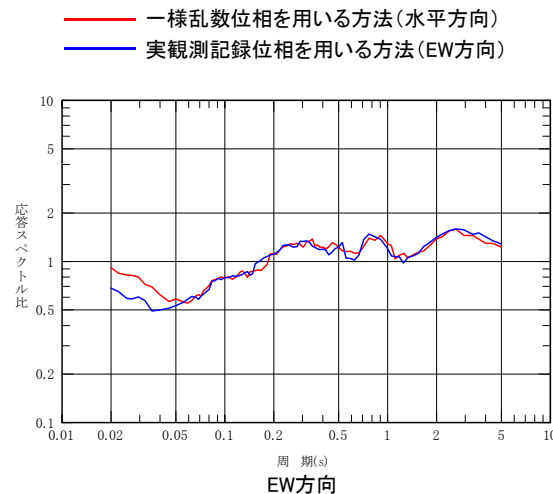
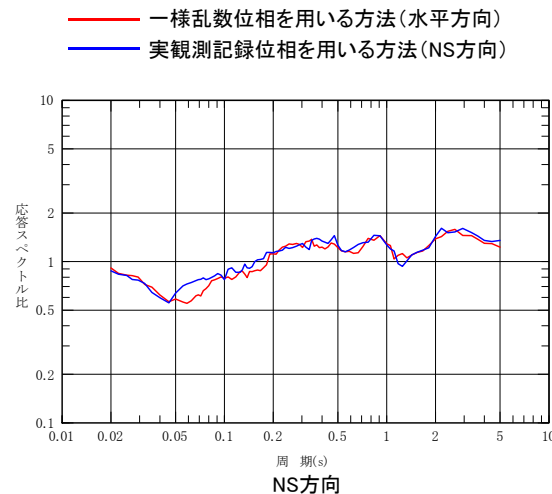
解放基盤表面における地震動の応答スペクトルの比較

(1) 複数の方法による地震動の比較(6/7) — ② 応答スペクトルの比較(応答スペクトルの比率による増幅率の比較) —

○ 地震基盤相当面において作成した模擬地震波に対する解放基盤表面における地震動の応答スペクトルの比率による増幅率の比較図を下図に示す。

【応答スペクトル比の大きさ】

- 応答スペクトルの比率による増幅率は、前頁の解放基盤表面における地震動の応答スペクトルと同様に、局所的にはNS方向の周期0.05～0.08秒程度で実観測記録位相を用いる方法の方がやや大きく、また、EW方向及びUD方向の周期0.02～0.04秒程度で一樣乱數位相を用いる方法の方がやや大きくなっているものの、3方向の全周期帯では、一樣乱數位相を用いる方法と実観測記録位相を用いる方法で概ね同程度であり、位相の違いによる影響がないことを確認した。
- また、応答スペクトルの比率による増幅率は、一樣乱數位相を用いる方法と実観測記録位相を用いる方法のどちらも、水平方向(NS方向及びEW方向)については周期0.2秒程度より短周期側で1を下回っており、鉛直方向(UD方向)については周期0.1秒程度より短周期側で1を下回っている。この応答スペクトルの比率による増幅率が短周期側で1を下回っていることは、解放基盤表面における地震動の最大加速度が地震基盤相当面における地震動の最大加速度を下回っていること(P.79, P.80)と整合的である。



応答スペクトルの比率による増幅率(解放基盤表面/地震基盤相当面)の比較

(1) 複数の方法による地震動の比較(7/7) ー比較結果ー

- 複数の方法(一様乱數位相を用いる方法及び実観測記録位相を用いる方法)による地震動について、下記項目を比較することにより、位相の違い(一様乱數位相及び実観測記録位相の違い)による地震動の相違、及び地震基盤相当面から解放基盤表面までの伝播特性に与える影響の相違を確認した。その結果を下記のとおり整理する。

複数の方法による地震動を比較した結果

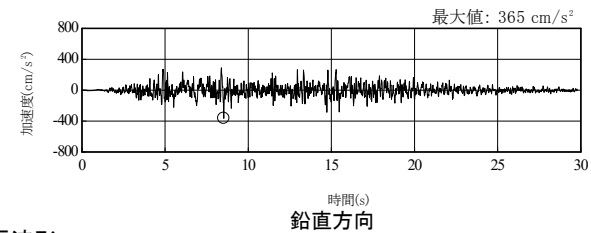
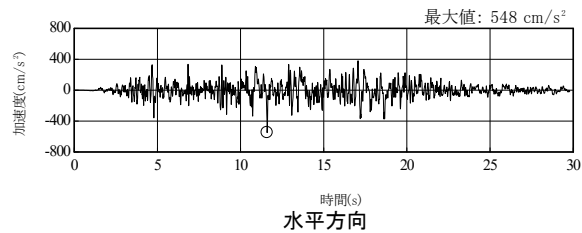
項目	比較結果
①加速度時刻歴波形	【最大加速度】 - 解放基盤表面における地震動の最大加速度は、一様乱數位相を用いる方法の方が、実観測記録位相を用いる方法より大きい。 【強震部の継続時間】 - 強震部の継続時間は、地震基盤相当面及び解放基盤表面における地震動ともに、一様乱數位相を用いる方法の方が、実観測記録位相を用いる方法より長い。 【振幅包絡形状】 - 一様乱數位相及び実観測記録位相ともに、地震基盤相当面と解放基盤表面における地震動の加速度時刻歴波形の振幅包絡形状の傾向は大きく変わらない。
②応答スペクトル	【応答スペクトルの大きさ】 - 地震基盤相当面において作成した模擬地震波の応答スペクトルは、一様乱數位相を用いる方法と実観測記録位相を用いる方法で同程度である。 - 解放基盤表面における地震動の応答スペクトルは、一様乱數位相を用いる方法と実観測記録位相を用いる方法で概ね同程度である。 【応答スペクトル比の大きさ】 - 地震基盤相当面において作成した模擬地震波に対する解放基盤表面における地震動の応答スペクトルの比率による増幅率は、一様乱數位相を用いる方法と実観測記録位相を用いる方法で概ね同程度である。



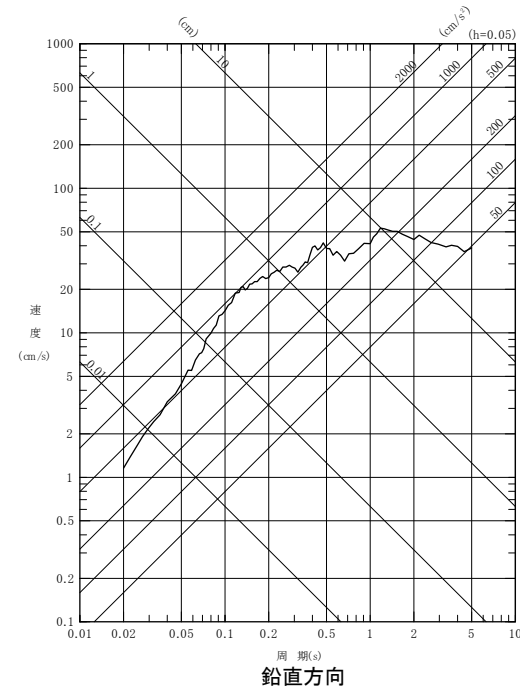
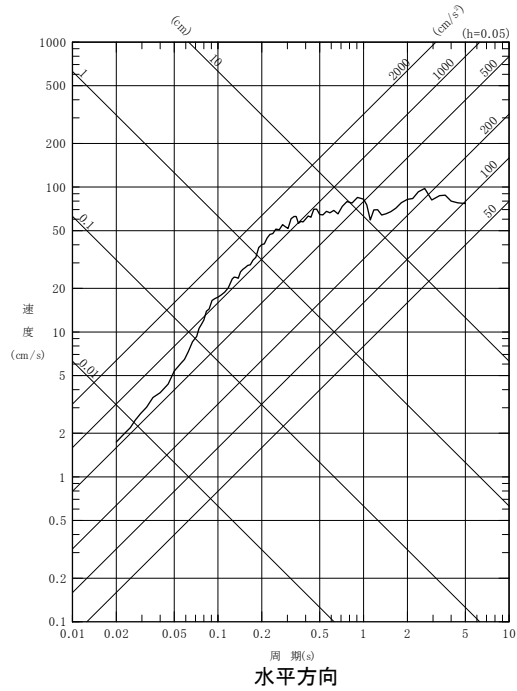
- 位相の違い(一様乱數位相及び実観測記録位相の違い)により、地震基盤相当面から解放基盤表面までの伝播特性に与える影響はなく、一様乱數位相を用いる方法の方が解放基盤表面における地震動の最大加速度が大きく、強震部の継続時間が長いことを踏まえて、一様乱數位相を用いる方法による地震動を代表波として選定する。

(2) 解放基盤表面における地震動の設定

➤ 一様乱数位相を用いる方法による解放基盤表面における地震動を「標準応答スペクトルを考慮した地震動」として設定した。



加速度時刻歴波形



応答スペクトル

標準応答スペクトルを考慮した地震動

- 2004年北海道留萌支庁南部の地震及び標準応答スペクトルに係る検討結果を下記に示す。

【2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震に係る検討】

- 「佐藤ほか(2013)」及び「佐藤ほか(2013)以降に実施した追加検討」を踏まえ、水平方向については最大加速度 609cm/s^2 、鉛直方向については最大加速度 306cm/s^2 となる地震動を2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動として再評価した。
- 再評価した基盤地震動に保守性を考慮した地震動を敷地の解放基盤表面における「2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動」として設定した。

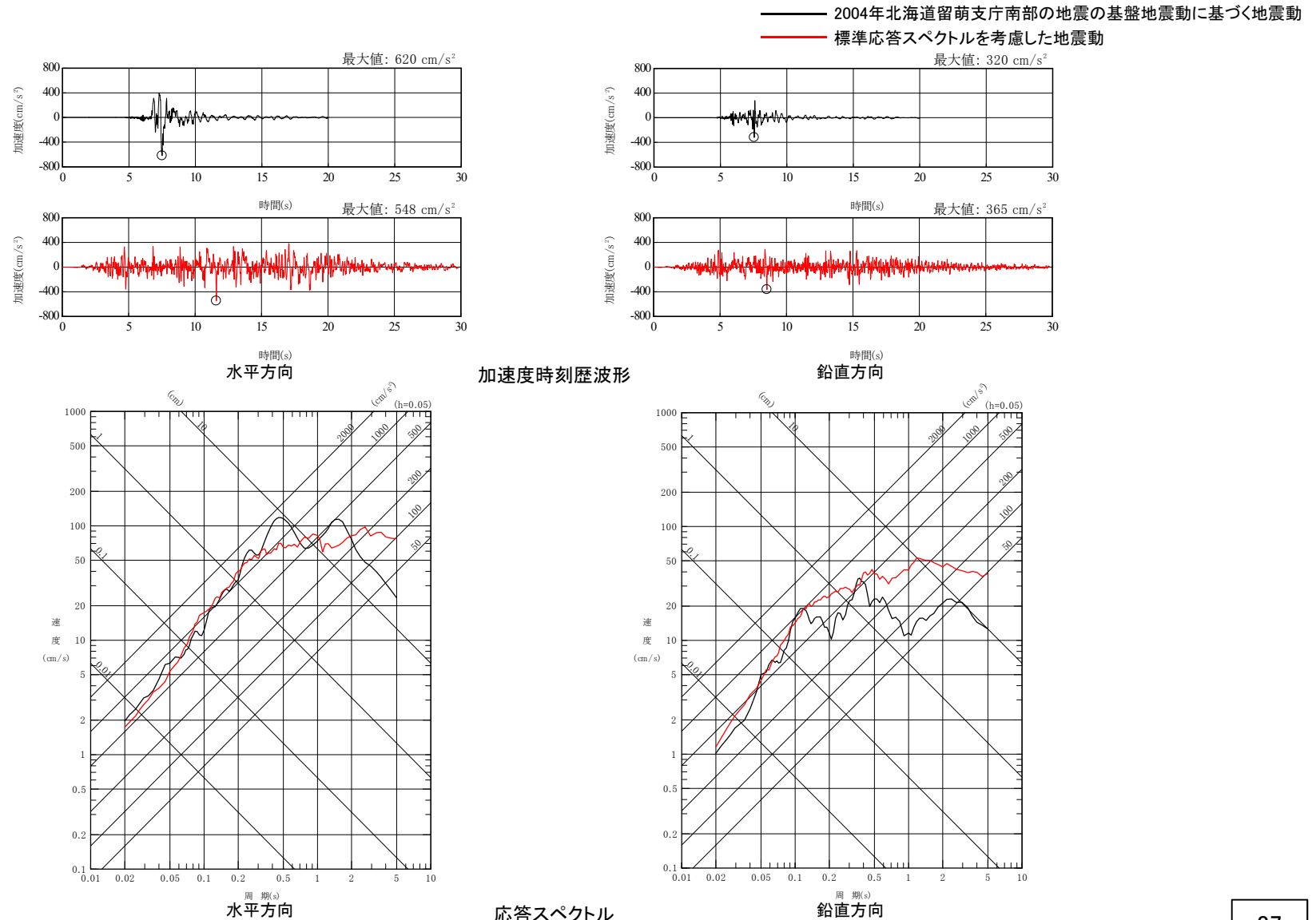
【2.2 標準応答スペクトルに係る検討】

- 地震基盤相当面を敷地の地下構造モデルのS波速度 $3,160\text{m/s}$ の層上面であるEL-1.19kmに設定したうえで、地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波を複数の方法(一様乱数位相を用いる方法及び実観測記録位相を用いる方法)により作成し、敷地の地下構造モデルを用いて解放基盤表面における地震動を評価した。
- 位相の違いによる地震基盤相当面から解放基盤表面までの伝播特性に与える影響を比較検討のうえ、一様乱数位相を用いる方法による解放基盤表面における地震動を「標準応答スペクトルを考慮した地震動」として設定した。

2. 全国共通に考慮すべき地震動の評価

まとめ(2/2)

- 全国共通に考慮すべき地震動の評価結果として、2.1節及び2.2節を踏まえ設定した「2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動」及び「標準応答スペクトルを考慮した地震動」を下記に示す。

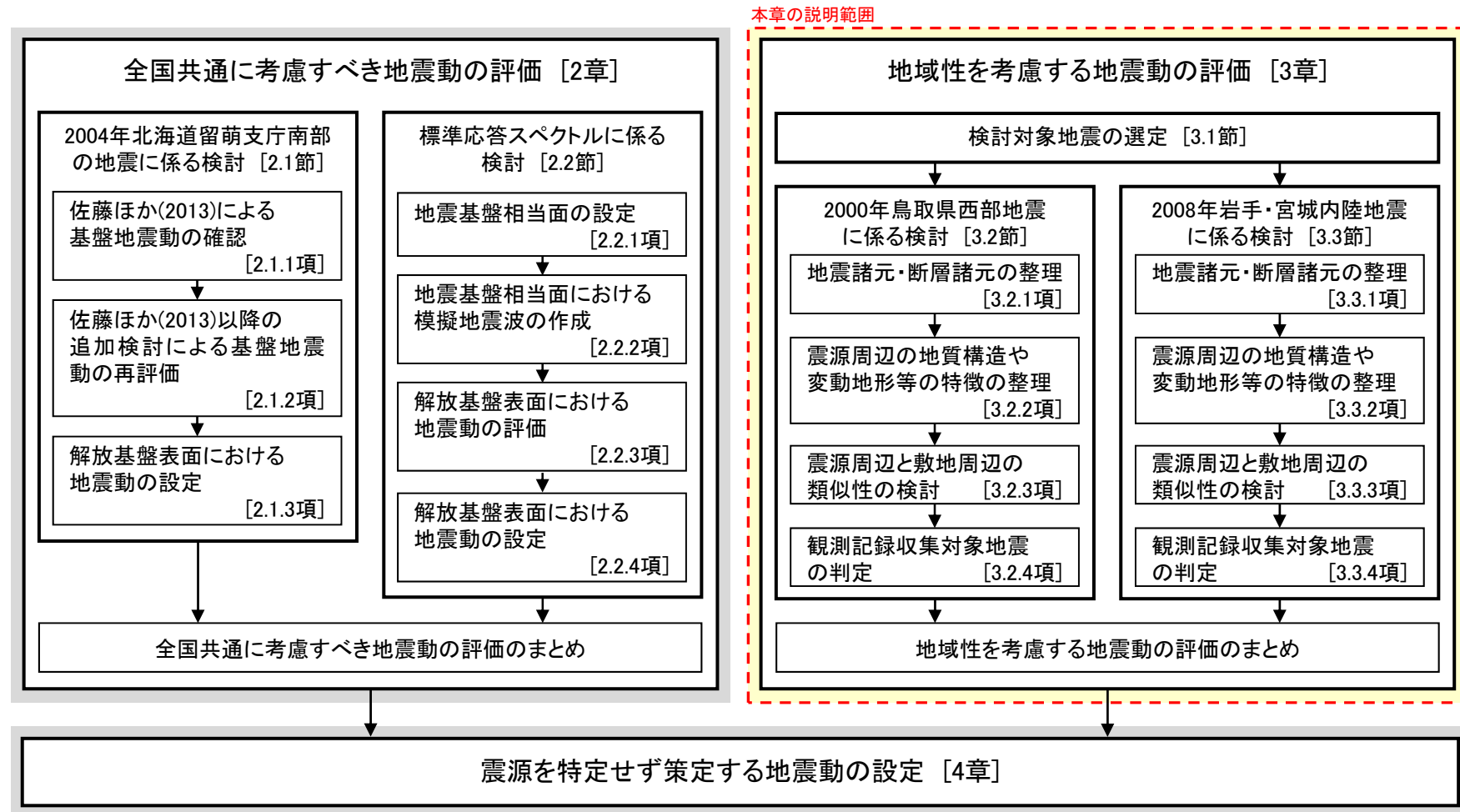


3. 地域性を考慮する地震動の評価

3. 地域性を考慮する地震動の評価

本章の説明範囲

○ 本章において、「地域性を考慮する地震動の評価」について説明する。



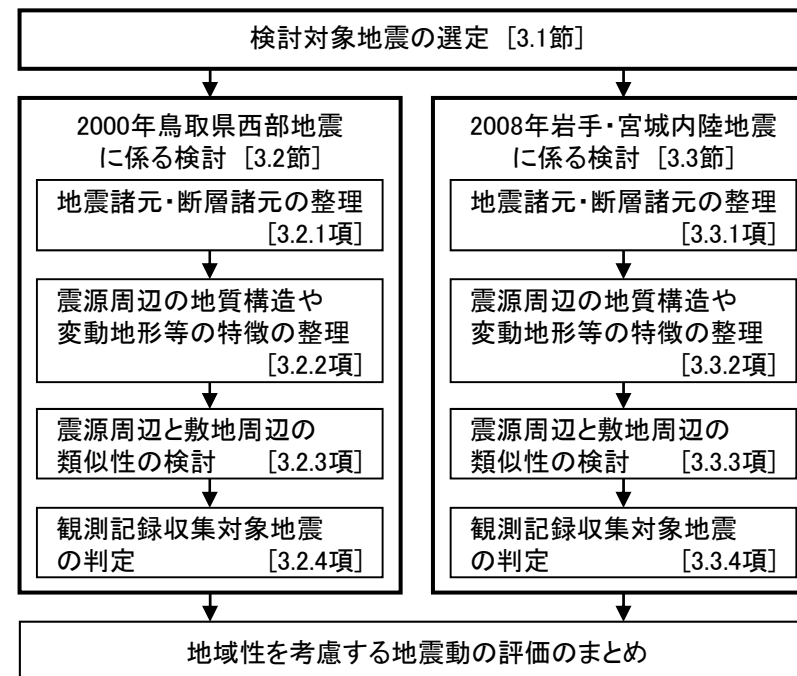
震源を特定せず策定する地震動の評価フロー

3.1 検討対象地震の選定

3.1 検討対象地震の選定

検討対象地震の選定

- 解釈別記2及び審査ガイドの記載に基づき、地域性を考慮する地震動を評価する。
 - ・ 解釈別記2において、「『地域性を考慮する地震動』の検討の結果、この地震動を策定する場合にあっては、事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震について、震源近傍における観測記録を用いること」とされている。
 - ・ 審査ガイドにおいて、地域性を考慮する地震は、「①活断層の密度が少なく活動度が低いと考えられる地域で発生した地震」として2000年鳥取県西部地震が、「②上部に軟岩や火山岩、堆積層が厚く分布する地域で発生した地震」として2008年岩手・宮城内陸地震が例示されている。
- 2022(令和4)年6月8日の審査ガイドの改正以降に、上記①あるいは②に該当する地震が発生していないことから、2000年鳥取県西部地震及び2008年岩手・宮城内陸地震を検討対象地震として選定する。



地域性を考慮する地震動の評価フロー

3.2 2000年鳥取県西部地震に係る検討

検討フロー

- 審査ガイドにおいて、2000年鳥取県西部地震は、「①活断層の密度が少なく活動度が低いと考えられる地域で発生した地震」とされている。
- これを踏まえ、2000年鳥取県西部地震の震源周辺※¹の地質構造や変動地形等の特徴を整理し、震源周辺と敷地周辺※²の類似性の検討を行い、観測記録収集対象の地震とするか判定する。
- 以下の手順に沿って、検討結果を示す。

※1:本章においては、震源周辺は震源から半径30km以内とする。

※2:本章においては、敷地周辺は敷地から半径30km以内とする。

地震諸元・断層諸元の整理 [3.2.1]

- ・ 検討対象地震の地震諸元及び確認された断層諸元を整理する。



震源周辺の地質構造や変動地形等の特徴の整理 [3.2.2]

- ・ 2000年鳥取県西部地震の震源が位置する地域の地体構造区分、震源周辺の地質・地質構造、既知の活断層、震源断層、ひずみ集中帯、地震発生状況の特徴を整理する。
- ・ 震源周辺の特徴から、着目する観点を整理し、震源周辺と敷地周辺の類似性の比較項目を定める。



震源周辺と敷地周辺の類似性の検討 [3.2.3]

- ・ 前項で定めた比較項目に関する文献及び当社の地質調査等を基に、震源周辺と敷地周辺の類似性を検討する。

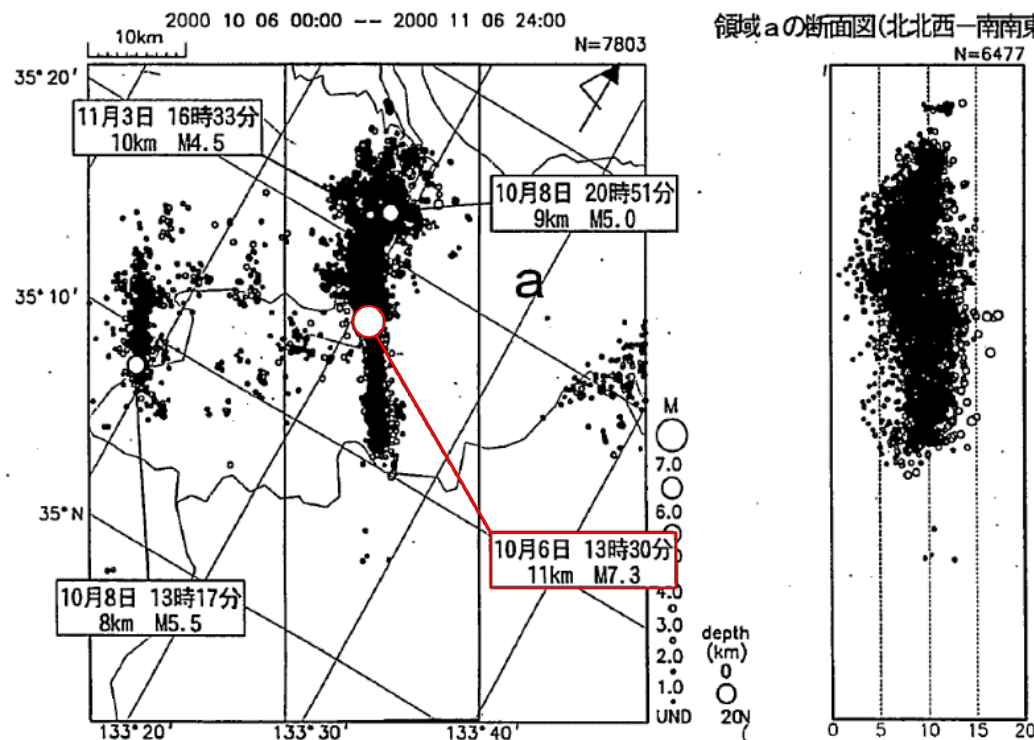


観測記録収集対象地震の判定 [3.2.4]

- ・ 震源周辺と敷地周辺の類似性の検討結果を踏まえ、2000年鳥取県西部地震を観測記録収集対象の地震とするか判定する。

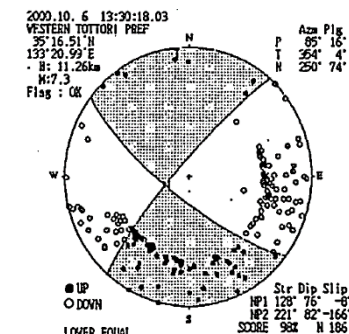
3.2 2000年鳥取県西部地震に係る検討 3.2.1 地震諸元・断層諸元の整理
地震の概要(1/4) —メカニズム解, 震源規模, 余震域—

- 2000年鳥取県西部地震は, 2000年10月6日に発生した, 震源深さ約11kmの地震で, 地震の規模はM7.3, ほぼ東西圧縮の左横ずれ断層型とされている(気象庁(2001))。
- CMT解はMw6.8とされ(気象庁(2001)), 断層モデルから計算したMwは, 単一矩形断層モデルでは6.6, 複数断層モデルでは6.7に相当するとされている(鷺谷ほか(2002))。
- 余震域は, NNW—SSE方向に約35kmに広がり(松本ほか(2020)), 南部はまとまりが良く, 北部は拡散するとされている(気象庁(2001))。なお, 鷺谷ほか(2002)によれば, 余震域は全長30km程度とされている。
- 地震調査研究推進本部(2000)の震央分布と断面によれば, 深度方向に約15kmの余震域を示している。



震央分布と断面

地震調査研究推進本部(2000)に一部加筆

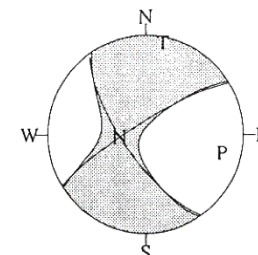


本震 10/6/13:30 M7.3

初動解

地震調査研究推進本部(2000)より抜粋

2000/10/ 6 13:30:18.0



本震のCMT解

気象庁(2001)より抜粋

地震の概要(2/4) —地盤変動—

- 鷺谷ほか(2002)によれば、震源域周辺のGPS観測点で最大17cm程度の顕著な地殻変動(水平)が生じており、震源から50km以上離れた観測点でも1cm程度以下の地殻変動が生じている。地震前後の地殻変動ベクトルにより、余震域を境にして、左横ずれの地殻変動が生じていることが明瞭に読み取れるとしている(図1)。
- また、鷺谷ほか(2002)によれば、水準測量データから本震震源域の南側から震源域の南端付近(図2中1~34)に向かって、隆起量が増加し、最大11~12cmの隆起が認められる。さらに余震域を横切る(図2中34~35)と沈降に転じ、2路線の交点に近づいたところ(図2中54)で再び隆起が生じている。
- 矢来ほか(2001)は、SAR干渉解析の結果を示しているが、震源域近傍では、地震による地殻変動が大きいこと、あるいは地形や植生の影響でコヒーレンス(相互相関)が低いこと等が原因でほとんど干渉が得られず、変動量は不明としている(図3)。

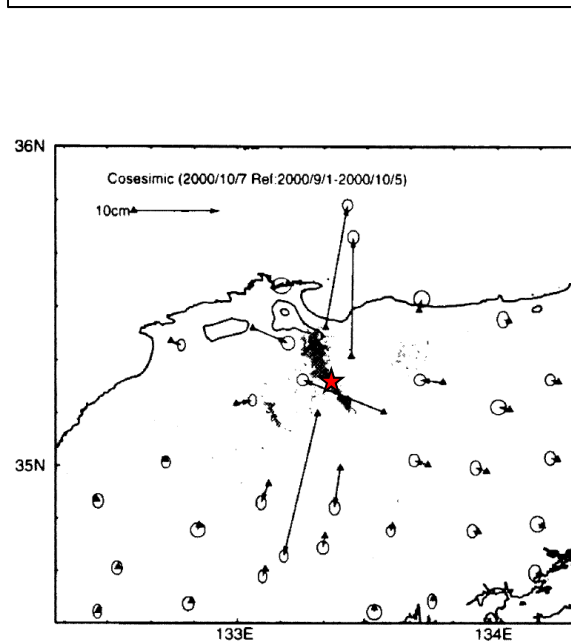


図1 2000年鳥取県西部地震の地殻変動ベクトル
鷺谷ほか(2002)に一部加筆

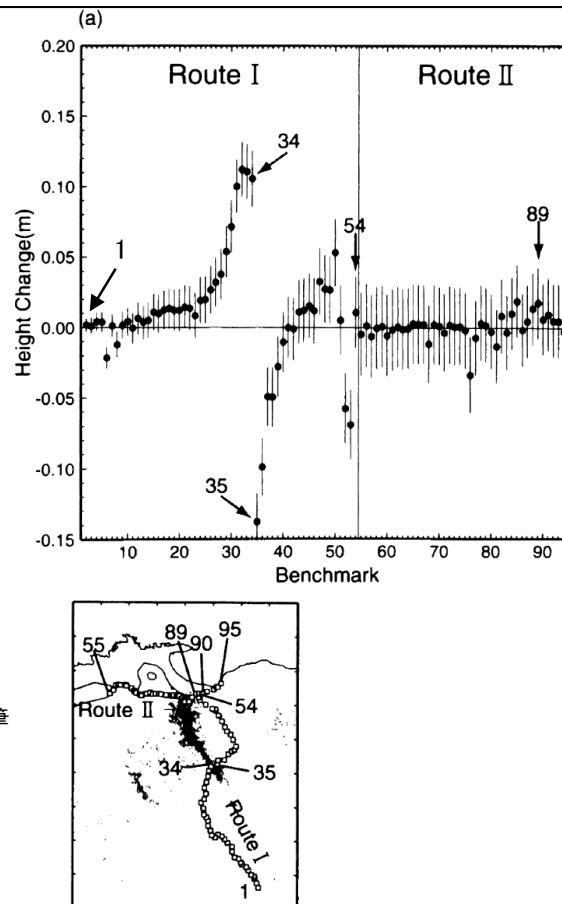


図2 水準測量測線に沿った標高変化
鷺谷ほか(2002)に一部加筆

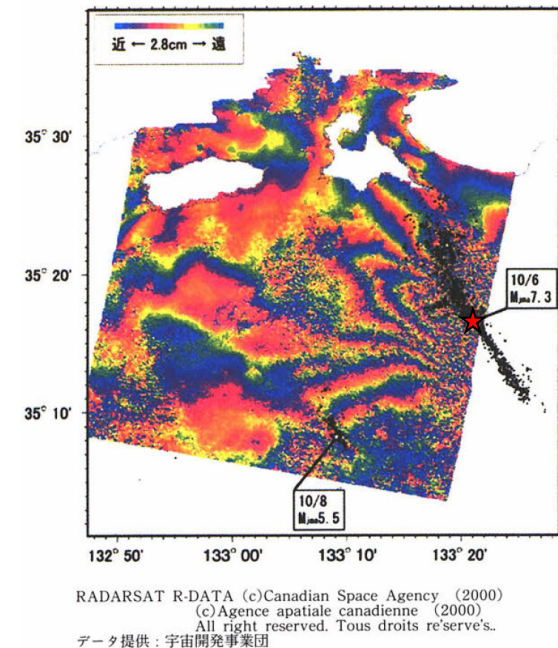


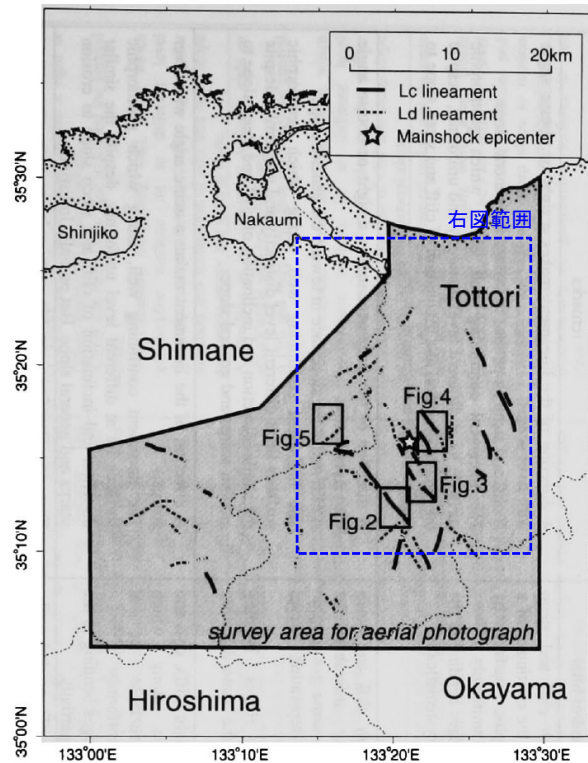
図3 干渉SAR解析により得られた干渉画像
(RADARSATデータ(2000年9月17日-10月11日))
矢来ほか(2001)に一部加筆

3.2 2000年鳥取県西部地震に係る検討 3.2.1 地震諸元・断層諸元の整理

地震の概要(3/4) —断層地形(リニアメント), 地震断層—

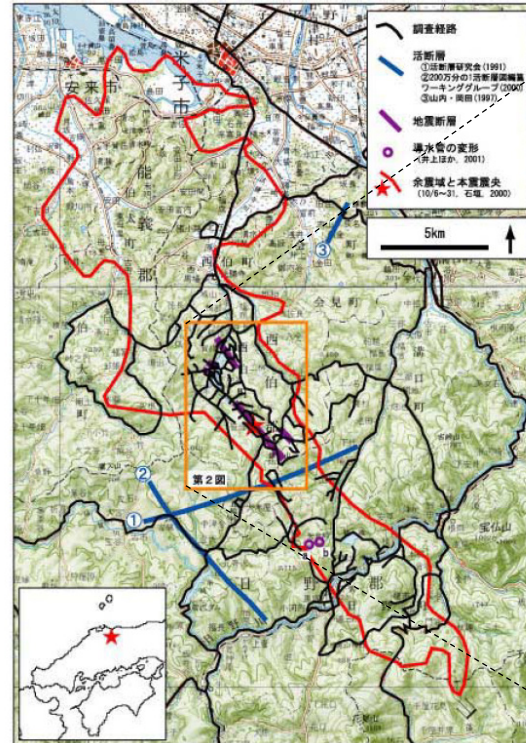
- 井上ほか(2002)は, 2000年鳥取県西部地震は, これまで活断層が図示されていない地域で発生したが, その震源域周辺では, 左横ずれを示唆する短く断続するリニアメント群が判読され, それらは余震分布などから推定される震源断層の方向とほぼ一致するとしている。
- 伏島ほか(2001)は, 地震断層は1本の断層線として現れたのではなく, 1km強の幅をもつ断層帯として現れたとしている。また, 地表断裂等は, 北西—南東方向の直線状に, 本震震央の北西側約4km, 南東側約2km, 幅1km強の帯状の地域に認められたとしている。さらに, 露頭での変位量は, 左ずれが最大29~35cm, 短縮※1が最大35~40cm, 開口※2が最大36.5~43cmとしている。

※1: 伏島ほか(2001)は, 道路等の圧縮性破壊が左ずれの断層の変位によって生じた可能性があるとし, 圧縮量を合算した値を左ずれ変位量とみなしている。
 ※2: 伏島ほか(2001)は, 道路等の開口亀裂が左ずれの断層の変位によって生じた可能性があるとし, 開口量を合算した値を左ずれ変位量とみなしている。



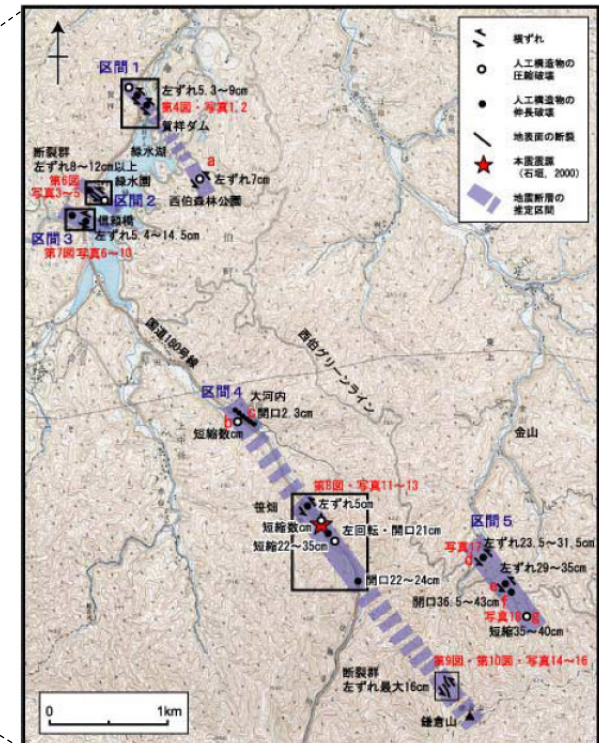
震源周辺のリニアメント分布

井上ほか(2002)に一部加筆



余震域と地震断層の分布

伏島ほか(2001)に一部加筆



地震断層の分布

伏島ほか(2001)に一部加筆

3.2 2000年鳥取県西部地震に係る検討 3.2.1 地震諸元・断層諸元の整理
 地震の概要(4/4) — 2000年鳥取県西部地震の諸元のまとめ —

- 2000年鳥取県西部地震は、地震規模(M7.3)、余震域の長さ30～35km、地震断層の出現域長さ6km及び横ずれ変位量が最大29～35cmである。
- 松田(1975)の換算式により期待される地震断層の規模は、長さ30km、変位量2.4mであり、観察された地震断層の長さ及び変位量は期待される規模に及んでいないものの、余震域の長さは期待される規模と同等である。

地震諸元

発生: 2000年10月6日13時30分

・東西圧縮の左横ずれ断層型(気象庁, 2001) ・震源深さ 約11km(気象庁, 2001)
・震源規模: M7.3(気象庁, 2001), Mw6.8(気象庁, 2001), Mw6.6・6.7(鷺谷ほか, 2002)
・余震域: 本震の位置から北北西—南南東方向に延びる。 長さ 約35km(松本ほか, 2020), 30km程度(鷺谷ほか, 2002) 幅 南部はまとまりが良く, 北部は拡散する(気象庁, 2001) 深さ 約15km(地震調査研究推進本部(2000)の断面図から読み取り)
・地盤変動: 余震域を断層面と考えて, 左横ずれの地殻変動が明瞭とされている(鷺谷ほか, 2002)。 (地震時) 水平変動 最大17cm程度(GPS観測)(鷺谷ほか, 2002) 50km離れている観測点でも1cm程度以下の変動(GPS観測)(鷺谷ほか, 2002) 最大隆起量 最大11cm～12cmの隆起(水準測量)(鷺谷ほか, 2002)

断層諸元

・リニアメント: 想定される震源断層と一致する走向で左横ずれを示唆する短く断続するリニアメント群が判読されている(井上ほか, 2002)。
・地震断層: 本震を中心に約6kmの範囲で1km強の幅をもつ断層帯において, 地震断層が認められている(伏島ほか, 2001)。 左ずれ 最大29cm～35cm, 短縮※ ¹ 最大35cm～40cm, 開口※ ² 最大36.5cm～43cm(伏島ほか, 2001)

※1: 伏島ほか(2001)は、道路等の圧縮性破壊が左ずれの断層の変位によって生じた可能性があると、圧縮量を合算した値を左ずれ変位量とみなしている。
 ※2: 伏島ほか(2001)は、道路等の開口亀裂が左ずれの断層の変位によって生じた可能性があると、開口量を合算した値を左ずれ変位量とみなしている。

⇒2000年鳥取県西部地震の規模(M7.3)では、震源断層は地震発生層を飽和しており、同じ長さの地震断層が出現するとされている(武村, 1998)。
 期待される地震断層規模は、松田(1975)の換算式では、長さ30km、1回の地表での変位量は2.4mとなる。

地震規模と断層規模との比較(地震規模を松田(1975)を用いて、断層規模に置き換えて比較)

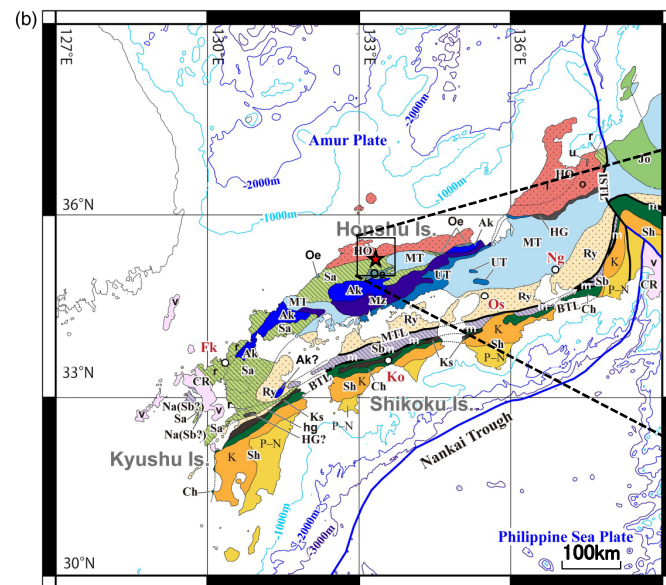
<断層長さの規模感の比較>			<変位量の規模感の比較>			
余震域 ≥ 松田式(地表地震断層) > 地表断層の出現域			松田式(走向方向) > 痕跡(開口) > 痕跡(横ずれ) > GPS変位量			
30～35km	30km	6km	2.4m	43cm	35cm	17cm

(1) 震源周辺の地体構造区分の特徴(1/2) ー地質帯ー

- Wallis et al.(2020)による日本列島の地体構造区分図(基盤地質分類)によれば, 震源周辺は「三郡変成帯(Sa)」と「飛騨-隠岐帯(HO)」の境界に位置している。
- 「三郡変成帯(Sa)」は, 九州北部から中国地方を経て中部地方に点在する広域変成帯で, 古生代末期～中生代初期の変成岩が分布し, 「飛騨-隠岐帯(HO)」は, 飛騨山地から隠岐島に及ぶ地帯で, 古生代～中生代の変成岩及び花崗岩が分布している※。

➤ 震源周辺は, 「三郡変成帯(Sa)」と「飛騨-隠岐帯(HO)」の境界に位置する。

※: 地学団体研究会(1996)を基に記載。



西日本の地体構造区分図

Wallis et al.(2020)に一部加筆

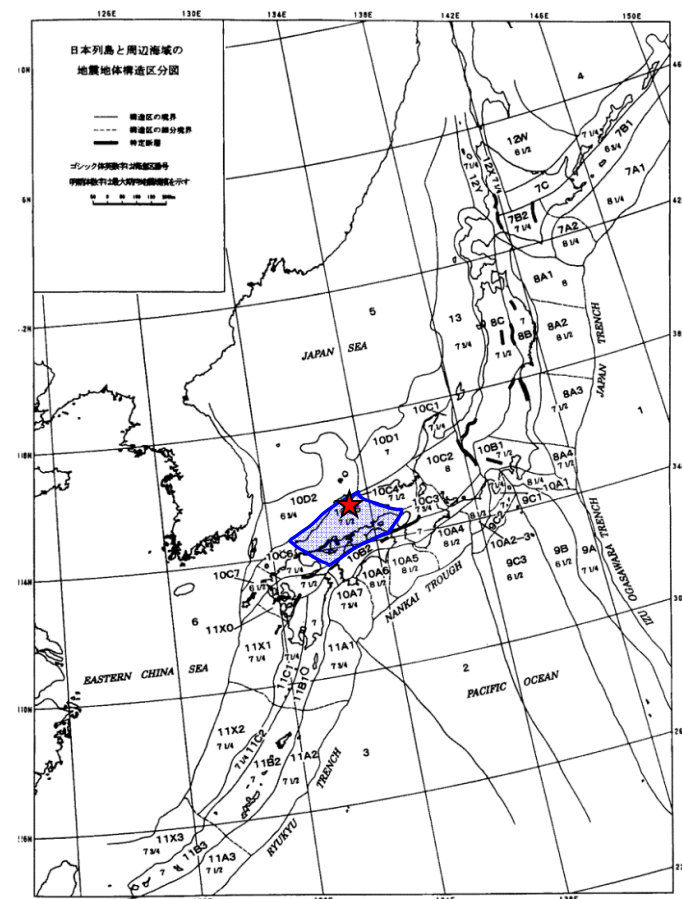
Geological Terranes	
Ab = Abukuma (m = undifferentiated metamorphics, h = Hitachi metamorphic unit, t = Takanuki metamorphic unit, g = Gosaisho metamorphic unit)	Na = Nagasaki (Sanbagawa?)
Ak = Akiyoshi	Nd = Nedamo
Ch = Chichibu	NK = North Kitakami-Oshima (O)
CR = Cenozoic rocks, basement unclear (v = volcanic, c = calcareous)	Nm = Nemuro
HG = Hida Gaien	RK = Rebun-Kabato
Hk = Hidaka (Hk(m) = Hidaka metamorphic unit)	Ry = Ryoke (including older Higo (hg) unit)
<u>HO = Hida-Oki</u> (i = inner Hida Gneiss complex, o = outer Hida Gneiss complex, u = Unazuki schist)	<u>Sa = Sangun</u> (including Oeyama ophiolite (Oe), Renge (r) and Suo units)
Id = Idonnappu (including Poroshiri ophiolite)	Sb = Sanbagawa (m = Mikabu ophiolite)
Jo = Joetsu	Sh = Shimanto (divided into Cretaceous (K) and Paleogene to Neogene (P-N) parts)
Ks = Kurosegawa (including Yakuno ophiolite)	SK = South Kitakami (including Hayachine-Miyamori ophiolite (hy) and Matsugataira-Motai (mm) metamorphic unit)
Mz = Maizuru	SY = Sorachi-Yezo (k = Kamuikotan unit with Horokanai ophiolite)
MT = Mino-Tanba-Ashio (As)	Tk = Tokoro
	UT = Ultra-Tanba
Metamorphism	
Low-P/T	
High-P/T	
Major Faults	
TTL = Tanakura, MTL = Median	
ISTL = Itoigawa-Shizuoka, BTL=Butsuzo	
(TL = Tectonic Line)	
Major Cities	
Sp = Sapporo, Se = Sendai, To = Tokyo,	
Ng = Nagoya, Os = Osaka, Ko = Kochi,	
Fk = Fukuoka	

★: 2000年鳥取県西部地震の震央

(1) 震源周辺の地体構造区分の特徴(2/2) ー地震地体構造区分ー

- 垣見ほか(2003)による地震地体構造区分によれば、震源周辺は西南日本弧内帯の「中国山地・瀬戸内海(10C5)」に位置している。
- 構造区の特徴として、「地形・地質」は、震源が位置する北半部は安定隆起域であり、北部に火山が分布する。
- また、「活断層の密度」は小、「活動度(平均変位速度)」はB(A),「断層型」は主に横ずれ断層で逆断層が共存しているとされている。
- さらに、「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は中(1885年以降は北部で高)で、東西圧縮横ずれ断層型とされている。

- 地震地体構造区は「中国山地・瀬戸内海(10C5)」に位置し、北半部は安定隆起域で北部に火山が分布し、活断層の密度は小である。
- 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は中(1885年以降は北部で高)、東西圧縮横ずれ断層型である。



日本列島と周辺海域の地震地体構造区分

垣見ほか(2003)に一部加筆

震源周辺の構造区等

項 目	震源周辺
地震地体構造区	西南日本弧内帯 中国山地・瀬戸内海 (10C5)
地形・地質	北半部は安定隆起域、南半部 は沈降域、北部に火山※1
活断層の密度・長さ・活動 度・断層型ほか特徴	小、中(長)、B(A)、横・逆※2、北 東(右)、北西(左)が卓越、東西 (逆)はやや古い、南端は中央 構造線
浅発大・中地震活動	中(1885年以降は北部で高)※3 瀬戸内地域でやや深い、東西 圧縮横ずれ断層型※2

垣見ほか(2003)を基に作成

※1: 震源周辺の火山分布について、垣見ほか(2003)以降の知見である星住・中野(2004)及び「日本の第四紀火山」からも、「中国山地・瀬戸内海(10C5)」の「地形・地質」の特徴を確認した。詳細は、P.100。

