

1. 基準地震動 $S_s$ の策定の概要
  - 1.1 常陽の基準地震動 $S_s$ 策定の概要
  - 1.2 常陽地点における地震動特性の分析
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
  - 3.1 評価の方針
  - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定
  - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討
  - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定
  - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
  - 4.1 プレート間地震
  - 4.2 海洋プレート内地震
  - 4.3 内陸地殻内地震**
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. 基準地震動 $S_s$ の策定
7. 基準地震動 $S_s$ の年超過確率の参照

#### 参考資料

- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 房総沖の津波波源による影響確認について

#### 参考文献

# 地震発生層の知見に基づく断層上端深さ、下端深さの設定

■2011年福島県浜通りの地震の知見は、当該領域の地域性が現れていると考えられる。従って断層上端深さ、下端深さの設定は、このような地震発生層の地域性を考慮して設定する。

検討項目		上端深さ(km)	下端深さ(km)
<b>■福島県と茨城県の県境付近以外の断層については下記①～④(広域の検討)に基づき設定</b>			
①微小地震分布による検討	広域のD10%, D90%(気象庁カタログ)	5.2	12.3
	「原子力安全基盤機構(2004)」(福島・茨城)によるD10%, D90%	6.1	18.1
②速度構造による検討	三浦ほか(2000)	約6～9	約15
③コンラッド面	Zhao et al.(1992)	—	(約16)
	Katsumata(2010)	—	(約18～20)
④キュリー点深度	Tanaka and Ishikawa (2005)	—	(約17～23)
断層上端及び下端の設定値		5	18
<b>■福島県と茨城県の県境付近の断層(2011年福島県浜通りの地震の知見反映)</b>			
<b>⑤2011年福島県浜通りの地震に関する知見</b>			
微小地震分布	青柳・上田(2012)の稠密地震観測データによるD10%, D90%	3.0	7.9
	Kato et al.(2013)の震源再決定データ(福島県～茨城県)	約3	約15
速度構造	青柳・上田(2012)によるトモグラフィ解析	3	—
震源インバージョン解析	芝・野口(2012)	—	(約16)
	引間(2012)	—	(約14)
	Tanaka et al.(2014)	—	(約13)
断層上端及び下端の設定値		3	18 (深さ15kmと考えられるが地震動評価上は深さ18kmとする。)

- 大洗研究所の敷地周辺を含む広域の地震発生層に関する知見に基づき、断層上端深さを5km、下端深さを18kmと設定する。
- 2011年福島県浜通りの地震の地震発生層に関する知見に基づき、福島県と茨城県の県境付近の断層については断層上端深さを3km、下端深さを18kmと設定する。

※ ( )は参考とする値

# 検討用地震の選定：選定フロー

## 検討用地震の候補

過去の被害地震や敷地周辺の活断層による地震について整理した。

### 敷地周辺の活断層による地震

- 関谷断層による地震
- 深谷断層帯・綾瀬川断層による地震\*
- 関口一米平リニアメントによる地震
- 豎破山リニアメントによる地震
- 宮田町リニアメントによる地震
- 吾国山断層による地震
- F8断層による地震
- F11断層による地震
- F16断層による地震
- A-1背斜による地震
- 棚倉破碎帯西縁断層～同東縁付近の推定活断層による地震
- F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震\*
- F3断層～F4断層による地震

### 過去の被害地震

818年関東諸国の地震\*

- ・規模は松田式で評価
- ・等価震源距離は、前頁で設定した断層上端、下端深さを考慮した断層面に基づき設定

## 評価手法

検討用地震の候補について、Noda et al.(2002)の手法による評価を実施した。当該手法を用いるにあたり、検討用地震の候補について適用性の確認を行った。

### 補正係数の算出

福島県と茨城県の県境付近で発生した内陸地殻内地震の補正係数を当該場所で想定する地震に考慮した。

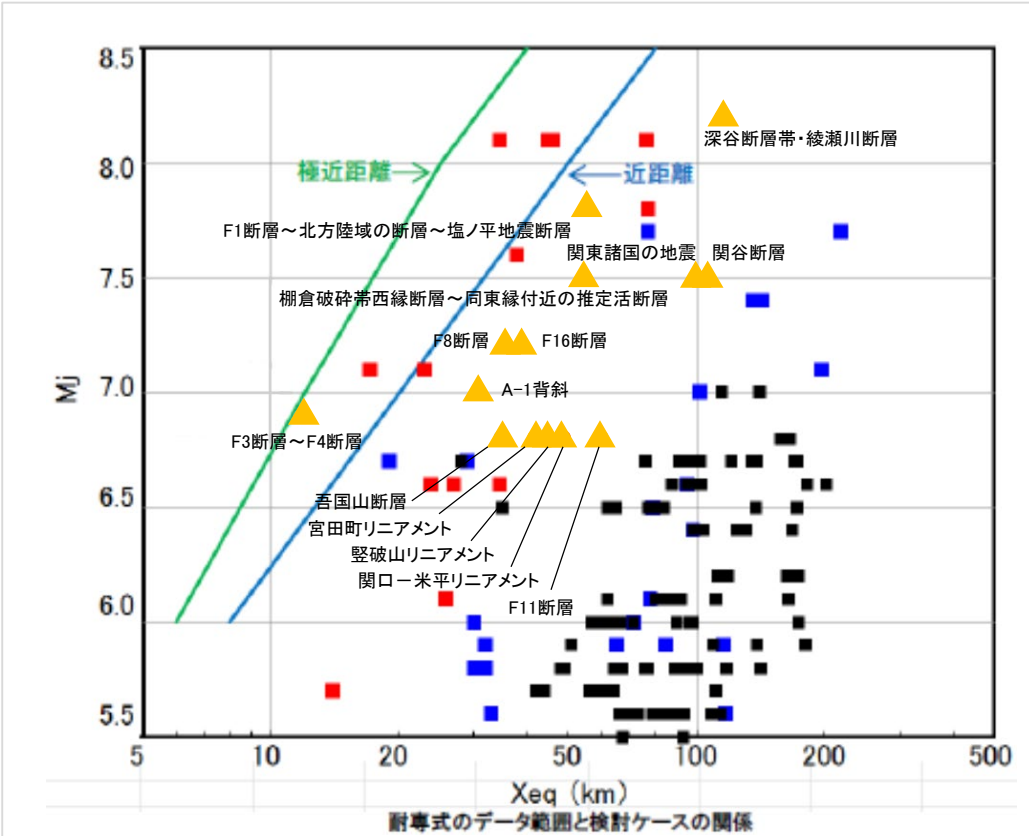
## 検討用地震の選定結果

敷地においては、『F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震』及び『F3断層～F4断層による地震』が影響の大きい評価結果となっていることから、これらを検討用地震として選定する。

- 検討用地震の候補について、Noda et al.(2002) を用い評価を行う。
- 評価に際しては、適用範囲の確認を行う。

地震名		地震規模 M	等価震源距離(km) <sup>※2</sup>
被害地震	818年関東諸国の地震	7.5	101
活断層による地震	関谷断層	7.5	103
	深谷断層帯・綾瀬川断層	8.2	115
	関口ー米平リニアメント	6.8 <sup>※1</sup>	49
	豎破山リニアメント	6.8 <sup>※1</sup>	45
	宮田町リニアメント	6.8 <sup>※1</sup>	42
	吾国山断層	6.8 <sup>※1</sup>	35
	F8断層	7.2	36
	F11断層	6.8 <sup>※1</sup>	60
	F16断層	7.2	39
	A-1背斜	7.0	31
	棚倉破碎帯西縁断層～同東縁付近の推定活断層	7.5	55
	F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層	7.8	56
	F3断層～F4断層	6.9	12

※1 長さの短い断層については、地震規模をM6.8として評価  
 ※2 活断層による地震の断層傾斜角は60度として評価



耐震式のデータ範囲と検討ケースの関係

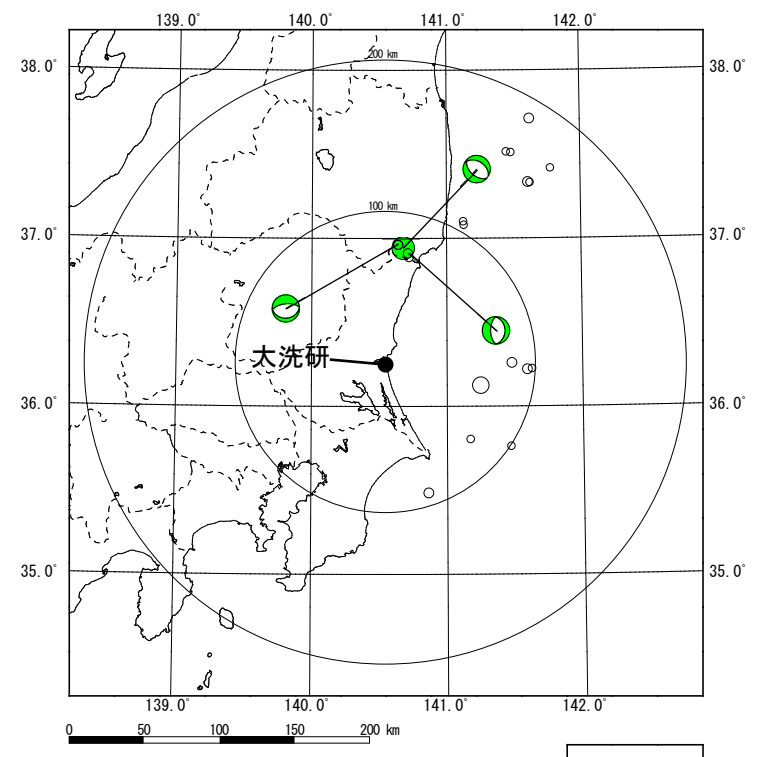
- : 回帰式の作成に用いた観測記録
- : 適用性検討に用いた他地点観測記録(海外の地震)
- : 適用性検討に用いた他地点観測記録(国内観測記録)
- ▲: 検討用地震の候補

検討用地震の候補については、Noda et al.(2002)の適用範囲内であることを確認した。

検討用地震のマグニチュードと等価震源距離の関係  
 (原子力安全委員会 意見交換会資料(東京電力)(平成21年5月22日)に加筆)

# 内陸地殻内地震の地震動評価に用いる補正係数

## ■福島県と茨城県の県境付近で発生した内陸地殻内地震

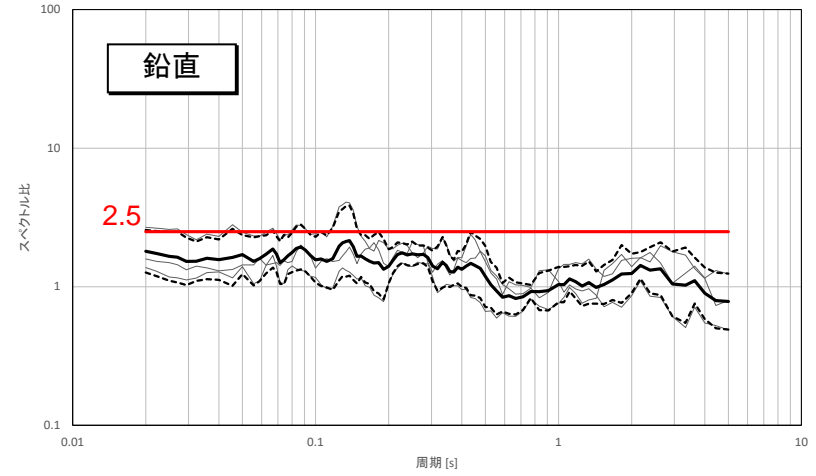
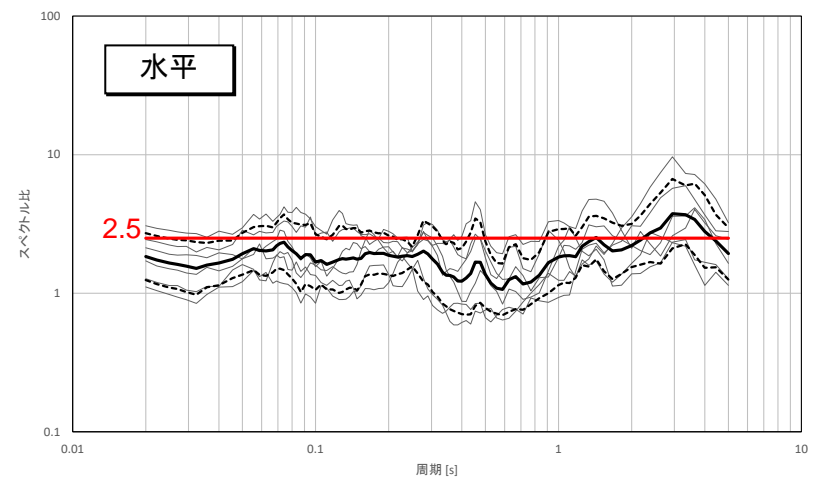


敷地で観測された主な地震の震央分布  
(補正係数評価に用いた地震を着色)

- 7.0 ≤ M
- 6.5 ≤ M < 7.0
- 6.0 ≤ M < 6.5
- 5.5 ≤ M < 6.0

・福島県と茨城県の県境付近で発生した内陸地殻内地震の応答スペクトル比には、短周期側及び長周期側で大きくなる傾向が見られる。

・したがって、この領域で発生する地震についてはNoda *et al.*(2002)による内陸地殻内地震に対する補正係数は用いず、上記応答スペクトル比に基づき全周期帯で2.5倍の補正係数を考慮する。

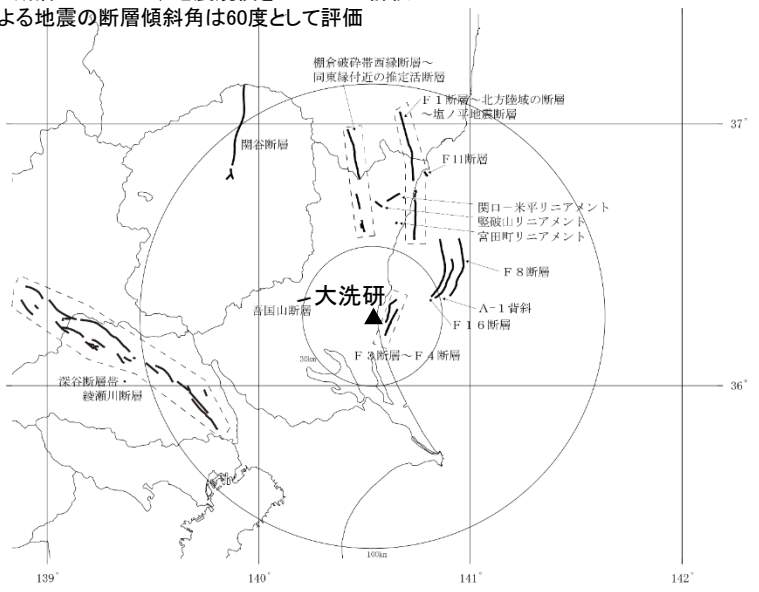


- Noda *et al.*(2002)との残差評価結果 (各地震)
- Noda *et al.*(2002)との残差評価結果 (平均)
- - - Noda *et al.*(2002)との残差評価結果 (±1σ)
- 地震動評価に用いる補正係数

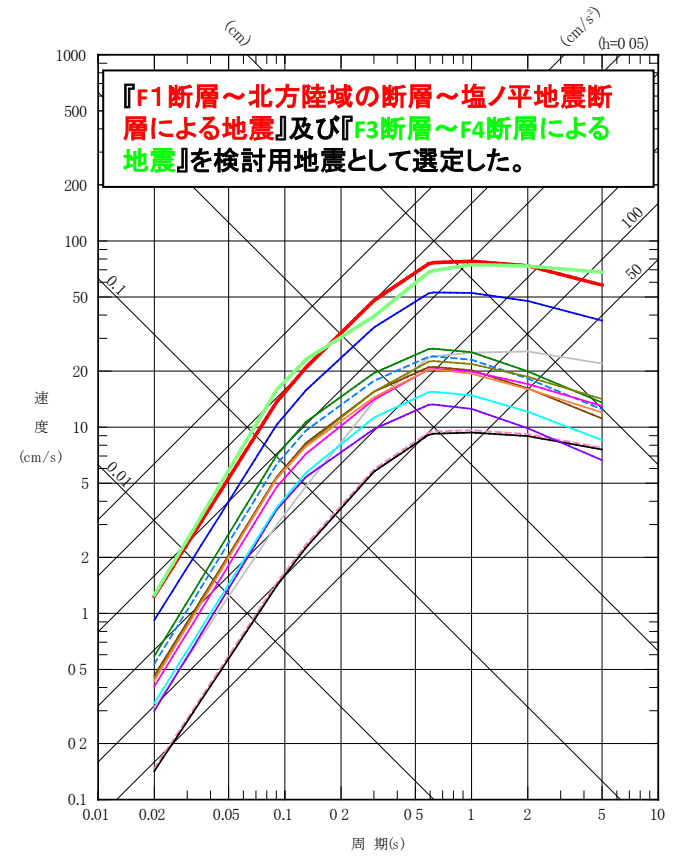
# 検討用地震の選定

地震名		長さ (km)	地震規模 M	断層上端深さ (km)	等価震源距離 (km) <sup>*2</sup>	補正係数
被害地震	① 818年関東諸国の地震	—	7.5	—	101	
	② 関谷断層	40	7.5	5	103	
活断層による地震	③ 深谷断層帯・綾瀬川断層	103	8.2	5	115	
	④ 関口-米平リニアメント	6	6.8 <sup>*1</sup>	3	49	考慮
	⑤ 豎破山リニアメント	4	6.8 <sup>*1</sup>	3	45	考慮
	⑥ 宮田町リニアメント	1	6.8 <sup>*1</sup>	3	42	考慮
	⑦ 吾国山断層	6	6.8 <sup>*1</sup>	5	35	
	⑧ F8断層	26	7.2	5	36	
	⑨ F11断層	5	6.8 <sup>*1</sup>	3	60	考慮
	⑩ F16断層	26	7.2	5	39	
	⑪ A-1背斜	19	7.0	5	31	
	⑫ 棚倉破砕帯西縁断層～同東縁付近の推定活断層	42	7.5	3	55	考慮
	⑬ F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層	58	7.8	3	56	考慮
	⑭ F3断層～F4断層	17	6.9	5	12	

※1 長さの短い断層については、地震規模をM6.8として評価  
 ※2 活断層による地震の断層傾斜角は60度として評価



対象とする震源



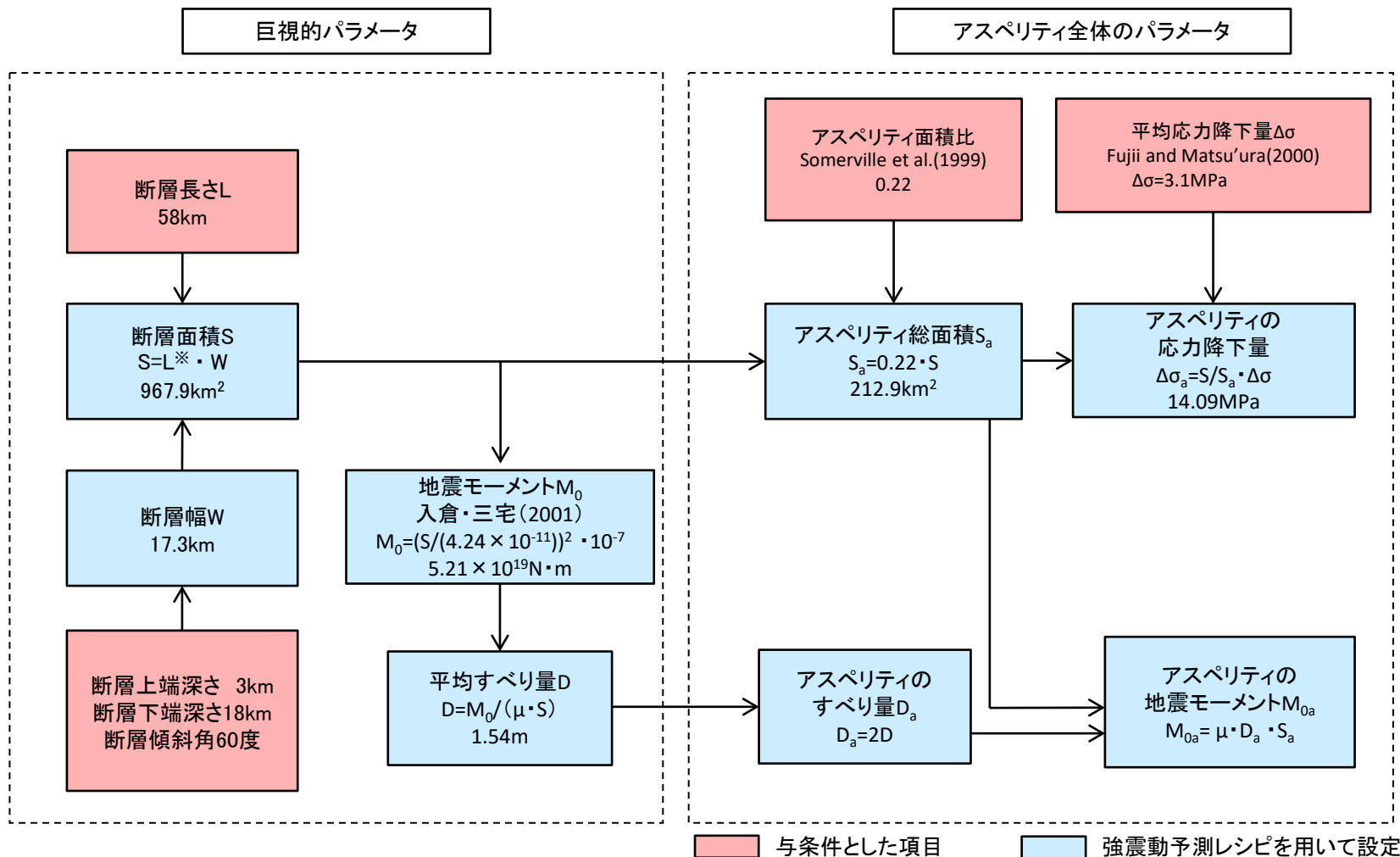
『F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震』及び『F3断層～F4断層による地震』を検討用地震として選定した。

- ① 818年関東諸国の地震
- ② 関谷断層
- ③ 深谷断層帯・綾瀬川断層
- ④ 関口-米平リニアメント
- ⑤ 豎破山リニアメント
- ⑥ 宮田町リニアメント
- ⑦ 吾国山断層
- ⑧ F8断層
- ⑨ F11断層
- ⑩ F16断層
- ⑪ A-1背斜
- ⑫ 棚倉破砕帯西縁断層～同東縁付近の推定活断層
- ⑬ F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層
- ⑭ F3断層～F4断層

【F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地地震断層】

# 基本震源モデルの設定フロー

■ 基本震源モデルについて、強震動予測レシピに基づいてパラメータ設定を行う。



※ 断層形状を台形でモデル化しているため、断層面積を計算する際の断層長さは、上辺と下辺の平均値である56.0kmとする。



# 基本震源モデルの設定 (概要)

■地質調査結果や2011年福島県浜通りの地震から得られる知見を参考に基本震源モデルを設定する。

## 【断層形状, 断層タイプ】

- 断層長さについては、新規規制基準適合性審査第133回会合に基づき、F1断層から塩ノ平地震断層までの同時活動を考慮した約58kmとする。
- 地震動評価におけるセグメント区分については、断層の分布状況から震源を南部と北部に区分する。その際、リニアメントが判読されない区間はF1断層側に含め、これらを合わせて一つの区間とすることで敷地に近い南部区間の地震モーメントを大きくし、安全側の設定とする。
- 地震のタイプについては、2011年福島県浜通りの地震が正断層であることや福島県から茨城県にかけての領域は正断層応力場とする知見(例えば青柳・上田(2012)), さらにF1断層における音波探査結果から正断層センスのずれが認められることを踏まえ正断層とする。
- 断層傾斜角については、F1断層における音波探査結果や2011年福島県浜通りの地震の震源インバージョンモデルでの傾斜角(57~73度)を参考に西傾斜60度とする。
- 断層幅については、断層上端深さを3km, 下端深さを18kmとして断層傾斜角60度を考慮した17.3kmとする。

## 【アスペリティ位置】

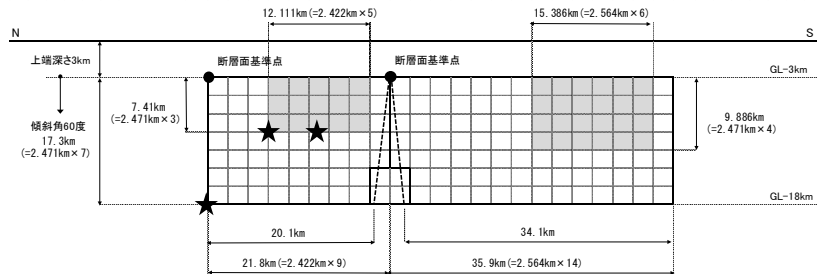
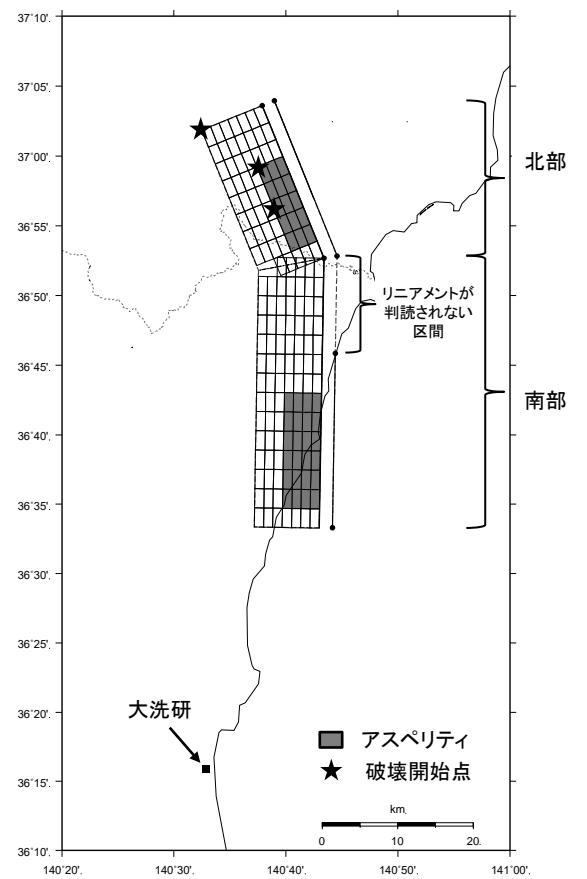
- アスペリティの位置については、地質調査結果に基づき、南部区間のうち調査でわかっているF1断層に1つ、北部では北方陸域の断層～塩ノ平地震断層に1つ、それぞれ敷地に近くなるように配置する。
- 断層長さ方向の配置については、Manighetti et al.(2005)等の知見を踏まえるとアスペリティのように大きなすべりが生じる領域とすべりが無い領域が隣接することは考えにくいことから、断層端部との間に1マス分背景領域を設定する。断層幅方向の配置については、すべりに追従する表層(地表から断層上端までの強震動を出さない層)が存在するので安全側に断層上端にアスペリティを配置する。
- なお、リニアメントが判読されない区間をF1断層側に含め、これらを合わせて一つの区間とすることで、敷地に近い南部に配置するアスペリティの地震モーメントを大きくし、安全側の設定とする。

## 【破壊開始点位置】

破壊開始点については、強震動予測レシピ, 糸井ほか(2009), 平田・佐藤(2007)を踏まえ、アスペリティ下端や断層下端のうち敷地への影響の大きい位置に複数設定する。

## 【破壊伝播速度Vr】

破壊伝播速度については、強震動予測レシピで用いられているGeller(1976)より、 $V_r=0.72V_s$ とする。ただし、2011年福島県浜通りの地震における破壊伝播速度の各知見と比較の上、妥当性を確認する。



基本震源モデル

# 基本震源モデルの設定 (概要)

## ■主要なパラメータの設定

下記4個の断層パラメータを与条件として与え、アスペリティの応力降下量  $\Delta \sigma_a$  については、Madariaga(1979)の関係式を用いて算定する。

### ・断層面積 $S(\text{km}^2)$

断層長さと同層幅より算出

### ・地震モーメント $M_0(\text{N}\cdot\text{m})$

入倉・三宅(2001)より  $M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^{2.0} / 10^7$

### ・平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa), アスペリティ面積比 $S_a/S$

Boatwright(1988), 壇ほか(2001)からアスペリティ面積を算出すると30%を超えるため、与条件として平均応力降下量をFujii and Matsu'ura(2000)より3.1MPa, アスペリティ面積比をSomerville et al.(1999)より0.22と設定する。

Madariaga(1979)の関係式

$$\Delta \sigma_a = (S / S_a) \cdot \Delta \sigma$$

ここで,

$S_a$  : アスペリティ総面積 ( $\text{km}^2$ )

$\Delta \sigma_a$  : アスペリティの応力降下量(MPa)

$\Delta \sigma$  : 平均応力降下量(MPa)

佐藤・堤(2012)では、正断層の地震である2011年福島県浜通りの地震の短周期レベルは、内陸地殻内地震の平均的な値であると推定されている。

# 断層パラメータ

## ■断層パラメータ(基本震源モデル)

項目	設定値			設定方法	
	全体	北部	南部		
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)	57.7 54.2	21.8 20.1	35.9 34.1	活断層調査結果による位置を基に設定	
断層傾斜角(度)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定	
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)	3 18	3 18	3 18	微小地震の発生及び地下構造から設定	
断層幅W(km)	17.3	17.3	17.3	地震発生層と断層傾斜角から設定	
断層面積S(km <sup>2</sup> )	967.9	362.4	605.5	断層面より算定	
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状	—	
地震モーメントM <sub>0</sub> (N・m)	5.21E+19	1.65E+19	3.56E+19	$M_0=[S/(4.24 \times 10^{-11})]^2/10^7$ 全体の地震モーメントを断層面積の1.5乗比で分配	
剛性率(N/m <sup>2</sup> )	3.50E+10	3.50E+10	3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$ , $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$ , $\beta = 3.6\text{km/s}$ ( $\beta$ は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, $\rho$ は地震本部による「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)	
平均すべり量D(cm)	153.9	130.1	168.1	$D = M_0 / (\mu S)$	
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	3.1	3.1	3.1	Fujii and Matsu'ura(2000)による	
破壊伝播速度V <sub>r</sub> (km/s)	2.59	2.59	2.59	$V_r = 0.72 \beta$ (Geller,1976による)	
短周期レベルA(N・m/s <sup>2</sup> )(参考)	1.98E+19	—	—	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	
ア ス ベ リ テ ィ	面積S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	212.9	79.7	133.2	$S_a = 0.22S$
	平均すべり量D <sub>a</sub> (cm)	307.7	260.1	336.2	$D_a = 2D$
	地震モーメントM <sub>0a</sub> (N・m)	2.29E+19	7.26E+18	1.57E+19	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	14.09	14.09	14.09	$\Delta \sigma_a = \Delta \sigma \times S / S_a$
	短周期レベルA(N・m/s <sup>2</sup> )(参考)	1.89E+19	1.16E+19	1.49E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背 景 領 域	面積S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup> )	755.0	282.7	472.3	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D <sub>b</sub> (cm)	110.5	93.4	120.7	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	地震モーメントM <sub>0b</sub> (N・m)	2.92E+19	9.24E+18	1.99E+19	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.82	2.82	2.82	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$

# 不確かさとして考慮するパラメータの選定

■ 主要な断層パラメータについて、認識論的不確かさと偶然的不確かさに分類し、敷地での地震動に大きな影響を与えるパラメータを不確かさとして考慮する。

【認識論的不確かさ】：事前の詳細な調査や経験式など※に基づき設定できるもの ⇒ それぞれ独立させて考慮する。

【偶然的不確かさ】：事前の詳細な調査や経験式からは設定が困難なもの ⇒ 重畳させて考慮する。

※ 当該断層に対する各種調査(地質調査やインバージョン解析等)や国内外の地震データ等に基づき得られた各種経験則(例えば短周期レベルと地震モーメントの関係)

種類	パラメータ	基本震源モデルの設定	不確かさ検討の要否
認識論的 不確かさ	断層上端, 下端 深さ	上端3km	断層上端深さは、2011年福島県浜通りの地震の震源域における微小地震分布等の知見を考慮し3kmと設定している。これらの知見は臨時観測データを使ったDDTモグラフィ解析により再決定された震源分布であり精度が高いと考えられる。よって不確かさは考慮しない。
		下端18km	断層下端深さは、広域の微小地震分布を考慮し18kmと設定している。2011年福島県浜通りの地震の震源域(震源モデルの北部に対応)ではそれよりも浅いと想定されるが保守的に18kmとする。よって不確かさは考慮しない。
	断層傾斜角	60度(西傾斜)	<ul style="list-style-type: none"> <li>・F1断層の海上音波探査結果や、2011年福島県浜通りの地震の震源インバージョン解析で設定している断層傾斜角を踏まえ西傾斜60度としている。</li> <li>・しかしながら海上音波探査結果は浅部にとどまることや、震源再決定した余震分布形状は必ずしも明瞭なトレンドを示していないことを考慮して、断層全長にわたり45度に傾斜させたケースを不確かさとして考慮する。</li> </ul>
	アスペリティ位置	敷地に近い位置に配置	<p>【断層幅方向の配置】 安全側に断層上端に配置しているため不確かさは考慮しない。</p> <p>【断層長さ方向の配置】 地質調査結果により、南部ではF1断層に一つ、北部では北方陸域の断層～塩ノ平地震断層に一つ、それぞれ敷地に近くなるように配置し、その際、Manighetti et al.(2005)等の知見に基づき、断層端部とアスペリティの間に1マス分の背景領域を設けている。しかしながら、Manighetti et al.(2005)で示されたすべり分布の断層端部におけるばらつきを考慮し、断層長さ方向の配置については1マス空けずに断層端部にアスペリティを配置したケースを不確かさとして考慮する。</p>
	短周期レベル	強震動予測レシピの 平均	<ul style="list-style-type: none"> <li>・佐藤・堤(2012)では、正断層である2011年福島県浜通りの地震の短周期レベルは、塩ほか(2001)による内陸地殻内地震の平均的な値であるとしている。</li> <li>・しかしながら新潟県中越沖地震の知見を踏まえ、基本震源モデルの短周期レベルの1.5倍を不確かさとして考慮する。</li> </ul>
	破壊伝播速度	Geller(1976)による S波速度の0.72倍	2011年福島県浜通りの地震の震源インバージョン解析で設定されている破壊伝播速度を踏まえても概ね基本震源モデルと同等となっているため、不確かさは考慮しない。
偶然的 不確かさ	破壊開始点	複数設定	各不確かさと重畳させる。

# 不確かさの組み合わせ

## ■不確かさの考慮

F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震に関する各パラメータについて、地震動への影響の程度を検討し、敷地に大きな影響を与えると考えられるパラメータに対して不確かさを考慮する。

評価ケース	認識論的不確かさ					偶然的不確かさ
	断層上端 深さ※1	断層下端 深さ※2	断層 傾斜角	短周期レベル	アスペリティ位置	破壊開始点
基本震源モデル	3km	18km	60度 (西傾斜)	強震動予測レシピの 平均	敷地に近い位置に配置	複数設定
短周期レベルの 不確かさ	3km	18km	60度 (西傾斜)	強震動予測レシピの 1.5倍	敷地に近い位置に配置	複数設定
断層傾斜角の 不確かさ	3km	18km	45度 (西傾斜)	強震動予測レシピの 平均	敷地に近い位置に配置	複数設定
アスペリティ位置の 不確かさ	3km	18km	60度 (西傾斜)	強震動予測レシピの 平均	断層端部に配置	複数設定

※1 2011年福島県浜通りの地震の震源域以外では断層上端深さは3kmよりも深いことが推定されるが、震源モデルの全域にわたり保守的に3kmに設定した。

※2 2011年福島県浜通りの地震の震源域では断層下端深さは浅いことが推定されるが、震源モデルの全域にわたり保守的に18kmに設定した。

不確かさを考慮して設定するパラメータ

基本震源モデルの段階で予め不確かさを考慮して設定するパラメータ

# 短周期レベルの不確かさ

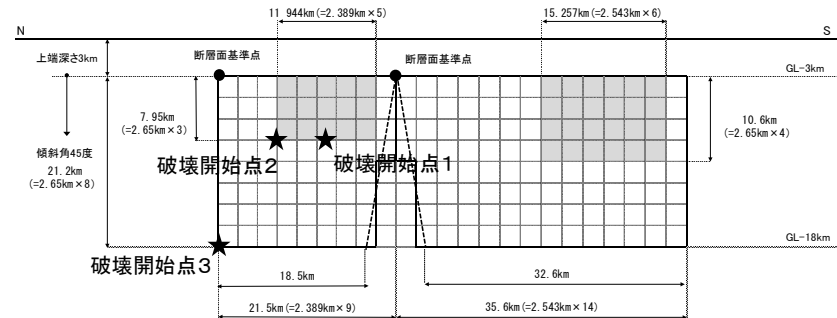
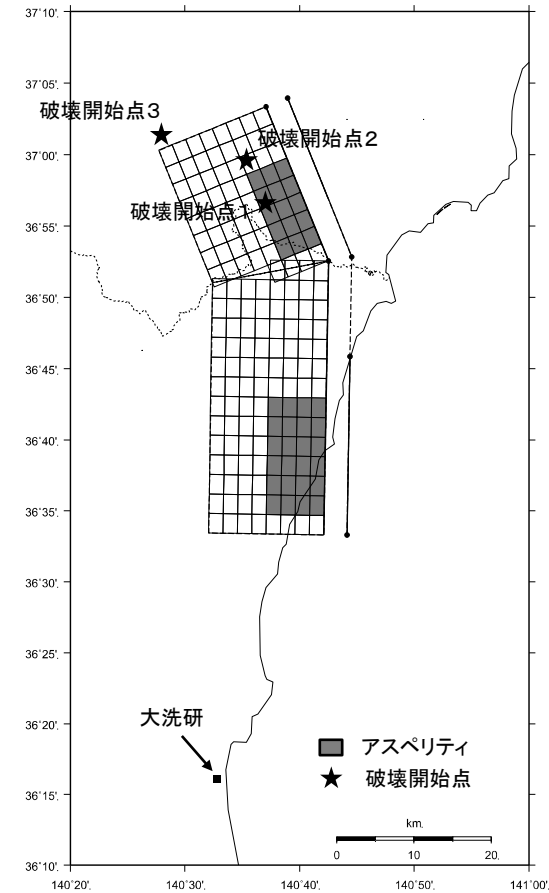
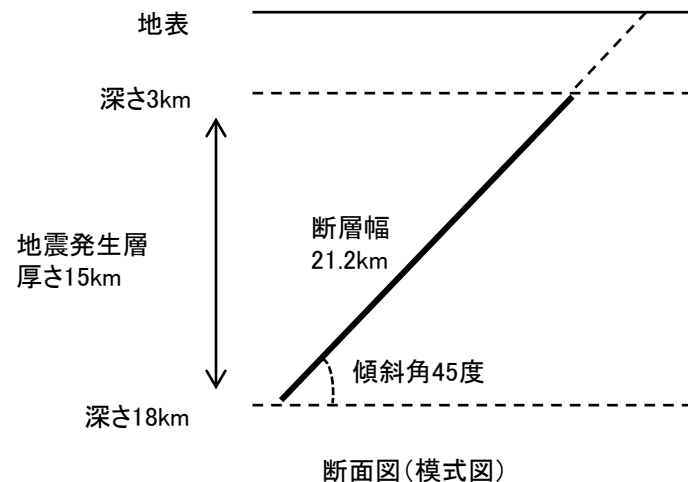
## ■断層パラメータ(短周期レベルの不確かさを考慮したモデル)

項目	設定値			設定方法	
	全体	北部	南部		
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)	57.7 54.2	21.8 20.1	35.9 34.1	活断層調査結果による位置を基に設定	
断層傾斜角(度)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定	
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)	3 18	3 18	3 18	微小地震の発生及び地下構造から設定	
断層幅W(km)	17.3	17.3	17.3	地震発生層と断層傾斜角から設定	
断層面積S(km <sup>2</sup> )	967.9	362.4	605.5	断層面より算定	
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状	—	
地震モーメントM <sub>0</sub> (N・m)	5.21E+19	1.65E+19	3.56E+19	$M_0 = [S / (4.24 \times 10^{-11})]^2 / 10^7$ 全体の地震モーメントを断層面積の1.5乗比で分配	
剛性率(N/m <sup>2</sup> )	3.50E+10	3.50E+10	3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$ , $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$ , $\beta = 3.6\text{km/s}$ ( $\beta$ は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, $\rho$ は地震本部による「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)	
平均すべり量D(cm)	153.9	130.1	168.1	$D = M_0 / (\mu S)$	
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	3.1	3.1	3.1	Fujii and Matsu'ura(2000)による	
破壊伝播速度V <sub>r</sub> (km/s)	2.59	2.59	2.59	$V_r = 0.72 \beta$ (Geller, 1976による)	
短周期レベルA(N・m/s <sup>2</sup> )(参考)	1.98E+19	—	—	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	
ア ス ベ リ テ ィ	面積S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	212.9	79.7	133.2	$S_a = 0.22S$
	平均すべり量D <sub>a</sub> (cm)	307.7	260.1	336.2	$D_a = 2D$
	地震モーメントM <sub>0a</sub> (N・m)	2.29E+19	7.26E+18	1.57E+19	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	21.14	21.14	21.14	$\Delta \sigma_a = \Delta \sigma \times S / S_a \times 1.5$
	短周期レベルA(N・m/s <sup>2</sup> )(参考)	2.83E+19	1.73E+19	2.24E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背 景 領 域	面積S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup> )	755.0	282.7	472.3	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D <sub>b</sub> (cm)	110.5	93.4	120.7	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	地震モーメントM <sub>0b</sub> (N・m)	2.92E+19	9.24E+18	1.99E+19	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	4.23	4.23	4.23	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$

# 断層傾斜角の不確かさ

## ■断層形状, 断層タイプ

- 基本震源モデルの断層傾斜角について, F1断層の海上音波探査結果では高角とされているが, 縦ずれ断層であることを考慮し西傾斜60度としている。
- しかしながら, 海上音波探査結果はその範囲が浅部にとどまることや震源再決定した青柳・上田(2012), Kato et al.(2013)における2011年福島県浜通りの地震の余震分布形状が, 必ずしも明瞭なトレンドを示していないことを踏まえ, 不確かさとして断層全域にわたり傾斜角45度を考慮する。
- 断層幅は, 地震発生層上端深さ3km, 下端深さ18kmについて断層傾斜角を考慮して飽和した値として21.2kmとする。
- 基本震源モデルと同様に正断層とする。



断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル

# 断層傾斜角の不確かさ

## ■断層パラメータ(断層傾斜角の不確かさを考慮したモデル)

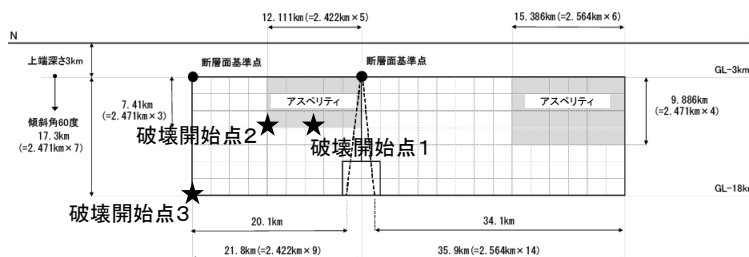
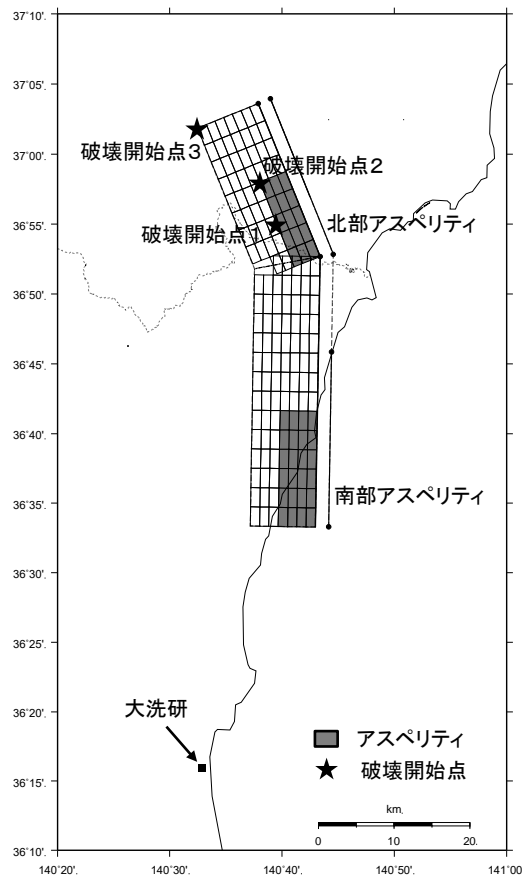
項目	設定値			設定方法	
	全体	北部	南部		
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)	57.1 51.1	21.5 18.5	35.6 32.6	活断層調査結果による位置を基に設定	
断層傾斜角(度)	45(西傾斜)	45(西傾斜)	45(西傾斜)	活断層調査結果の不確かさなどを踏まえ設定	
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)	3 18	3 18	3 18	微小地震の発生及び地下構造から設定	
断層幅W(km)	21.2	21.2	21.2	地震発生層と断層傾斜角から設定	
断層面積S(km <sup>2</sup> )	1146.9	424.0	722.9	断層面より算定	
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状	—	
地震モーメントM <sub>0</sub> (N・m)	7.32E+19	2.27E+19	5.05E+19	$M_0 = [S / (4.24 \times 10^{-11})]^2 / 10^7$ 全体の地震モーメントを断層面積の1.5乗比で分配	
剛性率(N/m <sup>2</sup> )	3.50E+10	3.50E+10	3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$ , $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$ , $\beta = 3.6\text{km/s}$ ( $\beta$ は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, $\rho$ は地震本部による「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)	
平均すべり量D(cm)	182.3	152.9	199.6	$D = M_0 / (\mu S)$	
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	3.1	3.1	3.1	Fujii and Matsu'ura(2000)による	
破壊伝播速度V <sub>r</sub> (km/s)	2.59	2.59	2.59	$V_r = 0.72 \beta$ (Geller,1976による)	
短周期レベルA(N・m/s <sup>2</sup> )(参考)	2.22E+19	—	—	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	
ア ス ベ リ テ ィ	面積S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	252.3	93.3	159.0	$S_a = 0.22S$
	平均すべり量D <sub>a</sub> (cm)	364.6	305.7	399.2	$D_a = 2D$
	地震モーメントM <sub>0a</sub> (N・m)	3.22E+19	9.98E+18	2.22E+19	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	14.09	14.09	14.09	$\Delta \sigma_a = \Delta \sigma \times S / S_a$
	短周期レベルA(N・m/s <sup>2</sup> )(参考)	2.06E+19	1.25E+19	1.63E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背 景 領 域	面積S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup> )	894.6	330.7	563.9	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D <sub>b</sub> (cm)	130.9	109.7	143.3	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	地震モーメントM <sub>0b</sub> (N・m)	4.10E+19	1.27E+19	2.83E+19	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.82	2.82	2.82	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$



# アスペリティ位置の不確かさ

## ■アスペリティの配置について

- 基本震源モデルのアスペリティ位置については、敷地に近くなるよう配置することを基本とするが、Hemphill-Haley, M.A. and R. J. Weldon II (1999)の地表変位分布やManighetti et al.(2005)の震源におけるすべり分布に関する知見等を参考に、断層端部とアスペリティの間に1マス分の背景領域を設ける。
- しかしながら、Manighetti et al.(2005)で示されたすべり分布の断層端部におけるばらつきを考慮し、1マス空けずに断層端部にアスペリティを配置したケースを不確かさとして考慮する。
- その際、北部のアスペリティ位置についても、基本震源モデルから1マス近づけることとする。



アスペリティ位置の不確かさを考慮した震源モデル

# アスペリティ位置の不確かさ

## ■断層パラメータ(アスペリティ位置の不確かさを考慮したモデル)

項目	設定値			設定方法	
	全体	北部	南部		
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)	57.7 54.2	21.8 20.1	35.9 34.1	活断層調査結果による位置を基に設定	
断層傾斜角(度)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定	
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)	3 18	3 18	3 18	微小地震の発生及び地下構造から設定	
断層幅W(km)	17.3	17.3	17.3	地震発生層と断層傾斜角から設定	
断層面積S(km <sup>2</sup> )	967.9	362.4	605.5	断層面より算定	
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状	—	
地震モーメントM <sub>0</sub> (N・m)	5.21E+19	1.65E+19	3.56E+19	$M_0 = [S / (4.24 \times 10^{-11})]^2 / 10^7$ 全体の地震モーメントを断層面積の1.5乗比で分配	
剛性率(N/m <sup>2</sup> )	3.50E+10	3.50E+10	3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$ , $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$ , $\beta = 3.6\text{km/s}$ ( $\beta$ は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, $\rho$ は地震本部による「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)	
平均すべり量D(cm)	153.9	130.1	168.1	$D = M_0 / (\mu S)$	
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	3.1	3.1	3.1	Fujii and Matsu'ura(2000)による	
破壊伝播速度V <sub>r</sub> (km/s)	2.59	2.59	2.59	$V_r = 0.72 \beta$ (Geller, 1976による)	
短周期レベルA(N・m/s <sup>2</sup> )(参考)	1.98E+19	—	—	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	
ア ス ペ リ テ ィ	面積S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	212.9	79.7	133.2	$S_a = 0.22S$
	平均すべり量D <sub>a</sub> (cm)	307.7	260.1	336.2	$D_a = 2D$
	地震モーメントM <sub>0a</sub> (N・m)	2.29E+19	7.26E+18	1.57E+19	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	14.09	14.09	14.09	$\Delta \sigma_a = \Delta \sigma \times S / S_a$
	短周期レベルA(N・m/s <sup>2</sup> )(参考)	1.89E+19	1.16E+19	1.49E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背 景 領 域	面積S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup> )	755.0	282.7	472.3	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D <sub>b</sub> (cm)	110.5	93.4	120.7	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	地震モーメントM <sub>0b</sub> (N・m)	2.92E+19	9.24E+18	1.99E+19	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.82	2.82	2.82	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$

# 地震動評価手法

## ■ 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価

- ・ 解放基盤表面における地震動として評価できること、震源の広がりを考慮できること、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、さらに水平方向及び鉛直方向の地震動を評価できることから、Noda et al.(2002)を採用する。
- ・ 地震動評価に際しては、福島県と茨城県の県境付近で発生した内陸地殻内地震による補正係数を考慮する。なお、Noda et al.(2002)による内陸地殻内地震に対する補正は行わない。
- ・ 地震規模は松田式によりM7.8とする。

応答スペクトルに基づく手法による評価ケース

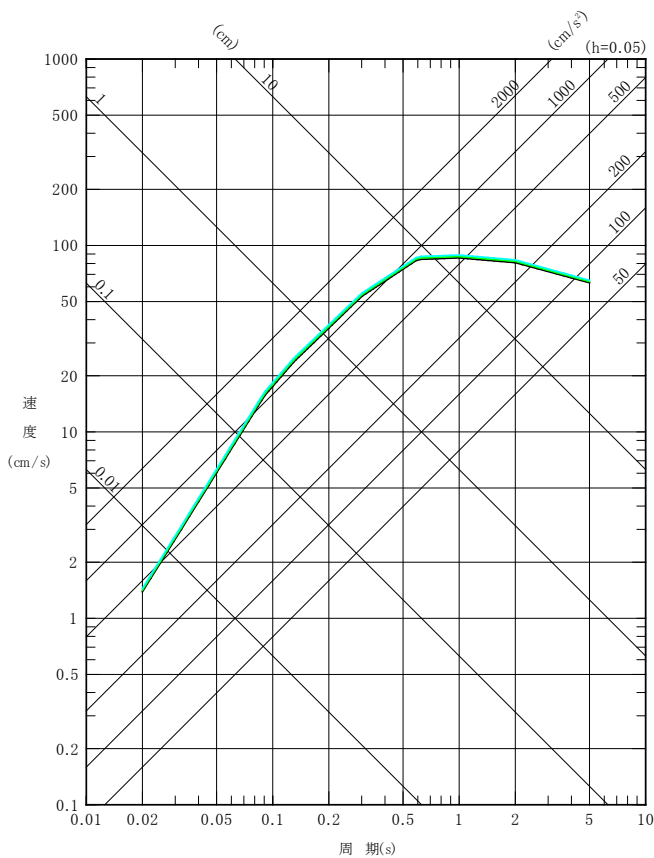
評価ケース	地震規模 M	等価震源距離 (km)	補正係数
基本震源モデル	7.8	50.5	考慮
短周期レベルの不確かさ	7.8	50.5	考慮
断層傾斜角の不確かさ	7.8	49.6	考慮
アスペリティ位置の不確かさ	7.8	48.7	考慮

## ■ 断層モデルを用いた手法による地震動評価

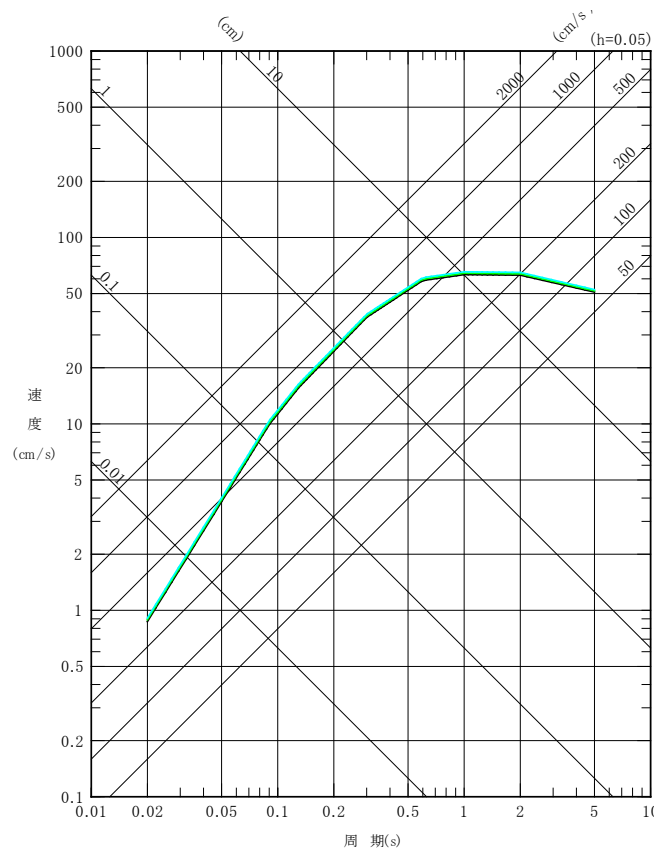
震源近傍で発生した適切な要素地震の観測記録が敷地で得られているため、経験的グリーン関数法により評価する。波形合成はDan et al.(1989)の手法に基づき実施する。

# 応答スペクトル手法による評価結果：全ケース

- 基本震源モデル及び短周期レベルの不確かさを考慮 (M7.8, Xeq=50.5km)
- 断層傾斜角の不確かさを考慮 (M7.8, Xeq=49.6km)
- アスペリティ位置の不確かさを考慮 (M7.8, Xeq=48.7km)



水平成分



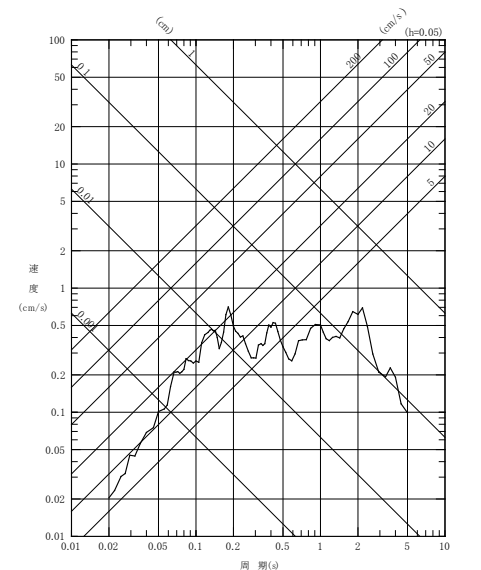
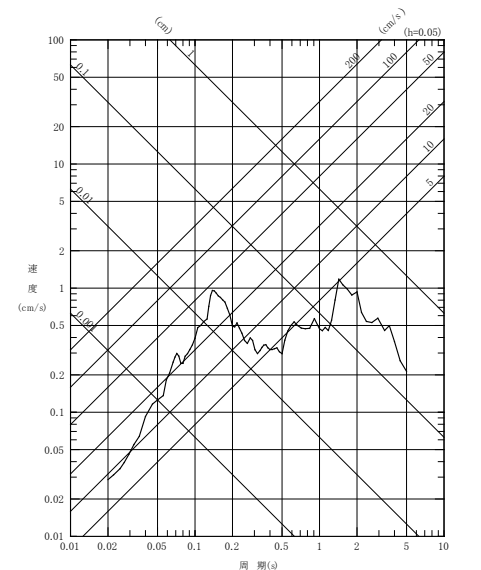
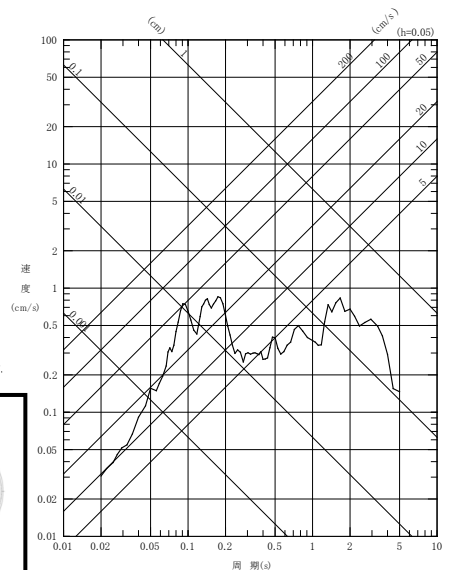
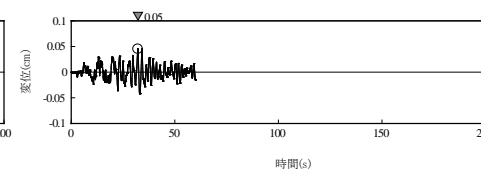
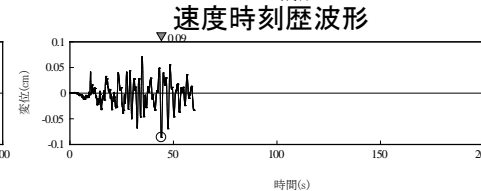
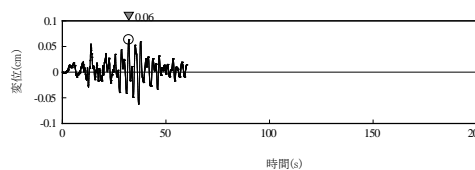
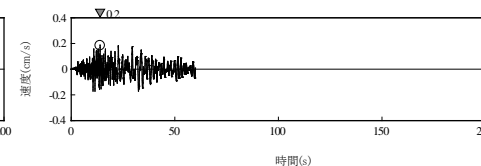
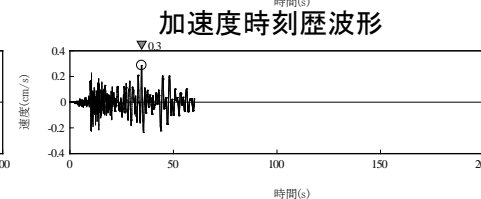
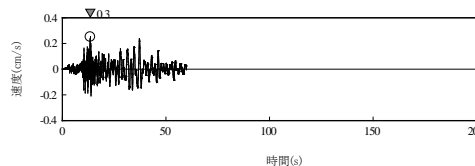
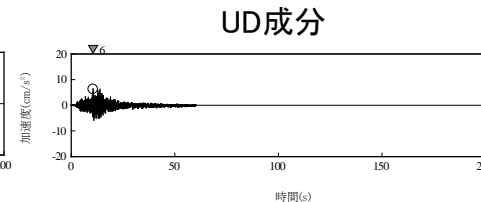
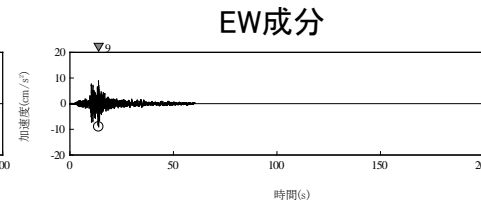
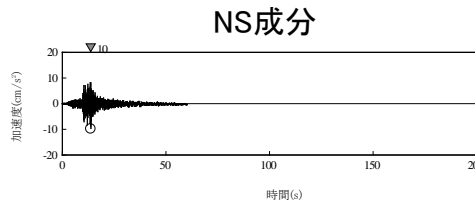
鉛直成分

F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の応答スペクトルに基づく手法による地震動評価は, Noda et al.(2002)の手法に補正係数を考慮し算定した。

# 断層モデル手法による評価：要素地震の選定

## ■要素地震の選定結果

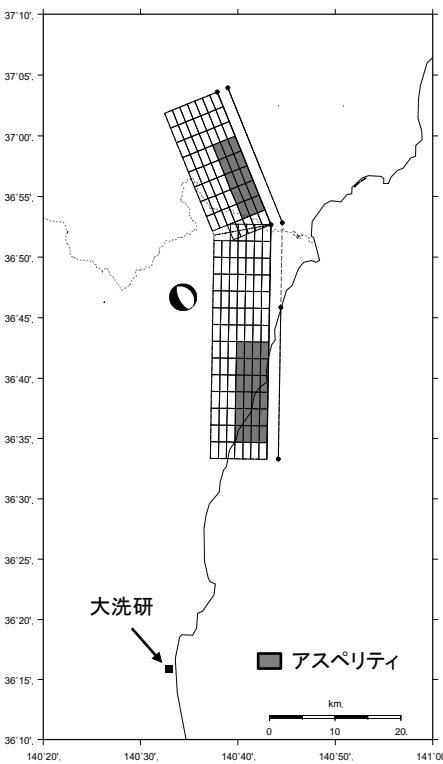
設定した断層モデル近辺で発生した同じ断層タイプ(正断層)の地震で、規模がM5程度である2011年4月14日の地震(M5.1)を選定する。



時刻歴データの範囲は0秒から60秒まで

応答スペクトル

要素地震の解放基盤波



発生日 2011年4月14日  
地震規模※1 M5.1  
震源深さ※1 8.8km  
地震モーメント※2 2.41E+16 (N·m)

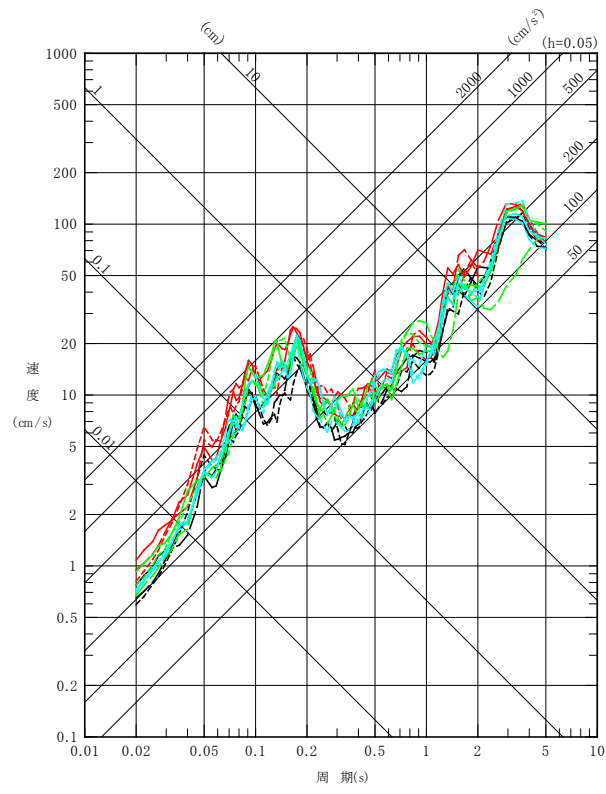
要素地震のメカニズム解(下半球)

※1 気象庁による ※2 F-netによる

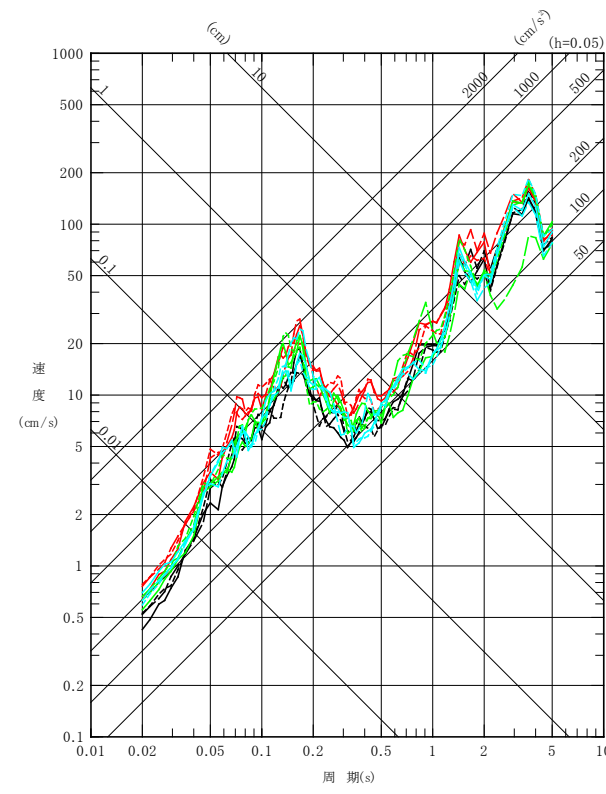
# 断層モデル手法による評価結果：全ケース

## ■ 基本震源モデル及び各不確かさケースの応答スペクトル

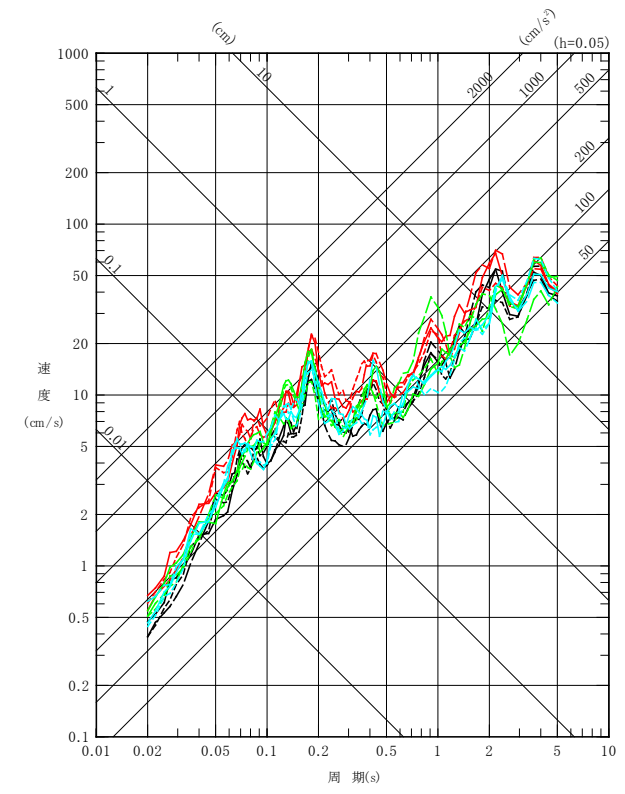
- 基本震源モデル
  - 短周期レベルの不確かさ
  - 断層傾斜角の不確かさ
  - アスペリティ位置の不確かさ
- 実線：破壊開始点1  
 点線：破壊開始点2  
 破線：破壊開始点3



NS成分



EW成分

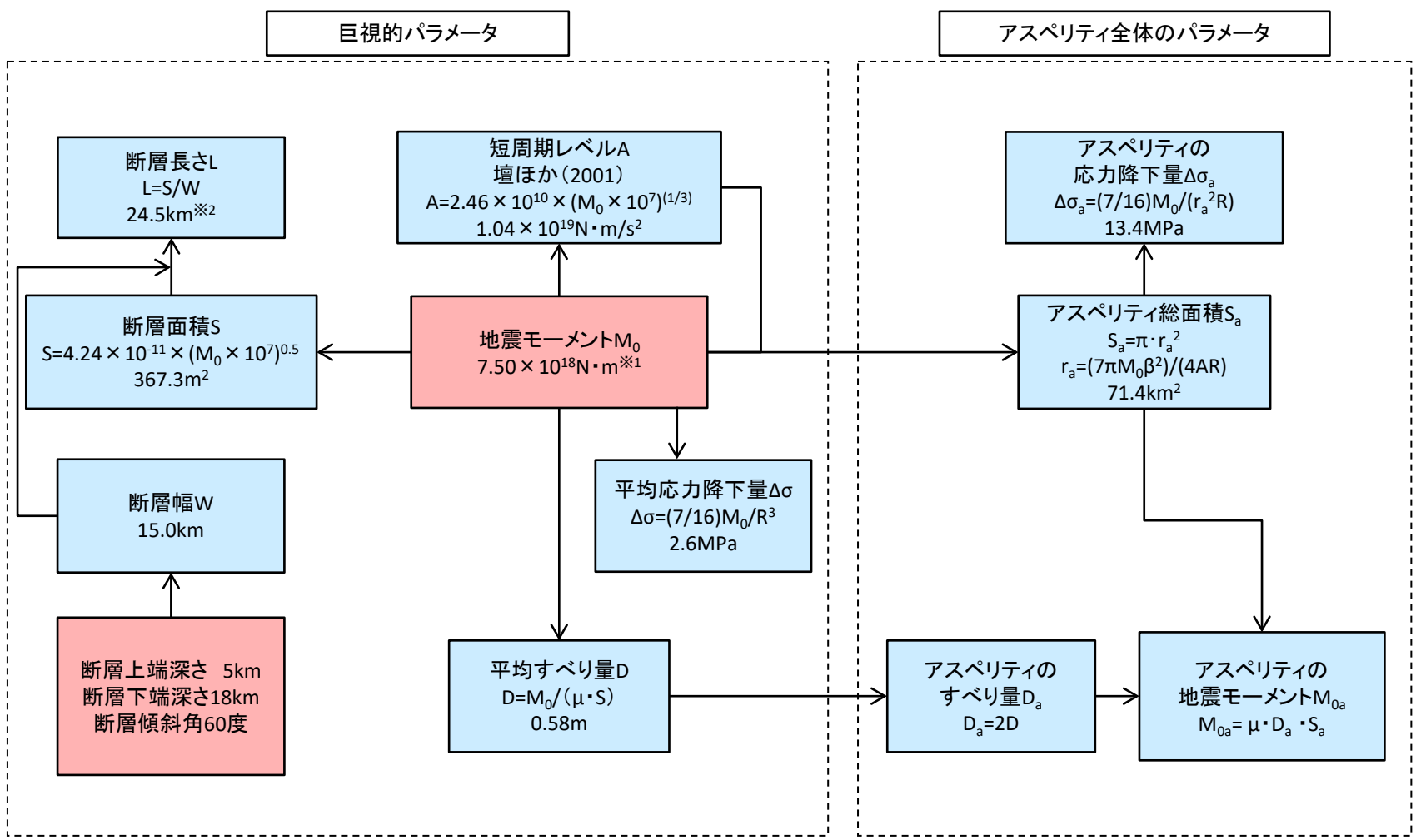


UD成分

## 【F3断層～F4断層】

# 基本震源モデルの設定フロー

■ 基本震源モデルについて、前ページの方針を踏まえ、強震動予測レシピに基づいてパラメータ設定を行う。



与条件とした項目

強震動予測レシピを用いて設定

※1 保守的な地震の想定となる $M_0=7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ を与条件として設定  
 ※2 断層形状が台形のため、断層上端長さ及び断層下端長さの平均



