

東通原子力発電所  
震源を特定せず策定する地震動の評価について  
(地域性を考慮する地震動)  
(コメント回答)

2023年7月20日  
東北電力株式会社

## 審査会合におけるコメント

No.	コメント時期	コメント内容	今回ご説明資料の掲載箇所
S228	2023年5月19日 第1147回審査会合	2008年岩手・宮城内陸地震の震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討において、「地域性を考慮する地震動」が定められた経緯を踏まえ、類似性の評価の考え方について整理すること。	p.3, 6, 37, 43
S229	2023年5月19日 第1147回審査会合	2008年岩手・宮城内陸地震の観測記録について、収集した観測記録を加藤ほか(2004)との比較から、分析・評価する観測記録を抽出しているが、標準応答スペクトルは、加藤ほか(2004)も含めて評価された結果であることを踏まえ、比較対象として標準応答スペクトルを使用した方が適切ではないか。	p.44, 45, 59, 61, 62, 64, 68, 72～76, 88, 104～107, 109, 110, 125, 156～158, 160
S230	2023年5月19日 第1147回審査会合	震源を特定せず策定する地震動として考慮する地震動のうち、一関東は水平方向のみの設定としていることから、鉛直方向の評価方針を説明すること。	p.165

# 基準地震動の策定全体フローと本資料の説明範囲

## 敷地周辺の地震発生状況

- ・ 被害地震
- ・ 敷地周辺で発生したM5.0以上の地震
- ・ 敷地周辺で発生したM5.0以下の地震
- ・ 震源として考慮する活断層



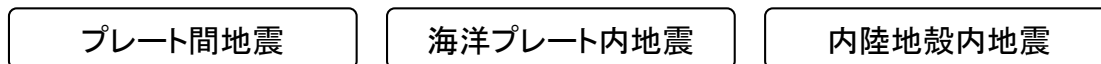
## 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

- ・ 地質調査, 観測記録等による敷地地盤の振動特性の検討
- ・ 経験的グリーン関数法に用いる地下構造モデル(はぎとり地下構造モデル)の設定
- ・ 統計的グリーン関数法に用いる地下構造モデルの設定
- ・ 理論的手法に用いる地下構造モデルの設定

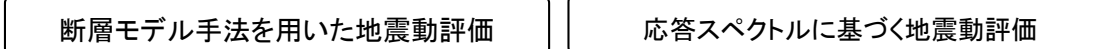


## 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

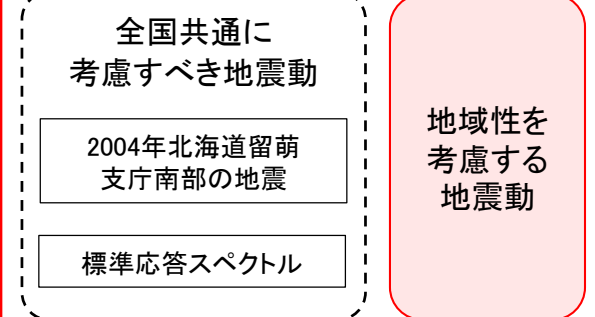
### ①検討用地震の選定, 断層モデルの設定



### ②地震動評価



## 震源を特定せず策定する地震動



## 基準地震動の策定

「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」と「震源を特定せず策定する地震動」の評価結果を踏まえて策定



## 基準地震動の超過確率の参照

特定震源モデル及び領域震源モデルに基づき地震ハザード評価を実施

凡例  : 本資料の説明箇所  : 説明済の箇所  : 今後の説明箇所

# 2014年6月申請以降の審議等を踏まえた反映事項

S228

2014年6月申請内容	審議等を踏まえた反映事項
<ul style="list-style-type: none"><li>加藤ほか(2004)による応答スペクトルにNoda et al.(2002)の方法により求めた地盤増幅特性を考慮して、震源を特定せず策定する地震動の応答スペクトルを設定した。</li></ul>	<ul style="list-style-type: none"><li>➤ 「地域性を考慮する地震動」について検討を行い、震源を特定せず策定する地震動を設定した。<ul style="list-style-type: none"><li>✓ 「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、2000年鳥取県西部地震及び2008年岩手・宮城内陸地震を対象に検討を行った。</li><li>✓ 2000年鳥取県西部地震の震源域と敷地周辺は、地域差が認められることから、観測記録収集対象外とした。</li><li>✓ 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域と敷地周辺は、地域差は認められるものの、地質・地質構造において類似点が認められるほか、地震地体構造に一部類似するといった共通性も認められることから、2008年岩手・宮城内陸地震を観測記録収集対象として選定した。</li><li>✓ 2008年岩手・宮城内陸地震による栗駒ダム, KiK-net金ヶ崎, KiK-net一関東(水平)の観測記録に基づく基盤波の検討結果を踏まえて、保守性を考慮した地震動を震源を特定せず策定する地震動に考慮した。</li></ul></li></ul>

# 目次

1. 検討概要	.....	5
2. 2000年鳥取県西部地震	.....	7
2.1 震源域の地域性についての検討	.....	8
2.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討	.....	14
3. 2008年岩手・宮城内陸地震	.....	18
3.1 震源域の地域性についての検討	.....	19
3.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討	.....	32
3.3 地震動に関する検討	.....	44
3.3.1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見	.....	47
3.3.2 地震観測記録の収集	.....	58
3.3.3 地震観測記録の分析・評価	.....	75
3.3.4 基盤波の選定	.....	158
3.3.5 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動	.....	160
4. 地域性を考慮する地震動の評価結果	.....	166
参考文献	.....	169

# 1. 検討概要

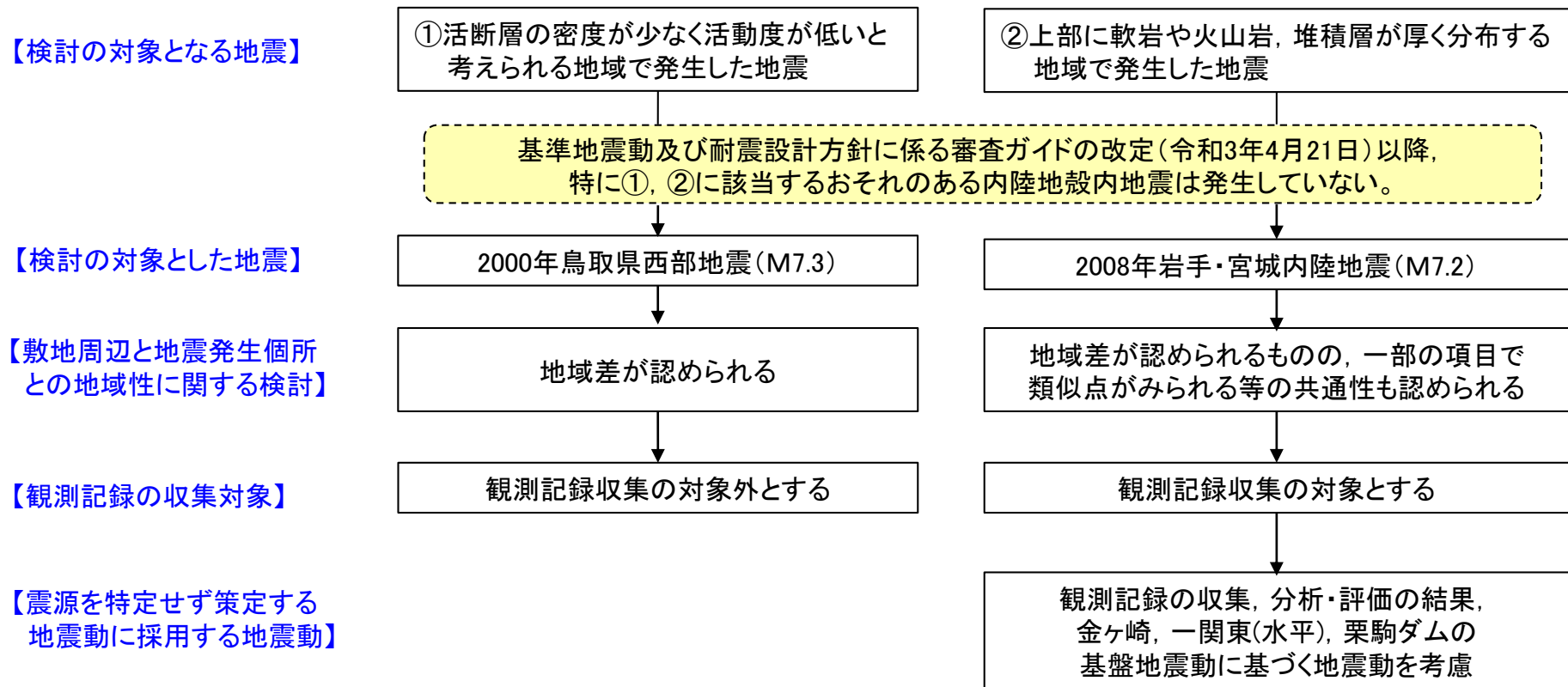
---

# 1. 検討概要

## (1) 全体フロー

S228

- 「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、「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対象に、「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・宮城内陸地震を対象に敷地周辺との地域差について検討を行った。
- 検討の結果、東通原子力発電所においては、2008年岩手・宮城内陸地震と敷地周辺には、地域差は認められるものの、地質・地質構造において類似点が認められるほか、地震地体構造に一部類似するといった共通性も認められることから、2008年岩手・宮城内陸地震を観測記録収集対象として選定する。
- 2008年岩手・宮城内陸地震について、対象となる地震観測記録を収集し、分析・評価した結果、KiK-net金ヶ崎、KiK-net一関東(水平)、栗駒ダムの基盤地震動に基づく地震動を考慮する。



## 2. 2000年鳥取県西部地震

---

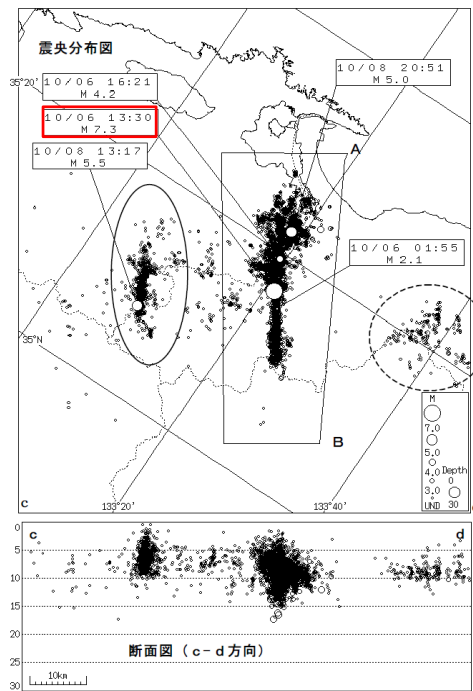
- 2. 1 震源域の地域性についての検討
- 2. 2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討



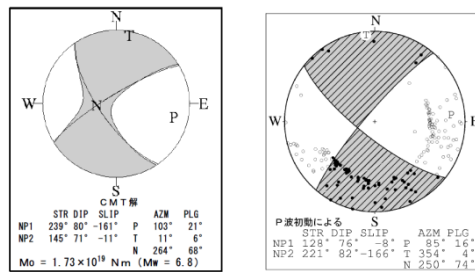
## 2.1 震源域の地域性についての検討 (1)2000年鳥取県西部地震の概要

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

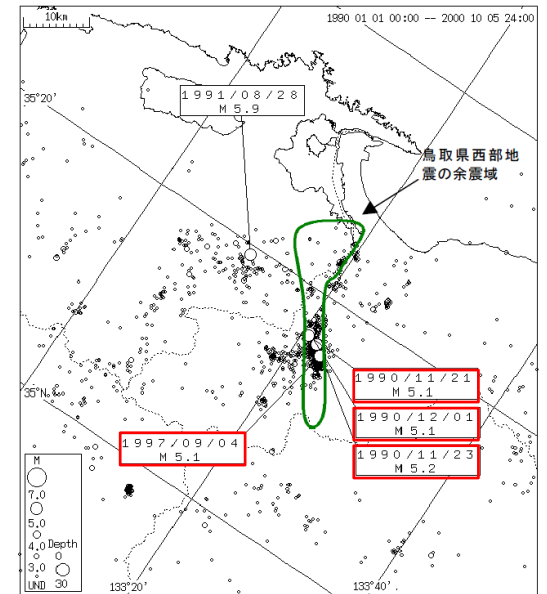
(気象庁震度データベースによる)



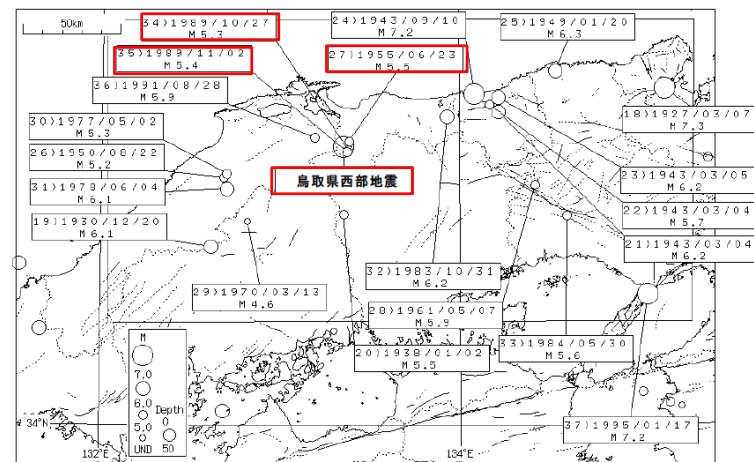
震央分布図  
(2000年10月1日～10月31日)



発震機構  
(CMT解及びP波初動による解)



過去の被害地震(1926年～2000年)



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)〕

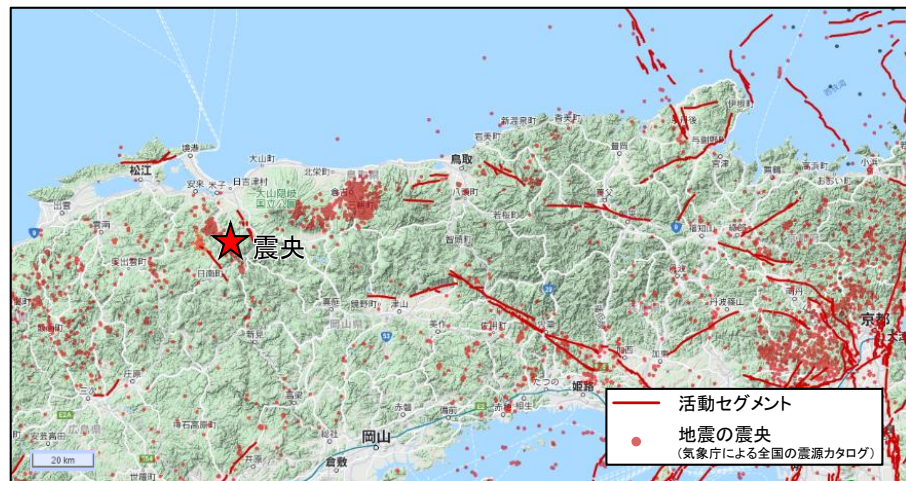
〔気象庁 平成12年10月 地震・火山月報(防災編)に一部加筆〕

- 地震概要
- ・負傷者 138名, 全壊家屋 371棟
  - ・余震 北北西-南南東方向に約30km分布
  - ・発震機構 東西方向圧縮軸 左横ずれ断層型
  - ・1990年, 1997年に今回の余震域でM5クラスが発生
  - ・1926年以降今回の震源近傍で3つ被害地震が発生

## 2.1 震源域の地域性についての検討 (2) 震源域周辺の活断層の特徴

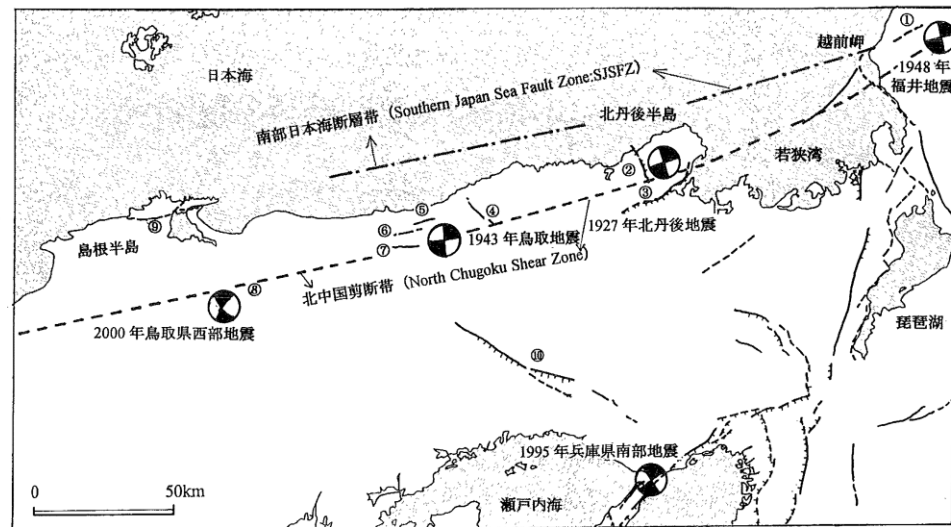
### 【岡田(2002)要約】

- 文献では、震源域周辺に活断層は記載されていない。
- 震源域周辺を含む山陰地方は、WNW-ESE方向の圧縮場のもとでENE-WNWとNNW-SSEの方向の横ずれ断層が卓越するとされている。
- 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。



震源付近の活断層及び震央分布

〔産業技術総合研究所 活断層データベースに一部加筆〕



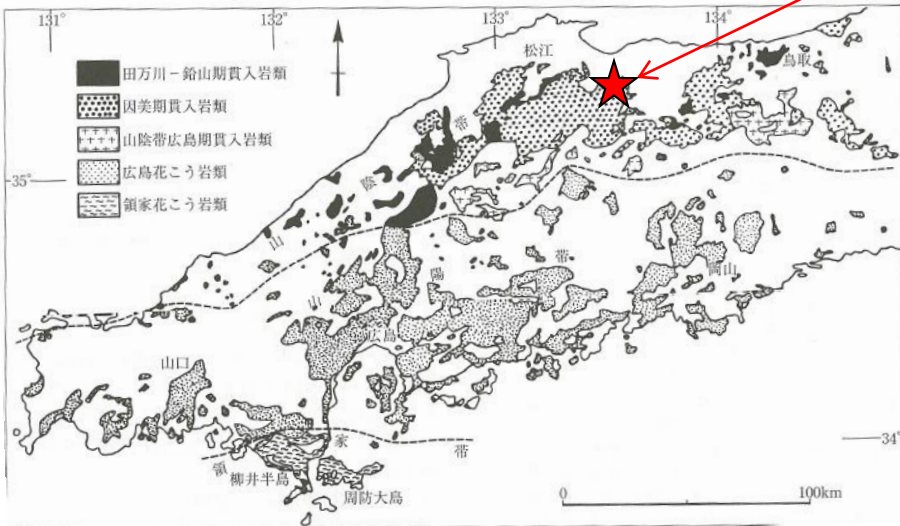
第1図 山陰地域の主な地震の発震機構解と活断層

主な活断層 ①更毛断層, ②郷村断層帯, ③山田断層帯, ④雨滝-釜戸断層帯, ⑤吉岡断層, ⑥鹿野断層, ⑦岩坪断層, ⑧鳥取県西部地震域の断層位置, ⑨鹿島断層, ⑩山崎断層帯, 内陸大地震(M7.3以下)の発震機構解(上半球投影)は地震断層を伴った1927年以降のみ示す。Gutscher and Lallemand (1999)の北中国剪断帯(North Chugoku Shear Zone), Itoh *et al.*(2002)の南部日本海断層帯(Southern Japan Sea Fault Zone:SJSFZ)の位置を図示。

〔岡田(2002)〕

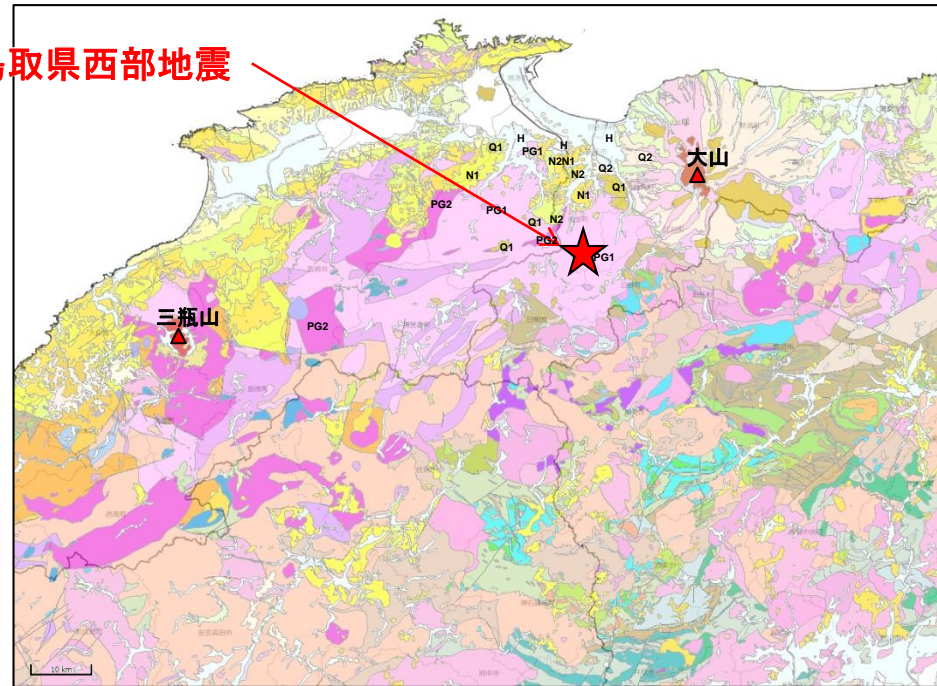
## 2. 1 震源域の地域性についての検討 (3) 震源域周辺の地質の特徴

- 震源域周辺は、白亜紀から古第三紀の花崗岩類が広く分布しており、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おり、これらの岩脈の特徴として、貫入方向が今回の震源断層に平行である北西-南東方向であることが挙げられる。[井上ほか(2002)]
- 震源域周辺は、明瞭な断層変位の少ない地域とされている。[堤ほか(2000)]



中国地方における白亜紀～古第三紀貫入岩類の分布  
[日本の地質増補版編集委員会編(2005)に一部加筆]

鳥取県西部地震

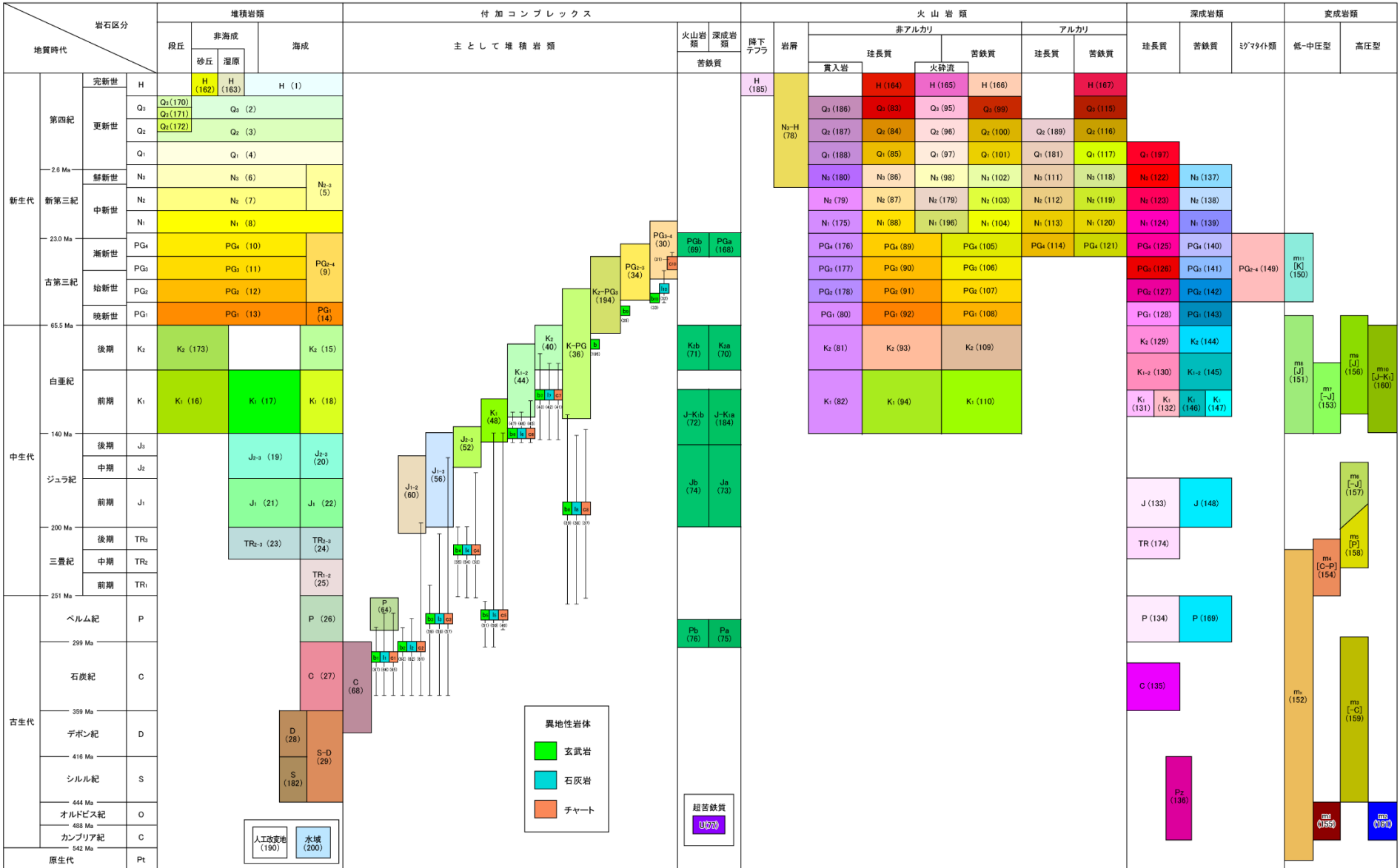


震源周辺のシームレス地質図  
[産業技術総合研究所 地質図Naviiに一部加筆]

# 2.1 震源域の地域性についての検討 (3) 震源域周辺の地質の特徴(シームレス地質図凡例)

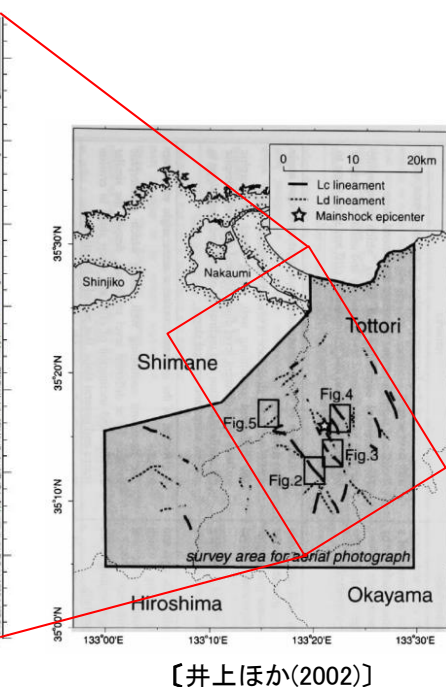
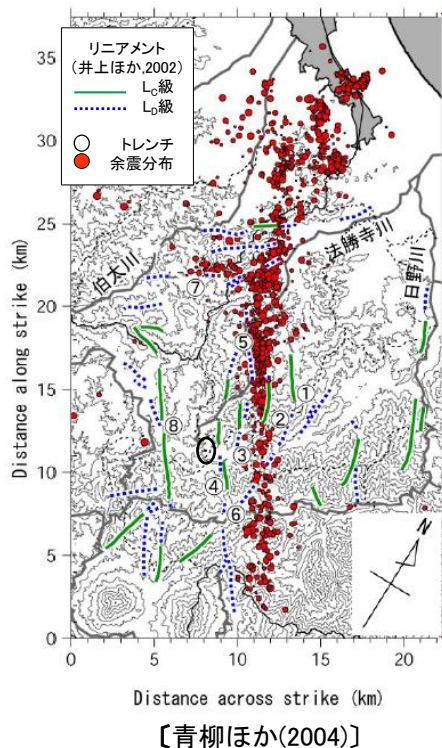
凡例：20万分の1日本シームレス地質図全国統一

Ma: 百万年



## 2. 1 震源域の地域性についての検討 (4) 震源域のリニアメントと余震分布

- 伏島ほか(2001)では、鳥取県西部地震により、長さ約6kmの地震断層が確認されたとしている。
- 堤ほか(2000)では、震源周辺で、地形に左ずれ屈曲を与えている2条の推定活断層と、最新の地質時代の断層変位地形が伴っていない長さ4km未満の北西-南東走向の複数のリニアメントを判読している。このうち、推定活断層に沿っては、花崗岩中に断層露頭を確認している。
- 井上ほか(2002)では、鳥取県西部地震の震源域周辺で、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、これらが震源断層の方向と一致するとされている。
- 堤(2009)では、鳥取県西部地震の震源域に、震源断層と同じ走向の推定活断層やリニアメントが高密度に分布することから、これらが地下の活断層の地表表現である可能性が高いとしている。
- 垣見(2010)では、堤ほか(2000)、井上ほか(2002)によるリニアメント分布の特徴から、鳥取県西部地震の震央域では若い未成熟な断層が並列的に現れ、その一部が地震断層として地表まで達したとされている。



### 〔井上ほか(2002)要約〕

- 鳥取県西部地震の震源周辺では、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、これらは想定されている震源断層の方向と一致している。
- リニアメント沿いで多くの断層露頭が確認され、これらの断層の一部は第四紀層を変位させている。
- 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おり、地下では収斂し、震源断層になる。
- 若い未成熟な断層であり、地表近くまで破壊が進行したものの地表に明瞭な地震断層は出現しなかった。



## 2. 1 震源域の地域性についての検討 (5)2000年鳥取県西部地震の概要と特徴

### 震源域の概要

- 鳥取県西部地震は、北西－南東走向の横ずれ(左横ずれ)断層による地震とされている〔気象庁(2000)〕。
- 震源域周辺を含む山陰地方は、WNW-ESE方向の圧縮場のもとでENE-WNWとNNW-SSEの方向の横ずれ断層が卓越する〔岡田(2002)〕。
- 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〔岡田(2002)〕。
- 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繁に分布している〔井上ほか(2002)〕。また、明瞭な断層変位基準の少ない地域とされている〔堤ほか(2000)〕。
- 鳥取県西部地震後に実施された堤ほか(2000)、井上ほか(2002)の調査では、鳥取県西部地震の震源周辺において、左横ずれを示唆する短く断続する推定活断層及びリニアメントを判読し、リニアメント周辺で断層露頭を確認している。

### 震源域の特徴

震源域周辺は活断層の発達過程でみると未成熟な状態であり、また、明瞭な断層変位基準の少ない地域とされていることから、活断層の認定が難しい地域と判断される。



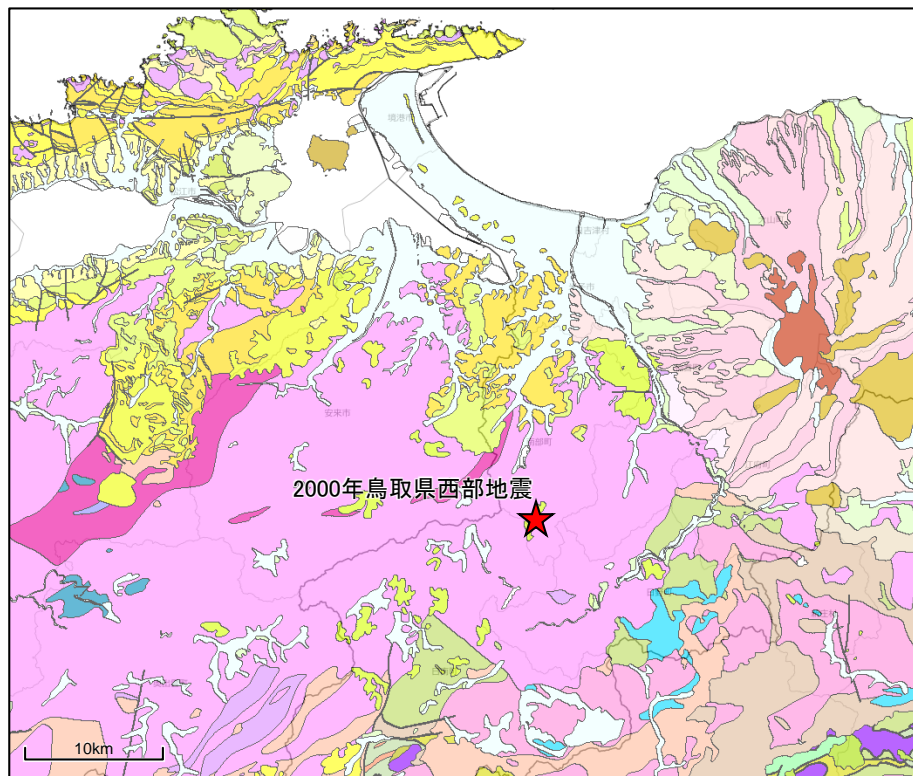
2000年鳥取県西部地震震源域の特徴を踏まえ、以下の観点から敷地周辺との地域差を比較・検討する。

- ①地質・地質構造
- ②第四系の分布・地形等
- ③地震地体構造
- ④ひずみ集中帯

## 2.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

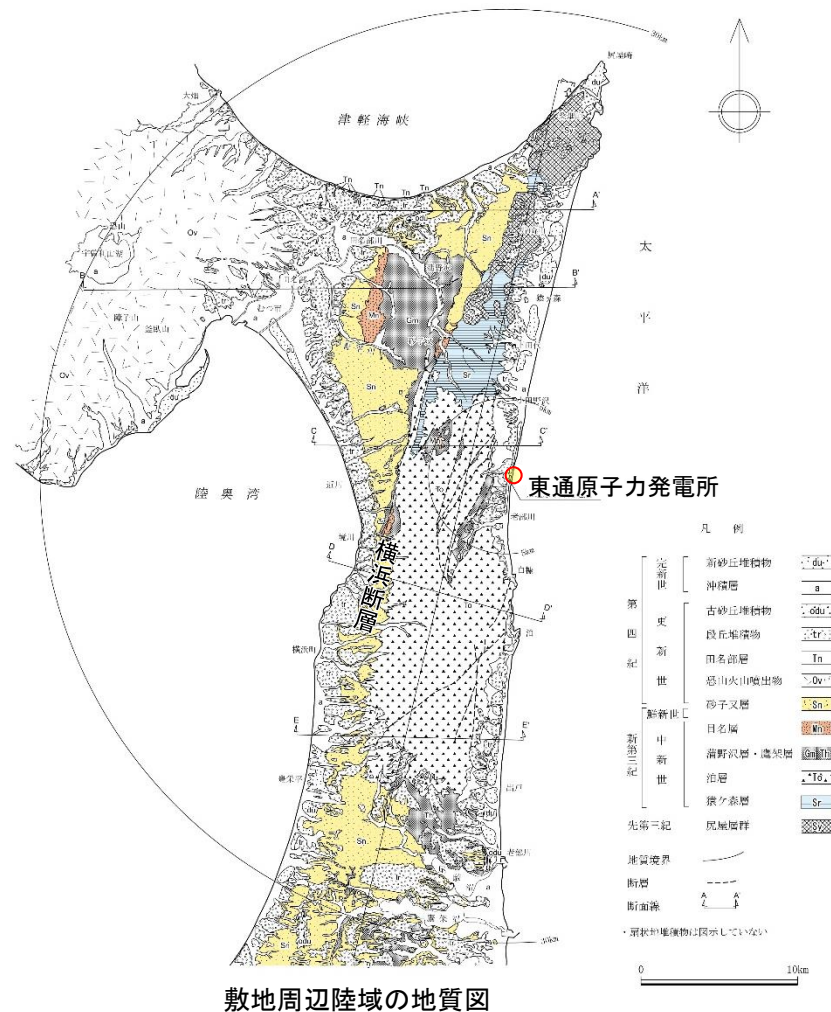
### ①地質・地質構造, ②第四系の分布・地形等による比較・検討

- 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繁に分布している。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

## 2.2 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。

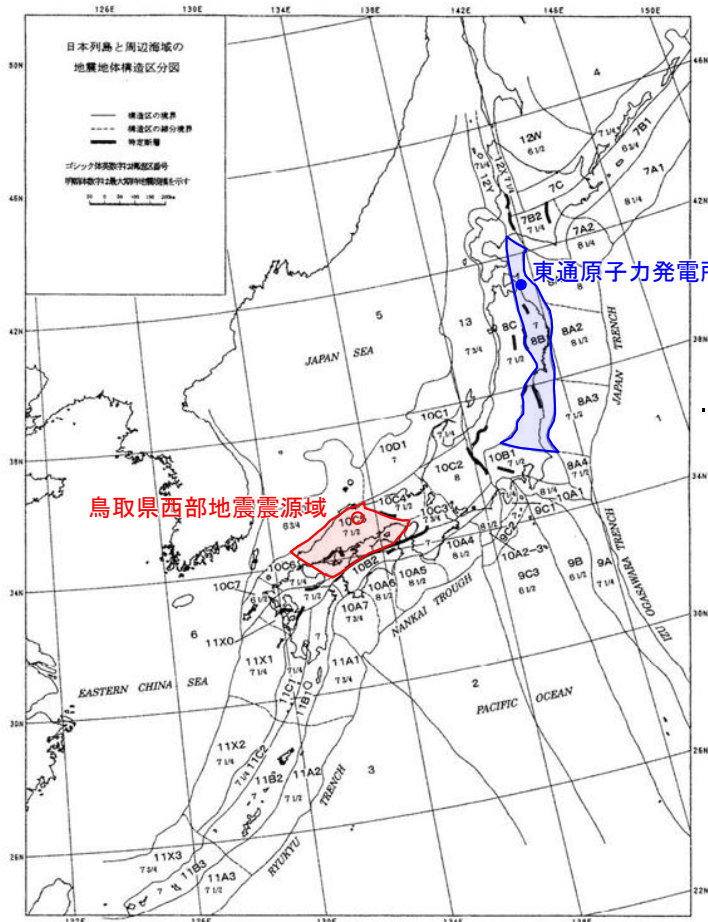


Fig. 1. Seismotectonic province map in and around the Japanese islands. Boldfaced sign is the symbol of province. Roman-type numeral represents the expected maximum earthquake magnitude ( $M_{max}$ ) assigned to each province. Solid line: boundary between provinces. Broken line: boundary between subprovinces.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

地震地体構造区分図

#### 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) 逸例大・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	深海平坦面と海溝断層面	大、長、A、逆・正。日本海溝に平行(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 ・1938年福島沖 7.5 ・1896年慶島 7.3	7 1/2	
8A4 房総沖大断層面	階段状平坦面をもつ海溝断層面、東西性海溝逆断層	中、長、A?、逆・正。日本海溝に沿い(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 ・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 ・1895年鹿ヶ井 (M7.2) および ・1902年三戸 (M7) はやや強い (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 ・西頸平野西縁断層帯 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年羽後・津軽 7.1 ・1704年羽後・津軽 7 ± 1/4 ・1804年会津 7 ± 0.1 ・1694年船代 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〕 根手盆地東縁断層帯 (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〕
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年安芸備 (s) 7 1/4 ・1872年熊田 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] 〔WG2000は25 kmを標示〕
10C6 北九州・香岐	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年香岐対馬 7.0 ・1898年福岡県西部 6.0	7 1/4	畿上にはなし

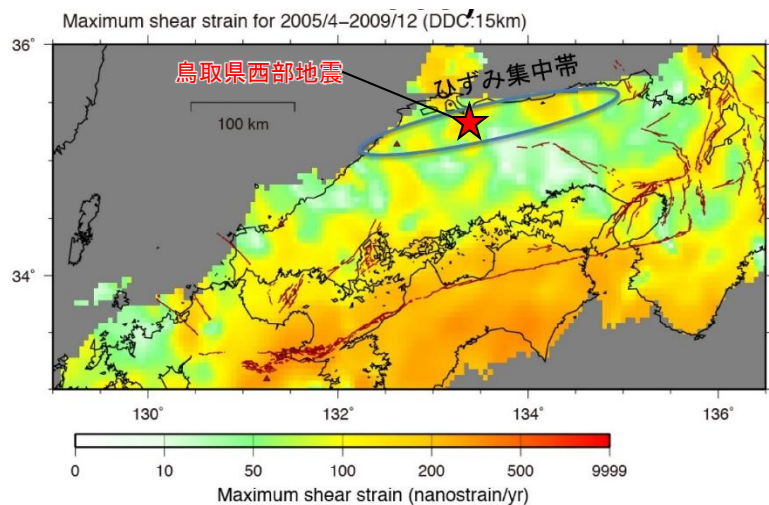
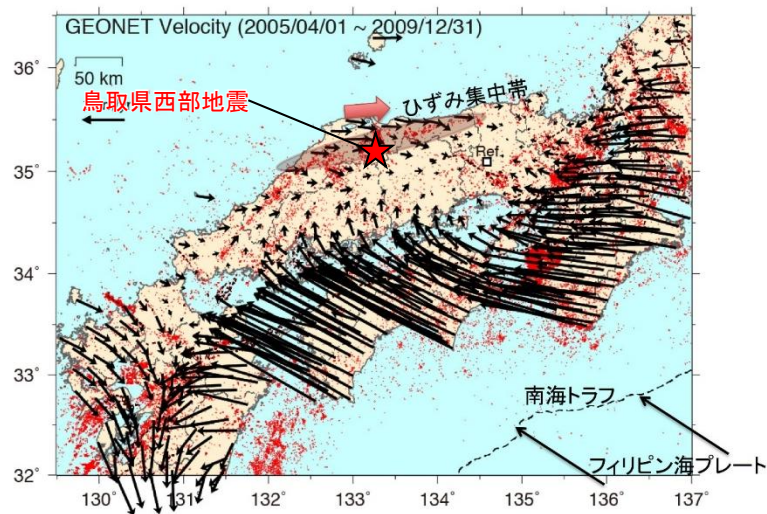
垣見ほか(2003)に一部加筆



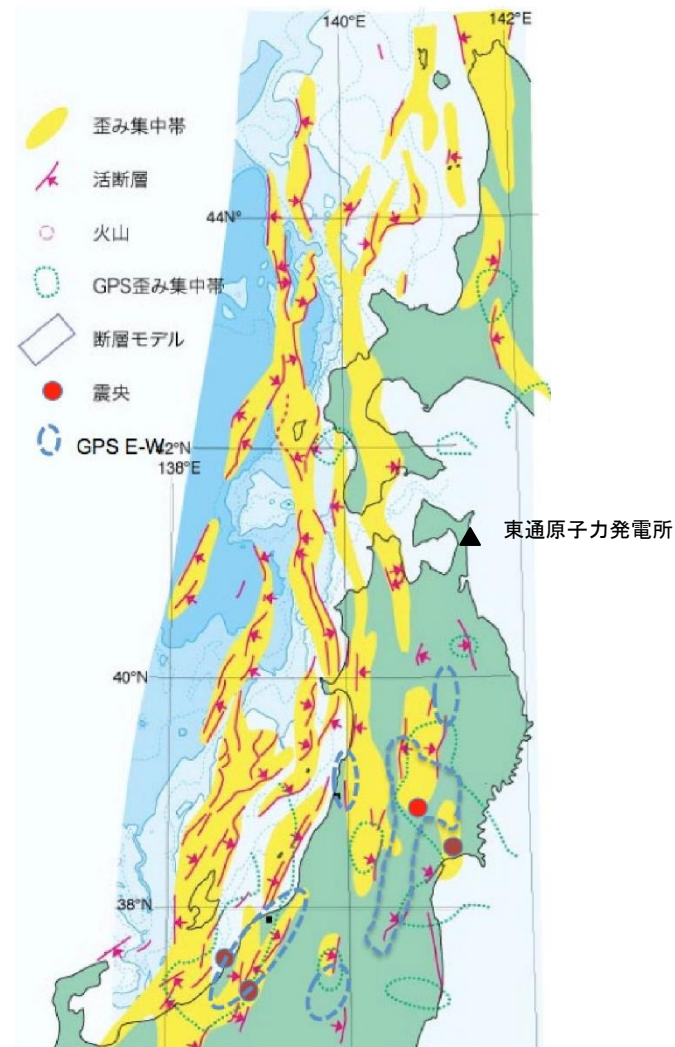
## 2. 2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

### ④ひずみ集中帯による比較・検討

- 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

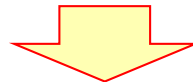


地質学的ひずみ集中帯等分布図  
産業技術総合研究所(2009)に一部加筆

## 2.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討 2000年鳥取県西部地震震源域との地域性の比較・検討結果

[凡例] ○:類似性有り, △:類似性低い～一部有り, ×類似性なし

項目	類似性	鳥取県西部地震の震源域	東通原子力発電所敷地周辺
①地質・地質構造	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>•WNW-ESE方向の圧縮応力による横ずれ断層型。</li> <li>•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繁に分布。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>•東西圧縮応力による逆断層型。</li> <li>•主に新第三紀の火山岩類、堆積岩類や第四紀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。</li> </ul>
②第四系の分布・地形等	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>•明瞭な断層変位基準の少ない地域である。</li> <li>•文献[岡田(2002)]では、震源域周辺に活断層は記載されていない。</li> <li>•第四紀中期以降に新たな断層面が形成され活断層が発達しつつある(活断層の成熟度が低い)。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>•変位基準となる海成段丘面が広く認められる。</li> <li>•敷地周辺には横浜断層等が認められ、地形-地質調査等から活断層の認定が可能。</li> </ul>
③地震地体構造	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>•[内帯] 中国山地・瀬戸内海(10C5):安定隆起域</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>•[外帯] 東北日本弧外帯(8B):外弧隆起帯の安定域</li> </ul>
④ひずみ集中帯	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>•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分布する。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>•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分布する。</li> </ul>



2000年鳥取県西部地震は、その震源域と敷地周辺について、地域差の観点で整理を実施した結果、横ずれ断層型と逆断層型の違いや活断層の成熟度の違い等、地域差が認められると判断されることから、観測記録収集対象外の地震とする。

## 3. 2008年岩手・宮城内陸地震

---

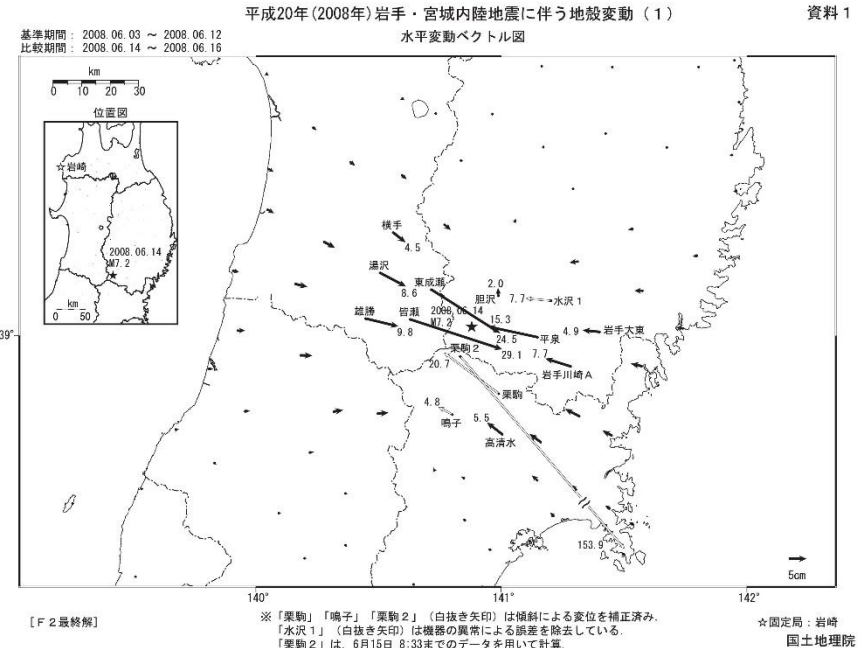
- 3. 1 震源域の地域性についての検討
- 3. 2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討
- 3. 3 地震動に関する検討
  - 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見
  - 3. 3. 2 地震観測記録の収集
  - 3. 3. 3 地震観測記録の分析・評価
  - 3. 3. 4 基盤波の選定
  - 3. 3. 5 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動

### 3. 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。

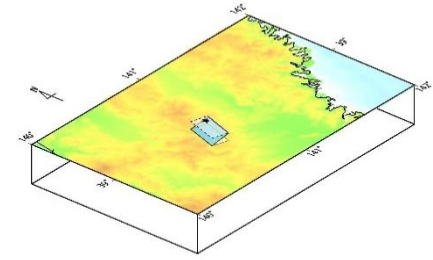


「日本の地震活動」[地震調査研究推進本部(1999)に一部加筆]



#### GPSで測定された水平変動[国土地理院(2008)]

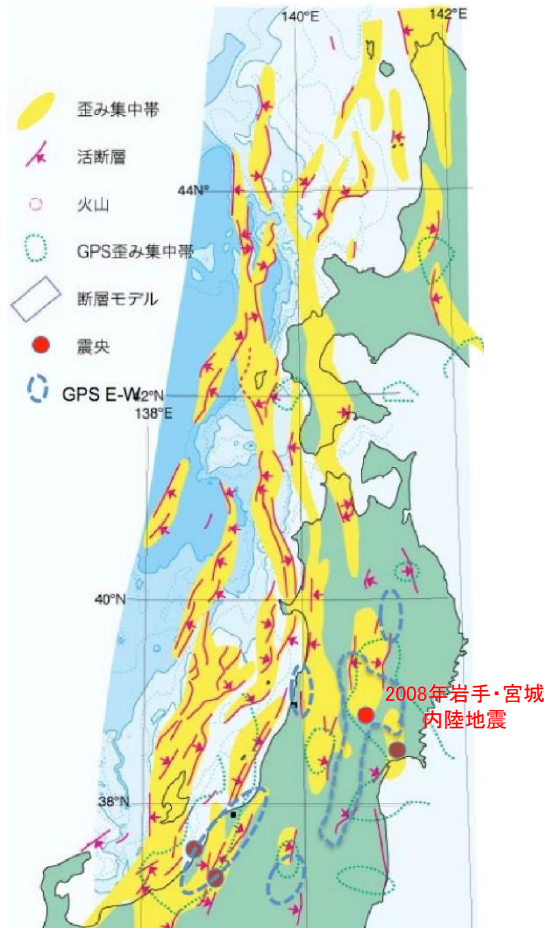
平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震の震源断層モデルの概念図



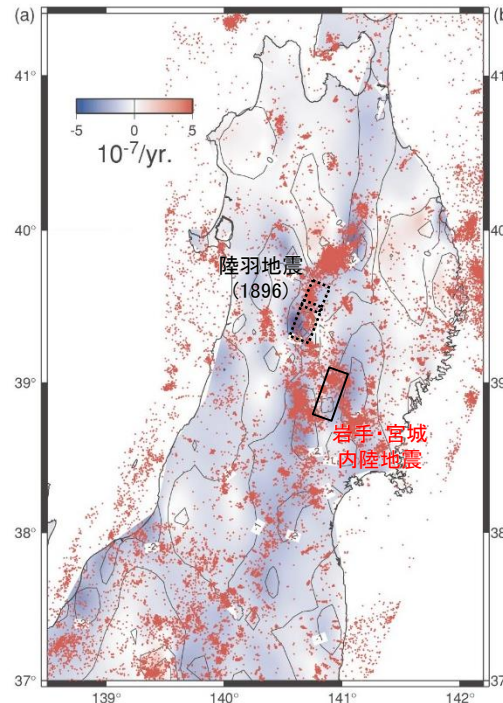
地殻変動から推定された断層モデル  
[国土地理院(2008)]

### 3. 1 震源域の地域性についての検討 (2) ひずみ集中帯

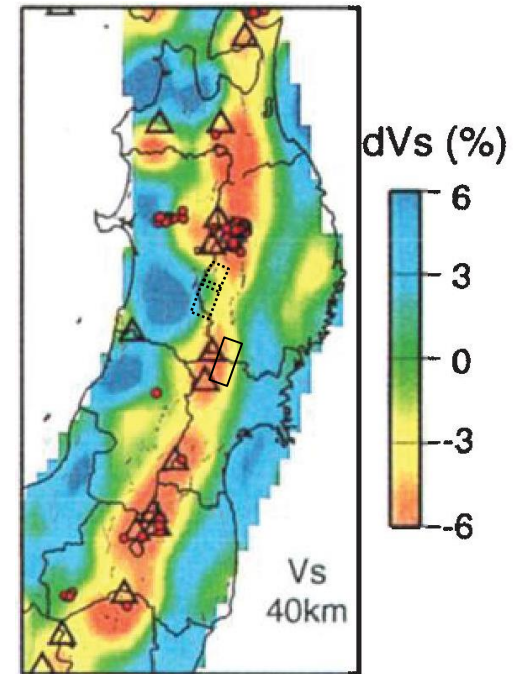
- 東北日本弧の第四紀テクトニクスは、東西圧縮応力による逆断層の活動に特徴づけられる。
- 産業技術総合研究所(2009)では、岩手・宮城内陸地震は、地質学的ひずみ集中帯と、測地的ひずみ集中帯の重なったところで発生するとしている。



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〕



(a)東西ひずみ速度分布図  
〔Miura et al.(2004)に一部加筆〕



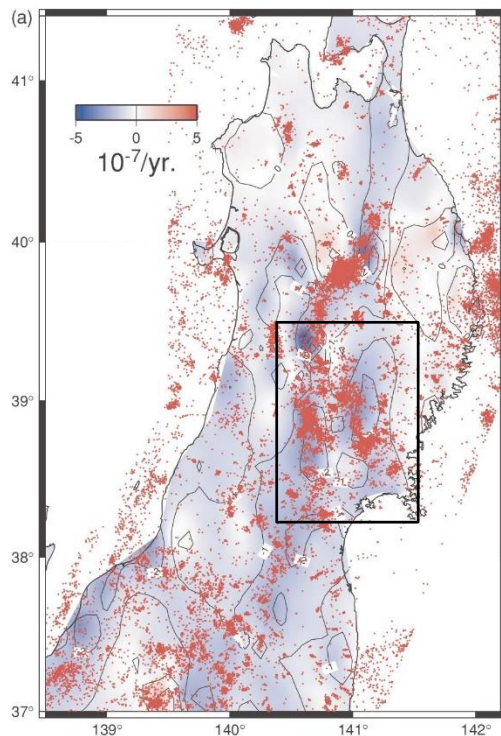
(b)S波速度構造  
〔Nakajima et al.(2001)に一部加筆〕

(a)GPSデータから求めた東西ひずみ速度分布。期間は1997年～2001年。実線の口は岩手・宮城内陸地震の余震域を示す。赤点は同じ期間に発生した長さ40kmより浅い微小地震の震源を示す。陸地の細線はひずみ速度の等値線。  
(b)地震波トモグラフィーによる深さ40kmでのS波速度偏差分布。△は活火山。

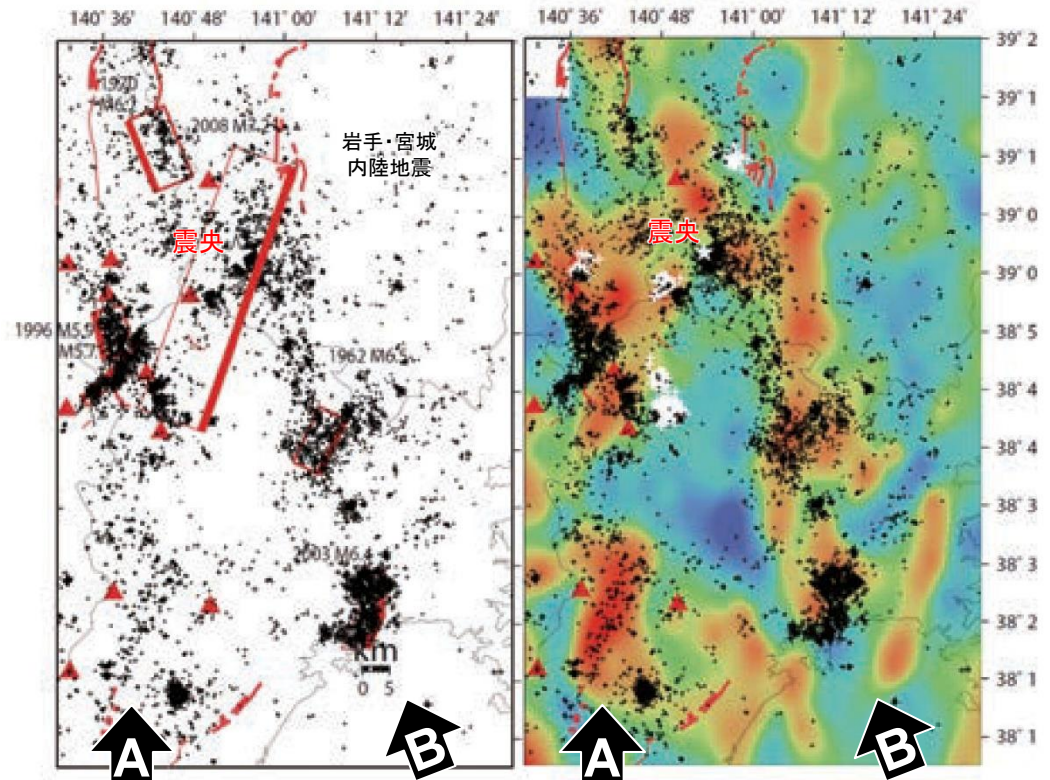
### 3. 1 震源域の地域性についての検討 (3) 地震活動と地震波速度構造

#### 【岡田ほか(2008)要約】

- これまでも活発な地震活動が見られた東北脊梁山地ひずみ集中帯で発生した。
- 東北脊梁山地ひずみ集中帯では、1896年陸羽地震(M7.2), 1970年秋田県南東部地震(M6.2)など規模の大きな地震, さらには微小地震も集中して発生している。
- 今回の地震の断層面上の本震震源付近では、1999年から2000年にかけて先駆的な地震活動がみられた。



東西ひずみ速度分布図及び  
震源分布図(1997~2001年)  
〔Miura et al.(2004) に一部加筆〕



脊梁山地に沿う  
地震活動帯

南南東-北北西方向  
の地震活動帯

震源分布図(1997~2008年)

深さ24kmのS波速度偏差分布図

〔岡田ほか(2008)に一部加筆〕

### 3. 1 震源域の地域性についての検討

#### (4) 2008年岩手・宮城内陸地震の震源断層の概要

- 岩手・宮城内陸地震は、奥羽脊梁山地のうち栗駒山火山を中心とする火山帯で発生した大規模地震であり、それまで活断層が認定されていなかった地域で発生した内陸地殻内地震とされている。〔堤ほか(2010), 遠田ほか(2010)〕
- この地震は「山地境界断層」, 「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、東西圧縮応力場で逆断層として再活動したものとされている。〔東京大・東北大・岩手大(2008), 佐藤ほか(2008)〕

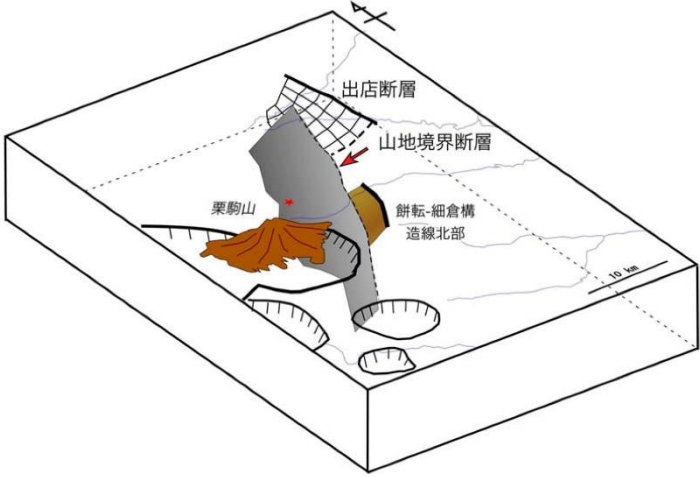
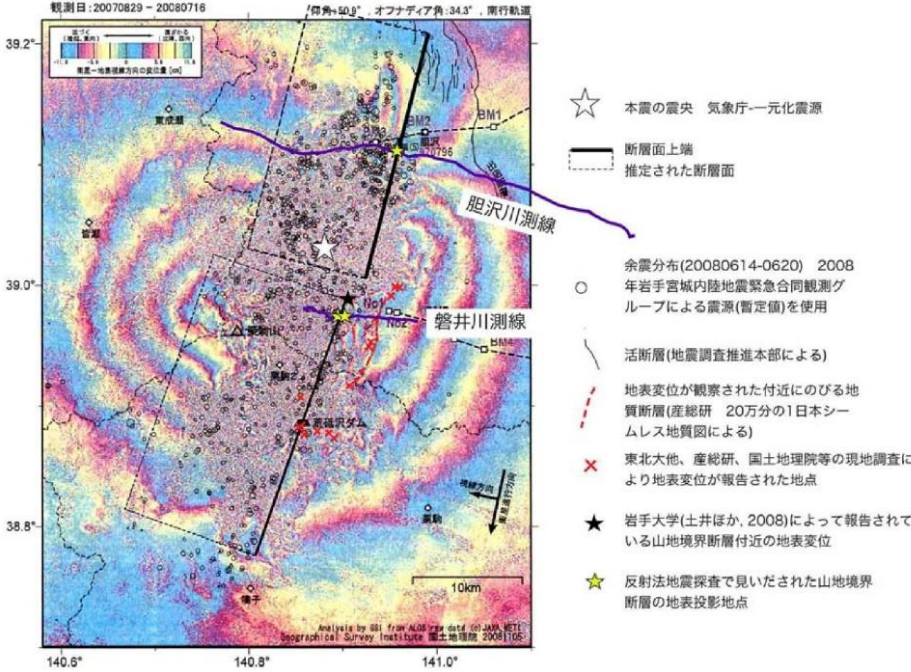


図5. 震源域の地殻構造概念図.

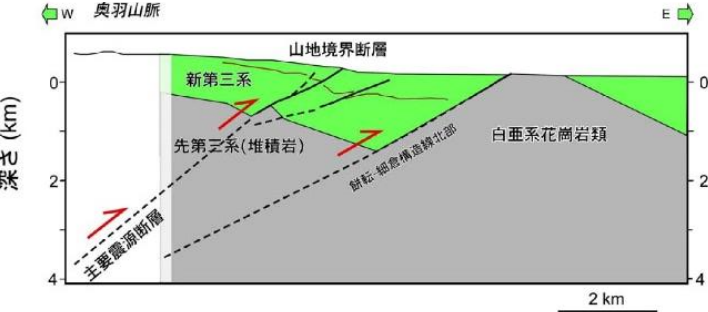
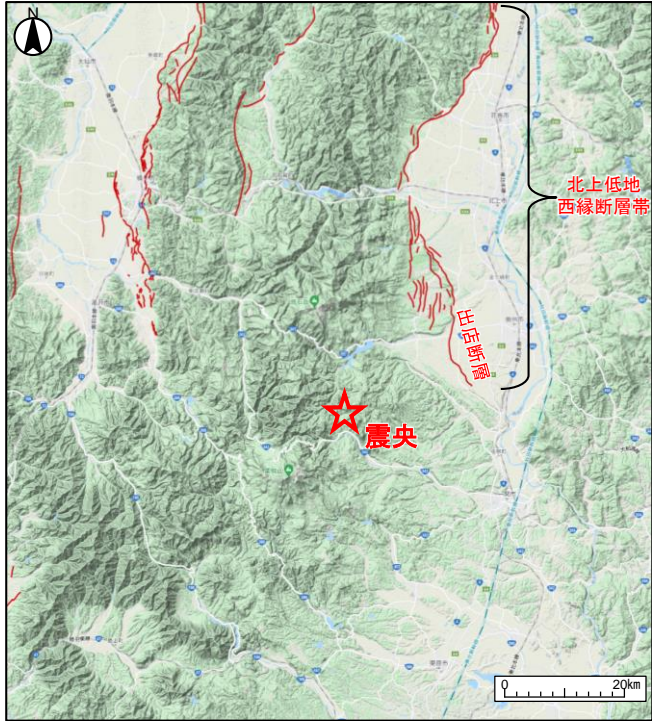
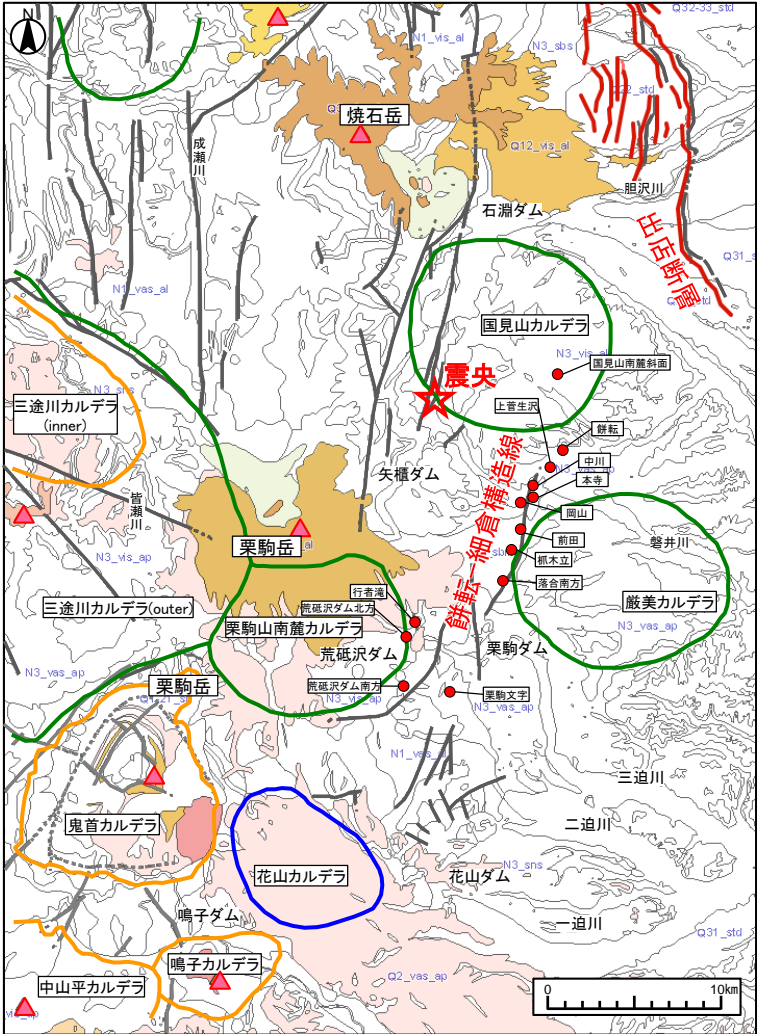


図3. 磐井川測線沿いの断層形状概念図.