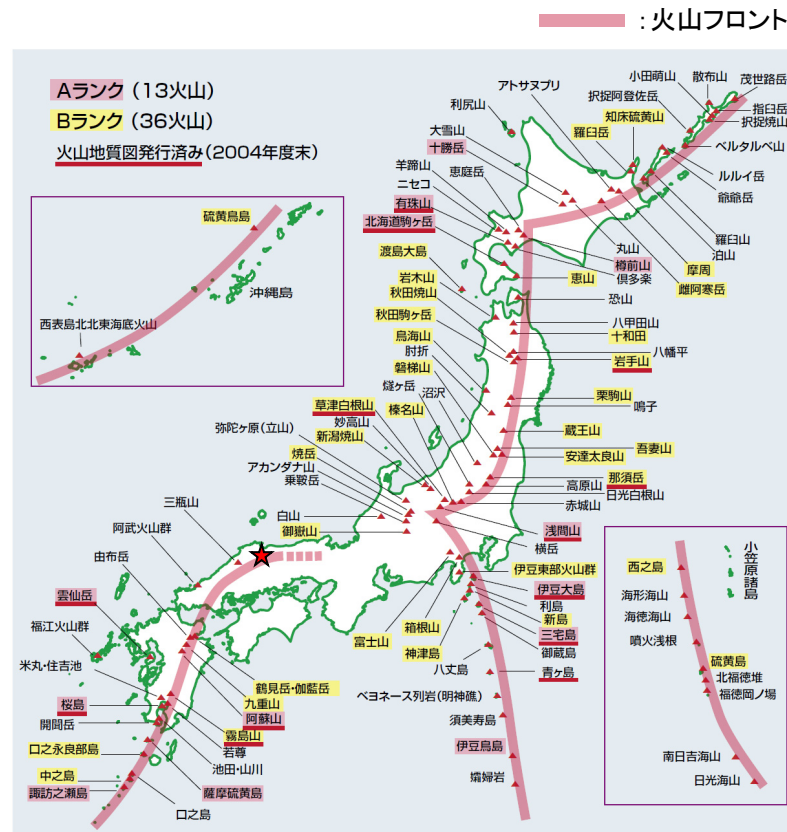
※2: 震源周辺の地殻応力情報について、垣見ほか(2003)以降の知見である「地殻応力場データベース」及びTerakawa and Matsu'ura(2010)からも、「中国山地・瀬戸内海(10C5)」の「断層型」及び「浅発大・中地震活動」の特徴を確認した。詳細は、P.101, 102。

※3: 震源周辺の2003年以降の地震活動も含めた過去約100年間の地震活動は、P.109。

★ : 2000年鳥取県西部地震の震央

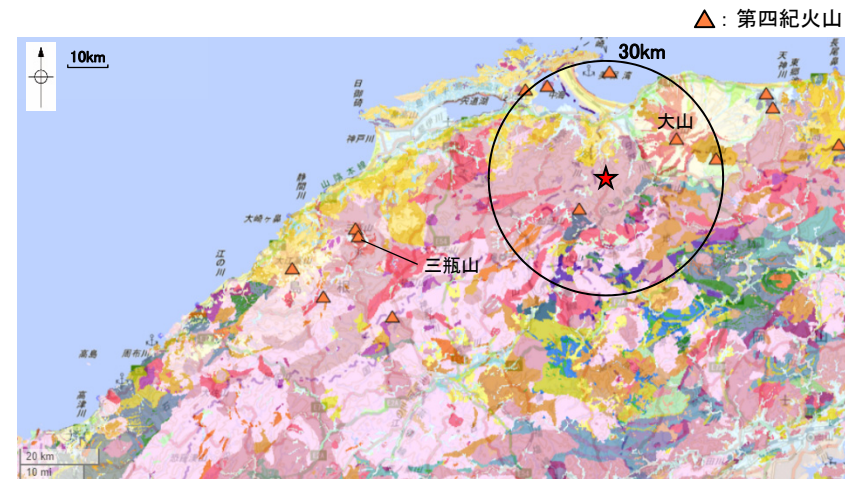
【火山分布】

- 垣見ほか(2003)の地震地体構造区分によれば、震源が位置する「中国山地・瀬戸内海(10C5)」の「地形・地質」の特徴として、北部に火山が分布するとされていることから、垣見ほか(2003)以降の知見により震源周辺の火山分布を確認した。
- 星住・中野(2004)によれば、震源周辺は火山フロントに近接し、また、「日本の第四紀火山」(地質調査総合センター)によれば、震源周辺には第四紀火山が存在している。
- このことから、垣見ほか(2003)が示す「中国山地・瀬戸内海(10C5)」の「地形・地質」の特徴である北部に火山が分布するとされていることが、垣見ほか(2003)以降の知見である星住・中野(2004)及び「日本の第四紀火山」からも確認した。



日本列島の活火山分布図

星住・中野(2004)に一部加筆



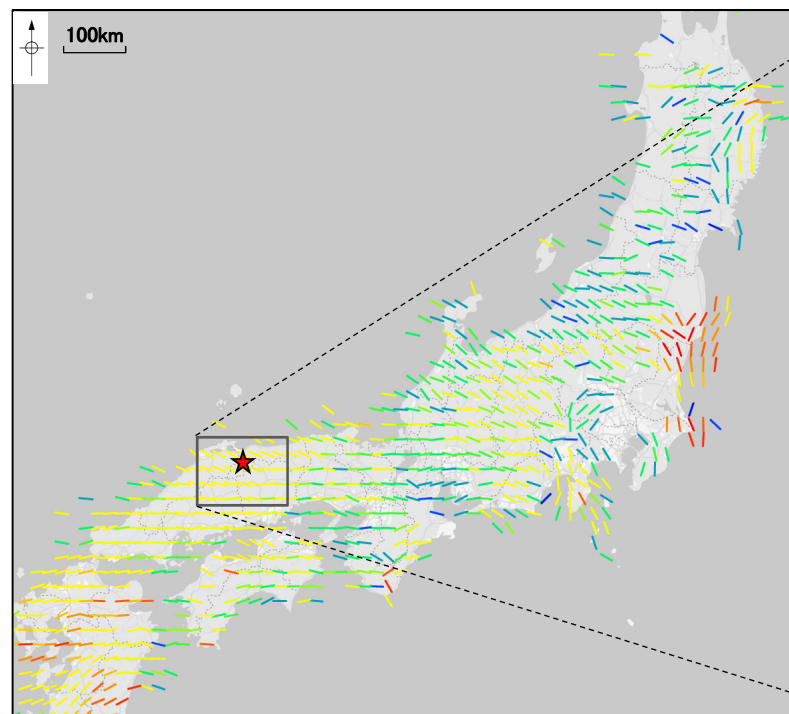
震源周辺の第四紀火山

日本の第四紀火山(地質調査総合センター)に一部加筆

★ : 2000年鳥取県西部地震の震央

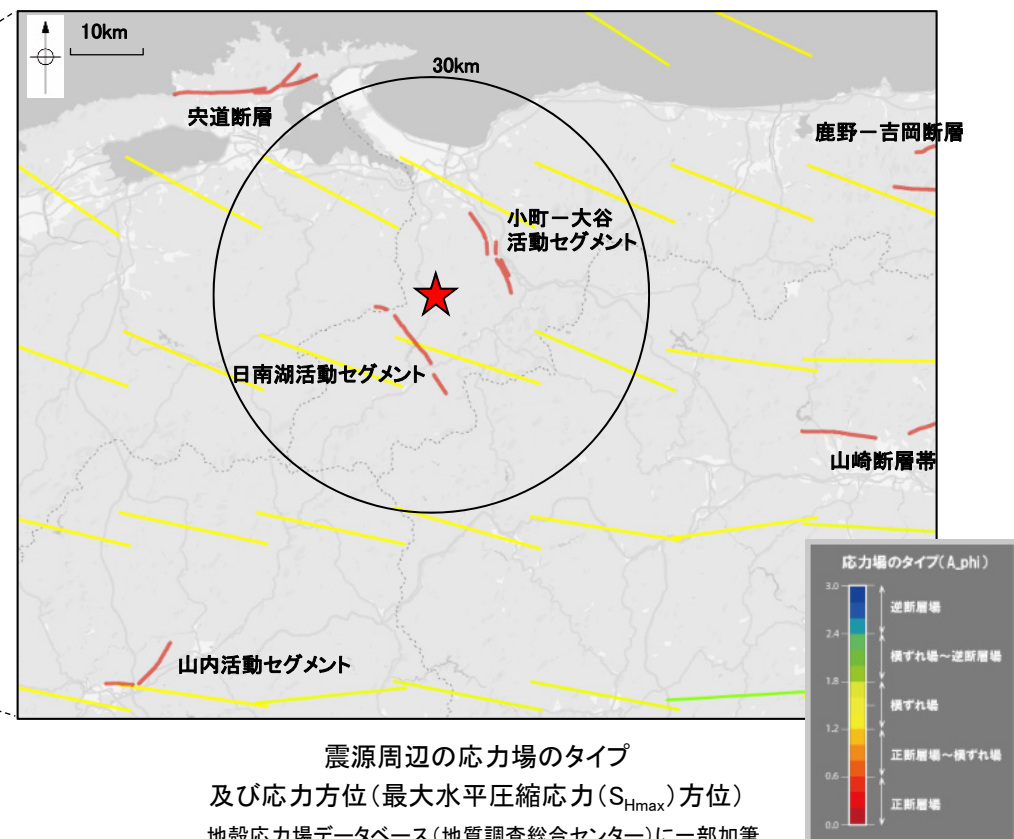
【応力場①】

- 垣見ほか(2003)の地震地体構造区分によれば、震源が位置する「中国山地・瀬戸内海(10C5)」の「断層型」及び「浅発大・中地震活動」の特徴として、地震活動が東西圧縮横ずれ断層型とされていることを踏まえ、垣見ほか(2003)以降の知見により地殻応力情報を確認した。
- 「地殻応力場データベース」(地質調査総合センター)によれば、震源周辺の応力場のタイプは「横ずれ場」であり、最大水平圧縮応力(S_{Hmax})方位は概ね東西方向～北西～南東方向である(下図)。
- Terakawa and Matsu'ura(2010)によれば、震源周辺の応力パターンは横ずれ断層型の東西～北西～南東圧縮応力である(次頁)。
- このことから、垣見ほか(2003)が示す「中国山地・瀬戸内海(10C5)」の「断層型」及び「浅発大・中地震活動」の特徴である地震活動が東西圧縮横ずれ断層型とされていることが、垣見ほか(2003)以降の知見である「地殻応力場データベース」及びTerakawa and Matsu'ura(2010)からも確認した。



日本の応力場のタイプ
及び応力方位(最大水平圧縮応力(S_{Hmax})方位)

地殻応力場データベース(地質調査総合センター)に一部加筆



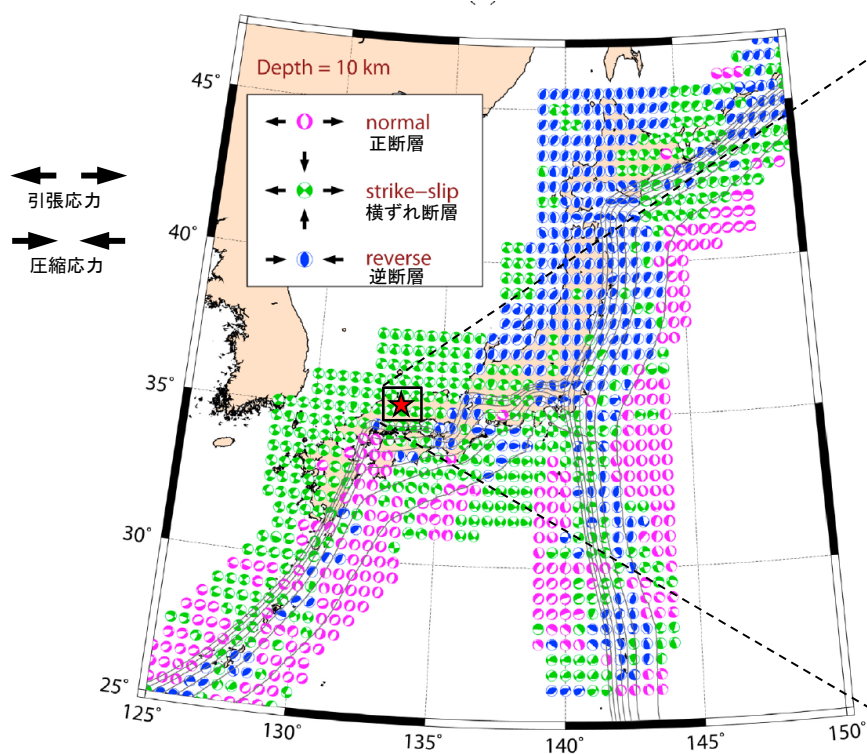
震源周辺の応力場のタイプ
及び応力方位(最大水平圧縮応力(S_{Hmax})方位)

地殻応力場データベース(地質調査総合センター)に一部加筆

★ : 2000年鳥取県西部地震の震央

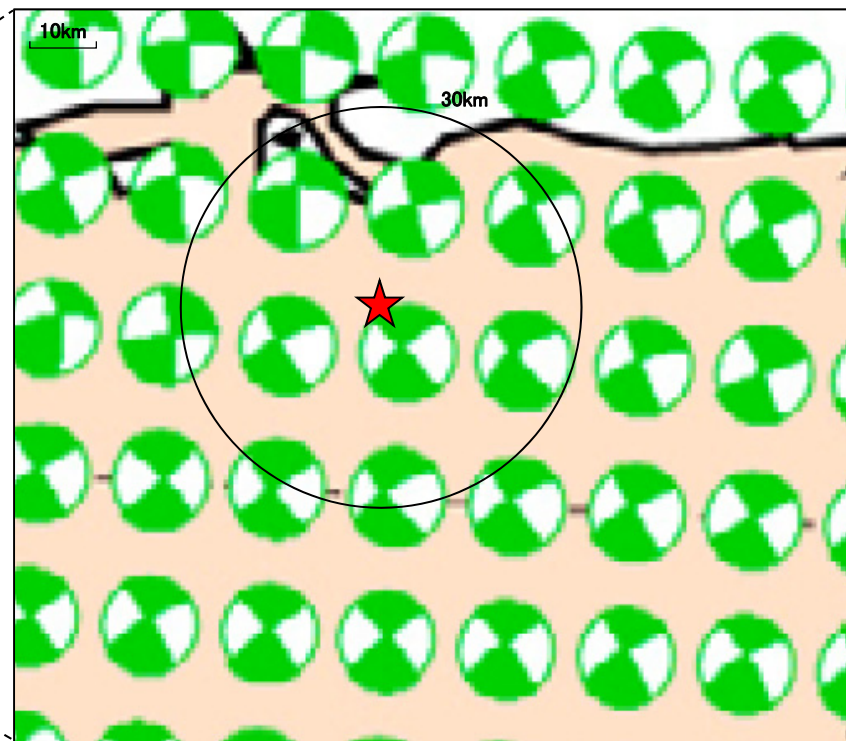
— : 活動セグメント
(地質調査総合センター 活断層データベース(2009年7月23日版))

【応力場②】



CMTデータインバージョン法で推定した日本の応力パターン(深さ10km)

Terakawa and Matsu'ura(2010)に一部加筆



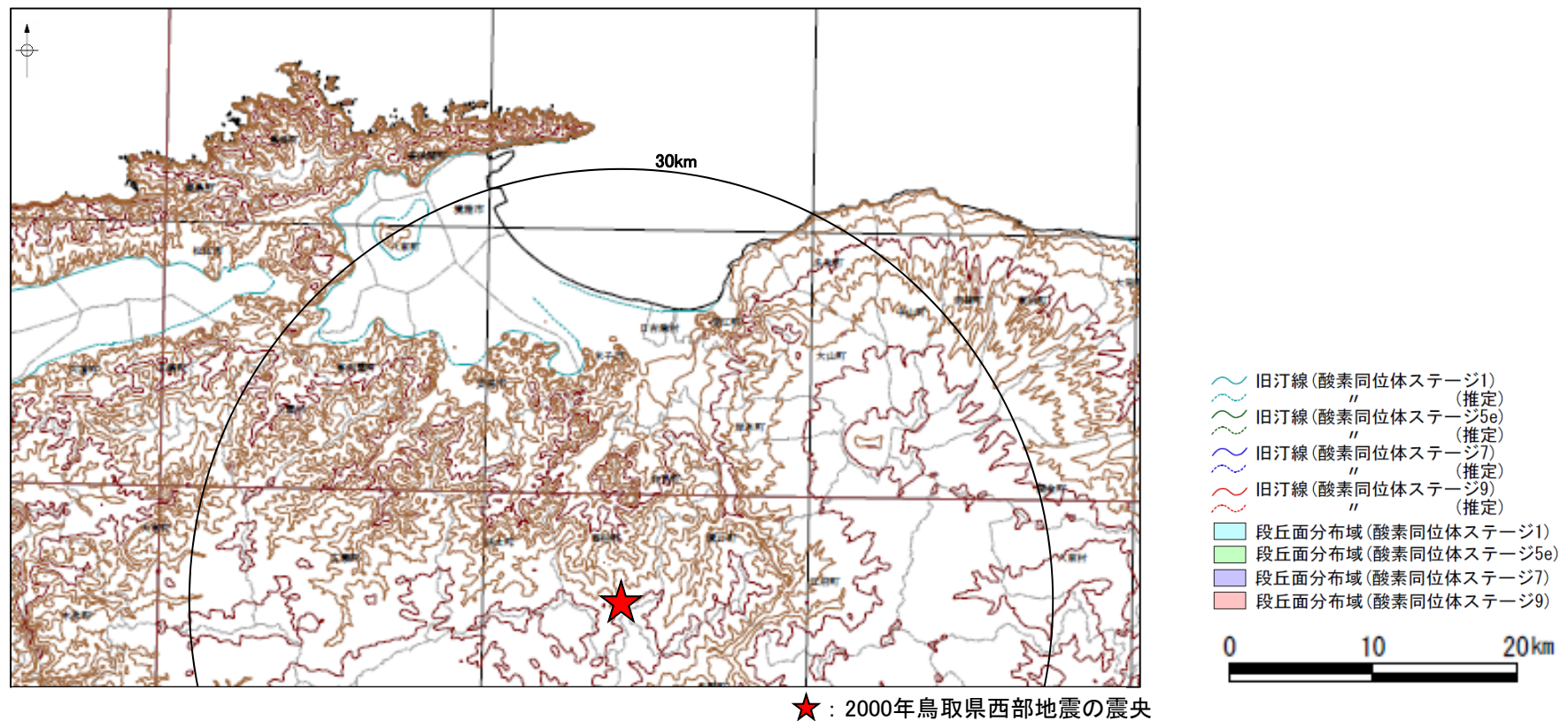
震源周辺の応力パターン(深さ10km)

Terakawa and Matsu'ura(2010)に一部加筆

(2) 震源周辺の地質・地質構造の特徴(1/2)

- 堤(2009)は、山地域は侵食・削剥速度が大きく、断層変位地形の保存が悪い場合が多いことや、堆積地形面の発達が悪いことを指摘しており、また、堤ほか(2000)は、中国地方山間部は明瞭な断層変位基準の少ない地域としている。
- さらに、震源周辺は内陸部に位置しており、小池・町田(2001)の段丘面分布図によれば、変位基準や年代基準となる第四紀の海成段丘面は分布していない(下図)。

➤ 震源周辺を含む中国地方山間部は、侵食・削剥速度が大きいことや堆積地形面の発達が悪いことから、明瞭な変位基準や年代基準となる地層・地形面が少なく、断層変位が見出しにくい地域である。



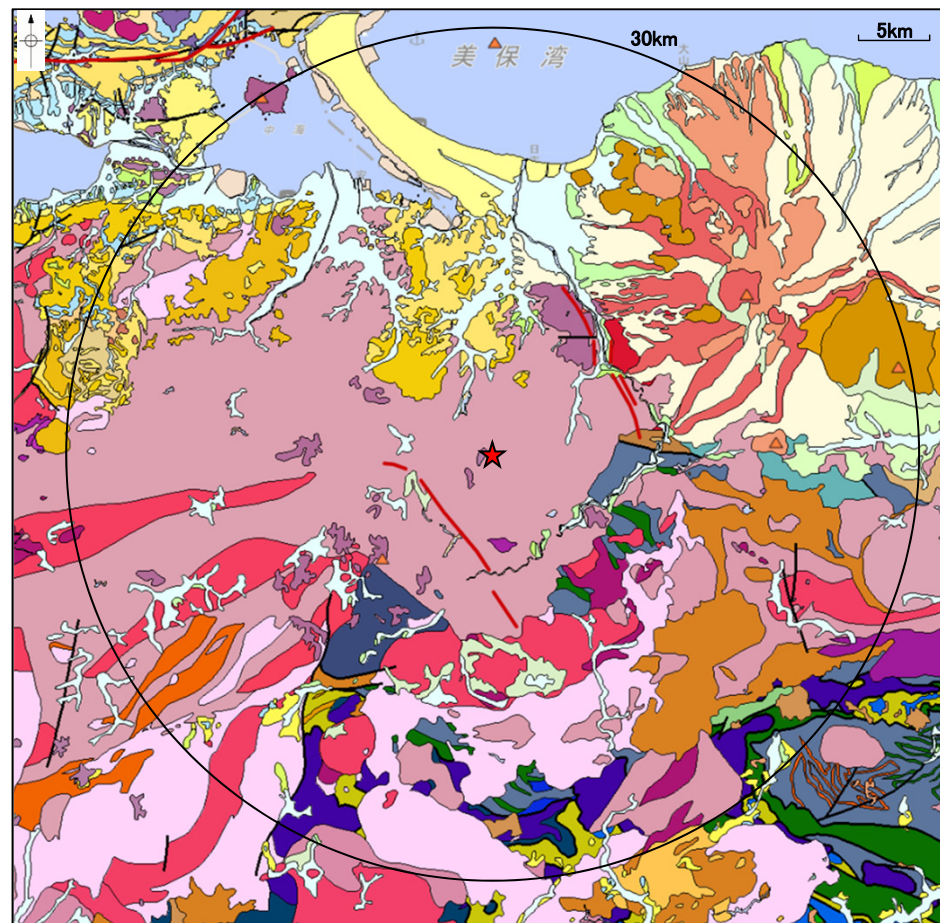
震源周辺の段丘面分布図

小池・町田(2001)に一部加筆

(2) 震源周辺の地質・地質構造の特徴(2/2)

- 「20万分の1日本シームレス地質図V2」(地質調査総合センター)(以下、「シームレス地質図」という)によれば、震源周辺は主に白亜紀～古第三紀の火成岩(花崗岩)が広く分布しており、一部では三畳紀～ジュラ紀の変成岩や新第三紀の堆積岩が分布している。
- 青柳ほか(2004)は、震源断層の直線区間は古第三紀の花崗岩分布域にほぼ限定され、北部では中新世以降の火山岩類によって不整合に覆われるとしている。また、この直線区間の南端は花崗岩体と三郡変成岩分布域との境界部に一致するとしている。

➤ 2000年鳥取県西部地震の震源断層の直線区間は、概ね古第三紀の花崗岩分布域に限られ、単一の岩体で構成されていることから、断層変位を確認するための地層境界等の変位基準が少なく、断層変位が見出しにくい地域である。

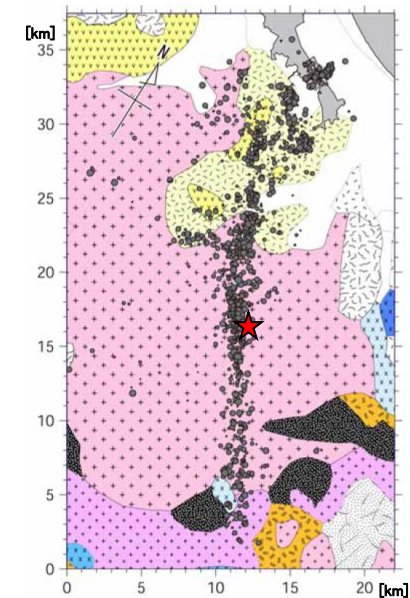
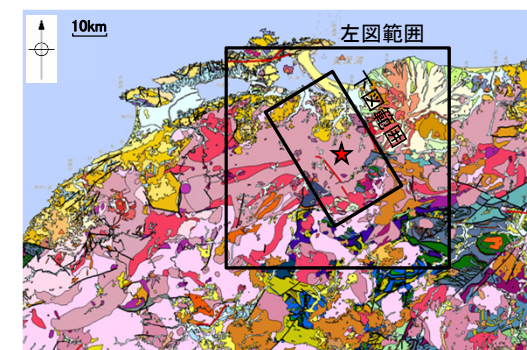


震源周辺の地質図

地質凡例は次頁参照

★ : 2000年鳥取県西部地震の震央

シームレス地質図に一部加筆



表層地質と余震分布図

青柳ほか(2004)に一部加筆

3.2.2 震源周辺の地質構造や変動地形等の特徴の整理

【地質凡例(シームレス地質図)】

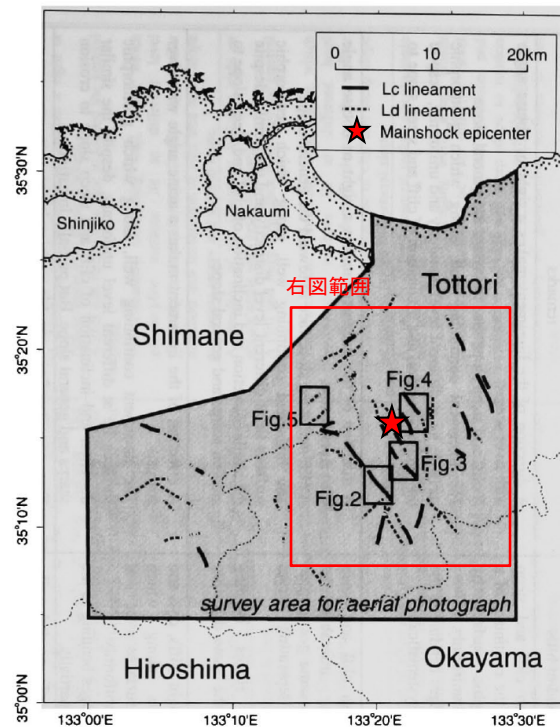
[illegible]

地質凡例
シームレス地質図の凡例をもとに当社作成

(3) 震源周辺の既知の活断層、震源断層の特徴(1/2)

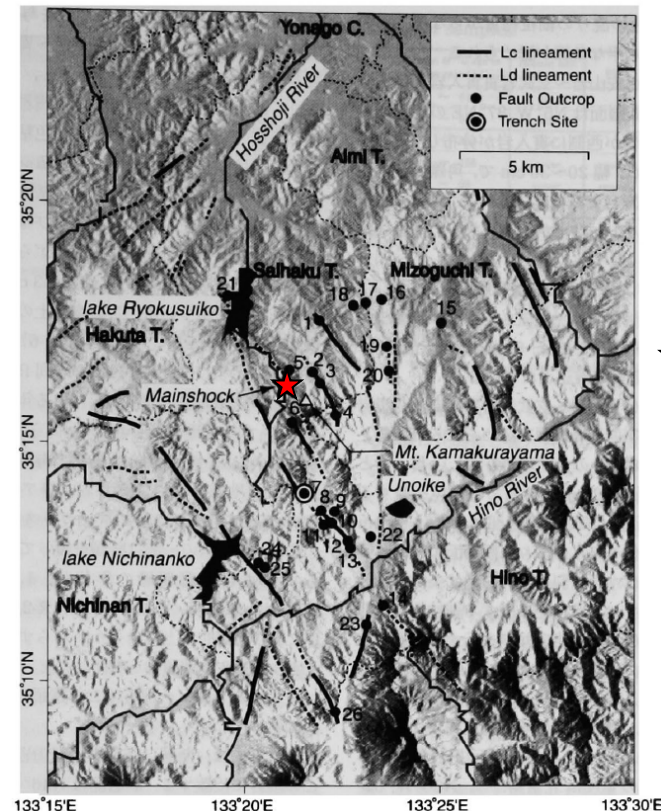
- 井上ほか(2002)は、「2000年鳥取県西部地震は、これまで活断層が図示されていない地域で発生したが、その震源域周辺では、左横ずれを示唆する短く断続するリニアメント群が判読され、リニアメント沿いで多くの断層露頭が確認された。これらの断層は横ずれ断層に伴うフラワー構造を呈して深部では1本の断層に収斂し、これらの断層群は、発達途上の若い未成熟な断層であることが推定される。また、地震前に詳細な調査を実施していれば、事前にある程度の規模の地震発生のポテンシャルがあることが推定可能であった。」としている。
- 垣見(2010)は、この地震の震源断層は、一つの面に変位が集中するような主断層が未だ形成されていない変位分散型の断層であり、この地震に先立って約10年前から震央付近で群発地震(最大M5.4)が間欠的に生じたことは、地震学的evolutionの比較的早期段階を表すものとしている。

- 2000年鳥取県西部地震は、若い未成熟な断層、主断層が形成されていない変位分散型の断層による地震である。
- 震源域周辺には、震源断層の走向で短く断続するリニアメント群・断層露頭が認められる。



震源位置とリニアメント分布図

井上ほか(2002)に一部加筆



リニアメントと断層露頭地点

井上ほか(2002)に一部加筆

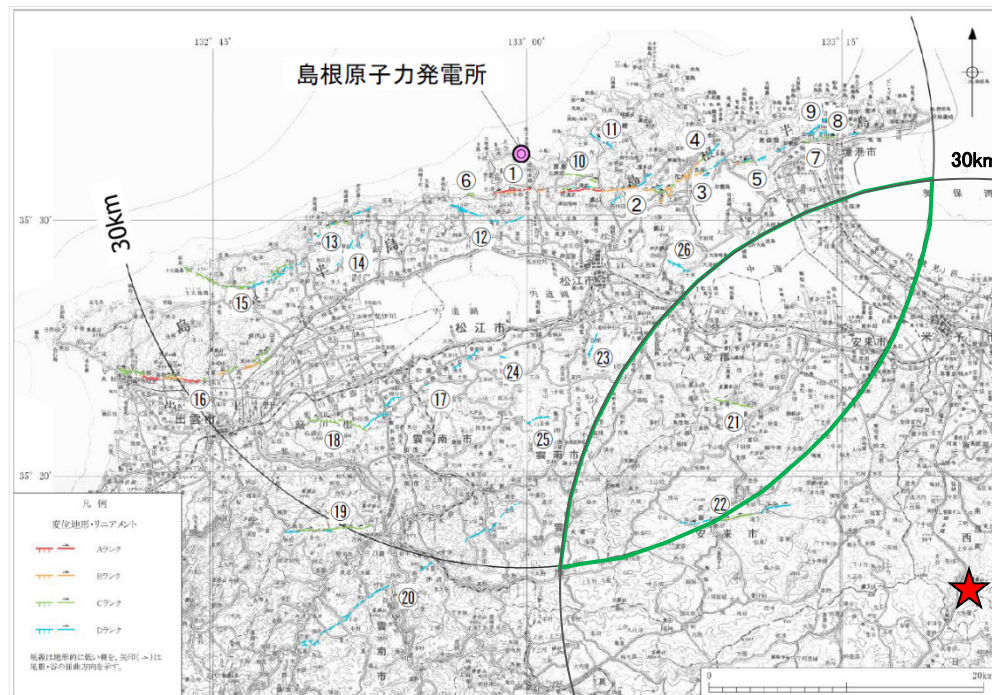
★ : 2000年鳥取県西部地震の震央

(3) 震源周辺の既知の活断層、震源断層の特徴(2/2)

- 中国電力(2025)は、島根原子力発電所周辺の変位地形・リニアメントを抽出しており、震源周辺に該当する地域(左図中 〇)のリニアメントは、②①、②②のみであり、短く断続的である(左下図)。
- 新編日本の活断層(活断層研究会(1991))、活断層データベース(地質調査総合センター)及び地震調査研究推進本部(2022)によれば、震源周辺に活断層の分布は少なく、震源断層に対応する活断層は示されていない(右下図、次頁)。

➤ 2000年鳥取県西部地震の震源周辺は、文献調査結果によれば活断層の分布は少なく、震源断層に対応する活断層は示されていない。

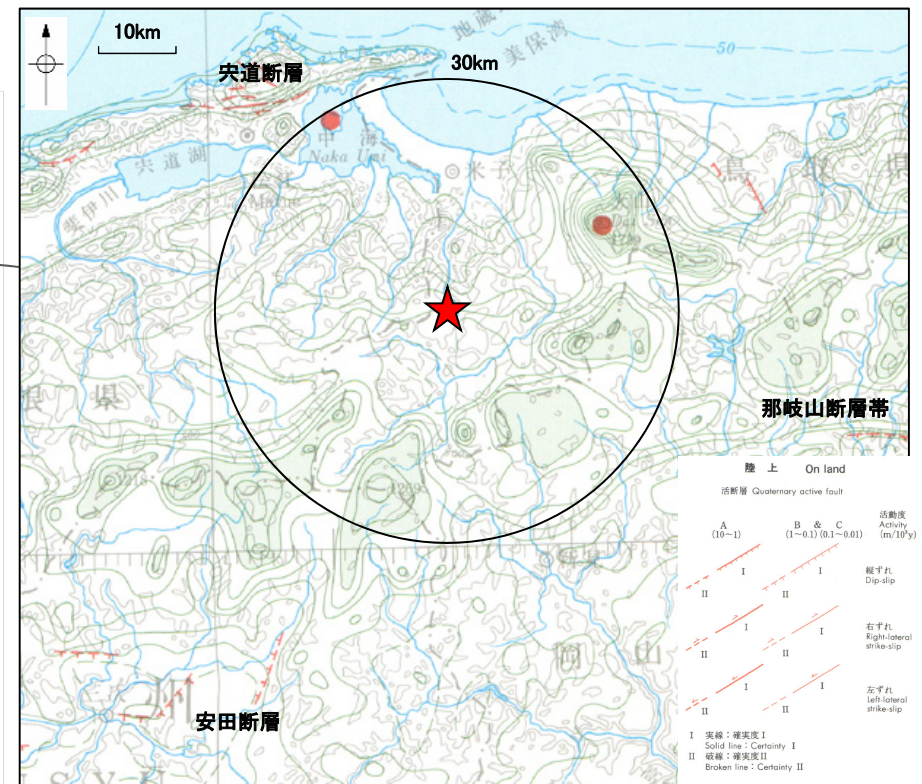
【中国電力(2025)、新編日本の活断層】



島根原子力発電所周辺の変位地形・リニアメント

中国電力(2025)に一部加筆

★: 2000年鳥取県西部地震の震央

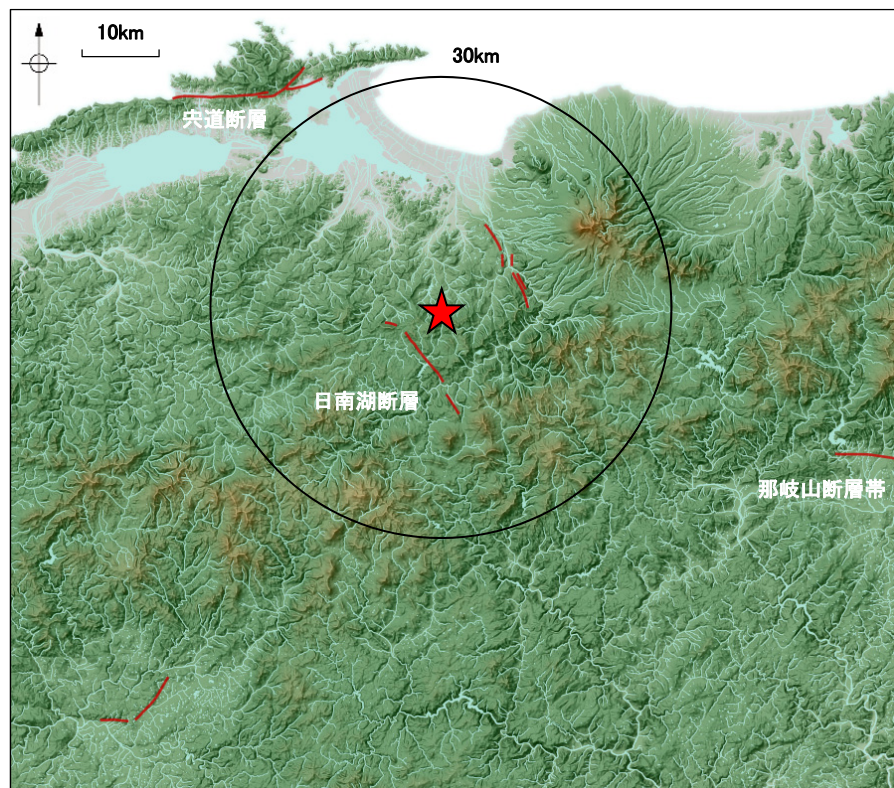


図中の断層名は地震調査研究推進本部の長期評価の対象となっている活断層

震源周辺の活断層分布図

活断層研究会(1991)に一部加筆

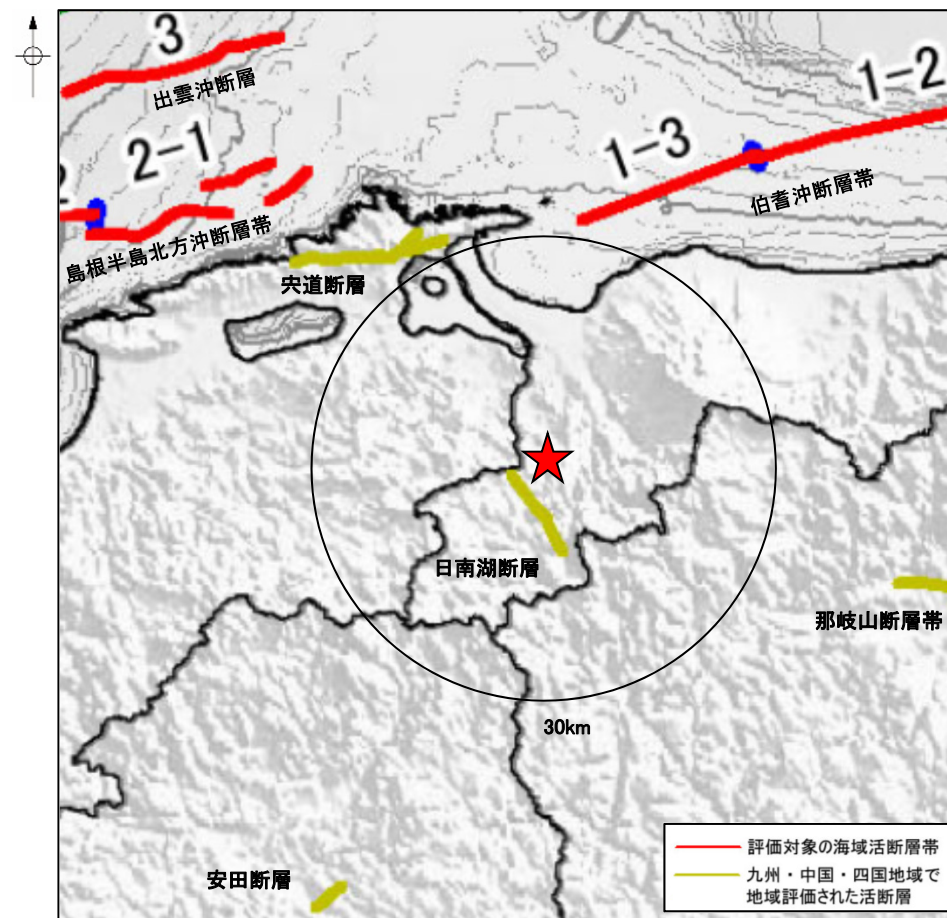
【活断層データベース及び地震調査研究推進本部(2022)】



— : 活動セグメント
図中の断層名は地震調査研究推進本部の
長期評価の対象となっている活断層

震源周辺の活断層分布図

活断層データベース(地質調査総合センター)に一部加筆



震源周辺の活断層分布図

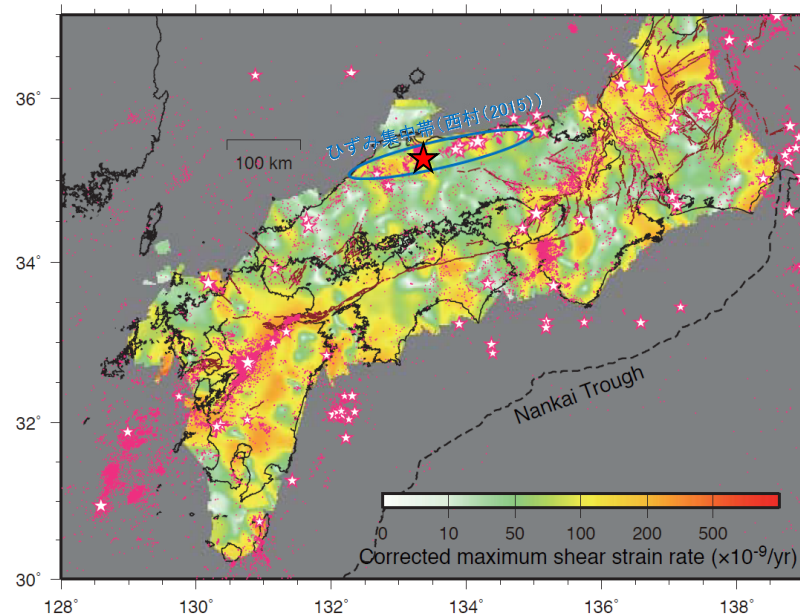
地震調査研究推進本部(2022)に一部加筆

(4) 震源周辺のひずみ集中帯, 地震発生状況の特徴

- 岡田(2002)は, 山陰地域は第四紀中期以降に新たな断層面を形成して, 断層が発達しつつあり, 活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階にあるとしている。
- 西村(2017)によれば, 震源周辺は山陰地方(島根県東部から兵庫県にかけての日本海側)の測地学的ひずみ集中帯※1に位置しており, その周辺では最近の約100年間にM6以上かつ深さ20km以浅の大地震が多数発生している。
- なお, 震源周辺において地質学的ひずみ集中帯※2を示す文献はない。
- 岡田(2002)は, 山陰地域は最近の約150年間には, M7クラス以下の大地震が多発しており, 地殻変動が活発な地帯と予想されるが, 海成段丘の分布高度や活断層の分布密度・活動性などから見ると, 第四紀後期の地殻運動がとくに顕著であるとは考えられないとしている。

- 震源周辺を含む山陰地域は, 活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階とされており, 地質学的ひずみ集中帯は認められない。
- 震源周辺を含む山陰地域には, 測地学的ひずみ集中帯が認められる。
- また, 震源周辺を含む山陰地域の測地学的ひずみ集中帯では, 地震活動が活発であり, 最近の約100年間にM6以上の地震が多発している。

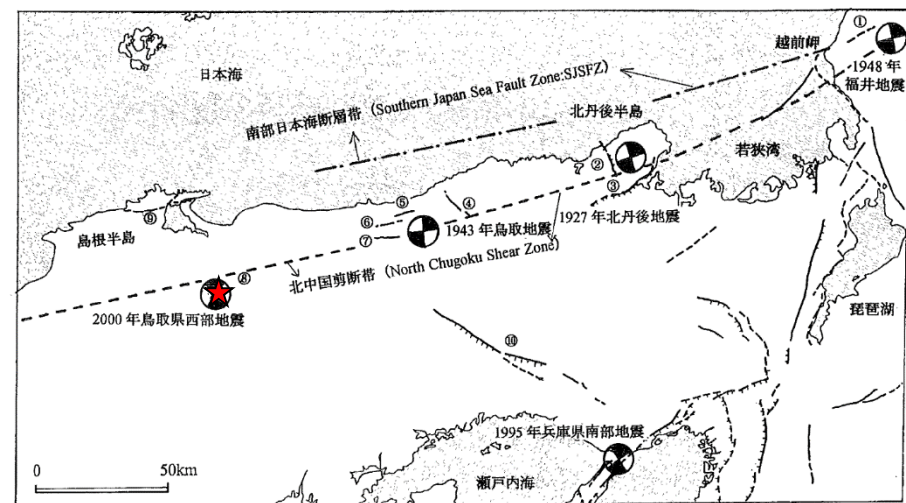
※1: 測地学的ひずみ集中帯は, 1990年代以降のGPS観測によるひずみ速度の大きい領域をカースケール等で示すものである。
 ※2: 地質学的ひずみ集中帯は, 最近200万年~300万年間に成長してきた逆断層と背斜構造が集中し, 断層活動によるひずみが蓄積したゾーンとされている(岡村, 2010)。



星印: 1923年~2016年のM6以上かつ深さ20km以浅の大地震
 点: 1998年~2016年までのM2以上かつ深さ20km以浅の地震の震央

ひずみ速度分布

西村(2017)に一部加筆



山陰地域の主な地震と活断層

岡田(2002)に一部加筆

★ : 2000年鳥取県西部地震の震央

(5) 敷地周辺との類似性の比較項目

- 震源周辺と敷地周辺の類似性の検討にあたっては、下表の震源周辺の特徴の整理結果を踏まえ、大局的には①の整理結果から、震源と敷地のそれぞれが位置する地域(地体構造区分)の特徴に着目し、1) 地体構造区分により地域性を比較する(大局的比較)。
- そのうえで、震源周辺は断層変位が見出しにくく事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域である(②, ③)ことから、断層変位の見出しにくさの要因として重視した観点として、活断層の成熟度や変位基準・年代基準の有無等に着目し、2) 地質・地質構造、3) 断層地形・既知の活断層により地域性を比較する(個別比較)。
- また、その他、地質構造的な特徴(④)を考慮し、4) ひずみ集中帯、5) 地震の発生状況についても地域性の比較を行う(個別比較)。

敷地周辺との類似性の比較項目

赤字:断層変位の見出しにくさの要因として重視した観点

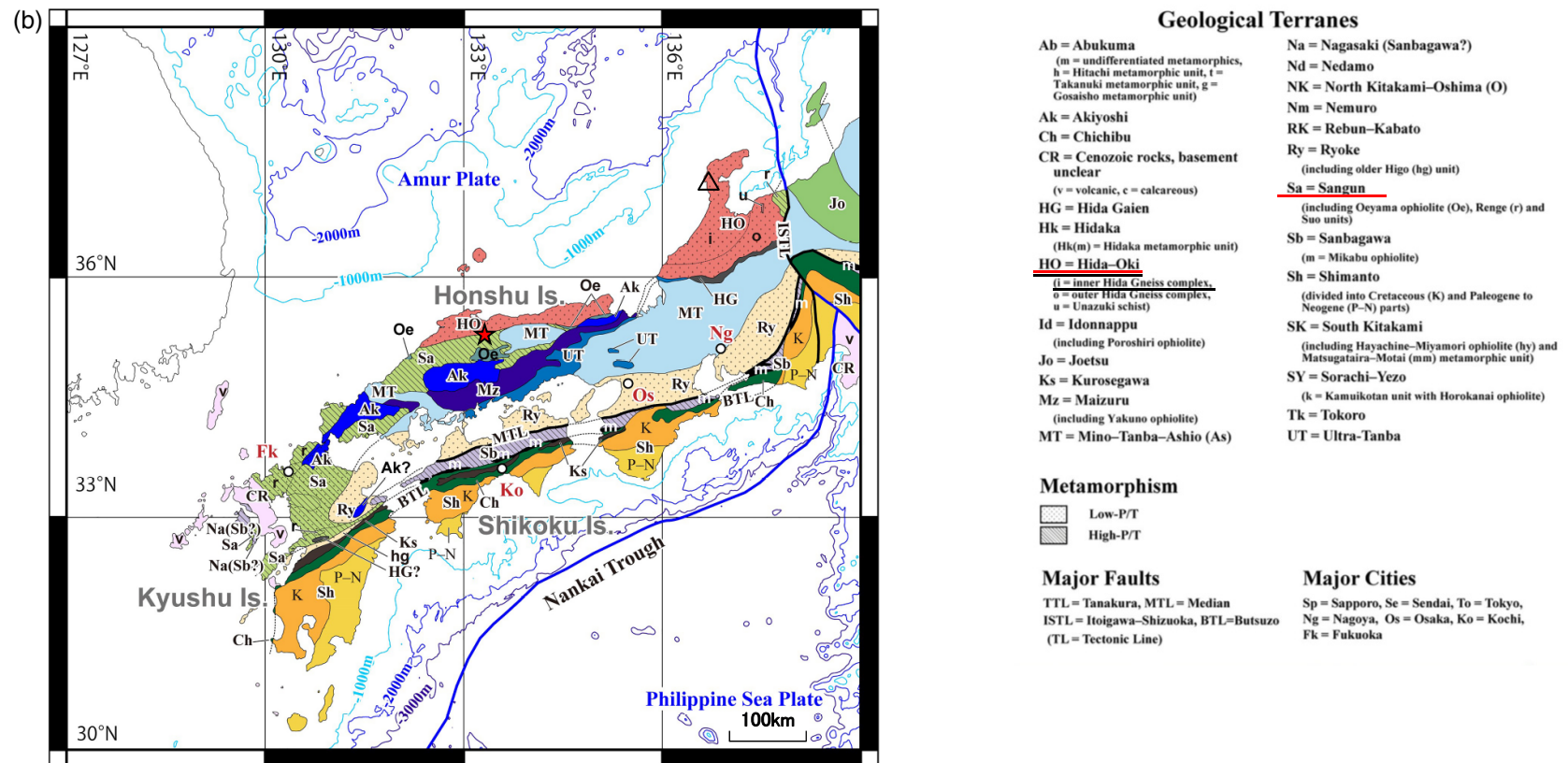
震源周辺(2000年鳥取県西部地震)の特徴				地域性の比較	
			整理結果	着目点	比較項目
大局的比較	地体構造区分	- 震源周辺は、「三郡変成帯(Sa)」と「飛騨-隠岐帯(HO)」の境界に位置する。(P.98) - 地震地体構造区は「中国山地・瀬戸内海(10C5)」に位置し、北半部は安定隆起域で北部に火山が分布し、活断層の密度は小である。(P.99) 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は中(1885年以降は北部で高)、東西圧縮横ずれ断層型である。(P.99)	①2000年鳥取県西部地震の震源が位置する地域は、活断層の密度が小さい安定隆起域とされる地体構造区分にあたる。	地体構造区分の特徴(地形・地質(火山分布)、活断層の密度・断層型、地震活動等)が類似しているか。	1) 地体構造区分
	地質・地質構造	- 震源周辺を含む中国地方山間部は、侵食・剝剥速度が大きいことや堆積地形面の発達が悪いことから、明瞭な変位基準や年代基準となる地層・地形面が少なく、断層変位が見出しにくい地域である。(P.103) 2000年鳥取県西部地震の震源断層の直線区間は、概ね古第三紀の花崗岩分布域に限られ、単一の岩体で構成されていることから、断層変位を確認するための地層境界等の変位基準が少なく、断層変位が見出しにくい地域である。(P.104)	②2000年鳥取県西部地震の震源周辺は、 変位基準となる地層・地形面が少なく、活断層の認定が難しい地域 である。	後期更新世以降の活動性を確認する年代基準となる地層・地形面が分布しているか。 断層変位を確認するための変位基準となる地層が分布しているか。	2) 地質・地質構造
個別比較	既知の活断層、震源断層	2000年鳥取県西部地震は、若い未成熟な断層、主断層が形成されていない変位分散型の断層による地震である。(P.106) - 震源域周辺には、震源断層の走向で短く断続するリニアメント群・断層露頭が認められる。(P.106) 2000年鳥取県西部地震の震源周辺は、文献調査結果によれば活断層の分布は少なく、震源断層に対応する活断層は示されていない。(P.107)	③2000年鳥取県西部地震は、 活断層として未成熟 であり、主断層が形成されておらず変位分散型の断層による地震である。	活断層が分布しているか。十分発達しているか。 活発な地殻変動を示す断層地形(リニアメント等)が発達しているか。	3) 断層地形、既知の活断層
	ひずみ集中帯、地震発生状況	- 震源周辺を含む山陰地域は、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階とされており、地質学的ひずみ集中帯は認められない。(P.109) - 震源周辺を含む山陰地域には、測地学的ひずみ集中帯が認められる。(P.109) - 震源周辺を含む山陰地域の測地学的ひずみ集中帯では、地震活動が活発であり、最近の約100年間にM6以上の地震が多発している。(P.109)	④震源周辺を含む山陰地域は、測地学的ひずみ集中帯に位置し、地震活動が活発であり、最近の約100年間にM6以上の地震が多発している。	当該地域を含む地質帯、ひずみ集中帯及び活断層周辺において地震が発生しているか。	4) ひずみ集中帯 5) 地震の発生状況