# 基本震源モデルの設定 (概要)

■地質調査結果を参考に基本震源モデルを設定する。

## 【断層形状, 断層タイプ】

- ・内陸地殻内地震のスケーリング則を踏まえ、地震モーメント $M_0$ が $7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ となる震源モデルを構築する。与条件として設定した地震モーメントから入倉・三宅(2001)による断層面積と地震モーメントの関係式を踏まえると、必要な断層面積は $367.3 \text{km}^2$ となる。
- ・断層傾斜角について、F3断層及びF4断層の海上音波探査調査結果を参考に西傾斜60度とする。
- ・断層上端深さを5km, 下端深さを18kmとする。
- ・断層幅については、断層傾斜角60度とし地震発生層を飽和した値として15kmとする。
- ・地表面トレースより断層面を想定すると、その面積は $340.5 \text{km}^2$ となり、必要な断層面積を満足しない。そこで、必要な断層面積を確保するように、南北に断層面を追加する。
- ・地震のタイプについて、海上音波探査結果からは正断層センスのずれが認められる一方、震源周辺は従前、圧縮応力場であり、2011年東北地方太平洋沖地震の本震前後においても地震発生状況に変化がないことを踏まえ、逆断層とする。

## 【アスペリティ位置】

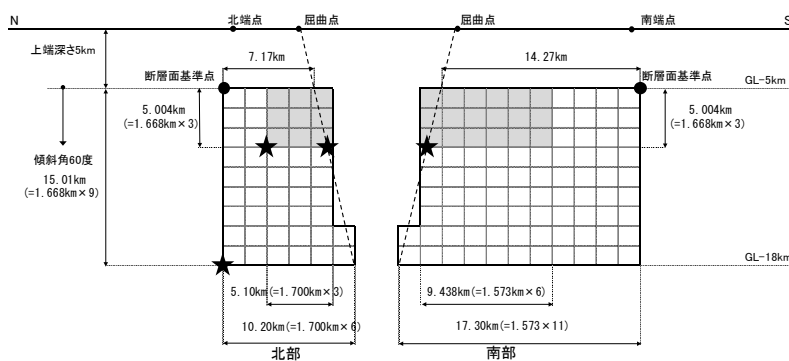
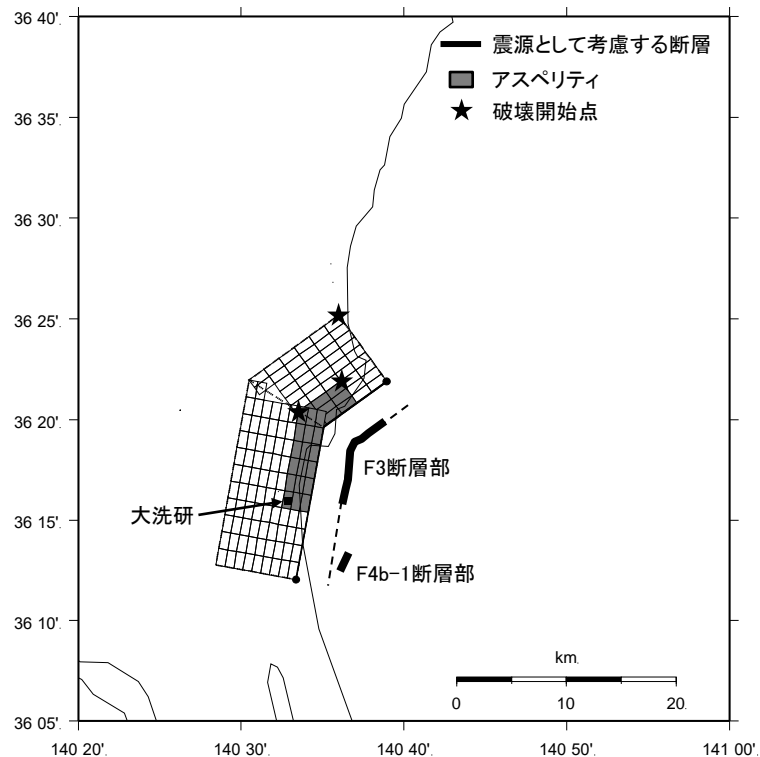
アスペリティ位置については、海上音波探査調査結果から活断層として評価される区間のうち、評価区間が長く、その変位量が大きいF3断層部に配置することを基本とし、保守的にF3断層部の敷地に近い位置に設定する。

## 【破壊開始点位置】

アスペリティ下端や断層下端のうち、敷地への影響の大きい位置に複数設定する。

## 【破壊伝播速度 $V_r$ 】

強震動予測レシピで用いられているGeller(1976)より $V_r=0.72V_s$ とする。



基本震源モデル

# 基本震源モデルの設定 (概要)

## ■主要なパラメータの設定

下記4個の断層パラメータを与条件として与え、アスペリティの応力降下量  $\Delta \sigma_a$  については、Boatwright(1988)の関係式を用いて算定する。

### ・断層面積 $S(\text{km}^2)$

地震モーメントから入倉・三宅(2001)

( $M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^2 / 10^7$ ) を用いて算出

### ・地震モーメント $M_0(\text{N}\cdot\text{m})$

与条件として設定 ( $M_0 = 7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ )

### ・短周期レベル $A(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$

壇ほか(2001)より  $A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{(1/3)}$

### ・アスペリティ面積 $S_a(\text{km}^2)$

$S_a = \pi r_a^2$ ,  $r_a = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4AR)$

Boatwright(1988)の関係式

$$M_0 = (16/7) \cdot r_a^2 \cdot R \cdot \Delta \sigma_a$$

ここで、

$r_a$  : アスペリティ面積の等価半径 (km)

$R$  : 断層面積の等価半径 (km)

# 断層パラメータ

## ■断層パラメータ(基本震源モデル)

項目		設定値	設定方法
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)		21.4 27.5	活断層調査結果による位置を基に、断層面積を踏まえて設定
断層傾斜角(度)		60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)		5 18	微小地震の発生及び地下構造から設定
断層幅W(km)		15.0	地震発生層と断層傾斜角から設定
断層面積S(km <sup>2</sup> )		367.3	$M_0=[S/(4.24 \times 10^{-11})]^2/10^7$
破壊伝播様式		同心円状	—
地震モーメントM <sub>0</sub> (N・m)		7.50E+18	与条件として設定
剛性率(N/m <sup>2</sup> )		3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$ , $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$ , $\beta = 3.6\text{km/s}$ ( $\beta$ は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ、 $\rho$ は地震本部による「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)
平均すべり量D(cm)		58.4	$D = M_0 / (\mu S)$
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)		2.6	$\Delta \sigma = (7/16)(M_0/R^3)$
破壊伝播速度Vr(km/s)		2.59	$Vr = 0.72 \beta$ (Geller,1976による)
短周期レベルA(N・m/s <sup>2</sup> )		1.04E+19	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
高周波遮断振動数 $f_{\max}$ (Hz)		6	活断層による地震に関する強震動予測レシビ <sup>o</sup>
アスペリティ	面積S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	71.4	$S_a = \pi r_a^2$ , $r_a = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4AR)$
	平均すべり量D <sub>a</sub> (cm)	116.8	$D_a = 2D$
	地震モーメントM <sub>0a</sub> (N・m)	2.92E+18	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	13.4	$\Delta \sigma_a = (7/16)M_0 / (r_a^2 R)$
	短周期レベルA(N・m/s <sup>2</sup> )(参考)	1.04E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背景領域	面積S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup> )	295.9	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D <sub>b</sub> (cm)	44.3	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	地震モーメントM <sub>0b</sub> (N・m)	4.59E+18	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.67	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$

# 不確かさとして考慮するパラメータの選定

■ 主要な断層パラメータについて、認識論的不確かさと偶然的不確かさに分類し、敷地での地震動に大きな影響を与えるパラメータを不確かさとして考慮する。

【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 ⇒ それぞれ独立させて考慮する。

【偶然的不確かさ】：事前の詳細な調査や経験式からは設定が困難なもの ⇒ 重畳させて考慮する。

※ 当該断層に対する各種調査(地質調査やインバージョン解析等)や国内外の地震データ等に基づき得られた各種経験則(例えば短周期レベルと地震モーメントの関係)

不確かさの種類	パラメータ	基本ケースの設定	不確かさ検討の要否
認識論的不確かさ	断層上端、 下端深さ	上端5km	敷地周辺の微小地震分布や速度構造等、地震発生層の上端及び下端に関する広域的な各種知見を踏まえ、上端については最も浅く評価される広域のD10による5km、下端については最も深く評価される原子力安全基盤機構(2004)によるD90の18kmを採用しており、広域の検討として保守的な設定と判断されることから、 <u>不確かさは考慮しない</u> 。
		下端18km	
	断層傾斜角	60度(西傾斜)	・F3断層及びF4断層の海上音波探査結果を踏まえ西傾斜60度としている。 ・海上音波探査結果はその範囲が浅部にとどまることや、強震動予測レシピにおける傾斜角設定の流れを踏まえ、 <u>45度に傾斜させたケースを不確かさとして考慮する</u> 。
	短周期レベル	強震動予測レシピの平均	・基本震源モデルの短周期レベルは地震本部の強震動予測レシピに基づき平均的な値を設定している。 ・新潟県中越沖地震の知見を踏まえ、基本ケースの短周期レベルの1.5倍を不確かさとして <u>考慮する</u> 。
	アスペリティ位置	震源として考慮する活断層のうち、主体的なF3断層部の敷地に近い位置に設定	・アスペリティ位置については、海上音波探査調査結果から活断層として評価される区間のうち、評価区間が長く、その変位量が大きいF3断層部とし、保守的にF3断層部の敷地に近い位置に設定する。 ・なお、震源として考慮する活断層としてF4b-1断層部が認められるため、F4b-1断層部にアスペリティが配置されるように、 <u>アスペリティの位置を移動させることを不確かさとして考慮する</u> 。
破壊伝播速度	強震動予測レシピで採用されているGeller(1976)によるS波速度の0.72倍	F3断層、F4断層の連動による地震の震源モデルは長大な断層ではなく、破壊伝播速度の違いによる影響は小さいと想定されることから、 <u>不確かさとして考慮しない</u> 。	
偶然的不確かさ	破壊開始点	アスペリティ下端に複数設定	・各不確かさと重畳させる。 ・なお、敷地に対して震源が近く、破壊開始点の違いによる敷地の地震動への影響が大きいことから、 <u>震源断層モデルごとに破壊開始点の検討を行う</u> 。

# 不確かさの組み合わせ

## ■不確かさの考慮

F3断層～F4断層の連動による地震に関する各パラメータについて、地震動への影響の程度を検討し、敷地に大きな影響を与えると考えられるパラメータに対して不確かさを考慮する。

評価ケース	認識論的不確かさ					偶然的不確かさ
	断層上端 深さ※1	断層下端 深さ※1	断層 傾斜角	短周期レベル	アスペリティ位置	破壊開始点
基本震源モデル	5km	18km	60度 (西傾斜)	強震動予測レシピの 平均	F3断層部の 敷地に近い位置に配置	複数設定
短周期レベルの 不確かさ	5km	18km	60度 (西傾斜)	強震動予測レシピの 1.5倍	F3断層部の 敷地に近い位置に配置	複数設定
断層傾斜角の 不確かさ	5km	18km	45度 (西傾斜)	強震動予測レシピの 平均	F3断層部の 敷地に近い位置に配置	複数設定
アスペリティ位置 の不確かさ	5km	18km	60度 (西傾斜)	強震動予測レシピの 平均	F4b-1断層部を 含む位置に配置	複数設定

※1 敷地周辺の微小地震分布や速度構造等、地震発生層の上端及び下端に関する各種知見を踏まえ、広域の検討として保守的な設定となる上端深さ5km、下端深さ18kmを採用している。

不確かさを考慮して設定するパラメータ

基本震源モデルの段階で予め不確かさを考慮して設定するパラメータ

# 短周期レベルの不確かさ

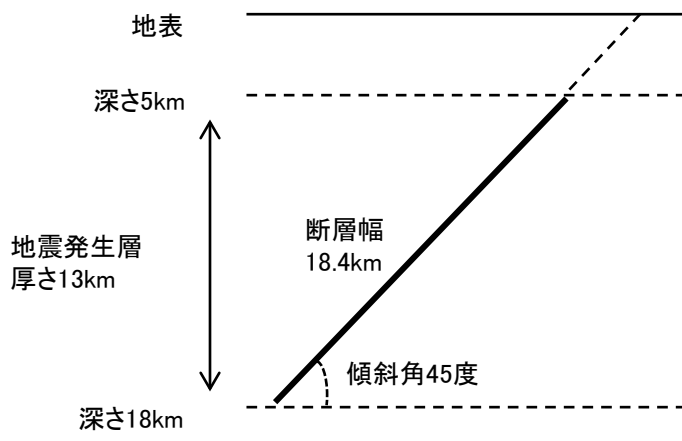
■断層パラメータ(短周期レベルの不確かさを考慮したモデル)

項目		設定値	設定方法
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)		21.4 27.5	活断層調査結果による位置を基に、断層面積を踏まえて設定
断層傾斜角(度)		60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)		5 18	微小地震の発生及び地下構造から設定
断層幅W(km)		15.0	地震発生層と断層傾斜角から設定
断層面積S(km <sup>2</sup> )		367.3	$M_0=[S/(4.24 \times 10^{-11})]^2/10^7$
破壊伝播様式		同心円状	—
地震モーメントM <sub>0</sub> (N・m)		7.50E+18	与条件として設定
剛性率(N/m <sup>2</sup> )		3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$ , $\rho = 2.7g/cm^3$ , $\beta = 3.6km/s$ ( $\beta$ は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, $\rho$ は地震本部による「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)
平均すべり量D(cm)		58.4	$D = M_0 / (\mu S)$
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)		2.6	$\Delta \sigma = (7/16)(M_0/R^3)$
破壊伝播速度Vr(km/s)		2.59	$Vr = 0.72 \beta$ (Geller,1976による)
短周期レベルA(N・m/s <sup>2</sup> )		1.04E+19	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
高周波遮断振動数f <sub>max</sub> (Hz)		6	活断層による地震に関する強震動予測レシビ <sup>o</sup>
アスペリティ	面積S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	71.4	$S_a = \pi r_a^2$ , $r_a = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4AR)$
	平均すべり量D <sub>a</sub> (cm)	116.8	$D_a = 2D$
	地震モーメントM <sub>0a</sub> (N・m)	2.92E+18	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	20.1	$\Delta \sigma_a = (7/16)M_0 / (r_a^2 R) \times 1.5$
	短周期レベルA(N・m/s <sup>2</sup> )(参考)	1.56E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背景領域	面積S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup> )	295.9	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D <sub>b</sub> (cm)	44.3	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	地震モーメントM <sub>0b</sub> (N・m)	4.59E+18	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	4.01	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$

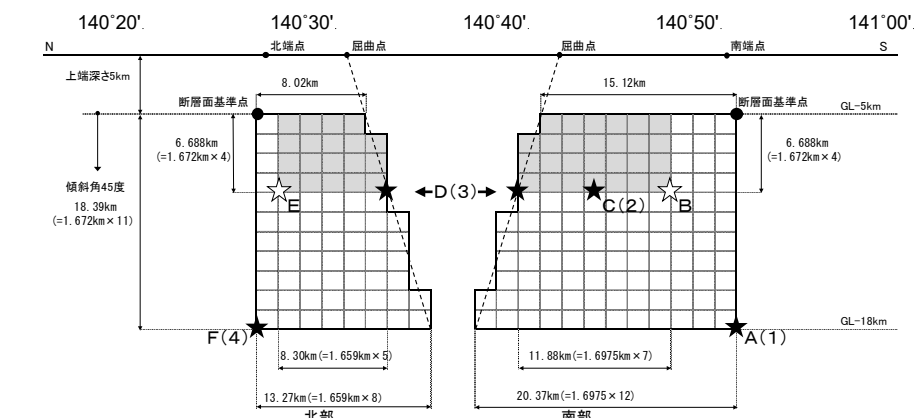
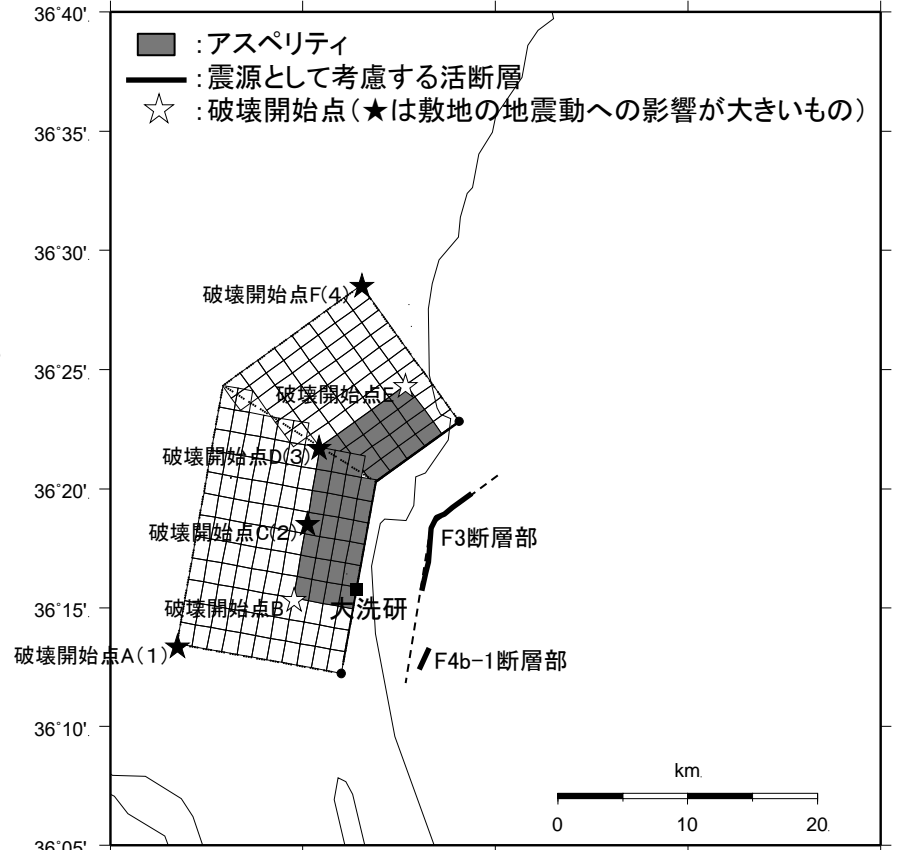
# 断層傾斜角の不確かさ

## ■断層形状

- 基本震源モデルの断層傾斜角について、F3断層及びF4断層の調査結果では高角とされているが、縦ずれ断層であることを考慮し西傾斜60度としている。
- しかしながら、海上音波探査結果はその範囲が浅部にとどまることや、強震動予測レシピにおける高角な活断層に関する傾斜角設定の流れを踏まえ、不確かさとして断層全域にわたり傾斜角45度を考慮する。
- 断層幅は、地震発生層上端5km、下端18kmについて断層傾斜角を考慮して飽和した値として18.4kmとする。



断面図(模式図)



断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル 181

# 断層傾斜角の不確かさ

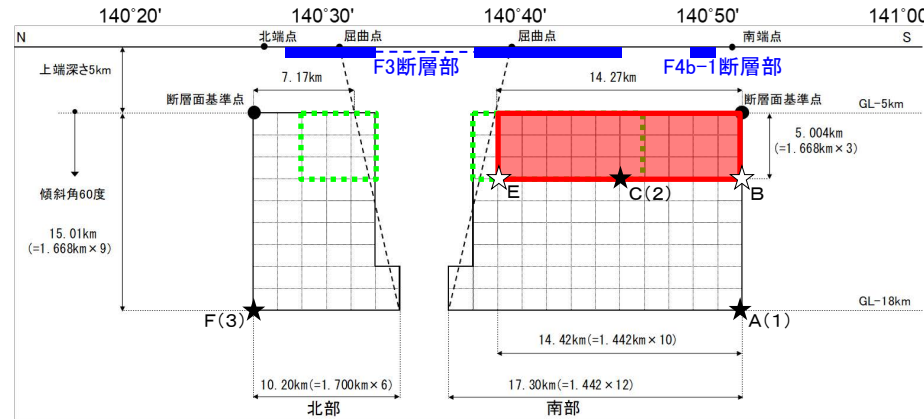
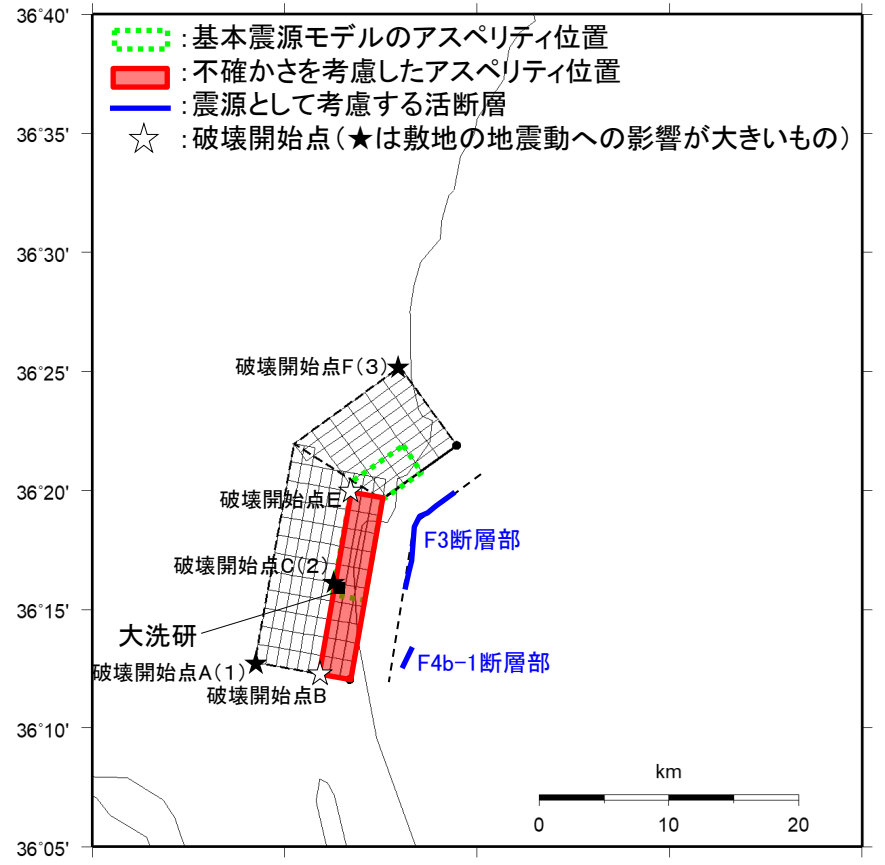
■断層パラメータ(断層傾斜角の不確かさを考慮したモデル)

項目		設定値	設定方法
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)		23.1 33.6	基本震源モデルを基に、断層傾斜角等を踏まえて設定
断層傾斜角(度)		45(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)		5 18	微小地震の発生及び地下構造から設定
断層幅W(km)		18.4	地震発生層と断層傾斜角から設定
断層面積S(km <sup>2</sup> )		522.1	断層面より算定
破壊伝播様式		同心円状	—
地震モーメントM <sub>0</sub> (N・m)		1.52E+19	$M_0 = [S / (4.24 \times 10^{-11})]^2 / 10^7$
剛性率(N/m <sup>2</sup> )		3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$ , $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$ , $\beta = 3.6\text{km/s}$ ( $\beta$ は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, $\rho$ は地震本部による「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)
平均すべり量D(cm)		83.0	$D = M_0 / (\mu S)$
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)		3.1	$\Delta \sigma = (7/16)(M_0/R^3)$
破壊伝播速度Vr(km/s)		2.59	$Vr = 0.72 \beta$ (Geller, 1976による)
短周期レベルA(N・m/s <sup>2</sup> )		1.31E+19	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
高周波遮断振動数 $f_{\max}$ (Hz)		6	活断層による地震に関する強震動予測レシビ <sup>o</sup>
アスペリティ	面積S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	128.2	$S_a = \pi r_a^2$ , $r_a = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4AR)$
	平均すべり量D <sub>a</sub> (cm)	166.0	$D_a = 2D$
	地震モーメントM <sub>0a</sub> (N・m)	7.45E+18	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	12.6	$\Delta \sigma_a = (7/16)M_0 / (r_a^2 R)$
	短周期レベルA(N・m/s <sup>2</sup> )(参考)	1.31E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背景領域	面積S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup> )	393.9	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D <sub>b</sub> (cm)	56.0	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	地震モーメントM <sub>0b</sub> (N・m)	7.71E+18	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.52	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$



### ■アスペリティ位置

- 基本震源モデルのアスペリティ位置については、海上音波探査調査結果から活断層として評価される区間のうち、評価区間が長く、その変位量大きいF3断層部とし、保守的にF3断層部の敷地に近い位置とする。
- 一方、震源として考慮する活断層として、F4b-1断層部が認められるため、F4b-1断層部にアスペリティが配置されるように、アスペリティの位置を移動させた場合を不確かさとして考慮する。
- 具体的には基本震源モデルのアスペリティを南下させて、F4b-1断層部が入るように、断層南端までアスペリティを移動させる。結果として、敷地直下にアスペリティが配置される。



# アスペリティ位置の不確かさ

■断層パラメータ(アスペリティ位置の不確かさを考慮したモデル)

項目		設定値	設定方法
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)		21.4 27.5	活断層調査結果による位置を基に、断層面積を踏まえて設定
断層傾斜角(度)		60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)		5 18	微小地震の発生及び地下構造から設定
断層幅W(km)		15.0	地震発生層と断層傾斜角から設定
断層面積S(km <sup>2</sup> )		367.3	$M_0=[S/(4.24 \times 10^{-11})]^2/10^7$
破壊伝播様式		同心円状	—
地震モーメントM <sub>0</sub> (N・m)		7.50E+18	与条件として設定
剛性率(N/m <sup>2</sup> )		3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$ , $\rho = 2.7g/cm^3$ , $\beta = 3.6km/s$ ( $\beta$ は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, $\rho$ は地震本部による「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)
平均すべり量D(cm)		58.4	$D = M_0 / (\mu S)$
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)		2.6	$\Delta \sigma = (7/16)(M_0/R^3)$
破壊伝播速度Vr(km/s)		2.59	$Vr = 0.72 \beta$ (Geller,1976による)
短周期レベルA(N・m/s <sup>2</sup> )		1.04E+19	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
高周波遮断振動数f <sub>max</sub> (Hz)		6	活断層による地震に関する強震動予測レシビ <sup>o</sup>
ア ス ペ リ テ ィ	面積S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	71.4	$S_a = \pi r_a^2$ , $r_a = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4AR)$
	平均すべり量D <sub>a</sub> (cm)	116.8	$D_a = 2D$
	地震モーメントM <sub>0a</sub> (N・m)	2.92E+18	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	13.4	$\Delta \sigma_a = (7/16)M_0 / (r_a^2 R)$
	短周期レベルA(N・m/s <sup>2</sup> )(参考)	1.04E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背 景 領 域	面積S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup> )	295.9	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D <sub>b</sub> (cm)	44.3	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	地震モーメントM <sub>0b</sub> (N・m)	4.59E+18	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.67	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$

# 地震動評価手法

## ■ 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価

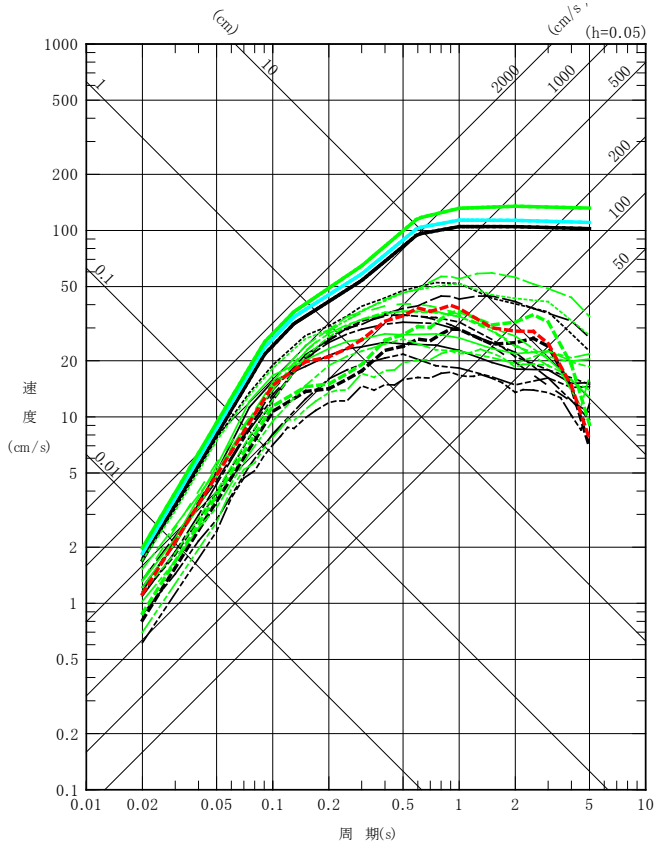
- ・ 解放基盤表面における地震動として評価できること、震源の広がりを考慮できること、敷地における地震観測記録等を用いて諸特性が考慮できること、さらに水平方向及び鉛直方向の地震動を評価できることから、Noda *et al.*(2002)を採用することに加え、敷地に対して震源が近い位置にあることから、Noda *et al.*(2002)以外の距離減衰式についても採用する。
- ・ F3断層～F4断層の地震規模と敷地の関係を考慮して距離減衰式の適用性の検討を行うが、距離減衰式の適用性だけでなく、地震動評価結果を踏まえて工学的に判断する(地震動評価の保守性及び断層モデル手法との比較)。
- ・ 距離減衰式のうち、Noda *et al.*(2002)による地震動評価については、評価に用いる補正係数を設定することが可能な地震が震源周辺で発生していないため、地震観測記録に基づく補正係数は考慮しない。なお、Noda *et al.*(2002)による内陸地殻内地震に対する補正は短周期成分が小さくなるため、安全側にこれを考慮せず、また、敷地と震源との位置関係を考慮し、日本電気協会(2016)を参考に長周期成分が大きくなるNFRD効果を考慮する。
- ・ 地震規模(気象庁マグニチュード)は武村式より算出する。

## ■ 断層モデルを用いた手法による地震動評価

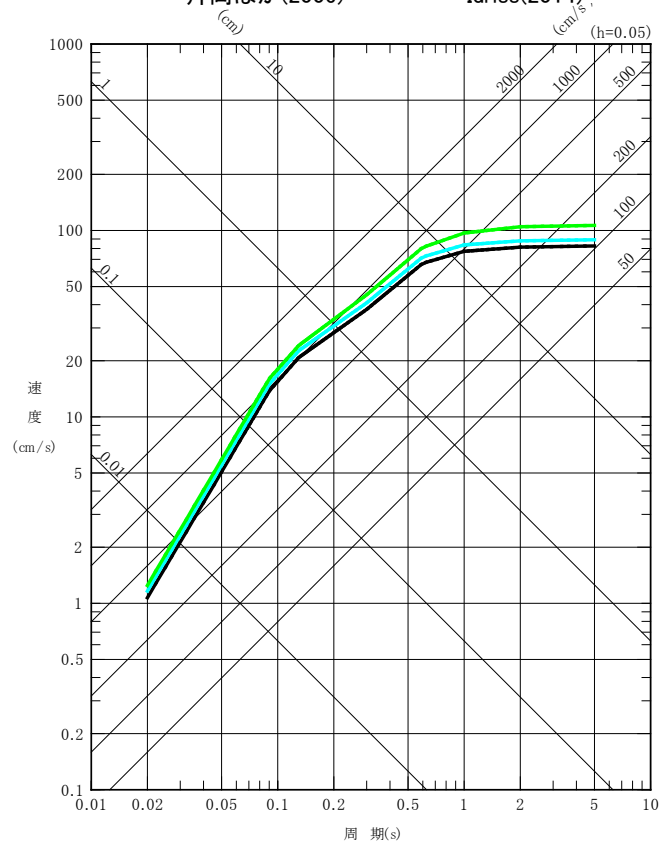
適切な要素地震となる地震が敷地において得られていないことから、統計的グリーン関数法により評価する。波形合成はDan *et al.*(1989)の手法に基づき実施する。

# 応答スペクトル手法による評価結果：全ケース

- |                    |                          |                             |
|--------------------|--------------------------|-----------------------------|
| — 基本震源モデル          | — Noda et al.(2002)      | — Abrahamson et al.(2014)   |
| — アスペリティ位置の不確かさを考慮 | - - - Kanno et al.(2006) | - - - Boore et al.(2014)    |
| — 断層傾斜角の不確かさを考慮    | - - - Zhao et al.(2006)  | - - - Campbell et al.(2014) |
| — 短周期レベルの不確かさを考慮   | - - - 内山・翠川(2006)        | - - - Chiou et al.(2014)    |
|                    | - - - 片岡ほか(2006)         | - - - Idriss(2014)          |



水平成分



鉛直成分

F3断層～F4断層による地震の応答スペクトルに基づく手法による地震動評価は、Noda et al.(2002)の手法に加え、その他の距離減衰式を用いて算定した。その結果、水平成分については全周期帯にわたってNoda et al.(2002)の手法による評価結果が最も大きく、安全側の評価となっていることを確認した。

# 断層モデル手法による評価：地盤構造モデル

## ■断層モデルを用いた手法による地震動評価

- ・地震動評価は統計的グリーン関数法で行う。
- ・統計的グリーン関数法による地震動評価で用いる要素地震のスペクトル特性と経時特性はBoore(1983)を用いて、地震基盤における地震波を作成する。地震基盤における地震波を一次元波動論に基づき解放基盤波を作成する。これらに基づき、Dan *et al.*(1989)の手法により波形合成を行った。
- ・地震動評価に用いる地盤構造モデルは、大洗研究所における深部地盤構造モデル※とする。

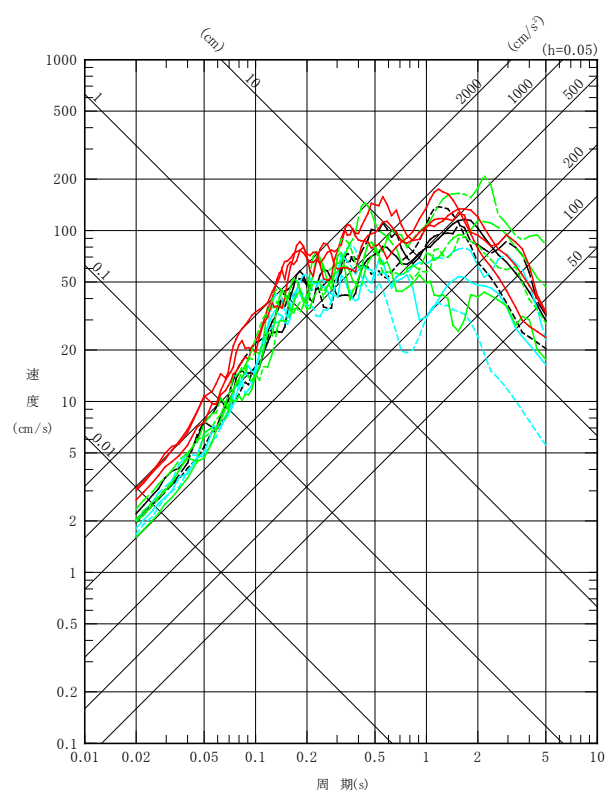
※ 第61回及び第101回審査会合「大洗研究開発センター(HTRR) 地下構造の評価について」においてご説明

	標高	上面	層厚	密度	水平方向		鉛直方向	
					S波速度	減衰定数	P波速度	減衰定数
	T.P. (km)	G.L. (km)	t (km)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	Vs (km/s)	Qs	Vs (km/s)	Qp
解放基盤	0.038	0.000	0.173	-	-	-	-	-
地震基盤	-0.135	-0.173	0.100	1.98	1.010	100	2.170	100
	-0.235	-0.273	0.350	2.11	1.186		2.590	
	-0.585	-0.623	0.670	2.44	2.086		4.100	
	-1.255	-1.293	2.708	2.68	3.052	$110 \times f^{0.69}$	5.750	$110 \times f^{0.69}$
-3.963	-4.000	11.900	2.70	3.600	5.960			
-15.863	-15.900	14.600	2.80	4.170	6.810			
-30.463	-30.500	$\infty$	3.20	4.320	7.640			

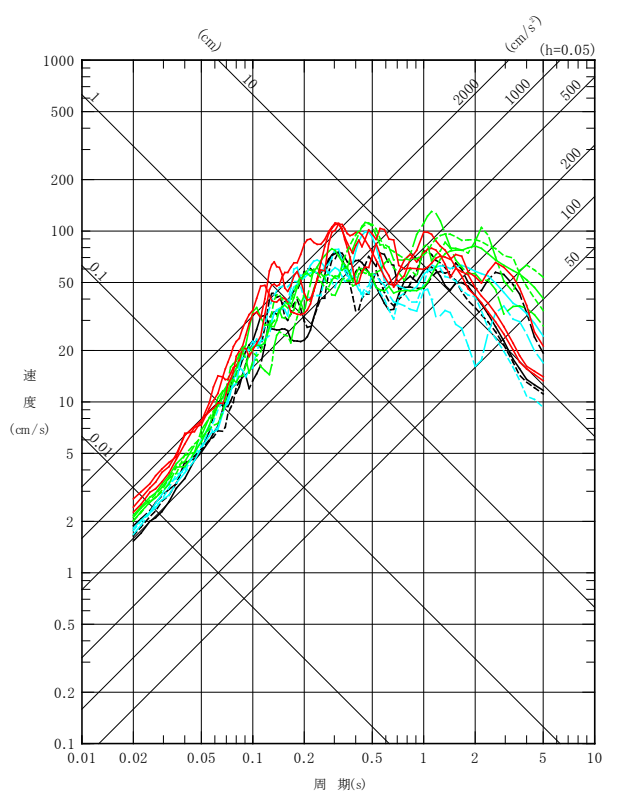
# 断層モデル手法による評価結果：全ケース

## ■ 基本震源モデル及び各不確かさケースの応答スペクトル

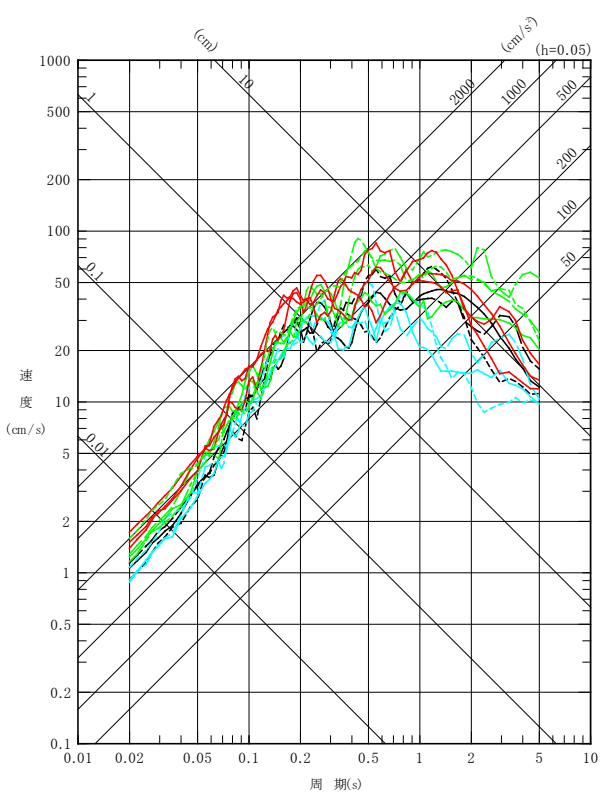
- 基本震源モデル
  - 短周期レベルの不確かさ
  - 断層傾斜角の不確かさ
  - アスペリティ位置の不確かさ
- 実線：破壊開始点1
  - 点線：破壊開始点2
  - 破線：破壊開始点3
  - 一点鎖線：破壊開始点4



NS成分



EW成分



UD成分

1. 基準地震動 $S_s$ の策定の概要
  - 1.1 常陽の基準地震動 $S_s$ 策定の概要
  - 1.2 常陽地点における地震動特性の分析
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
  - 3.1 評価の方針
  - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定
  - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討
  - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定
  - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
  - 4.1 プレート間地震
  - 4.2 海洋プレート内地震
  - 4.3 内陸地殻内地震
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. 基準地震動 $S_s$ の策定
7. 基準地震動 $S_s$ の年超過確率の参照

#### 参考資料

- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 房総沖の津波波源による影響確認について

#### 参考文献

## ■加藤ほか(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を検討
- カリフォルニア及び日本で発生した内陸地殻内地震を対象
- 詳細な地質学的調査によっても震源を事前に特定できない2地震, 比較的規模が小さいながらも震源を特定できた可能性がある7地震, 計9地震の震源近傍の硬質地盤における観測記録(計15記録, 30水平成分)を用い, 震源を事前に特定できない地震による水平方向の地震動の上限レベルを設定

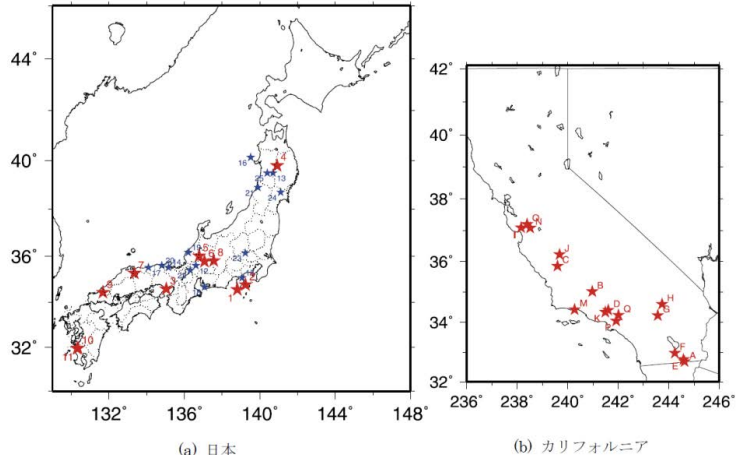
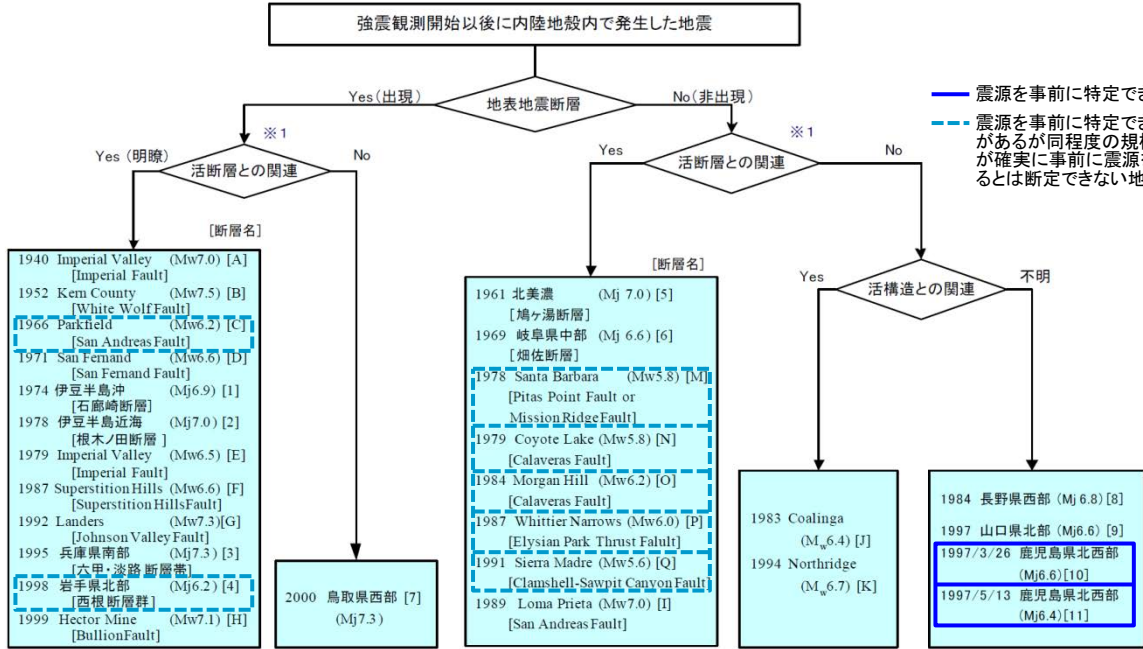


図1 検討対象地震の震央位置 (図中の数字と記号は図3および図10の地震に対応, ★は強震観測開始以後, ☆は開始以前に発生した地震を表す)



※1: 地震規模に見合う規模の既存活断層が示されているか否か

図3 強震観測開始以後に発生した地震の分類 [ ]の数字と記号は図1の震央位置に対応

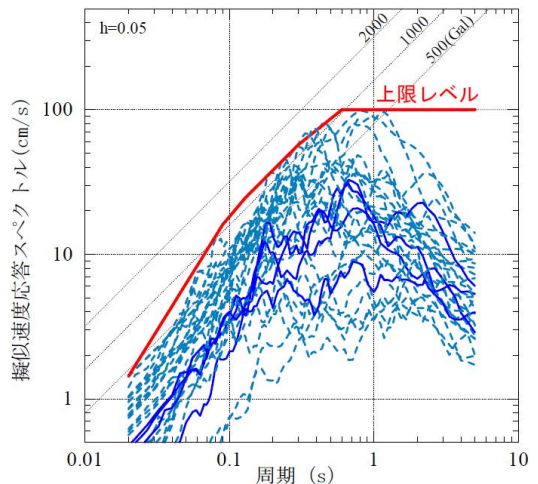


図8 震源を事前に特定できない地震による震源近傍の観測記録の水平応答スペクトルとその上限レベル (実線は1997年鹿児島県北西部地震の鶴田ダムの特クトル、破線はスケーリングの観点から確実に事前に震源を特定できるとは断定できないと判断したMj6.5(Mw6.2)以下の7地震の特クトル)

加藤ほか(2004)に一部加筆



●日本電気協会(2008)

加藤ほか(2004)による水平方向の応答スペクトルに対し, Noda et al.(2002)の方法により求められる地盤増幅特性を用いて, 地盤速度ごとの水平方向及び鉛直方向の応答スペクトルを評価

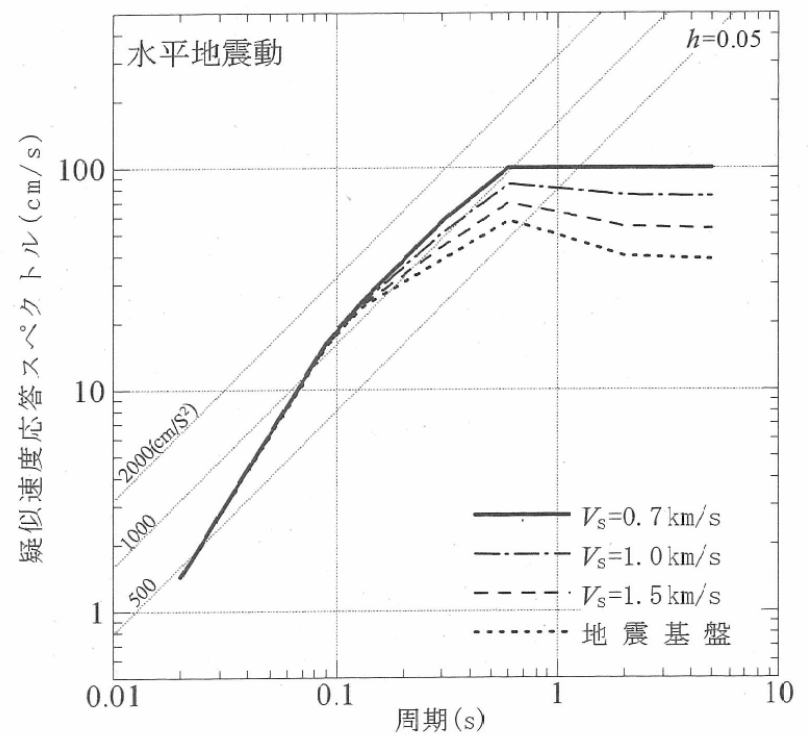


図 1.3-1 震源を特定せず策定する地震動として用いる S 波速度ごとの水平地震動の応答スペクトル

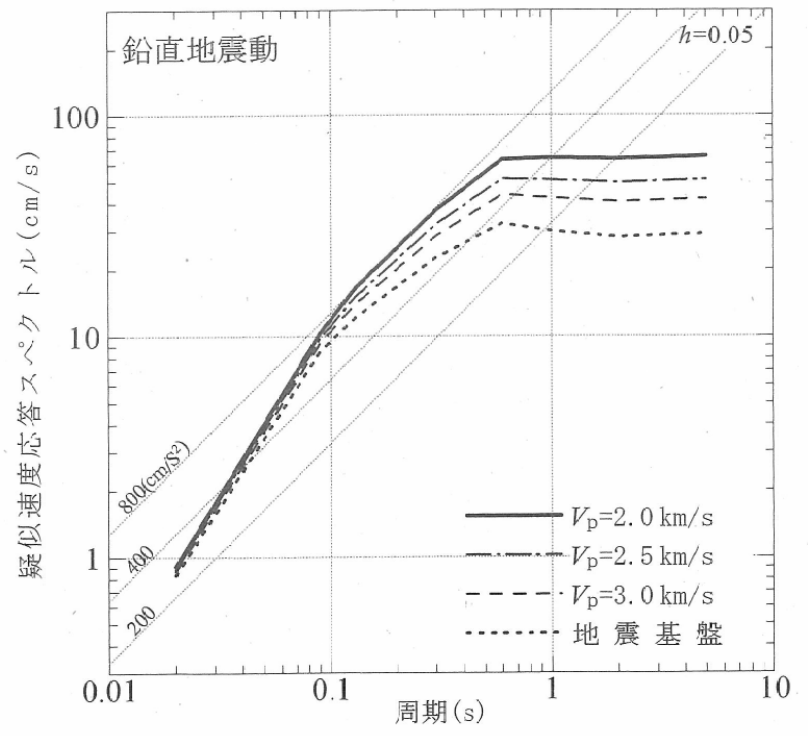


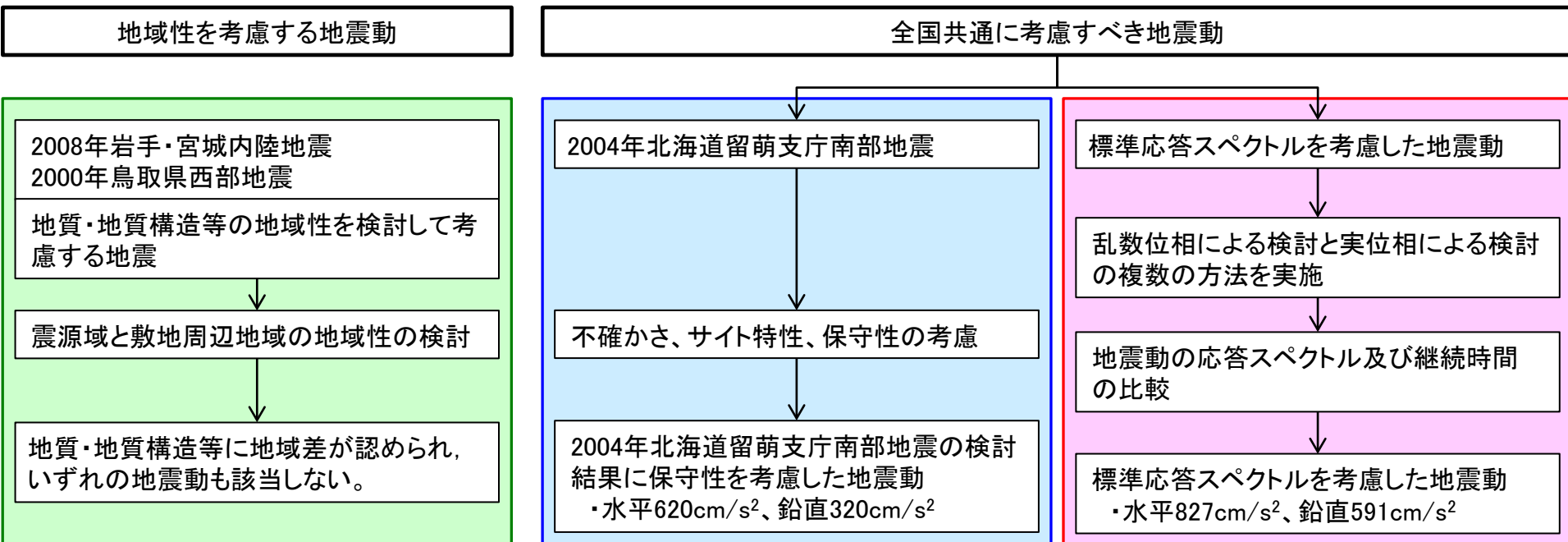
図 1.3-2 震源を特定せず策定する地震動として用いる P 波速度ごとの鉛直地震動の応答スペクトル

日本電気協会(2008)より抜粋

加藤ほか(2004)による水平方向の応答スペクトルに対し, 日本電気協会(2008)に基づき, Noda et al.(2002)の方法により求められる地盤増幅特性を用いて評価した, 水平方向及び鉛直方向の応答スペクトル(以下, 「加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル」)を, 震源を特定せず策定する地震動として考慮する。

# 検討対象地震と検討概要

- 試験研究の用に供する原子炉等の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈の一部改正を踏まえ、敷地における震源を特定せず策定する地震動の評価を見直した。
- 震源を特定せず策定する地震動については「地域性を考慮する地震動」と「全国共通に考慮すべき地震動」を検討する。



# 地域性を考慮する地震動：2008年岩手・宮城内陸地震

## 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域と大洗研の比較

【凡例】○類似性あり, △:類似性低い～一部あり, ×:類似性なし

項目	比較結果	2008年岩手・宮城内陸地震震源域	大洗研
地質	△	<ul style="list-style-type: none"> <li>震源域近傍には、主に中新統から鮮新統の堆積岩・火山岩等、第四系の火山岩類が分布する。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>敷地近傍には、中新統の堆積岩、鮮新統の堆積岩、更新統の段丘堆積物等、完新統の沖積層及び砂丘砂層が分布する。</li> </ul>
地質構造	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>震源域近傍には、中新世以降に形成された褶曲構造が認められる。</li> <li>カルデラが密集することから、地質構造が複雑である。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>敷地近傍に広く分布する鮮新統～下部更新統(久米層)及びこれを不整合に覆う上部更新統はほぼ水平に分布している。</li> <li>敷地近傍にカルデラは分布しない。</li> </ul>
変動地形等	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>下記の観点より、震源域近傍は変動地形等の認識が難しい地域である。 <ul style="list-style-type: none"> <li>震源域は山間部に位置し、近傍に河成段丘が一部分布するのみであり、指標となる地形が少ない。</li> <li>大規模地すべりを含めた地すべりが密集している。</li> </ul> </li> <li>田力ほか(2009)によると、<u>杧木立付近には短いながら明瞭な断層変位地形があり、低位段丘礫層堆積期以降に複数回、比較的活発な活動を繰り返していることが明らかとなった。</u></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>下記の観点より、敷地近傍は変動地形等が認識しやすい地域である。 <ul style="list-style-type: none"> <li>陸域には後期更新世以降に形成された段丘面が広く分布している。</li> <li>地すべりが認められない。</li> <li>海域には堆積層からなる鮮新統及び下部更新統が水平に広く分布している。</li> </ul> </li> <li>変動地形学的調査の結果、<u>敷地近傍陸域に変動地形は認められない。</u></li> </ul>
火山	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>火山フロントに近接する。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>火山フロントの遠方に位置する。</li> </ul>
地震地体構造	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>東北日本弧内帯(8C)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>東北日本弧外帯(8B)</li> </ul>
応力場	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>防災科学技術研究所(2013)において、<u>ひずみ集中帯と指摘されている。</u></li> <li>東西圧縮の逆断層型が卓越</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>ひずみ集中帯と指摘している文献はない。</li> <li>敷地周辺の茨城県北部では南西－北東引張の正断層型が卓越</li> </ul>

2008年岩手・宮城内陸地震の震源域と大洗研における地質・地質構造等を整理した結果、地域の特徴が下記のとおり大きく異なっていることから、当該地震の観測記録は収集対象外とする。

- 震源域近傍は変動地形等の認識が難しい地域であるのに対し、大洗研敷地近傍は変動地形等が認識しやすい地域である。
- 震源域周辺は東西圧縮の逆断層型が卓越する応力場であるのに対し、大洗研周辺の茨城県北部では南西－北東引張の正断層型が卓越する応力場である。

# 地域性を考慮する地震動：2000年鳥取県西部地震

## 2000年鳥取県西部地震の震源域と大洗研の比較

【凡例】○類似性あり, △:類似性低い～一部あり, ×:類似性なし

項目	比較結果	2000年鳥取県西部地震震源域	大洗研
地質	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>震源域近傍には、主に白亜系～古第三系の花崗岩及び中新統の安山岩～玄武岩の岩脈が分布する。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>敷地近傍には、中新統の堆積岩、鮮新統の堆積岩、更新統の段丘堆積物等、完新統の沖積層及び砂丘砂層が分布する。</li> </ul>
地質構造	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>第四紀中期以降に新たに断層面を形成して、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>敷地近傍に広く分布する鮮新統～下部更新統(久米層)及びこれを不整合に覆う上部更新統はほぼ水平に分布している。</li> </ul>
変動地形等	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>下記の観点より、震源域近傍は変動地形等の認識が難しい地域である。               <ul style="list-style-type: none"> <li>- 岡田(2002)によると、震源域近傍の活断層の特徴として、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> </li> <li>震源域に震源断層の方向とほぼ一致する短く断続するリニアメント群が判読されるとともにリニアメント沿いで水平に近い条線をもつ断層露頭が多く確認され、これらの断層は横ずれ断層に伴うフラワー構造を呈して地下では1本の断層に収斂すると推測されている。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>下記の観点より、敷地近傍は変動地形等が認識しやすい地域である。               <ul style="list-style-type: none"> <li>- 陸域には後期更新世以降に形成された段丘面が広く分布している。</li> <li>- 地すべりが認められない。</li> <li>- 海域には堆積層からなる鮮新統及び下部更新統が水平に広く分布している。</li> </ul> </li> <li>変動地形学的調査の結果、敷地近傍陸域に変動地形は認められない。</li> </ul>
火山	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>火山フロントに近接する。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>火山フロントの遠方に位置する。</li> </ul>
地震地体構造	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>中国山地・瀬戸内海(10C5)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>東北日本弧外帯(8B)</li> </ul>
応力場	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>西村(2014)において、ひずみ集中帯と指摘されている。</li> <li>東西圧縮の横ずれ断層型が卓越</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>ひずみ集中帯と指摘している文献はない。</li> <li>敷地周辺の茨城県北部では南西－北東引張の正断層型が卓越</li> </ul>

2000年鳥取県西部地震の震源域と大洗研における地質・地質構造等を整理した結果、地域の特徴が下記のとおり大きく異なっていることから、当該地震の観測記録は収集対象外とする。

- 震源域近傍は活断層の発達過程としては未成熟な段階であるとともに花崗岩が分布する地域であり弾性波探査等の調査では断層の存否を確認することは難しく活構造の認識が困難な地域であるのに対し、大洗研敷地近傍は堆積岩が分布する地域であることから弾性波探査等の調査により活構造が認識しやすい地域である。
- 震源域周辺は東西圧縮の横ずれ断層型が卓越する応力場であるのに対し、大洗研周辺の茨城県北部では南西－北東引張の正断層型が卓越する応力場である。

- 佐藤ほか(2013)では、K-NET観測点のHKD020(港町)について、G.L.-6mまでの室内試験結果を考慮した非線形解析を行い、G.L.-41mの基盤面における基盤地震動を評価している(G.L.-6m以深は線形解析を仮定し、減衰定数は1%に設定)。
- 上記の基盤地震動の評価結果について妥当性を確認するため、以下の追加検討を実施する。
  - ①佐藤ほか(2013)の報告時点以降に、G.L.-6mからG.L.-41mまでの室内試験結果を用い、G.L.-41mまでの非線形性を考慮して基盤地震動(水平方向)を評価する。
  - ②不確かさを考慮した基盤地震動の評価として、G.L.-6mまで非線形、G.L.-6m以深は減衰定数3%として基盤地震動(水平方向)を評価する。
  - ③佐藤ほか(2013)の報告時点以降に得られたPS検層の再測定結果から、地盤モデルを変更して基盤地震動(鉛直方向)を評価する(解析方法は佐藤ほか(2013)と同様)。
  - ④HKD020(港町)における地下水位の状況を踏まえ、G.L.-6mまではポアソン比一定、G.L.-6m以深は体積弾性率一定として基盤地震動(鉛直方向)を評価する。
  - ⑤大洗研における地盤物性の影響を考慮した基準地震動(水平方向・鉛直方向)を評価する。

- 2004年北海道留萌支庁南部地震のK-NET HKD020(港町)観測点の観測記録について、佐藤ほか(2013)による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にあたり、基盤地震動評価結果における地盤物性等の妥当性を確認するため、以下の検討を実施する。

	佐藤ほか(2013)	
	水平成分	鉛直成分
G.L. 0m ～ G.L.-6m	室内試験結果を考慮した等価線形解析	体積弾性率一定と仮定した線形解析
G.L.-6m ～ G.L.-41m	減衰定数を一律1%とした線形解析	
最大加速度	585 cm/s <sup>2</sup>	—
	—	296 cm/s <sup>2</sup>



検討①	検討②	検討③	検討④
水平成分	水平成分	鉛直成分	鉛直成分
室内試験結果を考慮した等価線形解析	室内試験結果を考慮した等価線形解析	表層部のPS検層を再実施し、地盤モデルに反映  体積弾性率一定と仮定した線形解析	地下水位の状況を踏まえポアソン比一定とした線形解析
	減衰定数を一律3%とした線形解析		体積弾性率一定と仮定した線形解析
561 cm/s <sup>2</sup>	609 cm/s <sup>2</sup>	—	—
—	+	306 cm/s <sup>2</sup>	262 cm/s <sup>2</sup>

## 検討⑤

大洗研における地盤特性の影響を考慮した基盤地震動を評価

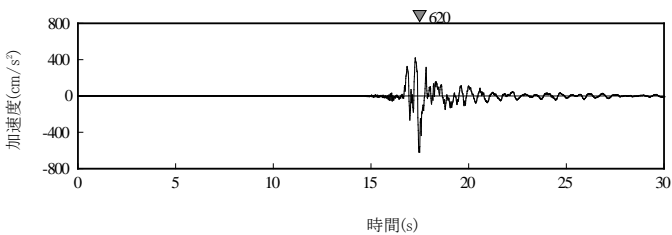
▼解放基盤表面(G.L.-173m)

Vs=1010m/s  
Vp=2170m/s  
(留萌のG.L.-41mの基盤層のVs,Vpと同等)

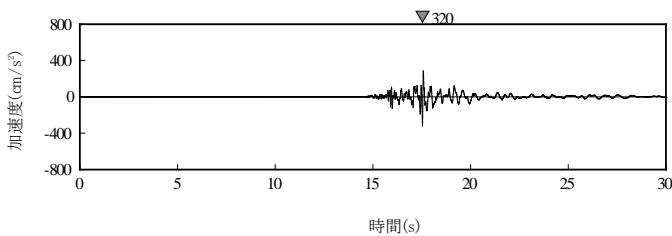
大洗研の解放基盤(G.L.-173m層)の地盤物性値(Vs=1010m/s、Vp=2170m/s)は留萌の基盤層(G.L.-41m)と同程度であるため、留萌の基盤層の地震波を大洗研の解放基盤表面における基盤地震動として評価する。

(※) 地盤物性の影響を評価するにあたり、はざとり解析の不確かさ等を考慮して、最も大きい最大加速度値の検討結果を考慮することにより、保守的な設定とする。

●2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮した水平成分620cm/s<sup>2</sup>、鉛直成分320cm/s<sup>2</sup>の地震動を、震源を特定せず策定する地震動として考慮する。



水平成分

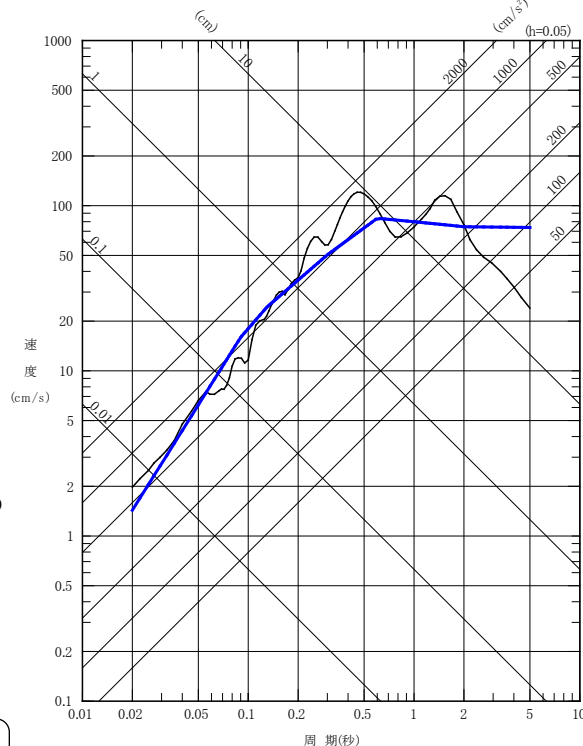


鉛直成分

加速度時刻歴波形

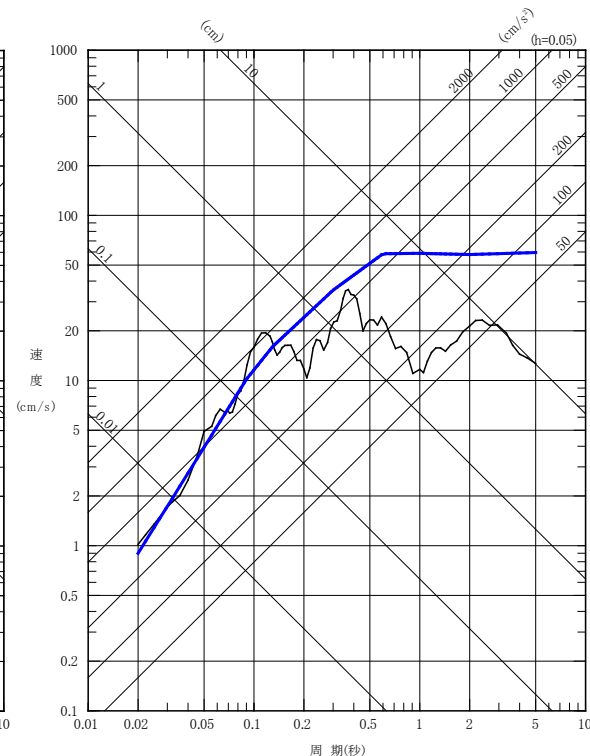
〔2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮した地震動〕

— 2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮した地震動  
— 加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル



水平成分

— 2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮した地震動  
— 加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル



鉛直成分

擬似速度応答スペクトル

- 標準応答スペクトルを考慮した地震動を評価する。

## ■標準応答スペクトルの概要

震源近傍の多数の地震動記録に基づいて策定した地震基盤相当面(地震基盤からの地盤増幅率が小さく地震動としては地震基盤面と同等とみなすことができる地盤の解放面で、せん断波速度 $V_s=2,200\text{m/s}$ 以上の地層をいう。)における標準応答スペクトルとして次の図に示すものとする。

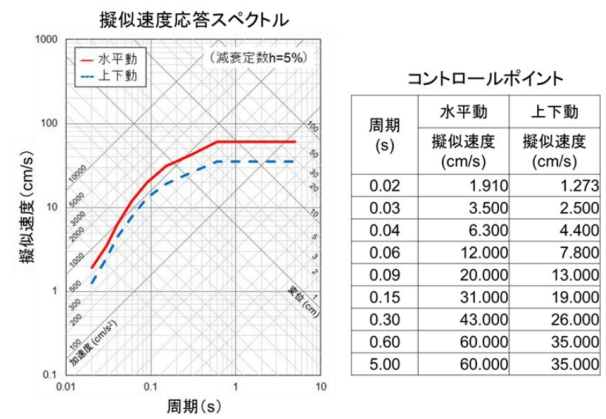


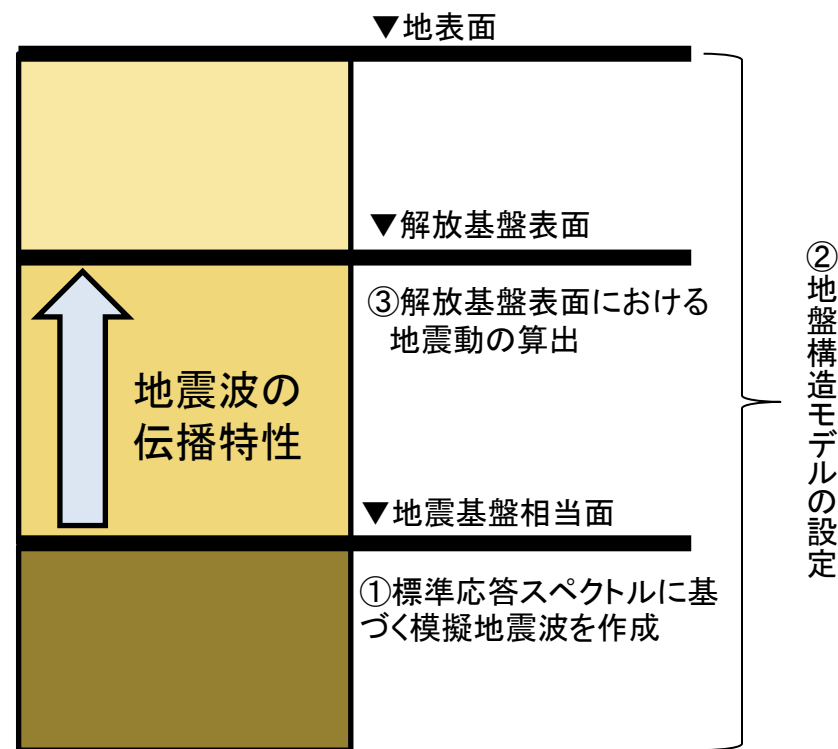
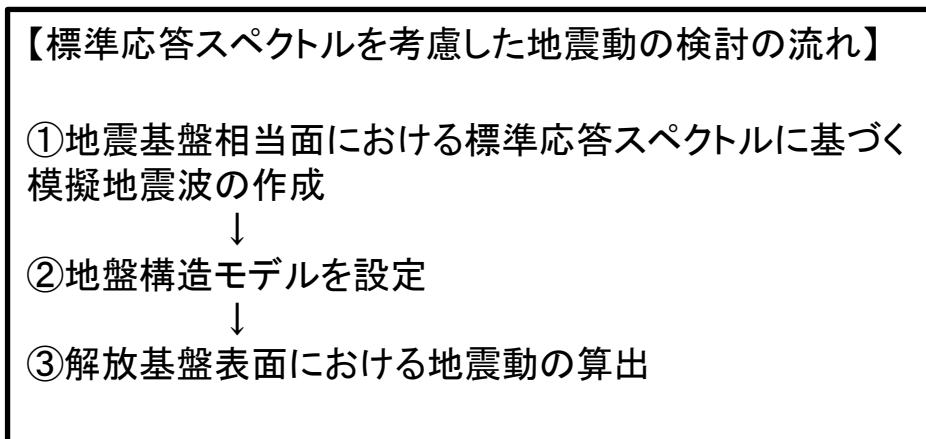
図 地震基盤相当面における標準応答スペクトル  
※2021年4月21日原子力規制委員会資料より抜粋