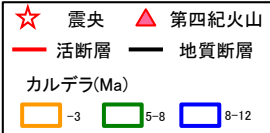
〔東京大・東北大・岩手大(2008)〕

### 3. 1 震源域の地域性についての検討 (5) 活断層の分布

- ▶ 余震域東縁の北方延長には、北上低地西縁断層帯が認められており、本地震は、主要(長大)活断層帯の延長部で発生している。
- ▶ また、震源周辺には餅転-細倉構造線のほか、多くの地質断層が認められている。



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〕



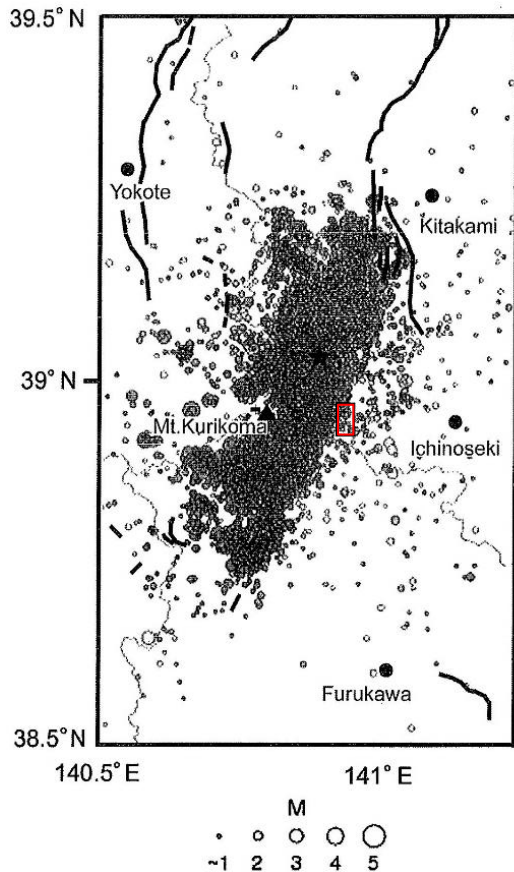
2008年岩手・宮城内陸地震震源周辺の地質構造図  
〔布原ほか(2008)のカルデラ分布, 遠田ほか(2010)の断層痕跡分布(●)を産業技術総合研究所「20万分1シームレス地質図」に一部加筆〕



### 3. 1 震源域の地域性についての検討 (6) 変位地形①

【鈴木ほか(2008)要約】

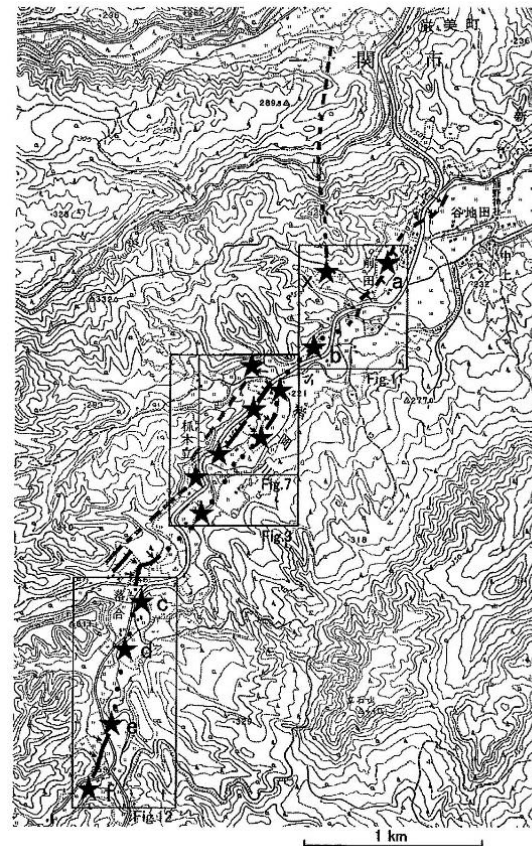
- 地震前に撮影された大縮尺の航空写真の判読により、地震断層にほぼ対応する3~4km程度の区間に活断層変位地形が見出されたとしている。
- また、柵木立地点におけるトレンチ調査の結果、約5千年前以降の複数回の活動が明らかになったとしている。



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。

〔鈴木ほか(2008)に一部加筆〕



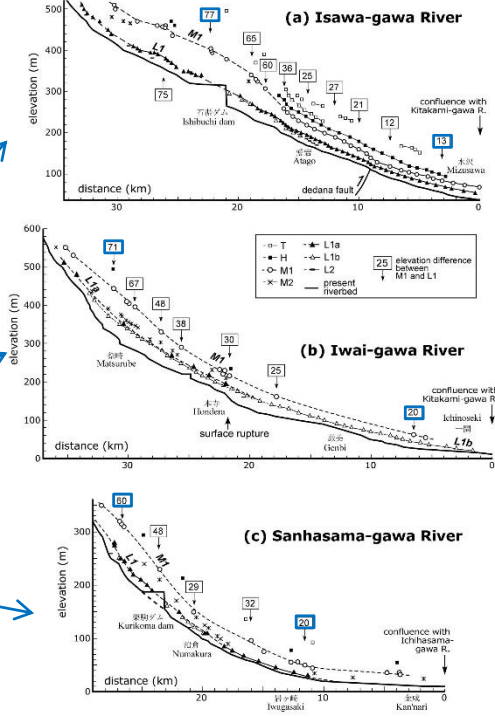
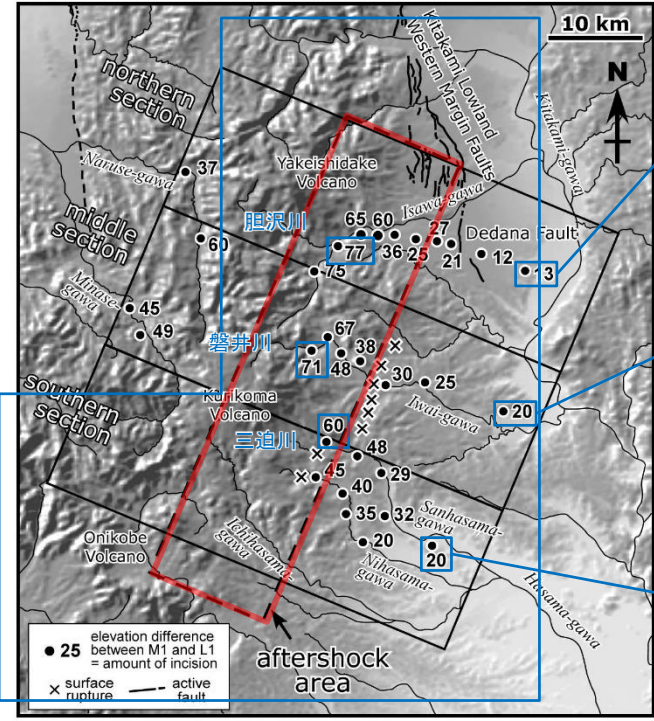
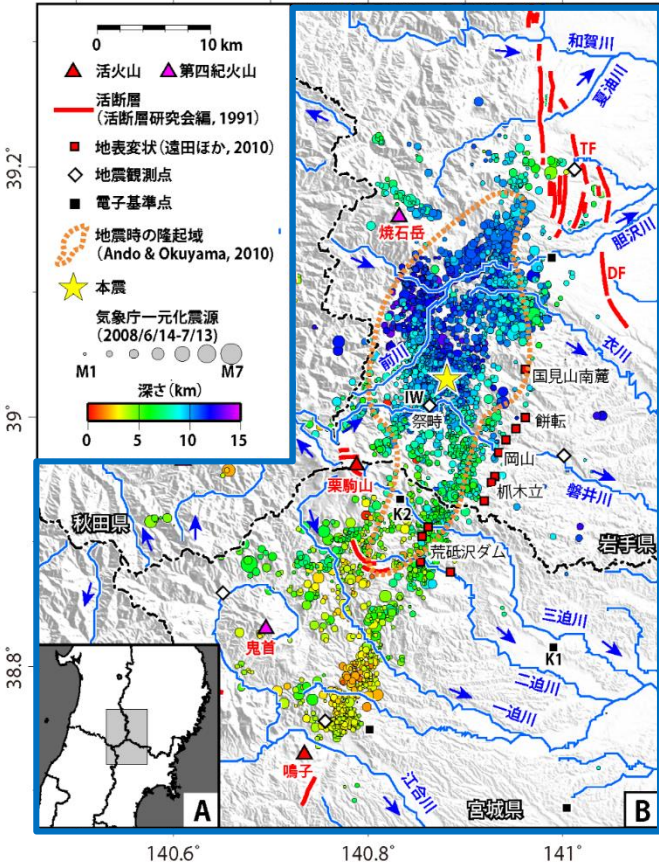
第2図 岩手・宮城内陸地震震源域付近の活断層と地表変位位置図

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。

〔鈴木ほか(2008)〕

### 3. 1 震源域の地域性についての検討 (7) 変位地形②

➤ 田力ほか(2009)によれば、震源域には、河成段丘の変化帯が存在し、この変化帯は岩手・宮城内陸地震の震源断層の活動に関連するとしている。また、震源断層付近で求められる垂直変位速度(0.5mm/yr)は、北方の北上低地西縁断層帯の垂直変位速度[池田ほか(2002)]にほぼ等しいとしている。



震源付近の河床及び段丘縦断面と下刻量  
〔田力ほか(2009)に一部加筆〕

余震分布、地表痕跡の分布 地震時の隆起域  
〔柳田ほか(2020)に一部加筆〕

### 3. 1 震源域の地域性についての検討 (8) 余震分布と地表地震断層

【遠田ほか(2010)要約】

- 北北東-南南西トレンドの長さ約40kmの震源断層のうち、中央部の約20kmが地震断層として断続的に地表に現れた。それらは西傾斜の震源断層(逆断層)の地表延長部にあたる。

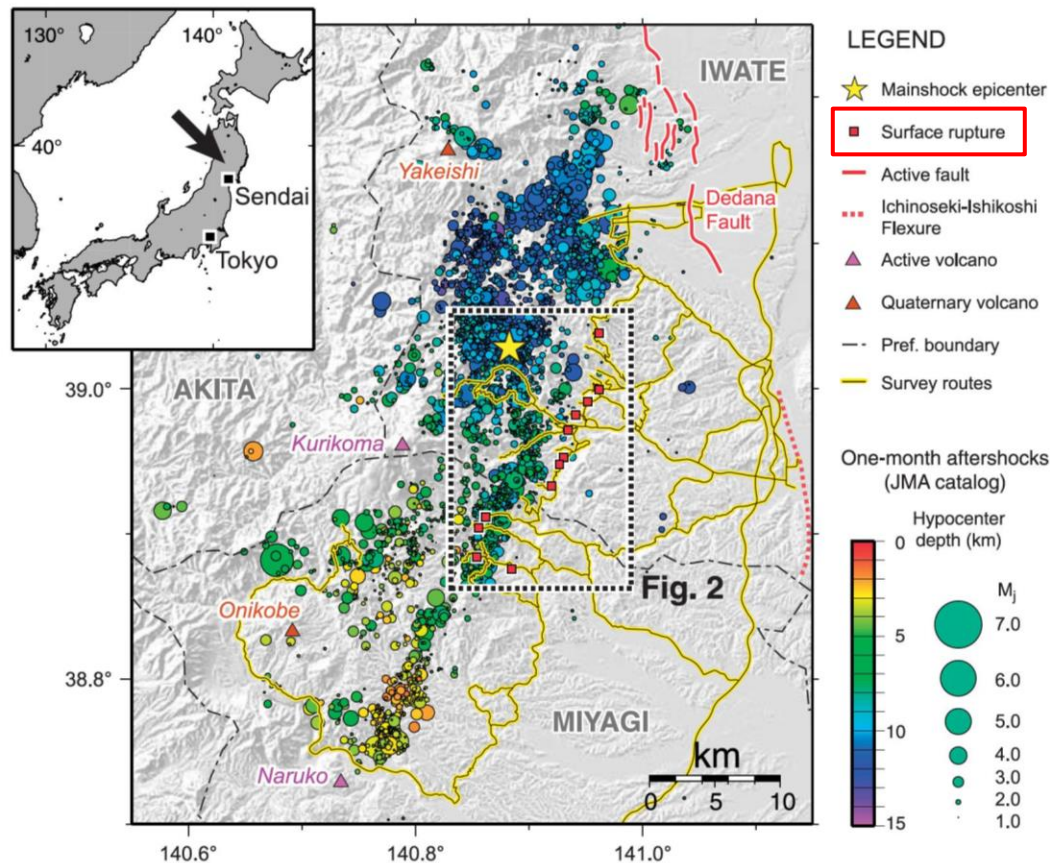


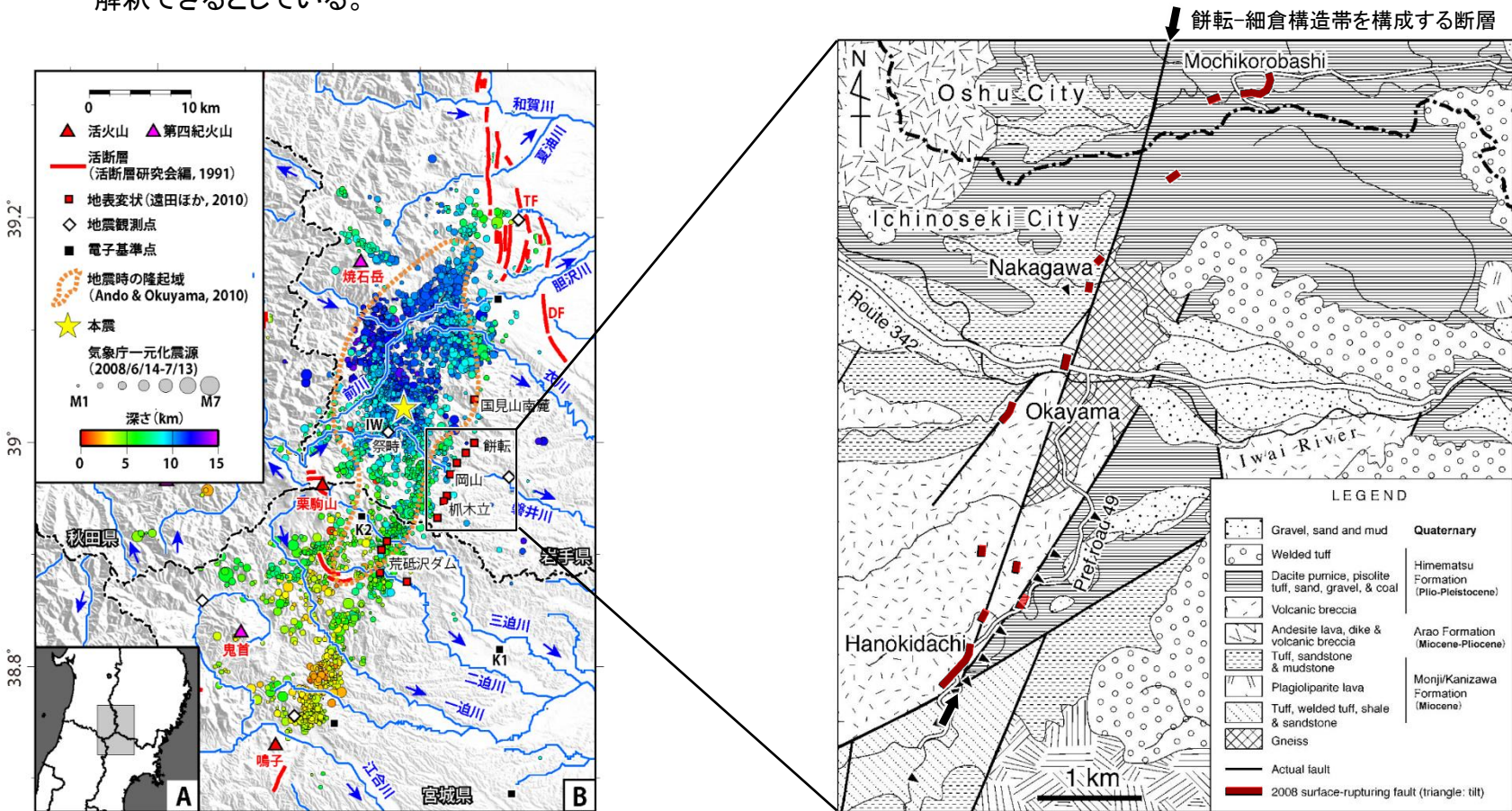
Fig. 1. Locations of the surface ruptures (red squares) associated with the 2008  $M_w=6.9$  Iwate-Miyagi Nairiku earthquake on the distribution of observed aftershocks. Detail distribution of the ruptures in the broken-line box is displayed in Fig. 2.

〔遠田ほか(2010)に一部加筆〕

### 3. 1 震源域の地域性についての検討 (9) 地質断層と地表地震断層

【遠田ほか(2010)要約】

➤ 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。したがって今回の地震は餅転—細倉構造帯上で発生したと解釈できるとしている。



余震分布, 地表痕跡の分布 地震時の隆起域  
〔柳田ほか(2020)に一部加筆〕

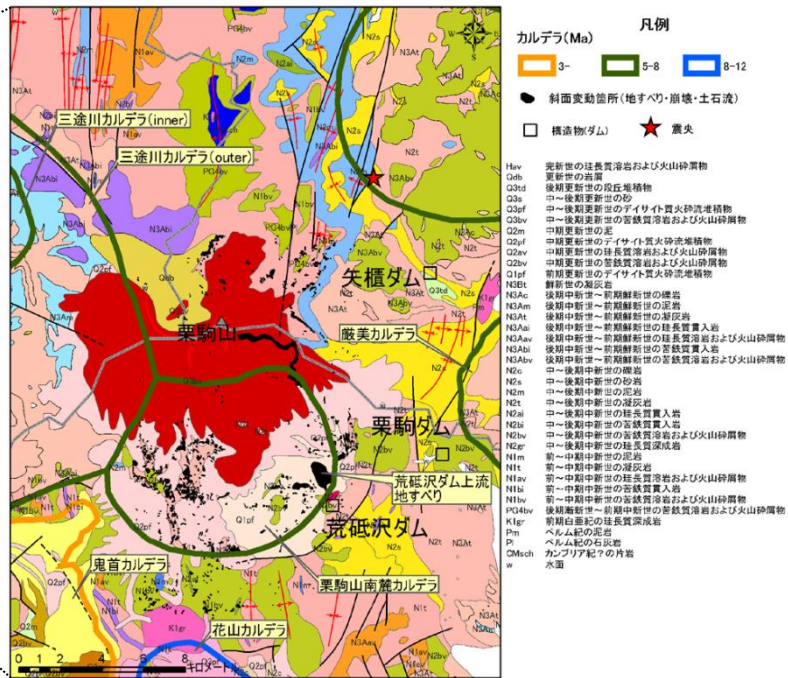
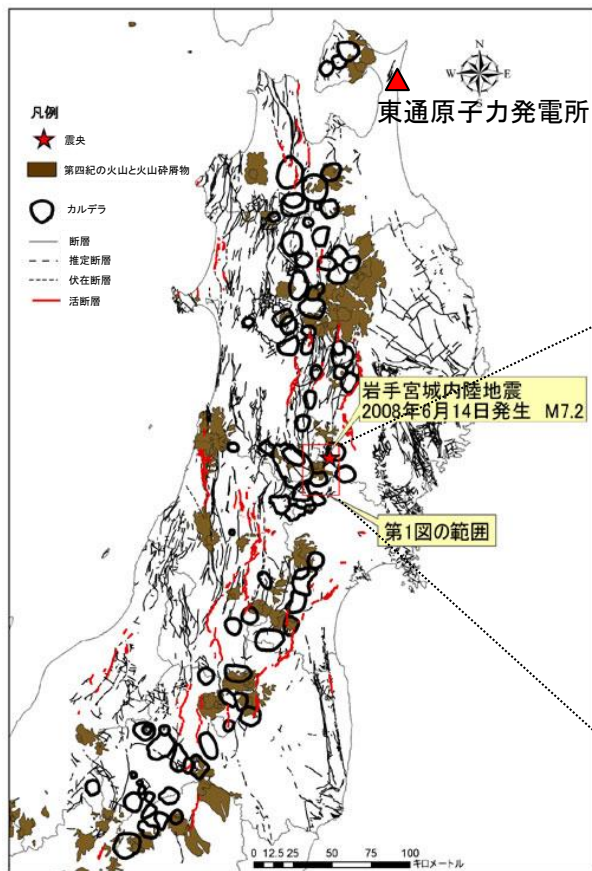
Fig. 17. Geologic map of the regions from southern Oshu City to western Ichinoseki City (Katayama and Umezawa, 1958) and locations of the surface ruptures associated with the 2008 Iwate–Miyagi Nairiku earthquake. Rivers and major roads are extracted from 1:25,000 topographical map “Hondera” published by Geographical Survey Institute.

〔遠田ほか(2010)に一部加筆〕

### 3. 1 震源域の地域性についての検討 (10) 第四紀火山と後期新生代カルデラの分布

#### 【布原ほか(2008)要約】

- 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。
- 今回の地震断層は、マントルから下部地殻にかけて低速度体が発達し、地震発生層が薄い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。
- 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、第四紀火山噴出物に広く覆われ詳細が不明な場合が多い。

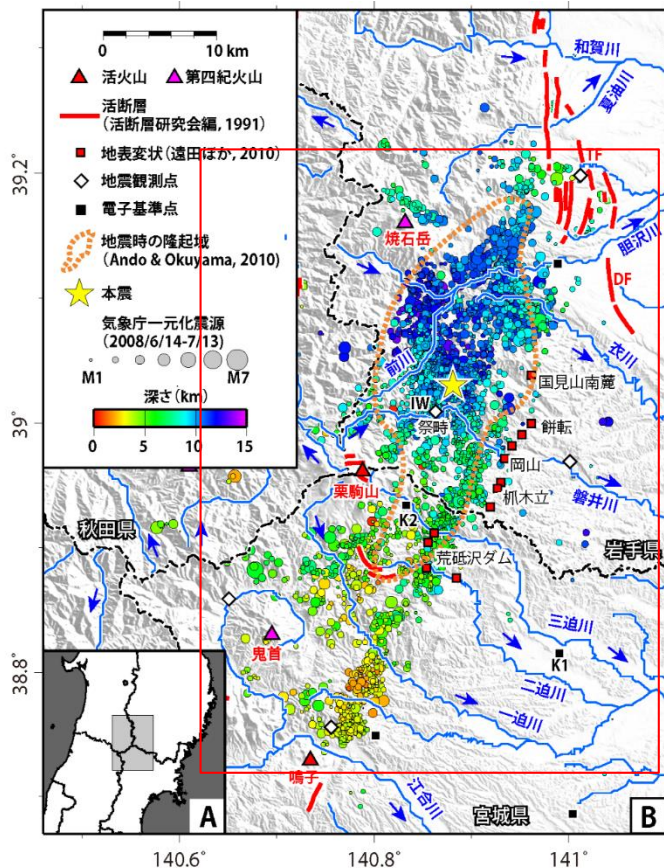


東北地方のカルデラと地質断層, 第四紀火山の分布状況  
〔布原ほか(2008)に一部加筆〕

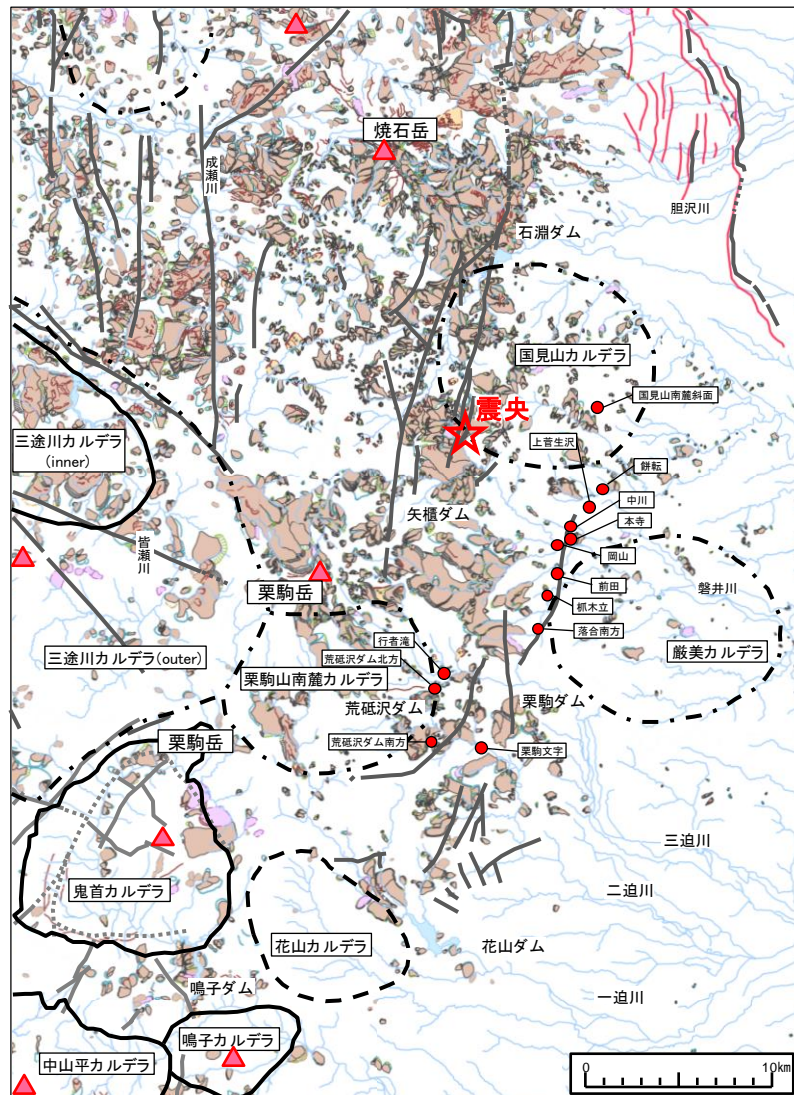
栗駒山周辺の地質図とカルデラ構造及び土砂災害発生位置  
〔布原ほか(2008)〕

### 3.1 震源域の地域性についての検討 (11) 地すべりの分布

➤ 震源域付近の焼石岳南麓～栗駒山東斜面の範囲では大規模地すべりが密集している。



余震分布, 地表痕跡の分布 地震時の隆起域  
〔柳田ほか(2020)に一部加筆〕



地すべり地形分布図

〔防災科学技術研究所「地すべり分布図」に一部加筆, カルデラ分布は布原ほか(2008), 断層痕跡分布(●)は遠田ほか(2010), 断層は「産業技術総合研究所 地質図navi」による。〕

輪郭構造 (自身強度と側方隆)	
	新鮮なままは断層されていない陥没をもつ破断面
	部分的に陥没されている陥没をもつ破断面
	破断が著しく陥没された破断面
	陥没が先みおよび不連続になった破断面
	断層が断層として残った破断面・破断面の構造変化を示す
	中・後期の陥没すべり面が地表に露出し、陥没部にある断層を露出した陥没部・破断面が地表の一部として不安定域・陥没部と構造される破断面
	陥没部・陥没部
移動体の輪郭・境界	
	陥没部・陥没部があり、移動体の輪郭が不明でない
	陥没部・陥没部は明確であるが、移動体の輪郭が不明である
	破断面はほとんどと予測されてしまったが、遠方の移動体の一部(不安定土塊)が残存している
	陥没部の移動体や陥没部におおわれた部分
	断面体の移動の初期状態、暴発から分断していないとしても不安定域、移動体と構造される破断面
	断面移動体かどうか判定できない山岳・小丘

カルデラ(Ma)	
	0-3
	5-8
	8-12

	震央
	第四紀火山
	活断層
	地質断層

主な地表変状箇所

### 3. 1 震源域の地域性についての検討 (12) 変動地形学・構造地質学による検討

[柳田ほか(2020)]

➤ 岩手・宮城内陸地震の震源域は地表にブロードな変形をもたらしたとし、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)や隆起急変部(HL)が分布することを明らかにし、新第三系の褶曲帯を併せ、これらの地形・地質学的特徴は、WTを伴う伏在断層の地表表現であると、その構造が連続的に認められる区間を約30kmと評価している。

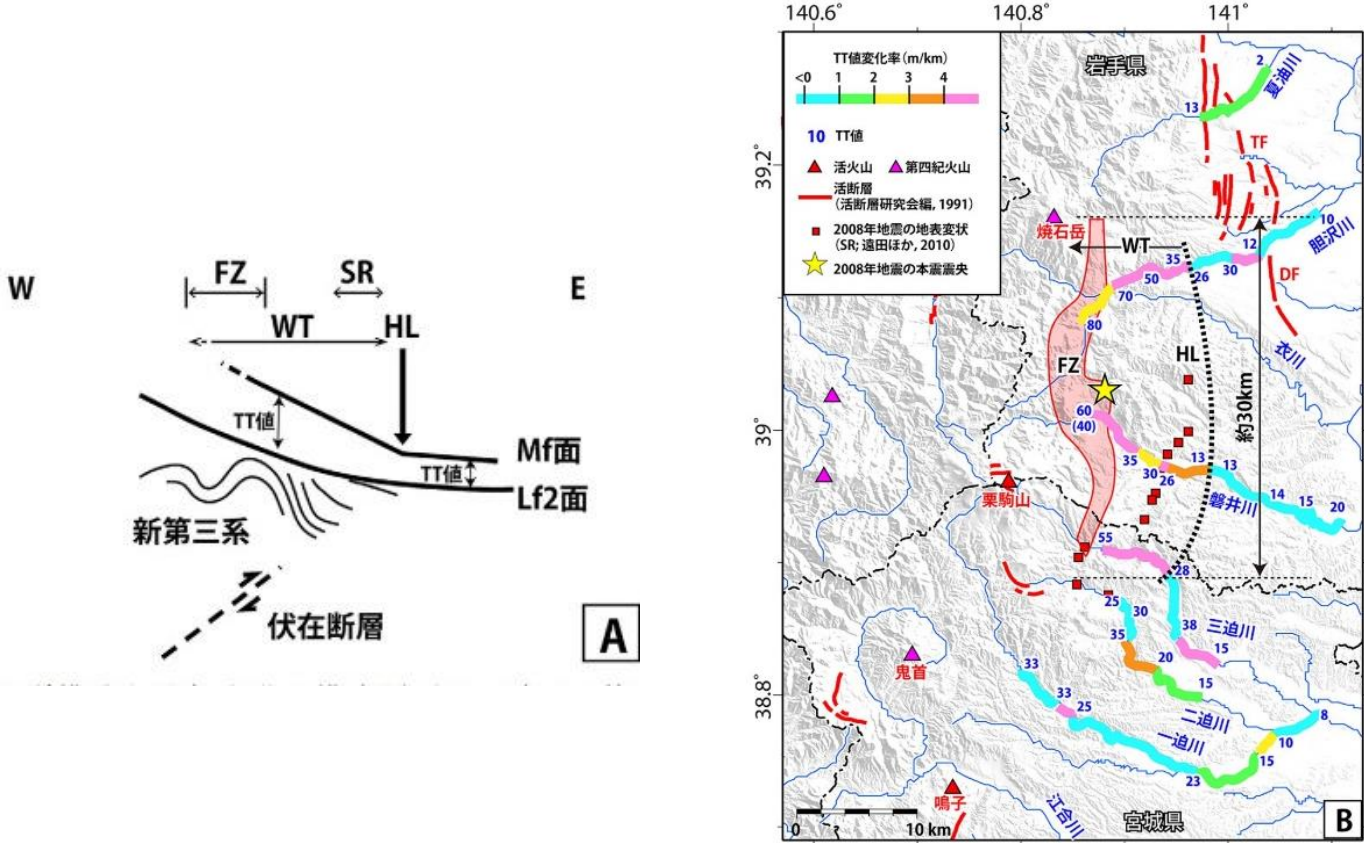


図 15 調査結果のまとめ図。A) 調査地域の地質構造と地殻変動の模式断面図。B) TT 値の分布と各河川沿いの変化率。FZ: 新第三系の褶曲帯, SR: 2008 年岩手・宮城内陸地震の地表地震断層, 地表変状, WT: 幅広い変形帯, HL: 山麓の隆起急変部, DF: 出店断層, TF: 天狗森断層群。

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.

### 3. 1 震源域の地域性についての検討

#### (13) 2008年岩手・宮城内陸地震の特徴等に関するまとめ

##### 震源域の概要

- 活発な地震活動が見られた東北脊梁山地ひずみ集中帯で発生した。〔岡田ほか(2008)〕
- 今回の地震の断層面上の本震震源付近では、1999年から2000年にかけて先駆的な地震活動がみられた。〔岡田ほか(2008)〕
- 地震前に撮影された大縮尺の航空写真の判読により、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が見出されたとしている。〔鈴木ほか(2008)〕
- 地表地震断層のトレースは、概ね片山・梅沢(1958)が記載している「餅転-細倉構造帯」と一致する。〔遠田ほか(2010)〕
- 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。〔布原ほか(2008)〕
- 今回の地震断層は、マントルから下部地殻にかけて、低速度帯が発達し、地震発生層が薄い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。〔布原ほか(2008)〕
- 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、第四紀火山噴出物に広く覆われ詳細が不明な場合が多い。〔布原ほか(2008)〕
- 震源域付近には大規模地すべりが密集している。〔井口ほか(2010)〕
- 岩手・宮城内陸地震の震源域は地表にブロードな変形をもたらしたとし、伏在断層の地表表現であるとし、その構造が連続的に認められる区間を約30kmと評価している。〔柳田ほか(2020)〕

##### 震源域の特徴

- ひずみ集中帯であること、先駆的な地震活動がみられること、長大活断層の延長部にあること、大縮尺の航空写真判読により部分的にリニアメント・変動地形が判読されること等から、活断層の存在の可能性が示唆される地域である。
- 一方で、震源域周辺はカルデラが密集し、第四紀火山噴出物に広く覆われること、大規模地すべりが密集することなどから、活断層の認定が難しい地域である。



2008年岩手・宮城内陸地震震源域の特徴を踏まえ、以下の観点から敷地周辺との地域差を比較・検討する。

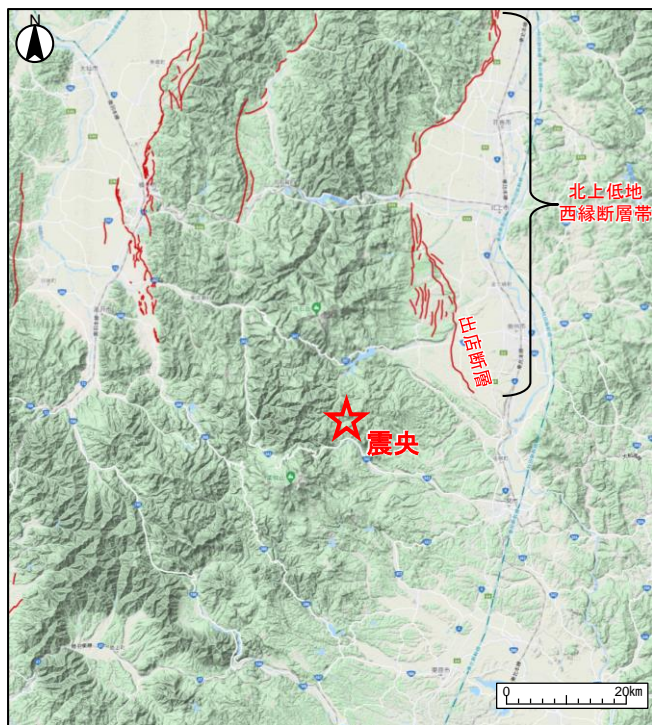
- ①地質・地質構造
- ②第四系の分布・地形等
- ③地震地体構造
- ④ひずみ集中帯
- ⑤火山フロントとの位置関係
- ⑥震源断層の伏在による地表変形の広範囲化



### 3. 2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

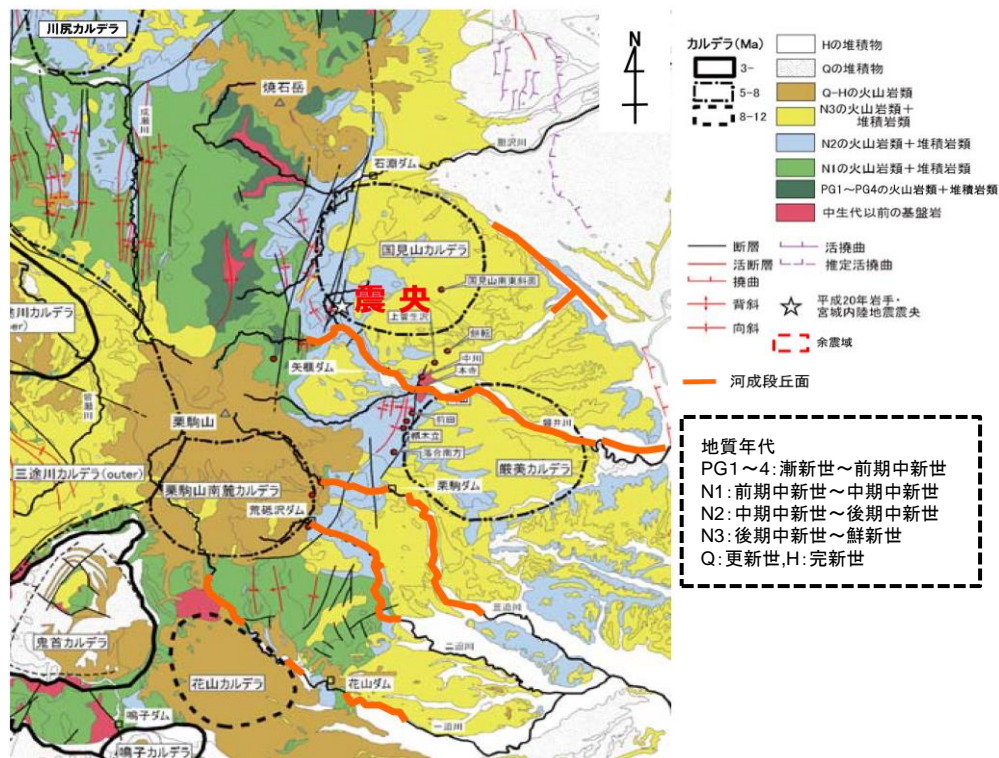
#### ① 地質・地質構造による比較・検討(岩手・宮城内陸地震震源域)

- 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

[社団法人東北建設業協会監修(2006)に一部加筆]

カルデラ(Ma)	Hの堆積物
3-	Qの堆積物
5-8	Q-Hの火山岩類
8-12	N3の火山岩類+堆積岩類
	N2の火山岩類+堆積岩類
	N1の火山岩類+堆積岩類
	PG1~PG4の火山岩類+堆積岩類
	中生代以前の基盤岩

—	断層	—	活換曲
—	活断層	—	推定活換曲
—	換曲	—	換曲
—	背斜	☆	平成20年岩手・宮城内陸地震震央
—	向斜	□	余震域
—	河成段丘面		

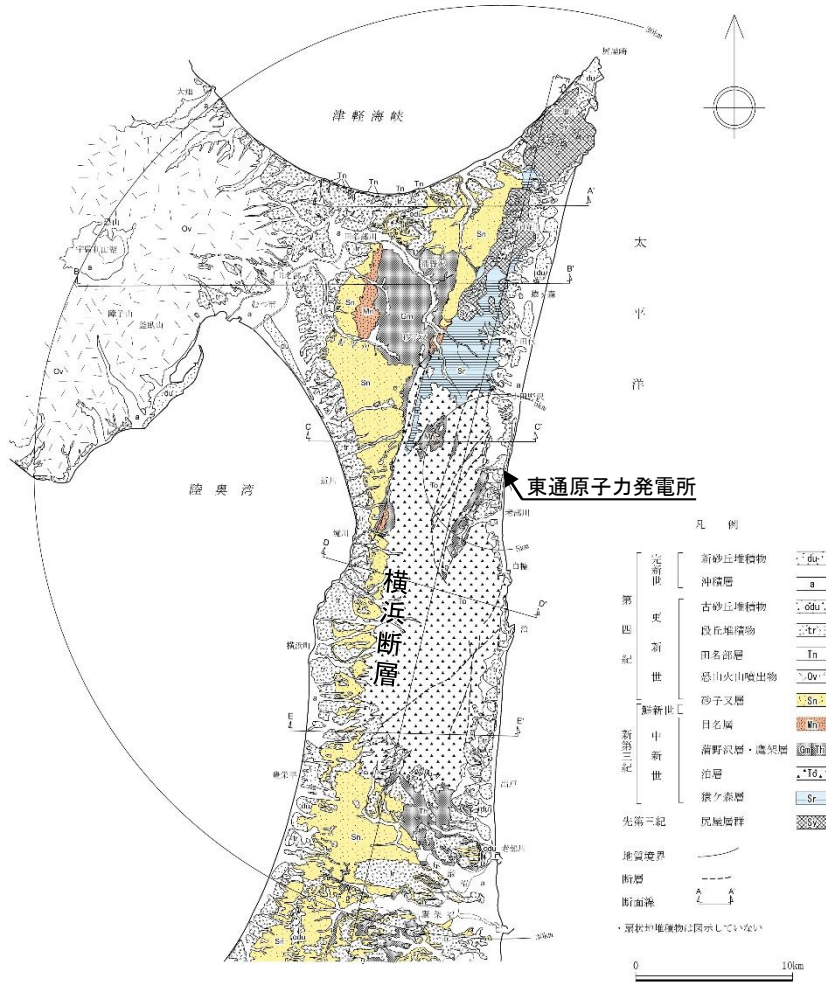
  

PG1~4:	漸新世~前期中新世
N1:	前期中新世~中期中新世
N2:	中期中新世~後期中新世
N3:	後期中新世~鮮新世
Q:	更新世, H: 完新世

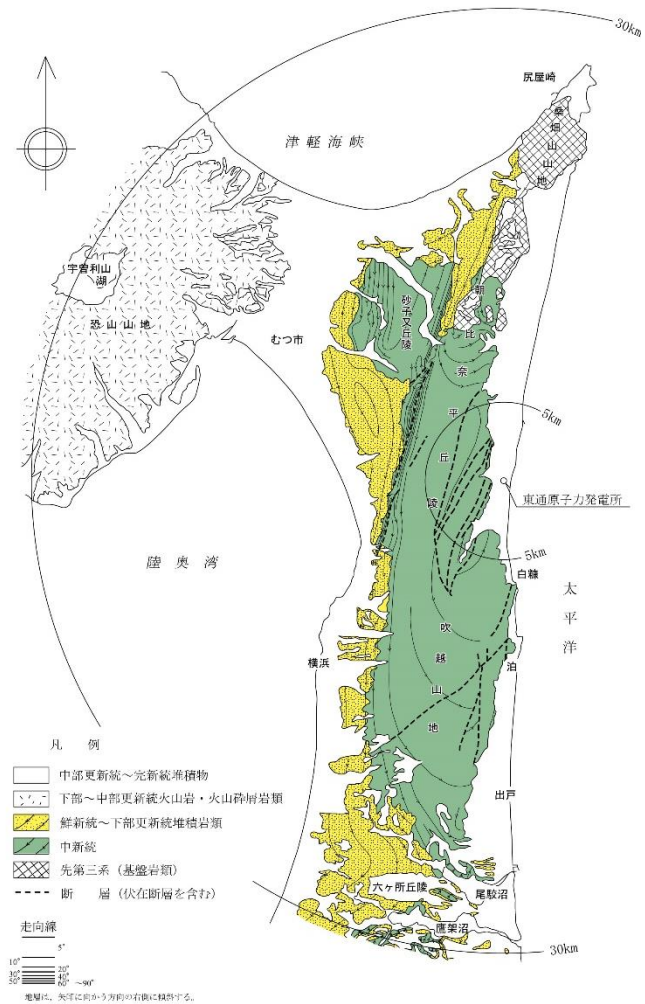
### 3. 2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

#### 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



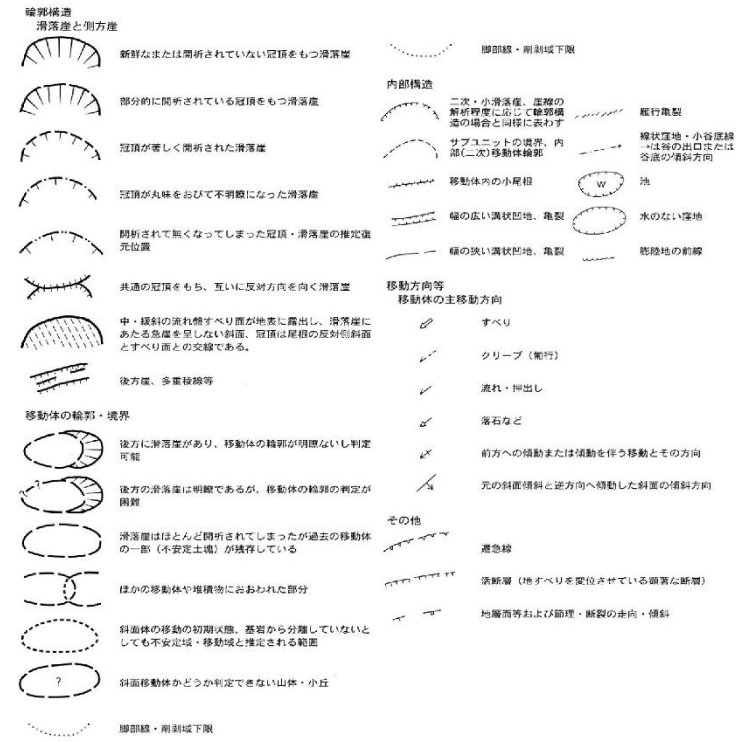
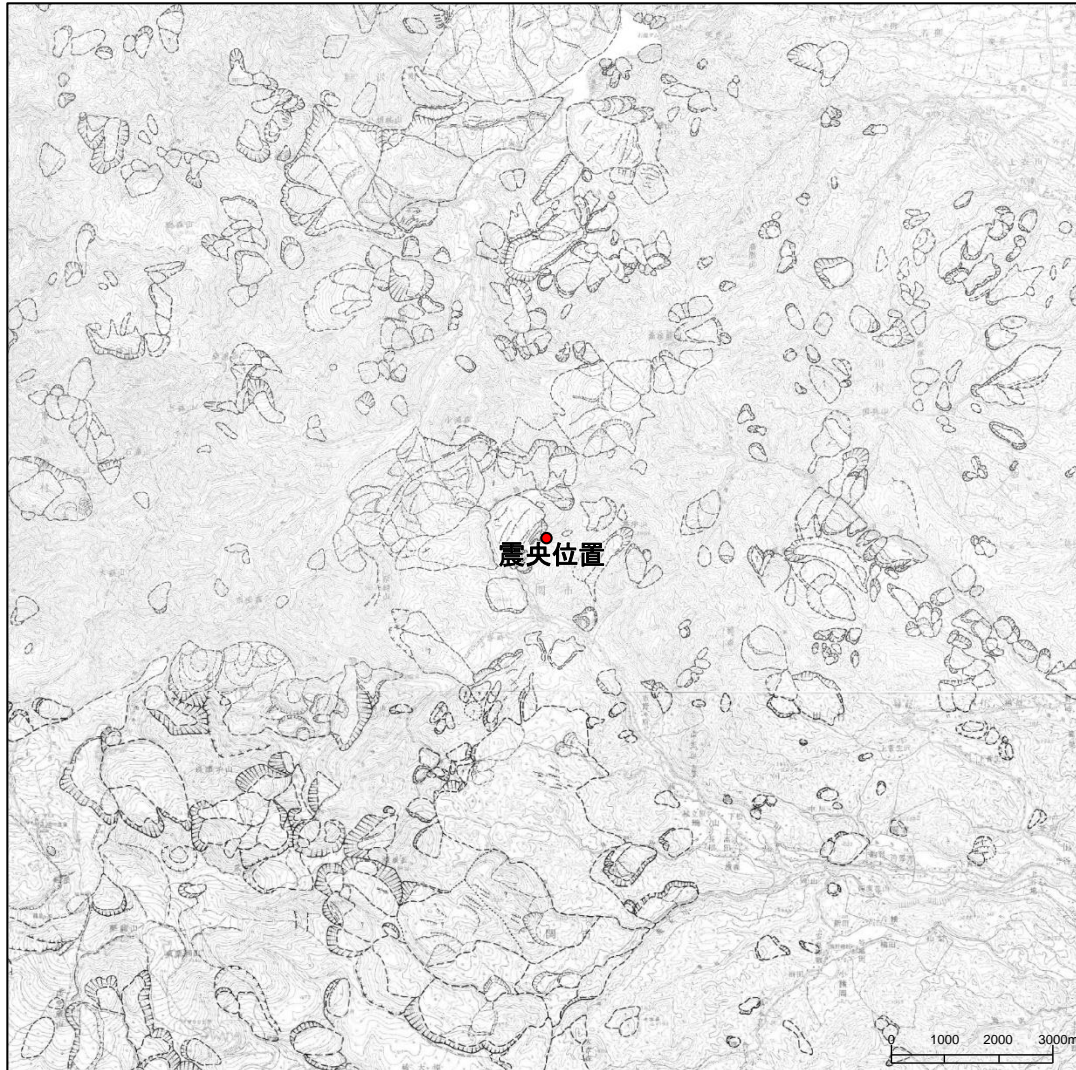
下北半島東部の地質構造図



### 3. 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。

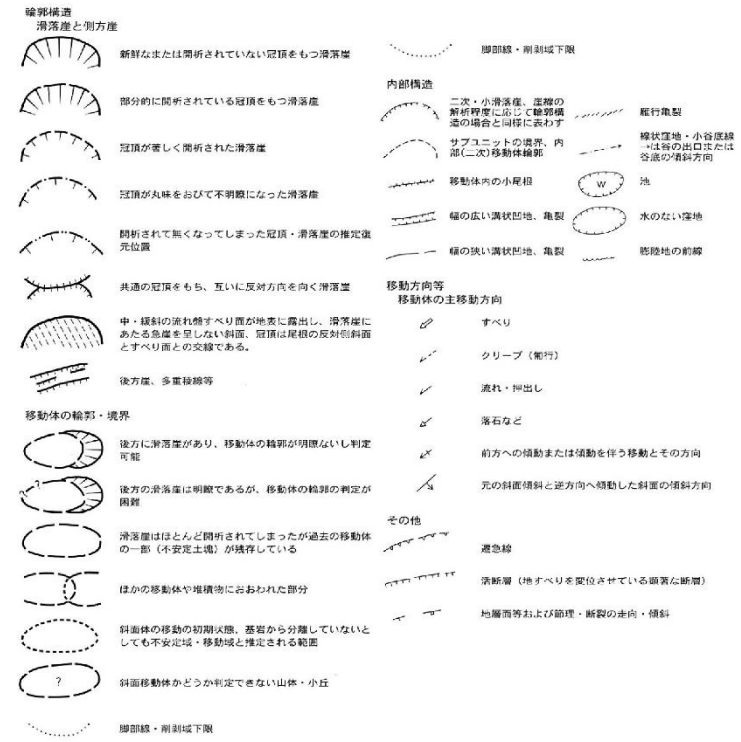


[防災科学技術研究所 地すべり分布図(焼石岳(1982), 栗駒山(1982))]に一部加筆]

### 3. 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。

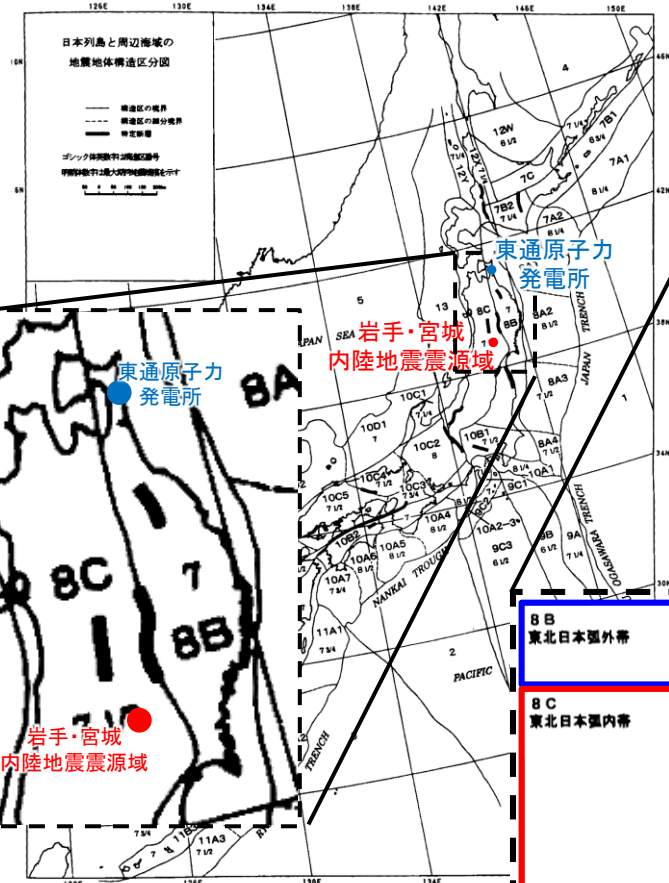


### 3. 2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

#### ③ 地震地体構造による比較・検討

S228

- 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東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	深海平坦面と海溝隆起斜面	大、長、A、逆・正。 日本海溝に平行(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 閉成沖大断層	階段状平坦面をもつ海溝隆起斜面、東西性海溝発達	中、長、A?、逆・正。 日本海溝に沿った(逆)および北東方向(正)・海溝のため評価せず	中 プレート境界付近の大地震域 ・1953年房総沖地震 (h=60 km) 7.4 ・677年越前(山本)地震 7.3	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 ・1895年巖ヶ嶺 (M7.2) および ・1902年三戸 (M7) はやや深い (s)	6.5	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	海溝隆起斜面・北縁は本州弧下へ斜め沈み込み	【未評価海域】 ・海溝のため評価せず	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 1/4	
9B 伊豆小笠原外帯	外弧隆起帯、北縁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。 (北海部を除き未検討海域)・海溝のため評価せず	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、東縁は海溝隆起の延長部	大、中、短、A・B、横。 南北(左)と東西(西)、北北西方向圧縮、西部は逆・正断層	高 南北圧縮逆断層型 ・1930年北伊豆 7.3 ・1909年伊豆-駿河-伊豆 7 ~ 7.4	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 ・1895年巖ヶ嶺 (M7.2) および ・1902年三戸 (M7) はやや深い (s)	6.5	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】

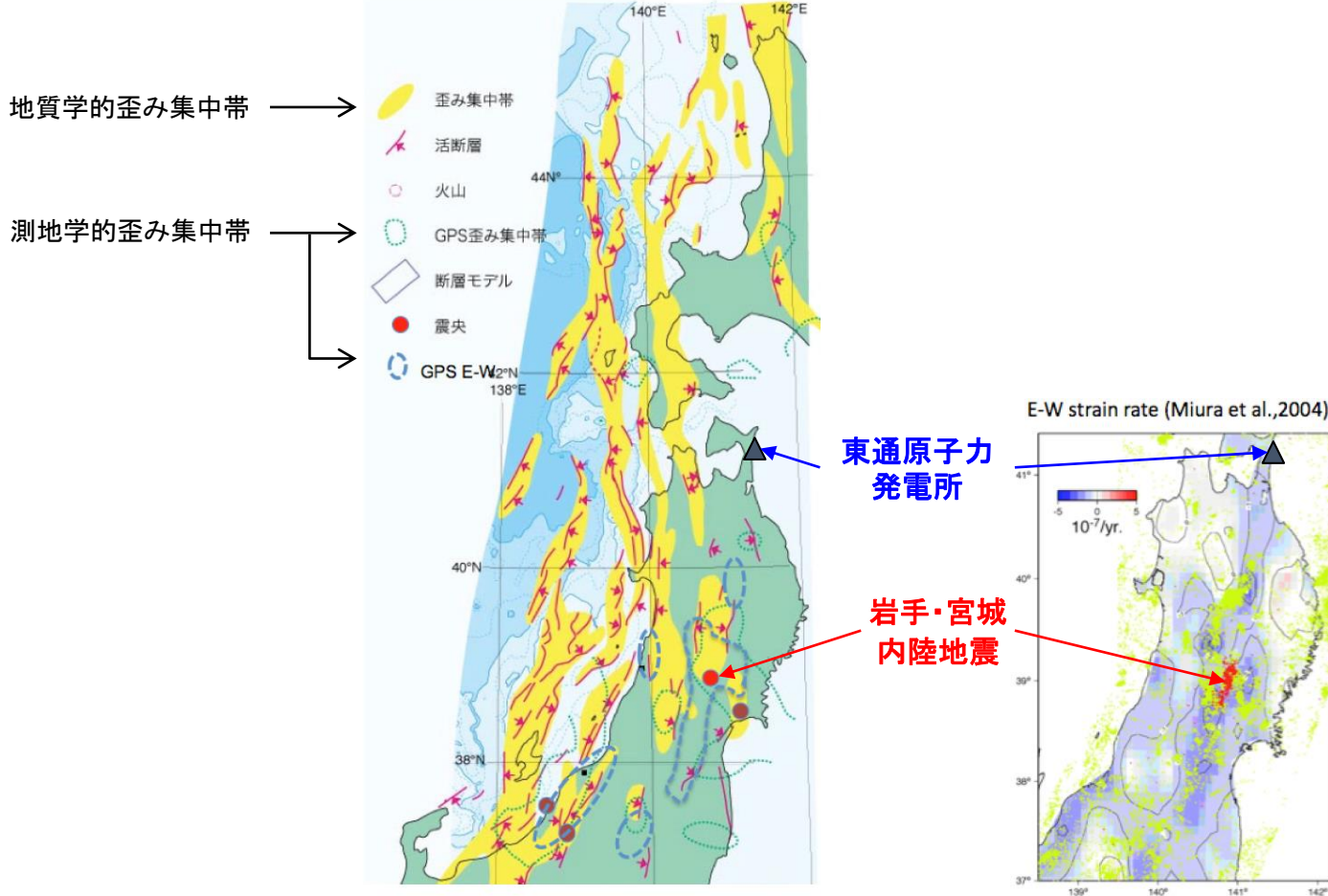
Fig. 1. Seismotectonic province map in and around the Japanese islands. Boldface Roman numeral represents the expected maximum earthquake magnitude (Mmax) of province. Roman-type numeral represents the expected maximum earthquake magnitude (Mmax) assigned to each province. Solid line: boundary between 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】

### 3. 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。

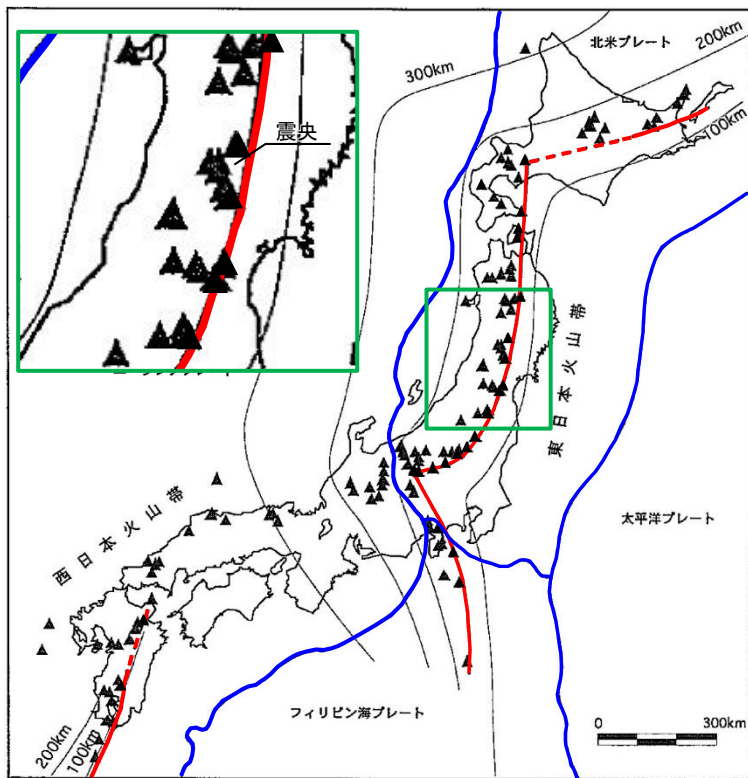


ひずみ集中帯分布図  
〔産業技術総合研究所(2009)に一部加筆〕

### 3.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

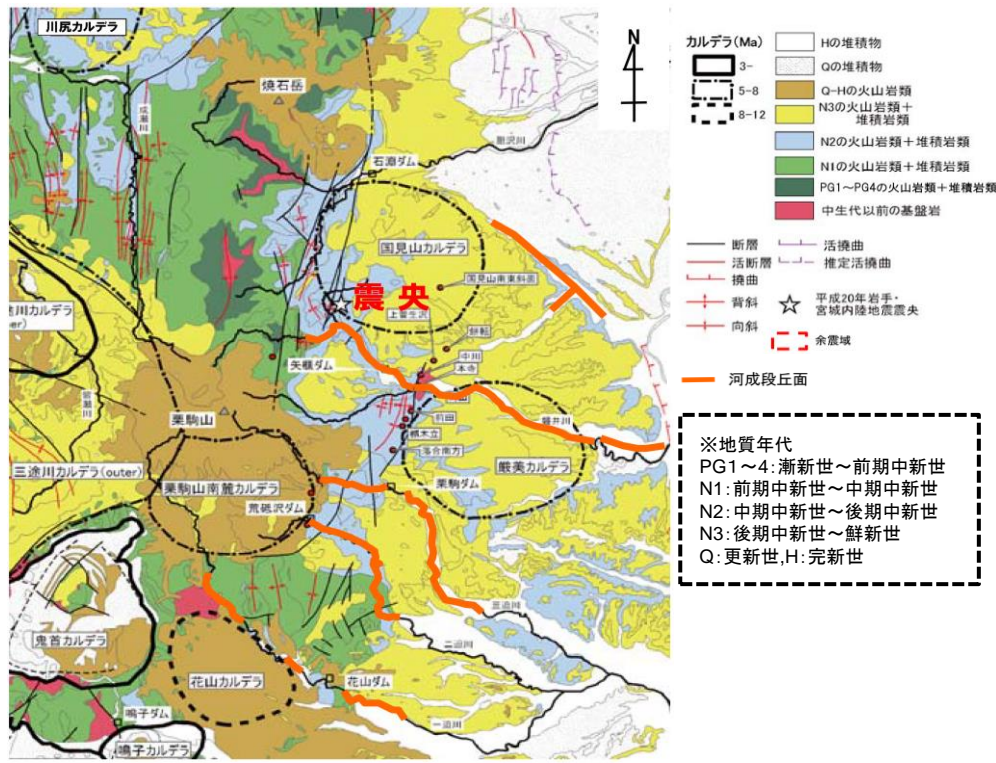
#### ⑤ 火山フロントとの位置関係による比較・検討(岩手・宮城内陸地震震源域)

- 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

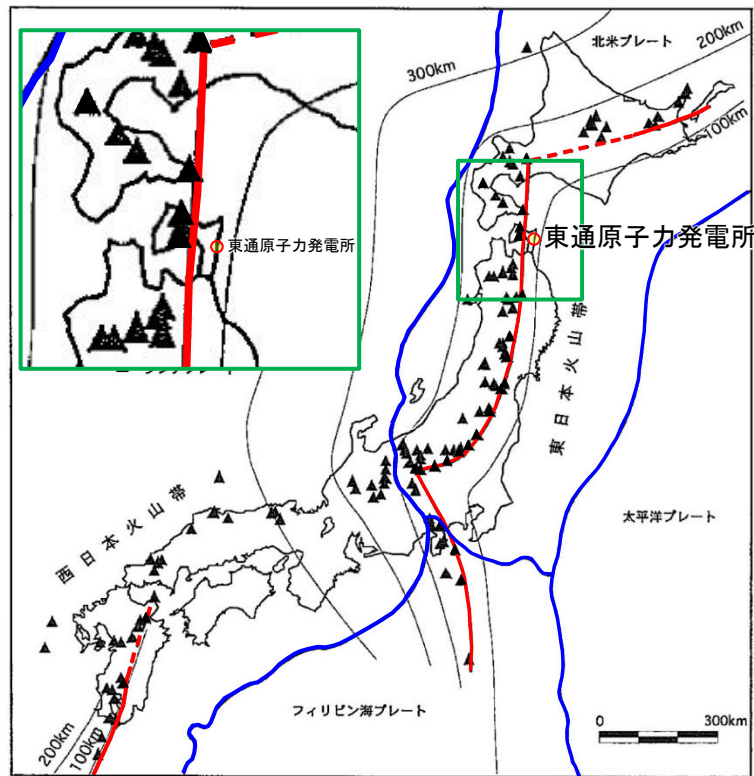
震源域周辺の広域地質図  
〔社団法人東北建設業協会監修(2006)に一部加筆〕



