

再処理施設、廃棄物管理施設、MOX燃料加工施設

## 基準地震動の策定について

令和2年7月13日



日本原燃株式会社

1. 基準地震動の策定の概要	3
2. 敷地周辺の地震発生状況	11
3. 地下構造モデルの策定	16
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動	71
5. 震源を特定せず策定する地震動	133
6. 基準地震動の策定	159
7. 基準地震動の超過確率の参照	173
参考：「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」(地震調査委員会(2019))の これまでの地震動の評価内容への影響について	195

# 1. 基準地震動の策定の概要

## 1.1 基準地震動の策定の全体フロー

### 2. 敷地周辺の地震発生状況

M5.0以上の地震の震央分布及び震源深さ分布

### 3. 地下構造モデルの策定

- ・深部地盤モデル作成
- ・はざとり地盤モデル作成

### 4. 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・震源モデルの設定

プレート間地震

海洋プレート内地震

内陸地殻内地震

#### ② 地震動評価

応答スペクトルに基づく地震動評価

断層モデルを用いた手法による地震動評価

### 5. 震源を特定せず策定する地震動

検討対象地震(16地震)

- ・Mw6.5以上  
地域性を考慮して採用する地震を選定
- ・Mw6.5未満  
基盤地震動が評価可能な地震を選定

### 6. 基準地震動の策定

#### 基準地震動Ss-A

応答スペクトルによる地震動評価結果により策定

#### 基準地震動Ss-B

断層モデルを用いた手法による地震動評価結果により策定

#### 基準地震動Ss-C

震源を特定せず策定する地震動により策定

### 7. 基準地震動の超過確率の参照

特定震源モデルおよび領域震源モデルに基づき地震ハザード評価を実施



敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

①プレート間地震

		申請時 (H26.1.7)		申請以降の変更
①基本モデルの地震規模		想定三陸沖北部の地震 (Mw8.3)	➡	2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震 (Mw9.0)
②不確かさ ケース	(a)地震規模	2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震 (Mw9.0)	➡	— (基本モデルで考慮)
	(b)破壊開始点	複数ケース設定	➡	— (基本モデルで考慮)
	(c)震源断層面の位置	過去の地震による知見を反映し、敷地に近づけた位置	➡	敷地に最も近い位置
	(d)SMGAの位置	上記(c)の不確かさに伴い、敷地に近づけた位置	➡	敷地に最も近い位置

・変更理由

- ①基本モデルの地震規模 : 2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえて設定
- ②不確かさケース : (a), (b) 不確かさを基本モデルに見込む  
(c) 東北地方プレート間地震に関する知見を反映  
(d) より保守的な評価とするため設定

②海洋プレート内地震

		申請時 (H26.1.7)		申請以降の変更
①基本モデル	(a)地震規模	2011年4月7日宮城県沖の地震 (Mw7.1)	➡	2011年4月7日宮城県沖の地震 (Mw7.1)
	(b)断層面位置	敷地前面で同地震の発生深さに相当する位置	➡	敷地前面の敷地直近となる位置 (海洋性地殻下端～応力中立面)
②不確かさ ケース	(a)破壊開始点	複数ケース設定	➡	— (基本モデルで考慮)
	(b)短周期レベル	—	➡	1.5倍
	(c)断層面位置	—	➡	敷地前面の敷地直近となる位置 (海洋性地殻上端)
	(d)地震規模	—	➡	Mw7.4

・変更理由

- ①基本モデルの断層面位置 : (b) 2011年4月7日宮城県沖の地震に関する知見を反映し、保守的に設定
- ②不確かさケース : (a) 不確かさを基本モデルに見込む  
(b), (c), (d) より保守的な評価とするため設定

## 1.2 当初申請からの主な変更点

## ③内陸地殻内地震：出戸西方断層による地震

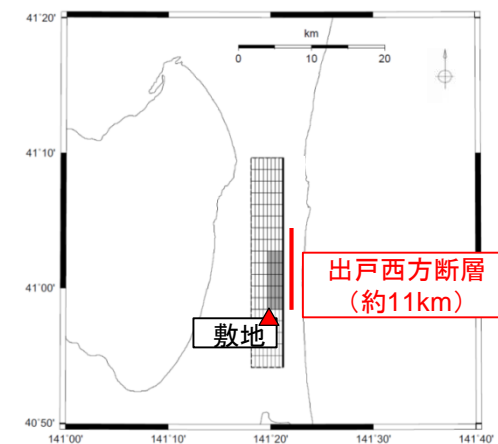
		申請時 (H26.1.7)		申請以降の変更
①地震規模		Mw6.1 ( $M_0=1.99 \times 10^{18}\text{Nm}$ )	➡	Mw6.5 ( $M_0=7.51 \times 10^{18}\text{Nm}$ )
②不確かさケース	(a)短周期レベル	1.5倍	➡	1.5倍
	(b)断層傾斜角	45度 (Mw6.4)	➡	45度 (Mw6.7)
	(c)破壊開始点	不確かさケースとして考慮	➡	— (基本モデルで考慮)
	(d)不確かさの重畳	—	➡	断層傾斜角及び破壊開始点の不確かさを重畳

## ・変更理由

- ①地震規模 : 孤立した短い断層に対する考え方を取り入れ、六ヶ所地点の地質調査結果等から想定される地震規模を上回る規模として設定
- ②不確かさケース : (c) 基本モデルで複数の破壊開始点を考慮  
(d) 敷地近傍に位置し基準地震動Ssの策定に支配的な断層であり、不確かさの考え方が地震動評価に与える影響が非常に大きいため、さらに不確かさの重畳を考慮

## 断層モデル（基本モデル）の主要なパラメータ設定

- ✓ 断層長さ : Mw6.5となる断層長さに設定(28.7km)。
- ✓ 断層傾斜角 : 反射法地震探査結果に基づき設定(70度)。
- ✓ 断層幅 : 地震発生層厚さ、傾斜角を考慮して設定(12.8km)。
- ✓ 断層面積 : 断層長さと断層幅の積で計算。
- ✓ アスペリティ位置 : 出戸西方断層のうち、敷地にもっとも接近する位置に設定。保守的な設定により基本モデルで不確かさを考慮。
- ✓ 破壊開始点 : 複数ケース設定することで、基本モデルの中で不確かさを考慮。



## 1.2 当初申請からの主な変更点

### 震源を特定せず策定する地震動

#### ➤ 申請時(H26.1.7)の評価

加藤ほか(2004)による「震源を事前に特定できない地震による水平動の上限レベルの応答スペクトル」に、敷地における地盤特性を考慮して設定(基準地震動により代表させる)

#### ➤ 申請以降の変更点

震源と活断層を関連付けることが困難な過去の内陸地殻内地震の震源近傍の観測記録のうち、以下の観測記録の基盤地震動を選定し、保守性を考慮

- ①2004年北海道留萌支庁南部地震
- ②2008年岩手・宮城内陸地震(金ヶ崎観測点・一関東観測点・栗駒ダム)

#### ・変更理由

- ①最新知見及び先行サイトの審査結果の反映
- ②2008年岩手・宮城内陸地震震源域と敷地周辺には、地域差は認められるものの、地質・地質構造等に一部で類似点も認められるため、安全性向上の観点から、観測記録収集対象として選定

### 基準地震動の策定

#### ➤ 申請時(H26.1.7)の評価

最大加速度600Galの基準地震動Ss-Aを設定

#### ➤ 最終評価

##### 基準地震動Ss-A

- ・応答スペクトルに基づく地震動評価結果を踏まえ、最大加速度700Galの基準地震動Ss-Aを設定

##### 基準地震動Ss-B

- ・断層モデルを用いた手法による地震動評価結果を踏まえ、Ss-B1～Ss-B5を設定

##### 基準地震動Ss-C

- ・震源を特定せず策定する地震動の検討結果を踏まえ、Ss-C1～Ss-C4を設定

■敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

●検討用地震の選定

プレート間地震

M9プレート間地震  
(2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震(Mw9.0))

海洋プレート内地震

二重深発地震 上面の地震  
(想定海洋プレート内地震)

内陸地殻内地震

出戸西方断層による地震



●震源モデルの設定

プレート間地震

▶地震規模

・Mw9.0  
(三陸沖北部を含む連動を考慮)

※既往最大の2011年東北地方太平洋沖地震の地震規模を考慮

▶震源モデル設定

・「三陸沖北部～十勝沖～根室沖の領域」および「三陸沖北部～宮城県沖の領域」を考慮  
・短周期レベルを保守的に評価  
※東北地方の既往の地震の最大レベルを考慮

▶不確かさの考慮

・SMGAの位置の不確かさ  
※敷地に最も影響の大きい位置にSMGAを考慮

海洋プレート内地震

▶地震規模

・基本モデルMj7.2  
※東北地方の既往最大の地震規模を考慮

▶震源モデル設定

・地震調査委員会(2016)に基づくモデル

▶不確かさの考慮

・短周期レベルの不確かさ  
・位置の不確かさ  
・地震規模の不確かさ(Mw7.4)  
※東北地方の既往最大の短周期レベルを考慮  
※敷地に最も近い位置に断層面を考慮  
※既往の地震の震源を大きく上回る断層面を考慮して地震規模を拡張

内陸地殻内地震

▶震源モデル設定

・孤立した短い断層として震源断層が地震発生層の上端から下端まで広がっていることを考慮  
・地震モーメントを保守的に設定したモデル  
(Mw6.5,  $M_0=7.5 \times 10^{18}$ Nm相当, 断層長さ28.7km)を考慮  
※地震規模を保守的に設定

▶不確かさの考慮

・短周期レベルの不確かさ  
・傾斜角の不確かさ  
・傾斜角と短周期レベルの不確かさを重畳させたケース  
※出戸西方断層が敷地の至近の断層であり、不確かさの影響が大きいことを考慮して、認識論的な不確かさの重畳を考慮



■震源を特定せず策定する地震動

●Mw6.5以上の地震について

審査ガイドの例示2地震

2008年岩手・宮城内陸地震を観測記録収集対象とし、栗駒ダム、KiK-net金ヶ崎、KiK-net一関東の観測記録に基づく基盤地震動の検討結果を踏まえ、震源を特定せず策定する地震動に設定

※地震観測記録のはざとり結果等に保守性を考慮した基盤地震動を設定

●Mw6.5未満の地震について

審査ガイドの例示14地震

2004年北海道留萌支庁南部地震におけるK-NET港町の観測記録に基づく基盤地震動の検討結果を踏まえ、震源を特定せず策定する地震動に設定

※地震観測記録のはざとり結果に保守性を考慮した基盤地震動を設定

●その他の知見

既往の知見

震源を事前に特定できない地震に関する既往の知見として、加藤ほか(2004)の地震動レベルを参照



### ■基準地震動の策定

#### ●応答スペクトルに基づく地震動評価

##### プレート間地震

・距離減衰式による評価が困難であるため、断層モデルを用いた手法による評価

##### 海洋プレート内地震

・Noda et al. (2002)による評価

##### 内陸地殻内地震

・Noda et al. (2002)による距離減衰式を適用範囲外と判断し、その他の距離減衰式※1による評価

※1: その他距離減衰式  
Kanno et al. (2006) Campbell et al. (2014)  
Zhao et al. (2006) Abrahamson et al. (2014)  
内山・翠川 (2006) Boore et al. (2014)  
片岡ほか (2006) Chiou et al. (2014)  
Idriss (2014)

##### 基準地震動 Ss-A

各検討用地震の応答スペクトルに基づく地震動評価結果(距離減衰式)を踏まえて基準地震動を設定

#### ●断層モデルを用いた手法による地震動評価

##### プレート間地震

・経験的グリーン関数法による評価

##### 海洋プレート内地震

・統計的グリーン関数法による評価

##### 内陸地殻内地震

・経験的グリーン関数法による評価

##### 基準地震動 Ss-B1～Ss-B5

断層モデルを用いた手法による地震動評価結果のうち、基準地震動Ss-Aの応答スペクトルを上回るケースから5波を基準地震動に設定

#### ●震源を特定せず策定する地震動

・2004年北海道留萌支庁南部地震(K-NET港町)  
・2008年岩手・宮城内陸地震(栗駒ダム[右岸地山])  
・2008年岩手・宮城内陸地震(KiK-net金ヶ崎)  
・2008年岩手・宮城内陸地震(KiK-net一関東)※2

※2: 水平方向のみ

##### 基準地震動 Ss-C1～Ss-C4

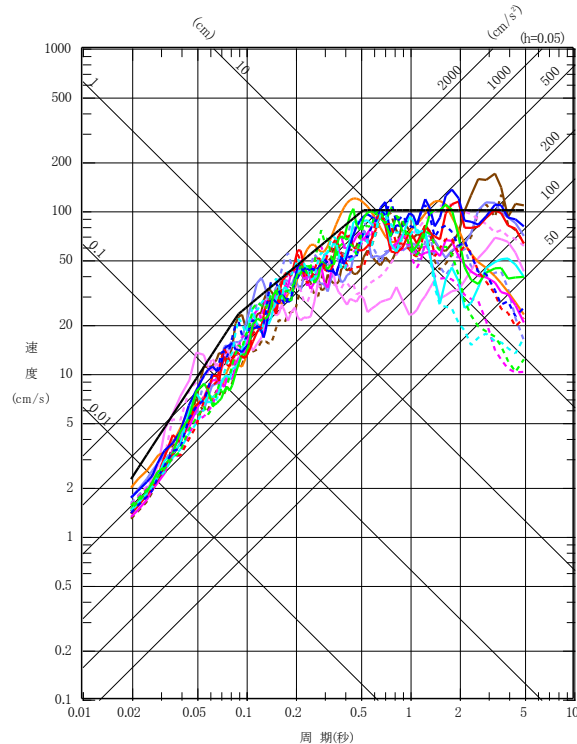
震源を特定せず策定する地震動が、基準地震動Ss-Aを上回るため、基準地震動に設定

#### ●基準地震動の策定

- 基準地震動Ss-A 応答スペクトルに基づく基準地震動
- 基準地震動Ss-B1 出戸西方断層による地震[短周期レベルの不確かさケース、破壊開始点2]
- 基準地震動Ss-B2 出戸西方断層による地震[短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース、破壊開始点1]
- 基準地震動Ss-B3 出戸西方断層による地震[短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース、破壊開始点2]
- 基準地震動Ss-B4 出戸西方断層による地震[短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース、破壊開始点3]
- 基準地震動Ss-B5 出戸西方断層による地震[短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース、破壊開始点4]
- 基準地震動Ss-C1 2004年北海道留萌支庁南部地震(K-NET港町)
- 基準地震動Ss-C2 2008年岩手・宮城内陸地震(栗駒ダム[右岸地山])
- 基準地震動Ss-C3 2008年岩手・宮城内陸地震(KiK-net金ヶ崎)
- 基準地震動Ss-C4 2008年岩手・宮城内陸地震(KiK-net一関東)

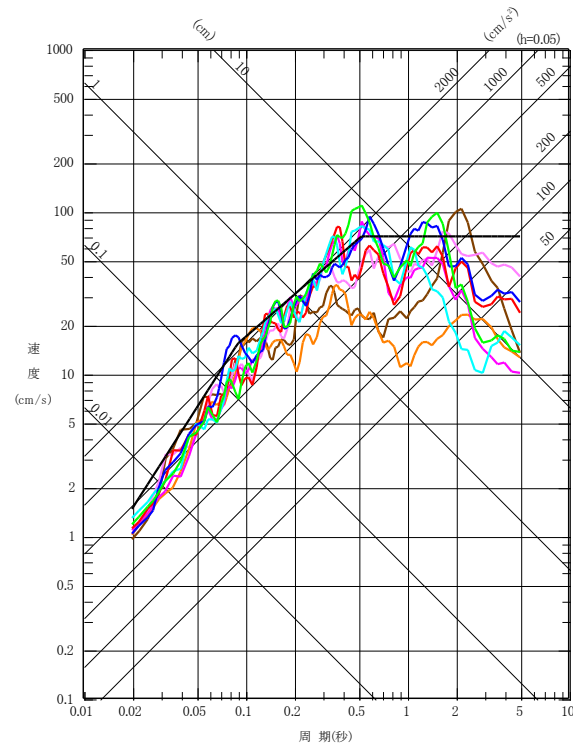
### 基準地震動の策定結果(応答スペクトル)

- 基準地震動Ss-A 応答スペクトルに基づく基準地震動
- 基準地震動Ss-B1 出戸西方断層による地震[短周期レベルの不確かさケース、破壊開始点2]
- 基準地震動Ss-B2 出戸西方断層による地震[短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース、破壊開始点1]
- 基準地震動Ss-B3 出戸西方断層による地震[短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース、破壊開始点2]
- 基準地震動Ss-B4 出戸西方断層による地震[短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース、破壊開始点3]
- 基準地震動Ss-B5 出戸西方断層による地震[短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース、破壊開始点4]
- 基準地震動Ss-C1 2004年北海道留萌支庁南部地震(K-NET港町)
- 基準地震動Ss-C2 2008年岩手・宮城内陸地震(栗駒ダム[右岸地山])
- 基準地震動Ss-C3 2008年岩手・宮城内陸地震(KiK-net金ヶ崎)
- 基準地震動Ss-C4 2008年岩手・宮城内陸地震(KiK-net一関東)



水平方向

実線: NS方向  
ダム軸方向 (Ss-C2のみ)  
破線: EW方向  
上下流方向 (Ss-C2のみ)



鉛直方向

### 基準地震動の超過確率の参照

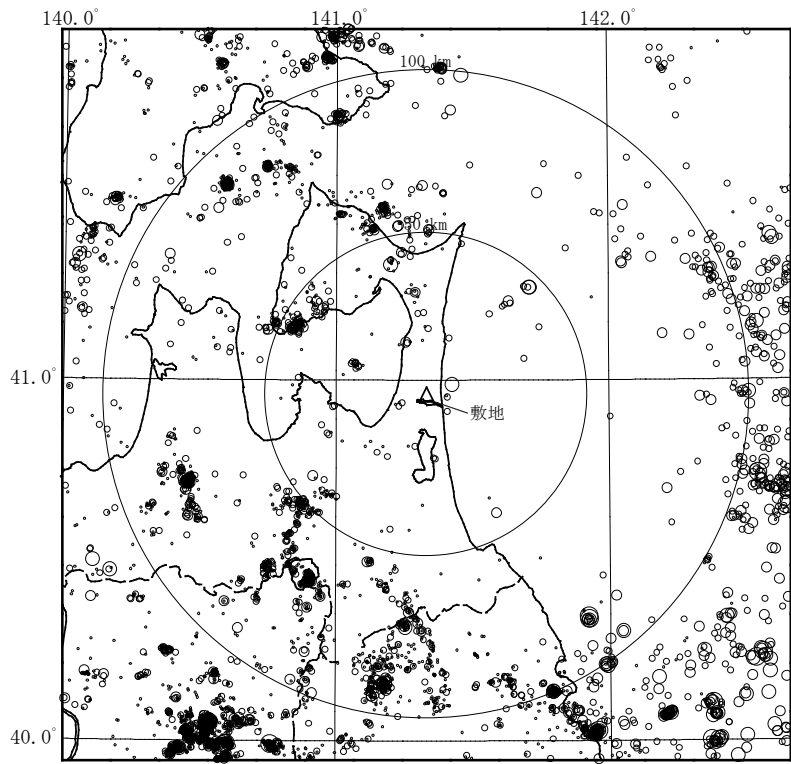
特定震源モデルおよび領域震源モデルに基づき地震ハザード評価を実施した結果、基準地震動Ssの年超過確率は  $10^{-4} \sim 10^{-6}$  程度。

## 2. 敷地周辺の地震発生状況

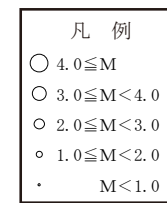
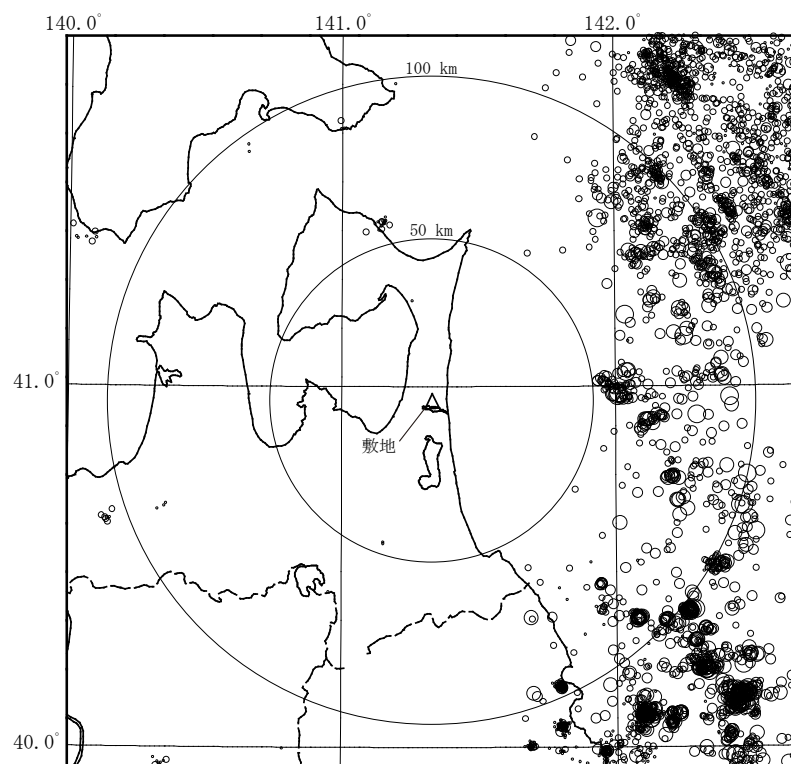


# M5.0以下の地震の震央分布(震源深さ0~30km、30~60km)

・敷地周辺におけるM5.0以下の小・微小地震の震央分布を深さごとに分割して、以下に示す。



敷地周辺におけるM5.0以下の小・微小地震の震央分布  
(震源深さ0~30km, 2012年~2015年7月)  
(地震諸元は気象庁地震カタログによる。)

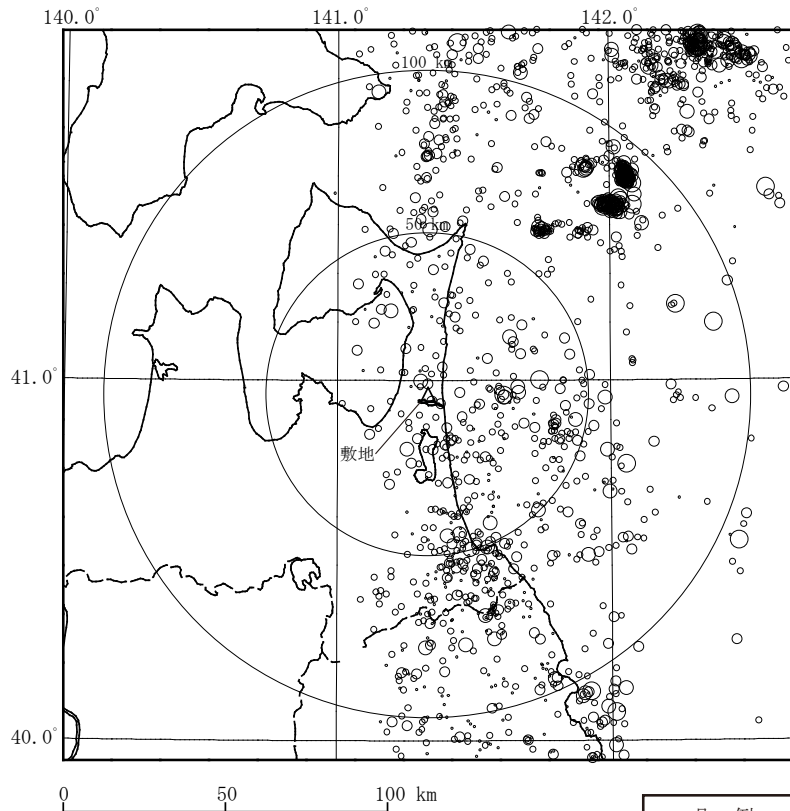


敷地周辺におけるM5.0以下の小・微小地震の震央分布  
(震源深さ30~60km, 2012年~2015年7月)  
(地震諸元は気象庁地震カタログによる。)

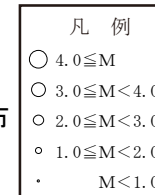
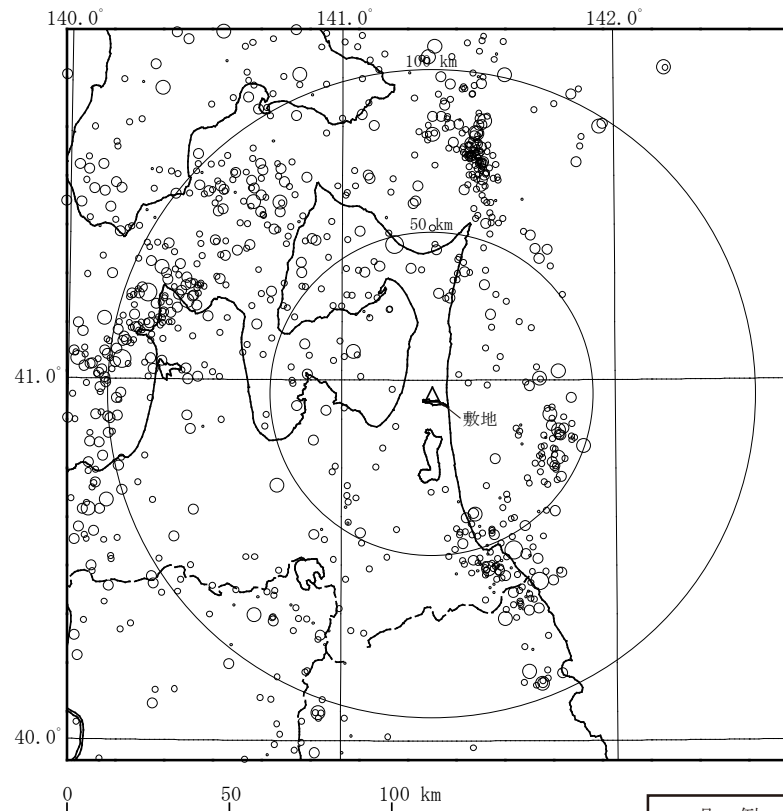


# M5.0以下の地震の震央分布(震源深さ60~100km、100km以上)

・敷地周辺におけるM5.0以下の小・微小地震の震央分布を深さごとに分割して、以下に示す。



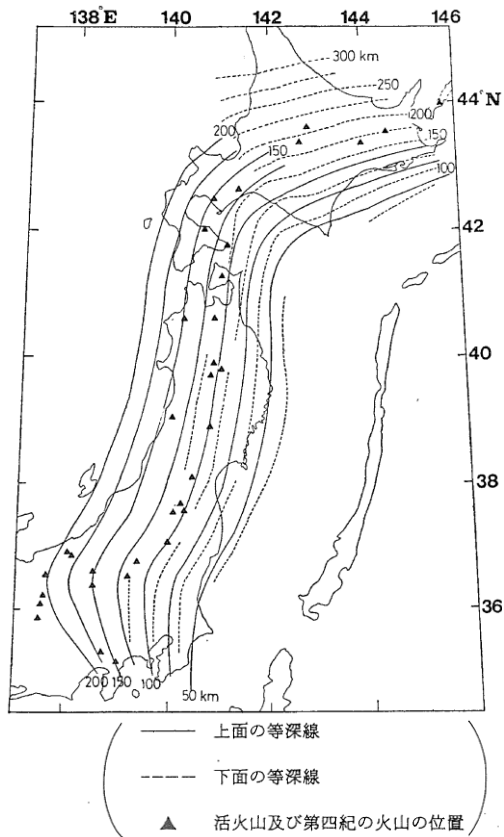
敷地周辺におけるM5.0以下の小・微小地震の震央分布  
(震源深さ60~100km, 2012年~2015年7月)  
(地震諸元は気象庁地震カタログによる。)



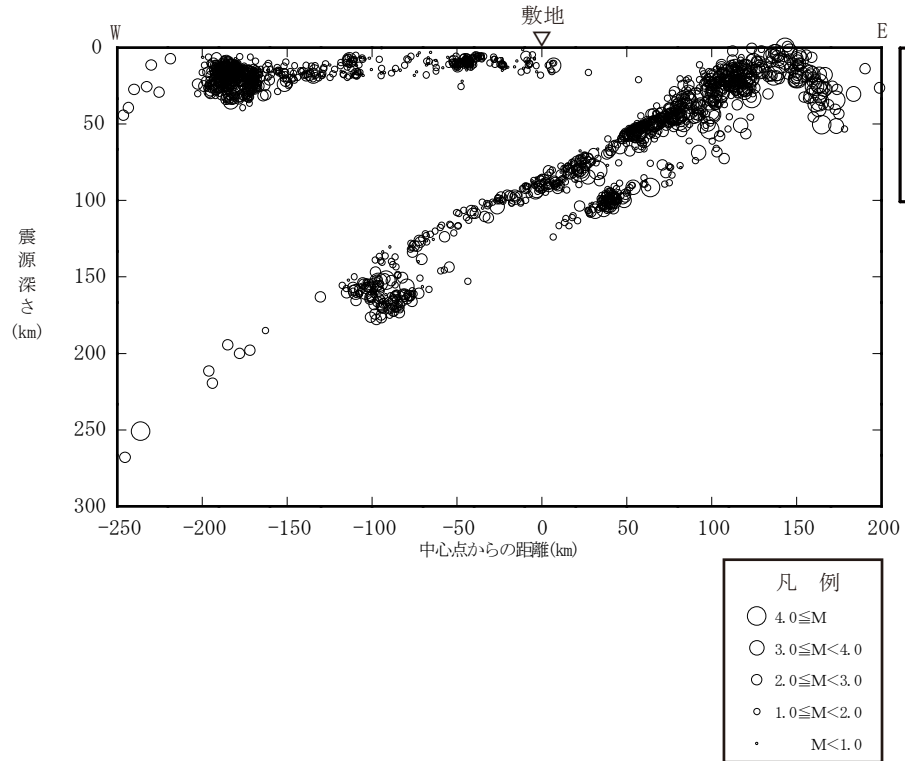
敷地周辺におけるM5.0以下の小・微小地震の震央分布  
(震源深さ100km以上, 2012年~2015年7月)  
(地震諸元は気象庁地震カタログによる。)

M5.0以下の地震の震源深さ分布

・敷地周辺におけるM5.0以下の小・微小地震の震源深さ分布を以下に示す。  
・敷地前面の小・微小地震の震源深さ分布によれば、敷地前面の海洋プレートでは、二重深発地震面を形成している。



深発地震の震源の等深線(長谷川ほか(1983))

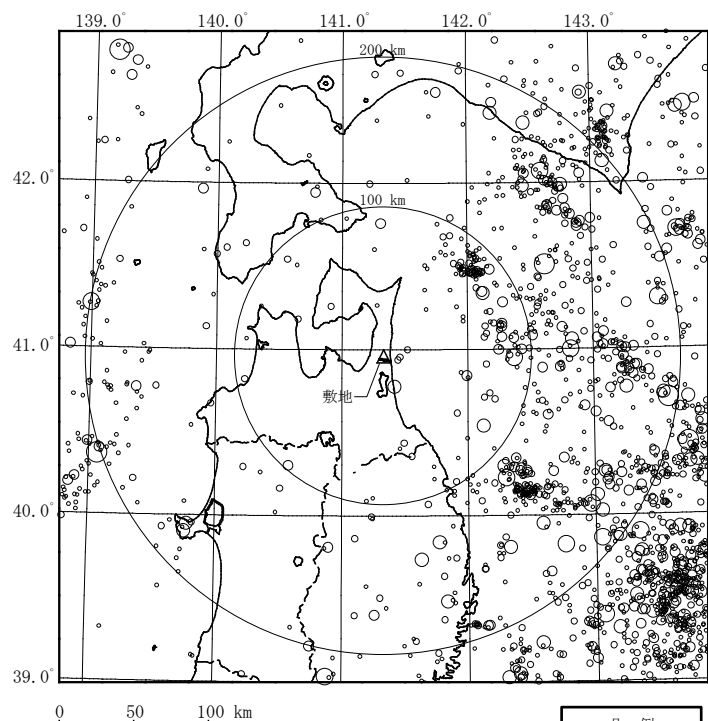


敷地周辺におけるM5.0以下の小・微小地震の震源鉛直分布(2012年～2015年7月)

(地震諸元は気象庁地震カタログによる。)

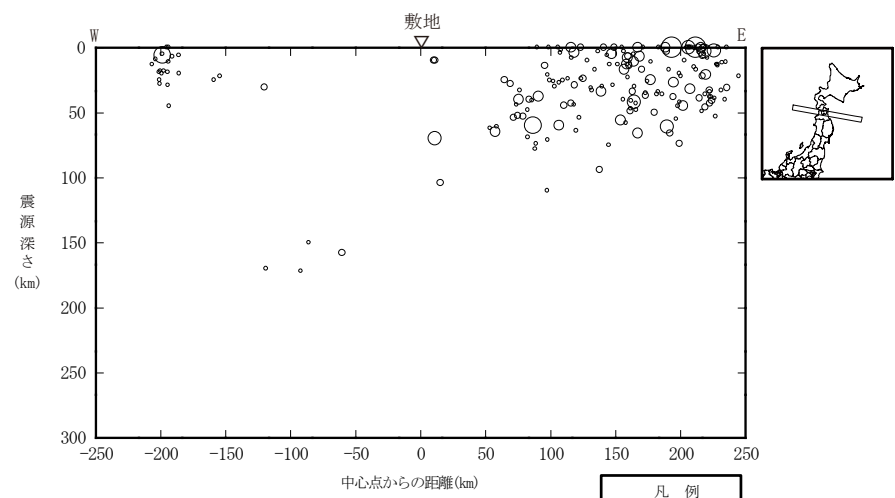
# M5.0以上の地震の震央分布及び震源深さ分布

・敷地周辺におけるM5.0以上の地震の震央分布を以下に示す。  
・太平洋側海域で地震の発生頻度が高く、その分布は概ね海洋プレートの沈み込みに対応している。



凡例	
○	8.0 ≦ M
○	7.5 ≦ M < 8.0
○	7.0 ≦ M < 7.5
○	6.5 ≦ M < 7.0
○	6.0 ≦ M < 6.5
○	5.5 ≦ M < 6.0
○	M < 5.5

敷地周辺におけるM5.0以上の中地震の震央分布  
(1923年～2015年7月)  
(地震諸元は気象庁地震カタログによる。)



凡例	
○	8.0 ≦ M
○	7.5 ≦ M < 8.0
○	7.0 ≦ M < 7.5
○	6.5 ≦ M < 7.0
○	6.0 ≦ M < 6.5
○	5.5 ≦ M < 6.0
○	M < 5.5

敷地周辺におけるM5.0以上の中地震の震源鉛直分布  
(1923年～2015年7月)  
(地震諸元は気象庁地震カタログによる。)

### 3. 地下構造モデルの策定

### 3.1 地質調査結果等に基づく地盤構造

敷地及び敷地周辺の地質図、ボーリングデータ等から特徴を整理



### 3.2 地震観測記録の分析

敷地地盤の地震観測記録から、地震発生様式や到来方向による地盤の増幅特性の分析



## 地震動評価に用いる1次元地下構造モデルの作成

#### 3.3 地下構造モデルの作成の概要

#### 3.4 はぎとり地盤モデルの作成

解放基盤表面以浅の地盤について、PS検層、地震観測記録等に基づきモデル化

#### 3.5 深部地盤モデルの作成

#### 3.6 深部地盤モデルの検証

解放基盤表面～地震基盤の地盤について、地震観測記録に基づきモデル化  
各種調査結果及び地震観測記録を用いた評価により、妥当性を検証

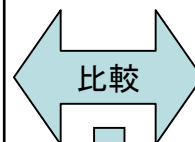
#### 3.8 地殻・上部マントル構造を含めた減衰特性

地震基盤以深の地盤の減衰特性について、論文値の妥当性を検証

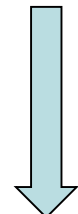
## 各種調査結果に基づく3次元地下構造モデルの作成

#### 3.7 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証

- ・各種地質調査結果等に基づき、ジョイントインバージョン解析により敷地地下の3次元的速度構造を推定する。
- ・作成した3次元地下構造モデルと1次元地下構造モデルの速度構造及び地盤増幅特性を比較する。



比較



1次元地下構造モデルと3次元地下構造モデルの速度構造及び地盤増幅特性を比較することにより、地震動評価に用いる敷地の地下構造については、1次元地下構造モデルによって評価可能であることを確認。

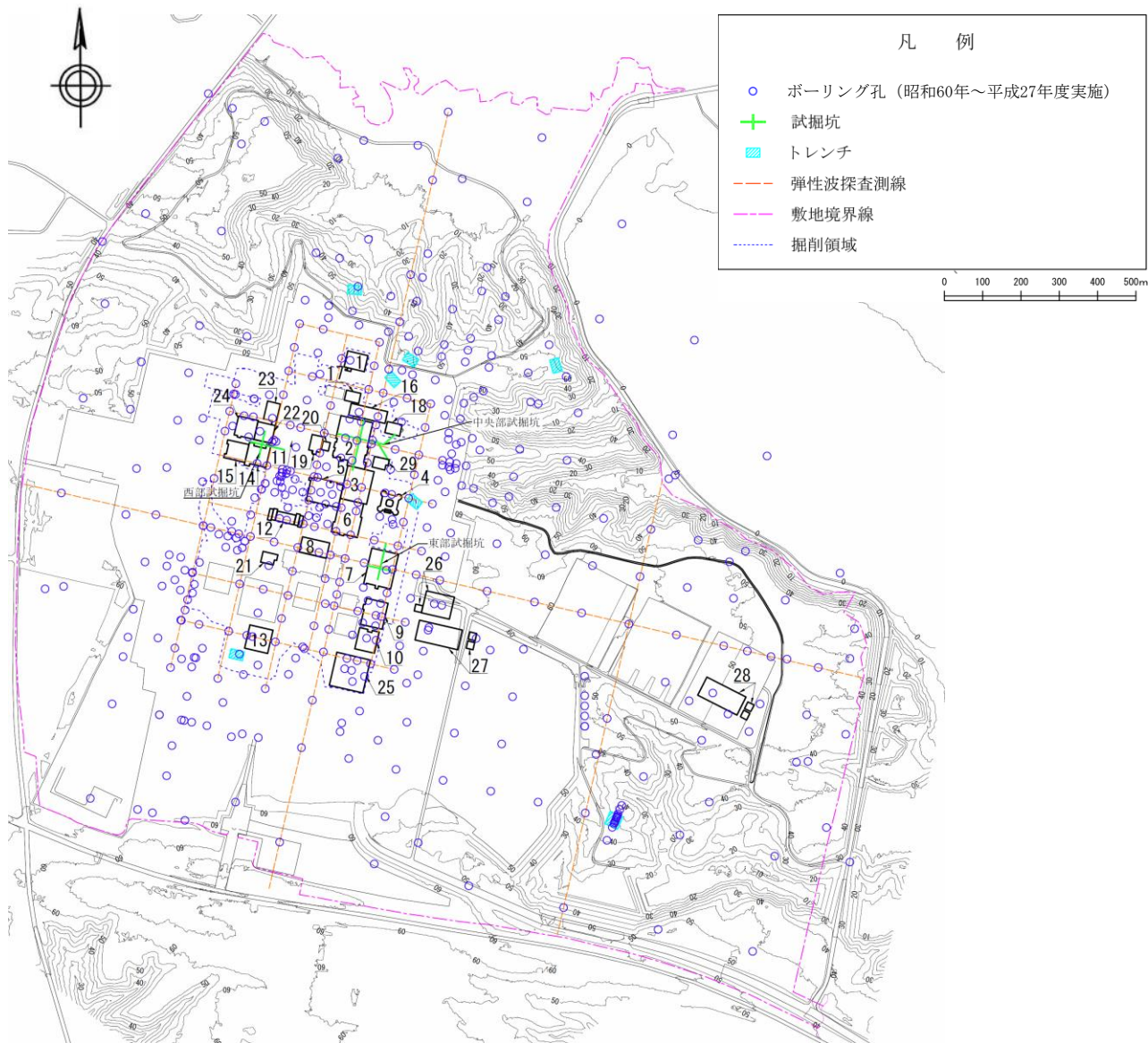


### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.1 地質調査結果等に基づく地盤構造 敷地内地質調査概要

R2.2.21  
資料1-4-1  
p18 加除修正



・敷地内においては、詳細な地質調査を実施しており、データの蓄積を行っている。



番号	再・M: 耐震重要施設等及び常設重大事故等対処施設 廃: 安全上重要な施設等	再	廃	M
1	ハル・エンドピース貯蔵建屋	○		
2	使用済燃料受入れ・貯蔵建屋	○		
3	前処理建屋	○		
4	主排気筒(基礎)及び主排気筒管理建屋	○		
5	高レベル廃液ガラス固化建屋	○		
6	分離建屋	○		
7	精製建屋	○		
8	制御建屋	○		
9	ウラン・プルトニウム混合脱硝建屋	○		
10	ウラン・プルトニウム混合酸化物貯蔵建屋	○		
11	北換気筒※(基礎)	○	○	
12	非常用電源建屋(冷却塔及び燃料油貯蔵タンクを含む)	○		
13	チャンネルボックス・バーナブルポイズン処理建屋	○		
14	第1ガラス固化体貯蔵建屋(東棟)	○		
15	第1ガラス固化体貯蔵建屋(西棟)	○		
16	使用済燃料輸送容器管理建屋	○		
17	使用済燃料輸送容器管理建屋(トレーラエリア)	○		
18	使用済燃料の受入れ施設及び貯蔵施設用 安全冷却水系冷却塔A(基礎)	○		
19	使用済燃料の受入れ施設及び貯蔵施設用 安全冷却水系冷却塔B(基礎)	○		
20	第1非常用ディーゼル発電設備用重油タンク室	○		
21	再処理設備本体用安全冷却水系冷却塔B(基礎)	○		
22	ガラス固化体貯蔵建屋		○	
23	ガラス固化体貯蔵建屋B棟		○	
24	ガラス固化体受入れ建屋		○	
25	燃料加工建屋			○
26	緊急時対策建屋(重油貯槽含む)	○		
27	第1保管庫・貯水所(第1軽油貯槽含む)	○		○
28	第2保管庫・貯水所(第2軽油貯槽含む)	○		○
29	再処理設備本体用安全冷却水系冷却塔A(基礎)	○		

※廃棄物管理施設では、北換気筒(ガラス固化体受入れ・貯蔵建屋換気筒)という名称

再: 再処理施設、廃: 廃棄物管理施設、M: MOX燃料加工施設

#### 【調査数量】

ボーリング調査: 462孔、総延長約37,800m  
 試掘坑調査 : 3坑、総延長約500m  
 トレンチ調査 : 7地点  
 弾性波探査 : 16測線、総延長約14km

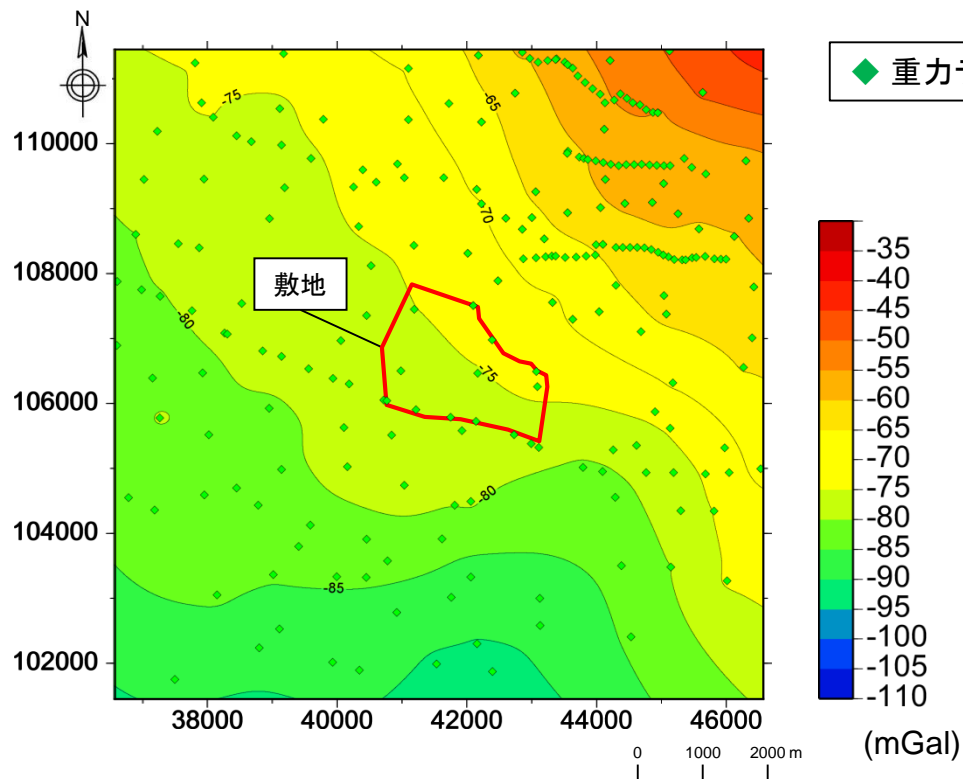
### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.1 地質調査結果等に基づく地盤構造 敷地近傍のブーゲー異常

H30.10.31  
資料1-4-1  
p19 再掲



・敷地近傍のブーゲー異常※については、緩やかに南西方向に降下する傾向にあるものの、敷地及び敷地近傍はブーゲー異常の急変帯には位置していない。

※ブーゲー異常とは、正規重力に対する、標高等の影響を除去した重力値の差を表したものであり、基盤地形の起伏とよく似た形状となることが知られている。基盤岩が厚く分布している部分では、ブーゲー異常は大きくなる傾向がある。



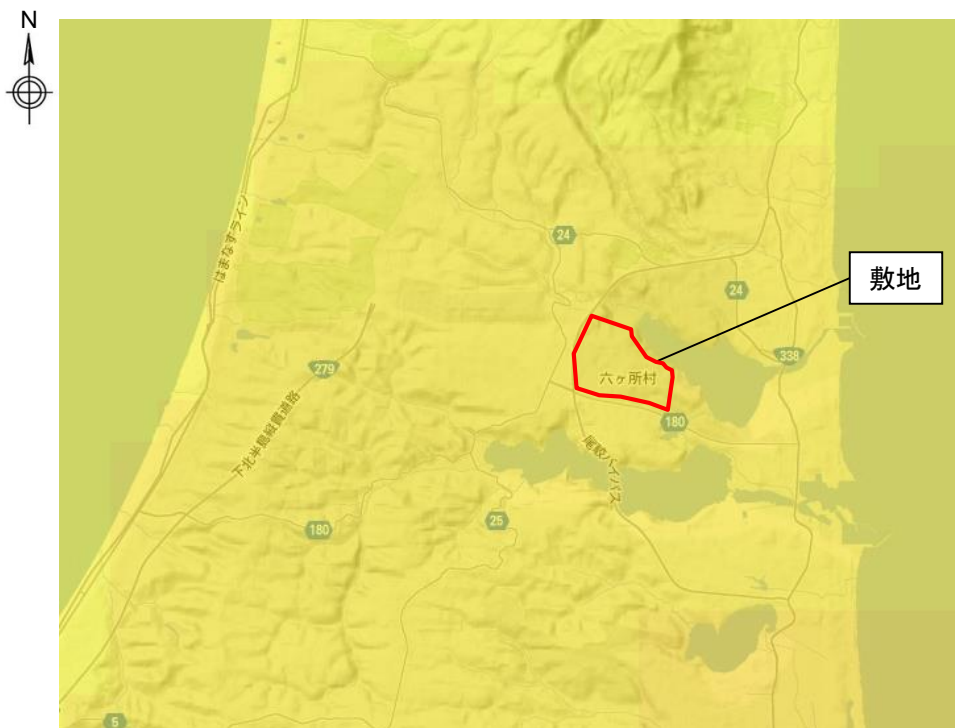
敷地近傍のブーゲー異常図

### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.1 地質調査結果等に基づく地盤構造 敷地周辺の基盤深度

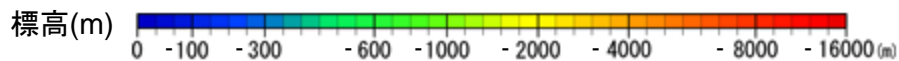
H30.10.31  
資料1-4-1  
p20 再掲



・防災科学技術研究所の地震ハザードステーション(J-SHIS)のデータによると、敷地周辺における地震基盤面の推定深度分布は平面的に均一である。



出典: 防災科学技術研究所「J-SHIS Map(深部地盤)」に加筆

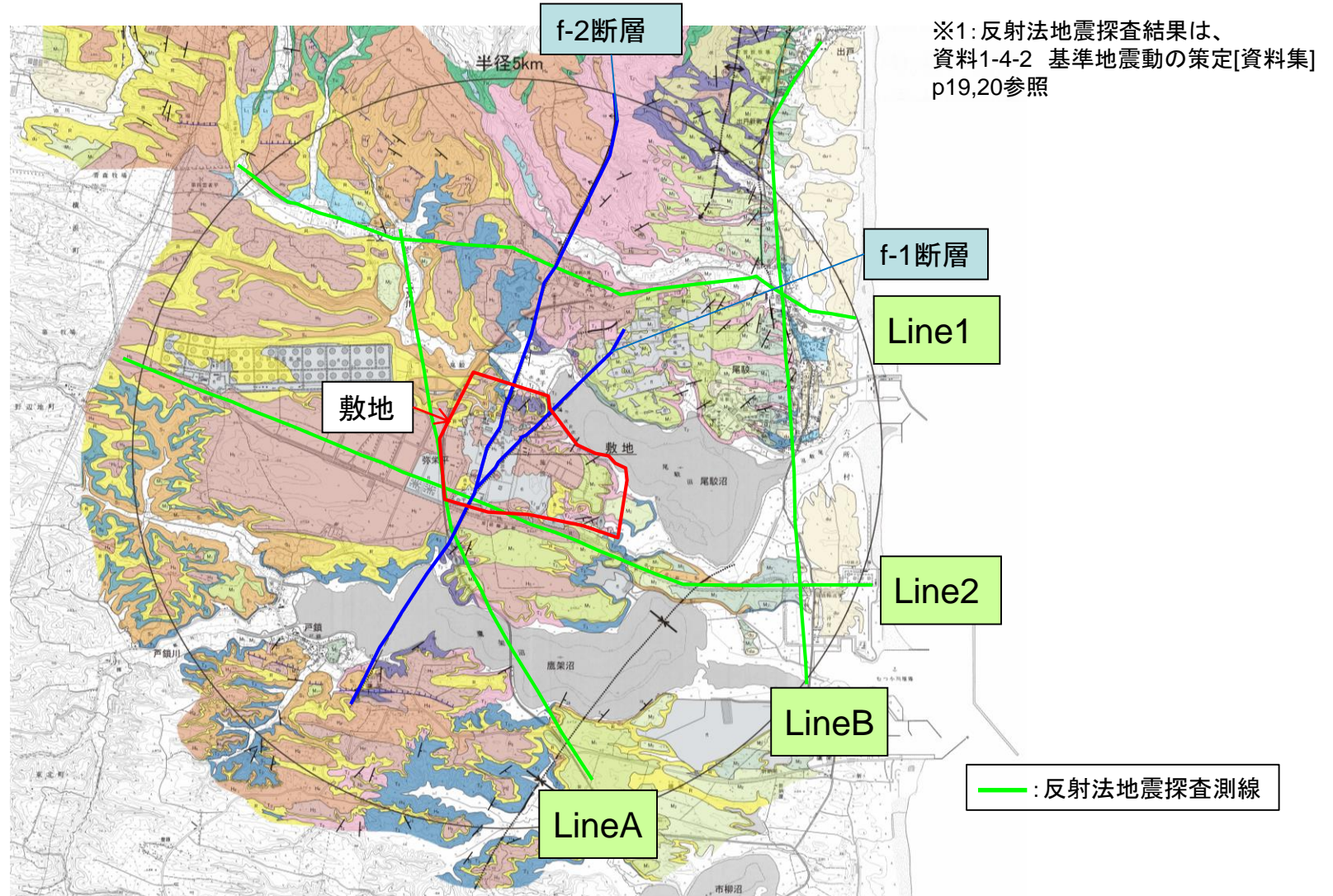


防災科学技術研究所による敷地周辺の地震基盤面 ( $V_s 3.1 \text{ km/s}$  の上面) の推定深度分布



### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.1 地質調査結果等に基づく地盤構造 反射法地震探査(測線配置)

- ・敷地近傍では、図に示す4測線において、反射法地震探査を行っている。
- ・反射法地震探査結果より、地震動の増幅に影響を及ぼすような急傾斜の有無を確認した。※1

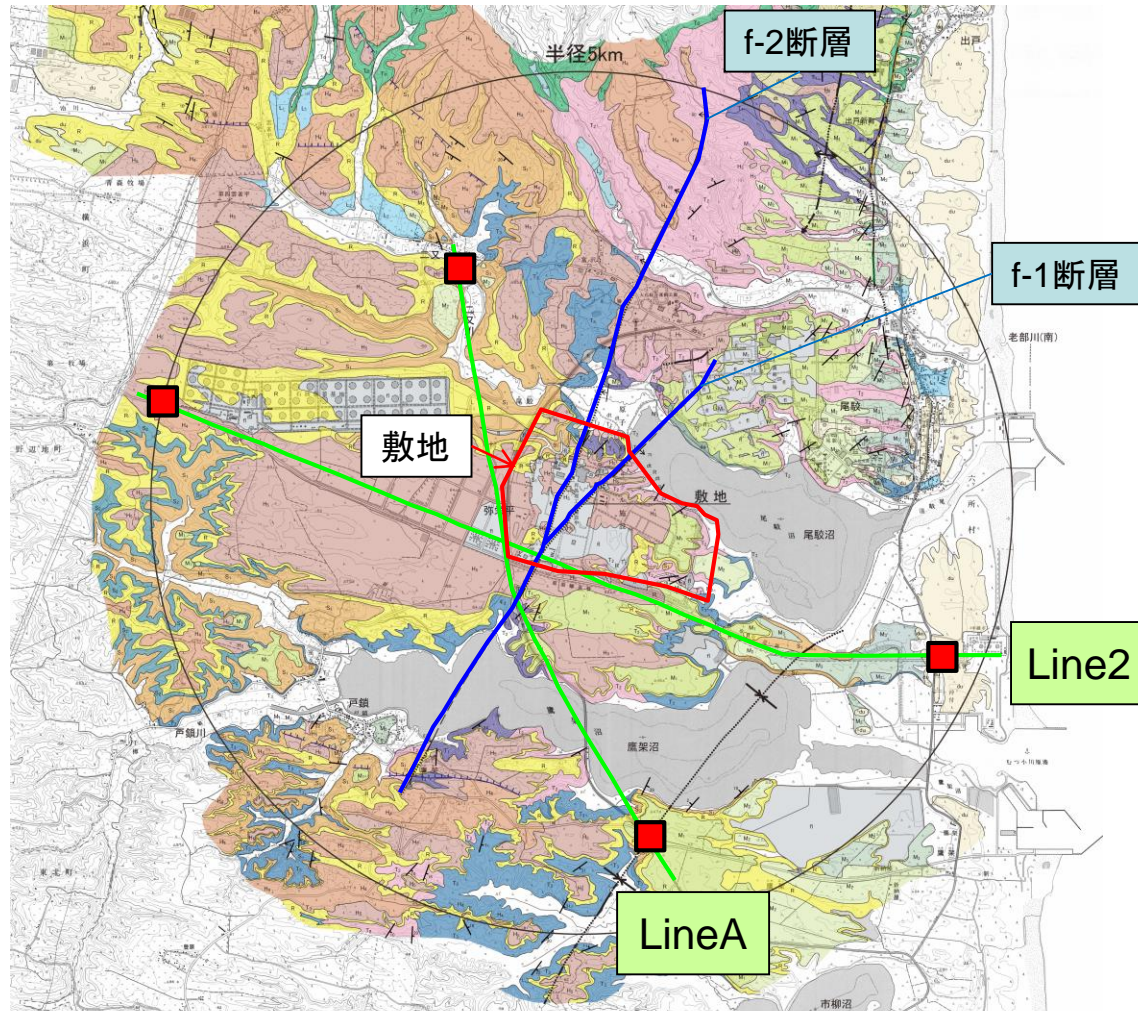


反射法地震探査測線位置図



### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.1 地質調査結果等に基づく地盤構造 屈折法地震探査（測線・発振点配置）

・地下浅部については、PS検層によるP波・S波速度が得られているものの、深部についてはPS検層データが無いので、下図に示す2測線(反射法地震探査測線のうち、LineA及びLine2と同一測線)において、敷地近傍の屈折法地震探査によるP波速度構造の推定を行っている。



※1: 屈折法地震探査結果は、  
資料1-4-2 基準地震動の策定[資料集]  
p21～23参照

— : 測線  
■ : 発振点

屈折法地震探査位置図

「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」における「解放基盤表面」の定義

「解放基盤表面」とは、基準地震動を策定するために基盤面上の表層や構造物が無いものとして仮想的に設定する自由表面であって、著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当な拡がりを持って想定される基盤の表面<sup>③</sup>をいう。  
ここでいう「基盤」とは、概ねせん断波速度 $V_s=700\text{m/s}$ 以上<sup>①</sup>の硬質地盤であって、著しい風化を受けていない<sup>②</sup>ものをいう。」

①:  $V_s=700\text{m/s}$ 以上

- ・鷹架層中の標高-70m(G.L.-125m)の位置は、鷹架層のうち、主に中部層・下部層が分布しているが、PS検層結果による解放基盤表面位置のS波速度は以下の通りであり、S波速度 $700\text{m/s}$ 以上となっているほか、中部層・下部層間で著しい速度差は無い。
  - 鷹架層中部層:  $700\text{m/s} \sim 900\text{m/s}$ 程度
  - 鷹架層下部層:  $900\text{m/s} \sim 1000\text{m/s}$ 程度

②: 著しい風化を受けていない

- ・PS検層結果によれば、鷹架層表層付近で $V_s$ が小さくなっており、風化の影響がある可能性がある。
- ・一方、深い部分については、 $V_s$ の値が概ね一定となる層が分布しており、著しい風化はを受けていないと考えられる。

③: 著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当な拡がりを持った面

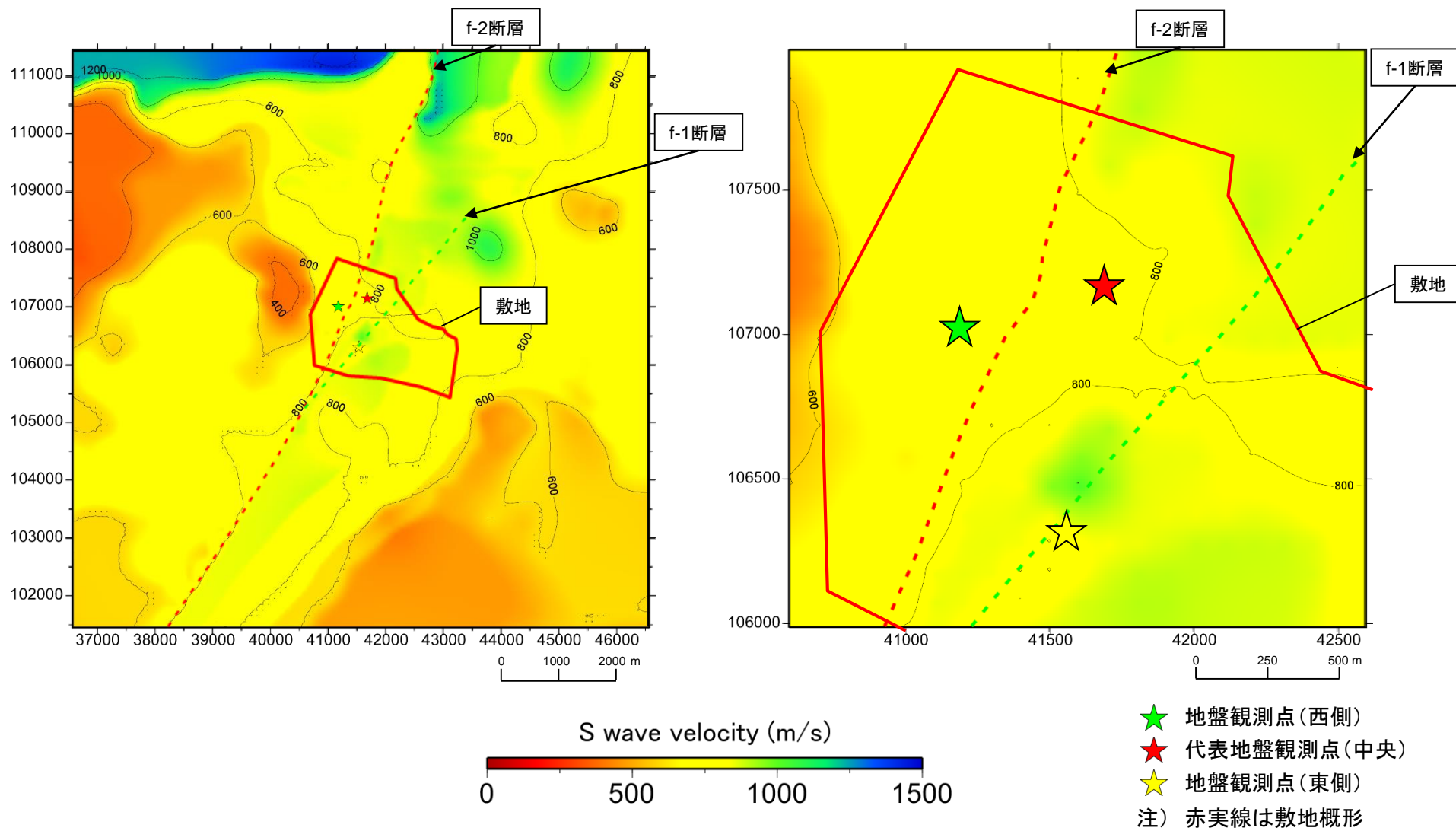
- ・敷地地下で著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当な拡がりを持って分布している鷹架層(上部・中部・下部層)中において、G.L.-125mの位置に、解放基盤表面を設定している。

### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.1 地質調査結果等に基づく地盤構造 解放基盤表面レベル(G.L.-125m)における速度分布

H30.10.31  
資料1-4-1  
p24 再掲



- ・解放基盤表面レベル(G.L.-125m)における、3次元地下構造モデルによるS波速度構造分布の平面図を、以下に示す。
- ・敷地内のS波速度については、概ね700~900m/s程度となっており、場所によって顕著な差は無い。





### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.1 地質調査結果等に基づく地盤構造 PS検層結果(断面位置)

R2.2.21  
資料1-4-1  
p25 加除修正



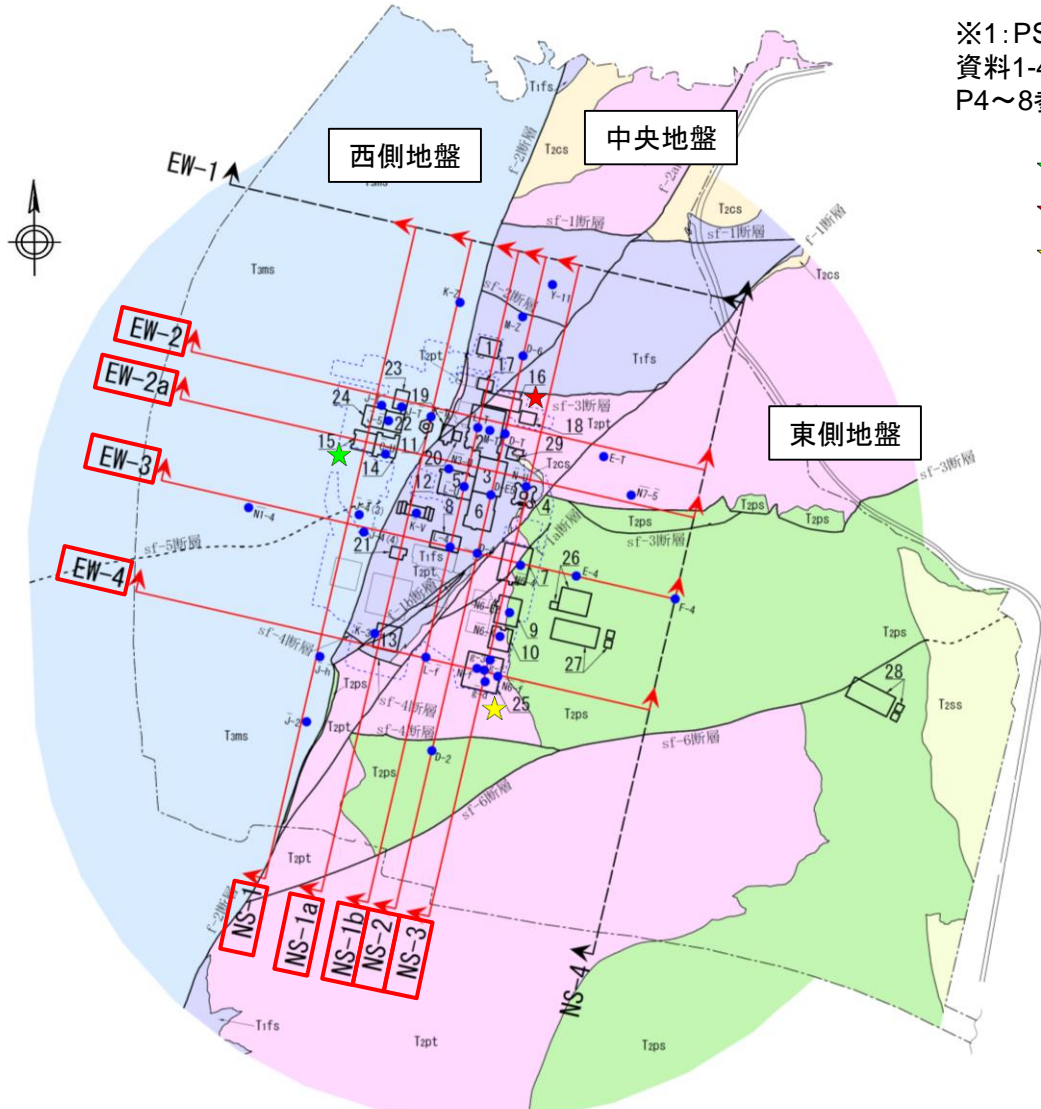
- ・敷地内のうち、施設が配置されている範囲(図に示す断面位置)においてPS検層を実施している。
- ・鷹架層中の標高-70m(G.L.-125m)の位置は、鷹架層のうち、主に中部層・下部層が分布しており、PS検層結果による解放基盤表面位置においては、S波速度は概ね700m/s以上となっている。

※1: PS検層結果は、  
資料1-4-2 基準地震動の策定[資料集]  
P4~8参照

- ★ 地盤観測点(西側)
- ★ 代表地盤観測点(中央)
- ★ 地盤観測点(東側)

番号	再・M: 耐震重要施設等及び常設重大事故等対策施設 廃: 安全上重要施設等	再	廃	M
1	ハル・エンドピース貯蔵建屋	○		
2	使用済燃料受入れ・貯蔵建屋	○		
3	貯蔵建屋	○		
4	主排気筒(基礎)及び主排気筒管理建屋	○		
5	高レベル廃液ガラス固化建屋	○		
6	分離建屋	○		
7	精製建屋	○		
8	制御建屋	○		
9	ウラン・プルトニウム混合脱塩建屋	○		
10	ウラン・プルトニウム混合酸化物貯蔵建屋	○		
11	北換気筒(基礎)	○		○
12	非常用電源建屋(油冷却塔及び燃料油貯蔵タンクを含む)	○		
13	チャンネルボックス・バーナブルボイラー処理建屋	○		
14	第1ガラス固化体貯蔵建屋(東棟)	○		
15	第1ガラス固化体貯蔵建屋(西棟)	○		
16	使用済燃料輸送容器管理建屋	○		
17	使用済燃料輸送容器管理建屋(トローリア)	○		
18	使用済燃料の受入れ施設及び貯蔵施設用安全冷却水系冷却塔(基礎)	○		
19	使用済燃料の受入れ施設及び貯蔵施設用安全冷却水系冷却塔B(基礎)	○		
20	第1非常用ディーゼル発電設備用重油タンク室	○		
21	再処理設備本体用安全冷却水系冷却塔B(基礎)	○		
22	ガラス固化体貯蔵建屋		○	
23	ガラス固化体貯蔵建屋B棟		○	
24	ガラス固化体受入れ建屋		○	
25	燃料加工建屋		○	○
26	緊急待機建屋(重油貯蔵含む)		○	○
27	第1保管庫・貯水所(第1軽油貯蔵含む)		○	○
28	第2保管庫・貯水所(第2軽油貯蔵含む)		○	○
29	再処理設備本体用安全冷却水系冷却塔(基礎)		○	

※廃棄物管理施設では、北換気筒(ガラス固化体受入れ・貯蔵建屋換気筒)という名称  
再: 再処理施設、廃: 廃棄物管理施設、M: MOX燃料加工施設



### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.1 地質調査結果等に基づく地盤構造 解放基盤表面以浅の地盤モデルについて

・解放基盤表面以浅については、f-1断層及びf-2断層を境界として、敷地内で地質構造が異なることから、「中央地盤」、「西側地盤」、「東側地盤」の3つにエリア分けを行い、それぞれの地盤ごとに、解放基盤表面以浅の地盤モデル(=はぎとり地盤モデル)を作成している。



番号	再・M:耐震重要施設等及び常設重大事故等対処施設 廃:安全上重要な施設等	再	廃	M
1	ハル・エンドピース貯蔵建屋	○		
2	使用済燃料受入れ・貯蔵建屋	○		
3	前処理建屋	○		
4	主排気筒(基礎)及び主排気筒管理建屋	○		
5	高レベル廃液ガラス固化建屋	○		
6	分離建屋	○		
7	精製建屋	○		
8	制御建屋	○		
9	ウラン・プルトニウム混合脱硝建屋	○		
10	ウラン・プルトニウム混合酸化物貯蔵建屋	○		
11	北換気筒※(基礎)	○	○	
12	非常用電源建屋(冷却塔及び燃料油貯蔵タンクを含む)	○		
13	チャンネルボックス・バーナブルボイジン処理建屋	○		
14	第1ガラス固化体貯蔵建屋(東棟)	○		
15	第1ガラス固化体貯蔵建屋(西棟)	○		
16	使用済燃料輸送容器管理建屋	○		
17	使用済燃料輸送容器管理建屋(トレーアエリア)	○		
18	使用済燃料の受入れ施設及び貯蔵施設用 安全冷却水系冷却塔A(基礎)	○		
19	使用済燃料の受入れ施設及び貯蔵施設用 安全冷却水系冷却塔B(基礎)	○		
20	第1非常用ディーゼル発電設備用重油タンク室	○		
21	再処理設備本体用安全冷却水系冷却塔B(基礎)	○		
22	ガラス固化体貯蔵建屋		○	
23	ガラス固化体貯蔵建屋B棟		○	
24	ガラス固化体受入れ建屋		○	
25	燃料加工建屋			○
26	緊急時対策建屋(重油貯槽含む)	○		○
27	第1保管庫・貯水所(第1軽油貯槽含む)	○		○
28	第2保管庫・貯水所(第2軽油貯槽含む)	○		○
29	再処理設備本体用安全冷却水系冷却塔A(基礎)	○		

- :地震観測点
- 凡 例
- Tams 鷹架層上部層泥岩層
  - Tzss 鷹架層中部層礫混り砂岩層
  - Tzps 鷹架層中部層軽石混り砂岩層
  - Tzpt 鷹架層中部層軽石凝灰岩層
  - Tzcs 鷹架層中部層粗粒砂岩層
  - Tifs 鷹架層下部層細粒砂岩層
  - 断 層
  - sf-5断層 (鷹架層上部層泥岩層基底面での位置を投影)
  - sf-4断層 (鷹架層中部層礫混り砂岩層基底面での位置を投影)
  - 敷地境界
  - 掘削領域
  - 試掘坑

※廃棄物管理施設では、北換気筒(ガラス固化体受入れ・貯蔵建屋換気筒)という名称

再:再処理施設、廃:廃棄物管理施設、M:MOX燃料加工施設

- ・ブーゲー異常図及び防災科研J-SHISマップからは、敷地地下における基盤層の急傾斜は認められない。
- ・反射法地震探査結果及び屈折法地震探査結果からは、敷地及び敷地周辺の地下の速度構造は大局的にみて水平成層かつ均質であるものの、層境界の高低差が見られる。これについては、「3.7 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証」において1次元モデルと3次元モデルの速度構造及び地盤増幅特性を比較し、地震動評価に用いる敷地の地下構造は、1次元モデルにより評価可能であることを確認する。
- ・解放基盤表面については、鷹架層中の標高-70m(G.L.-125m)の位置に設定しており、著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当な拡がりを持った $V_s=700\text{m/s}$ 以上の基盤である。
- ・解放基盤表面以浅の地盤モデル(=はぎとり地盤モデル)については、地質構造の違いから、敷地内を3つのエリアに分割し、それぞれの地盤ごとに地盤モデルを作成している。

・解放基盤表面を、敷地内でG.L.-125mで一律に設定していることの妥当性及び深部地盤モデルの作成にあたって代表地盤観測点(中央)の観測記録を用いていることの妥当性を検証するために、以下に示す検討を実施した。

#### 解放基盤表面を敷地内でG.L.-125mと設定していることの妥当性確認

##### 検討① 地震観測記録の分析

- ・鉛直アレー地震観測記録により、解放基盤以深～以浅にかけての増幅特性を確認。
- ・地盤観測点間で解放基盤表面レベルにおけるはざとり記録の比較を実施。

##### 検討② 地震波の到来方向の分析

- ・東西南北4方向から到来する地震波について、それぞれの到来方向ごとの地震動レベル及び敷地の地盤観測点間の差異を確認。

##### 検討③ 3次元地下構造モデルを用いた波形入力計算

- ・敷地内及び敷地周辺における各種調査結果に基づき作成した3次元地下構造モデルを用いて波形入力計算を実施し、地下深部～解放基盤表面における増幅度合いの分布を確認。

#### 代表地盤観測点(中央)の代表性に係る検討

##### 検討④ 地震観測期間の比較

- ・代表地盤観測点(中央)、地盤観測点(西側)及び地盤観測点(東側)の3地点での地震観測期間や地震観測位置について確認。

##### 検討⑤ 微動アレー観測による深部地盤構造を踏まえた検討

- ・敷地内における微動アレー観測から推定される地盤構造と伝達関数の比較を実施。

##### 検討⑥ 地震観測記録に基づく中央地盤と西側地盤の比較

- ・代表地盤観測点(中央)と地盤観測点(西側)で得られた地震観測記録及びはざとり解析結果を用いた比較を実施。

##### 検討⑦ 3次元地下構造モデルを用いた検討

- ・敷地内及び敷地周辺における各種調査結果に基づき作成した3次元地下構造モデルを用いて波形入力計算を実施し、地下深部～解放基盤表面における増幅度合いの分布を確認。



### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.2. 地震観測記録の分析

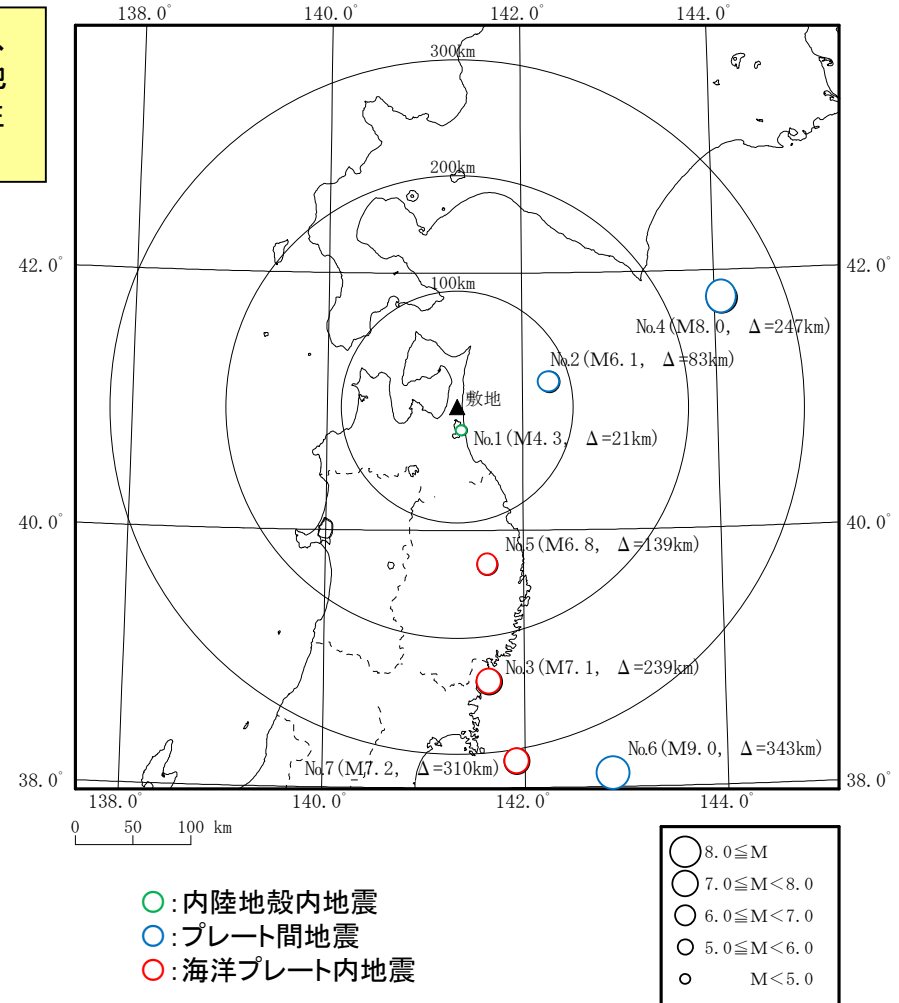
#### 検討① 地震観測記録に基づく地盤の増幅特性の分析(検討に用いた地震記録)

#### 検討に用いた地震記録

・代表地盤観測点(中央)の解放基盤表面相当位置(G.L.-125m)で、最大加速度10Gal以上の地震観測記録が得られた地震のうち、各地震発生様式ごとに上位3地震の観測記録について、地盤の増幅特性の分析を行う※。

※: 内陸地殻内地震については、選定条件に適合する地震は1地震のみ

No.	地震発生様式	発震日時 震源地又は地震名	震央位置 北緯 東経	マグニチュード (M)	震源深さ (km)	震央距離 (km)
1	内陸地殻内地震	1996. 2.17 23:35 青森県三八上北地方	40° 46.7' 141° 22.8'	4.3	15	21
2	プレート間地震	2002.10.14 23:12 青森県東方沖	41° 9.1' 142° 16.9'	6.1	53	83
3	海洋プレート内地震	2003. 5.26 18:24 宮城県沖	38° 49.3' 141° 39.0'	7.1	72	239
4	プレート間地震	2003. 9.26 4:50 2003年十勝沖地震	41° 46.7' 144° 4.7'	8.0	45	247
5	海洋プレート内地震	2008. 7.24 00:26 岩手県沿岸北部	39° 43.9' 141° 38.1'	6.8	108	139
6	プレート間地震	2011.3.11 14:46 2011年東北地方太平洋沖地震	38° 6.2' 142° 51.7'	Mw 9.0	24	343
7	海洋プレート内地震	2011.4.7 23:32 宮城県沖	38° 12.3' 141° 55.2'	7.2	66	310



検討に用いた地震の震源位置

### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.2 地震観測記録の分析

## 検討① 地震観測記録の分析: 分析結果

H30.10.31  
資料1-4-1  
p30 再掲



・敷地内の各地盤観測点(3点)で得られた、地震発生様式ごとの主な地震観測記録について、増幅特性の傾向の比較表を以下に示す。

- ・各地盤共に、解放基盤表面以深については地点間で特異な増幅傾向の差は認められず、解放基盤表面以浅については、各地盤の特性を反映した観測記録となっていると考えられる。
- ・以上より、各地盤とも、解放基盤表面レベル以深は、特異な増幅はみられず、各地盤における増幅特性の差異は、解放基盤表面以浅の地盤構造の影響によるものと考えられる。

地震(発生様式)	地盤観測点(西側)	代表地盤観測点(中央)	地盤観測点(東側)
2011年東北地方太平洋沖地震 (プレート間地震)	<ul style="list-style-type: none"> <li>・解放基盤表面相当レベルまで特異な増幅なし</li> <li>・解放基盤表面以浅で増幅傾向</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・解放基盤表面相当レベルまで特異な増幅なし</li> <li>・解放基盤表面以浅で増幅傾向</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・解放基盤表面相当レベルまで特異な増幅なし</li> <li>・解放基盤表面以浅で増幅傾向</li> </ul>
2008年岩手県沿岸北部の地震 (海洋プレート内地震)	<ul style="list-style-type: none"> <li>・解放基盤表面相当レベルまで特異な増幅なし</li> <li>・解放基盤表面以浅で増幅傾向</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・解放基盤表面相当レベルまで特異な増幅なし</li> <li>・解放基盤表面以浅で増幅傾向</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・解放基盤表面相当レベルまで特異な増幅なし</li> <li>・解放基盤表面以浅で増幅傾向</li> </ul>
1996年青森県三八上北地方の地震 (内陸地殻内地震)	<ul style="list-style-type: none"> <li>・解放基盤表面相当レベルまで特異な増幅なし</li> <li>・解放基盤表面以浅で増幅傾向</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・解放基盤表面相当レベルまで特異な増幅なし</li> <li>・解放基盤表面以浅で増幅傾向</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・解放基盤表面相当レベルまで特異な増幅なし</li> <li>・解放基盤表面以浅で増幅傾向</li> </ul>

## 検討② 地震波の到来方向別の検討：地震の選定基準

地震波の到来方向別の検討について、検討に用いる地震は、敷地内の観測点で得られた地震観測記録から、以下に示す条件に基づき選定した。

<p>選定条件</p>	<p>(東方向の地震)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・震央距離:300km以内</li> <li>・地震規模:M5.0以上</li> <li>・3地盤観測点で共通で得られている地震</li> </ul> <p>(南・北・西方向の地震)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・震央距離:300km以内</li> <li>・地震規模:地震観測記録が得られている地震のうち、M5以下の地震も含めて、S/N比を考慮して地震規模の大きい順に選定</li> <li>・3地盤観測点のうち、2地盤観測点で得られている地震についても対象とする</li> </ul>																								
<p>地震数</p>	<table border="1" data-bbox="886 749 1541 1145"> <thead> <tr> <th></th> <th>合計</th> <th>北</th> <th>東</th> <th>南</th> <th>西</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>東側/中央</td> <td>84</td> <td>27</td> <td>27</td> <td>24</td> <td>6</td> </tr> <tr> <td>西側/中央</td> <td>84</td> <td>27</td> <td>27</td> <td>25</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>東側/西側</td> <td>92</td> <td>27</td> <td>27</td> <td>27</td> <td>11</td> </tr> </tbody> </table>		合計	北	東	南	西	東側/中央	84	27	27	24	6	西側/中央	84	27	27	25	5	東側/西側	92	27	27	27	11
	合計	北	東	南	西																				
東側/中央	84	27	27	24	6																				
西側/中央	84	27	27	25	5																				
東側/西側	92	27	27	27	11																				

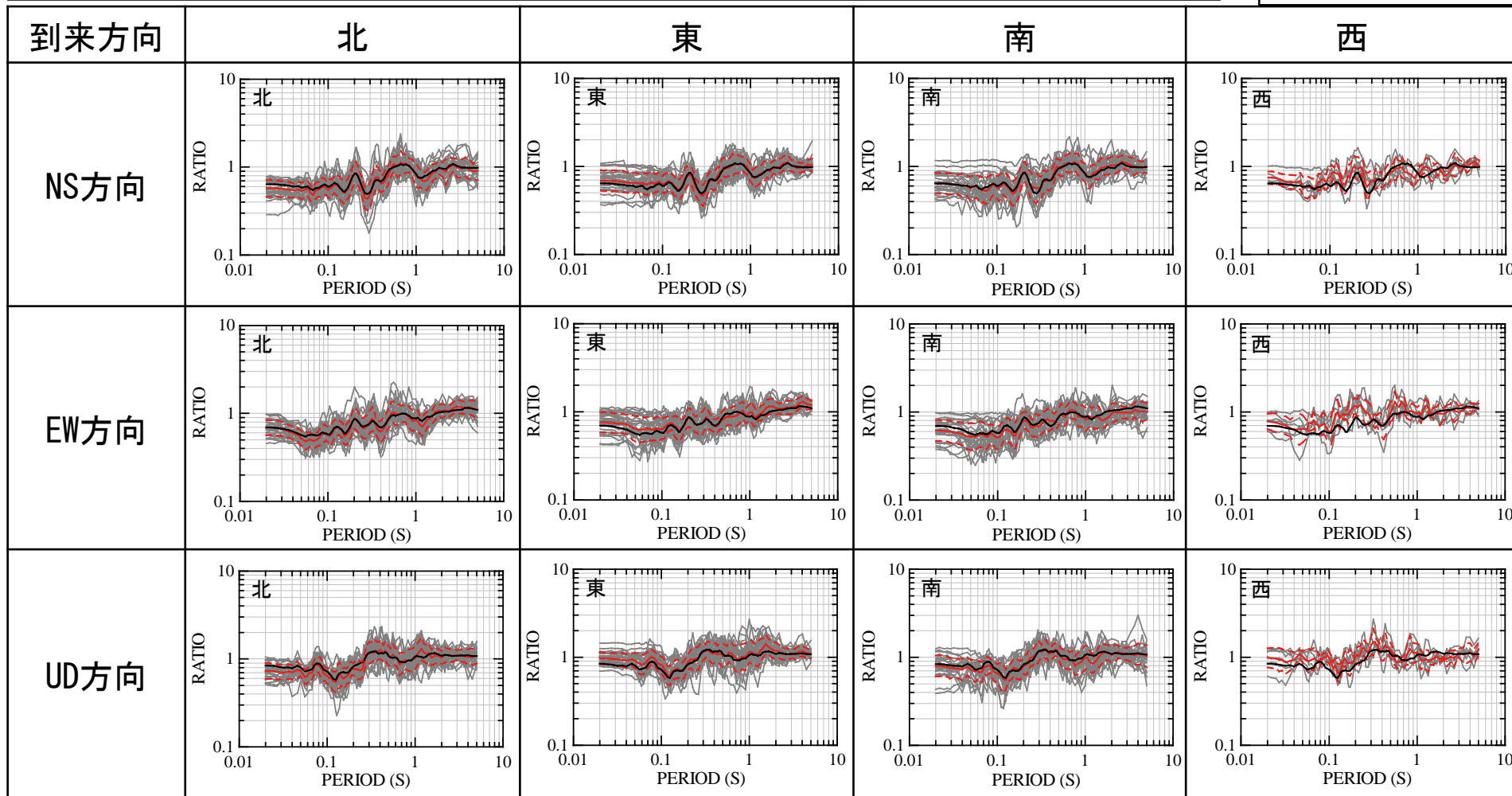
# 検討② 地震波の到来方向別の検討：地盤観測点間の比較(1)