3.2 2000年鳥取県西部地震に係る検討 3.2.3 震源周辺と敷地周辺の類似性の検討

(1) 地体構造区分による比較・検討(1/2) 一 地質帯一

○ Wallis et al.(2020)による日本列島の地体構造区分図(基盤地質分類)によれば, 敷地周辺は「飛騨-隠岐帯(HO)のうち飛騨帯内側地帯(i)」に位置している。

➤ 敷地周辺は,「飛騨-隠岐帯(HO)のうち飛騨帯内側地帯(i)」に位置する。



西日本の地体構造区分図

Wallis et al.(2020)に一部加筆

★ : 2000年鳥取県西部地震の震央

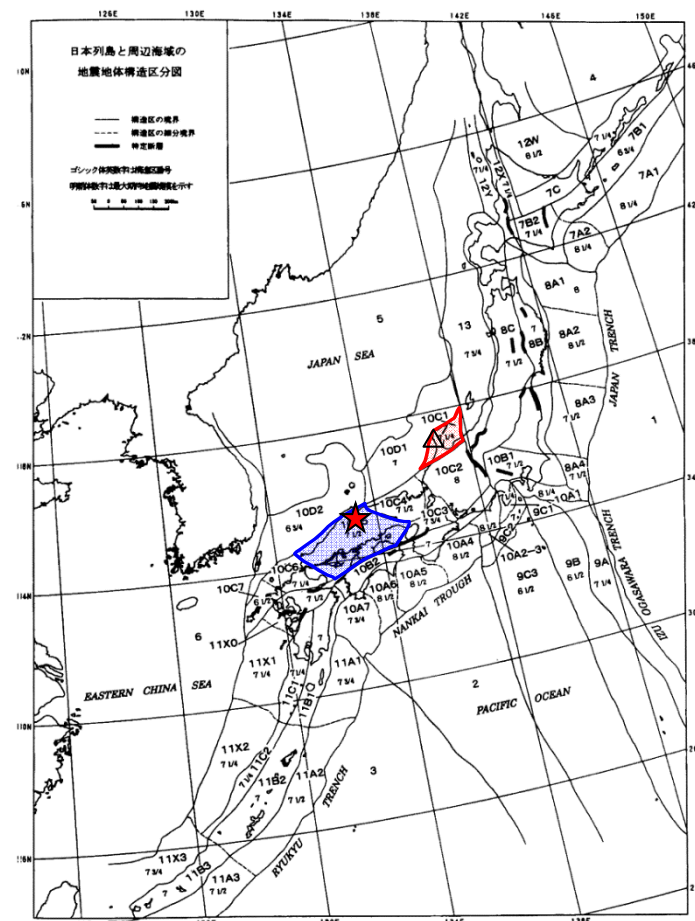
△ : 志賀原子力発電所

3.2 2000年鳥取県西部地震に係る検討 3.2.3 震源周辺と敷地周辺の類似性の検討

(1) 地体構造区分による比較・検討(2/2) ー地震地体構造区分ー

- 垣見ほか(2003)による地震地体構造区分によれば、敷地周辺は西南日本弧内帯の「能登(10C1)」に位置している。
- 構造区の特徴として、「地形・地質」は、半島部は準安定域とされている。
- また、「活断層の密度」は中、「活動度(平均変位速度)」はB・C、「断層型」は逆断層とされている。
- さらに、「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は中～低で、逆断層型とされている。

- 地震地体構造区は「能登(10C1)」に位置し、半島部は準安定域で第四紀火山は存在せず(次頁)、活断層の密度は中である。
- 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は中～低、逆断層型である。



日本列島と周辺海域の地震地体構造区分

垣見ほか(2003)に一部加筆

震源周辺及び敷地周辺の構造区等

項 目	震源周辺	敷地周辺
地震地体構造区	西南日本弧内帯 中国山地・瀬戸内海 (10C5)	西南日本弧内帯 能登 (10C1)
地形・地質	北半部は安定隆起域、南半部は沈降域、北部に火山	半島部は準安定域※1
活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴	小、中(長)、B(A)、横・逆、北東(右)、北西(左)が卓越、東西(逆)はやや古い、南端は中央構造線	中、短～中、B・C、逆※2
浅発大・中地震活動	中(1885年以降は北部で高)瀬戸内地域でやや深い、東西圧縮横ずれ断層型	中～低※3 逆断層型※2

垣見ほか(2003)を基に作成

※1:敷地周辺の火山分布について、垣見ほか(2003)以降の知見である星住・中野(2004)及び「日本の第四紀火山」からも、「能登(10C1)」の「地形・地質」の特徴を確認した。詳細は、P.113。

※2:敷地周辺の地殻応力情報について、垣見ほか(2003)以降の知見である「地殻応力場データベース」及びTerakawa and Matsu'ura(2010)からも、「能登(10C1)」の「断層型」及び「浅発大・中地震活動」の特徴を確認した。詳細は、P.114, 115。

※3:敷地周辺の2003年以降の地震活動も含めた過去約100年間の地震活動は、P.123。

★: 2000年鳥取県西部地震の震央

△: 志賀原子力発電所

【火山分布】

- 垣見ほか(2003)の地震地体構造区分によれば、敷地が位置する「能登(10C1)」の「地形・地質」の特徴として、垣見ほか(2003)以降の知見により火山分布に関する記載がないことから、敷地周辺の火山分布を確認した。
- 星住・中野(2004)によれば、敷地周辺は火山フロントから外れて位置し、また、「日本の第四紀火山」(地質調査総合センター)によれば、第四紀火山は存在しない。
- このことから、垣見ほか(2003)が示す「能登(10C1)」の「地形・地質」の特徴である火山分布に関する記載がないことが、垣見ほか(2003)以降の知見である星住・中野(2004)及び「日本の第四紀火山」からも確認した。

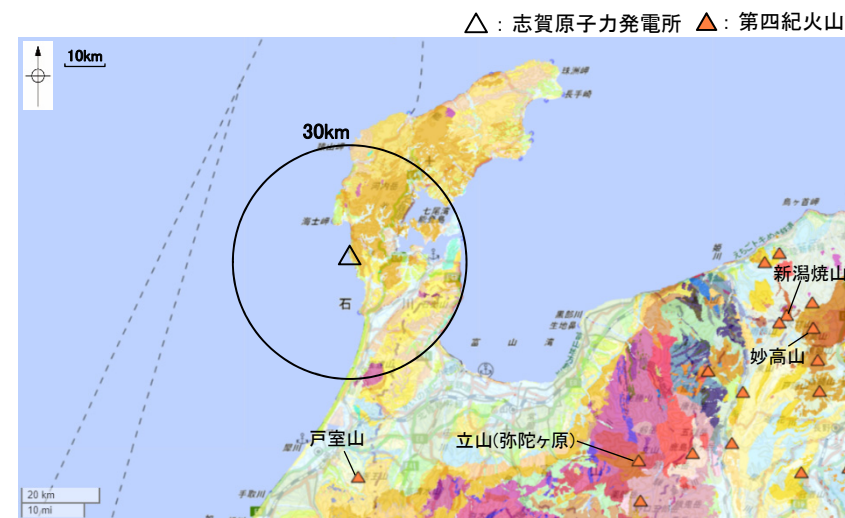
2000年鳥取県西部地震の震源周辺の火山分布はP.100



★: 2000年鳥取県西部地震の震央 △: 志賀原子力発電所

日本列島の活火山分布図

星住・中野(2004)に一部加筆



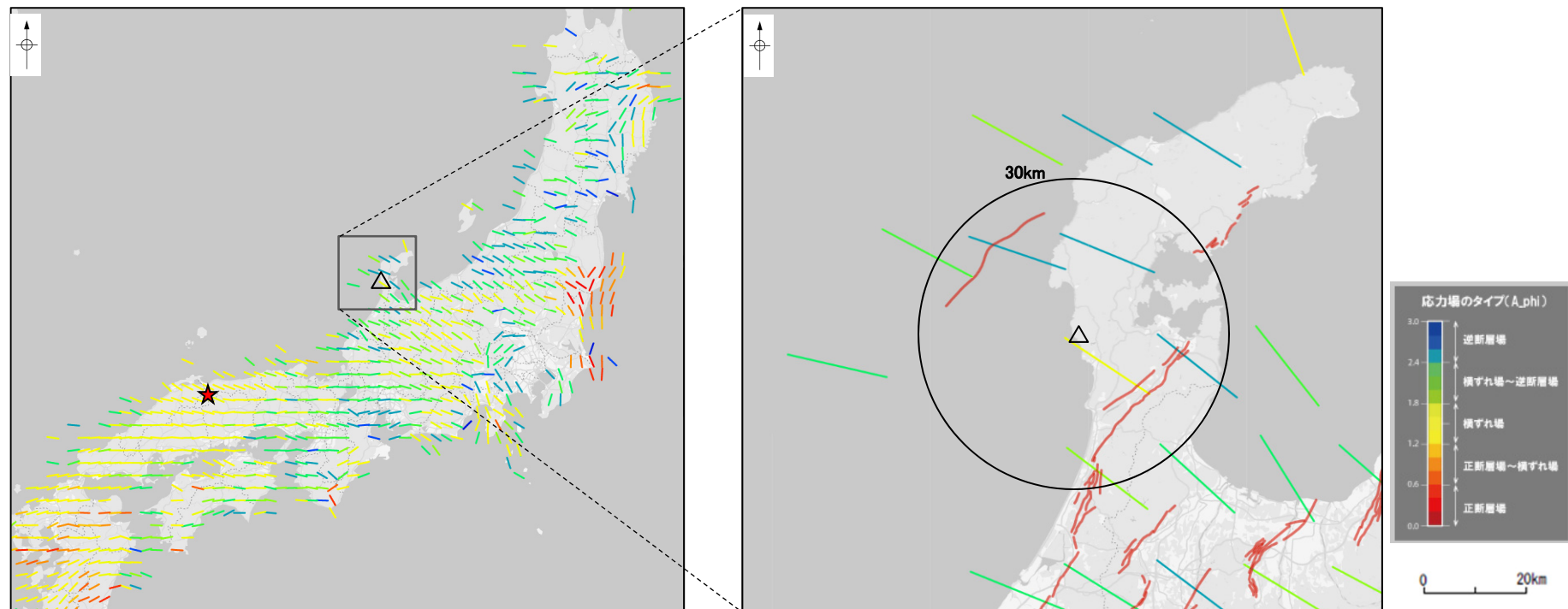
敷地周辺の第四紀火山

日本の第四紀火山(地質調査総合センター)に一部加筆

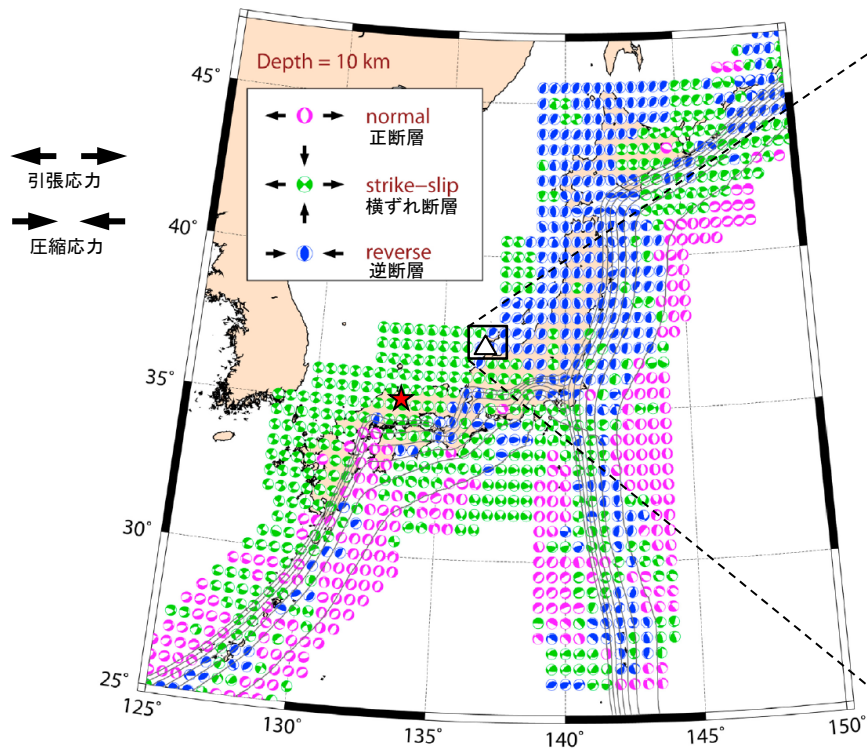
【応力場①】

- 垣見ほか(2003)の地震地体構造区分によれば、敷地が位置する「能登(10C1)」の「断層型」及び「浅発大・中地震活動」の特徴として、地震活動が逆断層型とされていることを踏まえ、垣見ほか(2003)以降の知見により地殻応力情報を確認した。
- 「地殻応力場データベース」(地質調査総合センター)によれば、敷地周辺の応力場のタイプは主に「横ずれ場～逆断層場」及び「逆断層場」であり、最大水平圧縮応力(S_{Hmax})方位は概ね北西－南東方向である(下図)。
- Terakawa and Matsu'ura(2010)によれば、敷地周辺の応力パターンは逆断層型及び横ずれ断層型の北西－南東圧縮応力である(次頁)。
- このことから、垣見ほか(2003)が示す「能登(10C1)」の「断層型」及び「浅発大・中地震活動」の特徴である地震活動が逆断層型とされていることが、垣見ほか(2003)以降の知見である「地殻応力場データベース」及びTerakawa and Matsu'ura(2010)からも確認した。

2000年鳥取県西部地震の震源周辺の応力場はP.101, 102

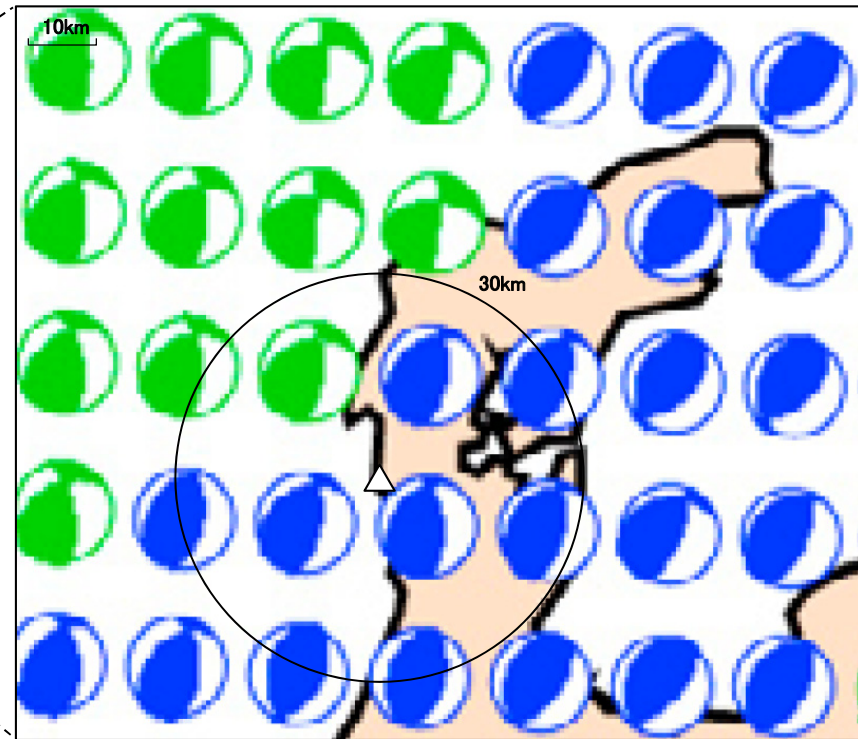


【応力場②】



CMTデータインバージョン法で推定した日本の応力パターン(深さ10km)

Terakawa and Matsu'ura(2010)に一部加筆



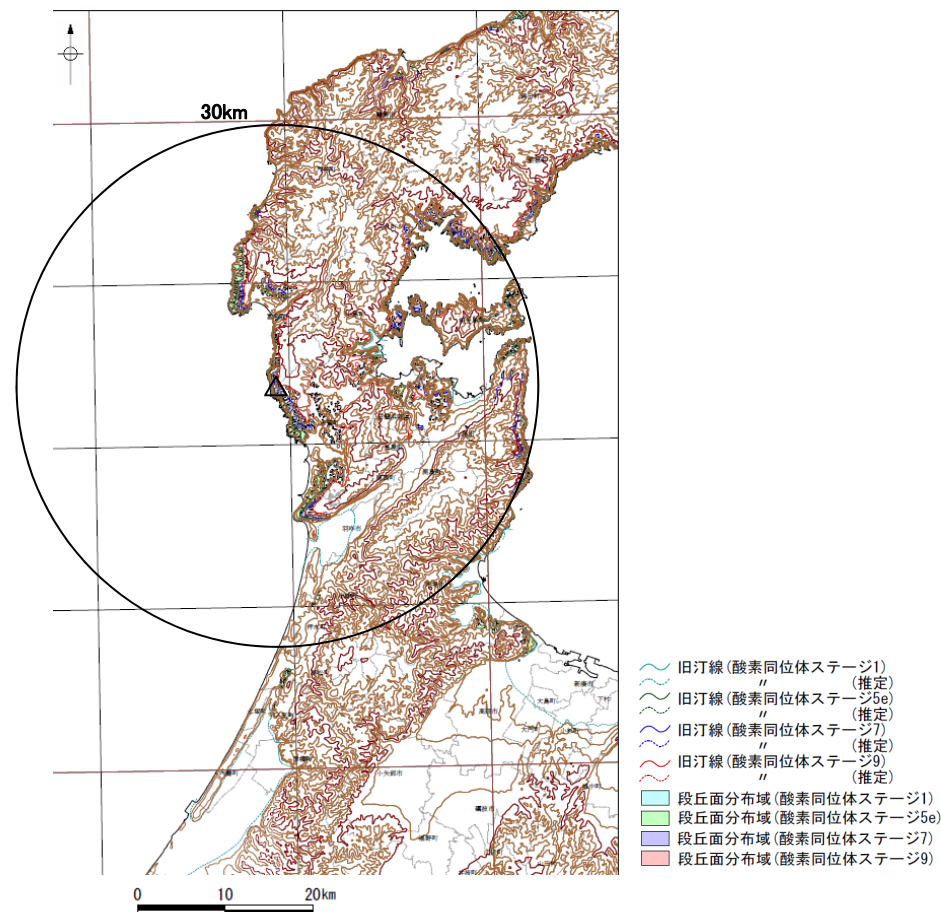
敷地周辺の応力パターン(深さ10km)

Terakawa and Matsu'ura(2010)に一部加筆

(2) 地質・地質構造による比較・検討(1/2)

- 小池・町田(2001)によれば、敷地周辺の陸域地形は、海岸線に沿って変位基準や年代基準となる第四紀の海成段丘面(中位段丘面・高位段丘面)が発達する。
- 敷地周辺の海岸沿いには、変位基準や年代基準となる海成段丘面が発達していることから、変位基準や年代基準となる地層・地形面が分布し、断層変位が見出しやすい地域である。

2000年鳥取県西部地震の震源周辺の段丘面分布図はP.103

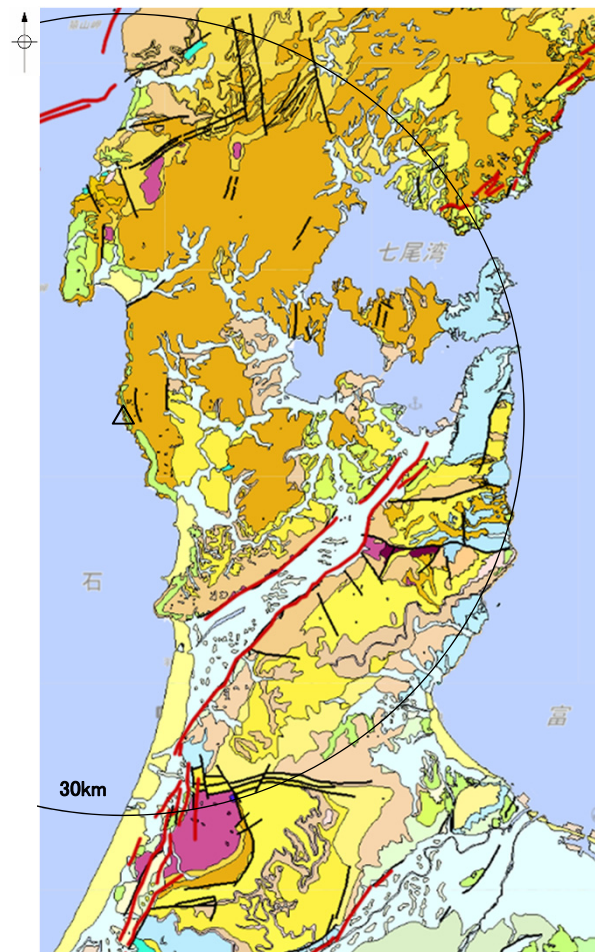


(2) 地質・地質構造による比較・検討(2/2)

○ 敷地周辺は主に古第三紀～新第三紀の火成岩(火山岩類)が広く分布しており、一部では、それらを覆って新第三紀の堆積岩が分布している。中新世以降の火成岩(火山岩類)や堆積岩が花崗岩等の基盤岩を直接覆っている。

➤ 敷地周辺は、火山岩類や堆積岩が花崗岩等の基盤岩を直接覆っていることから、それらの地層境界が断層変位を確認するための変位基準となり、断層変位を見出しやすい地域である。

2000年鳥取県西部地震の震源周辺の地質分布(シームレス地質図)はP.104

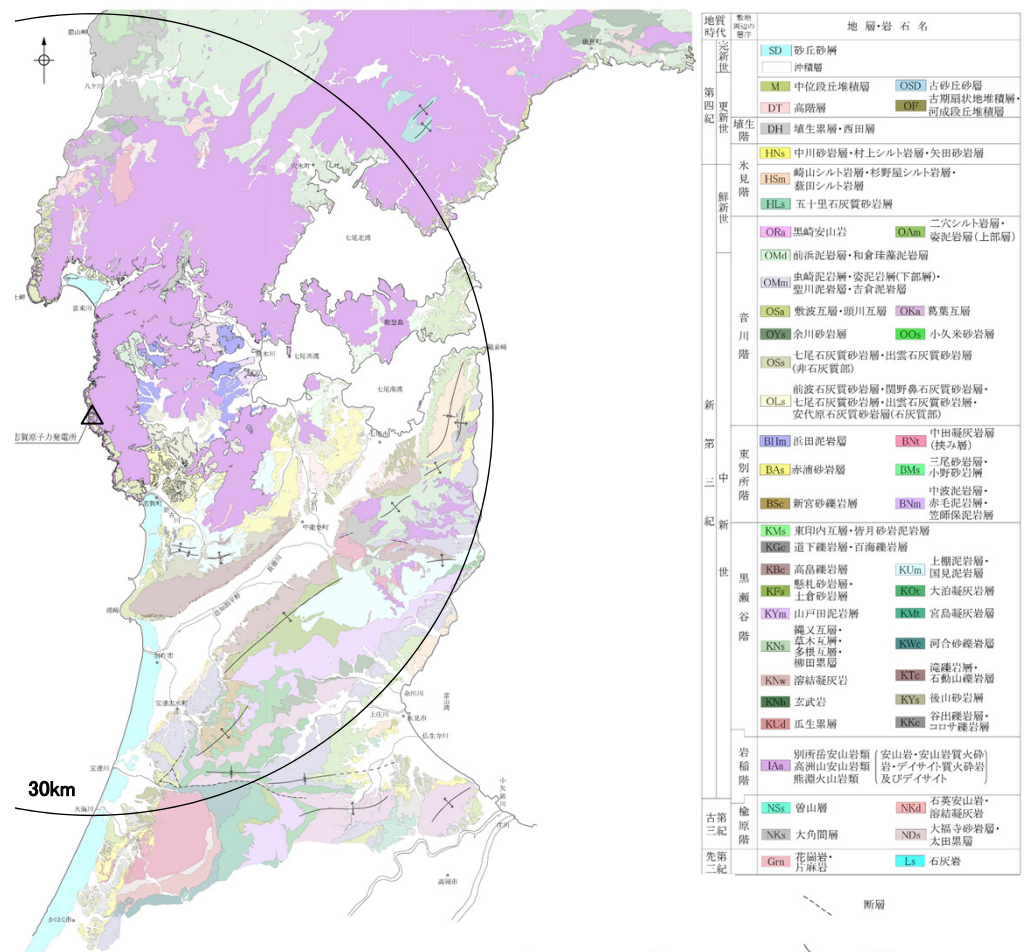


— : 断層(实在)
 --- : 断層(推定)
 — : 活断層

敷地周辺の地質図

地質凡例は次頁参照

シームレス地質図に一部加筆



△: 志賀原子力発電所

敷地周辺陸域の地質分布図

粕野(1993)等を踏まえ、地表地質調査結果、各種分析結果を加味し、当社作成

3.2 2000年鳥取県西部地震に係る検討 3.2.3 震源周辺と敷地周辺の類似性の検討

【地質凡例(シームレス地質図)】

20万分の1日本シームレス地質図V2 凡例 ver. 2020/7/10					堆積岩										火成岩										変成岩									
					非海成層				汽水成層ないし海成・非海成混合層				海成層				火山岩						深成岩				変成岩							
					砂岩ないし砂岩・泥岩		泥岩		礫岩		砂岩・砂岩泥岩互層ないし砂岩・泥岩		礫岩		砂岩		砂岩泥岩互層		泥岩		建築用砂岩		石灰質シロ・砂岩						花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					砂岩		砂岩・泥岩		砂岩		砂岩泥岩互層ないし砂岩・泥岩		砂岩		砂岩		砂岩泥岩互層		泥岩		建築用砂岩		石灰質シロ・砂岩		火山岩		深成岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so												アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩質安山岩		花崗閃緑岩・トルナル岩		花崗岩		遠山変成岩	
					sn				sb				so																					

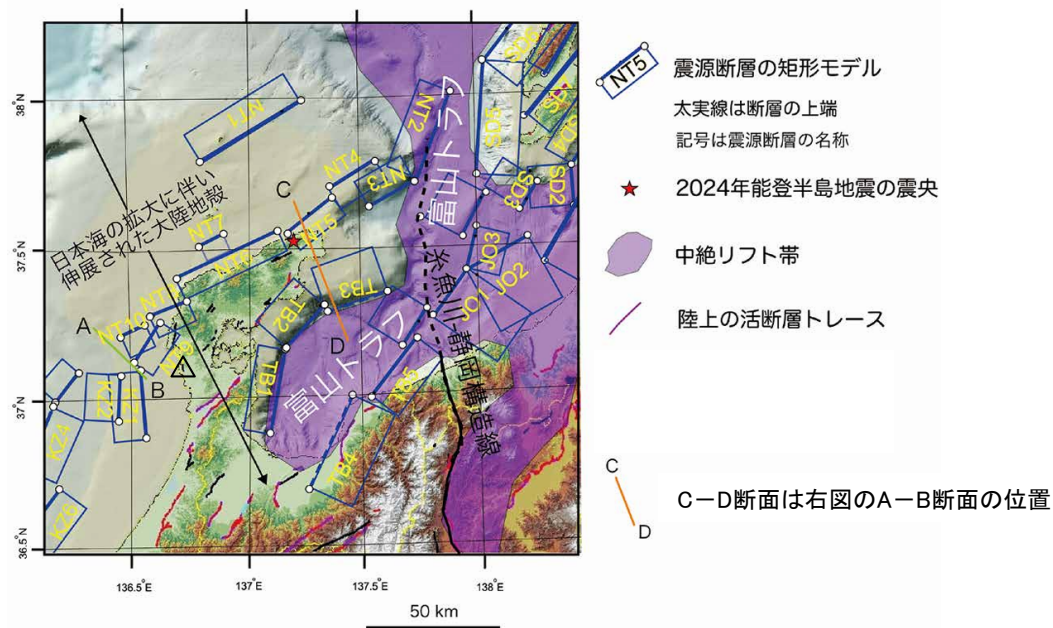
地質凡例

シームレス地質図の凡例をもとに当社作成

(3) 断層地形・既知の活断層による比較・検討(1/2) 一活断層の形成史一

- 佐藤(2024)によれば、敷地が位置する能登半島周辺の断層の形成史は、下記の3段階に分けて考えられており、日本海の形成時(中新世)に伸張応力場で形成された古い正断層が現在の東西圧縮のもと、逆断層として再活動している。
- ・能登半島とその北側の大陸地殻は、日本海の拡大に伴って引き伸ばされ、北に落ちる方向に傾斜(北傾斜)した正断層が作られた(右図①)。
 - ・その後リフトである富山トラフが拡大をはじめるが、その時期に能登半島の北岸の断層のように逆の南傾斜の正断層群がつくられたと考えられる(右図②)。
 - ・能登半島周辺は日本海拡大の停止後、現在は西北西－東南東方向からの圧縮力がかかる状態(インバージョンテクトニクス)になっている(右図③)。

➤ 敷地周辺は、日本海の形成時に伸長応力場で形成された古い正断層が現在の東西圧縮のもと、逆断層として再活動していることから、活断層が成熟している地域である。

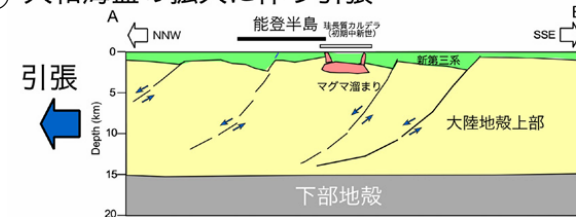


能登半島周辺の地殻構造と震源断層の矩形モデル

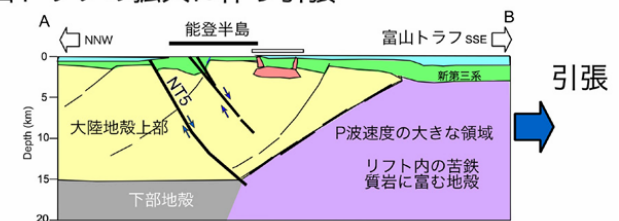
佐藤(2024)を一部編集

△：志賀原子力発電所

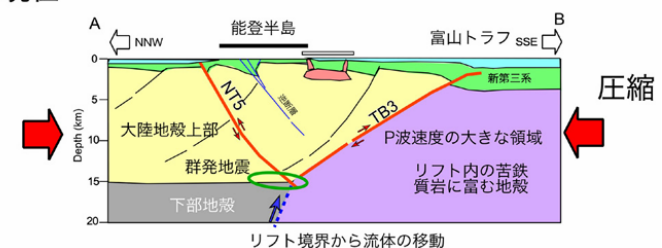
① 大和海盆の拡大に伴う引張



② 富山トラフの拡大に伴う引張



③ 現在



能登半島東部の主要断層形成プロセス

佐藤(2024)に一部加筆

3.2 2000年鳥取県西部地震に係る検討 3.2.3 震源周辺と敷地周辺の類似性の検討

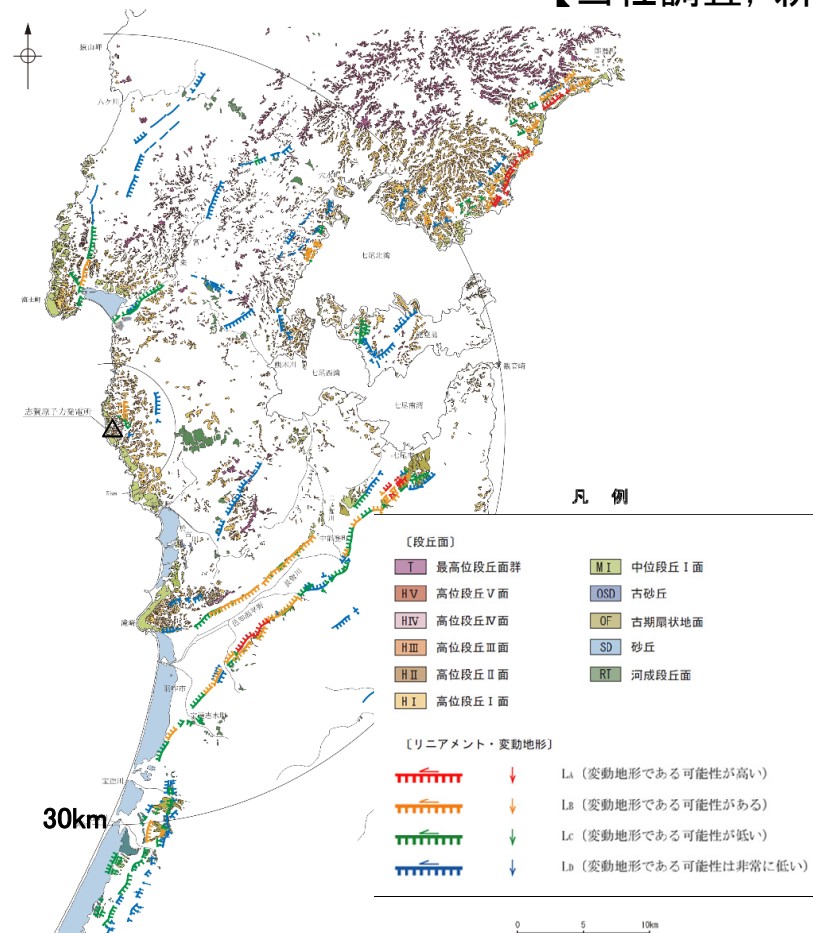
(3) 断層地形・既知の活断層による比較・検討(2/2) ー断層地形, 既知の活断層ー

- 敷地周辺は、段丘面が広く分布しており、連続性を有するリニアメント・変動地形が多数判読され、断層地形(リニアメント等)が発達している(左下図)。
- また、敷地周辺は、新編日本の活断層(活断層研究会(1991)), 活断層データベース(地質調査総合センター)及び地震調査研究推進本部(2025)で複数の活断層が指摘されている(右下図、次頁)。

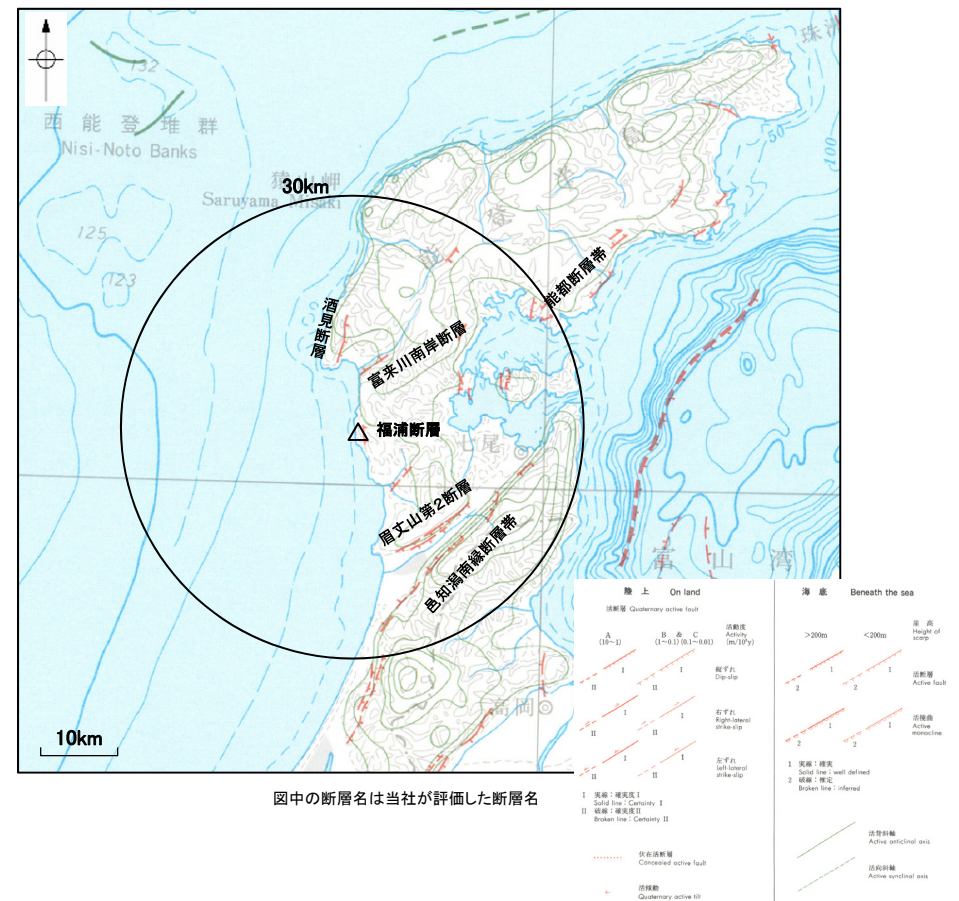
- 敷地周辺は、連続性を有するリニアメント・変動地形が多数判読され、断層地形が発達している。
- 敷地周辺は、文献調査結果によれば複数の活断層が示されている。

【当社調査, 新編日本の活断層】

2000年鳥取県西部地震の震源周辺の活断層分布(新編日本の活断層)はP.107



敷地周辺陸域の段丘面及びリニアメント・変動地形分布図

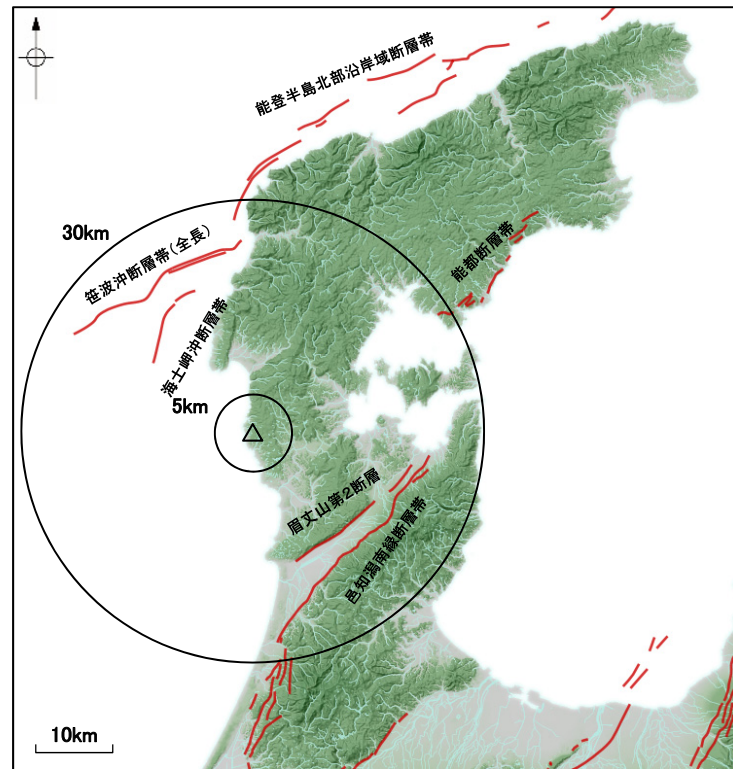


敷地周辺の活断層分布図

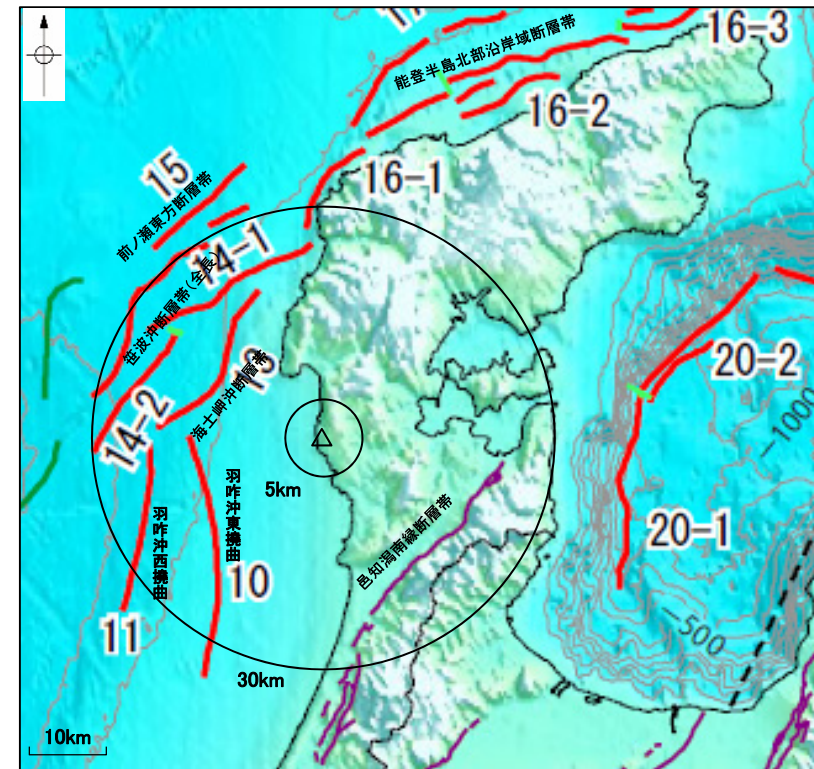
活断層研究会(1991)に一部加筆

2000年鳥取県西部地震の震源周辺の活断層分布(活断層データベース及び地震調査研究推進本部(2022))はP.108

【活断層データベース及び地震調査研究推進本部(2025)】



— : 活動セグメント 敷地周辺の活断層分布図
 図中の断層名は当社が評価した断層名 活断層データベース(地質調査総合センター)に一部加筆



敷地周辺の活断層分布図 地震調査研究推進本部(2025)に一部加筆

—	評価対象の海域活断層(帯)(東部区域)
—	評価単位区間境界
—	海域の短い活断層(東部区域)
—	評価公表済み活断層

図中の断層名は当社が評価した断層名

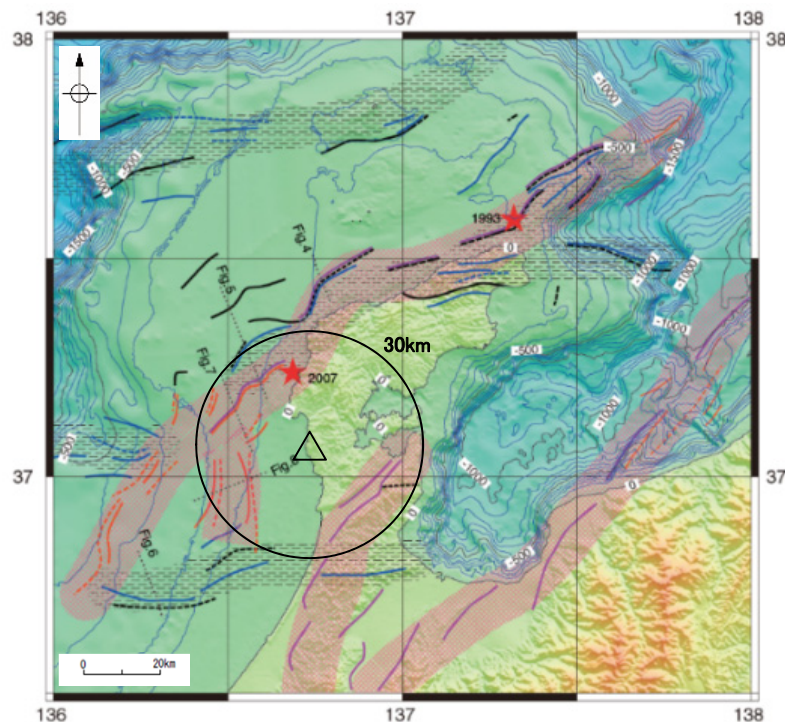
(4) ひずみ集中帯による比較・検討

- 佐藤(2024)によれば、敷地が位置する能登半島周辺の断層は、日本海の形成時(中新世)に伸張応力場で形成された古い正断層が現在の東西圧縮のもと、逆断層として再活動しており、活断層が成熟している地域であると考えられる(P.119)。
- 岡村(2007)は、能登半島周辺とその周辺海域における変形構造は断続的ながら帯状のゾーンに沿って発達し、第四紀の地質学的ひずみ集中帯※¹を形成するとしている。敷地周辺では、その西部及び南部に複数の活断層が認定されていることから、その分布に沿って地質学的ひずみ集中帯が認められる。
- 西村(2015)によれば、敷地周辺には、測地学的ひずみ集中帯※²は認められない。

- 敷地周辺は、古い正断層が逆断層として再活動しており、活断層が成熟している地域である。敷地周辺では、その西部及び南部に複数の活断層が認定されていることから、その分布に沿って地質学的ひずみ集中帯が認められる。
- 敷地周辺には、測地学的ひずみ集中帯は認められない。

※1:地質学的ひずみ集中帯は、最近200万年～300万年間に成長してきた逆断層と背斜構造が集中し、断層活動によるひずみが蓄積したゾーンとされている(岡村, 2010)。

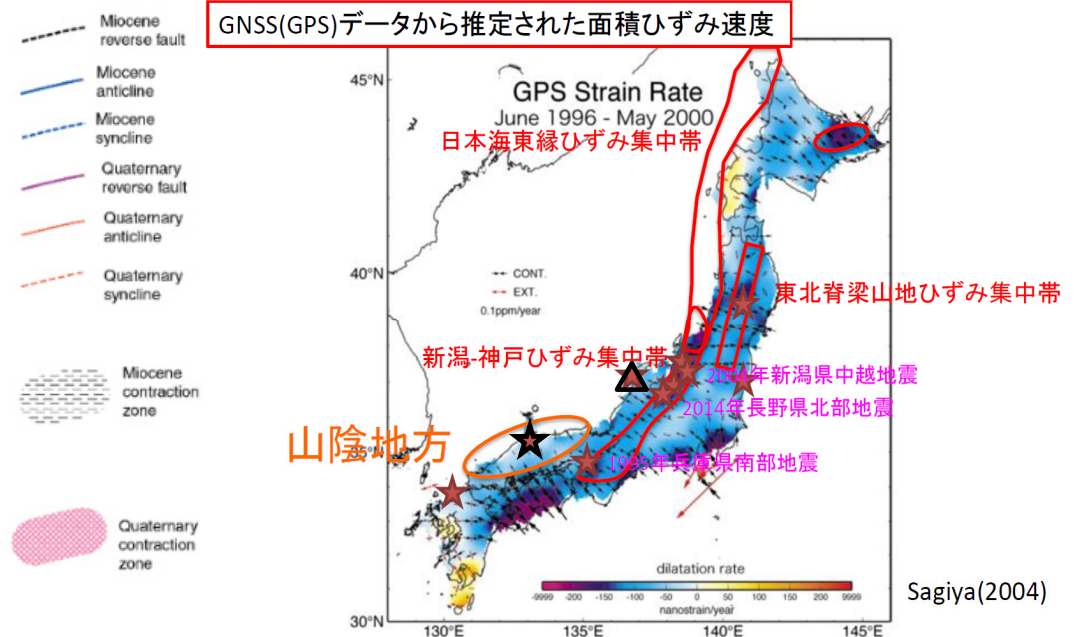
※2:測地学的ひずみ集中帯は、1990年代以降のGPS観測によるひずみ速度の大きい領域をカラスケール等で示すものである。