### 3. 2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

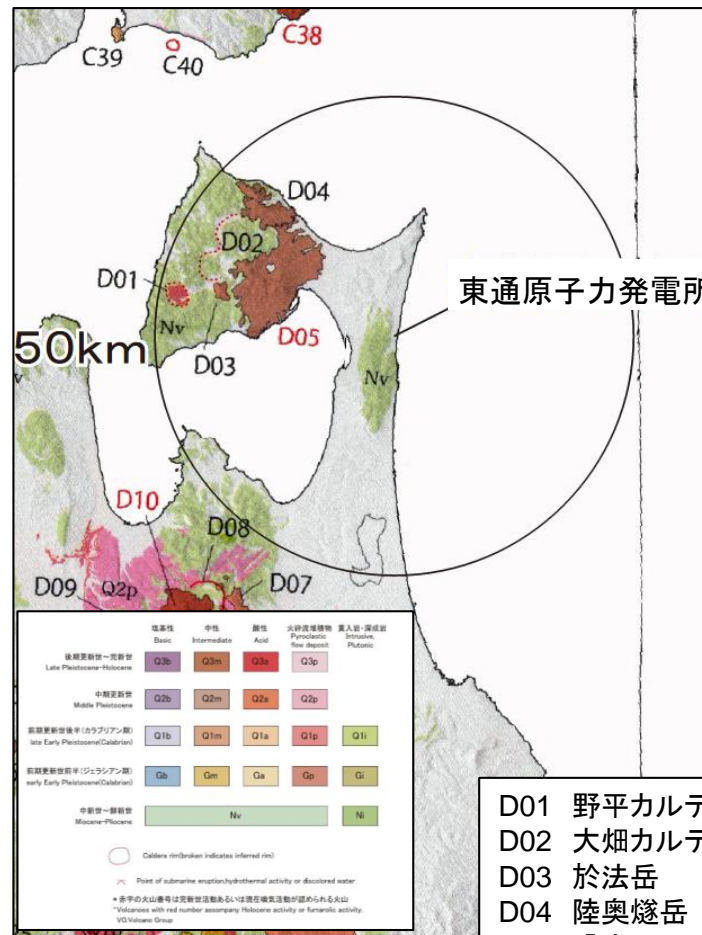
#### ⑤ 火山フロントとの位置関係による比較・検討(敷地周辺)

- ❑ 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〕



東通原子力発電所

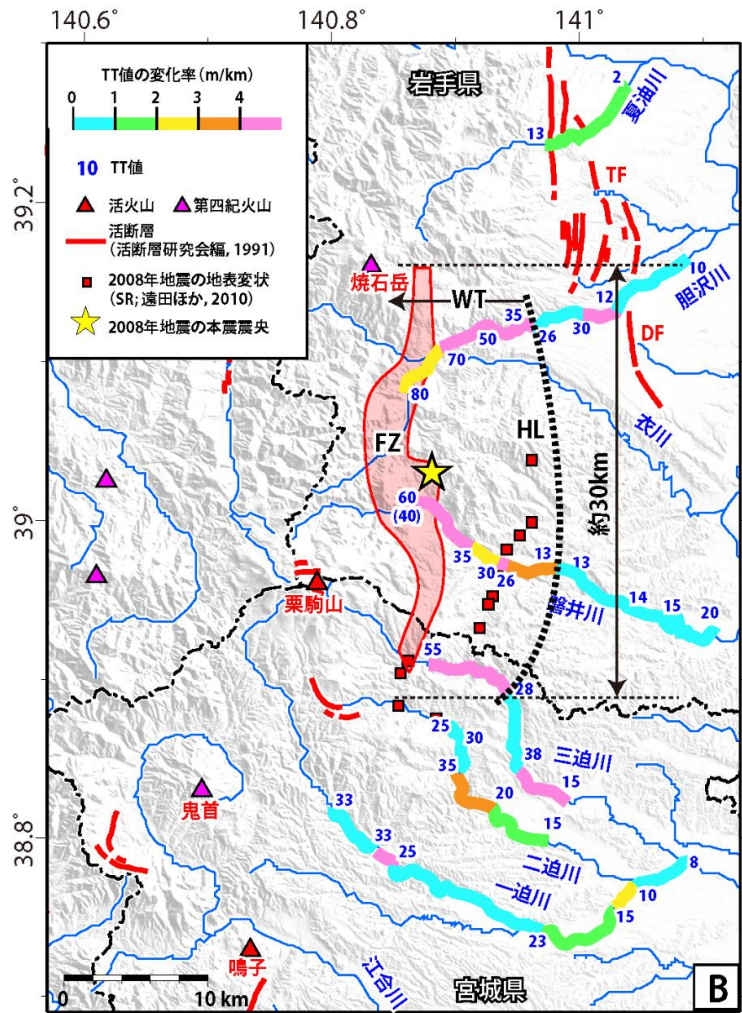
- D01 野平カルデラ
- D02 大畑カルデラ
- D03 於法岳
- D04 陸奥燧岳
- D05 恐山

敷地周辺の火山地質図  
〔中野ほか編(2013)に一部加筆〕

### 3. 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)]

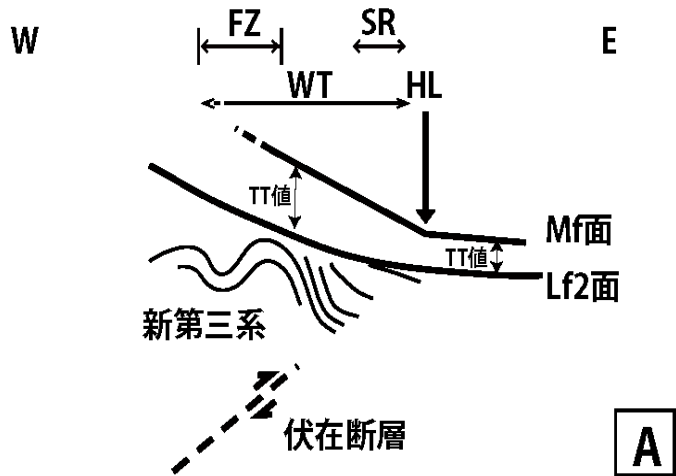


図15 調査結果のまとめ図。A) 調査地域の地質構造と地殻変動の模式断面図, B) TT値の分布と各河川沿いの変化率。FZ: 新第三系の褶曲帯, SR: 2008年岩手・宮城内陸地震の地表地震断層, 地表変状, WT: 幅広い変形帯, HL: 山麓の隆起量急変部, DF: 出店断層, TF: 天狗森断層群。

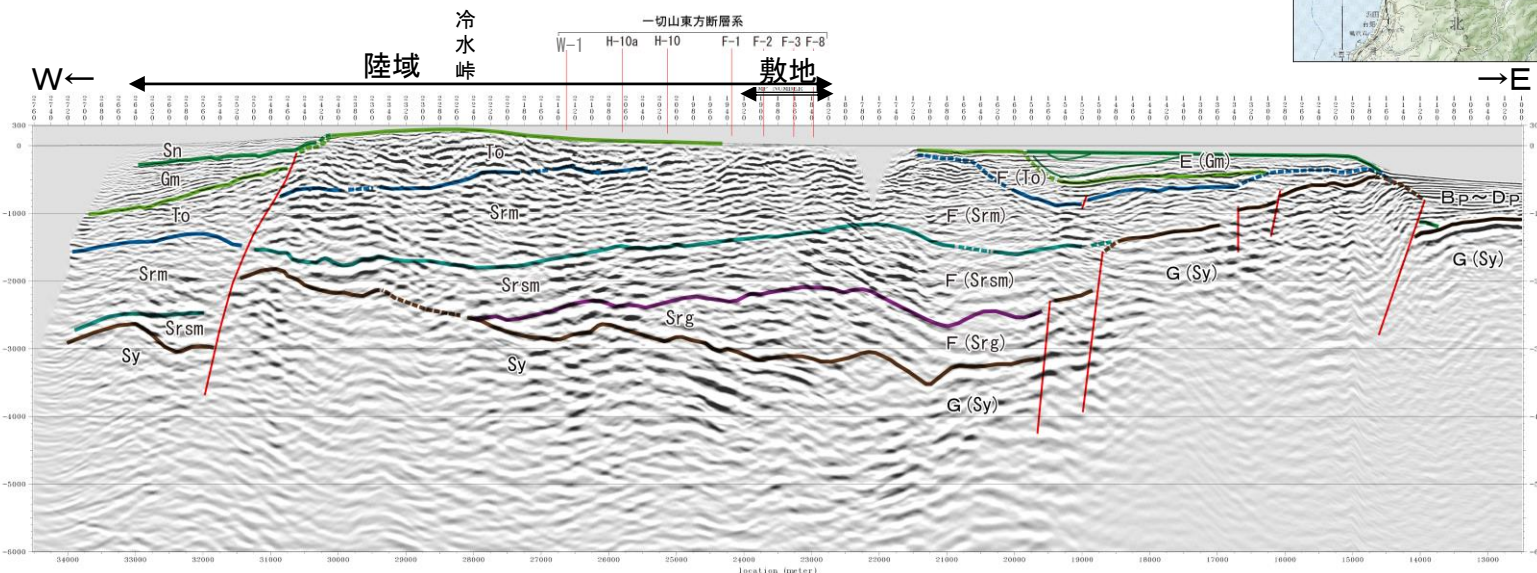
Fig. 15 Summary of this study. A) Schematic profile of geological structure and crustal deformation of survey area. B) Distribution and increase rate of TT value along each river. FZ: folded zone of Neogene stratum, SR: surface rupture associated with 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake, WT: wide tilting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

[柳田ほか(2020)]

### 3. 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
第 完新世	新砂丘堆積物	A層
第 更 後期	沖積層	B層
第 四 新 中期	段丘堆積物	C層
第 四 新 前期		D層
第 鮮新世	砂子又層	Sn
第 新 後期	自名層	Mn
第 中 中期	溝野沢層	Gm
第 三 期	泊層	To
第 紀 前期	泥岩層 猿ヶ森層 砂岩互層互層 塊状泥岩層	Srm Srsm Srg
第 先新第三紀	尻屋層群	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)

### 3. 2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

## 2008年岩手・宮城内陸地震震源域との地域性の比較・検討結果

S228

➤ 2008年岩手・宮城内陸地震震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討にあたっては、地表に明瞭な痕跡を示さない震源断層に起因する震源近傍の地震動について、各種の不確かさを考慮した評価が求められていることを踏まえて、各評価項目に十分な保守性を考慮して、総合的に評価を行った。

[凡例] ○:類似性有り, △:類似性一部有り, ×:類似性なし

項目	類似性	岩手・宮城内陸地震震源域	東通原子力発電所敷地周辺
①地質・地質構造	○	<ul style="list-style-type: none"> <li>東西圧縮応力による逆断層型</li> <li>山間部に位置する。</li> <li>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。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>東西圧縮応力による逆断層型</li> <li>主として台地からなる。</li> <li>主に新第三紀の火山岩類及び堆積岩類が分布し、顕著な褶曲構造の分布は認められない。</li> </ul>
②第四系の分布・地形等	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>第四系の分布は限られており河川沿いに河成段丘面等が分布する。</li> <li>大規模地すべり地形が密集している。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>変位基準となる海成段丘面が広く認められる。</li> <li>大規模な地すべり地形の密集は認められない。</li> </ul>
③地震地体構造垣見ほか(2003)	△	<ul style="list-style-type: none"> <li>(8C)東北日本弧内帯</li> <li>火山性内弧、隆起優勢、脊梁山地</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>(8B)東北日本弧外帯</li> <li>(8C)東北日本弧内帯との境界に近接している。</li> <li>外弧隆起帯の安定域</li> </ul>
④ひずみ集中帯	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>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する。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>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分布する。</li> </ul>
⑤火山フロントとの位置関係	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>火山フロントに位置しており、多数のカルデラに囲まれ、第四紀火山噴出物に覆われる。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>火山フロントの海溝側に位置しており、付近にカルデラは認められず、顕著な火山噴出物は認められない。</li> </ul>
⑥震源断層の伏在による地表変形の広範囲化	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>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し、地表付近はブロードな幅広い変形帯となっている。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>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。</li> </ul>



2008年岩手・宮城内陸地震震源域と敷地周辺について、地域性の比較・検討を実施した結果、地域差は認められるものの、①地質・地質構造において類似点が認められるほか、③地震地体構造に一部類似するといった共通性も認められることから、2008年岩手・宮城内陸地震を観測記録収集対象として選定する。

### 3.3 地震動に関する検討

S229

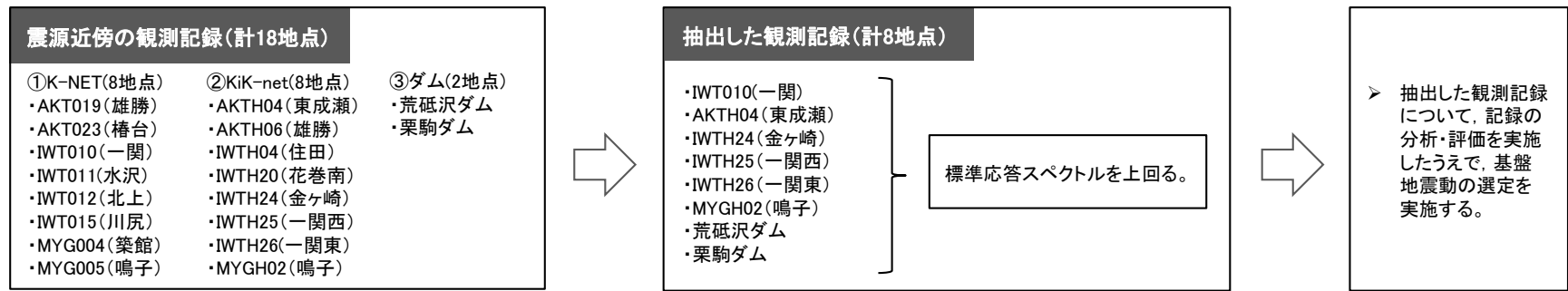
#### (1) 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

- 岩手・宮城内陸地震に関する地震学的特徴を把握するため、震源域内の余震分布及びインバージョン解析・フォワード解析等の震源特性に関する要素に着目し、知見を収集・整理する。
    - ・ 浅い位置でエネルギーの放出が行われたことが、震源域近傍のいくつかの観測点で大加速度が観測された大きな要因のひとつになっている可能性がある
    - ・ 一方で、震源等のモデル化に関して、観測記録の再現性の向上や複雑な破壊過程の要因特定などの課題が示されている知見もある
- ⇒安全側の評価として、岩手・宮城内陸地震で得られた観測記録の収集・分析を実施する。



#### (2) 地震観測記録の収集

- 以下の条件で地震観測記録を収集する。
  - ・ 防災科学技術研究所のK-NET観測点及びKiK-net観測点のうち、断層最短距離30km以内の観測点における観測記録(16地点)
  - ・ 岩手・宮城内陸地震の震源近傍に位置する荒砥沢ダム及び栗駒ダムの観測記録(2地点)
- 収集した観測記録について、以下の観点で抽出し、考察する。
  - ・ 標準応答スペクトルを上回る記録
  - ・ K-NET観測点については、上記の観点に加え、 $AVS30 \geq 500m/s$ となる記録

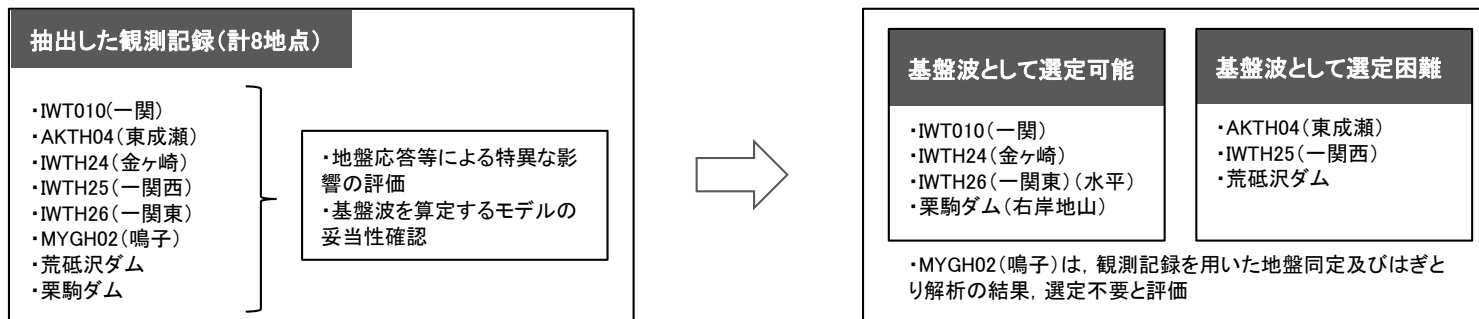


### 3.3 地震動に関する検討

S229

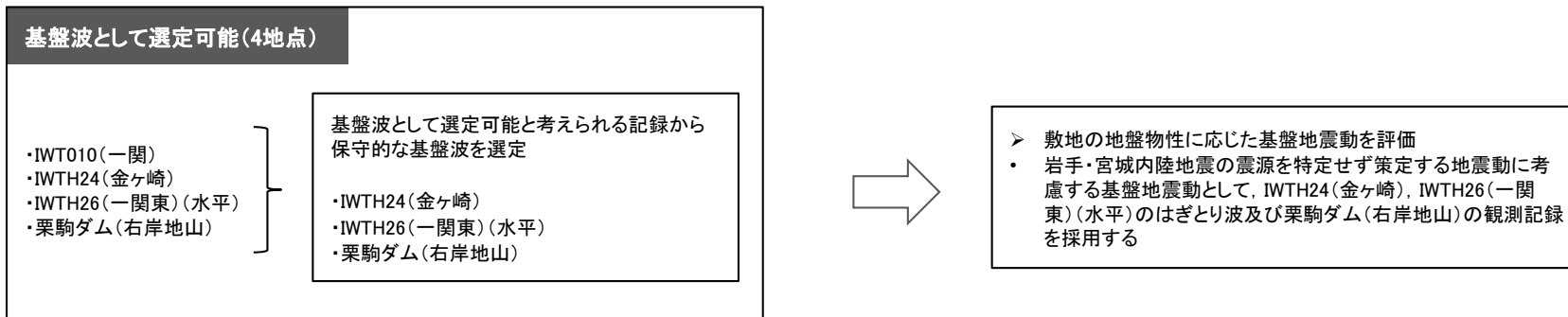
#### (3) 地震観測記録の分析・評価

- 観測記録を収集した結果、敷地に影響が大きいと考えられるものとして抽出した観測記録について、以下の記録の分析・評価を実施する。
  - 地盤応答等による特異な影響の評価  
地盤情報の収集、各種知見の収集・整理、相対的地盤増幅率の評価、地質及び速度構造に関する検討、地形の影響に関する評価
  - 基盤地震動を算定するモデルの妥当性確認  
観測記録を用いた地盤同定及びはざとり解析、地盤同定に関する検討(再現性の確認、探索範囲等の変更、中小地震を用いた検討)



#### (4) 基盤波の選定

- 基盤波として選定可能なIWT010(一関)、IWTH24(金ヶ崎)、IWTH26(一関東)(水平)及び栗駒ダム(右岸地山)の観測記録の比較により、保守的な基盤波を選定する。



### 3.3 地震動に関する検討

#### (5) 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動

これまでの検討結果を踏まえ、IWTH24(金ヶ崎)、IWTH26(一関東)(水平)及び栗駒ダム(右岸地山)の基盤地震動を震源を特定せず策定する地震動に反映する。

《審査ガイド》審査の方針  
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の設定を確認する。

IWTH26(一関東)のはざと解析には、地盤の非線形性の影響、周辺地形の影響が含まれていることも踏まえ、IWTH26(一関東)(水平)の基盤地震動については、基盤地震動の最大加速度とはざと地震動(10ケース)の最大加速度の平均+1σとの比(1.03)を考慮する。震源を特定せず策定する地震動としては、施設の重要性を鑑み、さらに保守性を考慮する。  
IWTH24(金ヶ崎)及び栗駒ダム(右岸地山)の基盤地震動についても、安全側の対応として同様の保守性を考慮する。

《参考》採用する地震動の観測点の方位性の確認  
反映する観測記録が、震源の北側・東側に限られることから、震源域北側・東側と南側・西側の地震動を比較する。

観測点	基盤地震動 最大加速度(Gal)			ばらつきを 考慮	ばらつきを考慮した地震動 最大加速度(Gal)			保守性を 考慮	震源を特定せず策定する地震動 <sup>※4</sup> 最大加速度(Gal)		
	水平		鉛直		水平		鉛直		水平		鉛直
	NS成分	EW成分			NS成分	EW成分			NS成分	EW成分	
IWTH24(金ヶ崎)	401	370	279	⇒	413	381	287	⇒	430	400	300
IWTH26(一関東)	511	476	- <sup>※3</sup>	⇒	528	490	- <sup>※3</sup>	⇒	540	500	- <sup>※3</sup>
栗駒ダム(右岸地山)	421 <sup>※1</sup>	463 <sup>※2</sup>	298	⇒	434 <sup>※1</sup>	477 <sup>※2</sup>	307	⇒	450 <sup>※1</sup>	490 <sup>※2</sup>	320

※1:ダム軸方向

※2:上下流方向

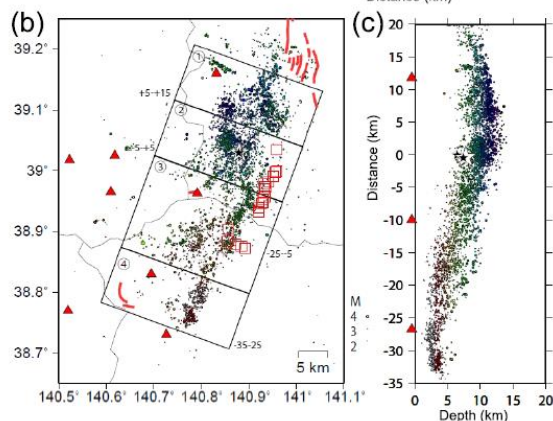
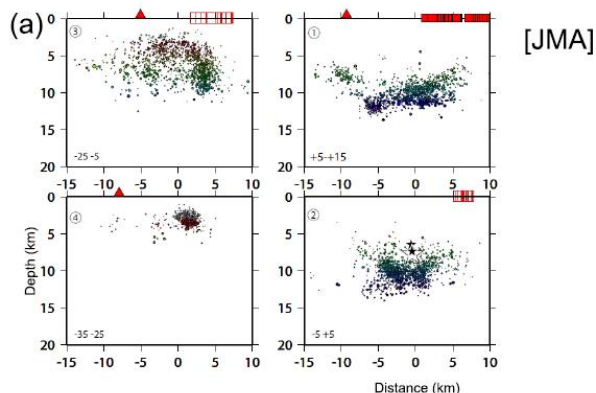
※3:IWTH26(一関東)の鉛直方向は観測記録の伝達関数を再現できていないことから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。

※4:それぞれの基盤地震動の加速度時刻歴波形について、基盤地震動の最大加速度と保守性を考慮した最大加速度との比を用いて係数倍する。(位相特性を変更せずに振幅特性のみを変更)

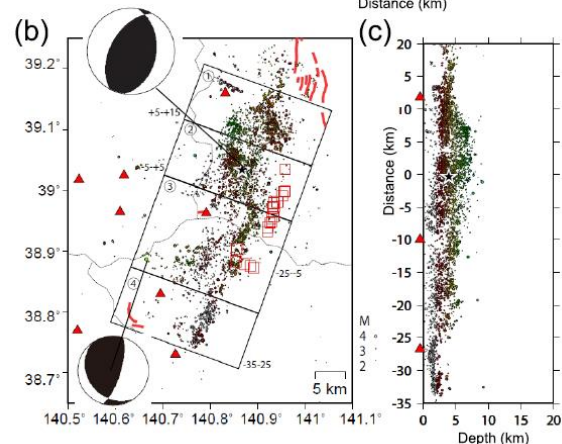
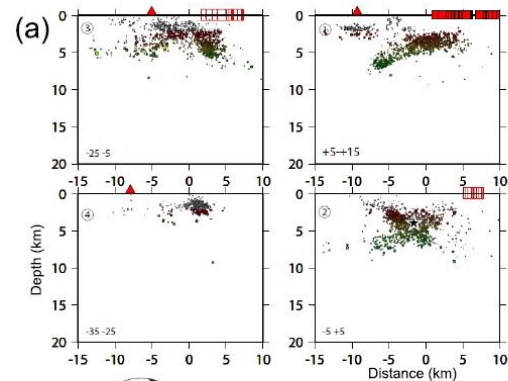
### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見 (1) 余震分布に関する既往の研究

- 岩手・宮城内陸地震の気象庁一元化震源による余震分布は、上端・下端とも浅い特徴を有している。また、Okada et al.(2012)は、緻密な臨時地震観測網の記録を用いて震源の再決定を行っており、気象庁一元化震源よりも系統的に更に浅くなることを示している。
- 再決定された余震分布から、ごく浅部の地表付近が余震分布上端と考えられる。

#### 【Okada et al.(2012)】



気象庁一元化震源



Okada et al.(2012)による震源再決定

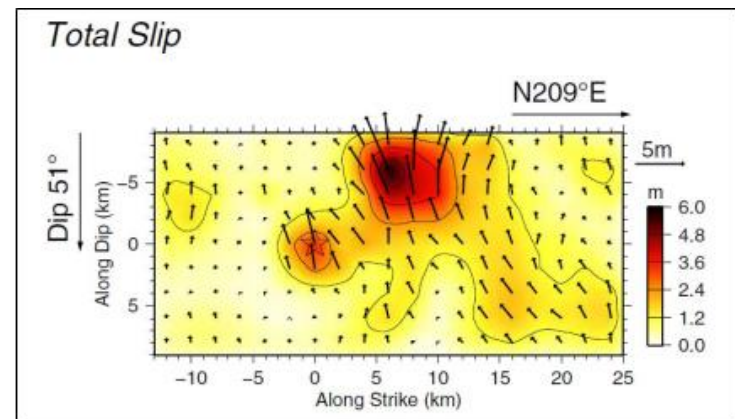
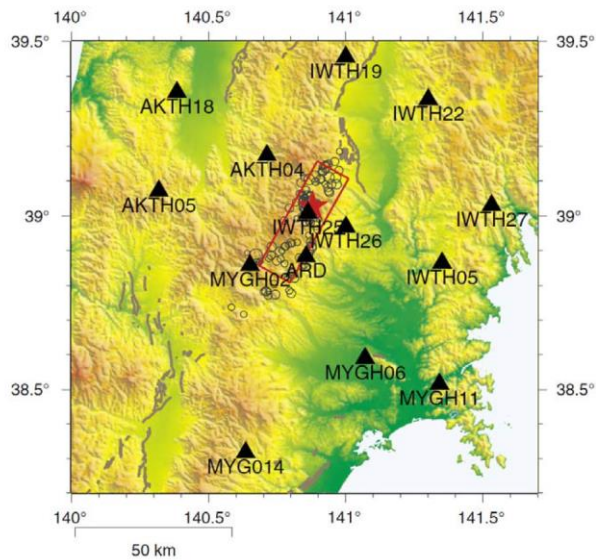


### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見 (2) インバージョン解析に関する既往の知見

- 岩手・宮城内陸地震の強震動シミュレーション解析はこれまでも多くの研究者が実施しているが、荒砥沢ダムの記録も含めた検討としては、Asano and Iwata(2011)のインバージョン解析がある。
- この検討では、すべり量の大きい箇所は浅部に決定されている。

#### 【Asano and Iwata(2011)】

震源断層面の地表投影及びインバージョン解析に使用した強震観測点 (14 観測点)



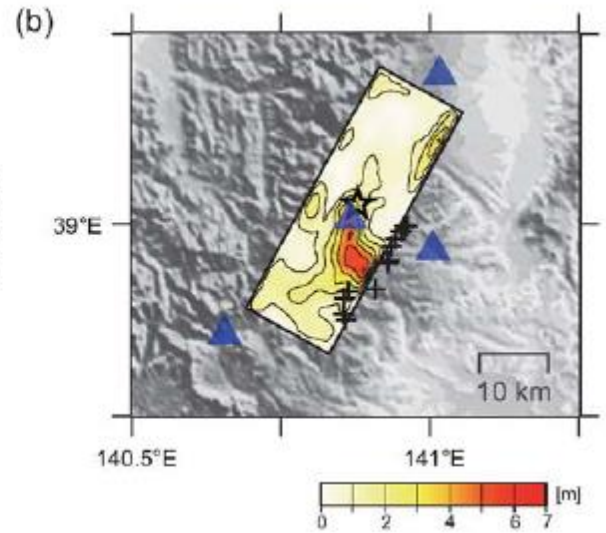
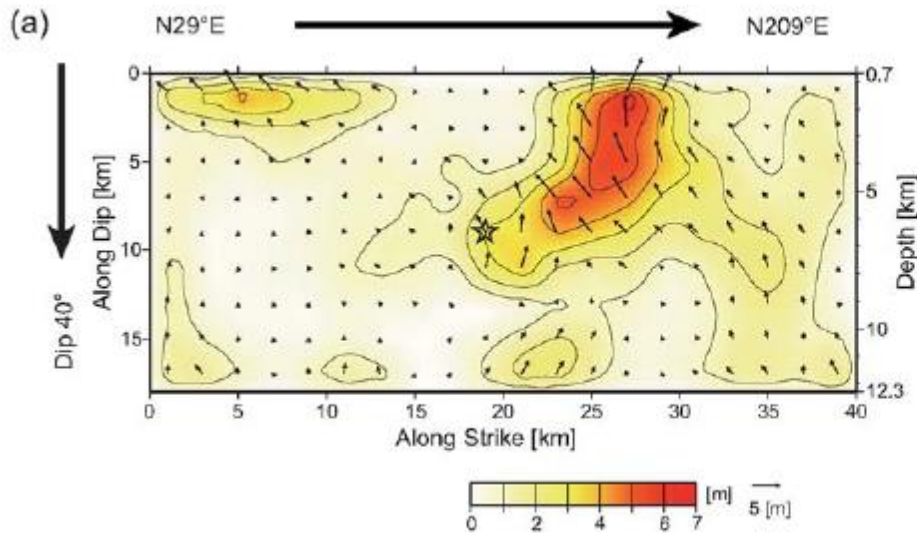
Asano and Iwata(2011)のインバージョンモデル

### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見 (2) インバージョン解析に関する既往の知見

- Suzuki et al.(2010)では、震源極近傍の強震動記録を用いて、インバージョン解析を実施している。
- この検討では、すべり量の大きい箇所は浅部に決定されている。

#### 【Suzuki et al.(2010)】

- Iwth25(一関西)で観測された大きな最大加速度は、特に南部の浅い位置にある大きなすべり域から生成されたとしている。なお、ダム観測点については検討対象外となっている。

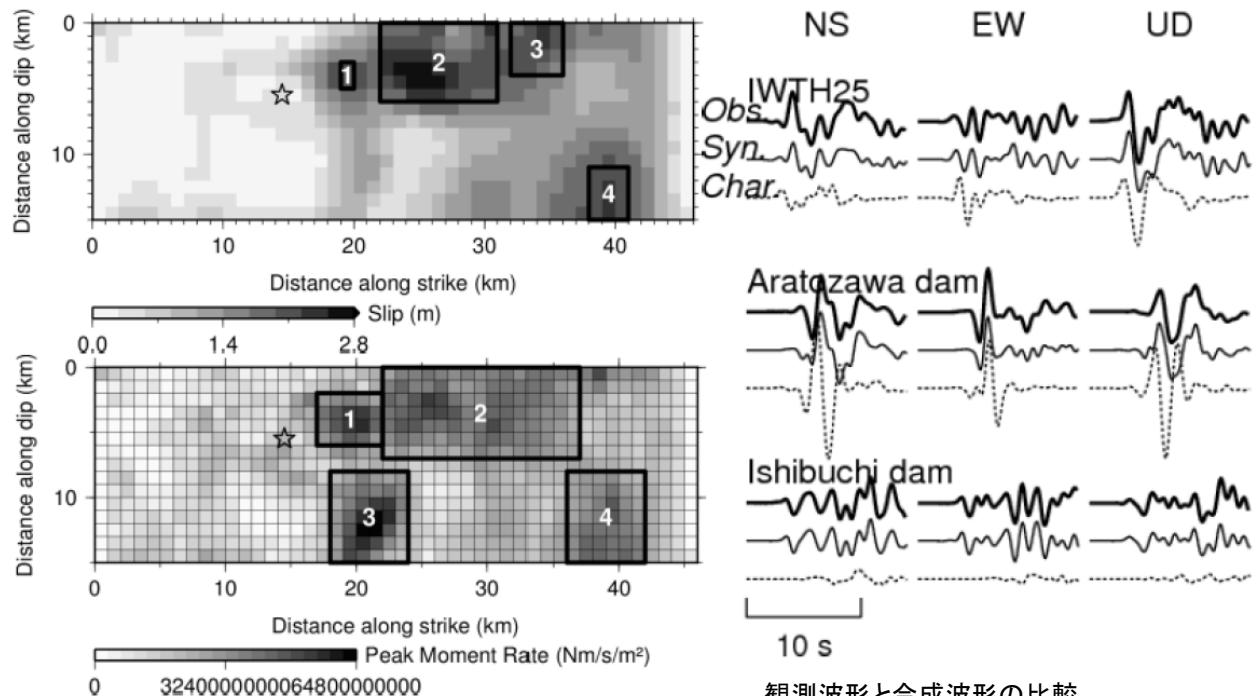


### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見 (2) インバージョン解析に関する既往の知見

- 吉田ほか(2014)では、震源極近傍の強震動記録を用いて、震源モデルを構築し、震源近傍での地震動記録の再現を試みている。

#### 【吉田ほか(2014)】

- すべり量分布及び最大すべり速度(PMR)分布を参考に特性化震源モデルを構築した結果、浅部に大きなアスペリティが設定されている。
- すべり量より構築した特性化震源モデルは、IWITH25(一関西)の観測波形は説明できなかったとしている。
- PMR分布より構築した特性化震源モデルは、IWITH25(一関西)及び荒砥沢ダムを含む多くの観測点での観測波形を説明できたものの、記録を再現できていない観測点もあり、さらに検討を進めているとしている。



(上)すべり量分布  
(下)PMR分布. 両分布は右側が走向方向(南側)

観測波形と合成波形の比較  
Obs.(太実線): 観測波形  
Syn.(実線): 逆解析モデルからの合成波形  
Char.(点線): 特性化震源モデルからの合成波形

### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見 (2) インバージョン解析に関する既往の知見

- 引間・瀨瀬(2013)では、西傾斜の断層面に加えて、東傾斜の断層面を仮定し、強震波形とGPSデータにより震源過程を推定している。

#### 【引間・瀨瀬(2013)】

- すべり量の大きい箇所が震源の南側かつ、東傾斜の断層面の浅部に決定されており、断層極近傍のデータを含めて、観測値の再現が従来の検討[引間・他(2008)]よりも向上したとしている。
- 東傾斜の断層面が存在する可能性が高いという結果が得られたが、このような極めて複雑な破壊過程の要因は現状では不明であり、可能性として火山地域の地質・応力等の条件の影響を受けている可能性が考えられるとしている。なお、ダム観測点については、検討対象外となっている。

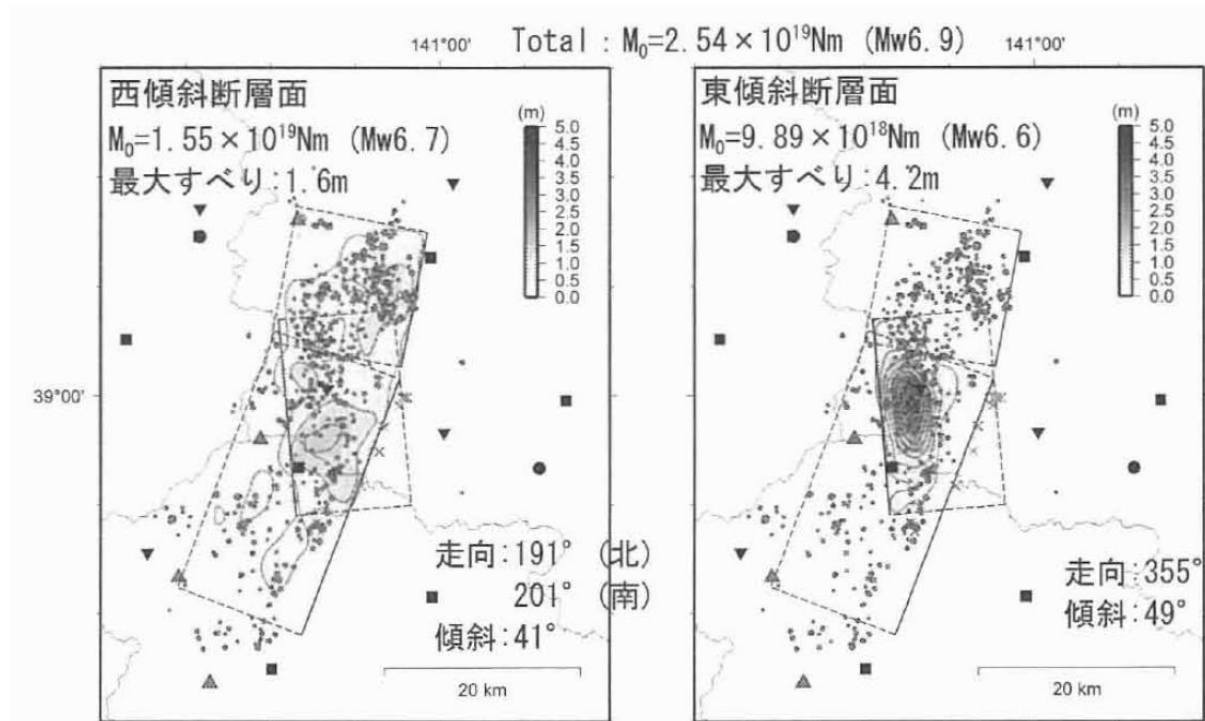


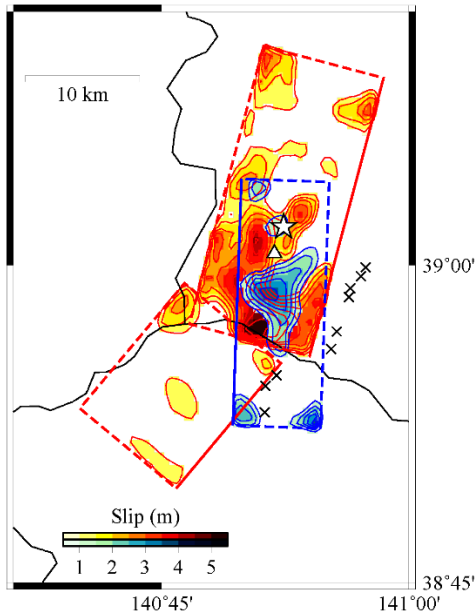
図 強震波形・GPSのジョイントインバージョンにより得られたすべり分布. 余震を合わせて示す. ☆:破壊開始点, ▲:火山, ●:K-NET, ▼:KiK-net, ■:GEONET.

### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見 (2) インバージョン解析に関する既往の知見

- 芝(2021)では、岩手・宮城内陸地震において震源近傍の複数観測点で大加速度が記録された共通要因として震源特性を挙げ、その影響を評価している。

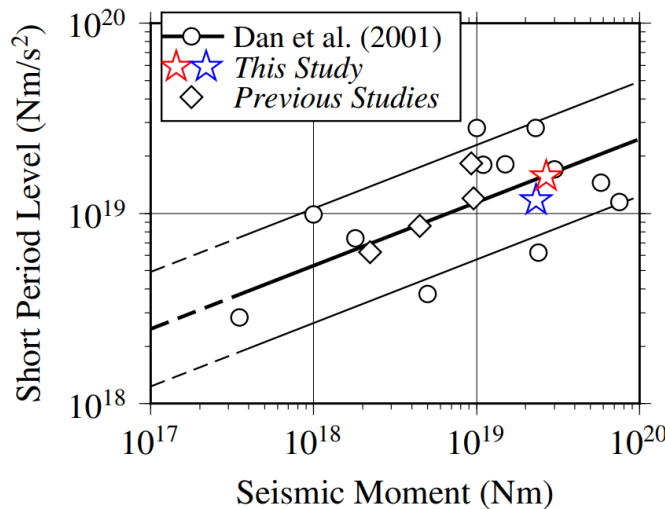
#### 【芝(2021)】

- 高精度余震分布等に基づき設定された共役断層面モデルを設定して、SMGA(強震動生成域)を抽出し、特性化震源パラメータを同定した結果、SMGAの短周期レベルは既往のスケーリング則と調和的であるとしている。
- SMGA分布から震源近傍観測点への等価震源距離を求め、最大加速度分布を評価した結果、一部の観測点[AKTH04(東成瀬)]を除いて既往の距離減衰式でほぼ説明できるとしている。
- 震源の強震動励起特性が平均的であったにも関わらず、大加速度が観測された主要因としては、SMGAの分布が浅く、震源距離が近かったことが考えられるとしている。

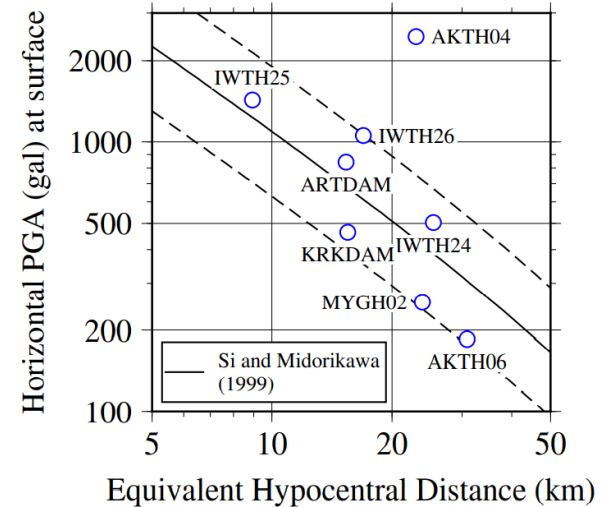


推定されたすべり分布

(赤: 西傾斜のすべり分布, 青: 東傾斜のすべり分布,  
☆: 震央, ×: 地表地震断層, △: KiK-net-関西)



地震モーメントに対する短周期レベルの分布  
(赤☆: 共役断層面モデル,  
青☆: 西傾斜単独の断層面モデル)



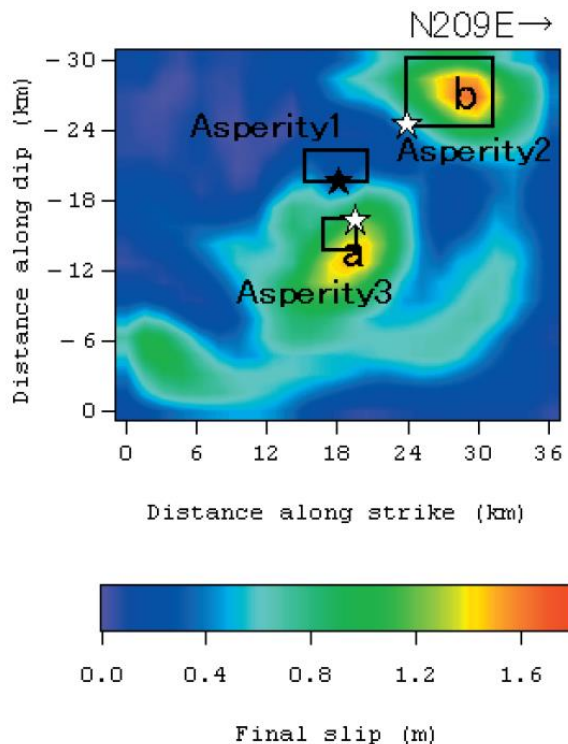
等価震源距離に対する地表最大加速度の分布

### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見 (3) フォワード解析に関する既往の知見

- 野津(2011)では、岩手・宮城内陸地震におけるやや短周期帯域の地震動を再現するのに適した特性化震源モデルを作成している。

#### 【野津(2011)】

- 野津(2010)における波形インバージョンで得られたすべり量分布を参考に3つのアスペリティを設定しており、最も面積の大きいアスペリティは、浅部に設定された。
- 作成された特性化震源モデルにより、K-NET観測点及びKiK-net観測点の地震動を再現した結果、IWITH25(一関西)を含め概ね良好に再現されたとしている。なお、ダム観測点については検討対象外となっている。



2008年岩手・宮城内陸地震の特性化震源モデルのパラメタ

	Asperity1	Asperity2	Asperity3
破壊開始点東経 (deg)	140.880	140.872	140.843
破壊開始点北緯 (deg)	39.028	38.970	39.023
破壊開始点深さ (km)	8.0	4.9	11.1
長さ (km) × 幅 (km)	6.0 × 3.0	8.0 × 6.0	3.0 × 3.0
M <sub>0</sub> (Nm)	0.56E+18	4.00E+18	1.00E+18
相対破壊開始時刻 (s)	0.00	2.8	1.7
破壊伝播速度 (km/s)	2.6	2.6	2.6
ライズタイム (s)	0.29	0.58	0.29
分割数	5 × 5 × 5	8 × 8 × 8	5 × 5 × 5

2008年岩手・宮城内陸地震の特性化震源モデル。背後のコンターは波形インバージョンで得られたすべり量分布

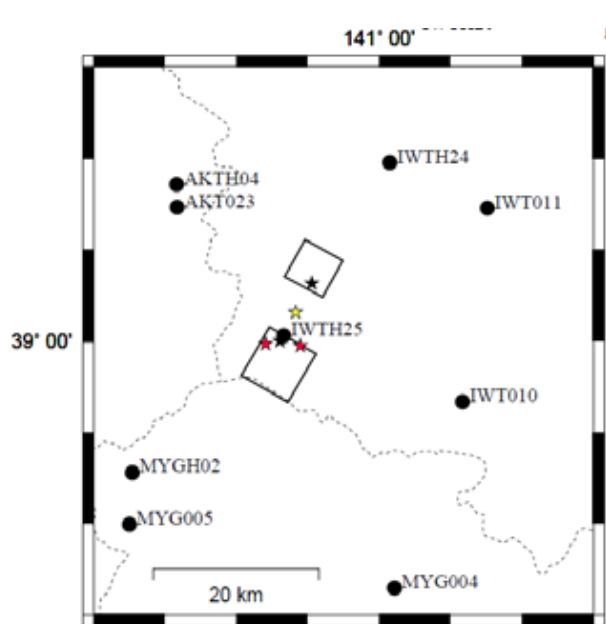
★は全体の破壊開始点, ☆は各アスペリティの破壊開始点。

### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見 (3) フォワード解析に関する既往の知見

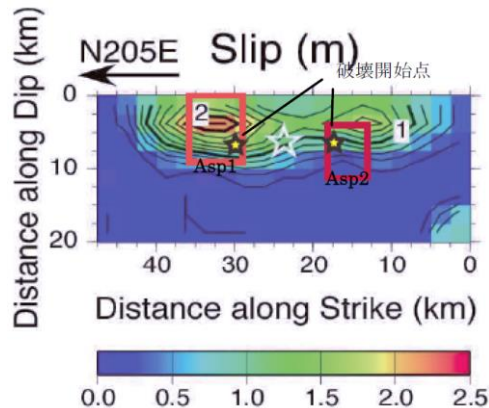
- 入倉・倉橋(2008)では、震源極近傍の強震動記録を用いて、フォワード・モデリングにより強震動が再現可能な震源モデルの構築を試みている。

#### 【入倉・倉橋(2008)】

- 堀川(2008)のすべり量分布を参考に震源モデルを構築した結果、発震点の南側浅部にやや大きなアスペリティ、北側に面積が半分程度のアスペリティが設定されている。
- ただし、このモデルでは、IWTH25(一関西)の観測記録に見られる上下動の非対称性は説明できず、別の要因(トランポリン効果など)を考える必要があるとしている。なお、ダム観測記録は、検討対象外となっている。



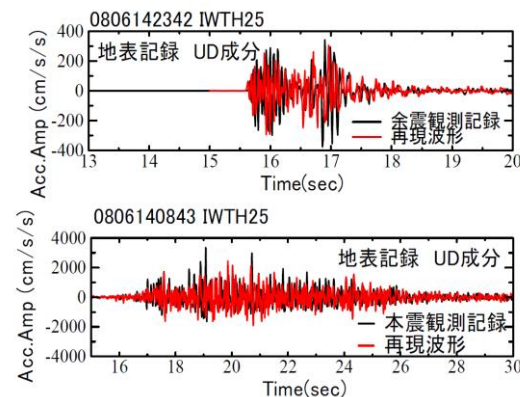
強震動生成域と解析に使用した観測点(一部)



断層面における強震動生成域

	Asp1	Asp2
走向		209
傾斜角		40
すべり角		104
長さ	6.8km	5.1km
幅	8.5km	6.8km
応力降下量	16.45MPa	14.1MPa
地震モーメント	2.86E+16Nm	1.47E+18Nm

震源モデルの諸元



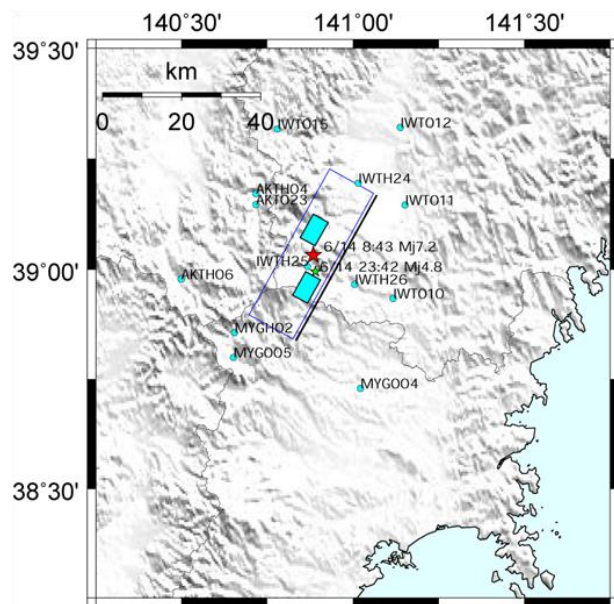
上図: IWTH25 (一関西) 地表における余震の再現波形と再現波形のスペクトル。  
下図: IWTH25 (一関西) 地表における本震の再現波形と再現波形のスペクトル。

### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見 (3) フォワード解析に関する既往の知見

- 釜江(2008)では、経験的グリーン関数法を用いたフォワード・モデリングにより岩手・宮城内陸地震の震源モデルの評価を試みている。

#### 【釜江(2008)】

- 解析の結果、震源の北と南にそれぞれ1つずつアスペリティを配置する震源モデルとなっており、震源の北側にアスペリティを配置することにより、震源より北側の観測点において、波形の再現性が向上したとしている。
- 2つのアスペリティの応力降下量は、これまでの内陸地殻内地震の平均値に近い値になったとしている。なお、本検討において、ダム観測記録は、検討対象外となっている。

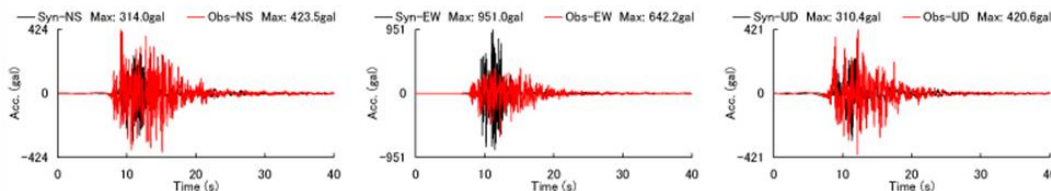


本震のメカニズム等

走向	209
傾斜角	51
すべり角	83
基準点(緯度)	39.172N
基準点(経度)	141.059E
基準点(深さ)	1.77km

	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	S (km <sup>2</sup> )	Mo (Nm)	Δσ (MPa)
Asp1	209	51	104	6.8 × 6.8	1.70 × 10 <sup>18</sup>	13.8
Asp2	209	51	104	6.8 × 6.8	1.70 × 10 <sup>18</sup>	13.8

IWTH25



2008年岩手・宮城内陸地震(Mj7.2), 経験的グリーン関数として用いた地震(Mj4.8)の震央位置, KiK-net及びK-NET観測点位置, ならびに2008年岩手・宮城内陸地震の2つのアスペリティからなる震源モデル(アスペリティのみ)の位置

IWTH25(一関西)合成波形と観測波形の比較(0.2Hz~10Hz)

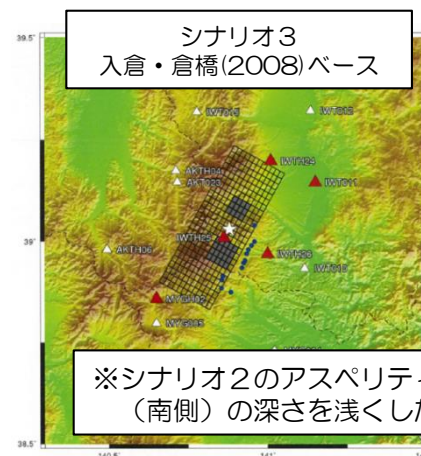
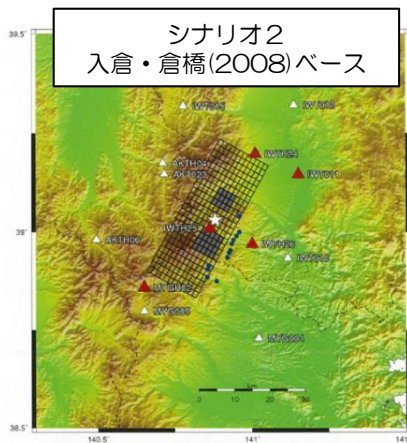
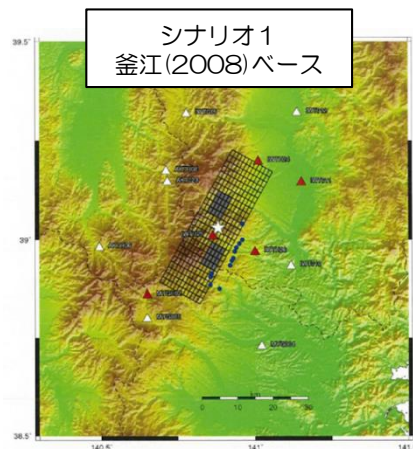


### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見 (3) フォワード解析に関する既往の知見

- 独立行政法人原子力安全基盤機構による「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」(2014)では、岩手・宮城内陸地震の地震動再現解析を検討している。

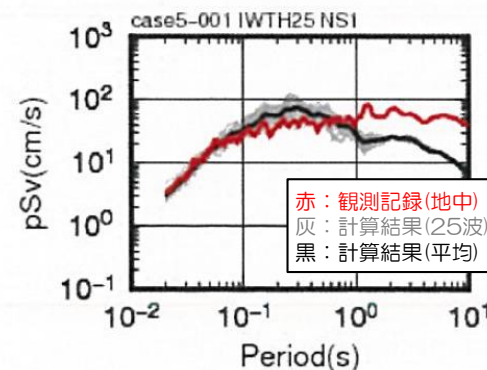
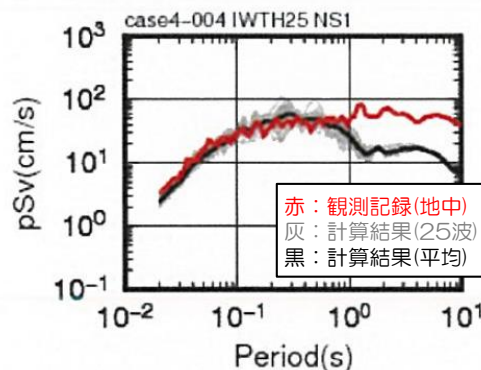
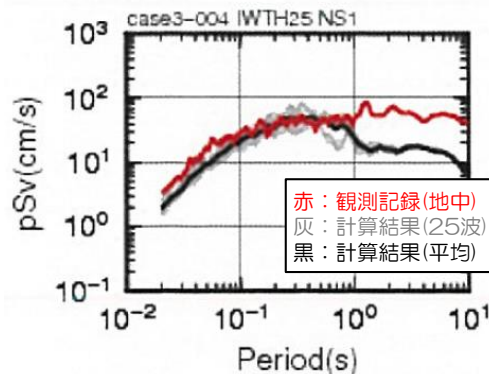
#### 【原子力安全基盤機構(2014)】

- シナリオ1及びシナリオ2では、IWTH25(一関西)の短周期成分がやや過小評価であり、さらに、シナリオ2のアスペリティを浅くしたモデル(シナリオ3)においても、依然としてやや小さめである可能性があるとしている。なお、ダム観測点については、検討対象外となっている。



※シナリオ2のアスペリティ1  
(南側)の深さを浅くした

破壊シナリオの影響を考慮した断層モデルの設定



IWTH25(一関西)の地中記録の再現結果(SGFと波数積分法のハイブリッド)

### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見 (4)まとめ

- 地震後実施された緻密な臨時地震観測から求められる岩手・宮城内陸地震の余震分布上端は、気象庁一元化震源よりも系統的にさらに浅くなることを示しており、ごく浅部の地表付近が余震分布上端と考えられる。
- 本震記録を説明するいくつかの震源モデルから、岩手・宮城内陸地震については、震源及びすべり量の大きい箇所が浅かったことが考えられる。
- 上記の知見を踏まえると、浅い位置でエネルギーの放出が行われたことが、震源域近傍のいくつかの観測点で大加速度が観測された大きな要因の一つになっている可能性がある。
- 一方で、震源等のモデル化に関して、観測記録の再現性の向上や複雑な破壊過程の要因特定などの課題が示されている知見もある。



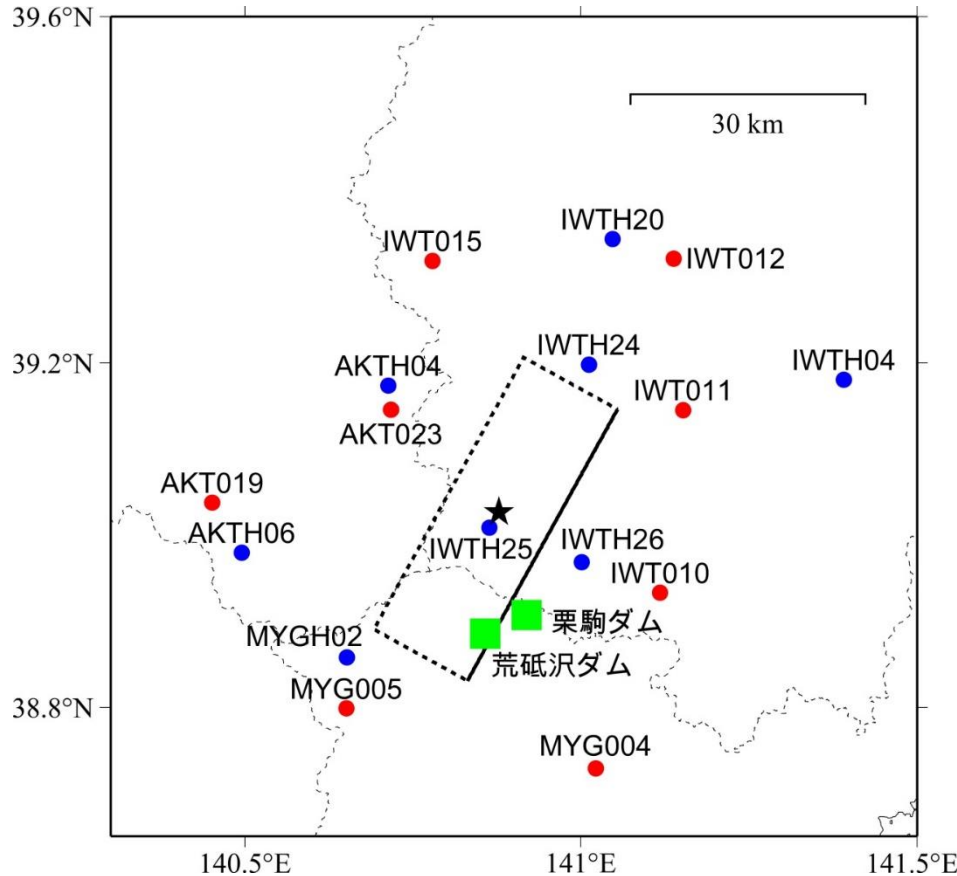
以上の評価内容も踏まえ、岩手・宮城内陸地震で得られた観測記録の収集・分析を実施する。

### 3.3.2 地震観測記録の収集

#### (1) 地震観測記録の収集対象

- ▶ 防災科学技術研究所のK-NET及びKiK-net観測点のうち、断層最短距離30km以内の観測点を対象に収集する(16地点)。
- ▶ あわせて、本地震の震源近傍に位置している荒砥沢ダム、栗駒ダムの地震観測記録※も収集する(2地点)。

※: ダム観測記録は宮城県より受領



観測地点名	
K-NET (8地点)	AKT019 雄勝
	AKT023 樺台
	IWT010 一関
	IWT011 水沢
	IWT012 北上
	IWT015 川尻
	MYG004 築館
	MYG005 鳴子
KiK-net (8地点)	AKTH04 東成瀬
	AKTH06 雄勝
	IWTH04 住田
	IWTH20 花巻南
	IWTH24 金ヶ崎
	IWTH25 一関西
	IWTH26 一関東
	MYGH02 鳴子
ダム (2地点)	- 荒砥沢ダム
	- 栗駒ダム

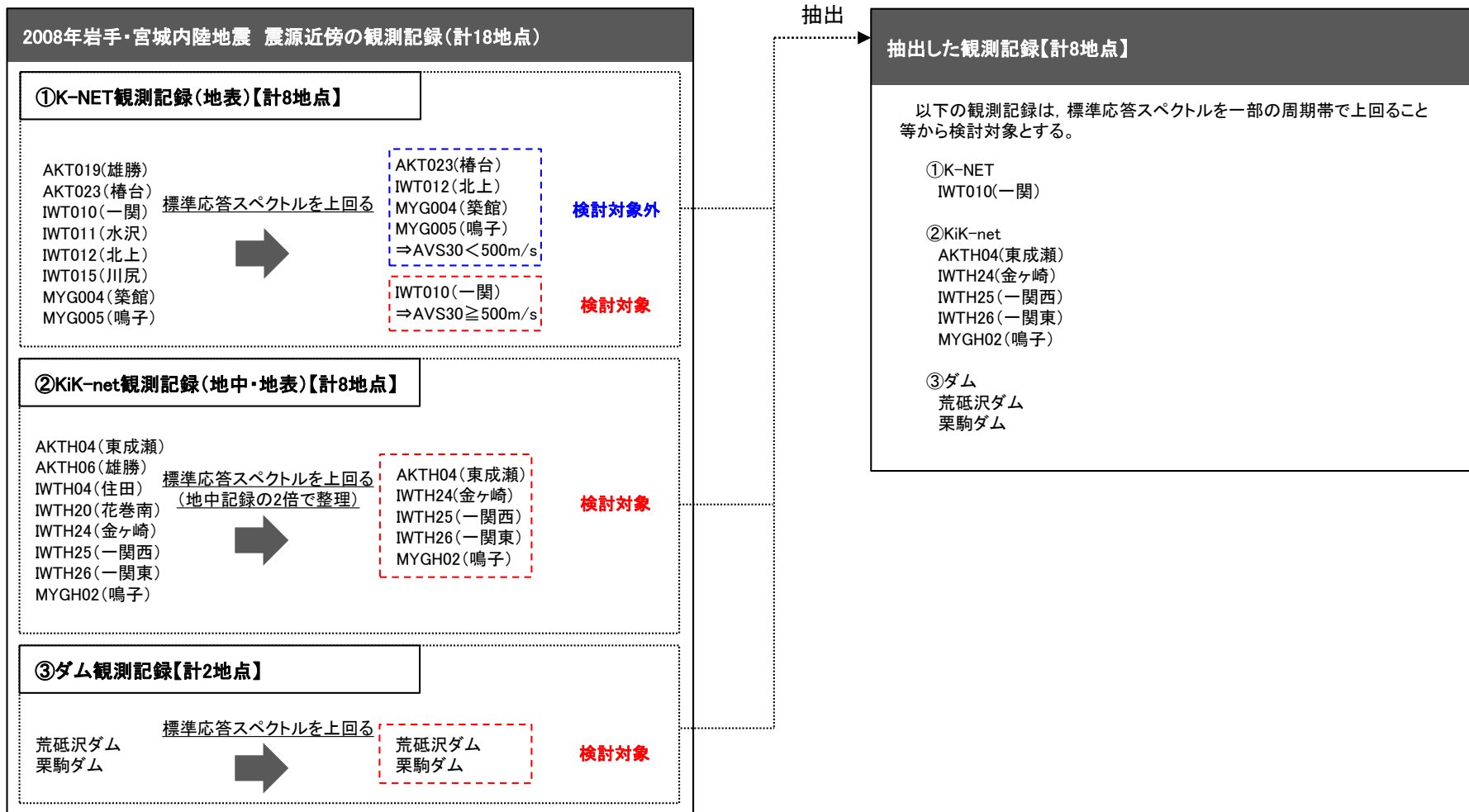
2008年岩手・宮城内陸地震の震央位置と周辺観測点

### 3.3.2 地震観測記録の収集

#### (1) 地震観測記録の収集対象

S229

- 収集した観測記録について、以下の観点で抽出し、考察を行う。
  - 標準応答スペクトルを上回る記録(KiK-net観測点の記録は、地中記録の2倍で整理)
  - K-NET観測点については、上記の観点に加えAVS30が500m/sを上回っている観測点における記録