地盤観測点(東側) / 代表地盤観測点(中央)の到来方向別の応答スペクトル比

地震波の到来方向及び観測地点によって、地震観測記録の傾向に大きな差異は認められない。

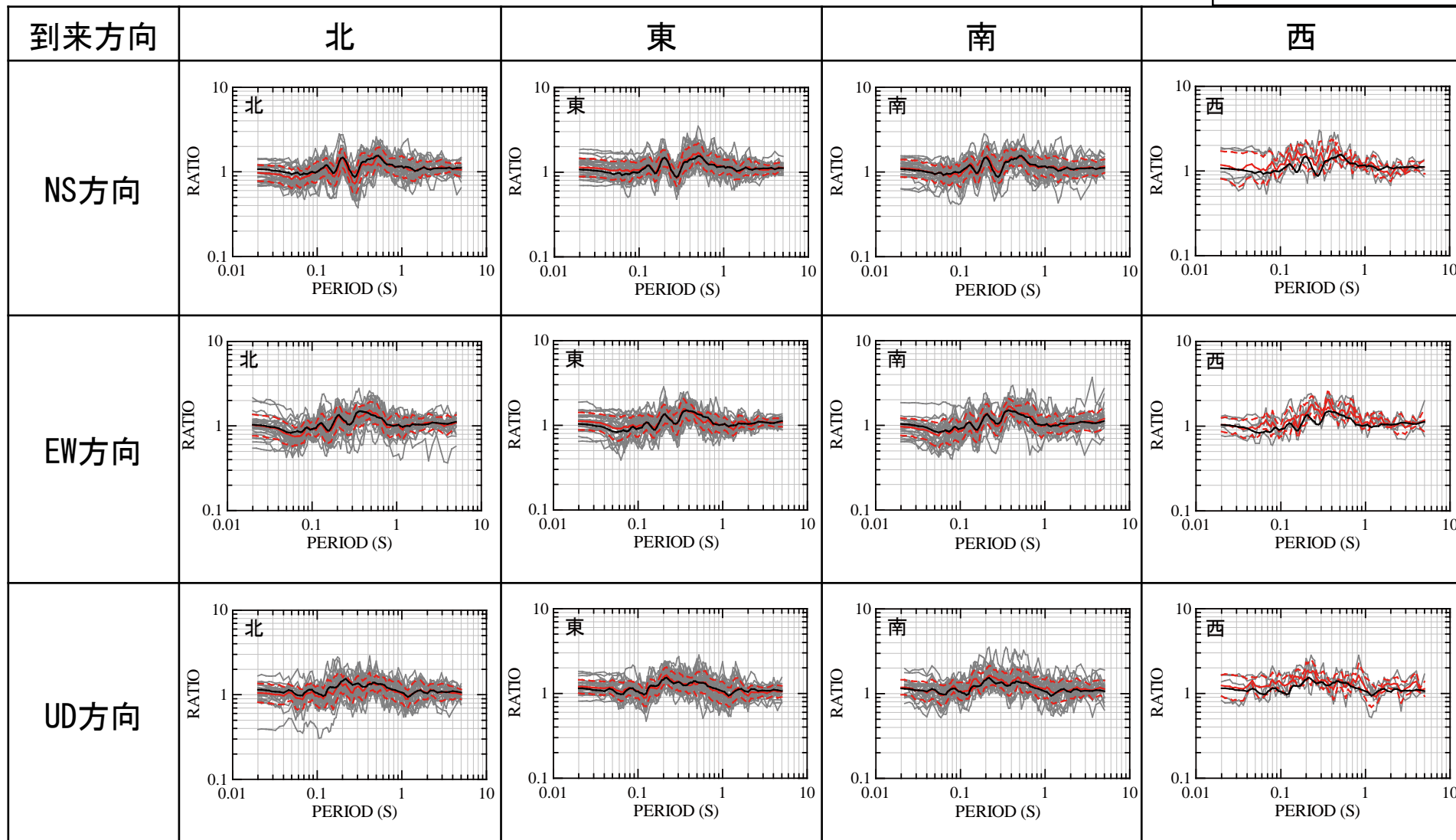
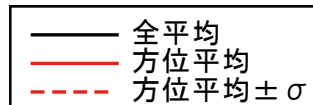
— 全平均  
— 方位平均  
- - 方位平均 ± σ



# 検討② 地震波の到来方向別の検討：地盤観測点間の比較(2)

地盤観測点(西側) / 代表地盤観測点(中央)の到来方向別の応答スペクトル比

地震波の到来方向及び観測地点によって、地震観測記録の傾向に大きな差異は認められない。

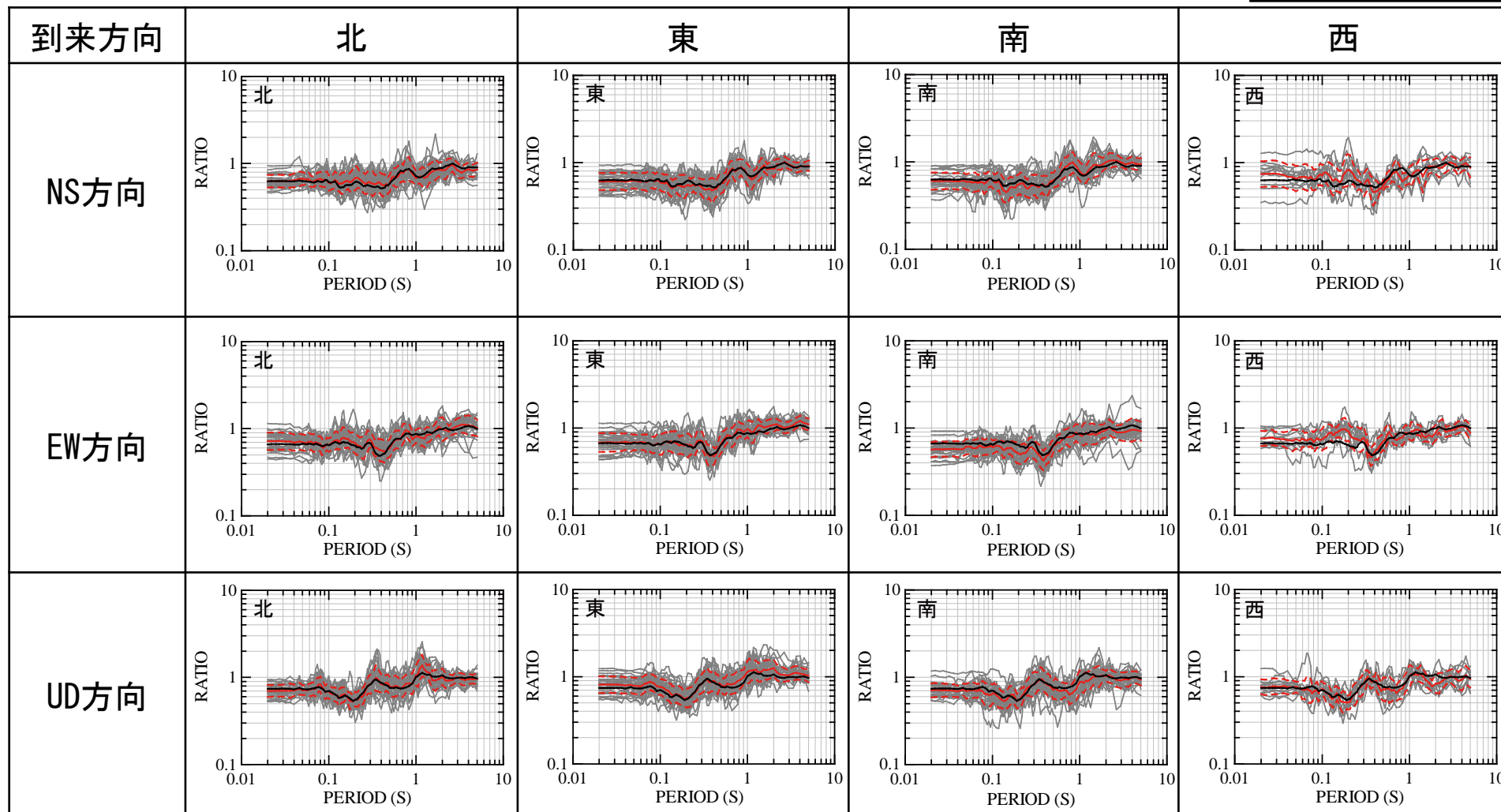
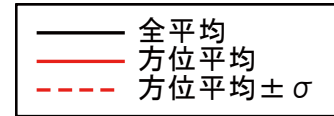


# 検討② 地震波の到来方向別の検討: 地盤観測点間の比較(3)



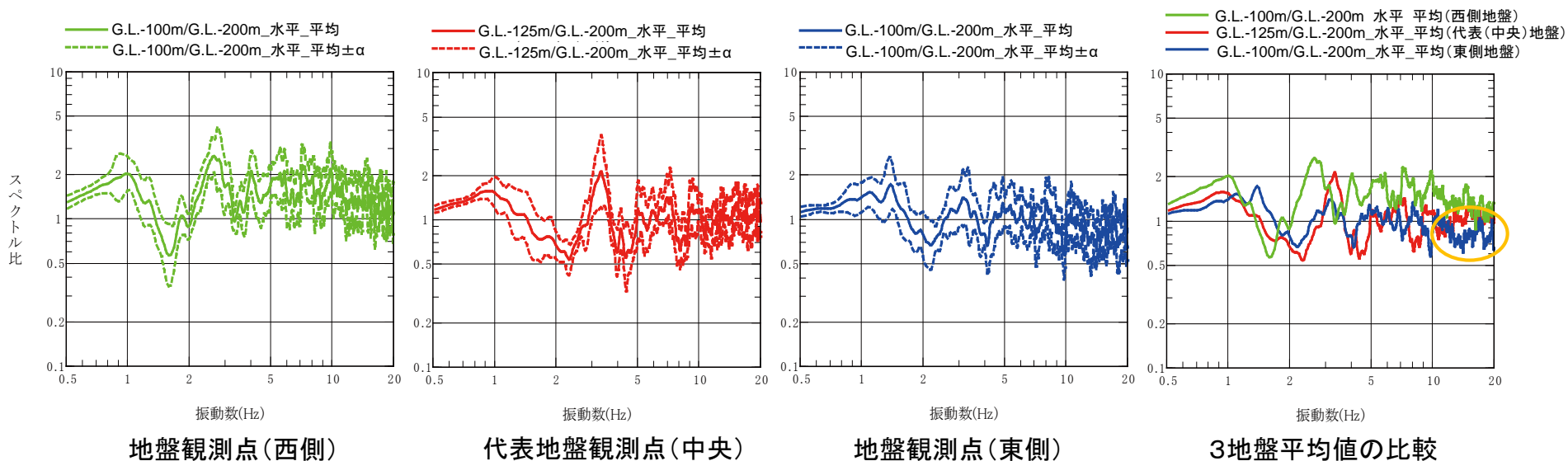
地盤観測点(東側) / 地盤観測点(西側)の到来方向別の応答スペクトル比

地震波の到来方向及び観測地点によって、地震観測記録の傾向に大きな差異は認められない。





- ・地盤間の地震観測記録の比をとった結果については、代表地盤観測点(中央)と地盤観測点(西側)の比をとった場合は、全周期帯でほぼ1倍となっているものの、地盤観測点(東側)については、中央及び西側と比較して短周期帯で小さくなっている。
- ・敷地で得られた地震観測記録の解放基盤表面上におけるはざとり波を3地盤で比較すると、代表地盤観測点(中央)及び地盤観測点(西側)はほぼ地震動レベルが等しく、地盤観測点(東側)における地震動が小さくなる傾向がある。(検討①参照)
- ・また、敷地内及び敷地周辺における各種地質調査結果を踏まえて作成された3次元地下構造モデルを用いた波形入力計算においても、東側地盤における増幅度合いは小さくなる傾向となっている。(検討③参照)
- ・以上より、地盤観測点(東側)において、解放基盤表面における地震動が他地盤と比較して小さくなる傾向については、解放基盤表面以深の地下構造によるものと考えられる。
- ・参考に、はざとり地盤モデルの作成の際に目標関数とした伝達関数のうち、各地盤観測点の「G.L.-100m/G.L.-200m」の地中波の伝達関数を下図に示す。結果として、地盤観測点(東側)については、約10Hz以上の高振動数側で振幅レベルが下がる傾向を示しており、その結果として、応答スペクトルの短周期成分が小さくなっていると考えられる。
- ・地震動評価における深部地盤モデルは、代表地盤観測点(中央)の観測記録を用いて作成していることから、東側地盤における地震動評価は、過小評価にはなっていない。



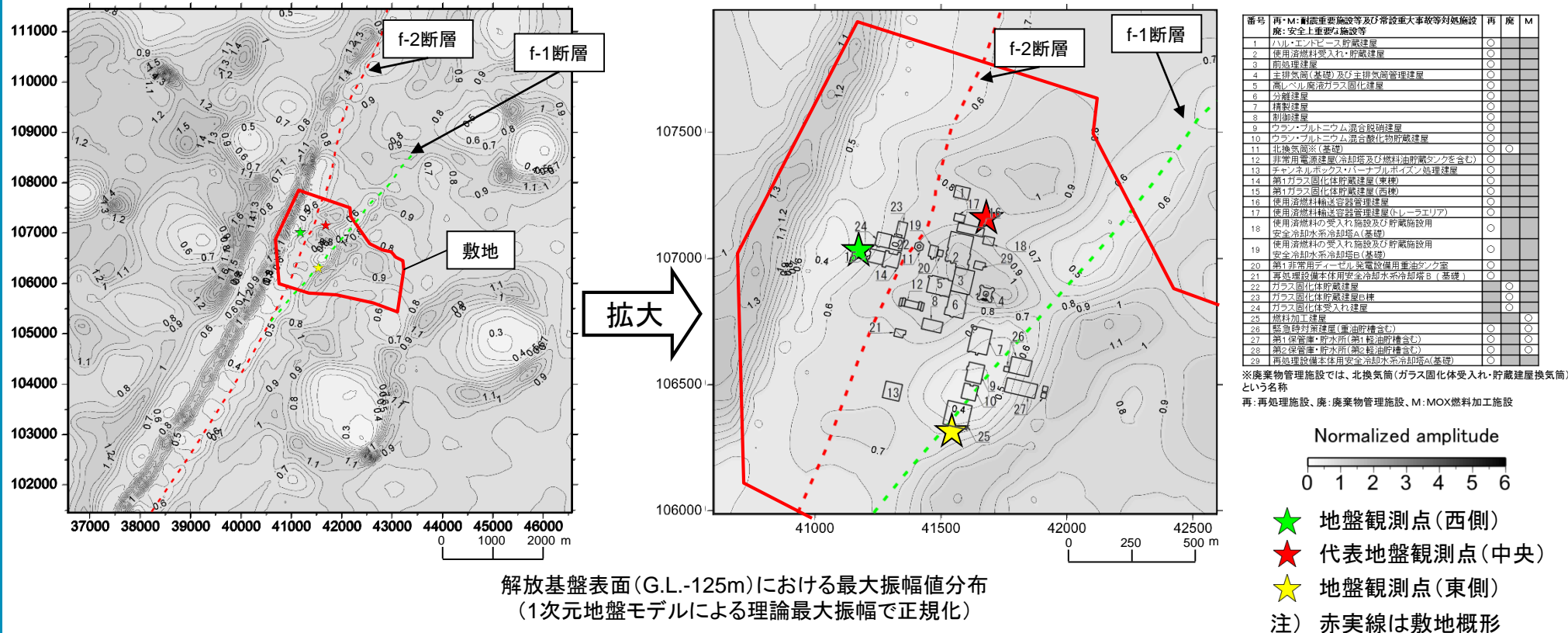
# 検討③ 3次元地下構造モデルによる入射波シミュレーション

・敷地内及び敷地周辺における各種調査結果に基づき作成した3次元地下構造モデル※を用いて、波形の入力計算を実施し、上記1次元地下構造モデルによる理論最大振幅で正規化した結果を以下に示す。

※3次元地下構造モデルの詳細は、「3.7 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証」にて説明。

・地震観測記録の分析によれば、敷地内3地点の地震観測点における地震観測記録の解放基盤表面レベルにおけるはざとり解析結果は、東側地盤で若干地震動レベルが小さくなるものの、西側、中央の地盤観測点ではほぼ同等の地震動レベルである。

・各種地質調査結果等に基づいて作成された3次元地下構造モデルを用いた入射波シミュレーション結果によれば、敷地内の地盤系地震観測点のうち、地震基盤～解放基盤表面において最も増幅率が大きいのは、代表地盤観測点(中央)となっている。また、下図に示すシミュレーション結果は、地震観測記録のはざとり解析結果において、地盤観測点(東側)の地震動レベルが小さくなることと整合している。





#### 検討①: 地震観測記録の分析

- ・鉛直アレー地震観測記録により、解放基盤以深～以浅にかけての増幅特性を確認。
- ・地盤観測点間で解放基盤表面レベルにおけるはぎとり記録の比較を実施。
  - ⇒鉛直アレー地震観測記録によれば、解放基盤表面以深では、地震波の増幅はほぼみられない。
  - ⇒東側地盤観測点において観測記録が若干小さくなる傾向が見られるものの、各地盤において、解放基盤表面におけるはぎとり記録は概ね同等の地震動レベルとなっていることから、地盤間の増幅特性は、解放基盤表面以浅の各地盤の特性によるものとなっている。

#### 検討②: 地震波の到来方向の分析

- ・東西南北4方向から到来する地震波について、それぞれの到来方向ごとの地震動レベル及び敷地の地盤観測点間の差異の有無を確認。
  - ⇒東側地盤観測点において観測記録が若干小さくなる傾向が見られるものの、地震波の到来方向及び観測地点によって、地震観測記録の傾向に大きな差異は認められなかった。

#### 検討③: 3次元地下構造モデルを用いた波形入力計算

- ・敷地内及び敷地周辺における各種調査結果に基づき作成した3次元地下構造を用いて波形入力計算を実施し、地下深部～解放基盤表面における増幅度合いの分布を確認。
  - ⇒解放基盤表面レベルにおいて、地震動評価に用いる1次元の深部地盤モデルによる増幅率と比較して、概ね同等もしくは下回るものとなっており、地震観測記録のはぎとり解析結果において、地盤観測点(東側)の地震動レベルが小さくなることと整合している。

- ・以上より、解放基盤表面を敷地内でG.L.-125mで一律に設定した上で、解放基盤表面以深の地下構造について、敷地内で同等の地盤として扱うことは、地震動評価上、問題は無いと考えられる。



# 検討④ 地震観測期間の比較

## ■地震観測期間の比較

- ・中央地盤観測点における地震観測については、1986年から継続して実施している。
- ・一方で、東側、西側観測点については、1992年から観測しているが、2004～2008年の間、機器の移設等の事由により、観測期間の欠如があるほか、地震計設置深さについても変更している。
- ・以上のことから、長期間の観測記録を、同条件で使用可能な中央地盤観測点の地震観測記録を用いることとしている。
- ・また、次頁以降に示すとおり、⑤微動アレー観測による深部地盤構造を踏まえた検討、⑥地震観測記録に基づく検討、⑦3次元地盤モデルを用いた検討からも、中央地盤観測点の地震観測記録を代表とすることは妥当であると考えられる。

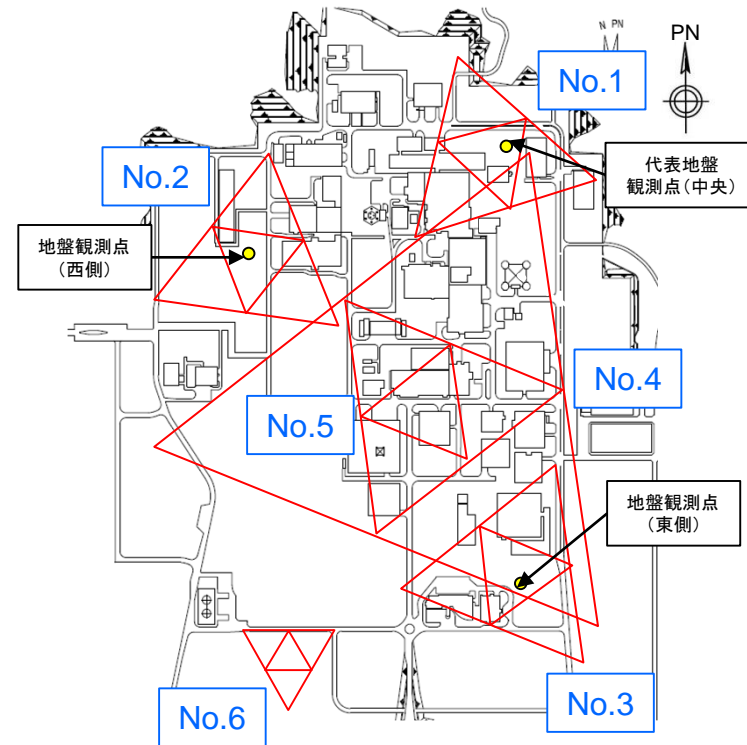
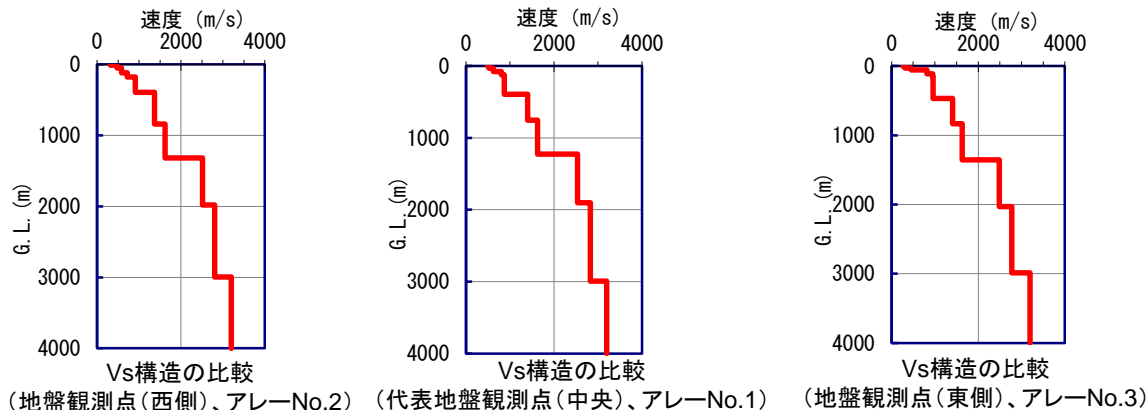
代表地盤観測点 (中央)	
地盤観測点 (東側)	
地盤観測点 (西側)	

※G.L.-100m地震観測点を、G.L.-125mに移設

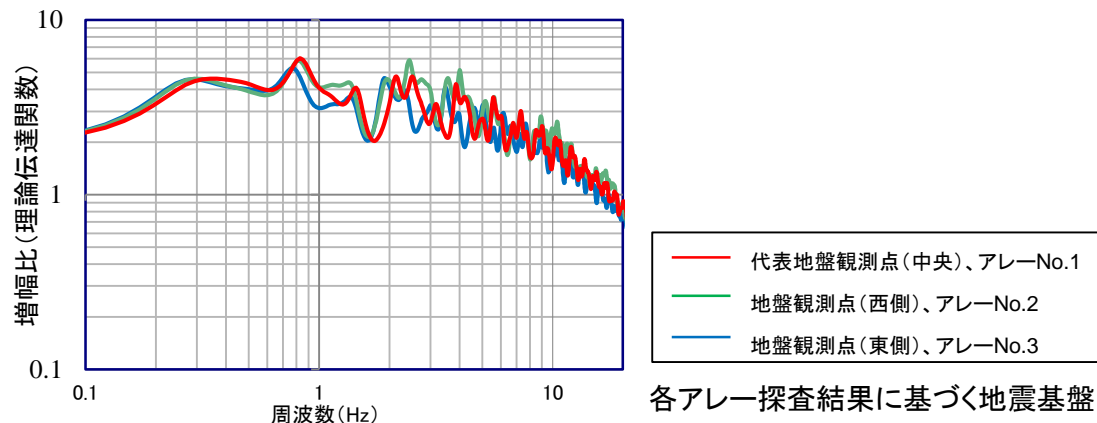
# 検討⑤ 微動アレー観測による深部地盤構造を踏まえた検討

- ・敷地内において、微動アレー観測による各位置の地盤構造の推定を行っている。
- ・敷地内アレー観測点のうち、No.1,2,3については、敷地内の地盤系地震観測点を中心としたアレー観測点を設定しており、地震観測点直下の地盤構造の推定を行っている。
- ・上記3地点の微動アレー観測結果に基づく地下構造と、その伝達関数について比較を行った。

・増幅率の比較を行った結果、地震基盤～解放基盤表面における伝達関数は3地点で差はなく、中央地盤の地震観測記録で敷地の特性を把握できると考えられる。



微動アレー探査結果から推定したS波速度構造と深部地盤モデルのS波速度構造の比較



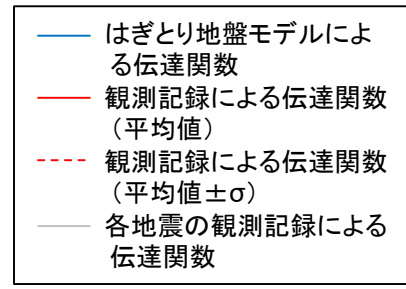
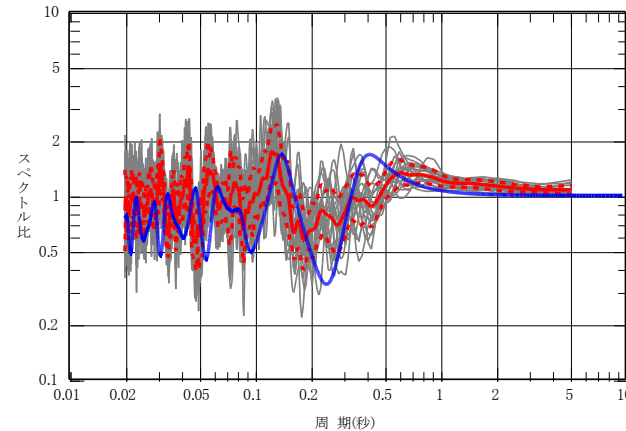
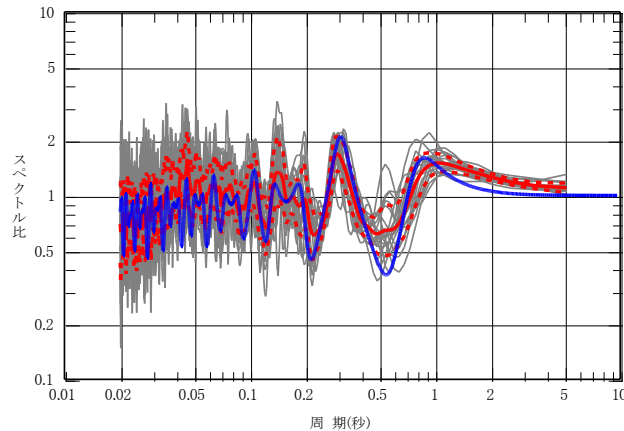
微動アレー観測位置

各アレー探査結果に基づく地震基盤～解放基盤表面の増幅比

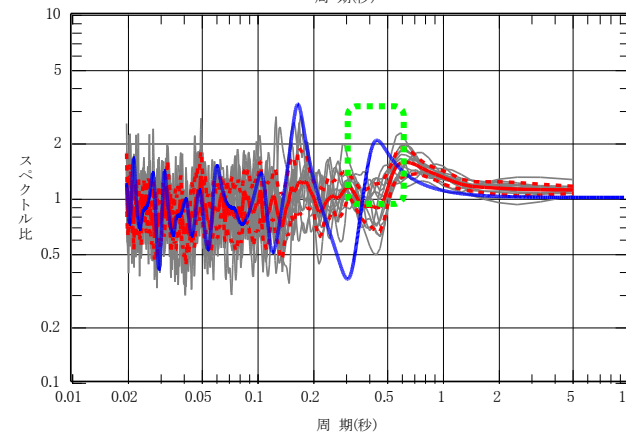
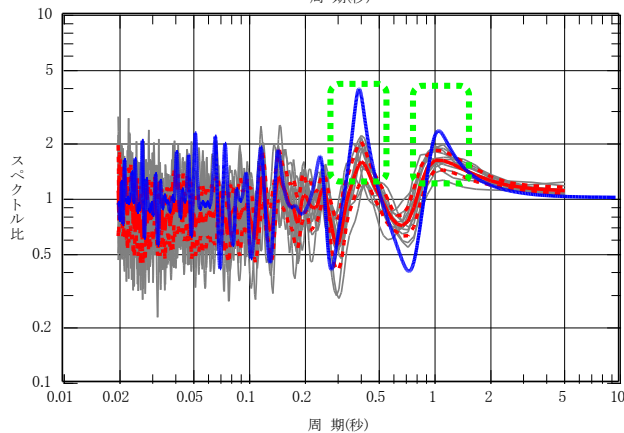
# 検討⑥ 地震観測記録に基づく中央地盤と西側地盤の比較

- ・下図に、本検討で使用した地震の中央地盤及び西側地盤における観測記録による伝達関数と、各々のはぎとり地盤モデルによる伝達関数を各地盤・成分ごとに示す。
- ・中央地盤におけるはぎとり地盤モデルによる伝達関数については、観測記録による伝達関数をよく説明できるものとなっている。
- ・一方で、西側地盤におけるはぎとり地盤モデルによる伝達関数が、一部周期帯(下図:         部)において観測記録による伝達関数と乖離しており、この乖離が、スペクトル比が一部周期帯で小さくなっている要因であると考えられる。

中央地盤



西側地盤



水平成分

鉛直成分

伝達関数の比較(G.L.-125m/G.L.-200m)

### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.2 地震観測記録の分析

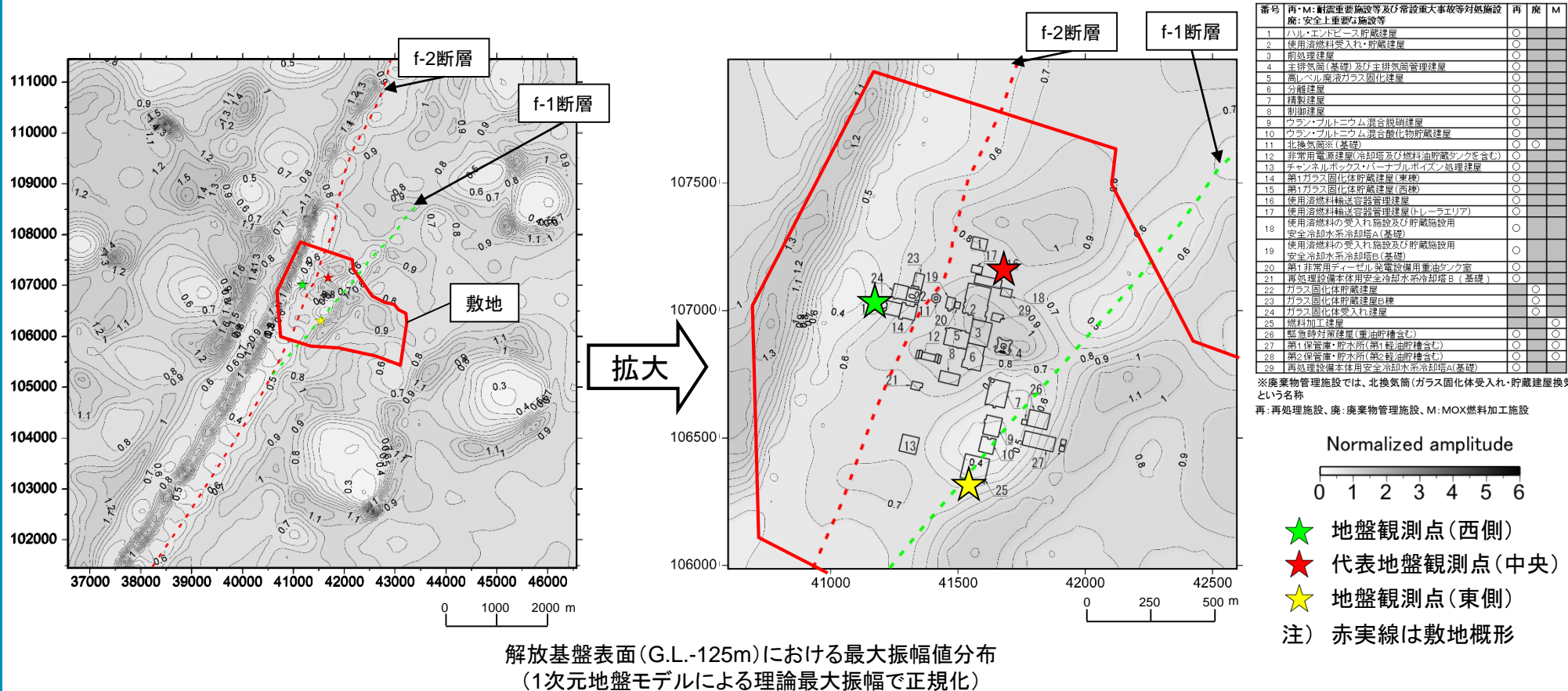
## 検討⑦ 3次元地下構造モデルを用いた検討(1)

R2.2.21  
資料1-4-1  
p41 加除修正



※3次元地下構造モデルの詳細は、「3.7 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証」にて説明。

・各種地質調査結果等に基づいて作成された3次元地下構造モデルを用いた入射波シミュレーション結果によれば、敷地内の地盤系地震観測点のうち、地震基盤～解放基盤表面において最も増幅率が高いのは、代表地盤観測点(中央)となっており、はざとり波の傾向と整合している。





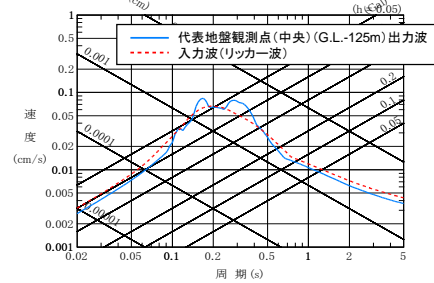
# 検討⑦ 3次元地下構造モデルを用いた検討(2)

・3次元地下構造モデルへのRicker波の入力に対する、G.L.-125mでの出力波形及び応答スペクトル(3地盤観測点)を以下に示す。

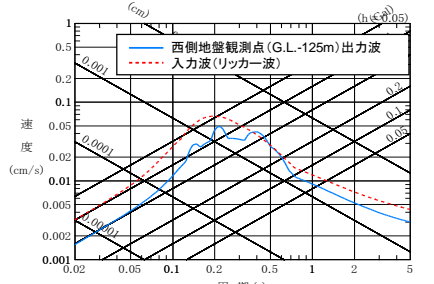
・下図の通り、各種地質調査結果等に基づく3次元地下構造モデルを用いた波形入力シミュレーション結果によれば、中央地盤観測点の観測記録が、全周期帯にわたって、西側地盤よりも大きくなる結果が得られている。

・スペクトル比の傾向としては短周期側で中央地盤のほうが大きく、長周期側では中央地盤と西側地盤でほぼ同等となっている。この傾向は、中央地盤と西側地盤の地震観測記録のはぎとり波の応答スペクトル比の傾向とも整合している。

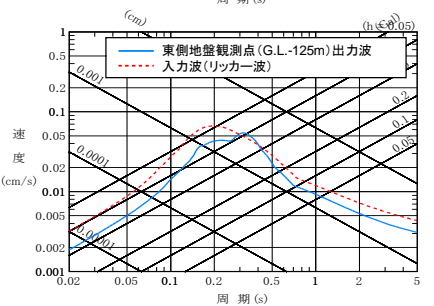
中央地盤



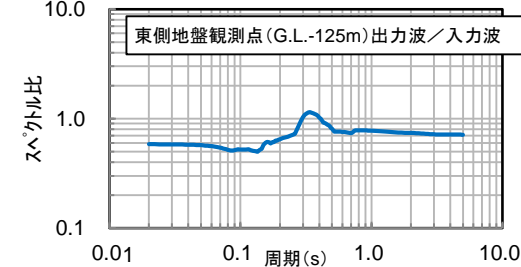
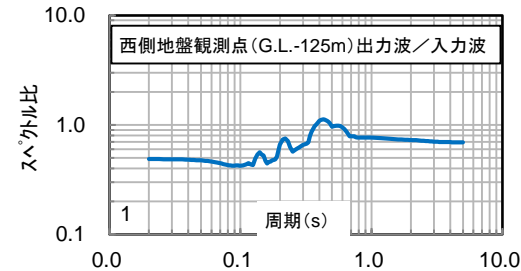
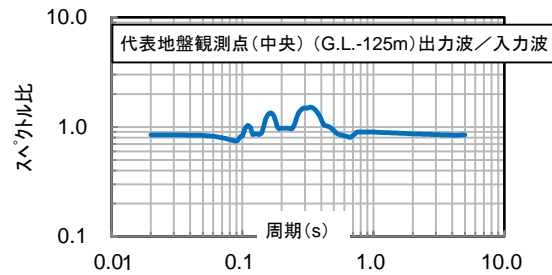
西側地盤



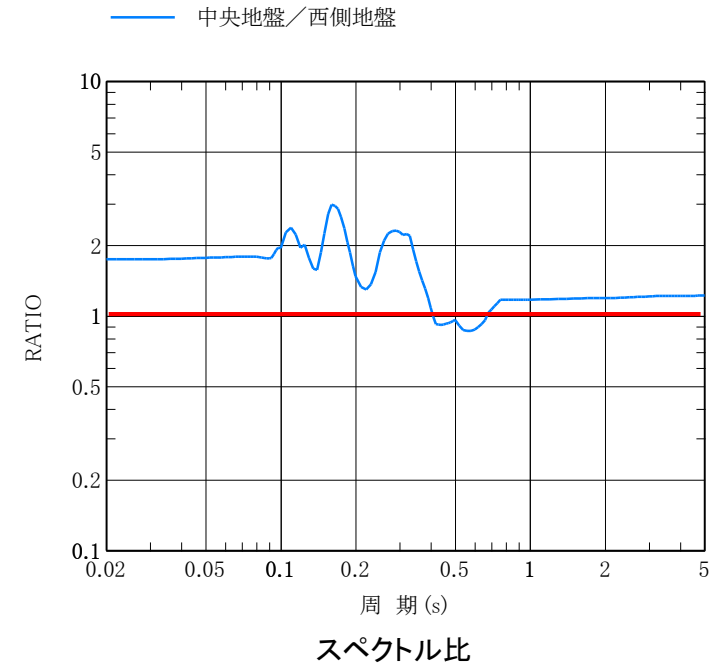
東側地盤(参考)



入力波及びG.L.-125mにおける各地盤観測点位置の応答スペクトル



G.L.-125mにおける各地盤観測点位置の応答スペクトル/入力波の応答スペクトル



・以上に示した検討④～⑦の結果を以下にまとめて示す。

#### 検討④ 地震観測期間の比較

- ・代表地盤観測点(中央)、地盤観測点(西側)及び地盤観測点(東側)の3地点での地震観測期間や地震観測位置について確認。
- ⇒長期間の観測を行っており、同条件で使用可能な観測記録も多く得られている中央地盤観測点の地震観測記録を用いることとしている。

#### 検討⑤ 微動アレー観測による深部地盤構造を踏まえた検討

- ・敷地内における微動アレー観測から推定される地盤構造と伝達関数の比較を実施。
- ⇒増幅率の比較を行った結果、地震基盤～解放基盤表面における伝達関数は地盤間で差はなく、中央地盤の地震観測記録で敷地の特性を把握できると考えられる。

#### 検討⑥ 地震観測記録に基づく中央地盤と西側地盤の比較

- ・代表地盤観測点(中央)と地盤観測点(西側)で得られた地震観測記録及びはぎとり解析結果を用いた比較を実施。
- ⇒各地盤のはぎとり解析結果の比較を行った結果、全周期帯で同等以上の地震動レベルとなっている。

#### 検討⑦ 3次元地下構造モデルを用いた検討

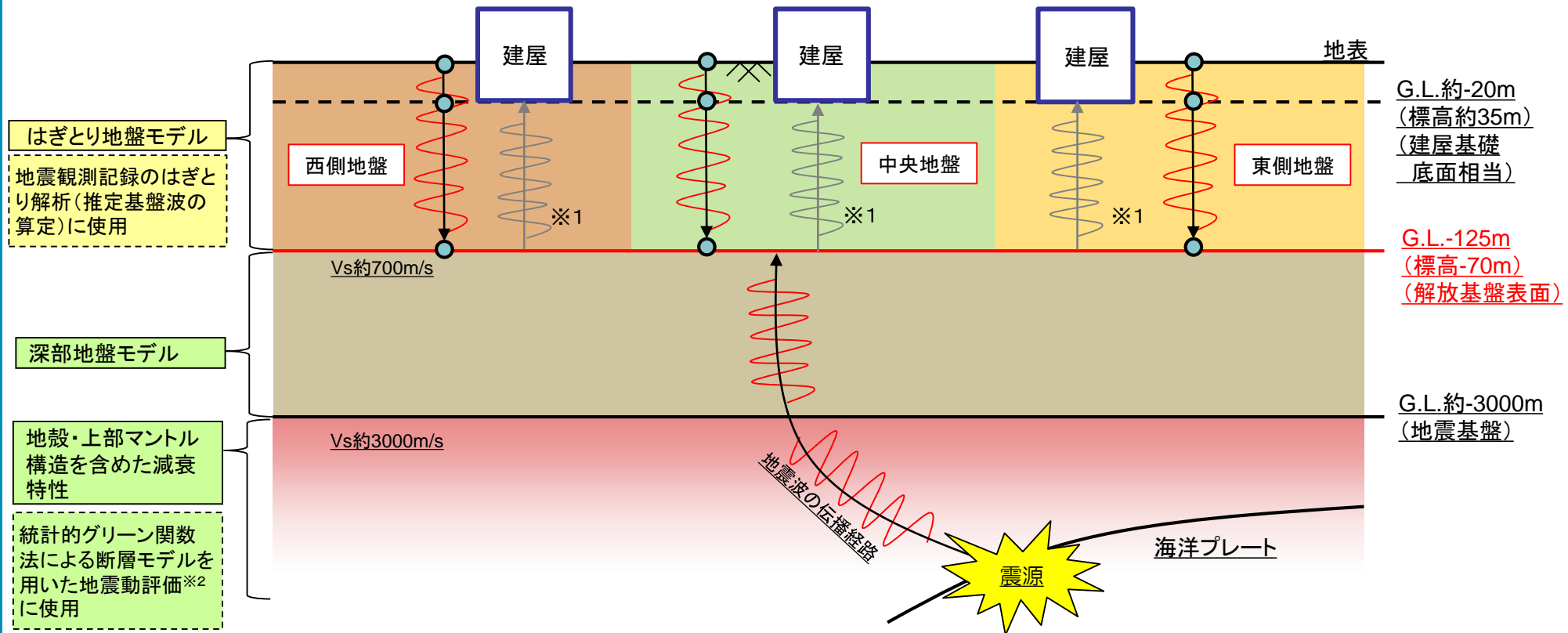
- ・敷地内及び敷地周辺における各種調査結果に基づき作成した3次元地下構造モデルを用いて波形入力計算を実施し、地下深部～解放基盤表面における増幅度合いの分布を確認。
- ⇒波形入力計算結果は、短周期側で中央地盤のほうが大きく、長周期側では中央地盤と西側地盤でほぼ同等となっている。この傾向は、中央地盤と西側地盤の地震観測記録のはぎとり波の応答スペクトル比の傾向とも整合している。

・以上の検討結果を総合的に踏まえると、代表地盤観測点(中央)の観測記録を用いて深部地盤モデルを作成することは、地震動評価上、問題は無いと考えられる。

### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.3 地下構造モデルの作成の概要

## 敷地地下構造及び対応する地盤モデルの概要

- ・地震動評価に用いる地下構造については、地震基盤及び解放基盤表面を境として、以下に示すとおり地下構造モデルを作成している。
  - Vsの値が比較的小さい解放基盤表面以浅の部分については、地質構造の違いから、中央地盤・西側地盤・東側地盤に分割し、それぞれの地盤ごとに、地震観測記録のはざとり解析(推定基盤波の算定)に必要な、はざとり地盤モデルを作成している。
  - 解放基盤表面以深の部分については、統計的グリーン関数法による断層モデルを用いた地震動評価に必要な、深部地盤モデルを作成している。
- ・作成された地下構造モデルについては、地震観測記録及び各種地質調査結果等と整合していることを確認する。



※1: 施設への入力地震動の算定に用いる地盤モデルについては、別途地質調査結果等に基づき設定している。

※2: 敷地における地震動評価においては、適切な要素地震の得られていない「海洋プレート内地震」の地震動評価において、統計的グリーン関数法を用いている。

●: 地震計

### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.4 はぎとり地盤モデルの作成 はぎとり地盤モデルの作成結果(中央地盤)

・中央地盤について作成したはぎとり地盤モデルを以下に示す。

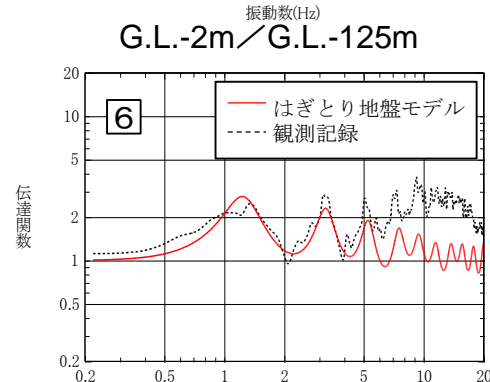
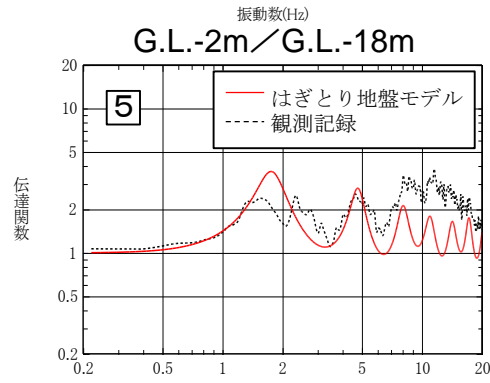
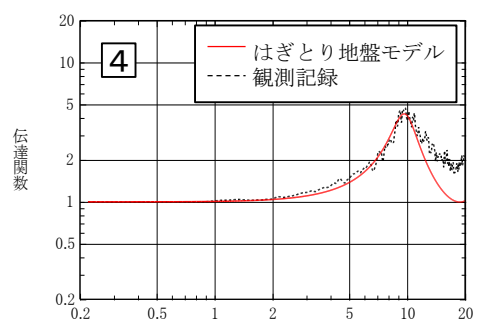
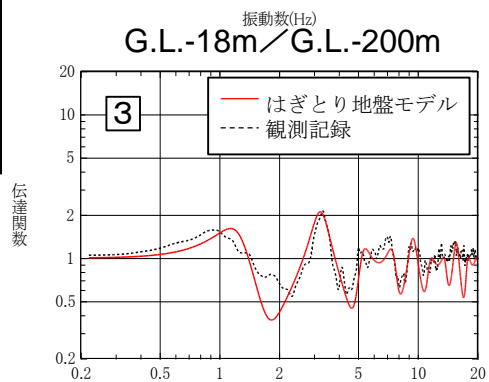
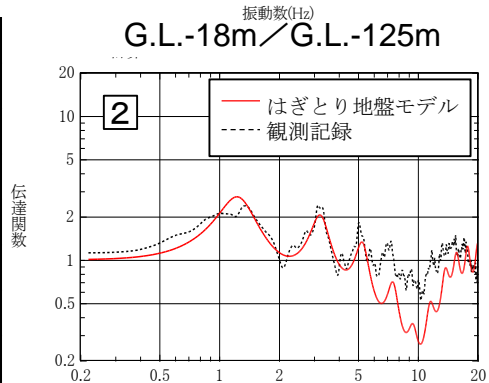
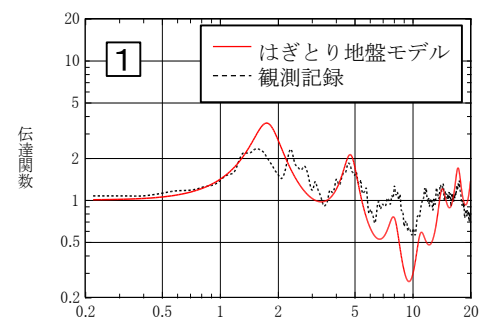
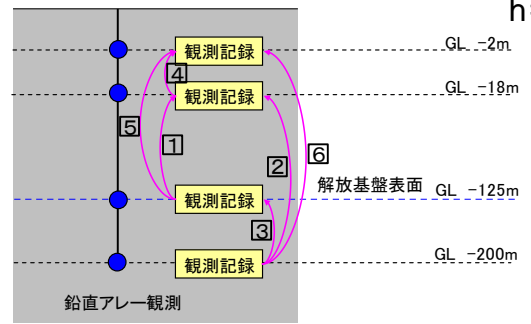
・逆解析結果(最適化地盤)は、目的関数とした伝達関数を概ね再現し、観測記録を説明できている。

#### はぎとり地盤モデル(中央地盤)

標高 (GL) (m)	層厚 (m)	Vs (m/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	減衰定数	
				h <sub>0</sub>	n
55.0 (GL 0.0 m)	2.0	470	1.94	0.3	0.8
53.0 (GL -2.0 m)	1.5	470	1.94	0.3	0.8
51.5 (GL -3.5 m)	1.5	560	1.94	0.3	0.8
50.0 (GL -5.0 m)	13.0	720	1.64	0.5	0.5
37.0 (GL -18.0 m)	2.0	720	1.64	0.5	0.5
35.0 (GL -20.0 m)	40.0	760	1.75	0.3	0.9
-5.0 (GL -60.0 m)	60.0	830	1.85	0.3	0.9
-65.0 (GL -120.0 m)	5.0	950	1.85	0.3	0.9
-70.0 (GL -125.0 m)	75.0	950	1.85	0.3	0.9
-145.0 (GL -200.0 m)	∞	950	1.85	0.3	0.9

$$h = h_0 \cdot f^{-n}$$

解放基盤表面位置



観測記録に基づく伝達関数とはぎとり地盤モデルによる伝達関数の比較  
(中央地盤)

### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.4 はぎとり地盤モデルの作成 はぎとり地盤モデルの作成結果(東側地盤)

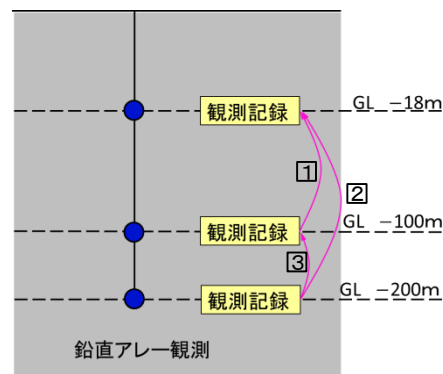
・東側地盤についても、中央地盤と同様の作成方法ではぎとり地盤モデルを作成している。

・逆解析結果(最適化地盤)は、目的関数とした伝達関数を概ね再現し、観測記録を説明できている。

※東側地盤観測点については、G.L.-2mの観測記録が無いため、G.L.-18m以深の記録を用いて作成している。

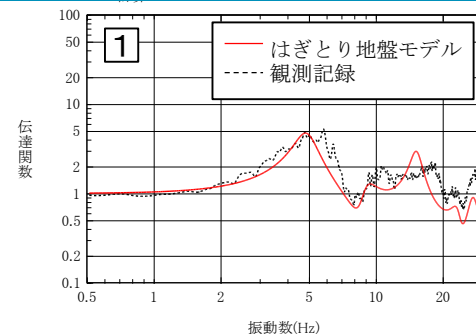
はぎとり地盤モデル(東側地盤)

標高 (GL) (m)	層厚 (m)	Vs (m/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	減衰定数	
				h <sub>0</sub>	n
55.0 (GL 0.0 m)	2.0	140	1.58	0.3	0.2
53.0 (GL -2.0 m)	6.0	140	1.58	0.3	0.2
47.0 (GL -8.0 m)	3.0	350	1.78	0.3	0.8
44.0 (GL -11.0 m)	7.0	380	1.69	0.3	0.8
37.0 (GL -18.0 m)	8.0	380	1.69	0.3	0.8
29.0 (GL -26.0 m)	24.0	750	1.69	0.2	0.9
5.0 (GL -50.0 m)	50.0	1020	1.69	0.2	0.9
-45.0 (GL -100.0 m)	3.0	1020	1.69	0.2	0.9
-48.0 (GL -103.0 m)	22.0	1170	1.78	0.2	0.9
-70.0 (GL -125.0 m)	75.0	1170	1.78	0.2	0.9
-145.0 (GL -200.0 m)	∞	1170	1.78	0.2	0.9

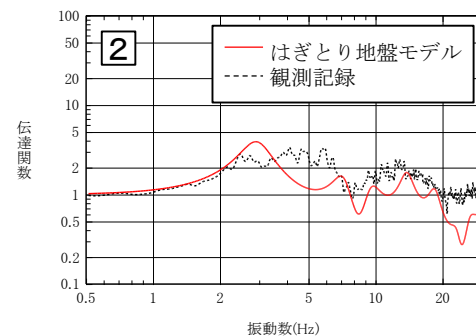


$$h = h_0 \cdot f^{-n}$$

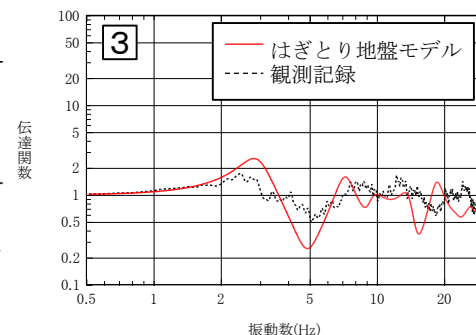
解放基盤表面位置



G.L.-18m/G.L.-100m



G.L.-18m/G.L.-200m



G.L.-100m/G.L.-200m

観測記録に基づく伝達関数とはぎとり地盤モデルによる伝達関数の比較  
(東側地盤)



### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.4 はぎとり地盤モデルの作成 はぎとり地盤モデルの作成結果(西側地盤)

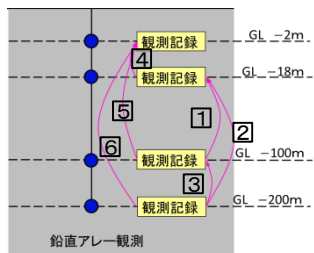
・西側地盤についても、中央地盤と同様の作成方法ではぎとり地盤モデルを作成している。

・逆解析結果(最適化地盤)は、目的関数とした伝達関数を概ね再現し、観測記録を説明できている。

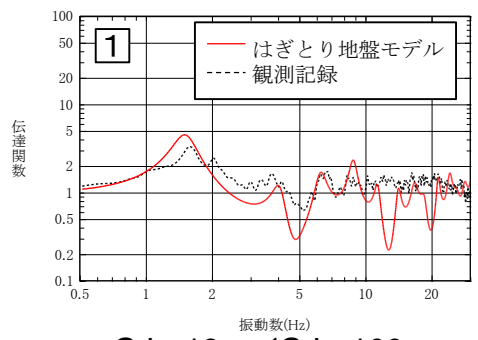
#### はぎとり地盤モデル(西側地盤)

標高 (GL)	(m)	層厚 (m)	Vs (m/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	減衰定数	
					h <sub>0</sub>	n
55.0	(GL 0.0 m)	0.6	70	1.78	0.2	0.3
54.4	(GL -0.6 m)	1.4	250	1.78	0.2	0.3
53.0	(GL -2.0 m)	9.0	250	1.78	0.2	0.3
44.0	(GL -11.0 m)	7.0	420	1.86	0.2	1.0
37.0	(GL -18.0 m)	4.0	420	1.86	0.2	1.0
33.0	(GL -22.0 m)	6.0	560	1.86	0.2	1.0
27.0	(GL -28.0 m)	72.0	620	1.57	0.2	1.0
-45.0	(GL -100.0 m)	6.0	620	1.57	0.2	1.0
-51.0	(GL -106.0 m)	19.0	790	1.57	0.1	1.0
-70.0	(GL -125.0 m)	75.0	830	1.69	0.1	1.0
-145.0	(GL -200.0 m)	∞	830	1.69	0.1	1.0

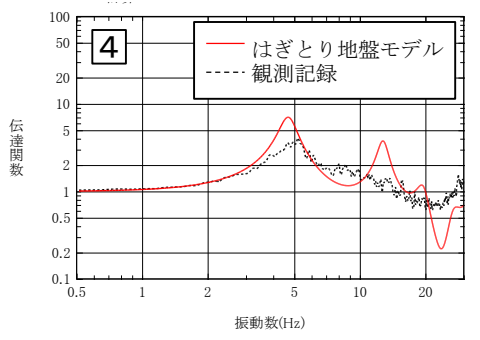
解放基盤表面位置



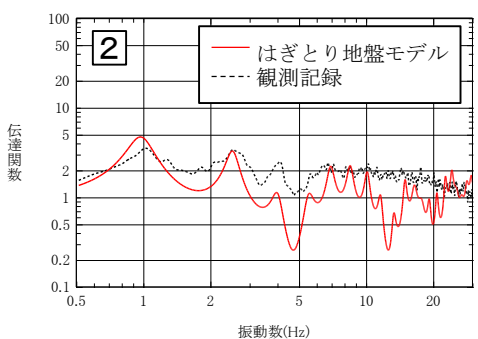
$$h = h_0 \cdot f^{-n}$$



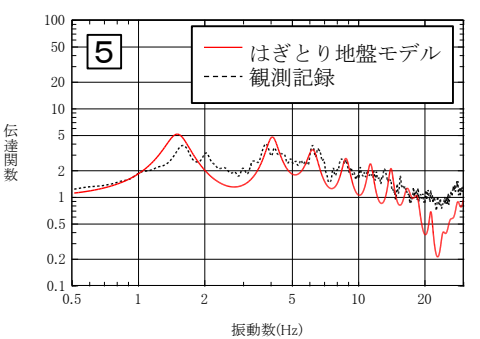
G.L.-18m/G.L.-100m



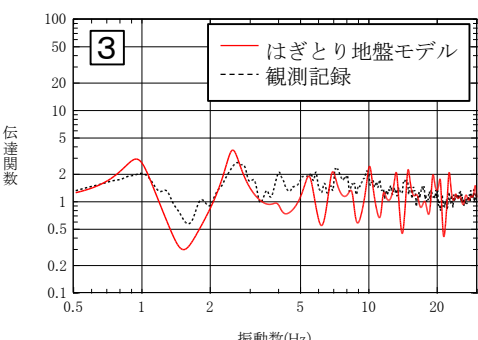
G.L.-2m/G.L.-18m



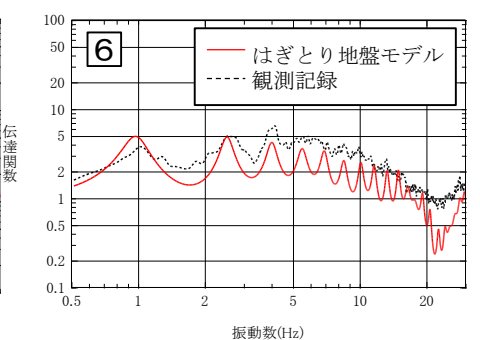
G.L.-18m/G.L.-200m



G.L.-2m/G.L.-100m



G.L.-100m/G.L.-200m



G.L.-2m/G.L.-200m

観測記録に基づく伝達関数とはぎとり地盤モデルによる伝達関数の比較 (西側地盤)

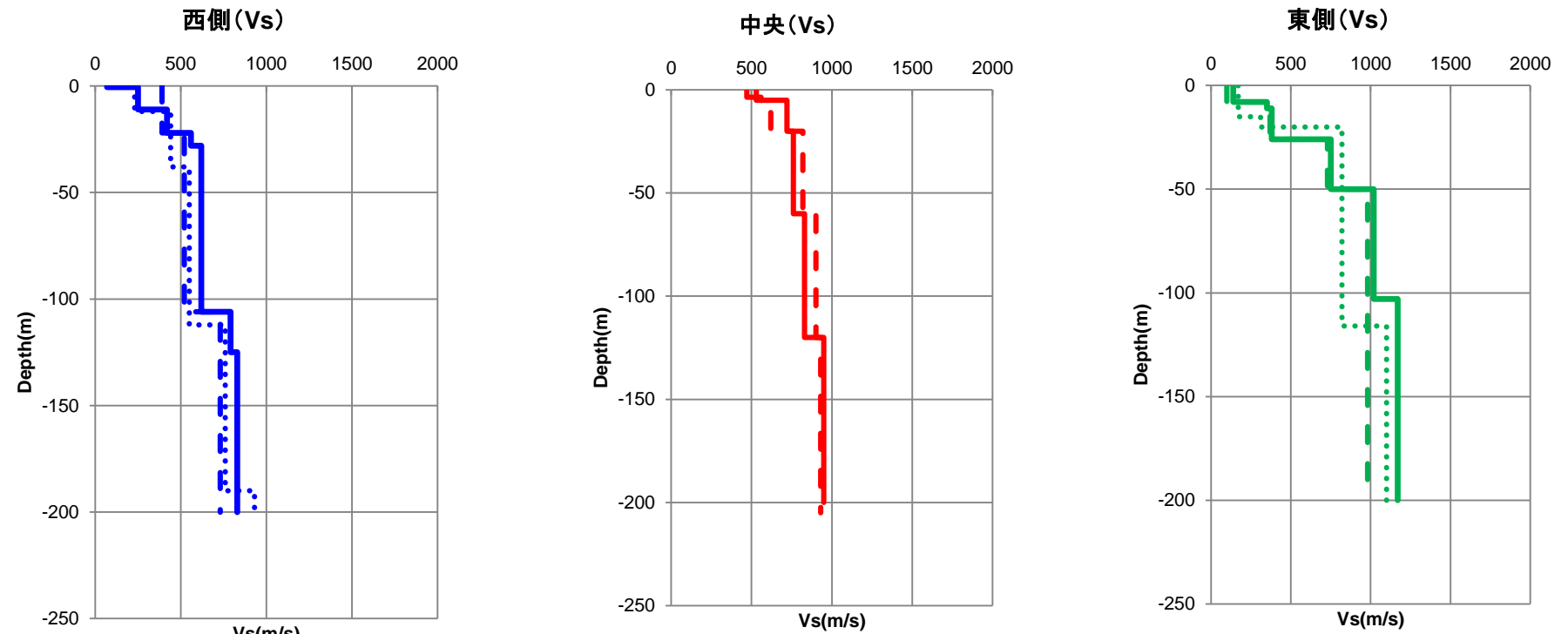
# はぎとり地盤モデルとPS検層結果の比較

- ・敷地内で設置・観測を実施している地盤系の地震観測点(3地点)のうち、地盤観測点(西側)及び地盤観測点(東側)については、2004～2008年に、移設を行っている。
- ・移設前後の地盤観測点における、PS検層の結果(S波速度)を、はぎとり地盤モデルの推定結果と共に下図に示す。

- ・S波速度の深さ方向の分布は、移設前後で、PS検層結果に大きな差異は認められず、また、推定されたはぎとり地盤モデルとも概ね整合している。

- ・結果として、地震観測記録を踏まえ、鉛直アレー観測記録の各深さにおける伝達関数が説明できるようにはぎとり地盤モデルは作成されており、地震観測記録の分析(はぎとり解析)を実施する上では、地盤の特徴が反映されたモデルの設定がされている。

- はぎとり地盤モデル(西側地盤)
- - - S波速度(PS検層)、旧地盤観測点
- ⋯ S波速度(PS検層)、現地盤観測点
- はぎとり地盤モデル(中央地盤)
- - - S波速度(PS検層)
- はぎとり地盤モデル(東側地盤)
- - - S波速度(PS検層)、旧地盤観測点
- ⋯ S波速度(PS検層)、現地盤観測点



はぎとり地盤モデルとPS検層結果のS波速度構造比較

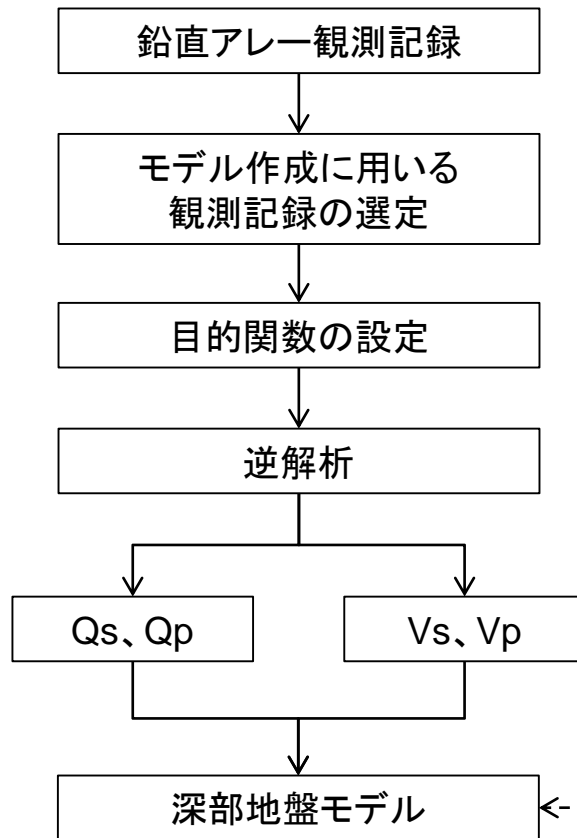
- ・各地盤における地震観測記録を用いたはぎとり地盤モデルの逆解析結果(最適化地盤)は、目的関数とした伝達関数を概ね再現し、観測記録を説明できている。
- ・はぎとり地盤モデルのS波速度の深さ方向の分布は、PS検層結果と概ね整合している。
- ・東側地盤については、はぎとり地盤モデルとPS検層結果によるS波速度分布が深部で若干異なるが、その差による地震波の伝達関数への影響は小さい。

- ・以上のことから、はぎとり地盤モデルは、地震観測記録を踏まえ、鉛直アレー観測記録の各深さにおける伝達関数が説明できるように作成されており、地盤の特徴が反映されたモデルの設定がされている。

# 深部地盤モデルの作成フロー



- ・地震動評価(統計的グリーン関数法)に用いる、解放基盤表面以深の深部地盤モデルは、敷地における地震観測記録に基づき、以下のフローの通り作成している。
- ・深部地盤モデルの作成にあたっては、以下のフローに示す方法により、モデルのパラメータの妥当性を検証している。



深部地盤モデルによる増幅率の検証

- ・スペクトルインバージョン法による増幅率の検討
- ・経験的サイト増幅特性の検討

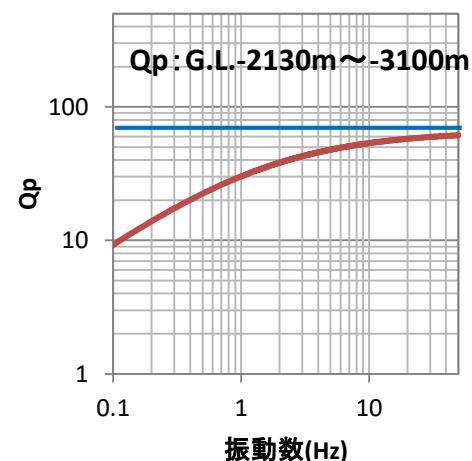
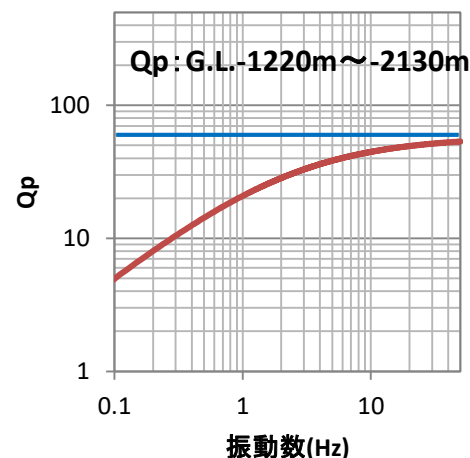
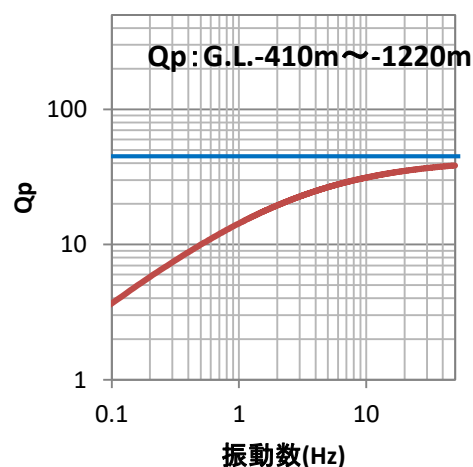
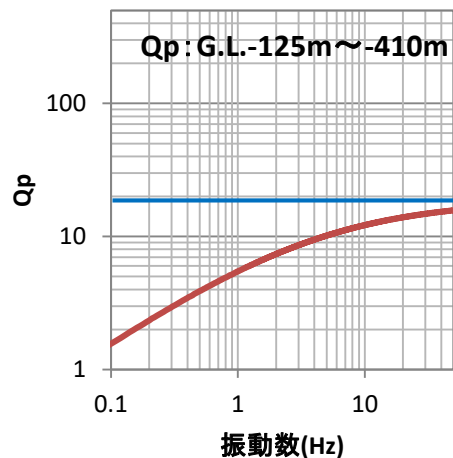
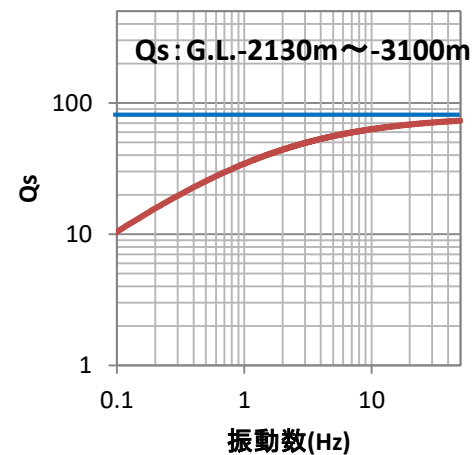
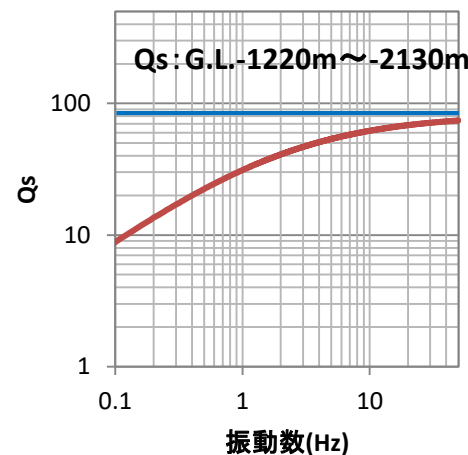
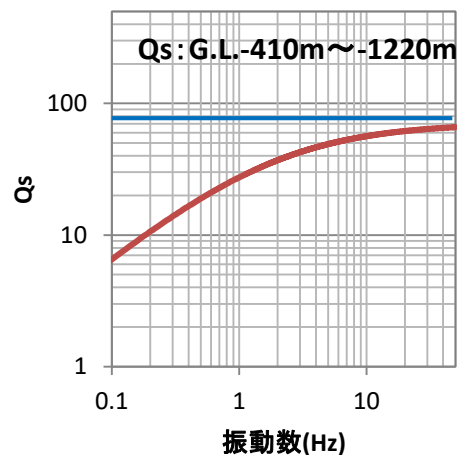
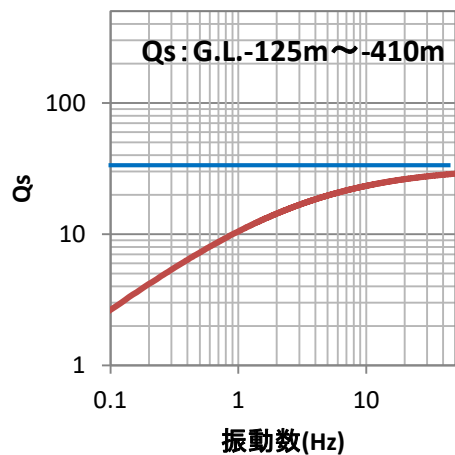
作成フロー

### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.5 深部地盤モデルの作成 逆解析結果(1)

H30.10.31  
資料1-4-1  
p51 再掲



- ・各層ごとに、 $Q_s$ 及び $Q_p$ の値について逆解析を行った結果を以下に示す(赤線)。
- ・各層の $Q$ 値については、小林ほか(1999)に基づき、内部減衰及び散乱減衰を考慮した上で逆解析を行っている。
- ・低～中振動数(中～長周期)領域における保守性を考慮し、モデルに採用する $Q$ 値については、逆解析結果を包絡し、全周期で一定の値(青線)とする。





### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.5 深部地盤モデルの作成 逆解析結果(2)

・逆解析を行った結果、推定された深部地盤モデルを以下に示す。

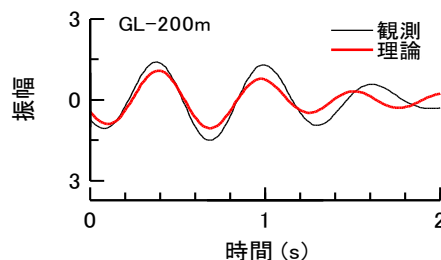
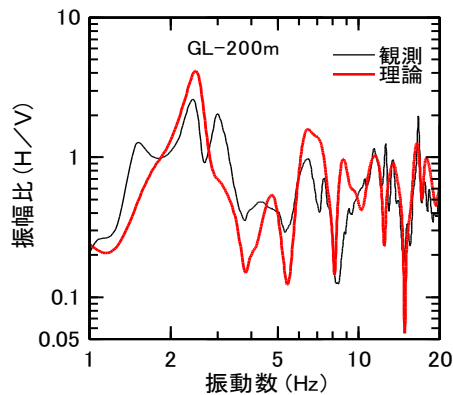
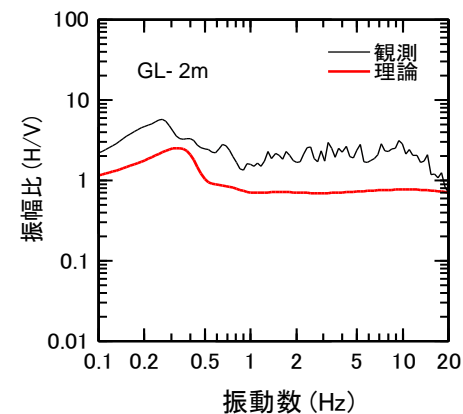
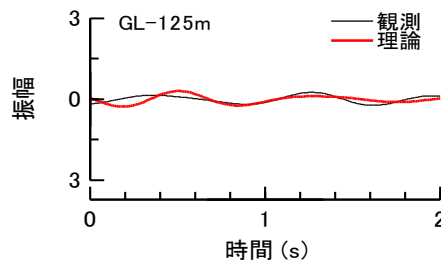
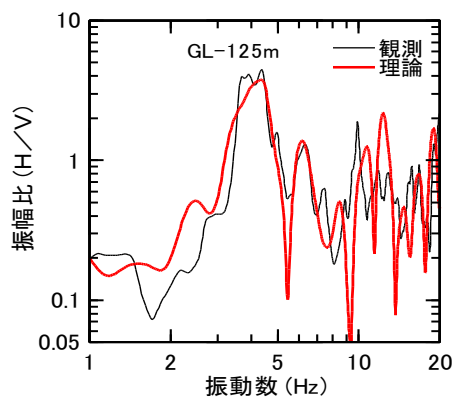
	標高 (m)	G L (m)	層厚 (m)	S波速度 (m/s)	P波速度 (m/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Q値	
							Q <sub>s</sub>	Q <sub>p</sub>
解放基盤表面	-70	-125	75	950	1900	1.85	35	20
	-145	-200	210	990	2570	2.07	35	20
	-355	-410	810	1450	2970	2.21	75	45
	-1165	-1220	910	2740	4660	2.51	85	60
	-2075	-2130	970	2950	4950	2.55	80	70
地震基盤	-3045	-3100	∞	3100	5060	2.58	114f <sup>0.92</sup>	114f <sup>0.92</sup>

↓  
(「3.8 地殻・上部マントル構造を含めた減衰特性」に基づき設定)

### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.5 深部地盤モデルの作成 逆解析結果(3)

・逆解析により推定された深部地盤モデルについて、目的関数との比較を以下に示す。

- ・逆解析結果は、目的関数としたH/Vスペクトル比のピーク周波数及びレシーバー関数を概ね再現できており、観測記録をよく説明できている。
- ・以上より、深部地盤モデルは、適切に作成されていると考えられる。



コーダ部H/Vスペクトル比

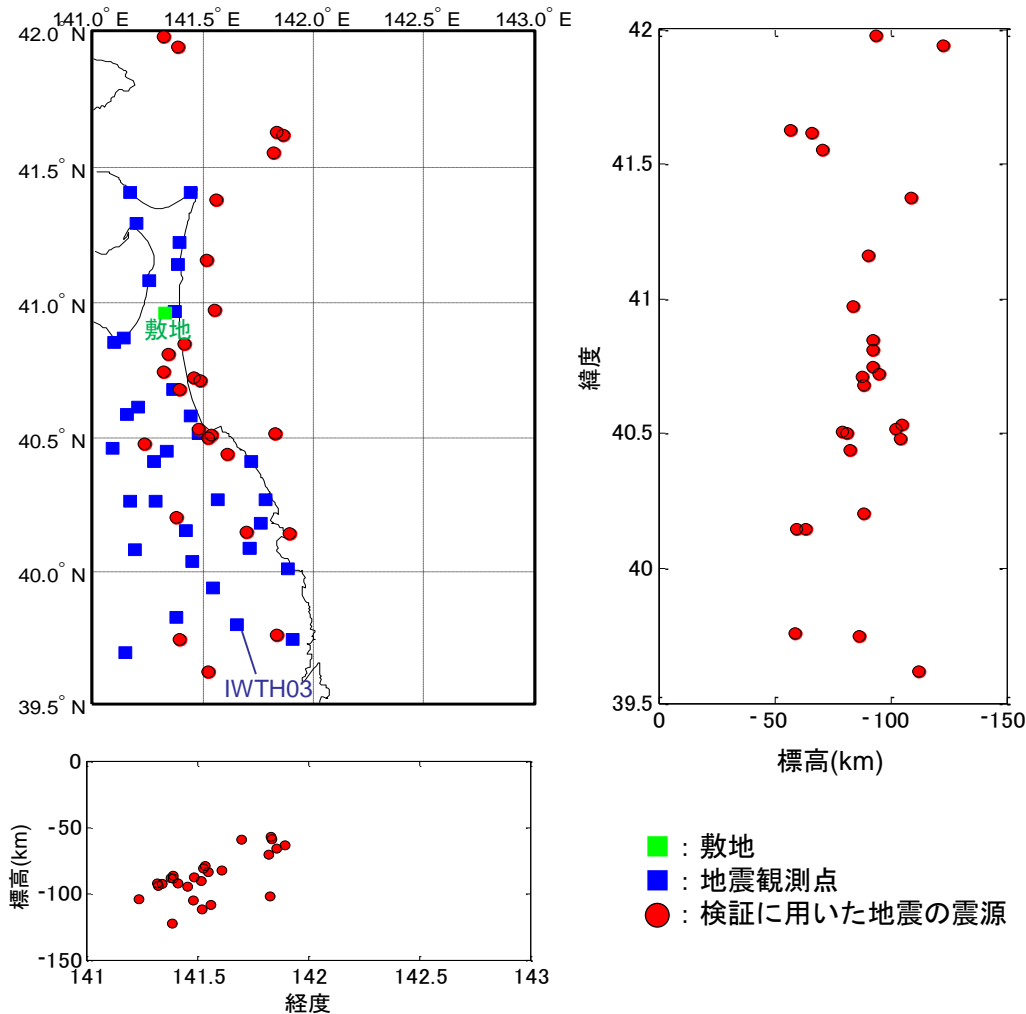
P波部H/Vスペクトル比

P波部レシーバー関数

目的関数と逆解析結果の比較

### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.6 深部地盤モデルの検証 スペクトルインバージョン解析による検証(1)

H30.10.31  
資料1-4-1  
p54 再掲



スペクトルインバージョン解析に用いた地震

・敷地の観測記録及びK-net、KiK-net等の観測記録を用いてスペクトルインバージョン解析(岩田・入倉(1986))※を行い、サイト増幅特性を抽出する。

・敷地のサイト増幅特性を算定するために定める基準観測点としては、地中地震計が地震基盤相当層に設置されているIWTH03岩泉観測点を選定した。

・スペクトルインバージョン解析に用いる地震観測点は、火山フロントを境とした減衰構造の変化による影響を避けるため、火山フロントより概ね東側に位置する観測点を選定する。

・用いる地震は、北緯39.5~42度、東経141~141.9度、M3.5~5.5、震源深さ0~130km、観測期間は2001/7~2012/4、プレート境界付近で発生した30地震(六ヶ所の代表地盤観測点(中央)で観測した地震)を選定した。

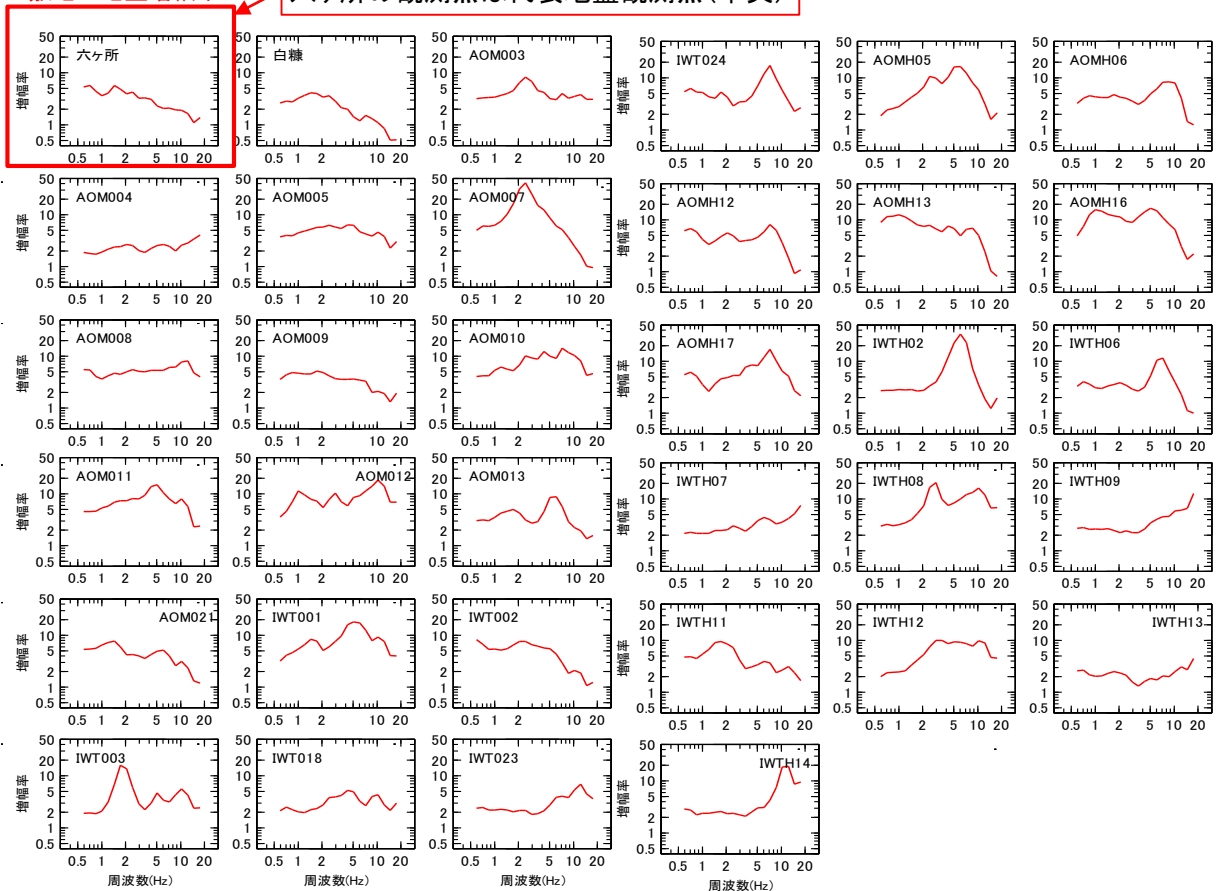
※スペクトルインバージョン(岩田・入倉, 1986)は、複数の地点で取得された複数の地震による強震記録に対して回帰分析を適用し、震源特性、伝播経路特性、サイト増幅特性を分離(推定)するための手法である。

### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.6 深部地盤モデルの検証 スペクトルインバージョン解析による検証(2)

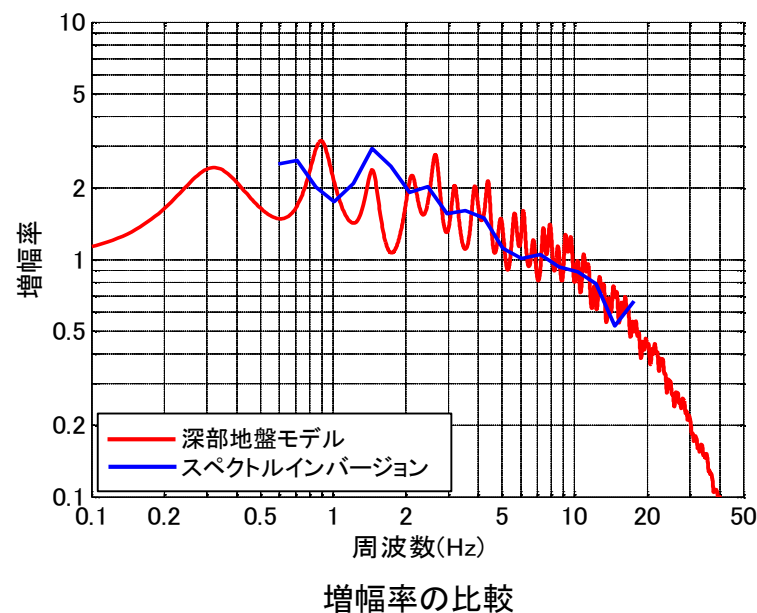
・スペクトルインバージョン解析により得られた各観測地点の増幅率の推定結果を以下に示す。

