

東通原子力発電所1号炉審査資料	
資料番号	A1-CA-0140
提出年月日	2024年2月22日

東通原子力発電所 基準地震動の策定のうち
震源を特定せず策定する地震動について
(補足説明資料)

2024年2月22日
東北電力株式会社

目次

1. 全国共通に考慮すべき地震動	2
2. 地域性を考慮する地震動	14
2. 1 2000年鳥取県西部地震	15
2. 2 2008年岩手・宮城内陸地震	19
参考文献	59

1. 全国共通に考慮すべき地震動

1. 全国共通に考慮すべき地震動

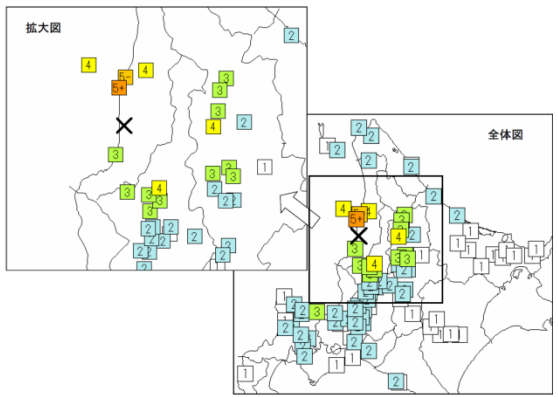
1.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震の概要

(1) 地震の概要

■概要(発生日時, 地震規模等)

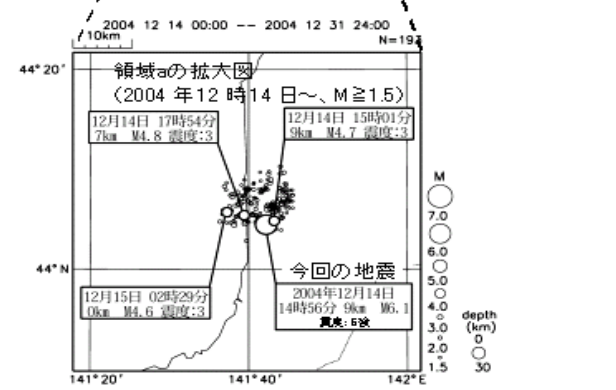
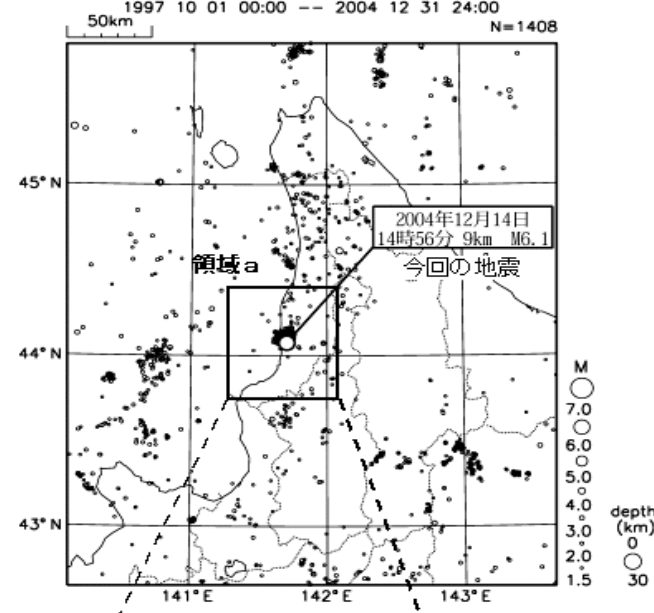
発生日時	2004/12/14 14:56
震央地名	留萌地方南部
緯度	44° 04.6' N
経度	141° 41.9' E
深さ	9km
規模	M6.1 (Mw5.7)
震度	観測点名
5強	苫前町旭(旧)
5弱	羽幌町南3条
4	秩父別町役場(旧) 剣淵町仲町(旧) 羽幌町焼尻 初山別村有明

(気象庁震度データベースによる)



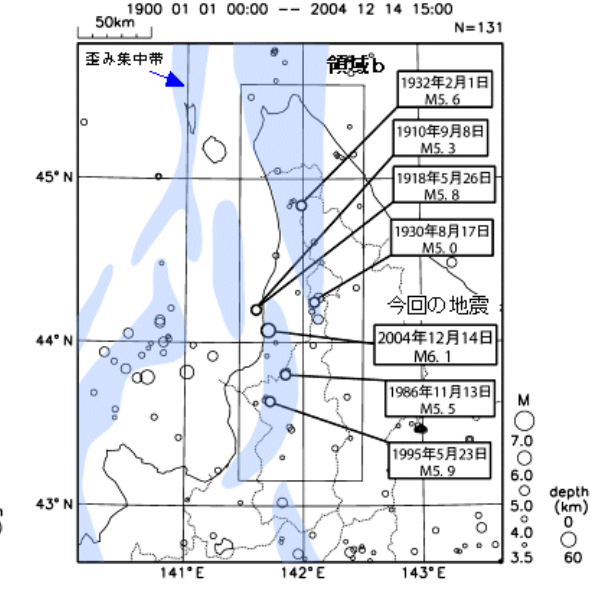
震度分布〔気象庁報道発表資料(2004.12.14)〕

■震央分布図(1997年10月~, M≥1.5)



〔気象庁報道発表資料(2005.1.11)〕

■震央分布図(1900年~, M≥3.5)

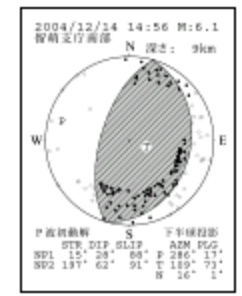
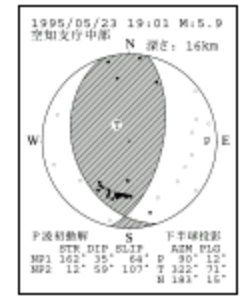


※ 震央分布図に表記した歪み集中帯のデータは、「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」(東京大学出版会,2002)を使用した。

〔気象庁報道発表資料(2005.1.11)〕

■発震機構(P波初動解)

1995年5月23日の地震 今回の地震



〔地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2005.1.12)〕

(1) 追加検討内容

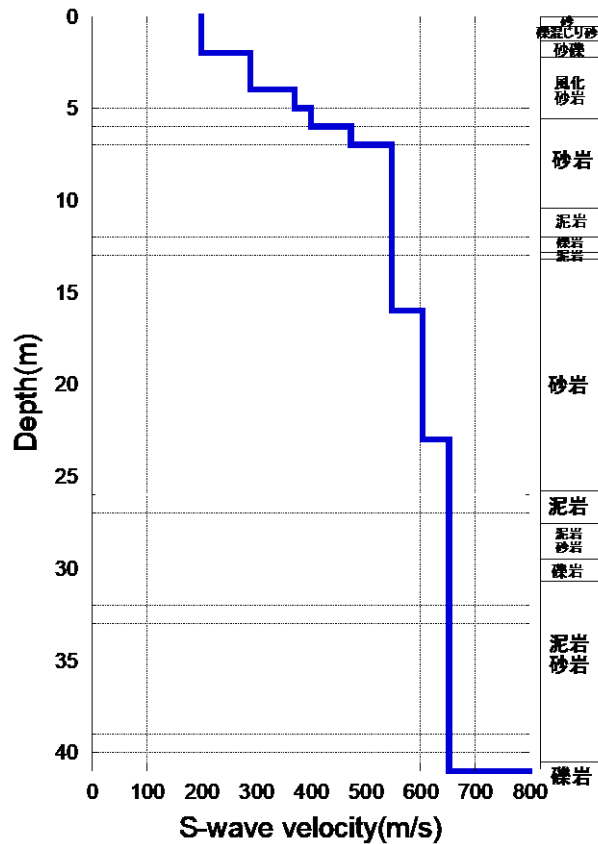
- 佐藤ほか(2013)では、K-NET観測点のHKD020(港町)について、G.L.-6m以浅に室内試験結果を考慮した非線形解析を行い、G.L.-41mの基盤面における基盤地震動を評価している(G.L.-6m以深は線形解析を仮定、減衰定数は1%に設定)。
- 上記の基盤地震動の評価結果について妥当性を確認するため、以下の追加検討を実施する。
 - ① 佐藤ほか(2013)の報告時点以降に得られた、G.L.-6mからG.L.-41mまでの室内試験結果を用い、G.L.-41m以浅に非線形性を考慮して基盤地震動(水平方向)を評価。
 - ② 不確かさを考慮した基盤地震動の評価として、G.L.-6m以浅は非線形、G.L.-6m以深は減衰定数を3%として基盤地震動(水平方向)を評価。
 - ③ 佐藤ほか(2013)の報告時点以降に得られた、PS検層の再測定結果から、地盤モデルを変更して基盤地震動(鉛直方向)を評価〔解析方法は佐藤ほか(2013)と同様〕。
 - ④ HKD020(港町)における地下水位の状況を踏まえ、G.L.-6m以浅はポアソン比一定、G.L.-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。

1. 全国共通に考慮すべき地震動

1.2 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

(2) 追加検討①: G.L.-41m以浅に非線形性を考慮した基盤地震動(水平方向) a. 地盤モデル

- G.L.-6mからG.L.-41mまでの地盤の非線形特性と減衰定数を変動させて、等価線形解析によりG.L.-41mでの基盤地震動を評価した。



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	0.02	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	—

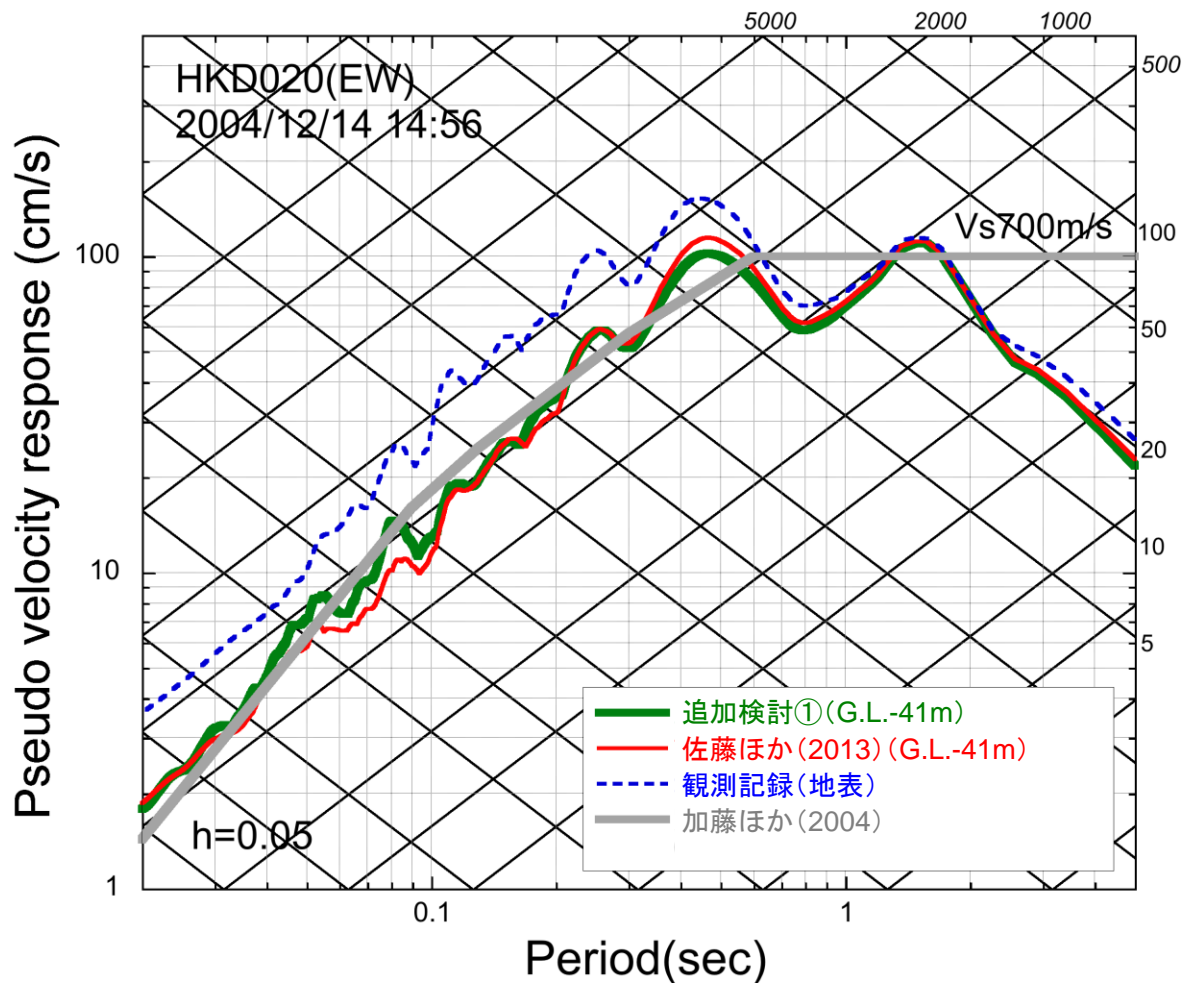
等価線形解析に用いる地盤モデル

1. 全国共通に考慮すべき地震動

1.2 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

(2) 追加検討①: G.L.-41m以浅に非線形性を考慮した基盤地震動(水平方向) b. 応答スペクトル

- G.L.-41m以浅に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。



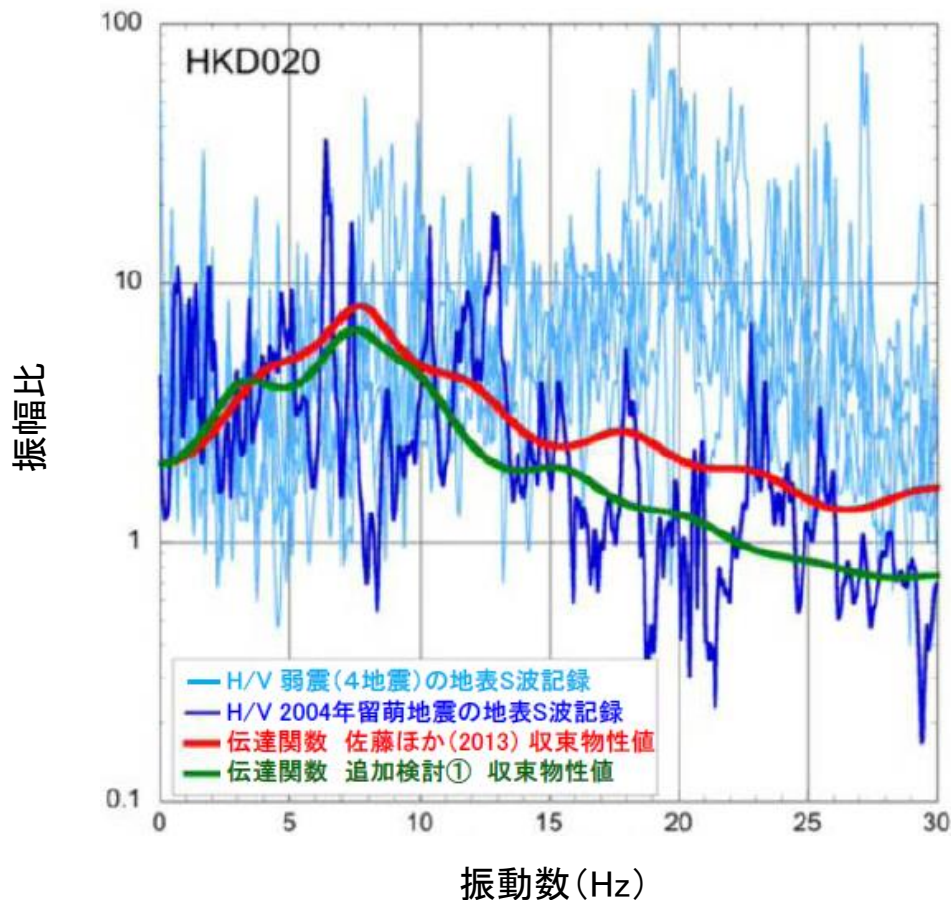
擬似速度応答スペクトルの比較

1. 全国共通に考慮すべき地震動

1.2 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

(2) 追加検討①: G.L.-41m以浅に非線形性を考慮した基盤地震動(水平方向) c. 伝達関数

- G.L.-41m以浅に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。



収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルの比較

1. 全国共通に考慮すべき地震動

1.2 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

(3) 追加検討②: 減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動(水平方向) a. 地盤モデル

- 佐藤ほか(2013)の地盤モデルに基づき, G.L.-6m以浅を非線形, G.L.-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価し, 佐藤ほか(2013)の評価結果と比較する。

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	—

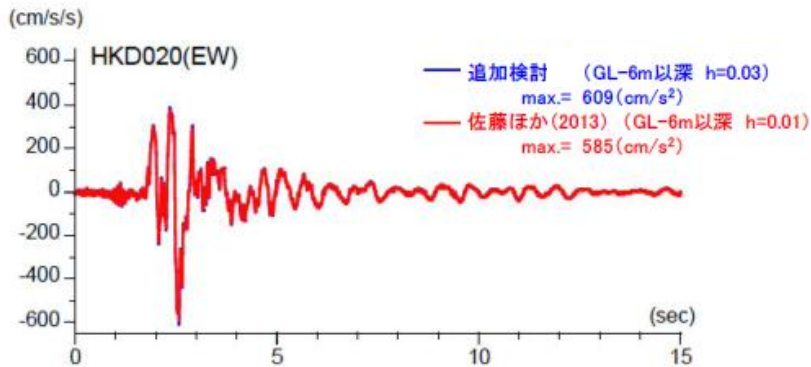
} 減衰定数3%として評価する。

1. 全国共通に考慮すべき地震動

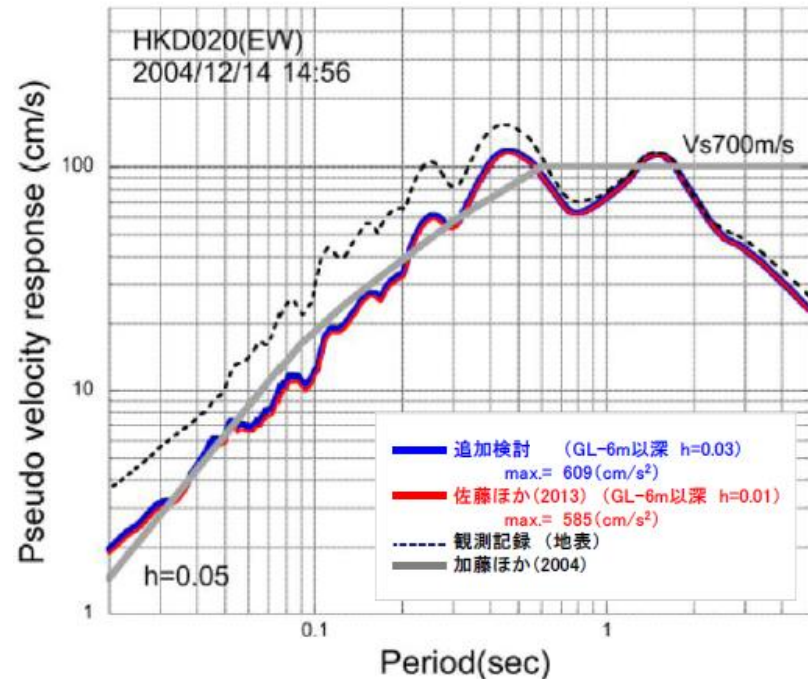
1.2 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

(3) 追加検討②: 減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動(水平方向) b. 評価結果

- 佐藤ほか(2013)の地盤モデルに基づき, G.L.-6m以深を減衰定数3%とした基盤地震動の最大加速度は609cm/s²となり, 佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585cm/s²)と比較すると, やや大きく評価されている。また, そ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。



加速度時刻歴波形の比較



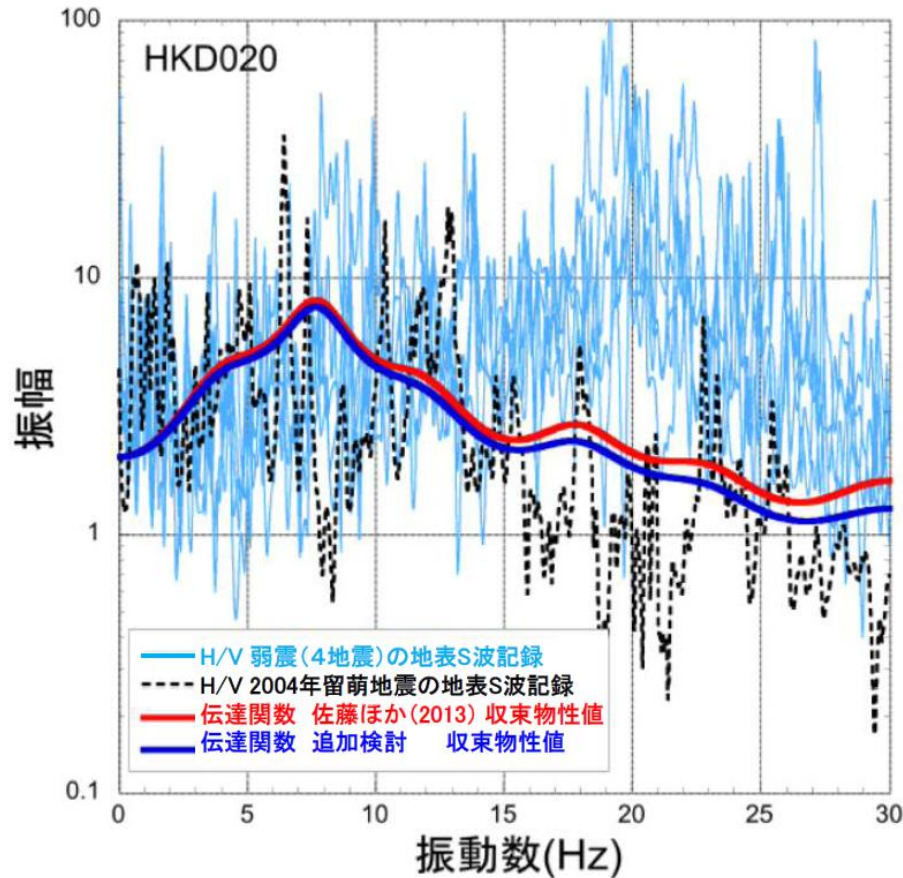
擬似速度応答スペクトルの比較

1. 全国共通に考慮すべき地震動

1.2 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

(3) 追加検討②: 減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動(水平方向) c. 伝達関数

- 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と考えられる。



収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルの比較

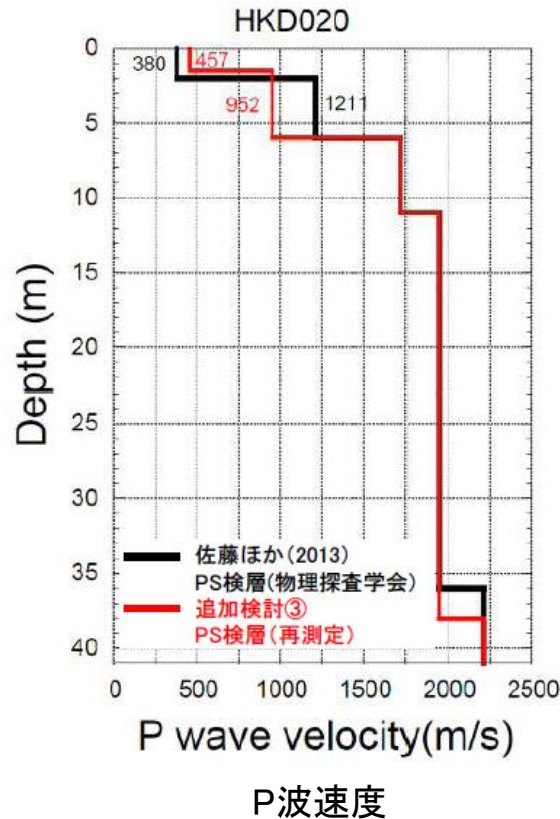
1. 全国共通に考慮すべき地震動

1.2 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

(4) 追加検討③: 地盤モデル変更による基盤地震動評価(鉛直方向) a. 地盤モデル

- 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、佐藤ほか(2013.10)時点での地盤モデルに基づいていたが、笹谷ほか(2008)による位相速度を説明できないことから、佐藤ほか(2013)の報告時点以降に、表層部分のPS検層を再測定している。
- 再測定結果によるG.L.-6m以浅のP波速度は、佐藤ほか(2013)の地盤モデルと異なるため、再測定結果を反映した地盤モデルにより、鉛直方向の基盤地震動が再評価された。