基準地震動 $S_s$ を策定している解放基盤表面のせん断波速度 $V_s$	検討方針
1,010m/s	<ul style="list-style-type: none"> <li>標準応答スペクトルに対し、地震基盤相当面から解放基盤表面までの伝播特性を考慮した解放基盤表面の応答スペクトルを評価する。</li> <li>地震基盤相当面については、地盤構造モデルのG.L.-1.293km位置 (<math>V_s=3,052\text{m/s}</math>) に設定する。</li> </ul>



- 標準応答スペクトルを考慮した地震動評価を以下の流れで実施する。



標準応答スペクトルを考慮した地震動の評価のイメージ

# 全国共通に考慮すべき地震動：地盤構造モデルの設定

- 標準応答スペクトルが $V_s=2,200\text{m/s}$ 以上の地層で設定された応答スペクトルであることから、地盤構造モデルのG.L.-1.293km位置 ( $V_s=3,052\text{m/s}$ )を地震基盤相当面に設定する。
- 設定した地震基盤相当面に模擬地震波を入力し、地盤応答解析により、解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した地震動を評価する。

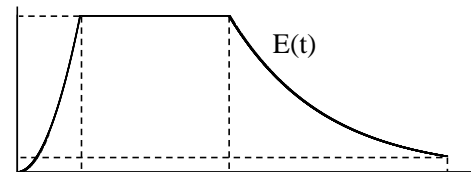
深部地盤構造モデル

	層番号 (No.)	上面 G.L. (km)	層厚 (km)	密度 ( $\text{g/cm}^3$ )	水平成分		鉛直成分			
					S波速度 ( $\text{km/s}$ )	減衰定数		P波速度 ( $\text{km/s}$ )	減衰定数	
						Qs	hs		Qp	hp
▼解放基盤表面	1	0.000	0.173	—	—	—	—	—	—	
▼地震基盤相当面	2	-0.173	0.100	1.98	1.010	100	0.005	2.170	100	0.005
	3	-0.273	0.350	2.11	1.186			2.590		
	4	-0.623	0.670	2.44	2.086			4.100		
	5	-1.293	2.708	2.68	3.052	$110 \times f^{0.69}$	$0.0045 \times f^{-0.69}$	5.750	$110 \times f^{0.69}$	$0.0045 \times f^{-0.69}$
6	-4.000	11.900	2.70	3.600	5.960					
7	-15.900	14.600	2.80	4.170	6.810					
8	-30.500	$\infty$	3.20	4.320	7.640					

- 模擬地震波は、乱数の位相を持つ正弦波の重ね合わせによって作成するものとし、振幅包絡線の経時的変化については、Noda et al.(2002)の方法に基づき、下記に示す形状とする。

模擬地震波	目標最大加速度 (cm/s <sup>2</sup> )	継続時間 (s)	振幅包絡線の経時的変化(s)		
			t <sub>B</sub>	t <sub>C</sub>	t <sub>D</sub>
水平成分	600	29.8	3.7	16.3	29.8
鉛直成分	400	29.8	3.7	16.3	29.8

マグニチュード：M=7.0、等価震源距離：X<sub>eq</sub>=10km

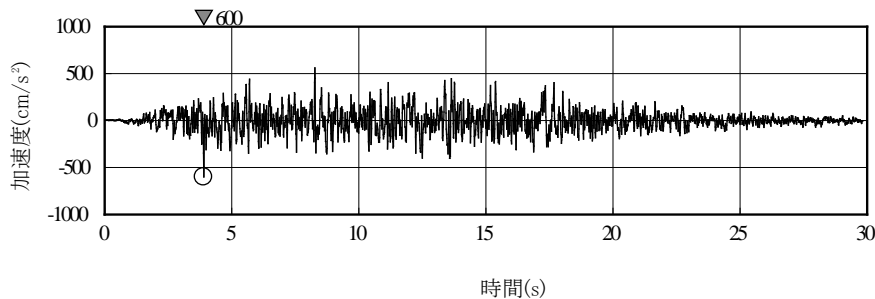


$$t_B = 10^{0.5M - 2.93}$$

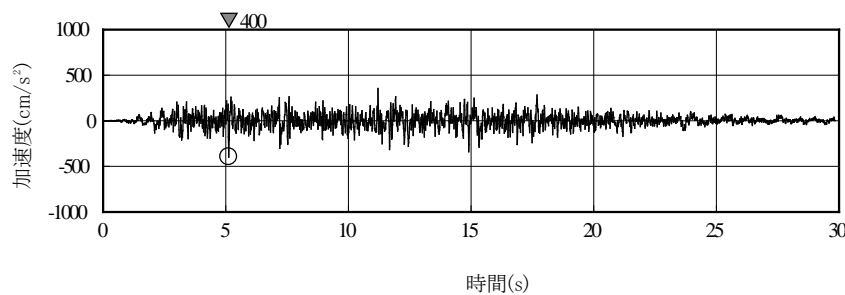
$$t_C - t_B = 10^{0.3M - 1.0}$$

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

$$E(t) = \begin{cases} (t/t_B)^2 & 0 \leq t \leq t_B \\ 1 & t_B \leq t \leq t_C \\ \exp\{(\ln 0.1)(t - t_C)/(t_D - t_C)\} & t_C \leq t \leq t_D \end{cases}$$



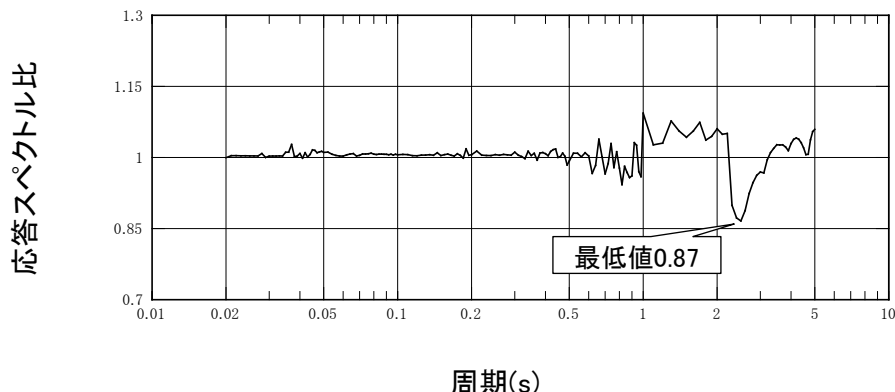
水平成分



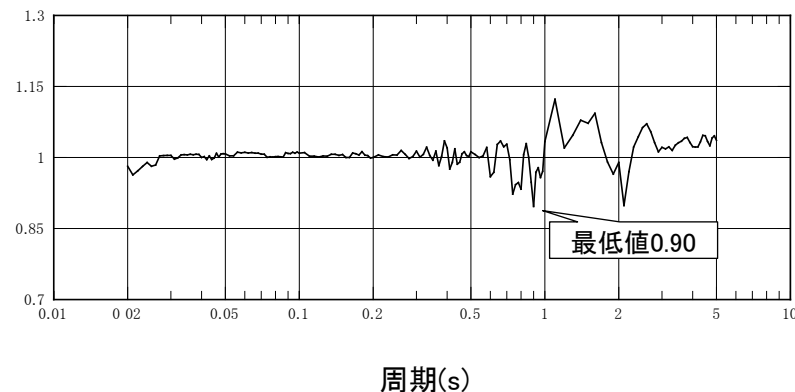
鉛直成分

地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波  
加速度波形

- 作成した模擬地震波が、日本電気協会(2015)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する。
- 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(応答スペクトル比)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。



周期(s)  
応答スペクトル比(水平成分)



周期(s)  
応答スペクトル比(鉛直成分)※

※模擬地震波(最大値400cm/s<sup>2</sup>)に対して、応答スペクトルの周期0.02秒の加速度はやや小さく392.5cm/s<sup>2</sup>、応答スペクトル比は0.9815である。

応答スペクトル強さの比(SI比)

模擬地震波	SI比
水平成分	1.02
鉛直成分	1.01

$$R(T) = \frac{S_{v1}(T)}{S_{v2}(T)} \geq 0.85$$

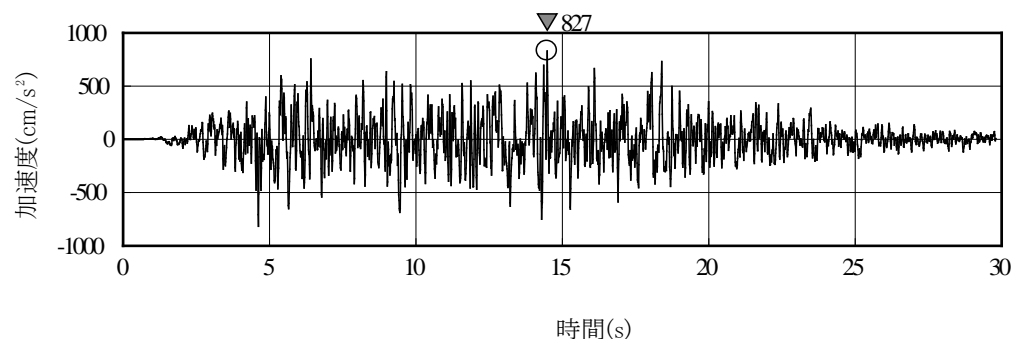
ただし、  
R(T): 応答スペクトル比  
 $S_{v1}(T)$ : 模擬地震波の応答スペクトル値(cm/s)  
 $S_{v2}(T)$ : 目標とする応答スペクトル値(cm/s)  
T: 周期(s)

$$SI比 = \frac{\int_{0.1}^{2.5} S_{v1}(T) dT}{\int_{0.1}^{2.5} S_{v2}(T) dT} \geq 1.0$$

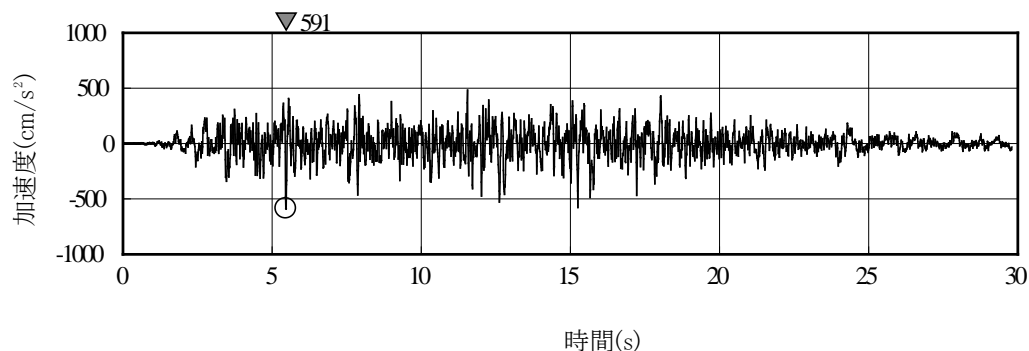
ただし、  
SI: 応答スペクトル強さ  
 $S_{v1}(T)$ : 模擬地震波の応答スペクトル値(cm/s)  
 $S_{v2}(T)$ : 目標とする応答スペクトル値(cm/s)  
T: 周期(s)

作成した模擬地震波は、日本電気協会(2015)に示される適合度の条件を満足していることを確認した。

- 作成した模擬地震波を地震基盤相当面に入力し、解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した地震動を評価する。
- 解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した地震動の加速度波形を下記に示す。



水平成分



鉛直成分

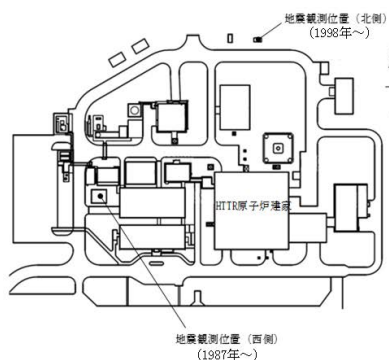
解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した地震動  
加速度波形

## 【検討目的】

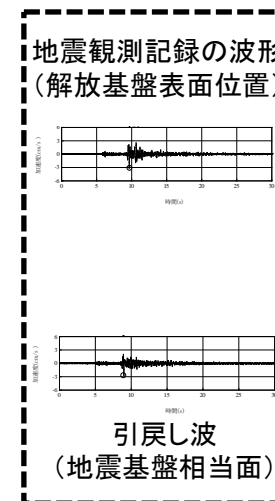
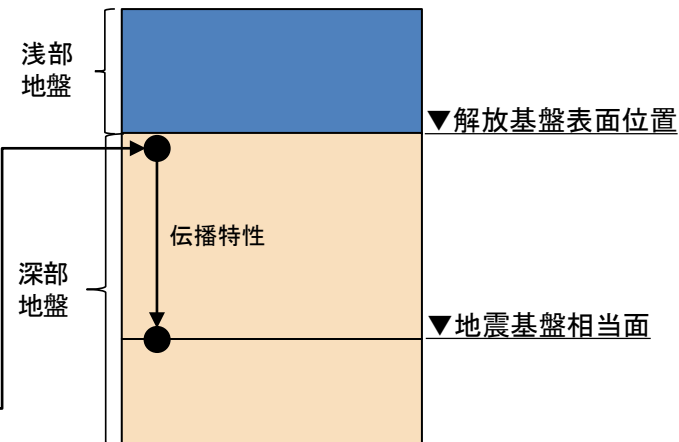
- 地震基盤相当面から解放基盤表面において、地震波の伝播特性にはばらつきや差異があることが否定できないため、前段の「乱数位相による検討」※1に加え「実位相による検討」※2を実施し、位相の違いにより特異な地盤の応答増幅がないか確認を行う。

## 【検討方法】

- 地震観測記録の位相特性には敷地地盤の振動特性に起因する特徴が反映されており、「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」を踏まえ、地震基盤相当面における地震動の位相特性を用いて、解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した地震動を評価する。
- 地震観測記録の位相特性については、浅部+深部地盤構造モデルを用いて、解放基盤表面位置の地震観測記録を地震基盤相当面に引戻した地震動（地盤応答解析結果）の位相特性を用いる。



G.L.	地震観測位置		
	西側	北側	
0m			地表面
-1m	○		
-30m		○	
-32m	○		
-95m	○		
-172.5m			解放基盤表面
-174m	○		
-250m		○	



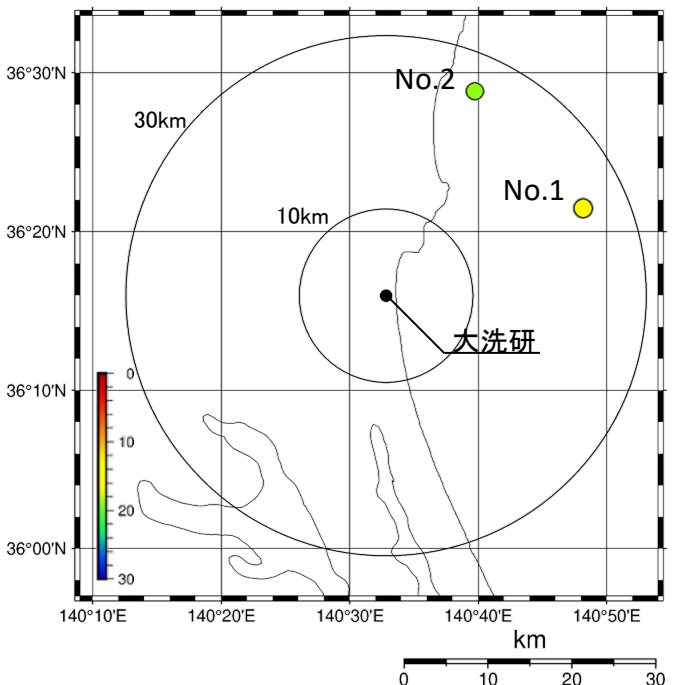
大洗研HTR 地震観測位置

解放基盤表面位置から地震基盤相当面までの引戻しのイメージ

※1:「乱数位相による検討」: 乱数の位相を持つ正弦波の重ね合わせにより模擬地震波を作成し地震動評価。

※2:「実位相による検討」: 敷地の観測記録から地震基盤相当面における地震動を求め、その位相特性を用いて模擬地震波を作成し地震動評価。

- 標準応答スペクトルは、全国共通に考慮すべき地震(Mw6.5程度未満)として、震源近傍の内陸地殻内地震の観測記録(震央距離30km、深さ0~20km、Mw5.0~6.6)を収集して策定されている。
- 大洗研周辺ではMw5.0~6.6の内陸地殻内地震は観測されていないが、実位相による検討においては敷地地盤の振動特性に起因する特徴を適切に反映させることが必要と考え、内陸地殻内地震のうち、敷地に最も近い位置で発生した地震(2011年8月22日(M4.3,震源距離28km))の観測記録を用い、この地震観測記録の位相特性を模擬地震波に反映させる。



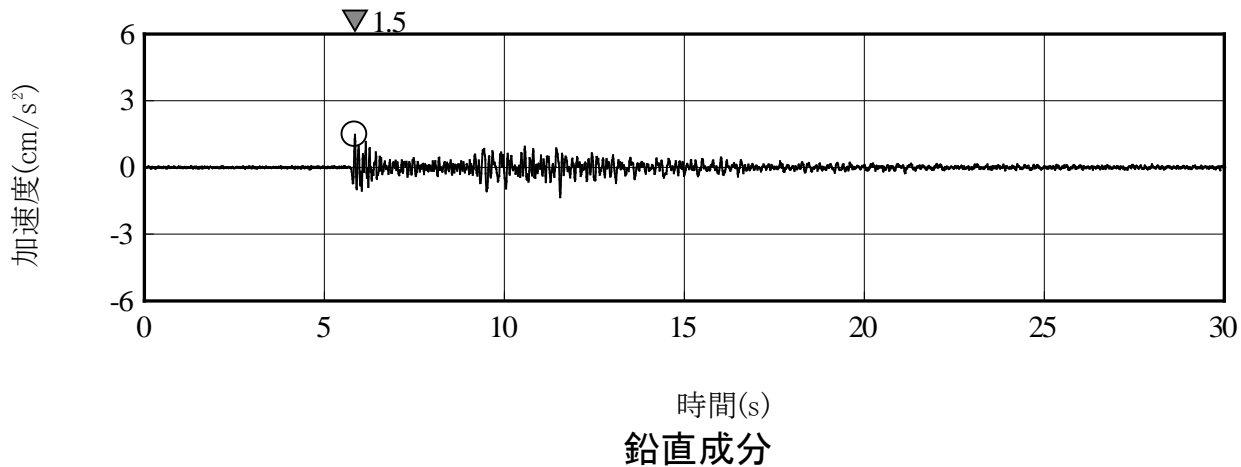
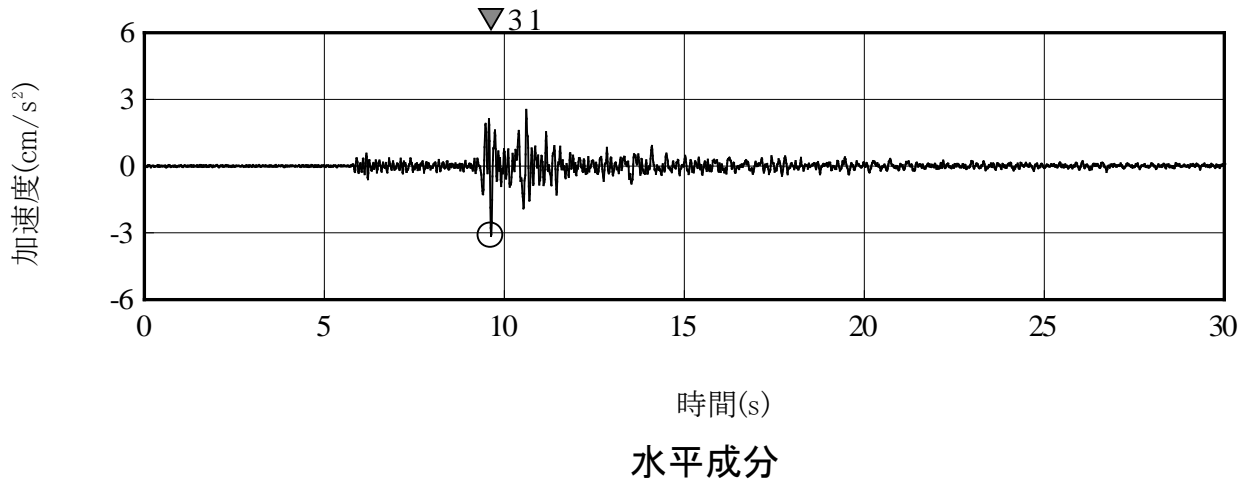
震央分布図

大洗研で観測された地震観測記録  
大洗研から震央距離約30 kmの範囲にある深さ0~20kmの地震観測記録

No.	年月日	震央位置		地震規模 M	深さ (km)	震央距離 (km)	震源距離 (km)	地震発生様式
		北緯	東経					
1	2011/8/22	36°21.3'N	140°48.3'E	4.3	13	25	28	内陸地殻内地震
2	2020/9/10	36°28.7'N	140°39.8'E	4.1	19	26	32	"

検討に用いた地震

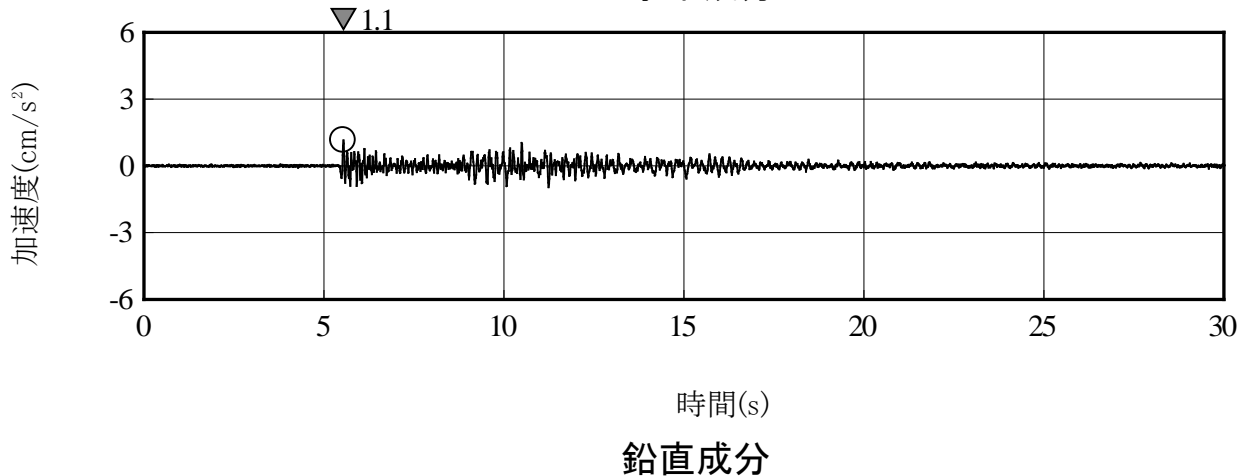
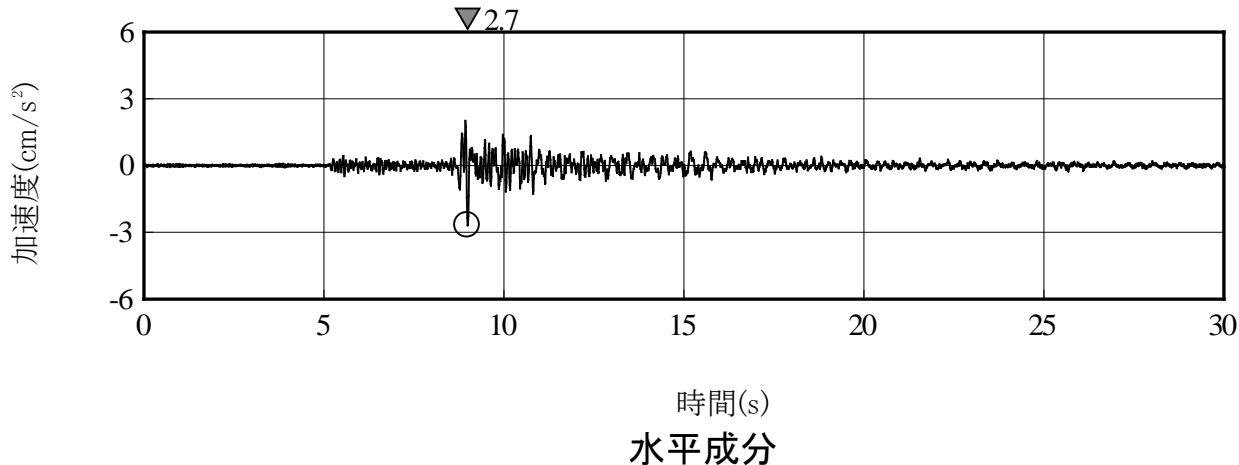
- 解放基盤表面位置における地震観測記録の加速度波形を以下に示す。



解放基盤表面位置における地震観測記録(2011年8月22日(M4.3))  
加速度波形

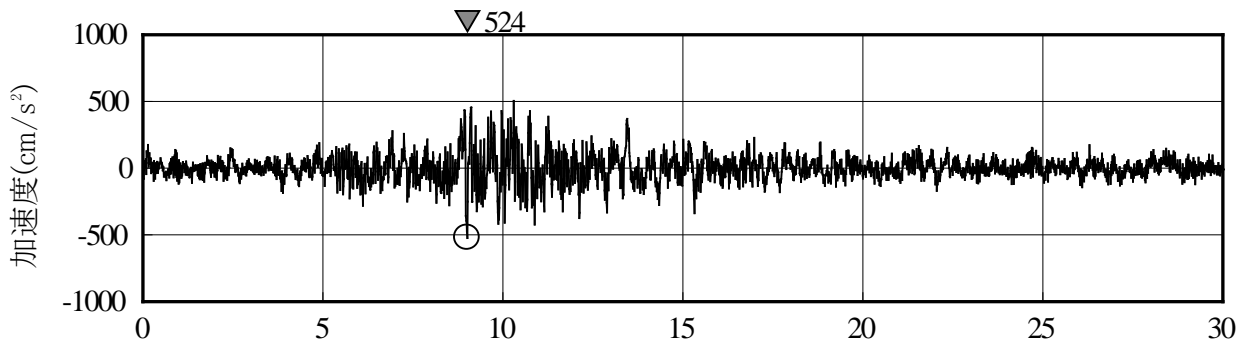


- 浅部+深部地盤構造モデルを用いて、解放基盤表面位置の地震観測記録を地震基盤相当面（G.L.-1.293km）に引戻し、地震基盤相当面における地震動を算出した。
- 地震基盤相当面における地震動の加速度波形を以下に示す。

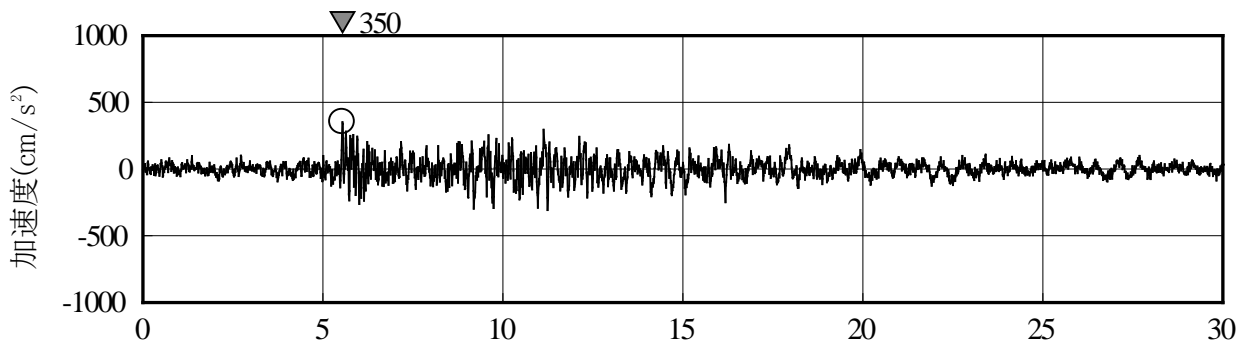


地震基盤相当面における地震動（2011年8月22日（M4.3））  
加速度波形

- 模擬地震波は、地震基盤相当面における地震動（2011年8月22日（M4.3））の位相特性を用いて作成した。
- 模擬地震波の加速度波形を以下に示す。



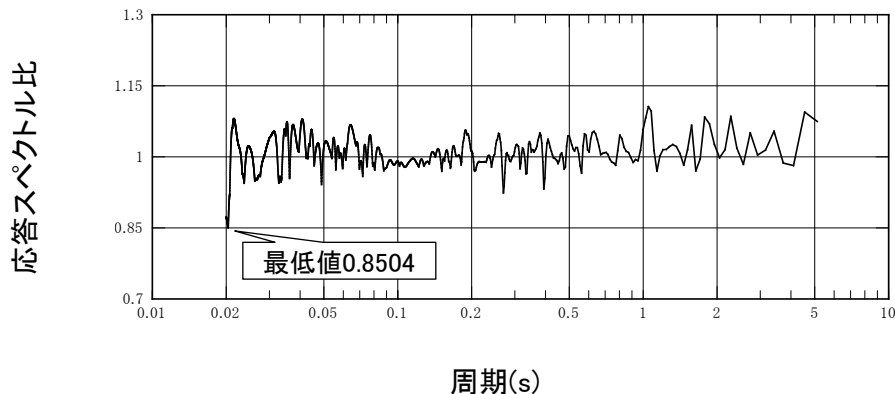
時間(s)  
水平成分



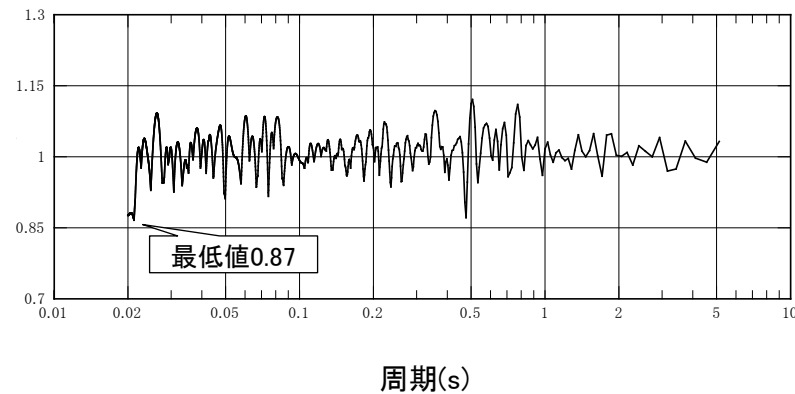
時間(s)  
鉛直成分

地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波（実位相による検討）  
加速度波形

- 作成した模擬地震波が、日本電気協会(2015)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する。
- 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（応答スペクトル比）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。



応答スペクトル比(水平成分)



応答スペクトル比(鉛直成分)

応答スペクトル強さの比(SI比)

模擬地震波	SI比
水平成分	1.02
鉛直成分	1.01

$$R(T) = \frac{S_{v1}(T)}{S_{v2}(T)} \geq 0.85$$

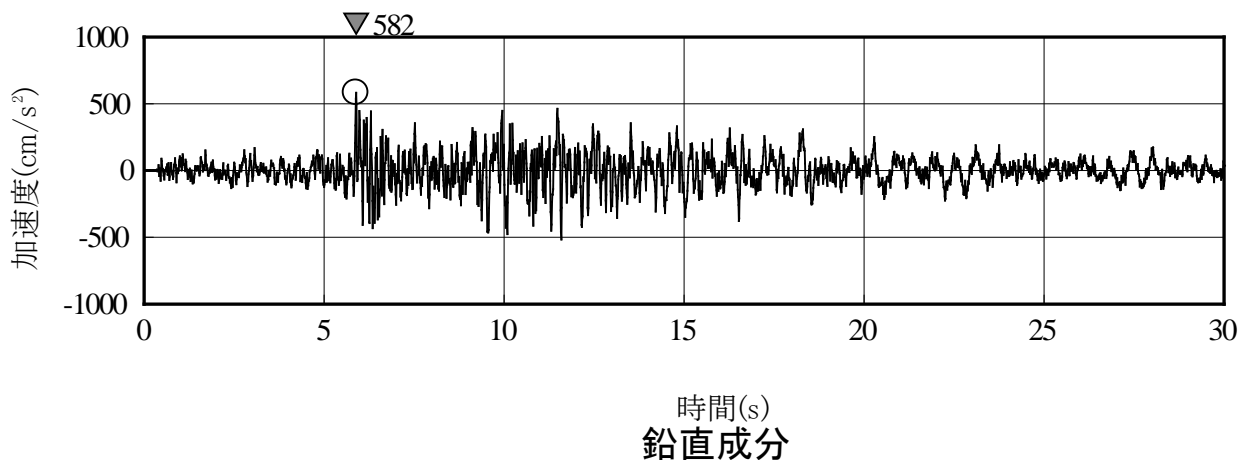
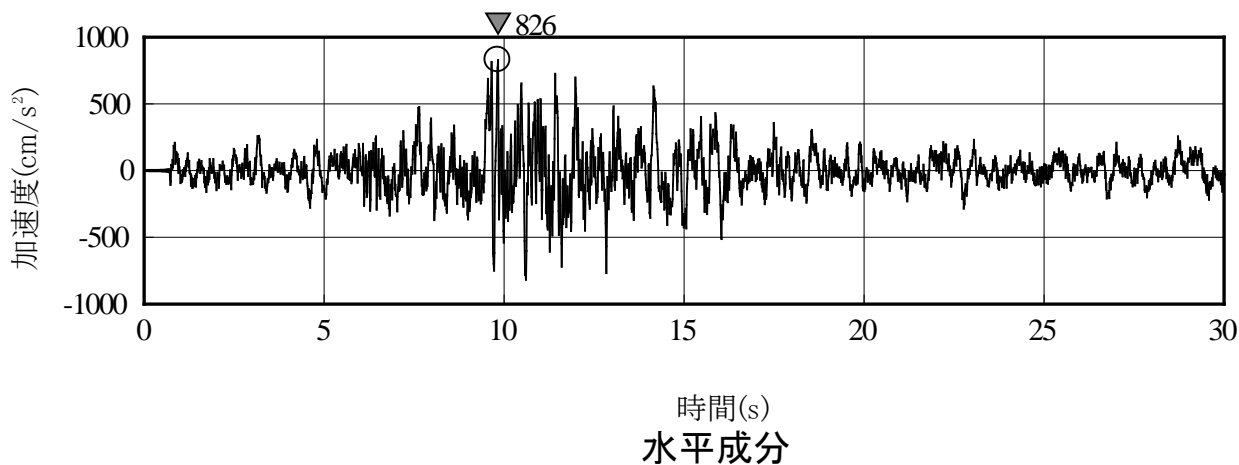
ただし、  
 $R(T)$ : 応答スペクトル比  
 $S_{v1}(T)$ : 模擬地震波の応答スペクトル値(cm/s)  
 $S_{v2}(T)$ : 目標とする応答スペクトル値(cm/s)  
 $T$ : 周期(s)

$$SI比 = \frac{\int_{0.1}^{2.5} S_{v1}(T) dT}{\int_{0.1}^{2.5} S_{v2}(T) dT} \geq 1.0$$

ただし、  
 $SI$ : 応答スペクトル強さ  
 $S_{v1}(T)$ : 模擬地震波の応答スペクトル値(cm/s)  
 $S_{v2}(T)$ : 目標とする応答スペクトル値(cm/s)  
 $T$ : 周期(s)

作成した模擬地震波は、日本電気協会(2015)に示される適合度の条件を満足していることを確認した。

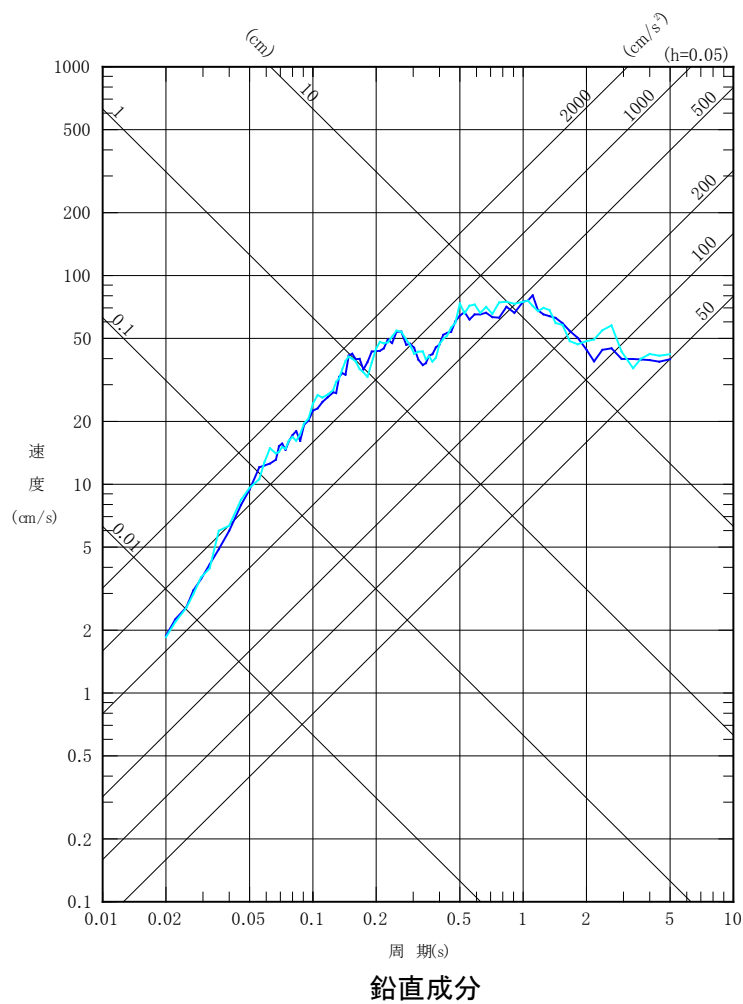
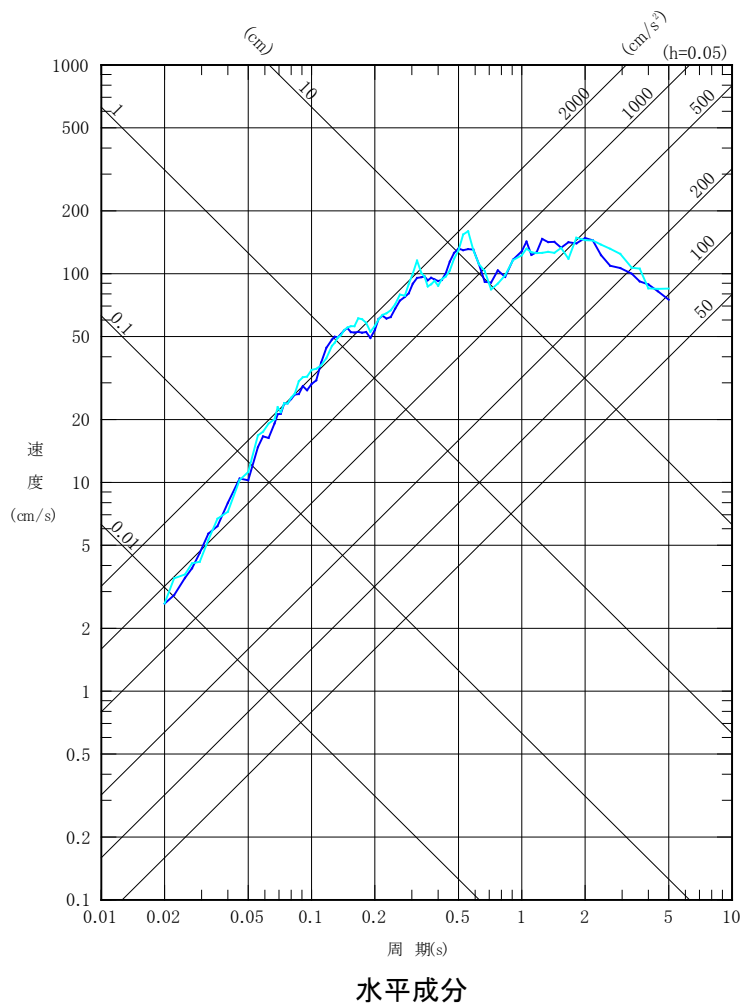
- 「乱数位相による検討」と同様に地盤応答解析を行い、解放基盤表面における地震動を評価した。
- 解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した地震動(実位相による検討)の加速度波形を以下に示す。



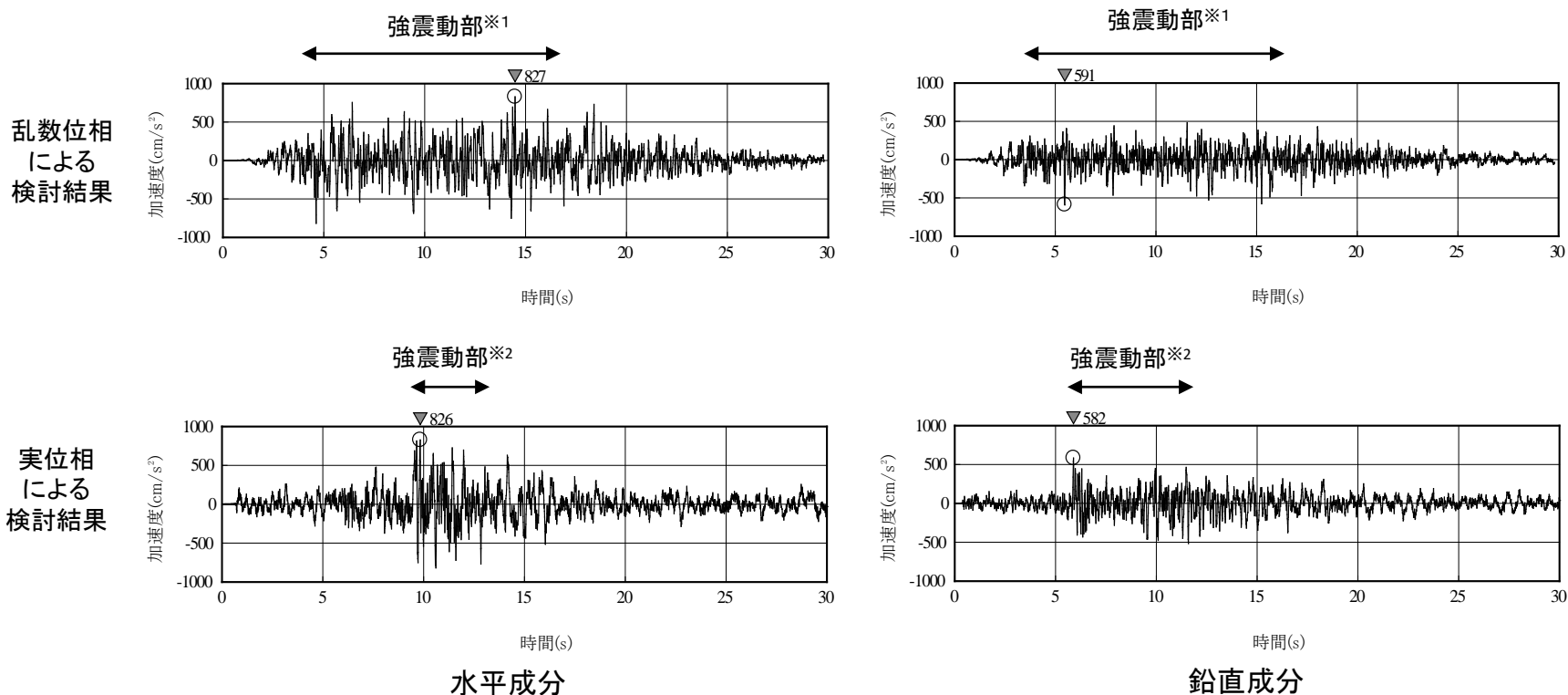
解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した地震動(実位相による検討)  
加速度波形

- 「乱数位相による検討」と「実位相による検討」の応答スペクトルを以下に示す。
- 両者の結果は概ね同程度となっており、位相の違いによる特異な地盤の応答増幅の影響は見られないことを確認した。

— 標準応答スペクトルを考慮した地震動 (乱数位相による検討)  
— 標準応答スペクトルを考慮した地震動 (実位相による検討)



- ・地盤及び建物等の水平及び鉛直の組合せ評価を行う上では、水平成分と鉛直成分で強震動部の時間が重複し、かつ継続時間が長い方が安全側の評価となり、また、非線形解析を行う場合に対しても、強震動部の継続時間が長い方が安全側の評価となると考える。
- ・「乱數位相」による検討結果は、「実位相」による検討結果に比べて、水平成分と鉛直成分で強震動部の時間が重複し、かつ継続時間が長くなっており、標準応答スペクトルを考慮した地震動として「乱數位相」による検討結果を用いることは妥当と判断した。



解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した地震動の加速度波形

※1: 振幅包絡線(p.6)に示す強震動が継続する $t_0$ 秒～ $t_c$ 秒間(約13秒)  
 ※2: 最大加速度と同程度の加速度が継続する時間

# 震源を特定せず策定する地震動 (1/2)

- 加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル  
加藤ほか(2004)及びNoda *et al.*(2002)に基づく水平方向及び鉛直方向の応答スペクトルを、震源を特定せず策定する地震動として考慮。
- 地域性を考慮する地震動  
2008年岩手・宮城内陸地震及び2000年鳥取県西部地震の震源域は、両地震とも大洗研とは異なる地域性を有していることを確認したため、震源を特定せず策定する地震動として考慮する必要はないものと評価。
- 全国共通に考慮すべき地震動
  - 2004年北海道留萌支庁南部地震の観測記録について、佐藤ほか(2013)によると、水平成分  $585\text{cm/s}^2$ 、鉛直成分  $296\text{cm/s}^2$ と評価され、はぎとり解析の不確かさ等を含めた検討結果として、水平成分  $609\text{cm/s}^2$ 、鉛直成分  $306\text{cm/s}^2$ と評価。これらの検討結果に対して保守性を考慮するために水平成分 $620\text{cm/s}^2$ 、鉛直成分 $320\text{cm/s}^2$ に嵩上げする。
  - 標準応答スペクトルについて、乱数位相による検討(最大加速度:水平 $827\text{cm/s}^2$ 、鉛直 $591\text{cm/s}^2$ )と実位相による検討(最大加速度:水平 $826\text{cm/s}^2$ 、鉛直 $582\text{cm/s}^2$ )を行い、地震動の応答スペクトル及び継続時間の比較から乱数位相による検討結果を選定。



## 震源を特定せず策定する地震動

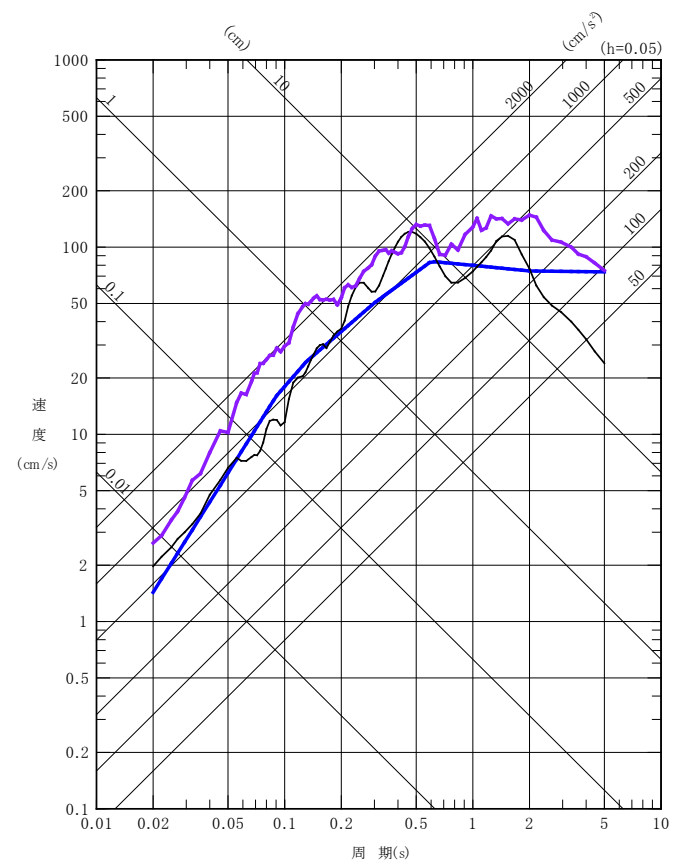
以下の地震動を震源を特定せず策定する地震動として考慮する。

- 加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル
- 2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮した地震動
- 標準応答スペクトルを考慮した地震動

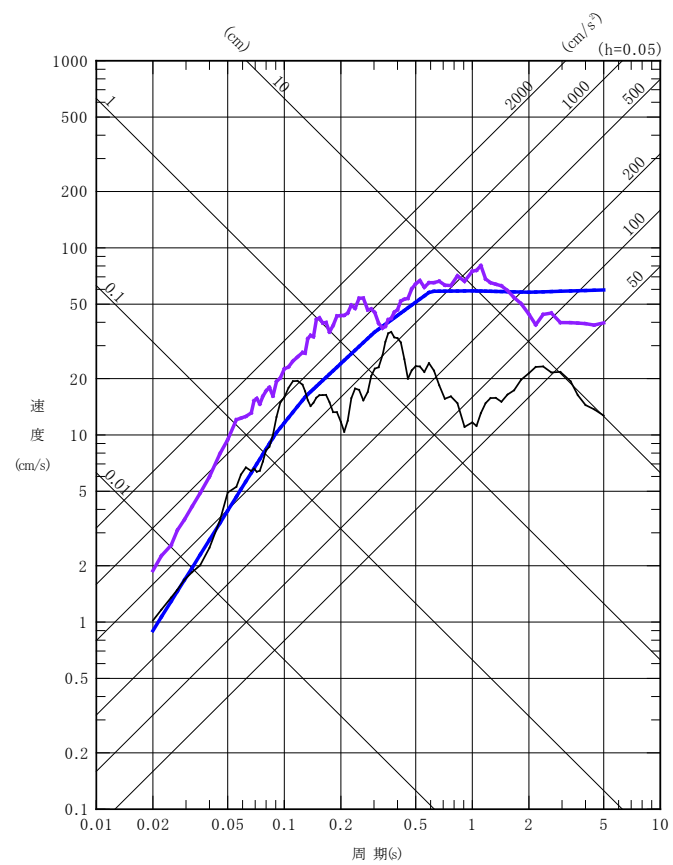
# 震源を特定せず策定する地震動 (2/2)

●加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル, 2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮した地震動, 標準応答スペクトルを考慮した地震動を, 震源を特定せず策定する地震動として考慮する。

- 加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル
- 2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮した地震動
- 標準応答スペクトルを考慮した地震動



水平成分



鉛直成分



1. 基準地震動 $S_s$ の策定の概要
  - 1.1 常陽の基準地震動 $S_s$ 策定の概要
  - 1.2 常陽地点における地震動特性の分析
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
  - 3.1 評価の方針
  - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定
  - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討
  - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定
  - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
  - 4.1 プレート間地震
  - 4.2 海洋プレート内地震
  - 4.3 内陸地殻内地震
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. **基準地震動 $S_s$ の策定**
7. 基準地震動 $S_s$ の年超過確率の参照

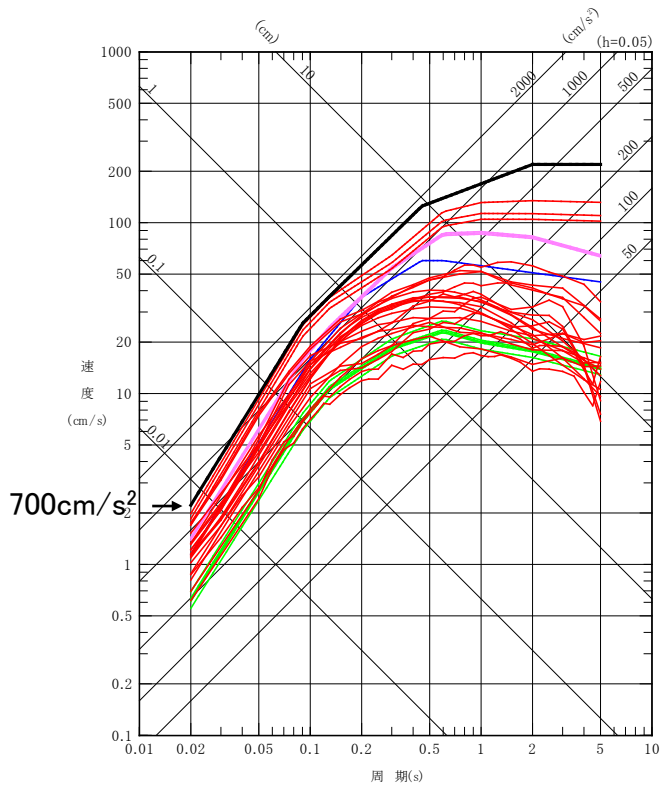
#### 参考資料

- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 房総沖の津波波源による影響確認について

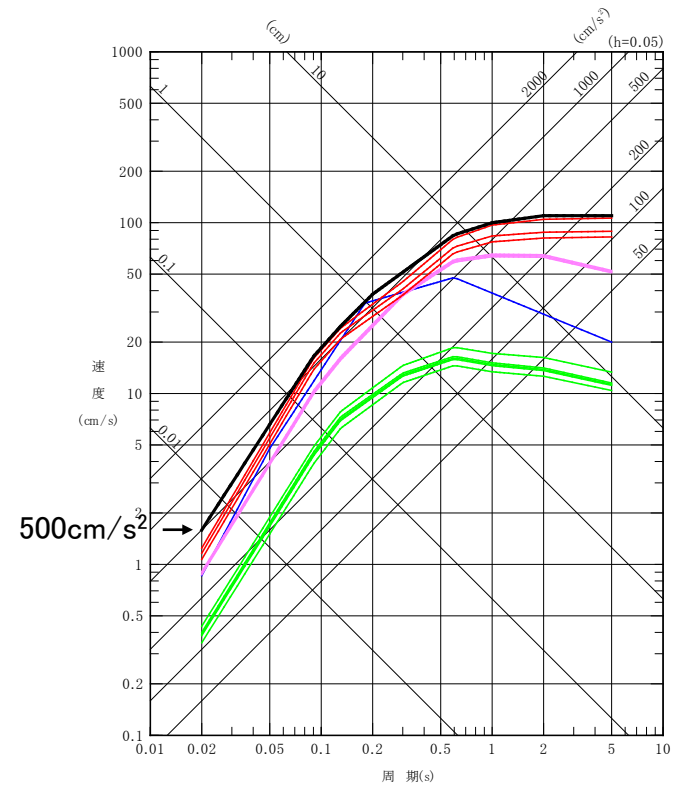
#### 参考文献

■ 応答スペクトル手法による地震動評価結果をすべて包絡するように基準地震動Ss-Dのコントロールポイントを設定する。

- 基準地震動Ss-D
- プレート間地震による評価
- 海洋プレート内地震による評価
- 内陸地殻内地震：F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による評価
- 内陸地殻内地震：F3断層～F4断層による評価



水平成分



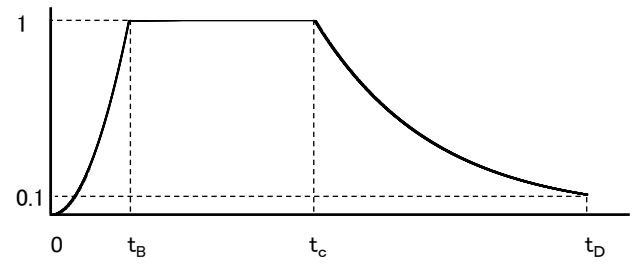
鉛直成分

応答スペクトル		コントロールポイント					
		A	B	C	D	E	F
Ss-DH	周期(s)	0.02	0.09	0.13	0.45	2.00	5.00
	速度(cm/s)	2.228	25.783	37.242	125.335	220.000	220.000

応答スペクトル		コントロールポイント							
		A	B	C	D	E	F	G	H
Ss-Dv	周期(s)	0.02	0.09	0.13	0.20	0.60	1.00	2.00	5.00
	速度(cm/s)	1.592	16.473	24.828	38.197	85.000	100.000	110.000	110.000

■基準地震動Ss-DH及びSs-DVの応答スペクトルに適合する模擬地震波は、乱数の位相を持つ正弦波の重ね合わせによって作成するものとし、振幅包絡線の経時的変化については、Noda et al.(2002)の方法に基づき、下記に示す形状とする。

模擬地震波	最大加速度 (cm/s <sup>2</sup> )	継続時間(s)	振幅包絡線の経時的変化(s)		
			t <sub>B</sub>	t <sub>C</sub>	t <sub>D</sub>
Ss-DH	700	142.55	16.60	47.50	142.55
Ss-DV	500	142.55	16.60	47.50	142.55



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

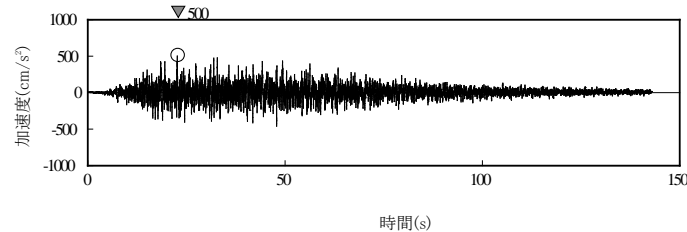
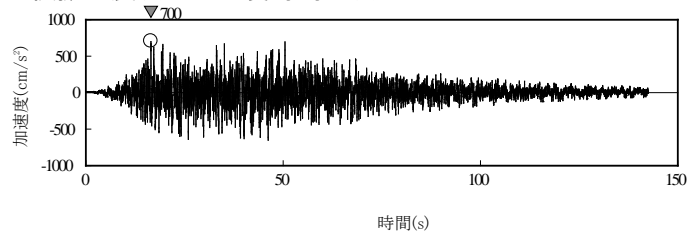
$$t_C - t_B = 10^{0.3M - 1.0}$$

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

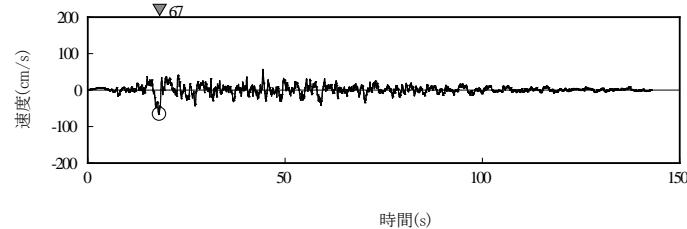
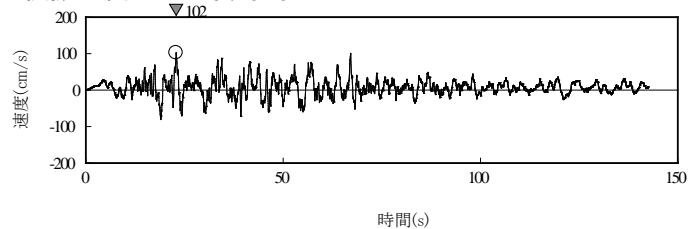
$$E(t) = \begin{cases} (t/t_B)^2 & 0 \leq t \leq t_B \\ 1 & t_B \leq t \leq t_C \\ \exp[(\ln 0.1)(t - t_C)/(t_D - t_C)] & t_C \leq t \leq t_D \end{cases}$$

地震規模M, 等価震源距離X<sub>eq</sub>については、基準地震動Ss-Dの設定において考慮している敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の各地震発生様式の検討用地震のうち、より継続時間が長くなるよう、プレート間地震の条件を考慮してM8.3, X<sub>eq</sub>=144.9kmとする(詳細は次頁で説明)。

模擬地震波の加速度時刻歴波形



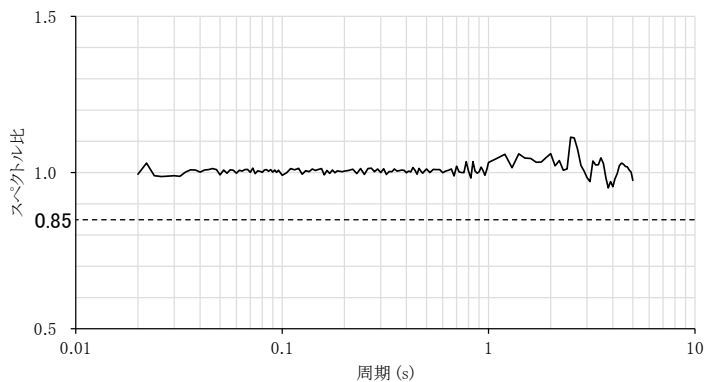
模擬地震波の速度時刻歴波形



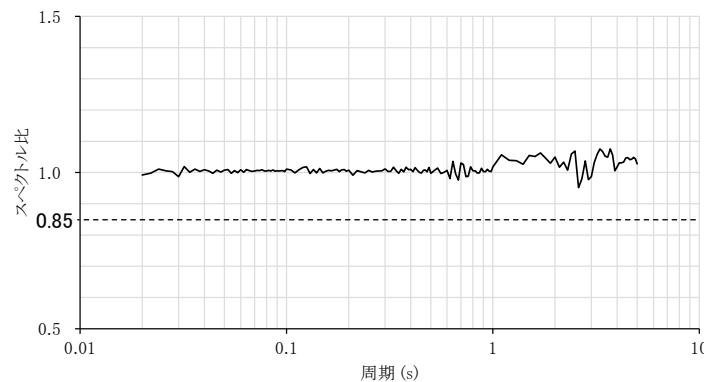
Ss-DH(水平成分)

Ss-DV(鉛直成分)

- 作成した模擬地震波が、日本電気協会(2008)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する。
  - ・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(応答スペクトル比)が全周期帯で0.85以上
  - ・応答スペクトルの強度値の比(SI比)が1.0以上



Ss-DH(水平成分)



Ss-DV(鉛直成分)

応答スペクトル比

応答スペクトルの強度値の比(SI比)

模擬地震波	SI比 (周期0.1~2.5秒)
Ss-DH	1.031
Ss-DV	1.031

ここで、  

$$\text{スペクトル強度値} = \int_{T_1}^{T_2} S_v(T, h) dT$$

$$S_v : \text{擬似速度応答スペクトル}$$

$$T : \text{周期}$$

$$h : \text{減衰定数(5\%)}$$

作成した模擬地震波は、日本電気協会(2008)に示される適合度の条件を満足していることを確認した。

■基準地震動Ss-Dの応答スペクトルに適合する模擬地震波作成に関し、Noda et al.(2002)の方法に基づく振幅包絡線の設定に必要なM, Xeqについては、基準地震動Ss-Dの設定において考慮している敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の各地震発生様式の検討用地震のうち、より継続時間が長くなるよう、プレート間地震(2011年東北地方太平洋沖型地震)の条件を考慮して設定する。

### ・Mの設定

Noda et al.(2002) のマグニチュード(気象庁マグニチュードまたはそれに準ずるもの)に関する上限はM8.5である。具体的には、M7.0までの観測記録を回帰したものに對し実記録との比較を通してM8.0まで適用性を確認したうえで、それ以上の規模に対してはM8.5まで外挿し理論的検討で確認している。

一方、2011年東北地方太平洋沖型地震の規模はそれを上回るMw9.0であることから、Noda et al.(2002)の適用範囲を外れる。

しかしながら、司ほか(2011)では、2011年東北地方太平洋沖地震を含め、国内外で発生した超巨大地震(Mw8.3~9.0)における強震動の距離減衰特性の分析結果から、強震動レベルに見合う地震規模はいずれもMw8.3であることが示されている。

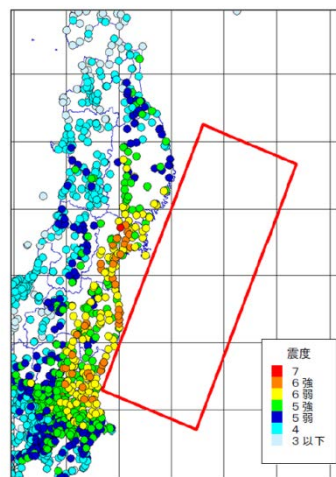
また、中央防災会議(2012)の知見では、2011年東北地方太平洋沖地震における震度分布と距離減衰式の関係から求めた地震規模Mwについて「8.2~8.3程度」と指摘されている。

Noda et al.(2002) に適用するマグニチュードについては、Mが8を大きく超えるような地震に関する気象庁マグニチュードは過小評価になることが知られている(気象庁(2012))ことを踏まえ、安全側にMwの値をMとみなして、上記知見に基づき、Mw8.3=M8.3として設定する。

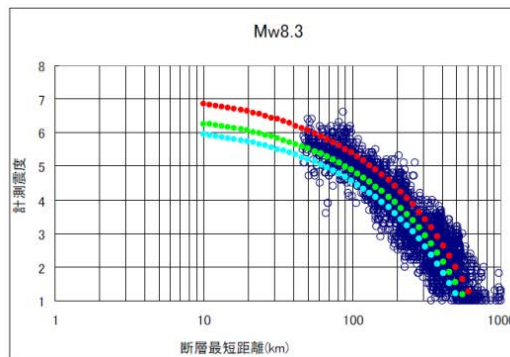
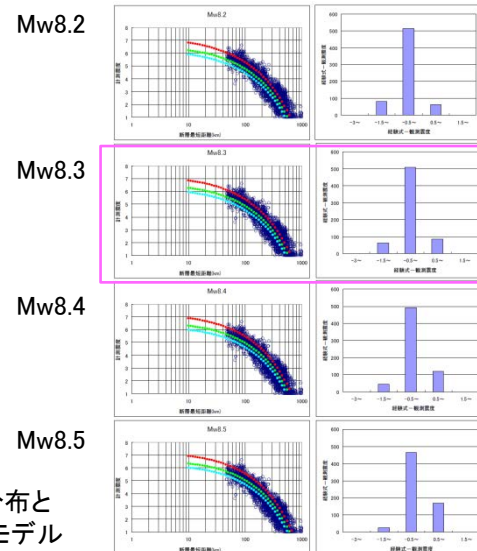
### ・Xeqの設定

プレート間地震の地震動評価で設定した2011年東北地方太平洋沖型地震の基本震源モデル全体を考慮した等価震源距離Xeq=144.9kmとする。

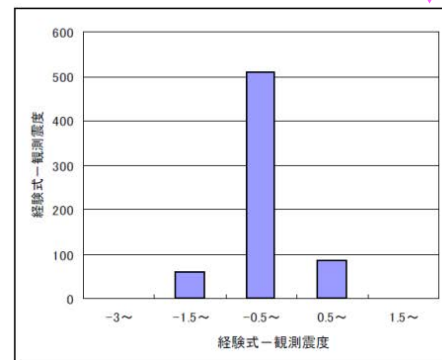
- 東北地方太平洋沖地震の観測震度
- 距離減衰 (AVS150m/s)
- 距離減衰 (AVS400m/s)
- 距離減衰 (AVS700m/s)



2011年東北地方太平洋沖地震の震度分布と断層最短距離の算出に用いた震源断層モデル(赤枠)