・敷地の地震基盤～解放基盤表面における地盤増幅率について、深部地盤モデルによるものとスペクトルインバージョン解析によるものの比較結果は同等であり、深部地盤モデルは適切に作成されていると考えられる。

敷地の地盤増幅率 六ヶ所の観測点は代表地盤観測点(中央)



各地点の増幅率

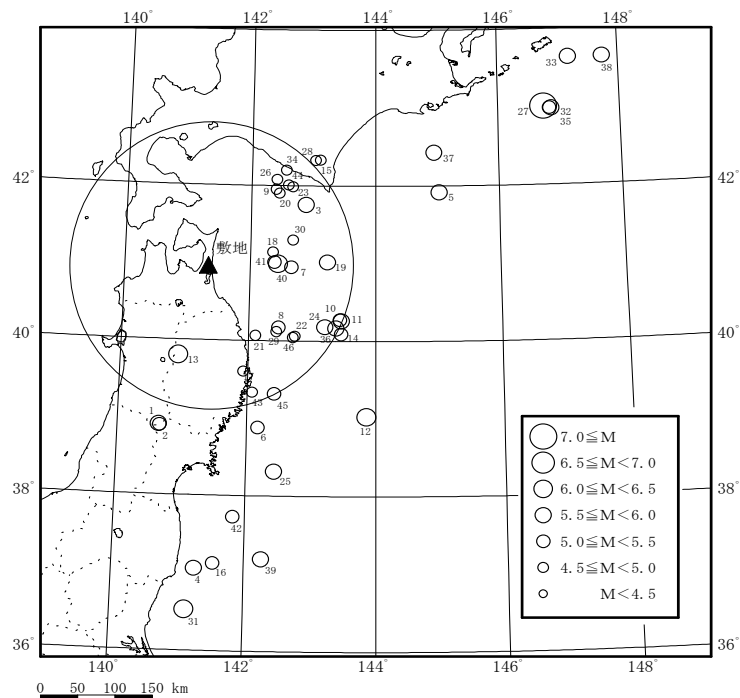


### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.6 深部地盤モデルの検証 経験的サイト増幅特性評価による検証(1)

・地震基盤から解放基盤表面までの増幅特性として、鶴来ほか(1997)の手法を参考に、経験的サイト増幅特性評価※によりサイト増幅特性を算定し、深部地盤モデルによる増幅特性と比較し、地盤モデルの妥当性を確認する。

敷地内の代表地盤観測点(中央)において観測された地震のうち、川瀬・松尾(2004)によって震源パラメータが明確となっている1996～2002年の計46地震※のうち、敷地からの震央距離が200km以内の25地震を検討対象地震として採用した。

※:地震基盤スペクトルに必要なパラメータであるコーナー周波数 $f_c$ 及び $f_{max}$ が川瀬・松尾(2004)により求められている地震



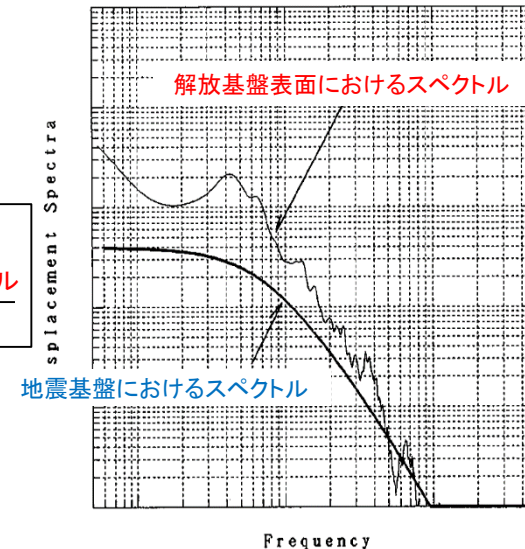
検討対象地震分布図

※:鶴来ほか(1997)に基づく経験的サイト増幅特性評価

- 手順①:敷地で観測された地震について、観測記録から、解放基盤表面におけるスペクトルを求める。
- 手順②:対象地震の地震基盤におけるスペクトルをBoore(1983)により算出する。ここで、基盤スペクトルのパラメータは、川瀬・松尾(2004)に基づき設定する。
- 手順③:解放基盤表面におけるスペクトルと地震基盤におけるスペクトルの比を求める。各地震におけるスペクトル比の平均値を、対象地点の経験的サイト増幅特性とする。

経験的サイト増幅特性

$$= \frac{\text{解放基盤表面におけるスペクトル}}{\text{地震基盤におけるスペクトル}}$$



鶴来ほか(1997)の手法の概要

鶴来ほか(1997)に加筆



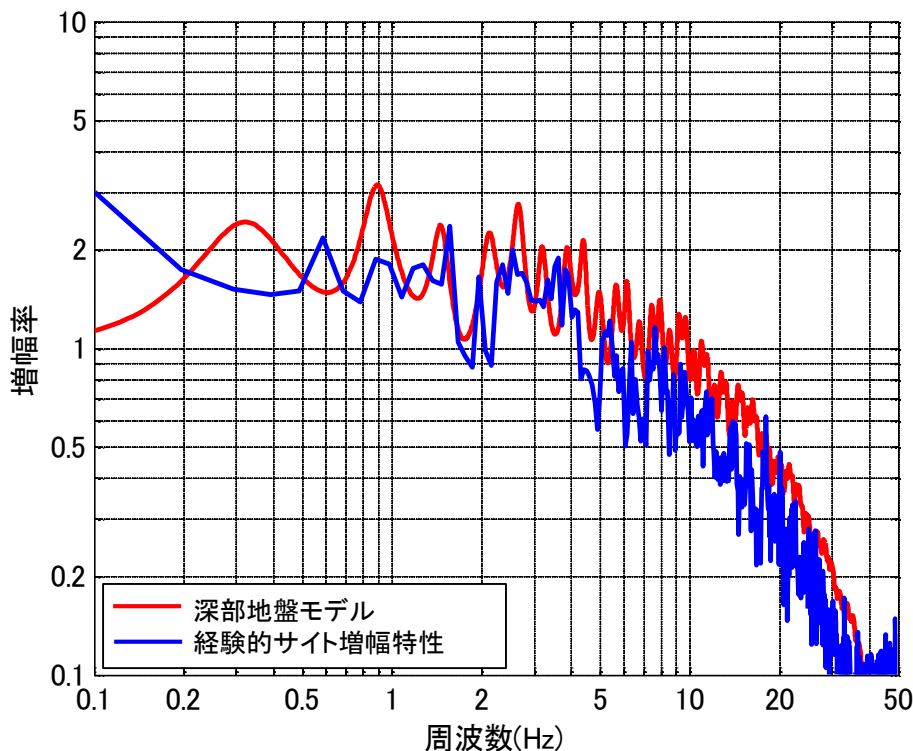
### 3. 地下構造モデルの策定／3.6 深部地盤モデルの検証 経験的サイト増幅特性評価による検証(2)

H30.10.31  
資料1-4-1  
p57 再掲



・鶴来ほか(1997)による経験的サイト増幅特性の推定結果を以下に示す。

- ・敷地の地震基盤～解放基盤表面について、深部地盤モデルによる増幅率と経験的サイト増幅特性の推定結果の比較結果は、概ね同等もしくは若干深部地盤モデルによる増幅率が大きくなっている。
- ・この理由として、深部地盤モデルについては、低～中振動数(中～長周期)領域における保守性を考慮し、Q値特性について、逆解析結果を包絡し、全周期で一定の値となる設定を行っていることから、実際のサイト増幅特性よりも、深部地盤モデルの方が増幅率が大きくなるようなモデルとなっているためであると考えられる。
- ・以上のことから、深部地盤モデルは、敷地における地震動評価を実施する上で、適切に作成されていると考えられる。



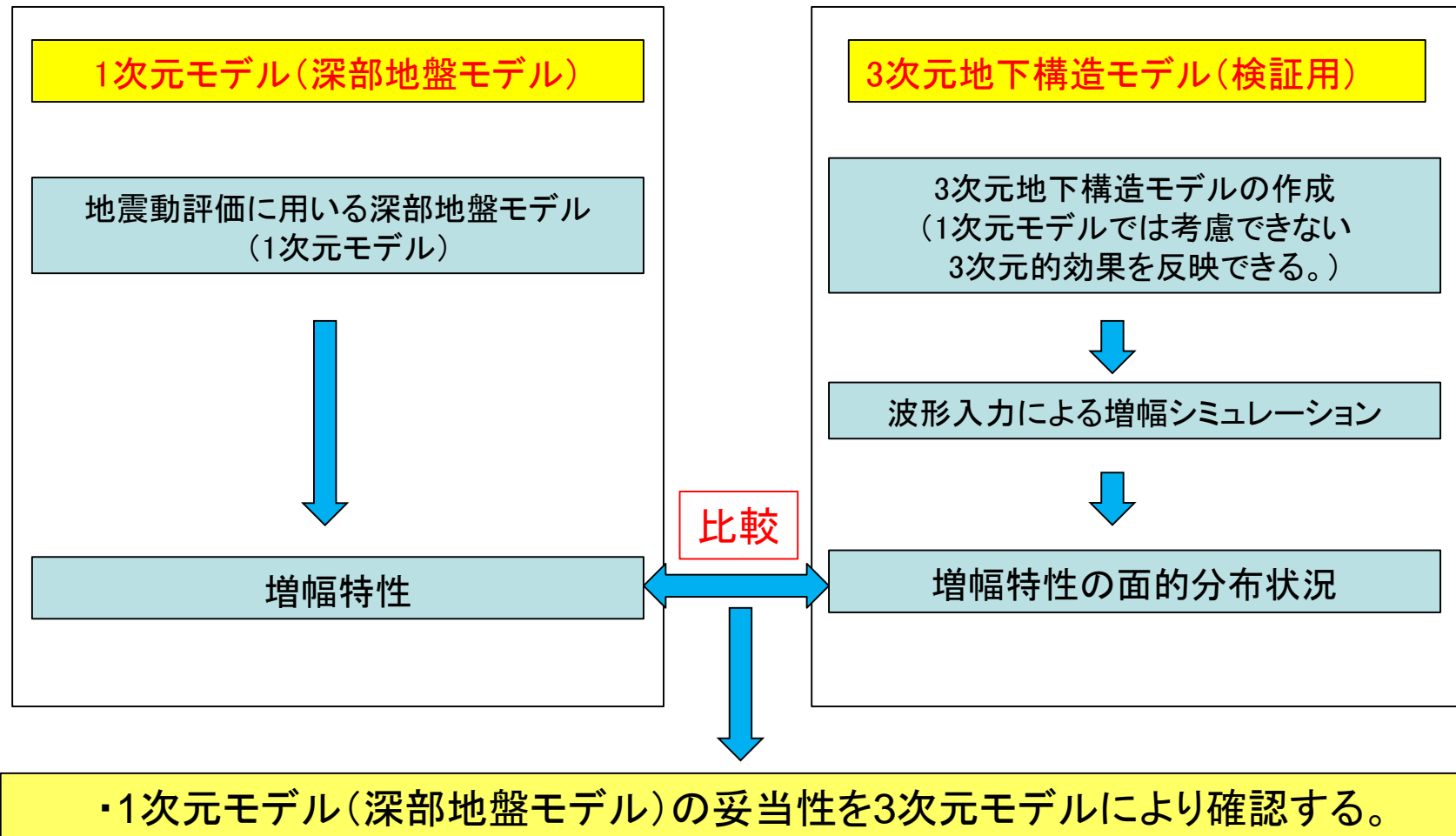
深部地盤モデルによる増幅率と経験的サイト増幅特性の比較

- ・敷地における地震観測記録を用いた深部地盤モデルの逆解析結果は、目的関数としたH/Vスペクトル比のピーク周波数及びレシーバー関数を概ね再現し、観測記録を説明できている。
- ・高次モードを含むレイリー波及びラブ波を考慮したコーダ部H/Vスペクトル比の振幅比は、観測記録のH/Vスペクトル比と整合している。
- ・スペクトルインバージョン解析結果と、深部地盤モデルによる敷地の地震基盤～解放基盤表面における地盤増幅率についての比較結果は同等である。
- ・経験的サイト増幅特性評価の結果と、深部地盤モデルによる敷地の地震基盤～解放基盤表面における地盤増幅率についての比較結果は、概ね同等若しくは深部地盤モデルによる増幅率が大きくなっている。

- ・以上の検討によって、深部地盤モデルについて、適切に作成されていることを検証した。

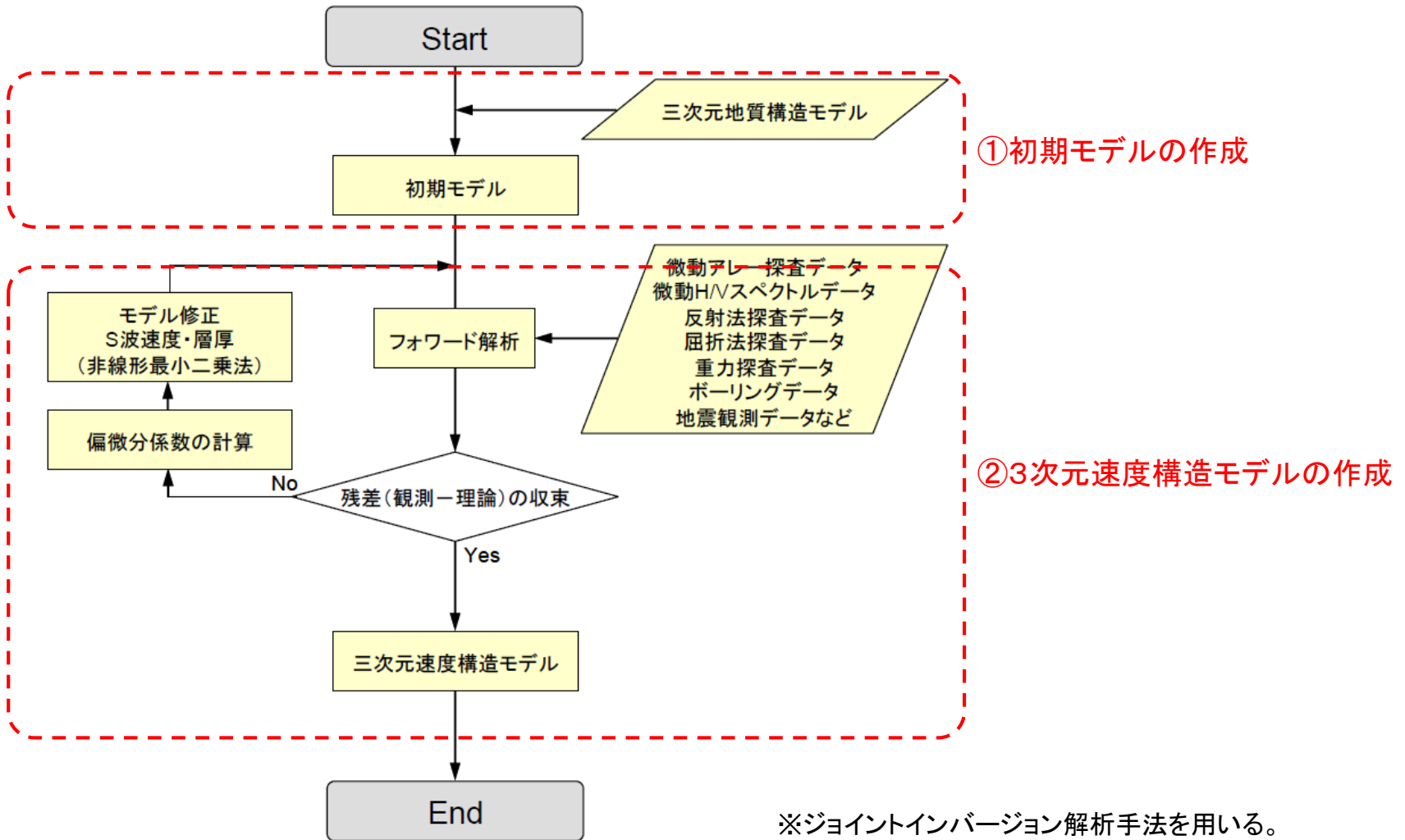
### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.7 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証 検討フロー

H30.10.31  
資料1-4-1  
p59 再掲



### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.7 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証 モデル作成フロー

H30.10.31  
資料1-4-1  
p60 再掲

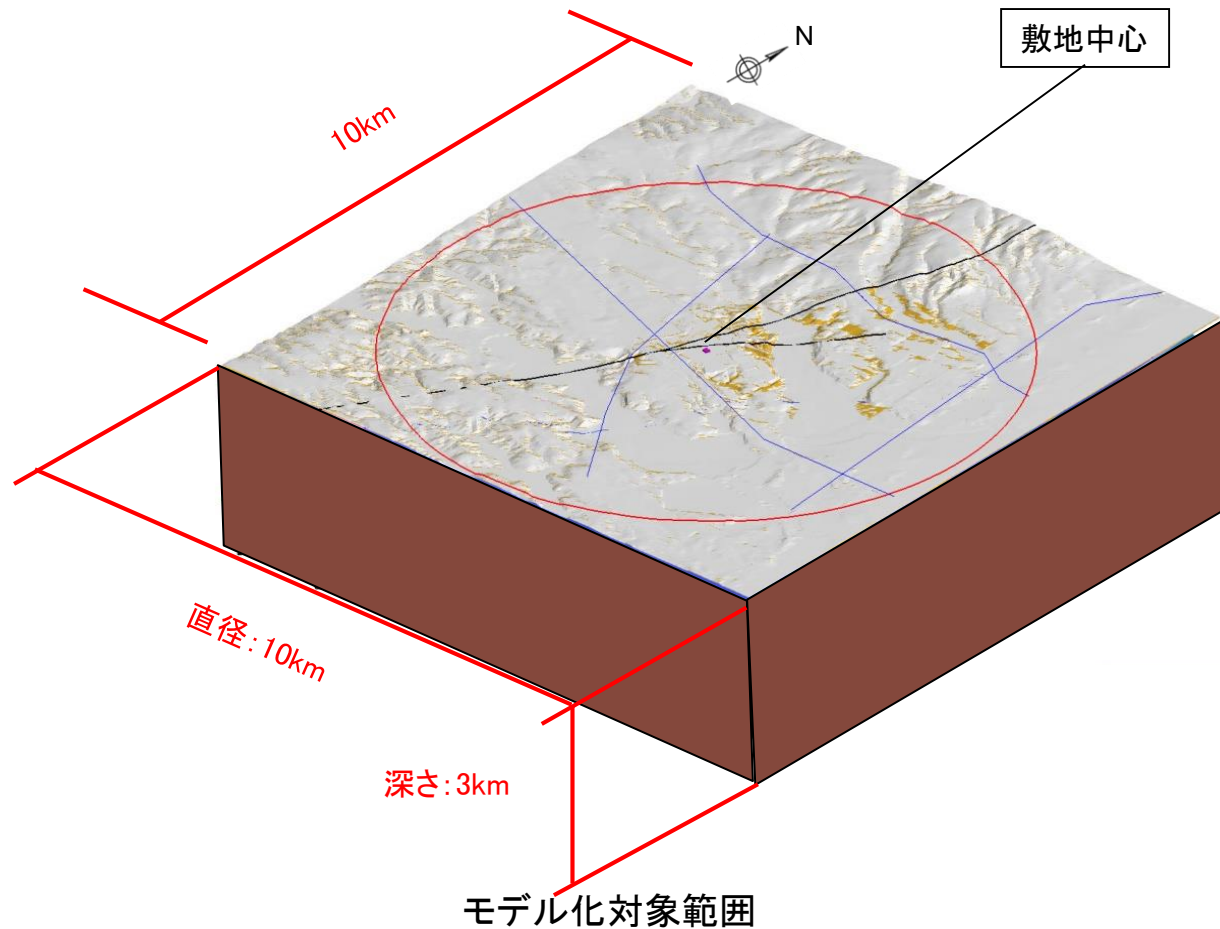


モデル作成フロー

※ジョイントインバージョン解析手法を用いる。  
出典: JNES(2013)「地震動評価のための3次元地下構造モデルの作成手引き」.p39

## ① 初期モデルの作成

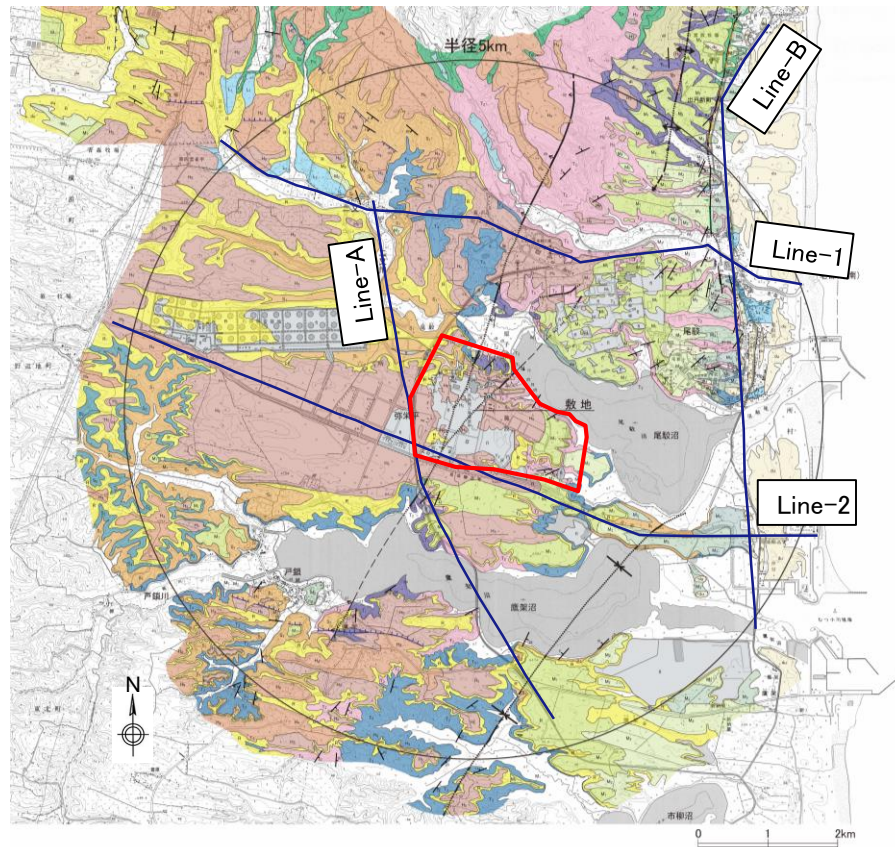
・ 平面的には、敷地を中心に南北10km、東西10km、深さ方向は3km(地震基盤表面付近)の範囲をモデル化する。





# ①初期モデルの作成(地質構造モデル)

- ・初期モデルとして、敷地近傍・周辺の地質調査等の結果に基づく3次元地質構造モデルを作成した。
- ・敷地直下の地盤の高低差を表現するため、f-1断層及びf-2断層の変位については、初期モデルに反映させることとした。



初期モデル作成範囲の地質平面図



## ・地質モデル作成に使用した既往調査・検討結果

種別	内容
地形	<ul style="list-style-type: none"> <li>・国土基盤地図情報</li> <li>・敷地内造成地形を反映</li> </ul>
敷地内	<ul style="list-style-type: none"> <li>・敷地内ボーリング調査結果</li> <li>・地表地質調査結果</li> </ul>
敷地近傍	<ul style="list-style-type: none"> <li>・地表地質調査結果</li> <li>・温泉ボーリング(敷地近傍2箇所)</li> <li>・反射法地震探査結果</li> </ul>

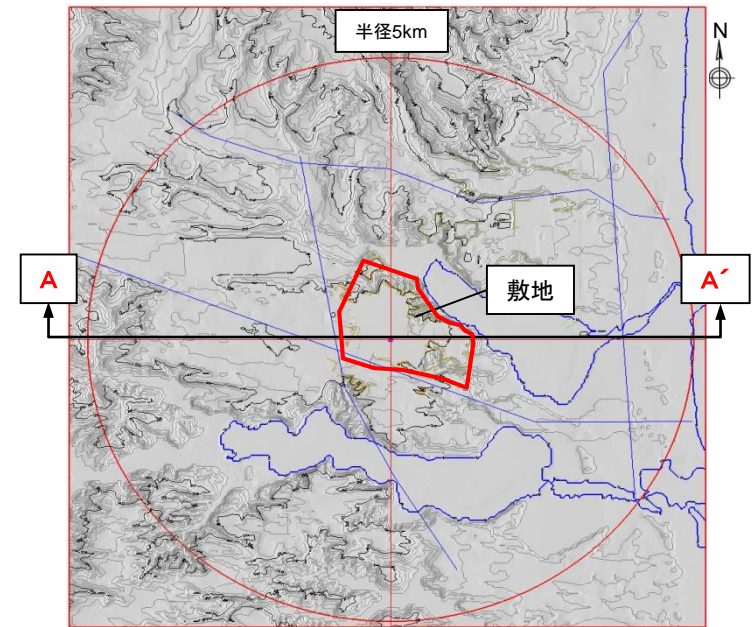
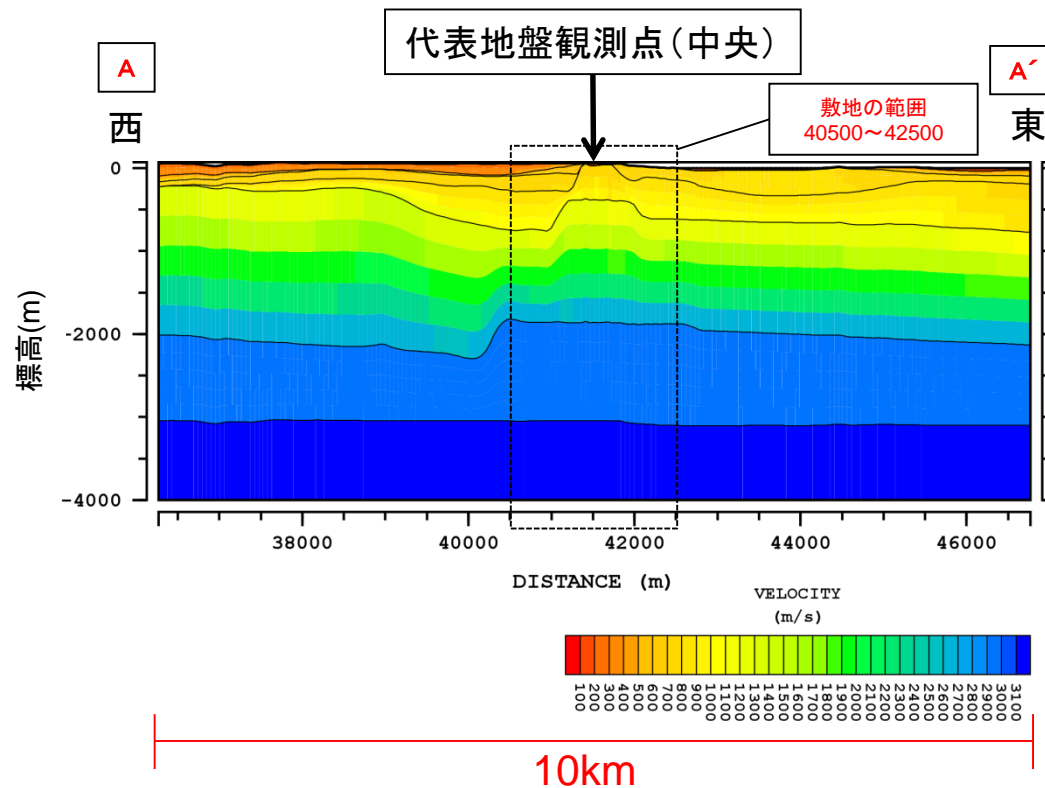
## ・地質モデル作成に反映した断層

断層名	連続性 (km)	最大落差 (m)
f-1断層	3	140
f-2断層	10	330

## ②3次元速度構造モデルの作成(東西断面)

・ジョイントインバージョン解析によって推定された、敷地周辺の3次元速度構造モデル(代表地盤観測点(中央)を通る東西断面)を以下に示す。

・速度構造の断面図より、敷地内の速度構造は大局的に見て、概ね水平成層構造である。



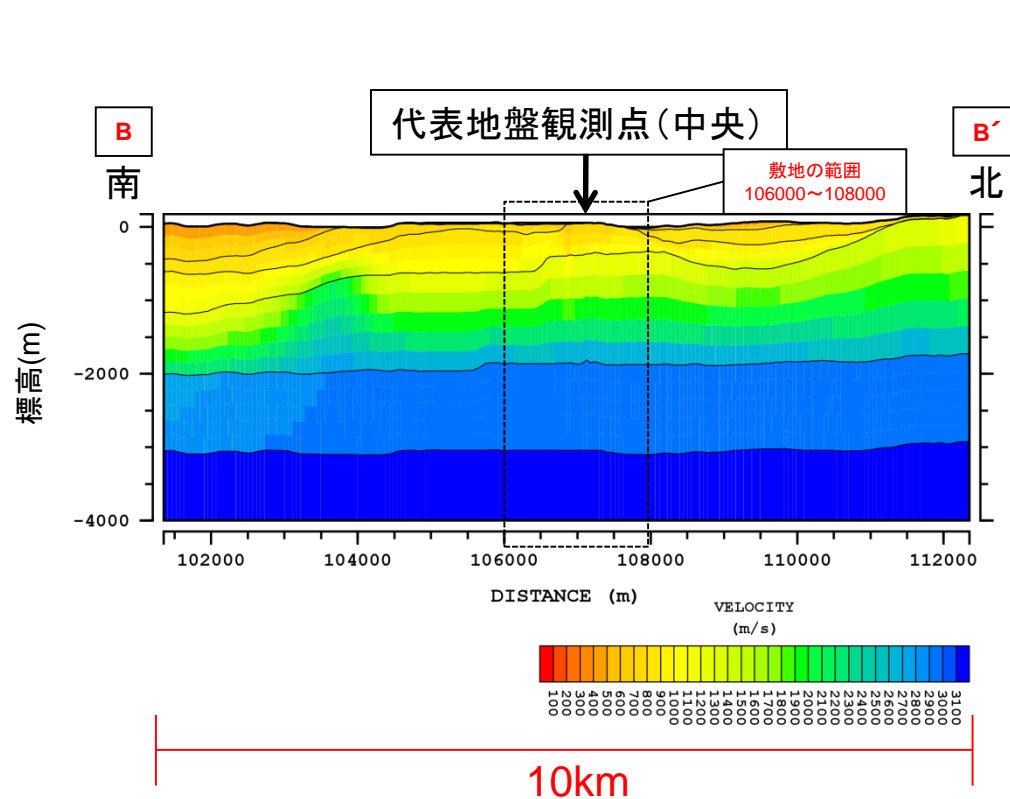
断面位置図

3次元地下構造モデル速度構造断面図(東西断面)

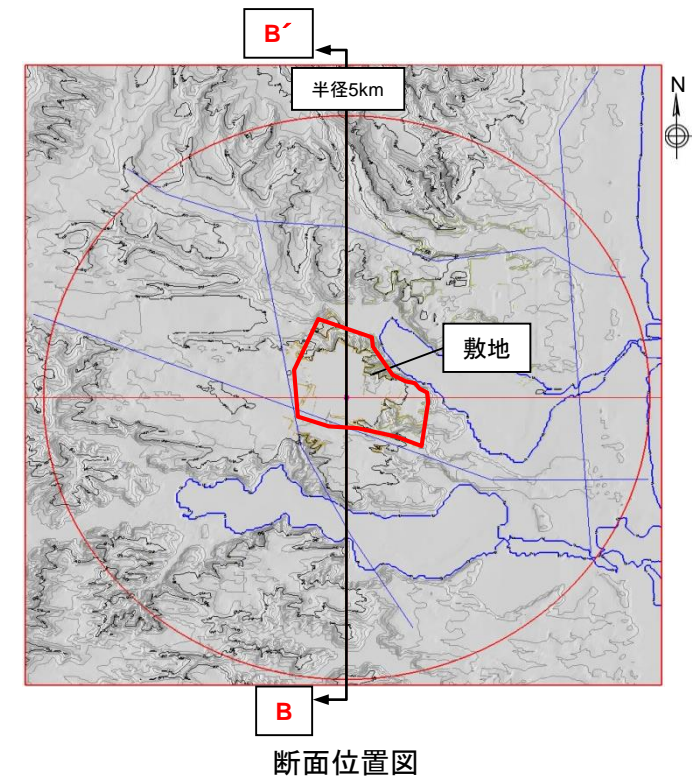
## ②3次元速度構造モデルの作成(南北断面)

・ジョイントインバージョン解析によって推定された、敷地周辺の3次元速度構造モデル(代表地盤観測点(中央)を通る南北断面)を以下に示す。

・速度構造の断面図より、敷地内の速度構造は大局的に見て、概ね水平成層構造である。



3次元地下構造モデル速度構造断面図(南北方向)



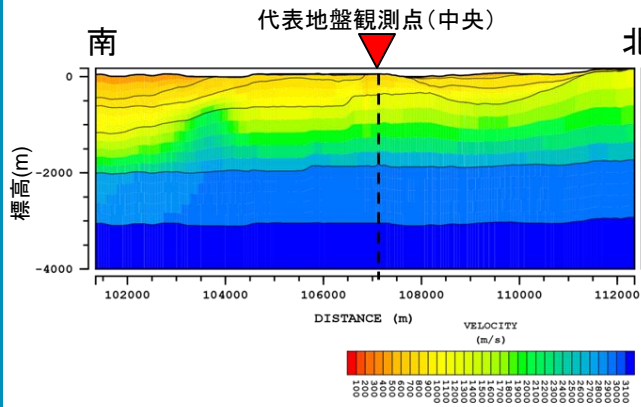
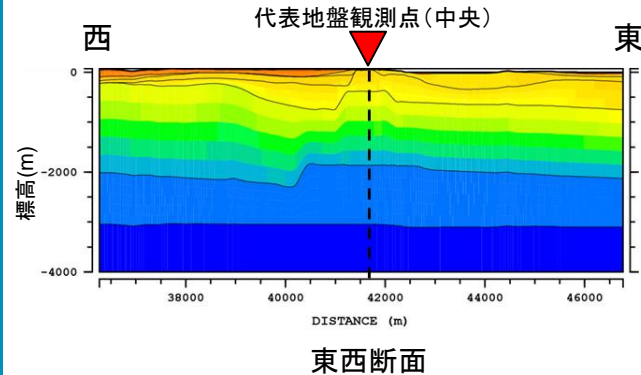
断面位置図



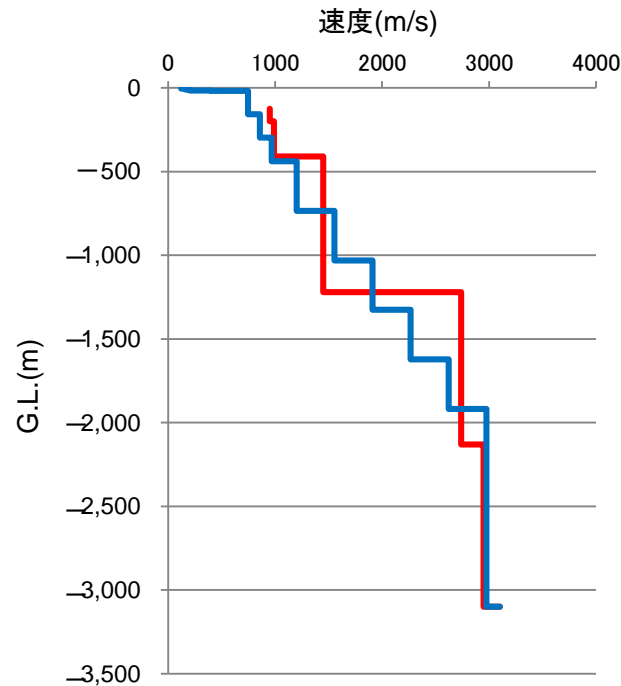
### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.7 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証 地震動評価に用いる地盤モデルとの比較(Vs構造)

・1次元モデルの速度構造及び3次元モデルから代表地盤観測点(中央)直下の1次元速度構造を抜きだし、Vs構造分布及びその構造から計算された増幅比(理論伝達関数)の比較図を示す。

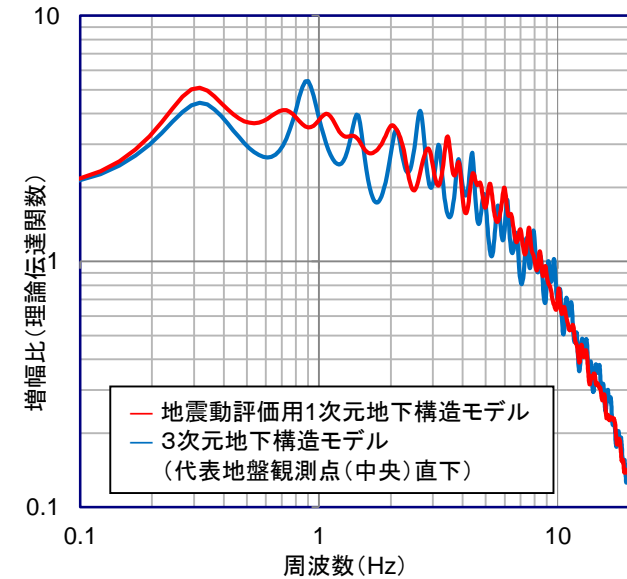
・1次元モデルと3次元モデルの計算結果を比較すると、両者は整合的である。



地震動評価用モデルとの比較(Vs構造)



代表地盤観測点(中央)直下のS波構造モデル



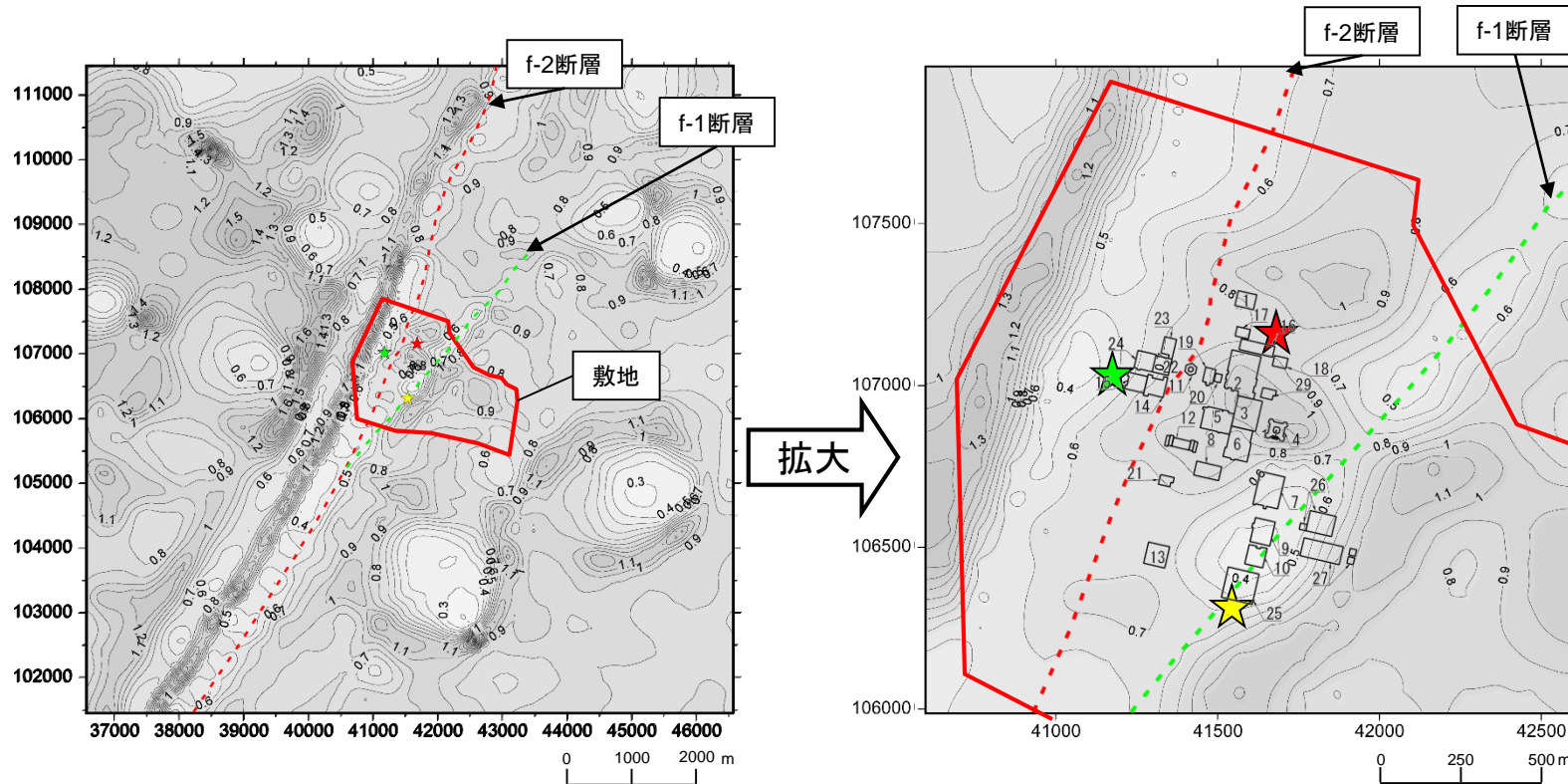
地震動評価用モデルとの比較(増幅比)

### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.7 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証 波形入力による増幅シミュレーション結果(解放基盤表面)

・3次元地下構造モデルにRicker波を入力した場合の、解放基盤表面位置(G.L.-125m)における最大振幅値分布について、1次元地盤モデルから計算した解放基盤表面上の理論的な最大振幅値を算出した結果を1として正規化した図を以下に示す。

・敷地西側に、f-2断層による地下構造が要因になっていると考えられる、線上の増幅が見られるものの、敷地内の主要な範囲内において、特異に地震動が増幅している傾向はみられない。

・1次元地盤モデルによる最大振幅値を明確に上回るような増幅特性(1を超過する部分)は、敷地内の主要な範囲内では見られない。



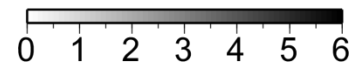
解放基盤表面(G.L.-125m)における最大振幅値分布  
(1次元地盤モデルによる理論最大振幅で正規化)

番号	再・M:耐震重要施設等及び常設重大事故等対応施設 廃:安全上重要な施設等	再	廃	M
1	ハル・エンドピース貯蔵建屋	○		
2	使用済燃料受入れ貯蔵建屋	○		
3	貯蔵建屋	○		
4	主排気筒(基礎)及び主排気筒管理建屋	○		
5	高レベル廃液ガラス固化建屋	○		
6	分離建屋	○		
7	精製建屋	○		
8	制御建屋	○		
9	ウラン・プルトニウム混合溶解建屋	○		
10	ウラン・プルトニウム混合酸化物貯蔵建屋	○		
11	北極気筒※(基礎)	○		○
12	非常用電源建屋(冷却塔及び燃料油貯蔵タンクを含む)	○		
13	ラン・ネプテロス・バーナルホイズン処理建屋	○		
14	第1ガラス固化体貯蔵建屋(東棟)	○		
15	第1ガラス固化体貯蔵建屋(西棟)	○		
16	使用済燃料輸送容器管理建屋	○		
17	使用済燃料輸送容器管理建屋(トレーエリア)	○		
18	使用済燃料の受入れ施設及び貯蔵施設用安全冷却水系冷却塔A(基礎)	○		
19	使用済燃料の受入れ施設及び貯蔵施設用安全冷却水系冷却塔B(基礎)	○		
20	第1非常用ディーゼル発電設備用重油タンク室	○		
21	重処理設備本体用安全冷却水系冷却塔B(基礎)	○		
22	ガラス固化体貯蔵建屋	○		
23	ガラス固化体貯蔵建屋B棟	○		
24	ガラス固化体受入れ建屋	○		
25	燃料加工建屋	○		
26	緊急時対応建屋(重油貯槽含む)	○		
27	第1保管庫・貯水所(第1軽油貯槽含む)	○		
28	第2保管庫・貯水所(第2軽油貯槽含む)	○		
29	再処理設備本体用安全冷却水系冷却塔A(基礎)	○		

※廃棄物管理施設では、北極気筒(ガラス固化体受入れ貯蔵建屋換気筒)という名称

再:再処理施設、廃:廃棄物管理施設、M:MOX燃料加工施設

Normalized amplitude



- ★ 地盤観測点(西側)
- ★ 代表地盤観測点(中央)
- ★ 地盤観測点(東側)

注) 赤実線は敷地概形

## まとめ

- ・各調査結果を用い、ジョイントインバージョン解析によって3次元地下構造モデルを作成した。
- ・作成した3次元地下構造モデルは、
  - 微動アレー探査の分散曲線
  - 屈折法地震探査の初動走時
  - ブーゲー異常及びPS検層等の観測データと、モデルから計算されたそれぞれの値がよく整合していることから、3次元地下構造モデルとしては、各調査結果と相矛盾の無いものになっていると考えられる。
- ・地震動評価に用いる1次元地下構造モデルと、作成した3次元地下構造モデルについて、それぞれの伝達関数が整合することを確認した。
- ・波形入力による増幅シミュレーションの結果、1次元地下構造モデルによる最大振幅値を大きく上回るような増幅特性は、敷地内では見られないことを確認した。

- ・以上より、敷地における地震動評価においては、1次元地下構造モデルによって、敷地内の増幅特性を代表することができると考えられる。



### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.8 地殻・上部マントル構造を含めた減衰特性 地震基盤以深のQ値構造の設定

・深部地盤モデルのうち、地震基盤以深のQ値構造については、佐藤ほか(2002)による、東北地方の海溝型地震の伝播経路のQ値特性に基づき設定している。

深部地盤モデルのパラメータ

	標高 (m)	G L (m)	層厚 (m)	S波速度 (m/s)	P波速度 (m/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Q値	
							Q <sub>s</sub>	Q <sub>p</sub>
解放基盤表面	-70	-125	75	950	1900	1.85	35	20
	-145	-200	210	990	2570	2.07	35	20
	-355	-410	810	1450	2970	2.21	75	45
	-1165	-1220	910	2740	4660	2.51	85	60
	-2075	-2130	970	2950	4950	2.55	80	70
地震基盤	-3045	-3100	∞	3100	5060	2.58	114f <sup>0.92</sup>	114f <sup>0.92</sup>

↓  
佐藤ほか(2002)に基づき設定

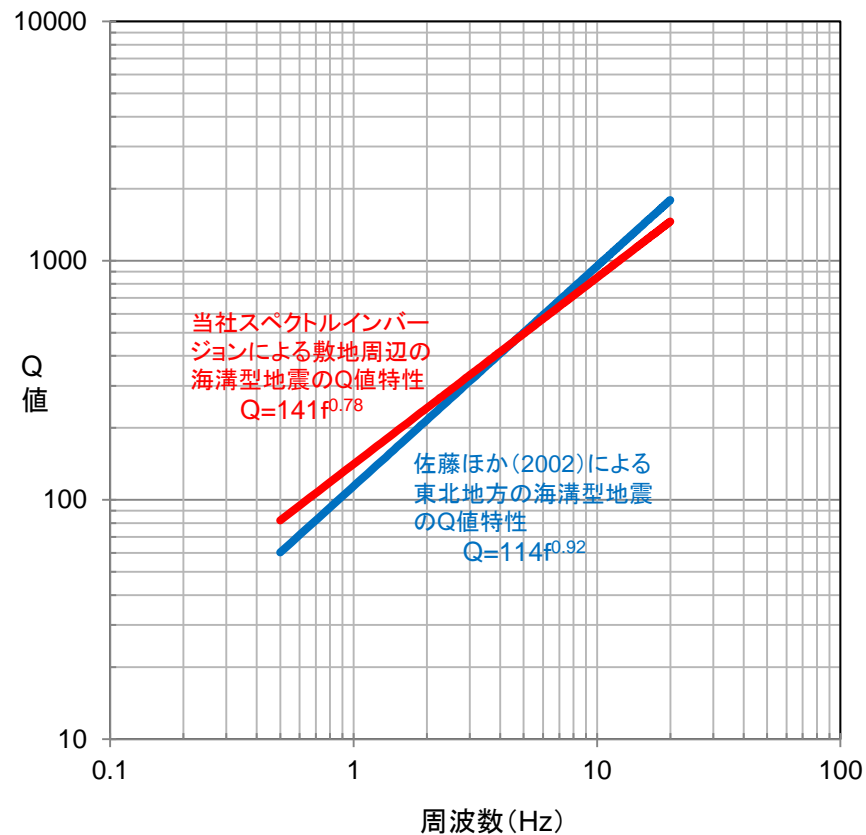
### 3. 地下構造モデルの策定 / 3.8 地殻・上部マントル構造を含めた減衰特性 スペクトルインバージョン法に基づくQ値特性の比較

H30.10.31  
資料1-4-1  
p69 再掲



- ・佐藤ほか(2002)では、全国の強震記録を用いてスペクトルインバージョン解析を行っており、海溝型地震の伝播経路におけるQ値特性が示されている。
- ・佐藤ほか(2002)では、東北地方の海溝型地震に基づくQ値特性は、 $Q=114f^{0.92}$ とされている。
- ・地震調査委員会(2004)の「三陸沖北部の地震」の検討においては、佐藤ほかの知見が参照されている。

- ・スペクトルインバージョン解析を当社でも実施し、敷地周辺におけるQ値特性を算出している(「3.6 深部地盤モデルの検証」参照)が、その結果は、 $Q=141f^{0.78}$ となっている。
- ・上記のQ値特性は、佐藤ほか(2002)によるQ値特性とよく整合している。
- ・以上のことから、敷地における地震動評価では、地殻・上部マントルを含めた平均的なQ値特性として、佐藤ほか(2002)による値を用いる。



スペクトルインバージョン法に基づくQ値特性の比較

#### 地震動評価に用いる1次元地下構造モデルの作成

##### 3.3 地下構造モデルの作成の概要

##### 3.4 はぎとり地盤モデルの作成

解放基盤表面以浅の地盤について、PS検層、地震観測記録等に基づきモデル化

##### 3.5 深部地盤モデルの作成

##### 3.6 深部地盤モデルの検証

解放基盤表面～地震基盤の地盤について、地震観測記録に基づきモデル化  
各種調査結果及び地震観測記録を用いた評価により、妥当性を検証

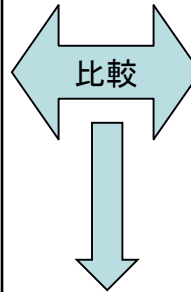
##### 3.8 地殻・上部マントル構造を含めた減衰特性

地震基盤以深の地盤の減衰特性について、論文値の妥当性を検証

#### 各種調査結果に基づく 3次元地下構造モデルの作成

##### 3.7 3次元地下構造モデルを用いた 深部地盤モデルの検証

- ・各種地質調査結果等に基づき、ジョイントインバージョン解析により敷地地下の3次元的速度構造を推定する。
- ・作成された3次元地下構造モデルと1次元地下構造モデルの速度構造及び地盤増幅特性を比較する。

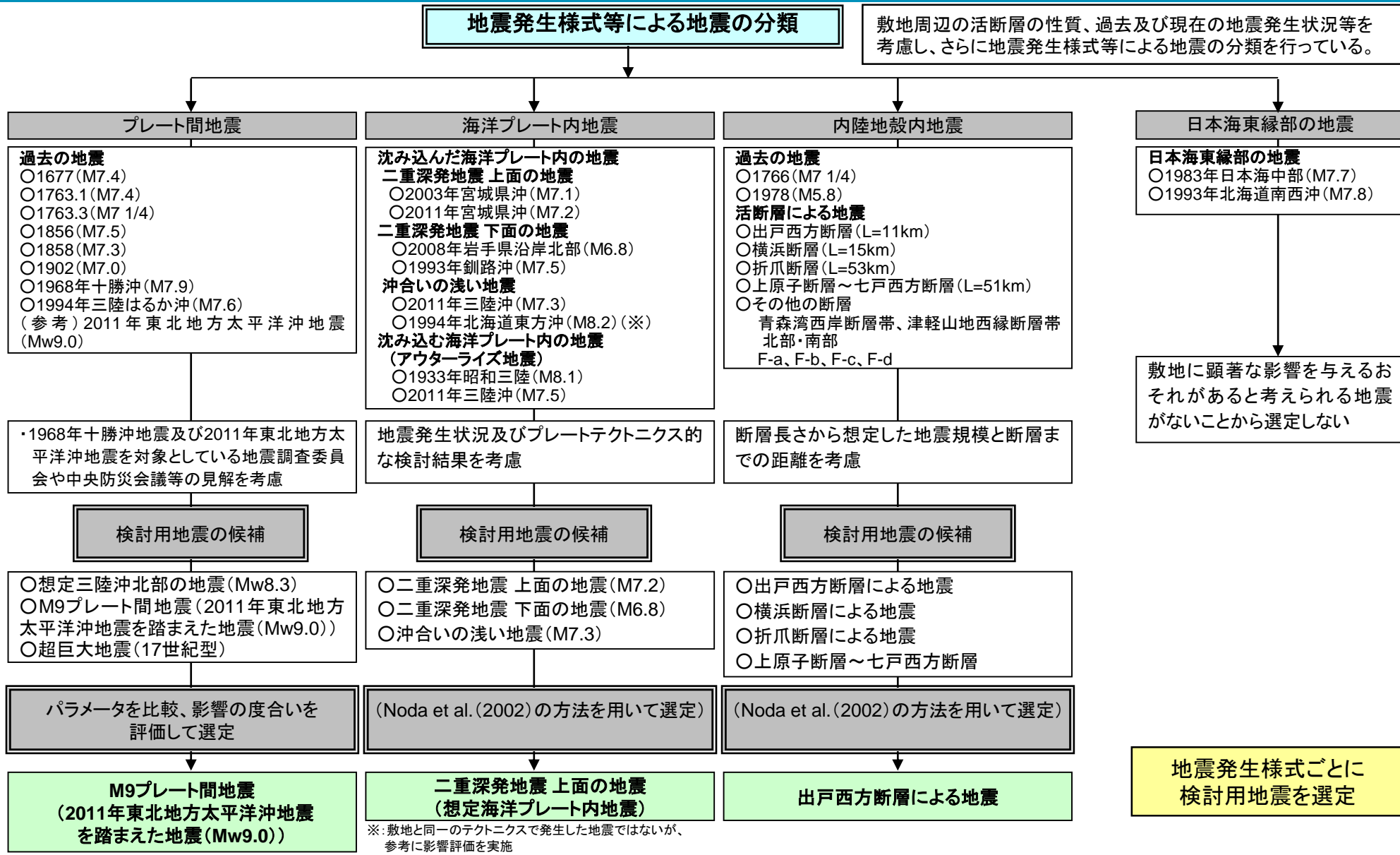


1次元地下構造モデルと3次元地下構造モデルの速度構造及び地盤増幅特性を比較することにより、地震動評価に用いる敷地地下の地下構造については、1次元地下構造モデルによって評価可能なことを確認。

- ・上記の通り、地震動評価に用いる1次元地下構造モデルは、複数の調査データ等を説明できるよう、適切に評価されている。
- ・3次元地下構造モデルによる検証の結果、1次元地下構造モデルによって、敷地における地震動評価を行うことができると判断した。

## 4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

# 4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 検討用地震の選定フロー



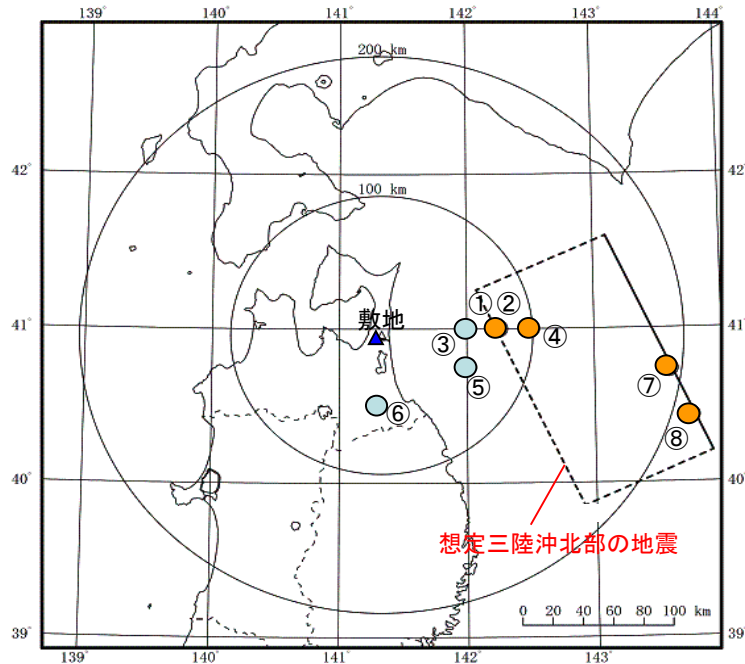
## 4.1 プレート間地震



# 4.1 プレート間地震 / 4.1.1 検討用地震の選定 過去の被害地震を踏まえた検討

- 敷地周辺で発生した被害地震(プレート間地震)のうち、地震調査委員会(2012)の長期評価において、繰り返し発生する地震は、①、②、④、⑦、⑧であるとされている。
- 地震調査委員会(2004a)の強震動評価では、三陸沖北部の領域において、これらの地震を踏まえて発生する可能性が高いとされる地震として、1968年十勝沖地震を踏まえた「三陸沖北部の地震(Mw8.3)※」について検討が行われていることから、「想定三陸沖北部の地震」(Mw8.3)を検討用地震の候補として考慮する。

※Mw: モーメントマグニチュード



- : 地震調査委員会(2012)において、繰り返し発生する地震として扱われている地震
- : 地震調査委員会(2012)において、繰り返し発生する地震として扱われていない地震

・敷地に震度5弱程度以上影響を及ぼしたと考えられる地震

- ①1677年 陸中の地震(M7.4)
- ②1763年1月 陸奥八戸の地震(M7.4)
- ③1763年3月 陸奥八戸の地震(M7 1/4)
- ④1856年 日高・胆振・渡島・津軽・南部の地震(M7.5)
- ⑤1858年 八戸・三戸の地震(M7.3)
- ⑥1902年 三戸地方の地震(M7.0)
- ⑦1968年 十勝沖地震(M7.9)
- ⑧1994年 三陸はるか沖地震(M7.6)

(参考)2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)

赤字: 地震調査委員会(2012)において、繰り返し発生する地震として扱われている地震

※各地震の地震緒元は、1884年以前の地震については「最新版 日本被害地震総覧」  
1885年以降1922年までの地震については「宇津カタログ(1982)」  
1923年以降の地震については「気象庁地震カタログ」による。

※2011年東北地方太平洋沖地震については、六ヶ所村震度は4であった。(気象庁発表)

地震調査委員会(2004a)の強震動評価において、1968年十勝沖地震を元に、地震の規模、震源域等を設定し、「三陸沖北部の地震(Mw8.3)」を検討している。

検討用地震の候補  
「想定三陸沖北部の地震(Mw8.3)」

# 既往最大地震を踏まえた検討(2011年東北地方太平洋沖地震)

## ■2011年東北地方太平洋沖地震の概要

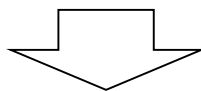
- 2011年東北地方太平洋沖地震は日本国内で観測された最大の地震である。この地震では、三陸沖南部海溝寄り、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの一部で大きなすべり量が観測され、三陸沖中部、宮城県沖、福島県沖、茨城県沖の領域も震源域とされた。

## ■2011年東北地方太平洋沖地震の扱い

- 「2011年東北地方太平洋沖地震」(Mw9.0)については、敷地から200km以上離れた位置で発生しており、敷地に対する影響は小さかった。
- 2011年東北地方太平洋沖地震の知見を踏まえ、同等の規模の地震が敷地前面で発生することを考慮する。

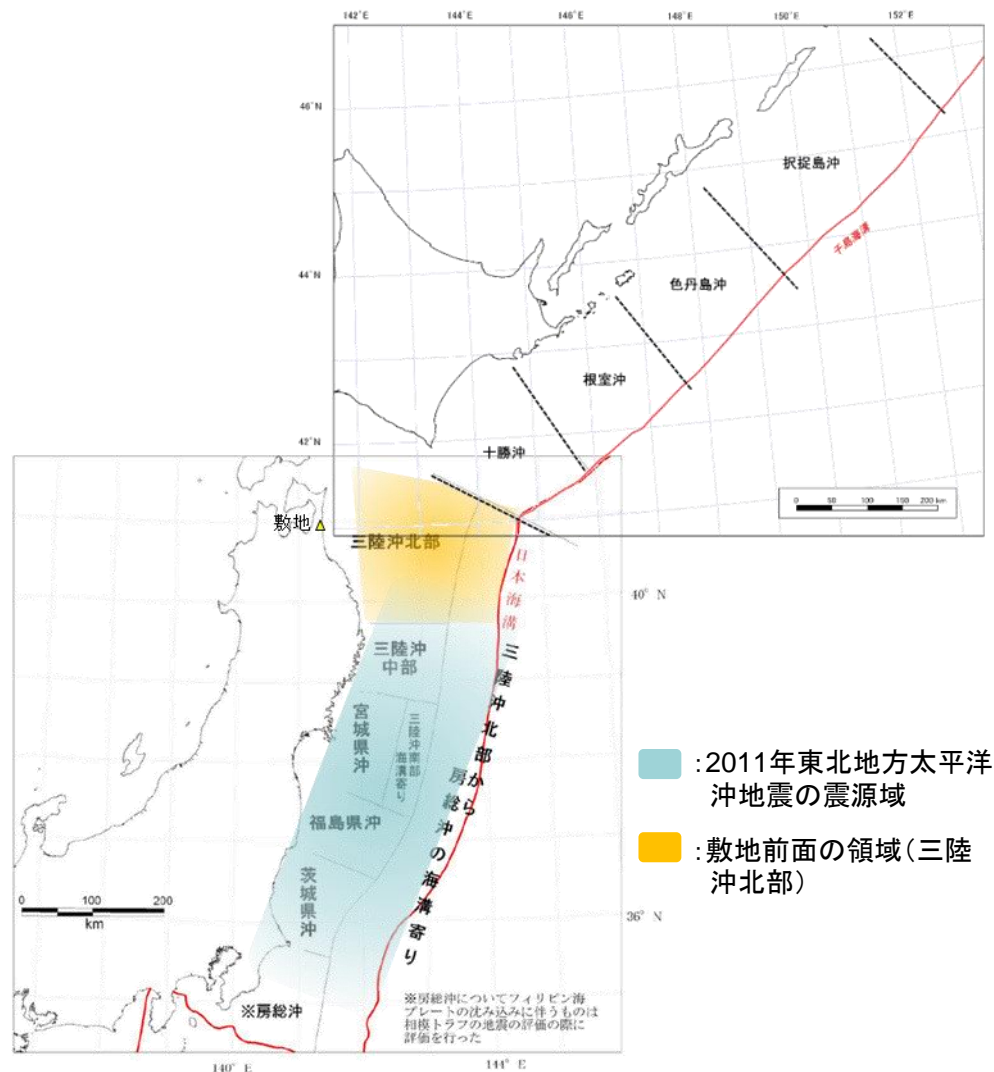
## ■敷地前面における震源断層の設定方針

- 地震規模については、上記地震と同等の地震規模であるMw9.0となるように考慮して設定する。
- 断層面の設定にあたっては、2011年東北地方太平洋沖地震が、複数の領域が連動した地震であったことを踏まえ、敷地前面の三陸沖北部の領域を含む連動型プレート間地震を想定する。



### 検討用地震の候補

「2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震(Mw9.0)」



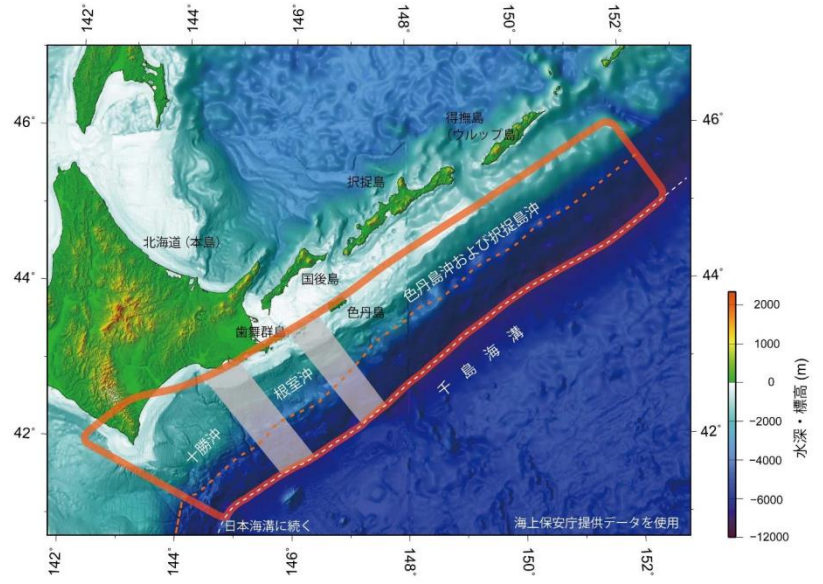
地震調査委員会による評価領域と敷地前面におけるM9級地震の震源域  
(地震調査委員会(2012)に加筆)

# 4.1 プレート間地震 / 4.1.1 検討用地震の選定

## 既往最大地震を踏まえた検討(千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)の知見)

「千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)」(地震調査委員会(2017))によると、以下のような内容が記載されている。

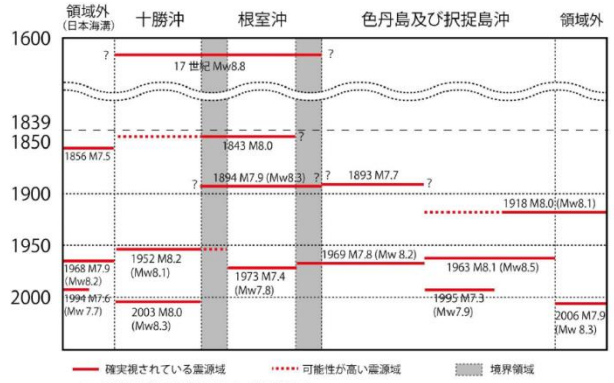
- 千島海溝沿いのうち、十勝沖・根室沖・色丹島沖及び択捉島沖を主な対象とし、長期的な観点で地震発生の可能性、震源域の形態等についての評価をとりまとめたものである。
- 千島海溝沿いでは、大きな津波をもたらした地震が17世紀に発生したことが知られていて、北海道東部に巨大な津波をもたらすような地震を「超巨大地震(17世紀型)」と呼ぶ。
- 「超巨大地震(17世紀型)」について、北海道東部における津波堆積物調査結果から、17世紀に1952年の十勝沖地震をはるかに超える規模の津波が発生し、現在の海岸線から1~4km程度内陸まで浸水したと推定されており、この津波を発生させた地震は両領域が海溝寄りの領域を含んで破壊する2011年東北地方太平洋沖地震と同様の特徴を持ち、規模はMw8.8に達する地震であった可能性が指摘されている。



地震調査委員会(2017)より抜粋

千島海溝沿いの評価対象領域(図1)

検討用地震の候補  
「超巨大地震(17世紀型)」  
(十勝沖から択捉島沖を震源領域としたM8.8程度以上の超巨大地震)



地震調査委員会(2017)より抜粋・一部加筆

千島海溝沿いで近年発生したプレート間巨大地震と超巨大地震(17世紀型)の震源域の時空間分布

### 超巨大地震(17世紀型)の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1) 地震の発生領域の目安	図1。具体的な地域は特定できないが、根室沖を含む可能性が高い。	当該地域の津波堆積物の空間分布を参考にして判断した。
(2) 震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。	
(3) 震源域	長さ 300km 以上。深さは、60km 程度以浅。海溝寄りの領域も連動する。	
(4) 震源断層面での平均的なずれの向き	約 N114° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対する動きの向き)	根室沖と同じ値を使用した。
(5) 発生間隔等	発生頻度 約 340~380 年に 1 回 (過去の地震の推定発生間隔 約 100~800 年)	北海道東部(厚岸郡)において調査された津波堆積物のうち、巨大津波を発生させたと推定される津波堆積物の数や年代推定結果から推定した。

地震調査委員会(2017)より抜粋

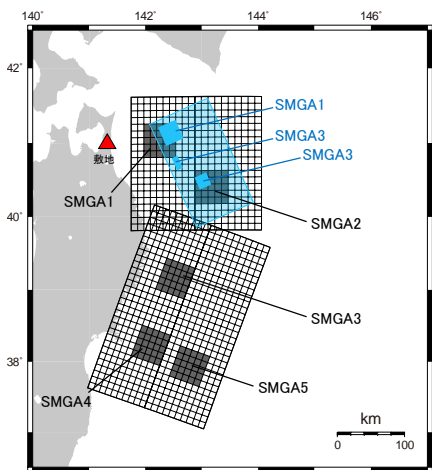


# 4.1 プレート間地震 / 4.1.1 検討用地震の選定

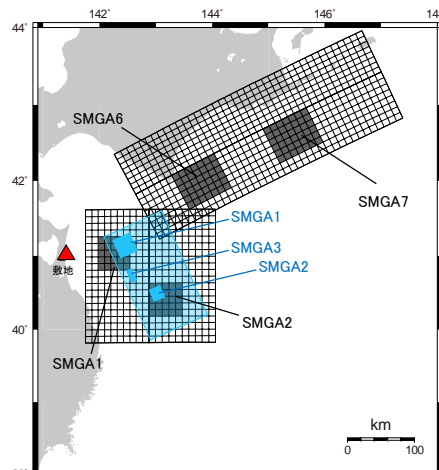
## 想定三陸沖北部の地震(Mw8.3)と 2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震(Mw9.0)との比較

➤ 2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震(Mw9.0)と、想定三陸沖北部の地震(Mw8.3)について、そのパラメータを比較し、影響の度合いを評価する。

※想定三陸沖北部の地震(Mw8.3)のパラメータは、地震調査委員会(2004a)による。2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震(Mw9.0)のパラメータは、諸井ほか(2013)に基づく値。



三陸沖北部～宮城県沖の運動



三陸沖北部～根室沖の運動

■ : 想定三陸沖北部の地震(Mw8.3)  
□ : 2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震(Mw9.0)

「想定三陸沖北部の地震(Mw8.3)」および  
「2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震(Mw9.0)」の断層面

震源パラメータ比較表

	想定三陸沖北部の地震	M9プレート間地震 (2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震)			
地震規模	Mw8.3	Mw9.0			
断層面積(km <sup>2</sup> )	17000	100000			
短周期レベル(Nm/s <sup>2</sup> )	1.88 × 10 <sup>20</sup>	3.49 × 10 <sup>20</sup>			
直近SMGAの短周期レベル(Nm/s <sup>2</sup> )	<table border="1"> <tr> <td>1.12 × 10<sup>20</sup> (SMGA1)</td> <td rowspan="2">1.73 × 10<sup>20</sup></td> </tr> <tr> <td>1.32 × 10<sup>20</sup> (SMGA3)</td> </tr> </table>	1.12 × 10 <sup>20</sup> (SMGA1)	1.73 × 10 <sup>20</sup>	1.32 × 10 <sup>20</sup> (SMGA3)	1.86 × 10 <sup>20</sup> (SMGA1)
1.12 × 10 <sup>20</sup> (SMGA1)	1.73 × 10 <sup>20</sup>				
1.32 × 10 <sup>20</sup> (SMGA3)					
敷地と直近SMGA中心との距離(km)	<table border="1"> <tr> <td>102.2 (SMGA1)</td> <td rowspan="2">90.2</td> </tr> <tr> <td>110.9 (SMGA3)</td> </tr> </table>	102.2 (SMGA1)	90.2	110.9 (SMGA3)	
102.2 (SMGA1)	90.2				
110.9 (SMGA3)					

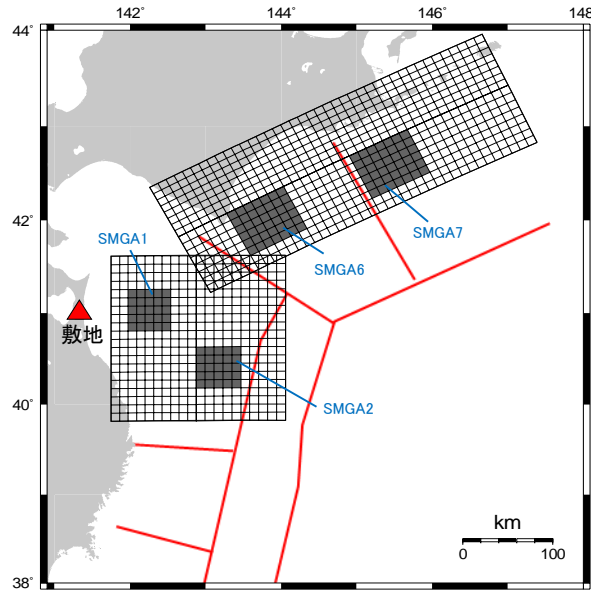
➤ M9プレート間地震の直近SMGAの短周期レベルは、想定三陸沖北部の地震の断層面全体の短周期レベルの値とほぼ等しい値となっている。  
➤ さらに、敷地と直近SMGA中心との距離についても、M9プレート間地震の方が近い。



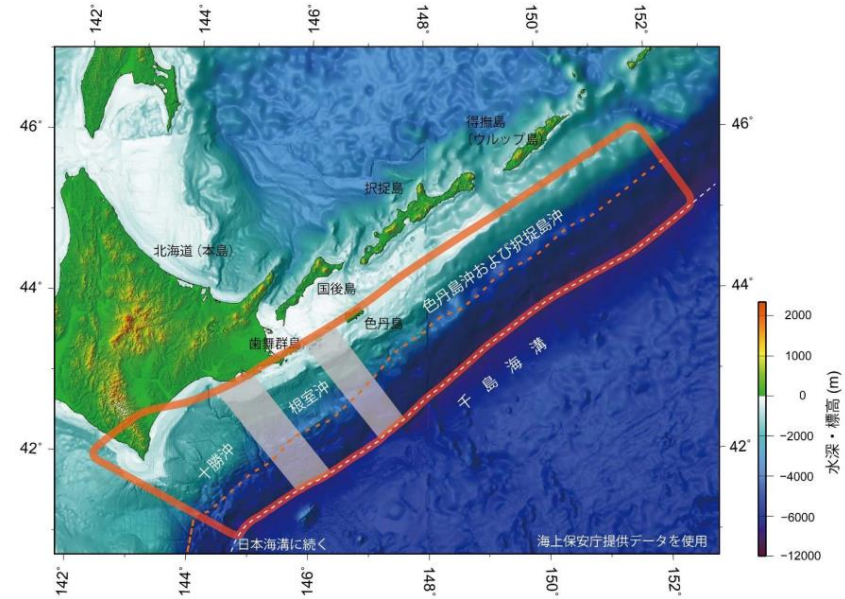
➤ パラメータ比較の結果、敷地に対する影響は、2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震(Mw9.0)の方が、想定三陸沖北部の地震(Mw8.3)を上回ると考えられる。

# 4. 1 プレート間地震 / 4. 1. 1 検討用地震の選定

## 超巨大地震(17世紀型)と 2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震(Mw9.0)との比較



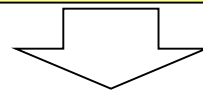
2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震(三陸沖北部～根室沖の連動)  
断層モデル図



地震調査委員会(2017) より抜粋

千島海溝沿いの評価対象領域

➤ 「超巨大地震(17世紀型)」は、十勝沖から択捉島沖を震源領域としたM8.8程度以上の超巨大地震とされているが、「2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震」がMw9.0の規模を考慮しており、敷地に最も近い領域である三陸沖北部の領域を震源領域に設定していること、「超巨大地震(17世紀型)」の震源領域は千島海溝の北東側に延び、敷地から遠くなることから、「2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震」の方が敷地への影響が大きいと考えられる。



➤ 以上から、検討用地震として、「2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震 (Mw9.0)」を選定する。

# 4.1 プレート間地震 / 4.1.2 断層モデルの設定 M9プレート間地震の断層モデルの設定方針

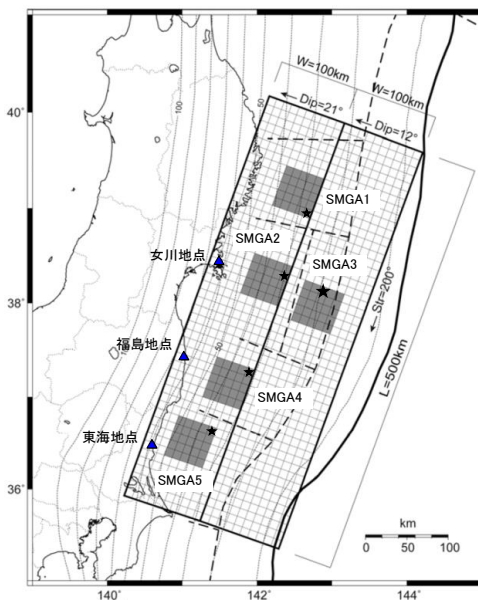
## ■敷地前面における震源断層の設定方針

- 地震規模については、2011年東北地方太平洋沖地震と同等の地震規模であるMw9.0となるように考慮して設定する。
- 断層面の設定にあたっては、2011年東北地方太平洋沖地震が、複数の領域が連動した地震であったことを踏まえ、敷地前面の三陸沖北部の領域を含む連動型プレート間地震を想定する。

## ■3.11地震のポストディクション(諸井ほか(2013))

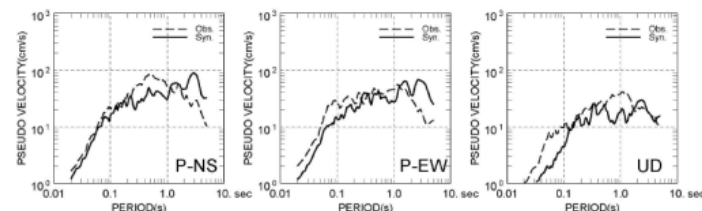
- 諸井ほか(2013)のモデルについては、各サイト敷地前面の地域性を考慮することにより、女川、福島第一、東海第二の各発電所における観測記録と整合した結果を与え得るモデルとなっている。

- 同じ太平洋プレートの沈み込みに伴うプレート間地震の評価として、同様の考えで敷地前面のM9プレート間地震のモデル設定に準用することが可能。
- ただし、モデル策定にあたっては、敷地前面の地域性について考慮することが必要。



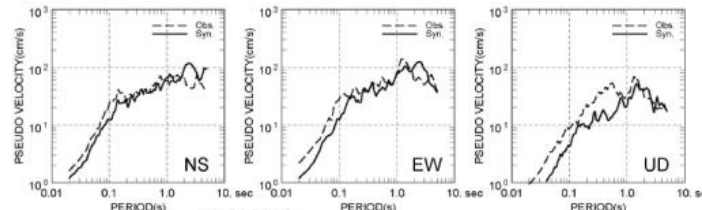
	面積 S(km <sup>2</sup> )	地震モーメント M <sub>0</sub> (Nm)	平均すべり量 D(m)	応力降下量 Δσ(MPa)	短周期レベル A(Nm/s <sup>2</sup> )
断層全体	100,000	4.0E+22	8.5	3.08	2.97E+20
SMGA1個あたり	2,500	2.0E+21	17.1	24.6	1.33E+20
背景領域	87,500	3.0E+22	7.3	4.9	—

【女川地点】



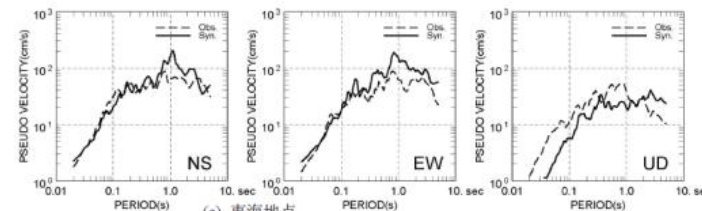
女川のみ地域性を考慮して短周期レベルを1.4倍にしている

【福島地点】



(b) 福島地点

【東海地点】



(c) 東海地点

ポストディクションモデルによる東北地方太平洋沖地震の強震動シミュレーション

- 以上から、諸井ほか(2013)の知見を踏まえ、敷地前面の地域性を考慮した上で、敷地前面の三陸沖北部を含むM9プレート間地震の断層モデルを設定し、敷地への影響評価を実施する。



## 4.1 プレート間地震／4.1.2 断層モデルの設定 敷地で考慮する敷地前面の地域性の整理

H30.10.31  
資料1-4-1  
p80 再掲



➤ 敷地で考慮するM9プレート間地震の基本モデルについて、敷地前面の地域性を踏まえ以下のポイントに留意して設定した。

### ■ 地域性を考慮したM9プレート間地震のSMGAの位置について

➤ 敷地で考慮するM9プレート間地震のSMGAの位置についても、諸井ほか(2013)と同様に、過去に発生した地震を参照し、地域性を考慮した位置に設定する。

### ■ SMGAの短周期レベルについて

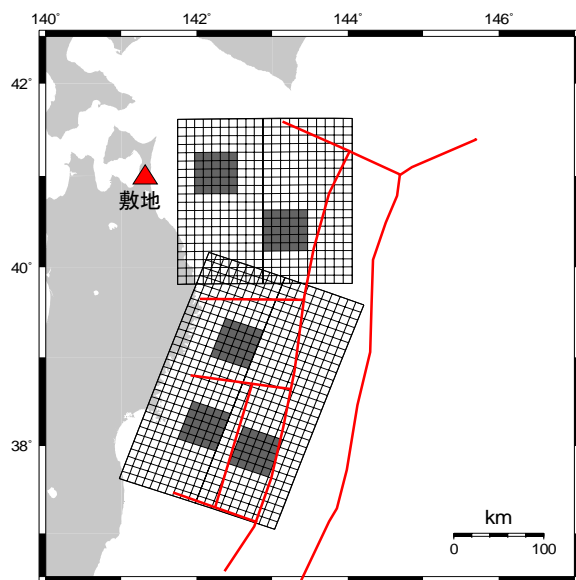
➤ 諸井ほか(2013)においては、福島、茨城沖では、過去の中小地震の短周期レベルの関係から、全断層面積に対する強震動生成域(SMGA)の面積比を12.5%にした短周期レベルを採用し記録を再現している。宮城県沖では、過去の地震の特徴を踏まえ、更にこれを1.4倍することで記録を再現している。



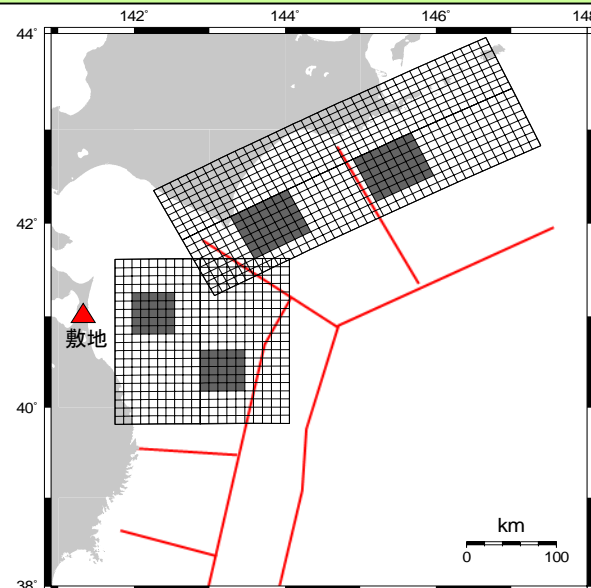
➤ 敷地で考慮するM9プレート間地震についても、過去に発生した地震の特徴を踏まえた短周期レベルを参照し、地域性を考慮した必要な割り増しを行う。

### ■ M9プレート間地震の連動範囲について

➤ 敷地前面の三陸沖北部の領域を含むM9プレート間地震として、  
ケースa: 三陸沖北部から宮城県沖の連動  
ケースb: 三陸沖北部から根室沖の連動  
の2ケースを考慮する。



ケースa (三陸沖北部～宮城県沖)

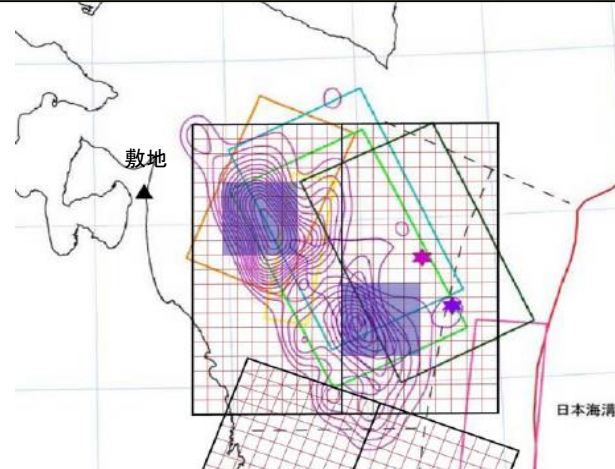
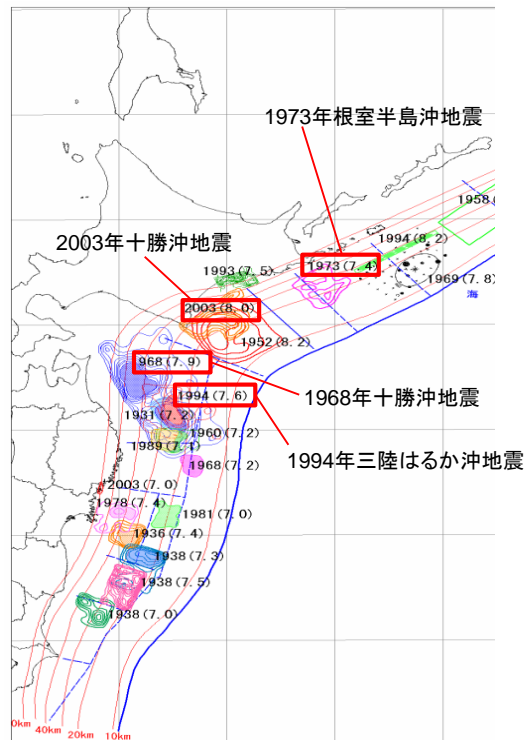