能登半島周辺の地質構造とひずみ集中帯

△: 志賀原子力発電所

岡村(2007)に一部加筆



日本列島のひずみ集中帯

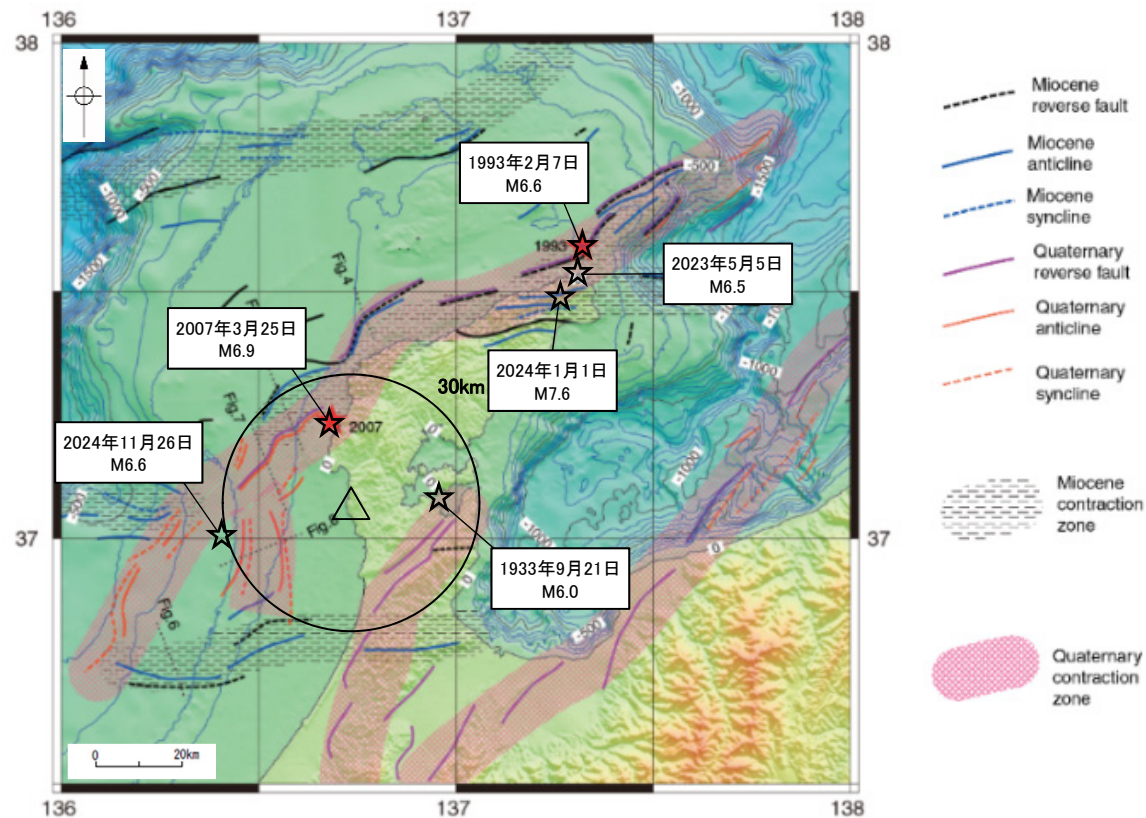
西村(2015)に一部加筆

★: 2000年鳥取県西部地震の震央

(5) 地震の発生状況による比較・検討

- 岡村(2007)が示す能登半島周辺の地質学的ひずみ集中帯※と近年(過去100年)のM6以上の地震の発生状況の関係を確認した。
 - その結果, 敷地周辺の地質学的ひずみ集中帯で, M6以上の地震が発生していることが確認できる。これらの地震は, 主に既知の活断層沿いで発生している。
- 敷地周辺では, 地質学的ひずみ集中帯で, 最近の約100年間にM6以上の地震が発生している。これらの地震は, 主に既知の活断層沿いで発生している。

※: 地質学的ひずみ集中帯は, 最近200万年~300万年間に成長してきた逆断層と背斜構造が集中し, 断層活動によるひずみが蓄積したゾーンとされている(岡村, 2010)。



能登半島周辺の地質学的ひずみ集中帯と地震(M6以上)の発生状況

岡村(2007)に一部加筆

△: 志賀原子力発電所

☆: 過去100年以内のM6以上の地震の震央位置

(地震調査研究推進本部(2025)が示す主な被害地震と2024年11月26日の地震(M6.6)を加筆)

震源周辺と敷地周辺の類似性の検討結果 及び 観測記録収集対象地震の判定

- 2000年鳥取県西部地震の震源周辺は、短く断続するリニアメント群や断層露頭が確認されているが、活断層として未成熟であり、変位基準となる地層・地形面が少ないことから、断層変位が見出しにくい地域である。
- 一方、敷地周辺は、大局的には震源周辺とは異なる地体構造区分に位置している(大局的比較)。また、**断層変位の見出しにくさの要因として重視した観点を含む比較項目において、震源周辺とは異なり、活断層が成熟し、断層地形が発達していること、変位基準や年代基準となる地層・地形面が分布していることから、断層変位が見出しにくい地域ではない(個別比較)。**
- その他の比較項目において、震源周辺と敷地周辺は、地質学的な特徴として、ひずみ集中帯及び地震の発生状況で一部類似性が認められるものの、敷地周辺には複数の活断層が認定されている点や、M6以上の地震が発生しているのは主に既知の活断層沿いである点において、震源周辺とは異なる(個別比較)。
- 以上のことから、2000年鳥取県西部地震の震源周辺と敷地周辺は類似性がないと評価し、当該地震を観測記録収集対象外と判定した。

赤字:断層変位の見出しにくさの要因として重視した観点

○:類似性あり △:一部類似性あり ×:類似性なし

2000年鳥取県西部地震の震源周辺と敷地周辺の類似性の検討結果

比較項目		着目点	2000年鳥取県西部地震の震源周辺	敷地周辺	類似性の検討結果
大局的比較	1) 地体構造区分	地体構造区分の特徴(地形・地質(火山分布)、活断層の密度・断層型、地震活動等)が類似しているか。	- 震源周辺は、「三郡変成帯(Sa)」と「飛騨-隠岐帯(HO)」の境界に位置する。(P.98) - 地震地体構造区分は「中国山地・瀬戸内海(10C5)」に位置し、北半部は安定隆起域で北部に火山が分布し、活断層の密度は小である。(P.99) 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は中(1885年以降は北部で高)、東西圧縮横ずれ断層型である。(P.99)	- 敷地周辺は、「飛騨-隠岐帯(HO)」のうち飛騨帯内側地帯(i)に位置する。(P.111) - 地震地体構造区分は「能登(10C1)」に位置し、半島部は準安定域で第四紀火山は存在せず、活断層の密度は中である。(P.112) 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は中～低、逆断層型である。(P.112)	- 敷地周辺は、震源周辺とは異なる地体構造区分に位置する。 - 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、第四紀火山は分布せず、震源周辺に比べて活断層の密度が大きい。 - 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、浅発地震の発生頻度が低く、逆断層型の地震が発生している。 - 以上のことから、類似性はないと判断した。
	2) 地質・地質構造	- 後期更新世以降の活動性を確認する年代基準となる地層・地形面が分布しているか。 - 断層変位を確認するための変位基準となる地層が分布しているか。	- 震源周辺を含む中国地方山間部は、侵食・削剥速度が大きいことや堆積地形面の発達が悪いことから、明瞭な変位基準や年代基準となる地層・地形面が少なく、断層変位が見出しにくい地域である。(P.103) 2000年鳥取県西部地震の震源断層の直線区間は、概ね古第三紀の花崗岩分布域に限られ、単一の岩体で構成されていることから、断層変位を確認するための地層境界等の変位基準が少なく、断層変位が見出しにくい地域である。(P.104)	- 敷地周辺の海岸沿いには、変位基準や年代基準となる海成段丘面が発達していることから、変位基準や年代基準となる地層・地形面が分布し、断層変位が見出しやすい地域である。(P.116) - 敷地周辺は、火山岩類や堆積岩が花崗岩等の基盤岩を直接覆っていることから、それらの地層境界が断層変位を確認するための変位基準となり、断層変位が見出しやすい地域である。(P.117)	- 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、海成段丘面が発達していることから、変位基準や年代基準となる地層・地形面が分布し、断層変位が見出しやすい地域である。 - 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、変位基準となる地層境界が分布し、断層変位が見出しやすい地域である。 - 以上のことから、類似性はないと判断した。
個別比較	3) 断層地形・既知の活断層	- 活断層が分布しているか。十分発達しているか。 - 活断層が断層変位を示す断層地形(リニアメント等)が発達しているか。	2000年鳥取県西部地震は、若い未成熟な断層、主断層が形成されていない変位分散型の断層による地震である。(P.106) - 震源域周辺には、震源断層の走向で短く断続するリニアメント群・断層露頭が認められる。(P.106) 2000年鳥取県西部地震の震源周辺は、文献調査結果によれば活断層の分布は少なく、震源断層に対応する活断層は示されていない。(P.107)	- 敷地周辺は、日本海の形成時に伸長応力場で形成された古い正断層が現在の東西圧縮のもと、逆断層として再活動していることから、活断層が成熟している地域である。(P.119) - 敷地周辺は、連続性を有するリニアメント・変動地形が多数判読され、断層地形が発達している。(P.120) - 敷地周辺は、文献調査結果によれば複数の活断層が示されている。(P.120)	- 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、活断層が成熟し、断層地形が発達している地域である。 - なお、敷地周辺では、複数の活断層が認定されている点からも、震源周辺とは異なる。 - 以上のことから、類似性はないと判断した。
	4) ひずみ集中帯	当該地域を含む地質帯、ひずみ集中帯及び活断層周辺において地震が発生しているか。	- 震源周辺を含む山陰地域は、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階とされており、地質学的ひずみ集中帯は認められない。(P.109) - 震源周辺を含む山陰地域には、測地学的ひずみ集中帯が認められる。(P.109)	- 敷地周辺は、古い正断層が逆断層として再活動しており、活断層が成熟している地域である。敷地周辺では、その西部及び南部に複数の活断層が認定されていることから、その分布に沿って地質学的ひずみ集中帯が認められる。(P.122) - 敷地周辺には、測地学的ひずみ集中帯は認められない。(P.122)	- 敷地周辺では、震源周辺と同様にひずみ集中帯が認められる。 - しかし、震源周辺とは異なり、複数の活断層が認定されている地質学的ひずみ集中帯である。 - 以上のことから、一部類似性ありと判断した。
	5) 地震の発生状況		- 震源周辺を含む山陰地域は、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階である。(P.109) - 震源周辺を含む山陰地域の測地学的ひずみ集中帯では、地震活動が活発であり、最近の約100年間にM6以上の地震が多発している。(P.109)	- 敷地周辺は、古い正断層が逆断層として再活動しており、複数の活断層が認定されている。(P.122) - 敷地周辺では、地質学的ひずみ集中帯で、最近の約100年間にM6以上の地震が発生している。これらの地震は、主に既知の活断層沿いで発生している。(P.123)	- 敷地周辺では、震源周辺と同様にひずみ集中帯内でM6以上の地震が発生している。 - しかし、震源周辺とは異なり、地震は主に既知の活断層沿いで発生している。 - 以上のことから、一部類似性ありと判断した。

3.3 2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討

検討フロー

- 審査ガイドにおいて、2008年岩手・宮城内陸地震は、「②上部に軟岩や火山岩、堆積層が厚く分布する地域で発生した地震」とされている。
- これを踏まえ、2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺※¹の地質構造や変動地形等の特徴を整理し、震源周辺と敷地周辺※²の類似性の検討を行い、観測記録収集対象の地震とするか判定する。
- 以下の手順に沿って、検討結果を示す。

※1:本章においては、震源周辺は震源から半径30km以内とする。

※2:本章においては、敷地周辺は敷地から半径30km以内とする。

地震諸元・断層諸元の整理 [3.3.1]

- ・ 検討対象地震の地震諸元及び確認された断層諸元を整理する。

震源周辺の地質構造や変動地形等の特徴の整理 [3.3.2]

- ・ 2008年岩手・宮城内陸地震の震源が位置する地域の地体構造区分、震源周辺の地質・地質構造、既知の活断層、震源断層、ひずみ集中帯、地震発生状況の特徴を整理する。
- ・ 震源周辺の特徴から、着目する観点を整理し、震源周辺と敷地周辺の類似性の比較項目を定める。

震源周辺と敷地周辺の類似性の検討 [3.3.3]

- ・ 前項で定めた比較項目に関する文献及び当社の地質調査等を基に、震源周辺と敷地周辺の類似性を検討する。

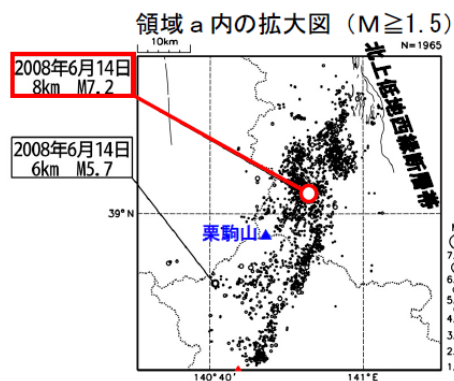
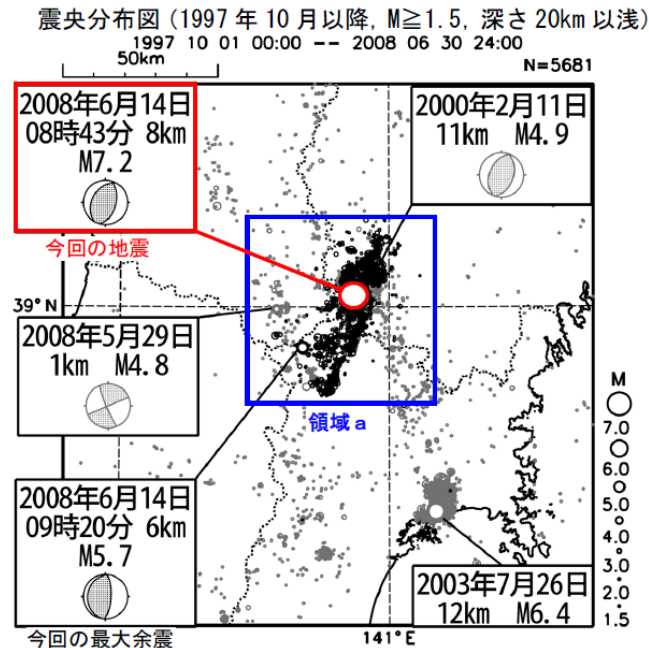
観測記録収集対象地震の判定 [3.3.4]

- ・ 震源周辺と敷地周辺の類似性の検討結果を踏まえ、2008年岩手・宮城内陸地震を観測記録収集対象の地震とするか判定する。

検討フロー

地震の概要(1/8) —メカニズム解, 震源規模—

- 2008年岩手・宮城内陸地震は, 2008年6月14日に岩手県内陸南部で発生した地震で, 震源の深さ8km, 地震の規模はM7.2 (Mw6.9 ~7.0), WNW-ESE方向に圧力軸をもつ (NNE-SSW走向の) 西傾斜の逆断層型とされている。(気象庁(2009))
- なお, 松田(1975)によるM7.2に対応する断層長さは26km, 変位量は2.1mとされている。(柳田ほか(2020))

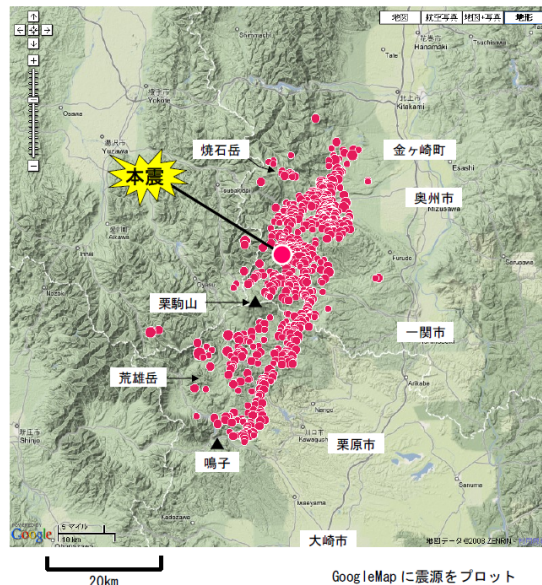


震央分布図

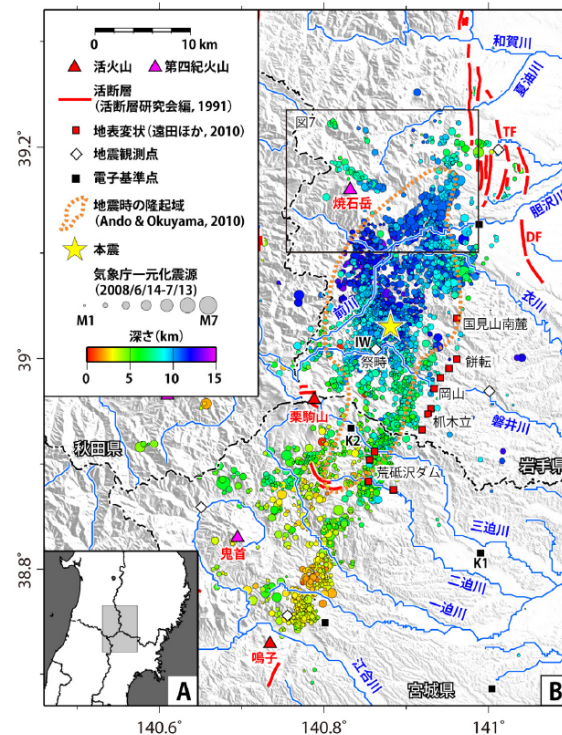
気象庁(2009)より抜粋

地震の概要(2/8) ー余震域ー

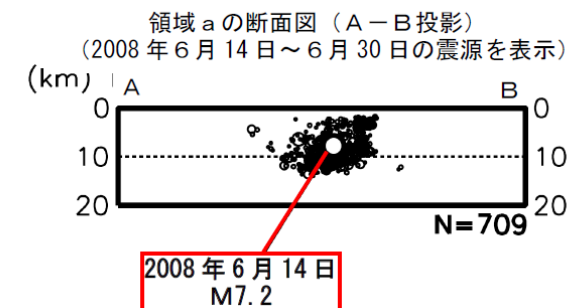
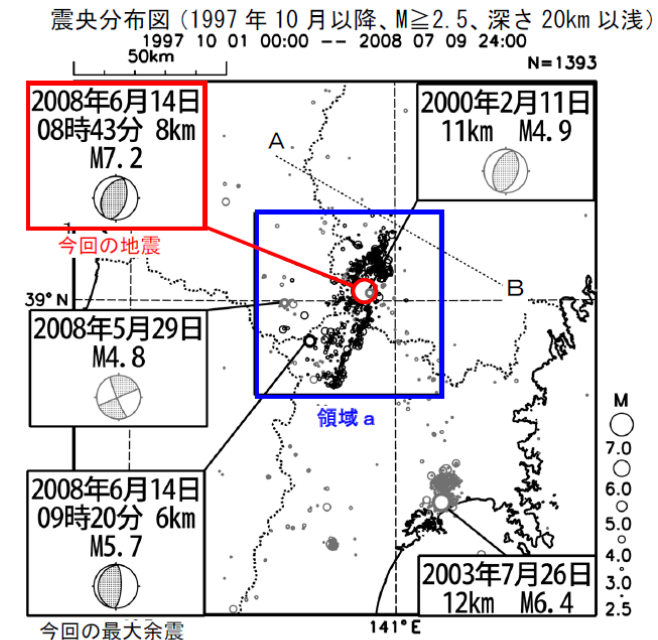
- 2008年岩手・宮城内陸地震の余震域は、本震を中央やや北寄りとしてNNE－SSW方向に延びている。その規模は、長さ約45km(気象庁(2009))または約40km(柳田ほか(2020))、幅約15km(気象庁(2009))とされている。
- 地震調査研究推進本部(2008)の震央分布と断面によれば、深度方向に約15kmの範囲に広がると判断される。



余震分布
気象庁(2009)より抜粋



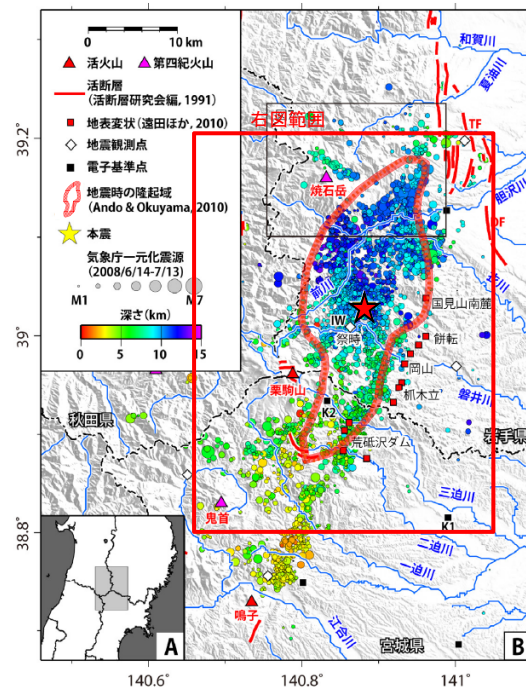
余震分布
柳田ほか(2020)より抜粋



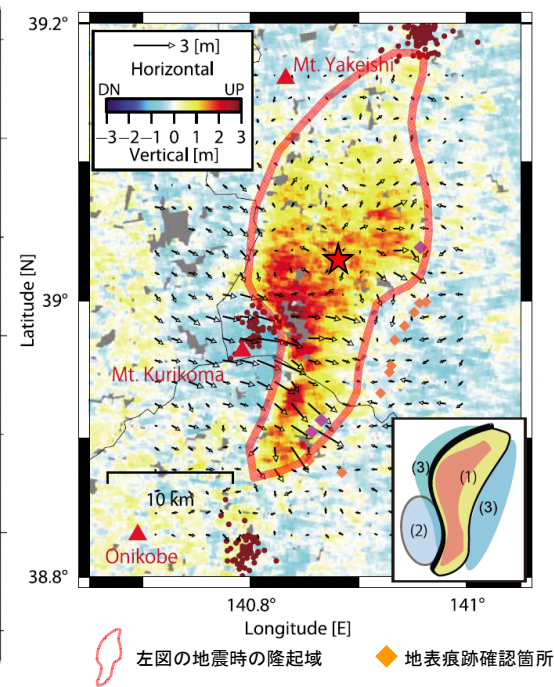
震央分布と断面
地震調査研究推進本部(2008)より抜粋

地震の概要(3/8) —地盤変動①—

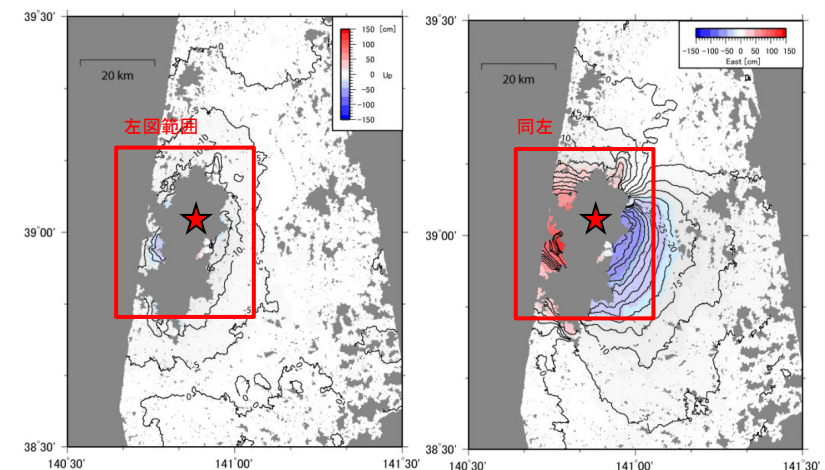
- 柳田ほか(2020)は, Ando and Okuyama(2010)のALOS/PALSAR のピクセルオフセット解析による地殻変動分布の結果等を整理しており, 隆起域は, 南北に長さ約35km, 岩手県側では幅10km, 宮城県側では幅5kmの広範囲に及んでおり, 2mを超す隆起のピークはその西縁に認められているとしている。
- 雨貝ほか(2008)は, SAR干渉解析の結果から, 長さ約30km, 幅約10kmに及ぶ地殻変動集中帯が存在し, それをはさむ東西の地塊が, 各々少なくとも約1m, 西北西-東南東方向に相互に近寄る方向に変動したとしている。
- 遠田ほか(2010)は, Takada et al.(2009)のSARデータの衛星距離オフセット量から, 余震域一帯で最大3mに達する隆起及び余震域を取り囲むような変動量の急変部の分布が認められるとしている。



余震分布, 地表痕跡分布, 地震時の隆起域
柳田ほか(2020)に一部加筆



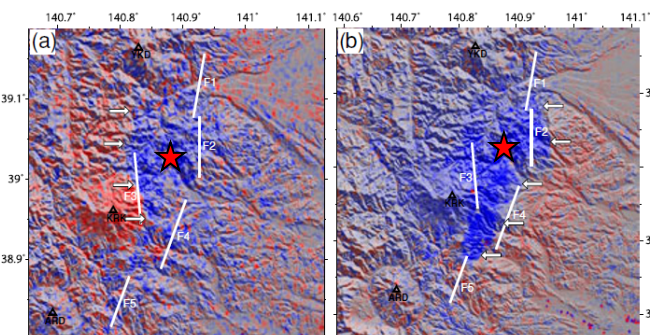
地殻変動分布
Ando and Okuyama(2010)に一部加筆



準上下成分の変動分布図

準東西成分の変動分布図

雨貝ほか(2008)に一部加筆



Range Offset [m]

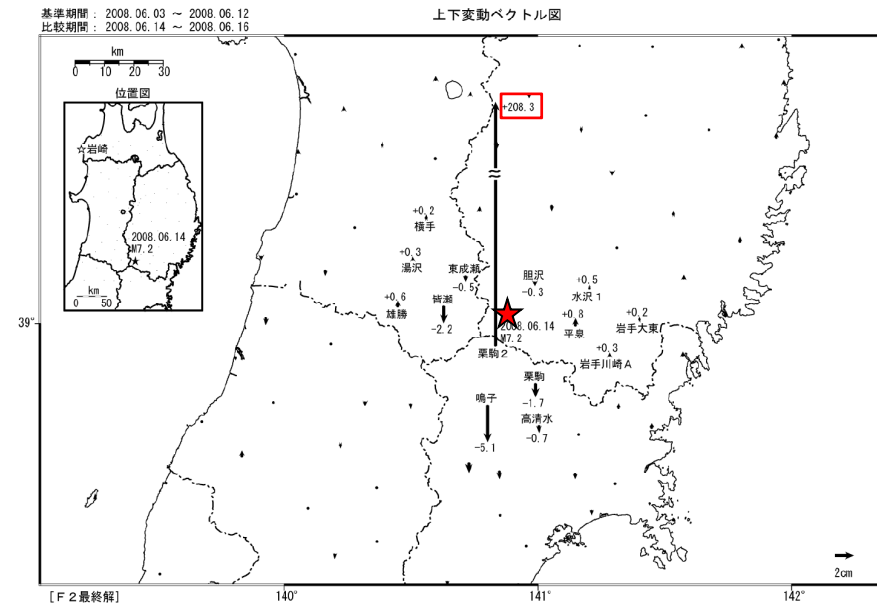
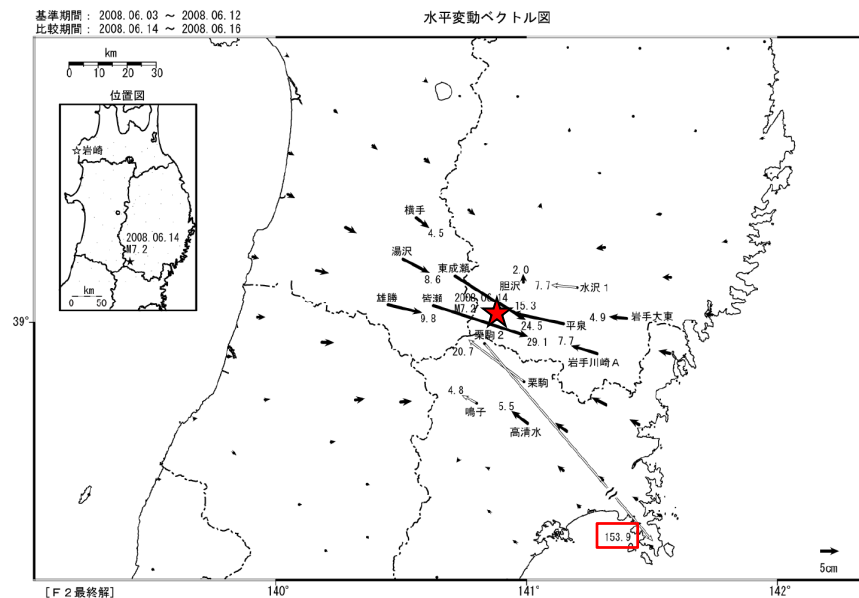
★: 2008年岩手・宮城内陸地震の震央

Takada et al.(2009)に一部加筆

衛星距離オフセット量

地震の概要(4/8) —地盤変動②—

○ 宮原ほか(2008)は、電子基準点におけるGPS観測データから観測された地殻変動について報告しており、電子基準点「栗駒2」で約2.1mの隆起、南東方向に約1.5mの変動が観測されたとしている。



□ : 「栗駒2」で観測した地殻変動

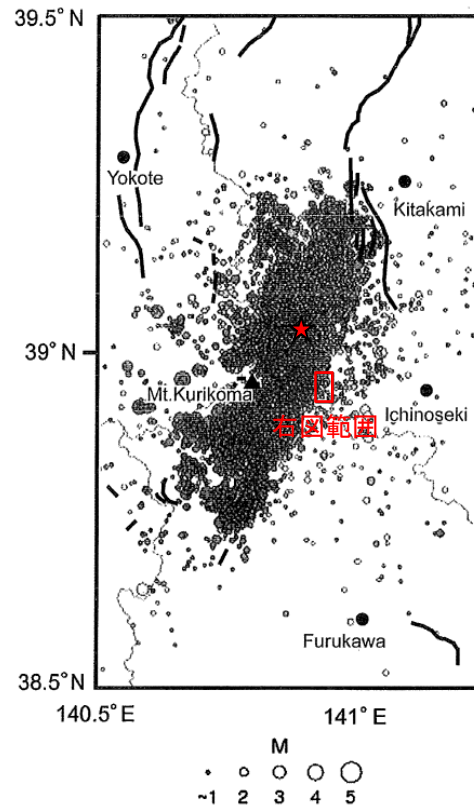
余震分布, 地表痕跡分布, 地震時の隆起域

宮原ほか(2008)に一部加筆

3.3 2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討 3.3.1 地震諸元・断層諸元の整理

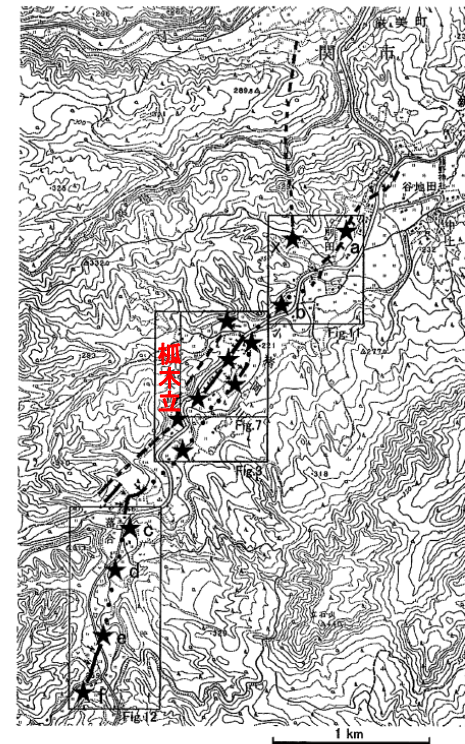
地震の概要(5/8) —断層地形(リニアメント)—

- 鈴木ほか(2008)は、地震前に撮影された大縮尺の航空写真判読により、地震断層にほぼ対応する3~4km程度の区間に活断層変位地形の可能性のある地形が断片的に確認できるとしている。また、柵木立(はのきだち)地点におけるトレンチ調査の結果、約5千年前以降の複数回の活動が明らかになったとしている(下図)。
- また、遠田ほか(2010)は、地震発生前に空中写真や航空レーザイメージを用いた詳細地形判読が実施されていたならば、断層変位地形が断片的に抽出されていた可能性はあるが、連続した活断層として図示できたとは考えられないとしている。



第1図 岩手・宮城内陸地震の本震・余震の震央と既知の活断層および本研究の調査地域
震央分布は防災科学技術研究所(2008a)による。観測期間は2008年6月14日~8月19日。★:本震、太線:既知の活断層、細線:県境、本研究の調査範囲は小さい四角の範囲。

本震・余震の震央と既知の活断層及び調査地域
鈴木ほか(2008)に一部加筆



第2図 岩手・宮城内陸地震震源域付近の活断層と地表変位位置図
黒およびグレーの線は推定活断層。黒は確実度が高い。実線:位置明瞭、破線:位置不明瞭、点線:地震前には変位地形が残存していなかった伏在部。★:主な地表変位確認地点。基図として国土地理院2.5万分の1地形図「本寺」図幅の一部を使用。

推定活断層と地表変位位置
鈴木ほか(2008)より抜粋

地震の概要(6/8) ー地震断層ー

○ 堤ほか(2010)及び遠田ほか(2010)は、地震時の地表痕跡について、以下のように述べている。

- ・地震時の地表痕跡(Surface rupture)は、南北約20km、東西約15kmの範囲に3列に分散し、オフセット・屈曲など断続的に現れた(図1、図2)。
- ・地震断層(Surface rupture)の多くは、付随して活動した「餅転ー細倉(もちころばしーほそくら)構造線」に沿って出現している(図2)。
- ・地表断層(Surface rupture)の鉛直変位量は、震源付近において50cm以下※である(図1、図3)。

※:最大鉛直変位としては、南部の荒砥沢ダム北方で4mが認められる(遠田ほか, 2010)が、隣接する鉛直変位量(行者滝:0.1m, 荒砥沢ダム南方:0.5m)と大きく異なり、また、重力性の山体移動の制約を強く受けているとする解釈(向山ほか, 2009)もあることから、検討にあたっては参考値とする。

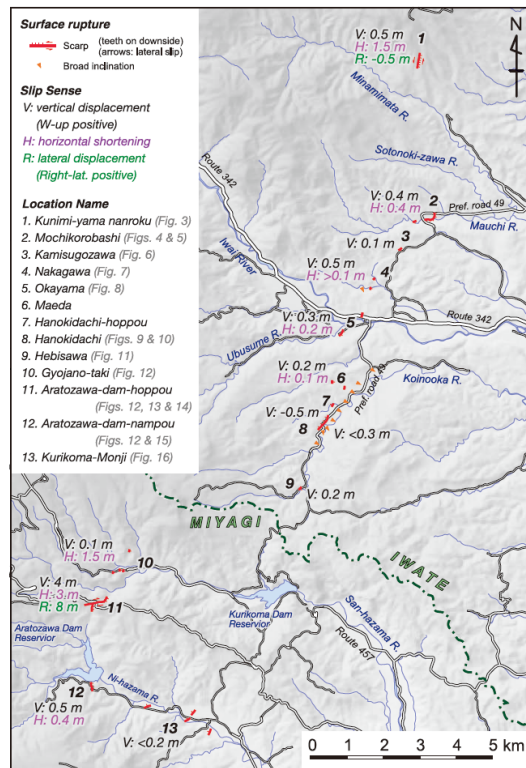


図1 地震断層の位置と鉛直・水平変位量

遠田ほか(2010)に一部加筆

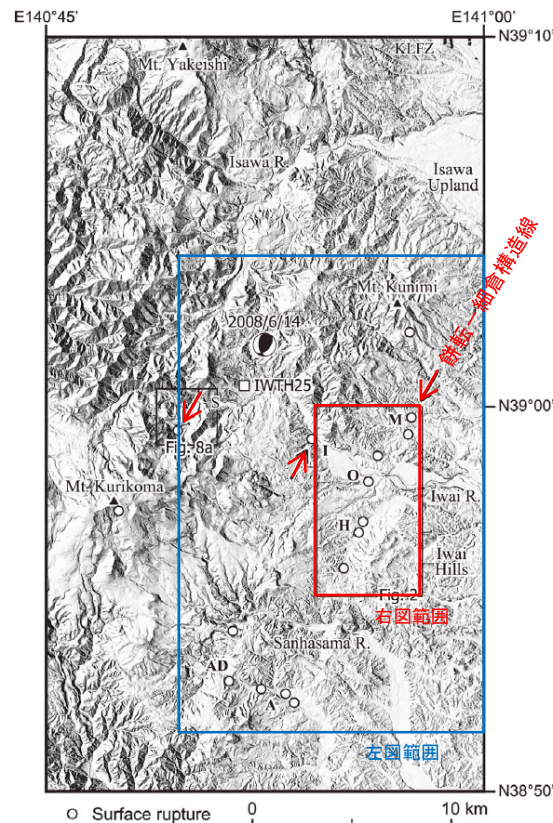


図2 地表痕跡確認位置図

堤ほか(2010)に一部加筆

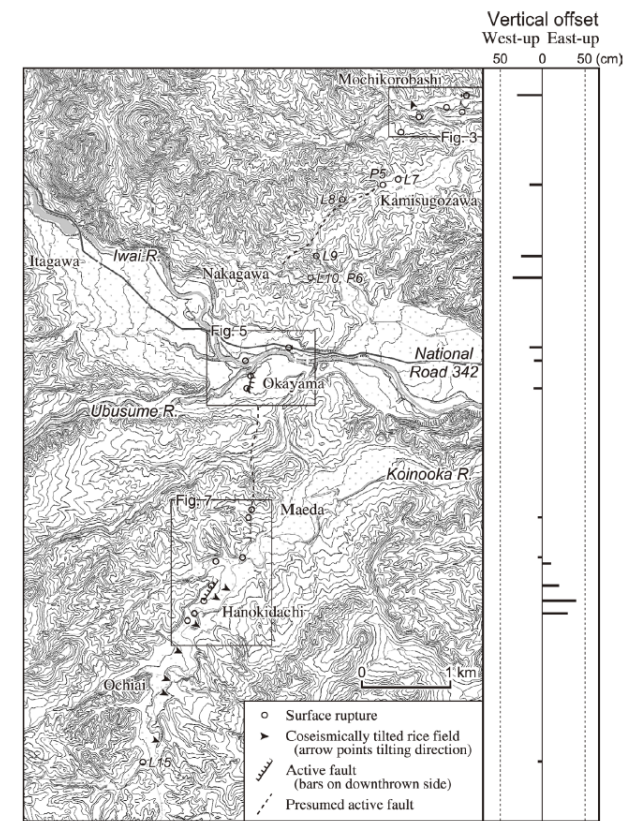


図3 地震断層の位置と鉛直変位量

堤ほか(2010)に一部加筆

3.3 2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討 3.3.1 地震諸元・断層諸元の整理

地震の概要(7/8) ー震源断層ー

- 東京大学地震研究所・東北大学大学院理学研究科・岩手大学工学部(2008), 堤ほか(2010), 遠田ほか(2010)及び佐藤ほか(2008)によれば, 2008年岩手・宮城内陸地震は, 山地境界断層を主要震源断層として, 「餅転ー細倉構造線」等活断層として認識されていなかった中新世のリフト期の複数の正断層が現在の東西圧縮応力場のもとで, 逆断層として再活動したものとされている。

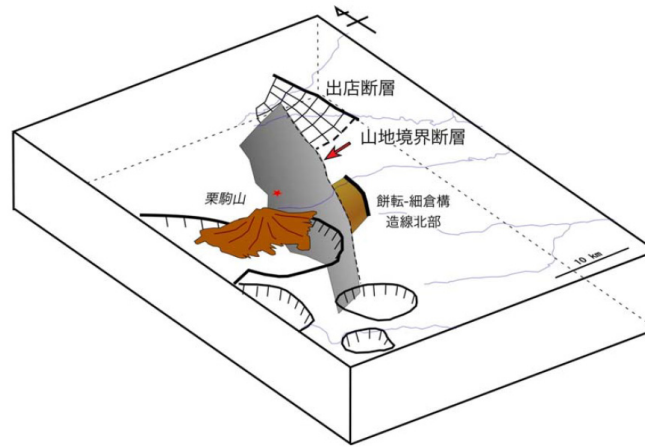
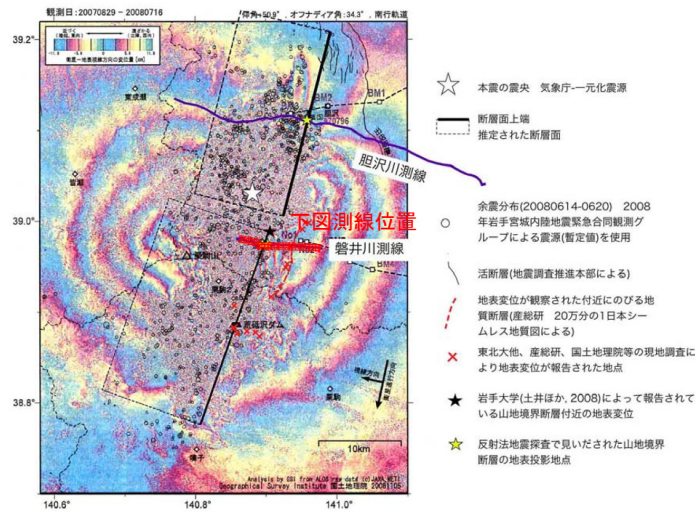


図5. 震源域の地殻構造概念図。

このように、一関市周辺で確認された3列の地震断層は、それぞれ既存の断層が活動した結果生じたものである可能性が指摘できる。このように地震断層が分散して現れたのは、西傾斜の断層が密に並走するという震源域の地質学的背景と関係していると考えられる。震源域が位置する奥羽脊梁山脈の東縁部から北上山地の間は、日本海の形成に伴う背弧リフトの東縁に相当し(Sato, 1994), 前期中新世に活動した西側低下の正断層群が並走して分布する(佐藤ほか, 2008)。この地域に分布する活断層の多くは、これらの西傾斜の正断層が鮮新世以降の東西圧縮応力場で逆断層として再活動したものであると考えられている(Kato et al., 2006)。震源域でも、数条の正断層起源の逆断層が並走して分布しており(東京大学地震研究所・東北大学大学院理学研究科・岩手大学工学部, 2008), それらが現在の東西圧縮応力場のもとで、2008年地震時に活動したと考えられる。

堤ほか(2010)から抜粋、一部加筆

しかし、上述のように実際の地表断層分布は複雑で、複数の断層が関与したと考えざるをえない。

遠田ほか(2010)から抜粋、一部加筆

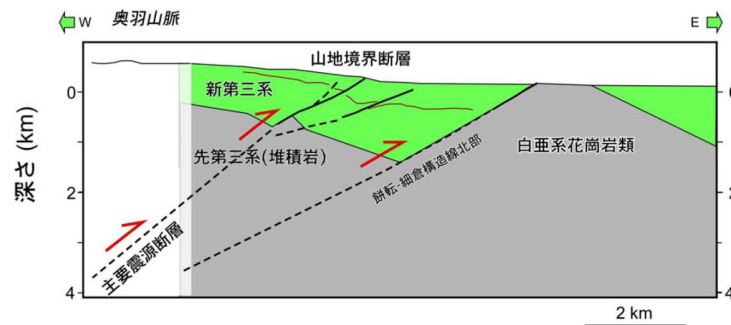


図3. 磐井川測線沿いの断層形状概念図。

胆沢川・磐井川で行った反射法地震探査の結果、奥羽山脈の東縁に断層が伏在していることが明らかになった。この山地境界断層は国土地理院が推定した主断層と一致する。胆沢川沿いでは、山地境界断層沿いに余震が配列する、地表変位が系統的に現れた餅転ー細倉構造線北部は、山地境界断層に随伴して活動したものと判断される。

2008年岩手・宮城内陸地震の震源断層

東京大・東北大・岩手大(2008)に一部加筆

2008年岩手・宮城内陸地震(Mj7.2)は、「餅転(もちころばし)ー細倉構造帯」北部の活断層としては記載されていない断層の深部延長の破壊によって発生した。中新世の正断層の逆断層としての反転運動によって引き起こされたと推定される。

佐藤ほか(2008)から抜粋、一部加筆

- 発生:2008年6月14日 8時43分

2.1m 「栗駒2」(GPS観測)(宮原ほか, 2008)

134

(1) 震源周辺の地体構造区分の特徴(1/2) ー地質帯ー

- Wallis et al.(2020)による日本列島の地体構造区分図(基盤地質分類)によれば、震源周辺は「南部北上帯(SK)」に位置している。
- 「南部北上帯(SK)」は、阿武隈山地東縁から北上山地南部に至る地帯で、古生代～中生代の浅海成層の広い分布で特徴づけられ、古生代の変成岩類や花崗岩類等の基盤岩も分布している※。

➤ 震源周辺は、「南部北上帯(SK)」に位置する。

※: 地学団体研究会(1996)を基に記載。

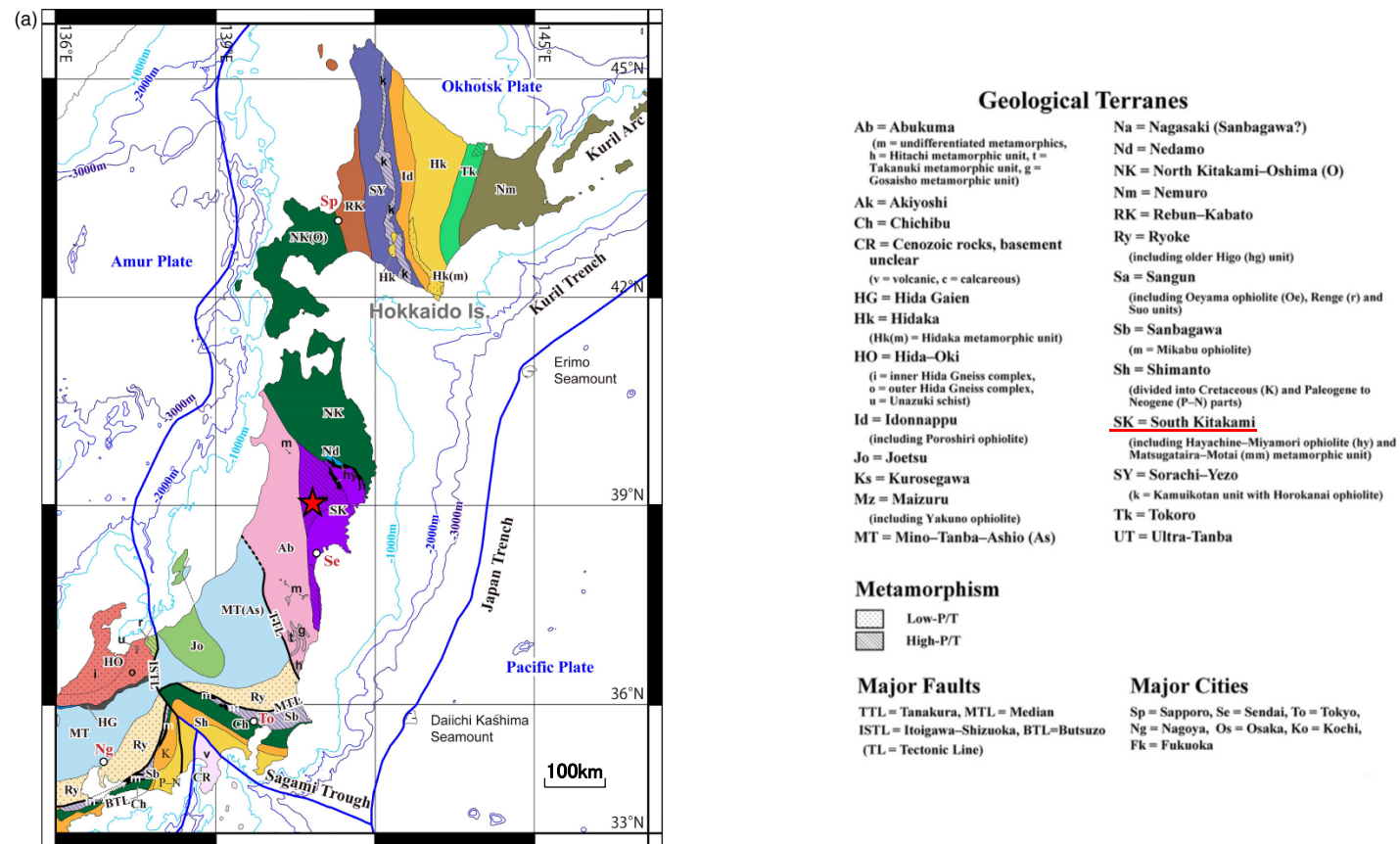


FIGURE 2 A summary map of the basement geology of Japan. The distinction between basement and cover is not clear-cut and an explanation of the units that were included is given in the main text. A digital version of this map can be downloaded from <http://science.shinshu-u.ac.jp/~mori/BGI/index.html>. The outline map was constructed using GMT software and the bathymetric data are taken from the NOAA dataset ETOPO1. The outlines of the Daiichi Kashima and Erimo seamounts represent the 5000 m bathymetric contours. (a-c) The areas covered are shown in Figure 1 [Correction added on 7 February 2020, after first online publication: Figure 2a has been corrected.]