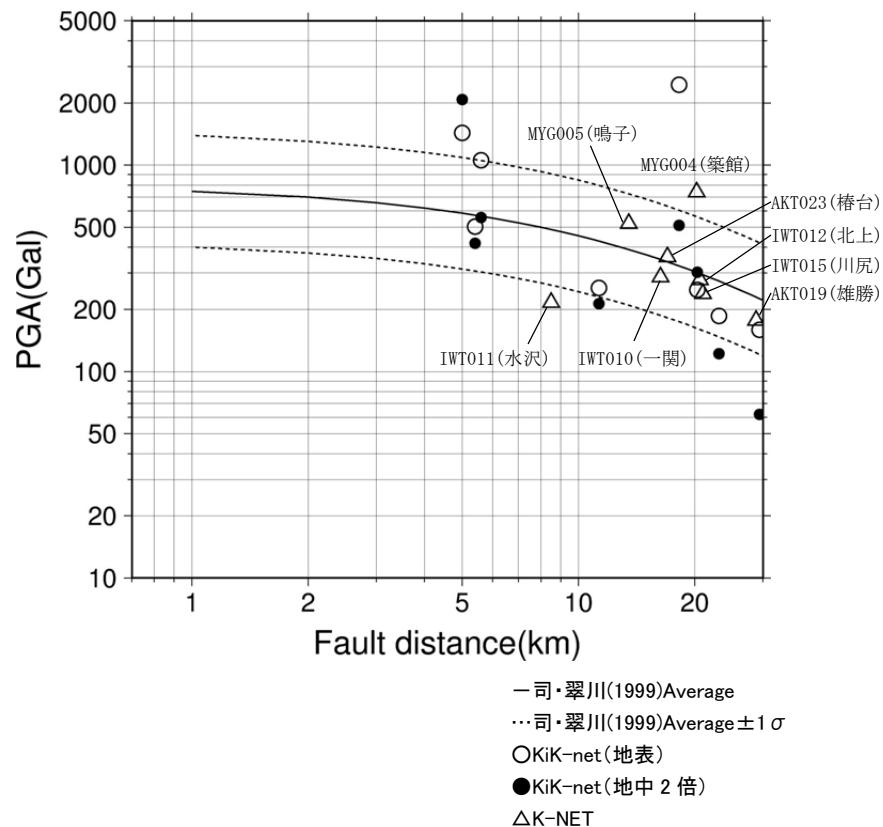
### 3.3.2 地震観測記録の収集 (2) K-NET観測点の観測記録

- K-NET観測点のうち, MYG004(築館)は, 司・翠川(1999)の距離減衰式の+1σを上回る。
- 一方で, IWT011(水沢)は, 司・翠川(1999)の距離減衰式の-1σを下回る。

K-NETの最大加速度

観測点			断層最短距離 (km)	AVS30 (m/s)	最大加速度(Gal)		
					水平(NS)	水平(EW)	鉛直(UD)
K-NET (地表)	AKT019	雄勝	29	310	159	177	140
	AKT023	樺台	17	429	359	359	248
	IWT010	一関	16	668	219	287	210
	IWT011	水沢	9	250	151	216	213
	IWT012	北上	21	214	278	237	142
	IWT015	川尻	21	417	197	238	123
	MYG004	築館	20	430	740	678	224
	MYG005	鳴子	14	351	440	521	666

断層最短距離: Suzuki et al.(2010)による震源断層モデルに基づく

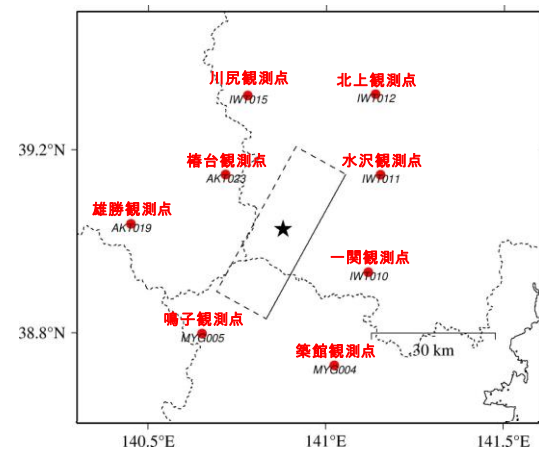
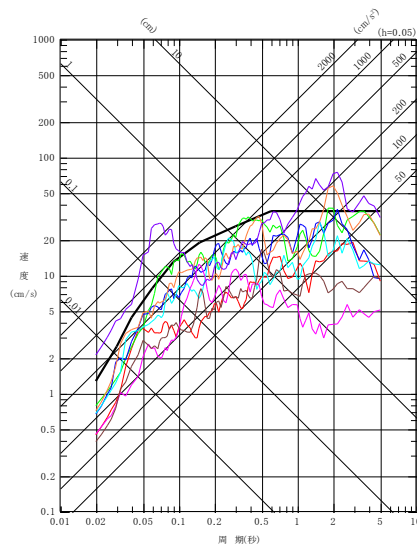
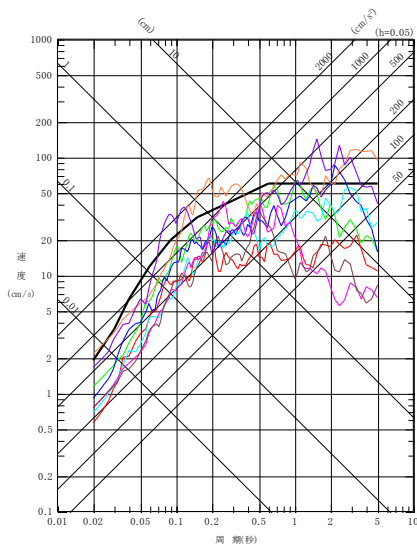
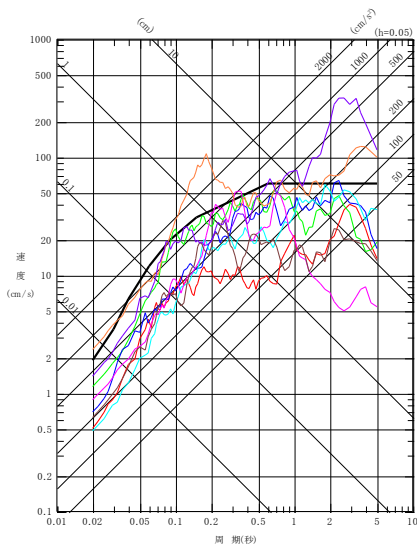


### 3.3.2 地震観測記録の収集

## (2) K-NET観測点の観測記録

S229

- K-NET観測記録と標準応答スペクトルの比較を示す。
- AKT023(樺台), IWT010(一関), IWT012(北上), MYG004(築館), MYG005(鳴子)が標準応答スペクトルを一部の周期帯で上回る。



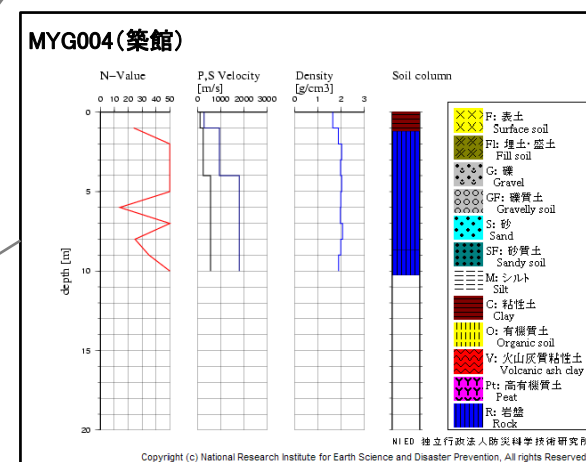
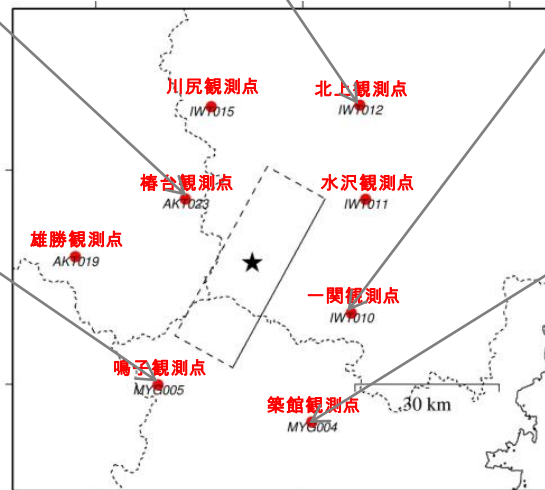
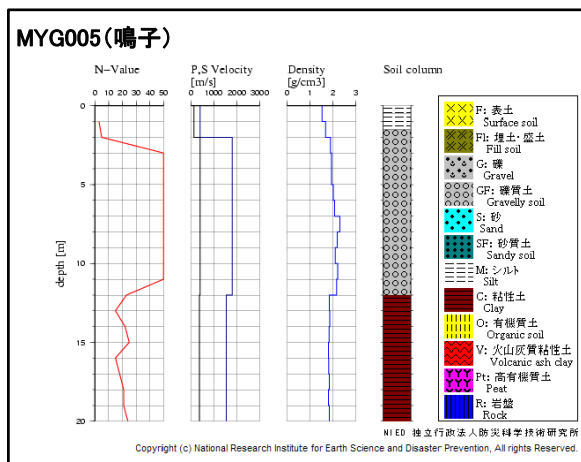
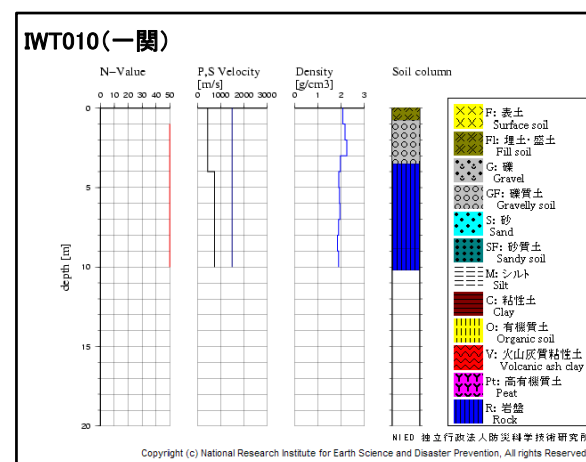
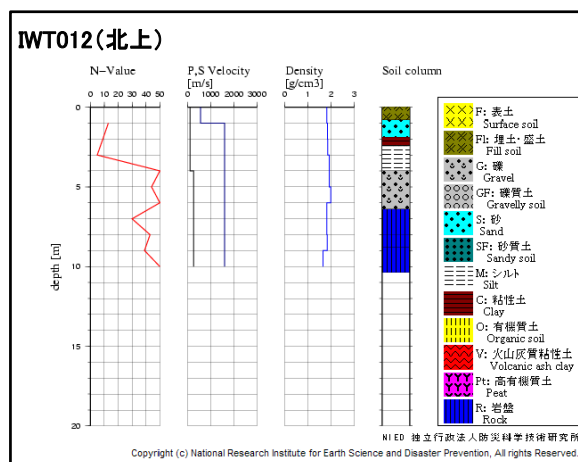
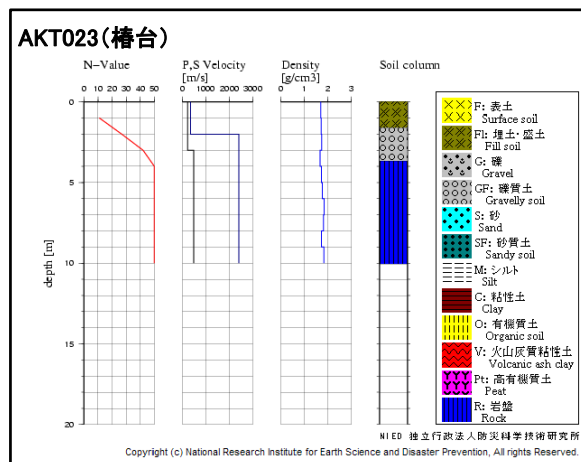
観測点位置図

K-NET観測記録と標準応答スペクトルとの比較

### 3.3.2 地震観測記録の収集

## (2) K-NET観測点の観測記録

- 使用するK-NET観測点の地質構造を示す。
- K-NET観測記録において、標準応答スペクトルを上回る観測点のうちAVS30が500m/s以上と推定されるのは、IWT010(一関)である。
- なお、IWT010(一関)は、司・翠川(1999)の距離減衰式の $\pm 1\sigma$ の範囲内にある。



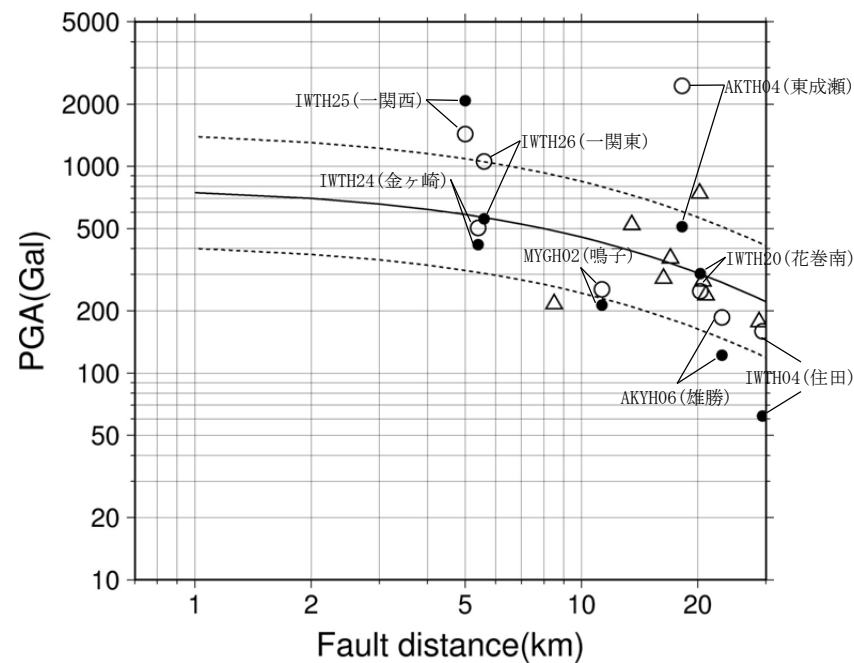
### 3.3.2 地震観測記録の収集

#### (3) KiK-net観測点の観測記録

- KiK-net観測点のうち、AKTH04(東成瀬)及びIWTH25(一関西)は、司・翠川(1999)の距離減衰式の+1σを上回る。
- なお、IWTH25(一関西)は、地中記録の2倍も司・翠川(1999)の距離減衰式の+1σを上回る。また、AKTH06(雄勝)、IWTH04(住田)、MYGH02(鳴子)の地中記録の2倍は、司・翠川(1999)の距離減衰式の-1σを下回る。

KiK-netの最大加速度

観測点		断層最短距離(km)	AVS30(m/s)	最大加速度(Gal)			
				()内:地中記録			
				水平(NS)	水平(EW)	鉛直(UD)	
KiK-net (地表・地中)	AKTH04	東成瀬	18	459	1318 (173)	2449 (255)	1094 (138)
	AKTH06	雄勝	23	455	180 (42)	186 (61)	140 (47)
	IWTH04	住田	29	456	126 (31)	159 (28)	115 (24)
	IWTH20	花巻南	20	289	249 (107)	240 (151)	136 (68)
	IWTH24	金ヶ崎	5	486	503 (209)	435 (169)	342 (121)
	IWTH25	一関西	5	506	1143 (1036)	1433 (748)	3866 (681)
	IWTH26	一関東	6	371	888 (278)	1056 (211)	927 (167)
	MYGH02	鳴子	11	399	254 (106)	230 (96)	233 (54)



断層最短距離: Suzuki et al.(2010)による震源断層モデルに基づく

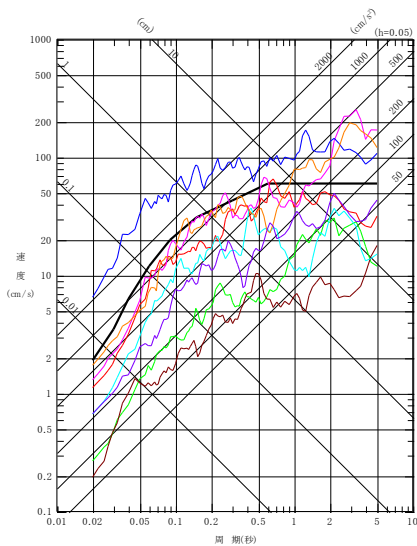
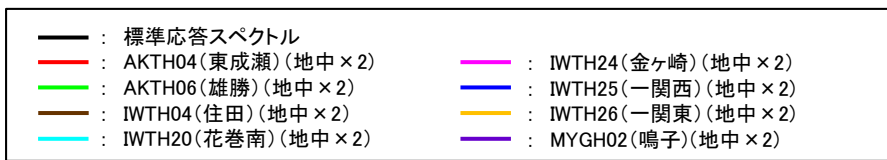
— 司・翠川(1999)Average  
 ... 司・翠川(1999)Average ± 1σ  
 ○ KiK-net(地表)  
 ● KiK-net(地中 2倍)  
 △ K-NET



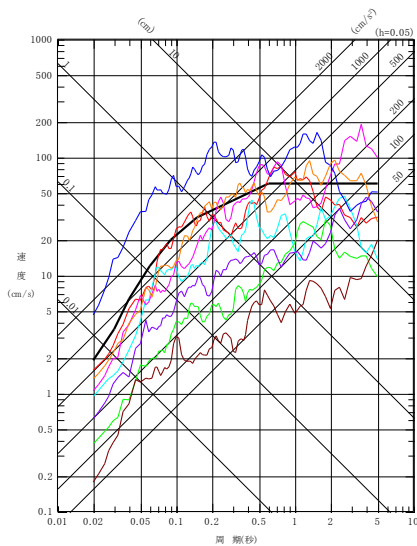
### 3.3.2 地震観測記録の収集

#### (3) KiK-net観測点の観測記録

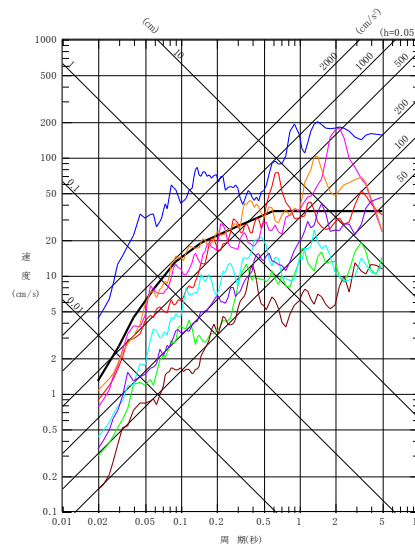
- KiK-net観測記録(地中記録の2倍)と標準応答スペクトルとの比較を示す。
- AKTH04(東成瀬), IWTH24(金ヶ崎), IWTH25(一関西), IWTH26(一関東), MYGH02(鳴子)が標準応答スペクトルを一部の周期帯で上回る。
- なお, KiK-net観測記録(地中記録の2倍)について, IWTH25(一関西)が司・翠川(1999)の距離減衰式の $+1\sigma$ を上回り, MYGH02(鳴子)は,  $-1\sigma$ を下回る。AKTH04(東成瀬), IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)は,  $\pm 1\sigma$ の範囲内にある。



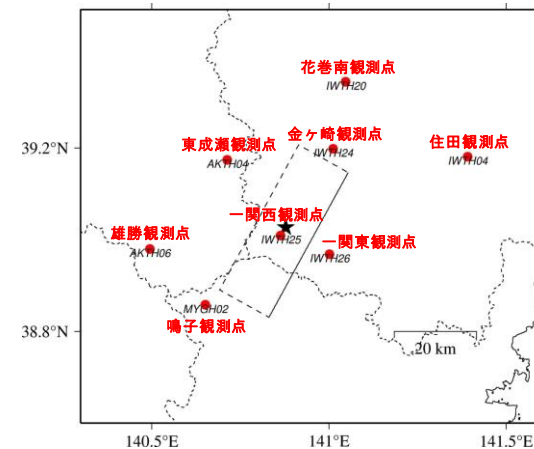
NS成分



EW成分



UD成分



観測点位置図

KiK-net観測記録と標準応答スペクトルとの比較

### 3.3.2 地震観測記録の収集 (4) 荒砥沢ダム of 観測記録

#### 【荒砥沢ダムの概要】

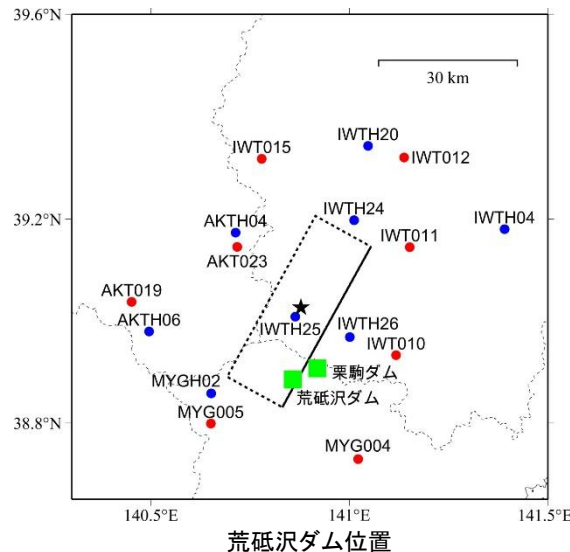
所在地	宮城県
事業者	宮城県土木部/東北農政局
水系名	北上川
河川名	二迫川
竣工年	1998年
ダム形式	ロックフィルダム
最低基礎面標高	EL. 205m
天端標高	EL. 279.4m
堤高	74.4m
堤長	413.7m



- ・ダム基礎地盤の地質年代: 新第三紀中新世
- ・基礎岩盤: 頁岩, 凝灰岩互層及び安山岩の進入

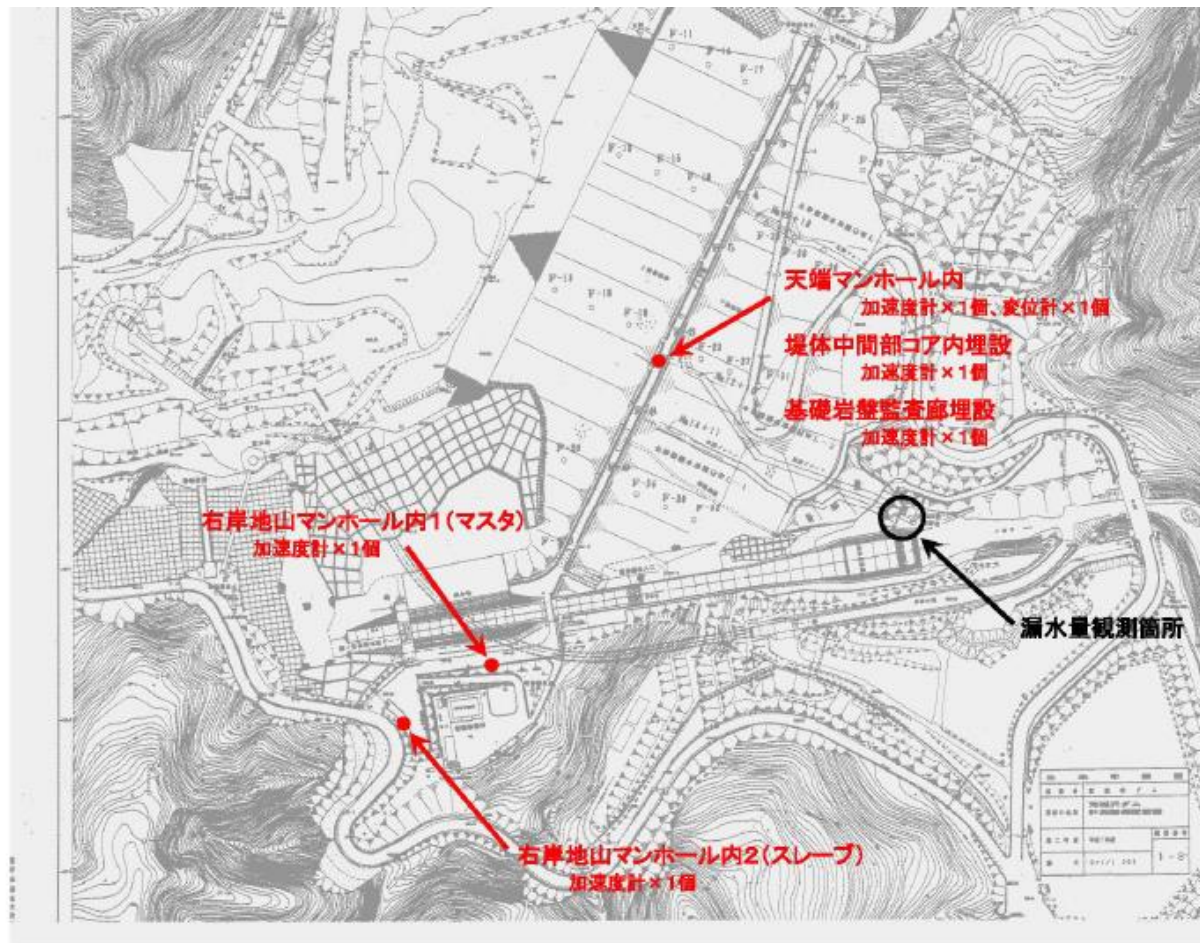
荒砥沢ダムの地盤(国総研資料 第733号「国土交通省所轄ダムの地震動計測装置」)

- ・基礎岩盤位置の岩級区分 CH~B級
- ・P波速度 EL.205m~200m  $V_p=2.5\sim3.2\text{km/s}$



### 3.3.2 地震観測記録の収集 (4) 荒砥沢ダム の観測記録

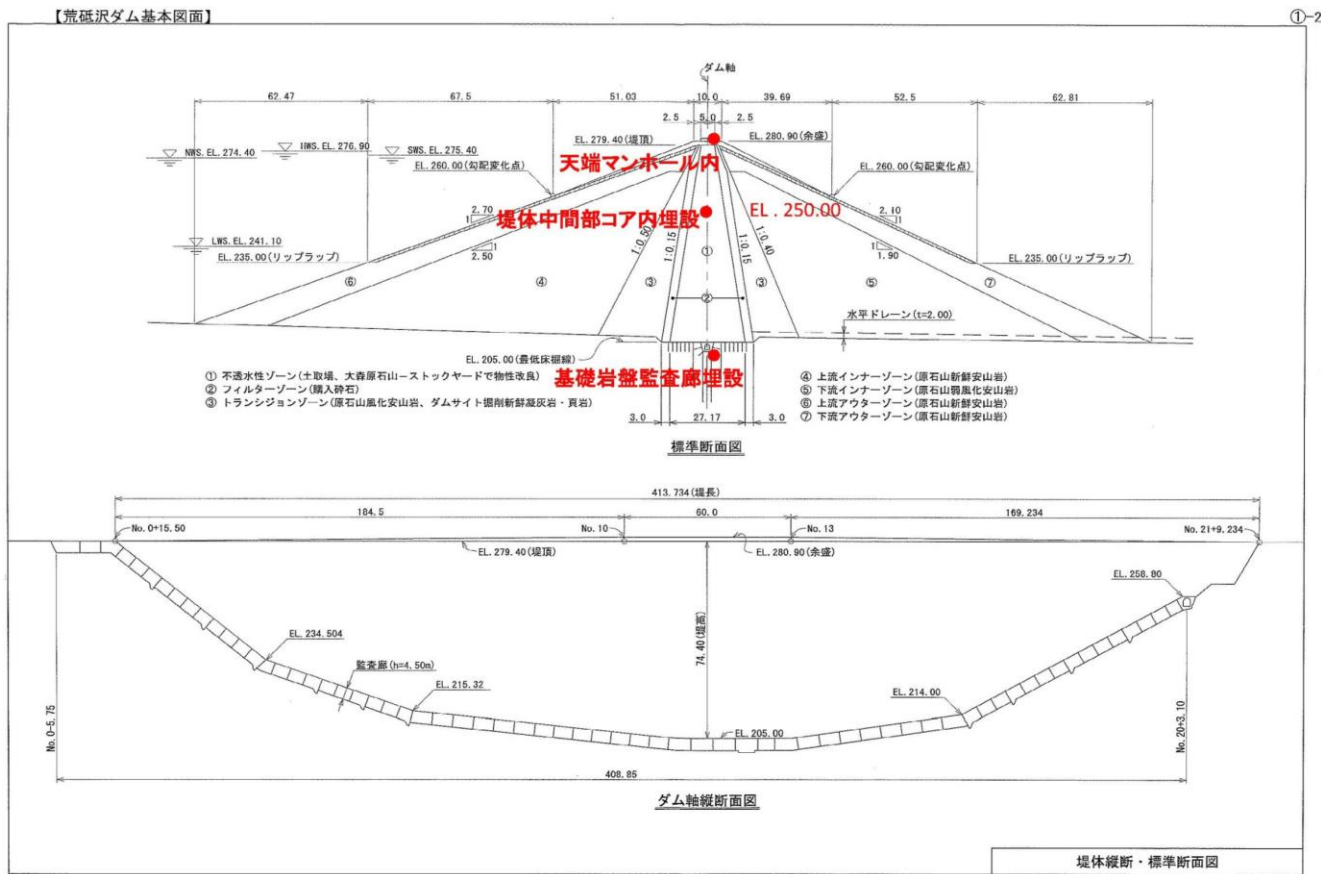
#### 【荒砥沢ダム 地山の概要及び地震観測位置】



(宮城県より受領した図面に一部加筆)

### 3.3.2 地震観測記録の収集 (4) 荒砥沢ダム の観測記録

#### 【荒砥沢ダムの構造及び地震観測位置】



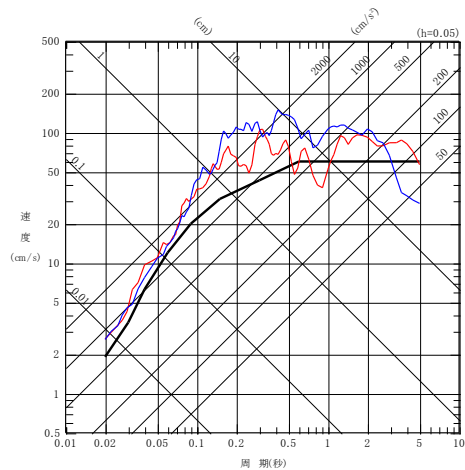
(宮城県より受領した図面に一部加筆)

ダム形式: 中央コア型ロックフィルダム  
 堤長: 413.7m  
 堤高: 74.4m

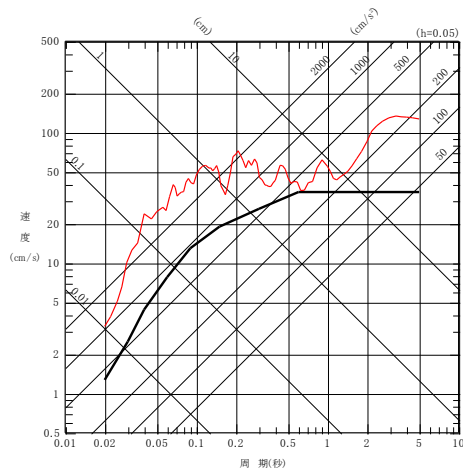
### 3.3.2 地震観測記録の収集 (4) 荒砥沢ダム の観測記録

S229

➤ 荒砥沢ダムの観測点では、標準応答スペクトルを一部の周期帯で上回る。

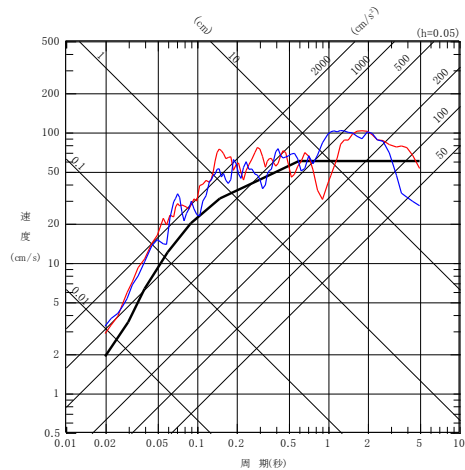


水平方向

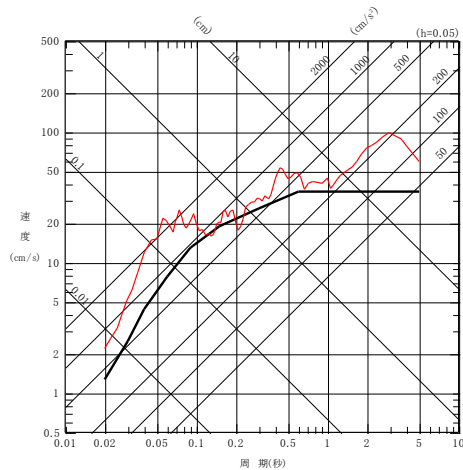


鉛直方向

荒砥沢ダム(右岸地山)の観測記録と標準応答スペクトルとの比較

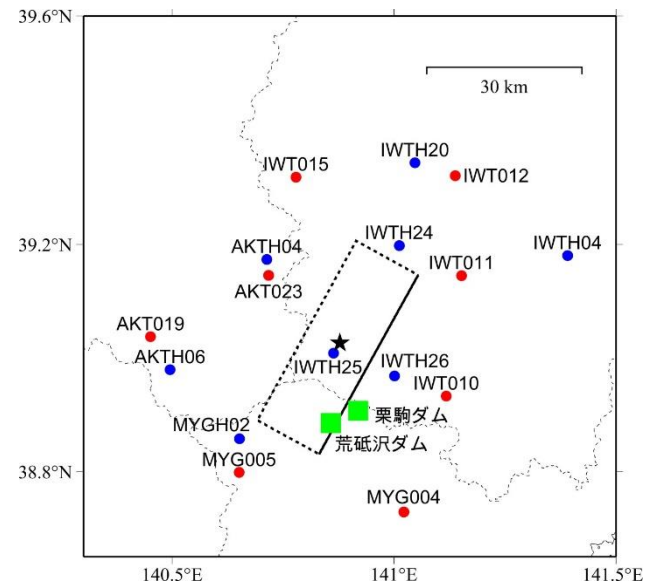
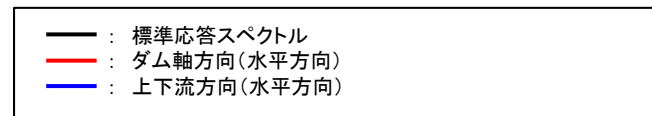


水平方向



鉛直方向

荒砥沢ダム(監査廊)の観測記録と標準応答スペクトルとの比較

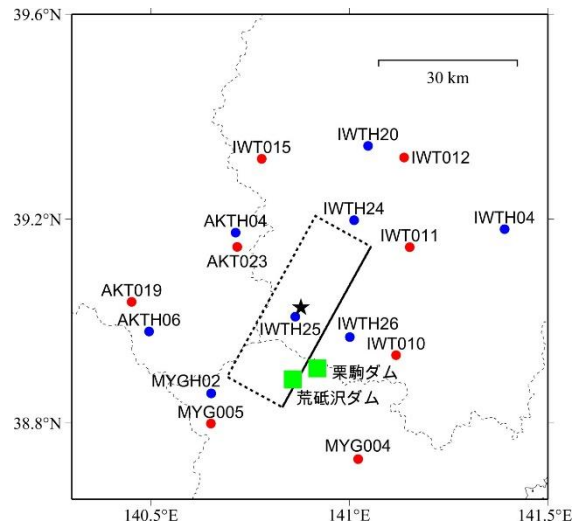


荒砥沢ダム位置

### 3.3.2 地震観測記録の収集 (5) 栗駒ダムの観測記録

#### 【栗駒ダムの概要】

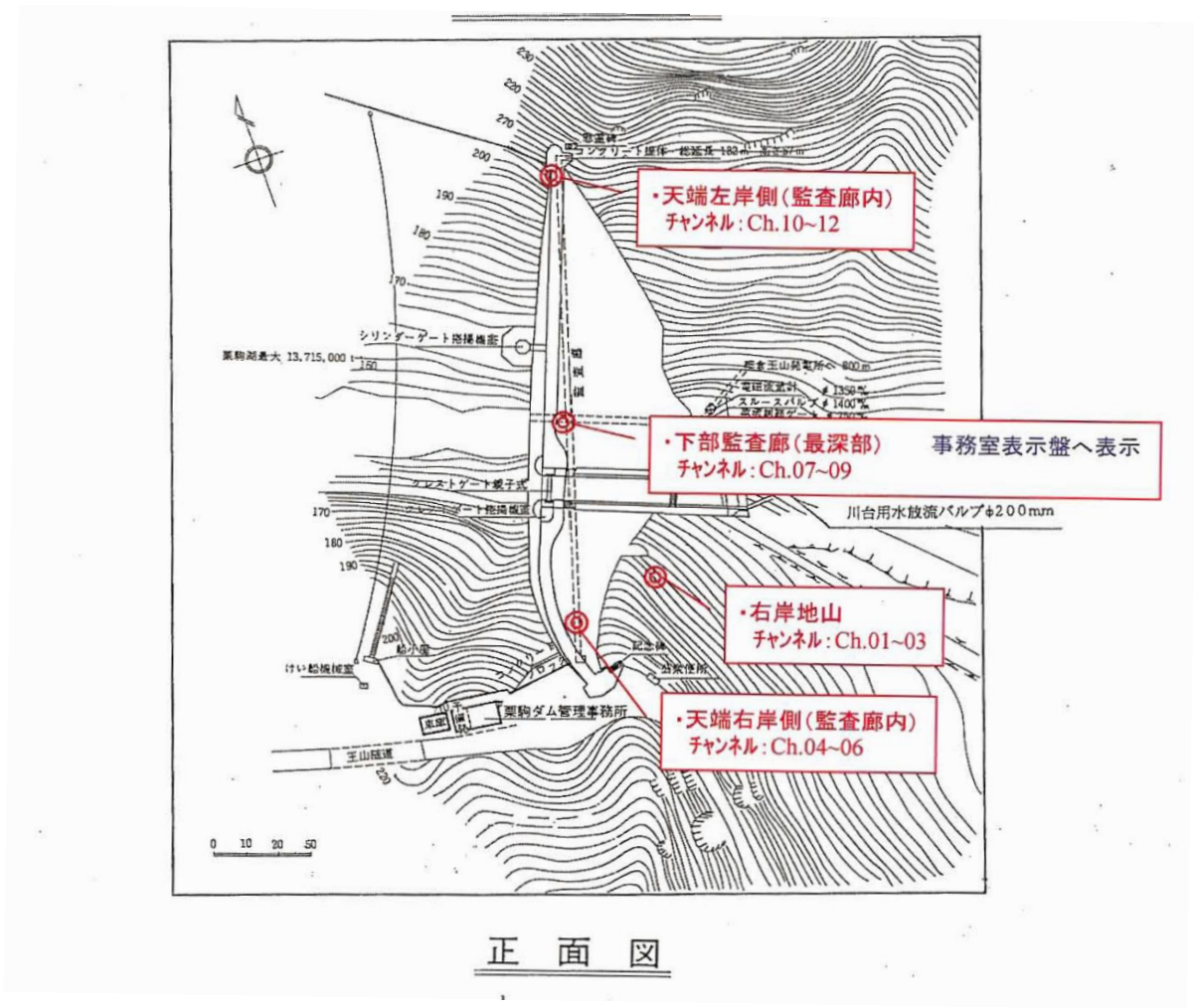
所在地	宮城県
水系名	北上川
河川名	迫川支川三迫川
竣工年	1961年
ダム形式	重力式コンクリートダム
堤高	57.2m
堤長	182.0m



栗駒ダム位置

### 3.3.2 地震観測記録の収集 (5) 栗駒ダムの観測記録

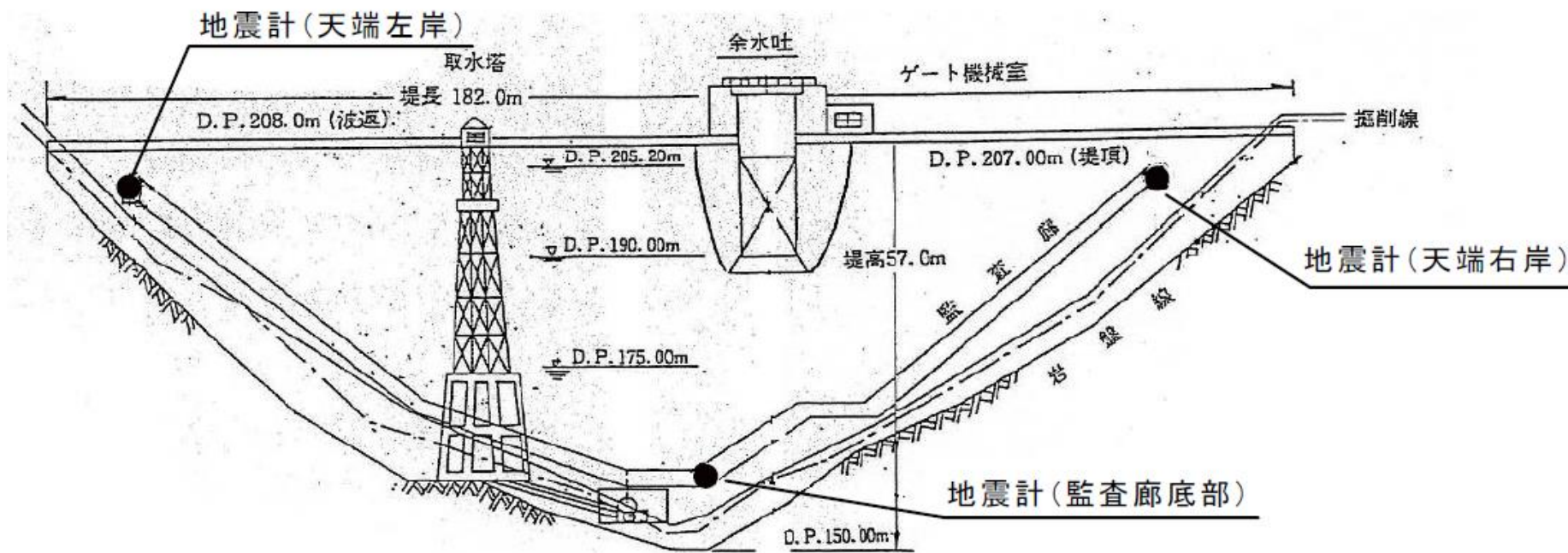
#### 【栗駒ダム 地山の概要及び地震観測位置】



(宮城県より受領した図面に一部加筆)

### 3.3.2 地震観測記録の収集 (5) 栗駒ダムの観測記録

#### 【栗駒ダムの構造及び地震観測位置】



(宮城県より受領した図面に一部加筆)

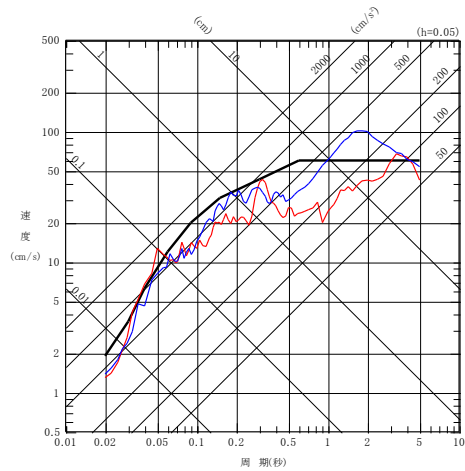
ダム形式: 重力式コンクリートダム  
堤長: 182.0m  
堤高: 57.2m



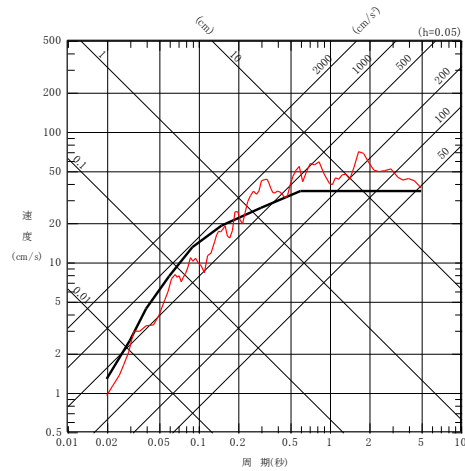
### 3.3.2 地震観測記録の収集 (5) 栗駒ダムの観測記録

S229

栗駒ダムの観測点では、標準応答スペクトルを一部の周期帯で上回る。

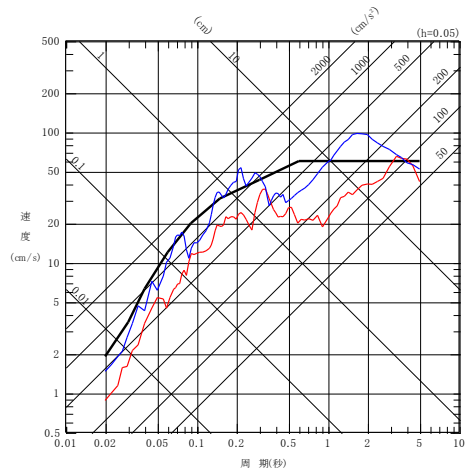
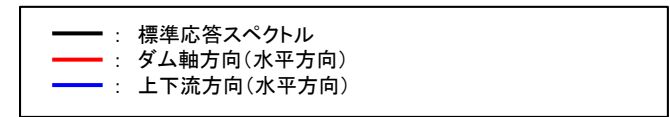


水平方向

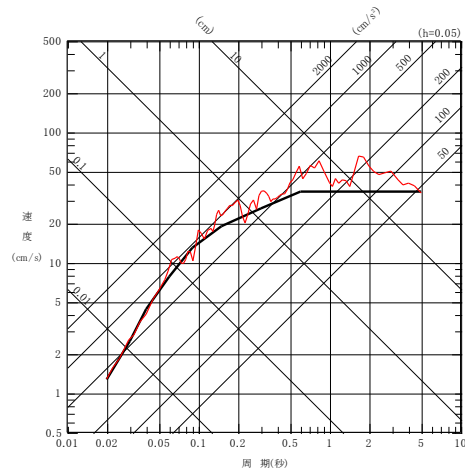


鉛直方向

栗駒ダム(右岸地山)の観測記録と標準応答スペクトルとの比較

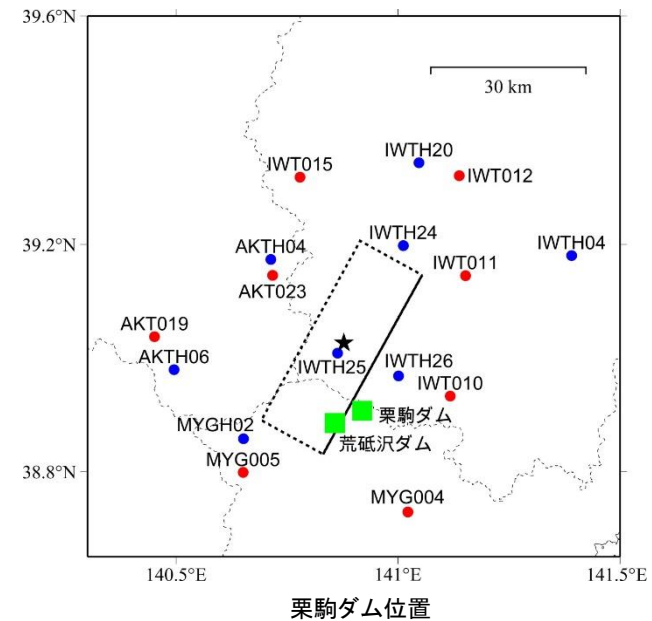


水平方向



鉛直方向

栗駒ダム(監査廊)の観測記録と標準応答スペクトルとの比較

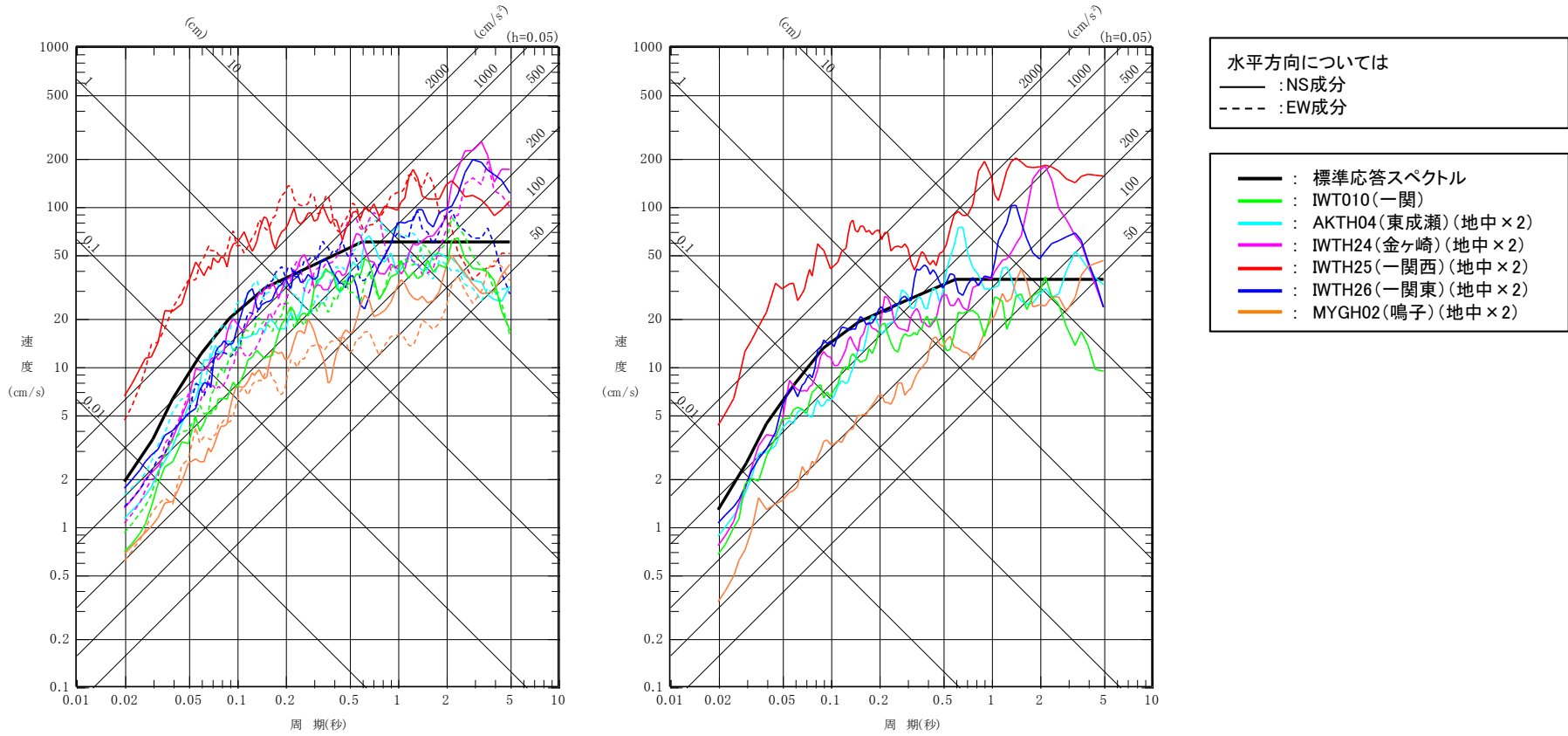


栗駒ダム位置

### 3.3.2 地震観測記録の収集 (6)まとめ

S229

➤ K-NET観測点及びKiK-net観測点より抽出された観測記録と標準応答スペクトルについて比較する。

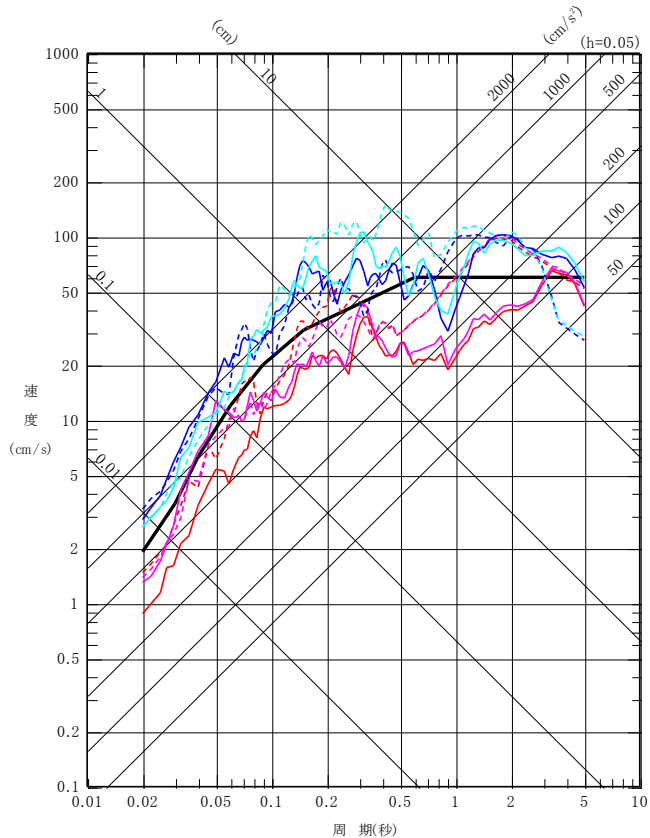


観測記録(K-NET及びKiK-net)と標準応答スペクトルとの比較

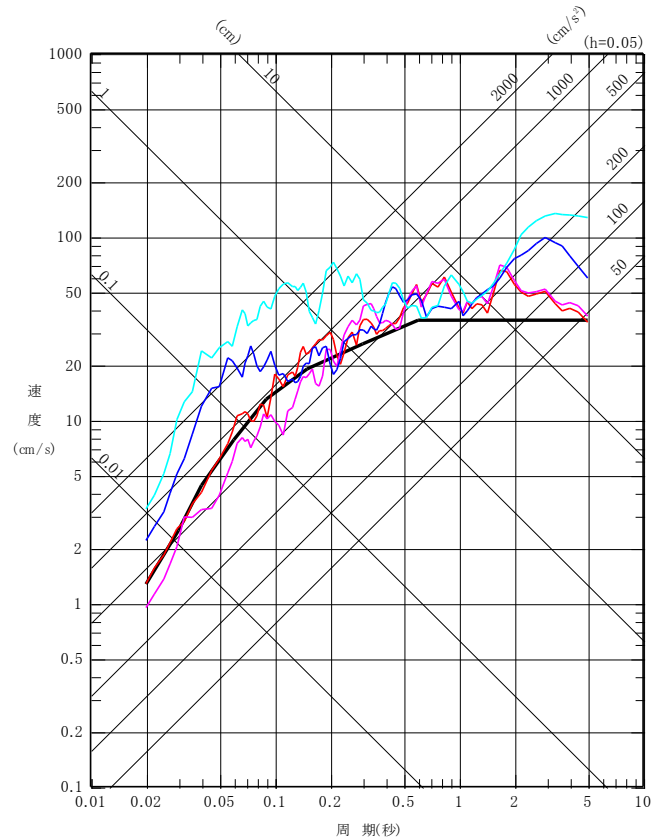
### 3.3.2 地震観測記録の収集 (6)まとめ

S229

➤ 荒砥沢ダム及び栗駒ダムより抽出された観測記録と標準応答スペクトルについて比較する。



水平方向



鉛直方向

水平方向については  
—— : ダム軸方向  
- - - : 上下流方向

—— : 標準応答スペクトル  
—— : 荒砥沢ダム(右岸地山)  
—— : 荒砥沢ダム(監査廊)  
—— : 栗駒ダム(右岸地山)  
—— : 栗駒ダム(監査廊)

観測記録(ダム)と標準応答スペクトルとの比較

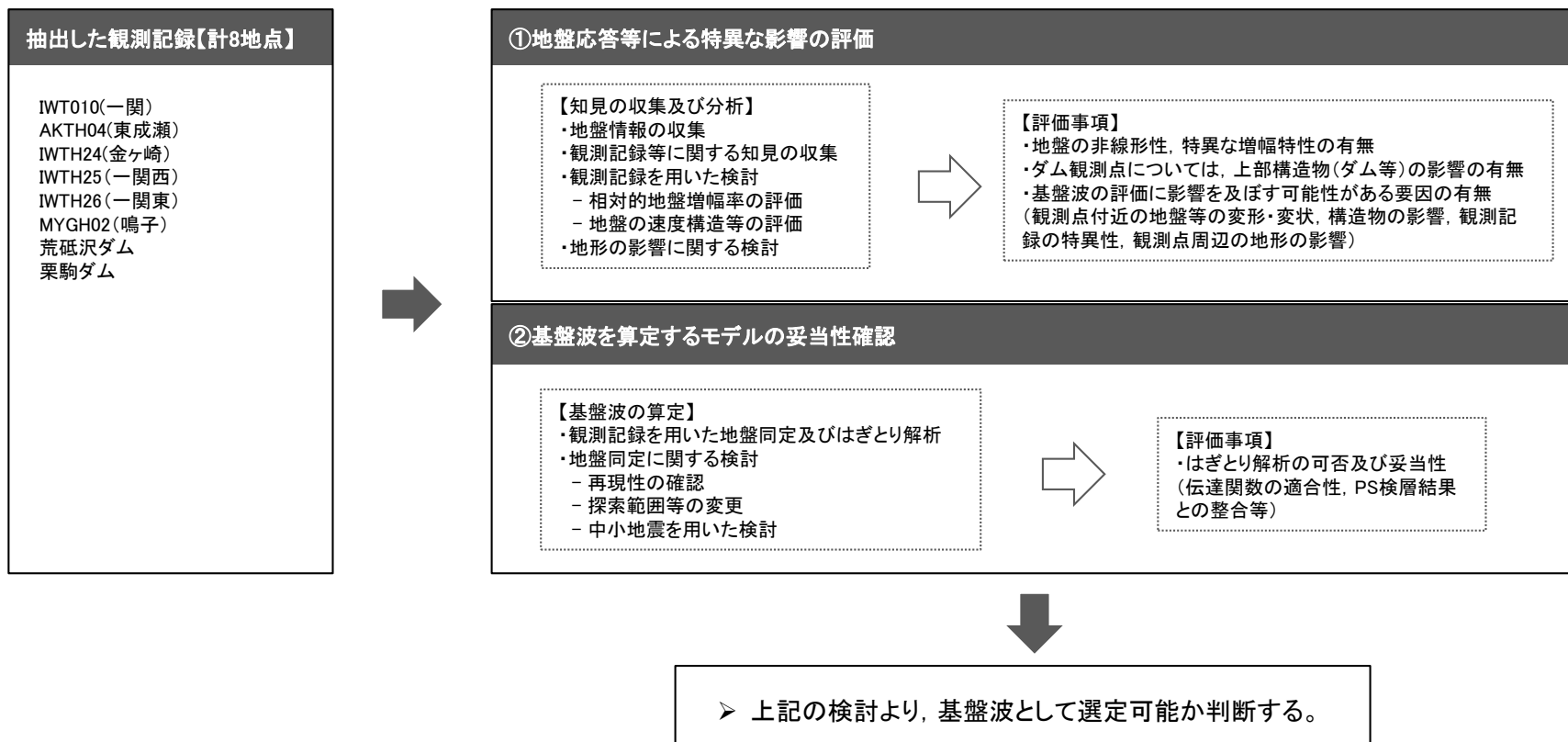
➤ IWT010(一関), AKTH04(東成瀬), IWTH24(金ヶ崎), IWTH25(一関西), IWTH26(一関東), MYGH02(鳴子), 荒砥沢ダム, 栗駒ダムの観測記録は, 標準応答スペクトルを一部の周期帯で上回る。

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

## (1) 地震観測記録の分析・評価の概要

S229

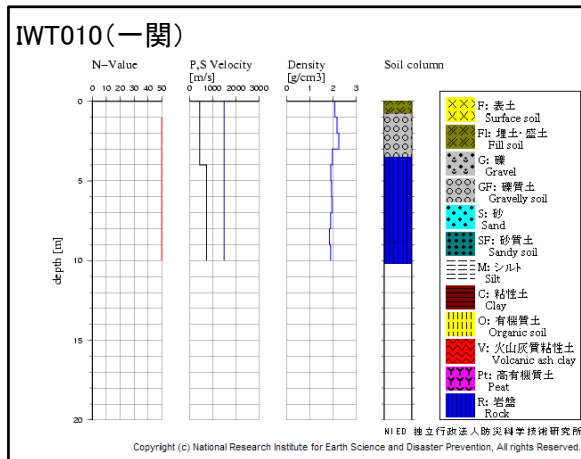
- 前項の観測記録の収集において、敷地に及ぼす影響が大きいと考えられるものとして抽出した観測記録について、以下の観点で記録の分析・評価を実施する。
- 地盤応答等による特異な影響の評価(地盤情報の収集, 各種知見の収集・整理, 相対的地盤増幅率の評価, 地質及び速度構造に関する検討, 地形の影響に関する検討)
  - 基盤波を算定するモデルの妥当性確認[観測記録を用いた地盤同定及びはぎとり解析, 地盤同定に関する検討(再現性の確認, 探索範囲等の変更, 中小地震を用いた検討)]



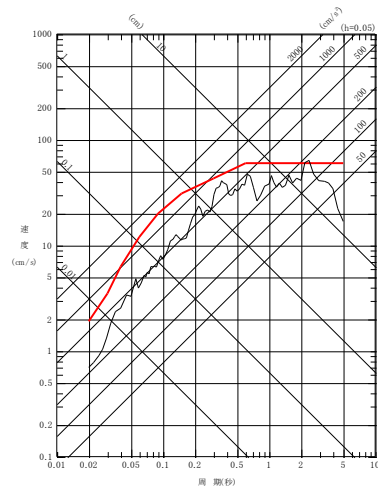
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (2) K-NET一関観測点に関する検討

S229

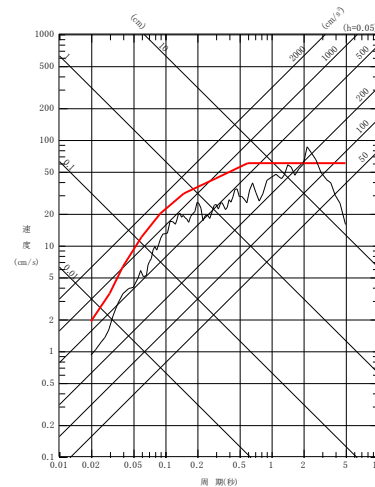
- K-NET観測点のうち、標準応答スペクトルを上回る観測記録[IWT010(一関)]について、地盤情報を収集整理し、基盤地震動としての評価を実施する。
- IWT010(一関)は、表層のVsは430m/sであるが、深さ4mでVs=730m/sの層となっており、観測記録の応答スペクトルは、一部の周期帯で標準応答スペクトルを上回る。



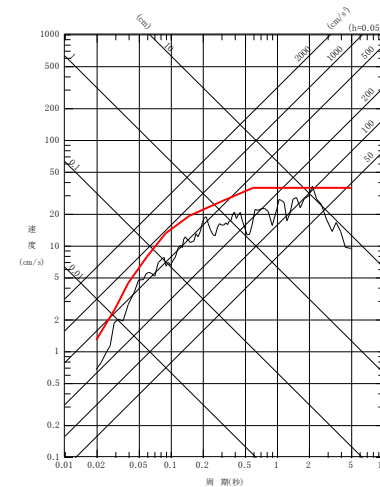
— : 標準応答スペクトル  
— : IWT010(一関)



NS成分



EW成分



UD成分



IWT010(一関)の観測記録と標準応答スペクトルとの比較

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

➤ 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。

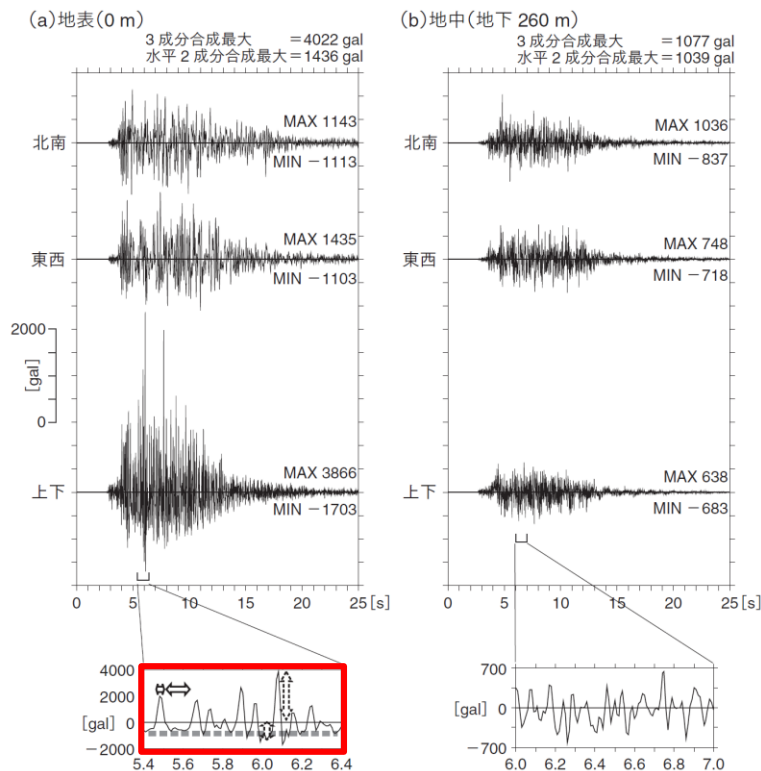


図1—KiK-net一関西観測点で記録された加速度記録(左は地表, 右は地中-260 m)。波形右側に示したMAX, MINはそれぞれプラス(北, 東, 上)方向, マイナス(南, 西, 下)方向の最大加速度(gal)。最下段は, 下動に関し, 最大値を含む1秒間の波形の拡大図。地表の拡大図中の矢印は振幅(点線)と周期(実線)の非対称性を, 太点線は-1gの頭打ちを示す。