ケースb (三陸沖北部～根室沖)

# 4.1 プレート間地震 / 4.1.2 断層モデルの設定 SMGAの位置の設定(1)

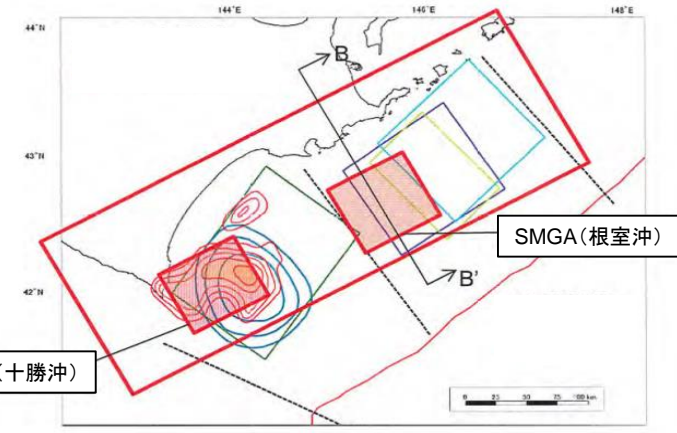
## ■地域性を考慮したM9プレート間地震のSMGAの位置について

- 敷地前面の三陸沖北部の領域では、過去の地震として、1968年十勝沖地震(M7.9)や1994年三陸はるか沖地震(M7.6)が発生していることから、その発生位置にそれぞれSMGAを配置する。
- 三陸沖中部以南の領域については、地震調査委員会(2012)のセグメントごとにSMGAを1個ずつ配置することとし、その位置については、既往の地震観測記録の再現に関する入倉(2012)ほかに倣い配置する。
- 十勝沖の領域については、2003年十勝沖地震(M8.0)が発生していることから、その発生位置にSMGAを配置する。
- 根室沖の領域については、1973年根室半島沖地震(M7.4)が発生していることから、敷地に対する影響が大きくなるように、領域内のうち、敷地に近い位置に配置する。



- 1896年 明治三陸 Tanioka and Satake(1996)[津波数値実験]
- 1856年 安政八戸沖 相田(1977)[津波数値実験]
- 1931年 八戸沖 相田(1977)[津波数値実験]
- 1968年 十勝沖 Kanamori(1971b)[長周期表面波]
- 1968年 十勝沖 Fukao and Furumoto(1975)[長周期地震波]
- 1968年 十勝沖 Aida(1978)[津波数値実験]
- 1968年 十勝沖アスペリティ永井 他 (2001)
- 1968年 十勝沖震源位置
- 1994年 三陸はるか沖アスペリティ永井 他 (2001)
- 1994年 三陸はるか沖震源位置

1968年十勝沖地震の震源域とSMGAの位置  
(地震調査委員会(2004a)に加筆)



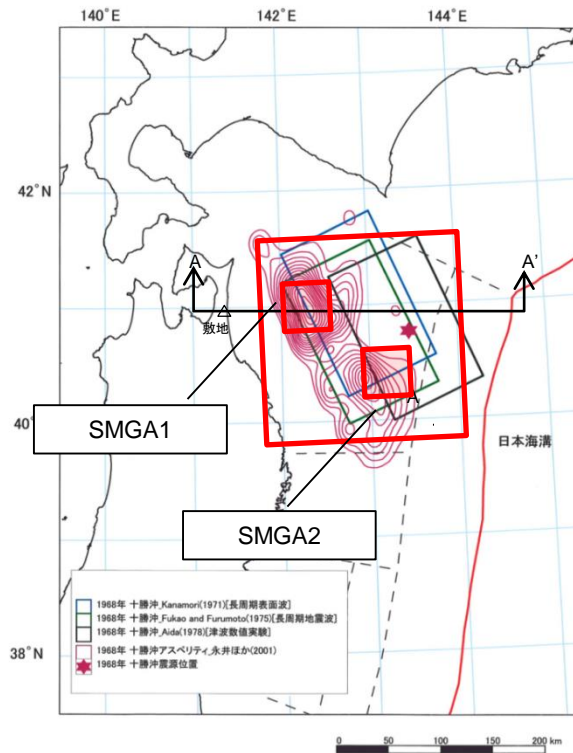
- 平面図
- 1952、2003年十勝沖地震
  - 1952 十勝沖 [笠原(1975),Aida(1978)]
  - 1952 十勝沖 [Yamanaka and Kikuchi(2003)]
  - 2003 十勝沖 [Yamanaka and Kikuchi(2003)]
  - 1973年根室半島沖地震
  - 多田(1974)
  - Shimazaki(1974)
  - Aida(1978)

2003年十勝沖地震および1973年根室半島沖地震の震源域とSMGAの位置  
(地震調査委員会(2004b)に加筆)

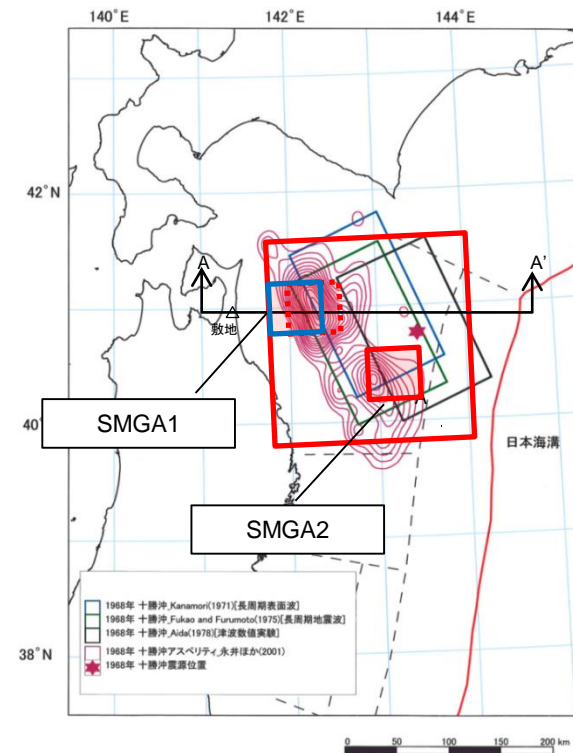
三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域(中央防災会議(2004)に加筆)

# 4.1 プレート間地震 / 4.1.2 断層モデルの設定 SMGAの位置の設定(2)

- 敷地に最も近い領域である三陸沖北部の領域については、SMGA位置を、永井ほか(2001)による、1968年十勝沖地震の震源におけるすべり量の大きい領域と対応するように設定している。
- 三陸沖北部の領域のSMGA位置の設定にあたっては、基本モデルとしては、永井ほか(2001)によるすべり分布から、2つのSMGAを設定する。
- また、上記設定に対して、不確かさの考慮として、敷地への影響が大きくなるように、以下のケースについて評価を実施する。
  - ・敷地に最も近いSMGAを断層面西端に近づけたケース



基本モデル



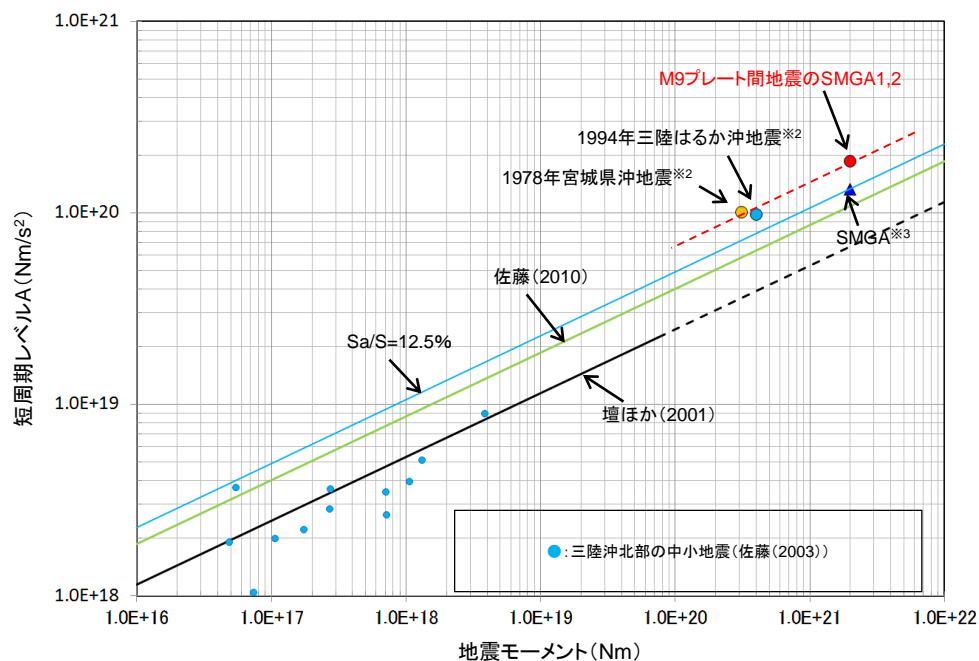
SMGA1を断層面西端に近づけたケース

## 三陸沖北部の領域のSMGA位置

# 4.1 プレート間地震 / 4.1.2 断層モデルの設定 三陸沖北部のSMGAにおける短周期レベル

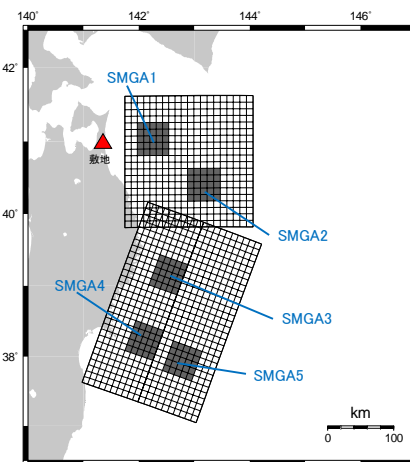
## ■地域性を考慮したM9プレート間地震の三陸沖北部のSMGAにおける短周期レベルについて

- 三陸沖北部で発生したプレート間地震(中小地震)の地震モーメント( $M_0$ )と短周期レベル(A)の関係は、諸井ほか(2013)に基づく全断層面積に対する強震動生成域(SMGA)の面積比12.5%相当の短周期レベルと $M_0$ との関係に比べ、小さい傾向にある。
- 一方、1994年三陸はるか沖地震(M7.6)の $M_0$ と短周期レベルの関係は、諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の $M_0$ と短周期レベルの関係より大きく、約1.3倍<sup>※1</sup>となっている。
- 以上を踏まえると、中小地震の短周期レベルの傾向は敷地近傍のSMGA1の短周期レベルに反映し、1994年三陸はるか沖地震の短周期レベルの傾向はSMGA2の短周期レベルに反映することが考えられるが、保守的に、1994年三陸はるか沖地震の短周期レベルの傾向をSMGA1、SMGA2の両方に反映することとする。
- なお、短周期レベルの割り増し率は、1994年三陸はるか沖地震の $M_0$ と短周期レベルの関係を上回る1978年宮城県沖地震(M7.4)の値(1.4倍)<sup>※1</sup>を採用する。
- 佐藤(2010)において、太平洋プレートにおけるプレート境界地震のスケーリング則が示されている。また、佐藤(2012)において、2011年東北地方太平洋沖地震の短周期レベルは、佐藤(2010)のスケーリング則とよく整合することが示されている。設定したSMGAの短周期レベルは、佐藤(2010)によるスケーリング則を上回っている。

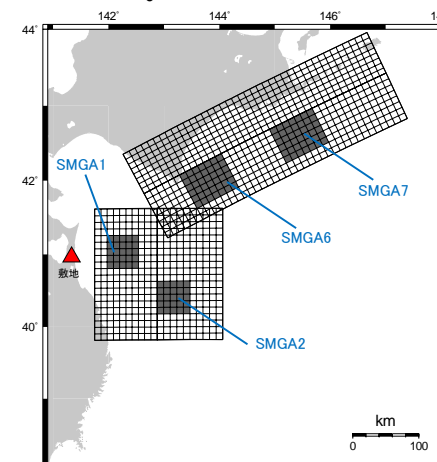


短周期レベルと既往スケーリング則の比較

※1: 規模の差を考慮した差(短周期レベルが $M_0^{1/3}$ に比例すると仮定して算定)



三陸沖北部～宮城県沖の連動



三陸沖北部～根室沖の連動

※2: 片岡ほか(2006)

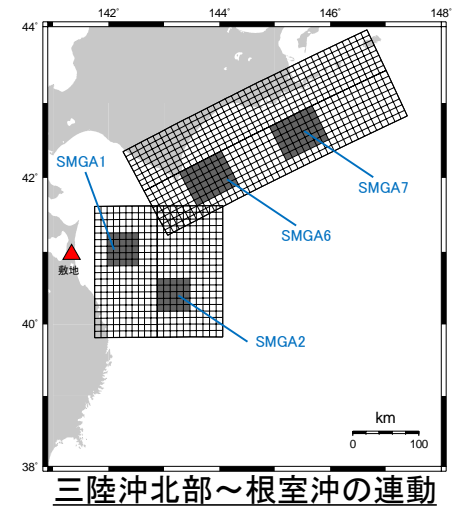
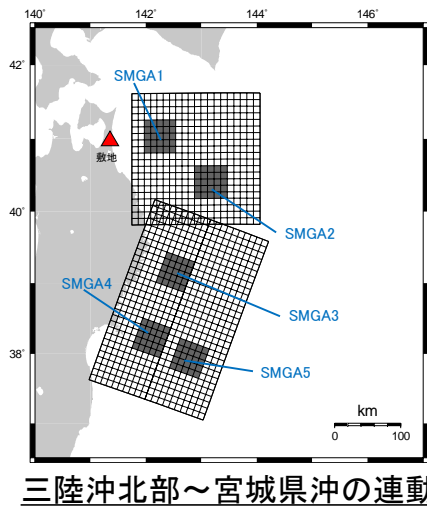
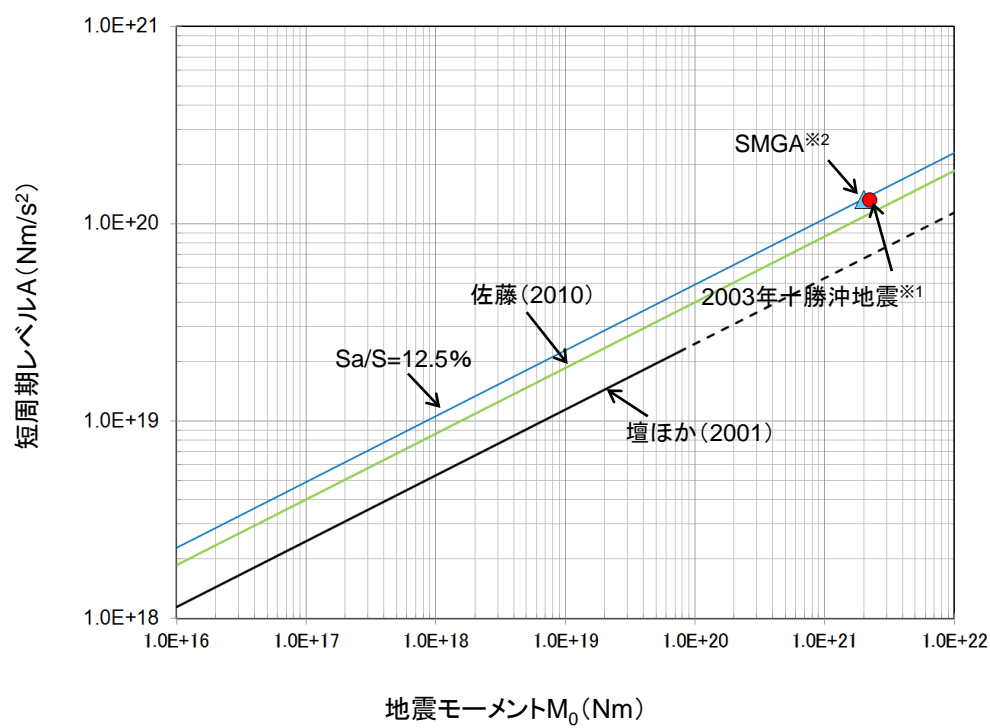
※3: 諸井ほか(2013)の1個のSMGAをここでは1つの地震として表示している。



# 4.1 プレート間地震 / 4.1.2 断層モデルの設定 三陸沖北部以外のSMGAにおける短周期レベル

## ■M9プレート間地震の三陸沖北部以外のSMGAにおける短周期レベルについて

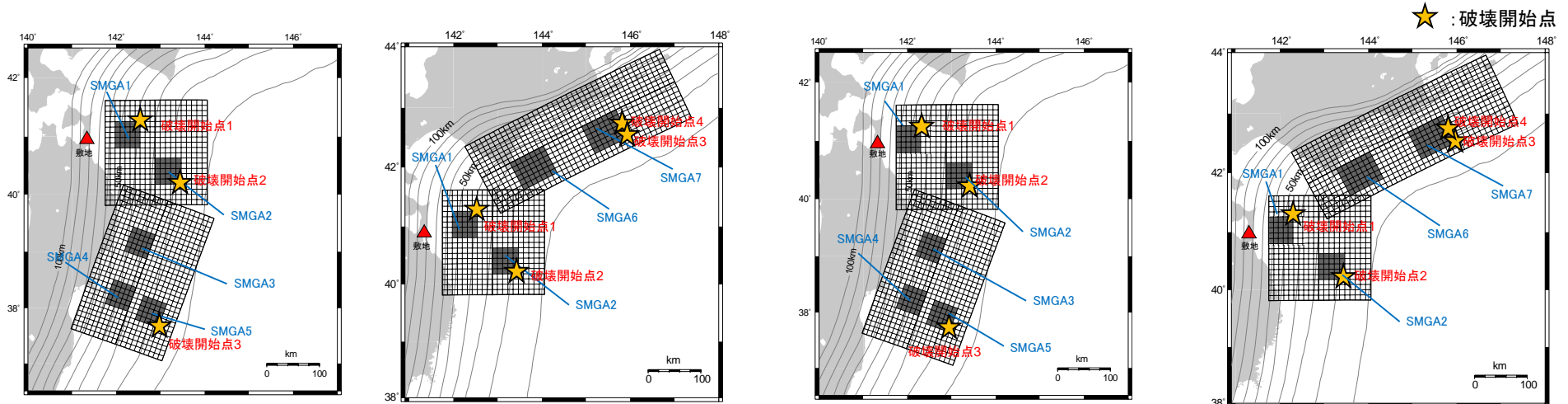
- 十勝沖では2003年十勝沖地震が発生しており、この地震の地震モーメント( $M_0$ )と短周期レベル(A)の関係は諸井ほか(2013)に基づく全断層面積に対する強震動生成域(SMGA)の面積比12.5%相当の短周期レベルと $M_0$ との関係に比べて同等であることから、十勝沖のSMGA6の短周期レベルは、諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の短周期レベルを採用する。
- その他のSMGAについてもサイトからの距離が遠く、多少の短周期レベルの変動があっても敷地に与える影響は小さいと考えられることから、諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の短周期レベルそのままの値を採用する。
- 佐藤(2010)において、太平洋プレートにおけるプレート境界地震のスケーリング則が示されている。また、佐藤(2012)において、2011年東北地方太平洋沖地震の短周期レベルは、佐藤(2010)のスケーリング則とよく整合することが示されている。設定したSMGAの短周期レベルは、佐藤(2010)によるスケーリング則を上回っている。



※1: 片岡ほか(2006)  
 ※2: 諸井ほか(2013)の1個のSMGAをここでは1つの地震として表示している。

# 4.1 プレート間地震／4.1.2 断層モデルの設定 検討ケース一覧および断層モデル図

検討ケース	領域の運動	SMGAの位置	SMGAの短周期レベル	破壊開始点	備考
地域性を踏まえた想定	三陸沖北部～宮城県沖	図aの位置	SMGA1: 三陸沖北部の中小地震を踏まえた短周期レベル	複数設定	
	三陸沖北部～根室沖	図bの位置	SMGA2: 1994年三陸はるか沖地震を踏まえた短周期レベル SMGA3～7: 諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の短周期レベル		
基本モデル	三陸沖北部～宮城県沖	図aの位置	SMGA1～2: 1978年宮城県沖地震を踏まえた短周期レベル	複数設定	地域性を踏まえた想定に対して短周期レベルを保守的に嵩上げたモデルを基本モデルとする。
	三陸沖北部～根室沖	図bの位置	SMGA3～7: 諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の短周期レベル		
SMGAの位置の不確かさケース	基本モデルの評価結果を踏まえて設定	SMGA1をサイト直近に移動 図cまたは図d	SMGA1～2: 1978年宮城県沖地震を踏まえた短周期レベル SMGA3～7: 諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の短周期レベル	複数設定	基本モデルの評価結果が、大きい方の領域の運動のみによる評価で代表する。



図a 三陸沖北部～宮城県沖の運動  
基本ケース

図b 三陸沖北部～根室沖の運動  
基本ケース

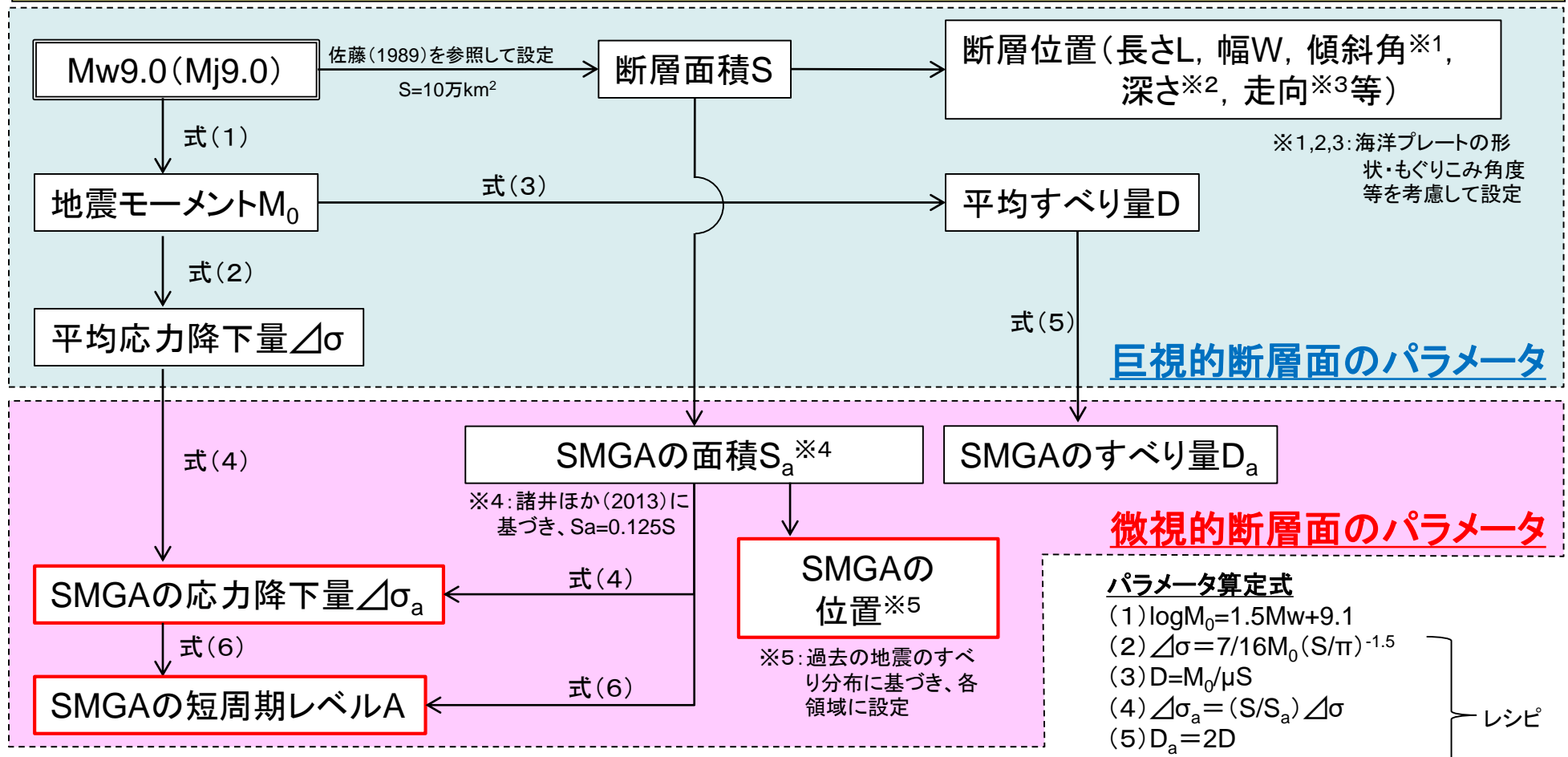
図c SMGAの位置の不確かさケース  
(三陸沖北部～宮城県沖の運動の場合)

図d SMGAの位置の不確かさケース  
(三陸沖北部～根室沖の運動の場合)



# 4.1 プレート間地震 / 4.1.2 断層モデルの設定 パラメータ算定フロー

▶ パラメータ算定フローを以下に示す。



巨視的断層面のパラメータ

微視的断層面のパラメータ

- パラメータ算定式
- (1)  $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$
  - (2)  $\Delta\sigma = 7/16 M_0 (S/\pi)^{-1.5}$
  - (3)  $D = M_0 / \mu S$
  - (4)  $\Delta\sigma_a = (S/S_a) \Delta\sigma$
  - (5)  $D_a = 2D$
  - (6)  $A = 4\pi r \Delta\sigma_a \beta^2 \quad r = (S_a/\pi)^{0.5}$
- レシピ

不確かさを考慮するパラメータ

**その他パラメータ**

- ・S波速度 $\beta$ 、剛性率 $\mu$ : 地震調査委員会(2004)と同様、三浦ほか(2001)に基づく、プレート上面の海洋性地殻の値を参照
- ・破壊伝播速度 $V_r$ : 諸井ほか(2013)における東北地方太平洋沖地震の震源インバージョン結果を参照し、 $r=3.0\text{km/s}$ 。  
なお、この値は、地震調査委員会(2004)による三陸沖北部の地震(Mw8.3)の評価において採用されている値( $V_r=2.5\text{km/s}$ )よりも大きな値となっている。

# 4.1 プレート間地震 / 4.1.2 断層モデルの設定 断層パラメータ表(三陸沖北部～宮城県沖の連動)



「三陸沖北部～宮城県沖の連動」のパラメータについては、地震調査委員会の強震動予測レシピ等に基づいてパラメータを算定している。

「三陸沖北部～宮城県沖の連動」のパラメータ表

項目			セグメント		設定方法		
			三陸沖北部	三陸沖中南部～宮城県沖			
巨視的震源特性	走向	$\theta(^{\circ})$	180	200	プレート沈み込み等深線を参考に設定		
	断層傾斜角1	$\delta_1(^{\circ})$	10	12	同上		
	断層傾斜角2	$\delta_2(^{\circ})$	20	21	同上		
	長さ	L(km)	200	300	プレート沈み込み等深線及び断層面積に基づき設定		
	幅	W(km)	200	200	プレート沈み込み等深線を参考に設定		
	上端深さ	h(km)	12.6	12.3	同上		
	下端深さ	h(km)	64.2	68.9	同上		
	断層面積	S(km <sup>2</sup> )	40000	60000	佐藤ほか(1989)を参照, $\log S = M_w - 4.07$		
	平均応力降下量	$\Delta\sigma$ (MPa)	3.08		$\Delta\sigma = 7/16 \times M_0(\pi/S)^{3/2}$		
	地震モーメント	$M_0$ (Nm)	4.00E+22		$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$ (Kanamori(1977))		
	モーメントマグニチュード	$M_w$	9.0		2011年東北地方太平洋沖地震の $M_w$ と同等の地震規模を設定		
	平均すべり量	D(m)	8.5		$D = M_0/(\mu S)$		
	剛性率	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	4.68E+10		$\mu = \rho\beta^2$ , $\rho = 3.08\text{g/cm}^3$		
S波速度	$\beta$ (km/s)	3.9		地震調査委員会(2004)			
破壊伝播速度	Vr(km/s)	3.0		諸井ほか(2013)を参照			
微視的震源特性	S M G A	全 S M G A	面積	$S_a$ (km <sup>2</sup> )	12500	$S_a = 0.125S$ (諸井ほか(2013))	
			地震モーメント	$M_{0a}$ (Nm)	1.00E+22	$M_{0a} = \mu S_a D_a$	
			平均すべり量	$D_a$ (m)	17.1	Somerville et al. (1999)	
			応力降下量	$\Delta\sigma_a$ (MPa)	24.6	$\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	
			短周期レベル	$A_{ai}$ (Nm/s <sup>2</sup> )	3.49E+20	$A_{ai} = (\Sigma A_{ai})^{1/2}$	
	S M G A	各 S M G A			SMGA1～2	SMGA3～5	
			面積	$S_{ai}$ (km <sup>2</sup> )	2500	2500	$S_{ai} = S_a/5$
			地震モーメント	$M_{0ai}$ (Nm)	2.00E+21	2.00E+21	$M_{0ai} = \mu S_{ai} D_{ai}$
			平均すべり量	$D_{ai}$ (m)	17.1	17.1	$D_{ai} = D_a \gamma_i / \Sigma(\gamma_i^3)$ , $\gamma_i = r_i/r = (S_{ai}/S_a)^{1/2}$
			応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}$ (MPa)	34.5	24.6	$\Delta\sigma_{ai} = \Delta\sigma_a$ , 三陸沖北部は1.4倍
			短周期レベル	$A_{ai}$ (Nm/s <sup>2</sup> )	1.86E+20	1.33E+20	$A_{ai} = 4\pi(S_{ai}/\pi)^{1/2} \Delta\sigma_{ai}\beta^2$
		ライズタイム	$\tau_{ai}$ (s)	8.33	8.33	$\tau_{ai} = 0.5 \times W_{ai}/V_r$ , $W_{ai} = S_{ai}^{1/2}$	
	背景領域		面積	$S_b$ (km <sup>2</sup> )	87500	$S_b = S - S_a$	
			地震モーメント	$M_{0b}$ (Nm)	3.00E+22	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	
			平均すべり量	$D_b$ (m)	7.3	$D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	
		実効応力	$\sigma_b$ (MPa)	4.9	$\sigma_b = 0.2 \times \Delta\sigma_a$		
		ライズタイム	$\tau_b$ (s)	33.33	$\tau_b = 0.5 \times W_b/V_r$ , $W_b = W$		

# 4.1 プレート間地震／4.1.2 断層モデルの設定 断層パラメータ表(三陸沖北部～根室沖の連動)



「三陸沖北部～根室沖の連動」のパラメータについては、地震調査委員会の強震動予測レシピア等に基づいてパラメータを算定している。

「三陸沖北部～根室沖の連動」のパラメータ表

項目			セグメント		設定方法	
			三陸沖北部	三陸沖 十勝沖～根室沖		
巨視的震源特性	走向	$\theta(^{\circ})$	180	245	プレート沈み込み等深線を参考に設定	
	断層傾斜角1	$\delta_1(^{\circ})$	10	10	同上	
	断層傾斜角2	$\delta_2(^{\circ})$	20	30	同上	
	長さ	L(km)	200	400	プレート沈み込み等深線及び断層面積に基づき設定	
	幅	W(km)	200	150	プレート沈み込み等深線を参考に設定	
	上端深さ	h(km)	12.6	17.0	同上	
	下端深さ	h(km)	64.2	67.5	同上	
	断層面積	S(km <sup>2</sup> )	40000	60000	佐藤ほか(1989)を参照, $\log S = M_w - 4.07$	
	平均応力降下量	$\Delta\sigma$ (MPa)	3.08		$\Delta\sigma = 7/16 \times M_0(\pi/S)^{3/2}$	
	地震モーメント	M <sub>0</sub> (Nm)	4.00E+22		$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$ (Kanamori(1977))	
	モーメントマグニチュード*	M <sub>w</sub>	9.0		2011年東北地方太平洋沖地震のM <sub>w</sub> と同等の地震規模を設定	
	平均すべり量	D(m)	8.5		D=M <sub>0</sub> /(μS)	
	剛性率	μ(N/m <sup>2</sup> )	4.68E+10		μ=ρβ <sup>2</sup> , ρ=3.08g/cm <sup>3</sup>	
S波速度	β(km/s)	3.9		地震調査委員会(2004)		
破壊伝播速度	V <sub>r</sub> (km/s)	3.0		諸井ほか(2013)		
微視的震源特性	全 S M G A	面積	S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )		S <sub>a</sub> =0.125S(諸井ほか(2013))	
		地震モーメント	M <sub>0a</sub> (Nm)		M <sub>0a</sub> =μS <sub>a</sub> D <sub>a</sub>	
		平均すべり量	D <sub>a</sub> (m)		Somerville et al. (1999)	
		応力降下量	$\Delta\sigma_a$ (MPa)		$\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$	
		短周期レベル	A <sub>a</sub> (Nm/s <sup>2</sup> )		A <sub>a</sub> =(ΣA <sub>ai</sub> ) <sup>1/2</sup>	
		短周期レベル		SMGA1~2	SMGA6~7	
	各 S M G A	面積	S <sub>ai</sub> (km <sup>2</sup> )	2500	3750	S <sub>ai</sub> =S×0.125/2
		地震モーメント	M <sub>0ai</sub> (Nm)	2.00E+21	3.00E+21	M <sub>0a1</sub> 及びM <sub>0a2</sub> は前頁の表と同じ, M <sub>0a6</sub> =M <sub>0a7</sub> =[M <sub>0a</sub> -(M <sub>0a1</sub> +M <sub>0a2</sub> )]/2
		平均すべり量	D <sub>ai</sub> (m)	17.1	17.1	D <sub>a1</sub> 及びD <sub>a2</sub> は前頁の表と同じ, D <sub>a6</sub> =D <sub>a7</sub> =M <sub>0a6</sub> /μS <sub>a6</sub>
		応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}$ (MPa)	34.5	24.6	$\Delta\sigma_{ai} = \Delta\sigma_a$ , 三陸沖北部は1.4倍
		短周期レベル	A <sub>ai</sub> (Nm/s <sup>2</sup> )	1.86E+20	1.63E+20	A <sub>ai</sub> =4π(S <sub>ai</sub> /π) <sup>1/2</sup> Δσ <sub>ai</sub> β <sup>2</sup>
		ライズタイム	τ <sub>ai</sub> (s)	8.33	10.21	τ <sub>ai</sub> =0.5×W <sub>ai</sub> /V <sub>r</sub> , W <sub>ai</sub> =S <sub>ai</sub> <sup>1/2</sup>
	背景領域	面積	S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup> )	87500		S <sub>b</sub> =S-S <sub>a</sub>
		地震モーメント	M <sub>0b</sub> (Nm)	3.00E+22		M <sub>0b</sub> =M <sub>0</sub> -M <sub>0a</sub>
平均すべり量		D <sub>b</sub> (m)	7.3		D <sub>b</sub> =M <sub>0b</sub> /(μS <sub>b</sub> )	
実効応力		σ <sub>b</sub> (MPa)	4.9		σ <sub>b</sub> =0.2×Δσ <sub>a</sub>	
ライズタイム		τ <sub>b</sub> (s)	33.33		τ <sub>b</sub> =0.5×W <sub>b</sub> /V <sub>r</sub> , W <sub>b</sub> =W	

# 4.1 プレート間地震 / 4.1.3 地震動評価手法

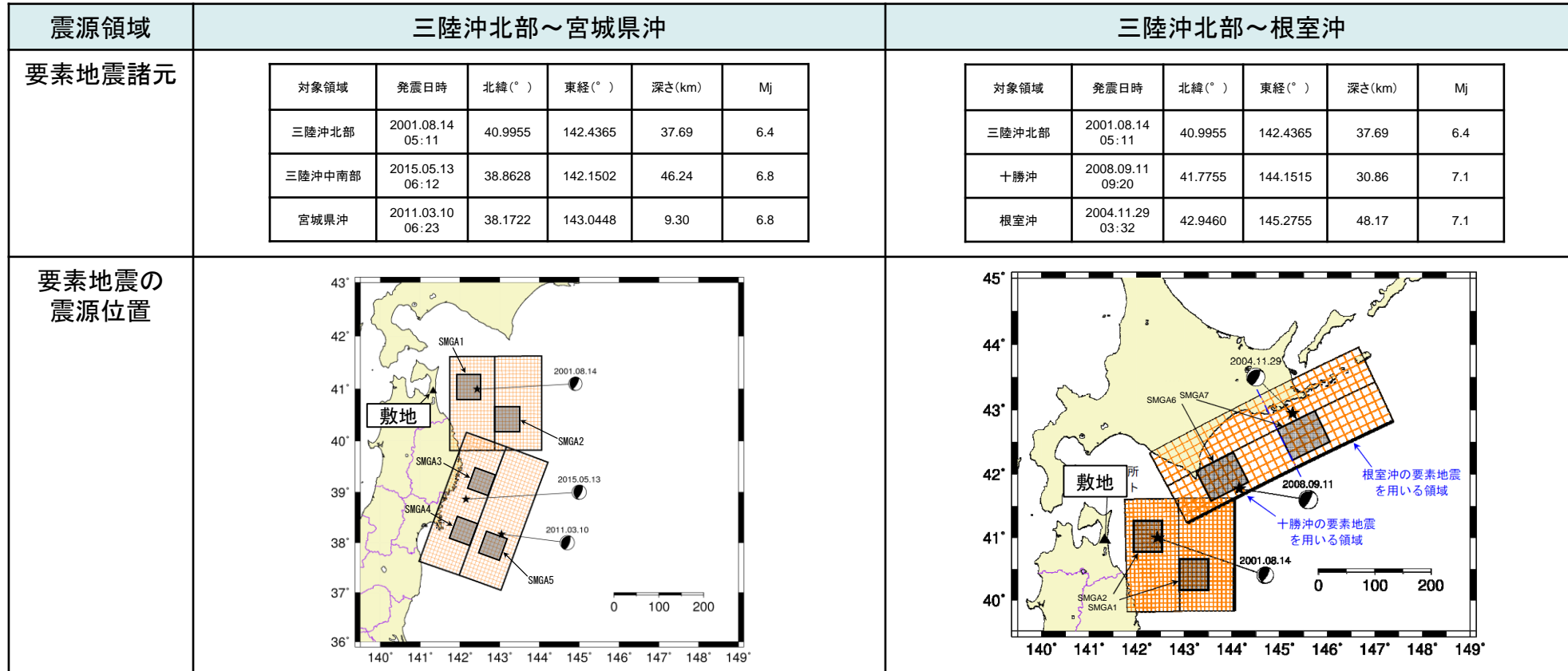
## 地震動評価手法

### ■ 応答スペクトルに基づく地震動評価

➢ M9クラスのプレート間地震については、既往の距離減衰式に対して外挿となること及び敷地から見て広範囲に震源領域が広がっていることから、距離減衰式による評価が困難であるため、断層モデルを用いた手法による地震動評価を行う。

### ■ 断層モデルを用いた手法による地震動評価

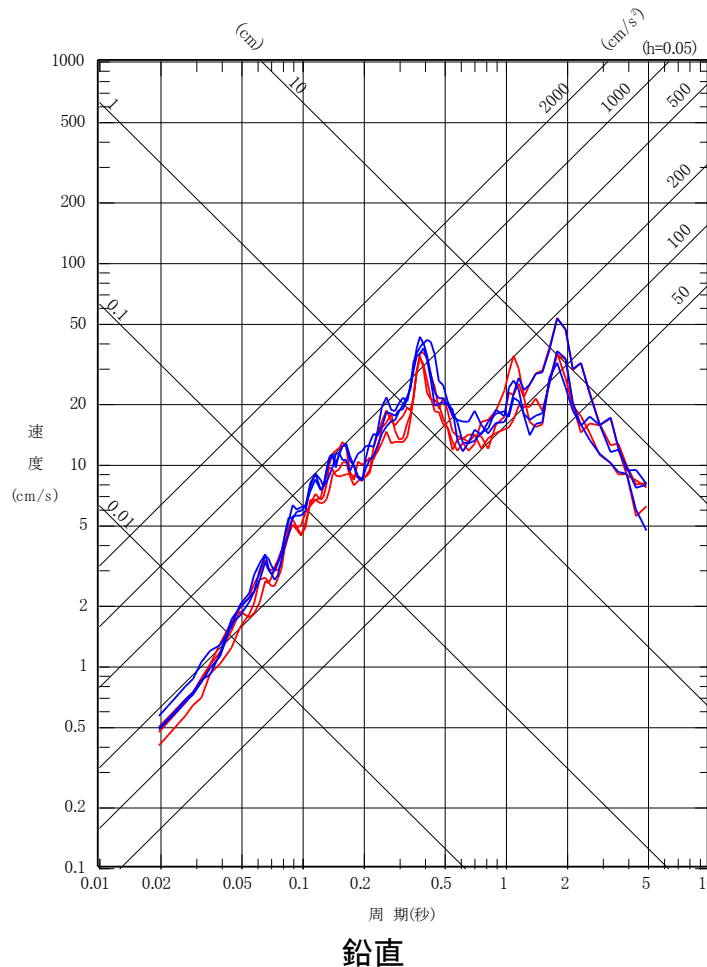
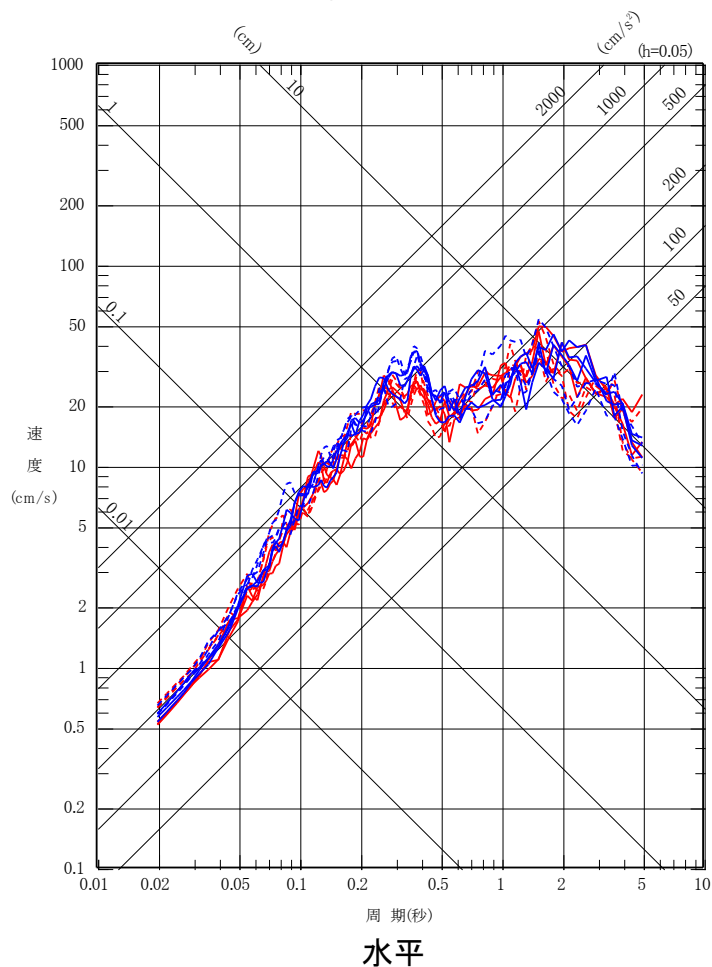
➢ 過去に発生したプレート間地震について、敷地において地震観測記録が得られていることから、経験的グリーン関数法による評価を実施する。  
➢ 経験的グリーン関数法による評価に用いる要素地震を、下図及び表に示す。



■ 三陸沖北部～宮城県沖

- 基本モデル NS方向
- - - 基本モデル EW方向
- SMGA位置の不確かさケース NS方向
- - - SMGA位置の不確かさケース EW方向

- 基本モデル UD方向
- SMGA位置の不確かさケース UD方向

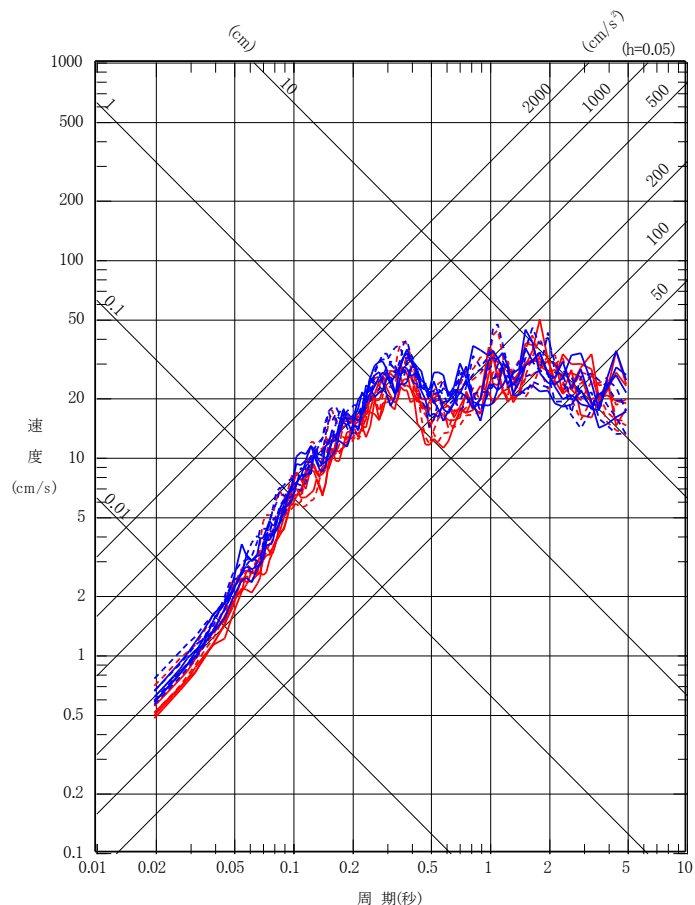




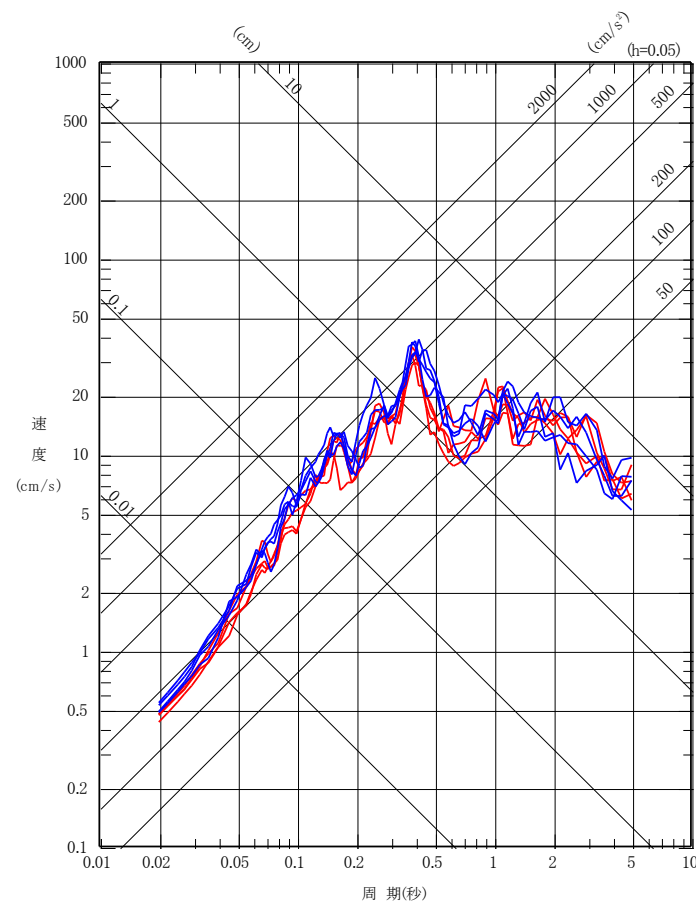
■ 三陸沖北部～根室沖

- 基本モデル NS方向
- - - 基本モデル EW方向
- SMGA位置の不確かさケース NS方向
- - - SMGA位置の不確かさケース EW方向

- 基本モデル UD方向
- SMGA位置の不確かさケース UD方向



水平



鉛直

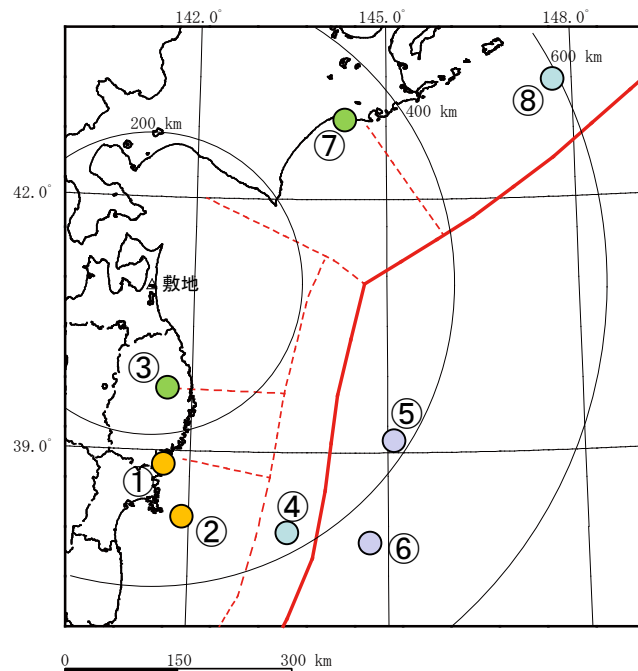
## 4. 2 海洋プレート内地震

## 4.2 海洋プレート内地震 / 4.2.1 地震発生状況およびプレートテクトニクス的な検討 主な海洋プレート内地震

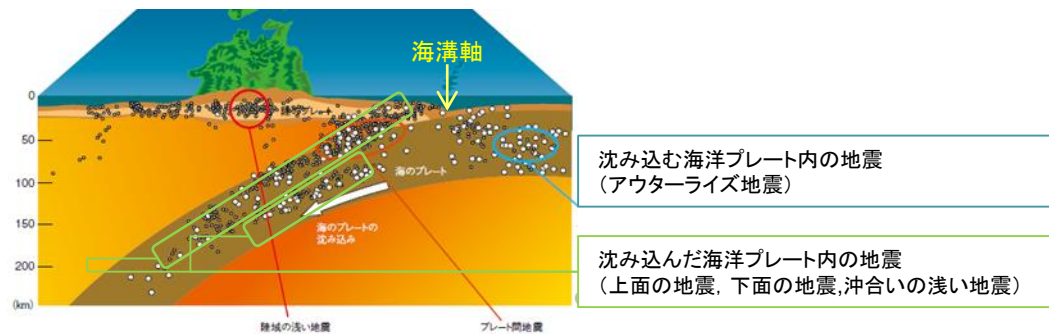
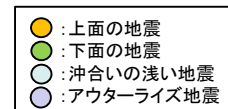
- 過去に東北地方及び千島海溝沿いでは、下図に示すM7級以上の被害地震が発生している。
- これらの地震のうち、敷地に影響を及ぼした海洋プレート内地震は認められない。

No.	タイプ名	東北地方で発生した主な地震(Mj, 震源距離X)	北海道で発生した主な地震(Mj, 震源距離X)
1	沈み込んだ海洋プレート内の地震	①2003年5月26日宮城県沖の地震(Mj7.1, X=250km) ②2011年4月7日宮城県沖の地震(Mj7.2, X=317km)	
2		③2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(Mj6.8, X=176m)	⑦1993年釧路沖地震(Mj7.5, X=347km)
3		④2011年7月10日三陸沖の地震(Mj7.3, X=377km)	⑧1994年北海道東方沖地震(Mj8.2, X=589km)
4	沈み込む海洋プレート内の地震 (アウターライズ地震)	⑤1933年三陸沖の地震(Mj8.1, X=382km) ⑥2011年3月11日三陸沖の地震(Mj7.5, X=448km)	

・沈み込む海洋プレート内の地震(アウターライズ地震)については、海溝軸よりも外側の領域で発生する地震であり、陸地までの海溝軸までの距離が約300kmと遠く、地震動による敷地への影響は小さくなることから、検討用地震の選定対象とはしない。



過去に発生した海洋プレート内地震の震央位置



海洋プレート内地震の分類(地震調査委員会パンフレットに加筆)

## 4.2 海洋プレート内地震 / 4.2.1 地震発生状況およびプレートテクトニクス的な検討

### 地震発生状況およびプレートテクトニクス的な検討

H30.10.31  
資料1-4-1  
p94 再掲



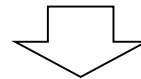
敷地周辺の領域と他地域について、地震発生状況の比較及びプレートテクトニクス的な検討による比較を行った結果を以下に示す。

#### ■東北地方と北海道の比較

- Kosuga et al. (1996)によって整理された海洋プレート内地震の分布から、東北地方では、プレート上面のDC型の地震が優勢であり、一方北海道では、プレート下面のDE型の地震が優勢であると考えられる。
- Kita et al. (2010)による海洋プレート内地震の発生状況から、敷地を含む「東北」の領域は、他地域と比較して海洋プレート内地震の活動性が低いと考えられる。  
(特にInter plane (中立軸付近の応力が相対的に小さい領域)及びLower plane (海洋プレート下面)の地震の活動性が相対的に低いと考えられる。)
- また、Kita et al. (2010)は、東北地方と北海道の海洋プレート内地震の発生メカニズムと海洋プレート内の応力分布の関係について検討がなされ、東北地方と北海道の違いを指摘しており、以下のことが確認できる。
  - ・東北地方は、海洋プレートの応力中立軸が深く、DC型の地震(プレート上面・圧縮応力場)の発生層が厚いのに対し、北海道は、海洋プレートの応力中立軸が浅く、DE型の地震(プレート下面・引張応力場)の発生層が厚い。
  - ・なお、過去の比較的大きな規模の地震の震源域と応力場に関して、DC型であればNeutral plane (応力中立面)の上部(圧縮応力場)で震源域が留まり、DE型であれば下部(引張応力場)の領域に震源域が留まっている。
- Ozel et al. (2003)に示されている千島弧で発生した地震の応力軸の方向と、敷地前面で発生している地震の応力軸の方向を比較すると、両者は傾向が異なることが分かる。また、千島弧においてはプレート下面で発生した地震が多く、DE型の地震が支配的であると考えられる。

#### ■世界の海洋プレート内地震

- Seno and Yoshida (2004)では、海洋プレートと島弧に働く応力と海洋プレート内地震の関係を整理している。
- 大きな海洋プレート内地震が発生している地域は、海洋プレートに引張応力がはたらいっている地域である。



- 以上のことから、敷地前面については、東北地方のテクトニクスに含まれていると考えられる。
- 一方で、北海道側については、海洋プレート内地震の活動度や海洋プレートにかかる応力状態等が東北地方と異なり、敷地前面とは別のテクトニクスとなっていると考えられる。

# 検討用地震の選定の概要



過去に発生した海洋プレート内地震について、地震の起こり方のタイプごとに分類

沈み込んだ海洋プレート内の地震  
二重深発地震 上面の地震  
○2003年宮城県沖 (Mj7.1)  
○2011年宮城県沖 (Mj7.2)

沈み込んだ海洋プレート内の地震  
二重深発地震 下面の地震  
○2008年岩手県沿岸北部 (Mj6.8)  
○1993年釧路沖 (Mj7.5)

沈み込んだ海洋プレート内の地震  
沖合いの浅い地震  
○2011年三陸沖 (Mj7.3)  
○1994年北海道東方沖 (Mj8.2)

沈み込む海洋プレート内の地震  
(アウターライズ地震)  
○1933年昭和三陸 (Mj8.1)  
○2011年三陸沖 (Mj7.5)

敷地からの距離が遠く、敷地に対する影響は小さいと考えられる

検討用地震の選定対象外

検討用地震の候補

○二重深発地震 上面の地震  
(基本モデル (Mj7.2))

考慮すべき不確かさの整理

○二重深発地震 上面の地震  
(地震規模の不確かさケース (Mw7.4))

検討用地震の候補

○二重深発地震 下面の地震  
(基本モデル (Mj6.8))

考慮すべき不確かさの整理

○二重深発地震 下面の地震  
(地震規模の不確かさケース (Mw7.4))

検討用地震の候補

○沖合いの浅い地震  
(基本モデル (Mj7.3))

考慮すべき不確かさの整理

○沖合いの浅い地震  
(地震規模の不確かさケース (Mw7.4))

検討用地震を選定

(Noda et al. (2002)の方法を用いて、基本ケース及び地震規模の不確かさケースそれぞれについて、相対的に比較)

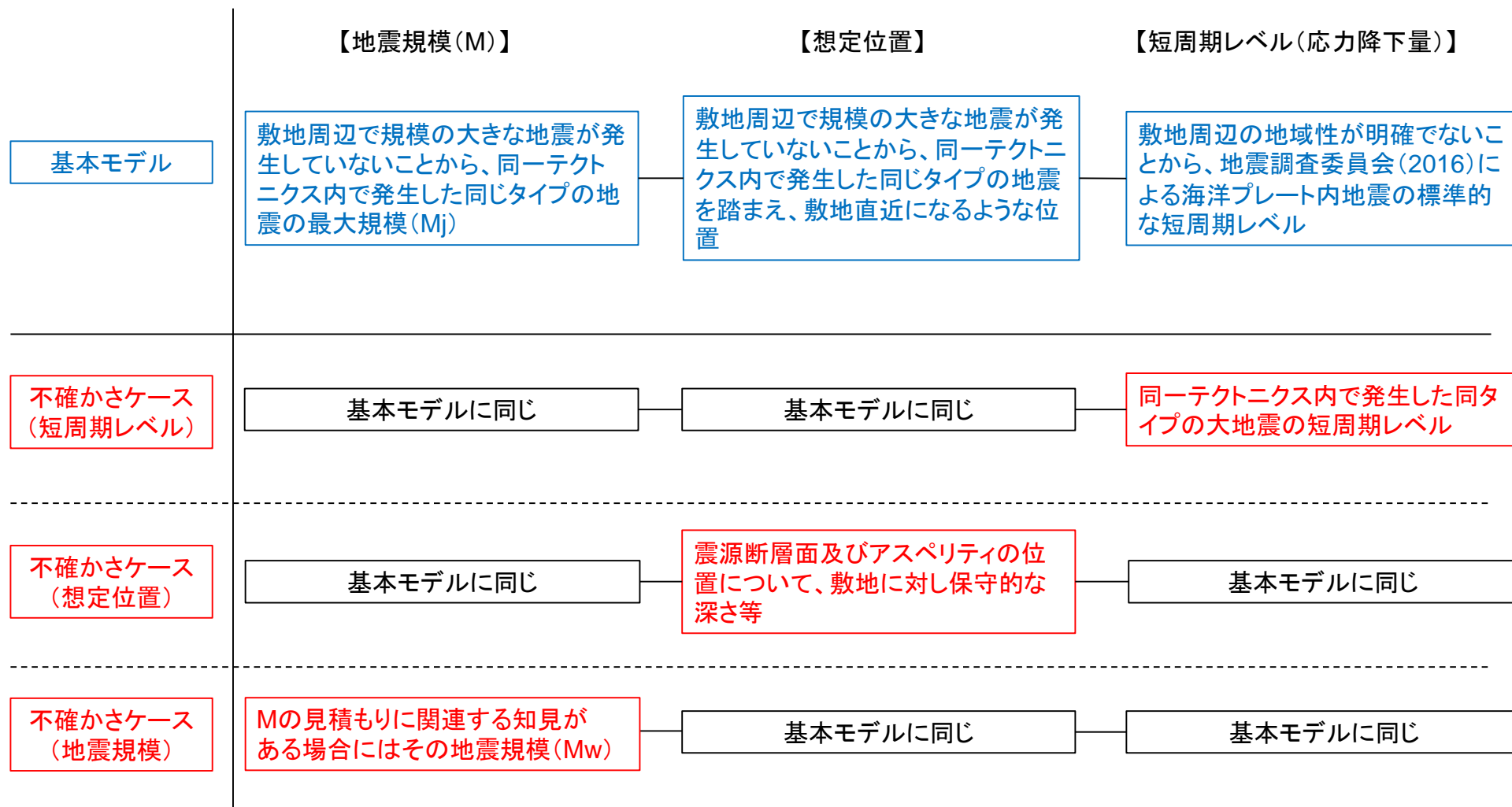
次頁に示す、「基本モデルの設定と不確かさの検討フロー」に基づき、地震発生状況及びプレートテクトニクス的な検討結果を考慮した地震規模、想定位置、短周期レベルの地域性に関する検討を実施

検討用地震  
二重深発地震 上面の地震



## 4. 2 海洋プレート内地震 / 4. 2. 2 検討用地震の選定 基本モデルの設定と不確かさの検討フロー

➤ 海洋プレート内地震の地震動評価では、地震規模と想定位置に加え、短周期レベル(応力降下量)の不確かさによる影響が大きい。パラメータの設定は、それぞれの設定根拠の有無や信頼性を考慮して、基本モデルおよび不確かさケースを設定する。



## 4. 2 海洋プレート内地震 / 4. 2. 2 検討用地震の選定 二重深発地震 上面の地震 検討ケースの整理

H30.10.31  
資料1-4-1  
p97 再掲



➤ 基本モデルと不確かさケースの考え方に基づいた検討ケースの一覧を示す。

ケース	地震規模	断層面及びアスペリティの位置	短周期レベル	破壊開始点
①基本モデル	Mj7.2	断層面: 敷地直近となる位置 (海洋性地殻下端～応力中立面) アスペリティ: 中央配置	地震調査委員会(2016) に基づく値 ( $7.67 \times 10^{19} \text{Nm/s}^2$ )	複数
②短周期レベルの不確かさケース	Mj7.2	断層面: 敷地直近となる位置 (海洋性地殻下端～応力中立面) アスペリティ: 中央配置	地震調査委員会(2016) $\times 1.5$ ( $1.15 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$ )	複数
③位置の不確かさケース	Mj7.2	断層面: 敷地直近となる位置 (海洋性地殻上端に配置) アスペリティ: 断層上端	地震調査委員会(2016) に基づく値 ( $7.67 \times 10^{19} \text{Nm/s}^2$ )	複数
④地震規模の不確かさケース	Mw7.4	断層面: 敷地直近となる位置 (海洋性地殻下端～応力中立面) アスペリティ: 中央配置	地震調査委員会(2016) に基づく値 ( $1.15 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$ )	複数

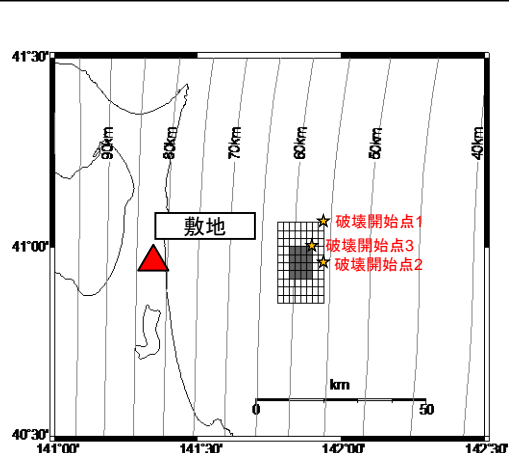
: 認識論的不確かさとして考慮すべきパラメータ

: 偶然的不確かさとして考慮すべきパラメータ

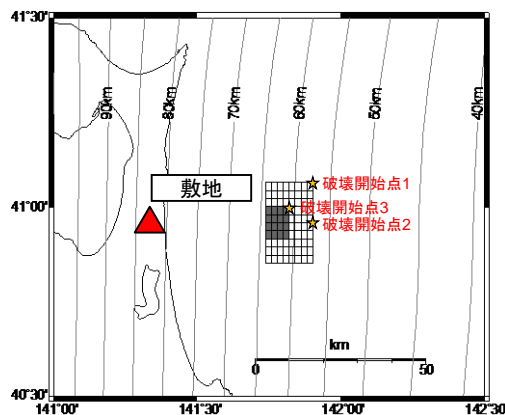
# 4. 2 海洋プレート内地震 / 4. 2. 2 検討用地震の選定

## 二重深発地震 上面の地震 断層モデル図

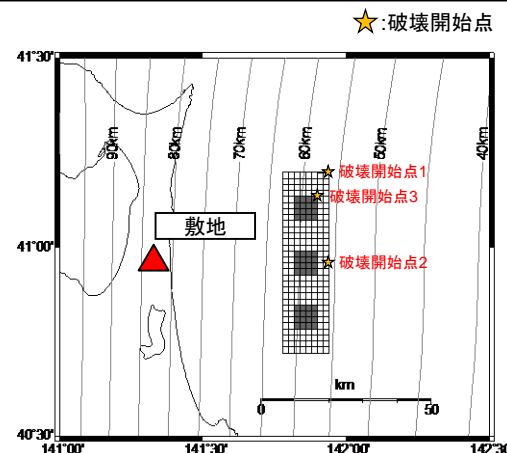
➤ 前頁に示した各ケースについて、断層モデル図及び主要なパラメータを示す。



図a 基本モデル,  
短周期レベルの不確かさケース

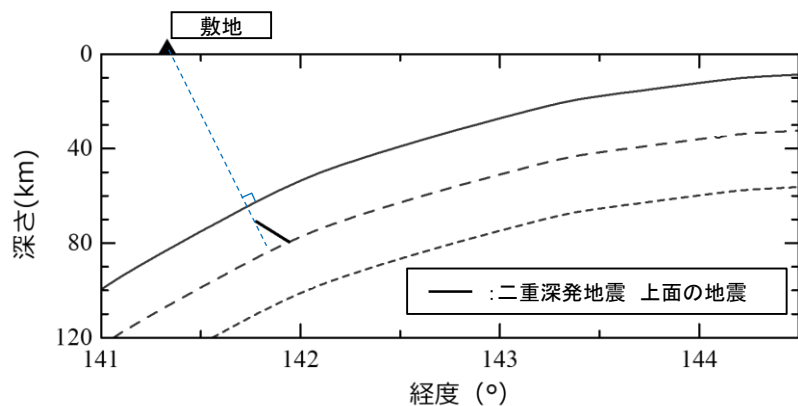


図b 位置の不確かさケース



図c 地震規模の不確かさケース

平面図



断面図

震源パラメータ比較表

	基本モデル	位置の不確かさ ケース	短周期レベルの 不確かさケース	地震規模の 不確かさケース
地震規模	Mj7.2	Mj7.2	Mj7.2	Mw7.4
断層面積	384km <sup>2</sup>	384km <sup>2</sup>	384km <sup>2</sup>	858km <sup>2</sup>
アスペリティ 1つあたり面積	76km <sup>2</sup>	76km <sup>2</sup>	76km <sup>2</sup>	57km <sup>2</sup>
アスペリティの 応力降下量	77.6MPa	77.6MPa	116.4MPa	77.6MPa
断層上端深さ	70.89km	64.71km	70.89km	70.89km
短周期レベル	$7.67 \times 10^{19} \text{Nm/s}^2$	$7.67 \times 10^{19} \text{Nm/s}^2$	$1.15 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$	$1.15 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$

## 4. 2 海洋プレート内地震 / 4. 2. 2 検討用地震の選定

### 二重深発地震 下面の地震 検討ケースの整理

H30.10.31  
資料1-4-1  
p99 再掲



➤ 基本モデルと不確かさケースの考え方に基づいた検討ケースの一覧を示す。

ケース	地震規模	断層面及びアスペリティの位置	短周期レベル	破壊開始点
①基本モデル	Mj6.8	断層面: 敷地直近となる位置 アスペリティ: 中央配置	地震調査委員会(2016) に基づく値 ( $5.75 \times 10^{19} \text{Nm/s}^2$ )	複数
②短周期レベルの不確かさケース	Mj6.8	断層面: 敷地直近となる位置 アスペリティ: 中央配置	地震調査委員会(2016) $\times 1.6$ ( $9.20 \times 10^{19} \text{Nm/s}^2$ )	複数
③アスペリティ位置の不確かさケース	Mj6.8	断層面: 敷地直近となる位置 アスペリティ: 断層上端	地震調査委員会(2016) に基づく値 ( $5.75 \times 10^{19} \text{Nm/s}^2$ )	複数
④地震規模の不確かさケース	Mw7.4	断層面: 敷地直近となる位置 アスペリティ: 中央配置	地震調査委員会(2016) に基づく値 ( $1.15 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$ )	複数

: 認識論的不確かさとして考慮すべきパラメータ

: 偶然的不確かさとして考慮すべきパラメータ

## 4. 2 海洋プレート内地震 / 4. 2. 2 検討用地震の選定 沖合いの浅い地震 検討ケースの整理

H30.10.31  
資料1-4-1  
p100再掲



➤ 基本モデルと不確かさケースの考え方に基づいた検討ケースの一覧を示す。

ケース	地震規模	断層面及びアスペリティの位置	短周期レベル※	破壊開始点
①基本モデル	Mj7.3	断層面: 敷地前面で、かつ2011年7月10日三陸沖の地震が発生した深さの位置 アスペリティ: 中央配置	地震調査委員会(2016)に基づく値 ( $1.02 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$ )	複数
②短周期レベルの不確かさケース	Mj7.3	断層面: 敷地前面で、かつ2011年7月10日三陸沖の地震が発生した深さの位置 アスペリティ: 中央配置	地震調査委員会(2016) × 1.5 ( $1.53 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$ )	複数
③アスペリティ位置の不確かさケース	Mj7.3	断層面: 敷地前面で、かつ2011年7月10日三陸沖の地震が発生した深さの位置 アスペリティ: 断層上端	地震調査委員会(2016)に基づく値 ( $1.02 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$ )	複数
④地震規模の不確かさケース	Mw7.4	断層面: 敷地前面で、かつ2011年7月10日三陸沖の地震が発生した深さの位置 アスペリティ: 中央配置	地震調査委員会(2016)に基づく値 ( $1.15 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$ )	複数

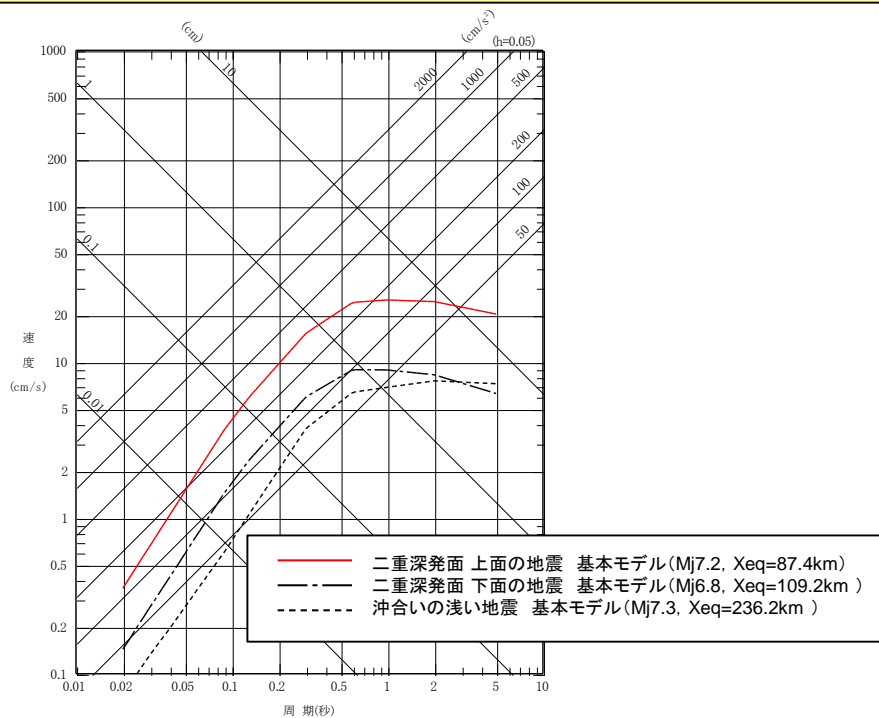
: 認識論的不確かさとして考慮すべきパラメータ

: 偶然的不確かさとして考慮すべきパラメータ

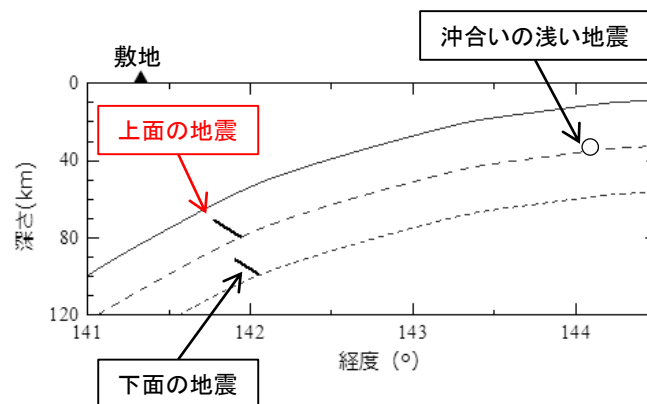


# 検討用地震の選定(Noda et al.(2002)による比較)

- 各タイプの地震の基本モデルについて、Noda et al.(2002)による距離減衰式を用いた相対的な比較を実施した結果、敷地との距離が最も近い上面の地震が、敷地に対する影響が大きい地震であると考えられる。
- 基本モデルにおける下面の地震及び沖合いの浅い地震については、上面の地震の概ね1/2以下の地震動レベルであることから、下面及び沖合いの浅い地震の短周期レベルの不確かさを考慮して割り増したとしても、上面の地震が、最も敷地に対する影響が大きい地震であると考えられる。
- 断層位置及びアスペリティ位置の不確かさを考慮した場合においても、各タイプの地震の等価震源距離は基本モデルと相対的に大きく変わらないと考えられることから、上面の地震が、最も敷地に対する影響が大きい地震であると考えられる。
- 地震規模の不確かさを考慮した場合、前頁までに示した地震規模は、いずれのタイプの地震もMw7.4まで考慮することとしていることから、敷地との距離が最も近い上面の地震が、敷地に対する影響が大きい地震であると考えられる。



基本モデルの距離減衰式による評価



断面図

- 以上のことから、海洋プレート内地震の検討用地震としては、二重深発地震 上面の地震を選定する。

## 4.2 海洋プレート内地震 / 4.2.3 検討用地震の断層モデル設定 検討用地震の検討ケースの考え方

H30.10.31  
資料1-4-1  
p102 再掲



➤ 検討用地震の地震動評価において、各断層パラメータの不確かさを考慮することとするが、その基本的な考え方は以下の通り。

- 地震規模※
- 短周期レベル※
- 断層面の位置  
(プレート上面からの深さ※)
- 断層面の位置  
(巨視的断層面位置)
- アスペリティの位置
- 破壊開始点

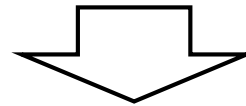
認識論的不確かさ(=事前の詳細な調査や経験式などにに基づき設定できるもの)

偶然的な不確かさ(=事前の詳細な調査や経験式からは特定が困難なもの)

※:過去に敷地前面と同一のテクトニクス内で発生した地震の知見等から設定が可能なパラメータ

➤ 上記を踏まえた不確かさの重畳についての考え方は、以下の通り。

- ・「認識論的不確かさ」については、それぞれ独立させて不確かさを考慮する。
- ・「偶然的な不確かさ」については、事前に把握することが困難であるため、「認識論的不確かさ」と重畳させて考慮する。



- ・断層面の位置(巨視的断層面位置):基本モデルの段階で保守的に、敷地に最も近づく位置(プレート上面に垂線を引いた位置)に考慮し、「認識論的不確かさ」と重畳させて考慮する。
- ・アスペリティの位置:基本モデルの段階で保守的に、敷地に近づくように断層面上端に考慮し、「認識論的不確かさ」と重畳させて考慮する。
- ・破壊開始点:基本モデルの段階で複数のケースを考慮し、「認識論的不確かさ」と重畳させて考慮する。

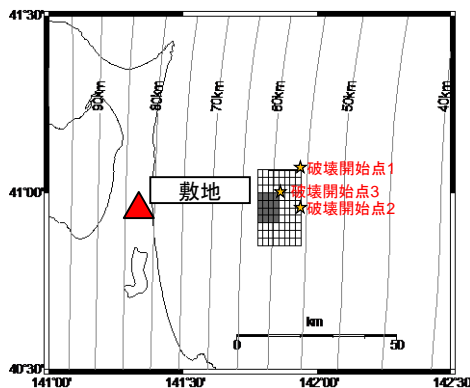
## 4.2 海洋プレート内地震 / 4.2.3 検討用地震の断層モデル設定

### 検討用地震の検討ケース(二重深発地震 上面の地震)

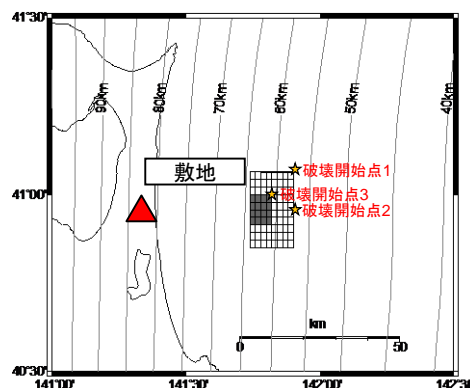
- 検討用地震として選定した、「二重深発地震 上面の地震」の検討ケースの一覧を示す。
- 検討用地震の地震動評価としては、保守的に、アスペリティを断層上端に配置するほか、各アスペリティからの到来波が重なる場合が考慮できるように、地震規模の不確かさケースについてはアスペリティを2つとする。
- 不確かさの組み合わせとしては、前頁に示したとおり、偶然的な不確かさとして考慮するパラメータについては、基本モデルの段階で不確かさを考慮することとし、認識論的不確かさとして考慮するパラメータの不確かさとの重畳を考慮する。

ケース	地震規模	断層面及びアスペリティの位置	短周期レベル	アスペリティの位置	破壊開始点
①基本モデル	Mj7.2	敷地直近となる位置 (海洋性地殻下端～応力中立面)	地震調査委員会(2016)に基づく値	断層面上端	複数
②短周期レベルの不確かさケース	Mj7.2	敷地直近となる位置 (海洋性地殻下端～応力中立面)	地震調査委員会(2016) × 1.5	断層面上端	複数
③位置の不確かさケース	Mj7.2	敷地直近となる位置 (海洋性地殻上端に配置)	地震調査委員会(2016)に基づく値	断層面上端	複数
④地震規模の不確かさケース	Mw7.4	敷地直近となる位置 (海洋性地殻下端～応力中立面)	地震調査委員会(2016)に基づく値	断層面上端	複数

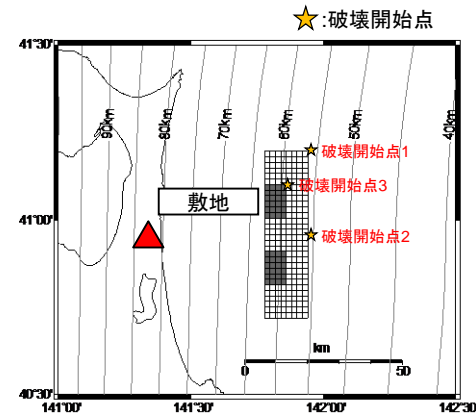
■ : 認識論的不確かさとして考慮するパラメータ  
■ : 偶然的な不確かさとして考慮するパラメータ



図a 基本モデル,  
短周期レベルの不確かさケース



図b 位置の不確かさケース



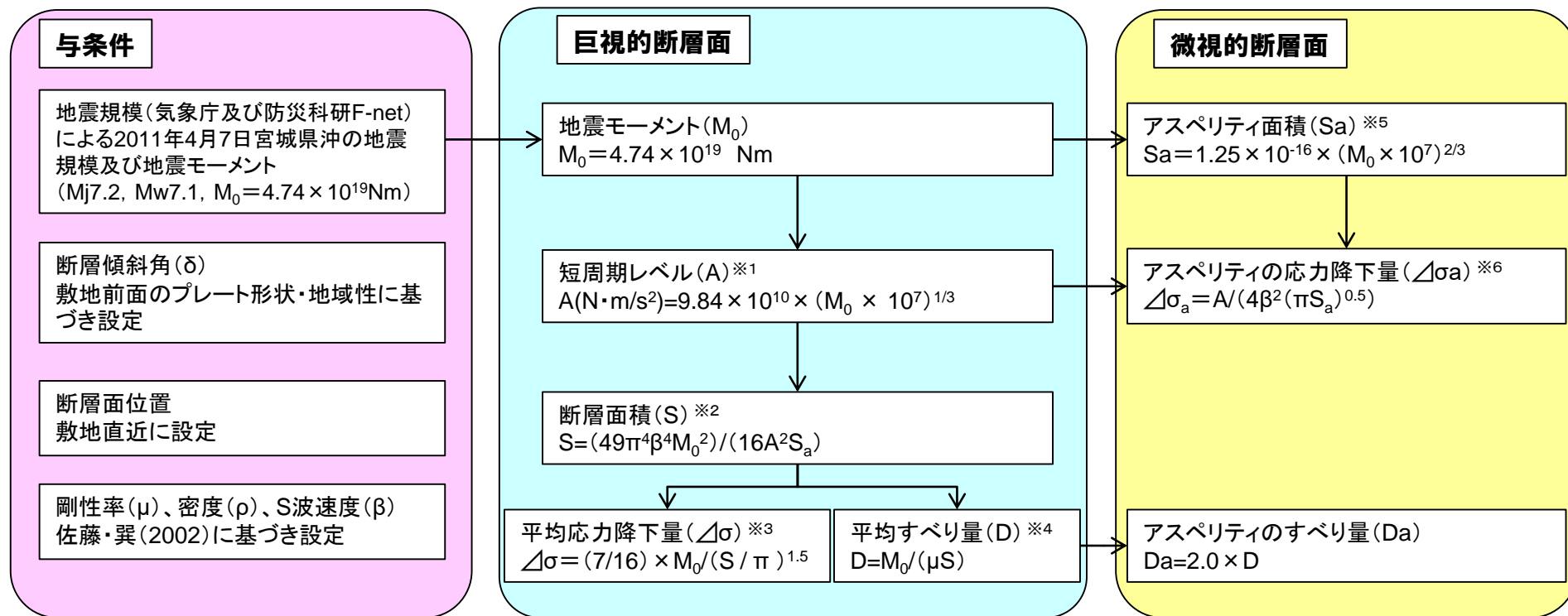
図c 地震規模の不確かさケース

断層モデル図

## 検討用地震の断層パラメータ設定フロー(二重深発地震 上面の地震)

- 二重深発地震 上面の地震について、断層パラメータの算定フローを以下に示す。
- 断層パラメータの設定については、地震調査委員会のレシピに従うこととする。

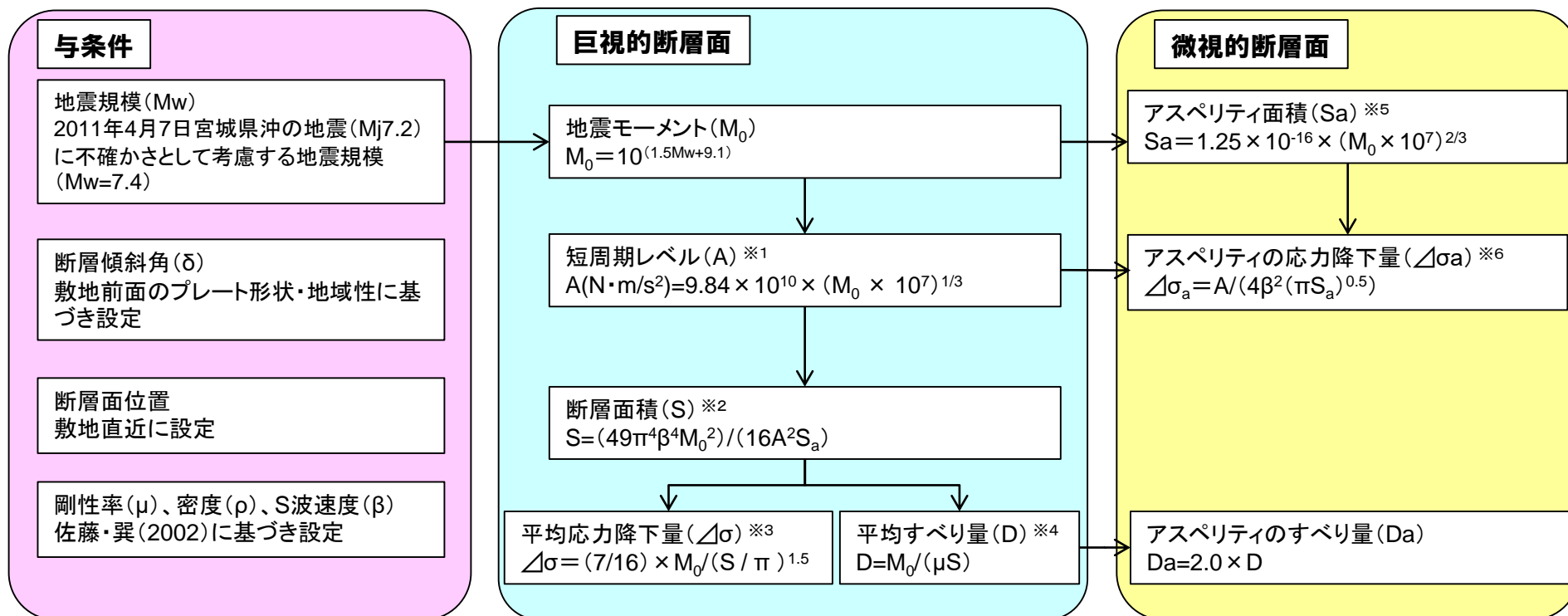
### ①基本モデル、②短周期レベルの不確かさケース、③位置の不確かさケース



※1～※6の数式は、地震調査委員会(2016)に記載の以下の式に基づく。  
 ※1:(31)式と同じ  
 ※2:(34)式へ(32)式を代入した式  
 ※3:(35)式と同じ  
 ※4:(10)式と同じ  
 ※5:(33)式と同じ  
 ※6:(38)式へ(32)式、(35)式及び(36)式を代入した式

- 二重深発地震 上面の地震について、断層パラメータの算定フローを以下に示す。
- 断層パラメータの設定については、地震調査委員会のレシピに従うこととする。

④地震規模の不確かさケース



※1～※6の数式は、地震調査委員会(2016)に記載の以下の式に基づく。  
 ※1:(31)式と同じ  
 ※2:(34)式へ(32)式を代入した式  
 ※3:(35)式と同じ  
 ※4:(10)式と同じ  
 ※5:(33)式と同じ  
 ※6:(38)式へ(32)式、(35)式及び(36)式を代入した式