2011年東北地方太平洋沖地震の震度と距離減衰

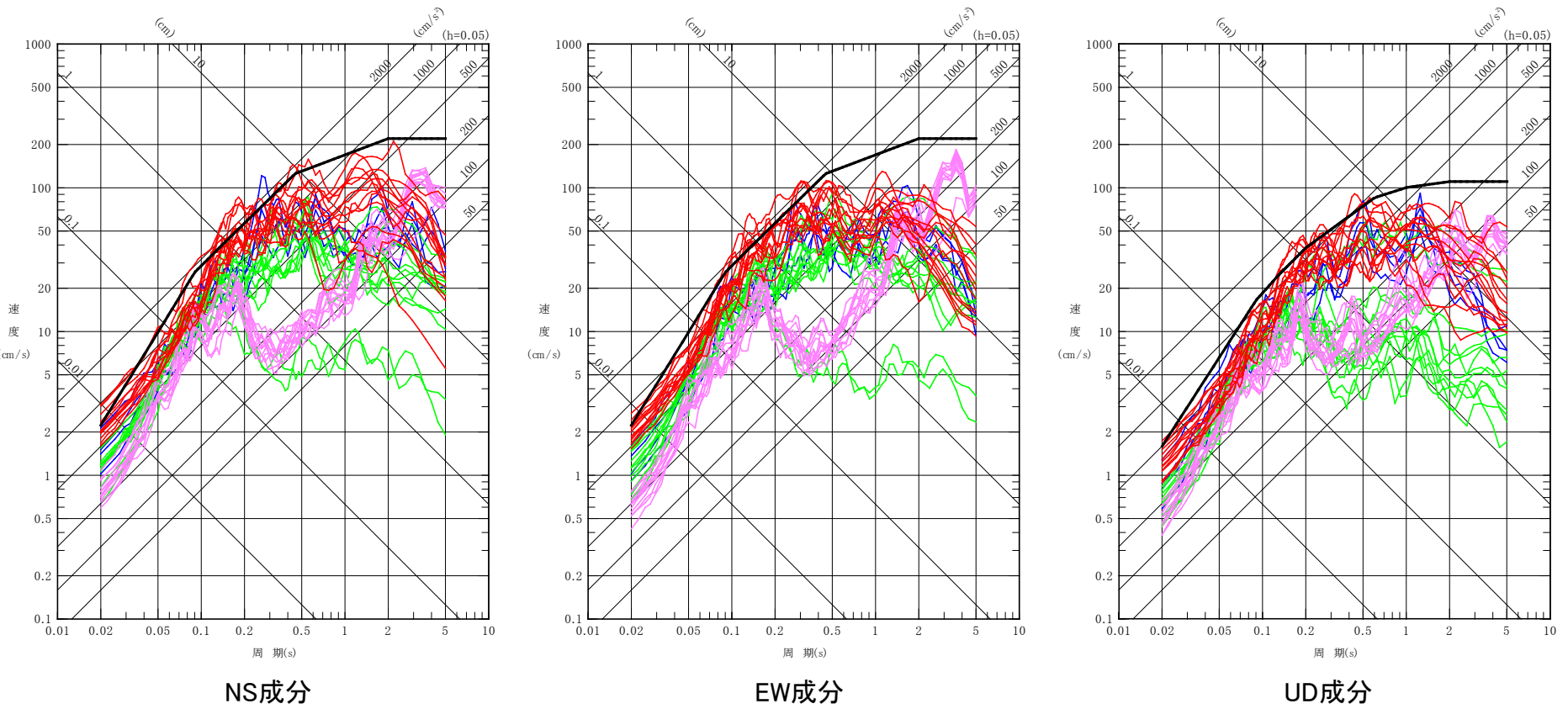


ヒストグラムは計測震度4.5以上を観測した地点について工学的基盤(AVS600m/s)上の震度と比較し作成

振幅包絡線のM, Xeqは、2011年東北地方太平洋地震に関する知見等に基づきM8.3, Xeq=144.9kmとする。

■ 各地震発生様式における断層モデル手法の地震動評価結果(全ケース)と基準地震動Ss-Dを比較する。

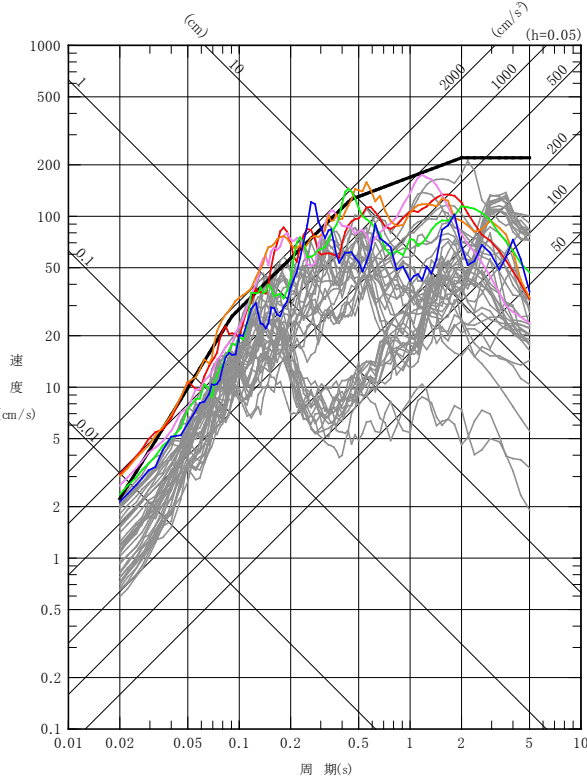
- 基準地震動Ss-D
- プレート間地震による評価
- 海洋プレート内地震による評価
- 内陸地殻内地震：F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による評価
- 内陸地殻内地震：F3断層～F4断層による評価



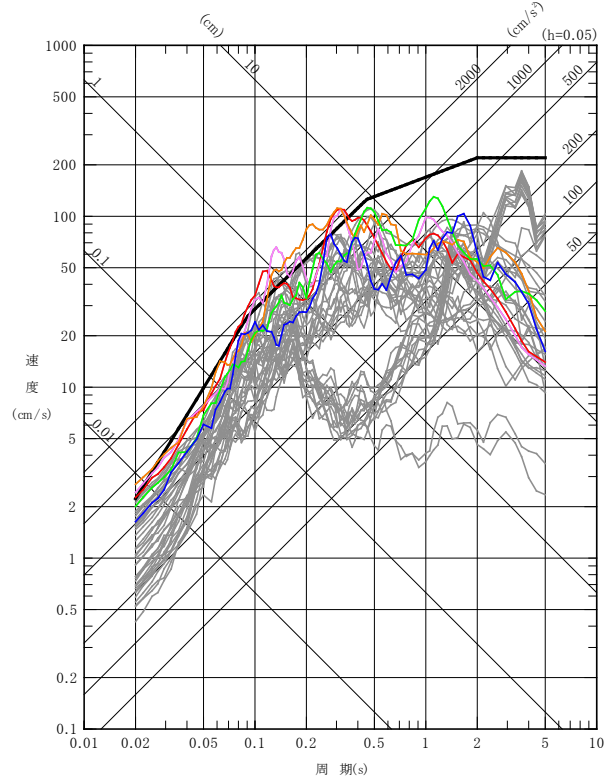
断層モデル手法による各地震動評価結果のうち、プレート間地震及び内陸地殻内地震：F3断層～F4断層の評価結果が基準地震動Ss-Dを一部の周期帯で上回る。なお、海洋プレート内地震及び内陸地殻内地震：F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層の地震動評価結果は、基準地震動Ss-Dに包絡されている。

■ 各地震発生様式における断層モデル手法による地震動評価結果のうち、一部周期帯で基準地震動Ss-Dを上回るケースを示す。

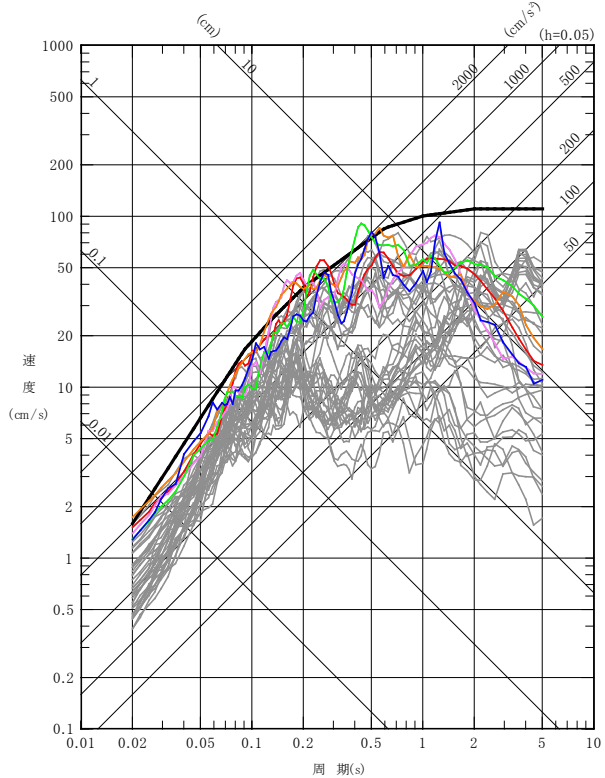
- Ss-D 応答スペクトル手法による基準地震動
- Ss-1 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ,破壊開始点1)
- Ss-2 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ,破壊開始点2)
- Ss-3 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ,破壊開始点3)
- Ss-4 F3断層～F4断層による地震(断層傾斜角の不確かさ,破壊開始点3)
- Ss-5 2011年東北地方太平洋沖型地震(SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳)
- 断層モデル手法の各評価結果



NS成分



EW成分



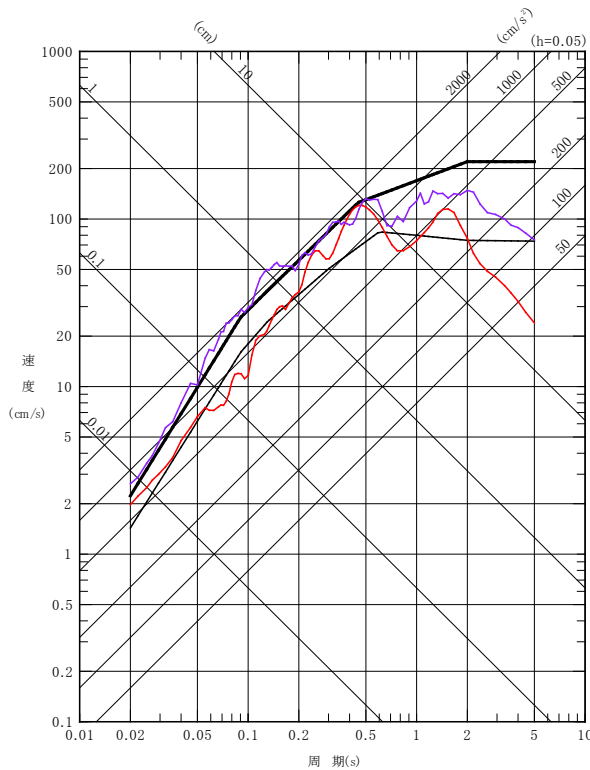
UD成分

各地震発生様式の断層モデル手法による地震動評価結果のうち、一部周期帯で基準地震動Ss-Dを上回る5ケースを断層モデル手法による基準地震動に選定し、それぞれSs-1, Ss-2, Ss-3, Ss-4, Ss-5とする。

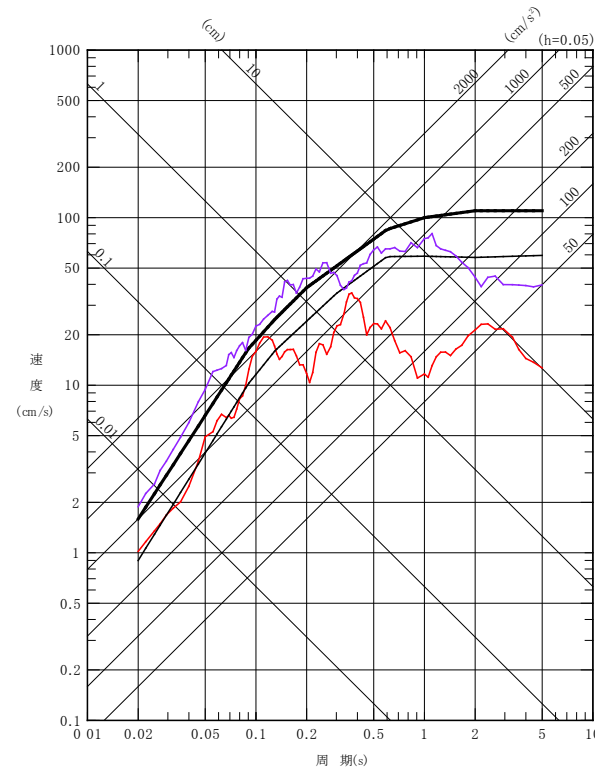
# 震源を特定せず策定する地震動

■ 震源を特定せず策定する地震動と基準地震動Ss-Dを比較する。

- Ss-D 応答スペクトル手法による基準地震動
- 加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル
- 2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮した地震動
- 標準応答スペクトルを考慮した地震動



水平成分



鉛直成分

震源を特定せず策定する地震動の評価結果(加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル, 2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮した地震動, 標準応答スペクトルを考慮した地震動)のうち、基準地震動Ss-Dを一部周期帯で上回る標準応答スペクトルを考慮した地震動を基準地震動Ss-6に選定する。



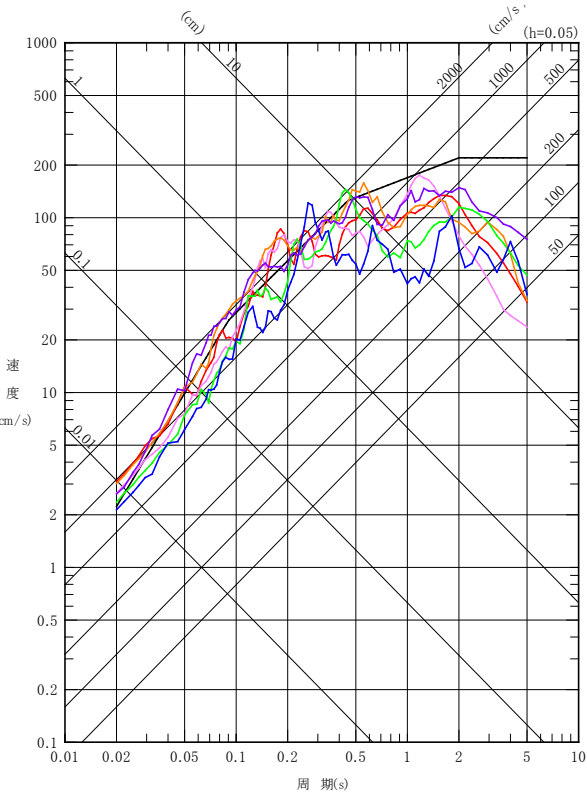
■ 基準地震動Ssの最大加速度の一覧を示す。

基準地震動		最大加速度 (cm/s <sup>2</sup> )		
		NS成分	EW成分	UD成分
Ss-D	応答スペクトル手法による基準地震動			
Ss-1	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点1)			
Ss-2	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点2)			
Ss-3	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点3)			
Ss-4	F3断層～F4断層による地震 (断層傾斜角の不確かさ, 破壊開始点3)			
Ss-5	2011年東北地方太平洋沖型地震 (SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳)			
Ss-6	標準応答スペクトルを考慮した地震動			

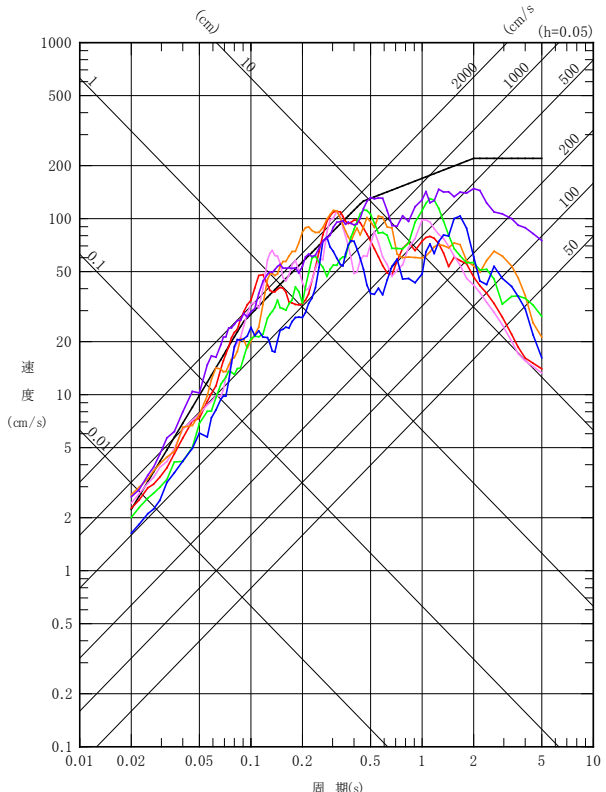
※表中のグラフは各基準地震動Ssの加速度時刻歴波形(縦軸:加速度[cm/s<sup>2</sup>], 横軸:時間[s])

# 基準地震動Ss : 応答スペクトル

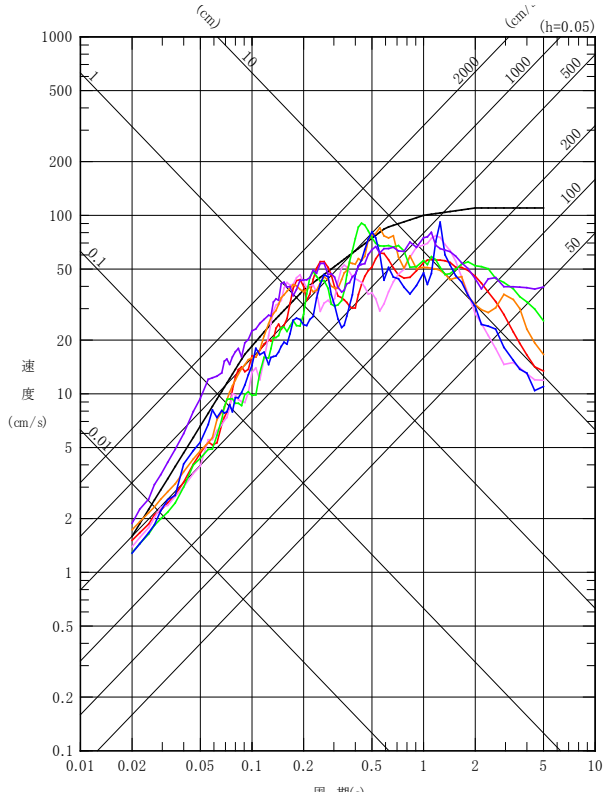
- Ss-D 応答スペクトル手法による基準地震動
- Ss-1 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点1)
- Ss-2 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点2)
- Ss-3 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点3)
- Ss-4 F3断層～F4断層による地震(断層傾斜角の不確かさ, 破壊開始点3)
- Ss-5 2011年東北地方太平洋沖型地震(SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重量)
- Ss-6 標準応答スペクトルを考慮した地震動



NS成分



EW成分



UD成分

1. 基準地震動 $S_s$ の策定の概要
  - 1.1 常陽の基準地震動 $S_s$ 策定の概要
  - 1.2 常陽地点における地震動特性の分析
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
  - 3.1 評価の方針
  - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定
  - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討
  - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定
  - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
  - 4.1 プレート間地震
  - 4.2 海洋プレート内地震
  - 4.3 内陸地殻内地震
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. 基準地震動 $S_s$ の策定
7. **基準地震動 $S_s$ の年超過確率の参照**

#### 参考資料

- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 房総沖の津波波源による影響確認について

#### 参考文献

# 評価方針

## ■基本方針

一般社団法人日本原子力学会「原子力発電所に対する地震を起因とした確率論的リスク評価に関する実施基準:2015」を参考に、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。

## ■震源モデルの設定

特定震源モデルと領域震源モデルを設定する。モデルの設定に際しては、活断層データの扱いや領域震源の各種設定に認識論的不確かさが存在すると考えられることから、基準地震動策定のために行った各種調査結果等に基づいた震源モデル(以下「調査モデル」と、地震調査研究推進本部の知見を参考に設定した震源モデル(以下「推本参考モデル」)をロジックツリーで考慮する。

震源		調査モデル	推本参考モデル
特定震源	海溝型地震	<ul style="list-style-type: none"> <li>・関東地震</li> <li>・東北地方太平洋沖型の地震</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・関東地震</li> <li>・茨城県沖の地震(繰り返し発生する地震)</li> <li>・東北地方太平洋沖型の地震</li> </ul>
	内陸地殻内地震	<ul style="list-style-type: none"> <li>・地質調査結果に基づく断層</li> <li>・活断層研究会編(1991)に掲載されている断層</li> </ul>	地震調査研究推進本部(2012)
領域震源	領域区分	<ul style="list-style-type: none"> <li>・垣見ほか(2003)</li> <li>・地震発生状況</li> </ul>	地震調査研究推進本部(2012)
	最大マグニチュード	領域区分内で発生した既往最大	地震調査研究推進本部(2012)
	発生頻度	気象庁カタログのデータに基づきG-R式を求め、地震規模ごとに算定	気象庁カタログのデータに基づきG-R式を求め、地震規模ごとに算定

## ■地震動伝播モデルの設定

・東北地方太平洋沖型の地震については断層モデル手法を用いる。その他の震源についてはNoda et al.(2002)による距離減衰式を用いる。またF3断層～F4断層については、敷地と震源との位置関係を踏まえ、確定論的地震動評価において考慮しているNFRD効果を考慮する。

・観測記録による補正係数については、基準地震動Ss策定の過程における分析結果を踏まえ、海溝型地震では茨城県沖の鹿島灘付近で発生した地震、海洋プレートの沈み込んだ深部で発生する地震、内陸地殻内地震では福島県と茨城県の県境付近で発生した地震について考慮する。

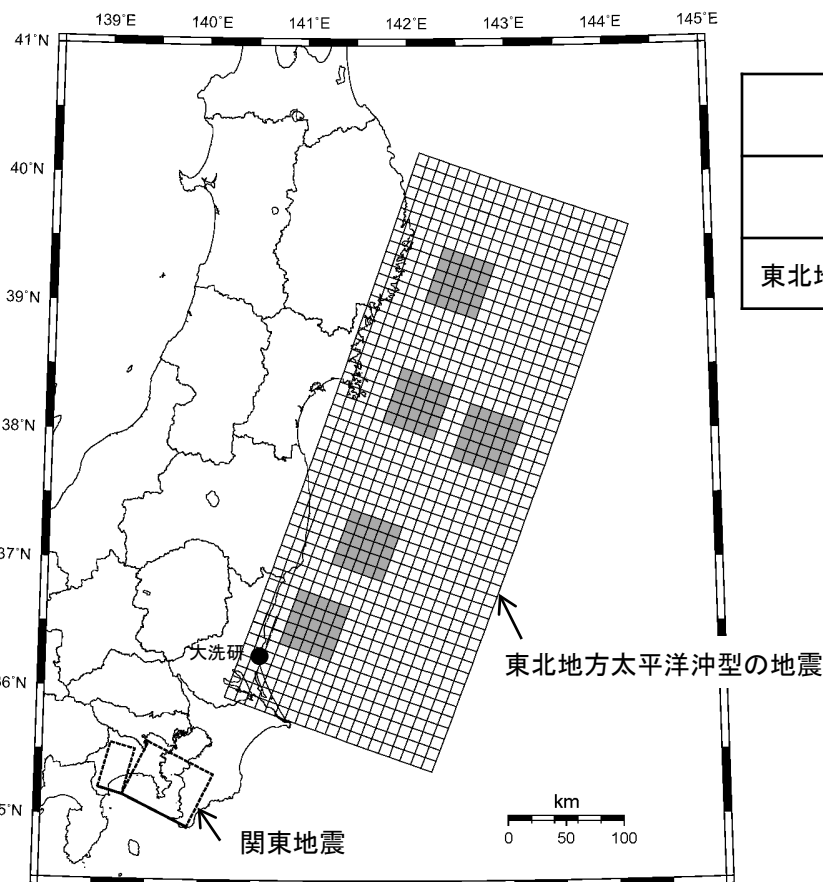
## ■ロジックツリーの作成

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てロジックツリーを作成する。

※ 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(科学的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。

# 特定震源モデル 調査モデル：海溝型地震

- 関東地震, 東北地方太平洋沖型の地震を特定震源としてモデル化する。
- 関東地震の諸元については, 巨視的断層は佐藤(1989)を, マグニチュード(M)は1703年元禄地震と1923年大正関東地震の規模を参考に宇佐美ほか(2013)に基づき設定する。地震発生については, 地震調査研究推進本部(2009a), (2012)に基づく更新過程とする。
- 東北地方太平洋沖型の地震の諸元については, 「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動のうちプレート間地震」で設定した震源モデルとする。地震発生については, 地震調査研究推進本部(2012)に基づく更新過程とする。



海溝型地震の震源 (調査モデル)

断層名	断層長さ及び断層幅 (km)	等価震源距離 (km)	M	平均発生間隔 (年) <sup>※1</sup>
関東地震	22 × 45 63 × 55	141	7.9~8.2	220 <sup>※2</sup>
東北地方太平洋沖型の地震	500 × 200	—	Mw9.0	600 <sup>※3</sup>

- ※1 地震調査研究推進本部(2012)に基づく。
- ※2 地震調査研究推進本部(2009a), (2012)に基づき更新過程として扱い, 示されている50年発生確率1%より, 年発生確率を算出する。
- ※3 地震調査研究推進本部(2012)に基づき更新過程として扱い, 示されている50年発生確率0%より, 年発生確率を算出する。

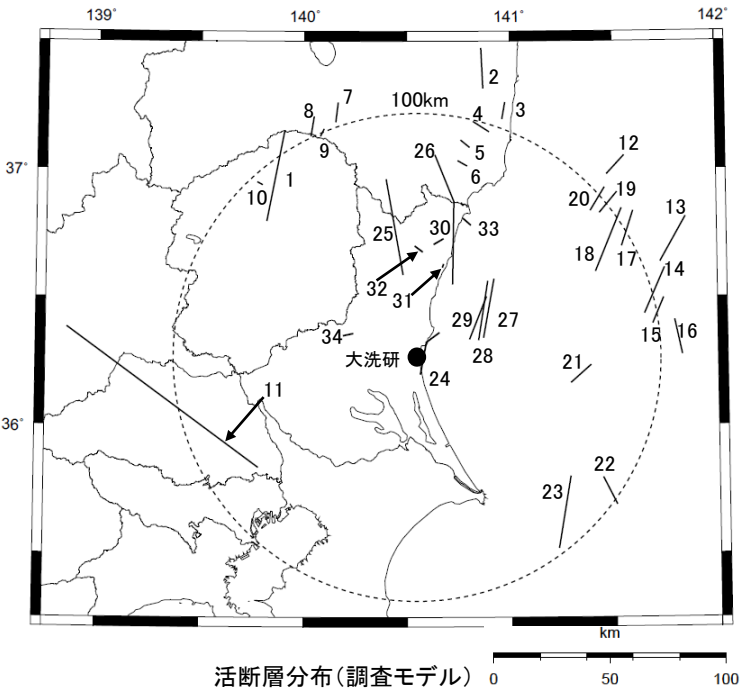
参考: 東北地方太平洋沖型の地震に関する時間軸原点の違いによる発生確率の違い

断層名	時間軸原点	50年発生確率
東北地方太平洋沖型の地震	2011年3月11日	20~30% <sup>※4</sup>
	2017年3月11日	0% (10 <sup>-35</sup> <sup>※5</sup> )

- ※4 地震調査研究推進本部(2011)に基づく。
- ※5 平均発生間隔600年, 最新活動時期は2011年3月11日,  $\alpha=0.24$ で算出。

# 特定震源モデル 調査モデル：内陸地殻内地震

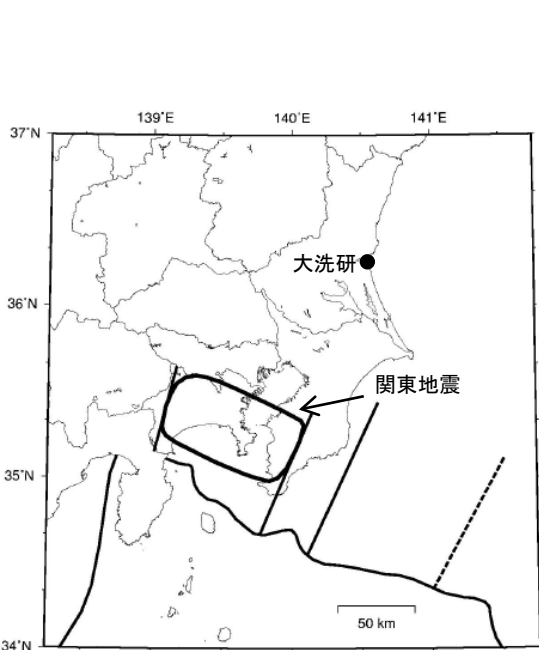
- 敷地から100km程度の範囲の活断層を対象とする。活断層の諸元は、地質調査結果や活断層研究会編(1991)の活断層に基づき設定する。
- 地震発生は、過去の活動に関する情報がある断層については更新過程を、ない場合はポアソン過程を用いる。ポアソン過程の場合、再来期間は断層変位量(松田(1975))と平均変位速度(活動度をB級またはC級と仮定し、奥村・石川(1988)を参考に設定)から算定する。
- マグニチュードについては、松田(1975)から求める場合と武村(1998)から求める場合をロジックツリーの分岐として考慮する。
- F1断層、北方陸域の断層、塩ノ平地震断層については、2011年4月に活動した直後である塩ノ平地震断層との運動評価になることから、全長破壊の場合の発生確率は0%と考えられる。そこで残りのF1断層、北方陸域の断層をポアソン過程で評価した場合をロジックツリーの分岐として考慮する。なお、F1断層(M7.1)の単独破壊も考えられるが、後述のとおり、全体ハザードに占めるF1断層、北方陸域の断層、塩ノ平地震断層の運動の割合は小さく、規模の小さなF1断層(M7.1)の単独破壊を考慮したとしても評価結果への影響はない。
- F3断層及びF4断層については、地質・地質構造の特徴(走向・変位センスが同じ、近接している)を踏まえて運動する断層として評価しており、単独破壊は考慮しない。なお、仮に単独破壊を考慮すると、定性的に発生頻度の高い低加速度領域のハザードが大きくなるが、この領域では後述のとおり領域震源(海溝型地震)が支配的であることから、全体ハザードに与える影響は小さいものと考えられる。また、発生頻度の低い高加速度領域についてはハザードが小さくなり、単独破壊を考慮しない方が保守的な評価となる。



※1 松田(1975)に基づき算定。ただし下限はM6.8とする。  
 ※2 武村(1998)に基づき算定  
 ※3 活断層研究会編(1991)に記載されている活断層  
 ※4 更新過程に基づき評価。  
 ※5 2011年4月に活動した塩ノ平地震断層の今後50年発生確率はほぼ0%であることから、F1断層、北方陸域の断層、塩ノ平地震断層の全長が破壊する場合の確率は更に低くなる。  
 ※6 断層長さを拡張してマグニチュードを算定  
 ※7 確定論的地震動評価において地震規模を保守的に嵩上げしていることから、その基本震源モデルを踏まえ、M7.0の地震として設定する。

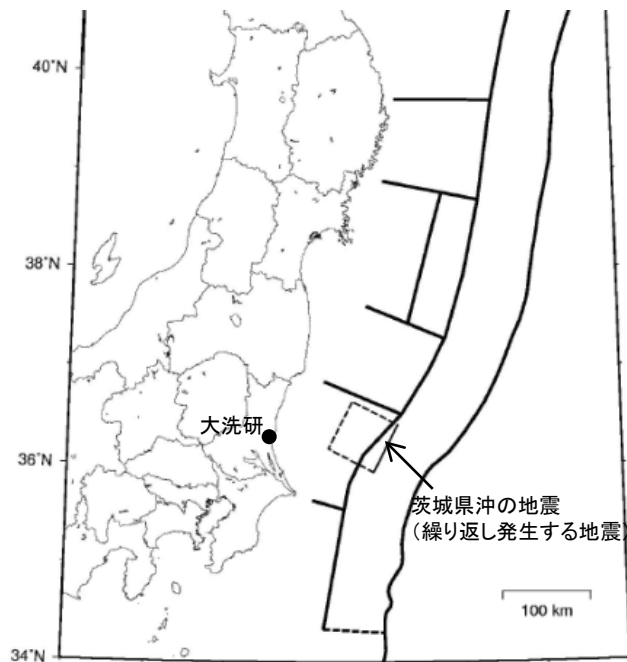
断層番号	断層名	断層長さ(km)	等価震源距離(km)	M (松田式) <sup>※1</sup>	M (武村式) <sup>※2</sup>	活動度	再来期間(年)
1	関谷断層	40	104	7.5	7.6	—	3,350 <sup>※4</sup>
2	三郡森付近	18	129	6.9	7.0	B	5,600
3	大阪-足沢	7	114	6.8	6.9	B	4,800
4	ニッ箭断層	8	104	6.8	6.9	B	4,800
5	赤井断層	5	95	6.8	6.9	C	25,600
6	湯ノ岳断層	5	87	6.8	6.9	B	4,800 <sup>※4</sup>
7	江花-虫笠	9	112	6.8	6.9	B	4,800
8	那須湯本北	9	111	6.8	6.9	B	4,800
9	那須湯本北東	4	106	6.8	6.9	B	4,800
10	湯本塩原断層群	3	103	6.8	6.9	B	4,800
11	深谷断層帯・綾瀬川断層	103	115	8.2	8.3	—	58,000 <sup>※4</sup>
12	新編日活海域 <sup>※3</sup>	11	121	6.8	6.9	C	25,600
13	新編日活海域 <sup>※3</sup>	23	123	7.1	7.2	C	38,000
14	新編日活海域 <sup>※3</sup>	22	107	7.1	7.2	C	36,700
15	新編日活海域 <sup>※3</sup>	12	107	6.8	6.9	C	25,600
16	新編日活海域 <sup>※3</sup>	15	114	6.8	6.9	C	26,000
17	新編日活海域 <sup>※3</sup>	17	108	6.9	7.0	C	28,900
18	新編日活海域 <sup>※3</sup>	30	98	7.3	7.4	C	50,200
19	新編日活海域 <sup>※3</sup>	12	107	6.8	6.9	C	25,600
20	新編日活海域 <sup>※3</sup>	12	105	6.8	6.9	C	25,600
21	新編日活海域 <sup>※3</sup>	12	72	6.8	6.9	C	25,600
22	新編日活海域 <sup>※3</sup>	13	102	6.8	6.9	C	25,600
23	新編日活海域 <sup>※3</sup>	32	93	7.3	7.5	C	53,600
24	F3断層~F4断層	17	12	7.0 <sup>※7</sup>	7.0 <sup>※7</sup>	B	6,100
25	棚倉破碎帯西縁断層~同東縁付近の推定活断層	42	55	7.5	7.7	B	13,300
26	F1断層~北方陸域の断層~塩ノ平地震断層	58	56	7.8	7.9	B	18,400 <sup>※4</sup>
	F1断層~北方陸域の断層	44	52	7.6	7.7	B	13,900
27	F8断層	26	36	7.2	7.3	B	8,300
28	F16断層	26	39	7.2	7.3	B	8,300
29	A-1背斜	20	31	7.0	7.1	B	6,400
30	関口-米平リニアメント <sup>※6</sup>	6	49	6.8	7.0	B	5,400
31	宮田町リニアメント <sup>※6</sup>	1	42	6.8	7.0	B	5,400
32	堅破山リニアメント <sup>※6</sup>	4	45	6.8	7.0	B	5,400
33	F11断層 <sup>※6</sup>	5	60	6.8	7.0	B	5,400
34	吾国山断層 <sup>※6</sup>	6	35	6.8	7.0	B	5,100

■地震調査研究推進本部において固有地震として扱われている関東地震, 茨城県沖の地震(繰り返し発生する地震), 東北地方太平洋沖型の地震を特定震源として扱う。



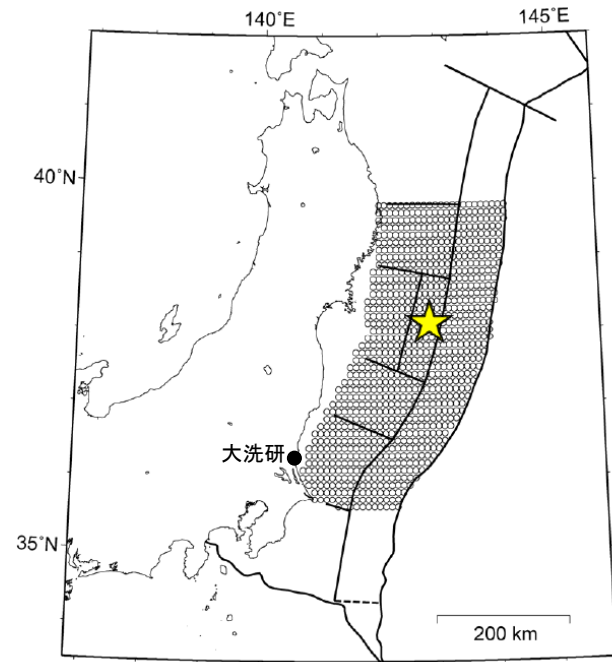
地震調査研究推進本部(2009a)に一部加筆

関東地震



地震調査研究推進本部(2009a)に一部加筆

茨城県沖の地震(繰り返し発生する地震)

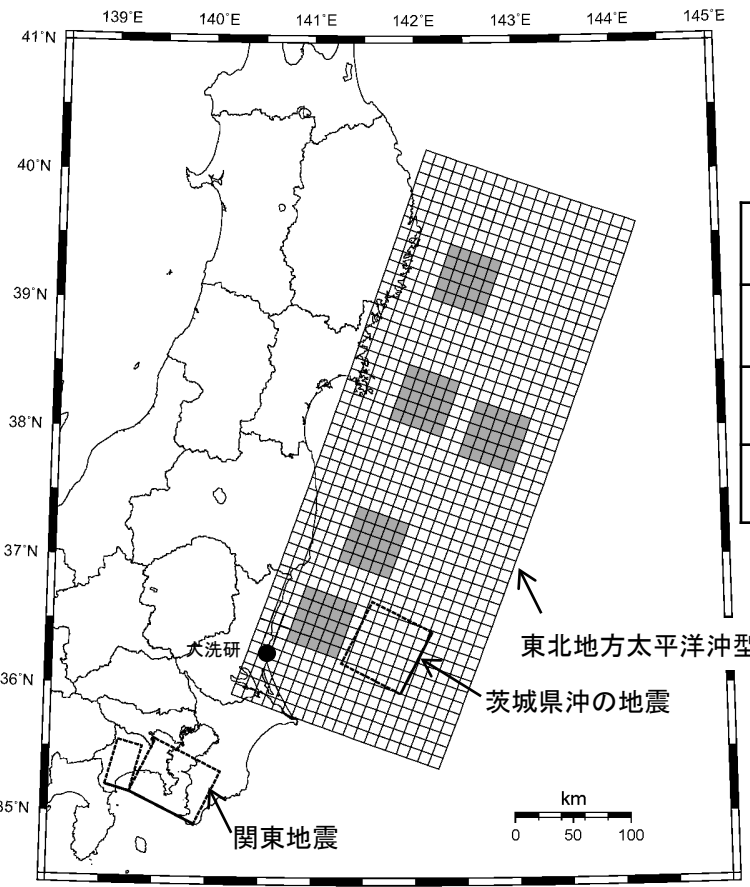


地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆

東北地方太平洋沖型の地震

# 特定震源モデル 推本参考モデル：海溝型地震

- 関東地震の諸元については、巨視的断層面は佐藤(1989)を、マグニチュードは1703年元禄地震と1923年大正関東地震の規模を参考に宇佐美ほか(2013)に基づき設定する。地震発生については、地震調査研究推進本部(2009a), (2012)に基づく更新過程とする。
- 茨城県沖の地震の諸元については、巨視的断層及びマグニチュードは地震調査研究推進本部(2009a), (2012)に基づき設定する。地震発生についてはポアソン過程とする。
- 東北地方太平洋沖型の地震の諸元については、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動のうちプレート間地震」で設定した震源モデルとする。地震発生については、地震調査研究推進本部(2012)に基づく更新過程とする。



断層名	断層長さ及び断層幅 (km)	等価震源距離 (km)	M	平均発生間隔 (年) <sup>※1</sup>
関東地震	22 × 45 63 × 55	141	7.9~8.2	220 <sup>※2</sup>
茨城県沖の地震 (繰り返し発生する地震)	60 × 60	106	7.0	21 <sup>※3</sup>
東北地方太平洋沖型の地震	500 × 200	—	Mw9.0	600 <sup>※4</sup>

※1 地震調査研究推進本部(2009a), (2009b), (2012)に基づく。  
 ※2 地震調査研究推進本部(2009a), (2012)に基づき更新過程として扱い、示されている50年発生確率1%より、年発生確率を算出する。  
 ※3 ポアソン過程で評価する。  
 ※4 地震調査研究推進本部(2012)に基づき更新過程として扱い、示されている50年発生確率0%より、年発生確率を算出する。

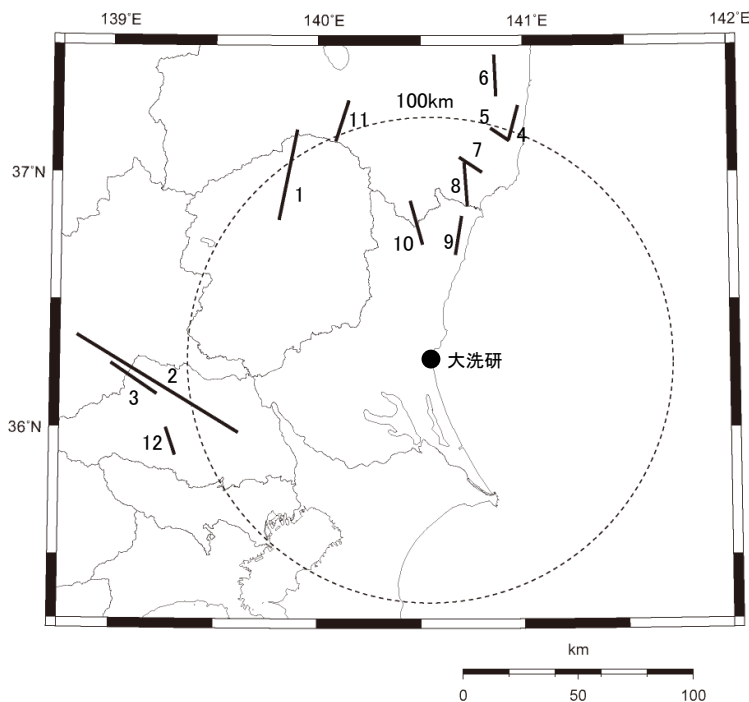
海溝型地震の震源(推本参考モデル)



# 特定震源モデル 推本参考モデル：内陸地殻内地震

■調査モデルにおける敷地近傍の断層は、後期更新世以降の活動を否定しきれないことから、基準地震動の策定において考慮しているものが多い。従って、将来活動する可能性のある断層かどうかについては認識論的不確かさが存在すると考えられることから、調査モデルの他に地震調査研究推進本部での扱いをロジックツリーの分岐として考慮する。

■活断層の諸元は、地震調査研究推進本部の確率論的地震動予測地図で考慮している活断層に基づく。地震発生については、地震調査研究推進本部(2012)を参考に、更新過程またはポアソン過程とする。



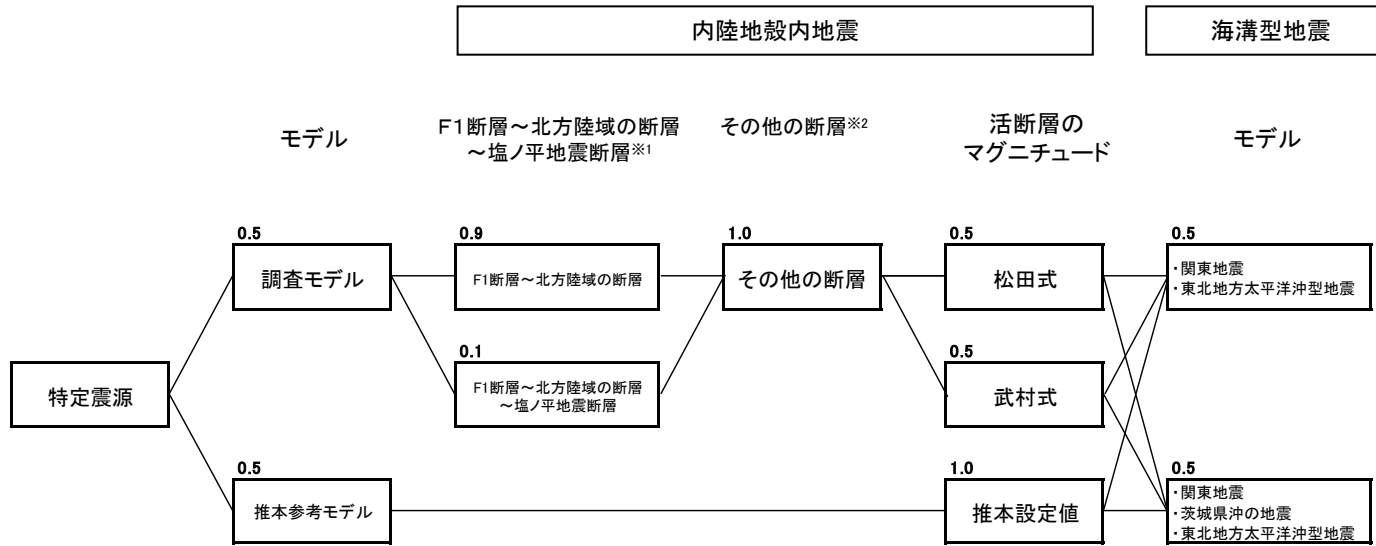
敷地周辺の活断層分布  
(推本参考モデル)

断層番号	断層名	断層長さ (km)	等価震源距離(km)	M	再来期間 (年) <sup>※1</sup>
1	関谷断層	38	108	7.5	3,350 <sup>※2</sup>
2	関東平野北西縁断層主部	82	120	8.0	21,500 <sup>※2</sup>
3	平井一櫛挽断層帯	23	130	7.1	7,000
4	大阪一足沢断層帯	16	110	6.8	12,700
5	二ツ箭断層	10	103	6.5	3,200
6	三郡森断層帯	18	128	6.9	5,700
7	湯ノ岳断層	12	88	6.6	3,800
8	井戸沢断層	19	79	7.0	62,900
9	高萩付近推定	17	56	6.9	56,300
10	棚倉破砕帯西縁断層	20	61	7.0	66,200
11	白河西方断層帯	18	112	6.9	59,600
12	越生断層	13	119	6.7	22,000

※1 地震調査研究推進本部(2012)に基づき算定。地震発生については地震調査研究推進本部(2012)に基づき、断層番号1, 2は更新過程、それ以外はポアソン過程とする。  
 ※2 地震調査研究推進本部(2012)で示されている50年発生確率0%より、年発生確率を算出する。

# 特定震源モデル：ロジックツリー

■ 特定震源モデルのロジックツリーは、下記のとおり設定する。

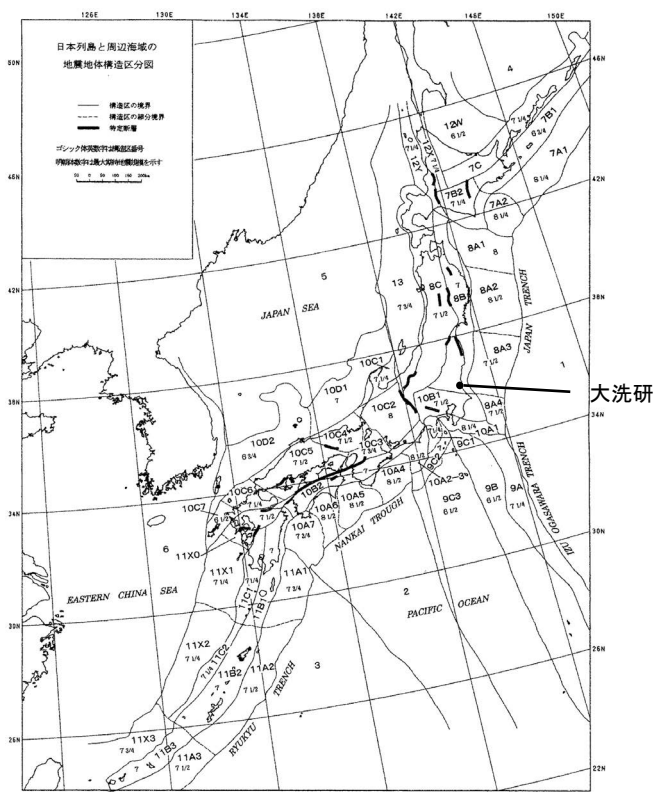


※1 2011年4月に活動した直後である塩ノ平地震断層を含んだ全長破壊は当面起こりにくいと考えられることから、重みを低く設定する。なお、F1断層(M7.1)の単独破壊も考えられるが、後述のとおり、全体ハザードに占めるF1断層、北方陸域の断層、塩ノ平地震断層の連動の割合は小さく、規模の小さなF1断層(M7.1)の単独破壊を考慮したとしても評価結果への影響はない。

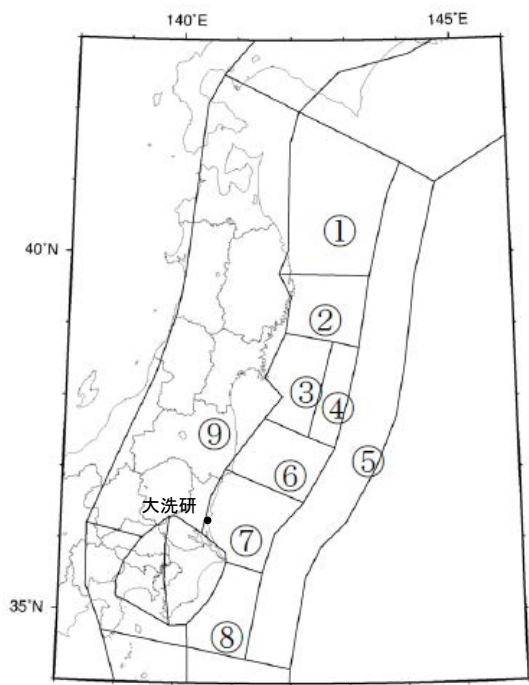
※2 F3断層及びF4断層については、地質・地質構造の特徴を踏まえて連動する断層として評価しており、単独破壊は考慮しない。なお、仮に単独破壊を考慮すると、定性的に発生頻度の高い低加速度領域のハザードが大きくなるが、この領域では後述のとおり領域震源(海溝型地震)が支配的であることから、全体ハザードに与える影響は小さいものと考えられる。また、発生頻度の低い高加速度領域についてはハザードが小さくなり、単独破壊を考慮しない方が保守的な評価となる。

# 領域震源モデル

- 敷地から150km程度を評価対象範囲とする。
- 調査モデル: 領域区分は垣見ほか(2003)や地震発生状況に基づく。領域内の最大マグニチュードは、当該領域内で発生した既往最大の地震規模に基づく。
- 推本参考モデル: 領域区分及び領域内の最大マグニチュードは、地震調査研究推進本部(2012)に基づく。



垣見ほか(2003)に一部加筆



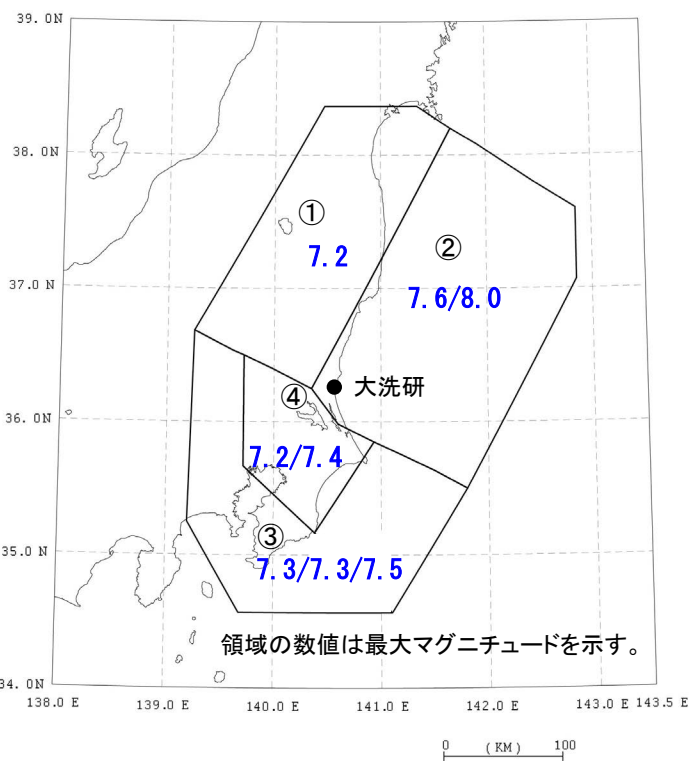
地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆

調査モデル: 垣見ほか(2003)による地体構造区分

推本参考モデル: 地震調査研究推進本部(2012)による領域区分

# 領域震源モデル 調査モデル：海溝型地震

- 海溝型地震の領域区分については垣見ほか(2003)を参考にしますが、沈み込んだプレートの地震が発生する領域については地震発生状況を参考に独自に設定する。沈み込んだプレートの地震が発生する領域の深さの設定については、各領域を更に小領域に分割し、その小領域内で発生する海溝型地震の深さに合うようにする。
- 領域内の最大マグニチュードについては、領域内で過去に発生した最も規模の大きな地震のマグニチュードとする。敷地に影響が大きいと考えられる領域②、④については、地震の発生状況等に応じロジックツリーの分岐として考慮する。その他の領域については、地震規模の記載について幅がある場合、ロジックツリーの分岐で考慮する。
- 各領域の地震発生頻度については、気象庁地震カタログを用いてG-R式を求め、地震の規模ごとに算定する。

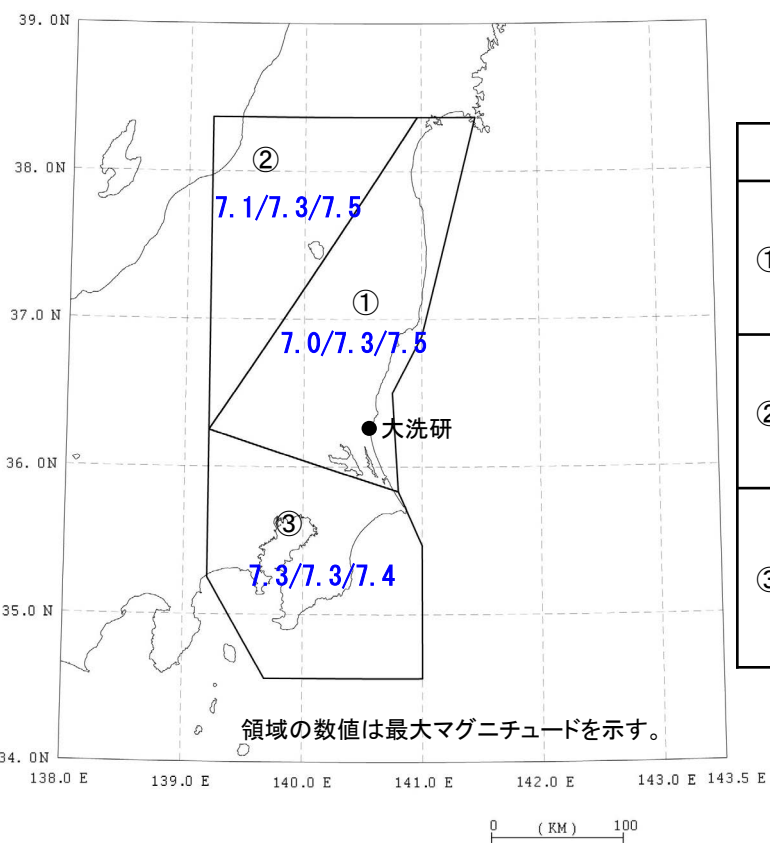


海溝型地震の領域区分(調査モデル)

領域区分, 設定根拠		最大マグニチュード, 設定根拠		b値
①	太平洋プレートの上面深度が60kmよりも深い領域	7.2	地震活動は低調で過去に大規模な地震は発生していないため、南側に隣接する④の領域で1895年に発生した霞ヶ浦付近の地震(M7.2)を参考に設定	1.388
②	垣見ほか(2003)の8A3に対応し、太平洋プレートの上面深度が60kmよりも浅い領域	上限値 8.0	領域外ではあるが、同一地体構造区に入る1677年磐城・常陸・安房・上総・下総の地震(M8.0)を参考に設定	0.899
		下限値 7.6	2011年東北地方太平洋沖地震の最大余震(M7.6)を参考に設定	
③	主にフィリピン海プレートに関する地震活動が見られる領域	上限値 7.5	1257年関東南部の地震(M7.0-7.5)を参考に設定	0.981
		中央値 7.3	1923年千葉県勝浦沖の地震(M7.3, 関東地震の余震)及び1257年関東南部の地震(M7.0-7.5)を参考に設定	
		下限値 7.3	1923年千葉県勝浦沖の地震(M7.3, 関東地震の余震)を参考に設定	
④	茨城県南西部から千葉県北部にかけて中小地震の活動が活発な領域	上限値 7.4	敷地ごとに震源を特定して策定する地震動における茨城県南部の地震の地震規模の不確かさケースを参考に設定	1.237
		下限値 7.2	1895年に発生した霞ヶ浦付近の地震(M7.2)を参考に設定	

# 領域震源モデル 調査モデル：内陸地殻内地震

- 内陸地殻内地震の領域区分については、垣見ほか(2003)を参考に設定する。
- 領域内の最大マグニチュードについては、領域内で過去に発生した最も規模の大きな地震のマグニチュードとする。地震規模の記載について幅がある場合ロジックツリーの分岐で考慮する。
- 各領域の地震発生頻度については、気象庁地震カタログを用いてG-R式を求め、地震の規模ごとに算定する。

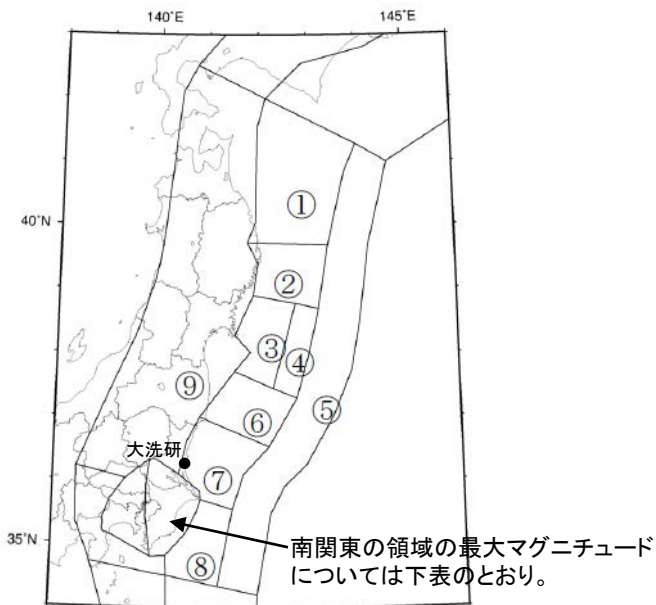


領域区分		最大マグニチュード, 設定根拠		b値
①	垣見ほか(2003)の8Bに対応する領域	上限値7.5	1858年八戸・三戸の地震(M7.0-7.5)の上限値	0.483
		中央値7.3	1858年八戸・三戸の地震(M7.0-7.5)の中央値	
		下限値7.0	1858年八戸・三戸の地震(M7.0-7.5)の下限値	
②	垣見ほか(2003)の8Cに対応する領域	上限値7.5	1766年津軽の地震(M7 1/4±1/4)の上限値	1.124
		中央値7.3	1766年津軽の地震(M7 1/4±1/4)を中央値	
		下限値7.1	1914年秋田県南部の地震(M7.1)を参照	
③	垣見ほか(2003)の10A1と10B1を合わせた領域	上限値7.4	878年関東諸国の地震(M7.4)を参照 (規模の精度を考慮してロジックツリーで考慮)	0.987
		中央値7.3	1924年神奈川県地震(M7.3)を参照	
		下限値7.3	1924年神奈川県地震(M7.3)を参照	

内陸地殻内地震の領域区分(調査モデル)

## ■地震調査研究推進本部(2012)の知見

地震調査研究推進本部(2012)では、三陸沖から房総沖にかけての「震源断層を予め特定しにくい地震」の領域区分とそれぞれの領域内で想定する最大マグニチュードについて示され、最大マグニチュードについては「モデル1」、「モデル2」の2ケースが想定されている。



相模トラフ	領域または地震名	諸元	長期評価結果	モデル化	
	その他の南関東で発生するM7程度の地震	マグニチュード	M6.7~7.2	M6.7~7.2程度	M6.7~7.2 <sup>(*)</sup>
		平均発生間隔	23.8年に1回	23.8年	23.8年
		最新発生時期	(ボアソン過程)	-	-
		ばらつきσ	-	-	-
30年発生確率		70%程度	72%	72%	
50年発生確率	90%程度	88%	88%		

地震調査研究推進本部(2009a)に一部加筆

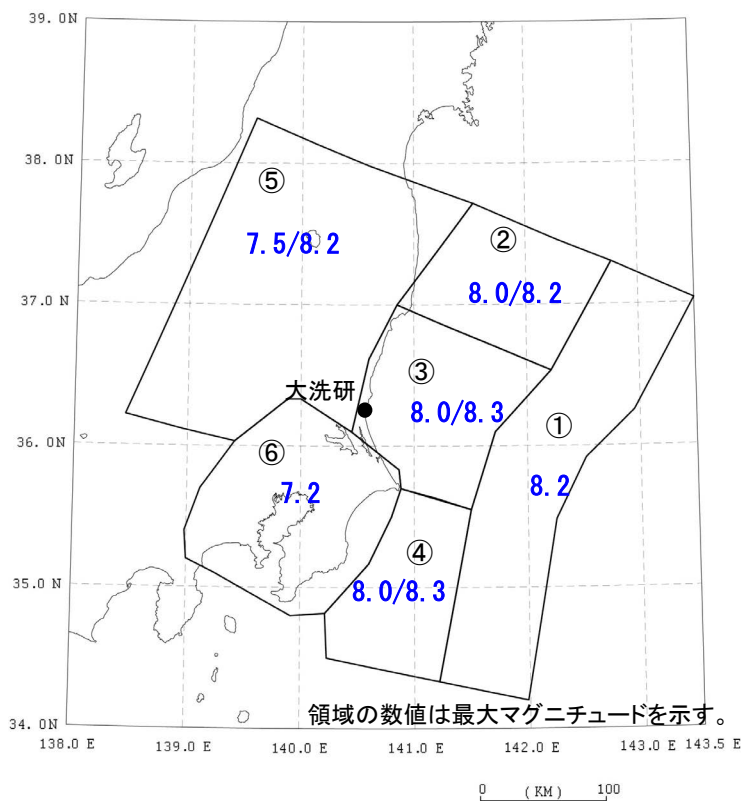
領域番号	領域・地震	従来モデル	評価第二版	モデル1	モデル2
㊦ 東北地方太平洋沖型	(1) 繰返し	(なし)	M=8.4~9.0 P30=0	同左	同左
①三陸沖北部	(1) 繰返し	M=8.0 P30=6.3	M=8.0 P30=7.3	同左	同左
	(2) 繰返し以外	M=7.1~7.6 P30=93(P)	M=7.1~7.6 P30=88(P)	同左	同左
	(3) 震源不特定	Mu=7.0		変更なし	変更なし
②三陸沖中部	(1) 繰返し	(なし)	(なし)	(なし)	(なし)
	(2) 繰返し以外	(なし)	(なし)	(なし)	(なし)
	(3) 震源不特定	Mu=7.0		Mu=8.0/7.5	Mu=8.2/8.2
③宮城県沖	(1) 繰返し	M=7.5 P30=100	M=7.4 P30=不明	M=7.4 P30=55(P)	(なし)
	(2) 繰返し以外	(なし)	M=7.0~7.3 P30=61(P)	同左	(なし)
	(3) 震源不特定	Mu=7.2		Mu=8.0/7.5	Mu=8.4/8.2
④三陸沖南部海溝寄り	(1) 繰返し	M=7.7 P30=81	M=7.9 P30=0	同左	宮城県沖と統合
	(2) 繰返し以外	(なし)	M=7.2~7.6 P30=51(P)	同左	
	(3) 震源不特定	Mu=7.5		Mu=8.0/7.5	
⑤三陸沖北部から房総沖の海溝寄り	(1) 繰返し(津波)	M=8.2(6.8) P30=20(P)	Mt=8.6-9.0 P30=25(P)	同左	同左
	(1) 繰返し(正断層)	M=8.2 P30=5.1(P)	M=8.2 P30=5.1(P)	同左	同左
	(2) 繰返し以外	(なし)	(なし)	(なし)	(なし)
	(3) 震源不特定	Mu=7.5		Mu=8.0/-	Mu=8.0/-
⑥福島県沖	(1) 繰返し	M=7.4 P30=7.2(P)	M=7.4 P30=14(P)	同左	(なし)
	(2) 繰返し以外	(なし)	(なし)	(なし)	(なし)
	(3) 震源不特定	Mu=7.1		Mu=8.0/7.5	Mu=8.2/8.2
⑦茨城県沖	(1) 繰返し	M=7.0 P30=99	M=7.0 (6.7~7.2) P30=95	同左	(なし)
	(2) 繰返し以外	(なし)	M=6.9~7.6 P30=69(P)	同左	(なし)
	(3) 震源不特定	Mu=7.3		Mu=8.0/7.5	Mu=8.3/8.2
⑧房総沖	(1) 繰返し	(なし)	(なし)	(なし)	(なし)
	(2) 繰返し以外	(なし)	(なし)	(なし)	(なし)
	(3) 震源不特定	Mu=7.0		Mu=8.0/7.5	Mu=8.3/8.2
⑨陸側	(3) 震源不特定	Mu=7.1		Mu=7.5	Mu=7.8.2

・P30は30年間の発生確率(%)で、(P)はボアソン過程で計算されたことを示す。なお、従来モデルは2011年1月、その他は2012年1月時点での値である。  
 ・Muは震源不特定の地震(震源断層をあらかじめ特定しにくい地震)にG-R式を適用する際の最大マグニチュードで、値の左側はプレート間地震、右側はプレート内地震に対するものである。  
 ・モデル2の震源不特定のプレート内地震のMuは、その領域全体の大きさに基づき設定された値。  
 ・①と⑤を除く領域のプレート内地震のMuは、モデル1では7.5、モデル2では8.2とする。  
 ・三陸沖北部から房総沖の海溝沖で評価されているプレート間地震(津波地震)のマグニチュードMtは、独立断層を生じる場合(M=8.0)と生じない場合(M=6.8)にそれぞれ0.5の確率を付与する。

地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆

# 領域震源モデル 推本参考モデル：海溝型地震（2 / 2）

- 海溝型地震の領域区分については、地震調査研究推進本部(2012)の「震源断層を予め特定しにくい地震」等を参考に設定する。各領域の深さの設定については、各領域を更に小領域に分割し、その小領域内で発生する海溝型地震の深さに合うようにする。
- 領域内の最大マグニチュードについては、地震調査研究推進本部(2012)等を参考に設定する。上記で示されている「モデル1」、「モデル2」についてはロジックツリーの分岐で考慮する。
- 各領域の地震発生頻度については、気象庁地震カタログを用いてG-R式を求め、地震の規模ごとに算定する。

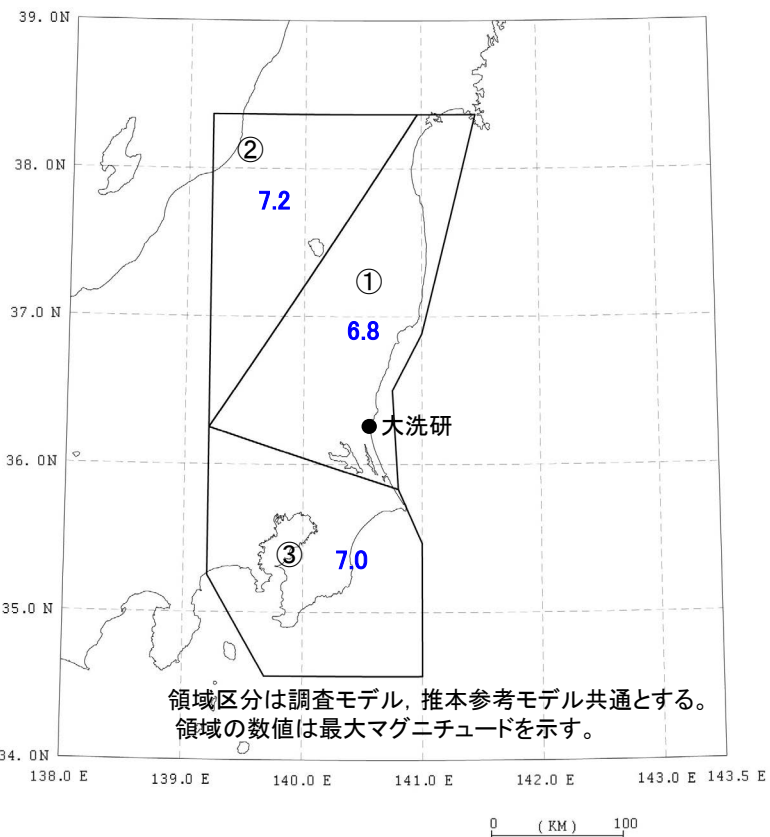


領域区分, 設定根拠		最大マグニチュード	b値
①	地震調査研究推進本部(2012)の⑤	モデル1, 2共通: 8.2	1.031
②	地震調査研究推進本部(2012)の⑥	モデル1: 8.0	0.936
		モデル2: 8.2	
③	地震調査研究推進本部(2012)の⑦	モデル1: 8.0	0.873
		モデル2: 8.3	
④	地震調査研究推進本部(2012)の⑧	モデル1: 8.0	1.023
		モデル2: 8.3	
⑤	地震調査研究推進本部(2012)の⑨	モデル1: 7.5	1.054
		モデル2: 8.2	
⑥	地震調査研究推進本部(2009a)「その他の南関東で発生するM7程度の地震」の領域	モデル1, 2共通: 7.2	1.165

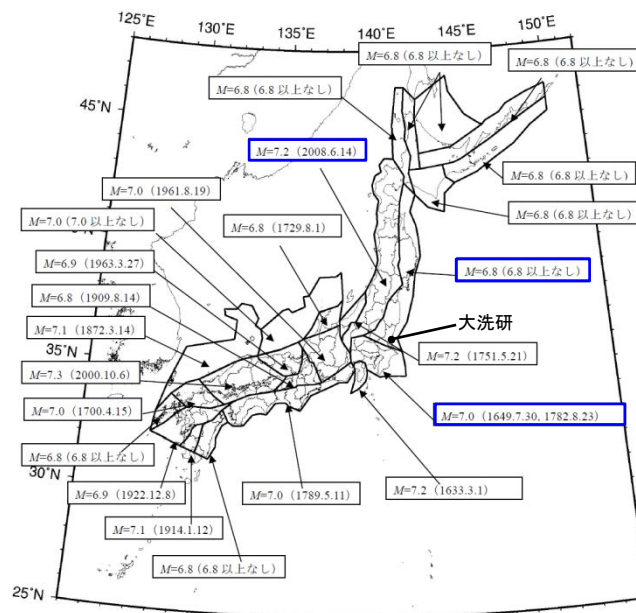
海溝型地震の領域区分(推本参考モデル)

# 領域震源モデル 推本参考モデル：内陸地殻内地震

- 地震調査研究推進本部の内陸地殻内地震に対する領域区分は、垣見ほか(2003)に基づいていることから、推本参考モデルの内陸地殻内地震に対する領域区分は調査モデル同様垣見ほか(2003)に基づき設定する。
- 領域内の最大マグニチュードについては、地震調査研究推進本部(2009a)に基づき設定する。
- 各領域の地震発生頻度については、気象庁地震カタログを用いてG-R式を求め、地震の規模ごとに算定する。



領域区分		最大マグニチュード, 設定根拠		b値
①	垣見ほか(2003)の8Bに対応する領域	6.8	地震調査研究推進本部(2009a)	0.483
②	垣見ほか(2003)の8Cに対応する領域	7.2	地震調査研究推進本部(2009a)	1.124
③	垣見ほか(2003)の10A1と10B1を合わせた領域	7.0	地震調査研究推進本部(2009a)	0.987