※再測定結果によるS波速度は、佐藤ほか(2013)の地盤モデルとほぼ同様のため変更していない。

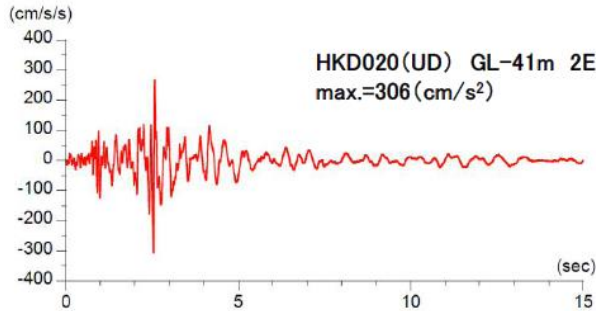


1. 全国共通に考慮すべき地震動

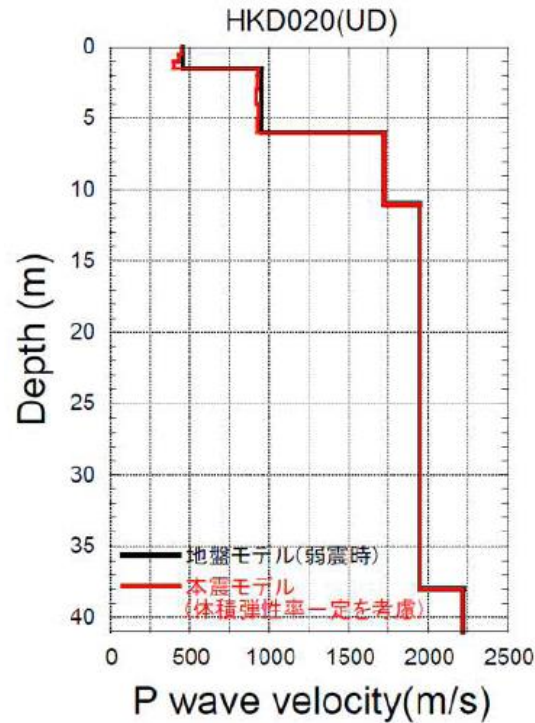
1.2 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

(4) 追加検討③: 地盤モデル変更による基盤地震動評価(鉛直方向) b. 評価結果

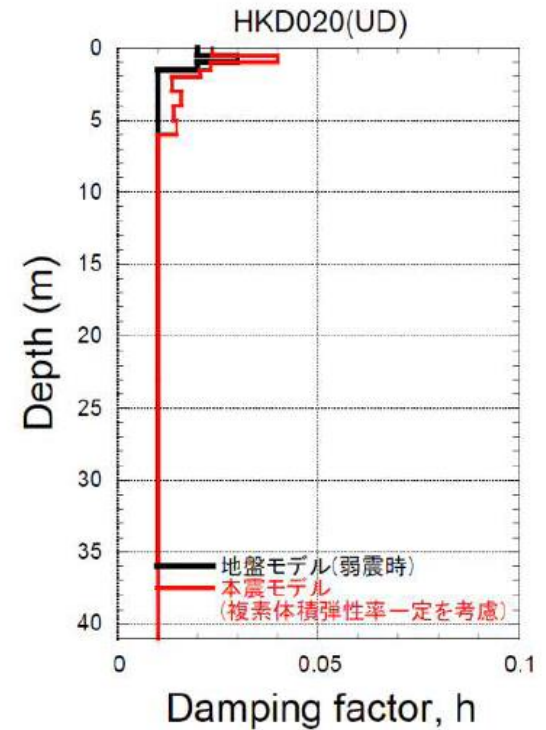
- PS検層の再測定結果を反映した地盤モデルを用い、体積弾性率一定としてG.L.-41mの鉛直方向の基盤地震動を評価した結果、その最大加速度は 306cm/s^2 となり、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(296cm/s^2)と比較すると、やや大きく評価された。



加速度時刻歴波形



P波速度



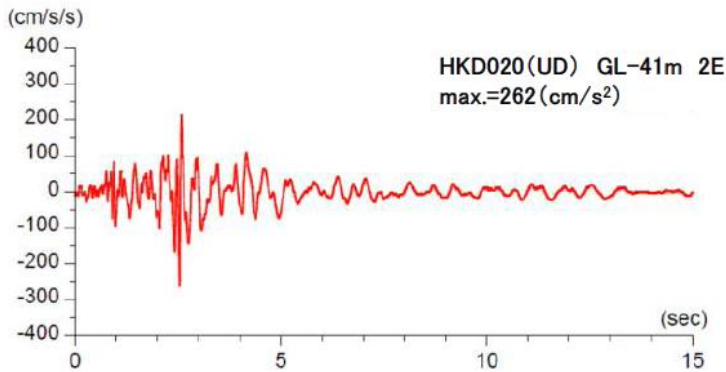
減衰定数

1. 全国共通に考慮すべき地震動

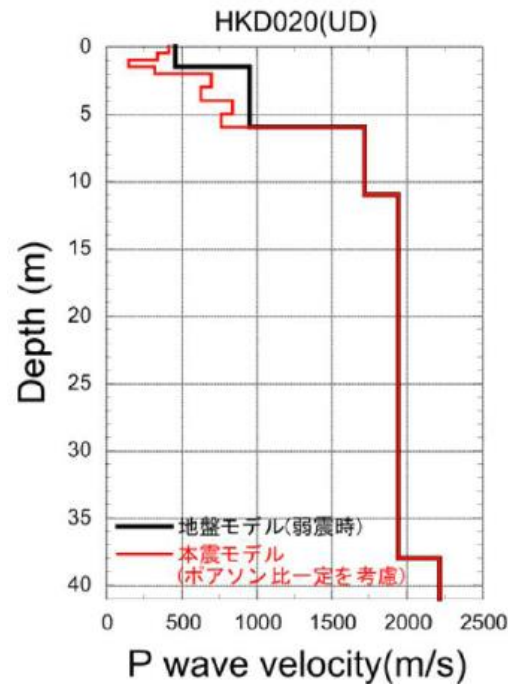
1.2 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

(5) 追加検討④: G.L.-6m以浅をポアソン比一定とした基盤地震動(鉛直方向) 評価結果

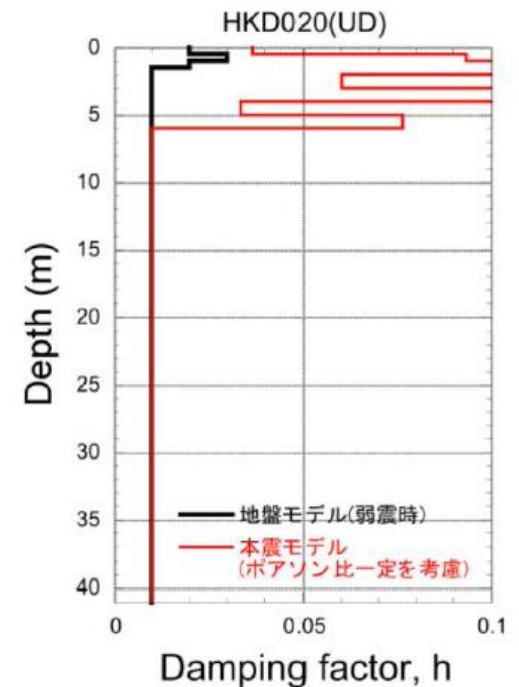
- 佐藤ほか(2013)及び追加検討③における鉛直方向の基盤地震動は、体積弾性率一定として評価しているが、地下水位の状況を踏まえ、G.L.-6m以浅をポアソン比一定、G.L.-6m以深を体積弾性率一定とした場合の鉛直方向の基盤地震動を評価した。
- 体積弾性率一定とした場合と比較して、ポアソン比一定とした場合、S波速度の低下に伴ってP波速度も低下するため、最大加速度は小さくなっている。
- その結果、最大加速度は262cm/s²となり、体積弾性率一定と仮定した結果(306cm/s²)は保守的な結果となっている。



加速度時刻歴波形



P波速度



減衰定数

2. 地域性を考慮する地震動

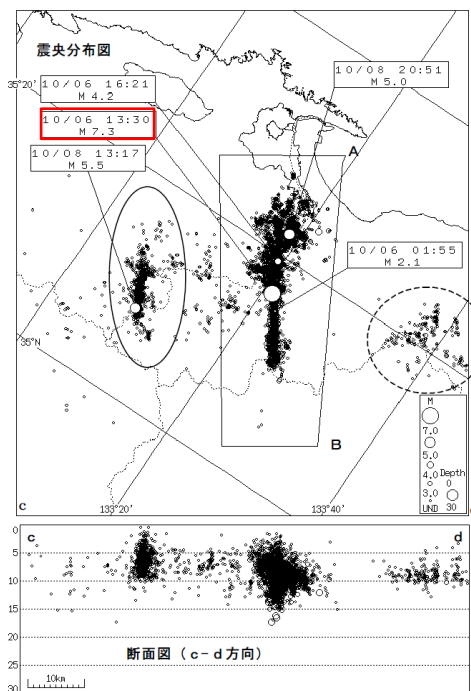
2. 地域性を考慮する地震動 / 2.1 2000年鳥取県西部地震

2.1.1 震源域の地域性についての検討

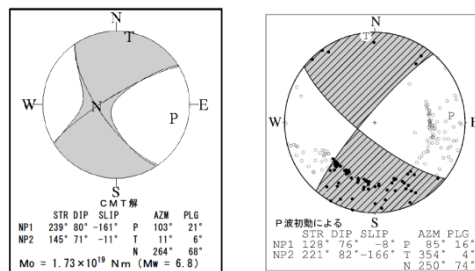
(1) 2000年鳥取県西部地震の概要

発生日時	2000/10/6 13:30
震央地名	鳥取県西部
緯度	35° 16.4' N
経度	133° 20.9' E
深さ	9km
規模	M7.3(Mw6.6)
震度	観測点名
6強	鳥取県 境港市, 日野町
6弱	鳥取県 泊町, 会見町, 岸本町, 日吉津村, 淀江町, 溝口町
5強	鳥取県 米子市, 岡山県 新見市, 香川県 土庄町他

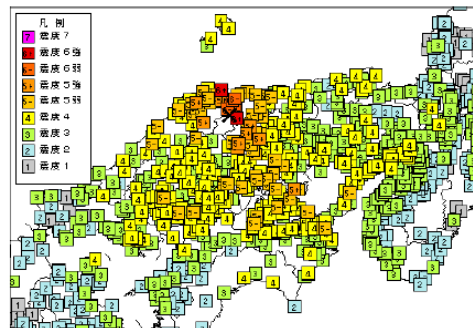
(気象庁震度データベースによる)



震央分布図
(2000年10月1日～10月31日)

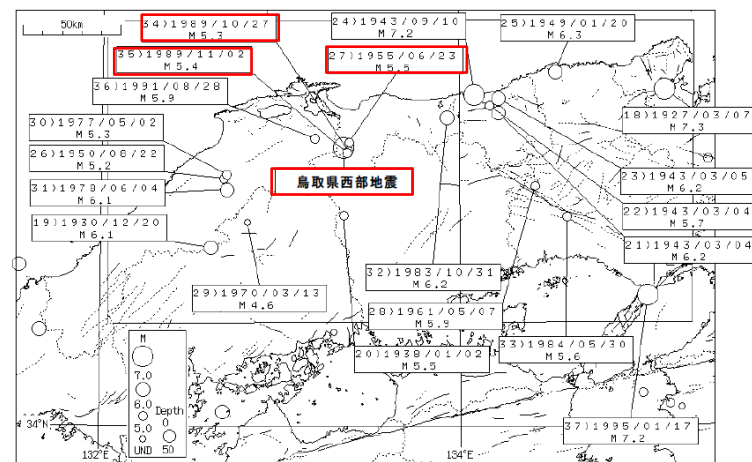
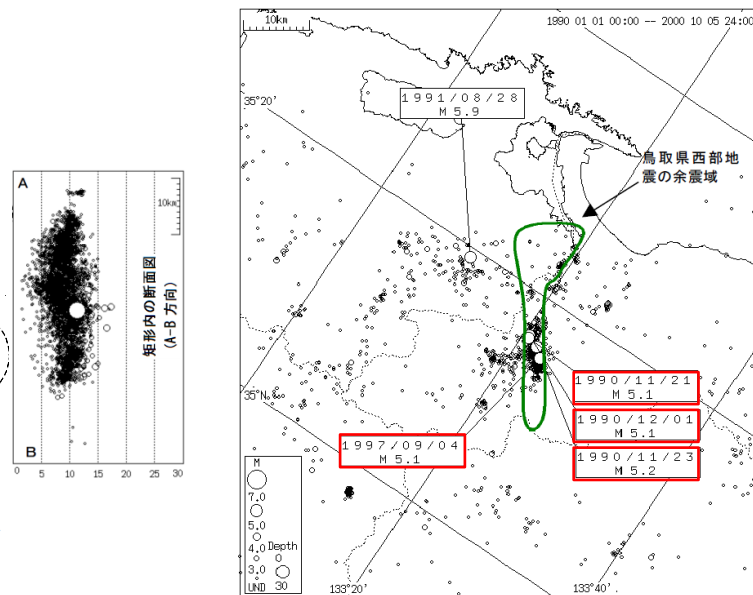


発震機構
(CMT解及びP波初動による解)



震度分布図

〔「平成12年(2000年)鳥取県西部地震」
概要(鳥取地方気象台)〕



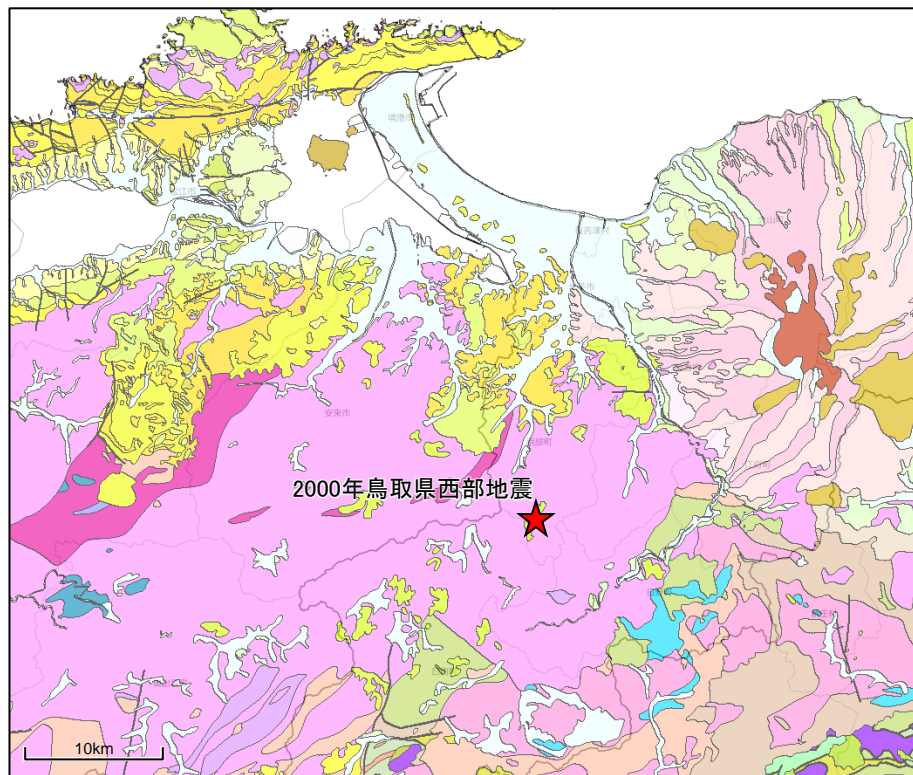
過去の被害地震(1926年～2000年)

〔気象庁 平成12年10月 地震・火山月報(防災編)に一部加筆〕

2.1.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

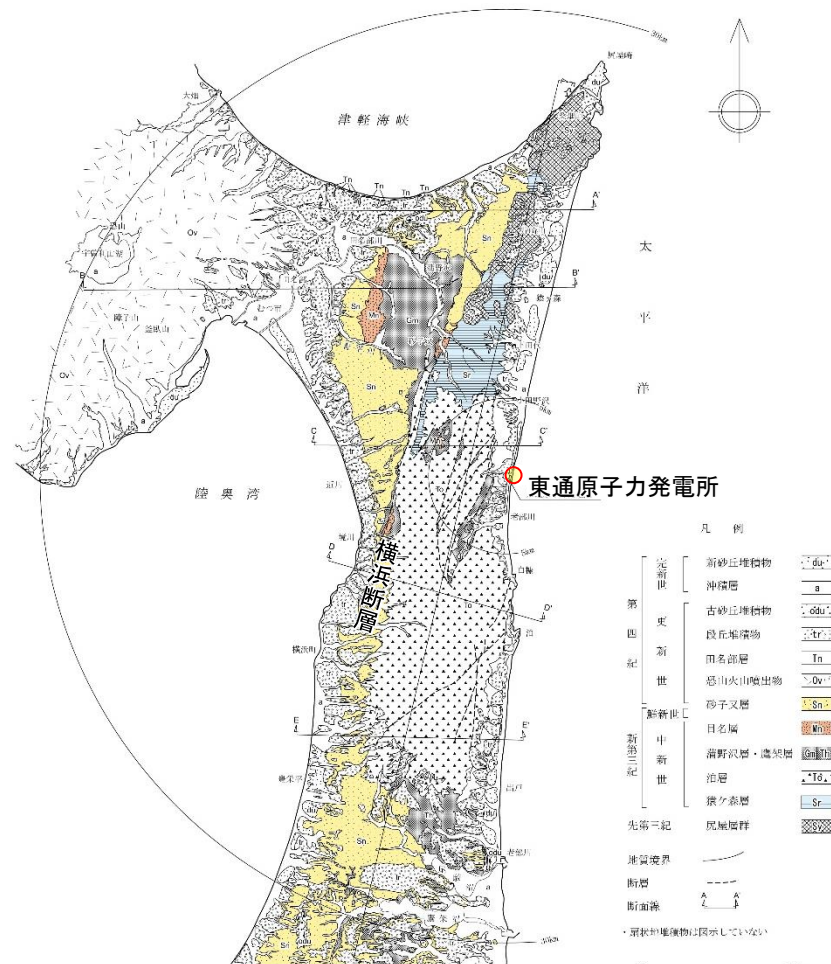
①地質・地質構造, ②第四系の分布・地形等による比較・検討

- 震源域周辺は、白亜紀から古第三紀の花崗岩を主体としており、新第三紀中新世に貫入した安山岩～玄武岩質の岩脈が頻りに分布している。山陰地域の活断層は「活断層の発達過程でみると、初期の発達段階を示し、断層破碎帯幅も狭く、未成熟な状態とみなされる。」とされている。また、明瞭な断層変位基準の少ない地域とされている。
- 敷地周辺は、主に新第三紀中新世の火山岩類や堆積岩類、第四紀中期～後期更新世の段丘堆積物等が分布し、大規模な岩脈の分布は認められない。敷地周辺には、主に中位段丘面及び高位段丘面が分布している。敷地周辺には、横浜断層(逆断層)等が認められる。



震源周辺のシームレス地質図

[産業技術総合研究所 地質図Naviiに一部加筆]



敷地周辺陸域の地質図

2. 地域性を考慮する地震動 / 2.1 2000年鳥取県西部地震

2.1.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

③地震地体構造による比較・検討

垣見ほか(2003)による地震地体構造区分

- 鳥取県西部地震の震源域は、(10C5)中国山地・瀬戸内海に区分される。北半部は安定隆起域で、活断層の密度は小さいが地震活動は比較的高く、東西圧縮の横ずれ断層型の卓越する地域とされている。
- 敷地周辺は、(8B)東北日本弧外帯に区分され、外弧隆起帯、安定域で活断層の密度が小さく、東西圧縮の逆断層型の地域とされている。

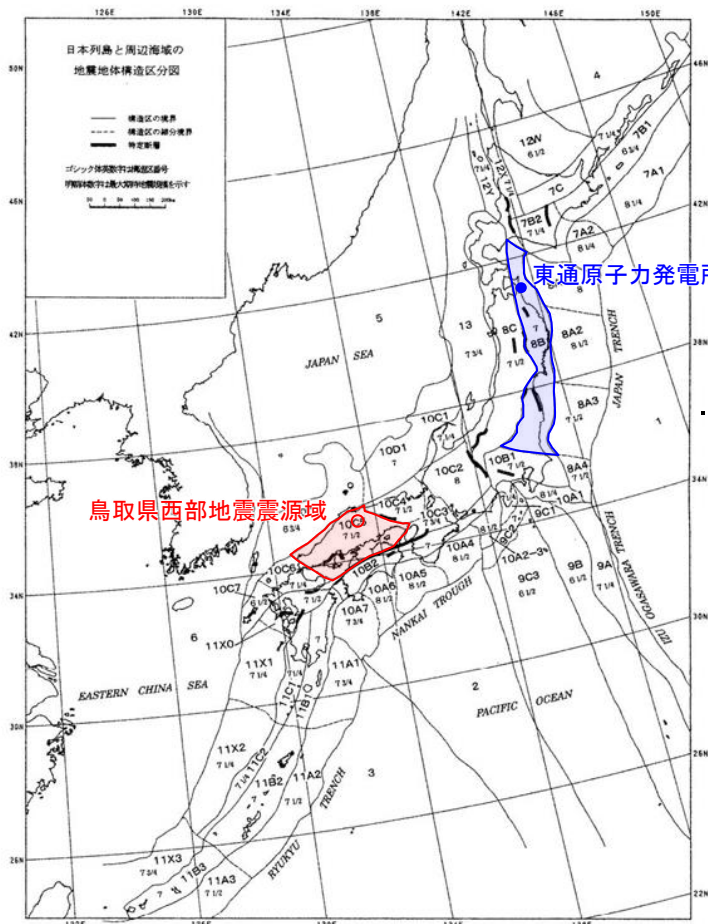


Fig. 1. Seismotectonic province map in and around the Japanese islands. Boldfaced sign is the symbol of province. Roman-type numeral represents the expected maximum earthquake magnitude (M_{max}) assigned to each province. Solid line: boundary between provinces. Broken line: boundary between subprovinces. Bar: the designated fault.

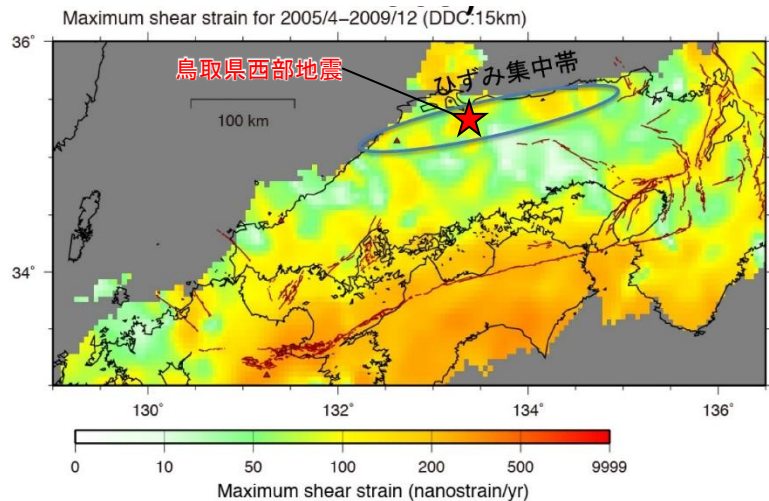
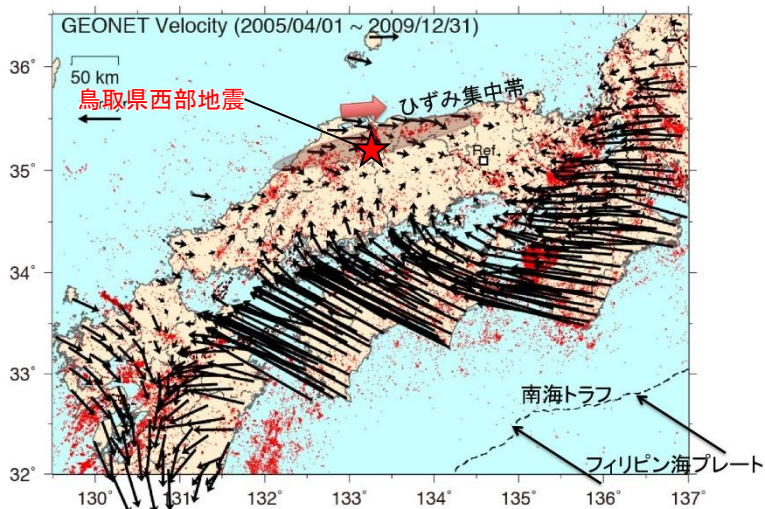
各地震地体構造区の特徴