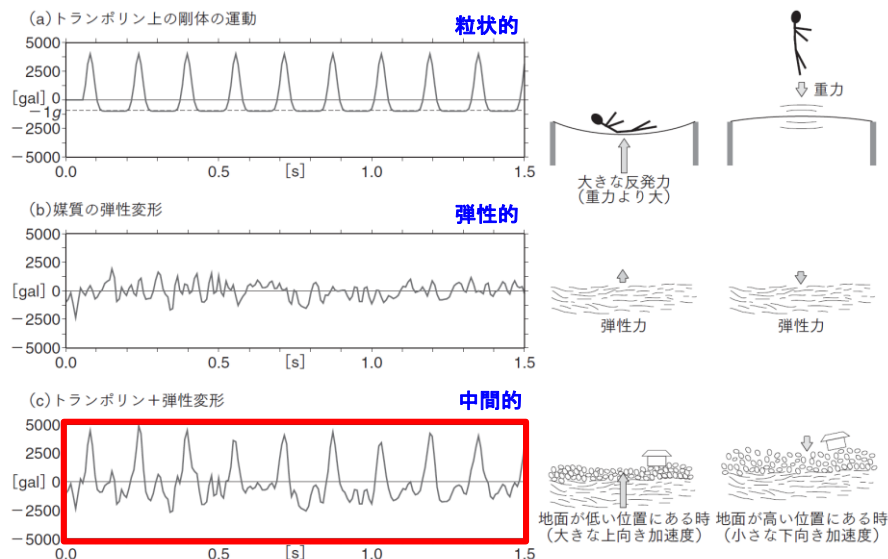


図2—(a)トランポリン上の剛体運動を単純化したモデル。(b)媒質の弾性変形。(c)トランポリン上の剛体運動と媒質の弾性変形の和。KiK-net一関西観測点で記録された地表加速度上下動の特徴(振幅と周期の非対称性)をよく再現している。

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

- ▶ 大町ほか(2011)では、一関西観測点で観測された極めて大きな強震記録(上下動)は、強大な地震動入力によって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ことを指摘している。

#### 【大町ほか(2011)】

- ▶ 観測小屋が基礎の浮き上がりを伴うロッキング応答をする時、基礎と地面と再接触する際の衝撃力で、上向きのパルス状大加速度が発生することを振動台実験と数値解析で確認。
- ▶ 2次元FEMを用いて、観測小屋の浮き上がりと地盤との接触を含む非線形解析を行い、地表記録と類似した地震応答解析結果が得られたとしている。

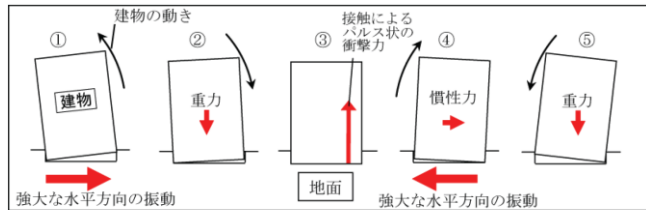


図8 強大な水平入力地震動による浮き上がりを伴うロッキング振動の模式図

ロッキング振動模式図

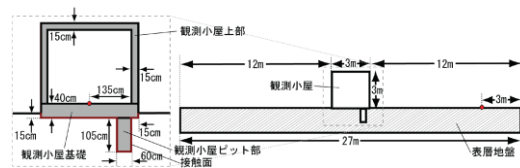
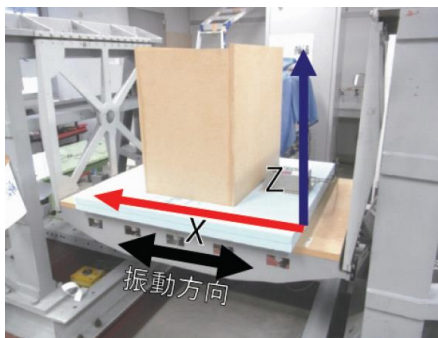


図16 有限要素モデル概要図

表2 有限要素解析モデルの物性値

	密度 (t/m <sup>3</sup> )	ポアソン比	ヤング率 (GPa)	粘着力	摩擦係数
観測小屋上部	0.85	0.20	6.8	-	-
観測小屋基礎	2.4	0.20	22	-	-
観測小屋ビット部	0.50	0.20	1.9	-	-
表面地盤	1.6	0.33	0.51	-	-
接触面	-	-	-	0	0.50

有限要素解析モデル概要図, モデル物性値



振動台実験 模型図と応答加速度結果

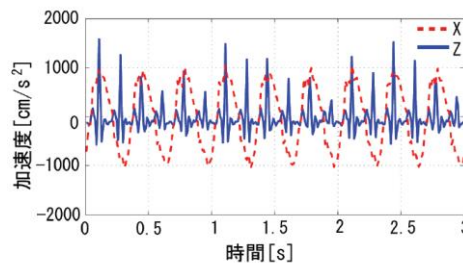


図10 最大加速度 900gal 入力時の水平方向 (X) と上下方向 (Z) の応答加速度

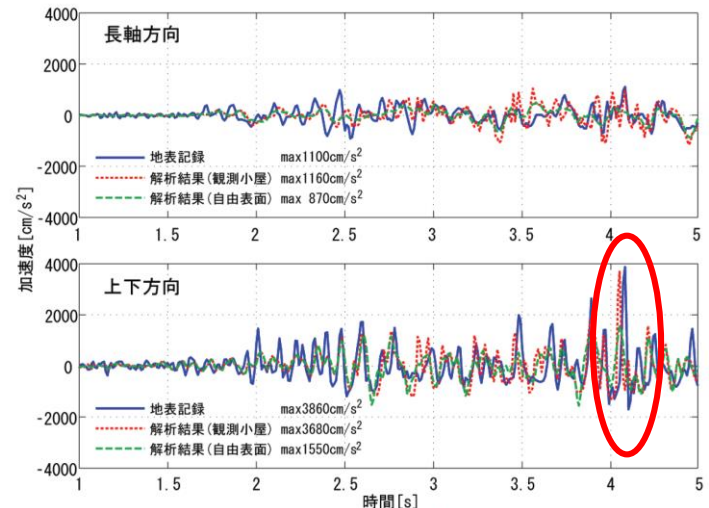


図17 本震の強震時加速度時刻歴の比較

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

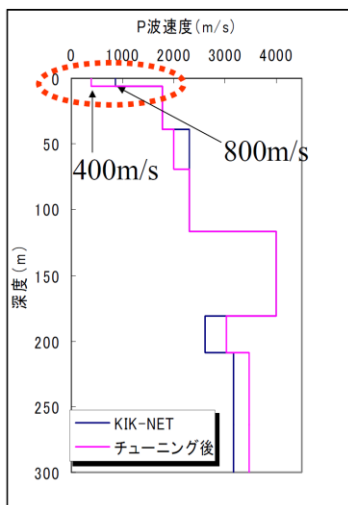
- 入倉・倉橋(2008)では、地震観測記録から理論伝達関数を評価し、地中の観測記録から地表の地震動を推定している。ただし、観測記録に見られる上下動の非対称性については、別の要因での説明が必要と指摘している。

#### 【入倉・倉橋(2008)】

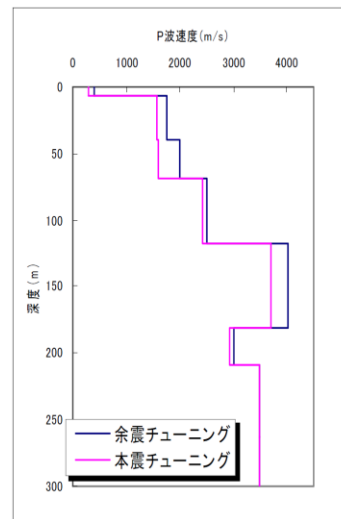
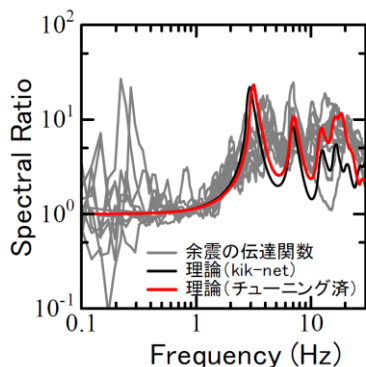
- KiK-netボーリングデータによる理論伝達関数は、観測記録から推定される伝達関数と比較して、高周波帯域で過小評価と考えられるため、余震記録及び本震記録を用いて地盤構造を再評価。
- 再評価した地盤モデルから計算された理論伝達関数を用いて、地中記録から地表波形を再現すると観測記録にほぼ対応することを指摘。
- 但し、このモデルでは、観測記録に見られる上下動の非対称性は説明できず、別の要因(トランポリン効果など)を考える必要があるとしている。

主な地盤構造の変更点

第一層のP波速度  
850m/s → 400m/s に変更により  
高周波の振幅を大きくする。



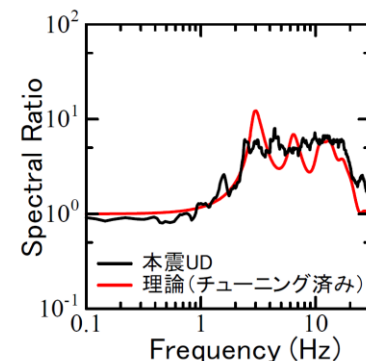
余震記録を考慮した地盤構造の再評価



本震記録を考慮した地盤構造の再評価

振幅を下げるために、Q値を劇的に小さくしている。

各層 Q=10程度



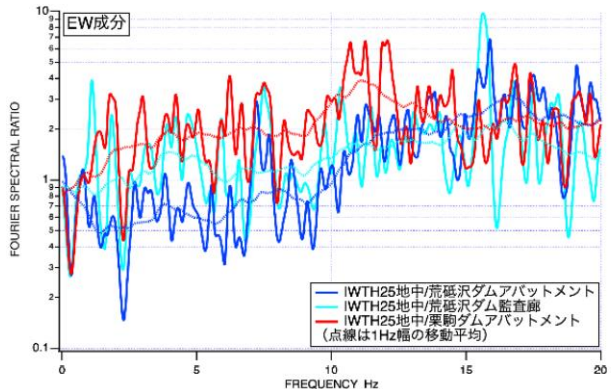


### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (3) KiK-net一関西観測点に関する検討

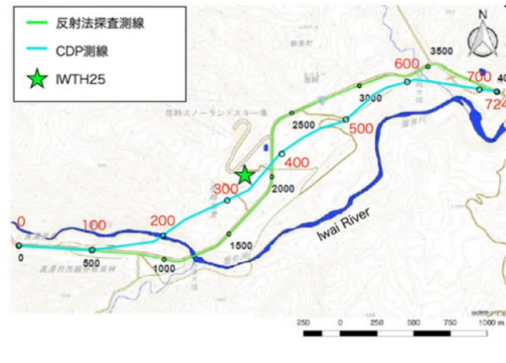
➤ 東ほか(2021)では、KiK-net一関西観測点の大加速度要因の一つとして、深部地盤の不整形について指摘している。

#### 【東ほか(2021)】

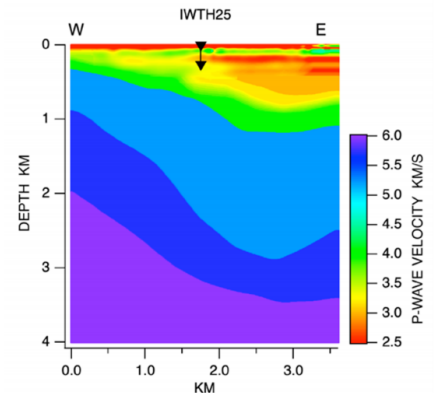
- KiK-net一関西の岩手・宮城内陸地震の地中記録について、10Hz以上の高周波数帯域で振幅が大きくなる傾向がみられており、これは一関西地中記録の特徴と考えられることから、地盤構造が基盤入射波に及ぼす影響を評価している。
- KiK-net一関西の東西方向約4kmで実施した反射法・屈折法地震探査をもとに2次元地盤モデルを構築し、地中地震計位置における基盤入射波に着目した2次元解析を実施した結果、地震基盤相当面( $V_p=6\text{km/s}$ )における入力波に対するKiK-net一関西地中地震計位置での基盤入射波の倍率は、10Hz以上の高周波数帯域において1.7~1.8倍になるとし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



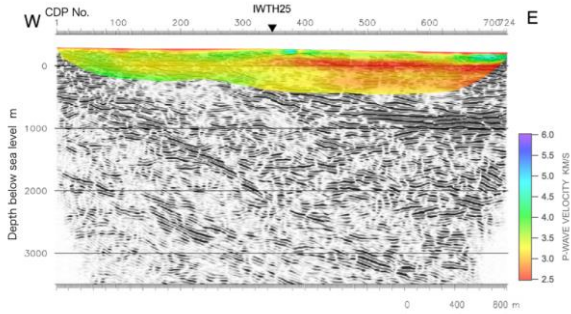
震源域ダム地点に対するKiK-net一関西のフーリエスペクトル比



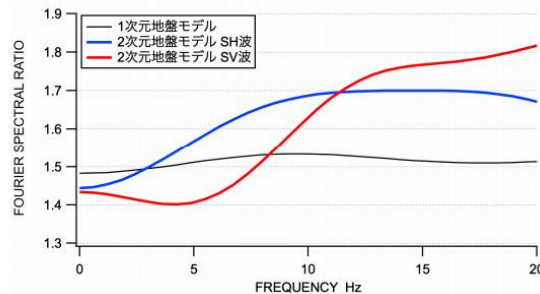
反射法・屈折法地震探査測線



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

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

#### 【IWTH25(一関西)を対象とした相対的地盤増幅率(検討方針)】

- 岩手・宮城内陸地震については、IWTH25(一関西)とその他の観測点で観測された本震記録の加速度レベル(短周期側の地震動レベル)に大きな差異が見られることから、それらの要因について、以下の検討方針に基づき詳細検討を実施する。
  - 本震観測記録の加速度レベルが大きいIWTH25(一関西)について、岩手・宮城内陸地震震源近傍の5地点との地盤増幅の相違※を把握する。
  - なお、検討に用いる観測記録は、IWTH25(一関西)(地中)の観測記録を用いる。

※: IWTH25(一関西)で得られた観測記録と震源近傍の5地点の観測記録の応答スペクトル比を求め、増幅の相違(相対的地盤増幅率)を評価する。

$$\Delta G(T) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \log \left[ \frac{Sa_{1,m}(T)}{Sa_{2,m}(T)} \cdot \frac{X_{1,m}}{X_{2,m}} \right]$$

$\Delta G(T)$ :  $Sa_2$ に対する地盤増幅率(相対的地盤増幅率)

$Sa_1(T)$ : KiK-net一関西(地中)(IWTH25)

$Sa_2(T)$ : KiK-net一関東(地中)(IWTH26)

KiK-net金ヶ崎(地中)(IWTH24)

KiK-net東成瀬(地中)(AKTH04)

KiK-net鳴子(地中)(MYGH02)

栗駒ダム(右岸地山)

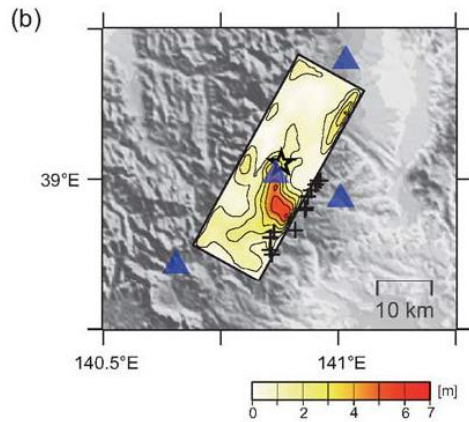
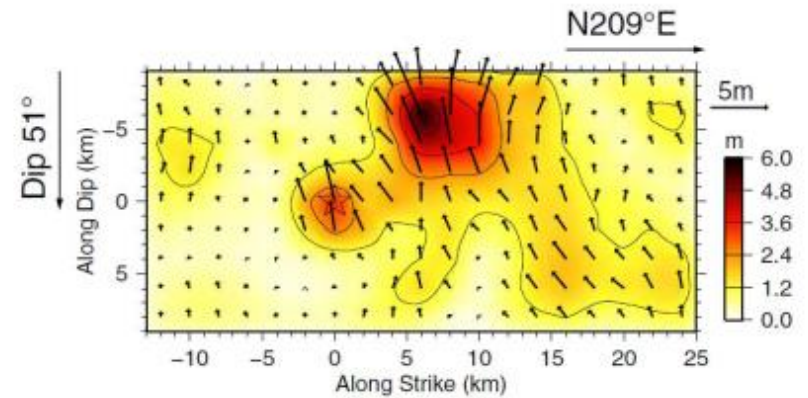
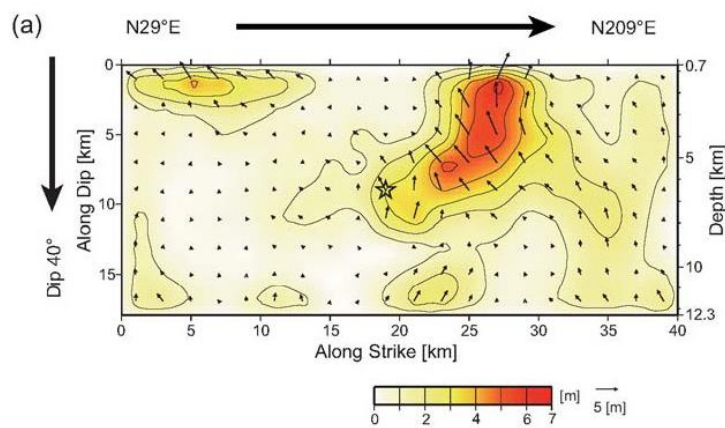
$X_1$ :  $Sa_1$ の震源距離

$X_2$ :  $Sa_2$ の震源距離

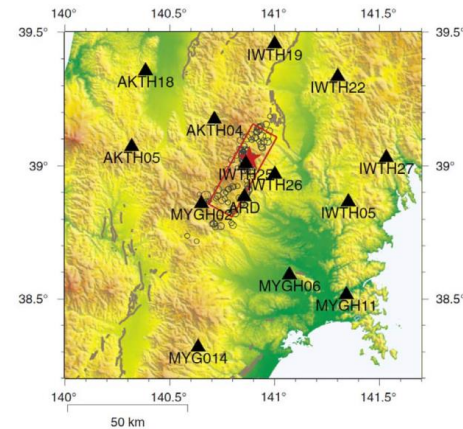
### 3. 3. 3 地震観測記録の分析・評価 (3) KiK-net一関西観測点に関する検討

#### 【岩手・宮城内陸地震本震のアスペリティ位置に関する知見】

➤ 2008年岩手・宮城内陸地震は、震源領域の中心～南側に主なアスペリティがあるとされている。



震源断層面の地表投影及びインバージョン解析に使用した強震観測点 (14 観測点)



(1) Suzuki et al. (2010)

(2) Asano and Iwata (2011)

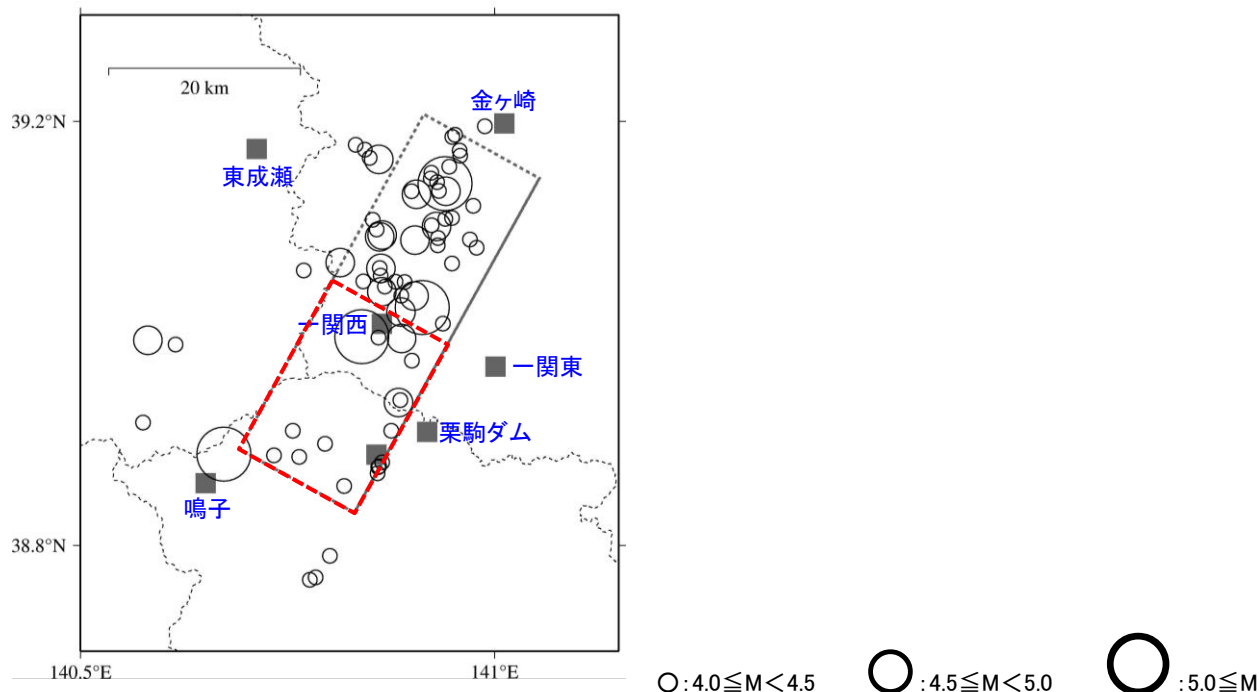
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (3)KiK-net一関西観測点に関する検討

#### 【IWTH25(一関西)を対象とした相対的地盤増幅率(検討対象地震)】

- 以下の条件に基づき、検討地震を選定する。
  - IWTH25(一関西)で観測記録が得られている2008年～2013年の地震
  - $M \geq 4.0$ の内陸地殻内地震(2008年岩手・宮城内陸地震の本震は除外)<sup>※1</sup>
  - 検討対象地震の範囲は、本震のアスペリティ位置を踏まえ、本震の震源領域中心～南側の地震<sup>※2</sup>
- 検討地震の震央分布は、以下の赤枠内の通り(地震諸元は、気象庁による)。

※1: 一般的な地盤増幅特性を評価するため、中小地震を用いる。

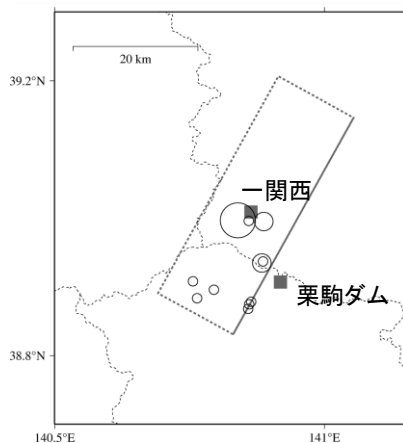
※2: 岩手・宮城内陸地震は、震源領域の南側の活動(主なアスペリティは、震源領域の中心～南側)が地震の特徴を主に表しているため、この範囲を検討対象とすることで、本震時の各観測点間の特徴を把握する。



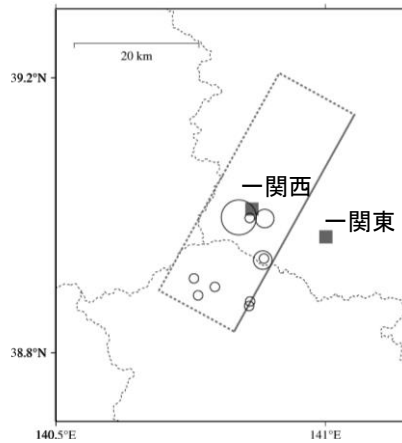
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (3) KiK-net一関西観測点に関する検討

#### 【IWITH25(一関西)を対象とした相対的地盤増幅率(比較する5地点)】

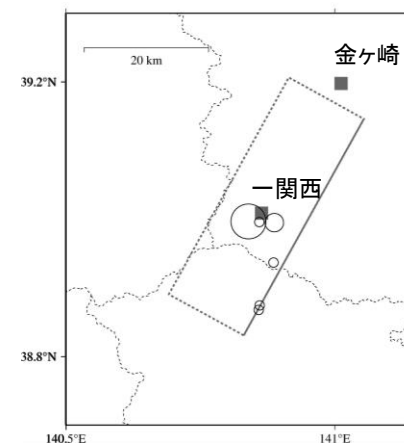
➤ 震源近傍に位置する5地点を基準としたIWITH25(一関西)の相対的地盤増幅率を評価する。



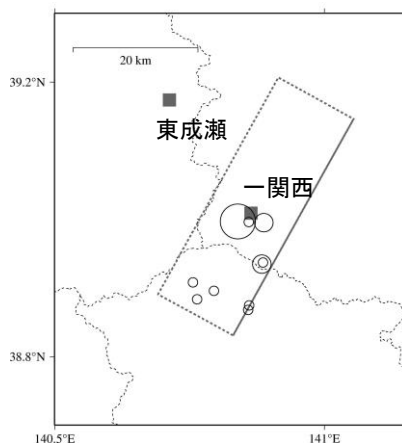
IWITH25(一関西)／栗駒ダム[地山]



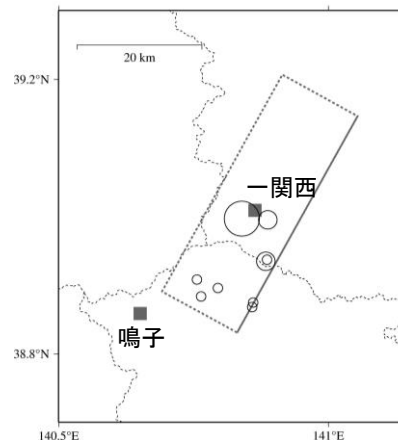
IWITH25(一関西)／KiK-net一関東



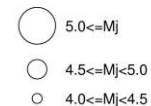
IWITH25(一関西)／KiK-net金ヶ崎



IWITH25(一関西)／KiK-net東成瀬



IWITH25(一関西)／KiK-net鳴子



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

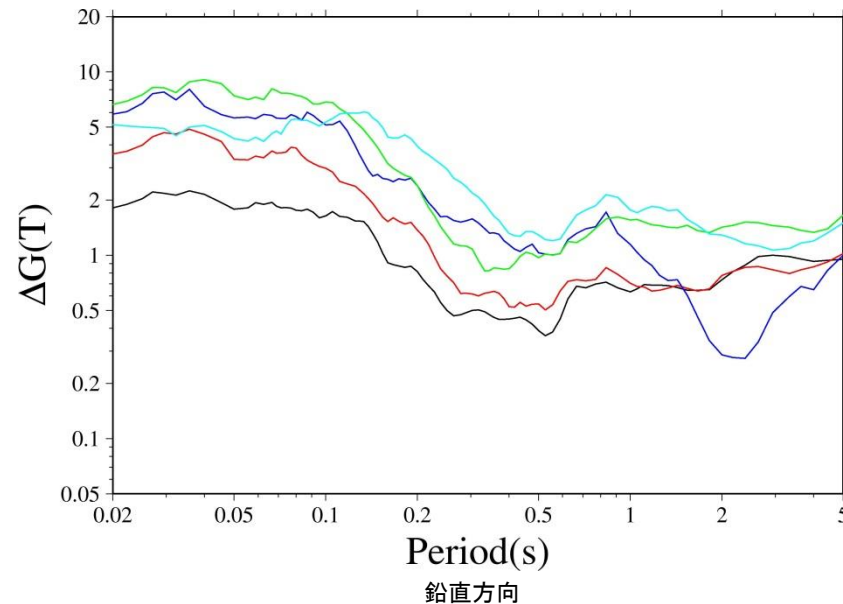
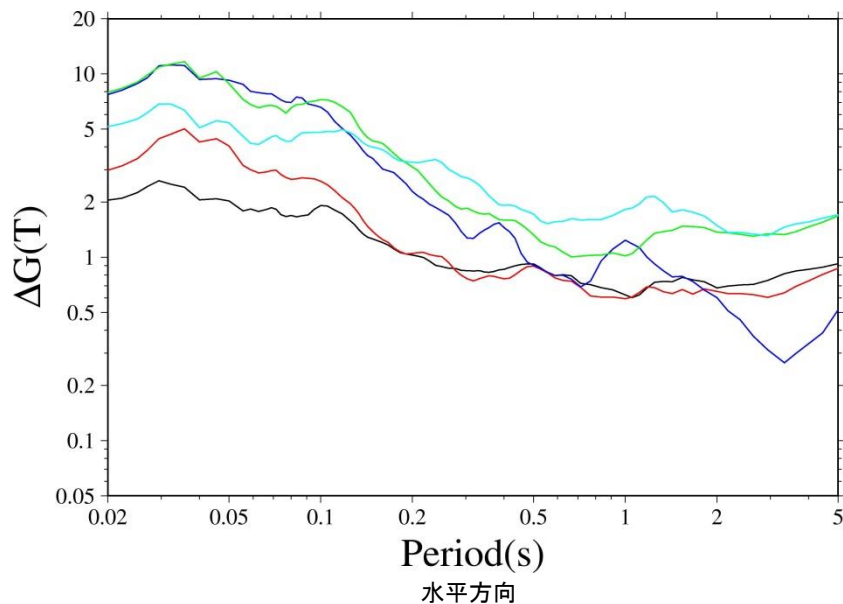
#### 【IWITH25(一関西)を対象とした相対的地盤増幅率(応答スペクトル比)】

- 震源近傍に位置する5地点を基準としたIWITH25(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、IWITH25(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一関東(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



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

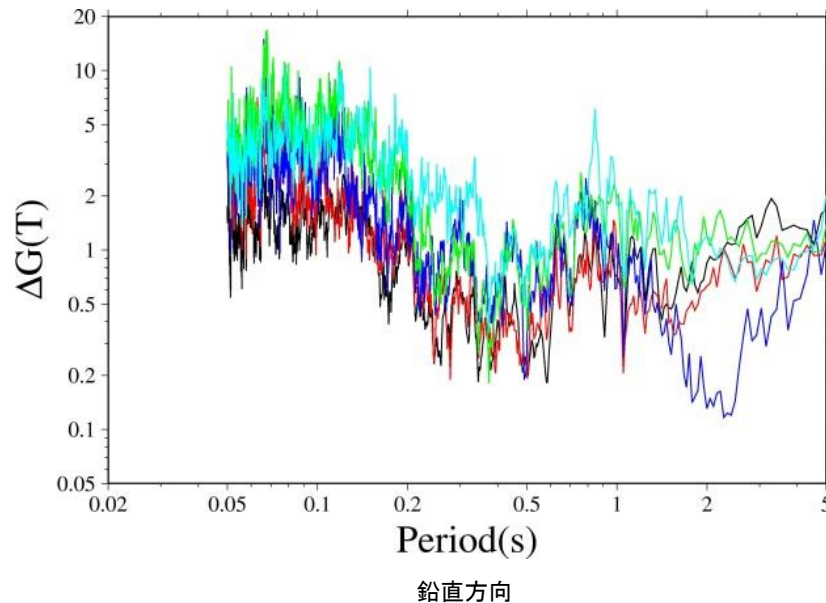
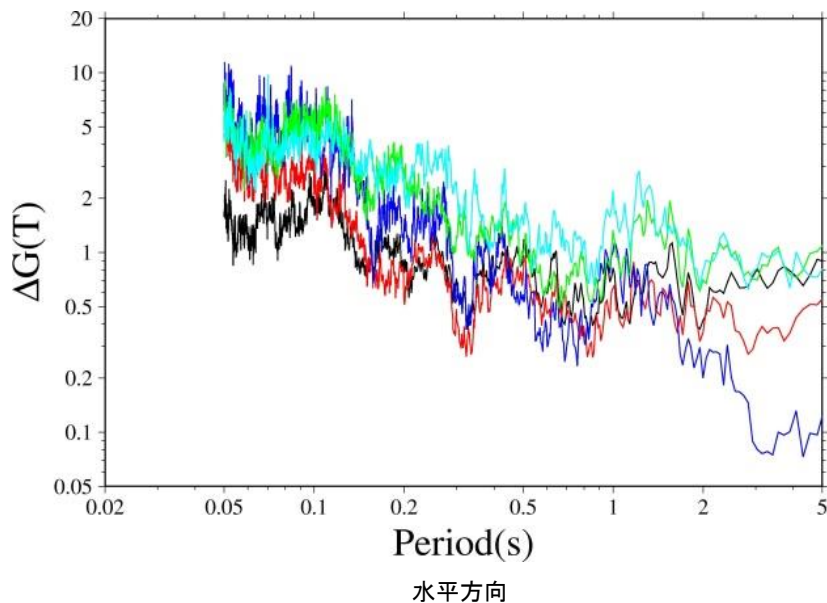
#### 【IWITH25(一関西)を対象とした相対的地盤増幅率(フーリエスペクトル比)】

- 参考として、フーリエスペクトルを用いて、同様の検討を行った。
- 震源近傍に位置する5地点を基準としたIWITH25(一関西)のフーリエスペクトル比は、以下の通り。
- 震源近傍に位置する5地点と比較し、応答スペクトル比(=相対的地盤増幅率)と同様にIWITH25(一関西)は岩手・宮城内陸地震の本震の特徴を踏まえたフーリエスペクトル比が短周期側で大きい傾向※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一関東(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)

フーリエスペクトル比は平均を示す



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (3) KiK-net一関西観測点に関する検討

##### 【IETH25(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、IETH25(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。



- IETH25(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、IETH25(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。

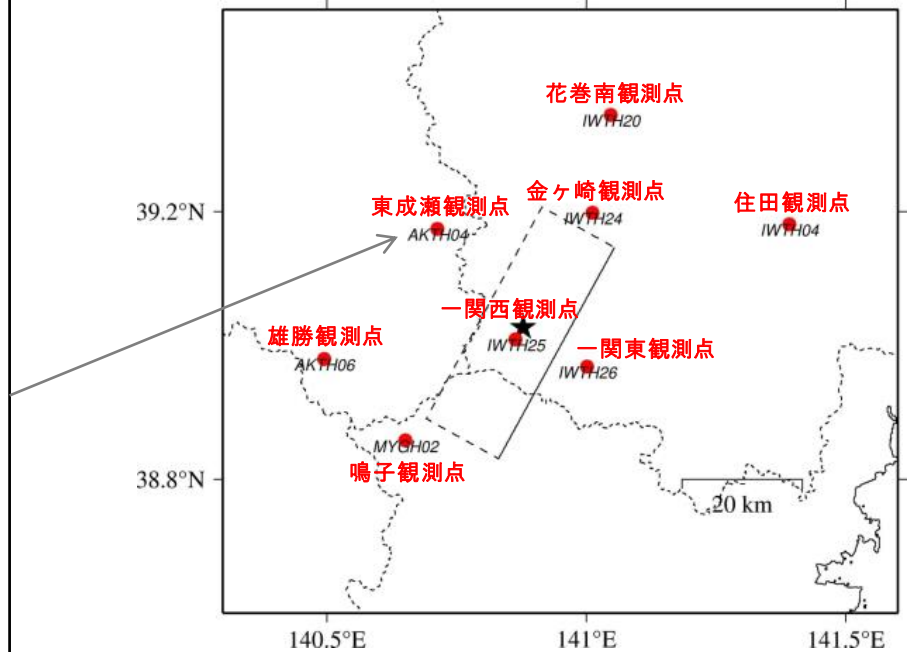
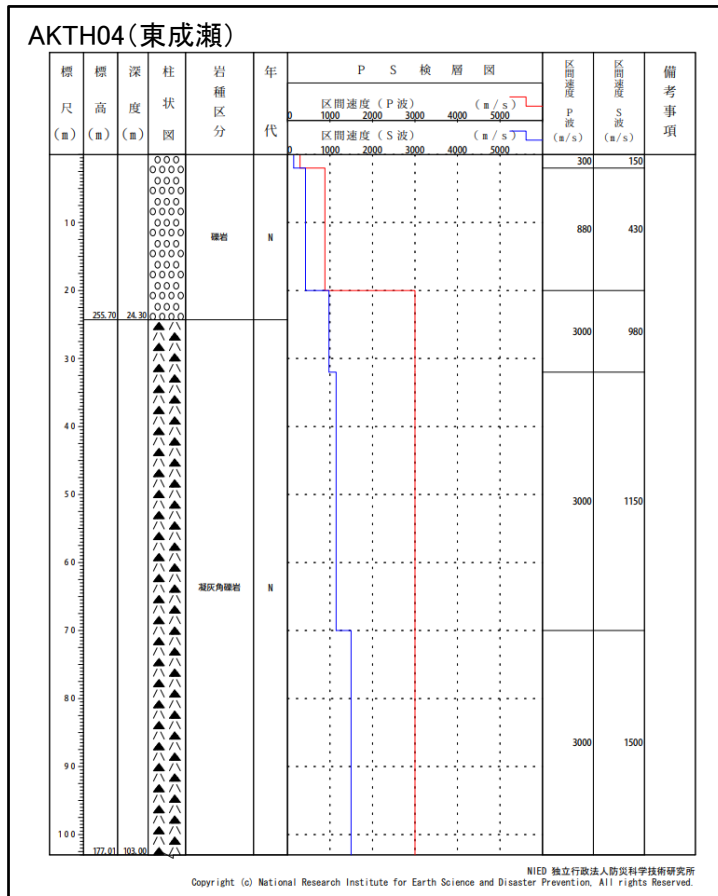


### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

S229

- KiK-net観測点のうち、標準応答スペクトルを上回る観測記録[AKTH04(東成瀬)]について、基盤地震動を評価することを目的とした観測記録のはぎとり解析を実施する。

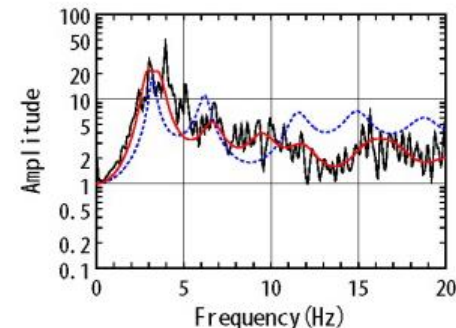
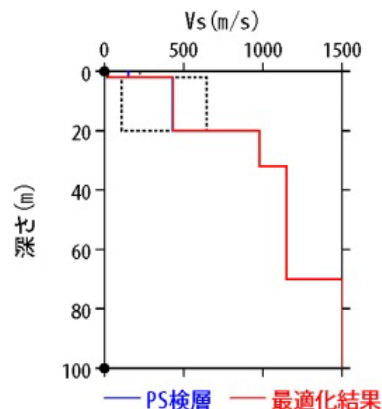


### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

- AKTH04(東成瀬)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、水平方向において表層のVsが極端に小さい。また、鉛直方向においては、観測記録の伝達関数を再現できていない。

地盤同定結果(水平)

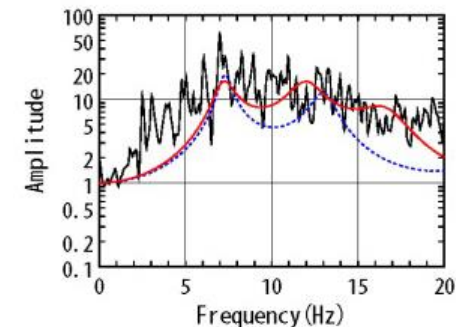
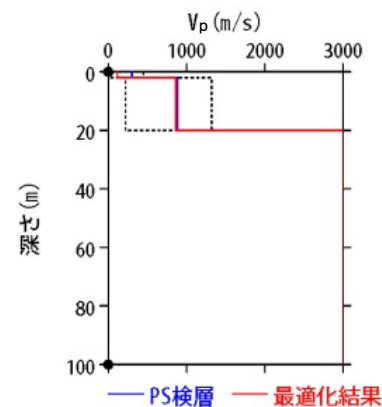
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	150	15	225	25	0.17	0.142	0.283
2	18	2	1.64	430	108	645	433	1.01		
3	12	20	2.22	980	980	980	980	1.00		
4	38	32	2.22	1150	1150	1150	1150	1.00		
5	30	70	2.22	1500	1500	1500	1500	1.00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



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 <sup>3</sup> )	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		



伝達関数の比較(鉛直)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

- AKTH04(東成瀬)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、観測記録のはぎ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、水平方向において表層の $V_s$ が極端に小さいことや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、観測記録のはぎ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(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

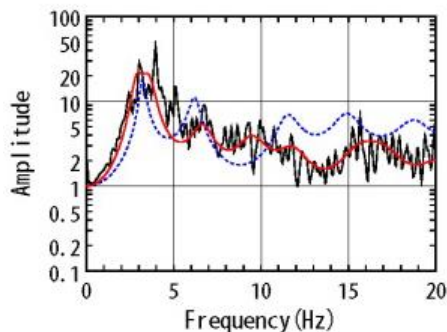
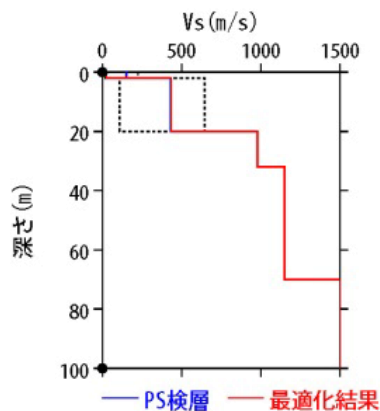
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

#### 【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。

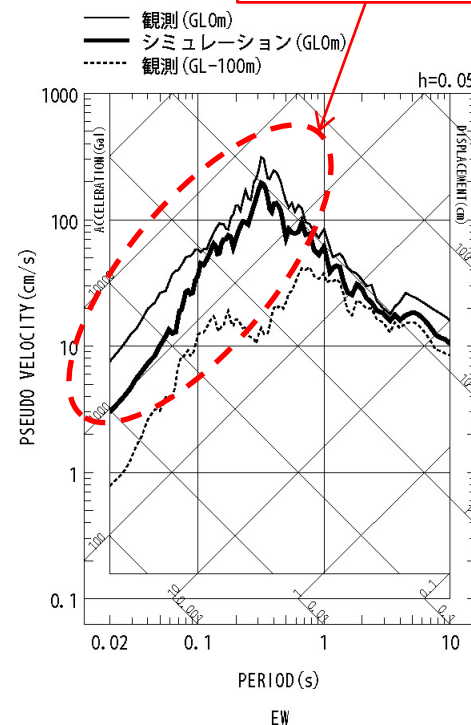
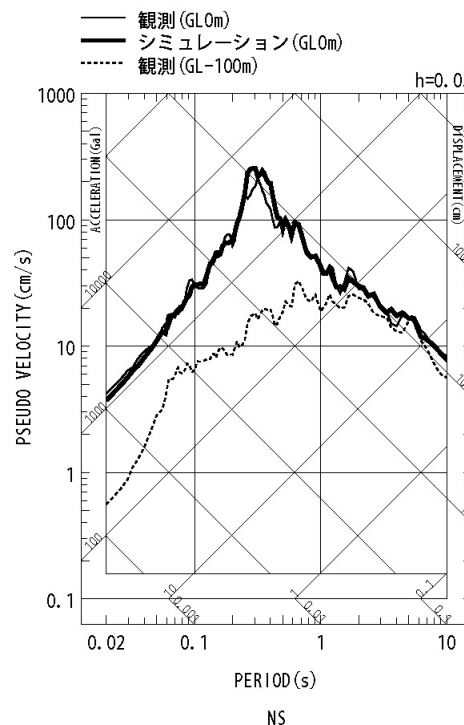
地盤同定結果(水平)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	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)

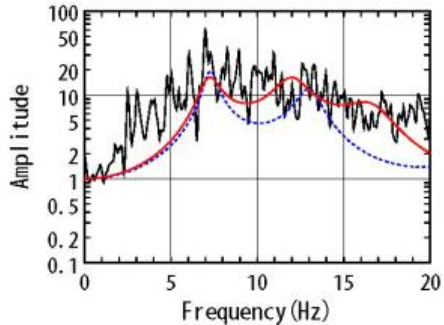
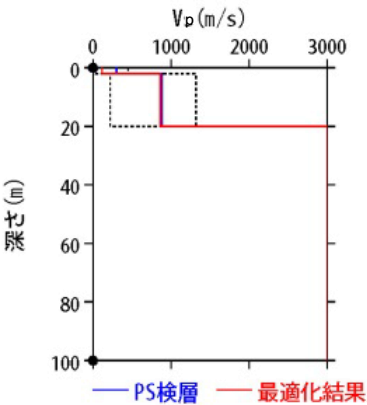
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

【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。

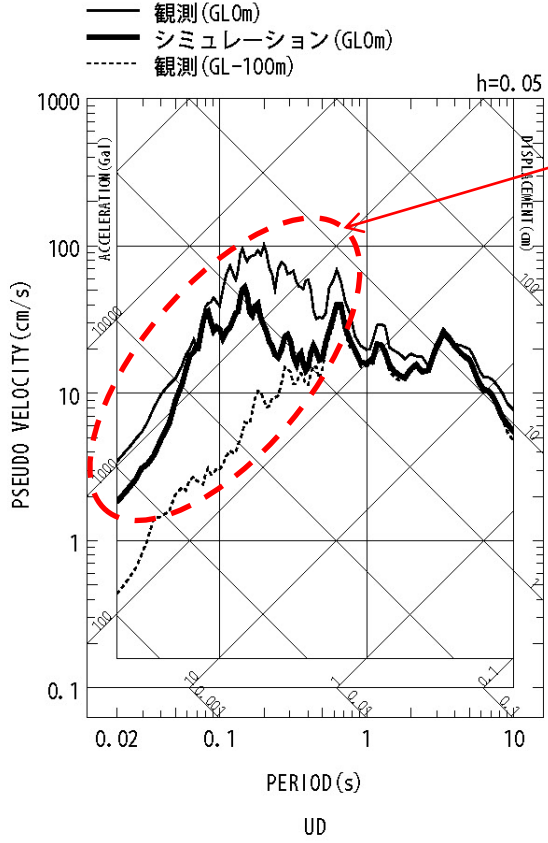
地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
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)

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

#### 【本震を用いた地盤同定に関する検討(探索範囲等の変更)】

- 観測記録を用いた地盤同定(水平)により得られた地盤モデルは、表層のVsが極端に小さくなっていることから、Vsの探索範囲を変更したケース及び減衰定数の同定範囲を変更したケースについて地盤同定結果を整理した。
- 得られた地盤モデルは、従来の同定結果と同様、表層のVsが極端に小さくなっている。

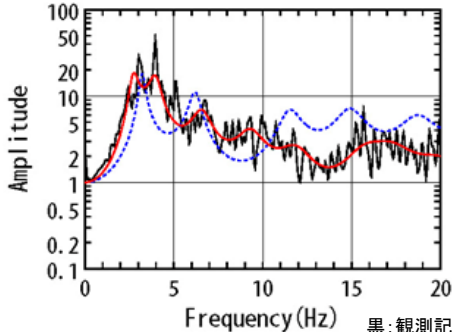
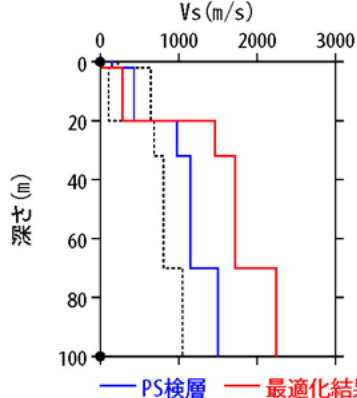
地盤同定結果(水平)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	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	0.093	0.088
2	18	2	1.64	430	108	645	283	0.66		
3	12	20	2.22	980	686	1470	1465	1.49		
4	38	32	2.22	1150	805	1725	1719	1.49		
5	30	70	2.22	1500	1050	2250	2243	1.50		
6	—	100	2.22	1500	1050	2250	2243	1.50		

No. 3~6層をPS検層値で固定



No. 3~6層を同倍率で変動



伝達関数の比較(水平)

黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS 検層

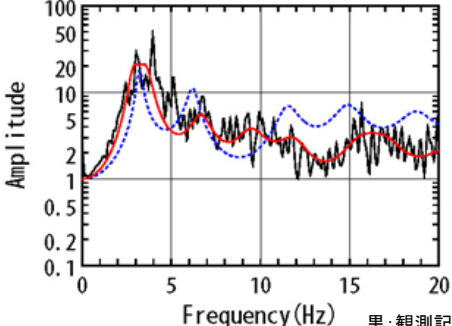
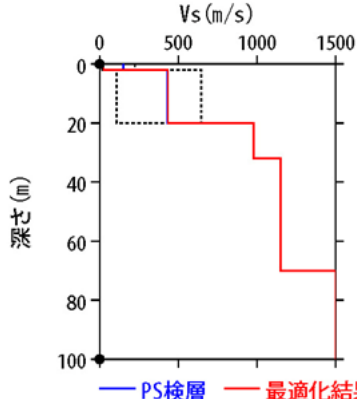
地盤同定結果(水平)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	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	0.180	0.367
2	18	2	1.64	430	108	645	435	1.01	0.127	0.250
3	12	20	2.22	980	980	980	980	1.00		
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		

全層一定で同定



No. 1層とNo. 2層以深で分割



伝達関数の比較(水平)

黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS 検層

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

#### 【本震を用いた地盤同定に関する検討(探索範囲等の変更)】

- 観測記録を用いた地盤同定(鉛直)により得られた地盤モデルは、観測記録の伝達関数を再現できていないことから、Vpの検索範囲を変更したケース及び減衰定数の同定範囲を変更したケースについて地盤同定結果を整理した。
- 得られた地盤モデルは、従来の同定結果と同様、観測記録の伝達関数を再現できていない。

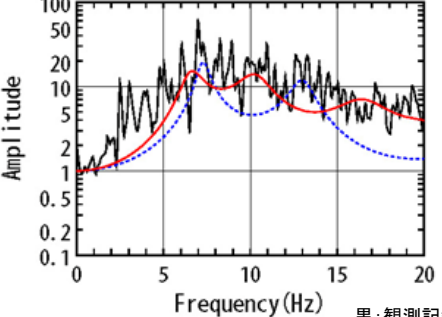
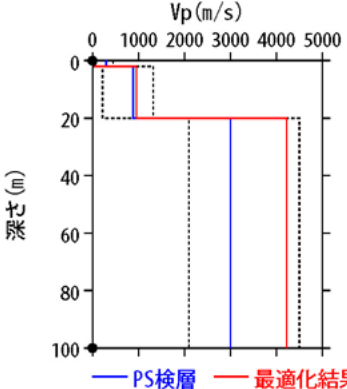
地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	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	55	0.18	0.091	0.000
2	18	2	1.64	880	220	1320	958	1.09		
3	12	20	2.22	3000	2100	4500	4227	1.41		
4	38	32	2.22	3000	2100	4500	4227	1.41		
5	30	70	2.22	3000	2100	4500	4227	1.41		
6	—	100	2.22	3000	2100	4500	4227	1.41		

No. 3~6層をPS検層値で固定



No. 3~6層を同倍率で変動



伝達関数の比較(鉛直)

黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS検層

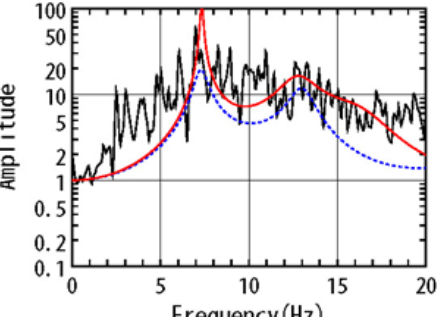
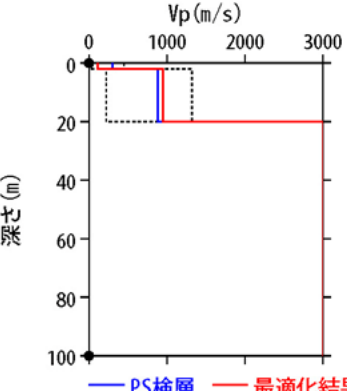
地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	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	109	0.36	0.370	0.183
2	18	2	1.64	880	220	1320	947	1.08	0.036	1.000
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		

全層一定で同定



No. 1層とNo. 2層以深で分割



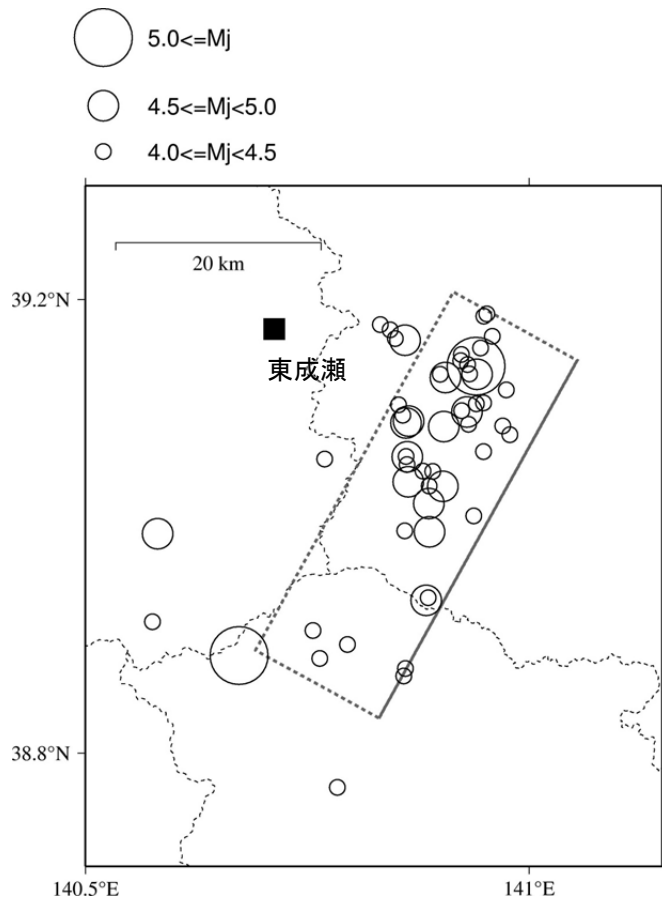
伝達関数の比較(鉛直)

黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS検層

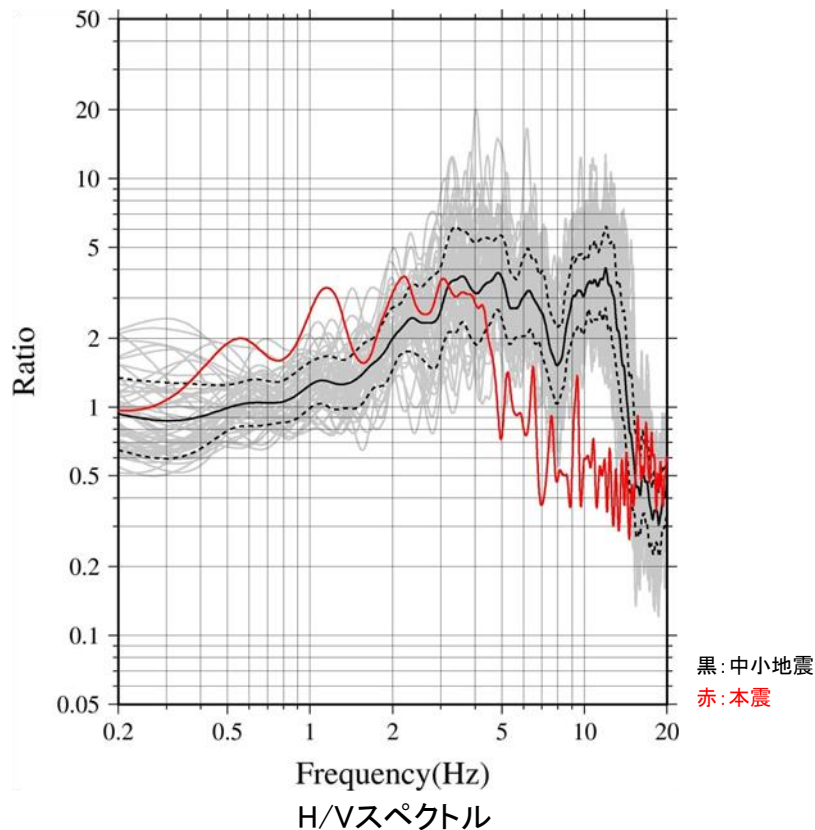
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

#### 【中小地震を用いた地盤同定に関する検討】

- 岩手・宮城内陸地震の本震及び中小地震の地表記録を用いてH/Vスペクトルを算定した。
- 中小地震と比べて本震では、5Hz程度より高周波数側(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

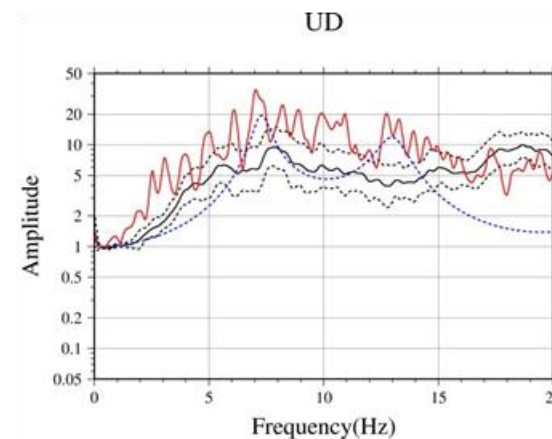
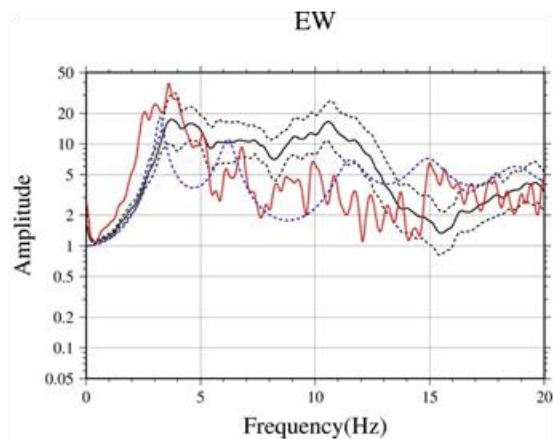
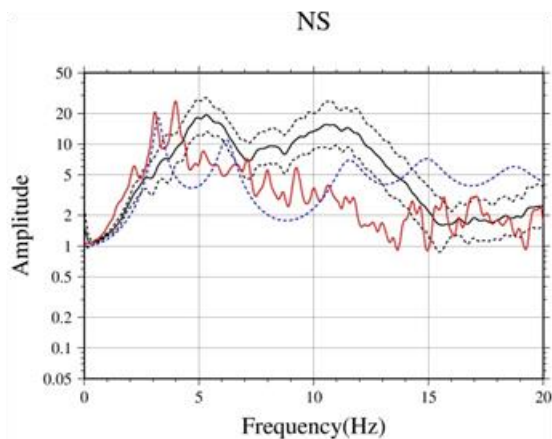




### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

#### 【中小地震を用いた地盤同定に関する検討】

- 岩手・宮城内陸地震の本震及び中小地震について、地表記録と地中記録の伝達関数を算定した。
- NS方向とEW方向について、中小地震と比べて本震では、5Hz程度より高周波数側(短周期側)において倍率が小さくなっており、10Hz弱においてその傾向は顕著である。
- UD方向について、中小地震と比べて本震では、全体的に倍率が大きくなっている。
- 本震による伝達関数と中小地震による伝達関数及び中小地震による伝達関数とPS検層結果による伝達関数の傾向が大きく異なることから、中小地震による伝達関数を用いた地盤同定により、本震のはざとり解析のための地盤モデルを作成することは困難と考えられる。



黒: 中小地震  
赤: 本震  
青: PS 検層

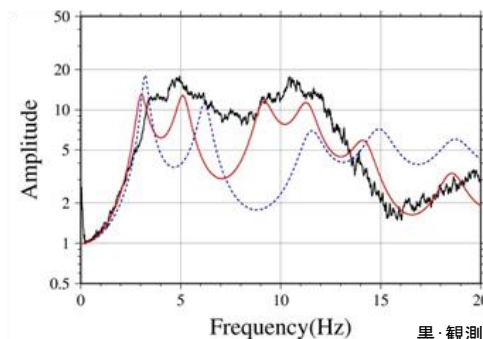
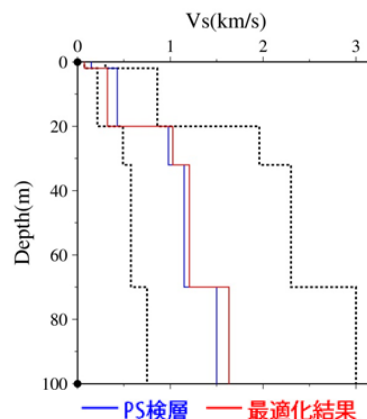
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

#### 【中小地震を用いた地盤同定に関する検討】

- 中小地震による伝達関数を用いた地盤同定により、本震のはざと解析のための地盤モデルを作成することは困難と考えられるが、念のため、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。
- 得られた地盤モデル(水平)は、水平動の観測記録の伝達関数を再現できていない。
- 表層のVsは、いずれのケースも概ね探索範囲の下限であり小さくなっている。また、No. 1層の探索範囲の下限を変更したケースでは、深部において、VsがPS検層結果と乖離している。

地盤同定結果(水平)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	h <sub>0</sub>	α
1	2	0	1.64	150	75	300	75	0.50	0.145	0.464
2	18	2	1.64	430	215	860	322	0.75		
3	12	20	2.22	980	490	1960	1028	1.05		
4	38	32	2.22	1150	575	2300	1206	1.05		
5	30	70	2.22	1500	750	3000	1633	1.09		
6	—	100	2.22	1500	750	3000	1633	1.09		



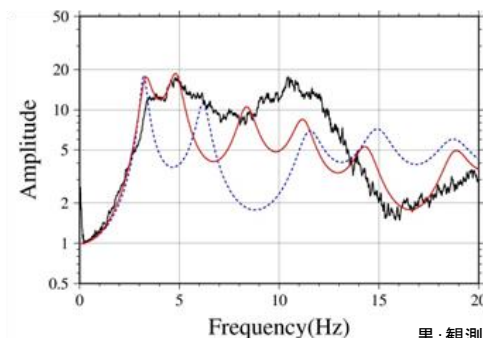
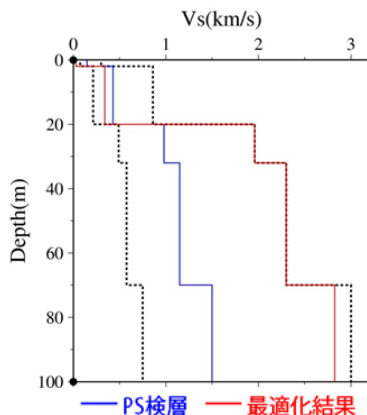
伝達関数の比較(水平)

黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS 検層

地盤同定結果(水平)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	h <sub>0</sub>	α
1	2	0	1.64	150	15	300	30	0.20	0.160	0.511
2	18	2	1.64	430	215	860	340	0.79		
3	12	20	2.22	980	490	1960	1960	2.00		
4	38	32	2.22	1150	575	2300	2300	2.00		
5	30	70	2.22	1500	750	3000	2825	1.88		
6	—	100	2.22	1500	750	3000	2825	1.88		

No. 1層の下限を変更



伝達関数の比較(水平)

黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS 検層

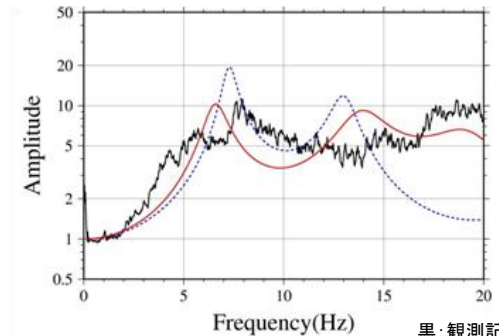
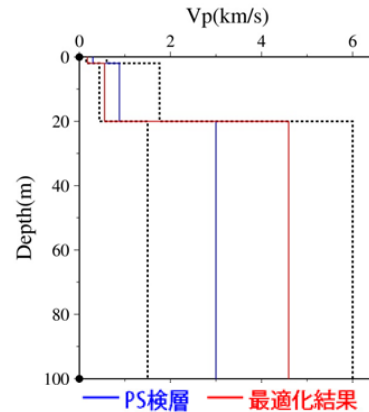
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

#### 【中小地震を用いた地盤同定に関する検討】

- 得られた地盤モデル(鉛直)は、鉛直動の観測記録の伝達関数を再現できていない。
- 深部において、得られたVpがPS検層結果と乖離している。

地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	$h_0$	$\alpha$
1	2	0	1.64	300	150	600	178	0.59	0.089	0.000
2	18	2	1.64	880	440	1760	555	0.63		
3	12	20	2.22	3000	1500	6000	4597	1.53		
4	38	32	2.22	3000	1500	6000	4597	1.53		
5	30	70	2.22	3000	1500	6000	4597	1.53		
6	—	100	2.22	3000	1500	6000	4597	1.53		



伝達関数の比較(鉛直)

黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS検層

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

中小地震を用いた線形領域における地盤同定は、水平動・鉛直動ともに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り解析の適用が困難である。