## 4.2 海洋プレート内地震 / 4.2.3 検討用地震の断層モデル設定 検討用地震の断層パラメータ表(二重深発地震 上面の地震)

H30.10.31  
資料1-4-1  
p106 再掲



➤ 二重深発地震 上面の地震について、各ケースの断層パラメータを下表に示す。

項目		基本モデル	短周期レベルの 不確かさケース	位置の 不確かさケース	地震規模の 不確かさケース	設定方法	
巨視的断層面	走向(θ)	°	0	←	←	海溝軸に沿って設定	
	断層傾斜角(δ)	°	32	←	←	プレート上面に対して60°の傾斜角	
	断層長さ(L)	km	23.72	←	←	53.04	断層面積より設定
	断層幅(W)	km	16.17	←	←	←	断層面積より設定
	断層面積(S)	km <sup>2</sup>	384	←	←	858	$S=(49\pi^2\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$
	断層上端深さ	km	70.89	←	64.71	70.89	敷地前面のプレートの沈み込み深さによる
	地震モーメント(M <sub>0</sub> )	Nm	4.74 × 10 <sup>19</sup>	←	←	1.58 × 10 <sup>20</sup>	2011年4月7日宮城県沖の地震のM <sub>0</sub> と同等の地震モーメントを設定 地震規模の不確かさケースでは、Kanamori(1977) (logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1)により設定
	モーメントマグニチュード(M <sub>w</sub> )		7.1	←	←	7.4	2011年4月7日宮城県沖の地震のM <sub>w</sub> と同等の地震規模を設定 地震規模の不確かさケースでは、これに不確かさを考慮して設定
	剛性率(μ)	N/m <sup>2</sup>	4.80 × 10 <sup>10</sup>	←	←	←	μ=ρβ <sup>2</sup>
	密度(ρ)	g/cm <sup>3</sup>	3.0	←	←	←	佐藤・巽(2002)
	S波速度(β)	km/s	4.0	←	←	←	佐藤・巽(2002)
	平均すべり量(D)	m	2.57	←	←	3.85	D=M <sub>0</sub> /(μS)
	平均応力降下量(Δσ)	MPa	15.37	←	←	←	Δσ=7/16 × M <sub>0</sub> (π/S) <sup>3/2</sup>
	破壊伝播速度(V <sub>r</sub> )	km/s	2.88	←	←	←	V <sub>r</sub> =0.72β(Geller(1976))
高周波遮断振動数(f <sub>max</sub> )	Hz	18	←	←	←	浅野ほか(2004)を参照	
短周期レベル(A)	Nm/s <sup>2</sup>	7.67 × 10 <sup>19</sup>	1.15 × 10 <sup>20</sup>	7.67 × 10 <sup>19</sup>	1.15 × 10 <sup>20</sup>	A(N・m/s <sup>2</sup> )=9.84 × 10 <sup>10</sup> × (M <sub>0</sub> × 10 <sup>7</sup> ) <sup>1/3</sup> (N・m) (地震調査委員会(2016)) 短周期レベルの不確かさケース及び地震規模の不確かさケースについては1.5倍	
アスペリティ全体	地震モーメント(M <sub>0a</sub> )	Nm	1.88 × 10 <sup>19</sup>	←	←	6.28 × 10 <sup>19</sup>	M <sub>0a</sub> =μS <sub>a</sub> D <sub>a</sub>
	面積(S <sub>a</sub> )	km <sup>2</sup>	76	←	←	170	S <sub>a</sub> =1.25 × 10 <sup>-16</sup> × (M <sub>0</sub> × 10 <sup>7</sup> ) <sup>2/3</sup> (地震調査委員会(2016))
	平均すべり量(D <sub>a</sub> )	m	5.15	←	←	7.70	Somerville et al. (1999)
	応力降下量(Δσ <sub>a</sub> )	MPa	77.6	116.4	77.6	←	Δσ <sub>a</sub> =A/(4β <sup>2</sup> (πS <sub>a</sub> ) <sup>0.5</sup> )
各アスペリティ	地震モーメント(M <sub>0ai</sub> )	Nm	-	-	-	3.14 × 10 <sup>19</sup>	M <sub>0ai</sub> =M <sub>0a</sub> /2
	面積(S <sub>ai</sub> )	km <sup>2</sup>	-	-	-	85	S <sub>ai</sub> =S <sub>a</sub> /2
	平均すべり量(D <sub>ai</sub> )	m	-	-	-	7.70	D <sub>ai</sub> =M <sub>0ai</sub> /(μS <sub>a</sub> )
	応力降下量(Δσ <sub>ai</sub> )	MPa	-	-	-	77.6	Δσ <sub>ai</sub> =Δσ <sub>a</sub>
背景領域	地震モーメント(M <sub>0b</sub> )	Nm	2.86 × 10 <sup>19</sup>	←	←	9.57 × 10 <sup>19</sup>	M <sub>0b</sub> =M <sub>0</sub> -M <sub>0a</sub>
	面積(S <sub>b</sub> )	km <sup>2</sup>	308	←	←	688	S <sub>b</sub> =S-S <sub>a</sub>
	平均すべり量(D <sub>b</sub> )	m	1.94	←	←	2.90	D <sub>b</sub> =M <sub>0b</sub> /(μS <sub>b</sub> )
	実効応力(σ <sub>b</sub> )	MPa	14.6	21.9	14.6	←	σ <sub>b</sub> =(D <sub>b</sub> /W <sub>b</sub> )/(D <sub>a</sub> /W <sub>a</sub> )Δσ <sub>a</sub> 、アスペリティの幅W <sub>a</sub> =8.08km、背景領域の幅W <sub>b</sub> =16.17km

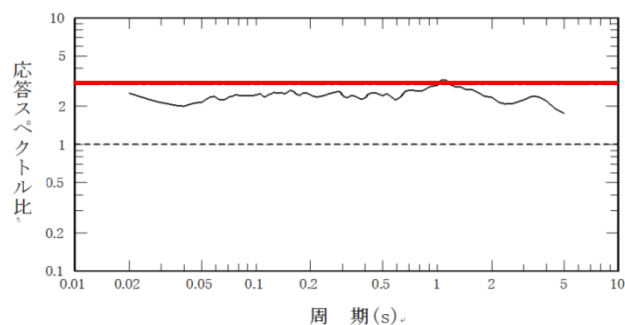


# 地震動評価手法

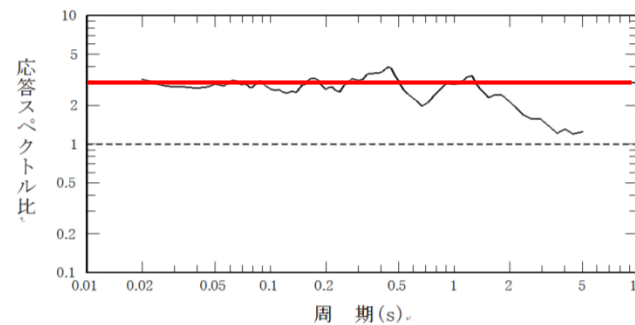


## ■ 応答スペクトルに基づく地震動評価

- ▶ 解放基盤表面の地震動として評価できること、震源の拡がりや考慮できること、敷地における地震観測記録等を用いて諸特性が考慮できること、更に水平方向および鉛直方向の地震動が評価できることから、Noda et al. (2002)による距離減衰式を採用する。
- ▶ 下図に示す通り、敷地における海洋プレート内地震の地震観測記録の応答スペクトルは、Noda et al. (2002)に基づく応答スペクトルに対して2~3倍となっていることから、海洋プレート内地震の評価においては、Noda et al. (2002)に基づく応答スペクトルに対し、全周期について3倍の補正を行うこととする。



(1) 水平方向



(2) 鉛直方向

— :  $\left\{ \frac{\text{観測記録に基づく応答スペクトル}}{\text{Noda et al. (2002)による応答スペクトル}} \right\}$  の平均値  
 — : Noda et al. (2002)の3倍の補正係数

## ■ 断層モデルを用いた手法による地震動評価

- ▶ 過去に発生したプレート内地震について、要素地震として採用可能な地震観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法による評価を実施する。
- ▶ 海洋プレート内地震の統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる地盤モデルを右表に示す。

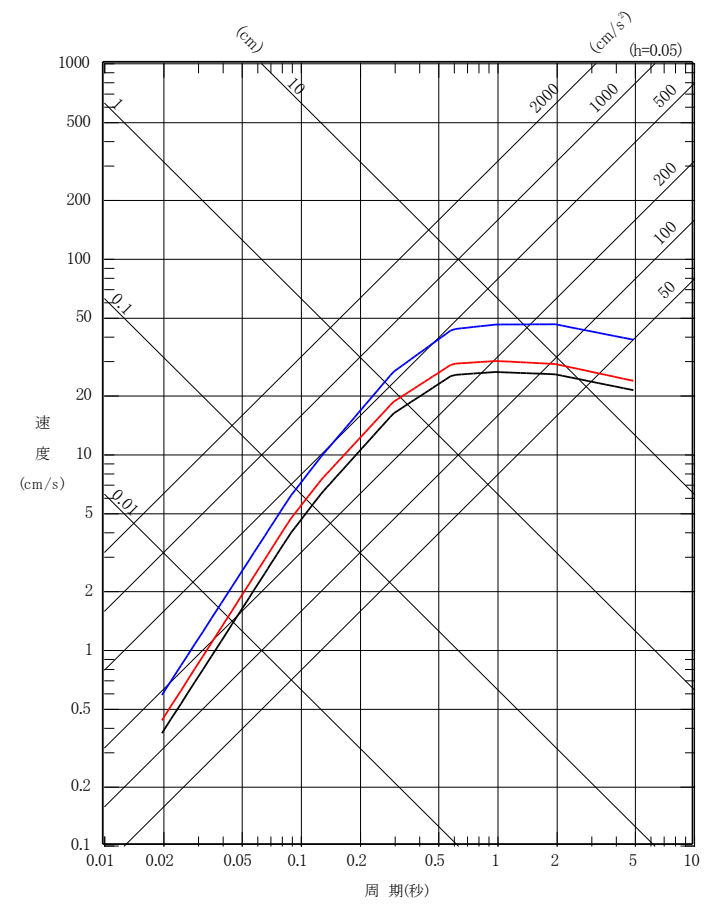
深部地盤モデルのパラメータ

標高 (m)	G L (m)	層厚 (m)	S波速度 (m/s)	P波速度 (m/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Q値	
						Q <sub>s</sub>	Q <sub>p</sub>
解放基盤表面	-70	-125					
		75	950	1900	1.85	35	20
	-145	-200	990	2570	2.07	35	20
	-355	-410	1450	2970	2.21	75	45
	-1165	-1220	2740	4660	2.51	85	60
	-2075	-2130	2950	4950	2.55	80	70
地震基盤	-3045	-3100	∞	3100	2.58	114f <sup>0.92</sup>	114f <sup>0.92</sup>

# 4.2 海洋プレート内地震 / 4.2.5 地震動評価結果 応答スペクトルに基づく地震動評価結果

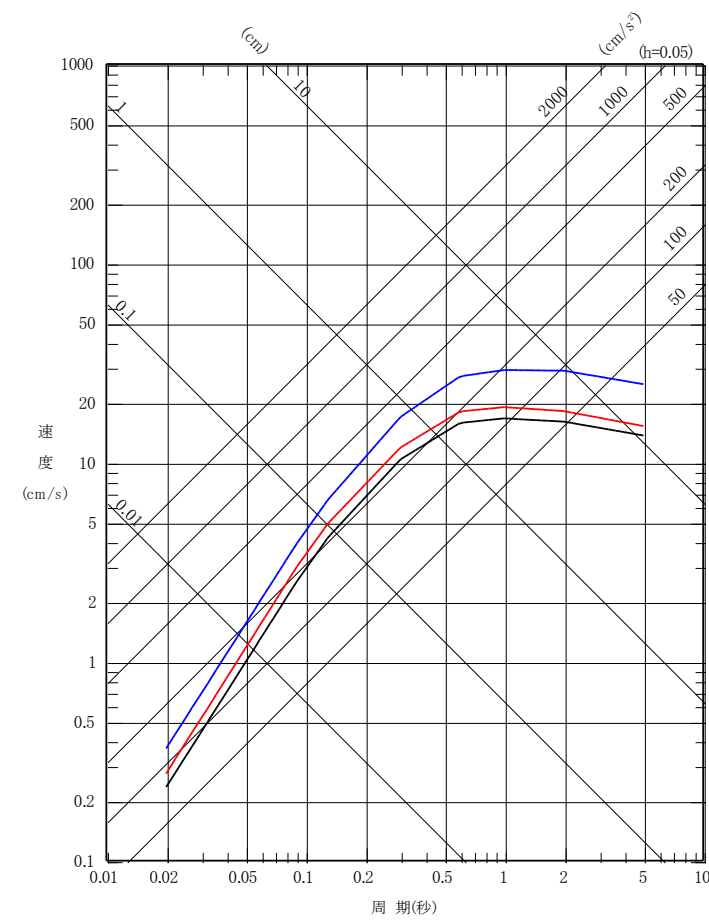


- 基本モデル (M7.2,  $X_{eq}=78.4\text{km}$ )
- 位置の不確かさケース (M7.2,  $X_{eq}=85.4\text{km}$ )
- 地震規模の不確かさケース (M7.5,  $X_{eq}=96.2\text{km}$ )



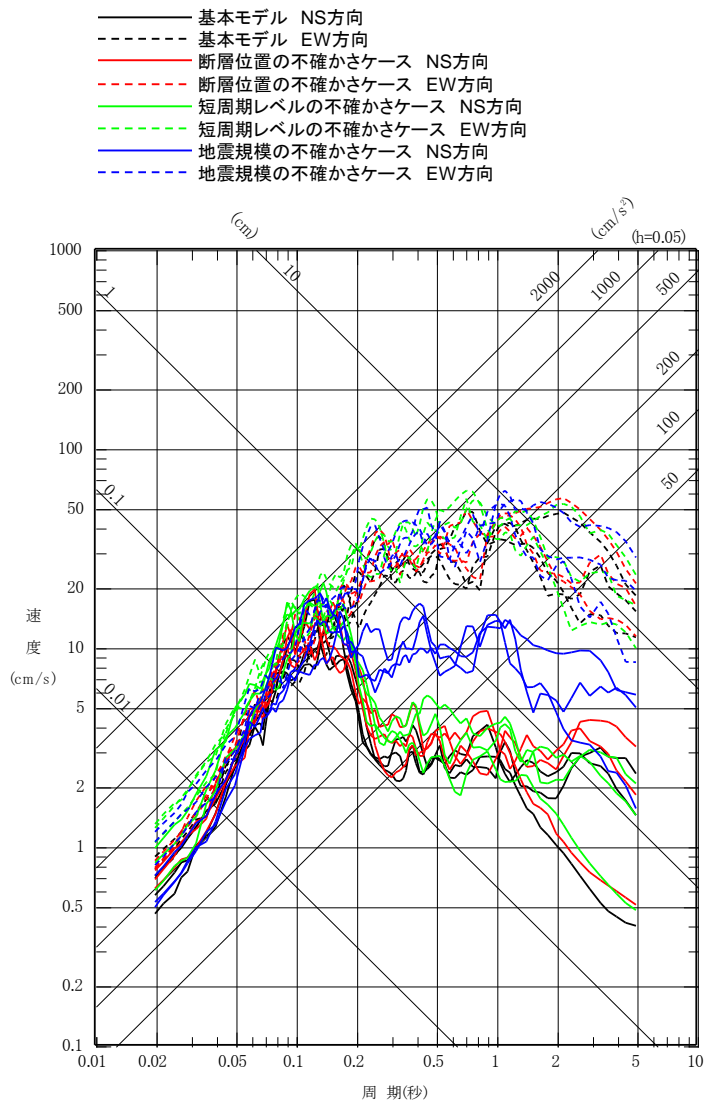
水平

- 基本モデル (M7.2,  $X_{eq}=78.4\text{km}$ )
- 位置の不確かさケース (M7.2,  $X_{eq}=85.4\text{km}$ )
- 地震規模の不確かさケース (M7.5,  $X_{eq}=96.2\text{km}$ )

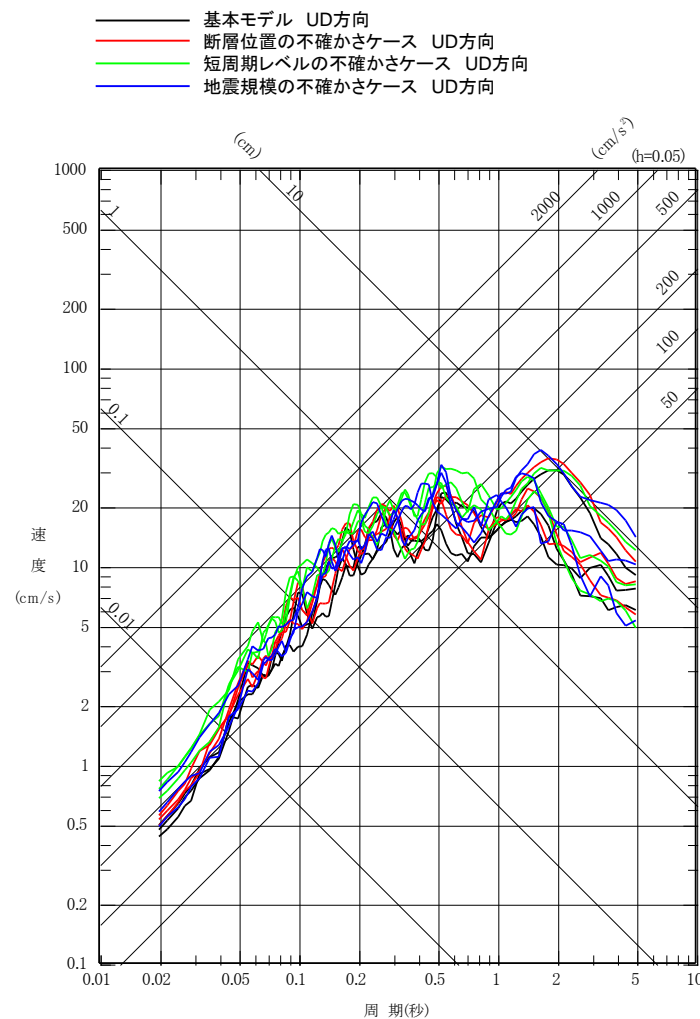


鉛直

# 断層モデルを用いた手法 地震動評価結果重ねがき



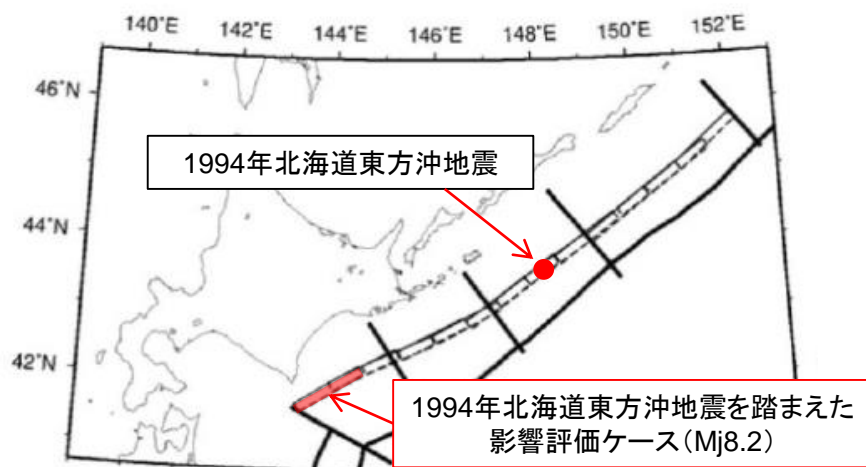
水平  
(実線: NS方向, 波線: EW方向)



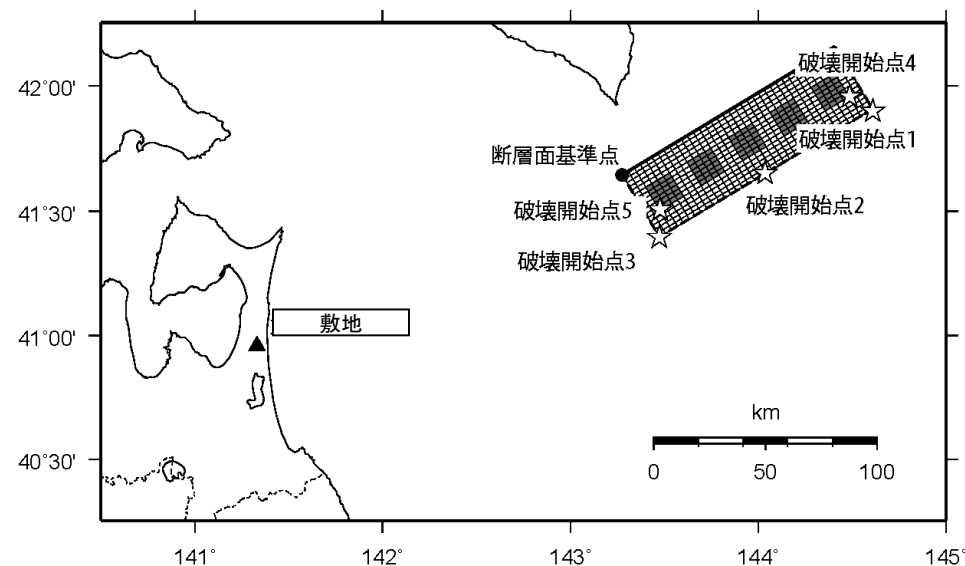
鉛直

# 1994年北海道東方沖地震を踏まえた検討

- 既往最大の海洋プレート内地震については、沖合いの浅い地震として、千島海溝沿いで1994年北海道東方沖地震 (Mj8.2) が発生している。
- 本地震については、敷地と同一のテクトニクスで発生した地震ではないが、敷地に対する影響評価ケースとして、本地震と同等の規模の地震 (Mj8.2) が千島海溝沿いのテクトニクス内で発生した場合の評価を実施する。
- 想定する震源の位置については、地震調査委員会 (2013) に基づき、1994年北海道東方沖地震が発生した深さを維持して、千島海溝沿いで敷地に最も近づく位置に想定する。



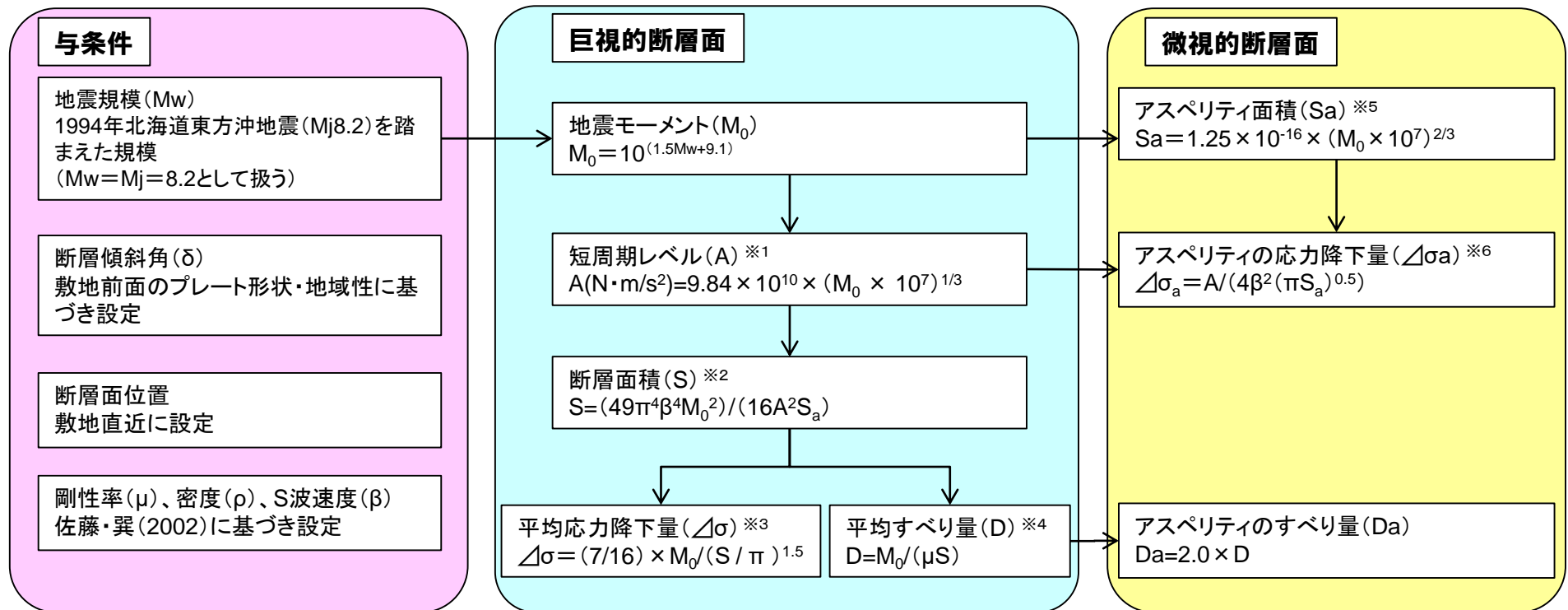
地震調査委員会 (2013) に基づく想定位置の考え方



1994年北海道東方沖地震を踏まえた影響評価ケース (Mj8.2) の想定位置

# 断層パラメータ設定フロー

- 影響評価ケースで考慮する震源断層モデルについて、断層パラメータの算定フローを以下に示す。
- 断層パラメータの設定については、地震調査委員会のレシピに従うこととする。



※1～※6の数式は、地震調査委員会(2016)に記載の以下の式に基づく。  
 ※1: (31)式と同じ  
 ※2: (34)式へ(32)式を代入した式  
 ※3: (35)式と同じ  
 ※4: (10)式と同じ  
 ※5: (33)式と同じ  
 ※6: (38)式へ(32)式、(35)式及び(36)式を代入した式

# 断層パラメータ表



➤ 影響評価ケースの断層パラメータを下表に示す。

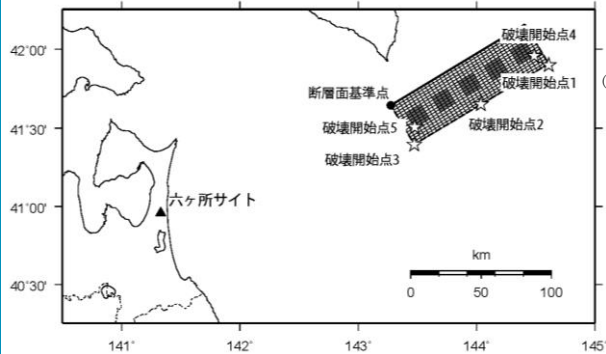
影響評価ケースの断層パラメータ表

項目		パラメータ	設定方法	
巨視的断層面	走向(θ)	°	59	海溝軸に沿って設定
	傾斜角(δ)	°	50	プレート上面に対して60°の傾斜角
	断層長さ(L)	km	110.0	断層面積より設定
	断層幅(W)	km	50.0	断層面積より設定
	断層面積(S)	km <sup>2</sup>	5412	$S=(49\pi^2\beta^2M_0^2)/(16A^2S_a)$
	断層上端深さ	km	20.0	地震調査委員会(2013)に基づく
	地震モーメント(M <sub>0</sub> )	Nm	$2.51 \times 10^{21}$	$M_0 = 10^{(1.5M_w+9.1)}$
	モーメントマグニチュード		8.2	1994年北海道東方沖地震の地震規模(M <sub>w</sub> =M <sub>j</sub> として扱う)
	剛性率(μ)	N/m <sup>2</sup>	$4.80 \times 10^{10}$	$\mu = \rho\beta^2$
	密度(ρ)	g/cm <sup>3</sup>	3.0	佐藤・巽(2002)
	S波速度(V <sub>s</sub> )	km/s	4.0	佐藤・巽(2002)
	平均すべり量(D)	m	9.67	$D=M_0/(\mu S)$
	平均応力降下量(Δσ)	MPa	15.37	$\Delta\sigma=7/16 \times M_0(\pi/S)^{3/2}$
	破壊伝播速度(V <sub>r</sub> )	km/s	2.88	$V_r=0.72\beta$ (Geller(1976))
高周波遮断振動数(f <sub>max</sub> )	Hz	18	浅野ほか(2004)を参照	
短周期レベル(A)	Nm/s <sup>2</sup>	$2.88 \times 10^{20}$	$A(N \cdot m/s^2)=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}(N \cdot m)$ (地震調査委員会(2016))	
アスベリティ全体	地震モーメント(M <sub>0a</sub> )	Nm	$9.95 \times 10^{20}$	$M_{0a}=\mu S_a D_a$
	面積(S <sub>a</sub> )	km <sup>2</sup>	1072	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$ (地震調査委員会(2016))
	平均すべり量(D <sub>a</sub> )	m	19.34	Somerville et al. (1999)
	応力降下量(Δσ <sub>a</sub> )	MPa	77.6	$\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$
1つあたりアスベリティ	地震モーメント(M <sub>0ai</sub> )	Nm	$1.99 \times 10^{20}$	$M_{0ai}=M_{0a}/5$
	面積(S <sub>ai</sub> )	km <sup>2</sup>	214	$S_{ai}=S_a/5$
	平均すべり量(D <sub>ai</sub> )	m	19.34	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$
	応力降下量(Δσ <sub>ai</sub> )	MPa	77.6	$\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$
背景領域	地震モーメント(M <sub>0b</sub> )	Nm	$1.52 \times 10^{21}$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
	面積(S <sub>b</sub> )	km <sup>2</sup>	4340	$S_b=S-S_a$
	平均すべり量(D <sub>b</sub> )	m	7.28	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
	実効応力(σ <sub>b</sub> )	MPa	11.0	$\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a) \cdot \Delta\sigma_a$ アスベリティの幅W <sub>a</sub> =18.78km, 背景領域の幅W <sub>b</sub> =50.0km



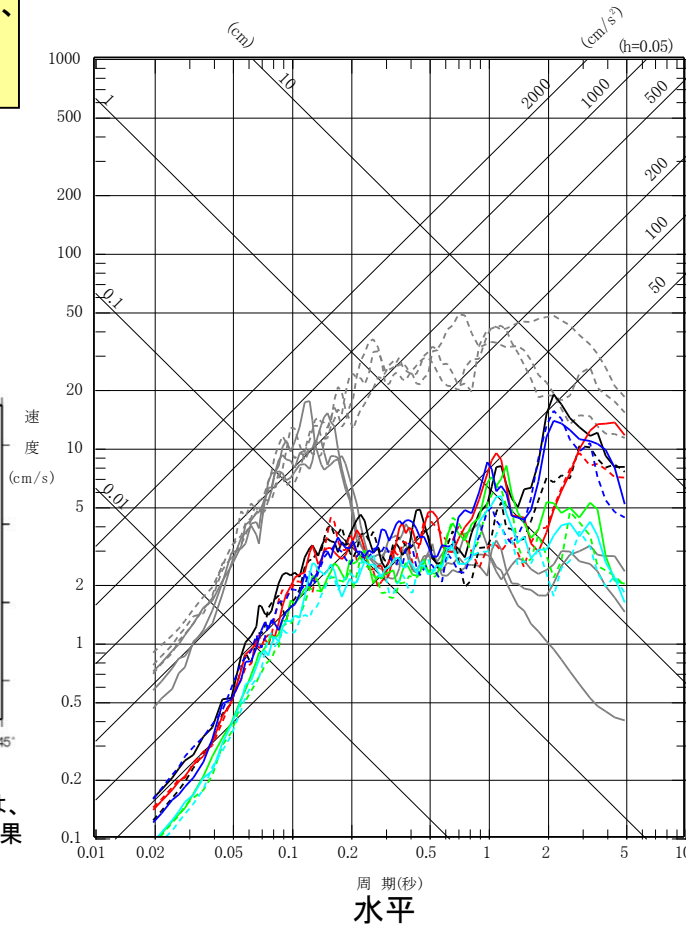
## 4.2 海洋プレート内地震／(参考)影響評価ケース 地震動評価結果(応答スペクトル)

- 1994年北海道東方沖地震(Mj8.2)を踏まえて設定した影響評価ケースの地震動評価結果を以下に示す。
- 検討用地震の基本モデルと比較して、地震動レベルは小さいものとなっている。

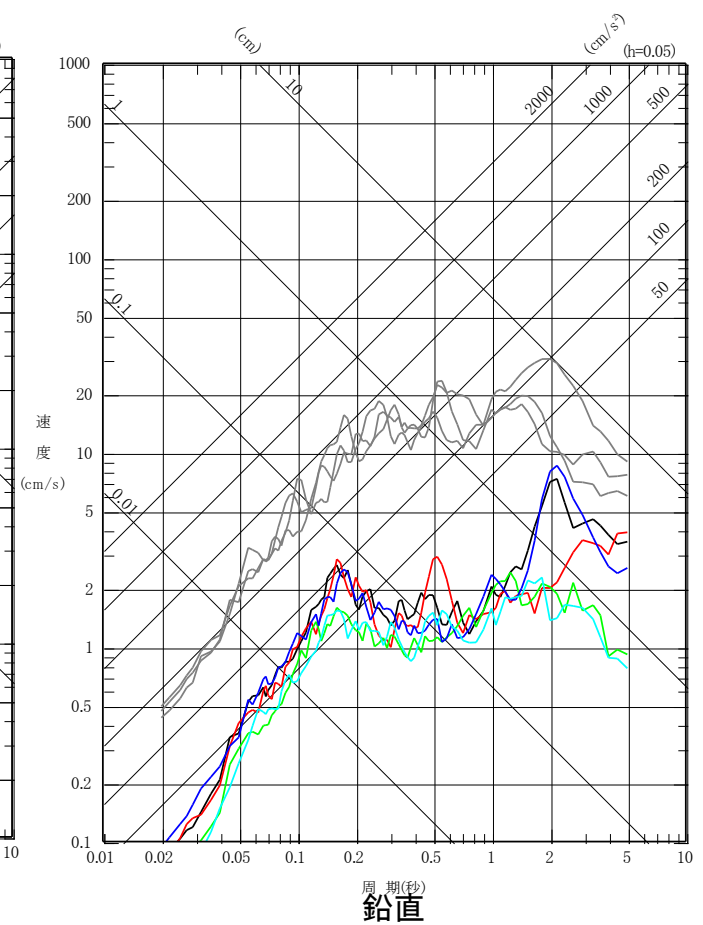


※灰色のスペクトルは、基本モデルの評価結果

- 破壊開始点1 NS方向
- - - 破壊開始点1 EW方向
- 破壊開始点2 NS方向
- - - 破壊開始点2 EW方向
- 破壊開始点3 NS方向
- - - 破壊開始点3 EW方向
- 破壊開始点4 NS方向
- - - 破壊開始点4 EW方向
- 破壊開始点5 NS方向
- - - 破壊開始点5 EW方向



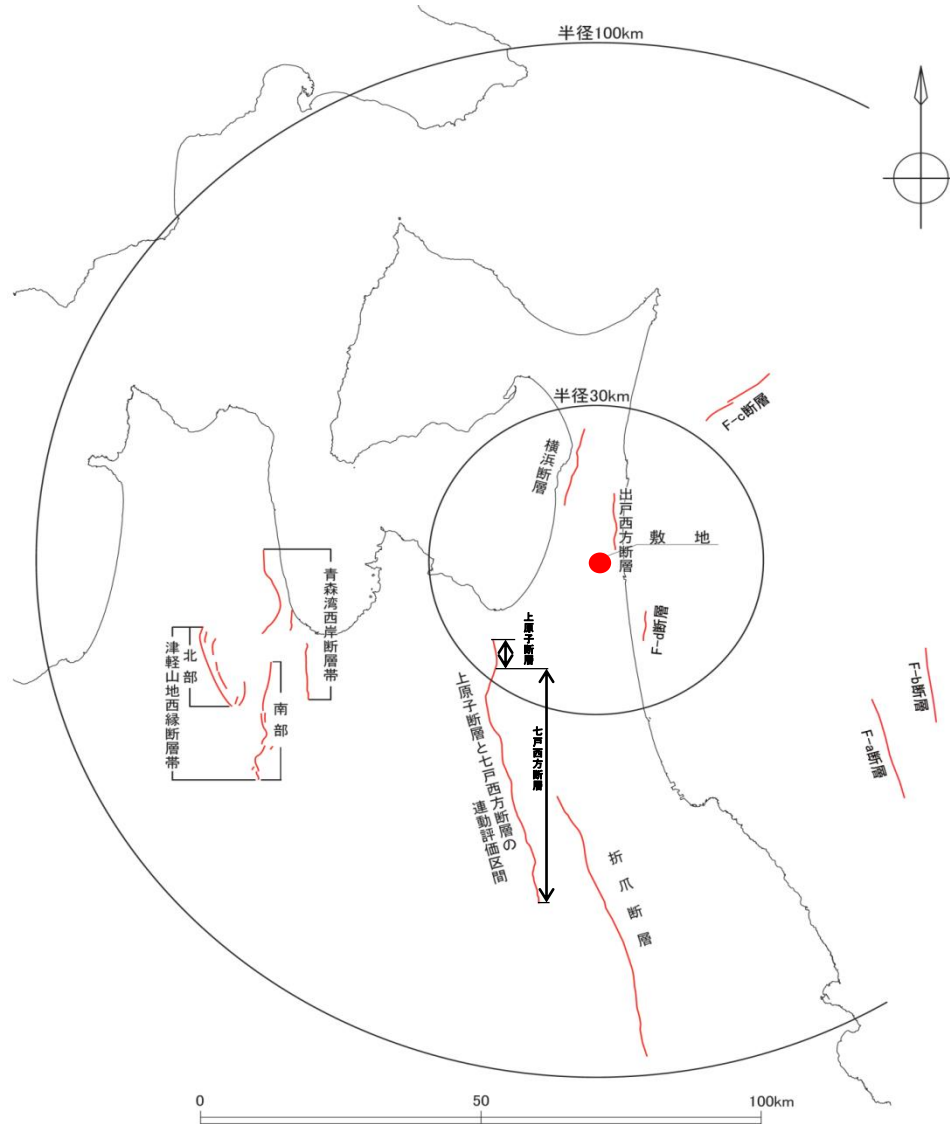
- 破壊開始点1 UD方向
- 破壊開始点2 UD方向
- 破壊開始点3 UD方向
- 破壊開始点4 UD方向
- 破壊開始点5 UD方向



## 4. 3 内陸地殻内地震

# 4.3 内陸地殻内地震 / 4.3.1 検討用地震の選定 主要な断層の位置・諸元の一覧

敷地周辺の「震源として考慮する活断層」の位置及び諸元を示す。



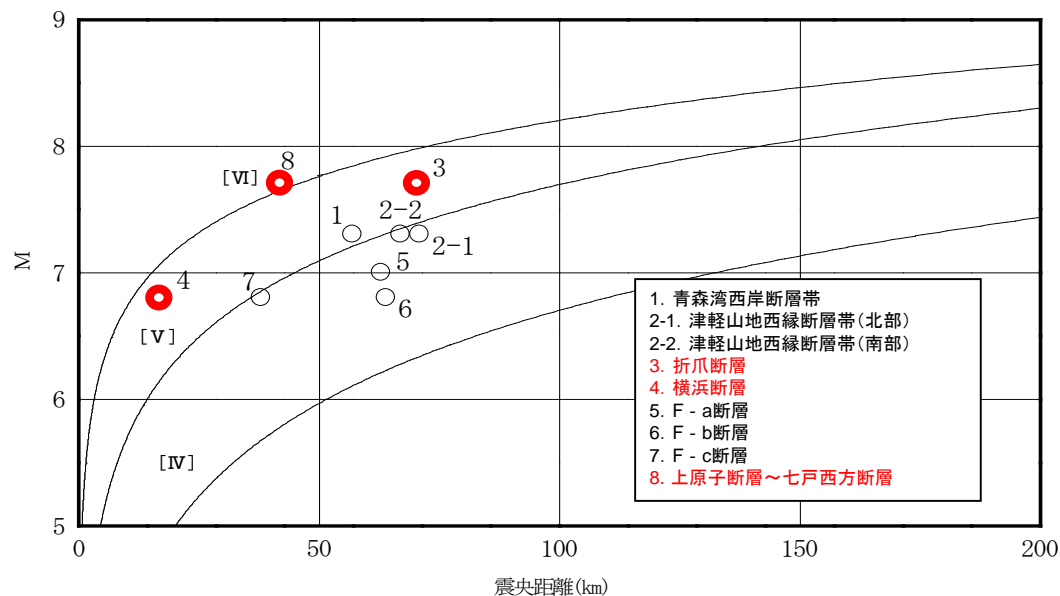
断層名		断層長さ (km)	マグニチュード M	震央距離 (km) <sup>※3</sup>
陸域	出戸西方断層	11	—	8
	横浜断層	15	6.8 <sup>※1</sup>	17
	上原子断層	5	連動 考慮	7.7 <sup>※1</sup>
	七戸西方断層	46		
	折爪断層	53	7.7 <sup>※1</sup>	71
	青森湾西岸断層帯	31 <sup>※2</sup>	7.3 <sup>※2</sup>	57
	津軽山地西縁断層帯	北部	16 <sup>※2</sup>	7.3 <sup>※2</sup>
南部		23 <sup>※2</sup>	7.3 <sup>※2</sup>	67
海域	F-a断層	20	7.0 <sup>※1</sup>	63
	F-b断層	15	6.8 <sup>※1</sup>	64
	F-c断層	15	6.8 <sup>※1</sup>	38
	F-d断層	6	—	15

※1: 断層長さから想定される地震のマグニチュード(松田(1975)による。)

※2: 地震調査委員会(2004)における長期評価の値。ただし、評価に幅がある場合には、最大値を用いる。

※3: 震央距離は、敷地から断層の中心までの距離

## 比較検討①



断層長さから想定される地震のマグニチュードと断層の中心を震央とした震央距離及び敷地で想定される震度との関係から、「折爪断層による地震」、「横浜断層による地震」及び「上原子断層～七戸西方断層による地震」は、敷地に大きな影響を与える可能性があると考えられる。

## 比較検討②

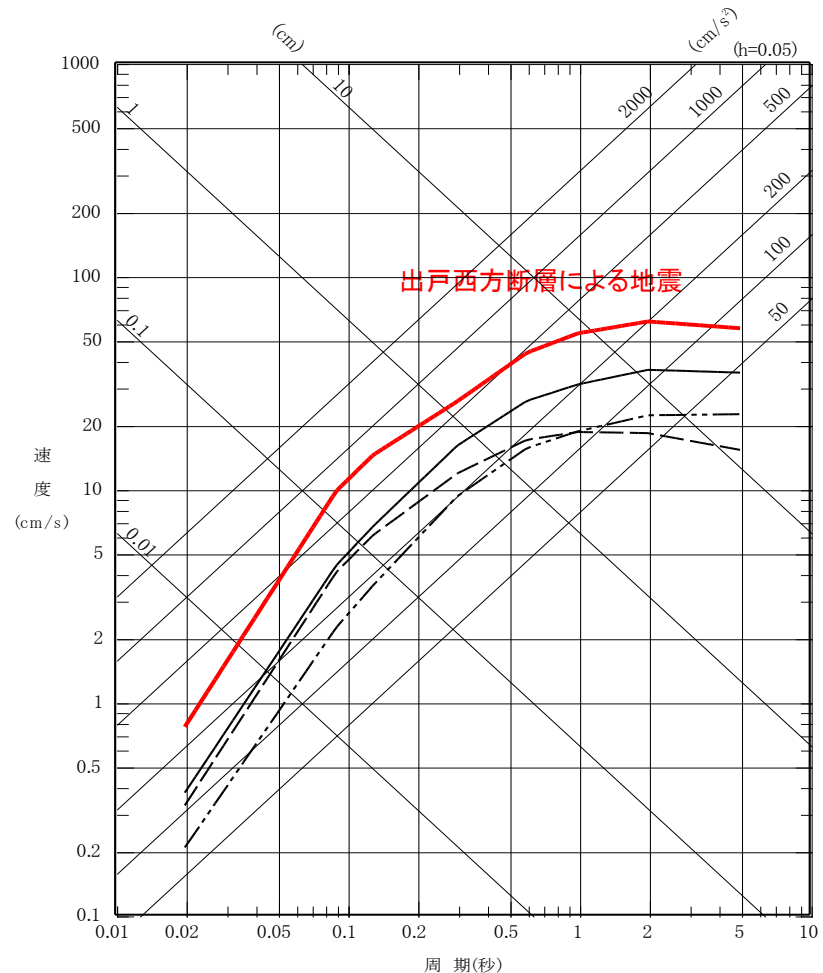
断層長さの短い活断層(前頁一覧表の出戸西方断層とF-d断層)については、震源断層が地震発生層の上限から下限まで広がっているとして、同じ地震規模を考慮した場合、敷地により近い位置にある「出戸西方断層による地震」の方が敷地に与える影響は大きいと考えられる。

以上のことから、「敷地に大きな影響を与えると予想される地震」(検討用地震)については、「折爪断層による地震」、「横浜断層による地震」、「上原子断層～七戸西方断層による地震」及び「出戸西方断層による地震」の4地震の中から選定する。

# 敷地に大きな影響を与えると予想される地震の検討②



- 出戸西方断層による地震 (M6.5, Xeq=8.1km)
- - - 横浜断層による地震 (M6.8, Xeq=22km)
- · - · 折爪断層による地震 (M7.7, Xeq=70km)
- 上原子断層～七戸西方断層による地震 (M7.7, Xeq=42km)



断層名	断層長さ	マグニチュード M	等価震源距離 Xeq(km)
出戸西方断層	約11km	6.5	8.1
横浜断層	約15km	6.8	22
上原子断層	約5km	連動考慮 約51km	7.7
七戸西方断層	約46km		
折爪断層	約53km	7.7	70

➤ 前頁に示した4地震について、Noda et al. (2002)の方法により応答スペクトルの比較を行った。  
 ➤ その結果、「敷地に大きな影響を与えると予想される地震」(検討用地震)として、「出戸西方断層による地震」を選定する。



# 地質調査結果①:断層の位置及び長さ

## ■断層の位置及び長さについて

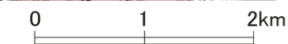
➤ 出戸西方断層の長さは、OT-1露頭位置(北端)からC測線(南端)までの約11kmである。

### ○北端位置

- ・OT-1露頭位置
- ・OT-1露頭以北にリニアメント・変動地形は判読されない。
- ・薄片観察結果によれば、最新面での変位センスは正断層センスであり、出戸西方断層の逆断層センスと運動センスは異なる。
- ・露頭における断層の破砕幅は約1cmであり小さい。

### ○南端位置

- ・C測線(B測線から南方245mの位置)
- ・Z測線以南にはリニアメント・変動地形は判読されない。
- ・出戸西方断層と同じ西傾斜の逆断層が認められない。
- ・イ断層、ロ1断層、ロ2断層は、連続性が乏しく、累積性がないことから、これら断層を出戸西方断層の副次的な断層として安全側に評価。
- ・出戸西方断層及び副次的な断層は、C測線以南に認められない。
- ・鷹架層の地質構造は、C測線付近を境に南北で異なる。

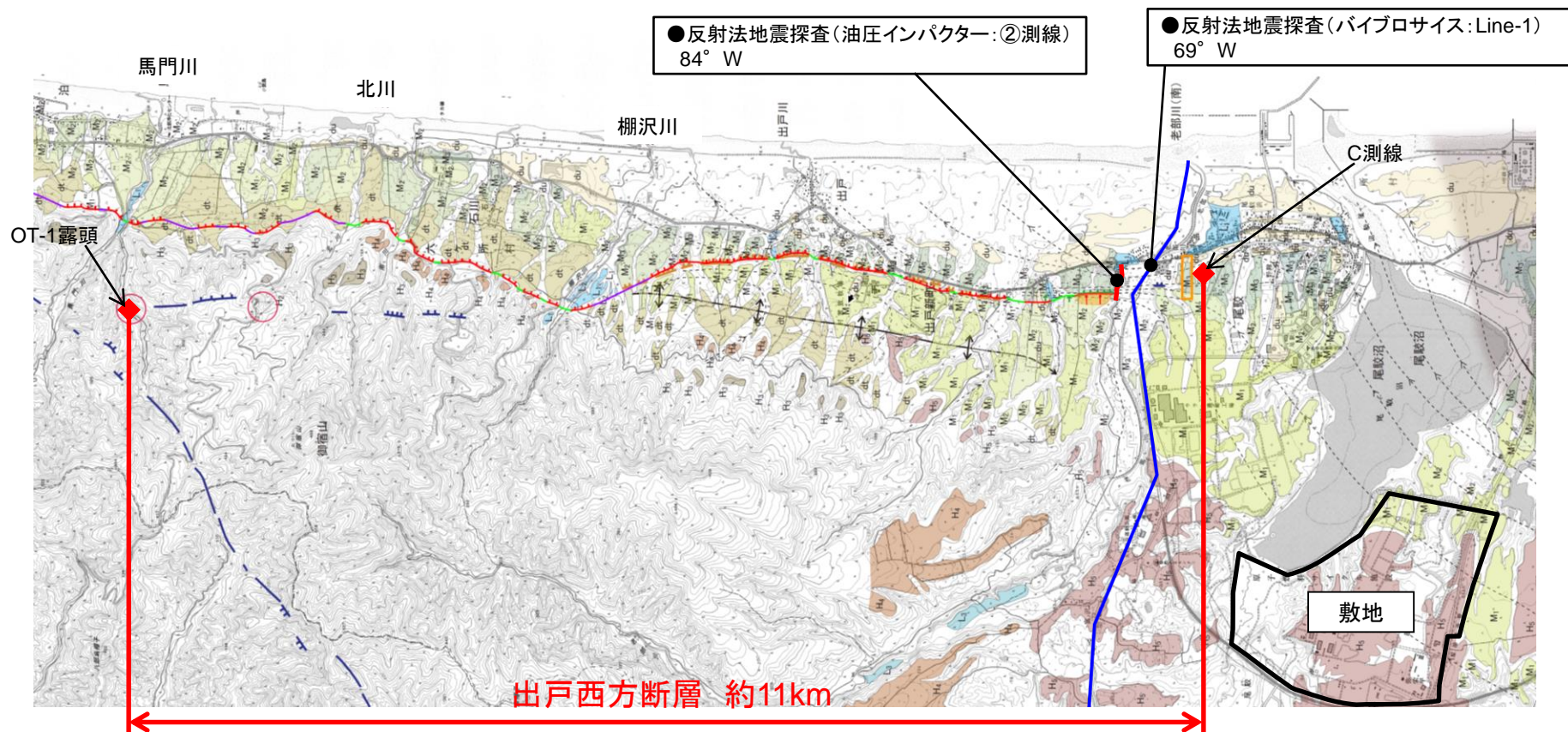




## 地質調査結果②：断層の傾斜角

### ■断層の傾斜角について

- 出戸西方断層の傾斜角については、露頭観察、ボーリング調査、及び反射法地震探査により確認、または推定している。
- これらのうち、露頭観察及びボーリング調査結果は、浅部における点データであることから、面的、かつ地下深部のデータが得られ、大局的な断層形状を表していると判断される反射法地震探査の結果を採用する。
- 反射法地震探査では、地下深部まで出戸西方断層が推定され、その傾斜角は $69^\circ$  及び $84^\circ$  であり、概ね $70^\circ$  以上を示す。



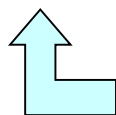
## 地震発生層の設定

原子力安全基盤機構(2004)による 東北北部の地震発生層上下限深さ	
D10%(上限深さに相当)	6.2km
D90%(下限深さに相当)	13.8km

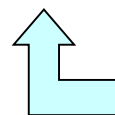
敷地周辺の微小地震による地震発生層上下限深さ	
D10%(上限深さに相当)	8.0km
D90%(下限深さに相当)	15.3km

敷地周辺のP波速度分布と地震発生層上限深さの関係
3次元地下構造モデルによれば、P波速度6km/sの層は、敷地地下で3kmよりも深い。

敷地周辺の地震波トモグラフィ解析等による地下構造
①トモグラフィ解析により震源位置の下限は概ね深さ15km程度であることを確認 ②敷地周辺のキュリー点深さは約15km程度



入倉・三宅(2001)  
吉井・伊藤(2001)  
廣瀬・伊藤(2006)  
地震発生層の上限深さは、概ねP波速度6km/sと対応している。



長谷川ほか(2004)  
「東北日本の内陸地殻内地震が発生する深さについておよそ15km程度以浅であり、それより深部では温度が高くなり、急激な断層運動である地震としては変形せず、流動変形が卓越する」

- 以上を踏まえ、敷地周辺の地震発生層の上限及び下限深さについては、以下の通り設定する。
- 地震動評価で考慮する地震発生層上限深さ  
微小地震分布等に基づけば、深さ3kmよりも深い位置が考えられるが、保守的に深さ3kmの位置に設定
  - 地震動評価で考慮する地震発生層下限深さ  
微小地震分布、地震波トモグラフィ解析による地下構造等に基づき、深さ15kmの位置に設定

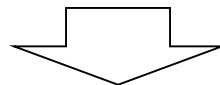
# 4.3 内陸地殻内地震 / 4.3.4 出戸西方断層による地震の断層モデル 地震規模の検討

## ■六ヶ所地点への具体的反映方針

考慮すべき事項	六ヶ所地点の特性	反映すべき事項	地震規模	考慮する設定
①地震発生層の厚さ	厚さ12km		Mw6.2 ( $M_0=1.99 \times 10^{18}\text{Nm}$ )	断層傾斜角 $70^\circ$ と地震発生層厚さ12kmを考慮した断層幅12.8kmと断層長さが等しいとして設定
②地震発生機構	断層傾斜角 $70^\circ$			
③断層長さ	活断層調査結果による約11km	Stirling et al. (2002)に基づく断層長さ20km	Mw6.3 ( $M_0=3.89 \times 10^{18}\text{Nm}$ )	断層幅を維持し、断層長さ20kmに拡張
④過去の地震の知見 (孤立した長さの短い活断層)	新潟県中越沖地震の地震規模(Mj6.8)	孤立した短い活断層の地震規模としてMj6.8を想定	Mw6.4 ( $M_0=4.74 \times 10^{18}\text{Nm}$ )	断層幅を固定し、断層長さを22.8kmに拡張
⑤地震動評価上考慮する設定		①~④(六ヶ所地点の特性から得られる地震規模)を上回る地震規模(Mw6.5)	Mw6.5 ( $M_0=7.5 \times 10^{18}\text{Nm}$ 相当) ⇒地震動評価上考慮する基本モデルとして保守的に設定  (Mw6.5となる地震モーメントは、 $M_0=7.09 \times 10^{18}\text{Nm}$ であるが、保守的な設定として、 $M_0=7.5 \times 10^{18}\text{Nm}$ 相当の値を考慮する)	断層幅を固定し、左記 $M_0$ に相当する断層長さを設定(28.7km) ⇒基本モデルとして考慮

### ①~④ 六ヶ所地点の特性から得られる地震規模

- ・①地震発生層の厚さ、②断層傾斜角、③断層長さを踏まえた設定では、地震規模はMw6.2となる設定が考えられる。
- ・③断層長さに関して、Stirling et al.(2002)に基づく断層長さ20kmを考慮した場合、地震規模はMw6.3となる設定が考えられる。
- ・④過去の地震の知見に対応する設定としては、地震規模がMw6.4(断層長さ22.8km)となる設定が考えられる。



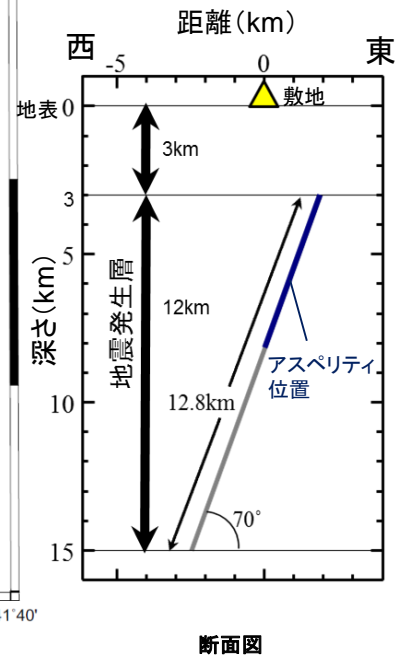
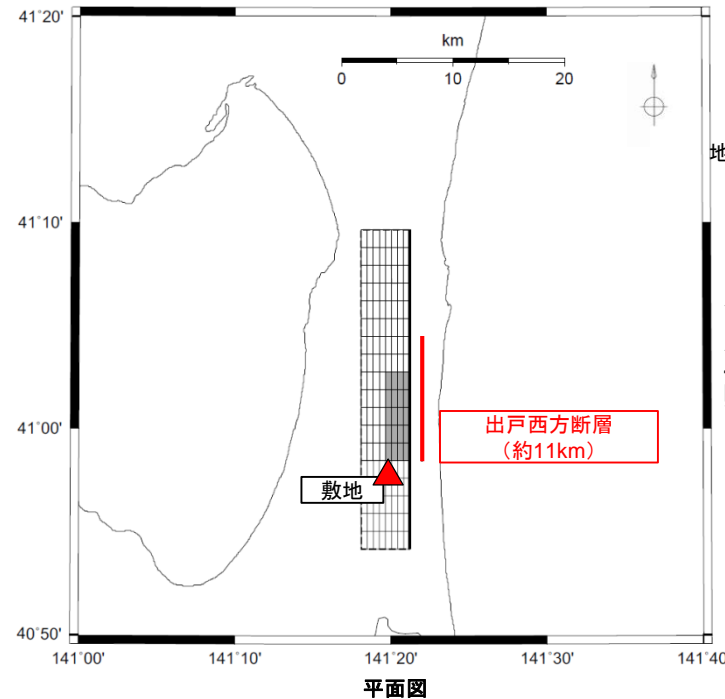
### ⑤ 地震動評価上考慮する設定

- ・六ヶ所地点の特性から得られる地震規模を上回る設定としてMw6.5( $M_0=7.09 \times 10^{18}\text{Nm}$ )とするが、地震動評価上の基本モデルとしては、地震モーメントを保守的に設定したモデル( $M_0=7.5 \times 10^{18}\text{Nm}$ 相当、断層長さ28.7km)を考慮する。

# 断層面の設定

➤ 出戸西方断層による地震の基本的な震源パラメータの設定方針を、以下に示す。下表以外のパラメータについては、地震調査委員会のレシピに基づき設定する。

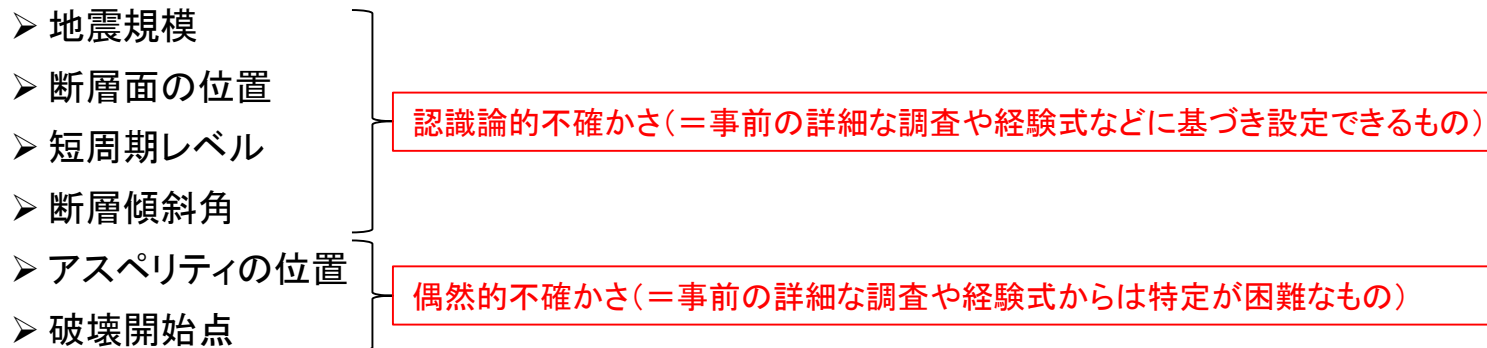
項目		設定根拠
断層面	断層長さ	Mw6.5 ( $M_0=7.5 \times 10^{18}\text{Nm}$ 相当) となる断層長さ(28.7km)
	傾斜角	反射法地震探査結果に基づき設定 (70度)
	断層幅	地震発生層厚さ(上限3km,下限15km), 傾斜角(70度)を考慮して設定(12.8km)
	断層面積	断層長ささと断層幅の積で計算
	位置	活断層調査結果により評価された出戸西方断層(約11km)に対して、南北均等に断層面を設定。
アスペリティ	位置	活断層調査結果により評価された出戸西方断層(約11km)のうち、敷地に最も近い位置(南端)に設定





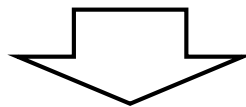
## 検討用地震の検討ケースの考え方

➤ 検討用地震の地震動評価において、各断層パラメータの不確かさを考慮することとするが、その基本的な考え方は以下の通り。



➤ 上記を踏まえた不確かさの重畳についての考え方は、以下の通り。

- ・「事前の詳細な調査や経験式などにに基づき設定できるもの」については、それぞれ独立させて不確かさを考慮する。
- ・「事前の詳細な調査や経験式からは特定が困難なもの」については、事前に把握することが困難であるため、「事前の詳細な調査や経験式などにに基づき設定できるもの」と重畳させて考慮する。



地震動評価上、保守的な設定として、以下の考え方を採用する。

- ・アスペリティの位置: 基本モデルの段階で保守的に、敷地に近づくような位置に考慮し、「事前の詳細な調査や経験式などにに基づき設定できるもの」と重畳させて考慮する。
- ・破壊開始点: 基本モデルの段階で複数のケースを考慮し、「事前の詳細な調査や経験式などにに基づき設定できるもの」と重畳させて考慮する。

# 検討ケース一覧

- 出戸西方断層の評価における検討ケースを以下に示す。
- 出戸西方断層は敷地の極近傍に位置しており、基準地震動Ssの策定に支配的な断層であることから、不確かさの考え方が地震動評価結果に与える影響が非常に大きい。
- 上記を踏まえ、原子力施設の安全性の観点から、前頁に示した考え方に加え、短周期の地震動レベルに影響のある「短周期レベルの不確かさ」と、長周期の地震動レベルに影響のある地震モーメントが大きくなる設定である「傾斜角の不確かさ」について重畳させたケースについても考慮し、全周期帯での評価結果が保守的になるよう、地震動評価を実施している。

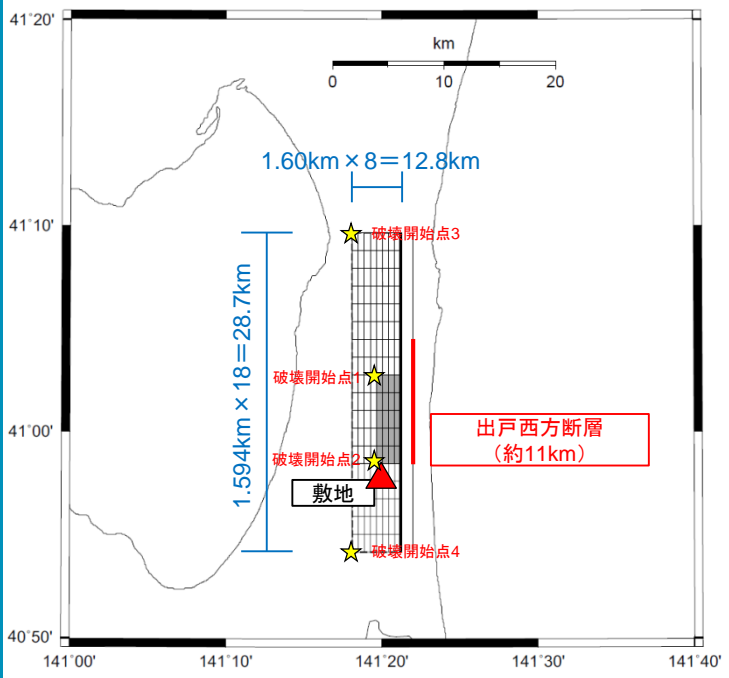
検討ケース	断層長さ (km)	断層面積 (km <sup>2</sup> )	地震規模 (Mj)	傾斜角 (度)	短周期レベル (Nm/s <sup>2</sup> )	断層位置	アスペリティ面積 (km <sup>2</sup> )	アスペリティの応力降下量 (MPa)	破壊開始点
	断層幅 (km)					アスペリティ位置			
六ヶ所地点の特性から得られる地震規模に対して保守的な地震規模を考慮したモデル	27.9	357.1	6.9 (M <sub>0</sub> =7.09E+18N・m)	70	1.18E+19 (レシピア×1.0)	活動性を考慮する範囲から南北均等	48.1	19.0	複数設定
	12.8					敷地に近い位置に配置			
①基本モデル	28.7	367.4	7.0 (M <sub>0</sub> =7.51E+18N・m)	70	1.20E+19 (レシピア×1.0)	活動性を考慮する範囲から南北均等	50.4	18.9	複数設定
	12.8					敷地に近い位置に配置			
②短周期レベルの不確かさケース	28.7	367.4	7.0 (M <sub>0</sub> =7.51E+18N・m)	70	1.80E+19 (レシピア×1.5)	活動性を考慮する範囲から南北均等	50.4	28.4	複数設定
	12.8					敷地に近い位置に配置			
③傾斜角の不確かさケース	28.7	487.9	7.2 (M <sub>0</sub> =1.32E+19N・m)	45	1.39E+19 (レシピア×1.0)	活動性を考慮する範囲から南北均等	80.9	18.1	複数設定
	17.0					敷地に近い位置に配置			
④傾斜角と短周期レベルの不確かさを重畳させたケース	28.7	487.9	7.2 (M <sub>0</sub> =1.32E+19N・m)	45	2.08E+19 (レシピア×1.5)	活動性を考慮する範囲から南北均等	80.9	27.1	複数設定
	17.0					敷地に近い位置に配置			

: 認識論的不確かさとして考慮すべきパラメータ  
 : 偶然的不確かさとして考慮すべきパラメータ

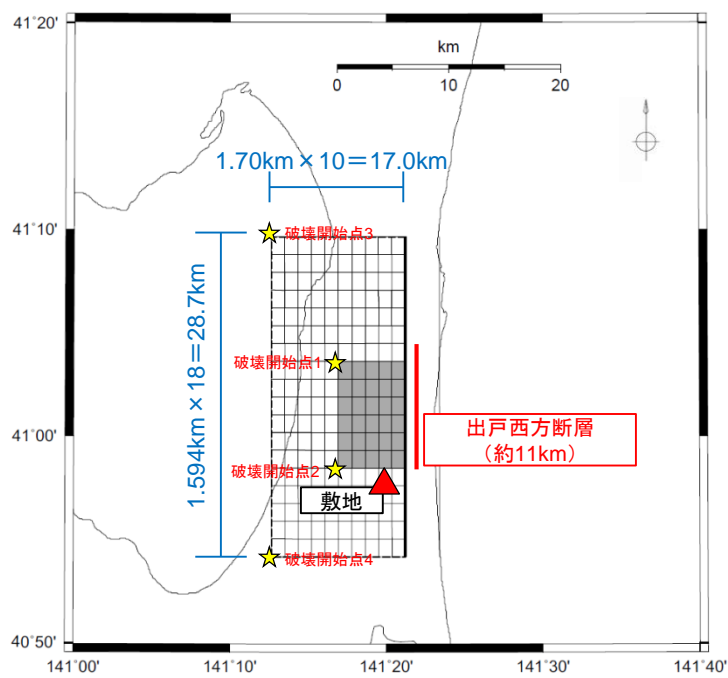


# 4. 3 内陸地殻内地震 / 4. 3. 4 出戸西方断層による地震の断層モデル 断層モデル図

➤ 前頁に示した評価ケースについて、断層モデルの平面図及び断面図を以下に示す。

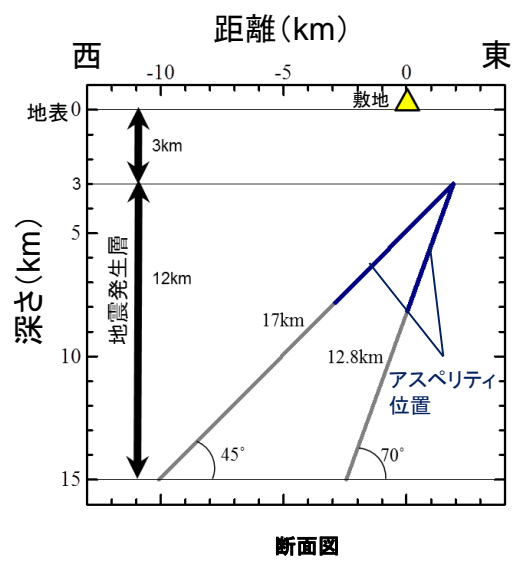


図a 基本モデル  
短周期レベルの不確かさケース



図b 傾斜角の不確かさをケース  
傾斜角と短周期レベルの不確かさを重量させたケース

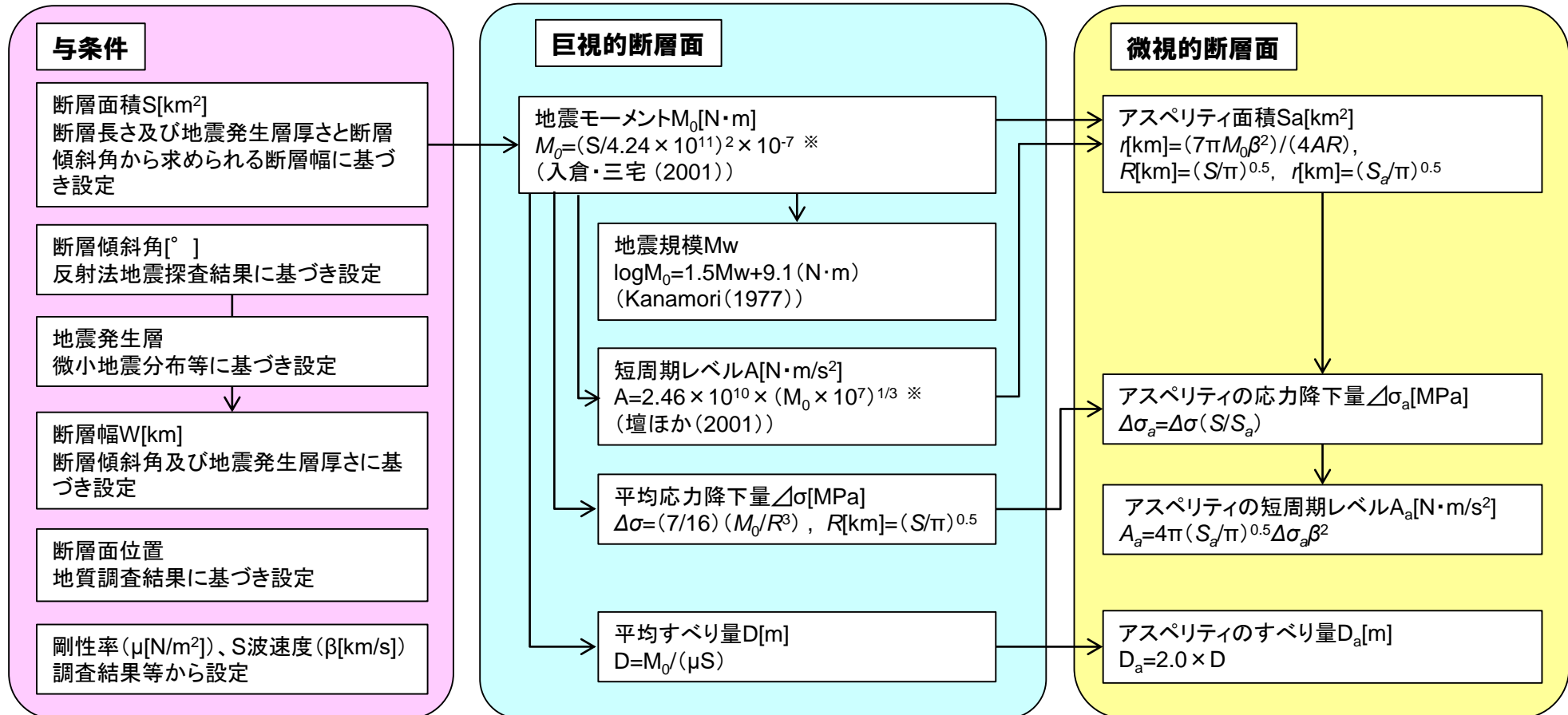
★: 破壊開始点



断面図

# 4.3 内陸地殻内地震 / 4.3.4 出戸西方断層による地震の断層モデル 断層パラメータ設定フロー

- 出戸西方断層による地震について、断層パラメータの算定フローを以下に示す。
- 断層パラメータの設定については、地震調査委員会のレシピに従うこととする。



※ 上記フローのパラメータ算定式は、文献における式をSI単位系に換算して記載している。

# 4.3 内陸地殻内地震 / 4.3.4 出戸西方断層による地震の断層モデル 断層パラメータ



➤ 出戸西方断層による地震について、各ケースの断層パラメータを以下に示す。

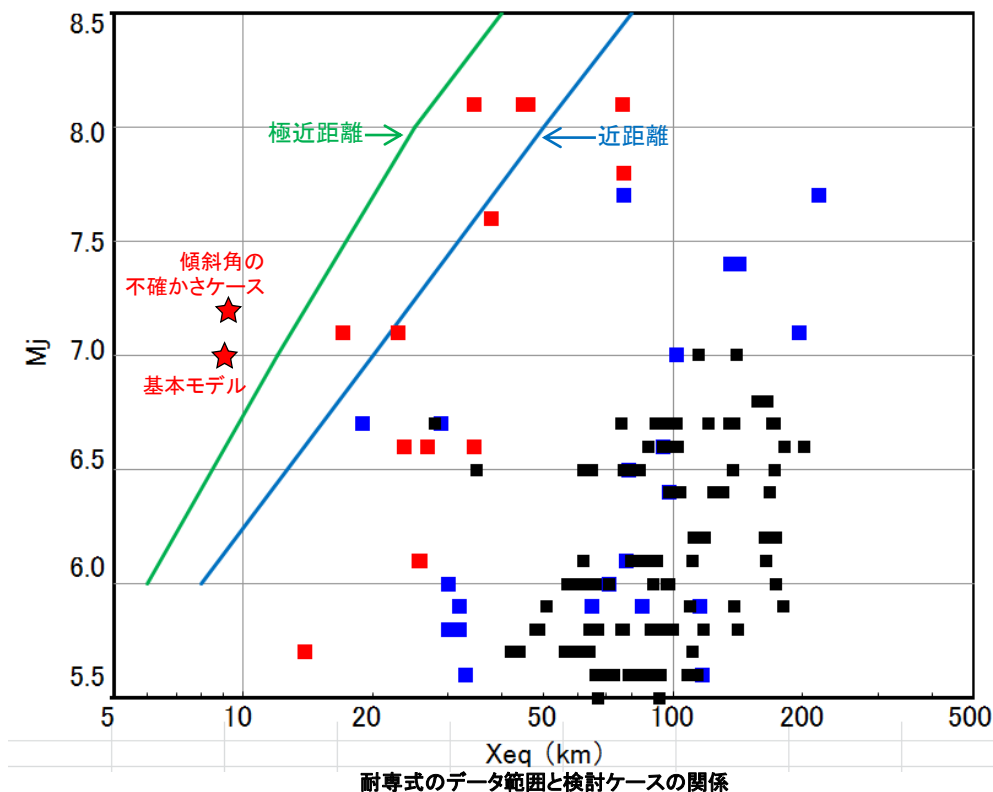
項目		基本ケース	短周期レベルの不確かさケース	傾斜角の不確かさケース	短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース	設定方法		
巨視的断層面	走向(θ)	°	0	←	←	←	地質調査結果に基づき設定	
	傾斜角(δ)	°	70	←	45	←	地質調査結果に基づき設定	
	断層長さ(L)	km	28.7	←	←	←	設定	
	断層幅(W)	km	12.8	←	17.0	←	地震発生層厚さ(12km)と傾斜角から設定	
	断層面積(S)	km <sup>2</sup>	367.4	←	487.9	←	S=L×W	
	断層上端深さ	km	3.0	←	←	←	微小地震データ等を参考に設定	
	断層下端深さ	km	15.0	←	←	←	微小地震データ等を参考に設定	
	地震モーメント(M <sub>0</sub> )	Nm	7.51E+18	←	1.32E+19	←	M <sub>0</sub> =(S/4.24×10 <sup>11</sup> ) <sup>2</sup> ×10 <sup>-7</sup> (入倉・三宅(2001))	
	気象庁マグニチュード(M <sub>j</sub> )		7.0	←	7.2	←	logM <sub>0</sub> =1.17M <sub>j</sub> +10.72(武村,1990)	
	モーメントマグニチュード(M <sub>w</sub> )		6.5	←	6.7	←	logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1(Kanamori, 1977)	
	S波速度(β)	km/s	3.3	←	←	←	β=α/√3, α=5.8km/s(物理探査学会,1989)	
	剛性率(μ)	Pa	2.94E+10	←	←	←	μ=ρβ <sup>2</sup> , ρ=2.7g/cm <sup>3</sup> , β=3.3km/s	
	平均すべり量(D)	cm	69.5	←	92.3	←	D=M <sub>0</sub> /(μS)	
	平均応力降下量(Δσ)	MPa	2.60	←	2.99	←	Δσ=(7/16)(M <sub>0</sub> /R <sup>3</sup> )	
	破壊伝播速度(V <sub>r</sub> )	km/s	2.4	←	←	←	V <sub>r</sub> =0.72β(km/s)(Geller, 1976)	
高周波遮断振動数(f <sub>max</sub> )	Hz	6	←	←	←	鶴来ほか(1997)		
短周期レベル(A)	Nm/s <sup>2</sup>	1.04E+19	←	1.25E+19	←	A=2.46×10 <sup>10</sup> ×(M <sub>0</sub> ×10 <sup>7</sup> ) <sup>1/3</sup> (壇・他,2001)		
微視的断層面	アスペリテイ	地震モーメント(M <sub>0a</sub> )	Nm	2.07E+18	←	4.41E+18	←	M <sub>0a</sub> =μS <sub>a</sub> D <sub>a</sub>
		面積(S <sub>a</sub> )	km <sup>2</sup>	50.4	←	80.9	←	S <sub>a</sub> =πr <sup>2</sup> , r=(7πM <sub>0</sub> β <sup>2</sup> )/(4AR), R=(S/π) <sup>0.5</sup>
		平均すべり量(D <sub>a</sub> )	cm	139.7	←	185.5	←	D <sub>a</sub> =2D
		応力降下量(Δσ <sub>a</sub> )	MPa	18.9	28.4	18.1	27.1	Δσ <sub>a</sub> =Δσ(S/S <sub>a</sub> )
	短周期レベル(A <sub>a</sub> )	Nm/s <sup>2</sup>	1.04E+19	1.56E+19	1.25E+19	1.88E+19	A <sub>a</sub> =4π(S <sub>a</sub> /π) <sup>0.5</sup> Δσ <sub>a</sub> β <sup>2</sup>	
	背景領域	地震モーメント(M <sub>0b</sub> )	Nm	5.44E+18	←	8.83E+18	←	M <sub>0b</sub> =M <sub>0</sub> -M <sub>0a</sub>
		面積(S <sub>b</sub> )	km <sup>2</sup>	317.0	←	407.0	←	S <sub>b</sub> =S-S <sub>a</sub>
		平均すべり量(D <sub>b</sub> )	cm	58.3	←	73.8	←	D <sub>b</sub> =M <sub>0b</sub> /(μS <sub>b</sub> )
実効応力(σ <sub>b</sub> )		MPa	4.39	6.58	3.80	5.70	σ <sub>b</sub> =(D <sub>b</sub> /W <sub>b</sub> )/(D <sub>a</sub> /W <sub>a</sub> )・Δσ <sub>a</sub> アスペリテイの幅W <sub>a</sub> =√S <sub>a</sub> , 背景領域の幅W <sub>b</sub> =W	
短周期レベル(A <sub>b</sub> )	Nm/s <sup>2</sup>	6.03E+18	9.04E+18	5.92E+18	8.88E+18	A <sub>b</sub> =4π(S <sub>b</sub> /π) <sup>0.5</sup> σ <sub>b</sub> β <sup>2</sup>		

## 4.3 内陸地殻内地震 / 4.3.5 地震動評価 応答スペクトルに基づく地震動評価(1)

H30.10.31  
資料1-4-1  
p128 再掲



- ▶ 解放基盤表面の地震動として評価できること、震源の拡がりやが考慮できること、敷地における地震観測記録等を用いて諸特性が考慮できること、更に水平方向及び鉛直方向の地震動が評価できることから、Noda et al.(2002) (以下、耐専式という。)について、適用性を確認する。
- ▶ 検討用地震について、耐専式の適用性を検討し、適用が難しいと判断した場合は、断層モデルを用いた地震動評価結果を重視する。



出戸西方断層による地震の諸元

	Mj	Xeq(km)	断層最短距離(km)
基本モデル	7.0	約9.1	約3.5
傾斜角の不確かさケース	7.2	約9.3	約3.5

- : 回帰式の作成に用いた地震
- : 適用性検討に用いた地震(海外の地震)
- : 適用性検討に用いた地震(国内の地震)
- ★: 出戸西方断層による地震

平成21年5月22日原安委意見交換会資料(東京電力)に加筆

- ▶ 出戸西方断層による地震の評価ケースの諸元と、Noda et al.(2002)の距離減衰式の作成及び適用性検討に用いられている地震の諸元と比較すると、出戸西方断層による地震については、基本モデル、不確かさケース共に、極近距離よりも更に近距離の地震となっている。
- ▶ 上記を踏まえ、出戸西方断層の評価については、極近距離との乖離が大きいため、Noda et al.(2002)による距離減衰式を適用範囲外と判断し、断層モデルを用いた地震動評価結果を重視するほか、次頁に示すNoda et al.(2002)以外の距離減衰式による評価を実施する。

## 4.3 内陸地殻内地震 / 4.3.5 地震動評価 応答スペクトルに基づく地震動評価(2)

➤ 出戸西方断層による地震の地震動評価に用いるNoda et al.(2002)以外の距離減衰式を以下に示す。

各種距離減衰式の概要

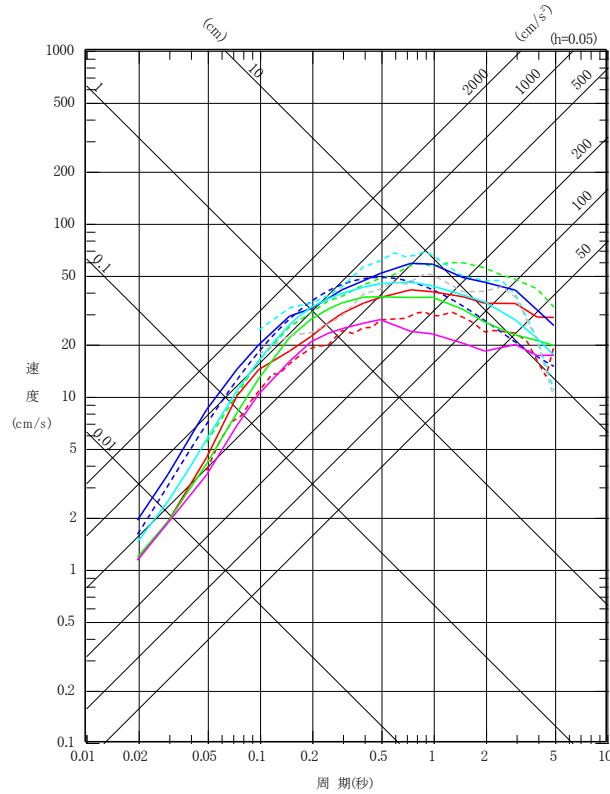
距離減衰式	DB対象地域	地震タイプ	主なパラメータ	Mの範囲	距離の範囲	地盤条件・種別
Noda et al.(2002) (耐専式)	国内	主に太平洋沿岸の 60km以内の地震	Mj, 等価震源距離, Vs, Vp 地盤の卓越周期	Mj5.5~7.0	28~202km (震源距離)	500≦Vs≦2700m/s
Kanno et al.(2006)	主に国内	内陸 プレート間 プレート内	Mw, 断層最短距離, 震源深さ, Vs30	5.5~8.2	1~500km	100<Vs30<1400m/s
Zhao et al.(2006)			Mw, 断層最短距離, 震源深さ	5.0~8.3	0.3~300km	Soft soil~Hard rock (Hard rock Vs=2000m/s)
内山・翠川(2006)			日本周辺	Mw, 断層最短距離, 震源深さ	5.5~8.3	300km以内
片岡ほか(2006)	国内	内陸 海溝性	Mw, 断層最短距離, 短周期レベル	陸: 4.9~6.9 海: 5.2~8.2	250km以内	I種、II種、III種地盤 および工学的基盤
Abrahamson et al. (2014)	国内外	内陸	Mw, 断層最短距離 Vs30, 断層上端深さ	3.0~8.5	0~300km	180≦Vs30≦1000m/s
Boore et al. (2014)	国内外	内陸	Mw, 断層面の地表投影面への最短距離, Vs30	3.0~8.5(横ずれ、逆断層) 3.0~7.0(正断層)	0~400km	150≦Vs30≦1500m/s
Campbell et al. (2014)	国内外	内陸	Mw, 断層最短距離 Vs30, 断層上端深さ	3.3~8.5(横ずれ断層) 3.3~8.0(逆断層) 3.3~7.5(正断層)	0~300km	150≦Vs30≦1500m/s
Chiou et al. (2014)	国内外	内陸	Mw, 断層最短距離 Vs30, 断層上端深さ	3.5~8.5(横ずれ断層) 3.5~8.0(逆・正断層)	0~300km	180≦Vs30≦1500m/s
Idriss(2014)	国内外	内陸	Mw, 断層最短距離, Vs30	5≦M	≦150km	450≦Vs30