(1) 構造区	(2) 地形・地質	(3) 活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴と主な起震断層名	(4) 逸発大・中地震活動と主な地震名	(5) M_{max}	(6) 特定断層：備考
8A3 常盤沖大断層面	深海平坦面と海嶺断層面	大、長、A、逆・正。日本海側に平行(逆)、大断層面で正・横域のため評価せず	極高 プレート境界付近の大地震域 ・1938年福島県沖 7.5 ・1896年鹿児島 7.3	7 1/2	
8A4 房総沖大断層面	階段状平坦面をもつ海嶺断層面。東西部海嶺発達	中、長、A?、逆・正。日本海側に(逆)および北東方向(正)・横域のため評価せず	中 プレート境界付近の大地震域 ・1953年房総沖地震 ($h=60$ km) ・1677年延宝 (M8) は不確実	7 1/2	
8B 東北日本弧外帯	外弧隆起帯、安定域	極小、短(長)、C、逆・横・三郭断層帯	低 ・1931年岩手県東部 6.5 ・1895年鹿ヶ井 (M7.2) および ・1902年三戸 (M7) はやや深い (s)	7	折爪断層 (40 km) 双葉断層 (84 km) 〔福島県(1999)は北部の10数kmのみを評価〕
8C 東北日本弧内帯	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(北帯帯)、鳥取方向の逆断層~褶曲帯	中、中、B、逆。鳥取と平行、隆起帯基部に発達 ・関谷断層帯 38 7.5 ・福島盆地西縁断層帯 38 7.5 ・津軽山地西縁断層帯 31 7.3 ・長町-利府断層帯 38 7.5 ・能代断層帯 32 7.3 ・北由利断層帯 29 7.3 ・函館平野西縁断層帯 22 7.1	高 東西圧縮逆断層型 ・1766年津軽 7 1/4 ・830年出羽 7 ~ 7.5 ・1896年羽羽 7.2 ・1914年秋田仙北 7.1 ・1704年羽後・津軽 7 ± 1/4 ・1804年会津 7 ± 0.1 ・1694年曲代 7.0 ・1683年日光 7.0 ・1900年宮城県北部 7.0 ・1791年松本 6 3/4	7 1/2	福島盆地西縁断層帯 (47 km) 双葉断層 (84 km) 〔福島県(1998)および宮城県(2001)は一帯活動を想定〕 榎手盆地東縁断層帯 (58 km) [分割型] 北上低地西縁断層帯 (79 km) 〔岩手県(1998)は北部37 kmと南部24 kmを別々に評価。榎本(2001a)は一帯活動を想定。分割の可能性は今後の課題とした〕
10C4 西近畿	若狭湾は沈降域、丹波高原は安定隆起域。北部に火山	中、中、B、横。西北西方向(左)卓越 ・三神-亀山断層帯 52 7.7* ・京都西山断層帯 17 6.9 *三神断層と亀山断層帯を分割して評価	中 (1885年以降は北部で高) 西北西圧縮横ずれ断層型。 ・1927年北丹後 7.3 ・1943年鳥取 7.2 ・868年播磨・山城 (山崎断層帯か)	7 1/2	山崎断層帯 (85 km) 〔兵庫県(2001)は中・西部と東部を分割して評価〕
10C5 中国山地・瀬戸内海	北半部は安定隆起域。南半部は沈降域。北部に火山	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 ・那岐山断層帯 31 7.3 ・美尾断層帯 23 7.1 ・江畑断層帯 23 7.1 ・五日市断層帯 20 7.0	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 ・1857年安芸・伊予 7 1/4 ± 0.5 ・1905年安芸藩 (s) 7 1/4 ・1872年飯田 7.1 ± 0.2 ・1686年安芸・伊予 7 ~ 7.4 ・880年出雲 7.0 ・1649年安芸・伊予 7.0 ± 1/4 ・2000年鳥取県西部 7.3	7 1/2	中央構造線四国断層帯 (計200 km) [分割型] [本文参照] 岩国断層帯 (47 km) [分割型] 〔既2000は25 kmを標示〕
10C6 北九州・巻越	南部は隆起優勢。北部は沈降優勢の安定域	中、中、短、C?、横。北北西(左)方向卓越 ・菊川断層帯 32 7.3 ・西山断層帯 30 7.3 ・小倉断層帯 17 6.9 ・福知山断層帯 20 7.0 ・響田断層帯 19 7.0	低 ・1700年巻越対馬 7.0 ・1898年福岡県西部 6.0	7 1/4	畿上にはなし

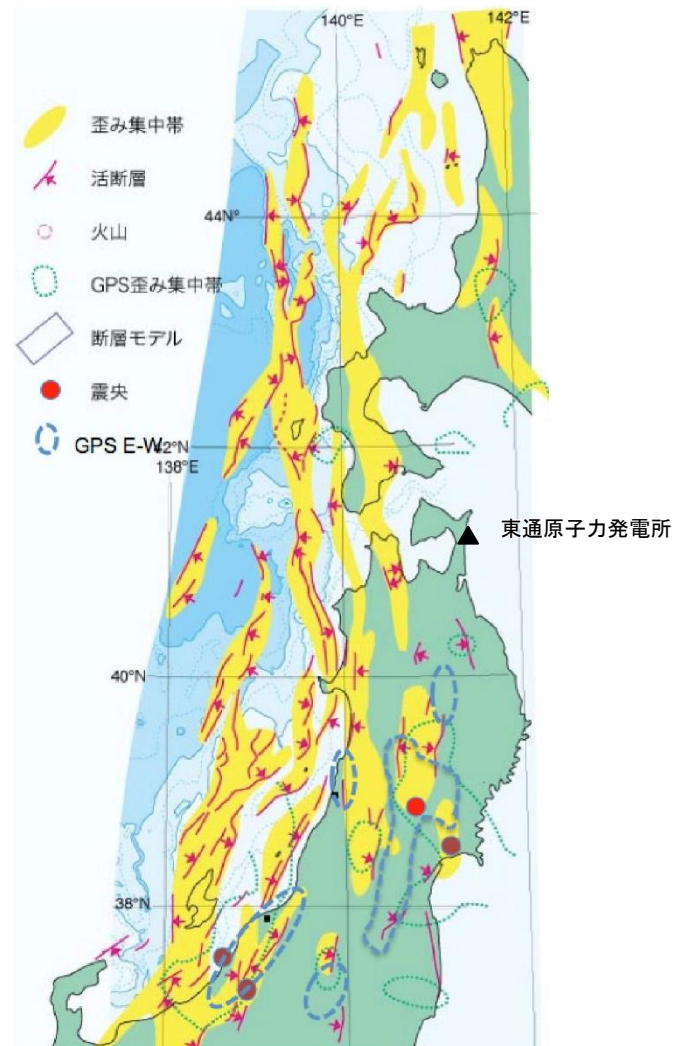
2.1.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

④ ひずみ集中帯による比較・検討

- 鳥取県西部地震の震源域は、西村(2014)においてひずみ集中帯と指摘されている。
- 敷地周辺は、地質学的ひずみ集中帯、測地学的ひずみ集中帯の領域外に位置し、地殻内微小地震の密集は認められない。



西村(2015)に一部加筆

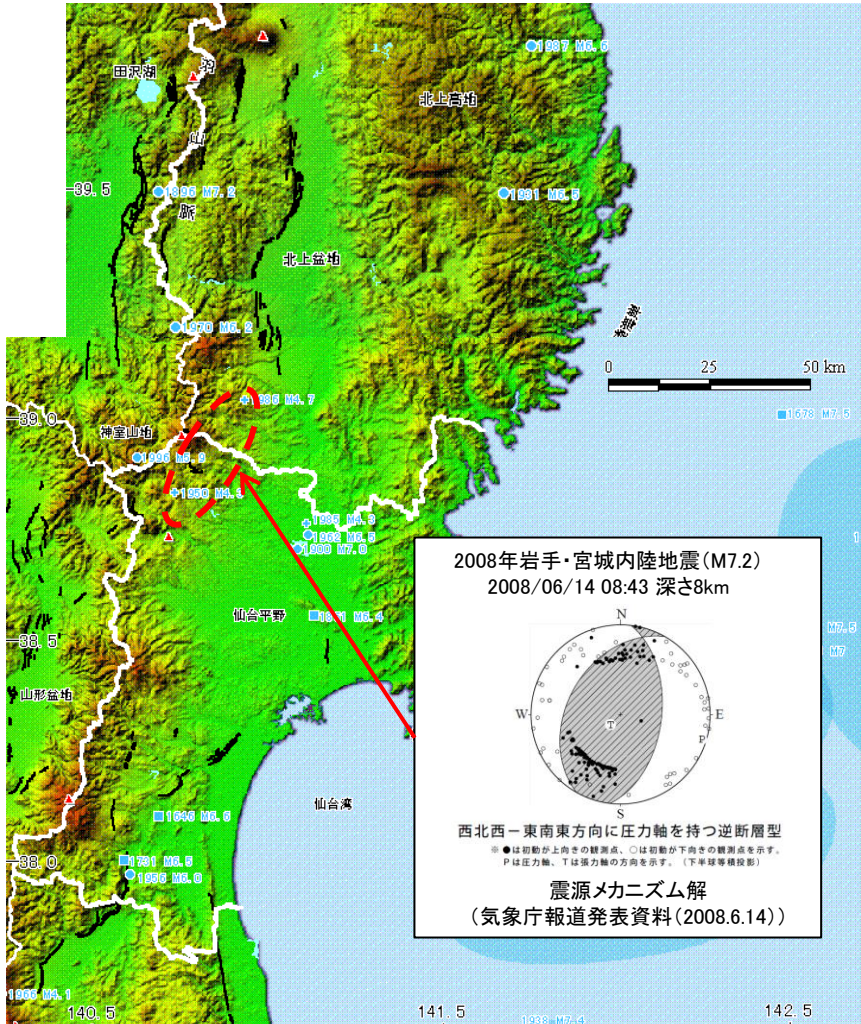


地質学的ひずみ集中帯等分布図
産業技術総合研究所(2009)に一部加筆

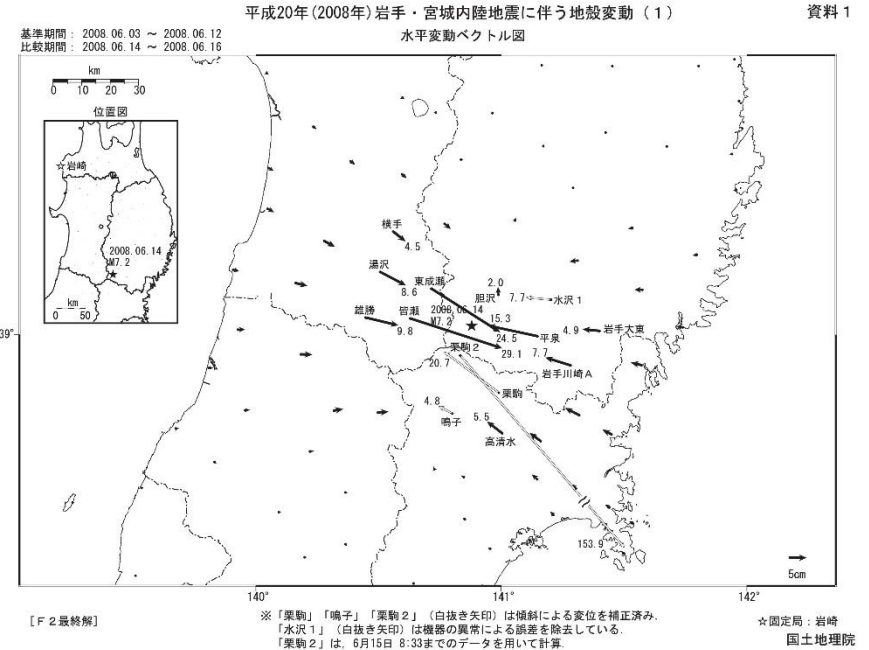
2.2.1 震源域の地域性についての検討

(1) 2008年岩手・宮城内陸地震の概要

- 岩手・宮城内陸地震は、2008年6月14日に奥羽山地東縁で発生した地震で、深さ8km、地震の規模は、M7.2とされている。
- この地震は、奥羽山地東縁から西側に傾斜する低角逆断層により発生したとされる。



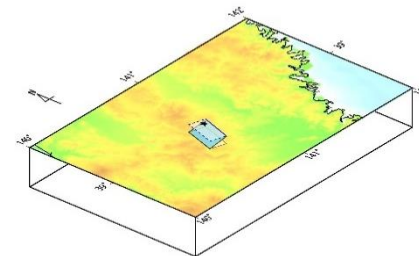
「日本の地震活動」[地震調査研究推進本部(1999)に一部加筆]



資料1

GPSで測定された水平変動[国土地理院(2008)]

平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震の震源断層モデルの概念図

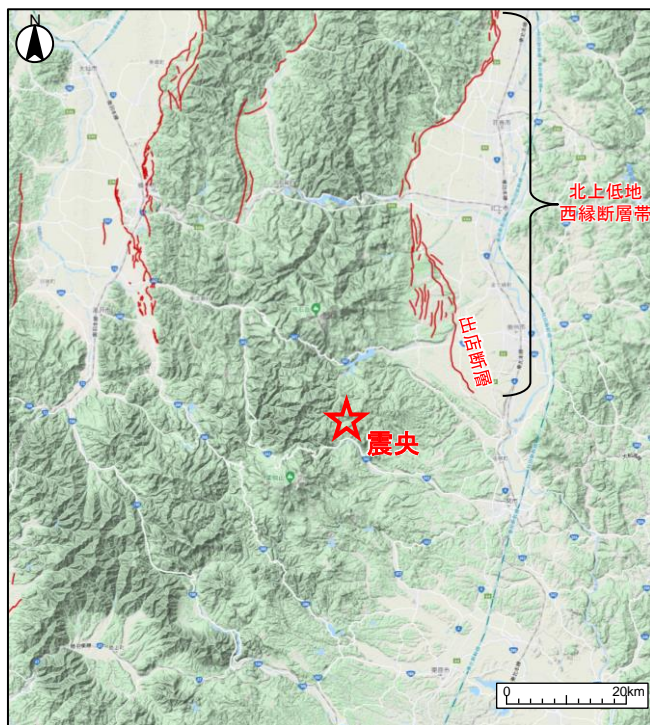


地殻変動から推定された断層モデル
[国土地理院(2008)]

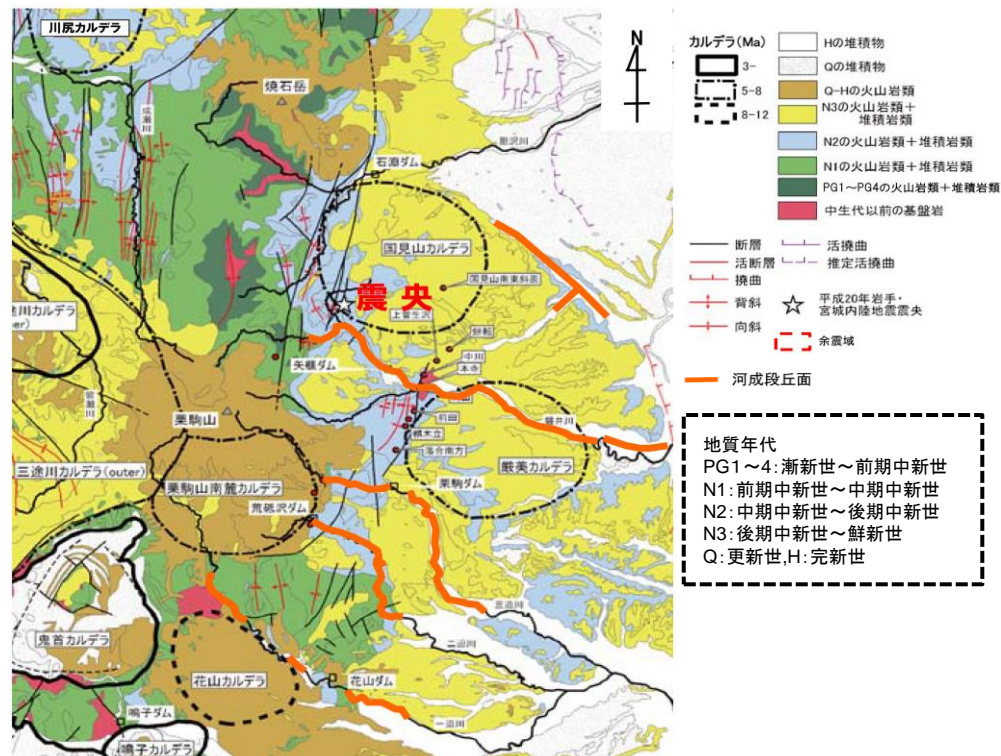
2.2.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

①地質・地質構造による比較・検討(岩手・宮城内陸地震震源域)

- 震源域は山間部に位置し、変位基準となる地形面の発達が少ない。
- 震源北東には、北上低地西縁断層帯が分布しており、その南方延長上に位置する。
- 震源域には、主に新第三紀以降の火山岩類及び堆積岩類が分布し、褶曲構造の分布が認められる。
- 震源断層は、西北西-東南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型と推定されている。



活断層分布図
〔産業技術総合研究所「活断層データベース」に一部加筆〕



引用 地質図:東北建設協会(2006)を一部修正
カルデラ分布:吉田ほか(2005)の重力図を基に修正

震源域周辺の広域地質図
〔社団法人東北建設協会監修(2006)に一部加筆〕

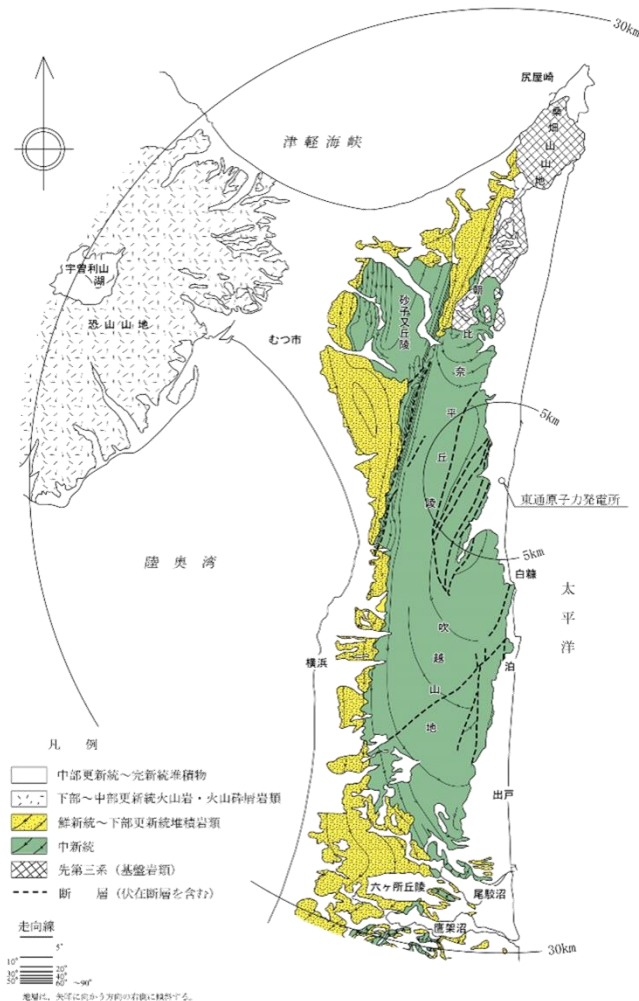
2.2.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

①地質・地質構造による比較・検討(敷地周辺)

- 敷地近傍は主として台地からなり、海成の段丘堆積物が分布する。
- 敷地周辺は新第三紀の火山岩類及び堆積岩類が分布し、顕著な褶曲構造は認められない。
- 敷地周辺は東西圧縮応力場であり、横浜断層等のNNE-SSW走向の逆断層が認められる。



敷地周辺陸域の地質図

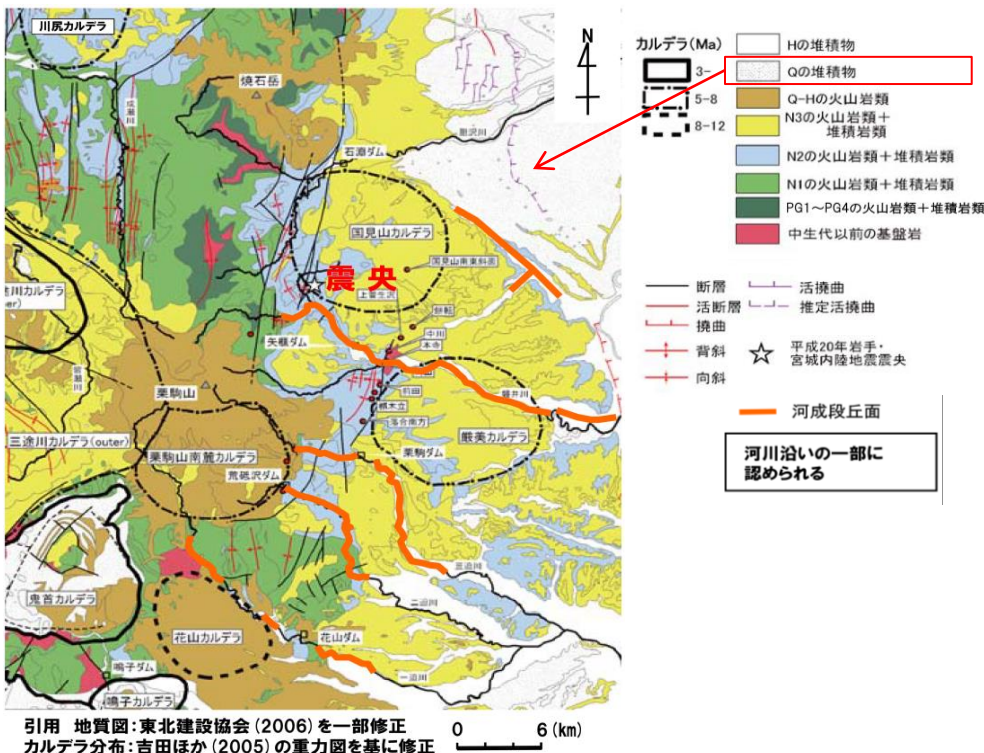


下北半島東部の地質構造図

2.2.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

②第四系の分布・地形による比較・検討

- 岩手・宮城内陸地震震源域は、第四系の分布は限られており、河川沿いに河川段丘面及び地質図北東部に、更新世の堆積物(Qの堆積物)が認められる。
- 敷地周辺には、変位基準となる海成段丘堆積物が広く認められる。



※地質年代
PG1~4:漸新世~前期中新世,N1:前期中新世~中期中新世,N2:中期中新世~後期中新世
N3:後期中新世~鮮新世,Q:更新世,H:完新世

震源域周辺の広域地質図

[社団法人東北建設協会監修(2006)に一部加筆]

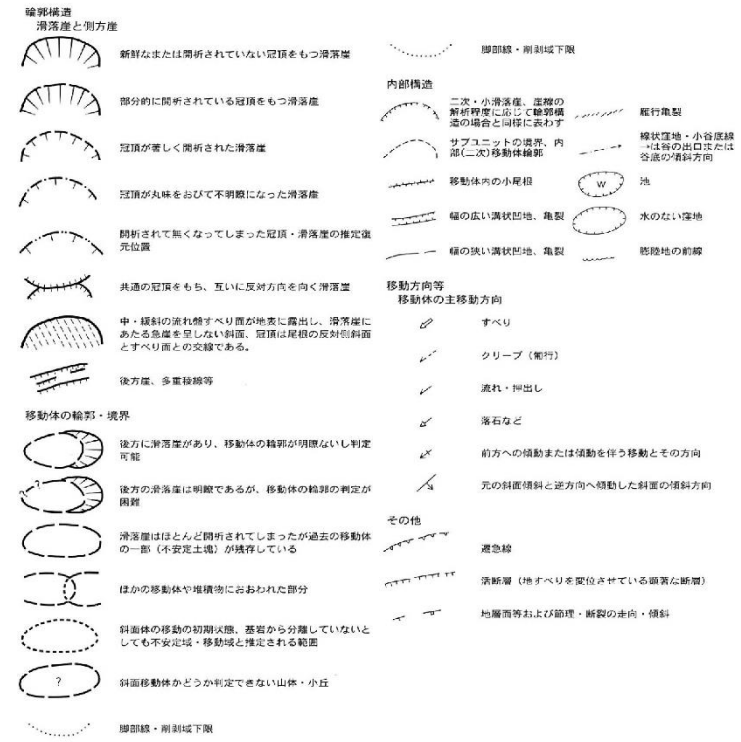
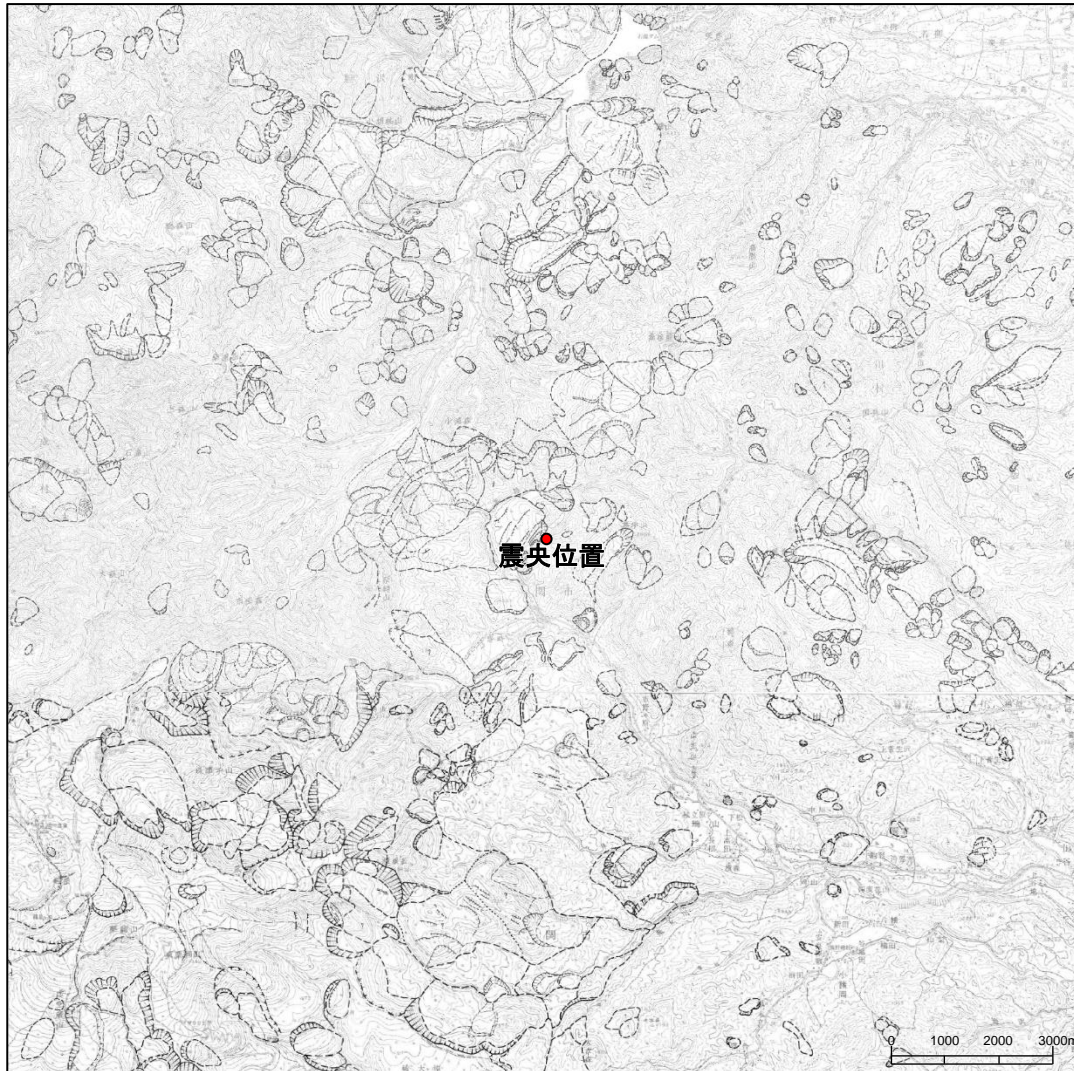