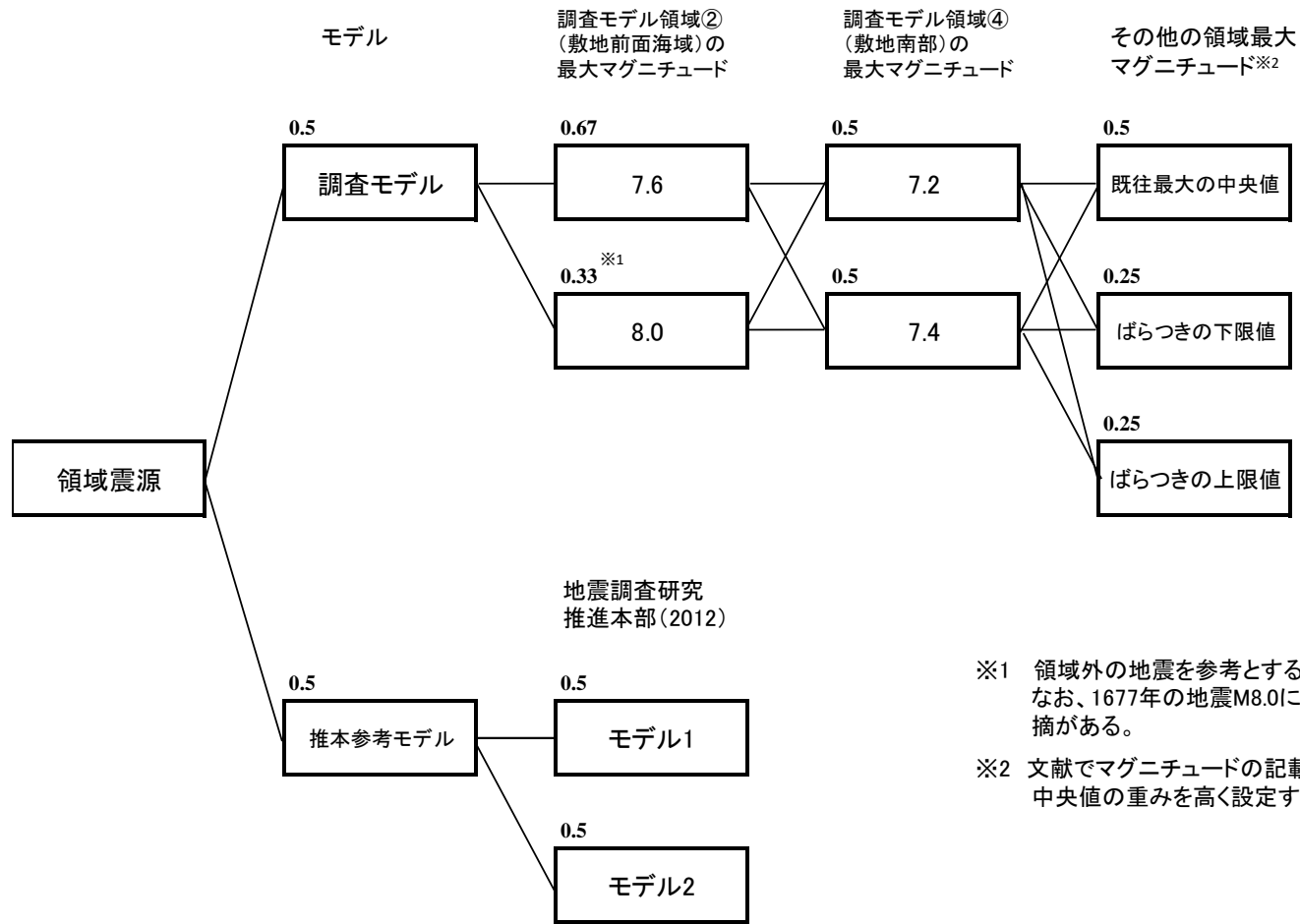
内陸地殻内地震の領域区分(推本参考モデル)

地震調査研究推進本部(2009a)に一部加筆



# 領域震源モデル：ロジックツリー

■領域震源モデルのロジックツリーは、下記のとおり設定する。

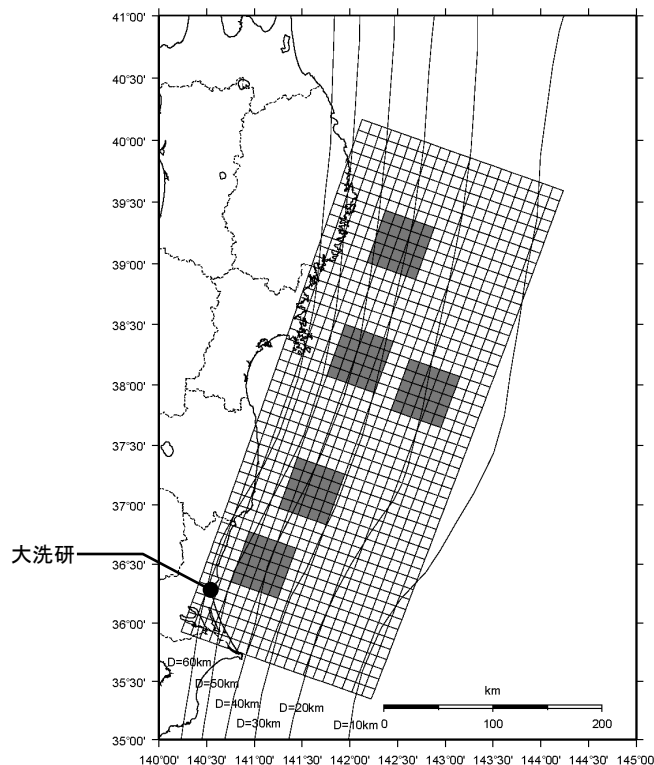


※1 領域外の地震を参考とするため、重みを低く設定する。なお、1677年の地震M8.0については、津波地震との指摘がある。

※2 文献でマグニチュードの記載に幅が示されている場合、中央値の重みを高く設定する。

## ■東北地方太平洋沖型の地震について

断層モデル手法による地震ハザード評価を実施する。2011年東北地方太平洋沖型地震の震源モデルを用い評価を行う。



東北地方太平洋沖型の地震の震源モデル

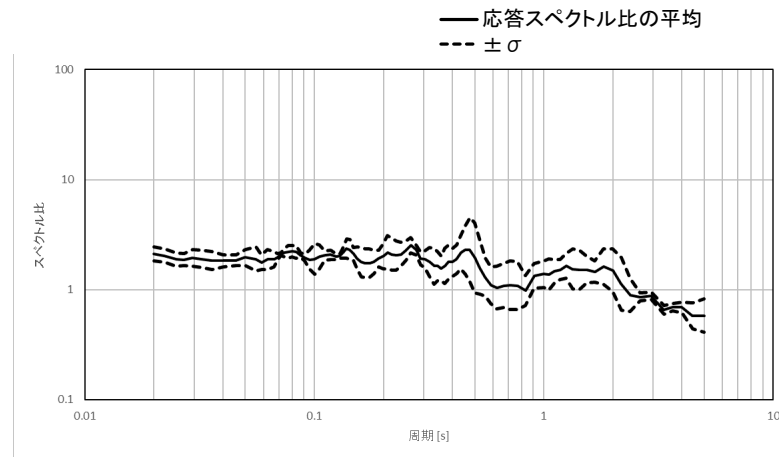
## ■東北地方太平洋沖型の地震以外の震源について

- ・Noda et al.(2002)による距離減衰式を用いる。またF3断層, F4断層については, 敷地と震源との位置関係を踏まえ, 確定論の地震動評価において考慮しているNFRD効果を考慮する。
- ・観測記録による補正係数については, 基準地震動Ss策定の過程における分析結果を踏まえ, 海溝型地震では茨城県沖の鹿島灘付近で発生した地震, 海洋プレートの沈み込んだ深部で発生する地震, 内陸地殻内地震では福島県と茨城県の県境付近で発生した地震について考慮する(次頁以降で詳述)。

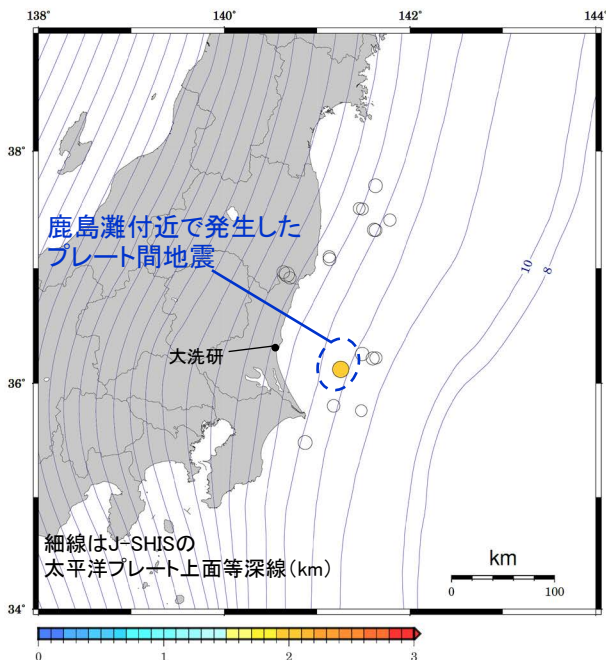
## 鹿島灘付近で発生する地震に対して考慮する補正係数

鹿島灘付近で発生した地震については、Noda et al.(2002)と観測記録の応答スペクトル比が大きくなる領域があるため、当該領域について補正係数を考慮する。なお、近隣サイトにおいても応答スペクトル比が大きくなることが確認されており、補正係数を考慮する領域及びロジックツリーへの反映(2ケースをロジックツリーの分岐として考慮)については、近隣サイトの設定状況を参考に設定する。

補正係数と距離減衰式のばらつきについて、地震記録が少ないことを踏まえ、補正係数については観測記録に保守性を持たせたもの、距離減衰式のばらつきについては地震動のばらつきに関する知見を参考に設定する。

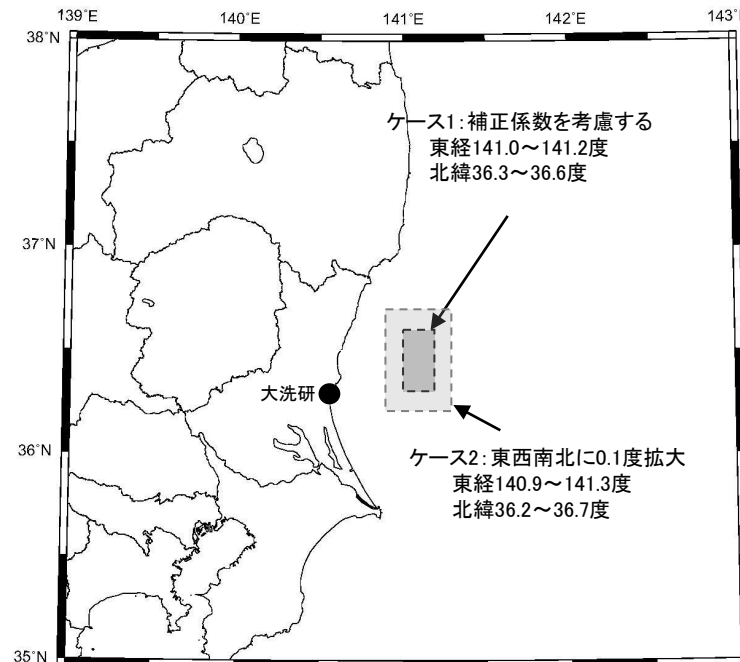


観測記録の応答スペクトル比



図中の震央の色は図下のカラーバーに対応し、応答スペクトル比を示している(周期0.02秒~0.1秒の平均)。

プレート間地震の震央分布図



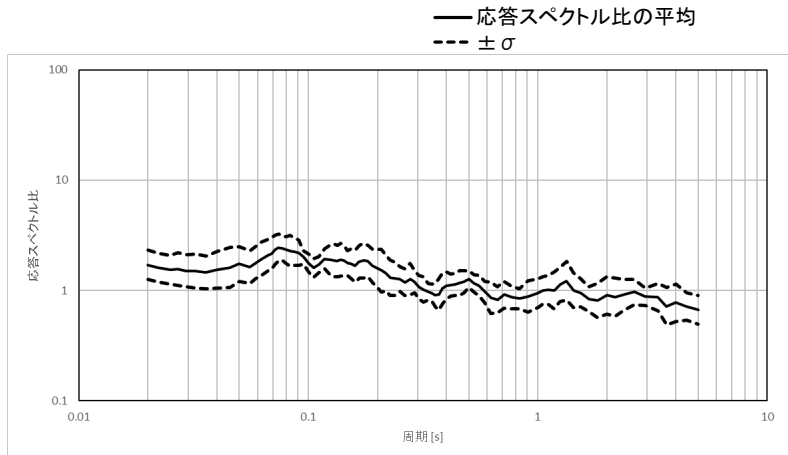
補正係数を考慮する領域  
(調査モデル, 推本参考モデル共通)

※近隣サイトの設定状況を参考に設定

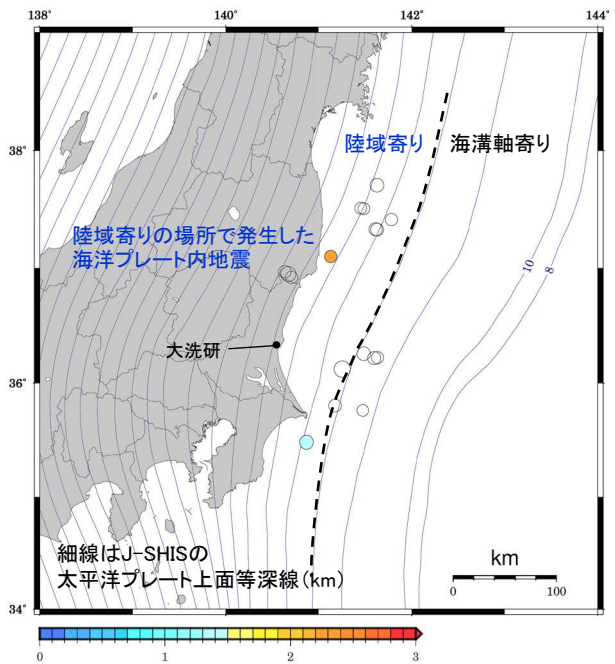
## ■ 陸域寄りで発生する地震に対して考慮する補正係数

陸域寄りで発生した地震については、Noda et al.(2002)と観測記録の応答スペクトル比が大きくなるため、領域震源のうち深い部分に相当する領域については補正係数を考慮する。

補正係数は観測記録の平均値を用いる。また、その時に用いる距離減衰式のばらつきは、観測記録から算定する。

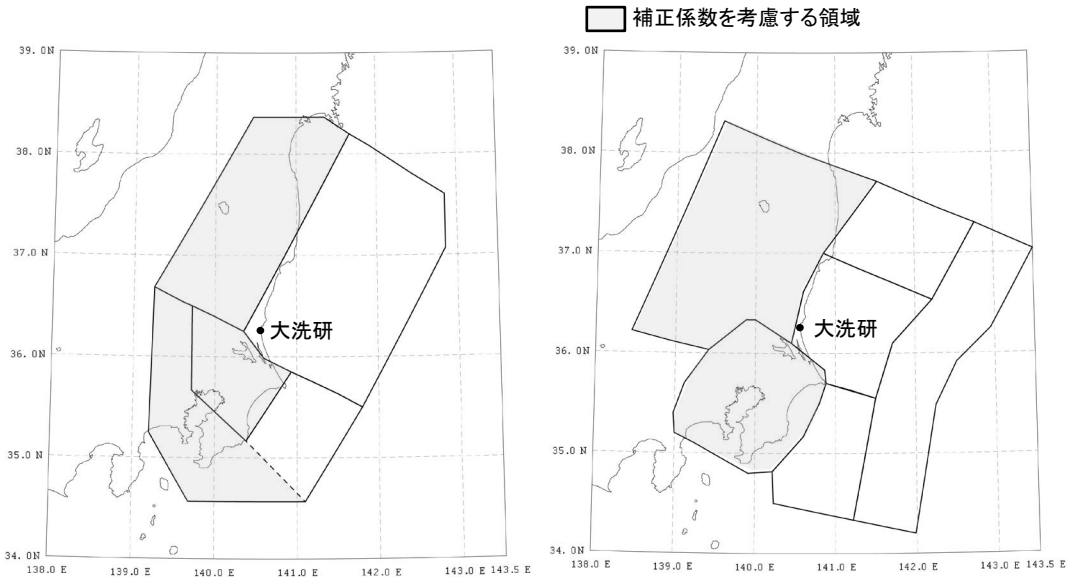


観測記録の応答スペクトル比



図中の震央の色は図下のカラーバーに対応し、  
応答スペクトル比を示している(周期0.02秒~0.1秒の平均)。

海洋プレート内地震の震央分布



調査モデル

推本参考モデル

補正係数を適用する領域

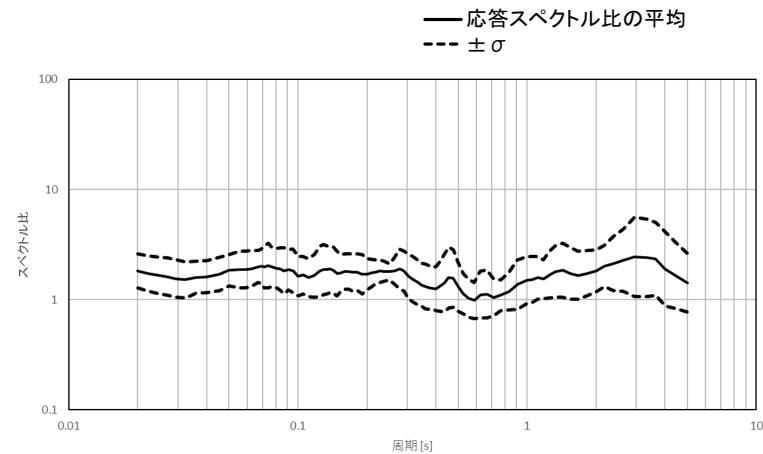
# 地震動伝播モデル：内陸地殻内地震に対する補正係数

## ■福島県と茨城県の県境付近で発生する地震に対して考慮する補正係数

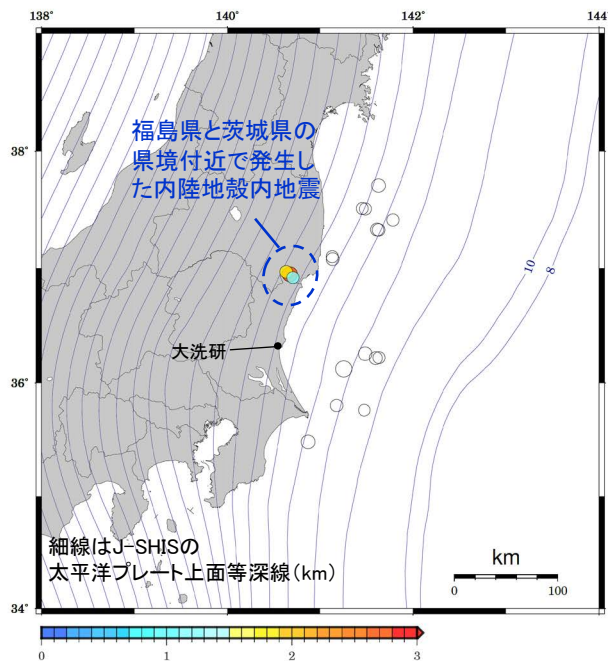
福島県と茨城県の県境付近で発生した地震については, Noda et al.(2002)と観測記録の応答スペクトル比が大きくなる領域があるため, 当該領域については補正係数を考慮する。

補正係数は観測記録の平均値を用いる。また, その時に用いる距離減衰式のばらつきは, 観測記録から算定する。

上記領域以外で発生する地震に対しては, Noda et al.(2002)による内陸補正の考慮の有無をロジックツリーの分岐で考慮する。

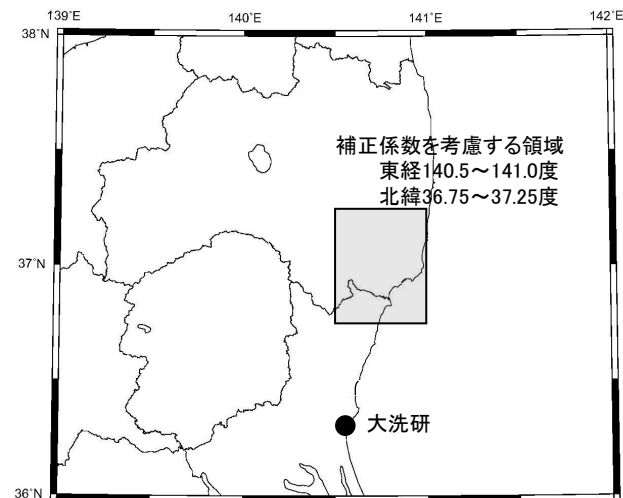


観測記録の応答スペクトル比



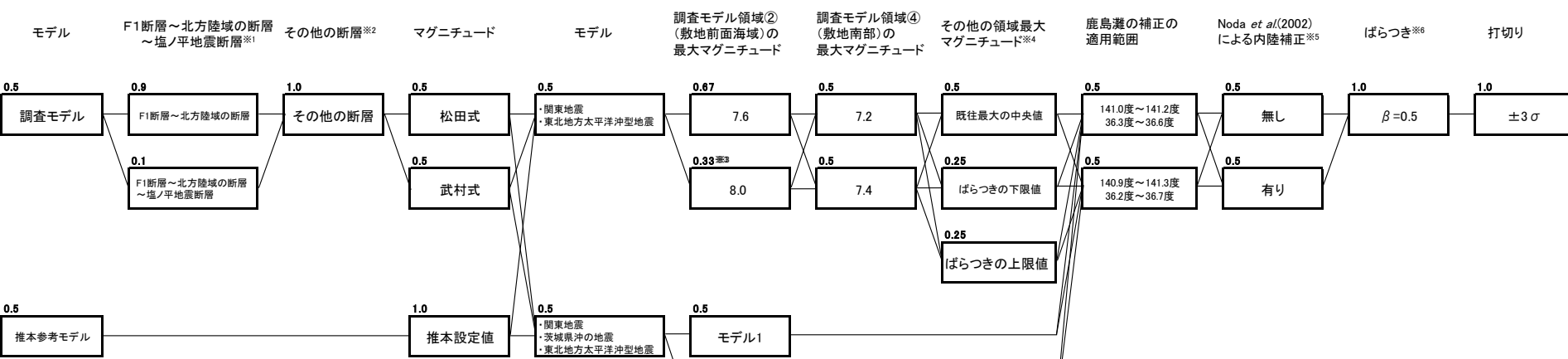
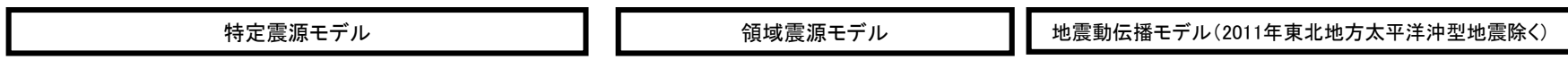
図中の震央の色は図下のカラーバーに対応し, 応答スペクトル比を示している(周期0.02秒~0.1秒の平均)。

内陸地殻内地震の震央分布図



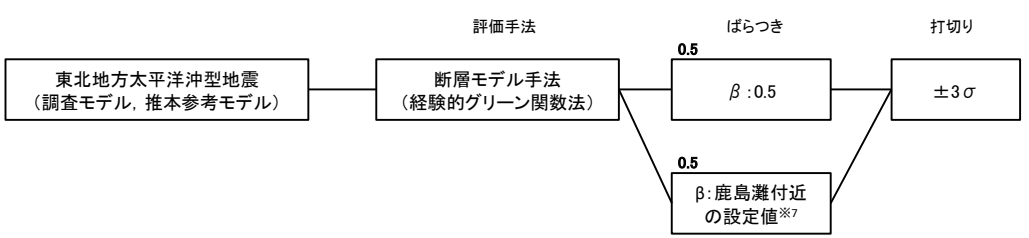
補正係数を考慮する領域  
(調査モデル, 推本参考モデル共通)

■ 特定震源のロジックツリー、領域震源のロジックツリー、地震動伝播モデルのロジックツリーを組み合わせ、全体ロジックツリーを作成する。



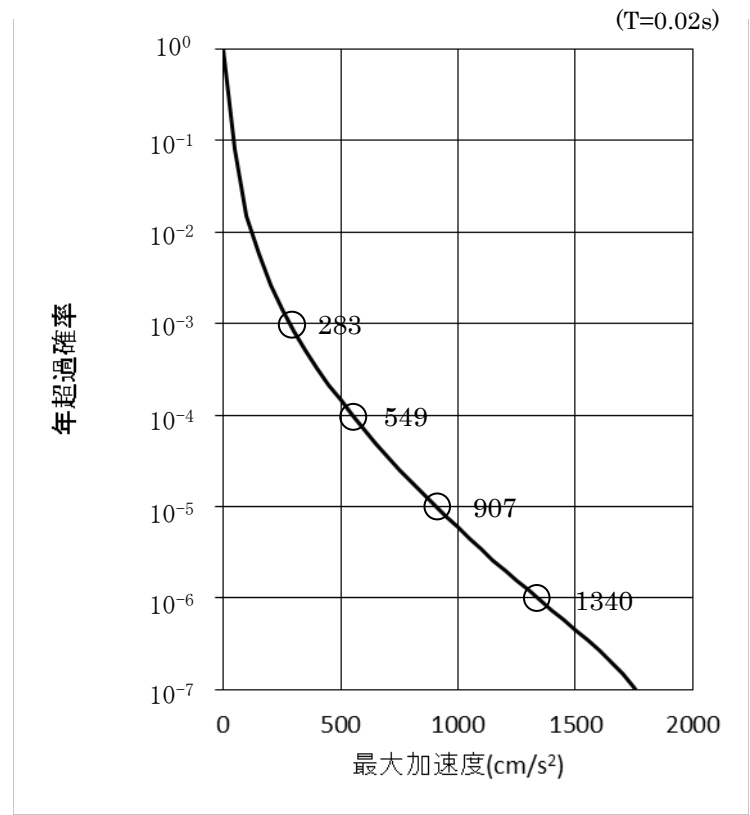
- ※1 2011年4月に活動した直後である塩ノ平地震断層を含んだ全長破壊は当面起こりにくいと考えられることから重みを低く設定する。なお、F1断層(M7.1)の単独破壊も考えられるが、後述のとおり、全体ハザードに占める特定震源内陸地殻内地震の割合は小さく、規模の小さなF1断層(M7.1)の単独破壊を考慮したとしても評価結果への影響はない。
- ※2 F3断層及びF4断層については、地質・地質構造の特徴を踏まえて連動する断層として評価しており、単独破壊は考慮しない。なお、仮に単独破壊を考慮すると、定性的に発生頻度の高い低加速度領域のハザードが大きくなるが、この領域では後述のとおり領域震源(海溝型地震)が支配的であることから、全体ハザードに与える影響は小さいものと考えられる。また、発生頻度の低い高加速度領域についてはハザードが小さくなり、単独破壊を考慮しない方が保守的な評価となる。
- ※3 1677年の地震M8.0については、津波地震との指摘があることから重みを低く設定する。
- ※4 文献でマグニチュードの記載に幅が示されている場合、中央値の重みを高く設定する。
- ※5 内陸地殻内地震に対する補正係数を考慮しない領域を対象
- ※6 ばらつきは対数標準偏差0.5を用いることを基本とする。ただし観測記録等による補正係数を考慮する領域を計算する場合、ばらつきは個別に算定したものをを用いる。

### 地震動伝播モデル(2011年東北地方太平洋沖型地震)

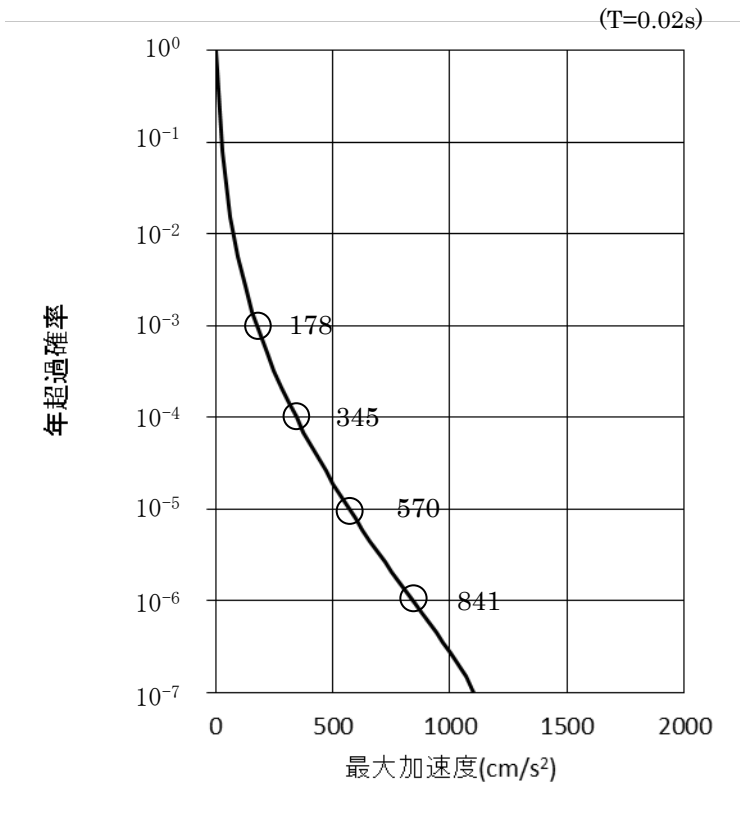


※7 敷地への影響は敷地前面の鹿島灘の位置にあるSMGAの影響が大きいため、鹿島灘で発生する地震で考慮するばらつきをロジックツリーの分岐で考慮する。

■ 平均ハザード曲線を示す。



水平成分

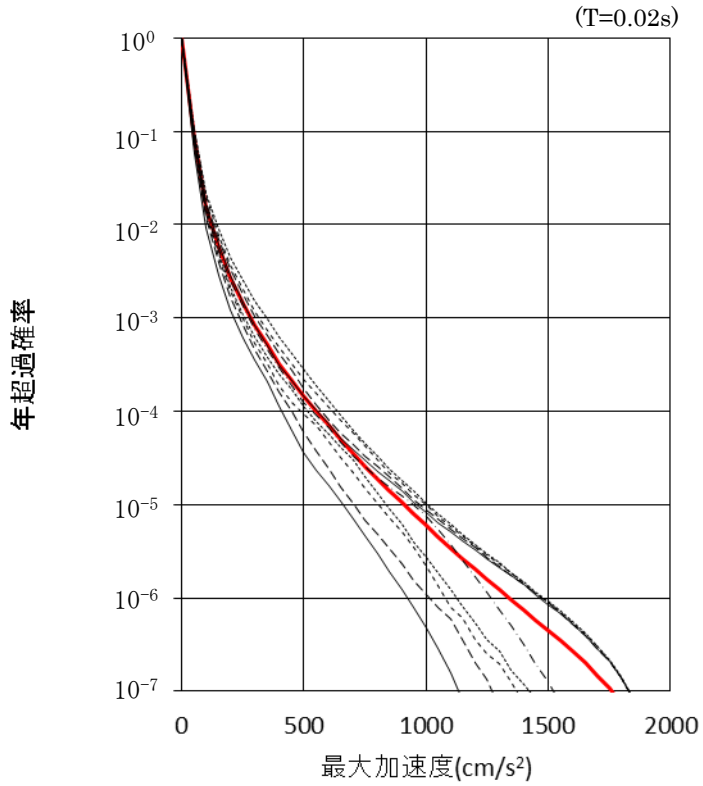


鉛直成分

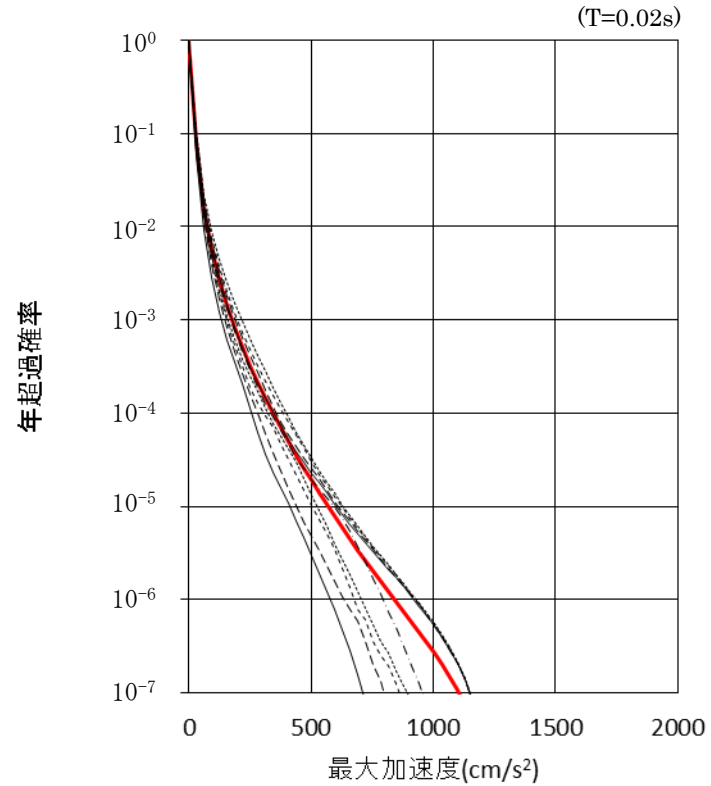
# 評価結果 フラクタイルハザード曲線

■フラクタイルハザード曲線を示す。

- 平均ハザード曲線
- 10%
- - - 20%
- - - 30%
- ⋯ 40%
- · - · 50%
- 60%
- - - 70%
- - - 80%
- ⋯ 90%



水平成分



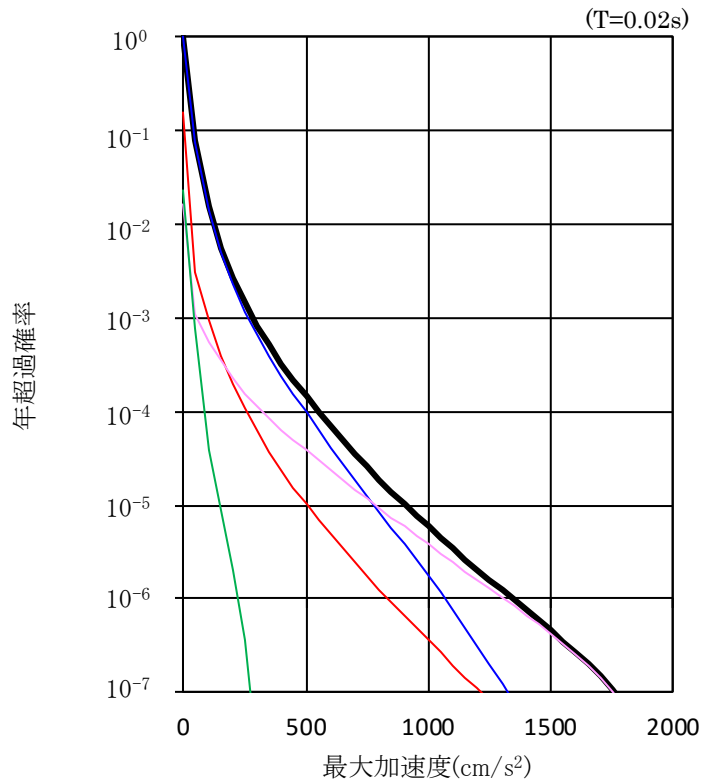
鉛直成分



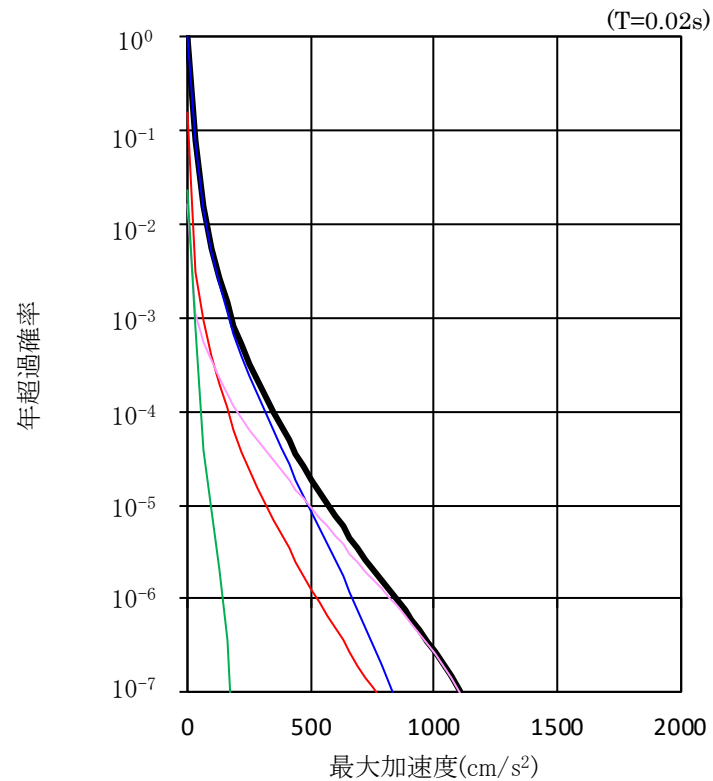
# 評価結果 震源別ハザード曲線

■ 平均ハザード曲線に対する各震源の影響を示す。

- 平均ハザード曲線
- 領域震源(内陸地殻内地震)
- 領域震源(海溝型地震)
- 特定震源(活断層による地震)
- 特定震源(海溝型地震)



水平成分



鉛直成分

支配的な震源は領域震源の海溝型地震及び特定震源の活断層による地震である。

# 評価結果 震源別ハザード曲線 (詳細)

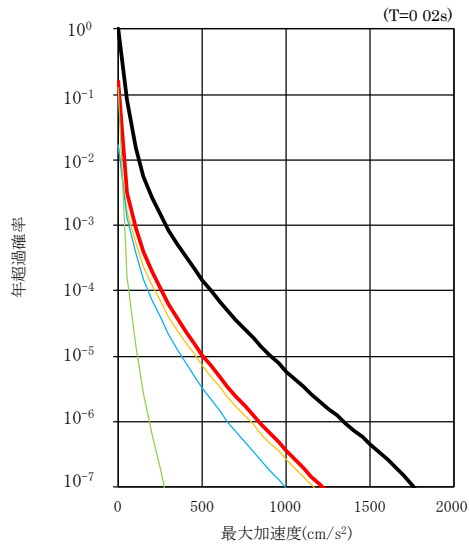
■ 領域震源及び特定震源における各震源の影響を示す。

— 平均ハザード曲線  
— 領域震源(内陸地殻内地震)  
— 調査モデル(領域①)  
— 推本参考モデル(領域①)  
— その他

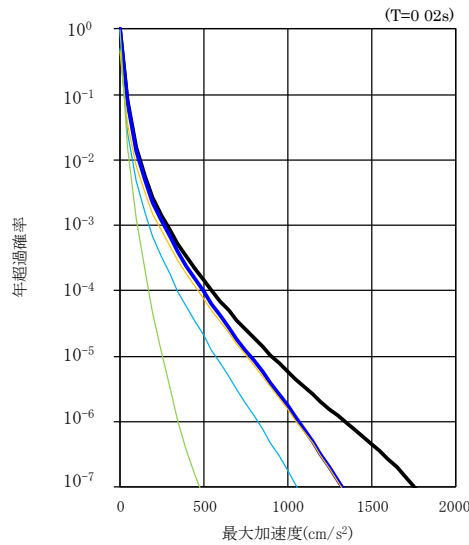
— 平均ハザード曲線  
— 領域震源(海溝型地震)  
— 推本参考モデル(領域③)  
— 調査モデル(領域②)  
— その他

— 平均ハザード曲線  
— 特定震源(内陸地殻内地震)  
— 調査モデル(F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地断層)  
— 調査モデル(宮田町リニアメント)  
— 調査モデル(棚倉破砕帯)  
— 調査モデル(堅破山リニアメント)  
— 調査モデル(A-1背斜)  
— 調査モデル(F3断層～F4断層)  
— その他

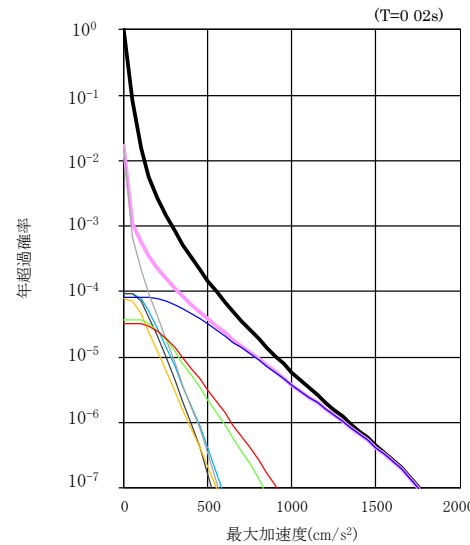
— 平均ハザード曲線  
— 特定震源(海溝型地震)  
— 推本参考モデル(茨城県沖地震)  
— 推本参考モデル(関東地震)  
— 調査モデル(関東地震)



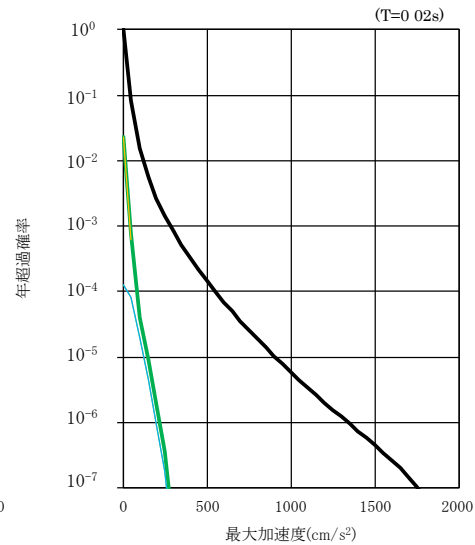
(領域震源, 内陸地殻内地震)



(領域震源, 海溝型地震)



(特定震源, 内陸地殻内地震)



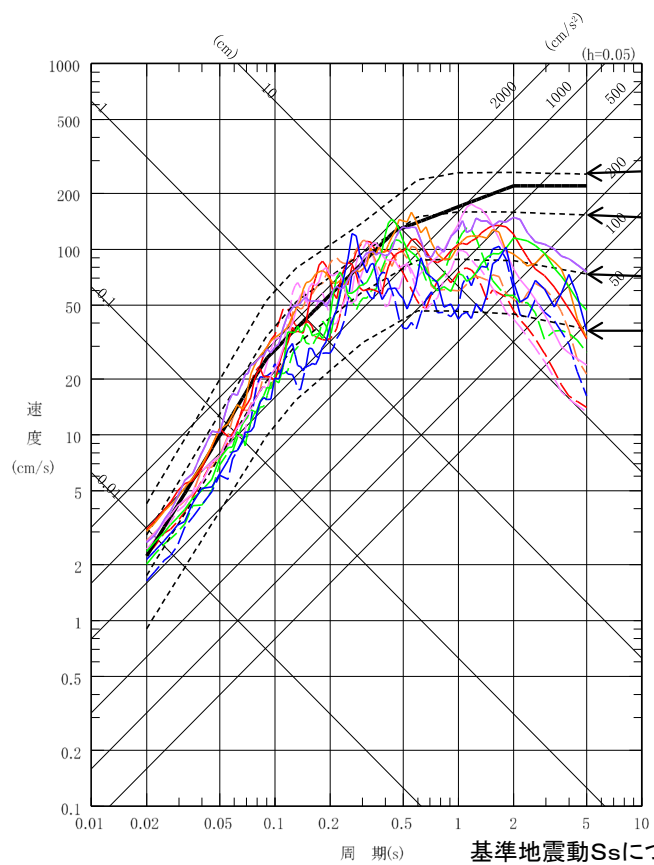
(特定震源, 海溝型地震)

- 領域震源(内陸地殻内地震)においては、敷地直下の領域震源(調査モデル領域①)の影響が大きい。
- 領域震源(海溝型地震)においては、敷地前面海域の領域震源(推本参考モデル領域③)の影響が大きい。
- 特定震源(内陸地殻内地震)においては、調査モデルによるF3断層～F4断層の影響が大きい。

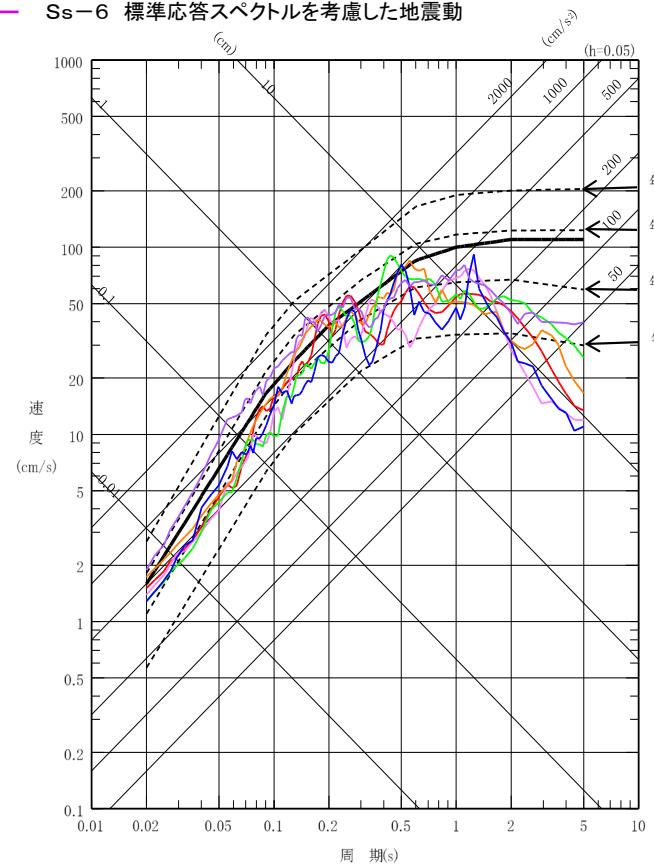
# 基準地震動Ssの超過確率の参照 一様ハザードスペクトル

■ 基準地震動Ss-D, Ss-1~6の応答スペクトルと一様ハザードスペクトルを比較する。

- 一様ハザードスペクトル
- Ss-D 応答スペクトル手法による基準地震動
- Ss-1 F3断層~F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点1)
- Ss-2 F3断層~F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点2)
- Ss-3 F3断層~F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点3)
- Ss-4 F3断層~F4断層による地震(断層傾斜角の不確かさ, 破壊開始点3)
- Ss-5 2011年東北地方太平洋沖型地震(SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳)
- Ss-6 標準応答スペクトルを考慮した地震動



基準地震動Ssについて、  
水平成分 実線はNS成分, 破線はEW成分を示す。



鉛直成分

基準地震動Ss-Dの年超過確率は $10^{-4} \sim 10^{-6}$ 程度である。基準地震動Ss-1~6の年超過確率は、基準地震動Ss-Dを超過する周期帯で $10^{-5} \sim 10^{-6}$ 程度である。

1. 基準地震動 $S_s$ の策定の概要
  - 1.1 常陽の基準地震動 $S_s$ 策定の概要
  - 1.2 常陽地点における地震動特性の分析
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
  - 3.1 評価の方針
  - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定
  - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討
  - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定
  - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
  - 4.1 プレート間地震
  - 4.2 海洋プレート内地震
  - 4.3 内陸地殻内地震
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. 基準地震動 $S_s$ の策定
7. 基準地震動 $S_s$ の年超過確率の参照

#### 参考資料

- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 房総沖の津波波源による影響確認について

#### 参考文献

参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)

# 2008年岩手・宮城内陸地震の概要

- 地震発生日時 (気象庁)
  - ・発生日時: 平成20年6月14日08時43分
  - ・地震規模: Mj7.2 (Mw6.9)
  - ・震源深さ: 8km
  - ・震源位置: 北緯39° 1.7', 東経140° 52.8'
- 各地の震度及び被害状況
 

各地の震度 (気象庁) は以下のとおり

  - ・震度6強: 岩手県 奥州市  
宮城県 栗原市
  - ・震度6弱: 宮城県 大崎市
  - ・震度5強: 岩手県 北上市, 一関市, 金ヶ崎町, 平泉町  
宮城県 仙台市, 名取市, 登米市, 利府町, 加美町, 涌谷町, 美里町  
秋田県 湯沢市, 東成瀬村
  - ・地震による津波の発生はなし

- 地震発生メカニズム (気象庁)
  - ・発震機構解より、西北西-東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型の地震である。
  - ・今回の地震の震央周辺では、M7以上の地震は1914年3月15日に発生したM7.1の地震以来約94年間発生していなかった。
  - ・この領域では、1894年10月22日の庄内地震 (M7.0) から1914年3月15日の秋田仙北地震にかけての約20年間にM7以上の地震が4回発生するなど地震活動の活発な時期があった。

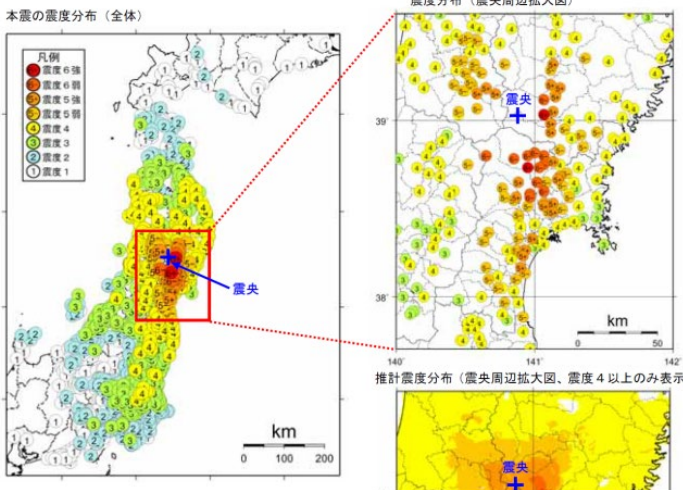


図4-1 「平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震」の震度分布図

<推計震度分布図について>  
地震の際に観測される震度は、ごく近い場所でも地質の違いなどにより1階級程度異なることがある。また、このほか震度を推計する際にも誤差が含まれるため、推計された震度と実際の震度が1階級程度ずれることがある。  
このため、個々のメッシュの位置や震度の値ではなく、大きな震度の面的な広がりが具象とその形状に着目された。

- 凡例
- 震度7
  - 震度6強
  - 震度6弱
  - 震度5強
  - 震度5弱
  - 震度4

気象庁(2008)より抜粋

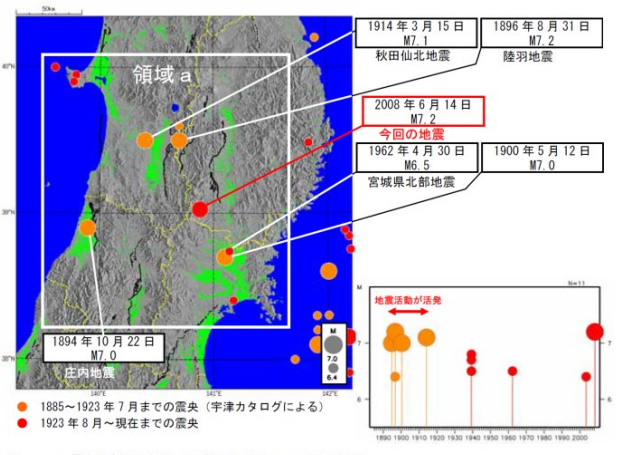
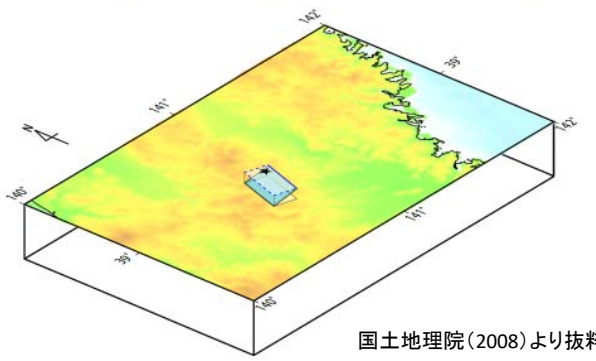


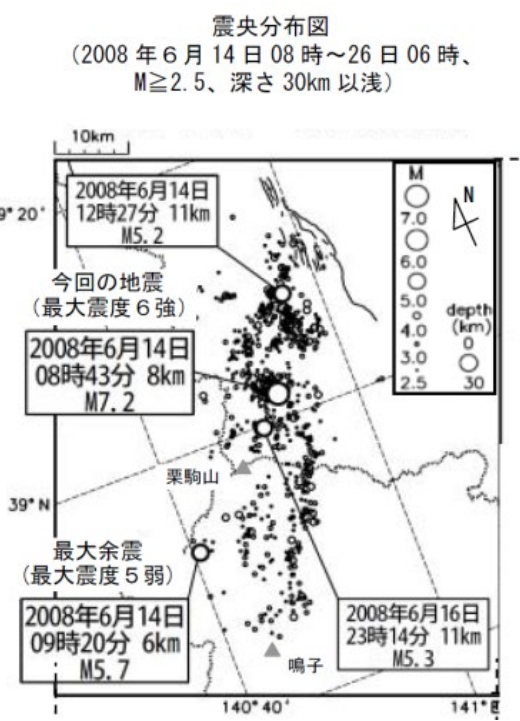
図2-7 震央分布図(左図)及び領域a内のM-T図(右図)  
1885年1月1日~2008年6月30日の期間で、M6.4以上、深さ60kmより浅い地震を表示した。また、顕著な被害のある地震を吹き出しで示した。

気象庁(2008)より抜粋

## 平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震の震源断層モデルの概念図

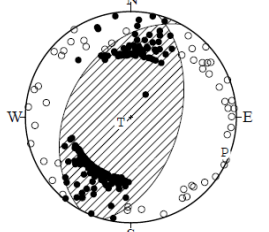


国土地理院(2008)より抜粋



気象庁(2008)より抜粋

14 JUN. 2008 08:43:45.3  
SOUTHERN IWATE PREF  
39°01.7'N 140°52.8'E  
H: 8KM M:7.2



STR DIP SLIP AZM PLG  
NP1 209° 39' 101° P 111° 6'  
NP2 15° 51' 81° T 242° 81'  
N:275 SCORE 96% N 20° 7'

P波初動による発震機構解  
気象庁(2008)より抜粋

●鈴木ほか(2010)

- ・震源近傍の強震記録を用いて、震源破壊過程のインバージョン解析を実施している。
- ・破壊開始点から地表断層の現れた浅い領域にかけてすべりの大きい領域が広がる。
- ・IWITH25(一関西)で観測された大加速度の地震動は、すべりの大きい領域から生成された可能性がある。

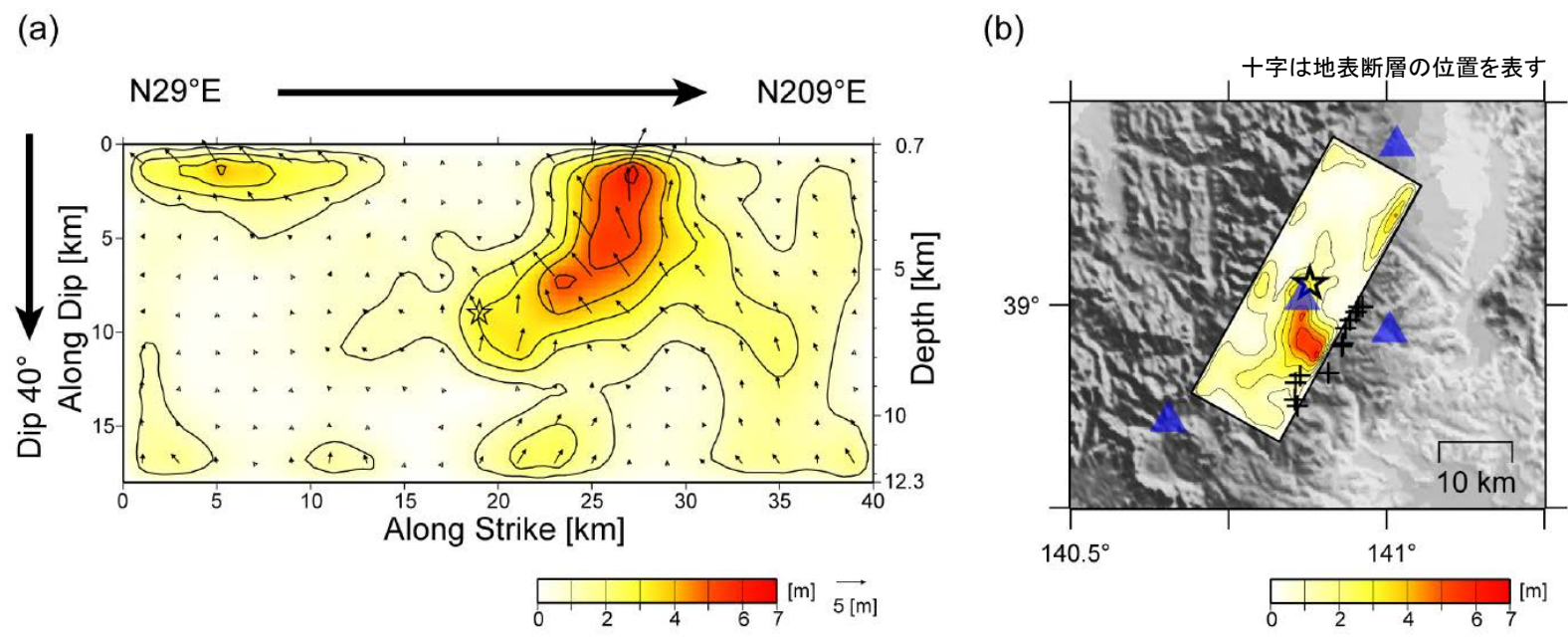


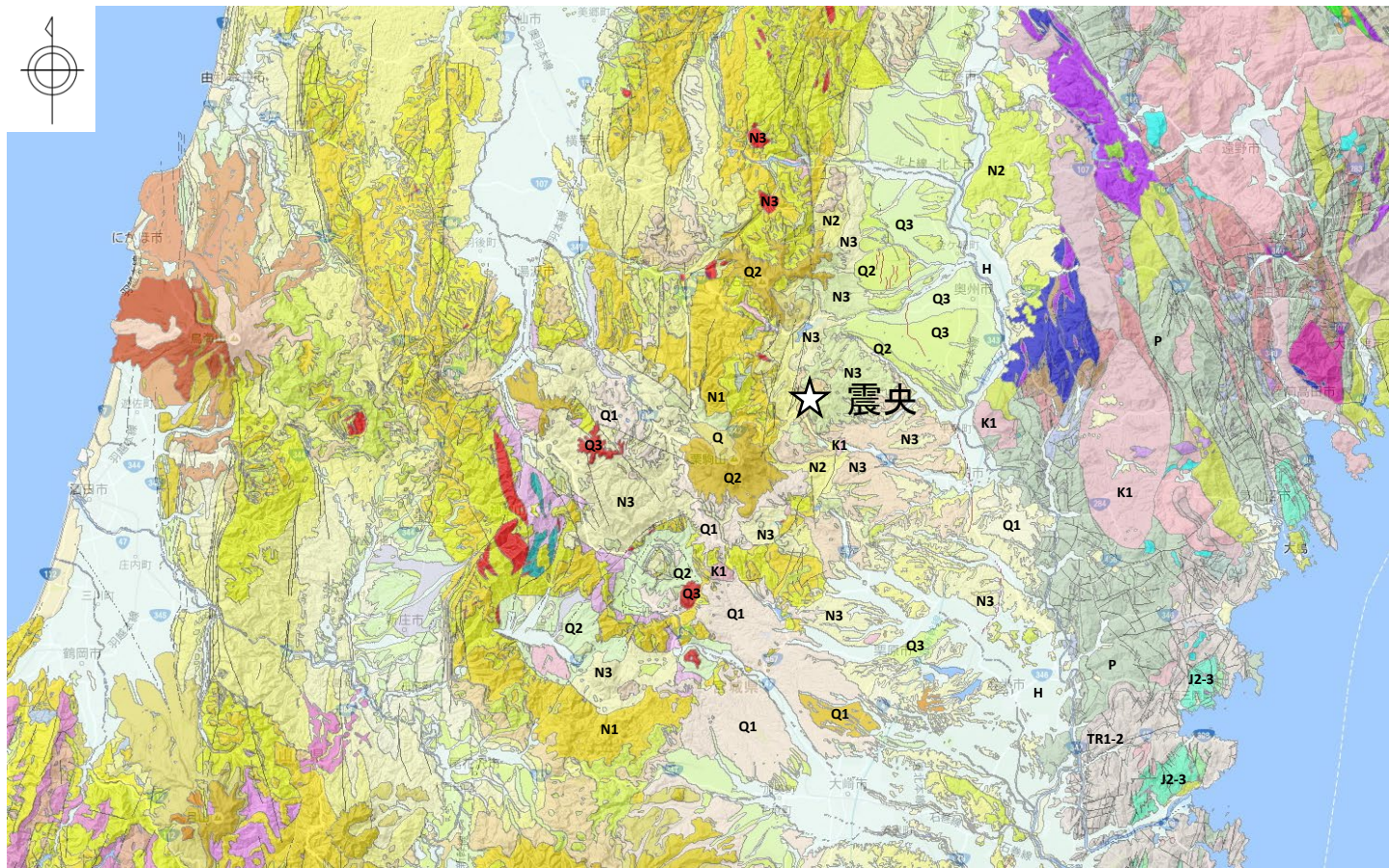
図 5 (a)断層面上および(b)地図上に投影した最終すべり量分布. 星印は破壊開始点, 矢印は上盤のすべりの向きと大きさを示す.

Fig. 5 (a) Slip distribution on the assumed fault plane and (b) its projection onto the map. The star indicates the rupture starting point. The arrows indicate the directions and amplitudes of the slip of the hanging wall.