# 4.3 内陸地殻内地震 / 4.3.5 地震動評価 応答スペクトルに基づく地震動評価結果(水平)

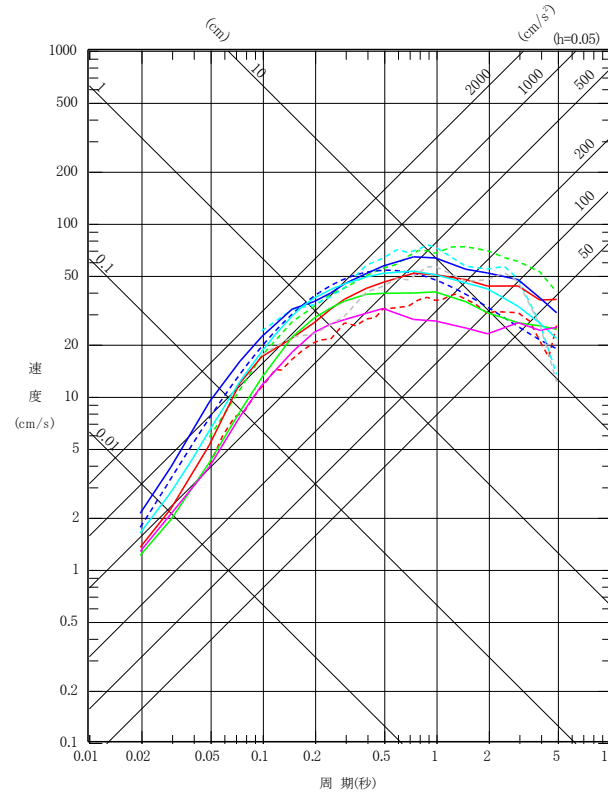
- Kanno et al. (2006)
- Zhao et al. (2006)
- 内山・翠川 (2006)
- 片岡ほか (2006) 基本モデル
- 片岡ほか (2006) 短周期レベルの不確かさケース
- Abrahamson et al. (2014)
- Boore et al. (2014)
- Campbell et al. (2014)
- Chiou et al. (2014)
- Idriss (2014)

- Kanno et al. (2006)
- Zhao et al. (2006)
- 内山・翠川 (2006)
- 片岡ほか (2006) 傾斜角の不確かさケース
- 片岡ほか (2006) 傾斜角と短周期レベルの不確かさを重畳させたケース
- Abrahamson et al. (2014)
- Boore et al. (2014)
- Campbell et al. (2014)
- Chiou et al. (2014)
- Idriss (2014)

	Mj	Mw	Xeq (km)	断層最短距離 (km)
基本モデル (70°)	7.0	6.5	約9.1	約3.5
傾斜角の不確かさケース (45°)	7.2	6.7	約9.3	約3.5



傾斜角70° のケース



傾斜角45° のケース



# 4.3 内陸地殻内地震 / 4.3.5 地震動評価 断層モデルを用いた手法による地震動評価

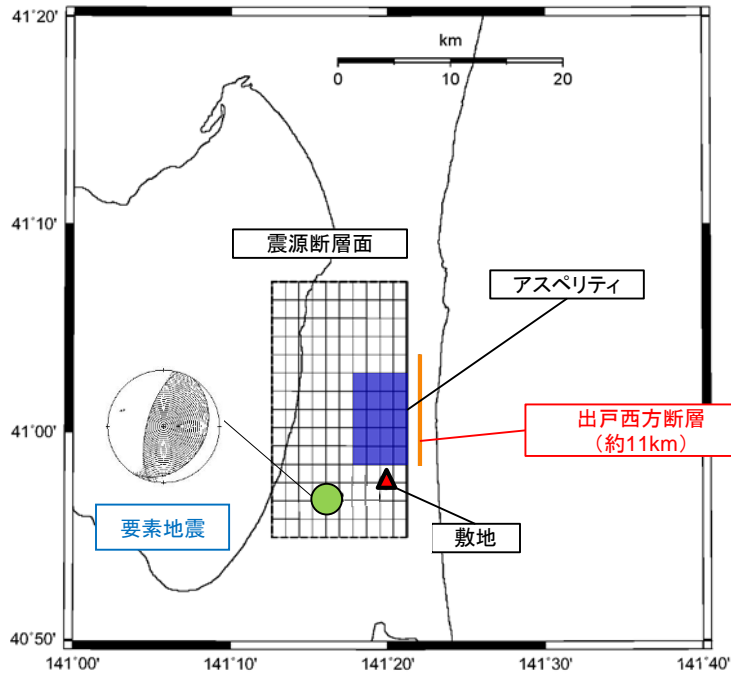
- 過去に発生した敷地周辺の内陸地殻内地震について、敷地において地震観測記録が得られていることから、経験的グリーン関数法による評価を実施する。\*
- 経験的グリーン関数法による評価に用いる要素地震を、下図及び表に示す。

※ 波形合成法はDan et al. (1989)による

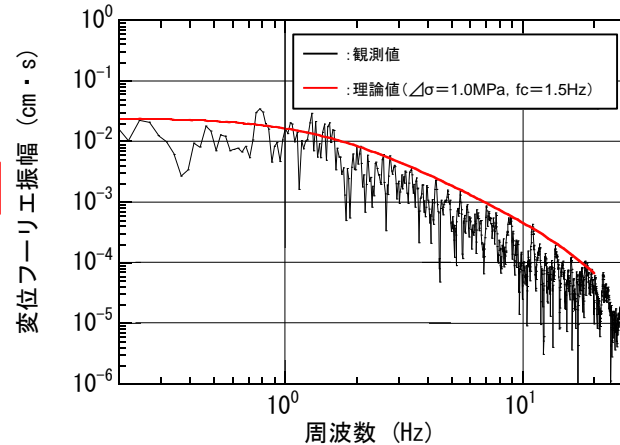
要素地震の諸元

発生日※1	北緯※1(°)	東経※1(°)	深さ※1(km)	Mj※1
1999.9.13	40.9317	141.2670	14.72	4.0
M <sub>0</sub> ※2(Nm)	走向※2(°)	傾斜角※2(°)	すべり角※2(°)	品質※2
1.26E+15	194;32	66;25	83;106	91.99

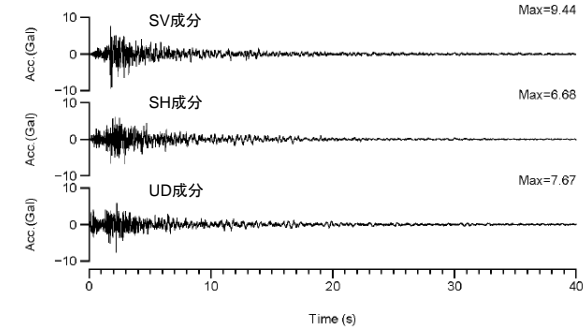
※1: 気象庁一元化震源による  
※2: 防災科学技術研究所F-netによる



傾斜角の不確かさケース



要素地震の $\omega^2$ モデルによる震源スペクトル理論値の比較

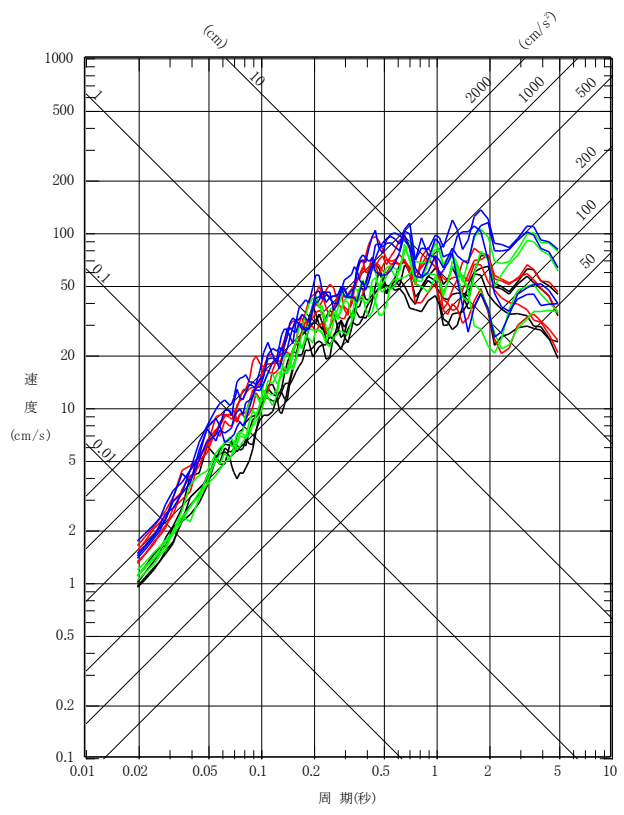


要素地震の時刻歴波形(加速度)

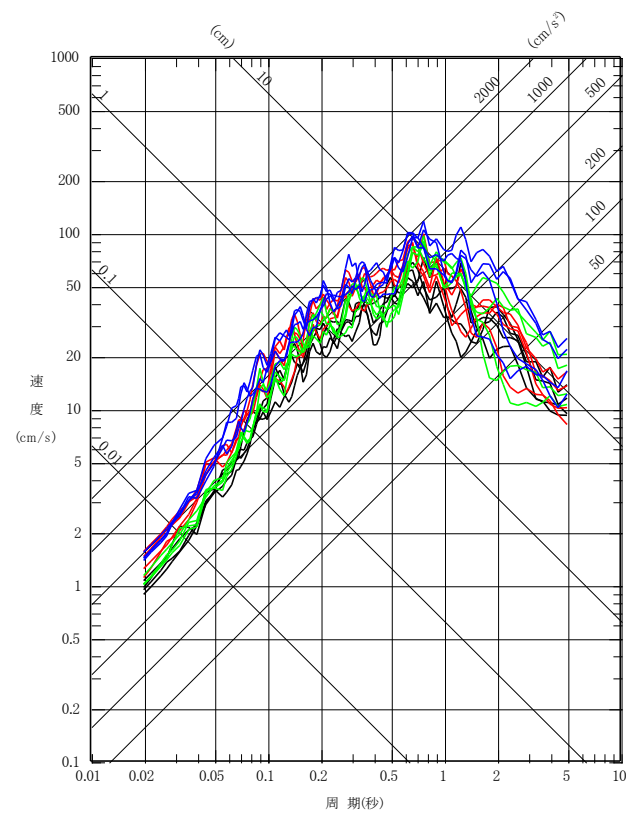
# 断層モデルを用いた手法 地震動評価結果重ねがき



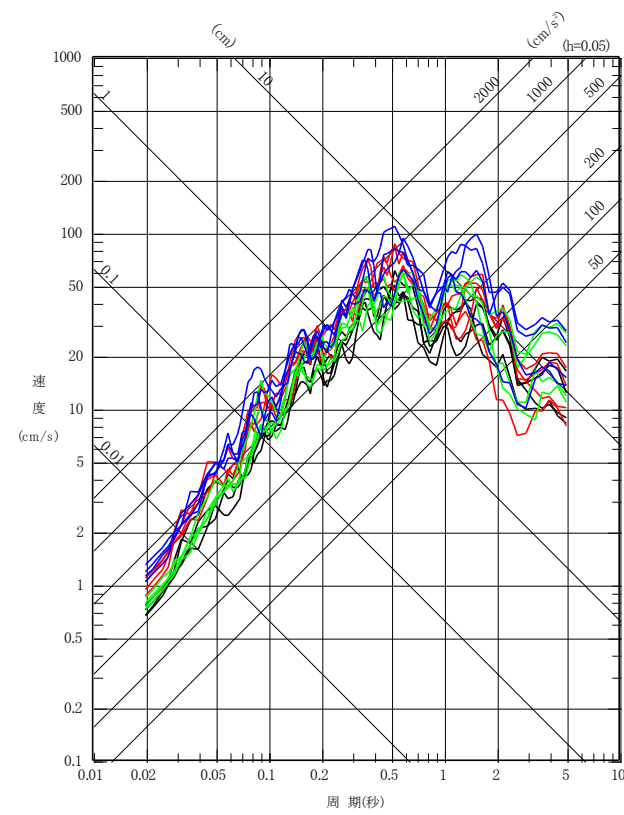
- ①基本モデル
- ②短周期レベルの不確かさケース
- ③傾斜角の不確かさケース
- ④短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース



NS



EW



UD

## 5. 震源を特定せず策定する地震動

# 5. 震源を特定せず策定する地震動 検討対象地震と検討概要



審査ガイド:16地震を検討対象とする

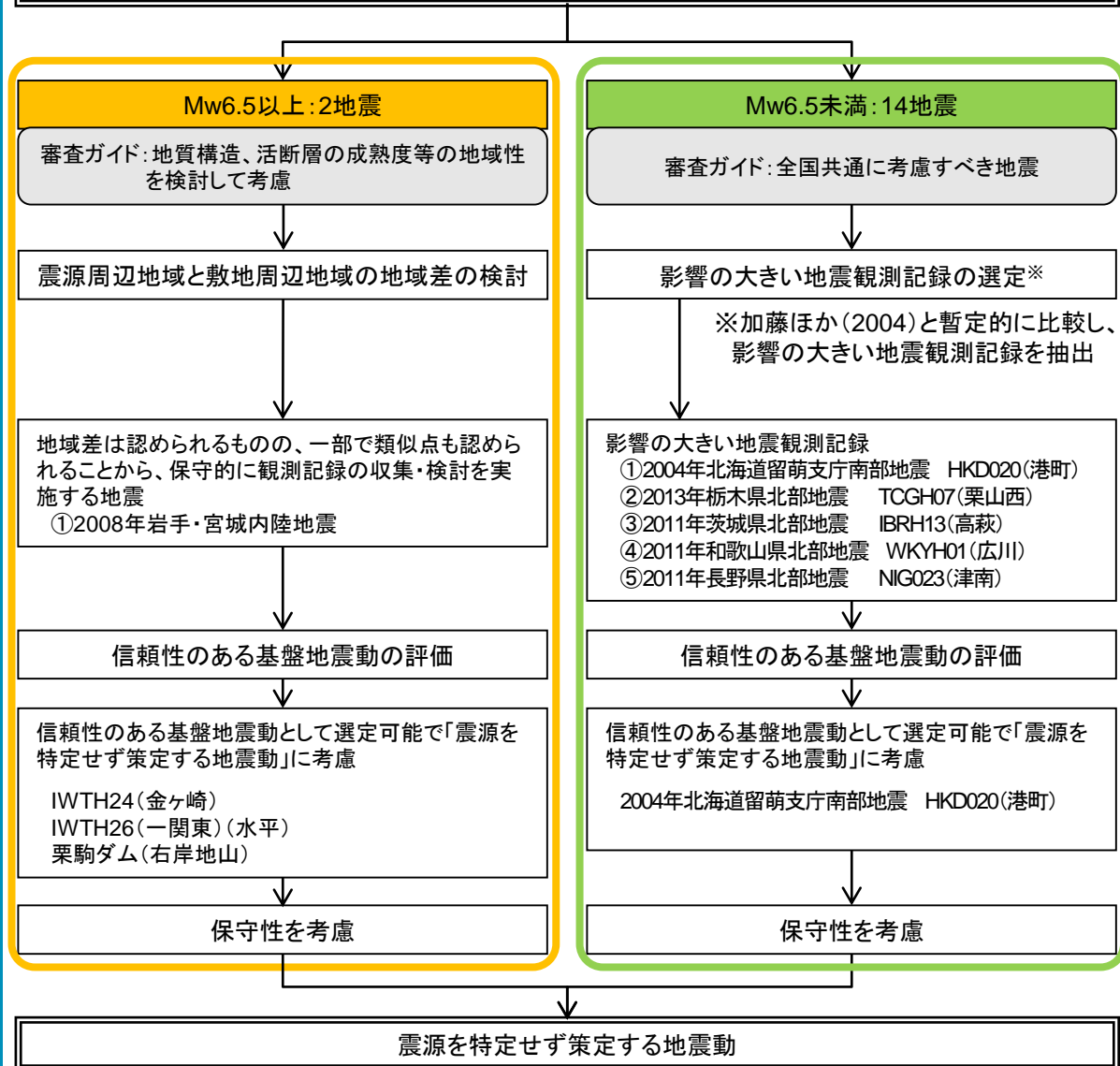


表-1 収集対象となる内陸地殻内の地震の例

No	地震名	日時	規模
1	2008年岩手・宮城内陸地震	2008/06/14, 08:43	Mw6.9
2	2000年鳥取県西部地震	2000/10/06, 13:30	Mw6.6
3	2011年長野県北部地震	2011/03/12, 03:59	Mw6.2
4	1997年3月鹿児島県北西部地震	1997/03/26, 17:31	Mw6.1
5	2003年宮城県北部地震	2003/07/26, 07:13	Mw6.1
6	1996年宮城県北部(鬼首)地震	1996/08/11, 03:12	Mw6.0
7	1997年5月鹿児島県北西部地震	1997/05/13, 14:38	Mw6.0
8	1998年岩手県内陸北部地震	1998/09/03, 16:58	Mw5.9
9	2011年静岡県東部地震	2011/03/15, 22:31	Mw5.9
10	1997年山口県北部地震	1997/06/25, 18:50	Mw5.8
11	2011年茨城県北部地震	2011/03/19, 18:56	Mw5.8
12	2013年栃木県北部地震	2013/02/25, 16:23	Mw5.8
13	2004北海道留萌支庁南部地震	2004/12/14, 14:56	Mw5.7
14	2005年福岡県西方沖地震の最大余震	2005/04/20, 06:11	Mw5.4
15	2012年茨城県北部地震	2012/03/10, 02:25	Mw5.2
16	2011年和歌山県北部地震	2011/07/05, 19:18	Mw5.0

「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」より抜粋

## 5. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討

「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」抜粋

4.2 地震動評価

4.2.1 検討対象地震の選定と震源近傍の観測記録の収集

〔解説〕

(2)「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」は、震源断層がほぼ地震発生層の厚さ全体に広がっているものの、地表地震断層としてその全容を表すまでには至っていない地震(震源の規模が推定できない地震(Mw6.5以上の地震))であり、孤立した長さの短い活断層による地震が相当する。なお、活断層や地表地震断層の出現要因の可能性として、地域によって活断層の成熟度が異なること、上部に軟岩や火山岩、堆積層が厚く分布する場合や地質体の違い等の地域差があることが考えられる。このことを踏まえ、観測記録の収集対象の地震としては、以下の地震を個別に検討する必要がある。

- ① 孤立した長さの短い活断層による地震
- ② 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
- ③ 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

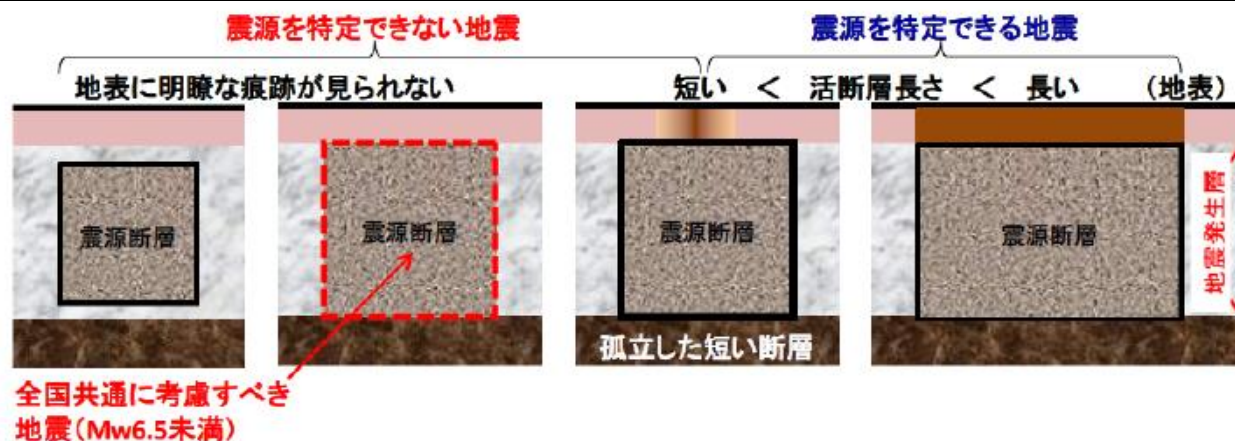


図3 震源を特定できる地震及び特定できない地震の概念図

「震源を特定せず策定する地震動に係る評価手引き(2014)」抜粋

➤ 審査ガイドにおけるMw6.5以上の2地震(2008年岩手・宮城内陸地震、2000年鳥取県西部地震)について、活断層や地表地震断層の出現要因として、活断層の成熟度や軟岩・火山岩・堆積層の厚さ等の特徴を整理し、震源域と当社敷地周辺との地域差を検討し、観測記録収集対象の要否について検討する。



## 2008年岩手・宮城内陸地震の概要と特徴

### ■震源域の概要

- 活発な地震活動が見られた東北脊梁山地歪集中帯で発生した。(岡田ほか, 2010)
- 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, 2010)
- 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。(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)

### ■震源域の特徴

- 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、活発な先駆的な地震活動がみられること、ひずみ集中帯であること等から、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。

- 地質・地質構造
- 地震地体構造
- 火山フロントとの位置関係
- 地すべり地形 など

## 5.1 Mw6.5以上の2地震についての検討／5.1.1 2008年岩手・宮城内陸地震 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

H30.10.31  
資料1-4-1  
p138 再掲



項目	岩手・宮城内陸地震震源域	敷地周辺
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>・新第三紀以降の火山岩類およ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>・台地部に位置する。</li> <li>・新第三系中新統の火山岩類および新第三系中新統～鮮新統の堆積岩類が分布し、褶曲構造の分布が認められる。</li> </ul>
第四系の分布・地形面の発達状況	<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などが分布する。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・変位基準となる海成段丘面が広く分布する。</li> </ul>
地震地体構造 (垣見ほか(2003))	<ul style="list-style-type: none"> <li>・(8C)東北日本弧内帯と区分され、その地形・地質は火山性内弧、隆起優勢、脊梁山地とされている。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・(8B)東北日本弧外帯と区分され、外弧隆起帯、安定域とされている。</li> </ul>
ひずみ集中帯	<ul style="list-style-type: none"> <li>・地質学的歪み集中帯、測地学的歪み集中帯の領域内に位置する。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・地質学的歪み集中帯、測地学的歪み集中帯の領域外に位置する。</li> </ul>
速度分布・低周波地震・地殻熱流量	<ul style="list-style-type: none"> <li>・低周波地震の分布が認められ、S波速度偏差分布から低速度領域に位置し、地殻熱流量が高い。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・低周波地震の分布はなく、S波速度偏差分布から中速度～やや低速度領域に位置し、地殻熱流量が低い。</li> </ul>
火山フロントとの位置関係など	<ul style="list-style-type: none"> <li>・火山フロントに位置しており、周囲には多数カルデラが認められる。</li> <li>・第四紀火山噴出物に覆われている。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・火山フロントの海溝側に位置し、付近にはカルデラは認められない。</li> <li>・第四紀の海成段丘が発達し、顕著な火山噴出物は認められない。</li> </ul>
地すべり地形	<ul style="list-style-type: none"> <li>・大規模地すべり地形が多くみられる。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・大規模な地すべり地形は見られない。</li> </ul>

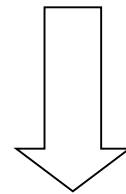


- 2008年岩手・宮城内陸地震震源域と敷地周辺について、地域性の比較・検討を実施した結果、地域差は認められるものの、地質・地質構造等に一部で類似点も認められる。
- 更なる安全性向上の観点から、2008年岩手・宮城内陸地震を観測記録収集対象として選定する。

# 検討概要(1)

## (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およ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。
- ⇒ 広範囲で得られたそれぞれの観測記録を説明できるモデルとしては、現時点で十分ではない。



- 震源等のモデル化に関する精緻化には、相応の期間が必要である。
- 更に岩手・宮城内陸地震の取り扱いに関して、中央防災会議においても更なる検討が必要であるとしている。



しかしながら、当社としては、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観測点および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およ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、以下の観点で観測記録を抽出し、抽出された観測記録を考察する。
  - ・加藤ほか(2004)の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

### 震源近傍の観測記録 (計18地点)

- |               |                |           |
|---------------|----------------|-----------|
| ①K-NET (8地点)  | ②KiK-net (8地点) | ③ダム (2地点) |
| ・ AKT019 (雄勝) | ・ AKTH04 (東成瀬) | ・ 荒砥沢ダム   |
| ・ AKT023 (樺台) | ・ AKTH06 (雄勝)  | ・ 栗駒ダム    |
| ・ IWT010 (一関) | ・ IWTH04 (住田)  |           |
| ・ IWT011 (水沢) | ・ IWTH20 (花巻南) |           |
| ・ IWT012 (北上) | ・ IWTH24 (金ヶ崎) |           |
| ・ IWT015 (川尻) | ・ IWTH25 (一関西) |           |
| ・ MYG004 (築館) | ・ IWTH26 (一関東) |           |
| ・ MYG005 (鳴子) | ・ MYGH02 (鳴子)  |           |



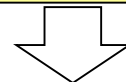
### 抽出した観測記録(計8地点)

- ・ IWT010 (一関)
- ・ AKTH04 (東成瀬)
- ・ IWTH20 (花巻南)
- ・ IWTH24 (金ヶ崎)
- ・ IWTH25 (一関西)
- ・ IWTH26 (一関東)
- ・ 荒砥沢ダム
- ・ 栗駒ダム

加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回る。



➢ 抽出した観測記録について、記録の分析・評価を実施したうえで、基盤地震動の選定を実施する。



## 検討概要(2)

### (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、地質および速度構造に関する検討、地形の影響に関する検討)

・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およびはざとり解析、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))

#### 抽出した観測記録(計8地点)

- ・ IWT010 (一関)
- ・ AKTH04 (東成瀬)
- ・ IWTH20 (花巻南)
- ・ IWTH24 (金ヶ崎)
- ・ IWTH25 (一関西)
- ・ IWTH26 (一関東)
- ・ 荒砥沢ダム
- ・ 栗駒ダム

・地盤応答等による特異な影響の評価  
・基盤地震動を算定するモデルの妥当性確認

#### 基盤地震動として選定可能

- ・ IWT010 (一関)
- ・ IWTH20 (花巻南)
- ・ IWTH24 (金ヶ崎)
- ・ IWTH26 (一関東) (水平)
- ・ 栗駒ダム (右岸地山)

#### 基盤地震動として選定困難

- ・ AKTH04 (東成瀬)
- ・ IWTH25 (一関西)
- ・ IWTH26 (一関東) (鉛直)
- ・ 荒砥沢ダム

現時点で信頼性の高い基盤地震動の評価は困難

### (4) 基盤地震動の選定

岩手・宮城内陸地震については、震源モデルおよび地盤増幅特性に関する課題を解明する必要があるが、検討には相応の期間を要するため、安全側の評価として、現時点の知見に基づき可能な限り観測記録を採用する。

#### 基盤地震動として選定可能(5地点)

- ・ IWT010 (一関)
- ・ IWTH20 (花巻南)
- ・ IWTH24 (金ヶ崎)
- ・ IWTH26 (一関東) (水平)
- ・ 栗駒ダム (右岸地山)

現時点において、選定可能と考えられる基盤地震動を比較し、大きな基盤地震動を選定

- ・ IWTH24 (金ヶ崎)
- ・ IWTH26 (一関東) (水平)
- ・ 栗駒ダム (右岸地山)

# 検討概要(3)

## (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)および栗駒ダム(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。

- IWTH26(一関東)におけるはざとり解析のばらつきを評価する。
- 参考として、震源域北側・東側と南側・西側の地震動を比較する。



IWTH26(一関東)(水平)の採用地震動の最大加速度とはざとり地震動の最大加速度の平均+1σとの比は、NS方向で1.03となることから、安全側の対応として、採用するすべての地震動にこの比を考慮するものとする。さらに、現時点において、震源域の広範囲な観測記録を説明できる震源モデルや震源特性に関する知見が十分でないことを踏まえ、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、以下の保守性を考慮するものとする。



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 最大加速度(Gal)		
	水平		鉛直		水平		鉛直		水平		鉛直
	NS方向	EW方向			NS方向	EW方向			NS方向	EW方向	
IWTH24(金ヶ崎)	401	370	279	⇒	413	381	287	⇒	430	400	300
IWTH26(一関東)	511	476	—	⇒	528	490	—	⇒	540	500	—
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

5.1 Mw6.5以上の2地震についての検討／5.1.1 2008年岩手・宮城内陸地震

地震観測記録の分析・評価

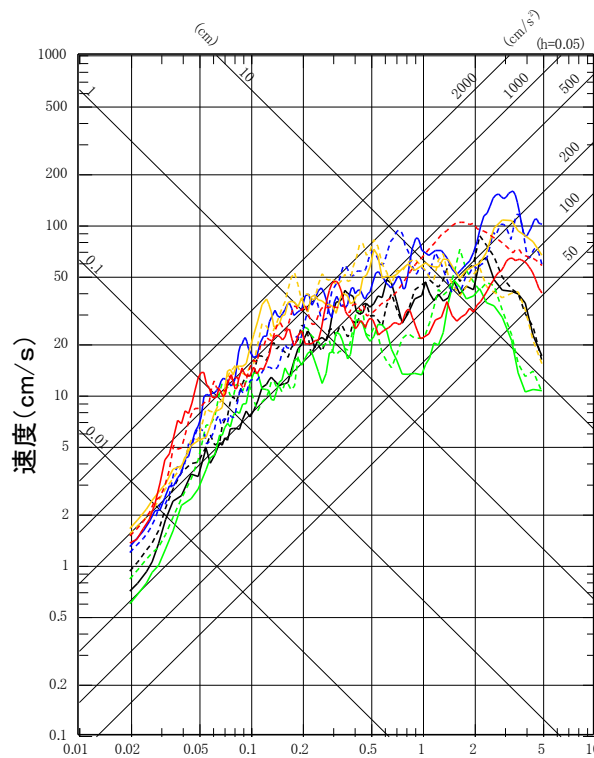
H30.10.31  
資料1-4-1  
p142 再掲



		①IWT010 (一関)	②AKTH04 (東成瀬)	③IWTH20 (花巻南)	④IWTH24 (金ヶ崎)	⑤IWTH25 (一関西)	⑥IWTH26 (一関東)	⑦荒砥沢ダム	⑧栗駒ダム
地盤情報 (基盤相当のVs)		730m/s	1500m/s	430m/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	—	・地表記録に地盤の非線形性の影響が含まれている	—	—	・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	・地表記録に地盤の非線形性の影響が含まれている	・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 ・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	—
	上部構造物の影響の有無	/	/	/	/	/	/	・監査廊の観測記録にダム堤体の影響が含まれている	・監査廊の観測記録にダム堤体の影響が含まれている
	その他要因の有無	特になし	・地表記録に観測点周辺の地形の影響が含まれている	特になし	特になし	・地表記録にトランポリン効果等、ロッキング振動の影響が含まれている	・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	・右岸地山付近に地表の変状がみられる	特になし
基盤地震動を算定するモデルの妥当性	はざとり解析の可否および妥当性	・地盤状況を踏まえ、観測記録を採用	・水平方向は、表層のVsが極端に小さい ・鉛直方向は、観測記録の伝達関数を再現できていない ⇒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	・概ね妥当な地盤モデルが作成でき、はざとり解析が可能	・概ね妥当な地盤モデルが作成でき、はざとり解析が可能	・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	・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 ・鉛直方向は、観測記録の伝達関数を再現できていない ⇒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	・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	・右岸地山の観測点は、硬質な岩盤の地表面に設置 ・右岸地山は、特異な増幅傾向を示していない地域 ⇒右岸地山の観測記録を採用
基盤地震動としての評価	・基盤地震動として選定可能	・信頼性の高い基盤地震動の評価は困難	・基盤地震動として選定可能	・基盤地震動として選定可能	・信頼性の高い基盤地震動の評価は困難	・水平方向は、基盤地震動として選定可能と判断	・信頼性の高い基盤地震動の評価は困難	・右岸地山は、基盤地震動として選定可能	



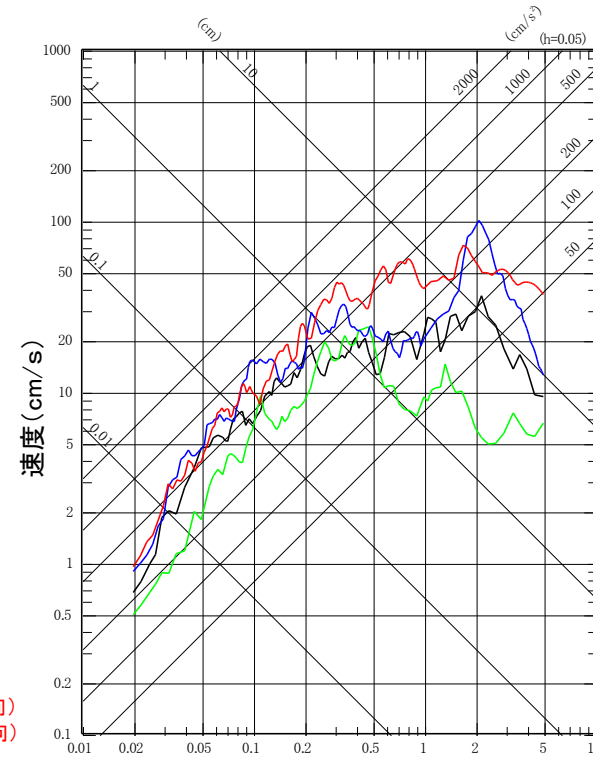
# 基盤地震動の選定(1)



周期(s)  
水平方向

- IWT010(一関)(NS方向)
- ... IWT010(一関)(EW方向)
- IWTH20(花巻南)(NS方向)
- ... IWTH20(花巻南)(EW方向)
- IWTH24(金ヶ崎)(NS方向)
- ... IWTH24(金ヶ崎)(EW方向)
- IWTH26(一関東)(NS方向)
- ... IWTH26(一関東)(EW方向)
- 栗駒ダム[右岸地山](ダム軸方向)
- ... 栗駒ダム[右岸地山](上下流方向)

応答スペクトル図



周期(s)  
鉛直方向

- IWT010(一関)(UD方向)
- IWTH20(花巻南)(UD方向)
- IWTH24(金ヶ崎)(UD方向)
- 栗駒ダム[右岸地山](鉛直方向)

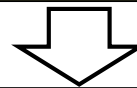
➤ 基盤地震動として選定したIWT010(一関)、IWTH20(花巻南)、IWTH24(金ヶ崎)、IWTH26(一関東)[水平]および栗駒ダム(右岸地山)の観測記録の比較より、保守的な基盤地震動を選定する。



➤ 保守的な基盤地震動として、IWTH24(金ヶ崎)、IWTH26(一関東)[水平]および栗駒ダム(右岸地山)を選定する。

## 基盤地震動の選定(2)

- 基盤地震動として選定したIWTH24(金ヶ崎)、IWTH26(一関東)[水平]および栗駒ダム(右岸地山)について、敷地の地盤物性との関係を整理する。
- IWTH24(金ヶ崎)について、はぎとり波算定位置のVsは、PS検層では540m/s、観測記録に基づく地盤同定結果ではVsは584m/sとなっており、敷地の解放基盤表面におけるVs=950m/s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Vsは、PS検層では680m/sとなっており、敷地の解放基盤表面におけるVs=950m/s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、地質およ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、耐専スペクトルで評価可能であり、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



- 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』に考慮する基盤地震動として、現時点の知見に基づき可能な限り観測記録を採用することとし、IWTH24(金ヶ崎)、IWTH26(一関東)[水平]のはぎとり波および栗駒ダム(右岸地山)の観測記録を採用する。

深部地盤モデルのパラメータ

	標高 (m)	G L (m)	層厚 (m)	S波速度 (m/s)	P波速度 (m/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Q値	
							Q <sub>s</sub>	Q <sub>p</sub>
解放基盤表面	-70	-125	75	950	1900	1.85	35	20
	-145	-200	210	990	2570	2.07	35	20
	-355	-410	810	1450	2970	2.21	75	45
	-1165	-1220	910	2740	4660	2.51	85	60
地震基盤	-2075	-2130	970	2950	4950	2.55	80	70
	-3045	-3100	∞	3100	5060	2.58	114f <sup>0.92</sup>	114f <sup>0.92</sup>

# 5.1 Mw6.5以上の2地震についての検討／5.1.1 2008年岩手・宮城内陸地震 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

観測点	基盤地震動 最大加速度(Gal)			ばらつき を考慮 (×1.03)	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 最大加速度(Gal) <sup>※3</sup>		
	水平		鉛直		水平		鉛直		水平		鉛直
	NS方向	EW方向			NS方向	EW方向			NS方向	EW方向	
IWTH24(金ヶ崎)	401	370	279	⇒	413	381	287	⇒	430	400	300
IWTH26(一関東)	511	476	—	⇒	528	490	—	⇒	540	500	—
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

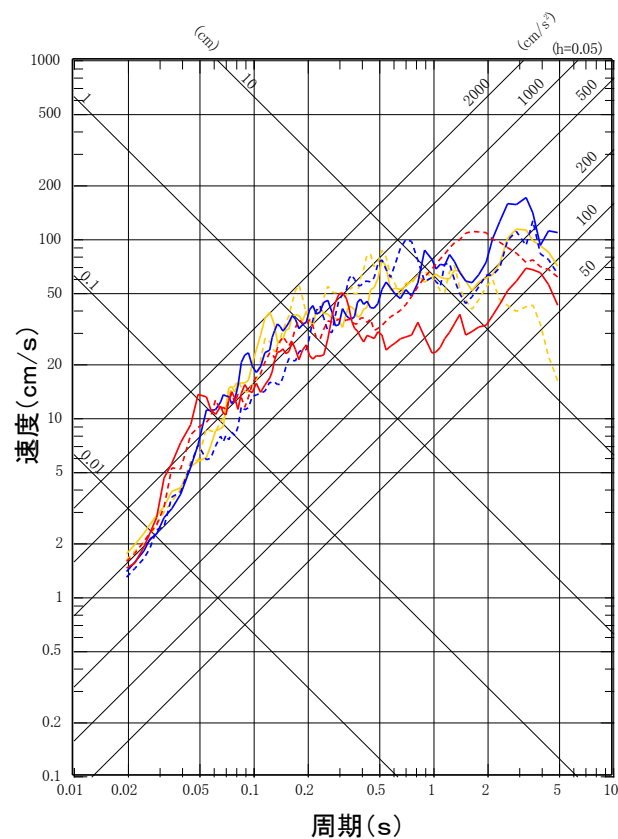
※1:ダム軸方向

※2:上下流方向

※3: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)

- IWTH26(一関東)[水平]の地盤同定結果を用いたはざとり解析結果によるばらつきは、最適化ケースによる地震動の最大加速度とはざとり地震動の最大加速度の平均+1σとの比は、NS方向で1.03となることから、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この比を考慮するものとする。
- さらに、現時点において、震源域の広範囲な観測記録を説明できる震源モデルや震源特性に関する知見が十分でないことを踏まえ、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、保守性を考慮するものとする。

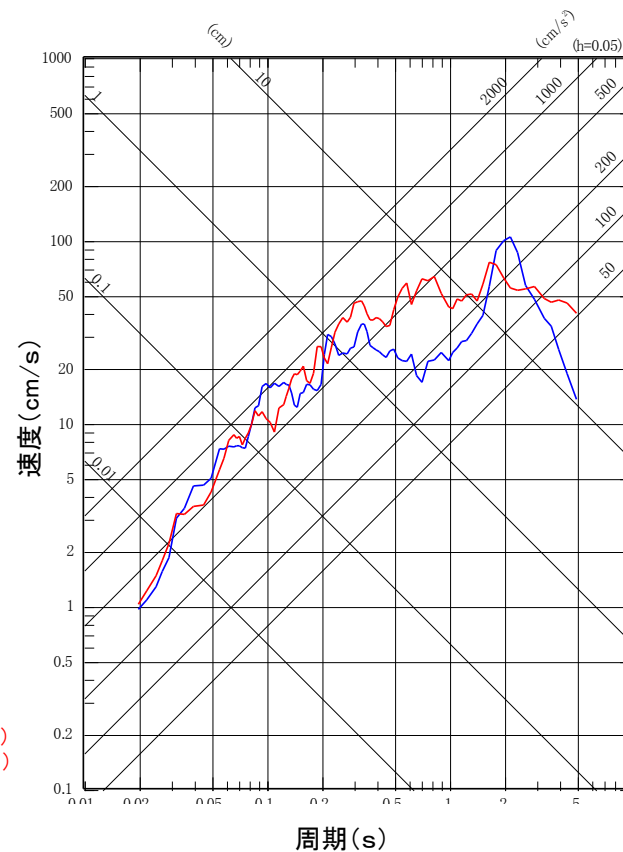
# 5.1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 5.1.1 2008年岩手・宮城内陸地震 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動(応答スペクトル)



— IWTH24(金ヶ崎)(NS方向)  
 ... IWTH24(金ヶ崎)(EW方向)  
 — IWTH26(一関東)(NS方向)  
 ... IWTH26(一関東)(EW方向)  
 — 栗駒ダム[右岸地山](ダム軸方向)  
 ... 栗駒ダム[右岸地山](上下流方向)

周期(s)  
水平方向

応答スペクトル図



— IWTH24(金ヶ崎)(UD方向)  
 — 栗駒ダム[右岸地山](鉛直方向)

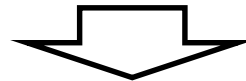
周期(s)  
鉛直方向

➤ 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)および栗駒ダム(右岸地山)の基盤地震動に基づく地震動を考慮する。

## 2000年鳥取県西部地震の概要のまとめ

### 【2000年鳥取県西部地震の概要のまとめ】

- ・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(岡田ほか,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とされている(岡田ほか,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。

項目	鳥取県西部地震震源域	敷地周辺
当該地域に分布する活断層の特徴	<ul style="list-style-type: none"> <li>・WNW-ESE方向の圧縮応力による横ずれ断層。</li> <li>・文献(岡田ほか,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を形成して、断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては、初期ないし未成熟な段階にある。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・東西圧縮応力による逆断層。</li> <li>・敷地周辺には出戸西方断層等が認められ、地形・地質調査等から、活断層の認定が可能である。</li> </ul>
地質・地質構造	<ul style="list-style-type: none"> <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している。</li> <li>・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。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・主に新第三系中新統の泊層、鷹架層や第四系中部～上部更新統の段丘堆積層等が分布し、大規模な岩脈の分布は認められない。</li> </ul>
第四系の分布・地形面の発達状況	<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> </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> </ul>
地震地体構造	全ての文献において異なる地震地体構造区分とされている。	

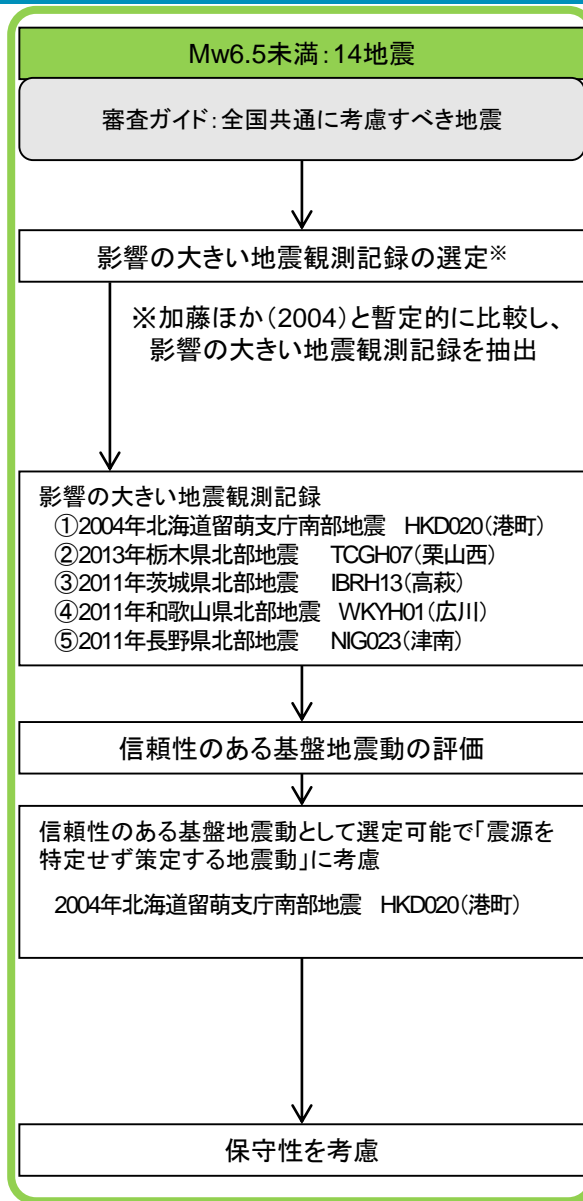


・2000年鳥取県西部地震震源域と敷地周辺について、“地域差”の観点で整理を実施した結果、活断層の特徴、地質・地質構造等に地域差が認められると判断されることから、観測記録収集対象外とする。



## 5. 2 Mw6.5未満の地震についての検討

### 検討概要



➤ K-NET及びKiK-net観測点の観測記録のうち、以下の条件で記録を収集

- ・防災科研KiK-net, K-net観測点
- ・地盤条件
  - KiK-net: 地盤情報を取得済み
  - K-net: 岩盤+AVS<sub>30</sub>が0.5km/s以上
- ・震央距離30km以内

➤ 加藤ほか(2004)と暫定的に比較し、影響の大きい地震観測記録として、①～⑤を抽出し詳細に検討

➤ 信頼性のある基盤地震動が評価できたと考えられることから、震源を特定せず策定する地震動に反映

①北海道留萌支庁南部地震のHKD020(港町)

➤ 一次元波動論では信頼性のある地盤モデルが構築できず、はぎとり解析による基盤地震動の評価は困難と考えられ、更なる知見の収集、はぎとり解析等の検討が必要

②栃木県北部地震のTCGH07(栗山西)

③茨城県北部地震のIBRH13(高萩)

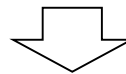
④和歌山県北部地震のWKYH01(広川)

➤ 地盤情報が少ないため、はぎとり解析が困難であり、各種調査により地盤情報の取得が必要

⑤長野県北部地震のNIG023(津南)

## 観測記録の収集・整理の概要

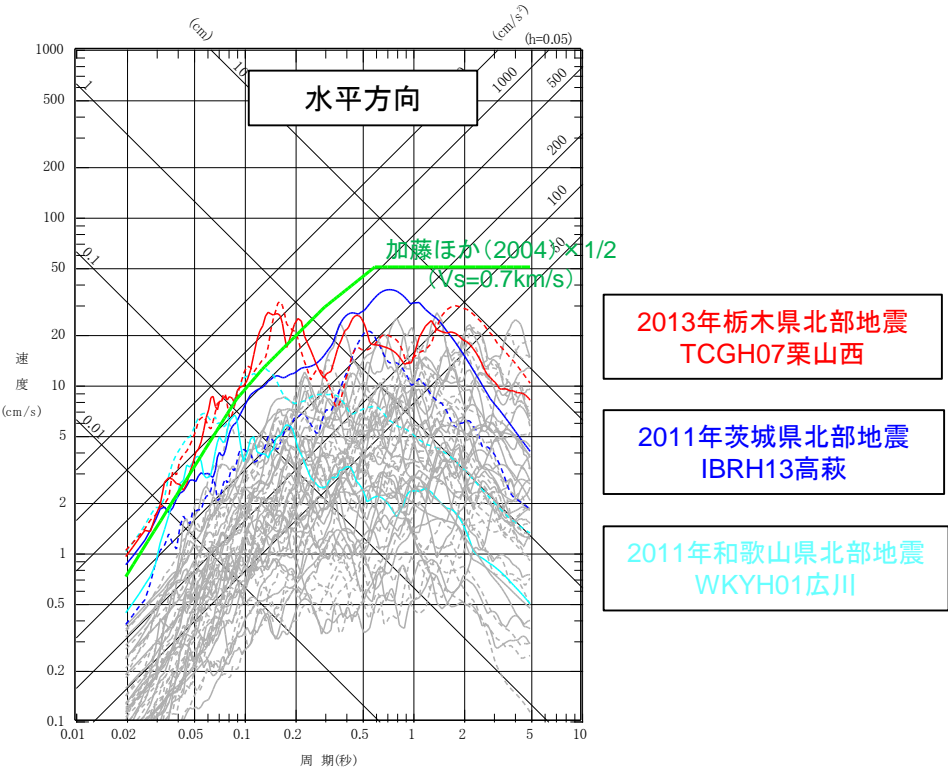
- 「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」において、震源を特定せず策定する地震動の収集対象とされている16地震のうち、Mw6.5未満の14地震を対象として、震源近傍における観測記録を収集する。
- Mw6.5未満の14地震について、防災科学技術研究所のK-NET及びKiK-net観測点の観測記録のうち、以下の条件に適合するものを収集する。
  - ・防災科研KiK-net, K-net観測点
  - ・地盤条件
    - KiK-net: 地盤情報を取得済み
    - K-net: 岩盤+AVS<sub>30</sub>が $0.5\text{km/s}$ 以上
  - ・震央距離30km以内



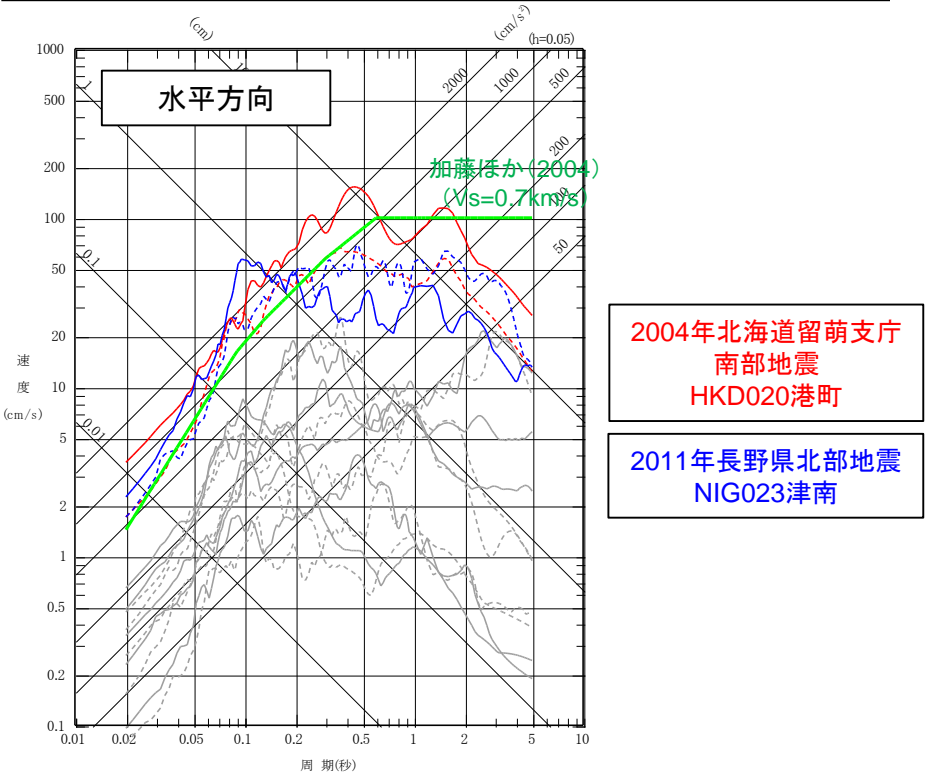
- 加藤ほか(2004)と暫定的に比較し、影響の大きい地震観測記録を抽出する。
  - ・KiK-net: 地中観測記録と加藤ほか(2004)の1/2
  - ・K-net: 地表観測記録と加藤ほか(2004)

# 影響の大きい地震観測記録の選定

**KiK-net観測記録:**  
はざとり解析を実施し、地表の影響を除いた後に比較すべきであるが、暫定的に地中記録による擬似速度応答スペクトルと加藤ほか(2004)によるスペクトルの1/2倍を比較。



**K-net観測記録:**  
はざとり解析を実施し、地表の影響を除いた後に比較すべきであるが、暫定的に地表面における観測記録による擬似速度応答スペクトルと加藤ほか(2004)によるスペクトルを比較。



- 加藤ほか(2004) と暫定的に比較し、影響の大きい地震観測記録として、以下の①～⑤を抽出し、以降で詳細に検討
- ① 2004年北海道留萌支庁南部地震 HKD020(港町)
  - ② 2013年栃木県北部地震 TCGH07(栗山西)
  - ③ 2011年茨城県北部地震 IBRH13(高萩)
  - ④ 2011年和歌山県北部地震 WKYH01(広川)
  - ⑤ 2011年長野県北部地震 NIG023(津南)



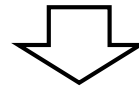
# Mw6.5未満の地震についての検討

		2004年北海道 留萌支庁南部地震	2013年栃木県北部地震	2011年茨城県北部地震	2011年和歌山県 北部地震	2011年長野県北部地震
地盤モデル	使用モデル	・佐藤ほか(2013)のポーリング結果に基づく地盤モデル	・KiK-net観測記録に基づく地盤同定モデル	・KiK-net観測記録に基づく地盤同定モデル	・KiK-net観測記録に基づく地盤同定モデル	・地盤情報が乏しく地盤モデルを構築できない
	既往の知見との整合性	・微動探査による地盤データと整合 ・知見で指摘されている非線形性を考慮	・KiK-net地盤データと整合しない ・知見で指摘されている減衰、方位依存性の影響が不明	・観測記録の伝達関数およびKiK-net地盤データと整合しない ・知見で指摘されている減衰の影響が不明	・KiK-net地盤データと整合しない ・知見で指摘されている減衰の影響が不明	・地盤モデルに関する既往の知見がない
			○	×	×	×
更なる知見収集・検討事項	—	・地盤モデルの改良 ・知見で指摘されている特性に係るデータの取得と影響度合いの評価	・地盤モデルの改良 ・知見で指摘されている特性に係るデータの取得と影響度合いの評価	・地盤モデルの改良 ・知見で指摘されている特性に係るデータの取得と影響度合いの評価	・地盤モデルの改良 ・知見で指摘されている特性に係るデータの取得と影響度合いの評価	・地質調査、微動探査等による地盤情報の取得
はざとり解析	解析手法	・非線形性を考慮した等価線形解析	・線形解析	・線形解析	・線形解析	・地盤モデルが構築できないため、解析できない
	精度	・観測記録と整合	・はざとり解析の適用性が不明	・はざとり解析の適用性が不明	・はざとり解析の適用性が不明	・はざとり解析の適用性が不明
			○	×	×	×
更なる知見収集・検討事項	—	・地表および地中観測記録の再現解析	・地表および地中観測記録の再現解析	・地表および地中観測記録の再現解析	・地表および地中観測記録の再現解析	・地表観測記録の再現解析
結果の信頼性		○	×	×	×	×

- Mw6.5未満の地震のうち、影響の大きい5記録について整理した結果、北海道留萌支庁南部地震のHKD020(港町)の観測記録については、信頼性のある基盤地震動が評価できたと考えられることから、震源を特定せず策定する地震動に反映する。
- 栃木県北部地震のTCGH07(栗山西)、茨城県北部地震のIBRH13(高萩)、和歌山県北部地震のWKYH01(広川)の観測記録については、一次元波動論では信頼性のある地盤モデルが構築できず、はざとり解析による基盤地震動の評価は困難と考えられ、更なる知見の収集、はざとり解析等の検討が必要である。
- 長野県北部地震のNIG023(津南)の観測記録については、地盤情報が乏しいため、はざとり解析が困難であり、各種調査により地盤情報の取得が必要である。

## 基盤地震動の選定

- 北海道留萌支庁南部地震における佐藤ほか(2013)によるHKD020(港町)観測点の基盤地震動評価をもとに以下の検討が行われた。
  - ① GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(水平方向)
  - ② GL-6mからGL-41mまで減衰定数を3%とした基盤地震動評価(水平方向)
  - ③ 再測定されたPS検層結果を踏まえた基盤地震動評価(鉛直方向)
  - ④ 地下水位の状況を踏まえGL-6mまでポアソン比一定とした基盤地震動評価(鉛直方向)
- 検討の結果、評価した基盤地震動の最大加速度は、水平方向については②のケース(609Gal)が、鉛直方向については③のケース(306Gal)が最も大きい。
- 佐藤ほか(2013)によるHKD020(港町)観測点の基盤地震動は、地表観測記録に基づきGL-41mのVs=938m/sの基盤層において評価されており、敷地の解放基盤表面におけるVs=950m/sと同等のS波速度である。



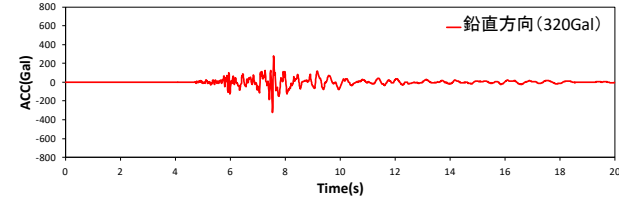
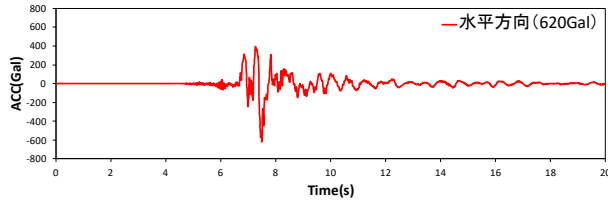
- 2004年北海道留萌支庁南部地震の『震源を特定せず策定する地震動』に考慮する基盤地震動として、水平方向については最大加速度609Gal、鉛直方向については最大加速度306Galの基盤地震動を採用する。

深部地盤モデルのパラメータ

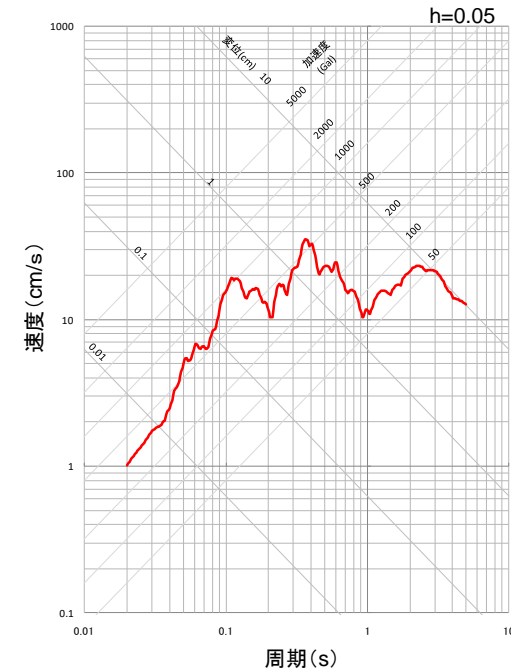
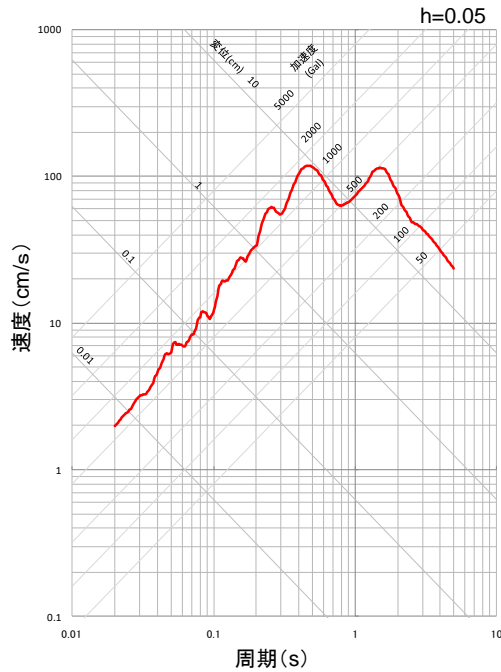
	標高 (m)	G L (m)	層厚 (m)	S波速度 (m/s)	P波速度 (m/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Q値	
							Q <sub>s</sub>	Q <sub>p</sub>
解放基盤表面	-70	-125	75	950	1900	1.85	35	20
	-145	-200	210	990	2570	2.07	35	20
	-355	-410	810	1450	2970	2.21	75	45
	-1165	-1220	910	2740	4660	2.51	85	60
	-2075	-2130	970	2950	4950	2.55	80	70
地震基盤	-3045	-3100	∞	3100	5060	2.58	114f <sup>0.92</sup>	114f <sup>0.92</sup>



# 5.2 Mw6.5未満の地震についての検討 / 5.2.2 2004年北海道留萌支庁南部地震 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動



加速度時刻歴波形



—2004年北海道留萌支庁南部を考慮した地震動(水平方向)

—2004年北海道留萌支庁南部を考慮した地震動(鉛直方向)

水平方向

応答スペクトル図

鉛直方向

➤ 震源を特定せず策定する地震動は、施設の耐震性に求められる保守性を勘案して、北海道留萌支庁南部地震の基盤地震動(水平方向609Gal、鉛直方向306Gal)の加速度時刻歴波形を水平方向620Gal、鉛直方向320Galに嵩上げ(位相特性を変えずに振幅特性のみ変更)した地震動として考慮する。

## 5.3 震源を特定せず策定する地震動の策定

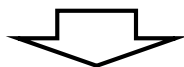
## 震源を特定せず策定する地震動に反映する基盤地震動

➤ Mw6.5以上の2地震(岩手・宮城内陸地震、鳥取県西部地震)

- ・「地域差」の観点で整理を実施した結果、更なる安全性向上の観点から岩手・宮城内陸地震を観測記録収集の対象とした。
- ・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、現時点の知見に基づき可能な限り観測記録を採用することとし、IWTH24(金ヶ崎)、IWTH26(一関東)(水平)のはざとり波および栗駒ダム(右岸地山)の観測記録を震源を特定せず策定する地震動に反映する。

➤ Mw6.5未満の14地震

- ・敷地に及ぼす影響が大きいため抽出した観測記録のうち、北海道留萌支庁南部地震の観測記録については、信頼性の高い基盤地震動が得られたことから、震源を特定せず策定する地震動に反映する。



➤ 以上を踏まえ、震源を特定せず策定する地震動として以下を対象とする。

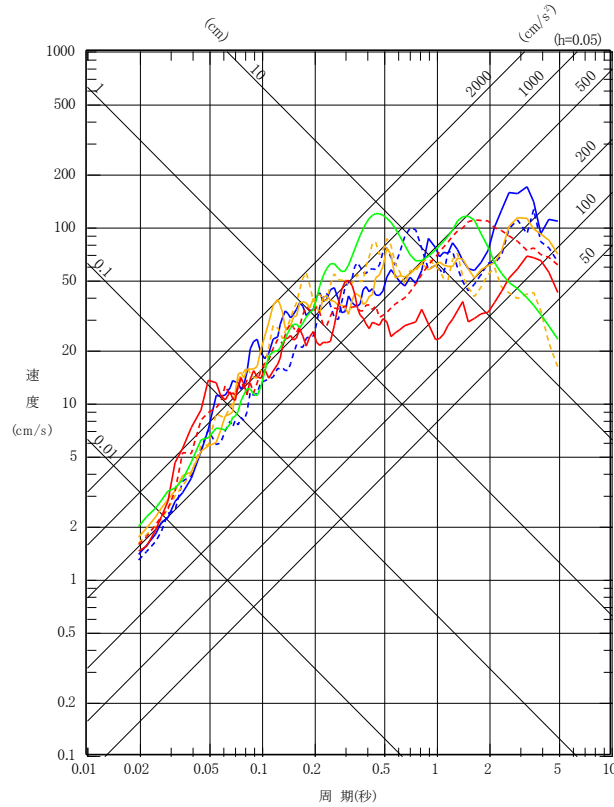
- ・岩手・宮城内陸地震において保守性を考慮した基盤地震動
- ・北海道留萌支庁南部地震において保守性を考慮した基盤地震動

地震名	観測点	最大加速度(Gal)		
		水平		鉛直
		NS方向	EW方向	
岩手・宮城内陸地震	IWTH24(金ヶ崎)	430	400	300
	IWTH26(一関東)	540	500	—
	栗駒ダム(右岸地山)	450 <sup>※1</sup>	490 <sup>※2</sup>	320
北海道留萌支庁南部地震	HKD020(港町)	620		320

※1:ダム軸方向、※2:上下流方向

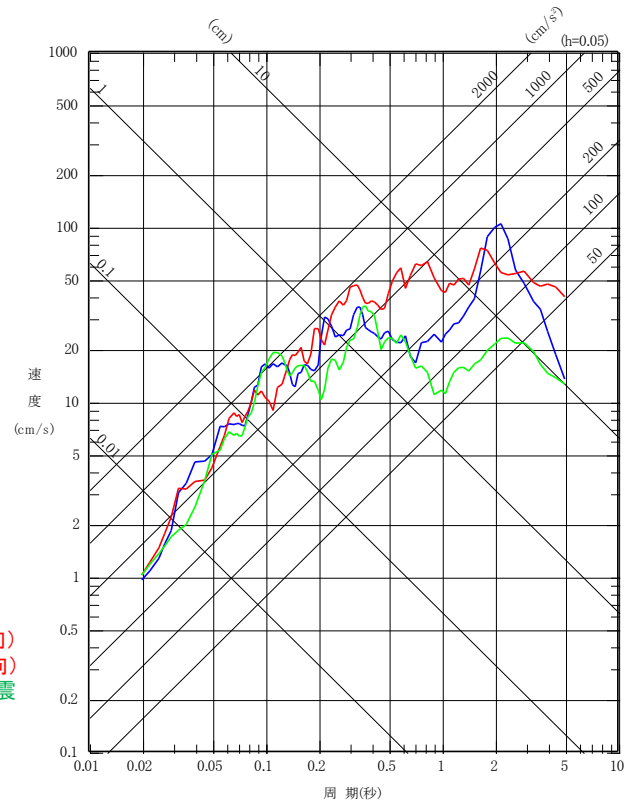
### 5.3 震源を特定せず策定する地震動の策定

## 震源を特定せず策定する地震動の策定結果(応答スペクトル)



水平方向

- IWTH24 (金ヶ崎) (NS方向)
- IWTH24 (金ヶ崎) (EW方向)
- IWTH26 (一関東) (NS方向)
- IWTH26 (一関東) (EW方向)
- 栗駒ダム[右岸地山] (ダム軸方向)
- 栗駒ダム[右岸地山] (上下流方向)
- 2004年北海道留萌支庁南部地震 (水平方向)



鉛直方向

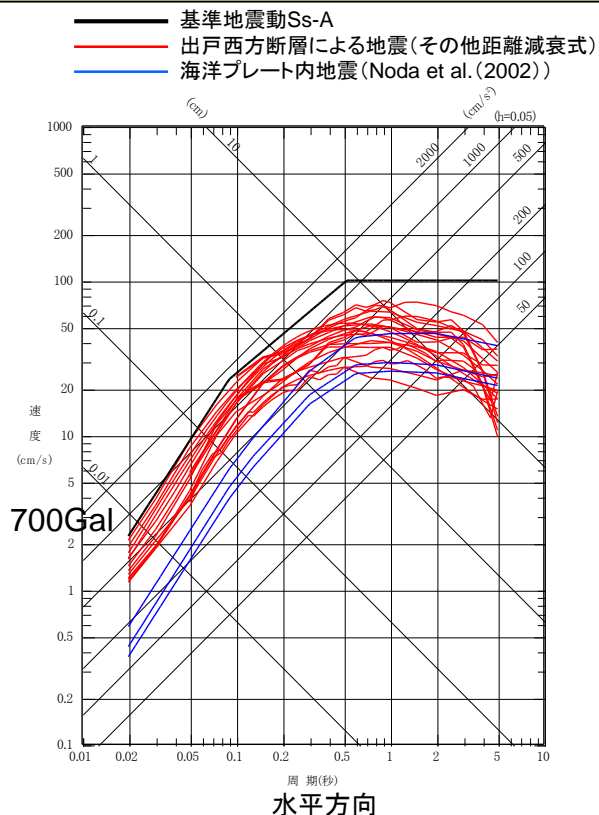
- IWTH24 (金ヶ崎) (UD方向)
- 栗駒ダム[右岸地山] (鉛直方向)
- 2004年北海道留萌支庁南部地震 (鉛直方向)

応答スペクトル図

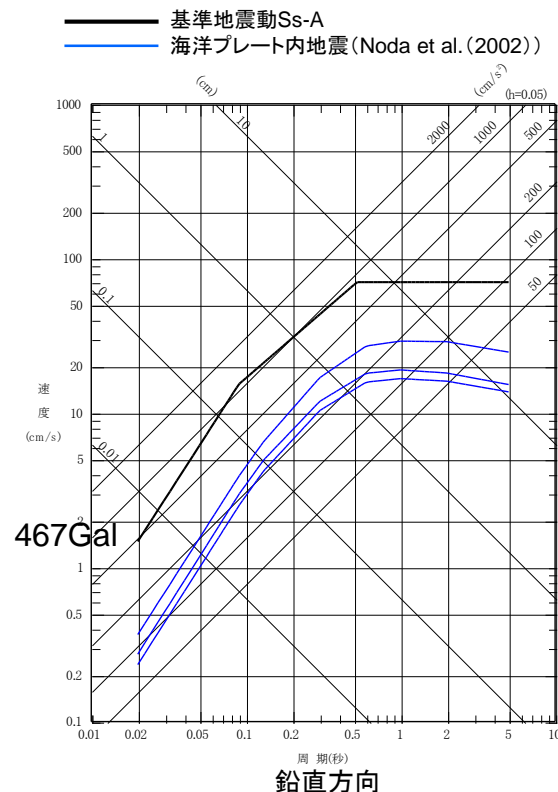
## 6. 基準地震動の策定

## 6. 基準地震動の策定 応答スペクトルに基づく手法①

- 地震規模等を保守的に評価した各検討用地震について、応答スペクトルに基づく地震動評価を行っている。
- 応答スペクトルに基づく保守的な地震動評価結果を全周期帯で上回るように、基準地震動Ss-Aの応答スペクトルのコントロールポイントを、下表のとおり設定した。
- なお、鉛直方向については、短周期側(コントロールポイントA, B)は水平方向の2/3倍とし、長周期側(コントロールポイントC, D)については、敷地の地盤物性( $V_p=1.9\text{km/s}$ )を考慮したNoda et al.(2002)の鉛直地震動の地盤増幅率を踏まえ、水平方向の0.7倍として設定している。



応答スペクトル		コントロールポイント			
		A	B	C	D
Ss-A <sub>H</sub>	周期(s)	0.02	0.09	0.523	5
	速度(cm/s)	2.229	22.92	100	100



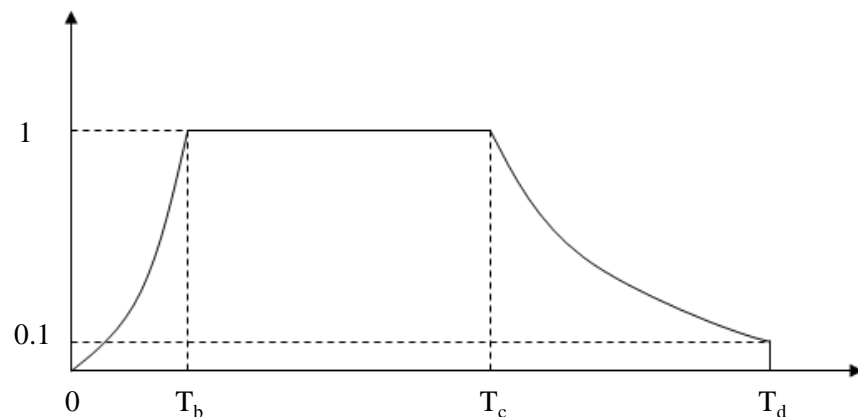
応答スペクトル		コントロールポイント			
		A	B	C	D
Ss-A <sub>V</sub>	周期(s)	0.02	0.09	0.523	5
	速度(cm/s)	1.487	15.28	70	70



## 6. 基準地震動の策定 応答スペクトルに基づく手法②

- 模擬地震波は、応答スペクトルに適合するよう、一様乱数の位相をもつ正弦波の重ね合わせによって作成する。
- 振幅包絡線の経時変化については、Noda et al. (2002)に基づき、保守的に継続時間が長くなる設定としている。

模擬地震波	継続時間 (s)	振幅包絡線の経時変化(s)		
		$T_b$	$T_c$	$T_d$
Ss-A <sub>H</sub>	136.88	16.6	47.5	136.88
Ss-A <sub>V</sub>	136.88	16.6	47.5	136.88



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

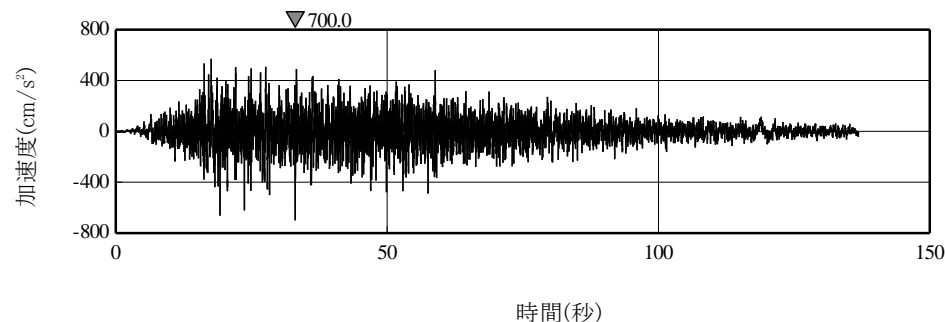
$$T_c - T_b = 10^{0.3M - 1.0}$$

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

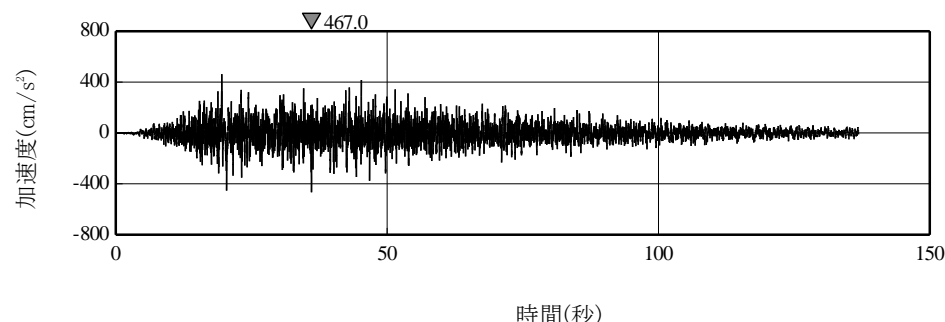
ここで、

$M = 8.3$   
 $X_{eq} = 129.3 \text{ km}$

} プレート間地震(地震調査委員会(2004)の想定三陸沖北部の地震(Mw8.3)を参照



時間(秒)  
模擬地震波の加速度時刻歴波形(Ss-A<sub>H</sub>)

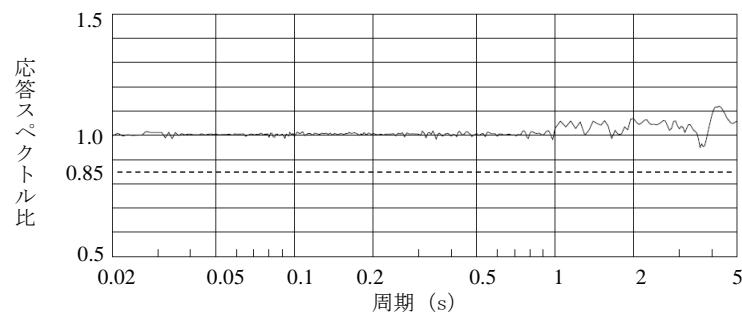


時間(秒)  
模擬地震波の加速度時刻歴波形(Ss-A<sub>V</sub>)

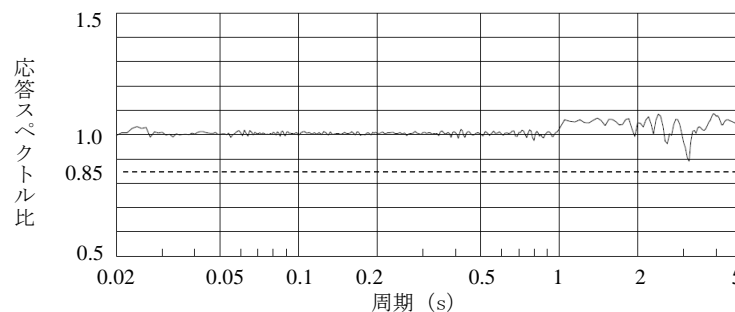
模擬地震波	最大加速度(Gal)
Ss-A <sub>H</sub>	700
Ss-A <sub>V</sub>	467

- ▶ 作成した模擬地震波が、JEAG4601-2008 原子力発電所耐震設計技術指針に示される以下の適合度の条件を満足していることを確認した。
- ・目標とする応答スペクトル値に対する模擬地震波の応答スペクトル値の比が全周期帯で0.85以上
  - ・応答スペクトル強さの比(SI比)が1.0以上

### ■ 応答スペクトル「基準地震動Ss-A」に対する模擬地震波の応答スペクトル値の比



応答スペクトル比 (Ss-A<sub>H</sub>)



応答スペクトル比 (Ss-A<sub>V</sub>)

### ■ 応答スペクトル強さの比 (SI比)

$$SI\text{比} = \frac{\int_{0.1}^{2.5} Sv(T) dt}{\int_{0.1}^{2.5} \bar{Sv}(T) dt}$$

ここで、

$SI$  : 応答スペクトル強さ

$Sv(T)$  : 模擬地震波の応答スペクトル (cm/s)

$\bar{Sv}(T)$  : 目標とする応答スペクトル (cm/s)

$T$  : 固有周期 (s)

応答スペクトル	SI比
Ss-A <sub>H</sub>	1.03
Ss-A <sub>V</sub>	1.04

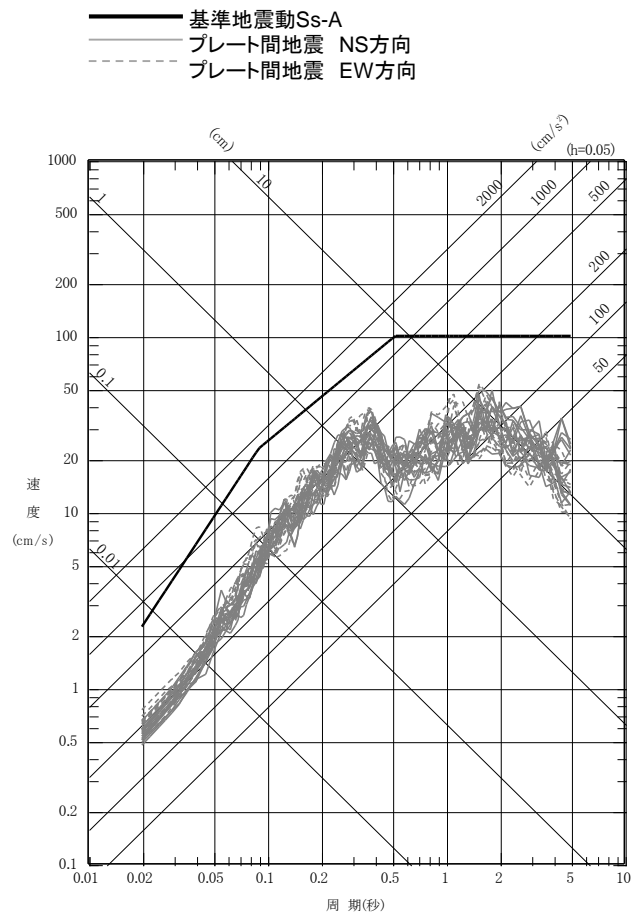
## 6. 基準地震動の策定

### 断層モデルを用いた手法(1) プレート間地震

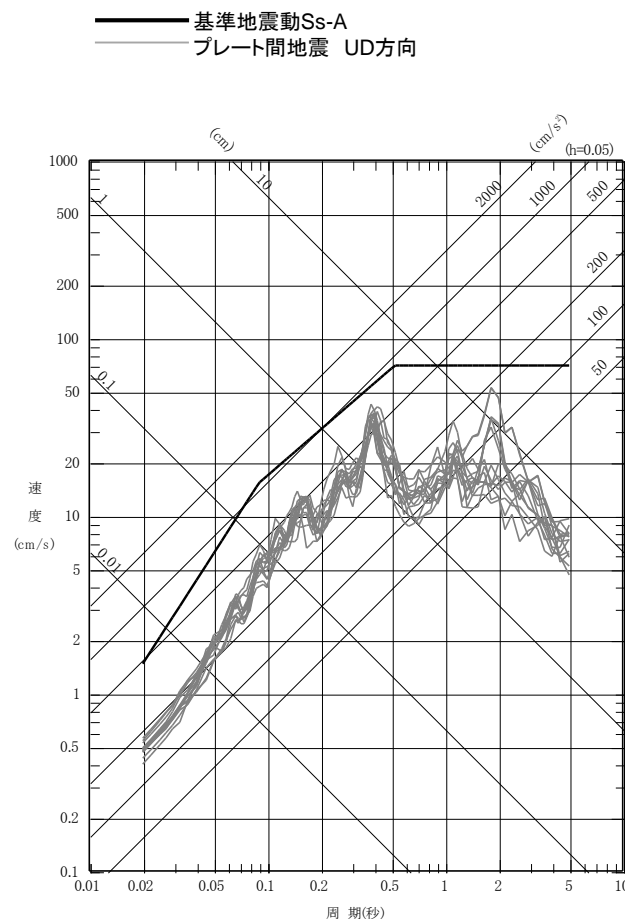
H30.10.31  
資料1-4-1  
p163 再掲



- プレート間地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価結果を基準地震動Ss-Aの応答スペクトルと比較する。
- 地震規模、短周期レベルを保守的に評価し、SMGAの位置の不確かさ、破壊伝播の影響を考慮した評価結果が、全ケースで基準地震動Ss-Aを下回ることから、基準地震動Ss-Aによって代表させる。



水平方向



鉛直方向

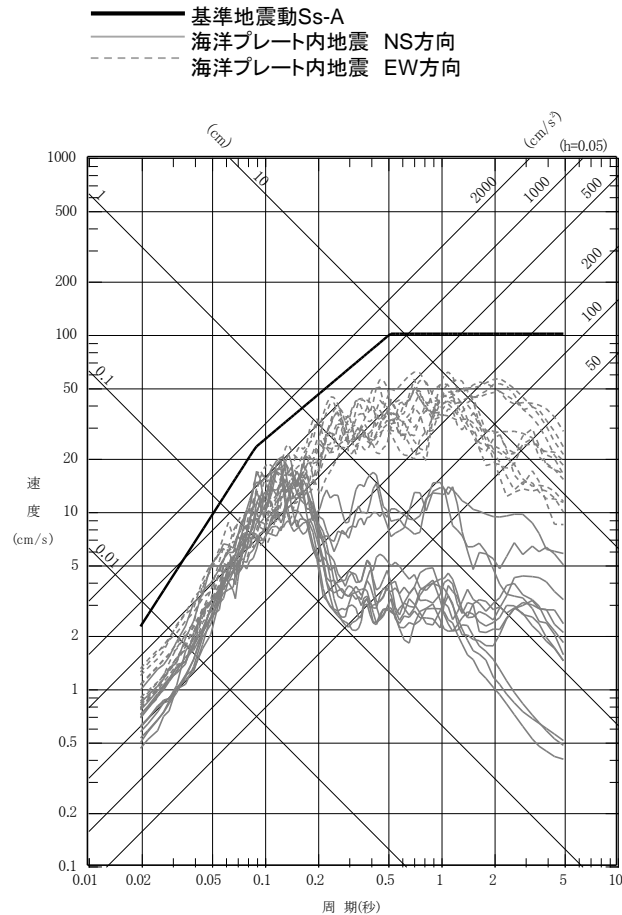
## 6. 基準地震動の策定

# 断層モデルを用いた手法(2) 海洋プレート内地震

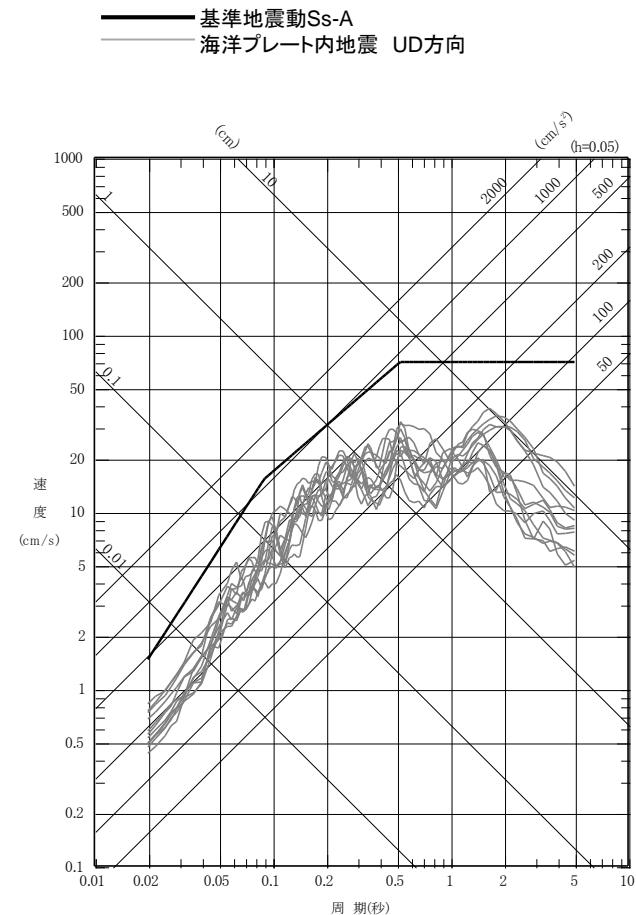
H30.10.31  
資料1-4-1  
p164 再掲



- 海洋プレート内地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価結果を基準地震動Ss-Aの応答スペクトルと比較する。
- 断層位置を敷地直近に想定し、短周期レベル・地震規模の不確かさ、破壊伝播の影響を考慮した評価結果が、全ケースとも基準地震動Ss-Aを下回ることから、基準地震動Ss-Aによって代表させる。