東日本の地体構造区分図

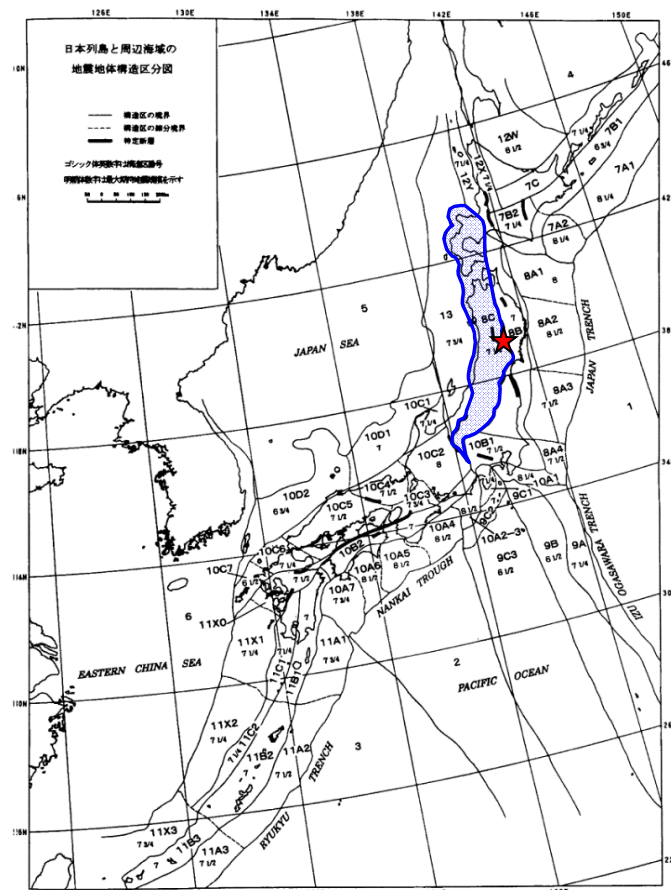
Wallis et al.(2020)に一部加筆

★: 2008年岩手・宮城内陸地震の震央

(1) 震源周辺の地体構造区分の特徴(2/2) ー地震地体構造区分ー

- 垣見ほか(2003)による地震地体構造区分によれば、震源周辺は「東北日本弧内帯(8C)」に位置している。
- 構造区の特徴として、「地形・地質」は、火山性内弧、隆起優勢及び2つの火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(沈降帯)であり、島弧方向の逆断層～褶曲が発達する。
- また、「活断層の密度」は中、「活動度(平均変位速度)」はB、「断層型」は逆断層とされている。
- さらに、「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は高で、東西圧縮逆断層型とされている。

- 地震地体構造区は「東北日本弧内帯(8C)」に位置し、火山性内弧、隆起優勢、2つの火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(沈降帯)であり、島弧方向の逆断層や褶曲が発達している。
- 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は高、東西圧縮逆断層型である。



日本列島と周辺海域の地震地体構造区分

垣見ほか(2003)に一部加筆

震源周辺の構造区等

項目	震源周辺
地震地体構造区	東北日本弧内帯(8C)
地形・地質	火山性内弧※1、隆起優勢、脊梁山地・出羽丘陵の火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(沈降帯)、島弧方向の逆断層～褶曲発達
活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴	中、中、B、逆※2、島弧と平行、隆起帯基部に発達
浅発大・中地震活動	高※3 東西圧縮逆断層型※2

垣見ほか(2003)を基に作成

※1: 震源周辺の火山分布について、垣見ほか(2003)以降の知見である星住・中野(2004)、「日本の第四紀火山」及び布原ほか(2008)からも、「東北日本弧内帯(8C)」の「地形・地質」の特徴を確認した。詳細は、P.137。

※2: 震源周辺の地殻応力情報について、垣見ほか(2003)以降の知見である「地殻応力場データベース」及びTerakawa and Matsu'ura(2010)からも、「東北日本弧内帯(8C)」の「断層型」及び「浅発大・中地震活動」の特徴を確認した。詳細は、P.138, 139。

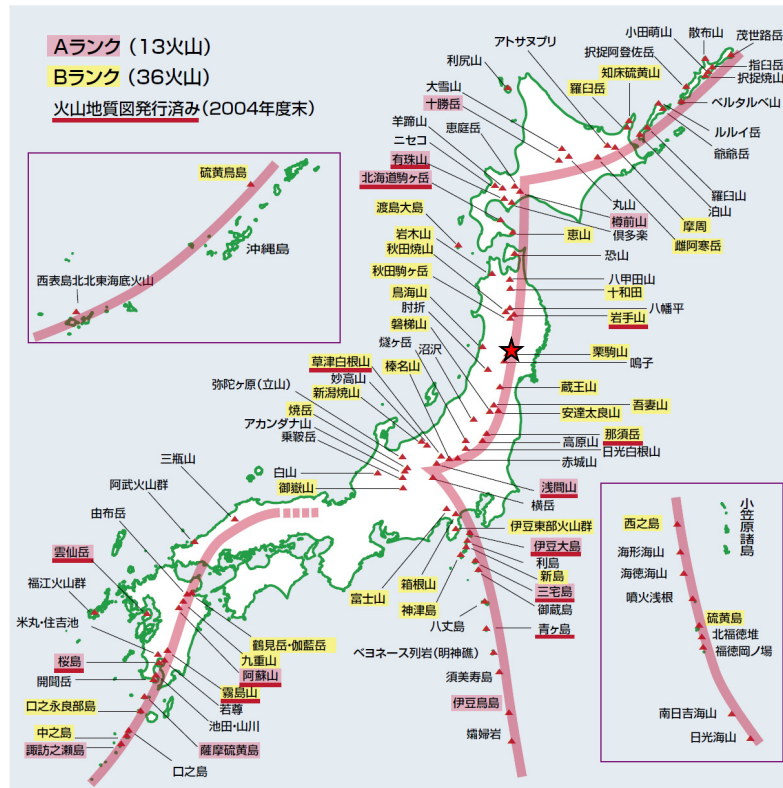
※3: 震源周辺の2003年以降の地震活動も含めた近年の地震活動は、P.155。

★: 2008年岩手・宮城内陸地震の震央

【火山分布】

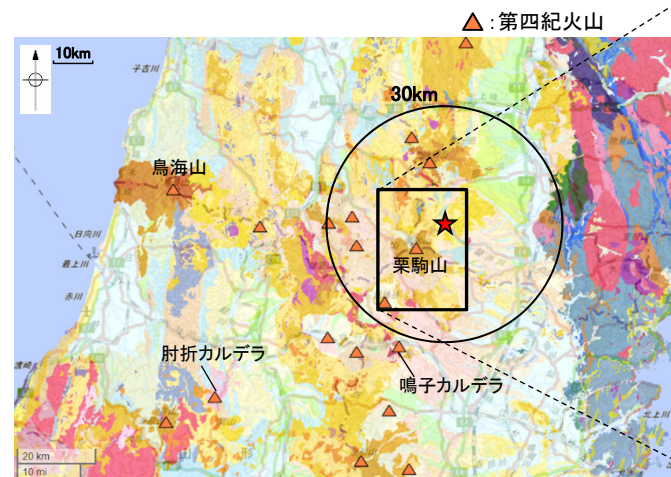
- 垣見ほか(2003)の地震地体構造区分によれば、震源が位置する「東北日本孤内帯(8C)」の「地形・地質」の特徴として、火山性内弧、2つの火山帯とその間の盆地列が分布するとされていることから、垣見ほか(2003)以降の知見により震源周辺の火山分布を確認した。
- 星住・中野(2004)によれば、震源周辺は火山フロントに近接し、また、「日本の第四紀火山」(地質調査総合センター)によれば、震源周辺には第四紀火山が存在している。
- また、布原ほか(2008)によれば、震源周辺はカルデラが多数存在している。
- これらのことから、垣見ほか(2003)が示す「東北日本孤内帯(8C)」の「地形・地質」の特徴である火山性内弧、2つの火山帯とその間の盆地列が分布するとされていることが、垣見ほか(2003)以降の知見である星住・中野(2004)、「日本の第四紀火山」及び布原ほか(2008)からも確認した。

— : 火山フロント



日本列島の活火山分布図

星住・中野(2004)に一部加筆



震源周辺の第四紀火山
日本の第四紀火山(地質調査総合センター)に一部加筆

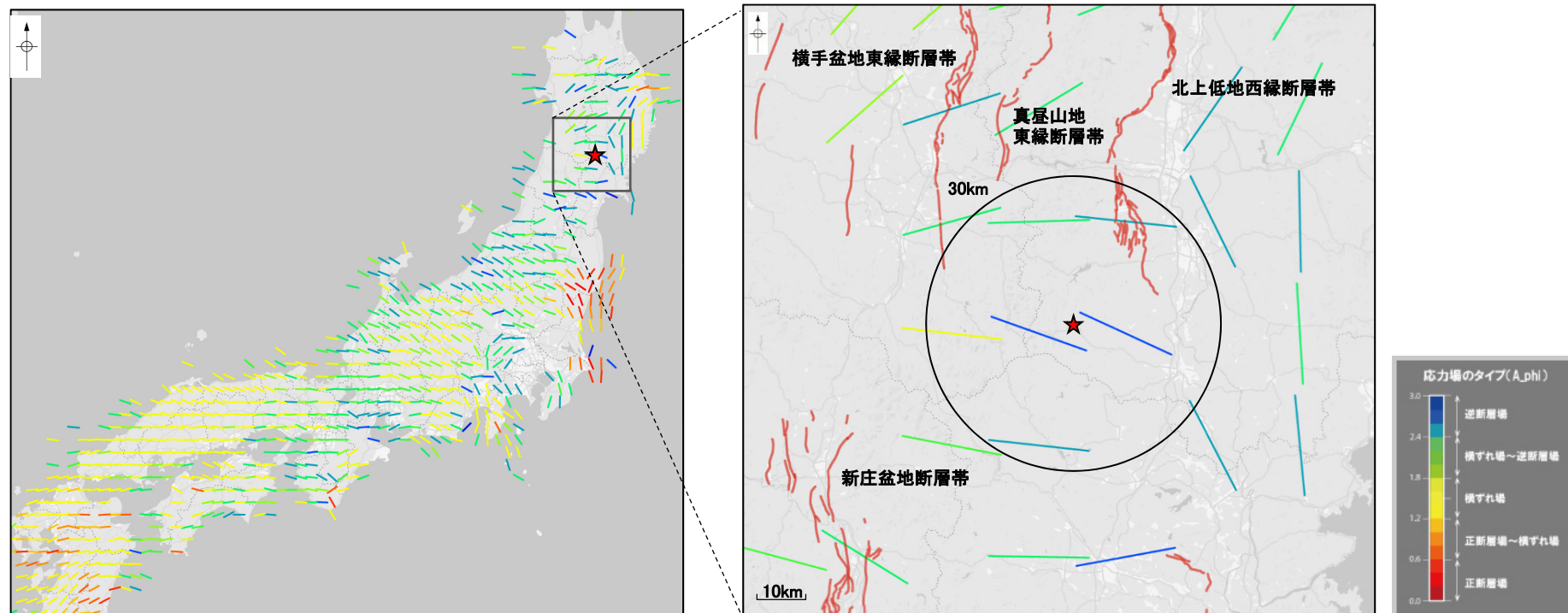


栗駒山周辺の地質図とカルデラ構造
布原ほか(2008)に一部加筆

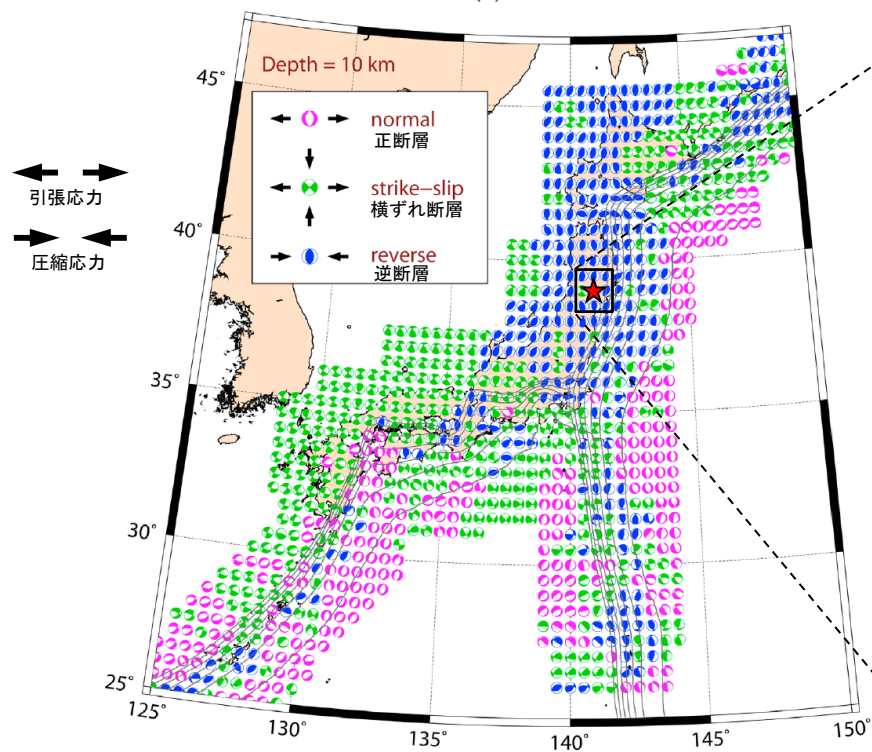
★ : 2008年岩手・宮城内陸地震の震央

【応力場①】

- 垣見ほか(2003)の地震地体構造区分によれば、震源が位置する「東北日本弧内帯(8C)」の「断層型」及び「浅発大・中地震活動」の特徴として、地震活動が東西圧縮逆断層型とされていることを踏まえ、垣見ほか(2003)以降の知見により地殻応力情報を確認した。
- 「地殻応力場データベース」(地質調査総合センター)によれば、震源周辺の応力場のタイプは主に「横ずれ場～逆断層場」及び「逆断層場」であり、最大水平圧縮応力(S_{Hmax})方位は概ね東西方向である(下図)。
- Terakawa and Matsu'ura(2010)によれば、震源周辺の応力パターンは逆断層型及び横ずれ断層型の東西～北西－南東圧縮応力である(次頁)。
- このことから、垣見ほか(2003)が示す「東北日本弧内帯(8C)」の「断層型」及び「浅発大・中地震活動」の特徴である地震活動が東西圧縮逆断層型とされていることが、垣見ほか(2003)以降の知見である「地殻応力場データベース」及びTerakawa and Matsu'ura(2010)からも確認した。

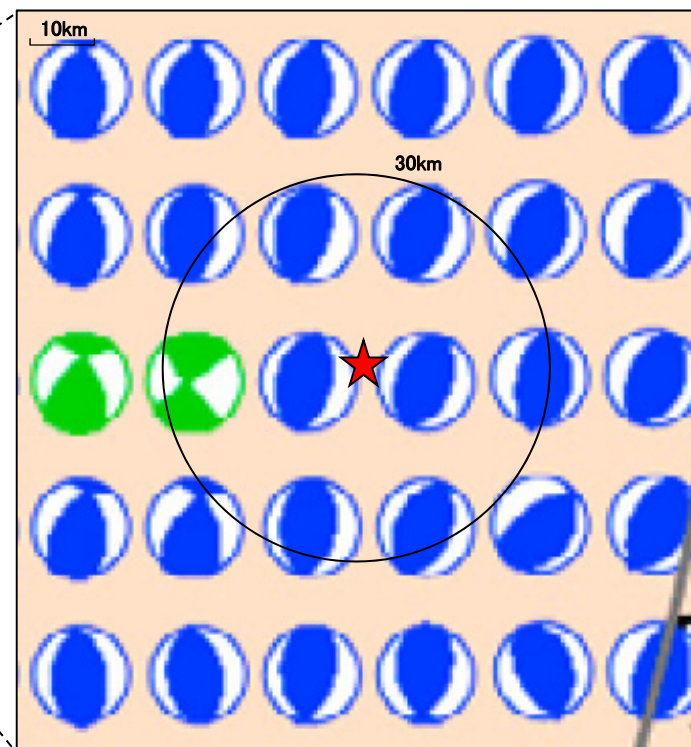


【応力場②】



CMTデータインバージョン法で推定した日本の応力パターン(深さ10km)

Terakawa and Matsu'ura(2010)に一部加筆



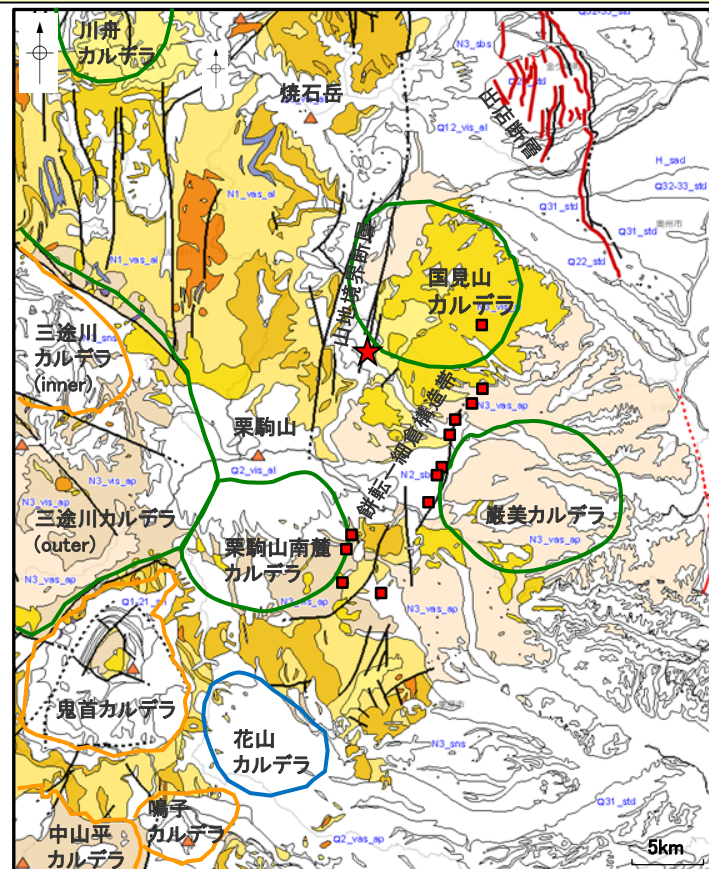
震源周辺の応力パターン(深さ10km)

Terakawa and Matsu'ura(2010)に一部加筆

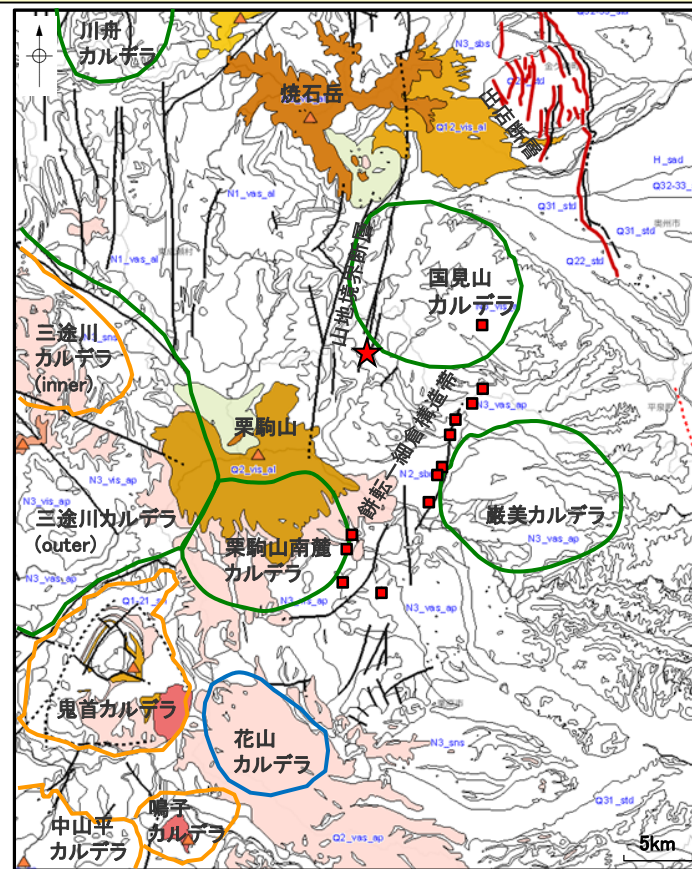
(2) 震源周辺の地質・地質構造の特徴(1/3)

- シームレス地質図(産業技術総合研究所)、地質図(東北建設協会, 2006)及び布原ほか(2008)によれば、震源周辺は、中新世以降のカルデラ及び第四紀火山に囲まれ、全域が火山噴出物(火山砕屑岩等の火成岩)に厚く覆われている。また、地質断層(実在断層、伏在断層)や褶曲構造(背斜・向斜等)が多数分布している(下図、次頁～P.146)。
- 田力・池田(2005)は、東北日本弧の内弧側では中新世の日本海拡大時のリフティングに伴って堆積したと考えられる厚い新第三系の堆積岩・火山岩類に広く覆われ、先新第三系の基盤岩類が露出するところはわずかであるとしている。
- 菊地(1990)によれば、火山岩類(火山砕屑岩等)の工学的特性として、比較的空隙が存在し、規則的な節理が発達していることが多く、火山地帯に分布するため風化変質し、脆弱化していることが多いとされている。また、火山砕屑岩類のうち、新第三紀中新世以降のものは、極度に軟質な場合があるとされている。
- 東京大・東北大・岩手大(2008)等によれば、2008年岩手・宮城内陸地震は、山地境界断層を主要震源断層として、「餅転-細倉構造帯」等の中新世のリフト期の複数の正断層が現在の東西圧縮応力場のもとで、逆断層として再活動したものとされている(P.133)。
- 遠田ほか(2010)は、地震断層の一部は、餅転-細倉構造帯に沿うように分布している(下図)とし、震源での断層変位が地表付近でのみ弱線(地質断層等)で分散されたと解釈することも可能としている。

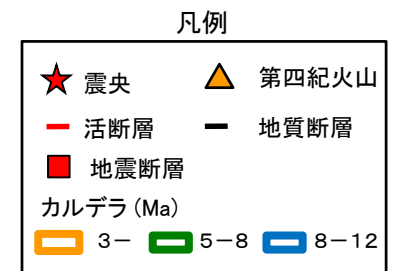
- 震源周辺は、中新世以降のカルデラ及び第四紀火山に囲まれ、脆弱化していることが多い火山砕屑岩等に厚く覆われている。
- 2008年岩手・宮城内陸地震は、古い正断層が逆断層として再活動したことで引き起こされたものであるが、地震断層は主要震源断層(山地境界断層)沿いではなく、地質断層(餅転-細倉構造帯)沿いに分布しており、震源での断層変位が地表付近に多数分布する弱線(地質断層等)で分散され、累積的な変位が見出しにくくなっている。



震源周辺の新第三紀の火山噴出物とカルデラ構造



震源周辺の第四紀の火山噴出物とカルデラ構造



産業技術総合研究所「20万分の1シームレス地質図」にカルデラ分布(吉田ほか(2005)、布原ほか(2008)を基に作成)及び地震断層・震央(遠田ほか(2010))を加筆

地質凡例は次頁参照

【地質凡例(シームレス地質図)】

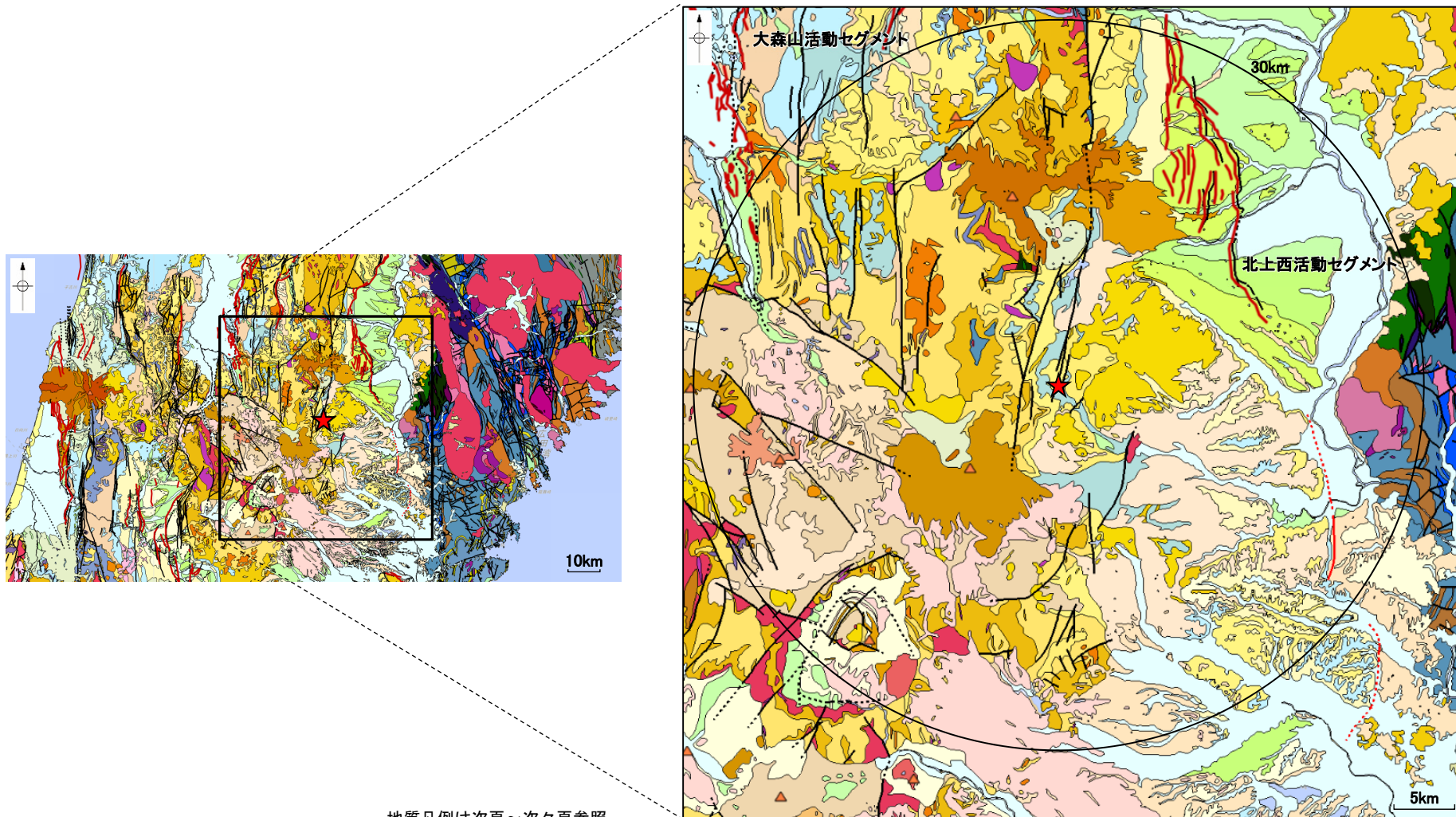
20万分の1日本シームレス地質図V2 凡例(火成岩) ver. 2025/6/9										火成岩																		
										火山岩																		
										岩層 なだれ 堆積物	火山麓 扇状地 堆積物	玄武岩・アルカリ玄武岩・粗面玄武岩				安山岩・玄武岩質安山岩・粗面安山岩				デイサイト・流紋岩・粗面岩								
												溶岩・火砕岩		貫入岩		溶岩・火砕岩		大規模火砕流		貫入岩		溶岩・火砕岩		大規模火砕流		貫入岩		
												玄武岩	アルカリ玄武岩・粗面玄武岩	玄武岩	アルカリ玄武岩・粗面玄武岩	安山岩・玄武岩質安山岩	粗面安山岩	安山岩・玄武岩質安山岩	粗面安山岩	安山岩・玄武岩質安山岩	粗面安山岩	デイサイト・流紋岩	粗面岩	デイサイト・流紋岩	粗面岩	デイサイト・流紋岩	粗面岩	
地質時代										島弧・大陸																		
										v_ad	v_af	vb_al		vbs_ai	vba_ai	vi_al		vis_ap	vis_ai	via_ai	va_al		vas_ap	vaa_ap	vas_ai	vaa_ai		
												vbs_al	vba_al			vbs_al	vba_al					vas_al	vaa_al					
新生代	第四紀	完新世		0.005	H	H2	H_v_ad																					
				0.0117		H1																						
		更新世	後期	0.03	Q3	Q33	Q3_v_ad	Q3_vbs_al	Q3_vba_al			Q3_vbs_al	Q3_via_al	Q33_vis_ap			Q33_vas_ap		Q33_vas_ap									
				0.07		Q32																						
				0.126		Q31																						
				0.4		Q22																						
			チバニアン期	0.781	Q2	Q21	Q2_v_ad	Q2_vbs_al	Q2_vba_al	Q2_vbs_ai	Q2_vba_ai	Q2_vis_al	Q2_via_al	Q2_vis_ap	Q2_vis_ai	Q2_via_ai	Q2_vas_al	Q2_vaa_al	Q2_vas_ap		Q2_vas_ai	Q2_vaa_ai						
			カラブリアン期	1.80		Q12																						
			ジェラシアン期	2.58		Q11																						
						Q11_v_ad																						
	新第三紀	鮮新世	後期	3.600	N3	N33	N3_v_ad	N3_vbs_al	N3_vba_al	N3_vbs_ai	N3_vba_ai	N3_vis_al	N3_via_al	N3_vis_ap	N3_vis_ai	N3_via_ai	N3_vas_al	N3_vaa_al	N3_vas_ap		N3_vas_ai	N3_vaa_ai						
			前期	5.333		N32																						
		中新世	後期	7.246	N2	N31																						
				11.63		N22																					N222	
			12.3	N21		N221																						
			13.82			N212																						
			15.3			N211																						
			ランギアン期	15.97		N1																					N12	N122
			バーディギアン期	17.1																							N121	
			20.44	N11																								
		アキタニアン期	23.03	P g 4	P g 42							Pg4_vbs_al	Pg4_vba_al	Pg4_vbs_ai	Pg4_vba_ai	Pg4_vis_al	Pg4_via_al	Pg4_vis_ap	Pg4_vis_ai	Pg4_via_ai	Pg4_vas_al	Pg4_vaa_al	Pg4_vas_ap	Pg4_vaa_ap	Pg4_vas_ai	Pg4_vaa_ai		

地質凡例

シームレス地質図の凡例をもとに当社作成

【シームレス地質図(産業技術総合研究所)】

- シームレス地質図によれば、震源周辺は新第三紀の火成岩及び堆積岩が分布し、それらを覆って第四紀の火成岩や段丘堆積物が認められる。一部ではペルム紀や白亜紀の火成岩も露出する。
- 震源の北部には活断層(図中赤太線)として、北上西活動セグメント及び大森山活動セグメントが示されている。それら以外に実在断層、伏在断層(図中黒実線、黒点線)が多数分布する。



地質凡例は次頁～次々頁参照

震源周辺の地質図 シームレス地質図に一部加筆

★：2008年岩手・宮城内陸地震の震央

3.3 2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討 3.3.2 震源周辺の地質構造や変動地形等の特徴の整理

【地質凡例(シームレス地質図)】

20万分の1日本シームレス地質図V2 凡例 ver. 2020/7/10					堆積岩										火成岩										変成岩																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
					非海成層				汽水成層ないし海成・非海成混合層		海成層				火山岩						深成岩				広域変成岩																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
					砂岩ないし砂岩・泥岩		砂岩・砂岩泥岩互層ないし砂岩・泥岩		砂岩・砂岩泥岩互層ないし砂岩・泥岩		砂岩		泥岩		凝灰泥岩		石灰岩		玄武岩・アルカリ玄武岩・粗面玄武岩		安山岩・玄武岩・安山岩・粗面安山岩		デイサイト・流紋岩・粗面岩		溶岩・火砕岩		大規模火砕流		貫入岩		超寄鉄質岩類		斑れい岩		閃緑岩・石英閃緑岩		花崗閃緑岩・トール岩		花崗岩		造山変成岩																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
					砂岩		砂岩・泥岩		砂岩		砂岩泥岩互層ないし砂岩・泥岩		泥岩		砂岩		砂岩		泥岩		凝灰泥岩		石灰岩		玄武岩・火砕岩		貫入岩		安山岩・火砕岩		大規模火砕流		デイサイト・流紋岩		デイサイト・流紋岩		塊状		塊状		高P/T型変成岩			低P/T型変成岩			中P/T型変成岩																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
					sn		sb		so		soi		sol		v_ad		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al		vbs_al	

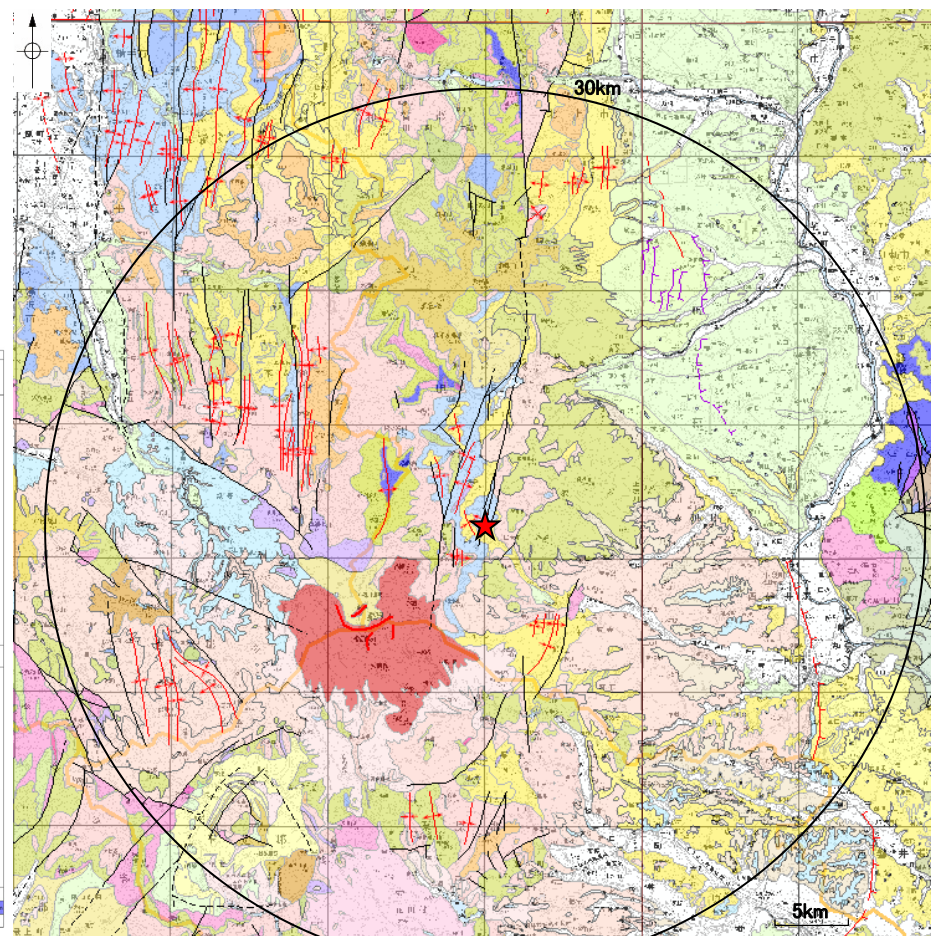
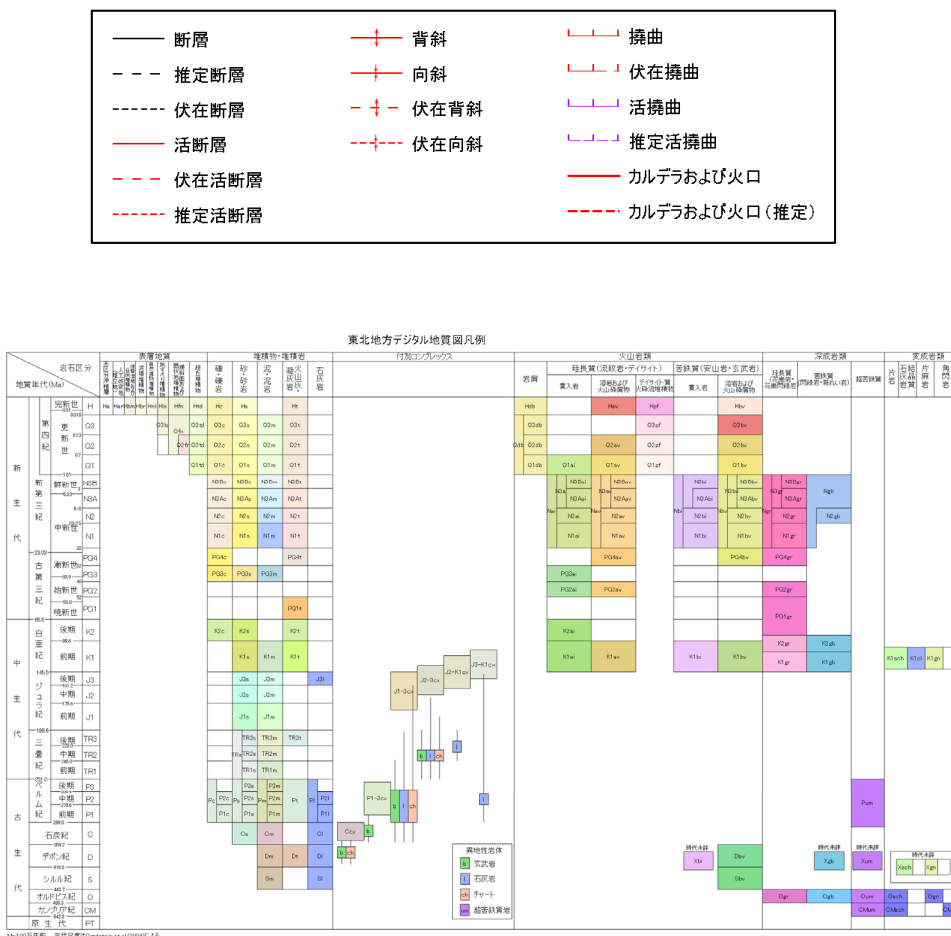
【地質凡例(シームレス地質図)】

[illegible]

地質凡例(2/2)
シームレス地質図の凡例をもとに当社作成

【地質図(東北建設協会, 2006)】

○ 東北建設協会(2006)によれば、震源周辺には主に南北走向の断層や褶曲構造(背斜, 向斜等)が広く分布している。なお, 活断層は震源の北東の一部にしか認められない。



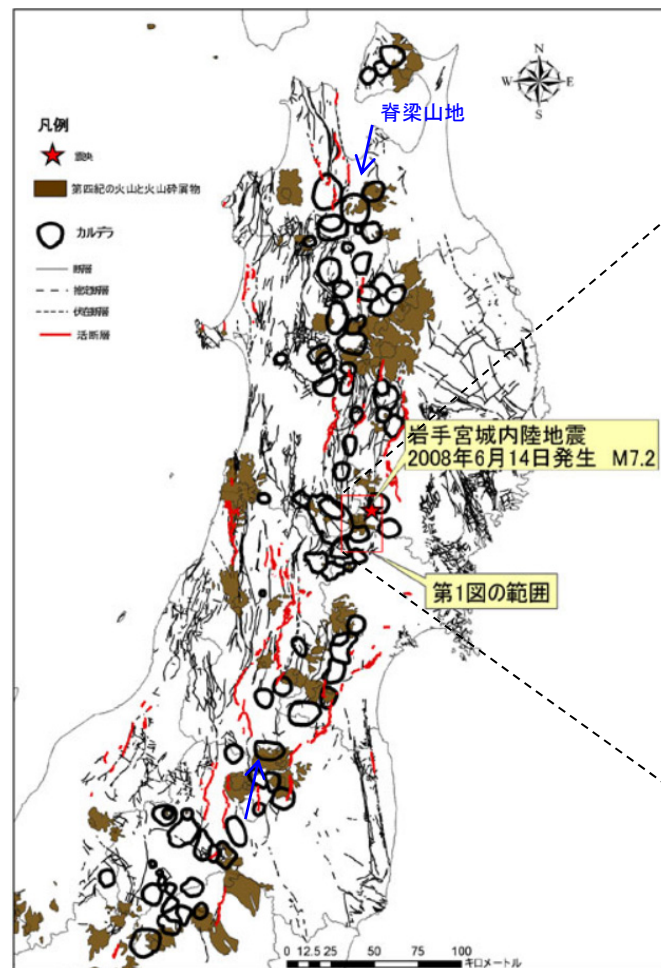
★：2008年岩手・宮城内陸地震の震央

震源周辺の地質図

東北建設協会(2006)に一部加筆

【布原ほか(2008)】

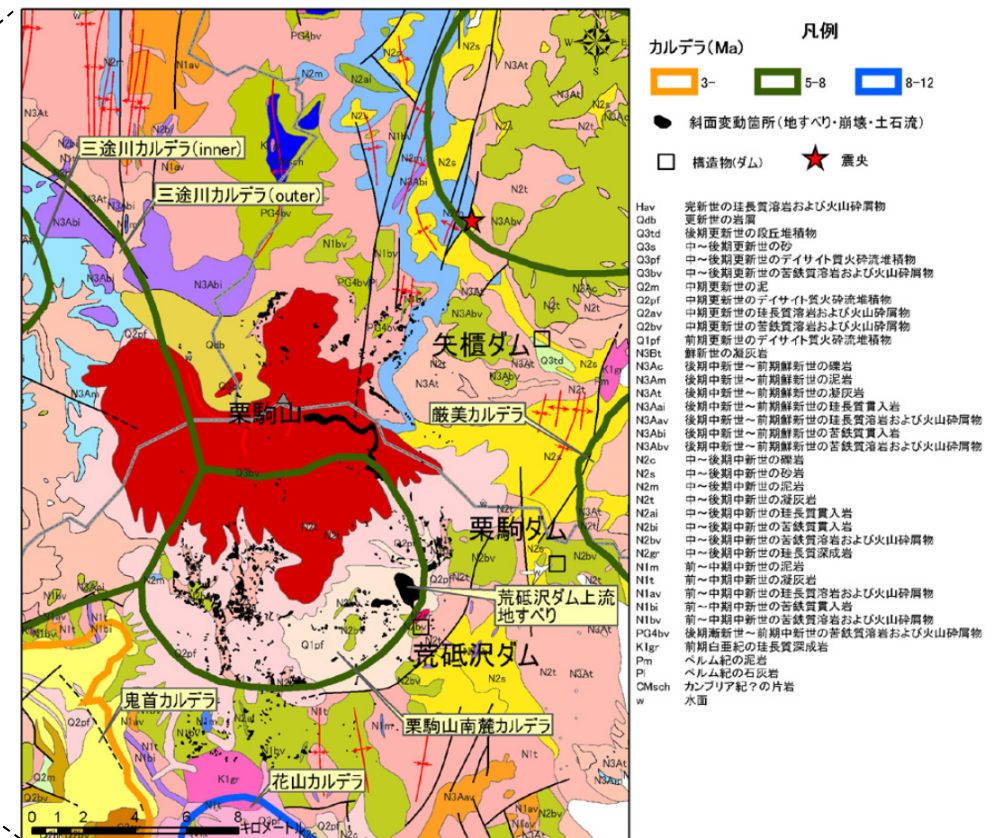
- 布原ほか(2008)は、2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺にカルデラが密集していることを指摘し、以下のように述べている。
- ・今回の地震断層は、脊梁火山列分布域の海溝側肩部(火山フロント)に沿っている。
 - ・脊梁山地には12Ma以降に形成されたカルデラが南北に配列している。とりわけ、栗駒火山周辺には、カルデラが密集している。
 - ・主に後期中新世から鮮新世にかけて形成されたカルデラについては、栗駒地域同様、第四紀火山噴出物(図中、火山碎屑物等)に広く覆われ、その構造の詳細が不明な場合が多い。



東北地方のカルデラの分布

布原ほか(2008)に一部加筆

★ : 2008年岩手・宮城内陸地震の震央

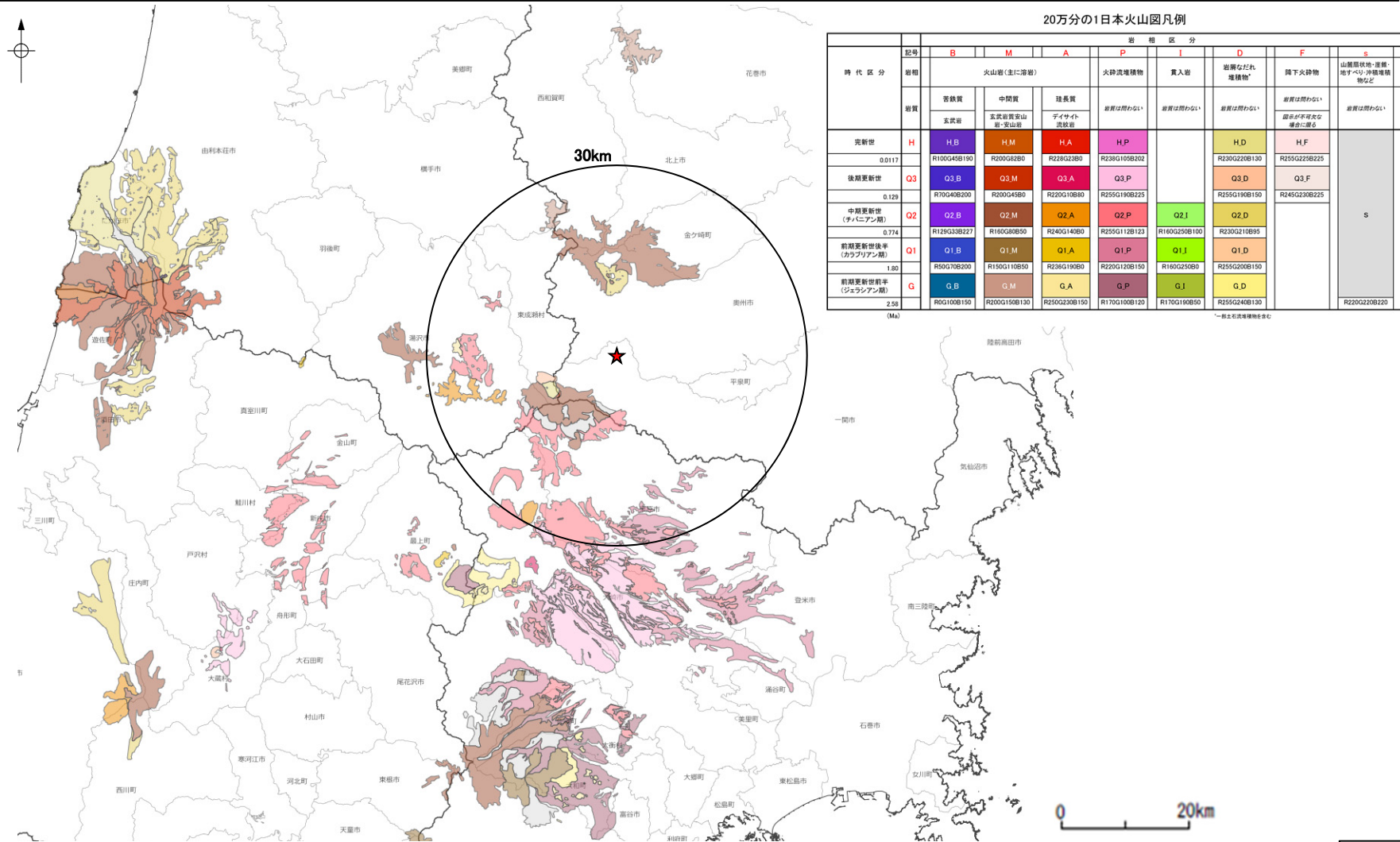


栗駒山周辺の地質図とカルデラ構造

布原ほか(2008)に一部加筆

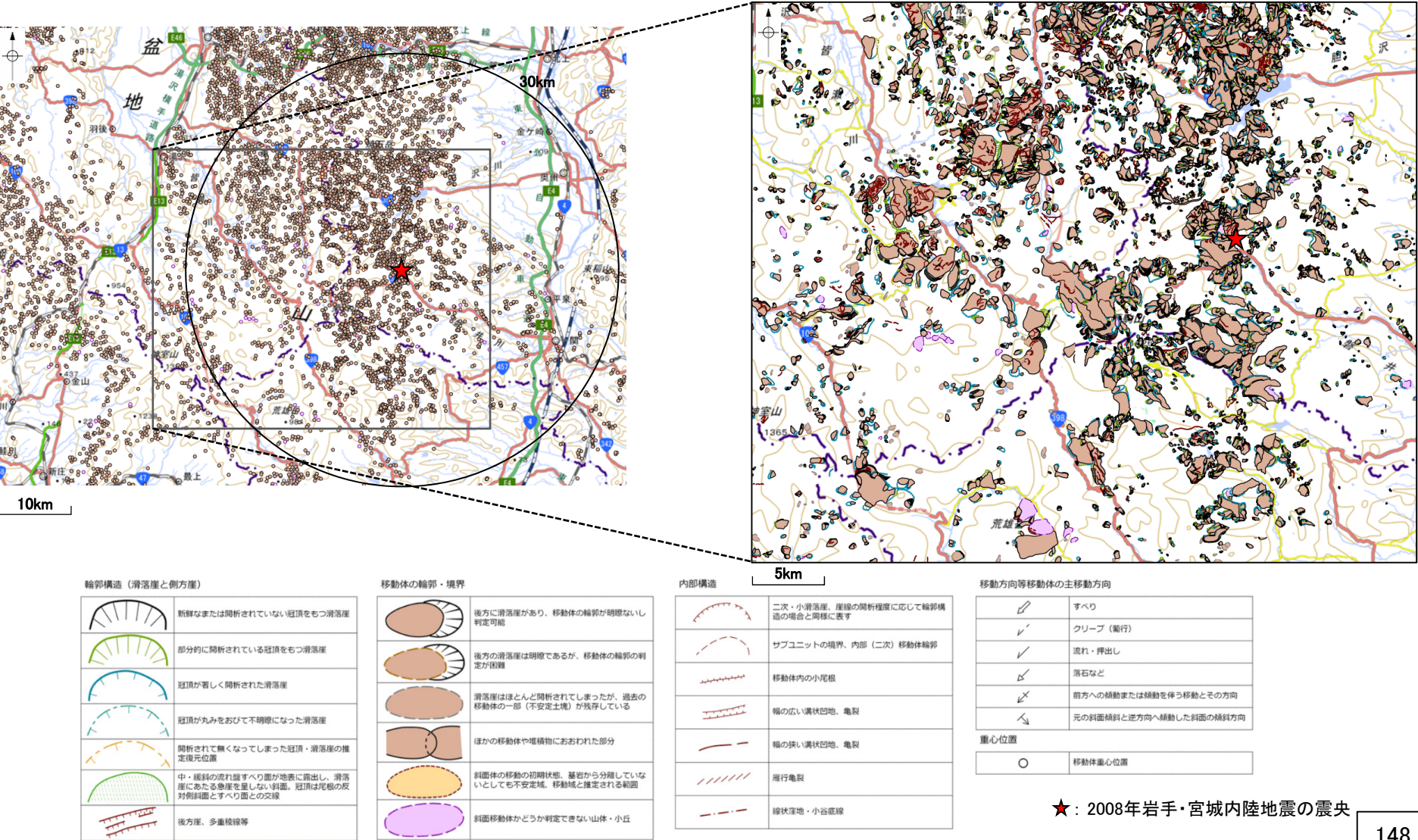
3.3 2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討 3.3.2 震源周辺の地質構造や変動地形等の特徴の整理
(2) 震源周辺の地質・地質構造の特徴(2/3)