鈴木ほか(2010)に一部加筆

# 地質 2008年岩手・宮城内陸地震 (1/2)

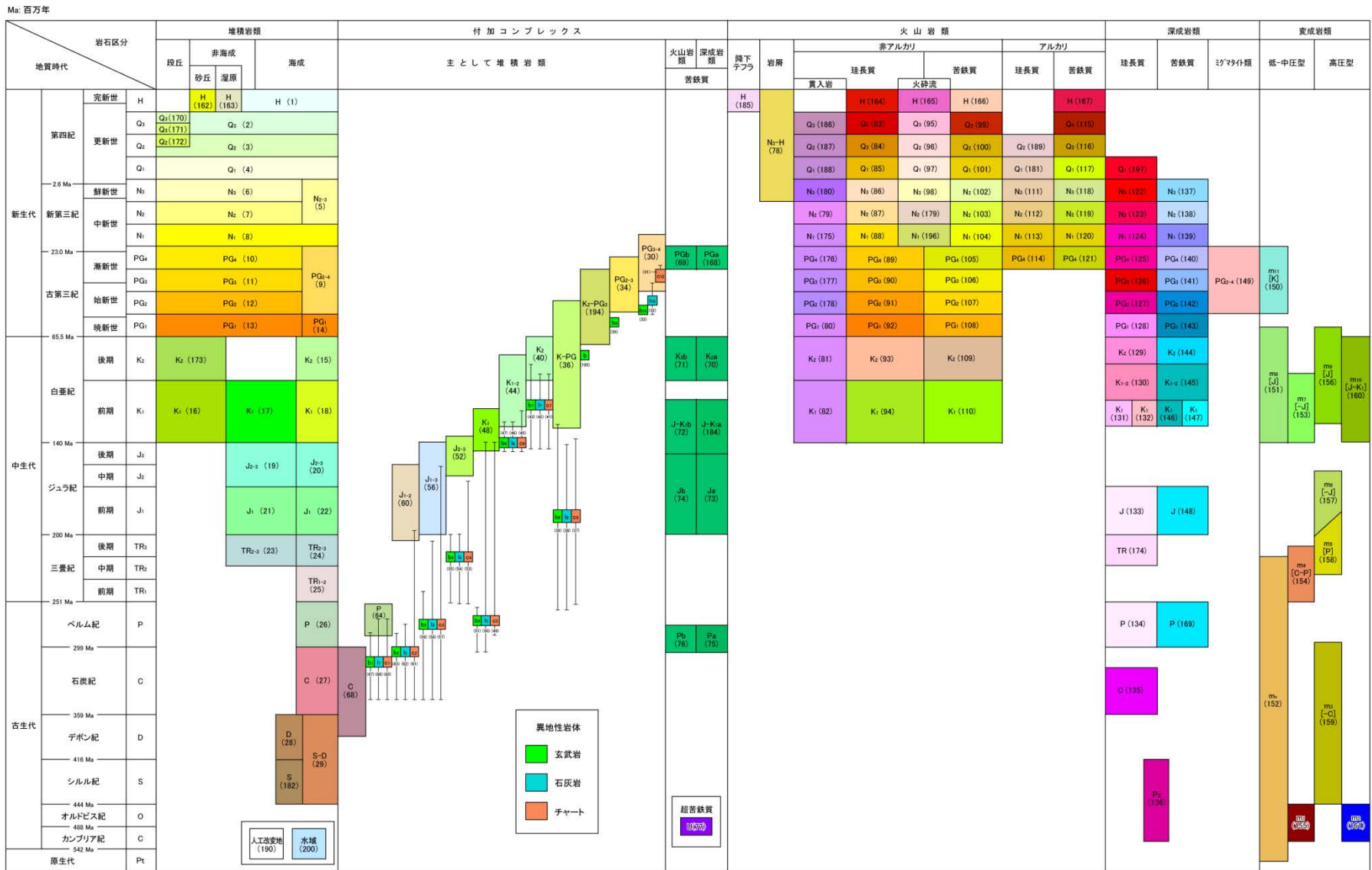
・震源域近傍には、主に中新統から鮮新統の堆積岩・火山岩等、第四系の火山岩類が分布する。



震源域周辺のシームレス地質図  
(産業技術総合研究所, 地質図Navilに加筆)

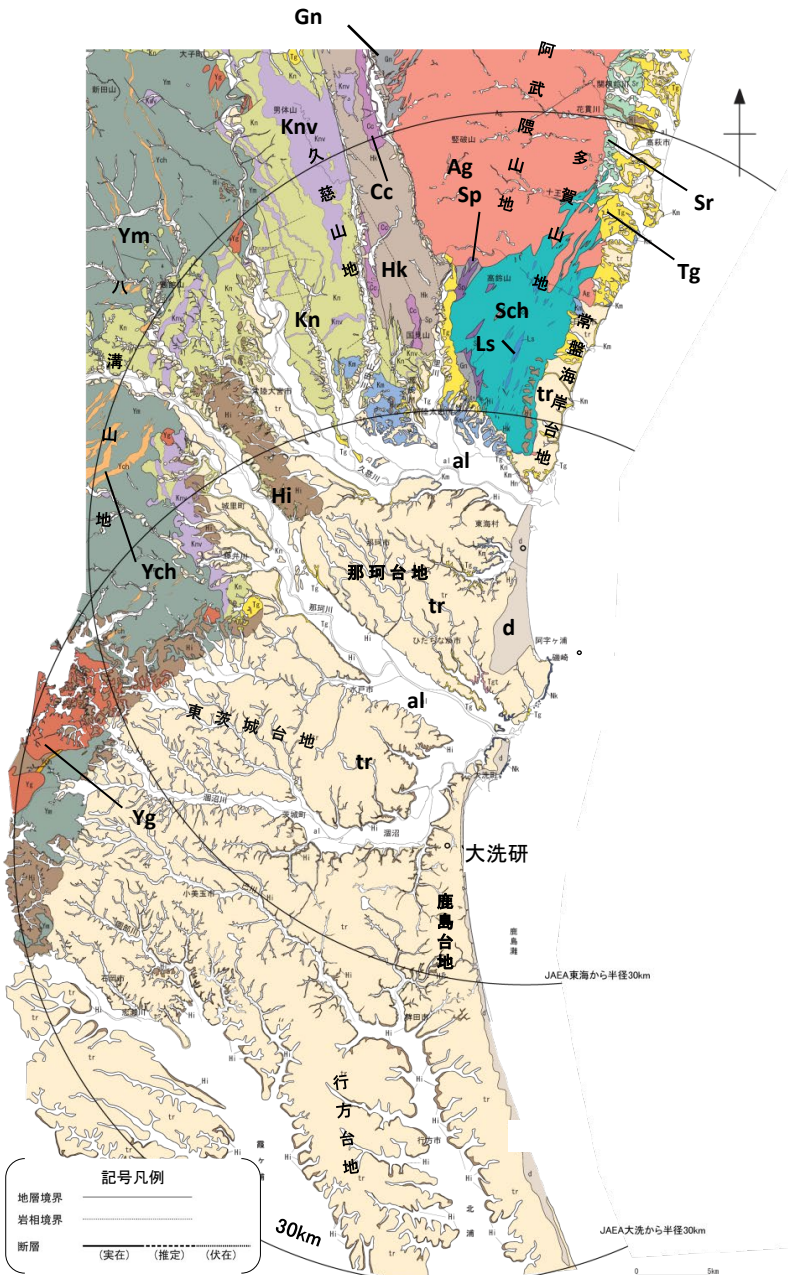






20万分の1日本シームレス地質図 全国統一凡例  
(産業技術総合研究所, 20万分の1シームレス地質図)

# 地質 敷地周辺の地質



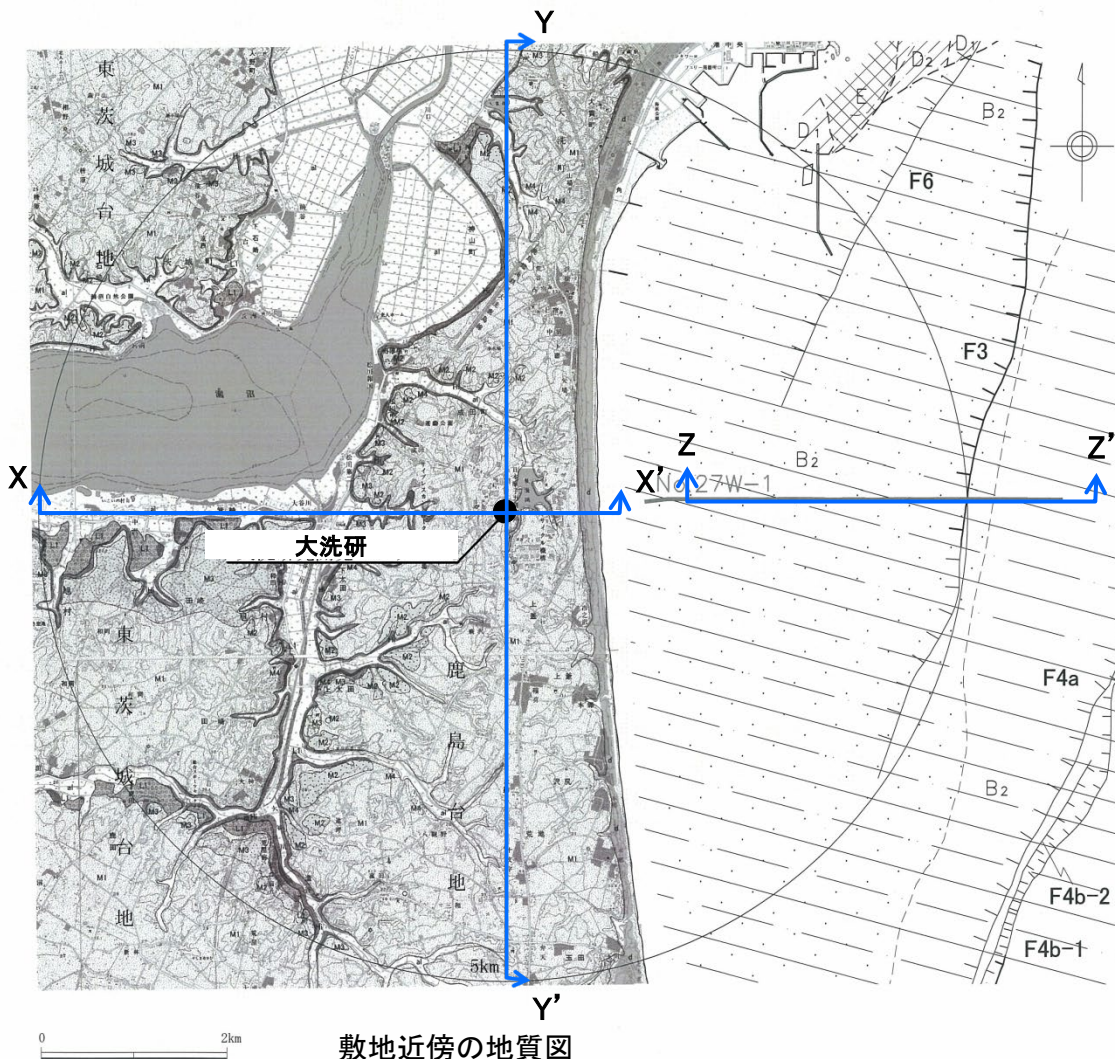
## 敷地周辺陸域の地質概要

地形	主に分布する地質
八溝山地	[北部]: 先新第三系の八溝層群 [南部]: 先新第三系の八溝層群, 新第三系中新統の堆積岩類・火山岩類・火山碎屑岩類
久慈山地	新第三系中新統の火山岩類・火山碎屑岩類
多賀山地	先新第三系の阿武隈花崗岩類, 日立変成岩類及び竹貫変成岩類
常磐海岸台地	新第三系中新統の多賀層群, 第四系更新統の段丘堆積物
那珂台地・東茨城台地	[丘陵地・台地]: 第四系更新統の段丘堆積物 [縁辺部]: 新第三系中新統の多賀層群, 鮮新統～第四系更新統の久米層

年代層序区分	八溝山地		久慈山地		多賀山地		那珂台地周辺部	
	地層名	主な層相・岩相	地層名	主な層相・岩相	地層名	主な層相・岩相	地層名	主な層相・岩相
第四系	完新統	al 沖積層 砂・シルト・礫	al 沖積層 砂・シルト・礫	al 沖積層 砂・シルト・礫	d 砂丘砂層 砂	al 沖積層 砂・シルト・礫	al 沖積層 砂・シルト・礫	al 沖積層 砂・シルト・礫
	更新統	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫
新第三系	鮮新統		Km 久米層 砂質泥岩	Km 久米層 砂質泥岩 Hn 離山層	Km 久米層 砂質泥岩 Hn 離山層	Km 久米層 砂質泥岩	Km 久米層 砂質泥岩	Km 久米層 砂質泥岩
	中新統	Kn 金砂郷層群 砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩 Kmv 火山岩類・火山碎屑岩類	Tg 多賀層群 凝灰岩 Hk 東金砂山層 礫岩・砂岩 Kn 金砂郷層群 砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩 Kmv 火山岩類・火山碎屑岩類	Tg 多賀層群 砂質泥岩 Tgt 凝灰岩 Hk 東金砂山層 礫岩・砂岩 Kn 金砂郷層群 砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩 Kmv 火山岩類・火山碎屑岩類	Tg 多賀層群 砂質泥岩	Tg 多賀層群 砂質泥岩 Tgt 凝灰岩 Kn 金砂郷層群 泥岩・砂岩・礫岩	Tg 多賀層群 砂質泥岩 Tgt 凝灰岩 Kn 金砂郷層群 泥岩・砂岩・礫岩	Tg 多賀層群 砂質泥岩 Tgt 凝灰岩 Kn 金砂郷層群 泥岩・砂岩・礫岩
古第三系	漸新統				Sr 白水層群 砂岩・泥岩・礫岩・石炭	Sr 白水層群 砂岩・泥岩・礫岩・石炭		
	始新統							
	暁新統	Yg 八溝花崗岩類	Ag 阿武隈花崗岩類 Cc カタクラサイト	Ag 阿武隈花崗岩類 Cc カタクラサイト	Ag 阿武隈花崗岩類 Cc カタクラサイト	Ag 阿武隈花崗岩類 Cc カタクラサイト	Ag 阿武隈花崗岩類 Cc カタクラサイト	Nk 那珂台地層群及び大洗研 泥岩・砂岩・礫岩
白亜系								
ジュラ系	Ym 八溝層群 砂岩・頁岩・チャート				竹貫変成岩類 Gn 片麻岩類	Gn 片麻岩類		
三疊系	Ych チャート							
ペルム系					日立主生層(日立変成岩類) Sch 片岩類 Ls 石灰岩	Sch 片岩類 Ls 石灰岩		
石炭系					Sp 蛇紋岩 Gr 花崗岩類	Sp 蛇紋岩 Gr 花崗岩類		
カンブリア系								

□ : 深成岩類及び変成岩類

# 地質 敷地近傍の地質



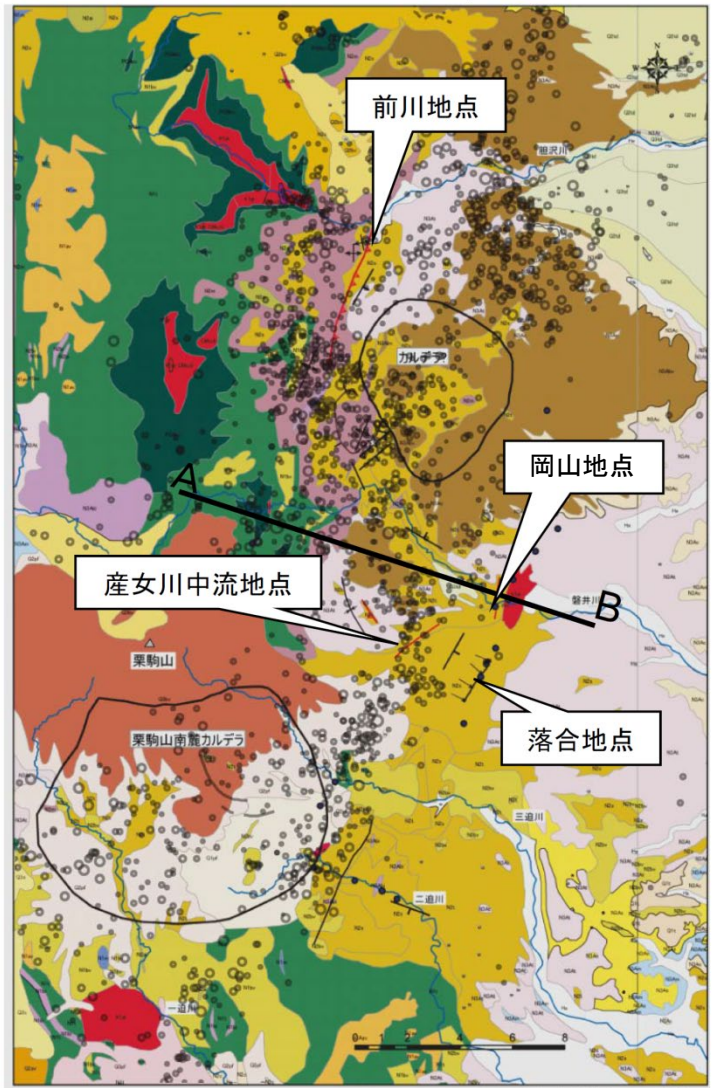
年代層序区分		区分・地質	
完新統	沖積層	a1	礫, 砂, シルト
	砂丘砂層	d	砂
第四系	L1段丘堆積層	L1	礫, 砂, シルト
	M4段丘堆積層	M4	礫, 砂
	M3段丘堆積層	M3	礫, 砂
	M2段丘堆積層	M2	礫, 砂
	M1段丘堆積層	M1	礫, シルト
東茨城層群		H1	礫, 砂, シルト

地質断面図作成位置

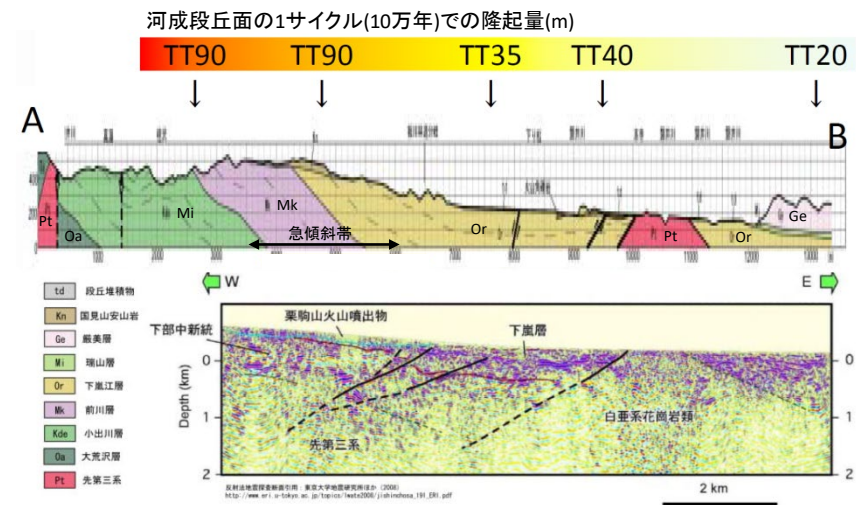
海域凡例	
A	A層 完新統
B <sub>2</sub>	B <sub>2</sub> 層 中部更新統
D <sub>1</sub>	D <sub>1</sub> 層 } 中新統
D <sub>2</sub>	
E	E層 先中新統
- - -	地層境界
┆┆┆	断層
┆┆┆	伏在断層
No.27W	敷地近傍の海底地質断面図に示した範囲

この地図は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の数値地図20000(地図画像)及び数値地図25000(地図画像)を複製したものである。  
 (承認番号 平26情複、第337号) 及び  
 (承認番号 平26情複、第540号)  
 本図面を第三者がさらに複製する場合は国土地理院の長の承認を得なければならない。

・敷地近傍には、中新統の堆積岩、鮮新統の堆積岩、更新統の段丘堆積物等、完新統の沖積層及び砂丘砂層が分布する。

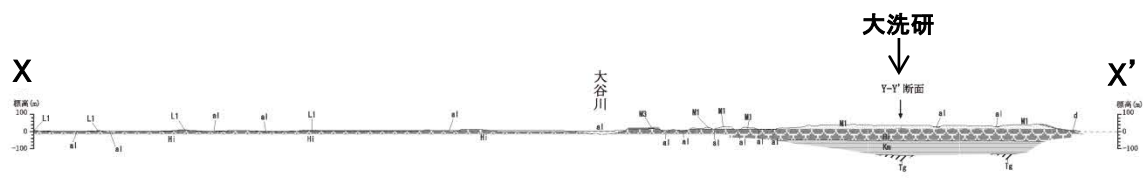


東北建設協会(2006)に加筆

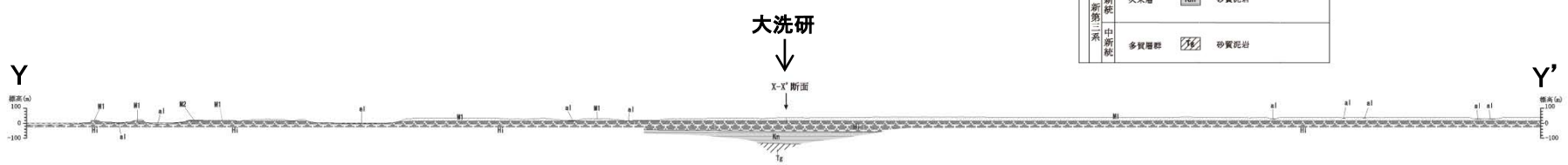


反射法地震探査断面引用:佐藤(2008), 加藤ほか(2010)

- 震源域近傍には、東翼側が急傾斜する中新世以降に形成された褶曲構造が認められる。
- 東西に分布する河成段丘面の高度分布から、震源断層の上盤側において長期的に隆起量が大きいことが示唆される。この位置は、隆起量の変化帯とも対応し、急傾斜帯を上端部とする西傾斜の逆断層の存在を示唆する。
- 震源域近傍にはカルデラが密集する。



X-X' 断面



Y-Y' 断面

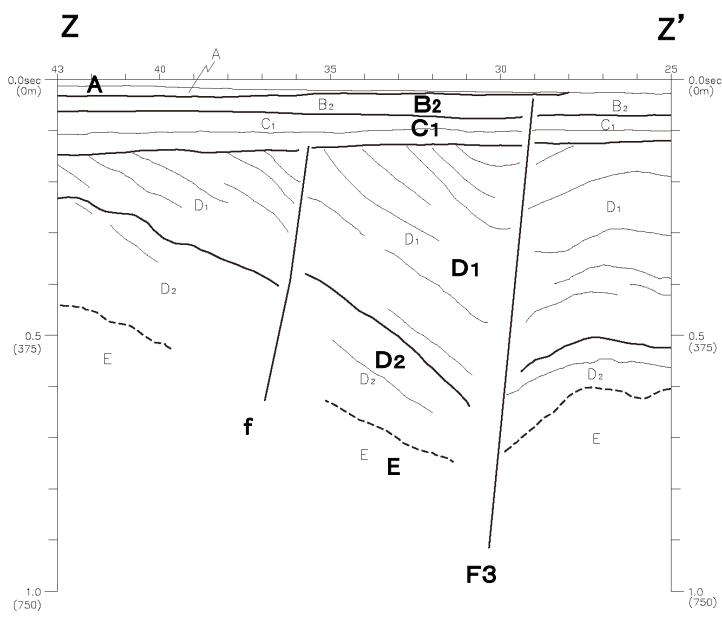
凡例

年代層序区分	区分・岩相
第四系更新統	沖積層 a1 礫、砂、シルト 砂丘砂 a 砂
	L1段丘堆積物 L1 礫、砂
	M2段丘堆積物 M2 礫、砂
	M1段丘堆積物 M1 礫、砂
新第三系	東茨城層群 M1 礫、砂、シルト
	久米層 Km 砂質泥岩
新第三系中新統	多賀層群 砂質泥岩

海域凡例

地質時代	岩層層序区分
第四系更新統	A
	B <sub>1</sub>
	B <sub>2</sub>
第四系更新統	C <sub>1</sub>
	C <sub>2</sub>
	C <sub>3</sub>
新第三系	D <sub>1</sub>
	D <sub>2</sub>
	D <sub>3</sub>
新第三系中新統	E
	F

断層  
 地層境界  
 推定地層境界

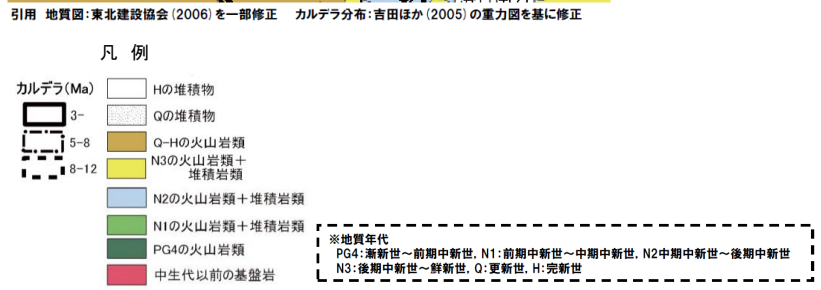
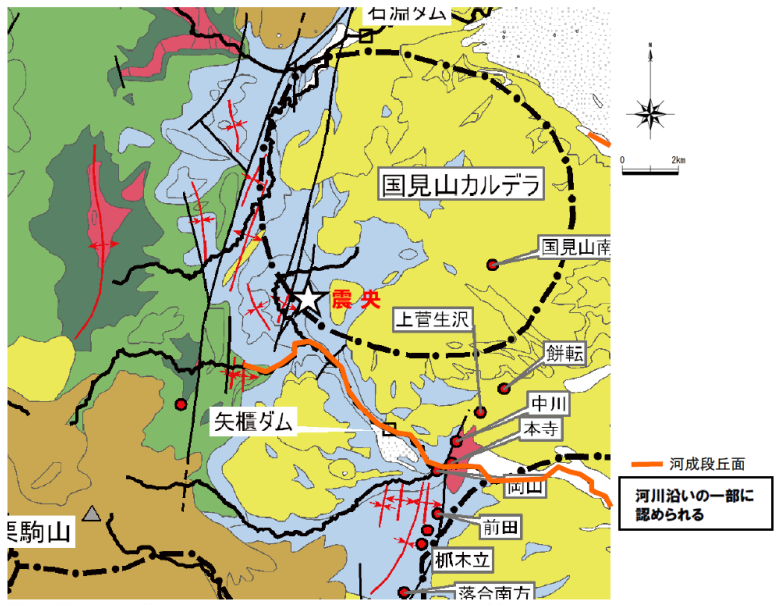


Z-Z' 断面

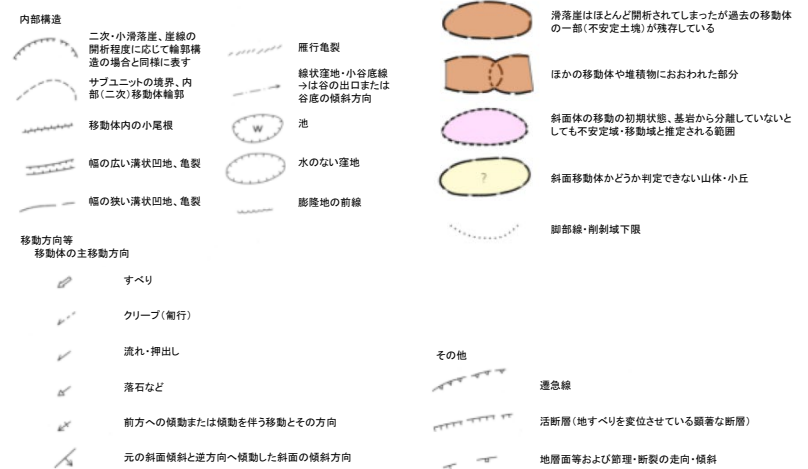
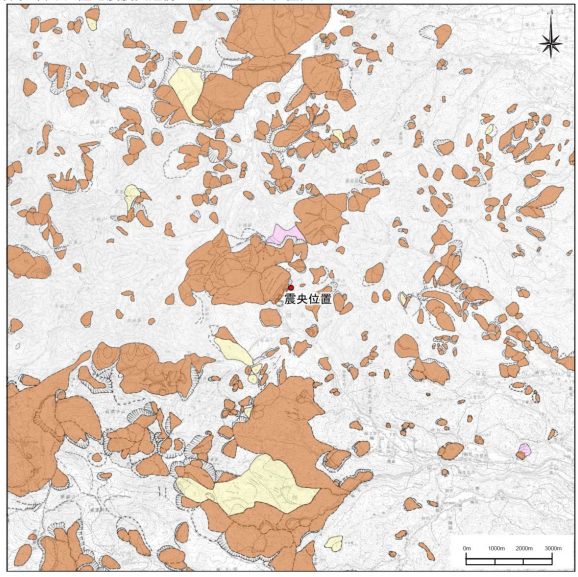
- 敷地近傍には、下位より新第三系中新統の多賀層群、新第三系鮮新統～第四系更新統の久米層、第四系更新統の東茨城層群及び段丘堆積物並びに第四系完新統の沖積層及び砂丘砂層が分布する。
- 地質調査の結果、敷地近傍で広く分布する久米層は、ほぼ水平に分布している。また、久米層を不整合に覆う、東茨城層群、M1面及びM2面の段丘堆積物もほぼ水平に分布している。
- 敷地近傍の海域には、敷地前面海域の地層のうち、上位から、A層、B<sub>2</sub>層、C<sub>1</sub>層、D<sub>1</sub>層、D<sub>2</sub>層及びE層が分布する。
- 敷地近傍にカルデラは分布しない。

・震源域は山間部に位置し、河成段丘が一部認められる程度であり、変位基準となる地形面の分布が少ない。

・震源域近傍には大規模地滑りを含む地すべりが密集している。



震源域周辺の広域地質図  
 (東北建設協会(2006)に加筆)



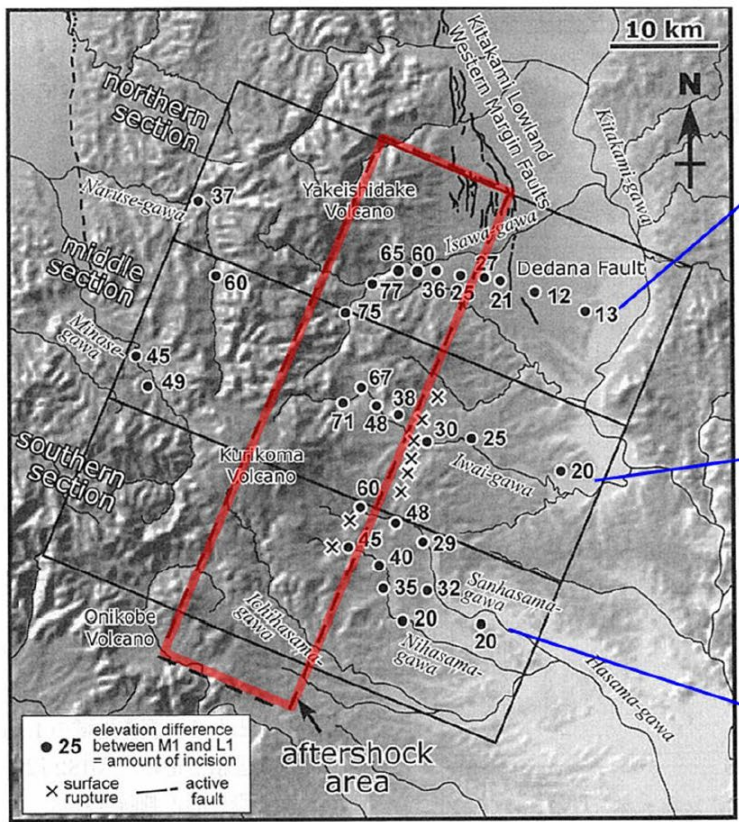
岩手・宮城内陸地震震央近傍の地すべり地形分布図  
 (防災科学技術研究所(1982) 焼石岳, 栗駒山に加筆)

# 変動地形等 2008年岩手・宮城内陸地震 (2/4)

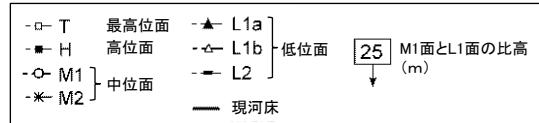
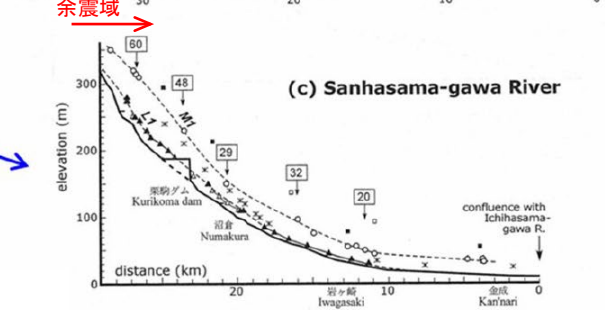
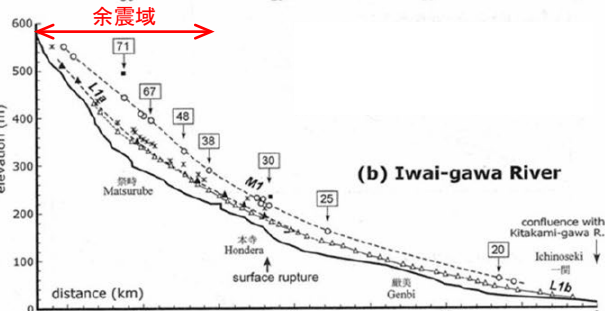
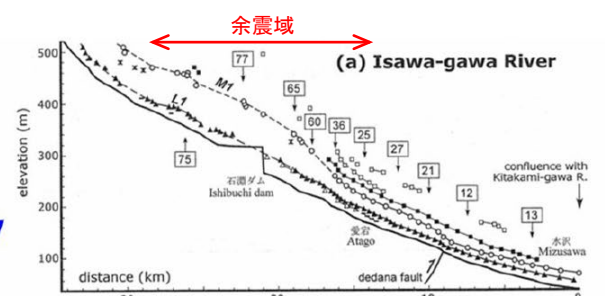
● 田力ほか(2009)



震央周辺の活断層分布図  
(産業技術総合研究所:  
活断層データベースに加筆)

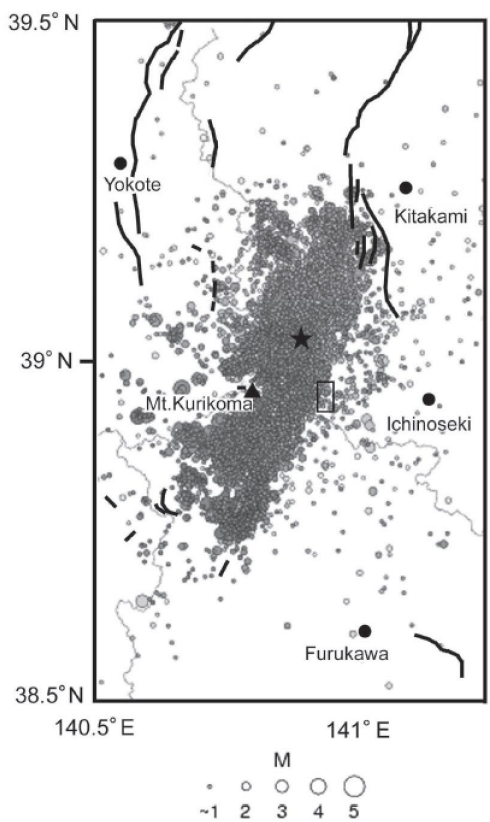


M1面とL1面の高度差(下刻量)分布, 田力ほか(2009)に加筆

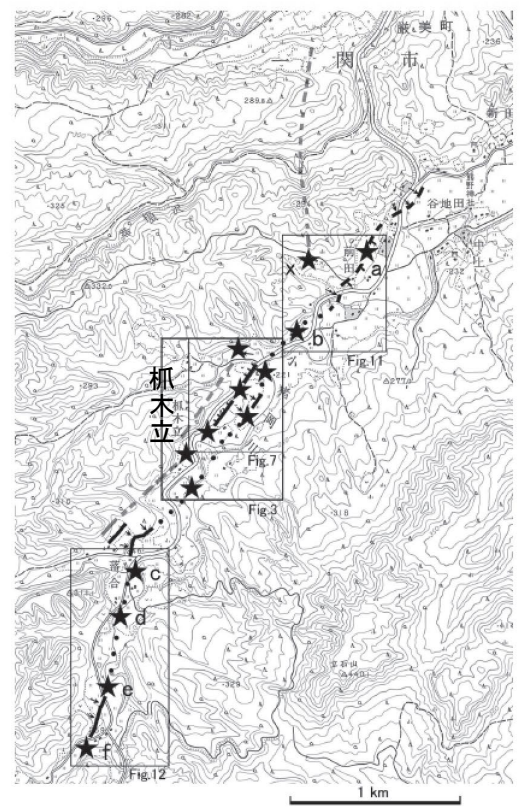


● 今回の地震の震源域は北上低地西縁断層帯の南方延長部にあたり、山地と低地の境界が北方から連続していること、GPS観測データなどからひずみ集中域として認識されていること、浅発微小地震が集中的に発生する地域であること、及び河成段丘の高度から下刻量分布を明らかにすることにより、活断層(伏在断層)の存在を推定することが可能であると考えられる。(田力ほか(2009))

# 変動地形等 2008年岩手・宮城内陸地震 (3/4)



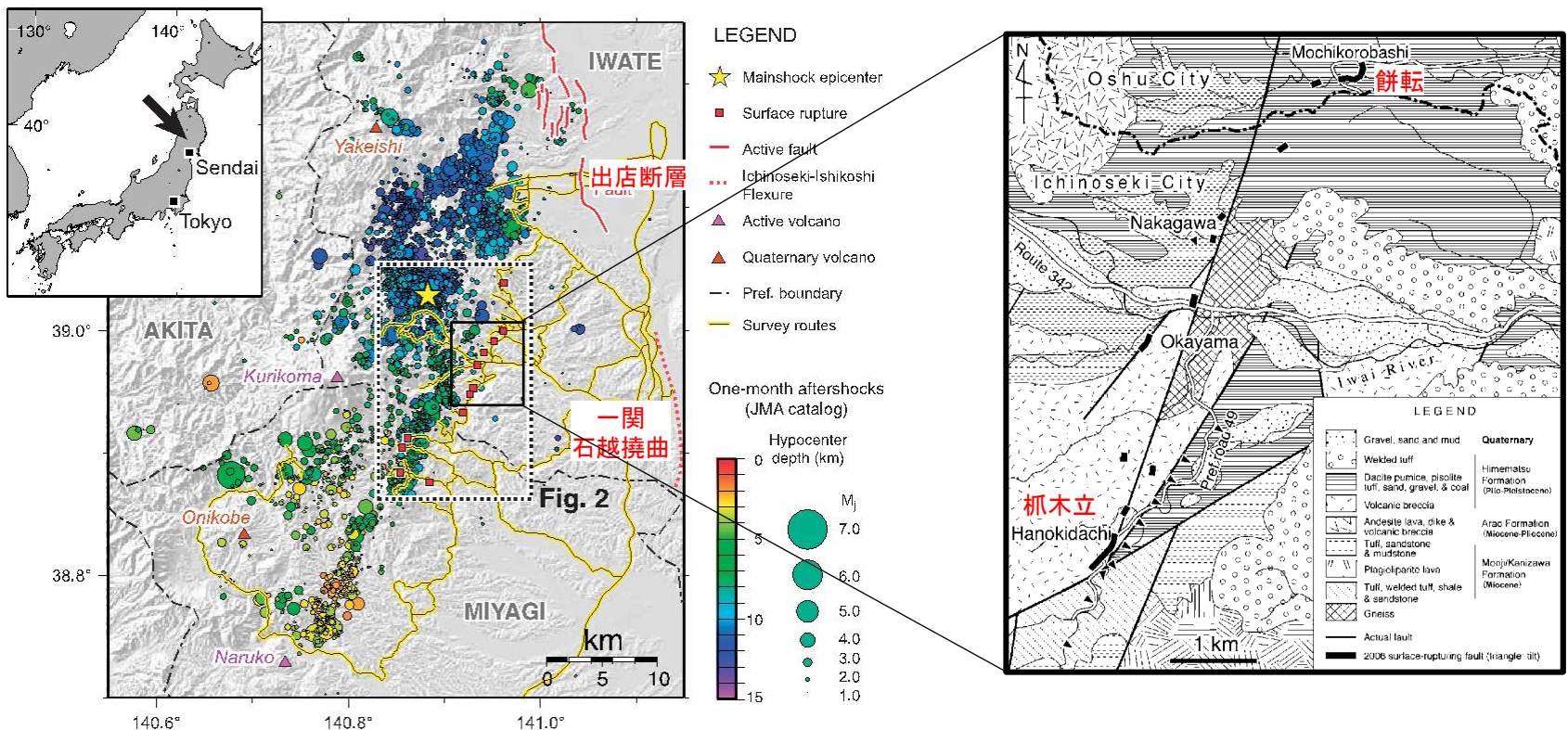
第1図 岩手・宮城内陸地震の本震・余震の震央と既知の活断層および本研究の調査地域  
震央分布は防災科学技術研究所(2008a)による。観測期間は2008年6月14日～8月19日。★：本震，太線：既知の活断層，細線：県境，本研究の調査範囲は小さい四角の範囲。



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

- 鈴木ほか(2008)；
- ・ 爪木立付近には短いながら明瞭な断層変位地形があり，低位段丘礫層堆積期以降に複数回，比較的活発な活動を繰り返していることが明らかとなった。
- ・ 岩手・宮城内陸地震の震源域に短くとも活断層が存在し，それが地震活動と密接な関係を有していることが明らかとなったことは，地震発生 of 長期予測において極めて重要である。少なくとも活断層が全く存在しない地域に起きたわけではなく，震源断層の活動と深く関わる活断層は存在している。

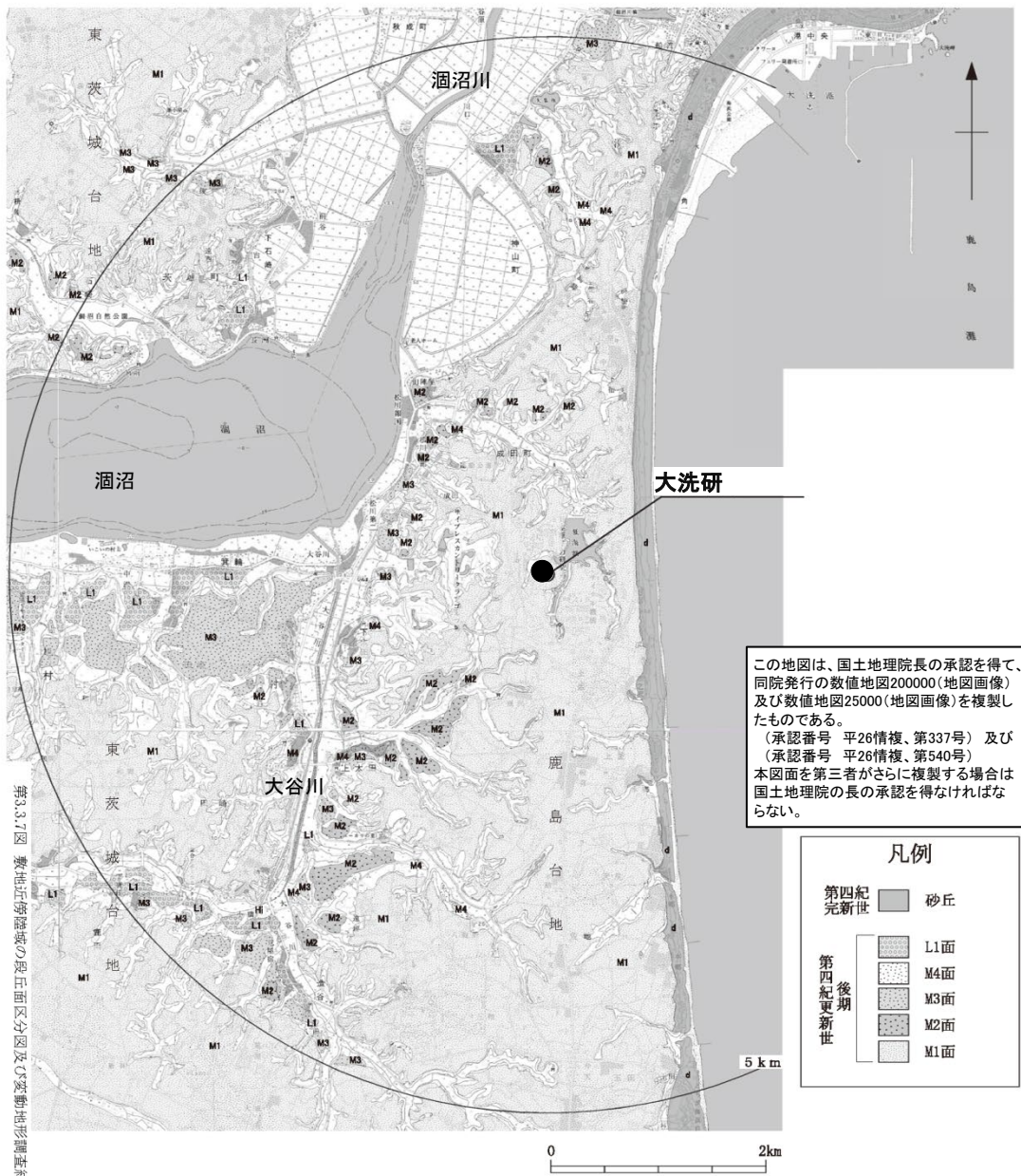




遠田ほか(2010)に加筆

- 遠田ほか(2010);
  - ・北北東-南南西トレンドの長さ約40kmの震源断層のうち、中央部の約20kmが地震断層として断続的に地表に現れた。
  - ・余震域北端は出店断層の深部想定延長部にかかっており、その南延長に一関-石越撓曲が記載されていたが、同撓曲に第四紀後期の活動は認められていない。
  - ・一方、地質図上には新第三系を切る北北東及び北東走向の断層が餅転から抓木立にかけて記載されている。これらの断層は、いわゆる「餅転-細倉構造帯」という東北日本を縦断する大構造の一部を構成すると考えられている。地震断層の一部は、餅転-細倉構造帯に沿うように分布している。したがって、今回の地震は大局的には餅転-細倉構造帯上で発生したと解釈できる。

# 変動地形等 敷地周辺 (陸域)



- 敷地近傍陸域の地形は、台地、低地及び海岸砂丘からなり、敷地は鹿島台地北部に位置する。
- 台地を構成する段丘は高位からM1面、M2面、M3面、M4面、L1面に区分される。
- M1面は敷地近傍の鹿島台地や東茨城台地に広く分布する。
- M2面、M3面、M4面、L1面は敷地南西方の黒沼、黒沼川、大谷川沿岸等に断片的に分布する。
- 変動地形学的調査の結果、リニアメントは判読されない。

この地図は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の数値地図200000(地図画像)及び数値地図25000(地図画像)を複製したものである。  
(承認番号 平26情複、第337号) 及び (承認番号 平26情複、第540号)  
本図面を第三者がさらに複製する場合は国土地理院の長の承認を得なければならない。

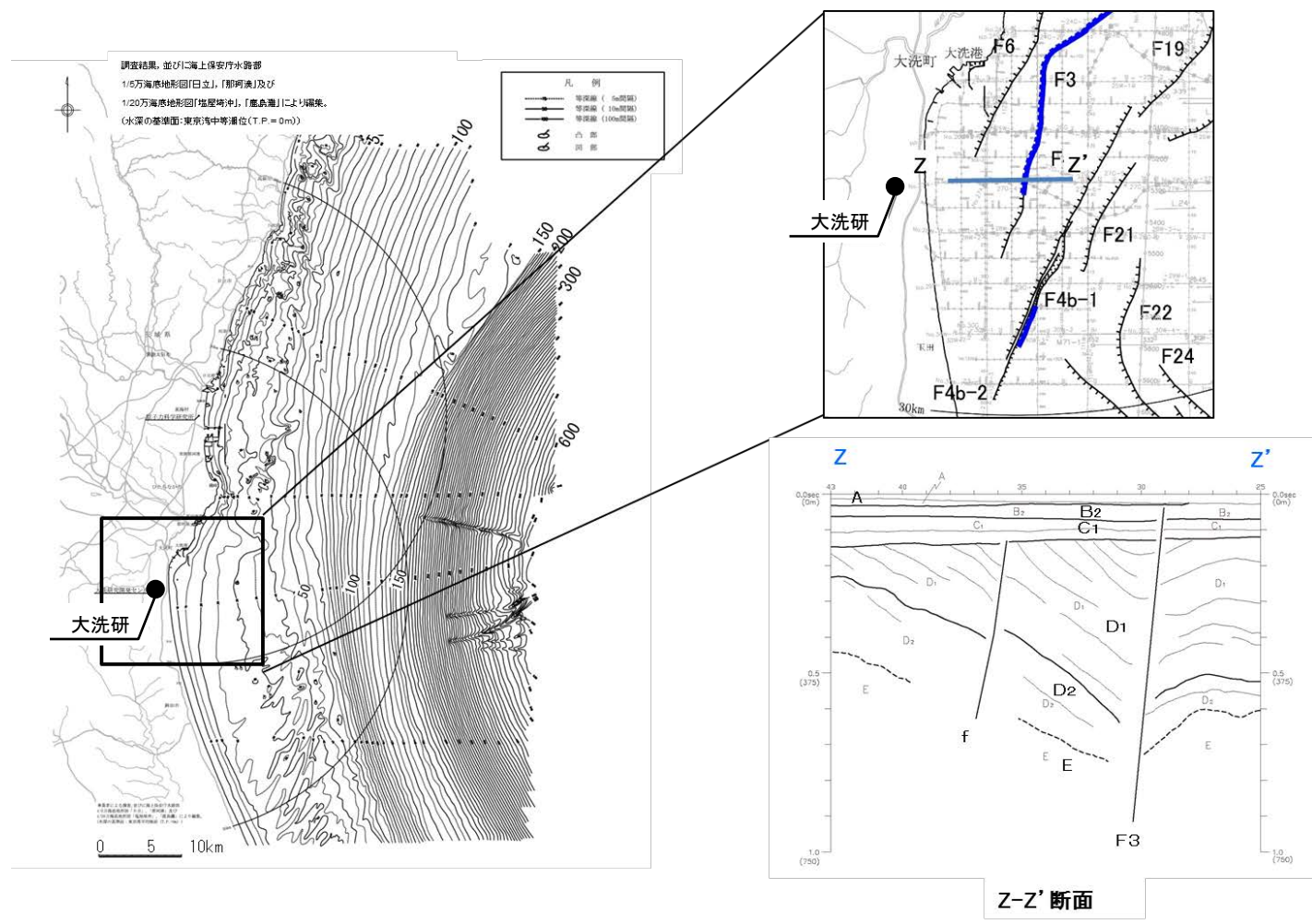
凡例

第四紀完新世	砂丘
第四紀更新世 後期	L1面
	M4面
	M3面
	M2面
	M1面

第3.7.7図 敷地近傍陸域の段丘面区分図及び変動地形調査結果図

敷地近傍陸域の変動地形調査結果図

# 変動地形等 敷地周辺 (海域)



- ・敷地前面海域の海底地形は、水深約130m～約150m付近の傾斜変換部を境にして、沿岸側の大陸棚とその沖合側の大陸斜面とに区分される。
- ・大陸棚は、海岸から沖合方向に5/1,000程度の勾配で傾斜しており、全体的には起伏に乏しい単調な海底地形を示している。
- ・各種海上音波探査を実施しており、敷地近傍の海域では詳細な地質構造を把握するため、密な測線配置としている。
- ・敷地近傍の海域には、敷地前面海域の地層のうち、上位から、A層、B<sub>2</sub>層、C<sub>1</sub>層、D<sub>1</sub>層、D<sub>2</sub>層が水平に広く分布しており、いずれも反射面が認められる堆積層であり、変位・変形の確認は十分に可能である。

# 火山



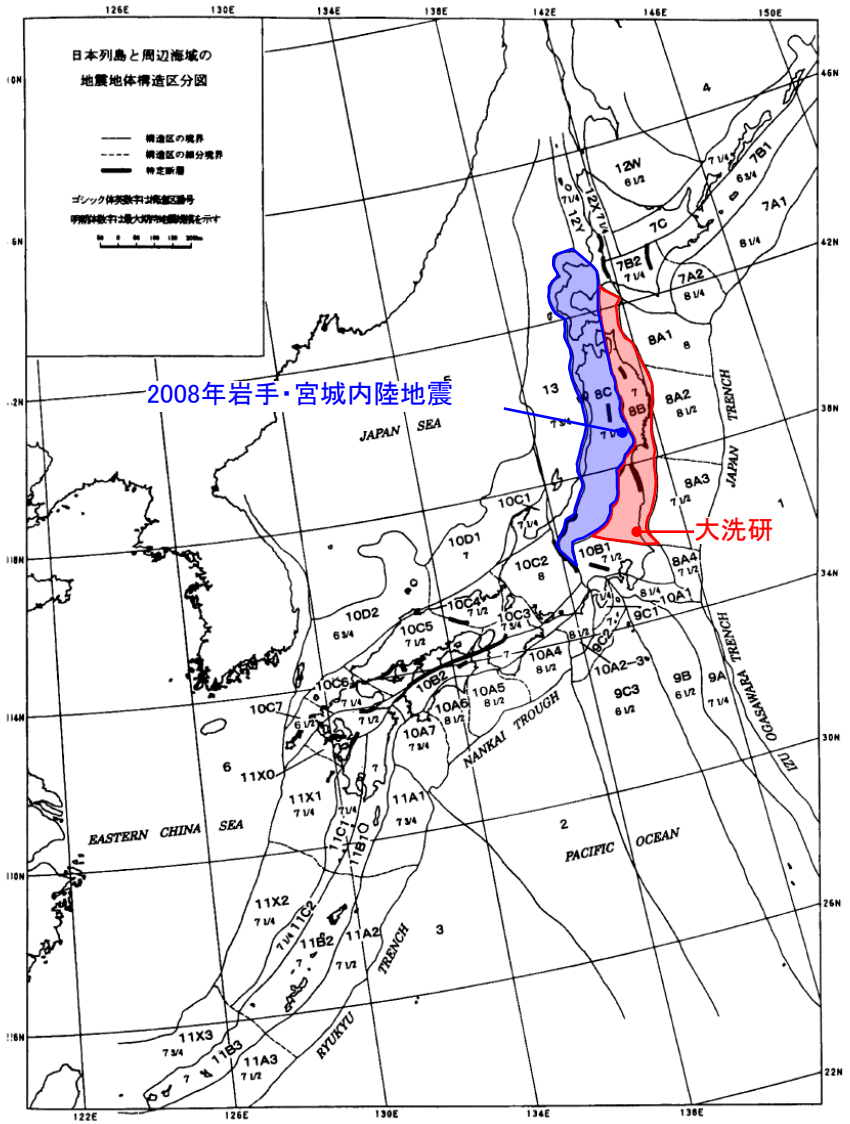
日本列島の活火山分布図  
活動度により3段階にランク分けされている。もっとも活動度の高いAランクは13、Bランクは36、Cランクは36火山。海底火山や北方領土の火山はランク分けの対象外になっている。  
今後の調査で新たに活火山と追加認定される火山もある。  
橙色の太いラインが火山フロント。

火山フロント  
産業技術総合研究所(2004)に一部加筆

- ・2008年岩手・宮城内陸地震の震源域は火山フロントに近接する。
- ・大洗研は火山フロントから外れた地域に位置する。

# 地震地体構造区分

## ●垣見ほか(2003)



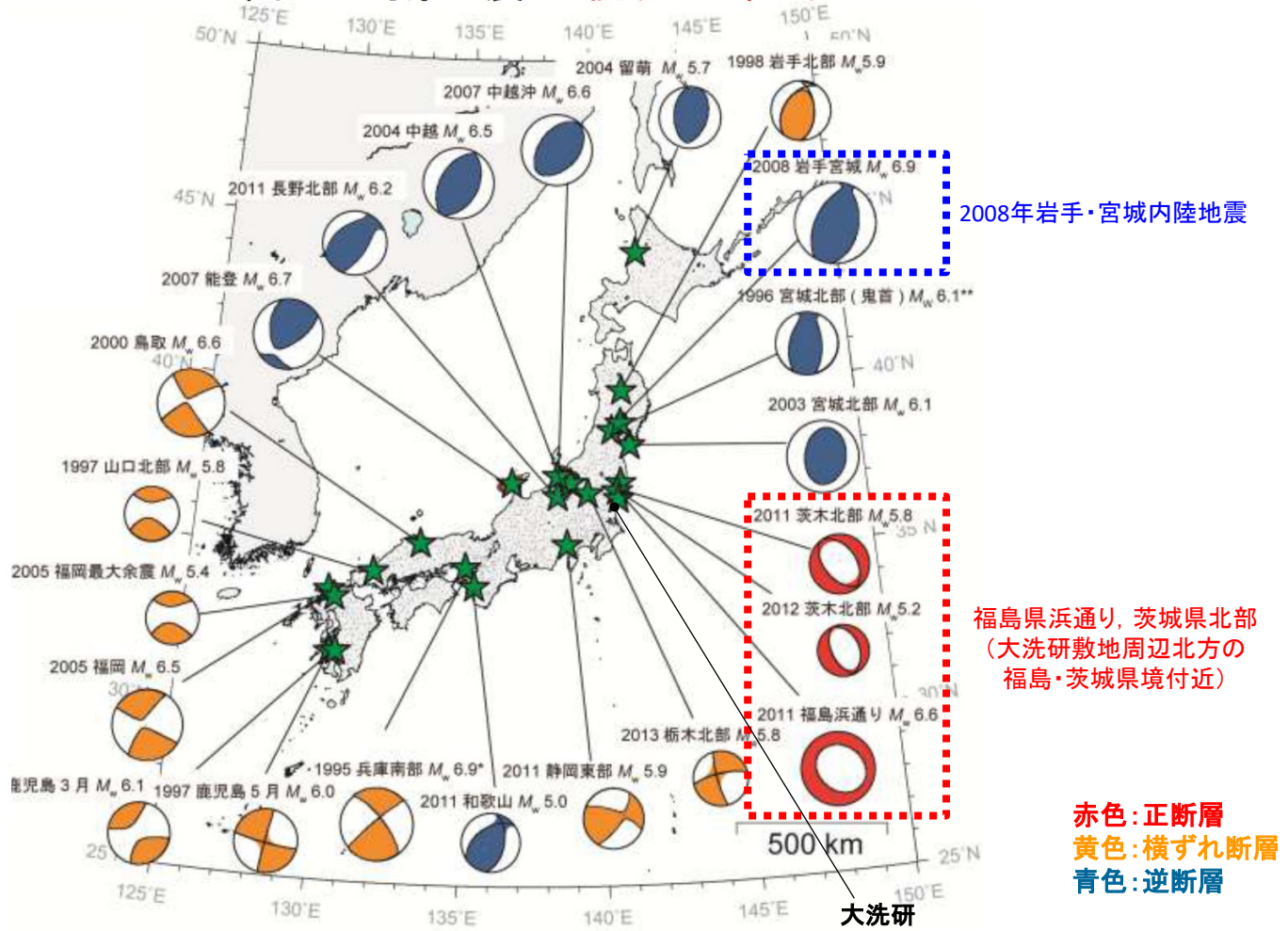
地域		2008年 岩手・宮城内陸地震	大洗研
構造区		8C 東北日本弧内帯	8B 東北日本弧外帯
地形・地質		火山性内弧, 隆起優勢, 脊梁山地・出羽丘陵の火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(沈降帯), 島弧方向の逆断層~褶曲発達	外弧隆起帯, 安定域
活断層	密度	中	極小
	長さ	中	短(長)
	活動度	B	C
	断層型	逆	逆・横
	その他	島弧と平行隆起帯基部に発達	—
浅発大・中地震活動		高 東西圧縮逆断層型	低

2008年岩手・宮城内陸地震の震源域は, 大洗研と異なる構造区である。

垣見ほか(2003)に一部加筆

# 震源メカニズム

国内の対象地震: 22個 (1995年~)



国内の内陸地殻内地震の震源メカニズム

新安全設計基準に関する検討チーム(2013)に加筆

- 2008年岩手・宮城内陸地震およびその周辺では、逆断層型の地震が発生している。
- 大洗研敷地周辺北方の福島県浜通り, 茨城県北部においては、南西—北東引張の正断層型の地震が発生している。

●行竹ほか(2012)

- 2004年1月～2011年1月の地震(内陸域, 深さ < 30km,  $M \geq 2$ )を対象に, P波初動極性データ及び, P波とSH波の振幅情報を用いてメカニズム解を推定
- 推定したメカニズム解に基づき, 応力インバージョン法にて日本内陸域の広域的な応力場の空間分布を推定

※大洗研敷地周辺では地震数が少ないため応力場が推定されていない(0.2度間隔のグリッド内に8個のメカニズム解データがある領域に対して応力場の推定がなされている)。

2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺は、概ね東西圧縮の逆断層型の応力場である。

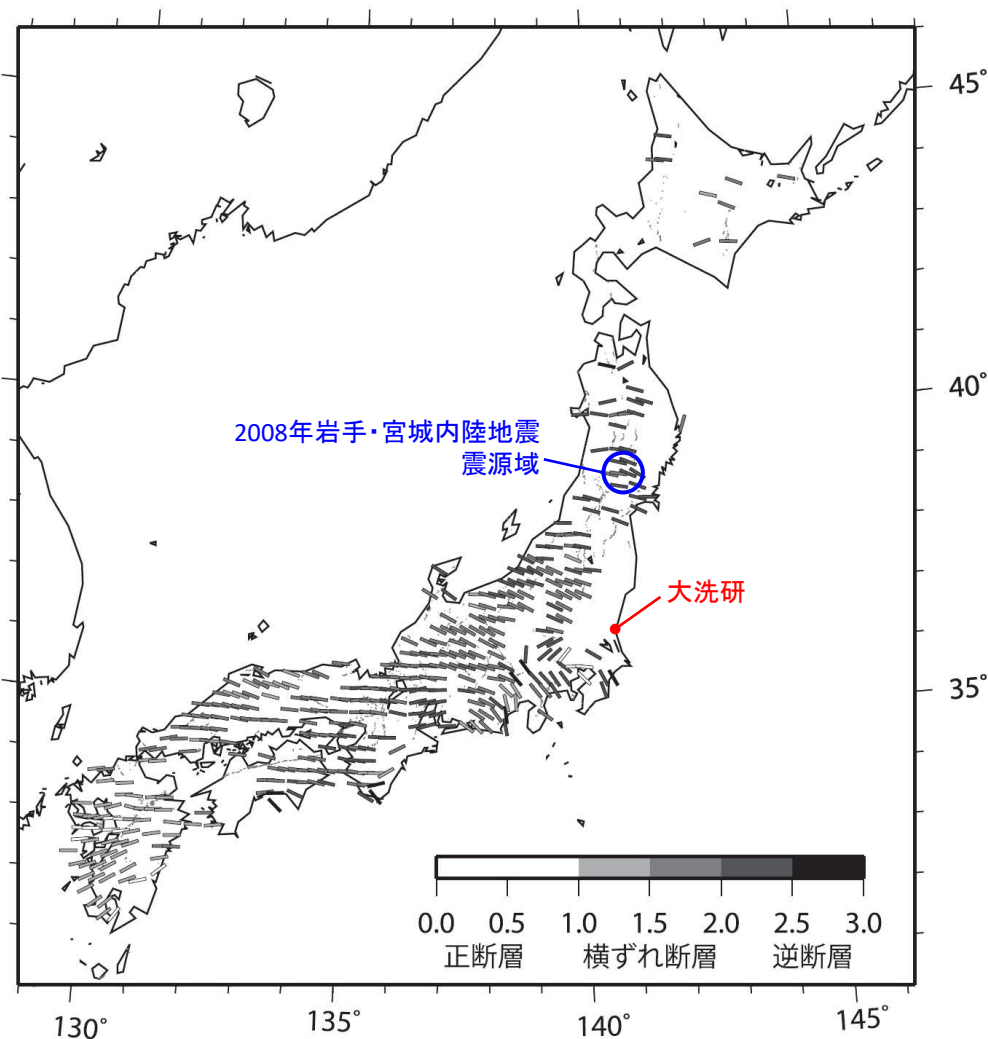


図 6 応力インバージョン法により推定された水平最大圧縮軸 ( $\sigma_{max}$ ) 方向の空間分布。バーの色は Simpson (1997) の定義により分類された応力場の種類を示す。灰色線は、主要活断層の地表トレース (活断層研究会、1991)。

行竹ほか(2012)に一部加筆

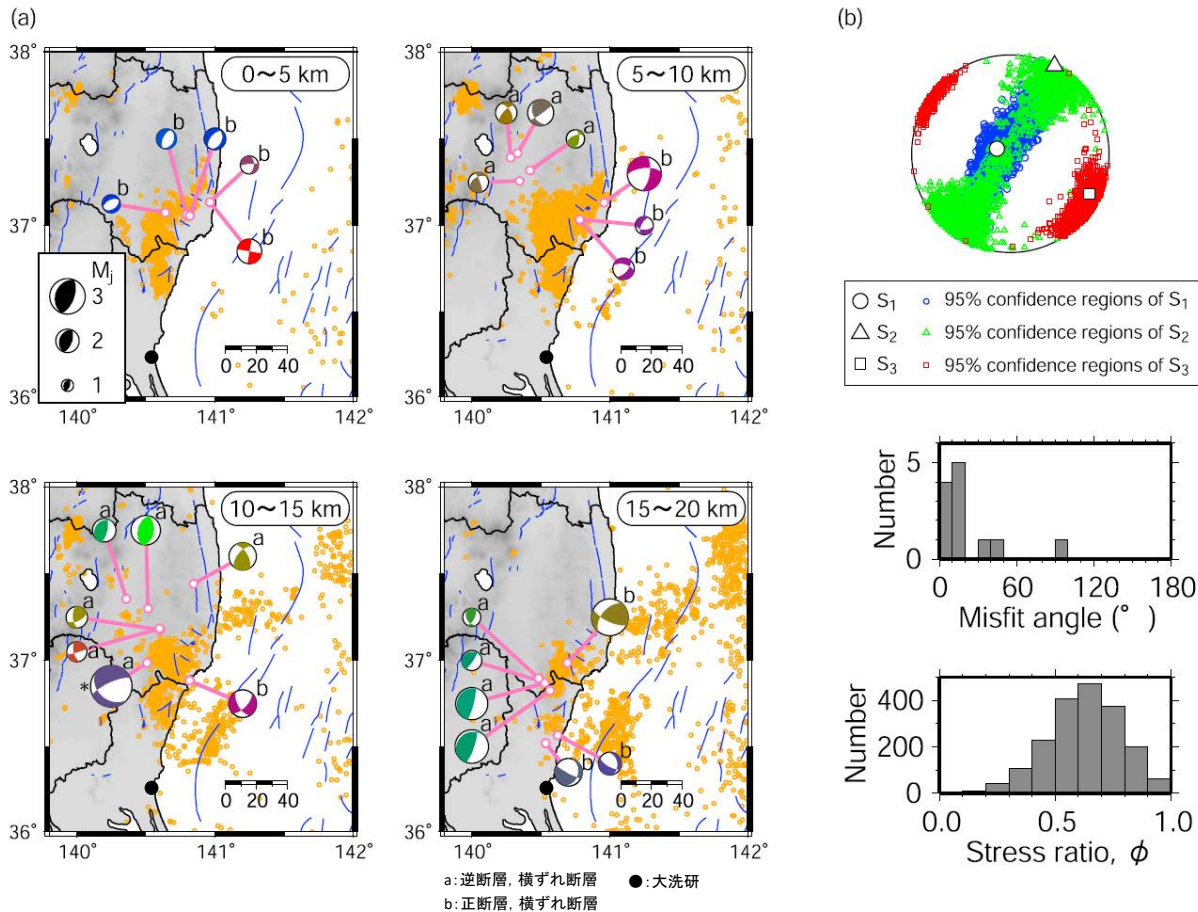
# 敷地周辺の応力場 (1/2)

● Imanishi et al.(2012)

● 東北地方太平洋沖地震発生前の2003年から2010年の間に、福島・茨城県境周辺で発生した、 $M_j$ 1.5以上、深さ20km以浅の微小地震のうち、26地震のメカニズム解を推定

● 応力テンソルインバージョン結果から、福島・茨城県境付近の応力場が正断層型であると指摘

大洗研敷地周辺の福島・茨城県境付近は、東北地方太平洋沖地震発生前から、正断層型の地震が発生しやすい地域である。



**Figure 3.** (a) Focal mechanism solutions of microearthquakes determined in the present study that occurred before the 2011 Tohoku earthquake (lower hemisphere, equal-area projection). The same triangle diagram as that of Figure 1 is used to differentiate faulting types. A mechanism marked with asterisk is also listed in the JMA catalogue; this is almost the same as that determined by JMA. The alphabetical letters "a" or "b" denote events which are outside or within the source area of the normal-faulting earthquake sequence. (b) Stress tensor inversion result. (top) Principal stress axes with their 95% confidence regions plotted on lower hemisphere stereonets. (middle) Misfit angle for the data with respect to the best stress tensor determined by the stress tensor inversion. Here, the misfit angle represents the angle between the tangential traction predicted by the best solution and the observed slip direction on each plane determined from the focal mechanism. (bottom) Histogram of stress ratio  $\phi = (S_2 - S_3)/(S_1 - S_3)$  that belongs to the 95% confidence region.