水平方向

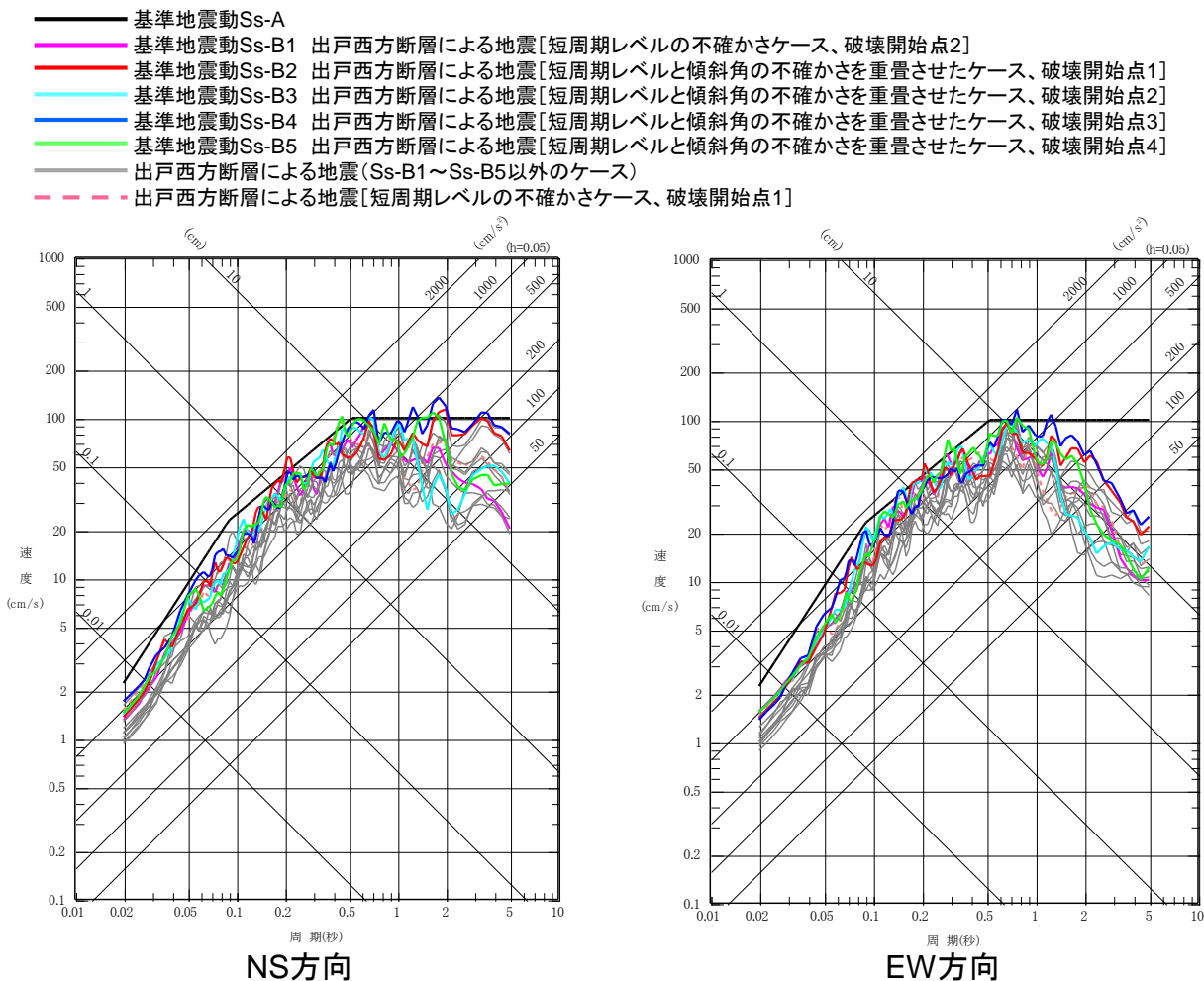


鉛直方向

## 6. 基準地震動の策定

### 断層モデルを用いた手法(3) 内陸地殻内地震(出戸西方断層による地震)①

- 出戸西方断層による地震については、地震規模を大きくする傾斜角の不確かさ、短周期レベルの不確かさを考慮し、更にその重畳を考慮した評価を実施している。出戸西方断層による地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価結果のうち、基準地震動Ss-Aの応答スペクトルを上回るケースから、以下のケースを基準地震動Ss-B1～Ss-B5として採用する。
- なお、「出戸西方断層による地震 短周期レベルの不確かさケース 破壊開始点1」のケースの応答スペクトルは、NS方向の一部周期帯で基準地震動Ss-AおよびSs-B1～B5を極わずかに上回るが、次頁以降に示す震源を特定せず策定する地震動による基準地震動との比較も踏まえ、基準地震動に反映しない。



## 6. 基準地震動の策定

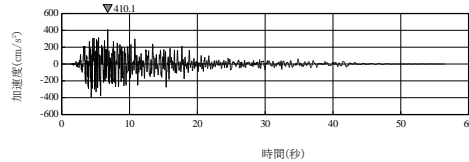
### 断層モデルを用いた手法(3) 内陸地殻内地震(出戸西方断層による地震)②

H30.10.31  
資料1-4-1  
p166 再掲

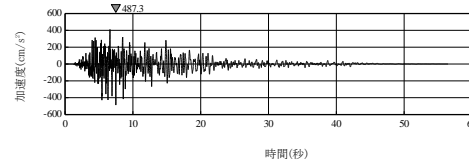


#### ■ 基準地震動Ss-Bの時刻歴波形

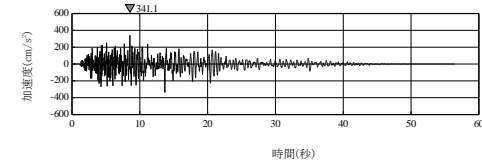
○ 基準地震動Ss-B1(出戸西方断層による地震[短周期レベルの不確かさケース、破壊開始点2])



NS方向

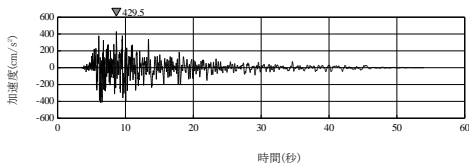


EW方向

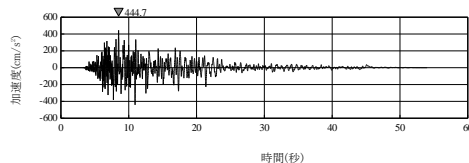


UD方向

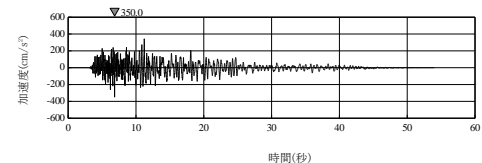
○ 基準地震動Ss-B2(出戸西方断層による地震[短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース、破壊開始点1])



NS方向

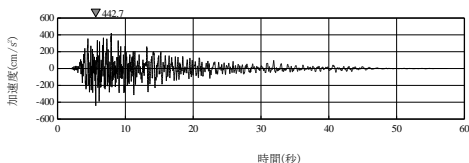


EW方向

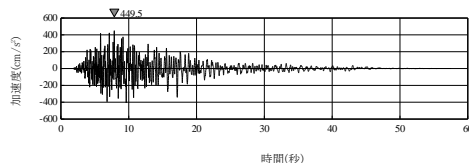


UD方向

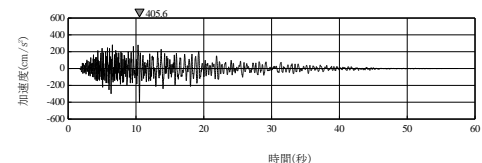
○ 基準地震動Ss-B3(出戸西方断層による地震[短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース、破壊開始点2])



NS方向

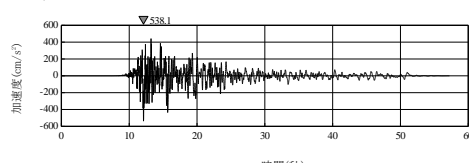


EW方向

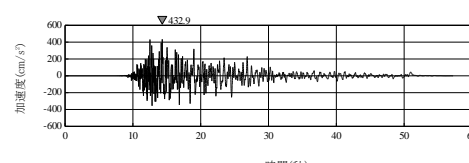


UD方向

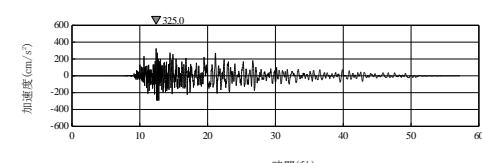
○ 基準地震動Ss-B4(出戸西方断層による地震[短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース、破壊開始点3])



NS方向

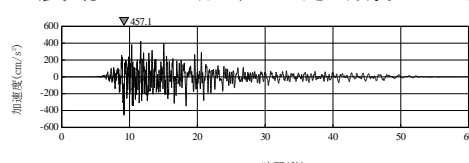


EW方向

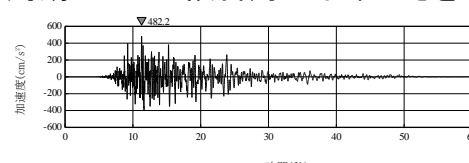


UD方向

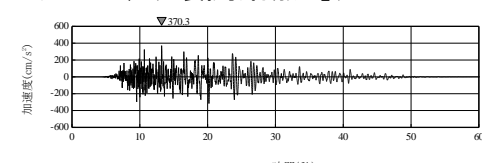
○ 基準地震動Ss-B5(出戸西方断層による地震[短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース、破壊開始点4])



NS方向



EW方向



UD方向



## 6. 基準地震動の策定

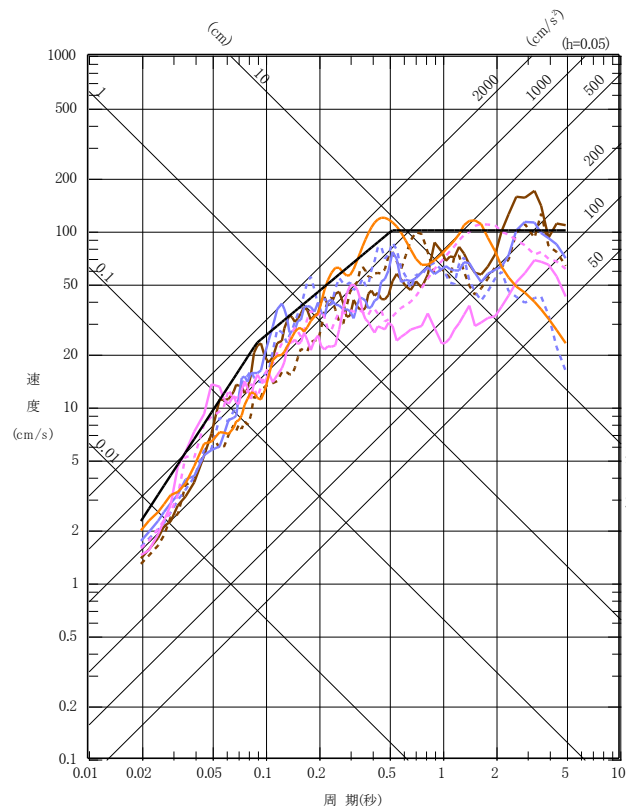
### 震源を特定せず策定する地震動①

H30.10.31  
資料1-4-1  
p167 再掲



- 震源を特定せず策定する地震動として設定した地震動を基準地震動Ss-Aの応答スペクトルと比較する。
- 基準地震動Ss-Aを上回る地震動を基準地震動Ss-C1～Ss-C4として採用する。

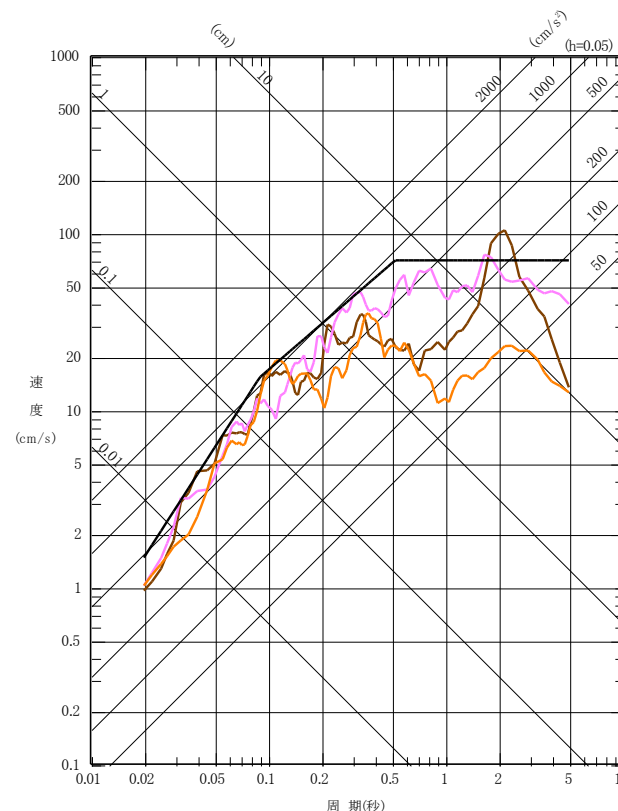
- 基準地震動Ss-A
- 基準地震動Ss-C1 2004年北海道留萌支庁南部地震(K-NET港町)
- 基準地震動Ss-C2 2008年岩手・宮城内陸地震(栗駒ダム[右岸地山])
- 基準地震動Ss-C3 2008年岩手・宮城内陸地震(KiK-net金ヶ崎)
- 基準地震動Ss-C4 2008年岩手・宮城内陸地震(KiK-net一関東)



実線: NS方向  
ダム軸方向(Ss-C2のみ)  
破線: EW方向  
上下流方向(Ss-C2のみ)

水平方向

- 基準地震動Ss-A
- 基準地震動Ss-C1 2004年北海道留萌支庁南部地震(K-NET港町)
- 基準地震動Ss-C2 2008年岩手・宮城内陸地震(栗駒ダム[右岸地山])
- 基準地震動Ss-C3 2008年岩手・宮城内陸地震(KiK-net金ヶ崎)



鉛直方向

## 6. 基準地震動の策定

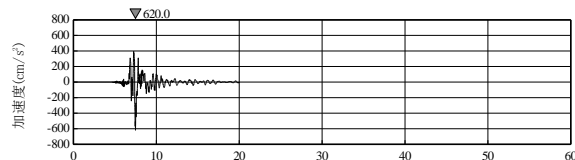
### 震源を特定せず策定する地震動②

H30.10.31  
資料1-4-1  
p168 再掲

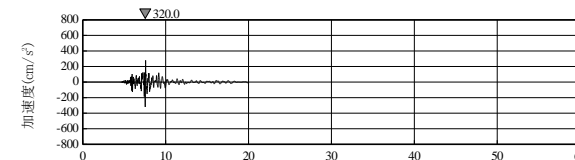


#### ■ 基準地震動Ss-Cの時刻歴波形

##### ○ 基準地震動Ss-C1 (2004年北海道留萌支庁南部地震(K-NET港町))

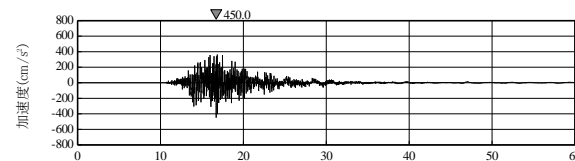


時間(秒)  
水平方向

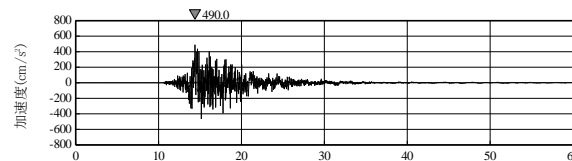


時間(秒)  
鉛直方向

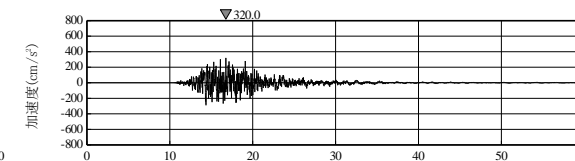
##### ○ 基準地震動Ss-C2 (2008年岩手・宮城内陸地震(栗駒ダム[右岸地山]))



時間(秒)  
ダム軸方向

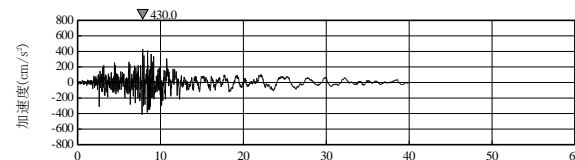


時間(秒)  
上下流方向

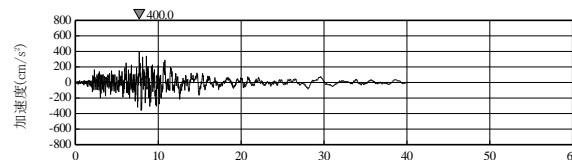


時間(秒)  
鉛直方向

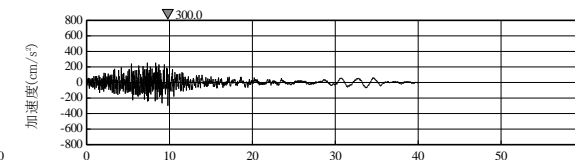
##### ○ 基準地震動Ss-C3 (2008年岩手・宮城内陸地震(KiK-net金ヶ崎))



時間(秒)  
NS方向

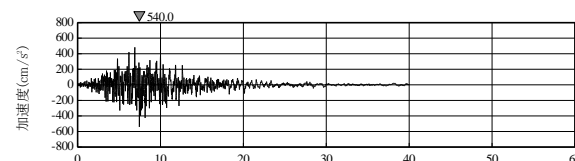


時間(秒)  
EW方向

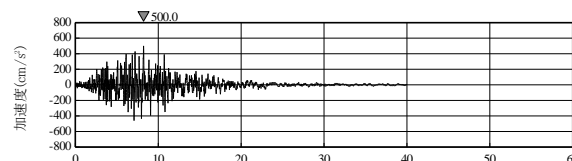


時間(秒)  
UD方向

##### ○ 基準地震動Ss-C4 (2008年岩手・宮城内陸地震(KiK-net一関東))



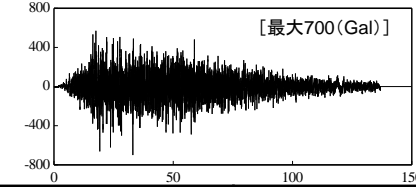
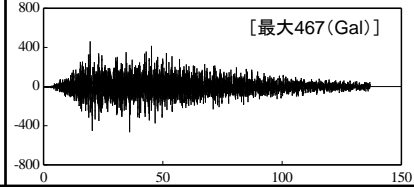
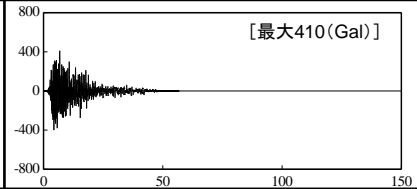
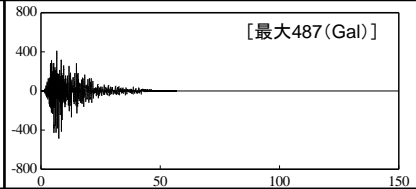
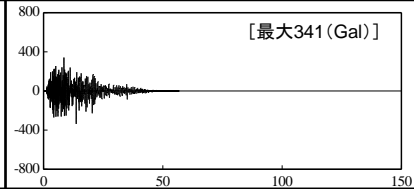
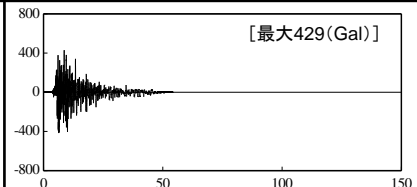
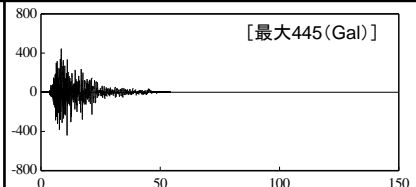
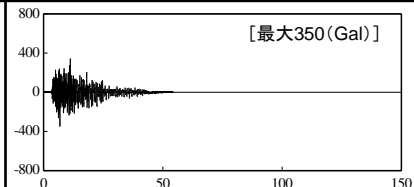
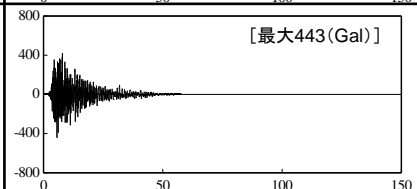
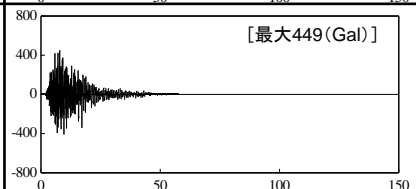
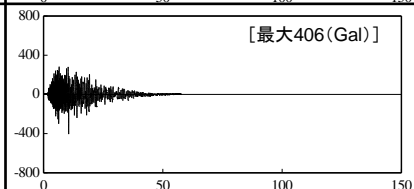
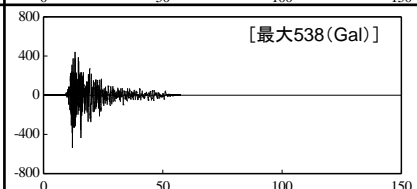
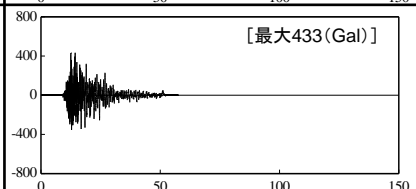
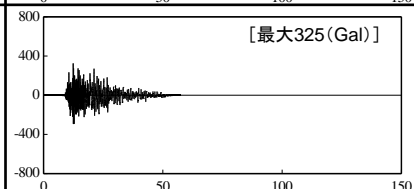
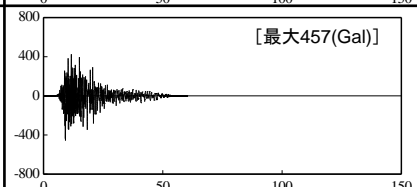
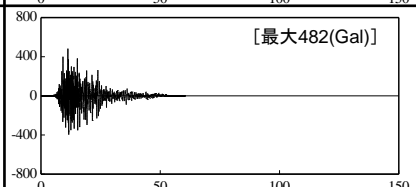
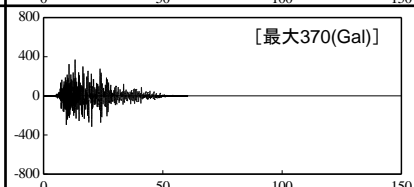
時間(秒)  
NS方向

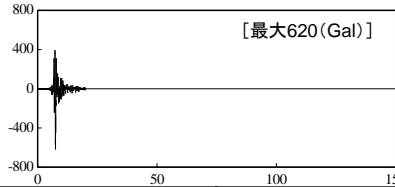
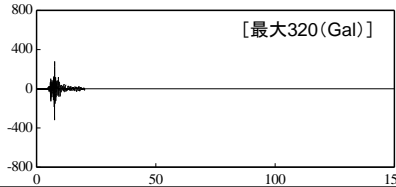
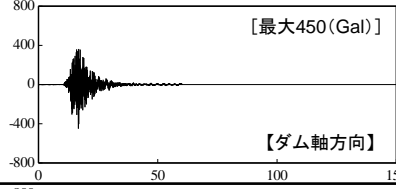
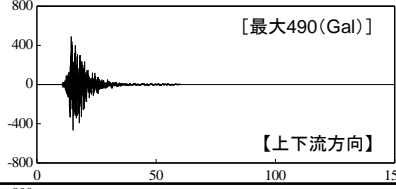
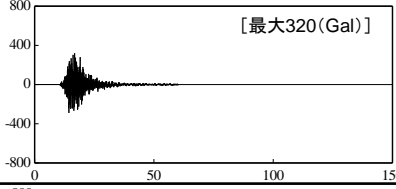
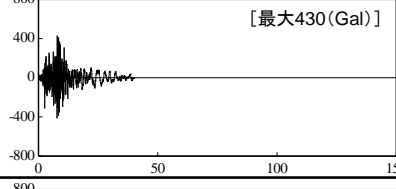
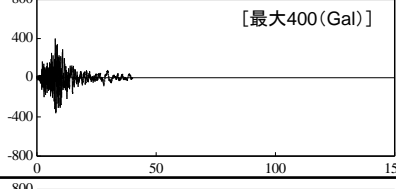
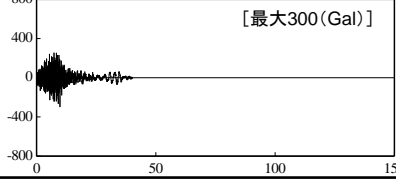
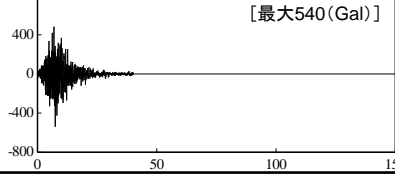
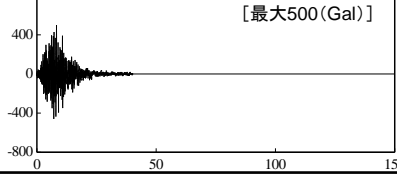
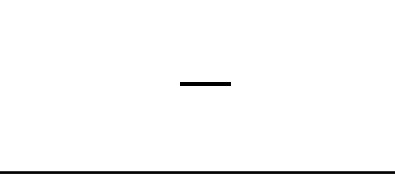


時間(秒)  
EW方向

# 6. 基準地震動の策定

## 基準地震動の策定のまとめ(最大加速度) 1/2

基準地震動		NS方向	EW方向	UD方向
Ss-A	応答スペクトルに基づく基準地震動			
Ss-B1	出戸西方断層による地震 [短周期レベルの不確かさケース、破壊開始点2]			
Ss-B2	出戸西方断層による地震 [短周期レベルと傾斜角の不確かさ重畳ケース、破壊開始点1]			
Ss-B3	出戸西方断層による地震 [短周期レベルと傾斜角の不確かさ重畳ケース、破壊開始点2]			
Ss-B4	出戸西方断層による地震 [短周期レベルと傾斜角の不確かさ重畳ケース、破壊開始点3]			
Ss-B5	出戸西方断層による地震 [短周期レベルと傾斜角の不確かさ重畳ケース、破壊開始点4]			

基準地震動		NS方向	EW方向	UD方向
Ss-C1	2004年北海道留萌支庁南部地震 (K-NET港町)			
Ss-C2	2008年岩手・宮城内陸地震 (栗駒ダム[右岸地山])			
Ss-C3	2008年岩手・宮城内陸地震 (KiK-net金ヶ崎)			
Ss-C4	2008年岩手・宮城内陸地震 (KiK-net一関東)			

注: 表中のグラフは各基準地震動の加速度時刻歴波形[縦軸: 加速度(Gal), 横軸: 時間(s)]

## 6. 基準地震動の策定

# 基準地震動の策定のまとめ(応答スペクトル)

### ➤ 基準地震動Ss-A

○ 保守的な設定に基づく各検討用地震の応答スペクトルに基づく地震動評価結果を全周期帯で上回るように設定されている。

### ➤ 基準地震動Ss-B1～B5

○ 以下の保守的な設定に基づく出戸西方断層による地震の断層モデルを用いた評価結果のうち、Ss-Aを上回るケースから5ケースが基準地震動として選定されている。

- ・ 基本モデルの地震規模を保守的に設定。
- ・ 不確かさの考慮において、地震規模を大きくする傾斜角の不確かさ、短周期レベルの不確かさを考慮し、更にその重畳を考慮して、短周期側、長周期側共に、基本モデルに比べ、より保守的となるように設定。

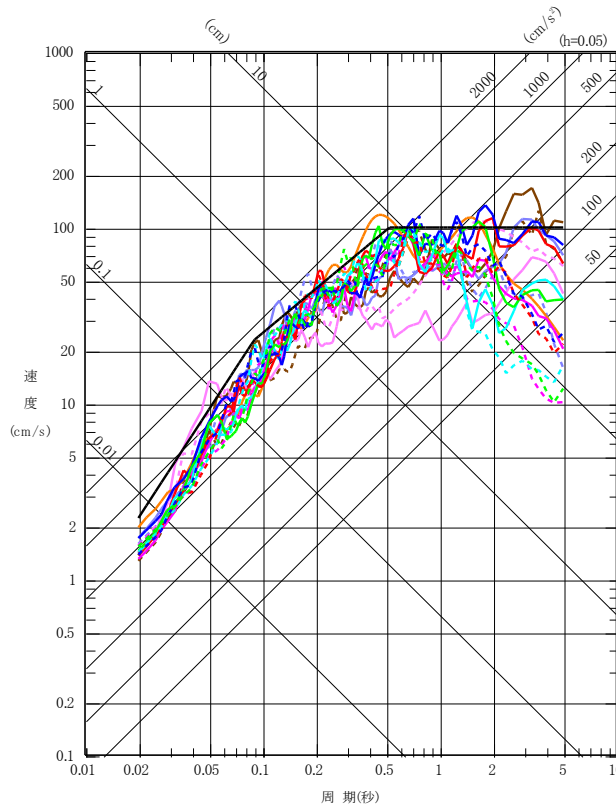
### ➤ 基準地震動Ss-C1～C4

○ 震源を特定せず策定する地震動として、選定された基盤地震動について、保守性を考慮した上で基準地震動として設定されている。



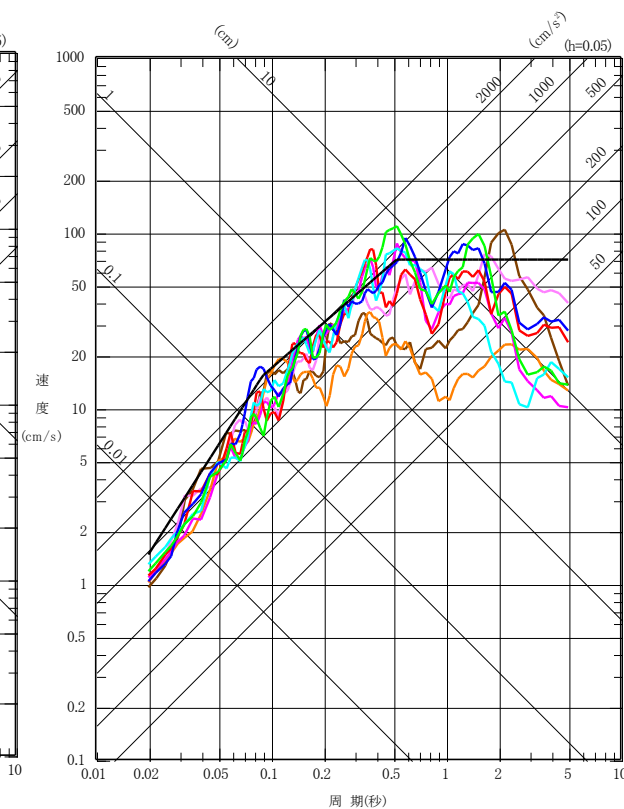
以上のことから、基準地震動については、保守的な地震動評価結果を踏まえて策定されている。

- 基準地震動Ss-A 応答スペクトルに基づく基準地震動
- 基準地震動Ss-B1 出戸西方断層による地震[短周期レベルの不確かさケース、破壊開始点2]
- 基準地震動Ss-B2 出戸西方断層による地震[短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース、破壊開始点1]
- 基準地震動Ss-B3 出戸西方断層による地震[短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース、破壊開始点2]
- 基準地震動Ss-B4 出戸西方断層による地震[短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース、破壊開始点3]
- 基準地震動Ss-B5 出戸西方断層による地震[短周期レベルと傾斜角の不確かさを重畳させたケース、破壊開始点4]
- 基準地震動Ss-C1 2004年北海道留萌支庁南部地震(K-NET港町)
- 基準地震動Ss-C2 2008年岩手・宮城内陸地震(栗駒ダム[右岸地山])
- 基準地震動Ss-C3 2008年岩手・宮城内陸地震(KiK-net金ヶ崎)
- 基準地震動Ss-C4 2008年岩手・宮城内陸地震(KiK-net一関東)



水平方向

実線: NS方向  
ダム軸方向(Ss-C2のみ)  
破線: EW方向  
上下流方向(Ss-C2のみ)



鉛直方向

## 6. 基準地震動の策定 長周期に着目した検討について

- 「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」では、基準地震動の策定過程において、やや長周期に着目した地震動評価を実施することが求められている。

「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド 5.基準地震動 5.1策定方針」での記載

- ・施設の構造に免震構造を採用する等、やや長周期の地震応答が卓越する施設等がある場合は、その周波数特性に着目して地震動評価を実施し、必要に応じて他の施設とは別に基準地震動が策定されている必要がある。



- 長周期地震動の影響を受ける構造として、免震構造が挙げられるが、新たな緊急時対策所も含め、敷地の主要な構造物は耐震構造としている。
- なお、長周期地震動の影響を受ける事象としてスロッシング(固有周期:約2秒以降)があり、この事象は地震動の長周期成分によって励起されることから、基準地震動の策定において、やや長周期の地震動が卓越する可能性のある震源や要因を抽出し、基準地震動への影響を確認する。



長周期地震動が卓越する要因		基準地震動への影響確認
震源特性	規模の大きな地震は短周期成分に比べ、長周期成分を多く含む。	<ul style="list-style-type: none"> <li>・敷地周辺では、長大な活断層はない。</li> <li>・プレート間地震の評価において、敷地前面の領域を含むM9プレート間地震を考慮して地震動評価を実施した結果、基準地震動Ss-Aを大きく下回っていることを確認した。</li> </ul>
	大きなアスペリティの近傍における地震動の指向性(ディレクティビティー効果)による長周期成分が卓越する。	<ul style="list-style-type: none"> <li>・プレート間地震および海洋プレート内地震の評価において、破壊が敷地に向かうような破壊開始点を設定しており、地震動評価結果が基準地震動Ss-Aを下回っていることを確認した。</li> <li>・敷地の極近傍に位置する出戸西方断層による地震の評価において、破壊が敷地に向かうような破壊開始点を設定しており、地震動評価結果を基準地震動Ss-B1～B5として設定している。</li> </ul>
サイト特性	堆積盆地では、揺れが増幅し、さらに表面波が発達し、長周期成分が卓越する。	<ul style="list-style-type: none"> <li>・敷地周辺では、堆積盆地は認められず、堆積層によるサイト特性によって長周期の増幅は発生しない。</li> </ul>



長周期地震動が卓越する要因を震源特性およびサイト特性について抽出し、基準地震動への影響を確認した結果、現状の基準地震動の策定に影響を与えないことを確認した。



## 7. 基準地震動の超過確率の参照

# 基準地震動の超過確率の参照

### ■基本方針

社団法人日本原子力学会「原子力発電所の地震を起因とした確率論的安全評価実施基準:2007」に基づき、専門家活用水準1※として地震ハザード評価を実施し、基準地震動の応答スペクトルがどの程度の年超過確率に相当するかを確認する。

※専門家活用水準1:地震ハザードの不確かさへの影響が比較的小さい水準を想定し、TI(Technical Integrator、ロジックツリーの技術的な纏め役)が文献レビュー及び自らの経験に基づきコミュニティ分布(科学者集団が総合的に評価するその時点での不確かさの客観的分布)を評価し、ロジックツリーを作成する。

### ■震源モデルと対象地震

考慮する震源について、「①特定震源モデルに基づく評価」および「②領域震源モデルに基づく評価」に分けて考慮することとする。

①特定震源モデルに基づく評価 : ひとつの地震に対して、震源の位置、規模及び発生頻度を特定して扱うモデル

#### プレート間地震

- 敷地前面の三陸沖北部で発生するプレート間地震
- 敷地前面の三陸沖北部を含む領域におけるM9プレート間地震
- 地震調査委員会(2017)における超巨大地震(17世紀型)

#### 海洋プレート内地震

- 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動においては、保守的な評価として敷地前面に震源を想定しているが、過去の地震発生状況等を踏まえると、敷地前面に特定震源となるような地震は発生していないことから、海洋プレート内地震については、「②領域震源モデルに基づく評価」で評価することとする。

#### 内陸地殻内地震

- 検討用地震として選定した「出戸西方断層による地震」
- 敷地から100km程度以内の震源として考慮する活断層(審査会合(H28.2.12)資料1-1にて説明)で発生する地震

②領域震源モデルに基づく評価 : ある拡がりをもった領域の中で発生する地震群として取り扱うモデル

- 領域震源モデルについては、地震調査委員会(2013)による確率論的評価における設定を参照することとする。評価対象は敷地から200km程度以内の領域とする。
- 各領域で考慮する地震規模と発生頻度については、G-R式に基づくものとし、各領域における最大地震規模は、地震調査委員会(2013)における各領域の値を参照する。

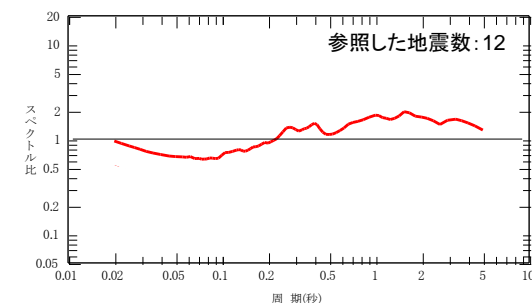
### ■ロジックツリーの作成

- 確率論的地震ハザードに大きな影響を及ぼす認識論的不確かさを選定し、ロジックツリーを作成する。
- ロジックツリーの分岐の重みとしては、基本的に等分割とする。調査結果や過去に発生した地震に基づく基本的なケースがある場合には、基本的なケース:不確かさケース=2:1として考慮する。

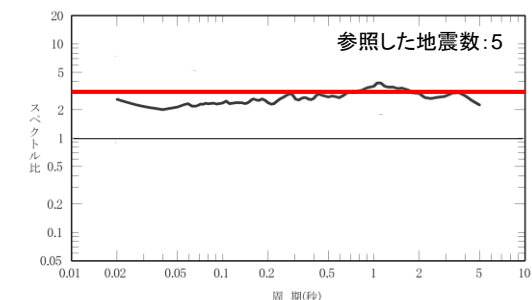
- ・地震ハザード評価において、用いる評価手法および補正係数、ばらつきの考え方については、以下の通り設定している。
- ・評価方法としては、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」の評価を踏まえ、特定震源のうち、プレート間地震については断層モデルによる評価を用い、出戸西方断層による地震についてはNGA(2014)による距離減衰式\*の平均値を用いる。その他の内陸地殻内地震および領域震源については、Noda et al.(2002)による距離減衰式(以下、「耐専式」)を用いる。
- ・耐専式を用いる場合の補正係数としては、プレート間地震および海洋プレート内地震の評価においては、敷地における過去に発生した地震の観測記録を踏まえた補正を行う。内陸地殻内地震の評価においては、Noda et al.(2002)に基づく補正係数の有無を、ロジックツリーにおいて1:1の分岐として考慮する。
- ・評価に対するばらつきについては、基本的に、日本原子力学会(2007)に示されるばらつき(0.53)のほか、奥村ほか(2004)による東北地方で得られた地震記録を用いた地震動強さのばらつき(0.46)を用いることとし、1:1の分岐として考慮する。なお、ばらつきの打ち切り範囲については、いずれの手法においても、対数標準偏差の3倍とする。

\*: Campbell et al. (2014)、Abrahamson et al. (2014)、Boore et al. (2014)、Chiou et al. (2014)、Idriss(2014)による距離減衰式

考慮する震源		評価手法	補正係数	ばらつき	ばらつきの打ち切り
特定震源	プレート間地震	断層モデル	1倍	0.53(原子力学会(2007)) 0.46(奥村ほか(2004))	3 $\sigma$
	出戸西方断層による地震	NGA(2014)の距離減衰式	1倍	NGA(2014)のばらつきの平均	3 $\sigma$
	出戸西方断層以外の断層による地震	耐専式	内陸補正あり 内陸補正なし	0.53(原子力学会(2007)) 0.46(奥村ほか(2004))	3 $\sigma$
領域震源	プレート間地震	耐専式	観測記録に基づく	0.53(原子力学会(2007)) 0.46(奥村ほか(2004))	3 $\sigma$
	海洋プレート内地震	耐専式	3倍 (観測記録に基づく)	0.53(原子力学会(2007)) 0.46(奥村ほか(2004))	3 $\sigma$
	内陸地殻内地震	耐専式	内陸補正あり 内陸補正なし	0.53(原子力学会(2007)) 0.46(奥村ほか(2004))	3 $\sigma$



プレート間地震

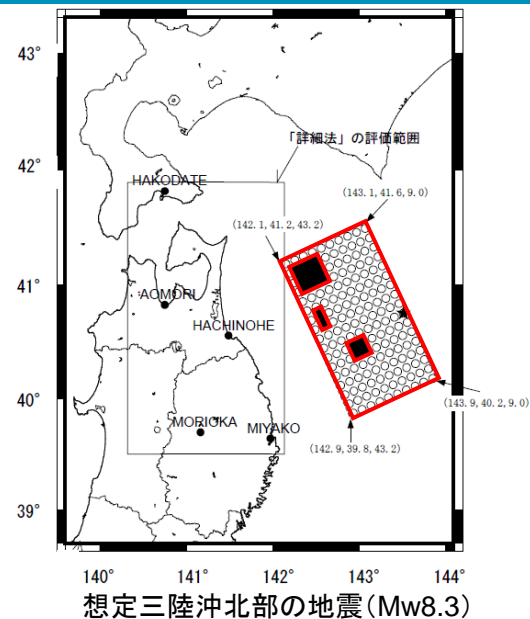


海洋プレート内地震

敷地の観測記録に基づく耐専式の補正係数

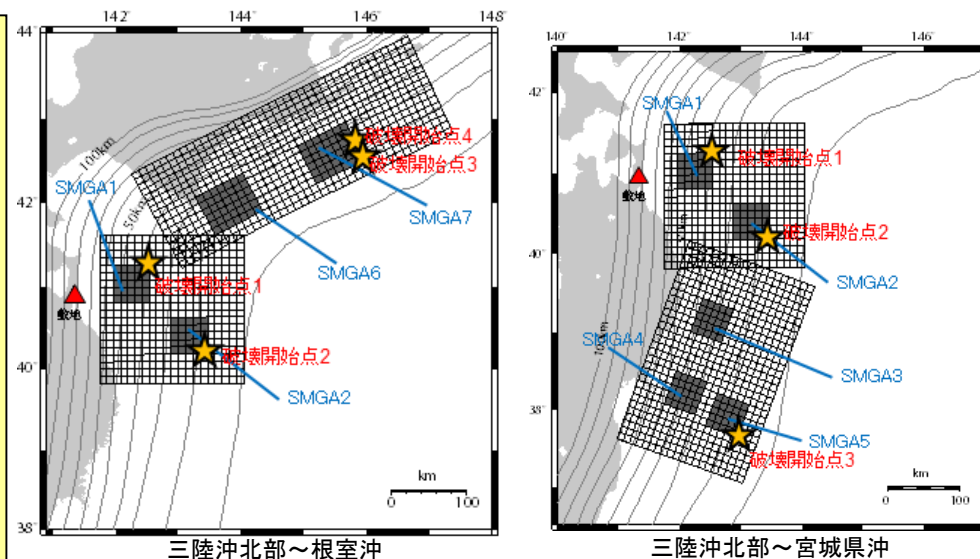
① 想定三陸沖北部の地震

- ・地震調査委員会(2004)を参考に、右図に示すように想定三陸沖北部の地震(Mw8.3)をプレート間地震の特定震源として考慮する。
- ・平均発生間隔は、地震調査委員会(2004)の見解に従い、97年を用いる。
- ・地震調査委員会(2013)における確率論的評価において、「東北地方太平洋沖型の地震」として、三陸沖中部～茨城県沖の領域の連動型地震が考慮されており、その平均発生間隔は600年と設定されている。これを踏まえ、三陸沖北部の領域で発生する特定震源についても、6回に1回は、下記②に示すように複数領域が連動する地震として発生するものとして、ロジックツリーの分岐を設ける。



② 2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震

- ・敷地ごとに震源を特定して策定する地震動では、右図に示すような三陸沖北部～宮城県沖および三陸沖北部～根室沖に、Mw9.0のプレート間地震を想定していることから、同様の地震について、プレート間地震の特定震源として考慮する。
- ・地震調査委員会(2013)における確率論的評価において、三陸沖中部～茨城県沖の領域の連動型地震の平均発生間隔が600年とされていることから、敷地前面の三陸沖北部の領域における地震の平均発生間隔である97年を踏まえて、三陸沖北部の活動のうち、6回に1回は三陸沖北部～宮城県沖あるいは三陸沖北部～根室沖が連動した地震が発生するものとして、ロジックツリーの分岐を設ける。
- ・三陸沖北部～宮城県沖での連動と三陸沖北部～根室沖での連動の発生については、ロジックツリーにおいて1:1の分岐として考慮する。したがって、平均発生間隔はそれぞれで約1200年となる。

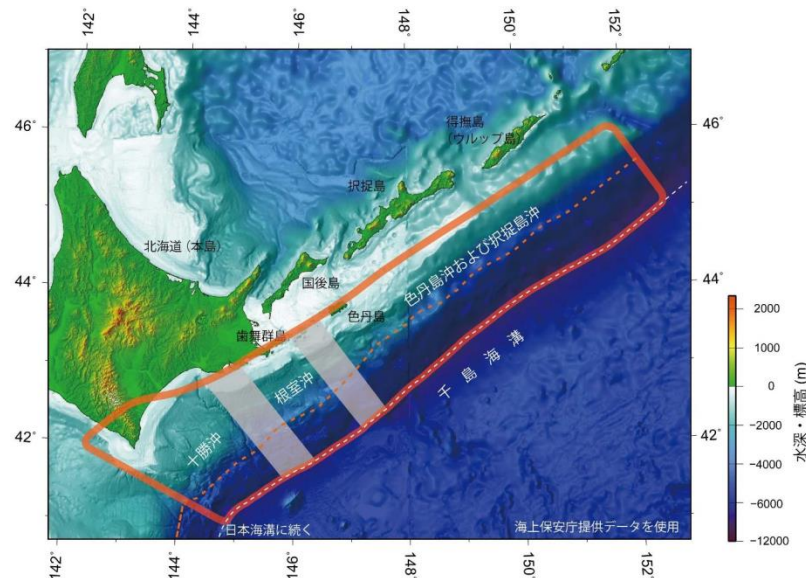


2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震



③超巨大地震(17世紀型)(地震調査委員会(2017))

- ・地震調査委員会(2017)の評価対象地震である超巨大地震(17世紀型)を、プレート間地震の特定震源として考慮する。
- ・超巨大地震(17世紀型)の発生間隔は、地震調査委員会(2017)によれば340年~380年に1回であるが、ここでは300年に1回(1200年に4回)とする。ただし、約1200年に1回、2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震として十勝・根室沖と三陸沖北部が連動して動くため、十勝・根室沖を震源領域に含む超巨大地震(17世紀型)の1回として数える。このため、超巨大地震(17世紀型)として追加するのは、1200年で3回とする。
- ・超巨大地震(17世紀型)の地震動評価については、2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震と超巨大地震(17世紀型)を比較すると、2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震がMw9.0の規模を考慮しており、敷地に最も近い三陸沖北部を震源領域に設定していること、「超巨大地震(17世紀型)」の震源領域は千島海溝の北東側に延び、敷地から遠くなることから、十勝沖から根室沖を震源領域とする超巨大地震(17世紀型)よりも敷地への影響が大きいと考えられる。よって、超巨大地震(17世紀型)の地震動評価は、2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震(三陸沖北部~根室沖の連動)で代用する。



地震調査委員会(2017)より抜粋

千島海溝沿いの評価対象領域

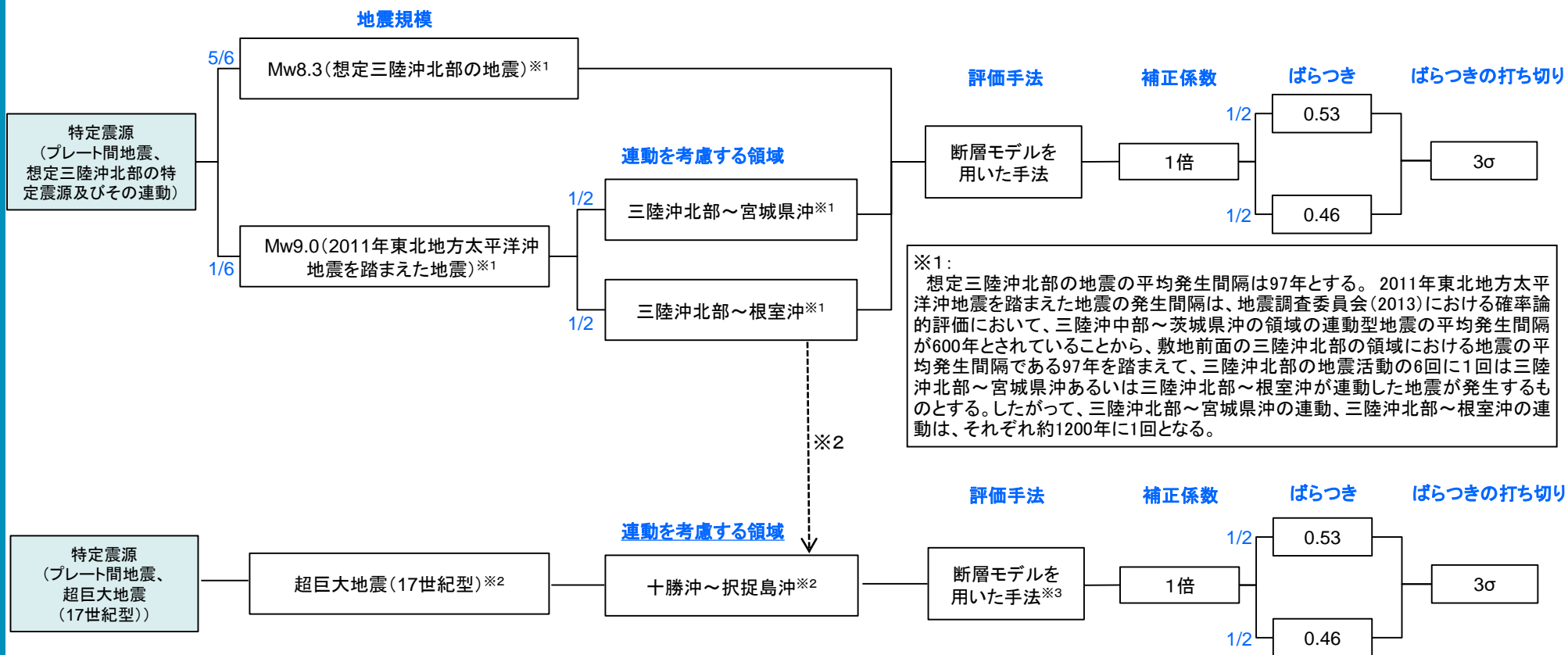
超巨大地震(17世紀型)の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1) 地震の発生領域の目安	図1。具体的な地域は特定できないが、根室沖を含む可能性が高い。	当該地域の津波堆積物の空間分布を参考にして判断した。
(2) 震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。	
(3) 震源域	長さ 300km 以上。深さは、60km 程度以浅。海溝寄りの領域も連動する。	
(4) 震源断層面での平均的なずれの向き	約 N114° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対する動きの向き)	根室沖と同じ値を使用した。
(5) 発生間隔等	発生頻度 約 340~380 年に 1 回 (過去の地震の推定発生間隔 約 100~800 年)	北海道東部(厚岸郡)において調査された津波堆積物のうち、巨大津波を発生させたと推定される津波堆積物の数や年代推定結果から推定した。

地震調査委員会(2017)より抜粋

# 7. 基準地震動の超過確率の参照 ロジックツリー(特定震源 プレート間地震)

・特定震源(プレート間地震)による地震のロジックツリーを、以下の通り設定した。



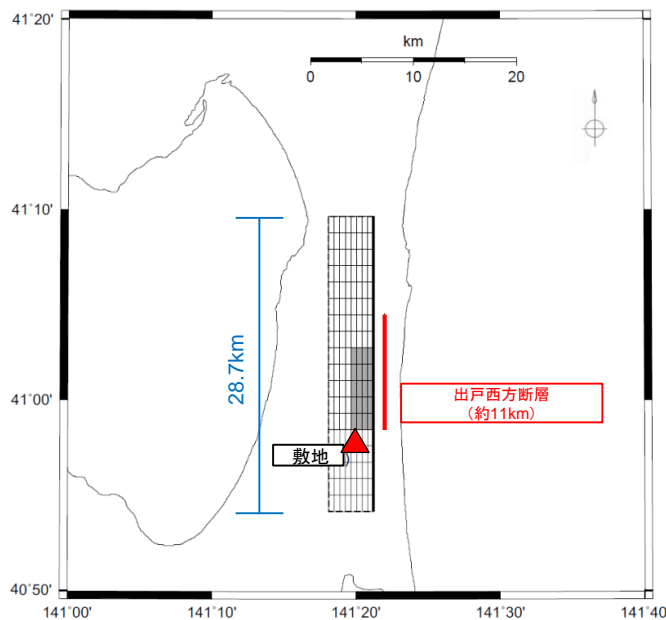
※2:  
超巨大地震(17世紀型)の発生間隔は、地震調査委員会(2017)によれば340年～380年に1回であるが、ここでは300年に1回(1200年に4回)とする。ただし、約1200年に1回、2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震として十勝・根室沖と三陸沖北部が連動して動いたため、十勝・根室沖を震源領域に含む超巨大地震(17世紀型)の1回として数える。このため、超巨大地震(17世紀型)として追加するのは、1200年で3回とする。

※3:  
超巨大地震(17世紀型)の地震動評価については、2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震と超巨大地震(17世紀型)を比較すると、2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震がMw9.0の規模を考慮しており、敷地に最も近い三陸沖北部を震源領域に設定していること、「超巨大地震(17世紀型)」の震源領域は千島海溝の北東側に延び、敷地から遠くなることから、十勝沖から根室沖を震源領域とする超巨大地震(17世紀型)よりも敷地への影響が大きいと考えられる。よって、超巨大地震(17世紀型)の地震動評価は、2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震(三陸沖北部～根室沖の連動)で代用する。

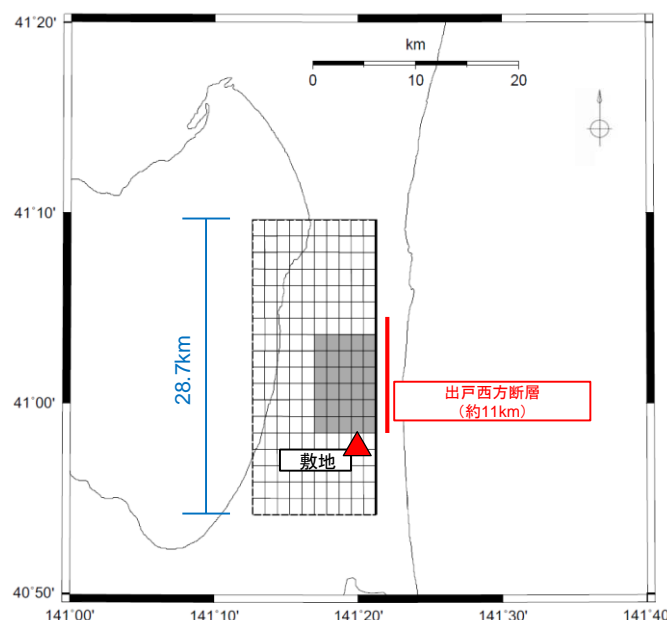


・「出戸西方断層による地震」の確率論的評価については、敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の評価の際に考慮した震源断層モデルを対象に評価を行う。なお、震源パラメータのうち、距離減衰式による評価結果に影響を与えるパラメータである傾斜角の不確かさについて、ロジックツリーに分岐として反映することとする。

- 断層長さについては、敷地ごとに震源を特定して策定する地震動において考慮している28.7kmを設定する。
- 断層傾斜角については、上記の通り、調査結果に基づく70°に加え、不確かさを考慮した45°について考慮する。重み付けについては、調査結果を重視し、調査結果に基づく70°と不確かさを考慮した45°について、2:1の分岐として設定する。
- 地震の年発生頻度は、10万年に4m程度の変位という調査結果に基づき、平均変位速度を0.04mm/年とする。この平均変位速度および田(1975)で求められた地震規模に対応する平均活動間隔は30,057年、武村(1998)で求められた地震規模に対応する平均活動間隔は36,136年となることから、30,000年と36,000年として1:1の分岐を設定する。



基本モデル(傾斜角70°)



傾斜角の不確かさケース(傾斜角45°)

## (参考) 平均活動間隔の算定手順

①平均活動間隔算定に用いる地震規模Mの算定  
活動間隔が保守的に短くなるよう、調査結果に基づく断層長さL=11kmに基づいて算定。

$$\text{松田(1975)}: M = (\log L + 2.9) / 0.6$$

$$\text{武村(1998)}: M = (\log L + 2.97) / 0.6$$

但し、M6.8に満たない場合は、M6.8として評価する。

②変位量Dの算定

上記平均活動間隔の算定に用いる地震規模を用いて、算定式ごとに下式で算定

$$\text{松田(1975)}: D(m) = 10^{0.6M - 4.0}$$

$$\text{武村(1998)}: D(m) = 10^{0.6M - 3.92}$$

③平均活動間隔の算定

調査結果に基づく平均変位速度S(=0.04mm/年)に基づき、下式で算定

$$\text{平均活動間隔(年)} = D(\text{mm}) / S(\text{mm/年})$$

## 震源モデルの設定(特定震源 出戸西方断層以外の断層による地震)

・内陸地殻内地震のうち、「出戸西方断層による地震」以外の地震の確率論的評価については、下表に示す敷地から100km程度以内の、震源として考慮する活断層を対象として評価する。また、ロジックツリーに反映する諸元の算定は以下の通り行う。

➤地震規模Mは、松田(1975)により算定した値および地震調査委員会(2004)による長期評価で考慮されている値を参照し、大きいものを採用する。なお、松田式でM6.8に満たない断層については、M6.8として評価する。

➤地震の平均活動間隔は、考慮するそれぞれの断層の活動度を踏まえ、採用した地震規模に対応する平均活動間隔を算定した。なお、地震調査委員会(2013)の確率論的評価において平均活動間隔(平均ケース)が示されている断層による地震については、その値についても参照し、活動間隔の短い方を採用することとする。発生確率については、ポアソン過程を採用する。

震源として考慮する活断層 (出戸西方断層は除く) <sup>※1</sup>	断層長さ (km)	地震規模(M)			平均活動間隔					等価震源距離 Xeq(km)
		松田 (1975)	地震調査 委員会 (2004)	採用値 (M)	採用した地震規模に対応する平均活動間隔			地震調査委員会 (2013)	採用値 (年)	
					活動度 <sup>※2</sup>	平均変位速度 <sup>※3</sup> (mm/年)	平均活動間隔 (年)	平均活動間隔 (年)		
横浜断層	15	6.8	—	6.8	C	0.05	24,045	—	24,000	22
上原子断層+七戸西方断層	51	7.7	—	7.7	C	0.05	83,374	—	83,000	42
折爪断層	53	7.7	7.6	7.7	B	0.50	8,337	15,000 <sup>※4</sup>	8,300	70
青森湾西岸断層帯	31	7.3	7.3	7.3	B	0.50	4,798	4,500 <sup>※4</sup>	4,500	63
津軽山地西縁断層帯北部	16	6.8	6.8-7.3	7.3	B	0.50	2,405	不明	2,400	62
津軽山地西縁断層帯南部	23	7.1	7.1-7.3	7.3	B	0.50	3,639	不明	3,600	60
F-a断層	20	7.0	—	7.0	B	0.50	3,170	—	3,100	60
F-b断層	15	6.8	—	6.8	B	0.50	2,405	—	2,400	60
F-c断層	15	6.8	—	6.8	B	0.50	2,405	—	2,400	41
F-d断層	6	—	—	6.8	B	0.50	2,405	—	2,400	15

※1:「新編 日本の活断層」において、敷地から30km以上の範囲に表に示したものの以外の断層が示されているが、いずれも短い断層であり、敷地からの距離を考慮すると地震ハザード評価結果に与える影響は小さく、領域震源で考慮する地震規模で代表できると考え、評価対象とはしない。

※2:「新編 日本の活断層」による値を参照。記載の無いものについてはB級として設定。

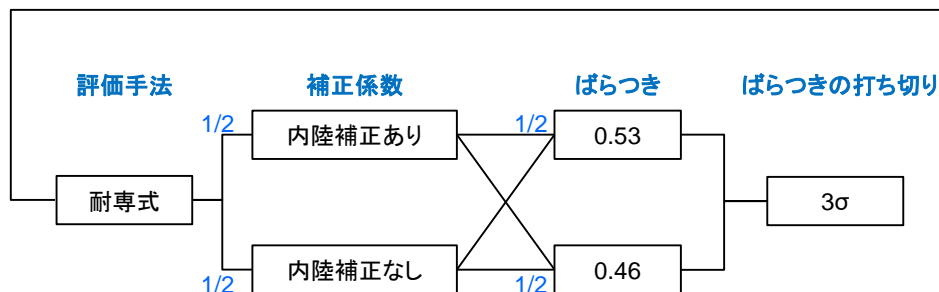
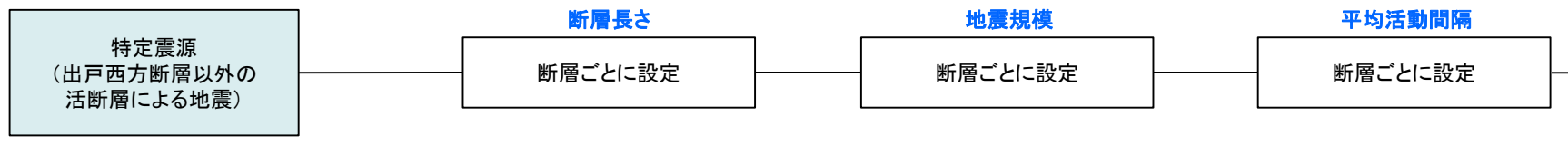
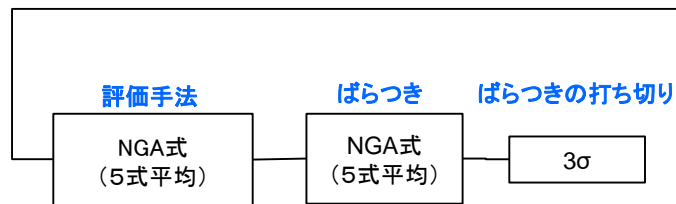
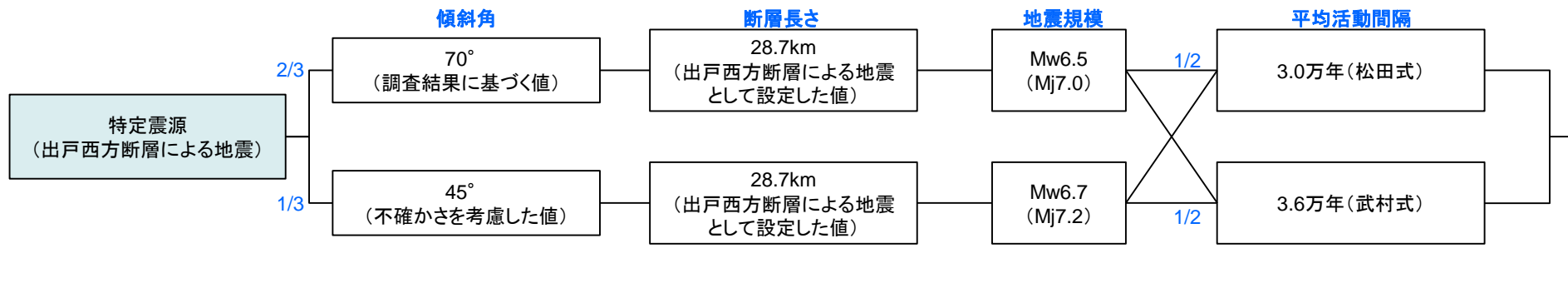
※3:活動度に対応する平均変位速度は、松田(1975)を参考に設定。

※4:地震調査委員会(2004)における長期評価では、折爪断層の活動間隔は不明、青森湾西岸断層帯の活動間隔は3,000~6,000年とされている。

# ロジックツリー(特定震源 内陸地殻内地震)



特定震源(内陸地殻内地震)による地震のロジックツリーを、以下の通り設定した。



# 領域震源の考え方

- ・領域震源の地震ハザード評価においては、地震調査委員会(2013)における確率論的評価に基づき、各領域区分における最大マグニチュードを設定する。地震調査委員会(2013)において考慮されている領域区分を下図に示す。
- ・地震規模および発生頻度はG-R式によるものとし、敷地への寄与が大きいと考えられる領域については、観測記録に基づくb値を参照する。
- ・地震調査委員会(2013)における各領域における震源モデルは、各領域における地震の長期評価結果に基づく「モデル1」と、領域震源に考慮する地震規模を大きくした場合の確率論的評価結果に与える影響を検討するための「モデル2」として、2つのモデルが考慮されている。
- ・敷地における確率論的評価においては、地震調査委員会による長期評価結果に基づく評価を主として実施するが、念のため、地震調査委員会(2013)において地震規模が拡張された「モデル2」についてもロジックツリーの分岐として考慮することとし、それぞれのモデルに考慮されている最大マグニチュードを参照する。分岐の重み付けとしては、「モデル1」と「モデル2」について、2:1とする。

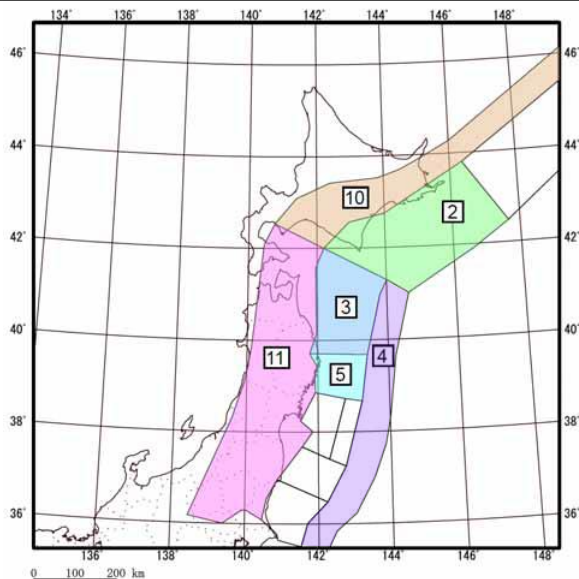
「モデル1」及び「モデル2」の概要(地震調査委員会(2013)より抜粋)

○モデル1: 長期評価の結果を基本とした従来とほぼ同じ地震活動モデル(従来モデル)。

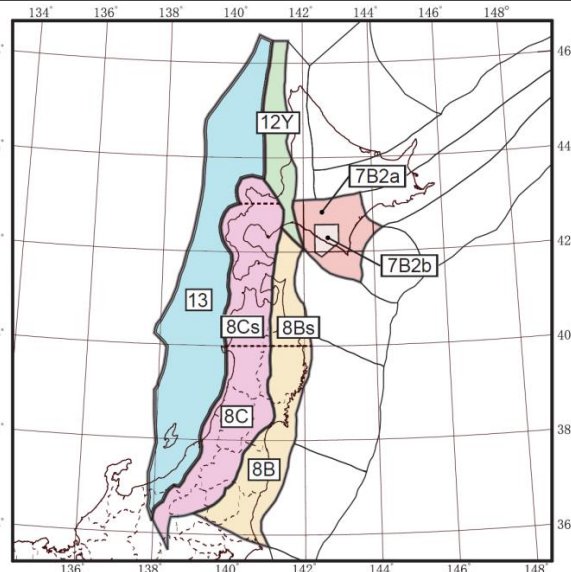
主要な活断層や海溝型地震の長期評価に基づく地震活動モデルに加えて、震源についての情報が十分に得られておらず長期評価されていない、より小規模な地震を「震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」としてモデル化したもの。

○モデル2: 地震活動モデルの不確実性を大きくとるなどの検討を加えた、検討用の地震活動モデル(検討モデル)。

地震動ハザード評価の検討に向けて、従来よりも規模の大きな地震まで「震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」としてモデル化し、長期評価未了の領域について、地震活動をモデル化する際の不確実性を考慮し、従来考慮していなかった、より規模の大きな地震の発生までを考慮するなどの変更を行った。

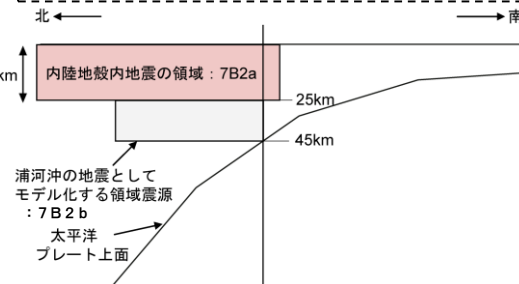


プレート間地震及び海洋プレート内地震の評価で考慮する領域



内陸地殻内地震の評価で考慮する領域  
(領域8B、8Cについては、北緯40°～43°の範囲に限定した小領域(8Bs、8Cs)を考慮した分岐を設ける)

(参考)  
浦河沖については、地震調査委員会(2005)において、内陸地殻内地震の領域下部に領域震源(最大M7.1)を考慮していることから、図に示す領域7B2bの位置に領域震源を考慮する。



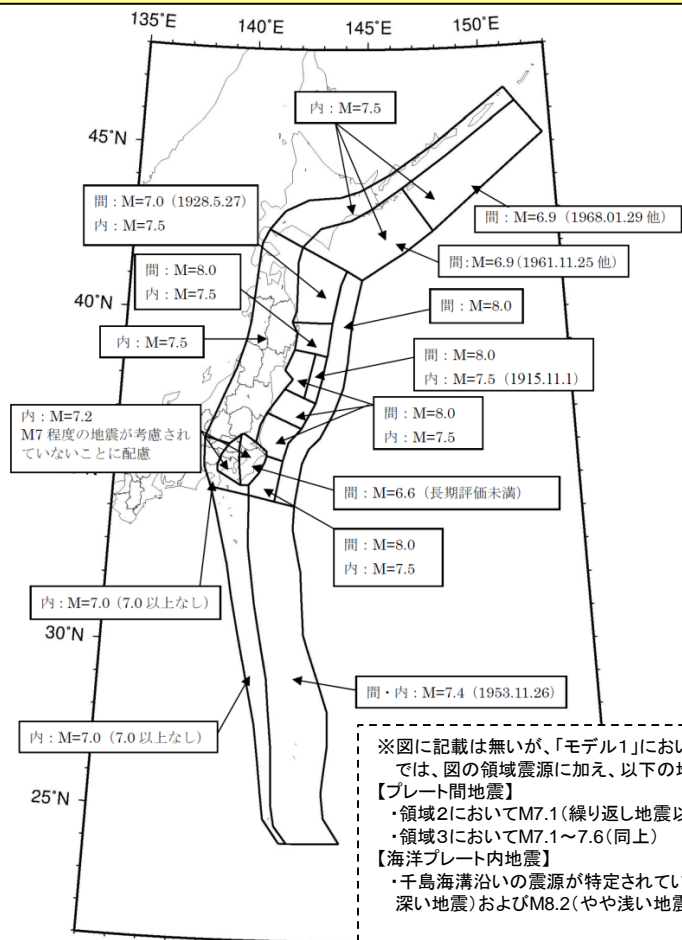
(参考)小領域(7B2b)の考え方

地震調査委員会(2005)に基づき作図

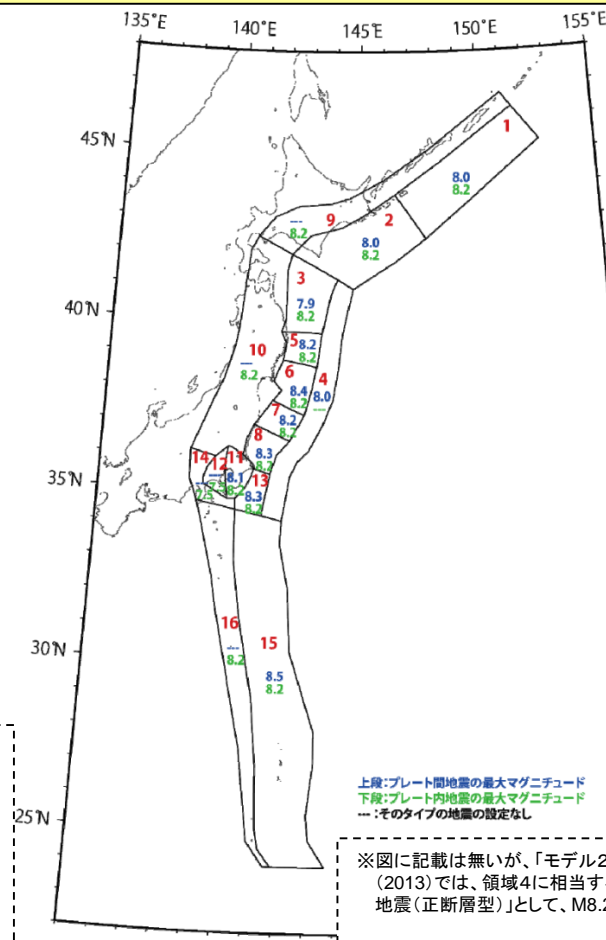
## 7. 基準地震動の超過確率の参照

# 各領域に考慮する最大Mの設定(海溝型地震)

- 地震調査委員会(2013)における各領域における海溝型地震の震源モデルでは、下図の通り、「モデル1」及び「モデル2」について、それぞれ最大マグニチュードが設定されている。
- 敷地における地震ハザード評価においては、「モデル1」及び「モデル2」について、ロジックツリーの分岐で、それぞれの最大マグニチュードを参照することとする。



海溝型地震(モデル1)



海溝型地震(モデル2)

地震調査委員会(2013)における海溝型地震の各領域における最大地震規模



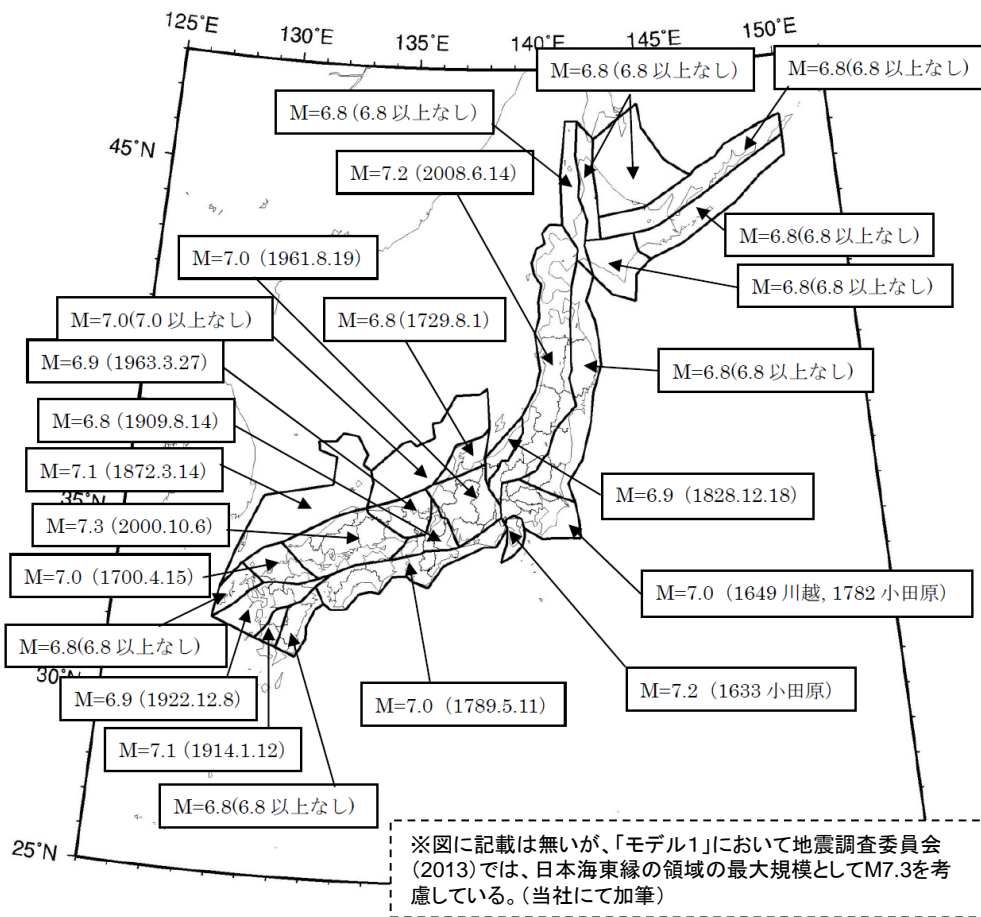
## 7. 基準地震動の超過確率の参照

### 各領域に考慮する最大Mの設定(内陸地殻内地震)

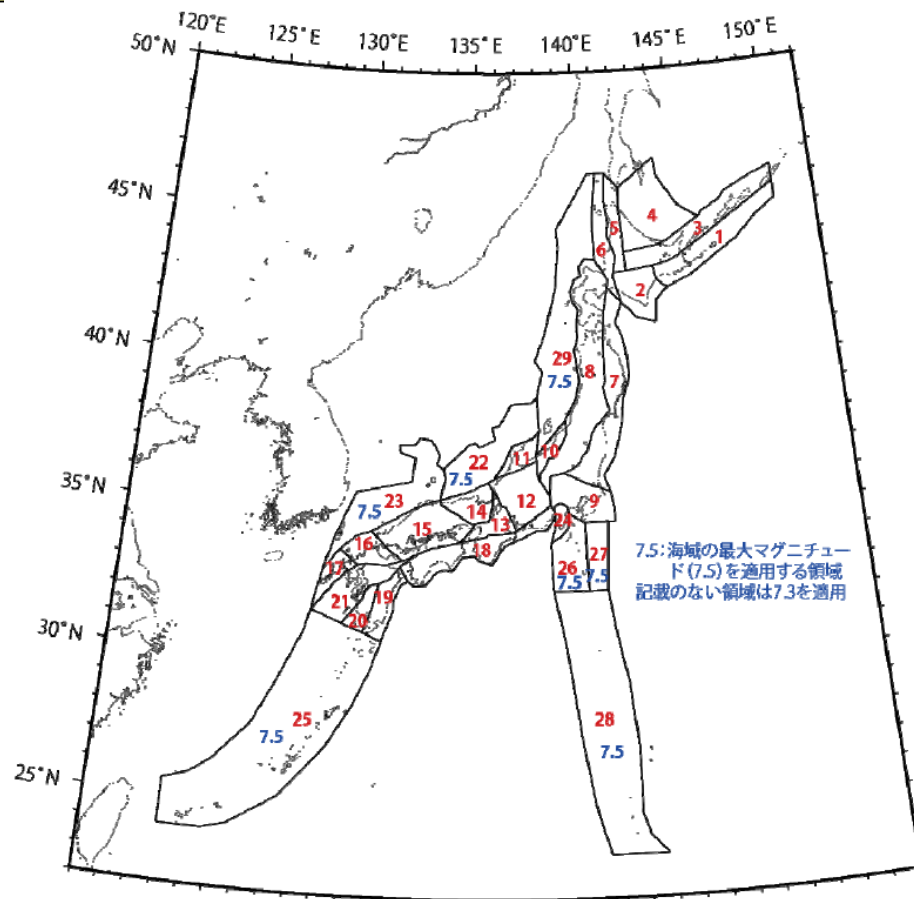
H30.10.31  
資料1-4-1  
p184 再掲



- ・地震調査委員会(2013)における各領域における内陸地殻内地震の震源モデルでは、下図の通り、「モデル1」及び「モデル2」について、それぞれ最大マグニチュードが設定されている。
- ・敷地における地震ハザード評価においては、「モデル1」及び「モデル2」について、ロジックツリーの分岐で、それぞれの最大マグニチュードを参照することとする。



内陸地殻内地震(モデル1)



内陸地殻内地震(モデル2)

地震調査委員会(2013)における内陸地殻内地震の各領域における最大地震規模



### ・領域区分

- 地震調査委員会(2013)における陸域の領域区分の考え方は、垣見ほか(2003)による地震地体構造区分に基づき区分されている。

### ・各領域の最大地震規模

- 垣見ほか(2003)では、陸域の各領域について、領域内の歴史地震の最大規模および内陸の起震断層から予想される地震の最大規模に基づき、各領域の最大地震規模を設定している。
- 地震調査委員会(2013)における各領域の最大地震規模については、1600年以降に発生した地震のうち、活断層との対応が明確でない地震の最大規模を採用している。ただし、陸域についてはM6.8を、海域についてはM7.0をそれぞれ下限値としている。

### ・敷地を含む領域(東北地方 太平洋側)の最大地震規模

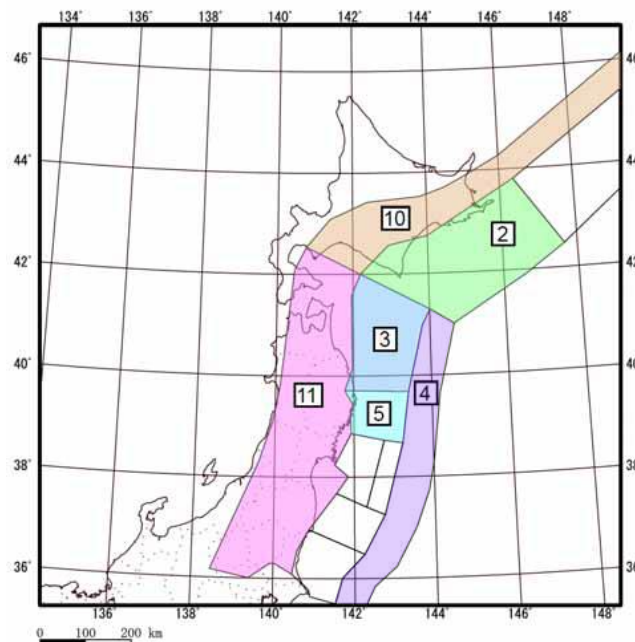
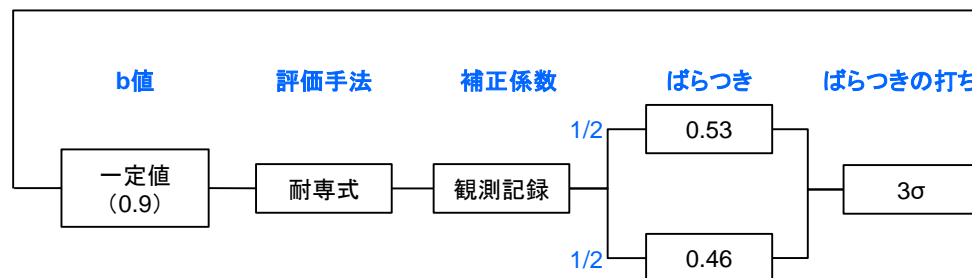
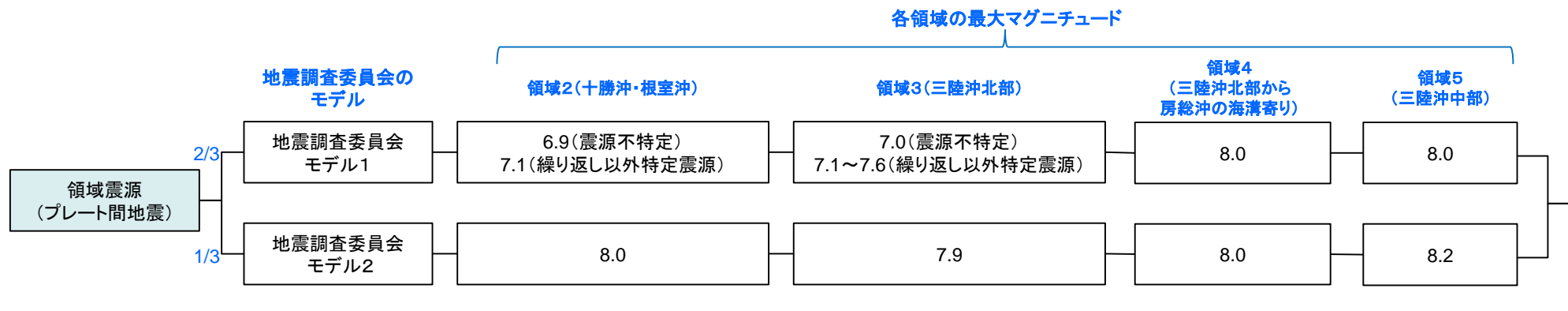
- 垣見ほか(2003)においては、敷地を含む領域(東北地方 太平洋側)において、M7.0が考慮されている。
- 地震調査委員会(2013)の「モデル1」は、敷地を含む領域(東北地方 太平洋側)において、活断層との対応が明確でない地震について、M6.8を超えるものは無いことから領域に考慮する最大規模をM6.8と設定しており、「モデル2」ではM7.3としている。
- 敷地における地震ハザード評価では上記モデル1とモデル2の両方を採用していることから、垣見ほか(2003)と比較して過小な設定とはなっていない。



垣見ほか(2003)における地震地体構造区分

# 7. 基準地震動の超過確率の参照 ロジックツリー(領域震源 プレート間地震)

領域震源(プレート間地震)による地震のロジックツリーを、以下の通り設定した。

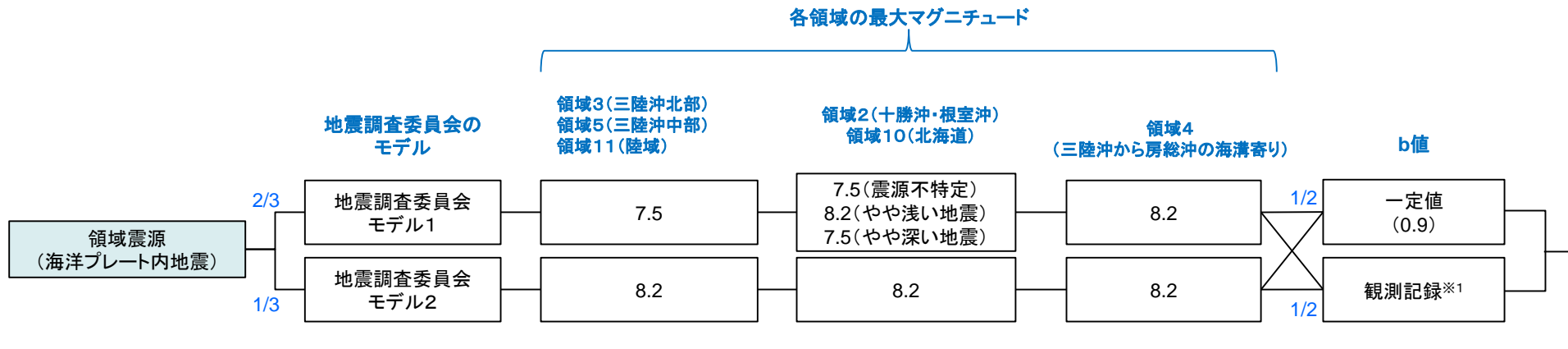


(参考)プレート間地震の評価で考慮する領域

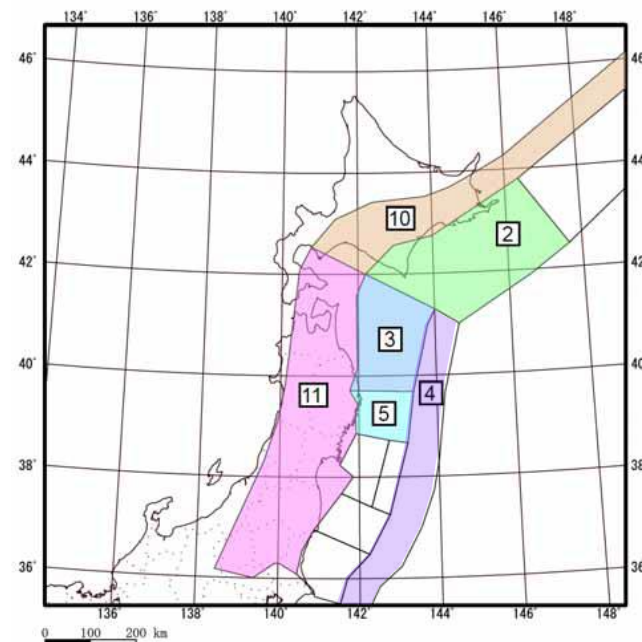
# ロジックツリー(領域震源 海洋プレート内地震)