敷地周辺陸域の段丘面分布図

2.2.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

②第四系の分布・地形による比較・検討(地すべり地形の特徴)(岩手・宮城内陸地震震源域)

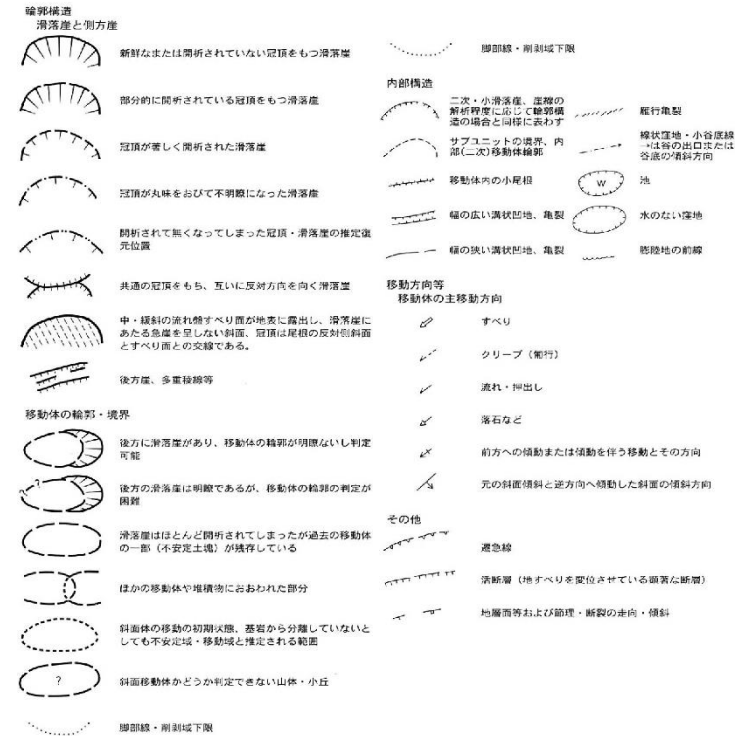
■ 震央の周辺には大規模地すべり地形が密集している。



2.2.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

②第四系の分布・地形による比較・検討(地すべり地形の特徴)(敷地周辺)

□ 敷地周辺には大規模な地すべり地形の密集は認められない。

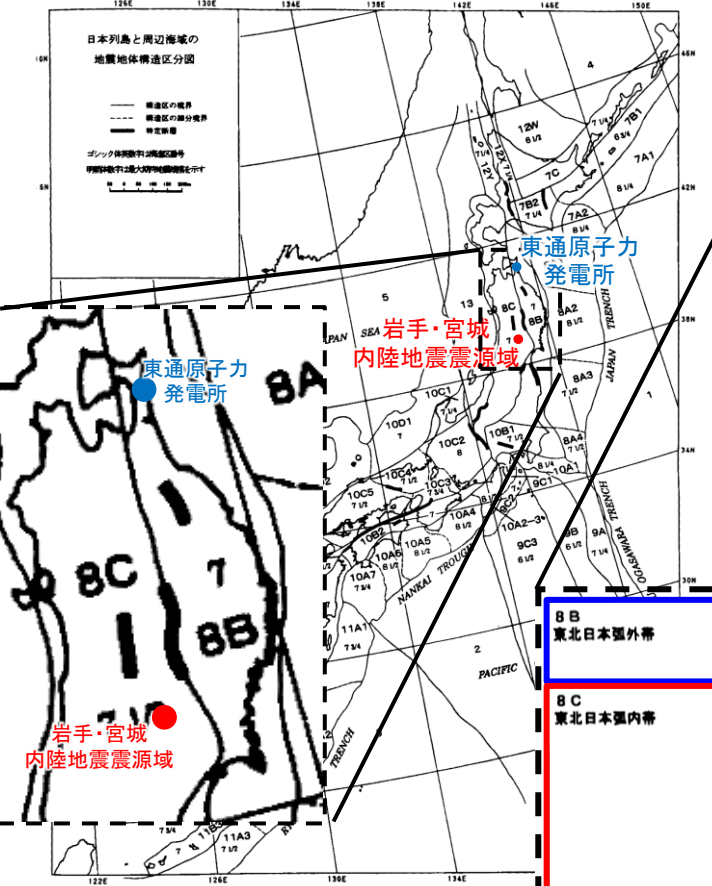


2. 地域性を考慮する地震動 / 2.2 2008年岩手・宮城内陸地震

2.2.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

③地震地体構造による比較・検討

- 震源域周辺は、(8C)東北日本弧内帯に区分され、火山性内弧、隆起優勢、脊梁山地で、逆断層～褶曲が発達、浅発大・中地震活動では「高」とされている。
- 敷地周辺は、(8B)東北日本弧外帯に区分され、外弧隆起帯、安定域、浅発大・中地震活動では「低」とされている。
 - ・ 敷地周辺については、沿岸海域には北部北上帯の延長部の存在が推定され、陸域の敷地北方には中生界の尻屋層群が分布することから、安定域の性質を有するものと考えられる。
- 一方、敷地周辺は(8C)東北日本弧内帯との境界に近接しており、地震地体構造区分図の縮尺、精度の観点から不確かさを有する。



各地震地体構造区の特徴

(1) 構造区	(2) 地形・地質	(3) 活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴と主な起震断層名	(4) 浅発大・中地震活動と主な地震名	(5) Mmax	(6) 特定断層：備考
8A3 常盤沖大断層	浜海平ら面と海溝隆起斜面	大、長、A、逆、正。 日本海側に平行(逆)、大断層面で正、海溝のため評価せず	高 プレート境界付近の大地震域 ・1938年福島県沖 7.5 ・1896年東鳥島 7.3	7 1/2	
8A4 閉居沖大断層	階段状平ら面をもつ海溝隆起斜面、東向き海溝発達	中、長、A?、逆、正。 日本海側に沿い(逆)および北東方向(正)断層面の発達	中 プレート境界付近の大地震域 ・1953年房総沖地震 (h=60 km) 7.4 ・1622年延喜 (M) は不明	7 1/2	
8B 東北日本弧外帯	外弧隆起帯、安定域	短小、短(長)、C、逆・横、 ・三郡断層帯	低 ・1931年岩手県東部 6.5 ・1895年霞ヶ浦 (M7.2) および ・1902年三戸 (M7) はやや深い (s)	7	折爪断層 (40 km) 双葉断層 (84 km) 【福島県(1999)は北部の10数kmのみを評価】
8C 東北日本弧内帯	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	中、中、B、逆。 島弧と平行、隆起帯基部に発達 ・関谷断層帯 38 7.5 ・会津盆地西縁断層帯 38 7.5 ・津軽山地西縁断層帯 31 7.3 ・長町-利府断層帯 38 7.5 ・能代断層帯 32 7.3 ・北由利断層帯 29 7.3 ・函館平野西縁断層帯 22 7.1	高 東西圧縮逆断層型 ・1766年津軽 7 1/4 ・830年出羽 7 ~ 7.5 ・1896年出羽 7.2 ・1914年秋田山北 7.1 ・1704年羽後・津軽 7 ± 1/4 ・1804年象徴 7 ± 0.1 ・1694年能代 7.0 ・1683年日光 7.0 ・1900年宮城県北部 7.0 ・1791年松本 6 3/4	7 1/2	福島盆地西縁断層帯 (47 km) 【福島県(1998)および宮城県(2001)は一括活動を想定] 横手盆地東縁断層帯 (58 km) 【分割型】 北上低地西縁断層帯 (79 km) 【岩手県(1998)は北部37 kmと南部24 kmを別々に評価。推本(2001a)は一括活動を想定。分割の可能性は今後の課題とした】
9A 伊豆小笠原海溝	海溝断層帯、北緯は本州弧下へ斜め沈み込み	(未開削海域)。 ・海域のため評価せず	高 プレート境界付近の大地震域 ・1972年八丈島東方 (h=50 km) 7.2 ・1916年八丈島東方 7.1	7 7/8	
9B 伊豆小笠原外帯	外弧隆起帯、北緯は本州弧下へ斜め沈み込み、北部に強い堆や海底谷発達	短小?、短?、?、正。 (北緯部を除き未削削海域)。 ・海域のため評価せず	低 (1884年以前の記録なし)	6 1/2	
9C1 伊豆半島	火山性内弧・フィリピン海プレート北縁の衝突帯、東-西向き断層の発達	大、中、短、A、B、横、 南北(左)と東西(西)、北北西方向圧縮、 西向き断層の発達	高 南北圧縮横ずれ断層型 ・1930年北伊豆 7.3 ・1983年伊豆 7.0	7 1/4	
8B 東北日本弧外帯	外弧隆起帯、安定域	短小、短(長)、C、逆・横、 ・三郡断層帯	低 ・1931年岩手県東部 6.5 ・1895年霞ヶ浦 (M7.2) および ・1902年三戸 (M7) はやや深い (s)	7	折爪断層 (40 km) 双葉断層 (84 km) 【福島県(1999)は北部の10数kmのみを評価】
8C 東北日本弧内帯	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	中、中、B、逆。 島弧と平行、隆起帯基部に発達 ・関谷断層帯 38 7.5 ・会津盆地西縁断層帯 38 7.5 ・津軽山地西縁断層帯 31 7.3 ・長町-利府断層帯 38 7.5 ・能代断層帯 32 7.3 ・北由利断層帯 29 7.3 ・函館平野西縁断層帯 22 7.1	高 東西圧縮逆断層型 ・1766年津軽 7 1/4 ・830年出羽 7 ~ 7.5 ・1896年出羽 7.2 ・1914年秋田山北 7.1 ・1704年羽後・津軽 7 ± 1/4 ・1804年象徴 7 ± 0.1 ・1694年能代 7.0 ・1683年日光 7.0 ・1900年宮城県北部 7.0 ・1791年松本 6 3/4	7 1/2	福島盆地西縁断層帯 (47 km) 【福島県(1998)および宮城県(2001)は一括活動を想定] 横手盆地東縁断層帯 (58 km) 【分割型】 北上低地西縁断層帯 (79 km) 【岩手県(1998)は北部37 kmと南部24 kmを別々に評価。推本(2001a)は一括活動を想定。分割の可能性は今後の課題とした】

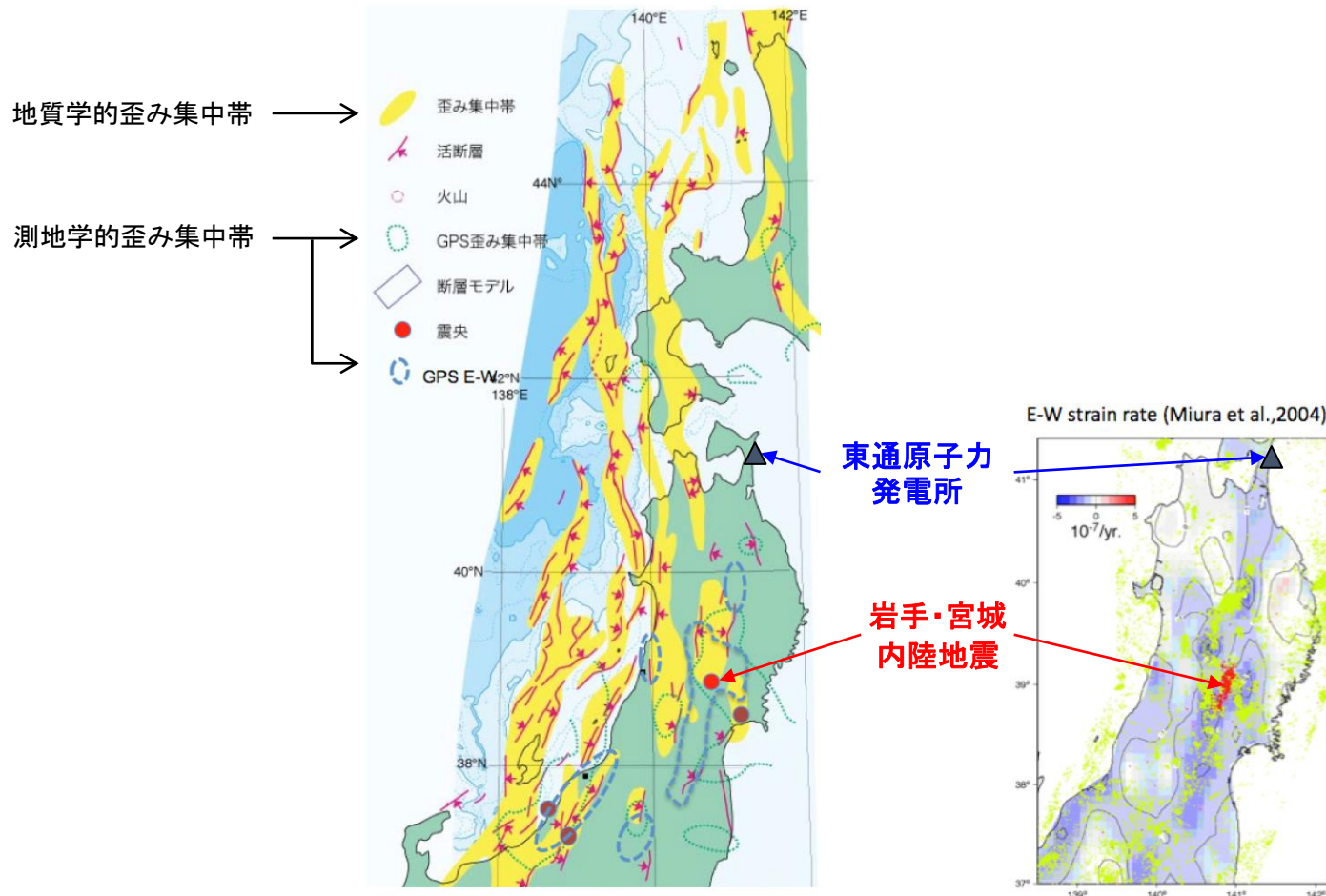
Fig. 1. Seismotectonic province map in and around the Japanese islands. Bold line represents the expected maximum earthquake magnitude (Mmax) of province. Roman-type numeral represents the expected maximum earthquake magnitude (Mmax) assigned to each province. Solid line: boundary between provinces. Broken line: boundary between subprovinces. Bar: the designated fault.

地震地体構造区分図
[垣見ほか(2003)に一部加筆]

2.2.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

④ ひずみ集中帯による比較・検討

- 震源域は、地質学的ひずみ集中帯、測地学的ひずみ集中帯の領域内に位置し、地殻内微小地震の震源近傍における密集が認められる。
- 一方、敷地周辺は地質学的ひずみ集中帯、測地学的ひずみ集中帯の領域外に位置し、地殻内微小地震の密集は認められない。

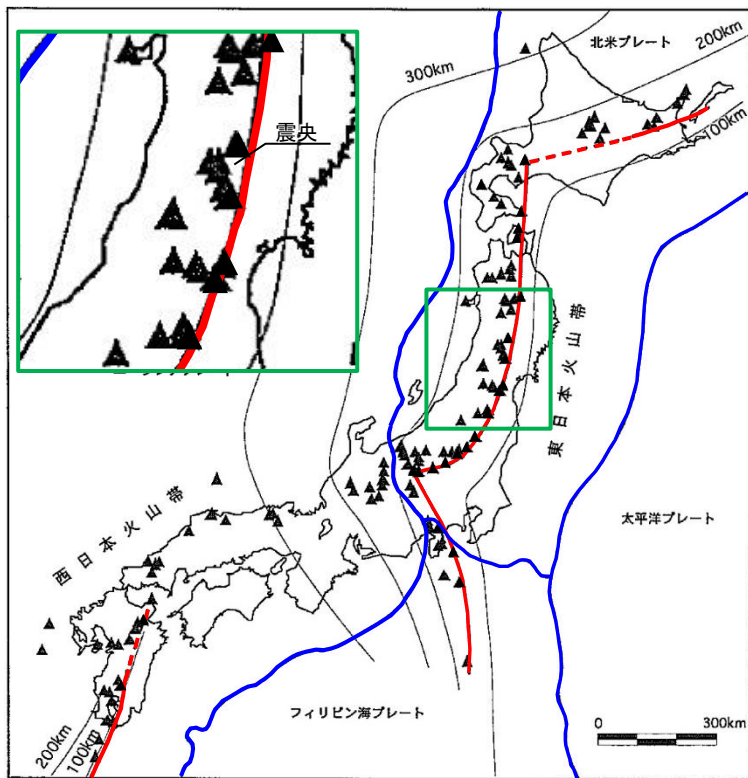


ひずみ集中帯分布図
〔産業技術総合研究所(2009)に一部加筆〕

2.2.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

⑤火山フロントとの位置関係による比較・検討(岩手・宮城内陸地震震源域)

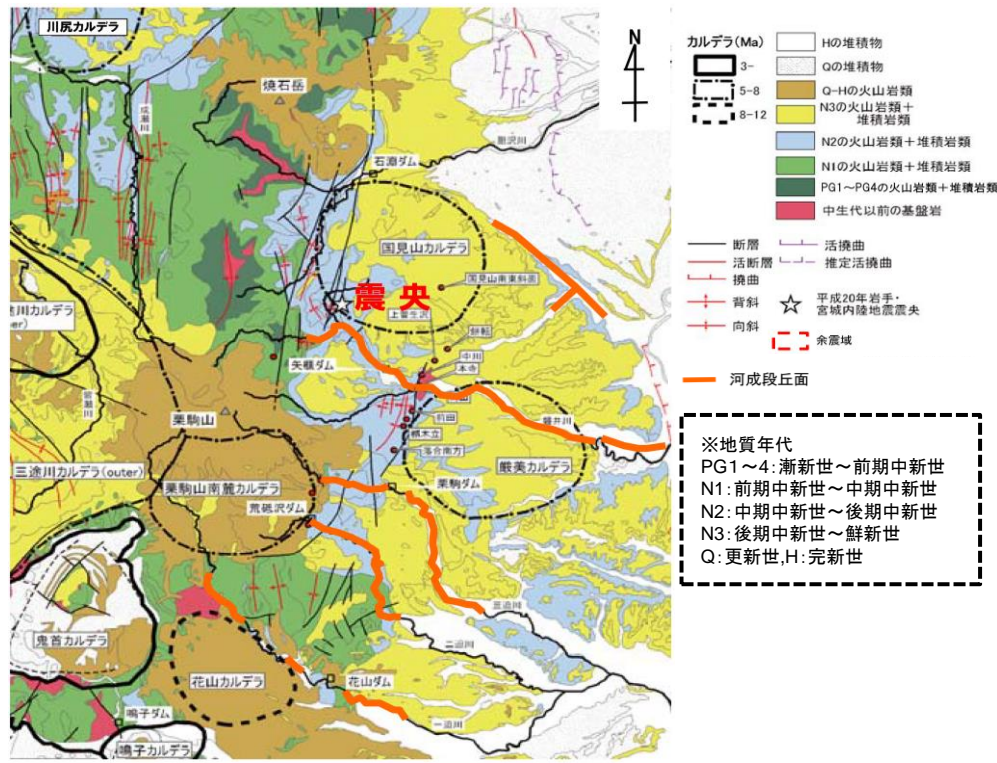
- 震源域は、火山フロントに位置しており、火山体(栗駒山など)及びカルデラ(厳美カルデラなど)の分布が多く、多数のカルデラに囲まれ、第四紀火山噴出物に覆われている。



(▲: 第四紀火山; - 火山フロント; - プレート境界; - 深発地震面の等深線)

日本列島周辺の第四紀火山フロント

[核燃料サイクル機構(1999)に一部加筆]



引用 地質図: 東北建設協会(2006)を一部修正
カルデラ分布: 吉田ほか(2005)の重力図を基に修正

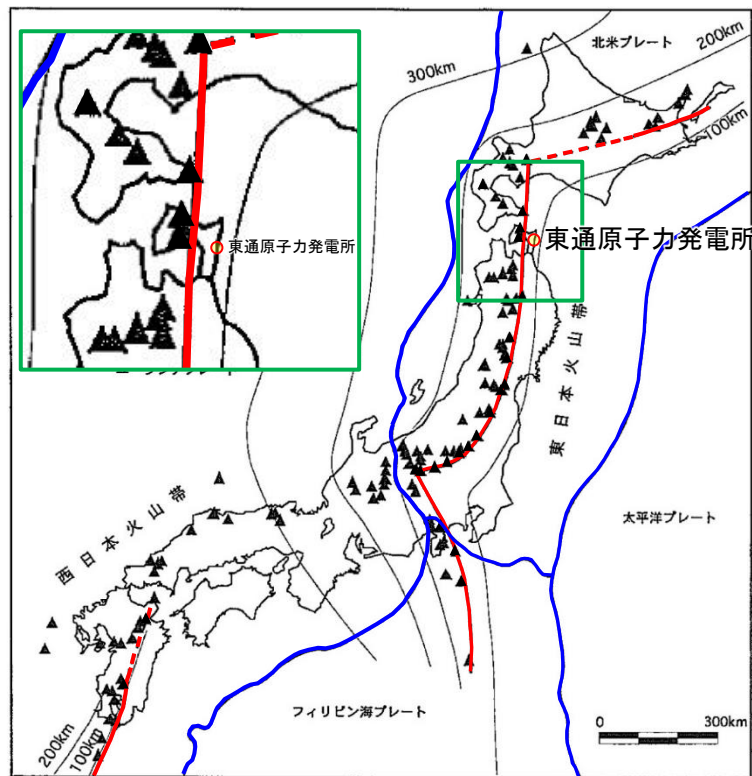
震源域周辺の広域地質図

[社団法人東北建設協会監修(2006)に一部加筆]

2.2.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

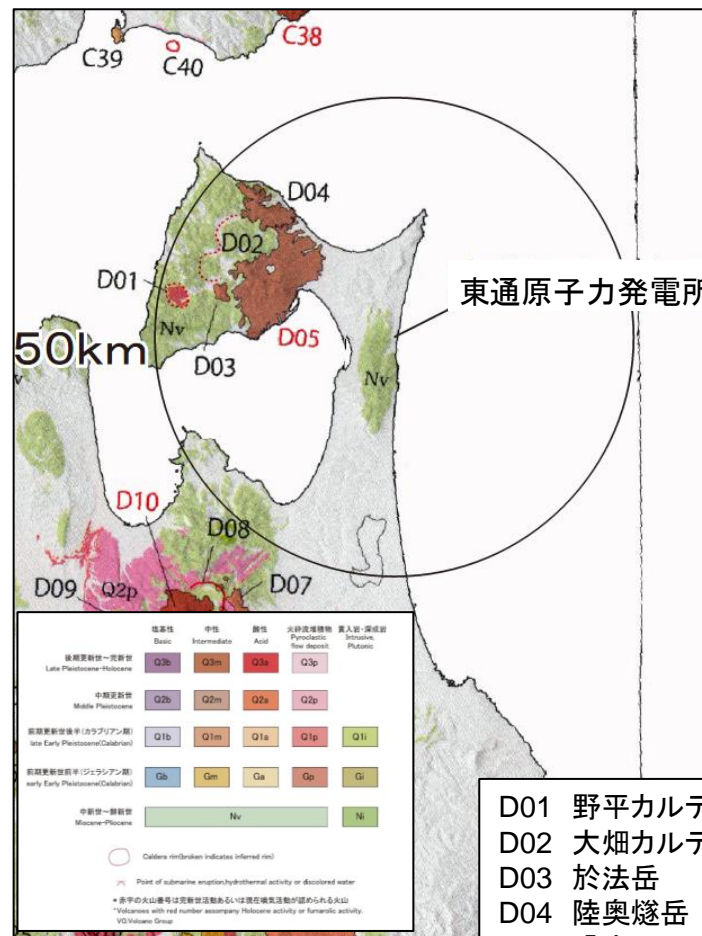
⑤火山フロントとの位置関係による比較・検討(敷地周辺)

- 敷地は火山フロントの海溝側に位置し、付近にはカルデラなどは認められない。
- 第四紀火山噴出物は敷地近傍には認められず、敷地の北西方向に分布する。



(▲: 第四紀火山; - 火山フロント; - プレート境界; - 深発地震面の等深線)