Imanishi et al.(2012)に一部加筆



# 敷地周辺の応力場 (2/2)

- 大洗研敷地周辺は、2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺と異なり、東北地方太平洋沖地震の発生前後ともに地震活動度は低く、震源メカニズム解が得られていない。
- 大洗研敷地周辺の茨城県北部では、南西－北東方向を引張軸とする正断層型の地震が卓越している。
- GNSS観測データに基づくひずみ変化は、茨城県北部の正断層が卓越する領域と大洗研敷地周辺ともに東西引張側のひずみ変化となっている。

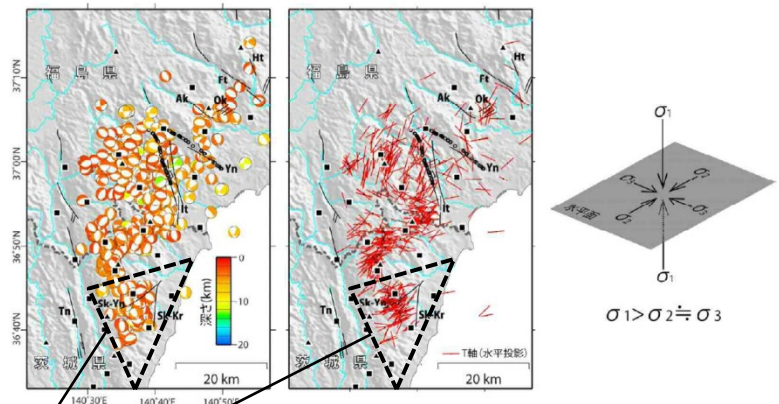
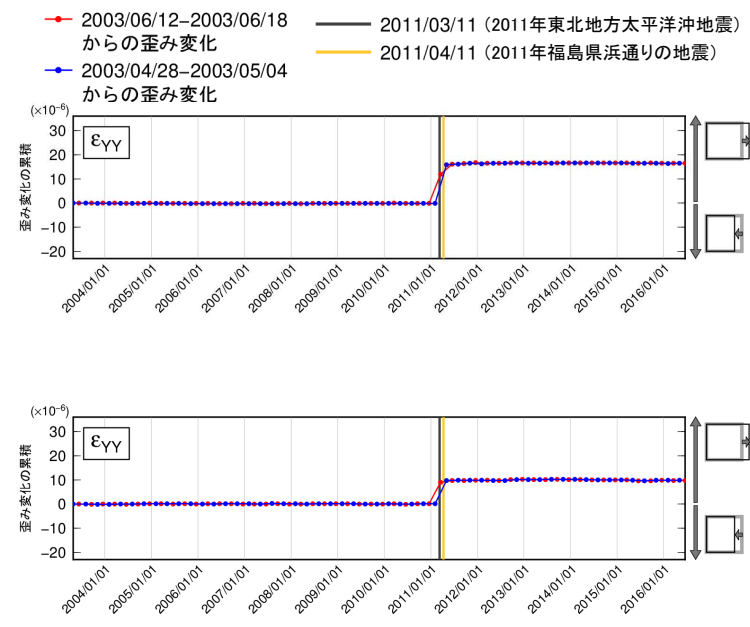
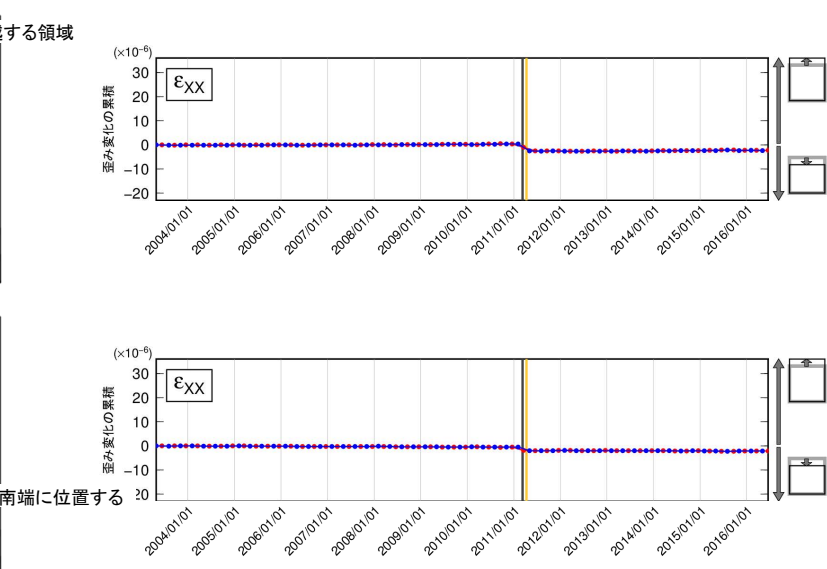
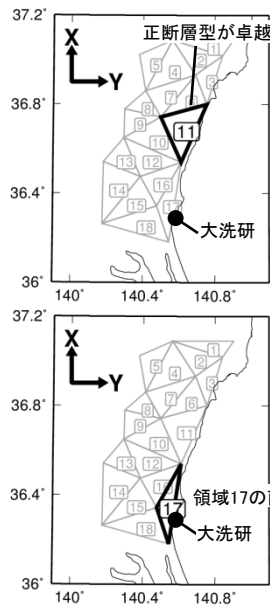


図 11 得られたメカニズム解と T 軸の分布  
 左：下半球投影のメカニズム解。深さで色分けした。井戸沢断層(It)と湯ノ岳断層(Yn)の地表地震断層 (Mizoguchi et al. in preparation) を○で示す。中：メカニズム解の T 軸方位 (水平投影)。右：推定される応力場の概念図。  
 青柳・上田 (2012) に一部加筆

## ●GNSS観測データに基づく検討

国土地理院によるGNSS観測点で三角形要素を構築し、各要素内の平均的な歪み変化(2003年5月時点を0と仮定)を評価



ひずみ変化の累積(大洗研敷地周辺)

# ひずみ集中帯

NKTZ (新潟—神戸ひずみ集中帯)

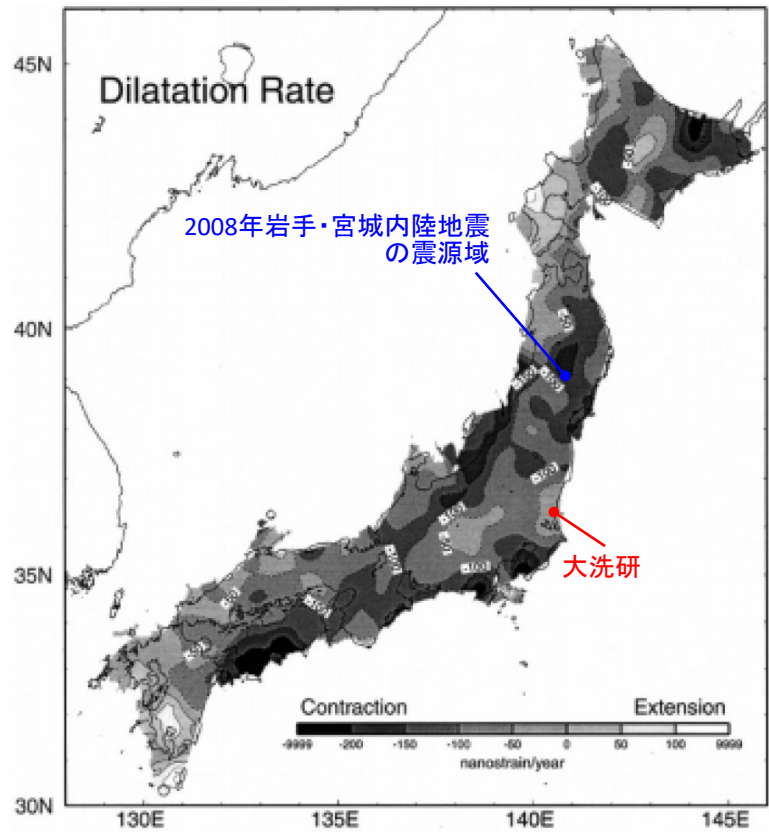
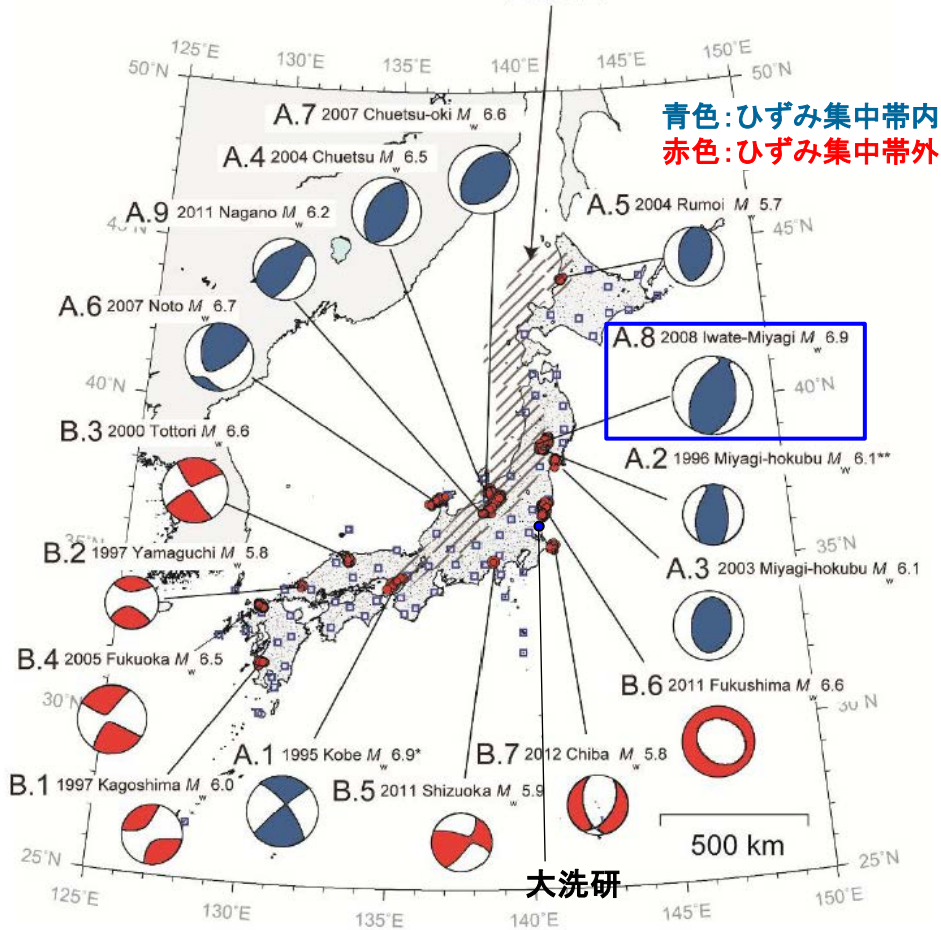


Figure 4  
Estimated distribution of dilatational strain rate.  
Sagiya et al.(2000)に一部加筆

図1 本研究で解析した地震群の本震震央位置と本震のCMT解。ハッチの部分かひずみ集中帯。

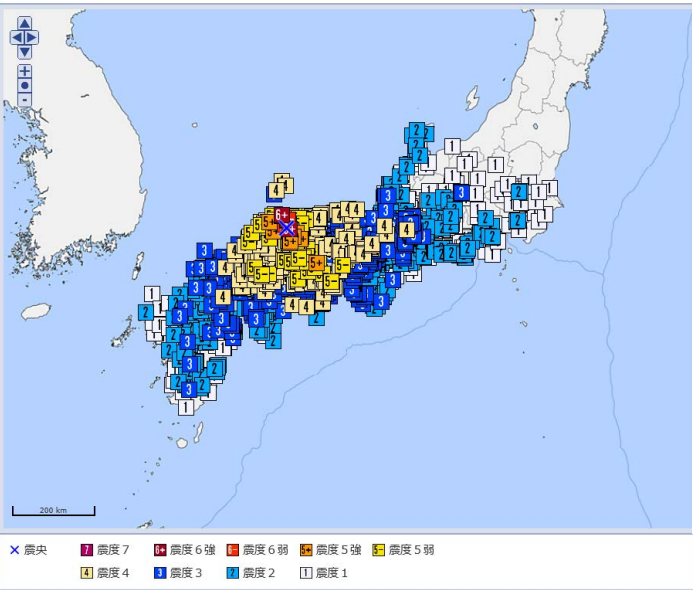
防災科学技術研究所(2013)に一部加筆

- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域は、防災科学技術研究所(2013)において、ひずみ集中帯と指摘されている。
- 大洗研敷地周辺をひずみ集中帯と指摘している文献はない。

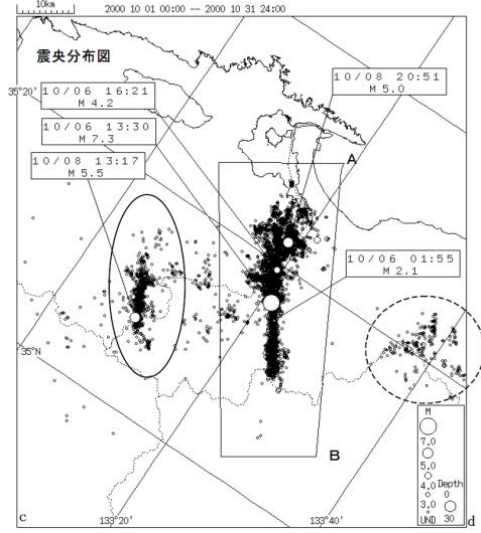
- 地震発生日時 (気象庁)
  - ・発生日時: 平成12年10月6日13時30分
  - ・地震規模: Mj7.3 (Mw6.6)
  - ・震源深さ: 11km
  - ・震源位置: 北緯35° 16.5', 東経133° 20.9'
- 各地の震度及び被害状況
 

各地の震度 (気象庁) は以下のとおり

  - ・震度6強: 鳥取県 境港市, 日野町
  - ・震度6弱: 鳥取県 西伯町, 溝口町, 会見町, 岸本町, 淀江町, 日吉津村
  - ・震度5強: 鳥取県 米子市  
島根県 仁多町, 安来市, 宍道町  
岡山県 哲多町, 落合町, 大佐町, 新見市, 美甘村  
香川県 土庄町
  - ・地震による津波の発生はなし
- 地震発生メカニズム (気象庁)
  - ・発生機構解より, 東西方向に圧力軸を持つ横ずれ断層型の地震。
  - ・鳥取県西部地域は, 1990年, 1997年に今回の地震の極近傍でM5クラスの地震が発生している。
  - ・1926年から2000年までの過去の被害地震は, 今回の地震の近傍で3地震発生している。

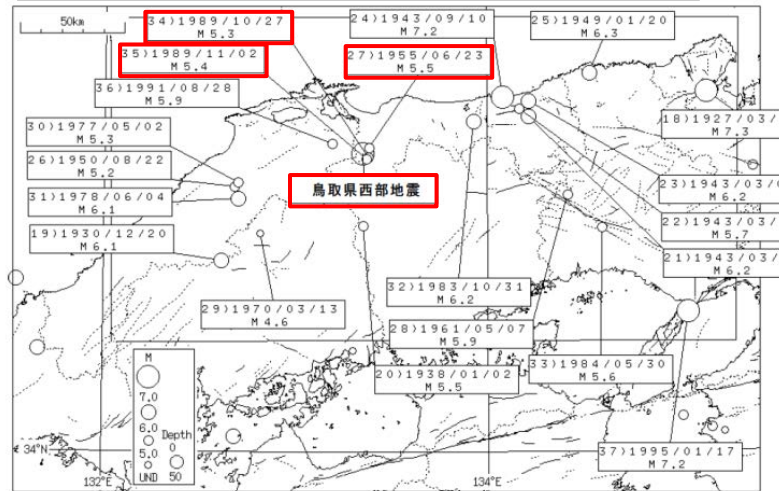


気象庁震度データベースによる震度分布

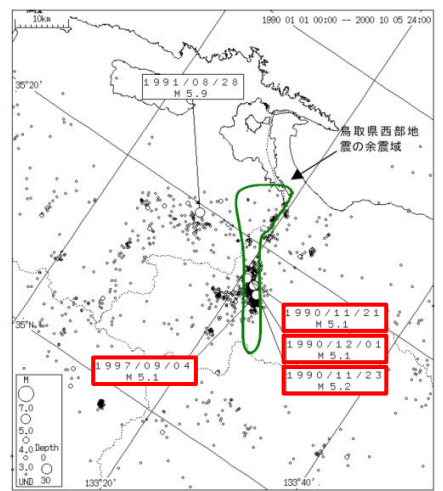


震央分布図 (2000年10月1日~2000年10月31日)  
気象庁 (2000) より抜粋

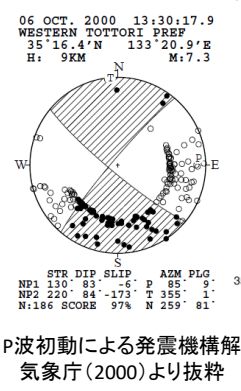
平成12年10月6日鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル



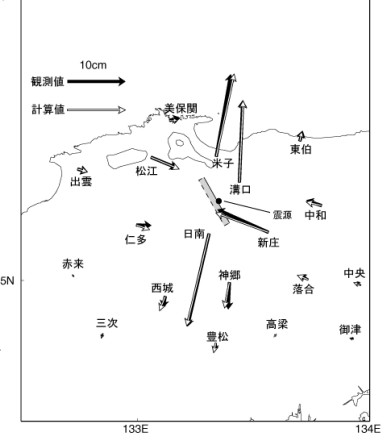
過去の被害地震 (1926~2000年) (気象庁 (2000) より抜粋)



今回の活動以前約11年間の地震活動  
(1990年1月1日~2000年10月5日) (気象庁 (2000) より抜粋)



P波初動による発震機構解  
気象庁 (2000) より抜粋



断層パラメーター  
断層北西端の位置: 東経133度18分 北緯35度21分  
上層の長さ: 1km  
断層の大きさ: 20km (長さ) × 10km (幅)  
走向: 北から時計回りに152度 傾斜角: 86度 すべり角: -7度  
すべり量: 1.4m  
M<sub>0</sub> (モーメントマグニチュード): 6.6相当

国土地理院 (2000) より抜粋

# 2000年鳥取県西部地震の概要 (震源モデルの一例)

●池田ほか(2002)

- ・関口・岩田(2001)の震源破壊過程に基づき, 最適震源モデルを評価している。
- ・結果として, アスペリティはすべり量の大きい浅い部分と深い部分の2箇所を設定されている。

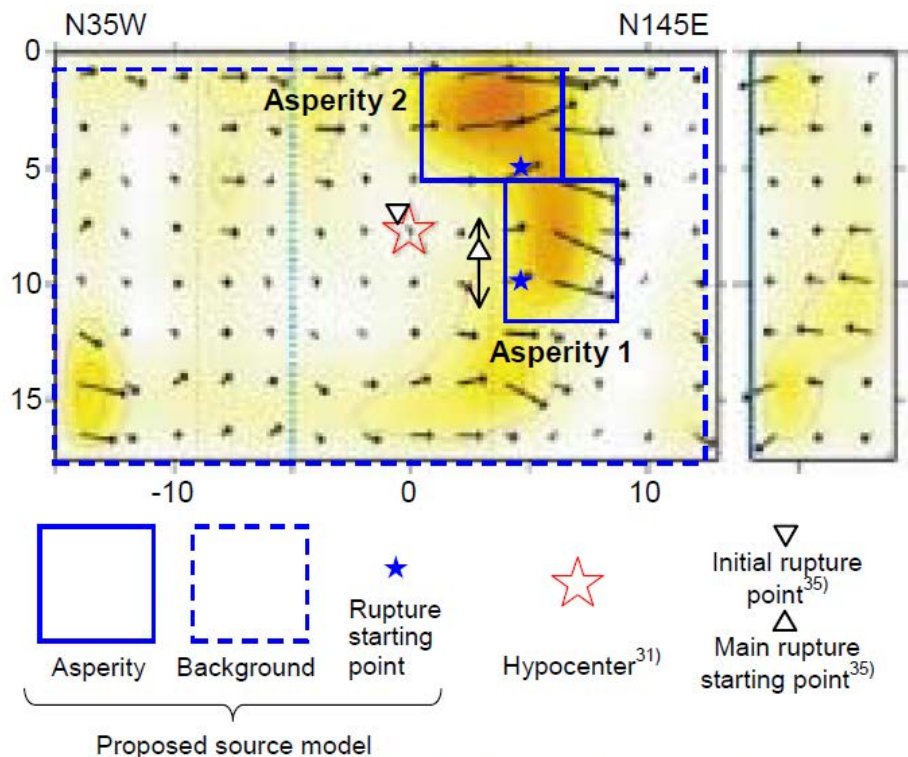
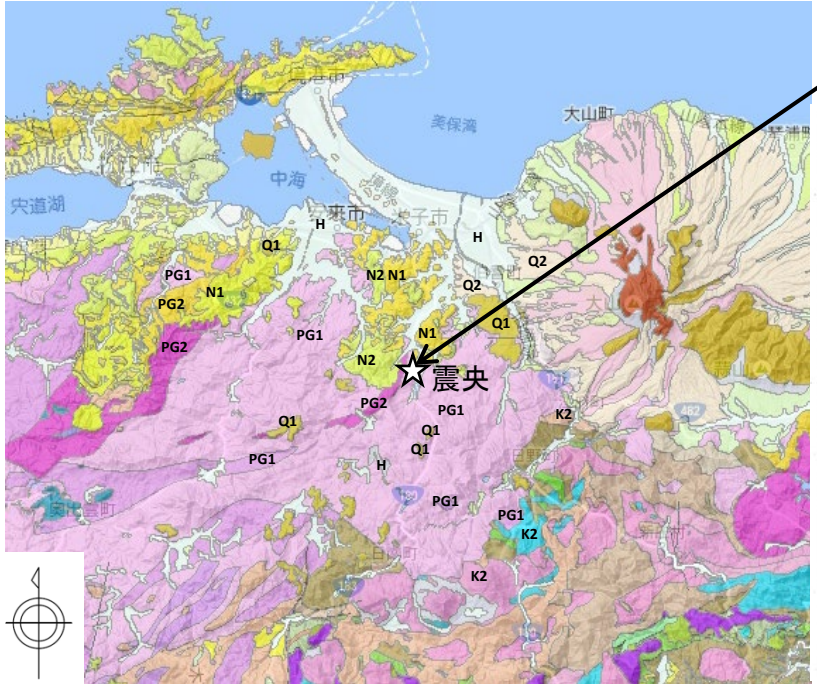


図 1 提案する鳥取県西部地震の最適震源モデル  
(関口・岩田<sup>31)</sup>に加筆・修正)

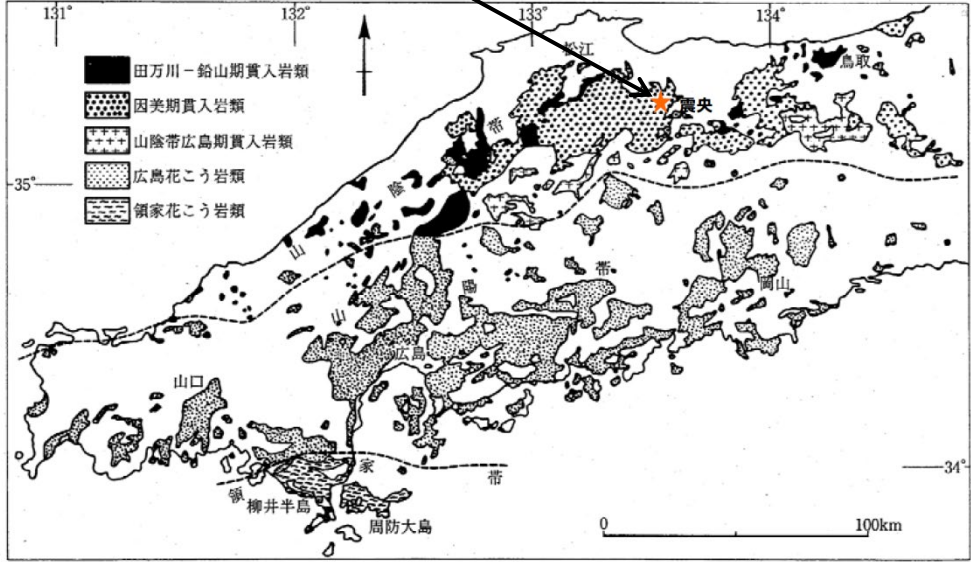
表 2 最適震源モデルのパラメータ

震源位置 <sup>43)</sup>	35.26937N, 133.35669E			
Strike, Dip, Slip	deg.	145, 90, 0		
震源深さ <sup>43)</sup>	km	7.8		
地震モーメント <sup>45)</sup>	Nm	$9.6 \times 10^{18}$		
破壊域の面積	km <sup>2</sup>	464		
せん断波速度	km/s	3.5		
		アスペリティ		
		1 (下部)	2 (上部)	
面積	km <sup>2</sup>	28.8 (4.8km×6.0km)	28.8 (6.0km×4.8km)	背景領域 410.4
重ね合わせ数 ( $N_L \times N_W \times N_T$ )		$4 \times 5 \times 5$	$5 \times 4 \times 5$	$282 \times 17$ $N_L \times N_W \times N_T$
上端深さ	km	5.6	0.8	0.8
地震モーメント	Nm	$1.99 \times 10^{18}$	$0.99 \times 10^{18}$	$6.62 \times 10^{18}$
応力降下量	MPa	28.0	14.0	2.8
破壊伝播速度	km/s	2.5	3.0	2.5
ライズタイム	s	0.6	0.6	2.04

# 地質 2000年鳥取県西部地震 (1/2)



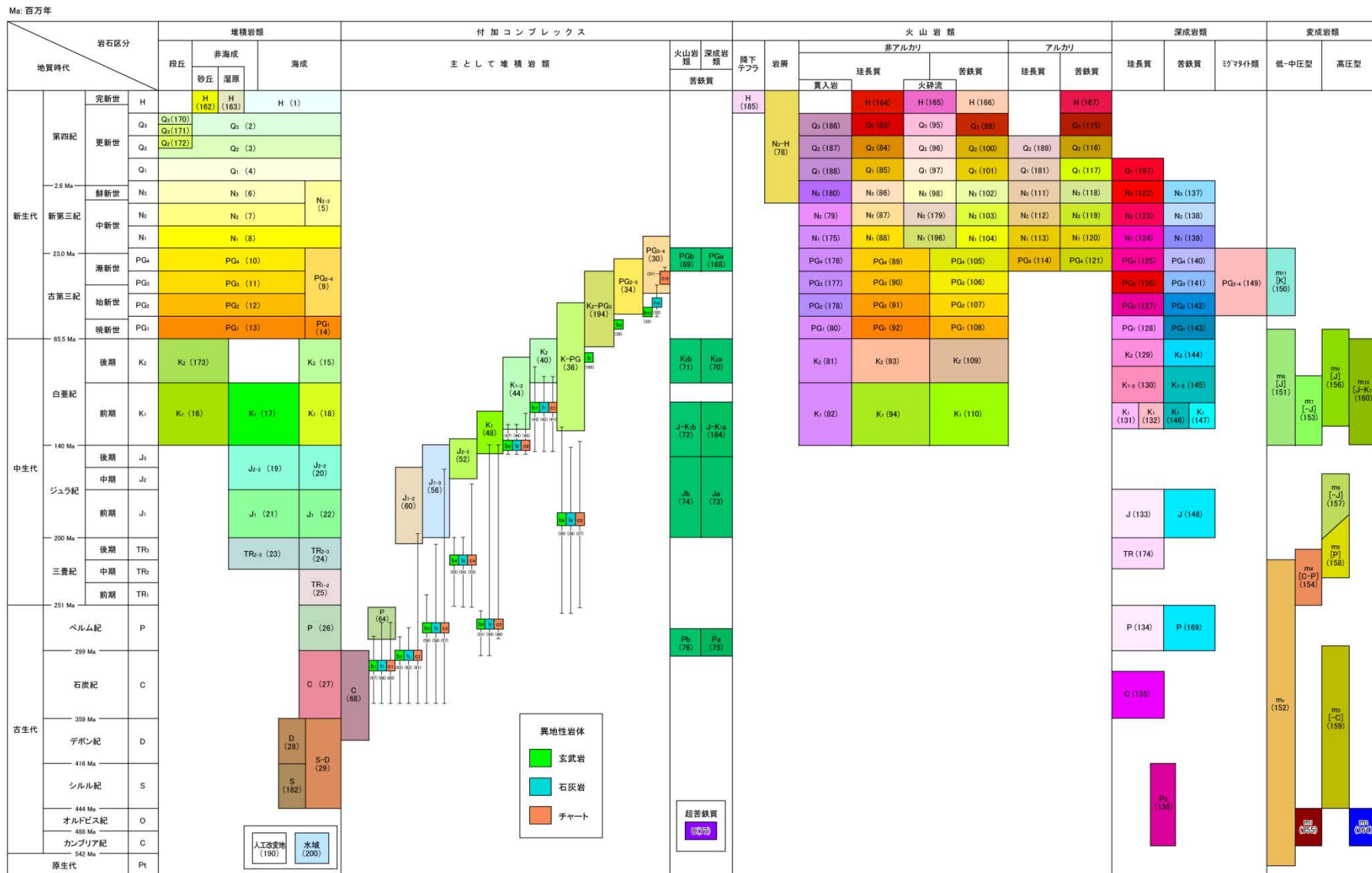
2000年鳥取県西部地震



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

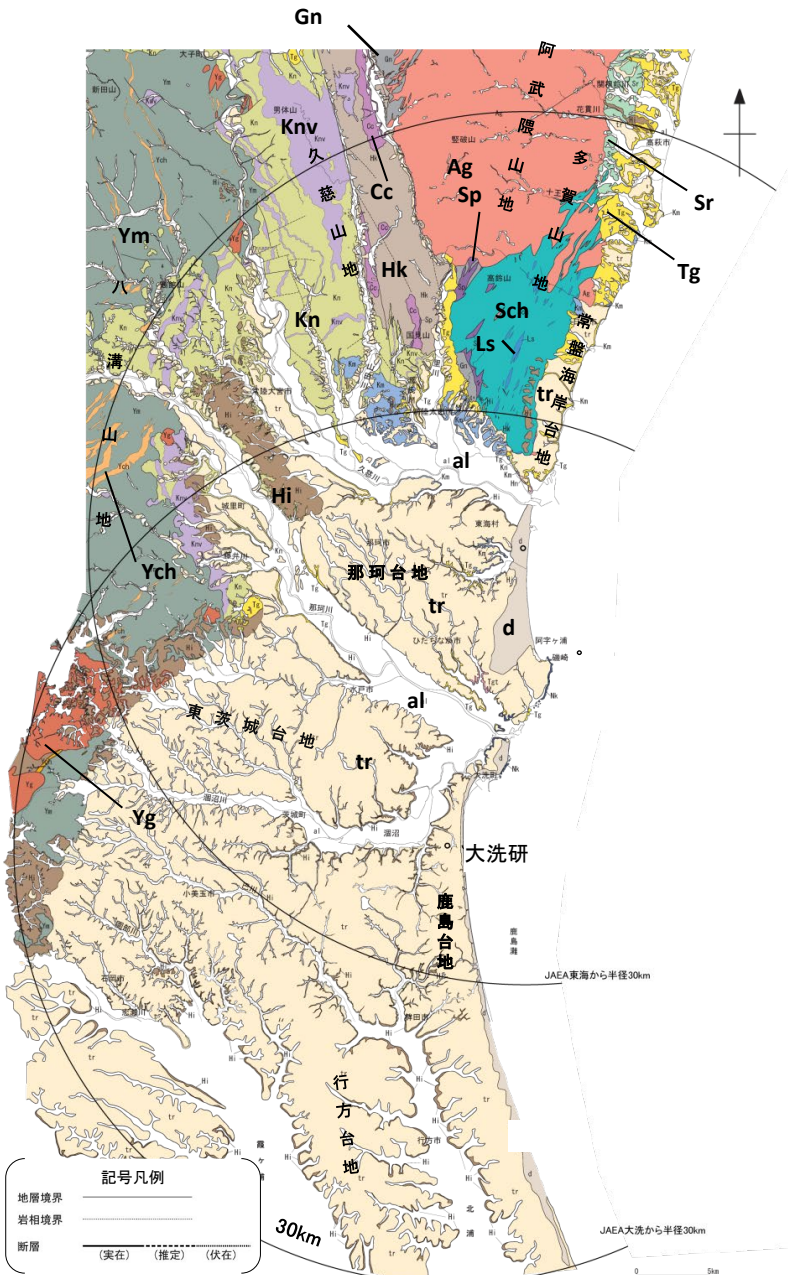
震源域周辺のシームレス地質図  
(産業技術総合研究所, 地質図Navilに加筆)

- 震源域近傍の地質は主に白亜紀～古第三紀の花崗岩を主体としており, 中新世に貫入した安山岩～玄武岩の岩脈が頻繁に分布している。(井上ほか(2002))



20万分の1日本シームレス地質図 全国統一凡例  
 (産業技術総合研究所, 20万分の1シームレス地質図)

# 地質 敷地周辺の地質



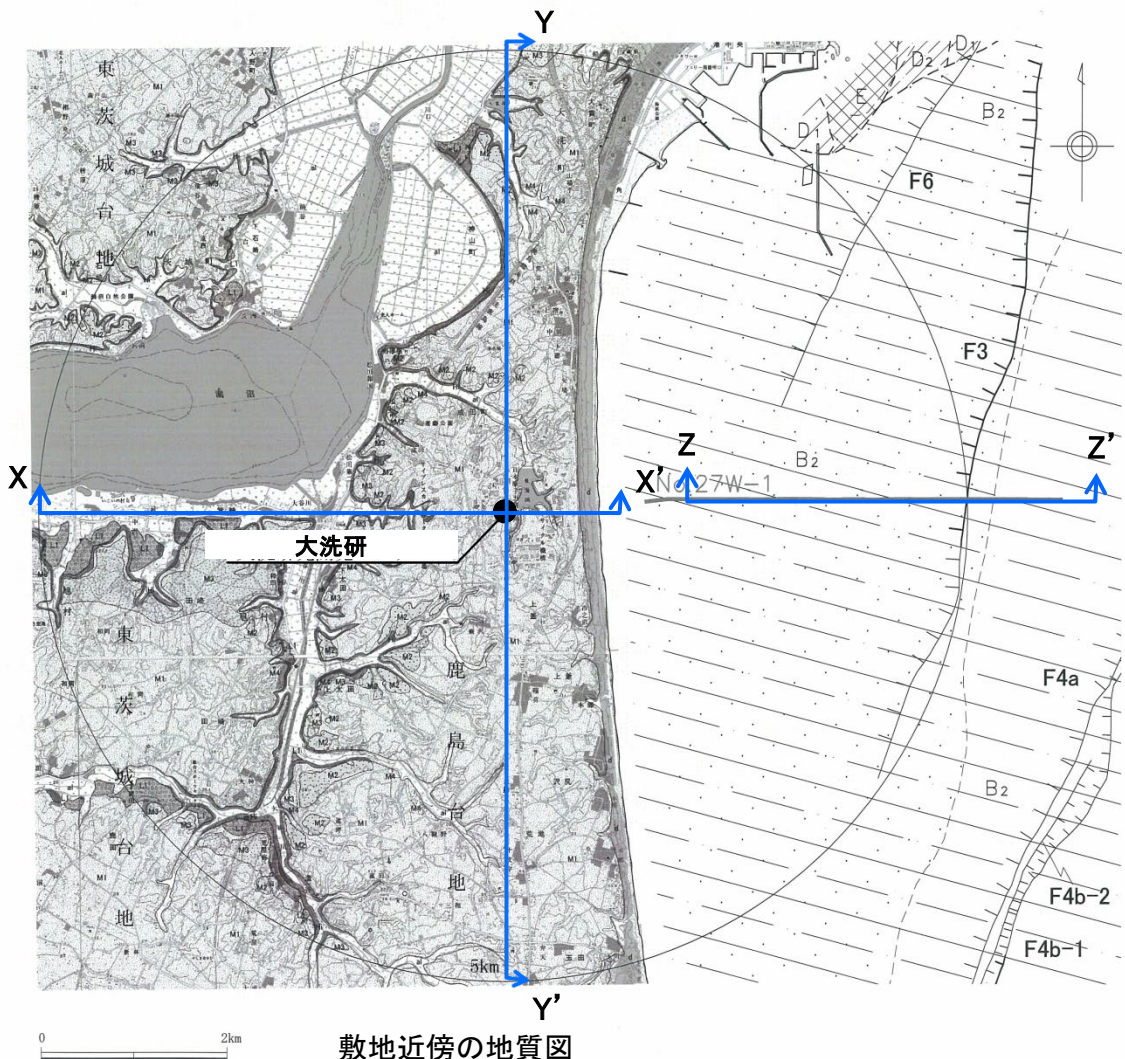
## 敷地周辺陸域の地質概要

地形	主に分布する地質
八溝山地	[北部]: 先新第三系の八溝層群 [南部]: 先新第三系の八溝層群, 新第三系中新統の堆積岩類・火山岩類・火山碎屑岩類
久慈山地	新第三系中新統の火山岩類・火山碎屑岩類
多賀山地	先新第三系の阿武隈花崗岩類, 日立変成岩類及び竹貫変成岩類
常磐海岸台地	新第三系中新統の多賀層群, 第四系更新統の段丘堆積物
那珂台地・東茨城台地	[丘陵地・台地]: 第四系更新統の段丘堆積物 [縁辺部]: 新第三系中新統の多賀層群, 鮮新統～第四系更新統の久米層

年代層序区分	八溝山地		久慈山地		多賀山地		那珂台地周辺部	
	地層名	主な層相・岩相	地層名	主な層相・岩相	地層名	主な層相・岩相	地層名	主な層相・岩相
第四系	完新統	al 沖積層 砂・シルト・礫	al 沖積層 砂・シルト・礫	al 沖積層 砂・シルト・礫	d 砂丘砂層 砂	al 沖積層 砂・シルト・礫	al 沖積層 砂・シルト・礫	al 沖積層 砂・シルト・礫
	更新統	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫
新第三系	鮮新統		Km 久米層 砂質泥岩	Km 久米層 砂質泥岩 Hn 離山層	Km 久米層 砂質泥岩 Hn 離山層	Km 久米層 砂質泥岩	Km 久米層 砂質泥岩	Km 久米層 砂質泥岩
	中新統	Kn 金砂礫層群 砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩 Kmv 火山岩類・火山碎屑岩類	Tg 多賀層群 凝灰岩 Hk 東金砂山層 礫岩・砂岩 Kn 金砂礫層群 砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩 Kmv 火山岩類・火山碎屑岩類	Tg 多賀層群 砂質泥岩 Tgt 凝灰岩 Hk 東金砂山層 礫岩・砂岩 Kn 金砂礫層群 砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩 Kmv 火山岩類・火山碎屑岩類	Tg 多賀層群 砂質泥岩 Tgt 凝灰岩 Hk 東金砂山層 礫岩・砂岩 Kn 金砂礫層群 砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩 Kmv 火山岩類・火山碎屑岩類	Tg 多賀層群 砂質泥岩 Tgt 凝灰岩 Hk 東金砂山層 礫岩・砂岩 Kn 金砂礫層群 砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩 Kmv 火山岩類・火山碎屑岩類	Tg 多賀層群 砂質泥岩 Tgt 凝灰岩 Hk 東金砂山層 礫岩・砂岩 Kn 金砂礫層群 砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩 Kmv 火山岩類・火山碎屑岩類	Tg 多賀層群 砂質泥岩 Tgt 凝灰岩 Hk 東金砂山層 礫岩・砂岩 Kn 金砂礫層群 砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩 Kmv 火山岩類・火山碎屑岩類
古第三系	漸新統				Sr 白水層群 砂岩・泥岩・礫岩・石炭	Sr 白水層群 砂岩・泥岩・礫岩・石炭		
	始新統							
	暁新統	Yg 八溝花崗岩類	Ag 阿武隈花崗岩類 Cc カタクラサイト	Ag 阿武隈花崗岩類 Cc カタクラサイト	Ag 阿武隈花崗岩類 Cc カタクラサイト	Ag 阿武隈花崗岩類 Cc カタクラサイト	Ag 阿武隈花崗岩類 Cc カタクラサイト	Nk 那珂台地層群及び大洗研 泥岩・砂岩・礫岩
白亜系								
ジュラ系	Ym 八溝層群 砂岩・頁岩・チャート				竹貫変成岩類 Gn 片麻岩類	Gn 片麻岩類		
三疊系	Ych チャート							
ペルム系					日立主生層(日立変成岩類) Sch 片岩類 Ls 石灰岩	Sch 片岩類 Ls 石灰岩		
石炭系					Sp 蛇紋岩 Gr 花崗岩類	Sp 蛇紋岩 Gr 花崗岩類		
カンブリア系								

□ : 深成岩類及び変成岩類

# 地質 敷地近傍の地質



年代層序区分		区分・地質	
完新統	沖積層	a1	礫, 砂, シルト
	砂丘砂層	d	砂
第四系 更新統	L1段丘堆積層	L1	礫, 砂, シルト
	M4段丘堆積層	M4	礫, 砂
	M3段丘堆積層	M3	礫, 砂
	M2段丘堆積層	M2	礫, 砂
	M1段丘堆積層	M1	礫, シルト
東茨城層群		H1	礫, 砂, シルト

地質断面図作成位置

海域凡例	
	A層 完新統
	B <sub>2</sub> 層 中部更新統
	D <sub>1</sub> 層 } 中新統
	E層 先中新統
	地層境界
	断層
	伏在断層
	No.27W 敷地近傍の海底地質断面図に示した範囲

この地図は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の数値地図20000(地図画像)及び数値地図25000(地図画像)を複製したものである。  
(承認番号 平26情複、第337号) 及び  
(承認番号 平26情複、第540号)  
本図面を第三者がさらに複製する場合は国土地理院の長の承認を得なければならない。

・敷地近傍には、中新統の堆積岩、鮮新統の堆積岩、更新統の段丘堆積物等、完新統の沖積層及び砂丘砂層が分布する。

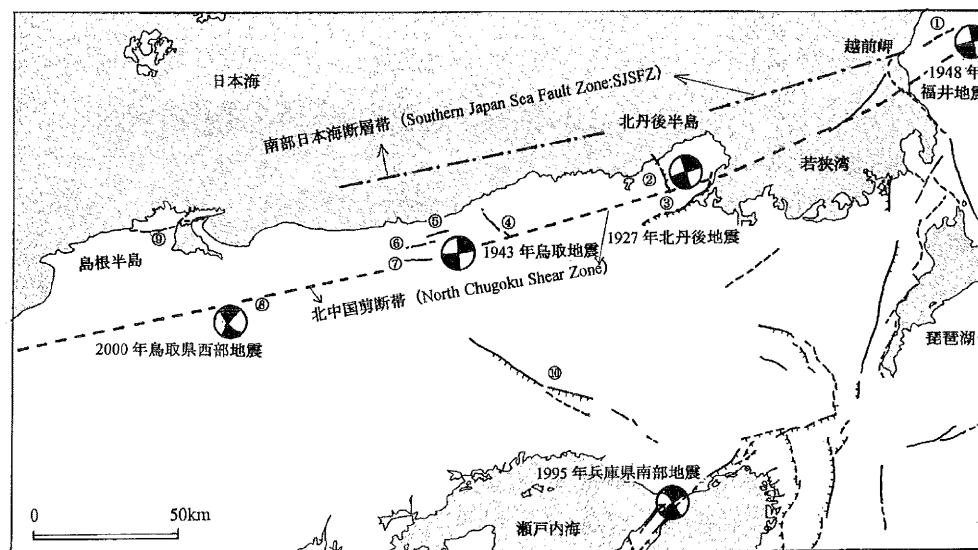


# 地質構造・変動地形等 2000年鳥取県西部地震

●岡田(2002);

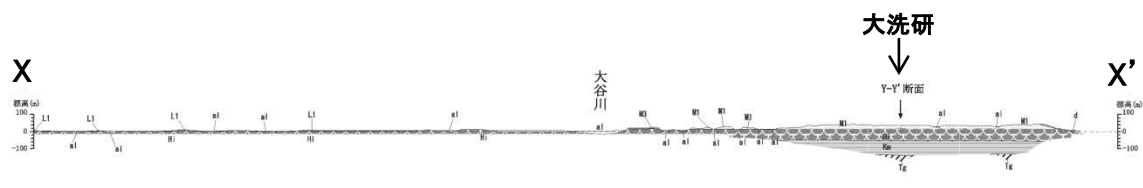
丹後半島から島根半島までの山陰地域にみられる活断層について、共通する特徴を以下にまとめる。

- 1) 変位地形は全体として不明瞭であり、累積変位量はいずれも数百m以下と少ない。
- 2) ENE-WNWとNNW-SSEの方向の横ずれの地域までに、こうした活断層の分布が限られている。
- 3) 数本の活断層が雁行状に連続する断層線も長さは25km以下と相対的に短い。
- 4) 断層破碎帯の発達は顕著でなく、既存の大断層が再活動した形跡はない。ほとんどの活断層は新たに破断面を形成しつつあるので、破碎帯の幅は数十cm程度とごく限られているようである。
- 5) 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。
- 6) WNW-ESE方向からの圧縮場のもとで活断層が発現しており、不鮮明なりニアメントでも活断層の可能性があるので、注意して調査する必要がある。
- 7) 1900年代は千年振りに訪れた地震活動の活動期にあたり、大地震の起こった周辺域は注目すべき時期にあたる。

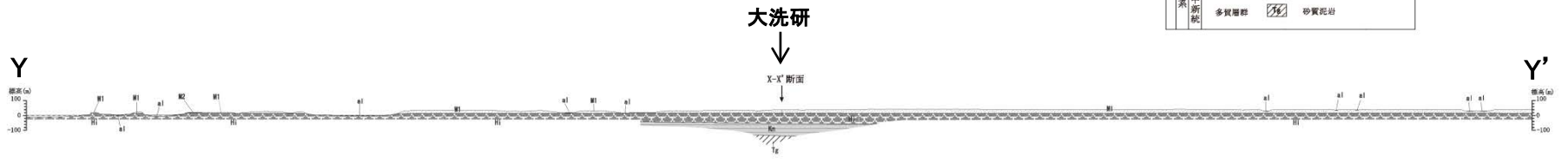


山陰地方の主な地震の発震機構と活断層

- 岡田(2002)において、「鳥取県西部地震はまだ地表には一連の活断層として姿を現していない(到達していない)地下深部の断層による活動とみなされ」、「第四紀中期以降に新たに断層面を形成して、断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階にある」とされている。
- また、山陰地域は「日本列島の中でも特異な地域」で「西南日本弧の日本海側変動帯に組み込まれつつあり、第四紀中期以降から地殻運動が徐々に活発化しているとみなされ」、当地域にはWNW-ESE方向の圧縮場のもとでENE-WSWとNNW-SSEの方向の横ずれ活断層が発現しているとされている。



X-X' 断面



Y-Y' 断面

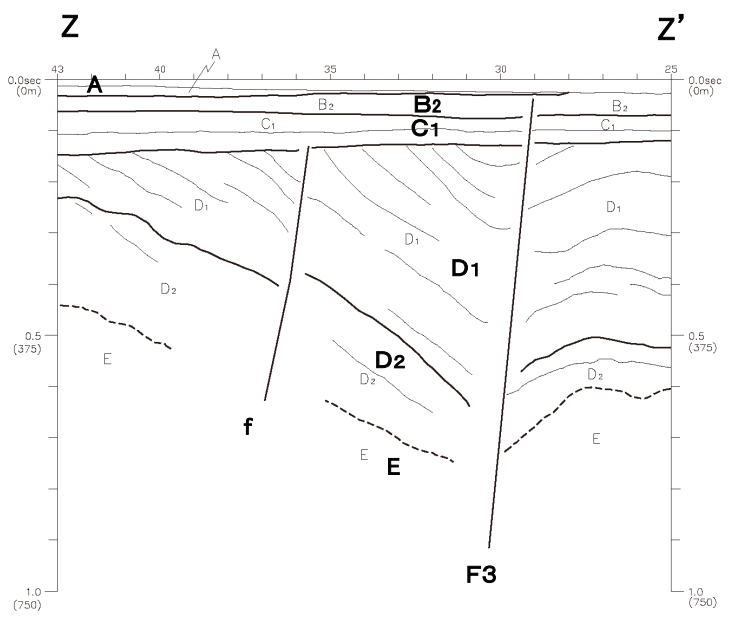
凡例

年代層序区分	区分・岩相
第四系更新統	沖積層 a1 礫、砂、シルト
	砂丘砂 d 砂
	L1段丘堆積物 L1 礫、砂
	M2段丘堆積物 M2 礫、砂
第四系更新統	M1段丘堆積物 M1 礫、砂
	M2段丘堆積物 M2 礫、砂
新第三系	久米層 Km 砂質泥岩
	多賀層群 砂質泥岩

海域凡例

地質時代	岩層層序区分
第四系更新統	A
	B <sub>1</sub>
	B <sub>2</sub>
第四系更新統	C <sub>1</sub>
	C <sub>2</sub>
	C <sub>3</sub>
新第三系	D <sub>1</sub>
	D <sub>2</sub>
	D <sub>3</sub>
新第三系	E
	R

断層  
 地層境界  
 推定地層境界

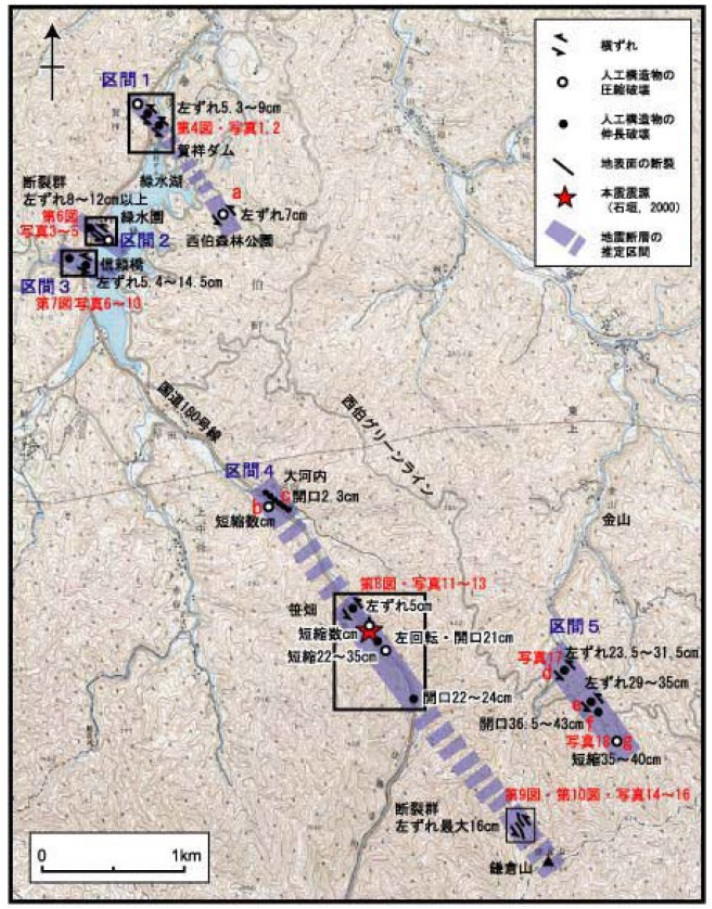


Z-Z' 断面

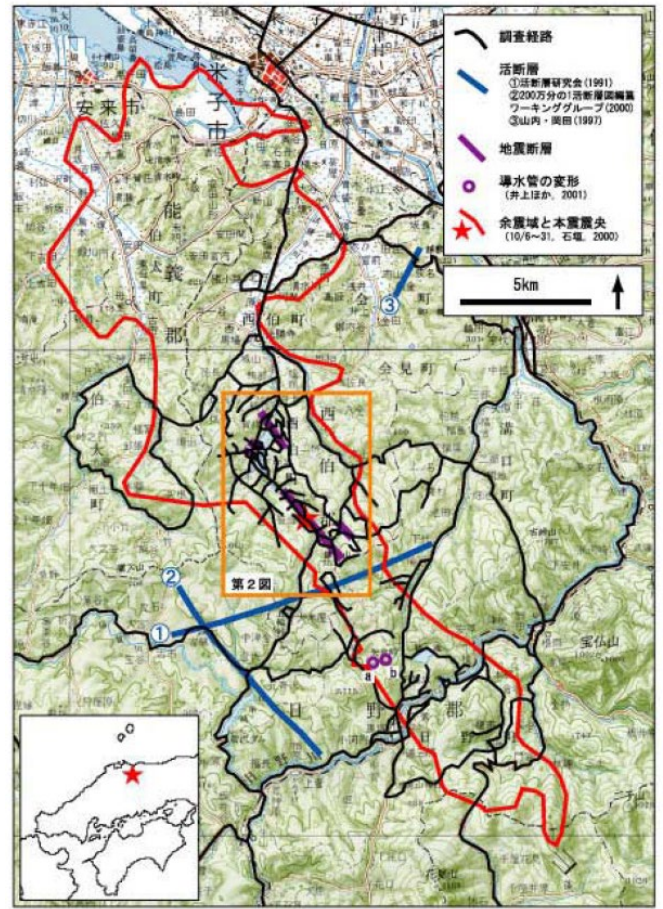
- 敷地近傍には、下位より新第三系中新統の多賀層群、新第三系鮮新統～第四系更新統の久米層、第四系更新統の東茨城層群及び段丘堆積物並びに第四系完新統の沖積層及び砂丘砂層が分布する。
- 地質調査の結果、敷地近傍で広く分布する久米層は、ほぼ水平に分布している。また、久米層を不整合に覆う、東茨城層群、M1面及びM2面の段丘堆積物もほぼ水平に分布している。
- 敷地近傍の海域には、敷地前面海域の地層のうち、上位から、A層、B<sub>2</sub>層、C<sub>1</sub>層、D<sub>1</sub>層、D<sub>2</sub>層及びE層が分布する。
- 敷地近傍にカルデラは分布しない。

# 変動地形等 2000年鳥取県西部地震 (1/3)

- 伏島ほか(2001);
  - 地表面の断裂や構造物の破壊・変形が発見された地点は、本震中央の北西側約4km, 南東側約2kmに及ぶ。これらの地点は、ほぼ北西-南東方向の、ほぼ平行する複数の直線に沿って並んでいる。
  - 地震断層長さ(地震断層の出現が確認された帯状地域の長さ)は約6kmであった。

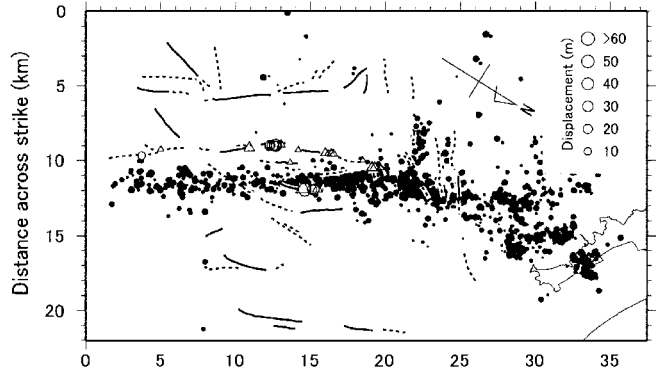


調査結果の概要

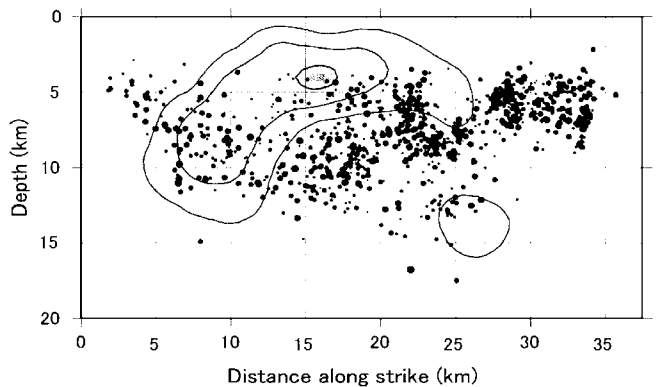


調査地域の概要と調査経路

- 青柳ほか(2004);
  - ・すべり量の大きい場所は、震源域南部の平行リニアメント群の分布域によく一致する。特に浅部に大きなすべりを生じた横軸10~20kmの区間では、密にリニアメントが分布している。



余震の震央分布とリニアメント沿いの累積変位量分布  
○: 確実性の高いもの △ 確実性の低いもの  
実線: LC級リニアメント 点線: LD級リニアメント



余震分布と断層面上のすべり量分布  
コンター間隔は1m

- 本多ほか(2002);
  - ・ブーゲー異常の変化部は単なる地質構造の境界でなく基盤の断層構造、すなわち地殻内の弱線構造を反映していると考えられる。
  - ・2000年鳥取県西部地震は中国地方に多く発達するこのようなトレンドの中でも、北北西-南南東方向の地殻内の弱線を利用して発生したと考えられる。
  - ・震源断層の南北には西南日本特有海溝軸に沿った大規模な地質構造が存在するため、震源断層サイズは弱線構造のサイズ、つまり南端の花崗岩地域以北までに制限されていた可能性が考えられる。

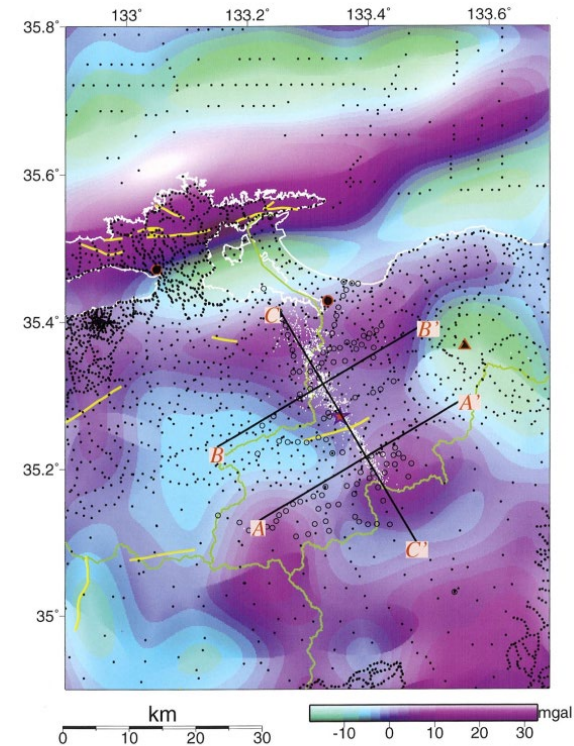
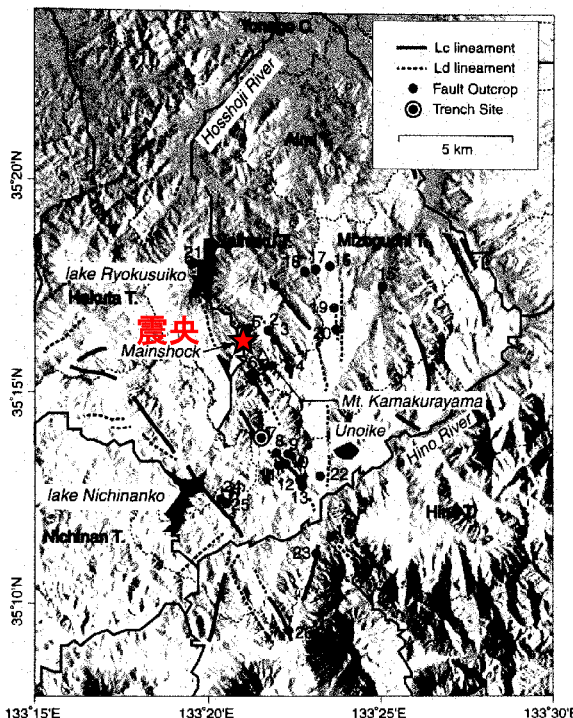


Fig. 2. Band-pass filtered (wavelength of 20~80 km) Bouguer anomaly map overlaid with epicenters of aftershocks (white dots) and locations of existed (black dots) and new (open circles) gravity stations. Density for reduction is assumed to be 2.67 g/cm<sup>3</sup>. White, green and yellow solid lines indicate the coastline, prefectural boundary and active faults, respectively. Black lines are the lines where subsurface structures are analyzed.

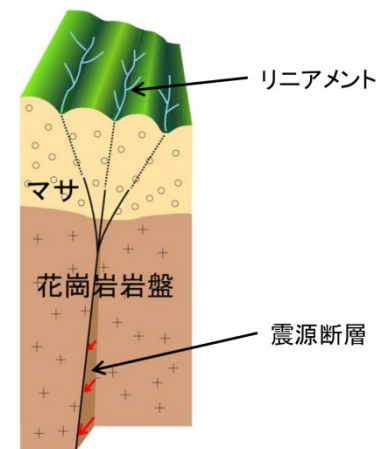
# 変動地形等 2000年鳥取県西部地震 (3/3)

● 井上ほか(2002) :

- 今回の地震の震源域周辺での詳細な空中写真判読により、左横ずれを示唆する短く断続するリニアメント群が判読される。これらは、想定されている震源断層の方向とほぼ一致している。
- 地表踏査により、これらのリニアメント沿いで多くの断層露頭が確認され、断層面には水平から水平に近い条線が認められる。これらの断層の一部は第四紀層を変位させている。したがって、これらのリニアメントは断層活動によって形成されたことが考えられる。
- これらの断層群の分布状況、反射法地震探査結果[阿部ほか(2001)], 微小地震観測結果[青柳ほか(2001)]などから、これらの断層は横ずれ断層に伴うフラワー構造を呈していることが推定される。また、このフラワー構造の下部では、断層が1本に収斂しており、これが震源断層と推定される。さらに、上田・谷(1999), Ueta et al.(2000)の断層模型実験や地震の特徴などから、これらは若い未成熟な断層であることが推定される。このため、今回の地震では、地表近くまで破壊が進行したものの地表に明瞭な地震断層が出現しなかったことが考えられる。
- 各断層露頭の性状やトレンチ調査結果などから、この地震の震源断層は過去に繰り返し活動したことが考えられる。
- 震源断層の活動によって、地表まで破壊が進行する断層はその都度異なることが考えられるものの、震源断層としての活動間隔は比較的小さいものと推定される。
- これらの調査は地震後の調査であるが、仮に地震前にこれらの詳細な調査を実施していれば、事前にある程度の規模の地震発生のポテンシャルがあることが推定可能であったことが考えられる。



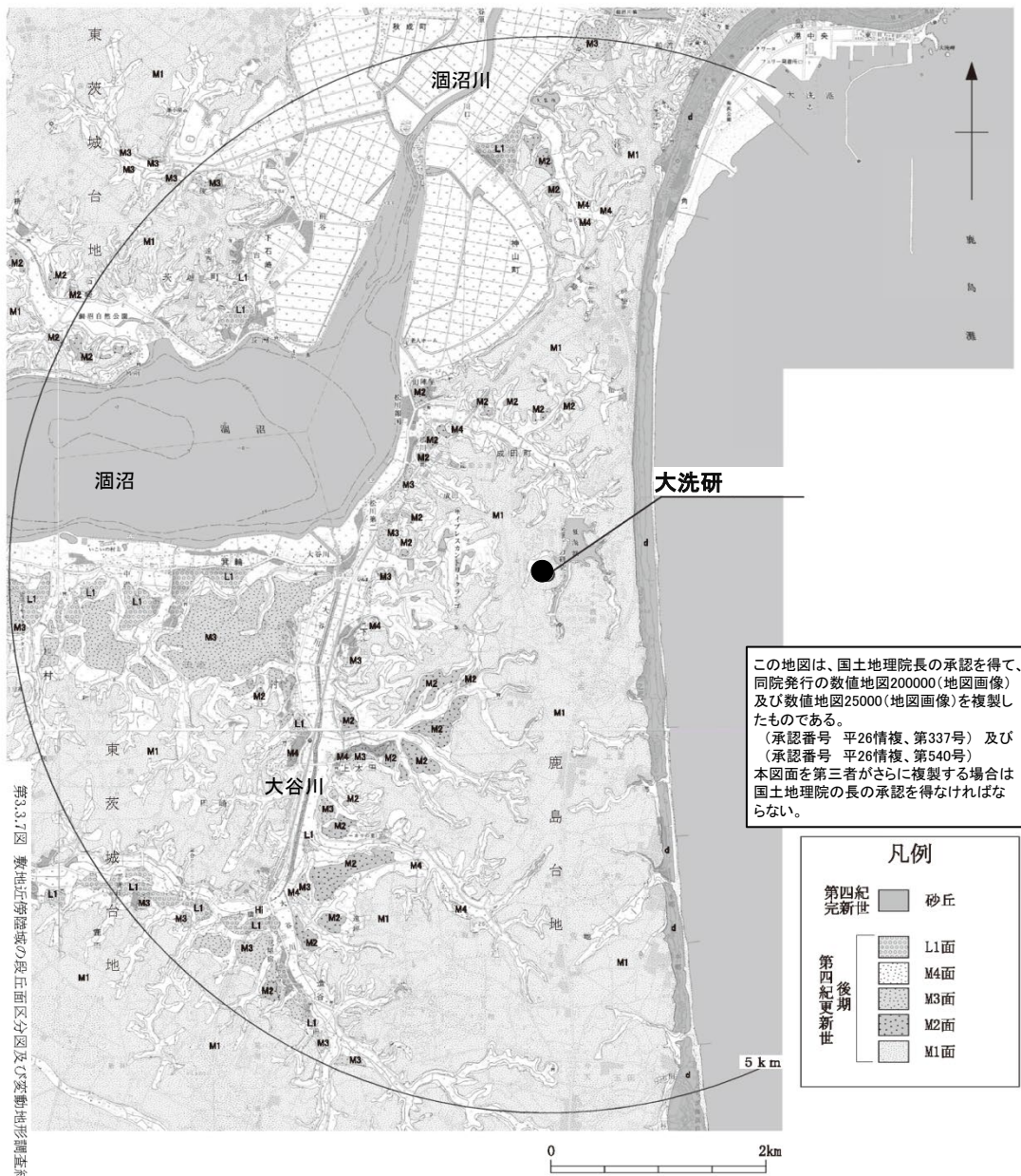
井上ほか(2002)に加筆



震源断層とリニアメントの関係(推定)

- 井上ほか(2002)によると、2000年鳥取県西部地震震源域に震源断層の方向とほぼ一致する短く断続するリニアメント群が判読されるとともにリニアメント沿いで水平に近い条線をもつ断層露頭が多く確認され、これらの断層は横ずれ断層に伴うフラワー構造を呈して地下では1本の断層に収斂すると推測されている。
- また、これらは若い未成熟な断層であることが推定されており、詳細な調査を実施していれば、事前にある程度の規模の地震発生のポテンシャルがあることが推定可能であったと考えられている。

# 変動地形等 敷地周辺 (陸域)

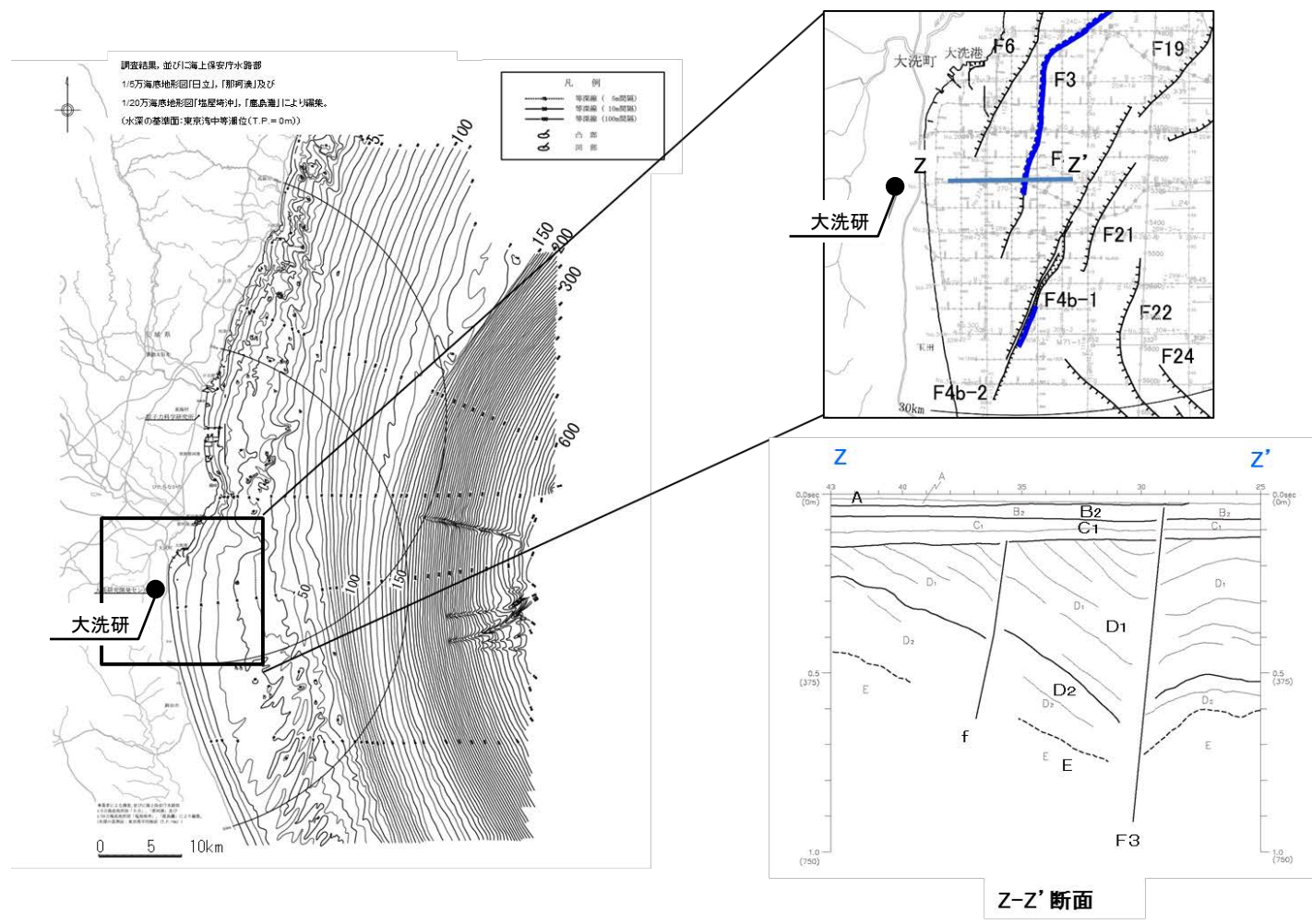


- 敷地近傍陸域の地形は、台地、低地及び海岸砂丘からなり、敷地は鹿島台地北部に位置する。
- 台地を構成する段丘は高位からM1面、M2面、M3面、M4面、L1面に区分される。
- M1面は敷地近傍の鹿島台地や東茨城台地に広く分布する。
- M2面、M3面、M4面、L1面は敷地南西方の澗沼、澗沼川、大谷川沿岸等に断片的に分布する。
- 変動地形学的調査の結果、リニアメントは判読されない。

第3.7.7図 敷地近傍陸域の段丘面区分図及び変動地形調査結果図

敷地近傍陸域の変動地形調査結果図

# 変動地形等 敷地周辺 (海域)



- ・敷地前面海域の海底地形は、水深約130m～約150m付近の傾斜変換部を境にして、沿岸側の大陸棚とその沖合側の大陸斜面とに区分される。
- ・大陸棚は、海岸から沖合方向に5/1,000程度の勾配で傾斜しており、全体的には起伏に乏しい単調な海底地形を示している。
- ・各種海上音波探査を実施しており、敷地近傍の海域では詳細な地質構造を把握するため、密な測線配置としている。
- ・敷地近傍の海域には、敷地前面海域の地層のうち、上位から、A層、B<sub>2</sub>層、C<sub>1</sub>層、D<sub>1</sub>層、D<sub>2</sub>層が水平に広く分布しており、いずれも反射面が認められる堆積層であり、変位・変形の確認は十分に可能である。



2000年鳥取県西部地震

大洗研

日本列島の活火山分布図  
 活動度により3段階にランク分けされている。もっとも活動度の高いAランクは13、Bランクは36、Cランクは36火山。海底火山や北方領土の火山はランク分けの対象外になっている。  
 今後の調査で新たに活火山と追加認定される火山もある。  
 橙色の太いラインが火山フロント。

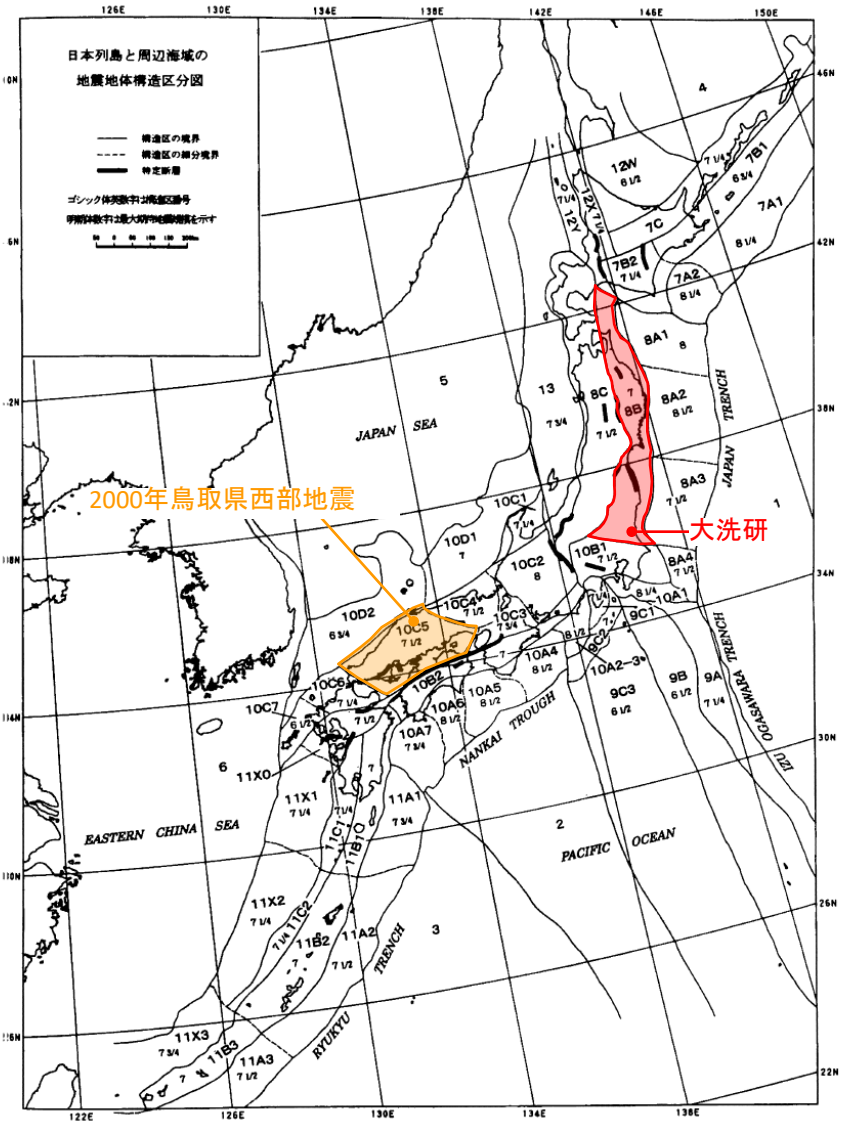
火山フロント  
 産業技術総合研究所(2004)に一部加筆

- ・2000年鳥取県西部地震の震源域は火山フロントに近接する。
- ・大洗研は火山フロントから外れた地域に位置する。



# 地震地体構造区分

## ●垣見ほか(2003)



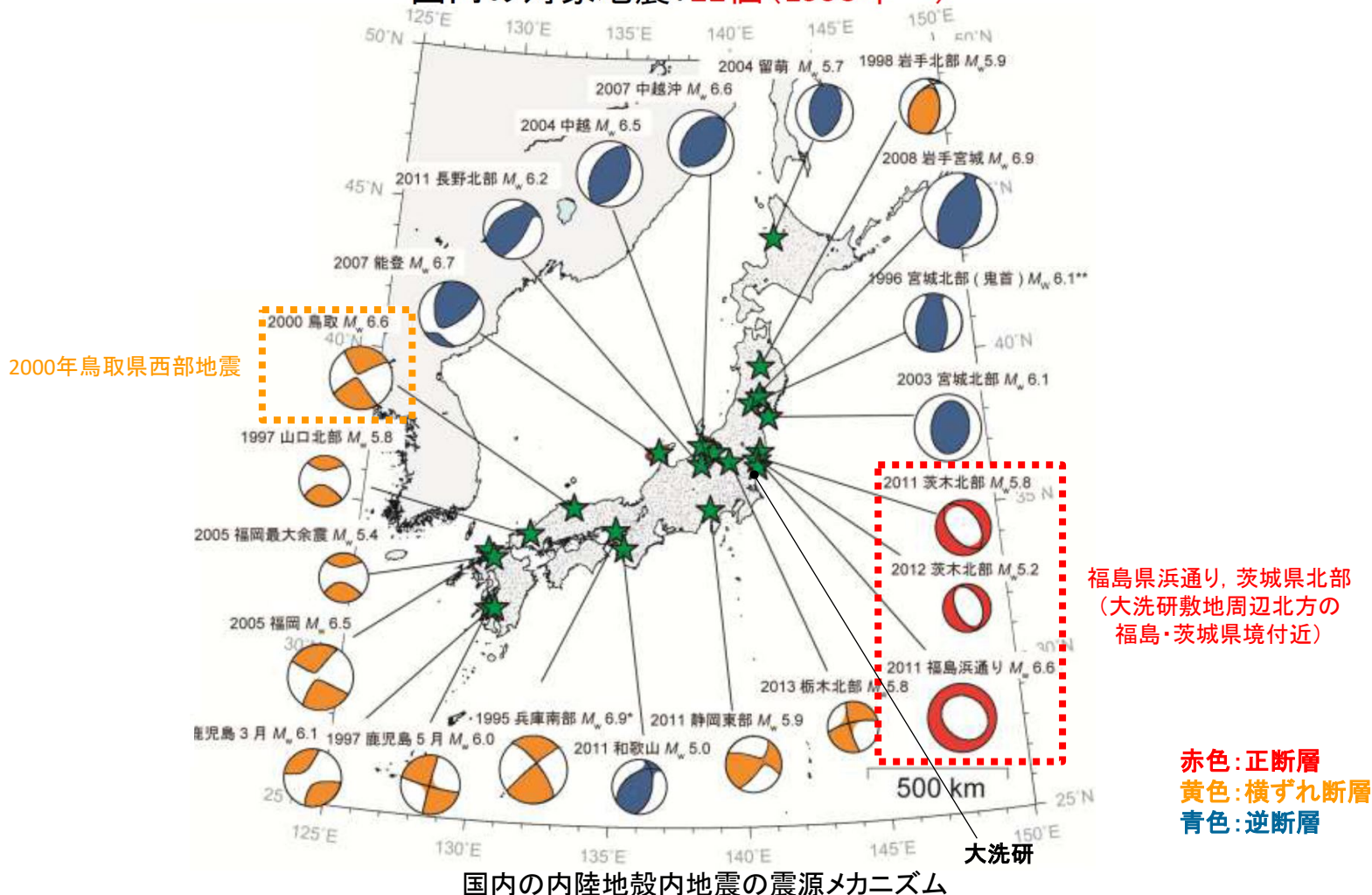
地域	2000年鳥取県西部地震	大洗研	
構造区	10C5 中国山地・瀬戸内海	8B 東北日本弧外帯	
地形・地質	北半部は安定隆起域, 南半部は沈降域, 北部に火山	外弧隆起帯, 安定域	
活断層	密度	小	極小
	長さ	中(長)	短(長)
	活動度	B(A)	C
	断層型	逆・横 北東(右), 北西(左)が卓越, 東西(逆)はやや古い	逆・横
	その他	南端は中央構造線	—
浅発大・中地震活動	中(1885年以降は北部で高) 瀬戸内地域でやや深い, 東西圧縮横ずれ断層型	低	

2000年鳥取県西部地震の震源域は, 大洗研と異なる構造区である。

垣見ほか(2003)に一部加筆

# 震源メカニズム

国内の対象地震: 22個 (1995年~)



- 2000年鳥取県西部地震を含む西南日本地域では、横ずれ断層型の地震が発生している。
- 大洗研敷地周辺の福島県浜通り, 茨城県北部においては、南西—北東引張の正断層型の地震が発生している。

# 2000年鳥取県西部地震震源域の応力場

●行竹ほか(2012)

- 2004年1月～2011年1月の地震(内陸域, 深さ < 30km,  $M \geq 2$ )を対象に, P波初動極性データ及び, P波とSH波の振幅情報を用いてメカニズム解を推定
- 推定したメカニズム解に基づき, 応力インバージョン法にて日本内陸域の広域的な応力場の空間分布を推定

※大洗研敷地周辺では地震数が少ないため応力場が推定されていない(0.2度間隔のグリッド内に8個のメカニズム解データがある領域に対して応力場の推定がなされている)。

2000年鳥取県西部地震の震源域周辺は, 概ね北西-南東圧縮の横ずれ断層型の応力場である。

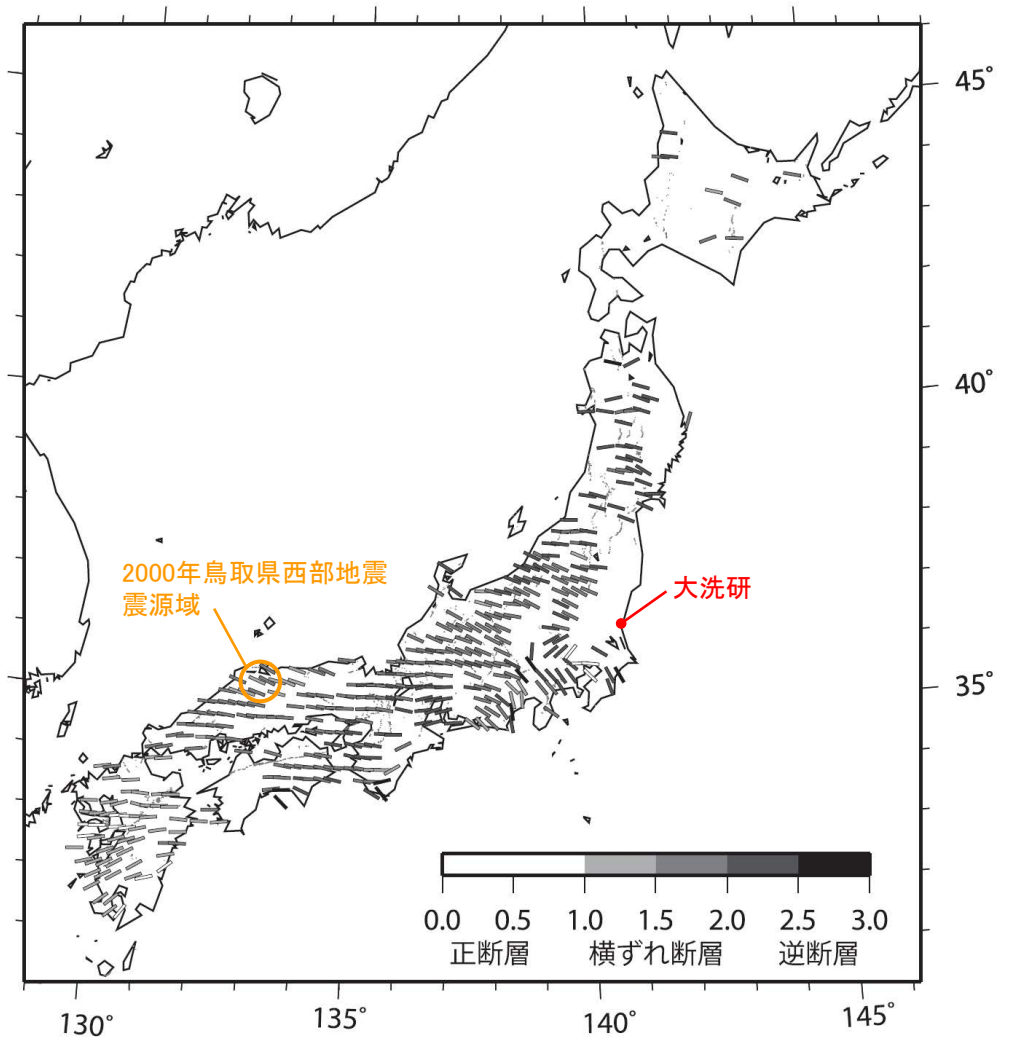


図 6 応力インバージョン法により推定された水平最大圧縮軸 ( $\sigma_{max}$ ) 方向の空間分布。バーの色は Simpson (1997) の定義により分類された応力場の種類を示す。灰色線は、主要活断層の地表トレース (活断層研究会、1991)。

行竹ほか(2012)に一部加筆

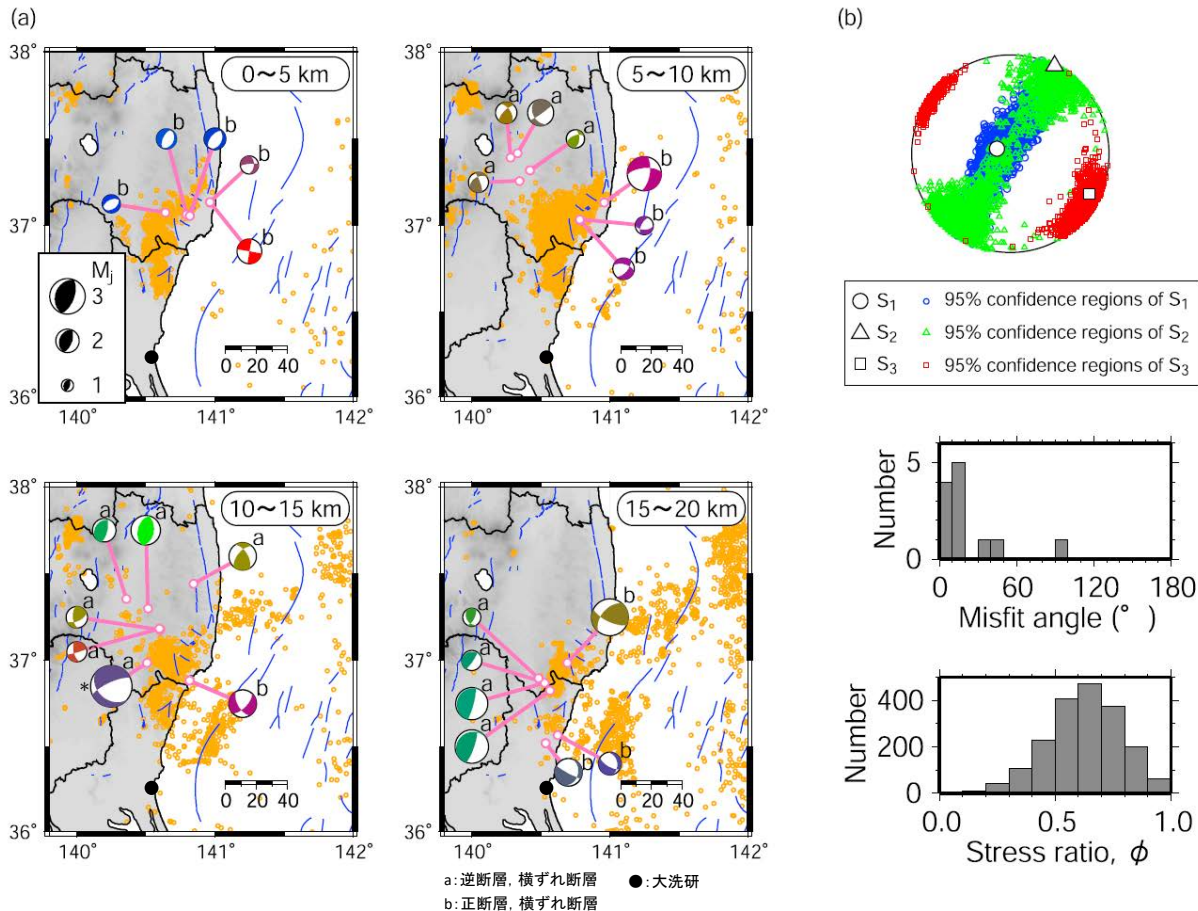
# 敷地周辺の応力場 (1/2)

● Imanishi et al.(2012)

● 東北地方太平洋沖地震発生前の2003年から2010年の間に、福島・茨城県境周辺で発生した、 $M_j$ 1.5以上、深さ20km以浅の微小地震のうち、26地震のメカニズム解を推定

● 応力テンソルインバージョン結果から、福島・茨城県境付近の応力場が正断層型であると指摘

大洗研敷地周辺の福島・茨城県境付近は、東北地方太平洋沖地震発生前から、正断層型の地震が発生しやすい地域である。



**Figure 3.** (a) Focal mechanism solutions of microearthquakes determined in the present study that occurred before the 2011 Tohoku earthquake (lower hemisphere, equal-area projection). The same triangle diagram as that of Figure 1 is used to differentiate faulting types. A mechanism marked with asterisk is also listed in the JMA catalogue; this is almost the same as that determined by JMA. The alphabetical letters “a” or “b” denote events which are outside or within the source area of the normal-faulting earthquake sequence. (b) Stress tensor inversion result. (top) Principal stress axes with their 95% confidence regions plotted on lower hemisphere stereonets. (middle) Misfit angle for the data with respect to the best stress tensor determined by the stress tensor inversion. Here, the misfit angle represents the angle between the tangential traction predicted by the best solution and the observed slip direction on each plane determined from the focal mechanism. (bottom) Histogram of stress ratio  $\phi = (S_2 - S_3)/(S_1 - S_3)$  that belongs to the 95% confidence region.