- 柳田ほか(2020)は、震源域周辺の断層変位地形が事前に見いだされていなかった要因として、震源域周辺が新規の火山噴出物に覆われていること、震源域の大半が地すべり地形の分布域に位置していることを挙げている。
 - 20万分の1日本火山図(地質調査総合センター)によれば、震源周辺には新規(第四紀)の火山噴出物で覆われている地域がある。
- 震源周辺は、新規の火山噴出物で断層変位地形が覆われている。



3.3 2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討 3.3.2 震源周辺の地質構造や変動地形等の特徴の整理
(2) 震源周辺の地質・地質構造の特徴(3/3)

- J-SHIS Map(防災科学技術研究所)によれば、震源周辺には地すべり地形が密集している。
- 震源周辺は、大規模な地すべり地形が密集していることにより、断層変位地形が消失している。

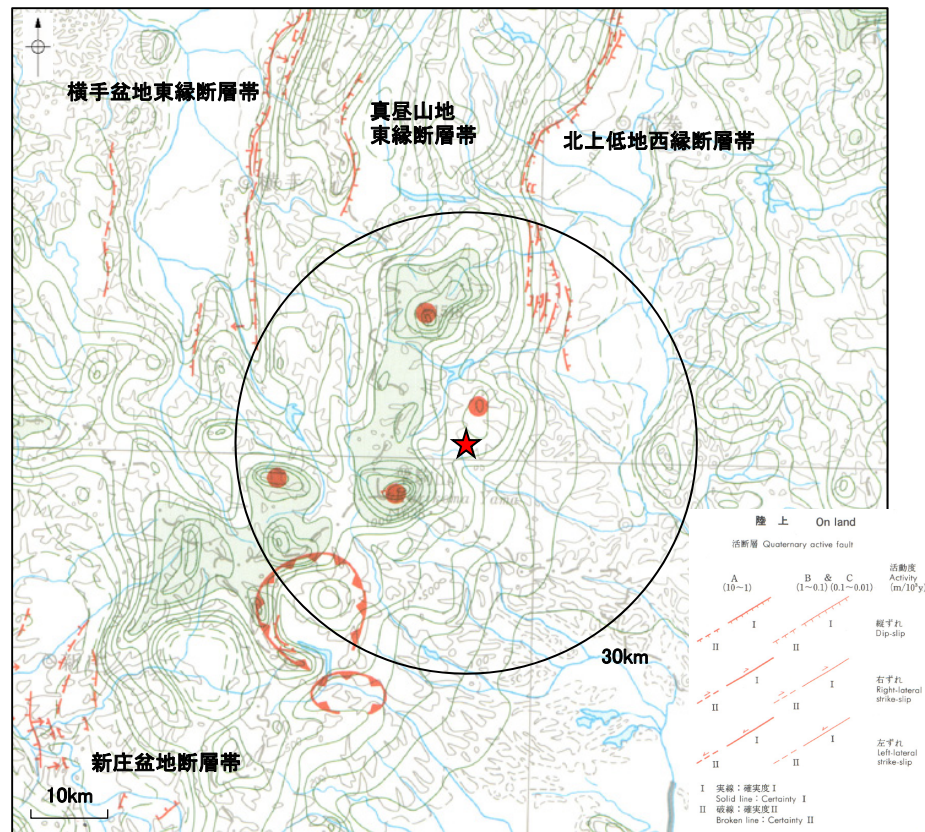


(3) 震源周辺の既知の活断層、震源断層の特徴(1/3)

- 新編日本の活断層(活断層研究会(1991)), 活断層データベース(地質調査総合センター)及び地震調査研究推進本部の長期評価(次頁)によれば, 震源断層に対応する活断層は示されていない(下図, 次頁)。
- 震央の北東方には, 西傾斜の北上低地西縁断層帯が認められている。

- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源断層に対応する活断層は示されていない。
- 震源は, 長大な北上低地西縁断層帯の震源断層の南方延長に位置している。

【新編日本の活断層, 活断層データベース】

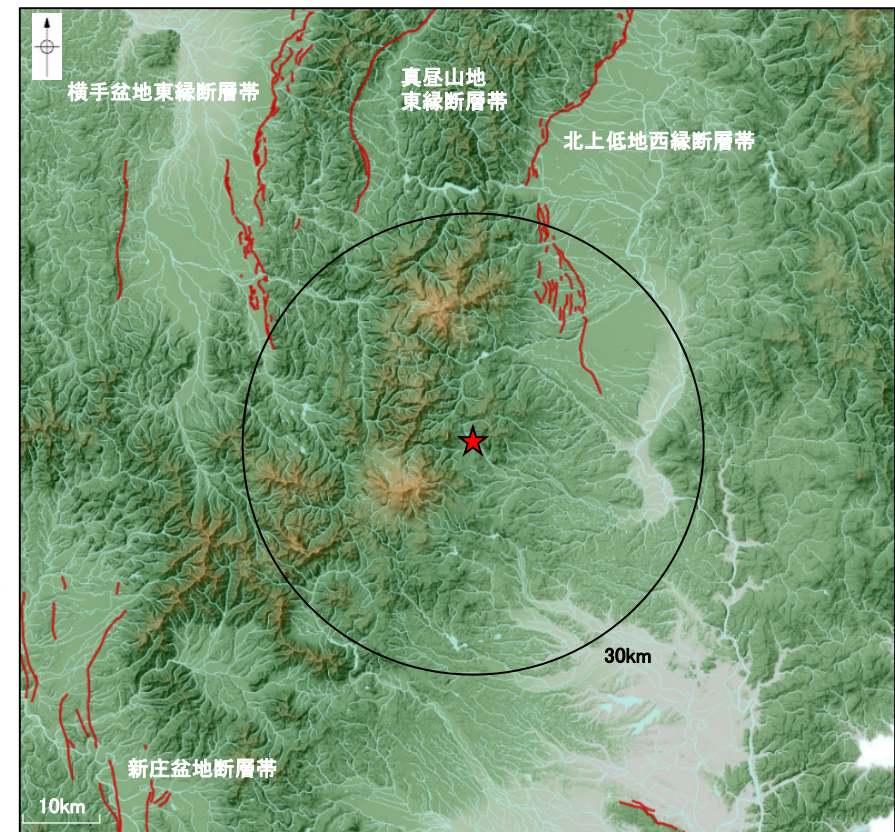


震源周辺の活断層分布図

活断層研究会(1991)に一部加筆

図中の断層名は地震調査研究推進本部の
長期評価の対象となっている活断層

★: 2008年岩手・宮城内陸地震の震央

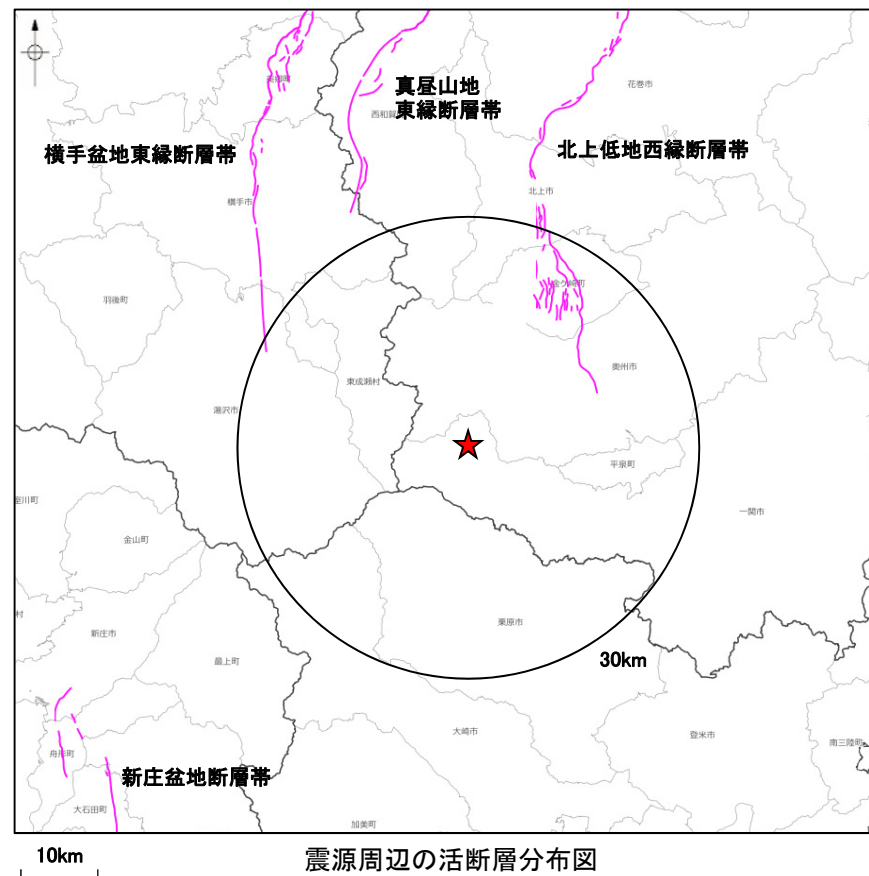


震源周辺の活断層分布図

図中の断層名は地震調査研究推進本部の
長期評価の対象となっている活断層

活断層データベース(地質調査総合センター)に一部加筆

【地震調査研究推進本部の長期評価】



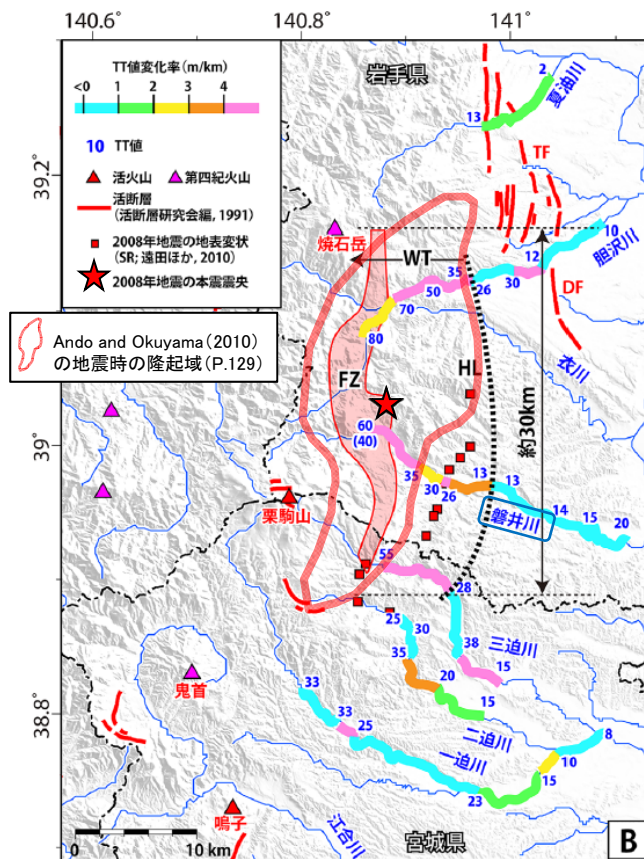
J-SHIS Map (防災科学技術研究所)に一部加筆

— : 主要活断層帯
(地震調査研究推進本部の長期評価)

(3) 震源周辺の既知の活断層、震源断層の特徴(2/3)

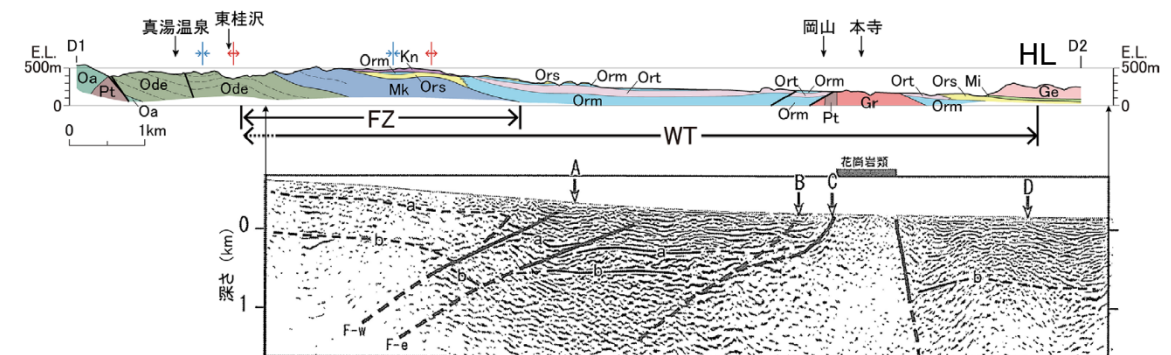
- 柳田ほか(2020)、田力ほか(2009)及び田力・池田(2005)は、河成段丘面の比高(TT値)に基づいて、広域的な隆起量から2008年岩手・宮城内陸地震の震源断層に対応する伏在断層の可能性を指摘している(下図、次頁)。
- 柳田ほか(2020)は、「2008年岩手・宮城内陸地震の震源断層は地表にブロードな撓曲変形をもたらしたが、断層変位地形として見いだせるのはその一部に過ぎない。また、奥羽脊梁山地を横断する複数の河川に沿って河成段丘面の比高(TT値)を整理し、幅広い変形帯(WT)の範囲は地震に伴う隆起域の分布(Ando and Okuyama, 2010)とよく対応し、WTは累積的な隆起域を示す。」としている。さらに、河成段丘の累積的な隆起域(WT)の東縁に位置する隆起量急変部(HL)に沿って、新第三系の褶曲帯(FZ)を図示し、「これらの地形・地質学的特徴は、伏在断層の地表表現であり、これらの構造が認められる区間から示唆される地震規模は2008年岩手・宮城内陸地震のそれとほぼ一致する。」としている(下図)。

➤ 震源となる断層が、河成段丘の比高に基づく検討により推定されている。



TT値の分布と各河川沿いの変化率

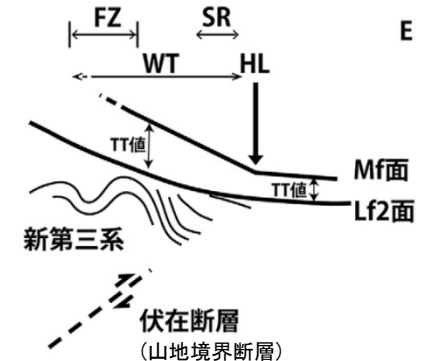
柳田ほか(2020)に一部加筆



磐井川周辺の地質断面、地震調査断面

柳田ほか(2020)に一部加筆

- | | |
|-------|------------------------|
| 鮮新世 | [国見山安山岩 (Kn) |
| 後期中新世 | [蔽美層(軽石凝灰岩) (Ge) |
| | [瑞山層(凝灰岩・凝灰質砂岩等) (Mi) |
| 中期～ | [下嵐江層(凝灰岩) (Ort) |
| 後期中新世 | [下嵐江層(泥岩) (Orm) |
| | [下嵐江層(砂岩) (Ors) |
| | [前川層(泥岩) (Mk) |
| 前期～ | [小出川層 (Ode) |
| 中期中新世 | [大荒沢層 (Oa) |
| 漸新世～ | [花崗岩類 (Gr) |
| 前期中新世 | [中古生層 (Pt) |
| 白亜紀 | |
| 時代未詳 | |



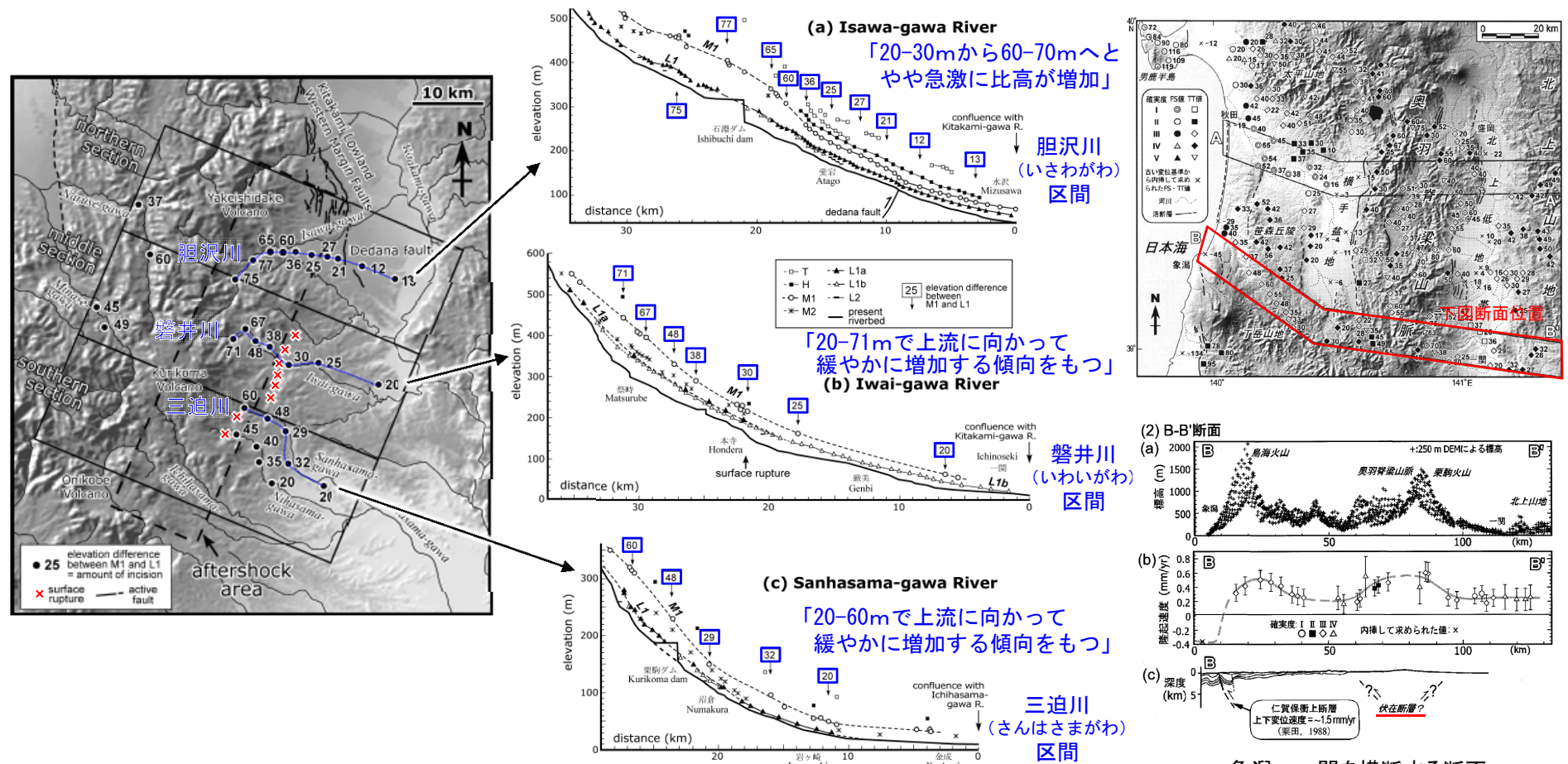
FZ: 褶曲帯(新第三系) WT: 変形帯(後期更新世) HL: 山麓の隆起量急変部
SR: 2008年岩手・宮城内陸地震の地表地震断層/地表変状

調査地域の地質構造と地殻変動の模式断面図

柳田ほか(2020)に一部加筆

【田力ほか(2009), 田力・池田(2005)】

- 田力ほか(2009)は, 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域には河川の下刻量(隆起量の指標)の変化帯が存在し, この変化帯は震源断層の活動に関連していると考えられ, 明瞭な断層変位地形を持たない地域においても, 河成段丘の高度から下刻量分布を明らかにすることにより, 活断層(伏在断層)の存在を推定することが可能としている。
- また, 地震発生前の田力・池田(2005)は, 河成段丘の比高データに認められる累積的隆起量の変化に基づき, 未知の断層の活動の可能性を指摘している。



(3) 震源周辺の既知の活断層、震源断層の特徴 (3/3)

- 東京大学地震研究所・地球科学総合研究所・岩手大学工学部(2008)は、2006年と2007年に胆沢川沿いで行われていた深部反射法地震探査の測線に沿って、余震観測を行った結果、推定されていた西傾斜の山地境界断層に沿って、面状配置を示し、出店断層の西方に位置する山地境界断層が活動したとしている(図1、図2)。
- また、東京大学地震研究所・東北大学大学院理学研究科・岩手大学工学部(2008)は、2008年に磐井川沿いで反射法地震探査を行い、花崗岩の西縁(餅転-細倉構造線)の他、山地・丘陵境界部に伏在する断層(山地境界断層)が読み取られ、地震に伴って両方の断層が活動したものと推定している(図1、図3)。
- 東京大学地震研究所・東北大学大学院理学研究科・岩手大学工学部(2008)、堤ほか(2010)、遠田ほか(2010)及び佐藤ほか(2008)によれば、2008年岩手・宮城内陸地震は、山地境界断層を主要震源断層として、「餅転-細倉構造線」など活断層として認識されていなかった中新世のリフト期の複数の正断層が現在の東西圧縮応力場のもとで、逆断層として再活動したものとされている(P.133)。

➤ 震源となる山地境界断層が、反射法地震探査断面に認められる。

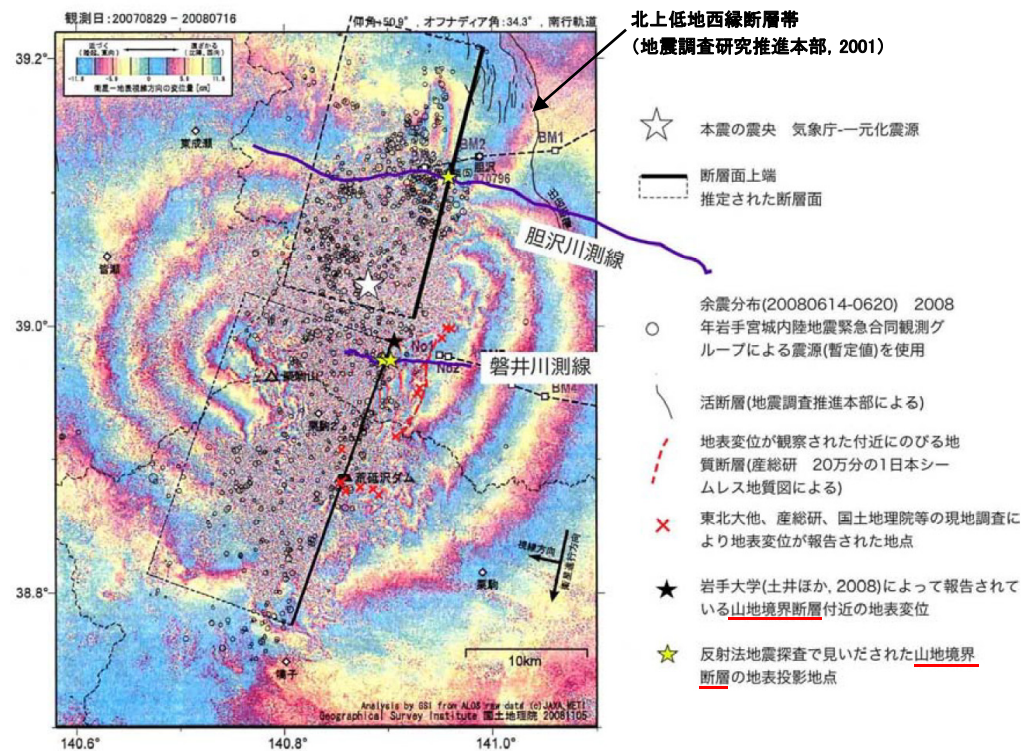


図1 反射法地震探査断面測線位置図

東京大学地震研究所・地球科学総合研究所・岩手大学工学部(2008)に一部加筆

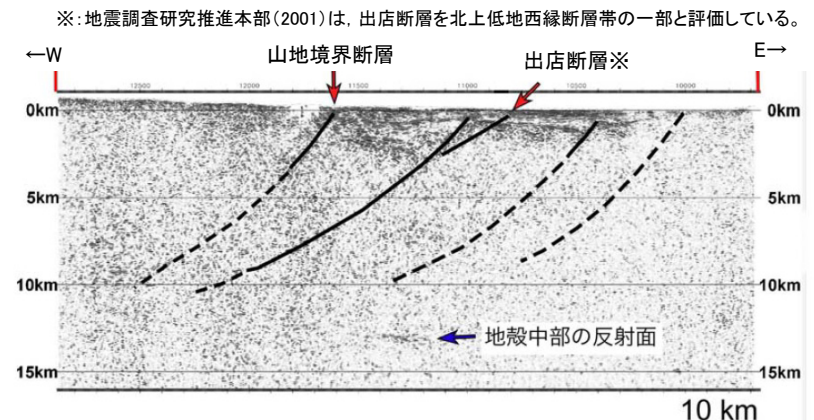


図2 胆沢川沿いの反射法地震探査断面

東京大学地震研究所・地球科学総合研究所・岩手大学工学部(2008)に一部加筆

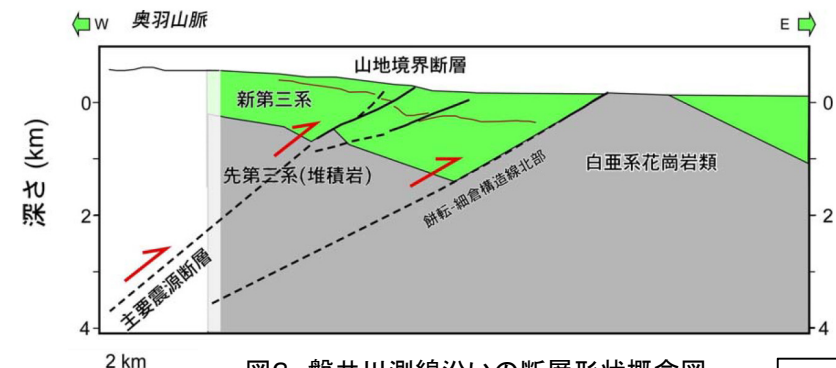


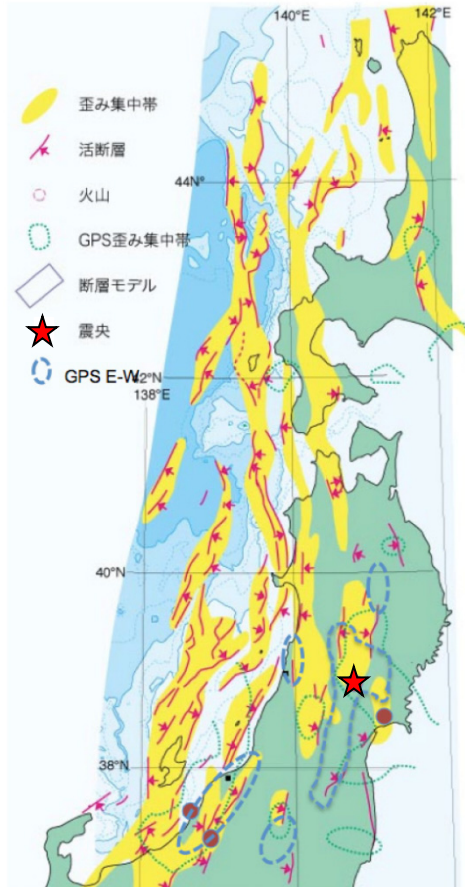
図3 磐井川測線沿いの断層形状概念図

東京大学地震研究所・東北大学大学院理学研究科・岩手大学工学部(2008)に一部加筆

(4) 震源周辺のひずみ集中帯, 地震発生状況の特徴(1/2)

- 産業技術総合研究所(2009)は, 2008年岩手・宮城内陸地震は地質学的なひずみの集中域と測地学的なひずみの集中域が重なる場所で発生したとしている。
- 海野(2009)は, 東北脊梁山地に沿って認められる地震活動帯(右図中○)とそれとほぼ平行に分布する地震活動帯(右図中○)は, ひずみ集中帯に対応しており, 2008年岩手・宮城内陸地震は, これら2つの地震活動帯が収束する場所で発生しているように見えるとしている。

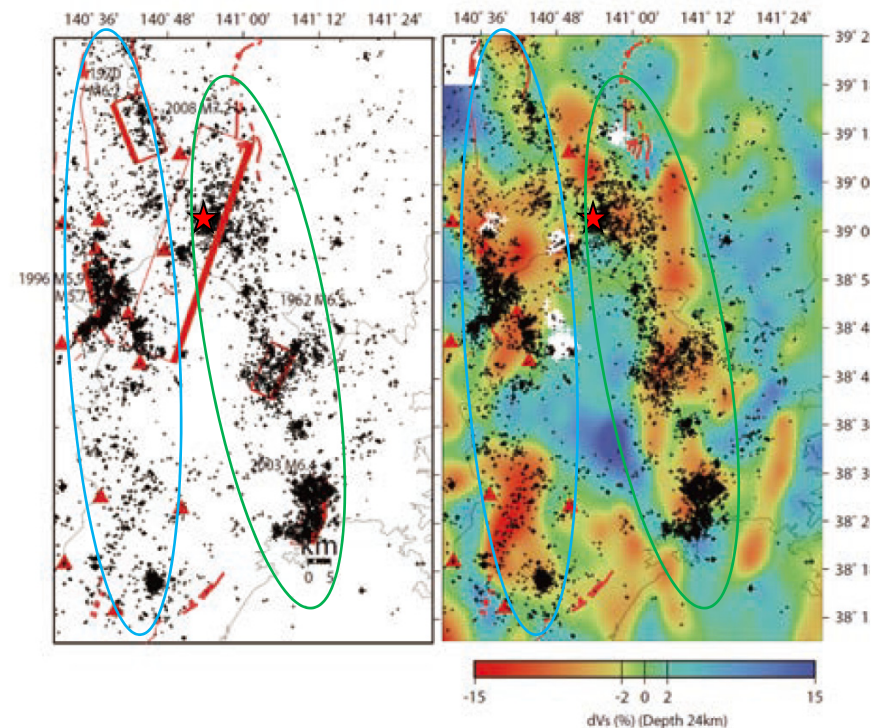
- 2008年岩手・宮城内陸地震は, 地質学的ひずみ集中帯と測地学的ひずみ集中帯とが重なっている場所で発生した。
- 2008年岩手・宮城内陸地震は, 測地学的ひずみ集中帯に相当する2列の地震活動帯が収束する場所で発生した。



ひずみ集中帯や活断層等の分布図

産業技術総合研究所(2009)に一部加筆

★ : 2008年岩手・宮城内陸地震の震央



震源域周辺における地震活動と地震波速度構造

(左図) +印: 1997年から2008年までの浅発地震の震央,

赤三角: 第四紀火山, 赤太線: 活断層, 赤四角: M5.5以上の地震の震源断層

(右図) 深さ24kmのS波速度構造偏差をカースケールで示す。

白+印: 深さ20km以深の低周波微小地震の震央

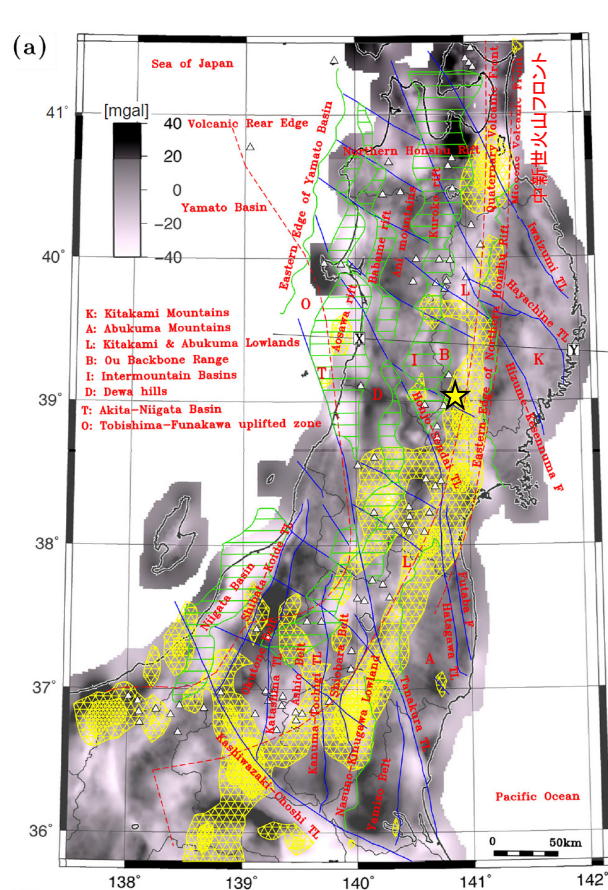
海野(2009)に一部加筆

★ : 2008年岩手・宮城内陸地震の震央

(4) 震源周辺のひずみ集中帯, 地震発生状況の特徴(2/2)

- 吉田ほか(2020)は, 2008年岩手・宮城内陸地震は, 本荘-仙台構造線の北縁をなす断層の近傍で発生しており, 中新世火山フロント沿いに延びる北上低地帯のうち, 震源周辺を含む本荘-仙台構造線から荒屋カルデラまでの大規模トランスカレント断層※で境される地域では, 活発な地震活動が認められるとされている(図1, 図2)。
- また, 東北日本弧では, 火山帯や大規模トランスカレント断層等の構造の多くが, 下部地殻にマグマや流体を含んだ弱帯を伴い, ひずみ集中帯として機能していると考えられている。

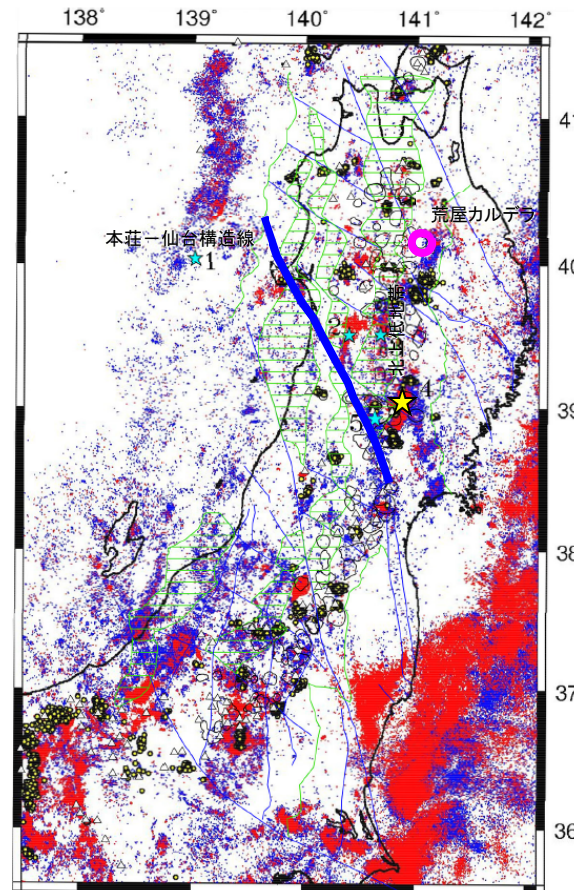
➤ 震源周辺を含む本荘-仙台構造線から荒屋カルデラまでの大規模トランスカレント断層で境される地域では, 活発な地震活動が認められる。



緑色線: 東北日本弧で後期新生代に形成された背弧リフト系
 青色線: トランスカレント断層等の構造線
 黄色線: リフトルート帯(高速度下部地殻/低速度マントル域)
 白三角: 第四紀火山
 TL: 構造線
 F: 断層

図1 東北日本弧の火山フロント・火山帯, リフト構造分布図

吉田ほか(2020)に一部加筆



緑色線: 東北日本弧の後期新生代に形成された背弧リフト系
 青色線: トランスカレント断層等の構造線
 黒色線: カルデラ
 白三角: 火山
 青点: 震源 東北沖地震前(1997-2011/3/11)
 赤点: 震源 東北沖地震後(2011/3/11-2015/3/31)
 黄丸: 深部低周波地震
 星: 主な地震の震源位置

図2 震源分布図

吉田ほか(2020)に一部加筆

※: 吉田ほか(2020)は, 馬場(2017)に示される日本海形成期に東北日本弧の回転に伴う横ずれ断層として再活動した古い構造線を, 「大規模トランスカレント断層」と呼称している。
 このうち, 震源付近に位置する本荘-仙台構造線は, Wallis et al.(2020)による地体構造区分図における地質帯の境界に対応すると考えられる(図3)。

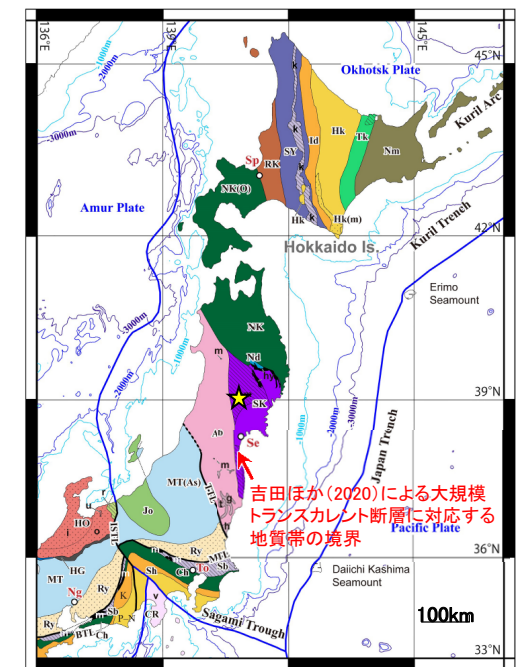


図3 東日本の地体構造区分図

Wallis et al.(2020)に一部加筆

凡例はP.135

★: 2008年岩手・宮城内陸地震の震央

(5) 敷地周辺との類似性の比較項目

- 震源周辺と敷地周辺の類似性の検討にあたっては、下表の震源周辺の特徴の整理結果を踏まえ、大局的には①の整理結果から、震源と敷地のそれぞれが位置する地域(地体構造区分)の特徴に着目し、1) 地体構造区分により地域性を比較する(大局的比較)。
- そのうえで、震源周辺は断層変位が見出しにくく事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域である(②、③)ことから、断層変位の見出しにくさの要因として重視した観点として、断層変位の分散や断層変位地形の消失等に着目し、2) 地質・地質構造、地すべり地形により地域性を比較する(個別比較)。
- また、その他、地質構造的な特徴(④、⑤)を考慮し、3) 長大な活断層との位置関係、4) ひずみ集中帯、地震発生状況、火山フロント等についても地域性の比較を行う(個別比較)。

敷地周辺との類似性の比較項目

赤字:断層変位の見出しにくさの要因として重視した観点

震源周辺(2008年岩手・宮城内陸地震)の特徴				地域性の比較	
整理結果				着目点	比較項目
大局的比較	地体構造区分	- 震源周辺は、「南部北上帯(SK)」に位置する。(P.135) - 地震地体構造区分は「東北日本弧内帯(8C)」に位置し、火山性内弧、隆起優勢、2つの火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(沈降帯)であり、島弧方向の逆断層や褶曲が発達している。(P.136) 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は高、東西圧縮逆断層型である。(P.136)	①2008年岩手・宮城内陸地震の震源が位置する地域は、2つの火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(沈降帯)からなり、島弧方向に逆断層～褶曲構造が発達する地体構造区分にあたる。	地体構造区分の特徴(地形・地質(火山分布)、活断層の密度・断層型、地震活動等)が類似しているか。	1) 地体構造区分
	地質・地質構造	- 震源周辺は、中新世以降のカルデラ及び第四紀火山に囲まれ、脆弱化していることが多い火山砕屑岩等に厚く覆われている。(P.140) 2008年岩手・宮城内陸地震は、古い正断層が逆断層として再活動したことで引き起こされたものであるが、地震断層は主要震源断層(山地境界断層)沿いではなく、地質断層(餅乾～細倉構造帯)沿いに分布しており、震源での断層変位が地表付近に多数分布する弱線(地質断層等)で分散され、累積的な変位が見出しにくくなっている。(P.140) - 震源周辺は、新規の火山噴出物で断層変位地形が覆われている。(P.147) - 震源周辺は、大規模な地すべり地形が密集していることにより、断層変位地形が消失している。(P.148)	②震源周辺は、一般に空隙が存在し脆弱化していることが多いとされる陸成の火山砕屑岩等に厚く覆われ、地表近くの弱線で断層変位が分散され、累積的な変位が見出しにくくなっている。 ③震源周辺は、断層変位地形が、新規の火山噴出物で覆われていること、大規模な地すべり地形が密集していることで消失している。	震源断層での変位を分散させるような脆弱な地層(火山砕屑岩等)や弱線(地質断層等)が分布しているか。 断層変位地形を消失等させるような新規の火山噴出物や地すべり地形が分布しているか。	2) 地質・地質構造、地すべり地形
	既知の活断層、震源断層	2008年岩手・宮城内陸地震の震源断層に対応する活断層は示されていない。震源は、長大な北上低地西縁断層帯の震源断層の南方延長に位置している。(P.149) - 震源となる断層が、河成段丘の比高に基づく検討により推定されている。(P.151) - 震源となる山地境界断層が、反射法地震探査断面に認められる。(P.153)	④震源は、主要(長大)活断層帯の延長に位置し、震源断層が河成段丘の比高に基づく特徴及び反射法地震探査断面に認められる。	主要(長大)活断層帯の延長に位置しているか。延長に位置している場合、段丘の比高に基づく特徴、反射法地震探査断面等に断層を示唆する急変部が認められるか。	3) 長大な活断層との位置関係
個別比較	ひずみ集中帯、地震発生状況	2008年岩手・宮城内陸地震は、地質学的ひずみ集中帯と測地的ひずみ集中帯とが重なっている場所で発生した。(P.154) 2008年岩手・宮城内陸地震は、測地的ひずみ集中帯に相当する2列の地震活動帯が収束する場所で発生した。(P.154) - 震源周辺を含む本荘-仙台構造線から荒屋カルデラまでの大規模トランスカレント断層で境される地域では、活発な地震活動が認められる。(東北日本弧では、火山帯や大規模トランスカレント断層等の構造の多くが、下部地殻にマグマや流体を含んだ弱帯を伴い、ひずみ集中帯として機能しているとされている)(P.155)	⑤震源周辺は、地質学的ひずみ集中帯と測地的ひずみ集中帯が重なる地震活動帯に位置する。	- ひずみ集中帯、地震活動帯に該当するか。 - 火山フロントや大規模な構造線等が分布しているか。	4) ひずみ集中帯、地震発生状況、火山フロント等

(1) 地体構造区分による比較・検討(1/4) 一 地質帯一

○ Wallis et al.(2020)による日本列島の地体構造区分図(基盤地質分類)によれば, 敷地周辺は「飛騨-隠岐帯(HO)のうち飛騨帯内側地帯(i)」に位置している。

➤ 敷地周辺は,「飛騨-隠岐帯(HO)のうち飛騨帯内側地帯(i)」に位置する。

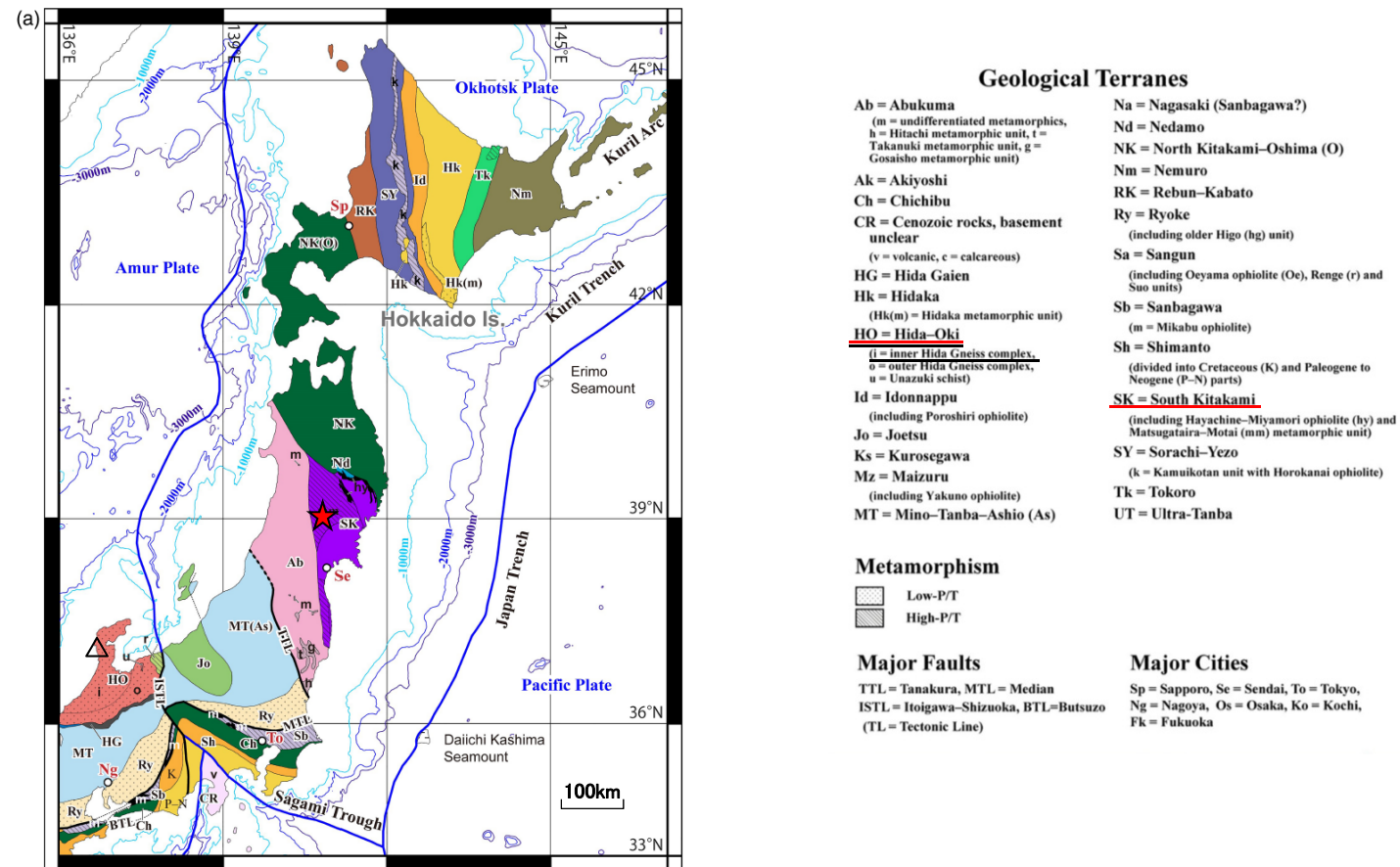


FIGURE 2 A summary map of the basement geology of Japan. The distinction between basement and cover is not clear-cut and an explanation of the units that were included is given in the main text. A digital version of this map can be downloaded from <http://sciences.shinshu-u.ac.jp/~mori/BGJ/index.html>. The outline map was constructed using GMT software and the bathymetric data are taken from the NOAA dataset ETOPO1. The outlines of the Daiichi Kashima and Erimo seamounts represent the 5000 m bathymetric contours. (a-c) The areas covered are shown in Figure 1 [Correction added on 7 February 2020, after first online publication: Figure 2a has been corrected.]