領域震源(海洋プレート内地震)による地震のロジックツリーを、以下の通り設定した。



※1: 敷地に近い領域11でのみ考慮

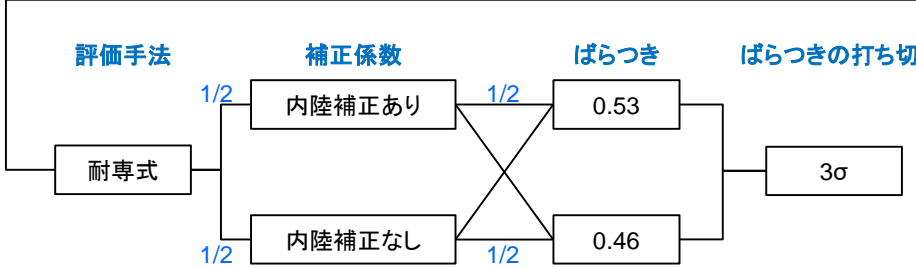
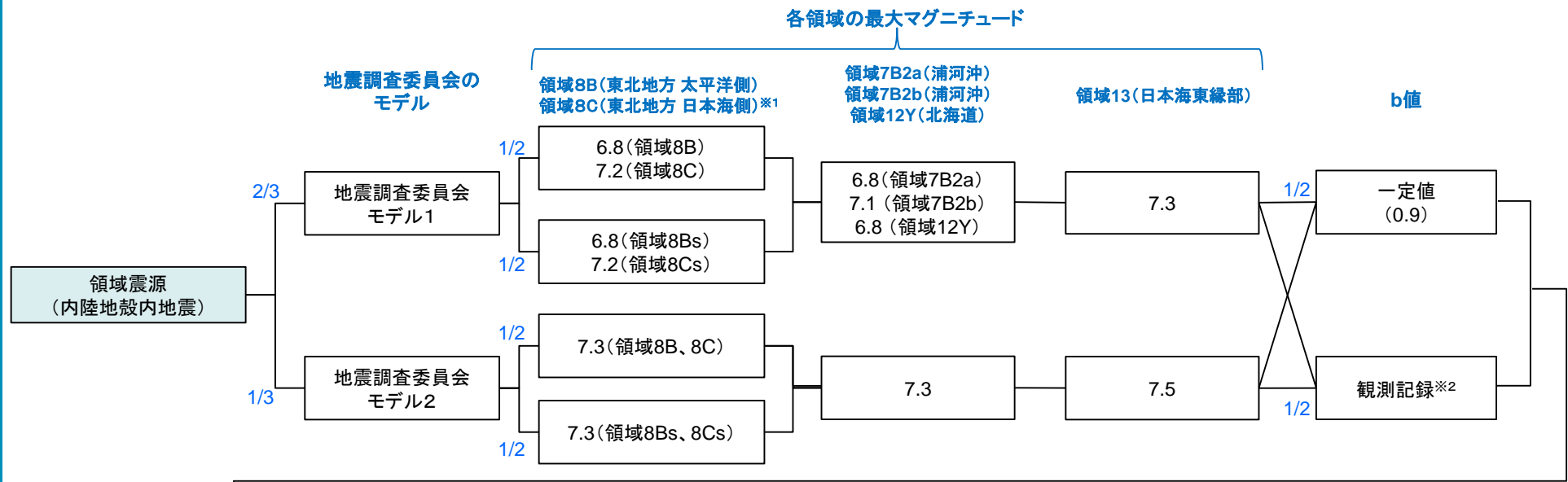


(参考)海洋プレート内地震の評価で考慮する領域

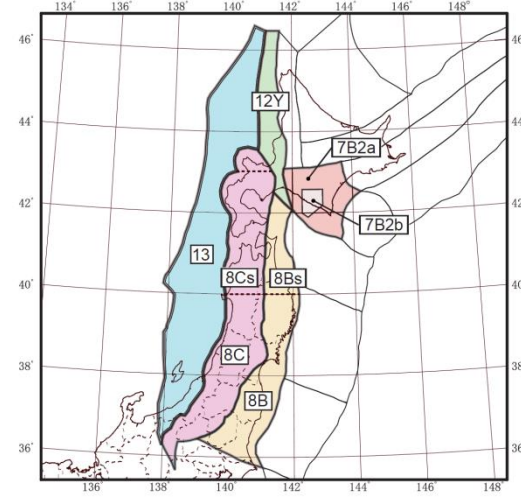
# ロジックツリー(領域震源 内陸地殻内地震)



領域震源(内陸地殻内地震)による地震のロジックツリーを、以下の通り設定した。



※1: 領域8B、8Cについては、北緯40°～43°の範囲に限定した小領域(8Bs、8Cs)を考慮した分岐を設ける  
 ※2: 敷地に近い領域8B、8Cでのみ考慮



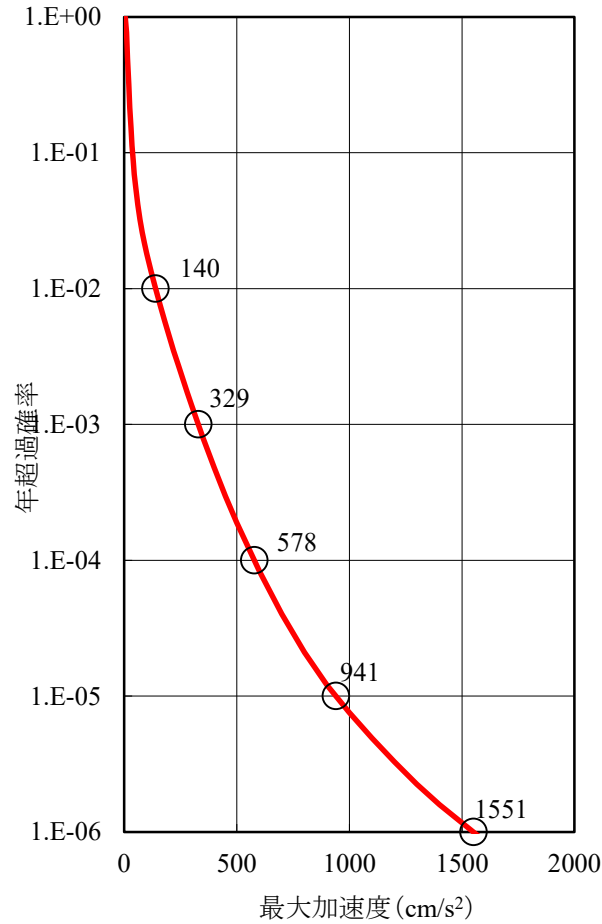
(参考)内陸地殻内地震の評価で考慮する領域

## 7. 基準地震動の超過確率の参照 地震ハザード評価結果(1)

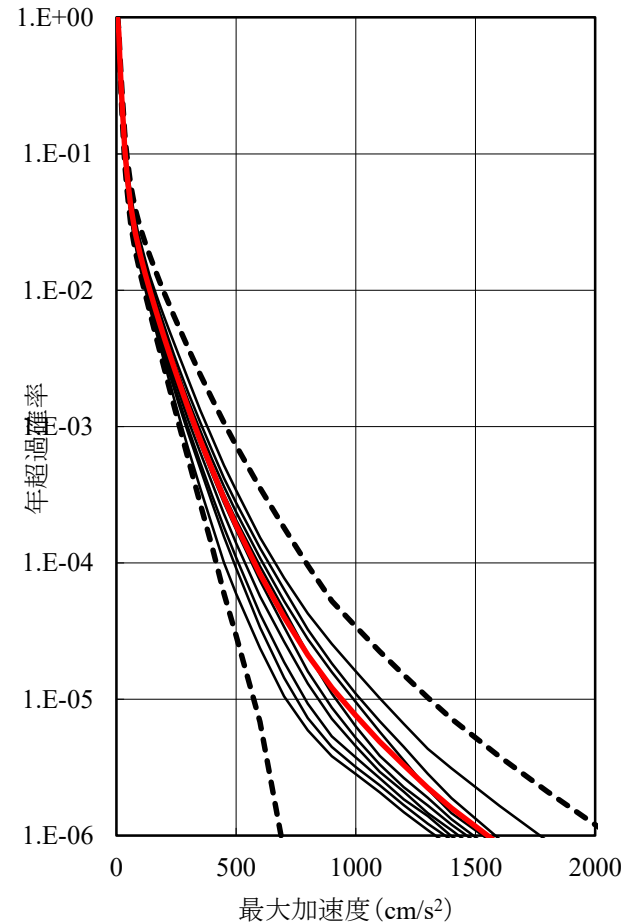
H30.10.31  
資料1-4-1  
p189再掲



算出された平均ハザード曲線及びフラクタイルハザードを下図に示す。



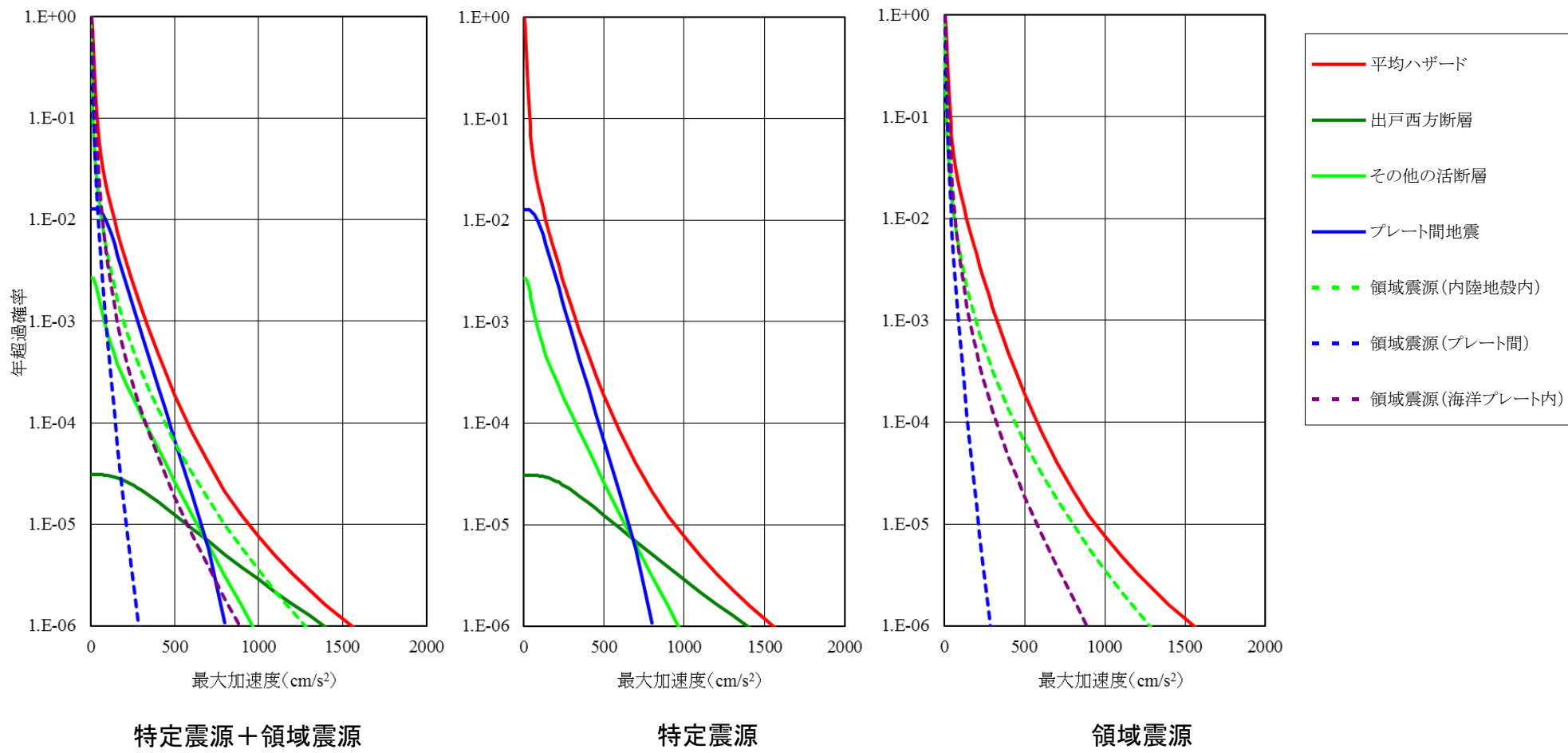
平均ハザード曲線



平均ハザード曲線とフラクタイルハザード

# 7. 基準地震動の超過確率の参照 地震ハザード評価結果(2)

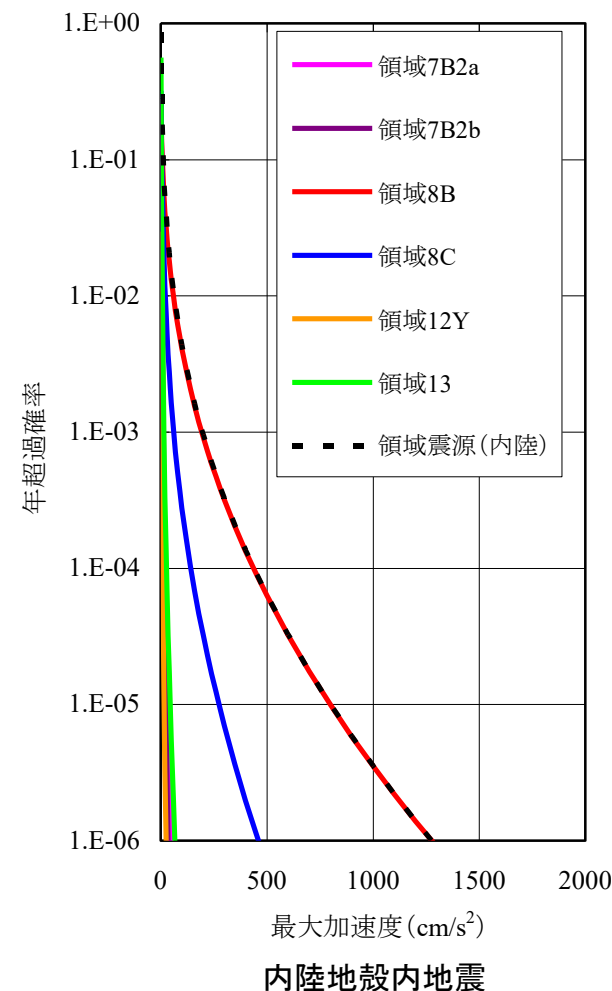
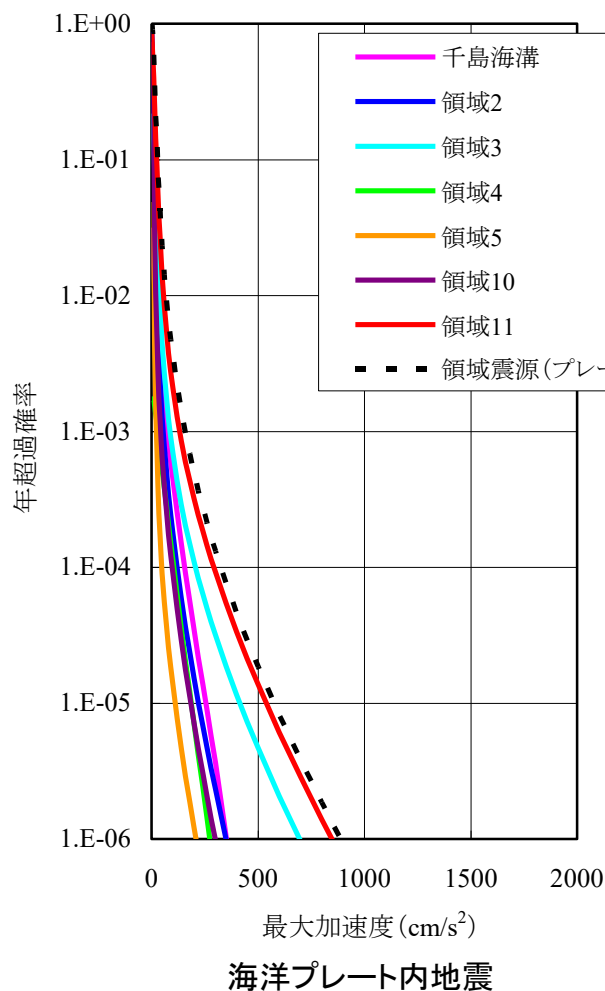
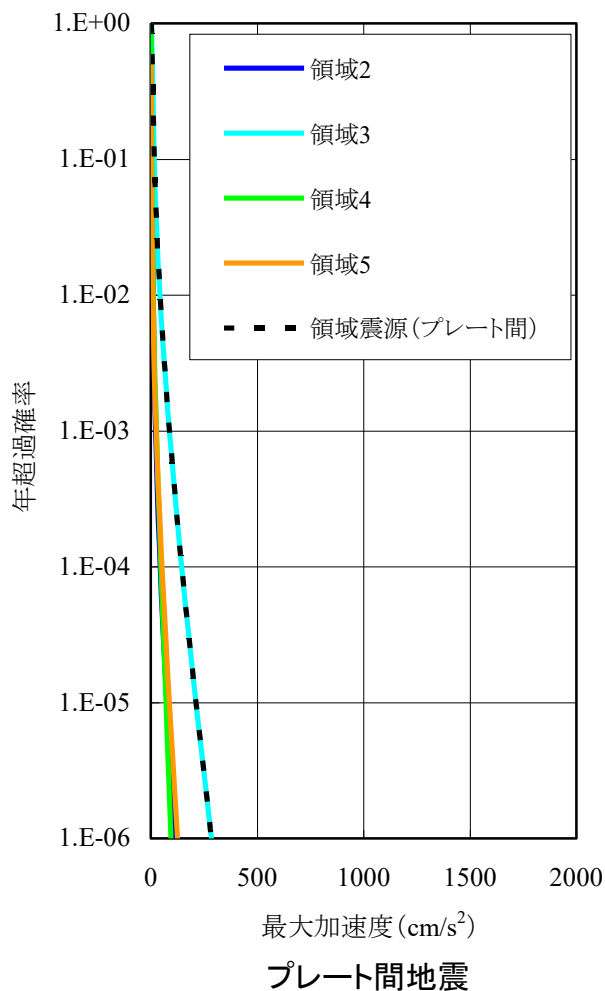
- ・平均ハザード曲線に対する各震源の影響度を、下図に示すとおり確認した。
- ・特定震源については、年超過確率が大きい範囲では、プレート間地震の影響が大きく、年超過確率が小さい範囲では出戸西方断層による地震の影響が大きい。
- ・領域震源については、内陸地殻内地震の影響が大きい。





# 7. 基準地震動の超過確率の参照 地震ハザード評価結果(3)

- ・各地震発生様式で考慮した領域震源について、領域ごとの影響度を、下図に示すとおり確認した。
- ・領域震源について、各領域の内陸地殻内地震では敷地直下を含む領域8B、プレート間地震では敷地前面の領域3、海洋プレート内地震では敷地直下を含む領域11の影響が大きく、敷地に近い領域が支配的となっている。



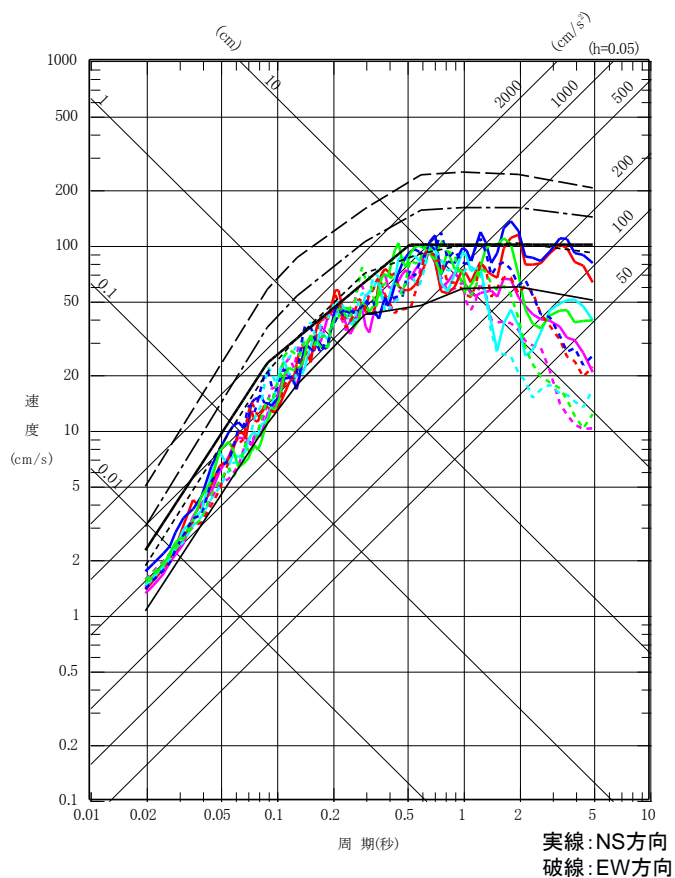
## 7. 基準地震動の超過確率の参照

### 超過確率の参照(一様ハザードスペクトルと基準地震動の比較)

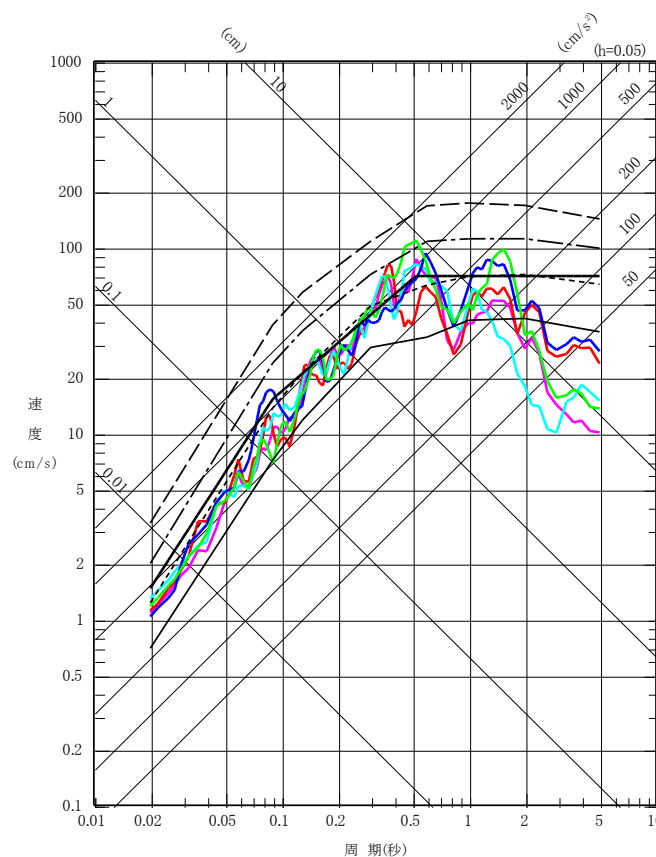
H30.10.31  
資料1-4-1  
p192 再掲



- ・一様ハザードスペクトルを下図に基準地震動Ss-A及びSs-B1～B5とあわせて示す。
- ・基準地震動Ss-Aの年超過確率は、 $10^{-4}$ ～ $10^{-5}$ 程度である。
- ・基準地震動Ss-B1～B5の年超過確率は、基準地震動Ss-Aを超過する周期帯で、 $10^{-4}$ ～ $10^{-5}$ 程度である。



水平



鉛直

- 一様ハザードスペクトル(年超過確率 $10^{-3}$ )
- - - 一様ハザードスペクトル(年超過確率 $10^{-4}$ )
- · - 一様ハザードスペクトル(年超過確率 $10^{-5}$ )
- - - 一様ハザードスペクトル(年超過確率 $10^{-6}$ )
- 基準地震動Ss-A
- 基準地震動Ss-B1
- 基準地震動Ss-B2
- 基準地震動Ss-B3
- 基準地震動Ss-B4
- 基準地震動Ss-B5

※鉛直成分の一様ハザードスペクトルについては、水平成分の評価結果に対し、基準地震動Ss-Aの水平成分と鉛直成分の比率を考慮して設定している。

一様ハザードスペクトルと基準地震動Ss-A、B1～B5の比較

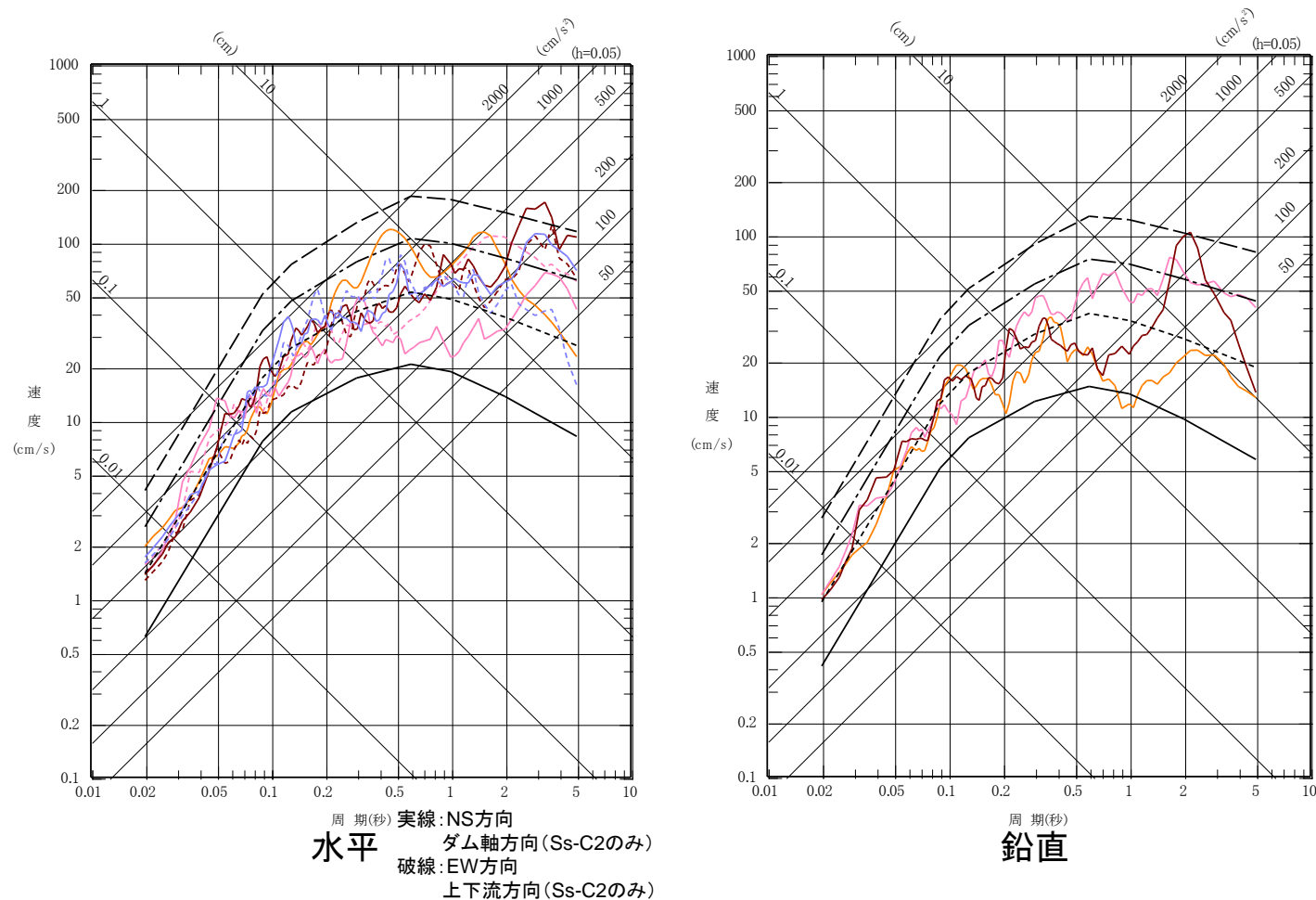
## 7. 基準地震動の超過確率の参照

### (参考)領域震源(内陸地殻内地震)と基準地震動Ss-C1~C4の比較

H30.10.31  
資料1-4-1  
p193再掲



- ・内陸地殻内地震の領域震源モデルによる一様ハザードスペクトルを、下図に震源を特定せず策定する地震動に基づき策定している基準地震動Ss-C1~C4とあわせて示す。
- ・内陸地殻内地震の領域震源モデルによる一様ハザードスペクトルとの比較によれば、基準地震動Ss-C1~C4の年超過確率は、 $10^{-4}$ ~ $10^{-6}$ 程度である。



一様ハザードスペクトル(領域震源(内陸地殻内地震))と基準地震動Ss-C1~C4の比較

- ・特定震源モデルおよび領域震源モデルに基づく地震ハザード評価を実施した。
- ・一様ハザードスペクトルと基準地震動Ssの比較結果は以下の通りである。
  - 基準地震動Ss-Aの年超過確率は、 $10^{-4}$ ～ $10^{-5}$ 程度である。
  - 基準地震動Ss-B1～B5の年超過確率は、基準地震動Ss-Aを超過する周期帯で、 $10^{-4}$ ～ $10^{-5}$ 程度である。
  - 内陸地殻内地震の領域震源モデルによる一様ハザードスペクトルとの比較によれば、基準地震動Ss-C1～C4の年超過確率は、 $10^{-4}$ ～ $10^{-6}$ 程度である。

余白

**参考：「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」（地震調査委員会（2019））の  
これまでの地震動の評価内容への影響について**



# 1. 概要

- 敷地前面領域を含む日本海溝沿いについては、従来より、地震調査研究推進本部において、青森県東方沖から房総沖までの領域を対象とした長期的な地震発生可能性について確率評価が行われており、2002年以降、複数回の改訂がされている。
- 日本海溝沿いの地震活動の長期評価については、地震調査研究推進本部より2019年2月26日に改訂・公表されている（以下、「地震調査委員会（2019）」という。）。

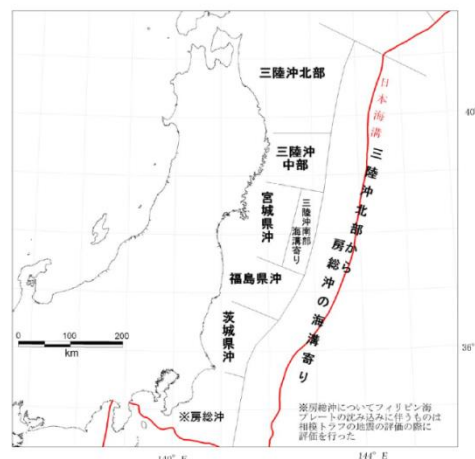
## 【地震調査委員会（2019）の地震動評価への影響について】

- 敷地において考慮している検討用地震のうち、プレート間地震、海洋プレート内地震は日本海溝沿いに設定していることから、これまでの基準地震動策定に係る評価内容への影響の有無について確認を行う。

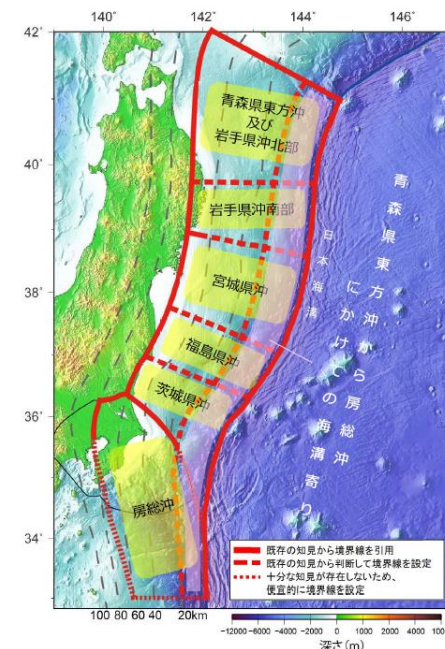
### <参考>

地震調査委員会（2019）では、2012年に改訂された「三陸沖から房総沖に掛けての地震活動の長期評価（第二版）」（以下、「地震調査委員会（2012）」という。）から、評価対象領域の変更が行われており、あわせて「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に評価名称が変更されている。具体的な変更内容は以下のとおり。

- 第二版における陸寄りの各領域について、海溝寄りの領域まで延長。
- 宮城県沖の領域について、宮城県沖、三陸沖南部海溝寄りに分割されていたものを統合。
- 茨城県沖と房総沖の境界位置を変更。
- 領域境界の見直しに伴い、陸側の領域について、西側の境界を太平洋プレート上面深さ60kmの等深線に沿って設定。



地震調査委員会（2012）における領域  
（地震調査委員会（2012）より抜粋）



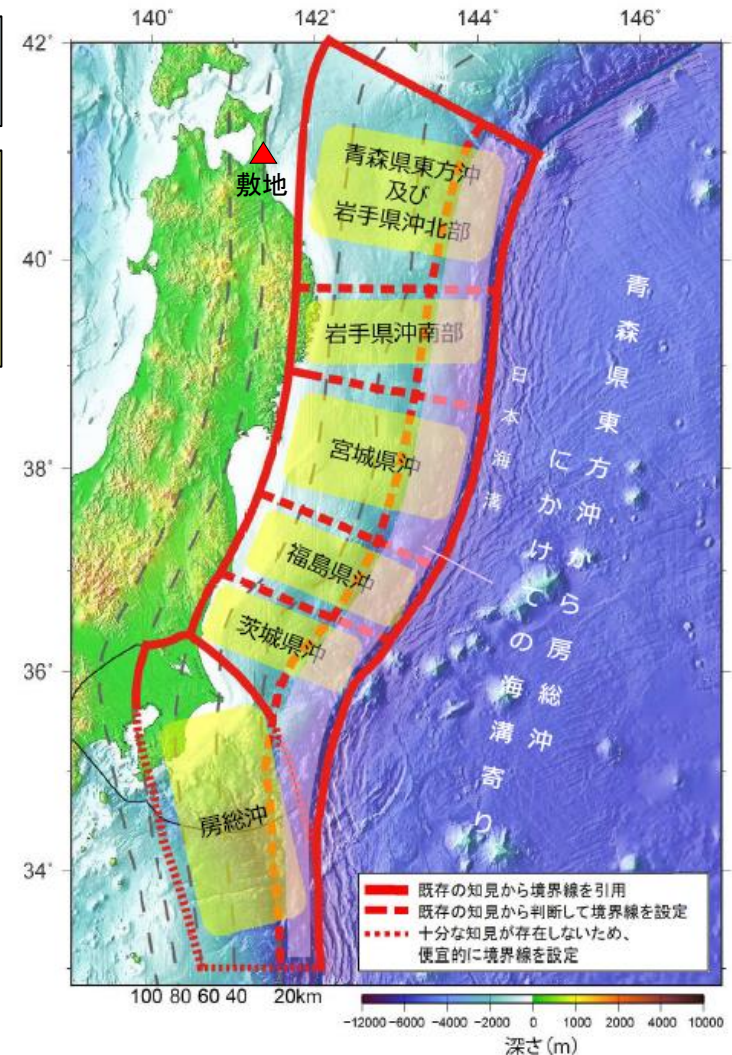
地震調査委員会（2019）における領域  
（地震調査委員会（2019）より抜粋）

## 2.1 各領域における次の地震の地震規模の設定

- 地震調査委員会（2019）では、各領域における次の地震の地震規模が変更されている。
- 当社の地震動評価に影響する地震について、地震調査委員会（2019）における地震規模を、地震調査委員会（2012）とあわせて下表に示す。
- 各評価対象地震について、当社の基準地震動の策定に考慮している検討用地震との関係を次頁以降に示す。

地震調査委員会における次の地震の地震規模（当社への影響部分のみ）

評価対象地震	発生領域	地震規模	
		地震調査委員会（2019）	地震調査委員会（2012）
超巨大地震 （東北地方太平洋沖型）	岩手県沖南部 ～ 茨城県沖	M9.0程度	Mw8.4～9.0
プレート間巨大地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M7.9程度	M8.0前後
ひとまわり小さい プレート間地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M7.0～7.5程度	M7.1～7.6
沈み込んだ プレート内の地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部 ～ 茨城県沖	M7.0～7.5程度	M7.0～7.4



地震調査委員会（2019）における領域  
（地震調査委員会（2019）より抜粋・一部加筆）



## 2.2 プレート間地震の評価について

- 地震調査委員会(2019)では、地層に残された巨大津波の記録から、複数の領域を震源域とする地震として、超巨大地震(東北地方太平洋沖型)として、M9.0程度の地震が考慮されている。
- 上記地震の震源域については、最新の活動である東北地方太平洋沖地震の知見から、宮城県沖を必ず含み、隣接する領域(岩手県沖南部または福島県沖)の少なくとも一方にまたがり、場合によっては茨城県沖まで破壊が及ぶ超巨大地震として評価されている。
- あわせて、敷地前面領域である青森県東方沖及び岩手県沖北部においても、最大でM7.9程度の地震が示されている。

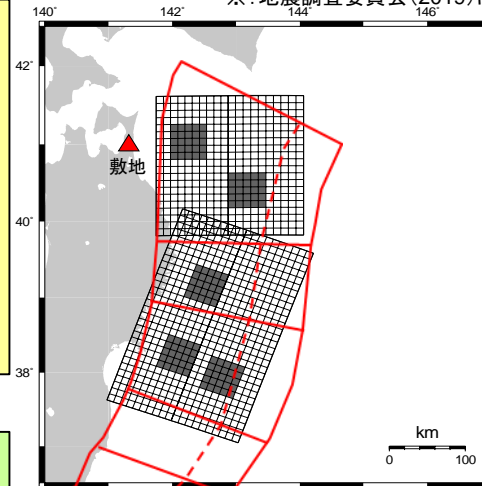
- 当社の地震動評価では、地震調査委員会(2019)において考慮されている超巨大地震(①の地震)に対し、敷地前面の領域まで破壊が達する震源を、検討用地震(2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震(Mw9.0))として選定している。
- 検討用地震の断層モデルの設定にあたり、SMGA位置や短周期レベルについては、敷地への影響が大きくなるよう、地震動評価上保守的となるような設定としている。
- 検討用地震の地震規模はMw9.0であり、右表に示す②の地震及び③の地震の地震規模を上回っている。

- 検討用地震については、地震調査委員会(2019)における超巨大地震に対して、同等のMw9.0の地震を考慮していること、また、敷地に最も近い領域である三陸沖北部の領域を震源領域に考慮していること及び保守的な条件での地震動評価を実施している当社の基準地震動に係る評価のほうが、敷地への影響が大きいと考えられる。
- 以上より、地震調査委員会(2019)の知見を踏まえても、当社の地震動評価への影響はないと評価した。

プレート間地震の地震規模

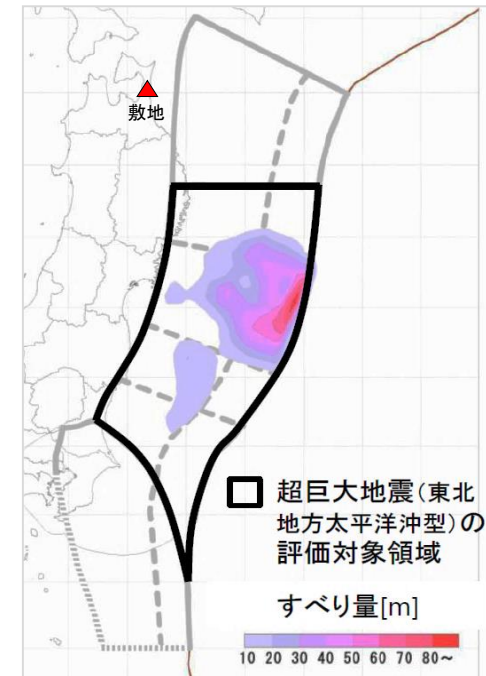
地震名		発生領域	地震規模
地震調査委員会(2019)	①超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部 ～茨城県沖	M9.0程度
	②プレート間巨大地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M7.9程度
	③ひとまわり小さい プレート間地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M7.0～7.5程度
検討用地震	2011年東北地方太平洋 沖地震を踏まえた地震 (Mw9.0)	敷地前面を 含む複数領域 (三陸沖北部※ ～宮城県沖)	Mw9.0

※:地震調査委員会(2019)における「青森県東方沖及び岩手県沖北部」に相当する。



—:地震調査委員会(2019)における領域境界

検討用地震の断層面  
(三陸沖北部～宮城県沖)



地震調査委員会(2019)による超巨大地震の震源領域  
(地震調査委員会(2019)より抜粋・一部加筆)

## 2.3 沈み込んだ海洋プレート内地震の評価について

- 地震調査委員会(2019)では、青森県東方沖及び岩手県沖北部～茨城県沖の領域における沈み込んだプレート内地震の地震規模として、M7.0～7.5程度の値が示されている。

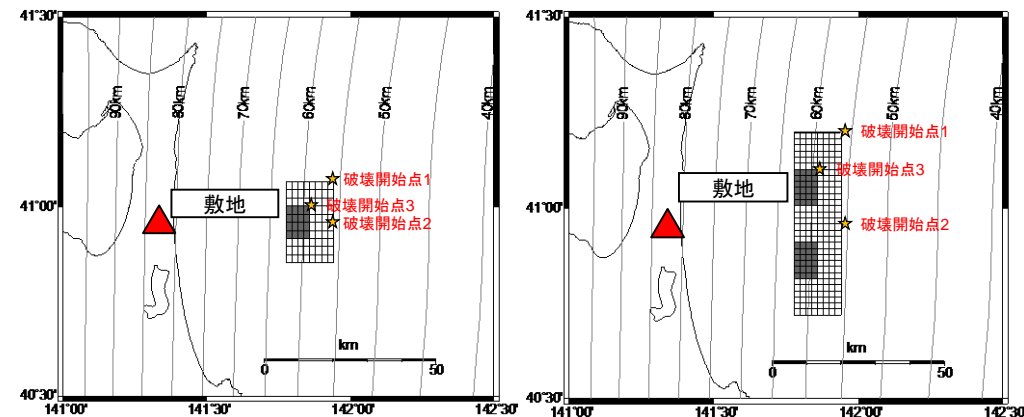
- 当社の地震動評価では、敷地前面を含む領域について、プレートテクトニクス的な観点での整理を行い、「二重深発地震 上面の地震」(DC型)、「二重深発地震 下面の地震」(DE型)及び「沖合いの浅い地震」に分類を行い、各タイプの地震ごとに地震規模を想定している。
- 海洋プレート内地震の検討用地震としては、各タイプの地震を比較したときに敷地に対する影響が大きい地震として、2011年4月7日宮城県沖地震の知見を踏まえた「二重深発地震 上面の地震」(M7.2)を選定している。
- 検討用地震の地震動評価においては、基本モデルの段階で、沈み込んだ海洋プレートとの位置関係を踏まえて敷地直近となるような位置に震源位置を設定しているほか、地震規模の不確かさとして、断層面積が2倍以上となるような断層面を設定し、M7.5となるような設定としている。

- 地震調査委員会(2019)において考慮されている地震に対し、地震調査委員会(2019)と同等のM7.5の地震を敷地直近位置で考慮していること、保守的な条件での地震動評価を実施していることから、当社の基準地震動に係る評価の方が、敷地への影響が大きいと考えられる。
- 以上より、地震調査委員会(2019)の知見を踏まえても、当社の地震動評価への影響はないと評価した。

敷地前面領域の地震規模

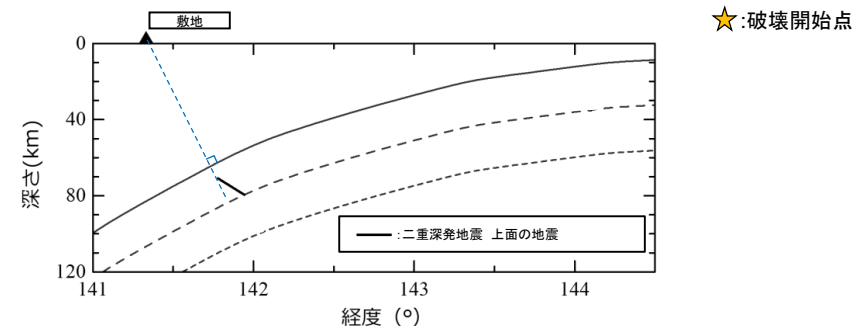
評価対象地震		発生領域	地震規模
地震調査委員会(2019)	沈み込んだプレート内の地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部～茨城県沖	M7.0～7.5程度
検討用地震 (二重深発地震 上面の地震)		敷地直近位置	M7.2～7.5※1 (Mw7.1～7.4)

※1:2011年4月7日宮城県沖の地震におけるMとMwの関係を基に設定。



基本モデル

地震規模の不確かさケース



検討用地震の断層面

## 2.4 地震ハザード評価に考慮する地震規模について

- 前頁までに示したとおり、地震調査委員会（2019）では、青森県東方沖及び岩手県沖北部～茨城県沖の領域におけるプレート間地震及び海洋プレート内地震についての長期評価が行われている。
- 当社の地震ハザード評価においては、特定震源による評価においては検討用地震として考慮した震源像を設定したのとなっており、さらに、領域震源による評価においては、地震調査委員会の地震動予測地図において考慮されている、過去に発生した地震よりも地震規模等を大きく見積もった検討用モデルを参照している。

### 【地震ハザード評価における地震規模の設定について】

- 特定震源として考慮している震源(①, ②)の地震規模については、地震調査委員会（2019）において考慮されている地震規模と同等の値を用いている。
  - 領域震源として考慮している震源(③, ④)の地震規模については、地震調査委員会（2019）において考慮されている地震規模を上回る値を用いている。
- 地震調査委員会（2019）において考慮されている地震に対し、地震調査委員会（2019）と同等もしくは上回る値を用いていることから、当社の地震ハザード評価は、地震調査委員会（2019）を包絡した評価がなされている。

地震名		発生領域	地震規模		
			地震調査委員会(2012)	地震調査委員会(2019)	当社地震ハザード評価
特定震源	①超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部 ～茨城県沖	Mw8.4～9.0	M9.0程度	Mw9.0
	②プレート間巨大地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M8.0前後	M7.9程度	Mw8.3
領域震源	③ひとまわり小さい プレート間地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M7.1～7.6	M7.0～7.5程度	M7.9※
	④沈み込んだ プレート内の地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部 ～茨城県沖	M7.0～7.4	M7.0～7.5程度	M8.2※

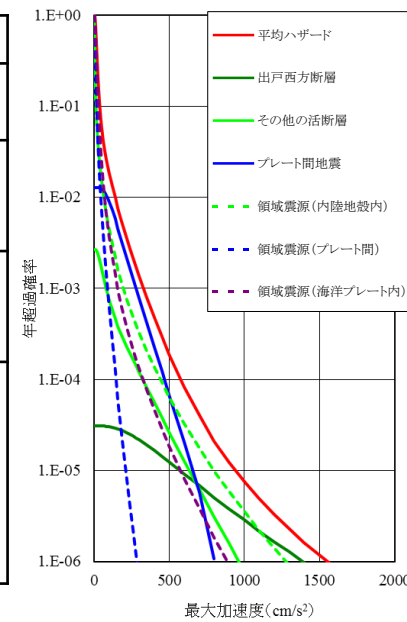
※敷地前面の領域震源において考慮している最大地震規模を記載。

## 2.4 地震ハザード評価に考慮する発生間隔について

【地震ハザード評価における発生間隔の設定について】

- 特定震源として考慮している震源①、②の発生間隔については、地震調査委員会（2019）における発生間隔と当社の地震ハザード評価に用いている発生間隔は、同等の設定としている。
- 領域震源として考慮している震源③、④の発生間隔については、地震調査委員会（2019）では、2011年東北地方太平洋沖地震以前の88年間に発生したM7.0以上の地震の発生数に基づき評価されている。なお、上記のうち、沈み込んだ海洋プレート内地震④については、地域ごとの活動性の違いを考慮せず、青森県東方沖及び岩手県沖北部～茨城県沖の領域全体としての発生間隔として評価されている。
- 当社の領域震源の地震ハザード評価においては、地震調査委員会（2019）において考慮されている地震も含み、各領域で発生した中～大地震の活動に基づくG-R則を参照することで、各領域の活動性を踏まえた評価を行っている。
- なお、当社の地震ハザード評価について、プレート間地震及び海洋プレート内地震の領域震源の評価結果への寄与度は、その他の震源よりも相対的に小さいものとなっている。

地震名	発生領域	発生間隔			
		地震調査委員会 (2012)	地震調査委員会 (2019)	当社地震ハザード 評価	
特定震源	①超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部 ～茨城県沖	600年程度	約550～600年	約600年
	②プレート間巨大地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	97.0年	97.0年	97.0年
領域震源	③ひとまわり小さい プレート間地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	14.1年に1回程度	8.8年に1回	領域震源として、各領域の地震活動に基づくG-R則に基づき算定
	④沈み込んだ プレート内の地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部 ～茨城県沖	不明	22.0～29.4年に1回 (左記領域全体の値)	

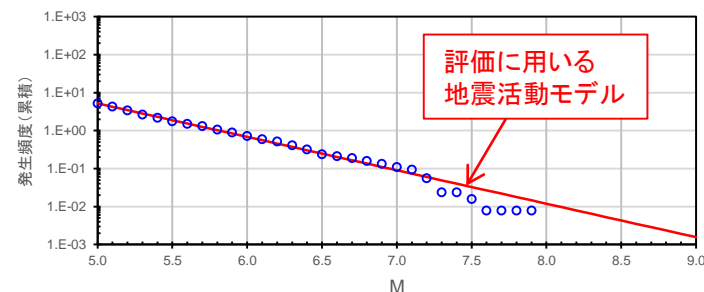
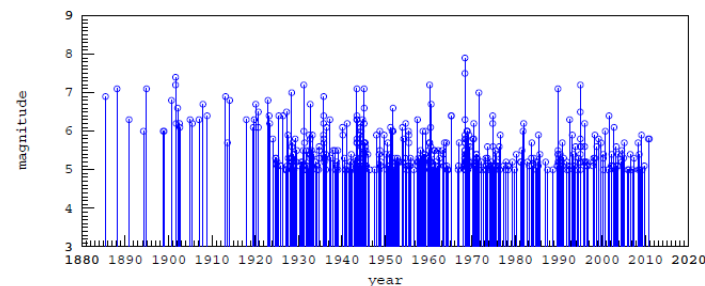
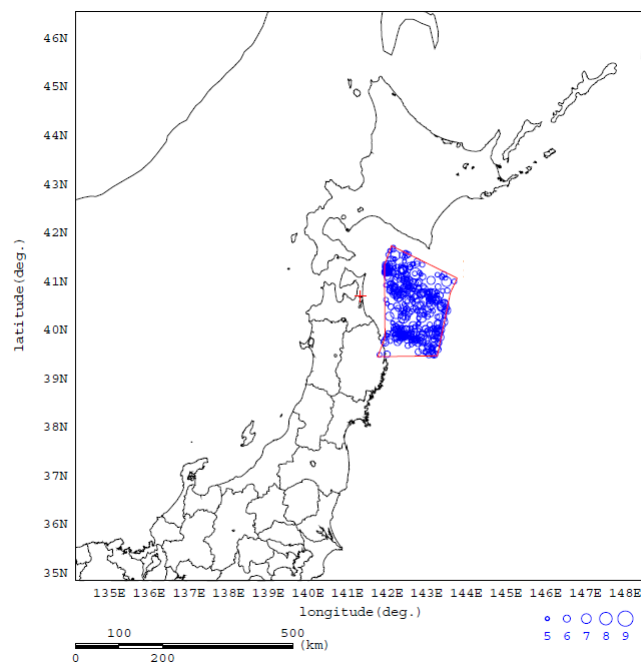


結果に対する各震源の寄与



## 2.4 地震ハザード評価について(領域震源の発生頻度の考え方)

- 前頁に示したとおり、当社の地震ハザード評価において、領域震源については、各領域の中～大地震の活動を踏まえたG-R則に基づき発生頻度の評価を行っている。下図に、領域震源の地震ハザード評価に対する寄与度が大きい敷地前面の領域（地震調査委員会（2019）における「青森県東方沖及び岩手県沖北部」の領域に相当）についての活動度の算定例を示す。
- 地震調査委員会（2019）と同等の期間（1923年～2011年東北地方太平洋沖地震以前）に発生したM5.0以上の地震を参照しているほか、M6.0以上の地震については宇津カタログより1885年以降の地震を参照しており、その発生数及び地震規模に基づいてG-R則の係数を設定している。また、評価に用いる地震活動モデルは、発生数の少ない大規模地震について、保守的な設定としている。



敷地前面領域における地震の発生状況

## 2.4 地震ハザード評価について(発生間隔に基づく検討)

### 【発生間隔に基づく検討】

- 当社の領域震源の地震ハザード評価は地震調査委員会（2019）における評価範囲よりも広い地震規模を対象とした評価を実施しており、敷地前面の地震活動を踏まえたG-R則を用いて評価範囲内の地震規模ごとの発生頻度を評価している。
- 地震調査委員会（2019）において評価されている発生間隔に基づきM7.0以上の地震の発生頻度を算定し、当社の地震ハザード評価に用いる敷地前面の地震活動を踏まえたG-R則との比較を行った。
- 当社の地震ハザード評価に用いるG-R則と地震調査委員会（2019）における発生頻度について、M7.0以上の地震の比較を行った結果、両者において整合していることを確認した。

#### 「ひとまわり小さいプレート間地震」(M7.0~7.5程度)の敷地前面における発生頻度

①  $1/8.8$ 年 = 0.114 回/年

#### 「沈み込んだプレート内の地震」(M7.0~7.5程度)の敷地前面における発生頻度

② 三陸沖北部～茨城県沖の全面積：88,441km<sup>2</sup>

③ 三陸沖北部の領域の面積：32,103km<sup>2</sup>

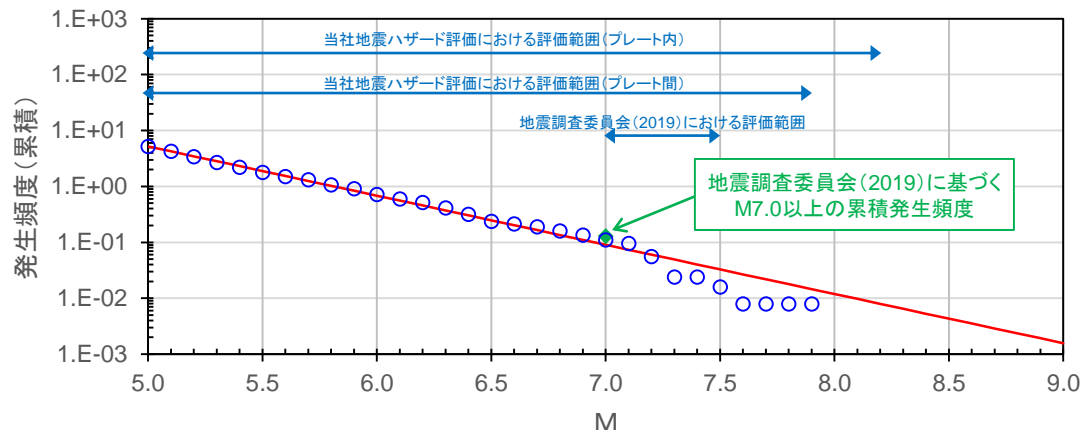
④ 平均発生頻度： $1/29.4 \sim 1/22.0$ 回/年

⑤ 敷地前面のプレート内地震の発生頻度：

④ × ③ / ② = 0.012 ~ 0.017 回/年

#### 敷地前面における「ひとまわり小さいプレート間地震」+「沈み込んだプレート内の地震」の発生頻度

① + ⑤ = (0.114回/年) + (0.012 ~ 0.017 回/年)  
= 0.126 ~ 0.131 回/年



地震調査委員会（2019）との発生頻度比較

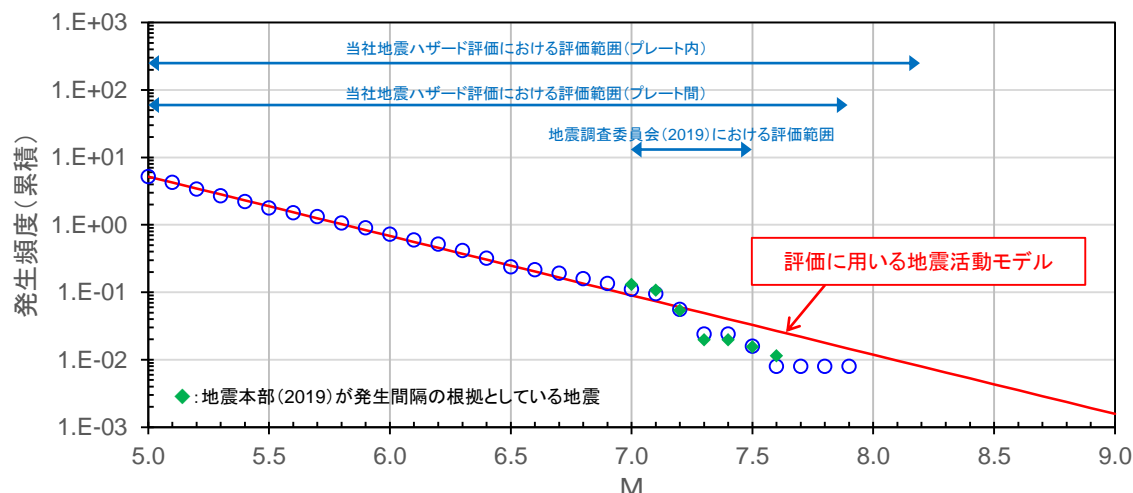
## 2.4 地震ハザード評価について(発生頻度に基づく検討)

### 【発生頻度に基づく検討】

- 当社の地震ハザード評価に用いる敷地前面の地震活動を踏まえたG-R則に基づく発生頻度と、地震調査委員会（2019）が発生間隔の根拠としている地震の発生頻度との比較を行った。
- 当社の地震ハザード評価に用いるG-R則と地震調査委員会（2019）に基づく発生頻度について、M7.0以上の地震の比較を行った結果、両者において整合していることを確認した。

地震調査委員会（2019）が  
発生間隔の根拠としている地震

発生様式	年月日	M
プレート間	1928/ 5/27	7.0
	1931/ 3/ 9	7.2
	1935/10/18	7.1
	1943/ 6/13	7.1
	1945/ 2/10	7.1
	1960/ 3/21	7.2
	1971/ 8/ 2	7.0
	1989/11/ 2	7.1
	1994/12/28	7.6
	1995/ 1/ 7	7.2
プレート内	1937/ 7/27	7.1
	1938/11/ 6	7.4
	1968/ 5/16	7.5
	2003/ 5/26	7.1



※ 地震調査委員会（2019）に基づく発生頻度算出に用いる期間は、1922年～2011年の88年間としている。なお、地震調査委員会（2019）に考慮されている「沈み込む海洋プレート内地震」については、前頁と同様に、領域の面積の比率を乗じることで、敷地前面の発生頻度に補正している。

地震調査委員会（2019）との発生頻度比較

- 当社の地震ハザード評価において、領域震源については、地震調査委員会（2019）と同等以上の期間における地震活動を参照した上で、敷地前面における地震活動を適切に評価できる手法によって発生頻度を評価しており、さらに、大規模地震の発生頻度については保守的な設定としている。また、当社の地震ハザード評価に用いるG-R則と地震調査委員会（2019）に基づく地震の発生頻度は整合している。

### 3. まとめ

#### ○当社の地震動評価への影響について

- 当社の地震動評価については、地震調査委員会（2019）において考慮されている地震に対し、地震調査委員会（2019）と同等もしくは上回る規模の地震を敷地に近づける等、保守的な条件での地震動評価を実施していることから、当社の基準地震動に係る評価の方が、敷地への影響が大きいと考えられる。
- 以上より、地震調査委員会（2019）の知見を踏まえても、当社の地震動評価への影響はないと評価した。

#### ○当社の地震ハザード評価への影響について

- 当社の地震ハザード評価に考慮する地震規模については、地震調査委員会（2019）に示される地震規模を包絡する地震規模の震源を考慮した評価となっている。
- 当社の地震ハザード評価に考慮する発生間隔については、特定震源については地震調査委員会（2019）と同等の発生間隔を設定している。領域震源としては、敷地前面における地震活動を適切に評価できる手法によって発生頻度を算定しており、大規模地震の発生頻度については保守的な設定としている。また、当社の地震ハザード評価に用いる発生頻度は、地震調査委員会（2019）と整合している。
- 以上より、地震調査委員会（2019）の知見を踏まえても、当社の地震ハザード評価への影響はないと評価した。

## 2. 敷地周辺の地震発生状況

- ・ 気象庁(2015):地震年報 等「気象庁地震カタログ」
- ・ 長谷川昭, 海野徳仁, 高木章雄, 鈴木貞臣, 本谷義信, 亀谷悟, 田中和夫, 澤田義博(1983):北海道および東北地方における微小地震の震源分布一広域の観震データの併合処理一, 地震第2輯

## 3. 地下構造モデルの策定

- ・ 梅田尚子, 小林喜久二:地震記録の逆解析による地下構造推定手法の適用性に関する検討, 日本建築学会学術講演梗概集, 構造Ⅱ, pp.813-814, 2010.
- ・ KINOSHITA,S.:Frequency-dependent attenuation of shear waves in a sedimentary layer-basement system in the Kanto area, Japan, Proc.of International Symposium on Earthquake Disaster Prevention, Vol.1, pp.212-226, 1992.
- ・ 武村雅之, 池浦友則, 高橋克也, 石田寛, 大島豊:堆積地盤における地震波減衰特性と地震動評価, 日本建築学会構造系論文報告集, 446, pp.1-11, 1993.
- ・ 福島美光, 翠川三郎:周波数依存性を考慮した表層地盤の平均的な $Q^{-1}$ 値とそれに基づく地盤増幅率の評価, 日本建築学会構造系論文集, 460, pp.37-46, 1994.
- ・ 小林喜久二, 久家英夫, 植竹富一, 真下貢, 小林啓実:伝達関数の多地点同時逆解析による地盤減衰の推定 その3 Q値の基本式に関する検討, 日本建築学会大会学術講演集, B2, 構造Ⅱ, pp.253-254, 1999.
- ・ 佐藤浩章, 金谷守, 大島靖樹:減衰定数の下限値を考慮したスペクトル比の逆解析による同定手法の提案一岩盤における鉛直アレイ記録への適用と減衰特性の評価一, 日本建築学会構造系論文報告集第604号, p55-62, 2006.
- ・ 太田裕:地震工学への最適化の適用. 1, 八戸港湾SMAC設置点の地下構造推定, 建築学会論文報告集, 229, 35-41, 1975.
- ・ 岩田知孝, 入倉孝次郎:観測された地震波から, 震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震第2輯, No.39, pp.579-593, 1986.
- ・ 鶴来雅人, 田居優, 入倉孝次郎, 古和田明:経験的サイト増幅特性評価手法に関する検討, 地震第2輯, Vol.50, pp.215-227, 1997.
- ・ 川瀬博, 松尾秀典:K-NET, KiK-net, JMA震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第1号, pp.33-52, 2004.
- ・ Boore,D.M.:Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bulletin of the Seismological Society of America, 73, 1983.
- ・ 浅野公之, 岩田知孝:経験的グリーン関数法を用いた2008年7月24日岩手県沿岸北部のスラブ内地震の震源モデルの推定, 日本地球惑星科学連合2009年大会, S152-009, 2009.



- 吉田望, 篠原秀明, 澤田純男, 中村晋: 設計用地震動の設定における工学的基盤の意義, 土木学会地震工学論文集, 第28巻, Paper No.170, 2005
- 独立行政法人原子力安全基盤機構: 地震動評価のための三次元地下構造モデルの作成手引き, 2013.
- 佐藤智美, 巽誉樹: 全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝型地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第556号, pp.15-24, 2002.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会: 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価, 2004.

## 4.1 プレート間地震

- Noda,S., K.Takahashi, M.Takemura, S.Ohno, M.Tohdo and T.Watanabe(2002): OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis, Istanbul, Oct.16-18
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2012): 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2004a): 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価
- 宇佐美龍夫(2013): 最新版 日本被害地震総覧599-2012, 東京大学出版会
- 宇津徳治(1982): 日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の表: 1885年~1980年, 東京大学地震研究所彙報 Vol.57
- 気象庁(2014): 地震年報等「気象庁地震カタログ」
- 諸井孝文, 広谷浄, 石川和也, 川里健, 生玉真也, 釜田正毅(2013): 標準的な強震動レシピに基づく東北地方太平洋沖巨大地震の強震動の再現, 日本地震工学会第10回年次大会
- 入倉孝次郎(2012): 海溝軸巨大地震の強震動予測のための震源モデルの構築, 第40回地盤震動シンポジウム
- 中央防災会議(2004): 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会(第5回)
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2004b): 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版)
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2017): 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)
- 永井理子, 菊池正幸, 山中佳子(2001): 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究-1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較-, 地震第2輯, 第54巻, 267-280
- 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透(2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, 51-62
- 佐藤智美(2003): 中小地震の応力降下量の断層タイプ・震源深さ依存性及び地域性に関する研究, 土木学会地震工学論文集, Vol. 27
- 佐藤智美(2010): 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, 日本建築学会構造系論文集, 第75巻, 第651号, 923-932
- 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊輔, 日下部毅明(2006): 短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集A, Vol.62, 2006.10
- 佐藤良輔 編著(1989): 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会
- 三浦誠一, 高橋成美, 仲西理子, 小平秀一, 金田義行(2001): 日本海溝前弧域(宮城沖)における地震学的探査-KY9905航海-, JAMSTEC深海研究, 第18号, 145-156



- Toshihiro Igarashi, Toru Matsuzawa, Norihito Umino, Akira Hasegawa (2001) : Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone , JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.106, NO.82, PAGES 2177-2191
- F. O. Strasser, M. C. Arango, and J.J. Bommer (2010) : Scaling of the Source Dimensions of Interface and Intraslab Subductuion-zone Earthquakes with Moment Magnitude, Seismological Research Letters, Vol81, 941-950
- 田島礼子, 秋元康広, 司宏俊, 入倉孝次郎 (2013) : 内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究 内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究, 地震 第2輯, 第66巻, 31-45
- Kurahashi, S. and K. Irikura (2013) : Short-period source model of the 2011 Mw9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, Bull. Seism Soc. Am., 103, 1373-1393
- Asano, K., and T. Iwata (2012) : Source model for strong ground motion generation in 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, 64, 1111-1123
- 佐藤智美 (2012) : 経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル —プレート境界地震の短周期レベルに着目して—, 日本建築学会構造系論文集, 第77巻, 第675号, 695-704
- 川辺秀憲, 釜江克宏 (2013) : 2011年東北地方太平洋沖地震の特性化震源モデルの構築, 日本地震学会秋季大会予稿集, B22-04
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2016) : 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)

## 4.2 海洋プレート内地震

- Noda, S., K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo and T. Watanabe (2002) : OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis, Istanbul, Oct. 16-18
- Kosuga, M., T. Sato, A. Hasegawa, T. Matsuzawa, S. Suzuki, and Y. Motoya (1996) : Spatial distribution of intermediate-depth earthquakes with horizontal or vertical nodal planes beneath northeastern Japan, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 93
- 気象庁 (2014) : 地震年報 等「気象庁地震カタログ」
- Kita, S., T. Okada, A. Hasegawa, J. Nakajima and T. Matsuzawa (2010) : Existence of interplane earthquakes and neutral stress boundary between the upper and lower planes of the double seismic zone beneath Tohoku and Hokkaido, northeastern Japan, Tectonophysics
- 海野徳仁, 長谷川昭, 高木章雄, 鈴木貞臣, 本谷義信, 亀谷悟, 田中和夫, 澤田義博 (1984) : 北海道および東北地方における稍深発地震の発震機構—広域の験震データの併合処理—地震 第2輯 第37巻 523-538
- N. Ozel and T. Moriya (2003) : Focal Mechanisms of Intermediate-depth Earthquakes Beneath Southeastern Hokkaido, Japan Implications of the Double Seismic Zone, Pure appl. geophys. 160 2279-2299
- Seno, T., and M. Yoshida (2004) : Where and why do large shallow intraslab earthquakes occur? Phys Earth Planet. Inter. 141
- Seno, T., Yamanaka, Y (1998) : Arc stresses determined by slabs: Implications for mechanisms of back-arc spreading. Geophys. Res. Lett. 25

- 気象庁(2011a) :平成23年4月 地震・火山月報(防災編), <<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/gaikyo/>>,2008
- 気象庁:気象庁技術報告 第133号 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震調査報告, <[http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/gizyutu/133/gizyutu\\_133.html](http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/gizyutu/133/gizyutu_133.html)>, 2012
- Nakajima,J., A.Hasegawa and S.Kita(2011):Seismic evidence for reactivation of a buried hydrated fault in the Pacific slab by the 2011 M9.0 Tohoku earthquake, Geophys. Res. Lett., 38, L00G06, doi:10.1029/2011GL048432
- Yusaku Ohta, Satoshi Miura, Mako Ohzono, Saeko Kita, Takeshi Iinuma, Tomotsugu Demachi, Kenji Tachibana, Takashi Nakayama, Satoshi Hirahara, Syuichi Suzuki, Toshiya Sato, Naoki Uchida, Akira Hasegawa, and Norihito Umino(2011):Large intraslab earthquake (2011 April 7, M 7.1) after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M 9.0): Coseismic fault model based on the dense GPS network data, Earth Planets Space, 63
- Nakajima,J., S.Hada, E.Hayami, N.Uchida, A.Hasegawa, S.Yoshioka, T.Matsuzawa and N.Umino(2013) : Seismic attenuation beneath northeastern Japan: Constraints on mantle dynamics and arc magmatism, J. Geophys. Res.,118, 5838-5855
- 原田 怜, 釜江克宏:2011年4月7日宮城県沖のスラブ内地震の震源のモデル化, <[http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/eq/tohoku2/20110407miyagioki\\_slab.pdf](http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/eq/tohoku2/20110407miyagioki_slab.pdf)>, 2011
- 佐藤智美(2012) :経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル - プレート境界地震の短周期レベルに着目して -
- 気象庁(2008) :平成20年7月 地震・火山月報(防災編), <<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/gaikyo/>>
- 東北大学:東北大学大学院理学研究科 地震・噴火予知研究観測センター 地震特集 2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震, <<http://www.aob.gp.tohoku.ac.jp/info/topics/topics-080724/>>,2008
- 佐藤智美(2013) :東北地方のアウトラーサイズ地震, スラブ内地震, プレート境界地震の短周期レベルとfmax及び距離減衰特性, 日本建築学会構造系論文集, 689,1227-1236
- 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透(2001) :断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, 51-62
- 気象庁(2011b) :平成23年7月 地震・火山月報(防災編), <<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/gaikyo/>>,2011
- 佐藤智美, 巽誉樹(2002) :全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第556号, pp.15-24
- 山中佳子(2011) :「リアルタイム地震学(NGY 地震ノート)」, <[http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/2011/NGY37.html](http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2011/NGY37.html)>
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2013) :今後の地震動ハザード評価に関する検討 ～2013年における検討結果～
- Geller, R. J. (1976) :Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, 66, 1501-1523
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2016) :震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レンピ」)

## 4.3 内陸地殻内地震

- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2004): 青森湾西岸断層帯の長期評価について
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2004): 津軽山地西縁断層帯の長期評価について
- Noda,S., 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
- 原子力安全基盤機構(2004): 地震記録データベースSANDELのデータ整備と地震発生上下限層深さの評価に関する報告書(平成15年度), JNES/sEA04-017
- 気象庁(2014): 地震年報 等「気象庁地震カタログ」
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵(2001): シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 849-875
- 吉井弘治, 伊藤潔(2001): 近畿地方北部の地震波速度構造と地震発生層, 地球惑星科学連合学会2001年合同大会, Sz-P006
- 廣瀬一聖, 伊藤潔(2006): 広角反射法および屈折法解析による近畿地方の地殻構造の推定, 京都大学防災研究所年報, 第49号B, 307-321
- 長谷川昭, 中島淳一, 海野徳仁, 三浦哲, 諏訪謡子(2004): 東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式, 地震, 第2輯, 第56巻, 413-424
- 木下繁夫, 大竹政和(2000): 強震動の基礎, < <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/gk/publication/> >
- C.H.Scholz(1988): The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting, Geologische Rundschau, 77/1, 319-328
- A Tanaka, Y Ishikawa(2005): Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness: The Japanese islands case study, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.152, 257-266
- 大久保泰邦(1984): 全国のキュリー点解析結果, 地質ニュース, 362-10, 12-17
- 武村雅之(1990): 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震, 第2輯, 第43巻, 257-265
- Stirling, M. W., Rhoades, D. and Berryman, K.(2002): Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 92, 812-830
- 杉山雄一, 関口春子, 栗田泰夫, 伏島祐一郎, 下川浩一(2002): 活断層情報と不均質震源特性との関係, 平成13年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 119-129
- Dan, K., T. Watanabe and T. Tanaka(1989): A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear-wave displacement, Tran. A.I.J., No.396, 27-36
- 小林喜久二, 久家英夫, 植竹富一, 真下貢, 小林哲実(2006): 伝達関数の多地点同時逆解析による地盤減衰の推定 その3 Q値の基本式に関する検討, 日本建築学会大会学術講演集, B2, 構造II, pp.55-62
- Kanno T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara and Y. Fukushima(2006): A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3, 879-897

- Zhao, J. X., J. Zhang, A. Asano, Y. Ohno, T. Oouchi, T. Takahashi, H. Ogawa, K. Irikura, H.K. Thio, P. G. Somerville, Y. Fukushima and Y. Fukushima (2006) : Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period, Bull. Seism, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3, 898-913
- 内山泰生, 翠川三郎 (2006) : 震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第606号, 81-88
- 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊介, 日下部毅明 (2006) : 短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集A Vol.62, No4, 740-757, 2006.10
- Norman A. Abrahamson, Walter J. Silva and Ronnie Kamai (2014) : Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1025-1055
- David M. Boore, Jonathan P. Stewart, Emel Seyhan, and Gail M. Atkinson (2014) : NGA-West2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1057-1085
- Kenneth W. Campbell and Yousef Bozorgnia (2014) : NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1087-1115
- Brian S.-J. Chiou and Robert R. Youngs (2014) : Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1117-1153
- I. M. Idriss (2014) : An NGA-West2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated by Shallow Crustal Earthquakes, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1155-1177
- Timothy D. Ancheta, Robert B. Darragh, Jonathan P. Stewart, Emel Seyhan, Walter J. Silva, Brian S. J. Chiou, Katie E. Wooddell, Robert W. Graves, Albert R. Kottke, David M. Boore, Tadahiro Kishida, Jennifer L. Donahue (2013) : NGA-West2 Database, [http://peer.berkeley.edu/publications/peer\\_reports/reports\\_2013/webPEER-2013-03-Ancheta.pdf](http://peer.berkeley.edu/publications/peer_reports/reports_2013/webPEER-2013-03-Ancheta.pdf)
- Donahue, J. L., and Abrahamson, N. A (2014) : Simulation-based hanging wall effects, Earthquake Spectra 30, 1269-1284
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2016) : 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レンピ」)

## 5. 震源を特定せず策定する地震動

- 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>
- 気象庁(2008):「平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震」の特集, [http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2008\\_06\\_14\\_iwate-miyagi/](http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2008_06_14_iwate-miyagi/)
- 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>
- 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.
- 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.
- 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)
- 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.
- 鈴木康弘, 渡辺満久, 中田高, 小岩直人, 杉戸信彦, 熊原康博, 廣内大助, 澤祥, 中村優太, 丸島直史, 島崎邦彦(2008):2008年岩手・宮城内陸地震に関わる活断層とその意義—関市巖美町付近の調査速報—. 活断層研究, 29, 25-34.
- 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.
- 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
- 吉田武義, 中島淳一, 長谷川昭, 佐藤比呂志, 長橋良隆, 木村純一, 田中明子, Prima,O.D.A, 大口健志(2005):後期新生代, 東北日本弧における火成活動史と地殻・マントル構造, 第四紀研究, 44,195-216.
- 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.
- 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>
- 布原啓史, 吉田武義, 山田亮一, 前田修吾, 池田浩二, 長橋良隆, 山本明彦, 工藤健(2010):平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震の震源域周辺の地質と地質構造. 月刊地球 32, 356-366.
- 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学的背景,防災科学技術研究所, 主要災害調査第43号, 2010年3月
- 産業技術総合研究所 地質図Navi:<https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php>
- 宮村撰三(1962):地震活動と地体構造, 地震, 15, 23-52.
- Omote, S., Y. Ohsaki, T. Kakimi, and T.Matsuda(1980): Japanese practice for estimating the expected maximum earthquake force at a nuclear power plant site, Bull. New Zealand Nat. Soc. Earthq. Eng.,13, 37-48.
- 松田時彦(1990):最大地震規模による日本列島の地震分帯図, 東京大学地震研究所彙報, 65, 289-319, 1990.
- Kinugasa, Y(1990): Seismotectonic zonation based on the characteristics of active faults in Japan, USGS Open-File Rept., 90-98, 15-17.
- 萩原尊礼編(1991):日本列島の地震 地震工学と地震地体構造, 鹿島出版会



- 活断層研究会(1991):[新編]日本の活断層,東京大学出版会.
- 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.
- Tomomi Okada, Norihito Umino, and Akira Hasegawa(2010):Deep structure of the Ou mountain range strain concentration zone and the focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, NE Japan—seismogenesis related with magma and crustal fluid, Earth Planets Space,62,347-352,2010.
- Akiko Tanaka, Makoto Yamano, Yusaku Yano, and Masakatsu Sasada(2004):Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan( I ): Appraisal of heat flow from geothermal gradient data, Earth Planets Space,56,1191-1194,2004.
- 高橋浩晃, 宮村淳一(2009):日本列島における深部低周波地震の発生状況, 北海道大学地球物理学研究報告, 72, 177-190.
- 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
- 防災科学研究所 地すべり分布図:<http://lweb1.ess.bosai.go.jp/>
- 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.
- 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.
- Wataru Suzuki, Shin Aoi, Haruko Sekiguchi(2010):Rupture Process of the2008 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.
- 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
- 引間和人, 瀧藤一起(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
- 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.
- 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://danso.env.nagoya-u.ac.jp/jsafr/pdfs/2008fprograms/2008f\\_S02.pdf](http://danso.env.nagoya-u.ac.jp/jsafr/pdfs/2008fprograms/2008f_S02.pdf)
- 堀川晴央(2008):遠地実体波から推定される2008年6月岩手・宮城内陸地震の断層モデル(第1報), <https://staff.aist.go.jp/h.horikawa/2008Iwate/200806Iwate.html>
- 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)
- 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
- 中央防災会議首都直下地震モデル検討会(2013):首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書



## 参考文献一覧(9)

- ・ 加藤研一, 宮腰勝義, 武村雅之, 井上大栄, 上田圭一, 壇一男(2004):震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル—地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討—, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第4号, 46-86.
- ・ 司宏俊・翠川三郎(1999):断層タイプおよ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
- ・ Shin Aoi, Takashi Kunugi, Hiroyuki Fujiwara(2008):Trampoline Effect in extreme Ground Motion, Science, Vol.322, 727-730.
- ・ 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—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.
- ・ 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
- ・ 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.
- ・ 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.
- ・ 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.
- ・ 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.
- ・ 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
- ・ 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
- ・ 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.
- ・ 財団法人ダム技術センター(2005):多目的ダムの建設.
- ・ USGS(2000): USGS shakeMap: Tottori, JAPAN, Fri Oct 5, 2000 04:30:20 GMT M6.7.
- ・ 気象庁(2000):気象庁の発震機構解2000年10月, <http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/mech/pdf/mc200010.pdf>
- ・ 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2000):鳥取県西部の地震活動の評価
- ・ 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
- ・ 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
- ・ 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
- ・ 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
- ・ 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

- 堤浩之(2009):2000年鳥取県西部地震, 科学, 79, 210-212
- 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
- T. Kanno, A.Narita, N.Morikawa, H.Fujiwara and Y.Fukushima.(2006):A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, BSSA, 96, 879-897
- 引間和人(2013):スペクトルインバージョンを用いた2013年2月栃木県北部地震の震源域におけるサイト・伝播特性に関する検討, 日本地震工学会大会, 335-336
- 青柳恭平, 上田圭一(2012):2011年東北地方太平洋沖地震による阿武隈南部の正断層型誘発地震の特徴—臨時余震観測に基づく震源分布と速度構造—, 電力中央研究所報告
- Maeda,T and Sasatani,T (2009): Strong ground motion from an Mj6.1 inland crustal earthquake in Hokkaido, Japan :the 2004 Rumoi earthquake, Earth Planets Space, Vol.61(No.6), pp.689-701
- K.Miyakoshi, Y.Nishimura, T.Sasatani, K.Kamae and K.Irikura(2012): Investigation of predominant area of the directivity effect for strong ground motions near fault, 15 WCEE, 3353
- 元木健太郎, 加藤研一, 岡崎敦(2013):2004年留萌支庁南部の地震の震源近傍の地震動シミュレーション—破壊伝播効果の影響を考慮した震源モデルの構築—, 日本地震工学会大会, pp.361-362, 2013
- 佐藤浩章, 芝良昭, 功刀卓, 前田宜浩, 藤原広行(2013):物理探査・室内試験に基づく2004年留萌支庁南部地震の地震によるK-NET港町観測点(HKD020)の基盤地震動とサイト特性評価, 電力中央研究所報告
- 笹谷努, 前田宜浩, 高井伸雄, 重藤迪子, 堀田淳, 関克郎, 野本真吾(2008):Mj6.1内陸地殻内地震によって大加速度を観測したK-NET(HKD020)地点でのS波速度構造の推定, 物理探査学会第119回, 学術講演会講演論文集, pp.25-27
- 狐崎長狼, 後藤典敏, 小林芳正, 井川猛, 堀家正則, 斉藤徳美, 黒田徹, 山根一修, 奥住宏一(1990):地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定, 自然科学災害, 9-3, 1-17
- 廣内大助, 松多信尚, 杉戸信彦, 竹下欣宏(2012):3月12日長野県北部の地震に伴う地変と栄村周辺地域の活断層, 信州大学山岳科学総合研究所, 長野県北部地震災害調査研究報告, 2012年1月27日発行, 2012
- 独立行政法人原子力安全基盤機構(2005):震源を特定しにくい地震による地震動の検討に関する報告書, JNES/SAE05-004
- 日本原子力学会(2007):日本原子力学会標準 原子力発電所の地震を起因とした確率論的安全評価実施基準, 2007, AESJ-SC-P006:2007

## 6. 基準地震動の策定

- 加藤研一, 宮腰勝義, 武村雅之, 井上大榮, 上田圭一, 壇一男(2004): 震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベルー地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討ー, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第4号, 46-86.
- Noda,S., 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
- T.Kanno, A.Narita, N.Morikawa, H. Fujiwara and Y. Fukushima(2006): A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, Bulletin of the Seismological Society of America,Vol.96, No.3,879-897
- Zhao,J.X., J.Zhang, A.Asano, Y.Ohno, T.Oouchi, T.Takahashi, H.Ogawa, K.Irikura, H.K.Thio, P.G.Somerville, Y.Fukushima and Y.Fukushima (2006): Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period, Bull. Seism, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3, 898-913
- 内山泰生, 翠川三郎(2006): 震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第606号, 81-88
- 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊介, 日下部毅明(2006): 短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集A Vol.62, No4, 740-757, 2006.10
- Norman A. Abrahamson, Walter J. Silva and Ronnie Kamai (2014): Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions, Earthquake Spectra,Vol.30,No.3,1025-1055
- David M. Boore, Jonathan P. Stewart, Emel Seyhan, and Gail M. Atkinson (2014) :NGA-West2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1057-1085
- Kenneth W. Campbell and Yousef Bozorgnia (2014) :NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1087-1115
- Brian S.-J. Chiou and Robert R. Youngs (2014) :Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1117-1153
- I. M. Idriss (2014) :An NGA-West2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated by Shallow Crustal Earthquakes, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1155-1177
- 原子力発電所耐震設計技術指針 JEAG4601-2008 社団法人日本電気協会 原子力規格委員会

## 7. 基準地震動の超過確率の参照

- ・ 社団法人日本原子力学会「原子力発電所の地震を起因とした確率論的安全評価実施基準:2007」
- ・ 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2013):全国地震動予測地図2013年版～全国の地震動ハザードを概観して～
- ・ Norman A. Abrahamson, Walter J. Silva and Ronnie Kamai (2014): Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1025-1055
- ・ David M. Boore, Jonathan P. Stewart, Emel Seyhan and Gail M. Atkinson (2014) : NGA-West2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1057-1085
- ・ Kenneth W. Campbell and Yousef Bozorgnia (2014) : NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1087-1115
- ・ Brian S.-J. Chiou and Robert R. Youngs (2014) : Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1117-1153
- ・ I. M. Idriss (2014) : An NGA-West2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated by Shallow Crustal Earthquakes, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1155-1177
- ・ Noda, S., 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
- ・ 奥村俊彦, 渡辺基史, 藤原広行(2004) : 2003年十勝沖地震の本震・余震記録に基づく最大速度のばらつきの検討, 日本地震学会講演予稿集, 2004年度秋季大会, B26.
- ・ 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2004) : 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価
- ・ 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2017) : 地震調査委員会(2017)千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)
- ・ 松田時彦(1975) : 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震 第2輯, 第28巻, 269-284
- ・ 武村雅之(1998) : 日本列島における地殻内地震のスケーリング則: 地震断層の影響および地震被害との関連, 地震 第2輯, 第51巻, 211-228
- ・ 活断層研究会編(1991) : [新編]日本の活断層, 東京大学出版会
- ・ 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2004) : 折爪断層の長期評価、青森湾西岸断層帯の長期評価、津軽山地西縁断層帯の長期評価
- ・ 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2005) : 「全国を概観した地震動予測地図」報告書

### 参考 : 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」(地震調査委員会(2019))のこれまでの地震動の評価内容への影響について

- ・ 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2019) : 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」
- ・ 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012) : 「三陸沖から房総沖に掛けての地震活動の長期評価(第二版)」