日本列島周辺の第四紀火山フロント
〔核燃料サイクル機構(1999)に一部加筆〕



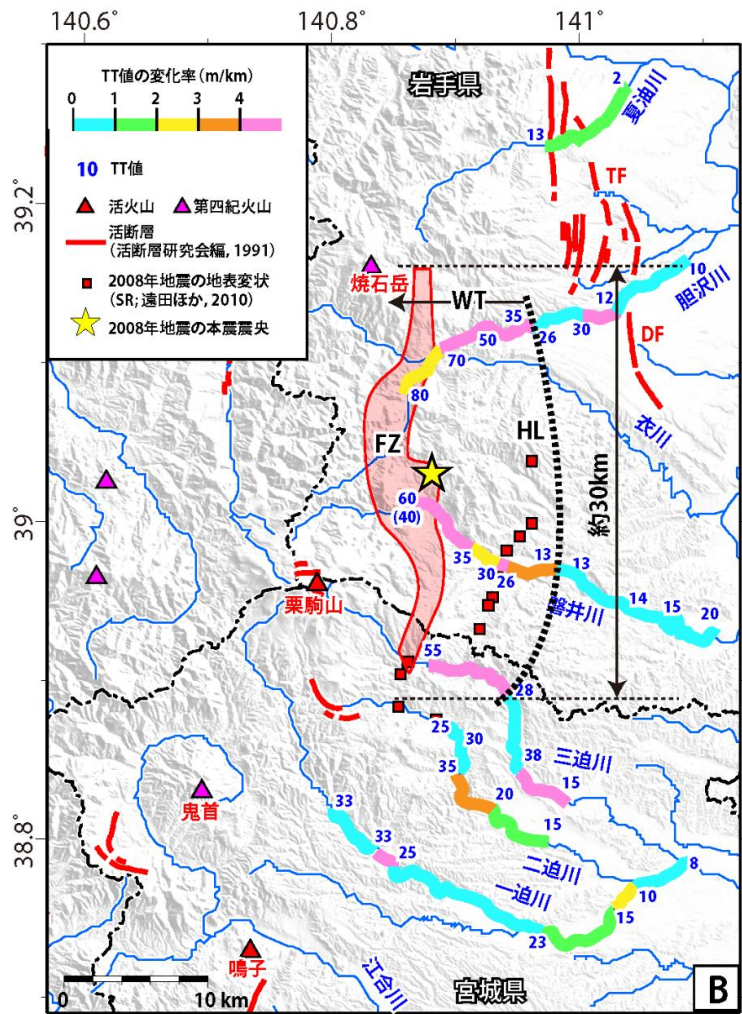
敷地周辺の火山地質図
〔中野ほか編(2013)に一部加筆〕

2. 地域性を考慮する地震動 / 2.2 2008年岩手・宮城内陸地震

2.2.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

⑥ 震源断層の伏在による地表変形の広範囲化による比較・検討(岩手・宮城内陸地震震源域)

- 震源域全体に西側が相対的に隆起する西傾斜の逆断層が伏在することを示唆する, 地表付近のブロードな幅広い変形帯が見られる。



[柳田ほか(2020)]

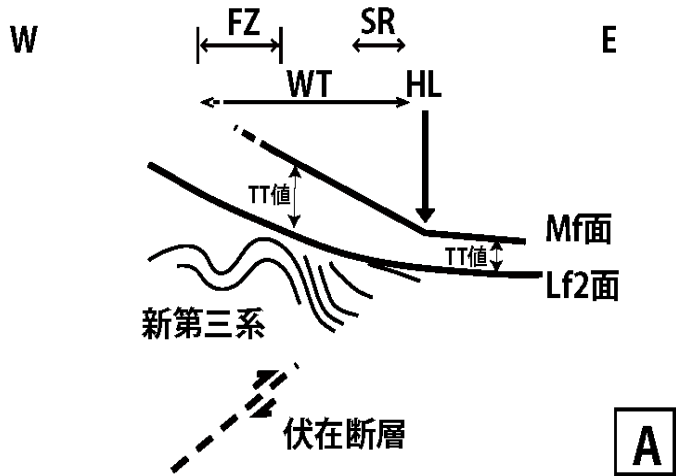


図15 調査結果のまとめ図。A) 調査地域の地質構造と地殻変動の模式断面図, B) TT値の分布と各河川沿いの変化率。FZ: 新第三系の褶曲帯, SR: 2008年岩手・宮城内陸地震の地表地震断層, 地表変状, WT: 幅広い変形帯, HL: 山麓の隆起量急変部, DF: 出店断層, TF: 天狗森断層群。

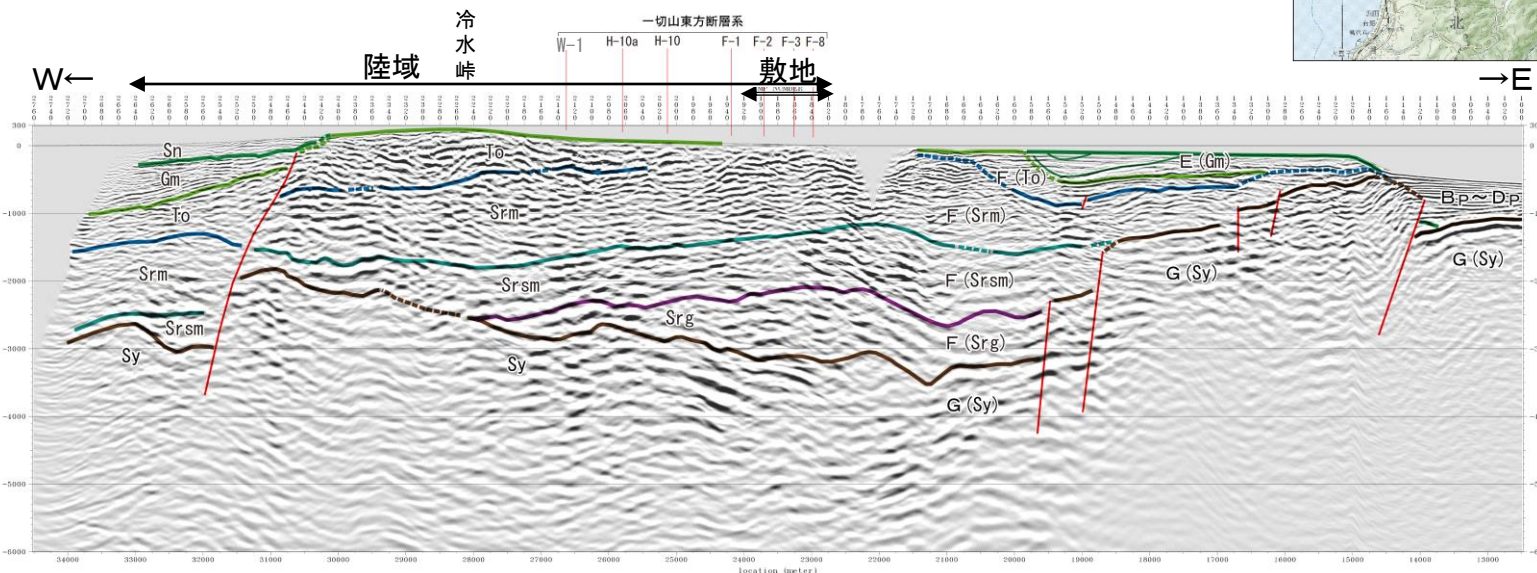
Fig. 15 Summary of this study. A) Schematic profile of geological structure and crustal deformation of survey area. B) Distribution and increase rate of TT value along each river. FZ: folded zone of Neogene stratum, SR: surface rupture associated with 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake, WT: wide tilting of fluvial terraces, HL: hinge line along foothill, DF: Dedana fault, TF: Tengumori fault group.

[柳田ほか(2020)]

2.2.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

⑥ 震源断層の伏在による地表変形の広範囲化による比較・検討(敷地周辺)

□ 敷地周辺は、地下深部に伏在する震源断層を示唆するような変形は認められない。



地質時代	陸域		海域
	新砂丘堆積物	沖積層	
第 完新世	新砂丘堆積物	沖積層	A層
第 更 後新世		段丘堆積物	B層
第 更 中新世			C層
第 更 前新世		砂子又層	D層
第 鮮新世			
第 新 中世	目名層	Mn	E層
	瀧野沢層	Gm	
	泊層	To	
第 新 前期	泥岩層	Srm	F層
	猿ヶ森層	Srsm	
	猿ヶ森層	Srg	
先新第三紀	炭岩泥岩層	Sy	G層

敷地～敷地近傍の地下深部地質構造(H24海陸統合探査測線)

2.2.3 地震動に関する検討

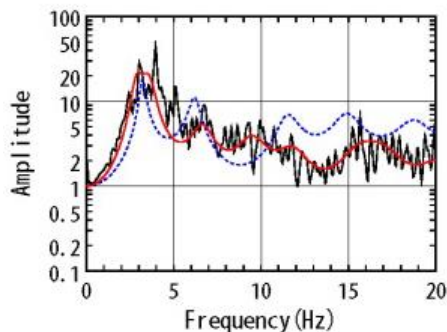
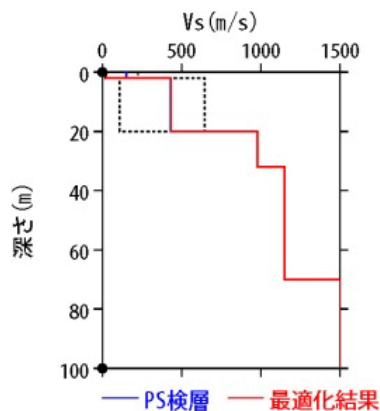
(1) 地震観測記録の分析・評価 a. KiK-net東成瀬観測点に関する検討①

【本震を用いた地盤同定に関する検討(再現性の確認)】

観測記録を用いた地盤同定により得られた地盤モデル(水平)を用いて、応答スペクトルの再現性を確認した結果、NS方向については地表記録が概ね再現できているが、EW方向については地表記録の短周期側が再現できていない。

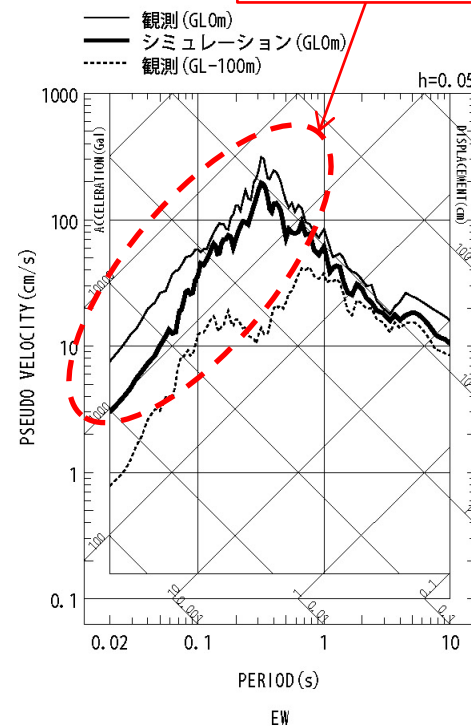
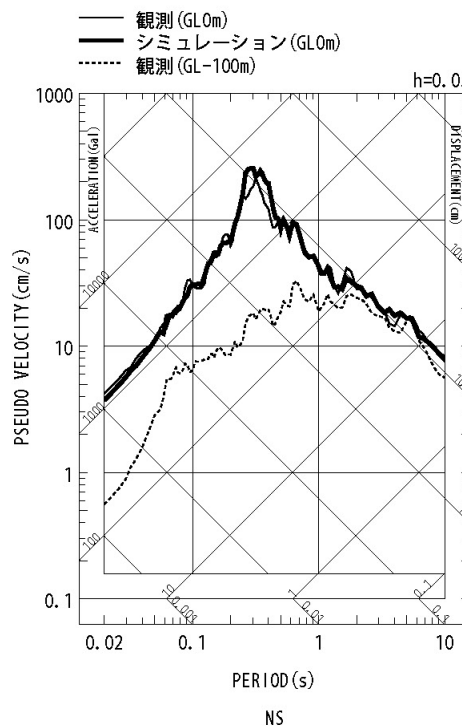
地盤同定結果(水平)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	150	15	225	25	0.17		
2	18	2	1.64	430	108	645	433	1.01		
3	12	20	2.22	980	980	980	980	1.00	0.142	0.283
4	38	32	2.22	1150	1150	1150	1150	1.00		
5	30	70	2.22	1500	1500	1500	1500	1.00		
6	—	100	2.22	1500	1500	1500	1500	1.00		



黒: 観測記録
赤: 最適化結果
青: PS 検層

伝達関数の比較(水平)



短周期側が再現できていない

応答スペクトルの比較(水平)

2.2.3 地震動に関する検討

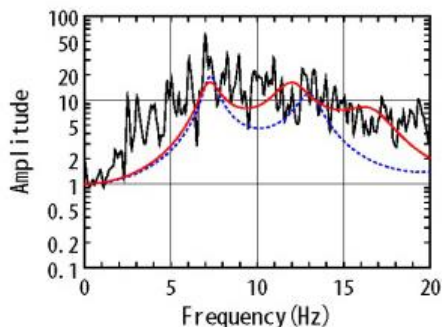
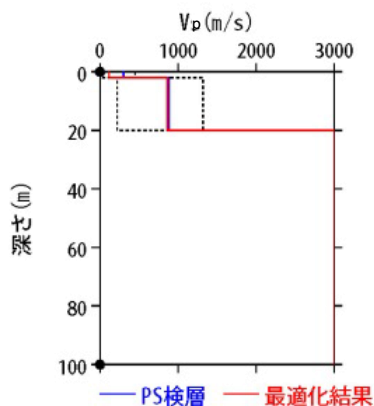
(1) 地震観測記録の分析・評価 a. KiK-net東成瀬観測点に関する検討②

【本震を用いた地盤同定に関する検討(再現性の確認)】

観測記録を用いた地盤同定により得られた地盤モデル(鉛直)を用いて、応答スペクトルの再現性を確認した結果、地表記録の短周期側が再現できていない。

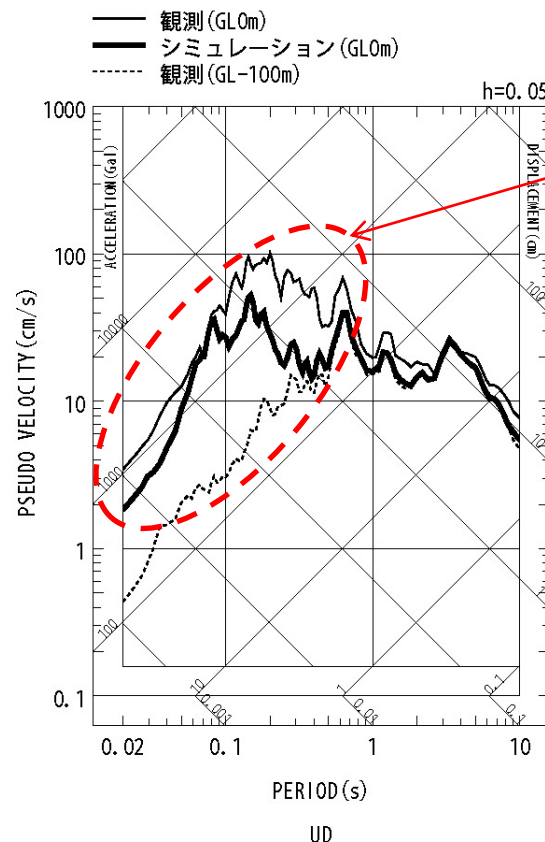
地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	300	30	450	116	0.39	0.078	0.000
2	18	2	1.64	880	220	1320	861	0.98		
3	12	20	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
4	38	32	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
5	30	70	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
6	—	100	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		



黒: 観測記録
赤: 最適化結果
青: PS 検層

伝達関数の比較(鉛直)



短周期側が再現できていない

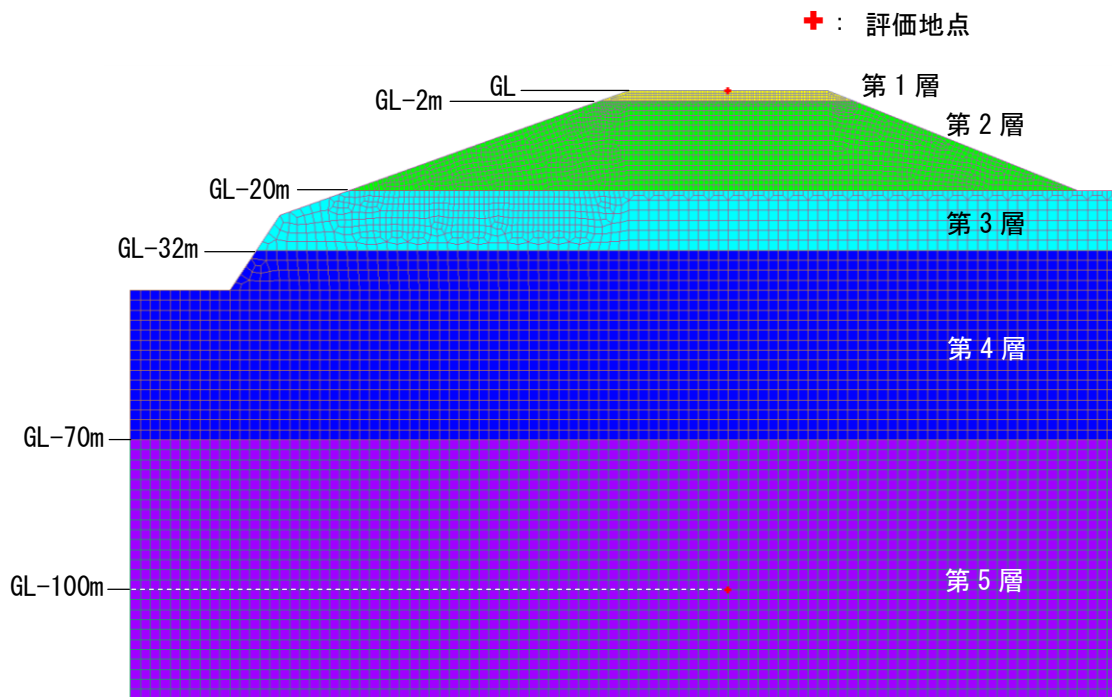
応答スペクトルの比較(鉛直)

2.2.3 地震動に関する検討

(1) 地震観測記録の分析・評価 a. KiK-net東成瀬観測点に関する検討③

【地形の影響に関する検討】

- 2次元地盤モデルは、地震観測点におけるPS検層結果の層境界を用いて、観測点周辺の地形を簡易的に考慮した2次元FEMモデルとする。
- 地中観測点位置(G.L.-100m)に対する地表観測点位置の伝達関数(2E/E+F)を算出し、地震観測点位置の1次元地盤モデルによる伝達関数と比較する。



2次元地盤モデル

地盤物性値

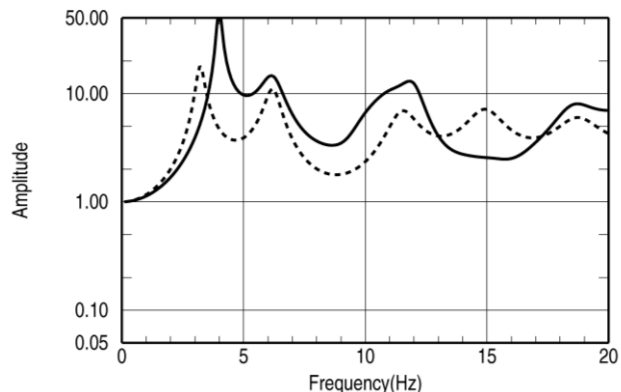
	P波速度 Vp(m/s)	S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ (g/cm ³)
第1層	300	150	1.64
第2層	880	430	1.64
第3層	3000	980	2.22
第4層	3000	1150	2.22
第5層	3000	1500	2.22

2.2.3 地震動に関する検討

(1) 地震観測記録の分析・評価 a. KiK-net東成瀬観測点に関する検討④

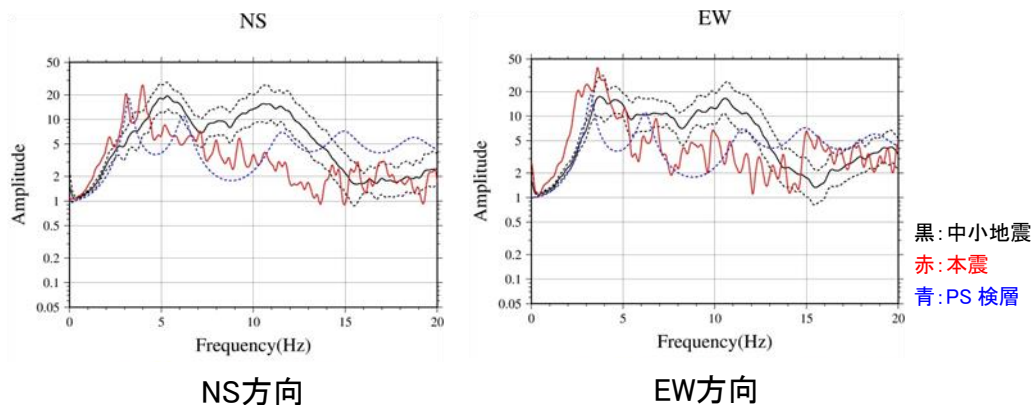
【地形の影響に関する検討】

- 2次元地盤モデルと1次元地盤モデルの伝達関数を比較すると、5Hz及び10Hz付近で2次元地盤モデルの結果が大きく、15Hz付近では2次元地盤モデルの結果が小さくなっており、1次元地盤モデルと差異がみられることから、AKTH04(東成瀬)観測点の観測記録には、周辺地形による影響が含まれているものと考えられる。
- なお、中小地震の観測記録にみられる5Hz付近及び10Hz付近で伝達関数が大きくなる傾向と同様に、2次元地盤モデルの5Hz及び10Hz付近で伝達関数が大きくなっている。



実線: 2次元地盤モデル
点線: 1次元地盤モデル

伝達関数[G.L.(2E)/G.L.-100m(E+F)]



黒: 中小地震
赤: 本震
青: PS 検層

NS方向

EW方向

観測記録の伝達関数(地表/地中)

2.2.3 地震動に関する検討

(1) 地震観測記録の分析・評価 a. KiK-net東成瀬観測点に関する検討⑤

【本震記録を用いた検討 まとめ】

- AKTH04(東成瀬)観測点について、本震記録を用いて観測記録のはざと解析のための地盤同定を実施した結果、得られた地盤モデルのうち水平方向については、表層の V_s が極端に小さい。また、鉛直方向については、観測記録の伝達関数を再現できていない。

【詳細検討】

① 本震記録を用いた検討

- 本震記録を用いた地盤同定により得られた地盤モデルを用いて、応答スペクトルの再現性を確認した結果、水平及び鉛直ともに地表記録を再現できていない。
- 探索範囲等を変更し地盤同定を実施した結果、得られた地盤モデルのうち水平方向については、従来の同定結果と同様に表層の V_s が極端に小さい。また、鉛直方向については、観測記録の伝達関数を再現できていない。

② 中小地震記録を用いた検討

- 本震及び中小地震の地表記録を用いたH/Vスペクトルより、本震記録に地盤の非線形性の影響が含まれていると考えられる。
- 中小地震を用いて線形領域における地盤同定を実施した結果、得られた地盤モデルは、水平・鉛直とも観測記録の伝達関数を再現できていないことから、1次元波動論によるはざと解析の適用が困難である。

③ 地形の影響に関する検討

- 2次元地盤モデルと1次元地盤モデルの伝達関数に差異がみられることから、AKTH04(東成瀬)観測点の観測記録には、周辺地形による影響が含まれているものと考えられる。

- AKTH04(東成瀬)については、観測記録に地盤の非線形性の影響、周辺地形による影響が含まれており、観測記録と整合する地盤モデルが同定できず、地表記録も再現できていないことから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。

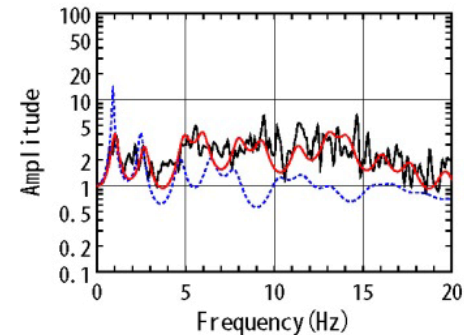
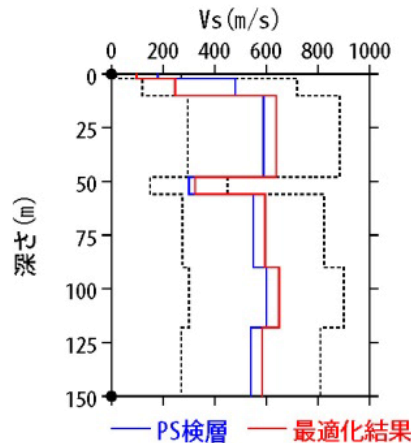
2.2.3 地震動に関する検討

(1) 地震観測記録の分析・評価 b. KiK-net金ヶ崎観測点に関する検討①

➤ Iwth24(金ヶ崎)の観測記録について、KiK-netボーリングデータを初期値として、観測記録の伝達関数を再現できるように地盤同定を実施。

地盤同定結果(水平)