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

#### 【地形の影響に関する検討】

- AKTH04(東成瀬)観測点は、少し小高い丘の上であり、すぐ後ろは急な崖地形となっているとされている。この地形の影響について、傾向を概略検討する。

観測小屋



(参考)地震観測点の状況

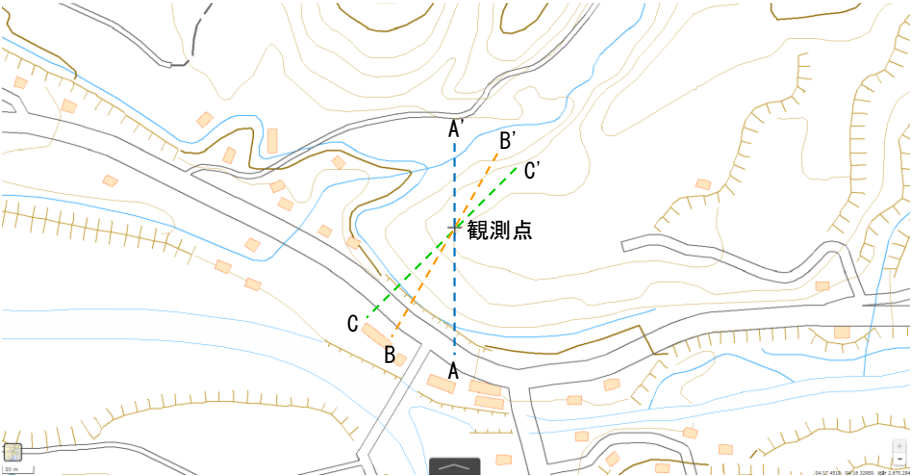
引用元: <http://www.eqh.dpri.kyoto-u.ac.jp/~masumi/eq>

京都大学防災研究所山田真澄: 岩手・宮城内陸地震被害調査報告

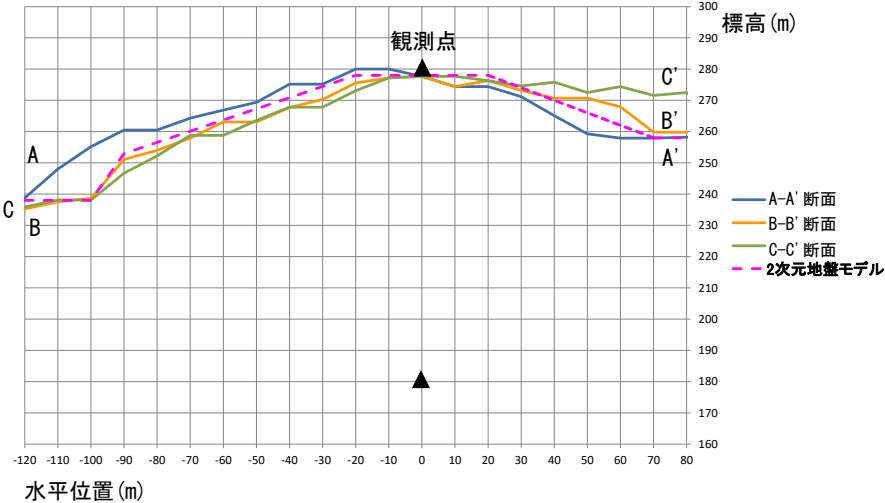
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

#### 【地形の影響に関する検討】

➤ AKTH04(東成瀬)観測点は、周囲が崖地形となっていることから、国土地理院の数値標高モデル(DEM)を用いた複数の断面を確認し、周辺地形を簡易的に考慮した2次元地盤モデルとする。



平面図  
(国土地理院・電子国土Webに加筆)

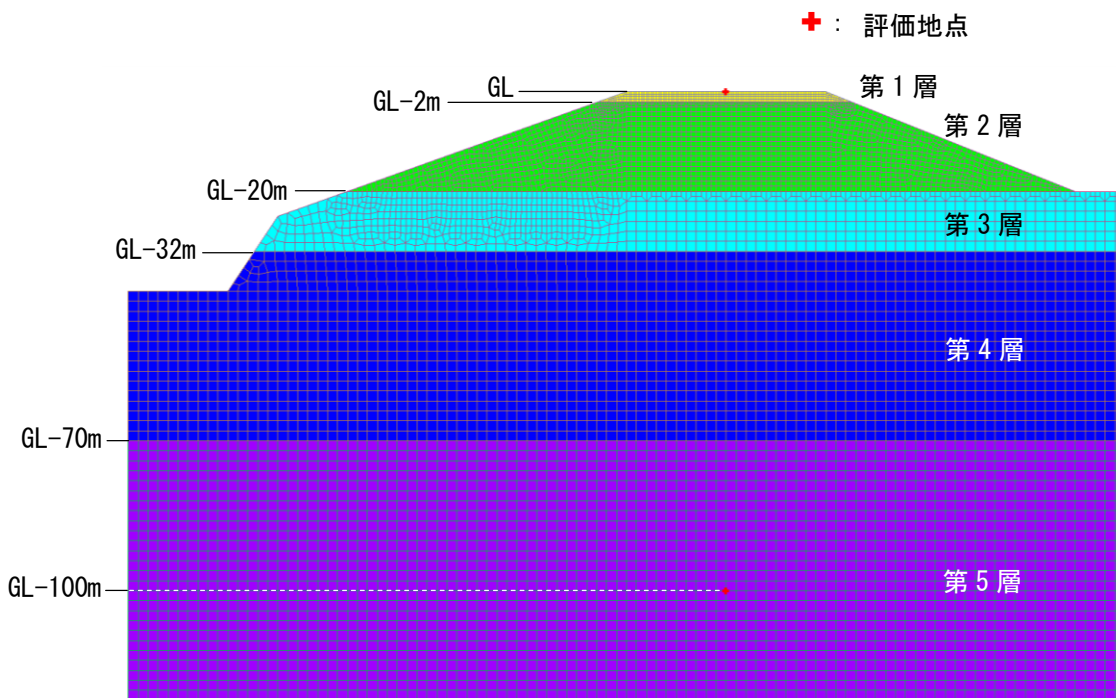


断面図

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

#### 【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 <sup>3</sup> )
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



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

##### 【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

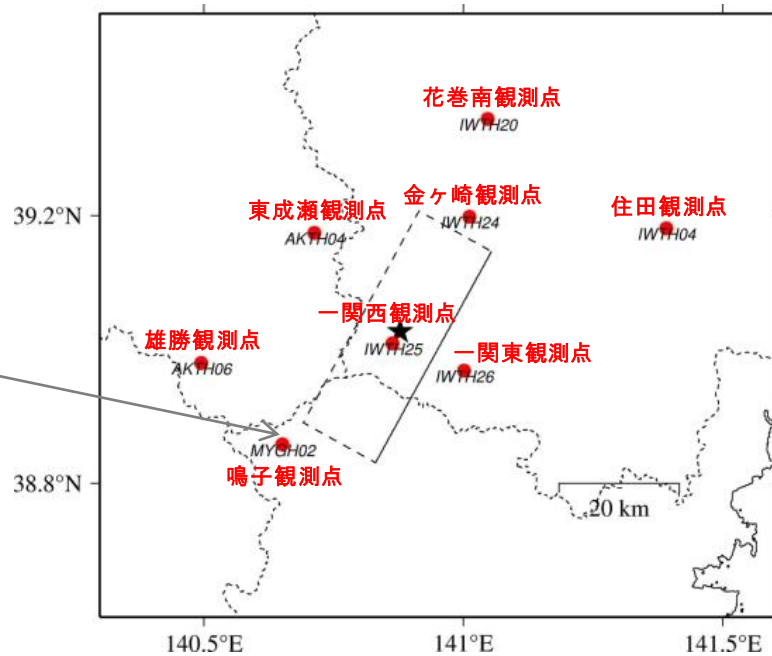
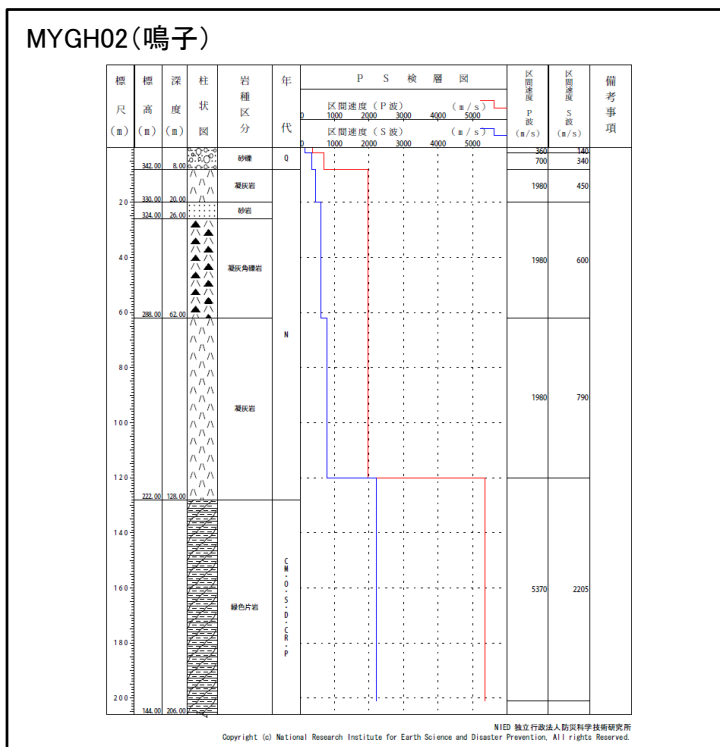
- 2次元地盤モデルと1次元地盤モデルの伝達関数に差異がみられることから、AKTH04(東成瀬)観測点の観測記録には、周辺地形による影響が含まれているものと考えられる。

- 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。



### 3. 3. 3 地震観測記録の分析・評価 (5) KiK-net鳴子観測点に関する検討

➤ KiK-net観測点のうち、標準応答スペクトルを上回る観測記録[MYGH02(鳴子)]について、基盤地震動を評価することを目的とした観測記録のはぎとり解析を実施する。

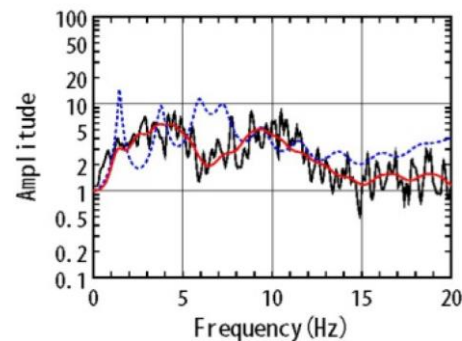
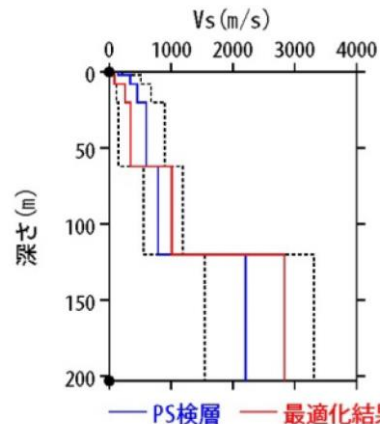


### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (5) KiK-net鳴子観測点に関する検討

- 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)

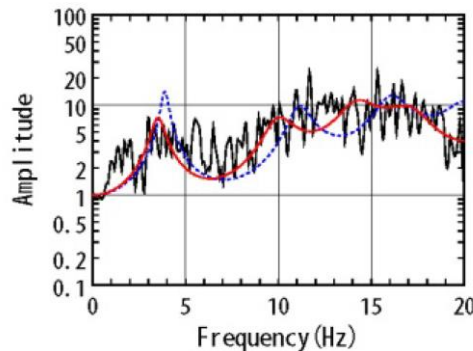
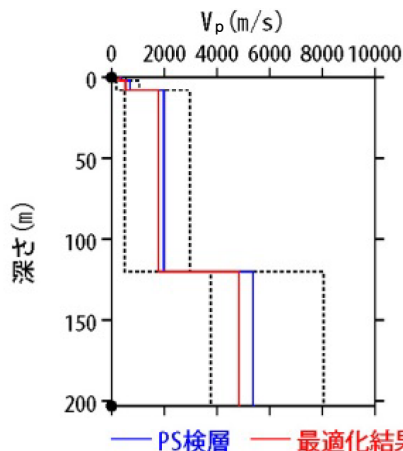
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	2	0	1.64	140	14	210	28	0.20	0.438	0.801
2	6	2	1.64	340	85	510	85	0.25		
3	12	8	1.90	450	113	675	258	0.57		
4	42	20	1.90	600	150	900	344	0.57		
5	58	62	1.90	790	553	1185	1014	1.28		
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)

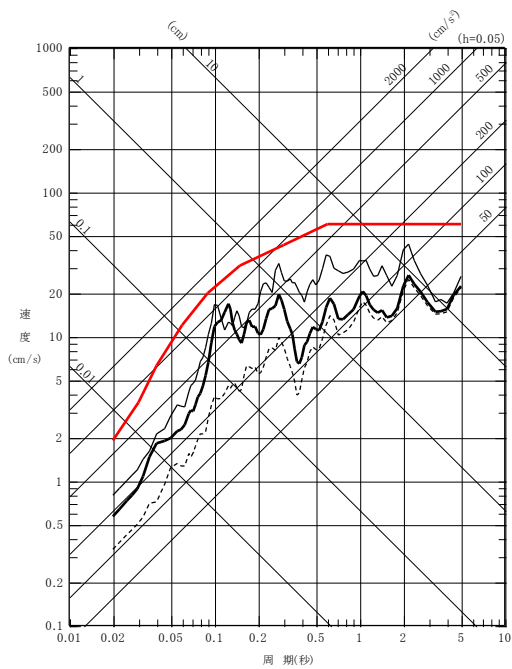
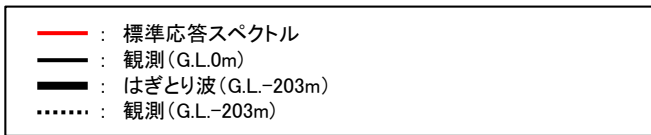
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	2	0	1.64	360	36	540	302	0.84	0.140	0.265
2	6	2	1.64	700	175	1050	534	0.76		
3	12	8	1.90	1980	495	2970	1782	0.90		
4	42	20	1.90	1980	495	2970	1782	0.90		
5	58	62	1.90	1980	495	2970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



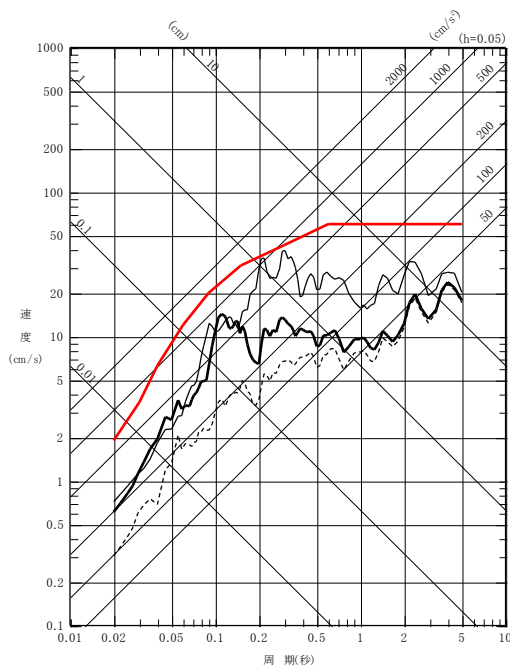
伝達関数の比較(鉛直)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (5) KiK-net鳴子観測点に関する検討

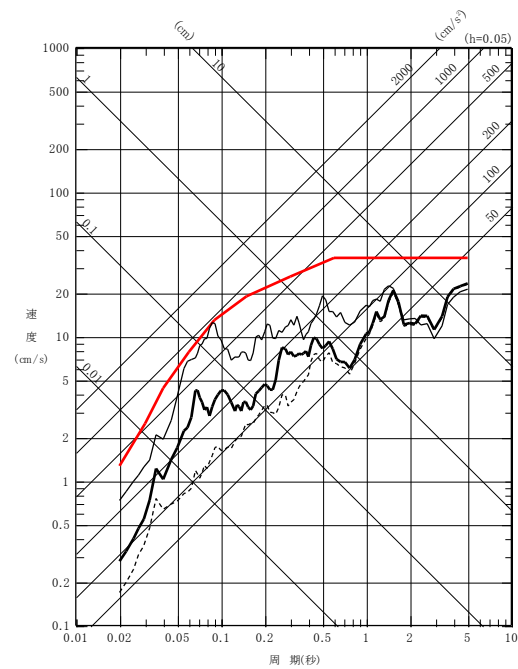
➤ 地盤同定により得られた地盤モデルを用いて、MYGH02(鳴子)のはぎとり解析を実施。



NS成分※  
【参考】



EW成分※  
【参考】



UD成分

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

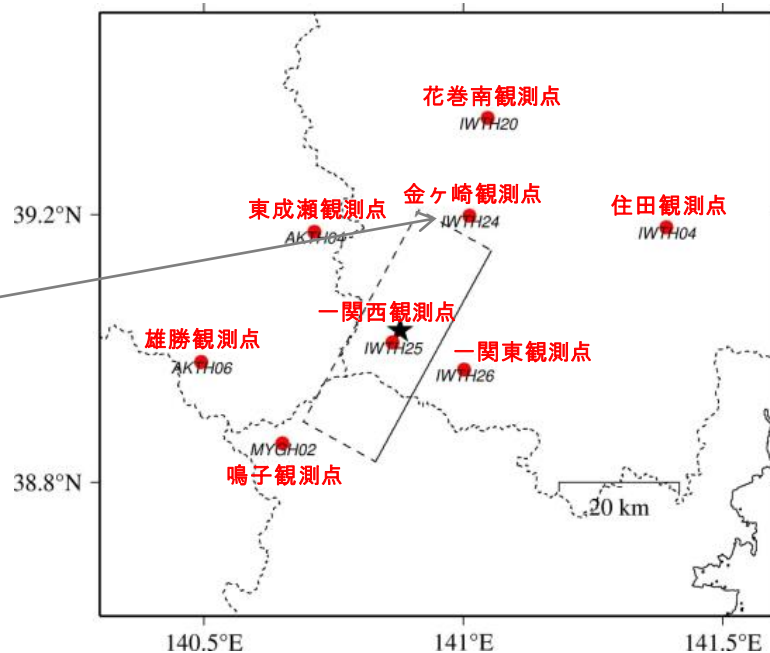
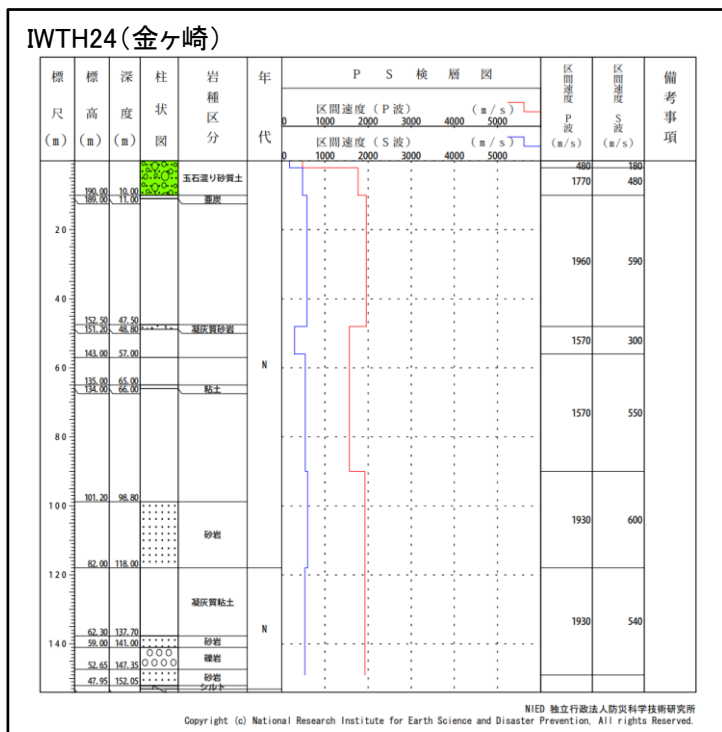
MYGH02(鳴子)は、鉛直方向において概ね妥当な地盤モデルを作成でき、はぎとり解析を実施した結果、全周期帯で標準応答スペクトルを下回る結果となった。なお、水平方向においては、観測記録(地中記録の2倍)が標準応答スペクトルを下回る(本資料p.64参照)。

※水平方向については、地盤モデルの表層のVs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。

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (6) KiK-net金ヶ崎観測点に関する検討

S229

- ▶ KiK-net観測点のうち、標準応答スペクトルを上回る観測記録[IWTH24(金ヶ崎)]について、基盤地震動を評価することを目的とした観測記録のはぎとり解析を実施する。

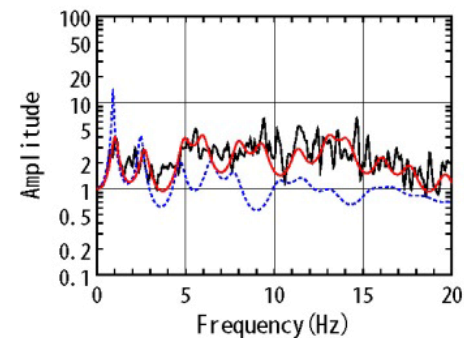
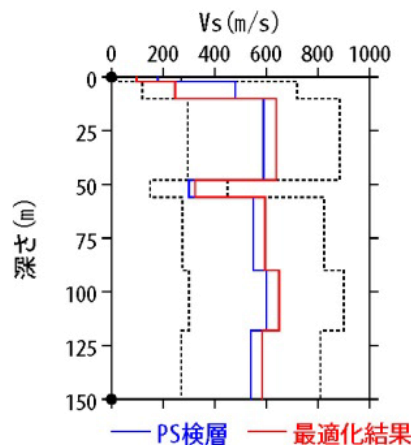


### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (6) KiK-net金ヶ崎観測点に関する検討

➤ 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)

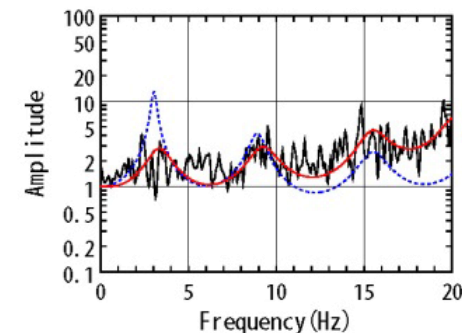
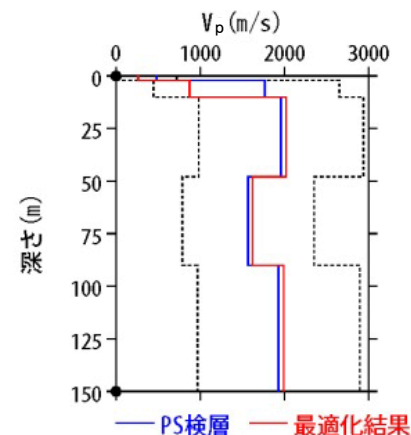
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	2	0	1.64	180	18	270	97	0.54	0.174	0.682
2	8	2	1.79	480	120	720	247	0.51		
3	38	10	1.89	590	295	885	638	1.08		
4	8	48	1.68	300	150	450	324	1.08		
5	34	56	1.68	550	275	825	595	1.08		
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 <sup>3</sup> )	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
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		

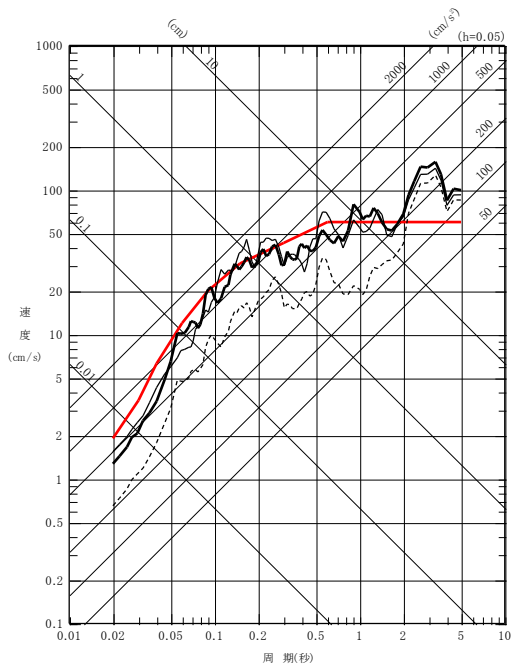
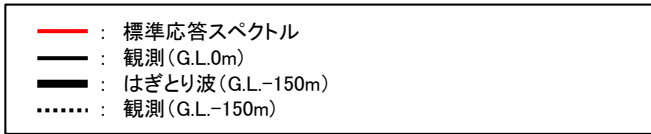


伝達関数の比較(鉛直)

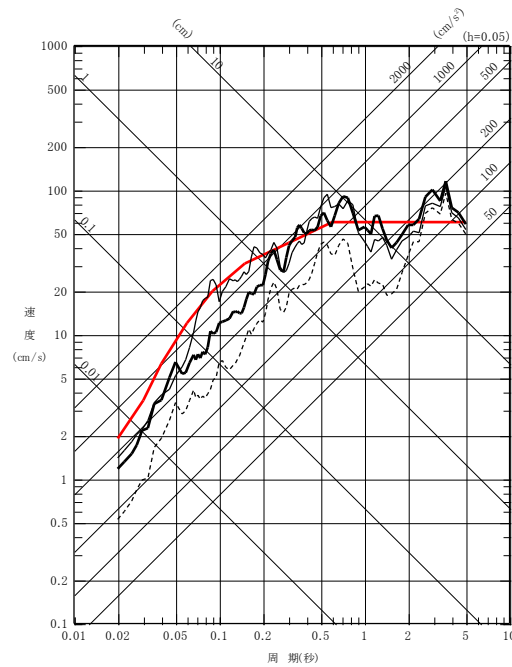
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (6) KiK-net金ヶ崎観測点に関する検討

S229

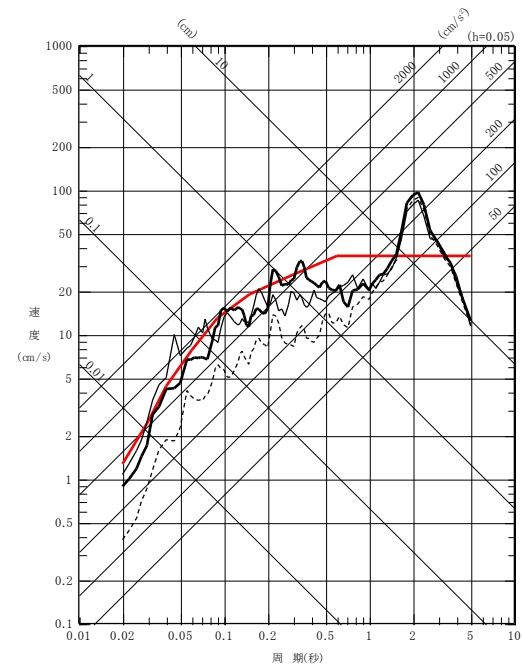
➤ 地盤同定により得られた地盤モデルを用いて、IWITH24(金ヶ崎)のはぎとり解析を実施。



NS成分



EW成分



UD成分

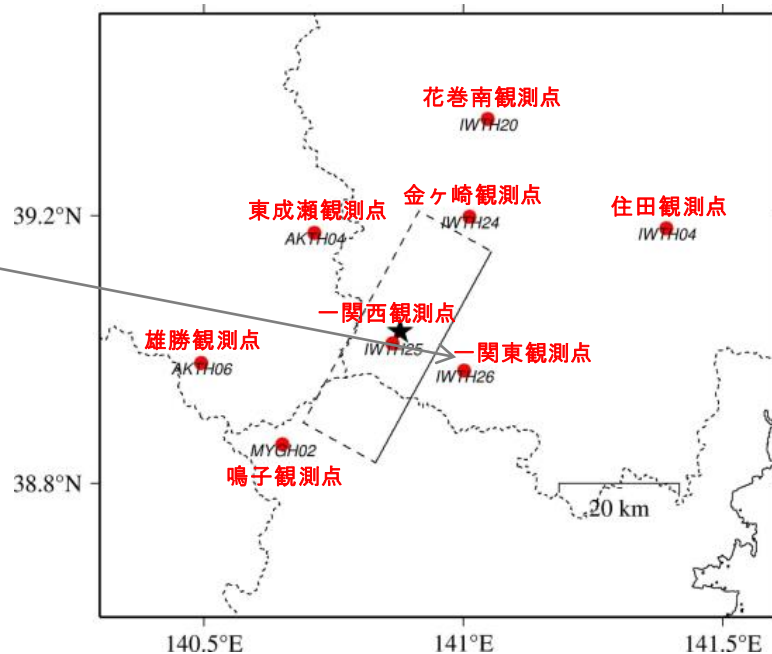
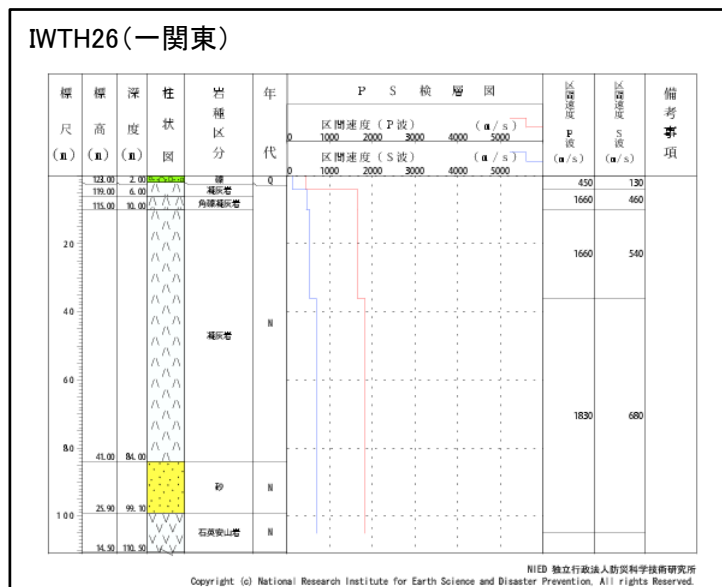
電力共通研究「東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究」にて検討を実施

IWITH24(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。

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

S229

- ▶ KiK-net観測点のうち、標準応答スペクトルを上回る観測記録[IWTH26(一関東)]について、基盤地震動を評価することを目的とした観測記録のはぎとり解析を実施する。



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

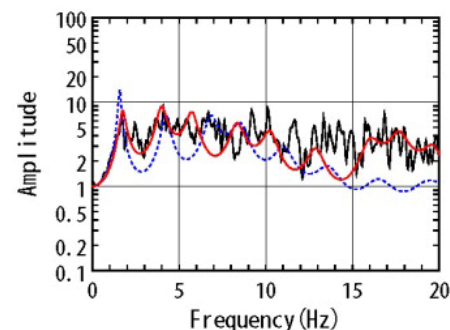
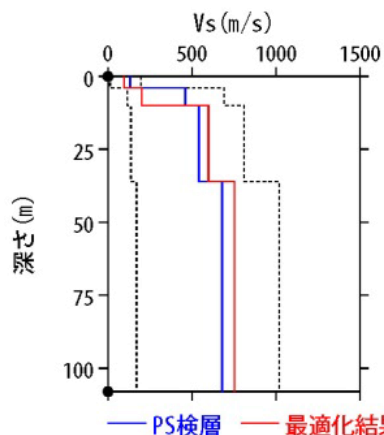
- IWTH26(一関東)の観測記録について、KiK-netボーリングデータを初期値として、観測記録の伝達関数を再現できるように地盤同定を実施。
- 得られた地盤モデルは、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていない。なお、水平方向は、本震記録による伝達関数に一定の整合がみられる。

地盤同定結果(水平)

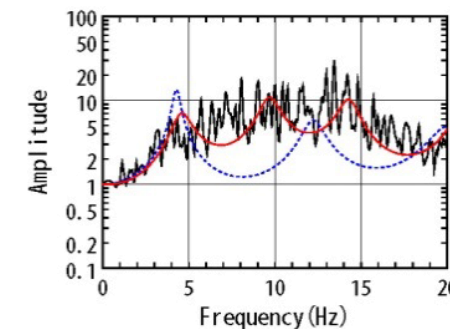
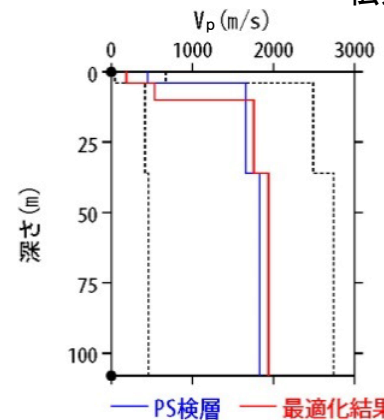
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	4	0	1.64	130	13	195	95	0.73		
2	6	4	1.73	460	115	690	200	0.43		
3	26	10	1.73	540	135	810	598	1.11	0.139	0.543
4	72	36	1.82	680	170	1020	752	1.11		
5	—	108	1.82	680	170	1020	752	1.11		

地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	4	0	1.64	450	45	675	186	0.41		
2	6	4	1.73	1660	415	2490	534	0.32		
3	26	10	1.73	1660	415	2490	1759	1.06	0.559	1.000
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)



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

- 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、観測記録のはぎ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、観測記録のはぎ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

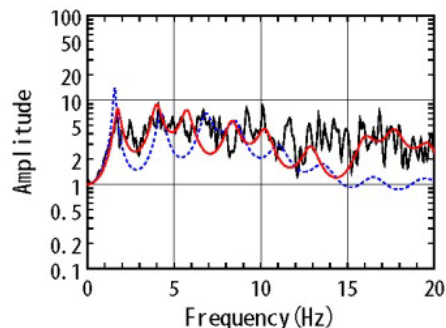
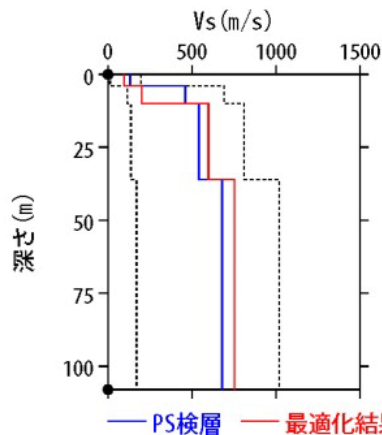
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

#### 【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方向及びEW方向については地表記録が概ね再現できている。

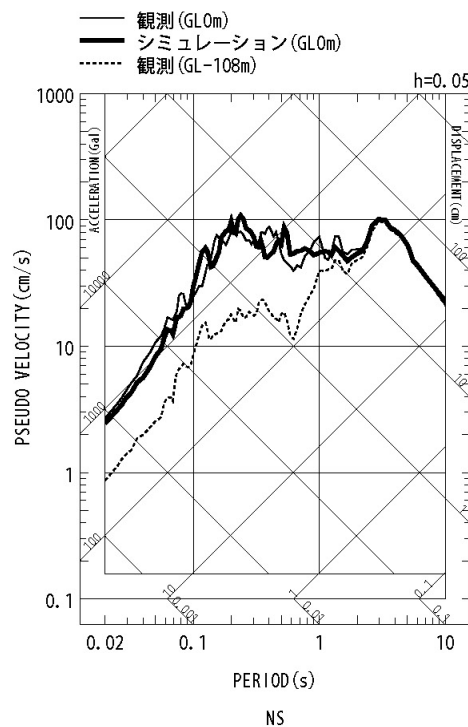
地盤同定結果(水平)

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

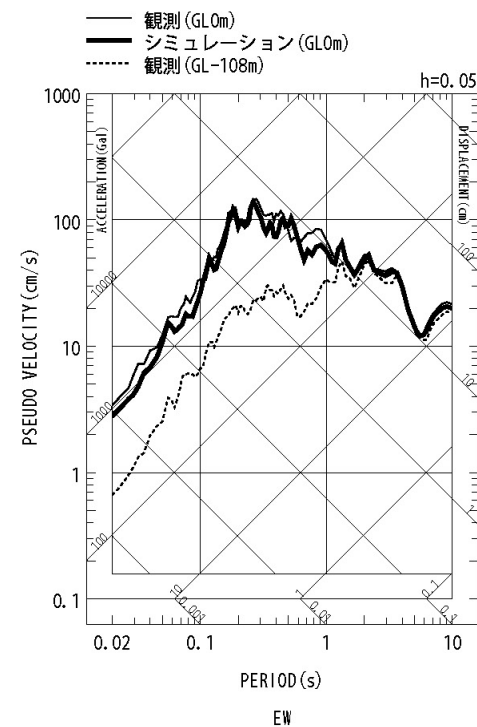


黒: 観測記録  
赤: 最適化結果  
青: PS 検層

伝達関数の比較(水平)



応答スペクトルの比較(水平)



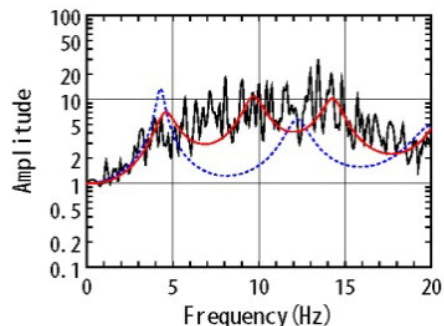
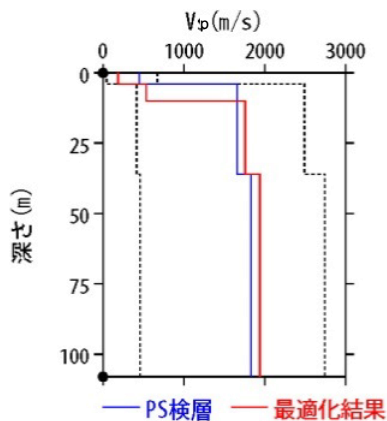
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

#### 【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、地表記録の周期0.1~0.2sにみられるピークが再現できていない。

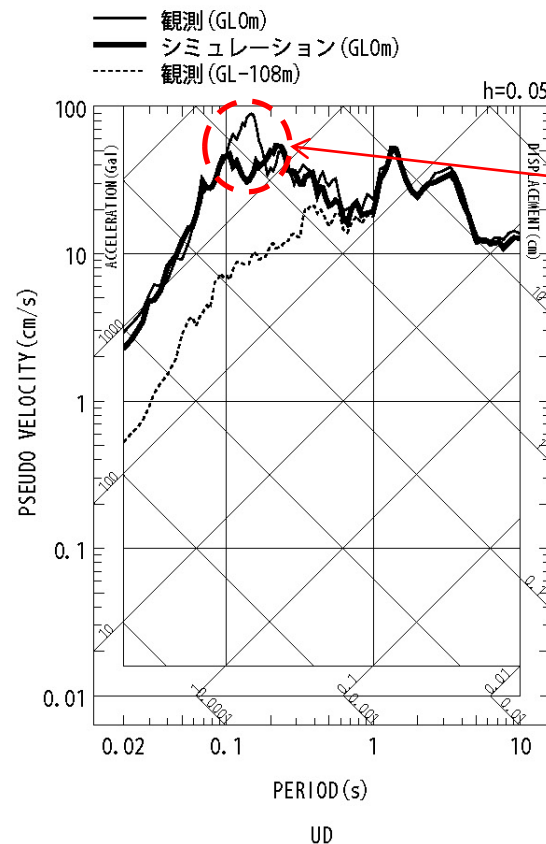
地盤同定結果(鉛直)

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



黒: 観測記録  
赤: 最適化結果  
青: PS 検層

伝達関数の比較(鉛直)



ピークが再現  
できていない

応答スペクトルの比較(鉛直)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

#### 【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)】

- 観測記録を用いた地盤同定(鉛直)について、伝達関数の周波数約7Hz付近の再現性を向上させるため、 $V_p$ の探索範囲を変更し、再度同定を実施した。
- 従来の同定結果と比べて、2Hz~4Hz付近の再現性は低下しており、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2~5層の $V_p$ は、PS検層結果と比べて大きく評価されている。

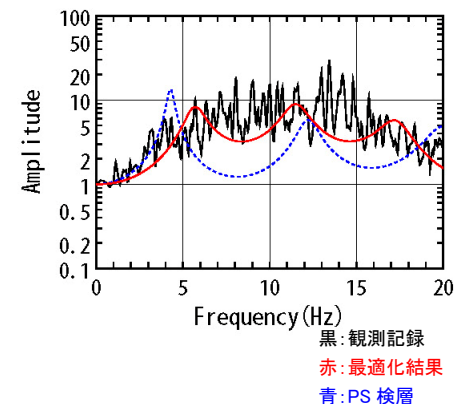
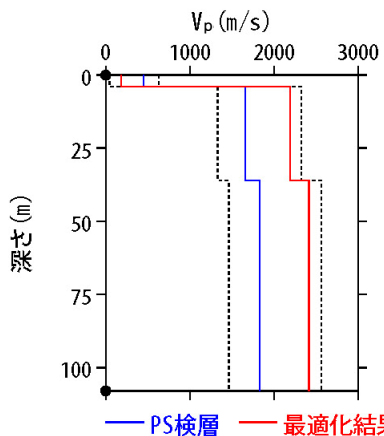
地盤同定結果(鉛直)

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	$\alpha$
1	4	0	1.64	450	45	630	184	0.41		
2	6	4	1.73	1660	1328	2324	2190	1.32		
3	26	10	1.73	1660	1328	2324	2190	1.32	0.331	0.654
4	72	36	1.82	1830	1464	2562	2415	1.32		
5	—	108	1.82	1830	1464	2562	2415	1.32		

No. 3~5層を同倍率で変動



No. 2~5層を同倍率で変動

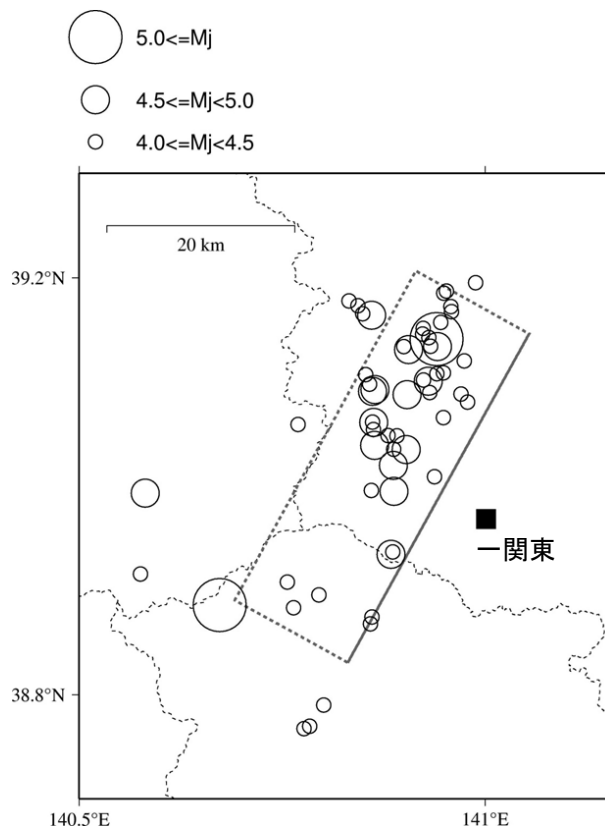


伝達関数の比較(鉛直)

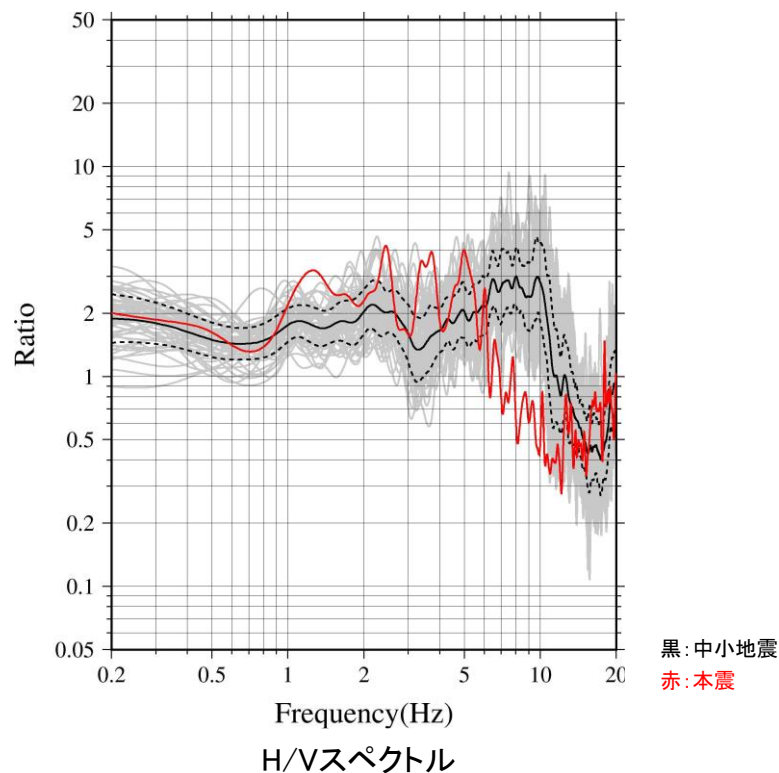
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (7)KiK-net一関東観測点に関する検討

#### 【中小地震を用いた地盤同定に関する検討】

- 岩手・宮城内陸地震の本震及び中小地震の地表記録を用いてH/Vスペクトルを算定した。
- 中小地震と比べて本震では、5Hz程度より高周波数側(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

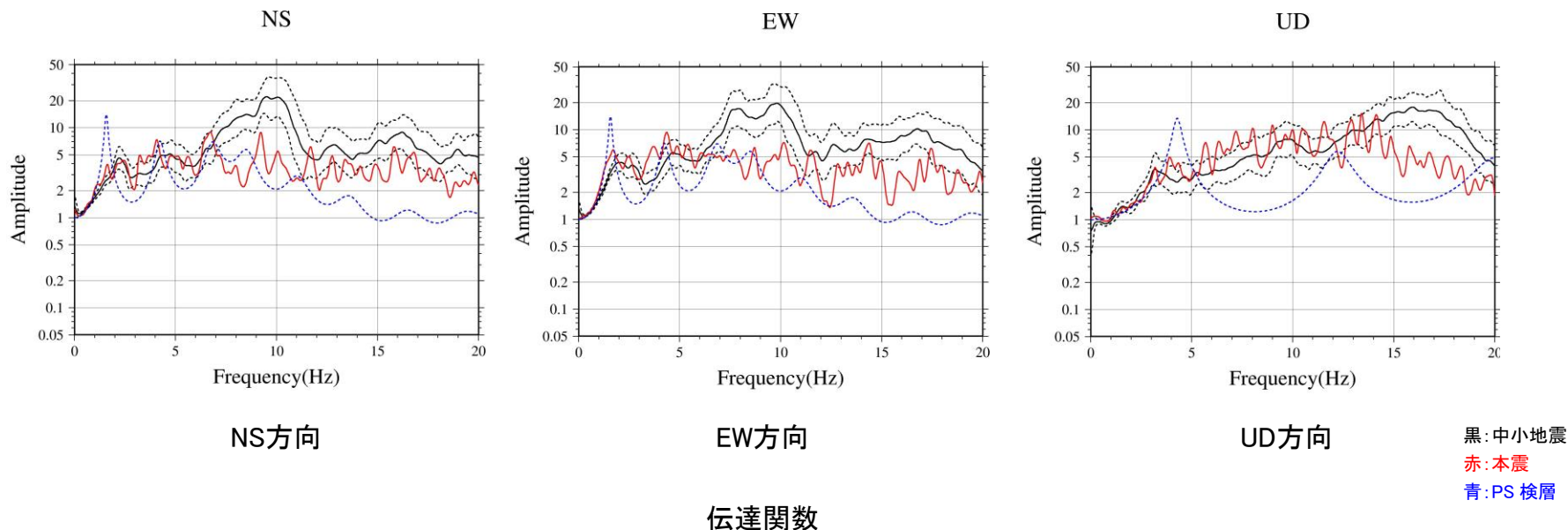


H/Vスペクトル

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (7)KiK-net一関東観測点に関する検討

#### 【中小地震を用いた地盤同定に関する検討】

- 岩手・宮城内陸地震の本震及び中小地震について、地表記録と地中記録の伝達関数を算定した。
- NS方向とEW方向について、中小地震と比べて本震では、5Hz程度より高周波数側(短周期側)において倍率が小さくなっており、10Hz弱においてその傾向は顕著である。
- UD方向について、中小地震と比べて本震では、15Hz程度より高周波数側(短周期側)において倍率が小さくなっている。
- 本震による伝達関数と中小地震による伝達関数の傾向が大きく異なること及び中小地震による伝達関数とPS検層結果による伝達関数が本震とPS検層結果の関係よりさらに乖離していることから、中小地震による伝達関数を用いた地盤同定により、本震のはざとり解析のための地盤モデルを作成することは困難と考えられる。



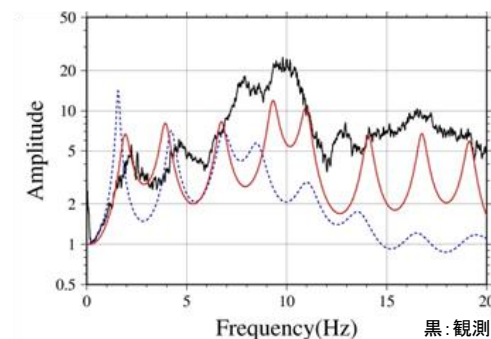
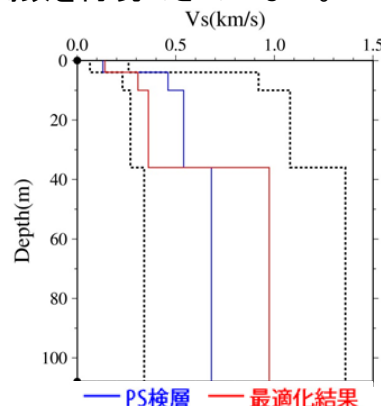
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (7)KiK-net一関東観測点に関する検討

#### 【中小地震を用いた地盤同定に関する検討】

- 中小地震による伝達関数を用いた地盤同定により, 本震のはざり解析のための地盤モデルを作成することは困難と考えられるが, 念のため, 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。
- 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。

地盤同定結果(水平)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	h <sub>0</sub>	α
1	4	0	1.64	130	65	260	141	1.08	0.241	1.000
2	6	4	1.73	460	230	920	308	0.67		
3	26	10	1.73	540	270	1080	361	0.67		
4	72	36	1.82	680	340	1360	974	1.43		
5	—	108	1.82	680	340	1360	974	1.43		

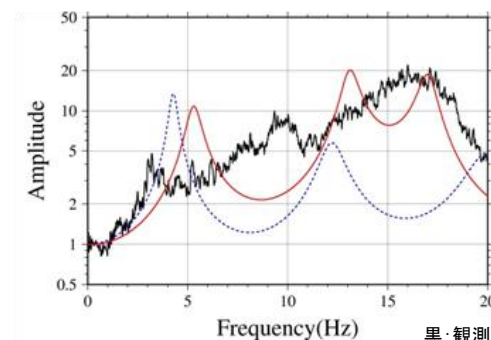
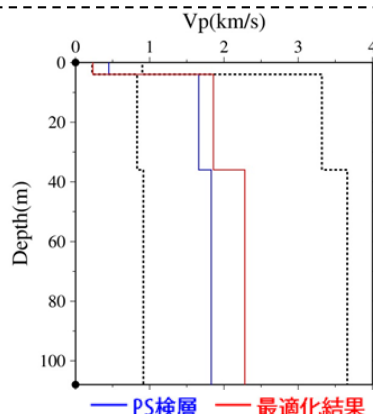


黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS 検層

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 <sup>3</sup> )	P波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	h <sub>0</sub>	α
1	4	0	1.64	450	225	900	236	0.52	0.297	0.850
2	6	4	1.73	1660	830	3320	1857	1.12		
3	26	10	1.73	1660	830	3320	1857	1.12		
4	72	36	1.82	1830	915	3660	2279	1.25		
5	—	108	1.82	1830	915	3660	2279	1.25		



黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS 検層

伝達関数の比較(鉛直)

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

中小地震による伝達関数を用いた線形領域における地盤同定は, 水平動・鉛直動ともに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り解析の適用が困難である。

### 3. 3. 3 地震観測記録の分析・評価 (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

#### 【地形の影響に関する検討】

➤ IWTH26(一関東)の観測点は、観測小屋背後が急な法面となっている。この地形の影響について、傾向を概略検討する。

観測小屋



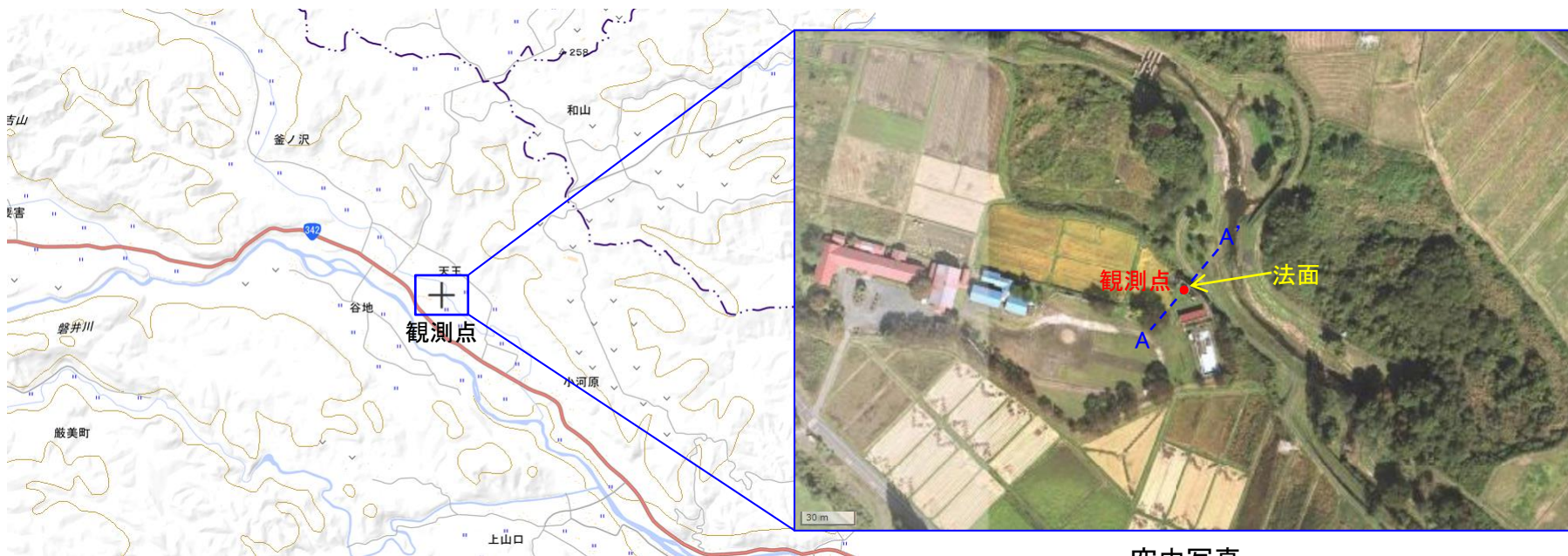
(参考)地震観測点の状況



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (7)KiK-net一関東観測点に関する検討

#### 【地形の影響に関する検討】

▶ IWTH26(一関東)の観測点は、観測小屋背後の法面を簡易的に考慮した2次元地盤モデルを作成し検討を行う。



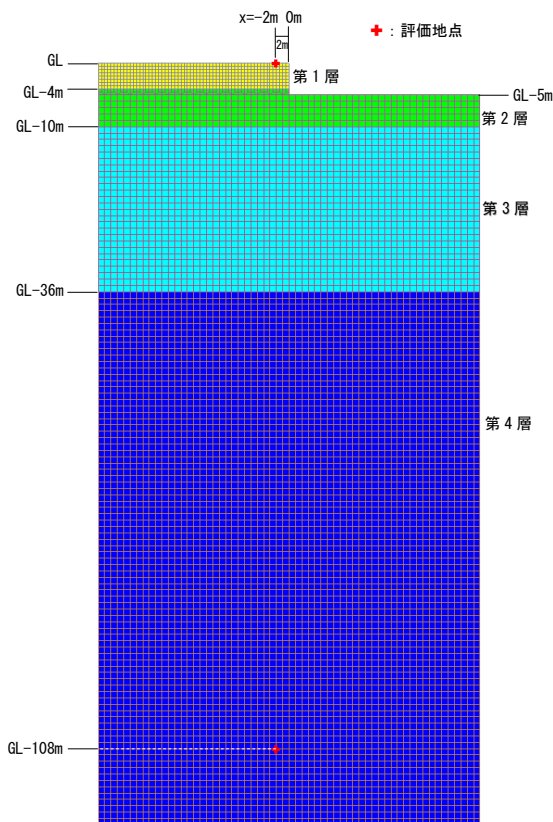
平面図  
(国土地理院・電子国土Webに加筆)

空中写真  
(国土地理院・電子国土Webに加筆)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (7)KiK-net一関東観測点に関する検討

#### 【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。



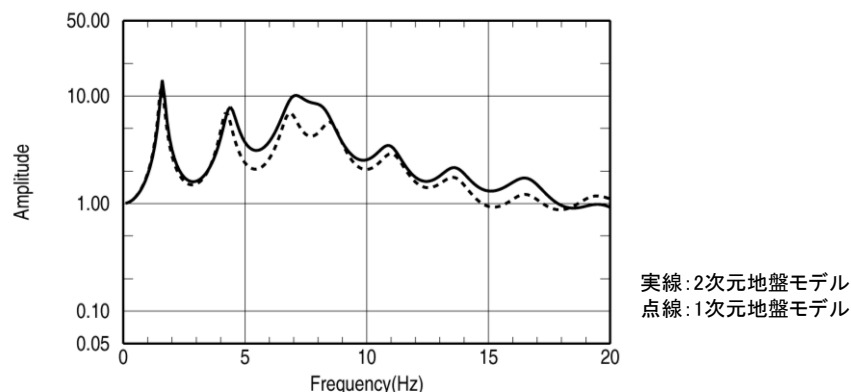
地盤物性値

	P波速度 Vp(m/s)	S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ(g/cm3)
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

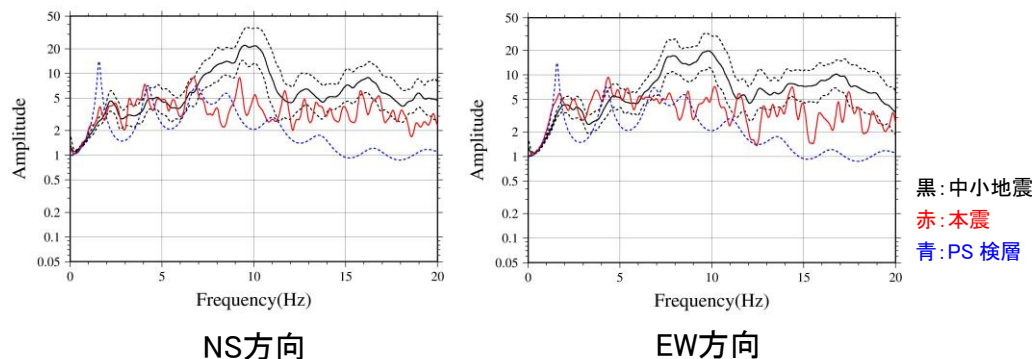
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

#### 【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)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

## (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

#### 【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。

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

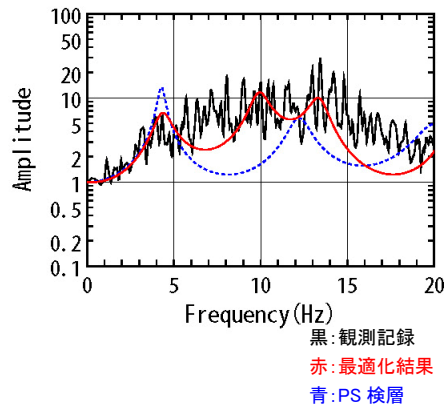
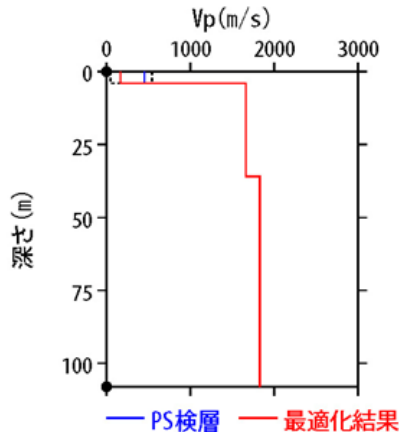
#### 【補足検討(鉛直動のPS検層結果を用いた検討)】

- これまでの検討より、鉛直方向の観測記録の伝達関数を再現できていないことから、地盤同定により得られた地盤モデルの物性値の妥当性が確認できない状況である。
- 把握可能な地盤物性値は、PS検層結果のみであることから、PS検層結果を反映した地盤同定を実施する。
- 得られた地盤モデルは、伝達関数及び地表記録の応答スペクトルの周期0.1~0.2sにみられるピークが再現できていない。また、従来の同定結果と比べて伝達関数及び地表記録の再現性は、同様の傾向であるが、応答スペクトルのごく短周期では若干向上している。

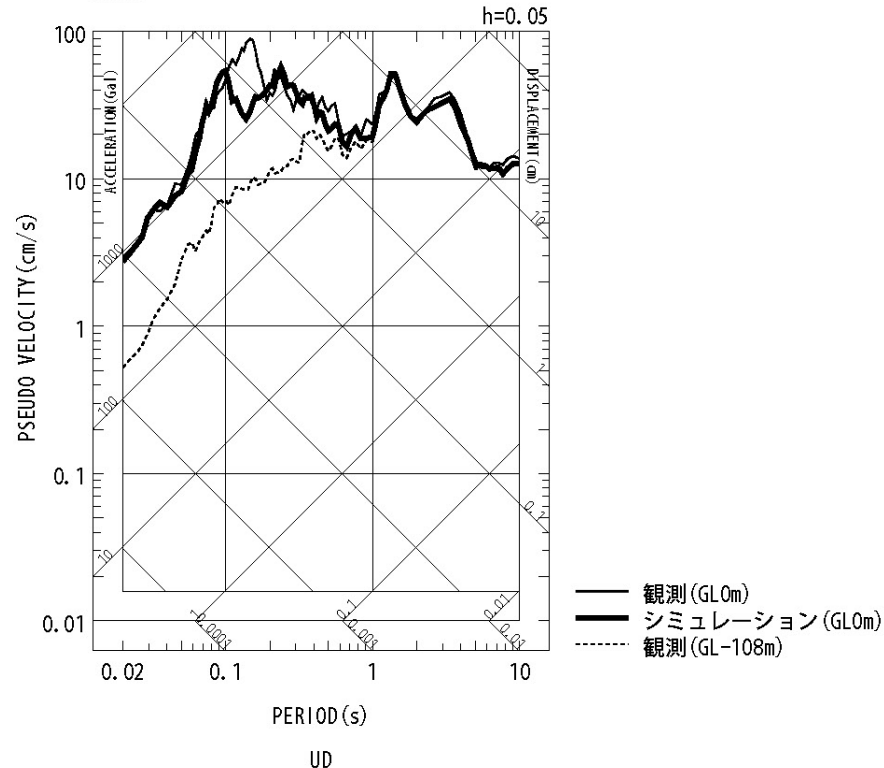
地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度(m/s)			減衰定数			
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	4	0	1.64	450	45	540	164	0.36		
2	6	4	1.73	1660	1660	1660	1660	1.00	0.531	1.000
3	26	10	1.73	1660	1660	1660	1660	1.00		
4	72	36	1.82	1830	1830	1830	1830	1.00		
5	—	108	1.82	1830	1830	1830	1830	1.00		

No. 2~5層をPS検層値で固定



伝達関数の比較(鉛直)



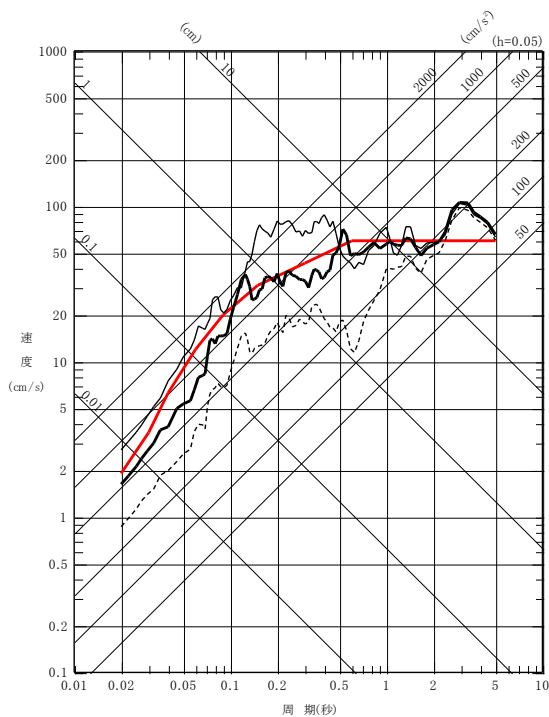
応答スペクトルの比較(鉛直)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