Imanishi et al.(2012)に一部加筆

- 大洗研敷地周辺は、2000年鳥取県西部地震の震源域周辺と異なり、東北地方太平洋沖地震の発生前後ともに地震活動度は低く、震源メカニズム解が得られていない。
- 大洗研敷地周辺の茨城県北部では、南西-北東方向を引張軸とする正断層型の地震が卓越している。
- GNSS観測データに基づくひずみ変化は、茨城県北部の正断層が卓越する領域と大洗研敷地周辺ともに東西引張側のひずみ変化となっている。

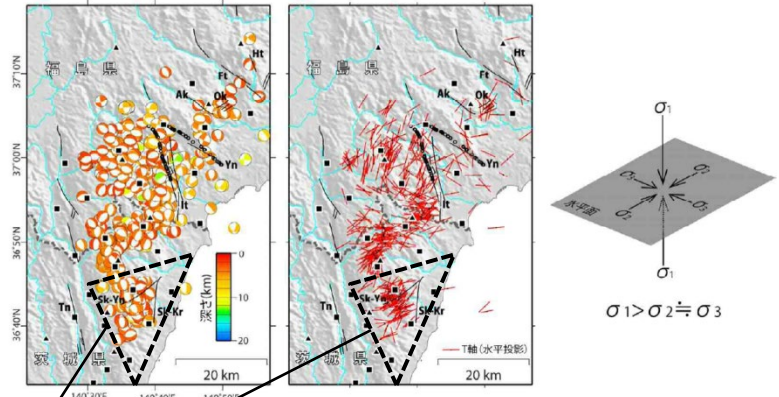
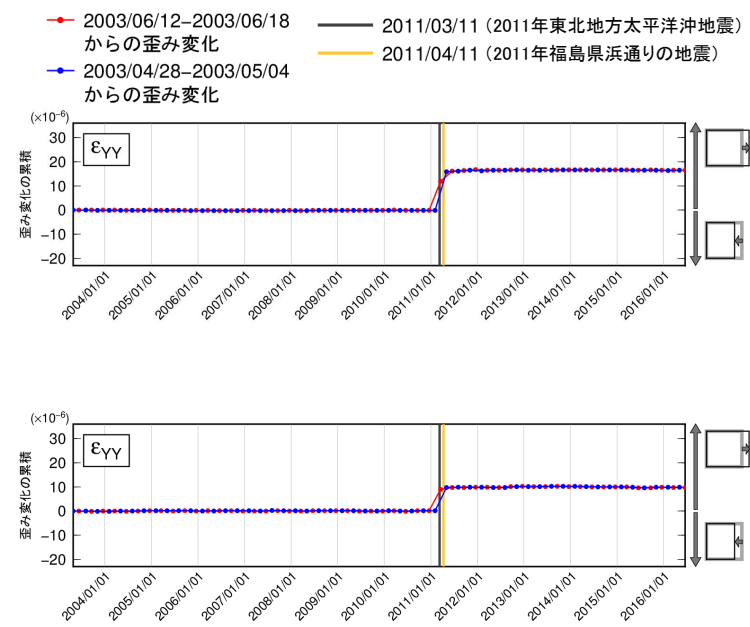
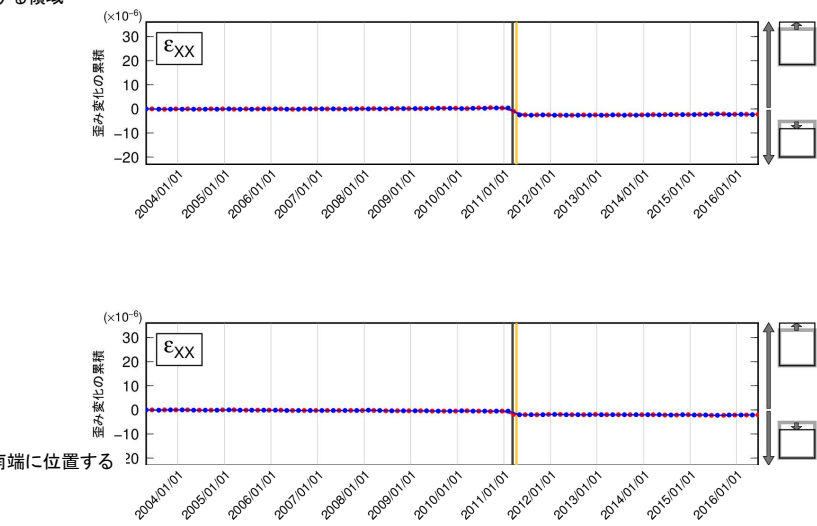
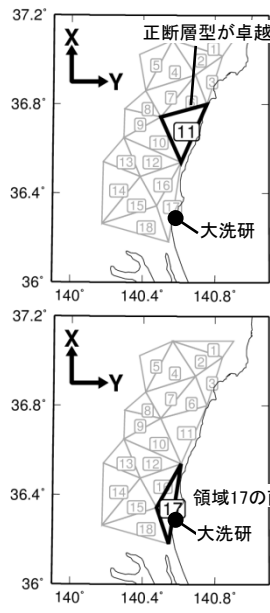


図11 得られたメカニズム解とT軸の分布  
 左：下半球投影のメカニズム解。深さで色分けした。井戸沢断層(It)と湯ノ岳断層(Yn)の地表面震源層 (Mizoguchi et al., in preparation) を○で示す。中：メカニズム解のT軸方位(水平投影)。右：推定される応力場の概念図。  
 青柳・上田(2012)に一部加筆

● GNSS観測データに基づく検討

国土地理院によるGNSS観測点で三角形要素を構築し、各要素内の平均的な歪み変化(2003年5月時点を0と仮定)を評価

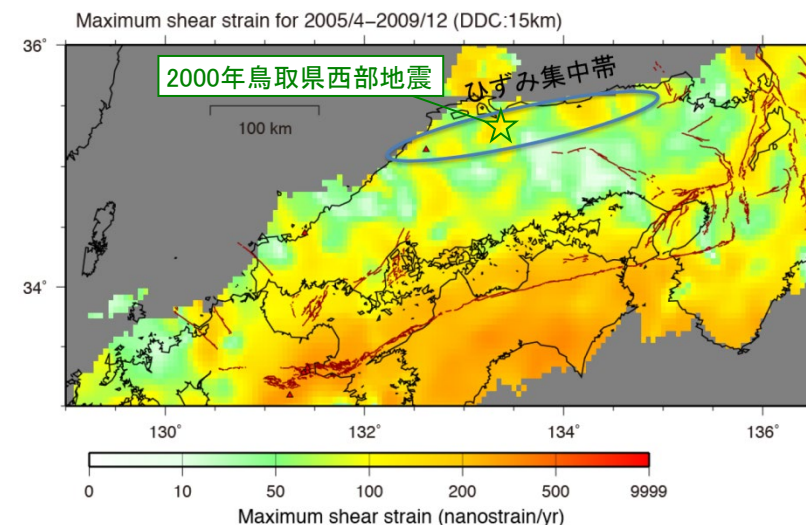
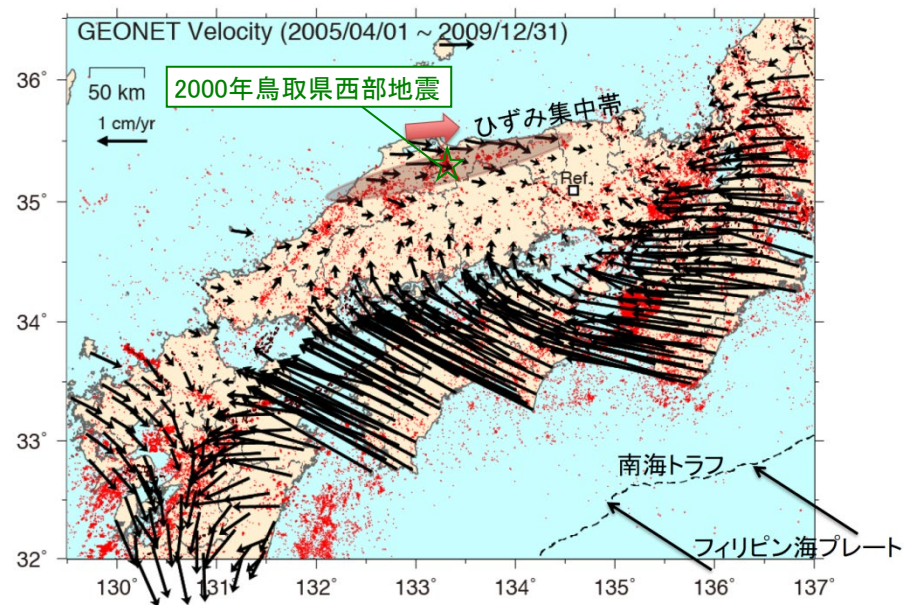


ひずみ変化の累積(大洗研敷地周辺)

# ひずみ集中帯

## ■西村(2014, 2015)

- 2002年のGNSS観測網増強等による観測データの蓄積と、詳細な解析によって、山陰地方の東部(島根県東部から鳥取県)において、海岸線に平行な地震帯(地震の活発な帯)に沿ってひずみ集中帯が存在することを指摘している。
  - 過去に山陰地方で発生した内陸地震(1943年鳥取地震, 2000年鳥取県西部地震)については、ひずみ集中帯で発生した地震と考えることにより合理的に説明できると指摘している。
- 2000年鳥取県西部地震の震源域は、西村(2014)においてひずみ集中帯と指摘されている。
  - 大洗研敷地周辺をひずみ集中帯と指摘している文献はない。



西村(2015)に一部加筆

参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」(平成31年2月26日公表)の影響の確認について

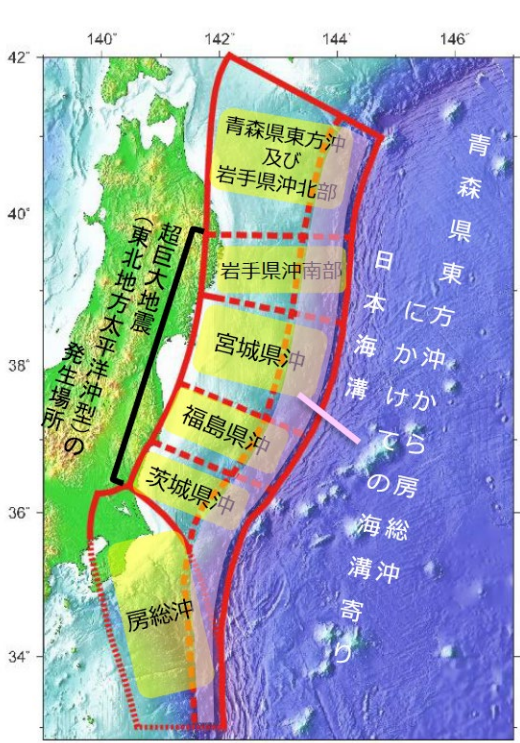
# 地震本部(2019)の検討について

■ 地震調査研究推進本部(以下、地震本部という。)では、日本海溝沿いで発生する地震を対象に長期評価を行っており、2011年に「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)」を公表しているが、2011年の長期評価以降の新しい知見の取り込み等を行い、2019年に「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」を公表した。

■ 下記が改訂のポイントとして挙げられている。

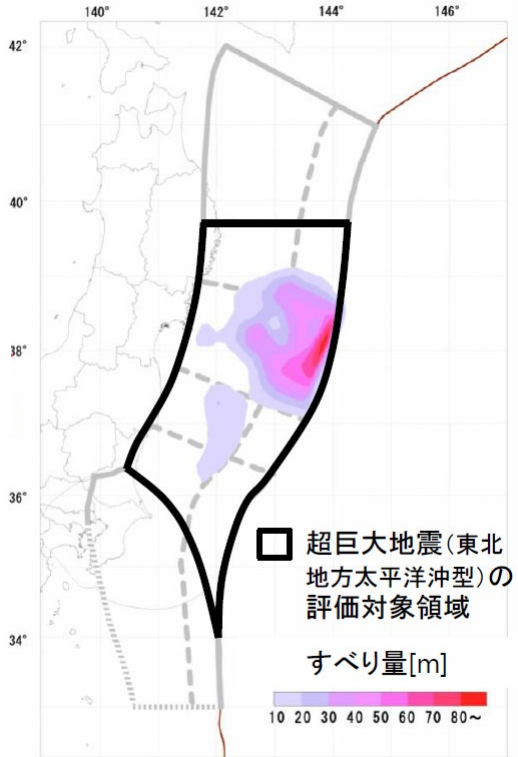
- ① 評価対象領域・地震を再編
- ② 津波堆積物から超巨大地震(東北地方太平洋沖型)を再評価
- ③ 東北地方太平洋沖地震を受けて、将来発生する地震を再評価

■ これらの改訂ポイントについて敷地における地震動評価への影響を確認した。



地震本部(2019)

① 評価対象領域・地震



地震本部(2019)

② 超巨大地震の評価対象領域

評価対象地震	場所	規模	本評価#	(参考) 第二版#
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	I	I
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	III	III
	宮城県沖	M7.9程度	II <sup>注1)</sup>	I
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	III	III
	岩手県沖南部	M7.0～7.5程度	III	—
	宮城県沖	M7.0～7.5程度	III <sup>注1)</sup>	—
	宮城県沖の隆寄り (宮城県沖地震)	M7.4前後	III	X
	福島県沖	M7.0～7.5程度	III	II
プレート内地震	茨城県沖	M7.0～7.5程度	III <sup>注1)</sup>	III
海溝寄りのプレート間 地震(津波地震等)	青森県東方沖から房総沖 にかけての海溝寄り	Mt <sup>注2)</sup> 8.6～9.0	III <sup>注1)</sup>	III
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	III <sup>注1)</sup>	—
海溝軸外側の地震	日本海溝の海溝軸外側	M8.2前後	II <sup>注1)</sup>	II

注1) 本評価で評価対象領域・地震を再編したため、場所と規模の範囲が異なり、厳密には第二版と対応しない  
注2) Mtは津波マグニチュード

# 30年以内の地震発生確率 2019年1月1日時点  
IIIランク: 26%以上 IIランク: 3～26%未満 Iランク: 3%未満 Xランク: 不明

地震本部(2019)

③ 将来発生する地震の場所・規模・確率



# ①「評価対象領域・地震を再編」による影響について

## ■ 地震本部(2019)の検討

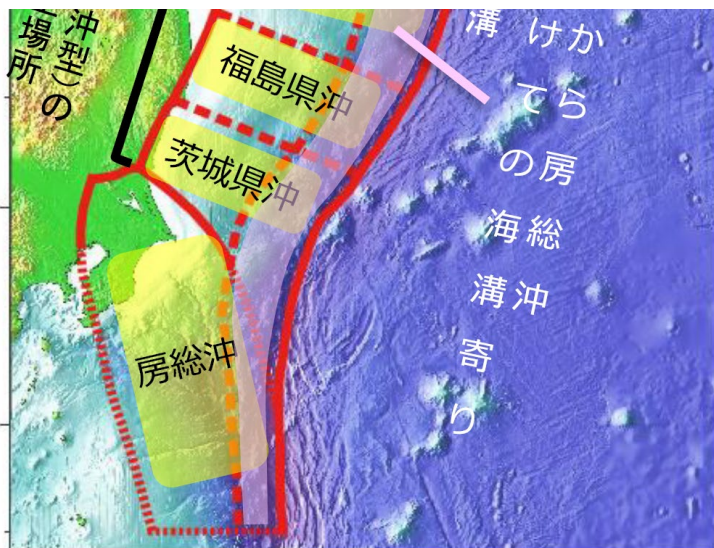
評価対象領域は、「地形(幾何形状)の変化, 力学条件の変化, 既往の巨大地震の震源域, 現在の地震活動等」から定義され, このうち茨城県沖と房総沖の領域の境界は, 「太平洋プレートが接するプレートの違いによって, 太平洋プレート上面で起きる地震の発震機構は異なる」ことから, Uchida et al.(2009)のフィリピン海プレートの北東端を基に見直されている。

## ■ 敷地における地震動評価

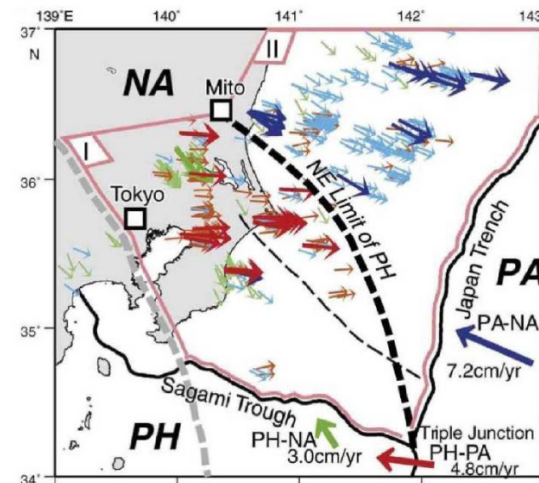
プレート間地震の検討用地震としている2011年東北地方太平洋沖型地震の震源域の南限の設定にあたり, フィリピン海プレート北東端を境に地震のすべり方向が異なることを示したUchida et al.(2009)等の知見を考慮している。

## ■ 確認結果

地震本部(2019)が茨城県沖と房総沖の領域の設定に用いたUchida et al.(2009)の知見は, 2011年東北地方太平洋沖型地震の震源域の南限の設定において既に考慮していることから, 地震動評価を見直す必要はないと判断した。また, 地震ハザード評価では, フィリピン海プレートと太平洋プレートを区別せず海溝型地震として評価しており, 評価対象領域の見直しによる影響はないことから, 地震ハザード評価を見直す必要はないと判断した。



地震本部(2019)



	PA-NA の相対運動方向とそれに対向するスリップベクトル
	PA-PH の相対運動方向とそれに対向するスリップベクトル
	PH-NA の相対運動方向とそれに対向するスリップベクトル
	: 微小繰り返し地震スリップベクトル
	: 低角逆断層地震のスリップベクトル

プレート上面における微小繰り返し地震・低角逆断層のすべり角とプレートの運動方向 (Uchida et al., 2009)

NA : 陸側のプレート PA : 太平洋プレート PH : フィリピン海プレート

地震本部(2019)

評価対象領域・地震

茨城沖県と房総沖の境界線の設定根拠

■ 地震本部(2019)の検討

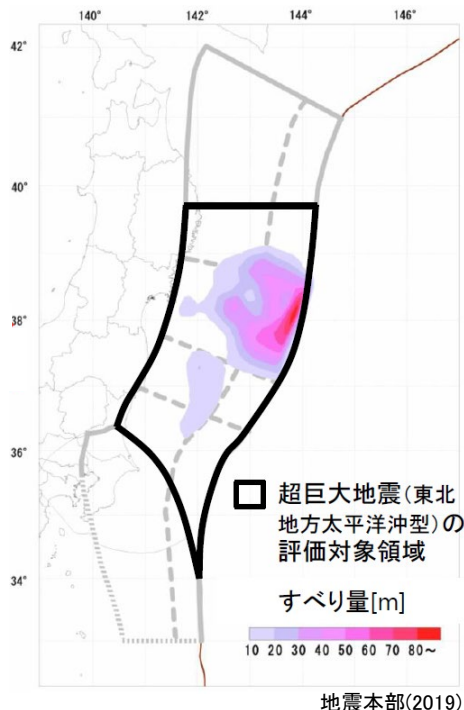
超巨大地震(東北地方太平洋沖型)については、「東北地方太平洋沖地震の知見から、震源域は宮城県沖を必ず含み、隣接するいずれかの領域(岩手県沖南部または福島県沖)の少なくとも一方にまたがり、場合によっては茨城県沖まで破壊が及ぶ超巨大地震であると評価」、地震の規模については、津波堆積物調査結果を踏まえ、「最も信頼性の高い東北地方太平洋沖地震を代表値として、M9.0程度」とされている。また、地震発生確率はほぼ0%とされている。

■ 敷地における地震動評価

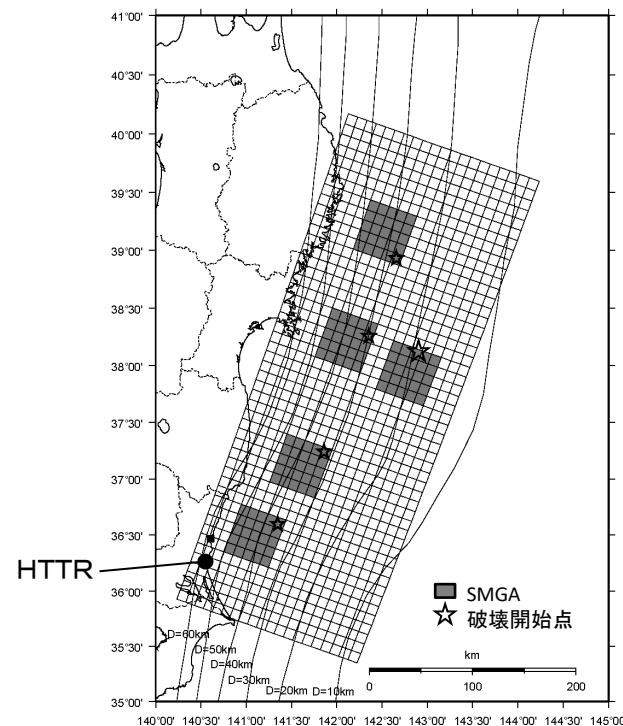
プレート間地震の検討用地震として、震源域を岩手県沖から茨城県沖、地震規模をMw9.0とする2011年東北地方太平洋沖型地震を考慮している。

■ 確認結果

地震本部(2019)と同様の領域・規模を設定した地震を検討用地震としており、地震動評価を見直す必要はないと判断した。また、地震本部(2019)と同様、地震発生確率をほぼ0%としており、地震ハザード評価も見直す必要はないと判断した。



超巨大地震の評価対象領域



東北地方太平洋沖型地震の基本震源モデル

③「東北地方太平洋沖地震を受けて、将来発生する地震を再評価」による影響について

■ 地震本部(2019)の検討

東北地方太平洋沖地震を受けて、将来発生する地震を再評価し、ひとまわり小さいプレート間地震として茨城県沖でM7.0~7.5の地震、沈み込んだプレート内の地震として青森県東方沖及び岩手県沖北部~茨城県沖でM7.0~7.5の地震が想定されている。また、地震発生確率を第二版と比較すると、福島県沖等の一部の領域で地震発生確率が上がっている。

■ 敷地における地震動評価

プレート間地震として2011年東北地方太平洋沖型地震(Mw9.0)、太平洋プレート内の地震としてM7.3を考慮している。

■ 確認結果

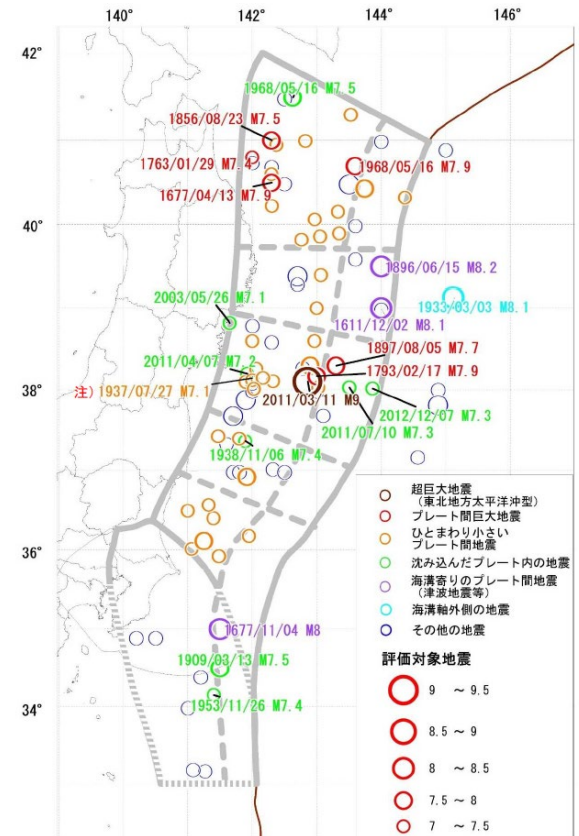
- ・プレート間地震については、地震本部(2019)で想定されている地震規模M7.0~7.5を上回るMw9.0の2011年東北地方太平洋沖型地震を検討用地震として考慮しているため、地震動評価を見直す必要はないと判断した。
- ・プレート内地震については、右図によると、茨城県沖では過去にM7.0を超える沈み込んだプレート内の地震は発生しておらず、茨城県沖にM7.3の地震を想定したプレート内地震の評価を見直す必要はないと判断した。
- ・地震ハザード評価については、プレート間地震とプレート内地震を区別せず海溝型地震として考慮し、敷地への影響が大きい福島県沖、茨城県沖で発生する地震の上限規模については、ロジックツリーでM7.6~8.3の地震規模を考慮しており、地震ハザード評価を見直す必要はないと判断した。

将来発生する地震の場所・規模・確率

評価対象地震	発生領域	規模	地震発生確率	評価に使用した地震	地震後経過率 <sup>注1</sup>	第二版の評価
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	ほぼ0%	過去約3000年間の5回	0.01	ほぼ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	5~30%	1677年以降の4回	0.52	5~30%
	宮城県沖	M7.9程度	20%程度 <sup>注4</sup>	1793年以降の3回 <sup>注1</sup>	-	ほぼ0%
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	90%程度以上	1923年以降の10回 <sup>注1</sup>	-	90%程度
	岩手県沖南部	M7.0~7.5程度	30%程度	1923年以降の1回 <sup>注1</sup>	-	確率未計算
	宮城県沖	M7.0~7.5程度	90%程度 <sup>注4</sup>	1923年以降の6~7回 <sup>注1</sup>	-	本評価で領域を統合
	宮城県沖の陸寄り(宮城県沖地震)	M7.4前後	50%程度	1897年以降の4回	0.21	不明
	福島県沖	M7.0~7.5程度	50%程度	1923年以降の2回 <sup>注1</sup>	-	10%程度
茨城県沖	M7.0~7.5程度	80%程度 <sup>注4</sup>	1923年以降の5回 <sup>注1</sup>	-	90%程度以上	
海溝寄りのプレート間地震(津波地震等)	青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄り	Mt8.6~9.0 <sup>注3</sup>	30%程度 <sup>注4</sup>	1600年以降の4回 <sup>注1</sup>	-	30%程度
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	60~70% <sup>注4</sup>	1923年以降の3~4回 <sup>注1</sup>	-	確率未計算
海溝軸外側の地震	日本海溝の海溝軸外側	M8.2前後	7% <sup>注4</sup>	1600年以降の1回 <sup>注1</sup>	-	4~7%

注1 東北地方太平洋沖地震より後の期間は除いた  
 注2 地震後経過率=最新発生時期からの経過時間÷平均発生間隔  
 -は時間が経過しても地震の起こりやすさが変わらないと仮定した地震  
 注3 Mtは津波マグニチュード  
 注4 本評価で評価対象領域・地震を再編したため、場所と規模の範囲が異なり、厳密には第二版と対応しない

Ⅲランク(高い) :26%以上  
 IIランク(やや高い) :3~26%未満  
 Iランク :3%未満  
 Xランク :不明



注) 沈み込んだプレート内の地震の可能性もある。

日本海溝周辺で発生した  
M7以上の地震の  
震央分布図  
地震本部(2019)

■ 地震本部(2019)の検討

超巨大地震(東北地方太平洋沖型)については、地震の規模は津波堆積物調査結果を踏まえ、「最も信頼性の高い東北地方太平洋沖地震を代表値として、M9.0程度」とされている。平均発生間隔は約550~600年とされ、これに基づく今後30年以内の発生確率はほぼ0%とされている。

ひとまわり小さいプレート間地震については、茨城県沖でM7.0~7.5の地震が想定され、今後30年以内の発生確率は80%程度とされている。

■ 敷地における地震動評価

地震ハザード評価では、特定震源として2011年東北地方太平洋沖型地震(Mw9.0)を考慮し、平均発生間隔600年の更新過程としており、今後30年以内の発生確率を算定するとほぼ0%となる。

また、領域震源である推本参考モデル(海溝型地震)の茨城県沖におけるG-R式からM7.0~M7.5の地震の今後30年以内の発生確率を算定すると73%であり、特定震源である茨城県沖の地震(繰り返し発生する地震)(M7.0)を含めて考慮すると93%である。

■ 確認結果

2011年東北地方太平洋沖型地震(Mw9.0)については、地震本部(2019)と同様、発生確率はほぼ0%であり、また、茨城県沖のひとまわり小さいプレート間地震についても、地震本部(2019)と同等の発生確率であることから、地震ハザード評価を見直す必要がないと判断した。

地震本部(2019)の将来発生する地震の場所・規模・発生確率

評価対象地震	発生領域	規模	地震発生確率	評価に使用した地震	地震後経過率 <sup>注2</sup>	第二版の評価
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	ほぼ0%	過去約3000年間の5回	0.01	ほぼ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	5~30%	1677年以降の4回	0.52	5~30%
	宮城県沖	M7.9程度	20%程度 <sup>注4</sup>	1793年以降の3回 <sup>注1</sup>	-	ほぼ0%
	青森県東方沖及び 岩手県沖北部	M7.0~7.5程度	90%程度以上	1923年以降の10回 <sup>注1</sup>	-	90%程度
ひとまわり小さい プレート間地震	岩手県沖南部	M7.0~7.5程度	30%程度	1923年以降の1回 <sup>注1</sup>	-	確率未計算
	宮城県沖	M7.0~7.5程度	90%程度 <sup>注4</sup>	1923年以降の6~7回 <sup>注1</sup>	-	本評価で 領域を統合
	宮城県沖の陸寄り (宮城県沖地震)	M7.4前後	50%程度	1897年以降の4回	0.21	不明
	福島県沖	M7.0~7.5程度	50%程度	1923年以降の2回 <sup>注1</sup>	-	10%程度
茨城県沖	M7.0~7.5程度	80%程度 <sup>注4</sup>	1923年以降の5回 <sup>注1</sup>	-	90%程度 以上	
海溝寄りのプレート間 地震(津波地震等)	青森県東方沖から房総 沖にかけての海溝寄り	Mt8.6~9.0 <sup>注3</sup>	30%程度 <sup>注4</sup>	1600年以降の4回 <sup>注1</sup>	-	30%程度
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	60~70% <sup>注4</sup>	1923年以降の3~4回 <sup>注1</sup>	-	確率未計算
海溝軸外側の地震	日本海溝の海溝軸外側	M8.2前後	7% <sup>注4</sup>	1600年以降の1回 <sup>注1</sup>	-	4~7%

<sup>注1</sup> 東北地方太平洋沖地震より後の期間は除いた  
<sup>注2</sup> 地震後経過率=最新発生時期からの経過時間÷平均発生間隔  
 -は時間が経過しても地震の起こりやすさが変わらないと仮定した地震  
<sup>注3</sup> Mtは津波マグニチュード  
<sup>注4</sup> 本評価で評価対象領域・地震を再編したため、場所と規模の範囲が異なり、厳密には第二版と対応しない

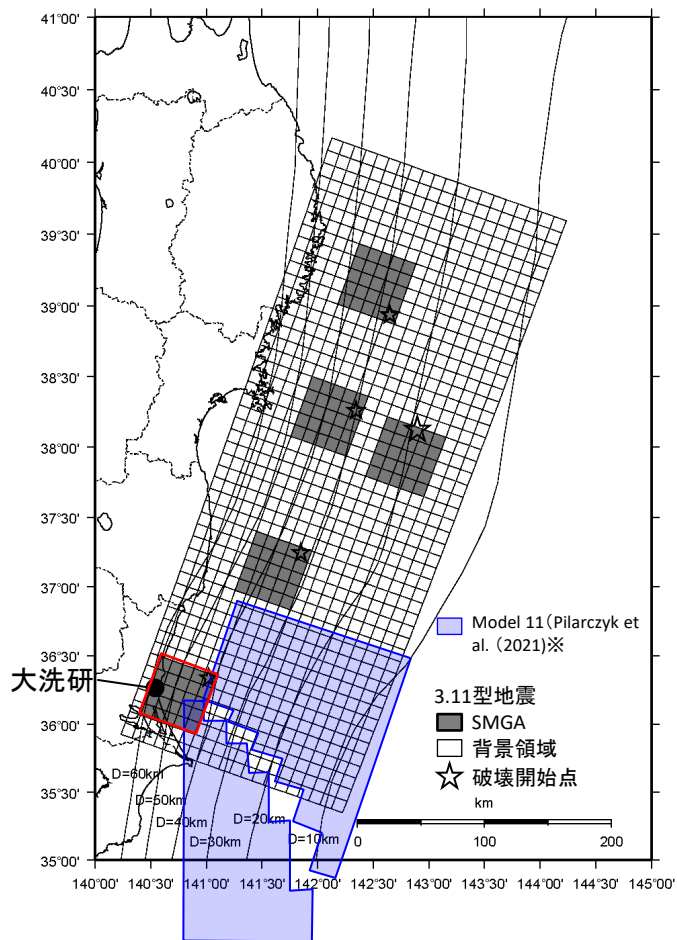
Ⅲランク(高い) :26%以上  
 IIランク(やや高い) :3~26%未満  
 Iランク :3%未満  
 Xランク :不明

地震本部(2019)

地震ハザード評価の茨城県沖の海溝型地震の発生確率

評価対象地震	今後30年以内の発生確率
2011年東北地方太平洋沖型地震	ほぼ0%
推本参考モデル(海溝型地震)茨城県沖	73%
推本参考モデル(海溝型地震)茨城県沖 +茨城県沖の地震(繰り返し発生する地震)	93%

参考3 房総沖の津波波源による影響確認について



モデル11と3.11型地震(SMGA位置の不確かさケース)の震源モデルの比較  
(※3.11型地震の震源モデルに対して文献によるモデル11を加筆)

千葉県九十九里浜地域における津波堆積物調査から、歴史記録にない津波の痕跡が確認されている(Pilarczyk et al.(2021)、産業技術総合研究所(2021))。産業技術総合研究所(2021)によると、この堆積物の分布を再現する津波シミュレーションによりM8クラスの地震が房総半島沖で発生したことが明らかになり、房総半島沖に沈むフィリピン海プレートと太平洋プレートの境界も津波の波源として注意が必要としている。

### 知見に対する影響確認結果

Pilarczyk et al. (2021)に示される浸水域再現モデル(以下、「モデル11」と、プレート間地震の検討用地震である2011年東北地方太平洋沖型地震(以下、「3.11型地震」)の強震動生成域(SMGA)位置の不確かさを考慮した震源モデルを比較した。

- 3.11型地震の地震規模Mw 9.0に対し、モデル11の地震規模はMw8.7であり、3.11型地震の方が地震規模が大きく、断層面積も大きい。
- 敷地の地震動は茨城県沖に想定するSMGAによる影響が大きく、3.11型地震の地震動評価においてはモデル11の震源域よりも敷地に近い位置にSMGAを想定している。

以上のことから、房総沖の津波波源による地震動は、敷地の地震動評価結果に影響を与えないことを確認した。

1. 基準地震動 $S_s$ の策定の概要
  - 1.1 常陽の基準地震動 $S_s$ 策定の概要
  - 1.2 常陽地点における地震動特性の分析
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
  - 3.1 評価の方針
  - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定
  - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討
  - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定
  - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
  - 4.1 プレート間地震
  - 4.2 海洋プレート内地震
  - 4.3 内陸地殻内地震
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. 基準地震動 $S_s$ の策定
7. 基準地震動 $S_s$ の年超過確率の参照

#### 参考資料

- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 房総沖の津波波源による影響確認について

#### 参考文献

# 地下構造評価

- Zhao, D., S. Horiuchi and A. Hasegawa(1992): Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, *Tectonophysics*, vol.212, pp.289-301.
- Zhao, D., A. Hasegawa and S. Horiuchi(1992): Tomographic Imaging of P and S Wave Velocity Structure Beneath Northeastern Japan, *J. Geophys. Res.*, vol.97, No.B13, pp.19,909-19,928.
- Aki, K. and W. H. K. Lee(1976) :Determination of Three-dimensional Velocity Anomalies under a Seismic Array Using First P Arrival Times from Local Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 81, pp.4381-4399.
- 防災科学技術研究所: 日本列島三次元地震波速度構造表示ソフトウェア(2014/7/22更新版), [http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/sokudo\\_kozo/software.php](http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/sokudo_kozo/software.php)
- Masayoshi Yoshimura, Seishi Fujii, Kenji Tanaka, and Ken Morita (1982): On the relationship between P and S-wave velocities in soft rock, *SEG Expanded Abstracts* 1, 143.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C.L. Drake (1970): Seismic Refraction, in “The Sea, Vol.4”, edited by A.E. Maxwell, Wiley Interscience, New York, pp.53-84.
- 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明(1994): 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性: 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, *日本建築学会構造系論文集*, 第462号, pp.79-89.
- Kennett, B. L. N. and E. R. Engdahl (1991): Traveletimes for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, 105, pp.429-465.
- 池浦友則(2009): 鉛直アレー観測点間で相関する地震動成分の地盤伝達関数, *日本地震工学論文集*, 9, pp.65-82.
- 日野幹雄(1977): スペクトル解析, 朝倉書店, 300pp.
- 石田寛(1992): 4 地震観測記録を用いた伝達関数の評価手法に関する検討(構造), *日本建築学会, 研究報告集.構造系*, 63, pp.13-16
- Lawson, C. L. and R. J. Hanson (1974): Solving Least Square Problems., Prentice Hall, Inc., New Jersey, 340pp.
- 大崎順彦(1996): 建築振動理論, 彰国社, pp.157-158.
- 中央防災会議(2004): 地震ワーキンググループ報告書. 中央防災会議首都直下地震対策専門調査会(第12回), 26pp.
- 吉田望, 篠原秀明, 澤田純男, 中村晋(2005): 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*, 28, Paper No.170.



# プレート間地震 (1 / 2)

- 気象庁:地震・火山月報(カタログ編)2013年3月 ほか
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧599-2012,東京大学出版会
- 気象庁・消防庁(2009):震度に関する検討会報告書,平成21年3月
- 村松郁栄(1969):震度分布と地震のマグニチュードとの関係,岐阜大学教育学部研究報告,自然科学,第4巻,第3号,p.168-176
- 勝又譲・徳永規一(1971):震度IVの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応,験震時報,第36巻,第3,4号,p.1-8
- 地震調査研究推進本部(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」,平成24年2月9日変更
- Shizuo Noda, Kazuhiko Yashiro, Katsuya Takahashi, Masayuki Takemura, Susumu Ohno, Masanobu Tohdo, Takahide 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
- 諸井孝文・広谷浄・石川和也・水谷浩之・引間和人・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回年次大会梗概集,p.381-382
- 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,p.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,土木工学会論文集A,Vol.62,No.4,p.740-757
- 長谷川昭・中島淳一・内田直希・弘瀬冬樹・北佐枝子・松澤暢(2010):日本列島下のスラブの三次元構造と地震活動,地学雑誌119(2),190-204,2010
- Naoki Uchida, Toru Matsuzawa, Junichi Nakajima, and Akira Hasegawa (2010):Subduction of a wedge-shaped Philippine Sea plate beneath Kanto,central Japan, estimated from converted waves and small repeating earthquakes,JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 115, B07309, doi:10.1029/2009JB006962, 2010
- 佐竹健治(2013):第197回地震予知連絡会 重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要,地震予知連絡会 会報 第89巻
- 西村卓也(2013):測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング,地震予知連絡会 会報 第89巻
- Thorne Lay, Hiroo Kanamori, Charles J. Ammon, Keith D. Koper, Alexander R. Hutko,Lingling Ye, Han Yue, and Teresa M. Rushing(2012):Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults , JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, B04311, doi:10.1029/2011JB009133, 2012
- 東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014):東日本大震災合同調査報告,共通編1,地震・地震動
- Koketsu,K., Y.Yokota, N.Nishimura, Y.Yagi, S.Miyazaki, K.Satake, Y.Fujii, H.Miyake, S.Sakai, Y.Yamanaka, and T.Okada(2011): A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, Earth and Planetary Science Letters, Volume 310, Issues 3-4, pp.480-487, doi:10.1016/j.epsl.2011.09.009.
- 内閣府(2012):南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告)巻末資料,南海トラフの巨大地震モデル検討会
- Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, and Yuichi Namegaya(2013):Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 TohokuEarthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 103, No. 2B, pp. 1473-1492,doi: 10.1785/0120120122
- Asano, K. and T. Iwata (2012): Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, 64, 1111-1123.

# プレート間地震 (2 / 2)

- Susumu Kurahashi and Kojiro Irikura (2013) : Short-Period Source Model of the 2011 Mw 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 103, No. 2B, pp. 1373-1393, May 2013, doi: 10.1785/0120120157
- 川辺秀憲・釜江克宏 (2013) : 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化, 日本地震工学会論文集 第13 巻, 第2 号(特集号), 2013
- 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ー 日本建築学会構造系論文集 第77巻 第675号, 695-704
- Chihiro Hashimoto, Akemi Noda, Takeshi Sagiya and Mitsuhiro Matsu'ura (2009) : Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, NATURE GEOSCIENCE , VOL. 2 , FEBRUARY 2009
- Loveless, J. P. and B. J. Meade (2015): Kinematic Barrier Constraints on the Magnitudes of Additional Great Earthquakes Off the East Coast of Japan, 202 Seismological Research Letters Volume 86, Number 1 January/February 2015, doi: 10.1785/0220140083
- 釜江克宏・川辺秀憲(2011): 2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)の震源のモデル化(強震動生成域), 日本地球惑星科学連合2011年大会
- 入倉孝次郎・倉橋奨(2011): 2011年東北地方太平洋沖地震の強震動生成域のための震源モデル, 日本地球惑星科学連合2011年大会
- 中央防災会議(2012): 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告)
- 文部科学省 科学技術・学術審議会測地学分科会地震火山部会(2013): 「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成24年度 年次報告(成果の概要)
- 海洋研究開発機構(2012) : 東北地方太平洋沖地震, 震源域南限の地下構造, プレスリリース.
- Shinohara, M., T. Yamada, K. Nakahigashi, S. Sakai, K. Mochizuki, K. Uehira, Y. Ito, R. Azuma, Y. Kaiho, T. No, H. Shiobara, R. Hino, Y., Murai, H. Yakiwara, T. Sato, Y. Machida, T. Shinbo, T. Isse, H. Miyamachi, K. Obana, N. Takahashi, S. Kodaira, Y. Kaneda, K. Hirata, S., Yoshikawa, K. Obara, T. Iwasaki, and N. Hirata (2011): Aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by using ocean bottom seismometer network, Earth Planets Space, 63, pp.835-840.
- Naoki Uchida, Junichi Nakajima, Akira Hasegawa, Toru Matsuzawa (2009) : What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone, Earth and Planetary Science Letters 283 (2009) 111-121
- 長谷川昭・中島淳一・内田直希・海野徳仁 (2013) : 東京直下に沈み込む2枚のプレートと首都圏下の特異な地震活動, 地学雑誌, 122(3)398-417, 2013, doi:10.5026/jgeography.122.398
- 中央防災会議(2013) : 首都直下地震モデル検討会「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」, 平成25年12月
- 田島礼子・松元康広・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, 地震, 第2輯, 第66巻(2013), p 31-45
- 中央防災会議(2012): 南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)強震断層モデル編 ー強震断層モデルと震度分布についてー, 平成24年8月29日
- 壇一男・石井やよい・宮腰淳一・高橋広人・護雅史・福和伸夫(2014) : マグニチュード9クラスのプレート境界地震による強震動と津波の予測のための統一断層モデルの設定方法, 第14 回日本地震工学シンポジウム(2014)
- 入倉孝次郎(2012): 海溝型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(2012)
- Jessica E. Pilarczyk, Yuki Sawai, Yuichi Namegaya, Toru Tamura, Koichiro Tanigawa, Dan Matsumoto, Tetsuya Shinozaki, Osamu Fujiwara, Masanobu Shishikura, Yumi Shimada, Tina Dura, Benjamin P. Horton, Andrew C. Parnell, Christopher H. Vane (2021) : A further source of Tokyo earthquakes and Pacific Ocean tsunamis, Nat. Geosci. 14, 796-800 (2021). <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00812-2>
- 産業技術総合研究所(2021) : [https://www.aist.go.jp/aist\\_j/press\\_release/pr2021/pr20210903/pr20210903.html](https://www.aist.go.jp/aist_j/press_release/pr2021/pr20210903/pr20210903.html)

# 海洋プレート内地震

- 気象庁:地震・火山月報(カタログ編)2013年3月 ほか
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧599-2012,東京大学出版会
- 気象庁・消防庁(2009):震度に関する検討会報告書,平成21年3月
- 村松郁栄(1969):震度分布と地震のマグニチュードとの関係,岐阜大学教育学部研究報告,自然科学,第4巻,第3号,168-176
- 勝又譲・徳永規一(1971):震度IVの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応,験震時報,第36巻,第3,4号,1-8
- 中央防災会議(2004):首都直下地震対策専門調査会(第12回)「地震ワーキンググループ報告書」,平成16年11月17日
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009):「全国地震動予測地図」
- Shizuo Noda, Kazuhiko Yashiro, Katsuya Takahashi, Masayuki Takemura, Susumu Ohno, Masanobu Tohdo, Takahide 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
- 佐藤智美(2000):観測記録に基づく地震波放射特性の周波数依存性の分析とモデル化に関する検討,日本建築学会大会学術講演梗概集,157-158
- Toshimi Satoh(2002):Empirical Frequency-Dependent Radiation Pattern of the 1998 Miyagiken-Nanbu Earthquake in Japan, Bull.Seismol.Soc.Am, Vol.92, No.3, p.1032-1039
- 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,2003年12月
- 長谷川昭・中島淳一・内田直希・弘瀬冬樹・北佐枝子・松澤暢(2010):日本列島下のスラブの三次元構造と地震活動,地学雑誌119(2),190-204 2010
- Naoki Uchida, Toru Matsuzawa, Junichi Nakajima, and Akira Hasegawa (2010): Subduction of a wedge-shaped Philippine Sea plate beneath Kanto,central Japan, estimated from converted waves and small repeating earthquakes,JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 115, B07309, doi:10.1029/2009JB006962, 2010
- 中央防災会議(2013):首都直下地震モデル検討会「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」,平成25年12月
- 東京大学地震研究所,(独)防災科学技術研究所,京都大学防災研究所(2012):文部科学省委託研究 首都直下地震防災・減災特別プロジェクト 総括成果報告書,平成24年3月
- 萩原尊禮(1982):古地震-歴史史料と活断層からさぐる-
- 熊原康博(2013):関東平野北部の活断層“太田断層”の認定と周辺の古地震・地盤災害との関係,2013年日本地理学会春季学術大会公開シンポジウム
- 田中広明(2014):弘仁地震の被害と復興,そして教訓,学術の動向 2014年 09月
- 地震調査研究推進本部(2015):関東地域の活断層の長期評価(第一版),平成27年4月24日
- 長谷川昭・中島淳一・内田直希・海野徳仁(2013):東京直下に沈み込む2枚のプレートと首都圏下の特異な地震活動,地学雑誌,122(3)398-417, 2013, doi:10.5026/jgeography.122.398
- 石辺岳男・西山昭仁・佐竹健治・島崎邦彦(2009):南関東で発生したM7級地震に対する既往研究とデータの収集-1921年茨城県南部の地震,1922年浦賀水道付近の地震および1987年千葉県東方沖地震-,地震研究所彙報,Vol.84(2009),pp.183-212
- 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭(2008):Double-Difference Tomography法による関東地方の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定,地震第2輯,第60巻(2008)123-138頁
- 笹谷努・森川信之・前田宜浩(2006):スラブ内地震の震源特性,北海道大学地球物理学研究報告,Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan, No. 69, March 2006, pp. 123-134

# 内陸地殻内地震 (1 / 2)

- 地震調査研究推進本部(2016):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
- 地震調査研究推進本部(2009):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
- 気象庁:地震年報2012年版他
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧599-2012, 東京大学出版会
- 気象庁・消防庁(2009):震度に関する検討会報告書, 平成21年3月
- 村松郁栄(1969):震度分布と地震のマグニチュードとの関係, 岐阜大学教育学部研究報告, 自然科学, 第4巻, 第3号, 168-176
- 勝又譲・徳永規一(1971):震度Ⅳの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応, 験震時報, 第36巻, 第3, 4号, 1-8
- 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, p.269-283
- Shizuo Noda, Kazuhiko Yashiro, Katsuya Takahashi, Masayuki Takemura, Susumu Ohno, Masanobu Tohdo, Takahide 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/SAE04-017
- 三浦誠一・小平秀一・仲西理子・鶴哲郎・高橋成実・金田義行(2000):エアガンー海底地震計データによる日本海溝・福島沖前弧域の地震波速度構造, JAMSTEC深海研究, 第16号
- Dapeng Zhao, Shigeki Horiuchi, Akira Hasegawa(1992): Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, Tectonophysics 212
- Akio Katsumata(2010): Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by travelttime analysis, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.115, B04303, doi:10.1029/2008JB005864, 2010
- Akiko Tanaka, Yuzo Ishikawa(2005): Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness: The Japanese islands case study, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 152
- 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ー臨時余震観測に基づく震源分布と速度構造ー, 電力中央研究所報告N11048, 平成24年4月
- Aitaro Kato, Toshihiro Igarashi, Kazushige Obara, Shinichi Sakai, Tetsuya Takeda, Atsushi Saiga, Takashi Iidaka, Takaya Iwasaki, Naoshi Hirata, Kazuhiko Goto, Hiroki Miyamachi, Takeshi Matsushima, Atsuki Kubo, Hiroshi Katao, Yoshiko Yamanaka, Toshiko Terakawa, Haruhisa Nakamichi, Takashi Okuda, Shinichiro Horikawa, Noriko Tsumura, Norihito Umino, Tomomi Okada, Masahiro Kosuga, Hiroaki Takahashi, Takuji Yamada(2013): Imaging the source regions of normal faulting sequences induced by the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 40, 1-6, doi:10.1002/GRL.50104, 2013
- 芝良昭・野口科子(2012): 広帯域地震動を規定する震源パラメータの統計的特性ー震源インバージョン解析に基づく検討ー, 電力中央研究所報告, 研究報告N11054
- 引間和人(2012): 2011年4月11日福島県浜通りの地震(Mj7.0)の震源過程ー強震波形と再決定震源による2枚の断層面の推定ー, 地震, 第2輯, 第64巻(2012)243-256頁
- Miho Tanaka, Kimiyuki Asano, Tomotaka Iwata, Hisahiko Kubo(2014): Source rupture process of the 2011 Fukushima-ken Hamadori earthquake: how did the two subparallel faults rupture?, Earth, Planets and Space 2014, 66:101
- Aitaro Kato, Shin'ichi Sakai, and Kazushige Obara(2011): A normal-faulting seismic sequence triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: Wholesale stress regime changes in the upper plate, Earth Planets Space, 63, 745-748, 2011

## 内陸地殻内地震 (2 / 2)

- Kazutoshi Imanishi, Ryosuke Ando, and Yasuto Kuwahara (2012) Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 39, L09306, doi:10.1029/2012GL051491, 2012
- 気象庁 (2016) : 4月11日福島県浜通りの地震－近地強震波形による震源過程解析 (暫定)－, 気象庁ホームページ, 2016/01/15更新
- Hemphill-Haley, M.A. and R. J. Weldon II (1999) : Estimating prehistoric earthquake magnitude from point measurements of surface rupture, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 89 no. 5, pp. 1264-1279.
- I. Manighetti, M. Campillo, C. Sammis, P. M. Mai, G. King (2005): Evidence for self-similar, triangular slip distributions on earthquakes: Implications for earthquake and fault mechanics, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL.110, B05302, doi:10.1029/2004JB003174, 2005
- 糸井達哉・翠川三郎・鬼頭順三・三浦弘之・内山泰生・坂本成弘 (2009) : 統計的グリーン関数法で評価した地殻内地震の応答スペクトルのバラツキ, 日本地震工学会論文集 第9巻, 第1号, 2009
- 平田直・佐藤比呂志 (2007) : 2007年能登半島地震の意味 防災のための活断層の考え方, 科学, 2007年6月号
- 佐藤智美・堤英明 (2012) : 2011年福島県浜通り付近の正断層の地震の短周期レベルと伝播経路・地盤増幅特性, 日本地震工学会論文集 第12巻, 第7号, 2012
- 岩切一宏・川添安之・長谷川嘉臣 (2014) : 地震波形を用いた気象庁の震源過程解析－解析方法と断層すべり分布のスケーリング則－, 験震時報 第78巻, 65～91頁, 2014
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵 (2001) : シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110(6), 849-875
- 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, *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
- 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
- 日本電気協会 (2016) : 原子力発電所耐震設計技術指針

# 震源を特定せず策定する地震動（1 / 3）

- 原子力規制委員会(2013): 基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド
- 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, pp.46-86.
- 日本電気協会(2008): 原子力発電所耐震設計技術指針
- Noda, S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo, and T. Watanabe (2002): RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations Between Seismological DATA and Seismic Engineering, Oct. 16-18, Istanbul.
- 気象庁(2008): 平成20年6月地震・火山月報(防災編), 特集「平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震」について
- 気象庁(2008): 地震月報(カタログ編), 資料, 地震, 主な地震の初動発震機構解, 2008年6月
- 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>
- 鈴木亘・青井真・関口春子(2010): 強震記録から見た平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震の震源過程, 防災科学技術研究所主要災害調査, 第43号, pp.11-18.
- 気象庁(2000): 平成12年10月地震・火山月報(防災編), 特集2.平成12年(2000年)鳥取県西部地震
- 気象庁: 震度データベース, <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.php>
- 国土地理院(2000): 平成12年10月6日鳥取県西部地震の断層運動を解明, <http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2000-1007-2.htm>
- 池田隆明・釜江克宏・三輪滋・入倉孝次郎(2002): 経験的グリーン関数法を用いた2000年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第561号
- 産業技術総合研究所: 地質図Navi
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター(編)(2012): 20万分の1日本シームレス地質図
- 新安全設計基準に関する検討チーム(2013)
- 防災科学技術研究所(1982): 5万分の1地すべり地形分布図第1集「新庄・酒田」図集, 防災科学技術研究所研究資料, 第69号
- (社)東北建設協会(2006): 東北地方デジタル地質図GIS版
- 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, pp.1-11
- 鈴木康弘・渡辺満久・中田高・小岩直人・杉戸信彦・熊原康博・廣内大助・澤祥・中村優太・丸島直史・島崎邦彦(2008): 2008年岩手・宮城内陸地震に関わる活断層とその意義—関市巖美町付近の調査速報—, 活断層研究, 29号, pp.25-34
- 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—震源過程及び活断層評価への示唆—, 地震第2輯, 第62巻, pp.153-178

## 震源を特定せず策定する地震動（2 / 3）

- 日本の地質増補版編集委員会(2005):日本の地質 増補版
- 岡田篤正(2002):山陰地方の活断層の諸特徴, 活断層研究, 22, (松田時彦先生古稀記念号), pp.17-32
- 伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・宍倉正展・井村隆介・小松原琢・佐々木俊法(2001):2000年鳥取県西部地震の地震断層調査, 活断層・古地震研究報告, No.1, pp.1-26
- 青柳恭平・阿部信太郎・宮腰勝義・井上大栄・津村紀子(2004):2000年鳥取県西部地震の余震分布と地形・地質との関係ー内陸地震の ასპერリティ予測に向けてー, 研究報告:N04009, 電力中央研究所報告
- 本多亮・平松良浩・河野芳輝(2002):2000年鳥取県西部地震震源域の重力異常とそれから見た震源断層の特徴, 地震第2輯, 第55巻, pp.83-88
- 井上大栄・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹(2002):2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, 地震第2輯, 第54巻, pp.557-573
- 産業技術総合研究所(2004):AIST Today, Vol.4, No.12, 特集 火山 噴火と恵み
- 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, pp.389-406
- Imanishi, K., R. Ando, and Y. Kuwahara (2012):Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, Geophysical Research Letters, Vol. 39, L09306.
- 防災科学技術研究所(2013):ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 総括成果報告書, 平成25年5月
- Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada(2000):Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan, Pure appl. geophys., 157, pp.2303-2322.
- 西村卓也(2014):山陰地方のGNSSデータに認められるひずみ集中帯, 日本地球惑星科学連合2014年大会, SSS31-06
- 西村卓也(2015):山陰地方のひずみ集中帯, 鳥取県地震防災調査研究委員会第1回被害想定部会, 資料1
- 行竹洋平・武田哲也・吉田明夫(2012):P 波初動極性と実体波振幅値を用いた日本内陸域における微小地震メカニズム解決定, 神奈川県温泉地学研究所報告, 第44 巻, pp.39-46
- 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ー臨時余震観測に基づく震源分布と速度構造ー, 電力中央研究所研究報告N11048, 平成24年4月
- 気象庁(2004):2004年12月14日14時56分の留萌支庁南部の地震について, 報道発表資料, 平成16年12月14日
- 気象庁(2005):平成16年12月の地震活動及び火山活動について, 報道発表資料, 平成17年1月11日
- 地震調査研究推進本部:平成17年1月12日,2004年12月の地震活動の評価,12月14日留萌支庁南部の地震,  
<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05jan/p04.htm>
- 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, 第523号, pp.63-70

# 震源を特定せず策定する地震動（3 / 3）

- 狐崎長琅・後藤典俊・小林芳正・井川猛・堀家正則・斉藤徳美・黒田徹・山根一修・奥住宏一(1990):地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定, 自然災害科学, Vol.9, No.3, pp.1-17
- 気象庁報道発表資料,平成23年3月19日20時40分,「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震」について(第22報)
- 気象庁(2011):平成23年3月地震・火山月報(防災編)
- 気象庁(2013):平成25年2月25日16時23分頃の栃木県北部の地震について, 報道発表資料, 平成25年2月25日
- 気象庁:平成25年2月地震・火山月報(防災編)
- 引間和人(2015):2013年栃木県北部の地震の震源域におけるKiK-net観測点を用いたサイト・伝播特性に関する検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2分冊, pp.51-52
- 気象庁(2011):平成23年7月5日19時18分頃の和歌山県北部の地震について, 報道発表資料, 平成23年7月5日
- 気象庁(2011):平成23年7月, 地震・火山月報(防災編)
- 和歌山県(2015):地域防災計画基本計画編(平成27年度修正)
- 気象庁(2011):平成23年3月12日03時59分頃の長野県北部の地震について, 報道発表資料, 平成23年3月12日
- 気象庁(2011):平成23年3月, 地震・火山月報(防災編)
- 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書, 2012年1月27日
- Boore, D. M.(2016):Determining Generic Velocity and Density Models for Crustal Amplification Calculations, with an Update of the Boore and Joyner (1997) Generic Site Amplification for  $V_s(Z)=760\text{m/s}$ , Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.106, No.1, pp.316-320
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake (1970):Seismic refraction, in The Sea, Vol.4, edited by A. E. Maxwell, Wiley-Interscience, New York, pp.53-84.
- ShizuoNoda, Kazuhiko Yashiro, Katsuya Takahashi, Masayuki Takemura, Susumu Ohno, Masanobu Tohdo, TakahideWatanabe. RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES. OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis, Istanbul, 16-18 October, 2002.
- 日本電気協会(2015):原子力発電所耐震設計技術指針、JEAG4601-2015.
- 加藤研一、武村雅之、八代和彦(1998):強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域特性、地震第2輯、51巻、123-138.
- 震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム(2019):全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」に関する検討報告書、令和元年8月7日.
- 震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム(2019):全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」に関する検討報告書 参考資料標準応答スペクトルに係る検討について、令和元年8月7日.



# 基準地震動Ssの策定

- 原子力規制委員会(2013): 基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド
- 中央防災会議(2013): 首都直下地震モデル検討会「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」, 平成25年12月
- 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, pp.46-86.
- 日本電気協会(2008): 原子力発電所耐震設計技術指針
- S. Noda, K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo, and T. Watanabe (2002): RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations Between Seismological DATA and Seismic Engineering, Oct. 16-18, Istanbul.
- 司宏俊・瀬瀬一起・三宅弘恵・翠川三郎(2011): 超巨大地震への地震動最大値距離減衰式の適用についてー2011年東北地震と海外の超巨大地震の観測データに基づく検討ー, 日本地震学会講演予稿集, 2011年, p.63
- 中央防災会議(2012): 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告), 平成24年3月31日
- 気象庁(2012): 気象庁技術報告, 第133号

# 基準地震動Ssの年超過確率の参照

- 日本原子力学会(2015):日本原子力学会標準, 原子力発電所に対する地震を起因とした確率論的リスク評価に関する実施基準:2015.
- 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(2012):「今後の地震動ハザード評価に関する検討～2011年・2012年における検討結果～」.
- 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.
- Shizuo Noda, Kazuhiko Yashiro, Katsuya Takahashi, Masayuki Takemura, Susumu Ohno, Masanobu Tohdo, Takahide 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.
- 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.
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧 599-2012, 東京大学出版会.
- 地震調査研究推進本部(2009a):「全国地震動予測地図」, 技術報告書.
- 地震調査研究推進本部(2011):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.
- 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, pp.269-284.
- 奥村俊彦・石川裕(1998):活断層の活動度から推定される平均変位速度に関する検討, 土木学会第53回年次学術講演会講演概要集, 第1部(B), pp.554-555.
- 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, pp.211-228.
- 地震調査研究推進本部(2009b):三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価の一部改訂について