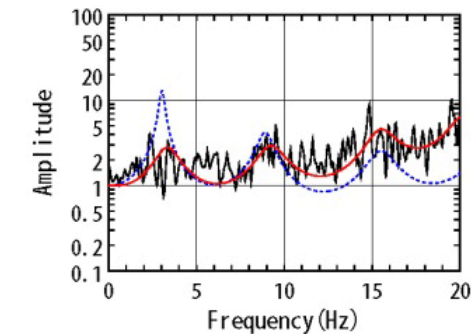
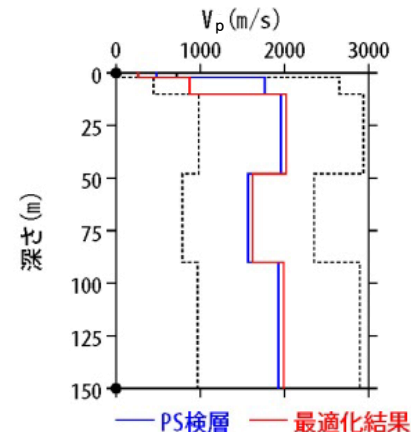
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	180	18	270	97	0.54	0.174	0.682
2	8	2	1.79	480	120	720	247	0.51		
3	38	10	1.89	590	295	885	638	1.08		
4	8	48	1.68	300	150	450	324	1.08		
5	34	56	1.68	550	275	825	595	1.08		
6	28	90	1.87	600	300	900	649	1.08		
7	32	118	1.87	540	270	810	584	1.08		
8	—	150	1.87	540	270	810	584	1.08		



伝達関数の比較(水平)

地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	480	48	720	262	0.55	0.812	1.000
2	8	2	1.79	1770	443	2655	871	0.49		
3	38	10	1.89	1960	980	2940	2021	1.03		
4	8	48	1.68	1570	785	2355	1619	1.03		
5	34	56	1.68	1570	785	2355	1619	1.03		
6	28	90	1.87	1930	965	2895	1990	1.03		
7	32	118	1.87	1930	965	2895	1990	1.03		
8	—	150	1.87	1930	965	2895	1990	1.03		

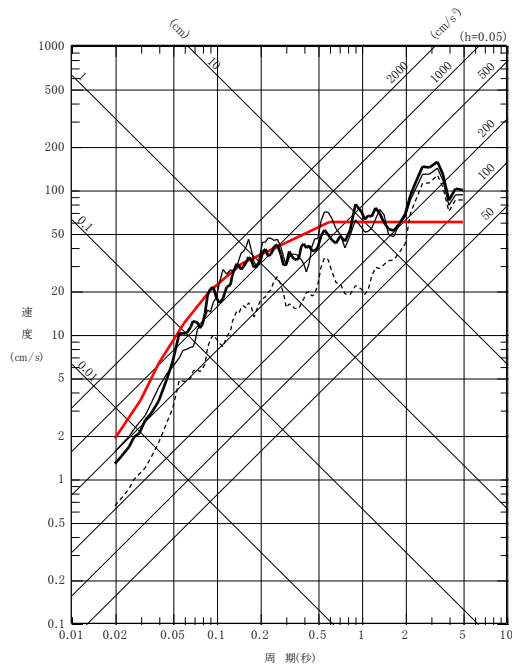
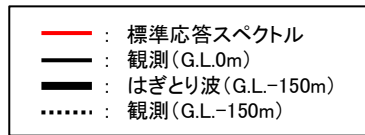


伝達関数の比較(鉛直)

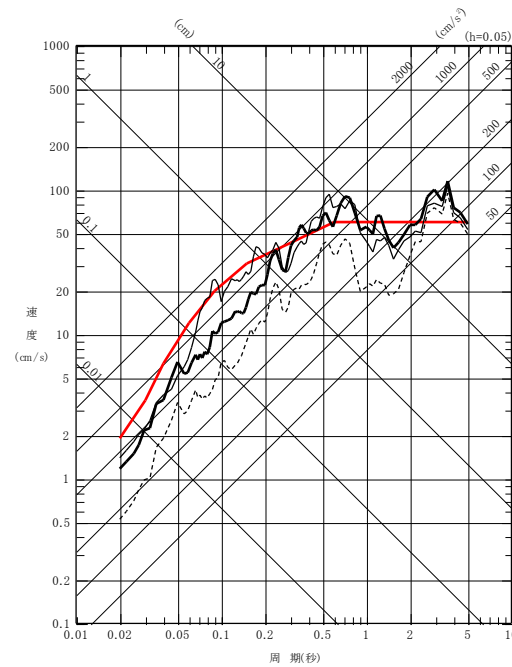
2.2.3 地震動に関する検討

(1) 地震観測記録の分析・評価 b. KiK-net金ヶ崎観測点に関する検討②

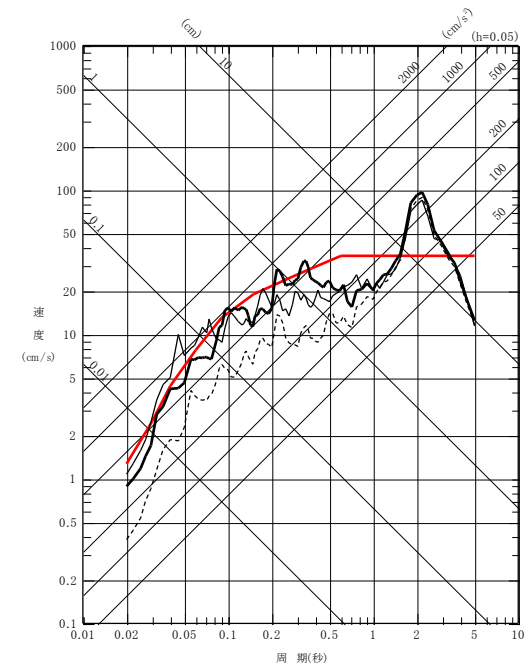
▶ 地盤同定により得られた地盤モデルを用いて、IWTH24(金ヶ崎)のはぎとり解析を実施。



NS方向



EW方向



UD方向

電力共通研究「東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究」にて検討を実施

IWTH24(金ヶ崎)は、概ね妥当な地盤モデルを作成でき、はぎとり解析を実施した結果、一部の周期帯で標準応答スペクトルを上回る結果となった。

2.2.3 地震動に関する検討

(1) 地震観測記録の分析・評価 c. KiK-net一関西観測点に関する検討①

➤ Aoi et al.(2008)では, KiK-net一関西観測点の上下非対称な地震動について, トランポリン効果を提唱している。

【Aoi et al.(2008)】

- 上向きの地震動の振幅が下向きの2倍以上も大きい上下非対称な地震動は, 線形・非線形の波動伝播理論では説明できず, トランポリン上で跳ねている物体の運動に類似していることから, トランポリンモデルを提唱している。
- 弾性的な振る舞いと粒状的な振る舞いの中間的振る舞い(トランポリンモデル)による模擬波形は, 一関西観測点(KiK-net)で観測された非常に大きな加速度波形の性質をよく再現していると評価。

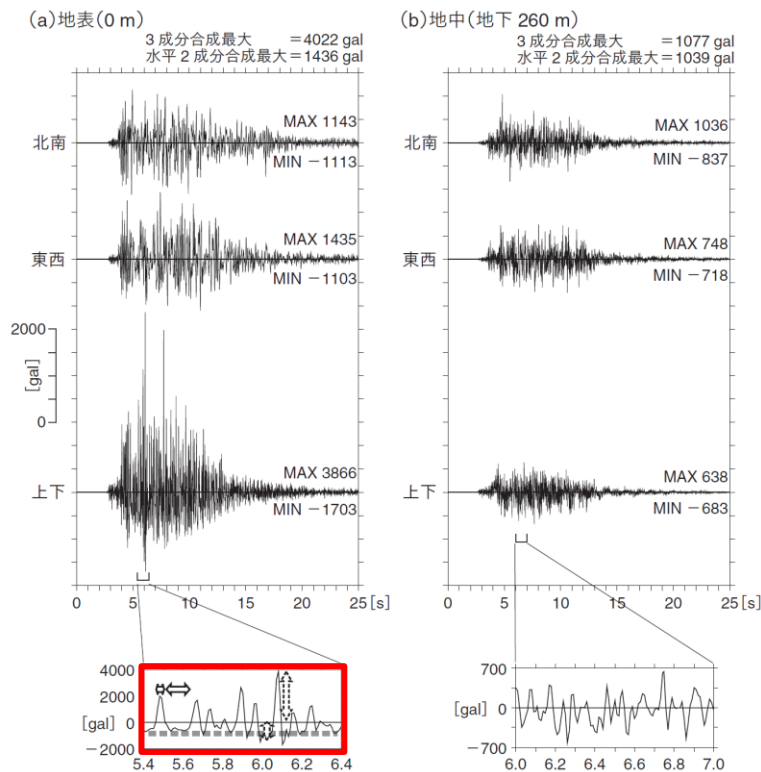


図1—KiK-net一関西観測点で記録された加速度記録(左は地表, 右は地中-260 m)。波形右側に示したMAX, MINはそれぞれプラス(北, 東, 上)方向, マイナス(南, 西, 下)方向の最大加速度(gal)。最下段は, 下動に関し, 最大値を含む1秒間の波形の拡大図。地表の拡大図中の矢印は振幅(点線)と周期(実線)の非対称性を, 太点線は-1gの頭打ちを示す。

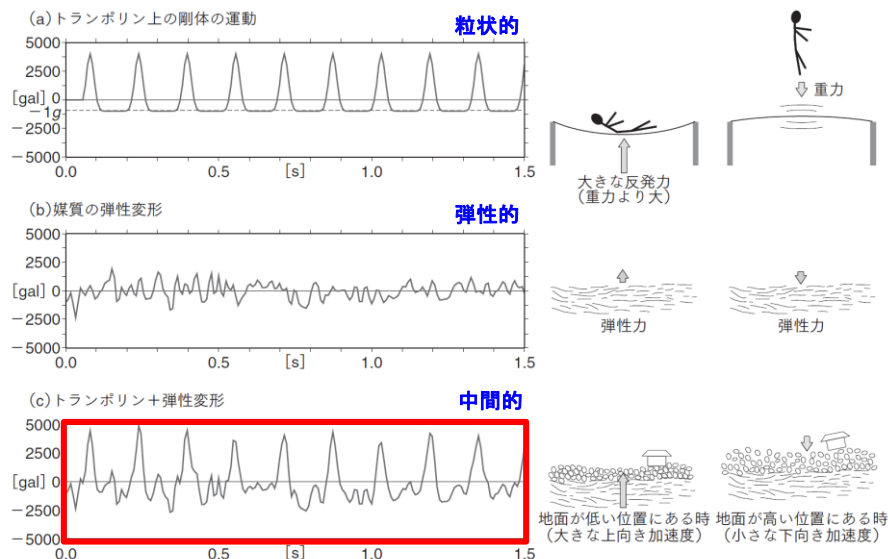


図2—(a)トランポリン上の剛体運動を単純化したモデル。(b)媒質の弾性変形。(c)トランポリン上の剛体運動と媒質の弾性変形の和。KiK-net一関西観測点で記録された地表加速度上下動の特徴(振幅と周期の非対称性)をよく再現している。

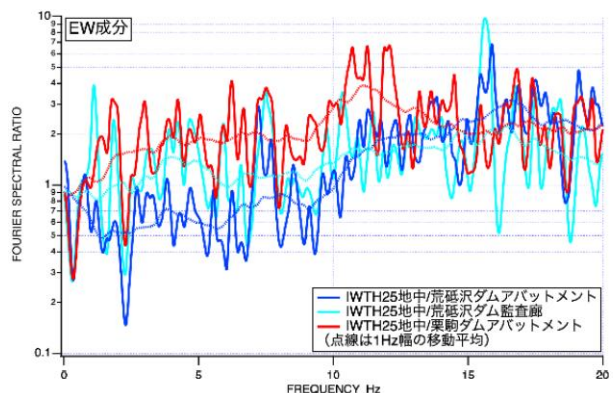
2.2.3 地震動に関する検討

(1) 地震観測記録の分析・評価 c. KiK-net一関西観測点に関する検討②

➤ 東ほか(2021)では、KiK-net一関西観測点の大加速度要因の一つとして、深部地盤の不整形について指摘している。

【東ほか(2021)】

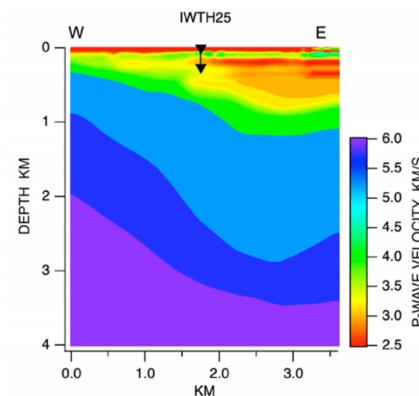
- KiK-net一関西の岩手・宮城内陸地震の地中記録について、10Hz以上の高周波数帯域で振幅が大きくなる傾向がみられており、これは一関西地中記録の特徴と考えられることから、地盤構造が基盤入射波に及ぼす影響を評価している。
- KiK-net一関西の東西方向約4kmで実施した反射法・屈折法地震探査をもとに2次元地盤モデルを構築し、地中地震計位置における基盤入射波に着目した2次元解析を実施した結果、地震基盤相当面($V_p=6\text{km/s}$)における入力波に対するKiK-net一関西地中地震計位置での基盤入射波の倍率は、10Hz以上の高周波数帯域において1.7~1.8倍になるとしている。
- 以上の結果から、KiK-net一関西地中記録の大加速度要因の一つとして、本震記録で顕著に増幅している10Hz以上において、深部地盤の不整形性が影響を及ぼしている可能性があるとしている。



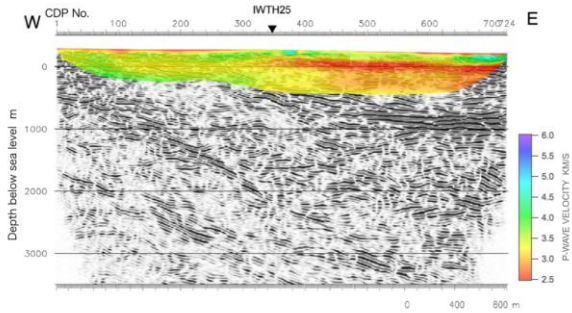
震源域ダム地点に対するKiK-net一関西のフーリエスペクトル比



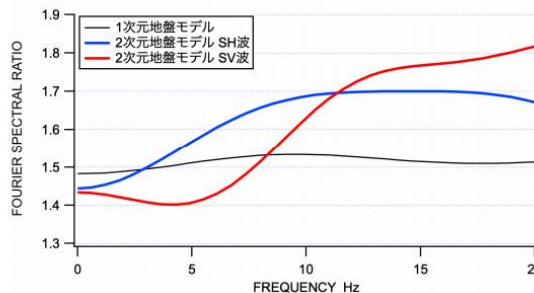
反射法・屈折法地震探査測線



KiK-net一関西における東西断面の詳細2次元地盤モデル



深度断面(カラー部は屈折法の波形インバージョン解析結果)



KiK-net一関西の地中地震計位置における基盤入射波の地震基盤相当面($V_p=6\text{km/s}$)に対する増幅倍率

2.2.3 地震動に関する検討

(1) 地震観測記録の分析・評価 c. KiK-net一関西観測点に関する検討③

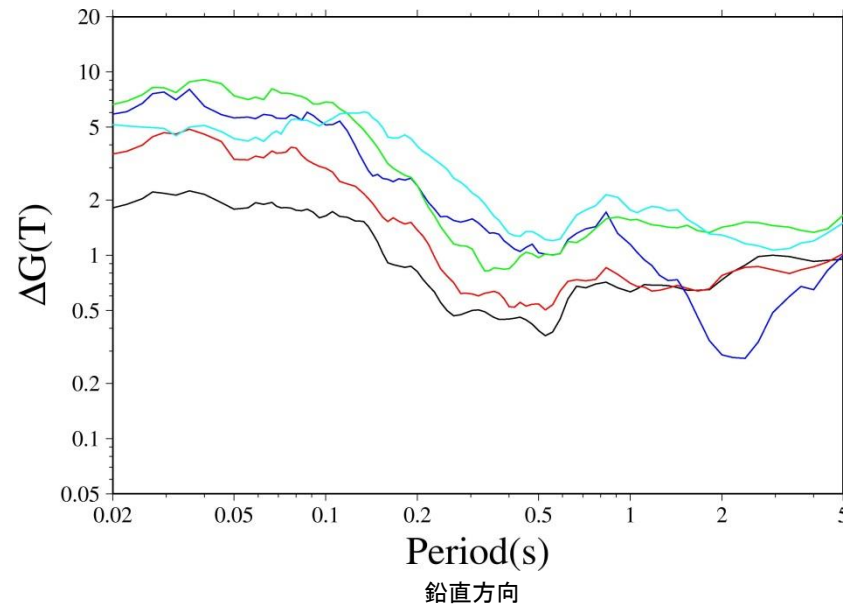
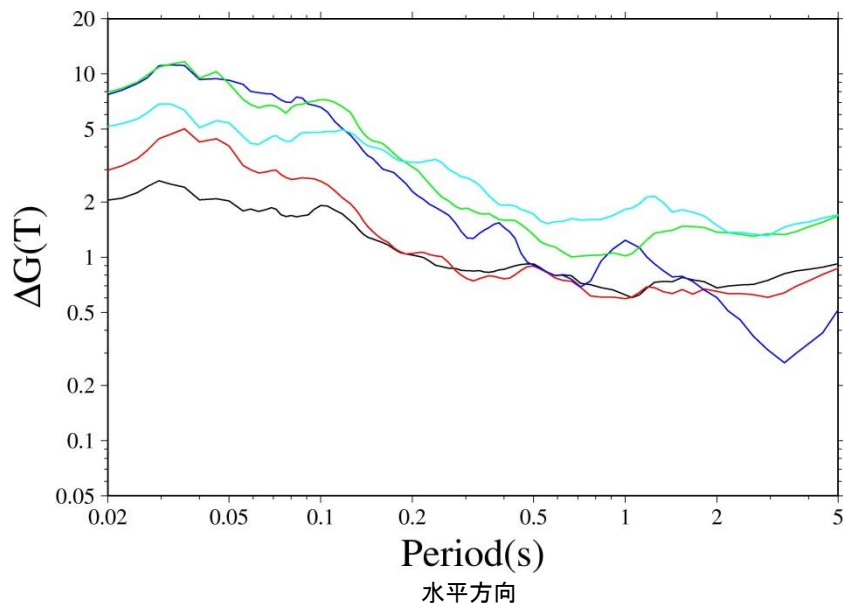
【IWTH25(一関西)を対象とした相対的地盤増幅率(応答スペクトル比)】

- 震源近傍に位置する5地点を基準としたIWTH25(一関西)の応答スペクトル比(=相対的地盤増幅率)は、以下の通り。
- 震源近傍に位置する5地点と比較し、IWTH25(一関西)は岩手・宮城内陸地震の本震の特徴を踏まえた相対的地盤増幅率が短周期で大きい傾向※にある。

※: 各観測点における地盤条件(速度構造等)の補正を実施していない。

- 一関西(地中) / 栗駒ダム(右岸地山)
- 一関西(地中) / KiK-net一関西(地中)
- 一関西(地中) / KiK-net金ヶ崎(地中)
- 一関西(地中) / KiK-net東成瀬(地中)
- 一関西(地中) / KiK-net鳴子(地中)

相対的地盤増幅率は平均を示す



2.2.3 地震動に関する検討

(1) 地震観測記録の分析・評価 c. KiK-net一関西観測点に関する検討④

【IWITH25(一関西)観測点に関する検討 まとめ】

- Aoi et al.(2008)は、一関西観測点において非常に大きな加速度(上下動)が記録されたことに加えて、上向きの地震動の振幅が下向きの2倍以上も大きいという、明瞭に上下非対称な波形形状を示していることを指摘し、このような現象を説明するために、地盤が示す挙動をトランポリンのような性質をもつものとして説明する新しい物理モデルを提示している。
- 大町ほか(2011)は、一関西観測点の地表で観測された極めて大きな強震記録(上下動)は、地震観測小屋がロッキング振動で浮き上がり、地面と再接触した際の衝撃力の影響が強く反映している可能性が高いと指摘。
- 入倉ほか(2008)は、余震記録及び本震記録より地中地震計設置層から地表までの理論伝達関数を評価し、地中の観測記録から地表の地震動を推定している。推定された地表の地震動は、ほぼ観測記録に対応するが、観測記録に見られる上下動の非対称性は説明できず、別の原因(例えば、トランポリン効果など)を考える必要があると指摘。
- 東ほか(2021)は、一関西観測点の地中記録の大加速度要因の一つとして、本震記録で顕著に増幅している10Hz以上において、深部地盤の不整形性が影響を及ぼしている可能性があるという指摘。
- 観測記録による相対的地盤増幅率に関する検討より、IWITH25(一関西)は、本震震源域南部で発生する地震に対して、他の観測点よりも大きく増幅する地域と考えられる。



- IWITH25(一関西)については、地表記録にトランポリン効果、ロッキング振動の影響などが含まれており、観測記録の伝達関数を用いた地盤同定によるはぎとり波の算定は困難と考えられること、IWITH25(一関西)が本震震源域南部で発生する地震に対して、他の観測点よりも大きく増幅する地域と考えられることから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。

2.2.3 地震動に関する検討

(1) 地震観測記録の分析・評価 d. KiK-net一関東観測点に関する検討①

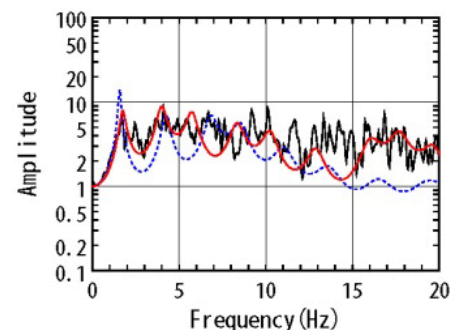
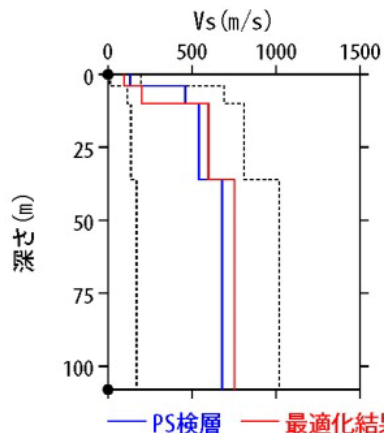
- ▶ IWTH26(一関東)の観測記録について、KiK-netボーリングデータを初期値として、観測記録の伝達関数を再現できるように地盤同定を実施。
- ▶ 得られた地盤モデルは、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていない。なお、水平方向は、本震記録による伝達関数に一定の整合がみられる。

地盤同定結果(水平)

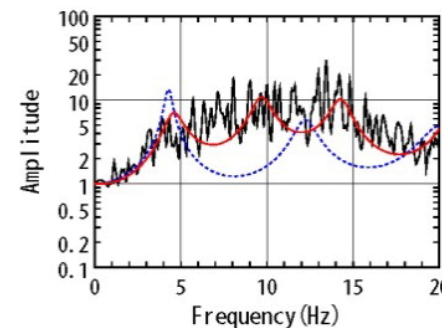
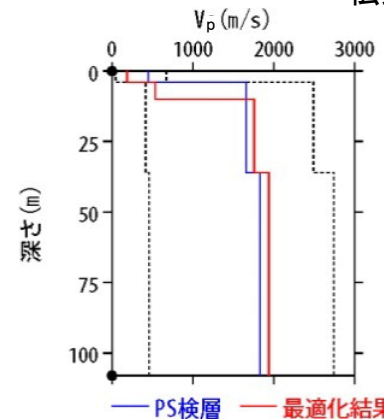
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	4	0	1.64	130	13	195	95	0.73	0.139	0.543
2	6	4	1.73	460	115	690	200	0.43		
3	26	10	1.73	540	135	810	598	1.11		
4	72	36	1.82	680	170	1020	752	1.11		
5	—	108	1.82	680	170	1020	752	1.11		

地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	4	0	1.64	450	45	675	186	0.41	0.559	1.000
2	6	4	1.73	1660	415	2490	534	0.32		
3	26	10	1.73	1660	415	2490	1759	1.06		
4	72	36	1.82	1830	458	2745	1940	1.06		
5	—	108	1.82	1830	458	2745	1940	1.06		



伝達関数の比較(水平)



伝達関数の比較(鉛直)

2.2.3 地震動に関する検討

(1) 地震観測記録の分析・評価 d. KiK-net一関東観測点に関する検討②

- IWTH26(一関東)観測点については、岩手・宮城内陸地震の本震記録を用いて、観測記録のはざとり解析のための地盤同定を実施したが、得られた地盤モデルは、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていないことから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難であると判断している。



- 上記の検討を踏まえ、観測記録のはざとり解析のための地盤同定について、検討条件を変えた以下の詳細検討を行った。

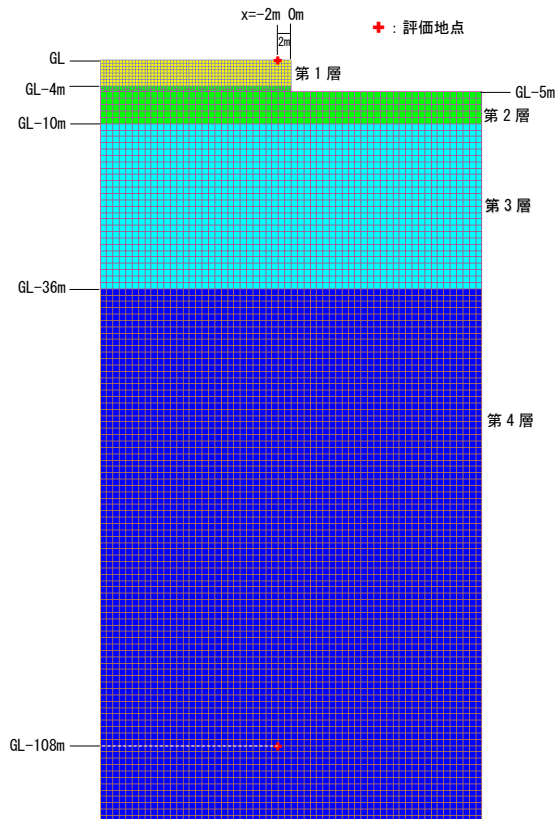
- 本震を用いた地盤同定に関する検討(再現性の確認)
- 本震を用いた地盤同定に関する検討(鉛直動の探索範囲等の変更)
- 中小地震を用いた地盤同定に関する検討
- 地形の影響に関する検討