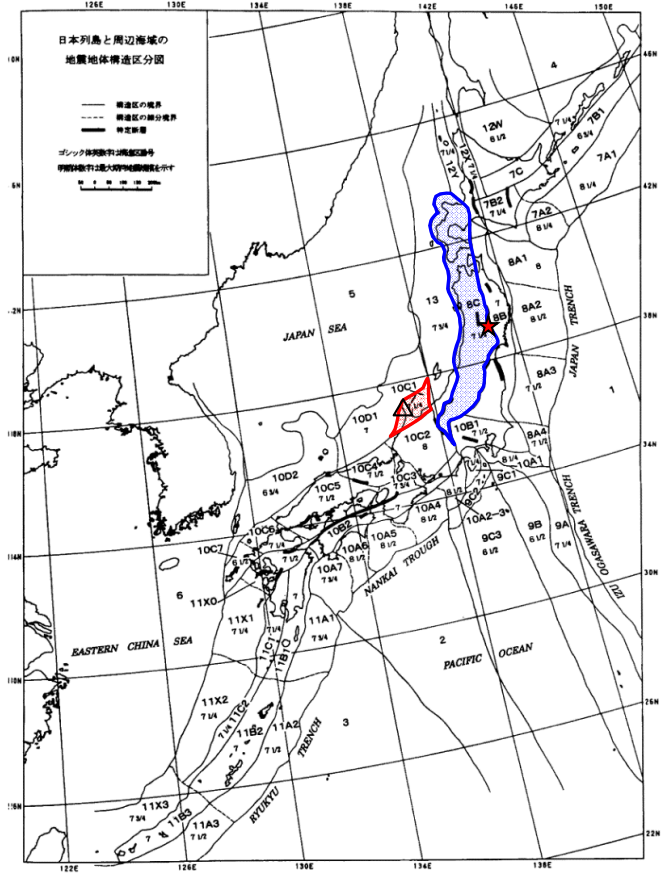
東日本の地体構造区分図

Wallis et al.(2020)に一部加筆

★ : 2008年岩手・宮城内陸地震の震央
△ : 志賀原子力発電所

3.3 2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討 3.3.3 震源周辺と敷地周辺の類似性の検討
(1) 地体構造区分による比較・検討(2/4) 一 地震地体構造区分一

- 垣見ほか(2003)による地震地体構造区分によれば、敷地周辺は西南日本弧内帯の「能登(10C1)」に位置している。
 - 構造区の特徴として、「地形・地質」は、半島部は準安定域とされている。
 - また、「活断層の密度」は中、「活動度(平均変位速度)」はB・C、「断層型」は逆断層とされている。
 - さらに、「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は中～低で、逆断層型とされている。
- 地震地体構造区は「能登(10C1)」に位置し、半島部は準安定域で第四紀火山は存在せず(次頁)、活断層の密度は中である。
- 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は中～低、逆断層型である。



★：2008年岩手・宮城内陸地震の震央
△：志賀原子力発電所

日本列島と周辺海域の地震地体構造区分
垣見ほか(2003)に一部加筆

震源周辺及び敷地周辺の構造区等

項 目	震源周辺	敷地周辺
地震地体構造区	東北日本弧内帯 (8C)	西南日本弧内帯 能登 (10C1)
地形・地質	火山性内弧、隆起優勢、脊 梁山・出羽丘陵の火山帯 (隆起帯)とその間の盆地列 (沈降帯)、島弧方向の逆断 層～褶曲発達	半島部は準安定域※1
活断層の密度・長さ・活動 度・断層型ほか特徴	中、中、B、逆、島弧と平行、 隆起帯基部に発達	中、短～中、B・C、逆※2
浅発大・中地震活動	高 東西圧縮逆断層型	中～低※3 逆断層型※2

垣見ほか(2003)を基に作成

※1:敷地周辺の火山分布について、垣見ほか(2003)以降の知見である星住・中野(2004)及び「日本の第四紀火山」からも、「能登(10C1)」の「地形・地質」の特徴を確認した。詳細は、P.159。

※2:敷地周辺の地殻応力情報について、垣見ほか(2003)以降の知見である「地殻応力場データベース」及びTerakawa and Matsu'ura(2010)からも、「能登(10C1)」の「断層型」及び「浅発大・中地震活動」の特徴を確認した。詳細は、P.160, 161。

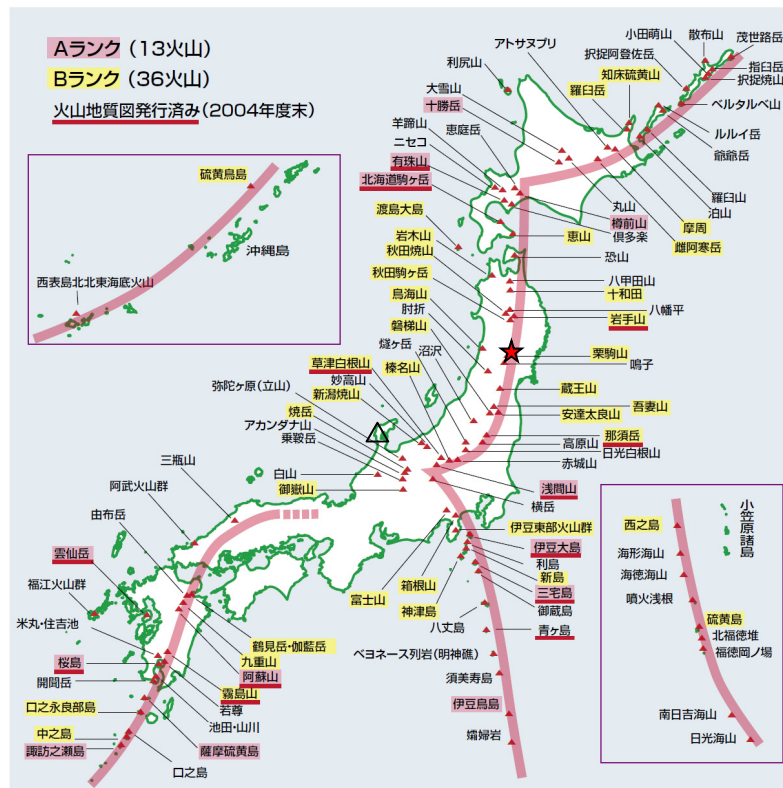
※3:敷地周辺の2003年以降の地震活動も含めた近年の地震活動は、P.171。

【火山分布】

- 垣見ほか(2003)の地震地体構造区分によれば、敷地が位置する「能登(10C1)」の「地形・地質」の特徴として、火山分布に関する記載がないことから、垣見ほか(2003)以降の知見により敷地周辺の火山分布を確認した。
- 星住・中野(2004)によれば、敷地周辺は火山フロントから外れて位置し、また、「日本の第四紀火山」(地質調査総合センター)によれば、第四紀火山及びカルデラは存在しない。
- このことから、垣見ほか(2003)が示す「能登(10C1)」の「地形・地質」の特徴である火山分布に関する記載がないことが、垣見ほか(2003)以降の知見である星住・中野(2004)及び「日本の第四紀火山」からも確認した。

火山フロント

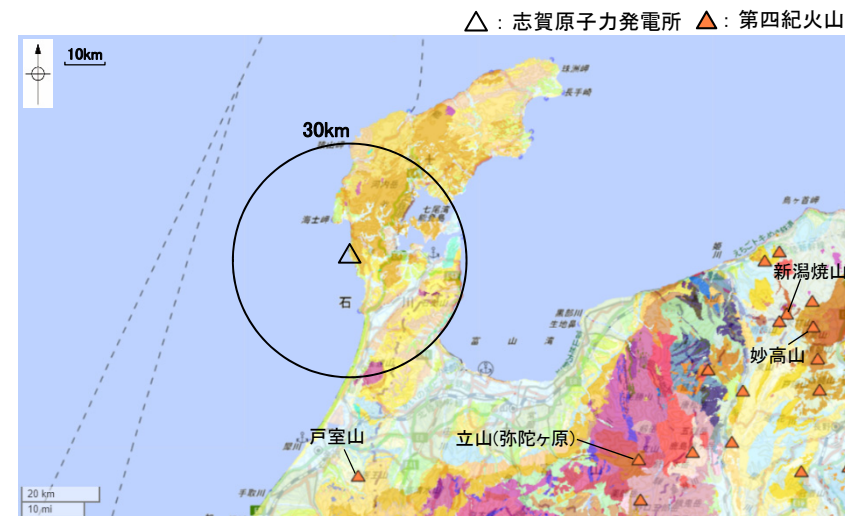
2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺の火山分布はP.137。



★：2008年岩手・宮城内陸地震の震央 △：志賀原子力発電所

日本列島の活火山分布図

星住・中野(2004)に一部加筆



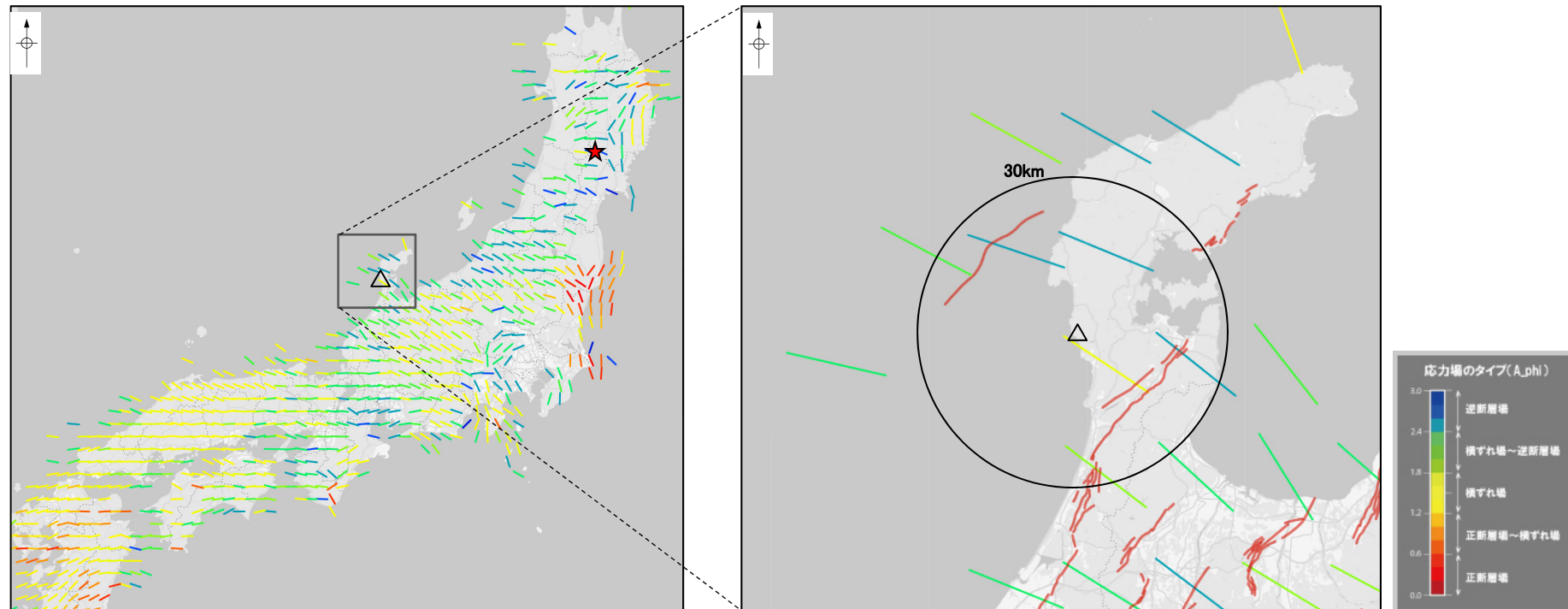
敷地周辺の第四紀火山

日本の第四紀火山(地質調査総合センター)に一部加筆

【応力場①】

- 垣見ほか(2003)の地震地体構造区分によれば、敷地が位置する「能登(10C1)」の「断層型」及び「浅発大・中地震活動」の特徴として、地震活動が逆断層型とされていることを踏まえ、垣見ほか(2003)以降の知見により地殻応力情報を確認した。
- 「地殻応力場データベース」(地質調査総合センター)によれば、敷地周辺の応力場のタイプは主に「横ずれ場～逆断層場」及び「逆断層場」であり、最大水平圧縮応力(S_{Hmax})方位は概ね北西－南東方向である(下図)。
- Terakawa and Matsu'ura(2010)によれば、敷地周辺の応力パターンは逆断層型及び横ずれ断層型の北西－南東圧縮応力である(次頁)。
- このことから、垣見ほか(2003)が示す「能登(10C1)」の「断層型」及び「浅発大・中地震活動」の特徴である地震活動が逆断層型とされていることが、垣見ほか(2003)以降の知見である「地殻応力場データベース」及びTerakawa and Matsu'ura(2010)からも確認した。

2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺の応力場はP.138。



日本の応力場のタイプ
及び応力方位(最大水平圧縮応力(S_{Hmax})方位)

地殻応力場データベース(地質調査総合センター)に一部加筆

△：志賀原子力発電所

★：2008年岩手・宮城内陸地震の震央

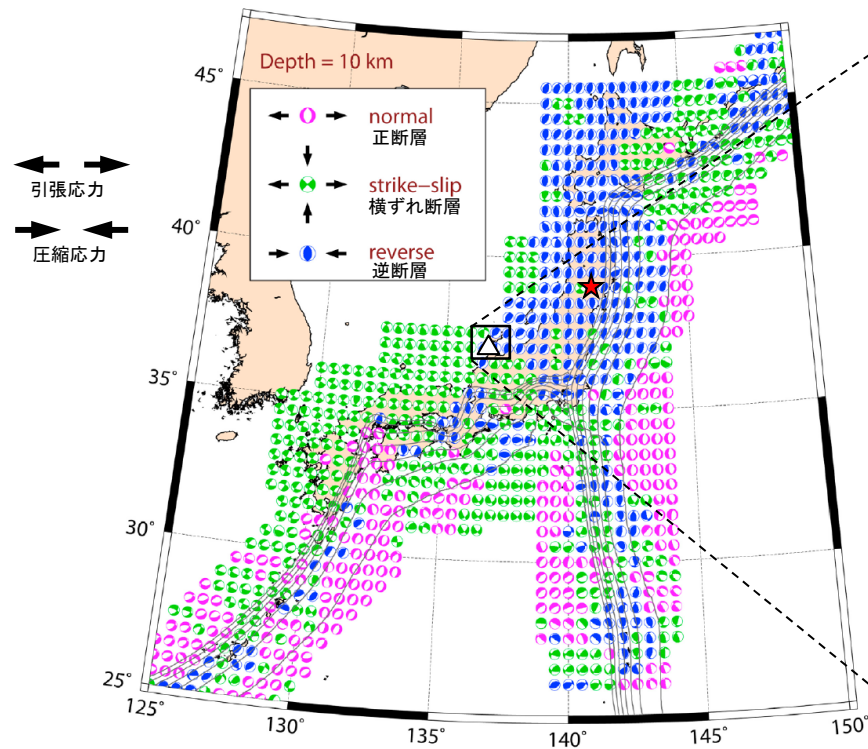
—：活動セグメント
(地質調査総合センター 活断層データベース(2009年7月23日版))

敷地周辺の応力場のタイプ

及び応力方位(最大水平圧縮応力(S_{Hmax})方位)

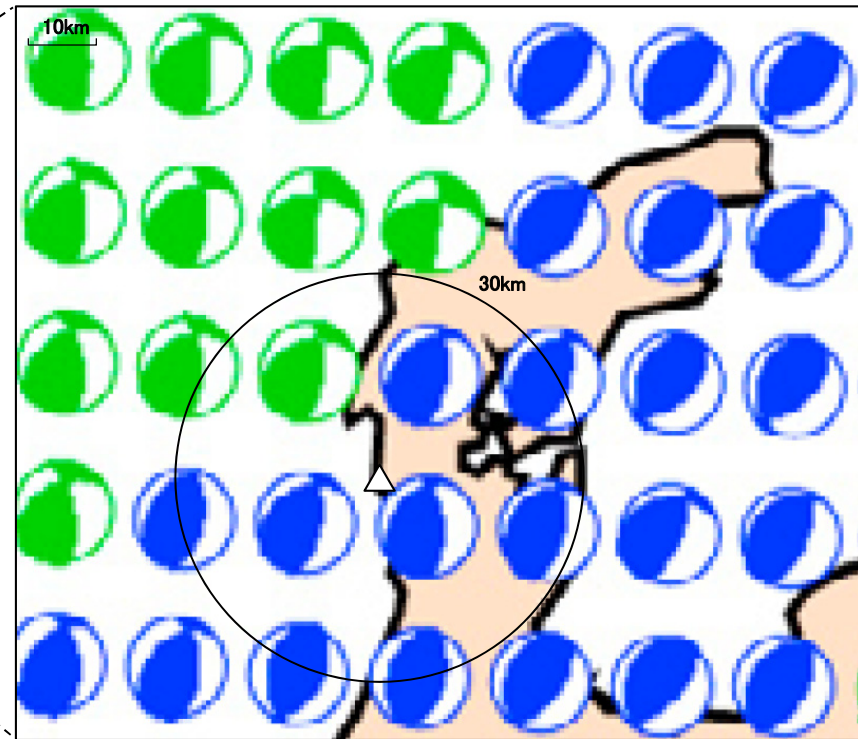
地殻応力場データベース(地質調査総合センター)に一部加筆

【応力場②】



CMTデータインバージョン法で推定した日本の応力パターン(深さ10km)

Terakawa and Matsu'ura(2010)に一部加筆



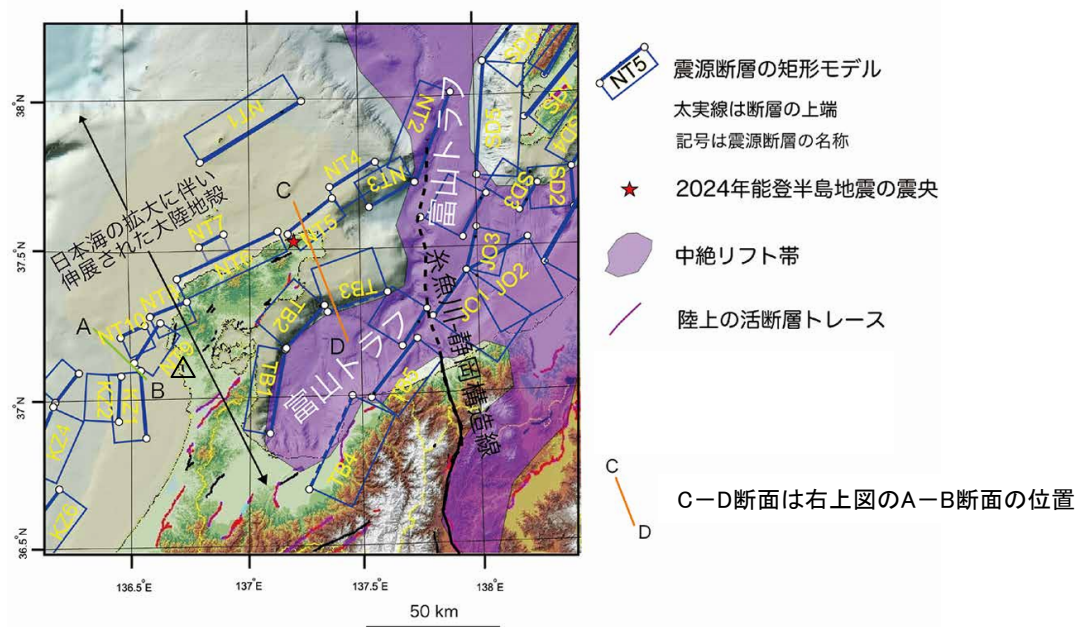
敷地周辺の応力パターン(深さ10km)

Terakawa and Matsu'ura(2010)に一部加筆

(2) 地質・地質構造, 地すべり地形による比較・検討(1/3) 一敷地周辺の地質・地質構造一

- シームレス地質図及び当社作成の地質分布図によれば、敷地周辺は主に古第三紀～新第三紀の火山岩類が広く分布しており、地質断層(実在断層、伏在断層)や褶曲構造(背斜・向斜等)は部分的にしか認められない(次頁、次々頁)。
- 「日本の第四紀火山」(地質調査総合センター)によれば、敷地周辺には、第四紀火山及びカルデラは存在しない(P.159)。
- 佐藤(2024)によれば、敷地が位置する能登半島周辺の断層の形成史は、下記の3段階に分けて考えられており、日本海の形成時(中新世)に伸張応力場で形成された古い正断層が現在の東西圧縮のもと、逆断層として再活動している(下図)。
 - ・能登半島とその北側の大陸地殻は、日本海の拡大に伴って引き伸ばされ、北に落ちる方向に傾斜(北傾斜)した正断層が作られた(右下図①)。
 - ・その後リフトである富山トラフが拡大をはじめが、その時期に能登半島の北岸の断層のように逆の南傾斜の正断層群がつけられたと考えられる(右下図②)。
 - ・能登半島周辺は日本海拡大の停止後、現在は西北西－東南東方向からの圧縮力がかかる状態(インバージョンテクトニクス)になっている(右下図③)。

- 敷地周辺には、第四紀火山及びカルデラは存在せず、中新世の火山岩類等の硬質な岩盤が比較的浅所にまで分布していることから、震源周辺のように変位を分散させるような脆弱な地層(火山碎屑岩等)は分布しない。
- 敷地周辺では、古い正断層が逆断層として再活動しているが、地質断層は部分的にしか認められず、断層変位が分散する蓋然性は低い。

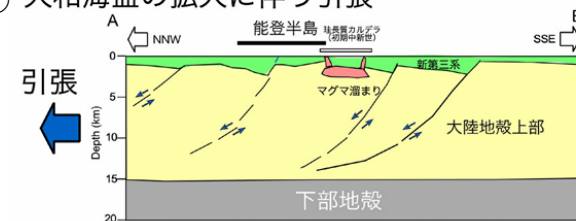


能登半島周辺の地殻構造と震源断層の矩形モデル

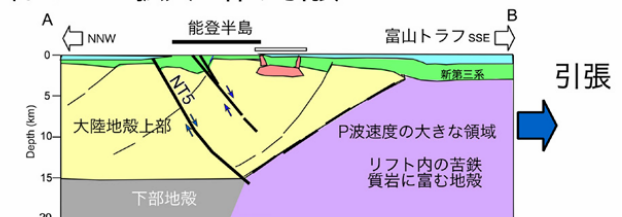
佐藤(2024)を一部編集

△: 志賀原子力発電所

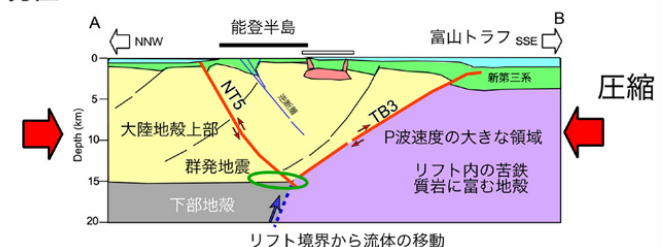
① 大和海盆の拡大に伴う引張



② 富山トラフの拡大に伴う引張



③ 現在



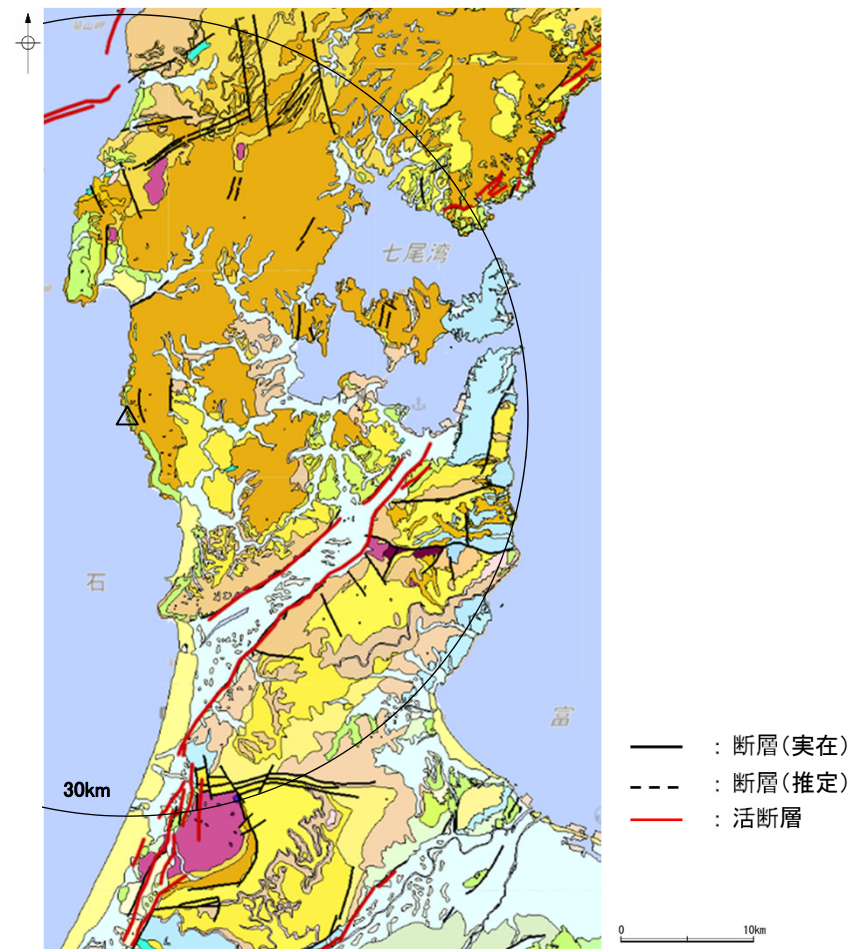
能登半島東部の主要断層形成プロセス

佐藤(2024)に一部加筆

【シームレス地質図】

- シームレス地質図(産業技術総合研究所)によれば、敷地周辺は主に古第三紀～新第三紀の火成岩が広く分布しており、一部では、新第三紀の堆積岩が分布している。
- 敷地周辺では、地質断層(断層(実在), 断層(推定)): 図中黒実線, 黒破線)は部分的にしか認められない。

2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺の地質分布(シームレス地質図, 東北建設協会(2006))はP.142～145



△ : 志賀原子力発電所

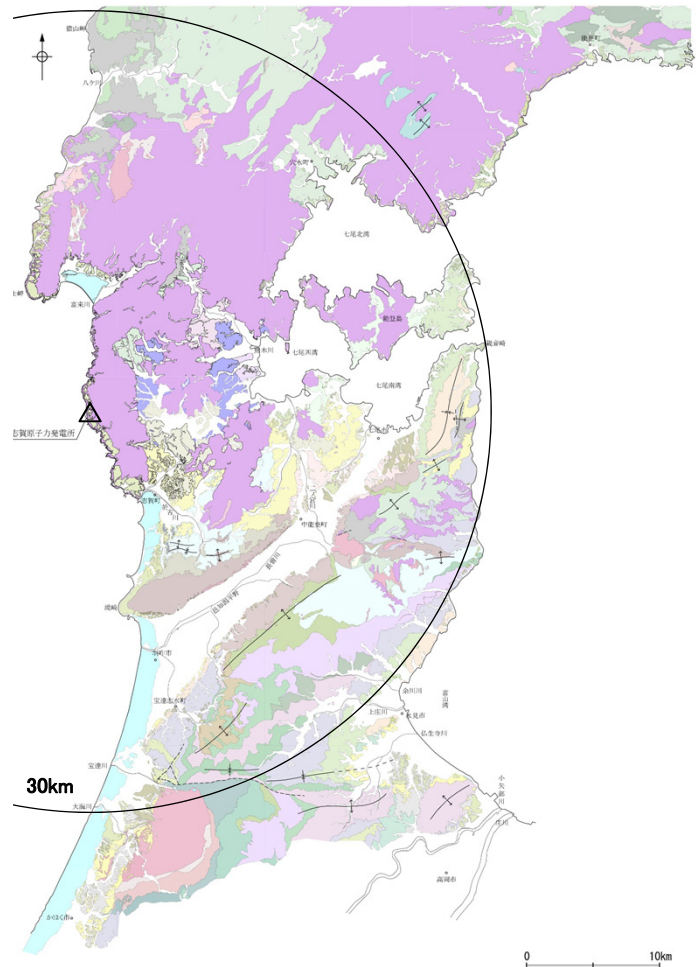
敷地周辺の地質図

地質凡例はP.118参照

シームレス地質図に一部加筆

【地質分布図(当社作成)】

- 敷地周辺は主に古第三紀～新第三紀の火成岩(火山岩類)が広く分布しており、一部では、それらを覆って新第三紀の堆積岩が分布している。
- また、敷地周辺には一部、東西走向～北東-南西走向の褶曲構造(背斜軸、向斜軸)が認められるものの、その分布は南部に限られている。



地質時代	地層・岩石名
第四紀	SD 砂丘砂層 沖積層 M 中位段丘堆積層 DT 高階層 DH 堆生累層・西田層
第三紀	IHS 中川砂岩層・村上シルト岩層・矢田砂岩層 ISm 崎山シルト岩層・杉野屋シルト岩層・敷田シルト岩層 ILS 五十里石灰質砂岩層 ORg 黒崎安山岩 OMg 前浜泥岩層・和倉珪藻泥岩層 OMm 虫崎泥岩層・安泥岩層(下部層)・聖川泥岩層・吉倉泥岩層 OSa 敷波互層・頭川互層 OVS 余川砂岩層 OSS 七尾石灰質砂岩層・出雲石灰質砂岩層(非石灰質部) OLs 前波石灰質砂岩層・間野島石灰質砂岩層・七尾石灰質砂岩層・出雲石灰質砂岩層・安代原石灰質砂岩層(石灰質部)
第三紀	BLm 浜田泥岩層 BAS 赤浦砂岩層 BScl 新宮砂岩層 KMg 東印内互層・皆月砂岩泥岩層 KGG 道下礫岩層・百海礫岩層 KBC 高島礫岩層 KFC 懸乳砂岩層・土倉砂岩層 KYm 山戸田泥岩層 KNS 龍文互層・島木互層・多根互層・柳田累層 KNw 溶結凝灰岩 KNU 玄武岩 KGD 瓜生累層 BNc 中田凝灰岩層(挟み層) BMS 三尾砂岩層・小野砂岩層 BSc 中波泥岩層・赤毛泥岩層・笠原泥岩層 KUm 上棚泥岩層・国見泥岩層 KOG 大泊凝灰岩層 KMG 宮島凝灰岩層 KGV 河合砂岩層 KTE 滝蔵岩層・石動山礫岩層 KYs 後山砂岩層 KKG 谷出礫岩層・コロサ礫岩層
第三紀	別所安山岩類(安山岩・安山岩質大砕岩・高洲安山岩類・熊瀬火山岩類)及びデイサイト
第三紀	NSs 曾山層 NKS 大角間層 Grn 花崗岩・片麻岩
第三紀	NGd 石炭安山岩・溶結凝灰岩 NDs 大福寺砂岩層・太田黒層 Ls 石灰岩

断層
向斜軸
背斜軸

△：志賀原子力発電所

敷地周辺陸域の地質分布図

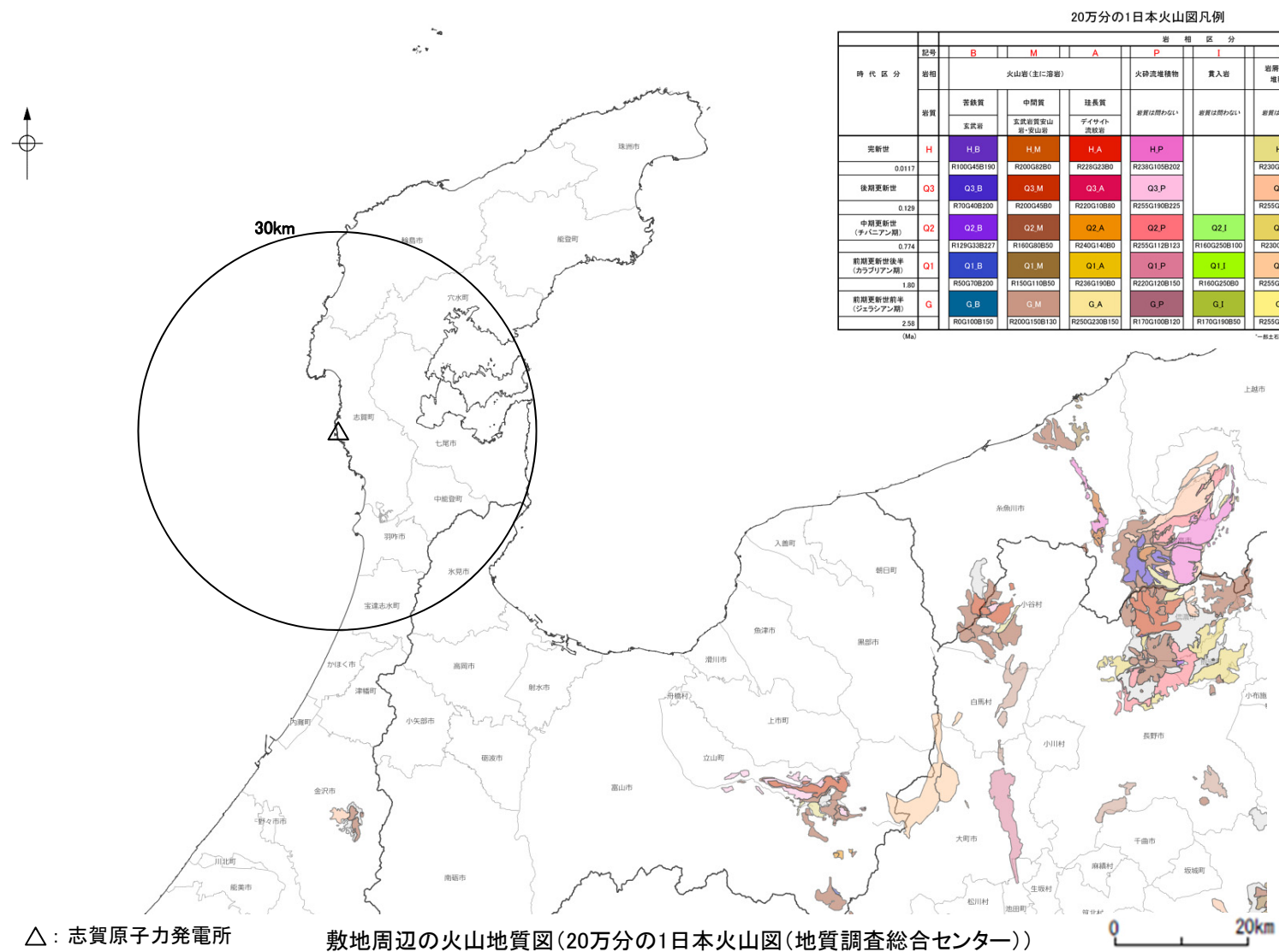
鮎野(1993)等を踏まえ、地表地質調査結果、各種分析結果を加味し、当社作成

3.3 2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討 3.3.3 震源周辺と敷地周辺の類似性の検討
(2) 地質・地質構造, 地すべり地形による比較・検討(2/3) ー火山噴出物の分布ー

○ 20万分の1日本火山図(地質調査総合センター)によれば, 敷地周辺には新規(第四紀)の火山噴出物は認められない。

➤ 敷地周辺は, 新規の火山噴出物は認められず, 断層変位地形の消失等は想定されない。

2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺の新規の火山噴出物の分布(地質調査総合センター)はP.147。



20万分の1日本火山図凡例

時代区分	記号	噴 出 物									
		B	M	A	P	I	D	F	S		
		火山岩(主に溶岩)			火砕流堆積物	貫入岩	溶岩なだらな堆積物*	降下火砕物	山麓扇状地・溶岩・地すべり・沖積堆積物など		
	岩質	玄武岩	玄武岩質安山岩・安山岩	デイサイト流紋岩	溶岩は認めない	溶岩は認めない	溶岩は認めない	溶岩は認めない	溶岩は認めない		
完新世	H	H.B	H.M	H.A	H.P		H.D	H.F			
	0.0117	R100G40B190	R200G82B0	R220G13B0	R230G105B202		R230G220B130	R255G225B225			
後期更新世	Q3	Q3.B	Q3.M	Q3.A	Q3.P		Q3.D	Q3.F			
	0.129	R100G40B200	R200G45B0	R220G100B0	R255G100B225		R255G190B150	R245G230B225			
中期更新世(チャニアン期)	Q2	Q2.B	Q2.M	Q2.A	Q2.P	Q2.I	Q2.D				
	0.774	R120G33B227	R160G80B50	R240G140B0	R255G112B123	R160G250B100	R230G210B95				
前期更新世後半(カラフィアン期)	Q1	Q1.B	Q1.M	Q1.A	Q1.P	Q1.I	Q1.D				
	1.80	R50G100B200	R150G110B50	R230G190B0	R220G120B150	R160G250B0	R255G200B150				
前期更新世前半(ジョラシアン期)	G	G.B	G.M	G.A	G.P	G.I	G.D				
	2.58	R00G100B150	R200G150B130	R250G230B150	R170G100B120	R170G100B50	R255G240B130				
	(Ma)										

*一部とは流成堆積物を含む

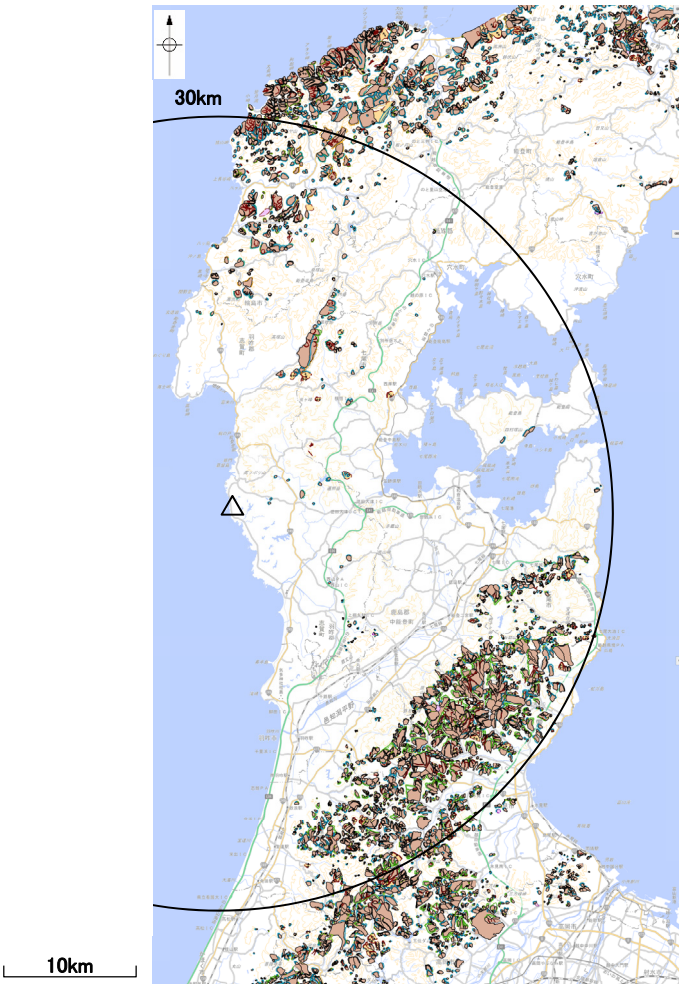
△: 志賀原子力発電所

敷地周辺の火山地質図(20万分の1日本火山図(地質調査総合センター))

3.3 2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討 3.3.3 震源周辺と敷地周辺の類似性の検討
(2)地質・地質構造, 地すべり地形による比較・検討(3/3) ー地すべり地形の分布ー

- J-SHIS Map(防災科学技術研究所)によれば, 敷地周辺には地すべり地形が一部の特定の範囲に認められるのみである。
- 敷地周辺は, 地すべり地形が一部の特定の範囲に認められるのみであり, 断層変位地形の消失等は想定されない。

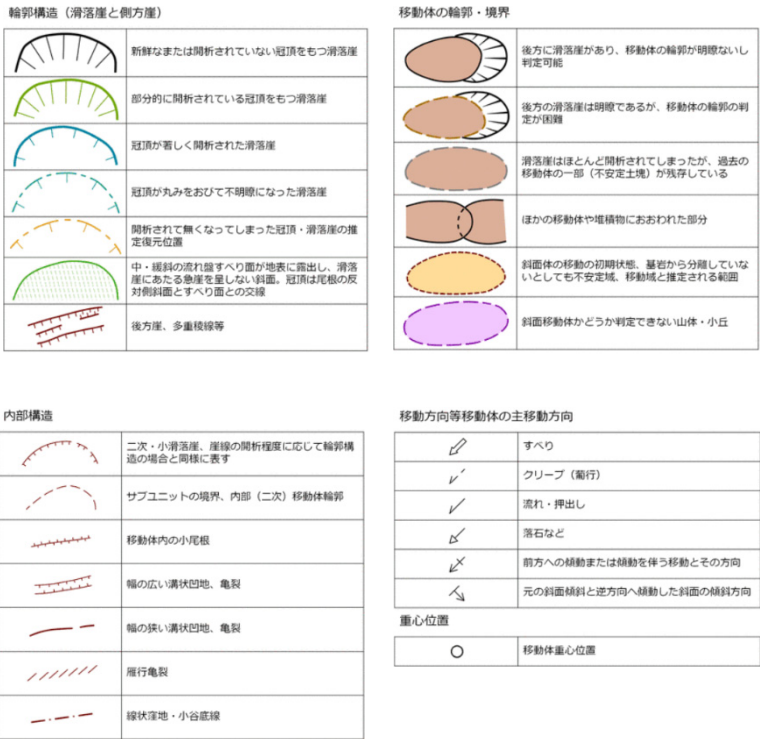
2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺の地すべり地形の分布(防災科学技術研究所)はP.148



敷地周辺の地すべり地形の分布

J-SHIS Map(防災科学技術研究所)に一部加筆

△：志賀原子力発電所



(3) 長大な活断層との位置関係による比較・検討

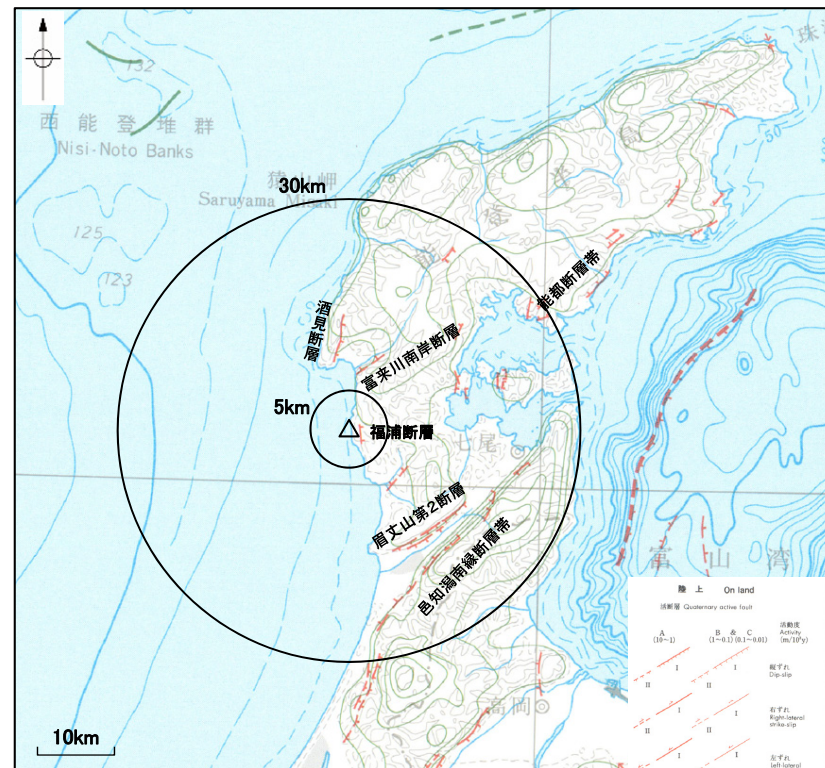
- 文献調査(新編日本の活断層(活断層研究会(1991)), 活断層データベース(地質調査総合センター), 地震調査研究推進本部(2025))及び当社調査の結果, 敷地周辺には邑知潟南縁断層帯, 能登半島北部沿岸域断層帯等の複数の主要(長大)活断層帯※が分布し, 敷地近傍は, それらのうち能都断層帯の西方延長に位置している(下図, 次頁)。
- 能都断層帯の西方延長は, 海上音波探査や航空レーザ計測等の詳細な調査(P.169)により, 断層を示唆する急変部は認められない。

- 敷地周辺には, 複数の主要(長大)活断層帯が分布し, 敷地近傍は, それらのうち能都断層帯の西方延長に位置している。
- 能都断層帯の西方延長は, 海上音波探査や航空レーザ計測等の詳細な調査により, 断層を示唆する急変部は認められない。

※ 主要(長大)活断層帯とは, 活断層データベースまたは地震調査研究推進本部(2025)に示された活断層帯を指す。

2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺の活断層分布
(新編日本の活断層及び活断層データベース)はP.149。