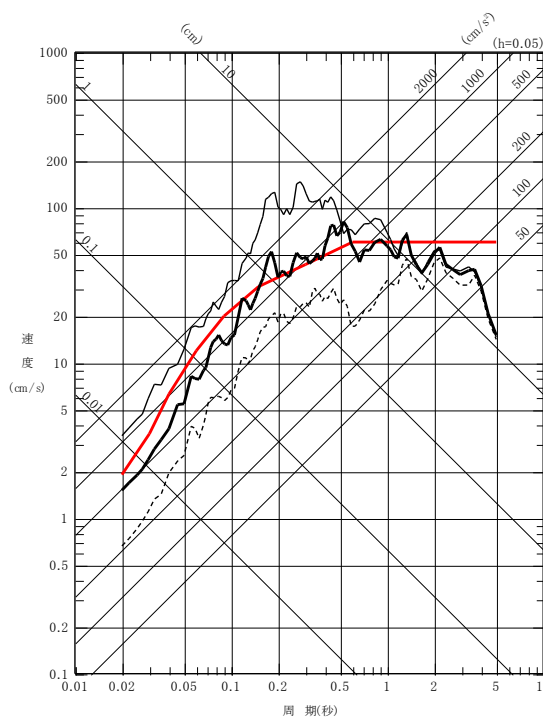
S229

#### 【検討結果を踏まえた方針】

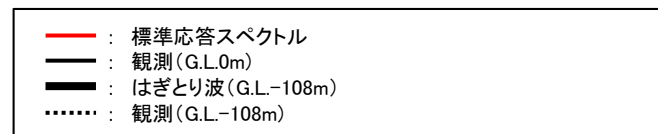
- Iwth26(一関東)観測点については、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていないことから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。
- しかしながら、水平方向は、本震記録による伝達関数に一定の整合がみられ、地表記録を概ね再現できていることから、これまでの検討で得られた地盤モデルを用いて、水平方向のはぎとり解析を実施する。



NS成分



EW成分



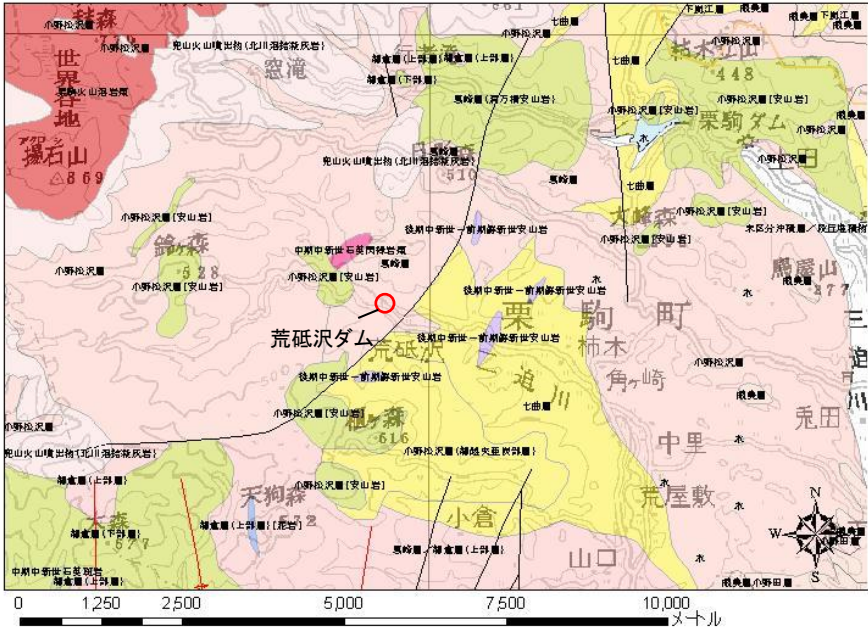
電力共通研究「東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究」にて検討を実施

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。

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

#### 【荒砥沢ダムの地盤構造】

➢ 荒砥沢ダムの地震観測点の基盤地質について、東北建設協会(2006)によると、地層は葛峰層、岩相は安山岩質火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、軽石凝灰岩、凝灰質礫岩、砂岩及びシルト岩、安山岩溶岩を挟む、硬軟区分は軟岩～中硬岩とされている。



荒砥沢ダム周辺地質図〔東北建設協会(2006)に一部加筆〕

荒砥沢ダム基盤地質の特徴〔東北建設協会(2006)〕

地層	葛峰層
時代	中～後期中新世
岩相	安山岩質火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・軽石凝灰岩・凝灰質礫岩・砂岩及びシルト岩、安山岩溶岩を挟む
硬軟区分	軟岩～中硬岩

東北地方デジタル地質図凡例〔東北建設協会(2006)に一部加筆〕

地質年代 (Ma)	岩石区分	堆積物・堆積岩					火山岩類						
		礫岩	砂岩	泥岩	凝灰岩	火山灰	石灰岩	建長質(流紋岩・デイサイト)			苦鉄質(安山岩・玄武岩)		
								貫入岩	溶岩および火山碎屑物	デイサイト貫入火砕流堆積物	貫入岩	溶岩および火山碎屑物	
第四紀 更新世	完新世	H	Hc	Hs		Ht		Hdb		Hav	Hpf		Hbv
	Q3	Q3c	Q3s	Q3m	Q3t		Q3db			Q3pf		Q3bv	
	Q2	Q2c	Q2s	Q2m	Q2t		Q2db		Q2av	Q2pf		Q2bv	
	Q1	Q1c	Q1s	Q1m	Q1t		Q1db	Q1ai	Q1av	Q1pf		Q1bv	
中生代 第三紀 中新世	鮮新世	N3B	N3Bc	N3Bs	N3Bm	N3Bt			N3Bai	N3Bav		N3bi	N3bv
	N3A	N3Ac	N3As	N3Am	N3At			N3Ai	N3Av		N3bi	N3bv	
	N2	N2c	N2s	N2m	N2t			N2ai	N2av		N2bi	N2bv	
	N1	N1c	N1s	N1m	N1t			N1ai	N1av		N1bi	N1bv	
	漸新世	PG4c				PG4t			PG4av				PG4bv
	PG3	PG3c	PG3s	PG3m				PG3ai					
古第三紀 始新世	PG2						PG2ai	PG2av					
	PG1					PG1t							

Ma: 100万年前 年代尺度はGradstein et al.(2004)による

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

#### 【荒砥沢ダムの地盤構造】

- 防災科学技術研究所の地震ハザードステーション(J-SHIS)による荒砥沢ダム地点の地盤モデルでは、第1層のVsは600m/sとされている。



荒砥沢ダム地点の位置

No.	LOWER DEP(m)	THK (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)
1	20	20	600	2000
2	205	185	1100	2500
3	554	349	1700	3500
4	974	420	2100	4000
5	2415	1441	3100	5500
6	7415	5000	3300	5700
7	-	-	3400	6000

地震ハザードステーション(J-SHIS)による地盤モデル



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

➤ 岩手・宮城内陸地震に伴う地表変状について、荒砥沢ダム(右岸地山)で、次のような知見がある。

#### 【森ほか(2011)】

- 荒砥沢ダム周辺には、新第三紀中新世の葛峰層、これを不整合面に覆って小野松沢層が分布しており、ダム建設時の試験結果によれば、両者の物性値の差は顕著であるとしている。
- 荒砥沢ダム右岸においては、岩手・宮城内陸地震に伴い、右岸管理用道路上に3か所の段差が発生し、道路から貯水池側下方の土留擁壁や取水塔背後の法面保護工にも、道路段差の延長上に亀裂が多数発生したとしている。
- 荒砥沢ダム右岸に発生した変状について、トレンチ調査、地表踏査などを行った結果、これらの変状は、硬質な葛峰層と軟質な小野松沢層の境界である不整合面付近に歪みと変形が集中したことが原因であるとしている。

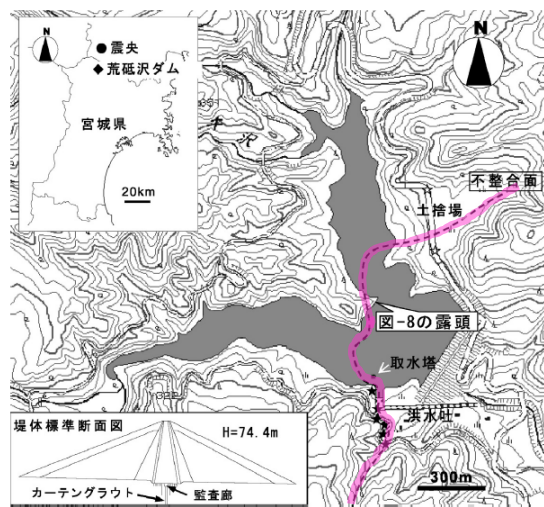


図-1 位置図 ★：右岸変状箇所，☆：開口亀裂 国土地理院 1/25,000地形図「切留」に加筆。

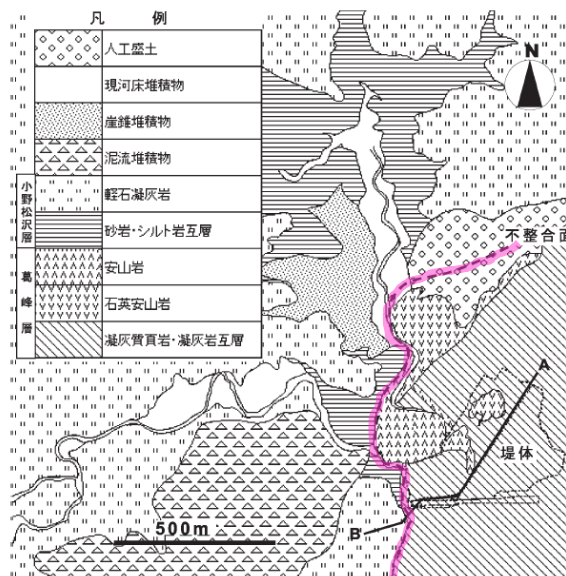


図-2 貯水池周辺地質図 A-Bは図-3の断面位置。

表-1 岩相ごとの物性値比較表 数字は平均値 変形係数は孔内水平載荷試験, P波・S波速度はPS検層による。

層名	岩相	単位体積重量(g/cm <sup>3</sup> )	変形係数(MN/m <sup>2</sup> )	一軸圧縮強度(kN/m <sup>2</sup> )	P波速度(km/s)	S波速度(km/s)
小野松沢層	軽石凝灰岩	1.50 (18)	76 (2)	2,035 (9)	1.22 (17)	0.49 (17)
	シルト岩	1.69 (7)	174 (6)	5,517 (12)		
	砂岩	1.96 (8)	383 (5)	15,536 (8)		
葛峰層	石英安山岩	2.58 (8)	3,402 (7)	79,218 (8)	2.63 (34)	1.08 (34)
	凝灰質頁岩	2.38 (17)	2,506 (14)	51,206 (17)		
	凝灰岩	2.37 (28)	2,018 (16)	44,197 (28)		

( )はデータ数

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

➤ 岩手・宮城内陸地震に伴う地表変状について、荒砥沢ダム(右岸地山)で、次のような知見がある。

【森ほか(2011)】

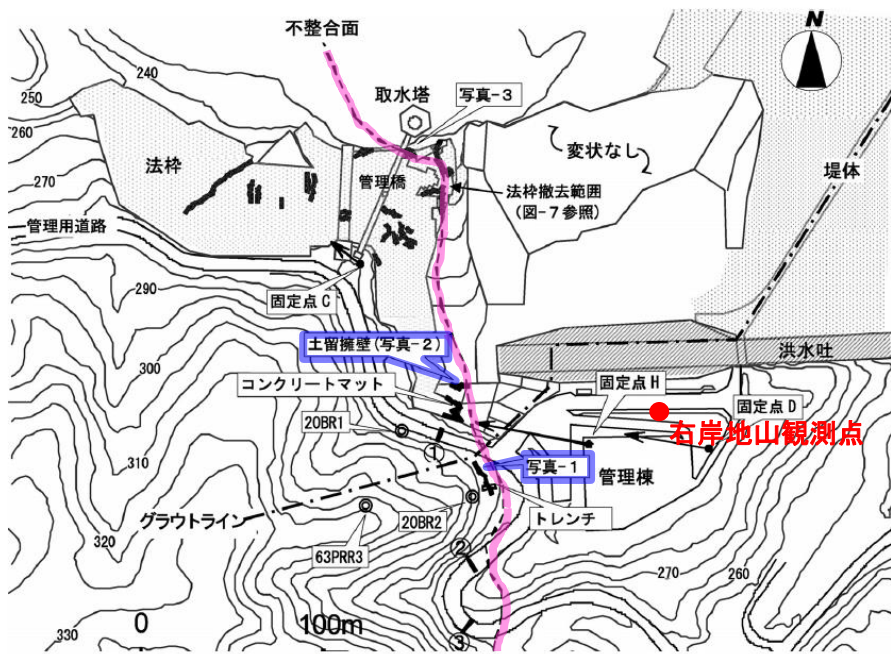


図-4 右岸変状位置図 太い実線が亀裂や段差などを表す。

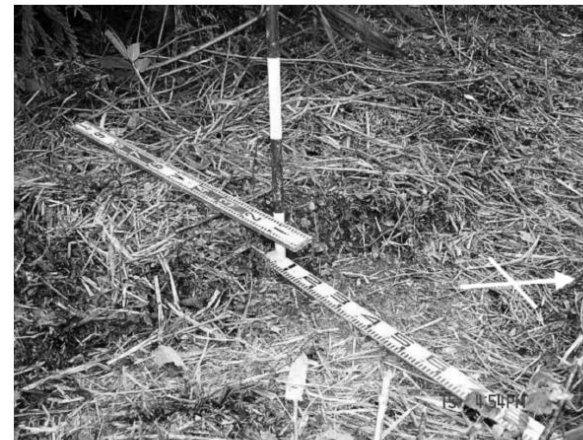


写真-1 尾根部で確認された13cmの段差 写真位置は図-4参照。

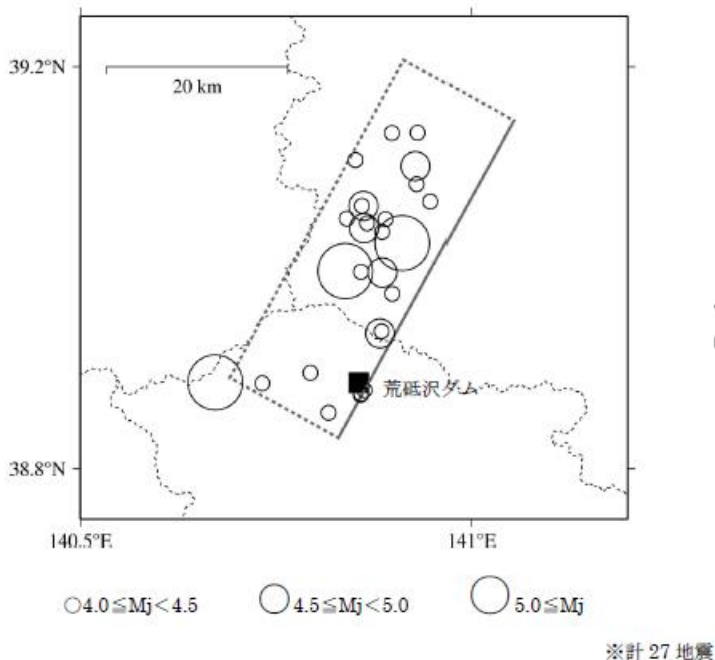


写真-2 土留擁壁への亀裂  
右端のリップラップの盛り上がりは施工当時のもの。

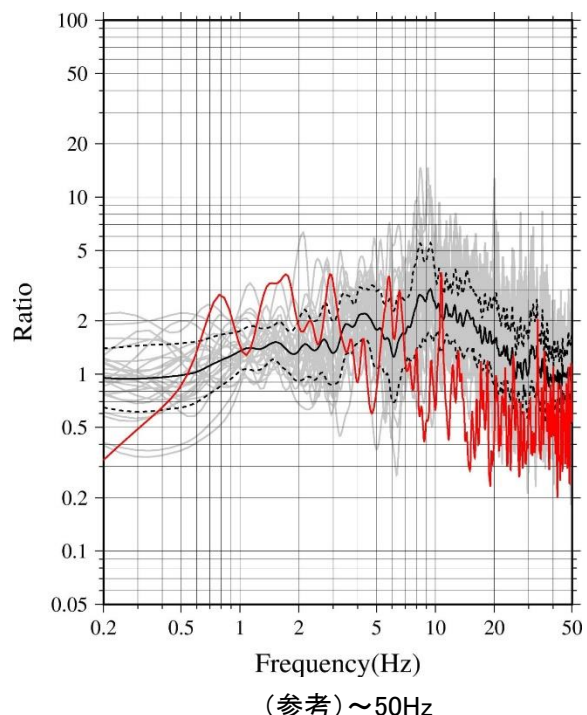
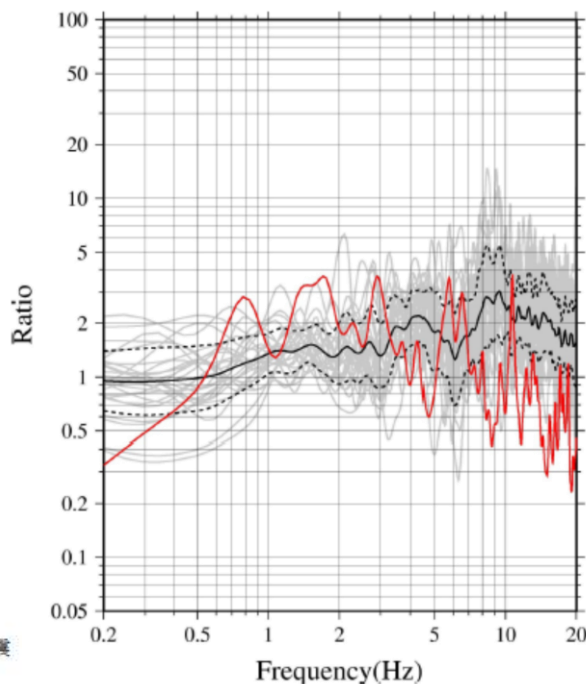
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

#### 【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

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

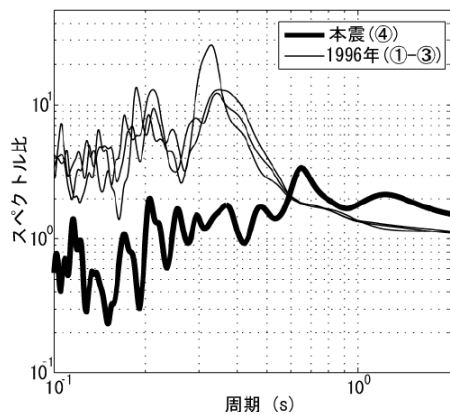
➤ 荒砥沢ダム(監査廊)については、次のような知見がある。

#### 【田原・大町(2010)】

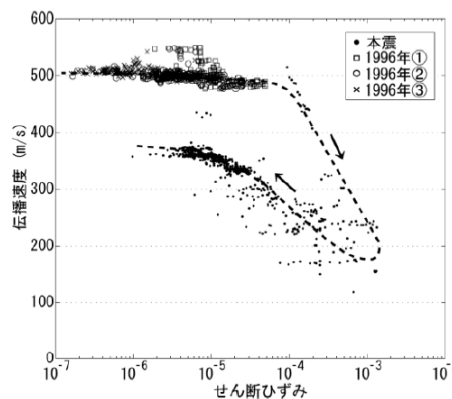
- 岩手・宮城内陸地震本震による最大加速度値は、監査廊に対して天端では半減しており、この特異な地震応答特性は、フィルダムを構成する土質材料の非線形動的特性との関連性が強いと推察されている。
- 天端と監査廊のスペクトル比から、岩手・宮城内陸地震本震のスペクトル形状が1996年の地震と大きく異なり、短周期成分がダムで大きく減衰し、1996年の一次周期よりも明らかに伸長しているとしている。
- 岩手・宮城内陸地震の主要動時に $10^{-3}$ を超える大きなひずみレベルに達したことに伴い、ダム堤体コア内のS波伝播速度が減少したとしている。
- また、主要動後、S波伝播速度は徐々に増加する傾向を示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

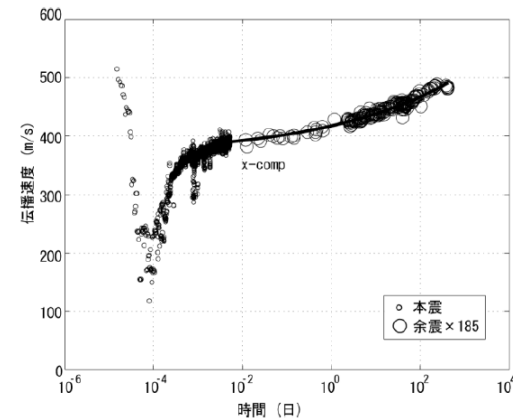
左表: 使用した観測記録  
[最大加速度値 (m/s<sup>2</sup>)]



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)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

➤ 荒砥沢ダム(監査廊)については、次のような知見がある。

#### 【波多野ほか(2010)】

- 地震時の堤体のせん断ひずみを地震応答記録の堤体変位から推定した結果、本震の最大せん断ひずみが $1.9 \times 10^{-3}$ となったとしている。また、ロックフィルダムにおいて、 $10^{-3}$  台のせん断ひずみ領域まで実測値から同定したケースは国内外で初めてになるものであるとしている。
- 荒砥沢ダムをモデル化した再現解析より、強震動によって堤体のせん断ひずみが増加し、堤体剛性の低下と減衰定数の増加によって、堤体の応答倍率が低下したものと考えられるとしている。

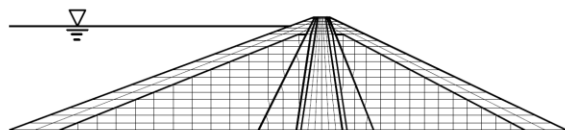


図-6 解析モデル メッシュ分割

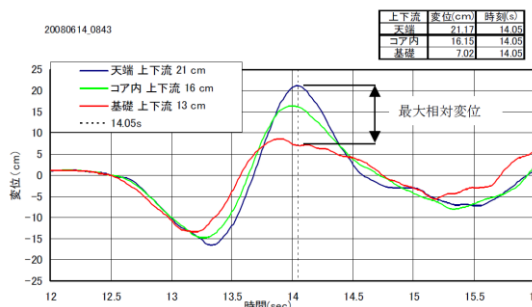


図-8 岩手・宮城内陸地震における荒砥沢ダムの堤体の変位波形

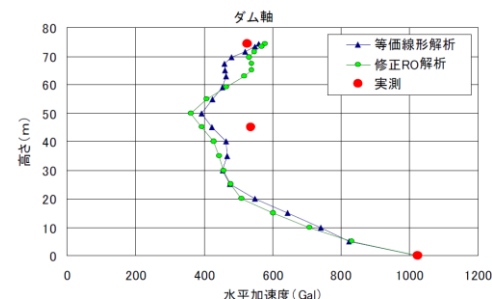


図-13 岩手・宮城内陸地震におけるダム軸最大加速度分布(全時刻)の比較(水平方向)

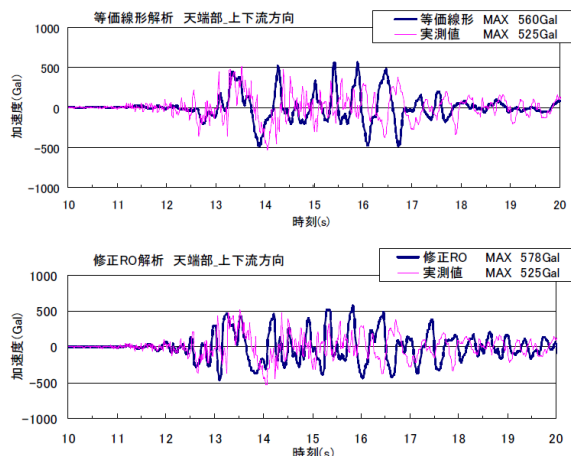


図-15 天端部の加速度時刻歴波形の比較

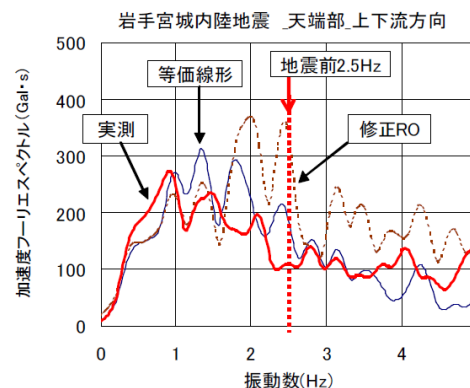


図-17 岩手・宮城内陸地震 天端部の加速度フーリエスペクトルの比較

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

➤ 荒砥沢ダム(監査廊)については、次のような知見がある。

#### 【国土交通省ほか(2008)】

- ダム天端の上流法肩部(ロック部上)において最大20cm程度の沈下が計測された。また、堤体の沈下により層別沈下計のパイプが約40cm突出したとしている。
- 下流ロック部のリップラップと洪水吐きシュート部の導流壁との隣接部では、ロック部の15cm程度の沈下痕跡が確認できたとしている。
- 荒砥沢ダムにおける加速度記録より、ダムの本震加振中の非線形挙動により固有周期が長周期化したため、天端応答として、天端の最大加速度はダム基礎の半分程度に抑えられたと推察している。



写真-5.22 堤体の沈下により約40cm突出した層別沈下計のパイプ



写真-5.23 リップラップと洪水吐き導流壁との隣接部のロック部の沈下痕跡

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

#### 【荒砥沢ダムを対象とした相対的地盤増幅率(検討方針)】

- ▶ 岩手・宮城内陸地震については、荒砥沢ダムとその他の観測点で観測された本震記録の加速度レベル(短周期側の地震動レベル)に大きな差異がみられることから、それらの要因について、以下の検討方針に基づき詳細検討を実施する。
  - 本震観測記録の加速度レベルが大きい荒砥沢ダムについて、岩手・宮城内陸地震震源近傍の5地点との地盤増幅の相違※を把握する。
  - なお、検討に用いる観測記録は、荒砥沢ダム(監査廊)の観測記録を用いる。

※: 荒砥沢ダムで得られた観測記録と震源近傍の5地点の観測記録の応答スペクトル比を求め、増幅の相違(相対的地盤増幅率)を評価する。

$$\Delta G(T) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \log \left[ \frac{Sa_{1,m}(T)}{Sa_{2,m}(T)} \cdot \frac{X_{1,m}}{X_{2,m}} \right]$$

$\Delta G(T)$ :  $Sa_2$ に対する地盤増幅率(相対的地盤増幅率)

$Sa_1(T)$ : 荒砥沢ダム(監査廊)

$Sa_2(T)$ : KiK-net一関東(地中)(IWTH26)

KiK-net金ヶ崎(地中)(IWTH24)

KiK-net東成瀬(地中)(AKTH04)

KiK-net鳴子(地中)(MYGH02)

栗駒ダム(右岸地山)

$X_1$ :  $Sa_1$ の震源距離

$X_2$ :  $Sa_2$ の震源距離

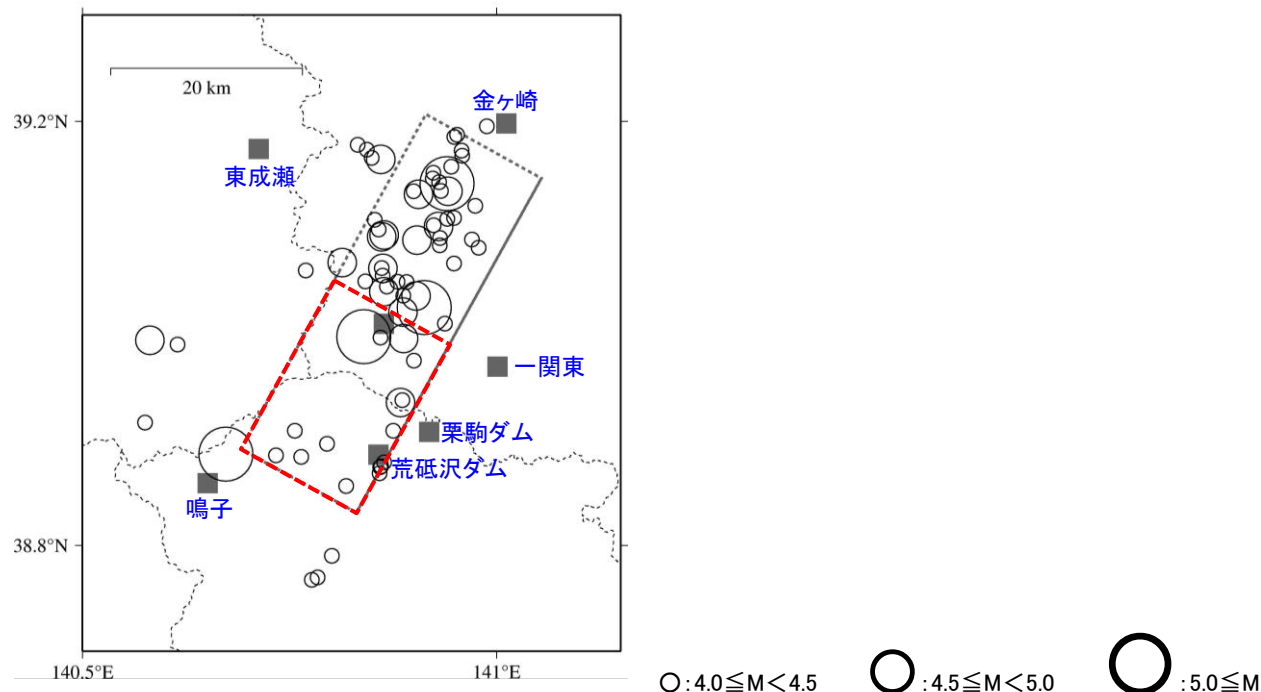
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

#### 【荒砥沢ダムを対象とした相対的地盤増幅率(検討対象地震)】

- 以下の条件に基づき、検討地震を選定する。
  - 荒砥沢ダムで観測記録が得られている2008年～2013年の地震
  - $M \geq 4.0$ の内陸地殻内地震(2008年岩手・宮城内陸地震の本震は除外)<sup>※1</sup>
  - 検討対象地震の範囲は、本震のアスペリティ位置を踏まえ、本震の震源領域中心～南側の地震<sup>※2</sup>
- 検討地震の震央分布は、以下の赤枠内の通り(地震諸元は、気象庁による)。

※1:一般的な地盤増幅特性を評価するため、中小地震を用いる。

※2:岩手・宮城内陸地震は、震源領域の南側の活動(主なアスペリティは、震源領域の中心～南側)が地震の特徴を主に表しているため、この範囲を検討対象とすることで、本震時の各観測点間の特徴を把握する。

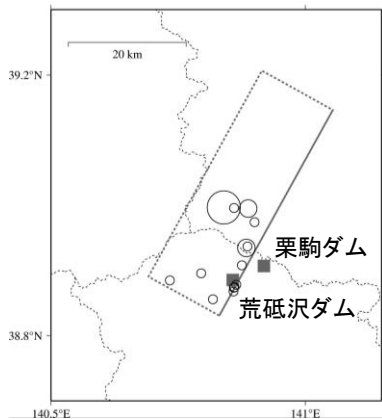




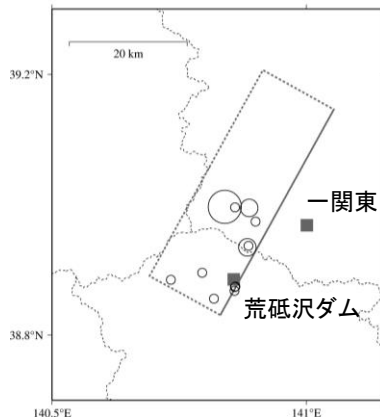
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

#### 【荒砥沢ダムを対象とした相対的地盤増幅率(比較する5地点)】

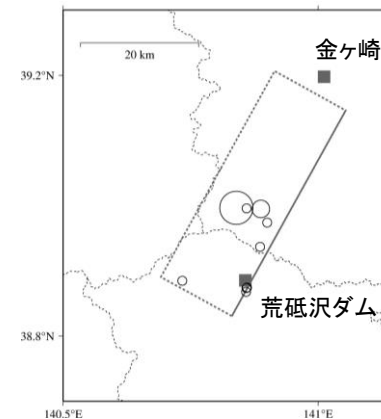
➤ 震源近傍に位置する5地点を基準とした荒砥沢ダムの相対的地盤増幅率を評価する。



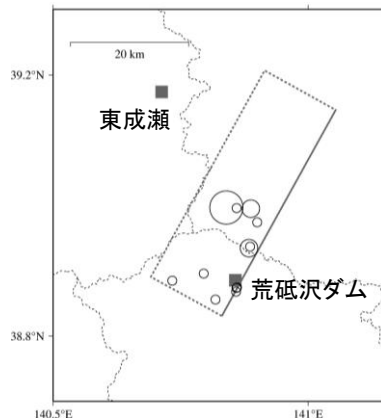
荒砥沢ダム(監査廊)／栗駒ダム(地山)



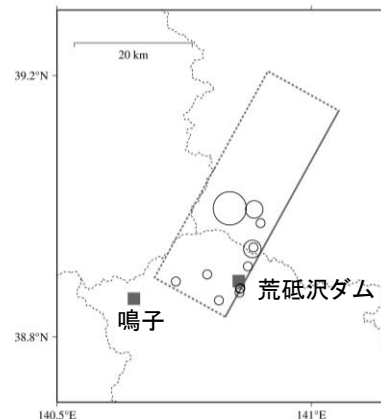
荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net一関東



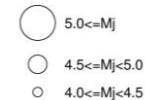
荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net金ヶ崎



荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net東成瀬



荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net鳴子



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

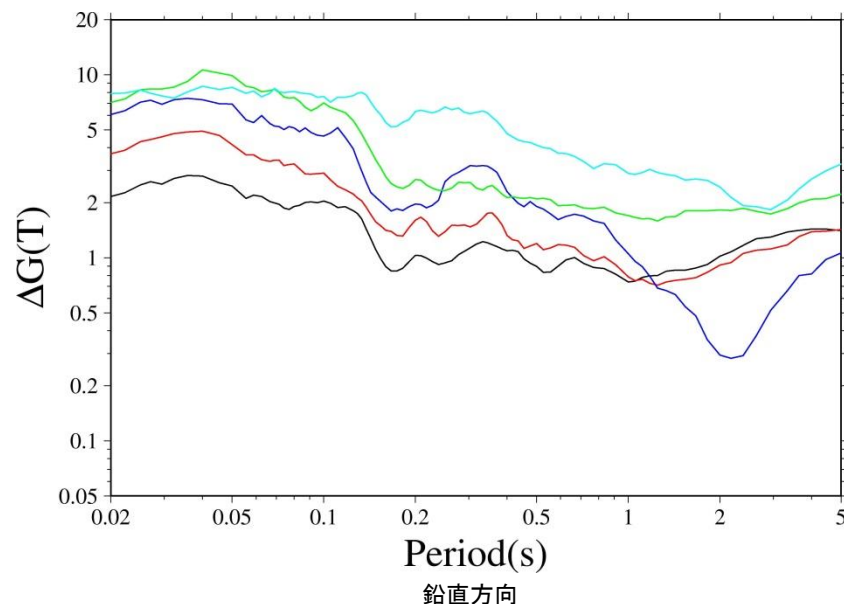
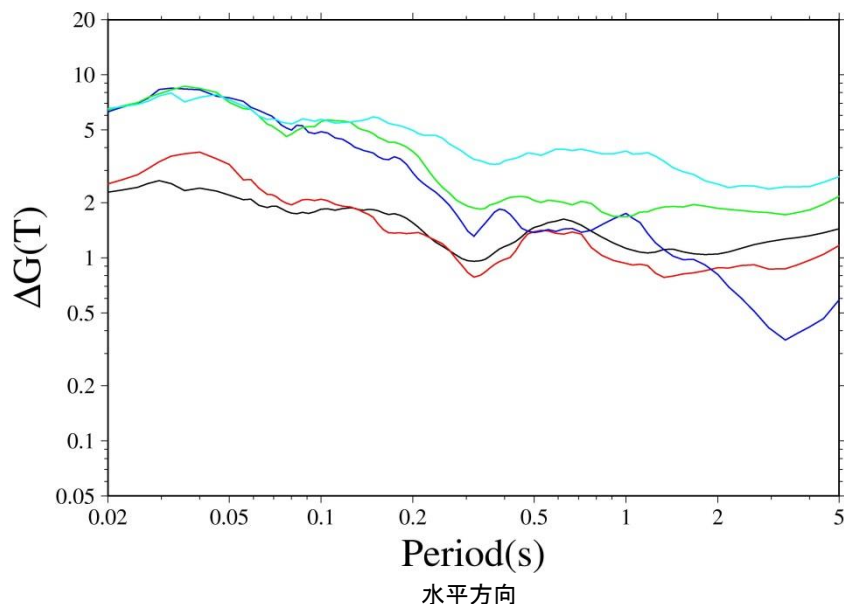
#### 【荒砥沢ダムを対象とした相対的地盤増幅率(応答スペクトル比)】

- 震源近傍に位置する5地点を基準とした荒砥沢ダム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、荒砥沢ダムは岩手・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側で大きい傾向※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。

荒砥沢ダム(監査廊)／栗駒ダム(右岸地山)  
 荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net-関東(地中)  
 荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net金ヶ崎(地中)  
 荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net東成瀬(地中)  
 荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net鳴子(地中)

相対的地盤増幅率は平均を示す



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

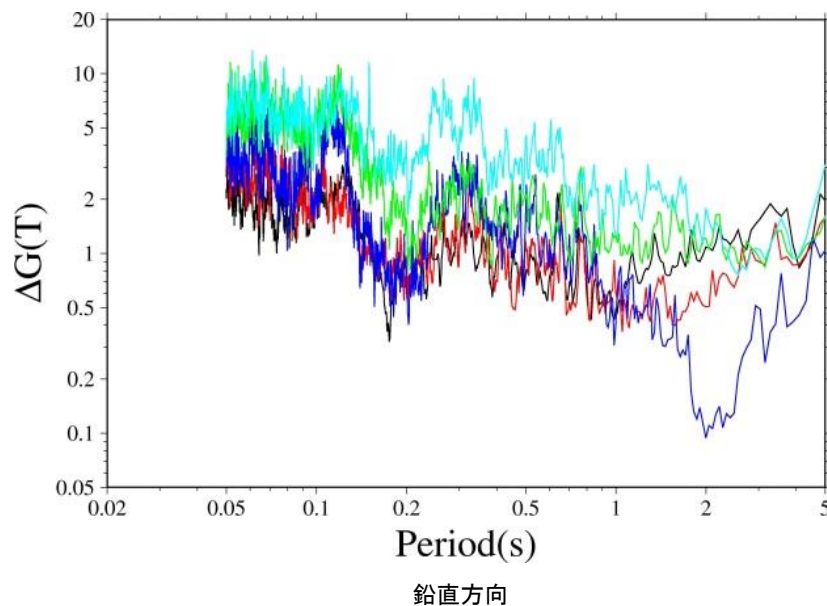
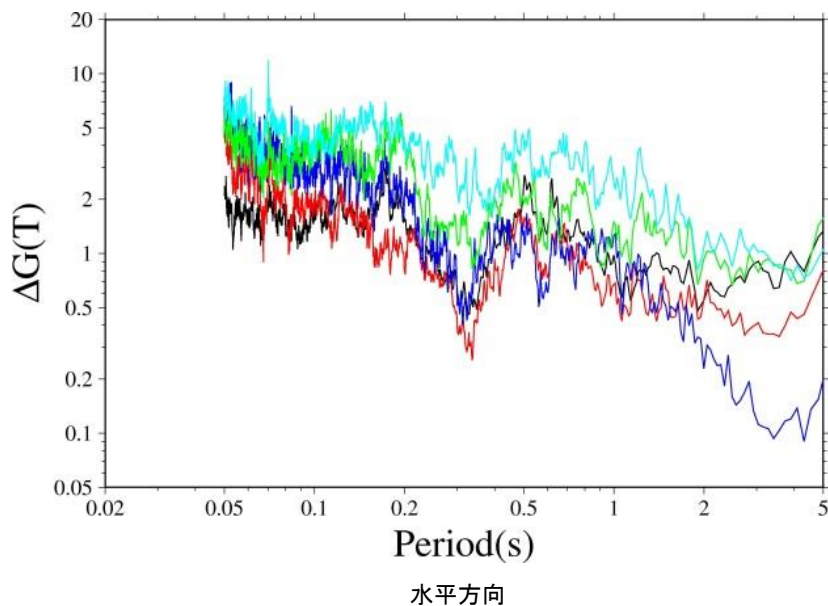
#### 【荒砥沢ダムを対象とした相対的地盤増幅率(フーリエスペクトル比)】

- 参考として、フーリエスペクトルを用いて、同様の検討を行った。
- 震源近傍に位置する5地点を基準とした荒砥沢ダムのフーリエスペクトル比は、以下の通り。
- 震源近傍に位置する5地点と比較し、応答スペクトル比(=相対的地盤増幅率)と同様に荒砥沢ダムは岩手・宮城内陸地震の本震の特徴を踏まえたフーリエスペクトル比が短周期側で大きい傾向※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。

荒砥沢ダム(監査廊)／栗駒ダム(右岸地山)  
荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net一関東(地中)  
荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net金ヶ崎(地中)  
荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net東成瀬(地中)  
荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net鳴子(地中)

フーリエスペクトル比は平均を示す



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

#### 【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。

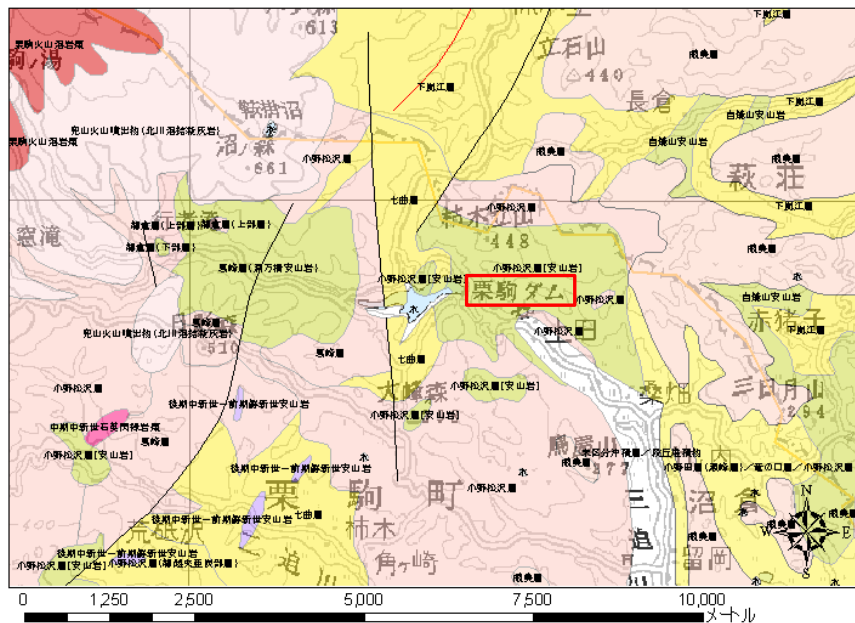


- 荒砥沢ダムについては、岩手・宮城内陸地震の本震記録に地盤の非線形性の影響や、ロックフィルダム堤体の強非線形性及び変形による影響が含まれていること、また、本震震源域南部で発生する地震に対して他の観測点よりも大きく増幅する地域と考えられること等により、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【栗駒ダムの地盤構造】

栗駒ダムの地震観測点の基盤地質について、地層は小野松沢層(安山岩)、岩相は安山岩溶岩及び火山角礫岩、硬軟区分は軟岩～中硬岩とされている。



栗駒ダム周辺地質図〔東北建設協会(2006)に一部加筆〕

栗駒ダム基盤地質の特徴〔東北建設協会(2006)〕

地層	小野松沢層(安山岩)
時代	後期中新世
岩相	安山岩溶岩及び火山角礫岩
硬軟区分	軟岩～中硬岩

東北地方デジタル地質図凡例〔東北建設協会(2006)〕に一部加筆

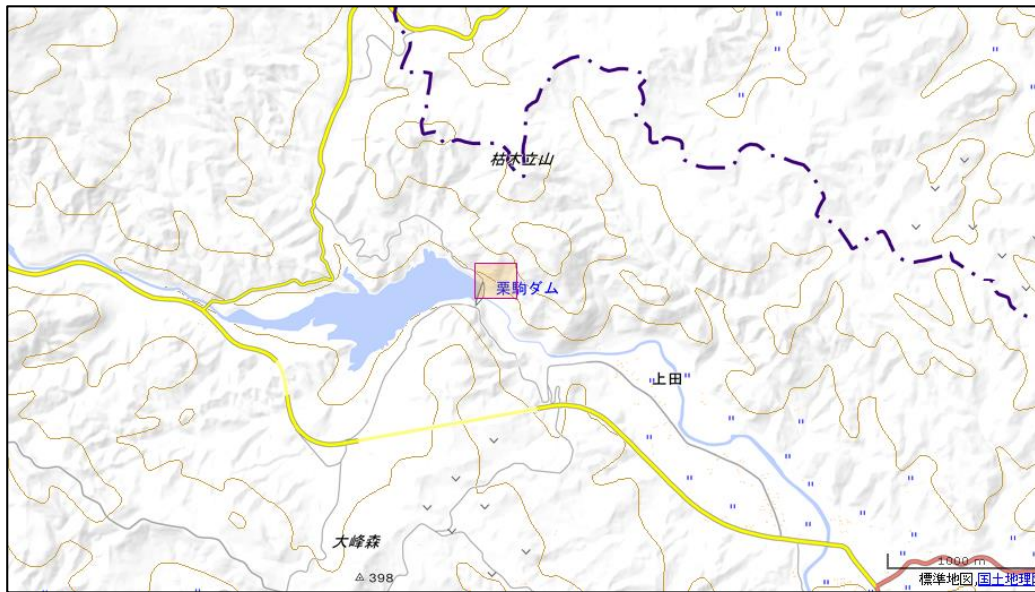
地質年代 (Ma)	岩石区分	堆積物・堆積岩					岩屑	火山岩類					
		礫岩	砂岩	泥岩	凝灰岩	火山灰		石炭岩	珪長質(流紋岩・デイサイト)			苦鉄質(安山岩・玄武岩)	
									貫入岩	溶岩および火山砕積物	デイサイト質火山砕積物	貫入岩	溶岩および火山砕積物
新第四紀	完新世	H	Hc	Hs		Ht		Hdb		Hav	Hpf		Hbv
	更新世	Q3	Q3c	Q3s	Q3m	Q3t		Q3db			Q3pf		Q3bv
		Q2	Q2c	Q2s	Q2m	Q2t		Q2db		Q2av	Q2pf		Q2bv
		Q1	Q1c	Q1s	Q1m	Q1t		Q1db	Q1ai	Q1av	Q1pf		Q1bv
中生代	鮮新世	N3B	N3Bc	N3Bs	N3Bm	N3Bt		N3ai	N3bai	N3av		N3bi	N3bv
		N3A	N3Ac	N3As	N3Am	N3At		N3ai	N3aai	N3av		N3abi	N3abv
		N2	N2c	N2s	N2m	N2t		N2ai	N2av		N2bi	N2bv	
	中新世	N1	N1c	N1s	N1m	N1t		N1ai	N1av		N1bi	N1bv	
		PG4	PG4c				PG4t			PG4av			PG4bv
		PG3	PG3c	PG3s	PG3m			PG3ai					
古第三紀	始新世	PG2					PG2ai		PG2av				
	暁新世	PG1				PG1t							

Ma : 100万年前 年代尺度はGradstein et al.(2004)による

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【栗駒ダムの地盤構造】

- ▶ 栗駒ダム建設時の試錐記録及び増川ほか(2014)によると、栗駒ダム地域の基礎岩盤は安山岩とされている。
- ▶ 防災科学技術研究所の地震ハザードステーション(J-SHIS)による栗駒ダム地点の地盤モデルでは、第1層のVsは600m/sとされている。



栗駒ダム地点の位置

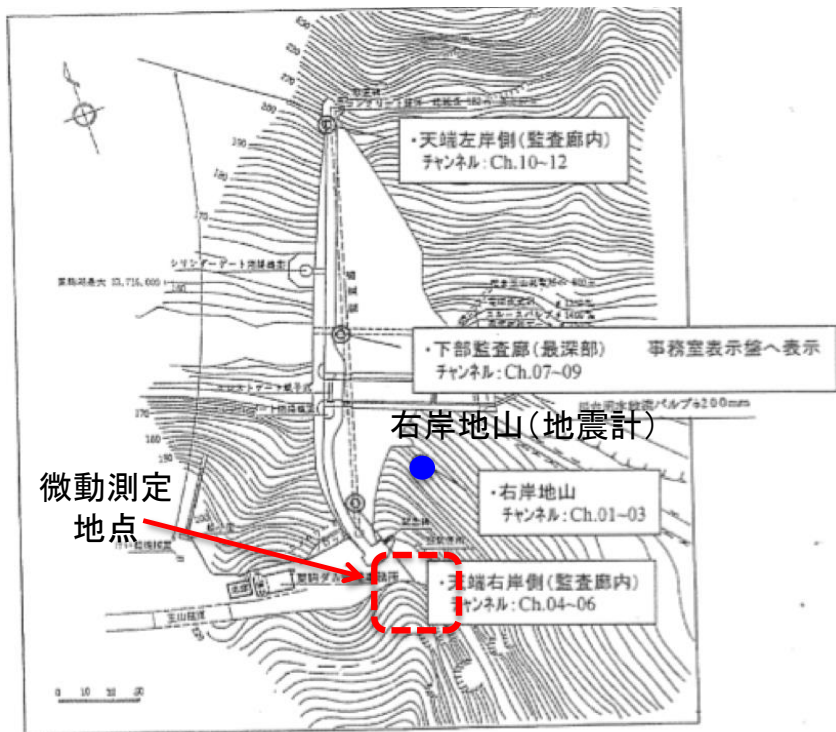
No.	LOWER DEP(m)	THK (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)
1	11	11	600	2000
2	295	284	1100	2500
3	301	6	1400	3000
4	736	435	1700	3500
5	1227	491	2100	4000
6	2313	1086	3100	5500
7	7313	5000	3300	5700
8	-	-	3400	6000

地震ハザードステーション(J-SHIS)による地盤モデル

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【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】

- 栗駒ダム(右岸地山)の基盤までの地盤構造を検討するため、栗駒ダム(右岸地山)観測点と同等の地盤が露頭していると考えられる地点での常時微動のアレイ観測を実施している。



(宮城県より受領した図面)

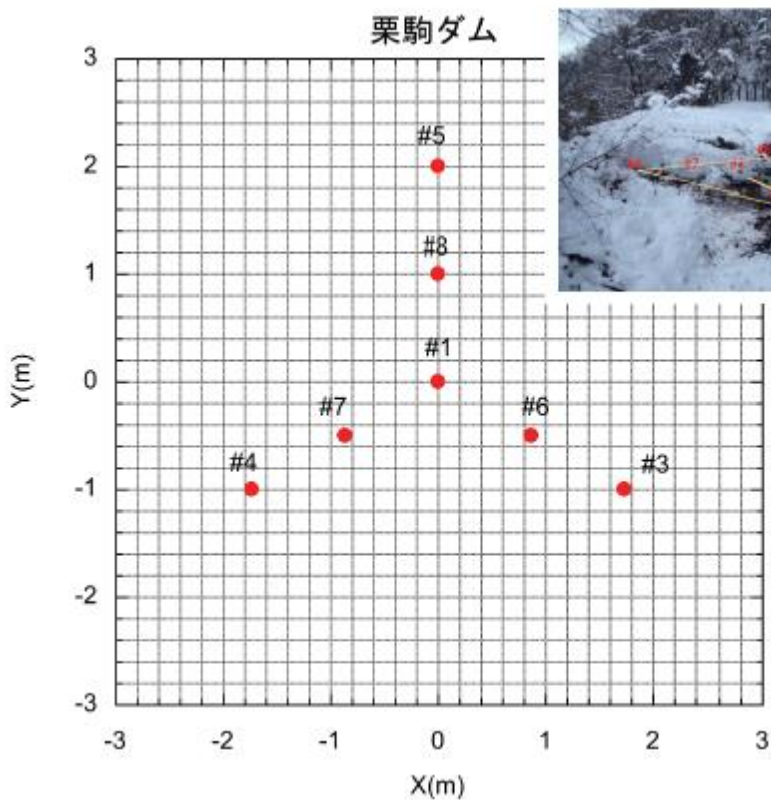


微動アレイ観測位置

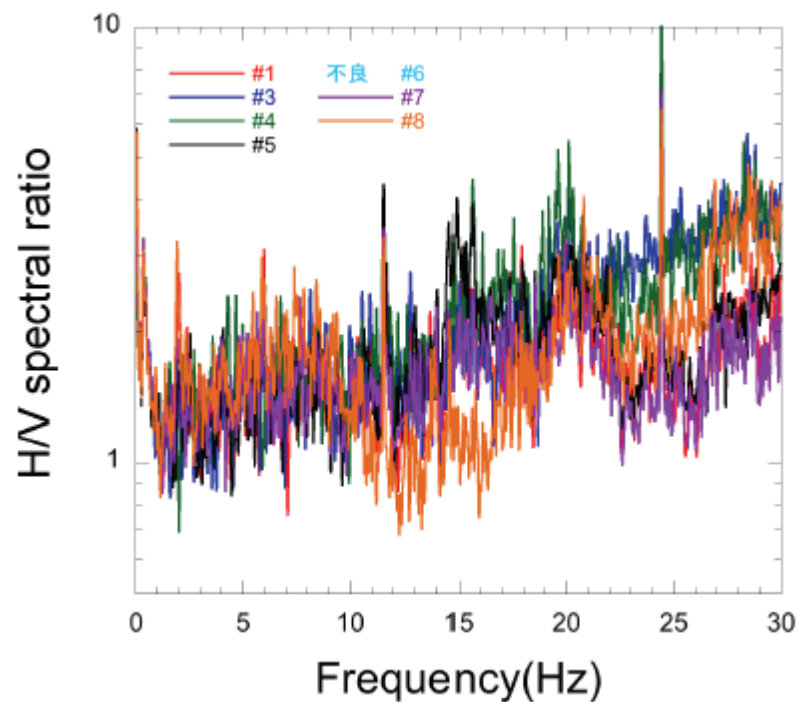
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【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】

- 微動アレイ観測は、観測点を半径2m程度内に配置している。
- 常時微動観測記録のH/Vスペクトルによると、地盤の卓越振動数は20Hzとなっており、表層が非常に薄い可能性が示唆される。



観測点配置



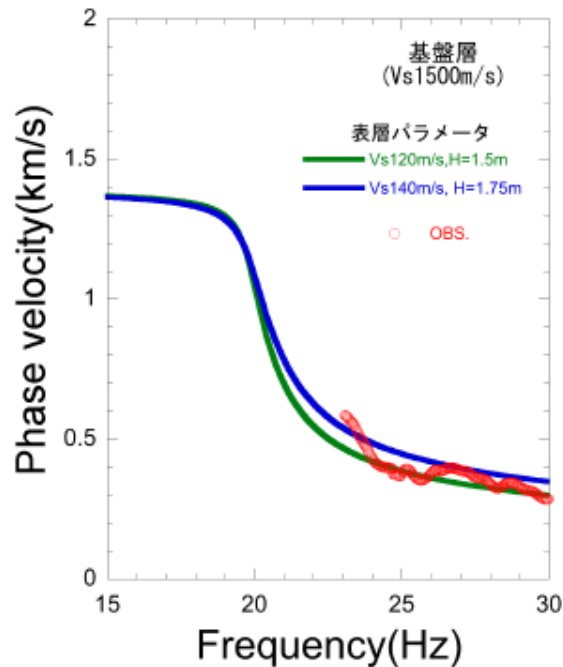
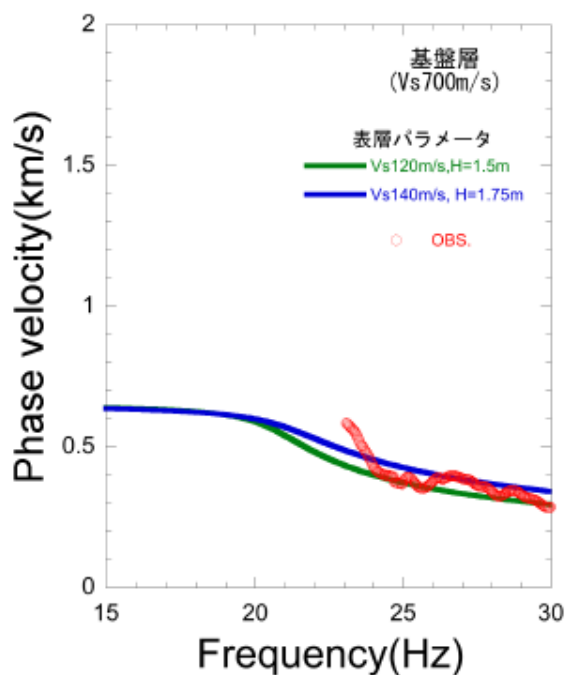
微動H/Vスペクトル



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【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 $1500\text{m/s}$ 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 $700\text{m/s}$ 程度より大きいと推定される。

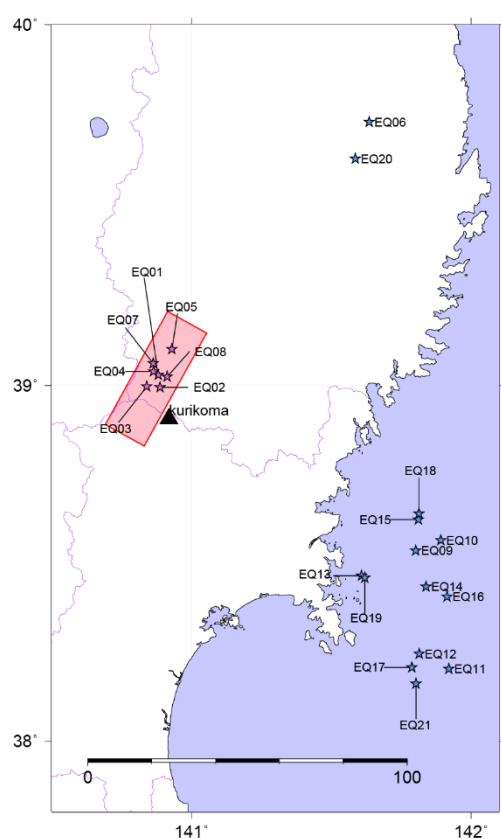


2層モデルによる位相速度

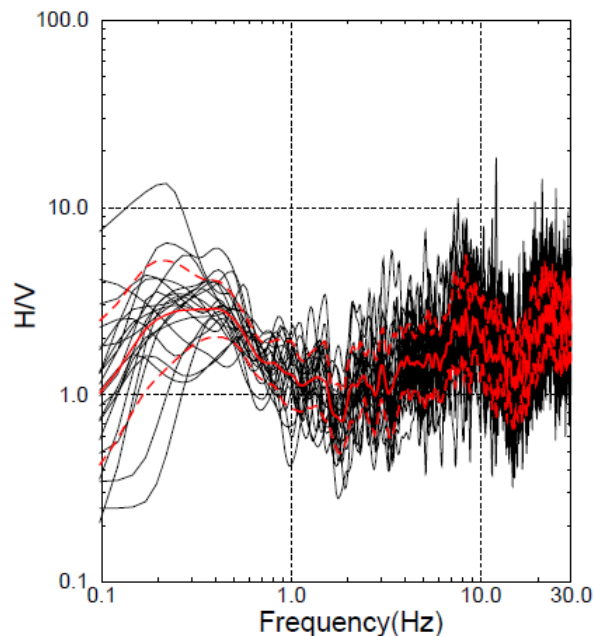
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【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】

➤ 基盤までの地盤構造については、微動アレイ観測により、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。ここでは、さらに深部の地盤構造確認のため、栗駒ダム(右岸地山)のH/Vスペクトルに基づき、拡散波動場理論[Kawase et al.(2011)]を用いて地盤モデルを同定する。



地盤同定に用いる地震の震源分布  
(赤:内陸地殻内地震, 青:海溝型地震)



H/Vスペクトル

➤ 観測H/Vと理論H/V[Kawase et al.(2011)]が適合するように地盤モデルを探索

$$\frac{H(0, \omega)}{V(0, \omega)} = \sqrt{\frac{2\alpha_H |TF_1(0, \omega)|}{\beta_H |TF_3(0, \omega)|}}$$

$\alpha_H$ : 基盤でのVp

$\beta_H$ : 基盤でのVs

$TF_1(0, \omega)$ : 基盤に対する地表の水平動の伝達関数

$TF_3(0, \omega)$ : 基盤に対する地表の鉛直動の伝達関数

➤ 山中(2007)のGAとSAのハイブリッドヒューリスティック法により地盤モデルを同定

➤ J-SHISの地盤モデルを参考に探索範囲を設定

(深部についてはJ-SHISモデルで固定)

地盤同定方法

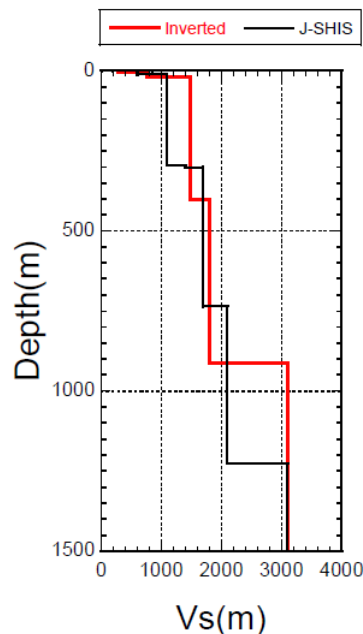
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【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】

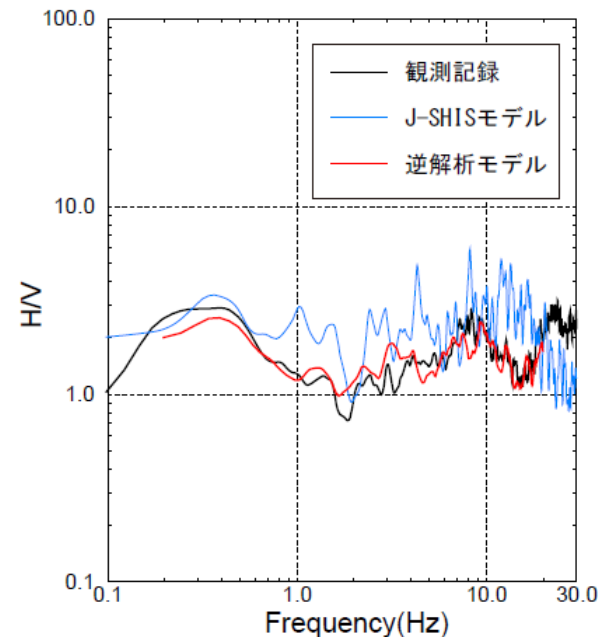
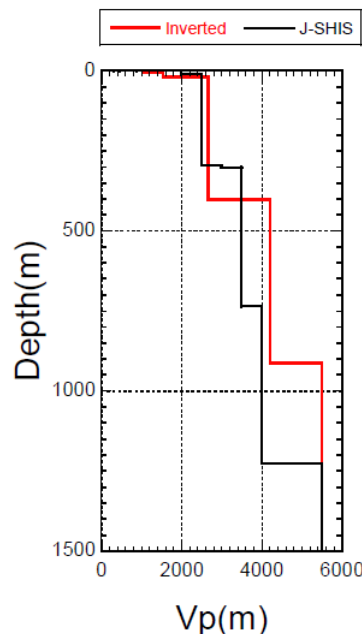
➤ 同定された地盤モデルは、基盤以深では、地表から深くなるとともにVs・Vpが大きくなっており、特異な傾向はみられない。なお、地盤モデルの浅部については、微動アレイ観測により推定される地盤モデルと概ね整合している。

Upper Depth (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Density (t/m <sup>3</sup> )
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】

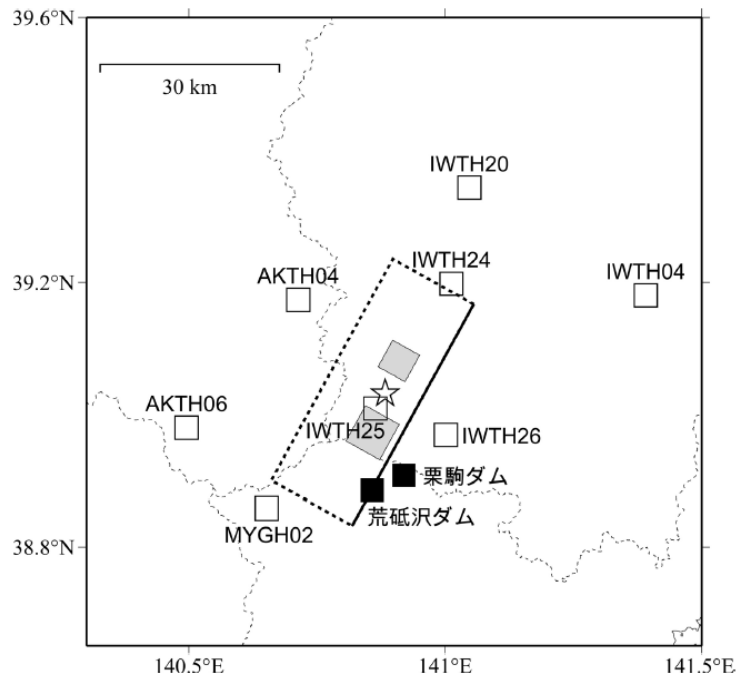
- 栗駒ダム(右岸地山)の地盤については、地質及び速度構造から相応の硬さの地盤であると考えられる。
- 栗駒ダム(右岸地山)観測点は、硬質な岩盤の地表面に設置されていることから、解放基盤表面に相当する観測点であると考えられる。

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【栗駒ダム(右岸地山) 本震記録のNoda et al.(2002)の適用性に関する検討】

- 栗駒ダム(右岸地山)の観測記録について、特異性の有無を確認するため、Noda et al.(2002)で再現できるか確認する。
- 岩手・宮城内陸地震の観測記録についてはざっと解析を行った結果を照合し、本地震がNoda et al.(2002)※で評価可能か確認を行う。