2.2.3 地震動に関する検討

(1) 地震観測記録の分析・評価 d. KiK-net一関東観測点に関する検討③

【地形の影響に関する検討】

- 2次元地盤モデルは、地震観測点におけるPS検層結果の層境界を用いて、観測小屋背後の法面を簡易的に考慮した2次元FEMモデルとする。
- 地中観測点位置(G.L.-108m)に対する地表観測点位置の伝達関数(2E/E+F)を算出し、地震観測点位置の1次元地盤モデルによる伝達関数と比較する。



2次元地盤モデル

地盤物性値

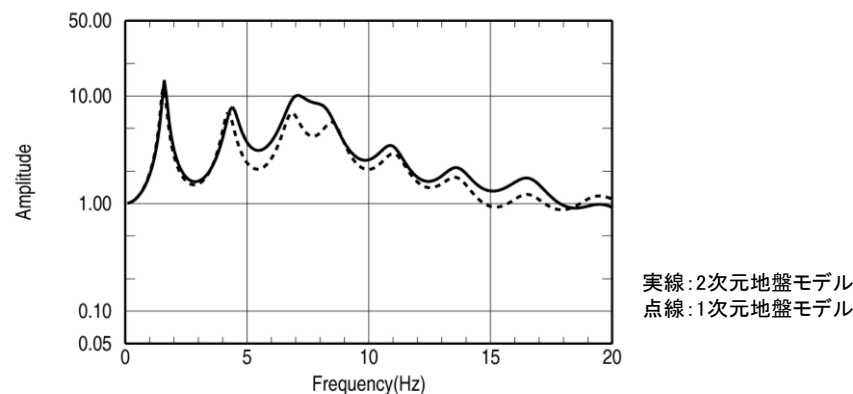
	P波速度 V_p (m/s)	S波速度 V_s (m/s)	密度 ρ (g/cm ³)
第1層	450	130	1.64
第2層	1660	460	1.73
第3層	1660	540	1.73
第4層	1830	680	1.82

2.2.3 地震動に関する検討

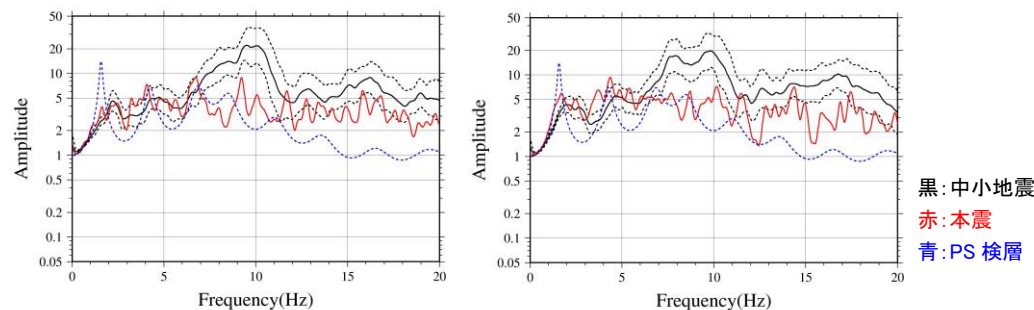
(1) 地震観測記録の分析・評価 d. KiK-net一関東観測点に関する検討④

【地形の影響に関する検討】

- 2次元地盤モデルと1次元地盤モデルの伝達関数を比較すると、5Hz程度より高周波数側(短周期側)で2次元地盤モデルの結果が大きくなっており、1次元地盤モデルと差異が若干みられることから、IWITH26(一関東)観測点の観測記録には、周辺地形による影響が一部含まれていると考えられる。
- なお、中小地震の観測記録にみられる10Hz弱で伝達関数が大きくなる傾向と同様に、2次元地盤モデルの7~8Hzで伝達関数が大きくなっている。



伝達関数[G.L.(2E)/G.L.-108m(E+F)]



NS方向

EW方向

観測記録の伝達関数(地表/地中)

2.2.3 地震動に関する検討

(1)地震観測記録の分析・評価 d. KiK-net一関東観測点に関する検討⑤

【本震記録を用いた検討 まとめ】

- IWTH26(一関東)観測点について、本震記録を用いて観測記録のはぎとり解析のための地盤同定を実施した結果、得られた地盤モデルは、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていない。

【詳細検討】

①本震記録を用いた検討

- 本震記録を用いた地盤同定により得られた地盤モデルを用いて、応答スペクトルの再現性を確認した結果、水平方向については、地表記録が概ね再現できており、鉛直方向については、地表記録を再現できていない。
- 探索範囲を変更し地盤同定を実施した結果、得られた地盤モデルは、鉛直動の観測記録の伝達関数を再現できていない。また、得られた地盤モデルの V_p は、PS検層結果と比べて大きい。

②中小地震記録を用いた検討

- 本震及び中小地震の地表記録を用いたH/Vスペクトルより、本震記録に地盤の非線形性の影響が含まれていると考えられる。
- 中小地震を用いて線形領域における地盤同定を実施した結果、得られた地盤モデルは、水平・鉛直とも観測記録の伝達関数を再現できていないことから、1次元波動論によるはぎとり解析の適用が困難である。

③地形の影響に関する検討

- 2次元地盤モデルと1次元地盤モデルの伝達関数に若干の差異がみられることから、IWTH26(一関東)観測点の観測記録には、周辺地形による影響が一部含まれていると考えられる。

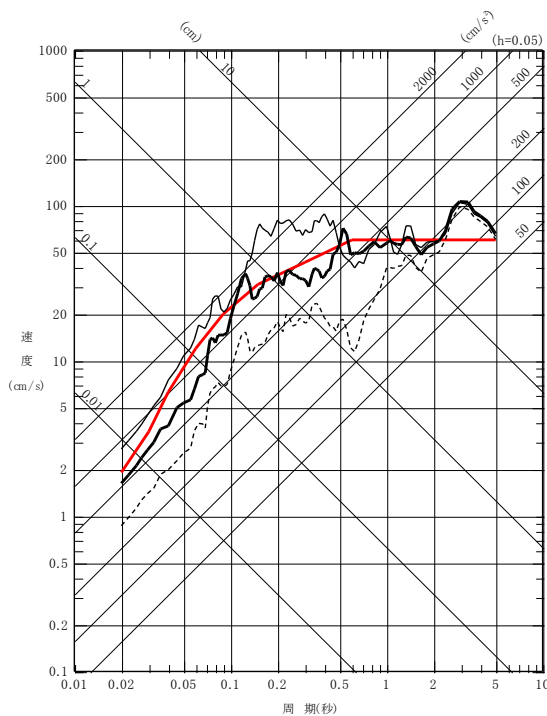
- IWTH26(一関東)観測点については、観測記録に地盤の非線形性の影響、周辺地形による影響が含まれており、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていないことから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。
- しかしながら、水平方向は、本震記録による伝達関数に一定の整合がみられ、地表記録を概ね再現できている。

2.2.3 地震動に関する検討

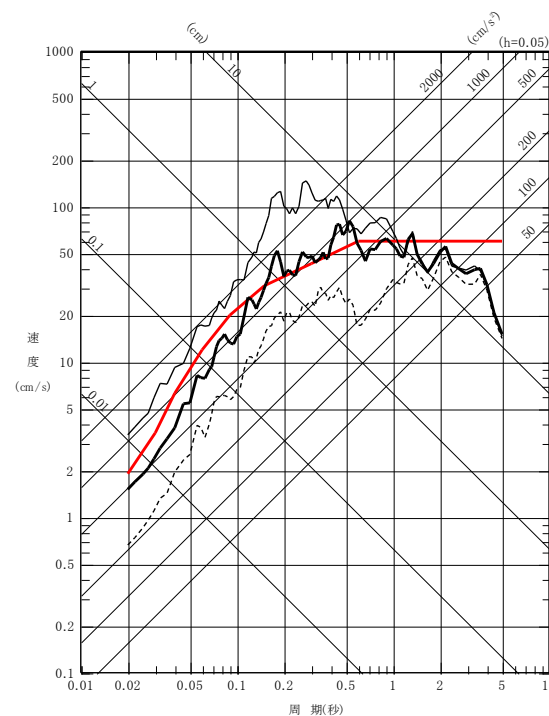
(1) 地震観測記録の分析・評価 d. KiK-net一関東観測点に関する検討⑥

【検討結果を踏まえた方針】

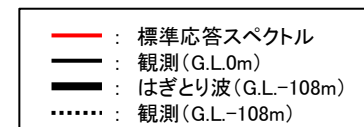
- Iwth26(一関東)観測点については、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていないことから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。
- しかしながら、水平方向は、本震記録による伝達関数に一定の整合がみられ、地表記録を概ね再現できていることから、これまでの検討で得られた地盤モデルを用いて、水平方向のはぎとり解析を実施する。



NS方向



EW方向



電力共通研究「東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究」にて検討を実施

Iwth26(一関東)について、地盤同定により得られた地盤モデルを用いて水平方向のはぎとり解析を実施した結果、一部の周期帯で標準応答スペクトルを上回る結果となった。

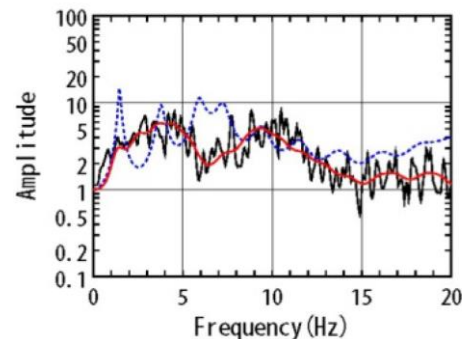
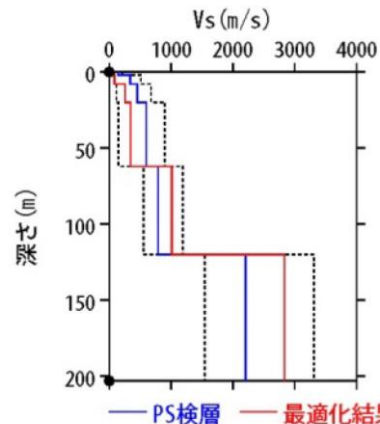
2.2.3 地震動に関する検討

(1) 地震観測記録の分析・評価 e. KiK-net鳴子観測点に関する検討①

- MYGH02(鳴子)の観測記録について、KiK-netボーリングデータを初期値として、観測記録の伝達関数を再現できるように地盤同定を実施。
- 得られた地盤モデルは、水平方向において観測記録の伝達関数には一定の整合性がみられるが、表層のVsが極端に小さい。なお、鉛直方向については、観測記録の伝達関数、PS検層結果のVpとも一定の整合がみられる。

地盤同定結果(水平)

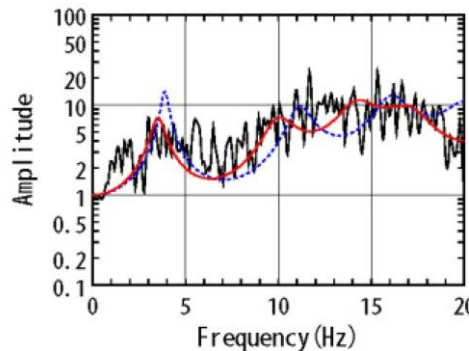
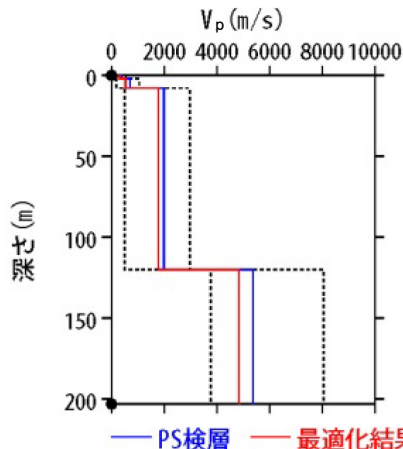
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	140	14	210	28	0.20	0.438	0.801
2	6	2	1.64	340	85	510	85	0.25		
3	12	8	1.90	450	113	675	258	0.57		
4	42	20	1.90	600	150	900	344	0.57		
5	58	62	1.90	790	553	1185	1014	1.28		
6	83	120	2.60	2205	1544	3308	2832	1.28		
7	—	203	2.60	2205	1544	3308	2832	1.28		



伝達関数の比較(水平)

地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	360	36	540	302	0.84	0.140	0.265
2	6	2	1.64	700	175	1050	534	0.76		
3	12	8	1.90	1980	495	2970	1782	0.90		
4	42	20	1.90	1980	495	2970	1782	0.90		
5	58	62	1.90	1980	495	2970	1782	0.90		
6	83	120	2.60	5370	3759	8055	4833	0.90		
7	—	203	2.60	5370	3759	8055	4833	0.90		

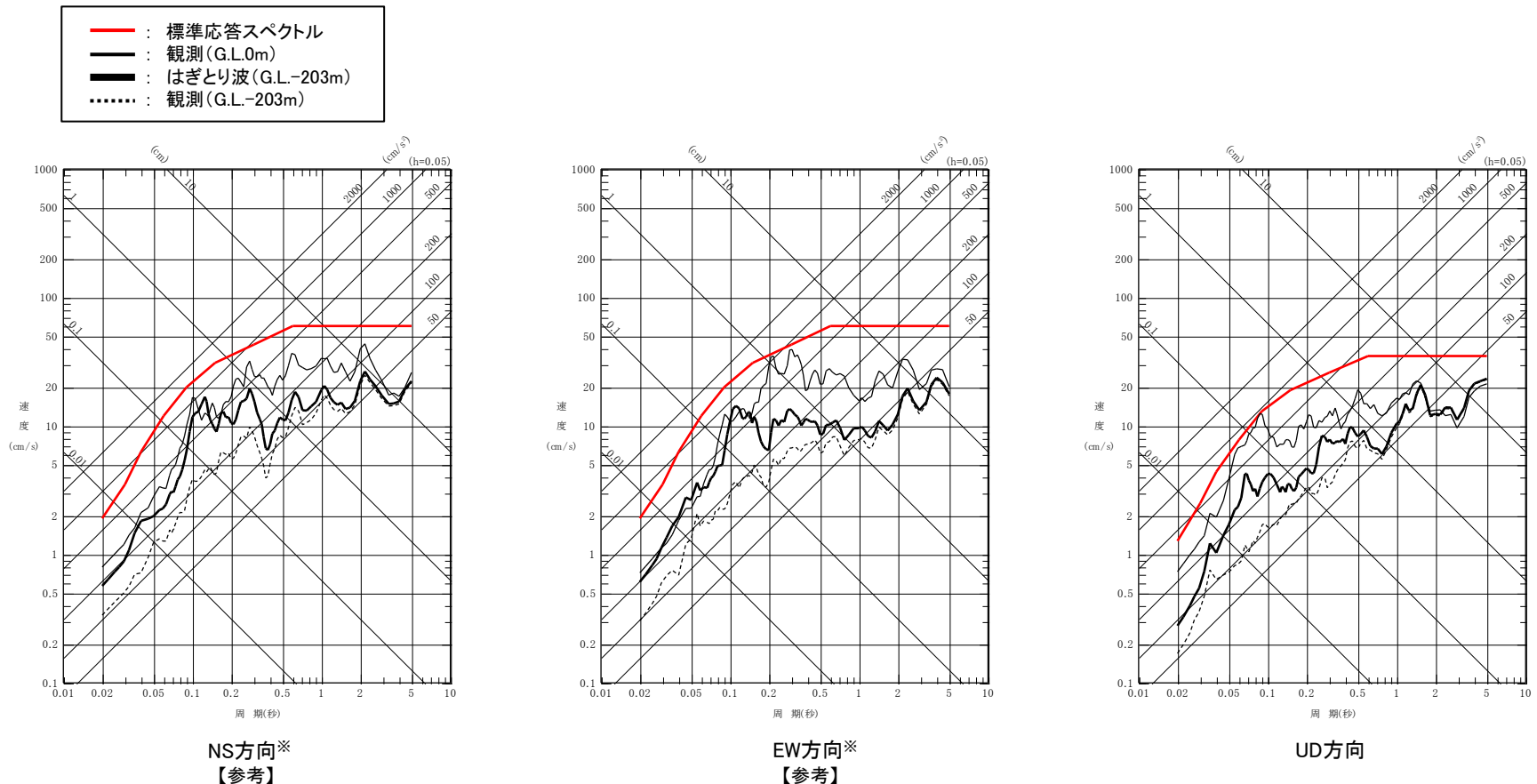


伝達関数の比較(鉛直)

2.2.3 地震動に関する検討

(1)地震観測記録の分析・評価 e. KiK-net鳴子観測点に関する検討②

➤ 地盤同定により得られた地盤モデルを用いて、MYGH02(鳴子)のはぎとり解析を実施。



電力共通研究「東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究」にて検討を実施

MYGH02(鳴子)は、鉛直方向において概ね妥当な地盤モデルを作成でき、はぎとり解析を実施した結果、全周期帯で標準応答スペクトルを下回る結果となった。なお、水平方向においては、観測記録(地中記録の2倍)が標準応答スペクトルを下回る(本編資料2章4(4)参照)。

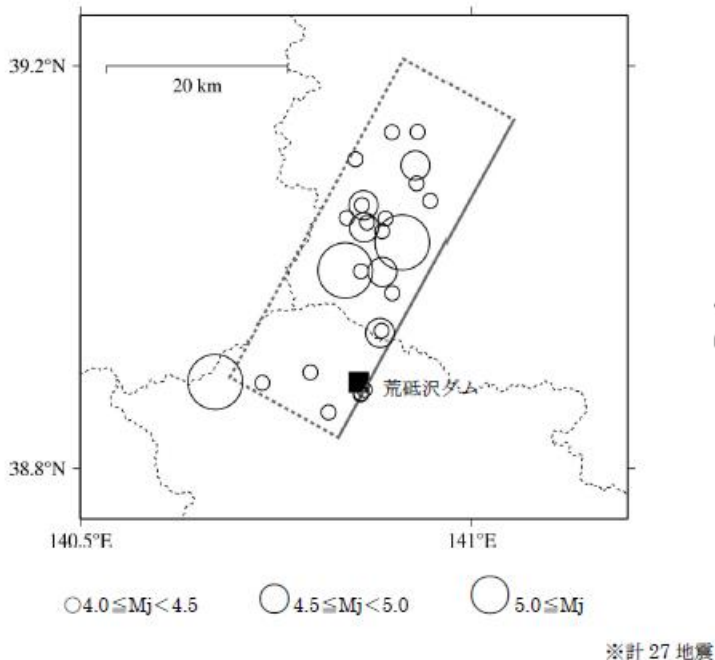
※:水平方向については、地盤モデルの表層の V_s が極端に小さいが、観測記録の伝達関数は一定の整合性がみられることから参考としてはぎとり解析を実施。

2.2.3 地震動に関する検討

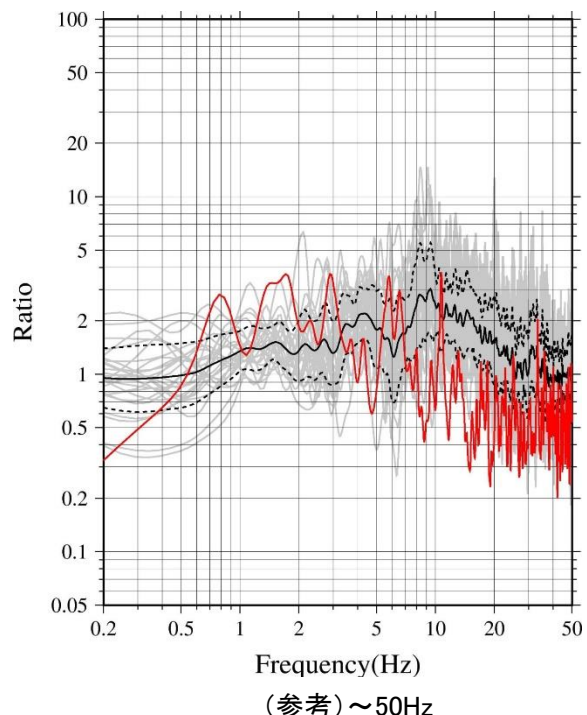
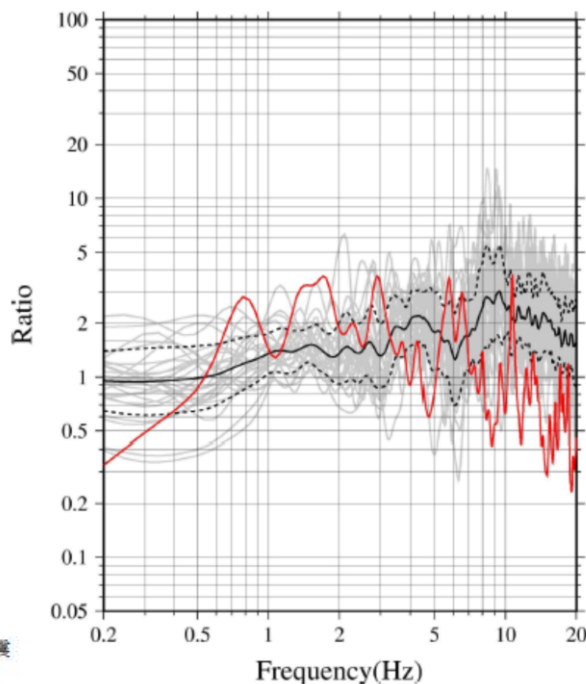
(1) 地震観測記録の分析・評価 f. 荒砥沢ダムに関する検討①

【荒砥沢ダム(右岸地山)の観測記録の分析】

- 荒砥沢ダム(右岸地山)について、岩手・宮城内陸地震を含む観測記録を用いて、H/Vスペクトルを算定した。
- 余震と比べて本震では、ピーク周波数のずれや高周波数側(短周期側)においてH/Vスペクトルの低下がみられることから、本震記録に地盤の非線形性の影響が含まれていると考えられる。



検討地震の震央分布



灰色:余震 27 記録 黒:余震 27 記録の平均(実線=平均値, 点線=平均値±1σ)
赤:2008 年岩手宮城本震

H/Vスペクトル

2.2.3 地震動に関する検討

(1) 地震観測記録の分析・評価 f. 荒砥沢ダムに関する検討②

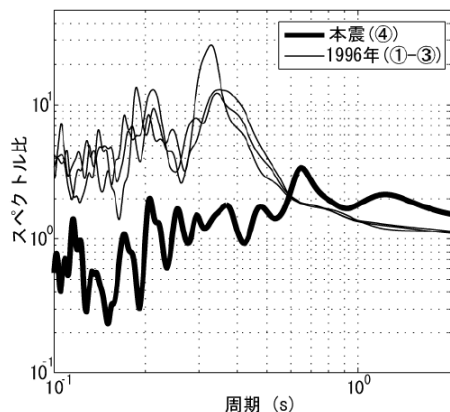
➤ 荒砥沢ダム(監査廊)については、次のような知見がある。

【田原・大町(2010)】

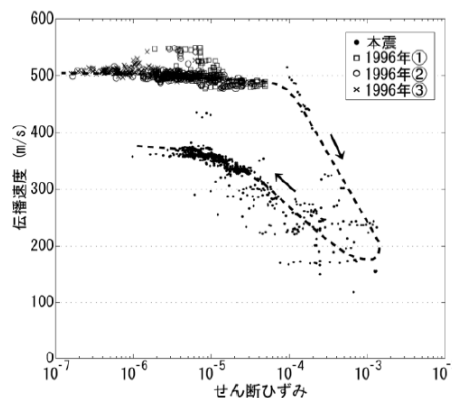
- 岩手・宮城内陸地震本震による最大加速度値は、監査廊に対して天端では半減しており、この特異な地震応答特性は、フィルダムを構成する土質材料の非線形動的な特性との関連性が強いと推察されている。
- 天端と監査廊のスペクトル比から、岩手・宮城内陸地震本震のスペクトル形状が1996年の地震と大きく異なり、短周期成分がダムで大きく減衰し、1996年の一次周期よりも明らかに伸長しているとしている。
- 岩手・宮城内陸地震の主要動時に 10^{-3} を超える大きなひずみレベルに達したことに伴い、ダム堤体コア内のS波伝播速度が減少したとしている。
- また、主要動後、S波伝播速度は徐々に増加する傾向を示したが本震終了時では、当初値に戻らず、約1年かけて回復する過程が確認されたとしている。

	年月日	M	上下流方向最大加速度		
			監査廊	コア中間	ダム天端
①	1996. 8. 11	5.9	0.28	0.81	1.05
②	1996. 8. 11	5.7	0.33	0.66	1.14
③	1996. 8. 11	4.8	0.3	0.42	0.87
④	2008. 6. 14	7.2	10.24	5.35	5.25