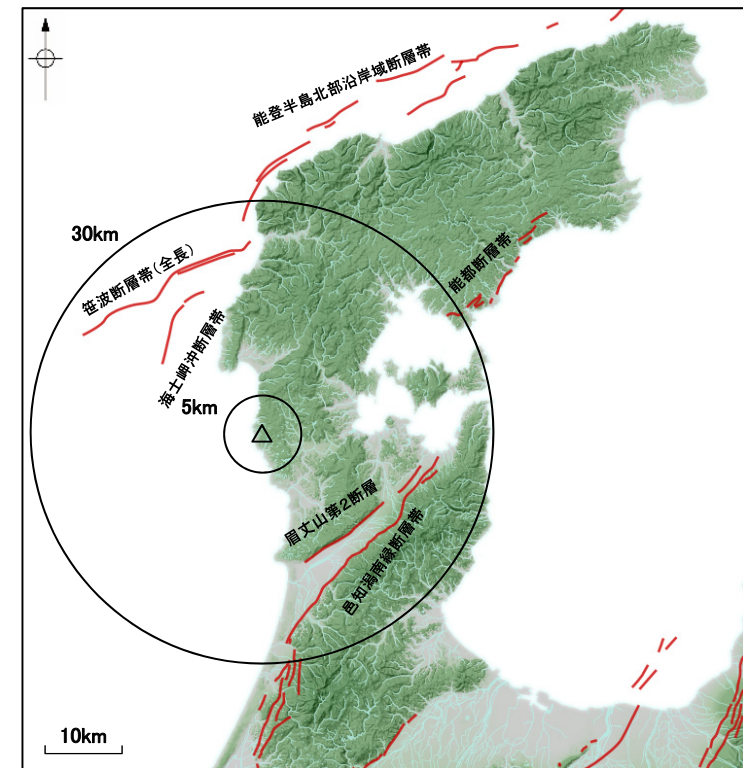
【新編日本の活断層及び活断層データベース】



敷地周辺の活断層分布図
活断層研究会(1991)に一部加筆

△：志賀原子力発電所

図中の断層名は当社が評価した断層名



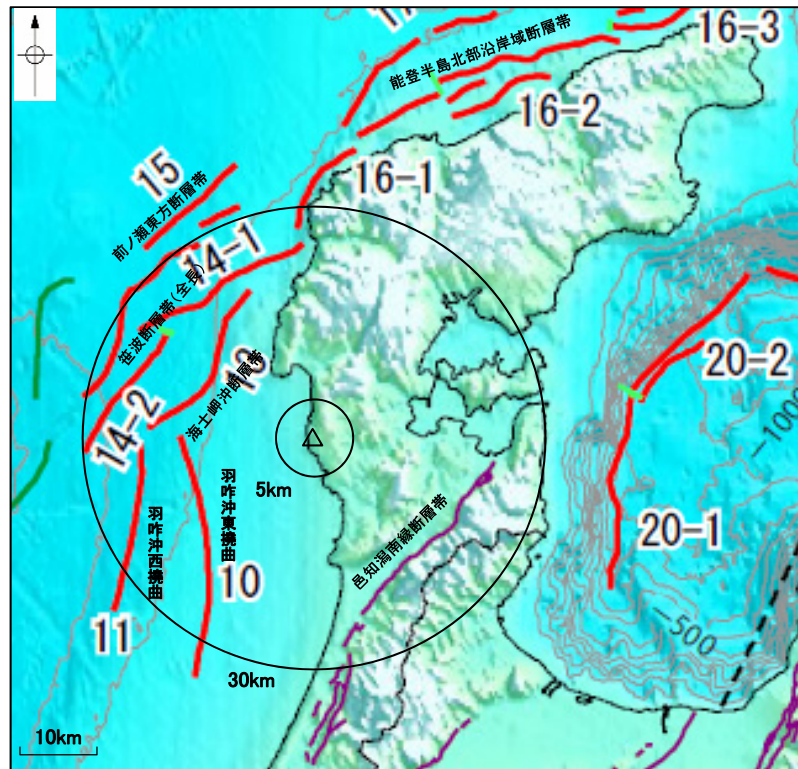
—：活動セグメント 敷地周辺の活断層分布図

図中の断層名は当社が評価した断層名

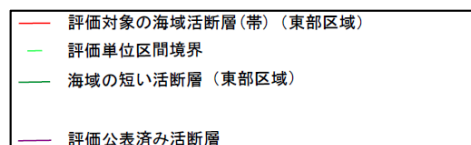
活断層データベース(地質調査総合センター)に一部加筆

2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺の活断層分布(地震調査研究推進本部)はP.150。

【地震調査研究推進本部(2025)及び当社調査】

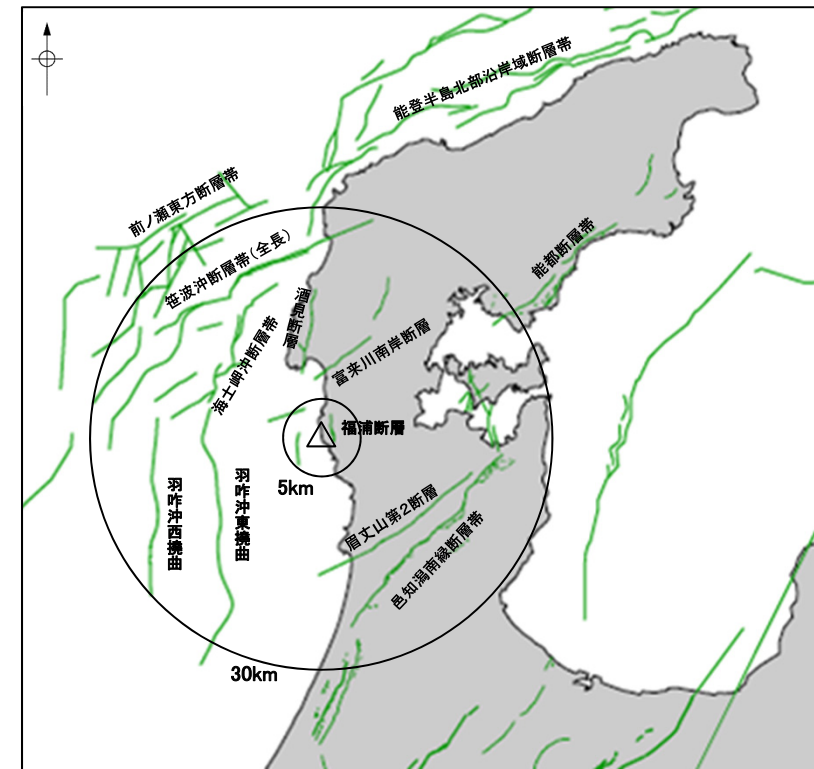


敷地周辺の活断層分布図



地震調査研究推進本部(2025)に一部加筆

図中の断層名は当社が評価した断層名



— : 当社が後期更新世以降の活動が否定できないと評価した断層

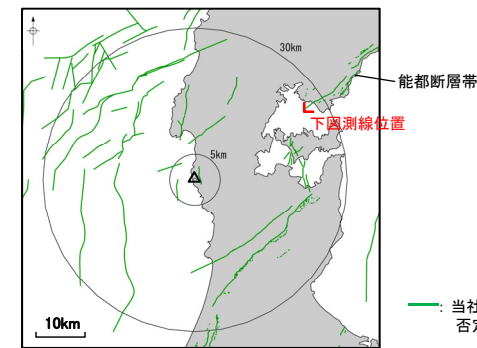
敷地周辺の活断層分布図

当社作成

【能都断層帯の西方延長における調査結果】

・能都断層帯に対応する断層を示唆する急変部(リニアメント・変動地形)が認められる地点の西方延長には、海上音波探査(右下図)や航空レーザ計測(左下図)等の詳細な調査により、断層を示唆する急変部は認められない。※

※: 能都断層帯の南西端の評価の詳細は、敷地周辺(陸域)断層の評価で説明予定。



位置図

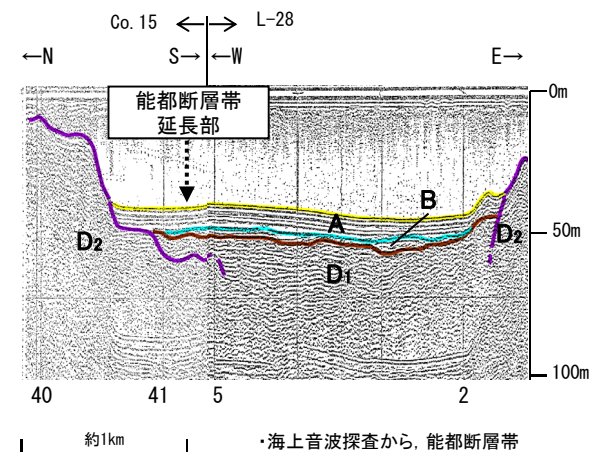
—: 当社が後期更新世以降の活動が否定できないと評価した断層



・航空レーザ計測から、能都断層帯の延長部に断層を示唆する急変部(地形面の変位・変形)は認められない。

上図は、航空レーザ計測データから作成した1mDEMを用いた赤色立体地図を使用したものである。

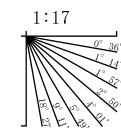
航空レーザ計測データに基づく敷地周辺の赤色立体地図



・海上音波探査から、能都断層帯の延長部に断層を示唆する急変部(地層の変位・変形)が認められない。

能都断層帯の南西端評価
(海上音波探査断面(Co.15測線, L-28測線))

地質時代	地層名
第四紀	更新世 後期 A層
	更新世 中期 B層
	更新世 前期 C層
第三紀	中新世 D ₁ 層
	古第三紀 D ₂ 層
先第三紀	D ₃ 層



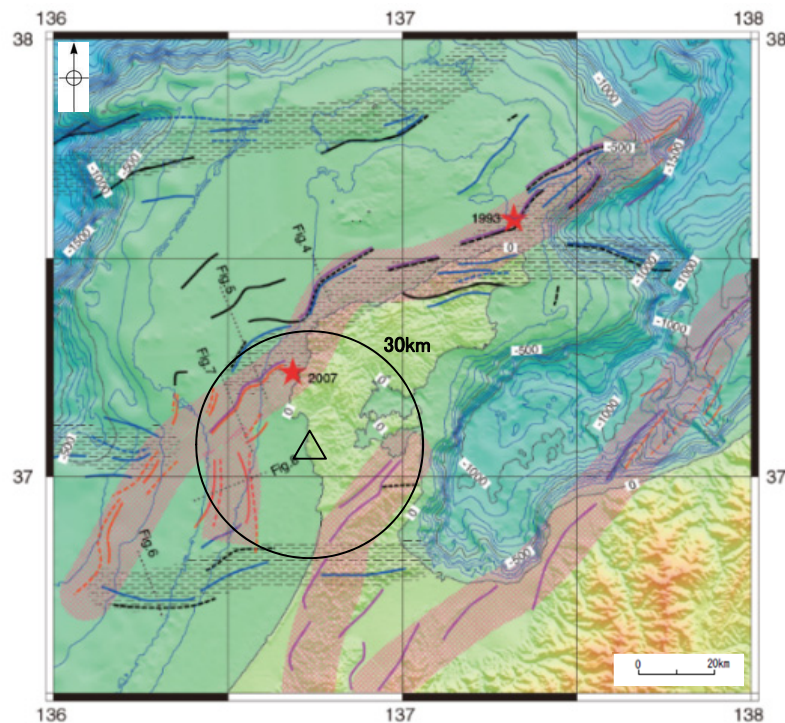
(4) ひずみ集中帯, 地震発生状況, 火山フロント等による比較・検討(1/3)

- 岡村(2007)は、能登半島周辺とその周辺海域における変形構造は断続的ながら帯状のゾーンに沿って発達し、第四紀の地質学的ひずみ集中帯※¹を形成するとしている。敷地周辺では、その西部及び南部に複数の活断層が分布していることから、その分布に沿って地質学的ひずみ集中帯が認められる。
- 西村(2015)によれば、敷地周辺は測地学的ひずみ集中帯※²に位置していない。

➤ 敷地周辺では、その西部及び南部に複数の活断層が認定されていることから、その分布に沿って地質学的ひずみ集中帯が認められる。

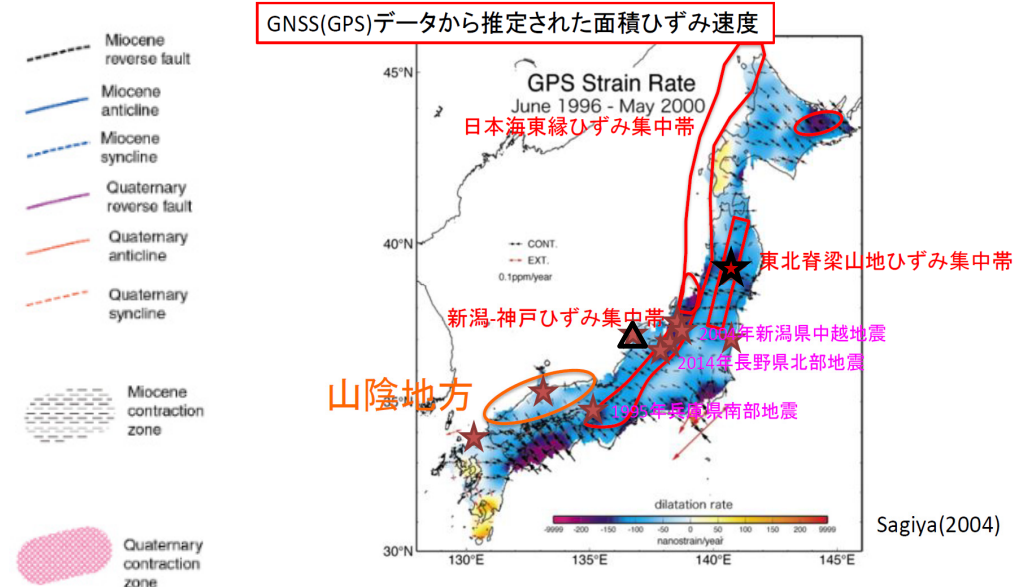
※1:地質学的ひずみ集中帯は、最近200万年～300万年間に成長してきた逆断層と背斜構造が集中し、断層活動によるひずみが蓄積したゾーンとされている(岡村, 2010)。

※2:測地学的ひずみ集中帯は、1990年代以降のGPS観測によるひずみ速度の大きい領域をカースケール等で示すものである。



能登半島周辺の地質構造とひずみ集中帯

岡村(2007)に一部加筆



日本列島のひずみ集中帯

西村(2015)に一部加筆

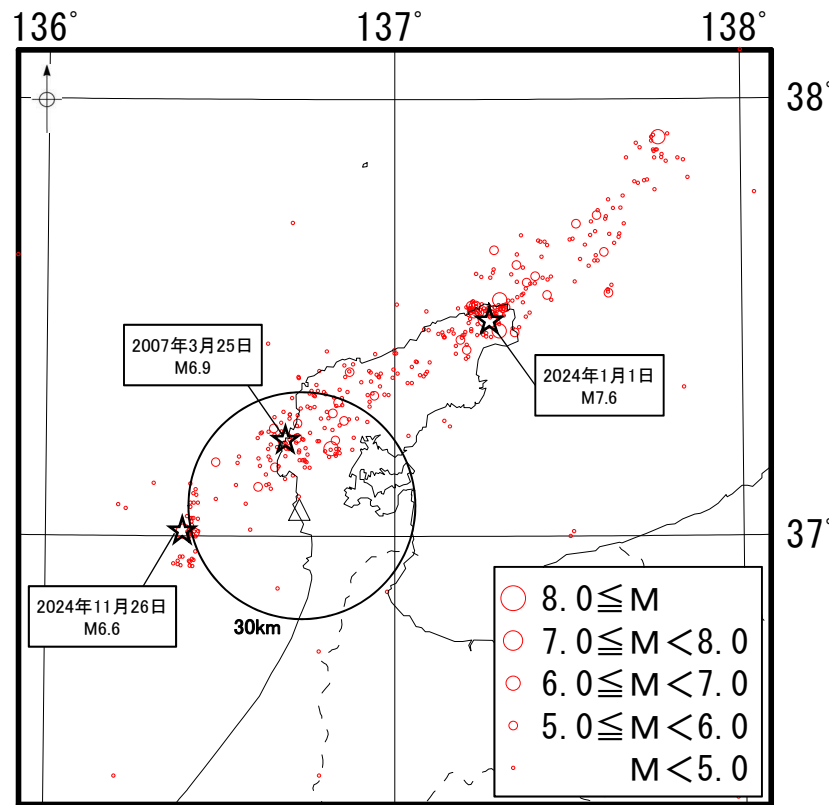
★: 2008年岩手・宮城内陸地震の震央
△: 志賀原子力発電所

(4) ひずみ集中帯, 地震発生状況, 火山フロント等による比較・検討(2/3)

- 近年, 能登半島周辺で発生した地震の分布($M \geq 4$)と岡村(2007)が示す地質学的ひずみ集中帯※の分布との関係を確認した。
- その結果, 2007年能登半島地震($M6.9$), 令和6年能登半島地震($M7.6$)及び石川県西方沖の地震($M6.6$)の震源付近で活発な地震活動が認められ, それらは地質学的ひずみ集中帯と対応する。

- 2007年能登半島地震, 令和6年能登半島地震及び石川県西方沖の地震の震源断層沿いで, 活発な地震活動が認められ, それらは地震活動帯に該当する。

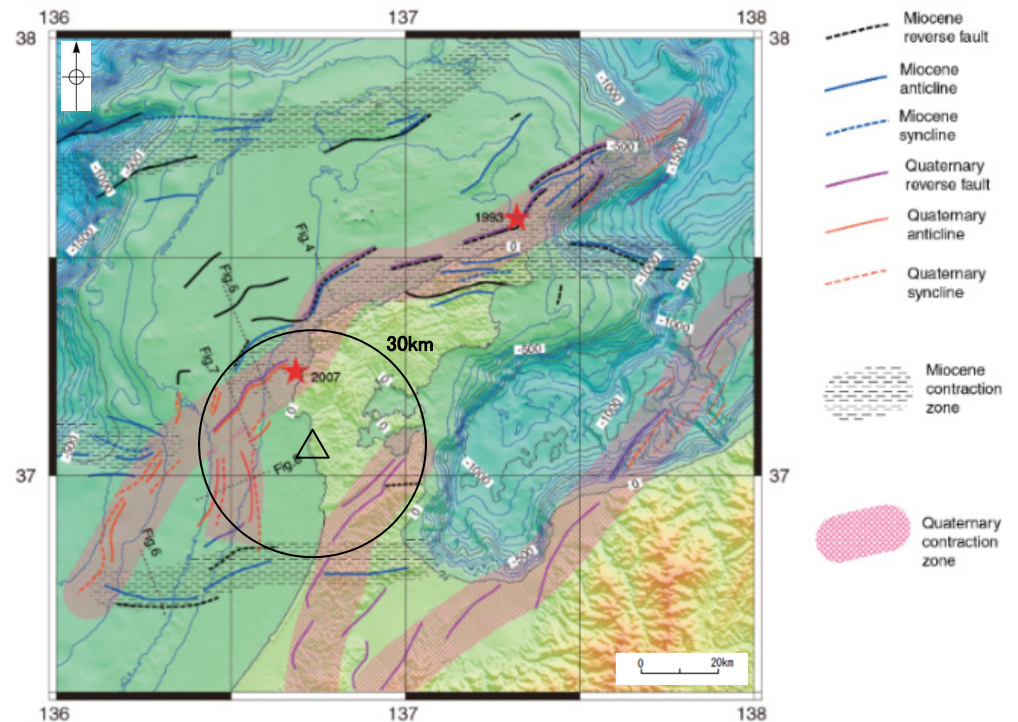
※: 地質学的ひずみ集中帯は, 最近200万年~300万年間に成長してきた逆断層と背斜構造が集中し, 断層活動によるひずみが蓄積したゾーンとされている(岡村, 2010)。



敷地周辺の地震分布
(1997年10月~2025年6月, $M \geq 4$)

当社作成

△: 志賀原子力発電所



能登半島周辺の地質構造とひずみ集中帯

岡村(2007)に一部加筆

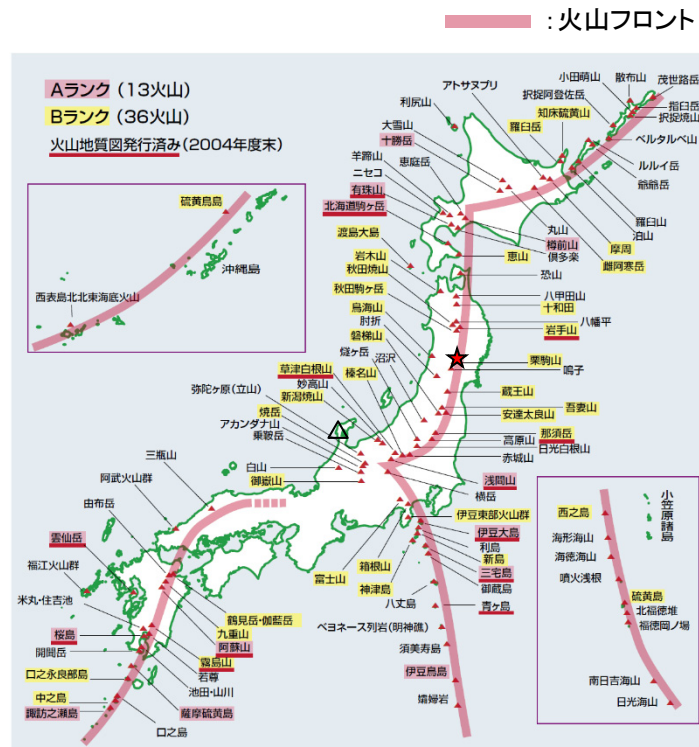
3.3 2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討 3.3.3 震源周辺と敷地周辺の類似性の検討

(4) ひずみ集中帯, 地震発生状況, 火山フロント等による比較・検討(3/3)

- 敷地周辺にひずみ集中帯として機能するような火山フロントや大規模な構造線等が分布するか確認を行った。
- 星住・中野(2004)によれば, 敷地周辺は火山フロントには位置しない。
- また, Wallis et al.(2020)によれば, 敷地周辺には, 地体構造区分の境界となるような大規模な構造線※は分布しない。

➤ 敷地周辺には, ひずみ集中帯として機能するような火山フロントや大規模な構造線が分布しない。

※: 垣見・加藤(1994)は, 地質区の境界をなすような変位量の大きい(また, 一般に活動期も長い)断層を構造線と定義している。

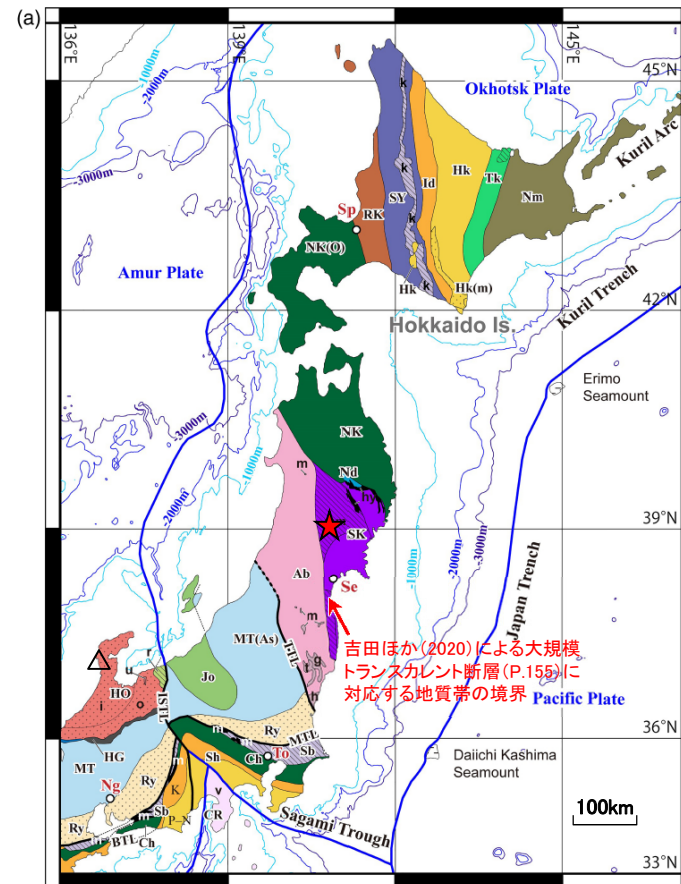


日本列島の活火山分布図

星住・中野(2004)に一部加筆

△: 志賀原子力発電所

★: 2008年岩手・宮城内陸地震の震央



凡例はP.135。

FIGURE 2 A summary map of the basement geology of Japan. The distinction between basement and cover is not clear-cut and an explanation of the units that were included is given in the main text. A digital version of this map can be downloaded from <http://science.shinshu-u.ac.jp/~mori/BGJ/index.html>. The outline map was constructed using GMT software and the bathymetric data are taken from the NOAA dataset ETOPO1. The outlines of the Daiichi Kashima and Erimo seamounts represent the 5000 m bathymetric contours. (a-c) The areas covered are shown in Figure 1 [Correction added on 7 February 2020, after first online publication: Figure 2a has been corrected.]

東日本の地体構造区分図

Wallis et al.(2020)に一部加筆

3.3 2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討 3.3.4 観測記録収集対象地震の判定

震源周辺と敷地周辺の類似性の検討結果 及び 観測記録収集対象地震の判定

- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺は、脆弱な火山碎屑岩等や弱線が断層変位を分散させた可能性があること、新規の火山噴出物や多数の地すべり地形により断層変位地形が消失していることから、断層変位が見出しにくい地域である。
- 一方、敷地周辺は、大局的には震源周辺とは異なる地体構造区分に位置している(大局的比較)。また、**断層変位の見出しにくさの要因として重視した観点を含む比較項目において、震源周辺とは異なり、脆弱な地層が分布せず弱線となる地質断層が少ないこと、新規の火山噴出物は認められず地すべり地形も少ないことから、断層変位の分散や断層変位地形の消失等は想定されず、断層変位が見出しにくい地域ではない**(個別比較)。
- その他の比較項目において、震源周辺と敷地周辺は、地質構造的な特徴として、ひずみ集中帯等で一部類似性が認められるものの、敷地周辺では、主要(長大)活断層帯の延長位置に断層を示唆する急変部が認められない点や、火山フロント等が分布しない点において、震源周辺とは異なる(個別比較)。
- 以上のことから、2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺と敷地周辺は類似性がないと評価し、当該地震を観測記録収集対象外と判定した。

2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺と敷地周辺の類似性の検討結果

赤字:断層変位の見出しにくさの要因として重視した観点

○:類似性あり △:一部類似性あり ×:類似性なし

比較項目		着目点	2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺	敷地周辺	類似性の検討結果
大局的比較	1)地体構造区分	地体構造区分の特徴(地形・地質(火山分布)、活断層の密度・断層型、地震活動等)が類似しているか。	- 震源周辺は、「南部北上帯(SK)」に位置する。(P.135) - 地震地体構造区分は「東北日本弧内帯(8C)」に位置し、火山性内弧、隆起優勢、2つの火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(沈降帯)であり、島弧方向の逆断層や褶曲が発達している。(P.136) 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は高、東西圧縮逆断層型である。(P.136)	- 敷地周辺は、「飛騨-隠岐帯(HO)のうち飛騨帯内側地帯(i)」に位置する。(P.157) - 地震地体構造区分は「能登(10C1)」に位置し、半島部は準安定域で第四紀火山は存在せず、活断層の密度は中である。(P.158) 「浅発大・中地震活動」の発生頻度(1885～2003年)は中～低、逆断層型である。(P.158)	- 敷地周辺は、震源周辺とは異なる地体構造区分に位置する。 - 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、第四紀火山は分布しない。 - 敷地周辺は、震源周辺と同様に逆断層型の地震が発生しているものの、浅発地震の発生頻度が低い点で震源周辺と異なる。 - 以上のことから、類似性はないと判断した。
		- 震源断層での変位を分散させるような脆弱な地層(火山碎屑岩等)や弱線(地質断層等)が分布しているか。 - 断層変位地形を消失等させるような新規の火山噴出物や地すべり地形が分布しているか。	- 震源周辺は、中新世以降のカルデラ及び第四紀火山に囲まれ、脆弱化していることが多い火山碎屑岩等に厚く覆われている。(P.140) 2008年岩手・宮城内陸地震は、古い正断層が逆断層として再活動したことで引き起こされたものであるが、地震断層は主要震源断層沿いではなく、地質断層沿いに分布しており、震源での断層変位が地表付近に多数分布する弱線(地質断層等)で分散され、累積的な変位が見出しにくくなっている。(P.140) - 震源周辺は、新規の火山噴出物で断層変位地形が覆われている。(P.147) - 震源周辺は、大規模な地すべり地形が密集していることにより、断層変位地形が消失している。(P.148)	- 敷地周辺には、第四紀火山及びカルデラは存在せず、中新世の火山岩類等の硬質な岩盤が比較的浅所にまで分布していることから、変位を分散させるような脆弱な地層(火山碎屑岩等)は分布しない。(P.162) - 敷地周辺では、古い正断層が逆断層として再活動しているが、地質断層は部分的にしか認められず、断層変位が分散する蓋然性は低い。(P.162) - 敷地周辺は、新規の火山噴出物は認められず、断層変位地形の消失等は想定されない。(P.165) - 敷地周辺は、地すべり地形が一部の特定の範囲に認められるのみであり、断層変位地形の消失等は想定されない。(P.166)	- 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、火山地帯にないことから、脆弱な地層(火山碎屑岩等)が分布せず、弱線となる地質断層も少ないため、断層変位が分散する蓋然性は低い。 - 敷地周辺は、震源周辺とは異なり、新規の火山噴出物は認められず、地すべり地形も少ないため、断層変位地形の消失等は想定されない。 - 以上のことから、類似性はないと判断した。
個別比較	2)地質・地質構造、地すべり地形				
その他の比較項目	3)長大な活断層との位置関係	主要(長大)活断層帯の延長に位置しているか。延長に位置している場合、段丘の比高に基づく特徴、反射法地震探査断面等に断層を示唆する急変部が認められるか。	2008年岩手・宮城内陸地震の震源断層に対応する活断層は示されていない。震源は、長大な北上低地西縁断層帯の震源断層の南方延長に位置している。(P.149) - 震源となる断層が、河成段丘の比高に基づく検討により推定されている。(P.151) - 震源となる山地境界断層が、反射法地震探査断面に認められる。(P.153)	- 敷地周辺には、複数の主要(長大)活断層帯が分布し、敷地近傍は、それらのうち能都断層帯の西方延長に位置している。(P.167) - 能都断層帯の西方延長は、海上音波探査や航空レーザ計測等の詳細な調査により、断層を示唆する急変部は認められない。(P.167)	敷地近傍は主要(長大)活断層帯の延長に位置するものの、震源周辺とは異なり、敷地周辺には主要(長大)活断層帯の延長位置に断層を示唆する急変部が認められないことから、類似性はないと判断した。
		- ひずみ集中帯、地震活動帯に該当するか。 - 火山フロントや大規模な構造線等が分布しているか。	2008年岩手・宮城内陸地震は、地質学的ひずみ集中帯と測地学的ひずみ集中帯とが重なっている場所で発生した。(P.154) 2008年岩手・宮城内陸地震は、測地学的ひずみ集中帯に相当する2列の地震活動帯が収束する場所で発生した。(P.154) - 震源周辺を含む本荘-仙台構造線から荒屋カルデラまでの大規模トランスカレント断層で境される地域では、活発な地震活動が認められる。(P.155)	- 敷地周辺では、その西部及び南部に複数の活断層が認定されていることから、その分布に沿って地質学的ひずみ集中帯が認められる。(P.170) 2007年能登半島地震、令和6年能登半島地震及び石川県西方沖の地震の震源断層沿いで、活発な地震活動が認められ、それらは地震活動帯に該当する。(P.171) - 敷地周辺には、ひずみ集中帯として機能するような火山フロントや大規模な構造線が分布しない。(P.172)	- 敷地周辺では、震源周辺と同様に地質学的ひずみ集中帯が認められ、地震活動帯に該当する。 - しかし、敷地周辺は、震源周辺と異なり、火山フロントや大規模な構造線が分布しない。 - 以上のことから、一部類似性ありと判断した。

3. 地域性を考慮する地震動の評価 まとめ

- 2000年鳥取県西部地震及び2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討結果を下記に示す。

【3.1 検討対象地震の選定】

- 審査ガイドにおいて、地域性を考慮する地震として、「①活断層の密度が少なく活動度が低いと考えられる地域で発生した地震(2000年鳥取県西部地震)」、「②上部に軟岩や火山岩、堆積層が厚く分布する地域で発生した地震(2008年岩手・宮城内陸地震)」が例示されており、2022年6月8日の審査ガイドの改正以降に、①あるいは②に該当する地震が発生していないことから、2000年鳥取県西部地震及び2008年岩手・宮城内陸地震を検討対象地震として選定した。

【3.2 2000年鳥取県西部地震に係る検討】

- 2000年鳥取県西部地震の諸元及び震源周辺の特徴を整理し、敷地周辺との類似性の比較項目を下記のとおり設定した。
 - 1) 地体構造区分 2) 地質・地質構造 3) 断層地形、既知の活断層 4) ひずみ集中帯 5) 地震の発生状況
- 2000年鳥取県西部地震の震源周辺と敷地周辺の類似性の検討結果(P.124下表)より、震源周辺と敷地周辺は類似性がないと評価し、当該地震を観測記録収集対象外と判定した。

【3.3 2008年岩手・宮城内陸地震に係る検討】

- 2008年岩手・宮城内陸地震の諸元及び震源周辺の特徴を整理し、敷地周辺との類似性の比較項目を下記のとおり設定した。
 - 1) 地体構造区分 2) 地質・地質構造、地すべり地形 3) 長大な活断層との位置関係
 - 4) ひずみ集中帯、地震発生状況、火山フロント等
- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺と敷地周辺の類似性の検討結果(P.173下表)より、震源周辺と敷地周辺は類似性がないと評価し、当該地震を観測記録収集対象外と判定した。

- 地域性を考慮する地震動の評価結果として、3.2節及び3.3節を踏まえ、2000年鳥取県西部地震及び2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺と敷地周辺は類似性がないと評価し、両地震を観測記録収集対象外と判定した。

4. 震源を特定せず策定する地震動の設定

4. 震源を特定せず策定する地震動の設定

本章の説明範囲

○ 本章において、「震源を特定せず策定する地震動の設定」について説明する。

- ・ 2章の「全国共通に考慮すべき地震動の評価」及び3章の「地域性を考慮する地震動の評価」を踏まえ、震源を特定せず策定する地震動を設定する。



4. 震源を特定せず策定する地震動の設定

震源を特定せず策定する地震動の設定(1/2)

【2章 全国共通に考慮すべき地震動の評価】

- 全国共通に考慮すべき地震動の評価結果として、2.1節及び2.2節を踏まえ、「2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動」及び「標準応答スペクトルを考慮した地震動」を設定した。

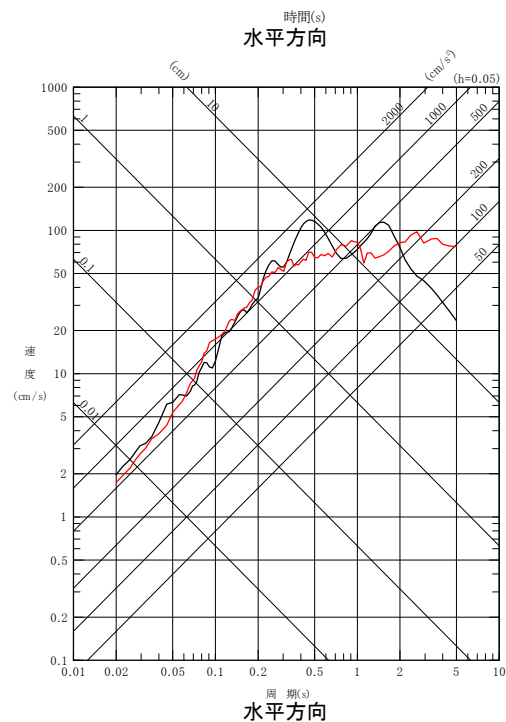
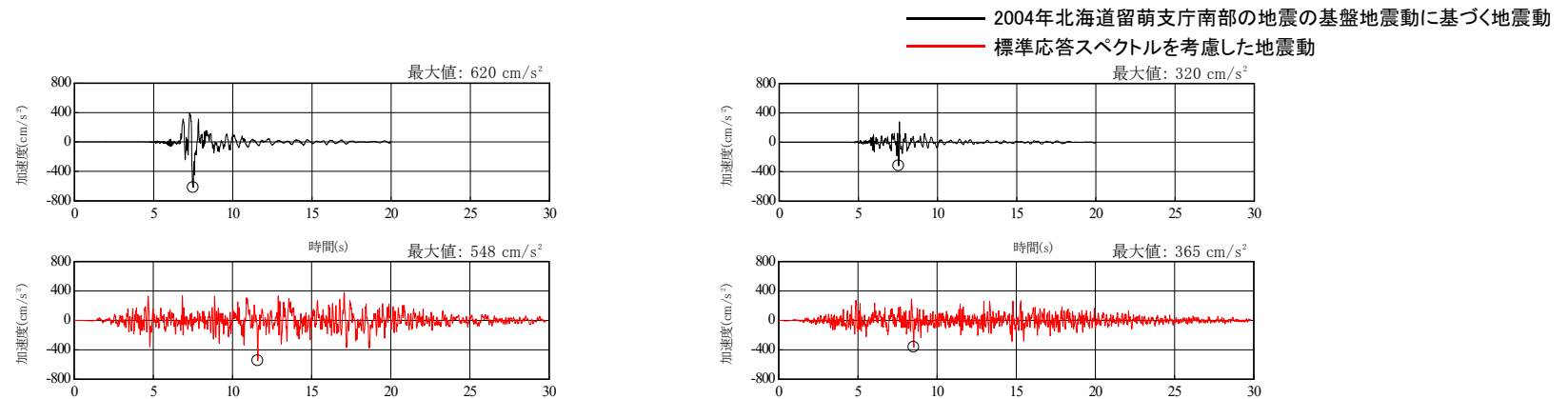
【3章 地域性を考慮する地震動の評価】

- 地域性を考慮する地震動の評価結果として、3.2節及び3.3節を踏まえ、2000年鳥取県西部地震及び2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺と敷地周辺で地質構造や変動地形の類似性等が認められないことから、両地震を観測記録収集対象外と判定した。

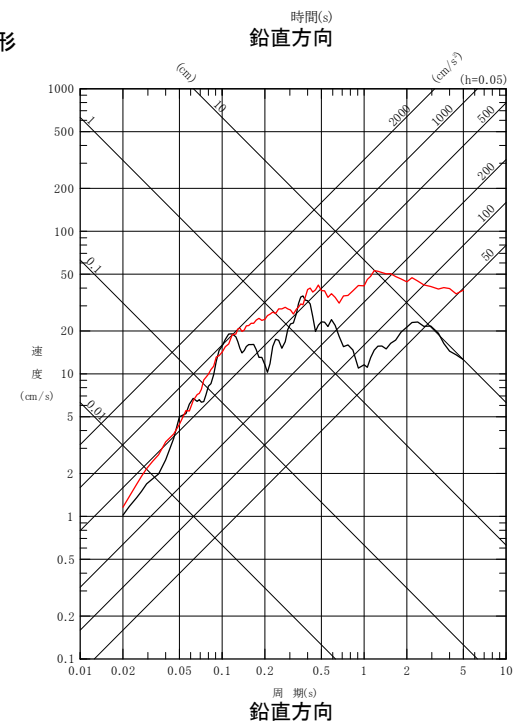
4. 震源を特定せず策定する地震動の設定

震源を特定せず策定する地震動の設定 (2/2)

- 2章及び3章を踏まえ、震源を特定せず策定する地震動として、「2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動」及び「標準応答スペクトルを考慮した地震動」を下記のとおり設定した。



加速度時刻歴波形



応答スペクトル
震源を特定せず策定する地震動

参考文献

【和文】

- ・ 青柳恭平・阿部信太郎・宮腰勝義・井上大栄・津村紀子(2004):2000年鳥取県西部地震の余震分布と地形・地質との関係—内陸地震のアスペリティ予測に向けて—, 電力中央研究所報告, N04009
- ・ 雨貝知美・鈴木啓・和田弘人・藤原みどり・飛田幹男・矢来博司(2008):干渉合成開口レーダーを用いた平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動の検出, 国土地理院時報, No.117
- ・ 井上大栄・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹(2002):2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, 地震第2輯, 第54巻, 557-573
- ・ 海野徳仁(2009):平成20年度(2008年)岩手・宮城内陸地震(2008年6月14日, M7.2), 地震予知連絡会40年のあゆみ, 国土地理院
- ・ 岡田篤正(2002):山陰地方の活断層の諸特徴, 活断層研究, 22(松田時彦先生古稀記念号), 17-32
- ・ 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, 197-207
- ・ 岡村行信(2010):日本海東縁海域の地質構造からみた歪み集中帯, 月刊地球, 32(6), 346-351
- ・ 垣見俊弘・加藤碩一(1994):地質構造の解析—理論と実際—, 愛智出版
- ・ 垣見俊弘・松田時彦・相田勇・衣笠善博(2003):日本列島と周辺海域の地震地体構造区分, 地震第2輯, 第55巻, 389-406
- ・ 垣見俊弘(2010):活断層の成熟度について, 活断層研究, 32号, 73-77
- ・ 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
- ・ 活断層研究会(1991):新編日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会
- ・ 加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大栄・上田圭一・壇一男(2004):震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル—地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討—, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第4号
- ・ 菊地宏吉(1990):地質工学概論, 土木工学社
- ・ 気象庁:地震月報(カタログ編), <https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/bulletin/index.html>
- ・ 気象庁:震度データベース, <https://www.data.jma.go.jp/eqdb/data/shindo/index.html>
- ・ 気象庁(2000):平成12年10月地震・火山月報(防災編)
- ・ 気象庁(2001):平成12年(2000年)鳥取県西部地震の活動概要, 地震予知連絡会会報, 第65巻, 525-535

-
- ・ 気象庁(2005a):平成16年12月の地震活動及び火山活動について, 報道発表資料, 平成17年1月11日
 - ・ 気象庁(2005b):平成16年12月 地震・火山月報(防災編)
 - ・ 気象庁(2009):平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震について, 地震予知連絡会会報, 第81巻, 3-4, 101-131
 - ・ 狐崎長琅・後藤典俊・小林芳正・井川猛・堀家正則・斉藤徳美・黒田徹・山根一修・奥住宏一(1990):地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定, 自然災害科学, 9-3, 1-17
 - ・ 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
 - ・ 原子力規制庁(2019):全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」に関する検討 報告書, 震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム, 令和元年8月7日
 - ・ 小池一之・町田洋(2001):日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会
 - ・ 国土地理院(2008):平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動(第2報), 資料2
 - ・ 鷺谷威・西村卓也・畑中雄樹・福山英一・William L. ELLSWORTH(2002):2000年鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル, 地震第2輯, 第54巻, 523-534
 - ・ 笹谷努・前田宜浩・高井伸雄・重藤迪子・堀田淳・関克郎・野本真吾(2008):Mj6.1内陸地殻内地震によって大加速度を観測したK-NET(HKD020)地点でのS波速度構造の推定, 物理探査学会第119回学術講演会論文集, 25-27
 - ・ 佐藤浩章・芝良昭・東貞成・功刀卓・前田宜浩・藤原広行(2013):物理探査・室内試験に基づく2004年留萌支庁南部の地震によるK-NET港町観測点(HKD020)の基盤地震動とサイト特性評価, 電力中央研究所報告, N13007
 - ・ 佐藤比呂志・加藤直子・阿部進(2008):2008年岩手・宮城内陸地震の地質学的背景, 東京大学地震研究所
 - ・ 佐藤比呂志(2024):能登半島周辺のテクトニクスと震源断層, 日本地震学会広報誌「なみふる」, No.138, 4-5
 - ・ 産業技術総合研究所(2009):地質学的歪みと測地学的歪みの集中域と地震との関係, 地震予知連絡会会報, 第81巻, 98
 - ・ 地震調査研究推進本部(2000):鳥取県西部の地震活動の評価, 平成12年11月8日
 - ・ 地震調査研究推進本部(2001):北上低地西縁断層帯の評価, 平成13年6月13日
 - ・ 地震調査研究推進本部(2005):2004年12月の地震活動の評価, 平成17年1月12日

- ・ 地震調査研究推進本部(2008):平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震の評価(主に地表変状に関する評価),平成20年7月11日
- ・ 地震調査研究推進本部(2022):日本海南西部の海域活断層の長期評価(第一版)―九州地域・中国地域北方沖―
- ・ 地震調査研究推進本部(2025):日本海中南部の海域活断層の長期評価(第一版)―近畿地方・北陸地域北方沖―,
- ・ 司宏俊・翠川三郎(1999):断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式,
日本建築学会構造系論文集,第523号,63-70
- ・ 鈴木康弘・渡辺満久・中田高・小岩直人・杉戸信彦・熊原康博・廣内大助・澤祥・中村優太・丸島直史・島崎邦彦(2008):2008年
岩手・宮城内陸地震に関わる活断層とその意義―関市巖美町付近の調査速報―,活断層研究,29号,25-34
- ・ 武村雅之(1990):日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係,
地震第2輯,第43巻,257-265
- ・ 武村雅之(1998):日本列島における地殻内地震のスケーリング則―地震断層の影響および地震被害との関連―,地震第2輯,第51巻
- ・ 田力正好・池田安隆(2005):段丘面の高度分布からみた東北日本弧中部の地殻変動と山地・盆地の形成,第四紀研究,44
- ・ 田力正好・池田安隆・野原壯(2009):河成段丘の高度分布から推定された,岩手・宮城内陸地震の震源断層,地震第2輯,
第62巻,1-11
- ・ 地学団体研究会(1996):新版地学事典,平凡社
- ・ 地質調査総合センター:活断層データベース, <https://gbank.gsj.jp/activefault/search>
- ・ 地質調査総合センター:地殻応力場データベース, <https://gbank.gsj.jp/crstress/>
- ・ 地質調査総合センター:日本の第四紀火山, https://gbank.gsj.jp/volcano/Quat_Vol/IndexMap/volcano_js.html
- ・ 地質調査総合センター:20万分の1日本火山図(ver.1.0d), <https://gbank.gsj.jp/volcano/vmap/>.
- ・ 地質調査総合センター:20万分の1日本シームレス地質図V2, <https://gbank.gsj.jp/seamless/>
- ・ 中国電力(2025):島根原子力発電所3号炉 地盤(敷地周辺陸域の地質・地質構造),令和7年3月14日,第1326回審査会合,
資料2-1,28
- ・ 堤浩之・隈元崇・奥村晃史・中田高(2000):鳥取県西部地震震源域の活断層,月刊地球,号外No.31,81-86
- ・ 堤浩之・杉戸信彦・越谷信・石山達也・今泉俊文・丸島直史・廣内大助(2010):岩手県奥州市・一関市に出現した2008年岩手・宮城
内陸地震の地震断層,地学雑誌,119

-
- ・堤浩之(2009):2000年鳥取県西部地震, 科学, Vol.79, No.2, 210-212
 - ・東京大学地震研究所・地球科総合研究所・岩手大学工学部(2008):2008年岩手宮城内陸地震震源域北部の稠密アレイ観測による余震分布と地殻構造, 地震調査委員会, 191回
 - ・東京大学地震研究所・東北大学大学院理学研究科・岩手大学工学部(2008):2008年岩手宮城内陸地震震源域磐井川沿いの反射法地震探査結果, 地震調査委員会, 191回
 - ・東北建設協会(2006):建設技術者のための東北地方の地質, 建設技術者のための東北地方の地質編集委員会
 - ・遠田晋次・丸山正・吉見雅行・金田平太郎・栗田泰夫・吉岡敏和・安藤亮輔(2010):2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層－震源過程および活断層評価への示唆－, 地震第2輯, 第62巻, 153-178
 - ・西村卓也(2015):山陰地方のひずみ集中帯, 第1回鳥取県地震防災調査研究委員会被害想定部会, 鳥取県庁, 2015年3月24日
 - ・西村卓也(2017):GNSSデータから見出される日本列島のひずみ集中帯と活断層及び内陸地震, 活断層研究, 46号
 - ・日本電気協会(2021):原子力発電所耐震設計技術指針, JEAG4601-2021, 133-137
 - ・布原啓史・吉田武義・山田亮一(2008):地理情報システムを用いた地震災害とカルデラ構造との関連の検討, 日本地質学会ホームページ, <https://geosociety.jp/hazard/content0035.html#wrap>
 - ・馬場敬(2017):海洋地質, 日本地質学会編日本地方地質誌2 東北地方
 - ・伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・穴倉正展・井村隆介・小松原琢・佐々木俊法(2001):2000年鳥取県西部地震の地震断層調査, 活断層・古地震研究報告, No.1, 1-26
 - ・防災科学技術研究所:F-net, <https://www.fnet.bosai.go.jp/top.php?LANG=ja>
 - ・防災科学技術研究所:J-SHIS Map, <https://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>
 - ・星住英夫, 中野俊(2004):火山地質図―火山の履歴調査―, 産総研の火山研究の最前線 火山噴火と恵み, 8-9
 - ・松田時彦(1975):活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震第2輯, 第28巻
 - ・松本聡・飯尾能久・酒井慎一・加藤愛太郎・0.1満点地震観測グループ(2020):超多点稠密地震観測による断層帯発達過程の解明に向けて―2000年鳥取県西部地震域への適用―, 地学雑誌, 129(4), 511-527
 - ・宮原伐折羅・野神憩・梅沢武・岩下知真子・川元智司・飯村友三郎(2008):GPS連続観測システムが捉えた平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動, 国土地理院時報, 117集, 73-77

-
- ・ 向山栄・馬場俊行・浅田典親(2009): 詳細DEMを用いた地震前後の地形比較から推定した平成20年(2008年) 岩手・宮城内陸地震時に荒砥沢ダム北方に生じた断裂の成因, 日本地球惑星科学連合大会予稿集
 - ・ 矢来博司・村上亮・飛田幹男・中川弘之 (2001): RADARSATの干渉SARでとらえた平成12年(2000年)鳥取県西部地震に伴う地殻変動, 国土地理院時報, 95集, 139-145
 - ・ 柳田誠・青柳恭平・下釜耕太・岡崎和彦・佐々木俊法(2020): 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域における活構造評価, 地学雑誌, 129巻, 1号, 89-122
 - ・ 吉田武義・高嶋礼詩・工藤健・プリマオキディッキA・前田純伶・吉田圭佑・岡田知己・三浦哲・高橋友啓・長橋良隆・片岡香子(2020): 東北日本弧における後期新生代の火成活動と地殻構造ー内陸地震活動の背景ー, 地学雑誌, 129
 - ・ 吉田武義・中島淳一・長谷川昭・佐藤比呂志・長橋良隆・木村純一・田中明子・Prima, O.D.A.・大口健志(2005): 後期新生代, 東北本州弧における火成活動史と地殻・マントル構造, 第四紀研究(The Quaternary Research), 44 (4), 195-216

【英文】

- Ando, R. and S.Okuyama(2010) : Deep roots of upper plate faults and earthquake generation illuminated by volcanism, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, Vol.37
- Kanamori, H.(1977): The Energy Release in Great Earthquakes, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, Vol.82, No.20, 2981–2987
- Noda, S., K.Yashiro, K.Takahashi, M.Takemura, S.Ohno, M.Tohdo and T.Watanabe (2002) : RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD–NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis. Oct. 16–18, Istanbul
- Takada, Y., T.Kobayashi, M.Furuya and M.Murakami (2009) : Coseismic displacement due to the 2008 Iwate–Miyagi Nairiku earthquake detected by ALOS/PALSAR: preliminary results, Earth Planets Space, 61
- Terakawa, T., and Matsu'ura, M.(2010) : The 3–D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, Tectonics, 29, TC6008, 14pp
- Wallis, R., K.Yamaoka, H.Mori, A.Ishiwatari, K.Miyazaki and H.Ueda (2020) : The basement geology of Japan from A to Z, Island Arc

余白