※: 等価震源距離の算定のための震源モデルとしては、原子力安全基盤機構(2014)シナリオ3を用いる。

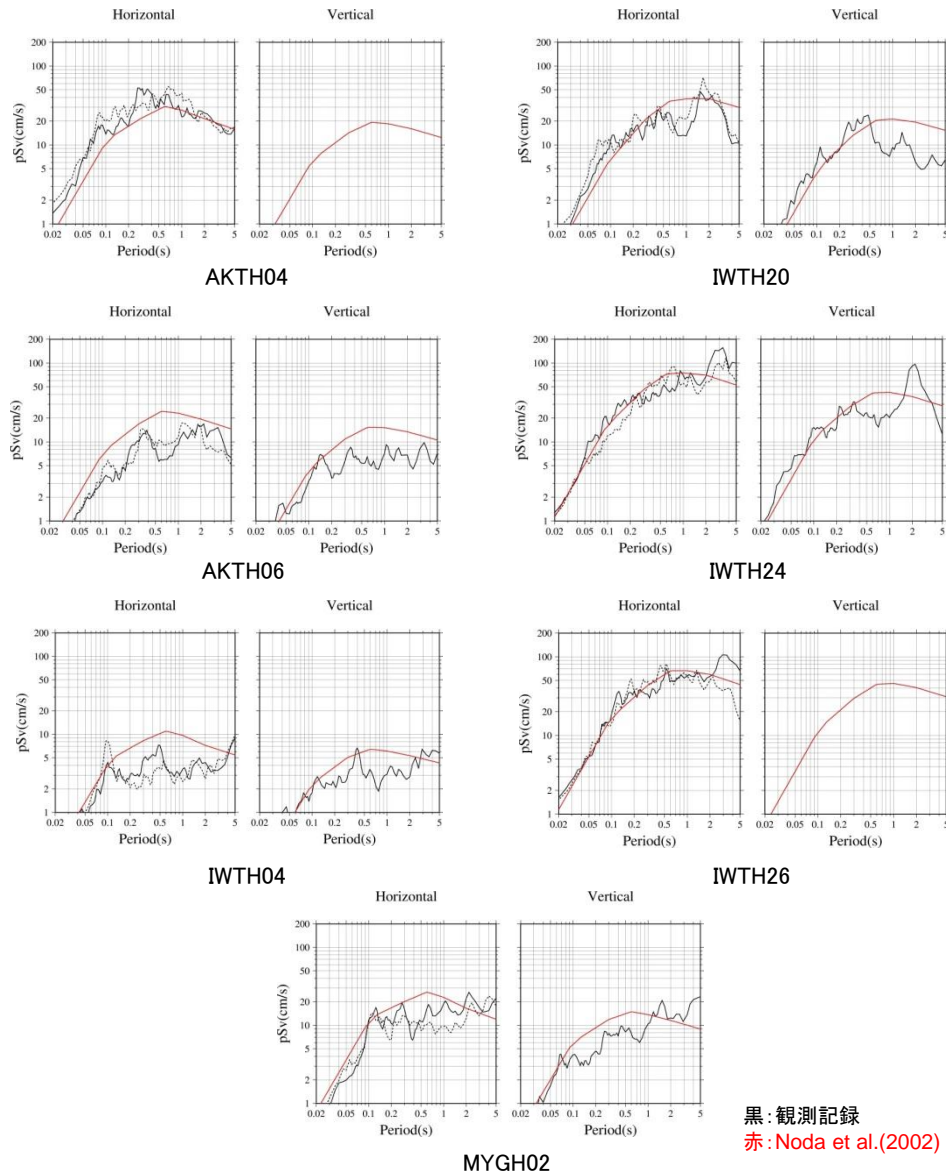


記録 No.	観測点	dep. (m)	Vsb (m/s)	Vpb (m/s)	地表PGA(Gal)			Xeq (km)	はざとり	
					NS	EW	UD		H	V
1	AKTH04 東成瀬	100	1500	3000	1318	2449	1094	24.0	△	×
2	AKTH06 雄勝	100	1100	2560	180	186	140	32.7	○	○
3	IWTH04 住田	106	2300	4000	126	159	115	48.0	○	○
4	IWTH20 花巻南	156	430	1720	249	240	136	34.7	○	○
5	IWTH24 金ヶ崎	150	540	1930	503	435	342	17.3	○	○
6	IWTH25 一関西	260	1810	3180	1143	1433	3866	11.1	—	—
7	IWTH26 一関東	108	680	1830	888	1056	927	17.0	○	×
8	MYGH02 鳴子	203	2205	5370	254	230	233	23.1	△	○

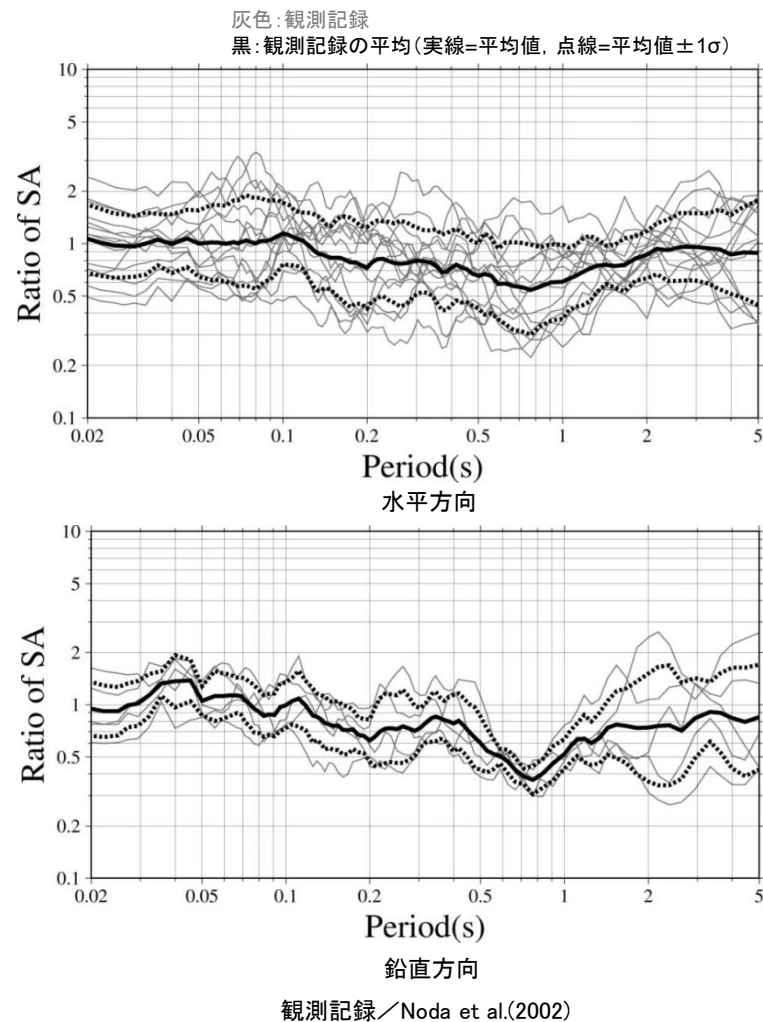
一関西については、先の検討よりサイト特性の影響がありうる事から、本検討からは除外した。また、Vs、Vpは各地点の地中観測点深度におけるPS検層結果を用いる。

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【栗駒ダム(右岸地山) 本震記録のNoda et al.(2002)の適用性に関する検討】



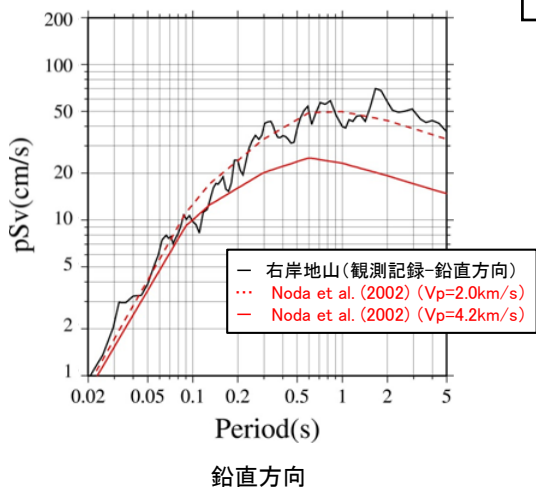
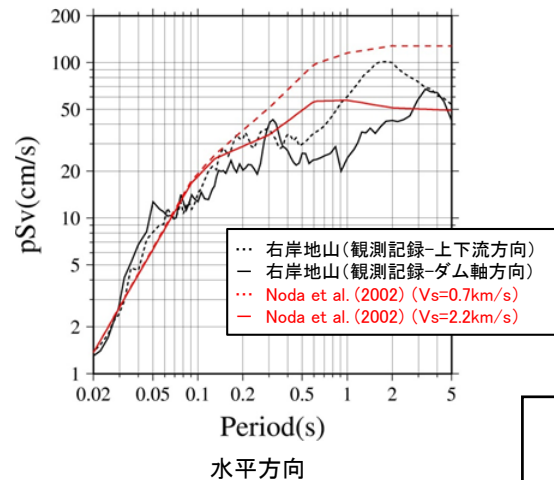
➤ 岩手・宮城内陸地震については、ばらつきはあるものの、Noda et al.(2002)で概ね評価可能。



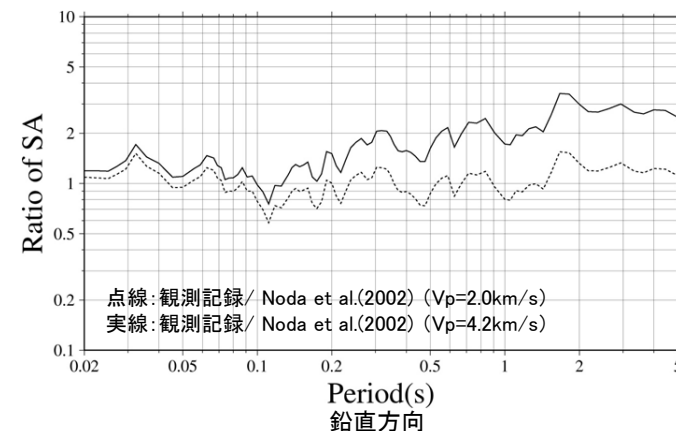
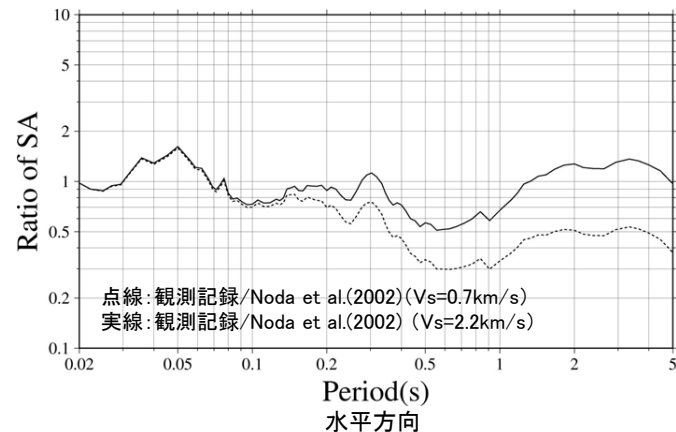
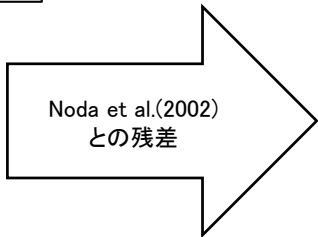
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【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)

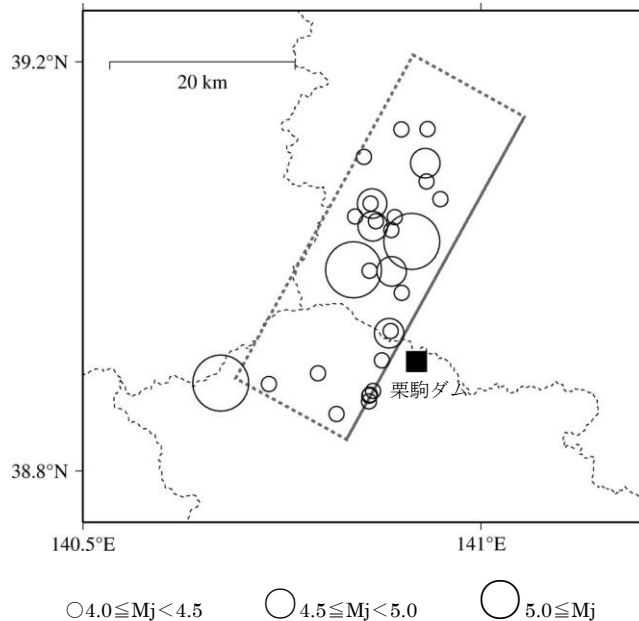


栗駒ダム(右岸地山)

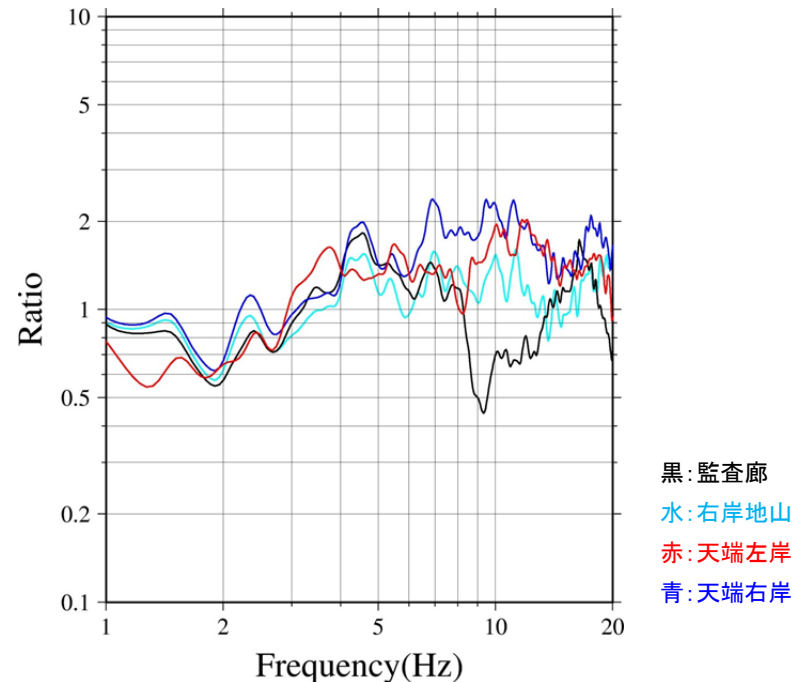
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【栗駒ダム(監査廊)の観測記録の分析】

- 栗駒ダム観測点における岩手・宮城内陸地震の余震記録を用いてH/Vスペクトルを算定した。なお、水平方向は上下流(Stream)方向の観測記録を用いた。
- 余震記録のH/Vスペクトルの平均によると、監査廊の約10Hzにおいて谷となっているのに対し、右岸地山・天端左岸・天端右岸では同様の傾向はみられない。



検討地震の震央分布

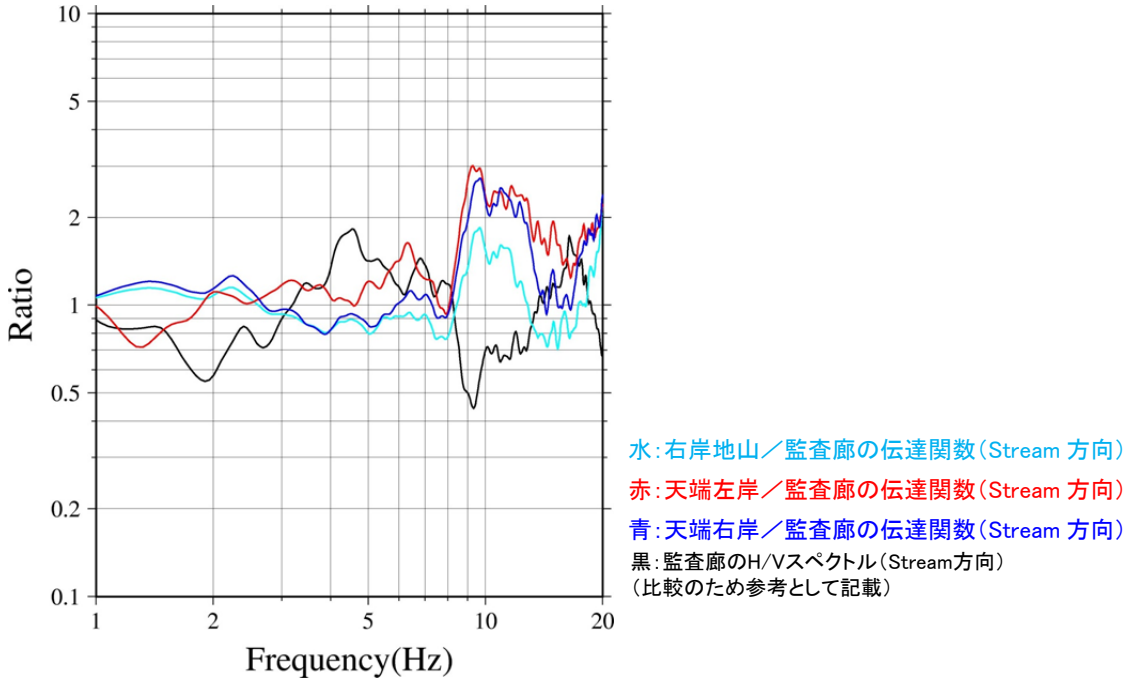


H/Vスペクトル

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【栗駒ダム(監査廊)の観測記録の分析】

- 栗駒ダム観測点における岩手・宮城内陸地震の余震記録を用いて、上下流(Stream)方向の観測記録の監査廊に対する各観測点の伝達関数を算定した。
- 天端左岸・天端右岸における伝達関数の平均では、約10Hzにピークがみられることから、ダム堤体の固有周期の影響により監査廊のH/Vスペクトルの約10Hzが谷となっているものと考えられる。



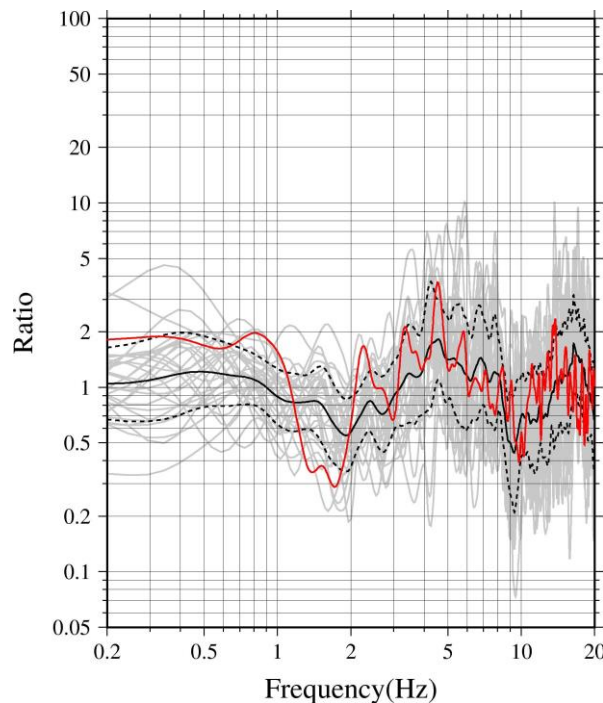
伝達関数



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【栗駒ダム(監査廊)の観測記録の分析】

- 栗駒ダム(監査廊)について、岩手・宮城内陸地震本震記録と余震記録のH/Vスペクトルを比較した。なお、水平方向は上下流(Stream)方向の観測記録を用いた。
- 本震記録のH/Vスペクトルにおいて約10Hzで谷となっており、余震記録の傾向と整合していることから、監査廊の本震記録には、ダム堤体の影響が含まれていると考えられる。



灰色:余震 29 記録 黒:余震 29 記録の平均(実線=平均値, 点線=平均値±1σ)

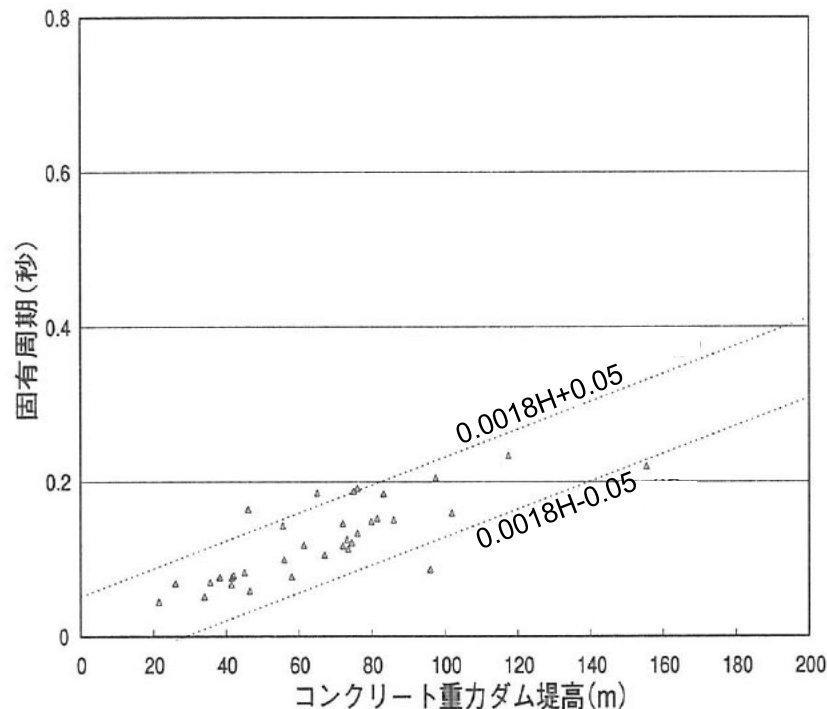
赤:2008 年岩手宮城本震

監査廊のH/Vスペクトル

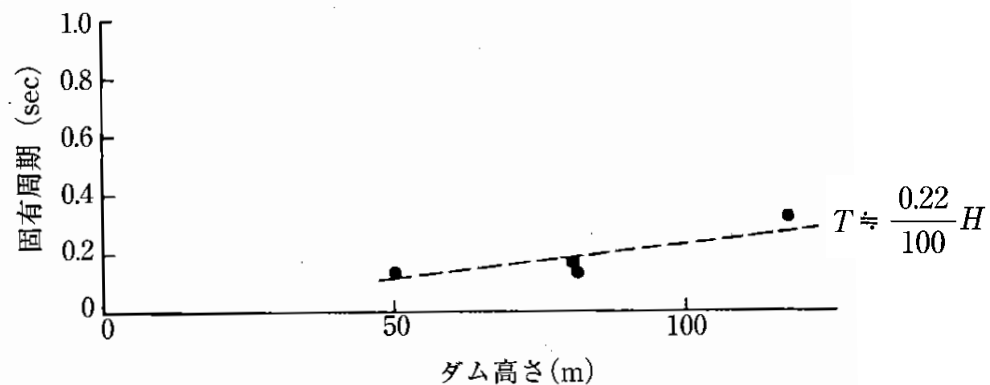
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【栗駒ダム(監査廊) ダム堤体の固有周期の検討】

- 松本ほか(2005)では、重力式ダムの地震観測記録による基礎と天端の伝達関数を用いて、堤体の固有周期(T)と堤体高さ(H)について、 $T=0.18 \times H/100 \pm 0.05$ の関係式を求めている。  
⇒栗駒ダム(堤体高さ約57m)の固有周期:0.103s(0.053~0.153s) [約10Hz(約7~19Hz)]
- ダム技術センター(2005)では、標準的な重力式ダムの堤体の固有周期と堤体高さについて、 $T \approx 0.22 \times H/100$ の関係式を求めており、地震観測記録の基礎と天端の伝達関数による固有周期の傾向と一致するとしている。  
⇒栗駒ダム(堤体高さ約57m)の固有周期:0.125s [約8Hz]



重力式ダムの固有周期と堤体高さの関係  
〔松本ほか(2005)に一部加筆〕

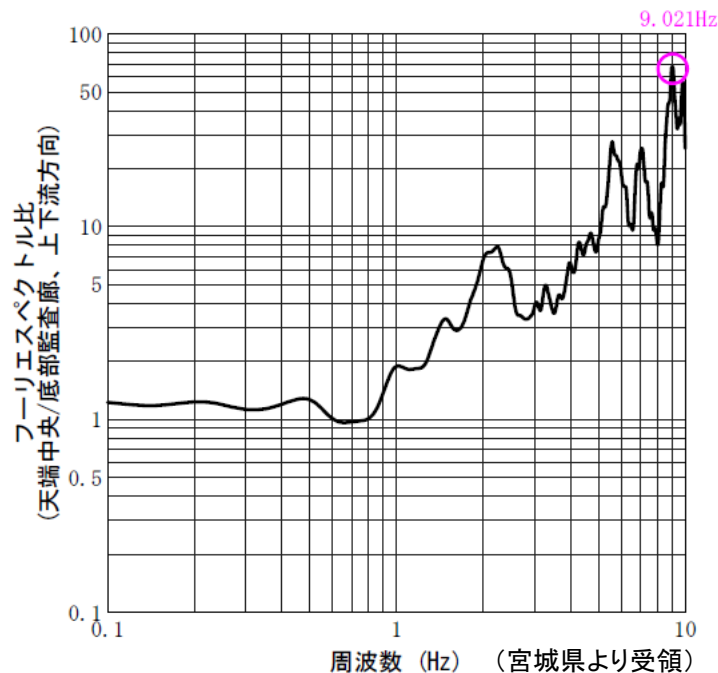


重力式ダムの固有周期と堤体高さの関係  
〔ダム技術センター(2005)に一部加筆〕

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【栗駒ダム(監査廊) ダム堤体の固有周期の検討】

- 宮城県では、栗駒ダム堤体の固有周期を把握するため、天端中央及び監査廊底部で常時微動観測を行っている。
- 栗駒ダムにおける常時微動の監査廊底部に対する天端中央の伝達関数(上下流方向)の卓越周波数から評価される固有周波数(固有周期)は、9.021Hz(0.111s)となっている。
- 重力式ダムの固有周期と堤体高さの関係及び栗駒ダムにおける常時微動観測記録による栗駒ダム堤体の固有周期は、0.103s～0.125s(約8～10Hz)となっている。
- 栗駒ダム(監査廊)の地震観測記録においてダム堤体の影響と考えられる傾向を示す周期とダム堤体の固有周期が概ね対応していることから、監査廊の本震記録には、ダム堤体の影響が含まれていると考えられる。



栗駒ダムでの常時微動の伝達関数  
(天端中央/監査廊底部, 上下流方向)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【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。

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

## (10) 地震観測記録の分析・評価 まとめ

S229

- IWT010(一関)は、表層の $V_s$ は430m/sであるが、深さ4mで $V_s=730$ m/sの層となっており、観測記録の応答スペクトルは、一部の周期帯で標準応答スペクトルを上回る。
- KiK-net観測点のうち、IWTH25(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ざとり波の算定は困難と考えられること、IWTH25(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。
- AKTH04(東成瀬)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。
- 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、はざ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。
- IWTH24(金ヶ崎)は、概ね妥当な地盤モデルを作成でき、はざ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。
- IWTH26(一関東)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。
- 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、ロックフィルダム堤体の強非線形性や変形による影響が含まれていると考えられること、荒砥沢ダム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。
- 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。



- IWT010(一関)、IWTH24(金ヶ崎)、及び栗駒ダムは、基盤波として選定可能である。
- IWTH26(一関東)の水平方向は、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、はざ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ため基盤波として選定可能と判断する。
- 上記以外のAKTH04(東成瀬)、IWTH25(一関西)及び荒砥沢ダムは、各々の観測点において観測記録に特異な傾向等がみられることから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。

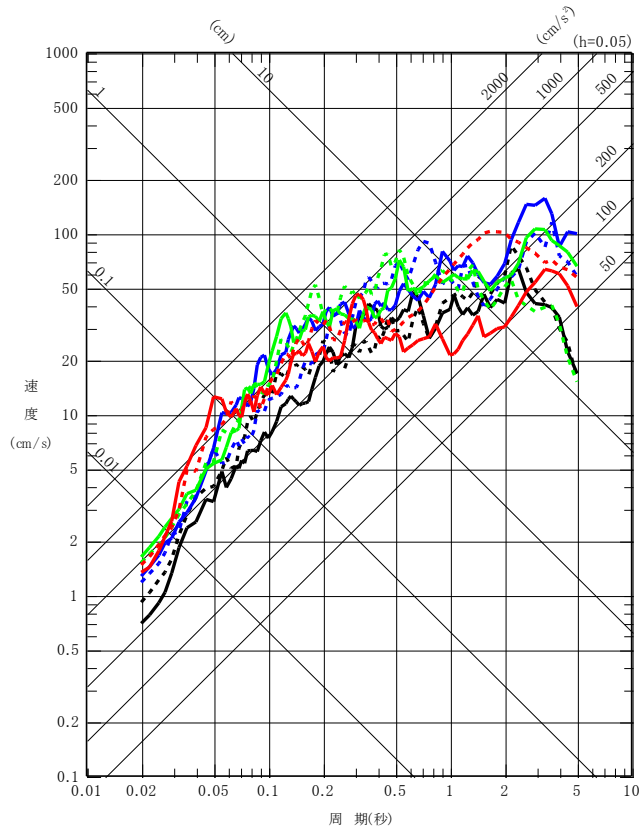
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

## (10)地震観測記録の分析・評価 まとめ

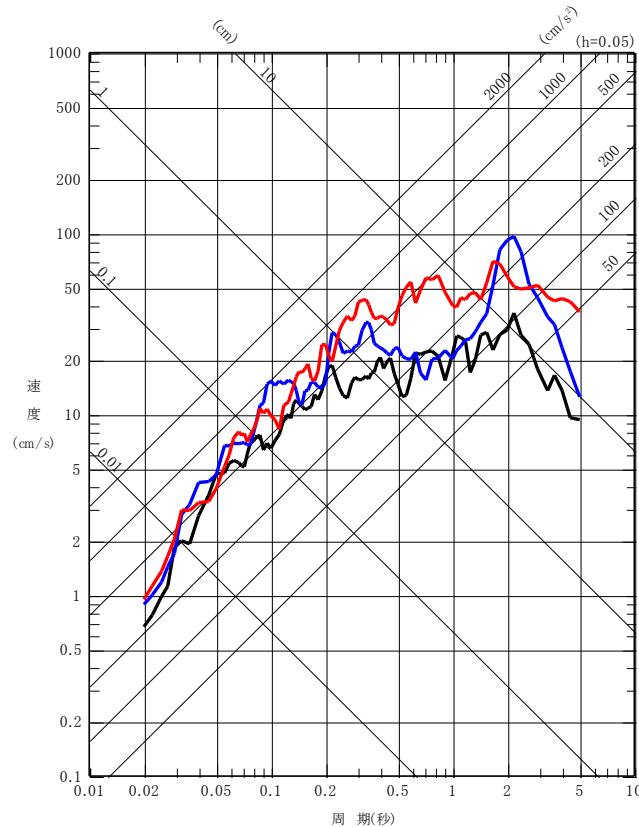
		IWT010 (一関)	AKTH04 (東成瀬)	IWTH24 (金ヶ崎)	IWTH25 (一関西)	IWTH26 (一関東)	荒砥沢ダム	栗駒ダム
地盤情報 (基盤相当のVs)		730m/s	1500m/s	540m/s	1810m/s	680m/s	600m/s (J-SHIS)	700m/s 程度以上
地盤応答等による特異な影響	地盤の非線形性、特異な増幅特性の有無	—	<ul style="list-style-type: none"> <li>地表記録に地盤の非線形性の影響が含まれている</li> </ul>	—	<ul style="list-style-type: none"> <li>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</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>地表記録に地盤の非線形性の影響が含まれている</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>右岸地山の観測記録に地盤の非線形性の影響が含まれている</li> <li>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</li> </ul>	—
	上部構造物の影響の有無						<ul style="list-style-type: none"> <li>監査廊の観測記録にダム堤体の影響が含まれている</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>監査廊の観測記録にダム堤体の影響が含まれている</li> </ul>
	其他要因の有無	特になし	<ul style="list-style-type: none"> <li>地表記録に観測点周辺の地形の影響が含まれている</li> </ul>	特になし	<ul style="list-style-type: none"> <li>地表記録にトランポリン効果、ロッキング振動等の影響が含まれている</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>地表記録に観測点周辺の地形の影響が一部含まれていると考えられる</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>右岸地山付近に地表の変状がみられる</li> </ul>	特になし
基盤波を算定するモデルの妥当性	はざとり解析の可否及び妥当性	<ul style="list-style-type: none"> <li>地盤状況を踏まえ、観測記録を採用</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>水平方向は、表層のVsが極端に小さい</li> <li>鉛直方向は、観測記録の伝達関数を再現できていない</li> </ul> ⇒観測記録に地盤の非線形性、周辺地形による影響が含まれており、地表記録を再現できていないことから、はざとり解析は困難	<ul style="list-style-type: none"> <li>概ね妥当な地盤モデルが作成でき、はざとり解析が可能</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>観測記録にトランポリン効果等の影響がみられることから、はざとり解析は困難</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>水平方向は、本震記録による伝達関数などに一定の整合がみられる</li> <li>鉛直方向は、観測記録の伝達関数を再現できていない</li> </ul> ⇒観測記録に地盤の非線形性、周辺地形による影響が含まれているものの、水平方向は、地表記録を概ね再現できることから、はざとり解析を実施	<ul style="list-style-type: none"> <li>観測記録にダム堤体等の非線形性の影響がみられることから、はざとり解析は困難</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>右岸地山の観測点は、硬質な岩盤の地表面に設置</li> <li>右岸地山は、特異な増幅傾向を示していない地域</li> </ul> ⇒右岸地山の観測記録を採用
基盤波としての評価		<ul style="list-style-type: none"> <li>基盤波として選定可能</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>信頼性の高い基盤地震動の評価は困難</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>基盤波として選定可能</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>信頼性の高い基盤地震動の評価は困難</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>水平方向は、基盤波として選定可能と判断</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>信頼性の高い基盤地震動の評価は困難</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>右岸地山は、基盤波として選定可能</li> </ul>

### 3.3.4 基盤波の選定

- 基盤波として選定可能なIWT010(一関), IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)及び栗駒ダム(右岸地山)の観測記録(応答スペクトル)の比較を示す。
- 比較した結果, 保守的な基盤波として, IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)及び栗駒ダム(右岸地山)を選定する。



水平方向



鉛直方向

水平方向については

- : NS成分(栗駒ダムはダム軸方向)
- - - : EW成分(栗駒ダムは上下流方向)

— : IWT010(一関)  
— : IWTH26(一関東)  
— : IWTH24(金ヶ崎)  
— : 栗駒ダム(右岸地山)

### 3.3.4 基盤波の選定

➤ 基盤波として選定したIWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)及び栗駒ダム(右岸地山)について, 敷地の地盤物性に応じた基盤地震動を評価する。



➤ IWTH24(金ヶ崎)について, はぎとり波算定位置の $V_s$ は, PS検層では540m/s, 観測記録に基づく地盤同定結果では $V_s$ は584m/sとなっており, 原子力発電所の解放基盤表面における $V_s=700$ m/s以上と比べると速度の遅い岩盤上の地震動であると考えられる。  
⇒IWTH24(金ヶ崎)のはぎとり波は, 安全側の判断として地盤物性による補正をせず基盤地震動に採用

➤ IWTH26(一関東)(水平)について, はぎとり波算定位置の $V_s$ は, PS検層では680m/sとなっており, 原子力発電所の解放基盤表面における $V_s=700$ m/s以上と比べると速度の遅い岩盤上の地震動であると考えられる。  
⇒IWTH26(一関東)(水平)のはぎとり波は, 安全側の判断として地盤物性による補正をせず基盤地震動に採用

➤ 栗駒ダムの地震観測点の地盤については, 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。また, 栗駒ダム(右岸地山)については, Noda et al.(2002)で評価可能であり, 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(右岸地山)の観測記録は, 基盤地震動に採用



➤ 岩手・宮城内陸地震の震源を特定せず策定する地震動に考慮する基盤地震動として, IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)のはぎとり波及び栗駒ダム(右岸地山)の観測記録を採用する。



### 3.3.5 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動

#### (1)2008年岩手・宮城内陸地震の震源を特定せず策定する地震動への反映 検討方針

S229

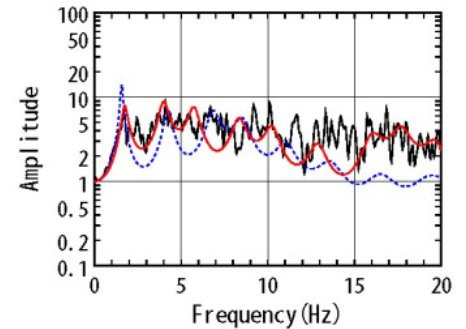
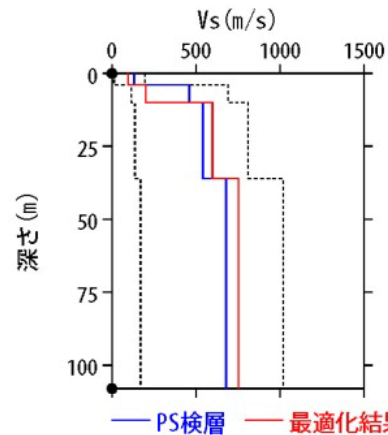
- これまでの検討結果を踏まえ、IWTH24(金ヶ崎)、IWTH26(一関東)(水平)及び栗駒ダム(右岸地山)の基盤地震動を震源を特定せず策定する地震動に反映する。
- また、以下の検討を行い、震源を特定せず策定する地震動を設定する。
  - IWTH24(金ヶ崎)は、信頼性の高い基盤地震動が評価できており、栗駒ダム(右岸地山)は、観測記録を基盤地震動として採用している。
  - IWTH26(一関東)は、観測記録に地盤の非線形性の影響、周辺地形による影響が含まれており、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていないことを踏まえ、IWTH26(一関東)におけるはざとり解析のばらつきを評価する。
  - 反映する観測点は、震源域近傍に位置しているが、震源域北側及び東側の観測点となっている。震源域南側及び西側の観測点は、標準応答スペクトルを上回る観測記録について検討した結果、信頼性の高い基盤地震動として評価できる記録がないことから、震源を特定せず策定する地震動として選定していない。なお、参考として、震源域北側及び東側と南側及び西側の地震動を比較する。

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

➤ IWTH26(一関東)(水平)のはぎとり解析に用いる地盤モデルについては、観測記録の伝達関数を再現できるように10ケースの地盤同定を実施し、誤差が最小となるケースを採用している。

地盤同定結果(水平)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	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		
2	6	4	1.73	460	115	690	200	0.43		
3	26	10	1.73	540	135	810	598	1.11	0.139	0.543
4	72	36	1.82	680	170	1020	752	1.11		
5	—	108	1.82	680	170	1020	752	1.11		



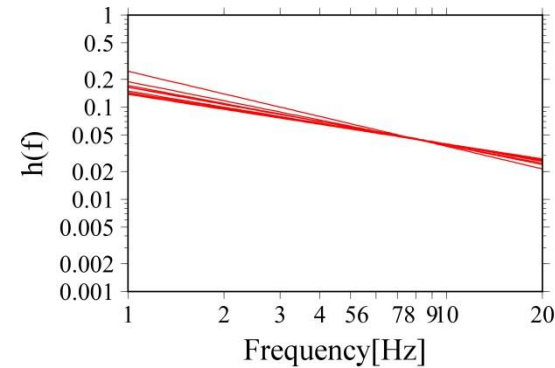
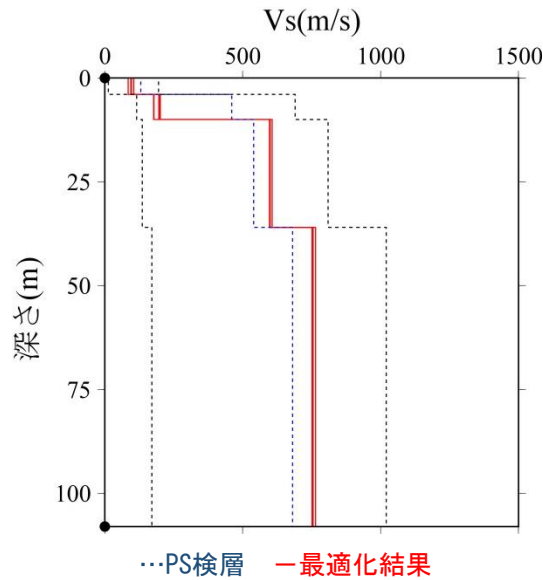
伝達関数の比較(水平)

#### はぎとり解析に用いる地盤モデル

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

### 3. 3. 5 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動 (2)IWTH26(一関東) はぎとり解析のばらつき評価

- 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。



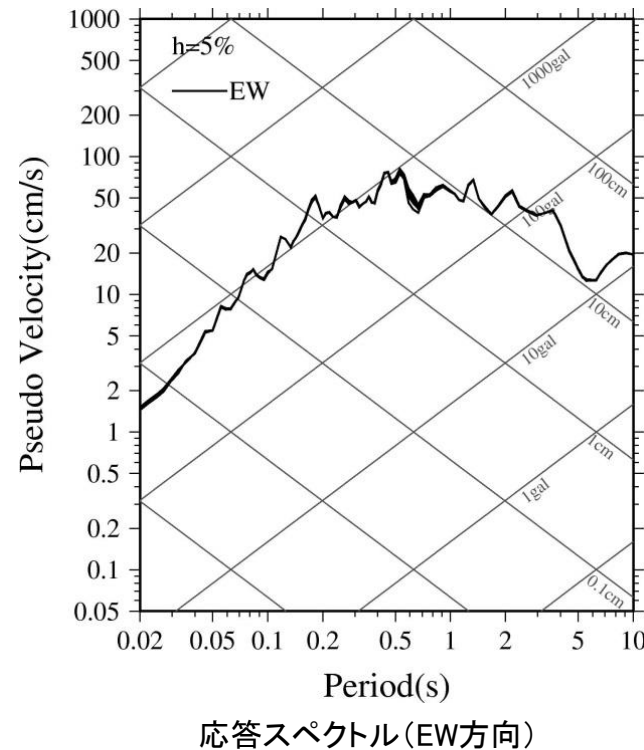
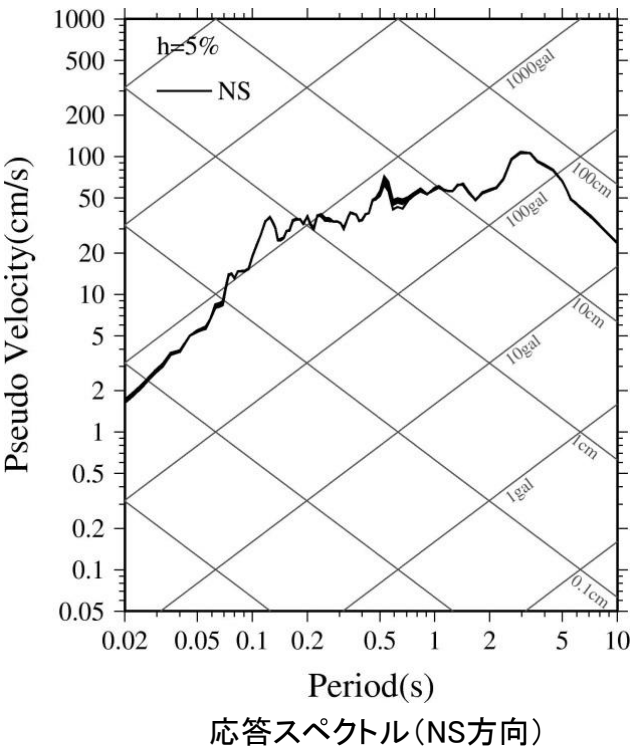
$V_s$

減衰定数(水平)

地盤同定結果

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

➤ IWTH26(一関東)(水平)の地盤同定結果を用いたはぎとり解析結果によると、はぎ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ぎ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。



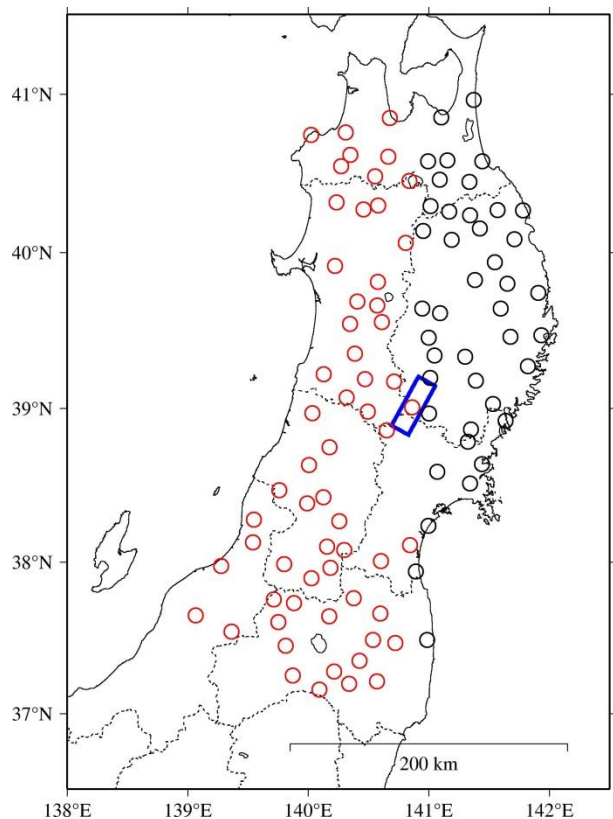
最大加速度

	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

はぎとり解析結果

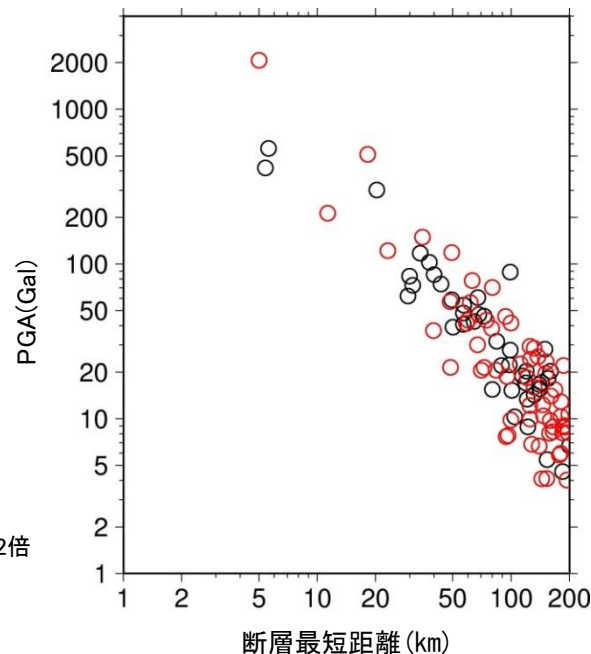
### 3.3.5 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動 (3)[参考] 震源域北側及び東側と南側及び西側の地震動比較

➤ 岩手・宮城内陸地震のKiK-net観測点の地中記録を用いて、震源域北側及び東側と南側及び西側の地震動を比較すると、一部の観測点で最大加速度が大きいものの、全体的な傾向として、最大加速度の分布に有意な差異はみられない。



観測点位置

○: 断層面の北側及び東側  
 ○: 断層面の南側及び西側  
 検討記録: KiK-net観測点の地中記録2倍



最大加速度分布

### 3.3.5 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動

#### (4) 2008年岩手・宮城内陸地震の震源を特定せず策定する地震動への反映

S230

- IWTH26(一関東)の観測記録には、地盤の非線形性の影響や観測点周辺の地形の影響が含まれていることを踏まえ、ばらつきを考慮する。IWTH26(一関東)(水平)のはぎとり解析に用いる地盤モデル及びはぎとり地震動については、ばらつきが小さい結果となっているものの、採用地震動の最大加速度とはぎとり地震動の最大加速度の平均+1σとの比(1.03)を考慮する。さらに、震源を特定せず策定する地震動としては、施設の重要性を鑑み、さらに保守性を考慮する。
- 加えて、安全側の対応として、岩手・宮城内陸地震において採用するすべての地震動に同様の保守性を考慮する。
- また、これまでの審査において、IWTH26(一関東)鉛直方向での評価用地震動設定の実績があることから、同様に以下の方針にて評価用地震動を設定する。
  - IWTH26(一関東)は、鉛直方向の信頼性の高い基盤波を評価することが困難なこと[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が、得られた地盤モデルは観測記録の伝達関数を再現できない(本資料 p.110~125参照)]から、水平方向の地震動のみ設定しているものであり、鉛直方向の地震動については、震源を特定せず策定する地震動として考慮しない。
  - IWTH26(一関東)(水平)の地震動を基準地震動とする場合には、水平方向及び鉛直方向の同時入力評価が必要となる基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価並びに施設評価を行うための鉛直方向の評価用地震動を設定する。

観測点	基盤地震動 最大加速度(Gal)			ばらつきを 考慮	ばらつきを考慮した地震動 最大加速度(Gal)			保守性を 考慮	震源を特定せず策定する地震動 <sup>※4</sup> 最大加速度(Gal)		
	水平		鉛直		水平		鉛直		水平		鉛直
	NS成分	EW成分			NS成分	EW成分			NS成分	EW成分	
IWTH24(金ヶ崎)	401	370	279	⇒	413	381	287	⇒	430	400	300
IWTH26(一関東)	511	476	— <sup>※3</sup>	⇒	528	490	— <sup>※3</sup>	⇒	540	500	— <sup>※3</sup>
栗駒ダム(右岸地山)	421 <sup>※1</sup>	463 <sup>※2</sup>	298	⇒	434 <sup>※1</sup>	477 <sup>※2</sup>	307	⇒	450 <sup>※1</sup>	490 <sup>※2</sup>	320

※1:ダム軸方向

※2:上下流方向

※3:IWTH26(一関東)の鉛直方向は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。

※4:それぞれの基盤地震動の加速度時刻歴波形について、基盤地震動の最大加速度と保守性を考慮した最大加速度との比を用いて係数倍する。

(位相特性を変更せずに振幅特性のみを変更)

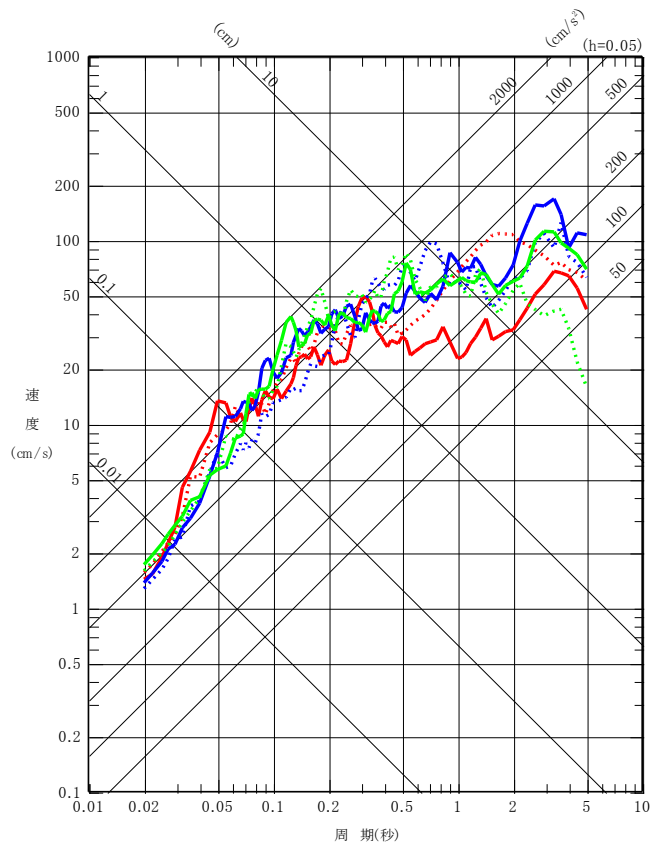
## 4. 地域性を考慮する地震動の評価結果

---

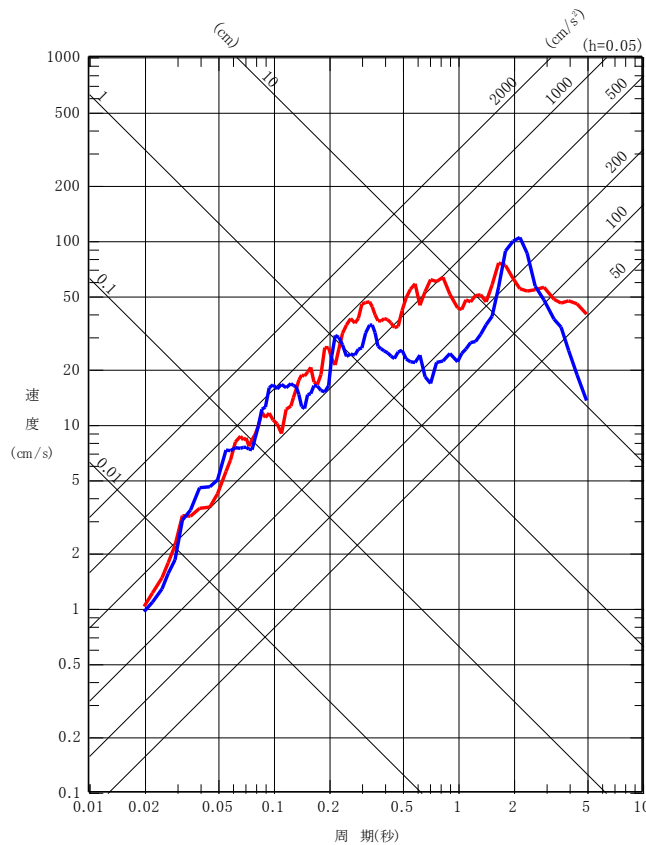
## 4.地域性を考慮する地震動の評価結果

### 震源を特定せず策定する地震動に考慮する地震動(応答スペクトル)

➤ 震源を特定せず策定する地震動として, IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)及び栗駒ダム(右岸地山)の基盤地震動に基づく地震動を考慮する。



水平方向



鉛直方向

水平方向については

- : NS成分(栗駒ダムはダム軸方向)
- - - : EW成分(栗駒ダムは上下流方向)

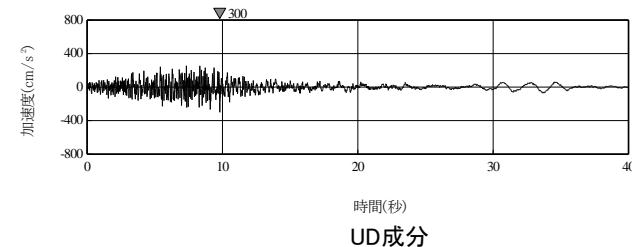
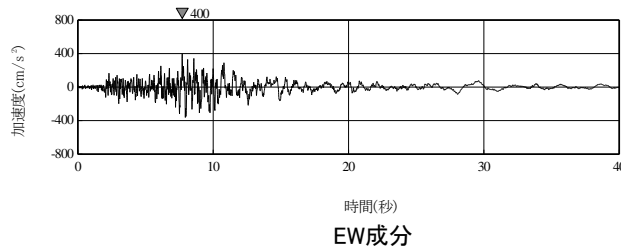
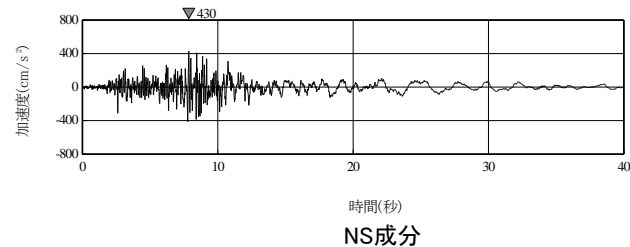
- (赤) : 栗駒ダム(右岸地山)
- (青) : IWTH24(金ヶ崎)
- (緑) : IWTH26(一関東)



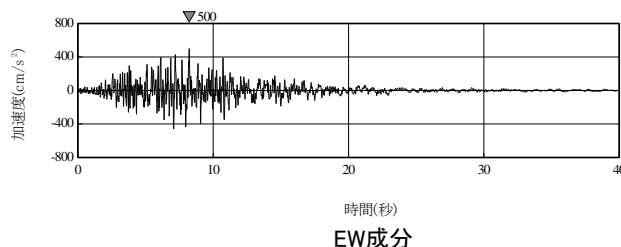
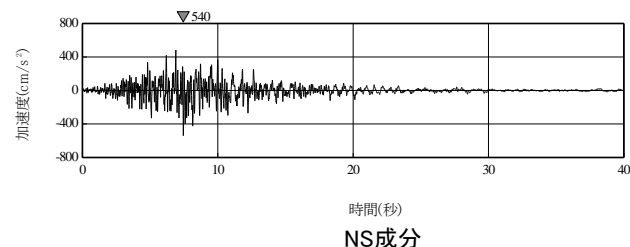
## 4.地域性を考慮する地震動の評価結果

# 震源を特定せず策定する地震動に考慮する地震動(加速度波形)

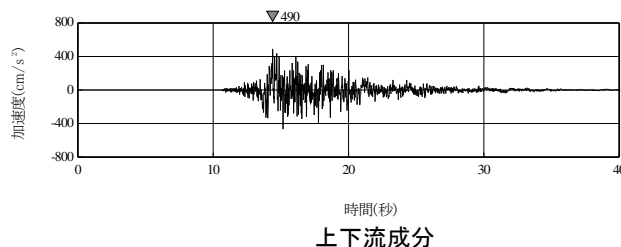
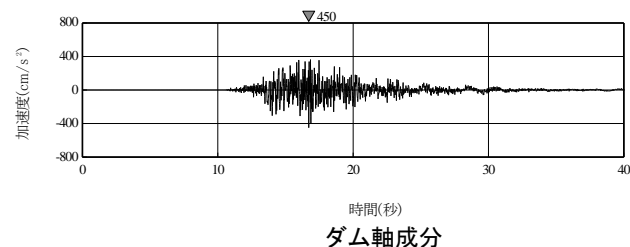
- 震源を特定せず策定する地震動として, IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)及び栗駒ダム(右岸地山)の基盤地震動に基づく地震動を考慮する。



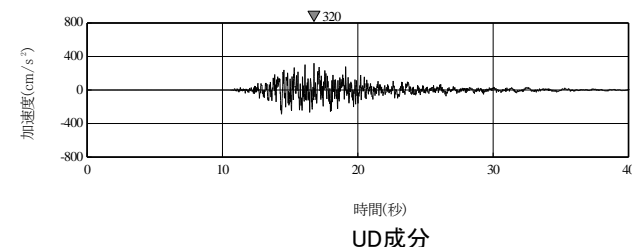
IWTH24(金ヶ崎)



IWTH26(一関東)



栗駒ダム(右岸地山)



# 参考文献(1)

## 2. 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活断層データベース:[https://gbank.gsj.jp/activefault/index\\_gmap.html](https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html)
5. 岡田篤正(2002):山陰地方の活断層の諸特徴,活断層研究, No.22,17-32.
6. 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2, 54, 557-573.
7. 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, 月間地球/号外, 31, 81-86.
8. 日本の地質増補版編集委員会編(2005):日本の地質増補版, 共立出版, 241.
9. 産業技術総合研究所地質図Navi:<https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php>
10. 伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・宍倉正展・井村隆介・小笠原琢・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, 産業技術総合研究所地質調査総合センター
11. 堤浩之(2009):2000年鳥取県西部地震,科学, 79, 210-212.
12. 垣見俊弘(2010):活断層の成熟度について, 活断層研究, No.32,73-77.
13. 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
14. 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.
15. 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
16. 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
17. 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.

## 3. 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. 気象庁報道発表資料(2008.6.14):2008年6月14日08時43分ごろの岩手県内陸南部の地震について, <https://www.jma.go.jp/jma/press/0806/14a/200806141030.html>
3. 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>
4. 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.
5. Satoshi Miura, Toshiya Sato, Akira Hasegawa, Yoko Suwa, Kenji Tachibana and Satoshi Yui(2004):Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc, Earth Planets Space,56,1347-1355.
6. Nakajima Junichi, Matsuzawa Toru, Hasegawa Akira, Zhao Dapeng(2001):Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, Journal of Geophysical Research, 106, 21843-21857.
7. 岡田知己・海野徳仁・長谷川昭(2008):震源域の地下構造からみたマグマ・地殻流体との関係, 科学, 78, 978-984.

## 参考文献(2)

8. 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, 119,826-840
9. 遠田晋次・丸山正・吉見雅行・金田平太郎・粟田泰夫・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.
10. 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粗衣の反射法地震探査結果, 地震調査委員会, 191回
11. 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, 地震研究所ホームページ, <http://www.geosociety.jp/hazard/content0031.html>
12. 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, 地質学会webサイト <http://www.geosociety.jp/hazard/content0035.html>
13. 産業技術総合研究所: 20万分の1日本シームレス地質図V2, <https://gbank.gsj.jp/seamless/v2.html>
14. 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](https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html)
15. 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―関市厳美町付近の調査速報. 活断層研究, 29, 25-34.
16. 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.
17. 防災科学研究所 地すべり分布図: <http://lswb1.ess.bosai.go.jp/>
18. 産業技術総合研究所地質図Navi: <https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php>
19. 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.
20. 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志(2002): 第四紀逆断層アトラス, p254, 東京大学出版会.
21. 産業技術総合研究所地質図Navi: <https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php>
22. 片山信夫・梅沢邦臣(1958), 7万5千分の1地質図幅「鬼首」および同説明書.
23. 井口隆・大八木規夫・内山庄一郎・清水文健(2010): 2008年岩手・宮城内陸地震で起きた地すべり災害の地形地質的背景, 防災科学技術研究所主要災害調査, 第43号
24. 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
25. 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.
26. 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の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
27. 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

## 参考文献(3)

28. Tomomi Okada, Norihito Umino, Akira Hasegawa, and Group for the aftershock observations of the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake 2008(2012) : Hypocenter distribution and heterogeneous seismic velocity structure in and around the focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake, NE Japan-Possible seismological evidence for a fluid driven compressional inversion earthquake, Earth Planets Space, 64, 717-728.
29. Kimiyuki Asano, Tomotaka Iwata(2011) : Characterization of Stress Drops on Asperities Estimated from the Heterogeneous Kinematic Slip Model for Strong Motion Prediction for Inland Crustal Earthquakes in Japan, Pure and Applied Geophysics Volume 168, 105-116.
30. Wataru Suzuki, Shin Aoi, Haruko Sekiguchi(2010) : Rupture Process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, Earthquake Derived from Near-Source Strong-Motion Records, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.100, No.1, 256-266.
31. 吉田邦一・宮腰研・倉橋奨・入倉孝次郎(2014) : 震源直上の強震記録を用いた2008年岩手・宮城内陸地震の震源モデルとすべり速度に基づく特性化震源モデル, 日本地震学会講演予稿集2014年度秋季大会, 167
32. 引間和人・瀬瀬一起(2013) : 2008年岩手・宮城内陸地震の震源過程～東・西傾斜の複数枚断層を仮定した再解析～, 日本地震学会講演予稿集 巻2013年度秋季大会, 63
33. 芝良昭(2021) : 2008年岩手・宮城内陸地震の震源インバージョン解析と特性化震源パラメータの推定, 電力中央研究所報告, NR21001
31. 野津厚(2011) : 内陸地殻内地震によるやや短周期地震動の再現に適した震源のモデル化手法, 港湾空港技術研究所報告, 第50巻第4号, 133-195.
32. 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](http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/iwate_miyagi_1.html) 及び <http://www.kojiro-irikura.jp/pdf/katudansougakkai2008.pdf>
33. 釜江克宏(2008) : 2008年岩手・宮城内陸地震(Mj7.2)の震源のモデル化(暫定版), [http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/iwate\\_miyagi\\_1.html](http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/iwate_miyagi_1.html)
34. 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
35. 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, 523, 63-70
36. 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
37. Shin Aoi, Takashi Kunugi, Hiroyuki Fujiwara(2008) : Trampoline Effect in extreme Ground Motion, Science, Vol.322, 727-730.
38. 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.
39. 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
40. 森一司・馬場富士雄・橋本智雄・藤田慶太(2011) : 2008年岩手・宮城内陸地震に伴う荒砥沢ダム右岸の地表変状について, 応用地質, 第52巻, 第2号, 55-61
41. 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.
42. 波多野圭亮・佐藤信光・富田尚樹(2010) : 岩手・宮城内陸地震の強震動に対するロックフィルダムの地震応答挙動の再現解析, 平成22年度水資源機構技術研究発表会.
43. 国土交通省国土技術政策総合研究所・独立行政法人土木研究所・独立行政法人建築研究所(2008) : 平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震被害調査報告.
44. 増川晋・黒田清一郎・林田洋一・田頭秀和(2014) : 21世紀初頭10年間の大規模地震における農業用大ダムの入力地震動, 農村工学研究所技報, 第215号, 185-217.

## 参考文献(4)

45. Hiroshi Kawase, Francisco J.Sanchez-Sesma, Shinichi Matsushima (2011) : The Optimal Use of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Motions for Velocity Inversions Based on Diffuse-Field Theory for Plane Waves, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.101, No.5, 2001-2014
46. 山中浩明(2007) : ハイブリッドヒューリスティック探索による位相速度の逆解析, 物理探査, 第60巻, 第3号, 265-275
47. 松本徳久・大町達夫・安田成夫・山口嘉一・佐々木隆・倉橋宏(2005) : ダムで観測された強震記録の解析, ICOLD第73回年次例会ワークショップ.
48. 財団法人ダム技術センター(2005) : 多目的ダムの建設.