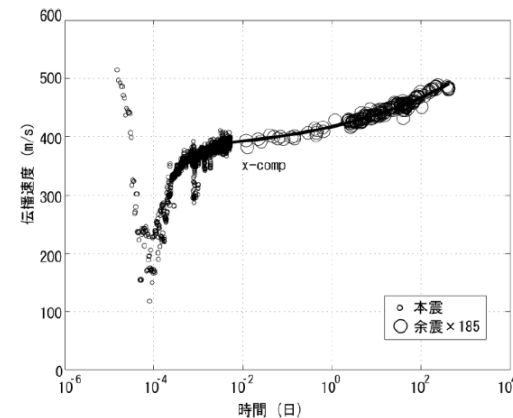
左表: 使用した観測記録
[最大加速度値 (m/s²)]



スペクトル比
(天端/監査廊, 上下流方向)



本震時動的ひずみと伝播速度の関係
(監査廊-天端間, 上下流方向)



S波伝播速度の回復過程
(監査廊-天端間, 上下流方向)

(1)地震観測記録の分析・評価 f. 荒砥沢ダムに関する検討③

【荒砥沢ダムに関する検討 まとめ】

- 荒砥沢ダム右岸付近では、岩手・宮城内陸地震に伴う地質境界の不整合面付近での歪みと変形を原因とした段差などの変状が発生している。
- 荒砥沢ダム(右岸地山)の本震観測記録は、岩手・宮城内陸地震を含む観測記録の分析より、地盤の非線形性の影響がみられる。
- 荒砥沢ダム(監査廊)においては、岩手・宮城内陸地震によるロックフィルダム堤体の強非線形性によるS波伝播速度の低下、せん断ひずみの増加に伴う堤体剛性の低下と減衰定数の増加がみられる。また、ダム堤体の変形や沈下がみられることから、監査廊の観測記録には、それらの影響が含まれているものと考えられる。
- 観測記録に関する検討より、荒砥沢ダムは、本震震源域南部で発生する地震に対して、他の観測点よりも大きく増幅する地域と考えられる。



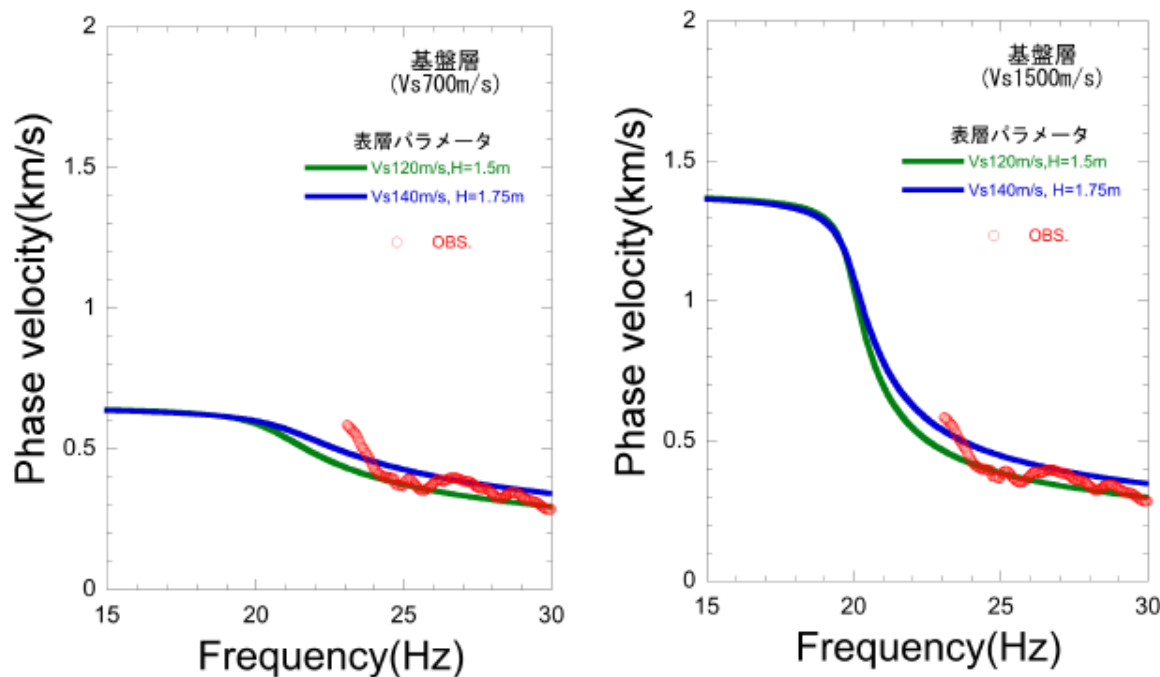
- 荒砥沢ダムについては、岩手・宮城内陸地震の本震記録に地盤の非線形性の影響や、ロックフィルダム堤体の強非線形性及び変形による影響が含まれていること、また、本震震源域南部で発生する地震に対して他の観測点よりも大きく増幅する地域と考えられること等により、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。

2.2.3 地震動に関する検討

(1) 地震観測記録の分析・評価 g. 栗駒ダムに関する検討①

【栗駒ダム(右岸地山)の微動アレイ観測による地盤構造の検討結果】

- 微動アレイ観測による平均的な位相速度を用いて地盤モデルについて検討する。
- 検討においては、微動H/Vスペクトルによる表層地盤の卓越振動数(20Hz程度)を考慮した地盤モデル(2層モデル)により検討する。
 - 表層(1層目):1/4波長則から卓越振動数が20Hzとなる V_s と H (層厚)の組み合わせのうち、位相速度の説明性のよい「 $V_s=120\text{m/s}\cdot H=1.5\text{m}$ 」及び「 $V_s=140\text{m/s}\cdot H=1.75\text{m}$ 」を仮定
 - 基盤(2層目): $V_s=700\text{m/s}$ 及び 1500m/s を仮定
- 微動アレイ観測により得られた位相速度から、表層地盤が非常に薄く、基盤となる2層目のS波速度が 700m/s 程度より大きいと推定される。



2層モデルによる位相速度

2.2.3 地震動に関する検討

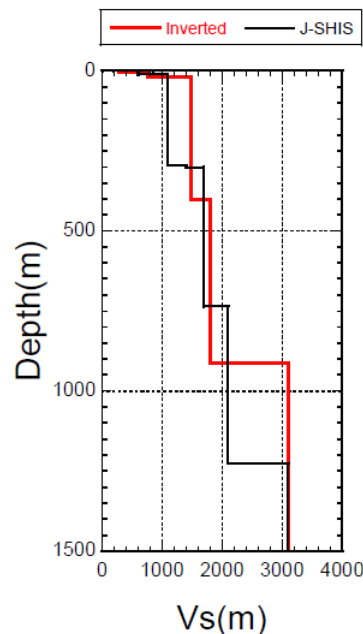
(1) 地震観測記録の分析・評価 g. 栗駒ダムに関する検討②

【栗駒ダム(右岸地山)の拡散波動場理論を用いた地盤構造の検討結果】

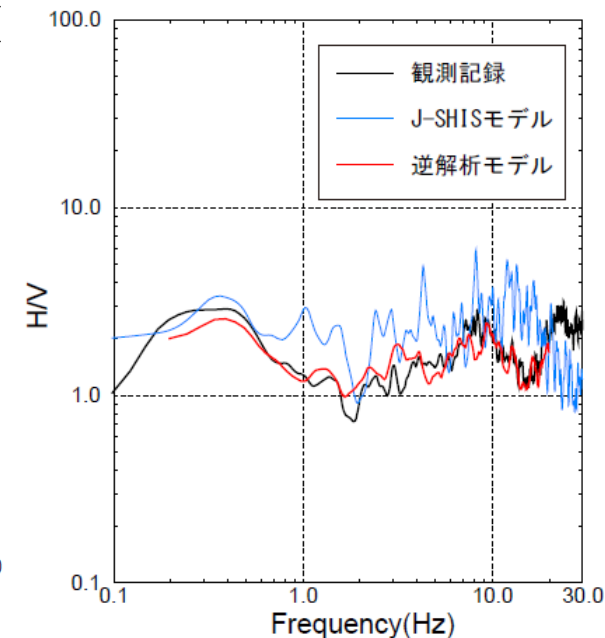
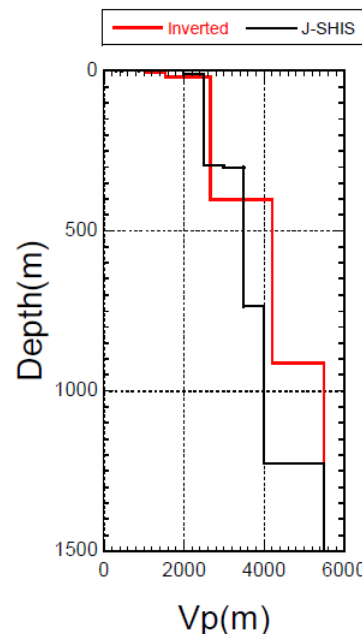
- 同定された地盤モデルは、基盤以深では、地表から深くなるとともに $V_s \cdot V_p$ が大きくなっており、特異な傾向はみられない。なお、地盤モデルの浅部については、微動アレイ観測により推定される地盤モデルと概ね整合している。

Upper Depth (m)	V_s (m/s)	V_p (m/s)	Density (t/m^3)
0	282	1030	1.9
4	767	1549	2.15
20	1489	2663	2.25
401	1810	4210	2.35
913	3100	5500	2.6
1999	3300	5700	2.7
6999	3400	6000	2.75

同定された地盤モデル



同定された地盤モデルとJ-SHISによるモデルの比較



H/Vスペクトルの比較

第1084回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料1-1より抜粋

【栗駒ダム(右岸地山)の地盤構造に関する検討結果】

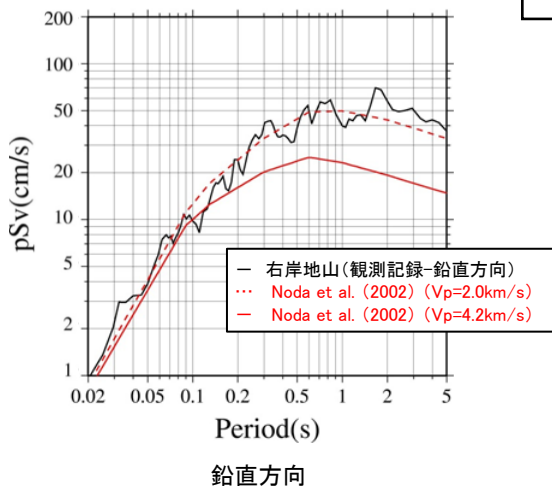
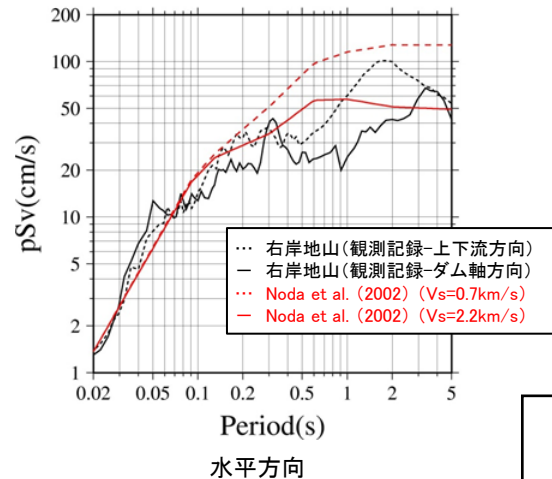
- 栗駒ダム(右岸地山)の地盤については、地質及び速度構造から相応の硬さの地盤であると考えられる。
- 栗駒ダム(右岸地山)観測点は、硬質な岩盤の地表面に設置されていることから、解放基盤表面に相当する観測点であると考えられる。

2.2.3 地震動に関する検討

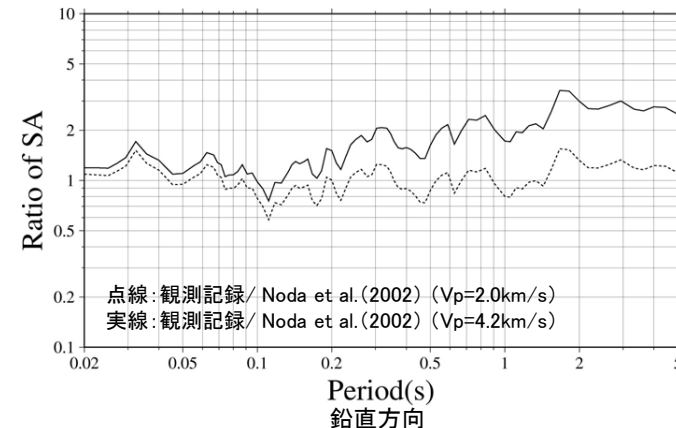
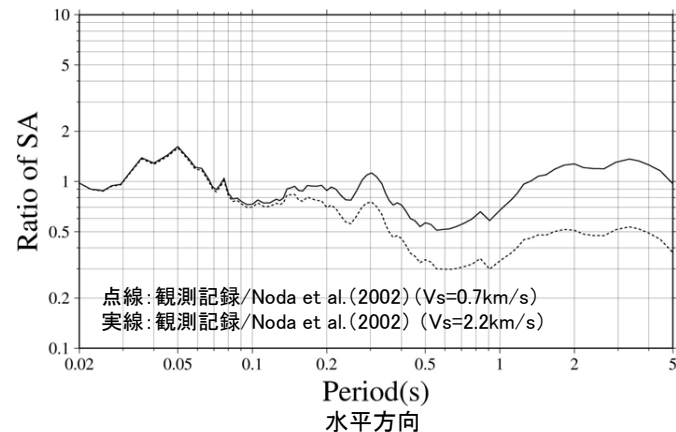
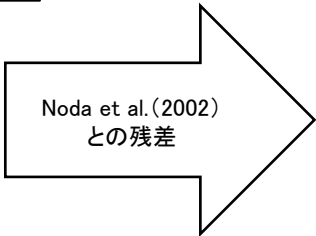
(1) 地震観測記録の分析・評価 g. 栗駒ダムに関する検討③

【栗駒ダム(右岸地山) Noda et al.(2002)を用いた検討】

- Noda et al.(2002)を用いて、栗駒ダム(右岸地山)で得られた岩手・宮城内陸地震観測記録の再現について検討した。等価震源距離算定のための震源モデルは、原子力安全基盤機構(2014)のシナリオ3を用いた($X_{eq}=14.6\text{km}$)。
- 栗駒ダム(右岸地山)については、Noda et al.(2002)で岩手・宮城内陸地震観測記録を短周期側において概ね再現可能。



栗駒ダム(右岸地山)



栗駒ダム(右岸地山)

2.2.3 地震動に関する検討

(1) 地震観測記録の分析・評価 g. 栗駒ダムに関する検討④

【栗駒ダムに関する検討 まとめ】

- 栗駒ダム(右岸地山)の地盤については、地質及び速度構造から相応の硬さの地盤であると考えられる。
- 栗駒ダム(右岸地山)観測点は、硬質な岩盤の地表面に設置されていることから、解放基盤表面に相当する観測点であると考えられる。
- 栗駒ダム(右岸地山)については、Noda et al.(2002)で短周期側において評価可能であり、特異な増幅傾向を示していない地域であると考えられる。
- 栗駒ダム(監査廊)の観測記録には、ダム堤体の影響が含まれていると考えられる。



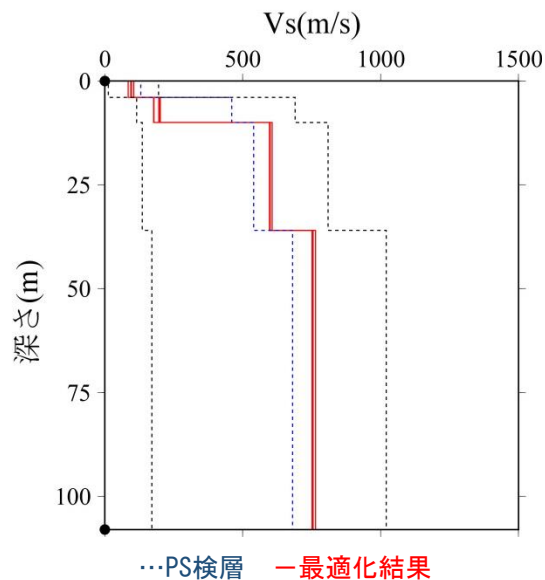
- 栗駒ダム(右岸地山)の観測記録は、基盤地震動として評価可能と考えられ、監査廊の観測記録には、ダム堤体の影響が含まれていると考えられることから、栗駒ダムの観測記録は、右岸地山を採用する。

2. 地域性を考慮する地震動 / 2.2 2008年岩手・宮城内陸地震

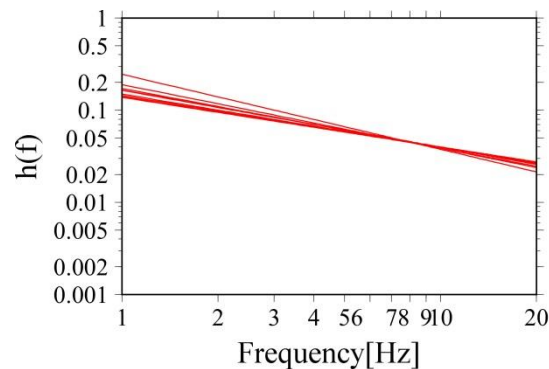
2.2.3 地震動に関する検討

(2) 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動 WTH26(一関東)はぎとり解析のばらつき評価①

- 採用した最適化結果以外の地盤同定ケースの結果をばらつきとみなし、これを用いてはぎとり解析を実施する。
- はぎとり解析にあたり、以下のとおり地盤物性を設定する。
 - V_s は、同定結果にばらつきがみられないことを踏まえ、採用した最適化結果の地盤モデルの V_s にて固定する。
 - 減衰定数については、採用した最適化結果以外の値をばらつきとみなし用いる。



V_s



減衰定数(水平)

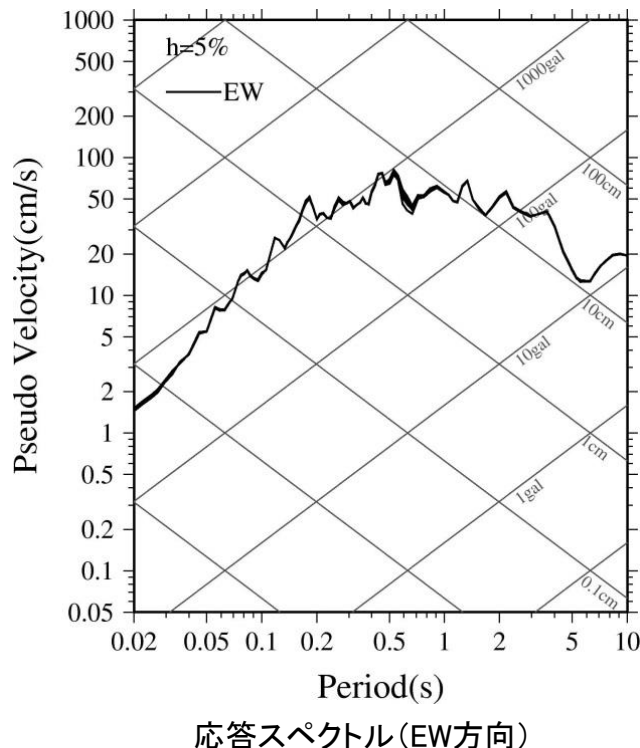
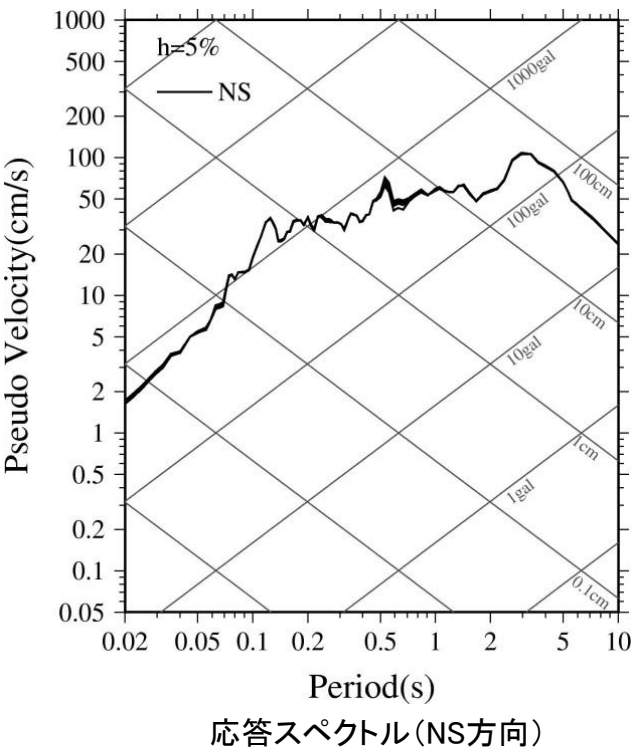
地盤同定結果

2. 地域性を考慮する地震動 / 2.2 2008年岩手・宮城内陸地震

2.2.3 地震動に関する検討

(2) 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動 IWTH26(一関東)はざとり解析のばらつき評価②

➤ IWTH26(一関東)(水平)の地盤同定結果を用いたはざとり解析結果によると、はざとり地震動のばらつきが小さく、最適化ケースによる地震動の最大加速度とはざとり地震動の最大加速度の平均+1σとの比は、NS方向で1.03である。



最大加速度

	NS方向	EW方向
最適化ケースによる地震動	511Gal	476Gal
平均	519Gal	470Gal
平均+1σ	528Gal	477Gal
最適化ケースによる地震動に対する平均+1σの比	1.03	1.00

はざとり解析結果

参考文献(1)

1. 全国共通に考慮すべき地震動

1. 気象庁:震度データベース, <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/>
2. 気象庁報道発表資料(2004.12.14):平成16年12月14日 16時00分 2004年12月14日14時56分の留萌支庁南部の地震について
3. 気象庁報道発表資料(2005.1.11):平成17年1月11日 平成16年12月の地震活動及び火山活動について
4. 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2005.1.12):平成17年1月12日 2004年12月の地震活動の評価 12月14日留萌支庁南部の地震, <http://jishin.go.jp/main/chousa/05jan/p04.htm>
5. 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, 2013年12月
6. 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, 46-86.
7. 佐藤浩章, 芝良昭, 東貞成, 功刀卓, 前田宜浩, 藤原 広行(2013.10):M6クラスの内陸地殻内地震による強震記録の要因解明に向けたK-NET(HKD020)港町観測点での物理探査, 物理探査学会第129回学術講演会講演論文集, 35-38.
8. 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回学術講演会講演論文集, 25-27.

2. 地域性を考慮する地震動

2.1 2000年鳥取県西部地震

1. 気象庁:震度データベース, <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/>
2. 「平成12年(2000年)鳥取県西部地震」の概要, 鳥取地方気象台
3. 気象庁(2000):平成12年10月 地震・火山月報(防災編), 特集2「平成12年(2000年)鳥取県西部地震」
4. 産業技術総合研究所地質図Navi: <https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php>
5. 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.
6. 西村卓也(2014):山陰地方のGNSSデータに認められるひずみ集中帯, 地球惑星科学関連連合2014年連合大会, SSS31-06
7. 西村卓也(2015):山陰地方のひずみ集中帯, 鳥取県地震防災調査研究委員会第1回被害想定部会, 資料1
8. 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.

参考文献(2)

2. 地域性を考慮する地震動

2.2 2008年岩手・宮城内陸地震

1. 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(1999):日本の地震活動-被害地震から見た地域別の特徴<追補版>
2. 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), <http://www.gsi.go.jp/johosystem/johosystem60032.html>
3. 産業技術総合研究所活断層データベース:https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html
4. 社団法人東北建設協会監修(2006):建設技術者のための東北地方の地質
5. 防災科学技術研究所 地すべり分布図:<https://www.j-shis.bosai.go.jp/landslidemap>
6. 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.
7. 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.
8. 核燃料サイクル開発機構(1999):わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分技術的信頼性地層処分研究開発第2次取りまとめ, 分冊1, わが国の地質環境
9. 中野俊・西来邦章・宝田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川辺禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚治・山元孝広・岸本清行 編(2013):日本の火山(第3版), 産業技術総合研究所 地質調査総合センター
10. 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(1), 89-122.
11. Shin Aoi, Takashi Kunugi, Hiroyuki Fujiwara(2008):Trampoline Effect in extreme Ground Motion, Science, Vol.322, 727-730.
12. 東貞成・佐藤浩章・芝良昭(2021):2008年岩手・宮城内陸地震時のKiK-net一関西の基盤入射波に及ぼす深部地盤の影響, 電力中央研究所報告, O20010
13. 大町達夫・井上修作・水野剣一・山田雅人(2011):2008年岩手・宮城内陸地震のKiK-net一関西における大加速度記録の成因の推定, 日本地震工学会論文集, 第11巻, 第1号, 32-47.
14. 入倉孝次郎・倉橋奨(2008):2008年岩手・宮城内陸地震の震源モデルと強震動-なぜ4000ガルの強震動が生成されたのか?- , 日本活断層学会2008年度秋季学術大会, http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/iwate_miyagi_1.html 及び <http://www.kojiro-irikura.jp/pdf/katudansougakkai2008.pdf>
15. 田原徹也・大町達夫(2010):観測記録に基づく中央コア型ロックフィルダムの非線形地震応答特性, 土木学会第65回年次学術講演会, 1299-1300.
16. 独立行政法人防災科学技術研究所地震J-SHIS:地震ハザードステーション(Japan Seismic Hazard Information Station, 略称: J-SHIS)(オンライン), <http://www.j-shis.bosai.go.jp/>
17. 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
18. 独立行政法人原子力安全基盤機構(2014):基準地震動策定のための地震動評価手引き:震源極近傍の地震動評価